

Cementy węglanowe w formacjach piaszczystych dolnego karbonu na Pomorzu Zachodnim

Małgorzata Połowska*

Piaskowce dolnego karbonu zawierają różne spoiwa, m.in. cementy węglanowe: dolomit, kalcyt oraz w mniejszej ilości ankeryt i syderyt. Analizy EDS dolomitu wskazują na małe domieszki Fe i Mn. Trwałe izotopy węgla i tlenu w cementach dolomitowych w formacji z Gozdu grupują się w przedziale $\delta^{13}\text{C}$ od $-2,13\%$ do $5,52\%$ i $\delta^{18}\text{O}$ od $-10,61\%$ do $-4,15\%$ PDB. Przyjmując $\delta^{18}\text{O SMOW} = 0\%$, temperatury krystalizacji dolomitu wahają się od 63°C do 113°C . Wyniki badań inkluzji fluidalnych potwierdzają wnioski o podobnym przedziale temperatur wytrącania się dolomitu podczas pogrzebania. W piaskowcach formacji z Drzewian procesy krystalizacji dolomitu zachodziły w odmiennych warunkach niż w formacji z Gozdu i w niższych temperaturach. Wśród kalcytów dominują nisko Fe odmiany oraz spotyka się Mn–kalcyty. Kalcytyzacja w formacji z Gozdu miała miejsce w temperaturach: $47^\circ - 61^\circ\text{C}$, podczas gdy kalcyt formacji z Łobżonki krystalizował w temperaturze 70°C . Większość ankerytu jest związana z późnym etapem diagenety. W formacji z Łobżonki cement ten wytrącał się w temperaturze 116°C . Syderoplezycy reprezentują wczesne- i późnodiagenetyczne odmiany syderytu. Wszystkie dane sugerują, że cementy obecne w formacjach piaskowców tworzyły się na różnych stopniach pogrzebania. Wpływ wysokich temperatur na tworzenie cementów węglanowych w najgłębiej pogrzebanych skałach formacji z Łobżonki znajduje swoje odbicie w niskich wartościach $\delta^{18}\text{O}$ (od $-11,01\%$ do $-9,56\%$ PDB) spowodowanych słabszą inkorporacją tlenu.

Słowa kluczowe: piaskowce, cementy węglanowe, oznaczenia izotopowe, diagenetyzacja, karbon dolny, Pomorze Zachodnie

Małgorzata Połowska — Carbonate cements in sandstone formations of the Lower Carboniferous in the West Pomerania. *Prz. Geol.*, 48: 924–928.

S u m m a r y. The Lower Carboniferous sandstones contain different carbonate cements including: dolomite, calcite and minor amounts of ankerite and siderite. The EDS analysis of dolomite reveal a small admixture of Fe and Mn. The stable carbon and oxygen isotope determinations in dolomite cements of the Gozd Formation indicate $\delta^{13}\text{C}$ from $-2,13\%$ to $5,52\%$ and $\delta^{18}\text{O}$ from $-10,61\%$ to $-4,15\%$ PDB. Assuming that $\delta^{18}\text{O SMOW} = 0\%$; the temperatures of dolomite crystallization ranged from 63° to 113°C . The results of the measurements of fluid inclusions indicate precipitation temperatures of dolomite during burial diagenesis. The crystallization of dolomite in the Drzewiany Formation occurred in different conditions and at lower temperatures compared to the Gozd Formation. The low Fe–calcite dominated and Mn–calcite was also distinguished. The calcitization in the Gozd Formation took place at the temperatures of $47^\circ - 61^\circ\text{C}$, while that of the Łobżonka Formation crystallized at the temperature of 70°C . The majority of ankerite is connected with later diagenesis. This cement precipitated at 116°C in the Łobżonka Formation. Sideroplesites represent early and late diagenetic varieties of siderite. All these data suggest, that the cements present in the sandstone formations formed at different stages of burial. The influence of high crystallization temperature of carbonate cements found in the deepest buried rocks of the Łobżonka Formation is indicated by the low $\delta^{18}\text{O}$ values (from $-11,01\%$ to $-9,56\%$ PDB), which was result of weak oxygen incorporation.

Key words: sandstones, carbonate cements, isotope determination, diagenesis, Lower Carboniferous, the West Pomerania

Skały klastyczne objęte badaniami pochodzą z otworów wiertniczych: Chmielno 1, Czaplunek IG 1, Daszewo 3p, Drzewiany 1, Dygowo 1, Dźwirzyno 3, Gozd 3, Grzybnica IG1, Grzybowo 1, Karsina 1, Koszalin IG1, Kłanino 3, Moracz IG 1, Niekłonicze 1, Ustronie IG 1, Zabartowo 1 i 2 ryc. 1). Są one wykształcone w postaci piaskowców grubo-, średnio-, drobnoziarnistych oraz mułowców i spoczywają na głębokości: 2200–6000 m. Osady te powstały w obrębie różnych systemów depozycyjnych: basenowego, deltowego, szelfowego, przybrzeża i systemu rzecznoego (Lipiec & Matyja, 1998). Zgodnie z podziałem litostratigraficznym Żelichowskiego (1987, 1994, 1995) zmodyfikowanym przez Lipca i Matyję (1998) skały te należą do najgłębiej położonej formacji z Łobżonki oraz do wyżej leżących formacji z Gozdu i z Drzewian. Wiekowo odpowiadają one turnejowi i wizenowi. Skały formacji z Gozdu są reprezentowane przez piaskowce arkozowe w odróżnieniu od pozostałych utworów — najczęściej kwarcowych.

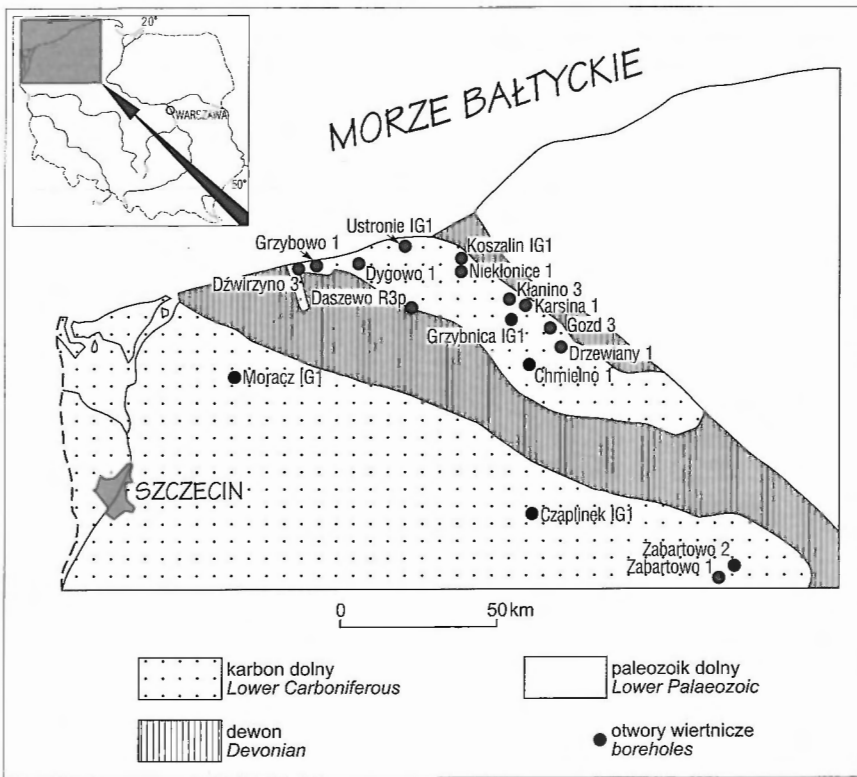
Spoiva węglanowe stanowią bardzo istotny składnik omawianych osadów. Ich obecność jest uwarunkowana związkiem ze środowiskiem depozycji oraz z procesami

diagenetycznymi. Węglany są reprezentowane przez dolomity, kalcyty, rzadziej ankeryty i syderyty, a ich zawartość waha się od 0 do 41,08%.

Minerały węglanowe badano mikroskopowo w płytkach cienkich, a do ich identyfikacji wykorzystano roztwór barwiący Evamy'ego (Migaszewski & Narkiewicz, 1983). Poszczególne odmiany minerałów rozpoznawano przy zastosowaniu analizy katodoluminescencyjnej (Marshall, 1988) na aparaturze typu CCL mk³ firmy Cambridge Image Technology Ltd. Analizy chemiczne cementów w mikroobszarach wykonano przy użyciu mikros sondy energetycznej EDS ISIS, współpracującej z elektronowym mikroskopem skaningowym JSM-35. Uzyskane wyniki przeliczono na skład molowy minerałów węglanowych. W Pracowni Spektrometrii Mas Instytutu Fizyki UMCS w Lublinie oznaczono izotopy trwałe węgla i tlenu w spoiwach węglanowych, których identyfikację przeprowadzono wcześniej metodą rentgenostrukturalną na dyfrakto-metrze Philips PW 180 (XRD). Ponadto wykonano badania inkluzji fluidalnych w dolomicie, co pozwoliło na oznaczenie ich temperatur homogenizacji.

Dolomit. Wśród cementów węglanowych najpowszechniej spotykany jest dolomit. Jego obecność stwierdzono badając płytki cienkie w mikroskopie plaryzacyjnym oraz metodą barwnikową z zastosowaniem roztworu Evamy'ego, pod wpływem którego Fe–dolomit staje się jasnoniebieski.

*Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa



Ryc. 1. Lokalizacja otworów wiertniczych na tle schematycznej mapy geologicznej Pomorza (wg Lipca & Matyi, 1998)

Fig. 1. Sketch geological map of West Pomerania with localisation of boreholes (after Lipiec & Matyja, 1998)

W katodoluminescencji minerał ten świeci w barwach wyraźnie odróżniających go od pozostałych węglanów.

Dolomit występuje w postaci spoiwa średnio- i grubokrystalicznego (ryc. 2, 3), rzadziej w formie mikrosparytu. Notowano też gniazdowe rozmieszczenie dolomitu o charakterze pokilklastycznym. Wielkości kryształów wahają się w szerokim przedziale od 0,02 do 2,70 mm. Największe z nich mają postać cementów współosiowych na bioklastach. Dolomit bywa silnie impregnowany hematytem (ryc. 2, 4), który może układać się zgodnie z budową pasową kryształów.

Cement dolomitowy powstał jako wypełnienie przestrzeni porowych w skałach. Jego krystalizacja wiąże się też z zastąpieniem diagenetycznym ziarn skaleni, litoklastów, łyszczyków oraz cementu kalcytowego, kwarcowego i skaleniowego.

Źródłem Mg w dolomitach mogły być wody pochodzenia morskiego oraz ziarna kalcytowe (bioklasty, ooidy), które następnie uległy zastąpieniu przez dolomit. Wzbogacenie wód porowych w jony Mg^{2+} i Fe^{2+} nastąpiło również wskutek rozpuszczania składników wulkanoklastycznych oraz transformacji minerałów ilastych.

Badania katodoluminescencyjne wykazują przeważnie jednolite świecenie cementu dolomitowego w barwach od czerwonej po brunatną (ryc. 3, 5). Obecne są też dolomity prawie nieluminescencyjne. Romboedryczne kryształy dolomitu odznaczają się budową strefową (ryc. 2, 3). Zmienność ta uwidacznia się szczególnie w zewnętrznej części romboedrów, w której wyróżniono co najmniej trzy

strefy o pasach na przemian jaśniejszych i ciemniejszych, w tym ostatni najmłodszy pas nieluminescencyjny zbudowany z ankerytu.

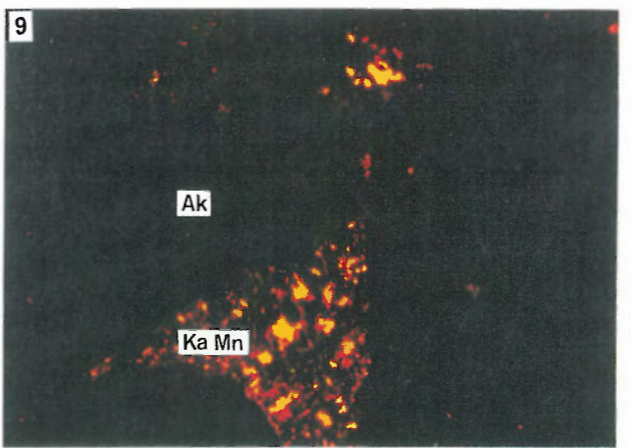
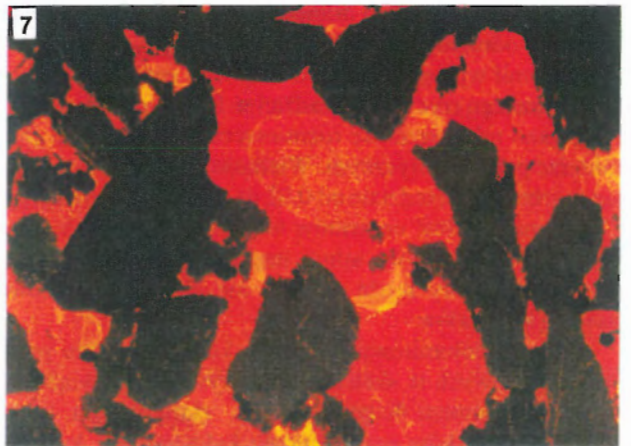
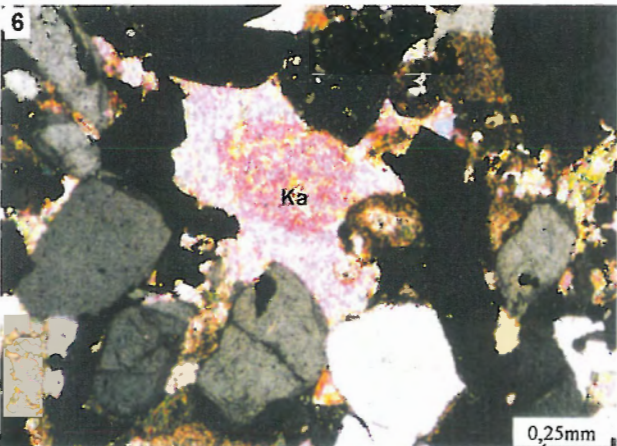
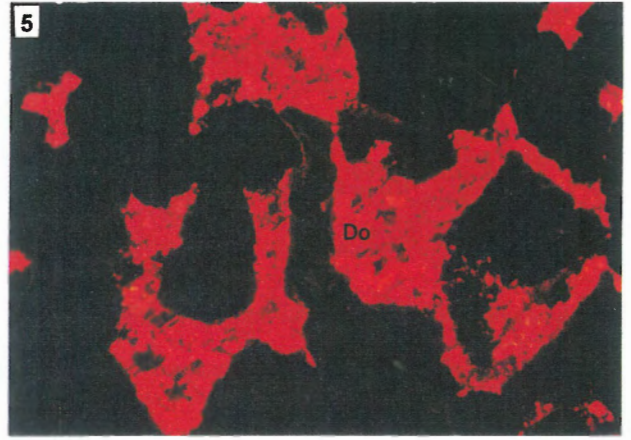
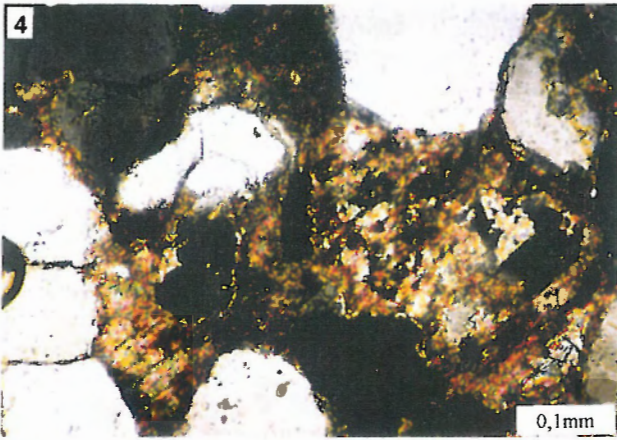
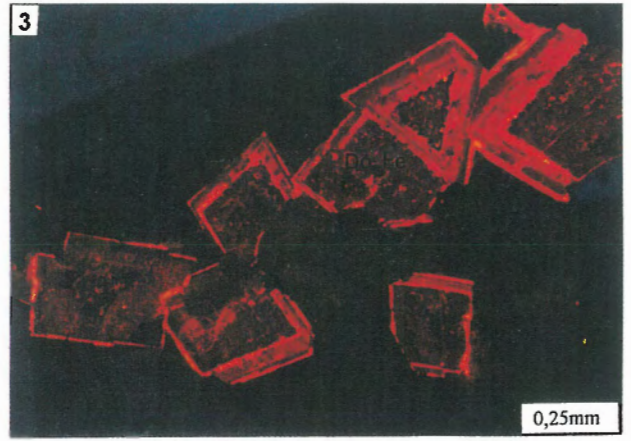
Wykonane pomiary w mikroobszarach przy użyciu mikrosondy energetycznej EDS ISIS potwierdziły fakt, że wzbudzenie promieniowania świetlnego w CL jest uzależnione od zawartości i proporcji pierwiastków Fe i Mn. Dolomity o czerwonych barwach luminescencyjnych wykazują mniejsze domieszki, na ogół <1% wag. Fe. Skład cząsteczkowy takich cementów waha się w przedziale: 57,89–56,85% $CaCO_3$; 40,19–38,19% $MgCO_3$; 1,06–3,80% $FeCO_3$; 0,86–1,16% $MnCO_3$. Większe ilości żelaza wchodzące w skład dolomitów żelazistych są przyczyną ciemniejszych barw luminescencyjnych. Skład dolomitu o maksymalnym udziale żelaza (3,78% wag.) wynosi: 56,49% $CaCO_3$; 34,03% $MgCO_3$; 7,90% $FeCO_3$; 1,58% $MnCO_3$.

Wykonane oznaczenia izotopów węgla i tlenu w najpospolitszej odmianie dolomitu zawierającej mniejszą domieszkę Fe wykazują pewną zmienność. Dolomit ze skał formacji z Gozdu charakteryzuje się stosunkami izotopowymi: $\delta^{13}C$ od $-2,13\text{‰}$ do $5,52\text{‰}$ i $\delta^{18}O$ od $-10,61\text{‰}$ do $-4,15\text{‰}$ PDB.

Wyliczone na tej podstawie temperatury jego krystalizacji, przy założeniu, że dla wód porowych $\delta^{18}O$ SMOW = 0‰ (Bowen, 1988, Migaszewski i in., 1995) wynoszą odpowiednio: $63^\circ - 97^\circ C$ i $113^\circ C$. W minerałach dolomitu formacji z Drzewian stwierdzono $\delta^{13}C$ od $-15,17\text{‰}$ do $-7,03\text{‰}$ i $\delta^{18}O$ od $-7,63\text{‰}$ do $-4,33\text{‰}$ PDB, które są odbiciem innych warunków i niższych temperatur w jakich odbywała się dolomitizacja badanych piaskowców. Niskie wartości $\delta^{13}C$ sugerują wpływ rozpuszczania materii organicznej.

Istnienie w spoiwie dolomitowym jednofazowych inkluzji fluidalnych przemawia za tym, że pewna część dolomitu w omawianych skałach powstawała w niższych temperaturach w okresie wczesnej diagenety. Wykonane badania inkluzji fluidalnych dwufazowych wykazały temperatury ich homogenizacji $55^\circ C$ i $92^\circ C$ oraz $116^\circ - 119^\circ C$ (Jarmołowicz-Szulc, 1999), świadcząc o istnieniu także późnodiagenetycznych generacji dolomitu.

Kalcyt. Cementy kalcytowe występują w postaci sparytu grubo- i średniokrystalicznego oraz jako skupienia drobno- i mikrokryształowe (ryc. 6). Rozpoznano też większe osobniki kalcytu o strukturze poikloklastycznej. Wielkość kryształów waha się od 0,09 do 2,25 mm. W formacji z Gozdu kalcyt zastępuje ziarna detrytyczne, głównie skaleni. Przy znacznym zaawansowaniu tego zjawiska i dużej ilości skaleni dochodzi do przemiany arkoz w wapienie. W skupieniach kalcytu można dostrzec fantomy składników allochemowych (ryc. 6, 7). Kalcyt stwierdzono także w postaci inkluzji w cemencie dolomitowym oraz jako relikty w ankerycie (ryc. 8, 9). Cementy kalcytowe mogą korodo-



wać ziarna detrytyczne i kwarc autigeniczny (Saigal i in., 1987). Same też ulegają rozpuszczaniu i korozji.

W katodoluminescencji kalcyty wykazują jednofazowość, bądź słabo zaznaczającą się budowę pasową o luminescencji żółtej i żółto-pomarańczowej (ryc.7). Pod wpływem roztworu Evamyego kalcyty barwią się na różowo, niekiedy na purpurowo. Analizy sporządzone w mikrosondzie rentgenowskiej wykazały w nich niewielką zawartością żelaza i śladowe ilości manganu. Skład chemiczny kalcytu wynosi średnio: 98,18% CaCO₃; 0,94% MgCO₃; 0,69% FeCO₃; 0,19% MnCO₃. Wzrost zawartości żelaza przyczynił się do powstania Fe–kalcytów o składzie 96,27% CaCO₃, 2,20% FeCO₃; 0,70% MgCO₃; 0,83% MnCO₃.

W piaskowcach formacji z Drzewian i z Gozdu rozpoznano kalcyt z wyższą niż na ogół domieszką manganu (do 0,91% wag.). Może on być produktem zastępowania diagenetycznego skaleni (Dygowo 1). Mn–kalcyt stwierdzono też w formie inkluzji w cemente ankerytowym (ryc. 8, 9). Średni skład tej odmiany kalcytu wynosi: 96,47% CaCO₃; 1,85% MnCO₃; 1,15% MgCO₃; 0,53% FeCO₃.

Analiza izotopowa kalcytów z niewielką domieszką Fe (Grzybowo 1, Zabartowo 2) wykazała $\delta^{13}\text{C}$ od $-7,25\%$ do $-0,46\%$ i $\delta^{18}\text{O}$ od $-10,38\%$ do $-7,01\%$ PDB. Wyliczone na podstawie wartości izotopu tlenu temperatury krystalizacji kalcytu wynoszą: 47–61°C (formacja z Gozdu) oraz 70°C (formacja z Łobżonki).

Ankeryt. W skałach klastycznych ankeryt stwierdza się o wiele rzadziej od spoiw dolomitowych i kalcytowych. W roztworze Evamyego minerał ten barwi się na ciemnoniebiesko. W badaniu katodoluminescencyjnym ankeryt nie wykazuje świecenia (ryc. 8, 9). Tworzy on drobnokrystaliczne wypełnienia przestrzeni porowej, a często obrasta kryształy dolomitu najmłodszej generacji. Skład ankerytu mają niekiedy wewnętrzne partie kryształów dolomitu. Minerał ten rozpoznano również w formie spoiwa o teksturze poikiloklastycznej, gdzie wielkość kryształów sięga maksymalnie 2,1 mm (Koszalin IG1). W ankerycie można dostrzec relikty wcześniejszych minerałów (ryc. 8, 9).

Analiza ankerytu w mikroobszarach (EDS) wykazała zawartości: 57,51–49,96% CaCO₃, 26,96–31,03% MgCO₃, 13,89–18,86% FeCO₃, 1,64–0,15% MnCO₃. Silnie żelaziste ankeryty współwystępują z syderytem.

Wartości oznaczeń izotopowych węgla i tlenu w ankerycie w formacji z Łobżonki (Czaplinek IG1) wynoszą

$\delta^{13}\text{C}$: $-2,91\%$ oraz $\delta^{18}\text{O}$: $-11,01\%$ PDB. Temperaturę jego krystalizacji wyliczono na 116°C przy założeniu, że $\delta^{18}\text{O}$ SMOW wód porowych = 0‰.

Syderyt. W badanych piaskowcach minerał ten spotykany jest rzadko. Ze względu na wysokie zawartości żelaza nie świeci w CL. Część syderytu pochodzenia wczesnodiagenetycznego ma postać sferolitów o różnej średnicy, niekiedy współwystępujących z Fe–dolomit. Syderyt jest wykształcony również w formie drobnokrystalicznego cementu, wypełniającego częściowo przestrzeń porową piaskowców formacji z Drzewian, gdzie bywa zastępowany ankerytem. Analiza chemiczna tego spoiwa w mikroobszarze (Koszalin IG1) wykazała skład syderoplezytu o dużej zawartości magnezu: 70,81% FeCO₃; 24,47% MgCO₃; 3,90% MnCO₃; 0,82% CaCO₃.

W obrębie skał drobnokruchowych formacji z Łobżonki (Zabartowo 2, Czaplinek IG1) syderyt występuje w postaci bardzo drobnych żelazistych romboedrów rozsianych w obrębie minerałów ilastych i chlorytów. Notuje się ślady zastępowania syderytu przez cement kwarcowy. Minerał ten wykazuje następujący średni skład chemiczny: 88,84% FeCO₃; 5,67% MgCO₃; 3,52% CaCO₃; 2,26% MnCO₃, co pozwala określić go jako syderoplezyt z małą domieszką magnezu. Syderyt ten powstał w etapie późnej diagenety.

W zbadanej próbce syderytu z formacji z Łobżonki (Czaplinek IG1) oznaczono następujący skład izotopowy: $\delta^{13}\text{C}$: $-11,50\%$ oraz $\delta^{18}\text{O}$: $-9,56\%$ PDB. Niska wartość izotopów węgla świadczy o silnym wpływie materii organicznej na krystalizację opisywanego minerału.

Wnioski

Wśród cementów węglanowych w skałach klastycznych karbonu dolnego wyróżniono dolomit, kalcyt oraz mniej liczny ankeryt i syderyt. W dolomitach obecne są domieszki Fe i Mn. Cementacja dolomitowa w skałach piaskowcowych przebiegała etapami w warunkach płytszego i głębszego pogrzebania. Źródłem Mg w dolomitach były prawdopodobnie wody pochodzenia morskiego oraz ziarna kalcytowe, które zostały zastąpione przez dolomit. Wzbogacenie wód porowych w jony Mg²⁺ i Fe²⁺ nastąpiło również wskutek rozpuszczania składników wulkanoklastycznych oraz transformacji minerałów ilastych. Tworzeniu romboedrów

Ryc. 2. XP, Do — romboedry dolomitu z pasowo rozmieszczonym hematytem w piaskowcu arkozowym, Daszewo 8, głęb. 3304,2 m;
Fig. 2. XP, Do — dolomite rhombs containing a hematite zone in arcose sandstone, Daszewo 8, depth 3304.2 m

Ryc. 3. CL, kryształy dolomitu o budowie pasowej, zawierające w centrach dolomit silnie żelazisty — Do Fe, Grzybowo 1, głęb. 3143,0 m
Fig. 3. CL, zonal dolomite crystals containing the more ferric dolomite in the centers — Do Fe, Grzybowo 1, depth 3143.0 m

Ryc. 4. XP, spoiwo dolomitowe impregnowane tlenkami żelaza w arenicie kwarcowym, Moracz IG1, głęb. 4620,5 m
Fig. 4. XP, dolomite cement impregnated by iron oxides in quartzitic arenite, Moracz IG1, depth 4620.5 m

Ryc. 5. CL, obiekt z ryc. 4, Do — dolomit o czerwonej luminescencji
Fig. 5. CL, object as in fig. 4, Do — dolomite with red luminescence

Ryc. 6. XP, arenit arkozowy spojony kalcytem — Ka, Kłanino 3, głęb. 2512,8 m
Fig. 6. XP, arcose arenite has cemented with calcite — Ka, Kłanino 3, depth 2512.8 m

Ryc. 7. CL, obiekt z ryc. 5, cement kalcytowy o słabo zaznaczającej się budowie pasowej z reliktem ziarna węglanowego w centrum
Fig. 7. CL, object as in fig. 5, weakly zoned calcite cement with a relic of carbonate grain in the center

Ryc. 8. XP, cement węglanowy w arenicie kwarcowym, Koszalin IG 1, głęb. 2675,8 m
Fig. 8. XP, carbonate cement in quartzitic arenite, Koszalin IG 1, depth 2675.8 m

Ryc. 9. CL, obiekt z ryc. 8, Ak — ankeryt nie wykazujący luminescencji z żółtoświecącymi relikami kalcytu manganowego — KaMn
Fig. 9. CL, object as in fig. 8, Ak — non luminescence ankerite with yellow luminescence patches of manganic calcite — KaMn

dolomitu towarzyszyła oscylacyjna dostawa Fe, szczególnie obfita w końcowej fazie cementacji. Obliczenia temperatur na podstawie $\delta^{18}\text{O}$ wskazują, że dolomityzacja w piaskowcach formacji z Gozdu odbywała się w szerokim przedziale temperatur: 63°–97°C, maksymalnie do 113°C. W znacznym stopniu potwierdziły to rezultaty badania inkluzji fluidalnych. W niższych temperaturach i w odmiennych warunkach zachodziły procesy krystalizacji dolomitu w piaskowcach kwarcowych formacji z Drzewian.

Wśród cementów kalcytowych stwierdzono przewagę odmian niskożelazistych. Krystalizacja kalcytu w piaskowcach arkozowych miała miejsce w temperaturze 47–61°C, podczas gdy kalcytu z Czaplina IG odpowiednio 70°C.

Forma występowania cementu ankerytowego sugeruje, że tworzył się on głównie w warunkach głębszego pogrzebania. Mineral ten w osadach Czaplina IG 1 krystalizował w temperaturze 116°C. Cementacja syderytu zachodziła we wczesnym i późnym etapie diagenety. W efekcie powstały odmiany o składzie syderoplezytu różniące się zawartością magnezu.

Minerały węglanowe, obecne w najgłębiej pogrzebanych skałach formacji z Łobżonki, krystalizowały pod wpływem wysokich temperatur, które przyczyniły się do słabszej inkorporacji tlenu wyrażonej w niskich wartościach $\delta^{18}\text{O}$ (od –11,01 do –9,56‰ PDB).

Źródłem izotopów węgla w badanych cementach zapewne było rozpuszczanie bioklastów bądź także dekarboksylacja materii organicznej.

Bardzo dziękuję Pani dr hab. M. Sikorskiej-Jaworowskiej za pomoc przy analizie katodoluminescencyjnej oraz Pani dr K. Jar-

mołowicz-Szulc za wykonanie badań inkluzji fluidalnych. Panom: prof. dr hab. S. Hałasowi i mgr A. Wójtowiczowi z wdzięcznością wykonanie oznaczeń izotopowych, a M. Łąkiemu i L. Giro analiz chemicznych w mikroobszarach. Składam też podziękowania Pani prof. dr hab. A. Maliszewskiej za przejrzanie tekstu i jego szczegółową korektę.

Literatura

- BOWEN R. 1988 — Isotopes in the earth sciences. Elsevier Applied Science. London, New York.
- JARMOŁOWICZ-SZULC K. 1999 — Wyniki badania inkluzji fluidalnych [W:] Wpływ wzrostu zawartości minerałów autigenicznych na właściwości zbiornikowe w utworach klastycznych karbonu Pomorza Zachodniego. CAG, 2335/99.
- LIPIEC M. & MATYJA H. 1998 — Architektura depozycyjna basenu dolnokarbońskiego na obszarze pomorskim. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 101–111.
- MARSHALL D.J. 1988 — Cathodoluminescence of geological materials. Unwin Hyman. Boston.
- MIGASZEWSKI Z., HAŁAS S. & DURAKIEWICZ T. 1995 — Paleotemperatury minerałów węglanowych i barytów na przykładzie Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., 43: 1011–1016.
- MIGASZEWSKI Z. & NARKIEWICZ M. 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwicznych. Prz. Geol., 31: 258–261.
- SAIGAL G.C. & BJØRLYKKE K. 1987 — Carbonate cements in the clastic reservoir rocks from offshore Norway. [W:] Marshall J.D. (Ed.) Diagenesis of sedimentary sequences. GSSP, 36.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1987 — Development of the Carboniferous of the SW margin of the East-European Platform in Poland. Prz. Geol., 35: 230–237.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1994 — Lower Carboniferous section in Western Pomerania (Poland). Z. Geol. Wiss., 22: 269–270.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1995 — Western Pomerania. [W:] A. Zdanowski & H. Żakowa (Eds.) The Carboniferous System in Poland. Pr. Państw. Inst. Geol., 148: 97–100.