

A KÖZÉPSŐ-MÁTRAI ÉRTELÉR KÉPZŐDÉSI HŐMÉRSEKLETE AZ ^{18}O -IZOTÓP RELATÍV GYAKORISÁGA ALAPJÁN

CORNIDES ISTVÁN — KISS JÁNOS — SZEREDAI LÁSZLÓ*

(3 ábrával)

Összefoglalás: Közismert, hogy az ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O -izotópok kozmikus és földi eloszlása merőben eltérő, sőt az egyes geofázisok termékeiben is nagy különbségek mutathatók ki. A szilárd fázisú anyag (pl. ásvány, kőzet), ha azt termikus hatás nem éri, vagy átalakulásra kevésbé érzékeny (pl. polimorf módosulatok képződése), megőrzi a képződési állapotban beállott

$^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$

eloszlást, amely elsősorban a hőmérséklet függvénye. Az ^{16}O , ^{18}O -izotópok eloszlását ennél fogva paleohőmérséklet rögzítésére használhatjuk fel: számos földtani (biosztratigráfia, ősföldrajz, rétegtan) és geokémiai folyamat lefolyása pontosabban körvonalazható.

A dolgozat tartalmazza a módszer leírását, az eredmények kiértékelhetőségét és a mérések során fellépő hibákra is felhívja a figyelmet.

A parásdassvári érttelér anyagán végzett $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -mérések az epi-mezo-katatermális hőtartományokon belül pontosabban rögzítik a hidrotermális oldatok hőingadozásait, kimutatják, hogy az ércesedés kezdeti nagy hőmérsékleti szakaszát ($290-325^\circ\text{C}$) nagy hőmérsékletcsökkenés követi, s a telér legnagyobb része $163-138^\circ\text{C}$ körül alakult ki.

A hidrotermális folyamat befejező stádiumában újabb hőfluxus jelentkezik, mely a kezdeti hőmérsékletnél kb. 35% -kal kisebb, s így a folyamat 200°C körül zárult.

Az $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ -on alapuló eredményeket összehasonlítottuk a telér szfalerit (ZnS) ásványának G. Kullerud módszerével számítható képződési hőmérsékleteivel, amelyekkel jó egyezést kaptunk.

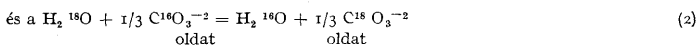
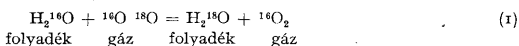
I. Bevezetés

A stabil izotópok (D , ^{10}B , ^{13}C , ^{15}N , ^{18}O , stb.) eloszlása a természetben bizonyos törvényszerűséget követ, tehát ezek vizsgálata és adatainak felhasználása a természet-tudományok egyes területein egyre nagyobb méreteket ölt. Az „abszolút kormeghatározások” mellett bizonyos izotópok eloszlásából egyes földtani-geokémiai jelenségek fiziko-kémiai jellegére, mechanizmusára, a folyamat hőmérsékletére is következtethetünk. Irodalmi adatok alapján ismeretes (Clayton, R. N. — Epstein, S., 1953, 1961, Craig, H. 1957), hogy az ^{16}O , ^{17}O , ^{18}O , földi és kozmikus eloszlása jelentős mértékben eltér. Beartschi, P., Silverman, S. R., Schwander, H. stb. szerint a különböző eredetű víz és a kőzetek $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$, arányában szembetűnő különbségek léphetnek fel: a) a felszíni (folyó, tenger, stb.) és a mélyből felszálló (aszcondens) víz $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$, aránya az üledékes kőzetképződésre jellemzően széles határok között ingadozik, b) A légkör ^{18}O -tartalma nagyobb, mint az édesvízé, sőt nagyobb a tengervíz ^{18}O -értékeinél is. E tekintetben a karbonátos vegyi üledékek ^{18}O -gyakoriságához áll közel. Ez az arány a magmás kőzetkifejlődésekben a metamorfokét messzemenően meghaladja.

Urey, H. C., Mc Crear, J. M., Epstein, S. szerint az ^{16}O , ^{18}O -izotópok mennyisége az egyes vegyületekben a keletkezési hőmérséklettől függően változik.

* Bejelentésként elhangzott a Magyarhoni Földtani Társulat Ásványtani-Geokémiai szakcsoportjának 1963. dec. 11-i alakuló ülésén. Kézirat lezárva: 1965. aug. 28-án.

Az oxigén izotópok eloszlását az izotóp-kicsérélődési reakció mértéke, annak reverzibilis vagy irreverzibilis volta, illetve adott termodinamikai feltételek mellett, az izotópcserére jellemző egyensúlyi állandó (K) szabja meg. Fennáll a



izotóp kicsérélési reakció, és az utóbbi (2) reakcióra:

$$K_0 \text{ } ^{\circ}\text{C} = 1,0220, K_{25^{\circ}\text{C}} = 1,0176,$$

és az egyensúlyi körülmények mellett szilárd fázisként kiváló kalciumkarbonát izotópeeloszlása a fenti izotópcserére jellemző értéket képvisel, hőmérsékletfüggő módon.

A stabilis szilárd fázis — CaCO_3 esetében a kalcit — az igen csekélymérvű szilárd állapotbeli diffúzió ellenére is Urey (1951) szerint 1 mm kristályátméternél

$$\begin{array}{l} 20 \text{ } ^{\circ}\text{C-on} = 0,7 \cdot 10^9 \text{ évig} \\ 100 \text{ } ^{\circ}\text{C-on} = 64,0 \cdot 10^3 \text{ évig} \end{array}$$

megérzi az egyensúlyi izotópösszetételt. Így ez annyit jelent, hogy ha egy ásványt, ill. kőzetet jelentős termikus hatás nem ér, a képződés hőmérsékleti körülményei megállapíthatók. A fenti megállapítás olyan ásványokra és kőzetekre érvényes, amelyek stabil szerkezetűek, ill. hőhatásra kevésbé érzékenyek. Ily módon érthetővé válik, hogy a magas geofázis kezdeti szakaszában nagyobb, az átalakult kőzetekben pedig kisebb ^{18}O -tartalom mutatható ki (Beartschi, P., Schwander, H. 1952)

Az $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -arányon alapuló paleohőmérsékleti meghatározások Urey, H. C., Lowenstam, H. A., Epstein, S., Hutchinson, G., Bowen, R. vizsgálataihoz fűződnek. Ezek nagyrészt rétegtani-öslénytani problémák, de az ásványtan területén is figyelemre méltó eredmények mutathatók fel (Mc Crea, 1950, Silverman, S. R. 1951, Schwander, H. 1953, Clayton, R. N. és Epstein, S. 1961).

A fenti irodalmi adatok és eredmények figyelembevételével megkíséreltük meghatározni a nagylápafői (Parádsasvár) több ütemben és ritmusosan kiváló ércfelér kalcit-ásványaiban az ^{18}O -izotóp relatív gyakoriságát a célból, hogy az ércképződés hőmérsékleti viszonyairól hozzávetőleges képet nyerve a képződés mechanizmusát jobban megközelíthessük.

2. A módszer leírása

A vizsgálandó anyag (kalcit) aliquot mennyiségét az 1. ábrán látható berendezés (Schulek E.—Pais I.—Cornides I. 1963) segítségével savas feltárással elbontjuk, a képződő CO_2 -t felfogjuk, majd tömegspektrométerrel oxigén-izotópelemzést végzünk. A mérések a Borsodi Vegyi Kombinát tömegspektrométer laboratóriumában történtek, ahol egyes szervesetlen reakciókinetikai kérdések megoldása érdekében $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -arányméréseket már korábban is végeztünk. Ezek a mérések ^{18}O -ban jelentős mértékben dúsított mintákon történtek, így az $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -izotóparányok meghatározása nem okozott különösebb nehézséget. A paleohőmérséklet meghatározásánál az igen kis ^{18}O -jelenléte mellett az $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -arányok nagyon kis eltéréseit kell mérnünk. (A hőmérséklet $\pm 1 \text{ } ^{\circ}\text{C}$ -os bizonytalansággal történő meghatározása érdekében az izotóparány mérésében 0,02% pontosságot kell elérni.) Ehhez a két izotópcsúcsot azonos időpillanatban összehasonlító kétsugaras — két kollektoros, speciálisan izotóparány-mérésekre alkalmas berendezésre

lenne szükség. Ilyen berendezés híján a méréseket a rendelkezésünkre álló egysugaras berendezéssel voltunk kénytelenek elvégezni, amely egyébként a napi rendszeres üzemi elemzések elvégzésére szolgál. Az izotóparányok egyidejű mérése helyett ún. „szendvics”-módszerrel dolgoztunk (Pais I.—Schulek E.—Cornides I. 1963), aminek lényege, hogy gyors egymás után mértünk egy $^{12}\text{C } ^{16}\text{O}_2$ és $^{12}\text{C } ^{16}\text{O } ^{18}\text{O}$ -, majd újabb $^{12}\text{C } ^{16}\text{O}$ -csúcsot, s a $^{12}\text{C } ^{16}\text{O } ^{18}\text{O}$ -csúcsot a két szélső csúcs középértékéhez viszonyítottuk. Minden mintán 10 ilyen izotóparány-meghatározást végeztünk, majd az így kapott értékek középátlányosát számítottuk ki. Ilyen feltételek mellett az irodalomban közölt pontosságot — természetesen — nem tudtuk megközelíteni. Nyilvánvaló, az üzemi elemzések is hibaszint-növekedést eredményeztek részben a háttér változó szennyezésével, részben azzal, hogy lehetetlenné tették a hosszabb sorozatok folyamatos mérését.

A mérés technikai részletproblémák és megoldások további ismertetésétől itt eltekintünk, csak a mérési bizonytalanság alakulására térünk még ki. Egy szinten végzett 10-es sorozaton belül az izotóparány-mérés átlagos hibáját 0,1—0,15% közé, a hőmérséklet-mérés bizonytalanságát ± 5 —7,5 °C közé szorítottuk le. Sajnos, ugyanerről a helyről vett minta különböző napokon végzett mérései jóval nagyobb szórást mutatnak, ami anyag-feltárási különbségnek és a sokféle feladatra használt berendezés egyéb paramétereinek lassú megváltozásának lehet a következménye. Mérési pontosságunk hőmérsékletben kifejezve általában 20°C, egyes esetekben ± 25 °C, ami a hidrotermális kategóriákon belül — kata-, mezo-, epi- és teletermás — így is részletesebb és pontosabb hőmérsékleti viszonyokat körvonalaz.

Részletesebben kell még megemlékeznünk az anyag feltáráásával kapcsolatos néhány kérdésről. A feltárásokhoz P_2O_5 -vel túltelített foszforsavat használtunk, hogy a mintákban vízgőz ne kapjunk, mert saját és irodalmi adatok alapján a vízgőz a minta ^{18}O -tartalmát jelentős mértékben megváltoztatja. Különleges tisztítást — ellentétben a Központi Fizikai Kutató Intézetben végzett ilyen jellegű vizsgálatokkal (Opauski J.—Matuš L.—Lukács J.—Kiss I. 1962) — nem végeztünk. Egynéhány mintán előzetesen H_2O - és CO_2 -től tisztított nitrogénáramban 430 °C-on végzett kiizzítás után ui. izotóparány-értékekben nem tapasztaltunk semminemű változást. Lényeges megemlítenünk, hogy a feltáráshoz került mintákat előzetesen X-felvételeknek vetettük alá, minek során a kalcit mellett más karbonátásvány jelenléte nem volt kimutatható. Ezt azért lényeges megjegyezni, mert aragonit jelenléte esetén az izotóparányokból számított hőmérsékletértékek nem tekinthetők reálisoknak, az aragonit monotróp átalakulása, valamint ^{18}O -mennyiségének megváltozása miatt.

A hőmérsékleti értékek meghatározása vonalán fellépő izotóparány-mérések pontatlansága mellett, egyéb, függőben levő kérdésekkel is számolnunk kell.

Az $R = i^{16}\text{O}_2 / i^{16}\text{O } ^{18}\text{O}$ mért izotóparányokból a

$$\delta (18_0) = \frac{R_s - R_m}{R_m} : 1000$$

értékeket számoltuk ki: a képletben szereplő R_m a mért minta, az R_s a választott standard izotóparánya. (Megjegyzés: az R -értékként szokásos az általunk megadott R -értékek reciprokával számolni, de a fenti képlet megfelelő átalakításával így is ugyanazt a δ -értéket kapjuk.)

Standardként esetünkben Kaszap A. gyűjtéséből, a Rügen-szigeti írókretából származó *Belemnites* sp. kalcitanyaga szolgált, amiről közismert, hogy a vázfelépítése eredetileg is kalcit-alakban történik. Ennek képződési hőmérsékletét δ -értéke alapján az alábbi összefüggés adja:

$$t = 16,5 - 4,3 \delta + 0,14 \delta^2$$

A *Belemnites* sp. kalciumkarbonátjának képződési hőmérséklete 16,5 C°-nak adódott, amit összehasonlítás alapjául fogadtunk el.

A nagylápfői, aránylag nagy, 150—300 C° között mozgó hőmérséklet pontosságára nézve felmerül a kérdés, vajon a fenti összefüggés érvényes-e és milyen mértékben a nagy hőmérsékleti tartományokban? — Kérdésként merül fel, vajon a telérkalcit képződése oxigén izotópokban normális összetételű oldatból történt-e, a kiválasztás során mennyire tételezhető fel az egyensúlyi viszonyok beállta? — Bármennyire érintik is a fenti kérdések az abszolút hőmérsékleti értékeket, az eredmények a relatív hőmérsékleti viszonyokról, hőmérséklet-eloszlásról feltétlenül hasznos információval szolgálnak.

3. A mérési eredmények és ezek értékelése

A nagylápfői ércutélér harántszelvényén 9 mintavételi helyet jelöltünk ki, s az ezekről a helyekről vett kalcitanyagon végeztünk izotópelemzéseket. A keletkezési hőmérsékletre vonatkozó eredményeket tüntettük fel: a 2. és 3. ábrán a vízszintes tengelyen a mintavételi helyek, a függőleges egyenesen a hőmérséklet adatai láthatók.

Az 1., 2., 4., 6., 8., 9. helyekről több mintát vettünk, hogy több párhuzamos elemzést végezve az adatok szórását, ill. annak megbízhatóságát ellenőrizhessük. A mintavételi pontoknak megfelelően a maximális és minimális értékeket tüntettük fel. Egy mérés esetén (3., 5. és 7. mintavételi pontok) a kapott értékeket legkisebb értéknek fogadtuk el és ábráztuk. Ily módon egy alsó és egy felső burkológörbe alakult ki; a közöttük levő sáv az adatok szórás területére (2. ábra). A középső összefüggő és szaggatott görbe (az utóbbi interpolálás eredménye) a kijelölt szórás sáv középvonala. Ez az érték több párhuzamos adat esetén a szórások átlagértékeit, egy adat esetében interpolálást végezve a feltételezett középpértékeket képviseli (3, 5, 7 pontok). Ezeket az adatokat táblázatosan is feltüntettük, amelyen az egyes mintavételi pontoknak megfelelően a maximális és ezek középhőmérsékleti értéke szerepel (I. táblázat).

I. táblázat

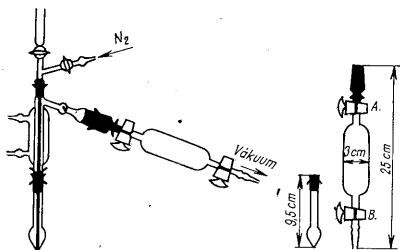
Mintavételi pontok	1	2	3	4	5	6	7	8	9
t max °C	194	315	--	172	--	186	--	218	207
t min °C	168	265	--	156	--	140	--	185	186
½ (t max + t min) °C	181	290	--	164	--	163	--	201	196

A II. táblázatban az egyes mintákon mért összes mérési sorozat értékeit és ezek átlagát tüntettük fel. Ebben a táblázatban már azok a minták is szerepelnek, melyekből csupán egyetlen mérési sorozatunk van:

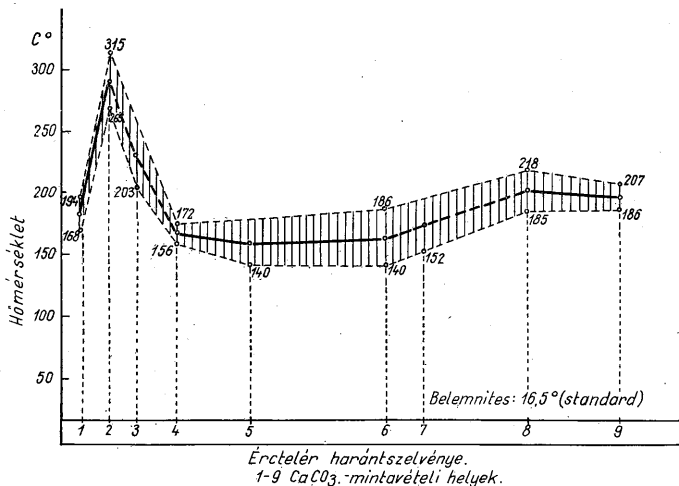
II. táblázat

Mintavételi pontok	1	2	3	4	5	6	7	8	9
t C°	168	315	203	156	140	140	152	203	207
	194	290	--	172	--	186	--	218	186
	--	285	--	--	--	--	--	185	--
	--	265	--	--	--	--	--	186	--
	--	290	--	--	--	--	--	--	--
Átlagérték	181	289	203	164	140	163	152	198	196

Az $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ eloszláson alapuló hőmérsékleti adatokat összehasonlítottuk a kalcitos telér anyagában fellépő és ezzel ritmusosan váltakozó szfaleritnek (ZnS) G. Kul-lerud módszerével számítható hőmérsékleti értékeivel, hogy a szingenetikusan, ill. a



1. ábra. A CO_2 -gáz kinyerésére alkalmazott berendezés
Fig. 1. Appareil utilisé pour dégager le gaz CO_2



2. ábra. A képződési hőmérséklet változása a $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ eloszlása és a β -ZnS a_0 -értékei alapján a telér harántszelvényében. 1-9. Mintavételi helyek.

Fig. 2. Écart des températures selon la répartition du $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ et des „ a_0 ” de la Blende (β -ZnS) dans le profil transversal du filon. 1-9. Prises d'échantillons.

kialakulásukban egymást követő komponensek képződési hőmérsékletei mennyiben korrelálhatók.

Közismert, hogy a β -ZnS rácsába a képződési hőmérséklettől függően Fe, Cd, Mn, In stb. elemek épülhetnek be, melyek közül az első három a cella-méretre (a_0) érzékenyen kihat, főleg a Mn és a Cd mennyisége okoz nagyobb a_0 -növekedést.

A β -ZnS-t, mint geotermométert Kullerud, G., Barton P. B., Skinner B. I. dolgozták ki az FeS-ZnS-rendszer alapján, minek során kiderült, hogy a vas (Fe) az a_0 -értékeket lineárisan, a Mn és Cd pedig közel exponenciálisan változtatja meg, tehát a szfalerit (FeS) mol. %-a és az a_0 nagysága jól definiálható képződési hőmérsékletet tükröz.

Itt nem térhetünk ki e kérdés részletes ismertetésére. A módszer egyszerű alkalmazásával meghatároztuk a szóban forgó ércetelér szfaleritjének FeS mol. %-át és a_0 -értékeit, majd a Kullerud-diagramból leolvastuk az ezeknek megfelelő hőmérséklet értékeit. A két módszerrel szerzett eredményeket a telér harántszelvényében a mintavételi pontoknak megfelelően tüntettük fel oly módon, hogy kalcit esetében az interpolált középértékeket vettük alapul (III. táblázat, 3. ábra).

III. táblázat

Mintavételi pont	°C—CaCO ₃	°C—ZnS	Δ
2	289°	325°	+36°
4	164°	138°	-26°
5	155°*	138°	-17°
8-9	196-198°	138°	-58-60°

* Egy mérési adat alapján

A fentiekből kitűnik, hogy nagyobb hőmérsékleti tartományokban a ZnS-re nézve a kalcitnál nagyobb, pozitív előjelű, kisebb hőmérsékleten pedig annál kisebb, negatív értelemben jelentkeznek a különbségek. Figyelembe véve Skinner, B. J. (1958) vizsgálati eredményeit kiderül, hogy Kullerud, G. (1953) értékei a β -ZnS képződésének legkisebb hőmérsékleteit jelentik, másrészt, a kis hőtartományokban nagyobb, nagyobb hőmérsékleti kialakulásokban pedig legfeljebb $\pm 25^\circ\text{C}$ -eltolódások lehetségesek, a két módszerrel szerzett adatok így jól korrelálhatók.

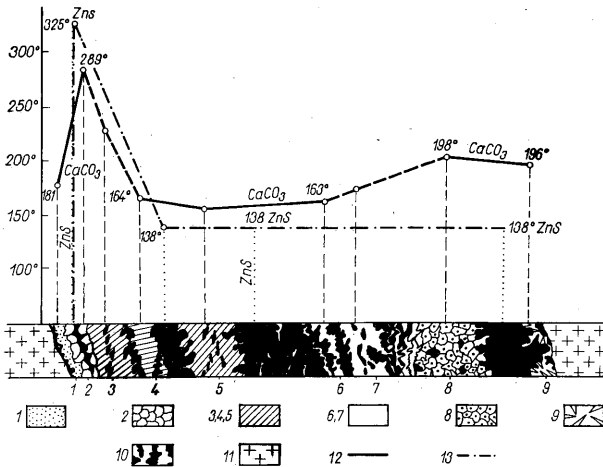
A 3. ábrán mindkét módszerrel két maximális hőmérséklet-intervallum rajzolódik ki:

- a) egy legnagyobb a telér fekvő,
- b) előzőnél kisebb a telér fedő-szárnyán.

Az ércetést aszimmetrikus felépítése arra utal, hogy kialakulása a fedőszárny egyidejű dilatációjával történhetett, azaz a hidroterma hőfoka az alábbiak szerint váltokozott:

1. A hidroterma kezdeti nagy hőmérsékletét a mellékkőzet 180°C körüli hőfokra hűtötte le, létrejött a sárgásfehér, nyomelemként Zn-, Pb-, Ba-, Sr-t tartalmazó kalcit.
2. A mellékkőzet „áthevítésével” és a hőmérséklet stabilizálásával a hidroterma eredeti hőfokának megfelelő ásványképződés zajlott le (pl. ZnS: 325°C), ettől kezdődően a hőmérséklet rohamosan csökken.
3. A telért kitevő legnagyobb mező 164°C — 138°C körül alakult ki, amit a sajátos kristálymorfológiai megjelenésű (Alston Moor-típus) β -ZnS-kristályok megjelenése is igazol.

4. A telér fedő-szárnyán jelentkező nagyobb hőmérsékleti növekedés — ha a ZnS-re nézve a korrelációkat figyelembe vesszük — a kezdeti hőfoknál több mint 35%-kal kisebb, újabb hőfluxust jelent. Ennélfogva a telér két szárnyán mutatkozó hőmérsékleti maximumok színgenetikuss és szimmetrikus volta csak látszólagos.



3. ábra. Hőmérsékletváltozások a ZnS a_0 -értékei és az $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ eloszlása alapján. Magyarázat: 1. Sárgásfehér porló kalcit, 2. Krémfehér kalcit, 3, 4, 5. Szürkésfehér kalcit, 6, 7. Szürke kalcit, 8. Durvakristályos kalcit, 9. Kalcit romboéderek, 10. Szfalerit, 11. Andezit, 12. A hőmérséklet ingadozása CaCO_3 alapján, 13. A hőmérséklet ingadozása ZnS alapján

Fig. 3. Variation de la température d'après les valeurs a_0 de ZnS et de la répartition des isotopes $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Légende: 1. Calcite pulvérulente blanc jaunâtre, 2. Calcite crème, 3, 4, 5. Calcite blanc grisâtre, 6, 7. Calcite grise, 8. Calcite cristalline 9. Romboédres de calcite, 10. Sphalérite, 11. Andésite, 12. Fluctuation de la température d'après les valeurs de CaCO_3 , 13. Fluctuation de la température d'après les valeurs de ZnS

5. A fedőszárny újirányító telér üregében található 3–5 mm nagyságú tús kalcit szkelenoéder-kristályait ágyupátra emlékeztetően romboéderlapok tompítják, melyek képződése — közismerten — „nagyobb” hőmérsékleten történik.

IRODALOM — BIBLIOGRAPHIE

- Beartschi, P.—Schwander, H. (1952): A new method for measuring differences in O^{18} content of silicate rocks. *Helv. Min. Acta*, 35, p. 1748–51. — Beartschi, P.—Silverman, S. R. (1951): The determination of relative abundance of the oxygen isotope in silicate rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1, p. 317–328. — Beartschi, P. (1957): Messung u. Deutung relativer Häufigkeitsvariationen von O^{18} und O^{16} in Karbonatgesteinen und Mineralien. *Schweiz. Min. Petr. Mitteilungen*, 37, 1–Bowen, R. (1961): Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoides from Germany and Poland. *Journ. of Geology*, 69, o. p. 75–83. — Bowen, R. (1961): Paleotemperature analyses of Mesozoic Belemnoides from Australia and New Guinea. *Geol. Soc. of Amer. Bull.* 72, p. 969. — Clayton, R. N.—Epstein, S. (1958): The relationship between $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ ratios in coexisting quartz, carbonate and iron

oxide from various geological deposits. Journ. of Geology, 66. p. 352-373. — Clayton, R. N.—Epstein, S. (1961): The use of oxygen isotopes in high-temperature geological thermometry. Journ. of Geology, 69. 4. p. 447-452. — Craig, H. (1957): Isotopes standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. Geochim. et Cosmochim. Acta, 12. p. 133-149. — Dansgaard, W. (1954): The O^{18} -abundance in fresh water. Geochim. et Cosmochim. Acta, 6. p. 241-260. — Emiliani, C. (1955): Pleistocene Temperatures. Geol. 63. p. 538-578. — Engel, A. E. J. — Clayton, R. N.—Epstein, S. (1958): Variations in isotopic composition of oxygen and carbon in Leadville limestone (Mississippian—Colorado) and in its hydrothermal and metamorphic phases. Journ. of Geology, 66. p. 374-393. — Epstein, S.—Buchsbäum, R.—Lowenstam, H. A.—Urey, H. C. (1953): A revised carbonate water isotopic temperature scale. Bull. Geol. Soc. Amer. 64. p. 1315-1326. — Epstein, S. (1959): The variations of the O^{17}/O^{16} ratio in nature and some geologic implications. Researches in geochemistry. J. Wiley — Sons, edit. p. 217-240. — Lowenstam, H. A.—Epstein, S. (1954): Paleotemperatures of the post-Aptian Cretaceous as determined by the oxygen isotope method. Journ. of Geology, 62. p. 207-248. — Kullerud, G. (1953): The FeS—ZnS system. A geological thermometer. Norsk. Geol. tidskr. vol. 32. — Lowenstam, H. A. (1961): Mineralogy, O^{17}/O^{16} ratios and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans. Journ. of Geology, 69. 3. p. 241-260. — McCreath, J. M. (1950): On the isotopic chemistry of carbonate and a paleotemperature scale. J. Chem. Phys. 18. p. 849-857. — Opauzski, J.—Matus, L.—Lukács, J.—Kiss, I. (1962): Zur Isotopenanalyse an Sauerstoff für die Bestimmung geologischer Temperaturen mit Hilfe des Massenspektrometers ML-1305. Kernenergie, 4/5. — Pais, I.—Schulek, E.—Cornides I. (1963): Redoxreakciók vizsgálata O^{18} -nel jelzett vegyületek segítségével. I. M. Kém. Polyóirat, 69. 2. p. 93-95. — Skinner, B. J.—Barton, P. B. jr. (1958): Recent work on sphalerite. Its bearing on the sphalerite geothermometer (abs). Geol. Soc. Amer. Bull. vol. 69. — Schwander, H. (1953): Bestimmung des relativen Sauerstoffisotopen-Verhältnisses in Silikatgesteinen und Mineralien. Geochim. et Cosmochim. Acta, 4. p. 261-291. — Silvermann, S. R. (1951): The isotope geology of oxygen. Geochim. et Cosmochim. Acta, 2. p. 262-281. — Urey, H. C. (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. J. Chem. Soc. 57. p. 562-581. — Urey, H. C.—Lowenstam, H. A.—Epstein, S.—McKinney, C. R. (1951): Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper cretaceous of England, and southeastern United States. Bull. Soc. Amer. 62. p. 399-416. — Kiss, J. (1965): Caracteristiques minero-génétiques du filon métallifère N° 550 de Parádsasvár (Nagylipót). Annales Univ. Sci. Budapestinensis de Rolando Eötvös nominaque. Sectio Geologica, Tom. VIII.

Températures de formation d'un filon de minerai dans la Mátra centrale d'après la fréquence relative de l'isotope ^{18}O

K. CORNIDES—J. KISS—I. SZEREDAI

Il est bien connu que la répartition des isotopes ^{16}O , ^{17}O et ^{18}O dans l'espace cosmique est tout à fait différente de leur répartition sur notre globe, voire que des différences considérables s'observent même entre les produits des différentes géophases. Si une substance de phase solide (par ex. un minéral, une roche) n'est pas affectée par une influence thermique ou bien, si elle est peu sensible à l'altération (par ex. la formation des modifications polymorphiques), elle conserve la répartition des isotopes $^{16}O/^{18}O$ telle qu'elle était lors de sa formation, répartition qui dépend en premier lieu de la température. Par conséquent, on peut utiliser la répartition des isotopes $^{16}O-^{18}O$ pour déterminer les paléotempératures, ce qui permet de poursuivre, d'une manière plus précise, l'évolution de nombreux processus géologiques (biostratigraphiques, paléogéographiques, stratigraphiques) et géochimiques.

L'étude donne la description de la méthode, l'évaluation des résultats et fait remarquer les erreurs se présentant au cours des mesures respectives.

Les mesures $^{16}O/^{18}O$ de la matière du filon de minerai de Parádsasvár permettent de préciser, à l'intérieur des zones épi-méso-catathermales, les fluctuations de la température des solutions hydrothermales. La phase de haute température initiale de la métallisation (290° à $325^\circ C$) est suivie d'une réduction remarquable de la température. Par conséquent, la majorité du filon s'est formée à une température d'environ $138^\circ C$.

Dans la phase finale du processus hydrothermal se présente un nouveau flux thermique finit à une température de $196^\circ C$ environ, une réduction d'à peu près 35% par rapport à la température initiale.

Les résultats basés sur le rapport $^{16}O/^{18}O$ ont été comparés aux paléotempératures obtenues pour la formation du minéral sphalérite (β -ZnS) du filon à l'aide de la méthode de G. Kullerud et une conformité a été constatée.