

Skąły osadowe czerwonego spągowca w wierceniu Kutno 2 w warunkach postulowanego jurajskiego wydarzenia termicznego oraz wysokich nadciśnień – studium petrograficzne

Marta Kuberska¹, Hubert Kiersnowski¹, Paweł Poprawa², Aleksandra Kozłowska¹



M. Kuberska

H. Kiersnowski

P. Poprawa

A. Kozłowska

Rotliegend sedimentary rocks in the Kutno 2 well under conditions of a postulated Jurassic thermal event and high overpressure – a petrographic study. *Prz. Geol.*, 69: 365–373; doi: 10.7306/2021.19

A b s t r a c t. A high significance of the Kutno 2 deep borehole is due to its location in the central zone of the Polish Basin where the Rotliegend complex has previously never been achieved by other drillholes and thus was not recognized and studied. Drillcore from the Rotliegend of the Kutno 2 has been recently studied for its petrography and facies. The Rotliegend in this zone is represented by fluvial

and alluvial sediments. It is composed mainly of fine- to coarse-grained sandstones, with conglomerate interbeds. Diagenetic processes of the sediments have been dominated by mechanical and chemical compaction, as well as by transformation of the unstable mineral components. Fluid inclusion analysis for quartz and carbonates indicates that the diagenesis-associated temperature reached 120–180°C. The presence of haematite pseudomorphoses after framboidal pyrite indicates an extremely high palaeotemperature of approx. 500°C. It is related here to the Jurassic hydrothermal event. The recent very high reservoir pressure might be associated with high temperatures due to the aquathermal pressure mechanism.

Keywords: Polish Rotliegend Basin, Kutno structure, petrography, thermal history

Otwór Kutno 2 został odwiercony w 2012 r. w centralnej części permsko-mezozoicznego basenu polskiego, w strefie wału kujawskiego, na obszarze koncesji Kutno-Żychlin (nr 2/2007/p), udzielonej firmie FX Energy Poland Sp. z o.o. Celem wykonania tego odwiertu miała być weryfikacja naftowych koncepcji poszukiwawczych w obrębie głęboko pogrzebanych osadów czerwonego spągowca w tektonicznej strukturze Kutna, do których nie dotarło (zakończone w utworach cechsztynu) wcześniejsze wiercenie Kutno 1 przeprowadzone przez PGNiG w 1979 r. Poza wierceniem Kutno 1 na obszarze tym nie były dotąd rozpoznane utwory permu. W wierceniu Kutno 2 granicę pomiędzy cechsztynem a czerwonym spągowcem nawiercono na głębokości 6198 m.

Najbliższe otwory dowieerzające do tego kompleksu, tj. Budziszewice IG 1 (ryc. 1) i Byczyna 1, są zlokalizowane odpowiednio 50 km na południe i 70 km na NW. Odwiercenie otworu Kutno 2 wprawdzie nie przyniosło odkrycia złoża, choć zdaniem Góreckiego (2020) nie przekreśliło perspektyw poszukiwawczych w obrębie struktury, niemniej udostępniło dla badań geologicznych nowych danych, w tym próbki rdzeni wiertniczych, które w niniejszej pracy zostały poddane analizie petrologicznej.

Badaniom petrograficznym w otworze wiertniczym Kutno 2 poddano próbki skał klastycznych czerwonego spągowca. Stwierdzona w nich obecność minerałów diagenetycznych, być może powstających w szerokim zakresie temperatur, stanowiła inspirację do odniesienia historii przemian diagenetycznych do ewolucji reżimu termicznego i ciśnieniowego w tym profilu. Ponadto analizę lokal-

nych warunków termicznych odniesiono do podobnych badań w bezpośrednim otoczeniu otworu (Zieliński i in., 2012), a także do szerokiego tła regionalnego (np. Kozłowska, Poprawa, 2004; Bylina, 2006).

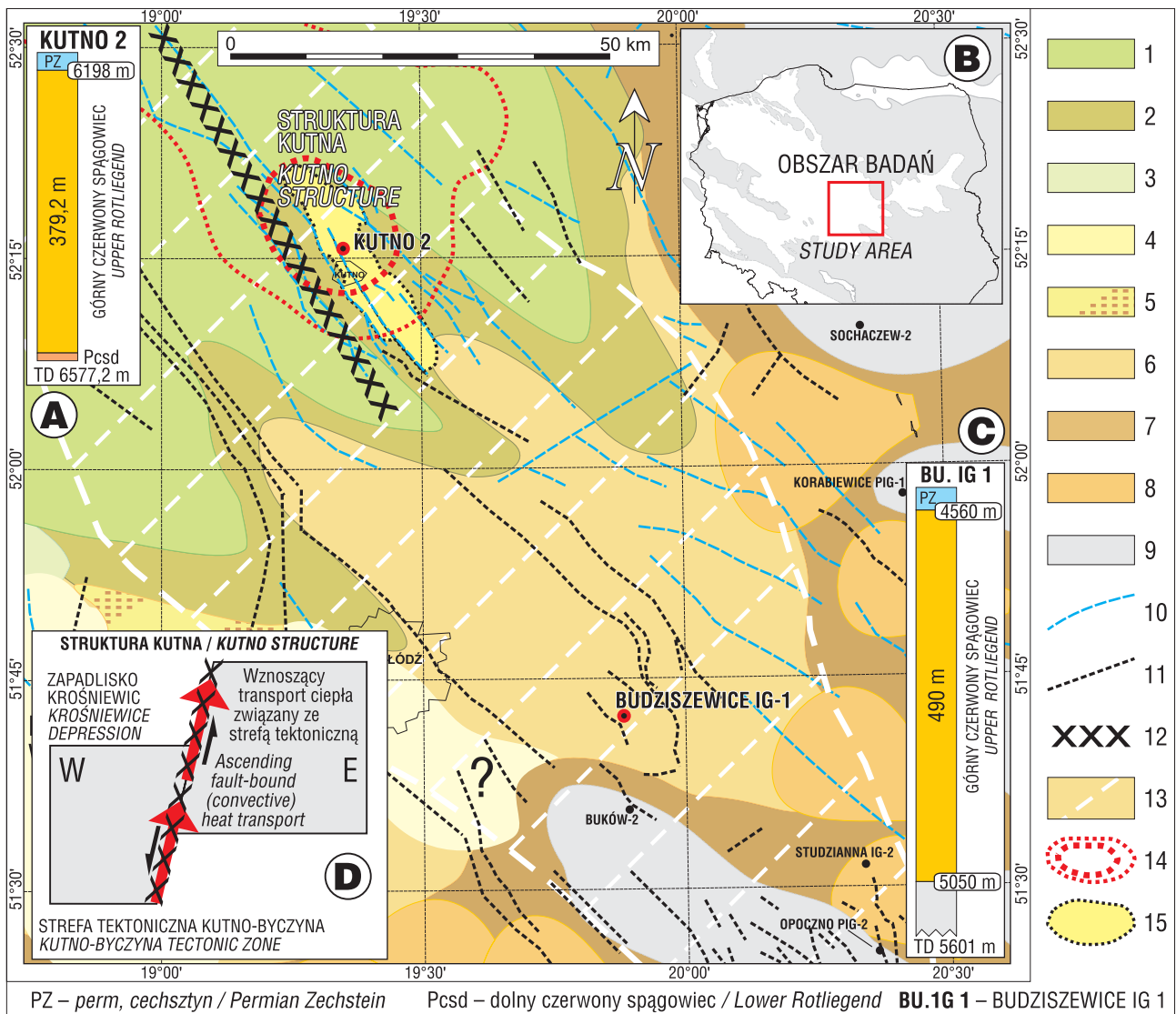
CZERWONY SPĄGOWIEC W OBRĘBIE STRUKTURY KUTNO

Głównym celem badań petrograficznych w otworze wiertniczym Kutno 2 były skały osadowe czerwonego spągowca, które w wielu częściach basenu są skałami zbiornikowymi dla złóż gazu. Podjęte badania petrofizyczne i petrologiczne miały znaczenie dla oceny potencjału naftowego struktury Kutno. Miąższość przewierconych osadów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Kutno 2 osiągnęła 379,2 m. Niższa część profilu czerwonego spągowca nie została tym otworem rozpoznana. W całym profilu dominują naprzemianległe utwory fluwalne korytowe i poza korytowe, dystalnych równi aluwialnych oraz plaji marginalnej.

Brak występowania w tym rejonie piaskowców eolicznych może być wynikiem erozji górnej części utworów formacji Drawy. Niepełne dane karotażowe wskazują na dominację piaskowców w najniższej części profilu, nie można zatem całkowicie wykluczyć obecności piaskowców eolicznych. Wyniki wiercenia wskazują, że blok tektoniczny Kutna nie był wyniesiony w trakcie sedimentacji osadów formacji Noteci. W trakcie sedimentacji osadów formacji Drawy prawdopodobnie miały miejsce ruchy wynoszące, związane z okresem przebudowy tektonicznej całego basenu

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; marta.kuberska@pgi.gov.pl

² AGH Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków.



Ryc. 1. Mapa litofacjalna stropu utworów czerwonego spągowca w południowej części polskiego basenu permicznego z zaznaczonym miejscem tektonicznej struktury Kutna. 1 – mułowce i piaskowce plaji-jeziora; 2 – piaskowce i mułowce marginalnej plaji-jeziora i koryt fluwialnych; 3 – piaskowce i mułowce marginalnej plaji-jeziora przewarstwiające się z piaskowcami eolicznymi; 4 – piaskowce eoliczne (wydmowe i międzywydmowe); 5 – piaskowce i mułowce aluwialne (fluwialne) przewarstwiające się z piaskowcami eolicznymi; 6 – aluwialne piaskowce i mułowce z możliwym udziałem piaskowców pochodzenia eolicznego; 7 – aluwialne piaskowce i zlepieńce; 8 – osady stożków aluwialnych; 9 – obszary źródłowe pozbawione ciągłej pokrywy osadowej utworów czerwonego spągowca; 10 – uproszczona sieć uskoków interpretowana w oparciu o analizę map sejsmiki 2D oraz w oparciu o mapy gradientów grawimetrycznych Peteckiego (2000); 11 – uskoki wyznaczone w oparciu o mapę strukturalną spągu cechsztyń w Kudrewicza (2006); 12 – strefa tektoniczna Byczyna-Kutno; 13 – strefa podniesionych ciśnień za Bojarskim i in. (1977); 14 – zasięg współczesnej strefy podwyższonej gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego (wg Szewczyk, Gientka, 2009). Cieńszą przerywaną linią zaznaczono zasięg strefy o podwyższonej gęstości strumienia ciepłego. Grubszą przerywaną linią zaznaczono zasięg strefy centralnej o maksymalnie podwyższonej gęstości strumienia ciepłego w rejonie struktury Kutna; 15 – granica tektonicznej struktury Kutna (w zakresie izohipsy zamknięcia strukturalnego). A – uproszczony profil stratygraficzny osadów czerwonego spągowca w wierceniu Kutno 2; B – obszar badań na tle mapy basenu czerwonego spągowca; C – uproszczony profil stratygraficzny osadów czerwonego spągowca w wierceniu Budziszewice IG 1; D – model konwekcyjnego transportu ciepła wzdłuż uskoków strefy tektonicznej Kutno-Byczyna

Fig. 1. Lithofacies map of the top of the Rotliegend deposits in the southern part of the Polish Permian Basin with the location of the Kutno tectonic structure indicated. 1 – mudstone and sandstone of playa-lake; 2 – sandstone and mudstone of playa-lake and fluvial channels; 3 – sandstone and mudstone of playa-lake interbedded with aeolian sandstone; 4 – aeolian sandstone (dune and interdune); 5 – alluvial (fluvial) sandstone and mudstone interbedded with aeolian sandstone; 6 – alluvial sandstone and mudstone with possible contribution of sandstone of aeolian origin; 7 – alluvial sandstone and conglomerate; 8 – alluvial fan deposits; 9 – sediment provenance areas being devoid of Rotliegend sediment cover; 10 – simplified fault grid identified using the analysis of 2D seismic maps and the gravimetric gradients map of Petecki (2000); 11 – faults identified from the base Zechstein structural map (after Kudrewicz, 2006); 12 – Byczyna-Kutno tectonic zone; 13 – high-pressure zone (after Bojarski et al., 1977); 14 – the range of contemporary zone of increased heat flow density (after Szewczyk, Gientka, 2009). The range of the zone with elevated heat flow density is marked with a thinner dashed line. The thicker dashed line marks the extent of the central zone with the highest heat flow density in the area of the Kutno structure. 15 – boundary of the Kutno tectonic structure (in terms of isohips of structural closure). A – simplified stratigraphic section of Rotliegend sediments in the Kutno 2 well; B – research area the isohypse the background of the Rotliegend Basin map; C – simplified stratigraphic section of the Rotliegend sediments in the Budziszewice IG 1 well; D – model of convective heat transfer along the faults of the Kutno-Byczyna tectonic zone

sedymentacyjnego czerwonego spągowca (Kiersnowski, 1997), co mogło doprowadzić do ich częściowej erozji przed rozpoczęciem depozycji utworów formacji Noteci.

BUDOWA GEOLOGICZNA I STRUKTURALNA REJONU KUTNA

Struktura Kutna (ryc. 1) znajduje się w południowej części basenu czerwonego spągowca, w subbasenie kujawskim. Jest to największa rozpoznana sejsmicznie struktura na tym obszarze. Tworzy ona stosunkowo wąskie wyniesienie tektoniczne, wydłużone w kierunku NWN–SES, rozciągające się na przestrzeni ok. 30 km. Ma on złożoną budowę polegającą na jej rozdzieleniu na szereg mniejszych bloków uskokami w przybliżeniu równoległymi do dłuższej osi struktury. Na podstawie interpretacji przekrojów sejsmicznych można przyjąć, że jest to zachodni maksymalnie podniesiony element większej jednostki tektonicznej – rozległego nachylonego na wschód bloku, w którego stropie znajduje się poduszka solna utworzona z cechsztyńskich soli Na1.

W interpretacji Pożaryskiego i in. (1992) oraz Mazura i in. (2020) założenia struktury Kutna są najprawdopodobniej związane z tzw. czołem frontu deformacji waryscyjskich (VDF), a ona sama znajduje się w obrębie wschodnich eksternidów waryscyjskich (Aleksandrowski, Mazur, 2017). Ukształtowała się ostatecznie w późnym triasie, choć rozwój poduszki solnej kontynuował się jeszcze we wczesnej jurze.

W profilu wiercenia Budziszewice IG 1 (Leszczyński, 2008), zlokalizowanego na południowy wschód od wiercenia Kutno 2 (ryc. 1), pod osadami czerwonego spągowca nawiercono silikoklastyczne utwory dolnego karbonu. Można przypuszczać, że w rejonie wiercenia Kutno 2 podłoże podpermskie posiada podobne wykształcenie. Zróznicowana morfologia (budowa strukturalna) podłoża karbońskiego miała wpływ na miąższość oraz rozprzestrzenienie litofacji osadowych górnego czerwonego spągowca.

PROFIL OSADOWY UTWORÓW CZERWONEGO SPĄGOWCA W WIERCENIU KUTNO 2

Rzeczony sedymentacji osadów czerwonego spągowca był determinowany budową tektoniczno-strukturalną starszego podłoża, syndepozycyjnymi ruchami tektonicznymi oraz uzależniony od warunków paleoklimatycznych. Utwory czerwonego spągowca w profilu wiercenia Kutno 2 reprezentują strefę pogranicza piaszczystej plajki marginalnej przewarstwianej się z aluwialno-fluwialnym systemem depozycyjnym dystalnej równi aluwialnej (ryc. 1). Profil czerwonego spągowca o charakterze osadowego megacyklu prostego, rozpoczynającego się znaczącym udziałem piaskowców w spągu profilu, jest zdominowany w wyższej części przez pyłowce i mułowce, pośród których występują pojedyncze, różnej miąższości kompleksy piaskowców.

METODY BADAŃ

Badania petrograficzne przeprowadzono na 13 płytkach cienkich (piaskowców i zlepieńca) w mikroskopie polaryzacyjnym Optiphot 2Pol firmy Nikon, analizując skład mineralny skał oraz ich cechy strukturalne i teksturalne. W celu wstępnej identyfikacji minerałów węglanowych preparaty

zostały zabarwione płynem Evam'ego (Migaszewski, Narkiewicz, 1983). Badania minerałów kruszcowych w dwóch próbkach wykonano na mikroskopie polaryzacyjnym Nikon Eclipse lv100 Pol z wykorzystaniem światła przechodzącego i odbitego. Obserwacje w świetle odbitym prowadzono z użyciem filtra niebieskiego. Mikrofotografie obrazu mikroskopowego wykonano przy użyciu oprogramowania NIS-Elements (wersja 3.0). Płytki cienkie (2 szt.) oraz odłupki skalne (3 szt.) poddano badaniom w mikroskopie elektronowym LEO 1430 wyposażonym w detektor dyspersji energii (EDS) Oxford ISIS 300. Tu warto wspomnieć, że analizowane były przewarstwienia piaskowcowe w obrębie pyłowców.

W jednej próbce, pobranej z częściowo zabliźnionej szczeliny w samym spągu wiercenia, nieprzezroczysty minerał poddano analizie rentgenowskiej (XRD) przy użyciu dyfraktometru rentgenowskiego firmy Philips X'Pert PW 3020 z lampą Cu i detektorem półprzewodnikowym. Aparat jest wyposażony w komputerowy system identyfikacji proszkowej APD 1877. Badania wykonano w PIG-PIB w Warszawie.

Wykorzystano również wyniki badań inkluzji fluidalnych, wykonanych dla trzech próbek piaskowców ze spągu wiercenia (rdzeń 6576,0–6577,0 m) w laboratorium Fluid Inclusion Technologies, Inc. USA dla FF Energy (FIT, 2013), udostępnionych autorom dzięki uprzejmości byłej dyrekcji firmy naftowej FX Energy Poland.

WYNIKI BADAŃ PETROGRAFICZNYCH SKAŁ CZERWONEGO SPĄGOWCA

Mikrolitofacje i ich charakterystyka

W otworze wiertniczym Kutno 2 badaniom petrograficznym poddano próbki skał czerwonego spągowca z nielicznych rdzeniowych interwałów: 6215,5–6222,0 m, 6464,0–6472,7 m, 6491,0–6499,8 m, 6537,0–6546,0 m i 6576,0–6577,0 m.

Wyróżniono tu piaskowce od drobno- do gruboziarnistych, miejscami zlepieńcowatych, a na głębokości 6464,5 m zidentyfikowano zlepieńiec drobnookruchowy. W części stropowej czerwonego spągowca piaskowce są przeważnie średnioziarniste, nierównoziarniste, miejscami z domieszką frakcji psefitowej lub psamitowej grubiej uziarnionej. Reprezentują one (wg zmodyfikowanej klasyfikacji Pettijohna i in., 1972) arenity (rzadko waki) sublityczne. W rdzeniowym interwale 6537,0–6546,0 m zidentyfikowano piaskowce drobnoziarniste lub nierównoziarniste o składzie arenitu sublitycznego na pograniczu z arenitem kwarcowym.

Zlepieńiec drobnookruchowy (parazlepieńiec polimiktyczny) wykazuje strukturę psefitowo-psamitową, teksturę bezładną. Przeciętna wielkość frakcji psefitowej wynosi ok. 2 mm. Materiał żwirowy jest półobtoczony i obtoczony, złożony z okruchów skał osadowych (drobnoziarniste piaskowce, skały węglanowe), skał wulkanicznych o chemizmie kwaśnym lub pośrednim, miejscami z fragmentów zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego. Niektóre litoklasty uległy procesom argilityzacji i karbonatyzacji. Frakcja psefitowa jest spojona spoiwem piaskowcowo-węglanowym. Frakcja psamitowa jest reprezentowana głównie przez ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Ziarna kwarcu polikrystalicznego mogą być monomineralnymi fragmentami skał metamorficznych, fragmentami kwarcu żyłowego lub okruchami rogowców. Ziarna kwarcu są

półobtoczone i nieobtoczone o przeciętnej wielkości ziarna 0,25 mm i maksymalnej 1,80 mm. W skład szkieletu ziarnowego wchodzi też pojedyncze ziarna skaleni potasowych i litoklasty o składzie opisanym we frakcji psefitowej. Z minerałów akcesorycznych zauważono cyrkon.

Frakcja psamitowa i psefitowa jest spojona cementem węglanowym, w skład którego wchodzi anhedralne osobniki kalcytu i subhedralne kryształy dolomitu. Zauważono także autigeniczne spoiwo kwarcowe w formie obwódek na ziarnach kwarcu detrytycznego. Ponadto miejscami występują gniazdowe skupienia minerałów ilastych, będących najprawdopodobniej produktem przeobrażenia okruchów skał wulkanicznych.

Piaskowce wykazują strukturę psamitową, psamitowo-aleurytową z domieszką frakcji psefitowej, lub psamitowo-psefitową, teksturę bezładną lub kierunkową podkreśloną ułożeniem ziaren frakcji drobniejszej i grubszej oraz blaszek minerałów ilastych lub skupień substancji żelazistej. Materiał detrytyczny jest półobtoczony, miejscami obtoczony, a kontakty między ziarnami są proste, punktowe, rzadko wklęsło-wypukłe.

Głównym składnikiem materiału detrytycznego są ziarna kwarcu mono- i polikrystalicznego. Poza tym występują ziarna skaleni, głównie potasowych. Ważnym składnikiem są okruchy skał wulkanicznych, a także kwarcytów i piaskowców. Zidentyfikowane fragmenty skał węglanowych mogą stanowić całkowite pseudomorfozy po okruchach wulkanicznych. Domieszka frakcji psefitowej to przede wszystkim półobtoczone i obtoczone okruchy skał osadowych (drobno- i średnoziarniste piaskowce, mułowce żelaziste i intraklasty iłowców) oraz okruchy skał wulkanicznych o chemizmie kwaśnym typu ryolitoidu, o strukturze porfirowej lub afirowej. Występują także fragmenty zdewitryfikowanego szkliwa wulkanicznego, a także kwarcowo-lyszczykowe fragmenty skał metamorficznych. Niektóre z litoklastów uległy procesom argilityzacji i sylikfikacji. Zauważono także bardzo silnie zargilityzowane fragmenty – najprawdopodobniej kwaśnych tufów. Wiele okruchów jest na tyle silnie przeobrażonych, iż nie można stwierdzić, czy były to pierwotnie ryolity czy też fragmenty tufów.

Obecne są także węglanowe i węglanowo-anhidrytowe pseudomorfozy, najprawdopodobniej po litoklastach wulkanicznych. Akcesorycznie występuje cyrkon oraz blaszki muskowitu i biotyту. W próbkach piaskowca występującego w części spągowej profilu otworu wiertniczego zwraca uwagę obecność minerałów nieprzezroczystych w obrębie częściowo zabliznionej szczeliny oraz w matrycy skalnej piaskowca (ryc. 2A–D) w ilości ok. 3%. Analizy w świetle odbitym oraz rentgenowskie pozwalają przypuszczać, że jest to magnetyt, hematyt i najprawdopodobniej ilmenit. Niektóre nieforemne ziarna mają widoczne ślady wtórnych przeobrażeń (ilmenityzacja, hematytyzacja?). Występują także formy obtoczone – kuliste, stanowiące najprawdopodobniej pseudomorfozy hematytowe po piryście (ryc. 2C) oraz automorficznie wykształcone kryształy (listewki) ilmenitu (?) lub rutylu (ryc. 2A, C).

Spoiwo piaskowców, określonych jako waki, jest głównie ilasto-żelaziste i wypełnia przestrzenie porowe. Arenity są scementowane głównie spoiwem węglanowym, w skład którego wchodzi anhedralne osobniki kalcytu i subhedralne kryształy dolomitu. W wyniku barwienia roztworem Evamy'ego części wewnętrzne romboedry barwiły się na kolor jasno niebieski, co świadczy o podwyższonej zawartości żelaza. Odnotowano także cement kwarcowy i anhy-

drytowy. Kwarc autigeniczny tworzy na ziarnach detrytycznych obwódki, które rozrastając się lokalnie, zarastały przestrzenie porowe. Z autigenicznych minerałów ilastych występuje głównie grubokrystaliczny chloryt (?) i illit.

Procesy diagenetyczne

Główne procesy diagenetyczne zachodzące w skałach osadowych to: kompaktacja mechaniczna i chemiczna, cementacja, zastępowanie, rozpuszczanie i przeobrażanie niestabilnych składników mineralnych, ich efekty zaobserwowano w próbkach piaskowców i zlepieńców. Wyniki badań odniesiono także do tych uzyskanych z analiz utworów czerwonego spągowca w otworze wiertniczym Budziszewice IG 1 (Kuberska, 1999a, b; Maliszewska i in., 2016).

Kompaktacja mechaniczna jest procesem najdłużej działającym w osadzie. Powoduje ona m.in. wzrost upakowania materiału detrytycznego, wzrost ciężaru właściwego skały oraz ograniczenie jej porowatości.

Na przykładzie analizy utworów czerwonego spągowca z wiercenia Budziszewice IG 1 redukcja porowatości pierwotnej osadów przez ich kompaktację (Kuberska, Maliszewska, 2008) waha się od ok. 3 do ok. 30%. Widocznymi skutkami działania tego procesu są miejscami znaczne upakowanie materiału detrytycznego oraz obecność kontaktów prostych i punktowych, podobnie jak w utworach z wiercenia Kutno 2. Natomiast skutkiem działania kompaktacji chemicznej są z rzadka obserwowane kontakty wklęsło-wypukłe.

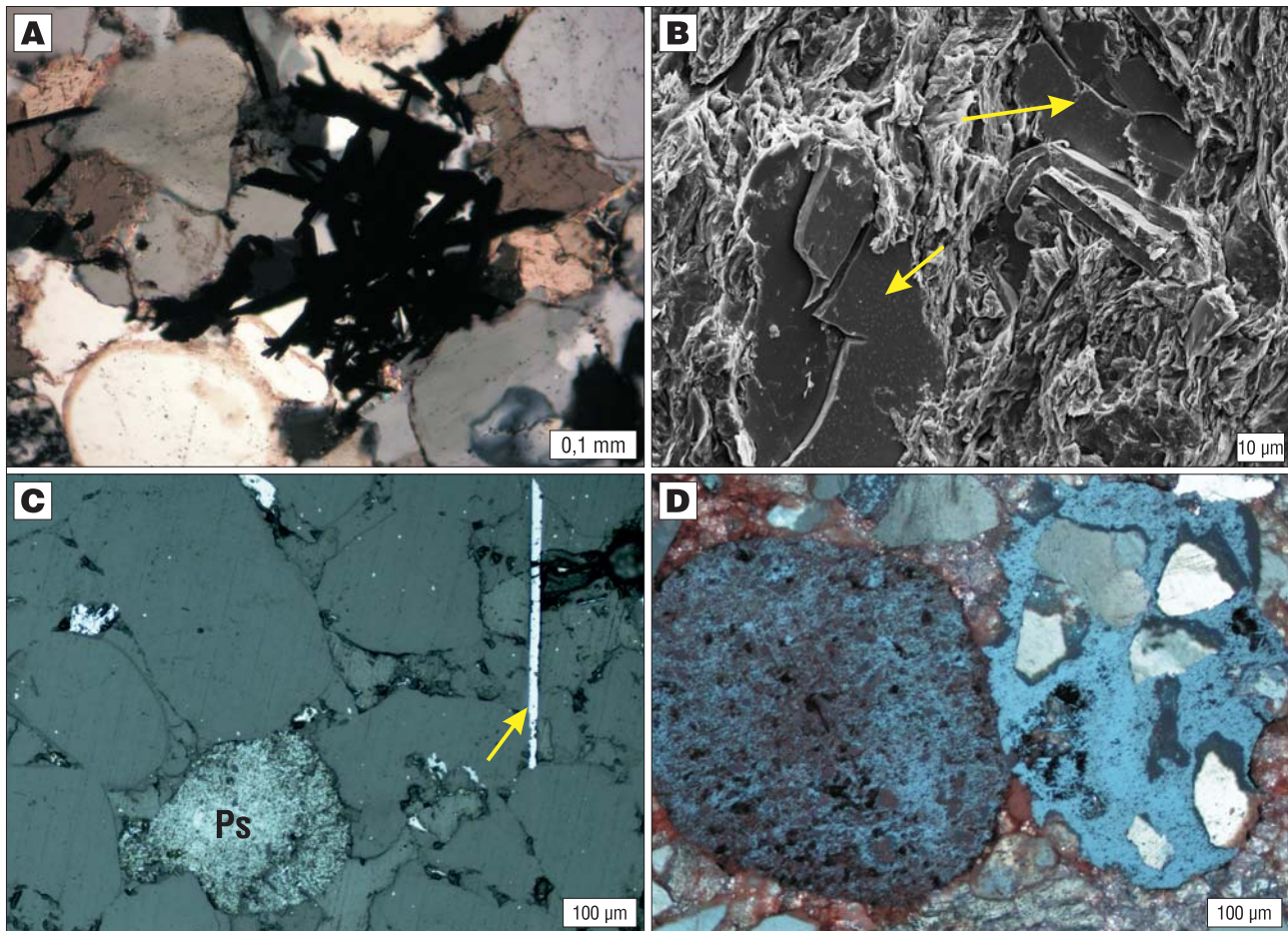
W utworach czerwonego spągowca w wierceniu Kutno 2 powstawanie autigenicznych obwódek ilastych, ilasto-żelazistych (ryc. 3A – patrz str. 332) i kwarcowych zalicza się do procesów cementacyjnych, które mają początek we wcześniejszych stadiach diagenetyki. Na skutek rozwoju cementacji powstały spoiwa porowe, w których skład wchodzi: dolomit i/lub ankeryt, kalcyt, kwarc autigeniczny, miejscami anhidryt (ryc. 3B–D – patrz str. 332) oraz illit i chloryt. Procesy cementacyjne ograniczyły porowatość pierwotną nawet od 50 do ok. 70% (Buniak, 2007; Kuberska, Maliszewska, 2008), a więc znacznie bardziej niż działająca kompaktacja.

Z badań Instytutu Nafty i Gazu w Krakowie wynika, że porowatość całkowita piaskowców waha się w przedziale 1,1–2,12%, a porowatość efektywna od 0,13 do 0,36%. Przepuszczalności są bardzo niskie, praktycznie od piaskowców nieprzepuszczalnych do 0,11 mD. Należy podkreślić, że porowatości wyinterpretowane z pomiarów karotażowych osiągają maksymalne wartości do 6,2% (Górecki, 2020).

Z procesem cementacji wiąże się zastępowanie diagenetyczne, które ma bardzo różny stopień intensywności. Zaobserwowano częściowe lub całkowite pseudomorfozy po ziarnach detrytycznych oraz litoklastach, szczególnie zastępowanie przez węglany (ryc. 3E – patrz str. 332) i anhidryt okruchów skał.

W opisywanych skałach stwierdzono ślady rozpuszczania diagenetycznego przede wszystkim ziaren kwarcu detrytycznego i autigenicznego, skaleni oraz osobników cementów (romboedry dolomitu). Efekty tego procesu, w przeciwieństwie do efektów opisywanych w piaskowcach eolicznych (Kiersnowski i in., 2010), nie mają tu znaczenia.

Nie obserwowano występowania wtórnej porowatości. Piaskowce należą do skał o strukturze zbitej i masywnej,



Ryc. 2. Fotografie z mikroskopu polaryzacyjnego i mikroskopu elektronowego. **A** – skupienie minerałów nieprzezroczystych wykształconych w postaci listewek (ilmenit?); głęb. 6576,3 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane; **B** – minerały żelaziste (strzałki) w piaskowcu drobnoziarnistym; głęb. 6576,3 m; obraz SE; **C** – pseudomorfoza (Ps) hematytu najprawdopodobniej po pirycie framboidalnym oraz listewka (strzałka) ilmenitu (?) w piaskowcu drobnoziarnistym; głęb. 6576,3 m; obraz w świetle odbitym; nikole równoległe; **D** – fragment piaskowca drobnoziarnistego; z lewej strony zdjęcia widoczna pseudomorfoza hematytu po magnetycie; głęb. 6543,5 m; obraz w świetle odbitym; nikole skrzyżowane

Fig. 2. Polarizing microscope and electron microscope images. **A** – concentration of opaque minerals in the form of lamellae (ilmenite?); depth 6576.3 m; polarizing microscope image; crossed polarizers; **B** – ferruginous minerals (arrows) in fine-grained sandstone; depth 6576.3 m; SE image; **C** – haematite pseudomorph (Ps), most likely a the framboidal pyrite and ilmenite (?) lamella (arrow) in fine-grained sandstone; depth 6576.3 m; reflected light image; parallel nickols; **D** – fragment of fine-grained sandstone. On the left side of the photo, a haematite pseudomorph after magnetite is visible; on the right, side magnetite (titanomagnetite?) is visible; depth 6543.5 m; reflected light image; crossed polarizers

bez czytelnej makroskopowo porowatości. Przeobrażanie diagenetyczne odnosi się głównie do przemian okruchów skał wulkanicznych (ryc. 3F – patrz str. 332), miejscami nielicznie występujących skaleni. W efekcie powstały chloryty i illit.

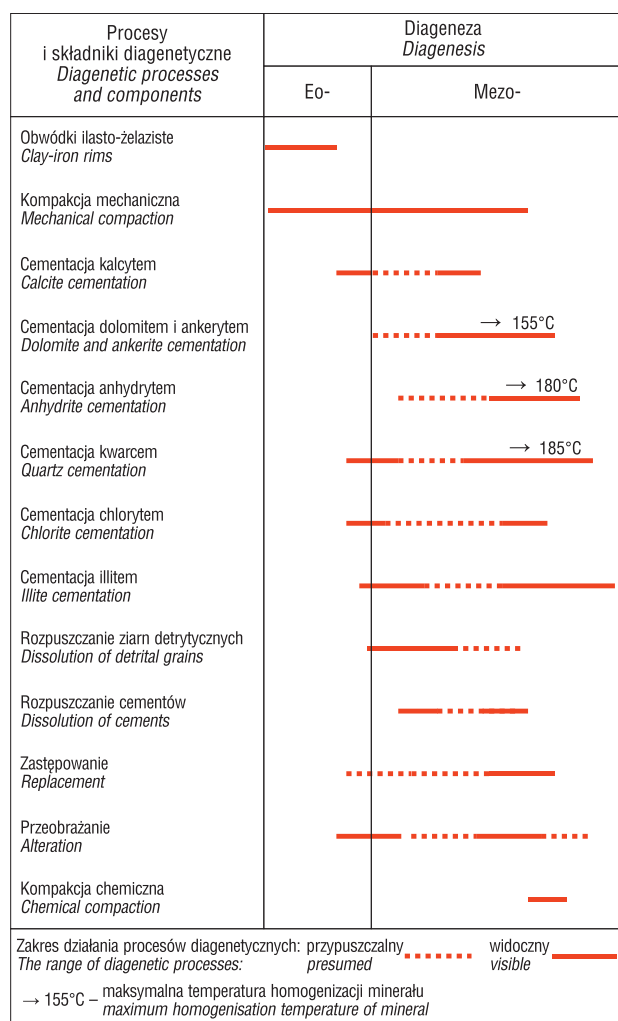
ETAPY DIAGENEZY – DYSKUSJA

Omawiane procesy diagenetyczne zachodziły w osadzie od momentu sedimentacji przez kolejne stadia jego pogrzebienia. Wyodrębniono (ryc. 4) eo- i mezodiagenezę (wg Choquette, Pray, 1970). Na etapie eodiageny (płytkie pogrzebienie, niskie temperatury i ciśnienia) na ziarnach detrytycznych zaczęły się tworzyć obwódki ilasto-żelaziste, ilaste oraz krzemionkowe. Był to także okres inicjalny dla kompaktacji mechanicznej.

Etap mezodiageny to szereg procesów o złożonym charakterze, zachodzących w kilku fazach w warunkach wzrostu ciśnienia i temperatury. W dalszym ciągu wzrastało natężenie kompaktacji mechanicznej, a także pojawiały się efekty działania kompaktacji chemicznej (kontakty

wkłęśło-wypukłe). Uwolnione na skutek silnie rozwiniętych procesów przeobrażania okruchów wulkanicznych jony magnezu i żelaza mogły wchodzić m.in. w skład chlorytów. W otworze wiertniczym Budziszewice IG 1 stwierdzono chloryty bogatsze w żelazo (Kuberska, Maliszewska, 2008), tworzące formy rozetowe współwystępujące z ankeritem. Asocjacja taka potwierdza ich późną krystalizację (Gaupp i in., 1993). W tym czasie powstawał także illit. Na tym etapie diageny maksimum osiągnęły procesy cementacyjne.

Obserwacje mikroskopowe potwierdziły, iż wytrącanie cementów węglanowych mogło zachodzić kilkietapowo. W piaskowcach z otworu wiertniczego Kutno 2, podobnie jak w piaskowcach z otworu wiertniczego Budziszewice IG 1, zidentyfikowano obecność dolomitu barokowego. Stwierdzenie dolomitu barokowego w piaskowcach z otworu wiertniczego Budziszewice IG 1 w powiązaniu z wynikami analizy izotopowej pozwoliło określić temperatury krystalizacji tego minerału na powyżej 100°C (Tucker, 1990; Kuberska, 1999a). W obrębie cementu kwarcowego,



Ryc. 4. Etapy rozwoju procesów diagenetycznych
Fig. 4. Stages of diagenesis

na podstawie obserwacji mikroskopowych, zauważono co najmniej dwa etapy krystalizacji.

Badania inkluzji fluidalnych w cementie węglanowym piaskowca z głębokości 6577 m w otworze wiertniczym Kutno 2 (FIT, 2013) wskazały na temperatury homogenizacji mieszczące się w zakresach 120–125°C i 141–155°C, natomiast w cementie kwarcowym w zakresie 136–144°C i 175–185°C. W próbce z głębokości 6578 m badania te wskazały na temperatury homogenizacji 125–180°C w spoiwie kwarcowym, z przewagą oznaczeń temperatur w zakresie 150–175°C, w cementie anhydrytowym – od 125–180°C, z przewagą temperatur w zakresie 150–175°C. Zatem na podstawie przytoczonych wyników oznaczeń temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych (FIT, 2013) maksymalne temperatury mogły dochodzić do ok. 180°C (ryc. 5). Porównanie zakresów temperatur homogenizacji pochodzących z inkluzji fluidalnych z krzywą temperaturą wygenerowaną dla skał czerwonego spągowca w wierceniu Kutno 2 nasuwa wniosek, że większość inkluzji powstała w warunkach temperatur związanych z pograżeniem już po etapie postulowanego wydarzenia termicznego w dolnej–środkowej jurze (ryc. 5).

W piaskowcach spągowej części czerwonego spągowca w wypełnieniach szczelin i w matrycy skalnej zwraca uwagę występowanie minerałów nieprzezroczystych (ryc. 2A–D). Wstępne badania w świetle odbitym ujawniły dość skomplikowany obraz przemian zachodzących w tych mine-

rałach. Rozważania na temat temperatur oraz powstawania minerałów tlenkowych, a także przemian, jakie w nich zachodziły, wymagają pogłębienia badań, dlatego etapu powstawania tych minerałów nie zamieszczono na schemacie diagenetycznym (ryc. 4). Dodatkowo uważamy ich powstanie za epizodyczne, związane z krótkotrwałymi wydarzeniami hydrotermalnymi, a więc nie reprezentatywne dla długotrwałych procesów diagenetycznych.

Wspomniane już owalne formy (ryc. 2C) określono jako najbardziej prawdopodobne, pseudomorfozy hematytu po pirycie framboidalnym (inf. ustna Małek). Zwraca uwagę fakt, że takie przemiany mogą zachodzić w szerokim zakresie temperatur, również w temperaturach ok. 500°C w warunkach dostępu tlenu (Borkowska, Smulikowski, 1973). Zauważono także pseudomorfozy hematytu po magnetycie (martyt; ryc. 2D), co również wiąże się z procesem termicznym oraz listewki najprawdopodobniej ilmenitu (ryc. 2A, D), miejscami częściowo przeobrażanego. Przerosty magnetytowo-ilmenitowe oraz procesy martytyzacji można częściowo wiązać z procesami hiperogenicznymi (Speczik, 1979; Kozłowska, Wiszniewska, 1990), czyli przy udziale temperatur znacznie poniżej 400°C. Jednak martyt może powstawać także w stadium hydrotermalno-metasomatycznym. Generalnie hematyt może się tworzyć w szerokim zakresie temperatur od stosunkowo wysokich – ok. 500°C – do poniżej 100°C. Prawdopodobna obecność ilmenitu wskazywałaby na temperatury ok. 500°C (Ramdohr, 1975; Speczik, 1979). Do wyjaśnienia jest kwestia pochodzenia magnetytu. W pracach Till i in. (2015, 2017) oraz Tilla I Nowaczyk (2018) wskazano, że drobnoziarnisty magnetyt może powstać z getytu w warunkach redukcyjnych w temperaturach ok. 210–270°C.

Wysoką temperaturę, wynoszącą 186°C (oszacowana wartość temperatury dla stanu ustalonego została wyznaczona na 204,6°C), odnotowano w otworze Kutno 2 na głębokości 6503 m. Według Szewczyka i Gientki (2009, fig. 3) w dolnych partiach głębokich wierceń (odwrotnie niż w górnych partiach) wartość temperatury dla stanu ustalonego (*steady-state temperature*) może być zawyżona w stosunku do rzeczywistości. Jest to spowodowane najkrótszym okresem studzenia ścian otworu przez cyrkulującą płuczkę. Temperatura 186°C jest więc w przybliżeniu zgodna z przedstawionymi przez Zielińskiego i in. (2012) wnioskami przewidywanych temperatur dla obszaru Kujaw, w tym dla rejonu struktury Kutno.

Według Zielińskiego i in. (2012): *Stacjonarna teoria przepływu ciepła (jednowymiarowa [1-D]) przewiduje obecną temperaturę (199°C) u podstawy przykrywających skał cechsztyńskich na głębokości 6000 m na Kujawach. Jest ona zredukowana o nieco ponad 10°C dzięki niskiemu cechsztyńskiemu gradientowi termicznemu (16,8°C/km). Niemniej jednak w pracy tej (Zieliński i in., 2012) stwierdzono na podstawie modelu 1-D, że na głębokości ok. 7000 m mogła występować maksymalna paleotemperatura 455°C (ryc. 5), związana ze zdarzeniem hydrotermalnym zachodzącym od wczesnej do środkowej jury (?195–175 mln lat temu), które osiągnęło swoje maksimum na Kujawach (w tym w rejonie struktury Kutno).*

Z drugiej strony, Zieliński i in. (2012) zauważyli, że jeśli dowody geologiczne nie potwierdzą tego wyniku (tzn. śladów paleotemperatury do 455°C), to rozbieżność pomiędzy paleotemperaturą związaną z normalnym stopniem geotermicznym (tu: 273°C na głębokości 7000 m) a temperaturą uzyskaną przy założonym współczynniku paleo-przepływu ciepła (142 mW/m²), związanym z jurajskim

zdarzeniem hydrotermalnym, może być tłumaczona jako konwekcyjne przenoszenie ciepła z przepływem płynu w górę. Do tej pory nie było na to jednoznacznych dowodów geologicznych. Jednak te prekursorskie obliczenia (Zieliński i in., 2012) prawdopodobnie uzyskują potwierdzenie w nowych wynikach badań petrologicznych i mineralogicznych z wiercenia Kutno 2 lub też mogą stanowić przyczynek do dalszych badań i dyskusji. Badania te wykazały prawdopodobieństwo istnienia minerałów i ich paragenez powstałych w warunkach wysokich temperatur (ryc. 5). Dotyczy to próbki piaskowca dolnego czerwonego spągowca, a wysokotemperaturowe minerały lub produkty ich przeobrażeń powstały w otwartych szczelinach, gdzie mogło dojść do krótkotrwałego przepływu fluidów z większej głębokości (powyżej 7000–8000 m).

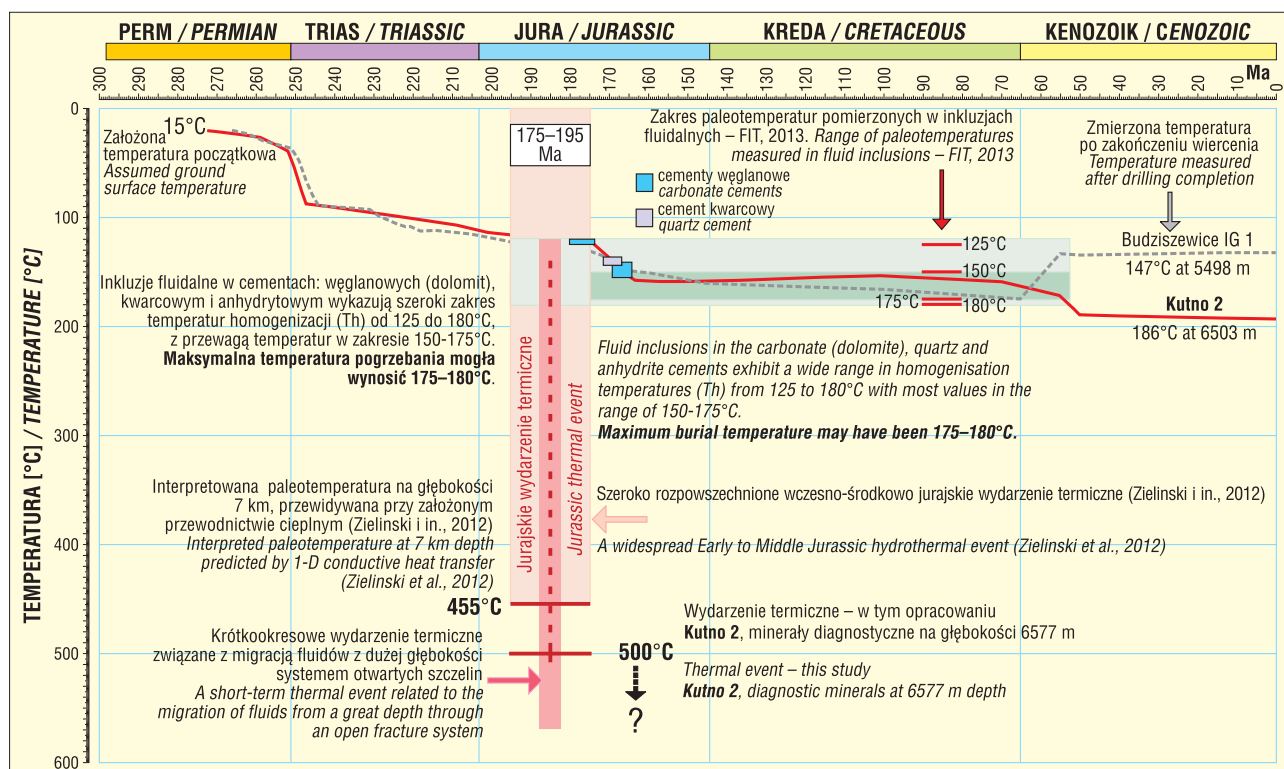
W niniejszej pracy przyjęto, że prawdopodobne wysokie paleotemperature w utworach czerwonego spągowca w otworze Kutno 2 mogły być związane z krótkotrwałym wydarzeniem termicznym (ryc. 5) we wczesnej i środkowej jurze (Zieliński i in., 2012). Model pograżenia dla wiercenia Kutno 2 pokazuje szybki wzrost pograżenia w okresie środkowej jury do czego mogła przyczynić się tektonika dysjunktywna i związane z tym głębokie spękanie górotworu. Dodatkowo (wg Szewczyk, Gientka, 2009) rejon struktury Kutno znajduje się obecnie w miejscu podwyższonej wartości strumienia ciepłego (*heat flow*), zostało to zaznaczone na rycinie 1. Według Szewczyka i Gientki (2009) [...] *wypiętrzenie kujawsko-pomorskie, z licznymi strukturami solnymi, przejawia się jako strefa o podwyższonych wartościach przepływu ciepła (65–89 mW/m²)*. Jest to zdecydowanie niższy strumień ciepła, choć podwyższony względem otaczających obszarów, w stosunku

do paleostrumienia ciepłego w jurze (142 mW/m², za Zielińskim i in., 2012).

Zdarzenia termiczne podobnego wieku, ale zróżnicowanej skali, o charakterze migracji gorących roztworów (wykorzystujące spękanie i zeszcelinowacenie górotworu) stwierdzano również w szerszej skali regionalnej, tj. np. w obrębie karbońskich utworów strefy mazowieckiej bezpośrednio na wschód od struktury Kutno (Kozłowska, Poprawa, 2004) i w obrębie dolnopermskich skał wulkanicznych bloku Gorzowa Wielkopolskiego (Bylina, 2006).

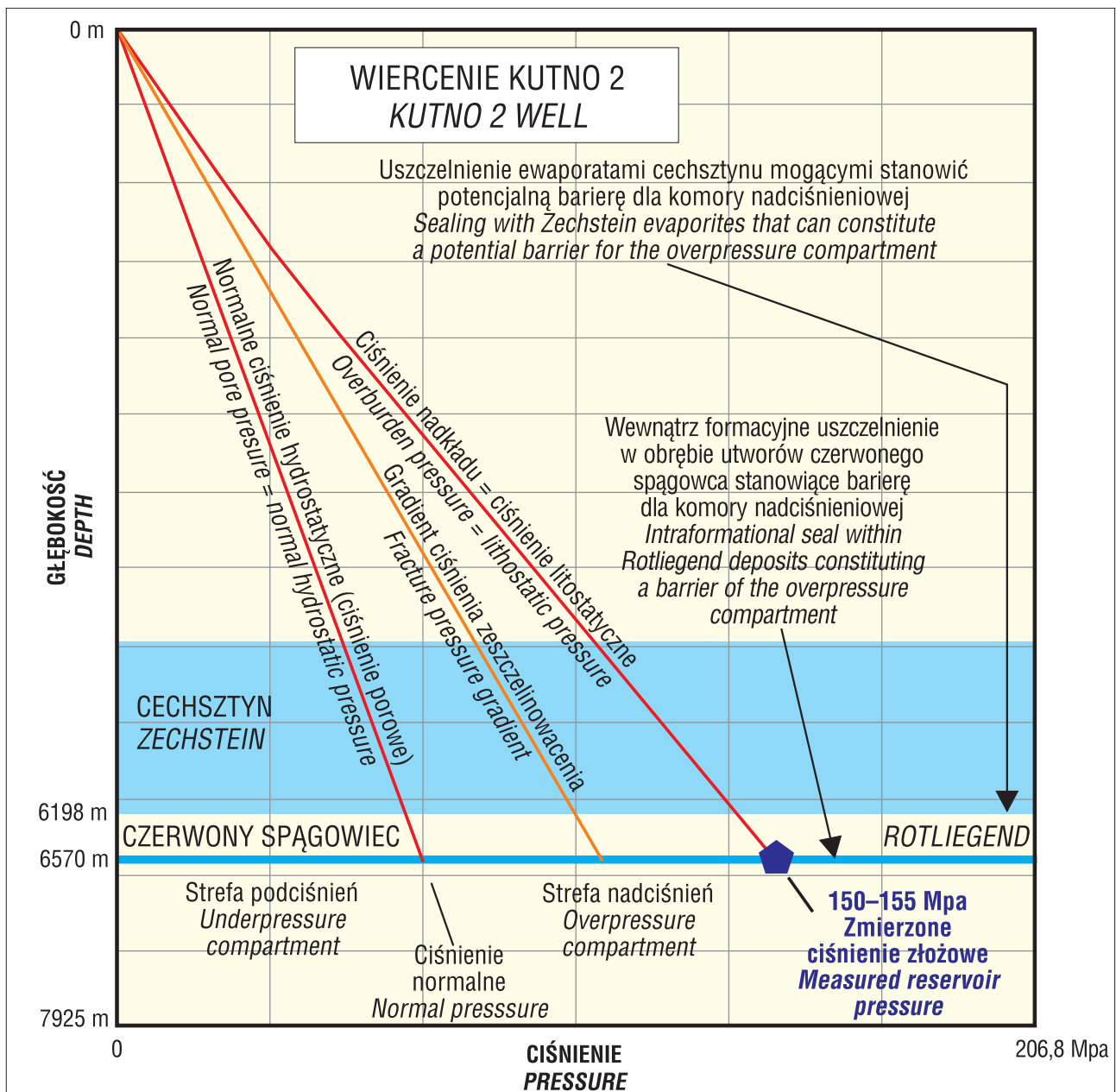
W przypadku struktury Kutno, jak również kolejnych struktur w tym samym trendzie strukturalnym (np. struktura Szubina – na północ od wiercenia Kutno 2), charakterystyczne jest występowanie naciśnień w utworach czerwonego spągowca (Bojarski i in., 1977). W otworze Kutno 2 były to bardzo wysokie naciśnienia stwierdzone na granicy górnego i dolnego czerwonego spągowca (Górecki, 2020), zbliżone do litostatycznych (ryc. 6).

Na głębokości 6577,2 m, z której w trakcie wiercenia nastąpił niekontrolowany dopływ solanki z otwartej szczeliny, stwierdzono ciśnienie złożowe oszacowane na ponad 150 MPa (do 155 MPa – Górecki, 2020) (ryc. 6), co daje gradient 2,28 bar/10 m, jeden z najwyższych zarejestrowanych gradientów ciśnienia złożowego w Polsce. Tak wysokie ciśnienia mogą być związane z generowaniem i ekspulsją węglowodorów, bądź też z mechanizmem wolumentrycznej ekspansji wód złożowych pod wpływem wysokiej temperatury (*aquathermal pressure*) lub z kompresją tektoniczną i nierównowazną kompaktacją. Według Bojarskiego i in. (1977) istnienie obszarów wysokich ciśnień złożowych należy wiązać genetycznie z regionalnymi strefami naruszeń tektonicznych, niejednokrotnie odnawianymi w długiej historii geologicznego rozwoju. Kształtowanie się wału



Ryc. 5. Zobrazowanie graficzne zmian paleotemperatur w czasie geologicznym. Krzywe termiczne dotyczą danych z wiercenia Kutno 2 i Budziszewice IG 1. Zwraca uwagę krótkotrwałe wydarzenie termiczne na przełomie dolnej i środkowej jury

Fig. 5. Graphical sketch of palaeotemperature changes in geological time. The thermal curves concern data from the Kutno 2 and Budziszewice IG 1 drillholes. What draws attention is a short-term thermal event at the Early/Middle Jurassic transition



Ryc. 6. Diagram zależności ciśnienia złożowego od głębokości z zaznaczeniem ciśnienia zmierzonego w spągu wiercenia Kutno 2
Fig. 6. Formation pressure v., showing the pressure measured in the bottom of the Kutno 2 well

kujawsko-pomorskiego i związane z nim przemieszczenie się mas soli odegrały prawdopodobnie decydującą rolę w procesach powstania stref o anomalnie wysokich ciśnieniach złożowych. Powstanie szczelin w kompleksie czerwonego spągowca struktury Kutna mogłoby się wiązać z mezozoiczną aktywnością tektoniczną, podwyższonym ciśnieniem i epizodyczną migracją gorących roztworów.

Utrzymywanie się wysokich nadciśnień determinowane jest istnieniem barier w postaci uszczelnień. Uszczelnienia wewnątrzformacyjne w skałach silikoklastycznych mogą być spowodowane brakiem przepuszczalności skał spowodowanym cementacją i/lub kompaktacją osadów lub barierą kapilarną (Cathles, 2001). Zakładamy występowanie tych wszystkich czynników jako przyczynę powstania komory nadciśnieniowej w uszczelniającej barierze w obrębie skał czerwonego spągowca (ryc. 6). Ewaporaty cechsztynu (sole i anhydryty) tworzą również uszczelnienia typu *cap rock*, umożliwiając powstanie nadciśnień w skałach silikoklastycznych poniżej bariery.

WNIOSKI

1. Czerwony spągowiec w otworze wiertniczym Kutno 2, odwierconym w obrębie struktury Kutna, jest reprezentowany głównie przez utwory fluwialne korytowe i poza korytowe, utwory dystalnych równi aluwialnych oraz marginalnych plaj. Nie zostało wykluczone prawdopodobieństwo występowania utworów eolicznych w dolnej części profilu.

2. Depozycja utworów czerwonego spągowca była determinowana budową tektoniczno-strukturalną starszego podłoża oraz syndepozycyjnymi ruchami tektonicznymi.

3. Badania petrograficzne próbek skał z rdzeni wiertniczych pozwoliły wyróżnić piaskowce od drobno- do gruboziarnistych, miejscami zlepnicowatych, zidentyfikowano także zlepniac drobnookruchowy. W części stropowej czerwonego spągowca piaskowce są przeważnie średnioziarniste, nierównoziarniste, miejscami z domieszką frak-

cji psefitowej lub psamitowej grubiej uziarnionej. W kierunku spągu przechodzą w odmiany drobniej uziarnione.

4. W piaskowcach i zlepieńcach zaobserwowano efekty działania kompaktacji mechanicznej i chemicznej, cementacji, zastępowania, rozpuszczania oraz przeobrażenia niestabilnych składników mineralnych.

5. Obserwacje petrograficzne w powiązaniu z wynikami oznaczeń temperatur homogenizacji inkluzji fluidalnych w cementach węglanowym i kwarcowym wskazały na maksymalne temperatury przeobrażeń diagenetycznych dochodzące do 180°C.

6. Analizy mineralogiczne wykazały obecność wtórnej mineralizacji, która może wskazywać na wysokotemperaturowy epizod w trakcie przebudowy tektonicznej struktury Kutna. W pierwszym etapie tej przebudowy mogło nastąpić spękanie i zeszczerzenie skał górotworu i migracja zmineralizowanych solanek. Prawdopodobnie wtedy krystalizowały minerały rudne w temperaturach nie przekraczających 180°C. W drugim etapie przebudowy tektonicznej mogło nastąpić kolejne spękanie górotworu, w wyniku czego doszło do otwarcia kolejnych, nowych szczelin i wtargnięcia wysokotemperaturowych fluidów z głębokości 7000–8000 m, a niektóre minerały nieprzezroczyste mogły ulec częściowemu przeobrażeniu.

7. Wysokie temperatury płynów złożowych mogły spowodować powstanie nadcisnień poprzez ich wolumetryczną ekspansję w zamkniętym (uszczelnionym) systemie hydrologicznym. Nadcisnienia mogły również wspierać powstawanie i utrzymywanie się otwartych szczelin.

Za pomoc w prowadzonych analizach autorzy wyrażają podziękowania Wandzie Narkiewicz (badania XRD), Leszkowi Giro (badania SEM) oraz Rafałowi Małkowi (badania kruszcowe). Profesorowi Wojciechowi Góreckiemu dziękujemy za inspirujące i konstruktywne dyskusje. Autorzy dziękują recenzentom: dr Annie Poszytek z Wydziału Geologii Uniwersytetu Warszawskiego za wnikliwą i kompetentną recenzję, która przyczyniła się do poprawy jakości tego artykułu, oraz dr Krystynie Wołkowicz z Państwowego Instytutu Geologicznego-Państwowego Instytutu Badawczego za istotne merytoryczne uwagi. Artykuł został opracowany w ramach zadania *Współpraca krajowa w zakresie geologii i promocja działań państwowej służby geologicznej w latach 2021–2023* i sfinansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

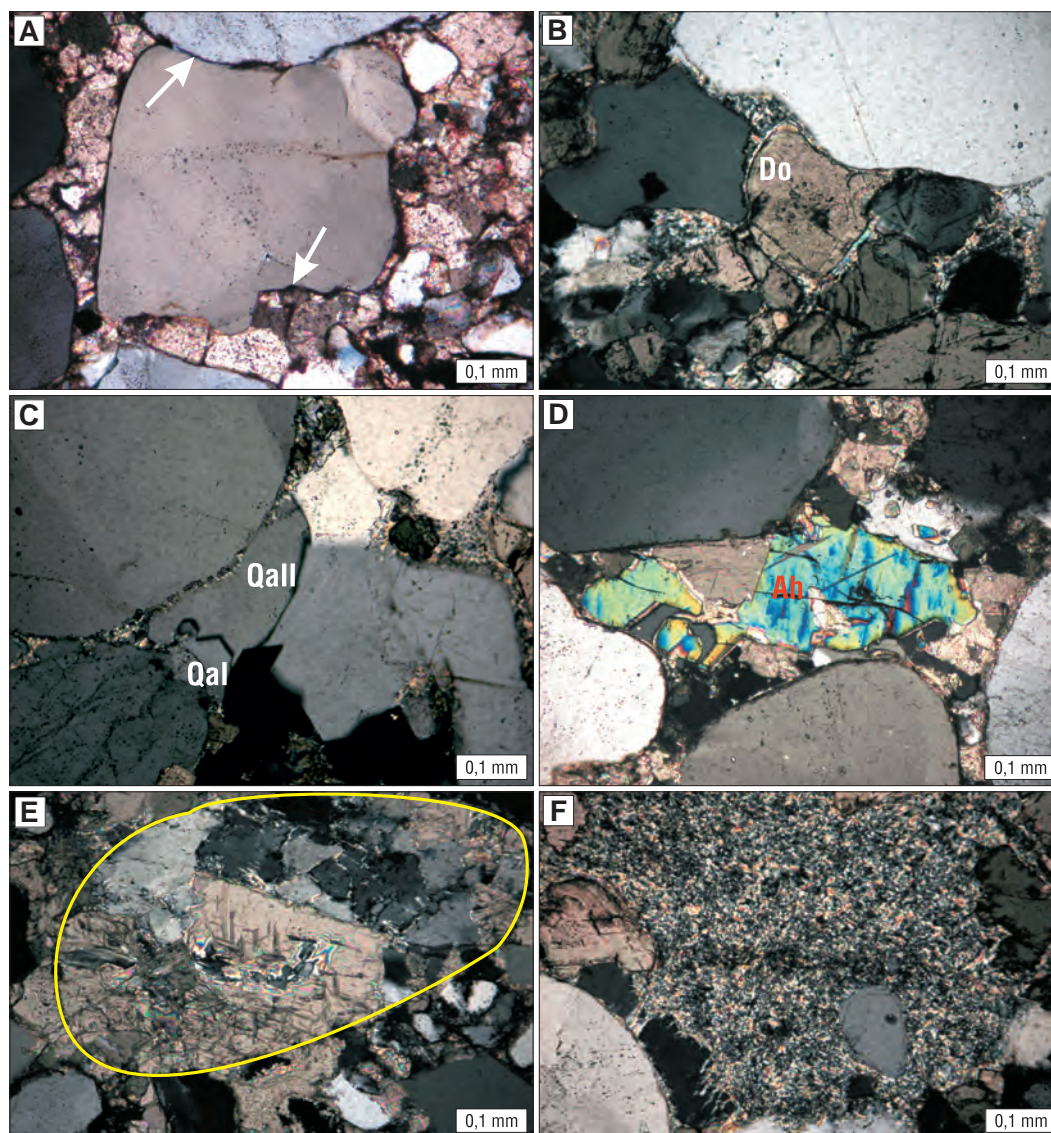
LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., MAZUR S. 2017 – O nowych rozwiązaniach tektonicznych w „Atlasie geologicznym Polski”. *Prz. Geol.*, 65 (12): 1499–1510.
- BOJARSKI L., PAZDRO Z., SOBOL K. 1977 – Anomalne ciśnienia złożowe na Niżu Polskim. *Prz. Geol.*, 6: 312–316.
- BORKOWSKA M., SMULIKOWSKI K. 1973 – *Minerały skałotwórcze*. Wyd. Geol., Warszawa.
- BUNIAK A. 2007 – Ewolucja porowatości w piaskowcach eolicznych i fluwialnych górnego czerwonego spągowca w centralnej części polskiego basenu permjskiego (struktura Kutno). Opracowanie FX Energy Kutno. Arch. prywatne H. Kiersnowski.
- BYLINA P. 2006 – Low-grade metamorphism of Permian mafic rocks from the Gorzów Wielkopolski block (fore Sudetic monocline, NW Poland): age and mechanism. *Mineral. Pol.*, 37 (1): 3–50.
- CATHLES L.M. 2001 – Capillary seals as a cause of pressure compartmentation in sedimentary basins: Presented at the Gulf Coast Section SEPM Foundation 21st Annual Research Conference on Petroleum Systems of Deep-Water Basins, December 2–5: 561–572.
- CHOQUETTE P.W., PRAY L.C. 1970 – Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bull.*, 54: 207–220.
- FIT, 2013 – Fluid Inclusions Technologies, Inc. Innovations in Petroleum Risk Management. Raport. Niepublikowany. Arch. prywatne H. Kiersnowski.
- GAUPP R., MATTER A., PLATT J., RAMSEYER K., WALZEBUCK J. 1993 – Diagenesis and fluid evolution of deeply buried Permian /Rotliegende/gas reservoirs, Northwest Germany. *AAPG Bull.*, 77 (7): 1111–1128.
- GÓRECKI W. 2020 – Filozofia poszukiwań naftowych. GEOS, Kraków.
- KIERSNOWSKI H. 1997 – Depositional development of the Polish Upper Rotliegend Basin and evolution of its sediment source areas. *Geol. Quart.*, 41 (4): 433–456.
- KIERSNOWSKI H., BUNIAK A., KUBERSKA M., SROKOWSKA-OKOŃSKA A. 2010 – Tight gas accumulations in Rotliegend sandstones of Poland. *Prz. Geol.*, 58 (4): 335–346.
- KOZŁOWSKA A., POPRAWA P. 2004 – Diageniza klastycznych utworów karbońskich w obszarze mazowieckim oraz północnej części obszaru lubelskiego na tle ich historii pograżeniowo-termicznej. *Prz. Geol.*, 52 (6): 491–500.
- KOZŁOWSKA A., WISZNIEWSKA J. 1990 – Aspekty genetyczne tekstur i struktur minerałów kruszczowych w masywie suwalskim. *Arch. Mineral.*, 44 (2): 69–98.
- KUBERSKA M. 1999a – Spoiwa węglanowe skał klastycznych czerwonego spągowca w kujawsko – pomorskim segmencie strefy T-T. *Prz. Geol.*, 47 (2): 159–162.
- KUBERSKA M. 1999b – Etapy cementacji piaskowców czerwonego spągowca w świetle badań izotopowych. *Prz. Geol.*, 47 (5): 477–478.
- KUBERSKA M., MALISZEWSKA A. 2008 – Petrografia utworów permu dolnego (czerwonego spągowca). Budziszewice IG 1. Profile Głęb. *Otw. Wiern.*, 127: 52–63.
- KUDREWICZ R. 2006 – Structural map of the sub Permian surface. [W:] Górecki W. (red.), Zasoby prognostyczne, nieodkryty potencjał gazu ziemnego w utworach czerwonego spągowca i wapienia cechstyńskiego w Polsce. NFOŚiGW, Kraków. Encl. 2.1.2.1., ZADANIE 2.1.2. Analiza strukturalna stropu paleozoiku podpermjskiego – szkic strukturalny spągu permu. *Nar. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa, nr arch. 2293/2009.
- LESZCZYŃSKI K. (red.) 2008 – Budziszewice IG 1. Profile Głęb. *Otw. Wiern.*, 127.
- MALISZEWSKA A., JACKOWICZ E., KUBERSKA M., KIERSNOWSKI H. 2016 – Skały permu dolnego (czerwonego spągowca) zachodniej Polski – monografia petrograficzna. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 204.
- MAZUR S., ALEKSANDROWSKI P., GAGAŁA Ł., KRZYWIEC P., ŻABA J., GAIDZIK K., SIKORA R. 2020 – Late Palaeozoic strike-slip tectonics versus oroclinal bending at the SW outskirts of Baltica: case of the Variscan belt's eastern end in Poland. *Inter. J. Earth Sci.*; doi: 10.1007/s00531-019-01814-7
- MIGASZEWSKI Z., NARKIWIECZ M. 1983 – Identyfikacja pospolitych minerałów węglanowych przy użyciu wskaźników barwiących. *Prz. Geol.*, 4: 258–261.
- PETECKI Z. 2000 – Przetwarzanie i interpretacja pól potencjalnych w kujawskim segmencie strefy Teisseyere’a-Tornquista i zachodniej części platform prekambryjskiej. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 292: 5–120.
- PETIJOHN F.J., POTTER P.E., SIEVER R. 1972 – Sand and sandstone. Springer Verlag, Berlin.
- POŻARYSKI W., GROCHOLSKI A., TOMCZYK H., KARNKOWSKI P., MORYC W. 1992 – The tectonic map of Poland in the Variscan epoch. *Prz. Geol.*, 40: 643–651.
- RAMDOHR P. 1975 – Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.
- SPECZIK S. 1979 – Mineralizacja kruszczowa w utworach karbońskich podłoża monokliny przedsudeckiej. *Geol. Sud.*, 14 (1): 77–118.
- SZEWCZYK J., GIENKA D. 2009 – Terrestrial heat flow density in Poland – a new approach. *Geol. Quart.*, 53 (1): 125–140.
- TILL J., GUYODO Y., LAGROIX F., MORIN G., ONA-NGUEMA G. 2015 – Goethite as a potential source of magnetic nanoparticles in sediments. *Geology*, 43 (1): 75–78.
- TILL J.L., GUYODO Y., LAGROIX F., MORIN G., MENGUY N., ONA-NGUEMA G. 2017 – Presumed magnetic biosignatures observed in magnetite derived from abiotic reductive alteration of nanogoethite. *C. R. Geosci.*, 349 (2): 63–70.
- TILL J.L., NOWACZYK N. 2018 – Authigenic magnetite formation from goethite and hematite and chemical remnant magnetization acquisition. *Geophys. J. Int.*, 213: 1818–1831.
- TUCKER M.E. 1990 – Dolomites and dolomitization models. [W:] Tucker M.E., Wright V.P. (red.), Carbonate Sedimentology. Blackwell Sc. Publ., 365–400.
- ZIELINSKI G.W., POPRAWA P., SZEWCZYK J., GROTEK I., KIERSNOWSKI H., ZIELINSKI R.L.B. 2012 – Thermal effects of Zechstein salt and the Early to Middle Jurassic hydrothermal event in the central Polish Basin. *AAPG Bulletin*, 96 (10): 1981–1996.

Praca wpłynęła do redakcji 22.04.2021 r.
Akceptowano do druku 2.06.2021 r.

**Skály osadowe czerwonego spągowca w wierceniu Kutno 2
w warunkach postulowanego jurajskiego wydarzenia termicznego
oraz wysokich nacisków – studium petrograficzne (patrz str. 365)**

**Rotliegend sedimentary rocks in the Kutno 2 well under conditions of a postulated
Jurassic thermal event and high overpressure – a petrographic study (see p. 365)**



Ryc. 3. Fotografie mikroskopowe. **A** – fragment piaskowca średnioziarnistego; widoczne spoiwo węglanowe oraz obwódki ilasto-żelaziste (strzałki) na ziarnie kwarcu detrytycznego; głęb. 6497,9 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane; **B** – fragment zlepieńca drobnookruchowego; w spoiwie widoczny subhedralny romboedr dolomitu (Do) z czytelną budową pasową; głęb. 6464,5 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane; **C** – fragment zlepieńca drobnookruchowego; w spoiwie widoczne dwie generacje kwarcu autogenicznego (QaI, QaII); głęb. 6464,5 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane; **D** – fragment piaskowca o składzie arenitu sublitycznego; widoczne spoiwo anhydrytowe (Ah) i dolomitowe; głęb. 6543,5 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane; **E** – fragment arenitu sublitycznego; widoczny częściowo skarbonatyzowany okruch skalny (żółty zarys); głęb. 6472,2 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane; **F** – fragment zlepieńca drobnookruchowego; widoczny silnie przeobrażony okruch skały wylewnej; głęb. 6464,5 m; obraz z mikroskopu polaryzacyjnego; nikole skrzyżowane

Fig. 3. Photomicrographs. **A** – fragment of medium-grained sandstone; carbonate cement and clayey-ferrous rims (arrows) on a detrital quartz grain are visible; 6497.9 m depth; polarizing microscope image; crossed nicols; **B** – fragment of fine-grained conglomerate; subhedral dolomite rhombohedron (Do), displaying a zonal structure, in the cement are visible; depth: 6464.5 m; polarizing microscope image; crossed polarizers; **C** – fragment of fine-grained conglomerate; two generations of authigenic quartz (QaI, QaII) is visible in the cement; depth 6464.5 m; polarizing microscope image; crossed polarizers; **D** – fragment of sandstone with the composition of sublithic arenite; anhydrite and dolomite cements are visible (Do) are visible; depth 6543.5 m; polarizing microscope image; crossed polarizers; **E** – fragment of sublithic arenite; partially carbonated rock fragment is visible (yellow outline); depth: 6472.2 m; polarizing microscope image; crossed polarizers; **F** – fragment of the fine-grained conglomerate; strongly altered rock clast is visible; depth: 6464.5 m; polarizing microscope image; crossed polarizers