

Przejawy procesów metasomatycznych w wapieniach górnej jury z okolic Krakowa

Aleksandra Vierek*

Upper Jurassic limestone metasomatic processes in the Kraków area. *Prz. Geol.*, 51: 507–516.

S u m m a r y. The zones of dolomitization within the Upper Jurassic limestones were studied in four outcrops: Góra Św. Anny, Kostrze Quarry, Księża Góra, and Skały Twardowskiego. The study aimed to determine the time and the environment of dolomitization as well as to explain the mechanism of dolomitization and character of fluids. Petrographic studies and geochemical analyses proved that the origin of dolomites can be related to mixing zone of sea- and meteoric waters (mixed-water dolomitization model), under oxidizing and shallow burial conditions. Dolomitizing fluids reveal temperatures about 60°C. The results point to the age of dolomitization between the uppermost Jurassic and Cretaceous. Processes of recrystallization, dedolomitization and silicification have been identified.

Key words: limestone, dolomite, dolomitization, Upper Jurassic, Cracow

Wapień górnourajskie występujące w obrębie zrębów i wzgórz w rejonie Krakowa, na południe od Wisły uległy miejscami lokalnej dolomityzacji. Zagadnieniu temu poświęcono dotychczas kilka prac. Według Gawła (1948) dolomityzacja wapieni jurajskich jest wieku senońskiego, na co wskazuje brak związku dolomityzacji ze szczelinami. Z hipotezą tą nie zgadzają się Dżułyński & Żabiński (1954) oraz Alexandrowicz (1958, 1960), twierdząc że dolomityzacja jest zjawiskiem epigenetycznym, przypuszczalnie związanym ze spekaniami tektonicznymi. Nową koncepcję genetyczną dolomitów z okolic Krakowa wysunął Łaptaś (1974), opisując dolomityzację wapieni skalistych jako zjawisko wczesnodiagenetyczne. Późniejsze prace Łaptasia (1989) i Matyszkiewicza (1989) sugerują dolomityzację zachodzącą w strefie mieszania się wód meteorycznych i morskich. Krótkie wzmianki na temat występowania dolomitów w wapieniach górnourajskich z okolic Krakowa pojawiły się w pracach Gradzińskiego (1972), Matyszkiewicza (1987, 1997) oraz Krajewskiego (2001).

W latach 1994–1999 autorka prowadziła szczegółowe badania geologiczne dolomitów z okolic Krakowa. Materiał badawczy stanowiły 24 próbki pobrane w czterech odsłonięciach (ryc.1):

- Góra Św. Anny
- Kamieniołom Kostrze
- Kamieniołom na Księżej Górze
- Skały Twardowskiego.

Wykonano szczegółowe opisy petrograficzne, przeprowadzono badania przy użyciu mikroskopu skaningowego i katodoluminescencyjnego. Wykonano analizy chemiczne z próbek polimieralnych oraz przy użyciu mikroanalityzatora rentgenowskiego, oznaczono stabilne izotopy węgla i tlenu. Pięć wybranych próbek skalnych zostało poddanych badaniom termometrycznym, przy zastosowaniu metody dekrepitacji.

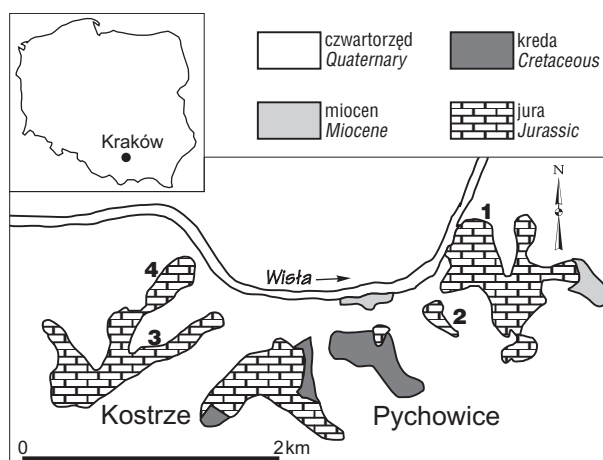
Celem badań była próba określenia czasu i warunków powstania dolomitu oraz wyjaśnienie mechanizmu dolomityzacji i charakteru wywołujących ją roztworów.

Opis odsłonięć

Góra Św. Anny. Stwierdzono tu obecność masywnego wapienia barwy jasnoszarej do jasnobezowej, o cechach kalcsylitytu, o ogólnej miąższości 8–9 m. Skała wykazuje słabo widoczne uławicenie. Brak jest makroskopowych śladów dolomityzacji. Znalezione makrofaunę reprezentują gąbki i ramienionogi.

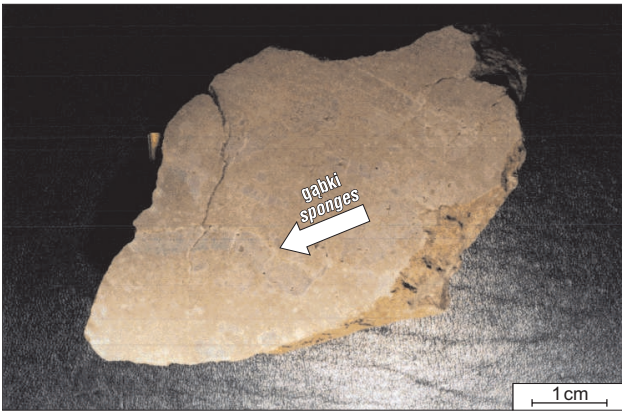
Kamieniołom Kostrze. Występuje tu wapień barwy białobezowej o zbitej i masywnej teksturze. Miejscami widoczne drobne (1–2 mm), ciemniejsze od otoczenia plamki, związane z obecnością dolomitu. Skała wykazuje uławicenie; ławice nachylone pod niewielkim kątem lub prawie poziome mają miąższość rzędu 1–1,8 m. Makrofauna reprezentowana jest przez gąbki i ramienionogi.

Księża Góra. W amfiteatralnym kamieniołomie o rozciągłości NNW–SSE odsłaniają się wapień w znacznym stopniu zdolomityzowane, o miąższości 7–8 m. Skała węglanowa jest drobnoziarnista, o bardzo słabej spójności i charakterystycznej rozsypliwoci. Odznacza się wyraźną strukturą plamistą podkreśloną obecnością licznych, nieregularnie rozmieszczonych ciemnych plamek dolomitowych na jasnoszarym tle wapiennym. Ilość i wielkość plam dolomitowych jest zmienna. Duże, dochodzące do kilku



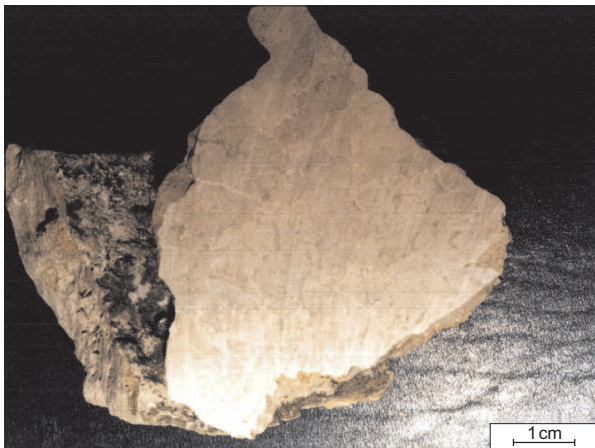
Ryc. 1. Szkic sytuacyjny obszaru badań. 1 — Skały Twardowskiego; 2 — Księża Góra; 3 — Kamieniołom Kostrze; 4 — Góra Św. Anny. Mapa geologiczna wg Rutkowskiego (1993)
Fig. 1. Localization of the study area. Geological map after Rutkowskiego (1993)

*Uniwersytet Śląski, Wydział Nauk o Ziemi, 41-200 Sosnowiec, ul. Będzińska 60; avierek@ultra.cto.us.edu.pl



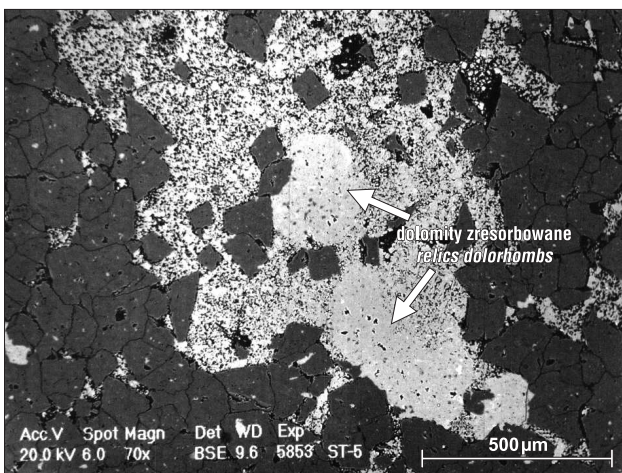
Ryc. 2. Księża Góra. Wygładzona powierzchnia dolomitu plamistego: dolomitacja objęła tło wapienne, omijając fragmenty gąbek (zaznaczone strzałką), ramienionogów i klastyczne fragmenty wapienia

Fig. 2. Księża Góra. The polished section of spotted dolomite. Dolomitization is characterized by selective replacement of limestones, excluding the fragments of sponges (arrow), brachiopods and limestone clasts



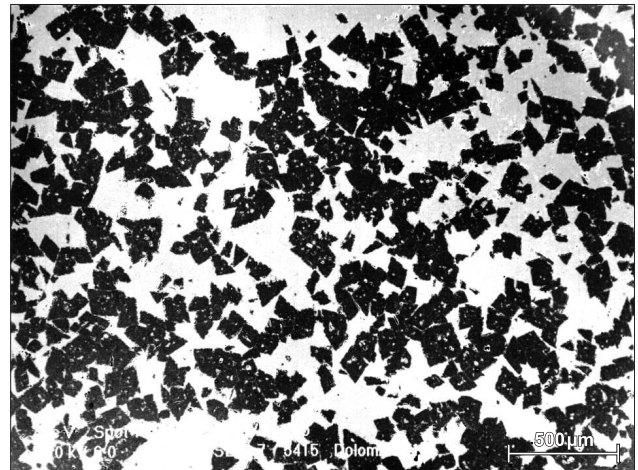
Ryc. 3. Skały Twardowskiego. Struktura plamista: liczne plamy dolomitu (ciemne) w wapiennym tle (jasne)

Fig. 3. Skały Twardowskiego. Spotted structure: numerous dolomite spots (dark) in limestone (light)



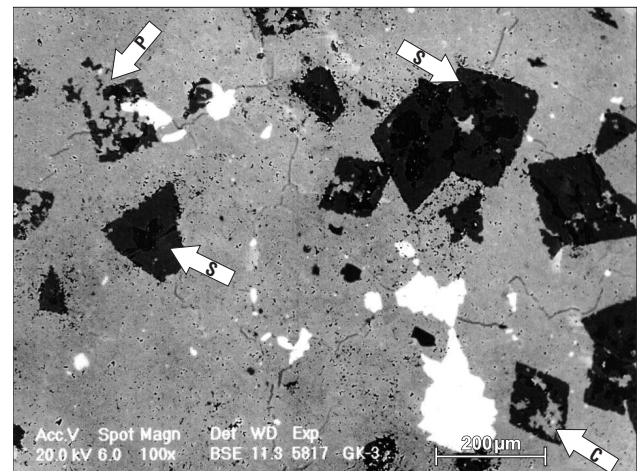
Ryc. 4. Skały Twardowskiego. Grubokrystaliczna mozaika idiotopowa przechodząca w ksenotopową. Widoczna granica między zdolomitowaną partią skały a tłem wapiennym. Strzałką zaznaczono dolomity zresorbowane. 70 x. SEM

Fig. 4. Skały Twardowskiego. Coarse-crystalline idiotopic mosaic, partly xenotopic. Contact between dolomite and limestone visible. Relicts dolorhombs indicated by arrows. 70 x. SEM



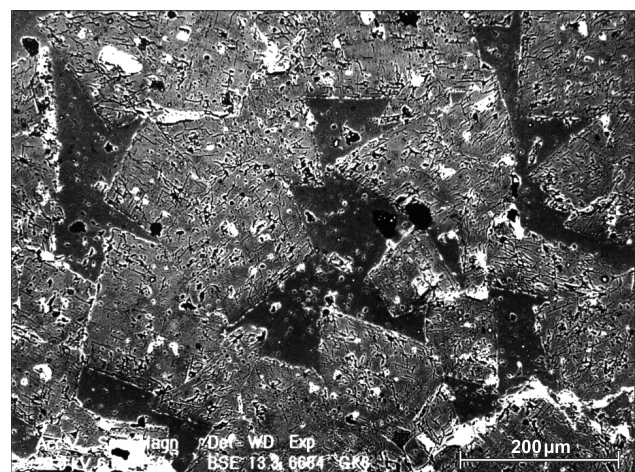
Ryc. 5. Skały Twardowskiego. Nieregularnie zorientowane i rozproszone w wapiennym tle skalnym romboedry dolomitu. 40x. SEM

Fig. 5. Skały Twardowskiego. Dolorhombs randomly oriented and dispersed within the limestone. 40x. SEM



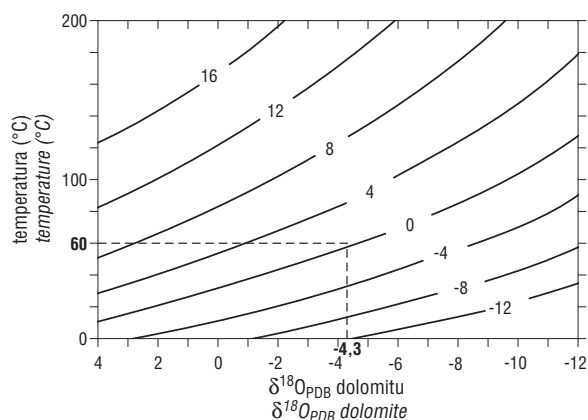
Ryc. 6. Księża Góra. Zastępowanie romboedrów dolomitu krzemionką (S) i kalcylem (C). Widoczne pseudomorfozy (P) kalcytowe po dolomitacji. 100x. SEM

Fig. 6. Księża Góra. Dolorhombs replaced by silica (S) and by calcite (C). Calcite pseudomorphs (P) after dolomite. 100x. SEM



Ryc. 7. Księża Góra. Wapniste romboedry dolomitu rozmieszczone w tle skalnym, którego głównym składnikiem jest krzemionka. 150 x. SEM

Fig. 7. Księża Góra. Limy dolorhombs distributed in the siliceous matrix 150 x. SEM



Ryc. 8. Krzywe równowagi izotopowej tlenu w układzie $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ dolomitu, temperatury i $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ roztworu (wg Landa, 1985). Linia przerywaną zaznaczono średnią wartość izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ dla badanych dolomitów i oszacowaną wartość temperatury krystalizacji minerału

Fig. 8. Graphical representation of the oxygen isotopic equilibrium between $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ dolomite, $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ water and temperature. Dashed line — average isotope $\delta^{18}\text{O}$ value for analysed dolomites and estimated mineral crystallisation temperature

centymetrów plamy dolomitu rozdzielone są wąskimi, kilkumilimetrowymi strefami wapienia. Miejscami natomiast maleje wielkość plam dolomitowych, a zwiększają się strefy wapienia. Tego typu struktura plamista jest wynikiem selektywnie przebiegającego procesu dolomityzacji. Najbardziej odporne na dolomityzację były gąbki i ramienionogi oraz klastyczne fragmenty wapienia (ryc. 2). Dolomityzacja obejmuje znaczne partie skały, do około 90%. Zaobserwowaną makrofaunę reprezentują gąbki i ramienionogi.

Skały Twardowskiego. Występuje tu wapień o dużej twardości, różnoziarnisty, barwy jasnoszarej do beżowej. W północnej ścianie kamieniołomu, o rozciągłości WSW–ENE zaobserwowano znacznych rozmiarów soczewę dolomitu, barwy ciemnobieżowej do beżowobrunatnej. Mięszkość ciała dolomitowego waha się w szerokich granicach, od 0,5 do prawie 3 m, a jego maksymalna długość widoczna w kamieniołomie dochodzi do 30 m. W ogólnym zarysie soczewa dolomitu przebiega równoległe do bardzo słabo widocznego uławicenia, ale nie wykazuje związku z fugami międzylawicowymi. Strop i spąg soczewy charakteryzuje się nierównym przebiegiem i często nieostrą granicą ze skałą otaczającą. Na granicy wapień–dolomit zaobserwowano plamistą strukturę: nieregularnej wielkości i kształtu plamy dolomitu są luźno rozrzucone w wapiennym tle skalnym. Dolomityzacja nie jest związana ze szczelinami bądź spękaniem tektonicznymi.

Reasumując, do makroskopowych przejawów dolomityzacji górnourajskich skał węglanowych z okolic Krakowa zaliczyć można:

1. Struktury plamiste (ryc. 2, 3):

a) duże (do ok. 5 cm), gęsto rozmieszczone (około 80% powierzchni) plamy dolomitu rozdzielone niewielką ilością wapienia;

b) niewielkie (do około 1 cm), luźno rozmieszczone (około 35–40% powierzchni) plamki dolomitu w przeważającej masie wapienia.

2. Rozległe soczewy dolomitu, według klasyfikacji Śliwińskiego (1981) dolomitu wapnistego i wapienia dolomitycznego.

Charakterystyka petrograficzna skał

Przy opisie mikroskopowym zastosowano klasyfikację i terminologię opracowaną przez Dunhama (1962), wraz z polskim nazewnictwem proponowanym przez Narkiewicza i Śnieżek (1981).

Wapień na Górze Św. Anny i w kamieniołomie Kostrze zaliczono do wapieni mikrytowo-ziarnowych (*wackstone*) i wapieni ziarnowo-mikrytowych (*packstone*). Masę podstawową stanowi mikryt kalcytowy, miejscami przechodzący w kalcyt gruboziarnisty. Szczątki organiczne są reprezentowane przez: gąbki i ich elementy, szkarłupnie, otwornice, skorupki brachiopodów, struktury typu Tubiphytes. W obrazie mikroskopowym zauważalne są euhedrony dolomitu o wymiarach 100–170 μm , rzadziej mniejsze 60–80 μm . Romboedry dolomitu występują w niewielkich ilościach i najczęściej są luźno i nieregularnie rozrzucone w tle skalnym. Rzadko łączą się one w niewielkie grupy dochodzące do kilku milimetrów średnicy; wówczas granica między dolomitami i wapieniem jest niewyraźna. Poszczególne kryształki dolomitu nie kontaktują się ze sobą lub kontaktują w sposób punktowy. Zaobserwowano przejawy procesu dedolomityzacji. Proces ten obejmuje zarówno pojedyncze romboedry dolomitu, jak i ich większe skupienia. Dolomit bywa zastępowany kalcytem od środka i od brzegów. Licznie występują pseudomorfozy kalcytowe po dolomicie, wypełnione kalcytem grubokryształicznym. Cechą charakterystyczną obserwowanych kryształków kalcytu i dolomitu jest faliste wygaszanie światła.

Skały węglanowe odsłaniające się na Księżej Górze zaliczono do dolomitowapieni mikrytowych (*mudstone*) oraz dolomitowapieni mikrytowo-ziarnowych (*wackstone*). Nieliczna fauna, bardzo silnie zmieniona reprezentowana jest przez: gąbki i ich elementy (zsylikowane, zrekrystalizowane, niekiedy skalcytyzowane), szkarłupnie, skorupki małżów i ślimaków. Dolomity tworzą grubokryształiczną idiotopową mozaikę, miejscami przechodzącą w mozaikę ksenotopową (Gregg & Sibley, 1984; Sibley & Gregg, 1987; ryc. 4). Niekiedy dolomit występuje w formie pojedynczych, rozproszonych euhedralnych romboedrow (ryc. 5) o wielkościach 100–200 μm , rzadziej mniejszych (około 70 μm), czy większych (300–400 μm). Obserwowana pod mikroskopem granica między zdolomityzowaną partią skały a wapieniem jest niewyraźna i ma charakter stopniowy; pojedyncze romboedry dolomitu rozpraszają się w wapiennym tle skalnym. Poszczególne kryształki dolomitu są dobrze wykształcone, czyste, bez wrostków i wykazują pokrój siodełkowy — przejawiający się łukowato wygiętymi krawędziami i powierzchniami oraz falistym wygaszaniem światła. Kontakt między poszczególnymi romboedrami jest zakrzywiony, niekiedy prosty. Niezdolomityzowane partie skały są zbudowane z kalcytu mikrytowego, miejscami przechodzącego w mozaikę grubokryształiczną. W miejscach, w których dolomityzacja jest bardziej zaawansowana tło skalne jest silnie zmienione i ma zatartą strukturę. W miejscach słabiej zdolomityzowanych widoczny jest mikryt kalcytowy. Zaobserwowano

przejawy procesu dedolomityzacji. Procesowi temu najczęściej podlegają kryształy niewielkich rozmiarów (od 40 do 120 μm), rzadziej większe (około 170 μm). Romboedry dolomitu ulegają dedolomityzacji od środka, rzadziej od zewnętrznych krawędzi. Sporadycznie występują pseudomorfozy kalcytowe po dolomicie o pokroju romboedrycznym. Są one grubiej krystaliczne od kalcytowego tła skalnego.

Badaniami petrograficznymi objęto także znacznych rozmiarów soczewę dolomitu położoną w obrębie wapieni, z których zbudowany jest kamieniołom na Skałach Twardowskiego. Występujące tu skały zaliczono do dolomitowapieni mikrytowo-ziarnowych oraz dolomitów krystalicznych. Pod mikroskopem widoczna jest mozaika grubokrystalicznych idiotopowych, miejscami ksenotopowych ziarn (ryc. 4). Kontakt pomiędzy poszczególnymi kryształami jest zakrzywiony, rzadziej prosty. Kryształy dolomitu najczęściej osiągają wielkość 100–200 μm , choć są spotykane osobniki większe dochodzące do 280 μm , czy mniejsze ok. 30–60 μm . Obserwowane romboedry przejawiają siodełkowy charakter; ich kontury są łukowato wygięte, widoczne są charakterystyczne spękania, oraz faliste wygaszanie światła. Niektóre kryształy dolomitu uległy dedolomityzacji, ale proces ten jest słabo zaawansowany. Kalcytowe tło skalne jest słabo widoczne, przejawiające pośrednie stadia rekrytalizacji, a czasami już zrekrystalizowane. Obecny kalcyt radialno-osioowy (*vide* Bathurst, 1976) faliście wygasza światło. Fauna silnie zmieniona jest reprezentowana przez: fragmenty ciał gąbek, płytki i kolce jeżowców, małże gruboskorupowe, skorupki brachiopodów w różnych przekrojach.

W obrazie mikroskopowym próbek pobranych z Księżej Góry i Skał Twardowskiego są zauważalne nieregularnych rozmiarów i kształtów skupienia krzemionki (chalcedon, opal) i rzadziej pojedyncze ziarna kwarcu. Chalcedon zastępuje mikryt wapienny, ciała gąbek i innych organizmów oraz wkracza pomiędzy kryształy dolomitu, zastępując tam niewielkie relikty mikrytowego wapienia, a niekiedy romboedry dolomitu. Pęknięcia i pustki skalne wypełnia częściowo kwarc grubokrystaliczny, a częściowo kalcyt, dając mozaikę kwarcowo-kalcytową.

Wyniki badań przy zastosowaniu skaningowego mikroskopu elektronowego

Zdjęcia wykonane na SEM są uzupełnieniem charakterystyki mikroskopowej badanych skał. Na ich podstawie stwierdzono, iż skład badanych dolomitów jest niejednorodny. Wewnątrz romboedrów oraz na ich brzegach widoczne są nieregularne, drobne skupienia wykazujące podwyższoną zawartość Ca — efekt rozpoczynającego się procesu dedolomityzacji (ryc. 6). Niekiedy są zauważalne pojedyncze romboedry, znacznie jaśniejsze od pozostałych. Analizy w mikroobszarze wykazały podwyższoną ilość wapnia jednolicie rozmieszczonej na całej powierzchni kryształu. W kilku próbkach zaobserwowano plackowate (do 100 μm), zaokrąglone i porowate ziarna znacznie jaśniejsze od otoczenia, zawierające w składzie Ca. Swoim kształtem przypominają zarys kryształu dolomitu, zatem mogą być to pseudomorfozy kalcytowe po dolomicie (ryc. 4).

Niekiedy na powierzchniach romboedrów obecne są niewielkie, dochodzące do kilkunastu mikrometrów, nieregularne punktowe zagęszczenia wskazujące na podwyższoną zawartość Fe. Skupienia żelaza występujące między kryształami dolomitu są większe, do 200 μm . Towarzyszą im niewielkie ilości manganu i siarki. Współwystępowanie Fe i S może wskazywać na obecność pirytu.

Pomiędzy kryształami dolomitu, w wapiennym tle skalnym zaobserwowano nieregularne plamiste zagęszczenia Si o wymiarach 20–350 μm . Są to pojedyncze ziarna kwarcu oraz nieregularne formy bezpostaciowej SiO_2 . W kilku miejscach analizy punktowe wykazały obecność Si na powierzchniach romboedrów. W ten sposób zaznacza się prawdopodobnie efekt zastępowania dolomitów krzemionką (chalcedon, opal; ryc. 6). Tylko dwie próbki pobrane z Księżej Góry przedstawiają odmienny od pozostałych, charakterystyczny skład chemiczny. Wapniste romboedry dolomitu rozmieszczone są w tle skalnym, którego głównym składnikiem jest krzemionka (ryc. 7).

Wyniki badań metodą katodoluminescencji (CL)

Analizowane próbki pobrane ze Skał Twardowskiego i Księżej Góry mają strefowo-plamkowy charakter CL. W większości przypadków wewnętrzną część kryształu dolomitu stanowi jasne świecące jądro o nieregularnych kształtach, otoczone matową czerwoną strefą. Na zewnątrz kryształy otoczone są cienką, ostrą i wyraźną, bardzo jasno świecącą strefą. Wapienne tło skalne wykazuje luminescencję od jasnej czerwieni do czerwieni.

W pojedynczych romboedrach dolomitu zauważalny jest zanik strefowości budowy: na całej powierzchni kryształu występują gęsto rozmieszczone, drobne, jasno świecące plamki. Ten typ CL wykazują również próbki pobrane z Góry Św. Anny i Kamieniołomu Kostrze. Są to pseudomorfozy kalcytowe po dolomicie, których obecność świadczy o daleko posuniętym procesie dedolomityzacji.

Kryształy kalcytu wykazują strefową budowę. Najczęściej są to cztery kolejne strefy: pozbawione luminescencji jądro, strefa matowoczerwona, jasno świecąca żółta strefa oraz matowoczerwona otoczka. Kontakt między strefami jest ostry i wyraźny. Niekiedy w kryształach kalcytu możemy wyróżnić do 10 stref. Znacznych rozmiarów jądro pozbawione luminescencji jest otoczone bardzo cienkimi, naprzemianległymi matowoczerwonymi i jasnoczerwonymi obwódkami. Granice między nimi są wyraźne.

Charakterystyka chemiczna skał

Zawartość pierwiastków głównych, wapnia i magnezu, oznaczono analizą chemiczną z próbek polimineralnych (tab. 1) oraz mikroanalizą rentgenowską (tab. 2), badając czysty minerał dolomit.

Pomocną wskazówką przy wyjaśnianiu genezy dolomitów są pierwiastki śladowe: stront, sód, żelazo i mangan (tab. 3, 4). Zawartość pierwiastków śladowych w kryształach jest bowiem proporcjonalna do zawartości pierwiastków śladowych w roztworach dolomityzujących. Zależność tę można wyrazić wzorem, np. dla strontu:

$$[\text{Sr}/(\text{Ca} + \text{Mg})]_{\text{dolomit}} = K [\text{Sr}/(\text{Ca} + \text{Mg})]_{\text{roztwór}}$$

gdzie: K — stała wartość, współczynnik podziału (Land, 1985).

Współczynnik podziału K zależy od temperatury oraz od prędkości krystalizacji minerałów. Szybki wzrost kryształów powoduje zwiększone przyłączanie pierwiastków śladowych, w przeciwieństwie do powolnego tworzenia wysoce uporządkowanych kryształów. Zgodnie z tą zasadą, dolomity stechiometryczne powinny zawierać mniej pierwiastków śladowych niż dolomity niestechiometryczne, czy stechiometryczne, ale słabo uporządkowane (Land, 1985).

Zastosowanie w interpretacji środowisk sedymentacyjnych znalazły także stabilne izotopy węgla i tlenu. Szczególnie przydatny jest izotop węgla ^{13}C , który zachowuje „pamięć” układu izotopu ^{13}C prekursora osadu. Według Landa (1985) fakt ten jest spowodowany tym, że węgiel występuje w węglanowym poprzedniku minerału, a nie w roztworach porowych. W przeciwieństwie do izotopu węgla ^{13}C , stabilny izotop tlenu ^{18}O całkowicie odzwierciedla układ izotopu tlenu roztworów dolomityzujących (Land, 1980).

Badane dolomity i wapienie górnourajskie są wzbogacone w lżejszy izotop tlenu (wartości ujemne) rzędu $-2,8$ do $-5,32\text{‰}$ (tab. 5). Dla porównania, współczesne węglany morskie charakteryzują się wartościami dodatnimi, a ich odpowiedniki kopalne wartościami ujemnymi.

Stabilne izotopy tlenu w węglanach krystalizujących z wody morskiej zostały wykorzystane do określenia paleotemperatury. Temperaturę można określić na podstawie

wzorów ustalonych empirycznie, np. równanie wg Irwina (1980):

$$t^{\circ}\text{C} = 31,9 - 5,55(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + 0,17(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2$$

gdzie: $\delta^{18}\text{O}_c$ — pomierzona wartość izotopu tlenu dla węglanu,

$\delta^{18}\text{O}_w$ — wartość izotopu tlenu wody, w której węglan był tworzony.

Inna, znacznie częściej stosowana metoda polega na odczytaniu temperatury z krzywych równowagi izotopowej tlenu dla dolomitu (w PDB) i roztworu (w SMOW) (ryc. 8). Zasadniczym problemem przy interpretacji wartości $\delta^{18}\text{O}$ wapieni i dolomitów w oznaczaniu paleotemperatury jest określenie $\delta^{18}\text{O}_{\text{W[SMOW]}}$ wody morskiej w różnych okresach geologicznych. Zdaniem Landa (1980, 1985) wartość izotopu tlenu wody morskiej nie uległa zasadniczym zmianom w dziejach Ziemi i dlatego w obliczeniach można założyć wartość $\delta^{18}\text{O}_w$ równą 0. Przyjmując w obliczeniach paleotemperatury wartość $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody = 0 nie można jednak wykluczyć pewnego błędu. Regionalne zmiany w składzie wody morskiej, wywołane, np. intensywnym parowaniem, wytrącaniem soli, aktywnością hydrotermalną, dostawą wód meteorycznych, mogą powodować zmiany (wzrost lub spadek) wartości izotopu tlenu. Temperatura krystalizacji badanych dolomitów odczytana z krzywej Landa oraz obliczona ze wzoru Irwina wynosi około 60°C . Dla porównania, równowiekowe dolomity z południowych Niemiec charakteryzujące się zbliżonymi do badanych dolomitów wartościami izotopu tlenu $\delta^{18}\text{O}$ od $-4,10$ do

Tab.1. Skład chemiczny skał węglanowych obszaru badań

Table 1. Geochemical composition of limestones and dolomites studied

Nr próbki Sample number	CaO	MgO	Stopień Dolomityczności Dolomitization degree	$\frac{\text{MgO}}{\text{CaO}}$	Al ₂ O ₃	SiO ₂	K ₂ O	P ₂ O ₅
	[% molowy] [mole %]				[% wagowy] [wt. %]			
Góra Św. Anny:								
GA2	56,16	—	—	—	0,08	0,10	x	x
GA3	56,26	0,31	7,66	0,0055	0,06	0,22	0,02	0,12
GA4	56,33	0,35	8,64	0,0062	0,07	0,02	0,02	0,70
Kamieniołom Kostrze:								
KK1	55,66	—	—	—	0,15	0,22	x	x
KK2	55,90	—	—	—	0,11	0,23	x	x
KK3	56,59	0,29	7,13	0,0051	0,08	0,19	0,03	0,03
Skały Twardowskiego:								
ST1	46,73	7,50	223,22	0,16	0,26	0,25	x	x
ST4	33,53	19,27	799,32	0,57	0,17	0,77	0,04	0,06
ST5	38,53	15,47	558,42	0,40	0,30	0,28	x	x
ST6	49,59	4,30	120,60	0,087	x	x	x	x
ST7	41,37	12,59	423,26	0,30	0,13	0,36	0,07	0,07
ST8	42,58	9,80	320,10	0,23	x	x	x	x
Księża Góra:								
GK2	56,18	—	—	—	0,08	0,05	x	x
GK5	56,29	—	—	—	0,11	0,11	x	x
GK6	32,22	15,54	670,81	0,48	0,18	10,27	0,05	0,05
GK8	32,89	11,93	504,48	0,36	0,14	16,17	0,05	0,15

x — brak danych; x — data unavailable

Tab. 2. Wyniki badań mikroanalizy rentgenowskiej
Table 2. Results of microprobe analysis

Nr próbki Sample number	% wagowe (wt. %)				CaCO ₃ % mol mole %	Skład Composition
	Ca	Mg	Fe	Mn		
ST1	24,78	13,31	0,24	0,01	53,02	Ca ₅₃ Mg ₄₇
ST4	24,13	13,85	0,07	0,03	51,37	Ca _{51,4} Mg _{48,6}
GK3	23,86	13,55	0,06	0,04	51,64	Ca _{51,6} Mg _{48,4}
GK4	23,39	13,39	0,10	0,10	51,45	Ca _{51,4} Mg _{48,6}

-3,34‰ PDB tworzyły się w temperaturze ok. 70°C (Reinhold, 1998).

Badane skały węglanowe z okolic Krakowa są wzbogacone w cięższy izotop węgla i charakteryzują się wartościami od +0,97 do +3,4‰ PDB (tab. 5). Dla dolomitów wartości izotopu węgla $\delta^{13}\text{C}$ są rzędu +2,11 do +3,40‰ i wykazują wzbogacenie o 1 do 2‰ w porównaniu z otaczającymi wapieniami. Współczesne węglany morskie charakteryzują się generalnie wartościami $\delta^{13}\text{C}$ od +4 do -2‰, a ich odpowiedniki kopalne od +2 do -2‰ (Migaszewski, 1990). Są to jednak wartości uśrednione; zarówno w pierwszym, jak i w drugim przypadku spotykamy w literaturze znaczne odchylenia w kierunku zubożenia lub wzbogacania w $\delta^{13}\text{C}$.

Dyskusja wyników

Temperatura. Przy określaniu temperatury krystalizacji dolomitu wzięto pod uwagę zarówno wskaźniki petrograficzne, jak i geochemiczne. Uważa się, że tekstura skał węglanowych, w tym dolomitu, może być uwarunkowana temperaturą, w której wzrastały kryształy. Zgodnie ze statystycznym modelem wzrostu kryształu (Gregg & Sibley, 1984) w niskich temperaturach, atomy dodawane są na powierzchnię kryształu stopniowo warstwa po warstwie, dając w efekcie mozaikę euhedralnych do subhedralnych kryształów. W temperaturach wyższych atomy dodawane są przypadkowo, powodując utworzenie nieregularnej mozaiki anhedralnych kryształów. Według Gregga & Sibley'a (1984), tzw. CRT (*critical roughening temperature*) dla dolomitów wynosi od 50 do 100°C. Poniżej tej temperatury tworzona jest idiotopowa (planarna wg Sibley'a & Gregga, 1987) tekstura dolomitów, natomiast powyżej CRT ksenotopowa (nieplanarna) tekstura dolomitów. Ze względu na to, że opisywane dolomity charakteryzują się zarówno prostymi, jak i nierównymi granicami międzykrysztalicznymi (współwystępowanie tekstury idiotopowej i ksenotopowej) można, za cytowanymi autorami, przypisać im podwyższone, powyżej 50°C, temperatury powstania. Wskaźnikiem paleotemperatury jest również siodełkowy pokrój romboedrów dolomitu. Łukowato wygięte krawędzie i powierzchnie kryształów, charakterystyczna łupliwość oraz faliste wygaszanie światła, to cechy pokroju siodełkowego (Radke & Mathis, 1980) obserwowane w badanych dolomitach. Według Radke i Mathisa (1980) dolomity takie tworzą się w podwyższonych temperaturach rzędu 60–150°C. Analiza petrograficzna wykazała obecność kalcytu grubokryształicznego, co według Matyszkiewicza (1987) można wiązać z działalnością procesów hydrotermalnych o umiarkowanych wartościach temperatur. O podwyższonych temperaturach może świadczyć

również faliste wygaszanie światła kryształów dolomitu i kalcytu oraz znacznie zmienione składniki szkieletowe. Odrębnym, niezależnym wskaźnikiem paleotemperatury dolomityzacji są badania izotopowe. Średnia wartość $\delta^{18}\text{O}$ izotopu tlenu badanych dolomitów sugeruje względnie podwyższoną temperaturę rozтворów dolomityzujących, około 60°C — odczytane z krzywej

Landa (1985) oraz obliczone ze wzoru Irwina (1980).

Temperaturę krystalizacji dolomitu próbowano określić również metodą dekrepitacji. Uzyskane wyniki badań mieściły się w granicach 210°C. Dla porównania można przytoczyć wyniki pomiarów temperatury dekrepitacji zsylikowanych wapieni pobranych z Tyńca i Bonarki: 85–120°C i 160–250°C (Matyszkiewicz, 1987) oraz hydrotermalnie zmineralizowanych utworów górnej jury: 80–90°C (Górecka & Zapaśnik, 1981). Otrzymane wyniki są znacznie wyższe od przedstawionych w literaturze. Jednakże metoda dekrepitacji jest obciążona pewnym błędem i dopiero przeprowadzenie badań metodą homogenizacji wrostków ciekło-gazowych pozwala oszacować temperaturę tworzenia minerału. Niestety, nie powiodła się próba przeprowadzenia homogenizacji na analizowanych wrostkach. Badane inkluzje okazały się tak małe, że w żadnym z dostępnych mikroskopów nie potrafiono zaobserwować momentu homogenizacji poszczególnych faz. Dlatego też, wyniki badań metodą dekrepitacji potraktowano jedynie orientacyjnie.

Wyżej wymienione dane petrograficzne i geochemiczne wskazują temperaturę rzędu 60°C panującą w trakcie dolomityzacji. Zdaniem wielu badaczy (min. Mattes & Mountjoy, 1980; Hardie, 1987; Kaufman i in., 1991) podwyższone temperatury są jednym z ważniejszych czynników sprzyjających dolomityzacji. Istniejące w niskich temperaturach bariery kinetyczne, przede wszystkim uwodnienie jonów Mg^{2+} utrudniające włączanie ich do sieci krystalicznej dolomitu (Lippmann, 1973), zostają zneutralizowane przez wysokie temperatury. W efekcie stosunek Mg/Ca, konieczny do zapoczątkowania procesu

Tab. 3. Średnie koncentracje sodu i strontu w badanych dolomitach

Table 3. Average concentration of sodium and strontium in dolomites studied

Dolomity Dolomite	Średnie koncentracje Na The average content Na [ppm]	Średnie koncentracje Sr The average content Sr [ppm]
Skały Twardowskiego:		
ST 4	260	126
ST7	185	108
Księża Góra:		
GK6	185	133
GK8	148	123
Góra Św. Anny:		
GA3	75	131
GA4	75	148
Kamieniołom Kostrze:		
KK3	75	121

Tab. 4 Koncentracje żelaza i manganu w badanych węglanach

Table 4. Concentration of iron and manganese in carbonates studied

Nr próbki Sample number	Fe [ppm]	Mn [ppm]
Księża Góra: GK2	600	200
GK5	300	100
GK6	200	200
GK8	500	200
Skały Twardowskiego: ST 1	900	300
ST4	1700	1300
ST5	900	300
ST6	880	120
ST7	500	300
ST8	850	315
Góra Św. Anny: GA2	300	200
GA3	300	200
GA4	200	200
Kamieniołom Kostrze: KK1	400	100
KK2	300	100

dolomityzacji maleje, co prawdopodobnie ma duże znaczenie w środowisku mieszania wód morskich i meteorycznych.

Zasolenie

Zasolenie jest drugim, obok temperatury, czynnikiem wpływającym na rozwój procesów dolomityzacji. Jednym z ważniejszych wskaźników paleozasolenia jest zawartość pierwiastków śladowych, zwłaszcza strontu i sodu.

Uważa się, że współczesne dolomity tworzone w równadze z wodą morską zawierają od 640 do 970 ppm Sr (Behrens & Land, 1972) i od 800 do 3050 ppm Na (Land & Hoops, 1973; Land, 1973). Badane dolomity zawierają znacznie niższe koncentracje Sr i Na. Land (1973) sugeruje, że dolomity zawierające mniej niż 200 ppm Sr nie tworzyły się z roztworów morskich. Według wielu badaczy (Sears & Lucia, 1980; Sibley, 1980; Choquette & Steinen, 1980; Baum i in., 1985; Moore i in., 1988; Horton & Geissman, 1990) tak niskie koncentracje sodu i strontu związane są z przepływem roztworów hiposalinarnych, które praw-

dopodobnie powodują usuwanie tych pierwiastków z węglanów.

Przy ocenie stopnia zasolenia roztworów dolomityzujących można kierować się również zawartością żelaza i manganu. W omawianych dolomitach ilość Fe waha się od 200 do 1700 ppm, a Mn od 100 do 1300 ppm. Według Hortona & Geissmana (1990) niska zawartość Fe i Mn, zbliżona do wyników otrzymanych z analizowanych dolomitów, sugeruje krystalizację z niskozasolonych, utlenionych, prawdopodobnie meteorycznych wód.

Kolejnym wskaźnikiem paleozasolenia są wartości $\delta^{18}\text{O}$ izotopu tlenu. Według Spotla & Burnsa (1991) ujemne wartości $\delta^{18}\text{O}$, porównywalne z badanymi, dowodzą często obecności izotopowo lżejszych wód podczas dolomityzacji. Dlatego wielu autorów (Land i in., 1975; Dunham & Olson, 1980; Horton & Geissman, 1990; Reinhold, 1998) tłumaczy wzbogacenie w lżejszy izotop tlenu diagenetą w roztworach zawierających znaczny składnik wód meteorycznych.

Określając stopień zasolenia roztworów dolomityzujących należy wziąć pod uwagę również przesłanki petrograficzne. Dobrze wykształcone, czyste romboedry dolomitu z oranżowo świecącymi strefami tworzą się w strefie mieszania wód meteorycznych i morskich (Choquette & Steinen, 1980; Muchez & Viaene, 1994). Według Matyszkiewicza (1987) obecność kalcytu grubokrystalicznego jest związana z ługowaniem wapieni przez wody meteoryczne. Procesy dedolomityzacji obserwowane w badanych skałach wskazują również na aktywność wód meteorycznych (Meder, 1987; Matyszkiewicz, 1989).

Powyższe dane wskazują, że procesy dolomityzacji zachodziły przy udziale roztworów hiposalinarnych w strefie mieszania wód morskich i meteorycznych. Według Folka & Landa (1975) najkorzystniejsze warunki dolomityzacji tego typu istnieją wtedy, gdy stosunek jonów Mg/Ca jest większy lub równy jedności, a zasolenie roztworów porowych wynosi od 3,5 do 35‰. Dolomityzacja w strefie mieszania wód ma wielu zwolenników (Congilio i in., 1994; Spotl & Burns, 1991), których podstawowym argumentem są wartości izotopów tlenu i węgla oraz koncentracje pierwiastków śladowych, głównie Sr.

Środowisko

Zdaniem wielu autorów (min. Land, 1980; Horton & Geissman, 1990; Mutti & Simo, 1994) niskie koncentracje żelaza i manganu, porównywalne z analizowanymi węglanami, sugerują krystalizację dolomitów w warunkach utleniających.

Tab. 5. Wartości stabilnych izotopów tlenu $\delta^{18}\text{O}$ i węgla $\delta^{13}\text{C}$ (PDB)

Table 5. Carbon and oxygen isotope values (PDB)

Nr próbki Sample number	$\delta^{18}\text{O}$ dolomit $\delta^{18}\text{O}$ dolomite	$\delta^{13}\text{C}$ dolomit $\delta^{13}\text{C}$ dolomite	$\delta^{18}\text{O}$ wapień $\delta^{18}\text{O}$ calcite	$\delta^{13}\text{C}$ wapień $\delta^{13}\text{C}$ calcite
Skały Twardowskiego: ST4	-2,80	+2,90	-	-
ST6	-4,58	+2,34	-5,09	+1,36
ST7	-3,98	+2,11	-	-
Księża Góra: GK7	-4,62	+2,13	-5,32	+0,97
GK8	-4,02	+3,40	-5,09	+1,55

M'Rabet (1981) wnioskuję, że dolomity tworzone w warunkach płytkiego pogrzebania zawierają w przeciwieństwie do dolomitów głęboko pogrzebanych nie więcej niż kilkadziesiąt procent Fe. Zgodnie z tą sugestią badane dolomity mogły tworzyć się w warunkach płytkiego pogrzebania. Fakt ten potwierdzają również oznaczenia stabilnych izotopów $\delta^{18}\text{O}$ tlenu. Według Landa (1985) wartości $\delta^{18}\text{O} < -4\%$ PDB dla dolomitów wykluczają ich genezę w warunkach powierzchniowych. Reinhold (1998) wiąże powstanie dolomitów wzbogaconych w lżejszy izotop tlenu (od $-2,60$ do $-5,73\%$ PDB) z diagenetą w trakcie sukcesywnego pogrzebania osadu. Dodatkowo, wzbogacenie badanych dolomitów w cięższy izotop węgla $\delta^{13}\text{C}$ mogło być spowodowane fermentacją materii organicznej w węglanach podczas wczesnych faz pogrzebania (Irwin i in., 1977). Proces ten może dostarczyć cięższego węgla do wód porowych, które w czasie dolomityzacji wzbogacą wzrastające kryształy dolomitu w $\delta^{13}\text{C}$ (vide Sears & Lucia, 1980).

Na podstawie cech geochemiczno-petrograficznych sugeruje się powstanie badanych dolomitów w strefie mieszania wód morskich i meteorycznych, w środowisku utleniającym, w warunkach płytkiego pogrzebania z roztworów o względnie podwyższonej, około 60°C , temperaturze.

Sylifikacja

W badanych skałach węglanowych stwierdzono rozwinęty na niewielką skalę proces sylifikacji. Sylifikacja ta nie wykracza poza granice dolomityzacji. Niedolomityzowany mikryt wapienny tylko niekiedy ulega sylifikacji, a ilość romboedrów dolomitu zastępowanych chalcedonem i opalem nie przekracza 5%. Należy zaznaczyć, że w obszarze występowania ciał dolomitowych nie stwierdzono obecności typowych krzemieni. Zauważyli to i opisali już wcześniej m.in. Łaptaś (1974, 1989) oraz Matyszkiewicz (1987, 1989, 1997).

Proces sylifikacji przebiegał w dwóch etapach:

1 etap — prawie równolegowa dolomityzacja i sylifikacja;

2 etap — częściowa sylifikacja po dolomityzacji.

Zdaniem wielu autorów (m.in. Alexandrowicz, 1958; Górecka, 1967; Radlicz, 1967; Bednarek i in., 1985) reakcje chemiczne, które spowodowały dolomityzację mogły lokalnie uruchomić pierwotną krzemionkę zawartą w skałach węglanowych (1 etap sylifikacji). ródłem krzemionki były prawdopodobnie opalowe elementy szkieletowe gąbek (Radlicz, 1967), które uległy stopniowemu rozpuszczaniu w miarę dopływu roztworów dolomityzujących, podnoszących wartość pH środowiska. W trakcie dolomityzacji rozpuszczona w środowisku zasadowym krzemionka uległa ponownemu wytrąceniu w postaci kwarcu, chalcedonu i opalu. Po utworzeniu dolomitu krzemionka ponownie uległa rozpuszczeniu (2 etap sylifikacji) i wytrąceniu zastępując miejscami romboedry dolomitu. Zdaniem Geeslina & Chafetza (1982) proces sylifikacji zachodzi w środowisku freatycznym lub wadycznym, w strefie mieszania wód morskich i meteorycznych, które różnią się temperaturą i ciśnieniem cząstkowym CO_2 .

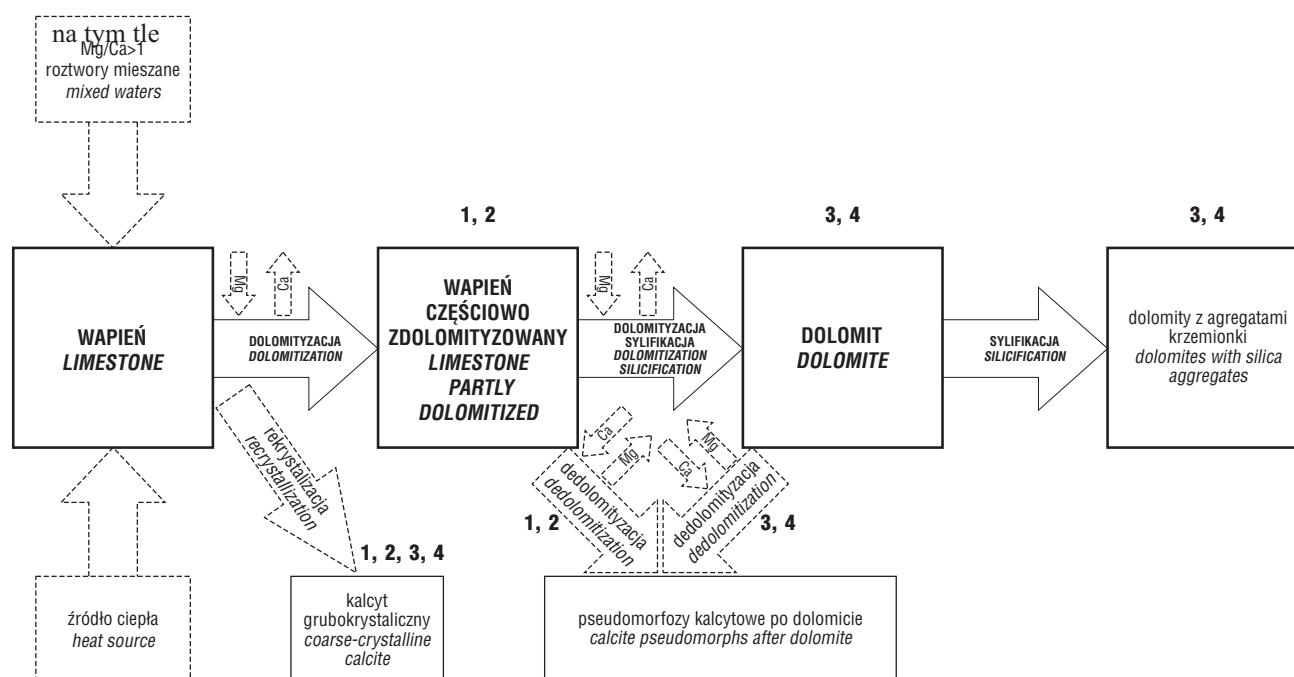
Wiek dolomityzacji

Nie stwierdzono związku dolomityzacji ze szczelinami i spękaniem tektonicznymi. Fakt ten można tłumaczyć w ten sposób, że w momencie zachodzenia procesu dolomityzacji pierwotny osad węglanowy nie był jeszcze zlityfikowany. Obecność gąbek wtórnie skalcytyzowanych przemawia za wstępną cementacją osadu. Ponadto dolomityzacja nie postępowała wzdłuż płaszczyzn uławiczenia, co również dowodzi wcześniejszej, wstępnej cementacji stropowych i spągowych partii ławic. Te wnioski, pokrywające się z wcześniejszymi sugestiami Łaptasia (1974), sugerują dolomityzację wczesnodiagenetyczną, po zasypaniu i odizolowaniu ławicy węglanowej, ale przed spękaniem osadu i zakończeniem jego lityfikacji. Zdaniem Migaszewskiego (1990) tylko w obrębie osadów węglanowych nie całkiem zdiagenezowanych może zachodzić efektywna dolomityzacja na dużą skalę. Osady te zawierają bowiem wodę porową i interstycjalną, która umożliwia rozprowadzanie jonów Mg^{2+} i odprowadzanie jonów Ca^{2+} .

Badane wapienie z okolic Krakowa są wieku górnogórskiego. Zakładając, że proces dolomityzacji zachodził w obrębie osadów nie całkiem zdiagenezowanych i nie spękanych, można przypuszczać, że okres tworzenia dolomitów zamyka się w przedziale czasowym najwyższa jurą-kreda.

Przebieg dolomityzacji

Na ryc. 9 przedstawiono schemat przebiegu procesu dolomityzacji w wapieniach górnogórskich z okolic Krakowa. Po osadzeniu osadu węglanowego doszło do jego zasypania i wstępnej cementacji (zwapnienie gąbek krzemionkowych). Krążące w osadzie roztwory meteoryczno-morskie ($\text{Mg}/\text{Ca} > 1$) o względnie podwyższonej temperaturze dolomityzowały otaczające wapienie i prawdopodobnie uruchamiały procesy rekrystalizacji. Na Górze Św. Anny i w kamieniołomie Kostrze doszło do przerwania wstępnej fazy dolomityzacji i rozpoczął się proces kalcytacji dolomitu. Dedolomityzacja zachodzi w warunkach subaeralnych, w temperaturze do 50°C (Janatiewa, 1955; de Groot, 1967; Meder, 1987). Prawdopodobnie więc wydaje się wynurzenie ławicy węglanowej w okolicach Góry Św. Anny i kamieniołomu Kostrze, spadek temperatury przepływających roztworów meteoryczno-morskich oraz zmniejszenie w nich stosunku jonów Mg/Ca na korzyść jonów Ca^{2+} . Natomiast w osadach na Księżej Górze i w Skałach Twardowskiego proces dolomityzacji postępował dalej. Dolomityzacja obejmowała tło wapienne, pozostawiając niedolomityzowane fragmenty gąbek i ramienionogów oraz klastyczne fragmenty wapienia. Proces prowadził do utworzenia charakterystycznej struktury plamistej. W niektórych partiach utworu węglanowego dolomityzacja trwała nadal. W całości zastąpiony dolomitem został mikryt wapienny, dolomityzacji uległy też ramienionogi i gąbki. Utworzyły się soczewki dolomitu krystalicznego. W skale nie widać reliktyw wapienia. Hydrotermalne, zasadowe roztwory dolomityzujące uruchomiły pierwotną krzemionkę, która przechodzi do roztworu, przemieszcza się i zostaje wytrącona w postaci kwarcu, chalcedonu i opalu. Wynurzenie ławicy węglano-



Ryc. 9. Schemat przebiegu procesu dolomityzacji w wapieniach górnourajskich z okolic Krakowa; 1 — Góra Św. Anny, 2 — kamieniołom Kostrze, 3 — Księża Góra, 4 — Skały Twardowskiego

Fig. 9. Scheme of dolomitization process in the Upper Jurassic limestones in the Kraków area

wej, spadek temperatury roztworów mieszanych meteoroczno-morskich oraz prawdopodobne zwiększenie w nich koncentracji jonów Ca^{2+} stało się podstawą do zapoczątkowania w utworach na Księżej Górze i w Skałach Twardowskiego procesów dedolomityzacji. Krzemionka uległa ponownemu rozpuszczeniu i wytrąceniu, zastępując w efekcie romboedry dolomitu. Rozpuszczalność SiO_2 zależy przede wszystkim od pH środowiska i temperatury (Knauss & Wolery, 1988). Wytrącanie SiO_2 może zachodzić pod wpływem spadku temperatury roztworów lub spadku pH poniżej 7.

Do zapoczątkowania procesu dolomityzacji osadu węglanowego niezbędne jest istnienie mechanizmu uruchamiającego ciągły przepływ roztworu dolomityzującego. W przedstawionym schemacie rolę tę odegrała strefa mieszania wód morskich i meteorocznych w połączeniu ze względnie podwyższoną (około 60°C) temperaturą. Podwyższona temperatura związana była prawdopodobnie ze stopniem geotermicznym w chwili pogrzebienia osadu. źródłem jonów Mg^{2+} była woda morska. Pomimo, że woda morska jest największym i podstawowym źródłem Mg (Land, 1985) problem pochodzenia jonów Mg^{2+} nie jest ostatecznie rozwiązany. Przykładowo, źródłem jonów magnezu dla równowiekowych, wczesnodiaogenetycznych dolomitów z obszaru Lochen (Swabian Alb) utworzonych, podobnie jak badane dolomity, w warunkach płytkiego pogrzebienia były roztwory porowe o składzie podobnym do wody morskiej (Reinhold, 1997 [In:] Matyszkiewicz, 1997).

Podsumowanie

Podsumowując dane uzyskane w wyniku badań własnych oraz na podstawie analizy bogatej literatury rodzimej i światowej można przyjąć, że dolomityzacja

wapieni górnej jury z okolic Krakowa nastąpiła w strefie mieszania wód morskich i meteorocznych (model dolomityzacji w strefie mieszania wód, tzw. model Dorag), w środowisku utleniającym, w warunkach płytkiego pogrzebienia.

Temperatura roztworu dolomityzującego była rzędu 60°C .

ródłem jonów Mg^{2+} , niezbędnych do zapoczątkowania procesów dolomityzacji była woda morska.

Proces dolomityzacji rozpoczął się po zasypianiu ławicy węglanowej, ale jeszcze przed spękaniem i całkowitym scementowaniem osadu węglanowego. Sugeruje to dolomityzację wczesnodiaogenetyczną. Czas tworzenia dolomitów zamyka się w przedziale: najwyższa jura–kreda.

W toku badań zaobserwowano przejawy procesów: rekrystalizacji, dedolomityzacji i sylifykacji. Krążące w osadzie węglanowym roztwory mieszane meteoroczno-morskie o względnie podwyższonej temperaturze dolomityzowały otaczające wapień i równocześnie zapoczątkowały proces rekrystalizacji. Ponadto, hydrotermalne, zasadowe roztwory dolomityzujące uruchomiły pierwotną krzemionkę, która przeszła do roztworu, przemieściła się i została wytrącona w postaci kwarcu, chalcedonu i opalu (1 etap sylifykacji).

Wynurzenie ławicy węglanowej, spadek temperatury roztworów meteoroczno-morskich oraz prawdopodobne zwiększenie w nich koncentracji jonów Ca^{2+} stało się podstawą do zapoczątkowania procesów dedolomityzacji i 2 etapu sylifykacji. Krzemionka uległa ponownemu rozpuszczeniu i wytrąceniu, zastępując w efekcie romboedry dolomitu.

Literatura

ALEXANDROWICZ S. 1958 — Autigeniczne kwarcze w marglach santonkich w Samborku. Prz. Geol., 6, 275–276.

- ALEXANDROWICZ S. 1960 — Budowa geologiczna okolic Tyńca. Biul. Inst. Geol., 152: 5–79
- BATHURST R. G. C. 1976 — Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam. Oxford. New York.
- BAUM G. R., HARRIS W. B. & DREZ P. E. 1985 — Origin of dolomite in the eocene Castle Hayene limestone, North Carolina. J. Sediment. Petrol., 55: 506–517.
- BEDNAREK J., GÓRECKA E. & ZAPAŚNIK T. 1985 — Uwarunkowanie tektoniczne rozwoju mineralizacji kruszczowej w utworach jurajskich monokliny Śląsko-Krakowskiej. Roczn. Pol. Tow. Geol., 43–62.
- BEHRENS E. W. & LAND L. S. 1972 — Subtidal Holocene dolomite, Baffin Bay, Texas. J. Sediment. Petrol., 42: 155–161.
- CHOQUETTE P. W. & STEINER R. P. 1980 — Missipian non-supratidal dolomite, Ste. Genevieve Limestone, Illinois Basin: Evidence for mixed-water dolomitization [In:] Zenger D. H., Dunham J. B. & Ethington R. L., eds. Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 28: 163–196.
- CONGILIO M., SHERLOCK R., WILLIAMS-JONES A. E., MIDDLETON K. & FRAPE S. K. 1994 — Burial and hydrothermal diagenesis of Ordovician carbonates from the Michigan Basin, Ontario, Canada. Spec. Publ. Inter. Assoc. Sediment., 21: 231–254.
- DE GROOT K. 1967 — Experimental dedolomitization. J. Sediment. Petrol., 37: 1216–1220.
- DUNHAM R. J. 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. [In:] Classification of carbonate rocks. Ed. W. E. Ham. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 1: 108–121.
- DUNHAM J. B. & OLSON E. R. 1980 — Shallow subsurface dolomitization of subtidally deposited carbonate sediments in the Hanson Creek formation (Ordovician–Silurian) of Central Nevada. [In:] Zenger D. H., Dunham J. B. & Ethington R. L., eds. Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econom. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28: 139–161.
- DŻUŁYŃSKI S. & ŻABIŃSKI W. 1954 — Ciemne wapienie w jurze krakowskiej. Acta Geol. Pol., 4: 182–189.
- FOLK R. L. & LAND L. S. 1975 — Mg/Ca ratio and salinity: Two controls over crystallization of dolomite. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59: 60–68.
- GAWEŁ A. 1948 — Dolomitizacja w wapieniach jurajskich okolic Krakowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 17: 292–309.
- GEESLIN J. H. & CHAFETZ H. S. 1982 — Ordovician Aleman Ribon chert: an example of silification prior to carbonate lithification. J. Sediment. Petrol., 52: 1282–1293.
- GÓRECKA E. 1967 — Występowanie wolnej krzemionki w dolomitach kruszczonośnych niecki Bytomskiej. Acta Geol. Pol., 17: 315–326.
- GÓRECKA E. & ZAPAŚNIK T. 1981 — Dolomity epigenetyczne w utworach górnourajskich monokliny Śląsko-Krakowskiej. Prz. Geol., 29: 529–531.
- GRADZIŃSKI R. 1972 — Przewodnik geologiczny po okolicach Krakowa. Wyd. Geol. Warszawa.
- GREGG J. M. & SIBLEY D. F. 1984 — Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. J. Sediment. Petrol., 54: 908–931.
- HARDIE L. A. 1987 — Perspectives dolomitization: a critical view of some current views. J. Sediment. Petrol., 57: 166–183.
- HORTON R. A. & GEISSMAN J. W. 1990 — Geochemistry of the Leadville dolomite (Mississippian), Central Colorado. Economic Geology, Monograph, 7: 66–85.
- IRVIN H., CURTIS C. & COLEMAN M. 1977 — Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediment. Nature, 269: 209–213.
- IRWIN H. 1980 — Early diagenetic carbonate precipitation and pore fluid migration in the Kimeridge clay of Dorset, England. Sedimentology, 27: 577–591.
- JANATIEWA O. K. 1955 — Diestwie na dolomit wodnych roztworów gipsa w prisudstwie uglekisloty. Doklady, Akademia Nauk SSSR, 101: 911–912.
- KAUFMAN J., HANSON G. N. & MEYERS W. J. 1991 — Dolomitization of the Devonian Swan Hills Formation, Rosevear Field, Alberta, Canada. Sedimentology, 38: 41–66.
- KNAUSS K. G. & WOLERY T. J. 1988 — The dissolution kinetics of quartz as a function pH and time at 70°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 52: 43–53.
- KRAJEWSKI M. 2001 — Upper Jurassic chalky limestones in The Zakrzówek Horst, Kraków, Kraków–Wieluń Upland (South Poland). Ann. Soc. Geol. Pol., 71: 43–51.
- LAND L. S. 1973 — Holocene meteoric dolomitization of pleistocene limestones, North Jamaica. Sedimentology, 20: 411–424.
- LAND L. S. & HOOPS G. K. 1973 — Sodium in carbonate sediments and rocks; a possible index to the salinity of diagenetic solution. J. Sediment. Petrol., 43: 614–617.
- LAND L. S., SALEM M. R. I. & MORROW D. W. 1975 — Paleohydrology of ancient dolomites: geochemical evidence. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 59: 1602–1625.
- LAND L. S. 1980 — The isotopic and trace element geochemistry of dolomite: The state of the art. [In:] Zenger D. H., Dunham J. B. & Ethington R. L., eds., Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econom. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28: 87–100.
- LAND L. S. 1985 — The origin of massive dolomite. J. Geol. Education, 33: 112–125.
- LIPPMANN F. 1973 — Sedimentary carbonate Minerals. Springer-Verlag Berlin. Heidelberg. New York.
- ŁAPTAŚ A. 1974 — O dolomitach w wapieniach skalistych okolic Krakowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 44: 247–273.
- ŁAPTAŚ A. 1989 — Dolomity w wapieniach skalistych. [In:] Rutkowski J. — Przew. 60 Zjazdu Pol. Tow. Geol. Wyd. AGH, Kraków: 185–190.
- MATTES B. W. & MOUNTJOY E. W. 1980 — Burial dolomitization of the upper devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta, [In:] Zenger D. H., Dunham J. B. & Ethington R. L., eds., Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econom. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28: 259–297.
- MATYSZKIEWICZ J. 1987 — Epigenetyczna sylifikacja wapieni górnego oksfordu okolic Krakowa. Roczn. Pol. Tow. Geol., 57: 59–87.
- MATYSZKIEWICZ J. 1989 — Early diagenetic environment of the Upper Oxfordian limestones in the Kraków region (South Poland). N. Jahrb. Geol. Palaont. Monatshefte, Stuttgart, 5: 308–320.
- MATYSZKIEWICZ J. 1997 — Microfacies, sedimentation and some aspects of diagenesis of Upper Jurassic sediments from the elevated part of the Northern peri-Tethyan Shelf: a comparative study on the Lochen area (Schwabische Alb) and the Cracow area (Cracow–Wieluń Upland, Polen). Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, E 21: 1–111.
- MEDER K. 1987 — Dedolomitizierung in oberjurassischem Karbonat-sedimenten der Bohrung TB–3 Saulgau (W — Molasse, SW — Deutschland). Facies, 17: 189–196.
- MIGASZEWSKI Z. 1990 — Synsedymencyjne utwory hydrotermalne dewonu środkowego i górnego Gór Świętokrzyskich. Pr. Państw. Inst. Geol., 129: 4–48.
- MOORE C. H., CHOWDHURY A. & CHAN L. 1988 — Upper Jurassic Smackover Platform dolomitization, North-western Gulf of Mexico: A tale of two waters [In:] Shukla V. & Baker P. A., eds., Sedimentology and Geochemistry of Dolostones, Soc. Econom. Paleont. Miner. Spec. Publ., 43: 175–189.
- M' RABET A. 1981 — Differentiation of environments of dolomite formation, Lower Cretaceous of central Tunisia. Sedimentology, 28: 331–352.
- MUCHEZ P. & VIAENE W. 1994 — Dolomitization caused by water circulation near the mixing zone: an example from the Campine Basin (northern Belgium). Spec. Publ. Inter. Ass. Sediment., 21: 155–166.
- MUTTI M. & SIMO J. A. 1994 — Distribution, petrography and geochemistry of early dolomite in cyclic shell facies, Yates formation (Guadalupian), Capitan Reef Complex, USA. Spec. Publ. Inter. Assoc. Sediment., 21: 91–107.
- NARKIEWICZ M. & ŚNIEŻEK E. 1981 — Dunhama klasyfikacja skał węglanowych: Propozycja polskiego nazewnictwa. Prz. Geol., 29: 536–537.
- RADKE B. M. & MATHIS R. L. 1980 — On the formation and occurrence of saddle dolomite. J. Sediment. Petrol., 50: 1149–1168.
- RADLICZ K. 1967 — Dolomity i dolomitizacja skał górnej jury Niżu Polskiego. Biul. Inst. Geol., 207: 157–213.
- REINHOLD C. 1998 — Multiple episodes of dolomitization and dolomite recrystallization during shallow burial in Upper Jurassic shelf carbonates: eastern Swabian Alb, Southern Germany. Sediment. Geol., 121: 71–95.
- RUTKOWSKI J. 1993 — Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski w skali 1: 50 000, arkusz Kraków. Warszawa.
- SEARS S. O. & LUCIA F. J. 1980 — Dolomitization of Northern Michigan Niagara reefs by brine refluxion and freshwater/seawater mixing. [In:] Zenger D. H., Dunham J. B. & Ethington R. L., eds., Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econom. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28: 215–235.
- SIBLEY D. F. 1980 — Climatic control of dolomitization, Seroc Domi formation (Pliocene) Bonaire, N. A. [In:] Zenger D. H., Dunham J. B. & Ethington R. L., eds. Concepts and Models of Dolomitization. Soc. Econom. Paleont. Miner. Spec. Publ., 28: 247–258.
- SIBLEY D. F. & GREGG J. M. 1987 — Classification of dolomite rock textures. J. Sediment. Petrol., 57: 967–975.
- SPOTL C. & BURNS S. J. 1991 — Formation of ¹⁸O — depleted dolomite within a marine evaporitic sequence, Triassic Reichenhall Formation, Austria. Sedimentology, 38: 1041–1057.
- ŚLIWIŃSKI S. 1981 — Dolomityczność formacji węglanowych regionu Śląsko-Krakowskiego. Prz. Geol., 29: 532–535.