

Besides photolineaments, circular and ring-like structures varying in diameter may be traced in satellite photos. The origin of such circular structures is the subject of discussion but there appears that they are most often related to circular volcano-tectonic structures and igneous intrusions of the central type.

In our country, especially high concentration of circular structures is found in the Sudety Mts and their foreland.

Over a dozen structures circular to elliptical in outline were traced in Landsat satellite of that area. The authors regard two of these structures (Jawor and Świdnica) as analogues to volcano-tectonic depressions and eight others (Strzegom, Stanowice, Środa Śląska, Strzelin, Jaszów, Złoty Stok and Paczków—Jeseniki) as presumably related to intrusions of the central type. The available data are, however, insufficient for unequivocal interpretation of origin of several other structures. The known deposits and occurrences of various colour metals were found to be most common in places of concentration of photolineaments and at cross-sections of photolineaments and circular structures, e.g. in the vicinities of Jawor and at cross-section of 4 circular structures in the Stronie Śląskie area.

На космических съемках кроме фотолинеаментов можно выделить круговые и кольцевые структуры разных диаметров. Генезис круговых структур можно выяснить разным образом, но чаще всего они связаны с вулканотектоническими круговыми структурами, а также с магматическими интрузиями центрального типа.

Особенно большое накопление круговых структур в нашей стране наблюдается в Судетах и на их предполье. На основании космических съемок Ландсат в этом районе выделено несколько структур имеющих круговую или эллиптическую форму. Авторы статьи заметили сходство двух структур (Явор, Свидница) с вулканотектоническими впадинами, а также указали на вероятную связь восьми структур (Стшегом, Становице, Собутка, Сьрода Слэнска, Стшелин, Яшув, Злоты Сток, Пачкув—Есеники) с интрузиями центрального типа. На основании известных авторам фактов трудно однозначно определить генезис ряда других структур. Авторы приходят к выводу, что накопление разведанных месторождений разных цветных металлов связано с местами сгущения фотолинеаментов и их пересечения с круговыми структурами. Такая обстановка наблюдается вблизи Явора а также на пересечении четырёх круговых структур в районе Строня Слэнского.

MAREK NARKIEWICZ

Instytut Geologiczny

## ZAGADKA DOLOMITÓW

UKD 552.543:552.14:549.782.121.01:553.24

W 1791 roku francuski naturalista i kawaler maltański Déodat de Dolomieu jako pierwszy opisał skałę bardzo podobną do wapienia, ale nie burzącą z kwasem. Od tego czasu dolomity należą do najbardziej zagadkowych, najżywiej dyskutowanych odmian litologicznych ziemskiej skorupy (m.in. 11, 21, 24). Zagadka dolomitów składa się z dwóch pytań, na które do tej pory nie znaleziono zadowalających odpowiedzi. Pierwsze pytanie odnosi się do warunków w jakich powstaje minerał dolomit i jego nagromadzenia współczesne i kopalne. Druga natomiast kwestia dotyczy przyczyn częstszego występowania dolomitów w starszych utworach geologicznych, co przez wielu badaczy jest utożsamiane z częstszym tworzeniem się tych skał w przeszłości.

Pierwsza część zagadki dolomitów — problem ich genezy — jest tym bardziej dramatyczna, że do dzisiaj nie powiodła się próba syntezy minerału dolomitu w warunkach panujących na powierzchni Ziemi. Jak to wyraził Berner (2): „Żadnemu żyjącemu organizmowi, nie wyłączając człowieka, nie udało się wytrącić prawdziwego dolomitu w warunkach sedymentacyjnych”. Jest to sytuacja dość nieoczekiwana biorąc pod uwagę tak szerokie rozprzestrzenienie dolomitów w skorupie ziemskiej: stanowią one przecież zdecydowaną większość w obrębie skał węglanowych, obejmujących 1/5 wszystkich utworów osadowych (9, 17, fig. 3).

### WARUNKI TWORZENIA SIĘ DOLOMITÓW W OBRĘBIE UTWORÓW MORSKICH

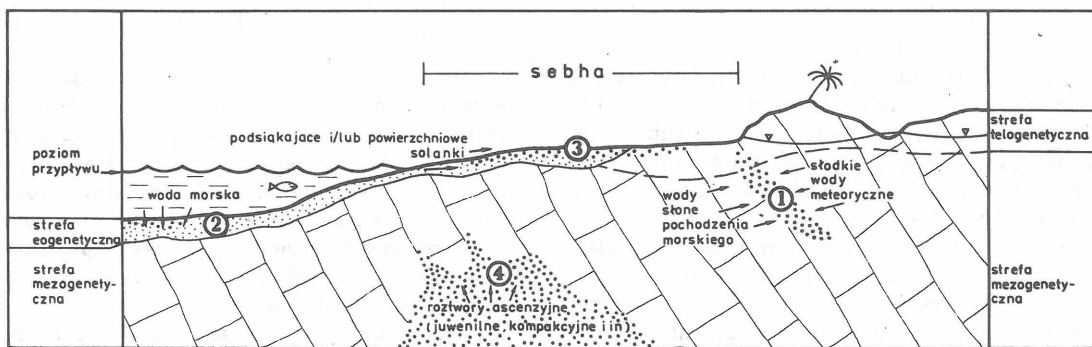
Początkowo żywiono przekonanie, że interpretację dolomitów da się sprowadzić do jednego czy dwóch modeli

genetycznych. Szybko jednak okazało się, że natura i w tym przypadku oferuje o wiele więcej możliwości i wariantów. Poznano więc dolomity powstałe wskutek procesów metamorficznych, opisano dolomity detrytyczne — utworzone przez erozję i powtórne osadzenie okruców starszych skał, wreszcie stwierdzono współczesne i kopalne facje dolomityczne związane ze środowiskami jeziornymi, ewentualnie typu playa. Wymienione interpretacje daleko nie wyczerpują jednak możliwości tworzenia się dolomitów, a zwłaszcza nie tłumaczą najliczniejszych w naturze przypadków związku tych utworów z osadowymi facjami morskimi.

Ten ostatni typ dolomitów kwitowano przez dłuższy czas (i czyni się to często po dziś dzień) dość mechanicznym podziałem na utwory syn-, dia- i epigenetyczne, podziałem odnoszącym się nie tyle do warunków powstawania, ile do relacji czasowych między zaawansowaniem diagenety w utworach wapiennych, a ewentualnie tworzącymi się w ich obrębie dolomitami. Pomijając fakt, iż stosowane we wspomnianym podziale kryterium lityfikacji wyraźnie zawodzi w przypadku utworów węglanowych (14), to wyróżnione kategorie nie mówią nic albo niewiele o fizyko-chemicznych warunkach powstawania mieszczących się w ich obrębie dolomitów.

Dzisiaj, w wyniku prawie 30 lat intensywnych badań współczesnych środowisk węglanowych oraz w rezultacie wielu dokładnych analiz utworów starszych\* można spró-

\* Autor rezygnuje w niniejszym przeglądowym i, z konieczności, pobieżnym artykule z przytaczania licznych prac opisujących szczegółowo wystąpienia i interpretacje dolomitów, odsyłając Czytelnika do obszernych bibliografii w istniejących opracowaniach syntetycznych (zwłaszcza 1, 4, 8, 25).



Ryc. 1. Rozmieszczenie czterech najważniejszych środowisk diagenetycznych powstawania dolomitów w morskich węglanach na tle wyidealizowanego, schematycznego przekroju przez strefę brzegową w klimacie tropikalnym oraz na tle zasięgu głównych stref diagenety (wg 5). Grubymi kropkami zaznaczono miejsca powstawania dolomitu, strzałki oznaczają kierunki dopływu roztworów bio-rzających udział w dolomityzacji

1 – strefa mieszania się wód morskich i słodkich meteorycznych (model „dorang”), 2 – podmorskie środowisko eogenetyczne, 3 – ewaporatowe środowisko supralitoralne, 4 – głębsza strefa podpowierzchniowa

bować wydzielić kilka najczęściej się powtarzających środowisk diagenetycznych, sprzyjających powstawaniu dolomitów w obrębie litofacji morskich (ryc. 1).

1. **Brzeżne partie środowiska meteorycznego w podłożu ławic lub platform węglanowych** (model „dorang”, „mixing”). W pewnym zakresie rozcieńczeń woda morska jest nie dosycona względem kalcytu, który ulega rozpuszczaniu, a przesycona względem dolomitu – wytrącanego. Dolomityzacja znacznych ilości utworów wapiennych może się zdarzyć wówczas, gdy w podłożu częściowo wynurzzonej ławicy albo platformy węglanowej, w klimacie stosunkowo wilgotnym utworzy się poduszka słodkiej wody „pływająca” na cięższych porowych wodach silnie zasolonych. Przy znacznej miąższości tej soczewki i częstych zmianach jej rozprzestrzenienia w podłożu wapiennym, może zachodzić rozległa dolomityzacja wzdłuż strefy przenikania się wód słodkich ze słonymi. Przekonujące przykłady takiej dolomityzacji opisano początkowo z czwartorzędowych utworów biogenicznych na Karaibach, a w Polsce ostatnio model ten próbuje się zastosować do interpretacji niektórych dolomitów cechsztyńskich (16).

2. **Środowisko podmorskie.** Normalna woda morska jest często przesycona w stosunku do dolomitu, zatem teoretycznie minerał ten powinien wytrącać się w środowisku podmorskim. Z badań współczesnych osadów morskich wynika jednak, że dolomit bezspornie autigeniczny (nie detrytyczny) występuje tu niezwykle rzadko, na ogół w formie izolowanych euhedralnych kryształków albo pojedynczych kongregacji. Wyjątkowo mogą to być całe warstwy dolomikrytowe, jak w przypadku Zatoki Baffina w Teksasie, zbiornika o nieco podwyższonym (?) zasoleniu. Jednoznacznie otwartomorskie litofacje dolomityczne nie są też do tej pory znane – przynajmniej autorowi – z utworów kopalnych.

Rozważania termodynamiczne nasuwają wniosek, że kolejnością wytrącania albo transformacji minerałów węglanowych w wodzie morskiej mogą rządzić bardzo subtelne zmiany mikrośrodowiskowe (22). Dotyczy to zapewne również i dolomitu, który jednak powstaje tu w stosunkowo najwęższym zakresie i to najbardziej skrajnych warunków fizyko-chemicznych, w porównaniu z innymi pospolitymi minerałami węglanowymi.

3. **Strefa supralitoralna w suchym klimacie tropikalnym** (model sebhy nadmorskiej). Według modelu klasycznej

Fig. 1. Distribution of four major diagenetic environments of dolomite formation in marine carbonates against the composite schematic cross-section of marginal marine zone in a tropical climate. Limits of the broad diagenetic zones (according to Choquette and Pray 1970) also are indicated as well as directions of flow of dolomitizing solutions (arrows). Coarse stipples represent places of dolomite formation

1 – marginal meteoric environment (mixing zone according to the „dorang” model), 2 – submarine eogenetic environment, 3 – evaporitic supratidal environment, 4 – deeper subsurface environment

sebhy znad Zatoki Perskiej, dolomityzacja na dużą skalę w podobnym środowisku wystąpi wówczas, gdy będą spełnione następujące warunki: 1) suchy klimat, 2) intensywna sedimentacja węglanowo-ewaporytowa o charakterze progradacyjnym, w warunkach płaskiej, rozległej równi supralitoralnej, 3) znikomy dopływ osadów terygenicznych. W takiej sytuacji, woda morska przesiakająca w stronę lądu albo dostarczana przez sztormy lub anormalnie wysokie przyptywy, podlega w trakcie odparowania coraz silniejszemu stężeniu wytrącającym, w przypadku idealnym, kolejno: węglany wapnia, celestyn, gips, anhydryt, halit, magnezyt i huntyt. Na ogół sądzi się, że dolomity wytrącają się lub, co bardziej prawdopodobne, zastępują muły aragonitowe z chwilą, gdy wskutek precypitacji  $\text{CaCO}_3$  i gipsu stosunek jonów Mg do Ca w roztworze osiągnie znaczne wartości, przekraczające 10. Istnieje też hipoteza, że warunki sprzyjające dolomityzacji mogą powstać podczas rozcieńczania takich stężonych roztworów, np. przez gwałtowny deszcz tropikalny (środowisko schizohalinowe – 7, por. też 6). Wydaje się, że tę ostatnią możliwość, nie mieszczącą się raczej w standardzie sebhy, należałoby odnosić do węglanowych środowisk pływowych w klimacie tropikalnym; ale bardziej wilgotnym, podobnym do panującego obecnie na Karaibach. Opisane stąd przypadki dolomitowych naskorupień supralitoralnych są, co znamienne, pozbawione minerałów typowo ewaporytowych, rozpuszczanych zapewne przez silne, okresowe opady.

Model sebhy zakłada, że środowisko diagenetyczne, w którym zachodzi ewolucja ewaporacyjna roztworów, a zarazem dolomityzacja, pokrywa się, przynajmniej w sensie fizjograficznym, z obszarem sedimentacji dolomitowanych utworów kompleksu pływowego. Może się jednak zdarzyć, że środowisko supralitoralne, dostarczające stężonych roztworów dolomityzujących przykrywa i obejmuje swym wpływem starsze utwory wapienne poniżej powierzchni niezgodności sedimentacyjnej, a nawet dyskordancji kątowej (np. 15). Wówczas można już mówić o dolomityzacji telogenetycznej, w przeciwieństwie do neosomatozy eogenetycznej, tj. związanej ściśle ze środowiskiem sedimentacji, jak w modelu sebhy (prawa część sebhy na ryc. 1).

4. **Głębsza strefa podpowierzchniowa.** Strefa ta, zwana według klasyfikacji Choquette i Praya (5) mezogenetyczną,

obejmuje utwory węglanowe odcięte od wpływu środowisk powierzchniowych – eo- i telogenetycznych. Liczne przykłady kopalne wskazują, że środowisko podpowierzchniowe bywa miejscem bardzo rozległych i różnorodnych procesów dolomityzacji, często związanej z okruszczeniem. Stosunek neosomatozy do pozostałych procesów geologicznych jest tu bardzo zróżnicowany; znamy z opisów dolomityzację syn- i postkompakcyjną, pre-, syn- i postcementacyjną, wreszcie pre-, syn- i posttektoniczną. Ten dość przypadkowy stosunek dolomityzacji do lokalnej sekwencji diagenetycznej oraz częsty związek z okruszczeniem i tektogenezą sugerowałyby zewnętrzne w stosunku do zastępowanych wapieni źródło roztworów dolomityzujących. Jego uruchomienie następowało wskutek procesów kompakcyjnych, tektonicznych czy plutonicznych, w dowolnym momencie lokalnej ewolucji diagenetycznej.

O geochemii roztworów dolomityzujących w opisywanej strefie wiemy bardzo niewiele, można jedynie przypuszczać, że mają one głównie charakter hiposalinarny, o proporcji jonów Mg/Ca przekraczającej 1 (6). Dla zainicjowania i przyspieszenia procesów dolomityzacji duże znaczenie – choć jeszcze do końca nie wyjaśnione – może mieć rozkład pogrzebanej materii organicznej oraz wzrost ciśnienia, a zwłaszcza temperatury wraz z głębokością.

W żadnym z przedstawionych pokrótce środowisk diagenetyzacji węglanowej, nawet we współczesnych strefach powierzchniowych nie udało się bezpośrednio zaobserwować procesu tworzenia się dolomitu. W najlepszym razie (np. na sebhā) do już istniejących efektów dolomityzacji odnoszono badane bezpośrednio warunki fizyko-chemiczne zakładając, że nie uległy one tymczasem zasadniczej zmianie. Nie możemy zatem twierdzić, że pierwsza część zagadki dolomitów została ostatecznie i jednoznacznie rozwikłana. Jednakże z rozważań teoretycznych i rozległych badań terenowych można wysnuć przynajmniej ten ogólny wniosek, że dolomity tworzą się w środowiskach bardzo zróżnicowanych: od powierzchniowych, przez podmorskie do głębokich podziemnych, i od hiposalinarnych przez normalnomorskie do hipersalinarnych. Ogólnie można tu wyróżnić dwie grupy genetyczne: dolomity związane z facją osadową, uwarunkowane środowiskiem sedymentacji pierwotnych utworów węglanowych, czyli eogenetyczne wg klasyfikacji Choquette i Praya (5), oraz dolomity powstałe w środowisku diagenetycznym, zupełnie nie pokrywającym się ze środowiskiem sedymentacji osadów wapiennych podlegających zastąpieniu (dolomity mezo- i telogenetyczne). Ocena względnego udziału poszczególnych grup genetycznych w całkowitej masie dolomitów jest bardzo trudna; można tu jedynie opierać się na szacunkowej proporcji różnych odmian w obrębie współczesnych środowisk dolomitycznych, a także, z dużą ostrożnością, na częstotliwości pojawienia się różnych interpretacji dotyczących utworów kopalnych.

W obrębie grupy utworów eogenetycznych największy udział we współczesnych morskich facjach węglanowych mają dolomity powstałe w warunkach zbliżonych do modelu sebhā, zupełnie podrzędna rola przypada utworom podmorskim. Niewyjaśniony pozostaje do chwili obecnej ilościowy udział środowiska schizohalinowego – według Folka i Siedleckiej (7) miałyby ono szeroki zasięg i duże znaczenie w kopalnych facjach węglanowych. Z kolei, w grupie dolomitów „niefacjalnych” dominującą odmianę stanowią, jak się wydaje, głębokie utwory podpowierzchniowe, przy o wiele mniejszym udziale telogenetycznych i to zarówno zasilanych przez solanki z facji ewaporatowych, jak i powstałych w wyniku mieszania wód słodkich ze słonymi. W przypadku modelu „dorang” sytuacja jest do-

datkowo skomplikowana przez to, że strefa mieszania może występować stosunkowo głęboko pod powierzchnią, wchodząc tym samym w domenę procesów mezogenetycznych (ryc. 1).

W znacznej większości opisanych przypadków współczesnej i kopalnej dolomityzacji nie tworzy ona stałego ogniwa w szeregu lokalnych przemian diagenetycznych, ale nakłada się zupełnie niezależnie na te przemiany. Wiąże się to z istnieniem zewnętrznego, względem zastępowanej litofacji wapiennej, źródła i mechanizmu uruchomienia roztworów dolomityzujących. Dlatego też każda spójna interpretacja wielkoskalowej neosomatozy powinna zawierać wy tłumaczenie mechanizmu przepływu roztworów dostarczających znaczne ilości jonów magnezu. Spośród takich modeli hydrologicznych, w przypadku dolomityzacji ewaporatowej eo- i telogenetycznej często rozważa się pompę ewaporacyjną (evaporative pumping), przesiąkanie solanek (seepage reflux) i okresowe zalewy wód morskich (flood recharge). Przy interpretacjach głębokiej neosomatozy podpowierzchniowej stosowano m.in. model przepływów wymuszonych przez kompakcję albo cyrkulacji hydrotermalnej. Należy oczekiwać, że w środowisku podmorskim mogą tu odgrywać rolę pływy, falowanie i prądy morskie, a ponadto, jak zresztą w każdym z pozostałych przypadków, dyfuzja jonów. Wspólną jednak cechą wszystkich przypadków wielkoskalowej dolomityzacji musiały być gradienty hydrologiczne o wyjątkowo sprzyjającym kierunku, rozmiarach i długotrwałości w czasie geologicznym.

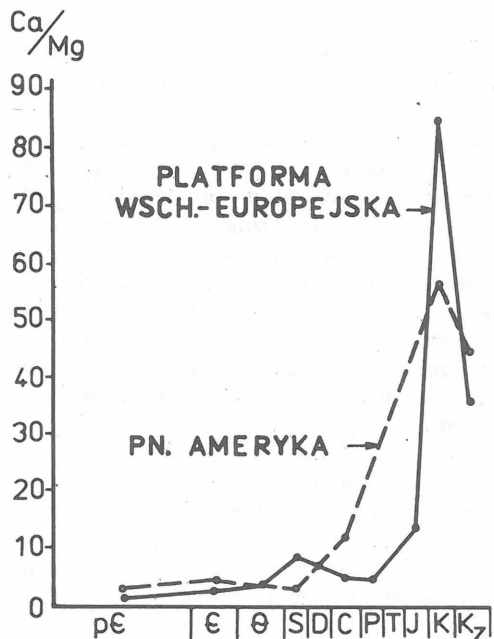
Taki wyjątkowy układ hydrologiczny sam w sobie nie wystarczy jednak do wystąpienia dolomityzacji na dużą skalę; musi on operować w obrębie stosownego podłoża wapiennego i być zasilany odpowiednimi, co do cech fizyko-chemicznych, roztworami. Dopiero współdziałanie wymienionych oraz jeszcze innych, słabiej poznanych uwarunkowań stwarza sytuację nieuchronnej neosomatozy. Proces ten rysuje się więc jako efekt szczególnego, w dużej mierze przypadkowego zbiegu bardzo różnorodnych czynników geologicznych.

#### DLACZEGO CORAZ MNIEJ DOLOMITÓW W ZAPISIE GEOLOGICZNYM?

Na dowód wzrastającego z wiekiem udziału dolomitów w skałach węglanowych najczęściej przytacza się syntetyczne zestawienia Winogradowa i Ronowa dla platformy wschodnioeuropejskiej (17) oraz Daly'ego i Chilingara dla Ameryki Północnej (3). Zestawienia te (tab. i ryc. 2) dotyczą zrekonstruowanej na podstawie analiz chemicznych wielu próbek ewolucji stosunku Ca/Mg różnych skał węglanowych.

Ponieważ w młodszych utworach wapiennych znaczny, nieraz dominujący udział ma kalcyt magnezowy, zawierający do 30% mol.  $MgCO_3$ , zatem część danych w tab. i na ryc. 2, odnosząca się zwłaszcza do trzeciorzędu i czwartorzędu oddaje proporcje dolomitów ze znacznym zawyżeniem. Inne zastrzeżenia metodologiczne budzi fakt posługiwania się izolowanymi próbkami, pochodzącymi przeważnie z obszarów platformowych o specyficznej, niekoniecznie reprezentatywnej w skali globu historii geologicznej. W przypadku starszego paleozoiku północnoamerykańskiego opróbowanie ograniczyło się niemal wyłącznie do jednego basenu sedymentacyjnego (3, tab. II).

Jednak nawet przy tych zastrzeżeniach, podważających ilościowy walor krzywej na ryc. 2, należy zgodzić się z ogólnym wnioskiem o rosnącej proporcji dolomitów w coraz starszych utworach węglanowych. Tradycyjnie



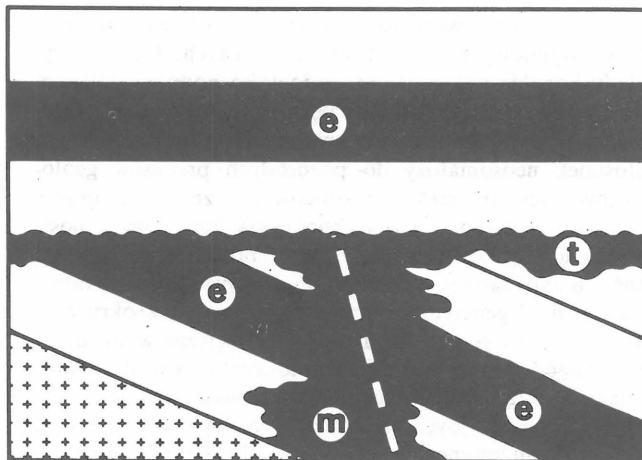
Ryc. 2. Zmiana (wagowej?) proporcji Ca/Mg w wiekiem, w skalach węglanowych platformy wschodnioeuropejskiej i Północnej Ameryki (na podstawie kompilacji A.B. Ronova 1972, fig. 6)

Fig. 2. Evolution of (weight?) ratio Ca/Mg versus the geological time, in carbonate rocks of the East European platform and North America (based on compilation by Ronov, 1972, fig. 6)

tłumaczy się to zjawisko hipotezą o malejącym udziale facji dolomitowych, a zatem stopniowym zanikiem warunków sprzyjających powierzchniowemu tworzeniu się tych skał. To ostatnie próbuje się z kolei uzasadnić różnymi hipotezami zakładającymi zmienność warunków na powierzchni Ziemi, najczęściej ewolucją wód Oceanu Światowego z ich postępującym zubożeniem w jony Mg w stosunku do Ca, na przykład z powodu systematycznego ubożenia w magnez wynurzonych obszarów kontynentalnych (17). Przywołuje się też ewentualne zmiany w atmosferze ziemskiej, np. zmniejszenie się ciśnienia parcjalnego CO<sub>2</sub> (13), a także ubytek z wód morskich jakiegoś enigmatycznego „katalizatora” dolomitizacji (11).

Rozważania o składzie chemicznym Oceanu Światowego i jego możliwej ewolucji pozostają jeszcze w sferze nierzadko sprzecznych ze sobą hipotez (9). Garrels i Mackenzie (9) wśród faktów przemawiających za niezmiennym składem wody morskiej od prekambriu do dziś, przytaczają również brak w dawnych litofacjach otwartego morza większych ilości anomalnych składników autogenicznych, m.in. sepiolitu, brucytu i gipsu. Do listy tej można by dorzucić również i dolomit – autor nie spotkał się do tej pory w dostępnej mu literaturze z przekonującymi opisami paleozoicznych i młodszych utworów dolomitowych, interpretowanych jako facja otwartego zbiornika. Wskazywałoby to, iż, przynajmniej z punktu widzenia warunków powstawania dolomitu, woda morska nie uległa od kambriu znaczniejszej ewolucji.

Należałoby więc sądzić, że obserwowana we współczesnych osadach zdecydowana przewaga ilościowa dolomitizacji według modelu sebhy nad innymi facjami dolomitycznymi, a zwłaszcza nad dolomitizacją podmorską nie jest jakimś ewenementem geologicznym i może odpowiadać sytuacjom z przeszłości. Różnica nie leżałaby zatem w proporcjach, lecz w ogólnej powierzchni wystąpienia: obecne środowiska sedymentacji węglanowej nie



Ryc. 3. Schematyczny przekrój obrazujący wzrost łącznej ilości dolomitów w utworach starszego z dwóch cykli sedymentacyjno-diastryficznych wskutek pojawienia się rozległej dolomitizacji mezo- i telogenetycznej

e – dolomity eogenetyczne, t – telogenetyczne, m – mezogenetyczne

Fig. 3. Schematic cross-section showing the relative volumetric increase of dolostones in carbonate deposits belonging to an older of two sedimentary-diastrorphic cycles, owing to an extensive meso- and telogenetic dolomitization not embracing the younger cycle

e – eogenetic dolostones, t – telogenetic d., m – mesogenetic d.

mogą równać się rozległością z niektórymi dawnymi epikontynentalnymi litofacjami wapienno-dolomitycznymi.

Udział tych ostatnich w ogólnej masie osadów, obecnie wynoszący kilka procent, mógł w niektórych epokach geologicznych sięgać 20–30% (18). Epoki te, a zwłaszcza późny kambry – wczesny ordowik, środkowy dewon – wczesny karbon, wczesny perm, późna jura i późna kreda, dość dobrze korelują się z maksimami krzywych zasięgu globalnych transgresji w czasie geologicznym (23, fig. 3). Stanowi to mocne wsparcie dla wcześniejszych hipotez o roli mórz epeirycznych – rozległych, o niskim gradiencie morfologicznym, pływowych zbiorników epikontynentalnych – dla sedymentacji węglanowej w przeszłości (12, 20). Według modeli obu cytowanych autorów przybrzeżne litofacje dolomityczne, porównywalne ze środowiskiem sebhy, stanowiłyby ważny składnik sekwencji morza epeirycznego. Jednakże z tego, co wiemy obecnie o dolomitycznych facjach supralitoralnych wynika, iż obok istnienia płytkiego, tropikalnego szelfu węglanowego warunkiem powstania sebhy przybrzeżnej jest zwłaszcza odpowiednio suchy klimat. Należy zatem sądzić, że rozległe, kopalne litofacje dolomitowo-siarczanowe typu sebhy występowały tylko w tych dawnych morzach epeirycznych, które rozciągały się w suchej strefie klimatycznej.

Porównanie wspomnianych krzywych Wise'a (23) i Ronova i in. (18) prowadzi do wniosku, że przynajmniej od kambriu do dziś, nie istnieje żaden trend – rosnący czy malejący – zasięgów węglanowych zbiorników epikontynentalnych. Zasięgi te, i tempo gromadzenia się platformowych węglanów, podlegały nieregularnym oscylacjom, które najpewniej korelują się z cyklicznymi wahaniami globalnego tempa spredingu (por. np. przegląd w 19). Wydaje się, że takie oscylacje globalnych transgresji są jednym z czynników tłumaczących również i zmienność udziału facji dolomitowych w łącznej sumie skał osadowych, równoległe z innymi węglanami. Wahania natomiast w zawartości dolomitów eogenetycznych względem litofacji wapiennych można wytłumaczyć rozmieszczeniem mórz epeirycznych

ŚREDNIE PROPORCJE WAGOWE Ca/Mg  
W RÓŻNOWIEKOWYCH SKAŁACH WĘGLANOWYCH  
AMERYKI PÓŁNOCNEJ  
(WG G.V. CHILINGARA 1956, TAB. I)

Wiek	Liczba próbek	Śr. wielkość Ca/Mg
prekambr	70	4,0:1
kambr	40	4,2:1
ordowik	100	3,5:1
sylur	250	3,0:1
dewon	160	7,0:1
karbon – perm	400	16,0:1
kreda	85	56,0:1
trzeciorzęd	50	53,0:1
czwartorzęd	250	40,0:1

w stosunku do stref klimatu suchego (zatem konfiguracją kontynentów w danym okresie), a także, przypuszczalnie, przebiegiem transgresji i regresji jako sumy drobniejszych cykli eustatycznych, warunkujących rozwój okresowo zalewanych, progradacyjnych równi nadpływowych. W sumie składałoby to się na dość nieregularne zmiany względnego udziału facji dolomitowych w łącznej masie węglanów, jednakże bez określonej, malejącej czy rosnącej tendencji w czasie geologicznym.

W świetle tych rozważań wyraźną, podkreślaną przez wielu autorów anomalię wyjątkowo wysokiej proporcji Ca/Mg w systemie kredowym (ryc. 2, tab.) można wytłumaczyć: 1) wyjątkowo silną transgresją i nienormalnie dużymi głębokościami mórz epikontynentalnych przy ograniczonej powierzchni kompleksów pływowych i 2) niekorzystnymi dla facji dolomitowych warunkami klimatu, na co wskazywałby m.in. wyjątkowo niski udział ewaporatów w kredowych skałach osadowych (18). Z kolei, rzadkość współczesny nam facji dolomitowych jest prawdopodobnie skutkiem wyjątkowo małej powierzchni dzisiejszych szelfów węglanowych w suchej strefie klimatycznej.

Jeśli zgodzimy się na zarysowany wyżej model nieregularnego rozwoju facji dolomitowych w czasie i przestrzeni, to dalej bez odpowiedzi pozostaje pytanie, skąd bierze się bezsporny wzrost proporcji dolomitów w starszych utworach.

Do tej pory mowa była wyłącznie o facjach dolomitowych, pomijano natomiast tak przecież ważne w ogólnym bilansie dolomitów procesy mezo- i telogenetyczne – nie powiązane ze środowiskami sedymentacji pierwotnych utworów wapiennych. Ogólną cechą tych procesów jest to, że, w przeciwieństwie do ściśle stratygraficznie zdefiniowanych facji dolomitowych, mają one charakter przenikający niezgodnie grube, różnowiekowe sekwencje węglanowe (ryc. 3). Odpowiednim przykładem z terenu Polski jest choćby dolomityzacja kruszczońska w rejonie Górnego Śląska, która objęła utwory od dewonu po jurę.

Z przytoczonych w poprzednim rozdziale, krótkich opisów środowisk głębokiej dolomityzacji podpowierzchniowej i meteorycznej (= model „dorag”) wynikałoby, że procesy te można traktować, jako efekt sporadycznej, przypadkowej zbieżności różnych sprzyjających czynników geologicznych. Zbieżność taka ma wszelkie cechy tzw. rzadkiego wydarzenia geologicznego (rare event) zdefiniowanego przez Gretenera (10). Rzadkie wydarzenia (np. upadek wielkiego meteorytu czy migracja fauny) charakteryzują się tym, że choć pozornie niemożliwe, zachodzą jednak wskutek długotrwałości czasu geologicznego i, co za tym idzie, dużej liczby „prób” (ang. trials) czyli okazji albo możliwości zaistnienia sprzyjającej im sytuacji. Również powstanie rozległej i utrwalonej w zapisie geologicznym sechby można zaliczyć do klasy rzadkich – bardzo

mało prawdopodobnych, a jednak zdarzających się przypadków co, powiedzmy, kilka milionów lat. Różnica między dolomityzacją eogenetyczną a telo- lub mezogenetyczną polega jednak na tym, że w drugim przypadku, w związku z przenikającym charakterem neosomatozy im starsza jest jakaś litofacja wapienna, tym większa szansa, że trafi ona w strefę sprzyjającą dolomityzacji (por. też 11, s. 834). Używając terminologii Gretenera (10) wzrasta systematycznie ilość „trials” – okazji umożliwiających rzadkie zdarzenie, zatem coraz większe staje się prawdopodobieństwo jego wystąpienia. W konsekwencji, im starsza jest skała węglanowa, tym większa w niej proporcja wtórnego dolomitu mezo- lub telogenetycznego.

Podsumowując: ogólny bilans dolomitów w poszczególnych systemach geologicznych składa się z jednorazowego, wysoce zmiennego w czasie zysku w postaci litofacji dolomitowych oraz ze wzrastających z czasem ilości dolomitów mezo- i telogenetycznych, przenikających starsze utwory wapienne\*\*. Te ostatnie dolomity są odpowiedzialne za wzrastający z wiekiem udział  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , przy osobnym rozważaniu poszczególnych systemów geologicznych. W schematyczny sposób pokazano to zjawisko na ryc. 3, na przykładzie jedynie dwóch kolejnych cykli sedymentacyjno-diastraficznych. Łatwo można sobie wyobrazić, że ze wzrostem liczby tych cykli możliwości dolomityzacji starszych utworów wapiennych wzrosną niepomniernie.

## ZAKOŃCZENIE

Opierając się na licznych opisach i interpretacjach kopalnych i współczesnych wystąpień dolomitowych coraz bardziej zbliżamy się do odpowiedzi na pytanie, jak te skały powstają i powstawały dawniej? Wychodząc z kolei z tych hipotetycznych jeszcze odpowiedzi, można kusić się o spekulacje na temat nierównomiernego rozprzestrzenienia dolomitów w czasie i przestrzeni. Mimo to, zagadka tych skał wydaje się jeszcze odległa od ostatecznego rozwiązania. Należy sądzić, że nie zostanie ona rozwiązana do chwili, gdy uda się wytrącić kryształki dolomitu z utworów naturalnych i w warunkach powierzchniowych albo, gdy uda się przekonująco wytłumaczyć ich wytrącenie na gruncie geochemii i termodynamiki. Jednak nawet wówczas pozostaną jeszcze otwarte kwestie interpretacji poszczególnych konkretnych utworów dolomitowych, które zawsze prowokowały i pewnie długo będą pobudzać geologów do sporów i dyskusji.

*Dziękuję Marcinowi Ryszkiewiczowi za krytyczne uwagi, dotyczące wcześniejszej wersji artykułu.*

## LITERATURA

1. Bathurst R.G.C. – Carbonate sediments and their diagenesis. Developments in Sedimentology, 1975 vol. 12.
2. Berner R.A. – Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill 1971.
3. Chilingar G.V. – Relationship between Ca/Mg ratio and geologic age. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1956 vol. 40.

\*\* Ściślej, bilans ten składa się nie tylko z zysków, ale i strat spowodowanych przez dedolomityzację. Sądząc jednak na podstawie literatury, dedolomityzacja – proces głównie telogenetyczny – nie odgrywa większej roli ilościowej, chociaż w poszczególnych przypadkach może mieć duże znaczenie dla składu mineralnego badanych węglanów (np. 11, s. 835).

## SUMMARY

The long disputed "dolomite question" consists of two broad problems: 1) How do vast volumes of (particularly sedimentary) dolostone form? and 2) Why there are more dolostones in ancient carbonates than in younger ones?

Some clues to the first part of the dolomite puzzle are offered by the results of extensive studies of recent and ancient marine carbonates. These results seem to show that actually there are four geologically significant diagenetic environments of dolostone formation: 1) marginal meteoric environment influenced by sea-derived brines in subsurface of carbonate banks and platforms ("dorag" model), 2) submarine eogenetic environment (volumetrically insignificant for dolostone formation), 3) marginal marine sabkha in arid tropical climate, 4) deeper subsurface (mesogenetic) zone (see Fig. 1).

In recent and ancient open marine facies the penecontemporaneous dolomite (i.e. eogenetic) is but rarely found, usually in small amounts as dispersed euhedral crystals or concretions. The marine sabkha deposits appear to be volumetrically much more important among the eogenetic, facies controlled dolostones. Thus the occurrence of a dolostone lithofacies in the stratigraphic column should be controlled by two primary factors influencing the establishment and extent of the sabkhas: 1) degree of continental flooding i.e. total area of epeiric seas (12, 20, 23) and 2) distribution of epeiric seas relative to the arid tropical climatic zones. Both these factors do not seem to show any declining or rising trend through the entire Phanerozoic. Consequently, also the sedimentary dolostone contribution to the total amount of global sediments should oscillate without any definite tendency. The larger proportion of dolostones in ancient rocks may be explained notasmuch by more extensive dolostone lithofacies in the past but rather as a cumulative effect of pervasive meso- and telogenetic replacement of older limestones. Considering dolomitization as a rare event (see 10) one may assume that the older the limestone the larger number of trials, i.e. opportunities to be dolomitized (see also 11). Consequently, there is a better chance to encounter secondary dolostone in the older geologic system than in the younger one (see schematic Fig. 3). If we should be able to plot two separate curves showing the global contributions of both the major varieties of dolostones, i.e. irregular, facies-controlled eogenetic versus declining, pervasive meso- and telogenetic one, and then sum them up, the final effect would be most probably comparable to the presently observed curve, e.g. that from Fig. 2.

*Translated by the Author*

## РЕЗЮМЕ

Загадка доломитов состоит из вопроса касающегося условий образования этих пород и из вопроса более частого распространения доломитов в более древних осадочных формациях.

Частичный ответ на первый вопрос дают результаты исследований доломитов в пределах современных и ископаемых морских литофаций. На основании этих результатов можно выделить четыре главные диагенетические среды образования доломитов: 1) береговые партии метеорической среды в основании банок или карбонатных платформ, 2) подморская среда (второстепенно), 3) супралиторальная зона в сухом тропи-

4. Chilingar G.V., Zenger D.H., Bissell H.J., Wolf K.H. — Dolomites and dolomitization. [W:] Diagenesis in sediments and sedimentary rocks. Developments in Sedimentology, 1979 vol. 25A.
5. Choquette P.W., Pray L.C. — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1970 vol. 54.
6. Folk R.L., Land L.S. — Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. Ibidem. 1975 vol. 59.
7. Folk R.L., Siedlecka A. — The „schizohaline” environment — its sedimentary and diagenetic fabrics as exemplified by late Paleozoic rocks of Bear Island, Svalbard. Sed. Geology, 1974 vol. 11.
8. Friedman G.M., Sanders J.E. — The origin and occurrence of dolostones. [W:] Carbonate rocks. Developments in Sedimentology, 1967 vol. 9A.
9. Garrels R.M., Mackenzie F.T. — Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton and Company, Inc. 1971.
10. Gretener P.E. — Significance of the rare event in geology. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1967 vol. 51.
11. Ingerson E. — Problems of the geochemistry of sedimentary carbonate rocks. Geochim. Cosmochim. Acta, 1962 vol. 26.
12. Irwin M.L. — General theory of epeiric clear water sedimentation. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. 1965 vol. 49.
13. Maisonneuve J. — The composition of the Precambrian ocean waters. Sed. Geology, 1982 vol. 31.
14. Narkiewicz M. — Podział dolomitów w oparciu o kryteria genetyczne (streszcz. ref.). Kwart. Geol. 1979 nr 2.
15. Narkiewicz M. — Telo- and mesogenetic dolomites in subsurface Upper Devonian to Lower Carboniferous sequences of southern Poland. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 1979 vol. 158.
16. Peryt T.M. — Dolomitizacja osadów wapienia cechsztyńskiego w rejonie Wrześni. Kwart. Geol. 1981 nr 3.
17. Ronov A.B. — Evolution of rock composition and geochemical processes in the sedimentary shell of the Earth. Sedimentology, 1972 vol. 19.
18. Ronov A.B., Khain V.E., Balukhovskiy A.N., Soslavin K.B. — Quantitative analysis of Phanerozoic sedimentation. Sed. Geology, 1980 vol. 25.
19. Schopf T.J.M. — Permo-Triassic extinctions: relation to sea-floor spreading. Journ. Geology, 1974 vol. 82.
20. Shaw A.B. — Time in stratigraphy. McGraw-Hill 1964.
21. Sonnenfeld P. — Dolomites and dolomitization: a review. Bull. Canad. Petrol. Geo. 1964 vol. 12.
22. Winland H.D. — Stability of calcium carbonate polymorphs in warm shallow seawater. Journ. Sed. Petrol. 1969 vol. 39.
23. Wise D.U. — Continental margins, freeboard and the volumes of continents and oceans through time. [W:] The geology of continental margins, Springer Verlag New York Inc. 1974.
24. Zenger D.H. — Dolomitization and uniformitarianism. Journ. Geol. Education, 1972 vol. 20.
25. Zenger D.H., Dunham J.B., Ethington R.L. (Red.) — Concepts and models of dolomitization. SEPM Spec. Publ. 1980 vol. 28.