

CaCO₃-oldás a tengervízben jelenleg és a geológiai múltban

Haas János

(8 ábrával)

Bevezetés

Az utóbbi években, elsősorban a lemeztektonikai elmélet alkalmazásával kapcsolatban, gyakran merül fel az a kérdés, hogy értelmezhető-e bizonyos üledékes kőzetek többezer méter mély tenger-aljzaton képződöttnek, vagy sem. Az Alp-kárpáti területen, így természetesen hazánkban is, több mint félévszázad óta vita tárgya a „vörös jura” képződési környezetének, elsősorban képződési mélységének kérdése. Természetesen e régió lemeztektonikai értelmezésének kísérlete újra felélénkítette a régi vitát, hiszen az elmélet alkalmazásának egyik kulcskérdése a jura-beli Tethys óceáni mélységének bizonyítása, vagy elvetése.

Amióta az óceánkutatók megismerte az aljzaton végbemenő karbonátoldás jelenségét és megállapította az ún. kompenzációs szintet, az abisszikus mélység híveinek egyik fő érve az, hogy a kőzetekben megfigyelt, tenger-aljzaton végbe ment oldásnak tulajdonított jelenségek (pl. a CaCO₃ hiánya egyes formációkban, az eredetileg aragonit vázú ősmaradványok, ill. ősmaradvány részek hiánya vagy viszonylagos csökkenése a kalcit vázú fossziliákhoz képest, hullámos felszínek, szabálytalanul visszaoldott ősmaradványok stb.), amelyek feltehetően a kompenzációs szint alatt jöttek létre, az e szintre vonatkozó, jelenkori adatok alapján 4000–5000 m mélységben való képződést jeleznek. Mivel az aktualizmus túlságosan leegyszerűsített és kritikátlan alkalmazása, vagyis a jelenkori megfigyeléseknek, az egykori feltételek kellő mérlegelése nélküli múltba vetítése, súlyos tévedések forrása lehet, megkísérletem az említett problémát szemügyre venni. A tengeri karbonátoldódásra vonatkozó mai ismeretek összegyűjtésével először arra a kérdésre kerestem választ, hogy milyen tényezők befolyásolják napjainkban az oldási folyamatot, mert csak ezek ismeretében lehet megfontolás tárgyává tenni, hogy milyen mértékben változtak meg ezek a földtörténet során, továbbá, hogy a változások miképpen módosították az egykori oldási modellt.

Összeállításom a karbonátoldás tárgyában, a legutóbbi években publikált modellkísérletek és tengerkutatói megfigyelések, mérések eredményeit, illetve értékelését adja, elsősorban a földtani, őskörnyezeti interpretációnál való alkalmazásuk nézőpontjából.

Kalciumkarbonát-oldódás a mai óceánokban, az oldódás „nevezetes szintjei”

Az 1960-as évek végén rendkívüli mértékben fellendült óceánkutatók kiemelkedő fontosságú vizsgálati eredményeket szolgáltatott az óceánok víztömegében és aljzatán végbemenő karbonátoldódás, illetve az óceánok karbo-

nát háztartásának megismeréséhez. A vizsgálatok 3 fő irányát lehet megkülönböztetni.

a) Nagy területeken mérték az óceánok aljzatán levő üledékanyag karbonát tartalmát, az eredményeket izovonalas karbonáteloszlási térképeken szemléltetik. (Viszonylag sok adat gyűlt össze a Mélytengeri Fúrási Program során mélyített fúrásokból.) Ez a vizsgálat az ún. kompenzációs mélység (CCD) megállapítására, illetve változásainak nyomon követésére nyújt lehetőséget.

— A kompenzációs mélység az a mélységhatár, amely alatt az óceánaljazati üledékek gyakorlatilag karbonátmentesek (3–6%-nál kevesebb CaCO_3 -ot tartalmaznak).

Természetesen eltér a kompenzációs mélységszint a kalcitra és az aragonitra (ez utóbbi magasabb szinten van) valamint az alacsony és magas Mg tartalmú kalcitra is (a magas Mg-tartalmú kalcit é van magasabban).

b) Vizsgálják a különböző szervezetek karbonátos vázának oldódását a mélység függvényében, oly módon, hogy az aljzatról, illetve az óceánvíz különböző mélységtartományából emelnek ki mintát és mérik az élő és a már elpusztult szervezetek vázának mennyiségét.

Ez a módszer a kompenzációs mélység meghatározásán kívül az ún. lysoclin mélységének megállapítására is alkalmas.

— A lysoclin fogalmát BERGER (1968) vezette be, annak a szintnek a megjelölésére, ahol a kalcit vázú foraminiferák oldódásának sebessége hirtelen megnő.

Később a fogalmat kiterjesztették és ma már annak a mélységnek az általános megjelölésére szolgál, ahol karbonátszemcsék oldási sebessége hirtelen megnő.

c) Regisztrálják az oldási sebesség mélység szerinti változását úgy is, hogy CaCO_3 anyagú próbatestet engednek fokozatosan egyre mélyebbre az óceán vizébe és mérik a próbatest súlyának egységnyi idő alatti csökkenését (PETERSON kísérlete 1966).

Ezzel a módszerrel a kompenzációs mélység és a lysoclin nyomonkövetésén kívül az egyensúlyi szint helyzete is regisztrálható.

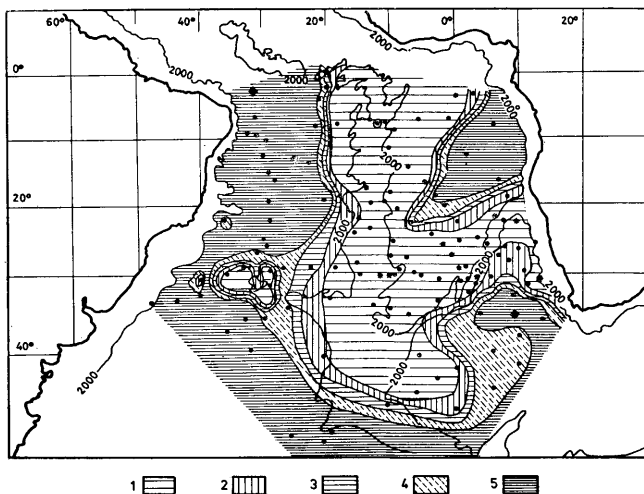
— Az egyensúlyi szint az a mélység, ahol a tengervíz CaCO_3 -ra éppen telített. E felett a víz telített, oldás nincs, ez alatt telítetlen, és a CaCO_3 anyag — elméletileg — oldódik (gyakran előfordul, hogy az egyensúlyi szint alatt sem következik be oldás, például akkor, ha a kalcitszemcsét organogén védőfilm burkolja).

A fenéküledék CaCO_3 tartalmának eloszlásáról jó információink vannak az Atlanti- és a Csendes-óceán területeiről. Igen értékes adatokat tartalmaz D. B. ELLIS és T. C. MOORE JR. (1973) cikke, az Atlanti-óceán D-i részének vizsgálatáról.

Megállapították, hogy a kompenzációs mélység az óceánban rész-medencénként jelentősen változik. Így a Brazil és az É-Argentín medencében 4800 m, a Cape medencében 5400 m.

A karbonáttartalom eloszlását ábrázoló térképet az 1. ábra mutatja. A térképről a karbonáttartalom és az óceánaljazat morfológiája, illetve az óceáni mélységviszonyok közötti korreláció világosan leolvasható.

A kompenzációs szintre vonatkozó konkrét adatok megegyeznek M. N. BRAMLETTE (1961), TÜREKIAN (1965) W. H. BERGER (1971) és mások korábbi adataival, így összegezve megállapíthatjuk, hogy a kompenzációs mélység általában 4700–5500 m között változik. Akad igen jelentős eltérés is ettől az

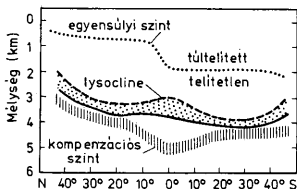


1. ábra. Az óceánfenék üledékanyagának CaCO_3 tartalma az Atlanti-óceán déli medenőjében (K. K. TÜREKIAN nyomán) Jel magyarázata: 1. 80–100%, 2. 60–80%, 3. 40–60%, 4. 20–40%, 5. 0–20% CaCO_3 .
 Fig. 1. CaCO_3 content of the sediment of the ocean floor in the southern basin of the Atlantic Ocean (after K. K. TÜREKIAN). Legend: 1. 80–100%, 2. 60–80%, 3. 40–60%, 4. 20–40%, 5. 0–20% CaCO_3 .

értéktől, például a Ross tengerben csupán 500 m a kompenzációs szint (KENNET 1966).

A szervezetek vázának oldási viszonyait W. H. BERGER vizsgálta igen alaposan az elmúlt években. Különösen a kompenzációs mélység és a lysoclin közötti összefüggéseket elemezte. *Foraminifera* kamrákon végzett megfigyelései szerint a lysoclin általában mintegy 1000–1500 m-rel a kompenzációs szint fölött helyezkedik el, tehát 3000–4000 m mélységben. A lysoclin és a kompenzációs mélység közötti tartományban ellenálló vázanyagú Foraminiferák találhatók. Fontos megállapítása, hogy az egyenlítő közelében a kompenzációs mélység növekszik, míg a lysoclin hasonló mértékben magasabbra kerül. További értékes megfigyelése, hogy a telítettségi szint az É-i féltekén 300–400 m-rel átlagosnak tekinthető, az egyenlítőtől D-re 1000 m alá süllyed (2. ábra).

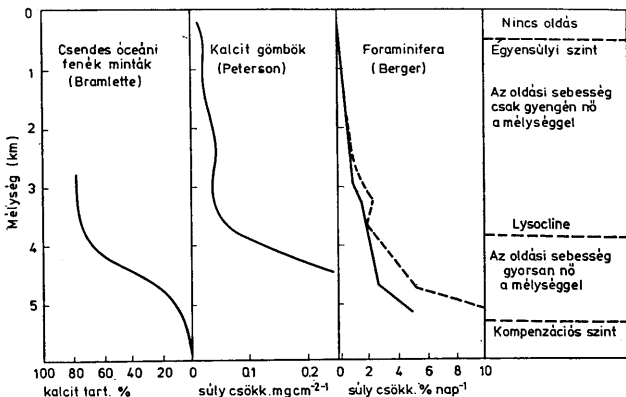
A szerves eredetű aragonit oldásával kapcsolatban *Pteropoda* vázakra vonatkozó megfigyelések vannak. Különösen érdekes Friedmannak az az adata, amely szerint a Vörös-tenger határozottan meleg (20 °C feletti) 1000–2000 m mélységű vizében a *Pteropoda* vázak oldódása figyelhető meg. Ez az észlelés méginkább figyelmet kelt, ha szembesítjük azzal a tapasztalattal, hogy a hidegebb óceánvízben az aragonit váz csak jóval nagyobb, például a Bermudák környékén kb. 4500 m mélységben oldódik (FRIEDMAN 1965). Erre az első pillanatban valóban különösnek tűnő jelenségre HUDSON (1966) hívta fel a figyelmet.



2. ábra. Az egyensúlyi, a lysocline és a kompenzációs szint helyzete a földrajzi szélesség függvényében (BERGER nyomán)
 Fig. 2. Variation of the equilibrium, lysocline and compensation levels in dependence on the latitude (after BERGER)

A tengerben lejátszódó oldási jelenségek regisztrálásában jelentős előrelépést hozott PETERSON kísérlete. Kalcitgömböket engedett le 4 hónap alatt fokozatosan 5000 m mélységig a Csendes-óceán vizébe és mérte a súlyváltozást. Kiderítette, hogy a súlycsökkenés már néhány száz méter (300–500 m) mélyen megindul, — tehát ez alatt a mélység alatt a víz már telítetlen CaCO_3 -ra és elkezdődik az oldás. Kísérletét folytatva azt tapasztalta, hogy az oldási sebesség 3700 m-ben hirtelen megnő. A PETERSON által kimutatott, és egyéb megfigyelésekkel is alátámasztott hirtelen oldási sebességnövekedés okát a különböző szerzők sokféleképpen magyarázták. Elgondolásaikra később részletesebben kitérek.

A kalciumkarbonát tengervízben való oldódására vonatkozó legfontosabb megfigyelések eredményeit, valamint a „nevezetes szintek” átlagos helyzetét a 3. ábra mutatja. (A Bergertől átvett ábra a Csendes-óceán középső részére



3. ábra. A tengeri CaCO_3 oldódás „nevezetes szintjei” (BERGER összeállítás)
 Fig. 3. „Significant levels” of CaCO_3 dissolution in sea water (after BERGER)

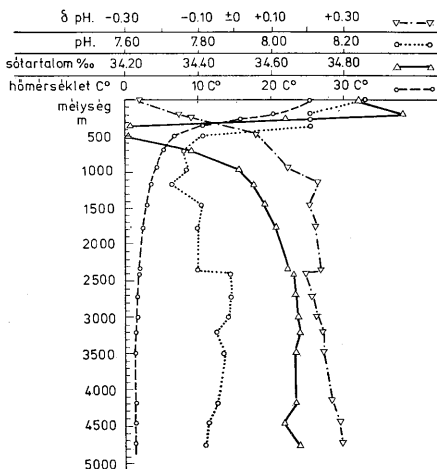
vonatkozó adatokat tartalmazza, de a görbék lefutása és a „nevezetes szintek” helyzete közelítőleg az óceáni területek nagyrésztére vonatkoztatható.)

A „nevezetes szintek” konkrét térbeli helyzetét egyre pontosabban ismerjük. Az óceánokban végbemenő oldási jelenségek pontos lefolyásáról, a legfontosabb befolyásoló tényezők hatásáról azonban még nincs kialakult mondható, általánosan elfogadott álláspont.

A legfőbb kérdés az, hogy mi okozza az oldási sebesség hirtelen növekedését, a lysoclin jelenséget. Mutatnak-e az óceán mérhető fizikai-kémiai paramétereit valamilyen jellegzetes változást, amivel a jelenség magyarázható lenne?

A kalcium-karbonát oldását befolyásoló tényezőkre vonatkozó mérési adatok

A Scripps Oceanográfiai Intézet munkatársai 1966-ban részletes méréseket végeztek a Csendes-óceán vizében (É 18°49'; Ny 168°31') a hőmérséklet és a sótartalom mélység szerinti változásának megállapítására. A 4. ábra mérési eredményeiket mutatja, kiegészítve a szovjet Vityaz óceánkutató állomás (É 19°58' Ny 169°59') által regisztrált pH értékekkel. A közölt mérési adatok szerint a Csendes-óceán adott pontján az óceánvíz hőmérséklete kb. 500 m-ig viszonylag gyorsan csökken, az ezt követő 1000 m-en meglehetősen lelassul a hőmérsékletcsökkenés üteme, 1500 m alatt a további csökkenés már nem



4. ábra. A tenger hőmérsékletének, sótartalmának, pH és Δ pH-jának változása a mélység függvényében
Fig. 4. Variation of the temperature, salinity, pH and Δ pH as a function of depth

haladja meg az 1 °C-ot, 3000-m-től pedig gyakorlatilag konstans hőmérsékletű, 1,4–1,5 °C-os a víz.

A sótartalom 500 m-ig csökken, majd 2500 m-ig ismét nő. Ez alatt alig változik (34,65–34,68‰ közt). A pH 1200 m-ig csökken, majd kismértékben nő és végül 4000 m alatt — a bemutatott példán — újra csökken.

Ezek az értékek és tendenciák, vagy vonalakban a jelenlegi óceánokra jellemzőnek tekinthetők.

Az adatok egybevetése világosan mutatja, hogy a vizsgált paraméterekben nem tapasztalható olyan markáns változás, amely a lysoclin jelenséget (és a viszonylag éles kompenzációs mélység szintet) megmagyarázhatóvá tenné.

A nyomás nyilvánvalóan egyenletesen nő a mélységgel, a hőmérséklet a lysoclin mélységében már csaknem konstans, és a pH, valamint az alkalinitás esetében is csupán igen csekély mértékű a változás.

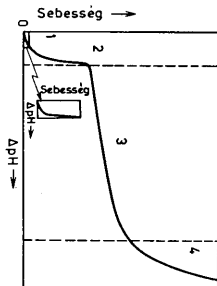
Az észlelt jelenségek okát a legalapvetőbb fizikai-kémiai tényezők mérése nem mutatta meg, viszont jó alapot adott a laboratóriumi kísérletekhez, amelyek során a tengervíz egyes paramétereit — a többi feltétel stabilizálása mellett — mesterségesen változtatták, keresve azt a paramétert, amelynek megfelelő változtatásával az óceánokban tapasztalathoz hasonló lefutású oldási sebesség görbék nyerhetők.

A kalciumkarbonát tengervízben történő oldódásának laboratóriumi modellezése

A mélytengerekben lezajló oldási jelenségek kísérleti tanulmányozásáról a közelmúltban cikksorozat jelent meg az American Journal of Science folyóiratban, amelyben R. A. BERNER és J. W. MORSE számolt be vizsgálatairól.

Kísérletük célja az volt, hogy meghatározzák az oldási sebesség változását a pH változtatása szerint, a többi feltétel változatlansága mellett.

Olyan berendezést szerkesztettek, amely a konstans pCO₂-t, Ca²⁺ koncentrációt és 25 °C-os hőmérsékletet biztosított, továbbá a pH-t automatikusan sza-

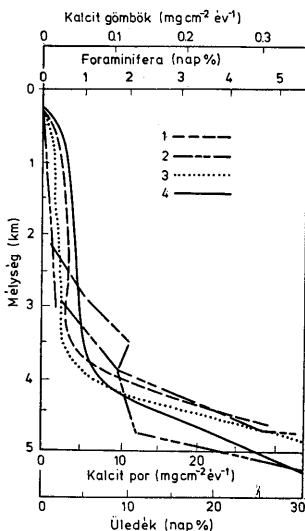


5. ábra. A CaCO₃ oldási sebesség változása a ΔpH változtatása során (BERNER és MORSE nyomán)
Fig. 5. Variation of the rate of CaCO₃ dissolution with changing ΔpH (After BERNER and MORSE)

bályozta (HCl-adagolással). Az oldáshoz 1–20 $m\mu$ -os kalcitport, illetve eredeti, óceánból kiemelt karbonát üledéket használtak.

A ΔpH ($\Delta pH = pH - p\bar{H}$, ahol $p\bar{H} = CaCO_3$ -ra telített oldat számított pH-ja, ugyanolyan Ca^{2+} és pCO_2 , továbbá nyomás, és hőmérséklet viszonyok mellett mint amit a kísérlet során alkalmaztak; $pH =$ a kísérlet során szabályozott pH aktuális értéke) és az oldási sebesség közti összefüggésre az 5. ábrán látható görbét kapták. A diagramon 4 jellegzetes szakasz különíthető el. Ezek közül az egyensúlyhoz közeli (1 és 2 számmal jelölt) tartomány viszonyai valószínűleg meg az óceánok vizében. Az egyensúlyhoz igen közeli tartományban (1.), tehát kis telítetlenség esetén ($pH < 0,10$) az oldás nagyon lassan és mindezeideig kevésbé meghatározott módon megy végbe. 0,1–0,16 ΔpH -val az oldási sebesség hirtelen megnő (az 5. diagramm felnagyított szakasza).

Elektronmikroszkópos vizsgálatokkal kimutatták hogy a 1–0,16 ΔpH -nál tapasztalt sebességváltozás oka a kristályfelszín molekuláris jelenségeiben található meg. E kritikus értéknél ugyanis lehetővé válik, hogy a kristályfelszínről leváló molekulák áthatoljanak a felületen adszorbeált gátló ionokon, amelyek közül a — kísérletek végzői szerint — a foszfát hatása a legjelentősebb, de egyéb ionok és szerves molekulák szerepét sem tartják kizártnak.



6. ábra. A $CaCO_3$ oldási sebességének változása a mélység függvényében, a tengeri mérések és a laboratóriumi kísérletek során (BERNER és MORSE nyomán). J e l m a g y a r á z a t: 1. Gömbök (PETERSON), 2. Foraminifera (BERNER), 3. Kalcitpor, 4. Üledék

Fig. 6. Variation of the rate of $CaCO_3$ dissolution with depth as measured in the sea and in the course of laboratory experiments (after BERGER and MORSE). L e g e n d: 1. Spheres (PETERSON), 2. Foraminifera (BERNER), 3. Calcite powder, 4. Sediment

A kísérletek során tapasztalt kritikus ΔpH megegyezik azzal, amely az óceáni lysoclinnál számítható és ahol a PETERSON-féle kísérletben az oldás gyorsulása fellépett.

Bár a kísérletileg kimutatott és az óceánokban végbemenő természetes oldás sebességgörbéi nagymértékű hasonlóságot mutatnak, az abszolút sebességértékekben jelentős eltérést mutatkozik. A laboratóriumban mért sebesség csaknem két nagyságrenddel nagyobb (6. ábra). BERNER és MORSE az eltérést elsősorban a kísérleti és természetes körülmények közti jelentős hőmérsékletkülönbségnek tulajdonítja (a laborkísérletnél 25°C , míg a PETERSON kísérletnél 2°C).

A laboratóriumi kísérlet tehát arra is felhívja a figyelmet, hogy állandó pCO_2 esetén a hőmérséklet növekedésével az oldási sebesség igen jelentős mértékben nő. (Ez magyarázatot adhat pl. a Vörös-tengeri kis kompenzációs mélység okára is.)

A kísérleti és természetes viszonyok közötti oldási sebességkülönbség a gátló ionok koncentrációjából is levezethető. Ha a korábban leírt oldási kísérletet PO_4^{-3} -ionos közegben hajtották végre, az oldási sebesség lelassult és az így kapott diagram bizonyos PO_4^{-3} koncentrációjánál megegyezett a PETERSON féle görbével. A kívánt PO_4^{-3} koncentráció hozzávetőlegesen megegyezett azzal, amelyet PETERSON és BERNER mértek, említett vizsgálataik során az óceán vizében.

A mai óceánokban lezajló CaCO_3 -oldódás értelmezése

A mérések és a laboratóriumi modellkísérletek eredményeinek áttekintése arra hívja fel a figyelmet, hogy az óceánokban végbemenő oldási jelenségek nem olyan egyszerűek, mint azt a részletes vizsgálódás előtt még a közelmúltban is gondolták, sőt a rendkívüli nagyszámú befolyásoló tényező miatt igen bonyolultak. Ennek tulajdonítható, hogy a különböző kutatók az eredményeket különbözőképpen értelmezik, és így az oldási jelenségek okaként más és más tényezőket emelnek ki, bár a legtöbben elismerik, hogy az óceáni karbonátoldás jellegét nem lehet csupán egyetlen faktorra visszavezetni.

- A részletes kutatás előtti általános elképzelések szerint az óceánokban a karbonát oldódás a nyomás, a hőmérséklet és a koncentráció (telítetlenség, pH) adataiból egyszerűen levezethető. Az oldhatóság a nyomás növekedésével a hőmérséklet csökkenésével nő.
- EDMOND (1971) szerint, az óceáni oldási jelenségek oka nem kereshető pusztán a víz kemizmusának megváltozásában (pH változás) hiszen ebben nem tapasztalható éles törés, az oldási sebességben viszont igen. A lysoclin jellegét a víz áramlási sebességének hirtelen növekedéséhez kapcsolja, vagyis tengeri áramlatok hatásának tulajdonítja. R. A. BERNER és P. WILDE (1972) véleménye az, hogy nem lehet döntő ok a víz áramlási sebesség, hiszen a lysoclin jelenség nem áramló rendszerben is megfigyelhető, sőt kísérletileg is kimutatható. A turbulenciának viszont szerepe lehet a szemcsék körüli egyensúlyi víz telítetlen vízre való kicserélésében.
- PETERSON (1966) vetette fel a kristályfelületi jelenségek szerepének hangsúlyozását. Nem tartja elfogadhatónak, hogy az oldási sebesség egyszerűen a telítetlenség fokának függvénye, és a kristályfelszínen abszorbeált idegen ionok, bevonatok jelentőségét emeli ki.
Végeredményben hasonló megállapításra jutottak laboratóriumi kísérleteik

során **BERNER** és **WILDE** (1972), illetve **BERNER** és **MORSE** (1974), akik legfontosabb oldási sebességsökkenetű ionnak a PO_3 -at tartják (bár más hasonló hatású ionok, vagy szerves molekulák szerepét sem tagadják) és úgy vélik, hogy a lysoclin jelenséget egy kritikus telítetlenség értéken (0,14–0,16 pH) megfelelő foszfátionok jelenlétében a kristály felületén végbemenő folyamatok változása idézi elő. Véleményük szerint az oldás sebességét a hőmérséklet is jelentősen befolyásolja, mégpedig úgy, hogy a sebesség egyenesen arányos, a hőmérséklet változásával, ha a többi paraméter konstans.

- **W. H. BERGER** (1971) véleménye az, hogy termodinamikai paraméterek és a vízcirkuláció hatásán kívül a tenger biológiai produktivitásának is jelentős szerep jut a karbonátok oldásában. Ez okozza azt a megfigyelt jelenséget, hogy a nagy produktivású területeken (egyenlítő környéke) a nagy mennyiségű CO_2 -felszabadulás miatt a lysoclin viszonylag közel kerül a tengerszínhez (3000 m). Ugyanakkor a nagymennyiségű biogén üledéktermelés következtében a kompenzációs mélység az átlagosnál mélyebbre (5000 m) süllyed (2. ábra).
- **HUDSON** (1966) fontosnak tartja az elvi (termodinamikai) és a természetben észlelhető (aktuális) karbonátoldás megkülönböztetését. Az elvi oldási sebesség változásának értelmezésében a hőmérséklet hatását emeli ki.

Gondolatmenete a következő: az oldási sebesség kétségtelenül nő a telítetlenséggel, ugyanakkor az is igaz, hogy a reakciósebesség a csökkenő hőmérséklettel általában csökken. A jelenlegi óceánok hideg mélységi vizeinél mindkét hatással számolni lehet, és az utóbbi hatás meg is haladhatja az előbbi, ami azt jelentené, hogy az alacsonyabb hőmérséklet az oldási sebességet csökkenti. (Ezt a feltételezést mint említettük **R. A. BERNER** és **P. WILDE** laboratóriumi kísérletei is megerősítették.) Az elvi és az aktuális karbonátoldás közötti eltérést **HUDSON** szerint, elsősorban a tengervízben oldott egyéb ionok és a biogén karbonátszemcséket gyakran burkoló szerves film oldódást gátló hatása okozza.

- **D. B. ELLIS** és **T. C. MOORE**, (1973) atlanti-óceáni méréseik alapján arra következtettek, hogy az óceánfenéken végbemenő karbonátoldódást elsősorban az agresszív vízű sarki fenékáramlatok hatása szabja meg. Az oldás szempontjából nem az áramlatok vízének alacsony hőmérséklete a döntő hiszen láttuk, hogy állandó koncentráció viszonyok mellett hideg vízben az oldási sebesség csökken, hanem a sarki eredetű vizek nagyfokú telítetlensége, agresszivitása (ez természetesen kapcsolatban van a hőmérséklettel is), és a telítetlen zóna folytonosságát biztosító állandó, szabályszerű vízmozgás. A mély helyzetű óceánmedencék aljzatán, ahová az áramlatok sarki eredetű vizet szállítanak a karbonátoldás csaknem teljes, míg a hátságok területén alig észlelhető (1. ábra).

A különböző irányú és módszerű vizsgálatok eredményeinek összegezése alapján bizonyosnak látszik, hogy az oldást, a meghatározó tényezők közt a nyomáson, hőmérsékleten és a telítettségen kívül, rendkívül fontos szerepe van bizonyos ionoknak és szerves molekuláknak, feltétlen figyelembe veendő továbbá a biológiai produktivitás intenzitása, a szárazföldről bekerülő üledékanyag mennyisége és jellege, az aljzat morfológiája és igen lényeges a sarki fenékáramlatok hatása.

A CaCO_3 -oldást befolyásoló paraméterek változásának lehetősége a földtörténeti során

Ha a felsorolt paramétereken végigtekintünk, megállapíthatjuk, hogy ezek mindegyike kisebb, vagy nagyobb mértékben változott a földtörténet során, tehát ha fosszilis üledékek leülepedési mélységeinek elemzésére kívánjuk felhasználni a karbonátoldódás jelenségeit, értékelnünk kell ezen változások lehetőségét és mértékét.

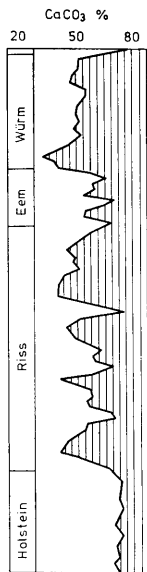
— A tengervíz nyomása, adott vízoszlopot tekintve, a víz sűrűségétől függ, ez viszont a sókoncentrációtól és a hőmérséklettől. A fanerozoikumot tekintve az átlagos sókoncentráció lényegesen nem változott, jelentősen változott viszont a hőmérséklet.

— Az őshőmérséklet vizsgálatával, az utóbbi évtizedekben különböző módszerekkel (oxigén-, szénizotópos vizsgálat Ca/Sr -arány stb.) számos kutató foglalkozott. Az adatokból világosan látszik, hogy a változás önmagában sem elhanyagolható, de főképpen akkor nem, ha a legutolsó 1 millió év adatait vetjük össze az idősebb korokéval. FAIRBRIDGE (1967) felhívja a figyelmet arra, hogy „a jelenlegi hőmérsékleti viszonyok nem tekinthetők földtörténeti „normál” állapotnak, hiszen a holocén a negyedkor interglaciális szakasza és . . . jégkorszakok csak ritkán fordulnak elő a geológiai időben”. A geológiai „normál” őségajlati képet, a jelenlegivel összehasonlítva, a következőket mondja: „a közepes szélességeken az óceánvíz és a levegő átlagos hőmérséklete kb. 10°C -kal, az egyenlítő szélességén $3-5^\circ\text{C}$ -kal, míg a sarki részeken kb. 20°C -kal melegebb volt mint ma, és nem volt sarki jégsapka. Az óceánaljzat vizének hőmérséklete nagy általánosságban $2-10^\circ\text{C}$ -kal haladta meg a jelenlegit”.

A jelenlegi állapot tehát, legalábbis tengervíz hőmérsékleti szempontból, tulajdonképpen interglaciálisnak felel meg és így a mai karbonátoldódási modell is ezt tükrözi. Óceáni fúrások bizonyítják, hogy az interglaciális, interstadiális és a glaciális üledékek CaCO_3 -tartalma között milyen jelentős különbség mutatkozik (7. ábra). Legalább ilyen jelentős lehet a különbség az interglaciálisok és a „normál” (eljegesedés nélküli) földtörténeti szakaszok közt, legalábbis a sarkokhoz viszonylag közeli területeken.

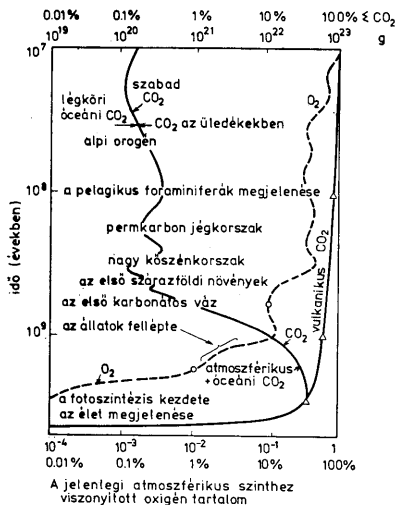
— A jelenlegi modellnek még egy nagyon fontos jele van, ami összefügg a legutolsó jégkorszak közelségével, és ez a sarki jégsapkák léte.

Ez a földtörténetben viszonylag ritka jelleg döntő módon befolyásolja az óceánok vízforgalmát, a globális fe-



7. ábra. A CaCO_3 változása az Észak-Atlanti óceáni pleisztocén-holocén rétegsorban (OLAUSSEN nyomán)

Fig. 7. Variation of CaCO_3 in a Pleistocene-Holocene sequence of the North Atlantic Ocean (after OLAUSSEN)



8. ábra. A CO₂ tartalom változása a földtörténet során (FAIRBRIDGE nyomán)

Fig. 8. Variation of the CO₂ content in the course of geological history (after FAIRBRIDGE)

nékáramlatok hajtómotorja, és ezekkel biztosítja az óceánok mélyebb régióiban az agresszív sarki víz folyamatos áramát. Azokban az időperiódusokban tehát, melyekben nem volt jégsapka, teljesen más áramlási, hőmérsékleti és vízkémiai modellel kell számolnunk, mint a mai óceánok esetében. Szemléletesen mutatja ezt a Földközi-tenger K-i medencéje és a Vörös-tenger esete, amelyekbe nem jut el a sarki fenékáramlat és így paraméterek is teljesen eltérnek az óceánokétól.

- Úgy vélem, nem kíván részletesebb bizonyítást, hogy a tengervíz CO₂-tartalma is nagymértékben változott a földtörténet során és elég, ha a FAIRBRIDGE összefoglaló diagramját közlöm e változások számított mértékéről (8. ábra).
- Kétségtelenül változott a biológiai produktivitás pl. a tengeri karbonátos vázú plankton élőlények gyors evolúciójával a jura—kréta folyamán, változhatott az oldást befolyásoló ionok (pl. PO₄³⁻) koncentrációja, a beáramló terrigén üledékanyag mennyisége és a tengeralfjzat morfológiája is.

A fenti felsorolás úgy vélem, elgondolkoztatja azokat, akik a mai modell kritikátlan felhasználásával, az egyes kőzetekben észlelt és tengeralfjaton végbement oldásként értelmezett jelegekből rögvést, a mai modellnek megfelelő környezeti adatokat olvasnak ki, és ha oldási jelenségeket vélnek észrevenni, nyomban 4000—5000 m képződési mélységre következtetnek.

Az oldási paraméterek változásának figyelembevétele az egykori környezet interpretálásánál

Reménytelen-e tehát az oldási jellegek felhasználása az egykori leülepedési mélység becslésére? Erről nincs szó, mert ma már a jelenkori környezetek beható vizsgálata és a természetes körülmények közt, illetve a laboratórium-ban végzett kísérletek értékelése módját ad arra, hogy az értelmezéshez szükséges paraméterek nagyrészt figyelembe vegyünk. (Van már számos példa erre az irodalomban, például HUDSON (1966) a felsőkréta írókréta képződményeket értelmezte az oldás egykori paramétereinek sokoldalú elemzésével.)

Nyilvánvaló, hogy minden konkrét esetben az összes tényezőt értékelni kell, és nem adható egységes recept az értelmezésre. Ezért itt csupán néhány szempontra szeretném felhívni a figyelmet.

- Láttuk, hogy milyen fontos a sarki áramlatok szerepe. Első lépésben célszerű tehát megállapítani, hogy a vizsgált periódusban lehetett-e sarki jégsapka, vagy sem.
- Sarki jégsapka hiánya esetén is volt hőmérsékletkülönbség a poláris területek és az egyenlítői részek közt, tehát lehetett globális áramlás, jóllehet kisebb hatásokkal. Megállapítandó azonban, hogy az adott területre eljuttott-e a sarki eredetű víz, vagy sem. A longitudinális, sarkok felé nyílt óceánmedencébe valószínűleg eljuthat a fenékáramlatokkal szállított víz, latitudinális orientáció esetén (Tethys!), ennek az esélye kisebb. A kérdés a plankton és nekton, illetve a bentosz fossziliák őshőmérsékleti adatainak összevetésével nagy valószínűséggel eldönthető.
- Ha bizonyítható, hogy nem volt folyamatos agresszív vízutánpótlás a sarki áramlatok segítségével, akkor egy igen fontos, a mai modellt jelentős részben megszabó tényező kiesik. Nem számolhatunk nagy mértékben telítetlen fenékvízzel, tehát a pCO_2 felszínközeli zónák alatt közel konstans, ezzel kérdésessé válik az éles lysoclin felület, valamint a határozott kompenzációs szint feltételezésének jogosultsága is.
- Ilyen körülmények között a hőmérsékleteloszlás; a szerves produkció és a terrigen anyagbeszállítás aránya, valamint a víz karbonát — és egyéb ion koncentrációja lesz, az oldási jelenségeket irányító legfontosabb tényező.
- Amennyiben a víz nincs kapcsolatban a globális áramlatokkal, a tenger aljzatának hőmérséklete nagyjából a környező szárazföldek minimumával egyenlő (pl. mai Földközi-tenger). A szárazföldi környezet hőmérsékletére a fosszilis flóra és a szárazulati üledékek jellege utal, de megteudhatjuk pl. riff környezetek köeteinek őshőmérsékleti méréseiből is.
- A kísérletek szerint állandó pCO_2 -vel jellemezhető tengervízben a karbonát oldási sebessége a hőmérséklet emelkedésével nő, tehát a kompenzációs mélység csökken. Ezt támasztja alá FRIEDMANN korábban idézett Vörös-tengeri megfigyelése is a Pteropodák oldódásával kapcsolatban.
- Láttuk, hogy a mai tengerekben az egyensúlyi szint csupán néhány száz (300–400) méter mélységben van, ez alatt, mint azt a PETERSON kísérlet mutatja, már van lassú oldás. Amennyiben tehát az üledékképződési sebesség kicsi, az aljzaton a karbonátszemcsék hosszú ideig oldódhatnak és ez lassú oldás esetén is teljes feloldáshoz vezethet. Ha azonban az üledékképződés sebesség nagy és nincs határozott lysoclin, akkor az egyensúlyi szint alatt nagy mélységben sem tud oldódni a karbonátüledék.

- A beszállító terrigén nem karbonátos üledék mennyisége növeli ugyan az üledékképződés sebességét, és így csökkenti az aljazaton a karbonát oldódást, ugyanakkor azonban „felhígítja” a karbonát-üledékeket, tehát a CaCO_3 százalékos értékét csökkenti. Láthatjuk ezt pl. I. ábrán az Angolai-öböl esetében.
- Az egyensúlyi szint aktuális helyzetének becslésénél az üledékgyűjtőbe jutó CO_2 és a karbonátkicsapó faktorok viszonyát elemeznünk kell. Ebben segítségül szolgálhatnak a mai tengeri környezetre vonatkozó vizsgálatok eredményei.
- A felsoroltakon kívül is számos tényező létezik, amelyekről tudjuk ugyan, hogy szerepük fontos, de amelyekkel ma még a szükséges recens és fosszilis adatok hiánya miatt — többnyire nem számolhatunk (pl. nyomelemek, szerves vegyületek, kolloid bevonatok stb.).

A bevezetésben vázolt kérdésekre válaszolva, összefoglalásképpen, azt szeretném hangsúlyozni, hogy a karbonátos kőzetek rétegfelszínén megfigyelt tenger-aljzati oldásra utaló jelenségek értelmezése (nem tekintve azt a gyakorta előforduló tévedést, hogy a diagenézis során létrejövő sztilolitokat fenékaljzati oldással képződött felszíneknek vélik) nem kezelhető leegyszerűsítve.

Az üledékanyag oldódásának jelensége csakúgy mint a legtöbb földtani jelenség, nyilvánvalóan végbement a múltban, de a maival csak olymértékben azonos módon, amennyire a jelenséget megszabó, illetve befolyásoló tényezők hasonlóak voltak a jelenlegihez. Az értékelésnél a változó paraméterek által okozott eltéréseket lehetőség szerint korrekcióba kell venni. Amennyiben a folyamatot megszabó tényezők jelentősen különböztek a maitól (a földtani múltban visszafelé haladva egyre nagyobb mértékben számíthatunk erre), a jelenkori modellel nem számolhatunk.

A karbonátoldódási jelenség múltbeli interpretációjának kérdése csupán egyetlen példa arra, hogy a ma lezajló folyamatok múltba vetítése milyen elővigyázatosságot igényel, éppen ezért zársként azt az általános szemléletmódot szeretném aláhúzni, amely a földtani értelmezésnél nélkülözhetetlen aktualizmus elvét nem a jelenlegi és egykori jelenségek azonosságaként, hanem változó mérvű hasonlóságaként fogja fel, és a földtörténet során kétségtelenül végbement egyirányú változásokkal is számol.

Irodalom — References

- BATHURST, R. G. C. (1966): Depth indicators in sedimentary carbonates. *Marine Geol.* v. 5 No. 5/6.
- BERGER, W. H. (1968): Planktonic Foraminifera: Selective solution and paleoclimatic interpretation. *Deep-Sea Res.* v. 15.
- BERGER, W. H. (1971): Sedimentation of planktonic Foraminifera. *Marin Geol.* v. 11.
- BERNER, R. A., MORSE, J. W. (1972): Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water II. A kinetic origin for the lysocline. *Am. J. Sci.* v. 272 No. 9.
- BERNER, R. A., MORSE, J. W. (1974): Dissolution kinetic of calcium carbonate in sea water IV. Theory of calcite dissolution. *Am. J. Sci.* v. 274 No. 2.
- BERNER, R. A., WILDE, P. (1972): Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water I. Saturation state parameters for kinetic calculation v. 272 No. 9.
- BRAMLETTE, M. N. (1961): Pelagic sediments. In: *Sears (ed.) Oceanography. Publ. Am. Assoc. Sci.* v. 67.
- EDMOND, J. M. (1971): An interpretation of the calcite spheres experiment. *Am. Geophys. Union, EOS Trans.* v. 52.
- ELLIS, D. B., MOORE, T. C. (1973): Calcium carbonate, opal and quartz in Holocene pelagic sediments and calcite compensation level in South Atlantic Ocean. *J. Marine Res.* v. 31 No. 3.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1967): Carbonate rocks and paleoclimatology in the biogeochemical history of the planet. In: *G. V. CHILLINGAR, H. J. BISSELL, R. W. FAIRBRIDGE (ed.) Carbonate rocks. Development in sedimentology.* 9/A New York Elsevier
- FRIEDMAN, G. M. (1965): Occurrence and stability relationships of aragonite, high-magnesium calcite and low-magnesium calcite under deep sea conditions. *Bull. Geol. Soc. Am.* v. 76.
- HUDSON, J. D. (1966): Speculations on the depth relations of calcium carbonate solution in recent and ancient seas. *Marine Geol.* v. 5 No. 5/6.

- KENNET, J. P. (1966): Foraminiferal evidence of a shallow calcium carbonate solution boundary, Ross Sea, Antarctic Science v. 153
- OLAUSSON, E. (1965): Climatological, geoecological and paleoceanographical aspects on carbonate deposition. In: M. Sears (ed.) Progress in oceanography Pergamon Press
- PETERSON, M. N. A. (1966): Calcite: rates of dissolution in a vertical profile in the central Pacific. Science v. 154
- SCHNITZER, D. (1974): West Atlantic abyssal circulation during the past 120 000 years. Nature v. 248 No. 5447
- TUREKIAN, K. K. (1965): Some aspects of the geometry of marine sediments. In: I. F. Riley, G. Shirrow (ed.) Chemical Oceanography Acad. Press London

Dissolution of CaCO_3 in sea water at present and in the geological past

J. Haas

In recent years, primarily in connection with the application of the plate tectonic theory, the question is often aroused, whether some sedimentary rocks can be interpreted as having been formed on a sea bottom of several thousand metres depth, or not. In the Alpine-Carpathian region, including Hungary, the problem of the depositional environment of the Red Jurassic and, first of all, that of the depth of its formation, has been heavily discussed for more than the half of a century now. Of course, the attempt at a plate tectonic interpretation of this region has re-animated the old discussion, for one of the main points of the application of this theory is to prove or to refute the oceanic depth of the Jurassic Tethys.

Since oceanographic research has revealed the phenomenon of carbonate dissolution on sea bottom and it has stated the existence of a so-called compensation level, one of the main arguments of the representatives of the abyssal depth theory is that phenomena observed in rocks and attributed to dissolution on a sea bottom (e.g. the lack of CaCO_3 in some formations, the absence or relative decrease of originally aragonite-skeletoned fossils as compared to calcite-skeletoned ones, undulated surfaces, irregularly redissolved fossils, etc.) which seem to have taken place below the compensation level would indicate a deposition at a depth of 4000 to 5000 m as shown by recent data. Since the oversimplification and the unscrupulous use of the principle of actualism, i.e. extrapolation of present-day observations to the geohistorical past without due consideration of the one-time conditions, would be the source of grave errors, the authors has attempted to scrutinize the afore-mentioned problem. By collecting present-day information on the dissolution of carbonate in sea water, he has sought to find an answer first of all to the question: which are the factors controlling the process of dissolution recently? Notably, unless these are known, it would be impossible to judge as to the extent of the relevant changes that may have taken place during geological history, the less so to determine the ways in which those changes could modify the one-time dissolution model.

The present paper has been intended to report on the results of model experiments and oceanographic observations published in the last years and to give their evaluation, primarily from the point of view how to use them in geological or paleo-ecological interpretations.