GEOLOGICKÉ PRÁCE

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA BRATISLAVA

ZPRÁVY 24

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA

BRATISLAVA 1962

1 B 19 a -



23 - Kčs

377/1962

kis 23
377/62
B2

OBSAH

1. Trdlička Zd.: Mineralogicko-geochemický výzkum mastku a polymetalického zrudnění na ložiskách magnesitu na Slovensku 5
2. Abonyi — Abonyiová: Geologické pomery karbónu medzi Turčokom a Ochtinou so zameraním na magnezitové ložiská (tab. VI—VII) 71
3. Klír St.: Hydrogeologie slovenských magnesitových ložisek v karbonu gemerid (tab. V) 97
4. Kamenický J.: K existencii porfyroidov v tatroveporidnom kryštaliniku Západných Karpát (tab. VIII—IX) 123
5. Kamenický J.: Geologicko-petrografické pomery kersantitov Nízkych Tatier (tab. X) 135
6. Rakus M.: Amonity červených hľuznatých vápencov manínskej série (tab. XI—XII) 143
7. Samuel O.: Mikrobiostratigrafické pomery kriedových sedimentov vnútorného bradlového pásma v okolí Beňatíny (tab. 1—13) 153
8. Salaj J.: Mikrobiostratigrafia danu gosauskej kriedy a centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny 199
9. Němejc F.: Paleofloristické výzkumy v hnědouhelné oblasti modrokamenské . 205
10. Schmidt Z.: Rangifer tarandus z würmskej terasy Tuhárskeho potoka v Lučenci (tab. XIII—XIV) 209
11. Adam Z.: Několik poznámek ke geologické interpretaci seismického měření . . 215
12. Dlabač M.: Několik geologických poznatků z Podunajské nížiny, získaných reflexněseismickým měřením 227
13. Krajčovič S.: O telúrickom anomálnom poli kruhového válca 237

INHALT

1. Trdlička Z.: Mineralogisch-geochemische Studien des Talkes und der polymetallischen Vererzung in den Magnesitlagerstätten der Slowakei (Taf. I—IV) . . 5
2. Abonyi—Abonyiová: Geologische Verhältnisse zwischen den Gemeinden Turčok und Ochtiná unter Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten 71
3. Klír S.: Hydrogeologie der slowakischen Magnesitlagerstätten im gemeriden Karbon 97
4. Kamenický J.: Zur Frage der Existenz der Porphyroide im tatraveporiden Kristallin der Westkarpaten 123
5. Kamenický J.: Geologisch-petrographische Verhältnisse der Kersantite in der Niederen Tatra 135
6. Rakus M.: Die Ammonitenfauna aus den roten knolligen Kalken der Manín-Serie 143
7. Samuel O.: Microbiostratigraphic Situation in Cretaceous Sediments of Klippeszone in Vicinity of Beňatína 153
8. Salaj J.: Mikrobiostratigraphie des Dan der Gossau-Kreide und Zentralpaleogens am Hügellande Myjavská Pahorkatina 199
9. Němejc F.: Paleofloristic Investigations in the Lignite Area of Modrý Kameň 205
10. Schmidt Z.: Rangifer tarandus aus der Würmterrasse des Tuhár-Baches in Lučenec 209
11. Adam Z.: Einige Bemerkungen zu der geologischen Interpretation der seismischen Messungen 215
12. Dlabač M.: Einige durch Reflexions-seismische Messung erworbene geologische Erkenntnisse aus der Donau-Tiefebene 227
13. Krajčovič S.: Vom tellurischen Anomalfeld des Kreiszylinders 237

ZDENĚK TRDLIČKA

MINERALOGICKO-GEOCHEMICKÝ VÝZKUM MASTKU A POLYMETALICKÉHO ZRUDNĚNÍ NA LOŽISKÁCH MAGNESITU NA SLOVENSKU

(Německé resumé, tab. I—IV)

ÚVOD

Ložiska mastku, vázaná na severní a jižní pruh metasomatických magnesitů na Slovensku, byla až dosud zpracována hlavně po geologicko-petrografické stránce. Při tom byla zaměřena pozornost převážně na severní magnesitový pruh, který obsahuje největší akumulace mastku. Sem patří předně práce J. Šufa (1937, 1938), popisující okolí Hnúšti a Kokavy. Detailní geologicko-petrografickou studii o mastkových ložiskách okolí Hnúšti podal teprve M. Kužvart (1955 A), od něhož pochází také práce o termické dehydrataci mastku z téže oblasti (1955 B). Vedle těchto hlavních prací existuje řada výročních, dílčích a závěrečných zpráv průzkumných podniků (ZSRP) a Ústavu nerostných surovin (Ústavu pro výzkum rud). Z úseku Hnúšťa—Mútnik jsou to zprávy I. Čillíka (1954), I. Čillíka, Sv. Gavory (1957), J. Kluberta (1958) a Zd. Trdličky (1958 A). Poslední se (1958 B) zaměřil na ložisko Samo. Podrobnější práce o ložisku Hačava podali J. Klubert, J. Čillík (1955) a J. Vtělenský (1955). Z jižního magnesitového pruhu byla zaměřena pozornost hlavně na mastkové ložisko Kohútik u Jelšavy (I. Čillík, Sv. Gavora, 1955; O. Hašlar, 1955; J. Klubert, I. Čillík 1955; M. Kužvart 1957). Mastek z některých dalších magnesitových ložisek jižního pruhu je popisován z Ratkovské Suché (F. Ulrich, 1933), ze Sirku (R. Ševčík 1957), z okolí Jelšavy (Tatarská hora — J. Šuf 1935; Dúbrava — E. Cabicarová 1954, K. A. Redlich 1934, J. Gula 1957 B; Jedľovec — K. A. Redlich 1934) a z ložiska Ochtiná (F. Ulrich 1933, A. Abonyi 1957). Všeobecně jsou ložiska mastku charakterisována v publikacích J. Stejskala (1931) a Vl. Čecha (1951).

Doposud však nebyla věnována širší pozornost obsahu mikroelementů v mastku, a jeho rozšíření, hlavně na jižním magnesitovém pruhu, ani sulfidickému zrudnění na ložiskách mastku a magnesitu na Slovensku. K dispozici jsou pouze zmínky o lokálních, většinou sporadických výskytech sulfidů na ložiskách mag-

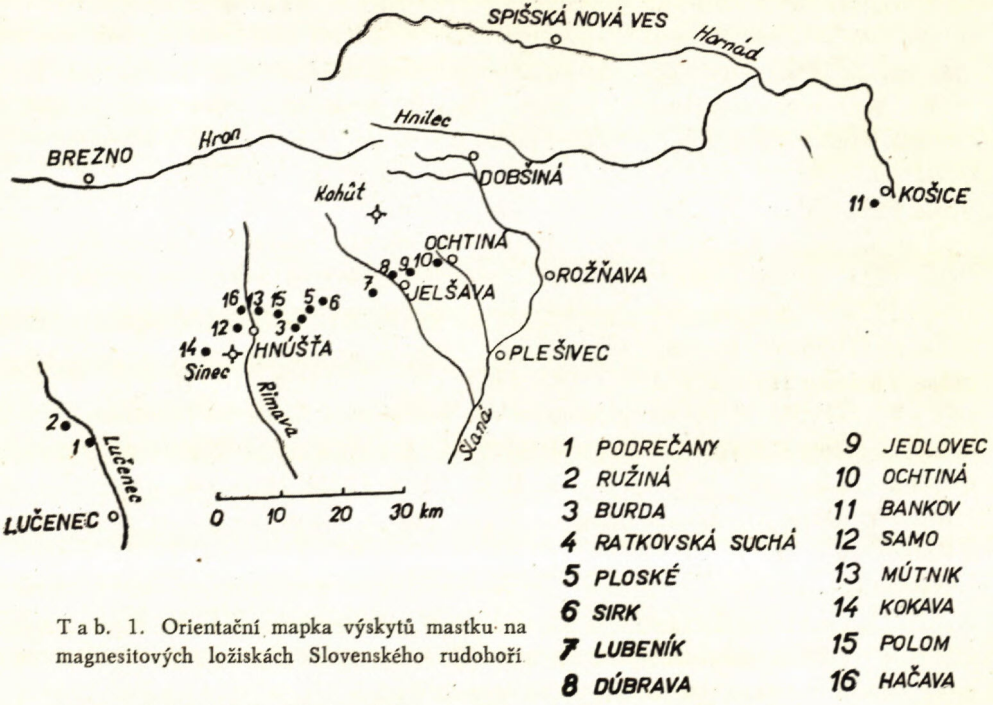
nesitu, případně magnesitu a mastku (F. Ulrich 1933; K. A. Redlich 1934; J. Šuf 1937, 1938; Kužvart 1954, 1955a, 1957; E. Cabicarová 1954; J. Vtělenský 1955; M. Ťapák 1956; St. Klír 1957; R. Ševčík 1957; J. Guľa 1957a, b; A. Abonyi 1957). Mineralogicko-chemicky sulfidy severního magnesitového pruhu popisují Zd. Trdlička (1958a, b, 1960a) a Zd. Trdlička — J. Losert (1961).

Mastky a sulfidy jsou popisovány z těchto lokalit:

A. Severní magnesitový pruh: Kokava, Samo, Mútnik, Polom, Hačava, Ratkovské Bystré. Výskyty mastku-Sinec a Roháčka, uváděné M. Kužvartem (1955 a), nebyly pro svou malou rozlohu a značnou zašlost studovány.

B. Jižní magnesitový pruh: Podrečany, Ružiná (+ Divín), Burda, Ratkovská Suchá, Ploské, Sirk, Lubeník, Dúbrava, Kohútik (jv od Dúbravy), Jedlovec, Veľká Šteť, Ochtiná, Bankov. Lokality Cinobaňa a Poproč nebyly zahrnuty do výzkumu pro značný stupeň supergenního rozkladu magnesitových těles. Výskyty mastku v Kavečanech a Košické Belé, zpracovává B. Zorkovský z Vys. školy báňské v Košicích.

Lokalisace těchto ložisek (vyjma Ratkovské Bystré a Veľké Šteti a Kohútiku) je na tab. 1.



Tab. 1. Orientační mapka výskytů mastku na magnesitových ložiskách Slovenského rudohoří

Ze zpracovávaných ložisek jsou dodnes v provozu (těžbě) nebo průzkumu:

A. Kokava, Samo, Mútnik,

B. Podrečany, Ružiná, Burda, Ploské, Sirk, Lubeník, Dúbrava, Kohútik, Jedlovec, Veľká Šteť, Ochtiná, Bankov.

Ostatní lokality jsou opuštěny; z tohoto důvodu bylo možno odebrat vzorky na ložisku Polom, Hačava, Ratkovská Suchá a Ratkovské Bystré pouze z hald.

Lokalisace vzorků odebraných ze štol

Mútnik, štola Nižná (3. 7. 1958):

číslo vzorku: 516 — rozrážka na JV od měř. b. 159, jižní blok
517 — rozrážka na JV od měř. b. 159, jižní blok
518 — rozrážka na SZ od měř. b. 159, jižní blok
519 — hlavní štola, 10 m před měř. b. 174
520 — čelba
521 — čelba
522 — 13 m od komína na JZ
523 — 23 m od komína na SV
524 — kříž 13 m od měř. b. 116 na JV
525 — kříž 13 m od měř. b. 116 na JV
528 — 5 m od za měř. b. 91
529 — 10 m za měř. b. 91

Mútnik, štola Svätopluk: (3. 7. 1958).

číslo vzorku: 534 — chodba mezi měř. b. 127 a 128, pravý bok štoly
535 — čelba 10 m za měř. b. 129
536 — čelba, pracoviště 23, 11 m nad štolou,nadloží magnesitové čočky
537 — pracoviště 25 A, 10 m nad štolou, nadloží magnesitového tělesa
538 — pracoviště 25, asi 10 m nad štolou
539 — asi 10 m nad štolou, sv. od měř. b. 77 a.

Samo I. (4. 7. 1958).

číslo vzorku: 540 — pracoviště č. 2
541 — pracoviště č. 4, čelba
542 — pracoviště č. 3, čelba
543 — pracoviště č. 1.
544 — mezipatro, pracoviště č. 5
545 — mezipatro, pracoviště č. 5

Samo II. (4. 7. 1958).

číslo vzorku: 546 — pracoviště č. 6
547 — chodba vpravo západně od měř. b. 119
548 — pracoviště č. 7, 5 m nad štolou
549 — pracoviště č. 7, 5 m nad štolou
598 — pracoviště č. 7, 5 m nad štolou

Kokava, štola Dolná (5. 7. 1958).

číslo vzorku: 584 — pracoviště č. 1, 2 m nad hlavní štolou
585 — pracoviště č. 1, 2 m nad hlavní štolou
586 — pracoviště č. 1, 2 m nad hlavní štolou
587 — mezi pracovištěm č. 3 a 4, 20 m od pracoviště č. 3, 4 m nad hlavní štolou
588 — pracoviště č. 4, 4 m nad hlavní štolou
589 — pracoviště č. 5, 4 m nad hlavní štolou, čelba
590 — pracoviště č. 1, 4 m nad hlavní štolou
597 — pracoviště č. 3, 4 m nad hlavní štolou

Štola Cerberus (2. 7. 1958): (severně od ložiska Mútnik):
35 m od ústí štoly — žíla křemen-dolomitová se sulfidy

Kohútik, štola (13. 9. 1958)

číslo vzorku: 646 — 8 m východně od čelby, pravý bok chodby
647 — 12 m východně od čelby, 15 m záp. od měř. b. 27 (pravý bok chodby)
648 — 12 m východně od čelby, 15 m záp. od měř. b. 27 (pravý bok chodby)
649, 650, 651, 652, 653 — severně od měř. b. A 2 (20 m), pravý bok chodby
654 — u měř. b. P 6, levý bok chodby
655 — za měř. z. 37 (asi 6 m směrem k měř. b. 38)

Pro přehlednost jsou mastková ložiska dělena podle M. Kužvarta (1954) na severní a jižní pruh. Tentýž autor podal ve svých pracích v roku 1954, 1955 (A) a 1957 detailní geologickou a petrografickou charakteristiku jednotlivých ložisek, z nichž byl zpracováván studovaný materiál. Jelikož tyto geologické názory, včetně názorů dalších autorů, byly v poslední době v některých otázkách pozměněny (viz. D. Andrusov, 1958, 1959, 1960), a geologické, tektonické a stratigrafické otázky nebyly předmětem této práce, která má vysloveně mineralogicko-chemický charakter, odkazuji na uvedené autory.

Mastek tvoří v magnesitových tělesech nepravidelné, čočkovité nebo žilné útvary (např. Mútnik, Samo, Sirk, Kohútik), které často přecházejí do jemných sítiv až drobných impregnací. Podle toho se také řídí i mocnost mastkových akumulací od decimetrů až k centimetrům.

Zastoupení mastku na jednotlivých ložiskách demonstruje tab. 2.

Severní magnesitový pruh	Jižní magnesitový pruh	
KOKAVA	PODREČANY	DÚBRAVA
SAMO	RUŽINÁ - DIVÍN	KOHÚTIK
MÚTNIK	RATKOVSKÁ SUCHÁ	JEDLOVEC
POLOM	PLOSKÉ	OCHTINÁ
HAČAVA	SIRK	BANKOV
RATKOVSKÉ BYSTRÉ	LUBENÍK	

Tab. 2. Vysvětlivky viz tab. 16.

MINERALOGICKO-PETROGRAFICKÝ POPIS MASTKU

Mastek je koncentrován na ložiskách magnesitu v průběhu celého severního magnesitového pruhu; jeho větší akumulace nacházíme v okolí Jelšavy (Kohútik) a na ložisku Sirk. Na těchto ložiskách representuje mastek podstatnou část mag-

nesitové rudniny a místy dokonce nad magnesitem značně převládá. Na ostatních ložiskách magnesitu jižního magnesitového pruhu se řadí mezi podřadné až akcesorické složky.

Fysikálně-chemické vlastnosti mastku určují dva faktory: a) „čistota" mastku, tzn. množství přítomného, znečisťujícího chloritu (typ klinochlor — leuchtenbergit), karbonátu, křemene nebo pyritu; b) agregace mastku.

a) Různý obsah chloritů v mastku způsobuje rozmanité barevné přechody a odstíny od čistého, bílého mastku (zv. elektrokeramického) až k šedým až tmavě šedozeleným varietám technického mastku.

Podle tohoto faktoru jsou také klasifikovány různé druhy mastku (viz. M. Kužvart, 1955 A, B). Elektrokeramický mastek je čistě bílý až nazelenalý, často se šedými skvrnami (akumulace chloritu). Přibýváním chloritu v mastku vzniká celá řada různých variet technického mastku: mastek-chlorit-mastková břidlice („sivý mastek")-klinochlorová břidlice („tmavý glimmer").

„Sivý mastek" obsahuje vyšší podíl klinochloru (leuchtenbergitu), který ve „tmavém glimmeru" převládá nad mastkem (až 95 %; M. Kužvart, 1955 A, B).

„Světlá slída" („světlý glimmer") je bílá, až světle šedá, silně drobivá, měkká směs mastku, leuchtenbergitu a minerálů ze skupiny illitu.

Bílý a bělošedý mastek, nacházející se zpravidla uvnitř magnesitového tělesa, neobsahuje buď vůbec chlorit nebo jeho přítomnost je zcela nepatrná (vznik nazelenalého nádechu).

Šedý až tmavě šedý mastek (včetně různých barevných odstínů) spadá, jak bylo uvedeno, do kategorie technického mastku. Jeho prvý stupeň — „sivý mastek" — tvoří v magnesitu obyčejně vložky konkordantně situované s průběhem tělesa; lemuje ale také čočkovitá tělesa magnesitu ve značných mocnostech (např. na ložisku Mútnik a Samo). Často byl pozorován přechod od magnesitu přes bílý mastek až do „sivého mastku". „Tmavý glimmer" reprezentuje již přechod od vlastního mastek-magnesitového ložiska do okolních biotit-chloritických rul; tento přechod je opět velmi patrný na ložisku Mútnik a Samo (M. Kužvart, 1955; A. Šuf, 1937) a částečně i na jiných ložiskách severního magnesitového pruhu (Hačava, Polom).

„Světlý glimmer" je lokalizován hlavně v partiích tektonicky namáhaných nebo v povrchových zónach s vlivy supergenních činitelů hlavně na ložisku Mútnik, Samo a částečně Kohútik.

b) Agregace mastku má vliv na jeho různou rozpadavost (štípatelnost). Čistě bílý, elektrokeramický mastek je velmi jemně šupinatý (pod desetiny mm), makroskopicky až kompaktní; činí dojem „amorfního" mastku blízkého tučku. Ostatní druhy mastku (hlavně šedé a tmavě šedé) jsou zpravidla středně šupinaté (velikost šupin v desetinách mm až 2 mm) a velmi lehce štípatelné. Nejkvalitnější bílý mastek je složen ze šupinatých agregátů, kdy jednotlivé šupinky jsou zpra-

vidla vějířovitě uspořádány. Paralelní orientace byla pozorována většinou již na přechodech od tohoto druhu k šedým odrůdám.

Naproti tomu šedé a tmavě šedé mastky obsahují podřadné až podstatné množství chloritu (většinou leuchtenbergit — bezbarvý nebo slabě zelený klinochlor). Šupinaté agregáty mastku i chloritu jsou vždy paralelně uspořádány, což je příčinou dokonalé štípatelnosti barevných odrůd mastku.

Chlorit se vyskytuje i v bělošedých druzích mastku, ovšem v nepatrné míře (vedlejší množství); obyčejně je od vlastních agregátů mastku ostřeji omezen (tvoří protáhlé čočkovité útvary), čímž vzniká šedozelená skrvnitost mastku. U šedých a tmavě šedých odrůd chlorit intimně srůstá s mastkem. Odlišuje se od mastku nízkými interferenčními barvami a v případě klinochloru nazelenalou barvou a jen slabým, často těžko postřehnutelným pleochroismem. Je také daleko méně pigmentován než mastek.

Tento typ mastku — *jemně až středně šupinatý* — dominuje silně, až je téměř výhradní na ložiskách severního magnesitového pruhu (Kokava, Samo, Mútnik, Polom, Hačava) a je charakteristický i pro ložisko Kohútik. Vyskytuje se i na některých dalších ložiskách jižního magnesitového pruhu, jako na Sirku, Ploském a Ochtiné, ovšem převážně zcela nepatrně vzhledem ke dříve jmenovaným nalezištím. Tento mastek spadá snad do starší fáze talkitisace (viz dále stať o genesi mastku), proniká do magnesitu II (metasomatický) a dolomitu I, II, III (metasomatický, „koňské zuby" a žilný) a intensivně je zatlačuje od okrajů zrn (od intergranulár) po štěpných trhlinkách dovnitř. Je často silně zvrásněn a detailně lineován.

Druhý typ mastku (podle agregace a též genese) — *žilný, hrubě šupinatý* (šupiny veliké nad 2 mm) je typicky vyvinut na ložiskách magnesitu jižního pruhu (Sirk, Podrečany, Burda, Ploské, Ratkovská Suchá, Lubeník, Dúbrava, Kohútik, Ochtiná), a na některých ložiskách severního magnesitového pruhu (Samo, Mútnik, Polom). Jeho šupinky, perleťově lesklé, jsou seřazeny buď vějířovitě (jižní pruh) nebo jsou orientovány téměř kolmo na směr žil (Samo, Mútnik, Polom). Podle toho v jakém prostředí vznikal žilný mastek, řídí se též jeho barva: bílou barvu (často průhledné šupiny až 2 mm veliké) má mastek severního pruhu (magnesit obsahoval malé množství železa) kdežto žilný mastek jižního pruhu je běložlutý až žlutý (žlutozelený), neboť vznikal z magnesitu bohatšího železem. Žíly (až několik cm mocné; Sirk) a sítiva mastku hustě pronikají metasomaticky nejen do vlastních Mg karbonátů, ale vyplňují též pukliny již talkitisovaného magnesitu. Proto tento druhý typ mastku spadá do pozdější fáze talkitisace.

Ložiska Ružiná—Divín, Jedlovce a Bankov obsahují jen akcesoricky drobné šupinky mastku v intergranulárách magnesitu.

Mastek — z ekonomického hlediska — znečisťují nejen chlorit, ale také Mg karbonáty (magnesit a dolomit), křemen a pyrit. Jejich obsah je sice zpravidla

malý (viz chemické a termické analysy), nepřihlížíme-li k jejich místním anomálním akumulacím. Oba karbonáty jsou silně zatlačovány mastkem obou typů; také rozpukaná, allotriomorfní zrnka křemene a pyritu jsou vyhojována mastkem; jedná se tedy nejspíše o křemen již původně přítomný v magnesitu.

Rozkladem magnesitu a sulfidů (hlavně pyritu — viz stať o sulfidickém zrudnění) bylo uvolněno železo ve formě hydroxydů trojmocného železa, které jako velmi jemnozrnný pigment zbarvují místy mastek rezavě hnědě a jsou též často příčinou jeho lokálních skvrnitostí. Vnikají do agregátů mastku po jeho intergranulárách.

Z akcesorických minerálů přichází na všech ložiskách nejhojněji rutil; jeho tyčinky, dvojčata, cyklická trojčata, nebo jehličky (sagenit) jsou zarostlé téměř vždy v šupinatých silikátech (hlavně v chloritu); v Mg karbonátech nebo v křemeni jsou velmi vzácná. Podobná zákonitost platí i pro idiomorfní („špačkovité") tvary zirkonu. Naproti tomu sloupečky nebo allotriomorfní zrnka apatitu a allotriomorfní, silně zakalená zrnka titanitu se vyskytují jak v silikátech, tak i v ostatních minerálech mastkové rudniny všech ložisek.

Zelenošedý mastek na ložisku Hačava obsahuje místy značný podíl aktinolitu (radiálně paprsčité agregáty i paralelní uspořádání se šupinatými silikáty) a blasty dolomitu (klence, tlakově deformované, žlutošedé). Tím značně připomíná krupník (viz též J. Vtělenský, 1955). Na ložisku Samo III byly nalezeny klence šedého dolomitu v bělošedém mastku (krystaloblasty?).

CHEMISMUS MASTKU A JEHO DISKUSE

Chemismus různých druhů mastku z obou magnesitových pruhů byl sledován spektrální kvalitativní, chemickou kvantitativní a gravimetrickou termickou analysou.

1. Spektrální kvalitativní analysa

Spektrálně bylo analysováno ve spektrografické laboratoři ÚNS Kutná Hora celkem 62 vzorků mastku (použito vzorků vyseparovaných pod binokulární lupou nebo kusových technických mastků) za těchto podmínek: křemenný spektrograf Q 24 (rozsah 2000—5000 Å), střídavý oblouk 8 A, generátor DG 1, uhlíkové elektrody ČKD-Stalingrad, vzdálené od sebe 3 mm, clony T 10—5, komor. clona 1 : 15, diafr. 3. 2., velikost štěrbiny 0,003 mm, exposice 30 vteřin bez předjiskření. Spektrogramy byly pořízeny na fotomateriálu Foma super-ortho 6 × 24 cm. Vzorky byly smíchány s uhlíkovým prachem (poměr 1 : 2). Výsledky spektrální analysy jsou uvedeny v tabulce 3 a 4.

Zjištěné prvky patří jednak vlastnímu chemismu mastku, jednak figurují jako složky heterogenních příměsí. Hlavní složky mastku — Mg a Si — jsou substituovány Fe^{2+}, a snad Cu^{2+}, Mn^{2+}, Ni^{2+} a Zn^{2+}. Tyto prvky, které jsou uváděny v různých mineralogických kompendiích jako zastupující (mimo Zn^{2+}), jsou přítomny ve vlastním mastku ovšem jen v malých množstvích. Tomu nasvědčuje ta

skutečnost, že se všechny vyskytují i v čistém mastku bez příměsí chloritu, karbonátů nebo sulfidů. Podle krystalochemické povahy zastupují tyto elementy kation mastku — hořčík.

ČÍS	LOKALISACE	POPIS VZORKŮ	Ag	Al	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Ge	Mg	Mn	Na	Ni	P	Pb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	Zr
1	Podrečany #4 halda /913+914/	jemně šupinatý, bělozelený	•	■	■			•	■	•	?		•	•	•					•	•	•	•	
2	" " "	hrubě šupinatý, bílý	•	•	■			•	■	?	?		•	•	•						•		•	
3	Burda – lom	" "	•	•	•			•	●				•		•						•		•	
4	Ploské – halda 1. a 2. horizontu	jemně šupinatý, bělošedý		■	●	•		•	■	•	•		•	•	•						•		•	
5	" " "	hrubě šupinatý, bílý	•	●	■			•	■	?	•		•	•	•						•		•	
6	Ratkovská Sucha – halda	" žlutobílý		●	•	•		•	■	•	•		•	•	•						•		•	
7	Sirk – halda	" bílý, žilný		•	•	•		•	■	•	•		•	•	•								•	
8	Lubeník, dol. haldy	bílý, středně šupinatý		●	●	•		•	■	•	•		•		•		•						•	
9	Dúbrava, IV. etáž	středně šupinatý, běložlutý		•	●			•	●		•		•								•			
10	Kohútik – štola /648/	bílý	•	●	●			•	■				•		•					•	•		•	
11	" " /652/	"		●	•	•		•	■				•	•	•	●					•	•	•	
12	" " /655/	"	?	●	●		•	•	■	•			•	•	•	●					•	•	•	
13	" " /654/	světle šedý		●	•			•	■				•		•	●					•		•	
14	" " /650/	šedohnědý		■	•		●	•	■	•			•		●						■	•	•	?
15	" " /647/	mastek + dolomit		●	■			•	■				•		•		?			•	•			
16	" " /656/	bílý		•	•	•			●		•		•	•	•						•		•	
17	" " /664/	šedý		■	■		•	•		•			•		•	●				•	■	•	•	•
18	Ochtiná – lom	bílý, středně šupinatý	•	•	•			•	■		?		•		•		•						?	

■ množství podstatné (>1%)
■ množství podřadné (>1%–0,1%)
? problematická přítomnost
● množství vedlejší (0,1% – 0,01%)
• množství stopové (< 0,01%)

Tab. 4. Spektrální kvalitativní analysy mastku z ložisek jižního magnesitového pruhu.

Na aniontovou komponentu mastku ($/OH/_2Si_4O_{10}$), speciálně na křemík, je nejspíše vázaná malá část Al a stopové Ge. Germanium zastupuje křemík v mastkové molekule; tato diadochie (Si^{4+} 0,35 Å, Ge^{4+} 0,44 Å), podmíněná blízkostí iontových poloměrů Si^{4+} a Ge^{4+} a isostrukturními vlastnostmi mezi aniontem silikátovým a germanátovým, je známa nejen u mastku, ale u celé řady silikátů. To vede k domněnce, že Ge může případně zastupovati Si i ve chloritu, který znečišťuje mastek. Nejčastější výskyt stopového Ge byl konstatován ve vzorcích z ložiska Hačava, Mútnik, a dále na ložiskách: Ploské, Ratkovská Suchá, Sirk, Lubeník, Dúbrava a v 1 vzorku ložiska Kohútik. Ze statistických údajů spektrálních analys však nevyplynuly nějaké zákonitosti v geografickém rozmístění Ge v mastcích. Lze říci obecně jen tolik, že se Ge vyskytlo relativně nejčastěji na ložiskách mastek-magnesitu severně od Hnúšti (Hačava, Mútnik); až na výskyty v Hačavě bylo nalezeno hlavně v žilných a bílých druzích mastku.

Další spektrálně zjištěné elementy v mastcích patří heterogenním příměsím; tak na pyrit, případně i jiné sulfidy, jsou vázány: část Fe, část Mn, Ag, As, část Ni, Co, Cu, Pb, Sb, část V a Zn. Zirkonium patří akcesorickému zirkonu, titan rutilu a titanitu. Zpravidla u šedě a šedozeleně zbarvených odrůd technického mastku jsou přítomné tyto Ti minerály v relativně větším množství, což se markantně

projevuje zvýšením obsahu Ti ze stopového množství (u čistých druhů mastku) na vedlejší. Část Ti může však zastupovati R^{3+} v molekule chloritu.

Zcela obdobná závislost byla konstatována u hliníku; opět u šedých nebo šedozelených odrůd mastku na všech ložiskách mastku, které obsahují podřadný nebo hlavní chlorit, přesunuje se množství hliníku až do prvé spektrální analytické třídy, tedy jeho obsah dosahuje procentuálních hodnot. Současně je nutno si povšimnouti stopového gallia; je bezpečně vázáno jako substituent hliníku v molekule chloritu (Al^{3+} 0,57 Å, Ga^{3+} 0,62 Å). To nám dokazuje jeho přítomnost jen ve vzorcích technického mastku, kde je zvýšený obsah Al.

Podobně i obsah chromu a vanadu stoupá s obsahem chloritu; oba prvky běžně zastupují trojmocné prvky (Fe, Al) kationtové části chloritu. Podřadný obsah Cr ve vzorcích mastku z Hačavy lze vysvětliti přítomností drobných zrnéček chromitu v mastku (viz J. V t ě l e n s k ý, 1955).

Z dvojmocných kationtů chloritu mají zastupující charakter vzhledem k Fe^{2+} tyto prvky: Mn, a snad Co. Tak jako v případě předchozích prvků existuje opět podobná závislost množství těchto elementů na obsahu chloritu; markantně je patrna na ložisku Hačava.

Co se týče vápníku, je diskuse jeho vazby velmi komplikovaná; účastní se snad malou měrou stavby kationtové části mastku. V daleko větší míře je však vázán na heterogenní dolomit, apatit a magnesit.

Obsah K a Na, zjištěný v materiálu z ložiska Ratkovské Bystré a Hačava, poukazuje — ve shodě s mikroskopickým výzkumem — na obsah živců, a v případě Ratkovské Bystré na přítomnost sericitu. Stopové Ba, Sr a Sc ve vzorcích z téže lokality jsou také vázány na živcové molekuly. Tento chemismus je v dobré shodě s petrografií okolních hornin mastkového ložiska, které jsou zastoupeny chloritickými a slídnatými břidlicemi a granodiority. Břidlice, s podstatným až podřadným obsahem mastku, byly právě podrobeny spektrální analyse. Geochemicky zapadá také dobře do této petrografické asociace stopové Be, vázané na sericitové agregáty. Be bylo jinak zjištěno jen v 1 případě ve vzorku bělorůžového mastku z ložiska Mútnik, štola Nižná (tabulka 3, vz 6). Jeho vazba nebyla dosud spolehlivě vyřešena.

Poměry v zastupování jednotlivých prvků v molekulách mastku a chloritu lze schematicky takto znázorniti:

Mastek		Chlorit		
Si^{4+}	⟶ Ge, Al	Si^{4+}	⟶	Ge, část Al
Mg^{2+}	⟶ Fe, Ni, Mn Cu(?), Zn(?)	R^{3+} (Al, Fe)	⟶	Ga, Ti (část) Cr, V.
		R^{2+} (Mg, Fe)	⟶	Mn, Ca(?), Ni, Co(?)

Nakonec nutno připomenouti nápadnou zajímavost, že mastky jak jemně šupinaté, tak i žilné obsahují jen sporadicky chalkofilní elementy, charakteristické pro hydrotermální (polymetalické) sulfidické zrudnění. Mezi ně řadí se Ag, As, Bi, Hg, Pb, Sn a Cd. Tato skutečnost vede k domněnce, již dříve vyslovené M. Kužvartem (1955 A) a před ním Vl. Čechem (1951), že mastky vznikaly nejspíše hybridizačními reakcemi mezi přiváděnými SiO_2 hydrotermálními roztoky a Mg-karbonátovými komplexy, kterými roztoky pronikaly. Tyto karbonáty (magnesit, dolomit) jsou právě dosti chudé na zmíněné prvky (Z. Trdlička, 1959); lze se domnívat, že ojedinělý výskyt jmenovaných mikroelementů v mastku vylučuje genesi tohoto Mg-silikátu čistě hydrotermální, nehybridní cestou, při které by komponenty chemismu mastku pocházely z magmatického zdroje, z něhož bylo derivováno pozdější sulfidické zrudnění.

2. Chemická kvantitativní analysa

Chemicky kvantitativně bylo analysováno celkem 54 vzorků různých druhů mastku téměř ze všech studovaných výskytů mastku (mimo Jedlovec, Ružinou a Bankov). Analysy byly provedeny v laboratoři ÚNS v Kutné Hoře během roku 1958—59 za použití této metodiky stanovení:

SiO_2: Po vytavení navážky vzorku s Na_2CO_3 a K_2CO_3 (1 : 1) byl vyloučen SiO_2 odpařením s HCl a dehydratací při 120 °C. Sfiltrovaný SiO_2 byl vyžíhán, zvážen a přesně stanoven z rozdílu po odkouření s HF.

Ve filtrátu po SiO_2 byly stanoveny tyto komponenty:

TiO_2: kolorimetricky Wellerovou metodou (barevná reakce s H_2O_2).

FeO: Titračně podle Fajnberga.

Fe_2O_3: Stanoveno z diference mezi FeO a celkovým Fe.

Al_2O_3: U všech vzorků (mimo Kohútik a Hačava) stanoven vážkově jako fosfát. U vzorků z Kohútika a Hačavy titračně chelatonem XLT podle upravené metody Sajóvy.

MnO: Titračně persíranem amonným podle metody Procter-Smitha.

CaO: U všech vzorků (mimo Kohútik a Hačava) manganometricky. U vzorků z obou lokalit vážkově jako $CaSO_4$.

MgO: Ve filtrátu po R_2O_3 v prostředí Schwarzenbachova pufru + KCN byl stanoven chelatometricky na indikátor eriochromčeň T supra. Obsah CaO odečten (u vzorků z Hačavy a Kohútiku), u ostatních vzorků MgO stanoven vážkově, jako pyrofosfát.

P_2O_5: V alikvotní části filtrátu po SiO_2 byl kolorimetricky stanoven P_2O_5 jako fosfomolybdovanadičnan (žluté zabarvení).

CO_2: Vážkově podle metody Fresenius—Classenia.

$+H_2O$: Vypočtěn ze ztráty žíháním po odečtení CO_2. Na oxydaci FeO → Fe_2O_3 byla vzata korekce.

$-H_2O$: Stanovena sušením do konstantní váhy při 110 °C.

Ga: Po vytavení vzorku s $NaKCO_3$ a vyloužení horkou vodou byl výluh okyselen HCl, odpařen k suchu a po rozpuštění odparku ve zředěné HCl byl roztok kvantitativně převeden do odměrné baňky (50 ml), kde koncentrace HCl byla upravena na 6 N (≙ 1 : 1). Roztok byl filtrován přes suchý filtr a z filtrátu pipetovány 2 ml k vlastnímu kolorimetrickému stanovení. K tomuto objemu byl přidán roztok $TiCl_3$ a rhodaminu B (koncentrace HCl stále 6 N) a roztok takto vzniklý extrahován směsí benzenu a etheru (3 : 1). Byla fotometrována organická fáze při filtru SS 7 na Pulfrichově kolorimetru.

Výsledky chemických analys jsou uvedeny v tabulce 5.

Při diskusi chemických analys mastku je nutno vycházeti z chemického složení mastku $Mg_3[(OH)_2(Si_4O_{10})]$:

31,75 % MgO, 63,49 % SiO_2, 4,76 % H_2O,

SiO_2: k jeho teoretické hodnotě se blíží obsah SiO_2 jen ve vzorcích čistého, zpravidla bílého, elektrokeramického mastku. Tyto kvalitní vzorky byly zjištěny hlavně na ložisku Samo. U většiny vzorků je však obsah SiO_2 více či méně snížen, a to ze dvou důvodů:

a) buď je přítomen karbonát (magnesit nebo dolomit), což se projevuje zvýšeným obsahem CO_2, a v případě dolomitu také větším obsahem CaO;

b) druhým faktorem snížení hodnoty SiO_2 je zvýšený obsah Al_2O_3, poukazující na přítomnost chloritu (klinochlor-leuchtenbergit). Závislost snížení SiO_2 na úkor Al_2O_3 byla pozorována u všech vzorků technického, šedého nebo šedozeleného, vzácně u bělošedého mastku. Při posuzování mastku podle obsahu chloritu je opět třeba vycházeti z přibližného složení tohoto chloritu: 10—20 % FeO, 20—25 % MgO, kolem 25 % SiO_2, kolem 20 % Al_2O_3, 11—12 % $+H_2O$.

S obsahem Al_2O_3 stoupá tedy rovněž obsah FeO, který je podstatnou složkou chloritu. Železo je ve chloritu diadochně zastupováno manganem; to potvrzuje obsah MnO v setinách až desetinách % právě u vzorků, u kterých je zvýšen relativně obsah Fe. Jinak u ostatních vzorků je mangan stopový, což také dokazuje, že zastupování Mn v krystalové mřížce mastku je minimální, téměř zanedbatelné. Je nutno diskutovati vazbu Mn z největší části nebo skoro výhradně na chlorit, nebo v případě zvýšeného obsahu magnesitu nebo dolomitu, částečně i na tyto karbonáty.

Podobně jako mangan chová se i Fe^{III}. Obsahy Fe_2O_3 v nezvětralých druzích mastku jsou vždy stopové. Jen u vzorků, které jsou pigmentovány limonitem (vliv supergenních činitelů), bylo vykázáno malé množství Fe_2O_3. „Tmavý glimmer" z Hačavy a šedý a šedohnědý mastek z Kohútiku mají největší obsahy Fe_2O_3 (4,87 a 3,30 %). Vedle pigmentu limonitu váže trojmocné železo také chlorit ve své mřížce, kde se tento element zastupuje s hliníkem.

Jak bylo uvedeno v kapitole o mikroskopii mastku, obsahují technické druhy mastku hojně zarostlý rutil (příp. sagenit) a titanit. Jejich přítomnost byla dokázána obsahy TiO_2, které jsou u čistých mastkových druhů buď nulové, nebo stopové. Teprve se stoupající přítomností chloritu (+ Ti oxydy) se zvyšuje obsah TiO_2 na několik desetin % a u několika vzorků dosahuje až procentuálních hodnot (např. „tmavý glimmer" z Hačavy 3,17 % TiO_2, šedohnědý mastek z Kohútiku 1,78 % TiO_2, šedý mastek z Kohútiku 5,44 % TiO_2). Titan je z malé části vázán také krystalochemicky v oktaedrické koordinaci chloritu, kde zastupuje R^{III}.

Velmi důležitý je obsah $+H_2O$, přesně charakterisující znečistění mastku chloritem. Mastek obsahuje teoreticky 4,76 % $+H_2O$, kdežto chlorit typu klinochlor-

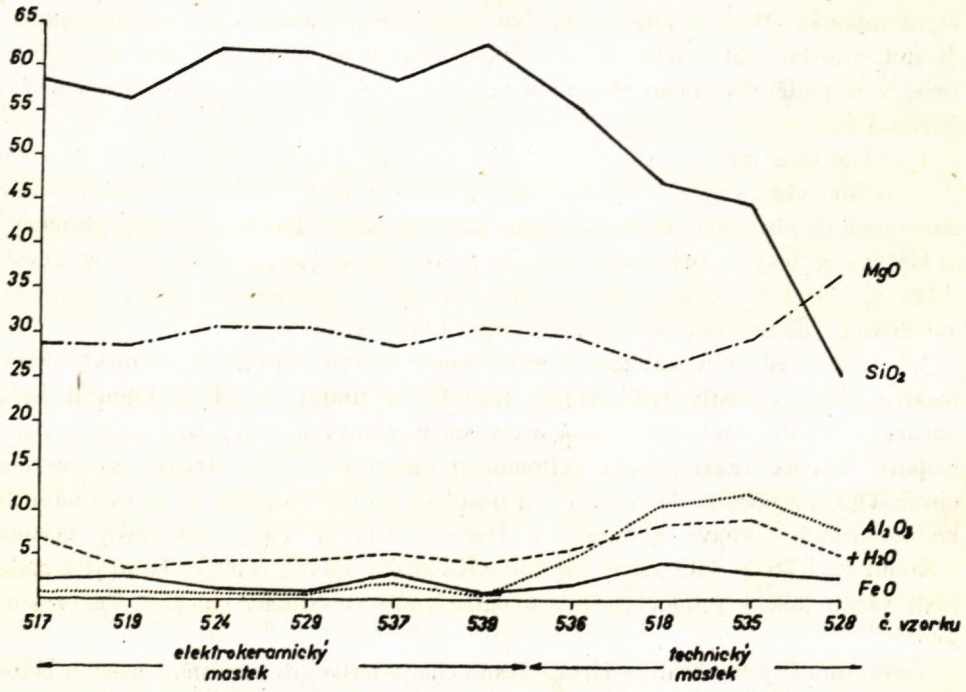
leuchtenbergitu 11 až 12 % $+H_2O$. $+H_2O$ je vázaná na hydroxylové skupiny aniontové části tetraedrické koordinace chloritu a mastku; její zvýšený obsah u technických druhů mastků indikuje — společně se stoupajícím obsahem Al_2O_3 a FeO — znečištění mastku chloritem.

Anomálie SiO_2 (72,02 %) a nízký obsah MgO (21,20 %) u vzorku z Mútniku (štola Nižná, vz. 525) je způsoben obsahem křemene, se kterým mastek intimně srůstá.

Relativně větší akumulace apatitu jsou v chemických analysách velmi dobře dokumentovány obsahem P_2O_5 a také CaO. Vzorky s největšími akumulacemi apatitu vykazují až procentuální obsahy P_2O_5 (např. Kokava, štola Dolná, vz. 587 — 1,32 % P_2O_5, Kohútik vz. 654 — 1,19 % P_2O_5, Kohútik vz. 664 — 1,37 % P_2O_5).

Petrograficky byly přiřazeny břidlice z Ratkovského Bystrého k chlorit-sericitickým břidlicím s podřadným mastkem. Na přítomnost sericitu poukazuje procentuální obsah K_2O, existenci reliktů živců (plagioklasů) dokazuje stanovení Na_2O v desetinách %. Ve všech případech se jedná o silně chloritické břidlice se značným obsahem křemene; tomu svědčí zvýšené procento SiO_2 při relativně značně vysokém Al_2O_3.

Uvedené závislosti výsledků chemických analys na stupni znečištění mastku chloritem nebo karbonáty demonstrují následující čtyři tabulky (6, 7, 8, 9).



Tab. 6. Grafické znázornění chemických analys mastku z ložiska Mútnik.

T a b. 3. Spektrální kvalitativní analysy mastku z ložisek severního magnesitového pruhu.

ČÍSLO	LOKALISACE	POPIS VZORKŮ	Ag	Al	As	B	Ba	Be	Ca	Co	Cr	Cu	F	Fe	Ga	Ge	K	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sc	Si	Sn	Sr	Ti	V	Y	Yb	Zn	Zr
1	Mútnik, # Nižná /516/	bělošedý, středně šupinatý		•					●			•		■					■	•					•	ż	■							•	
2	" , " /517/	bělošedý, hrubě šupinatý		•					•			•		■					■	•					•		■			•				•	
3	" , " /518/	šedý, středně šupinatý		■					■		•	•		■	•				■	•			•	●			■			●	•			•	
4	" , " /519/	bělošedý		•					●			•		■					■	•							■							•	
5	" , " /524/	bělošedý, jemně šupinalý		•					•			•		●		ż			■	•					ż		■			•				•	
6	" , " /525/	bělorůžový		●				●	•			•		■	•				■	•					•		■			•	ż			•	
7	" , " /528/	šedozelený, středně šupinatý		■					●		•	•		■	•				■	•			•		•		■			●	•			•	•
8	" , " /529/	bílý, jemně šupinatý		•					•	•		•		●		•			■	•							■			•				•	
9	" , # Svätopluk /534/	bělošedý, středně šupinatý	•	●					●	•		●		■	ż				■	•				●			■			•				•	
10	" , " /535/	šedobílý, středně šupinatý		●					●		•	•		■	•				■	•			•	ż			■			●	•			•	
11	" , " /536/	bělošedý, středně šupinatý		■					●	•	•	•		■	•	ż			■	•			•	ż	ż		■			●	•			•	
12	" , " /537/	bělošedý, jemně šupinatý		■					●	•		•		■	•	•			■	•			•	ż	•		■			•	•			•	
13	" , " /538/	bílý, jemně šupinatý		•					•	•		•		●	ż	•			■	•			•	ż	•		■							•	
14	" , " /539/	bílý, jemně šupinatý		•					•	•		•		●		•			■	•							■							•	
15	Samo I, prac. č. 2 /540/	bílý		•					•			•		●					■	•							■			•					
16	" , " 4 /541/	bělošedý		■					●	ż	•	•		■	•				■	•			•				■	•		●	•			•	•
17	" , " 3 /542/	bílý	ż	●					●			•		●					■	•			•	●	•		■			•					
18	" , " 1 /543/	bělošedý		●					●			•		■	ż				■	•			•	●			■			•					
19	" , " 5 /544/	bílý		•					•			•		●					■	•				ż			■								
20	Samo II, " 6 /546/	bělošedý		●					•			•		■					■	•			•				■			•					
21	" , Z /547/	bělošedý		•					•			•		●					■	•			•				■			•					
22	" , prac. č. 7 /549/	bílý		●					•			•		●					■	•							■			•					
23	" , halda	bílý, hrubě šupinatý, žilný		●	•				•			•		●					■	•							■								
24.	Kokava, # Dolná /584/	šedý	•	■					•			•		■	•				■	•							■			●	•			•	
25	" , " /584/	bílý		●					•			•		■					■	•			•		•		■			ż					
26	" , " /586/	šedobílý	•	•					•	•		•		■					■	•					ż		■			•				•	
27	" , " /587/	bělošedý		•	•				■	•		•		■					■	•		•	•	■	•		■			•				•	
28	" , " /589/	bílý	•	●					•			•		■					■	•			•		•		■			•				•	
29	" , " /589/	tmavošedý		■					●			•		■	•				■	•					•		■			●	•			•	•
30	" , " /592/	bělošedý, hrubě šupinatý	•	●					•			•		■					■	•							■							•	
31	" , # Stredná haldy	bělošedý, hrubě šupinatý	•	●					•			•		■					■	•			•		•		■	•		•	ż			•	
32	" , # Vyšné haldy	bílý	•	•					●			•		■					■	•			•	●	ż		■							•	
33	Polom, halda /508/	bílý		●					•			•		●					■	•					ż		■							•	
34	" , " /504/	hrubě šupinatý, bílý, žilný		•					●	ż		•		●					■	•					•		■			•				•	
35	" , " /505/	šedý		■					•	•		•		■	•				■	•							■			●	•			•	
36	Ratk. Bystré, halda /601/	šedozelená břidlice	•	■				•	■		•	•		■	•		■		■	•		●	ż		•	•	■	ż	•	■	•			•	•
37	" , " /606/	tmavošedá břidlice	•	■				•	■	•	•	•		■	•		■		■	•		•	•	●	ż	•	■		•	■	•	•	ż	•	•
38	" , " /607/	bělošedá břidlice	•	■				•	●		ż	•		■	•		■		■	•		●					■	ż	•	■	•			•	•
39	" , " /610/	šedobílá břidlice	•	■				•	●		•	•		■	•		■		■	•		●			•		■	•	•	■	•			•	•
40	Hačava, halda /955/	bílozelená		●					■	•	■	•		■	ż	•			■	●		•	■				■	ż	ż	•				•	
41	" , " /958/	zelenošedá + aktinolit		■	●				■	•	■	•		■	•	•			■	●		•	■			•	■	ż		●	•			•	
42	" , " /960/	zelená		■	●				■	•	■	•		■		•			■	●			■				■	ż	•	●	•			•	
43	" , " /961/	šedozelená	ż	●	●				■	•	■	•		■	ż	•			■	•		•	●		•		■	•		•				•	
44	" , " /964/	„tmavý glimmer"		■					■	•	■	•		■	•	•			■	●	•	●	●	■	•		■			■	•		ż	●	

■ množství podstatné /› 1% /.
■ množství podřadné /› 1% – 0,1% /.
ż prvky problematické.
● množství vedlejší /0,1% – 0,01% /.
• množství stopové /‹ 0,01% /.

TABULKA 5. CHEMICKÉ KVANTITATIVNÍ ANALYSY MASTKU

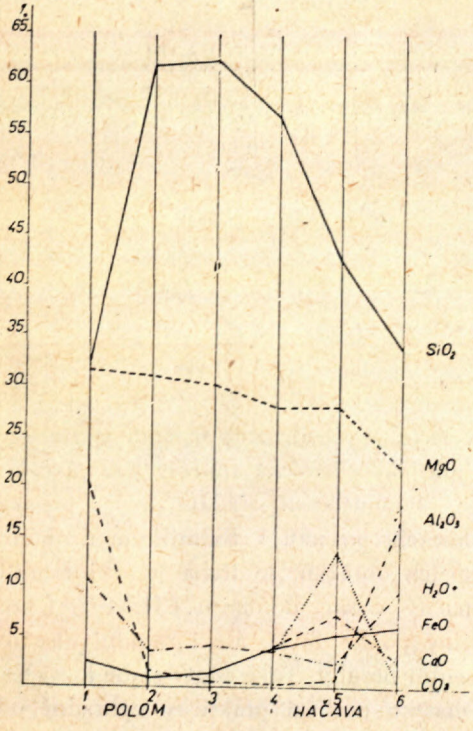
Lokalisace	Popis mastku	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	P_2O_5	$+H_2O$	$-H_2O$	CO_2	celkem
Mútnik, Nižná (517)	bělošedý	58,32	st	0,93	st	2,11	st	28.99	2,04	–	6,66	0,30	0,90	100,25
Mútnik, Nižná (518)	šedý	46,75	0,73	10,64	st	4,05	0,01	26.18	1,54	–	8,44	0,48	0,67	99,49
Mútnik, Nižná (519)	bělošedý	56,47	0,00	0,73	st	2,76	0,01	28,69	3,02	–	3,65	0,37	4,85	100,55
Mútnik, Nižná (524)	bělošedý	61,82	st	0,48	st	1,14	st	30,62	0,54	–	4,31	0,19	1,26	100,36
Mútnik, Nižná (525)	bělorůžový	72,02	st	0,94	st	1,51	st	21,20	0,71	–	3,00	0,11	0,98	100,47
Mútnik, Nižná (528)	šedozelený	25,68	0,37	7,69	st	2,34	0,01	36,49	st	–	5,39	0,22	21,40	99,59
Mútnik, Nižná (529)	bílý	61,88	st	0,54	st	0,90	st	30,63	0,10	–	4,74	0,16	0,84	99,63
Mútnik, Svätopluk (535)	technický	44,65	0,69	11,70	st	3,15	st	29,15	0,83	–	9,07	0,79	1,02	100,26+
Mútnik, Svätopluk (536)	bělošedý	55,79	0,41	4,62	st	1,86	st	29,44	0,85	–	5,90	0,83	1,36	100,23+
Mútnik, Svätopluk (537)	šedý	58,63	st	1,88	st	2,73	st	28,50	1,44	–	5,22	0,28	1,80	100,29+
Mútnik, Svätopluk (539)	bílý	62,62	st	0,55	st	0,73	st	30,72	0,14	–	4,29	0,42	0,96	100,01+
Samo I., prac. č. 1 (543)	bělošedý	60,35	–	2,25	st	0,90	–	31,57	st	–	4,79	0,00	0,41	100,47
Samo I., prac. č. 5 (544)	bílý	61,06	–	0,93	st	0,73	–	31,90	st	–	4,87	0,10	1,07	100,66
Samo I., prac. č. 2 (540)	bílý	61,76	–	1,35	st	0,50	–	31,39	st	–	4,21	0,00	0,89	100,10
Samo I., prac. č. 4 (541)	bělošedý	46,55	–	12,82	st	1,58	–	31,30	st	–	4,87	0,00	0,61	100,73
Samo I., prac. č. 3 (542)	bílý	61,02	–	1,36	st	0,76	–	31,89	0,46	–	4,71	0,00	0,35	100,55
Samo II., prac. č. 6 (546)	bělošedý	61,15	–	1,89	st	1,33	–	31,03	st	–	4,95	0,10	0,19	100,64
Samo II., západ (547)	bělošedý	63,88	–	1,27	st	1,44	–	29,08	st	–	4,95	0,12	st	100,74
Samo II., prac. č. 7 (549)	bílý	61,44	–	1,27	st	0,62	–	31,32	st	–	5,10	0,00	0,19	99,94
Samo halda	žilný, bílý, hrubě šupinatý	61,08	–	1,66	st	0,63	–	31,01	st	–	4,73	0,16	0,14	99,41
Polom, halda	šedý, jemně šupinatý	32,35	0,58	20,47	st	2,52	st	31,65	0,17	–	10,80	0,07	1,59	100,29
Polom, halda	bílý	61,77	st	1,65	st	1,02	st	30,93	st	–	3,59	0,02	1,61	100,59
Polom, halda	bílý, hrubě šupinatý (žilný)	62,29	st	0,69	st	1,49	st	30,12	0,22	–	4,18	0,11	1,48	100,58
Kokava, Dolná, prac. č. 1 (584)	bílý	61,54	0,00	1,36	st	1,73	st	30,55	st	–	5,25	0,00	0,09	100,52
Kokava, Dolná, prac. č. 1 (584)	šedý	41,76	0,80	17,73	st	4,18	st	25,06	st	–	10,73	0,42	0,14	100,82
Kokava, Dolná, prac. č. 3 (586)	šedý	61,03	st	0,77	st	2,76	st	29,33	st	–	5,65	0,20	st	99,74
Kokava, Dolná prac. mezi 3 a 4 (587)	bělošedý	59,56	st	0,72	st	1,62	st	29,38	2,30	1,32	5,12	0,00	st	100,02
Kokava, Dolná, prac. č. 5 (589)	bílý	61,42	st	1,12	st	1,82	st	30,26	st	0,00	5,32	0,04	0,00	99,98
Kokava, Dolná, halda	bělošedý hrubě šupinatý	60,67	st	1,78	st	1,72	st	30,77	st	0,00	5,29	0,10	0,00	100,33
Kokava, Sredná, halda	hrubě šupin.	60,81	0,00	1,06	st	1,53	st	31,07	st	0,00	5,49	0,00	0,00	99,96
Kokava, Vyšná, halda	bílý	62,04	0,00	0,48	st	0,84	st	31,40	0,35	0,25	4,89	0,04	0,13	100,42
Kokava Dolná, prac. 5 (589	šedý	56,17	0,33	13,42	st	3,81	st	18,55	st	0,00	8,18	0,16	0,00	100,62
Hačava–halda	bělošedý středně šupinatý	56,70	st	0,39	st**	3,37* 0,45**	0,08	25,73 2.08	1,08* 3,11**	st	3,56		3,58	100,12
Hačava–halda	šedozel. šupinatý	42,68	st	0,78	0,21**	2,23* 2,86**	0,19	19,53* 8,48**	0,81* 6,40**	st	2,27		13,35	100,78
Hačava–halda	tmavý „glimmer" šupinatý	33,78	3,17	16,47	4,87**	0,75* 5,35**	0,15	2,95* 19,23**	1,58* 1,15**	0,27	9,68		0,65	100,0
Burda – lom	bílý, žilný, hrubě šupinatý	61,84	0,05	0,72	0,14	1,19	st	31,15	–	–	4,57	0,11	0,54	100,31
Ratkovská Bystré–halda	chlorit.-ser. břidlice	67,02	0,52	15,00	0,10	2,56	0,04	6,31	0,82	–	2,73	0,05	2,04	100,21[1]
Ratkovská Bystré–halda	ser.-chlor. břidlice, šedá	69,50	0,17	15,53	0,08	1,74	0,02	5,01	0,80	–	3,24	0,06	0,60	100,14[2]
Ratkovská Bystré–halda	šedo-zel. chlor.-ser. břidlice	56,34	0,96	16,89	0,69	3,85 0,51*	0,06	11,69	1,00	–	4,56	0,06	1,44	100,13[3]
Kohútik–648	bílý	61,39	0,12	0,59	st**	0,29** 0,25*	st	30,40	0,74	0,15	4,17	0,37	1,61	100,34
Kohútik–652	bílý	63,73	0,13	0,40	st**	0,23** 0,19*	st	28,94	0,81	0,22	3,87	0,09	1,31	99,98
Kohútik–655	bílý	55,69	0,13	0,85	0,06**	0,33** 0,49*	st	29,30	3,70	0,29	3,30	st*	6,18	100,02
Kohútik–654	světle šedý	59,81	0,09	1,69	0,03**	0,23** 1,42*	st	30,19	1,20	1,19	4,28	0,10	1,05	100,35
Kohútik–650	šede-hnedý	28,36	1,78	19,96	1,29**	1.13**	st	32,54	0,42	0,21	11,34	0,38	1,83	100,71
Kohútik–647	mastek+dolomit	19,81	st	0,85	0,38	0,51	st	24,34	20,59	0,03	1,75	0,15	31,51	99,92
Kohútik–656	bílý	61,23	st	0,89	0,45	0,19	st	31,30	0,34	0,04	4,60	0,41	0,41	99,86
Kohútik–664	šedý mastek	26,93	5,44	21,21	3,30	2,71	st	26,31	1,48	1,37	10,76	0,90	0,34	100,75
Dúbrava III. etáž	stř. šup. bělo žlutý	58,62	st	1,12	1,97	0,39	st	27,83	1,31	–	3,44	0,16	6,16	101,00
Lubeník-dolní haldy	bílý stř. šupin.	56,64	st	1,03	1,38	0,73	st	23,95	2,26	–	3,01	0,20	11,67	100,87
Podrečany–haldy	bílý, jem. šupin.	57,80	–	2,31	–	1,75	st	27,25	2,45	–	4,04	0,08	4,90	100,58
Ploská–halda I. a II.	hr. šup., bílý	58,23	st	2,01	0,61	0,59	st	28,90	1,13	–	3,28	0,14	5,72	100,61
Ploská–halda I. a II.	jem. šup., bílý	61,11	st	0,90	0,70	0,86	st	29,03	st	–	4,60	0,17	2,06	100,43
Ratkovské Suché–halda	hr. šup. žluto-bílý	60,21	st	0,36	1,09	1,00	st	28,45	0,80		4,23	0,26	3,20	99,66
Sirk – halda	hr. šup.	62,87	st	0,32	0,77	0,98	st	29,50	st		3,79	0,14	1,87	100,24

\+ Výsl. počítány na sušinu
* Nerozp. v HCl 1:1
** Rozpustné v HCl 1:1

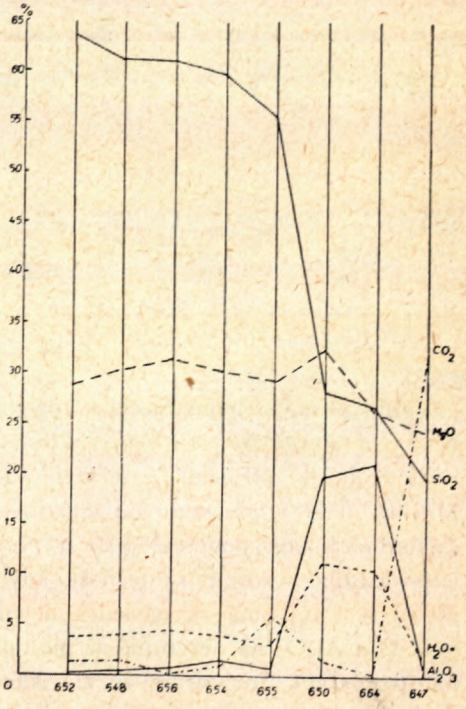
[1]. K_2O 2,58 % Na_2O 0,44 %
[2]. K_2O 2.84 % Na_2O 0,55 %
[3]. K_2O 1,03 % Na_2O 0,42 %

V tabulce 6 jsou seřazeny vzorky mastků pro názornost v pořadí přechodu elektrokeramického mastku do technického. Pokud se pohybujeme v oblasti čistého mastku, probíhají křivky jednotlivých stanovení celkem rovnoměrně. Můžeme přesto pozorovat určité výkyvy, jako např. u vz. 537. Mastek tohoto vzorku je nepatrně znečištěn chloritem, což se projevilo mírným poklesem SiO_2 a MgO a stoupnutím $+H_2O$, FeO a Al_2O_3. Podobné závislosti lze pozorovati i u vzorků 517 a 519. Jakmile však přecházíme do skupiny technického mastku, rapidně klesá křivka SiO_2 a rychle stoupají křivky Al_2O_3, $+H_2O$ i FeO (vzorky 536, 518, 535). MgO není výrazné pro posuzování kvality mastku (jak je patrno z tabulky 6), posuzujeme-li jen druhy, znečištěné chloritem. Mastek i chlorit obsahují jako základní stavební komponentu Mg. Avšak poslední vzorek (528) je znečištěn hlavně magnesitem; dokazuje to veliký pokles SiO_2, vzestup MgO, a mírný pokles Al_2O_3, $+H_2O$ a FeO oproti vzorkům, znečištěným chloritem. Převažuje tedy ze znečisťujících nerostů silně magnesit nad chloritem, což je v souhlase s chemickou analysou: 21,40 % CO_2, 5,39 % $+H_2O$, CaO stopy.

V tabulce 7 jsou zaneseny 3 vzorky z ložiska Polom a 3 vzorky z ložiska Hačava. Podle graficky znázorněných zákonitostí jsou mastkové druhy z Polomu



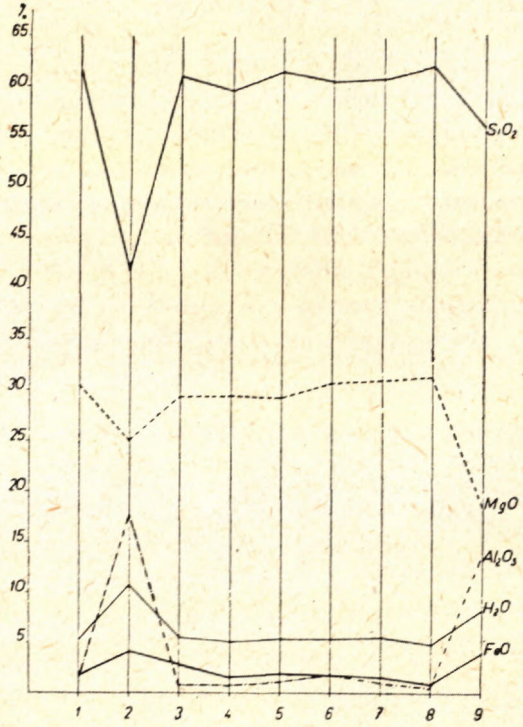
Tab. 7. Grafické znázornění chemických analys mastku z ložisek Polom a Hačava.



Tab. 8. Grafické znázornění chemických analys mastku z ložiska Kohútik.

kvalitnější, než z Hačavy. Mastky z Hačavy obsahovaly značné množství dolomitu; jeho přítomnost zanáší křivka CO_2 a CaO (hlavně vzorek 5 a 4). Silná znečisťující příměs chloritu se projevila velmi zřetelně u vzorku 1 a 6.

Mastky, vysloveně znečištěné chloritem (bez Mg karbonátů), byly analysovány z ložiska Kokava (tabulka 9). Až na dva vzorky (2 a 9) jsou tyto druhy poměrně velmi čisté, čemuž odpovídají i světlé barvy vzorků.



Tab. 9. Grafické vyhodnocení analys mastku z ložiska Kokava.

Velmi pěkná demonstrace heterogenit v technických druzích mastku je znázorněna na tabulce 8. Jsou v ní zakresleny graficky chemické analysy vzorků z ložiska Kohútik, při čemž je seřazení vzorků obdobného uspořádání jako u ložiska Mútnik, tedy v přechodu od elektrokeramického mastku k technickým druhům. Zákonitosti jsou podobné jako u předchozích obrázků; je třeba jen zdůrazniti u posledního vzorku skutečnost, kdy značný obsah dolomitu (31,51 % CO_2, 20,59 % CaO) má za následek nejen silný pokles SiO_2, ale i rapidní klesání $+H_2O$ a Al_2O_3 na desetinné až máloprocentní obsahy. Také MgO slabě klesá — na úkor CaO. Je patrno, že zničistění mastku pochází prakticky výhradně od dolomitu, zatím co chlorit je jen zcela vedlejší až akcesorický.

Čtyři vzorky mastku, u nichž bylo Ga stanoveno ve 4. spektrální analytické

skupině v relativně největší míře, byly podrobeny chemické kvantitativní analyse, zaměřené speciálně na tento prvek. Metodika byla popsána již dříve (v souhrnu jednotlivých stanovení). Výsledky této analysy podává tabulka 10.

Tabulka 10. Kvantitativní stanovení gallia v mastcích.

Lokalisace	Popis vzorku	Ga %	Al_2O_3 %
Mútnik, štola Nižná (528)	šedozelený mastek	0,0025	7,69
Kokava, štola Dolná (584)	šedý mastek	0,0022	17,73
Kokava, štola Dolná (589)	šedý mastek	0,0016	13,42
Hačava, halda	„tmavý glimmer"	0,0022	16,47

3. Gravimetrická termická analysa mastku

Jak vyplývá z chemických kvantitativních analys různých druhů mastku, je mastek znehodnocován — vedle pyritu a křemene — chloritem a Mg karbonáty (magnesitem a dolomitem). Proto přechází nejčistší, elektrokeramický mastek (zn. EK I) a kvalitní mastek (zn. EK II a EK III) v méně kvalitní druhy technického mastku (zn. TK) až ve „tmavý a světlý glimmer". Tyto přechody způsobuje zvyšující se obsah chloritu typu leuchtenbergit-klinochlor, projevující se mimo jiné stoupáním obsahu $+H_2O$. U „světlého glimmeru" figuruje ve složení také minerál ze skupiny illitu (M. Kužvart, 1955 B). Přítomnost karbonátů je dokázána stanovením CO_2. Lze tedy chemickou kvantitativní analysou velmi přesně kvalifikovati jednotlivé druhy mastku. Jelikož však tato analysa je poměrně zdlouhavá a drahá, byla použita již M. Kužvartem (1955) rychlejší a ekonomičtější gravimetrická termická analysa. Spočívá v principu na ztrátě konstituční vody ($+H_2O$) mastku a chloritu jej znečisťujícího při určité teplotě. Obsah karbonátu se projeví též ztrátou CO_2 opět při určité teplotě, charakteristické vždy pro určitý druh karbonátu. Únik $+ H_2O$ a CO_2 se vyjadřuje úbytkem na váze vzorku při jeho zahřívání, který je graficky znázorňován. Dehydratační křivky mastků jednotlivých druhů se od sebe zřetelně liší; proto lze termické gravimetrické analysy použíti pro určování kvality mastků, zvláště mastků s malou příměsí chloritu. Tyto křivky charakterisují nejen unikání $(OH)^{1-}$ při zahřívání, ale také pevnost vazby tohoto iontu v mřížce mastku, případně chloritu. Pevnost vazby závisí na symetrii valenčních jednotek kationtu a na poměru mezi objemem kationtů a vzdáleností kyslíků v oktaedrické vrstvě mastku, případně chloritu (Ch. Kiefer, 1949).

Termickým rozkladem mastku se dále zabývala celá řada pracovníků: P. Malt, 1914; N. S. Kurnachov, V. V. Černych, 1929; H. Haraldsen, 1930; N. Andrejev, 1931; N. L. Bowen, J. F. Shainer, 1935; E. R. Ervell,

E. N. Bunting, R. F. Geller, 1935, a K. Schüller, 1959. Kinetiku dehydratace mastku studovali A. J. Avgustinnik a L. I. Sverchkova (1949). Tato analysa byla aplikována na různé typy mastku na ložiskách severního magnesitového pruhu.

Tato analysa byla aplikována na různé typy mastku na ložiskách severního magnesitového pruhu.

Gravimetrické termické analysy (celkem 11) byly provedeny v rentgenografické laboratoři ÚNS Kutná Hora. Jemně rozetřené vzorky (velikost šupin pod setiny mm) byly naváženy do platinových kelímků (navážka kolem 0,5 g), zavěšených na Pt vlákně na vahách a zahřívaných v elektrické peci. Teplota byla zvyšována průměrnou rýchlostí 3 °C minutu a měřena Pt/PtRh termočlánkem. Vážkové změny, ručně registrované, jsou znázorněny jako funkce teploty na přiložených grafech (tabulka 11, 12, 13). Analytický postup souhlasí v podstatě s GTA mastku, které prováděl P. G. Nutting (1943).

Pro názornost jsou výsledky gravimetrických termických analys zaneseny do tabulky 14, kde procentuální vyjádření úbytku na váze je srovnávano s výsledky chemických kvantitativních analys. Jak je patrno, je shoda výsledků GTA a chemické kvantitativní analysy poměrně velmi dobrá, až na předposlední vzorek, kde je diference 100 %. Tato disproporce má příčinu nejspíše v různě velikém množství karbonátu v obou analysovaných vzorcích.

Než přistoupíme k vlastní diskusi výsledků GTA slovenských mastků, nutno předeslati, že pestrost analytických výsledků, markantně patrná z tabulky 15, je ovlivněna několika faktory: 1. různou velikostí šupin; 2. různým charakterem agregátů jednotlivých vzorků; 3. pracovní metodikou uvedených autorů;.

4. přítomností několika modifikací mastku, mísících se ve variabilních poměrech, pokud se vůbec β a γ modifikace, dosud získávané jen synteticky, vyskytují v přírodě. β-modifikace dehydratuje podle Ch. Kiefera (1950) do 970 °C, mastek α-modifikace do 1030 °C, γ-modifikace nemá udáno rozmezí dehydratace. Vzniká pouze v alkalickém prostředí.

5. Přítomností různých množství Mg-Fe chloritu nebo Mg karbonátu.

Podle výzkumu E. Thilo (1937) a G. Rogge (1939) probíhá rozpad mastku nejprve na metasilikát, SiO_2 (zpočátku amorfní, později cristoballit) a vodu podle rovnice:

$$3\,MgO\,.\,4\,SiO_2\,.\,H_2O = 3\,(MgO\,.\,SiO_2) + SiO_2 + H_2O.$$

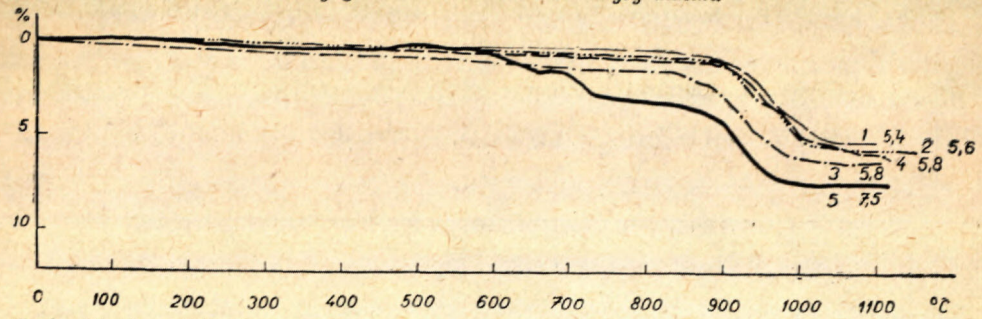
Kolem 900 °C dochází k reversibilnímu ději:

$$\text{enstatit} \rightleftarrows \text{mesoenstatit},$$

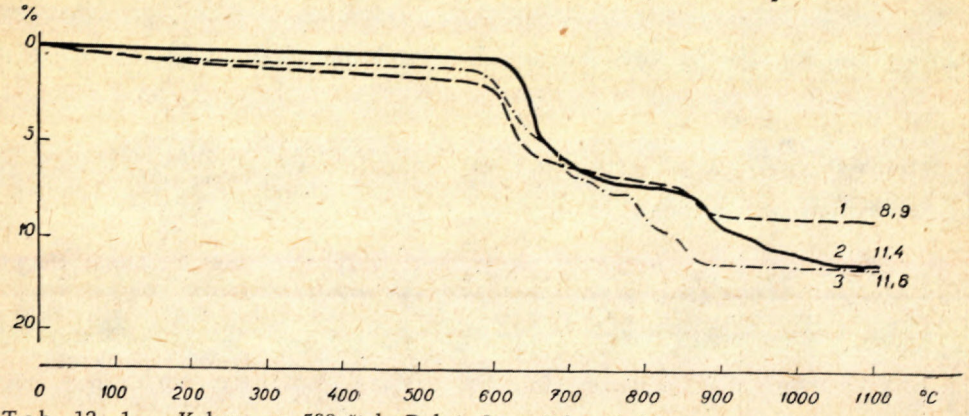
který opět reversibilně přechází v klinoenstatit při teplotě kolem 1270 °C.

Analysované vzorky slovenských mastků jsou charakterisovány především vždy poklesem, odpovídajícím dehydratačnímu intervalu mastku. Jeho rozmezí je — jak uvedeno v tabulce 15 — 815—1090 °C, při čemž jsou u jednotlivých vzorků

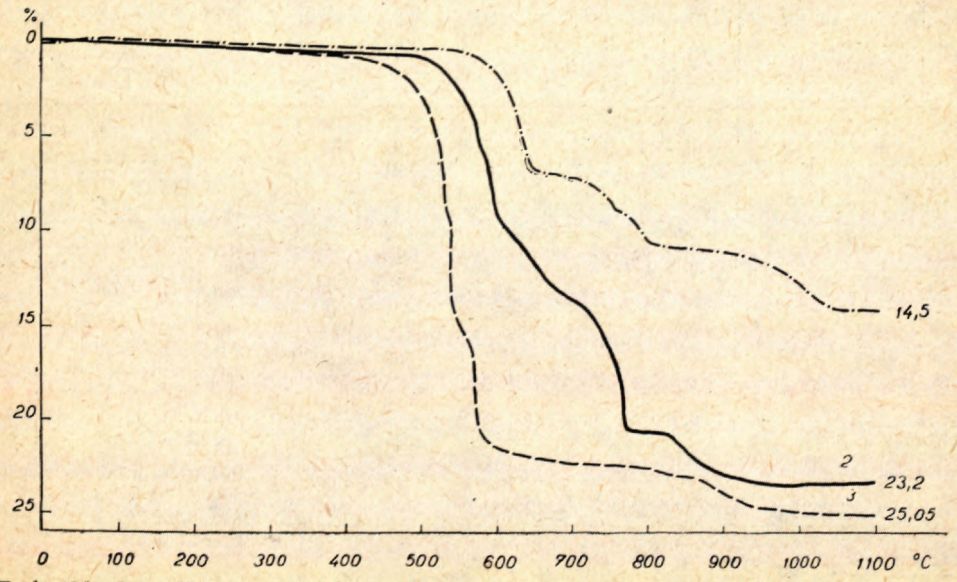
Křivky gravimetrické termické analysy mastku



Tab. 11. 1 — Mútnik vz. 539; 2 — Kokava, vz. 596 štola Dolná; 3 — Kokava vz 489 štola Dolná; 4 — Samo II-halda; 5 — Mútnik vz. 536, štola Svätopluk.



Tab. 12. 1 — Kokava vz. 589 štola Dolná; 2 — Polom, halda; 3 — Hačava halda (tmavý glimmer).



Tab. 13. 1 — Hačava, halda; 2 — Mútnik vz 535, štola Svätopluk; 3 — Mútnik vz. 528, štola Nižná.

Tabulka 14. Porovnání výsledků gravimetrické termické analysy s výsledky chemické kvantitativní analysy mastku.

Tabulka	Vzorek	Úbytek na váze vyjádřen v %	Chemická kvantitativní analysa				Teplotní intervaly	Poznámka
			$+H_2O$ %	CO_2 %	$-H_2O$ %	celkem %		
11	1	5,4	4,29	0,96	0,42	5,67	850—1040 °C	
	2	5,6	5,65	st	0,20	5,85	870—1010 °C	Krátká prodleva kolem 940 °C
	3	5,8	5,32	0,00	0,04	5,36	840—1050 °C	
	4	5,8	4,73	0,14	0,16	5,03	890—1090 °C	Nepatrná prodleva kolem 940 °C
	5	7,5	5,90	1,36	0,83	8,09	580— 660 °C 685— 750 °C 820—1005 °C	prvé dva úbytky činí 2,5 %
12	1	8,9	8,18	0,00	0,16	8,34	580— 690 °C 820— 910 °C	Pozvolná prodleva 690—820 °C; prvý stupeň odpovídá 4,9 %
	2	11,4	10,80	1,50	0,07	12,46	595— 760 °C 820—1070 °C	Prodleva mezi oběma stupni velmi pozvolná. Prvý stupeň = 6,6 %. Velmi nepatrná prodleva kolem 930 °C
	3	11,6	9,68	0,65	—	10,33	570— 750 °C 780— 835 °C 840— 890 °C	Křivka má četné prodlevy kolem 710°, 780° a 835°. Prvé dva poklesy křivky odpovídají 9,2 %
13	1	14,5	2,27	13,35	—	15,62	520— 650 °C 690— 750 °C 855—1055 °C	Pozvolná prodleva mezi 1. a 2. a 2. a 3. poklesem. Prvé dva poklesy odpovídají 10,6 %
	2	23,2	9,07	1,02	0,79	10,36	480— 680 °C 715— 780 °C 815—1010 °C	Nepravidelný průběh křivky 680—715 °C ostrá krátká prodleva, 780—815 °C pozvolná prodleva. 1. a 2. pokles = 20 %
	3	25,0	5,39	21,40	0,22	28,01	410— 690 °C 790— 840 °C 860—1070 °C	Pozvolné prodlevy mezi 690—790 °C a 846—860 °C. 1. a 2. pokles = 18%

Tabulka 15. Srovnání rozmezí dehydratace slovenských mastků s literárními údaji.

Analytik (autor)	Rozmezí dehydratace
Krause (E. Thilo, 1935)	700— 900 °C
Rieke—Wiese (E. Thilo, 1935)	730— 950 °C
(P. G. Nutting, 1943)	750— 950 °C
W. Jander, J. Wuhrer (1938)	760— 800 °C
Haraldsen (E. Thilo, 1935)	800— 900 °C
Tadokaro (E. Thilo, 1935)	800—1150 °C
J. Havránková	815—1090 °C
H. Longchambon (1936)	850— 950 °C
M. Kužvart (1955 B)	850—1050 °C
Ogushi (S. Kozu, M. Masuda, 1926)	900—1000 °C
Puthoky (F. Saueressing, 1950)	900—1100 °C
Ch. Kiefer (1949)	925—1010 °C

větší či menší odchylky. Největší z nich byla stanovena u vzorků 1 a 3 (tab. 14): 820—910 °C a 840 a 890 °C. V druhém případě je možné, že do dehydratačního intervalu mastku spadá i menší jemu předcházející pokles (835—840 °C). Vzhledem k tomu, že se jedná o technický druh mastku a o „tmavý glimmer", a jelikož se tyto vzorky podstatně odlišují primární agregací a strukturou od ostatních vzorků, nejsou nijak podivuhodné jejich dehydratační intervaly: 820—910 °C a 780—890 °C, které dobře zapadají do rámce intervalů známých z literatury.

Vzorky technických druhů mastku, u nichž obnáší úbytek na váze více jak 7,5 %, jsou však dále charakterisované jednak intervaly 480—690 a 690—780 °C; oba jsou u některých vzorků spojeny v 1 pokles, v jiných je mezi nimi větší nebo menší prodleva, nebo konečně v jediném případě se projevil jen 1 pokles (viz tab. 14). Tuto skutečnost lze nejspíše vysvětliti přítomností chloritu typu klinochlor-leuchtenbergit až rhipidolit, pro něž udává V. P. Ivanovova (1949) endotermní reakci 550—650 °C a všeobecně pro chlority 500—770 °C. Ve vzorku 1 a 3 (tab. 13), zvláště u vzorku 3, patří tyto poklesy z velké části endotermním reakcím Mg-karbonátů (dolomit 700—850 °C, 800—950 °C, magnesit 470 až 800 °C). Druhá endotermní reakce dolomitu splývá s rozkladným intervalem mastku (vzorek 1, tabulka 13).

Z této krátké diskuse výsledků GTA různých druhů mastku je patrné, že pro jejich kvalifikaci je nesporně nejvhodnější, nejrychlejší a nejekonomičtější GTA, než vlastní chemická analysa. Pro praktické využití GTA mastků bude zapotřebí provésti tuto analysu na větším počtu různých druhů mastku (znečistěných chloritem) a výsledky vyjádřiti graficky. Z výsledné křivky bude možno vypočítati složení vzorku (obsah mastku a chloritu), což se obvykle dělo z náročnějších chemických analys.

DISKUSE GENESE MASTKU NA MAGNESITOVÝCH LOŽISKÁCH

Otázkou genese mastku na magnesitových ložiskách Slovenska a hlavně východních Alp se zabývala celá řada autorů. Jejich názory lze zhruba rozděliti do tří skupin:

1. A. Kieslinger (1923) vysvětluje vznik mastku jako *produkt dynamometamorfosy*. K tomu jej vedl celý způsob tektonického propracování, prohnětení se sousedními horninami, čočkovitá zonální struktura alpských ložisek s čistým mastkem, která — podle něho — by byla při žilném vzniku zcela nesrozumitelná. Paralelizuje jej se vznikem sericitu proto, že mastek se jeví — jako sericit — minerálem, který umožňuje další přesuny v hornině, který jako nejkrajnější ohebná a kluzká nově utvořená mezivrstva „přijal všechny tlaky a odvedl je".

2. Druhým, dříve značně rozšířeným názorem byla genese mastku *metasomaticky v grafitických břidlicích syngeneticky s Mg metasomatosou vápenců v jejich nadloží*. Při tom je předpokládán *přínos Mg hydrotermálních roztoků*, derivovaných od basických magmat. Tento názor předně aplikovali K. A. Redlich a F. Cornu (1908) na štýrské ložisko Häuselberg u Lubna a později K. A. Redlich (1934) na ložiska slovenská. Před ním ještě C. Doelter (1914) vysvětluje vznik mastku sekundárně z mnohých Mg obsahujících minerálů pseudomorfosou. Klade jeho vznik spíše do souvislosti s chloritickými břidlicemi. Podobně zastával R. Müller (1921) názor, že mastkové břidlice vznikly vlivem termálních vod, obsahujících roztok Mg solí, které proměnily břidlice, obklopující ložiska vápence v mastek. Avšak H. Laubmann (1924) nezjistil kriteria pro vznik mastku působením horečnatých roztoků v horninách bohatých křemenem a neobsahujících větší množství Mg, jako v kvarcitech, sericitických břidlicích, nebo porfyroidech.

Genesi mastku na ložiskách alpských magnesitů velmi podrobně řešil M. Rósza (1925). Konstatoval, že talkitisace magnesitových ložisek probíhala různě intensivně (parciálně), zatím co ložisko v Mautern bylo skoro úplně přeměněno v mastek. V tomto ložisku předpokládá Rósza předchozí existenci mocné polohy čistého magnesitu. Genesi mastku vysvětluje tímto způsobem: Při vzniku mastků, přicházejících v polohách krystalického magnesitu, spolupůsobily primární uloženiny Mg karbonátu a břidličnaté horniny, bohaté SiO_2, zvláště vzájemná mobilisace a smíšení. Tato mobilisace začala právě v hloubce při rekrystalisaci karbonátů, která je místy vázána na tektonické pochody a pokračovala, podporována vnějším přínosem, dále v mladších obdobích při vyvýšení a rozpukání. Že proces talkitisace není závislý jen na dnes více dostačujících množstvích Mg karbonátů a SiO_2, avšak že je nutná také odpovídající mobilisace těchto součástek, dokazuje okolnost, že ve veitschském magnesitovém ložisku přicházejí křemité břidlice a také čisté křemenné žíly, aniž by s tím byl spojen podstatný průběh talkitisace. Křemenné žíly vznikly zde právě po rekrystalisaci magnesitu a také po pozdějších pohybech a rozpukání ložisek nebyl nalezen žádný vnější přínos cirkulujících vod (resp. roztoků). Talkitisace vnikla i do dolomitového materiálu. Mobilisované roztoky bohaté na Mg karbonát a SiO_2 pronikly místy také do meziuložených dolomitových vrstev a odebraly něco Ca karbonátu, SiO_2 naproti tomu vyloučily, při čemž následovala parciální talkitisace dolomitu. Na pozorovaných místech neprobíhal tento proces dále; tak zůstaly také v Mautern vrstevnaté dolomity nezměněny.

Vedle toho se mastek vyskytuje na četných místech magnesit-mastkového území mezi podložními a nadložními břidlicemi i bez vápence a dolomitu. Závěrem studia Rószy lze shrnouti, že v území krystalického magnesitu vznikl mastek z vyloučeného Mg karbonátu a z SiO_2 obklopujících břidličnatých hornin, a to během mobilisace těchto součástek, případně během s tím spojeného chemického vyloučení.

V pozdějších letech studoval genesi mastku na ložisku Mautern K. Matz (1939, 1949); z jeho práce vyplynulo, že se ložisko vytvořilo metasomatosou karbonátových grafitických břidlic a mastek vznikl současně s magnesitem při regionální metasomatose. Mastek na kontaktu magnesitu a okolních břidlic metasomaticky zatlačuje jak magnesit, tak i tyto horniny. Vedle toho existují též hydrotermální žíly. M. Weiser (1938) vykládal vznik mastku jeho pseudomorfosou po pinolitu (bez bližších genetických diskusí). E. Grill, G. Pagliani a L. Sacchi (1955) studovali genesi mastku v ložiskách dolomitických vápenců v cottických Alpách. Přínos Mg derivují od peridotitických těles, vzdálených jen několik set metrů od těchto ložisek.

3. Poslední názor, který byl aplikován na ložiska mastku Slovenského rudohoří, spočívá na domněnce, že mastek vznikl *působením hydrotermálních roztoků s SiO_2 na ložiska Mg karbonátů, jejich metasomatosou.* Prvý tento názor razil Vl. Čech (1951). Vycházel z toho faktu, že slovenské lokality mastku jsou v oblastech někdejších rozsáhlých tektonických pohybů, které mobilisovaly horké roztoky, usnadnily jejich výstup a látkovou výměnu mezi horninami. Horké roztoky, jejichž působením mastek vznikl, obsahovaly především SiO_2 a pocházejí z kyselých žilných intrusí, i když tyto nevystupují na povrch v blízkosti mastkových naležišť. Mg mastku pochází (vlivem hybridisace) většinou z horniny, v níž se mastek vyskytuje nebo jimiž pronikaly roztoky SiO_2.

Nejdetailněji pak propracoval genesi slovenských mastků na ložiskách metasomatických magnesitů M. Kužvart (1954, 1955 A, 1957). Podle něho sedimentoval ve starším paleozoiku vápenec, případně dolomitický vápenec, a to buď v souvislé poloze, nebo spíše v podobě útesů (čočkovité útvary těles). Vápenec mohl být zčásti dolomitisován již za diagenese; hlavní Mg metasomatosa nastala však až po diagenesi, nejspíše v hercynském orogénu. Velká vápencová tělesa nepodlehla metasomatose beze zbytku (viz obdobu s alpskými ložisky), takže na nich můžeme pozorovat vrstvy reliktního vápence, lemované dolomitem (např. Mútnik), nebo samotný dolomit s vápencovými relikty pouze mikroskopických rozměrů (např. Kokava). V této fázi vznikl z malého podílu SiO_2 v Mg hydrotermálních roztocích mastek, rozptýlený v podobě šupinek v magnesitu (např. Mútnik) (M. Kužvart, 1955 A). Na styku magnesitového ložiska s okolní horninou vznikal přínosem Mg do hornin s hojným obsahem Al_2O_3 klinochlor. Tvořil se pravděpodobně též z původních minerálů okolních hornin, z biotitu nebo z penninu. Výsledná hornina, chlorit-mastková břidlice, se vyskytuje též v podobě vložek v magnesitovém tělese. Kužvart předpokládá, že v původním vápenci, ještě nezatlačeném, byly vložky pelitického materiálu, který během hydrotermální metamorfosy dal vznik chlorit-mastkovým břidlicím uvnitř magnesitového tělesa. Vzhledem k intimnímu vzájemnému prostupování tenkých lišt (šupin) klinochloru a mastku v této hornině nelze vyloučit možnost vzniku mastku z klinochloru. Tuto proměnu popsal S. Sato (1933) ze severní Koreje. Stejný pelitický materiál, z jehož tenkých vložek v magnesitu vznikla chlorit-mastková břidlice, byl přeměněn při regionální metamorfose v okolní svory (M. Kužvart, 1955 A). Podle M. Kužvarta byl magnesit při horotvorných pochodech roztrhán a zformován do tvaru čoček. V další fázi (v alpinském orogénu?) nastal hlavní přínos termálních roztoků s obsahem SiO_2, a to buď z okolních hornin, zvláště z křemitého dioritu, nebo z hloubky. Po puklinách vnikaly tyto roztoky do tektonicky porušených magnesitových těles. Reakcí SiO_2 a $MgCO_3$ (příp. $CaMg(CO_3)_2$) vznikal mastek (H. B. Wilk, 1953):

$$3\,MgCO_3 + 4\,SiO_2 + H_2O = H_2Mg_3Si_4O_{12} + 3\,CO_2;$$

$$6\,CaMg(CO_3)_2 + 2\,H_2O + 8\,SiO_2 = Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4 + 6\,CaCO_3 + 6\,CO_2.$$

Nadbytek SiO_2 se projevil existencí žil a čoček křemene v chlorit-mastkových břidlicích a vznikem různých křemitých hornin. Přínos Mg a vytvoření magnesitu jsou odděleny od hlavního přínosu SiO_2 do magnesitu a tím i od vzniku žil mastku časovým intervalem. Tomu nasvědčuje výskyt magnesitových reliktů v mastkových žilách, které procházejí magnesitovými tělesy. Na ložiskách mastku v okolí Hnúšti vznikla tedy hlavní masa mastku pravděpodobně až po regionální metamorfose (M. Kužvart, 1955 A).

Pro doplnění názorů na genesi mastku je třeba krátce sa zmíniti o mastku, který vznikal jako metamorfní produkt ultrabasických hornin (karbonských a veporidních serpentinitů). Jedná se o serpentinity II. typu ve smyslu J. Kantora (1956), které podlehly na některých lokalitách velmi intensivní steatitisaci, probíhající převážně v okrajových partiích těles. Steatitisace, doprovázená často karbonatisací, ukončuje zpravidla intensivní přeměny těchto hornin (serpentinisace, antigoritisace, aktinolitisace, chloritisace) ve Spišsko-gemerském rudohoří, nehledíme-li na lokálně vyvinuté supergenní zjevy. Podle téhož autora došlo k této přeměně působením horkých vodnatých roztoků s obsahem SiO_2 nebo i CO_2 na tato ultrabasika. Podobný problém řešili i F. Angel a F. Trojer (1953) v Alpách.

Podle vykonaného studia je nutno přiklánět se, v případě výskytů mastku na ložiskách metasomatického magnesitu na Slovensku, ke třetímu názoru o genesi mastku. Zhruba lze souhlasit s názory M. Kužvarta, hlavně co se týče přínosu SiO_2, který — snad ke konci alpinského orogénu — způsobil přeměnu magnesitů a dolomitů v mastek. Fysikálně-chemické podmínky byly nejspíše poněkud odchylné v případě mastku I a II, což dobře dokumentuje agregace a čistota mastku. Mastek I se vyvíjel převážně v magnesitu nebo dolomitu, který jej zatlačoval intensivně od jeho intergranulár do středu zrn. Vzhledem k omezenému prostoru v magnesitové kompaktní hmotě se mastek vyloučil ve středně a jemně šupinatých agregátech i když jeho akumulace dosahují často až decimetrových, dnes těžených mocností. Naproti tomu žilný mastek II vyplňující pukliny již talkitisovaného magnesitu je hrubě šupinatý. Časový rozdíl mezi oběma typy mastku nebyl snad veliký a spadá nejpravděpodobněji do jedné, společné krystalisační etapy. Určitá neshoda se jeví v názorech M. Kužvarta a autora této práce, spočívající v genesi okolních mastek-chloritických břidlic. Technické druhy mastku, obklopující zpravidla ložiska magnesitu, přecházejí obvykle do okolních chlorit-mastkových břidlic plynule. Domnívám se proto, že i tyto břidlice buď všechny nebo jejich velká část (původně zřejmě obsahovaly také určitý podíl Mg karbonátu) byla vytvořena vlivem SiO_2 hydrotermálních roztoků v době genese jemněji šupinatého mastku I. Podle toho, do jakého prostředí vnikly, a vzhledem k tomu, že se jednalo o přínos v geologických rozměrech, vytvořily se buď břidlice s obsahem mastku a chloritu na místě hornin s Al_2O_3 a FeO vedle MgO, nebo poměrně čisté mastky ve vlastních tělesech magnesitu, kde tyto komponenty — Al_2O_3 a FeO —nebyly zastoupeny v tak velikém kvantu. Proto také technické druhy mastku nacházíme jen velmi zřídka přímo uvnitř magnesitových těles; tyto ojedinělé případy mohly být pak původně pelitické vložky, později přeměněné Mg roztoky, nebo již méně pravděpodobně byly vytvořeny i tektonicky v pozdější době doznívání alpinského orogénu. V téže době se nejspíše změnily

fysikálně-chemické podmínky, za nichž poklesla atakovatelnost SiO_2 roztoků vůči Mg karbonátům, resp. i silikátům natolik, že se z nich vylučoval již jen křemen a v relativně pozdější době též sulfidy Fe a barevných kovů. Nelze ovšem v žádném případě akceptovati metamorfní genesi mastku, syngenetickou se vznikem okolních hornin nebo dokonce s Mg metasomatosou vzhledem k popsaným texturním a strukturním vlastnostem mastek-magnesitové rudniny.

Naskýtá se ještě otázka zdroje hydrotermálních SiO_2 roztoků. Je pravděpodobné, že jejich zdrojem byly snad kyselé vyvřeliny typu žuly (Vl. Čech, 1951), nebo křemitého dioritu (M. Kužvart, 1955 A).

Vytčená genese rámcově souhlasně zapadá do první subepochy ve smyslu M. Máška (1956).

TECHNOLOGICKÉ VYUŽITÍ MASTEK-MAGNESITOVÉHO MATERIÁLU

Na mastek-magnesitových ložiskách — Mútnik, Samo, Kokava, Kohútik — je těžen především kvalitní (elektrokeramický) mastek, případně čistší partie technického mastku. Podobně haldy opuštěných ložisek — Hačava a částečně i Polom — obsahují dosti značné množství podřadnějších druhů mastku. Partie magnesitu s mastkem a se sulfidy hlavně na ložiskách Mútnik, Samo a Kohútik jsou většinou odhazovány na haldy jako zatím nepotřebný materiál.

Působením supergenních činitelů (vody, CO_2, vzduchu vůbec) podléhá haldový materiál (hlavně magnesit a sulfidy) větrání, čímž se znehodnocuje a dochází tak k nemalým národohospodářským ztrátám.

V prvé řadě větrá magnesit; obsahuje 2—3 % FeO (Zd. Trdlička, 1959), což je příčinou, že vyvětráváním železa z jeho krystalové mřížky nastává jeho rozklad a oxydické sloučeniny železa zbarvují rezavě hnědě okolí, tedy i mastek. Tím se znehodnocuje jak magnesit, tak i mastek, který je pak více či méně pigmentován železitými sloučeninami.

Technologii mastku studovala řada autorů, prakticky v celém světě, hlavně v zemích s ložisky tohoto cenného materiálu. V letech 1925—1933 se zabývalo v Sovětském svazu více autorů nejen úpravnictvím a technologií vlastního materiálu, ale také vlastnostmi produktů, vyrobených z této nerostné suroviny (např. J. Kostyleva, 1925; W. E. Grum-Giršimajlo, 1926; V. V. Aršinov, 1930, 1931; N. P. Šabĺikin, V. V. Andrejev, 1931; M. A. Gordienko, 1931; V. V. Aršinov, 1932; N. A. Djukalov, 1933).* V téže době publikovali E. W. Mayer a R. Schön (1925) práci o flotaci mastku a magnesitu. Tyto práce přinesly sice užitek a použití pro ložiska, z kterých byly zpracovávány studijní materiály. Technologické a úpravnické poznatky shrnul F. Saueressing (1950) v samostatné knižní publikaci.

Slovenské mastkové suroviny, jako zdroje na výrobu steatitu, studoval teprve v roce 1947 B. Sochor po stránce možnosti jejich úpravy k tomuto účelu. Později uveřejnili J. Jarkovský a V. Dvonč (1955) zprávu o chemickém výzkumu a úpravě kalinovských mastků.

* Citace autorů v práci F. Saueressinga (1950).

Podle posledních autorů je úprava mastku vedena dvojím směrem:

1. chemickým (vzorky sa rozpouštějí v HCl 1 : 1 za tepla na vroucí lázni 1—6 hodin, čímž se odstraní karbonát, limonitické železo a částečně chlorit); tímto způsobem byl obsah Fe^{2+} snížen více než o $^1/_3$. Poloprovozně tento problém řešil závod „Matador" v Bratislavě.

2. Mechanický směr spočíval v plavení na Kopeckého aparátu.

Nebylo však dosaženo uspokojivých výsledků.

Flotací mastku z okolí Hnúšti se zabýval J. Traxler (1952, 1953) a v roce 1955 v práci pokračoval V. Humml. Tohoto úkolu se ujal dále Vl. Benedikt (1958) a pokračuje v ní prof. Dr. J. Kašpar a Dr. J. Spurný na Vysoké škole chemicko-technologické v Praze.

Podle názoru Vl. Benedikta (1958) nelze použíti pro zkvalitnění a obohacení mastku mokré úpravy (sazečky, splavy), protože příměsi mají přibližně skoro stejnou specifickou váhu jako mastek. Také mechanická úprava — prakticky větrná separace — není vyhovující; odstraní se při ní totiž jen pyrit a část karbonátů. J. Traxler (1952) se též zabýval magnetickou úpravou slovenských mastků; i tato metoda pro svou nedokonalost není doporučována. Nelze dobře použít ani úpravy chemickou cestou, což je předně velmi nákladné, a pak málo účelné (ve výsledném produktu zůstává stále chlorit).

Z celé řady literárních údajů, zvláště z posledních let, lze učiniti několik závěrů (Vl. Benedikt, 1958):

1. Suché mletí je výhodnější než mokré, neboť ponechává nečistoty v hrubších kusech. Přílišná jemnost mletí není žádoucí.

2. Mastek flotuje velmi snadno, stačí jen pěnič.

3. Mineralogický charakter mění podstatně průběh flotace. Je třeba jiných pěničů pro lístkovité mastky a jiné pro „vláknité" (jemně šupinaté).

4. Odstranění magnesitu od mastku bylo uspokojivé.

5. Obecně je uváděn pine-oil jako vhodný pěnič. Osvědčily se ovšem i jiné, jako xylenol, Flotacol, kamenouhelný dehet, alkoholy a jiné. Často se používají alkalické modifikáty (soda, vodní sklo).

6. Pro charakteristiku vyflotovaného materiálu je směrodatná ztráta žíháním, snížení obsahu Fe_2O_3 a nerozpustný podíl po vyloučení v kyselině.

Vl. Benedikt (1958) používal k flotaci mastku alkoholu (ethanol, n-propanol, n-butanol, n-pentanol, n-hexanol). Z jeho experimentální práce vyplynuly závěry, důležité pro praktické použití.

1. Flotovatelnost mastku stoupá se stoupající délkou uhlovodíkového řetězce n-alifatických alkoholů, avšak závislost není lineární. Pro vyšší koncentrace a vyšší alkoholy je maximální flotovatelnost téměř stejná. Flotovatelnost je přímo úměrná specifické rychlosti.

2. Optimální koncentrace pro maximální flotovatelnost se výrazně projevuje jen u těchto alkoholů:

n-butanol $0{,}140 \times 10^{-3}$ molu
n-pentanol $0{,}090 \times 10^{-3}$ molu
n-hexanol $0{,}010 \times 10^{-3}$ molu

3. Specifická rychlost flotace také stoupá s počtem uhlíků n-alifatických alkoholů.

4. Flotovatelnost v kyselém prostředí je lepší než v alkalickém. Ve slabě kyselém prostředí dosahuje tento úpravnický pochod maxima.

5. Adsorpce alkoholu na povrchu mastku je fysikální povahy. Alkoholy působí při flotaci mastku nejen jako pěniče, ale současně i jako sběrače, které v důsledku adsorpce na povrchu zvyšují jeho přirozenou flotovatelnost.

6. $FeCl_3$ snížil výtěžnost mastku, ferrokyanid draselný a $K_2Cr_2O_7$ flotaci mastku aktivovaly. Nerozpustný zbytek naopak u $FeCl_3$ stoupal, což svědčí, že došlo ke zvýšení kvality koncentrátu. U ferrokyanidu stoupá výtěžnost, avšak na úkor kvality koncentrátu, neboť obsah Fe_2O_3 stoupl.

7. Je tedy $K_4(Fe(CN)_6)$ aktivátorem mastku, kdežto $FeCl_3$ depresor nežádoucích složek, především snižující obsah Fe_2O_3.

8. Pro vysokou cenu alkoholů navrhuje Vl. Benedikt použití příboudliny a isoalkoholů

Těmito způsoby by bylo možno oddělit hlavně mastek od magnesitu. Zbývá ještě ekonomické využití technických mastků, které se nehodí pro elektrokeramické účely. Podle intimního prorůstání mastku a chloritu v těchto druzích mastku, bude nejspíše velmi obtížná separace obou minerálů některou úpravnickou metodou (mimo chemický proces). Tato otázka je opět velmi důležitá pro technology.

Vedle mastku a magnesitu přicházejí v úvahu při úpravě a technologii mastek — magnesitového materiálu místně akumulované sulfidické minerály, representující na ložisku Mútnik (hlavně štola Svätopluk) a ve štole Cerberus vedlejší složku. Jsou zastoupeny, jak uvedeno v následujícím mineralogickém popisu, hlavně chalkopyritem a dále na ložisku Mútnik méně běžným tetraedritem a kobaltinem, ve štole Cerberus pyrrhotinem s pentlanditem? a arsenopyritem s kobaltem. Tyto sulfidy poskytují tedy předně měď (chalkopyrit, tetraedrit), dále nikl (pentlandit? v pyrrhotinu) a kobalt (kobaltin, arsenopyrit). Tetraedrit, boulangerit a galenit poskytují dále Sb, Pb a stopové Au. Kusový mastek-magnesitový materiál se sulfidy je zcela běžný na haldách štoly Svätopluk a v menší míře štoly Nižná na ložisku Mútnik.

Sulfidy jak na haldách, tak i ve štole Cerberus (její ústí je mělce pod povrchem, horniny jsou tedy značně zvětralé a rozpukané) podléhají intensivnímu větrání; z pyritu a chalkopyritu se uvolňuje železo, což se markantně projevuje zrezavěním až hnědým zbarvením jejich okolí, tedy magnesitu a mastku, zarůstajícím do magnesitu. Chalkopyrit i pyrit se tak mění v rezavý limonit nebo ve tmavě hnědé kompaktní minerály, typu stilpnosideritu.

Důležitější je — hlavně z ekonomiky sulfidů — skutečnost, že rozkladem chalkopyritu (případně i méně hojného tetraedritu) dochází k uvolnění mědi z krystalových mřížek obou nerostů. In situ (např. mezi šupinami mastku) se migrace mědi projevuje modrozelenými povlaky basických uhličitanů mědi typu malachitu nebo azuritu. Avšak měď, jakožto velmi lehce migrující element, je vodou splachována (odnášena) s povrchu hald do nitra a případně — uvážíme-li, že haldy jsou stavěny na svahovém terénu — část mědi zřejmě opouští ve formě rozpustných sloučenin prostory hald. Podobně je měď odnášená vodou, vytékající ze štoly Cerberus. Takto migrující měď nelze pochopitelně ekonomicky vůbec získat.

Proto je nutné při úpravě mastek-magnesitové rudniny (oddělování mastku od magnesitu) věnovati pozornost též jmenovaným sulfidům.

SULFIDICKÉ ZRUDNĚNÍ NA MASTEK-MAGNESITOVÝCH LOŽISKÁCH

Sulfidické zrudnění je přítomno na ložiskách mastek-magnesitových obou pruhů jako žíly, sítiva nebo impregnace, a to buď přímo v rudních tělesech, nebo nehojně v okolních horninách. Zpravidla je toto zrudnění doprovázeno šedým nebo

bělošedým, středně zrnitým křemenem; mění se jen poměr mezi sulfidy a křemenem, takže není žádnou vzácností, že převládají sulfidy (nebo jsou až výhradní) a naopak. Variabilita tohoto poměrného zastoupení existuje nejen na různých ložiskách, ale i na jednom a témže ložisku.

Výskyt sulfidů, jak kvalitativní, tak kvantitativní, je relativně nejvíce rozšířen na ložisku Mútnik (hlavně štola Svätopluk). Jejich zastoupení klesá na ložisku Samo a ve štole Cerberus. Na ostatních ložiskách se řadí sulfidy mezi zcela vedlejší až akcesorické komponenty a omezují se většinou jen na podřadný pyrit. Zastoupení sulfidů (a ryzích kovů) na obou pruzích přináší tabulka 16.

O sulfidech z popisovaných ložisek bylo publikováno několik prací, které se zmiňují pouze o jejich lokálních výskytech a neřeší mineralogicko-chemický charakter sulfidů v průběhu obou pruhů. Prvý uvádí výskyty sulfidů v tomto území K. A. Redlich (1934); popisuje z ložiska Hačava impregnace pyritu v magnesitu a mastku, a křemen-chalkopyritové žíly v magnesitu. Od téhož autora je známý výskyt křemenných žil se sulfidy na magnesitovém ložisku severně od Košic — Košické Belé. Před K. A. Redlichem publikovali F. Ulrich, B. Bouček (1931) a F. Ulrich (1933) výskyt tetraedritu na dolomit-křemenných žilách ložiska Divín-Ružiná; odtud popisuje F. Ulrich (1933) grafitické břidlice s pyritem. O něco později se J. Šuf (1937) zmiňuje o výskytu pyritu na ložisku Mútnik (pyrit v mastku) a o Pb-Zn- žilách, metasomujících triasové vápence na vrchu Ostrý a u Zdychavy. Práce téhož autora z roku 1938 obsahuje údaje o přítomnosti zlatonosného pyritu a Pb-rud v asociaci s mastkem a magnesitem.

Teprve v poslední době nacházíme početnější zprávy o sulfidech na magnesitových ložiskách; jedná se o pyrit a chalkopyrit v magnesitu z Dúbravy (E. Cabicarová, 1954) a z Mútniku (M. Kužvart 1955 A), a konečně o výskyt pyritové impregnace v mastku a magnesitu ložiska Hačava (J. Vtělenský, 1955).

Z jižního magnesitového pruhu existuje dále několik zpráv většinou geologicko-ložiskového charakteru se stručnými údaji o sulfidech. V roce 1956 popsal M. Ťapák v práci o ložisku Bankov u Košic epigenetické sulfidy (pyrit, chalkopyrit, tetraedrit s ryzí cementační mědí) v magnesitu; o rok později bylo napsáno několik závěrečných zpráv, které se dotýkají částečně také sulfidů. A. Abonyi (1957) uvádí z okolí Ochtiné v černolehotském pruhu pyrit, antimonit, a komplexní sulfidy s křemenem, ve slavošovském pruhu Pb-Zn rudy a antimonit. J. Gula (1957 A, 1957 B) popisuje nález pyritu z Lubeníku a pyritu a chalkopyritu na Dúbravě, V. Zsivny (1927) výskyt pyritu na ložisku Ratkovská Suchá.

Do zprávy z ložiska Sirk (R. Ševčík, 1957) jsou zahrnuty křemenné žíly mastku a sulfidy (pyrit, chalkopyrit, arsenopyrit, pyrrhotin). Zmínka o větší akumulaci galenitu na ložisku Burda je udána ve zprávě St. Klíra (1957).

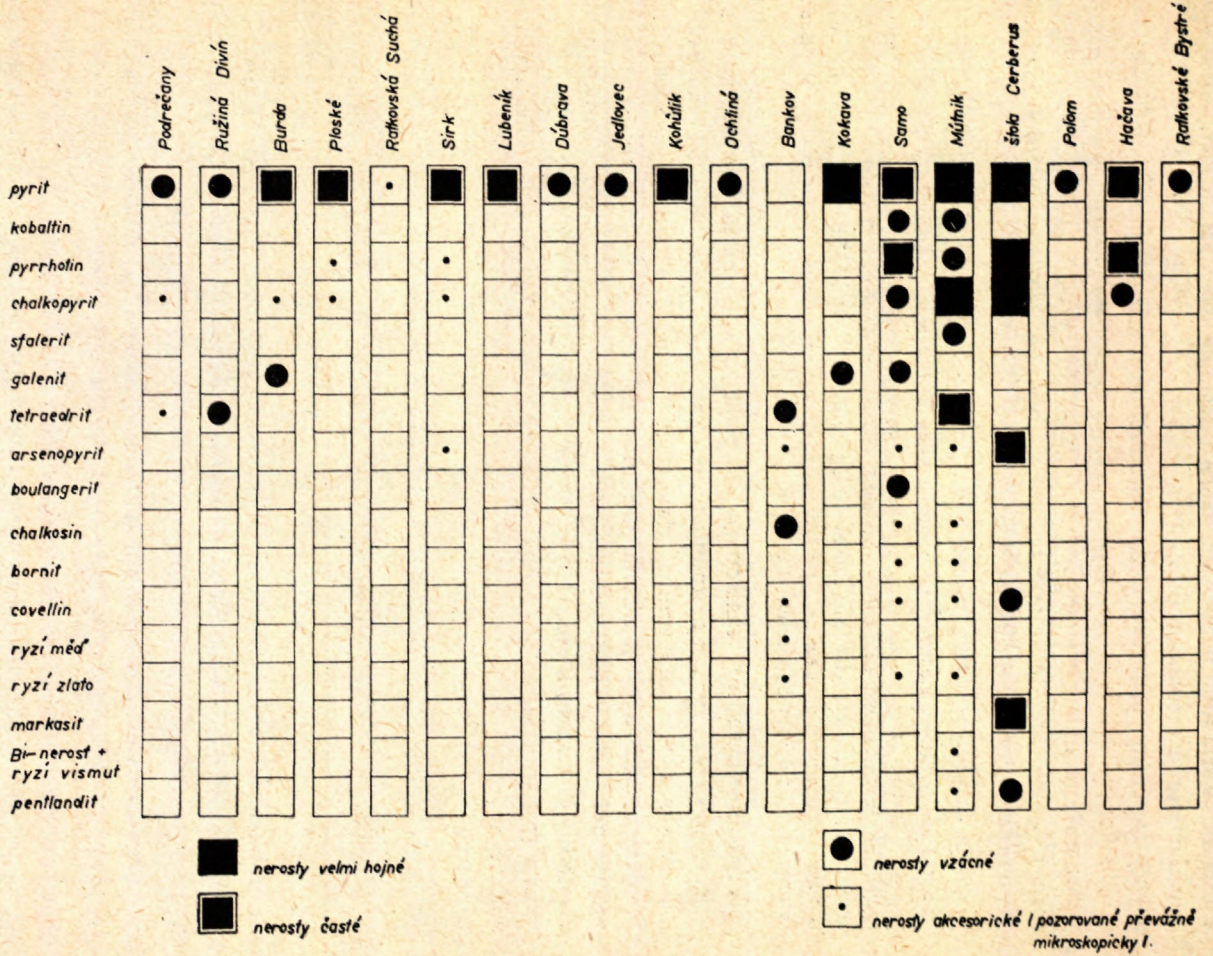
Všechny tyto výskyty, rozšířené o nové vlastní nálezí sulfidů a ryzích kovů, jsou shrnuty v tabulce 16.

Sulfidy zpravidla tvoří žilky (výplně puklin v magnesitu) nebo sítivo v intergranulárách magnesitu a mezi šupinami mastku. V místech, kde nacházíme křemenné čočky nebo žíly, postupují sulfidy často i po puklinách křemene.

Chalkopyrit

Chalkopyrit je representován agregáty allotriomorfních zrn, jež mají tvar žilek nebo drobného až jemného sítiva. Sítivo vzniká velmi intensivním prorůstáním chalkopyritu mezi zrna magnesitu a šupiny mastku. Po těchto směrech docházelo

Tab. 16. Relativní zastoupení sulfidů a ryzích kovů na slovenských mastek-magnesitových ložiskách



také k zatlačování obou Mg minerálů chalkopyritem; tento děj se projevuje laločnatou, chobotnatou nebo nepravidelnou hranicí mezi styčnými místy obou druhů minerálů. Vedle toho chalkopyrit nejen obklopuje, ale i hojně koroduje zrna pyritu, kobaltinu, arsenopyritu, sfaleritu, pyrrhotinu a kobellitu?. Mezi zkříženými nikoly lze často pozorovati mírné protažení jeho zrn a typické lamelování.

Chalkopyrit je relativně rozšířen hlavně na ložisku Mútnik (zvláště ve štole Svätopluk) a dále ve štole Cerberus. Jinak byl vzácně zjištěn v Hačavě a na lokalitě Samo. Mezi akcesorie se řadí na některých ložiskách jižního magnesitového pruhu: Podrečany, Burda, Ploské a Sirk.

Výsledky spektrálních analys sulfidů z obou magnesitových pruhů přinášejí tabulky 17 a 18. Spektrálně zjištěné elementy ve vzorcích chalkopyritu patří z největší části heterogenním příměsím (mastek, chlorit, magnesit, křemen, Ti oxydy): Al, Ca, Ga, Mg, Si, Ti. Jiné, převážně chalkofilní prvky, náleží sulfidickým inklusím (pyritu, arsenopyritu, kobaltinu, kobellitu?, sfaleritu): As, Co, Bi, Mn, Ni, Sb, Pb, Zn a Cd (viz též M. Fleischer, 1955). Cd, vázané v mřížce heterogenního sfaleritu, je přítomno vždy tam, kde je obsah Zn zvýšen. V případech se stopovým Zn nebylo Cd stanoveno vůbec.*

Vlastnímu chemismu chalkopyritu připadá tedy jen několik prvků, které mají v jeho krystalové mřížce zastupující charakter; je to Ag a Sn. Oba jsou uváděny v mineralogických kompendiích (hlavně Ag) v obdobné funkci. Diadochii mezi Sn a Fe v chalkopyritu detailně diskutují C. Lévy, J. Prouvost ve své práci z roku 1957. Podle těchto autorů existuje — v důsledku isostrukturních vlastností — isomorfní řada:

Chalkopyrit ($CuFeS_2$) - stannin ($Cu_2 Fe Sn S_4$). Obsah Sn v chalkopyritu je zcela běžným v chalkopyritech severního magnesitového pruhu (Mútnik; štola Cerberus).

Pyrit

Z nejběžnějších, téměř vždy přítomných sulfidů na mastek-magnesitových ložiskách obou pruhů, je pyrit. Nejhojněji byl zjištěn na těchto lokalitách: Mútnik, Kokava a štola Cerberus; jinak je buď častý (Samo, Hačava, Burda, Ploské, Sirk, Lubeník, Kohútik), nebo vzácný až akcesorický (Polom, Ratkovské Bystré, Podrečany, Ružiná-Divín, Ratkovská Suchá, Dúbrava, Jedlovec, Ochtiná). Zatím nebyl zjištěn na ložisku Bankov.

* Chemismus všech sulfidických nerostů (včetně ryzích kovů) byl zjišťován spektrálními kvalitativními analysami, které byly provedeny ve spektrografické laboratoři ÚNS Kutná Hora za těchto podmínek: křemenný spektrograf Q 24, o rozsahu 2000—5800 Å, střídavý oblouk 8 A, generátor DG 1, uhlíkové (konické) elektrody ČKD-Stalingrad vzdálené od sebe 3 mm, clony T 10—5, komor. 1 : 15, diafr. 3,2, velikost štěrbiny 0,003 mm, exposice 30 vteřin bez předjiskření. Spektrogramy byly pořízeny na fotomateriálu Foma super-ortho 6×24 cm. Vzorky byly všechny analysovány bez uhlíkového prachu a jen u některých (Hačava, Podrečany, Ružiná, Ploské, Sirk, Bankov, Lubeník, Kohútik a kobaltin ze Samo III) byla analysa provedena dvakrát, bez uhlíkového prachu a s ním.

Tab. 17. Spektrální kvalitativní analysy sulfidů z ložisek severního magnesitového pruhu

ČÍSLO	LOKALISACE	POPIS VZORKŮ	Ag	Al	As	Au	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Hg	Mg	Mn	Mo	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Te	Ti	Tl	V	Zn
1	Mútnik, # Svätopluk, halda 581	chalkopyrit	•	•					•	•			■	■	•		●	•		•		•	•	•						■
2	" , " , " 582	"	•	•	●	•			●		•		■	■	?		●	•		•	•	•	●	•			•			•
3	" , " , "	"	•	•				•	•	•	•		■	■	•		•	•		•			•	•		?				■
4	" , # Nižná, " 531	"	•	•					•	•			■	■			●	•		•	•		•	•						●
5	" , " , 522	"	•	•					•	•	•		■	■			•	•		•			•	•						●
6	" , " , 531	chalkopyrit + minerál - Bi	•	●				•	●				■	■			■	•		•	•	•	■	•			?			•
7	" , # Svätopluk, halda	krystaly pyritu z mastku		•	●				•		•		•	■			●	•		?			●							•
8	" , # Nižná, 530	pyrit		•	●				■	•	●		•	■			•	•		●			●				?			•
9	" , " 521	pyrit z kř. žily		•	●				●				•	■			•	•		•	•		●				•			•
10	" , " 526	pyrit z alpské paragenese		•	•		?		•		•		•	■			•	•		•			●				•			
11	" , # Svätopluk, halda	zploštělé krystaly kobaltinu		●	■			•	●	?	■		●	■	•		■	•		●	•	•	■	•			•			•
12	" , " "	hranoploché krystaly kobaltinu	•	•	■		•	•	●	?	■		■	■	•		●	•		■	•		■	•			•			•
13	" , " "	tetraedrit	●	•	■	•		●	■	●	●		■	■		•	●	•		•	•	■	●			•				■
13 a	Samo III, halda	galenit	■	●	•	•		■	■	■	•	•	•	■		•	■	•			■	●	■	•		■	•	•		•
14	Samo III, halda	boulangerit	●	●	●	•	•	■	■	•	•		●	●			■	•			■	■	•	•	•	•	■	•	•	•
15	" , "	pyrrhotin		•					•		•		•	■			●	•	•	•	•		●							•
16	" , "	pyrit		●	●			•	●		•		●	■			●	•		•			■				•			•
16 a	" , "	kobaltin	•	●	■			●	■	?	■		•	■	•	?	■	•		■	■	•	■							•
17	Kokava, # Dolná 584	pyrit	•	•	●				●		•		•	■			●	•		•	•		■				?			•
18	" , " 588	"		●	●				■		●		•	■			●	•		•	•		■				?			•
19	" , " 597	"		•	●				•		●		•	■			●	•		•	?		■							•
20	Hačava, halda 962	pyrit		●	•				■			●	•	■			■	•		•		•	■		•		•			•
21	Cerberus, halda	chalkopyrit	•	●	■				●	•	■		■	■			•	•	?	●	•	•	■	•			•			●
22	" "	pyrrhotin	?	•	■				●		●		•	■			•	•	•	■	•	?	■		•		●			•

■ množství podstatné /» 1% /
■ množství podřadné /> 1% – 0,1% /
? množství problematické
● množství vedlejší /0,1% – 0,01% /
• množství stopové /< 0,01% /

Poznámka: Negativní u všech vzorků byly tyto prvky: B, Be, F, Ge, In, K, Li, Na, Nb, P, Sc, Ta, V, W, Y, Yb, Zr.

Tab. 18. Spektrální kvalitativní analysy sulfidů a ryzí mědi z ložisek jižního magnesitového pruhu

ČÍSLO	LOKALISACE	POPIS VZORKŮ	Ag	Al	As	Au	Ba	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Ga	Hg	Mg	Mn	Mo	Ni	P	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Te	Ti	Tl	V	Zn
1	Podrečany # halda /910/	chalkopyrit I krystaly z kalc. žíly	•	•	•		?		■	•	•		■	■			■	•		•				■							•
1a	" vrt P 117 227,8 m	tetraedrit	●	•	●			•	■	•			■	■		●	■	•					■	●				●			■
2	Ružiná – halda /906/	pyrit	?	•	●		?	?	■		•		●	■			■	•		●	•			■		?		•			•
3	" – " /909/	pyrit – limonitisované krystaly		•	●		?		■		●	•	•	■			■	•		●		?		■		?					•
3a	Divín - halda	tetraedrit	●	●	■			•	•	●	•		■	■		■	•	•	●	•			■	●				•			■
4	Burda – lom	krystaly pyritu z magnesitu	•	●	■		?		●		■		•	■			■	•		•				■				●			•
5	" – "	jemnozrn. povlaky pyritu z mag		●	•	•			●		•		•	■			●	•		•				●				●			•
6	" – štola	galenit	■	•				■	•	■			•	●			●	•				■	●	●	•	•			?		
7	Ploské – halda	pyrit I pentagonální dodekaedry		•	●		?		■		•		•	■			●	•		•		•		■							•
8	" – "	jemnozrn. sulfidy	•	■	•		?	•	●		•		•	■	?		■	•	•	●		•	•	■				•			•
9	Sirk – halda	krystaly pyritu z mastku		•	■				●		•		•	■			●	•		•				■		•					
10	" – "	pyrit z impregnace v magnesitu	•	■	●				■		■		•	■	?	?	■	•		●		•	•	■		•		•			•
11	Lubeník, dol. haldy vz č. 4	pyrit		■	●		•		■		●		•	■	?		■	•		•		•		■		•		•			?
11a	Veľká Štet' – vrt VŠ 2 532m	galenit	■	•				■	■	●			•	●			●	•				■	●	●	•		●	•	•		
12	Kohútik – halda	krychle pyritu		●					•	?	•		•	■			●			•	●			■				■			•
13	" – "	krychličky pyritu		•	●				●		●		•	■			●	•		●				■				•			•
14	Bankov u Košic	tetraedrit	●	•	■	•		●	●	■	•		■	■		●	■	•		•		•		■							■
15	" "	basické Cu karbonáty	●	•	•	•		●	■	■			■	●		•	■	•				•		■				•			■
16	" "	rozložený tetraedrit	■	•	●	•	•	●	■	■			■	■		●	■	•				•		■		•		•			■
17	" "	ryzí měď	●	●	•			•	●	•		•	■	●		●	●	•					•	●				•			●

■ množství podstatné /» 1% /
■ množství podřadné /> 1% – 0,1% /
? množství problematické
● množství vedlejší /0,1% – 0,01% /
• množství stopové /< 0,01% /.

Poznámka: Negativní u všech vzorků byly tyto prvky: B, Be, F, Ge, In, K, Li, Na, Nb, Sc, Ta, V, W, Y, Yb a Zr.

Pyrit je vyvinut celkem ve třech krystalografických typech:

a) je vázán jako krychličky (často zploštělé) v okolních horninách a v intergranulárách magnesitu a metasomatického dolomitu, příp. v jemnozrnné směsi magnesit-dolomitové. Tento typ nacházíme téměř na všech ložiskách magnesitu.

b) V obou typech mastku je přítomen v krystalech dosahujících až několikacentimetrových až decimetrových rozměrů (na př. na ložisku Kokava nebo Samo). Krystalograficky je omezen zpravidla pentagonálním dodekaedrem a jen při přechodu mastku do okolních břidlic nacházíme krychle (ložisko Kohútik). Krystaly jsou buď ojedinělé, zpravidla se však kumulují do větších nepravidelných nebo čočkovitých útvarů, čímž je mastek silně znečisťován (např. Mútnik, Samo). Jinak je pyrit na těchto ložiskách akcesorický. Na ložisku Sirk lemuje mastkové žíly, pronikající talkitisovaným magnesitem, nejspíše jako reakční (alterační) produkt působení hypogenních roztoků na okolní horniny.

c) Konečně tvoří zrnité agregáty a isometrická zrnka v mladších sulfidech (hlavně v chalkopyritu). Tato asociace byla pozorována hlavně na ložisku Mútnik. Vztah mezi krystalografií pyritu a místem jeho krystalisace spočívá nejspíše v různých fysikálně-chemických podmínkách krystalisace. Tato otázka je běžně diskutována v četných mineralogických pracích, nebyla však dosud jednoznačně, uspokojivě vyřešena. Podle G. K. Abdulajeva (1958) převládá pentagonální dodekaedr na pyritech mesotermálního stadia hydrotermálního procesu.

Pyritová zrnka všech tří typů jsou většinou značně rozpukána a často vyhojena, případně i korodována mastkem, křemenem nebo chalkopyritem. Lze se domnívati, že pyrit sub a) vznikl před nebo při metasomatose vápenců magnesitem, před mastkem (před jeho krystalisací). Druhý typ (sub b) spadá do vzniku mastku, hlavně 2. typu; vykrystaloval z roztoků relativně dříve než mastek. Třetí typ (sub c) lze paralelisovat do jisté míry s typem a) v tom smyslu, že se jedná o původní výplně intergranulár magnesitu ve formě „žilek", po nichž postupovaly mladší sulfidické roztoky. Jen v málo případech, kdy pyrit je korodován pouze chalkopyritem, příp. i dalšími mladšími sulfidy, a nikoliv také magnesitem a mastkem, lze považovati jeho zrna za mladší generaci, náležející do přínosu sulfidů barevných kovů.

Diskuse chemismu pyritu je vždy velmi obtížná a je detailně řešena např. v práci F. Hegemanna (1941). Z prvků, které byly zjištěny téměř vždy ve stopovém až vedlejším množství skoro u všech analysovaných vzorků pyritu, je třeba jmenovati: Mn, Zn, Co, Ni, a Cu. Podle názoru F. Hegemanna nelze Mn ani Zn vysvětlovati isomorfně v pyritu, i když existují podobné poloměry iontů a zčásti i stejné mřížky. Chybějící isomorfní zastupování je podmíněno velkými rozdíly ve způsobech krystalové vazby těchto sloučenin. Kobalt lze snad vysvětlovati zčásti diadochně (viz též M. Fleischer, 1955); zvýšený obsah Co, příp. i niklu u vzorků pyritu z Mútniku (vz. č. 8, v tabulce 17), Kokavy (vz. č. 18, 19 v tabulce 17), Ružiná (vz. č. 2 a 3 v tabulce 18), Burdy (vz. č. 4 v tabulce 18), Ploského a Sirku (vz. č. 8 a 10 v tabulce 18), Lubeníku a Kohútiku (vz. č. 11 a 13 v tabulce 18), který, v souhlase s výkladem F. Hegemanna, je vázán většinou na inkluse, mohl by poukazovat na přítomnost některých Co — Ni minerálů, inkludovaných v pyritu. Definitivní rozřešení této otázky je ztíženo jednak tím, že

pyrity neobsahovaly mikroskopicky podobné inkluse, jednak jsou tyto prvky uváděny v mineralogických kompendiích (např. Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, 1951; A. G. Betechtin, 1950) jako zastupující v molekule pyritu. Měď je prakticky vázána na inkludovaný chalkopyrit. Význam způsobu vazby (charakter krystalové vazby, energetické mřížkové poměry) lze podle F. Hegemanna — pro isomorfní, resp. diadochní zastupování Mn, Zn, Fe, Co, Ni a Cu konstatovati u mono- a disulfidických minerálů jako základní. Energetické mřížkové poměry jsou zde důležitější než souhlasnost geometrických mřížkových poměrů, včetně velikosti iontů.

Obsah As je běžný v chemismu pyritu (viz též M. Fleischer, 1955); figuruje nejspíše jeho diadochní substituent a snad je příčinou ojedinělé anomální, slabé anisotropie pyritu. Podobně i A. Neuhaus (1942) a K. Hoehne (1952) konstatovali, že opticky homogenní pyrit obsahoval kolem 5 % a 2,70 % As a vysvětlují jeho přítomnost diadochií v pyritu. Jeho zvýšený obsah (řádově podřadné množství), korespondující obyčejně i zvýšenému množství Co nebo Ni, poukazuje však na možnost submikroskopických inklusí Co-Ni-As minerálů v pyritu. Tato skutečnost platí např. pro pyrit z ložiska Mútnik a Kokava (vz. č. 8, 18 a 19 v tabulce 17) a hlavně z jižního magnesitového pruhu pro Ružinou, Burdu, Sirk a Kohútik (vz. č. 2, 3, 4, 10, 13 v tabulce 18).

Ostatní zjištěné prvky nutno diskutovati jako složky heterogenních sulfidických i nesulfidických příměsí v pyritu (Ag, Al, Ba, Ca, Cr, Mg, P, Pb, Sb, Si, Sr, Ti; M. Fleischer, 1955).

Tetraedrit

Cu zrudnění na mastek-magnesitových ložiskách na Slovensku representuje jednak chalkopyrit, jednak tetraedrit. Druhý Cu sulfid je však značně podřadný a byl zjištěn poměrně nejčastěji na ložisku Mútnik (štola Svätopluk a Nižná): jinak se řadí mezi vzácné až akcesorické sulfidické komponenty (Bankov, Ružiná-Divín, Podrečany). Na ložiskách Mútnik a Bankov proniká tetraedrit buď sám nebo s průvodními rudními, většinou sulfidickými nerosty, do mastku a magnesitu. Naproti tomu na ložisku Ružiná-Divín postupuje do magnesitového tělesa s křemennými (F. Ulrich, B. Bouček, 1931. F. Ulrich, 1933), na ložisku Podrečany s křemen-dolomitovými žilami.

Makroskopicky má tetraedrit šedou, u vzorku z Ružiné černošedou barvu.

Tvoří allotriomorfní, laločnatě omezené zrnité agregáty, obklopující zrna magnesitu, dolomitu, křemene, pyritu a šupiny mastku. Mikroskopicky se jeví tyto agregáty jako žilky a velmi drobné, jemné sítivo, vznikající hustým pronikáním tetraedritu hlavně do magnesitu a mastku (Mútnik, Bankov). Hlavně magnesit je tetraedritem slabě korodován. Tetraedrit obklopuje zrna pyritu a na ložisku Bankov uzavírá hypidiomorfní zrnka arsenopyritu (setiny až desetiny mm). Chalkopyrit tvoří vzácné žilky v tetraedritu, ovšem jsou také hranice obou nerostů zcela nepravidelné, svědčící o překrývání krystalisačních intervalů (Mútnik). Tetraedrit na ložisku Bankov je značně od krajů agregátů a po puklinách přeměňován v chalkosin a covellin; z nich v redukčním cementačním pásmu vzniká ryzí měď, v oxydačním zelené a modré povlaky malachitu a azuritu (viz též M. Ťapák, 1956). Oxydační přeměna tetraedritu je též známa z Ružiné (F. Ulrich, 1933). Tetraedrit z Mútniku (štola Svätopluk) a Bankova obsahuje vzácná zrna ryzího zlata.

Podle výsledků spektrální kvalitativní analysy je tetraedrit všech studovaných nálezů zajímavý poměrně velmi značným obsahem As (vyjma Podrečan), Fe a Zn. Chemismus tetraedritu detailně sledovali: F. Machatschki (1928), Vl. Bouška (1956, 1958), J. H. Bernard (1957, 1958), R. Král (1958), N. A. Ibrahim (1958), E. Schroll, N. A. Ibrahim

(1959) a j.; je diskutován v kompendiu H. Strunze (1957), Ch. Palache, H. Bermana, C. Frondela (1951), A. G. Betechtina (1950), a mnohých dalších pracích. Podle názorů uvedených autorů lze diskutovati jako diadochní elementy v tetraedritech: Fe a Zn, a dále As, Bi, Hg a snad Cd. Dostatečně uspokojivě není vyřešena vazba Co, Ni, Pb a Te.

Ve všech slovenských případech se jedná o tetraedrity s malými obsahy Hg (od stopových množství do podřadných). Překvapující je také podřadný obsah Cd v tetraedritu z Bankova, jehož množství — podle spektrální analysy, je přibližně stejné jako obsah Zn. Jelikož nebyl v tomto tetraedritu nalezen mikroskopicky sfalerit, je tato skutečnost tím zajímavější, podmiňující další detailní studium. Ostatní zjištěné prvky patří opět heterogenitám v tetraedritu (včetně ryzího zlata).

Chemicky byl analysován — vzhledem k malému množství čistého materiálu — pouze tetraedrit z Mútniku (štola Svätopluk). Analysa byla provedena v chemické laboratoři ÚNS v Kutné Hoře z necelého gramu vzorku. Rtuť byla chemicky stanovena také v tetraedritu z Ružiné (F. Ulrich, B. Bouček, 1931, R. Nováček, 1943) a z Divína (F. Ulrich, B. Bouček, 1931, F. Ulrich, 1933). Výsledky částečně chemické analysy tetraedritu z Mútniku uvádí tabulka 19.

Podle poměru Sb : As = 15,66 % : 8,68 % patří vzorek z Mútniku tetraedritu, u něhož participuje podstatnou měrou ještě obsah Fe (6,80 %). Značný obsah As je i v tetraedritu z Veitsche (až na analysu č. 2 v tab. 19). Výsledky analys jsou také v téže tabulce srovnávány s vypočteným chemismem pro čistý tetraedrit ($Cu_{12}Sb_4S_{13}$) a tennantit ($Cu_{12}As_4S_{13}$), dále s chemickou analysou tetraedritu z Brixbegg a Sattlerkogel (Veitsch). Mútnický tetraedrit má obdobný chemismus s tetraedritem z Brixbegg, zvláště v hlavních stavebních složkách: Sb, As, S a Cu. Odlišení spočívá v poměru Fe : Zn, který je příhodnější u vzorku z Mútniku pro Fe, u tetraedritu z Brixbegg pro Zn. Suma Fe + Zn je však u obou téměř prakticky stejná podobně jako u vzorků z Veitsche (analysa 3 a 6 v tabulce 19). Chemické analysy tetraedritu jsou v tabulce 19 seřazeny podle stoupajícího obsahu As. Nápadný je značně vysoký obsah As (13,68 %) u tetraedritu z Veitsche (analysa 6) vedle značného množství Sb (20,04 %) a poměrně nízké hodnoty S (17,98 %). Tuto skutečnost by bylo možno vysvětliti snad heterogenní příměsí některého As minerálu v tetraedritu.

Hustota tetraedritu byla stanovena pyknometricky; její hodnota je 4,66. V literatuře je uváděna hustota pro čistý tennantit 4,61, pro čistý tetraedrit 4,99 (obě teoretické hodnoty). Jinak ale hustota u tetraedritu kolísá od 4,4—5,4. Značné rozmezí hustot tetraedritu spočívá v jeho variabilním chemismu. Poměrně nízká hustota mútnického tetraedritu — vzhledem k hustotám obdobných tetraedritů — je způsobena jednak obsahem As, ale také částečně přítomností heterogenního mastku.

Tetraedrity z magnesitových ložisek jsou dále charakterisovány nízkým obsahem Hg. Podle spektrálních analys a chemických analys vychází tyto výsledky:

	Spektrální analysa	Chemická analysa
Mútnik — Svätopluk	0,01 %	nestan.
Divín (Vl. Bouška, 1956)	1—0,1 %	1,87 %
Ružiná (R. Nováček, 1943)	—	0,5 %
Podrečany, vrt P 117, 227,8 m	0,1—0,01 %	nestan.
Bankov	0,1—0,01 %	„
Sattlerkogel (N. A. Ibrahim, 1957)	—	0,40 %
Sattlerkogel (E. Schroll, N. A. Ibrahim, 1959)	—	0,44 %

Tabulka 19. Srovnání chemických analys některých tetraedritů s vypočteným chemismem pro tetraedrit a tennantit.

Stanovení v %	$Cu_{12}Sb_4S_{13}$ (Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, 1951)	Sattlerkogel Veitsch (E. Schroll, N. A. Ibrahim, 1959)	Satterkogel, Veitsch (N. A. Ibrahim, 1957)	Mútnik*	Brixbegg, Tyroly. (Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, 1951)	Veitsch (E. Dittler, 1942)	$Cu_{12}As_4S_{13}$ (Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, 1951)
Cu	45,77	—	41,52	39,92	40,91	41,65	51,57
Fe	—	5,5	4,43	6,80	2,57	4,11	—
Zn	—	4,2	2,95	0,79	4,85	2,33	—
Hg	—	0,44	0,40	—	0,80	—	—
Ag	—	0,1	0,02	—	0,23	—	—
Pb	—	—	—	—	—	0,00	—
Sb	29,22	>20	19,92	15,66	15,77	20,04	—
As	—	3,6	5,33	8,68	9,03	13,68	20,26
Bi	—	0,02	0,01	—	—	—	—
S	25,01	—	19,76	25,22	26,34	17,98	28,17
Nerozpustný zbytek	—	—	—	0,70	—	—	—
Celkem	100,00	—	94,34	97,77	100,50	99,79	100,00
Hustota	4,99	—	4,85	4,66	4,74	—	4,61

*) Analysu provedl M. Joukl tímto způsobem: As — titračně bromičnanem po destilaci; Cu — elektrolyticky po oddělení Zn anexem OAL, Sb sirníkem sodným; Fe — titračně podle Reinhardta—Zimmermanna po oddělení Sb a Cu; Sb — titračně bromičnanem; nejprve stanovena suma Sb + As, a Sb zjištěno po odečtení As; Zn — polarograficky po předchozím vymytí z anexu OAL; S — váž. kově spékáním se směsí sody a ZnO; nerozp. zbytek — po rozpouštění vzorku ve směsi HNO_3 (1 : 1) + H_2SO_4 (1 : 1).

Z tohoto orientačního přehledu je patrné, že jde o tetraedrity chemismem odlišné od tetraedritů severního pásma Spišsko-gemerského rudohoří, které zpravidla mají daleko vyšší obsahy Hg (J. H. Bernard, 1958). Podle obsahu Hg jsou tyto tetraedrity velmi shodné s podobným materiálem ze stejné paragenese ve Vých. Alpách.

Rentgenové analysy tetraedritů byly provedeny v rentgenografické laboratoři ÚNS v Kutné Hoře kolektivem pracovníků na přístroji Mikrometa za těchto podmínek: záření Cu $K_{\alpha 1,2}$ (Ni-filtr), napětí 28 KV, intensita 24 mA, komůrka o průměru 57,3 mm, clonka o průměru 1 mm, exposice u vzorků z Mútniku a Divína 4 hodiny, u tetraedritu z Podrečan a Bankova 2 hodiny. Vzorky byly nalepeny celuloidovým lakem na skleněný vlásek a při exposici otáčeny. Jako cejchovací látka byl použit hliník (a_0 = 4,0483 Å). Při stanovení mřížkových konstant bylo počítáno s vlnovou délkou λ = 1,5418 Å.

Rentgenograficky byl identifikován tetraedrit z Mútniku, Podrečan, Divína a Bankova; z analys (tabulka 20) byly vypočteny mřížkové konstanty, které jsou v tabulce 21 porovnávány s mřížkovými konstantami tetraedritu z Veitsche a čistého $Cu_{12}Sb_4S_{13}$ a $Cu_{12}As_4S_{13}$. Jelikož má na velikost mřížkové konstanty vliv chemismus tetraedritu, jsou v tabulce 21 připojeny obsahy prvků, které ovlivňují rozměry základního hranolu. As, jak známo z četné literatury o tetraedritech, snižuje velikost mřížkové konstanty, a to plynule směrem od tetraedritu k tennantitu. Tento vliv je v opačném směru kompensován rtutí, stříbrem a snad i vismutem (F. Machatschki, 1928, Vl. Bouška, 1956, 1957, J. H. Bernard, 1958, R. Král 1958). V Danově kompendiu (1951) je uváděna mřížková konstanta 10,40 pro stříbrem bohatý tetraedrit z Freibergu.

Zvýšení mřížkové konstanty u vzorků tetraedritu z Podrečan, Divína a Bankov nelze přičítati vlivu Ag, Hg a Bi, které jsou přítomny v množstvích pod 1 % (podle spektrální kvalitativní analysy). Je však možné, že konstanta je vyšší v důsledku obsahů Fe a Zn, jež se pohybují podle spektrální kvalitativní analysy v desetinách % až v několika %.

Sfalerit

Sfalerit byl zjištěn jako vzácný až akcesorický jen na dvou ložiskách magnesitu: Mútnik (Svätopluk i Nižná) a Samo III. Tvoří vždy allotriomorfní zrnka v chalkopyritu i mimo něho nebo na jeho okrajích. Sám vyplňuje intergranuláry magnesitu. Přínos sfaleritu byl nejspíše současný s chalkopyritem, při čemž ale ke krystalisaci sfaleritu došlo o něco dříve než u chalkopyritu. Současný přínos sfaleritu s chalkopyritem a překrývání jejich krystalisačních intervalů má hlavní příčinu v isostrukturních vlastnostech obou minerálů. Sfalerit je ovšem mladší než pyrit, jehož zrna vždy obklopuje.

Chemismus sfaleritu — vzhledem k malým rozměrům jeho zrn a nepatrnému výskytu — nemohl být stanoven. Jen podle spektrální analysy chalkopyritu, v němž sfalerit je uzavřen, je obsah Zn zvýšen z běžného stopového množství na podřadné a vedlejší; s ním stoupá i stopové Cd. Oba prvky náleží zřejmě sfaleritu, inkludovanému v chalkopyritu a Cd figuruje jako diadochní substituent zinku.

Tabulka 20. Rentgenografická identifikace tetraedritů.

Mútnik, štola Svätopluk		Divín u Lučence (vz. ze sbírek Univ. Karl.)		Podrečany, vrt P 117, 227,8 m		Bankov u Košic		Tetraedrit (V. I. Micheev, 1957)		Tetraedrit (ASTM, 1945)		
I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	d Å	I	dkX	hkl
0,5	4,23	0,5	4,17	0,5 d	4,27	0,5 d	4,19			0,3 H	4,2	211
2 d	3,63	4	3,65	3	3,68	3	3,66	1	3,676	0,1 M	3,68	220
1 d	3,28	0,5 d	3,28	—	—	1 dd	3,28	—	—	0,4 M	3,29	310
—	—	—	—	—	—	4	3,21	4	3,21	—	—	—
10	2,98	10	2,98	10	3,00	10	3,00	10	2,996	1,0	3,00	222
2 d	2,76	3	2,76	3	2,79	3	2,76	3	2,787	0,2 M	2,78	321
5	2,59	5	2,59	4	2,60	5	2,59	4	2,604	0,5	2,60	400
3	2,44	3	2,44	3	2,44	3	2,43	4	2,450	0,4	2,45	411, 330
Al	2,34	Al	2,34	—	—	—	—	1	2,336[1])	0,1 M	2,33[1])	420
0,5 d	2,20	0,5	2,21	0,5 d	2,25	—	—	1	2,234	0,1 M	2,22	332
1 d	2,11	1	2,11	1 d	2,11	1	2,11	1	2,116	0,1 M	2,12	422
Al	2,02	Al	2,02	Al	2,02	Al	2,02	6	2,034[1])	0,7	2,04[1])	431, 510
4	1,888	3	1,888	3	1,888	4	1,800	4	1,900	0,4	1,899	521
9	1,824	9	1,831	8	1,831	9	1,828	10	1,834	1,0	1,839	440
1	1,773	2	1,777	2	1,777	2	1,767	4	1,783	0,4 n	1,784	433, 530
0,5 d	1,725	1 d	1,732	1	1,732	1 d	1,725	4	1,736	0,4 n	1,734	442, 600
3	1,675	3	1,681	4	1,686	5	1,675	6	1,685	0,8	1,687	611
0,5	1,639	1	1,639	1	1,642	—	—	1	1,647	0,1 M	1,644	620
0,5 d	1,585	0,5 dd	1,598	0,5	1,603	0,5 dd	1,593	1	1,607	0,1 M	1,605	541
7	1,553	7	1,561	7	1,563	7	1,561	10	1,564	0,9	1,568	622
0,5	1,521	1 d	1,528	1	1,532	1	1,523	3	1,537	0,2 M	1,533	631
2	1,486	2	1,495	1	1,497	2	1,493	3	1,503	0,2 n	1,501	444
2	1,459	3	1,468	2	1,568	3	1,461	3	1,470	0,3	1,471	550, 543, 710
1	1,403	1	1,409	0,5	1,412	1 d	1,407	3	1,411	0,2 M	1,415	552, 633, 721
0,5 d	1,381	0,5 d	1,387	1	1,387	1 d	1,384	1	1,387	0,1 M	1,389	642
—	—	0,5	1,359	—	—	—	—	1	1,362	0,1 M	1,366	730
2	1,310	2	1,316	1	1,321	2	1,316	4	1,317	0,4 M	1,321	651, 732
3	1,289	3	1,295	3	1,298	3	1,295	6	1,297	0,8 n	1,300	800
2	1,269	2	1,275	2	1,278	3	1,277	4	1,278	0,8 n	1,280	555, 543, 710
—	—	0,5 d	1,258	0,5	1,255	0,5	1,256	1	1,261	0,1 M	1,262	644, 820
2	1,233	2	1,241	3	1,239	3	1,238	4	1,243	0,4 n	1,243	653
Al	1,220	Al	1,220	Al	1,220	Al	1,220	1	1,226[1])	0,1 M	1,226[1])	660, 822
2	1,200	3	1,206	3	1,207	3	1,204	8	1,207	0,8 n	1,210	750, 743, 831

[1]) splývá s linií Al

Tabulka 21. Porovnání mřížkových konstant některých tetraedritů z magnesitových ložisek Slovenska a Alp.

Lokalita	Mřížková konstanta a_0	As %	Hg %	Ag %	Bi %
tennantit $Cu_{12}As_4S_{13}$	10,21 Å	20,26	—	—	—
Mútnik—Svätopluk	10,296 ± 0,003 Å	8,68	<0,01	0,1—0,01	0,1—0,01
Veitsch N. A. Ibrahim, (1957)	10,336 Å	5,33	0,40	0,02	0,01
Bankov	10,362 ± 0,002 Å	>1—0,1	0,1—0,01	0,1—0,01	0,1—0,01
Divín	10,356 ± 0,003 Å	>1—0,1	1,87	0,1—0,01	<0,01
Podrečany vrt P 117	10,381 ± 0,003 Å	0,1—0,01	0,1—0,01	0,1—0,01	<0,01
tetraedrit $Cu_{12}As_4S_{13}$	10,34 Å	—	—	—	—

Kobaltin

Co—As nerosty jsou zastoupeny na mastek-magnesitových ložiskách na Slovensku kobaltinem (viz Zd. Trdlička J. Losert, 1961). Vyskytuje se jako častý nerost na ložisku Mútnik a Samo buď v asociaci s mladšími sulfidy (chalkopyrit, boulangerit) nebo jako samostatné krystalky, příp. středně až jemně zrnité agregáty v intergranulárách magnesitu a mezi šupinami mastku. Krystalograficky je charakterisován dvěma typy:

a) Méně běžné jsou zploštělé krychle v kombinaci s osmistěnem. Dosahují velikosti až 3 mm.

b) Hojně — zvláště v asociaci s chalkopyritem — byla zjištěna isometrická krystalová individua a dvojčata (rozměry řádově v desetinách mm až 1 mm), poměrně hojnoplochá. Převládá pentagonální dodekeadr nad krychlí a osmistěnem. Na některých krystalcích je přítomen výlučně pentagonální dodekaedr, nebo je v kombinaci jen s osmistěnem. Na plochách krychle je zřetelné typické rýhování.

Popsané krystalografické vlastnosti kobaltinu z Mútniku a Samo jsou typické pro tento sulfid, který má silnou tendenci tvořiti dobře vyvinuté krystalky.

Podle V. H. Goldschmidta (1918) má kobaltin např. z Tunabergu ve Švédsku tyto tvary: krychli (001), pentagonální dodekaedr (021), oktaedr (111), tetrakisoktaedr (213) a příležitostně i jiné méně běžné tvary. Zastoupení lze znázorniti schematicky takto: (001)≫(111)≫(021). Slovenské kobaltiny mají naopak opačnou posloupnost zastoupení krystalografických tvarů: (021>(001)≧(111).

Makroskopicky má kobaltin z Mútniku bílou barvu s nádechem do růžové. Miskroskopicky lze pozorovati vedle hlavní bílé barvy krémový odstín. Zrna kobaltinu jsou buď zcela idiomorfní nebo hypidiomorfní, často se seskupují do zrnitých agregátů, podobných svým tvarem žilkám. Jsou někdy doprovázena žilným křemenem a silně korodována (místy zonálně) nejen chalko-

pyritem, ale i mastkem a vzácně magnesitem. Reflexní pleochroismus nebyl pozorován. Mezi zkříženými nikoly je kobaltin buď zcela isotropní, nebo jeví na ojedinělých zrnech velmi slabou anisotropii, projevující se přechodem od tmavě šedohnědé do tmavě šedé. Vznik této anisotropie u kobaltinu není dosud uspokojivě vyřešen (P. Ramdohr, 1955); buď je způsobena lamelárním růstem jeho krystalů, nebo vlivem kataklasy. Leptací diagnostické zkoušky (ve smyslu M. N. Shorta, 1931) podaly negativní výsledky u všech běžných reagencií, což dobře souhlasí s údaji v mineragrafických kompendiích.

Vlastní chemismus kobaltinu je poměrně jednoduchý; předně v něm přicházejí v úvahu některé elementy s výlučně diadochním charakterem. To platí hlavně o niklu a železe. V prvém případě existuje isotypie a diadochie mezi Co a Ni (H. Strunz, 1957), tedy mezi kobaltinem (CoAsS) a gersdorfitem (NiAsS). Malá část Fe náleží kobaltinu (viz též H. Strunz, 1957; N. N. Šiškin, 1957; Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, 1951; P. Ramdohr, 1955; A. G. Betechtin, 1950). Část Fe je ovšem vázána na heterogenní chlakopyrit, podobně jako Cu a Ag. Tato skutečnost je též v souhlase s výzkumy M. A. Peacocka a W. G. Henryho (1948), kteří přičítají vysoké obsahy Fe téměř určitě znečištěninám. Připouštějí však možnost vzájemného zastupování Fe a Co v mřížce kobaltinu, ovšem jen do obsahu Fe 5 %. Podle statistických údajů obou autorů, excerpovaných z analys A. Beutella (1911) a H. V. Elesworthy (1916), se obsah Fe v kobaltinech pohybuje od 1,62—5,30 % (11 případů) a od 5,75—14.30 % (6 případů). Není vyloučeno, že i Bi a Sb figurují jako částeční substituenti v mřížce kobaltinu. Ostatní zjištěné prvky je nutno diskutovati jako složky heterogenních sulfidických i nesulfidických příměsí, které jsou asociovány s kobaltinem.

Chemicky kvantitativně byl analysován separovaný kobaltin (≐ 0,2 g) z ložiska Mútnik. Metody stanovení:

Co a Cu — polarograficky

As a S — obdobně jako u tetraedritu.

Výsledky analysy podává tabulka 22. Dosažené analytické výsledky se celkem shodují s teoretickým složením Co As S i s chemismem kolbaltinu z klasické lokality Colombo Claim, Cobalt, Ontario.

Tabulka 22. Chemická kvantitativní analysa kobaltinu z Mútniku.

Vzorek		Stanovení v %							
		Co	As	S	Cu	Fe	Ni	Nerozp. zbytek	celkem
Mútnik, štola Svätopluk, halda	Původní stanovení[1])	30,30	39,27	20,78	2,90	2,55[2])	—	1,10	96,90
	Přepočet na 100 %	34,65	44,92	20,43	—	—	—	—	100,00
Kobaltin, Colombo Claim, Cobalt, Ontario[3])		29,10	44,55	20,37	—	4,55	0,97	—	99,54
Kobaltin Co As S[3])		35,53	45,15	19,32	—	—	—	—	100,00

Poznámka k tab. 22: [1]) Analysoval M. Joukl; [2]) Množství Fe vypočtené na Cu (chalkopyrit); [3]) Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, (1953).

Rentgenograficky byly analysovány* hojnoploché krystaly kobaltinu z Mútniku a ze Samo III. Podle výsledků, uvedených v tabulce 23, se oba vzorky vzájemně shodují a jejich d — hodnoty dobře korespondují s literárními údaji.

Tabulka 23. Rentgenografická identifikace kobaltinu.

Mútnik, štola Svätopluk, halda		Samo III halda		Kobaltin (ASTM, 1945)		Kobaltin (V. I. Micheev, 1957)		
I	d Å	I	d Å	I	dkX	I	d Å	hkl
1	3,19	1 d	3,20	0,4	3,12	2	3,219	111
6	2,77	5	2,79	1,0	2,81	—	—	200[1])
8	2,48	8	2,50	0,8	2,49	10	2,495	210
7	2,27	7	2,28	0,6	2,27	10	2,278	211
4	1,967	4	1,974	—	—	6	1,969	220
0,5 d	1,855	1 d	1,858	—	—	3	1,852	221, 300
10	1,681	10	1,683	0,6	1,688	9	1,680	311
2 d	1,602	2	1,610	0,3	1,622	3	1,609	222
6	1,539	5	1,545	0,2	1,545	8	1,543	320
8	1,485	8	1,490	0,6	1,490	9	1,489	321
1 d	1,389	2	1,393	0,3	1,405	4	1,394	400
0,5 d	1,349	1	1,352			2	1,352	321
		1	1,280			2	1,279	411, 330
		4	1,248			5	1,246	420

[1]) vypočítané hkl

Z proměřených debyegramů byly vypočítány tyto mřížkové konstanty (za použití vlnové délky $\lambda = 1{,}9373$ Å):

kobaltin Mútnik (hojnoploché krystalky) 5,57 ± 0,010 Å
kobaltin Samo III (hojnoploché krystalky) 5,58 ± 0,004 Å

Tyto hodnoty velmi dobře zapadají do rozmezí mřížkových konstant, uváděných M. A. Peacockem a W. G. Henrym (1948):

	a_o	
Håkansboda, Švédsko	5,54 kX	(R. M. Thompson)
Håkansboda, Švédsko	5,551 kX	(Meen in M. A. Peacock, L. G. Berry, 1940)
Tunaberg, Švédsko	5,574 kX	
Tunaberg, Švédsko	5,65 kX	(Mechling, 1921)
Mútnik, Slovensko	5,57 kX	(F. Novák)
Samo III., Slovensko	5,58 kX	(M. Anděl)

*Podmínky analys, provedených v rentgenografické laboratoři ÚNS Kutná Hora. Záření FeKα (Mn — filtr), napětí 24 kV, intensita 22 mA, komůrka o průměru 57,3 mm, clonka o průměru 1 mm, exposice u vzorku z Mútniku 14 hodin, ze Samo III. 6 hodin. Vzorky byly nalepeny celuloidovým lakem na skleněný vlásek a při exposici otáčeny. Jako cejchovací látka byl použit hliník ($a_o = 4{,}0483$ Å).

Modum, Norsko	5,58 kX	(Zachariasen in V. M. Goldschmidt, 1927)
Modum, Norsko	5,58 kX	(L. S. Ramsdell, 1925)
Columbus Claim, Cobalt, Ontario (001 +111)	5,557 kX	(Meen in M. A. Peacock, L. G. Berry, 1940)
Columbus Claim, Cobalt, Ontario	5,60 kX	(W. G. Henry)

Z prací uvedených autorů a dále na základě výzkumů N. N. Šiškina (1957) vyplývá, že se vzrůstajícím obsahem Fe v mřížce kobaltinu se zvyšuje také jeho mřížková konstanta. Tuto skutečnost dokládají chemické kvantitativní analysy: švédský materiál obsahoval 2,56—2,62 % Fe, kdežto v kobaltinu z Ontaria bylo stanoveno 4,76 % (M. A. Peacock, W. G. Henry, 1948). Také slovenské kobaltiny mají nízký obsah Fe (desetiny % podle spektrální kvalitativní analysy); přesto mají poměrně vyšší mřížkovou konstantu. To lze ovšem dobře vysvětliti přítomností podřadného Ni, který také zvyšuje mřížkovou konstantu. Je to opět v souhlase s isotypií a isomorfií mezi kolbatínem a gersdorfitem; na základě tohoto faktu jsou částečně obsazeny ionty Co nejen Fe, ale i Ni, tedy elementem gersdorfitu, jehož mřížková konstanta je daleko vyšší:

	a_0	
kobaltin (Håkansboda, Švédsko)	5,551 kX	(M. A. Peacock, L. G. Berry, 1940)
kobaltin (Mútnik, Slovensko)	5,57 kX	(F. Novák)
kobaltin (Samo III., Slovensko)	5,58 kX	(M. Anděl)
kobaltin (Cobalt, Ontario)	5,60 kX	(W. G. Henry)
gersdorfit (Sudbury, Ontario)	5,593 kX	(M. A. Peacock, L. G. Berry, 1940)
gersdorfit (Garson Mine, Ontario)	5,645 kX	(M. A. Peacock, L. G. Berry, 1940)
gersdorfit (Crean Hill)	5,655 kX	(M. A. Peacock, L. G. Berry, 1940)

Zmínku o výskytu kobaltinu nacházíme také v práci F. Angela, A. Awerzgera, A. Kuschinskeho (1953), v níž je připojena stať H. Meixnera „Mineralvorkommen um Radenthein". H. Meixner popisuje z Millstätter Alpe u Radenthein kobaltin, který se vyskytuje v pinolitickém magnesitu buď sám nebo v hlavním ložisku s malým množstvím chalkopyritu, bornitu, tetraedritu, galenitu aj. Jinak jsou tyto sulfidy doprovázeny křemenem. Větráním se mění kobaltin v červené, zemité povlaky, které byly v případě z Radentheinu určeny jako kobaltcabrerit [(Co, Mg), $(AsO_4)_2 . 8 H_2O$] (H. Meixner, 1953). Na slovenských lokalitách nemohly být tyto povlaky pro nedostatek materiálu přesně identifikovány; lze je podle makroskopické podoby paralelisovat s alpským nálezem.

Arsenopyrit

Arsenopyrit se vyskytl pouze sporadicky na lokalitách: Mútnik, Samo, Bankov a Sirk, a jen ve štole Cerberus u Mútniku se řadí mezi časté nerosty. Jeho idiomorfní, zpravidla individualisovaná zrnka jsou obklopena buď chalkopyritem (Mútnik — štoly Svätopluk a Nižná, štola Cerberus), nebo pyrrhotinem (Samo, štola Cerberus). Na ložisku Bankov je arsenopyrit vázán na tetraedrit, v němž je též idiomorfně omezen. Ve všech případech jsou arsenopyritová zrnka dosti značně korodována a místy i selektivně zatlačována uvedenými sulfidy a ve štole Cerberus též žilovinovým dolomitem a křemenem. Z ložiska Sirk uvádí R. Ševčík (1957) bez bližších údajů výskyt arsenopyritu spolu s dalšími sulfidy — pyritem, chlakopyritem a pyrrhotinem — v křemenných žilách. Považuje sulfidy za mladší než křemen.

Chemismus vlastního arsenopyritu nebyl pro nedostatek čistého materiálu stanoven; jen ze spektrální kvalitativní analysy chalkopyritu ze štoly Cerberus (vzorek 21 v tabulce 17) lze usuzovati z podřadného As a Co, že jsou vázány na arsenopyrit, inkludovaný v chalkopyritu a také v pyrrhotinu. Jednalo by se tedy snad o Co arsenopyrit, zvaný danait [(Fe, Co) As S].

Pyrrhotin

Žilnou sulfidickou asociaci doplňuje dále pyrrhotin, velmi hojný ve štole Cerberus, častý na ložiskách Samo a Hačava a akcesorický na lokalitě Ploské a Sirk. Tvoří allotriomorfní zrnéčka a zrnité agregáty, které pronikají do intergranulár dolomitu a křemene (štola Cerberus), nebo mezi šupiny mastku a zrna magnesitu (Samo, Hačava, Ploské). Je vždy doprovázen žilným křemenem (vedle žilného dolomitu ve štole Cerberus); v posledně jmenované štole pyrrhotin obklopuje zrnka arsenopyritu a staršího pyritu a částečně je zatlačuje. Na téže lokalitě podlehl velmi intensivní přeměně v jednozrnnou směs *markasitu a nejmladšího pyritu.* Tento zjev, běžný u pyrrhotinu (P. Ramdohr, 1955), byl pozorován hlavně na okrajích zrn pyrrhotinu a po jeho štěpných puklinách. Okraje této směsi velmi často lemuje středně zrnitý pyrit. Oba disulfidy železa — a to pyrit a markasit — vznikaly na úkor pyrrhotinu nejspíše vlivem kyselých descendentních roztoků při větrání (viz též P. Ramdohr, 1955). Pyrrhotin je zatlačován mladším chlakopyritem (Samo, Cerberus, Mútnik). V pyrrhotinu na ložisku Mútnik (Nižná štola) a hlavně ve štole Cerberus je uzavřen vzácný až akcesorický sulfid — *pentlandit?.* Jeho zrnka jsou allotriomorfní, často okrouhlá nebo čočkovitá až plaménkovitá, krémově bílá, isotropní a výše odrazivá než pyrrhotin (rozdíl v odrazivosti obou minerálů je markantnější v olejové immersi). Tvrdost těchto zrnek je přibližně stejná jako pyrrhotinu. Pro jejich malé rozměry a vzácný výskyt nebylo možno tento minerál jednoznačně identifikovati. Jen částečně byl určen jako pentlandit podle chalkografických vlastností a chemismu pyrrhotinu a pyrrhotinové rudniny.

Genesí a existencí odmíšenin pentlanditu v pyrrhotinu se v poslední době zabývali — mimo jiné autory — J. E. Hawley a V. A. Haw (1957). Srovnávali výsledky experimentálního sledování pevného roztoku $(Fe, Ni)_{1-x}S$ s přírodními srůsty pyrrhotinu a pentlanditu, a zjistili, že nejvíce blízké přírodním podmínkám jsou vzorky s poměrem Ni : Fe = 10 : 90. Také experimentálně získaná pyrrhotinová masa obsahovala okrouhlé, čočkovité nebo plaménkovité odmíšeniny pentlanditu, orientované rovnoběžně s basální odlučností pyrrhotinu. Jmenovaní autoři vysvětlují tuto skutečnost difusí a segregací z pův. pevného roztoku, iniciovanými ztrátou síry.

Při diskusi chemismu pyrrhotinu, který byl zjišťován spektrální kvalitativní analysou, je otázka zastupování značně obtížná; podle údajů F. Hegemanna (1941), P. Ramdohra (1955), Ch. Palache, H. Bermana, C. Frondela (1951), A. G. Betechtina (1950) a H. Strunze (1957) lze pokládati za diadochní elementy v pyrrhotinu část Co a Ni. H. Strunz uvádí dokonce isotypii mezi pyrrhotinem, γCoS — jaipuritem, a γ-NiS. Ostatní prvky patří inklusím sulfidických nerostů nebo nesulfidické žilovině. Část Ni a snad i Co patří pentlanditu(?) (M. Fleischer, 1955), který může, podle údajů v Danově kompendiu, obsahovat až 1,28 % Co. P. Ramdohr (1957) uvádí v pentlanditu možnost poměru (Fe + Co) : Ni =

= 1 : 1 až 10 : 11. V rudnině převážně pyrrhotin-chalkopyritové s dolomitem ze štoly Cerberus bylo zjištěno chemickou analysou (analytik J. Beutl) 0,32 % Ni a 0,25 % Co.

Dalším zajímavým stopovým prvkem v pyrrhotinu jak ze štoly Cerberus, tak z ložiska Samo je molybden. Tento prvek má velmi podobné elektrochemické a energetické vlastnosti jako Fe^{3+}. Tak např. velikosti iontových poloměrů jsou si u obou prvků značně blízké: Fe^{3+} 0,67 Å, Mo^{4+} 0,68 Å. Jeho přítomnost byla konstatována v haematitech, sideritech a různých horninách s Fe^{3+} ve Spišsko-gemerském rudohoří (Zd. Trdlička, J. Litomiský, 1959). V případě pyrrhotinu lze s určitou reservou vysvětlit přítomnost tohoto prvku tím způsobem, že je vázán na produkty, vzniklé jeho supergenním rozpadem a obsahující Fe^{3+} (hlavně hydroxydy Fe). Primární vazbu Mo se zatím nepodařilo zjistit.

Galenit

Z olovnatých sulfidických minerálů byly na mastek-magnesitových ložiskách Spišsko-gemerského rudohoří zjištěny pouze dva — galenit a boulangerit. Oba patří mezi vzácné nerosty jen několika málo ložisek.

V severním magnesitovém pruhu byl nalezen galenit na ložisku Samo (štola III) v roce 1959 a na ložisku Kokava (J. Šuf, 1938). Nálezy galenitu na jižním magnesitovém pruhu jsou opět dva: na ložisku Burda (St. Klír, 1957) a ve vrtu na magnesitovém ložisku Veľká Šteť, sv. od Jedlovce (1959).

Galenit na ložisku Samo III byl nalezen v haldovém materiálu. Tvoří allotriomorfní agregáty v talkitisovaném magnesitu v asociaci s boulangeritem. Mikroskopicky tvoří drobné sítivo v magnesitu i mastku a obsahuje častá nepravidelná nebo protáhlá (místy kosočtverečná až kosodélníková) zrnéčka silně anisotropního minerálu se zřetelným reflexním pleochroismem, jenž má v 1 směru (při otáčení stolkem mikroskopu) menší, v druhém směru (kolmém na prvý) téměř stejnou odrazivost jako galenit. Zháší rovnoběžně s protažením. Jedná se nejspíše o uzavřeniny boulangeritu, se kterým bývá galenit často v asociaci; jejich styčná plocha nemá vhodná kriteria pro stanovení sukcesivních vztahů obou nerostů. Přechody z galenitu do boulangeritu jsou vždy plynulé, neostré; v některých místech nábrusů obklopuje galenit jednotlivá zrnka (stébla) boulangeritu. Je však možné, že jsou to metakrysty boulangeritu v galenitu. Boulangerit je však zpravidla situován na okrajích galenitových agregátů. Lze se proto domnívati, že mají oba Pb sulfidické minerály částečně společný kryštalisační interval. Vedle toho galenit ze Samo obklopuje zrnka pyritu, kobaltinu a agregáty pyrrhotinu. Obsahuje také ojedinělá, velmi drobná, žlutobílá zrnéčka výše odrazivého a silně anisotropního minerálu, blíže neurčitelného (snad ryzí vismut nebo tellurid), a vzácná okrouhlá zrnéčka ryzího zlata.

Z ložiska Kokava uvádí J. Šuf (1938) galenit (Pb rudy) v asociaci se zlatonosným pyritem, mastkem a magnesitem. Tento nález však postrádá detailní mineralogická a chemická data o tomto zrudnění.

Relativně větší akumulaci galenitu nalezl St. Klír (1957) na ložisku Burda.

Jde o nevelkou galenitovou polohu v dislokační drti na tektonické poruše směru h 7 s úklonem 85° k J v nadloží magnesitového ložiska. Galenit je celistvý, ocelově šedý, částečně (hlavně v nadloží polohy) přeměněn vlivem supergenních činitelů v cerussit. Neobsahuje anisotropní inkluse.

Poslední lokalitou je Veľká Šteť; zde byla vrtem VŠ 2 v hloubce 532 m zastižena žíla hrubozrnného, mléčně bílého křemene, pronikajícího chlorit-sericitickými fyllity. Na kontaktu křemene s touto horninou vykrystaloval v drobných zrnitých agregátech galenit. Neobsahuje anisotropní inkluse, obdobně vzorkům z ložiska Samo.

Mikroskopická data, shodná pro všechny studované lokality, byla doplněna leptacími diagnostickými zkouškami, jejichž výsledky přináší tabulka 24.

Tabulka 24. Leptací diagnostické zkoušky galenitu.

Leptací činidlo	Samo III halda	Burda	Veľká Šteť vrt VŠ2 532 m	P. Ramdohr (1955)[1]
HNO_3 (1 : 1)	+ (eff.)	+ eff.	+ eff.	+ (eff.)
HCl (1 : 1)	+	+	+	+
$FeCl_3$ (20 %)	+	+	+	+
KCN (20 %)	–	–	–	–
$HgCl_2$ (5 %)	–	–	–	–
KOH (40 %)	–	–	–	–

Poznámka: délka trvání leptací diagnostické zkoušky vždy 1 minutu; eff. — vývoj plynů; [1]) Jelikož jsou údaje v literatuře shodné s výzkumy P. Ramdohra (1955), jsou uvedeny pouze jeho výsledky.

Ve všech případech leptání s HNO_3 (1 : 1) a HCl (1 : 1) galenit ihned hnědne až černá (zvláště s HNO_3); s $FeCl_3$ dostává galenit po krátké době světle hnědý náběh.

Chemismus galenitu z lokalit Samo, Burda a Veľká Šteť byl sledován spektrální kvalitativní analysou (tab. 17, vzorek č. 13a, tabulka 18, vzorek č. 6 a 11a). Pro diskusi stanovených elementů jsou všechny tři analysované vzorky srovnávány po eliminaci prvků, vázaných na vysloveně nesulfidické minerály (velká část Fe, Mg, Si, Al, Ca, Mn, Ti, Sr) a pyrit, arsenopyrit, chalkopyrit a ryzí zlato (část Fe, As, Co, Cu, Au) (tab. 25).

Tabulka 25. Kvalitativní spektrální analysa galenitu.

	Podstatné	Podřadné	Vedlejší	Stopové	Problematické
Samo III	Pb Ag	Bi Cd Te	Sb	Hg Sn Tl Zn	
Burda	Pb	Ag Bi Cd	Sb	Sn	Tl
Veľká Šteť	Pb	Ag Bi	Sb Cd Te	Sn Tl	

Zbylé prvky možno považovati za diadochní v galenitu jen do určité, obvykle malé míry, jak o tom svědčí celá řada literárních údajů.

Obsah stříbra v galenitu je důležitým problémem ještě s mnoha otevřenými otázkami; jeho množství se pohybuje u analysovaných galenitů od desetin % až do několika procent (podle spektrální kvalitativní analysy). H. Strunz (1957) uvádí obsahy stříbra v galenitech od 0,01 % až do několika procent (viz též P. Ramdohr, 1955 a M. Fleischer, 1955). Zvláště H. Schneiderhöhn (1932) — v souhlase s názory P. Ramdohra (1955) — poukazuje na to, že obsah stříbra v galenitech je nutno vztahovati převážně na malé uzavřeniny cizích minerálů; z nich jmenují argentit, Ag tetraedrit, proustit, polybasit aj. Tyto nerosty jsou přítomné jako jemná, odmíšeninám podobná tělíska v galenitech různé genese. Byly ovšem nalezeny i galenity bez „odmíšenin" Ag minerálů a s obsahem stříbra (např. na Harzu, P. Ramdohr, 1955). Fysikálně-chemické podmínky systému Ag_2S — PbS jsou dosud jen nedostatečně známy; v každém případě je při bodu tání PbS stanovená rozpustnost 0,6 % Ag_2S ještě daleko nižší při teplotách, přicházejících v úvahu při rudní genesi. E. P. Chapman a R. E. Stevens (1933) zjistili, že některé výše temperované galenity bez inklusí Ag nerostů obsahovaly Ag a Bi, v jednom případě až 6 % Ag a 11 % Bi. To spočívá v tom, že $AgBiS_2$ (matyldit) má nad 215 °C mřížku galenitovou a tak je $AgBiS_2$ podstatně rozpustný v galenitu (M. Fleischer, 1955). Podobné závěry nacházíme u jiných autorů, uvedených v kompendiu K. Rankamy, Th. G. Sahamy (1925) a Ch. Palache, H. Bermana a C. Frondela (1951).

V posledním kompendiu je dále diskutován As a Sb jako heterogenní a jsou uváděny prvky Se, Fe, Zn, Cd, Cu a občas Au, zaznamenané v analysách galenitů.

V našem případě byly mikroskopicky nalezeny uzavřeniny anisotropních nerostů jen u galenitů ze Samo, které však nemohly být vzhledem k malým rozměrům a akcesorickému výskytu přesně identifikovány; podle jejich mineragrafických vlastností by mohly patřiti do skupiny sulfosolí (± Bi), čímž by na sebe vázaly Ag, Bi, Sb (viz též E. Schroll, 1955). Otevřenou zatím zůstává otázka podřadného až vedlejšího Cd; vazba tohoto prvku v galenitu nebyla dosud v literatuře uspokojivě a detailně řešena (M. Fleischer, 1955). Snad je též součástí inkludovaných nerostů. Jim nejspíše patří také Hg, Zn, a dále cín.

Přítomnost cínu v submikroskopických inklusích v galenitu by se mohla do jisté míry paralelisovati např. s makroskopickým nálezem franckeitu v asociaci s boulangeritem a galenitem, popisovaným O. P. Poljakovou (1957). O podobné problematice se zmiňuje J. H. Bernard (1953) při diskusi Sn v galenitech z Kutné Hory. Jinak je stopový obsah Sn v galenitech běžný i ve východoalpské rudní provincii (E. Schroll, 1955).

Dále je nutno se zmíniti o vazbě Te v galenitech ze Samo IIII a Veľké Šteti. M. Fleischer (1955) a H. Strunz (1957) považují galenit a altait (PbTe) za isotypní a částečně vzájemně mísivé; to potvrdily i experimentální výzkumy N. D. Sindeevy a A. A. Godovikova (1959). Na základě jejich výsledků existuje isotypie, neboť oba nerosty patří stejnému strukturnímu typu (NaCl), avšak jsou jen do určité míry isomorfně mísivé, neboť při vyšších obsazích. Te se odmišuje již jako altait. Např. za poměru 80 váh % PbS a 20 váh. % PbTe vznikají struktury, připomínající eutektikum. Do vlastní mřížky galenitu vstupuje Te pouze do 2 %.

Stopové Tl v galenitu není jinak překvapující; jeho přítomnost v galenitu a Pb sulfosolích, podmíněná jeho afinitou k Pb, je konstatována v četných geochemických studiích jako zcela běžná (J. Oftedal, 1940; D. M. Shaw, 1952; K. Rankama, Th. G. Sahama, 1952; E. Schroll, 1955; V. M. Goldschmidt, 1958).

Shrneme-li celou diskusi chemismu galenitu, vyplývá, že se mezi diadochní prvky v galenitu řadí velmi malá část Ag a část Te (do 3 %). Ostatní diskutované elementy jsou nejspíše anisominerální (ve smyslu J. H. Bernarda, 1958),

Boulangerit

Na haldovém materiálu štoly Samo III byly nalezeny vzorky talkitisovaného magnesitu, kterým prorážejí žíly křemene s jehlicovitými až stébelnatými, často radiálně paprsčitými a silně deformovanými agregáty boulangeritu; obdobné nálezy uvádí z Východních Alp H. Höller (1957) z ložiska Sunk a H. Meixner (1956) z ložiska Lanersbach v Tyrolsku. Vedle toho boulangerit sám (bez průvodního křemene) místy obklopuje hrubozrnný bílý dolomit (žilný i „koňské zuby") i hrubě až středně zrnitý magnesit, čímž vzniká až drobné sítivo. Makroskopicky je boulangerit ocelově šedý, v odraženém světle v nábruse bělošedý. Stébla i agregáty obklopují většinou křemenná zrna; v případě jejich idiomorfního omezení v křemenu by se snad mohlo uvažovati i o vývoji metakrystů. Na stéblech je patrna dokonalá štěpnost podél protažení. Reflexní pleochroismus boulangeritu je na vzduchu zřetelný (bělavá — světle zelenošedá), v olejové immersi je ještě zřetelnější (bělošedá až zelenošedá). Anisotropie na vzduchu je velmi silná v barvách: tmavě šedomodrá a špinavě šedožlutá. Barvy a intensita anisotropie jsou v olejové immersi daleko zřetelnější. Zhášení stébel je vždy přímé. Leptací diagnostické zkoušky podaly výsledky, uvedené v tabulce 26.

Tabulka 26. Diagnostické leptací zkoušky boulangeritu.

Leptací činidlo	Samo III.	P. Ramdohr (1955)	M. N. Short (1931)	I. S. Volynskij (1947)	S. A. Jušku (1955)
HNO_3 (1 : 1)	+ hnědne až černá, vývoj plynů	+	+ vývoj plynů	+	+ vývoj plynů
HCl (1 : 1)	—	—	±	—	— (+)
$FeCl_3$ (20 %)	—	—	—	—	—
$HgCl_2$ (5 %)	—	—	—	—	—
KCN (20 %)	—*)	—	—	—	—
KOH (40 %)	—	—	—	—	—

* leptání s NaCN (20 %)

Identita s boulangeritem byla potvrzena tedy mineragraficky negativním leptáním s KOH. Tato vlastnost odlišuje boulangerit od mineragraficky podobného jamesonitu (P. Ramdohr, 1955), který reaguje s KOH.

V boulangeritu jsou zarostlá oválná až nepravidelná zrnka ryzího zlata a idiomorfní (isometrická) zrnka pyritu; mezi stébly boulangeritu nacházíme „žilečky" chalkopyritu. Jedná se spíše snad o výplně tzv. Buergerových kanálků, než o vlastní žilky, neboť chalkopyrit nevyúsťuje mimo agregáty boulangeritu.

Hustota boulangeritu, stanovená pyknometricky, měla hodnotu 6,01. Odpovídá dobře literárním údajům, kde pro boulangerit se udává rozmezí h = 5,6—6,5 (příp. 5,98—6,23).

V chemismu boulangeritu (tabulka 17, vzorek 14) figuruje podstatný Bi nejspíše jako diadochní substituent Sb. Z dalších prvků jsou diadochní nejpravděpodobněji: As, Ag, Te a snad Tl. Otázka vazby Tl je obdobná jako u galenitu. Ostatní zjištěné elementy patří heterogenním inklusím. Mikroskopická indetifikace ryzího zlata byla potvrzena spektrálně zjištěným stopovým obsahem Au v boulangeritu.

Z malého množství boulangeritu (kolem 1,6 g) byla provedena chemická kvantitativní analysa (tabulka 27); její výsledky jsou porovnány s vypočtenými hodnotami pro $Pb_5Sb_4S_{11}$.

Tabulka 27. Chemická kvantitativní analysa boulangeritu.

Stanovení v %	Boulangerit — Samo III		Boulangerit ($Pb_5Sb_4S_{11}$) (Ch. Palache, H. Berman, C. Frondel, 1951)
	Původní analysa	Přepočet na 100 %	
Pb	53,30	55,06	55,42
Sb	23,30	24,08	25,69
As	0,11	0,12	—
Bi	2,30	2,38	—
S	17,76	18,36	18,89
nerozpustný zbytek	1,35	—	—
celkem	98,01	100,00	100,00

[1]) Analysoval M. Joukl v ÚNS Kutná Hora.

Metody stanovení: Bi — polarograficky; Sb — titračně bromičnanem; S — spékáním jako u tetraedritu; Pb — komplexometricky.

Pozoruhodný je obsah Bi v boulangeritu; nejspíše zastupuje diadochně Sb, neboť množství Sb v boulangeritu ze Samo je o nečo nižší (24,08 %) než u boulangeritu ideálního složení (25,69 %).

Jednoznačnou identifikaci boulangeritu potvrdila rentgenografická identifikace (tabulka 28).

Bi-minerál

Názvem Bi-minerál byl označen akcesorický minerál z lokality Mútnik (štola Nižná), který se svými optickými vlastnostmi i chemismem podobá kobellitu. Tvoří agregáty allotriomorfních, bělošedých zrnek, rozmístěných v chalkopyritu.

Tabulka 28. Rentgenografické identifikace boulangeritu.

Číslo linie	Boulangerit					
	Samo III		(Astm, 1945)		(Torre, Garrido, 1953)	
	I	d Å	I	d kX	I	d kX
1.	3	3,92	—	—	3	3,89
2.	10d	3,71	0,9	3,70	10	3,71
3.	0,5d	3,41	—	—	2	3,43
4.	1d	3,31	—	—	4	3,52
5.	3d	3,21	0,2n	3,21	6	3,21
6.	5d	3,01	0,6	3,00	5	3,02
7.	9	2,81	1,0	2,80	9	2,815
8.	2d	2,69	0,7n	2,69	4	2,691
9.	1d	2,60	0,4n	2,58	2	2,578
10.	—	—	—	—	1	2,515
11.	2d	2,42	—	—	2	2,435
12.	Al	2,34	0,7n	2,34[1])	6	2,337[1])
13.	—	—	—	—	1	2,303
14.	1d	2,23	0,7n	2,23	1	2,226
15.	3d	2,15	0,7n	2,14	5	2,145
16.	Al	2,02	0,8	2,02	3	2,056[1])
17.	0,5d	1,965	0,4	1,955	2	1,967
18.	4	1,929	0,7	1,917	3	1,920
19.	10	1,866	0,9	1,861	8	1,861
20.	—	—	0,4n	1,820	1	1,829
21.	5d	1,767	0,7b	1,764	7	1,757
22.	2dd	1,732	—	—	3	1,726
23.	1dd	1,658	0,2n	1,661	2 3	1,668 1,657
24.	1dd	1,585	0,2n	1,585	1	1,588
25.	1dd	1,552	0,2n	1,526	1	1,537
26.	—	—	—	—	2	1,504
27.	2d	1,463	0,7n	1,466	2	1,465
28.	Al	1,431	0,4n	1,433	—	—
29.	2	1,407	0,9n	1,405	3	1,408
30.	1	1,375	0,4n	1,380	2	1,378
31.	2dd	1,334	0,4n	1,330	—	—
32.	2d	1,304	—	—	1	1,303
33.	1d	1,277	—	—	—	—
34.	2d	1,242	—	—	2	1,239

[1]) splývá s linií Al

Podmínky: přístroj Mikrometa, záření Cu $K\alpha_{1,2}$ (Ni filtr), napětí 28 kV, intensita 22 n A, exposice 4 hodiny. Jinak jako u tetraedritu.

Má nižší odrazivost než chalkopyrit. Mikroskopické rozměry jeho agregátů nedovolily provést veškeré identifikační zkoušky a tím bezpečné a jednoznačné určení. Mikroskopicky se tento minerál na vzduchu projevuje zřetelným reflexním pleochroismem v barvách: bělošedá a bělošedá s olivovým nádechem. Anisotropie na vzduchu je velmi silná — běložlutá barva přechází do tmavě šedohnědé. Síla reflexního pleochroismu, anisotropie a intensita barev se podstatně zvyšují při pozorování v olejové immersi. Bi nerost je značně zatlačován chalkopyritem a sám vyplňuje puklinky ve sfaleritových zrnech a obklopuje je. Alespoň pro částečnou, orientační identifikaci, i když zdaleka ne dokonalou, byl vyseparován z nábrusu s chalkopyritem (tabulka 17, vzorek č. 6). Srovnáním s chemismem chalkopyritu byly zjištěny navíc prvky, které by podporovaly přítomnost tohoto minerálu (případně minerálu podobného jemu opticky i chemismem), a které se vyskytují v chalkopyritu velmi sporadicky. Patří mezi ně Bi, Sb a Pb. Jelikož však jejich množství je jen stopové, nelze tuto diskusi považovati za definitívní.

Ryzí vismut

Nejspíše rozpadem kobellitu? vznikla v něm roztroušená, velmi drobná, allotriomorfní, silně odrazivá zrnéčka ryzího vismutu. Na vzduchu lze — vzhledem k jejich malým rozměrům — zjišťovati pouze anisotropii; ta je silná s barvami: bílá s krémovým nádechem a žlutohnědá. V olejové immersi jeví ryzí vismut slabý reflexní pleochroismus (krémová barva — krémová barva s hnědým nádechem). Silná anisotropie se projevuje žlutošedou barvou. Podobné, avšak individualisované agregáty obsahuje také chalkopyrit z Mútniku (štoly Svätopluk).

Ryzí zlato

Do kapitoly sulfidického zrudnění je nutno zahrnouti ještě výskyty ryzího zlata v některých nejmladších sulfidických minerálech; tak galenit a boulangerit z ložiska Samo, a tetraedrit z Mútniku a Bankova obsahují mikroskopicky viditelná zrnka zlata, což bylo také potvrzeno spektrální analysou (stopový obsah Au; tabulka 17, vzorek 13, 13a, 14; tabulka 18, vzorek 14, 16). Na ložiskách Samo a Mútnik jsou zrnka zarostlá přímo ve jmenovaných sulfidech; mají oválný nebo isometrický tvar a velikost řádově v setinách až tisícinách mm. Naproti tomu tvoří zlato z Bankova protáhlé čočkovité a nepravidelné útvary, relativně větší (setiny až 3 desetiny mm), rozmístěné hlavně v kavernosních dutinách po rozkladu tetraedritu, vyplněných produkty hypergenní přeměny. Tato skutečnost poukazuje na cementační vznik zlata na Bankově (viz. J. J. Smirnov, 1951).

Opticky je zlato charakterisováno na vzduchu jasně žlutou, mezi zkříženými nikoly v immersi žlutou barvou. Leptací diagnostické zkoušky (vždy 1 minutu) podaly výsledky uvedené v tabulce 29.

Tabulka 29. Leptací diagnostické zkoušky ryzího zlata.

Leptací činidlo	Mútnik, zlato v tetraedritu	Samo III zlato v galenitu	Samo III zlato v boulangeritu	Bankov, zlato v tetraedritu	P. Ramdohr (1955)[1]
HNO_3 (1 : 1)	–	–	–	–	–
HCl (1 : 1)	–	–	–	–	–
KCN (20 %)	+	+	+	+	+
$FeCl_3$ (20 %)	–	–	–	–	–
$HgCl_2$ (5 %)	–	–	–	–	–
KOH (40 %)	–	–	–	–	–

[1]) Údaje M. N. Shorta (1931), I. S. Volynského (1947) a S. A. Juškové (1955) shodné s výsledky P. Ramdohra (1955).

Podle těchto výsledků se jedná vždy o ryzí zlato, nikoliv elektrum; dokazuje to ve všech 4 případech negativní leptání s HNO_3 (1 : 1).

Ryzí zlato figuruje zde tedy jako jeden z nejmladších rudních nerostů; tento genetický výklad je v poslední době zastáván mnohými autory (viz např. údaje v práci J. Haka, 1959), a vyvrací tak starší koncepce, které zařazovaly parageneticky téměř veškeré ryzí zlato mezi nejstarší minerály.

Mikroskopické nálezy ryzího zlata v galenitu, boulangeritu a tetraedritu z uvedených mastek-magnesitových ložisek, nebo v tetraedritu ze Železníku (Zd. Trdlička, J. Litomiský, 1959) potvrzují vyloučení zlata v těchto sirnicích a sulfosolích při sulfidickém zrudnění jižní části Spišsko-gemerského rudohoří. Nelze tedy zlato v tetraedritech diskutovati jen jako diadochní prvek (viz J. H. Bernard, 1958).

Bornit, chalkosin, ryzí měď

V asociaci s chalkopyritem se vyskytly na ložisku Mútnik a Samo dva akcesorické Cu minerály: bornit a chalkosin. Nebylo však dostatečných kritérií ke stanovení jejich sukcesivního postavení vzhledem k chalkopyritu. Oba tvoří allotriomorfní zrna, u chalkosinu isotropní, mezi šupinami mastku nebo mezi zrny magnesitu. Často nepravidelně srůstají s chalkopyritem. Snad oba vznikly vlivem migrujících Cu roztoků, uvolněných větráním, na chalkopyrit v cementační zóně. V cementační zóně tetraedritového zrudnění v magnesitu ložiska Bankov u Košic vzniká z tetraedritu jak isotropní, šedomodrý, tak i anisotropní, modrý chalkosin vedle blankytně modrého covellinu. Redukcí Cu hypergenních roztoků v cementační zóně se utvořily také ledvinité až dendritické agregáty ryzí mědi, po-

vlečené malachitem (viz též M. Ťapák, 1956). Podle strukturního leptání (H_2O_2 + NH_4OH; HNO_3 1:1) (1 až 2 minuty) vyniklo koncentrické narůstání mědi kolem center, což se projevilo makroskopicky typickým ledvinitým nebo hlízovitým tvarem měděných agregátů. Strukturním leptáním se odhalilo koncentrické střídání více a méně naleptaných vrstviček. Výsledky leptání ryzí mědi ve srovnání s literárními údaji uvádí tabulka 30.

Tabulka 30. Leptací diagnostické zkoušky ryzí mědi.

Leptací činidlo	Bankov u Košic	P. Ramdohr (1955)	M. N. Short (1931)	I. S. Volynskij (1947)	S. A. Juško (1955)
HNO_3 (1 :1)	+ eff.[1])	+	+ eff.[1])	+	+ eff.[1])
HCl (1 : 1)	±	−	±	−	(+) −
$FeCl_3$ (20 %)	+	+	+	+	+
KCN (20 %)	+	+	+	+	+
$HgCl_2$ (5 %)	+	+	+	+	+
KOH (40 %)	+	+	+	+	+

Poznámka: [1]) eff. — vývoj plynů; jednotlivé leptací zkoušky trvaly 1 minutu. Při positivních leptáních ryzí měď hnědne až černá.

Ryzí měď je zajímavá svým chemismem, zjištěným spektrální analysou; v mřížce Cu jsou vázány: Ag, As, Si, část Fe, Hg, Sb a snad Zn a Cd. Jmenované prvky — mimo Zn a Cd — uvádí také Danovo kompendium (1951). Podle P. Ramdohra (1955) je malý poloměr atomu mědi příčinou, že měď tvoří směsné krystaly s Ag a Au za přírodních genetických podmínek jen ve zcela malém rozsahu. Naproti tomu s As byly vytvořeny smesně krystalky až s 12 % As, které měly vlastnosti odlišné od čisté mědi zvláštních, většinou nízce temperovaných výskytů. Jelikož ryzí měď vznikla za nízkých teplot — v cementační zóně, charakterisuje její chemismus také stopový obsah As a vedlejší množství Hg. Tato měď, vytvořená rozkladem tetraedritu, převzala do svého chemismu některé prvky, přítomné v tetraedritu v relativně větších koncentracích; jde o Ag, Hg a Zn. Jiné prvky, uvolněné rozkladem tetraedritu, podlehly při transportu z oxydační zóny směrem do cementačního pásma lehko oxydačním vlivům. Platí to zejména o As, Bi, Cd, částečně o Fe a Sb. Tyto prvky, jak běžně známo z literatury, tvoří v oxydační zóně sloučeniny těžce rozpustné v roztocích, pronikajících od povrchu směrem do hloubky ložisek; proto — až na Fe a Zn — representují jen stopové složky ryzí mědi. Ostatní zjištěné elementy — Al, Ca, Cr, část Fe, Mg, Mn, Si a Ti patří již heterogenním inklusím.

VÝVOJ SULFIDICKÉHO ZRUDNĚNÍ

Podle pozorování makrotextur a mikroskopického studia lze s největší pravděpodobností rozdělit sulfidické zrudnění do hlavních 2 mineralisačních etap (ve smyslu D. Němce, 1958), které se pak rozpadají ještě na několik dílčích etap.

I. Do prvé etapy spadá předně krystalisace relativně nejstaršího pyritu. Jde o pyrit, tvořící idiomorfní krychle nebo okrouhlá zrnka v intergranulárech metasomatického magnesitu (II). Tato zrnka se velmi často shlukují do útvarů podobných žilkám a hustému sítivu (např. na ložisku Ploské, Sirk, Burda, Lubeník). Tyto agregáty jsou jemně až středně zrnité a často deformovány souhlasně s deformací okolní magnesitové hmoty, případně břidličnaté vložky, ve kterých je pyrit běžně přítomen jako impregnace. Pyritová individua jsou velmi často rozpukána a pukliny vyhojeny mladšími žilnými dolomity (II. a III.).

Chronologicky by se tedy mohla vyjádřit krystalisace tohoto typu snad dobou mezi ukončením metasomatosy vápenců a dolomitů magnesitem a vznikem žilných dolomitů a mastku. Svědčí o tom výskyt idiomorfních zrn pyritu v intergranulárách magnesitu II, částečná korose pyritových zrn magnesitem, žilnými dolomity, mastkem a mladšími sulfidy.

Současně nebo spíše ke konci pyritové krystalisace došlo také k vyloučení idiomorfních zrn kobaltinu na ložisku Mútnik a Samo. Na obou ložiskách je kobaltin situován stejným způsobem, jako pyrit a také korodován týmiž nerosty.

Druhá a třetí dílčí etapa prvé mineralisační etapy zahrnuje vylučování hrubozrnného dolomitu II („koňské zuby") a žilného dolomitu III se všemi jeho typy. Dolomit II proniká např. na ložisku Ploské nebo Lubeník akumulacemi pyritu v magnesitu. Snad do začátku krystalisace dolomitu II spadá částečná krystalisace pyritu (pentagonální dodekaedry), který lemuje žíly hrubozrnného dolomitu (II) na ložisku Ružiná (alterace okolních hornin?).

II. Druhá mineralisační etapa představuje nejrozšířenější krystalisaci sulfidů, jak po kvalitativní, tak i kvantitativní stránce. Začíná vylučováním obou typů mastku a pokračuje přes přínos žilného křemene. Současně s mastkem, hlavně žilným (II), se vylučoval pyrit jako idiomorfní krystaly, a to převážně pentagonální dodekaedry, méně často krychle. Ostatní sulfidy pronikají intensivně do mastku.

Žilný křemen této etapy přinášel jen ojediněle zrna a agregáty pyritu a arsenopyritu, které se vylučovaly často na začátku přínosu křemene. Po tomto úseku krystalisační etapy II došlo k vylučování sulfidických minerálů železa a barevných kovů. Předně částečně s křemenem krystaloval opět pyrit a po něm následovalo vylučování pyrrhotinových agregátů, které tvoří v magnesitu žilky a sítivo; pronikají do pyritu, arsenopyritu a mezi šupiny mastku. Současně s pyrrhotinem nastalo odmíšení pentlanditu? na ložisku Mútnik a ve štole Cerberus. Snad do této doby můžeme zařaditi i krystalisaci sfaleritu; jeho zařazení není však — vzhledem k nedostatku spolehlivých kriterií — zaručené. Pyrrhotin obsahuje inkluse nerostů, upomínajících optickými vlastnostmi na Bi sulfosoli, a ryzí vismut. Obdobné nerosty nacházíme i v galenitu. Není vyloučeno, ovšem zatím ne jednoznačně dokázáno, že krystalisační interval těchto nerostů byl kontinuitní od pyrrhotinu přes boulangerit ke galenitu.

Kritéria pro stanovení sukcesivních poměrů boulangerit-galenit nebyla tak průkazná, aby bylo možno jednoznačně vysloviti vzájemný genetický vztah obou nerostů. Přechody galenitu do boulangeritu jsou obvykle plynulé, neostré; v těchto místech se jeví obklopování stébel boulangeritu galenitem. Není ovšem vyloučeno, že stébla boulangeritu representují metakrysty v galenitu. Nejpravděpodobněji mají oba nerosty částečně nebo z velké části společný krystalisační interval.

Následoval přínos Cu sulfidů — tetraedritu a chalkopyritu — buď ve velmi krátkém údobí za sebou nebo zčásti se jejich krystalisační intervaly překrývají. Jen v některých případech byly nalezeny žilky chalkopyritu v tetraedritu, svědčící o relativně mladším chalkopyritu. Překrývání obou Cu nerostů je zcela běžné a spočívá především ve značné podobnosti krystalových mřížek obou minerálů.

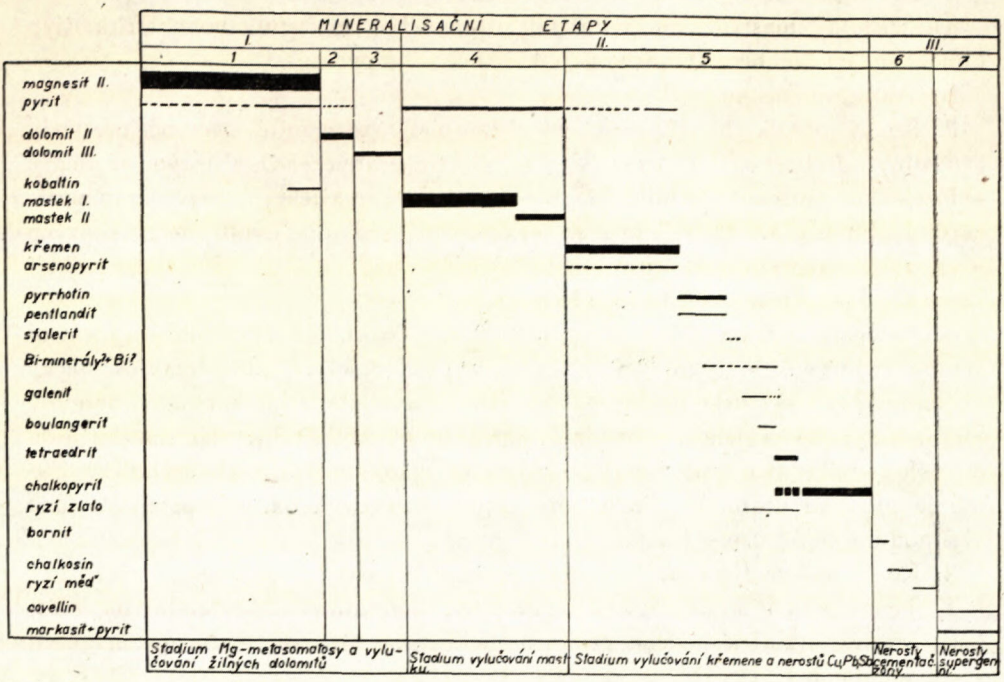
Boulangerit, galenit a tetraedrit obsahují vzácná zrnéčka ryzího zlata; snad bylo přítomno v těchto sulfidických sloučeninách původně jako pevný roztok nebo kolloid a vlivem určitých, dosud ne spolehlivě vyřešených fysikálně-chemických faktorů se vyloučilo jako mikroskopicky viditelná zrnka. Jeho přítomnost v uvedených nerostech svědčí, že spadá do fáze přínosu nejmladších sulfidů.

III. Do samostatné etapy (nikoliv ve smyslu D. Němce, 1958) patří Cu sulfidy, geneticky vázané na cementační a oxydační zónu. V cementační zóně vznikají z chalkopyritu bornit a chalkosin; na ložisku Bankov došla redukce Cu roztoků s povrchových pásem, kde postupoval intensivně rozklad tetraedritu, až k vytvoření ryzí mědi. Na tomto ložisku nacházíme často relativně větší zrnka ryzího zlata, než jsou jejich běžné dimense v tetraedritu, a to hlavně v partiích částečného až úplného rozpadu tetraedritu. Jde zřejmě o cementační zlato, které původně při rozpadu tetraedritu bylo rozpuštěno. Jelikož zlato tvoří v oxydačních podmínkách nesnadno rozpustné sloučeniny, je dráha migrace jeho roztoků z oxydačního prostředí do cementační zóny velmi nesnadná (J. J. Smirnov, 1951). Nalézáme proto akumulace cementačního zlata i v oxydační zóně bankovského ložiska.

V oxydační zóně vzniká dále z Cu sulfidů covellin, prozrazující se na povrchu a puklinách těchto minerálů sytě modrými náběhovými barvami. Působí-li však na Cu roztoky, uvolněné větráním Cu sulfidů, i vzdušný nebo v povrchové vodě rozpuštěný CO_2, dochází ke vzniku basických uhličitanů mědi — zeleného malachitu a modrého azuritu; oba povlékají ve formě kor a zemitých povlaků Cu sulfidy a ryzí měď, jejíž agregáty se dostaly — vlivem denudace povrchových částí ložiska, nebo těžbou — do styku se supergenními faktory.

Vlivem supergenních činitelů podléhá značné přeměně pyrrhotin ze štoly Cerberus nejen na limonit (jako všechny Fe — obsahující sulfidy), ale hlavně po puklinách vzniká z pyrrhotinu markasit, nebo — nejčastěji — jemnozrnná směs markasit + pyrit.

Tab. 31. Schematické znázornění pravděpodobné sukcese sulfidických minerálů na mastek-magnesitových ložiskách na Slovensku



ZÁVĚR

Předkládaná zpráva podává studium rozšíření a chemismu mastku a sulfidického zrudnění na metasomatických ložiskách magnesitu ve Spišsko-gemerském rudohoří. Tento mineralogicko-geochemický výzkum byl proveden na následujících lokalitách:

A) Severní magnesitový pruh: Kokava, Samo, Mútnik, Polom, Hačava, Ratkovské Bystré;

B) Jižní magnesitový pruh: Podrečany, Ružiná, Divín, Burda, Ratkovská Suchá, Ploské, Sirk, Lubeník, Dúbrava, Kohútik, Jedlovec, Veľká Šteť, Ochtiná a Bankov.

Geologicky patří ložiska severního magnesitového pruhu do veporského krystalinika, jsou uložena v chlorit-sericitických břidlicích a sledují svým směrem dislokaci, oddělující zónu granátických svorů od zóny fyllitové a migmatitové (M. Kužvart, 1954). Běžné průvodní horniny ložisek jižního magnesitového pruhu, spadající do karbonského souvrství gemerid, jsou grafitické břidlice, fyllity, páskované vápence, lavicovité dolomity nebo písčité břidlice. Leží na severním okraji gemerid.

Dosažené výsledky lze shrnout do těchto bodů:

1. Fysikálně-chemické vlastnosti mastku určují dva faktory:

a) „čistota" mastku, tzn. množství přítomného, znečisťujícího chloritu (typ klinochlor-leuchtenbergit), karbonátu, křemene nebo pyritu;

b) Agregace mastku.

2. Různý obsah chloritu v mastku způsobuje rozmanité barevné přechody a odstíny od čistého, bílého mastku (zv. elektrokeramického) k šedým až tmavě šedozeleným varietám technického mastku („sivý mastek", „tmavý glimmer", „světlý glimmer"). „Čistý" mastek je situován zpravidla uvnitř magnesitových těles, zatím co technické druhy obalují ložiska magnesitu a často zprostředkují přechody do okolních chloritických břidlic.

3. Agregace mastku má vliv na jeho různě dokonalou štípatelnost. Elektrokeramický mastek je velmi jemně šupinatý (pod desetiny mm), makroskopicky až kompaktní. Technické druhy mastku jsou zpravidla středně šupinaté (desetiny mm až 2 mm) a lehce štípatelné. Agregáty elektrokeramického mastku jsou obvykle radiálně paprsčité; paralelní orientace, charakteristická pro technické druhy, je příčinou dokonalé štípatelnosti těchto barevných odrůd mastku. Chlorit většinou intimně srůstá s mastkem.

4. Rozeznáváme dva typy (nejspíše i generace) mastku:

a) jemně až středně šupinatý, dominující až výhradní na ložiskách severního magnesitového pruhu a na ložisku Kohútik. Zatlačuje magnesit I., II. a dolomit I., II., III;

b) žilný hrubě šupinatý, proniká magnesitem (i talkitisovaným) a je typický pro ložiska jižního pruhu (např. Sirk, Dúbrava, Burda). Jeho perleťově lesklé šupiny (nad 2 mm veliké) jsou seřazeny vějířovitě nebo orientovány téměř kolmo na směr žil.

5. Akcesorie mastku: rutil (sagenit), zirkon, apatit, titanit, aktinolit (Hačava).

6. Spektrálně bylo analysováno 62 vzorků různých druhů mastku. Ze zjištěných prvků mají v molekule mastku a chloritu, který jej znečisťuje, zastupující charakter:

mastek		chlorit	
Si^{4+}	→ Ge, část Al	Si^{4+}	→ Ga, Cr
Mg^{2+}	→ Fe, Ni, Mn Cu(?), Zn(?)	R^{3+} (Fe, Al)	→ Ga, Cr, část Ti, V
		R^{2+} (Fe, Mg)	→ Mn, Ca(?), Ni, Co(?)

S obsahem Al u technických mastků (vázán na chlorit) relativně stoupá (ve stopách) i Ga. Tento prvek není přítomen u vzorků elektrokeramických druhů

(bez příměsi chloritu). Podobně stoupá i množství Ti, který je vázán na Ti minerály, representující obvykle akcesorie hlavně ve chloritu. Nejčastější výskyt Ge (stopové) byl konstatován na ložisku Mútnik a Hačava.

7. Chemické kvantitativní analysy byly provedeny na 54 vzorcích opět variabilních mastkových druhů téměř ze všech výskytů mastku (mimo Jedlovec, Velkou Šteť, Ružinou a Bankov). Z výsledků analys je možno učiniti několik zákonitostí:

a) obsah SiO_2 bývá obvykle snížen vzhledem k teoretické hodnotě (63,49 %); příčiny bývají dvě: buď je přítomen karbonát (magnesit, dolomit), což se projeví zvýšením množství CO_2 a v případě dolomitu též větším obsahem CaO. Nebo je hodnota SiO_2 snížena přítomností Al_2O_3, vázaného na chlorit.

b) S obsahem Al_2O_3 stoupá i obsah FeO, který je podstatnou složkou chloritu; s železem stoupá i Mn, figurující jako jeho substituent v mřížce chloritu.

c) Přítomnost Ti nerostů dokazuje relativně zvýšený obsah TiO_2 v technických mastcích, jenž je u čistých druhů nulový nebo stopový. Teprve se stoupající přítomností chloritu (+ Ti oxydy) dosahuje TiO_2 až procentuálních hodnot (Hačava, Kohútik).

d) Velmi důležitý je obsah $+H_2O$, který přesně charakterisuje znečistění mastku chloritem. Mastek obsahuje teoreticky 4,76 % $+H_2O$, chlorit (typu klinochlor-leuchtenbergit) 11 až 12 % a H_2O.

e) Anomalie SiO_2 (72,02 %) a nízký obsah MgO (21,20 %) u vzorku z Mútniku (štola Nižná, vz. 525) je způsoben obsahem křemene, se kterým mastek intimně srůstá.

f) Relativně větší akumulace apatitu jsou v chemických analysách dobře dokumentovány obsahem P_2O_5 a také CaO.

Tyto závislosti jsou graficky zhodnoceny.

g) Obsahy Ga v technických druzích mastku se pohybují kolem 0,002 % (průměr ze 4 analys).

8. Rychlejší a ekonomičtější kvalifikaci mastkových druhů lze prováděti pomocí gravimetrických termických analys. Jim bylo podrobeno celkem 11 vzorků mastku. Analysované vzorky jsou charakterisovány především poklesem, odpovídajícím dehydratačnímu intervalu mastku (815—1090 °C). Vzorky technických druhů mastku (úbytek na váze 7,5 %) mají další poklesové intervaly: 480—690 a 690—780 °C. Oba náleží endotermním reakcím heterogenního chloritu. U vzorků s Mg karbonáty se projevil únik CO_2: u dolomitu v rozmezí 690—750 °C, u magnesitu 410—690 °C.

9. Podle dosavadních znalostí, které mohou být dalšími výzkumy modifikovány, vznikl mastek na ložiskách metasomatického magnesitu snad reakcí hydrotermálních SiO_2 roztoků s magnesity nebo dolomity. Tento přínos proběhl nejspíše ke konci alpského orogénu. Okolní chlorit-mastkové břidlice byly v této době též talkitisovány, není však vyloučeno, že jejich částečné zmastkování spadá do doby

před alpským vrásněním a je produktem hydrotermální metamorfosy okolních hornin (jejich původních minerálů: chloritu a biotitu).

10. Vzhledem k tomu, že je na mastkových ložiskách těžen pouze mastek, kdežto kvalitní magnesit — mastková surovina je skladována na haldách a tím vystavena silnému větrání, bylo započato — a nyní dále je pokračováno na Vysoké škole chemicko-technologické v Praze v úpravě této suroviny. Z dosavadních výsledků tohoto výzkumu bylo učiněno několik závěrů:

a) Suché mletí je výhodnější než mokré, neboť ponechává nečistoty v hrubších kusech. Přílišná jemnost mletí není žádoucí.

b) Mastek se uspokojivě odděluje od magnesitu flotací n-alifatickými alkoholy; tento úpravnický pochod dosahuje maxima ve slabě kyselém prostředí.

c) Alkoholy působí při flotaci mastku nejen jako pěniče, ale současně i jako sběrače, které v důsledku adsorpce na povrchu zvyšují jeho přirozenou flotovatelnost.

d) Ferrokyanid draselný a dvojchroman draselný aktivují flotaci mastku, $FeCl_3$ se uplatnil jako depresor nežádoucích složek, především snižující obsah Fe_2O_3.

e) Pro vysokou cenu alkoholů je v poslední době používána přiboudlina a isoalkoholy.

f) Při úpravě této suroviny bude možno získati i akumulace sulfidického zrudnění včetně stopových prvků, vázaných na tyto rudní minerály.

11. Sulfidické zrudnění je přítomno na ložiskách mastek-magnesitových (obou pruhů) jako žíly, sítiva nebo impregnace, buď přímo v rudních tělesech, nebo nehojně v okolních horninách. Relativně nejvíce je zastoupeno na ložisku Mútnik (místní akumulace), méně hojné je ve štole Cerberus a na ložisku Samo. Na ostatních ložiskách se sulfidy řadí mezi vedlejší až akcesorické komponenty a omezuje se většinou jen na podřadný pyrit.

12. Ze sulfidů byly zjištěny (seřazeny podle klesajícího zastoupení): pyrit, chalkopyrit, pyrrhotin, tetraedrit, arsenopyrit, galenit, markasit, kobaltin, boulangerit, chalkosin, covellin, sfalerit, pentlandit?, bornit, Bi nerost a ryzí vismut, ryzí zlato, ryzí měď.

13. Z chemismu sulfidů jsou zajímavé:

a) Chalkopyrit se stopovým Sn.

b) Tetraedrit obsahuje poměrně značné množství As, Fe a Zn a málo Hg (stopy až podřadný obsah). Překvapující je obsah Cd v tetraedritu z Bankova, dosahující relativně obdobné koncentrace jako Zn (není vázán na sfalerit). Chemicky byl analysován tetraedrit z Mútniku: Cu 39,92 %, Fe 6,80 %, Zn 0,79 %, Sb 15,66 %, As 8,68 %, S 25,22 %. Jeho hustota má hodnotu 4,66. Mřížkové konstanty: Mútnik 10,296 ± 0,003 Å, Bankov 10,362 ± 0,002 Å, Divín 10,356 ± 0,003 Å, Podrečany 10,381 ± 0,003 Å.

c) Kobaltin byl zjištěn v magnesitu i mastku na ložisku Mútnik a Samo jako krychličky nebo poměrně hojnoploché krystaly (pentagonální dodekaedr + krychle

+ osmistěn). Podle částečné chemické analysy obsahuje: Co 34,65 %, As 44,92 %, S 20,43 %. Z debyegramů byly vypočítány tyto mřížkové konstanty: Mútnik 5,57 ± 0,010 Å, Samo 5,58 ± 0,004 Å.

d) Arsenopyrit ze štoly Cerberus obsahuje podřadný Co.

e) Pyrrhotin (štola Cerberus a Mútnik) obsahuje inkluse nerostu obdobného pentlanditu; svědčí pro to chalkografické vlastnosti, chemismus průměrného vzorku ze štoly Cerberus: 0,32 % Ni a 0,25 % Co, a spektrální analysy pyrrhotinu a chalkopyritu s arsenopyritem.

f) Galenit, nalezený na ložisku Samo, Burda a ve vrtech lokality Veľká Šteť, je charakterisován podřadnými obsahy Ag, Bi, Cd, vedlejším až podřadným Te a Sb, a stopovým Sn a Tl.

g) Z Pb sulfidů byl dále zjištěn na ložisku Samo vzácný boulangerit; hustota 6,01, chemické složení: Pb 55,06 %, Sb 24,08 %, As 0,12 %, Bi 2,38 %, S 18,36 %.

h) V tetraedritu z ložiska Mútnik a Bankov, a v galenitu a boulangeritu ze Samo jsou zarostlá velmi drobná, akcesorická zrnka ryzího zlata.

14. Vývoj sulfidického zrudnění lze rozděliti do 3 mineralisačních etap:

I. magnesit II, pyrit, kobaltin—dolomit II—dolomit III,

II. pyrit, mastek I, mastek II, —pyrit, křemen, arsenopyrit, pyrrhotin, pentlandit?, sfalerit, Bi minerál? +ryzí Bi, galenit, boulangerit (+ryzí Au) —tetraedrit (+ryzí Au) chalkopyrit;

III. bornit-chalkosin, ryzí měď; covellin-markasit + pyrit.

Závěrem práce děkuje autor prof. Dr. J. Kašparovi, Dr. J. Ilavskému, Dr. M. Kužvartovi a pracovníkům geochemického oddělení ÚNS v Kutné Hoře za cenné připomínky a rady, a kolektivu pracovníků spektrografické, rentgenografické a chemické laboratoře za provedení analys. Vřelý dík patří L. Pilařovi za zdařilé zhotovení fotografií.

Ústav nerostných surovin,
Kutná Hora.

LITERATURA

[1] Abdulajev G. K. (1958): Kristallografičeskoe issledovanie pirita iz Čiragidzorskogo mestorožděnija. Izv. A. N. Azerb. SSR, ser. geol.-geograf. nauk, No3, pp. 95—102. — [2] Abonyi A. (1957): Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Ochtiná-magnesit. VSRP, Jelšava. — [3] Alejnikov J. (1934): Určení mastku v mastkových horninách. Vys. škola technická, Brno (citace z práce Vl. Benedikta, 1958). — [4] Andrejev N. (1931): Issledovanie termičeskogo analysa talkogo-karbonatnych porod. Mineralnoe syr'e., pp. 922—958. — [5] Andrusov D. (1959): Geológia československých Karpát I—II. Bratislava. — [6] Andrusov D. (1960): Úvahy o alpsko-karpatskej vrásovo-príkrovovej sústave. Geol. sbor. SAV, r. XI, č. 2, str. 161—178. — [7] Angel F., Awerzger A., Kuschinsky A. (1953): Die Magnesitlagerstätte Millstätter Alpe bei Radenthein. Gesteine, Erz- und Mineral-lagerstätten Kärntens. Carinthia II., H.I, pp. 98—117. Klagenfurt. — [8] Angel F. — Tro-

jer F. (1953): Der Ablauf des Spatmagnesit- Metasomatose. Radex—Rundschau, H. 7/8, pp. 315—334. — [9] ASTM (1945): First supplement X-ray diffraction data cards. Philadelphia. — [10] Avgustinik A. I., Sverchkova L. I. (1949): Kinetika dehydratace taľka. Žurnal prikladnoj chimii, II 22, pp. 1059—1062. — [11] Bernard J. H. (1953): Geochemie rejského a turkaňského pásma v Kutné Hoře. Rozpr. Česk. Akad. věd, roč. 63, seš. 2. — [12] Bernard J. H. (1957): O isomorfním zastupování prvků ve skupině tetraedritu. Rozpr. Čsl. Ak. věd., roč. 67. seš. 3. str. 1—7. — [13] Bernard J. H. (1958): Chemismus a velikost mřížkových konstant spišsko-gemerských tetraedritů. Rozpr. ČSAV, roč. 68., sešit 14. — [14] Betechtin A. G. (1950): Mineralogija. Moskva. — [15] Beutell A. (1911): Chemisch-mineralogische Untersuchungen am Glanzkobalt. Neues Jahrbuch f. Min., pp. 663—673. — [16] Benedikt Vl. (1958): Flotace mastku z Hnúšti. Katedra mineralogie Vysoké školy chem.-technol. v Praze (diplom. práce). — [17] Bouška Vl. (1956): Změna mřížkové konstanty Hg-tetraedritů vlivem různého chemického složení, Výzkum nerostů tetraedritové skupiny II. Rozpr. ČSAV, roč. 66, č. 13. — [18] Bouška Vl. (1958): O chemismu a velikosti mřížkové konstanty a_0 některých slovenských teraedritů v oblasti Nízkych Tater a z Báňské Štiavnice. Sbor. k osmdesátinám akademika F. Slavíka, str. 43—53. — [19] Bowen N. L., Shainer J. F. (1935): The Thermal Decomposition of Talc. Amer. Journ. of Science, p. 151. — [20] Buerger M. J. (1934): The crystal structure of berthierite. Amer. Min., Vol. 21, pp. 205—206. — [21] Cabicarová E. (1954): Petrografický výzkum magnesitového ložiska na Dúbravě u Jelšavy. Diplom práce geol.-geograf. fakt. UK, Praha. — [22] Cornu F. (1908): Die Minerale der Magnesitlagerstätte des Sattlerkogels (Veitsch). Zeitschr. f. prakt. Geol., 16, pp. 449—456. — [23] Čech Vl., (1951): Příspěvek k poznání nalezišť mastku a jeho genese v ČSR. Sbor. ÚÚG, Sv. XVIII, p. 69. — [24] Čillík I. (1954): Projekt vlastního prieskumu na rok 1954 na závodě Hnúšťa — mastenec. ZSRP.-Lučenec. — [25] Čillík I., Gavora Sv. (1955): Záverečná zpráva a výpočet zásob na ložisku mastence Kohútik pri Jelšave. ZSRP-Lučenec. — [26] Čillík I., Gavora Sv. (1957): Ročná zpráva predbežného prieskumu na lokalite Hnúšťa—Mútnik—mastencový magnesit za rok 1956. ZSRP-Lučenec. — [27] Dittler E. (1942): Die chemische Zusammensetzung des Fahlerzes aus der Veitsch (Steiermark). Zentralblatt f. Min., Abt. A, 10, pp. 187—194. — [28] Doelter C. (1914): Über die Entstehung der Talk- (Speckstein) Lagen. Neues Jahrbuch f. Min., Geol. u Paläont. Bd. XXXI. Beil. Bd. Stuttgart. — [29] Doelter C. (1922): Ein neues Talkvorkommen in Steiermark. Mont. Rundschau, 14, p. 261. — [30] Elliáš M., Šťovík M., Zahradník L. (1957): Chemické rozbory nerostných surovin. Seš. 12. Diferenčně thermická analysa. Praha. — [31] Ellsworth H. V. (1916): A study of certain minerals from Cobalt, Ontario. Amer. Rep. Ontario Bur. Mines, vol, 25., pp. 200—243. — [32] Ervell E. R., Bunting E. N., Geller R. F. (1935): Thermal Decomposition of Talc. Bur. Stand. Journ. Res. 15, pp. 551—556. — [33] Fleischer M. (1955): Minor elements in some sulfid minerals. Econ. geol. 50th annivers vol. — [34] Goldschmidt V. M. (1918): Atlas der Krystallform, vol. 4. Heidelberg. — [35] Goldschmidt V. M. (1927): Geochemische Verteilungsgesetze der Elemente VIII. Untersuchungen über Bau und Eigenschaften von Krystallen. Sk. Norska Vid.-Akad. I., Mat.-nat. Kl., No. 8. — [36] Goldschmidt V. M. (1958): Geochemistry. — Oxford. — [37] Gordienko M. A. (1931): Talkumziegel im Ural und seine Verwendung. Zeitschr. d. chem. Ind., VII. — [38] Grill E., Pagliani G., Sacchi L. (1955): La genesi del talco della Valle della Germanasca (Alpi Cozie). Rendiconti, vol. 88, 19° della serie III., Fasc. II., pp. 442—490. — [39] Grum—Girschimailo W. E. (1926): Talkstein als feuerfestes Material, Mineralseria I., pp. 74—75. — [40] Guľa J. (1957): Výpočet zásob z ložiska Lubeník. Magnezitové huty a bane, Lubeník. — [41] Guľa J. (1957): Výpočet zásob z ložiska Dúbrava (magnezit). Magnezitové huty a bane — Lubeník. — [42] Hak J. (1959): Mineralogický výzkum antimonových ložisek

Nízkých Tater. Závěrečná zpráva. ÚNS-Kutná Hora. — [43] Haraldsen H. (1930): Beiträge zur Kenntnis der thermalen Umbildung des Talkes. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Paläont. I., pp. 139—163. — [44] Hegemann F. (1941): Die isomorphen Beziehungen von Mn, Zn, Co, Ni und Cu zu Pyrit und Magnetkies. Zeitschr. f. Kristallographie, Bd. 103, H. 3, p. 168—177. — [45] Hašlar O. (1955): Mineralogicko-petrografický posudek vzorků z lokality Kohútik u Jelšavy. Ústav pro výzkum rud, Kutná Hora. — [46] Hoehne K. (1952): Die Verbreitung des Arsens auf den Erzlagerstätten des schlesischen Gebirges und sein Vorkommen in schlesischen Pyriten. Neues Jahr. d. Mineral., Monatsch., pp. 4—13. — [47] Höller H. (1957): Boulangeritkristalle vom Sunk bei Trieben. Joannneum, Miner. Mitt.-Bl., Graz, Bd. 2, pp. 64. — [48] Hueber H., Freh W. (1931): Kupferpecherz vom Sattlerkogel in der Veitsch. Zentralblatt f. Min., Abt. A, pp. 296—303. — [49] Humml V. (1955): Úprava slovenských mastků. Výroční zpráva výzkumu z r. 1955. Ústav nerudných surovin. Karlovy Vary. — [50] Chapman E. P., Stevens R. E. (1933): Silver and bismuth bearing galena Leadville, Colorado. Ecom. Geol., Vol. 28, pp. 678—685. — [51] Ibrahim N. A. (1957) A: Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. Teil I. Tscherm. min. u. petr. Mitt., Bd. 6, No. 3, pp. 226—237. — [52] Ibrahim N. A. (1957) B: Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze. Teil II. Tscherm. min. u. petr. Mitt., Bd. 6., No. 3. pp. 238—245. — [53] Ivanova V. P. (1949): Trudy Inst. geol. nauk A. N. SSSR, Tom 120. — [54] Jander W., Wuhrer J. (1938): Hydrothermale Reaktionen I. Die Bildung von Magnesiumsilikaten. Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 235, p. 273—294. — [55] Jarkovský J., Dvonč V. (1955): Predbežná zpráva o chemickom výskume a úprave Kalinovských mastencov. Geol. práce, Zprávy 4, str. 93—101. — [56] Juško S. A. (1949): Metody izučenija rud pod mikroskopom v otražennom svete. Moskva. (Slovackij perevod, Bratislava 1955). — [57] Kantor J. (1956): Serpentinity južnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. Geol. práce, Zprávy 6, str. 3—40. — [58] Kiefer Ch. (1949): Deshydratation thermique des minéraux phylliteux. Comptes Rend. Acad. Paris, vol. CCXXIX, p. 1021. — [59] Kiefer Ch. (1950): Note sur le minéraux phylliteux et leurs alteration. Comptes. Rend. Acad. Paris. Vol. 203, p. 977. — [60] Kieslinger A. (1923): Zur Frage der Entstehung einiger alpiner Talk-Lagerstätten. Zentralblatt für Min., pp. 463—469. — [61] Klír St. (1957): Předběžná zpráva o výskytu galenitu u Burdy. Věst. ÚÚG, roč. XXXII, č. 1, pp. 60—62. — [62] Klubert J. (1958): Výročná zpráva o podrobnom prieskume na lokalite Hnúšťa—Mútnik—magnezit za rok 1957. ZSRP-Lučenec. — [63] Klubert J., Čillík I. (1955 A): Záverečná zpráva o vlastnom prieskume na úseku Hačava—mastenec. ZSRP-Lučenec. — [64] Klubert J., Čillík I. (1955 B): Ročná zpráva o vlastnom prieskume za rok 1954. Kohútik. ZSRP-Lučenec. — [65] Kostyleva J. (1925): Talk i talkovyj kameň. Leningrad. — [66] Kozu S., Masuda M. (1926): Studies ot the thermal changes and dehydratation phenomena of some hydrous minerals. Science reports of the Tokoku Imperial Univ. Serie III, vol. III. No. 1. pp. 33—68. — [67] Král R. (1958): Chemismus rudňanských tetraedritů. Sbor. VŠCHT oddíl fakult anorg. a org. technologie 2, str. 245—260. — [68] Kurnachov N. S., Černych V. V. (1929): Thermische Zersetzung von Talk. Neues Jahrb. f. Min., Geol. u. Pal. I. p. 138. — [69] Kužvart M. (1954): Zpráva o orientačním výzkumu ložisek magnesitu na Slovensku. Věst. SGÚ, roč. XXIX, č. 4, str. 178. — [70] Kužvart M. (1955): Geologické a petrografické poměry mastkových ložisek a jejich okolí u Hnúště na Slovensku. Sbor. ÚÚG, odd. geol., str. 145—196. — [71] Kužvart M. (1955): Thermická dehydratace mastků od Hnúšti na Slovensku. Věst. ÚÚG, sv. 30, str. 168—172. — [72] Kužvart M. (1957): Ložiska mastku ve Spišsko-gemerském rudohoří na Slovensku. Sbor. ÚÚG, roč. 23, odd. geol., 2. díl, str. 441—73. — [73] Laubmann H. (1924): „Speckstein, Topfstein und ihre technische Verwertung" in „Die nutzbaren Mineralien, Gesteine und Erden Bayerns". Band I. München. — [74] Lévy C., Prouvost J. (1957): Rapport entre la chalkopyrite, la stanuite et la ré-

nierite. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., vol LXXX, pp. 1—3. — [75] Longchambon H. (1936): Les courves de déshydratation des minéraux. Bull. de la Soc. Franç. de Min. Vol. 59. Lyon. — [76] Machatschki F. (1928): Präzisionmessungen der Gitterkonstanten verschiedener Fahlerze. Formel und Struktur derselben. Zeitsch. f. Krist., vol. 68, pp. 204—222. — [77] Malt F. (1914): Beiträge zur Kenntnis des thermischen Abbau von Talk, Chlorit. Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal., II., p. 357. — [78] Máška M. (1956): Poznámky k předterciérní metalogenesi záp. Karpat, zvláště Spišsko-gemerského rudohoří. X. jubilejný sjazd v Košiciach, kompletný sprievodca. — [79)] Matz K. (1939): Die Magnesit-Talklagerstätte in Obertal bei Oberdorf a. d. Lamming (Steiermark). Fortsch. d. Min. Krist., Petr., 23. Band, pp. 76—79. — [80] Matz K. (1949): Die Geologie der Talklagerstätte Mautern im Liesengtale. Berg- u. Hüttenmänische Monatshefte Bd. 94, p. 149—157. Leoben. — [81] Mayer E. W., Schön R. (1925): Flotation des Talkes bzw. Magnesits. Metall u. Erz, Bd. 22, p. 222. — [82] Mazanec J. (1953): Náhrada göpfersgrünského steatitu slovenským steatitem ve výrobě speciálního steatitu a zlepšení jeho technologických vlastností mletím v koloidním mlýně. Disert. práce. Hradec Králové. — [83] Mechling M. (1921): Über die Kristallstruktur des Kobaltglanzes. Abhandl. Math.-phys. Kl. Sächs. Akad Wis. Leipzig, Vol. 38, No 8. — [84] Meixner H. (1942): Das angebliche „fournetit"-artige Fahlerz aus der Magnesitlagerstätte Veitsch (Steiermark). Zentralblatt f. Min. Abt. A 1, pp. 4—8. — [85] Meixner H. (1951): Kobaltcabrerit, ein neues Mineral aus der Magnesitlagerstätte auf der Millstätter Alpe beim Radenthein. Monatshefte d. N. Jahrb. f. Min., pp. 17—19. — [86] Meixner H. (1956): Neue Mineralfunde in den Österreichischen Ostalpen. XV. Carinthia II. Klagenfurt. Bd. 146., pp. 20—31. — [87] Michejev V. I. (1957): Rentgenometričeskij opredelitel' mineralov. Moskva. — [88] Mišík M. (1953): Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geol. sbor. SAV, č. 4. — [89] Němec D. (1958): Paragenetické poměry primárních minerálů na severozápadní Římbabské žíle (u Bohutína). Práce brněnské základny ČSAV, roč. XXX, seš. 1. — [90] Neuhaus A. (1942): Über die Arsenführung der dichten Schwefelkiese (Melnikovit — Pyrite, Gelpyrite) von Wiesloch, Baden und Deutsch-Bleischarley, Oberschlesien. Metall. u. Erz, Bd. 39, pp. 157—189. — [91] Nováček R. (1943): Slovenské rtuťnaté tetraedrity. Zprávy ÚÚG, č. 18, pp. 109—110. — [92] Novák,. Trdlička Zd. (1960): Dva výskyty Mg-Fe chloritu-rhipidolitu ve Spišsko-gemerském rudohoří. Čas. pro. min. a geol. č 3, pp. 283—295. — [93] Nutting P. G. (1943): Some standard thermal dehydratation curves of minerals. US Dep. of Internion, Geol. Survey, Professional Paper 197 — E. Washington. — [94] Oftedal I. (1940): Untersuchungen über die Nebenbestandteile von Erzmineralien norwegischer zinkbledeführender Vorkommen. Skr. Norske Vid. Akad. Oslo, 1. Math.-Naturw. Klasse, No. 8. — [95] Palache Ch., Berman H., Frondel C. (1946): The system of Mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana Yale University 1837—1892. New York. (Vl. I. Russian translation, 1951. Moscow). — [96] Peacock M. A., Berry L. G. (1940): Röntgenographic observations on ore minerals. University of Toronto Studies. Geol. Ser., No. 44, pp. 47—60. — [97] Peacock M. A., Henry W. G. (1948): The Crystal Structures of Cobaltite (Co As S), Gersdorffite (Ni As S), and Ullmannite (Ni Sb S). Univ. of Toronto Studies, Geol. Ser., No, 52, pp. 71—80. — [98] Poljakova O. P. (1957): O frankeite iz olovjanno-polimetalličeskich rud Smirnovskogo mestoroždenija (Vostočnoe Zabajkalie). Trudy Miner. muzeja A. N. SSSR, vyp. 8., pp. 103—107. — [99] Pták J., Radzo V., Činčárová M. (1959): Palygorskit z magnesitového lomu Dúbrava (záp. od Jelšavy) na Slovensku. Věst. ÚÚG, roč. 34, č. 1, str. 59—67. Praha. — [100)] Ramdohr P. (1955): Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. Berlin. — [101] Ramsdell L. S. (1925): The crystal structure of some metallic sulfides. Amer. Min. Vo. 10, pp. 281—304. — [102] Rankama K., Sahama Th. (1952): Geochemistry. Chicago. — [103] Redlich K. A. (1926): Sind die ostalpinen Karbonatlagerstätten und die mit ihnen genetisch verwandten Talke sedimentären Ursprungs? Zeitschr. f. prakt.

geol. 34, p. 65. — [104] Redlich K. A. (1934): Die Magnesitvorkommen der Tschechoslovakischen Republik. Věst. SGÚ, roč. X, č. 3—4, pp. 121—134. — [105] Redlich K. A., Cornu F. (1908): Zur Genesis der alpinen Talklagerstätten. Zeitsch. f. prakt. Geologie, Bd. XVI. Berlin. — [106] Rózsa M. (1925): Talk und Magnesit. Zeitsch. f. prakt. Geol., 33. Jahrg., H. 10, pp. 153—154. — [107] Sacharova M. S. (1955): O vizmutových sulfosoljach Ustarasajskogo mestoroždenija. Trudy min. museja, vyp. 7, pp. 112—126. — [108] Sato S. (1933): Alteration of Talc and Antigorite to Leuchtenbergit in the Metamorphosed Dolomite of the Mateurei System. North Korea. The Journal of the Shanghai Science Institute. Vol. I., pp. 17—24. — [109] Saueressing F. (1950): Gewinnung, Aufarbeitung, Veredlung und Verwendung von Talk, Talkmagnesit und Glimmertalken. Halle. — [110] Shaw D. M. (1952): The Geochemistry of Thallium. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 2, No. 2. — [111] Short M. N. (1931): Microscopic determination of the ore minerals. Washington. — [112] Schönenberg R. (1946): Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-gömörer Erzgebirges. Zeitsch. d. deutsch. Geol. Gesellschaft, Bd. 98. Berlin. — [113] Schneiderhöhn H. (1932): Entmischungserscheinungen innerhalb von Erzmischkristallen und ihre Bedeutung für Erzlagerstättenkunde und Aufbereitung. Metall und Erz, vol. 19, pp. 501—508. — [114] Schroll E. (1954): Ein Beitrag zur geochemischen Analyse ostalpiner Blei-Zink-Erze. Teil I. Mitt. Österr. Mineral. Gesellsch., Bd. 3, pp. 1—83. Wien. — [115] Schroll E. (1955): Über das Vorkommen einiger Spurenmetalle in Blei-Zink-Erzen der ostalpinen Metallprovinz. Tscherm. min. petr. Mitt., Bd. V., 43, pp. 183—208. — [116] Schroll E., Ibrahim N. A. (1959): Beitrag zur Kenntnis ostalpiner Fahlerze III. Tscherm. min. u. petr. Mitt., Bd. VII., H. 1—2, pp. 70—105. — [117] Schüller A. (1954): Die Eigenschaften der Minerale. Berlin. — [118] Schüller K. (1959): Nachweis und Bestimmung von Begleitmineralen im Speckstein. Stemag-Nachrichten, H. 27. — [119] Siegel W. (1953): Vererzung einiger Magnesite. Carinthia, pp. 238—240. Klagenfurt. — [120] Sindeeva N. D., Godovikov A. A. (1959): Ob izomorfizme meždu seroj i tellurom v galenite. Dokl. Ak. N. SSSR. Tom 127, No. 2, pp. 431—434. — [121] Smirnov J. J. (1951): Zona okislenija sulfidnych mestoroždenij. Moskva. — [122] Sochor B. (1947): Studie o možnosti úpravy slovenské talkové horniny jako suroviny na výrobu steatitu. Disertač. práce Vys. Škola technická. Brno. — [123] Sochor B. (1949): Mastek a talek. Stavivo, roč. XXVII, č. 11, pp. 185—188. — [124] Stejskal J. (1931): Lagerstätten feuerfester Rohstoffe in der Tschechoslowakischen Republik. Zeitsch. für prakt. Geologie, pp. 12—14. — [125] Strunz H. (1957): Mineralogische Tabellen. Leipzig. — [126] Ševčík R. (1957): Záverečná zpráva a výpočet zásob z ložiska Sirk — magnesit. (Ke dni 1. 8. 1956.) VSPR — Jelšava. — [127] Šiškin N. N. (1957): O nikelistoj raznovidnosti kobaltina. Dokl. Ak. Nauk SSSR. Tom. 114, No. 2, pp. 414—415. — [128] Šuf J. (1935): Magnesitová ložiska a geologické poměry okolí Jelšavy. Báňský Svět, sv. XIV. Praha. — [129)] Šuf J. (1937): Zpráva o nálezištích užitečných nerostů v okolí Hnúšti na Slovensku se zvl. zřetelem ke geol. poměrům této oblasti. Báňský Svět, sv. XVI. Praha. — [130] Šuf J. (1938): Zpráva o geol. poměrech a ložiskách užitečných nerostů v okolí Kokavy na Slovensku. Věst. SGÚ, sv. XIV. — [131)] Thilo E. (1935): Chemische Untersuchung von Silikaten II. Das Verhalten von Talk gegen MgO und die Chloride von Mg, Co und Mn beim Erhitzen. Zeitschr. f. anorg. u. allg. Chemie, Bd. 225, p. 49—63. — [132] Thurner A. (1947): Gebirgsbildung und Erzführung in der Grauwackenzone. Verh. Geol. Bundesanstalt, pp. 83—94, Wien. — [133] Torre C., De Assunção, Garrido J. (1955): Tables pour la détermination des minéraux au moyen des rayons X Lisabonna. — [134] Traxler J. (1952): Úprava slovenských talků 1952. Výroční zpráva výzkumu z r. 1952. Ústav úprav keram. surovin, Karlovy Vary. — [135] Traxler J. (1953): Úprava slovenských talků 1953. Zpráva ústavu úprav keram. surovin. Karlovy Vary. — [136] Trdlička Zd. (1956 A): Mineralogie slovenských magnesitů. Část I. Lokality: Podrečany, Ružiná, Burda, Mút-

nik, Samo. ÚVR — Kutná Hora (posudek). — [137] Trdlička Zd. (1956 B): Mineralogie slovenských magnesitů. Závěrečná zpráva. ÚVR — Kutná Hora (nepublik. zpráva). — [138] Trdlička Zd. (1958 A): Mineralogicko-geochemický výzkum mastku a polymetalického zrudnění na ložiskách magnesitu na Slovensku. Část: Mútnik. Dílčí zpráva. ÚNS, Kutná Hora. — [139] Trdlička Zd. (1958 B): Mineralogicko-geochemický výzkum mastku a polymetalického zrudnění na ložiskách magnesitu na Slovensku. Část: Samo. Dílčí zpráva. ÚNS, Kutná Hora. — [140] Trdlička Zd. (1959): Příspěvek k mineralogii slovenských magnesitů. Geol. práce. Zoš. 56, str. 165—200. Bratislava. - [141] Trdlička Zd. (1960 A): Charakter zrudnění ve štole Cerberus, sz. od mastek-magnesitového ložiska Mútnik u Hnúšti (Slovenské rudohoří). Čas. pro min. a geol. č. 4, pp. 442—6. — [142] Trdlička Zd. (1960 B): Výskyt fluor-apatitu na mastek-magnesitovém ložisku Samo (Slovenské rudohoří). Časopis pro min. a geol. č. 1., str. 42—47. — [143] Trdlička Zd., Litomiský J. (1959): Příspěvek k mineralogii Železníku a jeho okolí (Slovenské rudohoří). Časopis pro min. a geol., č. 1, str. 70—85. — [144] Trdlička Zd., J. Losert (1960): Kobaltin z mastek-magnesitových ložisek Mútnik a Samo ve Spišsko-gemerském rudohoří. Věstník ÚÚG (v tisku). — [145] Ťapák M. (1956): Ložisko krystalického magnesitu sz. od Košic (Bankov). X. jubilejný sjazd v Košiciach, kompletný sprievodca. — [146] Ťapák M. (1957): Ložisko krystalického magnesitu severozápadně od Košic (Bankov). Geol. práce GÚDŠ, Zoš. 46, pp. 133—135. — [147] Ulrich F. (1933): Československá ložiska magnesitová a dnešní stav jejich využití. Báňský Svět, sv. XII, č. 1. Praha. — [148] Ulrich F., Bouček B. (1931): Výskyty zkamenělin v magnesitové zoně Slovenského rudohoří. Věst. SGÚ, roč. VII, p. 203. — [149] Volynskij J. S. (1947): Opredelenie rudnych mineralov pod mikroskopom. Tom II. Moskva. — [150] Vtělenský J. 1955): Mineralogicko-petrografický rozbor vzorků hornin a rud z lokality Hačava. Posudek ÚVR, Kutná Hora (nepublikováno). — [151] Weinschenk E. (1900): Das Talkvorkommen bei Mautern in Steiermark. Zeitsch. f. prakt. Geol. vol. 8., p. 41. — [152] Welser H. (1938): Über Pseudomorfosen von Talk nach Pinolit. Berg.-Hüttenmän. Monatsh. Bd. 86, p. 78—79. Wien. — [153] Wilk H. B. (1953): Composition and origin of soapstons. Bull. de la commission géol. de Finlande, No. 165. — [154] Zsivny V. (1927): Mineralogische Mitteilungen aus Ungarn. Zeitsch. d. Krist., Bd. 65, p. 728.

ZDENĚK TRDLIČKA

MINERALOGISCH-GEOCHEMISCHE STUDIEN DES TALKES UND DER POLYMETALLISCHEN VERERZUNG IN DEN MAGNESITLAGERSTÄTTEN DER SLOWAKEI

In der vorgelegten Arbeit werden Studien über die Verbreitung und den Chemismus des Talkes und der sulphidischen Vererzung auf den metasomatischen Magnesitlagerstätten im Zips-Gömörer Erzgebirge übermittelt. Diese mineralogisch-geochemischen Untersuchungen wurden auf folgenden Lokalitäten durchgeführt:

a) im nördlichen Magnesit-Streifen: Kokava, Samo, Mútnik, Polom, Hačava, Ratkovské Bystré;

b) im südlichen Streifen: Podrečany, Ružiná, Divín, Burda, Ratkovská Suchá, Ploské, Sirk, Lubeník, Dúbrava, Kohútik, Jedľovec, Veľká Šteť, Ochtiná, Bankov.

Geologisch gehören die Lagerstätten des nördlichen Streifens zum veporiden Kristallin und lagern in den chlorit-serizitischen Schiefern, jene Dislokation folgend, welche die Zone der granatischen Glimmerschiefer von der Phyllit- und Migmatit-Zone trennt (M. Kužvart, 1954). Zu den begleitenden Gesteinen des südlichen Magnesit-Streifens, die der Karbon-Schichtfolge der Gemeriden angehören, zählen: graphitische Schiefer, Phyllite, gestreifte Kalke, bankige Dolomite oder sandige Schiefer. Diese Schichtfolge liegt am Nordrande der Gemeriden.

Die erreichten Ergebnisse kan man in folgende Punkte zusammenfassen:

1. Die physikalisch-chemischen Eigenschaften des Talkes hängen hauptsächlich von zwei Faktoren ab:

a) von der „Reinheit" des Talkes, d. h. von der Menge des anwesenden, verunreinigenden Chlorits (Typus Klinochlor-Leuchtenbergit), Karbonats, Quarzes oder des Pyrits;

b) von der Aggregation des Talkes.

2. Der verschiedene Inhalt des Chlorits im Talk hat verschiedene Farbschatierung, vom reinen weissen Talk (sog. elektrokeramischer) bis zu den grauen bis dunklen Varietäten des „technischen Talkes" (der graue Talk, der dunkle Glimmer, der helle Glimmer). Der „reine" Talk ist in der Regel inmitten der Magnesitkörper situiert, während die technischen Abarten die Magnesitlagerstätten umgeben, oft die Übergänge in benachbarte chloritische Schiefer bildend.

3. Die Aggregation des Talkes beeinflusst auch seine Spaltbarkeit. Der „elektrokeramische" Talk ist sehr fein schuppig (unter Zehnteln von mm), makroskopisch fast kompakt. Die technischen Abarten sind in der Regel mittelschuppig (einige Zehnteln bis 2 mm) und leicht spaltbar.

4. Wir unterscheiden zwei Typen (wahrscheinlich auch Generationen) des Talkes:

a) fein bis mittelschuppig, der in Lagerstätten des nördlichen Magnesitstreifens und am Kohútik dominiert. Er verdrängt den Magnesit I, II, wie auch den Dolomit I, II, III.

b) der gangartige, grobschuppige Talk, der den Magnesit (auch den talkitisierten) durchdringt und für die Lagerstätten des südlichen Streifens (z. B. Sirk, Dúbrava, Burda), charakteristisch ist. Seine perlenglänzenden Schuppen (über 2 mm gross) sind fächerformig oder fast senkrecht auf die Richtung des Ganges orientiert.

5. Akzesorische Bestandteile: Rutil (Sagenit), Zirkon, Apatit, Titanit, Aktinolit (Hačava).

6. Spektralanalytisch wurden 62 Proben aus verschiedenen Talkabarten untersucht.

In den Molekülen des Talkes und ihn verunreinigenden Chlorits haben folgende festgestellte Elemente den vertretenden Charakter:

im Talk:			im Chlorit:		
Si^{4+}	⟶	Ge, ein Teil von Al	Si^{4+}	⟶	Ga, Cr
Mg^{2+}	⟶	Fe, Ni, Mn Cu(?), Zn(?)	R^{3+} (Fe, Al)	⟶	Ga, Cr, ein Teil von Ti, V
			R^{2+} (Fe, Mg)	⟶	Mn, Ca(?), Ni Co(?)

Mit dem Al-Inhalt steigt bei den technischen Talken relativ auch Ga (in Spuren), das in den Proben der „elektrokeramischen" Arten (ohne Chloritbeimengung) nicht anwesend ist. Ähnlich steigt auch der Ti-Gehalt, gebunden an Ti-Mineralien, die hauptsächlich im Chlorit akzesorisch vertreten sind. Ge-Spurengehalt wurde in der Lagerstätte Mútnik und Hačava festgestellt.

7. Durch chemische quantitative Analysen der 54 Proben von verschiedenen Talkabarten fast aus allen Lagerstätten (ausser Jedlovec, Veľká Šteť, Ružiná, Bankov) konnten einige Gesetzmässigkeiten festgestellt werden:

a) Der SiO_2-Gehalt pflegt gegenüber dem teoretischen Wert (63,49 %) mässig niedriger zu sein und zwar aus zwei Gründen: entweder ist Karbonat (Magnesit, Dolomit) anwesend, was durch den erhöhten CO_2-Gehalt (und beim Dolomit auch CaO-Gehalt) zum Ausdruck kommt; oder aber ist der SiO_2-Wert durch die Anwesenheit von Al_2O_3, gebunden an Chlorit, gemässigt.

b) Mit dem Al_2O_3 steigt auch der FeO-Gehalt, der die wesentliche Komponente des Chlorits bildet; zusammen mit Fe steigt auch Mn, das als Substituent in dem Chlorit-Gitter auftritt.

c) Die Anwesenheit von Ti-Mineralien wird durch den erhöhten TiO_2-Gehalt in den tech-

nischen Talken bestätigt, während TiO_2 in den reinen Abarten überhaupt nicht, oder nur in Spuren vertreten ist. Erst mit dem erhöhten Chlorit (+Ti-Oxyde) erreicht TiO_2 einen Gehalt bis zu Prozenten (Hačava, Kohútik).

d) Von grosser Bedeutung ist $+H_2O$-Gehalt, der die Verunreinigung des Talkes durch den Chlorit demonstriert. Teoretische $+H_2O$-Werte sind beim Talk um 4,76 %, beim Chlorit (Typ Klinochlor-Leuchtenbergit) etwa 11 bis 12 %.

e) Der anomale SiO_2-Gehalt (72,02 %) und der niedrige MgO-Gehalt (21,20 %) in Proben aus Mútnik (Stollen Nižná, Probe Nr 525) ist durch den Quarz hervorgerufen, der mit dem Talk intime Verwachsungen bildet.

f) Eine relativ höhere Akkumulation des Apatit ist in den chemischen Analysen durch den P_2O_5- und auch CaO-Gehalt gut dokumentiert.

g) Ga-Gehalt in den technischen Varietäten macht etwa 0,002 % (Durchschnitt aus 4 Analysen).

8. Auf Grund unserer bisherigen Kenntnisse nehmen wir an, dass Talk in Lagerstätten des metasomatischen Magnesits vielleicht durch Reaktion der hydrothermalen SiO_2-Lösungen mit Magnesiten oder Dolomiten entstanden konnte. Diese Zufuhr konnte am Ende des alpinen Orogens verlaufen. Die anliegenden Chlorit-Talk-Schiefer wurden zu jener Zeit auch talkitisiert; es ist aber auch nicht ausgeschlossen, dass ihre teilweise Talkitisierung in die Zeit vor der alpinen Faltungsphase fällt und als Produkt der hydrothermalen Metamorphose der anliegenden Gesteine (deren ursprünglichen Minerale: Chlorit und Biotit) angesehen werden kann.

9. Die sulfidische Vererzung ist an den Talk-Magnesitlagerstätten (in beiden Streifen) in Form von Gängen, Netzen oder Impregnationen anwesend, und zwar entweder direkt in den Erzkörpern oder seltener in den anliegenden Gesteinen. Am reichsten ist diese Vererzung in der Lagerstätte Mútnik (lokale Akkumulation), weniger dann im Stollen Cerberus und Samo anwesend. In übrigen Lagerstätten gehören die Sulphide zu unwesentlichen bis akzesorischen Komponenten und beschränken sich meistens auf den untergeordneten Pyrit. Es wurden folgende Sulphide festgestellt (nach dem fallenden Gehalt): Pyrit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Tetraedrit, Arsenopyrit, Gallenit, Markasit, Kobaltin, Boulangerit, Chalkosin, Covellin, Sphalerit, Pentlandit ?, Bornit, Bi-Mineral und gediegenes Bi, gediegenes Gold.

10. Die sulphidische Vererzung kann in drei Mineralisationsetappen eingeteilt werden:

I. Etappe: Magnesit II, Pyrit, Kobaltin — Dolomit II — Dolomit III;

II. Etappe: Pyrit. Talk I, Talk II — Pyrit, Quarz, Arsenopyrit, Pyrrhotin, Pentlandit?, Sphalerit, Bi-Mineral ? + gediegenes Bi, Gallenit, Boulangerit (+ gediegenes Au) — Tetraedrit (+ gediegenes Au), Chalkopyrit;

III. Etappe: Bornit-Chalkosin, gediegenes Cu, Covellin — Markasit + Pyrit.

Tab. I.

Obr. 1. Styk bělošedého mastku s tmavě hnědým magnesitem. Kohútik, štola, vz. 650. — Obr. 2. Pentagonální dodekaedry pyritu v mastku. Mírně zmenš. Kohútik — halda. — Obr. 3. Žila mastku v magnesitu. Zmenš. 2×. Sirk — halda. — Obr. 4. Pentagonální dodekaedr pyritu v mastku. Mírně zmenš. Kohútik — halda.

Tab. II.

Obr. 1. Rozpukání a vyhojení pyritu žilným dolomitem a mastkem. Nábrus, zvětš. asi 2×. Kokava, štola Dolná (vz. 597). — Obr. 2. Žilkovité útvary kobaltinu (černé) v magnesitu. Zvětš. asi o polovinu. Nábrus, Mútnik, štola Svätopluk, hlavní sledná. — Obr. 3. Prorostlice

pentagonálních dodekaedrů pyritu z mastku. Mírně zmenš. Samo. — Obr. 4. Struktura mastkových agregátů. Výbrus, rovn. nik., cloněno, lin. zvětš. 40×. Mútnik, štola Svätopluk (538). — Obr. 5. Metasomatosa magnesitu (šedý až černý) mastskem (bělošedý). Výbrus, zkříž. nik.; Samo I (544).

Tab. III.

Obr. 1. Dolomit (černý) zatlačovaný mastkem. Výbrus, zkříž. nik., lin. zvětš. 45×. Samo III. — halda. — Obr. 2. Asociace pyritu (drsný povrch), kobaltinu (čtvercový průřez) a pyrrhotinu (bělošedý). Okolí magnesit. Nábrus, bez. nik., lin. zvětš. 75×. Samo III — halda. — Obr. 3. Idiomorfní arsenopyrit obklopený chalkopyritem. Naspodu obrázku (drsné zrno) patří pyritu. Okolí magnesit. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 40×. Mútnik, štola Svätopluk, halda. — Obr. 4. Idiomorfní arsenopyrit v tetraedritu. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 560× (olej. immerse). Bankov. — Obr. 5. Korose sfaleritu (tmavě šedý) chalkopyritem. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 260×. Mútnik, štola Svätopluk, halda. — Obr. 6. Agregáty ryzího vismutu? (bělošedý) v chalkopyritu (šedý). Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 75×. Mútnik, štola Svätopluk, halda.

Tab. IV.

Obr. 1. Obklopování pyrrhotinu (P) galenitem (G). Okolí magnesit. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 40×. Samo III — halda. — Obr. 2. Charakter agregátů galenitu v talkitisovaném magnesitu. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 40×. Samo III — halda. — Obr. 3. Idiomorfní zrnko zlata (bílé) v galenitu (šedý). Okolí magnesit. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 470× (olejová immerse). Samo III — halda. — Obr. 4. Ryzí zlato (bílé) v tetraedritu (šedý) změněném částečně ve směs chalkosinu a covellinu. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 560× (olejová immerse) Bankov. — Obr. 5. Cementační zlato (bílé) v rozloženém tetraedritu, Nábrus, bez nik., lin zvětš. 54×. Bankov — lom. — Obr. 6. Silně hypergenně rozložený tetraedrit. Nábrus, bez nik., lin. zvětš. 16×. Bankov — lom.

ANDREJ ABONYI—MARTA ABONYIOVÁ

GEOLOGICKÉ POMERY KARBÓNU MEDZI TURČOKOM A OCHTINOU SO ZAMERANÍM NA MAGNEZITOVÉ LOŽISKÁ

(Nemecké resumé, tab. VI—VII)

Úvod

V rokoch 1958 až 1960 sme počas geologického mapovania severného karbónskeho pruhu gemeríd v úseku medzi Turčokom a Ochtinou, v mierke 1 : 10 000, spojeného s prospekčnými prácami na magnezitové výskyty, sledovali aj niektoré veporidné členy na severe, a gelnickú sériu s južným pruhom karbónu na juh od karbónu severného pruhu. V novšej dobe geologické pomery mapovanej oblasti študovali: M. M i š í k (1953) na východ od rieky Muránky a M. M a h e ľ (1954) na západ od nej. Ich závery vyplývajú z geologických máp v mierke 1:25 000 bez umelých odkryvov, pričom v mnohých zásadných veciach sa rozchádzajú. Časť územia v okolí Ochtinej a Hrádku zbežne študoval L. S n o p k o (1957 b, c) v súvislosti s karbónskymi súvrstviami v povodí Slanej. Práce starších autorov boli už podrobne zhodnotené v horeuvedených prácach. Spomenúť však treba ešte prácu J. Š u f a (1935), ktorý mapoval v okolí Železníka i Jelšavy a v mnohom správne vystihol celkovú geologickú stavbu oblasti.

Pri mapovaní sme sa pridržiavali v hrubých rysoch všeobecných názorov na geológiu Spišsko-gemerského rudohoria, uverejnených v práci F u s á n — M á š k a — Z o u b e k (1955) pre staropaleozoické série, v práci F u s á n (1957) a F u s á n — K a m e n i c k ý — K u t h a n (1953) pre karbón severného pruhu, ktoré možno aplikovať i na naše zistenia v študovanej oblasti.

Geologické pomery

Na geologickej stavbe územia sa podieľajú dve tektonické jednotky: v e p o r i d y a g e m e r i d y.

I. Veporidy

Tektonickú jednotku veporíd v mapovanom území reprezentuje zóna biotitických fylitov až svorov (kryštalinikum) a permské arkózy, ktoré laterálne prechádzajú v oblasti Magury do hrubozrnných kremencov so sericitom, označované Mišíkom (1953) ako konglomerátkvarcit (obalová séria).

1. Kryštalinikum. Mapovaná oblasť zachytáva len južný okraj zóny biotitických fylitov až svorov, a to od Turčoka po Maguru, kde sú vyvinuté ako bridličnaté horniny sivej až sivozelenej farby, ktoré zvetrávaním dostávajú rôzne farebné odtiene od svetlošedozelenej po zemitohnedú. Sú hrubo i tenko bridličnaté s výraznými šupinkami biotitu, často vybieleného. Zvlášť výrazný je biotit v hrubobridličnatých filitoch slabo navetraných. V biotitických fylitoch lokálne nachádzame 1—2 mm zrnká magnetitu nepravidelne roztrúsené v hornine; veľmi nepravidelne vystupujú aj sericiticko-chloritické fylity s pozvoľnými prechodmi do biotitických fylitov, ktoré sme pri mapovaní zvlášť nerozlišovali.

Biotitické fylity sú podložím pásma permských arkóz a konglomerátkvarcitu (v oblasti Magury).

2. Obal veporíd. Permské arkózy, laterálne prechádzajúce v oblasti Magury do konglomerátkvarcitu, tvoria obal kryštalinika v celej dĺžke mapovaného územia. Mišík (1953) na území Z od Kopráša arkózy zvlášť neodlíšil a zaradil ich do karbónu, a to do súvrstvia fylitov, drob a pieskovcov. Konglomerátkvarcit v oblasti Magury pokladal Mišík za podložnú časť karbónu. J. Šuf (1935) konglomerátkvarcit popisuje ako arkózy a zaradil ich spolu so spodným súvrstvím karbónu do gelnickej série. Porovnaním vzoriek arkóz z pruhu severne od Turčoka a z lokalít Mníšany osada, Skalištná dolina a Magura sme zistili, že permské arkózy a konglomerátkvarcit tvoria súvislý pruh od Turčoka po Ochtinú, patriaci k jednému stratigrafickému horizontu. To dokazuje aj blízky petrografický charakter arkóz a konglomerátkvarcitu a ich zhodné úložné pomery. Ich uloženie na biotitických fylitoch sa v dôsledku popermských tektonických pochodov javí ako konkordantné (na základe bridličnatosti) hoci vzhľadom na časový hiát medzi sedimentáciou kryštalinika a obalu možno predpokladať diskordanciu.

Arkózy sú sivobiele až biele, hrubo i drobnozrnné bridličnaté horniny, zložené prevažne zo zŕn kremeňa, živcov, biotitu, sericitu a muskovitu. Zvetrávaním nadobúdajú svetložltohnedú farbu a rozpadávajú sa pozdĺž plôch bridličnatosti na tenké šupinky. Konglomerátkvarcit z oblasti Magury je viac-menej kompaktný, biely až svetloružový, zložený prevažne zo zŕn a šošoviek kremeňa, oddelených šupinkami sľudy. Svetloružové sfarbenie je spôsobené oxydmi železa.

Bezprostredným tektonickým nadložím obalovej série, a to arkóz a konglomerátkvarcitu, je severný pruh karbónu gemeríd, a to jeho bazálne členy.

II. Gemeridy

Gemeridy sú v mapovanej oblasti zastúpené jednak gelnickou sériou staropaleozoického veku, jednak karbónskymi horninami. Gelnická séria vystupuje na južnom okraji mapovanej oblasti a vo väčšom rozsahu bola zachytená len na SV od Jelšavy v oblasti kóty Ždiar (538). Karbónske horniny tvoria dva paralelné pruhy smeru ZJZ—VSV. Severný pruh karbónu gemerid bol zachytený v plnej mocnosti po celej dĺžke mapovaného územia, kým južný pruh bol zistený len lokálne na južnom okraji mapovanej oblasti.

1. Gelnická séria — staršie paleozoikum — vystupuje viac-menej súvisle v celej dĺžke mapovanej oblasti od Turčoka po Ochtinu a tvorí južnú hranicu severného karbónskeho pruhu. V plnej mocnosti bola zachytená len SV od Jelšavy (kóta 538), kým na ostatných úsekoch sa vyskytuje len jej podložná časť tesne na styku s karbónskymi horninami.

Podľa výskytu na kóte Ždiar môžeme gelnickú sériu na základe delenia v práci autoro Fusán — Máška — Zoubek (1955) rozdeliť podobne ako na ostatnom území gemerid, do troch súvrství:

a) *Detritické súvrstvie* tvorí podložnú časť a súčasne najsevernejší okraj gelnickej série na juh od tektonického styku s karbónom severného pruhu. Tvoria ho hlavne sivé chloritické fylity so svetlými polohami sericiticko-chloritických fylitov. Blízko podložia v okolí Turčoka vystupuje poloha piesčitých fylitov; styk s podložím je tektonický, do nadložia je pozvoľný prechod. Mocnosť v oblasti kóty Ždiar nepresahuje na povrchu 500 m a podložné členy súvrstvia sú pravdepodobne odseknuté násunovou líniou. Sklon vrstevnatosti a bridličnatosti je ca 50° k J, smer V—Z.

b) *Vulkanické súvrstvie* (Snopko 1957a — pačanské vrstvy) charakterizujú porfyroidy vzniklé z kremitých porfýrov a ich tufitov. Okrem toho vystupujú v tomto súvrství aj fylity, laterálne zastupujúce porfyroidy, do ktorých často zubovite zapadajú. Porfyroidy sú silne zbridličnatené, bledej alebo nazelenkavej farby. Štruktúra je porfýrická s výrastlicami kremeňa, ktoré sú často popraskané a javia silné undulózne zhášanie. Živce sú silne sericitizované. Pri podloží a v strede sú porfyroidy viac kompaktné a poukazujú skôr na vznik z výlevných kremitých porfýrov, kým pri prechode do nadložia sú časté tufitické polohy, striedajúce sa s polohami sivých grafitických fylitov a vápencov (cm, dm). Porfyroidy majú najväčšiu mocnosť (300 m) severne od kóty 538, kým smerom západným a východným ich mocnosť klesá na 100—80 m. Smer vrstevnatosti i bridličnatosti je V—Z, so sklonom 45—50° k J. Prechod do nadložia je pozvoľný, bez prerušenia sedimentácie.

c) *Organogénne súvrstvie* (Snopko — betliarske vrstvy) v nadloží porfyroidov je budované bielym lavicovitým kryštalickým vápencom. Miestami sa strie-

dajú sivé (grafitické) a biele polohy, a vytvárajú páskovaný vzhľad vápenca. Lokálne sú jednotlivé lavičky vápenca (cm) oddelené bridličnatými milimetrovými polôžkami. V nadloží vápencov sú biele až bledohnedé, kompaktné kremence, ktoré na niektorých miestach laterálne prechádzajú do sivých až tmavosivých bridličnatých lyditov, ktoré boli zistené i uprostred karbonátov. Vápence sú metasomaticky zatlačované po celej dĺžke, hlavne vo vrchnej časti telesa. Na povrchu bol zatiaľ zistený len ankerit bez sideritu. Často sú ankeritizované práve lavicovité vápence s tenkými polohami bridlíc. V nadloží kremencov, vo východnej časti v nadloží vápencov vystupujú sivé grafitické fylity, ktoré tvoria najvrchnejší obzor gelnickej série. Karbonátová poloha má konštantný V—Z smer s úklonom 45—50° k juhu. Overená dĺžka na povrchu je 2,3 km; najväčšia mocnosť na kóte Ždiar 80—100 m, kým priemerná mocnosť nepresahuje 30—50 m. V nadloží gelnickej série ležia transgresívne a lokálne aj tektonicky kremence a fylity karbónu južného pruhu.

Fylity detritického súvrstvia gelnickej série zaraďovali starší autori sústavne k staršiemu paleozoiku (Šuf, 1935; Mišík, 1953; Fusán, 1956). Šuf (1935) k staršiemu paleozoiku zaraďuje i porfyroidy a grafitické bridlice, kým vápenec nami zaradený do organogénneho súvrstvia, dáva do karbónu. Mišík (1953) porfyroidy zaradil k permským kremitým porfýrom a vápence do karbónu južného pruhu; podobné stanovisko zaujali aj Fusán — Bystrický (1959) v geologickej maje 1 : 50 000. K zaradeniu všetkých týchto hornín do gelnickej série nás viedli analogické úložné pomery a totožná geologická situácia na známych lokalitách staršieho paleozoika na Železníku a v Nižnej Slanej. I paralelizácia týchto hornín s horninami staropaleozoických sérií na spomínaných lokalitách poukazuje na nutnosť zaradiť ich do gelnickej série.

2. Karbón severného pruhu tvorí podstatnú časť mapovanej oblasti. Na základe jednotlivých charakteristických hornín a rozdielnych podmienok sedimentácie (hĺbka, tendencia pohybu) boli tu rozlíšené tri charakteristické súvrstvia (litostratigrafické jednotky).

a) *Spodné súvrstvie* leží priamo na obale veporíd. Tvoria ho postupne od podložia: tmavosivé bridličnaté kremence s hojným pyritom, zlepence a piesčité bridlice, sivé sericitické, chloritické, často grafitické fylity s polohami bázických vyvrelín, zelených bridlíc, aktinolitových bridlíc a tenká lavica vápenca, metasomaticky úplne zmenená na magnezit s hojnými žilkami mastenca a kremeňa.

Tmavosivé kremence tvoria úzky, 50—100 m mocný pruh od Kopráša až asi 2 km na západ od Ochtinej, ukončený na obe strany i smerom do podložia tektonicky (násunová línia na veporidy). Prechod do nadložných zlepencov je pozvoľný. Sú to pomerne kompaktné horniny pevné alebo bridličnaté, hojne impregnované pyritom; sú jemnozrnné, silne sfarbené grafitom, zložené prevažne z kremeňa. Vrstvičky kremeňa sú oddelené šupinkami sericitu a chloritu.

Zlepence vystupujú v nadloží kremncov južne od Magury v dĺžke okolo 2 km

a prechádzajú do piesčitých bridlíc (fylitov), ktoré však neboli pri mapovaní zvlášť odlíšené od ostatných bridlíc a fylitov spodného súvrstvia. Zlepence sú sivej farby, zložené prevažne z valúnov kremeňa (1 až 10—20 mm). Mišík (1953) v nich našiel valúny kryštalinika (aplitické žuly) a pieskovcov a zaradil ich k spodnej časti karbónu, kým Šuf (1935) ich dáva do gelnickej série.

Sivé fylity, prevažne grafitické, často sericitické a chloritické, tvoria mohutný komplex, v ktorom sú telesá bázických vyvrelín i polohy zelených bridlíc a diabázových tufitov. Bázické vulkanické telesá ležia v bridliciach ložne. Tieto horniny možno zaradiť do karbónu a považovať ich za syngenetické s okolitými fylitmi. V okolí telesa serpentinizovaného bázika vystupuje aj tenká obruba aktinolitových bridlíc snopkovitej štruktúry temer bez bridličnatosti, zložených z agregátu aktinolitových ihličiek dĺžky 0,5—1 cm.

V nadloží vulkanických telies sú vo fylitoch tenké lavice magnezitov so žilkami kremeňa a mastenca. Ide pravdepodobne o pôvodne tenké lavice vápencov vzniklé chemickou sedimentáciou, metasomaticky premenené na magnezit. Sivé jemnozrnné dolomity známe z ostatných magnezitových ložísk sa v nich vôbec nenašli rovnako ako ani stopy po pôvodných vápencoch. Podľa lavicovitého tvaru telies magnezitu súdime, že vápence nemajú pôvod v koralových, alebo iných biohermných útvaroch. Podobné ojedinelé polohy vápencov sa našli v spodnej časti karbónu východne od Seliec (Fusán, 1958) a podopierajú náš názor o pôvode spomínaných lavicovitých magnezitov. Je to magnezitové ložisko Veľká Šteť (južne od kóty 753 — dĺžka 500 m, mocnosť priemerne 30 m), ďalej drobný výskyt ďalej na východ a ložisko Márton Šebök východne od hlavného hradockého hrebeňa. Všetky tri výskyty ležia dokazateľne v jednom stratigrafickom horizonte, v podloží ostatných známych magnezitových telies a líšia sa od nich zásadne tvarom i mineralizáciou. Tvoria druhý podložný pruh magnezitov, len ca 2,1 km dlhý. Pre vysoký obsah SiO_2, malé množstvo zásob a úložné pomery nemajú tieto telesá magnezitu väčší hospodársky význam.

b) *Stredné súvrstvie.* V nadloží spodného súvrstvia je poloha bázických efuzív, ktoré Mišík (1953) označil ako gabroamfibolity a považoval za intruzívne (žilné). Maheľ (1954) ich v časti od Lubeníka na západ považuje za diabázy a nerozlišuje od diabázov v nadloží magnezitových telies.

Diabáz sivozelenej až zelenej farby je prevládajúcou zložkou tejto polohy a tvorí viac-menej súvislý pruh od ložiska Hlinka až po hrebeň Hrádku (ca 10 km), 20 až 200 m mocný. Hrubozrnné časti pozostávajú z výrastlíc uralitizovaného amfibolu a sausuritizovaných živcov. Práve tieto polohy považoval Mišík (1953) za gabroamfibolit a Böckh (1905 in Mišík 1953) dokonca za diorit. Ide pravdepodobne o polohy pomalšie tuhnúce pod kôrou už utuhnutých hornín, čo malo vplyv na rast kryštálov, a teda i na celkovú štruktúru horniny, odlišnú od bežnej štruktúry diabázov. Častejšie sú však polohy stredne kryštalické, striedajúce sa s polohami silne vybielených rozpadavých bridlíc. Smerom

k nadloží na niektorých miestach možno pozorovať prechod z diabázov do tufitického materiálu, ktorý sa strieda s polohami grafitických bridlíc. Prítomnosť tufitov ložne uložených v jednej stratigrafickej úrovni a ich značná dĺžka pri nepatrnej mocnosti nás viedli k tomu, aby sme celý pruh považovali za podmorský výlev, t. j. za syngenetický s okolitými sedimentárnymi sériami karbónu.

Sericiticko-kremité bridlice tvoria tenkú, niekoľko desiatok metrov mocnú polohu medzi podložnými diabázmi a karbonátovými telesami magnezitových ložísk. Sú to šedé až šedohnedé horniny, často s hojnými pravými (pravdepodobne sekundárnymi) žilkami karbonátov (vápenca, dolomitu), ktoré prechádzajú až do podložných diabázov, kde sa strácajú. Žilky majú pôvod v karbonátoch magnezitových telies. Nie zriedkavé sú aj polohy kremito-grafitických a grafitických bridlíc, ojedinele s výskytmi fauny, ktorá je však najhojnejšia v lavicovitých dolomitoch a vápencoch.

Dolomity a magnezity vystupujú v jednom stratigrafickom horizonte podobne ako ostatné horniny karbónu. Prechod z kremito-sericitických bridlíc do čisto karbonátovej sedimentácie je na miestach, kde to nebolo zotreté neskorším tektonickým presunutím magnezitových telies vo fylitoch, pozvoľný: cez bridlice s lavicami dolomitov, tenko a hrubolavicovité dolomity až do čistých dolomitov; pri podloží karbonátových telies sú polohy lavicovitých dolomitov, miestami vápencov, s hojnou najmä koralovou faunou. Dnešné telesá magnezitov vznikli metasomatózou pôvodných vápencov a diagenetických dolomitov. Niektoré časti majú ráz bioherm, ako o tom svedčia aj časté výskyty útesotvorných druhov koralov v podloží týchto telies. Faunu z podložia magnezitových telies v oblasti Ochtinej a Lubeníka určil Heritsch (1942), z oblasti Ochtinej a Chyžnianskej vody (Amag) Ulrich a Bouček (1931), z oblasti Ochtinej a Tatarskej hory (Jedlovec) Mišík (1953). Vek tohto súvrstvia na základe fauny bol určený ako moskov, všeobecne považovaný za ekvivalent dobšinského karbónu. Najnovšie Bouček — Přibyl (1960) na základe fauny trilobitov z podložnej časti ložiska Ochtiná určili vek tohto súvrstvia za namur B—C a považujú ho za relatívne staršie ako dobšinský karbón (westfal A—B). Dolomity sú sivé až sivobiele, jemne kryštalické, pozdĺž vrstevnatosti boli čiastočne metasomaticky zatláčané. Ojedinele nachádzame v magnezitoch stopy pôvodnej vrstevnatosti, striedanie polôh viac alebo menej pigmentovaných grafitom, a okrem toho sú aj polohy dolomitov a lokálne aj bridlíc, ktoré poukazujú na pôvodnú vrstevnatosť. K metasomatóze došlo najskôr v najčistejších polohách vápenca. Karbonátové telesá tohto súvrstvia zahrňujú všetky doteraz známe dobyvateľné magnezitové ložiská v tejto časti.

c) *Vrchné súvrstvie,* ktoré leží na dolomitoch a magnezitoch stredného súvrstvia, je zastúpené polohou tmavosivých piesčitých bridlíc, lokálne vo fácii zlepencov (južné svahy Dúbravy a Tatarskej hole). Zlepence sú zložené zo zŕn kremeňa, stmelených sericiticko-kremitým tmelom so značným množstvom gra-

fitu a pozvoľne prechádzajú do bridlíc. M i š í k (1953) zaraďoval zlepence tohto súvrstvia z južných svahov Dúbravy k zlepencom južného karbónskeho pruhu. Toto začlenenie je však nesprávne vzhľadom na úložné pomery a na prechody zlepencov do bridlíc.

Sericiticko-kremité bridlice s hojnými žilkami kremeňa vystupujú v podloží a nadloží ďalšieho súvrstvia efuzívnych hornín a karbonátov v oblasti Kohútika a na Lašanke. Sú bledohnedé so žilkami kremeňa vyvalcovaného vo väčšie šošovky.

Diabázové tufity, zriedka diabázy s lavicami a šošovkami vrstevnatých vápencov sú nepravidelne vyvinuté v celej dĺžke mapovaného územia, pri Turčoku ako diabázové tufity a diabázy bez karbonátov, na kóte „Na Skalke" prevažne v karbonátovom vývoji vrstevnatých svetlošedých až bielych jemne kryštalických vápencov s tenkými polohami tufitov a len ojedinele s väčšími tufitickými polohami. V oblasti Teplej Vody a Kohútika je sedimentácia karbonátov a efuzív zhruba v rovnakom pomere, pričom sa tu okrem tufitov vyskytujú aj polohy diabázov. Šošovky vápenca pretínajú mastencové žily, v okolí ktorých je vápenec metasomaticky zmenený na dolomit, v blízkosti žiliek miestami až na magnezit. Žily sledujú podložné časti vápencových šošoviek a smerom na východ sa stenšujú, takže spod sutiny Mašinej doliny sa vynárajú už len ojedinelé polohy tufitov. Mohutnejšie sú vyvinuté vrstvy prevažne efuzívnych členov na hrebeni Hrádok, kde sa tufitické polohy striedajú s diabázmi. Vystupujú v nich šošovky jemne kryštalických lavicovitých vápencov (o rozmeroch až 200 × 50 m) a polohy chloritických bridlíc, ktoré makroskopicky možno len ťažko odlíšiť od vlastných tufitov. Smerom na východ sú tieto vrstvy odseknuté násunovou líniou staršieho paleozoika na karbón severného pruhu. Na pohľad odlišné postavenie (severne od ložiska magnezitu v Ochtinej) zaujímajú tieto vrstvy na Lašanke, kam sa dostali presunutím cez stredné súvrstvie a tvoria synklinálu na podložných bledohnedých sericiticko-kremitých bridliciach (viď rez 5—5). Ide prevažne o tufitický materiál, lokálne s tenkými (cm) polôžkami kryštalického vápenca.

Šedé piesčité fylity a zlepence tvoria najvrchnejšiu časť severného pruhu karbónu, v oblasti Turčoka s polohami sivých, bridličnatých zlepencov, do ktorých laterálne i vertikálne prechádzajú. Ich celková mocnosť je 500—600 m, sklon k juhu. Východným smerom (v oblasti Teplej Vody a na sever od Jelšavy) je toto súvrstvie redukované násunom staropaleozoických sérií. Vynoruje sa opäť až na bočnom hrebeni pri kóte 537, kde tvorí bezprostredné nadložie diabázových tufitov. Tu majú prevahu zlepence hnedej farby, zložené z úlomkov kremeňa, prevažne s kremitým grafitickým tmelom. Lokálne sú zbridličnatené, s polohami piesčitých kremito-sericitických bridlíc. Vlastné zlepence, okrem bridličnatých polôh, ktoré len zriedka vystupujú v prirodzených odkryvoch, sú petrograficky blízke zlepencom karbónu južného pruhu. Na základe úložných pomerov (superpozície) a spomínaných bridličnatých polôh boli zaradené do vrchného súvrstvia karbónu

severného pruhu. Na prechode z diabázových tufitov sú polohy jemnozrnných, tmavosivých, pelitických fylitov, porušené pravdepodobne v dôsledku toho, že sú v podloží málo plastických zlepencov. Na východe je súvrstvie ukončené násunovou líniou staropaleozoických jednotiek, ktorá sa stáča na sever.

3. Karbón južného pruhu. Karbónske horniny južného pruhu boli zistené len na južnom okraji mapovaného územia SV od Jelšavy pri k. Ždiar. Sivé, slabo fialové bridlice a fylity s polohami kremencov vystupujú v nadloží gotlandského(?) vápencovo-ankeritového pruhu za lyditmi a grafitickými fylitmi, ktoré počítame ešte k najvrchnejšej časti gelnickej série. Z doterajšieho mapovania sa zdá, že sú uložené slabo diskordantne bez zjavnej tektoniky. Prebiehajú od kóty 345 (Hradovisko) východným smerom po južnom svahu kóty Ždiar (538) a končia na východe na priečnej tektonickej línii.

Považujeme ich za ekvivalentné s fylitmi bridličnatej série, vystupujúcimi v južnom ramene tzv. železníckej antiklinály (Maheľ 1954) a tvoriacimi vzdialenejšie nadložie vlastného železníckeho ložiska. Maheľ ich považoval v časti železníckej za spodný karbón spolu s karbonátmi ložiska; Fusán nami študovanú časť bridličnatej série v oblasti Železníka považuje za staršie paleozoikum (viď Bystrický — Fusán — Maheľ 1957 — Prehľadná geologická mapa Spiš.-gemer. rudohoria). V mapovanej oblasti nemáme dosť údajov na spresnenie vekového zaradenia týchto hornín; zatiaľ ich považujeme za mladšie ako organogénne súvrstvie gelnickej série (gotland?) a za staršie ako zlepence južného pruhu karbónu [Fusán (1957) ich považuje za spodný karbón].

Jemnozrnné kremence spolu s hrubozrnnými brekciovitými zlepencami sú vyvinuté východne od spomínanej priečnej poruchy a tvoria so zlepencami laterálne i vertikálne prechody. Kremence sú hnedé až červenkasté, lokálne piesčité a miestami aj tenko bridličnaté. Hlavnou súčiastkou je kremeň a sericit. Kremité zlepence a brekcie ležia priamo na podložných bridliciach a fylitoch s polohami kremencov alebo na fylitoch gelnickej série. Valúny sú prevažne z kremeňa, slabo oválané, brekciovité, tmel prevažne kremitý. Hornina je na mnohých miestach tektonicky vyvalcovaná a zbridličnatená. Na viacerých miestach možno pozorovať pozvoľné prechody cez piesčité horniny do kremencov. Uloženie na starších útvaroch je bez zjavnej diskordancie, lokálne s tektonickými posunmi miestneho významu.

III. Turčocká žula

V mapovanej oblasti vystupuje žula medzi Turčokom a Suchou dolinou na styku severného karbónskeho pruhu so starším paleozoikom v podobe pretiahnutého telesa (dĺžka asi 3 km, šírka 200—300 m). Východne od žulového telesa vystupuje pri ústi Suchej doliny nepravidelné teleso kremito-kaolinového materiálu, pochádzajúce zo silne zvetraného žulového východu. Vlastná žula je tu úplne zbridličnatená a pomerne čerstvá bola dosiahnutá ojedinelými sondovacími

prácami v hĺbke pod kaolinizovaným, úplne zvetraným pokryvom. V minulosti pri mapovaní (Maheľ 1954) sa tento kremito-kaolinový piesok považoval za pliocénny sediment poltárskej formácie. Zistili sme však, že ide o pôvodne mylonitizovanú, úplne rozloženú žulu, ktorej materiál ostal prevažne na pôvodnom mieste a je len nepatrne rozptýlený okolo pôvodného východu.

Vlastné žulové teleso v oblasti Turčoka a kóty Štyri chotáre je silne tektonicky postihnuté. Žula je v celom pruhu silne usmernená, zbridličnatená a len lokálne sú nepravidelné ostrovy strednozrnné, všesmerne zrnité. Podľa petrografického rozboru a chemického zloženia Ončákovú (1955) označuje turčockú žulu ako dvojsľudnú a na rozdiel od ostatných žúl Spišsko-gemerského rudohoria ju považuje za geneticky spätú so žulovým masívom Kohúta.

Maheľ (1954) spomína na styku žuly so sedimentmi kontaktné rohovce. Počas mapovania sme však kontaktné účinky žuly na staropaleozoické a na vrchnokarbónske horniny nezistili, všade bol styk žuly so sedimentmi tektonický. Nevylučujeme však výskyt kontaktných rohovcov lokálne na styku s horninami gelnickej série, kým styk s karbónskymi horninami považujeme za zjavne tektonický.

S názorom J. a L. Kamenického (1955), že turčocká žula preráža výlučne peliticko-psamatické súvrstvie stredného karbónu, a že Maheľova (1954) spodnokarbónska séria (v skutočnosti podložná časť gelnickej série) vystupuje len ďalej južne od granitu, sa nestotožňujeme. Turčockú žulu na základe doterajších poznatkov považujeme za apofýzu veporidnej žuly Kohúta (v súlade s názormi J. a L. Kamenického 1955, str. 52) v podložnej časti gelnickej série. Žula bola pri násune staropaleozoických sérií na karbón spolu s gelnickou sériou vyzdvihnutá a sunutá tesne v nadloží násunovej línie. Mohli by sme ju zaradiť do spodného karbónu, obdobne ako veporidné žuly.

IV. Terciér

je v mapovanom území zastúpený len jedným izolovaným výskytom. Sú to pestré ílovité sedimenty pri Jelšave v zárezе starej poľnej cesty, vystupujúce na povrch len v umelých odkryvoch, kým na neporušených svahoch sú prikryté hlinitými sutinami kvartéru. Striedajú sa tu polohy bledosivého až bieleho mastného ílu s polohami štrkovitého ílu s drobnými (do 1—2 cm) valúnmi paleozoických hornín (fylitov, kremencov). Vyskytujú sa aj polohy bledohnedého až ružovkastého ílu, sfarbené oxydmi železa. Tento výskyt je pravdepodobne ojedinelým denudačným zvyškom súvislejšieho pokryvu a obmedzuje sa len na trojuholník ohraničený Žobráckou dolinou, potokom Jordán a JZ svahom kóty Ždiar. Keďže v južnej časti Revúckej doliny sú rozsiahlejšie výskyty podobných ílov patriacich k poltárskej formácii, zaraďujeme sem aj tento výskyt.

Za pliocénne možno považovať aj hlinité štrky v oblasti Lubeníka a Teplej vody,

vystupujúce na povrch na ľavej strane alúvia Muránky. Sú zložené z červenkavého hlinito-piesčitého materiálu s valúnmi kremeňa, veporidných žúl, kremencov, zlepencov, svorov, diabázov a v hĺbke aj z valúnov pyroxenického andezitu a iných hornín. Smerom do hĺbky sa hlinitý tmel mení na piesčitý a štrkové valúny nadobúdajú prevahu. Báza štrkov je až 60 m pod úrovňou recentného alúvia Muranky, kým ich mocnosť je až 80—100 m. Valúny andezitu začínajú iba v hĺbke 40 m a tesne pri podloží nadobúdajú až rozmery balvanov (priemer nad 50 cm). Andezit je tmavohnedý a čierny s porfýrickou štruktúrou. Je to kompaktná hornina s lastúrnatým lomom, na povrchu s tenkou kôrou vetrania. Porfyrické výrastlice tvoria živce a hyperstén, základnú hmotu menšie zrná živcov, magnetitu a skla. Veľkosť valúnov poukazuje na transport z bezprostrednej blízkosti a podľa ich množstva usudzujeme, že boli pomerne značne rozšírené v blízkom okolí, kde andezity dnes chýbajú. Andezitové brekcie (tortón? A. Nemčok 1953), z ktorých tieto balvany pravdepodobne pochádzajú, vystupovali teda aj v tejto oblasti a boli neskoršou denudáciou úplne odstránené. Najbližší výskyt andezitových brekcií je až v oblasti Ratkovej a Ploského asi 12 km na Z. Podľa charakteru materiálu ide tu o sedimentáciu jazernoriečnu, nie o čisto riečne terasy Muránky.

V. Kvartér

Štvrtohorné hliny a sutiny vystupujú v oblastiach málo odolných hornín (diabázových tufitov, bridlíc) a blízko vetraniu odolávajúcich brál, hlavne zlepencov. Tak napr. na severnom svahu Hrádku a ca 1,5 až 2 km SV od kóty Ždiar tvoria mohutné balvany zlepencov z hrebeňa sutinu až 20—30 m, a sťažujú sledovanie priebehu hornín skalného podkladu, ba v minulosti viedli geológov aj k omylom. Väčšie plochy pokryvných sutín vystupujú aj v blízkosti alúvia v okolí Mníšan, Chyžného a v Žobrackej doline.

Aluviálne náplavy tvoria piesčito-hlinité a štrkové nánosy Muránky, potokov Turiec a Štítnik a ich bočných prítokov.

Náčrt historicko-geologického vývoja karbónu severného pruhu

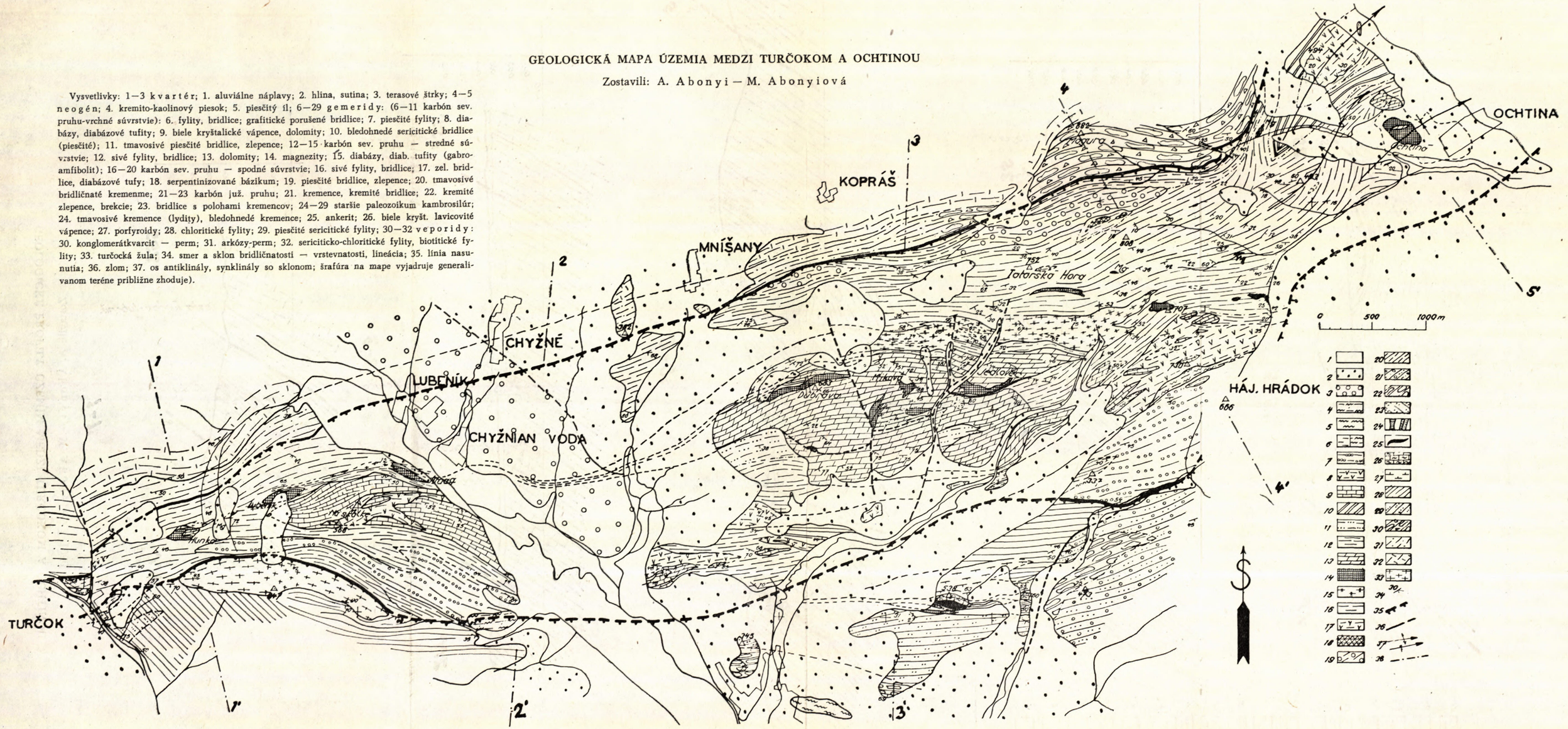
V sedimentačnom slede karbónu severného pruhu môžeme rozlíšiť tri súvrstvia podľa charakteru a intenzity pohybu morského dna, ako aj podľa akosti sedimentácie.

V spodnom súvrství karbónu začína sedimentácia plytkou lagunárnou sedimentáciou v prostredí s nedostatočnou cirkuláciou vody, čo má za následok vznik tmavých až čiernych jemnozrnných kremencov s hojným sírnikom Fe. Pri postupnom prehlbovaní mora a slabej transgresii usadzujú sa potom polymiktné zlepence, lokálne s drobnými valúnmi hornín kryštalinika, a vznikajú

GEOLOGICKÁ MAPA ÚZEMIA MEDZI TURČOKOM A OCHTINOU

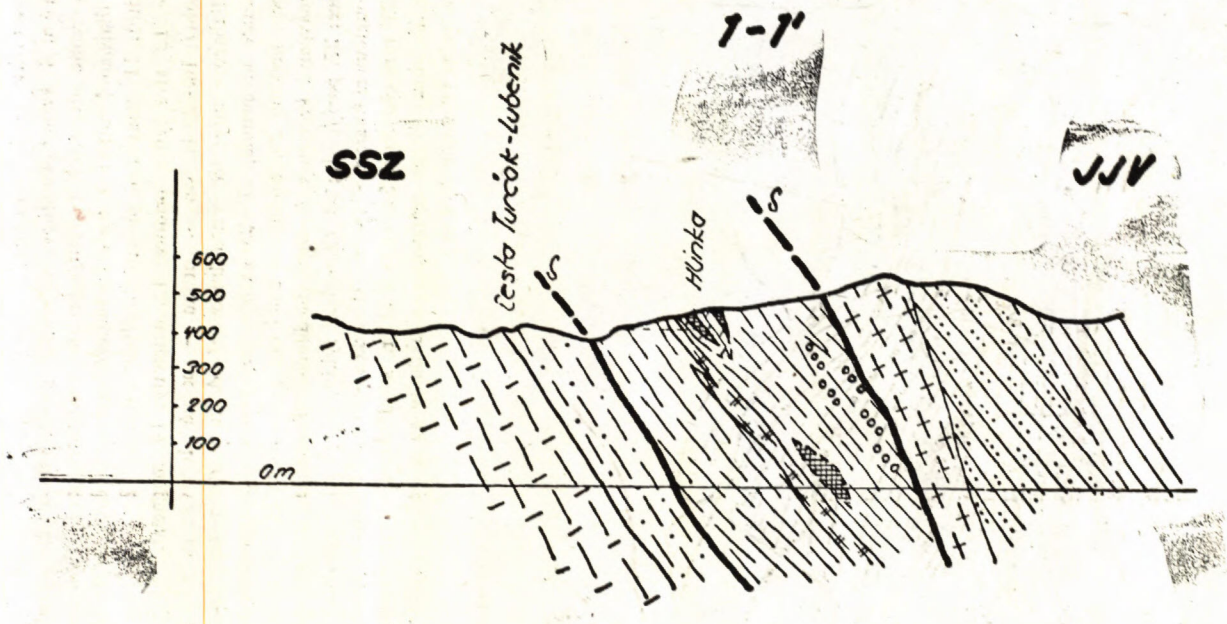
Zostavili: A. Abonyi — M. Abonyiová

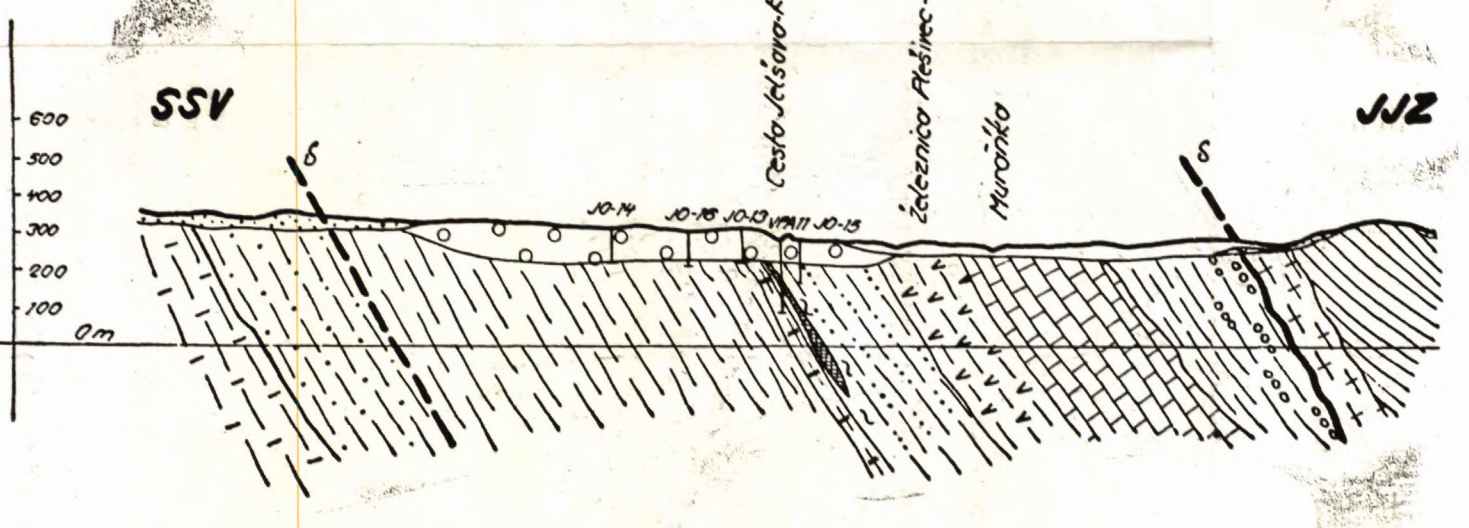
Vysvetlivky: 1—3 kvartér; 1. aluviálne náplavy; 2. hlina, sutina; 3. terasové štrky; 4—5 neogén; 4. kremito-kaolinový piesok; 5. piesčitý íl; 6—29 gemeridy: (6—11 karbón sev. pruhu-vrchné súvrstvie): 6. fylity, bridlice; grafitické porušené bridlice; 7. piesčité fylity; 8. diabázy, diabázové tufity; 9. biele kryštalické vápence, dolomity; 10. bledohnedé sericitické bridlice (piesčité); 11. tmavosivé piesčité bridlice, zlepence; 12—15 karbón sev. pruhu — stredné súvrstvie; 12. sivé fylity, bridlice; 13. dolomity; 14. magnezity; 15. diabázy, diab. tufity (gabroamfibolit); 16—20 karbón sev. pruhu — spodné súvrstvie; 16. sivé fylity, bridlice; 17. zel. bridlice, diabázové tufy; 18. serpentinizované bázikum; 19. piesčité bridlice, zlepence; 20. tmavosivé bridličnaté kremenme; 21—23 karbón už. pruhu; 21. kremence, kremité bridlice; 22. kremité zlepence, brekcie; 23. bridlice s polohami kremencov; 24—29 staršie paleozoikum kambrosilúr; 24. tmavosivé kremence (lydity), bledohnedé kremence; 25. ankerit; 26. biele kryšt. lavicovité vápence; 27. porfyroidy; 28. chloritické fylity; 29. piesčité sericitické fylity; 30—32 veporidy: 30. konglomerátkvarcit — perm; 31. arkózy-perm; 32. sericiticko-chloritické fylity, biotitické fylity; 33. turčocká žula; 34. smer a sklon bridličnatosti — vrstevnatosti, lineácia; 35. línia nasunutia; 36. zlom; 37. os antiklinály, synklinály so sklonom; šrafúra na mape vyjadruje generalivanom teréne približne zhoduje).

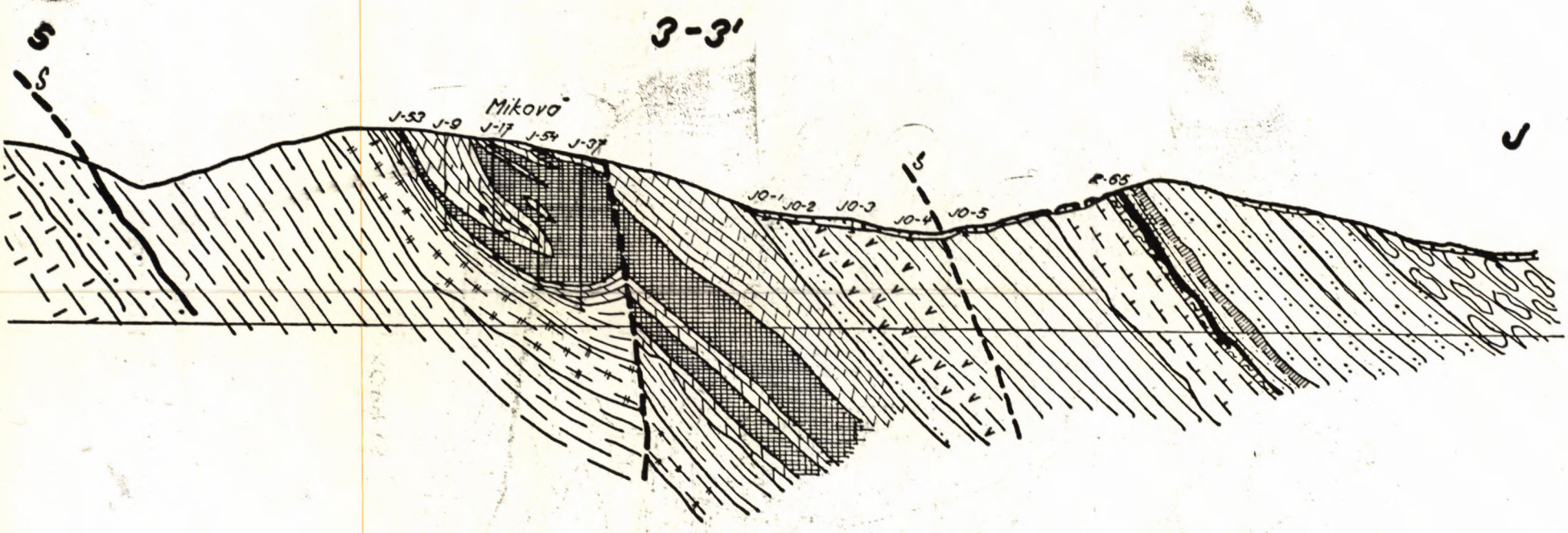


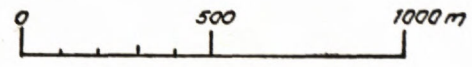
GEOLOGICKÉ PROFILY ÚZEMÍM MEDZI TURČOKOM A OCHTINOU

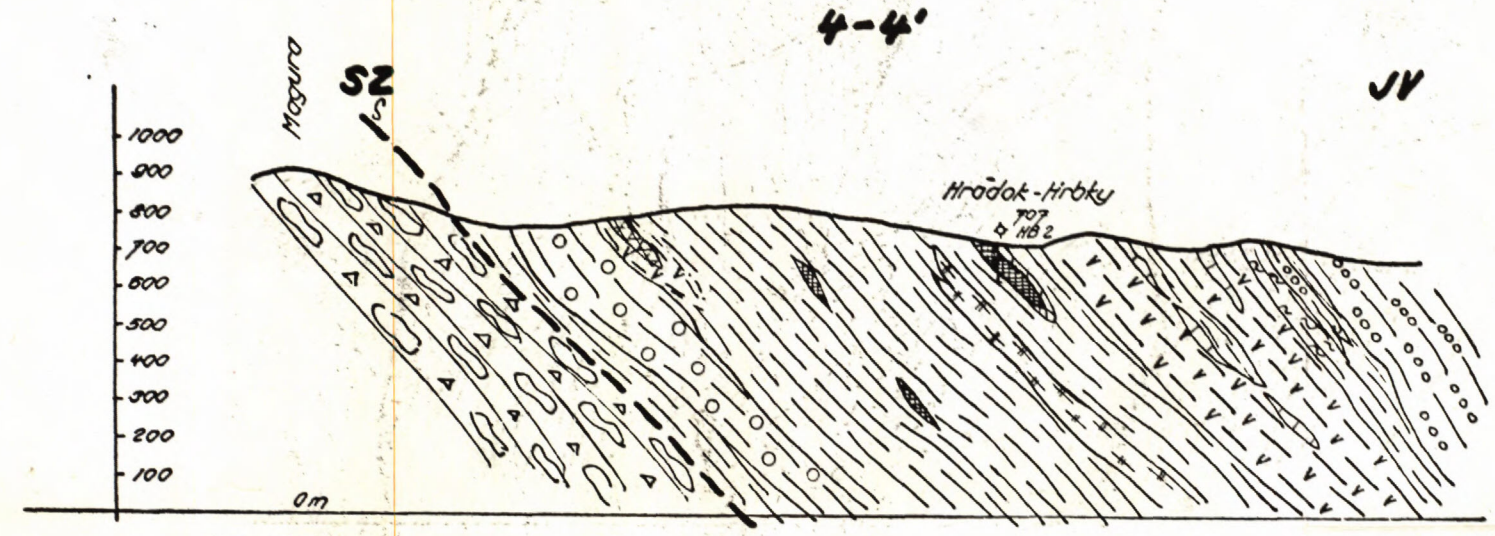
Zostavili: A. Abonyi — M. Abonyiová, 1960

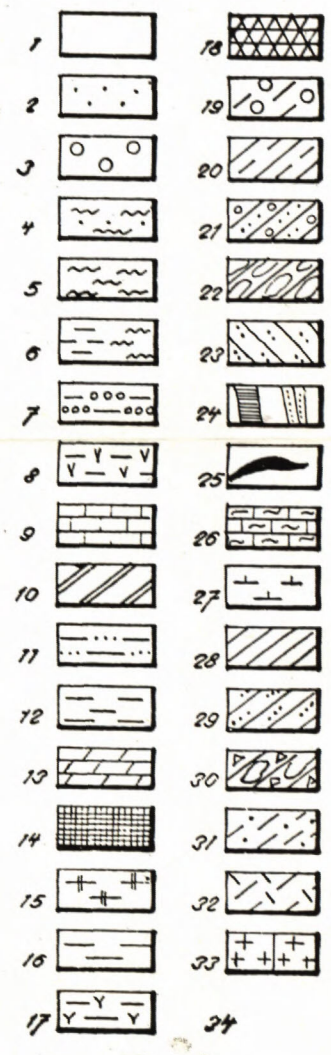


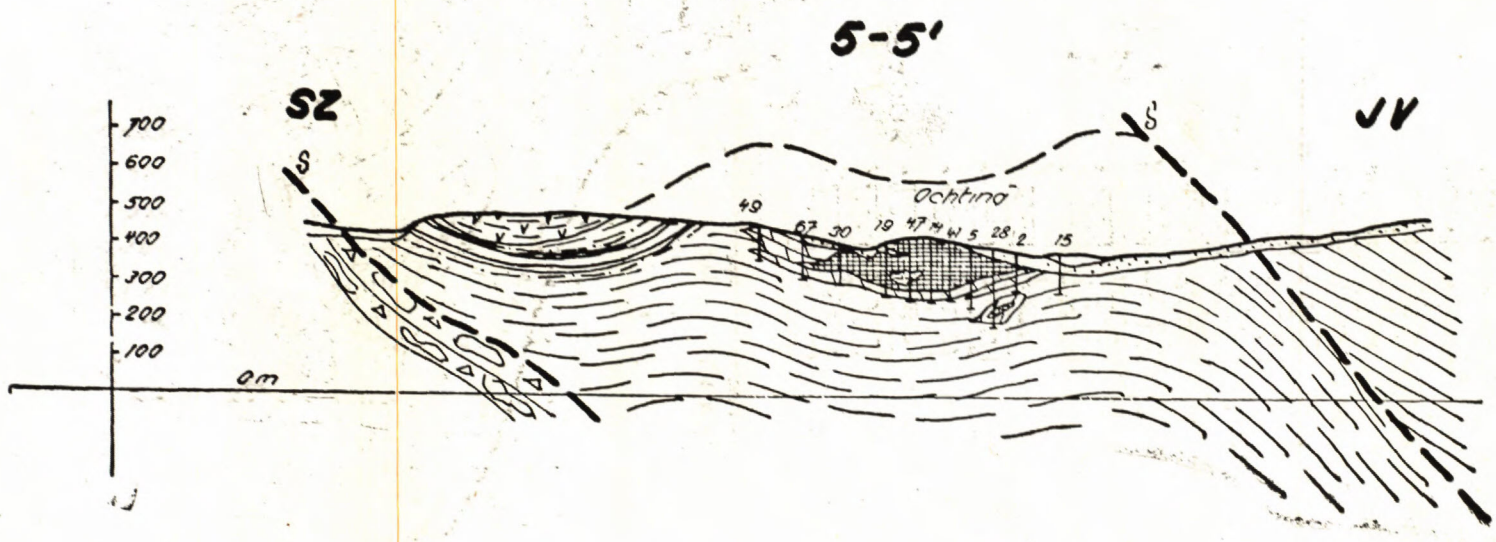












Vysvetlivky pre geologické profily: 1—33 ako u geologickej mapy; 34 — línia nasunutia.

piesčité bridlice. Počas ďalšieho prehlbovania sedimentačného priestoru usadzujú sa jemnozrnné pelitické sedimenty, lokálne s tenkými polohami vápencov chemického pôvodu a ojedinelé výlevy bázickej magmy (diabázovej) s tufitmi. V období vzniku spodného súvrstvia prebiehal postupný pokles morského dna, ktorý prevyšoval sedimentáciu, čím sa panva sústavne prehlbovala.

Počiatkom sedimentácia stredného súvrstvia došlo k mohutnej vulkanickej činnosti, k podmorským výlevom dioritovo-diabázovej magmy a vzniku menších tufitických polôh. Nastal zvrat v smere pohybu morského dna a vplyvom intenzívneho vulkanizmu sa celá oblasť relatívne rýchle vydvihla. Nie je vylúčené, že pred výlevom dioritovo-diabázovej magmy došlo v podloží stredného súvrstvia aj k zvrásneniu a v určitých oblastiach aj k vynoreniu spodného súvrstvia a slabšej denudácii, ktorú v období výlevu hornín vystriedal opäť pokles celej oblasti, takže plytkomorské karbonátové sedimenty sa pozvoľne vyvíjajú z podložných výlevných hornín cez tufity a bridlice. V takom prípade by výlevné horniny spodnej časti stredného súvrstvia mohli skrývať diskordanciu medzi spodným a stredným súvrstvím karbónu. Po ukončení vulkanickej činnosti v častiach, kde je mocnosť výlevných hornín najväčšia (čiže bližšie k centru vulkanickej činnosti) došlo potom k pozvoľnému, ale sústavnému poklesu, kým v častiach s malou mocnosťou výlevných a tufitických hornín bol pokles menší a pomalší. Poukazuje na to i veľká mocnosť (nad 500 m) rífových koralových vápencov a diagenetických dolomitov v oblasti dúbravského masívu, kde sú aj polohy výlevných hornín najväčšie (200—300); inde (Lubeník, Amag atď.), kde je poloha podložných výlevných hornín tenšia (30—50 m), aj mocnosť rífových koralových vápencov je pomerne malá (100—150 m). Po ukončení vulkanickej činnosti a prechodnej sedimentácii tenko a hrubolavicovitých vápencov (so zvyškami koralovej fauny) s tenkými polohami bridlíc, pozvoľne nasledujú mohutné nevrstevnaté útvary pôvodných rífových koralových vápencov (dnes magnezity a čiastočne dolomity), laterálne i vertikálne prechádzajúce do bridličnatejších útvarov s polohami detritického materiálu (bridlíc); tieto útvary tvoria okrajové partie vlastných rífov a ich zmeny vo vertikálnom smere poukazujú na kolísanie morskej hladiny a na lokálnu a dočasnú zmenu prostredia nie dosť vhodnú pre život koralov (zmena čistoty vody — prínos detritického materiálu). Na miestach s pozvoľným a sústavným poklesom vznikli polohy vápencové a dolomitové veľkej mocnosti, čím sa udržovala stála hĺbka mora, vhodná pre tvorbu koralových bioherm. Na miestach menšieho poklesu úmerne menšia je aj mocnosť koralových vápencov (dnes dolomitových a magnezitových telies).

Počiatkom vzniku vrchného súvrstvia intenzita poklesu bola väčšia než vzrast sedimentov, takže sedimentačný priestor sa stále prehlboval. Počas transgresie mora sedimentovali zlepence a piesčité bridlice, ktoré smerom do nadložia prechádzajú do pelitických bridlíc. Pri sústavnom prehlbovaní sedimentačného priestoru dochádza k sedimentácii vápencov uprostred ojedinelých výle-

vov diabázov, hlavne však počas mohutnej sedimentácie diabázových tufitov. Tým sa intenzita poklesu vyrovnáva so sedimentáciou a udržuje sa stála hĺbka morského dna. V najvrchnejšej časti súvrstvia sa striedavo usadzujú vrstvy zlepencové, piesčité a pelitické, čo poukazuje na nepravidelné pohyby dna; nasledujúca intenzívna sedimentácia a regresia mala asi za následok postupné splytčovanie.

Bázický vulkanizmus vyvinutý v karbóne študovanej oblasti v dvoch hlavných polohách (v strednom a vo vrchnom súvrství), je iniciálnym vulkanizmom v zmysle Stilleho (Andrusov 1958), vzniklým v podmienkach geosynklinálneho poklesu sedimentačnej panvy.

Tektonika

Mapované územie patrí k dvom tektonickým jednotkám, k veporidám a gemeridám a má charakteristickú pásmovú stavbu s generálnym smerom vrstevnatosti a bridličnatosti ZJZ—VSV, so sklonom priemerne 50—60° k J, respektívne k JJV.

Schematický sled uloženia jednotlivých pruhov paleozoických útvarov v mapovanom území postupne od severu k juhu je tento:

I. veporidy: 1. kryštalinikum (biotitické fylity) — st. paleozoikum;
2. obalová séria (arkózy, konglomerátkvarcit) — perm — tektonický styk — násunová línia lubenícko-margecanská;

II. gemeridy: 1. karbón severného pruhu
a) *spodné súvrstvie* (kremence, zlepence, fylity, bázické vyvreliny, tufy, magnezity — pôvodné vápence);
a) *stredné súvrstvie* (diabáz, bridlice, karbonáty) — moskov;
c) *vrchné súvrstvie* (zlepence, bridlice, diabázy, vápence, diab. tufity); tektonický styk — násunová línia (turčocká žula);
2. gelnická séria — staršie paleozoikum;
a) *detritické súvrstvie* (fylity),
b) *vulkanické súvrstvie* (porfyroidy, fylity),
c) *organogénne súvrstvie* (vápence, ankerity, lydity, graf. bridlice) — gotland(?),
3. karbón južného pruhu (bridlice a fylity s polohami kremencov, zlepencov, kremence).

Na kryštaliniku veporíd leží súvislá obalová séria permských arkóz, na ktorú je nasunutý gemeridný karbón severného pruhu; medzi ním a starším paleozoikom prebieha ďalšia mohutná násunová línia, pozdĺž ktorej boli gelnická séria a južný pruh karbónu vyzdvihnuté a posunuté smerom na S.

Permské arkózy tvoria súvislý pruh so stálym sklonom bridličnatosti (a vrstevnatosti) k juhu ca 50°, v ojedinelých prípadoch (južne od Mníšan) blízko lubenícko-margecanskej línie aj k severu; ten však pravdepodobne súvisí s násunom južných komplexov. Arkózy sú násunovou lubenícko-margecanskou líniou málo zasiahnuté a tvoria len akýsi podklad, po ktorom boli karbónske komplexy posu-

nuté bez toho, že by táto línia presekávala šikmo ich pôvodnú vrstevnatosť a ovplyvnila ich mocnosť. V málo porušenej časti severného karbónskeho pruhu (od Lubeníka po Hrádok) tvoria horniny jednotlivých charakteristických súvrství paralelné pruhy s približne konštantným sklonom 50—60° k J, uložené od severu k juhu v postupnom stratigrafickom slede. V tejto časti študovanej oblasti dosahuje karbón aj najväčšiu pravú mocnosť (až 2 km pri šírke pruhu na povrchu okolo 3 km). Smerom východným (okolo Ochtinej) a západným (okolo Turčoka) jednotlivé stratigrafické horizonty v dôsledku tektonického porušenia neležia už tak pravidelne.

Pri podloží sú horniny karbónu značne redukované v dôsledku šikmého smeru násunovej línie na vrstevnatosť karbónu. Podložné členy karbónu najúplnejšie vystupujú na povrch medzi hrebeňom Magury a Koprášom. Smerom západným je spodné a stredné súvrstvie odseknuté násunovou líniou, takže pri Turčoku vystupujú na povrch len diabázy vrchného súvrstvia, ktoré sa stýkajú priamo s veporidami. V dôsledku toho je pruh karbónskych hornín najužší pri Turčoku (ca 400 m, pravá mocnosť 250—300 m) a pruh magnezitových telies sa tu môže objaviť iba vo väčšej hĺbke pri styku s veporidným obalom. Od hrebeňa deliaceho muránsku a štítnickú dolinu na východ, smerom na Ochtinú, podložné súvrstvie karbónu opäť nevystupuje na povrch, lebo sa tu znižuje sklon jednotlivých súvrství a stredné, ale hlavné vrchné súvrstvie je v dôsledku násunu na sever presunuté cez podložné členy; napr. diabázy s tenkými polôžkami vápencov (vrchné súvrstvie) na Lašanke (severne od Ochtinej) tvoria menšiu synklinálu paralelnú s násunom na veporidy, podobne ako vlastné ochtinské magnezitové teleso, kým medzi nimi je menšia antiklinála. Os antiklinály a oboch synklinál sa skláňa k východu, kde sa súvrstvia ponárajú a na povrchu ostávajú len diabázy s vápencami, ktoré tvoria mohutný komplex ochtinskej Dúbravy.

Drobné magnezitové telesá vystupujú potom už len ako tektonické útržky vo fylitoch v oblasti Rochoviec a v sivých kremitých fylitoch ca 1,5 km na Z od ložiska Ochtiná. Hlavne v Ochtinej celkové geologické pomery poukazujú na to, že pri násune gemerid pozdĺž lubenícko-margecanskej línie došlo k mohutným drobným posunom vo vlastnom karbónskom súvrství pozdĺž plôch vrstevnatosti a bridličnatosti a tým i k rýchlejšiemu postupu nadložných komplexov, kým podložné súvrstvia boli v dôsledku väčšieho trenia brzdené. Poukazujú na to tektonicky silne porušené grafitické bridlice v podloží a nadloží väčších kompaktných magnezitových šošoviek (Lubeník, Amag, Ochtiná), kde sa nahromadili drobné posuny. Posuny magnezitových lavíc a šošoviek možno pozorovať pozdĺž ložných bridličnatých preplástkov na ložisku Ochtiná. Všetky tieto posuny pozdĺž smerných porúch zrejme súvisia s lubenícko-margecanskou líniou, s ktorou majú rovnaký smer. Spomínané drobné smerné posuny v blízkosti magnezitových ložísk často izolujú aj menšie magnezitové telesá v čisto bridličnatom komplexe nielen medzi sebou, ale i od prípadného zdroja roztokov; predpokladáme preto, že meta-

somatické zrudnenie je staršie ako lubenícko-margecanská línia — čiže ako krieda, alebo posledná väčšia alpská dynamometamorfóza — čiže začiatok senónu (Andrusov 1958).

Vo vlastnom karbónskom súvrství okrem spomínanej dynamometamorfózy bola zistená len jedna smerná tektonická línia v oblasti dúbravského masívu, pomerne podrobne overená na ložisku Jedľovec. Podľa smeru, úklonu i uloženia usudzujeme, že je vekove zhodná z lubenícko-margecanskou líniou, hoci prebieha po sklone šikmo cez vrstevnatosť dolomitového komplexu. Je mladšia ako magnezitové zrudnenie, i keď sú v nej žilky najmladšieho dolomitu s kremeňom, o ktorých však nevieme, či sú hydrotermálneho pôvodu, alebo vznikli sekundárne.

Tektonickou líniou podobného rozsahu a charakteru ako spomínaná násunová línia na veporidy v mapovanej oblasti je aj južné tektonické obmedzenie severného karbónskeho pruhu, prebiehajúce približne vo smere vrstevnatosti karbónskeho komplexu; v mnohých prípadoch však prebieha aj šikmo a zasahuje najvrchnejšie karbónske súvrstvie, alebo naň nasúva staropaleozoické horniny. Sklon násunovej línie sa na povrchu nedá zistiť vzhľadom na porušenosť okolia línie. Predpokladáme však, že približne je súhlasný so sklonom vrstevnatosti a bridličnatosti, t. j. ca 50—60° k J, pričom v hĺbke môže byť strmší.

V okolí Ochtinej vzhľadom na celkove menší sklon vrstiev ako aj na intenzívnejšie sunutie nadložných súvrství karbónu predpokladáme plytší sklon poruchy a nevylučujeme možnosť pokračovania magnezitových telies pod nasunutými staropaleozoickými horninami vo väčšej hĺbke. Násunová línia sa prejavuje, ako už bolo spomínané, veľkou porušenosťou bezprostredného okolia, pričom lokálne (Jelšava—Hradovisko) bol pozorovaný podobne ako u lubenícko-margecanskej línie vlek vrstiev, t. j. zmena sklonu na obidvoch stranách (z juhu na sever). Priebeh poruchy nepriamo vyplýva z celkovej geologickej situácie. Spôsobuje odseknutie staropaleozoických sérií, šikmo k nej prebiehajúcich v oblasti východne od kóty Ždiar a na severnom svahu Hrádku vrchného súvrstvia karbónu, ktoré smerne prechádza do staropaleozoických fylitov, ako to dokázali sondovacie práce v tejto časti. V okolí kóty Štyri chotáre a pri Turčoku násunová línia prebieha na styku tzv. turčockej žuly s karbónskymi horninami. Poukazuje na to i intenzívne zbridličnatenie žuly pri podloží. Pozícia žuly je tektonická pravdepodobne i oproti staropaleozoickým nadložným komplexom; žula bola vysunutá z hĺbin v dôsledku pohybov pozdĺž spomínanej násunovej línie, pozdĺž ktorej boli vyzdvihnuté a nasunuté staropaleozoické horniny a karbón (už. pruh) na severný pruh. Priame dôkazy o veku tejto násunovej línie v mapovanom teréne nie je možné získať vzhľadom na paleozoický vek všetkých okolitých hornín (staršie paleozoikum, karbón). Totožný smer a rovnaký násunový charakter poukazuje na to, že ide o pohyby rovnakého veku ako v prípade lubenícko-margecanskej línie.

Okrem dvoch starších násunových línií sú v mapovanej oblasti aj mladé treťohorné priečne poruchy poklesového charakteru; 3 boli zistené a overené aj geofy-

zikálne (emanometriou) v dúbravskom dolomitovom komplexe. Majú S—J smer so strmým sklonom, až na poruchu medzi Dúbravou a Mikovou, ktorá má sklon ca 50° k Z. Zdanlivý posun jednotlivých krýh je ca 100 m v priemete do horizontálnej roviny, v skutočnosti iba ca 50—60 m. Poruchy bolo možné sledovať len cez dolomity a podložné diabázy, kým v bridliciach sa strácajú. Ďalšia mladá priečna porucha prebieha údolím pri Turčoku, s posunom na povrchu ca 150 m. V skutočnosti ide pravdepodobne o pokles východnej kryhy. Väčšiu amplitúdu má priečna porucha, ohraničujúca staropaleozoické horniny okolia kóty Ždiar smerom východným. Na severe sa pripája k hlavnej smernej násunovej línii. Jej smer je SSV—JJZ, sklon strmý, pravdepodobne k východu. Pozdĺž nej poklesla východná kryha a tým sa ponorilo gotlandské súvrstvie, ktoré je na východe prikryté nadložnými karbónskymi útvarmi. Veľkosť poklesu nebolo možné zistiť. U všetkých priečnych porúch bol zistený pokles východnej kryhy a jej zdanlivý posun na sever.

Celkove útvary staršieho paleozoika a karbónu južného pruhu v mapovanej oblasti ležia okrem popísaných porúch pomerne kľudne, bez intenzívnejšieho vrásnenia, alebo tektonického porušenia. Pozdĺž muránskej doliny nebola zistená priečna porucha, ktorá by spôsobila väčší posun. Menšie priečne poruchy boli zistené podrobným prieskumom na ložisku Ochtiná, vekove pravdepodobne zhodné s už spomenutými priečnymi poruchami.

Priečne poruchy S—J smeru sa prejavujú i v podobe drobných trhliniek, ktoré sú výrazné hlavne v diabázoch a diabázových tufitoch vrchného súvrstvia, kde sú pukliny pokryté povlakmi oxydov Fe a Mn.

Íly poltárskej formácie ležia na staršom zdenudovanom podklade horizontálne na okraji muránskej doliny.

Geologické pomery magnezitových ložísk

Magnezitové ložiská ležia v mapovanej časti v dvoch stratigrafických horizontoch. V spodnom súvrství karbónu je to malý pruh hospodársky málo významných výskytov (ložiská Veľká Šteť, nepomenovaný výskyt 400 m JZ od kóty 808 a ložisko Márton Šebök).

Hlavný (vlastný) magnezitový pruh tvoria ložiská v strednom súvrství karbónu, kde popri menších výskytoch sú aj veľké, hospodársky významné ložiská (od západu): Hlinka, Lubeník, Amag (Chyžná voda), dúbravský masív (Dúbrava, Miková, Jedľovec), Hrádok—Hrbky, menšie výskyty 600—900 m V od kóty 707, bezmenný výskyt ca 600 m SZ od kóty 493 a ložisko Ochtiná.

Väčšinu výskytov magnezitu popisuje prehľadne už U l r i c h (1933); ložisko „Hlinka" nazýva „Turčok", nespomína však novšie zistené ložiská Miková, Jedľovec, Hrádok—Hrbky a bezmenný výskyt ca 600 m SZ od kóty 493. Menšie výskyty magnezitu 600—900 m V od kóty 707 popisuje ako výskyt u „Širokej

studni severne od Hrádku". Výskyty zo spodného súvrstvia karbónu nespomína vôbec.

Kužvart (1954) popisuje nami uvádzané výskyty zo spodného a stredného súvrstvia spolu; nami popisované ložisko Hlinka popisuje ako Turčok, Mikovú ako Dúbrava jv., Hrádok Hrbky ako Hrádok kóta 714 (Šebök—Hrádok), výskyty 600—900 m V od kóty 707 (pôv. 714) nazýva Hrádok kóta 427. Nespomína však zo stredného súvrstvia karbónu bezmenný výskyt ca 600 m SZ od kóty 493. Zo spodného súvrstvia uvádza jedine výskyt Márton Šebök (pod názvom Hrádok 500 m — Martonwald Erdö), kým Veľkú Šteť a bezmenný výskyt 400 m JZ od kóty 808 neuvádza vôbec.

Obidvaja autori sa zaoberajú skôr všeobecnou charakteristikou magnezitového pruhu bez detailného popisu jednotlivých ložiskových telies a ich geologických pomerov. Všetky magnezitové telesá nami skúmaného územia považovali za jeden pruh, pôvodné karbonáty za vekove zhodné a zhruba rovnakých úložných pomerov.

Hlinka. Je to menšie šošovkovité teleso (300 × 100 m) na hrebeni medzi Turčokom a Lubeníkom. Smer je V—Z, sklon ca 50° k J (viď geologický profil 1). Je zložené prevažne z dolomitu, lokálne lavicovitého s polohami bridlíc (cm). Magnezit je málo kvalitný, tvorí len menšie polohy a obsahuje hojne dolomitu (tzv. dolomagnezit). Hĺbkové pokračovanie ložiska nie je overené. V smernom pokračovaní na východ ca 200 m od ukončenia ložiska vystupujú pod sutinou pravdepodobne menšie telesá magnezitu (tektonicky sunuté bloky) zachytené starými prieskumnými banskými dielami; na povrch však nevystupujú.

Lubenícke ložisko podrobne popísal Guľa (1959). Ložisko Amag (Chyžná voda) leží na pravej strane alúvia Muránky. V minulosti bolo dobývané jamovým lomom, takže je na povrchu značne odkryté. Smerná dĺžka ložiska na povrchu je 350 m, priemerná mocnosť polohy karbonátov 50—60 m. Smer ložiska je V—Z, sklon 40° k J. Na povrchu je zastúpený prevažne magnezit a len pri podloží vystupuje poloha lavicovitých dolomitov. Smerom východným karbonátová poloha pokračuje pod alúvium Muránky, kde magnezit vystupuje už len podradne v dolomitovej polohe. Hĺbkové pokračovanie ložiska nie je známe. V dolomitoch i v nadložných bridliciach je veľa bielych kremeň-dolomitových žiliek, ktoré smerom do hlbšieho nadložia prechádzajú do žíl kalcitu (cm). I v podložných diabázoch je nápadné množstvo pravých žiliek kalcitu, ktoré majú pôvod zrejme v karbonátoch ložiskového telesa. Smerom na východ sa poloha karbonátov úplne stenšuje (10—20 m; viď geol. profil 2), pokračuje však pod usadeninami kvartéru pravdepodobne v súvislom pruhu bez väčšieho prerušenia až po ložisko Dúbrava.

Najmohutnejšie ložisko je v dúbravskom masíve. Dolomity tohto masívu tvoria polohu v dĺžke ca 4,5 km, o maximálnej mocnosti na povrchu ca 1 km. Smerom na východ dolomity vykliňujú. Ich západná časť je pokrytá štvrtohornými usadeninami, kde podľa orientačného prieskumu majú už len nepatrnú

mocnosť (ca 50 m). Smerný priebeh polohy dolomitov je V—Z so sklonom 45—50° k juhu.

Tektonické línie dvoch smerov rozdeľujú dolomitový masív Dúbravy na niekoľko častí. Staršia tektonická línia smeru VSV—ZSZ súvisiaca pravdepodobne s hlavnou fázou násunovej tektoniky ho rozdeľuje na dve časti — na severnú a južnú. Bola prefáraná banskými prácami v časti Jedlovec, kde je zvýraznená tektonicky vklínenou polohou nadložných piesčitých bridlíc. Jej priebeh je známy i na Mikovej a pokračuje asi ďalej na západ. Tektonické línie smeru S—J sú mladšie a súvisia s najmladšou poklesovou tektonikou rozdeľujú dúbravský masív na tri časti: na najvýchodnejšiu časť *Jedľovec*, strednú *Miková* a západnú časť *Dúbrava*. Pozdĺž tektonických línií vystupujú kremeň-dolomitové žily, ktoré tvoria výplň aj menších pridružených puklín.

Podložie dúbravského masívu tvoria sericiticko-kremité bridlice, miestami grafitické, ktoré cez polohy tenko a hrubolavicovitých dolomitov prechádzajú do dolomitov s polohami magnezitu. Lavicovité dolomity dúbravského masívu sú ideálne odkryté v lome Dúbrava, kde je dolomit jemne kryštalický, tmavosivý až čierny, miestami metasomatózou zmenený na magnezit.

V dolomitoch a bridliciach tejto polohy sú časté výskyty koralov, ktoré sú často metasomaticky zmenené tak, že po pôvodnej vnútornej stavbe koralu neostali žiadne stopy. V bridličnatých vložkách vyskytujú sa koraly v podobe triešte, ojedinele sto stonkami krinoídeí, ktoré sú tu zriedkavé. Fauna je známa nielen z podložnej časti dolomitového masívu (M i š í k 1953, str. 565), ale nové výskyty sme našli (zvlášť koraly *Lithostrontion* sp. a stonky krinoídeí) aj v bridličnatých polohách a v lavicovitých dolomitoch vo vnútri telesa.

Dolomit vlastného masívu je jemne kryštalický, tmavosivý až sivobiely. Magnezity v ňom vystupujú v niekoľkých polohách, ktoré smerom na východ vykliňujú. Ich hĺbkový rozsah je zatiaľ zistený v úklonnej dĺžke ca 1 km. Rozsah zrudnenia nie je v celom masíve rovnaký. Vo východnej časti (Jedľovec) zrudnenie tvorí niekoľko polôh magnezitu s tendenciou vyznievania východným smerom. V strednej časti (Miková) dosahuje maximálnu mocnosť, najmä na sever od smernej poruchy (viď profil 3). V západnej časti (Dúbrava) je známe zatiaľ len z ťažobného ložiska, avšak vzhľadom na situáciu v oblasti Mikovej dá sa očakávať v hĺbke zrudnenie väčšieho rozsahu, než sa dosiaľ predpokladalo.

Pre východnú časť dúbravského masívu je charakteristické, že rozsah metasomatózy sa ani z odkrytej geologickej mapy nedá správne odhadnúť, lebo na povrch vystupuje hlavne nadložný dolomit a len ojedinele vrchné, vykliňujúce polohy magnezitu. Hlavná podložná poloha magnezitu, vystupujúca na povrch v mieste ťažobného lomu Dúbrava, smerom na východ vykliňuje. Nadložie dolomitov tvoria vo východnej a západnej časti sivé kremité zlepence a piesčité bridlice, ktoré pokrývajú značnú časť dolomitového masívu. Stredná časť má v nadloží slabo piesčité grafitické bridlice.

Hrádok — Hrbky je na povrchu šošovkovité ložisko magnezitu menších rozmerov (230 × 80 m). Smer ložiska je V—Z so sklonom ca 50° k J. Kvalitnejší magnezit vystupuje len v strede šošovky, pri nadloží je poloha dolomitu. Západná časť šošovky do hĺbky vykliňuje, kým smerom východným mocnosť polohy karbonátov do hĺbky stúpa. V overenej časti je v hĺbke len nepatrné percento magnezitu, kým hlavnú masu karbonátov tvorí dolomit s prechodom do dolomitického vápenca. V podloží a nadloží karbonátovej šošovky sú silne porušené grafitické bridlice, lokálne v podložnej časti aj menšie tektonické brekcie dolomitu a magnezitu s grafitickým tmelom, poukazujúce na intenzívne sunutie šošovky uprostred bridlíc.

Smerom východným, asi 600—900 m V od ložiska Hrádok—Hrbky sú dve drobné telesá magnezitu a dolomitu. Magnezit je sivobiely, jemne kryštalický, lokálne aj lavicovitý. Dolomit je sivý, jemne kryštalický, alebo v podobe výrastlíc (tzv. konské zuby) v magnezite. Pomerne hojné sú žilky kremeňa (5—7 cm). Smer a sklon vrstevnatosti (lavicovitosti) je nestály. Úložné pomery jednotlivých telies sú nejasné a poukazujú na silné tektonické prehnetenie.

Bezmenný výskyt magnezitu je ca 600 m SZ od kóty 493 blízko lubenícko-margecanskej línie. Magnezit na povrch nevystupuje a bol zasiahnutý len štôlňou, na halde ktorej sú väčšie balvany stredne kryštalického nahnedlého magnezitu. Magnezit tu tvoril pôvodne bralo niekoľko desiatok m^2, ktoré bolo vyťažené. Do hĺbky teleso pravdepodobne vo väčšom rozsahu nepokračovalo. Išlo tu zrejme o menší tektonický útržok magnezitu, ktorý bol spolu s nadložnými komplexami presunutý v okolitých bridliciach smerom na sever.

Magnezitové ložisko Ochtiná leží v plytkej synklinále, pričom generálne uloženie karbónskych hornín širšieho okolia je horizontálne (viď profil 5). Dĺžka ložiska (v smere S—J) je ca 1000 m, šírka priemerne 400 m; najväčšia mocnosť je pod kótou Malá hôrka (až 160 m). Nadložie i značná časť vlastného ložiska bola denudovaná a ložisko je dnes prikryté (okrem centrálnej časti) mladšími štvrtohornými pokryvnými útvarmi.

Podložné grafitické bridlice prechádzajú pozvoľne do karbonátov, pelitické bridlice do bridlíc dolomitických, bridličnatých dolomitov až do sivých kompaktných dolomitov. Podiel grafitickej prímesi v dolomitoch i v magnezitoch sa badateľne zvyšuje smerom k podložiu i smerom k polohám bridlíc vo vlastnom ložisku. Celé ložisko pri podloží sprevádza poloha dolomitu (20—50 m), kým magnezit sa vyskytuje len ojedinele, tesne pri podloží. Metasomatózou vzniklé magnezitové telesá v základnej mase dolomitov sú viacmenej horizontálne uložené, pretiahnuté v smere vrstevnatosti. Ochtinské ložisko je nápadné hojnosťou bridličnatých preplástkov (cm) vo vlastnom karbonátovom telese ložiska, medzi polohami (decimetrovými) dolomitu, alebo dolomagnezitu. Dolomity s bridličnatými preplástkami tvoria často aj polohy mocné niekoľko metrov (až 10—20 m), pričom bridličnaté a karbonátové polohy sa striedajú vo viacmenej pravidelných

intervaloch. Bridličnaté polohy boli zvýraznené vplyvom tektonických posunov. V okrajových častiach ložiska sú časté aj mohutnejšie polohy (1—10 m) pelitických sedimentov uprostred karbonátov, ktoré pozvoľne do stredu ložiska vykliňujú a laterálne prechádzajú do dolomitov. V podložnej časti bridličnaté preplástky niekedy tvoria súvislé polohy, ktoré dokazujú, že v dôsledku zmenených fyzikálno-chemických podmienok sedimentácia karbonátov bola na ploche celého ložiska dočasne prerušená.

Na ložisku sa uplatnili tektonické pochody dvojakého veku; staršie, už spomínané posuny pozdĺž bridličnatých preplástkov dávame do súvislosti s násunom pozdĺž lubenícko-margecanskej línie. Mladšie sú poruchy SZ—JV smeru a strmého sklonu, prerážajúce vrstevnatosť; tieto poukazujú skôr na tektonické uvoľnenie. Pozdĺž nich došlo k zokrovateniu magnezitu a k tvorbe žiliek dolomitu. V súvislosti s touto mladou priečnou tektonikou vznikli na viacerých miestach pohyby aj pozdĺž bridličnatých polôh, t. j. staršie tektonické línie boli obnovené.

Mineralogické zloženie

Magnezitové ložiská stredného súvrstvia karbónu severného pruhu majú približne zhodné mineralogické zloženie. Mineralógiu magnezitových ložísk podrobne spracoval Trdlička (1958). Obmedzíme sa preto len na stručný náčrt mineralogického zloženia magnezitov. Základnú masu ložiskových telies tvorí magnezit čiernej, sivej, sivobielej až bielej farby podľa grafitického pigmentu. Textúra magnezitu je všesmerne zrnitá, hrubo až jemne kryštalická (najčastejšie na ložiskách magnezitu), alebo páskovaná a radiálne papršlekovitá (tab. VII, obr. 3). Žilky mladšieho magnezitu nájdeme v samotnom magnezite a v dolomite, hlavne v okolí magnezitových polôh.

Makroskopicky rozoznávame štyri druhy magnezitu: magnezit, tvoriaci ojedinelé kryštály často hnedozvetrané v základnej hmote dolomitu, ktorý vznikol pravdepodobne pri diagenéze (1); magnezit jemne kryštalický, ktorý tvorí tmavé pásky, textúra páskovaná i všesmerne zrnitá (2); magnezit hrubo kryštalický, ktorý tvorí všesmerne zrnité textúry (3); sivobiely stredne až hrubozrnný magnezit s pásikovanou a radiálne papršlekovitou textúrou a magnezit, tvoriaci žilky v dolomitoch a magnezitoch (4).

Dolomit je ďalším najhojnejším minerálom magnezitových ložísk; najčastejšie býva sivý, miestami bledosivý, až biely jemnozrnný. Pri podloží prechádza do lavicovitého dolomitu tam, kde karbonátové teleso nemá tektonický styk s podložím. Mohutné kryštály šedého až bieleho dolomitu („konské zuby") v magnezite a v dolomite vznikli v dutinách po zmene molekulárneho objemu $CaCO_3$ na $MgCO_3$. Najmladší je žilný dolomit jednak na ložisku, jednak v okolitých horninách.

Na ložiskách môžeme rozlíšiť päť generácií dolomitu: dolomit biely až bledo-

sivý, lavicovitý vzniklý pri diagenéze (1), sivý, jemnozrnný, všesmerne zrnitý metasomatický dolomit (2), výrastlice dolomitu tzv. konské zuby (3), dolomit tmavosivý až čierny, silne kremitý, žilný (4) a biely až ružovkastý žilný dolomit, ktorý tvorí výplň tektonických línií a priľahlých puklín (5).

Z ďalších minerálov je to zriedkavý mastenec v podobe hniezd (cm), kremeň, vystupujúci so žilami bieleho dolomitu a palygorskit, vzniklý v dôsledku vetrania magnezitov v puklinách. Najmladším minerálom na ložisku je sekundárny kalcit, ktorý narastá na palygorskit a tvorí výplň dutín v magnezitoch i dolomitoch.

Genéza

Počas prieskumných prác v dúbravskom masíve a na ostatných magnezitových ložiskách sledovali sme hlavne makroštruktúry, ktoré môžu, podľa nášho názoru, prispieť k objasneniu procesov vzniku magnezitových ložísk. Okrem toho mikroskopické štúdium podrobne vykonal Z. Trdlička (1958), kým makroštruktúry neboli podrobnejšie sledované.

Dnešné ložiská magnezitu a dolomitu boli pôvodné vápence a diagenetické dolomity, ktoré v niektorých častiach mali ráz nevrstevnatých útvarov organogénneho pôvodu, tzv. bioherm. Boli to teda pôvodne rífové vápence a diagenetické dolomity, pričom veľká časť dnešných dolomitov magnezitových ložísk je práve diagenetického pôvodu, hoci nemožno vylúčiť ani možnosť vzniku časti dolomitov sedimentáciou, ako v prípade recentných koralových rífov (Ševcov 1957).

Proti metasomatickému vzniku väčšiny dolomitov svedčí skutočnosť, že nemajú textúry typické pre metasomatózu. Monotónna stavba a zachovaná lavicovitosť svedčia proti metasomatickému pôvodu. Ojedinelé kryštály magnezitu (cm) v dolomitoch svedčia skôr o vzniku pri diagenéze na miestach zvýšenej koncentrácie Mg, ako o metasomatickom vzniku. Trdlička (1957) zistil zatláčanie kryštálov magnezitu jemne kryštalickým dolomitom, na základe čoho ich považoval za metasomatický magnezit prvej generácie. Ak predpokladáme diagenetický pôvod dolomitov, zatláčanie kryštálov magnezitu jemnokryštalickým dolomitom môže byť jednak dôsledkom toho, že tieto kryštály vznikli pri diagenéze skôr ako ostatná masa jemnokryštalického dolomitu, jednak dôsledkom neskorších metamorfných pochodov. Ostatné dolomity na ložiskách magnezitov vznikli z termálnych roztokov kryštalizáciou do dutín. Malá časť dolomitov, hlavne v okolí magnezitových polôh, vznikla metasomaticky.

Okrem chemického zloženia pôvodných vápencov zohrali tu dôležitú úlohu aj predrudné tektonické pochody, ktoré hoci sa neprejavili v podobe väčších tektonických línií, mali za následok rozpukanie dolomitov i vápencov, čo dnes nachádzame už iba u diagenetických dolomitov, lebo neskoršie metasomatické pochody zotreli pôvodné pukliny. Magnezity vznikali prevažne v procese metasomatózy, iba čiastočne v procese kryštalizácie do vyluhovaných dutín (napr. pásikované, ra-

diálne papršlekovité textúry). Dolomity bývajú metasomaticky zatláčané v nadloží a podloží magnezitových polôh, kde prenikali hydrotermálne roztoky aj po puklinách a vytvorili hniezda a žilky magnezitu v jemne kryštalických dolomitoch. Roztoky prenikali na pomerne veľké vzdialenosti (10—35 m), ale ich účinky smerom od magnezitovej polohy stále slabli. Polohu magnezitu lemujú kvalitatívne i makroskopicky odlišné horniny. Hlavnou zložkou je hrubo alebo stredne kryštalický magnezit (nad 41 % MgO), ktorý smerom do strán prechádza do magnezitu s nepravidelnými polohami dolomitu (pod 41 % MgO). V ďalšej časti magnezit vytvára už len zhluky a žilky v dolomite (MgO okolo 35—36 %), ktoré sa postupne strácajú. Takto schematicky opísané pomery v okolí magnezitových polôh sú iba ojedinelým zjavom, v skutočnosti sú pomery v okolí magnezitov i v nich samých zložitejšie a závisia hlavne od rozmiestnenia pôvodných zložiek karbonátového telesa.

Spektrálne analýzy diagenetických dolomitov a magnezitov sa líšia hlavne výskytom stopových prvkov. U dolomitov najčastejšími stopovými prvkami sú Cu a Ti, u magnezitov Ni a Ti, zriedkavejšie Sb, B, Cu (tabuľka, p. 92). Pre porovnanie uvádzame spektrálne analýzy diabázov z podložia magnezitových telies (stredné súvrstvie).

Určitú podobnosť vo výskyte stopových prvkov nachádzame u magnezitov a diabázov, hoci na druhej strane tieto prvky obsahujú aj diagenetické dolomity (okrem Ni a Sb) bez stôp metasomatózy. Skutočnosť, že magnezity a čiastočne aj dolomity obsahujú stopové prvky charakteristické pre bázické horniny, svedčí skôr o určitej i keď vzdialenej spätosti karbonátovej sedimentácie s výlevmi bazík, než o metamorfnej metasomatóze, čo konečne potvrdzuje aj spektrálna analýza magnezitu zo spodného súvrstvia (Veľká Šteť) a z vápencov vrchného súvrstvia karbonátov.

Na základe zbežných, hlavne makroskopických pozorovaní usudzujeme, že dnešné magnezitové ložiská stredného súvrstvia karbónu vznikli hydrotermálne metasomatickou cestou, hlavne z organogénnych vápencov, a čiastočne z diagenetických dolomitov.

Roztoky generálne postupovali pozdĺž plôch pôvodnej vrstevnatosti vápencovo-dolomitického komplexu (viď geolog. profily). Stopové prvky magnezitov zhodné s diabázmi, vzhľadom na to, že sa vyskytujú i v metasomatózou nepostihnutých sedimentárnych horninách (diagenetických dolomitoch, vápencoch vrchného súvrstvia), poukazujú podľa nášho názoru skôr na vzdialenú spätosť diabázového vulkanizmu s karbonátovou sedimentáciou (prínos stopových prvkov už pri sedimentácii karbonátov) ako na prínos z diabázových hornín pri metamorfne-metasomatickom vzniku magnezitov (I l a v s k ý 1957).

Spektrálne kvalitatívne analýzy diabázu, magnezitu, diagenetického dolomitu a vápenca

Číslo vzorky	Ag	Al	B	Ba	Ca	Co	Cr	Cu	Fe	Hg	Mg	Mn	Na	Ni	Pb	Sb	Si	Sn	Sr	Ti	V	Zn	
J-51-G		●			●	○	·	○	●		●	○	●	·	·	○	●		·	○	·		
J-48-G		●			●	·	·	·	●		●	○	●	·	·		●			○	·		
J-47-G		●			●	·	○	○	●		●	○	●	·	·		●			○	·		
J-46-G		●		·	●	·	·	○	●		●	○	●	·	·		●			○	·		Diabázy
J-45-G		●			●	·	·	○	●		●	○	●	·			●			○	·		stredného
J-44-G		●			●	·	○	·	●		●	○	●	·	·		●			○	·		súvrstvia
J-50-G		●			●	·	○	○	●		●	○	●	·	·		●			○	·		
J-49-G		●			●	·	·	○	●		●	○	●	·	·		●			○	·		
J-52-G		●		○	●	·	○	·	●		●	○	●	·	·		●			○	·		
20/683		●			●				●		●	●		·		?	●			·			
19/682		●			●				●		●	●		·			●			·			
18/681		●	?		●				●		●	●				?	●	?		·			
17/680		●	?		●				●		●	●					●	?		·			
16/679		●	?		●				●		●	●		·		·	●			·			Magnezit
1/652		○	○		●				●		●	●					●			·			zo stredného
2/656		○	○		●				●		●	●					●			·			súvrstvia
J-55-G		·	·	·	○			?	●		●	○		·		·	○						
J-56-G		○			○			?	●		●	○		·			○			·			
J-63-G	·	·		●	○			○	●	·	●	○		·		·	○		·				
JO-44		·			○				●		●	○				·	○			?			Magnezit
																							zo sp.
120/4039		○	·		●			·	●		●	○					●			·			súvrstvia
110/4040		○	·		●			·	●		●	○					●			·			
127/4041		○			●			·	●		●	○					●			·			
115/1997		○			●			·	●		●	○					●			·			
114/1996		○			●			·	●		●	○					○			?			
116/3880		●	○		●			·	●		●	○					●			·	?		Dianegetické
117/3881		○			●			·	●		●	○					●			·			dolomity
118/3882		○	?		●			·	●		●	○					●			·	?		(stredné
119/3883		○			●			·	●		●	○					●			·	?		súvrstvie)
122/3849	?	○	·		●			·	●		●	○					○			·	?		
123/3850		○			●			·	●		●	○					○			?			
108/3851		○	?		●			·	●		●	○					○			·	?		
109/3852		○			●			·	●		●	○					○			·	?		
JO-54		·	○		●				○		●	·					●			·			Vápenec
JO-59		·			●			·	●		●	·					○			·			(vrchné
JO-23		·		·	●				○		●	○					○		·	·			súvrstvie)
JO-28		○	○	·	●				●		●	●					○						

● — nad 1 %; ○ — 1—0,1 %; · — pod 0,01 %; ? — problematické

Analýzy vyhotovilo laboratórium GP v Spišskej Novej Vsi

Záver

Počas geologického mapovania boli v popisovanej oblasti odlíšené v karbóne severného pruhu tri charakteristické súvrstvia viacmenej súvislé, ktoré umožňujú určiť i v častiach, kde vlastné magnezitové telesá na povrch nevystupujú, s dostatočnou presnosťou ich pravdepodobný priebeh. V oblasti Turčoka a Ochtinej bolo zistené, že stratigrafický horizont vlastných magnezitových telies je na povrchu odseknutý mohutnými násunovými líniami a môže pokračovať iba v hĺbkach, t. č. pre prieskum magnezitových ložísk neekonomických.

SV od Jelšavy okolo kóty Ždiar bolo zistené paralelizáciou so známymi lokalitami staropaleozoických hornín v Nižnej Slanej a na Železníku, súvrstvie hornín gelnickej série spolu s organogénnym gotlandským(?) súvrstvím ankeritizovaných vápencov, takže v tejto oblasti možno očakávať výskyt metasomatického sideritového zrudnenia.

Rozvinutý prieskum magnezitov v najpozitívnejšej časti územia v oblasti dúbravského masívu — Mikovej obohatil zásoby magnezitov na lokalitách v okolí Jelšavy a Lubeníka, pričom oblasť dúbravského masívu sa stala perspektívnou i na ďalšie zásoby magnezitu, takže čo do množstva i kvality pravdepodobne predstihne doteraz známe najväčšie ložiská Slovenska.

Geologický prieskum,
závod Rožňava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1958: Geológia československých Karpát, SAV, Bratislava. — [2] Bouček B. — Přibyl A., 1960: Revise trilobitů slovenského svrchního karbonu. Geologické práce, Zprávy 20. Bratislava. — [3] Fusán O., 1957: Paleozoikum gemeríd; X. jubilejný sjazd Čs. spol. pre min. a geol. v dňoch 8.—11. IX. 1956 v Košiciach. Kompletný sjazdový sprievodca, Bratislava. — [4] Fusán O., 1958: Geológia územia medzi obcou Kociha na rieke Rimava a obcou Zelené na rieke Ipli. Geol. práce, Zprávy 13. — [5] Fusán O. — Bystrický J., 1959: Dočasná geologická mapa 1 : 50 000, list Plešivec. ÚÚG, Praha. — [6] Fusán O. — Kámenický J. — Kuthan M., 1953: Geologický prehľad Spišsko-gemerského rudohoria. Geologický sborník IV. Bratislava. — [7] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie Spišsko-gemerského paleozoika. Geologické práce, Zprávy 2. Bratislava. — [8] Hanuš V., 1959: O výsledcích výzkumu ložiskotvorné metasomatózy ve Spišsko-gemerském rudohoří. Zprávy o geologických výsk. v roku 1957. Praha. — [9] Ilavský J., 1957: Geológia rudných ložísk Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zoš. 46. — [10] Kamenický J. — Kamenický L., 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. Geologické práce, Zoš. 41. Bratislava. — [11] Kužvart M., 1954: Zpráva o orientačnom výskume ložísk magnezitu na Slovensku. Věstník ÚÚG XXII; Praha. — [12] Maheľ M., 1954: Stratigrafia a tektonické pomery paleozoika západných gemeríd. Geologický sborník V, č. 1—4. Bratislava. — [13] Máška M., 1957: Zprávy o výzkumu paleozoika Spišsko-gemerského rudohoří (I. Perm). Zprávy o geol. výzk. v r. 1956; Praha. — [14] Máška M., 1959: Zpráva o výzkumu paleozoika Spišsko-

gemerského rudohoří (III. Karbon celkově). Zprávy o geol. výzkumech v r. 1957; Praha. — [15] Mišík M., 1953: Geologické pomery medzi Jelšavou a Štítnikom. Geologický sborník IV, č. 3—4. Bratislava. — [16] Nemčok A., 1953: Geologická stavba oblasti medzi Rimavskou Baňou a Sirkom. Geol. sborník IV, č. 3—4. Bratislava. — [17] Ončáková P., 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. Geol. práce, Zoš. 39. Bratislava. — [18] Snopko L., 1957a: Stručná zpráva o stratigrafickom rozčlenení sedimentov staršieho paleozoika v širšom okolí Nižnej Slanej. Geologické práce, Zprávy 11. — [19] Snopko L., 1957b: Predbežné výsledky štúdia stratigrafie karbónskych súvrství v povodí rieky Slanej. Geologické práce, Zprávy 11. — [20] Snopko L., 1957c: Predbežná zpráva o tektonike a metamorfóze kryštalinika spišského príkrovu v povodí rieky Slanej. Geol. práce, Zprávy 11. — [21] Šuf J., 1935: Magnezitové ložiská a geologické poměry okolí Jelšavy na Slovensku. Báňský svět XIV. Praha. — [22] Šuf J., 1935: Poznámky o geológii rudní oblasti železnické na Slovensku. Báňský svět XIV, č. 9. Praha. — [23] Švecov M., 1957: Petrografia sedimentárnych hornín. Bratislava. — [24] Trdlička Zd., 1958: Mineralogie slovenských magnezitů II. ÚVR, Kutná Hora. (Nepublikované.) — [25] Ulrich Fr., 1933: Československá ložiska magnezitu a jejich využití. Báňský svět. Praha. — [26] Guľa J., 1959: Geol. pomery magnezitového ložiska Lubeník a jeho okolia. Geol. pr., Zprávy 16.

ANDREJ ABONYI—MARTA ABONYIOVÁ

GEOLOGISCHE VERHÄLTNISSE ZWISCHEN DEN GEMEINDEN TURČOK UND OCHTINÁ UNTER BERÜCKSICHTIGUNG DER MAGNESITLAGERSTÄTTEN

Das studierte Gebiet bildet den südwestlichen Teil des Zips-Gömörer Erzgebirges. Zur Hauptaufgabe der durchgeführten Kartierung gehörte das eingehende Studium der geologischen Verhältnisse des nördlichen Karbonstreifens mit besonderer Berücksichtigung der Magnesitvorkommen. Aus diesem Grunde wurden auch die anliegenden geologischen Einheiten, und zwar im Norden die Veporiden-Einheiten und im Süden Gesteine des Altpaläozoikums (Gelnica-Serie) und der südliche Karbonstreifen, verfolgt.

Auf dem Bau des Gebietes beteiligen sich zwei tektonische Einheiten, die sich durch den Grad der Metamorphose voneinander unterscheiden, u. zwar: die Veporiden und die Gemeriden. Das Veporiden-Kristallin wird aus biotitischen Phylliten, stellenweise auch serizitchloritischen Phylliten gebaut, denen die Hüllenserie der Perm-Arkosen und des „Konglomeratquarzites" aufliegt. Der Kontakt der Veporiden-Hüllenserie mit der gemeriden Einheit ist längs der mächtigen „Lubeník—Margecany-Verschiebungslinie" tektonisch. Zu Gemeriden gehören einerseits Gesteine des Altpaläozoikums und andererseits die Karbon-Gesteine des nördlichen und südlichen Streifens. Das Altpaläozoikum ist durch epimetamorphierte Phyllite vetreten, die dem Hangenden zu allmählich in Porphyroide (effusiven und tuffitischen Ursprungs), Kalke, Lydite und graphitische Phyllite übergehen. Kalke werden teilweise metasomatisch vom Ankerit verdrängt. Der nördliche gemeride Karbonstreifen wurde in drei charakteristische, altersmässig und petrographisch unterschiedliche Schichtfolgen geteilt. Der liegenden Schichtfolge gehören: graue schieferige Quarzite, Konglomerate, sandige Schiefer, serizitische, chloritische und graphitische Schiefer und Phyllite (mit vereinzelten Lagen von basischen Ergussgesteinen, Tuffiten der ursprünglichen, später in Magnesit umgewandelten Kalksteine — allerdings ohne grössere wirtschaftliche Bedeutung). Die mittlere Schichtfolge beginnt mit einer mächtigen Diabaslage — weniger auch mit Tuffiten, die dem Hangenden zu über serizit-quarzitische Schiefer in Dolomite und Magnesite übergehen. Die Dolomit-Magnesit-Körper, entstanden aus organogenen Kalken und diagenetischen Dolomiten durch Metasomatose, enthalten im liegenden Teil eine, allgemein für Moskovien gehaltene Fauna (neuest Namur B-C). Die hangende Schichtfolge ist

aus dunkelgrauen sandigen Schiefern bis Konglomeraten, Diabasen und Diabastuffiten mit Lagen des weissen kristallischen Kalkes, und ganz oben aus grauen sandigen Schiefern mit Konglomeratlagen gebaut. Auf Grund des Charakters der Ablagerung und der bereits früher festgestellten Fauna vom Liegenden der Magnesitkörper versuchten wir die Ablagerungstiefe einzelner Schichtfolgen des nördlichen gemeriden Karbonstreifens schematisch zu rekonstruieren. Im allgemeinen wurde das stuffenweise Herabsinken des Sedimentationsraumes mit dem initialen Vulkanismus vom Diabasencharakter festgestellt. Erst am Anfang der Ablagerung der mittleren Schichtfolge (im Liegenden der Magnesitkörper) ist im ganzen Gebiet das Seichterwerden offenbar. Das Seichterwerden und die Regression dürfte auch während der Ablagerung des jüngeren Abschnittes der oberen Schichtfolge im Gange sein. Im südlichen Karbonstreifen kommen im studierten Gebiet Quarzphillite mit Quarzitlagen, Quarzkonglomerate und Brekzien wie auch Quarzite vor. Der Kontakt des nördlichen Karbonstreifens mit dem Altpaläozoikum und mit dem südlichen Karbonstreifen ist tektonisch. Längs dieser Verschiebungslinie wurde der südliche Gebietsteil emporgehoben und auf den nördlichen Karbonstreifen überschoben (in der Nähe dieser Dislokationslinie ist auch die Lage des sog. Turčok-Granites tektonisch emporgehoben). Die Schichtung aller paläozoischer Gebilde verläuft SWW—NOO mit einer 40—50° Neigung nach Süden. Die bereits erwähnten mächtigen Verschiebungslinien haben oft die Reduzierung einzelner Gebilde (Formationen) zu folge, so dass nur selten die komplette Schichtenfolge vom Liegenden bis zum Hangenden in einem Profil zu finden ist. Mesozoikum ist im studierten Gebiet nicht vertreten. Zum Neogen gehören vereinzelte Tonvorkommen der Poltár-Formation.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGIE SLOVENSKÝCH MAGNESITOVÝCH LOŽISEK V KARBONU GEMERID

(Německé resumé, tab. V)

Úvod

Předložená práce objasňuje hydrogeologické poměry slovenských magnesitových ložisek v karbonu gemerid a shrnuje hlavní hydrogeologické znaky jednoho typu ložisek nerostných surovin. Zvláštní pozornost je věnována otvírce a dolování při vývinu magnesitového krasu a vlivu hydrogeologických poměrů na kategorizaci průmyslově bilančních zásob.

V této práci jsou shrnuty výsledky hydrogeologických výzkumů, které prováděl autor na ložiskách tohoto typu v letech 1955 až 1959. Za pomoc při provádění prací v terénu děkuje autor svým soudruhům Fr. Hercogovi a L. Zoubkovi; Ústavu pro výzkum rud je pak zavázán díkem za souhlas k publikaci práce. Zvláštním díkem je autor zavázán svému učiteli O. Hyniemu za pročtení práce a podnětné připomínky.

Geologické poměry

V gemeridách je karbon vyvinut ve dvou významnějších pruzích. O. Fusán (1956) je označuje jako severní pruh a jižní pruh. V severním pruhu karbonu gemerid byl spodní karbon vyčleněn jen na několika místech O. Fusánem (1956); O. Fusán (1956) uvádí, že charakteristickým znakem spodního karbonu severního pruhu je monotonní vývoj břidlic a fylitů s polohami pískovců. Vápence vystupují ve spodním karbonu podřadně a stejně jako ve svrchním karbonu vyskytují se hlavně v západní a východní části tohoto karbonského pruhu.

Naproti tomu svrchní karbon tvoří podstatnou část celého severního pruhu karbonu gemerid. Vrchní karbon má podle O. Fusána (1956) pestrý faciální vývoj, zejména výrazné jsou rozdíly v západní a ve východní části tohoto pruhu.

Severní pruh karbonu gemerid se stýká ve východní části tektonicky s jednotkou tatrid v pásmu Černé hory, v západní části rovněž tektonicky s jednotkou veporid.

Stručná hydrogeologie jednotlivých ložisek

Ružiná

Ložisko nachází se na SZ svazích hřebenu Sedem Chotárov SZ od Lučence. Terén v okolí ložiska je značně členitý a je odvodňován bezejmennými drobnými přítoky potoka Budiná, které tento přijímá z pravé strany. Budiná je pravostranným přítokem Kriváně. Hydrografické i klimatické poměry jsou analogické s blízkým ložiskem Podrečany.

Magnesitové čočky jsou uloženy v karbonské synklinále, která má směr SV—JZ. Na basi karbonských vrstev v této synklinále jsou podle J. K l u b e r t a (1958) vyvinuty chloritické fylity, které tvoří stratigrafické podloží magnesitových čoček. V nadloží magnesitových čoček jsou vyvinuty písčité fylity s polohami metamorfovaných diabasových tufitů. Magnesitové čočky byly dobývány nejdříve povrchově, později se přešlo na podzemní dobývání. V důsledku těžebných prací je rekonstrukce přírodního režimu podzemních vod dnes takřka nemožná, neboť v důsledku intensivního překutání území jsou dnes přítoky vod soustředěny na relativně nejnižší dosud úplně nezavalené hornické práce štol Robert a Václav. Do jejich úrovně stékají starými horními díly všechny přítoky důlních vod a opuštěnými mlýnky také přítoky povrchových vod i vod zadržených po deštích na basi opuštěných povrchových lomů. V důsledku dlouholeté hornické činnosti došlo v okolí ložiska k poklesu hladiny nádrže podzemních průlinových vod v pokryvných útvarech, které se projevilo zapadnutím pramenních přelivů. Místa vyschlých pramenů mohou ještě dnes ukázati staří havíři, kteří také uvádějí do souvislosti zapadnutí pramenů s jednotlivými báňskými pracemi. Relativně nejpropustnější jsou právě magnesitové čočky: horniny v jejich podloží i nadloží jsou pro vodu málo propustné. Zokrovatění magnesitu nebo jiné výrazné relikty magnesitového krasu nebyly v přístupných partiích ložiska zjištěny.

Při hydrogeologickém průzkumu byly odebrány charakteristické vzorky výtoků důlních vod ze štol Robert a Václav, které jsou hydrochemicky téměř shodné; anionty chloridové i sulfátové, které jsou zhruba v rovnováze s anionty hydrokarbonátovými jsou vázány převážně na alkalické zeminy. Výsledky analys nasvědčují spojitosti podzemních vod v ložisku s vodami v jeho nadloží i podloží. Značně vysoká je celková mineralisace, kdy odparek dosahuje hodnoty přes 1000 mg/l která charakterisuje velmi pomalou cirkulaci podzemních vod.

Podrečany

Ložisko u Podrečan leží SZ od Lučence na úpatí vrchu Sedem Chotárov. Terén v okolí ložiska je odvodňován potokem Kriváň, který je JV od Lučence pravostranným přítokem Ipoly. Specifický odtok pro povodí Kriváně byl vyčíslen Hydrometeorologickým ústavem (1956) v hodnotě 7,2 l/sec/km^2; průměrná

střední roční teplota vzduchu je 8,5 °C a průměrný roční úhrn ovzdušných srážek 653 mm. Oba údaje jsou vypočteny z pozorovacího období v letech 1901—1950.

Podloží i nadloží magnesitové čočky u Podrečan tvoří slabě epizonálně metamorfované karbonské grafitické břidlice až fylity s četnými přechody do sericitických břidlic. Při nadloží ložiska převládají sericitické břidlice. Magnesit přechází místy do dolomitu, drobné podložní čočky uchovaly svůj dolomitickovápencový a místy i vápencový charakter. Při nadloží nacházíme pak i polohy ankeritové. V nadloží ložiska, zejména v místech, kde ložisko leží přímo na basi mladších miocenných sedimentů, nacházíme mocné polohy okrů, které vyplňují velmi nepravidelné kaverny v ložisku.

Na základě přesného zaměření hladiny podzemní vody ve studních v obci Podrečany a systematického sledování její úrovně je spád hladiny podzemních průlinových vod v pokryvných útvarech ve shodě s konfigurací terénu a je v přirozeném územním spádu k alluviu Kriváně.

O povaze zvodnění karbonské série podaly nejlepší obraz geologicko-průzkumné práce. Vzhledem k tektonickému provrásnění a porušení mladšími zlomy jsou horniny karbonské série pro vodu dobře propustné, především pásma drcených břidlic v podloží nebo nadloží magnesitové čočky, která vznikla při vrásnění karbonského souvrství vždy v blízkosti poměrně resistentních poloh uhličitanových hornin. Rozpukání ložiska je mnohem slabší než tektonické rozpukání ostatních hornin karbonské série. Podzemní puklinové vody jsou svým oběhem vázány na pukliny karbonských hornin a hladina jejich nádrže nemá pravidelný průběh, neboť je ovlivněna průběhem zvodnělých poruchových zón a jejich drenážním účinkem na drobné zvodnělé pukliny. Spojitost oběhu puklinových podzemních vod byla potvrzena řadou měření prováděných při geologicko-průzkumném vrtání, při nichž byly registrovány částečné i úplné zráty výplachu, jakož i naražení puklinových vod pod tlakem.

Poněkud odlišný hydrogeologický charakter má ta část ložiska i hornin v jeho nadloží, která leží přímo na basi miocenních sedimentů. Oběh podzemních vod je zde podmíněn rozložením hornin, ať již jsou to silně rozložené sericitické břidlice nebo okry. Pokud jsou okry nesoudržné a rozbřídavé, pohybuje se v takových partiích ložiska podzemní voda jako v krasových dutinách. Kaverny a dutiny vyplněné okry a vodou tvoří nádrže podzemních vod, které jsou zadrženy nad okrovými polohami ve výplních krasových dutin. Kromě toho mají výrazný drenážní účinek na síť drobných zvodnělých puklin, který je analogický drenážnímu účinku velkých relativně pro vodu dobře propustných zlomů. V přírodním stavu jsou zokrovatělé partie ložiska poměrně soudržné a málo rozbřídavé. Malé přítoky vod vytékají z vyerodovaných rýh v okru, velké přítoky vod (zejména přítoky naražené pod hydrostatickým tlakem v hloubce) však okr rozplavují a do hornických prací vnikají pak z výplně kaveren tekoucí okry. Snadno dochází pak při snížení přítoku vod znovu k přirozenému zhutnění okrů, které je podmíněno

jejich bobtnáním. Analogicky je tomu u výplní poruch (tímto problémem se zabýval autor ve zvláštní práci — St. K l í r, 1958 a). Bobtnavá schopnost okrů je tak značná, že často dojde k nadržení statických zásob podzemních vod v dříve již odvodněných kavernách, takže při dobývání ložiska je třeba trvale sledovat odvodnění zkrasovatělých úseků.

Při hloubení nové jámy byly hlavní přítoky vázány na sericitické fylity v nadloží ložiska a grafitické fylity v jeho podloží. Při geologicko-průzkumných hornických pracích došlo na ložisku k několika větším průvalům vod. První průval nastal při ražení chodby v podloží ložiska po odpalu čelby v grafitických fylitech. Průval byl provázen vplavením písčité drtě a větších úlomků grafitických břidlic spolu s malým množstvím okru. Naražený přítok, jakož i vplavený materiál pocházel z velkého poruchového pásma v podloží ložiska. Současně se plně potvrdilo, že poruchová pásma v grafitických fylitech mají značný dosah a významnou odvodňovací schopnost na zvodnělé pukliny v karbonských horninách. Druhý průval nastal při ražení překopu na mocnost ložiska, který byl ražen od podloží k nadloží. K průvalu došlo asi za 15 minut po odpálení čelby, kterou byla otevřena kaverna zaplněná okrem. Průval způsobilo vplavení okru vodou pod hydrostatickým tlakem do důlních prací, které bylo provázeno rozsáhlým dynamickým ztržením podzemních vod z rozložených karbonských hornin při nadloží této série. To potvrzuje zejména časový odstup mezi odpalem a počátkem vlastního průvalu, intensita průvalu (která sa pohybovala okolo 100 m^3/min) a množství materiálu vplaveného do důlních prací, které činilo více než 1500 m^3. Vplavení okru a drtě do důlních prací se na povrchu ložiska projevilo vznikem propadliny v nadloží hlavní ložiskové čočky. Třetí průval nastal rovněž při ražení překopu na mocnost ložiska, který byl ražen od podloží k nadloží. K průvalu došlo po odpálení přibírkových děr v čelbě překopu, kde byla předtím zjištěna málo mocná otevřená puklina, na jejichž stěnách byl zaschlý okr. Podle materiálu vplaveného do hornických prací došlo k naražení zvodnělého drceného pásma; grafitické fylity jsou drceny od úlomků velikosti pěsti až v jemnou písčitou drť a magnesit je rozložen v okry, které ostatní vplavený materiál v podstatné míře provázejí. Intensita naraženého přítoku činila v intervalu 24 hodin od počátku průvalu 1118 l/min, v intervalu 38 hodin 218 l/min a v intervalu 53 hodin 110 l/min. Celkově bylo odčerpáno přes 24.000 m^3 vody. Objem vplaveného materiálu do důlních prací činil okolo 300 m^3.

Hydrochemicky převládá u vyšetřovaných vzorků vazba hydrokarbonátiontu na alkalické zeminy nad vazbou iontů chloridových a sulfátových na alkalické zeminy a alkalie. Toliko u vzorku z výtoku v grafitických břidlicích z místa prvního zatopení jámy, je tomu opačně. To potvrzuje vcelku obvyklou charakteristiku podzemních vod: oběh podzemních vod v bočních břidlicích projevuje se vždy zvýšeným obsahem sulfátového aniontu, většina přítoků vody do dolu je však svým oběhem vázána na karbonátové horniny, kde se zvýšený výluh projevuje převahou hydrokarbonátového aniontu.

B u r d a

Ložisko leží v území východně od Hnúšti v údolí potoka Blh, po jehož obou březích je terén značně členitý. Potok Blh (dříve jmenovaný Balog) je jedním z hlavních levostranných přítoků Rimavy a leží v povodí říčky Slané. Specifický odtok pro vodoteče v přilehlých údolích povodí Rimavy byl vyčíslen Hydrometeorologickým ústavem (1958) v hodnotě 7,5 l/sec/km^2. Podle údajů téhož

ústavu je průměrná roční teplota vzduchu 7,0 °C a roční úhrn ovzdušných srážek činí 752 mm. Průměrný roční úhrn ovzdušných srážek a průměrná roční teplota jsou hodnoty z pozorovacího období v letech 1901—1950. Území v okolí ložiska je pokryté převážně listnatými a jehličnatými lesy, pasekami a malá část i ornou půdou podřadné bonity.

Širší okolí ložiska je budováno horninami karbonské série. Jejich podrobnou stratigrafii stanovili Sv. Gavora a J. Klubert (1957 b).

Spodní souvrství je charakterisováno typickým oběhem podzemních puklinových vod, úzce místně spjatých s konfigurací terénu, lokální tektonickou exposicí a výplní puklin. Podle měření na odpažených vrtech, kde byla zastižena již hladina podzemních puklinových vod, je průběh hladiny podzemních vod konformní s terénem. Živý oběh podzemních puklinových vod byl nafárán při ražení překopu z II. horizontu z drceného a pro vodu výborně propustného pásma v grafitických břidlicích.

Oběh podzemních vod v karbonátovém (svrchním) souvrství je výrazně ovlivněn zkrasovatěním. Zkrasovatění není souvislé a nedochází při něm k vytvoření volných dutin. Morfologicky převládá vertikální rozměr nad horizontálním, takže nejvýrazněji jsou vyvinuty krasové komíny. Takové komíny byly na mnoha místech nafárány hornickými pracemi a jsou vyplněny okry, ve svrchních partiích ložiska (I. horizont) okrovými hlinami. O tektonické predisposici svědčí zejména ta skutečnost, že byly zjištěny krasové dutiny s výplní drcených břidlic. Zkrasovatění karbonátového souvrství ovlivňuje silně hydrogeologii ložiska.

I když z těchto partií přicházejí dnes jen málo soustředěné přítoky důlních vod, je zde trvalé nebezpečí průvalů z krasových dutin do všech hornických prací ražených pod potok Blh, který teče přes ložisko. Skutečně také při ražení překopu z prostoru starého lomu pod potok Blh došlo dne 22. ledna 1952 a ve dnech 16.—20 dubna 1953 k průvalům vod. Tyto průvaly byly způsobeny vnikáním vody z potočního koryta Blhu krasovými dutinami přímo do hornické práce. Místa průvalů byla uzavřena dřevěnými hrázemi s dusanou hlinitou výplní. Celý zkrasovatělý úsek ložiska pod potokem Blh je trvale dobře propustný a je ve spojitosti s mělkou nádrží povrchové vody na zatopené počvě lomu. Zatopená počva lomu je zasypávána haldou, která se rychle blíží směrem od regulace potočního koryta ke středu lomu. Při hydrogeologickém výzkumu bylo sledováno, zda nedochází ke vcezování potoční vody v zákrutu, kde se tok nejvíce přibližuje prostoru starého lomu. Hydrometrické profilování bylo provedeno dne 18. dubna 1959 a bylo zjištěno, že průtočné množství potoka Blh nad uvedeným zákrutem se pohybuje v rozmezí 85 až 96 l/sec, zatím co průtočné množství pod uvedeným zákrutem se pohybuje v rozmezí 97 až 108 l/sec. Na základě hydrometrických měření lze konstatovat, že v blízkosti ložiska nedochází ke spojitosti vod povrchových vodotečí s podzemními vodami. Přírůstek průtočního množství lze vysvětlit zúžením potočního alluvia a rozhojněním průtočného množství v potočním korytě břehovými výrony.

V současné době zjištěné a měřené přítoky důlních vod jsou vždy nesoustředěné a malých vydatností. Výjimku tvoří pouze přítok za vodní hrází na II. horizontě, který přichází z tektonicky drceného pásma s živým oběhem podzemních vod. Větší vydatnost má rovněž přítok z hloubení nové šachtice, který se v čer-

venci 1957 pohyboval okolo 300 l/min. Bylo předpokládáno, že tato hodnota není konečná, neboť při hloubení šachty dochází ke snižování přírodní hladiny podzemních puklinových vod ve spodním souvrství i krasových vod v karbonátovém souvrství. Tento předpoklad byl správný. V dubnu 1959 pohyboval se přítok do hloubení okolo 750 l/min a je třeba při dalším prohlubování šachty očekávat i dále jeho zvyšování v závislosti na postupném zvětšování přirozeného depresního kužele v okolí šachetního výlomu.

Z vyhodnocení chemických analys je zřejmé, že většina podzemních vod je svým oběhem vázána na svrchní karbonátové souvrství. Hydrochemicky se to projevuje vazbou hydrokarbonátiontů na kationty alkalických zemin, která zřetelně převládá nad vazbou aniontů silných kyselin s kationty alkalií. Tato převaha je zvýšená jen u puklinových vod, které jsou svým oběhem vázány na spodní souvrství. Celková mineralisace vyšetřovaných vzorků je do 1000 mg/l, je tedy střední až zvýšená a dobře odpovídá zvýšenému výluhu v karbonátových horninách. Mineralisace potoční vody je extrémně nízká: Je to způsobeno značnou vydatností, spádem a rychlým odtokem. Provedené analysy podávají přesvědčivý doklad o tom, že podzemní vody odčerpávané z hloubení nové šachty jsou pravé podzemní vody a nikoli vody povrchové. Hydrochemický výzkum potvrzuje plně dříve vyslovený názor, že při hloubení nové šachty jsou odčerpávány statické zásoby podzemních vod, jejichž množství se zvětšuje se zvětšováním kotliny v nádrži podzemních vod. Podrobný popis všech výsledků hydrogeologického i hydrochemického výzkumu je obsažen ve studii St. Klíra (1959 a).

Ratkovská Suchá

Ložisko nachází se v nevelké vzdálenosti východně od ložiska Burda, a to na levém břehu bezejmenné vodoteče, která teče v údolí rovnoběžném s údolím potoka Blh a je jeho levostranným přítokem. Hydrologické a klimatické poměry ložiskového území jsou analogické. Vlastní magnesitová čočka nachází se v druhé poloze karbonátového (svrchního) souvrství karbonské série. Ložisko je v současné době prakticky vytěženo a stěnový lom, který později přešel v jámový, je opuštěn. Z lomových stěn nepřicházejí žádné přítoky vod, nevelká nádrž stagnujících povrchových vod je nadržena na basi jámového lomu. Na první pohled se zdá, že jde zřejmě o zadržené srážkové vody; výsledek chemického rozboru však svědčí jednoznačně pro přítomnost drobných pramenů na basi lomu. Je možné, že tyto přítoky jsou vázány na krátkou štolu, která byla ražena pod dnešní úrovní hladiny vody na počvě lomu. Výsledek chemické analysy při srovnání s blízkým ložiskem Burda svědčí o tom, že podzemní vody přitékající do nádrže na basi lomu jsou svým oběhem vázány na spodní souvrství fylitů, neboť vazba iontů chloridových a sulfátových s kationty alkalií a alkalických zemin převládá velmi výrazně nad vazbou hydrokarbonátových iontů s kationty alkalických zemin.

Zkrasovatění ložiska nebylo zjištěno, z ložiskové substance zůstaly však zachovány jen zbytky při stěnách lomu, takže vývoj krasu na tomto ložisku zůstává neobjasněn.

Ploské

Ložisko leží v blízkosti obce Ploské v údolí potoka Ratkovský Turiec, který je pravostranným přítokem říčky Slané. V obci Ploské ústí do Ratkovského Turce z pravé strany bezejmenná vodoteč, přitékající z pravé strany. Střední specifický odtok pro povodí Ratkovského Turce byl vyčíslen Hydrometeorologickým ústavem (1957) v hodnotě 7,5 l/sec/km^2. Podle údajů téhož ústavu je průměrná roční teplota vzduchu 7,7 °C a průměrný roční úhrn ovzdušných zrážek 723 mm. Oba údaje jsou vypočteny z pozorovacího období v letech 1901—1950. Terén v okolí ložiska je značně členitý, z části je pokryt listnatými lesy, z části je odlesněn a zemědělsky využit převážně jako pastviny.

O podrobném geologickém průzkumu ložiska podala zprávu M. Abonyiová (1958). Podle terénního výzkumu Fr. Hercoga (1958) nejsou hydrogeologické poměry ložiska složité: Ve vlastním ložisku i v bočních horninách byly zjištěny toliko pravé podzemní puklinové vody. Při průzkumném vrtání bylo prováděno měření ztráty výplachu nebo velikosti přítoku do vrtné díry. Zjištěné ztráty výplachu i přítoku do vrtné díry jsou malé (v rozmezí 0,001—0,120 l/min.). Vydatnost přítoků do vrtné díry pohybovala se v rozmezí 0,060—0,053 l/min. V průběhu vrtných prací na ložisku nebyly zjištěny krasové dutiny; jejich přítomnosti nelze však vyloučit zejména ve svrchních partiích magnesitové čočky, přímo pod alluviem potoka. Všechny přítoky vod do dolu jsou vázány na grafitické břidlice. Také zkrasovatění ložiska bylo zjištěno jen zcela ojediněle v nejvyšších partiích magnesitové čočky, jejíž zbytky jsou uchovány při stěnách lomu.

Oběh podzemních vod po puklinách grafitických fylitů potvrzují rovněž výsledky hydrochemického průzkumu. Podzemní vody jsou svým chemismem analogické s výtokem z grafitických břidlic, který byl nafárán na II. horizontu ložiska Burda: Hydrochemicky převládá vazba aniontů chloridových a sulfátových na alkalie a alkalické zeminy nad vazbou hydrokarbonátiontu s alkalickými zeminami. Značně vysoká je celková mineralisace, kdy odparek dosahuje hodnot přes 1000 mg/l. To svědčí na pomalý oběh v grafitických břidlicích.

Sirk

Ložisko nachází se v těsné blízkosti obce Sirk v údolí potoka Turiec, který je pravostranným přítokem říčky Slané. Potok Turiec pramení pod úpatím Železníku a přibírá po Sirk dva význačnější přítoky; oba se vlévají do Turce z pravé strany. První přítok protéka dolinou Vlaská, druhý dolinou Bystrá. Střední specifický odtok pro povodí Turce byl vyčíslen Hydrometeorologickým ústavem

(1956) v hodnotě 8,6 l/sec/km², průměrná roční teplota vzduchu 7,0 °C a průměrný roční úhrn ovzdušných srážek 764 mm. Oba údaje jsou vypočteny z pozorovacího období v letech 1901—1950. Terén v okolí ložiska je členitý, jeví však směrem k severu trvalé stoupání k vrchu Železník, který je nejvyšším místem v nedalekém okolí ložiska. Terén v okolí ložiska je z části zalesněn listnatými a smíšenými lesy, z části je zemědělsky obděláván. O podrobném geologickém průzkumu podal zprávu R. Ševčík (1956). Epizonálně metamorfované břidlice v nadloží i podloží ložiska jsou intensivně tektonicky rozpukány a tektonické pukliny zasahují velmi intensivně i do vlastního ložiskového tělesa; tím je umožněna pomalá cirkulace podzemních puklinových vod v ložisku i v jeho bočních horninách. Popsané zvodnění plně potvrzují nesoustředěné přítoky důlních vod z bočních hornin, které mají vydatnost okolo 60 l/min. Hydrogeologický charakter vlastního ložiska je ovlivněn silným tektonickým rozpukaním. Důlní díla ražená v magnesitových partiích nafárala lokálně i otevřené krasové dutiny, výjimečně vyplněné okrem nebo břidličnou drtí. Při nafárání ve svrchních partiích ložiska byly krasové dutiny zvodněny jen málo a také jejich drenážní účinek na oběh podzemních vod po puklinách nebyl zvláště význačný. Je však zřejmé, že při naražení na spodních patrech ložiska dojde ku zvětšení jejich drenážního účinku a je třeba z krasových dutin očekávat vydatné přítoky důlních vod.

Ve vzorcích podzemních vod převládá hydrochemická vazba hydrokarbonátiontu na alkalické zeminy jen o málo nad vazbou iontů chloridových a sulfátových na alkalické zeminy a alkalie. Celková mineralisace vyšetřovaných vzorků je střední.

Lubeník

Ložisko nachází se západně od obce Lubeník, a to na východních svazích hřebene, který postupuje od jihu k severu. Severně od ložiska je tento hřeben přerušen údolím téměř východozápadního směru, v jehož ose teče bezejmenná vodoteč odvodňující terén v okolí ložiska. Tato vodoteč je těsně nad obcí Lubeník pravostranným přítokem Muráně. Hydrometeorologický ústav (1958) vyčíslil střední specifický odtok pro povodí Muráně v hodnotě 14,4 l/sec/km²; průměrná roční teplota vzduchu 7,3 °C a průměrný ročník úhrn ovzdušných srážek 736 mm. Oba údaje jsou vypočteny z pozorovacího období v letech 1901—1950.

Hydrogeologické poměry jsou v celku analogické s ložiskem v Sirku. Také na ložisku v Lubeníku umožňuje rozpukání karbonských hornin oběh podzemních puklinových vod v ložisku i v jeho bočních horninách. Přítoky důlních vod z otevřených nebo zkrasovatělých puklin jsou velmi malé, jejich vydatnosti se pohybují řádově okolo 10 l/min a jde vždy o přítoky nesoustředěné. Takové přítoky jsou vázány toliko na nejnižší vyřízený horizont, kde se projevuje drenážní účinek tektonických pásem na boční horniny v nadloží ložiska a s hloubkou hornických prací se zvětšuje. Tento charakter přítoků důlních vod je plně potvrzen zjištěnou prostorovou spojitostí mezi vzdáleností přítoku důlní vody od nadloží

ložiska a jeho vydatností, která je největší vždy z první pukliny při nadloží ložiska. Analogii hydrogeologických poměrů s ložiskem v Sirku potvrzují i výsledky hydrochemického výzkumu, neboť chemické složení vyšetřovaných vzorků je podobné, toliko hodnoty celkové mineralisace jsou o něco vyšší. Podrobný popis všech výsledků hydrogeologického a hydrochemického průzkumu je obsažen ve studii St. K l í r a (1958 b).

D ú b r a v a

Ložisko nachází se východně od obce Lubeník a leží v pokračování popsaného ložiska jako samostatná mocná další čočka. Terén v okolí ložiska spadá rovněž do povodí Muráně, údaje o středním specifickém odtoku, průměrné roční teplotě vzduchu a průměrném ročním úhrnu srážek jsou analogické jako u ložiska Lubeník. Také geologická posice vlastního ložiska je obdobná. Vzhledem k tomu, že vlastní ložisko nachází se pod hřebenem vrchu Dúbrava, jsou však hydrogeologické poměry ložiska podstatně odlišné. Také tektonické rozpukání ložiska je podstatně slabší. Ložisko je prakticky bez přítoků vod a poněvadž je dobýváno povrchově, najdeme jen občasně na basi otevřených mlýnků malá množství zadržených srážkových vod. Přesto se na ložisku vyskytují charakteristicky zkrasovatělé partie, v nichž okry vyplňují tektonické pukliny. Největší taková okrová výplň byla zjištěna na výplni zlomu, podle něhož poklesla západní část ložiska oproti východní. Kromě okrových výplní jsou některé tektonické pukliny vyplněny i žilami zřetelně mladšího dolomitu. Okry ve výplních tektonických puklin jsou suché, bez přítoků vod a při dobývání ložiska typickým způsobem „práší". Často v nich nalezneme ostrohranné drcené úlomky magnesitu s typickým krasovým naleptáním. Přítoky vod na ložisku Dúbrava jsou nepatrné, proto nemohl být proveden hydrochemický výzkum.

J e d ľ o v e c

Ložisko se nachází východně od obce Jelšava v prostoru Mikové doliny. Toto údolí má zhruba severojižní směr a táhne se mezi vrchy Dúbrava a Tatarská hora. V ose Mikové doliny teče bezejmenná vodoteč, která se směrem k jihozápadu spopuje s další bezejmennou vodotečí, která pramení v oblasti východně od Tatarské hory. Po soutoku vtékají oba potůčky do Muráně v Jelšavě. Podle údajů Hydrometeorologického ústavu (1959) je střední specifický odtok pro povodí Muráně vyčíslen v hodnotě 14,4 l/sec/km^2; průměrná roční teplota vzduchu 7,3 °C a průměrný roční úhrn ovzdušných srážek 702 mm. Oba údaje jsou vypočteny z pozorovacího období v letech 1901—1950.

Magnesitové ložisko je vyvinuto v horninách svrchního karbonu, který je podle O. F u s á n a (1956) vyvinut v klasickém magnesitovém vývoji.

V horninách skalního podkladu jsou samostatné obzory puklinových vod, jejichž cirkulace je umožněna tektonickým rozpukáním. Podle přítoků do hornických

prací při nafárání bočních hornin ložiska oběh podzemních vod je vázán jen na některé otevřené pukliny v grafitických břidlicích; průběh zvodnělých puklin je velmi nepravidelný, takže se v horninách skalního podkladu rychle střídají úseky slabě propustné (kde byla zjištěna nepodstatná ztráta výplachu nebo stálá hladina vody v sondě) s úseky dobře propustnými, kde byla zjištěna podstatná ztráta výplachu. O něco propustnější než grafitické břidlice je souvrství dolomitu v nadloží ložiska. Z tohoto souvrství byly zjištěny přítoky vod pod tlakem, projevující se stoupáním hladiny vody v sondě v období přestávek při vrtání, jakož i ve vyšším počtu měření byla prokázána podstatná ztráta výplachu. Z měření úrovně hladiny podzemní vody (8. července 1959) je zřejmé, že hladina podzemních puklinových vod sleduje v celku konfiguraci terénu, i když místy (na př. u vrtu J-29) jeví výrazné zaklesnutí.

Přítoky důlních vod do štoly Marta nejsou zvláště významné a jejich rozložení potvrzuje vcelku popsanou hydrogeologickou charakteristiku ložiska i bočních hornin. Všechny přítoky jsou nesoustředěné, dva z nich přicházejí z puklin v ložisku vyplněných mladším žilným dolomitem, třetí je vázán na grafitické břidlice v podloží ložiska.

Z vyhodnocení odebraných vzorků je zřejmé, že většina podzemních vod je svým oběhem vázána na snáze vyluhovatelné uhličitanové horniny. Hydrochemicky se to projevuje naprosto převládající vazbou hydrokarbonátiontu na kationty alkalických zemin, která je v převaze nad zcela podružnou vazbou iontů silných kyselin na alkalie. Celková mineralisace podzemních a důlních vod pohybuje se okolo 500 mg/l, je tedy střední a dobře odpovídá výluhu v karbonátových horninách. Podrobný popis všech výsledků hydrogeologického a hydrochemického průzkumu je obsažen v práci St. K l í r a (1959 b).

O c h t i n á

Ložisko nachází se při západním okraji obce Ochtiná v území velmi mírně členitém. Terén v okolí ložiska je odvodňován potokem Štítník, který je pravostranným přítokem říčky Slané. Hydrometeorologický ústav (1957) udává pro povodí Štítniku střední specifický odtok v hodnotě 19,5 l/sec/km^2; průměrná roční teplota vzduchu 7,6 °C a průměrný roční úhrn ovzdušných srážek 728 mm. Oba údaje jsou vypočteny z pozorovacího období v letech 1901—1950.

Vlastní ložisko je rozpukáno celkem shodně s grafitickými fylity a v partiích silně rozpukaných jsou v něm krasové dutiny. Podle měření při geologicko-průzkumném vrtání a podle průvalů vod při hloubení úpadnice jsou takové dutiny naplněny vodou pod statickým tlakem. K průvalu na úpadnici došlo k úklonné hloubce okolo 90 m při nafárání kaverny v ložisku. Protože při průzkumném vrtání docházelo ke ztrátám výplachu i hluboko pod místní erosivní basí, je třeba hranici zkrasovatění ložiska klást pod tuto basi a počítat s ní při ražení dalších

hornických prací. Rozpukání bočních hornin má nesporný vliv na režim puklinových podzemních vod, které jsou svým oběhem vázány na toto souvrství.

Z vyhodnocení vzorků vod je zřejmé, že většina podzemních vod je svým oběhem vázána na snáze vyluhovatelné karbonátové horniny. Hydrochemicky převládá zcela výrazně vazba iontů hydrokarbonátových na kationty alkalických zemin. Celková mineralisace je nízká a pohybuje se okolo 300 mg/l: nasvědčuje tedy na rychlý oběh podzemních vod a krátkou sestupnou dráhu.

Košice

Ložisko nachází se SZ od Košic na jižních úbočích hřbetu, který se táhne z oblasti nad ložiskem až k Hornádu. Terén v okolí ložiska je odvodňován dvěma vodotečemi: jižní úbočí odvodňuje Račí potok, severní úbočí odvodňuje Črmelský potok; oba jsou přítoky Hornádu. Střední specifický odtok z povodí byl vyčíslen Hydrometeorologickým ústavem (1955) v hodnotě 7,0 l/sec/km^2, průměrná roční teplota vzduchu 8,4 °C a průměrný roční úhrn ovzdušných srážek 693 mm. Oba údaje jsou vypočteny z padesátiletého průměru (1901—1950).

Geologické poměry ložiska studovalo více autorů. V poslední době podal podrobný obraz o ložisku M. Ťapák (1955, 1957).

Výzkum hydrogeologických poměrů ložiska zahájili J. Dobiáš a St. Klír (1955), kteří charakterisovali spojitost oběhu podzemních puklinových vod s rozpukáním karbonské série, zejména s puklinami, které jsou rovnoběžné s průběhem příčných zlomů. V dalších letech studoval hydrogeologické poměry ložiska Fr. Hercog (1959 a, 1959 b), který sledoval hydrogeologické poměry ložiska v období provádění geologicko-průzkumných vrtných prací.

Výsledky provedených měření svědčí o tom, že hydrogeologický charakter hornin v nadloží i v podloží ložiska je analogický, neboť zjištěné hodnoty ztrát výplachu a přítoků do vrtných děr jsou v obou případech velmi blízké. Naopak zvýšení ztráty výplachu ve vlastním ložisku dobře potvrzuje otevření a relativně dobrou propustnost tektonických puklin v ložisku. Při geologicko-průzkumných vrtných pracích došlo při provedení vrtů B 96, B 106, B 115, B 146 a KB 17 k navrtání vody pod tlakem. Podle Fr. Hercoga (1959 b) bylo navrtání vody pod tlakem způsobeno provrtáním významné tektonické linie prvního řádu, podle níž došlo k přesmyknutí čočky Banisko nad čočku Medvedza.

Zkrasovění ložiska bylo zjištěno pouze v nejvyšších partiích ložiska a jeho rozšíření je toliko lokální. Vznik krasových dutin je vždy podmíněn předchozím rozpukáním ložiska, kdy později došlo až k rozšíření drceného pásma v krasovou dutinu. Všechny krasové dutiny jsou zčásti vyplněny okry, které vznikly, podobně jako na ložisku Dúbrava, nad místní erosivní basí území.

Při provádění hydrogeologického průzkumu byla věnována pozornost i chemickému složení podzemních a důlních vod. Výsledky jednotlivých analys jsou podrobně vyhodnoceny v práci Fr. Hercoga (1959 b). V této zprávě je

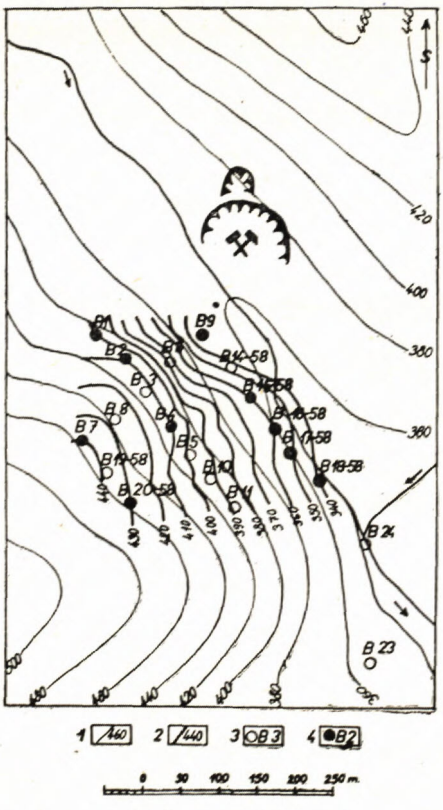
předložen výsledek analysy přetoku z vrtu KB 17. Celková mineralisace okolo 500 mg/l a zcela převládající hydrochemická vazba hydrokarbonátiontu s kationty alkalických zemin svědčí plně o tom, že oběh podzemních vod je vázán na ložisko.

Hydrogeologická charakteristika společná všem ložiskům

Režim podzemních vod

Na základě výsledků hydrogeologického výzkumu jednotlivých magnesitových ložisek byly podle hlavních znaků vymezeny dva hydrogeologické typy magnesitových ložisek:

Typ 1.: magnesitové ložisko je ve fylitech. V tomto hydrogeologickém celku převládá oběh podzemních vod v ložisku, které je zkrasovatělé. V hornických pracech převládají soustředěné přítoky důlních vod nad nesoustředěnými, všechny přítoky jsou vázány na průběh zlomových pásem a doprovázejících je puklinových zón, na okraje ložiska a na zkrasovatělé partie. Zvýšení vydatnosti přítoků po vydatných nebo dlouhotrvajících deštích a po odtání sněhu dostavuje se dvakrát: První zvýšení je okamžité a přítoky přicházejí zkrasovatělými úseky ložiska, druhé má pravidelnou retardaci 3 až 7 dní, kdy jsou přítoky ovlivněny méně propustnými bočními horninami. Hydrochemicky se výrazně liší podzemní vody cirkulující karbonátovými horninami zvýšeným obsahem hydrokarbonátiontu od podzemních vod obíhajících v bočních horninách, které jsou charakterisovány zvýšeným obsahem aniontu sulfátového.

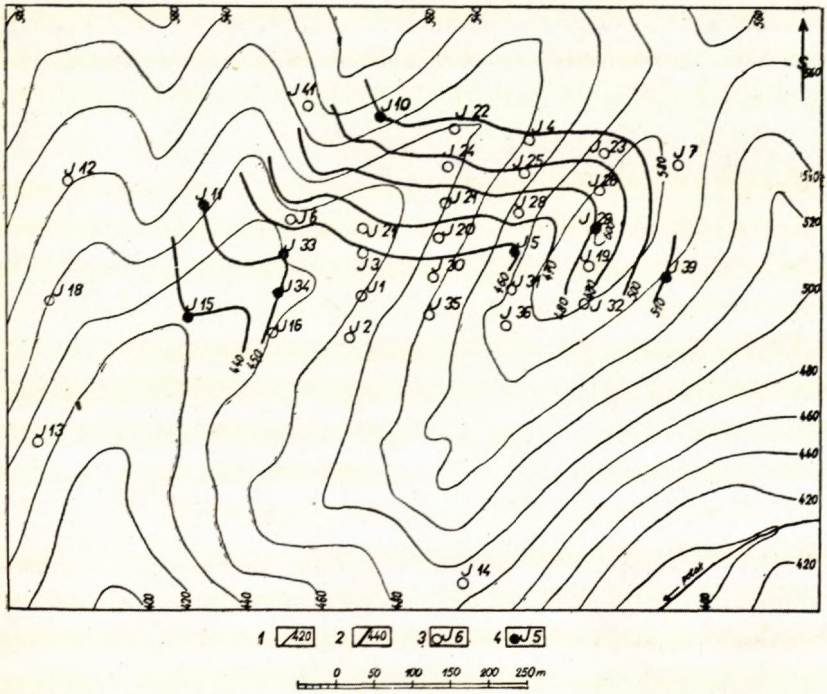


Obr. 1. Mapa hydroisohyps. 1 — vrstevnice terénu; 2 — hydroisohypsy; 3 — zavalené vrty; 4 — přístupné měřené vrty.

Typ 2.: magnesitové ložisko je ve fylitech. V tomto hydrogeologickém celku je společný oběh podzemních vod v ložisku i bočních horninách. Vývoj krasu na ložisku je ojedinělý a má jen lokální význam. V hornických pracech převládají nesoustředěné přítoky důlních vod nad soustředěnými. Závislost přítoků důlních vod na průběhu zlomů,

puklinových zon, okraji ložiska a zkrasovatělých partiích je méně zřetelná. Zvýšení vydatnosti přítoků po vydatných nebo dlouhotrvajících deštích a po odtání sněhu dostavuje se v údobí za 24 až 72 hodin. Podzemní vody cirkulující karbonátovými horninami ložiska se neliší od podzemních vod obíhajících v bočních horninách. Důlní vody jsou charakterisovány rovnováhou aniontu sulfátového a chloridového s hydrokarbonátiontem ve vazbě s alkalickými zeminami.

Je zřejmé, že hlavním faktorem ovlivňujícím režim podzemních vod je oběh podzemních vod: Tam, kde je rozpukání ložiska konformní s rozpukáním bočních hornin, je jen jediný oběh podzemních vod společný vlastnímu ložisku a bočním horninám (typ 2). Převaha oběhu podzemních vod v ložisku (typ 1) je způsobena vývojem krasu. Dobrým příkladem hydrogeologických poměrů na ložiskách 1. typu (zejména oběhu podzemních vod) jsou mapy hydroisohyps, na obr. 1 a 2; ze kterých je patrný režim puklinových podzemních vod v nadloží studovaných ložisek: Hladina pravých puklinových podzemních vod sleduje téměř konformně reliéf terénu a jejich spojitost s ložiskem není výrazná. Rozložení přítoků důlních vod na ložiskách téhož typu je patrné z obr. 3, kde je znázorněna důlní mapa s přítoky vod; všechny přítoky jsou vázány na průběh zlomových pásem nebo doprovázejících je puklinových zón, na okraje ložiska a na zkrasovatělé partie.



Obr. 2. Mapa hydroisohyps. 1 — vrstevnice terénu; 2 — hydroisohypsy; 3 — zavalené vrty; 4 — přístupné měřené vrty.

Vznik magnesitového krasu:

Krasové zjevy na jednotlivých ložiskách byly vyšetřovány individuálně v závislosti na čistotě magnesitu nebo dolomitu, v nichž ke zkrasovatění došlo. Ke zkrasovatění dochází v partiích tvořených téměř čistým magnesitem stejně často jako v partiích tvořených dolomitickým magnesitem nebo dolomitem; zkrasovatění není závislé na čistotě uhličitanových hornin, tak jak je tomu u krasu ve vápencových souvrstvích.

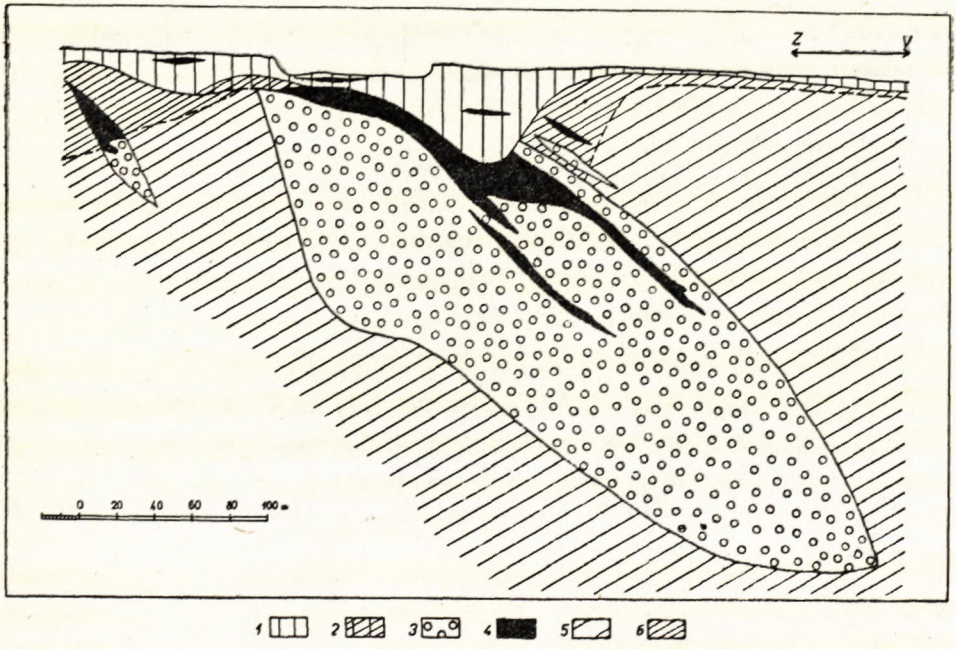
Při dalším výzkumu byla studována závislost vývoje krasu na tektonické exposici jednotlivých ložisek. Ve většině případů jeví se magnesitová poloha jako relativně resistentnější těleso než horniny v jejím nadloží nebo podloží. Výrazné bývá postižení magnesitových čoček velkými zlomy, které posunují křídla ložisek proti sobě, často na vzdálenosti několika desítek metrů. Téměř na všech ložiskách je vývoj krasu přímo závislý na průběhu velkých zlomů porušujících ložiska a na průběhu doprovodných puklin. Intensita zkrasovatění je úměrná mocnosti poruch a doprovodných puklin a je závislá na jejich výplni (krasovatění podporují zejména výplně silně drcené až písčité) a na vzdálenosti, v níž dojde v relativně plastičtějších bočních horninách k jejich vyznění. Silně zkrasovatělé jsou vždy poruchy s mocnými drcenými výplněmi a poruchy zasahující daleko do bočních hornin, neboť v obou dochází k živému oběhu podzemních vod. V případě, že výplně poruch (v tomto případě častěji puklin) jsou málo mocné nebo je-li oběh podzemních vod jejich nedostatečným dosahem značně omezen, je zkrasovatění slabé. V souhlase s těmito výzkumy činíme závěr, že vývoj krasu byl nepochybně způsoben výluhem infiltrovaných vod s malým množstvím rozpuštěného atmosferického kysličníku uhličitého, které byly svým oběhem vázány na pukliny nebo na tektonická pásma s relativně vyšší propustností. Na základě dosavadních výzkumů předpokládáme, že vývoj magnesitového krasu sahá do značných hloubek.

Útvary magnesitového krasu bývají často vyplněny okry, v polohách při výchoze ložiska na den i okrovými hlinami. Vznik okrové výplně je třeba z malé části přičísti uvolněnému železu z magnesitu, kde je přítomno v isomorfní vazbě, případně i z ankeritu, který místy tvoří smouhovité polohy v magnesitech. Uvážíme-li v dalším k tvorbě okrové výplně ten nejpříznivější příklad, t. j. ankeritovou polohu, dojdeme ze vztahu objemu krasových dutin k objemu okrů v jeho výplni k závěru, že pouhý statický výklad není nadále udržitelný: Objem okru v kavernách převyšuje ve většině případů zcela evidentně množství železa, které k jeho tvorbě mohou chemicky rozpouštěné horniny poskytnouti. Jestli při vzniku magnesitového krasu hrál významnou úlohu živý oběh podzemních vod, pak převážná většina okrových výplní krasových kaveren vznikla vysrážením z podzemních vod. Z výzkumů N. M. Strachova (in A. A. Saukov — 1954) víme, že transport železa podzemními vodami děje se ve formě $Fe(HCO_3)_2$, jehož větší část sedimentuje jako gel; při současné oxydaci dochází k další sedimentaci

ve formě hydroxydu. Vznik limonitových okrů vysrážením z podzemních vod potvrzuje i skutečnost (B. H e j t m a n — 1954), že k transportu železa v roztocích dochází i do větších vzdáleností, je-li ve vodě vyšší obsah CO_2. Právě tento fakt je v souhlase s podmínkami vzniku magnesitového krasu výluhem infiltrovaných vod s podílem atmosferického CO_2. Podle provedeného výzkumu je třeba považovat za téměř nepochybné, že okry ve výplních krasových kaveren vznikly vysrážením z podzemních vod; nelze však vyloučit, že se na jejich původu podílí v malé míře i železo uvolněné při výluhu v procesu krasovatění uhličitanových hornin.

Převládajícím krasovým útvarem na magnesitových ložiskách jsou krasové komíny: Na tab. V, obr. 2 jsou dobře patrné okrové výplně kaveren, které zůstaly při lomovém dobývaní neodtěženy.

Zvláštní případ vývoje krasu byl zjištěn na jednom z magnesitových ložisek pod erosivní basí širšího regionálního celku. Na tomto ložisku bylo zkrasovatění zjištěno na basi mladších miocenních sedimentů. Velmi typický pro tento případ je směrný průběh jednotlivých krasových dutin, který je souvislý při nadloží celé magnesitové čočky. S ohledem na geologickou posici tohoto ložiska je třeba vznik krasu datovat z mladých třetihor, neboť celé ložisko je překryto miocenními písky



Obr. 4. Vývoj okrů v magnesitovém ložisku na basi miocenních sedimentů. 1 — miocenní sedimenty; 2 — miocenní basální klastika smíšená s rozloženými sericitickými břidlicemi; 3 — ložisko magnesitu, dolomitického magnesitu a dolomitu; 4 — okrové polohy; 5 — grafitické břidlice; 6 — rozložené grafitické a sericitické břidlice (podle Sv. Gavory—J. Kluberta, 1957 a).

a jíly s lignitovými proslojky. Basální klastika miocenních sedimentů byla zjištěna i ve výplních kaveren. Je nepochybné, že zkrasovatění ložiska podporovalo i kyselé prostředí miocenního jezera, v němž docházelo k sedimentaci organických zbytků. Uvedený příklad je znázorněn na obr. 4. Popsané zkrasovatění magnesitového ložiska je zatím jediné, které se podařilo na základě vývoje nadložních sedimentů časově zařadit.

Režim krasových vod

V zkrasovatělém magnesitovém ložisku je oběh podzemních vod ovlivněn přítomností krasu, neboť v krasových dutinách a komínech jsou zadrženy zásoby podzemních vod, které se při nafárání hornickými pracemi nebo při navrtání chovají jako nádrže krasových vod. Zadržené vody v krasových kavernách jsou vždy v určité hydrologické spojitosti s puklinovými podzemními vodami v bočních horninách ložiska; tato spojitost se při dynamickém proudění krasových vod z kaveren do hornických prací zvětšuje přímo úměrně s velikostí kotliny v nádrži podzemních vod, která vznikla účinkem hornické práce. Krasové dutiny v ložisku jsou dobře propustné a umožňují oběh krasových podzemních vod; jak směrně, tak vertikálně mají drenážní účinek na síť drobných zvodnělých puklin v bočních horninách, který se zvětšuje, je-li zkrasovatění vyvinuto na zlomech, které zasahují daleko do bočních hornin.

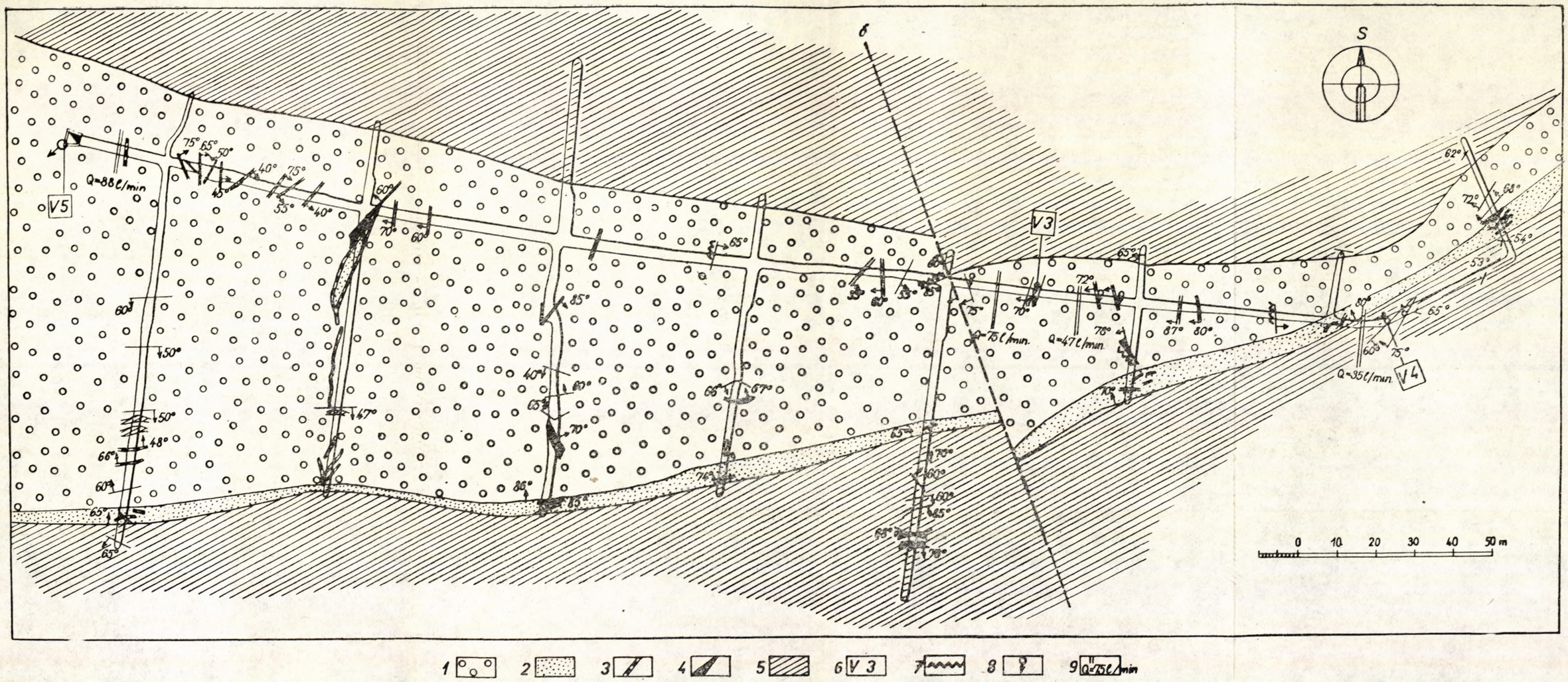
Podzemní vody na magnesitových ložiskách 1. typu, kde je oběh podzemních vod v ložisku podmíněn vývojem krasu, mají krasový charakter jen při nafárání, t. j. ve stadiu otvírky ložiska, pokud zkrasovatělé partie nejsou odvodněny. Jakmile dojde k odvodnění magnesitového krasu, je pro podzemní vody charakteristický režim podzemních puklinových vod. S ohledem na hloubku deprese v odvodněné části ložiska je třeba mít trvale na paměti, že režim krasových vod ovlivňuje prvořadě proudění k místu deprese.

Nastane-li v průběhu dobývání ložiska přerušení odtoku podzemních vod z krasových dutin, dojde často (současně se zbobtnáním okrů v jejich výplni) k znovunaplnění krasové dutiny vodou a k obnovení režimu krasových vod.

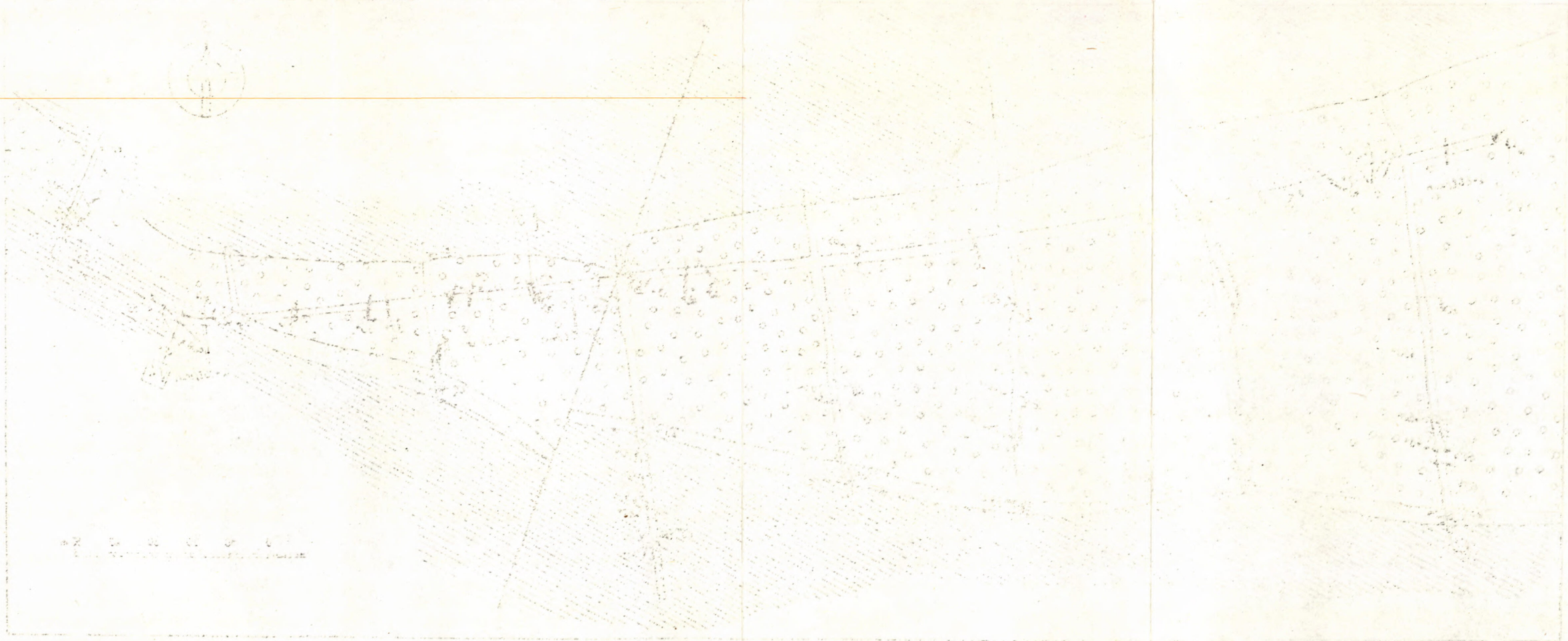
Na základě znaků uvedených v kapitole o vzniku magnesitového krasu a o režimu krasových vod byl učiněn pokus o zatřídění krasu dle J. Cvijiče (in R. Kettner — 1954); jen s výhradami lze magnesitový kras přiřadit k přechodnému krasovému typu.

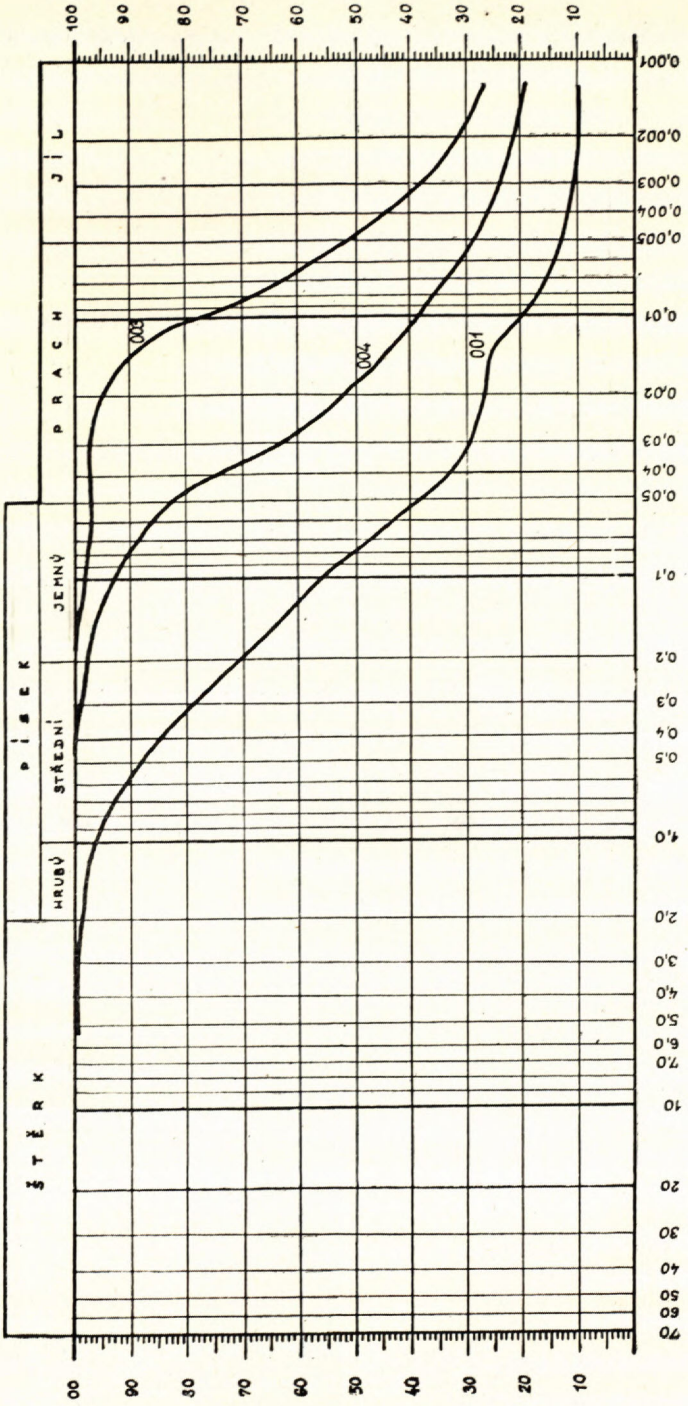
Hydrogeologická funkce výplně krasu

Podle zrnitosti tvoří okrová výplň krasu dvě skupiny: Do první skupiny patří vzorky z ložiska Dúbrava (vzorek 003), Jedlovec (vzorek 004) a Burda (vzorek 002), v nichž převládá jemná frakce nad hrubší. Do druhé skupiny patří

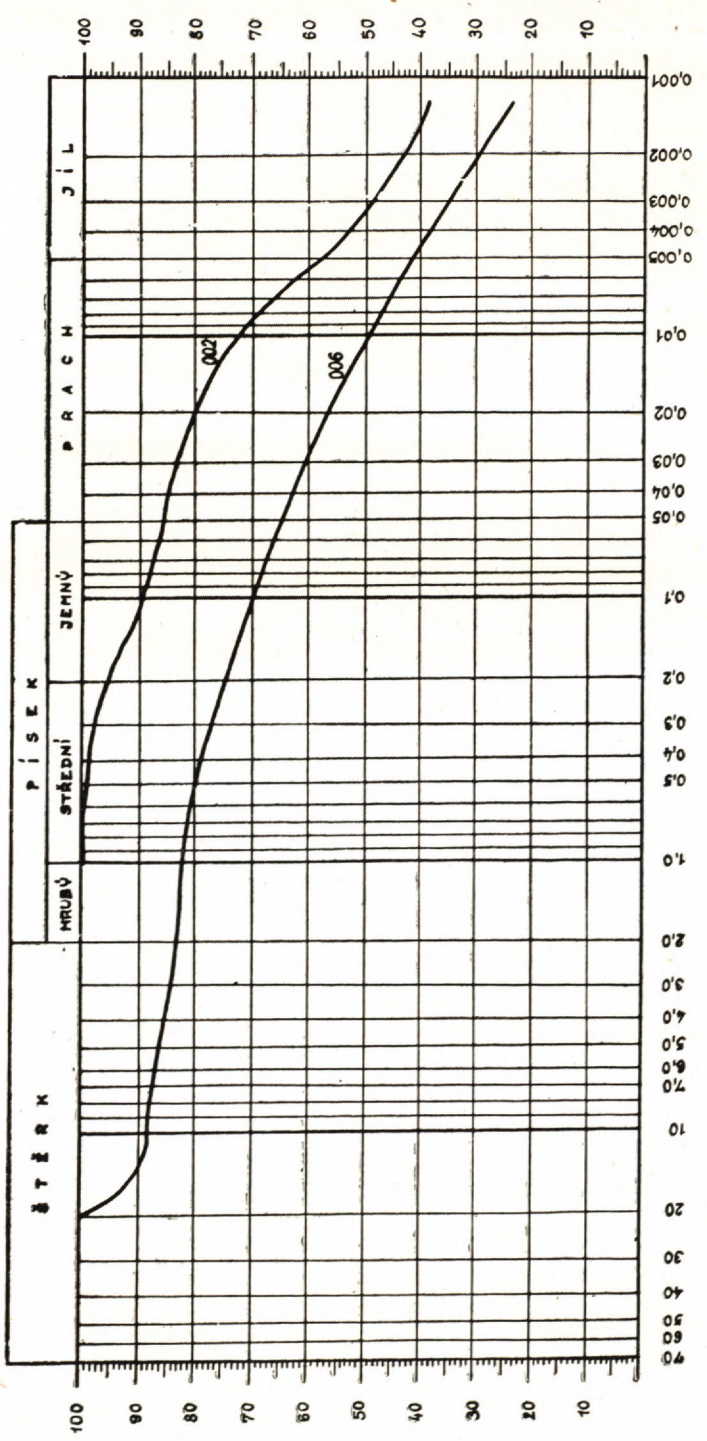


Obr. 3. Důlní mapa s hydrogeologickou situací. 1 — magnesit, dolomitický magnesit a dolo-mit; 2 — žilný dolomit; 3 — křemenné žíly; 4 — okrové polohy; 5 — grafitické fylity; 6 — místa odebrání vzorků; 7 — nesoustředěné přítoky důlních vod; 8 — soustředěné přítoky důlních vod; 9 — místo měření průtočného množství s údajem o vydatnosti v 1/min.





Obr. 5. Křivky zrnitosti okrů; vzorek 003 — Dúbrava, vzorek 004 — Jedlovec, vzorek 001 — Lubeník.



Obr. 6. Křivky zrnitosti okrů; vzorek 002 — Burda, vzorek 006 — Podřečany.

vzorky z ložisek Lubeník (vzorek 001) a Podrečany (vzorek 006) se zvýšeným podílem hrubší frakce. Křivky zrnitosti vyšetřovaných vzorků jsou na obr. 5 a 6. Rozdelění podle zrnitosti prokazuje, že výplně krasových dutin patří do první, zatím co výplně zkrasovatělých poruch do druhé skupiny. Toto zjištění souhlasí s další zjištěnou skutečností, že totiž v zkrasovatělých výplních poruch jsou vždy přítomny ostrohranné úlomky hornin, způsobující zvýšený podíl hrubší frakce.

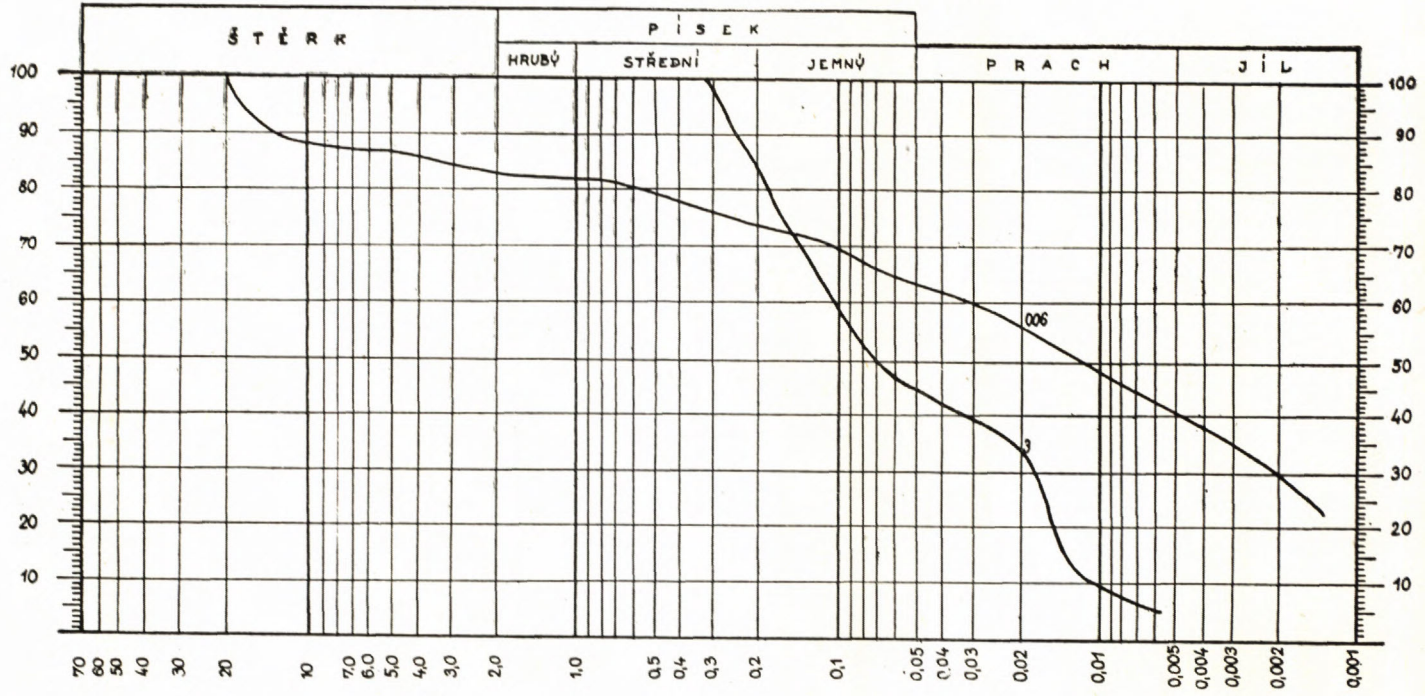
V přírodním stavu jsou zokrovatělé partie poměrně soudržné a málo rozbřídavé. Malé přítoky důlních vod vytékají z vyerodovaných rýh v okru, velké přítoky důlních vod a zejména přítoky důlních vod naražené pod hydrostatickým tlakem v hloubce však okr rozplavují. Při rozplavování vtéká okr do hornických prací spolu s přítokem naražených důlních vod. Po snížení přítoku naražené vody dochází pak znovu k přirozenému zhutnění rozplaveného okru a malé přítoky důlních vod vytékají znovu z vyerodovaných rýh v okru. Při nafárání okrů hornickými pracemi je trvalé nebezpečí rozplavení okrů vodou pod hydrostatickým tlakem a vplavení tekoucích okrů do hornických prací. Nebezpečí průvalů rozplavených okrů s vodou pod hydrostatickým tlakem je zvyšováno krasovým charakterem podzemních vod v dutinách a kavernách, kdy náhlá funkce krasových násosek může způsobit nenadálý průval vod a podmínit tak průval tekoucího okru.

Při rozplavení okru ve výplni krasových dutin velkým přítokem vody do dolu pod hydrostatickým tlakem dojde tímto rozplavením ke změně zrnitostní struktury okru. Jemná frakce je vyplavena a odtransportována vodou, hrubá frakce zůstává na místě a není přenesena při rozplavování. Při snížení přítoku dochází k přirozenému zhutnění rozplaveného okru, který má však v důsledku přenesení vodou jinou zrnitostní skladbu. Vyznačuje se zvýšeným obsahem střední frakce a sníženými obsahy jemné a hrubé frakce na rozdíl od nepřeplaveného okru. Rozdíly jsou dobře patrné na obr. 7, kde jsou zakresleny zrnitostní křivky nerozplaveného okru (Podrečany, hlavní nadložní kaverna, vzorek 006) i rozplaveného okru (Podrečany, dílo S 1, I. p. jámy, vzorek 3).

Při hutnění rozplaveného okru za snížení přítoku vody dochází současně k bobtnání okru, které je nepochybně způsobeno bobtnáním jílových minerálů v okrové výplni. Nejvíce bobtnavé jsou okry, které v zrnitostní křivce vykazují váhově více jak 10 % frakce pod 0,005 mm a těchto okrů je ve výplni krasových dutin a zkrasovatělých poruch většina.

Bobtnání okrů je velmi nebezpečné zejména při otvírce zkrasovatělých partií, neboť bobtnáním dochází často k zanikání přítoků vody do dolu, které se nad zbobtnalou okrovou polohou znovu nadrží a při nafárání jinou důlní prací (nejčastěji však již při navrtání jiným vývrtem z čelby) vniknou do dolu z jednou již odvodněných partií nové vydatné přítoky vod pod hydrostatickým tlakem provázené průvaly tekoucích okrů. Při otvírce krasu s okrovou výplní platí proto zásada, že žádný úsek ložiska nelze považovat za bezpečně odvodněný, pokud odtud nepřitéká měřitelný přítok důlních vod. Bobtnání okrů je rovněž třeba věnovat co největší pozornost při ražení přípravných prací k dobývání ložiska.

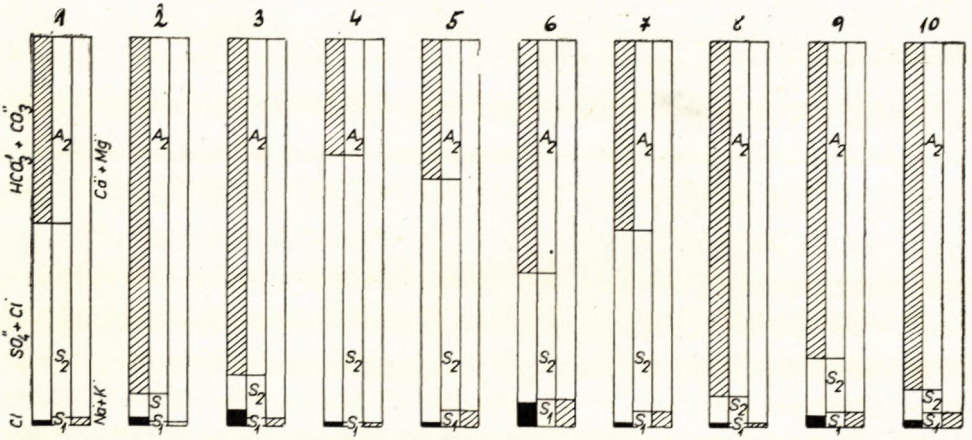
Obr. 7. Křivky zrnitosti nerozplaveného a rozplaveného okru; vzorek 006 — Podrečany, nerozplavený okr; vzorek 3 — Podrečany, rozplavený okr.



Při provádění hydrogeologického výzkumu v terénu byly odebrány z jednotlivých ložisek charakteristické vzorky vod a podrobeny úplným chemickým rozborům. Lokalisace odebraných vzorků je následující:

vzorek 1 ložisko Ružiná, výtok ze štoly Robert
vzorek 2 ložisko Podrečany, celkový přítok do vodní jímky dolu
vzorek 3 ložisko Burda, celkový přítok do vodní jímky dolu
vzorek 4 ložisko Ratkovská Suchá, přítok na počvu lomu
vzorek 5 ložisko Ploské, celkový přítok do vodní jímky dolu
vzorek 6 ložisko Sirk, celkový přítok do vodní jímky dolu
vzorek 7 ložisko Lubeník, celkový přítok do vodní jímky dolu
vzorek 8 ložisko Jedlovec, výtok ze štoly Marta
vzorek 9 ložisko Ochtiná, přítok do úpadnice
vzorek 10 ložisko Košice, přetok vrtu KB 17

Výsledky úplných chemických rozborů byly znázorněny v grafech dle Ch. Palmera (1911) na obr. 8.

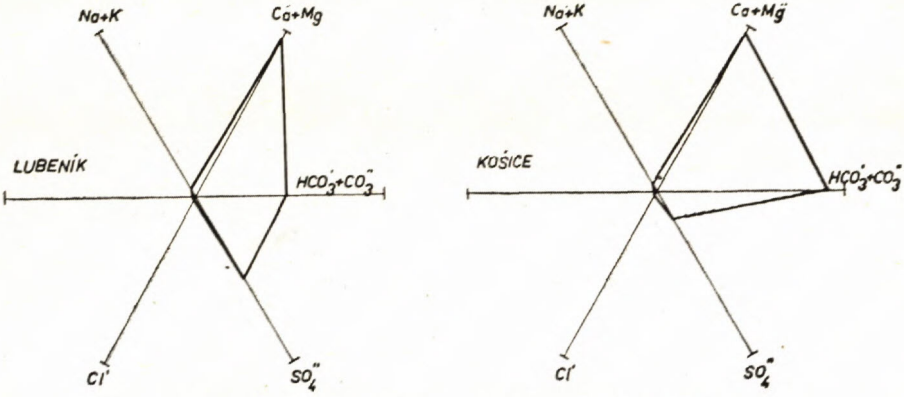


Obr. 8. 1 — č. a.: 13, Ružiná, pH 7,4, 1227,00 mg/l; 2 — č. a. 25007, Podrečany, pH 7,6, 313,70 mg/l; 3 — č. a. 67, Burda, pH 8,1, 753,35 mg/l; 4 — č. a. 12, Rat. Suchá, pH 7,6, 461,02 mg/l; 5 — č. a. 68, Ploské pH 8,0, 1103,48; 6 — č. a. 59, Sirk, pH 7,5, 350,41 mg/l; 7 — č. a. 70, Lubeník, pH 7,8, 662,46 mg;l; 8 — č. a. 14, Jedlovec, pH 7,6, 453,38 mg/l; 9 — č. a. 11, Ochtiná, pH 7,7, 257, 39 mg/l; 10 — č. a. 31, Košice, pH 7,6, 485,29 mg/l. Srovnání úplných chemických rozborů u jednotlivých magnesitových ložisek.

Z vyhodnocení chemických analys je zřejmé, že většina podzemních vod je svým obsahem vázána na snáze vyluhovatelné uhličitanové horniny. Hydrochemicky se to projevuje převládající vazbou aniontů slabých kyselin (hydrokarbonátiontu) na kationty alkalických zemin. Na ložiskách Podrečany, Burda, Jedlovec, Ochtiná a Košice je tato vazba v převaze nad vazbou aniontů silných kyselin (ionty chloridové a sulfátové) s kationty alkalií a alkalických zemin. Rovnováha

obou je takřka dosažena na ložiskách Ružiná, Sirk a Lubeník. Vazba iontů chloridových a sulfátových na kationty alkalických zemin byla zjištěna na ložiskách Ratkovská Suchá a Ploské, kde je nepochybně způsobena přítomností sulfidické impregnace v grafitických fylitech, na něž jsou vázány přítoky vod s vyšším obsahem iontu sulfátového.

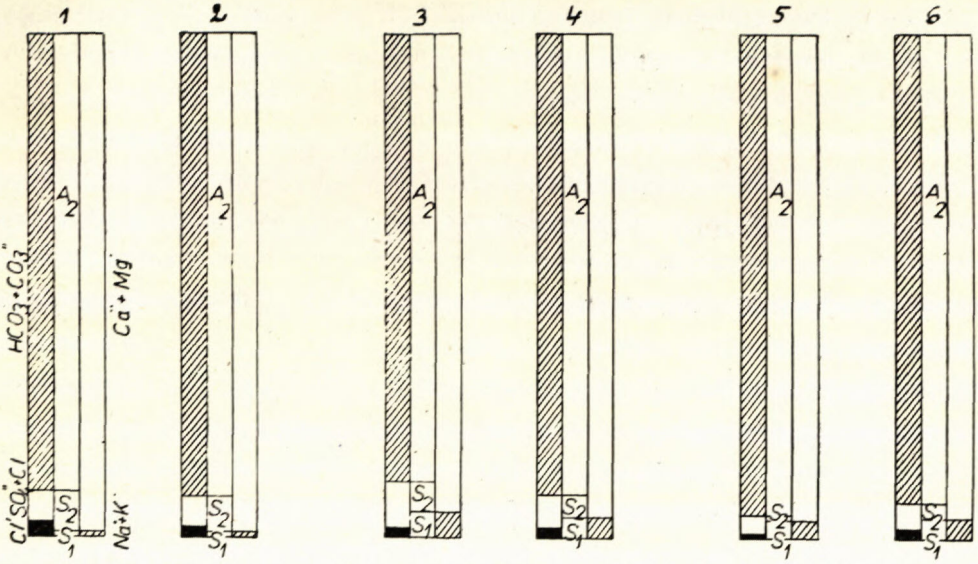
Výsledky chemických rozborů z ložisek Lubeník a Košice jsou znázorněny v Tickelově grafu dle Vl. Homoly (in J. Trnka — Vr. Jiřele — Zd. Vlášek, 1957), z něhož je velmi dobře patrný rozdíl chemismů. V oblasti mezi těmito grafy se pohybuje naprostá většina podzemních vod slovenských magnesitových ložisek, jejichž analysy jsou podrobně vyhodnoceny ve zprávách Ústavu pro výzkum rud o hydrogeologických poměrech jednotlivých ložisek. Tickelovy grafy jsou na obr. 9.



Obr. 9. Srovnání chemismu ložisek Lubeník a Košice.

Podle výsledků chemických analys pohybuje se průměrná mineralisace od 300 do 700 mg rozpuštěných látek v jednom litru vzorku. Jen ojediněle dosahuje hodnoty na 1000 mg/l, a to u ložisek Ružiná a Ploské, kde naproti tomu vydatnost přítoků podzemních vod dosahuje výrazného minima. Celková mineralisace je tedy střední a vcelku odpovídá mírně zvýšenému výluhu v karbonátových horninách. Hodnota koncentrace vodíkových iontů (pH) pohybuje se vždy v oblasti slabě zásadité a kolísá od pH 7,4 do pH 8,1. V souhlase s tím jsou pozorování v dolech, neboť nebyly zjištěny agresivní účinky důlních vod na železnou výztuž a výstroj ani na betonové vyzdívky.

Stálost chemického složení přítoků podzemních i důlních vod byla sledována na ložiskách Podrečany a Košice, kde byly odebrány opakované vzorky. Na ložisku Podrečany byl sledován chemismus celkového přítoku vod do dolu (č. an: 24639 a 25007); na ložisku Košice přetok vrtu KB 17 (č. an: 21 a 31) a přetok vrtu B 115 (č. an: 28148 a 32). Srovnání chemických analys je provedeno v diagramu dle Ch. Palmera (1911) na obr. 10. Je z něho velmi dobře patrná stálost celkové mineralisace i hydrochemických vazeb. Mírně klesající nebo stoupající tendence je nepřímo úměrná vydatnosti vyčetřovaného zdroje. Palmerovy diagramy znázorňující srovnání opakovaných vzorků jsou na obr. č. 10. Eluaci prostředí, v němž dochází k tvorbě podzemní vody ve smyslu J. Janáka (1959) nemůžeme pro ložisko tohoto typu (rovněž s ohledem na prostředí puklinových podzemních vod) považovat za prokázanou.



Obr. 10. 1 — Podrečany č. a. 24639, pH 7,7, 341,30 mg/l, Q = 660 l/min. 20. 4. 1956; 2 — Podrečany, č. a. 25007, pH 7,6, 314,70 mg/l, Q = 660 l/min. 21, 7. 1956; 3 — Košice, č. a. 21, pH 7,8, 491,11 mg/l Q = 180 l/min. 27. 8. 1959; 4 — Košice, č. a. 31, pH 7,6, 485,29 mg/l, Q = 200 l/min, 18. 8. 1959; 5 — Košice, č. a. 28148, pH 7,7, 429,64 mg/l, Q = 120 l/min, 8. 7. 1958; 6 — Košice, č. a. 32, pH 7,8, 431,03 mg/l, Q = 70 l/min, 18, 8. 1959. Srovnání stálosti chemismu — výsledky opakovaných analys.

Závěr

Na základě provedených hydrogeologicko-průzkumných prací byly vymezeny dva hydrogeologické typy magnesitových ložisek: Tam, kde je rozpukání ložiska konformní s rozpukáním bočních hornin, je jen jediný oběh podzemních vod společný vlastnímu ložisku i bočním horninám (typ 2): převaha oběhu podzemních vod v ložisku (typ 1) je způsobena vývojem krasu.

Téměř na všech ložiskách jeví vývoj krasu přímou závislost na průběhu velkých zlomů porušujících ložisko a na průběhu doprovodných puklin. Intensita zkrasovatění je úměrná mocnosti poruch a doprovodných puklin a je závislá na jejich výplni. Krasovatění podporují zejména výplně silně drcené až písčité. Vývoj krasu byl podmíněn výluhem infiltrovaných vod s malým množstvím rozpuštěného atmosferického CO_2, které byly svým oběhem vázány na pukliny nebo tektonická pásma s relativně vyšší propustností. Útvary magnesitového krasu bývají často vyplněny okry. Je téměř nepochybné, že okry ve výplních krasových kaveren pod místní erosivní basí vznikly vysrážením z podzemních vod; okry ve výplních kaveren krasových nad místní erosivní basi budou alespoň zčásti téhož původu, nelze však vyloučit, že na jejich původu se podílí i železo uvolněné při výluhu v procesu krasovatění uhličitanových hornin.

Podzemní vody na magnesitových ložiskách 1. typu, kde je oběh podzemních vod v ložisku podmíněn vývojem krasu, mají krasový charakter jen při nafárání, t. j. jen pokud nejsou zkrasovatělé partie se statickými zásobami podzemních vod odvodněny. Jakmile dojde k odvodnění magnesitového krasu, je pro podzemní vody charakteristický režim podzemních puklinových vod.

Okry ve výplních krasových kaveren se rozplavují, vytékají-li z míst jejich nafárání vydatné přítoky důlních vod. Při rozplavení vtéká okr do hornických prací spolu s přítokem naražených důlních vod. Sníží-li se přítok vod do dolu, jimiž je vplavován okr do hornických prací, dochází k jeho hutnění. To je provázeno rovněž bobtnáním okru. Bobtnání okrů je velmi nebezpečné zejména při otvírce zkrasovatělých partií, neboť bobtnáním dochází často k zanikání přítoků vody do dolu, které se nad zbobtnalou okrovou polohou znovu nadržují. Při nafárání jinou důlní prací vniknou pak do dolu z jednou již odvodněných partií nové vydatné přítoky vod pod tlakem provázené průvaly tekoucích okrů.

Většina podzemních vod je svým oběhem vázána na snáze vyluhovatelné uhličitanové horniny. Hydrochemicky se to projevuje vazbou hydrokarbonátiontů na kationty alkalických zemin. Toliko v menším množství se vyskytuje hydrochemická vazba iontů chloridových a sulfátových na kationty alkalií, která výrazně charakterisuje přítoky z bočních hornin.

Vývoj krasu, jeho morfologie a hydrogeologická funkce jeho výplně ovlivňují kategorisaci průmyslově bilančních zásob a při vývoji krasu mohou být nejvyšší kategorie zásob dosaženy jen při ověření důlními pracemi.

LITERATURA:

[1] Abonyiová M.: Výpočet zásob ložiska Ploské, býv. n. p. VSRP, Sp. Nová Ves. 1958. — [2] Andrusov D.: Geológia československých Karpat, sv. I, NSAVU, 1958. — [3] Dobiáš J. — Klír St.: Hydrogeologie Košice-Mg, zpráva Ústavu pro výzkum rud, nepublikováno, 1955. — [4] Fusán O.: Paleozoikum gemerid, X. jub. sjezd Čs. spol. pro min. a geol. v Košicích, Kompletní sjezdový průvodce; 1—23, Bratislava, 1956. — [5] Gavora Sv. — Klubert J.: Výpočet zásob ložiska Podrečany, býv. n. p. ZSRP, Banská Bystrica, 1957 a. — [6] Gavora Sv. — Klubert J.: Roční zpráva o průzkumu na ložisku Burda, býv. n. p. ZSRP, Banská Bystrica, 1957 b. — [7] Hejtman B.: Petrografie, učební texty vysokých škol, 186—188, SPN, Praha. — [8] Hercog Fr.: Hydrogeologie Ploské, zpráva Ústavu pro výzkum rud, nepublikováno, 1958. — [9] Hercog Fr.: Hydrogeologické poměry ložiska magnesitu u Košic, v tisku, 1959 a. — [10] Hercog Fr.: Hydrogeologické poměry karbonu mezi Košicemi a Kavečanami, v tisku, 1959 b. — [11] Homola Vl. in Trnka J. — Jířele Vr. — Vlášek Zd.: Chemické rozbory nerostných surovin (13): 107—123, Vody, NČSAV, 1957. — [12] Hydrometeorologický ústav v Bratislavě: Hydrotechnická a klimatická data pro jednotlivá ložiska, 1955—1959. — [13] Janák J.: Úloha iontové rovnováhy při tvorbě a metamorfose přírodních vod v sedimentárních oblastech, GÚDŠ, Zprávy 15: 107—137, Bratislava, 1959. — [14] Kettner R.: Všeobecná geologie III,: 263—266, NČSAV, 1954. — [15] Klír St.: Výzkum jílových minerálů ve výplních poruch a jeho význam pro báňskou praxi, přednáška na I. konferenci o jílových minerálech a jílových sedimentech v Praze, 1958 a. — [16] Klír St.: Hydrogeologie Lubeník, Zpráva Ústavu pro výzkum

rud, nepublikováno, 1958 b. — [17] Klír St.: Hydrogeologie Burda, Zpráva Ústavu pro výzkum rud, nepublikováno, 1959 a. — [18] Klír St.: Hydrogeologie Jedlovec, Zpráva Ústavu pro výzkum rud, nepublikováno, 1959 b. — [19] Klubert J.: Výpočet ložiska Ružiná, býv. n. p. ZSRP, Banská Bystrica. — [20] Palmer Ch.: The geochemical interpretation of Water Analyses, U. S. Geol. Surv. Bull. 479. — [21] Strachov N. M. in Saukov A. A.: Geochemie. Přel. J. Kokta: 292—300, NČSAV, 1954. — [22] Ševčík R.: Roční zpráva o průzkumu na ložisku Sirk, býv. n. p. VSRP, Spišská Nová Ves, 1956. — [23] Ťapák M.: Výpočet zásob ložiska Košice, býv. n. p. VSRP, Spišská Nová Ves, 1955. — [24] Ťapák M.: Výpočet zásob ložiska Košice, býv. n. p. VSRP, Spišská Nová Ves, 1957.

STANISLAV KLÍR

HYDROGEOLOGIE DER SLOWAKISCHEN MAGNESITLAGERSTÄTTEN IM GEMERIDEN KARBON

Zusammenschluss

Auf Grund der durchgeführten hydrogeologischen Forschungsarbeit wurden zwei hydrogeologische Typen von Magnesitvorkommen festgestellt: Dort, wo die Spaltung des Lagers konform geht mit der Spaltung der anliegenden Gesteinmassen, ist sowohl dem eigentlichen Lager als auch den anliegenden Gesteinmassen nur eine einzige Zirkulation des Grundwassers gemeinsam (Typ 2): die Ueberwiegenheit der Zirkulation des Grundwassers im Lager (Typ 1) wird durch die Entwicklung des Karstes verursacht.

Die Karstentwicklung zeigt beinahe an sämtlichen Lagern einen direkten Zusammenhang mit dem Verlauf der grossen, die Einheitlichkeit des Lagers störenden Brüche sowie mit dem Verlauf der Begleitrisse. Die Intensität der Verkarstung entspricht der Mächtigkeit der Störungen und Begleitrisse, und hängt von ihrer Füllung ab. Die Verkarstung wird besonders von stark zermalmten bis sandingen Füllungen gefördert. Die Karstentfaltung wurde durch das Auslaugen von Infiltrationswasser bedingt, mit einer kleinen Menge aufgelöster atmosphärischer Kohlensäure, die in ihrer Zirkulation auf die Risse oder die tektonischen Zonen mit relativ grösserer Durchlassfähigkeit gebunden waren. Die Vorkommen magnesitreichen Karstes sind häufig von Ocker ausgefüllt. Auf Grund der durchgeführten Untersuchungsarbeiten muss man es für fast zweifellos betrachten, dass das Ockergestein in den Füllungen der Karstkavernen unter der örtlichen Erosionsbasis infolge Absonderung aus dem Grundwasser entstanden ist; das Ockergestein in den Füllungen der Karstkavernen oberhalb der örtlichen Erosionsbasis dürfte wahrscheinlich — zumindest teilweise — des gleichen Ursprunges sein, man kann jedoch nicht ausschliessen, dass sich an ihrem Entstehen auch das Eisen beteiligte, das freigeworden ist beim Auslaugen während des Verkarstungsprozesses der kohlensäurehältigen Gesteinmassen.

Die in den Magnesitvorkommen des 1. Typs sich befindlichen Grundgewässer, wo die Zirkulation durch die Karstentwicklung bedingt ist, tragen einen Karstcharakter nur beim Einfahren, d. i. nur insofern, als die verkarsteten Partien mit statischen Wasservorräten nicht entwässert worden. Sobald man mit der Entwässerung des Magnesitkarstes beginnt, ist für das Grundwasser das Regime von Rissgrundwasser charakteristisch.

Der in den Füllungen der Karstkavernen sich befindliche Ocker wird, falls aus den Stellen ihres Einfahrens hinreichende Grubenwassermengen ausfliessen, ausgeschwemmt. Beim Ausschwemmen gelangt der Ocker gemeinsam mit dem Zufluss des aufgeschlagenen Grubenwassers in die Bergarbeit. Wenn der Zufluss des Wassers in die Grube, mit dem der Ocker in die Bergarbeit eingeschwemmt wird, nachlässt, festigt er sich. Das ist gleichzeitig von einem Ausquellen des Ockers begleitet. Das Anschwellen des Ockers ist sehr gefährlich, insbesondere beim Erschliessen von karsthältigen Partien, denn infolge des Anschwellens dringt oft Wasser in die Grube ein, das oberhalb der angequollenen Ockerschicht wiederum zur Stagnation gelangt.

Beim Einfahren durch eine andere Bergarbeit dringen dann unter dem Druck der Massen fliessenden Ockers aus den einmal schon entwässerten Partien neue ergiebige Wassermengen ein.

Die Mehrheit des Grundwassers ist mit dem Umlauf auf die leichter auslaugbaren kohlensäurehältigen Gesteinmassen gebunden. Hydrochemisch kommt das in der Bindung des Hydrokarbonats auf die Kationen der alkalischen Erden in Erscheinung. Bloss in geringeren Mengen tritt auch die hydrochemische Bindung von Chlorid- und Sulfationen auf die Kationen der Alkalien in Erscheinung, die den Zufluss aus den benachbarten Gesteinmassen eindeutig charakterisiert.

Die Karstentwicklung, seine Morphologie und die hydrogeologischen Funktionen seiner Füllungen beeinflussen die Kategorisierung der industriellen Bilanzvorräte und die maximalen Vorratskategorien können mit Hinblick auf die Karstenwicklung nur mittels der Beglaubigung durch Grubenarbeiten erzielt werden.

Übersetzt von Dr. O. Kalina

Erklärungen zu den Abbildungen

Abb. 1. Mappe der Hydroisohypsen. 1 — Terrainschichten; 2 — Hydroisohypsen; 3 — verschüttete Bohrungen; 4 — zugängliche Massbohrungen.

Abb. 2. Mappe der Hydroisohypsen. 1 — Terrainschichten; 2 — Hydroisohypsen; 3 — verschüttete Bohrungen; 4 — zugängliche Massbohrungen.

Abb. 3. Grubenmappe mit hydrogeologischer Situationsübersicht. 1 — Magnesit, dolomitischer Magnesit und Dolomit; 2 — Aderdolomit; 3 — Quarzadern; 4 — Ockerschichten; 5 — Graphit — Phyllite; 6 — Stelle der Musterentnahme; 7 — unkonzentrierter Zufluss von Grubenwasser: 8 — konzentrierter Zufluss von Grubenwasser; 9 — Stelle des Messens der Durchflussmengen mit Mächtigkeitsangabe L/Min.

Abb. 4. Ockerentwicklung im Magnesitsteinbruch auf der Basis von Miozänsedimenten. 1 — Miozänsedimente; 2 — Miozänes klastisches Basalgestein vermischt mit verstreutem Serizitschiefer; 3 — Lager von Magnesit, dolomitischem Magnesit und Dolomit; 4 — Ocker; 5 — Graphitschiefer; 6 — zerstreuter Graphit- und Serizitschiefer (nach Sv. Gavora—J. Klubert, 1957 a).

Abb. 5. Körnigkeitskurve des Ockers. Muster 003 — Dúbrava, Muster 004 — Jedlovec, Muster 001 — Lubeník.

Abb. 6. Körnigkeitskurve des Ockers. Muster 002 — Burda, Muster 006 — Podrečany.

Abb. 8. 1 — Nr. A. 13, Ružiná, pH 7,4, 1227,00 mg/l; 2 — Nr. A. 25007, Podrečany, pH 7,6, 313,70 mg/1; 3 — Nr. A. 67, Burda, pH 8,1, 753,35 mg/1; 4 — Nr. A. 12, Rat. Suchá, pH 7,6, 461,02 mg/1; 5 — Nr. A. 68, Ploské, pH 8,0, 1103,48 mg/1; 6 — Nr. A. 69, Sirk, pH 7,5, 350,41 mg/1; 7 — Nr. A. 70, Lubeník, pH 7,8, 662,46 mg/1; 8 — Nr. A. 14, Jedlovec, pH 7,6, 453,38 mg/1; 9 — Nr. A. 11, Ochtiná, pH 7,7, 257,39 mg/1; 10 — Nr. A. 31, Košice, pH 7,6, 485,29 mg/1; Vergleich vollständiger chemischer Analysen aus den einzelnen Magnesitlagern.

Abb. 9. Vergleich des Chemismus der Lager Lubeník und Košice.

Abb. 10. 1 — Nr. A. 24639, Porečany, pH 7,7, 341,30 mg/l, Q = 660 l/min, 20. 4. 1956; 2 — Nr. A. 25007, Podrečany, pH 7,6, 314,70 mg/1, Q = 660 1/min, 21, 7. 1956; 3 — Nr. A. 21, Košice, pH 7,8, 491,11 mg/1, Q = 180 1/min, 27, 8. 1959; 4 — Nr. A. 31, Košice, pH 7,6, 485,29 mg/1, Q = 200 1/min, 18. 8. 1959; 5 — Nr. A. 28148, Košice, pH 7,7, 429,64 mg/1, Q = 120 1/min, 8. 7. 1958; 6 — Nr. A. 32, Košice, pH 7,8, 431,03 mg/1, Q = 70 1/min, 18. 8. 1959. Vergleich der Beständigkeit des Chemismus — das Ergebnis wiederholter Analysen.

Tab. V

Abb. 1. Karstkamin, aufgedeckt im Magnesitsteinbruch. Foto Stanislav Klír, 1959.

Abb. 2. Ungeförderte Ockerpartie im Magnesitsteinbruch. Foto Stanislav Klír 1959.

JAKUB KAMENICKÝ

K EXISTENCII PORFYROIDOV V TATROVEPORIDNOM KRYŠTALINIKU ZÁPADNÝCH KARPÁT

(Nemecké resumé, tab. VIII—IX)

Úvod

V predkarbónskom kryštaliniku Západných Karpát sú porfyroidy bezpečne dokázané len v gelnickej (= kambro-silúrskej) sérii gemeríd. Predstavujú epimetamorfované produkty súvrstvia porfýrového vulkanizmu, ktorý sa vyznačuje výlevmi kremitých porfýrov, ich tufmi a tufitmi. Sporadickým členom tohto súvrstvia sú tiež kremité keratofýry, ktoré vznikli Na-metasomatózou z kremitých porfýrov. Proces metasomatózy je viazaný na dozvuky vlastného vulkanizmu kremitých porfýrov. Vulkanické členy gelnickej série striedajú sa s jej klastickými členmi, pričom toto striedanie sa opakuje takmer v celej mocnosti série. Z povedaného vyplýva, že gelnická séria staršieho paleozoika gemeríd predstavuje v Záp. Karpatoch jednotné sedimentačno-efuzívne obdobie, charakteristické striedaním sedimentácie s vulkanickou aktivitou. Vystupovanie pyroklastika a jeho striedanie s klastickými členmi spolu s kremitými porfýrmi poukazuje na submarínny charakter vulkanizmu.

V posledných rokoch bol urobený pokus o presnejšie stratigrafické začlenenie gelnickej série, a to na základe jej litologického porovnania s „Grauwackenzone" rakúskych Východných Álp (F u s á n — M á š k a — Z o u b e k, 1955). Podľa nového názoru gelnická séria je tvorená podložným kambro-ordovickým súvrstvím s bohatým vystupovaním porfyroidov a nadložným bituminózno-karbonátovým súvrstvím, zastupujúcim v gemeridách silúr. Vulkanizmus kremitých porfýrov podľa uvedených autorov bol ukončený ešte pred sedimentáciou bituminózno-karbonátového súvrstvia. Tento údaj, ako ukázali predchádzajúce poznatky autora (K a m e n i c k ý J., 1954), nemá však všeobecnú platnosť. Napríklad v kameňolome pri dolnej štôlni Štefan pri Železníku bolo pozorované striedanie pyroklastického materiálu kremitých porfýrov s karbonátmi bituminózno-karbonátového súvrstvia. Je ovšem faktom, že bituminózno-karbonátové súvrstvie vyznačuje

sa hlavne bázickým (= diabázovým) vulkanizmom, kým porfýrový vulkanizmus patrí k jeho zvláštnostiam.

Prejavy vulkanizmu kremitých porfýrov boli okrem toho preukázané v severogemeridnom perme (Ivanov 1957) a v spodnom triase chočského príkrovu pri Svermove.

Porfyroidy sa spomínajú z ľubietovského permu (Zoubek 1928, 1930 a 1960) a z malokarpatského permu na Devínskej Kobyle (Richarz 1908; Koutek — Zoubek 1936). Posledný údaj, ako ukázali najnovšie poznatky autora, nie je spoľahlivý. Horniny malokarpatského permu, považované za porfyroidy, sú v skutočnosti svetlé epimetamorfované arkózy.

Okrem permu sa porfyroidy ako stratigrafický a litologický ekvivalent porfyroidov gelnickej série spomínajú z kryštalinika Čiernej hory (Fusán in Fusán — Záruba — Hromada 1954) a z kryštalinika kraklovského antiklinória (Uhlig 1930; Zoubek 1935; Šajgalík 1954 a iní). Otázka vystupovania porfyroidov v predkarbónskom kryštaliniku tatroveporíd je dôležitá nielen z hľadiska paleogeografického, ale predovšetkým z hľadiska existujúceho názoru o jednotnosti predmetamorfného vývoja západokarpatského kryštalinika a jeho príslušnosti ako celku k staršiemu paleozoiku (Zoubek 1936).

Tieto dôvody viedli autora k prevereniu uvedených údajov a k podrobnej petrografickej analýze oboch spomínaných výskytov porfyroidov. V predloženej práci sú zhrnuté výsledky tohto štúdia, ktoré sú príspevkom k riešeniu stratigrafie kryštalinika Západných Karpát.

„Porfyroidy" Čiernej hory

Horniny považované za porfyroidy kryštalinika Čiernej hory vystupujú pri severnom okraji pohoria a tvoria súvislý pruh medzi dolinou Bystrá, S od Margecian s oblasťou „Do jedli" JV od Miklušoviec. Po petrografickej stránke odpovedajú tieto horniny slabo epimetamorfovaným arkózam, ktoré stratigraficky (na základe litológie) patria permu. Horniny toho istého zloženia vystupujú i mimo spomínanú oblasť a tvoria takmer súvislý pruh, ktorý bol sledovaný do doliny Kluknavského potoka a ďalej na západ až na severné svahy kryštalického masívu Sľubice.

V západnej časti súvrstvia, v jeho podloží vystupuje intenzívne granitizovaná suprakrustálna séria povahy migmatitov žulorulového typu. Vo východnej časti v okolí Miklušoviec, pri južnom okraji súvrstvia arkóz vystupuje séria diaftoritických muskoviticko-chloritických svorov a svorových rúl, pri severnej hranici súvrstvie šedých, tmavošedých až čiernych slabo epimetamorfovaných konglomerátov a fylitických bridlíc, ktoré litologicky patria karbónu obalu Čiernej hory. Styk arkóz s kryštalinikom i karbónom je zreteľne ostrý.

Dominujúcim členom permského súvrstvia sú svetlé, strednozrnné arkózy,

v ktorých sa len celkom vzácne našli slabé vložky sericiticko-chloritických bridlíc. Arkózy sú svetlošedej farby, pomerne stáleho nerastného zloženia; podstatnými zložkami sú kremeň a živce, ku ktorým ako vedľajšie až akcesorické komponenty pristupujú sericit, prípadne muskovit, biotit, chlorit a hematit. Menšiu petrografickú variabilitu vykazujú hlavne v pomere zastúpenia kremeňa a živca, prípadne v intenzite sericitizácie živcov. Vyznačujú sa rovnými a paralelnými foliačnými plochami, odpovedajúcimi plochám sedimentárnej vrstevnatosti.

Vo výbruse majú psamitickú až psamiticko-psefitickú štruktúru. V jemnozrnnom kremenno-sericitickom tmele vystupujú spravidla väčšie ostrohranné až subangulárne zrná veľkosti 1—6 mm, ktoré patria kremeňu a živcom a pripomínajú porfyroblasty porfyroidov. Zjavy magmatickej korózie neboli u nich pozorované. Ich úlomkovitý a klastický pôvod je preto zreteľný.

Kremeň, menovite väčšie zrná, je spravidla mechanicky silne postihnutý, a preto zreteľne undulózny, popraskaný, alebo granulovaný v jemnozrnný agregát. V extrémnom štádiu býva mechanicky vyvalcovaný v ploché šošovkovité tvary.

Živce sú zastúpené plagioklasom a K-živcom. Okrem mechanickej deformácie sú postihnuté intenzívnou sericitizáciou, menovite drobné zrná tmelu. Medzi nimi najčastejšie prevláda plagioklas, zastúpený jemne albiticky lamelovaným albit-oligoklasom až oligoklasom. V ojedinelých prípadoch bol pozorovaný i zrast podľa zákona periklinového. Medzi K-živcami zas dominuje pertitický ortoklas nad mikroklínom. Živce sú tiež klastické a pochádzajú z rozpadu hornín podložného kryštalinika.

Ku klastickým komponentom týchto hornín patrí aj pomerne vzácny, najčastejšie intenzívne baueritizovaný biotit a muskovit, najmä vo forme väčších jedincov.

Tmel je tvorený jemne šupinkovito-zrnitým agregátom sericitu a kremeňa priemernej veľkosti 0,04 mm. Jeho pomer k väčším komponentom je premenlivý, najčastejšie však tmel prevláda nad väčšími jedincami, v extrémnom prípade je tento pomer 1 : 1.

Sericit vznikol hlavne rekryštalizáciou živcov, kým kremeň tmelu je len klastického pôvodu. K akcesorickým zložkám tmelu patrí aj jemne šupinkovitý chlorit, hlavne klinochlór a jemnozrnný pigment hematitu. Horniny tohto typu môžeme označiť ako epiarkózy.

Sedimentárnu povahu popisovaného súvrstvia potvrdzuje aj nález valúnov žúl na hrebeni medzi kótou 763 a 773, 2 km južne od Miklušoviec. Žuly valúnového materiálu sú petrograficky príbuzné aplitoídnej žule z JV okolia Miklušoviec. Je to svetlý, masívny a jemnozrnný až strednozrnný muskovitický granit s hypidiomorfnou až panallotriomorfne zrnitou štruktúrou. Žuly sú tvorené kremeňom, albit-oligoklasom a K-živcom, u ktorého silne prevláda ortoklas nad mikroklínom. Ako vedľajší komponent sa vyskytuje muskovit.

Všetky komponenty sú postihnuté tlakom a oblačkovite zhášajú. Tlakový fenomén sa najmarkantnejšie prejavuje u kremeňa, ktorý je často kataklazovaný v jemnozrnný agregát.

Chloriticko-fylitické bridlice, ktoré tvoria slabé vložky v súvrství epiarkóz, sú šedé až šedozelené, jemnozrnné (priem. veľkosť 0,1 mm). Dominujúce foliačné plochy sú plochami vrstevnatosti. Okrem toho majú miestami naznačenú novoproduktnú bridličnatosť, pozorovateľnú len vo výbruse a prejavujúcu sa diskordantným usporiadaním novoproduktného chloritu k pôvodnej vrstevnatosti.

V mikroskope majú tieto horniny jemne psamitickú štruktúru so zárodkami novoproduktnej lepidoblastickej štruktúry. Sú podstatne tvorené klinochlórom a kremeňom. Ako vedľajší až akcesorický komponent je prítomný sericit a plagioklas a len ojedinele biotit a pigment hematitu.

Chlorit a sericit sú prevažne rekryštalizačného pôvodu a vznikli hlavne pri rozpade klastického biotitu a živcov.

Záverom k otázke existencie porfyroidov kryštalinika Čiernej hory treba zdôrazniť, že horniny považované za porfyroidy sú sedimentárneho pôvodu a patria epiarkózam. Tento ich charakter potvrdil aj rozdielny stupeň regionálneho metamorfizmu súvrstvia epiarkóz (= počiatočné štádium epimetamorfózy) v porovnaní s okolitým kryštalinikom (= mezo- až katazonálny). Okrem toho mezometamorfovaná séria muskoviticko-chloritických svorov a svorových rúl je diaftoritického pôvodu a vznikla z pôvodne katametamorfnej pararulovej série.

„Porfyroidy" kraklovského kryštalinika

Porfyroidy sa v kraklovskom kryštaliniku spomínajú zo SV okolia Brezna n/Hr. (Zoubek 1935) a z doliny Hrona JZ od Bacúcha (Šajgalík 1954). Petrograficky boli tieto horniny študované len z druhej lokality.

Horniny pripomínajúce makroskopicky porfyroidy tvoria v doline Hrona západne od železničnej zastávky Bacúcha asi 1 km široké pásmo uprostred série biotitických pararúl. Pararuly prechádzajú pozvoľne do okatých rúl s imbibičnými živcami (až 4 cm veľké), ktoré sú v typickom vývoji vyvinuté v skalnej stene asi 50 m záp. od železničnej zastávky Bacúch. Horniny považované za porfyroidy pozvoľne prechádzajú do diaftoritizovaných pararúl, ktoré sú zase pozvoľnými prechodmi spojené s biotitickými pararulami. Uvedené zjavy dokazujú, že „porfyroidy" sú syngenetickým členom pararulovej série.

Po petrografickej stránke patria tieto horniny fylonitom, vzniklým diaftorézou pararulovej série. Študované fylonitické pásmo vyznačuje sa prevahou dvoch základných petrografických horninotvorných typov. Najrozšírenejšie sú sericitickochloritické fylonity, podradnejšie sú zastúpené sericitické fylonity.

Sericitické fylonity sú farby svetlošedej, jemnozrnného a jemne

bridličnatého vývoja. Foliačné plochy majú nerovné a hrbolkovité so striebristým leskom. V mikroskope majú lepidoblastickú a usmernenú štruktúru. Usmernenosť je hlavne prejavom tvarového usporiadania sericitu, ktorý okrem toho je zoskupený do rovnobežných polôh, ktoré sa striedajú s polohami bohatými na kremeň.

Toto ložné diferencovanie je produktom hlavnej rekryštalizačnej fázy diaftorézy. Okrem toho sericit javí mikrovráskovanie, pričom osi vrások bývajú diskordantné k bridličnatosti.

Sericitické fylonity sú tvorené hlavne kremeňom a sericitom. Ako vedľajšie až akcesorické komponenty prichádzajú plagioklas, apatit, ankerit a limonit. Ankerit je hydrotermálneho pôvodu a vystupuje na intergranulárach horniny a pri premene mení sa na limonit.

K r e m e ň tvorí jemnozrnný agregát (priem. veľkosť 0,04 mm), príp. väčšie zrná (do 2 mm), ktoré sú spravidla intenzívne mechanicky postihnuté, často aj granulované.

S e r i c i t je jemne šupinkovitý (priem. veľkosť 0,2); najčastejšie sa spája v šupinkovitý agregát, silne sprehýbaný, alebo mikroskopicky zvrásnený.

P l a g i o k l a s je u sericitických fylonitov len akcesorickým minerálom; miestami môže byť neprítomný, inokedy jeho obsah stúpa až nad 6 obj. %. Vyznačuje sa albitickým lamelovaním a patrí albit-oligoklasu. Tvorí allotriomorfné zrná o max. veľkosti 0,5 mm. Je reliktným minerálom pararúl.

S e r i c i t i c k o - c h l o r i t i c k é až c h l o r i t i c k é f y l o n i t y sú štrukturálne i čo do nerastného zloženia príbuzné sericitickým fylonitom. Líšia sa od nich len prítomnosťou chloritu, ktorý pri vyššom obsahu prepožičiava hornine šedozelené sfarbenie. Chlorit patrí prevažne klinochlóru, menej tiež penninu.

Okrem chloritu sú v týchto horninách podstatne zastúpené kremeň a sericit. Pomer sericitu ku chloritu je premenlivý, i keď chlorit všeobecne prevláda. Sericit v krajnom prípade môže i úplne chýbať.

Na bližšie poznanie chemizmu študovaných fylonitov uvádzam dve chemické analýzy týchto hornín, zhotovené z vrtného jadra vrtov M—1 a M—2 z lokality Sráčka v doline Hrona, 1 km západne od žel. zastávky Bacúch. V práci uvádzam 3 chemické analýzy porfyroidov z gelnickej série gemeríd (anal. 187, 168 a 85), aby som poukázal na litologickú rozdielnosť fylonitov od porfyroidov.

A n a l ý z a M—1 — *sericiticko-chloritický fylonit kraklovského kryštalinika.* Minerálne zloženie: kremeň 63 obj. %, sericit + chlorit 27, ankerit 8 obj. %. Akcesorický albit-oligoklas a rudný pigment.

A n a l ý z a M—2 — *sericiticko-živcový fylonit kraklovského kryštalinika.* Minerálne zloženie: kremeň 65, sericit 23, albit-oligoklas 9 obj. %. Aksesorický ankerit a chlorit.

A n a l ý z a 187 — *kremitý porfýr gelnickej série.* Lokalita: vrch Koraban SZ od Švedlára, 1 km JZ k. 1099,5. Hornina regionálnou premenou len veľmi slabo postihnutá. Štruktúra porfyrická s granoblastickou základnou hmotou. Nerastné zloženie: kremeň 52 obj. %, živce (= albit-oligoklas a ortoklas) + sericit 46 obj. %. Aksecorický chlorit a magnetit.

A n a l ý z a 168 — *tufoporfyroid gelnickej série.* Lokalita: k. 1036, severne od Panského vrchu, západne od Uhornej. Hornina zreteľne bridličnatá s porfyroblastickou štruktúrou. Né-

rastné zloženie: kremeň 73 obj. %, živce + sericit 25 obj. %. Akcesorický chlorit, zirkón a limonit.

Analýza 85 — *tufoporfyroid bituminózno-karbonátového súvrstvia gelnickej série gemerid.* Lokalita: kameňolom u Dolnej štôlne Štefan pri Železníku. Hornina intenzívne dynamometamorfovaná a výrazne bridličnatá. Štruktúra porfyroblastická s granoblastickou metazostazis. Nerastné zloženie: kremeň 57, sericit 41 obj. %, akcesorické zvyšky albit-oligoklasu a ortoklasu a rudný pigment.

Váhové % chemických analýz

Čís. anal.	M—1	M—2	187	168	85
SiO_2	58,35	64,24	71,51	83,84	69,96
TiO_2	0,64	0,26	0,65	stopy	0,75
Al_2O_3	15,29	16,84	12,23	8,23	17,24
Fe_2O_3	1,09	1,41	1,83	1,40	0,13
FeO	2,24	0,90	0,65	0,70	2,53
MnO	0,14	0,04	0,05	0,02	0,03
MgO	2,41	1,77	1,01	0,25	0,28
CaO	4,43	1,84	1,30	0,85	0,55
BaO	—	—	1,01	—	—
Na_2O	5,92	4,44	1,82	2,29	0,69
K_2O	2,91	2,31	6,22	1,28	4,78
H_2O+	0,01	0,07	0,00	0,00	0,04
H_2O-	6,61	4,64	0,17	0,72	2,72
P_2O_5	0,46	0,46	0,20	stopy	stopy
spolu	100,41	99,23	99,65	99,58	99,702

Niggliho hodnoty

Čís. anal.	M—1	M—2	187	168	85
al	32,89	45,96	40,45	44,83	59,32
fm	22,81	18,38	19,47	18,67	15,48
c	16,88	8,91	7,82	8,44	3,44
alk	24,41	26.74	32,25	28,05	21,76
si	212,94	297,77	402,09	720,77	409,26
ti	1,53	0,84	2,69	—	3,14
p	0,66	0,84	0,34	—	—
k	0,24	0,26	0,69	0,27	0,82
mg	0,57	0,65	0,44	0,18	0,16
π	0,09	0,14	0,10	0,13	0,08
γ	0,33	—	—	—	—
α	1,19	8,04	10,89	22,56	11,34
μ	3,88	0,65	0,43	0,18	0,16
Q	64,89	51,07	59,11	73,79	63,53
L	11,92	39,77	39,09	21,69	23,86
M	23,19	9,16	1,79	4,54	12,63

Ako vyplýva z výsledkov chemických analýz majú fylonity až nápadne podobný chemizmus. Vyznačujú sa pomerne nízkym obsahom SiO_2 (58,35 — 64,24 váh. %) a vysokým obsahom Na_2O (4,44 — 5,92 váh. %) prevažujúceho silne nad K_2O (2,31 — 2,91 váh. %). Posledný zjav súvisí hlavne s nedostatkom K-živcov vo fylonitoch.

V porovnaní s gemeridnými porfyroidmi majú fylonity podstatne vyšší obsah Na_2O; aj pomer $Na_2O:K_2O$ majú podstatne rozdielny. U fylonitov, ako už bolo povedané, prevláda Na_2O nad K_2O, kým u gemeridných porfyroidov s výnimkou analýzy 168 silne dominuje K_2O nad Na_2O. Tento rozdiel prejavuje sa i v slabo zvýšenej hodnote *k* u porfyroidov.

Slabú prevahu Na_2O nad K_2O u porfyroidu anal. 168 môžeme vysvetliť pozorovanými zjavmi Na-metasomatózy, s ktorými súvisí zatlačovanie ortoklasu šachovnicovým albitom.

Ďalšia rozdielnosť je ešte vo zvýšenom obsahu MgO a CaO u fylonitov, čo súvisí hlavne s prítomnosťou hydrotermálneho ankeritu v týchto horninách. Fylonity majú i nižší podiel SiO_2, ktorý sa prejavuje tiež v nižšej hodnote *si* (212,94 — 297,77) oproti porfyroidom (402,09 — 720,77). Celkový chemizmus fylonitov a zistené rozdielnosti oproti gemeridným porfyroidom zreteľne dokazujú ich sedimentárny a diaftoritický pôvod.

Záver

Nedostatok porfyroidov v kryštaliniku Čiernej hory, v kryštaliniku kraklovského antiklinória a v tatroveporidnom kryštaliniku všeobecne vyvracia názor o jednotnosti predmetamorfného vývinu západokarpatského kryštalinika. Vývoj sedimentov nemôžeme totiž chápať izolovane od vývoja magmatitov, menovite nie v prípade geosynklinálneho vulkanizmu, ku ktorému patrí aj porfýrový vulkanizmus gemerid. Magmatická aktivita súvisí s tektonickými pochodmi a v prípade geosynklinálneho vulkanizmu faciálny vývoj sedimentov do značnej miery je závislý od charakteru a intenzity tektonických procesov. Preto medzi sedimentáciou, geosynklinálnym vulkanizmom a tektonickými pochodmi prebiehajúcimi počas sedimentácie jestvujú isté zákonité vzťahy. Názorným príkladom tejto zákonitosti je i flyšoidný vývoj sedimentov gelnickej série a ich litologická povaha ako aj striedanie jej klastických členov s vulkanickými i pyroklastickými. Gelnická séria, ako už bolo povedané, predstavuje v staršom paleozoiku gemerid jednotné sedimentačno-efuzívne obdobie, ktoré nemá v Karpatoch analóga.

Vo vývoji staršieho paleozoika gemerid a predkarbónskeho kryštalinika tatroveporid sú i ďalšie rozdielnosti: nedostatok variských granitoidov v gemeridách, ktoré sú v tatroveporidách bohato zastúpené; ďalej len sporadické vystupovanie produktov bázického vulkanizmu v tatroveporidách v porovnaní s mohutným diabázovým vulkanizmom fylito-diabázovej série gemerid. Zvýšená aktivita bázic-

kého vulkanizmu sa uplatnila v tatroveporidách len v kraklovskom, malokarpatskom a inoveckom kryštaliniku. To len opäť podčiarkuje rozdielnosť predmetamorfného vývoja superkrustálnych sérií staršieho paleozoika gemeríd a tatroveporíd.

Názor o jednotnosti predmetamorfného faciálneho vývoja sedimentov je vo svetle našich novších poznatkov neudržateľný ani v rámci samotného tatroveporidného kryštalinika, ba ani v rámci jednotlivých jadrových pohorí.

Táto rozdielnosť sa prejavuje predovšetkým v nedostatku bituminózno-karbonátovej sedimentácie v tatroveporidnom kryštaliniku s výnimkou tatridného kryštalinika Malých Karpát a veporidného kryštalinika Kohúta.

Z povedaného vyplýva, že gemeridy a tatroveporidy mali rozdielny paleogeografický vývoj, pričom istá rozdielnosť sa uplatnila i v rámci samotných tatroveporíd. Rozdielnosť faciálneho vývoja superkrustálnych sérií môžeme chápať stratigraficky, alebo môžeme ju vysvetliť zmenami sedimentačných a tektonomagmatických podmienok v rôznych častiach staropaleozoickej karpatskej geosynklinály. Obe alternatívy sa spomínajú v karpatskej literatúre. R. 1936 vychádzal Zoubek z mylnej predstavy o jednotnosti predmetamorfného vývoja západokarpatského kryštalinika, ktorému na základe toho prisúdil jednotný, staropaleozoický vek. Rozdielny stupeň regionálneho metamorfizmu v gemeridách a tatroveporidách vysvetľoval odlišnou konfiguráciou týchto jednotiek v dobe variského metamorfizmu.

R. 1958 ten istý autor rozdielny stupeň regionálnej premeny použil ako hlavné kritérium pre nové stratigrafické členenie kryštalinika. Podľa novšieho názoru staršie paleozoikum je v Záp. Karpatoch zastúpené len fylito-diabázovou a gelnickou (= kambro-silúrskou) sériou gemeríd. Mezo- až katametamorfné kryštalinikum tatroveporíd považuje Zoubek za elementy predpaleozoické. Najstarším členom „Prekarpát" je podľa tejto koncepcie séria rúl a granitoidov. Relatívne mladším členom je epi- až mezometamorfná séria južnej časti kohútskeho kryštalinika a kryštalinikum Malých Karpát, ktoré počíta Zoubek k mladšiemu proterozoiku. Najnovšie Máška — Zoubek, (in Máška — Matějka — Zoubek 1960) považujú harmónsku sériu Malých Karpát za devónsku, kým súvrstvie vystupujúce v jej podloží spolu s kohútskym kryštalinikom počítajú k mladšiemu proterozoiku. K tomu sa žiada poznamenať, že harmónska séria Malých Karpát je pozvoľnými prechodmi spojená s podložným kryštalinikom a tvorí s ním jeden celok.

Otázka veku karpatského kryštalinika patrí k jeho základným problémom. O tejto otázke pojednávam na inom mieste. Predbežne žiada sa však konštatovať, že žiaden z citovaných názorov Zoubka nie je dokázaný faktickým materiálom. Pritom vystupovanie prekambrických členov v Západných Karpatoch vedľa prevládajúceho staršieho paleozoika je veľmi pravdepodobné. Tento názor bude ovšem potrebné dokázať štúdiom drobnotektonickým, stanovením počtu, charakteru a časovej následnosti metamorfných fáz, litologickým výskumom valúnového

materiálu konglomerátov karbónu a permu, podrobným geochronologickým výskumom a podobne.

Pre existenciu prekambrických členov v Záp. Karpatoch hovoria i najnovšie poznatky z rakúskych a švajčiarskych Álp. Napr. polymetamorfovaná série (Reschgneis a Protoseria) južnej časti gotthardského masívu a „stará strecha" (alte Dachschiefer) tektonického okna Taurov sa najnovšie počítajú do prekambria. Z tohto hľadiska je dôležitý aj autorov najnovší nález diaftoritov vo valúnovom materiáli inoveckého karbónu a ľubietovského permu, ktoré prvý raz fakticky dokazujú existenciu variskej diaftorézy v Záp. Karpatoch.

Katedra petrografie
Prírodovedeckej fakulty Univ. Komenského,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Fusán O. — Záruba Q. — Hromada K., 1954: Geologický výskum údolia Hornádu pre štúdiá vodných diel medzi Margecanmi a Kysakom. Geol. práce, Geotechnika 7, Bratislava. — [2] Fusán O. — Máška M. — Zoubek V., 1955: Niektoré dnešné problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. Geol. práce, Zprávy 2, Bratislava. — [3] Ivanov M., 1957: Permský vulkanizmus v Spišsko-gemerskom rudohorí. Geol. práce, Zoš. 45, Bratislava. — [4] Kamenický J., 1954: Zpráva o petrografickom výskume vulkanizmu kremitých porfýrov staršieho paleozoika gemerid. Geol. práce, Zprávy 1, Bratislava. — [5] Koutek J. — Zoubek V., 1936: Vysvětlivky ke geologické mapě v měřítku 1 : 75 000, list Bratislava 4758. Knihovna SGÚ ČSR, sv. 18, Praha. — [6] Máška M. — Matějka A. — Zoubek V., 1960: Tectonic Development of Czechoslovakia. Praha. — [7] Metz K., 1951: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. Sonderdruck aus den Mitt. d. Geol. Gesellschaft in Wien, Bd. 44, Wien. — [8] Šajgalík J., 1954: Geologické pomery povodia horného Hrona medzi Bujakovom a Závadkou. Geol. práce, Zprávy 10, Bratislava. — [9] Zoubek V., 1928: Geologické studie v pohoří Veporu na Slovensku. Věst. SGÚ ČSR, roč. IV, Praha. — [10] Zoubek V., 1935: Tektonika Horehroní a její vztahy k vývěrům minerálních zřídel. Věst. SGÚ XI, Praha. — [11] Zoubek V., 1936: Poznámky o krystaliniku Západních Karpat. Věst. SGÚ ČSR XII, Praha.

JAKUB KAMENICKÝ

ZUR FRAGE DER EXISTENZ DER PORPHYROIDE IM TATRAVEPORIDEN KRISTALLIN DER WESTKARPATEN

Im vorkarbonen Kristallin der Westkarpaten wurden Porphyroide lediglich in der Gelnica- (Kambro-Silur) Serie in Gemeriden eindeutig festgestellt. Aus nördlicheren Einheiten der zentralen Westkarpaten (Veporiden u. Tatriden) wurden Porphyroide nur aus dem tatriden Kristallin des Gebirges Čierna Hora (Fusán in Fusán — Záruba — Hromada 1955) und aus dem veporiden Kristallin des Kraklover Antiklinoriums (Uhlig 1903; Zoubek 1935; Šajgalík 1954) erwähnt.

In der vorgelegten Arbeit bietet der Autor petrographische Analyse der für tatraveporide Porphyroide gehaltenen Gesteine. Auf Grund dieser Analyse gelangt der Verfasser zur Ansicht,

dass diese Angaben über Porphyroidenvorkommen den Tatsachen nicht entsprechen. Die aus dem Kristallin der Čierna Hora stammenden und für Porphyroide gehaltenen Gesteine in Wirklichkeit nur schwach epimetamorphierte Arkosen des Perm darstellen, während die angeblichen Porphyroide des Kraklover Kristallins durch epizonale Diaftorese der Paragneisen-Serie entstanden und den Phylloniten angehören.

Für den sedimentären Ursprung der Epiarkosen-Schichtfolge sprechen Überreste der klastischen Strukturen und besonders die Feststellung der Gerölle von variscischen Graniten in dieser Schichtfolge. Die Eingliederung dieser Schichtfolge zum Perm wurde auf Grund ihrer allgemeiner lithologischer Charakteristik und einer niedrigeren regionalen Metamorphose gegenüber dem mezo- bis katametamorphierten liegenden Kristallin durchgeführt.

Der diaftoritische Ursprung und die Entstehung der Phyllonite des Kraklover Kristallins aus der Serie der biotitischen Paragneisen ist durch ihre allmähliche Übergänge in die Paragneisen-Serie und durch ihren polymetamorphen Charakter bestätigt.

Auf Grund der erwiesenen Abwesenheit der Porphyroide im tatroveporiden Kristallin (wie auch weiterer Tatsachen) lehnt der Verfasser die von Zoubek (1936) geäusserte Meinung über die vormetamorphe fazielle Einheitlichkeit des westkarpatischen Kristallins ab. Die Entwicklung der Gemeriden und Tatraveporiden weist ausser verschiedenen Grad der regionalen Metamorphose (Gemeriden sind epimetamorph; Tatraveporiden überwiegend mezo-bis katametamorph) auch weitere wesentliche Unterschiede auf. Ein charakteristisches Merkmal der supprakrustalen vorkarbonen Gemeriden-Serien ist ein kräftiger Vulkanismus der Quarzporphyre in der Gelnica- (Göllnitzer) Serie und grosse Aktivität des Diabas-Vulkanismus in der Phyllit-Diabas-Serie. Sowohl der Porphyr- wie auch der Diabas-Vulkanismus sind geosynklinalen Charakters und waren ausser den submarinen Quarzporphyr bzw. Diabas-Ergussen auch vom reichen dazugehörenden pyroklastischen Material begleitet. Der unterschiedliche Charakter des Vulkanismus der Gelnica- und der Phyllit-Diabas-Serie kommt auch durch die verschiedene fazielle Entwicklung der klastischen Komponenten dieser Serien zum Ausdruck. Und das ist ein klares Beweis, dass die Ablagerungsbedingungen, und somit auch die Entwicklung der Sedimente beträchtlich von den tektono-magmatogenen Prozessen im geosynklinalen Stadium abhängig sind. Aus diesem Grunde können wir die Entwicklung der Sedimente nicht isoliert von der Entwicklung der geosynklinalen Vulkanite betrachten.

Wie bereits betont, ist uns der Porphyr-Vulkanismus im tatraveporiden Kristallin nicht bekannt, während der Diabas-Vulkanismus im Vergleich mit der Phylit-Diabas-Serie aus den Gemeriden in diesem Gebiet nur im beschränkten Masse entwickelt ist mit dem Maximum der vulkanischen Aktivität im Kristallin von Kleinen Karpaten, Kraklová-Zone und Inovec.

Zu weiteren typischen Merkmalen des Altpaläozoikums der Gemeriden gehört die sporadische Entwicklung der bituminös-karbonaten Glieder, welche im tatraveporiden Gebiet lediglich im Kristallin von Kohút und in Kleinen Karpaten auftreten.

Schliesslich für die Gemeriden ist ein vollständiges Mangel an variscischen Granitoiden bemerkenswert, während diese im tatriden und veporiden Kristallin dominieren. Sporadische Vorkommen von gemeriden Graniten wurden als neoid-oberkretazisch nachgewiesen (J. Kamenický — L. Kamenický 1954).

Die verschiedene Entwicklung der suprakrustalen Serien im Kristallin der Tatraveporiden und der Gemeriden und deren verschidener Grand des regionalen Metamorphismus kann man durch veränderte ablagerungs-magmatogene Bedingungen in verschiedenen Teilen der einheitlichen karpatischen altpaläozoischen Geosynklinale erklären; aber man kann diese Erscheinung auch stratigraphisch betrachten und auf Grund der unterschiedlichen faziellen Entwicklung und verschiednen Grad der Metamorphose verschiedene stratigraphische Einheiten ausgliedern.

Die Zugehörigkeit der Gelnica-Serie zum Oberkambrium bis Silur und der Phyllit-Diabas-Serie zum Devon (allerdings ohne eine genauere altersmässige Eingliederung) kann man als hinlänglich

erwiesen annehmen. Die Frage des Alters des tatraveporiden Kristallins bleibt jedoch vorläufig ganz offen. Aus den bisherigen unvollständigen Beobachtungen geht hervor, dass man in diesem Gebiet sowohl mit den altpaläozoischen als auch mit den praekambrischen Gliedern rechnen muss. Für die Anwesenheit der praekambrischen Glieder sprechen neueste Diaftoriten-Funde des Verfassers im Geröllmaterial der Karbon-Konglomerate am Považský Inovec und der Perm-Konglomerate von Ľubietová, wodurch zum erstenmal die variscische Dialtorese in den Westkarpaten festgestellt wurde.

Lehrstuhl für Petrographie
Naturwissenschaftliche Fakultät
der J. A. Komenský — Universität,
Bratislava

Aus dem Slowakischen übersetzt von Ing. M. Rumann.

Tab. VIII

Obr. 1. Chloriticko-sericitická fylitická bridlica permu. Štruktúra peliticko-lepidoblastická. Šupinkovitý sericit a chlorit prevažne rekryštalizačný. Drobné zrná kremeňa, menej živcov klastického pôvodu. Hrebeň Bystrej, 250 m JZ k. 763, Čierna hora. Nik. X, zväčš. 43×. Foto: Oswald.

Obr. 2. Epiarkóza permu s usmernenou lepidoblastickou štruktúrou. Relikt klastického ortoklasu (Or) v jemnozrnnej sericiticko-kremitej hmote rekryštalizovaného tmelu. Dolina Bystrého potoka, 250 m záp. k. 630, Čierna hora. Nik. X, zväčš. 43×. Foto: Oswald.

Tab. IX

Obr. 3. Aplitoidny muskovitický granit s panallotriomorfne zrnitou štruktúrou. Valún v permských arkózach. Pl = albit-oligoklas, Or = ortoklas, K = kremeň, M = muskovit. Hrebeň medzi k. 763 a 773, 2 km JV Miklušoviec, Čierna hora. Nik. X, zväčš. 43×. Foto: Oswald.

Obr. 4. Sericiticko-živcový fylonit kraklovského kryštalinika. Štruktúra usmernená, lepidoblastická. Pl = plagioklas, K = kremeň, S = sericit, Ch = chlorit. Zárez železnice, 800 m záp. želez. zástavky Bacuch. Nik. X, zväčš. 43×. Foto: Oswald.

Obr. 5. Sericitický fylonit kryštalinika kraklovského antiklinória. Štruktúra lepidoblastická, usmernená. S = sericit, zrnitý kremeň. Vedľa dominujúcej staršej bridličnatosti, mladšia bridličnatosť vo forme rovnobežného priebehu mikrovrások sericitu. Zárez železnice, 800 m záp. želez. zástávky Bacuch. Nik. X, zväčš. 43×. Foto: Oswald.

Obr. 6. Sericiticko-živcový fylonit kraklovského kryštalinika. Štruktúra jemnozrnno-lepidoblastická. K = kremeň, Pl = plagioklas, šupinkovitý sericit. Vrt č. M—1 na lokalite Sráčka pri Bacuchu. Nik. X, žväčš. 43×. Foto Oswald.

JAKUB KAMENICKÝ

GEOLOGICKO-PETROGRAFICKÉ POMERY KERSANTITOV NÍZKYCH TATIER

(Nemecké resumé, tab. X)

Žily lamprofýrov sú v Západných Karpatoch veľmi zriedkavé. Sú známe len z kryštalinika Malej Fatry, odkiaľ bola popísaná hornina blízka cuselitu (Ivanov M. — Kamenický L., 1957) a Nízkych Tatier (Koutek, 1931). Okrem porfyrického kersantitu popísaného Koutkom z jadra Tlstej boli najnovšie lamprofýry zistené tiež vo východnej časti Nízkych Tatier. Jedna žila kersantitu vystupuje v Kumštovej doline a je dokonale odkrytá zárezom štátnej cesty Jarabá—Čertovica, druhá na východnom svahu Zingoty (1169,3 m n. m.), 3 km SV od Mýta pod Ďumbierom. Žily kersantitu prerážajú tzv. staršie migmatity, ktoré Zoubek (1951) kladie do genetickej súvislosti s intrúziou vysokotektonickej žuly typu Kraličky. Sú dlhé 250—300 m, majú západovýchodný priebeh, zhodný s celkovým priebehom pohoria; ich maximálna mocnosť je 20 m.

Po petrografickej stránke sú obe žily veľmi príbuzné. Ich hlavnou výplňou je jemnozrnný a rovnomerne zrnitý kersantit. Porfyrický kersantit je len podradne zastúpený a tvorí lokálne slabé plochy v rovnomerne zrnitom kersantite. Pre osvetlenie genetického vzťahu kersantitu k jeho porfyrickej variete je zvlášť poučný odkryv lamprofýru v zárezе štátnej cesty Jarabá-Čertovica. Porfyrický kersantit tvorí tu v centrálnej časti kersantitovej žily dve šošovkovité polohy do 60 cm mocné, ktoré pozvoľne za postupného ubúdania porfyrických výrastlíc prechádzajú do rovnomerne zrnitého kersantitu. Z toho možno usudzovať, že oba základné typy hornín sú syngenetické, pričom porfyrické výrastlice porfyrického kersantitu predstavujú prvotné magmatické vylúčeniny, vylúčené ešte pred intrúziou magmy do apykálnych častí zemskej kôry. Základná hmota porfyrickej variety, podobne ako celá hmota kersantitu kryštalizovala až na mieste intrúzie.

Styk kersantitu s vedľajšou horninou je zreteľne intruzívny a prejavuje sa slabou exokontaktnou premenou. Bezprostredne na styku kersantitu s vedľajšou horninou je vyvinutá úzka, 1—2 mm široká reakčná zóna v migmatite, ktorá je

relatívne tmavšej farby, jemnozrnnejšieho vývoja a vyznačuje sa zvýšeným obsahom jemne šupinkovitého biotitu, ktorý je čiastočne kontaktne metasomatického pôvodu.

K e r s a n t i t je výrazne masívny, modrozelený. Na navetraných plochách má farbu šedozelenú až šedohnedú. Vo výbruse má štruktúru blastoofitickú až blastointersertálnu; podstatnou zložkou je biotit a plagioklas, ktorý najčastejšie prevláda nad biotitom. Ako vedľajšia až akcesorická zložka prichádza kremeň. K najstarším magmatickým komponentom patrí akcesorický apatit a z rudných minerálov pomerne hojný ilmenit a dosť vzácny pyrhotín.

Kersantity študovaných výskytov vyznačujú sa pomerne intenzívnou autometamorfnou premenou pneumatolytickej až hydrotermálnej fázy, s ktorou je spojená intenzívna chloritizácia biotitu a sericitizácia plagioklasov. Preto na ich zložení vedľa magmatických komponentov zúčastňujú sa aj sekundárne minerály, predovšetkým chlorit, sericit, zoizit a kalcit.

P l a g i o k l a s má najčastejšie allotriomorfne zrnitý vývoj, alebo tvorí dokonale vyvinuté tabuľky podľa M, o veľkosti do 3 mm. Je husto naplnený drobnými inklúziami intenzívne chloritizovaného biotitu a menej častým jemnozrnným pigmentom ilmenitu. Okrem primárnych uzavrenín obsahuje často bohaté mikrolity sekundárneho sericitu ako produktu sericitizácie. Tieto zjavy, menovite však pokročilá sericitizácia, veľmi sťažujú jeho presnú identifikáciu. Má pozitívny charakter a $n\gamma >$ k. b. (1.540), $n\alpha \doteq$ k. b., ktoré hodnoty odpovedajú albit-oligoklasu. Okrem samostatných indivíduí tvorí najčastejšie zrasty podľa albitového zákona. Pri jeho premene okrem prevládajúceho sericitu tvorí sa miestami aj zoizit a kalcit. Vznik kalcitu súvisí s uvoľnením zložky Ca z molekuly plagioklasu pri jeho sericitizácii a s prínosom CO_2, ktorý sa viaže s Ca v molekulu kalcitu podľa rovnice: $2Ca + 2CO_2 + O_2 = 2CaCO_3$. Okrem chemickej premeny je plagioklas postihnutý i slabou mechanickou deformáciou, ktorá sa prejavuje v jeho undulóznom zhášaní.

B i o t i t je málokedy úplne čerstvý a spravidla je postihnutý intenzívnou chloritizáciou za vzniku hlavne klinochlóru, menej často penninu. Tvorí nepravidelné šupinky priemernej veľkosti 2—3 mm. Čerstvé indivíduá majú intenzívny hnedý pleochroizmus: γ = tmavohnedá, α = bledožltohnedá. Podľa H a l l e - h o (1941) biotit tohto odtieňa vyznačuje sa takmer rovnakým pomerom FeO:MgO so slabou prevahou FeO. Biotit obsahuje inklúzie jemnozrnného pigmentu ilmenitu. Uzavreniny plagioklasu neboli v ňom pozorované; to je dôkazom toho, že biotit je relatívne starší ako plagioklas.

K r e m e ň tvorí len vedľajšiu až akcesorickú zložku kersantitu. Tvorí xenomorfné zrná o priemernej veľkosti 0,6 mm. Je slabo mechanicky deformovaný a undulózne zháša.

Z rudných minerálov, ako už bolo spomenuté, vystupuje pomerne hojný i l m e n i t a vzácne p y r h o t í n. Ilmenit tvorí skeletické agregáty max. dĺžky

až 7 mm, alebo drobné zrná uzavreté v biotite a v plagioklase. V dopadajúcom svetle je vo výbruse čierny s kovovým leskom a pri zvetraní má farbu špinavobielu. Jeho vysoký podiel v hornine potvrdzuje aj vysoký podiel TiO_2 v chemických analýzach.

Z nerudných akcesorických minerálov bol v kersantite zistený len krátkostĺpikovitý apatit, najčastejšie uzavretý v biotite.

Minerálnym i chemickým zložením sú študované kersantity Nízkych Tatier veľmi blízke kersantitu z pôvodnej lokality Hôpital Camfrot, Brest. Bretagne, pre ktorý Tröger (1935) udáva zloženie: plagioklas 54 %, chloritizovaný biotit 24 %, dokonale chloritizovaný pyroxén 8 %, kremeň 9 %, kalcit 4 %, rudy a apatit spolu 2 %. Pyroxén nebol v študovaných kersanitoch dokázaný, avšak jeho pôvodná prítomnosť, vzhľadom na pokročilú chloritizáciu týchto hornín nie je vylúčená.

Menšie rozdiely v minerálnom zložení nízkotatranských kersantitov oproti kersantitom originálnej lokality prejavujú sa len pomerne väčším obsahom biotitu a ilmenitu.

Porfyrický kersantit má už makroskopicky výraznú porfyrickú štruktúru. Z intratelurických komponentov najčastejší je plagioklas, potom kremeň a biotit; tieto minerály sú často postihnuté intenzívnou magmatickou koróziou. Hrany a rohy okrem meandrovitých zálivov na plochách majú preto zaoblené. Najtypickejšie sa tieto zjavy uplatnili na kremeni, ktorý svojím tvarom pri zvetrávaní veľmi pripomína valúniky konglomerátov. Pomer základnej hmoty k porfyrickým výrastliciam je síce variabilný, avšak základná hmota všeobecne prevláda nad intratelurickými komponentmi. Inokedy výrastlice tvoria len akcesorickú zložku horniny, až sa postupne úplne strácajú. Tieto horniny tvoria pozvoľne prechody do rovnomerne zrnitých kersantitov.

Základná hmota má blastoofitickú až blastointersertálnu štruktúru a je tvorená z tých istých minerálov ako rovnomerne zrnitý kersantit. Jej hlavnou zložkou je biotit a plagioklas, pričom plagioklas spravidla silne prevláda nad biotitom. Z rudných minerálov je v základnej hmote prítomný pigment ilmenitu, akcesoricky bol pozorovaný apatit.

Medzi porfyrickými výrastlicami prevláda plagioklas nad kremeňom a biotitom; posledný v mnohých výbrusoch chýba.

Plagioklas intratelurickej generácie má tabuľkovitý vývoj podľa M. Hrany a rohy má magmaticky korodované a zaoblené; tvorí polysyntetické zrasty podľa albitového zákona. Plagioklas telurickej fázy má vo výbruse zrnitý alebo lištovitý vývoj a je albiticky lamelovaný. Obe generácie sú postihnuté intenzívnou sericitizáciou, pri ktorej (za súčasnej chloritizácie biotitu) okrem sericitu vzniká miestami v akcesorickom množstve aj zoizit. Sericitizácia menovite u niektorých výrastlíc je dokonalá. Pri tom šupinkovitý agregát sericitu zachováva si tvar pôvodného indivídua. Plagioklasy porfyrických výrastlíc sú tiež pozitívneho charak-

teru, ale v porovnaní so živcami základnej hmoty majú o niečo vyšší *n* a sú preto o niečo bázickejšie. Patria ovšem tiež albit-oligoklasu.

B i o t i t je hojne zastúpený len v základnej hmote. Medzi výrastlicami vystupuje len ojedinele; je tiež postihnutý intenzívnou chloritizáciou a premenený na klinochlór, menej na pennin.

K r e m e ň vystupuje tiež v dvoch generáciách, ale len ako vedľajšia až akcesorická zložka. Vo výbruse tvorí porfyrický kremeň oválne zrná (do 1 cm). Okrem zaoblenia hrán a rohov magmatická korózia prejavuje sa u neho aj meandrovitými zálivmi na plochách; okrem zjavov resorbčných zisťujeme aj znaky tlakového postihnutia vo forme oblačkovitého zhášania.

Na doplnenie obrazu o litologickej povahe nízkotatranských lamprofýrov uvádzam štyri originálne analýzy, ktoré porovnávam s chemizmom kersantitu z lokality Piz Miez z gotthardského masívu. Analýzy vyhotovila inž. E. R u b i n o v á.

V porovnaní s modálnym minerálnym zložením analyzovaných vzoriek je v analýzach udávaný pomerne malý podiel alkálií. Pomerne veľkú prevahu K_2O nad Na_2O v analýze 26/2 a 26/1 možno vysvetliť pokročilou sericitizáciou plagioklasov a vysokým podielom chloritizovaného biotitu.

A n a l. 103: *kersantit jemnozrnný*, rovnomerne zrnitý, blastoofitickej štruktúry. Minerálne zloženie: plagioklas + sericit 61 obj. %, biotit + chlorit 33 obj. %, kremeň 1 obj. %, ilmenit 5 obj. %. Dĺžka línie 1210 mm. Lokalita: zárez štátnej cesty Jarabá—Čertovica v Kumštovej doline.

A n a l. 4: *porfyrický kersantit* s porfyrickou štruktúrou a blastoofitickou základnou hmotou. Minerálne zloženie plagioklas + sericit 81 obj. %, biotit + chlorit 13 obj. %, kremeň 5 obj. %, ilmenit 7 obj. %. Dĺžka línie 652 mm. Lokalita ako pri analýze 103.

A n a l. 26/2: *kersantit jemnozrnný* až afanitický, rovnomerne zrnitý, lepidoblastickej štruktúry. Minerálne zloženie: plagioklas + sericit 60 obj. %, biotit + chlorit 32 obj. %, kremeň 2 obj. %, ilmenit 6 obj. %. Lokalita: východný svah Zingoty (1169,3), 3 km SV od Mýta pod Ďumbierom.

A n a l. 26/1. *kersantit jemnozrnný*, rovnomerne zrnitý s blastoofitickou štruktúrou. Minerálne zloženie: plagioklas + sericit 63,1 obj. %, biotit + chlorit 20,7 obj. %, zoizit 9,2 obj. %, kremeň 2,5 obj. % a ilmenit 4,5 obj. %. Dĺžka línie 797 mm. Lokalita ako pri anal. 26/2.

A n a l. H—1: *kersantit* minerálneho zloženia: plagioklas + kremeň 32,5 obj. %, biotit + zoizit 16 obj. %, sericit a muskovit 7 obj. %, kalcit 3,5 obj. %, akcesorie 2 obj. %. Lokalita: Piz Miez, gotthardský masív. Prevzatá z práce H. M. Hubera (1941).

Ako vyplýva z pril. tabuľky chemických analýz, kersantity Nízkych Tatier majú pomerne stály chemizmus. Porfyrický kersantit (anal. 4) má však oproti kersantitom podstatne vyššiu hodnotu *si*, čo je podmienené hlavne prítomnosťou porfyrického kremeňa. S výnimkou analýzy 103 má v týchto horninách prevahu K_2O nad Na_2O a patria k alkalickému K-radu. Relatívne nižšia hodnota *k* v analýze 103 nie je ovšem modálnym minerálnym zložením opodstatnená. Podstatne nižšia hodnota *c* v anal. 103 a 4 je výsledkom čiastočnej dekalcifikácie týchto hornín, ktorá nastala pri sericitizácii plagioklasov. Všeobecne vysoké hodnoty *fm* sú odrazom hojného podielu biotitu a hlavne ilmenitu.

Váhové % chemických analýz

	103	4	26/2	26/1	H—1
SiO_2	55,65	68,46	55,23	54,51	52,60
TiO_2	1,71	0,66	1,03	1,15	0,77
Al_2O_3	15,66	13,34	15,79	16,70	16,34
Fe_2O_3	8,68	1,11	3,15	4,97	1,35
FeO	1,50	3,86	7,60	6,20	7,15
MgO	5,35	1,57	3,54	3,11	6,54
MnO	0,16	0,02	0,02	0,26	0,15
CaO	1,93	1,10	6,81	6,53	2,92
Na_2O	3,22	3,16	1,6	1,35	2,81
K_2O	2,94	4,72	3,2	3,50	6,04
H_2O+	2,48	1,46	1,96	1,66	1,67
H_2O-	0,26	0,20	0,22	0,19	0,01
CO_2	—	—	—	—	1,52
P_2O_5	0,37	0,17	0,52	0,57	0,05
spolu	99,91	99,83	100,67	100,70	99,92

Niggliho hodnoty

čís. anal.	103	4	26/2	26/1	H—1
al	27,02	35,79	27,02	28,76	26,5
fm	52,10	31,69	41,30	40,36	47,00
c	5,96	5,19	21,22	20,49	8,5
alk	14,56	27,32	10,44	10,37	18,00
si	162,45	311,47	160,70	159,66	145,00
ti	3,69	2,18	2,25	2,53	1,7
p	0,35	0,27	0,64	0,70	0,1
k	0,37	0,50	0,56	0,63	0,59
mg	0,44	0,34	0,44	0,46	0,58
π	0,17	0,09	0,44	0,47	—
γ	—	—	0,1	0,48	—
α	0,66	7,00	1,82	1,86	—
μ	0,44	0,34	0,39	0,44	—
Q	36,30	51,11	49,59	49,74	29,54
L	34,62	37,81	21,14	23,32	46,11
M	29,08	11,09	29,25	26,93	24,34

Kersantity Nízkych Tatier sú petrochemicky veľmi príbuzné kersantitu Piz Miez gotthardského masívu, i keď tento, ako vyplýva z poznatkov Hubera (1941), je postihnutý intenzívnym regionálnym metamorfizmom. Jeho chemizmus zapadá do variačnej šírky nízkotatranských kersantitov.

Záver

Kersantity sa vo svetovej literatúre všeobecne považujú za diferenciačné produkty granitoidnej magmy. Vysvetlenie genetického vzťahu nízkotatranských kersantitov naráža na isté ťažkosti. Ako bolo zdôraznené, kersantity prerážajú staršie migmatity nízkotatranského kryštalinika, ktoré Zoubek (1951) kladie do genetickej súvislosti s intrúziou žuly Králičky. Ten istý autor považuje kersantity za diferenciačné produkty ďumbierskeho biotitického granodioritu. Na jeho periférii je vyvinutá úzka zóna mladších migmatitov (= polymigmatity), ktorých hybriditizačným zdrojom je ďumbiersky granodiorit. Podľa výsledkov geochronologických štúdií Kantora (1959) ďumbiersky granodiorit je variského veku.

Kersantity vystupujú mimo oblasť tohto masívu i jeho migmatitizačnej zóny a nemajú preto k nemu žiaden priestorový vzťah. Ich príslušnosť k žule Králičky je ešte menej pravdepodobná. Tento názor je podporovaný hlavne tým, že staršie migmatity v bezprostrednom okolí lamprofýrov sú postihnuté pomerne intenzívnou diaftorézou, kým lamprofýry s výnimkou slabého tlakového postihnutia, prejavujúceho sa undulóznym zhášaním jednotlivých minerálov, nie sú rekryštalizačne zbridličnatené. Spomínané zjavy chloritizácie biotitu a sericitizácie plagioklasu patria preto do oblasti autometamorfných premien pneumatolyticko-hydrotermálneho štádia.

Otázka veku diaftorézy v oblasti Nízkych Tatier nie je zatiaľ vyriešená na základe faktických poznatkov. Máška — Zoubek (in Zoubek — Máška — Matějka 1960) ju považuje za neoídnu. Z hľadiska diskutovaného problému je dôležité, že diaftoréza nastala pred intrúziou kersantitov. Tento poznatok vedie nás totiž k záveru, že nízkotatranské kersantity sú alpínskeho (neoídneho) veku a predstavujú žilný roj granitoidnej intúzie, ktorá ešte nebola eróziou a denudáciou dosiahnutá. Pre toto chápanie hovorí aj najnovší poznatok o zrudnení mezozoika trangošskej synklinály Nízkych Tatier.

Katedra petrografie Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského, Bratislava

LITERATÚRA

[1] Hall A. J., 1941: The relation between colour and chemical composition in the biotites Amer. Miner. t. 26, str. 29—33. — [2] Huber H. M., 1943: Physiographie und Genesis der Gesteine im südostlichen Gotthardmasiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. XXIII., Hft. 1. — [3] Ivanov M. — Kamenický L., 1957: Poznámky ku geológii a petrografii kryštalinika Malej Fatry. Geol. práce, Zoš. 45. Bratislava. — [4] Kantor J., 1959: Príspevok ku geochronológii nízkotatranských granitoidov. Geol. práce, Zpr. 15. Bratislava. — [5] Koutek J., 1931: Geologické studie na severozápadě Nízkych Tater. Sborník SGÚ. Praha. — [6] Kuznecov E. A., 1956: Petrografia magmatičeskich porod. Moskva. — [7] Tröger W. E.,

1935: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Berlin. — [8] Williams H. — Turner F. J. — Gilbert Ch. M., 1955: Petrography an Introduction to the Study of Rocks in Thin Section. San Francisco. — [9] Zoubek V., 1951: Zpráva o geologickém výskumu jižního svahu Nízkych Tater mezi Bystrou a Jasenskou dolinou. Věst. ÚÚG, roč. XXVI, Praha. — [10] Zoubek V. — Máška M. — Matějka A., 1960: Tectonic development of Czechoslovakia. Praha.

JAKUB KAMENICKÝ

GEOLOGISCH-PETROGRAPHISCHE VERHÄLTNISSE DER KERSANTITE IN DER NIEDEREN TATRA

Die Lamprophyren-Gänge kommen in den Westkarpaten nur sehr selten vor; sie sind lediglich aus dem Kristallin des Gebirges Malá Fatra bekannt, von wo ein dem Cuselit ähnliches Gestein beschrieben wurde (M. Ivanov — L. Kamenický 1957). In der letzten Zeit wurden Lamprophyre im Kristallin der Niederen Tatra (Ďumbier-Zone) festgestellt. Diese Lamprophyre sind durch Kersantit und dessen porphyrische Varietät vertreten. Ein Kersantitgang kommt im Tale Kumštová Dolina vor und ist gut aufgeschlossen im Einschnitt der Strasse Jarabá—Čertovica; der andere liegt am Osthang der K. Zingota (1169,3 m n. M.), 3 km NO von der Gemeinde Mýto pod Ďumbierom. Die Kersantitgänge dringen die sog. älteren Migmatite durch, welche Zoubek (1951) in genetischen Zusammenhang mit der Intrusion des hochtektonischen Granits — Typus Kralička bringt. Zwischen dem Kersantit und dessen porphyrischer Varietät wurden allmähliche Übergänge beobachtet und deshalb halte ich beide Gesteine für syngenetisch. Die porphyrischen Einsprenglinge stellen die primären Auslaugungen des intrudierenden Magmas dar.

In petrographischer Hinsicht sind Kersantite der gleichen Mineralzusammensetzung. Im wesentlichen sind die durch Plagioklas und den stark chloritisierten Biotit gebaut. Plagioklas pflegt stellenweise intensiv serizitisiert zu sein. Ausser dem Chlorit und Serizit von sekundären Mineralien sind in akzesorischen Mengen auch Zoisit und Kalcit, weiter dann noch Quarz, ziemlich reich Illmenit und sehr selten auch Apatit anwesend.

Die porphyrische Varietät unterscheidet sich von den Kersantiten lediglich durch die Anwesenheit der porphyrischen Einsprenglinge, in welchen Plakioklas (= Albit-Oligoklas) über dem Quarz und Biotit vorherrscht. Der intratellurische Quarz ist intensiv magmatisch korrodiert und abgerundet, sodass er durch seine Form sehr an Konglomeratgerölle erinnert.

Die petrochemischen Beziehungen dieser beider Gesteine werden in der beigefügten Tabelle der chemischen Analysen, bzw. durch Niggli-Werte offenbar (siehe S. 139).

Die Chloritisation des Biotits, die Serizitisation der Plagioklase als auch die magmatische Korrosion des porphyrischen Quarzes gehören zu den autometamorphen Erscheinungen. Die Wirkung der regionalen Metamorphose und die kristallisierte Verschieferung wurden nicht beobachtet. Das Druckphenomen kommt lediglich in der schwachen undulösen Auslöschung einzelner Minerale zur Geltung.

Alle diesen Erkenntnisse sind für die Beurteilung der stratigraphischen Position der Lamprophyre in der Niederen Tatra von grosser Bedeutung. Nach Zoubek's Ansicht gehören Kersantite zum Gangschwarm des biotitischen Granodiorits von Ďumbier, welcher für variscisch gehalten wird. Die Kersantite treten jedoch weit vom Gebiet dieses Massivs auf und stehen mit diesem in keiner räumlichen Beziehung. Dazu kommt noch die Tatsache, dass die Migmatite aus der unmittelbaren Umgebung der Lamprophyre von einer ziemlich intensiven Diaftorese ergriffen sind, die Máška — Zoubek (in Zoubek — Máška — Matějka 1960) für alpine hält. Die Lamprophyre selbst, wie bereits erwähnt, blieben vor dieser Metamorphose bewahrt.

Auf Grund dieser Tatsachen halte ich die Lamprophyre aus der Niederen Tatra für alpidische, dem Gangschwarm der granitoiden Intrusion angehörende Gesteine, welche von der Erosion und Denudation nicht erreicht waren. Für diese Annahme sprechen auch die neuesten Erkenntnisse über die Vererzung des Mesozoikums der Synklinale von Trangoška in der Niederen Tatra.

Lehrstuhl für Petrographie
Naturwissenschaftliche Fakultät
der J. A. Komenský-Universität,
Bratislava

Übersetz von Ing. M. Rumann.

Obr. 1. Kersantit blastoofitickej štruktúry. Lištovitý plagioklas (P), šupinkovitý a pokročile chloritizovaný biotit a tyčinkovitý agregát ilmenitu (čierny). Zárez cesty Jarabá—Čertovica v Kumštovej doline. Nik. X, zväčš. 36×. Foto: Oswald.

Obr. 2. Kersantit s blastoofitickou až granoblastickou štruktúrou. Lištovitý plagioklas (Pl), dihošupinkovitý a intenzívne chloritizovaný biotit a zrnitý pigment, alebo zrnitý agregát ilmenitu (čierny). Východný svah Zingoty, 3 km SV. Mýta pod Ďumbierom. Nik. X, zväčš. 36×. Foto: Oswald.

Obr. 3. Kersantit porfyrickej štruktúry s blastointersertálnou základnou hmotou. Porfyrický kremeň magmaticky korodovaný a zaoblený v jemnozrnnej základnej hmote. Lokalita ako u obr. č. 1. Nik. X, zväčš. 19×. Foto: Oswald.

Obr. 4. Kersantit s porfyrickou štruktúrou a blastoofitickou základnou hmotou. Porfyrický plagioklas s albitickým lamelovaním (Pl) v jemnozrnnej základnej hmote. Lokalita ako u obr. č. 1. Nik. X, zväčš. 19×. Foto: Oswald.

MILOŠ RAKUS

AMONITY ČERVENÝCH HĽUZNATÝCH VÁPENCOV MANÍNSKEJ SÉRIE

(Nemecké resumé, tab. XI—XII)

Pri terénnych prácach v oblasti Belušských Slatín našli sme faunu perisphinctov, na základe ktorej sme dospeli k odlišnému názoru o stratigrafickom postavení červených hľuznatých vápencov manínskej série, ktoré sa ešte donedávna považovali za dogerské (D. Andrusov 1960). Doger vo vývoji červených hľuznatých vápencov v centrálnom pásme nie je nikde známy. V bradlovom pásme sa s ním stretávame vo vývoji pruskom (D. Andrusov 1945) a v niedzickej sérii (Birkenmájer 1957). Ako vidieť, doger vo vývoji červených hľuznatých vápencov je pomerne málo rozšírený.

Nové spracovanie fauny amonitov z oblasti Belušských Slatín ukázalo, že červené hľuznaté vápence, ktoré sa doposiaľ pričleňovali iba k dogeru, musíme považovať z väčšej časti za malm; tým sa doger vo vývoji červených hľuznatých vápencov obmedzuje zväčša len na bradlové pásmo. K tomuto záveru mi dopomohla časť pôvodného Telegdi-Rothovho materiálu, na základe ktorého sa vyššie spomínané vápence začleňovali do dogeru. Revízia tohto materiálu ukázala, že väčšina amonitov bola určená chybne, a preto sa aj tieto vápence začleňovali do dogeru. Výbrusy zhotovené priamo z kamenných jadier amonitov z našich zberov a materiálu Telegdi-Rotha čiastočne potvrdzujú príslušnosť týchto vápencov k malmu (prítomnosť mikrofácie so *Saccocoma)*.

Prvú podrobnejšiu zprávu o amonitoch z červených hľuznatých vápencov v okolí Belušských Slatín máme od Telegdi-Rotha (1915), ktorý udáva faunu amonitov určenú E. Vadaszom ako:

Lytoceras cf. *rubescens* Dum.; *Dumortiera* sp.; *Phylloceras* sp.; *Stephanoceras longaevum* Vacek; *Oppelia* sp. cf. *subaspidoides* Vacek; *Aptychus* sp.

Na základe tejto fauny považovali sa tieto vápence za dogerské; s týmto názorom sa stotožnil i D. Andrusov (1945, 1960), ktorý z týchto vápencov okrem spomínanej fauny uvádza ešte *Oppelia aspidoides* (Opp.), ktorú našiel Bereczký južne od obce Ladce. Z úžiny na juh od Belušských Slatín uvádza

Cadomites sp. Táto fauna by svedčila o dogerskom veku červených hľuznatých vápencov manínskej série. Ako som však už spomenul, časť materiálu, ktorá mi bola prístupná, bola určená chybne, takže pravdepodobnosť dogerského veku sa týmto stáva problematickou. Všetky nálezy poskytli iba formy charakteristické pre malm [len *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.) má rozpätie kallow až titón — podľa Romana, 1931, str. 20]. Avšak typ druhu, ako ho vyobrazuje Roman (1931) na tab. II, pochádza z oxfordu.

Amonity, ktoré popisujem, pochádzajú z týchto lokalít:

Manínska súteska — (poloha červených hľuznatých vápencov pri ceste z Považskej Teplej do Vrchteplej);

Ostré vŕšky — túto lokalitu uvádza Telegdi-Roth, ktorý však neudáva presnú polohu (pravdepodobne leží táto lokalita asi 400 m južne od kóty 515 Ostré vŕšky).

Za prvou Štúrovou bránou — približne 500 m za prvou Štúrovou bránou pri ceste z Belušských Slatín do Mojtína; je to vlastne pokračovanie pruhu z kóty 515 Ostré vŕšky.

Na všetkých lokalitách sú amonity zachované ako kamenné jadrá, väčšinou čiastočne poškodené hlavne koróziou a mierne deformované.

SYSTEMATICKÁ ČASŤ

Čeľaď **Phylloceratidae** Zittel, 1884 — Podčeľaď **Phylloceratinae** Zittel, 1884 — Rod **Phylloceras** Suess, 1865

Phylloceras sp.

K dispozícii som mal jedno silno korodované kamenné jadro, na ktorom je čiastočne zachovaná sutúra. Schránka je involútna a závity narastajú do výšky i do šírky, takže prierez posledného zachovaného závitu je zaoblene sukvadiátny. Boky závitov sú silne klenuté a prechádzajú plynule do centrálnej časti závitu, ktorý je pomerne široký. Umbilikus je malý. Sutúra má phylloceratoidný charakter, avšak bližšie sa nedá identifikovať. Jedinec pochádza z lokality Manínska súteska z červených hľuznatých vápencov.

V zberoch Telegdi-Rotha našiel sa kus, ktorý som priradil taktiež k tomuto rodu. Je to silne korodované fosílne jadro so zvyškami sutúry, ktorá sa však nedá bližšie určiť. Exemplár pochádza z lokality Ostré vŕšky.

Podčeľaď **Calliphylloceratinae** Spath, 1927 — Rod **Holcophylloceras** Spath, 1927

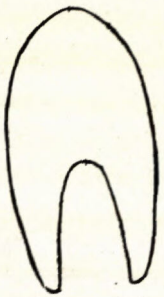
Holcophylloceras mediterraneum (Neumayr, 1871)

Tab. XI, obr. 1

1848 *Ammonites Zignodianus*, d'Orbigny, Cephalopodes, str. 493, tab. 182.
1871 *Phylloceras Zignoanum*, Neumayr, Jurastudien, str. 339, tab. XVII, fig. 1.
1871 *Phylloceras mediterraneum*, Neumayr, Jurastudien, str. 340, tab. XVII, fig. 2—5.

1905 *Phylloceras mediterraneum*, Popovitzi — Hatzeg, Monte Strunga, tab. 14, tab. II, fig. 1—7.
1915 *Phylloceras Zignodianum*, Loczy, Villany, str. 297—304, fig. 6, 7.
1935 *Phylloceras zignoi*, Passendorfer, Studia nad stratigrafiu ... str. 88, tab. II, fig. 6 a text. fig. 6 a text. č. 1.
1938 *Calliphylloceras (Holcophylloceras) Zignoi*, Roman, Les Ammonites ..., str. 20.
1938 *Calliphylloceras (Holcophylloceras) mediterraneum*, Roman, Les Ammonites ..., str. 20, tab. II, fig. 15.
1951 *Calliphylloceras (Holcophylloceras) Zignoi*, Książkiewicz, fig. č. 9.
1957 *Holcophylloceras mediterraneum*, Arkell, Treatise ..., str. 189, fig. 220, 5.
1958 *Holcophylloceras mediterraneum*, Luppova — Druščica, Ammonoidei ..., str. 56, XIX, fig. 5.
1959 *Holcophylloceras mediterraneum*, Sapunov — Načev, Ammonitna fauna ..., str. 51, tab. II, fig. 5.

Popis: Schránka je strednej veľkosti (priemer nepresahuje 90 mm), silne involútna. Závity rastú rýchlo a pravidelne. Pri raste sa podstatnejšie uplatňuje výška závitu, takže prierez závitu je eliptický. Centrálnu časť tvorí silne klenutý oblúk. Boky závitov sú mierne klenuté, pričom maximálna šírka závitu je asi v polovičke jeho výšky. Umbilikus je malý a pomerne hlboký. Na povrchu posledného zachovaného závitu je sedem sigmoidálne prehnutých rýh, ktoré začínajú na umbilikálnej hrane, prechádzajú bez prerušenia na druhú stranu závitu a končia na umbilikálnej hrane druhého umbilika. Okrem rýh na ventrálnej strane závitov sú pomerne jemné rebrá, ktoré neprekračujú tretinu výšku závitu. Sutúra u môjho jedinca nie je zachovaná; zistené rozmery sú nasledovné: D = 85,0, skut. veľkosť vz = 45,0, šz = 28,0, d = 7,0.



Obr. 1. Prierez *Holcophylloceras mediterraneum* (Neum.).

Poznámky a vzťahy: Hoci jedinec nie je dobre zachovaný, jeho určenie bolo možné vzhľadom na charakteristické znaky druhu: tvar, počet a priebeh rýh, prierez závitu. Druh *H. mediterraneum* (Neum.) je dávno známy a popisovaný pod rôznymi rodovými i druhovými menami. S prvým popisom a vyobrazením stretávame sa u d'Orbignyho (1848). M. Neumayr (1871, str. 340) zahrňuje d'Orbignym označeného jedinca ako *Ammonites Zignodianus* k druhu *Phylloceras mediterraneum* Neum. Od tohto dáta stretávame sa s označením *mediterraneum* i *zignodianum*. Druhý názov *Zignoi* prvý raz použil de Loriol (1900) (pozri Lóczy sen. 1915), potom Passendorfer (1935) a Roman, ktorý okrem tohto použil i označenie *mediterraneum*, z čoho vyplýva, že rešpektuje oba názvy ako samostatné druhové označenia. Roku 1915 Lóczy, ktorý sa podrobne zaoberal týmto druhom, považuje druhové označenie *mediterraneum* za synonymum *Zignodianum*. Naproti tomu Arkell (1957, str. 189) vyberá označenie *mediterraneum* zo synonymiky a za synonynum považuje *zignodianum* v zmysle d'Orbignyho.

Stratigrafické rozšírenie a výskyt. Stratigrafické rozpätie druhu *H. mediterraneum* (Neum.) je rôzne; tak Lóczy (1915) udáva ho z kelowayu, Roman (1938) z kelowayu až titónu, pričom píše, že genotyp pochádza z oxfordu. Książkiewicz (1955) spomína tento druh medzi oxfordskou faunou. Druh je rozšírený v strednej Európe, na Kryme a Kaukaze.

Náš exemplár pochádza z červených hľuznatých vápencov asi 500 m za prvou Štúrovou bránou.

Čeľaď **Lytoceratidae** Neumayr, 1875 — Podčeľaď **Lytoceratinae** Neumayr, 1875 Rod **Lytoceras** Suess, 1865

Lytoceras polycyclum Neumayr, 1871

Tab. XI, fig. 2

1871 *Lytoceras polycyclum* Neumayr, Die Fauna ..., str. 160, tab. XXXI, fig. 4.
1915 *Lytoceras cf. rubescens*, Telegdi-Roth, Adatok Illava ..., str. 167.
1945 *Lytoceras rubenscens*, Andrusov, Geologický výskum ..., str. 71.
1955 *Lytoceras polycyclum*, Książkiewicz, Jura a Kreda ..., tab. XXIII, fig. 6.

Popis: Schránka je strednej veľkosti, terčovitá, výrazne evolútna. Závity narastajú pravidelne a postupne do výšky i šírky. Pomer výšky a šírky je dosť pravidelný, prierez posledného zachovaného závitu je temer okrúhly. Ventrálnu časť a boky závitov tvorí široký oblúk, ktorý prechádza plynule do umbilikálnej hrany, ktorá je nezreteľná a splýva s umbilikálnou stenou. Umbilikus je široký a plytký. Povrch závitov je hladký. Sutúra sa len čiastočne zachovala, a preto ju nebudem bližšie popisovať. Rozmery: D = 92,5, vz = 31,0, sž = 35,0, d = 44,0.

Poznámky a vzťahy: Druh *L. polycyclum* Neum. je charakterizovaný predovšetkým veľmi evolútnou schránkou. Neumayr (1871, str. 160) ho porovnáva s *Protetragonites quadrisulcatus* (d'Orbigny, 1844), od ktorého ho však ľahko rozoznáme, lebo náš druh je oveľa väčší a je bez charakteristických štyroch rýh, ktoré sú príznačné pre *P. qadrisulcatus*. Od *Lytoceras adeloides* Kudernatsch, 1852 sa náš druh líši tým, že je evolútnejší, väčší a hladký, kým *L. adeloides* má povrch závitov pokrytý jemnými rebrami.

Lytoceras rubescens Dumortier, 1867 sa od nášho druhu líši tým, že je involútnejší a prierez závitu má vyšší než *L. polycyclum* Neum.

Stratigrafické rozšírenie a výskyt. Tento druh je známy z dosť malej oblasti strednej Európy. M. Neumayr (1871, str. 160) ho uvádza z Csofranka a Gyilkos-kö v Sedmohradsku, ďalej z lokalít St. Agatha a Sultzbach v Salzkammergut. Książkiewicz (1956) spomína tento druh z Bachowic; rozšírený je v kimeridži str. Európy.

Náš jedinec pochádza z lokality Ostré vŕšky.

Lytoceras cf. *polycyclum* Neumayr, 1871

Na lokalite asi 500 m za prvou Štúrovou bránou našiel sa kus, ktorý sa v základných rysoch približuje druhu *L. polycyclum* Neum. Je to časť veľkého exemplára, na ktorom môžeme pozorovať zbytky sutúry, ktorá je však v detailoch veľmi nepresná v dôsledku korózie kamenného jadra.

Čeľaď **Perisphinctidae** Steinmann, 1890 — Podčeľaď **Perisphinctinae** Steinmann, 1890 — Rod **Perisphinctes** Waagen, 1869

Perisphinctes orbignyi de Loriol, 1903

Tab. XII, fig. 1

1849 *Ammonites plicatilis*, d'Orbigny, Cephalopodes . . . , str. 509, tab. 192, fig. 1—4.
1903 *Perisphinctes orbignyi*, de Loriol, L'Oxfordien . . . , str. 81, tab. 11, fig. 2.
1911 *Perisphinctes plicatilis*, Boden, Die Fauna . . . , str. 42, tab. 3, fig. 2, 3.
1930 *Perisphinctes orbignyi*, Dorn, Die Ammonitenfauna . . . , str. 125, tab. 1, fig. 1, 3, 4, tab. 2, fig. 2, tab. 3, fig. 2.
1955 *Perisphinctes orbignyi*, Książkiewicz, Jura i Kreda . . . , str. 198, tab. XXII, fig. 4.

Popis: schránka je veľká (celkový priemer presahuje 100 mm), evolútna, terčovitá. Závity rastú pravidelne a len málo sa prekrývajú. V priebehu rastu sa viac uplatňuje výška ako šírka závitu. Ventrálna časť závitu je mierne klenutá, kým boky závitov sú ploché (hlavne posledný zachovaný závit). Umbilikálna hrana je zaoblená. Umbilikálna stena je krátka a strmá; umbilikus široký a plytký. Povrch závitov je pokrytý silnými, mierne dopredu naklonenými rebrami, ktoré sa vetvia vo vrchnej tretine závitu na dve sekundárne rebrá. Takto rozvetvené rebrá prebiehajú cez ventrálnu časť závitu na druhú stranu. Sekundárne rebrá sú ohnuté dopredu, t. j. smerom k ústiu. Niekedy sa stretávame aj s jednoduchými rebrami. Rozmery: D = 122,0, vz = 36,0, šz = 22,0, d = 62,0.

Poznámky a vzťahy: Druh *P. orbignyi* Lor. sa veľmi podobá forme *Perisphinctes plicatilis* (Sowerby, 1821), ku ktorému sa pôvodne zahrňoval. R. 1904 Miss Healey našla Sowerbyho originál, takže bolo možné tento druh presnejšie vymedziť. *Per. plicatilis* (Sow.) sa od *Per. orbignyi* Lor. líši pravouhlým prierezom závitu, klenutejšími bokmi, jemnejšími a početnejšími rebrami, pričom jeho rebrá na poslednom závite „nehrubnú", ako to môžeme do istej miery vidieť u *Perisphinctes wartae* Bukowski, 1899; od nášho druhu sa líši vyšším prierezom a lichobežníkovitým prierezom závitu.

Stratigrafické rozšírenie a výskyt: Tento druh je bežný v oxforde strednej Európy; našiel sa asi 500 m za prvou Štúrovou bránou v červenohnedých hľuznatých vápencoch manínskej série.

Perisphinctes ex gr. *martelli* (O p p e l, 1863)

Pri popise som mal k dispozícii jedno neúplné, silne korodované fosilné jadro. Schránka je veľká, evolútna, terčovitá. Pri raste závitov sa viac uplatňuje výška než šírka. Prierez závitu je oválny. Na ontogeneticky starších závitoch sú rebrá oveľa hustejšie usporiadané než na mladších. Rebrá mladších závitov sú redšie a hrubšie. Na základe rozdielneho charakteru rebier, čo je dôležitým znakom druhu *Per. martelli* (O p p.), zaradil som nášho jedinca do skupiny tohto druhu. Náš exemplár sa našiel asi 500 m za prvou Štúrovou bránou v červenohnedých hľuznatých vápencoch manínskej série. Druh *Per. martelli* (O p p.) vyskytuje sa v oxforde Európy.

Rod **Properisphinctes** S p a t h, 1931

Properisphinctes? cf. *pralairei* (F a v r e, 1875)

Tab. XII, obr. 2

1875 *Ammonites Pralairei* F a v r e, Voirons . . . , str. 32, tab. 3, fig. 6, 7.
1899 *Perisphinctes Pralairei*, S i e m i r a d z k i, Die Monographie . . . , str. 285.
1917 *Stephanoceras longaevum*, T e l e g d i - R o t h, Adatok Illava . . . , str. 167.
1930 *Perisphinctes Pralairei*, D o r n, Die Ammoniten . . . , str. 155, tab. XIII, fig. 6a, 6b.
1945 *Stephanoceras longaevum*, A n d r u s o v, Geologický výskum . . . , str. 71.

P o p i s. Schránka je strednej veľkosti, terčovitá, výrazne evolútna. Závity rastú pravidelne a len málo sa prekrývajú. V priebehu rastu sa o niečo viac uplatňuje šírka závitu ako výška, takže prierez závitu má ľadvinovitý tvar. Ventrálna časť a boky závitu tvoria široký oblúk, ktorý plynule prechádza do krátkej a strmej umbilikálnej steny. Umbilikálna hrana je silne zaoblená, umbilikus široký. Povrch mladších závitov je pokrytý hustými, redšie usporiadanými staršími rebrami, ktoré sú orientované priamo (t. j. kolmo) do stredu závitu. Rebrá sa vetvia asi na konci druhej tretiny závitu na dvoje. Takto rozvetvené rebrá potom prechádzajú bez prerušenia ventrálnou časťou závitu na druhú stranu, kde v niektorých prípadoch dichotomujú. Sutúra sa nezachovala.

P o z n á m k y a v z ť a h y. Nášho jedinca zaradil som k tomuto druhu ako cf., lebo jeho stav zachovania nie je práve najlepší. Okrem toho systematika perisphinctov s ľadvinovitým prierezom závitu nie je dostatočne spracovaná. Ich stratigrafické rozšírenie je dosť značné; s morfologicky podobnými formami stretávame sa už v spodnom dogeri a prechádzajú až do malmu (oxford).

S i e m i r a d z k i (1899) rozdeľuje týchto perisphinctov do tzv. mutačných radov, hlavne na základe ich morfologického utvárania. Jeho mutačný rad *Perisphinctes evolutus* N e u m a y r, 1871 má pravdepodobne priamych pokračo-

vateľov v spodnom malme (oxforde) v skupine *Perisphinctes pralairei* (F a v.) a *Perisphinctes sparsiplicatus* W a a g e n, 1875.

Do tejto skupiny mohli by sme zahrnúť i *Perisphinctes windauensis* B o d e n 1911, ktorý je veľmi blízky *Properisphinctes bernensis* (L o r i o l, 1898). Je pochopiteľné, že vo vývojovom rade, ktorý má pomerne dlhé trvanie, vyskytnú sa početné „prechodné" formy, o ktorých ťažko rozhodnúť kam s istotou patria.

Per. pralairei (F a v.) a *Per. windauensis* B o d e n sú si veľmi blízke formy a ich presné odlíšenie je dosť obťažné, hlavne v mladšom štádiu. Dospelé exemplâre môžeme dosť dobre odlíšiť pomocou rebier, ktoré sa u *P. pralairei* pravidelne vetvia na dvoje, kým u *P. windauensis* sa vetvia na dvoje, troje, alebo niekedy sa nevetvia vôbec. Obe formy sú pomerne malé, avšak D o r n (str. 156) poznamenáva, že môžu dosahovať veľkosť až 150 mm v priemere. Podobný a prierezom závitu temer totožný s druhom je *Properisphinctes bernensis* (L o r i o l, 1898), ktorý je však podstatne menší a má charakteristické rýhy.

V ý s k y t a s t r a t i g r a f i c k é r o z š í r e n i e: Druh je rozšírený v oxforde Európy a Afriky. U nás sa vyskytuje na lokalite Ostré vŕšky v červenohnedých hľuznatých vápencoch manínskej série.

Podčeľaď **Ataxioceratinae** B u c k m a n, 1921 — Rod **Ataxioceras** F o n t a n n e s, 1879

Ataxioceras ex gr. *polyplocum* (R e i n e c k e, 1818)

K popisu mi slúžilo jedno neúplné fosílne jadro. Schránka je strednej veľkosti (priemer nepresahuje 100 mm), čiastočne involútna. V priebehu rastu závitov podstatnejšie sa uplatňovala výška závitu. Ventrálna časť závitu je klenutá, boky závitu ploché. Umbilikálna hrana je zaoblená, avšak dobre viditeľná. Umbilikálna stena je krátka a kolmo orientovaná na rovinu súmernosti. Umbilikus je pomerne malý; povrch závitov je pokrytý husto usporiadanými rebrami, ktoré sa pravdepodobne vetvia vo vonkajšej tretine závitu. Rebrá na bokoch sú hrubšie a redšie než rebrá na ventrálnej časti závitu. Náš jedinec je práve charakterom rebier blízky skupine *A. polyplocum* (R e i n.); našiel sa v červených hľuznatých vápencoch asi 500 m za prvou Štúrovou bránou. Rod *Ataxioceras* je podľa A r k e l l a rozšírený v sp. kimeridži Európy, Somálska, Kaukazu, Perzie-Cutch.

Lamellaptychus sp.

Na lokalite Ostré vŕšky našiel Telegdi-Roth čiastočne zachovaného aptycha, ktorého E. V a d á s z určil ako *Aptychus* cf. *laevis H.* v. M a y e r. Aptych je len sčasti zachovaný, a preto určenie nepovažujem za jednoznačné.

Záver a stratigrafické zhodnotenie fauny

Spracovanie nových nálezov a revízia materiálu Telegdi-Rotha rozšírila naše vedomosti o faune amonitov z červených vápencov manínskej série. Našlo sa tu niekoľko rodov a druhov, ktoré sa doteraz z týchto vápencov neudávali. Sú to:

Phylloceras sp.
Holcophylloceras mediterraneum (Neumayr, 1871)
Lytoceras polycyclum Neumayr, 1871
Lytoceras cf. *polycyclum* Neumayr, 1871
Perisphinctes orbignyi de Loriol, 1903
Perisphinctes ex gr. *martelli* (Oppel, 1863)
Properisphinctes? cf. *pralairei* (Favre 1875)
Ataxioceras ex gr. *polyplocum* (Reinecke 1818)
Lamellaptychus sp.

Stratigrafické rozšírenie týchto druhov je oxford-kimeridž. Len druh *H. mediterraneum* (Neum.) sa v literatúre uvádza i z kellowayu. Tento druh je však veľmi bežný i v oxforde napríklad Poľska.

Okrem vymenovaných druhov našli sa pri prvej Štúrovej bráne exempláre, ktoré môžeme zaradiť k „perisphinctom", avšak bez bližšieho určenia. Problematickým ostáva výskyt *Dumortieria* sp., *Oppelia* sp. cf. *subaspidoides* Vac., *Oppelia aspidoides* (Opp.) a *Cadomites* sp. ind., ktoré som nemal možnosť revidovať.

Malmských amonitov (*L. polycyclum, P. orbignyi, P.* ex gr. *martelli* atď.) sme našli približne 2 m nad bázou tohto súvrstvia. Treba poznamenať, že litologická hranica oproti podložiu je veľmi výrazná.

Definitívne a podrobnejšie členenie bude možné podať až po získaní lepšieho materiálu. Už dnes však možno povedať, že podstatná časť týchto vápencov nepatrí doger u.

Geologický ústav Dionýza Štúra,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] Andrusov D., 1945: Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch. Časť IV. Stratigrafia doggeru a malmu. Práce ŠGÚ, zošit 13. — [2] Andrusov D., 1960: Geológia Československých Karpat, sv. II. — [3] Arkell W. J., 1957: Treatise on Invertebrate Paleontology. Introduction to mesozoic Ammonoidea, str. 81—437. — [4] Birkenmajer K., 1957: Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. Geol. sborník VIII, 1. Bratislava. — [5] Boden K., 1911: Die Fauna des unteren Oxford von Popilany in Litauen. Geol. u. paleont. Abhandlungen. Neue Folge, Bd. X. (Der Ganzen Reihe Bd. XIV.), Heft 2. — [6] Dorn P., 1931: Die Ammonitenfauna des utersten Malm der Frankenalb. Paleontographica sv. 74.—73. — [7] Książkevicz M., 1951: Regionalna geologia Polski, Tom I, Karpaty, Zeszyt 1, IV C Jura Karpat zewnetrznych, str. 66—72. — [8] Kudernatsch J., 1852: Die Ammoniten von Swinitza. Abhandlungen d. k. k. Geol. Reichsanstalt I. — [9] Lóczy L. jun 1915: A villányi callovien-ammoniteszek monográfiája. Geologica Hungarica, I, f. 3—4, Budapest. — [10] Loriol de P., 1903: L'oxfordien superieur

et moayen du Jura Lédonien. Mémoire de la Société Paleontologique Suisse, vol. XXX. — [11] Luppov N. P. — Druščic V. V., 1958: Moljuski-golovonogie II, ammonoidei (ceratity, ammonity). Osnovy Paleontologii. GNTILG, Moskva. — [12] Mišík M., 1957: Litologický profil manínskou sériou. Geologický sborník SAV. VIII, zoš. 2. — [13] Neumayr M., 1871: Jurastudien Jahrbuch der k. k. Geol. Reichsanstalt sv. XXI, Heft 3. — [14] D'Orbigny A., 1840—1876: Paléontologie francaise: Terr. Jurassique, Paris. — [15] Passendorfer E., 1935: Studia nad stratigrafiu i paleontologiu jury wierchovej w Tatrach. Cz. I, Roczn. Pol. Tow. Geol., sv. XI, za rok 1935. — [16] Popovici — Hatzeg V., 1905: Les Cephalopodes du Jurassique moyen du Mont Strunga. Mém. Soc. Géol. France, vol. 35. — [17] Roman F., 1938: Les Ammonites jurassiques et cretacées. — [18] Sapunov I. — Načev I., 1959: Amonitna fauna ot jurata ot južnata čast na zapadna stara planina. Travaux sur la géologie de Bulgarie, Série Paleontologie. Vol. I. Sofia. — [19] Siemiradzki J., 1898—1899: Monographische Beschreibungen der Ammonitengattung Perisphinctes. Paleontographica, Bd. XLV, Stuttgart. — [20] Telegdi-Roth K., 1915: Adatok Illava és Bellusfürdő környékének földtani viszonyainak ismeretéhez. Jahresbericht der k. Geol. Anstalt. Budapest. — [21] Zittel K., 1865: Bemerkungen über Phylloceras tatricum Pusch sp. und einige andere Phylloceras Arten. Jahrb. der k. k. Geol. Reichsanstalt, Bd. XIX, Wien.

MILOŠ RAKUS

DIE AMMONITENFAUNA AUS DEN ROTEN KNOLLIGEN KALKEN DER MANÍN-SERIE

Während der Kartierungsarbeiten im Gebiet von Belušské Slatiny (das Gebirge Strážovská hornatina) wurde eine ziemlich reiche Perisphinctes-Fauna gefunden, die uns dazu führte, dass die bisherige Ansichten über die stratigpraphische Lage der roten knolligen Kalke in der Manín-Serie nicht gerechtfertig waren. Man hat sie nähmlich auf Grund der Telegdi Roth's Ammonitenbestimmungen zum Dogger eingegliedert. Wie jedoch neue Faunenfunde aus dem Gebiet von Belušská Slatina sowie auch die Revisionsarbeiten des Telegdi-Roth' sischen Materials zeigten, müssem die roten knolligen Kalke (die bisher zum Dogger gestellt wurden) dem Malm eingegliedert werden. Von der Gattung Ammonitina wurden da folgende Arten gefunden:

Phylloceras sp.
Holcophylloceras mediterraneum (Neumayr 1871)
Lytoceras polycyclum Neumayr 1871
Lytoceras cf. polycyclum Neumayr 1871
Perisphinctes orbignyi de Loriol 1903
Perisphinctes ex gr. *martelli* (Oppel 1863)
Properisphinctes? cf. *pralairei* (Favre 1875)
Ataxioceras ex gr. *polyplocum* (Reinecke 1818)
Lamellaptychus sp.

Die stratigraphische Reichweite dieser erwähnten Arten ist zwischen dem Oxford und Kimeridge. Daraus folgt also, dass es keine Gründe da sind um die roten knolligen Kalke der Manín-Serie für Dogger zu halten. Somit beschränkt sich das Auftreten des Doggers (in der Entwicklung der knolligen Kalke) in Westkarpaten lediglich auf die Klippenzone.

ONDREJ SAMUEL

MIKROBIOSTRATIGRAFICKÉ POMERY KRIEDOVÝCH SEDIMENTOV VNÚTORNÉHO BRADLOVÉHO PÁSMA V OKOLÍ BEŇATÍNY

(Anglické resumé, tab. 1—13)

R. 1958 sme mapovali v širšom okolí Beňatíny a Podhoroďa, pričom okrem postavenia flyša a jeho vzťahu k bradlovému pásmu sme skúmali i stratigrafiu bradlového obalu. Predbežné geologicko-litologické a stratigrafické výsledky uverejnili B. Leško & O. Samuel (1960), a preto nebudeme tu širšie opisovať študované územie; podrobnejšie popíšeme len profil severne od Beňatíny, kde sú vyvinuté sedimenty vo fácii slienitovápnitej a slienitej (alb až santon).

Od začiatku výskumu vnútorného bradlového pásma v Západných Karpatoch sa spomína medzi cenomanom a spodným senónom veľký stratigrafický hiát. Prerušenie sedimentácie bolo podľa týchto názorov zapríčinené vrásnením v turóne.

Prvú zmienku o možnosti kontinuity v sedimentácii strednej kriedy v bradlovom obale nachádzame v prácach L. Horwitza (1929, 1930), podľa ktorého pestré (zelené a červené) sliene v nadloží olivovozelených (spodný cenoman na základe nálezu *Neohoblites ultimus* d'Orb.) odpovedajú strednému cenomanu až turónu (bez paleontologických dôkazov). Súvrstvie s hieroglyfovými pieskovcami (flyšový vývoj) nad pestrými slieňmi kladie na základe chudobnej fauny mäkkýšov do spodného senónu. Neskôr L. Horwitz (1938) svoje názory mení v tom zmysle, že pestré sliene a časť súvrstvia s hieroglyfovými pieskovcami dáva do cenomanu a druhú časť s faunou mäkkýšov do santónu. Súčasne sa postavil na stanovisko, ktoré zastával od začiatku svojich výskumov D. Andrusov; tento vo svojej synstetickej práci (1945) kriedové sedimenty bradlového pásma rozdeľuje do troch samostatných sedimentačných cyklov, z ktorých prvý odpovedá rozsahu neokom-apt; druhý alb-cenoman; tretí santon-dán. Tieto názory, zvlášť pokiaľ ide o prerušenie sedimentácie medzi druhým a tretím cyklom, sa v ďalších rokoch a čiastočne i dnes (D. Andrusov 1959; D. Andrusov & E. Scheibner 1960) aplikujú v podstate v nezmenenej forme.

Ďalšia etapa výskumu, opierajúca sa o mikrobiostratirafické metódy, buď potvrdila a spresnila staršie názory, alebo priniesla nové poznatky o stratigrafii

spodnej a vrchnej kriedy. Problém hiátu v turóne z hľadiska nových mikrobiostratigrafických poznatkov sa nám dnes javí odlišne od doterajšej koncepcie.

K s i ą ż k i e w i c z M. v článku: On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt (1958) uvádza mikrobiostratigrafické výsledky z predchádzajúcich rokov. Vo svojej práci sledoval foraminiferové asociácie v slieňoch zelených, pestrých, červených a vo flyšovom vývoji. Na základe stratigrafického rozšírenia jednotlivých druhov dospel k záveru, že zelené sliene obsahujú len rotalipory a odpovedajú cenomanu (hlavne spodnému); pestré sliene odpovedajú vrchnému cenomanu až spodnému turónu (obsahujú vedľa rotalipor i pravé globotrunkány); červené sliene obsahujú len globotrunkány zvlášť z okruhu *Globotruncana lapparenti* ako aj *Stensiöina praeexculpta.* Toto súvrstvie podľa M. K s i ą ż k i e w i c z a odpovedá turónu, alebo až koniaku. Červené sliene postupne prechádzajú do flyšového vývoja a patria podľa neho do vrchného turónu až koniaku. Mikrofaunu z flyšového vývoja zastupujú hlavne jedince z okruhu *Globotruncana lapparenti* a druhy *Blobotruncana* cf. *spinea, Gl. ventricosa* a *Stensiöina praeexculpta.*

Litologicky veľmi podobný vývoj popisujú zo západnej časti vnútorného bradlového pásma z kysuckej série severne od Žiliny E. S c h e i b n e r & V. S c h e i b n e r o v á (1958), ktorí nad zelenými škvrnitými slieňmi spodnocenomanského veku (V. S c h e i b n e r o v á, in: D. A n d r u s o v & E. S c h e i b n e r 1960) vymedzili tri litologicko-stratigraficky rozdielne súvrstvia. Prvé tzv. lalinecké vrstvy sú tvorené pestrými slieňmi a stratigraficky odpovedajú, na základe výskytu *Rotalipora appenninica* (R e n z) a „praeglobotrunkán" vrchnému cenomanu. Druhé súvrstvie, ktoré označili ako kysucké vrstvy, je po litofaciálnej stránke veľmi podobné tzv. lalineckým vrstvám, z ktorých sa vyvinuli. Určitá litologická rozdielnosť sa prejavuje v tom, že v červených bridliciach a slieňovcoch sú vložky pieskovcov. Mikrofauna z tohto súvrstvia je spodnoturónskeho veku (*Globotruncana helvetica* B o l l i, *Globotruncana renzi* G a n d o l f i a vysokoklenuté praeglobotrunkány). Tretie súvrstvie, tzv. snežnické vrstvy, sa pozvoľne vyvíjajú zo spodnejších — kysuckých vrstiev, až sú vystriedané drobnorytmickým flyšom. Litologická rozdielnosť kysuckých a snežnických vrstiev sa odráža i v zmene mikrofauny. Prvé obsahujú prevažne „praeglobotrunkány" *Praeglobotruncana stephani turbinata* (R e i c h e l), *Praeglobotruncana oraviensis* S c h e i b n e r o v á, druhé takmer len jedince druhu *Gl. linneiana linneiana* d'O r b i g n y).

Zo západnej časti vnútorného bradlového pásma zo širšieho okolia Pruského opisujú aj V. K a n t o r o v á & A. B e g a n (1958) plynulý stratigrafický sled od stredného albu až po dán-paleocén. Súvrstvie, ktoré dávajú do turónu až spodného senónu, nie je vyvinuté vo flyšovej, ale v slienitej fácii.

K. B i r k e n m a j e r (1957) rozlišuje v pieninskej s. l. i czorsztýnskej sérii globotrunkánové sliene, ktoré sú v spodnejšej časti prevažne zelené a vyššie zas pestré; stratigraficky odpovedajú cenomanu až spodnému turónu. Nad globotrunkánovými slieňmi je „stredokriedový flyš", ktorý na základe superpozície počíta

Birkenmajer k turónu?. V novovymedzenej czertezickej sérii popisuje K. Birkenmajer (1959) v strednej kriede ten istý litologický vývoj, t. j. globotrunkánové sliene cenomanu-spodného turónu; flyšový vývoj tu už počíta podľa niektorých senónskych elementov v makrofaune (K. Birkenmajer & B. Kokoszynska 1958) a v mikrofaune (M. Kiążkiewicz 1958) k vrchnému turónu až spodnému emšeru.

K. Birkenmajer (1959) navrhuje, aby sa flyšový vývoj, ktorý bol predtým rôzne popisovaný (napr. cenomanský flyš, strednokriedový flyš) označoval v czertezickej i v ďalších bradlových sériách ako vrstvy sromowiecke.

Flyšový vývoj, t. j. snežnické vrstvy severne od Žiliny sú podľa Scheibnera — Scheibnerovej (1958) litologicky analogické „strednokriedovému flyšu", ktorý K. Birkenmajer (1959) označuje ako sromowiecke vrstvy. Rozdielne je však ich stratigrafické ponímanie; kým Scheibnerovci (1958) snežnické vrstvy na základe superpozície kladú do spodného turónu, K. Birkenmajer (1959) sromowiecke vrstvy dáva do vrchného turónu až spodného emšeru. Podľa fauny zo sromowieckych vrstiev (M. Książkiewicz 1958; K. Birkenmajer & B. Kokoszynska 1958) správnejší je druhý názor. Ak sú snežnické vrstvy analogické so sromowieckymi, potom ich rozdielne stratigrafické ocenenie vyplýva pravdepodobne z nedostatku iných preukazateľnejších foriem, ako napr. *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny). Z tohto hľadiska bude potrebné v budúcnosti hľadať vhodnejšiu faunu, ktorá by umožnila overiť si, či nejde skutočne nielen o litologickú, ale aj stratigrafickú analógiu snežnických vrstiev so sromowieckými.

Najnovšie plynulú sedimentáciu medzi cenomanom až senónom z manínskej série od Považskej Bystrice z okolia Horného Moštenca spomína J. Salaj (1961). Turónske až spodnosenónske sedimenty sú v tejto oblasti vyvinuté vo flyšovej fácii, pričom až spodný kampan je zastúpený slieňmi.

D. Andrusov (1959) sa stavia kriticky k predchádzajúcim prácam, týkajúcim sa existencie hlavne vrchného turónu až spodného emšeru, a v tomto období uvádza prerušenie sedimentácie v celom úseku vnútorného bradlového pásma.

Podľa poznatkov, získaných mikrobiostratigrafickou analýzou z okolia Beňatíny a Podhoroďa, prikláňam sa k názoru o kontinuite v sedimentácii medzi turónom a spodným senónom.

Stratigrafické členenie

Alb je vyvinutý v slienitých škvrnitých lavicovitých vápencoch šedej až tmavošedej farby, ktoré sa striedajú s tmavošedými až zelenými tiež škvrnitými slienitými bridlicami.[1] Vzorky zo slienitých škvrnitých vápencov sú prevažne bez-

[1] Spodná časť tohto súvrstvia pravdepodobne patrí do aptu.

fosílne alebo veľmi chudobné na mikrofaunu. Iba v niektorých polohách škvrnitých slieňov je početnejšia fauna, ktorá umožňuje vekovú charakteristiku.

V preskúmaných spoločenstvách pomer planktónnych foriem k bentóznym nie je konštantný. Na jednej strane sú asociácie s absolútnou prevahou planktónnej zložky, zastúpenej hlavne druhom *Ticinella gaultina* (Morozova), v podradnom množstve aj *„Globigerina" infracretacea* Glaessner.[2] Na druhej strane je pomer opačný. Planktónne formy kvantitatívne ustupujú a prevahu nadobúda bentós, reprezentovaný druhmi: *Ammodiscus gaultinus* Berthelin, *Gaudryina* sp. 1, *Gaudryina* sp. 2, *Lenticulina* div. sp., *Frondicularia loryi* Berthelin, *Pleurostomella* cf. *baroisi* Berthelin, *P. obtusa* Berthelin, *P. subnodosa* Reuss, *Nodosarella solida* Brotzen, *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova, *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Anomalina intermedia* Berthelin. V Podhorodi spolu s prevažne planktónnymi druhmi vo veľkom počte sa vyskytuje *Planulina buxtorfi* Gandolfi.

Slienito-vápnitá fácia s uvedenou mikrofaunou odpovedá vrchnému albu. Vrchný alb, opisovaný zo západnej časti vnútorného bradlového pásma V. Kantorovou & A. Beganom (1958) a J. Salajom (1961) má biofaciálne čiastočne iný ráz. Prejavuje sa to hlavne v tom, že v študovanom profile neboli zistené asociácie s druhmi *Haplophragmoides nonioninoides* (Reuss), *Ticinella roberti* (Gandolfi), *Hedbergella trocoidea* (Gandolfi), ktoré sa v západnej časti bradlovému pásma i v okolí Hanušoviec (východná časť bradl. pásma) vyskytujú vo veľkom množstve.

Cenoman. Opísaný slienito-vápnitý vývoj postupne prechádza do slienitej fácie, v ktorej možno vymedziť tri litologicky rozdielne súvrstvia. V spodnej časti sú v prevahe bridlice zelenej farby, miestami škvrnité, vystriedané pestrými slieňmi, ktorých vrchná časť stratigraficky odpovedá už spodnému turónu.* Vrchná časť profilu je tvorená červenými slieňmi.

Spodný cenoman. Spoločenstvá zo zelených slieňov sa kvalitatívne líšia od predchádzajúcich. Na 90 % sú tvorené planktonickými formami, z ktorých dominujúce postavenie majú rotalipory, hlavne *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi), *R. brotzeni* (Sigal) a *R. appenninica* (Renz); vzácnejšie sú formy, ktoré sú, ako sme vyššie videli, maximálne rozšírené v albe: *Ticinella gaultina* (Morozova) a *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova. Významným druhom, ktorého stratigrafický rozsah uvádza sa v hraniciach vrchný alb — spodný cenoman je *Planulina buxtorfi* Gandolfi, v Západných Karpatoch najhojnejší vo vrchnom albe, kde, ako sa zdá, dosahuje svoje životné opti-

---

[2] Podľa najnovších poznatkov J. Salaja (1961) kriedové globigerinoidne druhy, ktoré sa doteraz začleňovali do rodu *Globigerina*, je potrebné preradiť väčšinou do rodu *Hedbergella*.

* Cenomanské až spodnoturónske súvrstvie je litofaciálne i mikrofaunisticky veľmi podobné vývoju, ktorý popisuje z okolia Lednického Rovného J. Salaj (1961).

mum. Z nových foriem, vedľa už uvedených rotalipor, začínajú sa prvý raz objavovať *Gyroidina mauretanica* Carbonnier, *Osangularia cretacea* (Carbonnier), *Schackoina cenomana* (Schacko) a *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer). Z ostatných menej významných foraminifer zaslúži si pozornosť *Clavulina* sp., ktorá sa vyskytuje v priebehu celého cenomanu. Morfológiou schránky je totožná s druhove neidentifikovanou formou uvádzanou z cenomanu Rumunska (T. Neagu 1959).

Stredný cenoman litologicky sa z väčšej časti viaže na pestré sliene. V asociácii z pestrých slieňov chýbajú „albské" druhy *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova, *Ticinella gaultina* (Morozova), ktoré v obmedzenom počte boli konštatované ešte v spodnom cenomane. Do stredného cenomanu neprechádza ani *Planulina buxtorfi* Gandolfi, v bazálnej časti spodného cenomanu kvantitatívne ešte značne rozšírená. Z rotalipor [menovite *Rotalipora appenninica* (Renz), *R. brotzeni* (Sigal), *R. reicheli* (Mornod)] hlavné postavenie zaujíma *Rotalipora montsalvensis* Mornod, prípadne vo vyššej časti profilu posledné dva menované druhy. Z nových druhov sa začínajú objavovať *Discorbis ornatus* nov. sp. a *?Reussella* sp. Z ostatných druhov foraminifer sú tu prítomné formy spomínané v spodnom cenomane: *Gyroidina mauretanica* Carbonnier, *Gyroidina nitida* (Reuss), *Osangularia cretacea* (Carbonnier), *Anomalina globosa* (Brotzen), *Globigerina gautiensis* Bronnimann, *Schackoina cenomana* (Schacko), *Schackoina cenomana bicornis* Reichel. V najvrchnejšej časti stredného cenomanu pristupuje ešte *Schackoina moliniensis* Reichel.

Vrchný cenoman. Sedimenty vrchného cenomanu sú litofaciálne podobne vyvinuté ako v strednom. Na rozhraní stredného a vrchného cenomanu vyskytuje sa pásmo, kde fauna foraminifer je úplne zatlačená mriežkovcami (90 až 95 %), reprezentovanými zástupcami z radu *Spumellaria*, menej *Nassellaria*.

Z foraminifer v prevahe je svojrázna bentózna zložka na čele s druhom *Discorbis ornatus* nov. sp., ktorý je tu najpočetnejší. Z ostatných bežnejších druhov sú to: *Textularia* sp., *?Reussella* sp. a pleurostomely. V planktónnej zložke vedľa ojedinelých rotalipor — bežných v strednom cenomane — začínajú sa objavovať vysokoklenuté „praeglobotrunkány" *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel), *Praeglobotruncana* cf. *oraviensis* Scheibnerová, hojné vo vrchnom cenomane až v spodnom turóne.

Táto rádiolóriová biofácia je rýchlo vystriedaná opäť planktónnou foraminiferovou. Na rozdiel od stredno, resp. spodnocenomanských asociácií do popredia vystupujú už spomínané vysokoklenuté „praeglobotrunkány": *Praeglobotruncana stephani turbinata* (Reichel), *Pr. oraviensis* Scheibnerová, *Pr. oraviensis trigona* Scheibnerová. V najvrchnejšej časti pribúdajú k cenomanským rotaliporám (hlavne *Rot. reicheli* a *Rot. montsalvensis*) vzácne *Globotruncana helvetica* Bolli a *Gl. imbricata* Mornod.

Ďalšou stratigraficky významnou skupinou, ktorá vhodne doplňuje načrtnuté rozdelenie cenomanu, sú druhy z rodu *Schackoina*. V spodnom a v spodnej časti stredného cenomanu vzácne sa vyskytuje *Schackoina cenomana* (Schacko) a *Schackoina cenomana bicornis* Reichel, vo vrchnej časti stredného cenomanu aj *Schackoina moliniensis* Reichel. Všetky tri formy prechádzajú do vrchného cenomanu, kde sú relatívne početnejšie zastúpené. Z korelácie cenomanských šakoin, opierajúc sa o prácu E. Montanaro-Gallitelliovej (1955) vyplýva, že stratigrafické rozšírenie v Západných Karpatoch je v podstate zhodné so západoeurópskou oblasťou.

Spodný turón sa litofaciálne nelíši od vrchnocenomanských sedimentov. Asociácie spodného turónu sa málo líšia od vrchnocenomanských, najmä neprítomnosťou cenomanských rotalipór. Dominujúce postavenie aj v spodnej časti turónu majú vysokoklenuté praeglobotrunkány; ojedinele sú veľké rugoglobigeriny, potom *Globotruncana helvetica* Bolli a *Gl. imbricata* Mornod.

Smerom do nadložia sa charakter asociácie mení. Praeglobotrunkány náhle ustupujú a do popredia sa dostávajú dva posledné spomenuté druhy spolu s malými rugoglobigerinami, z ktorých sa mi podarilo identifikovať len *Rugoglobigerina praehelvetica* Trujilo. Tento druh sa spomína zo stredného turónu z Kalifornie (E. F. Trujilo, 1960); treba ešte spomenúť aj *Globotruncana sigali* Reichel, ktorá je významným druhom vrchného turónu.

Pri stratigrafickej interpretácii druhu *Globotruncana helvetica* nemôžeme plne akceptovať výsledky E. Schijfsmu (1955) z Tuniska, lebo pravá forma tohto druhu udávaná z koniaku sa v Karpatoch vyskytuje od najvrchnejšieho cenomanu v celom turóne. Tieto naše poznatky nie sú v rozpore s poslednými výsledkami z SSSR, západnej Európy, Severnej alebo Južnej Ameriky. Aby sme sa vyhli jednostrannému stratigrafickému hodnoteniu asociácií s týmto druhom, bude potrebné prihliadať aj k týmto poznatkom.

Vrchný turón je vyvinutý, ako to spomína už B. Leško & O. Samuel (1960), nad pestrými vrstvami v podstate v nezmenenej slienitej fácii a v rovnakom tektonickom štýle. Litologicky sa od pestrého súvrstvia líši tým, že tu prevládajú červené sliene s vložkami ochudobnenými o $CaCO_3$.

Z globotrunkán významné miesto vo vrchnom turóne patrí *Globotruncana sigali* Reichel, s ktorou sme sa ojedinele stretli v predchádzajúcom spoločenstve, ďalej *Gl. linneiana marginata* (Reuss)[1] a *Gl. helvetica* Bolli, počet jedincov ktorej od spodného turónu vyššie klesá, až sa úplne stráca. V tom istom súvrství vo vložkách ochudobnených o $CaCO_3$ sa kvalitatívne zloženie mikrofosílií mení. Do popredia sa dostáva *Globotruncana linneiana linneiana* (d'Orbigny)[1], kým ostatné druhy sa buď vôbec nevyskytujú, alebo len vo veľmi obmedzenom množstve. Jediným zástupcom bentosu je *Stensiöina* ex gr. *praeex-*

[1] v poňatí D. Jírovej (1956).

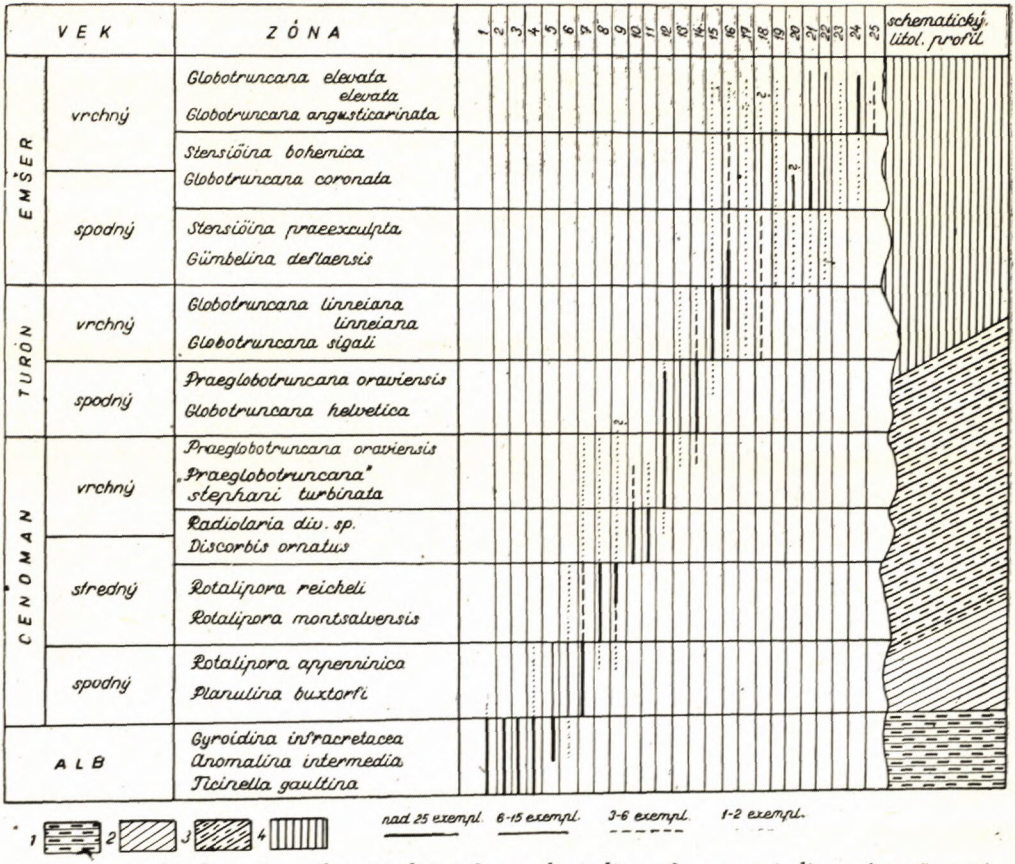
sculpta Brotzen (non Keller). V spodnom i vrchnom turóne dosť často sa v niektorých polohách vyskytujú deformované a stlačené asociácie.

Spodný emšer. Sedimenty odpovedajúce spodnému emšeru sa oproti svojmu podložiu vôbec nemenia ani po biofaciálnej stránke a ich kvalitatívne zloženie je podobné asociáciám vrchného turónu z vložiek ochudobnených o $CaCO_3$, (t. j. hlavne *Globotruncana linneiana linneiana* a *Stensiöina* ex gr. *praeexculpta*). Bližšie stratigrafické určenie takejto asociácie nie je možné, lebo stratigrafické rozšírenie druhu *Globotruncana linneiana linneiana* — bez ohľadu na kvantitatívne zastúpenie — je v hraniciach turónu až vrchného senónu a druhu *Stensiöina* ex gr. *praeexsculpta* od turónu až do emšeru. V tomto sa našiel, i keď veľmi vzácne aj veľmi dôležitý druh *G. angusticarinata* a *Stensiöina gracilis* Brotzen; prvý druh spomína Sigal (1952, 1955) z koniaku a santonu; pre *Stensiöina gracilis* spodná hranica výskytu sa udáva z SSSR i západnej Európy z koniaku (N. I. Maslakova, in: Atlas verchnemelovoj fauny sev. Kavkaza i Kryma, 1959).

Vrchný emšer. Vo vyšších polohách naďalej prevládajú červené sliene. Iba v najvrchnejšej časti profilu objavuje sa 4—5 m mocná poloha, v ktorej sa rytmicky striedajú niekoľko cm mocné, slabo červené a zelenkasté piesčité sliene. Mikrofauna v nadloží asociácie zodpovedajúcej spodnému emšeru, je druhove pestrejšia; okrem *Stensiöina gracilis* vyskytujú sa tu všetky predošlé formy, zvlášť početná je *Stensiöina* ex gr. *praeexculpta* Brotzen (non Keller), *Globotruncana coronata* Bolli a *Globotruncana tricarinata* (Quereau). Ďalej sa ešte vyskytujú: *Aragonia* sp. [cf. *ouezzanensis* (Rey)], *Stensiöina* aff. *annae* Pozaryska, *Stensiöina bohemica* Jírová, *Gyroidina praeglobosa* Brotzen, *Osangularia* sp., *Anomalina* sp., *Globotruncana linneiana marginata* (Reuss), *Gl. ventricosa* White. Vidíme teda, že táto asociácia má na jednej strane ešte veľa spoločného s podložnou (hojné zastúpenie druhu *Stensiöina* ex gr. *praeexculpta*), na druhej strane však pribúdajú formy, žijúce najskôr v časovom úseku koniak-santon (*Globotruncana coronata, Gl. tricarinata, Gyroidina praeglobosa, Stensiöina bohemica,* atď.). K mladším formám, u ktorých sa hranica výskytu udáva vyššie ako koniak, patrí *Stensiöina* aff. *annae* Pożaryska; najmladším druhom, podľa literárnych údajov je *Aragonia* sp. [cf. *ouezzanensis* (Rey)], ktorý však má menšie rozmery a nie tak výrazné septálne švy ako formy C. A. Wichera (1956) a J. Liszkovej (1959). Vekove toto spoločenstvo odpovedá spodnému až strednému emšeru. Obdobné spoločenstvo, až na druh *Stensiöina annae,* sa na inej lokalite (Podhorod) vyskytuje spolu s druhom *Sigalia deflaensis* (Sigal), ktorá podľa doterajších poznatkov je vedúcou formou pre santon, resp. najvyšší koniak.

V najvrchnejšej časti profilu, v nadloží opísanej asociácie je druhove veľmi bohatá planktónna mikrofauna. Z globotrunkán ojedinele sa vyskytuje *Globotruncana* cf. *concavata* (Brotzen), *Gl. linneiana linneiana* (d'Orbigny),

Tabuľka vertikálneho rozšírenia a kvantitatívneho zastúpenia stratigraficky významnejších druhov foraminifer v najvýchodnejšej časti bradlového pásma na území ČSSR



Vysvetlivky: 1 — škvrnité sliene; 2 — zelené sliene 3 — pestré sliene; 4 — červené sliene.

1 — *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova; 2 — *Gyroidina infracretacea* Morozova; 3 — *Anomalina intermedia* Berthelin; 4 — *Ticinella gaultina* (Morozova); 5 — *Planulina buxtorfi* Gandolfi; 6 — *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi); 7 — *Rotalipora appenninica* (Renz); 8 — *Rotalipora montsalvensis* Mornod; 9 — *Rotalipora reicheli* Mornod; 10 — *Radiolaria* div. sp.; 11 — *Discorbis ornatus* n. sp. nov. sp.; 12 — *„Praeglobotruncana" oraviensis* Scheibnerová; 13 — *Globotruncana imbricata* Mornod; 14 — *Globotruncana helvetica* Bolli; 15 — *Globotruncana sigali* Reichel; 16 — *Glob. linneiana* (d'Orbigny); 17 — *Glob. linneiana marginata* (Reuss); 18 — *Stensiöina* ex gr. *praeexculpta* Brotzen (non Keller); 19 — *Stensiöina gracilis* Brotzen; 20 — *Anomalinoides?* sp.; 21 — *Globotruncana coronata* Bolli; 22 — *Globotruncana tricarinata* (Quereau); 23 — *Globotruncana ventricosa* White; 24 — *Sigalia deflaensis* (Sigal); 25 — *Glob. elevata elevata* (Brotzen).

Pozn.: Miesto *Gümbelina deflaensis* má byť v tabuľke *Globotruncana carinata.*

Gl. linneiana marginata (Reuss), *Gl. ventricosa* White, *Globotruncana* sp. Početnejšie sú zastúpené: *Gl. angusticarinata* Gandolfi, *Gl. coronata* Bolli, *Gl.* ex gr. *sigali* Reichel, *Gl. tricarinata* (Quereau). Z hľadiska fylogenetického je zaujímavý v tomto spoločenstve variačný okruh druhu *Globotruncana sigali* Reichel a *Gl. angusticarinata* Gandolfi. U prvého vidíme na ventrálnej strane postupné dvíhanie komôrok až do úrovne charakteristickej už pre druh *Globotruncana subspinosa* Pessagno,* u druhého zasa rôznu vzdialenosť medzi kýlmi vo vzťahu klenutia dorzálnej a ventrálnej strany. Ako nový druh sa vyskytuje *Globotruncana elevata* (Brotzen), s úplne plochou dorzálnou stranou; tento druh začína sa objavovať najskôr v santone. Niektoré formy jednokýlových globotrunkán veľmi pripomínajú druh *Globotruncana subspinosa* Pessagno, opísaný z Ameriky zo spodného kampanu (E. A. Pessagno, 1960). Z ostatných mladších prvkov i naďalej sa vyskytuje *Aragonia* sp. [cf. *ouezzanensis* (Rey)] a *Gyroidina* cf. *globosa* (Hagenow), ktorá sa líši od foriem bežných vo vrchnom senóne menšími rozmermi, pologuľovitou dorzálnou stranou. Stratigraficky toto spoločenstvo odpovedá najskôr vrchnému emšeru.

Vzorky z červených slieňov typu „gbelanských" (púchovských) slieňov v poľnej ceste SZ od Beňatíny poskytli spodnokampanské globotrunkánovo-gümbelinové spoločenstvo.

Mikrofaunu z flyšového vývoja (vrchný kampan až maestricht) z okolia Beňatíny a Podhoroďa spomína B. Leško & O. Samuel (1960).

PALEONTOLOGICKÉ POPISY

Gaudryina d'Orbigny 1839

Gaudryina pyramidata Cushman

Tab. 1, obr. 1a, b

1926 *Gaudryina laevigata* Franke var. *pyramidata* Cushman J. A., Amer. Assoc. Petroleum Geol., Bull., v. 10, pt. 1, no. 6, p. 587, pl. 16, fig. 8.

1937 *Gaudryina (Pseudogaudryina) pyramidata* Cushman J. A., Lab. Foram. Research., Spec. Pub., 7, p. 87, pl. 12, fig. 13.

1945 *Gaudryina pyramidata* Goudkoff P. P., Amer. Assoc. Petroleum Geol., Bull., v. 29, p. 969.

Rozmery: dĺžka 0,62—0,70, max. šírka 0,37—0,50.

Schránka aglutinovaná. Komôrky do $^2/_3$ dĺžky schránky usporiadané triseriálne, prechádzajú potom do biseriálneho štádia. V triseriálnej časti v priereze troj-

---

* Tento druh vo vývojovom rade jednokýlových globotrukán (*Globotruncana sigali* Reichel, *Gl. stuartiformis* Dalbiez) podľa E. A. Pessagna (1960) javí sa ako predchodca druhov skupiny *Globotruncana stuarti* (Lapparent), s ktorou je fylogeneticky spätý.

uholníkového tvaru, v biseriálnej nepravidelne obdĺžnikového. Ústie na vnútornom okraji poslednej komôrky.

Výskyt: v emšerských sedimentoch východného Slovenska. Holotyp popísaný z paleocénu (for. Velasco), a uvádzaný z Ameriky zo senónskych sedimentov.

Frondicularia Defrance 1824

Frondicularia loryi Berthelin

Tab. 1, obr. 2a, b

1880 *Frondicularia loryi* Berthelin G., Mem. Soc. Géol. France, sér. 3, tom. 1, no. 5, p. 67, pl. 4, fig. 5a—b.

Rozmery: dĺžka 0,26—0,30; šírka 0,13—0,16; hrúbka 0,05—0,07.

Schránka dva razy dlhšia než širšia. V presvetľovacom médiu viditeľné špirálne štádium a päť sedlovite nasadzujúcich uniseriálnych komôrok. Ústie terminálne.

Výskyt: škvrnité sliene — vrchný alb; v západnej Európe známa v albských sedimentoch.

Globulina d'Orbigny 1826

Globulina fistulosa Bullard

Tab. 1, obr. 3, 4.

1930 *Globulina lacrima* (Reuss) var. *subsphaerica* (Berthelin) — Cushman and Ozowa (part), Proc. U. S. Nat. Mus., vol. 77, art. 6, p. 78, pl. 19, fig. 6 (not. figs. 5, 7). — Tappan (1940) Jour. Pal., vol. 14, p. 113, pl. 17, fig. 24a—b.

1953 *Globulina fistulosa* Bullard F. J., Jour. Pal., Tulsa, Okla., vol. 27, no. 3, p. 34, pl. 45, fig. 21—22.

Rozmery: dĺžka 0,35—0,40; šírka 0,22—0,27.

Schránka vápnitá, malá, guľovitého alebo oválneho tvaru s lesklým povrchom, s fistulóznou komôrkou. Komôrky veľmi slabo viditeľné, jedine pri veľkom zväčšení v presvetľovacom médiu.

Výskyt: veľmi vzácne v pestrých a červených slieňoch (vrchný cenoman až spodný senón). Holotyp popísaný z formácie Del Rio (cenoman).

Ramulina R. Jones 1875

Ramulina globotubulosa Cushman

Tab. 1, obr. 6

1938 *Ramulina globotubulosa* Cushman J. A., Contr. Cushman Foram. Res., Scharon, Mass., U. S. A., vol. 14, part. 2, p. 44, pl. 7, fig. 16.

Rozmery: priemer 0,38—0,45.

Schránka vápnitá, guľovitého tvaru s množstvom trubicovitých tvarov na povrchu.

Výskyt: vzácne v červených slieňoch (vrchný turón až spodný senón). V Amerike i Európe známy vo vrchnej kriede.

Ramulina ex gr. *globulifera* Brady

Tab. 1, obr. 7—10

1879 *Ramulina globulifera* Brady H. B., Quart. Jour. Micr. Sci., London, n. s., vol. 19, p. 272, pl. 8, fig. 32—33.

Rozmery: priemer jednej komôrky 0,30—0,40.

Schránka vápnitá, guľovitého, alebo pretiahnutého, vzácne až oválneho tvaru. Krčky, spájajúce jednotlivé komôrky, sú rôznej hrúbky, dĺžky a umiestnenia. Povrch schránky drsný.

Výskyt: vzácne v celom priebežnom profile od albu až po spodný senón. Stratigrafické rozšírenie tohto druhu je veľké — jura až recent.

Aragonia Finlay 1939

Aragonia sp. [cf. *ouezzanensis* (Rey)]

Tab. 2, obr. 1a—c

1934 *Bolivinoides ouezzanensis* Rey M., Bull. Soc. Géol. France, sér. 6, vol. 4, p. 210, tab. 12, fig. 2.

1956 *Aragonia ouezzanensis* Wicher C. A., Paläont. Z., Sonderheft zu vol. 30, p. 107, tab. 13, fig. 15.

1959 *Aragonia ouezzanensis* Liszkowa J., Pánst. Inst. Geol., Biul. 131, p. 70, tab. 3, fig. 7a—b, 8 (so synonymikou).

Rozmery: dĺžka 0,28—0,35; max. šírka 0,20—0,25; hrúbka 0,13—0,16.

Schránka vápnitá, deltoidného tvaru. Počiatočné štádium neviditeľné. Komôrky uložené biseriálne. Septálne švy veľmi jemné a v strednej časti vo forme „cikcak". Ústie uložené na báze poslednej komôrky. Od foriem, ktoré spomína z Bachowic J. Liszkova (1959) a C. A. Wicher (1956), líšia sa nie tak výraznými septálnymi švami a menšími rozmermi schránky.

Výskyt: V Beňatíne vo vrchnej časti červených slieňov — emšer; na území ČSSR bežne v slienitej fácii bradlového pásma vo vrchnom senóne a vo flyšovej formácii v „dán" — paleocéne. V strednej Európe a na Kaukaze vyskytuje sa pravá *A. ouezzanensis* vo vrchnom senóne až paleocéne.

Pleurostomella Reuss 1860

Pleurostomella cf. *barroisi* Berthelin

Tab. 2, obr. 2a—b

1880 *Pleurostomella barroisi* Berthelin G., Mem. Soc. Géol. France, ser. 3, tom 1, no. 5, p. 30, pl. 1, fig. 13a—b.


1a
1b
2a
2b
3
4
5
6
7
8
9
10

Rozmery: dĺžka 0,33—0,45; šírka 0,17—0,16.

Schránka 2,5-krát dlhšia než široká, skladá sa z troch uniseriálne usporiadaných komôrok. Ústie svojím charakterom odpovedá rodu *Pleurostomella.*

Opísaná forma sa morfológiou schránky najviac podobá druhu *Pleurostomella barroisi* Berthelin; líši sa od nej iba menším počtom komôrok. Analogické formy spomína R. Gandolfi (1942) z albu Talianska.

Výskyt: bežne, i keď vzácne vo škvrnitých slieňoch albu; v západnej Európe tiež známa v albe.

Pleurostomella obtusa Berthelin

Tab. 2, obr. 3a—b

1880 *Pleurostomella obtusa* Berthelin G., Mem. Soc. Géol. France, ser. 3, tom 1, no. 5, p. 29, pl. 1, fig. 9a—b.

Rozmery: dĺžka 0,9—0,45; šírka 0,12—0,14.

Schránka vápnitá, pretiahnutého tvaru so 6 až 7 alternujúcimi komôrkami. Niektoré exempláre v albskom spoločenstve majú približne guľovitú počiatočnú komôrku. Ďalšie alternujúce komôrky oproti holotypu sú sferickejšie.

Výskyt: vo východnej časti bradlového pásma v obmedzenom počte v albských a spodnocenomanských škvrnitých slieňoch. Holotyp popísaný z albu západnej Európy.

Nodosarella Rzehak 1895

Nodosarella coalingensis Cushman & Church

Tab. 2, obr. 4a—b, 5a—b

1929 *Nodosarella coalingensis* Cushman J. A. & Church C. C., California Acad. Sci., ser. 4, vol. 18, no. 16, p. 514, pl. 39, fig. 20—22.

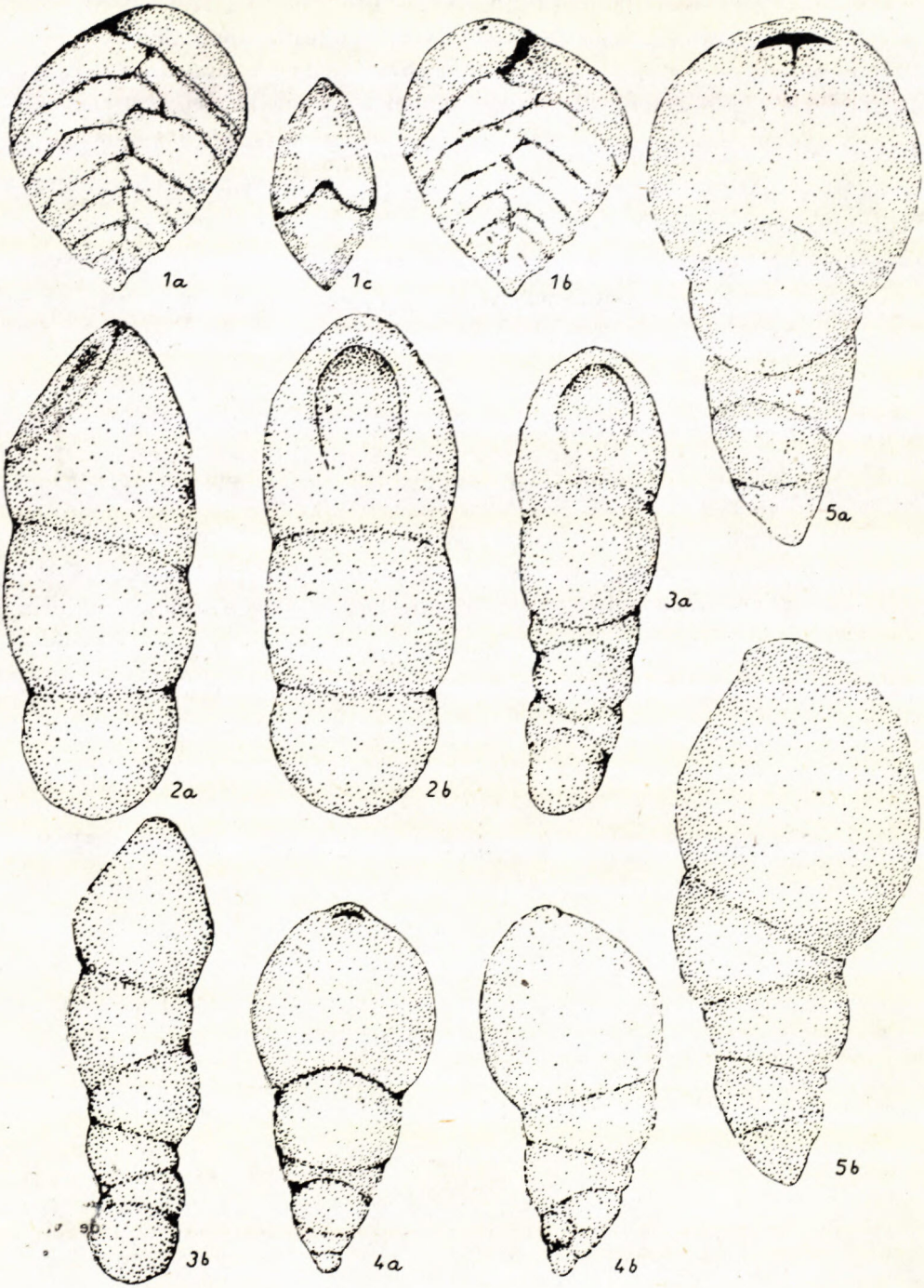
Rozmery: dĺžka 0,30—0,66; šírka poslednej komôrky 0,13—0,26.

Tab. 1.

1a—b — *Gaudryina pyramidata* Cushman, a, b, bočné protiľahlé pohľady; 2a—b — *Frondicularia loryi* Berthelin, a — pohľad z boku, b — pohľad z vrchu; 3, 4 — *Globulina fistulosa* Bullard; 5 — *Ramulina aculeata* Whicht; 6 — *Ramulina globotubulosa* Cushman; 7—10 — *Ramulina* ex gr. *globulifera* Brady, 9 — alb, 8 — cenoman, 7, 10 — spodný senón.

Plate 1.

1a—b — *Gaudryina pyramidata* Cushman, a, b — opposite side views; 2a—b — *Frondicularia loryi* Berthelin, a — side view, b — terminal view; 3, 4 — *Globulina fistulosa* Bullard; 5 — *Ramulina aculeata* Whicht; 6 — *Ramulina globotubulosa* Cushman; 7—10 — *Ramulina* ex gr. *globulifera* Brady, 9 — Albian, 8 — Cenomanian, 7, 10 — Lower Senonian.


1a
1c
1b
5a
2a
2b
3a
5b
3b
4a
4b

Začiatočné biseriálne štádium rýchle prechádza do nepravidelne uniseriálneho, ktoré je tvorené 3—4 komôrkami, z ktorých je posledná výrazná a zaoberá $^2/_5$ priemeru schránky. Ústie je uložené tesne pod vrcholom poslednej komôrky.

Výskyt: v červených slieňoch (vrchný turón až spodný senón). V Amerike i v Európe sa uvádza z vrchnej kriedy.

Nodosarella solida Brotzen

Tab. 3, obr. 1a—b

1936 *Nodosarella solida* Brotzen F., Sver. Geol. Unders. Avh., Ser. C, no. 396 (Arsb. 30, no. 3), p. 140, pl. 9, fig. 11.

Rozmery: dĺžka 0,50—0,65; maximálna šírka 0,1—0,34.

Schránka uniseriálna so slabo porušenou symetriou. Spolu s formami, ktoré sa dobre zhodujú s popisom holotypu, vyskytujú sa jedince so 4—5 komôrkami, ktoré predstavujú najskôr nedorastené exempláre.

Výskyt: v škvrnitých slieňoch albu (Beňatina). V Európe známy z albu (Taliansko), cenomanu (Rumunsko), spodného senónu (Švédsko).

Discorbis Lamarck 1804

Discorbis ornatus nov. sp.

Tab. 3, obr. 4a—c

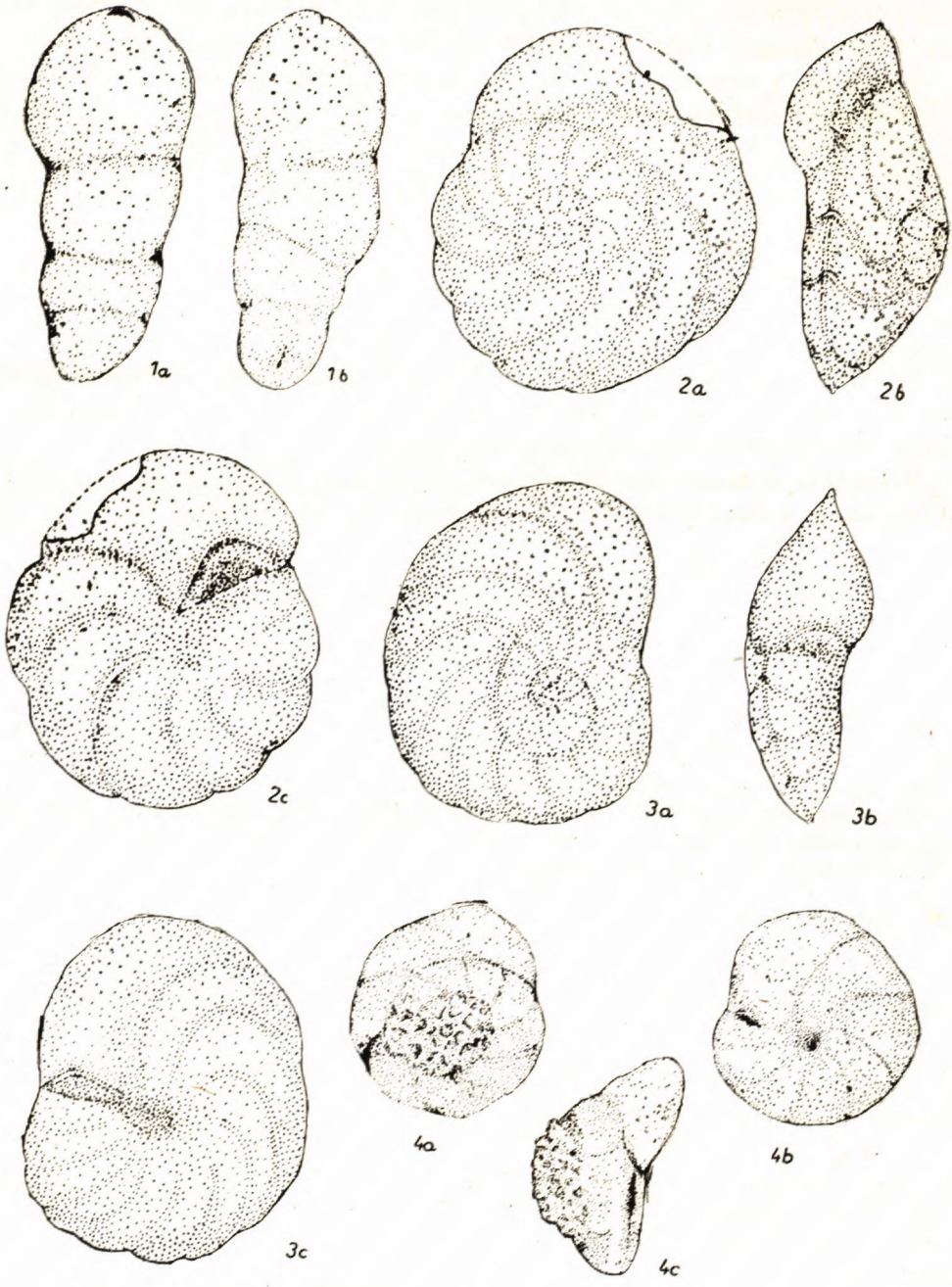
Tento nový druh na základe jeho znakov začleňujeme k rodu *Discorbis*, ktorého diagnózu Vl. Pokorný (1958; str. 317) udáva takto: (Gt. *Discorbis vesicularis* Lamarck 1804): schránka planokonvexná s vyklenutou špirálnou stranou. Steny sú hrubo perforované. Proximálne konce komôrok na umbilikálnej strane vysielajú lamelovité imperforátne výbežky, ktoré prekrývajú umbilikus proximálnou časťou ústia. Ústie je bazálne so zreteľným pyskom a u genotypu siaha od umbilika až niečo cez ostrú periférium.

Tab. 2.

1a—c — *Aragonia* sp. [cf. *ouzzanensis* (Rey)] a, b — protiľahlé bočné pohľady; c — pohľad z vrchu; 2a—b — *Pleurostomella* cf. *barroisi* Berthelin, a — pohľad z boka; b — pohľad z čela; 3a—b — *Pleurostomella obtusa* Berthelin, a — pohľad z čela, b — pohľad z boka; 4a—b — *Nodosarella coalingensis* Cushman & Church, a — pohľad z čela, b — pohľad zboka; 5a—b — *Nodosarella coalingensis* Cushman & Church, a — pohľad z čela, b — pohľad zboka.

Plate 2.

1a—c — *Aragonia* sp. [cf. *ouzzanensis* (Rey)], a, b — opposite side views, c — terminal view; 2a—b — *Pleurostomella* cf. *barroisi* Berthelin, a — side view, b — front view; 3a—b — *Pleurostomella obtusa* Berthelin, a — front view, b — side view; 4a—b — *Nodosarella coalingensis* Cushman & Church, a — front view, b — side view; 5a—b — *Nodosarella coalingensis* Cushman & Church, a — front view, b — side view.


1a
1b
2a
2b
2c
3a
3b
3c
4a
4b
4c

Holotypus: Exemplár vyobrazený na tab. III, obr. 4a—c a uložený v zbierkach Geologického ústavu D. Štúra.

Derivatio nominis: ornatus — lat. ozdobný.

Stratum typicum: vrchný cenoman — pestré súvrstvie bradlového obalu.

Locus typicus: Beňatina, východné Slovensko, Československo.

Materiál: asi 30 exemplárov z Beňatiny a 15 exemplárov z iných lokalít.

Diagnóza: schránka veľmi malých rozmerov, má vysokoklenutú dorzálnu stranu a jemné hrbolčeky na vrchole. Ventrálna strana je mierne konkávna; ústie na báze poslednej komôrky vonkajšieho okraja umbilikálnej strany.

Popis: schránka vápnitá, malých rozmerov s vysoko konvexnou dorzálnou stranou. Ventrálna strana mierne konkávna, iba vo veľmi vzácnych prípadoch plochá. Na špirálnej strane viditeľné 2,5—3 závity s 8—10 komôrkami kosoštvorcovitého tvaru v poslednom závite. Špirálne i medzikomôrkové švy na dorzálnej strane mierne prevyšujú povrch schránky. Ventrálne sú ploché, alebo slabo vkleslé. Vrchol schránky je zdobený jemnými hrbolčekmi. Ústie, ktoré sa nachádza na báze poslednej komôrky vonkajšieho okraja umbilikálnej strany je opatrené veľmi jemným, slabo viditeľným pyskom.

Rozmery: priemer 0,20—0,25; hrúbka 0,10—0,13.

Discorbis wassoewizi Djaffarov & Agalarova

Tab. 3, obr. 2a—c, 3a—c

1949 *Discorbis wassoewizi* Djaffarov D. I. & Agalarova D. A., AzNII, Aznefteizdat, Baku, in: Iskopaemyje foraminifery SSSR, Tr. VNIGRI, n. s. 71.-Gostoptechizdat, Leningrad—Moskva.

Rozmery: priemer 0,38—0,44; hrúbka 0,16—0,20.

Schránka na dorzálnej strane vypuklá, na ventrálnej plochá, zriedkavejšie vkleslá, skladá sa z 2,5—3 dobre viditeľných závitov. V poslednom závite je 8—11 úzkych komôrok, z ktorých zvlášť posledné sú silne ohnuté vo smere vi-

Tab. 3.

1a—b — *Nodosarella solida* Brotzen, a — pohľad z čeľa, b — pohľad zboka; 2a—c — *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—c — *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 4a—c — *Discorbis ornatus* nov. sp., a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 3.

1a—b — *Nodosarella solida* Brotzen, a — front view, b — side view; 2a—c — *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova, a — dorsal view, b — side view, c — ventral view; 3a—c — *Discorbis wassoewizi* Djaffarov & Agalarova, a — dorsal view, b — side view, c — ventral view; 4a—c — *Discorbis ornatus* nov. sp., a — dorsal view, b — ventral view, c — side view.

nutia. Špirálne i septálne švy sú veľmi výrazné. Septálne švy mierne prevyšujú povrch schránky, okrem posledného, ktorý je v dôsledku nadmutia poslednej komôrky vkleslý. Ústie je na báze poslednej komôrky umbilikálnej strany.

Poznámka: V študovanom materiáli spolu s druhmi, ktoré sa morfológiou schránky dobre zhodujú s diagnózou holotypu, vyskytujú sa formy, u ktorých posledná komôrka nie je tak výrazne nadmutá a septálne švy neprevyšujú povrch schránky; počtom závitov i komôrok, ich typickým tvarom a priebehom i veľkosťou a výškou schránky zhodujú sa však s popísaným druhom. V dôsledku toho aj tieto formy zaraďujem k tomuto druhu.

Výskyt: bežný v škvrnitých slieňoch vrchného albu v okolí Beňatíny; v obmedzenom množstve prechádza do spodnocenomanských zelených slieňov. Prvý raz bol popísaný zo stredného albu JV Kaukazu.

Gyroidina d'Orbigny 1826

Gyroidina cf. *globosa* Hagenow

Tab. 5, obr. 1a—c

1842 *Nonionina globosa* Hagenow F., Neues Jahr. Min., p. 574,
1931 *Gyroidina globosa* Cushman J. A., Journ. Pal., tom 5, no. 4, p. 310, pl. 35, fig. 19a—c.

Rozmery: priemer 0,22—0,30; výška 0,22—0,28.

Schránka guľovitého tvaru s úzkym hlbokým umbilikom. V poslednom závite 6—7 komôrok. Od *Gyroidina globosa* (Hagenow) bežnej vo vrchnom senóne sa líši menšími rozmermi schránky a pologuľovitou dorzálnou stranou.

Výskyt: Beňatína — vzácne sa začína objavovať v najvrchnejšej časti červených slieňov (? vrchný santon). Pravá *Gyroidina globosa* (Hagenow) je podľa literárnych údajov bežnou formou vo vrchnom senóne v Karpatoch, SSSR (Kaukaz, Mangišlak, Krym, Turkmensko), západnej Európe i v Amerike.

Gyroidina infracretacea Morozova

Tab. 4, obr. 1a—c

1948 *Gyroidina nitida* (Reuss) var. *infracretacea* Morozova V. G., Bjull. Mosk. obšč. issp. prir., nov. ser., t. 23, otd. geol., vyp. 3, p. 40, pl. II, fig. 12—14.
1953 *Gyroidina infracretacea* Mjatliuk E. V., in: Tr. VNIGRI, n. s. 71. — Gostoptechizdat, Leningrad—Moskva.

Rozmery: priemer 0,23—0,32; výška 0,22—0,27.

Komôrky na ventrálnej strane, ktorá je silno vypuklá, sú trojuholníkového a na dorzálnej kosoštvorcového tvaru. Charakteristickým znakom pre tento druh je kónická špirálna strana s rôznym stupňom vypuklosti. U niektorých exemplárov prvé závity iba mierne prevyšujú posledný. V extrémnych prípadoch dorzálna strana je natoľko vypuklá, že zaberá až tretinu z celkovej výšky schránky. Najbežnejšie sa vyskytujú jedince, zhodné s vyobrazeným druhom.

Výskyt: v Beňatíne bežne v škvrnitých vrchnoalbských slieňoch. Holotyp popísaný z albských sedimentov Kaukazu.

Gyroidina mauretanica Carbonnier

Tab. 4, obr. 2a—c

1952 *Gyroidina mauretanica* Carbonnier A., Soc. Géol. France, Bull., ser. 6, vol. 2, fasc. 1—3, p. 113, pl. 5, fig. 5a—c.

Rozmery: priemer 0,25—0,37; výška 0,18—0,29.

Schránka na ventrálnej strane silne vypuklá, na dorzálnej takmer plochá. Periférny okraj zaoblený. Šesť komôrok v poslednom závite. Švy na ventrálnej strane majú mierny sigmoidálny priebeh.

Výskyt: zelené cenomanské sliene východného Slovenska. Cenoman — severná Afrika a východné Karpaty (Rumunsko).

Gyroidina nitida (Reuss)

Tab. 4, obr. 3a—c

1845 *Rotalina nitida* Reuss A., Die Versteinerungen der böhmischen Kreideformation, Abt. I, Stuttgart, s. 95, t. 8, fig. 52, t. 12, fig. 8, 20.

1953 *Gyroidina nitida* Mjatliuk E. V., Iskopajemye foraminifery SSSR, Tr. VNIGRI, n. s. 71. Gostoptechizdat, Leningrad—Moskva.

Rozmery: priemer 0,22—0,27; 0,16—0,21.

V poslednom závite 6—7 komôrok. Dorzálna strana plochá, ventrálna v študovanom materiáli vysoko klenutá.

Výskyt: zelené cenomanské sliene východného Slovenska. V SSSR (Krym, Kaukaz, ruská platforma) známe z cenomanu až koniaku, v západnej Európe cenoman — turón.

Gyroidina preaglobosa Brotzen

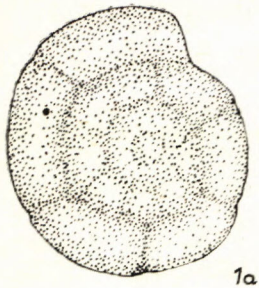
Tab. 4, obr. 4a—c

1936 *Gyroidina praeglobosa* Brotzen F., Sver. Geol. Unders.Avh., Sec. C, no. 396 (Arsb. 30, no. 3), p. 159, pl. 11, fig. 4.

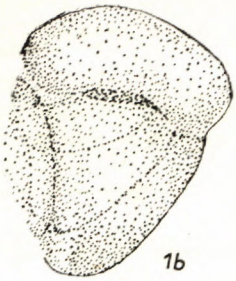
Rozmery: priemer 0,25—0,30; výška 0,16—0,25.

Schránka pologuľovitého tvaru s piatimi komôrkami v poslednom závite. Prvé dva závity na špirálnej strane sú viac prehĺbené než posledný. Ústna plocha je zaoblená.

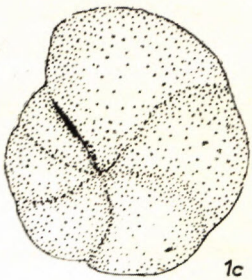
Výskyt: v okolí Beňatíny v červených slieňoch; stredný emšer. V západnej Európe známy z emšerských sedimentov.



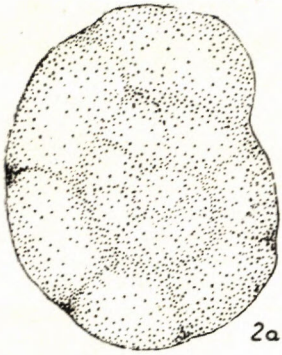
1a



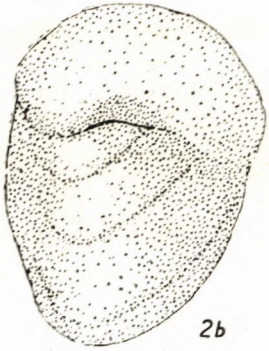
1b



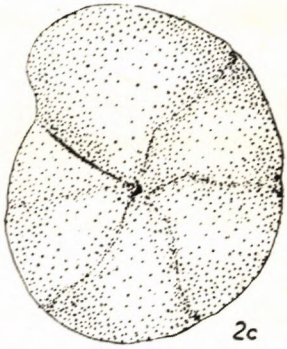
1c



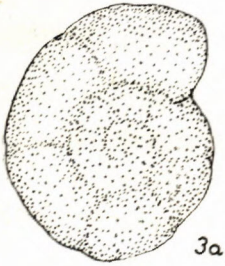
2a



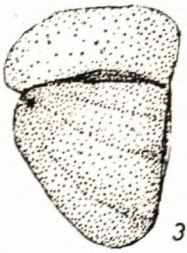
2b



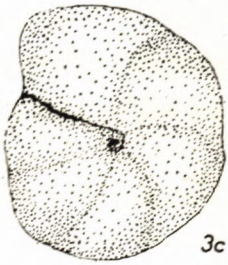
2c



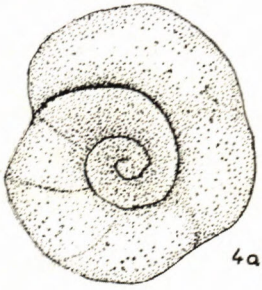
3a



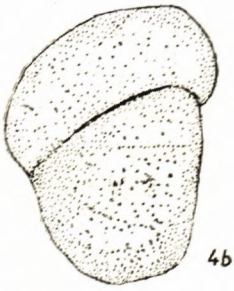
3b



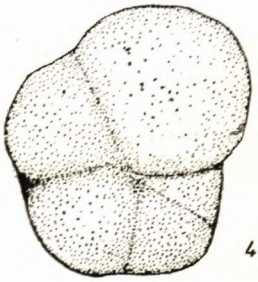
3c



4a



4b



4c

Stensiöina Brotzen 1936

Stensiöina aff. *annae* Pożaryska

Tab. 6, obr. 1a—c

1954 Stensiöina annae Pożaryska K., Acta Geol. Polonica, vol. 4, no. 2, p. 265, fig. (p. 366) 24a—c, 25a—d.

Rozmery: priemer 0,35—0,50; výška 0,20—0,25.

Schránka s plochou dorzálnou stranou a so zaobleným perifémym okrajom. V niektorých prípadoch posledný závit mierne prevyšuje prvé. Centrálna časť špirálnej strany v študovanom materiáli je slabo skulpturovaná. Na ventrálnej strane v umbilikálnej časti sú špirálové švy len málo zhrubnuté a nie tak výrazne skulptúrované ako na holotype.

Výskyt: na východnom Slovensku veľmi obmedzene v červených slieňoch stredného emšeru. Holotyp popísaný z epikontinentálneho vývoja kriedy Poľska — vrchný santon až kampan.

Stensiöina bohemica Jírová

Tab. 5, obr. 4a—c

1945 *Stensiöina praeexculpta* Brotzen F., Sver. Geol. Unders., ser. C, no. 465 (Arsb. no. 465 (Arch. 38/1944), no. 7, p. 52, pl. 1, fig. 15a—c.
1958 *Stensiöina bohemica* Jírová D., Univer. Carolina, Geologica, no. 3.

Rozmery: priemer 0,30—0,44, výška 0,16—0,19.

Dorzálna strana plochá, ventrálna silne vypuklá so širokými septálnymi švami a plytkým širokým umbilikom. Skulptúra, ktorá je na dorzálnej strane zložitá, nesiaha až úplne k perifémemu okraju a po posledné dve až tri komôrky.

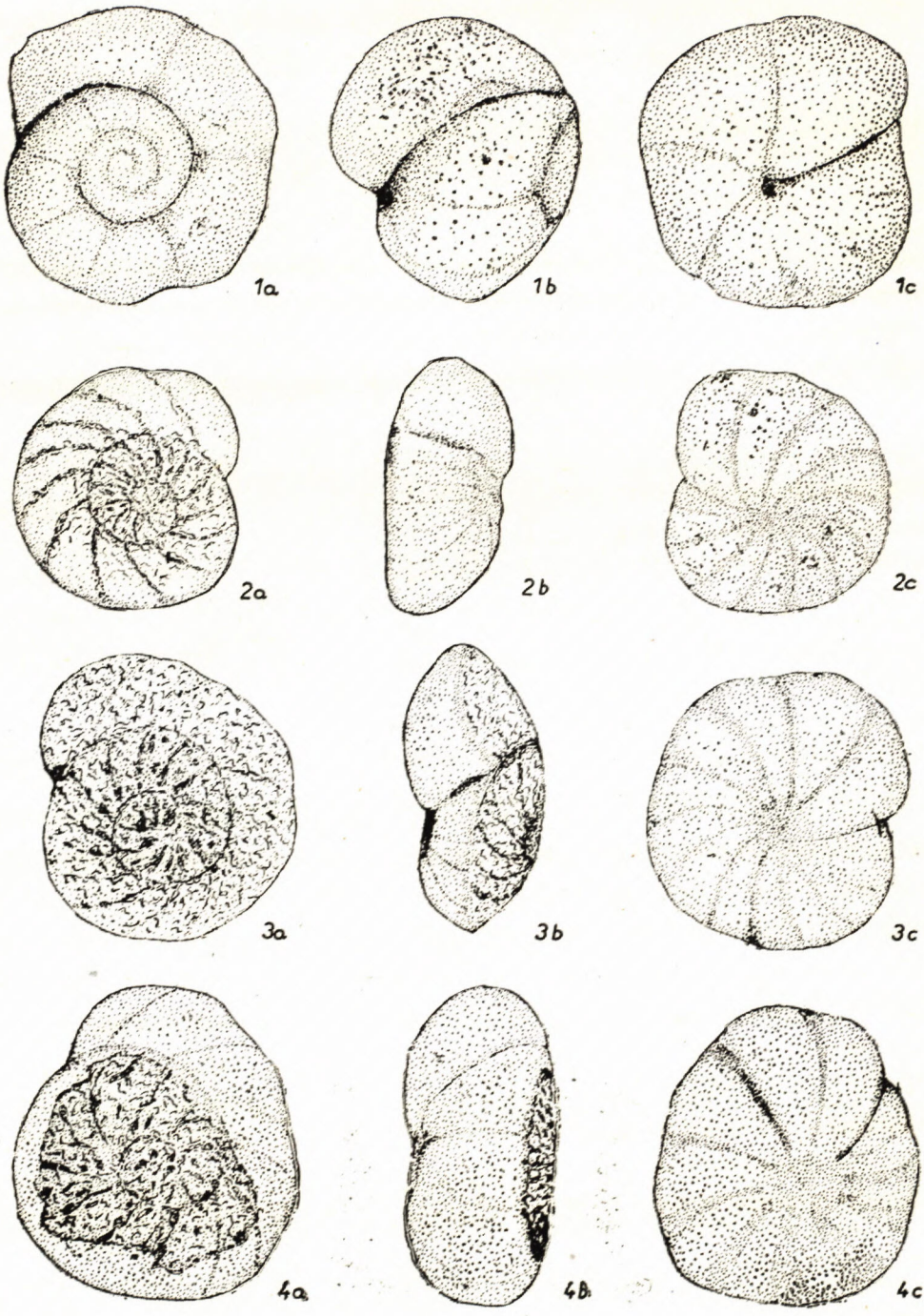
Výskyt: na východnom Slovensku veľmi obmedzene v červených slieňoch stredného emšeru. Holotyp popísaný z Čiech — koniak (pásmo Xeα).

Tab. 4.

1a—c — *Gyroidina infracretacea* Morozova, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z vetrálnej strany; 2a—c — *Gyroidina mauretanica* Carbonnier, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—c — *Gyroidina nitida* (Reuss), — a pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 4a—c — *Gyroidina praeglobosa* Brotzen, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 4.

1a—c — *Gyroidina infracretacea* Morozova, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 2a—c — *Gyroidina mauretanica* Carbonnier, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 3a—c — *Gyroidina nitida* (Reuss), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 4a—c — *Gyroidina praeglobosa* Brotzen, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view.


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c
4a
4B
4c

Stensiöina gracilis Brotzen

Tab. 5, obr. 3a—c

1945 *Stensiöina exculpta* (Reuss) var. *gracilis* Brotzen F., Sver. Geol. Unders., ser. C, no. 465 (Arsb. 38/1944), no. 7), p. 52, pl. 1, fig. 15a—c.

1959 *Stensiöina gracilis* Maslakova N. I., in: Atlas verchnemelovoj fauny sev. Kavkaza i Kryma. (VNIGAZ — Moskva), p. 97, pl. 4, fig. 4a, b, v.

Rozmery: priemer 0,30—0,41; výška 0,16—0,22.

Schránka bikonvexná s ostrým periférnym krajom. Skulptúra na špirálnej strane dobre vyvinutá.

Výskyt: v okolí Beňatíny v sedimentoch emšeru a kampanu. Z obdobnej stratigrafickej pozície je známa aj na Kaukaze, Kryme a v západnej Európe.

Steinsiöina ex gr. *praeexsculpta* Brotzen (non Keller)

Tab. 5, obr. 2a—c

1935 *Gyroidina praeexsculpta*, Keller B. M., Bull. Mosk. obšč. isp. prir. otd. Geol. t. 13, 14, pl. 3, fig. 28—32.

1945 *Stensiöina praeexsculpta* Brotzen F., Sver. Geol. Unders., ser. C, no. 465 (Arsb. 38/1944, no. 7), p. 52, fig. 28—32 (Keller, op. cit., pl. 3, fig. 28—32), also Brotzen, pl. I, fig. 17a—c (non 16a—c).

Rozmery: priemer 0,22—0,49; výška 0,13—0,24.

Exemplare, ktoré zaraďujeme k tomuto druhu, vyznačujú sa určitou variabilnosťou, najmä v tom, že prvé závity na dorzálnej strane sú v niektorých prípadoch mierne prehĺbené, v iných zas sa prejavuje tendencia ku konvexnosti. Najčastejšie sú formy s úplne plochou dorzálnou stranou, dobre vyvinutou skulptúrou a s 10 až 12 komôrkami v poslednom závite.

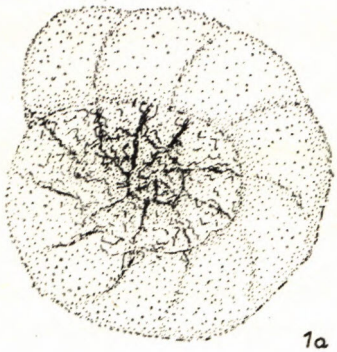
Výskyt: v Karpatoch od spod. turónu až do spod. santonu (vrátane). Z turónu až koniaku známy z SSSR (Krym, sev. Kaukaz, juž. Emby, Mangišlak) a západnej Európy.

Tab. 5.

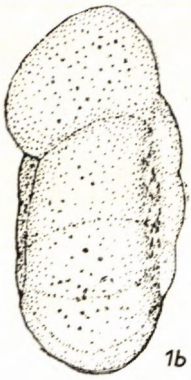
1a—c — *Gyroidina* cf. *globosa* (Hagenow), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 2a—c — *Stensiöina* ex gr. *praeexsculpta* Brotzen (non Keller), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—c — *Stensiöina gracilis* Brotzen, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 4a—c — *Stensiöina bohemica* Jírová, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 5.

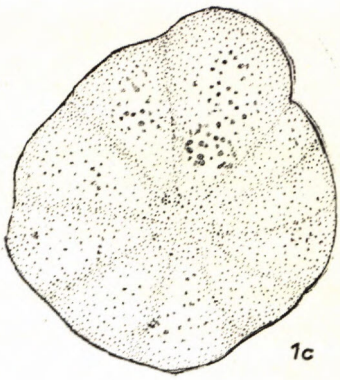
1a—c — *Gyroidina* cf. *globosa* (Hagenow), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 2a—c — *Stensiöina* ex gr. *praeexsculpta* Brotzen (non Keller), a — dorsal view, b — side view, c — ventral view; 3a—c — *Stensiöina gracilis* Brotzen, a — dorsal view, b — side view, c — ventral view; 4a—c — *Stensiöina bohemica* Jírová, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view.



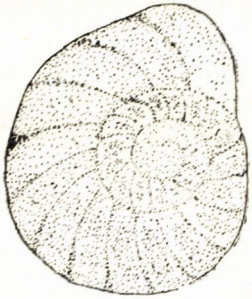
1a



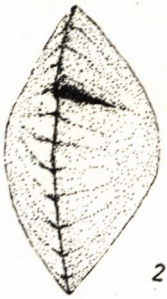
1b



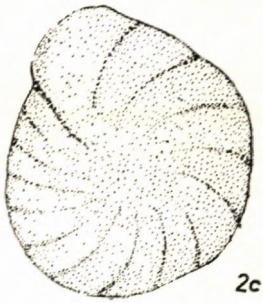
1c



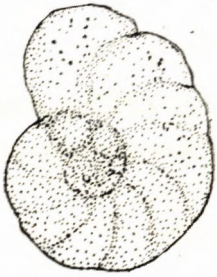
2a



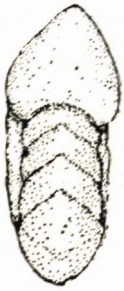
2b



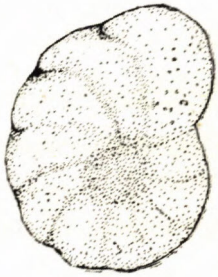
2c



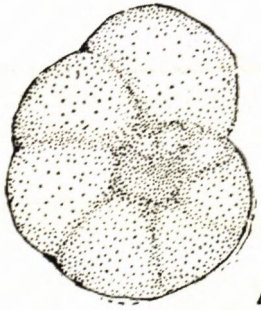
3a



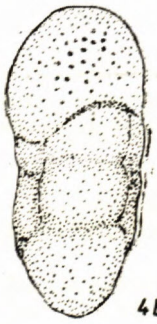
3b



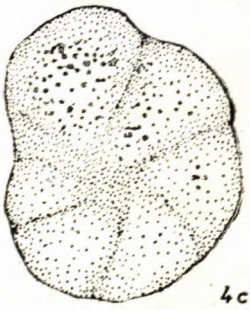
3c



4a



4b



4c

Osangularia Brotzen 1940

Osangularia cretacea (Carbonnier)

Tab. 6, obr. 2a—c

1952 *Parella cretacea* Carbonnier A., Soc. Géol. France, Bull., ser. 6. vol. 2, fasc. 1—3, p. 115, pl. 5, fig. 8a—c.

Rozmery: priemer 0,33—0,48; hrúbka 0,16—0,22.

Schránka bikonvexne klenutá s ostrým krajom. Na špirálnej strane viditeľné 2,5—3 závity s 15—18 komôrkami v poslednom. Komôrky na ventrálnej strane, ktorá je vypuklejšia než dorzálna, sú obdĺžnikového až mierne ohnutého kosoštvorcového tvaru.

Výskyt: V okolí Beňatíny v zelených a pestrých slieňoch cenomanu. V západnej Európe a severnej Afrike obdobne v cenomanských sedimentoch.

Anomalina d'Orbigny 1826

Anomalina globosa (Brotzen)

Tab. 6, obr. 4a—c

1945 *Anomalinoides globosa* Brotzen F., Sver. Geol. Unders., ser. C, no. 465 (Arsb. 38, no. 7), p. 55, pl. 2, fig. 6a—c.

1959 *Anomalina globosa* Maslakova N. O., in: Atlas verchemelovoj fauny severnogo Kavkaza i Kryma, VNIGAZ, Moskva, p. 99, pl. 5, fig. 4a, b, v.

Rozmery: priemer 0,38—0,42; hrúbka 0,14—0,22.

6—8 guľatých komôrok v poslednom závite oddelených hlbokými švami. V umbilikálnej časti schránky náznaky hrubnutia, vytvárajúce hviezdicovitý obraz.

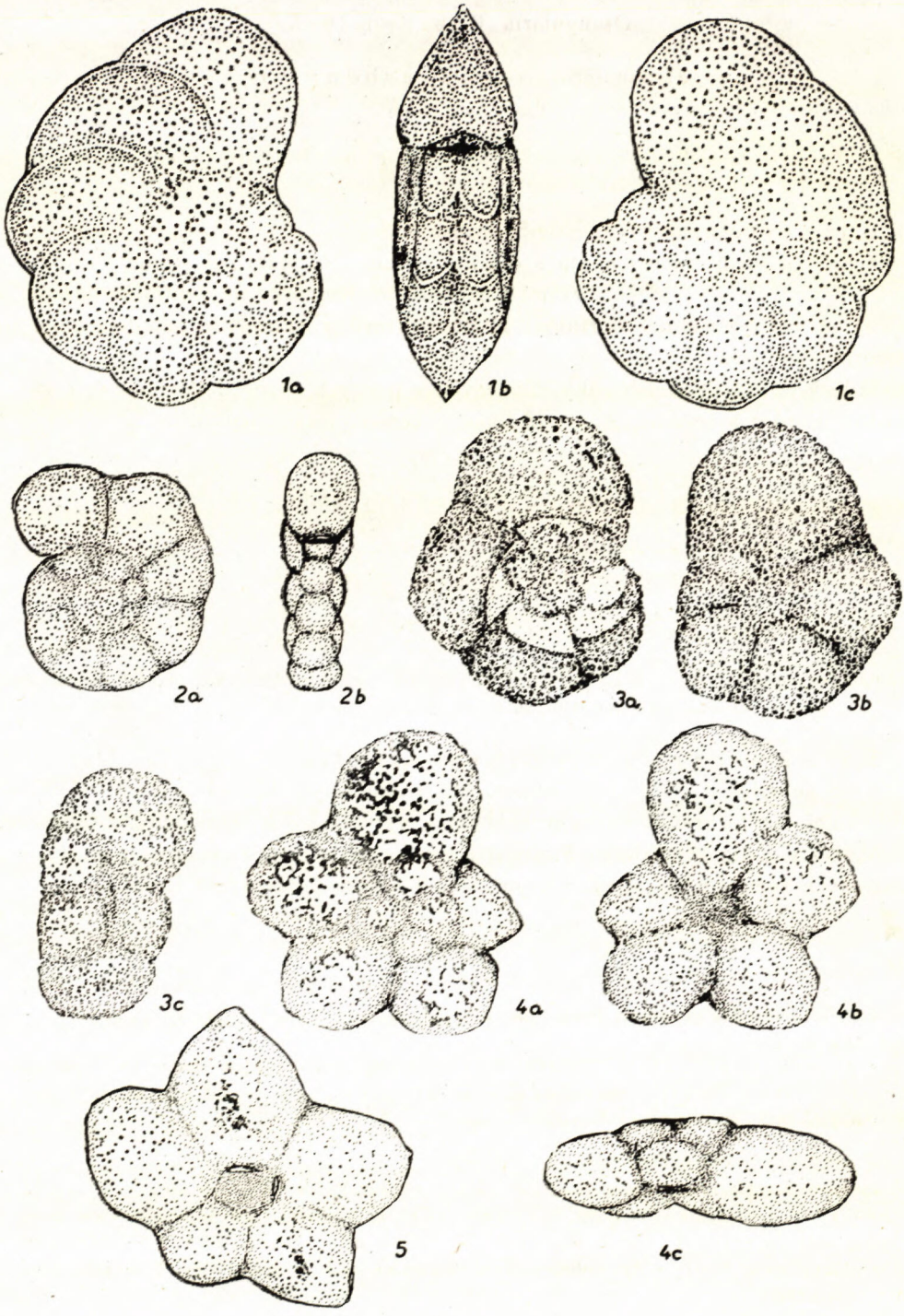
Výskyt: na východnom Slovensku v zelených slieňoch cenomanu; v cenomanských sedimentoch SSSR (Krym, sev. Kaukaz) a západnej Európe.

Tab. 6.

1a—c — *Stensiöina* aff. *annae* Požaryska, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 2a—c — *Osangularia cretacea* (Carbonnier), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—c — *Anomalina intermedia* Berthelin, pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 4a—c — *Anomalina globosa* (Brotzen), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 6.

1a—c — *Stensiöina* aff. *annae* Požaryska, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 2a—c — *Osangularia cretacea* (Carbonnier), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 3a—c — *Anomalina intermedia* Berthelin, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 4a—c — *Anomalina globosa* (Brotzen), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view.


1a
1b
1c
2a
2b
3a
3b
3c
4a
4b
5
4c

Anomalina intermedia Berthelin

Tab. 6, obr. 3a—c

1880 *Anomalina intermedia* Berthelin G., Mem. Soc. Géol. France, sér. 3, tome 1, no. 5, p. 67, pl. 4, fig. 14a—c.

Rozmery: priemer 0,30—0,39; hrúbka 0,20—0,26.

Schránka sa zhoduje s popisom i vyobrazením holotypu.

Výskyt: v okolí Beňatíny v škvrnitých slieňoch — alb; v západnej Európe známy tiež z albu.

Planulina d'Orbigny 1826

Planulina buxtorfi Gandolfi

Tab. 7, obr. 1a—c

1942 *Planulina buxtorfi* Gandolfi R., Riv. Ital. Pal., vol. 48, suppl., mem. 4, p. 103, pl. 3, fig. 7a—c.

Rozmery: priemer 0,49—0,61; hrúbka 0,14—0,23.

Schránka v mladosti trochoídna, posledný závit skoro bilatelárne symetrický Septálne švy na oboch stranách sú výrazné, silne ohnuté a vystupujú nad povrch schránky. V periférnej časti sa postupne symetricky zbližujú až úplne splývajú. Takto vo forme jedného kýlu sa ponorujú pod predchádzajúcu komôrku. Ústie je na báze poslednej komôrky.

Výskyt: v slienitej fácii najvrchnejšieho albu až bazálneho cenomanu v Karpatoch; v rovnakej stratigrafickej pozícii v západnej Európe a v severnej Afrike.

◀

Tab. 7.

1a—c — *Planulina buxtorfi* Gandolfi, a, c — pohľad z protiľahlých strán, b — pohľad zboka; 2a—b — *Globigerinella ultramicra* Subbotina, a — pohľad zo strany, b — pohľad zboka; 3a—c — *Rugoglobigerina praehelvetica* Trujilo, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad z ventrálnej strany, c — pohľad zboka; 4a—c — *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad z ventrálnej strany, c — pohľad zboka; 5 — *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal), pohľad z ventrálnej strany.

Plate 7.

1a—c — *Planulina buxtorfi* Gandolfi, a, c — opposite side view, b — edge view; 2a—b — *Globigerinella ultramicra* Subbotina; 3a—c — *Rugoglobigerina praehelvetica* Trujilo, a — dorzal view, b — ventral view, c — side view; 4a—b — *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal), a — dorzal view, b — ventral view, c — side view; 5 — *Clavihedbergella simplicissima* (Magné & Sigal), ventral view.

Globigerinella Cushman 1927

Globigerinella ultramicra Subbotina

Tab. 7, obr. 2a—b

1949 *Globigerinella ultramicra* Subbotina N. N., Mikrofauna SSSR, tr. VNIGRI, n. s. 34, p. 33—35, pl. 2, fig. 17—18.

Rozmery: priemer 0,18—0,22; hrúbka 0,06—0,08.

Schránka malá so 6 až 8 guľovitými, z boku mierne stlačenými komôrkami v poslednom závite.

Výskyt: v slienitej fácii cenomanu až ?senónu v Karpatoch. V SSSR (Krym, Kaukaz) známa od aptu až po cenoman. N. N. Subbotina (1953) ju uvádza aj z dánu.

Rugoglobigerina Brönnimann 1952

Rugoglobigerina praehelvetica Trujilo

Tab. 7, obr. 3a—c

1960 *Rugoglobigerina praehelvetica* Trujilo E. F., Jour. Paleontology, vol. 34, no. 2, p. 340, pl. 49, fig. 6a—c.

Rozmery: priemer 0,38—0,44; hrúbka 0,18—0,25.

Schránka rotaloídna. V poslednom závite je 5 komôrok, špirálna strana plochá, umbilikus veľký a otvorený. Ústie intramarginálne, povrch schránky drsný.

Výskyt: pestré spodnoturónske sliene východného Slovenska. Holotyp popísaný z USA zo stredného turónu.

Clavihedbergella Banner & Blow 1959

Clavihedbergella simplicissima (Magné & Sigal)

Tab. 7, obr. 4a—c, 5

1953 *Hasterigerinella simplicissima* Magné J. & Sigal J., Soc. Géol. France, Bull., ser. 6, vol. 3, fasc. 4—6, p. 487, pl. 14, fig. 11 a—c.

Rozmery: priemer 0,33—0,44; hrúbka 0,12—0,18.

Schránka sa skladá z dvoch až troch závitov s 5 komôrkami v poslednom. Komôrky sú z oboch strán sploštené a mierne pretiahnuté vo forme pozdĺžnej osi komôrky. Periférny okraj komôrok polkruhovitý, zvlášť u poslednej komôrky, u ostatných niekedy s tendenciou k zašpicateniu. Švy na ventrálnej i dorzálnej takmer plochej strane sú hlboké. Umbilikus plytký a veľký.

Výskyt: v Karpatoch v zelených slieňoch spodného cenomanu. Holotyp popísaný z cenomanských sedimentov severnej Afriky.

Clavihedbergella simplex (Morrow)

Tab. 8, obr. 1a—c

1934 *Hasterigerinella simplex* Morrow A. L., Jour. Paleontology, vol. 8, p. 198, pl. 30, fig. 6.

Rozmery: maximálny priemer 0,38—0,44; hrúbka 0,12—0,20.

Komôrky, ktoré sú v mladosti trochoídne, majú guľovitý tvar. V poslednom závite sú z oboch strán ploché a na vonkajšom okraji polokruhovité. Zvlášť výrazná je posledná komôrka, ktorá je oveľa väčšia. Prvé závity sú približne v jednej rovine s posledným, prípadne ho mierne prevyšujú. Švy sú vkleslé, ústie v bazálnej časti poslednej komôrky umbilikálnej strany. Na niektorých dobre zachovaných exemplároch možno pozorovať na vnútornom konci komôrok náznaky jemných lamiel.

Výskyt: na východnom Slovensku v cenomanských slienitých sedimentoch; holotyp popísaný z vrchnej kriedy (Greenhorn formation) USA.

Schackoina Thalman 1932

Schackoina cenomana (Schacko)

Tab. 8, obr. 2a—b, 3a—b

1896 *Siderolina cenomana* Schacko G., Arch. Ver. Freunde Nat. Mecklenburg, t. 50, p. 161, pl. 4, fig. 3—5.

1953 *Schackoina cenomana* Subbotina N. N., Iskopajemye foraminifery SSSR, tr. VNIGRI, n. s. 76, p. 128, pl. 1, fig. 1—3.

Rozmery: priemer 0,18—0,27.

Počiatočné štádium mierne trochoídne. Posledný závit plochý a involútny. Komôrky pretiahnutého tvaru sú zakončené, až po poslednú, jedným tŕňom, ktorý býva ulomený.

Výskyt: v okolí Beňatíny v zelených a pestrých cenomanských slieňoch. Podľa literárnych údajov sa spomína z analogickej stratigrafickej pozície z SSSR (Krym, Kaukaz), západnej Európy a Ameriky.

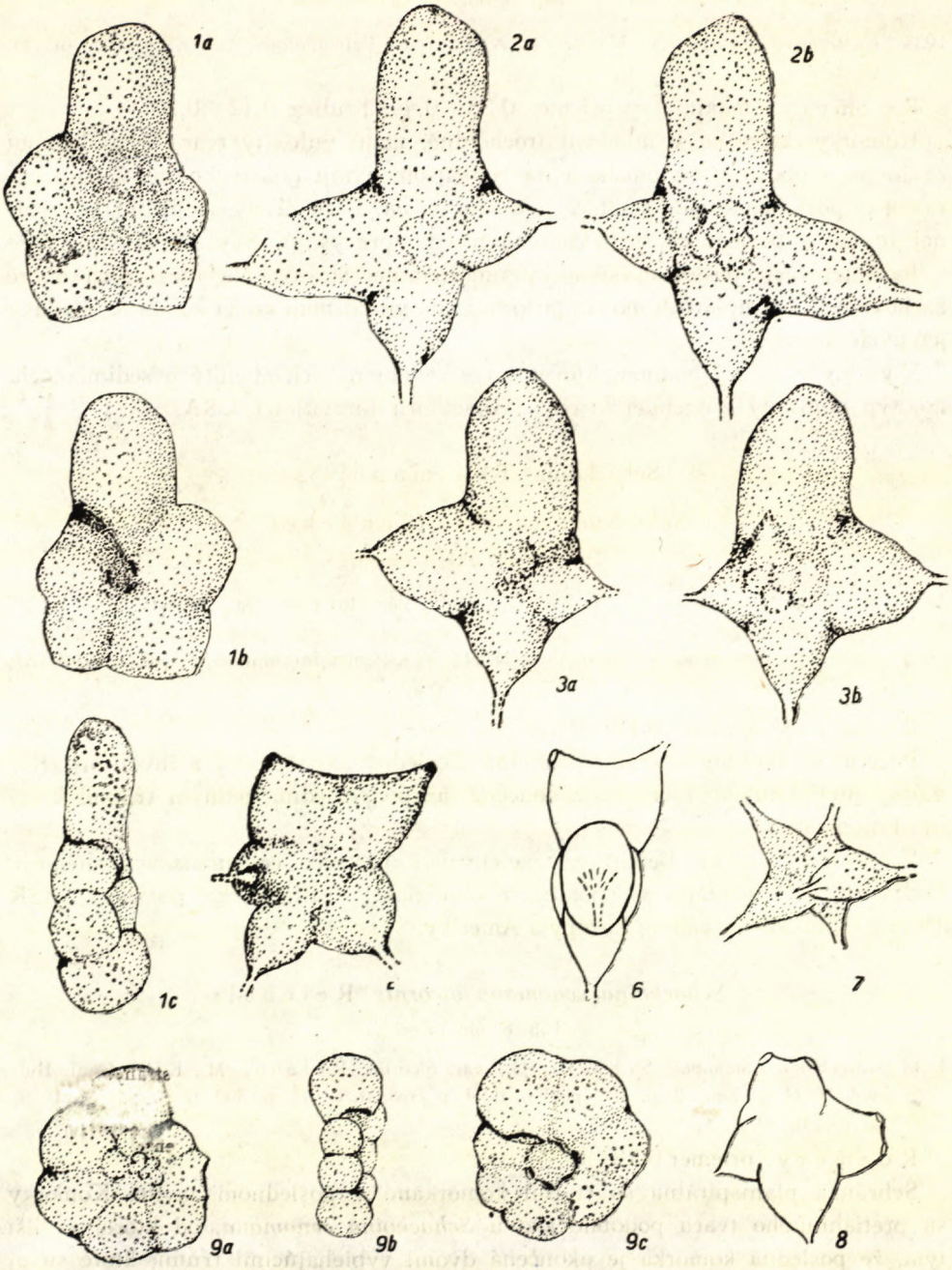
Schackoina cenomana bicornis Reichel

Tab. 8, obr. 5—6

1948 *Schackoina cenomana* (Schacko G.) var. *bicornis* Reichel M., Eclog. Geol. Hel., vol. 40 (1947), no. 2, p. 400; p. 396, tf. 4; p. 398, tf. 6 (4); p. 399, tf 8b; p. 401, tf. 9; p. 403, tf. 10 (6, 8—9).

Rozmery: priemer 0,23—0,35.

Schránka planispirálna so štyrmi komôrkami v poslednom závite. Komôrky sú pretiahnutého tvaru podobne ako u *Schackoina cenomana*, od ktorej sa líši tým, že posledná komôrka je ukončená dvomi vybiehajúcimi tŕňmi, ktoré sú aj silnejšie než na predchádzajúcich komôrkach.


1a
2a
2b
1b
3a
3b
1c
c
6
7
9a
9b
9c
8

Výskyt: v západnej Európe, odkiaľ bol holotyp popísaný, vyskytuje sa podobne ako v Karpatoch (spodná časť pestrých slieňov) v cenomanských sedimentoch.

Schackoina moliniensis Reichel

Tab. 8, obr. 7—8

1948 *Schackoina moliniensis* Reichel M., Eclog. Geol. Helv., vol. 40 (1947), no. 2, p. 402; p. 396, tf. 5; p. 398, tf. 6 (5), 7 (5); p. 399, tf. 8c; p. 403, tf. 10 (13).

Rozmery: priemer 0,22—0,34.

Schránka u dospelých druhov je planispirálna. Počiatočné štádium u študovaných foriem nie je viditeľné. V poslednom závite sú štyri komôrky; posledné dve z nich sú zakončené dvoma symetricky vetvenými a postupne zužujúcimi sa dlhými tŕňmi. Väčšinou bývajú tŕne ulomené, len vzácne sa vyskytujú exempláre s dobre zachovanými dlhými tŕňmi.

Výskyt: Karpaty — pestré cenomanské sliene; v západnej Európe v cenomanských sedimentoch.

Ticinella Reichel 1949

Ticinella gaultina (Morozova)

Tab. 8, obr. 9a—c

1948 *Globigerina gaultina* Morozova V. G., BMOIP, t. XXIII (3), p. 41, pl. 2, fig. 16—18.

1953 *Ticinella gaultina* Subbotina N. N., Iskopajemye foramin. SSSR, tr. VNIGRI, n. s. 76, p. 157, pl. 1, fig. 1a, b. v; 2a, b, v; 3a, b. v; 4a, b v.

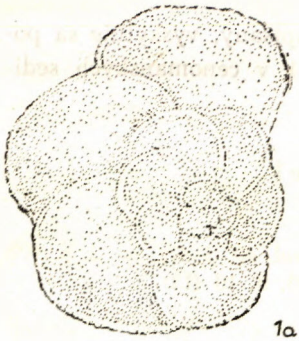
Rozmery: priemer 0,20—0,35; najväčšia hrúbka 0,12—0,15.

Tab. 8.

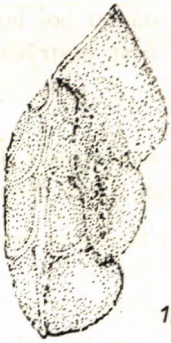
1a—c — *Hasterigerinella simplex* Morrow, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad z ventrálnej strany, c — pohľad zboka; 2a—b — *Schackoina cenomana* (Schacko), a — pohľad z ventrálnej strany, b — pohľad z dorzálnej strany; 3a—b — *Schackoina cenomana* (Schacko), a — pohľad z ventrálnej strany, b — pohľad z dorzálnej strany; 5, 6 — *Schackoina cenomana bicornis* Reichel, (6 — schematický náčrt); 7, 8 — *Schackoina moliniensis* Reichel, (8 — schematický náčrt); 9a—c — *Ticinella gaultina* (Morozova), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 8.

1a—c — *Clavihedbergella simplex* (Morrow), a — dorzal view, b — ventral view, c — side view; 2a—b — *Schackoina cenomana* (Schacko), a — ventral view, b — dorzal view; 3a—b — *Schackoina cenomana* (Schacko), a — ventral view, b — dorzal view; 5, 6 — *Schackoina cenomana bicornis* Reichel, (6 — schematic sketch); 7, 8 — *Schackoina moliniensis* Reichel, (8 — schematic sketch); 9a—c — *Ticinella gaultina* (Morozova), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view.



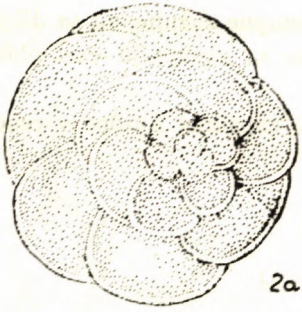
1a



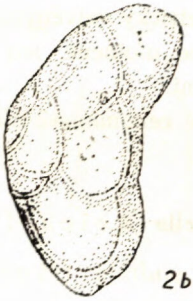
1b



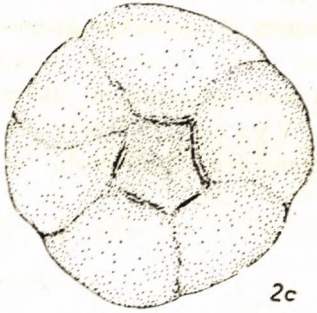
1c



2a



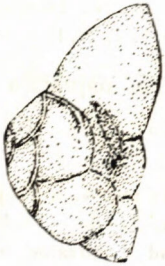
2b



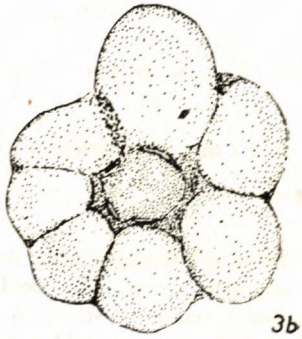
2c



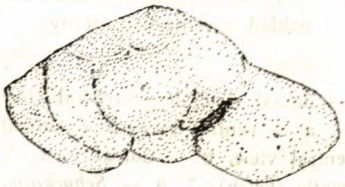
3a



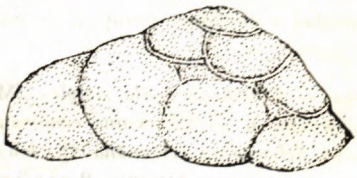
4



3b



3c



3d

Schránka malá s tromi závitmi, so 6 až 8 komôrkami v poslednom. Všetky tri závity sú v jednej rovine. Ústie je intramarginálne a intraumbilikálne opatrené jemnými obústnymi lamelami.

Výskyt: v Karpatoch je najviac rozšírený v albe, v obmedzenom množstve prechádza do cenomanu; v obdobných vrstvách v SSSR (Kaukaz).

Praeglobotruncana Bermudez 1952

„*Praeglobotruncana*" aff. *stephani* (Gandolfi)*

Tab. 9, obr. 1a—c

1936 *Globotruncana appenninica* Renz O., (čiastočne) Ecl. Geol. Helv. 29, 2.
1942 *Globotruncana stephani* Gandolfi R., Riv. Ital. Paleontol., 48, p. 130, pl. III, fig. 4—5; pl. I V,fig. 36—37, 41—45; pl. VI, fig. 4; pl. IX, fig. 8; pl. XIV, fig. 2.

Rozmery: priemer 0,40—0,45; hrúbka 0,20—0,24.

* Schránka sa skladá z 2,5—3 závitov s 5 až 6 komôrkami v poslednom. Švy na dorzálnej strane sú ohnuté, na ventrálnej priame a vkleslé. Kýl, lemujúci vonkajší okraj schránky, nie je kompaktný, ale jemne zúbkovitý. Povrch schránky je pokrytý drobnými hrbolčekmi. V študovanom materiáli sú vedľa foriem s jedným kýlom aj exempláre, na ktorých na prvých dvoch až troch komôrkach posledného závitu sú dva kýly, postupne sa zúžujúce až splývajúce. Ústie intramarginálne. Na koncoch komôrok v umbilikálnej časti sú jemné lemy, tiahnuce sa od obústia poslednej komôrky postupne k predchádzajúcim. Tieto lemy, ako upozorňujú P. Brönnimann & N. K. Brown (1955), nie sú pravé obústne lamely (cover-plate), aké môžeme pozorovať napr. u rodu *Ticinella*.

Výskyt: v Karpatoch v zelených a pestrých cenomanských slieňoch; z SSSR, západnej Európy a Ameriky sa uvádza tiež z cenomanu.

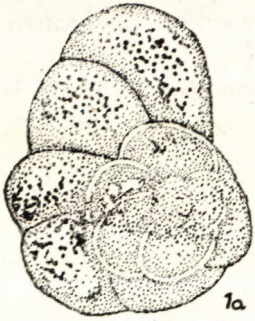
Tab. 9.

1a—c — „*Praeglobotruncana*" aff. *stephani* (Gandolfi), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 2a—c — „*Praeglobotruncana*" *stephani turbinata* (Reichel), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—d — „*Praeglobotruncana*" *oraviensis* Scheibnerová, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad z ventrálnej strany, c, d — pohľad z bokov; 4 — „*Praeglobotruncana*" *oraviensis* Scheibnerová, pohľad zboka.

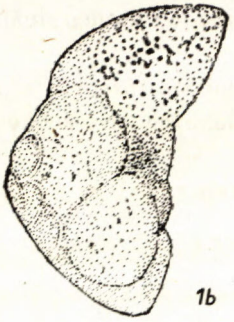
Plate 9.

1a—c — „*Praeglobotruncana*" *aff. stephani* (Gandolfi), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 2a—c — „*Praeglobotruncana*" *stephani turbinata* (Reichel), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 3a—d — „*Praeglobotruncana*" *oraviensis* Scheibnerová, a — dorzal view, b — ventral view, c, d — opposite side views; 4 — „*Praeglobotruncana*" *oraviensis* Scheibnerová, side view.

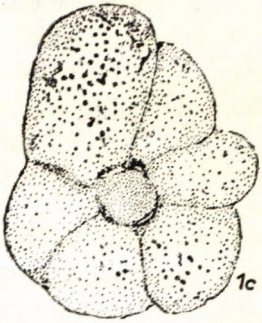
* Nomenklatúrou a fylogenetickými vzťahmi zástupcov rodu *Praeglobotruncana* sa bližšie zaoberá J. Salaj & O. Samuel (in lit.).



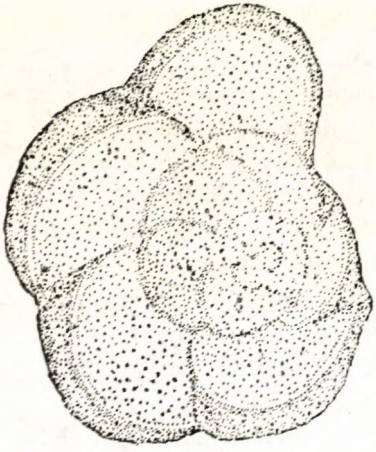
1a



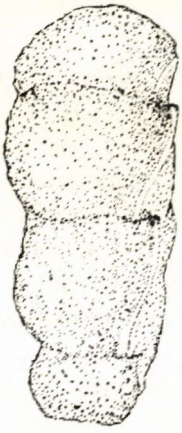
1b



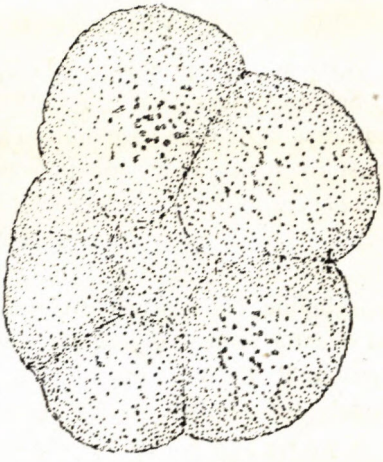
1c



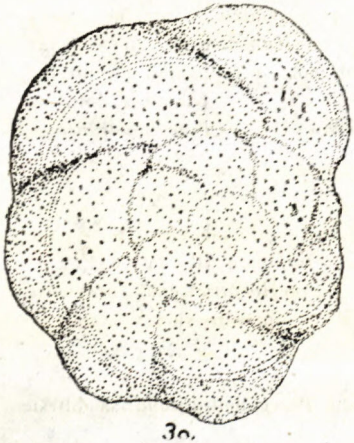
2a



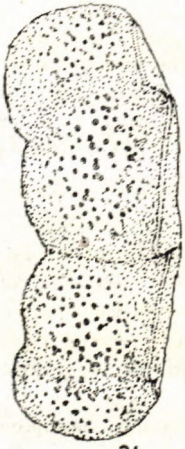
2b



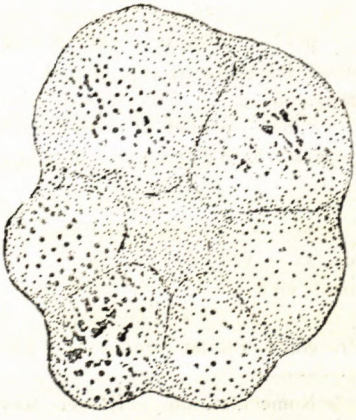
2c



3a



3b



3c

„Praeglobotruncana" stephani turbinata (Reichel)

Tab. 11, obr. 2a—c

1950 *Globotruncana stephani* (Gandolfi) var. *turbinata* Reichel M., Eclog. Geol. Helv., vol. 42 (1949), no. 2, p. 609, (Gandolfi op. cit., p. 118, tf. 41/2a—b).

1950 *Globotruncana stephani turbinata* Mornod L., Eclog. Geol. Helv., vol. 42 (1949), no. 2, p. 588, pl. 15, fig. 18a—j, 19, 20; fig. 11, nos. 1a—c, 2a—c, 3a—c (so synonymikou).

1955 *Praeglobotruncana delrioensis turbinata* Brönniman P. & Brown N. K., Eclog. Helv., vol. 48, no. 1, in: p. 532, text-fig. 16c, d, e; 17i, j, h.

Rozmery: priemer 0,42—0,50; hrúbka 0,24—0,35.

Schránka s vysokoklenutou dorzálnou a s plochou alebo konkávnou ventrálnou stranou. Švy na špirálnej strane sú ohnuté a mierne prevyšujú povrch schránky, brušnej radiálnej. Od *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi), s ktorou je geneticky spätá, sa líši vysokoklenutou dorzálnou stranou a v niektorých prípadoch i väčším počtom komôrok.

Výskyt: v Karpatoch v zelených a pestrých cenomanských slieňoch; západná Európa — cenoman.

„Praeglobotruncana" oraviensis Scheibnerová

Tab. 9, obr. 3a—d, 4

1960 *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerová V., Geolog. sborník, tom. 11, no. 1. textfig. 4a—c.

Rozmery: priemer 0,58—0,62; hrúbka 0,33—0,45.

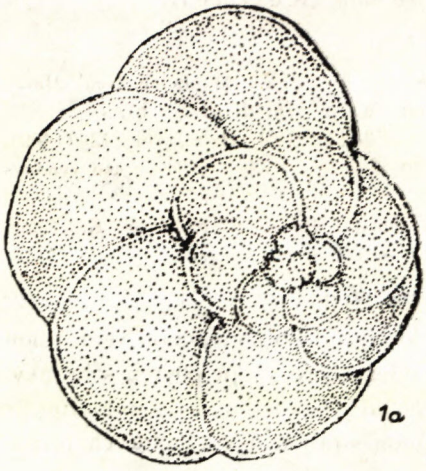
Dorzálna strana schránky je silne konvexná, ventrálna plochá, alebo konkávna; v poslednom závite je 6 až 7 mierne prekrývajúcich komôrok. Ich tvar je globigerinoídny, niekedy z vrchnej i spodnej strany rôzne stlačený. Podľa stupňa sploštenia komôrok je vonkajší okraj buď tupouhlý, alebo zvlášť u posledných komôrok zaoblený. V prvých dvoch závitoch špirálne i septálne švy mierne prevyšujú povrch schránky. V poslednom závite sú podľa veľkosti nadmutosti

Tab. 10.

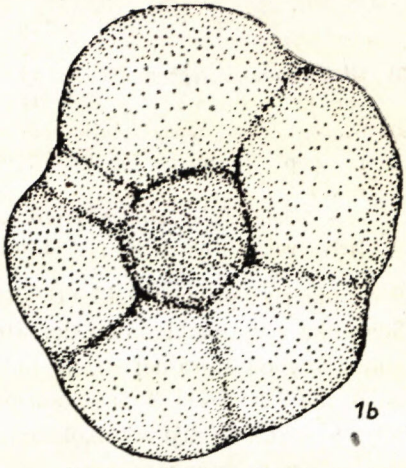
1a—c — *„Praeglobotruncana" oraviensis trigona* Scheibnerová, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 2a—c — *Globotruncana helvetica* Bolli, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—c — *Globotruncana helvetica* Bolli, a — pohľad z dorzálnej strany; b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 10.

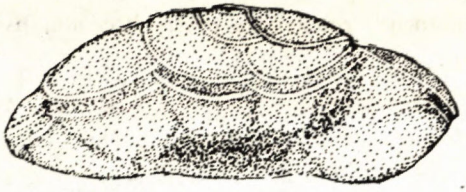
1a—c — *„Praeglobotrnucana" oraviensis trigona* Scheibnerová, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 2a—c — *Globotruncana helvetica* Bolli, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 3a—c — *Globotruncana helvetica* Bolli, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view.



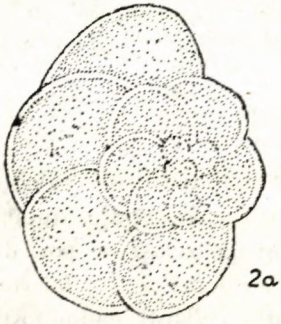
1a



1b



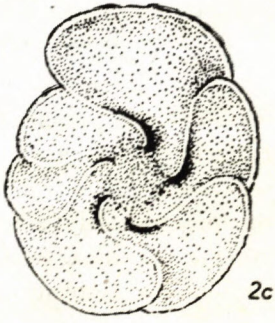
1c



2a



2b



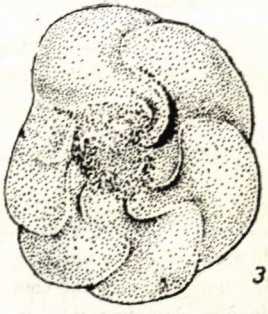
2c



3a



3b



3c

komôrok rôzne vkleslé. Ústie je intramarginálne, niekedy s náznakom jemných obústnych lamiel podobných druhu *„Praeglobotruncana" stephani.*

Výskyt: v Karpatoch v pestrých vrchnocenomanských až spodnoturónskych slieňoch.

„Praeglobotruncana" oraviensis trigona Scheibnerová

Tab. 10, obr. 1a—c

1960 *Praeglobotruncana oraviensis trigona* Scheibnerová V., Geol. sborník, tom. 11, no. 1; textfig. 5a—c.

Rozmery: maximálna dĺžka 0,50—0,62; maximálna šírka 0,45—0,55; hrúbka 0,27—0,40.

Fylogeneticky bezprostredne vyvinutá z *Praeglobotruncana oraviensis,* od ktorej sa líši trojuholníkovým tvarom schránky a sploštenejšími komôrkami, ktoré sú v dôsledku toho v periférnej časti tupouhlé.

Výskyt: Karpaty — pestré vrchnocenomanské až spodnoturónske sliene.

Globotruncana Cushman 1927

Globotruncana helvetica Bolli

Tab. 10, obr. 2a—c, 3a—c

1914 *Globotruncana appenninica* Vogler J., Paleontografica IV Abh., 4 Abschn., tab. 23, fig. 3.

1945 *Globotruncana helvetica* Bolli H., Eclog. Geol. Helv., vol. 37 (1944), no. 2, p. 266, pl. 9, fig. 6—8.

1952 *Globotruncana (Rotalipora) helvetica* Golom G., Del. Bol. del Inst. Geol. y Min. de Esp., pl. 4, fig. 1—3, 5.

1958 *Praeglobotruncana helvetica* Scheibnerová V., Geol. sborník, vol. 9, no. 2, p. 189, pl. 4, fig. 1—6, 8, text-fig. 1a—c, 2a—c.

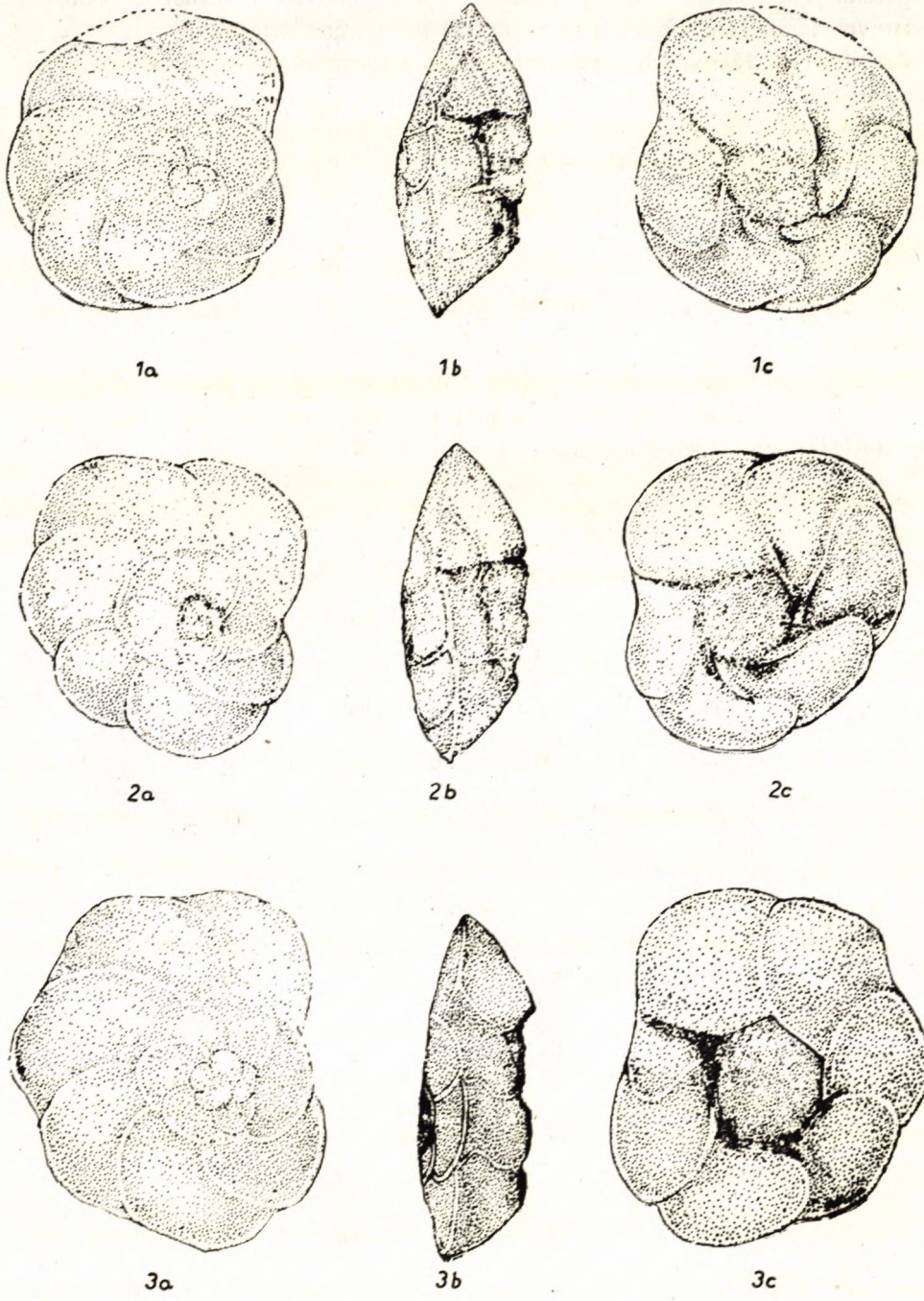
Rozmery: priemer 0,40—0,60; hrúbka 0,22—0,27.

Tab. 11.

1a—c — *Globotruncana imbricata* Mornod, — a pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad z ventrálnej strany, c — pohľad zboka; 2a—c — *Globotruncana sigali* Reichel, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany (vrchný turón); 3a—c — *Globotruncana sigali* Reichel, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany (spodný emšer).

Plate 11.

1a—c — *Globotruncana imbricata* Mornod, a — dorzal view, b — ventral view, c — side view; 2a—c — *Globotruncana sigali* Reichel, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view (Upper Turonian); 3a—c — *Globotruncana sigali* Reichel, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view (Lower Emscherian).


1a
1b
1c
2a
2b
2c
3a
3b
3c

Schránka sa skladá z 2,5—3 závitov s 5 až 7 komôrkami v poslednom. Dorzálna strana je plochá, ventrálna silne vypuklá s globigerinoídnym tvarom komôrok. Švy na ventrálnej strane sú radiálne, na dorzálnej ohnuté a mierne vyčnievajú nad povrch schránky.

V ý s k y t: v Karpatoch vo vrchnej časti pestrých a v spodnej časti červených slieňov — najvrchnejší cenoman až turón; turónske sedimenty v SSSR, západnej Európe, Amerike a severnej Afrike až v spodnom emšeri.

Globotruncana imbricata M o r n o d

Tab. 11, obr. 1a—c

1950 *Globotruncana imbricata* M o r n o d I., Eclog. Geol. Helv., vol. 42 (1949), no. 2, p. 589, pl. 15, fig. 21—34; p. 581, tf. 5 (2—3).

1959 *Rotundina imbricata* M a s l a k o v a N. I., in: Atlas verchnemelovoj fauny severnogo Kavkaza i Kryma (VNIGAZ — Moskva), p. 112, pl. 11, fig. 2a, b. v.

R o z m e r y: priemer 0,38—0,57; hrúbka 0,18—0,30.

Schránka s paralelnými dvoma kýlmi a miernou vypuklou dorzálnou stranou. Komôrky na ventrálnej strane sú zaoblené alebo ploché; švy na brušnej strane radiálne, na chrbtovej ohnuté.

V ý s k y t: v Karpatoch vo vrchnej časti pestrých a v spodnej časti červených slieňov — najvrchnejší cenoman až turón; z SSSR sa udáva stratigrafické rozpätie vrchný cenoman až koniak; v západnej Európe hlavne z turónu.

Globotruncana sigali R e i c h e l

Tab. 11, obr. 2a—c, 3a—c

1949 *Globotruncana appenninica* S i g a l J., Soc. Géol. France, C. R. Som., no. 12, p. 265.

1950 *Globotruncana sigali* R e i c h e l M., Eclog. Geol. Helv., vol. 42 (1949), no. 2. p. 610, pl. 16, fig. 7; pl. 17, fig. 7; p. 610, tf. 5; p. 611, tf. 6.

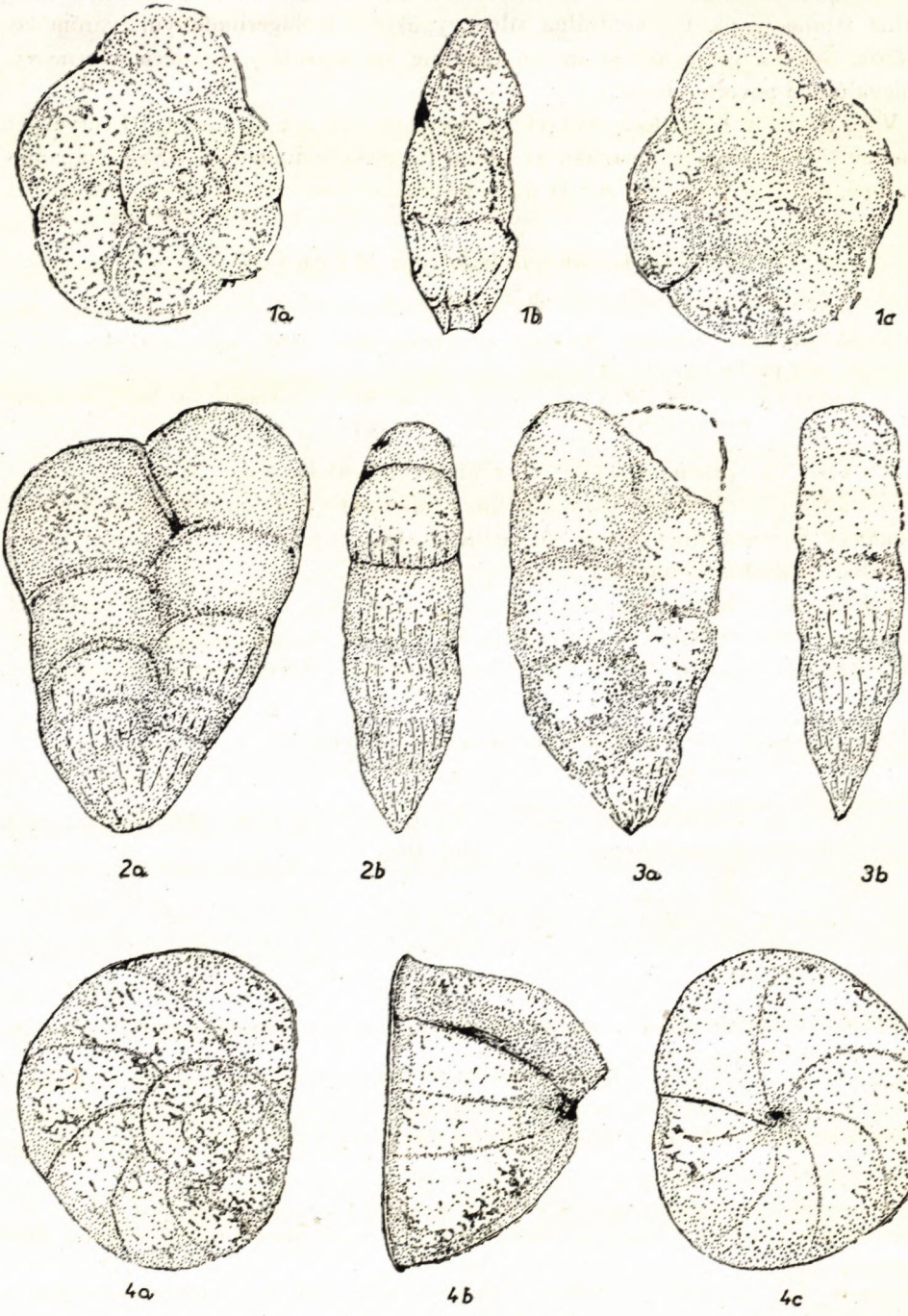
R o z m e r y: priemer 0,55—0,80; hrúbka 0,25—0,30.

Tab. 12.

1a—c — *Globotruncana* cf. *sigali* R e i c h e l, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany (stredný emšer); 2a—c — *Globotruncana* cf. *sigali* R e i c h e l, a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 3a—c — *Globotruncana* sp. (cf. *Gl. subspinosa* P e s s a g n o), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany (vrchný emšer).

Plate 12.

1a—c — *Globotruncana* cf. *sigali* R e i c h e l, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view (Middle Emscherian); 2a—c — *Globotruncana* cf. *sigali* R e i c h e l, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view (Upper Emscherian); 3a—c — *Globotruncana* sp. (cf. *Gl. subspinosa* P e s s a g n o), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view (Upper Emscherian).


1a
1b
1c
2a
2b
3a
3b
4a
4b
4c

Schránka bikonvexná s 5 až 6 komôrkami v poslednom závite. Švy sú na dorzálnej strane ohnuté, na ventrálnej sygmoidálne. Formy z vrchného turónu sú zhodné s holotypom.

Poznámka: Vedľa turónskych foriem, ktoré ako už bolo uvedené, odpovedajú popisu i vyobrazeniu holotypu, vyskytujú sa v emšeri formy, u ktorých na ventrálnej strane pozorujeme zväčšovanie uhlu od roviny vinutia (viď tab. 12, obr. 1a—c, 2a—c).

Postupné zväčšovanie uhlu na ventrálnej strane má za následok zmenšenie vypuklosti dorzálnej strany a prakticky úplné splynutie už i u starších foriem veľmi zblížených kýlov. Krajné variačné formy tohto fylogeneticky spätého radu nemožno identifikovať v rámci diagnózy druhu *Globotruncana sigali*, lebo začínajú mať už niektoré znaky charakteristické pre *Globotruncana subspinosa* Pessango (tab. 12, obr. 3a—b).

Výskyt: v Beňatíne v najvrchnejšej časti pestrých a červených slieňov — turón, menej emšer. V západnej Európe tiež v turóne až emšeri.

Globotruncana ventricosa White

Tab. 13, obr. 1a—c

1928 *Globotruncana caniculata* (Reuss, 1854) var. *ventricosa* White M. P., Journ. Paleont., Vol. 2, p. 284, pl. 38, fig. 5a—c.

1946 *Globotruncana ventricosa* Cushman J. A., U. S. Geol. Surv. P. P. no. 206, p. 150, pl. 62, fig. 3a—c.

1950 *Globotruncana ventricosa* Mornod L., Eclog. Geol. Helv., vol. 42 (1949), no. 2, p. 590, fig. 12, no. 1a—c, 2a—c (so synonymikou).

Rozmery: priemer 0,58—0,63; hrúbka 0,20—0,24.

Schránka je na dorzálnej strane takmer plochá, na ventrálnej silne konvexná so šiestimi komôrkami v poslednom závite. Kýly sú výrazné a od seba vzdialené.

Výskyt: vzácne v okolí Beňatíny a Podhoroďa vo vrchnej časti červených slieňov. Z SSSR, západnej Európy i Ameriky sa spomína zo senónu.

Tab. 13.

1a—c — *Globotruncana ventricosa* White, a— pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany; 2a—b — *Sigalia deflaensis* (Sigal), a — pohľad zo strany, b — pohľad z čelnej strany; 3a—b — *Sigalia deflaensis* (Sigal), a — pohľad zo strany, b — pohľad z čelnej strany; 4a—c — *Globorotalites* ex gr. *michelinianus* (d'Orbigny), a — pohľad z dorzálnej strany, b — pohľad zboka, c — pohľad z ventrálnej strany.

Plate 13.

1a—c — *Globotruncana ventricosa* White, a — dorzal view, b — side view, c — ventral view; 2a—b — *Sigalia deflaensis* (Sigal), a — side view, b — edge view; 3a—b — *Sigalia deflaensis* (Sigal), a — side view, b — edge view; 4a—c — *Globorotalites* ex gr. *michelinianus* (d'Orbigny), a — dorzal view, b — side view, c — ventral view.

Globorotalites Brotzen 1942

Globorotalites ex gr. *michelinianus* (d'Orbigny)

Tab. 13, obr. 4a—c

1840 *Rotalia michaliniana* d'Orbigny A., Mém. Soc. Géol. France, ser. 1, t. 4, no. 1, p. 31, pl. 3, fig. 1—3.

1953 *Gyroidina micheliniana* Mjatliuk E. V., Spirillinidy, Rotaliidy, Espistominidy i Asterigerinidy. In: Iskopajemye foram. SSSR, Tr. VNIGRI, n. s. 71, p. 55, pl. 6, fig. 4a, b. v (so synonymikou).

Rozmery: priemer 0,30—0,44; výška 0,18—0,29.

Schránka na obvode okrúhla, kýlovitá, s plochou dorzálnou a silne vypuklou kuželovitou ventrálnou stranou. Na špirálnej strane sú 2—3 závity so 6—8 komôrkami v poslednom závite. Komôrky na ventrálnej strane sú trojuholníkové s ostrým ukončením v umbilikálnej časti. Umbilikus je malý a hlboký. Popri popísaných exemplároch s hlbokým umbilikom vzácne sa vyskytujú jedince s malým a plytkým umbilikom, avšak morfológiou schránky zhodné s vyššie popísanými.

Výskyt: v okolí Beňatíny a Podhoroďa v červených senónskych slieňoch.

Sigalia Reiss 1957

Sigalia deflaensis Sigal

Tab. 13, obr. 2a—b, 3a—b

1952 *Gümbelina (Gümbelina, Ventilabrella) deflaensis* Sigal J., XIX. Congr. geol. inter., I Ser., no. 26, p. 37, text-fig. 41.

1956 *Ventilabrella deflaensis* Küpper K., Geol., Bd. 99, p. 299.

Rozmery: dĺžka 0,29—0,34; max. šírka 0,16—0,24; hrúbka 0,07—0,10.

Jedince zo spodného emšera odpovedajú formám, vyobrazeným J. Sigalom (1952). Schránka biseriálna s 5 až 6 komôrkami v každom rade. Komôrky z oboch strán sú mierne stlačené a na povrchu zdobené jemnými vráskami, viditeľnými iba pri veľkom zväčšení. Iné jedince pravdepodobne z vyššieho súvrstvia majú výraznú skulptúru.

Výskyt: v okolí Beňatíny veľmi obmedzene v červených slieňoch stredného emšeru. V západnej Európe hlavne v sedimentoch vrchného emšeru. Z rovnakej stratigrafickej pozície ju uvádza J. Salaj (1961) z Brezovského pohoria a Myjavskej hornatiny. Vo väčšom množstve vo vrchnom emšere pri Podhorodi.

LITERATÚRA

[1] Andrusov D. (1945): Geologický výskum vnútorného bradlového pásma v Západných Karpátoch. IV.—V. Práce Štát. geolog. ústavu. 13, Bratislava. — [2] Andrusov D. (1959): Geológia československých Karpát. II. — SAV, Bratislava. — [3] Andrusov D.

& Scheibner E. (1960): Prehľad súčasného stavu poznatkov o geológii bradlového pásma medzi Vlárou a Tvrdošínom. Geolog. sborník. XI, 2, Bratislava. — [4] Birkenmajer K. (1957): Nové výskumy stratigrafie pieninského bradlového pásma v Poľsku. — Geol. sborník VIII, 1, Bratislava. — [5] Birkenmajer K. (1959): Seria czertezicka — nowa seria skałkowa Pienien. — Acta Geol. Polon., VI, 4, Warszawa. — [6] Birkenmajer K. & Kokoszyńska B. (1958): Revizja fauny kredowej zebranej przez L. Horwitza v pienińskim pasie skałkowym. Cz. I: Fauna tzw. „santonu" w przelomie niedzickim koło Czorsztyna. — Bull. Inst. Geol. 135, 3, Warszava. — [7] Brönniman P. & Brown N. K. (1955): Taxonomy of the Globotruncanidae. — Eclog. Geol. Helv. V. 48, no. 1. — [8] Gandolfi R. (1942): Ricerche Micropaleontologiche e stratigrafiche Sulla Scaglia e sul flysch Cretacici dei Ditorni di Balerna (Canton Ticino). — Riv. Ital. Paleont. Mem. IV, 48, Milano. — [9] Horwitz L. (1930): Compte rendu des recherches géologiques pour la révision des feuilles „Nowy Targ" et „Szczawnica" etc., C. r. d. Séances du Service Géol. de Pologne, 26. — [10] Horwitz L. (1938): Studia nad stratigrafią osłony skalek pieninskich. Cz. I. Podział osłony skałkowej i rozmieszczenie jej ogniw. — Spraw. Pań. Inst. Geol. IX, Warszawa. — [11] Horwitz L. & Rabowski F. (1929): Przewodnik do wycieczki Pol. Tow. Geol. w Pieniny. — Rocz. Pol. Tow. Geol., 6, Krakow. — [12] Jírová D. (1956): Rod Globotruncana ve vyšším turonu a emšeru české křídy. — Univ. Carolina, Geologica, 2, 3, Praha. — [13] Kantorová V. & Began A. (1958): Bradlové pásmo v širšom okolí Pruského. — Geol. práce, Zprávy 14, Bratislava. — [14] Książkiewicz M. (1958): On the Turonian in the Pieniny Klippes Belt. — Bull. d. l. Acad. Pol. d. sciences. VI, 8, Warszawa. — [15] Leško B. & Samuel O. (1960): Geológia bradlového pásma pri Podhorodi. — Geol. práce, Zprávy 20, Bratislava. — [16] Liszkowa J. (1959): Mikrofauna warstw z egzotykami z Bachowic. Bull. Inst. Geol., II, 131, Warszawa. — [17] Maslakova N. I. (1959): In — Atlas verchnemelovoj fauny severnogo Kavkaza i Kryma. — VNIGAZ, Moskva. — [18] Montanaro — Gallitelli E. (1955): Schackoina from the Upper Cretaceous of the Northern Apennines, Italy. — Micropaleontology, I, 2, New York. — [19] Neagu T. (1959): Studiul micropaleontologic al Cretacicului superior din V. Teliu. — Analele Univ. „C. I. Parhon", ser. St. Naturii, 21. Bucureşti. — [20] Pessagno E. A. (1960): Stratigraphy and micropaleontology of the Cretaceus and lower Tertiery of Puerte Rico. — Micropaleontologie, VI, 1, New York. — [21] Pokorný Vl. (1958): Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie. Band 1, Berlin. — [22] Salaj J. (1961): Nové stratigrafické poznatky z kriedy vnútorného bradlového pásma západných Karpát. — Geolog. práce, Zprávy 22, Bratislava. — [23] Scheibner E. & Scheibnerová V. (1958): Kysucké a snežnické vrstvy — nové členy kriedy pieninskej série v kysuckom vývine. — Geol. sborník, IX, 2, Bratislava. — [24] Scheibnerová V. (1960): Poznámky k rodu Praeglobotruncana Bermudez z kysuckých vrstiev bradlového pásma. — Geol. sborník, XI, 1, Bratislava. — [25] Schijfsma E. (1955): La position stratigraphique de Globotruncana helvetica Bolli in Tunisie. — Micropaleontology, I, 4, New York. — [26] Sigal F. (1952): Aperçue stratigraphique sur la micropaléontologie du Crétacé. — XIX. Congrés Géologique Internat. I. ser. Algerie, 26. — [27] Sigal J. (1955): Notes micropaléontologiques nord — africaines. I. Du Cénomanien au Santonien: zones et limites en faciés pélagique. C. R. Soc. Géol. France. Paris. — [28] Trujilo E. F. (1960): Upper Cretaceous Foraminifera from near Iedding, Shasta County, California. Jour. Paleontology, XXXIV, 2. — [29] Wicher C. A. (1956): Die Gosau Schichten in Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. — Paläont. Zeitschrift, Sonderheft, XXX, Stuttgart.

ONDREJ SAMUEL

MICROBIOSTRATIGRAPHIC SITUATION IN CRETACEOUS SEDIMENTS OF KLIPPES-ZONE IN VICINITY OF BEŇATINA

From the beginning of investigations in the klippes-zone a big stratigraphic hiatus between the Cenomanian and Lower Senoman would be stated, caused by the folding in the Turonian — according to followers of the hiatus conception. However, if we consider the problem from the stand-point of the new microbiostratigraphic knowledge, then it appears in another light.

M. Książkewicz (1958), K. Birkenmajer (1957, 1959), V. Kantorová and A. Began (1958) dealt with the problem and they have come to the conclusion that in the period quoted normal continuity in sedimentation had existed. On the other hand, D. Andrusov (1959) has quite the opposite opinion and in his above mentioned work he states interruption of the sedimentation in the Upper Turonian in the whole segment of the klippes-zone.

On the ground of informations I have got by means of microbiostratigraphic analysis from the vicinity of Beňatina and Podhorod, I incline to the former authors' opinion about the continuity in sedimentation.

The Albian. In the lower part of the profile north of Beňatina there have developed spotty marls and marl limestones with the Albian microfauna: *Discorbis wassoewizi* Djaffarov and Agalarova, *Gyroidina infracretacea* Morozova, *Anomalina intermedia* Berthelin, *Ticinella gaultina* (Morozova).

The Lower Cenomanian. It is developing continually from the Albian sediments and is being formed by almost green marls, in which these more significant forms occur: *Rotalipora ticinensis* (Gandolfi), *R. appenninica* (Renz) and *Planulina buxtorfi* Gandolfi.

The Middle Cenomanian has been in the majority developed in variegated (red and green) marls. The microfauna differs from the previous one in some features. Main position is occupied by *Rotalipora monsalvensis* Mornod and higher position, too, together with the species *Rot. reicheli* Mornod.

The Upper Cenomanian is lithologically developed in similar manner as the Middle Cenomanian. In the profile studied on the border between the Middle and the Upper Cenomanian there occurs very rich radiolarian fauna (90—95 %) with characteristic foraminiferal fauna. The most spread foraminifer is *Discorbis ornatus* nov. sp. As to Rotalipores, there occur forms mentioned with the Middle and the Lower Cenomanian, but only in limited number.

In the overlier of radiolarian biofacies there again is planktonous fauna. There are high-arched praeglobotruncanas, e. g. *„Praeglobotruncana" stephani turbinata* (Reichel) and *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerová. Together with these forms there occur yet rotalipores mentioned with the middle Cenomanian. In the Uppermost Cenomanian there sporadically appear species *Globotruncana helvetica* Bolli and *Glob. imbricata* Mornod.

The Lower Turonian is lithologically developed similarly as the Upper Turonian in red marls, here and there with more sandy stratas. Foraminiferal fauna is represented by species *Rugoglobigerina praehelvetica* Trujillo occurs in limited number, and *Globotruncana sigali* Reichel reaches great quantitative extent in the Turonian.

The Upper Turonian. Sediments of the Upper Turonian are formed by almost red marls. From among the globotruncanas main position is occupied by the mentioned *Globotruncana sigali* Reichel and *Glob. linneiana linneiana* d'Orbigny. Together with the forms mentioned very rarely occurs *Glob. linneiana marginata* (Reuss) and *Stensiöina* ex gr. *praeexsculpta* Brotzen (non Keller).

The Lower Emscherian is lithologically developed similarly as the Turonian in red marls, here and there with more sandy stratas. Foraminiferal fauna is represented by species *Globotruncana linneiana linneiana* d'Orbigny, *Stensiöina* ex gr. *praeexsculpta Brotzen* (non Keller), and only rarely appear *Stensiöina gracilis* Brotzen and *G. angusticarinata.* Sediments with this kind of microfauna represent only less thick stratum. In the overlier of the association there is qualitatively and quantitatively richer fauna. Together with the above mentioned species very rarely occur *Stensiöina bohemica* Jírová and *Gyroidina praeglobosa* Brotzen. Individuals of the species of *Globotruncana coronata* Bolli and *Globotruncana tricarinata* (Quereau).

The Upper Emscherian almost does not differ from the Lower one lithologically. Microfauna is represented mainly by the following species: *Globotruncana coronata* Bolli, *Glob. tricarinata* (Quereau), *Glob. angusticarinata* Gandolfi and *Glob. elevata elevata* (Brotzen).

Discorbis Lamarck 1804

Discorbis ornatus nov. sp.

Tab. 3, Fig. 4a—c, p.

Holotypus: Exemplar on Tab. 3, Fig. 4a—c. Collection of the Geological Institute of D. Štúr.

Derivatio nominis: ornatus — Lat. decorated, ornamented.

Stratum typicum: Upper Cenomanian — variegated beds of klippes envelope.

Locus typicus: Beňatina, Eastern Slovakia, Czechoslovakia.

Material: about 30 exemplars from Beňatina and 15 exemplars from other localities.

Diagnosis: The test of very small size is characterized by high-arched dorsal side and by fine knolls on the peak. Ventral side is slightly concave. Aperture on the base of the last chamber of the outer margin of the umbilical side.

Description: The test is calcareous, of small size, with slightly convex dorsal side. Ventral side slightly concave, and only in very rare cases flat. On the spiral side apparent 2,5—3 coies, with 8—10 chambers of a rhomb-shape, in the last coie. Spiral and inter-chamber sutures on the dorsal side are slightly overtopping the surface of the test. Ventral sutures are flat or slightly sunken. The peak of the test is ornamented by fine knolls. The apperture, that is placed on the base of the last chamber of the outer margin of umbilical side, is provided by a very fine, poorly visible lip.

Size: diameter 0,20—0,25; thickness 0,10—0,13.

pas.

JOZEF SALAJ

MIKROBIOSTRATIGRAFIA DANU* GOSAUSKEJ KRIEDY A CENTRÁLNEHO PALEOGÉNU MYJAVSKEJ PAHORKATINY

(Nemecké resumé)

Obsah

V predloženej práci sa rieši detailne otázka prechodu gosauskej kriedy do centrálneho paleogénu Myjavskej pahorkatiny, a to na základe mikrofauny. V dane je mikrofauna zastúpená hlavne druhmi: *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina varianta* Subbotina a *Stensiöina caucasica* (Subbotina). Z maestrichtských druhov sa vyskytujú hlavne globotrunkány; z hľadiska fylogenetického sú významné drobné exempláre druhu *Globotruncana* aff. *stuarti* (Lapparent), ktoré možno považovať za východiskový bod pre rotaloidné globorotálie. V centrálnom paleogéne sa podarilo vyčleniť zóny, odpovedajúce zónam stanoveným N. N. Subbotinou na Kaukaze.

Medzi vrstvami kriedy a paleogénu študovaného územia bol zistený mikrobiostratigrafický postupný prechod (J. Salaj 1960a, 1960b). Detailnému štúdiu neboli doteraz však podrobené všetky fácie danu, t. j. fácia slieňov a fácia flyšová s hojnými polohami exotických zlepencov (súvrstvie exotických zlepencov) s rífovými litotamniovo-koralovými vápencami; keďže ale prv sa venovala pozornosť fácií rífových vápencov, vznikol neucelený obraz o faciálnych pomeroch, pričom niektoré poznatky zastarali.

Flyšové súvrstvie s hojnými polohami exotických zlepencov, ktoré M. Mišík & J. Zelman (1959), J. Salaj (1960) zaradili do eocénu, treba preradiť do paleocénu, a to z týchto dôvodov:

a) súvrstvie exotických zlepencov je stratigrafickým nadložím orbitoidových vrstiev, z ktorých sa pozvoľne vyvinulo pribúdaním exotického materiálu;

b) v spodnejších polohách súvrstvia sú v zlepencoch vložky bridlíc, ktoré ob-

* V poslednej dobe väčšina autorov prikláňa sa k názoru, že dan = mont; a v tomto zmysle ho zatiaľ používa aj autor.

hujú bohatú asociáciu foraminifer danu, zastúpených druhmi: *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Stensiöina caucasica* (Subbotina), *Aragonia ouezzanensis* Rey, *Aragonia velascoensis* (Cushman), *Bulimina arcadelphiana midwayensis* Cushman & Parker, *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina trivialis* Subbotina, *Globigerina varianta* Subbotina a *Globorotalia (T.) conicotruncata* Subb. Okrem toho sa tu vyskytujú i drobné globotrunkány z okruhu *Globotruncana* aff. *stuarti* (Lapparent), ktorých vývojový rad smeruje ku *Globorotalia conicotruncata* Subbotina. Rozhodne tu nejde o pôvodný druh *Globotruncana rosseta* (Carsey), z ktorého by smeroval vývoj k spomínanej forme *Globorotalia (Truncorotalia) conicotruncata* Subbotina, tak ako to predpokladá N. N. Subbotina (1953);

c) vrchnú hranicu a tým i celkový vekový rozsah flyšového súvrstvia s exotickými zlepencami určuje mikrofauna z bazálneho flyšového súvrstvia pieskovcov a bridlíc, ktoré na základe mikrofauny patrí do podzóny s *Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata* Subbotina, v ktorej mikrofaunu zastupujú druhy: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Haplophragmoides* sp., *Globigerina triloculinoides* Subbotina, *Turborotalia (Acarinina) pentacamerata* (Subbotina) a *Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata* Subbotina; posledný druh je najpočetnejší. Táto mikrofauna potvrdzuje paleocénny vek tohto súvrstvia i skutočnosť, že spodná časť flyšového súvrstvia vyvinutého v nadloží popisovaného súvrstvia, ktoré sa doteraz (J. Salaj 1960) začleňovalo do stredného eocénu, patrí vrchnému paleocénu — spodnému eocénu.

Na základe týchto faktov možno zaujať kritické stanovisko k doplneniu poznatkov o rífových litotamniovo-koralových vápencoch, ktoré už ojedinele začali vznikať v maestrichte* (J. Salaj 1960), no ich prevažná časť vznikla až v dane, ako tomu nasvedčujú uvádzané fakty a diskocyklíny, zastúpené druhom *Discocyclina* aff. *seunesi* Douvillé.

Vznik rífových litotamniovo-koralových vápencov je viazaný na pobrežnú fáciu sedimentov paleocénu. Vo vrchnom paleocéne boli vystavené deštrukčnej činnosti a sú ako veľké balvany a bloky prítomné v hrubozrnnejších najvrchnejších partiách súvrstvia exotických zlepencov, v nadloží ktorých je flyšové súvrstvie s *Globorotalia marginodentata* Subbotina.

Doterajšie zaradenie exotických zlepencov do eocénu vyplývalo z toho, že jemnozrnné polohy exotických zlepencov bohatých na numulity z flyšovej fácie eocénu od Turej Lúky sa nesprávne (J. Salaj 1960) stotožňovali s paleocénnymi exotickými zlepencami; okrem toho zriedkavé globigeríny v bridliciach, ktoré tvoria vložku v dan-paleocénnych exotických zlepencoch, nedovolili predtým, kým

* Pravdepodobne i tieto patria paleocénu.

sa ešte nenašlo bohaté spoločenstvo globigerín, presne určiť vekový rozsah, takže sa nesprávne považovali za strednoeocénne (J. Salaj 1960).

Okrem fácie exotických zlepencov a rífových vápencov podarilo sa zistiť i slienitú fáciu (J. Salaj 1960b) s ojedinelými polohami pieskovcov, pozvoľne vyvinutých z maestrichtských slieňov a prechádzajúcich do paleocénneho a spodnoeocénneho súvrstvia organogénnych zlepencovitých vápencov až vápnitých zlepencov, striedajúcich sa s bridlicami a pieskovcami a vyššie do flyšového súvrstvia stredného a vrchného eocénu pri Dolnej a Hornej Polianke; tu celé toto súvrstvie tvorí antiklinálu, v jadre ktorej vystupuje maestricht a dan.

Maestricht v slienitej fácii bol doteraz preukázaný iba mikrofaunou spodného (a spodnou časťou vrchného) maestrichtu (J. Salaj 1960).

Podarilo sa však mikropaleontologicky dokázať i vrchný maestricht doložený nasledovnou mikrofaunou: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana contusa* (Cushman), *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Gümbelina globulosa* (Ehrenberg), *Gümbelina nuttalli* (Voorwijk), *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer), *Globigerinella* ex gr. *aequilateralis* (Brady), *Gublerina* aff. *glaessneri* Brönnimann & Brown, *Reussella szajnochae szajnochae* (Grzybowski), *Reussella szajnochae californica* Cushman & Goudkoff, *Allomorphina allomorphinoides* (Reuss), *Anomalina (Gavelinella) danica* Brotzen, *Stensiöina pommerana* Brotzen, *Eponides haidingerii* (d'Orbigny) a *Globorotalia pschadae* Keller.

Dan pozvoľne vyvinutý z maestrichtu je tiež v slienitej fácii s ojedinelými polohami pieskovcov, ktoré smerom do nadložia pribúdajú, až nakoniec pozvoľne prechádzajú do súvrstvia organogénnych zlepencovitých vápencov až vápnitých pevných zlepencov a slienitých bridlíc paleocénu a spodného eocénu. V spodnejších polohách sú miešané spoločenstvá kriedových globotrunkán, z ktorých mnohé sú značne menších rozmerov a vystupujú spolu s globigerínami danu, ktoré prevládajú. Vo vrchnejších polohách sa už globotrunkány nevyskytujú. Asociáciu foraminifer danu zastupuje rodove i druhove bohaté spoločenstvo: *Globotruncana arca* (Cushman), *Globotruncana falsostuarti* Sigal, *Globotruncana stuarti* (Lapparent), *Aragonia velascoensis* Cushman, *Aragonia ouezzanensis* Rey, *Anomalina (Anomalina) grandis* Vasilenko, *Nuttallides trümpyi* (Nuttall), *Pseudoparella* cf. *minuta* Olsson, *Bulimina arkadelphiana midwayensis* Cushman & Parker, *Stensiöina caucasica* (Subbotina), *Eponides vortex* (White), *Eponides plummerae* Cushman a *Globorotalia (Truncorotalia) conicotruncata* Subbotina.

V spodnejších častiach paleogénu (Landén) môžeme v zmysle N. N. Subbotiny vyčleniť podzónu s *Globorotalia (Truncorotalia) crassata* (Cushman), v ktorej sa našla táto mikrofauna: *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Ammodiscus incertus* (d'Orbigny), *Dendrophrya robusta* Grzy-

bowski, *Hyperammina* cf. *nodata* Grzybowski, *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Globigerina trivialis* Subbotina a *Globorotalia (Globorotalia) crassata* Cushman.

Súvrstvie paleocén-spodný eocén odpovedá podzóne s *Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata* Subbotina s nasledujúcou mikrofaunou: *Hyperammina nodata* Grzybowski, *Anomalina (Anomalina) ekbloni* (Brotzen), *Globigerina triloculinoides* Plummer a *Globorotalia (Truncorotalia) marginadentata* Subbotina.

Spodnému eocénu odpovedá zóna konických globorotálií. Asociácia spodnoeocénnych foraminifer je zastúpená druhmi: *Amodiscus incertus* (d'Orbigny), *Anomalina (Anomalina) ekbloni* Brotzen, *Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena* Subbotina, *Globorotalia (Truncorotalia) lensiformis* Subbotina a *Globorotalia (Truncorotalia) aragonensis* Nuttall.

Strednoeocénne sedimenty vo flyšovom vývoji odpovedajú zóne s *Turborotalia (Acarinina) crassaformis* (Galloway & Wissler), ktorá má bohaté spoločenstvo foraminifer: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Dendrophrya robusta* Grzybowski, *Ammodiscus incertus* d'Orbigny, *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Haplophragmoides elegans* (Grzybowski), *Trochamminoides irregularis* White, *Trochamminoides subcoronata* (Grzybowski), *Thalmannammina subturbinata* (Grzybowski), *Cyclammina amplectens* Grzybowski, *Eponides subumbonatus* Mjatljuk, *Globobulimina pacifica oregonensis* Cushman, *Nuttallides trümpyi* (Nuttall), *Globigerina frontosa* Subbotina, *Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena* Subbotina a *Turborotalia (Acarinina) crassaformis* (Galloway & Wissler).

Vrchnoeocénne sedimenty sa podarilo zistiť v synklinálnych jadrách, kde sú len sporadicky zachované, takže nemohli byť zatiaľ bližšie členené na jednotlivé zóny. Ide skôr o spodnejšie časti vrchného eocénu. Mikrofauna je zastúpená druhmi: *Rhabdammina cylindrica* Glaessner, *Haplophragmoides suborbicularis* Grzybowski, *Glomospira charoides* (Jones & Parker), *Bolivinopsis spectabilis* (Grzybowski), *Turborotalia (Acarinina) crassaformis* (Galloway & Wissler), *Globigerinoides index* Finlay, vzácne *Globigerinoides rubriformis* Subbotina, *Globigerina bulloides bulloides* d'Orbigny, *Globigerina inflata* d'Orbigny, *Globigerina pseudoeocaena pseudoeocaena* Subbotina a *Eponides umbonatus* (Reuss).

*

Záverom niekoľko vysvetliviek k tabuľke a k paleogeografii. Maestricht v najjužnejšej časti gosauskej kriedy, t. j. v okolí Bradla (S od Brezovej pod Bradlom) je vyvinutý vo fácii orbitoidových vápencov, inocerámových slieňov a orbitoidových zlepencov s polohami rífových vápencov. Tieto sedimenty odpovedajú pre-

Mikrobiostratigrafická tabuľka najvrchnejších členov vrchnej kriedy a centrálneho paleogénu

Stupne	Zóny	Profil pri D. a H. Polianke	S od Bradla u Kravarikov	J a JZ od Matejovca
Vrchný eocén	*Globigerinoides index*	flyšové súvrstvie s polohami pestrých ílov	—	?
Stredný eocén	*Turborotalia (Acarinina) crassaformis*		flyšové súvrstvie	flyšové súvrstvie s blokmi a balvanmi premiestnených rífových litotamniovo-koralových vápencov
Spodný eocén	*Globorotalia (Truncorotalia) velascoensis*	modrasté vápnité, organogénne zlepence až vápence, ktoré sa striedajú s vápnito-ílovitými bridlicami		
Paleocén - sp. eocén	*Globorotalia (Truncorotalia) marginodentata*			
Landén	*Globorotalia (Truncorotalia) crassata*		šedoružové, ružovofialové jemno až hrubozrnné vápnité pieskovce so šedými, ružovofialovými alebo zelenkastými slienmi, ktoré sa striedajú so šedými pieskovcami, miestami sú polohy exotických zlepencov s drobnými numulitmi	flyšové súvrstvie s hrubozrnnými pieskovcami až jemnozrnnými zlepencami
Dan — Mont	*Globorotalia (Truncorotalia) conicotruncata*	sivozelené sliene s polohami pieskovcov	flyšové súvrstvie s polohami exotických zlepencov, ktoré prevládajú hlavne vo vrchných polohách súvrstvia a v ktorých sú balvany a bloky rífových vápencov	exotické zlepence stratigrafický hiát
Maestricht	Globotrunkány a orbitoidné foraminifery	sivozelené sliene, ktorým je čiastočne ekvivalentné flyšové súvrstvie od Podlipovca a od U Remenárov (vrchný maestricht)	flyšové súvrstvie a sliene orbitoidové zlepence inocerámové sliene s vložkami orbitoidových vápencov orbitoidové vápence (najvrchnejší kampan-sp. maestricht)	sivozelené sliene orbitoidové vápence s polohami rífových vápencov

važne plytkovodnej fácii; smerom k SZ prechádzajú do flyšového súvrstvia vyvinutého pri Podlipovci a u Remenárov; pri Hornej a Dolnej Polianke je maestricht už v slienitej fácii. Treba ešte poznamenať, že oblasť pri Matejovci (lom v Krajňanskej hore) bola pravdepodobne vo vrchnom maestrichte vyzdvihnutá, lebo na maestrichtských slieňoch ležia transgresívne uložené exotické zlepence, ktorých stratigrafické postavenie je zatiaľ neisté. Pravdepodobne ide až o vrchný dan — paleocén. Paleocénu-spodnému eocénu pravdepodobne odpovedá flyšové súvrstvie rozpadavých pieskovcov, miestami hrubozrnných až zlepencovitých, s vložkami piesčitých bridlíc. Spodnému a strednému eocénu odpovedá flyšové súvrstvie, v ktorom sú hojné balvany a bloky rífových litotamniovo-koralových vápencov. Stratigrafické členenie týchto sedimentov pri Matejovci sme urobili na základe chudobnej mikrofauny a faciálnej podobnosti s ostatnými sedimentmi študovanej oblasti.

LITERATÚRA

[1] Banner F. T. & Blow W. H., 1959: The classification and stratigraphical distribution of the Globigerinaceae. Paleontology, Vol. 2, Part. 1. London — [2] Gallitelli E. M., 1957: A Revision of the Foraminiferal Family Heterohelicidae. Unites States National Museum. Bulletin 215. Washington. — [3] Pokorný Vl., 1960: Nové poznatky o mikrobiostratigrafii terciéru Ždánického lesa. Časopis pro mineralogii a geologii, svazek V, č. 3; Praha. — [4] Salaj J., 1960a: Predbežná zpráva k mikrobiostratigrafii gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Geologické práce, Zprávy 18. Bratislava. — [5] Salaj J., 1960b: Geológia a stratigrafia gosauskej kriedy a paleogénu Myjavskej pahorkatiny. Rukopis, archív GÚDŠ. Bratislava. — [6] Subbotina N. N., 1953: Globigerinidy, Hantkenidy a Globorotalidy. Trudy VNIGRI, Novaja serija, vypusk 76; Leningrad—Moskva. — [7] Wicher C. A., 1956: Die Gossau-Schichten im Becken von Gams (Österreich) und die Foraminiferengliederung der höheren Oberkreide in der Tethys. Paläont. Z., Sonderheft zu Bd. 30; Stuttgart. — [8] Zelman J. — Mišík M., 1959: O príslušnosti riasovo-koralových rífov Myjavskej pahorkatiny (Brezovské pohorie) k paleogénu. Geol. sborník X/2.

Resume

In der vorliegenden Arbeit wird eingehend die Frage des Überganges zwischen der Gossau-Kreide und dem Central-Paläogen des Myjava-Gebirgslandes gelöst. Im Dan ist die Mikrofauna hauptsächlich durch die Arten: *Globigerina compressa* Plummer, *Globigerina varianta* Subbotina und *Stensiöina caucasica* (Subbotina) vertreten. Von den Arten des Maestricht befinden sich hauptsächlich Globotruncanen, zwischen welchen sich vom phyllogenetischen Standpunkt bedeutsame kleine Exemplare der Art *Globotruncana stuarti* (Lapparent) befinden, die man als Ausgangspunkt für rotaloide Globorotalien betrachten kann. Die im Central-Paläogen ausgegliederten Zonen entsprechen den im Kaukasus aufgestellten Zonen.

Aus dem Slowakischen übersetzt von J. Pevný.

FRANTIŠEK NĚMEJC

PALEOFLORISTICKÉ VÝZKUMY V HNĚDOUHELNÉ OBLASTI MODROKAMENSKÉ (JIŽNÍ SLOVENSKO)

(Anglické resumé)

Abstract. Předložený článek pojednává o výsledcích paleofloristických a biostratigrafických výzkumů, vykonaných autorem během roku 1960 v rámci komplexních geologických mapovacích prací v hnědouhelné oblasti modrokameňské. V práci je uvedeno několik dat týkajících se povahy květen, jejichž zbytky byly zastiženy ve vrtech v souvrství aquitanském. Hlavní poznatky zde uvedené se týkají květen souvrství tortonského. Bylo zjištěno, že květeny starších obzorů (obsahujících marinní faunu) obsahují ještě některé výrazněji teplomilné prvky (např. *Cinnamomum*), kdežto mladší zdejší obzory (tufiticko-lignitická série) obsahující faunu sladkovodní, takové prvky již postrádají a jejich flóra je pak již až k nerozeznání podobná flóře sarmatských obzorů.

Paleofloristické výzkumy podniknuté v rámci studia květen slovenského mladšího terciéru během roku 1960 v hnědouhelné oblasti modrokamenské sledovaly dvojí cíl: V prvé řadě šlo o získání různých paleobotanicko-stratigrafických dat potřebných pro komplexní geologické mapování širší oblasti Modrého Kamene (skupina Dra Vs. Čechoviče z Geol. ústavu D. Štúra v Bratislavě), v druhé řadě pak o získání dalšího materiálu objasňujícího ráz a vývoj neogenní květeny na Slovensku vůbec, neboť paleobotanické sběry z této oblasti nám dosud chyběly. Jednotlivá naleziště odkud byly fosilní rostlinné nálezy během roku 1960 získány, leží převážně v jihozápadní, jihovýchodní až východní části zkoumaného území. Obzory, z nichž vzorky pocházejí, byly většinou též souběžně zkoumány z hlediska paleozoologického. Byl tak získán materiál rostlinných fosilií z obzorů biostratigraficky dobře definovaných, které nám může sloužit jako bezpečný podklad pro sledování vývoje slovenské neogenní flóry, resp. může nám ukázat složení takových květen z některých časových úseků neogenní fáze. Vedle některých značně kusých nálezů získaných při vrtných pracech a pocházejících z akvitanského (chatského) souvrství, během roku 1960 byly získány nejzajímavější materiály hlavně ze souvrství hodnoceného zde dnes jako torton. Zatím zde nebyl získán žádný vhodný sběr ze souvrství helvetského; ráz flóry z tohoto obzoru na Slovensku nám zatím stále ještě zůstává nejasným. Také z vrstev burdigal-

ských nebyly získány z tohoto území žádné podstatné vhodnější nálezy.* Ráz burdigalské flóry známe však z jižního Slovenska z míst dále na východ od zkoumané modrokamenské oblasti, totiž z Lipovan j. od Lučence (bylo o ní referováno autorem této zprávy ve Zprávách o geologických výzkumech v roku 1958, Praha 1960, str. 113). V následujících řádkách uvádím paleofloristické výsledky, jichž bylo na různých naležištích dosaženo během výzkumů v r. 1960.

Ze souvrstvy akvitanského stupně byly získány jen značně kusé nálezy, a to vesměs jen z vrtů:

Vrt MV-1 ležící jižně od Dolních Plachtinců (asi 1,4 km od kostela)
v hl. 319—319,50 m . . . . *Cinnamomum scheuchzerii* Heer

Vrt MV-2 ležící j. v. (asi 400 m) od obce Malé Stracíny
v hl. 35,50 m . . . . . *Myrica* sp.
135,60 m . . . . . *Pinus* sp. (část šišky)
450,50—451 m . . . *Carpinus grandis* Ung.
476,50—477 m . . *Cinnamomum scheuchzerii* Heer
485,50—486,50 m . . . *Cinnamomum scheuchzerii* Heer
532,50—533 m . . . . rastlinná drť obsahující mimo jiné útržky listů rodů *Carpinus* a *Cinnamomum*.

Vrt MV-8 ležící v polích s. z. u obce Obeckov
v hl. 63—66 m . . . . . *Cinnamomum scheuchzerii* Heer (a patrně též *C. polymorphum* A. Br.).

Tyto vrtné nálezy nám sice nedávají plný obraz o rázu zdejší akvitanské květeny, nicméně nám ukazují, že se v těchto květenách všude s naprostou pravidelností a to velmi početně objevují zbytky rodu *Cinnamomum*, což bylo již dříve zjištěno i na všech jiných místech Slovenska, kde byly zastiženy fosiliférní polohy v akvitánu. Sporadicky se ve vrtech objevující listy (resp. jejich útržky) habrů (*Carpinus* sp.) ukazují, že zde (tj. na j. Slovensku) také ku konci oligocénu pronikal již podstatnou měrou též prvek arktoterciérní. Dle množství a pravidelnosti, s jakou se ve vrtných jádrech zbytky rodu *Cinnamomum* objevují, lze soudit, že značně teplomilné prvky zde v akvitanu ještě velmi převládaly.

Květena stupně tortonského byla studována hlavně z několika přirozených odkryvů v terénu (případně v lomech), částečně též z vrtů.

V lomech vých. od obce Pôtor při hlavní silnici (směr na Lučenec) pod co. 328 v tufitech starší fáze zdejšího tortonu (obsahujících místy zbytky marinní fauny) byly zjištěny tyto rostlinné otisky: *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer, *Salix* div. sp. (hlavně *S. lavaterii* Heer nebo *varians* Goepp.), *Populus balsamoides* Goepp., *Quercus pseudocastanea* Goepp., *Betula prisca* Ettings,, *Carya serraefolia* (Goepp.) Kräusel, aff. *Pterocarya* sp., *Ulmus*

* Sporé nálezy získané zde zatím z burdigalu nebo helvetu v této zprávě proto zatím neuvádím.

longifolia Ung., *Ulmus braunii* Heer, *Liquidambar europaeum* A. Braun, *Cinnamomum scheuchzerii* Heer.

Z přirozeného odkryvu (č. 886 Geol. úst. D. Štúra) asi 700 m SV od kostela v obci Stř. Plachtince byl získán zlomek nevalně zachovaného listu lauroidního vzhledu a z jiného odkryvu (č. 888 Geol. úst. D. Štúra) ležícího asi 600 m s. od kostela téže obce otisk quercoidního listu rázu *Quercus ilex* L. Oba nálezy pocházejí z polohy andesitových tufů a tufitů, které dle současných názorů geologů zde mapujících i paleozoologů jsou součástí starší fáze zdejšího tortonu (jsou patrně o něco mladší než tufitové výchozy v lomech u silnice vých. od Pôtoru).

Z mladší fáze zdejšího tortonu, tj. z obzorů sladkovodních, byly získány rostlinné nálezy ze dvou nalezišť širšího okolí obce Dolní Strehová jakož i z jednoho vrtu u obce Chrťany.

Z odkryvu (č. 1360 Geol. úst. D. Štúra) ležícího v údolí JZ od jižního okraje obce D. Strehová (resp. 1,3 km SZ od osady Mlynská Dolina) byly stanoveny: *Populus latior* A. Br., *Castanea atavia* Ung., *Liquidambar europaeum* A. Br., *Parrotia fagifolia* (Goepp.) Heer a jisté široké trávovité listy monocotyl (vzhledu *Cyperus chavannesii* Heer).

Na nalezišti (č. 1400 Geol. úst. D. Štúra) asi 900 m JZ od jižního okraje obce D. Strehová, v rokli, byly zjištěny: *Alnus* sp. (asi 3 různé typy listů z okruhu *A. feroniae* [Ung.] Czeczott), *Castanea atavia* Ung., *Platanus aceroides* Goepp., *Ulmus* cf. *plurinervia* Ung., *Ulmus* cf. *longifolia* (netypické formy).

Vrt M-101 ležící při SZ okraji obce Chrťany (na levém břehu chrťanského potoka) byly zjištěny v hl. 120,40—121 m ve sladkovodní poloze tufovulkanické, představující dle současného mínění geologů zde mapujících součást mladších obzorů zdejšího tortonu, tyto prvky: *Salix varians* Goepp., *Populus balsamoides* Goepp., *Populus latior* A. Br., *Alnus* sp. (menší zlomek, patrně od *A. feroniae* [Ung.] Czeczott).

Jak vidět z těchto seznamů určitelných rostlinných otisků získaných z různých nalezišť z tortonských obzorů, převládají zde všude prvky arktoterciérní povahy, z nichž ovšem mnohé mají ještě dosti značné požadavky na příznivou teplotu. V hlubších polohách (charakterizovaných ještě mořskou faunou) můžeme zjistit vtroušené zbytky vysloveněji teplomilných rostlin (zejména rod *Cinnamomum*), kdežto ve vyšších zonách (sladkovodních) takové rostliny zjištěny zatím nebyly (existovaly-li zde ještě, pak musely být již jistě jen velmi vzácné). Znamená to, že zde na jižním Slovensku došlo k podstatné změně ve složení dřevinné vegetace během tortonu: hlubší fáze jeho obsahuje ještě vysloveněji teplomilné prvky, mladší fáze je již prakticky postrádá. Tím se též květena mladší fáze zdejšího tortonu ve svém složení nápadně (ba až k nerozeznání) podobá květenám sarmatského stupně. Je zajímavé, že tato změna spadá v jedno se změnou sedimentace. Hlubší polohy, jak řečeno mají ráz marinní, vyšší sladkovodní, limnický, což je nesporně výrazem změn konfigurace celého terénu, jeho vyzvedání, ústupu moře

aj. A tak lze soudit, že na vymizení (zdá se, že celkem dosti náhlém) vysloveněji teplomilných prvků zde patrně mělo vliv nejen postupné pozvolné ochlazování klimatu celé střední Evropy v době neogenní, ale též změny v reliéfu celé karpatské oblasti, zvedání terénu a ústup mořských břehů, s nimiž ustupovaly jistě i porosty obsahující lauroidní i jiné vysloveněji teplomilné prvky, jejichž místa pak postupně zaujímaly smíšené mesofytní listnaté lesy se skromnějšími požadavky na teplotu a snad i vlhkost (tj. do jisté míry analoga dnešních dřevinných společenstev blízkého jihovýchodu [Balkán, M. Asie, Kavkaz, sev. Irán]).

LITERATURA

Nejdůležitější použité geologicko-stratigrafické spisy

[1] Čechovič Vs., 1950: O geologickom vývine podkarpatského miocénu. Geologický sborník 2, 3, 4; Bratislava. — [2] Čechovič Vs., 1957: K otázke vypracovania metodiky jednotnej stratigrafie neogénu. Geologické práce, Zprávy 10; Bratislava. — [3] Janáček J., 1958: Poznámky k tektonice a paleogeografii východoslovenského neogénu. Věstník ÚÚG 33/5: 354—357; Praha. — [4] Janáček J., 1959: Stratigrafie, tektonika a paleogeografie neogénu východního Slovenska. Geologické práce, Zoš. 52: 73—176; Bratislava. — [5] Seneš J., 1949: Geologické štúdiá terciéru južného Slovenska. Práce Št. geol. ústavu, Zoš. 23: 5—75; Bratislava.

Literatura použitá při určování a studiu sběru fosilních rostlin je citována v těchto základních dílech:

[6] Andreánszky G., 1959: Die Flora der sarmatischen Stufe in Ungarn; Budapest (Akadémiai Kiadó). — [7] Kräusel R., 1919: Die Pflanzen des schlesischen Tertiärs. Jahrb. Preus. geol. Anst. (1917) 38 (T II) 1—2; 1—338; Berlin.

F. NĚMEJC

PALEOFLORISTIC INVESTIGATIONS IN THE LIGNITE AREA OF MODRÝ KAMEŇ (Southern Slovakia)

Summary

Palaeofloristical and biostratigraphical researches executed during the geological field works in 1960 in the lignite coal field of Modrý Kameň (S. Slovakia) are described in the present paper. There are registered several records dealing with the plantremains collected at the boring works from the Aquitanian series, which suggest, that the flora at this time contained here many thermophilous plant elements (eg. *Cinnamomum* and several other genera of the fam. *Lauraceae*). Most interesting facts were obtained not only from the bore holes but also from various outcrops in the field (especially from the surroundings of the villages Potor, Chrťany, Mlýnská Dolina, Dolní Strehová; see cited in the czech text). It was stated that the lower zones (containing still marine faunas) of the Tortonian are characterised still by the presence of several rather thermophilous plant elements (especially the gen. of *Cinnamomum*), whereas in the higher zones of this formation (containing already a fresh water fauna; the tuffo-lignitic beds) nowhere such elements were ever found. Thus the flora found in the higher Tortonian zones are very similar to the floras of the slovakian Sarmatian stage, as already stated during all researches executed during the preceeding years (in the surroundings of Prešov, Košice, Kremnice a. o.).

ZOLTÁN SCHMIDT

RANGIFER TARANDUS (LINNAEUS, 1758) Z WÜRMSKEJ TERASY TUHÁRSKEHO POTOKA V LUČENCI

(Nemecké resumé, tab. XIII—XIV)

Úvod

V auguste minulého roku mi dr. Zoltán Molnár, riaditeľ múzea vo Fiľakove, odovzdal na určenie fosílne parohy soba, ktoré našiel koncom júna 1949 v Lučenci. Z 5 kusov sobích parohov odovzdalo fiľakovské múzeum 1 do Slovenského múzea v Bratislave pre expozíciu geológie Slovenska, 2 do lučeneckého múzea so sídlom v Haliči. Najkrajšie sú vystavené v prírodovednej expozícii fiľakovského múzea.

Ďakujem dr. Zoltánovi Molnárovi za ochotu pri zisťovaní miesta nálezu a za to, že mi odovzdal fosílie na určenie; Leonardovi Kalašovi a Jaroslavovi Baničovi ďakujem za pomoc pri štúdiu náleziska.

Popis lokality

Fosílne parohy soba sa našli za nízkeho stavu vody na pravej strane koryta Tuhárskeho potoka v lučeneckom parku pri štadióne, asi 100 m JV od mosta na hradskej, ktorá vedie do lučeneckých kúpeľov.

Profil uvedenej lokality je vo smere S 90° (V—Z); môžeme na ňom rozlíšiť niekoľko vrstiev: od 0 do 60 cm humóznu, sivohnedú, slabo piesčitú hlinu omrvinkovitej štruktúry; od 60 do 100 cm sivo a hrdzavohnedo škvrnitú, slabo humóznu hlinu piesčitú s výskytom okruhliakov o priemere ca 4 cm. Od 100 do 140 cm je sivý, jemnozrnný piesok, sľudnatý, hrdzavoškvrnitý s nepravidelnými hlinitými, sivo sfarbenými polohami; od 140 do 145 cm hrubozrnný piesok, zahlinený, slabo humózny, do spodu prechádzajúci do pomerne pravidelne uložených štrkov. Od 145 do 380 cm štrky, zložené z okruhliakov nenavetraných a slabo opracovaných kremencov, kremeňov a rôznych vulkanických hornín. Pomerne slabo sú zastúpené žuly. Rozmery okruhliakov: max. 18 cm, zväčša od 5 do 10 cm. Štrky sú zvrchu (145—250 cm) slabo zahlinené a veľmi slabo humózne. Štrková

vrstva leží na jemne piesčitej šedohnedej hline, sľudnatej s nepravidelným hranolčekovitým rozpadom. Miestami na styku tejto hliny so štrkmi je vyvinutá poloha svetlosivej piesčitej hliny. Pod ňou je hlina sfarbená intenzívnejšie do hrdzavohneda (ca 5 cm). Od 430 do 470 cm je šedozelený, jemne piesčitý slieň s nepravidelnými limonitickými škvrnami. Hladina vody v potoku bola pri popise profilu 470 cm.

Geologické a geomorfologické pomery náleziska a jeho najbližšieho okolia som mal možnosť preštudovať len v hrubých rysoch. Najvyššie humózne vrstvy profilu v zárezе nivy Tuhárskeho potoka sú holocénneho veku. Štrková akumulácia, mocná 250 cm, s podložím približne na úrovni potoka, ktorý v súčasnej dobe eroduje terciérne sedimenty podložia tenkou vrstvou okruhliakov, bola uložená v klimatickom prostredí odlišnom od dnešného. Z polohy štrkových nánosov na dne údolia usudzujem, že ide o nánosy posledného glaciálu.

Na základe doterajšieho štúdia územia nemožno povedať, z ktorého štádia würmského glaciálu je štrková výplň údolia. V okolí Lučenca sme zistili s L. K a l a š o m niekoľko kvartérnych terás, Najnižšia svahová terasa s podložím nad nivou potoka je pokrytá mocnou vrstvou spraše. Od nej nižšia terasa s podložím pod úrovňou súčasnej nivy má prevažne solifluovanú spraš. Zo vzájomného vzťahu týchto terás vyplýva, že najnižšia svahová terasa patrí pravdepodobne risskému glaciálu a pod ňou terasa so solifluovanou sprašou prvému štadiálu würmského glaciálu. Ostáva zistiť efekt interštadiálnej erózie počas würmu a efekt holocénnej erózie na znížení akumulačného povrchu tejto terasy. V skúmanom území nepoznáme zatiaľ ani hodnotu štrkovej akumulácie mladšej než je štrková akumulácia W_1. Ak zistené štrky a ich podložie v koryte Tuhárskeho potoka sú ekvivalentné s terasou W_1, potom nález môže pochádzať zo začiatku würmského glaciálu. Keby interštadiálna erózia bola oderodovala z údolia Tuhárskeho potoka celú mocnosť štrkov W_1, štrková akumulácia s nálezom parohov by pochádzala z druhej polovice würmského glaciálu. Definitívny uzáver môžeme urobiť len na základe analýzy horizontov periglaciálnych štruktúr, ak sa zachovali vo vrstvách odkrytých popísaným profilom.

CERVIDAE

Rangifer F r i s c h 1775

Rangifer tarandus (L i n n a e u s 1758)

(Tab. XIII, obr. 2; tab. XIV, obr. 3—6)

M a t e r i á l: lok. Lučenec, 2 kusy ľavých parohov, 1 fragment ľavého parohu a 2 kusy pravých parohov soba, poškodených.

Variabilita a všeobecne veľmi veľká asymetričnosť sobích parohov je príčinou rôznych ťažkostí pri ich presnom a dôslednom meraní. Pri meraní a popisovaní

lučeneckého nálezu uvádzam okrem všeobecného popisu maximálnu dĺžku lodyhy od jej bazálnej časti (ružice) pozdĺž lodyhy. Meral som maximálnu hrúbku lodýh a šírku ich lopát. Ďalej som meral maximálnu dĺžku a šírku jednotlivých výsad, okrem výsad na lopate.

Poznámka: Na rozdiel od ostatných príslušníkov čeľade *Cervidae* soby oboch pohlaví majú parohy. Púčnice na čelách sú každým rokom širšie a kratšie. Sobie parohy majú zvláštny tvar, sú premenlivé a všeobecne veľmi asymetrické, zvlášť prvé a druhé výsady, menovite prvá výsada (očnica). Aj vzdialenosť medzi očnicou a druhou výsadou (nadočnicou) vykazuje rozličné hodnoty. Zadná výsada niekedy chýba. Lodyha spravidla končí sériou krátkych výsad, zriedka obyčajnou vidlicou, alebo skupinou výsad. Samičie parohy sú malé, jednoduché a lodyha môže končiť špicom bez výsad. Parohy samcov sa rozvetvujú v mladšom veku než samičie. U starých samíc sa vývin parohov blíži vývinu samčích parohov. Výnimočne sa vyskytujú aj bezrohé samice.

Parohy mladého soba často pripomínajú svojím lopatkovitým zakončením jelenie parohy. G. Cuvier (1825) (vide S. H. Reynolds, 1933) a A. Jacobi (1931) poukazujú aj na niektoré abnormálnosti, ktoré sa však vyskytujú zriedka, napr. neprítomnosť prvej alebo druhej výsady, dvojitosť očnice, dokonca výskyt tretej — prídavkovej výsady nad nadočnicou a iné.

Popis materiálu: Už som spomenul, že najlepšie sú zachované parohy vystavené v prírodovednej expozícii fiľakovského múzea (tab. XIII, obr. 2; inv. č. A-19-1952). Sú to ľavé porahy, ktoré boli ulomené, resp. neboli zhodené zo žijúceho zvera. Ružica sa na vnútornej strane lodyhy dobre zachovala, na vonkajšej strane bola pri náleze poškodená. Maximálna dĺžka lodyhy meria 92 cm, hrúbka nad prvou výsadou 19 cm, nad druhou 15 cm. Lodyha sa na konci mierne pozdĺžne rozširuje a má štyri výsady. Šírka lopaty je 8,8 cm, hrúbka 17,6 cm. Prvá výsada je v strede mierne esovite prehnutá a na konci ulomená. Jej maximálna dĺžka je 42 cm, šírka 3,5 cm a hrúbka 7 cm. Druhá výsada nie je poškodená, na konci sa lopatkovite rozširuje a má tri výsady. Jej max. dĺžka je 43,2 cm, šírka 5,5 cm a hrúbka 11 cm. Zadná výsada má dĺžku 6,7 cm.

Druhý exemplár parohov zapísaný pod tým istým inventárnym číslom vo fiľakovskom múzeu predstavuje pravé parohy (tab. XIV, obr. 3). Ružica sa na nich nezachovala; maximálna dĺžka lodyhy 79,6 cm, hrúbka nad prvou výsadou 14 cm, nad druhou 13,5 cm. Lodyha sa na konci vôbec nerozširuje, končí zakrpateným špicom, okrem ktorého má na konci dve úplne zachované výsady. Max. hrúbka lopaty medzi prvou a druhou výsadou je 9 cm, šírka 4,5 cm. Očnica sa vôbec nezachovala, kým nadočnica sa zachovala celá; jej max. dĺžka je 34 cm. Má dve výsady; maximálna hrúbka nadočnice je 9,4 cm, šírka 4,7 cm. Zachovala sa aj zadná výsada, dlhá 9 cm.

V Slovenskom múzeu v Bratislave sú v expozícii geológie Slovenska inštalované ľavé parohy, ulomené zo žijúceho zvera (tab. XIV; obr. 4). Ružica je zachovaná na vonkajšej strane, na vnútornej strane je poškodená; dĺžka lodyhy 73 cm. Lodyha sa na konci mierne pozdĺžne rozširuje a má štyri výsady, z ktorých sa zachovala iba jedna; očnica, nadočnica a zadná výsada sa nezachovali a všetky výsady boli poškodené. Max. hrúbka lopaty je 15 cm, šírka 7,5 cm; max. hrúbka

lodyhy nad nadočnicou 12,4 cm, nad zadnou výsadou 13 cm. Nie je vylúčené, že nadočnica sa vôbec nevyvinula. Zadná výsada je zdvojená.

V lučeneckom múzeu sú deponované dva kusy parohov (inv. čís. 172/1952). Najkrajšie sú pravé parohy (tab. XIV, obr. 5), ktorých ružica sa dobre nezachovala; čiastočne zachovaná je na zadnej strane lodyhy, na vnútornej a vonkajšej strane bola pri náleze poškodená. Max. dĺžka lodyhy je 82,8 cm; max. hrúbka nad prvou výsadou, ktorá sa nezachovala, je 15 cm, nad druhou výsadou 14 cm. Lodyha sa na konci mierne pozdĺžne rozširuje a od zadnej výsady sa náhle konvexne zakrivuje. Lopata má 5 výsad, z ktorých sa dve zachovali a na prvých dvoch boli špice poškodené. Špic tretej výsady na lopate bol tiež poškodený. Maximálna hrúbka lopaty medzi druhou a treťou výsadou je 13,4 cm, šírka 6,7 cm. Očnica sa nezachovala a bola pravdepodobne ulomená, alebo nebola vôbec vyvinutá. Nadočnica má na konci dve výsady, ktoré boli poškodené. Jej maximálna dĺžka je 32 cm, hrúbka 12 cm a šírka 6 cm. Zadná výsada sa dobre zachovala a jej maximálna dĺžka je 13 cm.

Pri druhom kuse ide o fragment ľavého parohu (tab. XIV, obr. 6). Ružica sa zachovala úplne. Ide o zhod zo žijúceho zvera. Žiaľ, lodyha parohu bola nad nadočnicou ulomená. Dĺžka lodyhy od ružice je 13 cm, max. hrúbka nad očnicou 11,4 cm, šírka 5,7 cm. Očnica je zachovaná a na konci široko lopatkovite rozšírená. Má dve výsady, z ktorých jedna je zdvojená. Max. dĺžka očnice je 29 cm, šírka 4,5 cm a hrúbka 9 cm. Druhá výsada (nadočnica) je zašpicatená. Jej max. hrúbka je 8,4 cm, šírka 4,2 cm a dĺžka 33,4 cm.

Kvôli prehľadu uvediem tabuľku s metrickými údajmi u jednotlivých parohov soba lučeneckého nálezu v cm.

Obraz	2	3	4	5	6
Maximálna dĺžka lodyhy	92	79,6	73	82,8	13(?)
Max. hrúbka lodyhy nad 1. výsadou	19	14	12,4	15	11,4
Max. hrúbka lodyhy nad 2. výsadou	15	13,5	—	14	—
Max. šírka lopaty	8,8	4,5	7,5	6,7	—
Max. hrúbka lopaty	17,6	9	15	13,4	—
Max. dĺžka 1. výsady	42	—	—	—	29
Max. šírka 1. výsady	3,5	—	—	—	4,5
Max. hrúbka 1. výsady	7	—	—	—	9
Max. dĺžka 2. výsady	43,2	34	—	32	33,4
Max. šírka 2. výsady	5,5	4,7	—	6	4,2
Max. hrúbka 2. výsady	11	9,4	—	12	8,4
Max. dĺžka zadnej výsady	6,7	9	—	13	—

Záver

Fosílne nálezy soba sa vyskytujú všade tam, kde sa v minulosti rozprestierali oblasti tundier. Pri postupe kontinentálneho ľadovca v pleistocéne prenikol sob — aj keď zriedka [M. Boule (1910) a R. F. Scharff (1907) vide S. H. Reynolds (1933)] — ďaleko do južnej Európy i do Španielska. Najviac rozšírený bol však v strednej Európe, kde sú známe najstaršie nálezy zo štrkových akumulácií staršieho pleistocénu zo Süssenbornu (H. D. Kahlke, 1956), prípadne mosbachských pieskov toho istého veku (H. D. Kahlke, 1960). Našli sa iba fragmenty sobích parohov. S. H. Reynolds (1933) spomína Caesarove záznamy, ktoré ukazujú, že sa sob vyskytoval v Nemecku ďaleko na juhu (Schwarzwald — Čierny les) ešte na začiatku n. l. Reynolds v tejto súvislosti spomína, že v 16. storočí sa vyskytoval v Poľsku a na južnom pobreží Baltika.

Vzhľadom na rôzne teórie nie je vôbec možné jednoznačné druhové určenie európskych fosílnych zbytkov soba; zvlášť ťažko je determinovať fosílne nálezy rodu *Rangifer* len podľa morfologického charakteru parohov, ktoré — ako upozorňuje A. Jacobi (1931) — veľmi varírujú. Mnohí autori, ako E. Lönnberg (1909) a R. F. Scharff (1918 — vide S. H. Reynolds, 1933) kládli pri určovaní dôraz na charakter lebky. Všeobecne však podľa veľkosti a morfologického charakteru parohov sa dosiaľ rozpoznávali *R. tarandus* a *R. arcticus*. W. Weiler (1936) predpokladá, že existuje aj prechodné štádium medzi týmito dvoma druhmi. W. Soergel (1941) spomína len „soba typu *tarandus* alebo *arcticus*". Usudzuje, že „nálezy staršieho pleistocénu patria druhu *R. arcticus*".

U nás sa týmto problémom zaoberali V. Zázvorka (1940) a Z. Hokr (1951). V. Zázvorka (1954) spomína okrem iných druhov cicavcov nájdených v štrkovišti würmskej riečnej terasy v Lenartovciach (južné Slovensko) aj nález soba, ktorého druhove nedeterminuje. V tejto súvislosti však zotrváva na predpoklade, že nálezy sobích parohov v Čechách patria druhu *Rangifer arcticus*, Richards. Podľa Z. Hokra (1951) tvar parohov je znakom individuálnym, vyznačujúcim sa fluktuačnou variabilitou a preto tvar parohov sám osebe nemôže definovať druh. Hokr porovnáva počet parohov u typov *tarandus* a *arcticus* a na základe toho správne vyvodzuje synonymy druh. mien *arcticus* — *tarandus* a upozorňuje na zákon priority, podľa ktorého musí platiť staršie pomenovanie *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758). Vyslovuje názor, že európske fosílne soby treba určiť ako druh *Rangifer tarandus* (Linnaeus, 1758).

V prípade nášho nálezu ide o druhotnú lokalitu; z profilu koryta Tuharského potoka v lučeneckom parku môžeme však usúdiť, že nález sobích parohov pochádza z vrstvy pravidelne uložených štrkov würmskej riečnej terasy, ktorá v nadloží prechádza do hrubozrnného, zahlineného a slabohumózneho piesku. Ostatné vrstvy v nadloží sú holocénneho veku.

V súhlase s názorom Z. Hokra (1951) považujem nález sobích parohov z würmskej terasy Tuhárskeho potoka v Lučenci za *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758).

LITERATÚRA

[1] Hokr Z., 1951: Pleistocénní ssavci ze Sloupové jeskyně u Karlštejna (Čechy). Anthropozoikum I, Praha. — [2] Jacobi A., 1931: Das Renntier. Zool. Anzeiger 96, Ergänzungsband, Leipzig. — [3] Kahlke H. D., 1956: Die Cervidenreste aus den Altpleistozänen Ilmkiesen von Süssenborn bei Weimar. Teil I, II. Akademie-Verlag Berlin. — [4] Kahlke H. D., 1960: Die Cervidenreste aus den Altpleistozänen Sanden von Mosbach (Briebrich-Wiesbaden). Teil I. Akademie-Verlag Berlin. — [5] Reynolds S. H., 1933: A monograph on the British pleistocene Mammalia 3, 4. The Reddeer, Reindeer, and Roe. Palaeontographical Society, London. — [6] Soergel W., 1941: Renntiere des deutschen Alt- und Mitteldiluviums. Paleont. Ztschr., 22, 387—420, Berlin. — [7] Weiler W., 1936: Zwei bemerkenswerte Reste von Säugern aus der paläolithischen Fundstelle Pfeddersheim bei Worms. Notizbl. hess. geol. Landesanst. (5), 17, 74—78, Darmstadt. — [8] Zázvorka V., 1940: Rangifer arcticus Richards z českého pleistocenu. Čas. Nár. mus., 94, 96—98. Praha. — [9] Zázvorka V., 1954: Nové nálezy kostí pleistocénních ssavců v Lenartovcích, kraj Banská Bystrica; jižní Slovenska. Čas. Nár. mus., CXXIII, 127—128. Praha.

ZOLTÁN SCHMIDT

RANGIFER TARANDUS (LINNAEUS, 1758) AUS DER WÜRMTERRASSE DES TUHÁR-BACHES IN LUČENEC

Im Jahre 1949 fand Dr. Zoltán Molnár bei der Exkursion in Lučenec (Südslowakei) ein fossiles Geweih Rens beim niedrigen Wesserstand im Bett des Tuhár-Baches im Lučenecer Park. Es handelt sich um eine sekundäre Lokalität; aus dem angeführten Profil kann man urteilen, dass unser Fund des Rengeweihes wahrscheinlich aus der Schichte der regelmässig abgelagerten Schotter der Würmflussterrasse des Tuhár-Baches stammt.

Bei der Messung und Beschreibung des Lučenecer Fundes führe ich ausser der allgemeinen Beschreibung die maximale Länge der Stange, von ihrem basalen Teil längs der Stange, an. Ich habe maximale Stärke der Stangen und die Breite ihrer Schaufeln gemessen. Weiter habe ich die maximale Länge, Breite und Stärke einzelner Sprossen, ausser den Schaufelsprossen, gemessen.

Der verschiedenen Anschauungen halber ist die eindeutige Artbestimmung der europäischen fossilen Reste des Rens vollkommen unmöglich. Bei der Bestimmung unseres Fundes habe ich die Anschauung Z. Hokr's (1951) in Betracht genommen, der sagt, dass die Form des Geweihes ein individuelles Kennzeichen ist, dass es sich um eine Fluktuationsvariabilität handelt, dass die Form des Geweihes allein die Art nicht definieren kann. Hokr gibt ins Verhältnis die Zahl von Geweihen bei den Typen *arcticus* und *tarandus* und auf Grund dessen deduziert er richtig die Synonyma der Artbenennungen *arcticus, tarandus* und macht auf das Prioritätsgesetz aufmerksam, nach dem die ältere Benennung *Rangifer tarandus* (Linnaeus, 1758) gelten muss. Er spricht die Anschauung aus, dass man die europäischen fossilen Rene als die Art *Rangifer tarandus* (Linnaeus, 1758) determinieren muss.

Im Einklange mit der Anschauung Z. Hokr's (1951) betrachte ich den Fund des Rengeweihes aus der Würmterrasse des Tuhár-Baches in Lučenec (Südslowakei) als *Rangifer tarandus* (Linnaeus, 1758).

Aus dem Slowakischen übersetzt von F. Návara.

ZDENĚK ADAM

NĚKOLIK POZNÁMEK KE GEOLOGICKÉ INTERPRETACI SEISMICKÉHO MĚŘENÍ

(Německé resumé)

Úvod

Doposud se reflexně seismického průzkumu v naftové prospekci používalo většinou jen pro stanovení sklonu vrstev a to podle úklonu odrazových plošek, které jsou získány z naměřených reflexů. Při zpracovávání reflexně seismických měření v naftonadějných oblastech naší republiky jsme dospěli k několika poznatkům, které umožňují říci ke geologické stavbě území více než pouze stanovení úklonu vrstev. Je to na př. interpretace zlomů v seismických profilech, dále zjištění existence vůdčích seismických horizontů, které nám umožňují vést rozhraní, která mají absolutní hodnotu a nejedná se pouze o fiktivní horizont, a také závislost výsledků reflexního průzkumu na geologických podmínkách měřené oblasti, které mohou v některých případech zásadně ovlivnit názor na geologickou stavbu prozkoumávané oblasti.

1. Interpretace zlomů v seismických profilech

Ve starší literatuře mnoho poznatků o geologické interpretaci seismického měření nenajdeme, neboť reflexní seismika je jednou z nejmladších pomocných geologických disciplin. Ojedinělé zmínky o zjišťování zlomů v reflexně seismickém měření uvádí už od r. 1943 J. L. Adler. Literární práce o reflexně seismickém průzkumu nacházíme až ve čtyřicátých letech tohoto století. Na přítomnost zlomů podle neklidu v ploškách poukazuje W. E. Hollingsworth (1947). Pro nás je významná práce Miller-Quarles (1950). Autor zde hovoří o interpretaci zlomů v reflexně seismických řezech v oblasti tercieru JZ Texasu. Jako hlavní kritéria pro stanovení průběhu zlomů udává vymizení plošek pod zlomovou plochou, změnu úklonu plošek v místě průběhu zlomů a přítomnost plošek, které jsou odraženy přímo od zlomové plochy. Práce je doplněna řadou příkladů, z nichž vidíme, že seismický materiál je pro sledování zlomů nepoměrně lepší než u nás. Zmenšení množství plošek pod zlomovou plochou

rovněž uvádí L. F. Ivanhoe, který zároveň upozorňuje na obtížnost stanovení zlomů. M. C. Kelsey (1949) uvádí odlišné úklony plošek na různých krách. Práce H. P. Laubschera je zajímavá zjištěním vychýlených reflexů v pokleslé kře u zlomů (předsunuté antiklinály). L. F. Ivanhoe doporučuje sledovat zlomy přímo ze záznamů a nikoliv teprve z vykreslených řezů. Podobně i sovětský autor L. D. Rajcher (1957) uvádí z jihozápadní části Ruské tabule interpretaci zlomů přímo z reflexních a refrakčních profilů pomocí vůdčích horizontů. Přímo pro provádění seismického průzkumu zlomových oblastí doporučuje reflexní metodu kombinovanou s refrakční. Z hlediska metodického uvádějí poznámky k interpretaci zlomů sovětští autoři I. I. Gurvič a L. V. Sorokin. V poslední době J. Andres a A. Schad (1959) rozebírají možnost stanovení zlomových linií pomocí reflexní seismiky v rýnském prolomu.

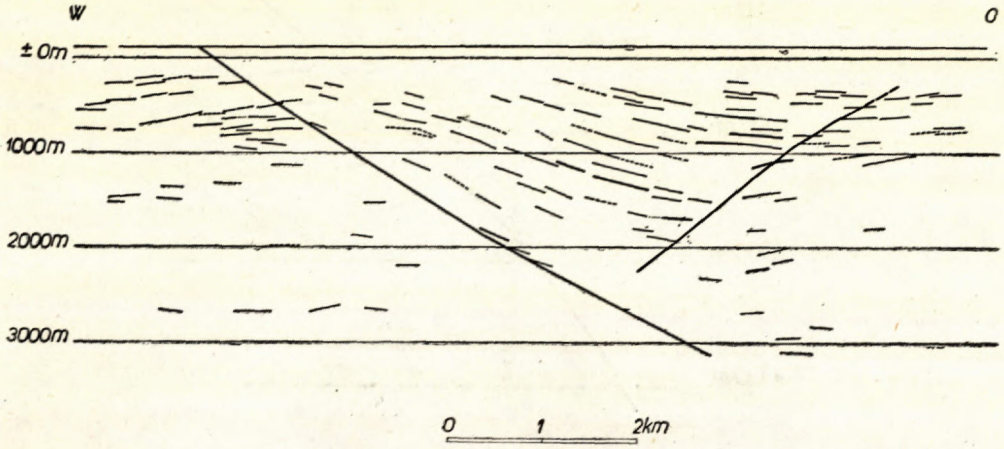
Z českých prací pojednávající o stanovování zlomů ze seismiky je práce Z. Adama (1957, 1959) z Vídeňské pánve.

Všimneme-li si vývoje názorů na geologickou interpretaci zlomů u nás, můžeme zde rozlišit zhruba tři stadia. První stadium od r. 1955 je charakterizováno poměrně velmi primitivním a hlavně velmi snadným způsobem interpretačním. Jestliže se nepodařilo při sestrojování strukturních map sjednotit fiktivní horizont na jednotnou hladinu, byl východiskem zlom, který se kreslil tam, kde rozdíl mezi vedenými horizonty byl největší. Tyto t. zv. tektonické poruchy se zakreslovaly bez závislosti na geologické stavbě území. Toto první stadium však mělo pochopitelně krátkou dobu trvání a již v r. 1956 se do vyhodnocovacích prací zapojili částečně i geologové. Je to na př. Vl. Homola, který na základě vymizení odrazových plošek v seismickém profilu interpretuje v Podunajské nížině t. zv. žitavskou poruchu, která však v r. 1958 na základě refrakčního měření byla likvidována. Teprve v posledním období od r. 1957 věnují geologové seismickému průzkumu patřičnou péči a pozornost. Během tohoto období byla vyhodnocena řada seismických profilů, některé oblasti se zpracovaly komplexně, na př. Podunajská nížina. Při studiu a zpracování se zjistily nebo potvrdily poznatky, které jsou širší platnosti a mají význam pro další zlepšení geologické interpretace geofyzikálních měření. O některých těchto poznatcích se nyní zmíníme a typické příklady dokumentujeme na obrázcích.

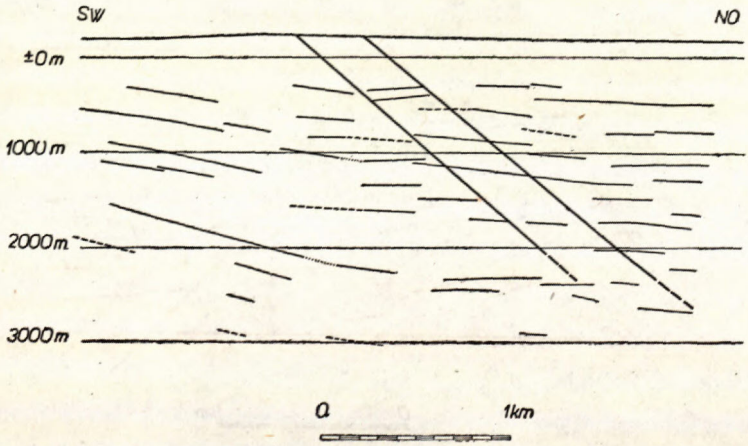
Při zpracovávání seismických profilů jsme zjistili, že zlomy jsou nejčastěji a nejlépe identifikovány *různými sklony vrstev na různých krách.* Přímo hlubinými vrtbami byl tento poznatek potvrzen z oblasti Vídeňské pánve, a to na př. na krách u svatojanského zlomu. Velmi názorně se odlišný úklon plošek projevuje v souvrstvích, která mají větší úklon plošek (cca 10°). Tyto podmínky existují ve *východoslovenském neogenu,* kde můžeme zlomy podle odlišného úklonu téměř jednoznačně interpretovat (A. Kocák 1959). Je to na př. oblast *trebišovského zlomového systému,* kde plošky v pokleslé kře mají úklon cca 20° na rozdíl od plošek ve vysoké kře s úklonem cca 5° (obr. 1). V Podunajské nížině, kde

neogenní souvrství mají menší sklony zvláště v centrálních částech pánve, jsme různé úklony zjistili hlavně v okrajových oblastech, kde dochází k silnějšímu naklonění meziker. Přesto se nám však podařilo spolu s použitím dalších kritérií vysledovat tektonickou stavbu Podunajské nížiny (M. Dlabač, Z. Adam 1959). Na obr. 2 uvádíme příklad různě ukloněných plošek z oblasti záp. okrajových meziker Podunajské nížiny, kde plošky mají v různých krách jiný úklon.

V centrální části pánve, která je pravděpodobně méně tektonicky porušena, je rozdílný úklon plošek již značně setřen. Stanovení průběhu zlomů podle odlišného úklonu jsme v Podunajské nížině stanovili cca ve 200 případech.

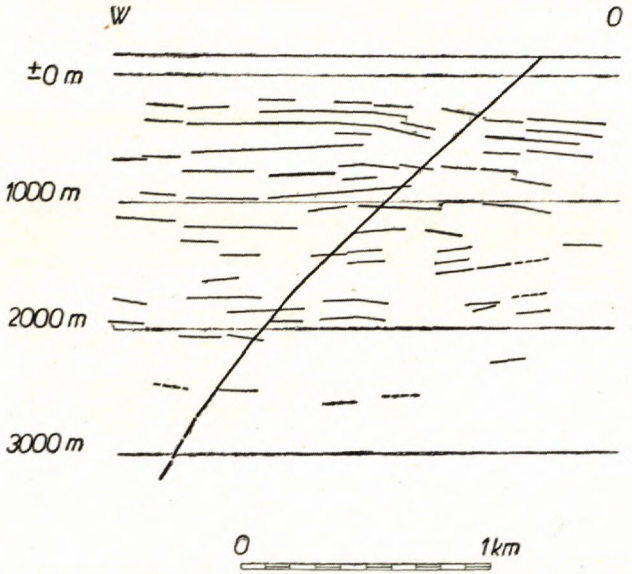


Obr. 1. Východoslovenský neogén — různý úklon plošek v pokleslé a vysoké kře trebišovského zlomu; přítomnost zlomových plošek.

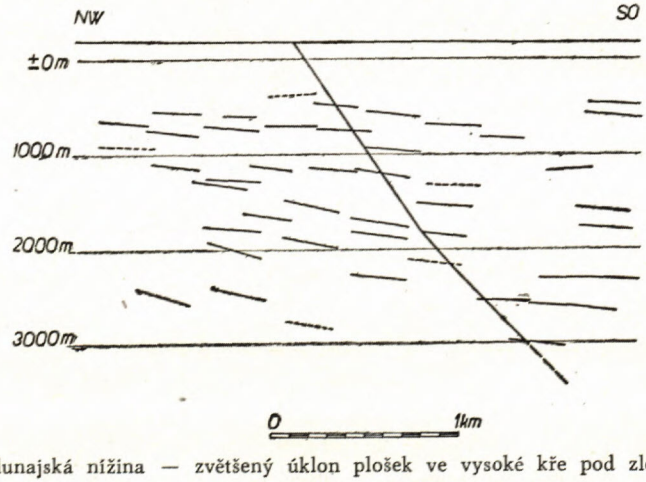


Obr. 2. Podunajská nížina — odlišný úklon plošek na různých krách.

V četných případech, a to zejména tam, kde není podstatný rozdíl sklonu vrstev na obou krách, jsme stanovili průběh zlomů na základě vychýlení seismických plošek u zlomové plochy. Nejčastěji byly plošky vychýleny pod, méně nad zlomovou plochou. V některých případech plošky vytváří pod zlomovou plochou *elevační vydutí*. To je patrné na obr. 3 který zachycuje východní část *trnavské prohlubně* v Podunajské nížině. Plošky pod zlomovou plochou mají ve většině případů zvětšený úklon. Tento úkaz jsme pozorovali ve Vídeňské pánvi na př. pod zlomovou plochou steinberského zlomu.

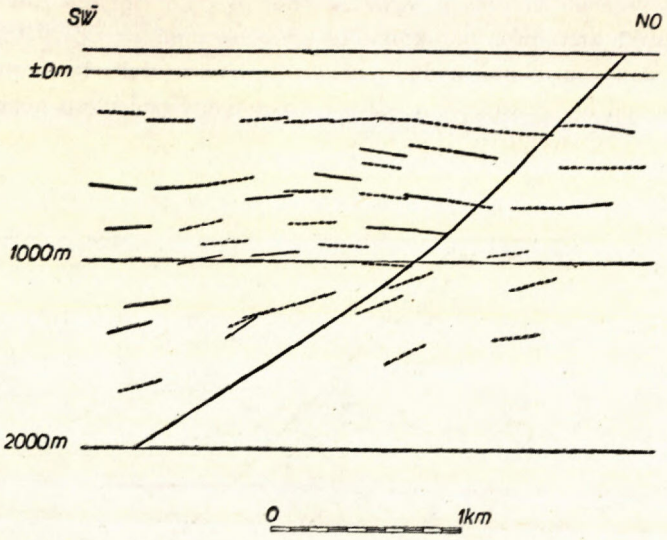


Obr. 3. Podunajská nížina — elevační vyklenutí plošek pod zlomovou plochou ve vysoké kře.

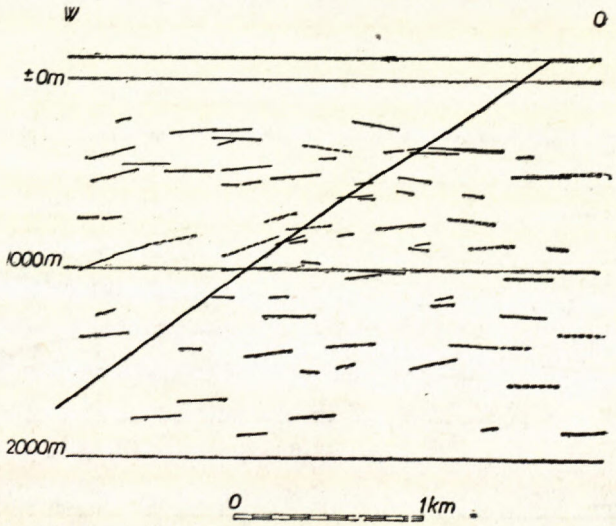


Obr. 4. Podunajská nížina — zvětšený úklon plošek ve vysoké kře pod zlomovou plochou.

V Podunajské nížině je to na př. oblast okrajových ker podél Malých Karpat (obr. 4), ve východoslovenském neogénu zlomová plocha michaloveckého zlomu (obr. 5). Všeobecně se dá říci, že *jakékoliv vychýlení plošek* je příznačné pro stanovení zlomových linií. V řadě případů jsme zjistili ve vyšších souvrstvích hlavně v panonu a v sarmatu v pokleslé kře nad zlomovou plochou elevační uspo-



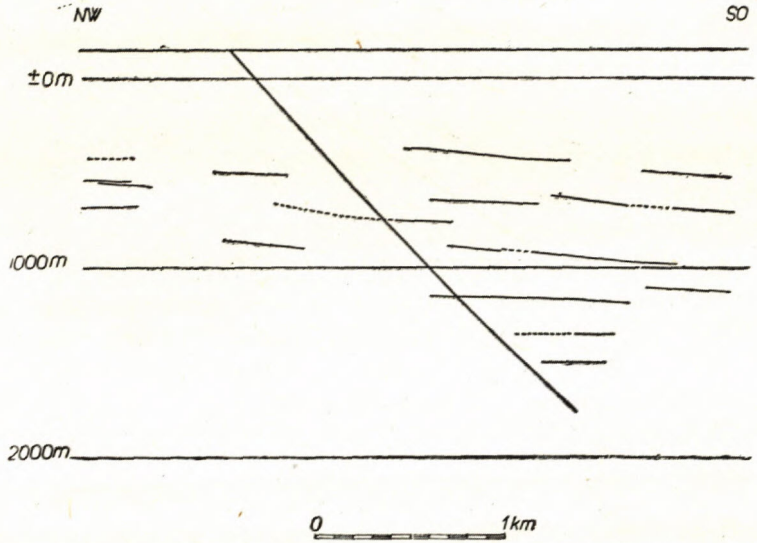
Obr. 5. Východoslovenský neogén — velký úklon plošek pod zlomovou plochou michaloveckého zlomového systému.



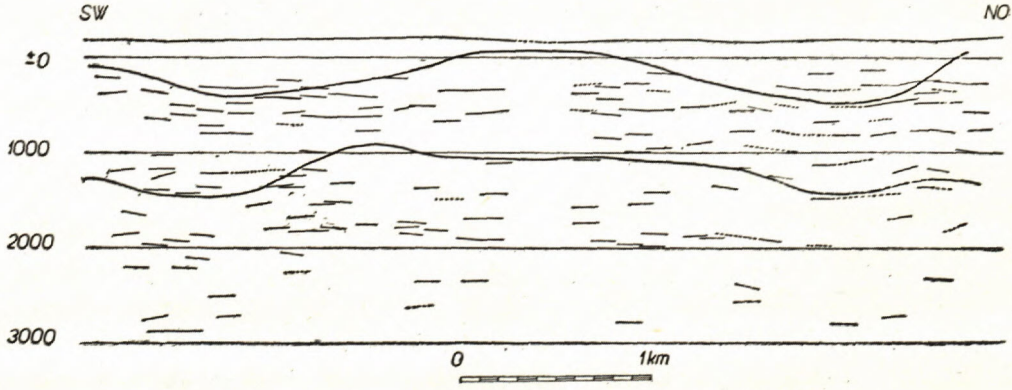
Obr. 6. Východoslovenský neogén — předsunutá antiklinála v pokleslé kře u zlomového michaloveckého systému.

řádání plošek. Jedná se o *předsunuté antiklinály*, které směrem do hloubky mizí. Převýšení těchto antiklinál je kolem 20 m. Takové případy jsme zjistili ve Vídeňské pánvi v moravské ústřední depresi u lužického zlomového systému, v pokleslé kře u svatojánského zlomu. V Podunajské nížině je to na př. oblast *trnavské prohlubně* u trnavských zlomů, ve východoslovenském neogenu území *pokleslé kry michaloveckého zlomového systému* (obr. 6). Popisovaný zjev je však patrný pouze z profilů, které probíhají kolmo na průběh zlomů.

Metodu stanovení zlomů podle vymizení reflexů je třeba hodnotit vždy kriticky, neboť to mohou být někdy zcela odlišné vlivy, které způsobují nepřítomnost odrazových plošek. O těchto příčinách se zmíníme až dále, v souvislosti s geologic-



Obr. 7. Vídeňská pánev — úbytek plošek pod zlomovou plochou.



Obr. 8. Podunajská nížina — zlomové plošky u podélně probíhajícího zlomu.

kými podmínkami pro seismický průzkum. Ve Vídeňské pánvi je vymizení plošek pod zlomovou plochou dosti častým zjevem, přesto však se nemůže vyslovil všeobecné pravidlo, že pod zlomovou plochou ve vysoké kře nejsou žádné plošky. Toto kritérium slouží spíše jako pomocné, kdy podle jiných indikací nemůžeme jednoznačně rozhodnout o přítomnosti či nepřítomnosti zlomu. Ve Vídeňské pánvi pozorujeme vymizení plošek pod zlomovou plochou hlavních zlomů na př. lábského zlomu (obr. 7). V Podunajské nížině jsme tento zjev pozorovali v menším počtu případů. Ve východoslovenském neogénu je vymizení plošek pod zlomovou plochou častější než v Podunajské nížině.

V ojedinělých případech se podařilo prokázat plošky, které jsou způsobeny pravděpodobně přímo *odrazem paprsku zlomovou plochou*. Jedná se většinou o seismické profily, které probíhají souběžně se zlomy. Tyto zlomové plošky jsou rozloženy nad nebo pod zlomovou plochou. V Podunajské nížině jsou zlomové plošky patrny nejvíce na profilech, které probíhají souběžně s okrajovým systémem zlomů (obr. 8). Ve velmi řídkých případech jsme zjistili zlomové plošky i v příčných profilech. Je to ku př. seismický profil, který probíhá ve východoslovenském neogénu kolmo na trebišovský zlom (obr. 1). Příkře ukloněné plošky jsou nesporně způsobeny přítomností zlomové plochy.

2. Závislost kvality seismického měření na povrchových geologických podmínkách

Z rozboru kvality plošek v Podunajské nížině vyplynulo, že na 85 % plochy, na níž byl proveden seismický průzkum, je na seismických řezech dostačující množství odrazových plošek pro geologickou interpretaci. V dalším se pokusíme vysvětlit nedostatek plošek na zbývajících 15 %. Je to v první řadě východní část Podunajské nížiny, kde se na některých seismických řezech nezískaly odrazové plošky. Nedostatek reflexů v tomto území byl pro řadu pracovníků podkladem pro interpretaci zlomového pásma — žitavské poruchy (J. Richter 1956; B. Beránek 1957; K. Müller 1958). Jak se podrobnějším rozborem zjistilo, nelze však vždy nedostatek plošek vysvětlovat tektonicky i když vysvětlení pomocí zlomu bylo poměrně nejjednodušší a nejsnažší. Srovnáme-li reliéf povrchu uvedené oblasti, je tvořen hřbety s průměrným převýšením cca 60—100 m vůči okolní oblasti. Hřbety tvoří v oblasti Pribety převážně váté písky, ve kterých pro velkou propustnost se hladina spodní vody nemůže udržet v takové výšce, která by mohla být dovrtána mělkými odpalovacími vrty. Popisovaná oblast leží podle geologického rozčlenění Podunajské nížiny (M. Dlabač, Z. Adam 1959) v dubnické depresi při jejím jižním ukončení. Směrem jižním k Dunaji ve vysoké kře komárenské je již poměrně dostačující počet dosti výrazných odrazových plošek. Ve většině případů jsme zjistili vždy větší nebo aspoň stejný počet plošek ve vysoké i pokleslé kře; v tomto případě naopak, ve vysoké kře je mnohem

více odrazových plošek než v kře pokleslé. Tento opačný poměr vysvětlujeme členitým reliéfem povrchu.

Druhá oblast, v níž jsme v Podunajské nížině zjistili naprostý nedostatek odrazových plošek, je západně od Levíc. Území v této oblasti je morfologicky značně členité a převýšení vrcholů oproti přilehlým nížinám je přes 100 m. Závislost množství plošek na morfologii terénu je patrnana př. ze seismického profilu, který probíhá údolím a také po vrcholcích. V údolích je podstatně více odrazových plošek než na vrcholcích. Vyvýšené hřbety tvoří v této části spraše, které pro zadržení vyšší hladiny spodní vody jsou stejně nevhodné jako u předcházející oblasti váté písky.

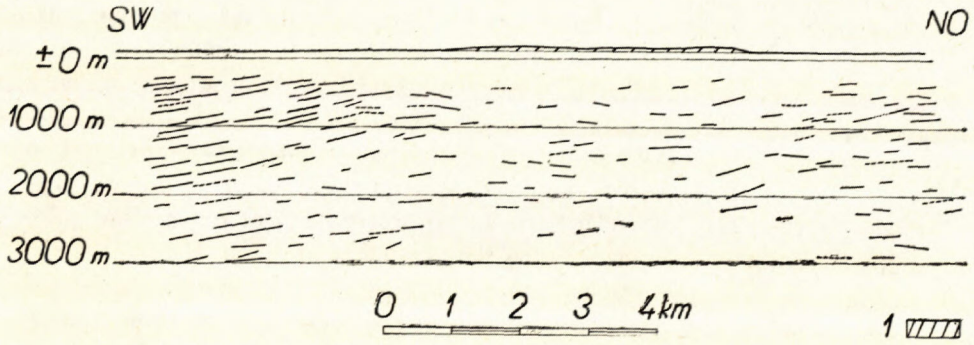
Další oblast, v níž jsme zjistili malý počet odrazových plošek, je mezi Hlohovcem a Nitrou. I zde pozorujeme vliv povrchových podmínek na množství odrazových plošek. Je to patrné na některých profilech, které se nepodařilo vždy odměřit údolím a někde bylo nutno zasáhnout i do vyšších poloh, tvořených sprašemi. Takové úseky jsou v seismickém profilu ihned markantně patrné nepřítomností odrazových plošek. Kromě uvedených vlivů, kterými jsme se snažili vysvětlit nedostatek plošek, nelze opomenout ani skutečnost, že vedle přírodních podmínek kvalitu seismického materiálu ovlivňuje i vlastní měření (kvalita měřících aparatur a interpretace měření, kvalita interpretatorů). Jinak si nelze vysvětlit různou kvalitu seismických profilů probíhajících zhruba stejným územím, ale měřených v různých letech.

Stejně jako v Podunajské nížině tak i v oblasti Vídeňské pánve jsme zjistili oblasti, v níchž počet odrazových plošek je malý (cca 3 plošky na 1 bod odpalu).

Při podrobnějším sledování jsme zjistili i závislost na geologických poměřech, a to jak na povrchu tak i v hloubce. Tak na př. na *lakšárské elevaci*, která je na povrchu tvořena karpatskou formací, resp. staršími sedimenty, vysvětlujeme nedostatek plošek vlivem nepřítomnosti vyššího miocénu a hlavně pliocénu, které jsou svým poměrně stálým faciálním vývojem velmi výhodné pro vznik dostatečného počtu reflexů. Statistickým rozborem jsme zjistili, že největší počet odrazů vzniká v panonu. Podobné podmínky jako ve východní části Podunajské nížiny jsme zjistili i ve Vídeňské pánvi a to v širším okolí Šaštína. Seismické profily zde vykazují značný nedostatek odrazových plošek. Vysvětlení nedostatku plošek je i zde dané povrchovými podmínkami a to přítomností sypkých písků. V těchto píscích je hladina spodní vody příliš hluboko a tak umělé otřesy se rozptýlí bez vzniku potřebných reflexů. Důležitou roli hraje zde i složitá tektonika. U Podunajské nížiny jsme se zmínili o tom, že nedostatek plošek byl nesprávně vysvětlován S—J žitavskou poruchou. Srovnáme-li však odrazové plošky z obou oblastí, vidíme v nich značné odchylky. V oblasti Podunajské nížiny jsou v místech s velkým povrchovým převýšením ojedinělé plošky, které však mají zhruba stejný úklon. Všimneme-li si profilu z oblasti Šaštína, jsou zde rovněž ojedinělé plošky,

ale u nich pozorujeme znaky, které jsme uvedli při interpretaci zlomů, t. j. že mají i při malém počtu odlišný úklon, který nám umožňuje předpokládat zlomová porušení. Protože se jedná o oblast, v níž se strukturním průzkumem tektonicky složitá stavba prokázala, vidíme, že za určitých okolností i geologická stavba má vliv na množství reflektujících plošek a je tedy třeba, aby geologickým podmínkám při provádění seismického průzkumu byla věnována značná péče. Nepříznivé podmínky pro vznik reflexů existují nejen na povrchu, ale setkáváme se s nimi i v hloubce (cca 1500—2000 m). Zjistili jsme na př., že *nestálý faciální vývoj* tortonského stupně ve Vídeňské pánvi v oblasti Suchohrad—Vysoká—Láb má hlavní vliv na nedostatečný počet odrazových plošek v tomto souvrství (Z. Adam 1957). Nedostatek plošek v této oblasti je natolik velký, že přináší naprosto skreslené výsledky pro tortonské souvrství. Teprve na podkladě napojení na hlubinné vrtby bylo možno skreslit z těchto souvrství věrohodné strukturní mapy.

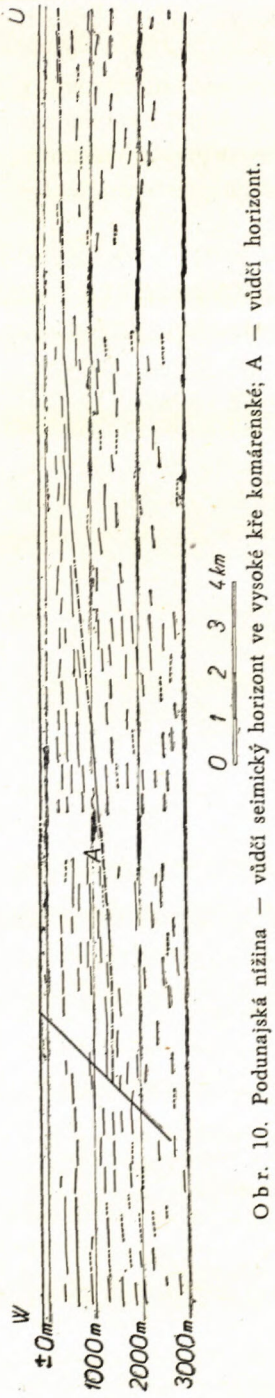
Nepříznivý vliv povrchových podmínek na kvalitu seismického materiálu můžeme uvést i z východoslovenského neogénu z oblasti západně od Michalovců (obr. 9). V okolí obce Pozdišovce vystupují na povrch t. zv. pozdišovské štěrky



Obr. 9. Východoslovenský neogén — vliv povrchových podmínek na množství odrazových plošek; 1 — pozdišovské štěrky — pliocén.

pliocenního stáří, které se v morfologii projevují výrazným vrcholem. V letech 1955, kdy byl přes tuto oblast proveden první seismický profil, byly zde zjištěny pouze ojedinělé reflexy. Vysvětlení je vcelku podobné jako u výše uvedených oblastí, že totiž pro nepřítomnost spodní vody tyto štěrky jsou naprosto nevhodné ke vzniku reflexů. V pozdější době byly sice z těchto oblastí získány volbou jiné odpalové seismické metody početnější odrazy, ale ve srovnání s ostatními oblasti je to stále málo.

Závěrem můžeme říci, že kromě geologické stavby množství odrazových plošek ovlivňují jednak přírodní podmínky (relief povrchu, hladina spodní vody) a jednak podmínky, na které mají vliv nebo je přímo vytvářejí lidé.



Obr. 10. Podunajská nížina — vůdčí seimický horizont ve vysoké kře komárenské; A — vůdčí horizont.

3. Vůdčí seismické horizonty

Od přítomnosti vůdčích seismických horizontů při provádění seismického průzkumu je do určité míry závislá i kvalita sestrojených strukturních map. Tak na př. v Polsku slouží jako vůdčí horizont sádrový obzor na basi svrchního tortonu. (V. B. Sologub 1956). Tento horizont se v seismických záznamech projevuje již svými charakteristickými vlastnostmi, podle nichž lze tento obzor interpretovat. Přítomnost vůdčích horizontů umožňuje mnohem kvalitnější geologickou interpretaci, než fiktivní horizonty. U vůdčích horizontů lze mnohem snáze stanovit geologickou stavbu, hlavně pokud jde o složitější tektonické oblasti.

Komplexním geologickým zhodnocením seismických měření z oblasti Podunajské nížiny jsme zjistili i u nás přítomnost vůdčího horizontu. Jedná se o oblast východně od Komárna, kde vůdčí horizont charakterisuje pravděpodobně stratigrafické rozhraní neogénu s mesozoickým podložím. Podle geologického členění se jedná o komárenskou vysokou kru (M. Dlabač, Z. Adam 1959), oddělenou komárenským zlomem od deprese dubnické. V seismických řezech na pr. (obr. 10) je vůdčí horizont tvořen souvislými odrazovými ploškami, která na sebe vzájemně navazují. Horizont je sledovatelný pouze ve vysoké kře a to do hlouby 400 až 500 m pod povrchem. Podle ukončení průběhu vůdčího horizontu můžeme předpokládat rozlohu vysoké kry, neboť do pokleslé kry komárenského zlomu horizont již nepokračuje. Z Podunajské nížiny je to jediný případ zjištění vůdčího seismického horizontu. Z ostatních naftonosných, případně naftonadějných oblastí existence vůdčích seismických horizontů prokázána nebyla.

Určité náznaky vůdčího horizontu jsme zjistili ve Vídeňské pánvi, a to v oblasti moravské ústřední deprese mezi steinberským zlomovým systémem na západě a lužicko-brodským zlomovým systémem na východě. Na rozdíl od Podunajské nížiny je v této oblasti náznak vůdčího horizontu v pokleslé kře v hloubce cca 1800 m. Stratigraficky se jedná o rozhraní svrchního a spodního tortonu. Svrchní torton je transgresivní, na basi charak-

terisován mocným písčitým obzorem, který místy přechází až v pískovec. Hustotním rozdílem mezi slínito-jílovitým souvrstvím v nadloží i podloží písčitého obzoru si vysvětlujeme přítomnost souvislého seismického horizontu. Za typický vůdčí horizont jej nemůžeme pokládat, protože byl zjištěn pouze na některých seismických profilech. V ostatních částech Vídeňské pánve se nezjistily ani náznaky vůdčího horizontu.

S ohledem na význam vůdčích horizontů pro geologickou interpretaci seismického měření bude nutno hlavně z hlediska geofyzikálního věnovat této otázce řádnou péči, hlavně rozborem reflexů přímo v seismických záznamech.

Závěr

Uvedli jsme několik příkladů geologické interpretace reflexně seismických měření z karpatských mladotřetihorních pánví. Ve srovnání s geofyzikální metodikou a interpretací je geologická interpretace teprve v počátečním stadiu sběru poznatků. Již dnes však aplikace některých z uvedených poznatků přispívají k lepšímu pochopení geologické stavby a zlevnění průzkumných prací.

Československé naftové doly,
závod geofyziky, Brno

LITERATÚRA

[1] Adam Z.: Předběžná zpráva o seismogeologických podmínkách východní části vnitroalpské Vídeňské pánve. Věstník ÚÚG, r. XXXIV — 1959, č. 2. — [2] Adam Z. — Dlabač M.: Nové poznatky o tektonice Podunajské nížiny. Věstník Ústř. ústavu geol., 1961. — [3] Adler J. L.: Geophysical Exploration for Stratigraphic Oil Traps. Geophysics, vol., 8. 1943. — [4] Andres J. — Schad A.: Seismische Kartierung von Bruchzonen im mittleren und nördlichen Teil des Oberrheintalgraben und deren Bedeutung für die Ölansammlung. Erdöl und Köhle 1959. — [5] Beránek B.: A contribution for reflection-seismic surveying for studying the structure of the Komárno-basin — 1957. Studia Geophysica et Geodaetica, 1958. — [6] Dlabač M. — Adam Z.: Geologická interpretace reflexně seismického měření v Malé dunajské nížině, tekton. členení a rozbor struktur. Archiv ČND — výzkumný ústav Brno, 1959. — [7] Gurvič I. I.: Seizmorazvědka. Prikladnaja geofyzika, č. 13—16, 1954. — [8] Hollingsworth W. E.: Geophysical History of the East Field, Jim Hogg County, Texas. Geophysic, vol. 12, 1947. — [9] Ivanhoe L. F.: Geometric Analysis of Seismic Fault Evidence. B. A. A. P. B., vol. 39—2, 1955. — [10] Janáček J. — Kocák A.: Posouzení možnosti lokalisace hlubinných pionýrských sond do hloubky 4000 m ve východoslovenském neogenu; rukopisná zpráva. Archiv ČND, Hodonín, 1959. — [11] Kocák A.: Geologické zhodnocení geofyzikálních prací západně Michalovců. Archiv ČND, závod geofyziky, Brno 1959. — [12] Kelsey M. C.: Studies in Fault Detection with the Reflection Seismograph. Geophysics vol. 14, 1949. — [13] Laubscher H. P.: Structural and seismic deformations along normal faults in the eastern Venezuelan basin. Geophysics 1956. — [4] Quarles Miller jr.: Fault Interpretation from Seismic Data in Southwest Texas. Geophysics, vol. 15, 1950. — [15] Müller K.: Regionální magnetický průzkum a tektonická stavba Malé dunaj-

ské nížiny a oblastí přilehlých. Archiv ČND-geofyzika, Brno 1958. — [16] Rajcher L. D.: Detajlnoje izučenie struktur narušenych zbrosami. Prikladnaja geofyzika, vyp. 16, Leningrad, 1957. — [17] Richter J.: Závěrečná zpráva o seismickém průzkumu prováděném v roce 1956 — oblast Malá dunajská nížina. Geofond, Praha. — [18] Sollogub V. B.: O tektoničeskom strojenii predkarpatskovo progiba po dannym seismorazvedki. Trudy instituta geologičeskich nauk, izdatělstvo Akademii nauk Ukrajinskoj SSR, Kijev 1956. — [19] Sorokin L. V. a druzí: Kurs geofyzičeskich metod razvědky něftjanych městorožděnii. Moskva, 1950.

ZDENĚK ADAM

EINIGE BEMERKUNGEN ZU DER GEOLOGISCHEN INTERPRETATION DER SEISMISCHEN MESSUNG

Die reflexions-seismische Untersuchung diente bei der Aufsuchung der Erdöllagerstätten grösstenteils bloss zur Feststellung des Fallens der Schichten. Durch die eingehende Verarbeitung der seismischen Profile vom geologischen Standpunkte gelangten wir zu den Erkenntnissen, die uns bei der Lösung des geologischen Baues helfen.

In allen karpatischen jungtertiären Becken, in denen die Erdölforschung durchgeführt wird, stellten wir einige Kriterien fest, nach denen man die Brüche interpretieren kann. Es ist z. B. verschiedenes Fallen der reflexierenden Flächenstücke in verschiedenen Schollen (Abb. 1, 2) deren Elevationswölbung unter der Bruchfläche (Abb. 3), vergrössertes Fallen in tieferen Schichtenfolgen der Hochscholle (Abb. 4, 5), vorgeschobene Antiklinalen im Pannon und Sarmat (Abb. 6), die Abnahme der reflexierenden Flächenstücke unter der Bruchfläche (Abb. 7), kleine Bruchflächen (Abb. 1, 8).

Neben der Interpretation der Brüche stellten wir die Abhängigkeit der Menge der reflexierenden Flächenstücke von den oberflächennahen, bzw. auch den tiefen geologischen Bedingungen fest. Die auf der Erdoberfläche durch Flugsande, Löss und Schotter gebildeten Gebiete bieten für die reflexions-seismische Forschung ungünstige Bedingungen infolge der kleinen Menge von reflexierenden Flächenstücke, die eine eingehendere geologische Verarbeitung nicht ermöglichen (Abb. 9).

Zum ersten Male wurde die Anwesenheit eines seismischen Leithorizontes in der Donau-Tiefebene in der Hochscholle von Komárno festgestellt. Der seismische Horizont ist durch die Grenze zwischen dem Neogen und dem mesozoischen Liegenden gebildet (Abb. 10).

Die angeführten Bemerkungen sollen zum besseren Verständniss des geologischen Baues und dadurch auch zur Herabsetzung der Kosten auf die Forschungsarbeiten beitragen.

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara.

MIKULÁŠ DLABAČ

NĚKOLIK GEOLOGICKÝCH POZNATKŮ Z PODUNAJSKÉ NÍŽINY, ZÍSKANÝCH REFLEXNĚ-SEISMICKÝM MĚŘENÍM

(11 obr., německé resumé)

V neogenní oblasti Podunajské nížiny je mimo okrajové části naprostý nedostatek přirozených odkryvů. Geologické poznatky zde proto získáváme jedině vrtním průzkumem nebo interpretací geofysikálních měření. Veškerá reflexně-seismická měření zde od roku 1952 prováděly ČND, závod Geofysiky a výsledky jsou popsány a dokumentovány v závěrečných zprávách (Kalmykov G. N. — Kalmyková T. I. 1952; Bursa — Zounková — Němcová 1953; Jurga — Němcová — Beránek 1954; Pantl — Vejrosta — Beránek — Homola 1955; Šamánek J. — Homola V. 1955; Richter J. — Nečas V. 1956; Šamánek J. — Baláš J. 1956; Vašek O. — Pauková V. — Runták V. 1957; Pantl V. 1958; Pantl V. — Nečas V. 1958).

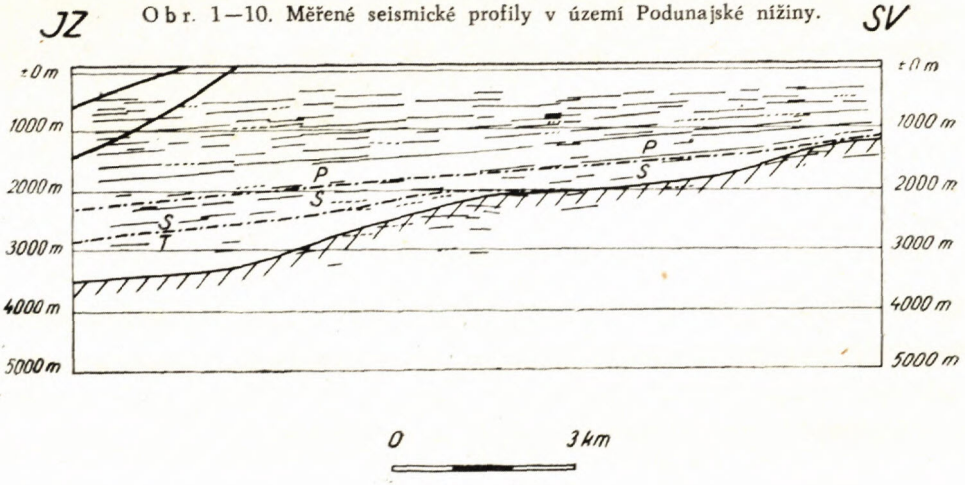
Souborné naftově geologické zhodnocení měření podáváme ve zprávě M. Dlabač — Z. Adam (1959). V dalším uvádím některá zjištění regionálního charakteru, která jsme získali při zpracování seismických podkladů a která mohou doplnit naše znalosti o vývoji a geologických poměrech této pánve.

Při předcházejících interpretacích reflexní seismiky se sledovaly především fiktivní obzory ze kterých se sestrojovala strukturní schémata a v poslední době se ojediněle věnovala pozornost průběhu poklesů. Otázky možnosti litologické nebo stratigrafické interpretace zůstaly většinou nepovšimnuty. Z jiných oblastí jsou v literatuře o takových interpretačních otázkách jen ojedinělé zmínky. O charakteru plošek v jednotlivých souvrstvích a na jejich rozhraní píše D. W. Rockwell — A. G. Rojas (1953). Ve Vídeňské pánvi sledoval Z. Adam (1959) možnost vysvětlení reflexně-seismických měření litologicky. Na možnost stanovení diskordancí v reflexní seismice poukazuje W. E. Hollingsworth (1947).

Pro litologický vývoj neogenních souvrství nám reflexní seismika poskytuje jen ojedinělé podklady.

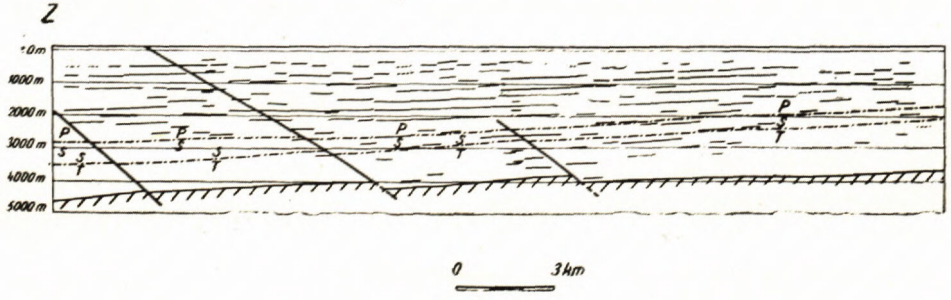
Doposud jsme považovali sedimentaci pontu v pánvi za naprosto nepravidelnou. Podle uspořádání a počtu reflexů v tomto souvrství (obr. 1, 2) docházíme k závěru, že zde jde o dobře vrstevnaté horniny se stálými a poměrně pravidelně se střídajícími polohami písků a jílů. Ve srovnání s nižšími členy neogénu je podle reflexů pont nejpravidelněji a nejlépe vrstevnatý. Dobré reflekční plošky podmiňuje také lepší roztříděnost hornin s málo nebo nepísčitými vrstvami jílů (vápnitých jílů) a středně zrnitých poloh písků s malou jílovitou příměsí. Přímý vztah množství a pravidelnosti reflexních plošek k charakteru vrstevnatosti hornin dokázal srovnáním s výsledky hlubinných vrtů ve Vídeňské pánvi Z. Adam (1959).

Ve většině řezů jsou v pontu reflexy uspořádané a pravidelné převážně v hloubkových intervalech po 100—200 m. Na basi pontu nebo panonu (s. s.), to je na rozhraní mezi panonem a sarmatem, dochází k úbytku plošek. Pravidelná vrstevnatost v pontu je podle reflexe zejména v hlubších částech pánve, kde toto souvrství dosahuje mocnosti přes 2000 m.



Obr. 1—10. Měřené seismické profily v území Podunajské nížiny.

Obr. 1.



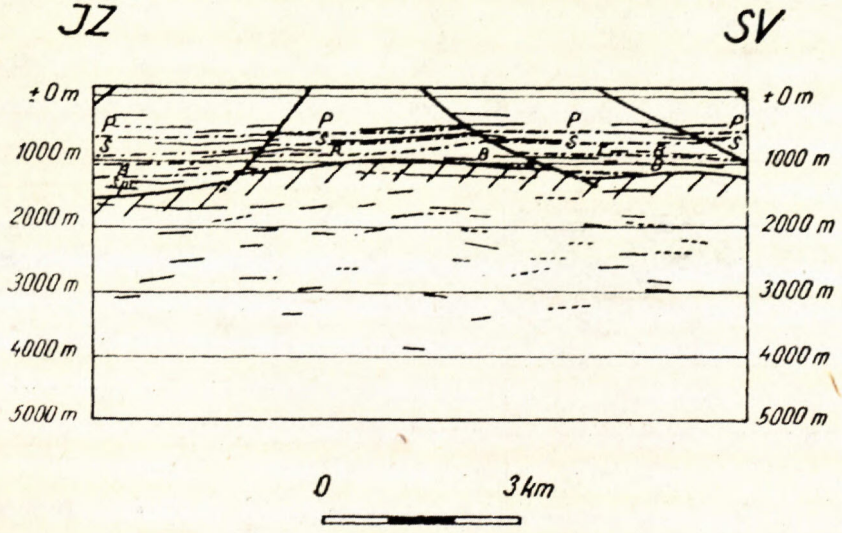
Obr. 2.

Ve spodní části panonu (s. s.), a to většinou v rozmezí 100—400 m nad svrchní hranicí sarmatu, pozorujeme na četných řezech úbytek až úplné vymizení plošek, který je tak charakteristický, že by se jej mohlo místy použít jako pomocného seismického vůdčího obzoru. Poloha s úbytkem plošek nebo bez plošek odpovídá zřejmě „velkému spodnopanonskému písku" (V. Homola — M. Mořkovský, 1958).

V sarmatu dochází k úbytku seismických plošek; jsou nepravidelně rozložené a většinou bez spojitých reflexů. Podmiňuje to zejména menší mocnost vrstev a méně výrazná diferenciace písčité a jílovité složky v jednotlivých vrstvách. Podle charakteru reflexně-seismických měření můžeme usuzovat, že je v sarmatu zachován po celé pánvi tentýž litologický vývoj, jak jej známe ze strukturních vrtů v západní okrajové části (V. Homola — M. Mořkovský, 1958).

Z jednotlivých mikropaleontologicky stanovených pásem svrchního tortonu můžeme upozornit na úbytek seismických plošek v nejsvrchnějším rotaliovém pásmu a ve vyšší části pásma se *Spiroplectammina carinata*. U rotaliového pásma to podmiňuje naprosto nepravidelná sedimentace se špatně diferencovanými klastickými a pelitickými komponentami, kdežto v pásmu se *Spiroplectammina carinata* můžeme nepřítomnost odrazů jednoznačně vysvětlit monotonním vápnito-jílovitým vývojem bez poloh písků.

Na četných seismických řezech jsou pozoruhodné *spojité reflexy v místech stratigrafických rozhraní* (obr. 3, 4). Takové reflexy jsou nejvýraznější a nejhojnější na rozhraní panonu a sarmatu, ale vyskytují se také na rozhraní sarmatu a tortonu a ojediněle i mezi jednotlivými tortonskými mikropaleontologickými pásmy. Seismické řezy s uvedenými reflexy jsou téměř výhradně na západním okraji

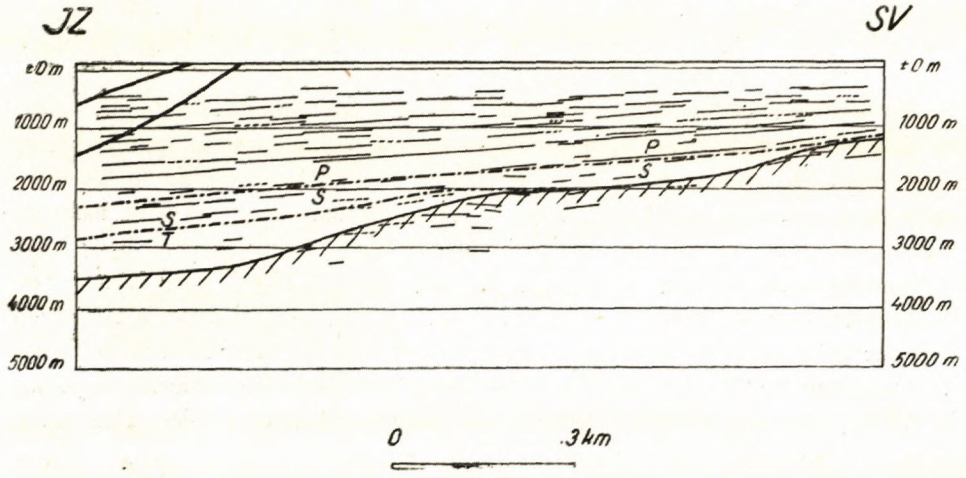


Obr. 3.

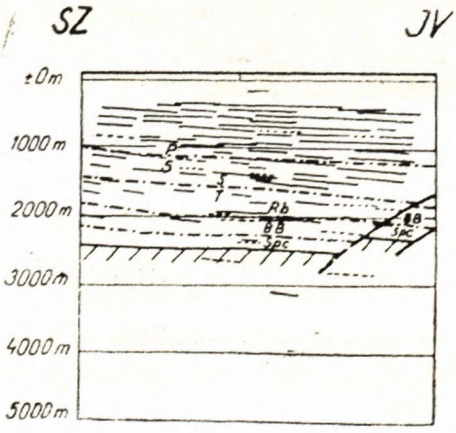
pánve podél Malých Karpat. Jedině na rozhraní panonu a sarmatu můžeme pozorovat reflexy také v jiných částech pánve.

Tytéž reflexy pozoroval ve Vídeňské pánvi na rozhraní panonu a sarmatu Z. Adam (1959) a vysvětloval je většinou zpevněním sarmatu po stratigrafickém hiátu pod transgresivním panonem. Totéž vysvětlení aplikujeme také na oblast Podunajské nížiny. Stratigrafický hiát mezi panonem a sarmatem se v oblasti podél Malých Karpat zjistil také ve strukturních vrtech, kde schází místy první sarmatské pásmo s *Nonion granosum*.

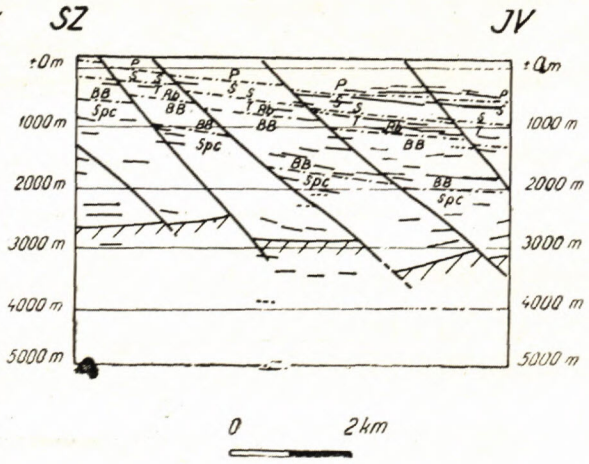
O době snosu a orogenetických pochodech před panonem svědčí také poměry v oblasti komárenské. Na vysoké kře zde leží přímo na druhohorních vápencích až 300 m mocné vrstvy panonu, kterými končí sedimentace. Na přilehlé pokleslé



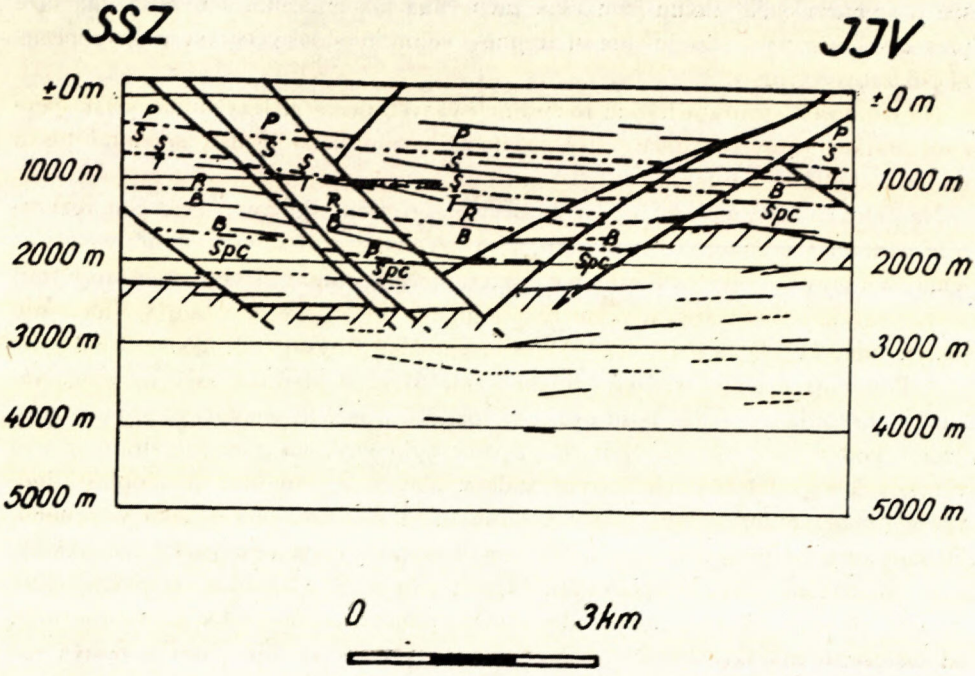
Obr. 4.



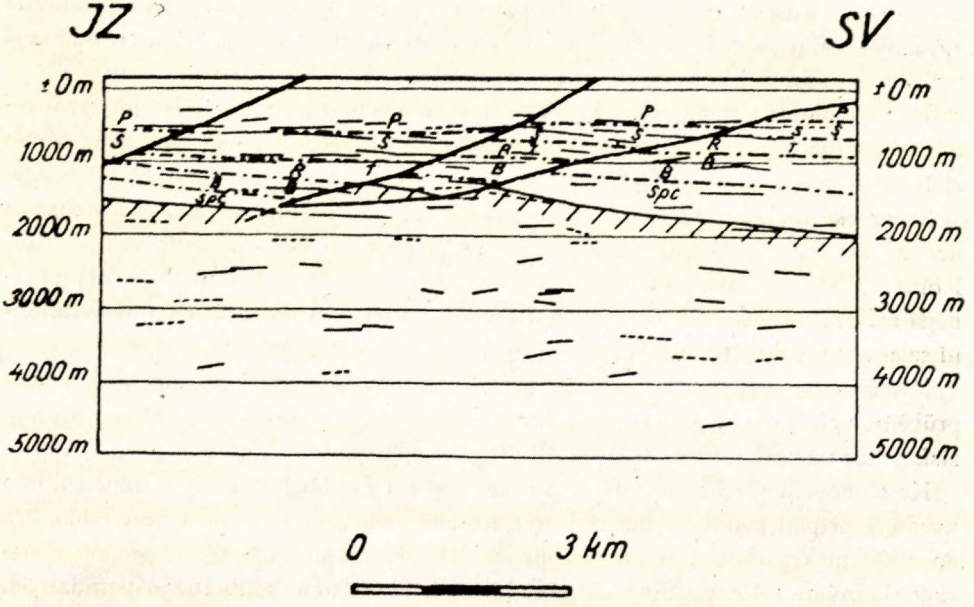
Obr. 5.



Obr. 6.


SSZ
JJV
±0m
1000 m
2000 m
3000 m
4000 m
5000 m
P
S
R
B
Spc
0
3km

Obr. 7.


JZ
SV
±0m
1000 m
2000 m
3000 m
4000 m
5000 m
P
S
R
B
Spc
0
3 km

Obr. 8.

kře u komárenského zlomu jsou však zachována jak miocenní souvrství, tak také přes 2000 m mocný pliocén. Jde tu zřejmě o velmi mladou, většinou asi popliocenní poklesovou činnost.

Na ostatních stratigrafických rozhraních vysvětlujeme reflexy mimo větší zpevnění starších souvrství také větší písčitostí hornin nebo přímo polohami písků na basi mladšího souvrství.

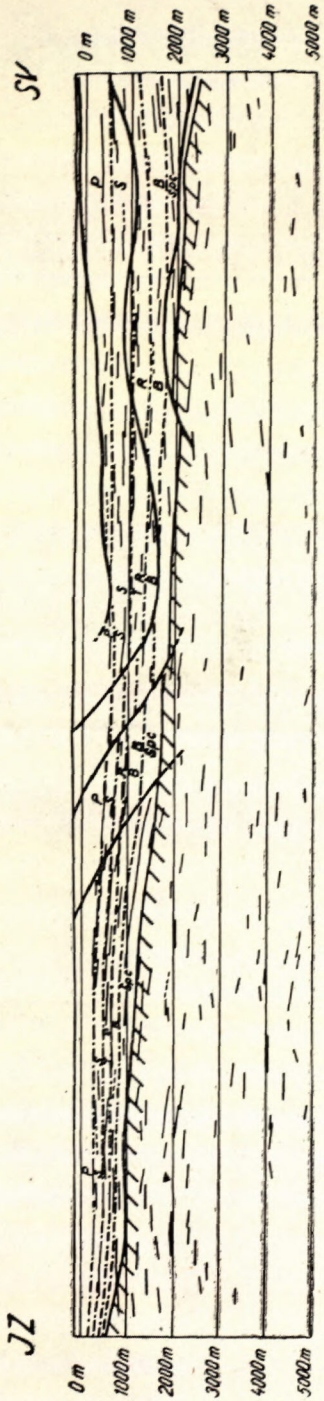
Na četných seismických řezech pozorujeme zvětšení sklonu plošek pod rozhraním panonu a sarmatu (obr. č. 5, 6, 7, 8). Tento rozdíl sklonu plošek vysvětlujeme úhlovou diskordancí mezi oběma stupni. Úhel, který uzavírají vrstvy sarmatu se stratigrafickým rozhraním, je do 5°. Ve srovnání s Vídeňskou pánví, kde M. Dlabač (1956) popisuje úhel diskordance pouze 1—2°, by se v Podunajské nížině zřejmě jednalo o intensivnější předpanonské pohyby. Náznaky diskordance jsme pozorovali v různých částech seismicky proměřeného území Podunajské nížiny. Nejvíce případů bylo však na západní straně pánve v mezikrách podél Malých Karpat, dále v blatenské prohlubni a v oblasti inovecké hrástě. Směr sklonu vrstev v sarmatu je většinou tentýž jako v panonu. Diskordance se projevuje nápadněji tam, kde také v panonu jsou větší sklony, jako na příklad právě v okrajových částech pánve. V souladu s celkovým tektonickým vývojem pánve a se synsedimentární činností poklesů od svrchního tortonu až do pontu má také stavba vrstev sarmatu před usazením panonu tentýž ráz jako dnešní stavba pánve.

V oblasti východně od Komárna, na vysoké kře komárenského zlomu (M. Dlabač — Z. Adam, 1959) se na reflexních řezech jeví spojitými reflexy poměrně výrazný vůdčí seismický obzor (obr. 9). Spojité reflexy oddělují vyšší uspořádané plošky neogenního charakteru od nižších, méně uspořádaných reflexních plošek, které však také svědčí o sedimentárních, zcela mírně zvrásněných horninách. Jde tu o jediný seismický vůdčí obzor, který se na území pánve zjistil.

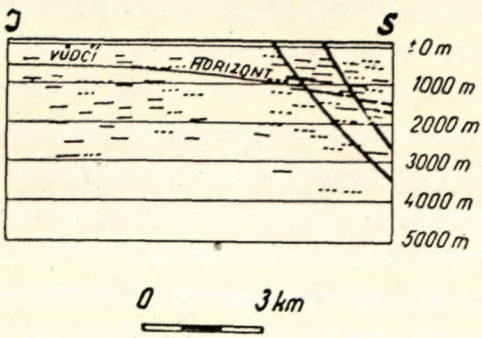
Seismické rozhraní na komárenské vysoké kře interpretujeme jako basi neogénu nad mesozoickými vápenci pohoří Gerecse. Z neogénu jsou to podle vrtů z okolí Komárna zřejmě spodnopanonské vápnité jíly a písky. Okolnost, že nejvýraznější reflexy vznikají v místech, kde jílovité horniny leží na vápencích, je v reflexní seismice známá (R. F. Beers, 1941).

Mimo stanovení tvaru povrchu mesozoika umožnil vůdčí obzor také určení průběhu velkého komárenského poklesu. Z průběhu plošek pod vůdčím obzorem získáváme některé informace o stavbě vrstev v mesozoiku.

Ke stanovení předterciérního podloží pánve dává reflexní seismika mimo uvedený případ podklady pouze v těch místech, kde pod miocénem jsou v hloubce do 1000 m krystalické horniny (obr. 8, 10). Krystalinikum se tu projevuje neuspořádanými reflexy, které se nápadně liší od delších, souběžně uspořádaných odrazových plošek z neogénu. Takové záznamy jsme získali na příklad na vý-



Obr. 10.

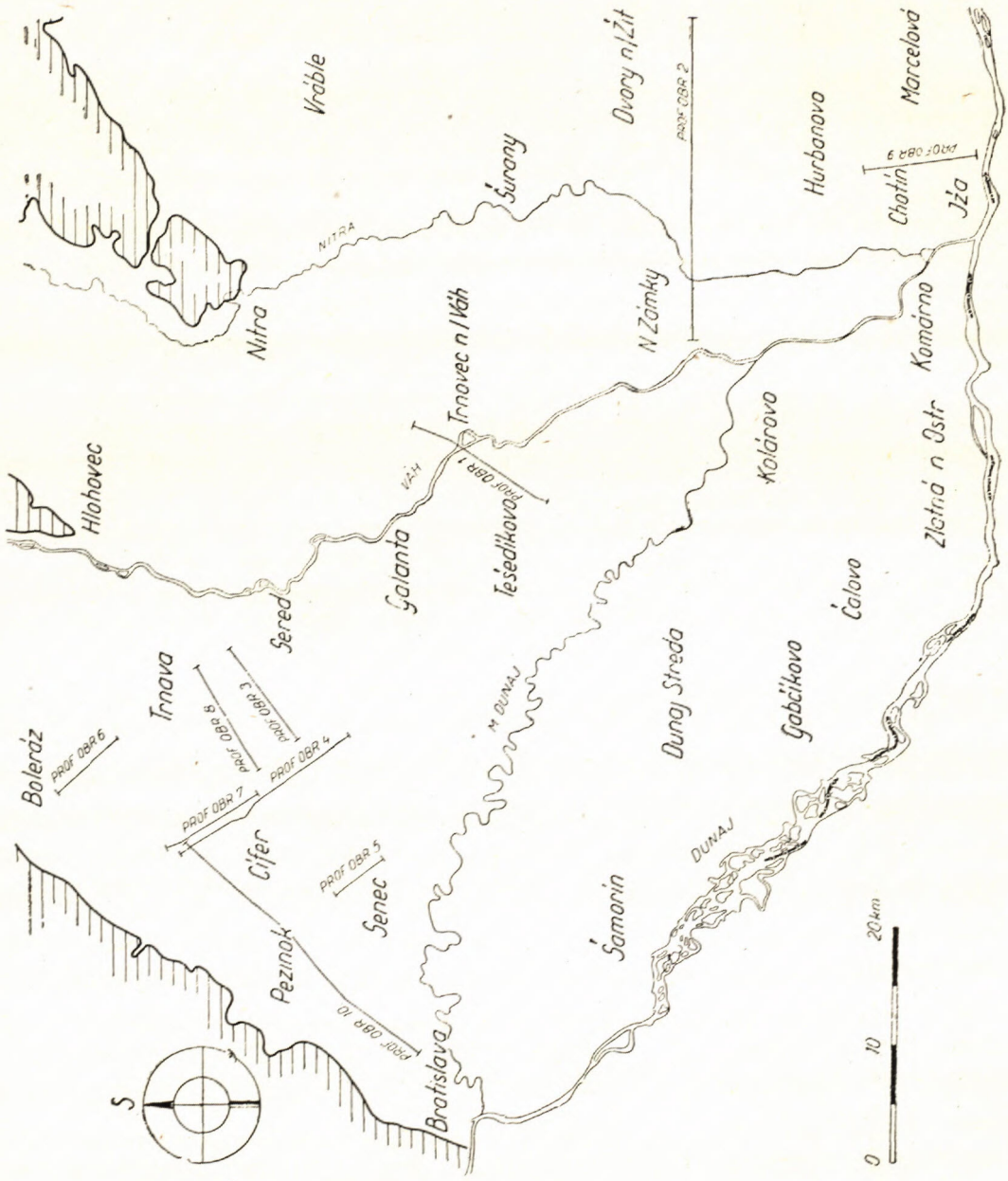


Obr. 9.

chodní straně Malých Karpat, kde se reflexními profily zastihl také přímo výchoz malokarpatské žuly na povrch nebo na inovecké hrásti, kde se krystalinikum navrtalo pod neogénem v hlubinné vrtbě. Je pozoruhodné, že neuspořádané reflexy z krystalinika jsou v hojném počtu ještě z několikakilometrových hloubek. Pro vznik těchto reflexů nemáme jednoznačného vysvětlení. Mohl by tu být určitý vztah k horizontálním puklinám v krystaliniku.

Z průvodních zjevů zlomové tektoniky si zasluhují zmínku ploché antiklinály, které jsou v pokleslých krách patrné na reflexních profilech (obr. 4). Jde tu o mírné vyklenutí plošek v blízkosti zlomové plochy. Tyto předsunuté antiklinály se projevují pouze v pliocénu, nejhlouběji po rozhraní panonu a sarmatu. V hlubších vrstvách miocénu jsou někdy pod antiklinálami na profilech viditelné vrstevní vleky u zlomů. Podobné antiklinály jsou známé v pokleslé kře u velkého steinberského zlomu ve Vídeňské pánvi (M. Dlabač — Z. Adam, 1956).

Uvedli jsme několik drobnějších geologických poznatků, které vyplynuly z interpretace reflexně-seismického měření. Z velkého počtu změřených reflekčních profilů jsou demonstrovány jen některé charakteristické řezy. Jejich situace v pánvi je uvedena na přiložené mapce



Obr. 11. Náčrtek situování měřených seismických profilů

(obr. 11). Předpokládám, že mimo přímý přínos ke geologickým znalostem Podunajské nížiny může sledování podobných závislostí při geofysikálních měřeních přispět také k objasnění některých problémů v jiných neogénních oblastech.

Československé naftové doly,
výzkumný ústav, Brno

LITERATURA

[1] Adam Z.: Předběžné zhodnocení seismogeologických podmínek v jihovýchodní části Vídeňské pánve. Věstník ÚÚG, č. 2, 1959. — [2] Beers N. F.: Resolution Control in Seismic Surveys. Geophysics, vol. 6, 1941. — [3] Bursa — Zounková — Němcová: Závěr. zpráva o reflekčně-seismickém měření v Malé dunajské nížině — oblast Trnava — v r. 1953. Archiv Geofyziky — Komárov, č. So-120, 1953. — [4] Dlabač M.: Výzkum akumulace nafty a plynu v sarmatu a tortonu Vídeňské pánve. Závěr. zpráva VÚ-ČND, Brno, Mozartova 1., 1956. — [5] Dlabač M. — Adam Z.: Příspěvek k řešení tektoniky steinberského zlomu v sev. části Vídeňské pánve. Práce Ústavu pro naft. výzkum, č. 23—25, 1956. — [6] Dlabač M. — Adam Z.: Geologická interpretace reflekčně-seismického měření v Malé dunajské nížině, tektonické členění a rozbor struktur. Dílčí závěr. zpráva Výzk. ústavu ČND, Brno, Mozartova 1., 1959. — [7] Hollingsworth W. E.: Geophysical History of the East Field-Jim Hogg County, Texas. Geophysics, 1947. — [8] Homola Vl. — Mořkovský M.: Přehled geologické stavby západní části MDN, in „Opěrná vrtba Báhoň — 1". Práce Výzk. ústavu ČND, Brno, 1958. — [9] Jurga — Němcová — Beránek: Závěr. zpráva o seismickém průzkumu Malé dunajské nížiny, prováděném v r. 1954. Archiv ČND-Geofysika, č. So-168., 1954. — [10] Kalmykov — Kalmyková: Závěr. zpráva o pracích seismické skupiny I/52 ÚNV v Brně v oblasti Kolárovo v Malé dunajské nížině za rok 1952. Archiv ČND-Geofysiky, č. SO-104,1952. — [11] Pantl — Vejrosta — Beránek — Homola: Závěr. zpráva o seismickém průzkumu prováděném v r. 1955 — III. seismika — Malá dunajská nížina. Archiv ČND-Geofysiky, č. So-205, 1955. — [12] Pantl V.: Závěr. zpráva o seismickém průzkumu prováděném v r. 1958, oblast MDN — západně Trnavy. Archiv ČND-Geofysika, č. So-300, 1958. — [13] Pantl V. — Nečas Vl.: Závěrečná zpráva o seism. průzkumu skupiny 3 v MDN za r. 1958. Archiv ČND-Geofysika, č. So-63, 1958. — [14] Richter J. — Nečas Vl.: Závěr. zpráva o seismickém průzkumu prováděném v r. 1956 — IV. skupina — oblast: MDN. Archiv ČND-Geofysika, č. So-231., 1956. — [15] Rockwell D. W. — Rojas A. G.: Coordination of Seismic and Geologic Data in Poza Rica-Golden Lane Area, Mexico. BAAPG, vol. 37—3, no. 11, 1953. — [16] Šamánek — Baláš — Homola: Závěr. zpráva o seism. průzkumu prováděném v r. 1955, oblast MDN. Závěr. zpráva archivu ČND-Geofysika, č. SO-206, 1955. — [17] Šamánek — Baláš: Závěr. zpráva o seismickém průzkumu, prováděném v roce 1956 — III. seism. skupina — oblast: MDN. Archiv ČND-Geofysika, č. SO-230, 1956. — [18] Vašek — Pauková — Runták: Závěr. zpráva o seismickém průzkumu prováděném v r. 1957, oblast: MDN Trnava. Archiv Ústavu užité geofysiky, Brno, č. 92, 1957.

MIKULÁŠ DLABAČ

EINIGE, DURCH REFLEXIONS-SEISMISCHE MESSUNG ERWORBENE GEOLOGISCHE ERKENNTNISSE AUS DER DONAU-TIEFEBENE

In der Arbeit werden einige kleinere geologische Erkenntnisse angeführt, die aus der Interpretation der in den Jahren 1952 bis 1959 in diesem Gebiet durchgeführten reflexions-seismischen Messung folgen. Die gesamte erdölgeologische Verarbeitung der geophysikalischen Messungen wurde in der Arbeit M. Dlabač — Z. Adam (1959) gebracht. Im Pont zeugen zahlreiche gute und oft zusammenhängende seismische Reflexe von einer zusammenhängenden und ausgeprägten Schichtung auch in tieferen Teilen des Beckens mit den lithologisch gut abgesonderten Schichten (Abb. 1, 2). Im unteren Teil des Pannons ist das Verschwinden der kleinen Flächen, das dem grossen „unterpannonischen" Sand entspricht, charakteristisch. Die Abnahme und unregelmässige Verteilung der kleinen Flächen im Sarmat zeugt von mindermächtigen und lithologisch wenig differenzierten Schichten. Zusammenhängende Reflexe an den Stellen der stratigraphischen Grenzen und besonders ausgeprägte kleine Flächen an der Grenze Pannon-Sarmat erklären wir durch die stratigraphischen Hiate und grössere Sandigkeit der Gesteine an der Basis der jüngeren Schichten (Abb. 3, 4). Auf zahlreichen seismischen Profilen ist nach dem grösseren Fallen der kleinen Flächen im Sarmat als im Pannon die Winkeldiskordanz zwischen den beiden Stufen sichtbar (Abb. 5, 6, 7, 8). Auf der Hochscholle des Bruches von Komárno, östlich von Komárno, ist ein zusammenhängender seismischer (Leit-) Horizont (Abb. 9), der der Grenze zwischen dem Pannon und Mesozoikum entspricht. Die kleinen reflektierenden Flächen im Mesozoikum stellen sein mässiges Fallen dar. An der westlichen Seite des Beckens ist aus den Profilen die Grenze zwischen dem Neogen und dem Kristallinikum sichtbar (Abb. 8, 10). Die reflektierenden kleinen Flächen aus dem Kristallinikum sind gegen die neogenen weniger geordnet. In den Tiefschollen bei den Brüchen kommen im Pont flache vorgeschobene Antiklinalen vor (Abb. 4), die in die Tiefe in Schichtenzüge übergehen.

Tschechoslowakische Erdölbergwerke,
Forschungsanstalt, Brno

Aus dem Tschechischen übersetzt von F. Návara.

SILVESTER KRAJČOVIČ

O TELÚRICKOM ANOMÁLNOM POLI KRUHOVÉHO VÁLCA

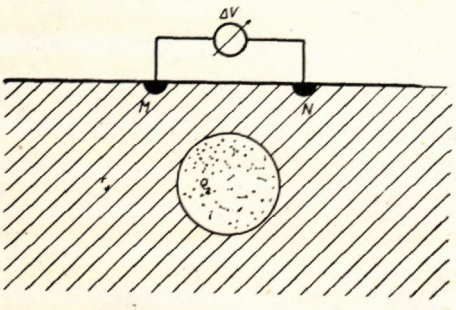
(Nemecké resumé)

Pri praktickom geoelektrickom prieskume sa môže vyskytnúť prípad, keď v pomerne malej hĺbke pod zemským povrchom sa nachádza rušivé teleso, ktorého dĺžka je v porovnaní s jeho priečnymi rozmermi veľmi veľká.

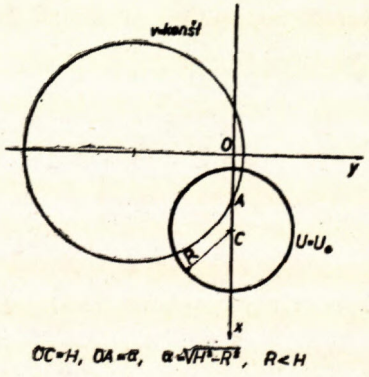
Rušivé teleso takého tvaru môžeme veľmi približne schematizovať nekonečným kruhovým válcom, ktorý je kvôli jednoduchosti v priestore orientovaný tak, že jeho pozdĺžna os je rovnobežná s rovinou zemského povrchu.

Úlohu môžeme teda formulovať takto: treba určiť anomálne pole nekonečného kruhového válca, ktorého špecifický elektrický odpor je ρ_2 a ktorý sa nachádza v nekonečnom polopriestore o špecifickom elektrickom odpore ρ_1. Pri tom predpokladáme, že obidve prostredia sú homogénne a izotrópne, takže ich špecifické elektrické odpory sú danými konštantami. Z úvahy ovšem vylúčime triviálny prípad, keď $\rho_1 = \rho_2$, ako aj prípad, keď $\rho_1 = \infty$, pretože tieto prípady nemajú praktického použitia. Schematické znázornenie úlohy je na obr. 1.

Primárne elektrické pole rovnosmerného prúdu nech je homogénne a jeho siločiary nech sú kolmé na pozdĺžnu os rušivého válca a nech sú rovnobežné s rovinou zemského povrchu.



Obr. 1.



Obr. 2.

Takto formulovaná úloha, kde primárnym poľom je pole telúrických prúdov (alebo v prípade umelého poľa sa nachádzajú bodové zdroje vo veľmi veľkej vzdialenosti), bola vyriešená v práci [1], pri čom autor vychádzal z týchto predpokladov:

1. pravouhlé priamkové súradnice x, y zvolil tak, že súradnicová os y sa nachádza na zemskom povrchu a je kolmá na pozdĺžnu os rušivého valca, obr. 2. Súradnicová os x je orientovaná zvisle dolu, pričom počiatok kartézskych súradníc sa nachádza na zemskom povrchu, na priamke, ktorá je ortogonálnym priemetom pozdĺžnej osi rušivého valca na rovinu zemského povrchu;

2. primárne pole je priestorove rozložené tak, ako to bolo uvedené hore.

V práci [1] sa dokazuje, že v prípade homogénneho elektrického poľa a nekonečne dlhého valca bude aj anomálne pole rozložené tak, že jeho priebeh bude pre ktorúkoľvek rovinu (x, y), kolmú na pozdĺžnu os valca, rovnaký. Inými slovami, ide o riešenie dvojrozmernej úlohy, pre ktorú má Laplaceova diferenciálna rovnica tento tvar:

$$\frac{\delta^2 V}{\delta x^2} + \frac{\delta^2 V}{\delta y^2} = 0 \tag{1}$$

Pre riešenie tejto rovnice zvolil autor bipolárne súradnice, ktoré súvisia s karteziánskymi súradnicami vzťahmi:

$$x = \frac{\alpha \operatorname{sh} u}{\operatorname{ch} u + \cos v} \; ; \quad y = \frac{\alpha \sin v}{\operatorname{ch} u + \cos v} \; , \tag{2}$$

pri čom bipolárne súradnice u, v, sa menia v intervaloch $-\infty \leq u \leq +\infty$; $-\pi < v \leq +\pi$ a α je vhodne zvolená konštanta, ktorej konkrétna hodnota bude uvedená ďalej. Tieto krivočiare ortogonálne súradnice boli zvolené preto, lebo v tomto prípade bude válcová plocha (resp. jej rezová krivka) vyjadrená jednoduchým vzťahom u = konšt.

Rovina zemského povrchu x = 0 bude v bipolárnych súradniciach určená vzťahom u = O, kým rovina (x, y) bude kolmá na pozdĺžnu os válca. Konštanta sústavy α je potom určená vzťahom:

$$\alpha = \sqrt{H^2 - R^2} \tag{3}$$

pri čom bola dodržaná podmienka H > R. Pre krivky u = konšt platí:

$$(x - \alpha \operatorname{ctg} u)^2 + y^2 = \frac{\alpha^2}{\operatorname{sh} u^2} \; , \tag{4}$$

kým krivky v = konšt sú určené rovnicou:

$$x^2 + (y + \alpha \operatorname{ctg} v)^2 = \frac{\alpha^2}{\sin^2 v} \; , \tag{5}$$

pri čom rezovú krivku valca dostaneme z rovnice (4) v tomto tvare:

$$u = u_0 = \operatorname{arch} \frac{H}{R} = \operatorname{ars\,h} \frac{\sqrt{H^2 - R^2}}{R}. \tag{6}$$

Laplaceova rovnica má v bipolárnych súradniciach tvar:

$$\frac{(\operatorname{ch} u + \cos v)^2}{\alpha^2} \left[\frac{\delta^2 V}{\delta u^2} + \frac{\delta^2 V}{\delta v^2} \right] = 0, \tag{7}$$

pri čom striktné odvodenie tohto tvaru nájde čitateľ v [1]. Tamtiež boli pre potenciál v polopriestore (V_1) a pre potenciál vo vnútri rušivého valca (V_2) odvodené tieto vzťahy v tvare nekonečných konvergentných radov:

$$V_1 = k \left[y + 2\alpha(K - 1) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{e^{-nu_0} \operatorname{ch} n u \sin n v}{K \operatorname{sh} n u_0 + \operatorname{ch} n u_0} \right], \tag{8}$$

$$V_2 = k \left[y + 2\alpha(K - 1) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{e^{-nu} \operatorname{ch} n u_0 \sin n v}{K \operatorname{sh} n u_0 + \operatorname{ch} n u_0} \right], \tag{9}$$

kde $K = \frac{\rho_1}{\rho_2}$ je pomer špecifických elektrických odporov valca a zbývajúcej časti polopriestoru. Nás bude — s ohľadom na praktické použitie — zaujímať predovšetkým rovnica (8). Pretože geoelektrické merania sa vykonávajú na zemskom povrchu, kde $u = 0$, rovnica (8) sa ďalej zjednoduší.

Uvážme ešte, že konštanta k, ktorá definuje gradient primárneho poľa, môže byť zvolená ľubovoľne.

Ak zvolíme túto konštantu rovnú jednej, dostaneme pre potenciál tento konečný tvar:

$$V_1 = y + 2\alpha(K - 1) \sum_{n=0}^{\infty} (-1)^{n+1} \frac{e^{-nu_0} \sin n v}{K \operatorname{sh} n u_0 + \operatorname{ch} n u_0}, \tag{8a}$$

kde pri numerických výpočtoch bude ešte treba odstrániť nejednotnosť v súradniciach. Vidíme totiž, že primárny potenciál je vyjadrený v kartézskych súradniciach, kým rušivý potenciál je udaný v súradniciach bipolárnych. Ak uvážime, že pre rovinu zemského povrchu je $u = 0$, dostaneme z rovníc (2) vzťahy medzi v a y:

$$y = \alpha \operatorname{tg} \frac{v}{2}; \qquad v = 2 \operatorname{ar\,tg} \frac{y}{\alpha}, \tag{9}$$

ktoré nám umožňujú prechod od karteziánskych súradníc k súradniciam bipolárnym a naopak.

Okrem toho uvádzame ešte z práce [1] rovnicu pre gradient potenciálu anomálneho poľa v smere osi y, pre rovinu zemského povrchu:

$$\left(\frac{\delta V_1}{\delta y}\right)_{u=0} = \frac{2}{\alpha}\cos^2\frac{v}{2}\left(\frac{\delta V_1}{\delta v}\right)_{u=0} =$$

$$= 1 + 4(K-1)\cos^2\frac{v}{2}\sum_{n=1}^{\infty}(-1)^{n+1}\frac{n\,e^{-nu_0}\cos n\,v}{K\,\mathrm{sh}\,n\,u_0 + \mathrm{ch}\,n\,u_0}. \qquad (10)$$

Telúrická anomália je definovaná druhou časťou rovnice (10) a ako sa dá ľahko dokázať, dosahuje extrémnu hodnotu v počiatku súradnicovej sústavy, teda pre $v = 0$. Je určená rovnicou:

$$\Delta T_{extr} = 4(K-1)\sum_{n=1}^{\infty}(-1)^{n+1}\frac{n\,e^{-nu_0}}{K\,\mathrm{sh}\,n\,u_0 + \mathrm{ch}\,n\,u_0}, \qquad (11)$$

ktorú tiež využijeme v našej záverečnej úvahe.

Výpočet teoretických kriviek pre potenciál na zemskom povrchu

Pre určenie priebehu teoretických kriviek pre potenciál na zemskom povrchu sme zvolili tieto hodnoty pomeru špecifických elektrických odporov: $K = 2; 5; 10; 20; 50; 200; \infty$; $K = 0{,}5; 0{,}2; 0{,}1; 0{,}05; 0{,}02; 0{,}005; 0$. Polomer rušivého nekonečného válca je daný hodnotou $R = 0{,}8$ kým jeho pozdĺžna os sa nachádza v hĺbke $H = 1{,}0$ meranej od zemského povrchu. Z takto zvolených parametrov sme potom určili konštanty α, u_0 takto:

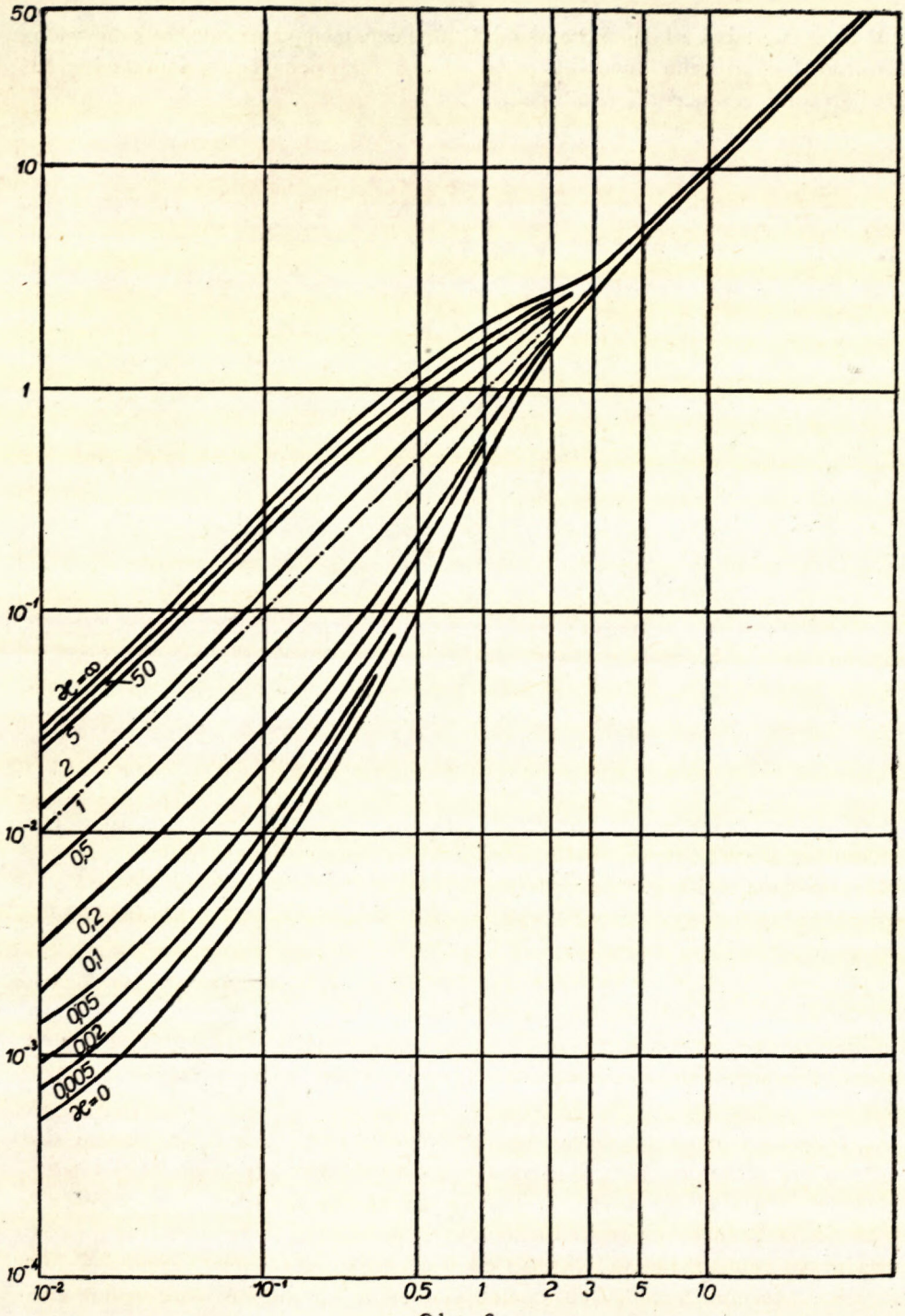
$$\alpha = \sqrt{H^2 - R^2} = 0{,}6; \qquad u_0 = \mathrm{arsh}\,\frac{\sqrt{H^2 - R^2}}{R} = 0{,}694.$$

Takto vypočítané krivky sú zkonštruované na dvojitom logaritmickom papieri (obr. 3), pri čom modul pre obidve súradnicové osi bol zvolený rovnaký — 50 mm. Pri tom na vodorovnej osi sú vynesené hodnoty y, kým na zvislej osi im odpovedajúce hodnoty potenciálu V_1.

Ako z obr. 3 vidno, sú všetky teoretické krivky ohraničené zhora a zdola teoretickými krivkami pre extrémne hodnoty $K = 0$, $K = \infty$, pri čom anomálie so zväčšujúcim sa y veľmi rýchlo ubúdajú. Ak vieme, že aj v najpriaznivejších prípadoch terénneho merania nebude možné počítať s chybou v určení rozdielu potenciálov menšou ako ± 5 % (pozri napr. [2]), môžeme zostaviť tabuľku (tab. 1) maximálnych hodnôt y, pre ktoré bude ešte anomália merateľná.

Z tejto tabuľky je zrejmé, že anomálie vyvolané rušivým nekonečným válcom o veľmi vysokom špecifickom odpore budú väčšie ako anomálie vyvolané takým istým rušivým válcom o veľmi malom špecifickom odpore.

Kým prv uvedené anomálie dosahujú v porovnaní s pôvodnou hodnotou primárneho poľa veľkosť asi 200 %, nebudú anomálie ani pre ideálne vodivé teleso,


50
10
1
10^{-1}
10^{-2}
10^{-3}
10^{-4}
$\mathcal{K}=\infty$
50
5
2
1
0,5
0,2
0,1
0,05
0,02
0,005
$\mathcal{K}=0$
10^{-2}
10^{-1}
0,5
1
2
3
5
10

Obr. 3.

kde K = 0 (rudná žila), väčšie ako 100 %. Poznamenávame ešte, že kvôli väčšej názornosti o priebehu anomálií, je na obr. 3 zakreslená čiara, ktorá odpovedá primárnemu, teda neporušenému poľu.

Tabuľka 1.

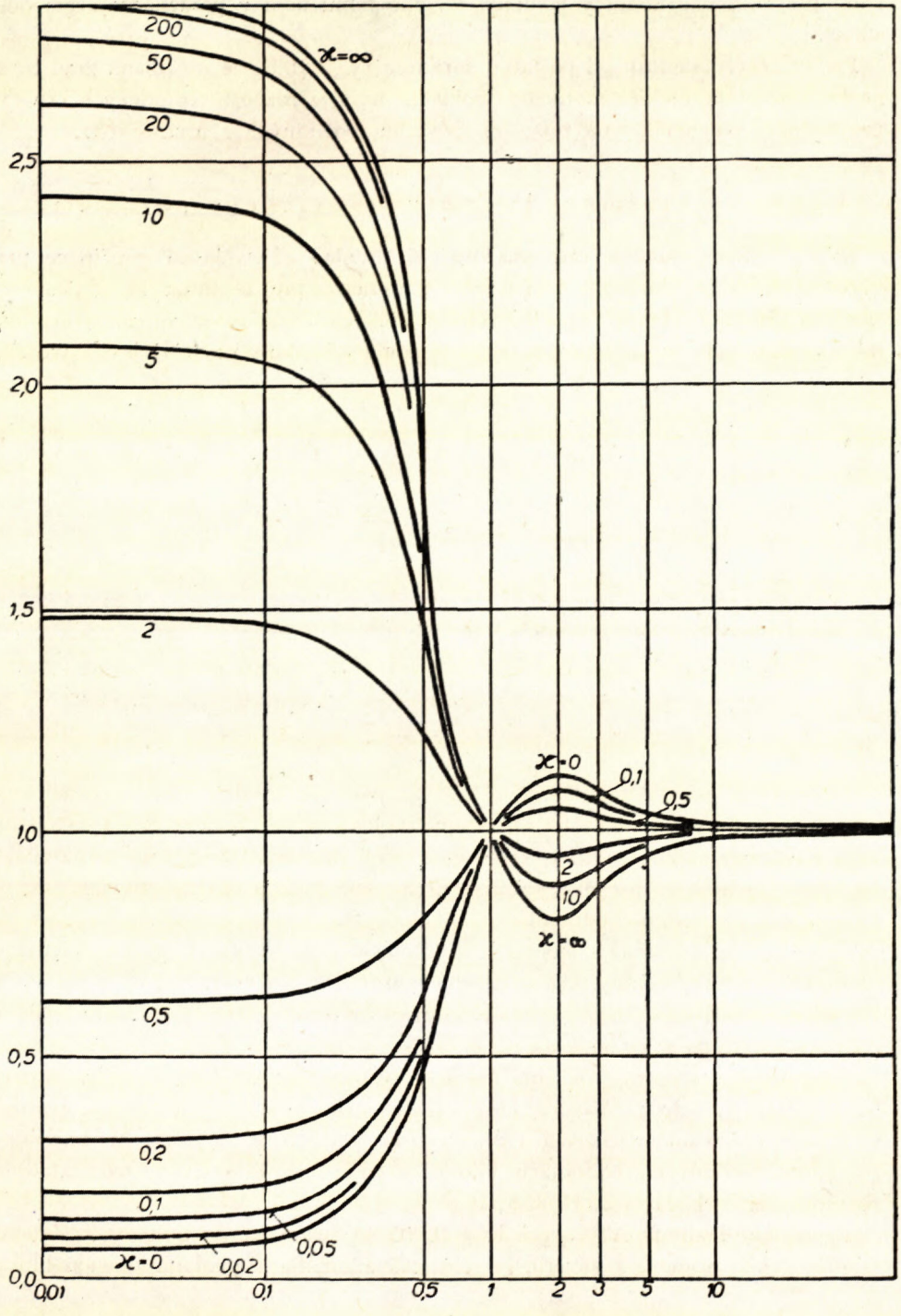
K	y	anomália v %	anomália ešte merateľná pre y	anomália v %	poznámka
2	0,01	+ 54	2	+ 9,1	—
5	0,01	+124	3	+10,2	—
10	0,01	+145	3	+10,8	—
20	0,01	+164	5	+ 5,2	medza merat.
50	0,01	+182	5	+ 5,5	medza merat.
200	0,01	+215	5	+ 5,6	medza merat.
∞	0,01	+225	5	+ 6,0	medza merat.
0,500	0,01	— 38	2	— 8,0	—
0,200	0,01	— 69	3	— 7,5	—
0,100	0,01	— 81	4	— 9,5	—
0,050	0,01	— 87	3	—10,0	—
0,020	0,01	— 91	3	—10,5	—
0,005	0,01	— 93	3	—11,0	—
0,000	0,01	— 95	3	—11,1	—

Výpočet teoretických kriviek pre gradient potenciálu

Pri výpočte teoretických kriviek pre gradient potenciálu vo smere osi y (pre rovinu zemského povrchu) podľa rovnice (10) sme postupovali celkom analogickým spôsobom ako v predošlom odstavci. Nebudeme teda opakovať údaje o zvolených parametroch, o spôsobe výpočtu ani o spôsobe grafického znázornenia numerickým výpočtom dosiahnutých výsledkov. Poznamenávame iba, že pre grafické znázornenie teoretických kriviek sme použili také isté moduly pre logaritmický papier ako v predošlom odstavci.

Sústava teoretických kriviek pre gradient potenciálu je znázornená na obr. 4, pričom hodnoty y sú vynesené na vodorovnú os, kým hodnoty gradientov sú na zvislej osi.

Z obrázku 4 je zrejmé, že hodnoty gradientov pre $K < 1$; $K > 1$ menia znamienka pre súradnicu $y = 1$ a potom sa asymptoticky približujú k jednotkovej hodnote. Z grafického priebehu anomálnych kriviek je okrem toho zrejmé, že mimoriadne prudké zmeny gradientov sa vyskytujú v intervale $0{,}1 < y < 1{,}0$, teda už vo veľmi malej vzdialenosti od počiatku súradnicového systému. Pritom sú obidve sústavy teoretických kriviek gradientov ohraničené teoretickými kriv-


200
50
20
10
5
2
0,5
0,2
0,1
0,05
0,02
x=0
x=∞
x=0
0,1
0,5
2
10
x=∞
2,5
2,0
1,5
1,0
0,5
0,0
0,01
0,1
0,5
1
2
3
5
10

Obr. 4.

kami pre extrémne hodnoty pomerov K, ako tomu bolo v predchádzajúcom odstavci.

Pre veľké vzdialenosti od počiatku súradníc ($y > 10{,}0$) je už zmena gradientu neobyčajne malá, čo sme mohli predpokladať už aj z rozboru teoretických kriviek pre hodnoty potenciálov na zemskom povrchu, počítaných z rovnice (8).

Výpočet extrémnej hodnoty telúrického parametra

Kvôli úplnosti budeme ešte uvažovať aj rovnicu (11), ktorú použijeme pre výpočet extrémnej hodnoty telúrického parametra pre počiatok súradnicového systému. Hodnoty takto vypočítaných telúrických parametrov sú zostavené do tabuľky 2, pričom boli určené pre také isté pomery K ako v predošlých odstavcoch.

Tabuľka 2.

K	ΔT_{extr}	K	ΔT_{extr}	poznámka
0,000	− 0,93312	∞	+ 1,88200	zaokrúhl.
0,005	− 0,92650	200	+ 1,85707	—
0,020	− 0,90673	50	+ 1,77889	—
0,050	− 0,86792	20	+ 1,63400	zaokrúhl.
0,100	− 0,80521	10	+ 1,42260	—
0,200	− 0,68669	5	+ 1,09200	zaokrúhl.
0,500	− 0,38130	2	+ 0,48200	zaokrúhl.

Z pripojenej tabuľky vidíme, že ΔT_{extr} sa pomerne prudko mení v posledných troch riadkoch, avšak pomalšie než stúpa zvolený pomer K. Pre $K > 1$ sa špecifický elektrický odpor zmenil v posledných troch riadkoch tabuľky na päťnásobok, extrémna hodnota telúrického parametra sa však zvýšila len na trojnásobok — v porovnaní s pôvodnou hodnotou.

Pre $K < 1$ je táto zmena menšia a dosahuje v uvažovanom intervale asi dvojnásobok pôvodnej hodnoty. Ďalšie zmeny telúrického parametra sú už v obidvoch prípadoch nepodstatné, hoci pomer K klesá v prvom prípade až na nulu, v druhom prípade stúpa až po hodnotu ∞.

Pre praktický terénny prieskum má ešte význam aj nasledujúca úvaha: špecifický elektrický odpor rušivého nekonečného valca zostane konštantný, pričom sa nemení ani polomer rušivého valca, teda u_o = konšt; K = konšt. Meňme však postupne v celistvých hodnotách hĺbku uloženia rušivého valca, teda kladme postupne: H = 1; H = 2; H = 3; H = 4; H = 5.

Vypočítané hodnoty ΔT_{extr} pre K = 0,005 sú zostavené do tabuľky 3. Z tejto tabuľky ľahko prídeme k záveru, že telúrická anomália (vyvolaná zmenou hĺbky

uloženia rušivého válca) má podstatne iný priebeh než v prípade zmeny špecifického elektrického odporu. Už pri zmene hĺbky uloženia rušivého válca na dvojnásobok klesne hodnota ΔT_{extr} asi na jednu tretinu svojej pôvodnej veľkosti. Pri zmene H na päťnásobok klesne hodnota ΔT_{xetr} asi na jednu desatinu svojej pôvodnej veľkosti.

Tabuľka 3.

K	H	ΔT_{extr}	ΔT_{extr} v %
0,005	1	— 0,95650	100,00
0,005	2	— 0,30459	32,87
0,005	3	— 0,12624	13,63
0,005	4	— 0,07769	8,38
0,005	5	— 0,05047	5,45

Pri tom však treba uvážiť, že ide o extrémne hodnoty telúrického parametra pre prípad $v = 0$. Obecne bude táto zmena menšia, ale musíme pamätať, že aj samotná anomália bude pre $v \neq 0$ menšia a už pre $y = 5$, čomu odpovedá $v = 166°$, nebude anomália merateľná.

Môžeme teda záverom tvrdiť, že podstatnú rolu pri používaní tejto metódy pre geofyzikálny terénny prieskum hrá predovšetkým hĺbka uloženia rušivého telesa. Teda najlepšie výsledky môžeme očakávať tam, kde sa takéto teleso nachádza veľmi blízko k zemskému povrchu. Skúsenosti z geológie ukazujú, že také prípady, aj keď sú pomerne zriedkavé, sú možné.

Merateľnosť anomálií telúrického poľa

Pre terénne merania rozdielu potenciálov je možné použiť niektorú z doleuvedených metód, popísaných v práci [3], prípadne prvú metódu aj v práci [4].

1. Meranie rozdielu potenciálov kompenzačnou metódou, napr. pomocou potenciometra typu EP-1, pričom treba mať na zreteli ťažkosti, ktoré sme spomínali v predchádzajúcich odstavcoch. Poloautomatická alebo automatická aparatúra pre registráciu rozdielu potenciálov sa síce tiež dá použiť pre tento cieľ, vystupujú tu však zase ťažkosti, týkajúce sa zložitosti takej aparatúry, jej veľkej váhy, čo môže najmä v obťažných terénoch alebo v zimných obdobiach hrať rozhodujúcu úlohu;

2. meranie rozdielu potenciálov, založené na porovnávaní meranej veličiny so známou veličinou, čo však vyžaduje zapnutie známeho ciachovacieho napätia do meracieho okruhu, podľa ktorého môžeme určiť hodnotu jedného dielca na stupnici prístroja. V tomto prípade treba vidieť výhodu v tom, že môžeme použiť pre meranie galvanometer o vysokej citlivosti;

3. spôsob voltmetra s kontrolou v meracom okruhu. Pri tom je však potrebné dostať vonkajší odpor meracieho kruhu na určitú hodnotu, napr. 2500 ohmov. Merací okruh MN je pritom zapojený ako jedno z ramien Wheatstonovho mostíka s ručičkovým mikroampérmetrom. Po zapojení okruhu MN sa zapne reostat. Mostík je vyrovnaný, keď odpor okruhu MN a reostatu dosiahne hodnotu 2500 ohmov. Výhodou tohto spôsobu je, že urovnanie mostíka nezávisí od EMS polarizácie merných elektród. Nedostatkom metódy je nutnosť používať galvanometre o veľmi vysokej citlivosti, teda chúlostivé pre terénne práce;

4. spôsob voltmetra bez kontroly odporu meracieho okruhu. Tento spôsob možno použiť len v prípadoch, keď vstupný odpor meracieho prístroja mnohokrát prevyšuje vnútorný odpor meraného napätia. Vtedy totiž údaje prístroja prakticky nezávisia od zmeny odporu v meracom okruhu MN. Bývajú to automatické elektrónkové kompenzátory so vstupným odporom jeden megaohm a viac.

Záverom

Poukázali sme na možnosti využitia poľa telúrických prúdov pre určenie veľkosti geoelektrickej anomálie na základe terénnych meraní. Aj keď sa ukazuje, že jednoznačné určenie neznámych parametrov ρ_1; ρ_2; H; R by narážalo na veľké ťažkosti, bolo by možné na základe terénnych meraní a s prihliadnutím na skonštruované teoretické krivky určiť dosť presne priemet pozdĺžnej osi válca na zemský povrch, a tým podstatne uľahčiť prieskumné geologické práce.

Okrem toho je prakticky významná aj tá skutočnosť, že merateľné anomálie môžeme očakávať predovšetkým vtedy, ak je hĺbka uloženia válca pomerne malá.

Ďalej je nutné vyzdvihnúť tú skutočnosť, že rušivé geologické útvary s vysokým špecifickým odporom sa prejavia vždy zreteľnejšie než také isté útvary s malým špecifickým odporom.

V každom prípade sa však ukazuje, že s ohľadom na vzrastujúcu dokonalosť telúrických prieskumných metód bude treba venovať teoretickým otázkam riešenia okrajových úloh pre dvojrozmerné prípady (kruhové, eliptické, parabolické a hyperbolické válce) zvýšenú pozornosť najmä preto, že takto získané výsledky poslúžia nielen pre ciele praktickej geofyziky, ale môžu poskytnúť určitý obraz aj o rozložení telúrického poľa v niektorých geologicky dobre známych oblastiach zemského povrchu.

Geofyzikálne laboratórium SAV,
Bratislava

LITERATÚRA

[1] T. Kolbenheyer, O priamej úlohe teórie telúrického poľa pre kruhový válec, Mat. fyz. čas. SAV, 1/1957/54. — [2] S. Krajčovič, Štúdium vplyvu sférického telesa na umelé geoelektrické polia, Geof. sbor. 1955, No 34. — [3] A. M. Alekseјev, Apparatura dľa elektrorazviedki metodom telluričeskich tokov, 1959, Moskva. — [4] V. N. Dachnov, Električeskaja razviedka neftianych i gazovych miestorožděnij, 1953, Moskva.

Резюме

ОБ ЭЛЕКТРОТЕЛЛУРИЧЕСКОМ АНОМАЛЬНОМ ПОЛЕ КРУГОВОГО ЦИЛИНДРА

В работе обсуждается вопрос о величине аномалий, созданных бесконечным круговым цилиндром в пространстве разной электрической проводимости. По формуле 8 а были вычислены теоретические кривые для потенциала в различных точках земной поверхности, на прямой y, перпендикулярной к оси цилиндра, которая находится на земной поверхности, фиг. 3.

Кроме этого по формуле 10 были вычислены теоретические кривые градиентов потенциала в направлении координаты y для различных отношений электрической проводимости цилиндра в полупространстве, фиг. 4.

Наконец по формуле 11 были вычислены экстремальные величины теллурического параметра для начала системы координат, табл. 2.

В работе также упомянуты и промежутки измеряемости геоэлектрических аномалий для различных соотношений удельных сопротивлений цилиндра и полупространства и приведены рассуждения об изменении аномалий с увеличением глубины залеганя цилиндра.

В заключение работы отмечаются возможности применения полученых результатов для целей прикладной геофизики.

SYLVESTER KRAJČOVIČ

VON DEM TELLURISCHEN ANOMALFELD DES KREISZYLINDERS

In der Arbeit handelt es von Grössen der elektrischen Anomalien, die durch den unendlichen Kreiszylinder im Halbraum unterschiedlicher Leitfähigkeit verursacht sind. Es sind die theoretischen Kurven für das Potential in verschiedenen Punkten der Erdoberfläche ausgerechnet. Diese Punkte liegen auf der Linie y, welche zur Projektion der Längsachse des Zylinders auf Erdoberfläche senkrecht ist (Bild 3).

Nach der Formel 10 sind die theoretischen Kurven der Potentialgradienten in der Richtung der Achse y ausgerechnet (Bild 4). Die theoretischen Kurven sind für verschiedene Verhältnisse der elektrischen Leitfähigkeit des Zylinders und des Halbraumes ausgerechnet.

Nach der Formel 11 sind die Extremwerte des tellurischen Parameters für Koordinatenanfang ausgerechnet (Tab. 2).

Endlich sind in der Arbeit auch die Intervale der Messfähigkeit für Anomalien angeführt. Ausserdem betrachtet man die Anomalienänderung mit der Vergrösserung der Lagerung des Zylinders.

Im Schluss der Arbeit spricht man über die Möglichkeiten der Ausnützung dieser Ergebnisse für Ziele der angewandten Geophysik.

GEOLOGICKÉ PRÁCE

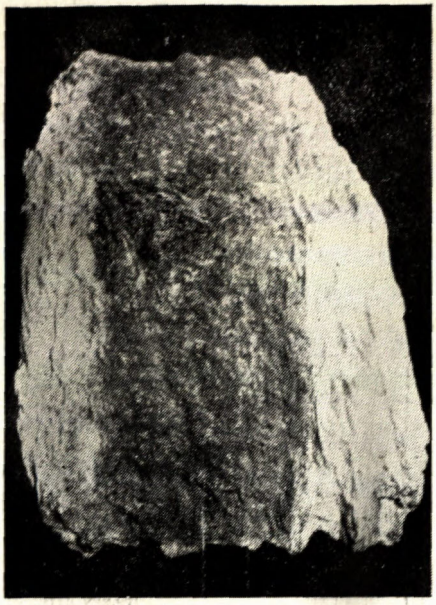
Zprávy 24

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra
roku 1962
vo Vydavateľstve Slovenskej akadémie vied
v Bratislave

Hlavný redaktor doc. dr. Michal M a h e ľ

301-03 Daň 5 %. SNR-OŠ 24227/60-VO. Náklad 750 výtlačkov. Papier 5154-01, 70×100, 80 g. AH 19,34, VH 19,82. Vytlačila Pravda, vydavateľstvo ÚV KSS v Bratislave, písmom garmond Kolektív. K-09*11430.

Cena brož. Kčs 23.—
56-III/3



Obr. 1.



Obr. 2.



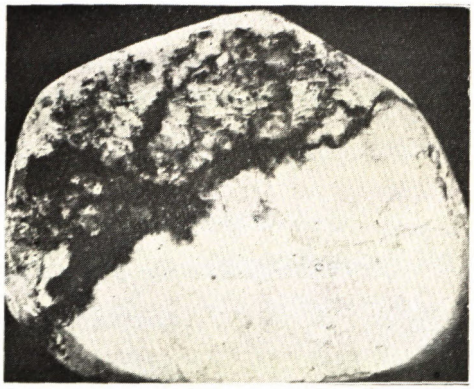
Obr. 3.



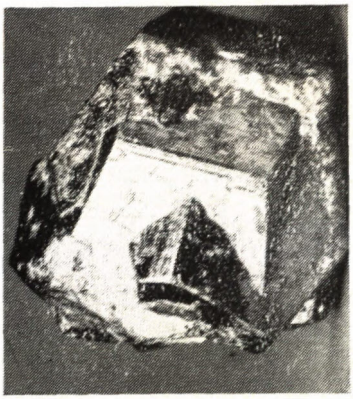
Obr. 4.



Obr. 1.



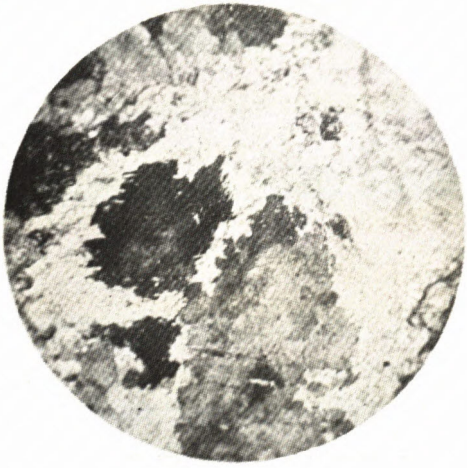
Obr. 2.



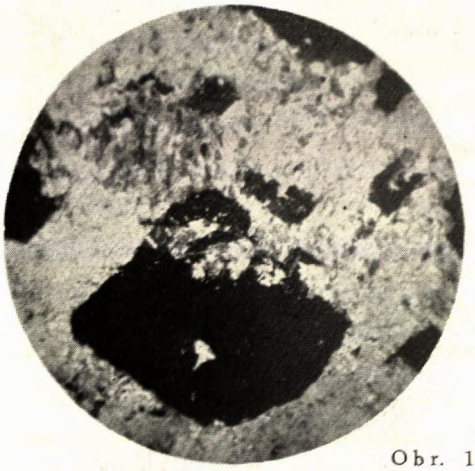
Obr. 3.



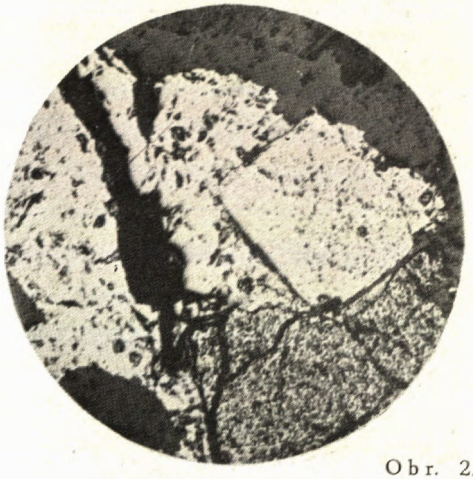
Obr. 4.



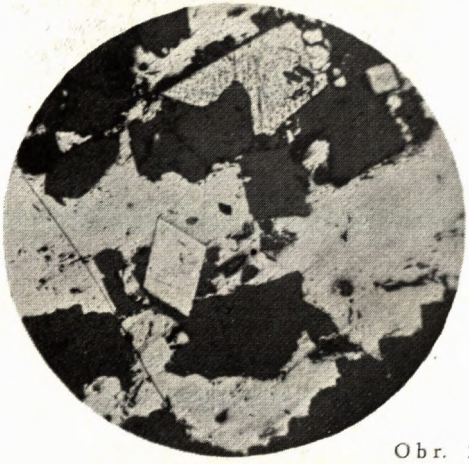
Obr. 5.



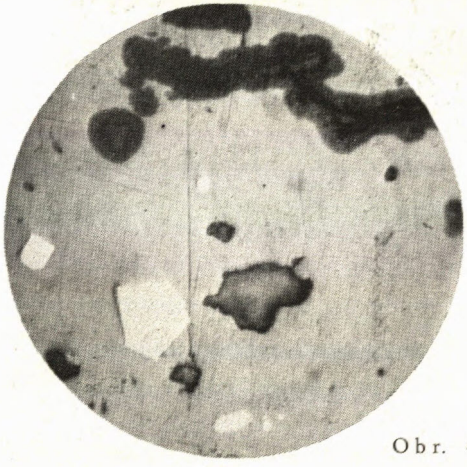
Obr. 1.



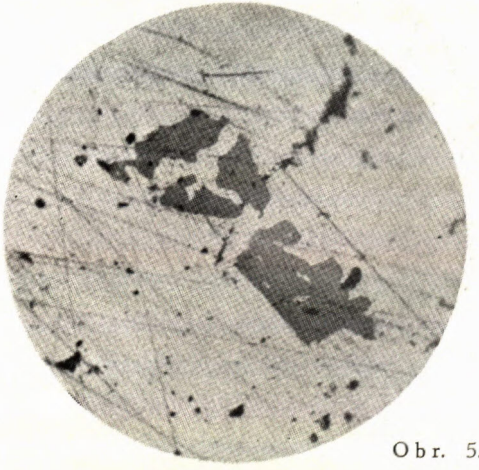
Obr. 2.



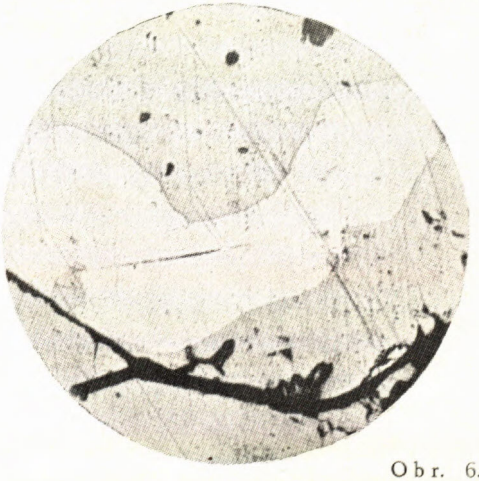
Obr. 3.



Obr. 4.



Obr. 5.



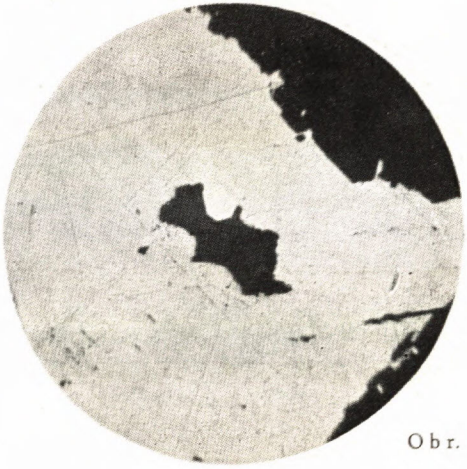
Obr. 6.



Obr. 1.



Obr. 2.



Obr. 3.



Obr. 4.



Obr. 5.



Obr. 6.



Obr. 1. Krasový komín, odkrytý v magnesitovém lomu. Foto S. Klír, 1959.



Obr. 2. Neodtěžené partie okru v magnesitovém lomu. Foto S. Klír 1959.



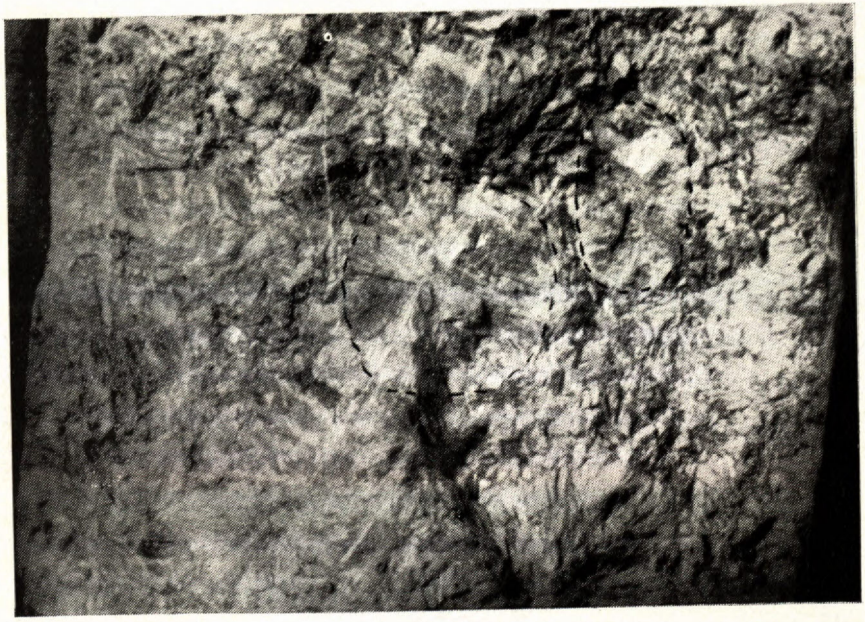
Obr. 1a—b (na druhej strane). Celkový pohľad na lom ložiska magnezitu Ochtiná zo severu; charakteristická stavba ložiska. Mocná poloha magnezitu (a) uprostred bridličnatých preplás-



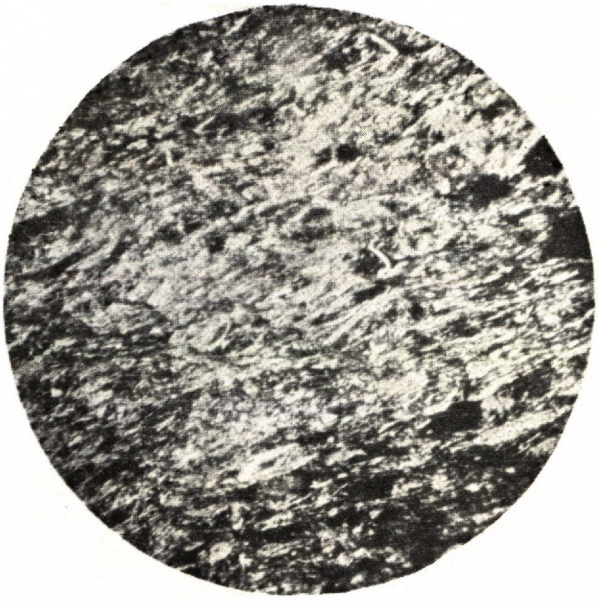
Obr. 2. Detail z obrazu 1. Striedanie pelitickej a vápencovej sedimentácie. Kompaktný magnezit (a) vertikálne obmedzujú vyklin. pol. grafit. bridlíc (b), priečna porucha, pokles. charakteru (c).



tok (b) doľava vykliňujúca. V nadloží poloha dolomitov (dolomagnezitov) s častými polôžkami bridlíc (c), nad ktorou opäť vystupuje poloha kompakt. magnezitu (d).



O b r. 3. Radiálne paprsčitá textúra magnezitu priemer sferických telies ca 2—3 cm. Základná hmota stredne kryštalický magnezit. Všetko foto H e g e n b a r d.



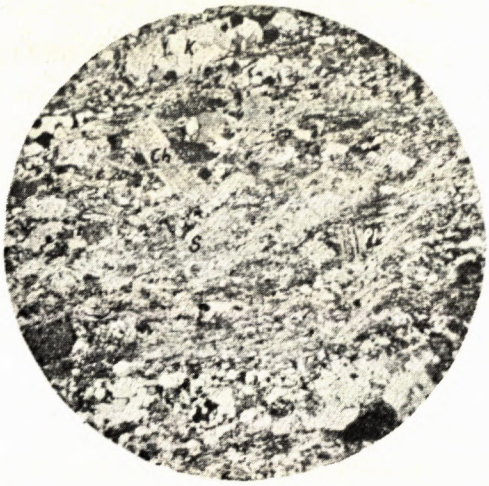
Obr. 1.



Obr. 2.



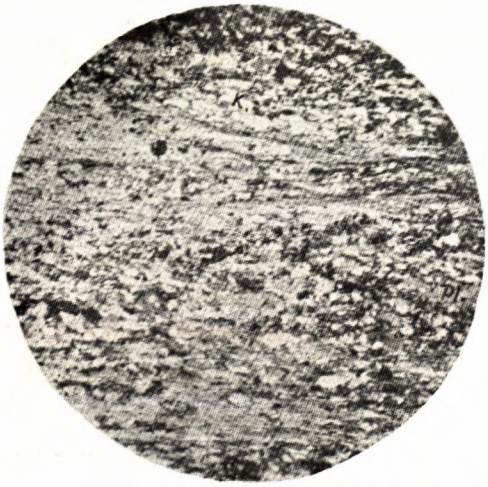
Obr. 3.



Obr. 4.



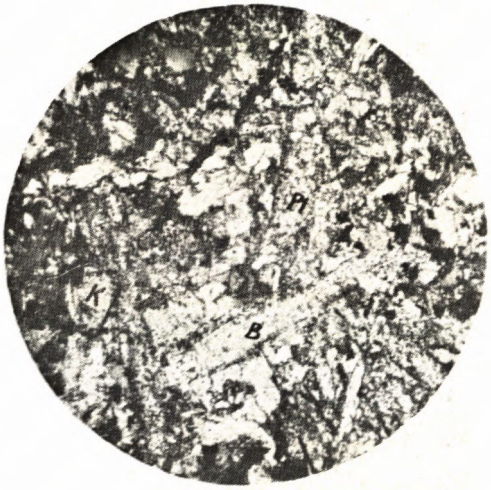
Obr. 5.



Obr. 6.



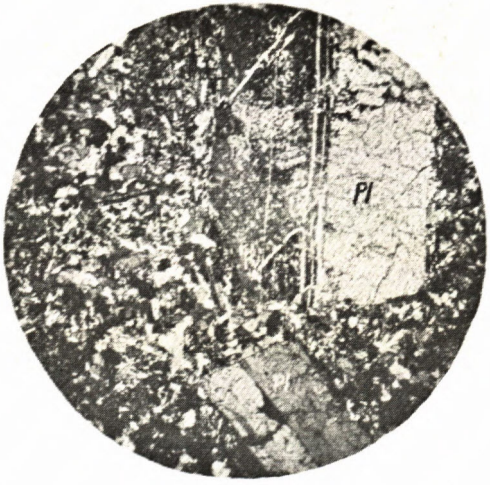
Obr. 1.



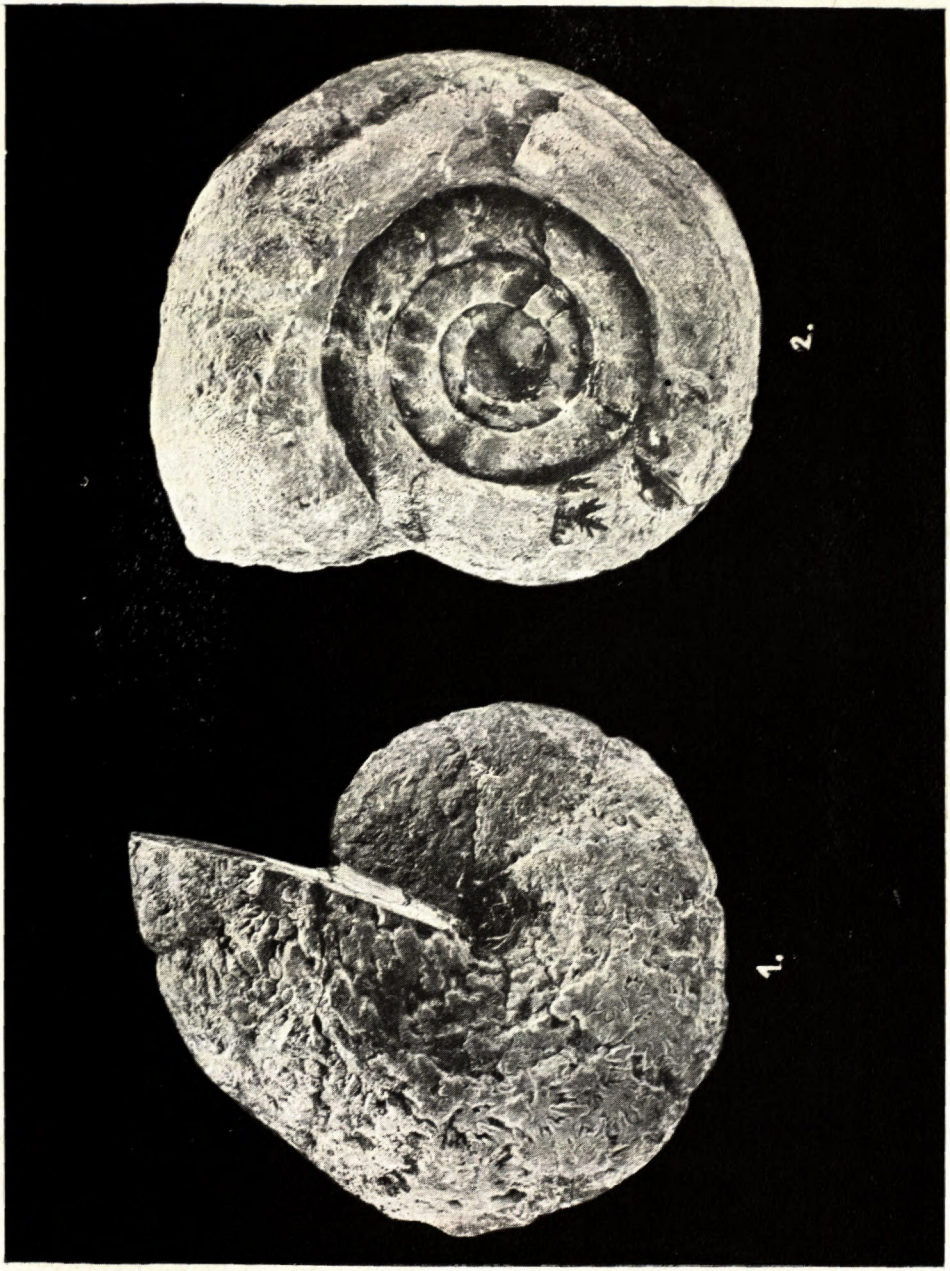
Obr. 2.



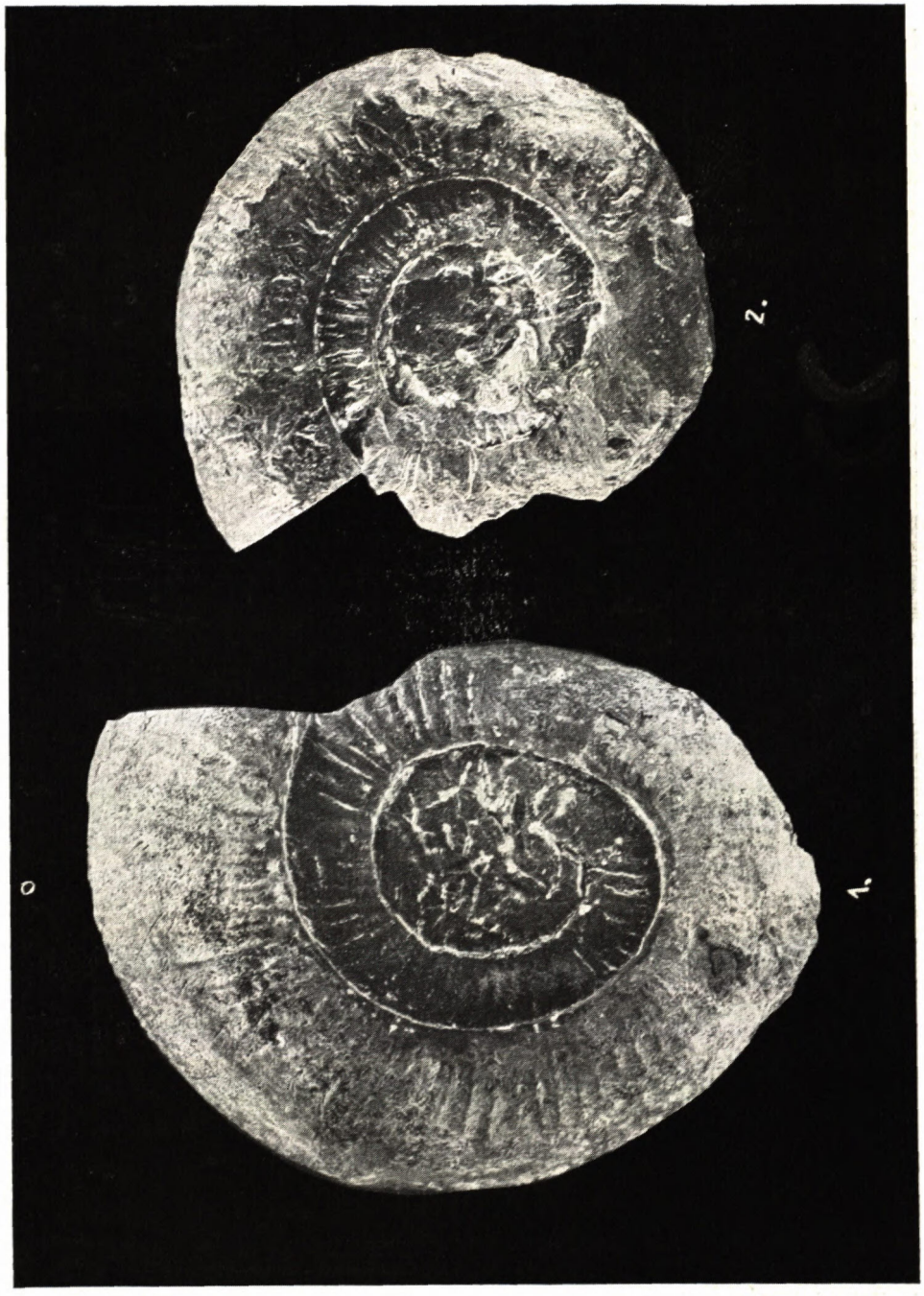
Obr. 3.



Obr. 4.



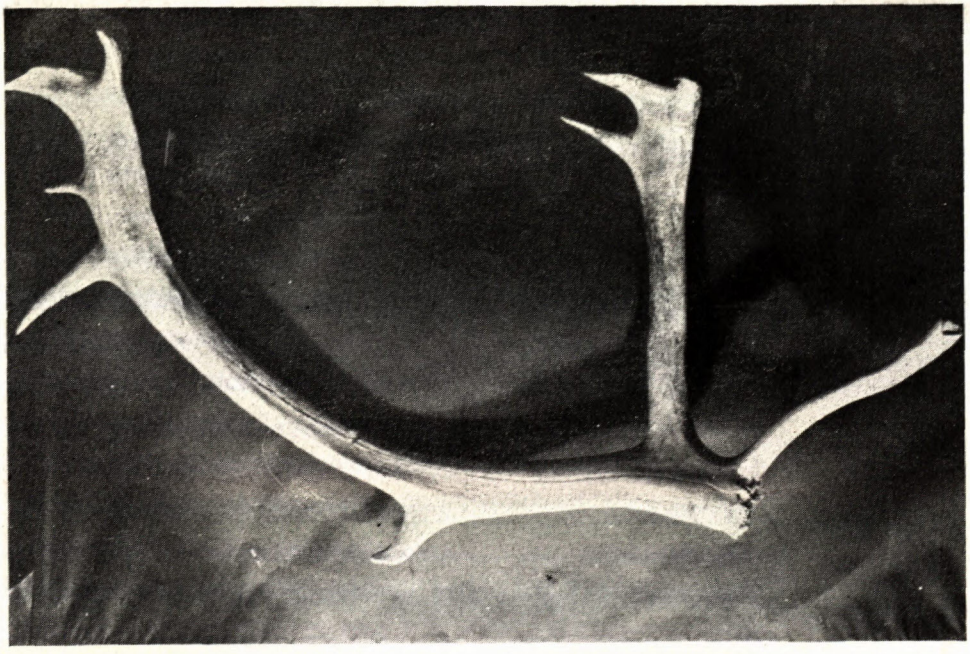
1. *Holcophylloceras mediterraneum* (Neumayr, 1871), za prvou Štúrovou bránou, mierne zmenšené
2. *Lytoceras polycyclum* Neumayr, 1871, Ostré Vŕšky, mierne zmenšené. Kus pôvodne označený E. Vadaszom ako *Lytoceras* cf. *rubescens*.



1. *Perisphinctes orbignyi* de Loriol, 1903, za prvou Štúrovou bránou, zmenšené o 1/3.
2. *Properisphinctes?* cf. *pralairei* (Favre, 1875), Ostré Vŕšky, zmenšené o 1/3. Kus pôvodne označený E. Vadaszom ako *Stephynoceras longaevum*.



Obr. 1. Časť koryta Tuhárskeho potoka v lučeneckom parku, v ktorom sa našli parohy *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758).



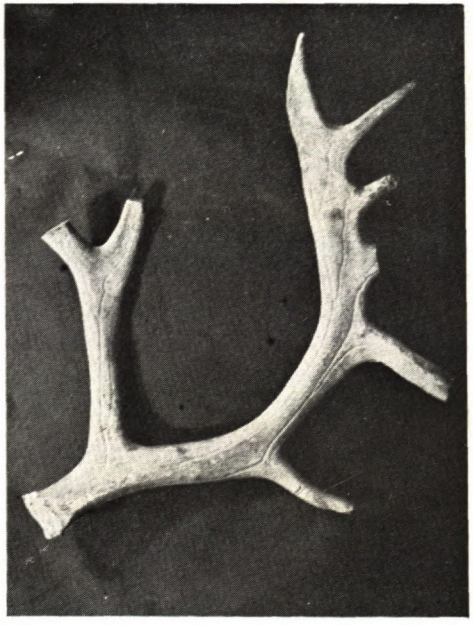
Obr. 2. *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758) z fiľakovského múzea.



Obr. 3. *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758) z fiľakovského múzea.



Obr. 4. *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758), deponát v Slov. múzeu v Bratislave.



Obr. 5. *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758), deponát v lučeneckom múzeu so sídlom v Haliči.



Obr. 6. Fragment ľavého parohu *Rangifer tarandus* (Linnaeus 1758), deponát v lučeneckom múzeu so sídlom v Haliči.