

Wybrane problemy diagenety osadów węglanowych

Jacek Matyszkiewicz*

Niniejszy artykuł stanowiący streszczenie referatu wygłoszonego podczas seminarium *Diagenetyza '95* nie zarysowuje całokształtu zagadnień związanych z diagenetą skał węglanowych. Biorąc za kanwę charakterystykę wybranych środowisk wczesnej diagenety przedstawia on jedynie kilka wybranych problemów diagenety, których ujęcie uległo w ostatnich latach istotnej zmianie i które nie są omawiane szeroko w literaturze.

Podstawowe dane o ewolucji oceanu światowego w historii geologicznej Ziemi obejmujące stan wiedzy na koniec lat siedemdziesiątych zawiera m. in. wydany także po polsku podręcznik *Paleoceanografia* (Schopf, 1987), gdzie czytelnik może znaleźć również wiadomości o chemizmie współczesnych wód morskich i jego zmianach w przeszłości, strefowości sedymentacji węglanowej i wpływie klimatu na przebieg sedymentacji. Artykuł niniejszy opiera się głównie na danych publikowanych w latach 80. i 90. w podstawowych podręcznikach diagenety węglanów, czasopiśmie: *Journal of Sedimentary Petrology, Sedimentology, Sedimentary Geology* oraz *Facies* i zawiera materiały przedstawiane w czasie kursów kompaktowych *Mikrofacjalne metody badawcze i modele facjalne skał węglanowych* w Instytucie Paleontologii Uniwersytetu Erlangen w latach 1992–1995 oraz kursu na temat diagenety węglanów w Uniwersytecie Reading we wrześniu 1992 r.

*

Osady węglanowe podlegają bardziej intensywnym i liczniejszym procesom diagenety w porównaniu z osadami siliciklastycznymi. Najistotniejsze różnice zachodzące w sedymentacji i diagenecie osadów węglanowych i siliciklastycznych przedstawia tab. 1. Diagenetyza skał węglanowych obejmuje procesy: kompaktacji, rozpuszczania, cementacji, rekrytalizacji, zastępowania i *infestation* (tj. oddziaływania różnych organizmów, głównie endolitycznych; termin nie mający polskiego odpowiednika). Część z tych procesów przebiega w sposób intensywny dając łatwo rozpoznawalne produkty, część zaś zachodzi w sposób bardzo subtelny polegający na ledwo uchwytnym przemieszczaniu jonów.

Środowisko diagenety osadów węglanowych można podzielić na strefy, dla których kryterium wyróżniającym jest obecność w przestrzeniach międzyziarnowych wody słodkiej lub morskiej oraz powietrza. Zwykle wyróżnia się strefy freatyczne: morską i słodkowodną, strefy wadyczne: morską i słodkowodną oraz strefę mieszania (Longman, 1980; ryc. 1). W zapisie kopalnym najczęściej spotykamy się z produktami diagenety w morskiej strefie freatycznej. Znalazło to odzwierciedlenie w proporcjach niniejszego artykułu.

Chemizm wody a charakter produkcji węglanów

We współczesnych morzach chemizm wody jest funkcją wielu czynników, z których najważniejsze to głębokość, klimat i bliskość dużych rzek zasilających (Sellwood, 1992; 1994). Skład wody morskiej zmieniał się również w czasie geologicznym, tak iż współcześnie obserwowane wartości

oceanu światowego nie są reprezentatywne (Sandberg, 1983, 1985; Wilkinson i in., 1985), szczególnie dla okresów, kiedy Ziemia była pozbawiona wyraźnej czapy lądolodu.

Według Sandberga (1983, 1985) w historii geologicznej Ziemi istniały okresy (od późnego karbonu do końca permu i po kredzie), w których wytrącające się w środowisku morskim węglany były szeroko porównywalne ze współczesnymi, zarówno pod względem morfologii, jak i mineralogii, ale były też okresy — i te przeważały — kiedy chemizm oceanu światowego znacząco różnił się od współczesnego. Od kambru do wczesnego karbonu i przede wszystkim w jurze i kredzie, wytrącał się głównie kalcyt niskomagnezowy, występujący zarówno jako cement lub jako ziarna nieskieletowe. W pozostałych okresach dominował cement wysokomagnezowy i aragonit, którego wytrącanie jest związane z globalnymi obniżeniami poziomu morza.

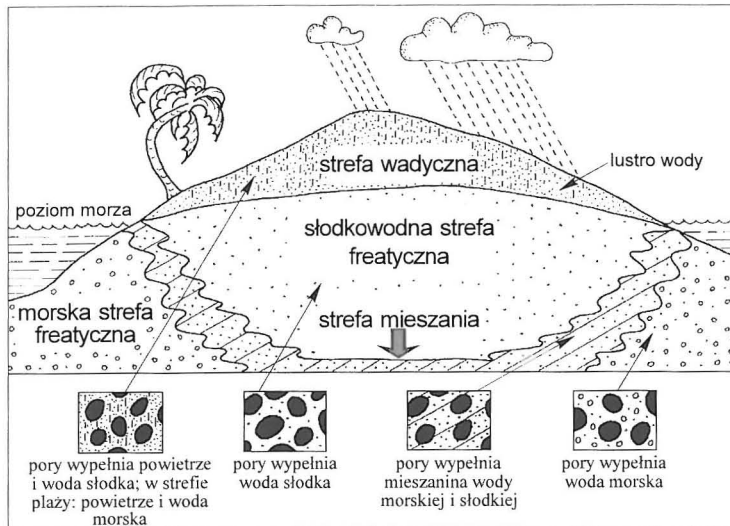
W prekambrze chemizm wód oceanicznych ulegał silnym zmianom. Ocean archaiczny i wczesnoproterozoiczny odznaczał się dominacją węglanu sodu (Kempe & Degens, 1985; Kempe i in., 1989). Chemizm wody morskiej odpowiadał wówczas współczesnym obszarom przyryftowym i sodowym jeziorom wulkanicznym, gdzie $\text{pH} > 10$ wpływa na obecność w roztworze tylko niewielkich ilości jonu Ca^{2+} (Kaźmierczak & Kempe, 1990). Dopiero w proterozoiku emanacja chloru pochodzenia hydrotermalnego wywołała przejście oceanu sodowego w halitowy. Jednocześnie nastąpiło obniżenie pH oceanu, które pozwoliło na znaczny wzrost stężenia jonu Ca^{2+} w wodzie morskiej.

Nadmiar jonu Ca^{2+} zagraża jednak normalnemu funkcjonowaniu komórek. Według Kaźmierczaka i in. (1985) reakcją organizmów na stres wapniowy była biokalcyfikacja wielu grup bezkręgowców w wendzie i wczesnym kambrze. Według tej hipotezy, koncentracja Ca^{2+} w ciągu fanerozoiku w morzach szelfowych ulegała znacznym fluktuacjom, powiązanym z planetarnymi cyklami transgresywno-regresywnymi. Bujny rozwój organizmów z masywnym szkieletem wapiennym zachodził przede wszystkim na platformach węglanowych w okresach transgresji.

Wilkinson (1979), podobnie jak Sandberg (1983, 1985), dowiódł, że w czasie geologicznym zmieniała się mineralogia węglanów, co znalazło odbicie w ewolucji składu mineralnego szkieletu głównych biologicznych producentów. Ponadto wysunął on hipotezę, że rodzaj produkcji węglanowej zmieniał się także wraz z położeniem rejonu sedymentacji. Dla szelfów węglanowych typowy byłby aragonit i wysokomagnezowy kalcyt, zaś dla otwartego morza kalcyt niskomagnezowy. Zmiany te mogły wiązać się z silnym rozwojem kokkolitów w mezozoiku i kenozoiku.

Położenie ACD (*aragonite compensation depth*) i CCD (*calcite compensation depth*) w oceanie światowym jest geograficznie zróżnicowane. Współczesne wody oceaniczne są nienasycone względem CaCO_3 przeciętnie poniżej kilkuset m głębokości, niemniej aragonit nie zanika do głębokości ok. 1,5 km (ryc. 2). W historii geologicznej Ziemi położenie ACD i CCD ulegało znacznym fluktuacjom. Np. w jurajskich morzach kalcytowych rozpuszczanie aragonitu mogło mieć miejsce już w znacznie płytszych warunkach

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, AGH, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków



Ryc. 1. Środowiska wczesnej diagenety osadów węglanowych (wg Longman, 1982; uproszczone i uzupełnione). Strefy wadyczne: morska i słodkowodna — nierozdzielone

(Palmer i in., 1988), a w trzeciorzędzie ługowanie kalcytu zachodziło dopiero na głębokości poniżej 4,5 km (van Andel, 1975).

Morska strefa freatyczna

Środowiska diagenety w morskiej strefie freatycznej dzieli się na aktywne i stagnacyjne (Longman, 1980). Aktywne warunki freatyczne panują tam, gdzie tempo wymiany wód wypełniających pory osadu z wodą morską jest wysokie. Zachodzi to najczęściej na skutek oddziaływania ruchu falowego (*wave-pumping*). Takie środowisko diagenety występuje np. w obrębie raf lub płycizn utworzonych z piasków wapiennych. W przypadku rozległych platform węglanowych istotną rolę odgrywa ciepła konwekcja oceaniczna (tzw. *Kohout-convection*). Stagnacyjne warunki freatyczne występują natomiast tam, gdzie ruchy wody w porach osadu są niewielkie. Dotyczy to zwłaszcza takich środowisk, jak strefy zarafowej lub laguny.

Większość ziaren węglanów zaczyna podlegać procesom diagenetycznym na dnie morskim tuż po depozycji, w obrębie strefy eufotycznej. Ziarna węglanowe są niekiedy przekształcane przez organizmy endolityczne (np. cyjanobakterie, grzyby, gąbki), czego efektem może być częściowe zatarcie pierwotnej tekstury tych ziarn lub nawet całkowite ich zniszczenie. Takie procesy zachodzą powszechnie przy małym tempie sedymentacji i zarazem długim czasie przebywania w strefie eufotycznej, tj. takiej, której dolną granicę określa natężenie światła równe 1% jego natężenia nad powierzchnią wody (Liebau, 1984; Glaub, 1994). Gdy osady węglanowe akumulują w strefach, w których działają silne prądy denne lub oddziaływanie falowania, ma miejsce naturalne przepompowywanie wody morskiej przez porowaty osad. Ma to istotne znaczenie ze względu na fakt, że woda morska nie jest generalnie przesycona CaCO_3 i wytrącanie cementów zachodzi głównie tam, gdzie intensywne ruchy lub podgrzanie wody powodują jej odgazowanie.

Do wypełnienia danego pora przez cement wymagane jest wielokrotne (rzędu dziesiątek tysięcy razy) przejście przez niego wody nasyconej względem węglanu (Bathurst, 1975). Takie warunki panują przede wszystkim w aktywnej strefie freatycznej. Pompowanie to w szczególnych warunkach może wywołać jednak nie cementację a erozję wewnętrzną osadu (Wallace, 1987) i doprowadzić do rozwoju dużych kawern, nawet w silnie zflyfikowanych rafach. Zachodzi to na skutek erozji kawitacyjnej.

Kawitacja, jakkolwiek w geologii mało znana i jako zjawisko dwufazowe nie mająca w pełni opracowanego modelu fizycznego, występuje na pewno w środowiskach sedymentacyjnych o wysokiej energii wody. Nieuwzględnianie jej prowadzi do jednostronnego interpretowania pewnych struktur jako wyłącznie diagenetycznych a nie sedymentacyjnych. Kawitacja może rozwinąć się tylko w cieczy, w której występują drobne, inicjalne pęcherzyki gazu pochodzącego np. z gnicia. Gaz rozpuszczony w cieczy nie wpływa na jej zdolność do kawitacji (Knapp i in., 1970). Z erozją kawitacyjną związana jest przypusz-

Tab. 1. Ważniejsze różnice między osadami węglanowymi a siliciklastycznymi (wg Moore, 1989 nieco zmienione)

Węglany	Siliciklastyki
Najczęściej tworzą się w tropikach	nie są zależne od klimatu i głębokości
Przeważnie są pochodzenia morskiego	mogą mieć różną proveniencję
Powstają przy współdziałaniu organizmów, które tworzą na dnie morskim budowlę węglanową o wyraźnym reliefie	brak procesów analogicznych
Tekstura sedymentu jest związana z charakterem wzrostu i ultrastrukturą budujących go organizmów	tekstura osadu jest związana z hydrauliką i energią środowiska depozycji
Skład ziarnowy jest ściśle powiązany ze środowiskiem sedymentacji	skład ziarnowy ma bezpośredni związek z proveniencją sedymentu, klimatem i tektoniką
Wapienie tworzące się na szelfie często zawierają liczne spływające sekwencje sedymentacyjne ułożone jedna nad drugą	klastyki szelfowe nie wykazują z reguły cykliczności
Szelf podlega przewidywalnej ewolucji w przypadku zmian poziomu morza, ponieważ tempo produkcji węglanowej jest stałe w poprzek szelfu	przebudowa szelfu w wyniku zmian poziomu morza jest kompleksowa, ponieważ zmienia się tempo dostawy materiału na skutek zmian klimatycznych i tektonicznych w obszarach alimentacyjnych
Cementacja często zachodzi w warunkach morskich	cementacja w warunkach morskich zachodzi rzadko
Muł i ziarna są często efektem chemicznego wytrącania	muł i ziarna tworzą się w wyniku niszczenia skał starszych
W osadzie mają miejsce liczne i częste procesy wczesnej diagenety	mniejsza wrażliwość na procesy wczesnej diagenety
Charakter porowatości jest trudny do przewidzenia	porowatość jest przewidywalna i związana z warunkami depozycji
Duża wrażliwość na procesy diagenety w pogrzebaniu	mała wrażliwość na procesy diagenety w pogrzebaniu
Silne redukcje porowatości wraz z głębokością pogrzebania	małe redukcje porowatości wraz z głębokością pogrzebania

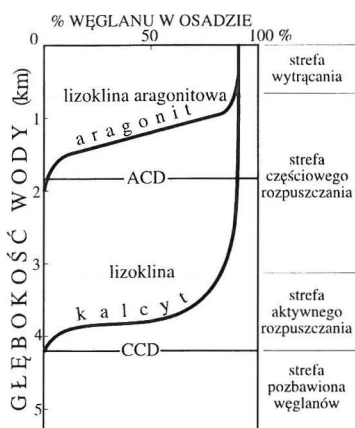
czalnie geneza specyficznych kawern w osadzie typu stromatactis (ryc. 3), które z reguły występują na skłonach budowli węglanowych (nawet raf) i bywają niekiedy uważane za relikty struktur organicznych, rozpuszczonych a następnie wypełnionych cementami węglanowymi. Nie można jednak generalizować, bowiem pod jednym terminem *stromatactis* mogą być opisywane struktury o całkowicie różnej genezie.

Badania procesów cementacji w rafach prowadzone są od wielu lat, a ze szczególną intensywnością od początku lat dziewięćdziesiątych. Rezultaty kończonego obecnie obszernego niemieckiego programu badawczego *Ewolucja raf w czasie*, podkreślają znaczenie cementacji zachodzącej w rafach w aktywnej strefie freatycznej. Cementacja ta w stosunku do skałotwórczej roli organizmów jest uznawana obecnie za równorzędny czynnik rozwoju raf. Przy znacznie zróżnicowanych typach raf mineralogia cementów w nich występujących jest dość monotonna — aragonit i Mg-kalcyt. Znane są jednak doniesienia o występowaniu współczesnych powłok cementów dolomitowych w rafach Jamajki (Mitchell i in., 1987).

Morfologia cementów morskich jest silnie zróżnicowana. Wstępną rekonstrukcję środowiska wczesnej diagenety (co w większości przypadków odpowiada środowisku sedymentacji węglanów) można przeprowadzić już na podstawie analizy wykształcenia cementu. Kryterium to bywa jednak zawodne w wielu przypadkach, szczególnie, gdy skała przechodziła przez kilka etapów diagenety w różnych warunkach. Kryteria morfologiczne muszą być wspierane badaniami izotopowymi, katodoluminescencyjnymi, geochemicznymi i mikroskopią skanningową.

W ciepłych, płytkich wodach cementami typowymi dla morskiej strefy freatycznej są certy aragonitowe i wysokomagnezowe. Mineralogia tych cementów ma ścisły związek z szybkością przepływu roztworów przez osad, wielkością współczynnika Mg/Ca roztworu oraz tempem dostawy jonu węglanowego (Given & Wilkinson, 1985; ryc. 4).

Certy aragonitowe (ryc. 5), które wytrącają się w morskiej strefie freatycznej są zwykle glistkowymi (*splays*) lub pręcikowymi (*acicular*) kryształami o płaskich, tępych końcach. Niekiedy certy aragonitowe występują w postaci izopachytowych obwódek narastających na ziarnach. W obrębie raf mogą występować także masywne, aragonitowe sferulity (tzw. *mamelons*; Aissaoui, 1985). Certy Mg-kalcytowe tworzą powłoki włóknistych (*fibres*), listkowych (*bladed*) i serdelkowatych (*stubby*) — wyraźnie zróżnicowanych krótkich i grubych kryształów. Niekiedy mają one postać mikropeloidów (Chafetz, 1986).



Ryc. 2. Zależność pomiędzy głębokością wody a charakterem sedymentacji węglanowej. ACD — głębokość kompensacji aragonitu; CCD — głębokość kompensacji kalcytu

Wydaje się, że prócz fizykochemicznych czynników wpływających na wytrącanie cementów istotną rolę należy przypisać czynnikiem biochemicznym. Chafetz (1986) wykazał, że Mg-kalcyt może tworzyć mikropeloidy (20–60 μm) w rafowych mikrokawernach i w powierzchniowych naskorupieniach. Peloidy tworzą się na miejscu bryłek bakteryjnych a mikropeloidy wytrącają się w wyniku życiowej działalności bakterii w obrębie tzw. biofilmu. Ostatnie badania Reitnera (1993) potwierdziły, że mikrobialny biofilm ma istotne znaczenie przy tworzeniu się tzw. mikrobialitów (czyli oskorupień mikrytowych o strukturze trombolitowej lub laminowanej). Zastosowana metodyka badawcza jest w tym przypadku całkowicie różna od typowych badań petrograficznych. Oskorupienia były barwione wiązającymi wapń odczynnikami typu tetracykliny lub kalceiny, które pozwalają obserwować ich wzrost *in vivo*. Technika barwienia ilustruje niezwykle złożoną mineralizację wewnętrzną mikrobialitów. Pomiar wykazują, że ich wzrost odbywa się w bardzo wolnym tempie, od 20 do 50 μm na rok.

Mikrobiality wykazują bardzo skomplikowaną morfologię powierzchni, na którą składają się biogeniczne pory i małe kawerny, gdzie gromadzi się drobny osad wyłapywany przez mikrobialny biofilm i organiczne substancje sklejące. Mikrobiality *in statu nascendi* wykazują silne zabarwienie spowodowane przez różne międzykomponentowe substancje organiczne. Większość kleistych, śluzowatych substancji organicznych stanowią zdanem Reitnera (1993) kwasowe makromolekuły typu glikoprotein koncentrujące jony wapnia. Te „kleiki” są głównie odpowiedzialne za kalcyfikację ponieważ zmniejszają one kwasowość, natomiast same mikroby, nie odgrywają decydującej roli jako czynniki kalcyfikacji. Pod względem geochemicznym mikrobiality są wysokomagnezowym kalcytem (12–16% mol

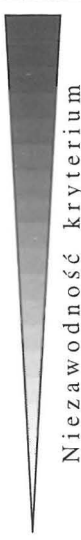


Ryc. 3. *Stromatactis* w wapieniu górnopaleozoicznym. Widoczny nieregularny strop i płaski spąg rozwinięty na sedymentie wewnętrznym, który powstał na skutek erozji wewnętrznej osadu. Wnętrze kawerny jest wypełnione dwiema generacjami cementu. Takie kawerny mogą powstawać w wyniku erozji kavitacyjnej nawet we wcześnie lityfikowanych budowlach węglanowych o dobrze rozwiniętym szkielecie wewnętrznym. Przemodelowanie pierwotnych kawern wzrostowych (*growth cavities*) w struktury *stromatactis* może zachodzić nawet ze znacznym hiatusem czasowym względem wzrostu budowli węglanowej. Zdjęcie płytki cienkiej, nikole skrzyżowane; krótszy bok zdjęcia — 1,5 cm

MgCO₃). Ich rozwój zachodzi głównie w rejonach zasilanych produktami silnego, kontynentalnego wietrzenia. Wzrost mikrobialitów jest zdaniem Reitnera (1993) sterowany głównie przez reakcje biofilmu. Wraz z rozwojem skalcyfikowanych mikrobialitów zachodzi ich erozja przez Fe/Mn mikrobialny biofilm na drodze elektrochemicznego anodowego rozpuszczania.

Istotną rolę w tworzeniu się mikrobialitów odgrywają gąbki. Gnicie ciał miękkich gąbek krzemionkowych w obecności towarzyszących temu procesowi bakterii jest właściwym początkiem mineralizacji w warunkach amoniakalizacji środowiska. Końcowym produktem tego procesu są grudkowo zmineralizowane struktury (mikropeloidy). Takie procesy zachodzą nie tylko w rafach współczesnych, ale — jak się

Tab. 2. Możliwości rozpoznawania obecności pierwotnego aragonitu w kopalnych utworach węglanowych (wg Sandberg, 1983; uproszczone i uzupełnione)

<ol style="list-style-type: none"> Ziarna lub cement są zbudowane z aragonitu. Pierwotna struktura jest obecnie mozaiką sparytu kalcytowego zawierającego zorientowane relikty aragonitu. Pierwotna struktura jest mozaiką kalcytu, ale bez reliktyw aragonitu; przy czym obserwuje się wysoką zawartość Sr²⁺ (tysiące ppm) w stosunku do wartości obserwowanych w pierwotnym kalcyście. Pierwotna struktura jest mozaiką kalcytu, ale Sr²⁺ wartości są niskie (kilkaset ppm), lub niemierzalne. Określone typy ziarn są selektywnie rozpuszczone (porowatość moldyczna) lub wypełnione kalcytem. Kryterium dotyczy komponentów uznawanych pierwotnie za aragonitowe (np. morskich ślimaków lub głowonogów). 	
---	--

przypuszcza — odgrywały także istotną rolę w utworach kopalnych.

Kopalne węglany są zbudowane przeważnie z niskomagnezowego kalcytu, bowiem zarówno aragonit, jak i Mg-kalcyt są nietrwałe. Przesłanki, na podstawie których może być stwierdzana pierwotna obecność aragonitu w kopalnych utworach są przedstawione w tab. 2. W utworach kopalnych wiele trudności nastręcza także problem odróżniania nisko- i wysokomagnezowego kalcytu. Określenie inicjalnej zawartości jonu Mg²⁺ jest przedmiotem kontrowersji. Jak podaje Sellwood (1992, 1994) pierwotna zawartość Mg w ziarnach szkieletowych może wahać się od 4 do ponad 30% mol. Sandberg (1983) zakłada, że większość ooidów radialnych w osadach jurajskich była początkowo zbudowana z niskomagnezowego kalcytu. Pogląd ten zakwestionował Richter (1983), który stwierdził, że ooidy jurajskie są często żelaziste. Żelazo zostało włączone w strukturę kalcytu w warunkach beztlenowych, jako jon Fe²⁺ podstawiający pierwotnie występujący Mg²⁺. Obwódki blokowego cementu izopachytowego o żelazystym charakterze są liczne np. w powierzchniach typu twardego dna, szczególnie w facjach węglanowych deponowanych w pobliżu łądów (Sellwood i in., 1989).

Zintensyfikowane w latach osiemdziesiątych badania procesów cementacji w rafach ograniczyły stosowalność używanych do tej pory bez zastrzeżeń klasyfikacji Folka (1959) i Dunhama (1962). Na podstawie obserwacji współczesnych osadów lityfikowanych w warunkach podmorskich wykazano (Macintyre, 1985; Reid i in., 1990), że mikrokrystaliczne węglany uznawane tradycyjnie za osad sedymentujący w spokojnej wodzie tworzą się powszechnie, jako osad wewnętrzny, wytrącający się poniżej granicy osad-woda, niezależnie od energii wody. To odkrycie w znacznym stopniu kwestionuje wnioski z klasyfikacji Dunhama (1962), z której pośrednio wynika, że ilość mikrytowego matriksu w wapieniach jest związana z energią wody, a ta z kolei z głębokością środowiska sedymentacji. Tak więc mikryt może tworzyć się zarówno w niskoenergetycznym środowisku głę-

bokiego, otwartego morza, jak też w wysokoenergetycznym reżimie hydrologicznym typowym dla raf.

Co w zamian? Już w 1992 roku ukazała się dotychczas mało popularna, ale logiczna propozycja Wrighta (1992), uwzględniająca powyższe zastrzeżenia (tab. 3). Klasyfikacja ta szczególnie podkreśla rolę diagenety w tworzeniu określonej tekstury. Tekstury wapieni wyróżnione w klasyfikacji Wrighta (1992) są wynikiem połączonego oddziaływania trzech czynników: warunków depozycji, procesów biogenicznych i diagenety.

Możliwość powstawania mikrytu w środowiskach o wysokiej energii wody może postawić w nowym świetle problem rekonstrukcji niektórych kopalnych środowisk. Oprócz zbiorników sedymentacyjnych, w których przesłanki sedymentologiczne, diagenetyczne i paleontologiczne dobrze współbrzmiają ze sobą, trafiają się także takie paleośrodowiska, których

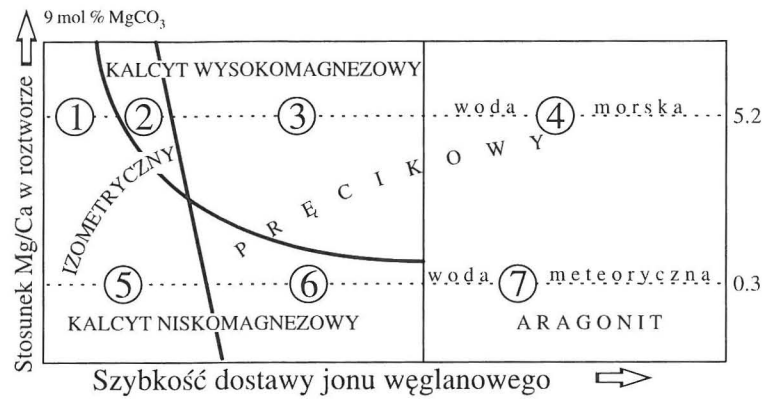
Tab. 3. Przykład zastosowanie klasyfikacji skał węglanowych Wrighta (1992) w celu podkreślenia odmiennej genezy skały

TEKSTURY											
DEPOZYCYJNE				BIOGENICZNE			DIAGENETYCZNE				
szkielet ziarnowy rozproszony (matrix-supported)		szkielet ziarnowy zwarty (grain-supported)		organizmy <i>in situ</i>			rozpoznawalne			zatarte	
<10% ziarn	>10% ziarn	matriks obecne	brak matriks	<i>boundstone</i>	<i>bafflestone</i>	<i>framestone</i>	głównym składnikiem jest cement	wiele kontaktów międzyziarnowych przez mikrostylolity	większość kontaktów międzyziarnowych przez mikrostylolity	kryształy >10μ	
<i>calci-mudstone</i>	<i>wackestone</i>	<i>packstone</i>	<i>grainstone</i>				<i>cemenstone</i>	<i>condensed grainstone</i>	<i>fitted grainstone</i>	<i>sparstone</i>	
MIKRYT↑		<i>float-stone</i>	<i>rudstone</i>		MIKRYT↑						kryształy <10μ
		ziarna > 2 mm									<i>micro-sparstone</i>

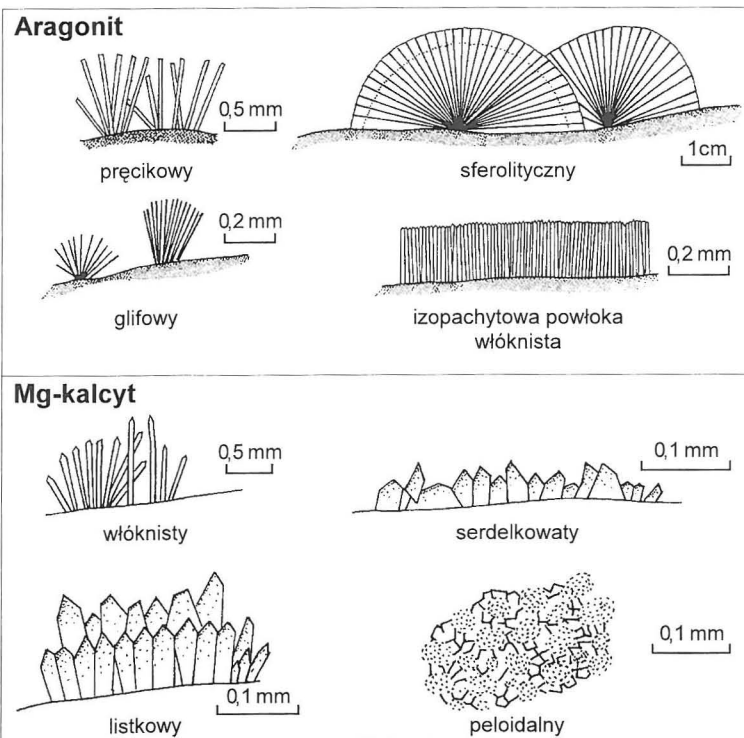
Wapień zbudowany z mikrytu będącego mułem węglanowym jest określany terminem *calci-mudstone*, a w przypadku, gdy mikryt pełni rolę cementu jako *cemenstone*. W klasyfikacji Folka (1959) oba typy odpowiadają mikrytowi, w klasyfikacji Dunhama (1962) są określane jako *mudstone*

odtworzenie nastęca pewne trudności ze względu, albo na brak danych, albo na sprzeczności pomiędzy danymi zapisu kopalnego. Do takich środowisk należy środowisko sedymentacji tzw. „megafacji gąbkowej” północnego obrzeżenia Tetydy w późnej jurze, którą interpretuje się jako ekstremalnie głęboką, lub ekstremalnie płytką (Selg & Wagenplast, 1990). Środowisko to nie ma dotychczas w pełni spójnej

interpretacji batymetrycznej, a próby rekonstrukcji dokonywane są np. na podstawie braku charakterystycznej dla środowiska płytkiego fauny lub obecności cementów typowych dla stref wadycznych. Niesie to ze sobą możliwość życzeniowej nadinterpretacji w obu kierunkach. Powszechność mikrytu w cyjanobakteryjno-gąbkowych budowlach interpretowana dotychczas bez zastrzeżeń jako pośredni efekt niskiej energii środowiska sedymentacji, a co za tym idzie znacznej głębokości, skłania do ostrożności w formułowaniu jednoznacznych opinii uogólniających warunki sedymentacji dla całego basenu.



Ryc. 4. Zależność między współczynnikiem Mg/Ca roztworu, tempem dostawy jonu węglanowego, morfologią i mineralogią cementów (wg Given & Wilkinson, 1985; uproszczone). Diagram opiera się na założeniu, że kalcyt niskomagnezowy zawiera poniżej 9% mol $MgCO_3$, a stosunek Mg/Ca wynosi w wodzie morskiej ok. 5,2, zaś w wodzie słodkiej ok. 0,3. W pobliżu pola oznaczonego cyfrą 1 wytrąca się izometryczny, niskomagnezowy cement kalcytowy typowy dla współczesnych głębokowodnych, zimnych wód; w rejonie pola 2 występuje wysokomagnezowy kalcyt izometryczny typowy dla raf (rzadki); 3 — pręcikowy, wysokomagnezowy cement w rafach i piaskach węglanowych; 4 — pręcikowy cement aragonitowy w rafach i piaskach węglanowych, 5 — izometryczny kalcyt niskomagnezowy typowy dla warunków meteorycznych, 6 — pręcikowy, niskomagnezowy kalcyt w speleotemach i trawertynach (czasami w postaci tzw. heliktytów, tj. zakrzywionych monokryształów kalcytu z centralną kapilarą), 7 — pręcikowy aragonit w speleotemach (rzadki)



Ryc. 5. Morfologia wybranych cementów aragonitowych i Mg-kalcytowych (wg Scoffin, 1987; uproszczone)

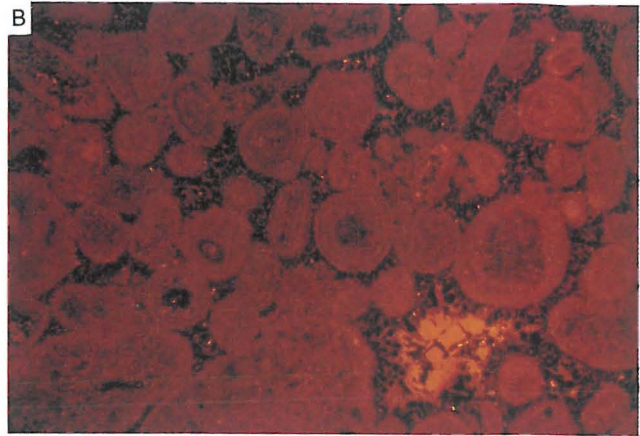
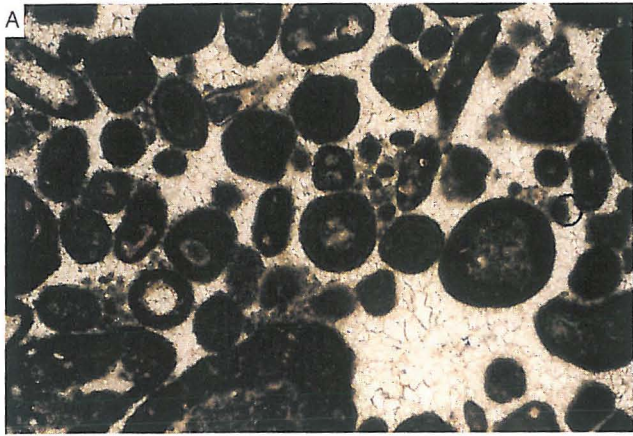
W wewnętrznych częściach platform węglanowych prądy i falowanie są bardzo słabe i cyrkulacja wody w osadzie jest bardzo ograniczona. W tych stagnacyjnych warunkach nie zachodzi intensywna cementacja dna morskiego. Lokalnie cementacja może mieć miejsce i prowadzić do tworzenia się agregatów ziaren (*grapestone intraclasts*), na których rozwijają się igielkowe pilnie cementów aragonitowych. Częściowa stabilizacja powierzchni sedymentu przez maty cyjanobakteryjne stwarza idealne warunki do mikrytyzacji ziarn. Jest to szczególnie dobrze widoczne w przypadku ooidów (ryc. 6). Proces mikrytyzacji może zachodzić jednak nie tylko w morskiej strefie freatycznej. W mezozoiku, gdy wody meteoryczne były prawdopodobnie bogatsze w CO_2 niż obecnie, ziarna odsłaniające się na szczytach płycizn oolitowych, a więc w strefie wadycznej, były mikrytyzowane, a następnie półplastycznie deformowane w warunkach płytkiego pogrzebania (Sellwood & Beckett, 1991).

W obszarach przyległych do platform, gdzie aragonitowe i Mg-kalcytowe periplatformowe osady mogą akumulować na głęb. 0,7–2,0 km, występuje ługowanie aragonitowych komponentów. Ponadto ziarna zbudowane z Mg-kalcytu tracą swój magnez i tam, gdzie sedymentacja jest spowolniona ma miejsce cementacja niskomagnezowym kalcytem (Mullins i in., 1985; Dix & Mullins, 1988).

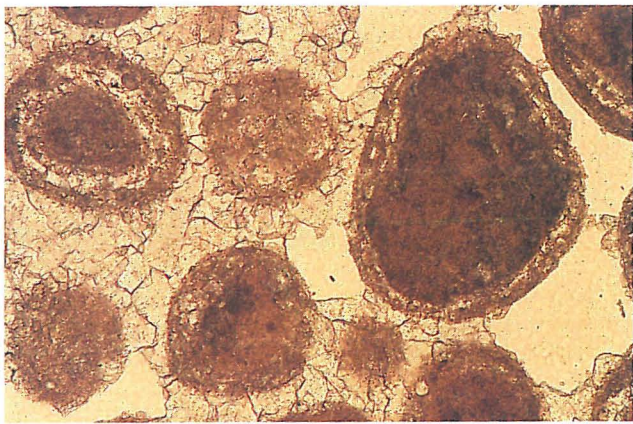
W wodach głębokich, na obszarach akumulacji mułów pelagicznych, cementacja niskomagnezowym kalcytem jest notowana na dnie morskim nawet poniżej 3,5 km (Freeman-Lynde i in., 1986), przy czym proces ten zachodził prawdopodobnie w trzeciorzędzie, gdy CCD znajdowała się na głębokości poniżej 4,5 km (van Andel, 1975). Jest to cementacja szczątkowa, ograniczona do obszarów minimalnej sedymentacji. Typowym cementem dla tej strefy jest izometryczny cement kalcytowy o średnicy kryształów od 10 do 25 μm , co częściowo jest związane z niską temperaturą wody (Sellwood, 1992, 1994). Produkty cementacji na tak znacznych głębokościach są wykształcone podobnie do cementów powstających w warunkach głębokiego pogrzebania osadu i cechują się dominacją niskomagnezowego kalcytu (Schlager & James, 1978).

Morska i lądowa strefa wadyczna

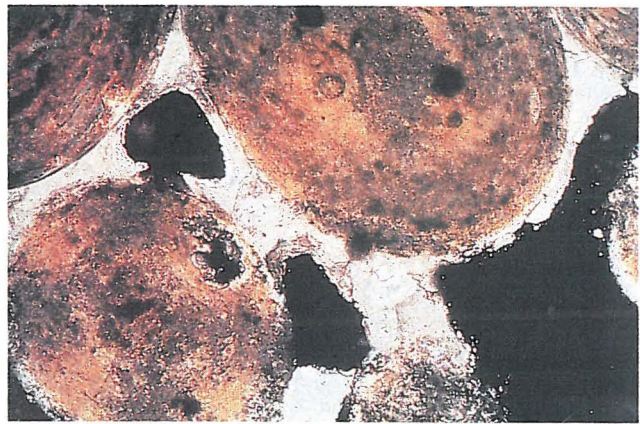
Warunki morskiej strefy wadycznej występują na wybrzeżach, głównie w strefie plaży. W strefie tej prócz wód morskich występują także wody o podwyższonym zasoleniu i wody słod-



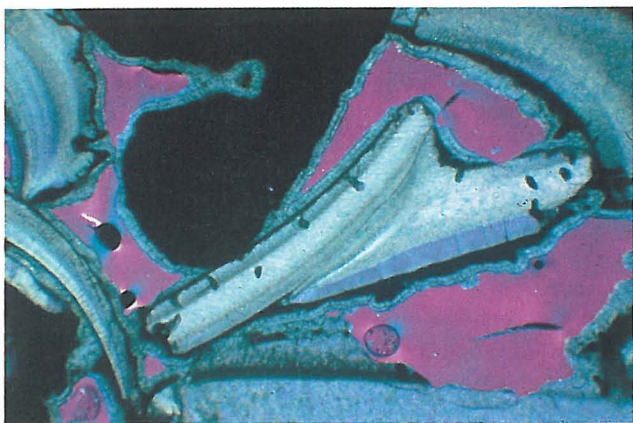
Ryc. 6. Zmikrytyzowane ooidy w górnójurajskim wapieniu z okolic Krakowa. A — zatarta przez mikrytyzację koncentryczna budowa wewnętrzna ooidów jest słabo czytelna w mikroskopie optycznym; B — lepiej widoczna staje się w badaniach katodoluminescencyjnych. Zdjęcia płytki cienkiej; dłuższy bok zdjęcia — 3 mm



Ryc. 7. Granularny cement meniskowy, Joulter's Cay, Bahamy; plejstocen. Zdjęcie płytki cienkiej; dłuższy bok zdjęcia — 1,5 mm



Ryc. 8. Cement meniskowy, Great Bahama Bank; czwartorzęd. Zdjęcie płytki cienkiej; nikole skrzyżowane, dłuższy bok zdjęcia — 1,5 mm



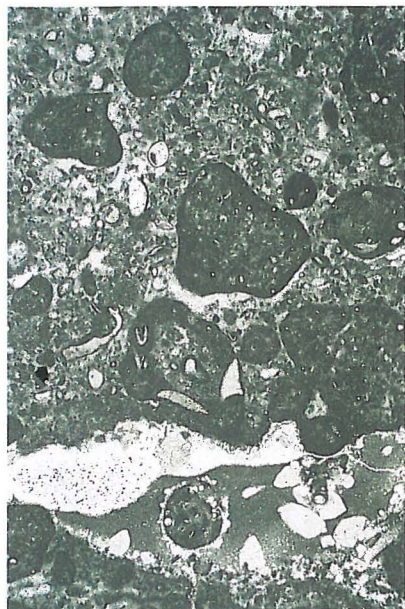
Ryc. 9. Cement izopachytowy ze strefy plaży morskiej, Joulter's Cay, Bahamy; plejstocen. Widoczna cienka obwódka cementu rozwiniętego na bioklastach i pozostałych ziarnach. Wyraźnie widoczne mikrodrążenia muszli; pory w osadzie — barwa fioletowa. Zdjęcie płytki cienkiej; dłuższy bok zdjęcia — 1,5 mm



Ryc. 10. Cement grawitacyjny rozwinięty na spodniej części muszli ślimaka. W obrębie cementu grawitacyjnego widoczne struktury cyjanobakteryjne. Na cementie grawitacyjnym jest rozwinięty cement mikrytowy tworzący charakterystyczne „mostki” między ziarnami. Mainzer Becken; Obere Cerithien Schichten, miocen (wg Herrmann & Koch, 1988). Zdjęcie płytki cienkiej; dłuższy bok zdjęcia — 10 mm; fot 7–10, 12

kie. W efekcie, na obszarze plaży spotyka się liczne subsródowniska od hypersalinarnych do słodkich (Scoffin, 1987). W strefie plaży zjawiska bardzo szybkiej cementacji zachodzą na skutek ewaporacji i odgazowania CO₂. Ponadto pewną

rolę odgrywają procesy mikrobiologiczne. Cementacja w strefie plażowej zachodzi nie tylko w klimacie tropikalnym i subtropikalnym, ale ma miejsce także w klimacie umiarkowanym (Sellwood, 1992, 1994).

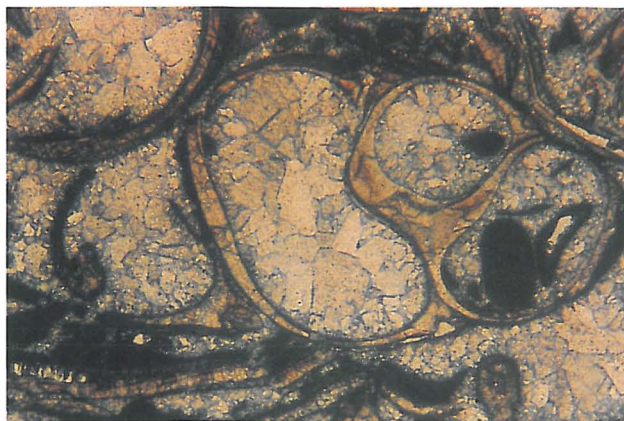


Ryc. 11. Asymetryczne struktury z rozpuszczania rozwinięte na spodniej części większych ziaren (centralna część zdjęcia). W dolnej części — kawerna częściowo wypełniona wadycznym mułem węglanowym z pseudomorfozami kalcytu po gipsie. Górny oksford, okolice Krakowa. Zdjęcie płytki cienkiej; długość krótszego boku zdjęcia — 3 mm

Procesy cementacji w rejonie plaży występują przeważnie w strefie międzyplądowej, gdzie tworzą się cienkie powłoki scementowanych osadów plażowych (*beachrock*). W morskim środowisku wadycznym mamy do czynienia z wielością typów cementów. Zwykle dominuje aragonit, ale np. na Hawajach piaski muszlowe są cementowane przez Mg-kalcyt (Myers, 1987). Obwódki cementów tworzących się na ziarnach są przeważnie typu meniskowego (ryc. 7, 8) lub znacznie rzadziej izopachytowego (ryc. 9). Obserwowane osady wykazują powszechnie rozproszony szkielet ziarnowy (*mud-supported*), gdzie jednak mikryt pełni rolę cementu. Stanowi to przyczynek do dyskusji na temat, czy osady dotychczas interpretowane jako sedymenty wewnętrzne w obrębie *beachrocks* (Aisauui & Purser, 1983) są faktycznie tego typu osadami.

Morfologia cementu nie jest jednak rozstrzygającym kryterium diagnostycznym jego proveniencji. Z plaży jeziornej w rejonie Michigan opisano pręcikowe, niskomagnezowe cementy (Binkley i in., 1980), które wykazują wybitne podobieństwo pod względem morfologii i szybkości wytrącania do produktów cementacji morskiej plaży. Utwory te powstały na skutek odgazowania meteorycznych wód gruntowych.

W środowiskach kopalnych słodkowodna strefa wadyczna może być odróżniana od morskiej na podstawie mineralogii cementów. Dla strefy morskiej typowy jest Mg-kalcyt względnie aragonit; zaś dla strefy słodkowodnej kalcyt niskomagnezowy. Meteoryczne warunki wadyczne są związane z działalnością wód powierzchniowych zawierających rozpuszczony CO₂ pochodzący z atmosfery (prawdopodobnie bogatszej w CO₂ w czasie wczesnego paleozoiku i mezozoiku niż w czasie kenozoiku; Berner, 1992) i gleby oraz kwasy organiczne. W osadach węglanowych rozpuszczanie jest istotnym procesem, który wiąże się z selektywnym ługowaniem kalcytowych i przede wszystkim aragonitowych komponentów. Występują tu także zjawiska kalcytyzacji aragonitowych ziarn i ługowania jonów Mg²⁺ z kalcytu magnezowego. Stopień tego rozpuszczenia jest w sposób istotny zależny od klimatu. Charakterystycznymi



Ryc. 12. Paramorfoza cementu kalcytowego po aragonicie. Przejście aragonitu w kalcyt nastąpiło bez wytworzenia porowatości moldyczej. Mainzer Becken; Obere Cerithien Schichten, miocen (wg Herrmann & Koch, 1988). Zdjęcie płytki cienkiej; dłuższy bok zdjęcia — 2 mm

teksturami cementów są cementy meniskowe (*meniscus*), kropłowe (*dripstone*) i wąsowe (*whisker*), które to są prawdopodobnie związane z kalcyfikacją filamentów grzybowych lub cyjanobakteryjnych (ryc. 10). Interesującym przykładem częściowego rozpuszczania przez wody meteoryczne ziaren zdeponowanych wcześniej w morskiej strefie freatycznej są tzw. asymetryczne struktury z rozpuszczania (*asymmetric dissolution textures*; Prezbindowski & Tapp, 1989) rozwijające się na spodniej stronie ziaren (ryc. 11) i używane jako wskaźnik subaeralnego wynurzenia osadu. Wskaźnik ten nie precyzuje jednak dokładnie momentu, w którym proces rozpuszczania zachodził.

Lądowa strefa freatyczna

Strefa meteoryczno-freatyczna leży poniżej lustra wody. Wszystkie pory są wypełnione przez wody meteoryczne zawierające zróżnicowane ilości rozpuszczonych węglanów. Jest to strefa o silnej dynamice, gdzie istotny wpływ mają takie czynniki jak klimat, tektonika i regionalna przepuszczalność.

Procesy zachodzące w strefie meteoryczno-freatycznej są kontrolowane przez tempo przepływu wody i stopień jej nasycenia przez węglany. Wody nienasycone powodują ługowanie kalcytu a przesycone — jego wytrącanie. Mogą występować przypadki, kiedy wody są przesycone względem kalcytu, ale niedosycone względem aragonitu. Zachodzi wówczas jednocześnie tworzenie się porowatości moldyczej i wypełnianie kalcytem (ryc. 12).

Wypełnienia kalcytowe są wykształcone w postaci cementu izopachytowego oraz cementów druzowych lub izometrycznych. Na płytkach szkarłupni wytrącają się bezinkluzyjne cementy syntaksjalne (Waldken & Berry, 1984). Cement wzrastający w aktywnych i utleniających warunkach nie jest żelazisty i nie wykazuje luminescencji. Jeśli tempo przepływu wody jest wolne może następować kalcytyzacja aragonitu. W takich warunkach, a także tam, gdzie warunki stagnacyjne pozwalają na występowanie uwolnionych jonów Mn²⁺ i Fe²⁺, mogą wytrącać się cementy żelaziste i manganowe. Wypada tu kolejny raz podkreślić, że morfologia cementów nie jest wystarczającym kryterium dla określenia ich pochodzenia i jedynie połączenie kilku metod badawczych (geochemii, katodoluminescencji, badań izotopowych i mikroskopii optycznej) daje kompletny obraz proveniencji danego cementu. Ma to istotne znaczenie ze względu na możliwość ustalenia tzw. stratygrafii cemen-

tów (termin wprowadzony przez Meyersa (1974, 1978), której przykłady są znane coraz powszechniej z literatury (np. Amieux i in., 1989; Braithwaite, 1993; Bruckschen i in., 1992).

Freatyczna strefa mieszania

Strefa ta występuje u podstawy strefy meteoryczno-freatycznej (ryc. 1) gdzie ma miejsce bezpośredni dopływ wód meteorycznych. Jej strop stanowi strefa występowania wód meteorycznych, zaś spąg morską strefa freatyczna. Z freatyczną strefą mieszania wiąże się znany powszechnie model tworzenia się dolomitów „Dorag” (Badiozamani, 1973). Model ten opiera się na następującym założeniu: *Jeśli wody meteoryczne są nasycone względem kalcytu, a wody morskie nasycone względem kalcytu i dolomitu, to mieszanina tych wód może być niedosycona względem kalcytu i przesycona względem dolomitu*. Ponieważ strefa freatyczna jest strefą dynamiczną, której położenie może się zmieniać w wyniku zmian klimatycznych lub efektów eustatycznych, teoretycznie mogą tworzyć się szerokie strefy dolomitów. Obecnie prowadzone badania dolomitów kwestionują jednak poprawność tego modelu (Hardie, 1987; Machel & Mountjoy, 1990).

Do innych kryteriów służących do definiowania strefy mieszania zalicza się m.in.: współwystępowanie dolomitów *en block* z innymi teksturami typowymi dla genezy meteoryczno-wadycznej lub freatycznej (porowatość moldyczna; freatyczne cementy izopachytowe i izometryczne) i geochemiczne własności dolomitów (skład izotopów stabilnych, zmniejszona zawartość Sr i Na).

Autor uprzejmie dziękuje anonimowemu recenzentowi za liczne konstruktywne i wnikliwe uwagi. Profesor R. Koch (Uniwersytet Erlangen) udostępnił część prezentowanych ilustracji, a dr A. Świerczewska (ING PAN Kraków) materiały z kursu diagenety węglanów w Uniwersytecie Reading.

Literatura

- AISSAOUI D. M. 1985 — *Sedimentology*, 32: 345–361.
 AISSAOUI D. M. & PURSER B. H. 1983 — *Ibidem*, 30: 273–283.
 AMIEUX P., BERNIER P., DALONGEVILLE R. & DE MEDWECKI V. 1989 — *Sediment. Geol.*, 65: 261–272.
 BADIOZAMANI K. 1973 — *J. Sediment. Petrol.*, 43: 965–984.
 BATHURST R. G. C. 1975 — *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier.
 BERNER, R. A. 1992 — *Nature*, 358: 114.
 BINKLEY K. L., WILKINSON B. H. & OWEN R. M. 1980 — *J. Sediment. Petrol.*, 50: 953–962.
 BRAITHWAITE C. J. R. 1993 — *Ibidem*, 63: 295–303.
 BRUCKSCHEN, P., NEUSER, R. D. & RICHTER D. K. 1992 — *Sediment. Geol.*, 81: 195–214.
 CHAFETZ H. S. 1986 — *J. Sediment. Petrol.*, 56: 812–817.
 DIX R. G. & MULLINS H. T. 1988 — *Geology*, 16: 680–683.
 DUNHAM R. J. 1962 — [In:] Ham W. E. (ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. AAPG Mem., 1: 108–121.
 FOLK R. L. 1959 — *AAPG Bull.*, 43: 1–38.
 GIVEN R. K. & WILKINSON B. H. 1985 — *J. Sediment. Petrol.*, 55: 109–119.
 GLAUB I. 1995 — *Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg*, 174: 1–324.
 HARDIE L. A. 1987 — *J. Sediment. Petrol.*, 57: 166–183.
 HERRMANN T. & KOCH R. 1988 — *Geol. Jb.*, A110: 53–67.
 KAŻMIERCZAK J., ITTEKKOT V. & DEGENS E. T. 1985 — *Paläont. Z.*, 59: 15–33.
 KAŻMIERCZAK J. & KEMPE S. 1990 — *Science*, 250: 1244–1248.
 KEMPE S. & DEGENS E. T. 1985 — *Chem. Geology*, 53: 95–108.
 KEMPE S., KAŻMIERCZAK J. & DEGENS E. T. 1989 — [In:] Crick, R. E. (ed.), *Origin, evolution, and modern aspects of biomineralisation in plants and animals*. New York (Plenum Press): 229–243.
 KNAPP R. T., DAILY J. W. & HARMITT F. G. 1970 — *Cavitation*. Mc Graw-Hill Book Co., 1–687.
 LONGMAN M. W. 1980 — *AAPG Bull.*, 64: 461–487.
 LONGMAN M. W. 1982 — *AAPG Educ. Course Note*, ser., 21: 1–159.
 LIEBAU A. 1984 — [In:] Luterbacher, H. (ed.): *Paläobathymetrie*. *Paläontologische Kursbücher*, 2: 149–184.
 MACHEL H. G. & MOUNTJOY E. W. 1990 — *J. Sediment. Petrol.*, 60: 1008–1012.
 MACINTYRE I. G. 1985 — [In:] Schneidermann N. & Harris P. M. (eds.), *Carbonate cements*. *Spec. SEPM Publ.*, 36: 109–116.
 MITCHELL R. W., LAND L. S. & MISER D. E. 1987 — *Geology*, 15: 557–560.
 MOORE C. H. 1989 — *Carbonate diagenesis and porosity*. Elsevier: 1–338.
 MULLINS H. T., WISE S. W., GARDULSKI A. F., HINCHEY E. J., MASTERS P. M. & SIEGEL D. I. 1985 — *Sedimentology*, 32: 473–494.
 MEYERS W. J. 1974 — *J. Sediment. Petrol.*, 44: 837–861.
 MEYERS W. J. 1978 — *Sedimentology*, 25: 371–400.
 MYERS J. H. 1987 — *J. Sediment. Petrol.*, 57: 558–570.
 PALMER T. J., HUDSON J. D. & WILSON M. A. 1988 — *Nature*, 335: 809–810.
 PREZBINDOWSKI D. R. & TAPP J. B. 1989 — *J. Sediment. Petrol.*, 59: 835–838.
 REID P. R., MACINTYRE I. G. & JAMES N. P. 1990 — *Sediment. Geol.*, 68: 63–170.
 REITNER J. 1993 — *Facies*, 29: 3–40.
 RICHTER D. K. 1983 — [In:] Peryt T. M. (ed.), *Coated grains*. Springer: 71–99.
 SANDBERG P. A. 1983 — *Nature*, 305: 19–22.
 SANDBERG P. A. 1985 — [In:] Schneidermann N. & Harris P. M. (eds.), *Carbonate cements*. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, 36: 33–57.
 SCHLAGER W. & JAMES N. P. 1978 — *Sedimentology*, 25: 675–602.
 SCHOPF T. J. M. 1987 — *Paleoceanografia*. PWN.
 SCOFFIN T. P. 1987 — *An introduction to carbonate sediments and rocks*. Blackie.
 SELG M. & WAGENPLAST P. 1990 — *Jh. Geol. Landesamt Baden-Württemberg*, 32: 171–206.
 SELLWOOD B. W. 1992 — [In:] Parker A. & Sellwood B. W. (eds.), *Quantitative diagenesis: recent developments and applications to reservoir geology*. NATO Advanced Study Institute, Reading: 1–25.
 SELLWOOD B. W. 1994 — [In:] Parker A. & Sellwood B. W. (eds.), *Quantitative diagenesis: recent developments and applications to reservoir geology*. NATO ASI Ser. C: Mathematical and Physical Sc., 453, Kluwer Akad. Publ.
 SELLWOOD B. W., SHEPHERD T. J., EVANS M. R. & JAMES B. 1989 — *Sediment. Geol.*, 61: 223–237.
 SELLWOOD B. W. & BECKETT D. 1991 — *Ibidem*, 71: 189–193.
 van ANDEL T. H. 1975 — *Earth Plant. Sc. Lett.*, 26: 187–195.
 WALDEN G. M. & BERRY J. R. 1984 — *Sedimentology*, 31: 251–267.
 WALLACE M. W. 1987 — *J. Sediment. Petrol.*, 57: 695–700.
 WILKINSON B. H. 1979 — *Geology*, 7: 524–527.
 WILKINSON B. H., OWEN R. M. & CARROLL A. R. 1985 — *J. Sediment. Petrol.*, 55: 171–183.
 WRIGHT V. P. 1992 — *Sediment. Geol.*, 76: 177–185.