

ZDENĚK TRDLIČKA, FRANTIŠEK KUPKA*

K ZJIŠTĚNÍ TEPLoty VZNIKU METASOMATICKÝCH MAGNESITŮ VE SPIŠSKO-GEMERSKÉM RUDOHŘÍ POMOCÍ DEKREPITAČNÍ METODY

(Obr. 1–10 v textu, německé resumé)

Jedním z velmi obtížných problémů ve Spišsko-gemerském rudohří je vyřešení otázky geneze ložisek krystalických (metasomatických) magnesitů; na základě prací celé řady autorů (in Zd. Trdlička, 1959) lze konstatovat, že magnesity mohly vzniknout v podstatě dvojím způsobem: sedimentárně nebo z roztoků, derivovaných buď z magmatických center, nebo geneticky spjatých s metamorfosou basických a ultrabasických hornin. Studium makro- a mikrotextur, mikrochemismu a paragenese (in Zd. Trdlička, 1959) však vyloučilo možnost sedimentárního vzniku magnesitů a nepodalo přesvědčivé důkazy ani pro jejich metamorfní genesis. Naopak z něho spíše vyplynula pravděpodobnost, že magnesity vznikly hydrotermálně metasomaticky. Tentýž názor zastávali a dosud zastávají četní autoři pro alpské a pyrenejské magnesity (in Zd. Trdlička, 1959 a dále: O. M. Friedrich, 1959, A. Pilger, 1959).

Pro další potvrzení této domněnky byly vzorky různých typů a generací magnesitu, dolomitu a žilného křemene téměř ze všech ložisek magnesitu ve Spišsko-gemerském rudohří zkoumány pomocí dekrepitační analýsy. Tato metoda byla zvolena právě proto, že připisujeme magnesitu hydrotermální vznik, což je spojeno s výskytem kapalných uzavření v jeho krystalech (zrnech).

Dekrepitační zjev vysvětluje J. Konta (1950) tímto způsobem: při krystalizaci nerostu z hydrotermálních roztoků často uzavírá v sobě rostoucí krystal matečný louh. Po ukončení krystalizace nerostu teplota pozvolna klesá a kapalina, která původně vyplňovala celý prostor dutiny, zmenšuje postupně při ochlazování svůj objem a vytváří se libela. Prostor, který není vyplněn kapalinou, obsahuje páry rozpustidla (vody), případně plyny (CO_2). Zahříváme-li znovu krystal, zvětšuje kapalina svůj objem a v okamžiku, kdy bylo dosaženo teploty shodné s teplotou vzniku krystalu, vyplní kapalina zcela tuto dutinu. Zvyšujeme-li dále teplotu, dojde — vzhledem k nepatrné stlačitelnosti kapalin — k rychlému vzrůstu tlaku, k překročení pevnosti minerálu v tlaku a roztržení krystalu, což je doprovázeno mikroexplosí — třeskem.

Dekrepitaci nerostů lze sledovat buď vizuálně, nebo sluchem; první metoda používá tepelného mikroskopu: H. C. Sorby (1858), E. Ingerson (1947), R. M. Dreyer, R. M. Garrels, A. L. Howland (1949), S. A. Čajkovskij (1951) aj. Při druhé lze pracovat buď subjektivním způsobem (H. S. Scott, 1948), nebo za použití registračního zařízení, jehož hlavní součástí je mikrofon, zesilovač a registrátor. Na tomto principu konstruovali přístroje P. A. Peach (1949a, b), M. Čáp (1954), F. G. Smith (1952) a F. Kupka (1961). Naše analýsy byly prováděny na přístroji konstruovaném posledním z uvedených autorů.

* Pg. Zd. Trdlička, Dr. F. Kupka, Ústav nerostných surovin, Kutná Hora.

Při stanovení teploty vzniku nerostů má význam především teplota počátečních efektů, které vznikly z uzavřenin, naplněných v době vzniku nerostu pouze kapalnou fází. Ostatní typy dutin, tj. dutiny naplněné fází kapalnou a plynnou nebo pouze plynnou, jsou pro stanovení teploty vzniku nevhodné, neboť dekrepitují při teplotách daleko vyšších (F. Kupka, 1961). Teploty, odečtené z dekrepitogramů, jsou pouze relativní a jsou vždy — s ohledem na tlak nadložních vrstev — poněkud nižší, než-li je tomu ve skutečnosti.

Podmínky analys: Dekrepitační analysy byly provedeny v rentgenografické laboratoři ÚNS Kutná Hora na přístroji, sestaveném jedním z autorů (F. Kupka, 1961). Bylo použito kelímkové pece s platinovým vinutím, jejíž teplota byla zvyšována rychlostí 25–30 °C/min až na 500 °C a měřena Pt–Pt/Rh termočlánkem. Dekrepitační efekty byly zachycovány mikrofonem a registrovány fotometricky. K jednotlivým analysám bylo používáno asi 1 g vzorků o zrnitosti 1–2 mm. Podrobný popis přístroje a metody je uveden v práci F. Kupky (1961).

Výsledky studia

Záznamy o průběhu dekrepitačních analys jsou shrnuty v připojené tab. 1; z ní je patrné, že teploty začátku dekrepitace magnetitu se liší od teplot krys-talisace dolomitu.

1. *Magnetit:* Analysovány byly všechny tři generace magnetitu (obr. 1–4 v textu): u 1. generace (idiomorfni hnědý magnetit v jemnozrnném dolomitu) se projevil při 285 °C silný, ojedinělý třesk, avšak skupinové třesky začínají až při 385 °C; tato teplota se velmi přibližuje začátku dekrepitace magnetitu 2. generace (hlavní masa magnetitu), jenž kolísá v rozmezí od 345 do 375 °C. Rozmezí ovšem platí pouze pro hrubozrnný magnetit II na ložiskách „jižního magnetitového pruhu“ (ve smyslu M. Kužvarta, 1954), neboť od něho se značně odchyluje teplota dekrepitace hrubozrnného magnetitu II ze „severního magnetitového pruhu“ (Mútník), klesající na 280 °C. Jemně agregátní magnetit (např. z ložiska Bankov nebo Burda) nevykázal žádné třesky. Ojedinělé třesky byly u magnetitu II registrovány při různých teplotách, např. 240, 260, 300 a 315 °C, a nejspíše nepatří vlastnímu magnetitu II.

U magnetitu 3. generace (žilný, žlutobílý) došlo k dekrepitačním úkazům při 360 °C, přičemž ojedinělý třesk byl zaznamenán při teplotě 310 °C. U všech vzorků magnetitu byla dekrepitace velmi intenzivní.

Uvedená analytická data dokazují, že magnetit tří generací nemohl krystalovat při sedimentárním procesu, nelze tedy — vzhledem k teplotám dekrepitace — přijímat sedimentární teorii vzniku magnetitu. Domněnku, že původně sedimentární magnetit byl metamorfován a tudíž rekrystaloval, vyvrací studium orientace zrn magnetitu (in Zd. Trdlička, 1959). Jejich antipolarita svědčí o tom, že dnešní charakter magnetitu je původní. Existence třesků (tj. důkaz submikroskopických kapalných uzavřenin) potvrzuje hydrotermální genezi magnetitu, do jejíhož rámce zapadají velmi dobře stanovené teploty. Není vyloučeno, že lze v rozdílnosti dekrepitačních teplot magnetitu ze „severního a jižního magnetitového pruhu“ spatřovat postup zrudňovacích roztoků od jihu k severu. Je to ovšem domněnka, založená na dekrepitační analýse, kterou nutno ještě po geologické stránce revidovat. Relativně vysoká teplota dekrepita-

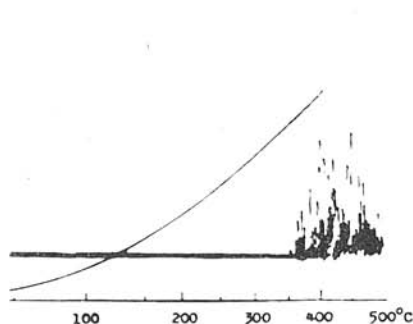
Tabulka 1. Výsledky dekrepitačních analys Mg-karbonátů a křemene

	Lokalita	Ozn. vz.	Popis vz.	Začátek	Intensita	Ojedinělé třesky (°C)
				dekrepitace (°C)		
Magnesit	Dúbrava	III. etáž	hnědý	385	silná	285
Magnesit II	Mútník	M 13	bělošedý, hrubozrn.	280	silná	240
	Mútník	M 6	bílý, hrub.	280	silná	—
	Podrečany	P 45; 65 m	šedý hrub.	345	silná	—
	Podrečany	P 45; 98 m	sv. šedý, hrub.	345	silná	—
	Burda	halda	bílý, hrub.	360	silná	—
	Lubeník	lom	bělošedý, hrubozrn.	375	silná	315
	Lubeník	č. 2	bělošedý, hrubozrn.	360	silná	305
	Bankov — Pies	P 5	běložlutý, hrubozrn.	355	silná	260, 300
	Bankov — Medvedza	B 2	světle hnědý, hrubozrn.	370	silná	—
Bankov — Medvedza	B 3	hnědý, hrubozrný	355	silná	—	
Magnesit III	Bankov	B 1	žlutobílý, žilný	360	silná	310
Dolomit I	Dúbrava Kohútik	III. etáž halda	šedý, jemnozrný šedý, usměrněný	— —	— —	— —
Dolomit II	Podrečany Burda	P 117; 199,9 lom	šedý, hrub. světle šedý, hrubozrný	302 300	silná střední	— —
	Ploské Sirk	halda halda	šedý, hrub. hnědošedý, krystalovaný	300 298	střední střední	— 245
	Sirk	lom	hnědošedý (lemy křemenných žil)	270	střední	—
	Dúbrava	DU 4	bílý, hrub.	290	silná	—
	Dúbrava	DU 2	šedý, hrub.	275	střední	—
	Bankov	M 8	bílý, hrub.	330	slabá	308
Dolomit III	Podrečany Burda	P 117 lom	bělošedý, žilný kompaktní, šedý	380 —	silná —	320 —
	Burda	B 13	bílý, žilný	345	střední	—
	Ploské	P II/1	bílý, žilný	310	silná	—
	Ploské	P II/1	krystalovaný, žilný	280	silná	—
	Dúbrava	III. hor.	kompaktní, šedohnědý	—	—	—
	Dúbrava	DU 2	bílý, žilný	320	silná	—
Křemen	Lubeník	lom	šedý, hrub. žilný	—	—	—
	Sirk	halda	šedý, hrub. žilný	—	—	—

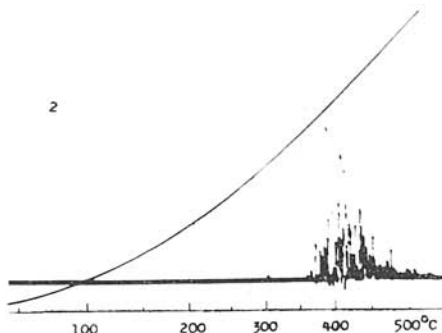
tace magnesitu III (360 °C) vyvrací možnost interpretace této generace jako supergenní.

2. Dolomit. Dekrepitační analýsa dolomitů (obr. 5–10 v textu) různých generací a typů dokumentuje markantně jejich podstatnou odlišnost. Šedý, jemnozrný, lavicovitě usměrněný dolomit I (Dúbrava, Kohútik) neprokázaly žádné třesky. Naproti tomu u dolomitu II („koňské zuby“ a lemy křemenných žil např. na ložisku Sirk) byl zaznamenán začátek dekrepitace při teplotách

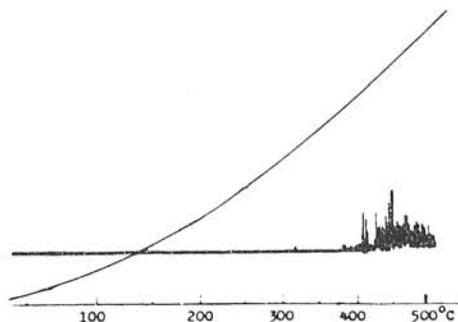
v rozmezí 270–330 °C, s ojedinělými třesky při 205 a 245 °C. Dekrepace je středně silná až silná. Od dolomitu II se III. generace dolomitu odlišuje jak teplotou, tak intenzitou dekrepitace; žilný, středně až hrubě zrnitý dolomit III dekrepitoval téměř vždy velmi silně při teplotách 310–380 °C. V tomto případě se jedná ovšem pouze o dolomit typu 3d (Zd. Trdlička, 1959), tedy o dolomit již makroskopicky krystalický; avšak jeho klence, čnějící v druzách do dutin, dekrepitovaly za relativně nižší teploty –280 °C (např. ložisko Ploské).



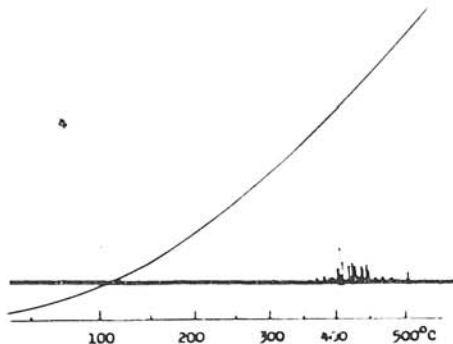
Obr. 1. Hrubozrný, hnědý magnesit II, Bankov u Košic.



Obr. 2. Hrubozrný, bělošedý magnesit II, Lubeník.



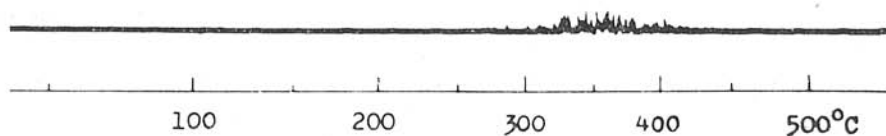
Obr. 3. Hrubozrný, šedobílý magnesit II, Lubeník.



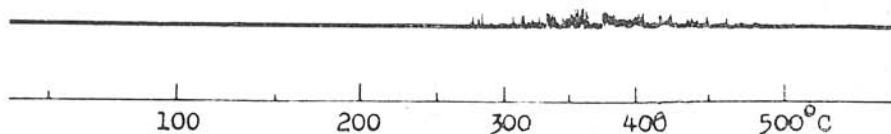
Obr. 4. Žlutobílý, žilný magnesit III – Bankov u Košic.

Začáteční stadium této generace dolomitu, tj. kompaktní šedý dolomit 3a typu nedekrepitoval vůbec.

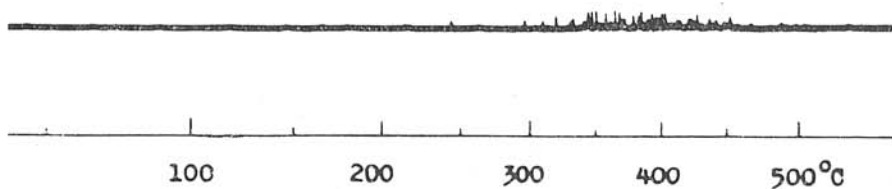
Analytická data dolomitů potvrdila opodstatněnost existence dolomitu II („koňské zuby“) a dolomitu III (žilný), projevující se v relativně odlišných teplotních intervalech dekrepitace; dolomit II – 270–330 °C, dolomit III – 310 až 380 °C. Skutečnost, že dekrepitační teploty dolomitu III jsou vyšší než u dolomitu II, lze vysvětlovat nejspíše tak, že matečné roztoky dolomitu II byly při průniku do magnesitu II částečně hybridisovány (Zd. Trdlička, 1959), což zřejmě mělo za následek relativní snížení teploty při generaci dolomitu II. Dekrepitační analýza dokázala také, že roztoky během krystalizace dolomitu III zřejmě pozvolna chladly; na tuto skutečnost poukazuje zjištění dekrepitační



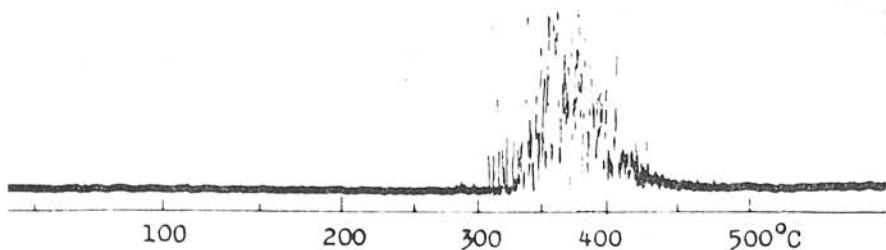
Obr. 5. Hnědošedý dolomit II (lensy křemenných žil) — Sirk.



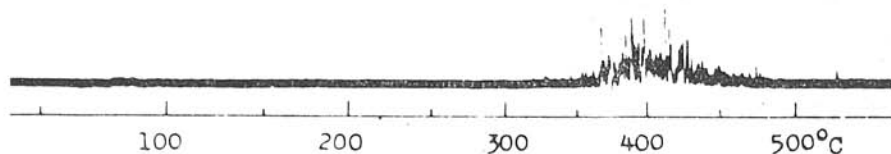
Obr. 6. Hrubozrnný, šedý dolomit II — Důbrava.



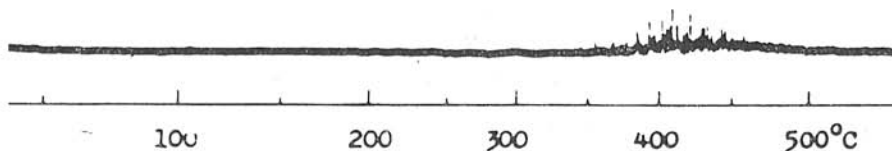
Obr. 7. Krystalovaný, šedý dolomit II — Sirk.



Obr. 8. Krystalovaný, mléčně bílý dolomit III — Ploské.



Obr. 9. Žilný, mléčně bílý dolomit III — Důbrava.



Obr. 10. Žilný, bílý dolomit III — Burda.

teploty zrnitého žilného dolomitu (3d) z ložiska Ploské — 310 °C, a krystalovaného dolomitu (3d) z téhož místa žily — 280 °C.

Podobné údaje nacházíme v práci F. Nováka (1960); citovaný autor studoval mimo jiné teplotu vzniku žilných sideritů na ložisku Mária u Rožňavy a zjistil, že počátek dekrepitace hrubozrnného sideritu kolísá v teplotním intervalu 310–330 °C, zatím co se u krystalovaného sideritu (z dutin) tato teplota snižuje na 280 °C. Tento zjev vysvětluje F. Novák existencí primárního a regenerovaného sideritu.

3. K ř e m e n. K dekrepitační analýze byly použity dva vzorky žilného, hrubozrnného, šedého křemene, a to z ložiska Lubeník a Sirk. Oba vzorky během zahřevu neprokázaly žádné dekrepitační efekty. K podobným negativním závěrům došel i F. Novák (1960) při studiu žilných křemenů na ložisku Mária u Rožňavy.

Závěr

Z našeho studia vyplývá, že magnesity všech tří generací a žilné dolomity dekrepitují, a to jejich středně nebo hrubě zrnité variety. Jemnozrnný magnesit II, začáteční stádium žilného dolomitu (kompaktní dolomit typu 3a) a žilný křemen během analýsy nedekrepitovaly; jejich inertnost vůči dekrepitační analýze spočívá snad v nedostatku kapalných uzavřenin. Jednotlivé minerály dekrepitují při těchto teplotách: magnesit I — 335 °C, magnesit II — 345–375 °C, magnesit III — 360 °C, dolomit I — nedekrepitoval, dolomit II — 270–330 °C, dolomit III — 310–380 °C.

Lze proto předpokládat, že tyto Mg-karbonáty vznikaly z hydrotermálních roztoků; tato domněnka byla diskutována již dříve po mineralogické a geochemické stránce (Zd. Trdlička, 1959).

LITERATURA — SCHRIFTTUM

- Čajkovskij S. A., 1951: Javlenije peregreva židkich vključenij v mineralach. Dokl. AN SSSR 76, 455–457. — Čáp M., 1954: Samočinně zapisující přístroj na měření dekrepitace nerostů. Sborník prací z technologie silikátů. SNTL, Praha 136–137. — Dreyer R. M., Garrels R. M., Howland A. L., 1949: Liquid inclusions in halite as a guide to geologic thermometry. Amer. Min. 34, 26–34. — Friedrich O. M., 1959: Zur Genesis der ostalpinen Spatmagnetit-Lagerstätten. Radex-Rundschau, 1, 393–420. — Ingerson E., 1947: Liquid inclusions in geologic thermometry. Amer. Min. 32, 375–388. — Konta J., 1950: Krystalisační teploty cínoveckých minerálů (křemene a fluoritu). Rozpr. II. tř. ČA, LX, 13. — Kupka F., 1961: Samočinně zapisující přístroj na dekrepitaci. Silikáty 5, 62–67. — Kužvart M., 1954: Zpráva o orientačním výzkumu ložisek magnesitu na Slovensku. Věstník ÚUG XXIX, 178–185. — Novák F., 1960: Závěrečná zpráva o geochemicko-mineralogickém výzkumu ložiska Mária Baňa a okolí za rok 1958–1959. ÚNS Kutná Hora. — Peach P. A. 1949a: A decrepitation geothermometer. Amer. Min. 34, 413–421. — Peach P. A., 1949b: Liquid inclusions in geothermometry. Amer. Min. 34, 400–401. — Pilger A., 1949: Zur Genese der Magnetit in den Westpyrenäen. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 111, 198–208. — Scott H. S., 1948: The decrepitation method applied to minerals with fluid inclusions. Econ. Geol. 43, 637–654. — Smith F. G., 1952: Determination of the temperature and pressure of formation of minerals by the decrepitemetric method. Mining Engineering 4, 703–708. — Sorby H. C., 1858: On the microscopic structure of crystals, indicating the origin of minerals and rocks. Journ. Geol. Soc. London 14, part 1, 453–500. — Trdlička Zd., 1959: Příspěvek k mineralogii slovenských magnesitů. Geol. práce GÚDŠ, Zoš. 56, 165–200.

Do tisku doporučil C. Varček.

Zdeněk Trdlička, František Kupka

ZUR BESTIMMUNG DER ENTSTEHUNGSTEMPERATUR
DER METASOMATISCHEN SPATMAGNESITE IM ZIPS-GÖMÖRER ERZGEBIRGE
MIT HILFE DER DEKREPITATIONSANALYSE

(Fig. 1–10 im Text)

Vorliegende Arbeit bringt einen Bericht über die Untersuchung der Genesis der metasomatischen Spatmagnesite auf Grund der Dekrepitationsanalyse. Es wurden verschiedene Magnesit- und Dolomit-Typen und -Generationen, sowie auch Gang-Quarz fast aus allen Magnesit-Lagerstätten des Zips-Gömörer Erzgebirges analysiert. Die mittel- und grobkörnigen Magnesit- und Dolomit-Varietäten dekrepitierten stark, während dieselben, aber feinkörnigen Mg-Karbonate und Quarz keine Dekrepitationseffekte ergaben: Die einzelnen Mineralen dekrepitierten bei folgenden Temperaturen: Magnesit I – 385 °C, Magnesit II – 345–375 °C, Magnesit III – 360 °C, Dolomit I – keine Dekrepitationseffekte, Dolomit II – 270–330 °C, Dolomit III – 310–380 °C. Daraus kann man entnehmen, daß diese Mg-Karbonate aus hydrothermalen Lösungen entstanden sind.

Erläuterung zu den Abb. 1–10 im Text

- Abb. 1. Grobkörniger, brauner Magnesit II – Bankov bei Košice.
- Abb. 2. Grobkörniger, weißgrauer Magnesit II – Lubeník.
- Abb. 3. Grobkörniger, grauweißer Magnesit II – Lubeník.
- Abb. 4. Gelbweißer Gangmagnesit III – Bankov bei Košice.
- Abb. 5. Braungrauer Dolomit II (Verbrämungen der Quarzgänge) – Sirk.
- Abb. 6. Grobkörniger, grauer Dolomit II – Dúbrava.
- Abb. 7. Kristallisierter, grauer Dolomit II – Sirk.
- Abb. 8. Kristallisierter, milchweißer Dolomit III – Ploské.
- Abb. 9. Milchweißer Gangdolomit III – Dúbrava.
- Abb. 10. Weißer Gangdolomit III – Burda.