

PETROLOGIA I DIAGENEZA DOLNOKREDOWYCH PIASKOWCÓW NIECKI PŁOCKIEJ

PETROLOGY AND DIAGENESIS OF THE LOWER CRETACEOUS SANDSTONES FROM THE PŁOCK TROUGH

MAŁGORZATA POŁOŃSKA¹

Abstrakt. Zbadano piaskowce pochodzące z 15 otworów wiertniczych. Reprezentują one głównie arenity oraz waki kwarcowe i subli-tyczne. Osady te składają się przede wszystkim z ziaren kwarcu mono- i polikrystalicznego, litoklastów, skaleni i łyszczków. Lokalnie obserwuje się wzrost udziału glaukonitu i Fe-oidów. Piaskowce uległy procesom diagenetycznym, głównie kompaktacji, cementacji i rozpuszczaniu. Rozpoznano efekty kompaktacji mechanicznej. W wyniku cementacji powstały głównie minerały węglanowe, ilaste, żelaziste i fosforanowe. Cementy węglanowe występują obficie od innych. Kalcyty zawierają zmienne domieszki Fe. Minerały syderytu mają skład syderoplesytu. Ponadto rozpoznano związki żelaza: getyt, hematyt oraz piryt. Wśród autigenicznych minerałów ilastych stwierdzono glaukonit, berthieryn i kaolinit. Nodule fosforytowe obecne w osadach górnego albu są zbudowane z frankolitu. Większość minerałów powstała podczas eodiagenety. Mniej liczne skutki cementacji nastąpiły w etapie mezodiagenety, gdy osady zostały głębiej pogrzebane. Piaskowce uległy procesom telodiagenety podczas tektonicznej inwersji obszaru badań. Procesy kompaktacji i cementacji spowodowały ograniczenie przestrzeni międzyziarnowej. Podczas rozpuszczania ziaren kwarcu i skaleni utworzone zostały wtórne pory.

Słowa kluczowe: diagenety, cementy węglanowe, izotopy, glaukonit, dolna kreda, niecka płocka.

Abstract. The investigations were carried out on sandstones from 15 boreholes. The rocks are represented chiefly by quartz and sublithic arenites and wackes, and composed mostly of mono- and polycrystalline quartz grains, lithoclasts, feldspars and micas. Fe-oids and glauconite are locally observed. The sandstones have undergone diagenetic processes, mainly of compaction, cementation and dissolution. Effects of mechanical compaction were identified. As a result of cementation processes, carbonate, clay, iron and phosphatic minerals were formed. Among these carbonate cements occur abundantly. Calcites contain admixture of Fe. Siderites show a composition of sideroplesite. Authigenic clay minerals are represented by glauconite, berthierine and kaolinite. There are also iron compounds: goethite, hematite and pyrite. The Upper Albian deposits contain phosphatic nodules composed of francolite. Most of the minerals formed during eodiagenesis. Less frequent effects of cementation occurred during mesodiagenesis when the deposits were buried to larger depths. The sandstones were subjected to processes of telodiagenesis during tectonic inversion of the study area. Compaction and cementation processes resulted in reduction of intergranular space. During dissolution of quartz and feldspar grains, secondary pores were formed.

Key words: diagenesis, carbonate cements, isotopes, glauconite, Lower Cretaceous, Płock Trough.

WSTĘP

Niecka płocka (Dadlez, Marek, 1974), zwana też „warszawska” (Marek, 1983), stanowi część niecki brzeźnej, która jest położona w centralnej części Niżu Polskiego, w stre-

fie Teisseyre’a–Tornquista. Obszar niecki jest ograniczony od południowego zachodu wałem kujawskim, a w pozostałej części zamknięty strefami o założeniu tektonicznym (*op. cit.*).

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: malgorzata.polonska@pgi.gov.pl

Do badań wykorzystano rdzenie wiertnicze pochodzące z otworów wykonanych dla Państwowego Instytutu Geologicznego w latach 60.–90., takich jak: Ciechocinek IG 3, Czernikowo IG 1, Gostynin IG 1, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Iwiczna IG 1, Karnkowo IG 1, Korabiewice PIG 1, Łowicz IG 1, Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1, Płońsk IG 2, Różyce IG 2, Żychlin IG 3 (fig. 1). Auto-

rami profili litologiczno-stratygraficznych kredy dolnej byli Raczyńska i Witkowski (1966), Marek (1968, 1984, 1985, 1986, 1988a, b), Leszczyński (1989), Marek i Leszczyński (1990, 1993) oraz Gaździcka (1993).

Badania petrograficzne osadów kredy dolnej na obszarze niecki płockiej prowadziła Harapińska-Depciuch (1971a, b) i Połowska (2000, 2002, 2004).

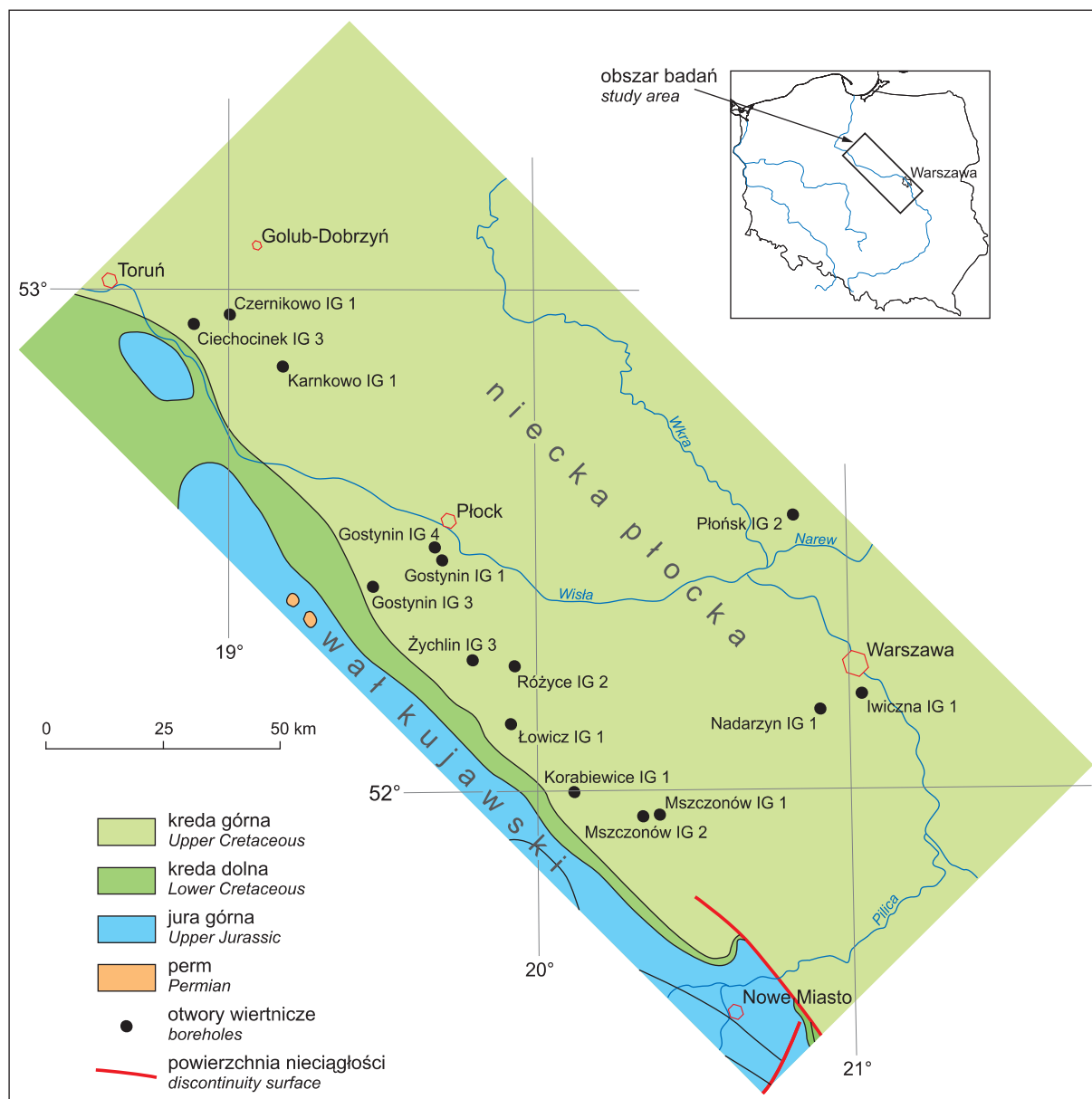


Fig. 1. Lokalizacja badanych otworów wiertniczych – fragment Mapy geologicznej Polski bez utworów kenozoiku (Dadlez i in., red., 2000)

Location of boreholes investigated – fragment of the Geological map of Poland without Cenozoic deposits (Dadlez *et al.*, eds., 2000)

METODYKA BADAŃ

Standardową analizę płytek cienkich wykonano w mikroskopie polaryzacyjnym firmy Reichert. Przy użyciu stolika integracyjnego Eltinox przeprowadzono pomiary planimetryczne składu piaskowców. Na tej podstawie dokonano wyróżnienia mikrolitofacji, stosując klasyfikację Pettijohna i innych (1972). W trakcie analizy planimetrycznej dokonano też bezpośredniego pomiaru udziału porów w płytkach cienkich. Lepszą obserwację porów umożliwiło nasączenie płytek niebieską żywicą. Ponadto przeprowadzono obserwację skutków przemian diagenetycznych w osadach.

Barwienie roztworem Evamy'ego płytek cienkich odkrytych posłużyło do badania minerałów węglanowych i do stwierdzenia obecności w nich żelaza.

Analizę katodoluminescencyjną wykonano na płytkach cienkich polerowanych, przy użyciu aparatury z zimną katodą typu CCI 8200 mk 3 firmy CITL sprzężonej z mikroskopem polaryzacyjnym.

Badania w skaningowym mikroskopie elektronowym (SEM) przeprowadzono przy użyciu mikroskopów elektronowych JEOL JSM-35 i LEO 1430. Do analizy składu fazowego zastosowano detektor elektronów wstecznie rozproszonych (BSE). Obrazy powierzchni i morfologii minerałów zbierano przez detektory elektronów wtórnych (SE). Współdziałający z mikroskopem spektrometr dyspersji energii promieniowania rentgenowskiego EDS ISIS firmy Oxford Instruments wykorzystano do oznaczenia składu chemicznego w mikroobszarach.

Badania rentgenostrukturalne (XRD) posłużyły do rozpoznania minerałów węglanowych oraz ilastych. Analizowano minerały w próbkach proszkowych i prasowanych pochodzących z całkowitych próbek skał. W celu identyfikacji minerałów ilastych dla każdej z próbek wykonano badania w stanie powietrzno-suchym oraz po glikolowaniu i po wyprężeniu w piecu miedziowym, w temperaturze 550°C. Analizę minerałów przeprowadzono na dyfraktometrze firmy PW 1840 oraz X'pert PW 3020 firmy Philips, bazując na komputerowym systemie identyfikacji APD1877.

Oznaczenia izotopów węgla i tlenu w cementach kalcytowych zostały wykonane w Laboratorium Izotopów Trwałych Instytutu Nauk Geologicznych PAN w Warszawie na trójkolektorowym spektrometrze gazowym Finningan MAT Delta. Dokładność oznaczeń izotopów wyniosła $\pm 0,08\%$. Do interpretacji danych przyjęto założenie, że podczas krystalizacji nie doszło do istotnego zachwiania równowagi izotopowej z roztworem.

Pojedyncze badania inkluzji fluidalnych w cementach skalnych wykonano na obustronnie polerowanych preparatach aparaturą Fluid Inc. i z użyciem mikroskopu Leitz-Orthoplan. Próbkę wymrażano, w celu oznaczenia temperatury eutektyku i ostatecznego topnienia fazy zamrożonej, oraz podgrzewano, by uzyskać temperaturę homogenizacji inkluzji w cemencie.

CECHY TEKSTURALNE I SKŁAD ZIARNOWY

Skały klastyczne kredy dolnej niecki płockiej, utworzone w środowisku przybrzeża i szelfu silikoklastycznego od bebiasu środkowego po alb (Dziadzio i in., 2004), są reprezentowane przez piaskowce oraz podrzędnie heterolity i mułowce. Heterolity budują skały mułowcowo-piaskowcowe oraz mułowcowo-iłowcowe o warstwowaniu falistym, smużystym i soczewkowym, nierzadko zaburzonym wskutek działalności organizmów. Mułowce odznaczają się teksturą bezładną lub kierunkową, a w składzie ich materiału detrytycznego wyróżniają się łyszczyki.

Piaskowce, zwykle słabozwięzłe, mają zabarwienie jasnoszare, żółtoszare, beżowe, szarobeżowe, ciemnoszare, zielonkawe i brunatnawe, wywołane zmiennym udziałem składników ziarnowych, minerałów ilastych, materii organicznej i związków żelaza. Skały te charakteryzują się warstwowaniem skośnym niskokątowym, horyzontalnym, falistym, smużystym, soczewkowym i zmarszczkowym. Granice pakietów o warstwowaniu smużystym, skośnym i falistym mają charakter ciągły bądź erozyjny. W piaskowcach zaznaczają się ślady rozmywania. W skałach o grubszym ziarnie spotyka się ławiczki żwirku. Soczewki i pakiety piaskowców o warstwowaniu zmarszczkowym są niekiedy zbioturbowane i porozy-

wane. Obserwowano zachodzące na siebie zespoły zmarszczek prądowych i ślady ich słabego rozmywania.

Piaskowce odznaczają się zróżnicowaną teksturą – bezładną lub kierunkową, masywną lub porowatą (tabl. I, fig. 1). W starszych seriach osadowych przeważają, tworzące cieńsze warstwy i laminy, piaskowce bardziej drobnoziarniste (tabl. I, fig. 2) o ostrokrawędzistym materiale detrytycznym. W młodszych piętrach kredy wzrasta udział grubszych frakcji, nierzadko różnoziarnistych, oraz miąższość serii piaskowcowych. W osadach tych dominują ziarna półobtoczone. Współczynnik wysortowania, wyrażony stosunkiem maksymalnej i najczęstszej średnicy ziaren kwarcu (d_{max}/d_{mf}), zmienia się od 1 do 3 w starszych skałach, a w młodszych dochodzi do 7 i niekiedy osiąga wyższe wartości. Notowane uziarnienie bimodalne, polegające na współwystępowaniu większych ziaren w obrębie drobniejszej frakcji (tabl. I, fig. 3) jest efektem inwersji teksturalnej i wskazuje na redepozycję oraz przetwarzanie materiału. Występowanie dobrze wysortowanego materiału ziarnowego wraz z dużą ilością frakcji ilastej świadczy o gwałtownych zdarzeniach depozycyjnych.

Skały piaskowcowe składają się głównie z ziaren kwarcu, podrzędnie z litoklastów, skaleni i łyszczyków (tabl. I,

fig. 4; tabl. I, fig. 5). Miejscami spotykane są w nich: glaukonit, ooidy żelaziste (tabl. I, fig. 6, tabl. II, fig. 1), węgliste szczątki roślinne (tabl. II, fig. 2), minerały ciężkie, ziarna fosforanowe i węglanowe. W osadach młodszych pięter występuje domieszka frakcji psefitowej.

Wśród piaskowców wyróżniono waki i arenity. Ich skład petrograficzny został przedstawiony na figurze 2. Z diagramu wynika, że osady te należą głównie do odmian kwarcowych i sublitycznych, sporadycznie stanowią je piaskowce subarkozowe.

W obrębie ziaren dominuje kwarc monokrystaliczny, który charakteryzuje się prostym i falistym wygaszaniem światła. Mniej liczny jest kwarc polikrystaliczny. Udział kwarcu w piaskowcach waha się od 38,6 do 94,2% obj. Litoklasty reprezentowane są przez okruchy kwarcytów, łupków kwarcytowych i kwarcowo-serycytowych, fragmenty skał ilasto-żelazistych, a także rzadko obserwowane okruchy skał granitoidowych. Zwykle ich zawartość jest niewielka, w odmianach sublitycznych dochodzi do 9% obj. W obrębie skaleni rozpoznano odmiany potasowe, w tym mikroklin oraz nieliczne plagioklasy. W piaskowcach subarkozowych udział skaleni wzrasta do 4,5%. Łyszczki są reprezentowane głównie przez muskowit. Niekiedy obserwuje się warstewki wzbogacone w biotyt i chloryt (Karnkowo IG 1, Gostynin IG 1). W składzie ziarnowym spotyka się drobne węgliste szczątki roślinne (tabl. II, fig. 2) i większe okruchy drewna o budowie tkankowej.

Udział glaukonitu w piaskowcach jest niewielki, <2%, rzadko osiąga 8,9%, a w skałach kwarcowo-glaukonitowych dochodzi do 26,8% obj. (tabl. I, fig. 6).

Szczególnym składnikiem piaskowców bywają ooidy żelaziste, których zawartość wynosi maksymalnie 17,1% obj. (tabl. II, fig. 1). Zbudowane są z kaolinitu, getytu, apatyty (fig. 3) oraz berthierynu.

Ziarna węglanowe należą do rzadkości, jedynie większe ich nagromadzenie występuje w skałach południowo-wschodniej części niecki. Rozpoznano w nich szczątki małży gruboskorupowych, ramienionogów, szkarłupni, mszywiolów i otwornic, stanowiące do 18,2% obj. Oprócz bioklastów notowano również mikrytowe peloidy.

Wśród minerałów ciężkich nieprzezroczystych dominują ilmenit i związki żelaza. Minerały przezroczyste reprezentują turmalin, granat, cyrkon, rutyl i apatyt.

Spoiwem piaskowców są martiks ilasty, który wykazuje impregnację związkami żelaza, oraz cementy (tabl. I, fig. 2; tabl. II, fig. 3–6).

W celu określenia pochodzenia materiału ziarnowego osadów piaskowcowych kredy wykonane zostały diagramy według Dickinsona (1985). Wykorzystano do tego wyniki analiz planimetrycznych wak i arenitów charakteryzujących się udziałem poniżej 25% zawartości matriksu i cementów. Na diagramie QFL (fig. 4A), gdzie ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego są zgrupowane razem, wyniki pomiarów składu ziarnowego piaskowców mieszczą się w pobliżu

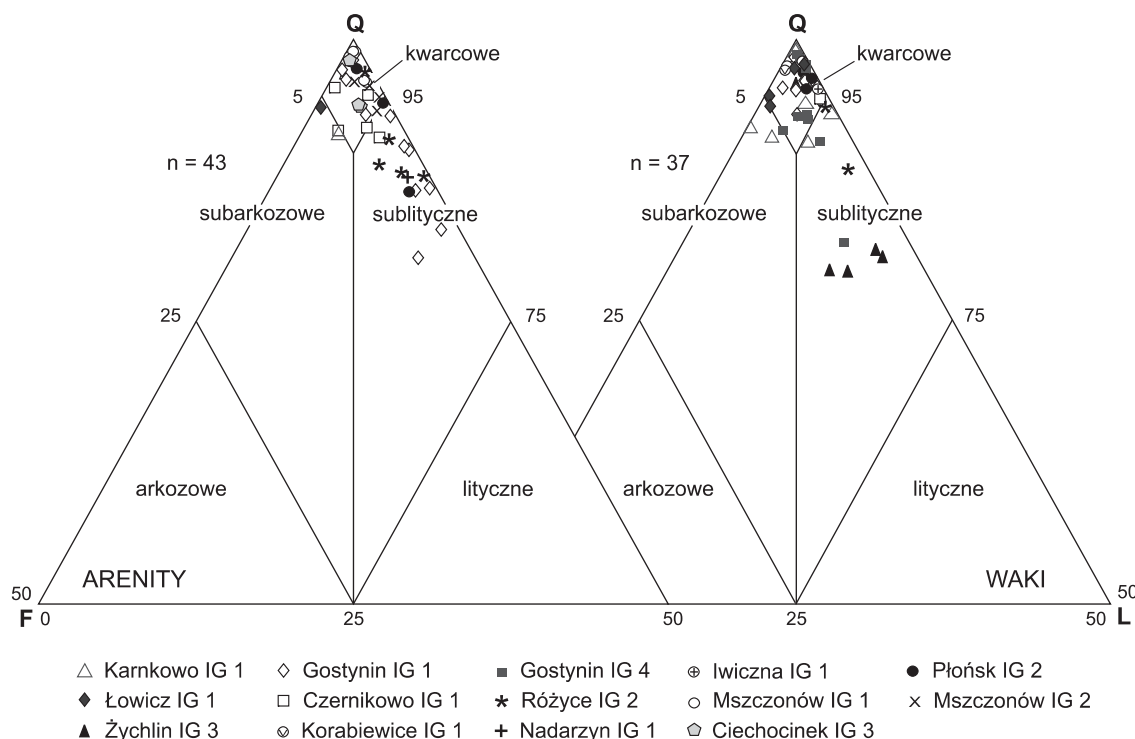


Fig. 2. Piaskowce kredy dolnej na tle trójkątów klasyfikacyjnych wg Pettijohna i in. (1972)

Q – kwarc, F – skalenie, L – litoklasty, n – liczba próbek

The Lower Cretaceous sandstones according to classification triangles of Pettijohn *et al.* (1972)

Q – quartz, F – feldspar, L – lithoclasts, n – number of samples

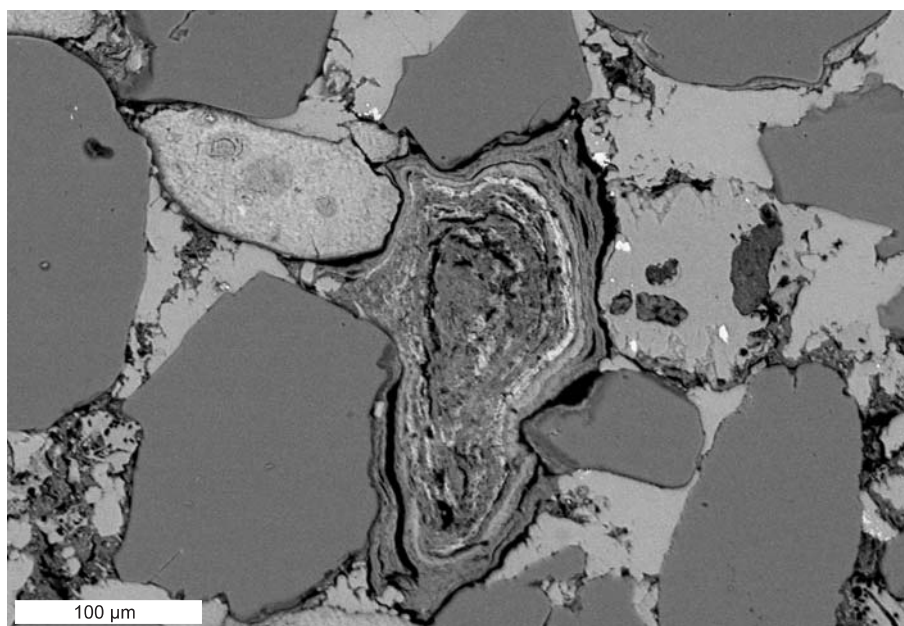


Fig. 3. Zdeformowany Fe-oid o powłokach getytowo (szare)–apatytowych (jasnoszare). Obraz BSE z mikroskopu elektronowego. Otwór wiertniczy Łowicz IG 1, głęb. 556,3 m

Deformed Fe-oolite grain with goethite (grey)–apatite (light grey) cortex.
BSE image. Łowicz IG 1 borehole, depth 556.3 m

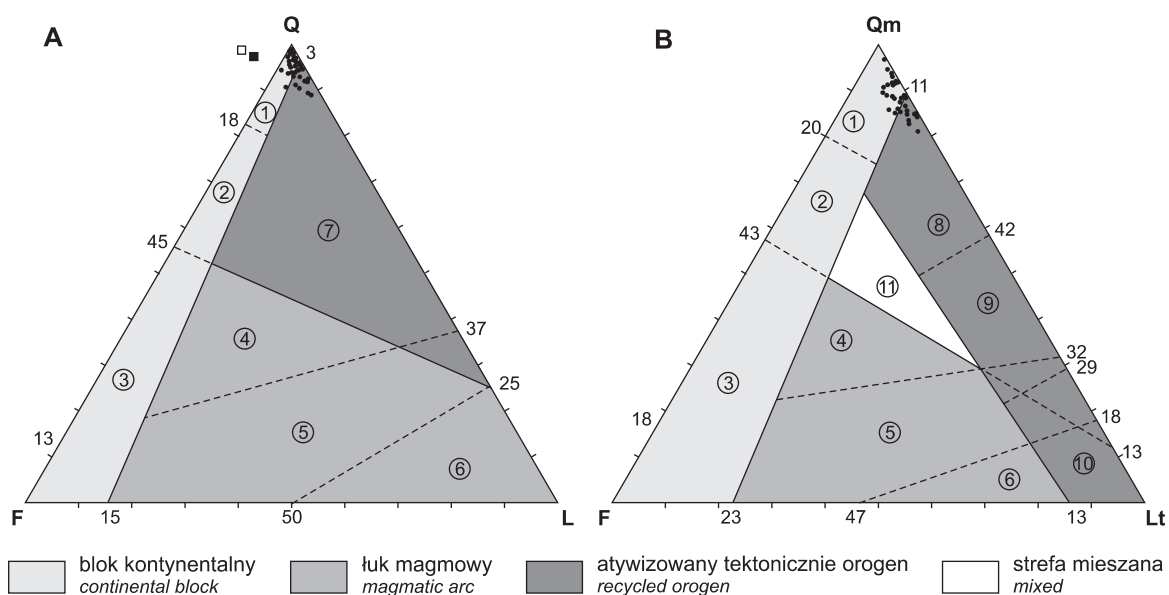


Fig. 4. Zależność między składem szkieletu ziarnowego piaskowców kredy dolnej a tektoniczną pozycją obszarów źródłowych wg Dickinsona (1985); **A** – diagram QFL, **B** – diagram QmFLt

Q – kwarc, **Qm** – kwarc monokrystaliczny, **F** – skalenie, **L** – litoklasty, **Lt** – litoklasty + kwarc polikrystaliczny; 1 – wewnątrz platformy kontynentalnej, 2 – obszar kontynentalny pośredni, 3 – wypiętrzone podłoże krystaliczne, 4 – rozcięty łuk magmowy, 5 – częściowo rozcięty łuk magmowy, 6 – nierozcięty łuk magmowy, 7 – aktywizowany tektonicznie orogen, 8 – aktywizowany tektonicznie orogen zasobny w kwarc, 9 – przejściowa strefa aktywizowanego tektonicznie orogenu, 10 – aktywizowany tektonicznie orogen zasobny w litoklasty, 11 – strefa mieszana

Plots of grain framework of the Lower Cretaceous sandstones and tectonic provenance of source areas after Dickinson (1985); **A** – QFL diagram, **B** – QmFLt diagram

Q – quartz, **Qm** – monocrystalline quartz, **F** – feldspar, **L** – lithoclasts, **Lt** – lithoclasts + polycrystalline quartz; 1 – craton interior, 2 – transitional continental, 3 – basement uplift, 4 – dissected arc, 5 – transitional arc, 6 – undissected arc, 7 – recycled orogenic, 8 – quartzose recycled, 9 – transitional recycled, 10 – lithic recycled, 11 – mixed

naroża Q. Na diagramie Q_mFL_t (fig. 4B), w którego narożu Q_m występuje kwarc monokrystaliczny oraz w narożu L_t ziarna lityczne wraz z ziarnami kwarcu polikrystalicznego, punkty projekcyjne są przesunięte w kierunku L_t . W obu wy-

padkach wskazuje to na pochodzenie materiału ziarnowego z wnętrza platformy kontynentalnej (obszar tektonicznie nieaktywny) oraz aktywizowanego tektonicznie orogenu, co wyraźniej zaznacza się na fig. 4B.

SKŁAD SPOIW

MINERAŁY ILASTE

Minerały ilaste stanowią podstawowy składnik matriksu. Głównie są pochodzenia detrytycznego, a niekiedy mają cechy minerałów diagenetycznych. W ich składzie występują: kaolinit, illit, chloryty i berthieryn oraz glaukonit (Stoch, 1974). Na ziarnach detrytycznych miejscowo zaznaczają się obwódki ilasto-żelaziste.

Detrytyczny kaolinit drobnokrystaliczny występuje w składzie spoiwa ilastego. Ponadto rozpoznano **kaolinit** pochodzenia diagenetycznego. W próbkach rdzeni obserwowanych w mikroskopie elektronowym dostrzega się go na powierzchni ziarn kwarcu, glaukonitu i na obwódkach kwarcu autigenicznego (fig. 5). Kaolinit spotyka się również w obrębie łuszczaków (fig. 6) oraz berthierynu. Omawiany minerał wykazuje strukturę robakowatą, jest łukowato lub spiralnie wygięty, o płytkach mających często nierówne brzegi, ustawionych prostopadłe do wydłużenia lub promieniście. Wielkość blaszek jest rzędu 5–10 i 20 μm , a ich szerokość waha się w granicach 0,1–0,5 μm . Długość pakietów dochodzi do 0,1 mm. Notowano współwystępowanie więk-

szych i mniejszych form kaolinitu. Analiza EDS kaolinitu wykazała obecność Si, Al i O oraz Fe, Ti, które podstawiają jony glinu (fig. 6B).

Illit jest składnikiem matriksu, który wyróżnia się dość wysoką dwójłomnością. W mikroskopie elektronowym obserwuje się bardzo drobne blaszki illitu o nieregularnych kształtach, ostrych i postrzępionych krawędziach.

W matriksie piaskowców rozpoznano **chloryty** metodą badań rentgenostrukturalnych. Odróżnienie ich od kaolinitu było możliwe dzięki prażeniu próbki, w wyniku czego zniknął refleks kaolinitu 7Å. Reakcja ta jest dowodem obecności chlorytów żelazistych oraz odmian drobnokrystalicznych (Chamley, 1989). Żelaziste chloryty, określane jako szamozyt, były opisywane w osadach kredy na Niziu Polskim przez Harapińską-Depciuch (1971a, b).

Berthieryn, glinokrzemian z grupy serpentynu, podobny do chlorytu żelazistego (Hornibrook, Longstaffe, 1996), zwany też szamozytem 7 Å, zidentyfikowano dzięki analizie XRD.

Glaukonit występuje w postaci ziarn agregatowych zwykle jasnozielonych (tabl. I, fig. 6), niekiedy wykazu-

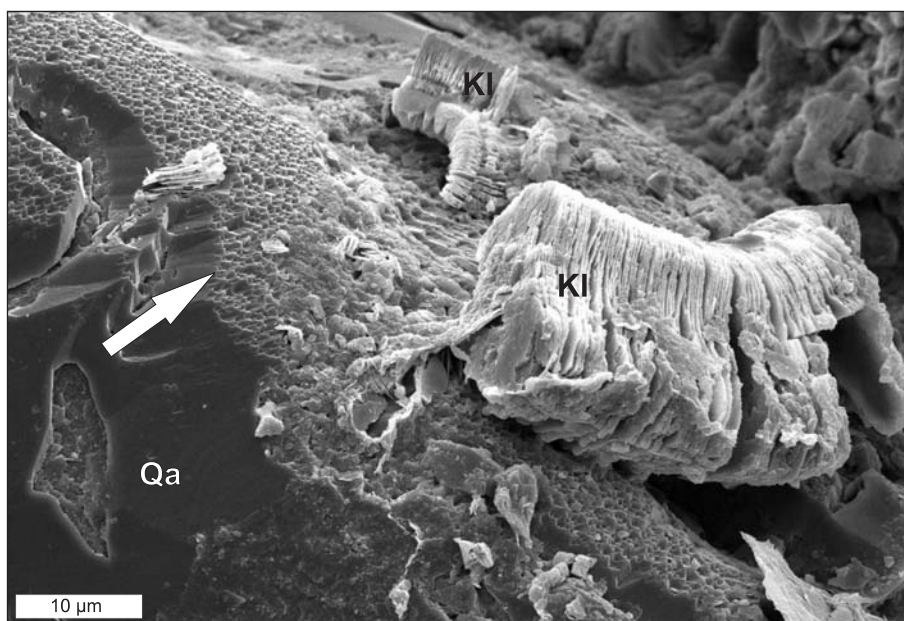


Fig. 5. Kaolinit (KI) na skorodowanej (strzałka) obwódce kwarcowej (Qa).
Obraz SE z mikroskopu elektronowego. Otwór wiertniczy Karnkowo IG 1, głęb. 1547,1 m

Kaolinite (KI) on corroded (arrow) quartz overgrowth (Qa).
SE image. Karnkowo IG 1 borehole, depth 1547.1 m

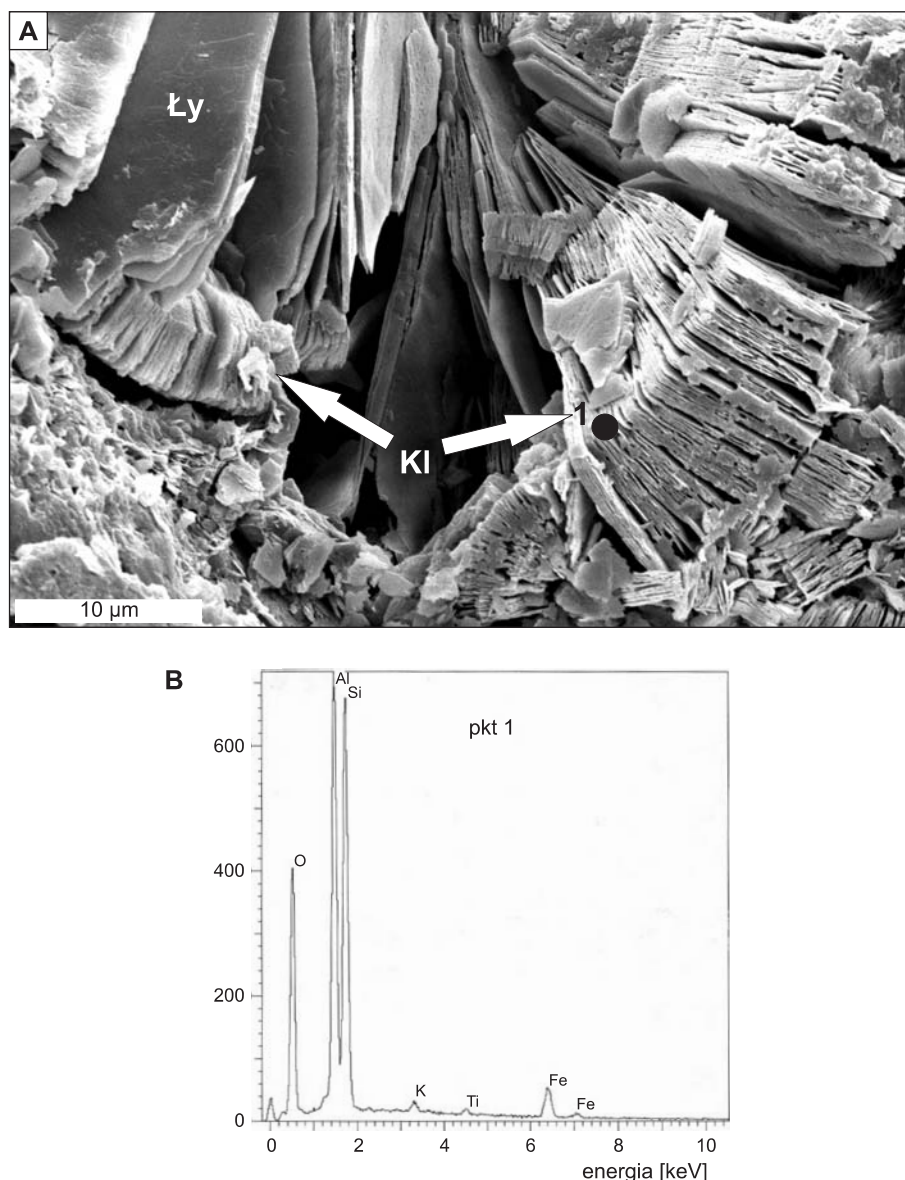


Fig. 6. Kaolinit robakowaty (KI) w obrębie łyszczyka (Ły);
A – obraz SE z mikroskopu elektronowego, B – widmo rentgenowskie (EDS) składu
chemicznego kaolinitu w punkcie 1. Otwór wiertniczy Mszczonów IG 1, głęb. 1724,7 m

Vermiform kaolinite within mica; **A** – SE image, **B** – X-ray spectrum of chemical composition of kaolinite at point 1. Mszczonów IG 1 borehole, depth 1724.7 m

jących brunatnawy odcień wywołany utlenieniem. Obecność tego minerału notowano też w spękaniach ziaren kwarcu i litoklastów. W obrębie glaukonitu dostrzega się różne składniki: łyszczyki, kaolinit, ziarna kwarcu, drobne skorupki, igły gąbek oraz kryształy dolomitu i pirytu. Obserwacja przełamu agregatu glaukonitu w mikroskopie elektronowym wykazała różnie zorientowane pakiety ciasno przylegających płytek, o średnicy przeważnie poniżej 1 μm. Dzięki analizie dyfrakcyjnej (XRD) skał bogatych w glaukonit zidentyfikowano minerały ilaste, takie jak illit/smektyt, smektyt i kaolinit, które zdaniem Odina (1988) są obecne w autigenicznych agregatach glaukonitu. Badane agregaty glauko-

nit w płytkach cienkich posiadają nierzadko plamistą strukturę, która jest wyrażona obecnością zielonych skupień w obrębie jasnozielonego tła. Zielone skupienia bogatsze w K oraz Fe są efektem większej dojrzałości mineralogicznej glaukonitu (*op. cit.*). Obserwowane w mikroskopie elektronowym ziarna ukazują partie jasno- i ciemnoszare (fig. 7), odznaczające się zmiennym stosunkiem Si do Al oraz udziałem K i Fe. Pomierzony skład glaukonitu w EDS [% wag.] waha się w granicach: 42,37–47,24 SiO₂; 11,52–29,44 FeO; 4,41–15,25 Al₂O₃; 4,33–10,07 K₂O; 1,5–2,96 MgO; 0,00–2,04 CaO; 0,00–1,57 Na₂O; 0,00–0,72 TiO₂; 0,00–0,07 MnO; 0,00–0,16 Cr₂O₃.

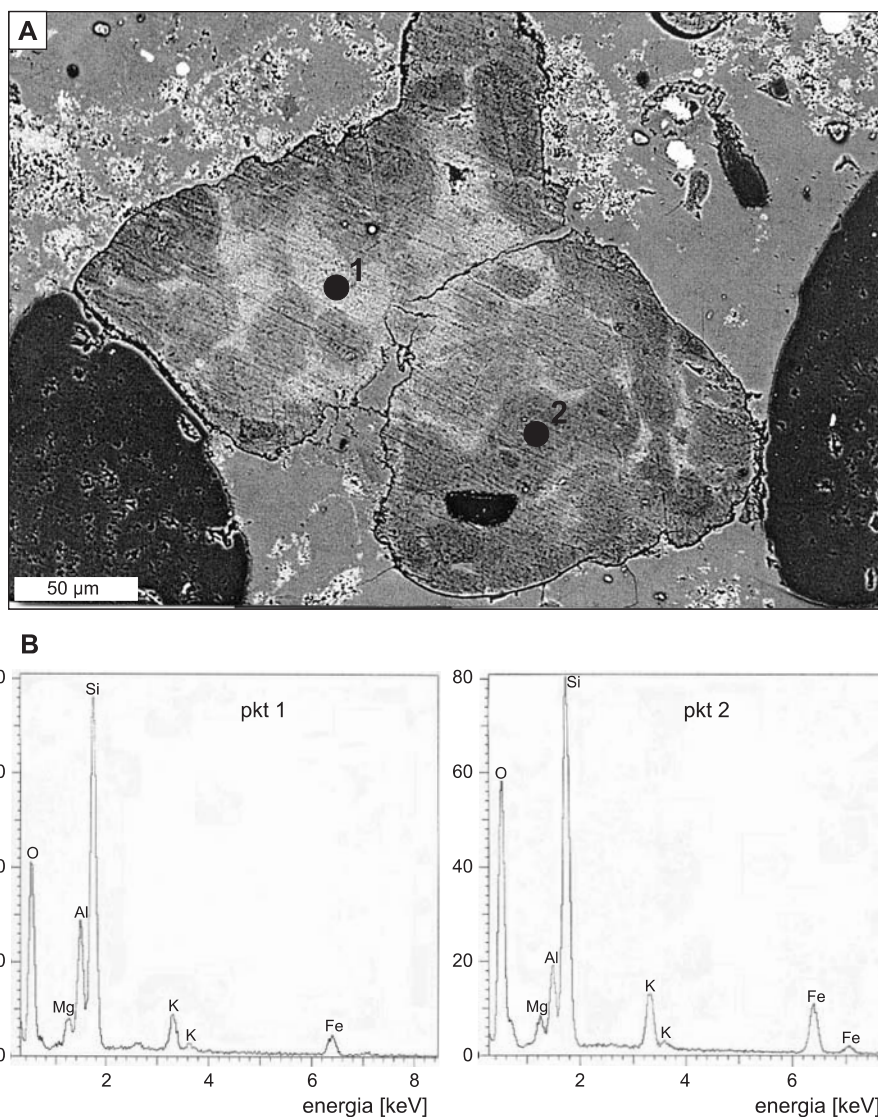


Fig. 7. Agregat glaukonitu; A – obraz BSE z mikroskopu elektronowego, B – widma rentgenowskie (EDS) składu chemicznego glaukonitu w punktach 1 i 2. Otwór wiertniczy Korabiewice PIG 1, głęb. 1633,3 m

Glauconite aggregate; A – BSE image, B – X-ray spectra of chemical composition of glauconite at points 1 and 2. Korabiewice PIG 1 borehole, depth 1633.3 m

MINERAŁY WĘGLANOWE

Wśród węglanowych składników spoiwa rozpoznano kalcyt i syderyt.

Kalcyt w piaskowcach wapnistych tworzy spoiwo bazalne i porowe, o wyglądzie cementu blokowego i poikiloklastycznego. Ma on niekiedy wygląd cementu radiakcyjnego o wachlarzowym wygaszaniu światła.

W katodoluminescencji kalcyty świecą przeważnie brunatnawo (tabl. II, fig. 4), rzadko wykazują żółto-pomarańczową luminescencję. Pod wpływem roztworu Evamy'ego

stają się różowo-fioletowe, co jest efektem domieszki żelaza (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Niebiesko zabarwiają się kalcyty silnie żelaziste (Richter, Füchtbauer, 1978) (fig. 8; tabl. II, fig. 5).

Na podstawie analizy w EDS wyliczono skład cementów kalcytowych, który waha się w następujących granicach: 93,5–97,5% mol. CaCO_3 , 0,8–4,3% mol. FeCO_3 , 0,0–2,7% mol. MgCO_3 , 0,0–1,0% mol. MnCO_3 .

Wartości oznaczeń izotopów węgla i tlenu badanych cementów kalcytowych w piaskowcach mają szeroki zakres wartości: $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ od $-15,13$ do $-6,73\text{‰}$ i $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ od $-12,5$

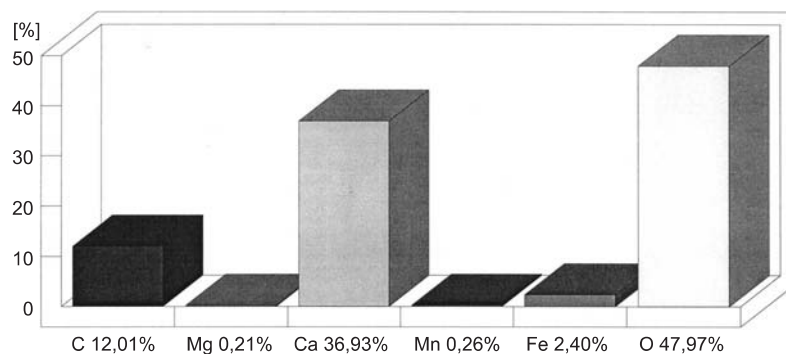


Fig. 8. Diagram ilościowego składu chemicznego Fe-kalcytu z tabl. II, fig. 5. Otwór wiertniczy Różyce IG 2, głęb. 1568,2 m

Quantitative chemical composition of Fe-calcite from Pl. II, Fig. 5. Różyce IG 2 borehole, depth 1568.2 m

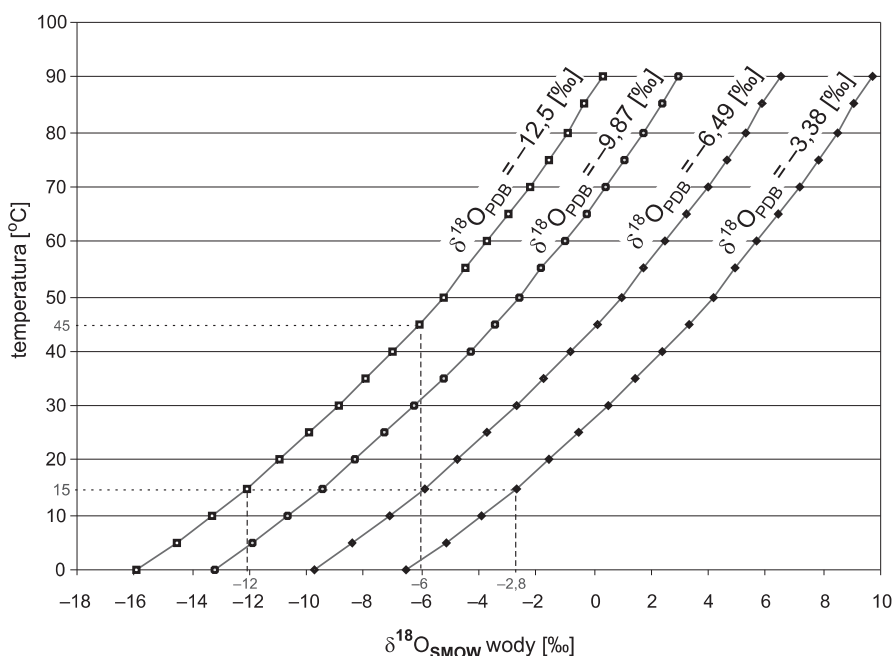


Fig. 9. Zależność temperatury krystalizacji cementu kalcytowego od $\delta^{18}\text{O}$ wody porowej

Temperature versus $\delta^{18}\text{O}$ value of porewater during crystallization of calcite cements

do $-3,38\text{‰}$. Wartości $\delta^{13}\text{C}$ sugerują, że węgiel pochodził z degradacji materii organicznej na pograniczu strefy redukcji siarczanów i metanogenezy (Irwin i in., 1977; Morad, 1998).

Ponieważ stosunki izotopowe tlenu minerałów węglanowych zależą zarówno od temperatury, jak i składu izotopowego wody, na podstawie przekształconego wzoru Epstein i in. (1953) wykonany został diagram zależności dla kilku oznaczonych wartości $\delta^{18}\text{O}$ (fig. 9). Przyjęto, że tworzenie

cementów kalcytowych w analizowanym zbiorniku dolnej kredy rozpoczynało się w temperaturze 15°C (Połomska, Poprawa, materiały niepublikowane). Przy tym założeniu wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej, z której wytrącały się kalcyty, wahały się od $-12,0$ do $-2,8\text{‰}$, co widać na figurze 9. Wartości te sugerują wpływ wody meteorycznej. Z wody porowej, o wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wyższej od -6‰ , mogły wytrącać się cementy kalcytowe w temperaturze powyżej 45°C (fig. 9).

W badanym spoiwie kalcytowym odnotowano nieliczne inkluzje dwufazowe. W zaobserwowanych pierwszych momentach topnienia zamrożonej zawartości inkluzji dwufazowej wykonane pomiary temperatury eutektyku T_e wyniosły -43 i -33°C . Te wartości przemawiają za złożonym układem solankowym: $\text{NaCl-MgCl}_2\text{-H}_2\text{O}$. Pomierzona temperatura finalnego topnienia lodu, czyli punktu depresji, $T_m = -5,4^\circ\text{C}$, posłużyła do określenia zasolenia roztworu wodnego, z którego krystalizował kalcyt, w wysokości 8% ekw. NaCl .

Sydyryt w skałach klastycznych stanowi składnik cementów. Rozpoznano sydyryt mikrokrystaliczny, którego kryształy mają długość $2\text{--}15\ \mu\text{m}$ (tabl. II, fig. 6). Lokalnie na ziarnach detrytycznych narosły obwódki sydyrytu. W przestrzeni międzyziarnej piaskowców występują miejscami romboedry o długości $50\text{--}200\ \mu\text{m}$ (fig. 10). W obrazach BSE z mikroskopu elektronowego dostrzega się nieco ciemniejszy pas przy krawędzi kryształów. Analiza w EDS wykazała w tej części kryształów większy udział Mg i Ca oraz mniejszy Fe ,

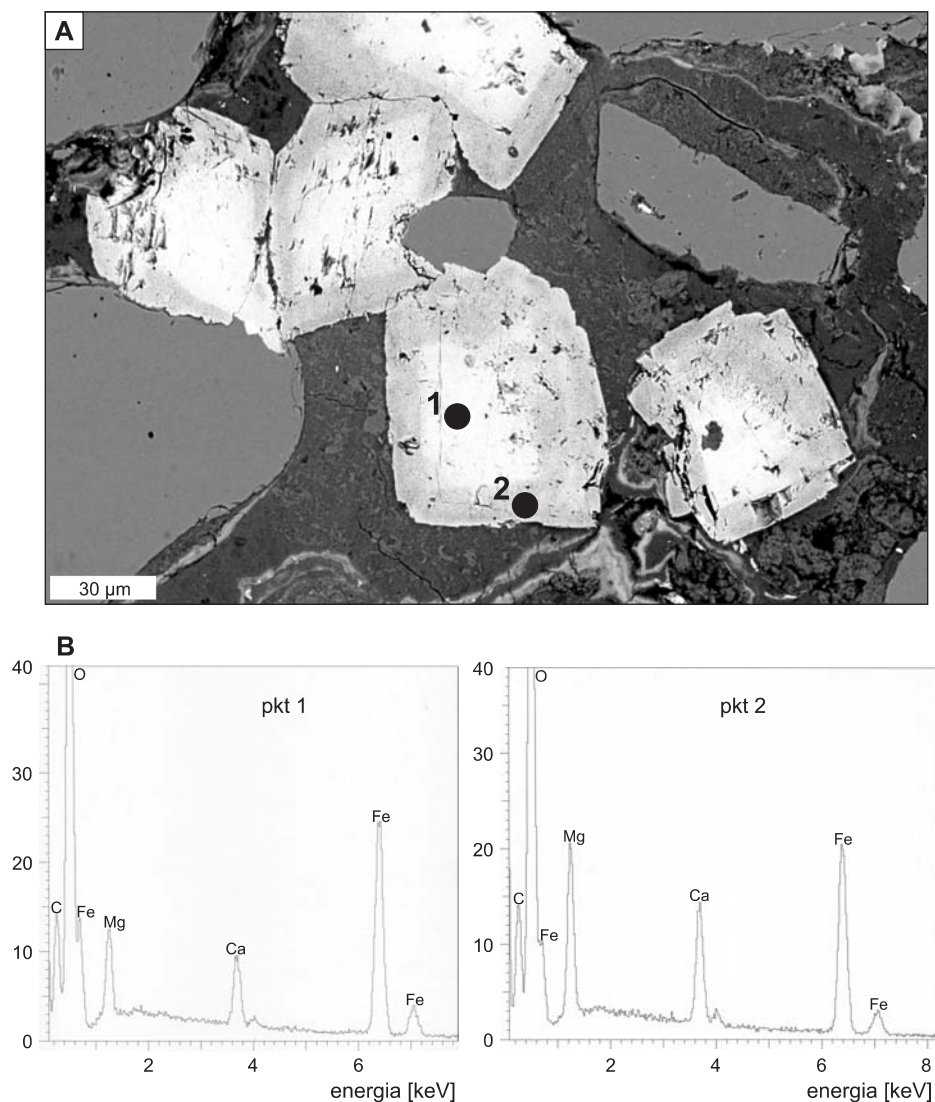


Fig. 10. Kryształy sydyrytu o budowie pasowej; A – obraz BSE z mikroskopu elektronowego, B – widma rentgenowskie (EDS) składu chemicznego sydyrytu w punktach 1 i 2. Otwór wiertniczy Różyce IG 2, głęb. 1568,2 m

Siderite crystals with zoned texture; A – BSE image, B – X-ray spectra of chemical composition of siderite at points 1 and 2. Różyce IG 2 borehole, depth 1568.2 m

w porównaniu do ich części wewnętrznej (fig. 10B). Powstanie syderytu było niekiedy poprzedzone rozpuszczaniem łyżczyków, glaukonitu i ooidów żelazistych.

Pomiary w mikroobszarach pozwoliły na obliczenie składu węglanów w cementach syderytowych. Skład ich mieści się w następujących granicach: 60,1–88,5% mol. FeCO_3 , 4,9–27,1% mol. CaCO_3 , 3,8–21,4% mol. MgCO_3 i 0,0–2,7% mol. MnCO_3 . Omawiane minerały należą do szeregu syderyt–magnezyt i reprezentują syderoplesyty. Stosunkowo niski udział FeCO_3 pozwala sądzić, że powstawały one pod wpływem morskich wód porowych (Mozley, 1989; Mozley, Wersin, 1992). Przemawia za tym także duży udział magnezu.

Wartości $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ cementów syderytowych od –17,28 do –12,89‰ są efektem udziału CO_2 pochodzącego z niszczenia materii organicznej w strefie półutleniającej oraz siarczanowej redukcji, gdy dostawa żelaza przeważała nad tworzeniem się siarczków (Pye i in., 1990; Morad, 1998).

Oznaczenia $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, wahające się od –0,97 do 2,13‰, posłużyły do obliczenia temperatury krystalizacji analizowanych cementów (fig. 11). Gdyby syderyty wytrącały się z wody morskiej o $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 0,0\text{‰}$, to zgodnie z przekształconym wzorem Carothersa i innych (1988), proces ten przebiegałby w przedziale temperatur od 19 do 33°C. Uwzględniając temperaturę w zbiorniku w wysokości 15°C, wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej, z której zaczęły krystalizować syderyty, wahały się od –4,3 do około –1,0‰ (fig. 11).

W cementach syderytowych występują bardzo drobne inkluzje jednofazowe, sugerujące ich wczesnodiagenetyczne pochodzenie. Inkluzję ciekło-gazową, dostrzeżoną w romboedrze syderoplesytu, poddano ogrzewaniu, w wyniku czego nastąpiła homogenizacja jej zawartości w temperaturze 55,5°C. W tej temperaturze rozpoczęła się krystalizacja analizowanego minerału. Udział rozpuszczanych szczątków fauny pod wpływem pogrzebienia mógł mieć wpływ na wzrost temperatury wytrącania syderytu.

FOSFORANY

Minerały grupy apatyty spotyka się w nieznacznych ilościach, ale w różnych postaciach. Wyjątkiem są liczne koncentracje fosforanowe, zwane fosforytami, w osadach albu górnego. Z ich obecnością wiąże się występowanie obwódek kolofanowych i apatytowych na ziarnach (fig. 12). Apatyt wchodzi też w skład Fe-ooidów (fig. 3). Niekiedy ma postać mikrokrystalicznego spoiwa. Dostrzeżono częściowo lub całkowicie sfosfatyzowane szczątki fauny. Analiza XRD fosforytów ukazała skład węglanowego fluoroapatytu, frankolitu. Na podstawie pomiarów w EDS [% wag.] stwierdzono zawartość: 51,69–59,44 CaO; 32,97–38,04 P_2O_5 ; 0,44–11,38 FeO; 0,42–0,94 SiO_2 ; 0,06–1,11 Al_2O_3 ; 0,66–1,23 Na_2O i 0,71–1,22 F.

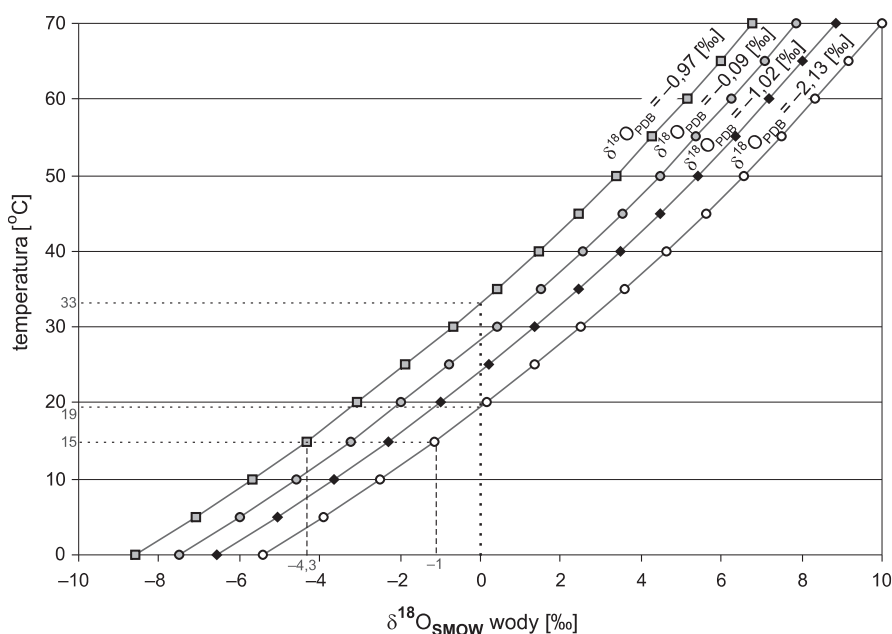


Fig. 11. Zależność temperatury krystalizacji cementu syderytowego od $\delta^{18}\text{O}$ wody porowej

Temperature versus $\delta^{18}\text{O}$ value of porewater during crystallization of siderite cements

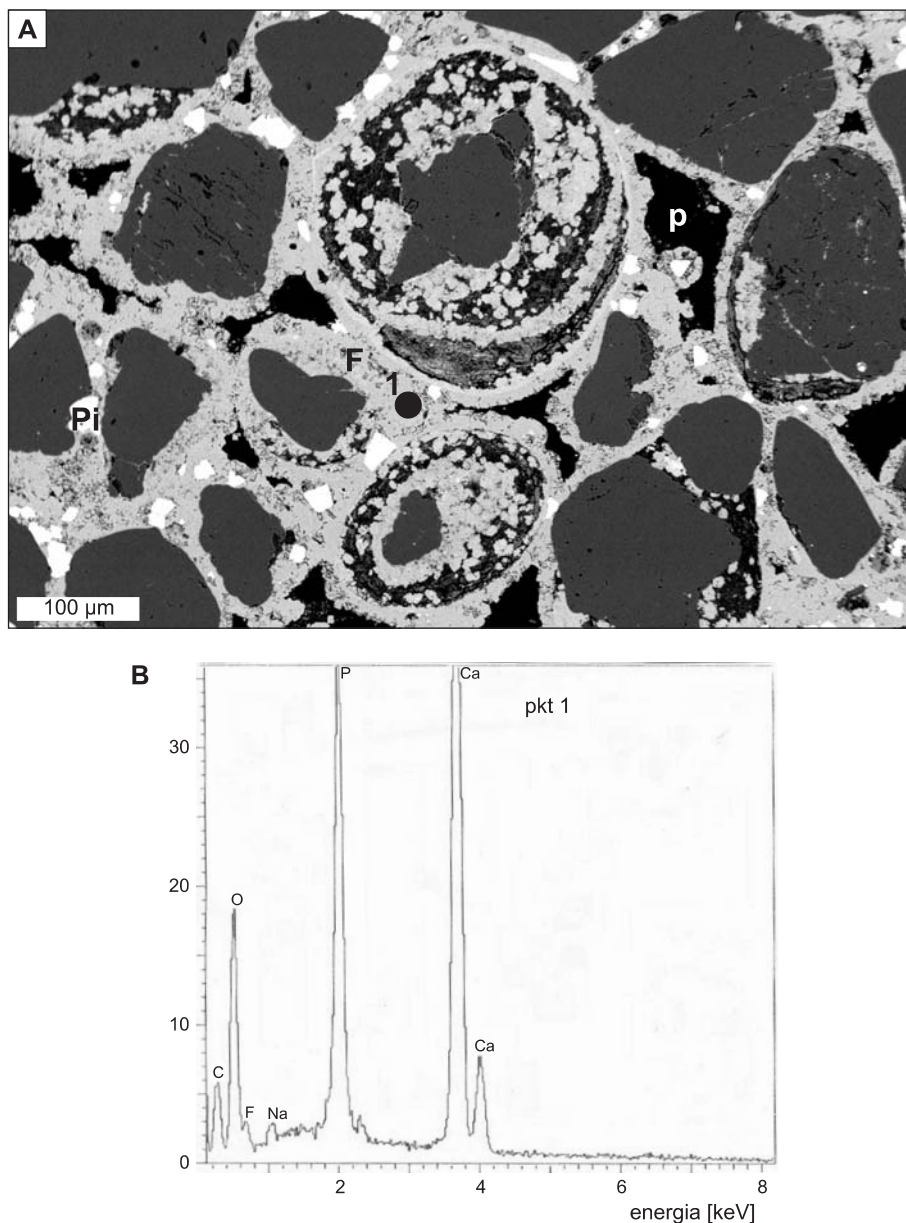


Fig. 12. Frankolit (F, szary); puste pory (p, czarne) częściowo wypełnione pirytem (Pi, białe).
A – obraz BSE z mikroskopu elektronowego, **B** – widmo rentgenowskie (EDS) składu chemicznego frankolitu w punkcie 1. Otwór wiertniczy Płońsk IG 2, głęb. 1189,4 m

Francolite (F, grey); void pores (p, black) partly filled with pyrite (Pi, white)
 A – BSE image, B – X-ray spectrum of chemical composition of francolite at point 1.
 Płońsk IG 2 borehole, depth 1189.4 m

KWARC

Detrytyczne ziarna kwarcu frakcji mułkowej stanowią mało liczny składnik spoiwa skał klastycznych kredy. Ich udział osiąga 14,7% obj. Miejscami na ziarnach kwarcu występują słabo wykształcone obwódki (fig. 5) o grubości około 20 μm , których zawartość nie przekracza 1,7% obj. Obserwacja w mikroskopie elektronowym wykazała obecność kryształów kwarcu narastających na powierzchni zia-

ren detrytycznych oraz izolowanych kryształów w przestrzeni porowej.

TLENKI, WODOROTLENKI ŻELAZA I PIRYT

Tlenki i wodorotlenki żelaza impregnują ilasty matriks. Ponadto wchodzi w skład Fe-oidów, cementują piaskowce i wypełniają mikroszczeliny w ziarnach detrytycznych. Sta-

nowią produkty przeobrażenia i rozkładu takich minerałów jak berthieryn, glaukonit i syderyt. Wśród nich zidentyfikowano getyt i hematyt (tabl. I, fig. 5). Minerale te są amorficzne i słabo krystaliczne.

Piryt inkrustuje ziarna glaukonitu oraz łyszczyki, bioklasty i ilasto-żelazisty matriks. Ma wygląd ziaren euhedralnych oraz framboidów. Jego udział w skałach piaskowcowych jest nieznaczny.

DIAGENEZA

PROCESY DIAGENETYCZNE

W analizowanych osadach stwierdzono skutki procesów diagenetycznych, głównie kompaktacji, cementacji i rozpuszczania oraz w małym stopniu zastępowania, przeobrażenia i neomorfizmu.

Kompaktacja. Słabe efekty kompaktacji mechanicznej stwierdzono w silnie porowatych piaskowcach oraz w osadach o dużej zawartości cementów węglanowych. W pozostałych skałach ziarna uległy większemu upakowaniu. W arenitach obserwuje się kontakty punktowe i proste między ziarnami detrytycznymi (tabl. I, fig. 5). Miejscami podatne na odkształcenia Fe-ooidy i agregaty glaukonitu uległy zgnieceniu i powciskaniu między bardziej odporne ziarna detrytyczne (fig. 3; tabl. I, fig. 6). Lokalnie pakiety łyszczyków, chlorytów oraz węglistych szczątków roślinnych zostały ściśnięte i powyginane (tabl. II, fig. 2).

Cementacja. Procesy cementacji w utworach kredy dolnej były mało powszechne, lecz zróżnicowane. W ich wyniku utworzonych zostało wiele minerałów autigenicznych, wśród których szczególne miejsce zajmują węglany. Silny rozwój cementu kalcytowego był przyczyną ograniczenia procesu kompaktacji. Na ziarnach detrytycznych niekiedy doszło do powstania obwódek ilasto-żelazistych.

W warunkach redukcyjnych tworzyły się minerały o składzie syderoplesytu. Wytrącaniu ich towarzyszył dopływ większej ilości Mg oraz Ca. Miejscami powstał berthieryn. W środowisku oksydacyjno-redukcyjnym tworzył się glaukonit. Dostawa fosforu oraz niszczenie materii organicznej miały wpływ na powstanie kongrecji fosforytowych. W pierwotnej i wtórnej przestrzeni porowej krystalizował kaolinit. Ponadto wytrącały się tlenki i wodorotlenki żelaza oraz piryt. Na ziarnach rozpoczął się wzrost obwódek kwarcu.

Występowanie różnych cementów jest odbiciem zmieniających się warunków powstawania minerałów od utleniających po redukcyjne i składu chemicznego wody porowej.

Rozpuszczanie. Zjawisko rozpuszczania diagenetycznego objęło ziarna detrytyczne oraz cementy. Zatoki i wnęki korozyjne na ziarnach dostrzega się szczególnie w obecności spoiwa kalcytowego. Bardziej podatne na rozpuszczanie są skałki, z których nierzadko pozostają tylko relikty (fig. 13). Notowano pustki między rozpuszczanymi blaszkami łyszczyków. Niszczono były agregaty glaukonitu i Fe-ooidy. Ślady korozji widoczne są także na obwódkach kwarcu (fig. 5).

Zastępowanie. W badanych osadach rozpoznano skutki zastępowania ziarn i spoiw przez cementy. W miejsce berthierynu tworzył się syderyt. Ziarna skałki zastępował nie-

kiedy kalcyt. W agregatach glaukonitu uwidoczniły się efekty pirytyzacji i kalcytyzacji.

Przeobrażenie i neomorfizm. W badanym materiale obserwowano skutki przeobrażenia. W miejsce łyszczyków tworzył się kaolinit. W obrębie berthierynu dostrzeżono pakiety kaolinitu oraz tlenki i wodorotlenki żelaza. Skałki niekiedy ulegały kaolinityzacji.

Neomorfizm agradacyjny wyraził się rekrystalizacją minerałów. Obserwowano zwiększanie wielkości kryształów kalcytu i syderytu. Przykładem są też obwódki kolofanowe na ziarnach, które uległy przekształceniu w mikrokrystaliczny apatyt (fig. 12).

HISTORIA DIAGENEZY

W celu szczegółowego przedstawienia procesów zachodzących w historii diagenезy badanych osadów wyróżniono etapy: eodiagenезę, mezodiagenезę oraz telodiagenезę (Choquette, Pray, 1970). Eodiagenезa obejmuje okres czasu począwszy od momentu depozycji osadów po ich płytkie pogrzebanie. Etap mezodiagenезy wiąże się ze wzrostem temperatury spowodowanym większym pograżeniem osadów. W niniejszej pracy przyjęto graniczną temperaturę między etapami, w wysokości 45°C, rozdzielającą tworzące się w nich minerały. W etapie telodiagenезy osady uległy procesom utleniającym wskutek ich spękania i wynoszenia na płytsze głębokości.

Eodiagenезa

Podczas tego etapu środowiska sedymentacji wywierały wpływ na przebieg procesów diagenetycznych. Zróżnicowane warunki w nich panujące odbiły się na zachodzących przemianach, szczególnie na powstawaniu minerałów wczesnodiagenetycznych.

Cząstki osadu na dnie zbiornika ulegały stopniowemu upakowaniu pod wpływem kompaktacji mechanicznej. Proces ten zajął się z rozwojem cementów. Niekiedy występująca infiltracja wody powierzchniowej w płytko pogrzebane osady doprowadziła do powstania obwódek ilasto-żelazistych na ziarnach detrytycznych.

Gromadzące się większe ilości żelaza i dostawa potasu przyczyniły się do utworzenia glaukonitu. Powstawanie tego minerału zachodzi blisko powierzchni woda-osad (Odin, 1988). Zgodnie z dwustopniowym modelem początkowo tworzy się prekursor złożony z fyllosylkatów oraz Al i Fe (Odin, Fullagar 1988; Stille, Clauer, 1994). W drugim etapie

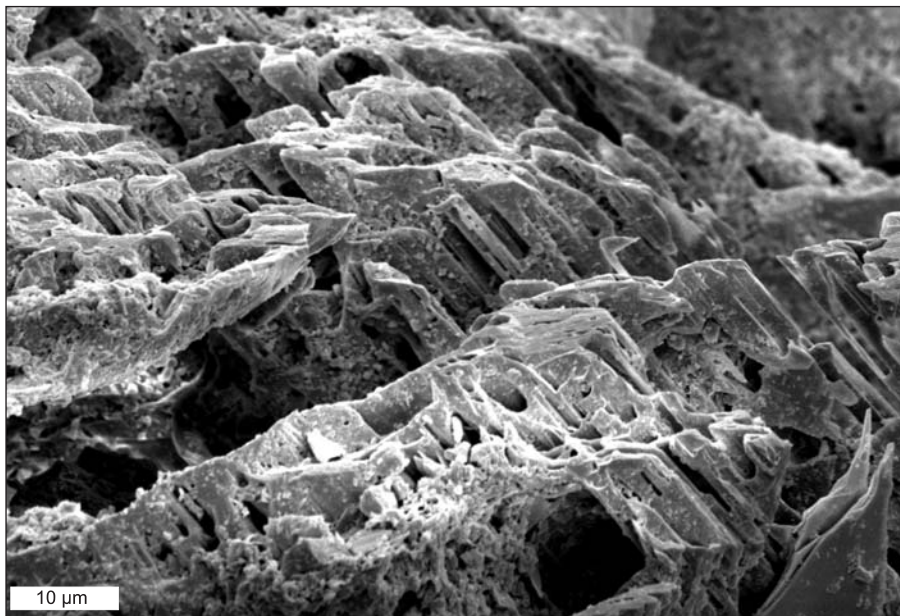


Fig. 13. Częściowo rozpuszczone ziarno skalenia potasowego. Obraz SE z mikroskopu elektronowego. Otwór wiertniczy Korabiewice PIG 1, głęb. 1510,2 m

Partly dissolved potassium feldspar grain.
SE image. Korabiewice PIG 1 borehole, depth 1510.2 m

minerał ten osiąga wysoki stopień dojrzałości. Całkowity proces glaukonityzacji zachodzi w okresie około 1 mln lat (Garzanti, 1991). Obserwowane współwystępowanie ziarn wysoko dojrzałych obok mało zmienionych może być wynikiem zmian w biologicznej aktywności mikrośrodków (McCarty i in., 2004).

W etapie wczesnej diagenety, przy dostawie żelaza tworzył się berthieryn w półutleniających warunkach o dostatecznie dużej zawartości materii organicznej, mającej wpływ na konsumowanie tlenu przez aerobowe mikroorganizmy (Berner, 1981). Do jego powstania konieczne są: wysokie pH, niska koncentracja krzemionki (Harder, 1978) oraz mały udział HS^- i HCO_3^- (Taylor, Curtis, 1995). Zakres temperatury dla wczesnodiaogenetycznego berthierynu, jak podają Hornibrook i Longstaffe (1996) na podstawie badania wczesnokredowych piaskowców Kanady, waha się w granicach 25–45°C.

Rozkład materii organicznej oraz dostawa żelaza sprzyjały warunkom redukcyjnym, w jakich tworzyły się cementy syderytowe. Towarzyszyła temu wysoka zawartość HCO_3^- , mała koncentracja siarczków, niskie Eh i pH powyżej 7 (Curtis, Spears, 1968). Znaczący udział magnezu w kredowych cementach wiąże się zapewne z wpływem wody morskiej. Duży udział wapnia mógł pochodzić z rozpuszczania szczątków fauny. Wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej, z której zaczęły krystalizować syderyty wczesnodiaogenetyczne, wskazują skład wody mieszanej.

Z wód przesyconych jonami Ca^{+2} i HCO_3^- i o małej zawartości żelaza powstawały wczesnodiaogenetyczne cementy

kalcytowe. $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wody porowej obniżona do –12% (fig. 9) sugeruje wpływ wody meteorycznej w powstawaniu tych cementów.

Spowolniona depozycja materiału detrytycznego, niskoenergetyczne wody obfitujące w bentoniczną faunę oraz szczątki roślin miały wpływ na tworzenie się fosforanów (Łącka i in., 1989). Do tego procesu mogła przyczynić się intensywna aktywność biologiczna, ponieważ mikrobialne procesy odgrywają ważną rolę we wzbogaceniu w fosfor i w fosfogenezie, ze względu na niszczenie materii organicznej. Hubert i inni (2005) podkreślają związek wczesnodiaogenetycznej fosforyzacji z szybkim pogrzebaniem materii organicznej, lecz przed jej całkowitą destrukcją. Fosforany są raczej stabilne w warunkach neutralnych i słabo kwaśnych. Wytrącanie ich występuje blisko powierzchni woda-osad, w strefie półutleniającej, w której kumuluje się materia organiczna (Jarvis i in., 1994; Schenau i in., 2000).

Podczas eodiagenety tworzył się kaolinit robakowaty. Powstawanie tlenków i wodorotlenków żelaza miało miejsce w warunkach utleniających. Transport i depozycja żelaza jest kontrolowana przez Eh i pH roztworów porowych. Obecności rozpuszczonego żelaza sprzyja niskie pH, podczas gdy wytrącanie hematytu odbywa się przy wysokim Eh i pH (warunki utleniające do słabo redukcyjnych) (Garrels, Christ, 1965). Powstanie badanych ooidów getytowych mogło być wynikiem rozkładu berthierynu na powierzchni osadu pod przykryciem wody, w warunkach utleniających (Taylor, Curtis, 1995). Dzięki działaniu bakterii redukujących siarczany, które wytwarzały dostateczną ilość H_2S koniecznego do

wytrącania siarczku żelaza, krystalizował piryt (Canfield, Raiswell, 1991; Raiswell, 1997). Na omawianym etapie diagenезy został zapoczątkowany proces powstawania kwarcu autigenicznego na ziarnach detrytycznych.

Podczas eodiagenезy następowało zmniejszanie pierwotnej porowatości osadów, związane z kompaktacją oraz zarastaniem porów przez wczesnodiagenetyczne cementy, i zaczęły powstawać wtórne pory w osadach.

Mezodiagenезa

W czasie mezodiagenезy, pod wpływem głębszego pogrzebania miała miejsce silniejsza kompaktacja osadów, późnodiagenetyczna cementacja, rozpuszczanie ziarn i cementów oraz miejscami pozostałe procesy.

W okresie tym nasiliła się kompaktacja mechaniczna osadów. Glaukonity i Fe-ooidy ulegały zgniataniu (fig. 3; tabl. I, fig. 6), a łyszczki i węgliste szczątki roślinne powyginaniu (tabl. II, fig. 2).

Podczas pogrzebania wody porowe stawały się bardziej anoksyczne. Skład wód porowych przesyconych węglanem wapnia ewoluował w kierunku wzbogacenia w żelazo. Cement kalcytowy późnodiagenetyczny wytrącał się z wody porowej, której wartość $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ była większa od -6‰ (fig. 9). Krystalizacja analizowanego późnodiagenetycznego syderoplesytu, jak wskazuje pomiar temperatury homoge-

nizacji inkluzji fluidalnej, rozpoczęła się w temperaturze $55,5^{\circ}\text{C}$.

W najgłębiej pogrzebanych osadach doszło do rozwoju obwódek regeneracyjnych na ziarnach kwarcu.

W etapie tym postępowało rozpuszczanie ziarn detrytycznych i cementów. W wyniku procesu zastępowania, w miejsce pierwotnych minerałów powstał Fe-kalcyt, syderoplesyt, glaukonit, związki żelaza i apatyt. Krzemiany żelaza oraz łyszczki ulegały przeobrażaniu.

Wskutek procesów zachodzących w mezodiagenезie miało miejsce większe ograniczanie porów w osadach. W wyniku rozpuszczania doszło do rozwoju wtórnych porów.

Telodiagenезa

Etap telodiagenезy zaznaczył się pod wpływem przemieszczenia się osadów na płytsze głębokości. Efekty procesów diagenезy, które wówczas wystąpiły, obserwuje się tylko w części badanych profili. W skałach powstały spękania, które uległy scementowaniu kalcytem. Drobne pustki wypełniał kaolinit. Wytrącały się związki żelaza. Niekiedy kalcyt podlegał rozpuszczaniu.

Na podstawie rozpoznanych przemian diagenetycznych określono schemat sekwencji diagenetycznej piaskowców kredy dolnej w niecce płockiej (tabl. 1).

Tabela 1

Sekwencja diagenetyczna piaskowców kredy dolnej
Diagenetic sequence of the Lower Cretaceous sandstones

Procesy diagenetyczne	Eodiagenезa	Mezodiagenезa	Telodiagenезa
Wytrącanie tlenków i wodorotlenków żelaza	—		—
Krystalizacja pirytu	—		—
Tworzenie berthierynu	—		
Tworzenie glaukonitu	—	—	
Tworzenie fosforanów	—	—	
Tworzenie obwódek kwarcowych		—	
Krystalizacja syderytu	—		—
Cementacja kalcytem	—	—	—
Rozpuszczanie kalcytu	—	—	—
Tworzenie kaolinitu	—	—	—
Rozpuszczanie kwarcu i skaleni	—	—	
Kompaktacja mechaniczna	—	—	

WPLYW PROCESÓW DIAGENETYCZNYCH NA POROWATOŚĆ OSADÓW

Skały kredy, początkowo o wysokiej porowatości, uległy procesom diagenetycznym, szczególnie kompaktacji i cementacji, które doprowadziły do zmniejszenia pierwotnych pustek. Pewną rolę w ograniczaniu przestrzeni międzyziarnowej miały ziarna podatne na odkształcenie, które pod wpływem kompaktacji podlegały deformacji. W arenitach przed kompaktacją chroniła obecność cementów.

Silna cementacja węglanowa, głównie kalcytyzacja, powodowała zanik przestrzeni międzyziarnowej. Przeważnie niewielki udział mikrokrystalicznego sydereytu miejscami silnie wzrastał. W małym stopniu ograniczały porowatość inne minerały autigeniczne. Natomiast powstawanie kaolinitu kosztem łuszczyków i berthierynu sprzyjało zwiększaniu porów międzykrystalicznych.

Znaczna część arenitów zachowała pierwotne pory. W piaskowcach kwarcowych służyła temu wysoka zawartość odpornych ziarn oraz mały udział ziarn nietrwałych i łatwo rozpuszczalnych (Tucker, 1989). Pozostałe piaskow-

ce, bardziej podatne na działanie przemian diagenetycznych, wykazują zmniejszony udział porów.

W celu oceny wpływu kompaktacji i cementacji na porowatość osadów piaskowcowych kredy wykonany został diagram według Houseknechta (1987) (fig. 14). Diagram ten opiera się na założeniu, że pierwotna przestrzeń międzyziarnowa piaskowców nie jest większa od 40%, a do jego przygotowania wybrano próbki arenitów kwarcowych o małej zawartości matriksu. Jak widać na omawianej figurze punkty projekcyjne gromadzą się głównie na obu osiach i w ich pobliżu. Oznacza to, że analizowane skały były poddane bądź cementacji, bądź kompaktacji.

W lewym sektorze diagramu zaznacza się dominujący wpływ kompaktacji na porowatość osadów. Przestrzeń międzyziarnowa piaskowców waha się przeciętnie od około 9 do 34% obj. i jest równa porowatości międzyziarnowej. Pierwotna porowatość piaskowców została zredukowana wskutek kompaktacji od 15 do 75%, to jest w granicach 6–30% obj. skały.

Nieliczne punkty projekcyjne mieszczące się w prawej części diagramu ukazują wpływ cementacji na redukcję

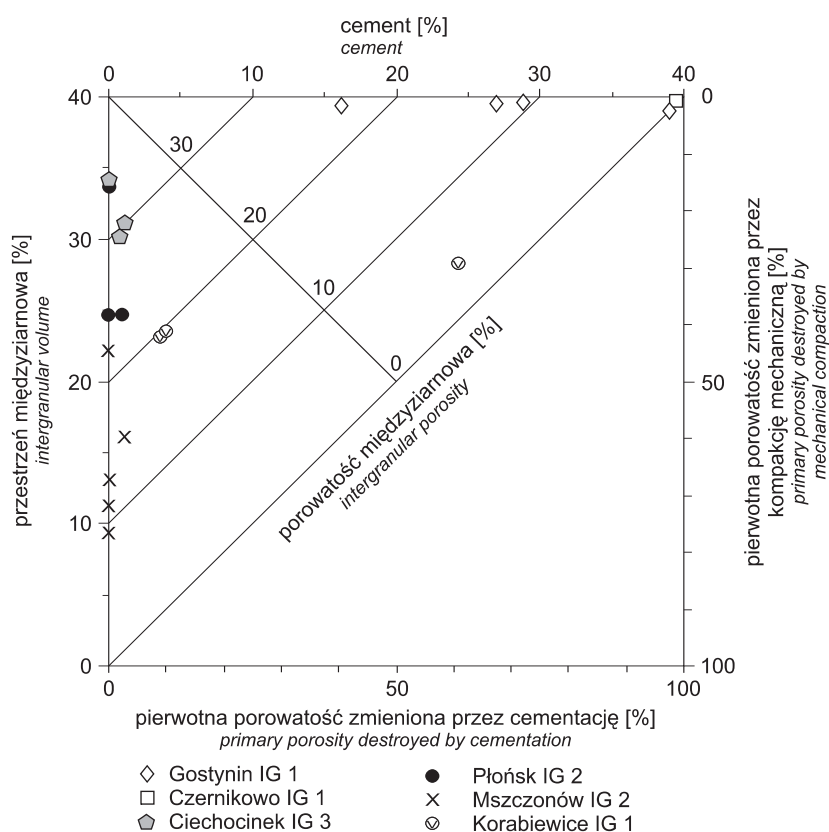


Fig. 14. Diagram przedstawiający wpływ kompaktacji i cementacji na porowatość wybranych piaskowców kredy dolnej wg Houseknechta (1987)

Diagram of Houseknecht (1987) representing the influence of compaction and cementation on primary porosity of the Lower Cretaceous sandstones

porowatości osadów. Przestrzeń międzyziarnowa waha się od około 25 do prawie 40%, a porowatość międzyziarnowa od 0 do 24%. Pory zostały wypełnione głównie przez cementy kalcytowe. Spowodowało to ograniczenie pierwotnej porowatości od 43 do 100%, to jest od 17,2 do 40% obj. skały.

W badanych dolnokredowych piaskowcach niecki płockiej, które nie uległy cementacji, zachowały się w znacznym stopniu pierwotne pory i utworzyły się wtórne pory wskutek diagenetycznego rozpuszczania. Dzięki temu przestrzeń międzyziarnowa tych arenitów ma charakter makroporowej.

PODSUMOWANIE I WNIOSKI

W kredzie dolnej niecki płockiej w środowisku przybrzeża i szelfu silikoklastycznego utworzyły się skały klastyczne. Piaskowce w dolnej części profilu przeważnie drobno- i bardzo drobnoziarniste są dobrze wysortowane, a w młodszych partiach wykazują bardziej zróżnicowane uziarnienie i wysortowanie. Skały te reprezentują arenity i waki kwarcowe, sublityczne i rzadko subarkozowe.

Podstawowym składnikiem omawianych skał są ziarna kwarcu, głównie monokrystalicznego. Podrzędnie występują ziarna kwarcu polikrystalicznego, litoklasty i nieliczne ziarna skaleni o dominacji odmian potasowych. Ponadto obecne są łuszczyki (głównie muskowit, lokalne biotyt i chloryt), ooidy żelaziste, węgliste szczątki roślinne, minerały ciężkie i miejscowo ziarna węglanowe. Duży udział glaukonitu przyczynił się do utworzenia skał kwarcowo-glaukonitowych.

Spoiwem piaskowców są matriks ilasty impregnowany związkami żelaza oraz cementy. W składzie cementów wyróżniono minerały węglanowe, ilaste, fosforanowe oraz żelaziste i kwarcowe. Węglany są wykształcone w postaci kalcytu i syderytu. Kalcyt tworzy odmiany zawierające domieszki Fe. Wśród minerałów syderytu rozpoznano syderoplesyt. W obrębie minerałów ilastych wyróżniono glaukonit, kaolinit i berthieryn. Odnotowano powstanie węglanowego fluoroapatytu, w fosforytach. Stwierdzono obecność tlenków, wodorotlenków żelaza, pirytu oraz w małej ilości kwarcu autigenicznego.

Analizowane osady uległy procesom diagenetycznym: głównie kompaktacji, cementacji i rozpuszczaniu. Skutki kompaktacji mechanicznej wyrażone zostały większym upakowaniem materiału oraz deformacją bardziej podatnych ziaren. Silniejszy wpływ na ograniczenie przestrzeni międzyziarnowej wywarła cementacja, głównie kalcytem, powodując miejscami całkowite jej zniszczenie.

Procesy diagenetyczne zachodziły w etapach: eo-, mezo- i telodiagenety. W eodiagenetyce związek ze środowiskiem

depozycji wyraził się powstaniem wielu minerałów autigenicznych. Cementy kalcytowe wytrącał się z wody porowej o wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ od -12 do $-2,8$ ‰, podczas gdy cementy syderytowe w przedziale od $-4,3$ do około $-1,0$ ‰. W mezo-diagenetyce kontynuował się proces cementacji. Cement kalcytowy krystalizował z wody porowej, o wartości $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ wyższej od -6 ‰. Powstawanie późnodiagenetycznego syderoplesytu rozpoczęło się w temperaturze $55,5^\circ\text{C}$, jak wykazała temperatura homogenizacji inkluzji fluidalnej. W etapie telodiagenety, wiążącej się z inwersją strukturalną obszaru badań, wystąpiły nieliczne procesy diagenetyczne.

Osady zostały pogrzebane na pośrednie głębokości, za czym przemawiają obserwowane skutki kompaktacji mechanicznej, przewaga i zróżnicowanie wczesnodiagenetycznych cementów, słaby rozwój kwarcu autigenicznego oraz obecność kaolinitu robakowatego.

Procesy diagenety doprowadziły do ograniczenia przestrzeni międzyziarnowej w piaskowcach, ale w znacznej części arenitów zachowały się pierwotne pory. W efekcie skały te mają dobre właściwości filtracyjne.

Podziękowania. Składam wyrazy serdecznego podziękowania profesor dr hab. Annie Maliszewskiej za opiekę merytoryczną i wielostronną pomoc oraz koleżankom i kolegom z Państwowego Instytut Geologicznego. Wdzięczna jestem doc. dr hab. Magdalenie Sikorskiej-Jaworowskiej za współpracę przy analizie katodoluminescencyjnej oraz doc. dr hab. Katarzynie Jarmołowicz-Szulc za badanie inkluzji fluidalnych. Dziękuję mgr Ewie Starnawskiej i Leszkowi Giro, którzy wykonali prace na mikroskopach elektronowych oraz mgr Wandzie Narkiewicz za analizy rentgenostrukturalne i konsultacje. Dziękuję też wykonawcom oznaczeń izotopowych: dr Bożenie Łackiej i dr Pawłowi Zawidzkiemu z Instytutu Nauk Geologicznych Polskiej Akademii Nauk w Warszawie.

LITERATURA

- BERNER R.A., 1981 — A new geochemical classification of sedimentary environments. *J. Sediment. Petrol.*, **51**: 359–365.
- CANFIELD D.E., RAISWELL R., 1991 — Pyrite formation and fossil preservation. *W: Taphonomy: Relating the data locked in the fossil record* (eds. P.A. Allison, D.E.G. Briggs). *Topics Geobiology*, **9**: 337–387.
- CAROTHERS W.W., ADAMI L.H., ROSENBAUER R.J., 1988 — Experimental oxygen isotope fractionation between siderite-water and phosphoric acid liberated CO_2 siderite. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **52**, 10: 2445–2450.
- CHAMLEY H., 1989 — Clay sedimentology. Springer, Berlin.

- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C., 1970 — Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, **54**, 2: 207–220.
- CURTIS C.D., SPEARS D.A., 1968 — The formation of sedimentary iron minerals. *Economic Geol.*, **63**, 3: 257–270.
- DADLEZ R., MAREK S., 1974 — General outline of the tectonics of the Zechstein-Mesozoic complex in the central and North-Western Poland. *Biul. Inst. Geol.*, **274**: 111–148.
- DADLEZ R., MAREK S., POKORSKI J. (red.), 2000 — Mapa geologiczna bez utworów kenozoiku, 1:1 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DICKINSON W.R., 1985 — Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. *W: Provenance of arenites* (red. G.G. Zuffa): 333–361. Reidel, Dordrecht.
- DZIADZIO P., GAŹDZICKA E., PLOCH I., SMOLEŃ J., 2004 — Biostratigraphy and sequence stratigraphy of the Lower Cretaceous in the central and SE Poland. *An. Soc. Geol. Pol.*, **74**: 125–196.
- EPSTEIN S., BUCHSBAUM R., LOWENSTAM H.A., VERY H.C., 1953 — Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **64**: 1315–1326.
- GARRELS R.M., CHRIST C.L., 1965 — Solution, minerals and equilibria. Harper, Row, New York.
- GARZANTI E., 1991 — Non-carbonate intrabasinal grains in arenites: their recognition, significance and relationship to eustatic cycles and tectonic setting. *J. Sedim. Petrol.*, **61**: 959–975.
- GAŹDZICKA E., 1993 — Charakterystyka stratygraficzna, sedymentologiczna i tektoniczna. *W: Dokumentacja wynikowa wiercenia badawczego Korabiewice PIG 1*: 98–101. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., 1971a — Opracowanie petrograficzne walażynu niecki mogileńsko-łódzkiej i obszarów przyległych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- HARAPIŃSKA-DEPCIUCH M., 1971b — Osady kredy dolnej z obszaru niecki szczecińskiej, mogileńskiej i warszawskiej. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- HARDER H., 1978 — Synthesis of iron layer silicate minerals under natural conditions. *Clays and Clay Miner.*, **26**, 1: 65–72.
- HORNIBROOK E.R.C., LONGSTAFFE J.F., 1996 — Berthierine from the Lower Cretaceous Clearwater Formation, Alberta, Canada. *Clay and Clay Miner.*, **44**, 1: 1–21.
- HOUSEKNECHT D.W., 1987 — Assessing the relative importance of compaction processes and cementation to reduction of porosity in sandstones. *A.A.P.G. Bull.*, **71**, 6: 633–642.
- HUBERT B., ALVARO J.J., CHEN J.-Y., 2005 — Microbially mediated phosphatization in the Neoproterozoic Doushantuo Lagerstätte, South China. *Bull. Soc. Geol. France*, **176**, 4: 355–361.
- IRWIN H., CURTIS C., COLEMAN M., 1977 — Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates during burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**: 209–213.
- JARVIS I., BURNETT W.C., NATHAN Y., ALMBAYDIN F.S.M., ATTIA A.K.M., CASTRO L.N., FLICOTEUX R., HILMY M.E., HUSAIN V., QUATAWNAH A.A., SERJANI A., ZANIN Y.N., 1994 — Phosphorite geochemistry: State-of-the-art and environmental concerns. *Eclog. Geol. Helvetia*, **87**, 3: 643–700.
- LESZCZYŃSKI K., 1989 — Kreda dolna. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Ciechocinek IG 3*: 14–20. Centr. Archiw. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- ŁĄCKA B., GIRESE P., WESOŁOWSKA T., KUBIATOWICZ-VAN DER BAAN W., 1989 — Diagenesis of Neocomian marine fine-grained sediments from Tomaszów Syncline (Central Poland). *Arch. Miner.*, **43**, 2: 13–35.
- MAREK S., 1968 — Kreda dolna. *W: Dokumentacja wynikowa głębokiego wiercenia Płońsk IG 2/2a*: 17–32. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAREK S., 1983 — Wstęp. *W: Budowa geologiczna niecki warszawskiej (płockiej) i jej podłoża. Pr. Inst. Geol.*, **103**: 5–10.
- MAREK S., 1984 — Kreda dolna. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Karnkowo IG 1*: 21–23. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAREK S., 1985 — Kreda dolna. *W: Gostynin IG 1/1a, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Żychlin IG 3* (red. J. Dembowska, S. Marek). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **60**.
- MAREK S., 1986 — Kreda dolna. *W: Łowicz IG 1, Raducz IG 1* (red. J. Dembowska, S. Marek). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Inst. Geol.*, **61**.
- MAREK S., 1988a — Najważniejsze wyniki wiercenia Różyce IG 1. *W: Dokumentacja wynikowa otworu wiertniczego Różyce IG 1*. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAREK S., 1988b — Kreda dolna. *W: Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1* (red. J. Dembowska, S. Marek). *Profile Głęb. Otw. Wiert. Państw. Inst. Geol.*, **65**.
- MAREK S., LESZCZYŃSKI K., 1990 — Kreda dolna. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Czernikowo IG 1*: 17–21. Centr. Arch. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MAREK S., LESZCZYŃSKI K., 1993 — Kreda dolna. *W: Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Korabiewice PIG 1*: 19–22. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- McCARTY D.K., DRITS V.A., SAKHAROV B., ZVIAGINA B.B., RUFFELL A., WACH G., 2004 — Heterogeneous mixed-layer clays from the Cretaceous Greensand, Isle of Wight, southern England. *Clays and Clay Miner.*, **52**, 5: 552–575.
- MIGASZEWSKI Z., NARKIEWICZ M., 1983 — Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, **31**, 4: 258–261.
- MORAD S., 1998 — Carbonate cementation in sandstones: distribution patterns and geochemical evolution. *W: Carbonate cementation in sandstones* (red. S. Morad). *Sp. Publ. Int. Ass. Sedim.*, **26**: 53–85.
- MOZLEY P.S., 1989 — Relation between depositional environment and the elemental composition of early diagenetic siderite. *Geology*, **17**: 704–706.
- MOZLEY P.S., WERSIN P., 1992 — Isotopic composition of siderite as an indicator of depositional environment. *Geology*, **20**, 9: 817–820.
- MUSZYŃSKI M., 2008 — Skały epiklastyczne. *W: Przewodnik po petrografii*. AGH Uczel. Wyd. Nauk.-Dydakt., Kraków.
- ODIN G.S. (red.), 1988 — Green marine clays. *Developments in sedimentology*, **45**. Elsevier, Amsterdam.
- ODIN G.S., FULLAGAR P.D., 1988 — Geological significance of the glaucony facies. *W: Green marine clays* (red. G.S. Odin). *Developments in sedimentology*, **45**: 295–332. Elsevier, Amsterdam.
- PETTIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R., 1972 — Sand and sandstone. Springer-Verlag, New York.
- POŁOŃSKA M., 2000 — Microlithofacies variability of Lower Cretaceous deposits in the western part of the Plock Trough. Osieczany. *Pr. Specjalne PTM*, **17**: 233–234.
- POŁOŃSKA M., 2002 — Mikrolitofacje na tle środowisk depozycyjnych dolnej kredy po wschodniej stronie wału kujawskiego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- POŁOŃSKA M., 2004 — Badanie petrograficzne osadów kredowych niecki płockiej w aspekcie rozpoznania procesów diagenety. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- PYE K., DICKSON J.A.D., SCHIAVON N., COLEMAN M.L., COX M., 1990 — Formation of siderite-Mg calcite-iron sulphide

- de concretion in intertidal marsh and sandflat sediments, Norfolk, England. *Sedimentology*, **37**: 325–343.
- RA CZYŃSKA A., WITKOWSKI A., 1966 — Kreda dolna. W: Dokumentacja wstępna otworu wiertniczego (karta otworu) Iwiczna IG 1. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- RAISWELL R., 1997 — A geochemical framework for the application of the stable sulphur isotopes to fossil pyritization. *J. Geol. Soc., London*, **154**: 343–356.
- RICHTER K., FÜCHTBAUER H., 1978 — Ferroan calcite replacement indicates former magnesian calcite skeletons. *Sedimentology*, **25**: 843–860.
- SCHENAU J.S., SLOMP C.P., DE LANGE G.J., 2000 — Phosphogenesis and active phosphorite formation in the sediments from the Arabian Sea oxygen minimum zone. *Marine Geology*, **169**: 1–20.
- STILLE P., CLAUER N., 1994 — The process of glauconitization: chemical and isotopic evidence. *Contr. Miner. Petrology*, **117**, 3: 253–262.
- STOCH L., 1974 — Minerale ilaste. Wyd. Geol., Warszawa.
- TAYLOR K.G., CURTIS C.D., 1995 — The stability and facies association of early diagenetic mineral assemblages: an example from a Jurassic ironstone-mudstone succession, U.K. *J. Sedim. Res.*, **A65**: 358–368.
- TUCKER M.E., 1989 — Techniques in sedimentology. Blackwell Sci. Publ., Oxford.

SUMMARY

The Płock Trough (Dadlez, Marek, 1974), also referred to as the “Warsaw Trough” (Marek, 1983a), is part of the Marginal Trough that lies in the central area of the Polish Lowlands within the Teisseyre–Tornquist Zone. The area of the trough is bounded to the southwest by the Kujavian Swell and enclosed by tectonic zones on either side.

The investigations were carried out on drill cores from boreholes drilled by the Polish Geological Institute: Ciechocinek IG 3, Czernikowo IG 1, Gostynin IG 1, Gostynin IG 3, Gostynin IG 4, Iwiczna IG 1, Kamkowo IG 1, Korabiewice IG 1, Łowicz IG 1, Mszczonów IG 1, Mszczonów IG 2, Nadarzyn IG 1, Płońsk IG 2, Różyce IG 2 and Żychlin IG 3 (Fig. 1).

The following research methods were used: standard petrographic techniques with cathodoluminescence (CL) and staining with the Evamy’s solution. Scanning electron microscope (SEM) was used for observation of BSE and SE images. Energy dispersive spectrometer (EDS ISIS) was employed for the study of elemental composition of minerals and X-ray diffraction analysis to identify minerals. Isotopic analysis and fluid inclusion microthermometry were performed, too.

Siliciclastic deposition of sandstones, mudstones, and heteroliths dominated in nearshore and clastic shelf environments. Well-sorted fine-grained sandstones grade upwards into more variably grained and sorted sediments.

The sandstones consist mainly of quartz grains, to a lesser extent of lithoclasts, feldspar and micas. Monocrystalline quartz is the dominant component. Lithoclasts are represented by fragments of quartzite, quartzite–sericite shale, clay shale, claystone and rare clasts of granitoid rocks. Among feldspars, potassium varieties and rare plagioclases were found. Fe-ooids, glauconite grains, plant fragments, accessory minerals and carbonate grains also occur in these rocks.

The sandstones are represented mainly by quartz and sublithic wackes and arenites (Fig. 2). Quartz–glauconite rocks were deposited only locally.

Detrital material of sandstones originated from the craton’s interior and tectonically activated quartz-rich orogen, as evidenced from the Dickinson (1985) diagram (Fig. 4).

Grain material was cemented by matrix consisting mostly of detrital clay minerals impregnated with Fe-compounds, and by cements.

These rocks underwent diagenetic processes, mainly compaction, cementation, and dissolution, which started in the environment of their deposition and continued during the burial stage.

The packing of grains became tighter due to mechanical compaction. Points and linear contacts between detrital grains are observed. Glauconite aggregates and Fe-ooids underwent deformation. Cementation processes resulted in the formation of various minerals. First, clay-ferruginous coatings formed on grains due to infiltration of surface waters. Carbonate cements precipitated locally on a larger scale. These cements are composed of calcite and siderite. The calcites contain admixture of Fe. They started precipitating from pore water of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ from –12.0 to –2.8‰ (Fig. 9), suggesting meteoric and mixed waters.

Siderite cements precipitated in a microcrystalline form and as large rhombohedral crystals. EDS measurements revealed the content of 60.1–88.5% mol FeCO_3 in siderites. The relatively low content of FeCO_3 suggests that the minerals formed under the influence of marine pore waters. Siderite cements belong to the siderite–magnesite series and are represented by sideroplesites. They started crystallizing from pore water of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ between –4.3 and –1.0‰ (Fig. 11), suggesting mixed waters.

The rocks also contain other authigenic minerals. Diagenetic clay minerals are represented by glauconite, kaolinite and berthierine. Glauconite is dominant as aggregate grains. This mineral contains 4 to 10% wt. K_2O . The grains reached the phase of mineralogical maturity.

Kaolinite occurs as vermicular stacks, whose plates have ragged edges. Microcrystalline berthierine is very similar to Fe-chlorite that is called chamosite. The rocks contain iron oxides and hydroxides, and pyrite. Phosphatic concretions within the Upper Albian deposits are composed of carbonate fluoroapatite, francolite. Regeneration overgrowths partly developed on quartz grains.

The sandstones were subjected to dissolution. They reveal signs of corrosion and dissolution of detrital grains and cements.

Based on the observed effects of diagenetic processes, a scheme of diagenetic sequence in the Lower Cretaceous rocks of Płock Trough has been constructed (Tab. 1). It includes the three stages: eo-, meso- and telodiagenesis.

Most of the diagenetic processes occurred during early diagenesis – eodiagenesis. Varying conditions ranging from oxidizing to reducing, contributed to the formation of many authigenic minerals, some of them containing a considerable amount of iron. During mesodiagenesis, the rocks were

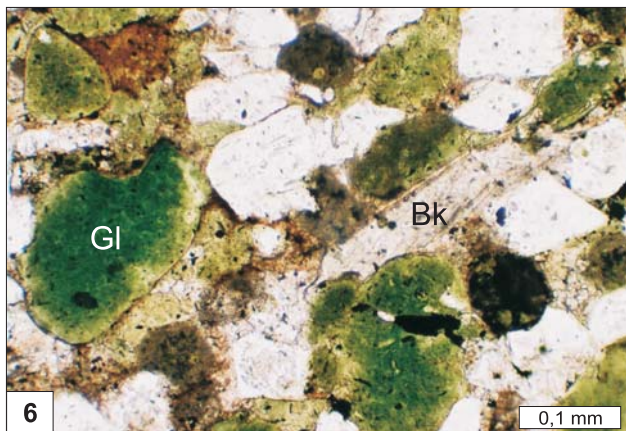
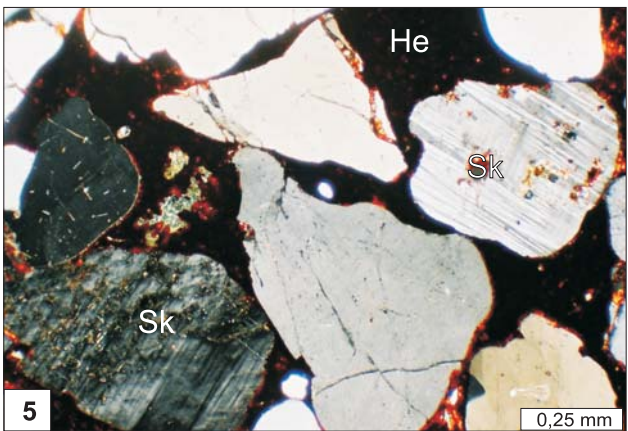
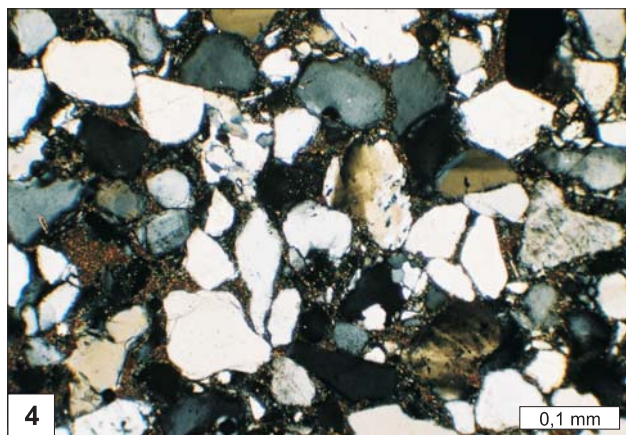
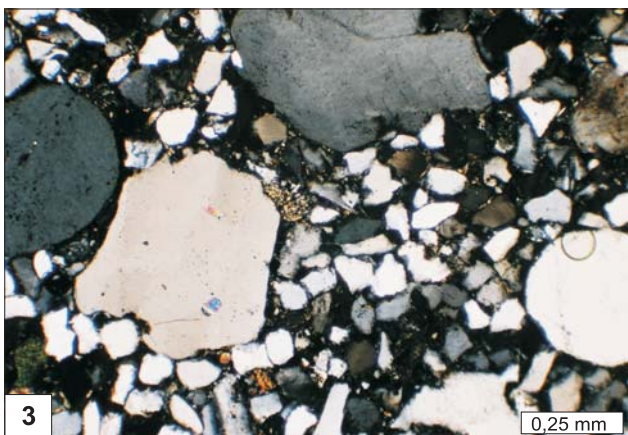
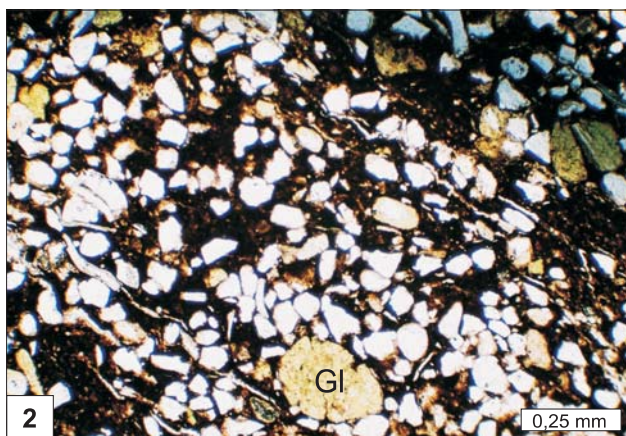
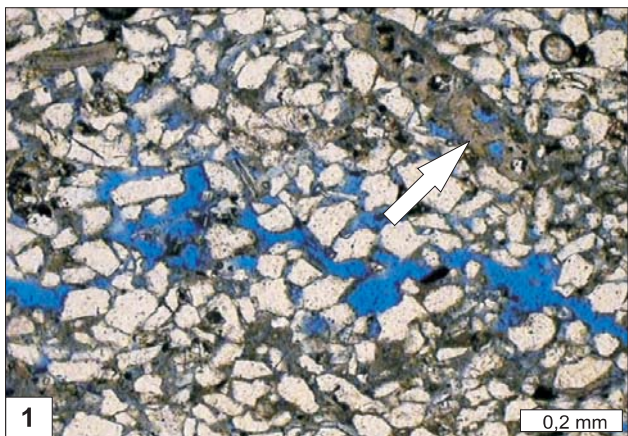
buried to larger depths and diagenetic processes occurred due to increased temperatures. Probably, the late calcite cement precipitated from pore water of $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$ above -6% . Measurements of homogenisation temperature of inclusion content in sideroplesite indicate that crystallization started at the temperature of 55.5°C . Some of the processes occurred during telodiagenesis, after the study area had been uplifted.

The diagenetic processes controlled the evolution of pore space. Compaction caused reduction of primary porosity to at most 75% vol. Because cementation occurred only in places, the primary porosity of part of arenites has been preserved. These rocks are considered good reservoir horizons.

TABLICE
Plates

TABLICA I

- Fig. 1. Piaskowiec z porami między- i wewnątrzziarnowymi w bioklaście (strzałka), impregnowany niebieską żywicą. Otwór wiertniczy Gostynin IG 1, głęb. 947,4 m; bez analizatora
Sandstone with inter- and intragranular pores in bioclast (arrow) impregnated with blue epoxy. Gostynin IG 1 borehole, depth 947.4 m; without analyser
- Fig. 2. Waka kwarcowa z glaukonitem (Gl). Otwór wiertniczy Gostynin IG 1, głęb. 755,0 m; bez analizatora
Quartz wacke with glauconite (GL). Gostynin IG 1 borehole, depth 755.0 m; without analyser
- Fig. 3. Bimodalne uziarnienie piaskowca. Otwór wiertniczy Żychlin IG 3, głęb. 670,7 m; nikole skrzyżowane
Bimodal grainning of sandstone. Żychlin IG 3 borehole, depth 670.7 m; crossed nicols
- Fig. 4. Drobnziarnisty arenit sublityczny. Otwór wiertniczy Korabiewice PIG 1, głęb. 1510,2 m; nikole skrzyżowane
Fine-grained sublithic arenite. Korabiewice PIG 1 borehole, depth 1510.2 m; crossed nicols
- Fig. 5. Gruboziarnisty arenit subarkozowy o spoiwie hematytowym (He). Widoczne kontakty punktowe między ziarnami. Sk – ziarno skalenia. Otwór wiertniczy Łowicz IG 1, głęb. 378,8 m; nikole skrzyżowane
Coarse-grained subarkosic arenite with hematite cement. Point contacts between grains. Sk – feldspar grain. Łowicz IG 1 borehole, depth 378.8 m; crossed nicols
- Fig. 6. Arenit kwarcowo-glaukonitowy. Gl – glaukonit, Bk – bioklast. Otwór wiertniczy Korabiewice PIG 1, głęb. 1634,8 m; bez analizatora
Quartz-glauconite arenite. Gl – glauconite, Bk – bioclast. Korabiewice PIG 1 borehole, depth 1634.8 m; without analyser



TABLICA II

- Fig. 1. Rozpuszczane Fe-ooidy (strzałki białe) w porowatym piaskowcu impregnowanym niebieską żywicą. Widoczne kontakty proste między ziarnami (strzałki szare). Otwór wiertniczy Karnkowo IG 1, głęb. 1689,4 m; bez analizatora
Dissolved Fe-ooids (white arrows) in porous sandstone impregnated with blue epoxy. Linear contacts between grains (grey arrows). Karnkowo IG 1 borehole, depth 1689.4 m; without analyser
- Fig. 2. Mocno powyginane łuszczyki i węgliste szczątki roślinne. Otwór wiertniczy Gostynin IG 1, głęb. 784,6 m; bez analizatora
Strongly undulated micas and coalified plant fragments. Gostynin IG 1 borehole, depth 784.6 m; without analyser
- Fig. 3. Piaskowiec wapnisty. Otwór wiertniczy Różyce IG 2, głęb. 1569,5 m; nikole skrzyżowane
Calcareous sandstone. Różyce IG 2 borehole, depth 1569.5 m; crossed nicols
- Fig. 4. Obraz w CL do fig. 5. Widoczna brunatnawa luminescencja Fe kalcytu i niebieska K-skaleń
CL image of Fig. 5. Brownish luminescence of Fe-calcite and blue of K-feldspars
- Fig. 5. Piaskowiec o spoiwie kalcytowym zabarwionym roztworem Evamy'ego na niebiesko. Otwór wiertniczy Różyce IG 2, głęb. 1569,5 m; bez analizatora
Sandstone with calcite cement stained blue with the Evamy's solution. Różyce IG 2 borehole, depth 1569.5 m; without analyser
- Fig. 6. Arenit scementowany syderytem mikrokryształicznym. Otwór wiertniczy Płońsk IG 2, głęb. 1202,1 m; nikole skrzyżowane
Arenite cemented by microcrystalline siderite. Płońsk IG 2 borehole, depth 1202.1 m; crossed nicols

