

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Anna BECKER, Kinga BOBEK, Leszek BOJARSKI, Andrzej CHMIELEWSKI, Grzegorz CZAPOWSKI, Anna FELDMAN-OLSZEWSKA, Anna FIJAŁKOWSKA-MADER, Anna GÓRECKA-NOWAK, Jacek GRABOWSKI (red.), Marek JAROSIŃSKI, Marek JASIONOWSKI, Hubert KIERSNOWSKI, Sylwia KIJEWSKA, Arkadiusz KRAWIEC, Ewelina KRZYŻAK, Marta KUBERSKA, Marcin ŁOJEK, Barbara MASSALSKA, Jerzy NAWROCKI, Edyta NOWAK-KOSZLA, Sławomir OSZCZEPALSKI, Tadeusz PERYT, Grzegorz PIENKOWSKI, Olga ROSOWIECKA, Joanna RYCHEL, Leszek SKOWROŃSKI, Jakub SOKOŁOWSKI, Małgorzata SOSNOWSKA, Paweł URBĄŃSKI, Maria I. WAKSMUNDZKA, Krzysztof WAŚKIEWICZ (red.), Hubert WIERZBOWSKI (red.), Sara WRÓBLEWSKA

Otwór wiertniczy Piła 1/IG 1 jest położony w północno-zachodniej części Polski, na obszarze antyklinorium śródpolskiego, w południowej części segmentu pomorskiego. Podstawowym zadaniem otworu było zbadanie utworów permu (czerwony spągowiec i cechsztyń) elewacji Wałcz–Piła–Szamocin w celu określenia ich litologii i facji, własności zbiornikowych i możliwości akumulacji węglowodorów oraz głębokości zalegania podłoża podpermńskiego.

W profilu udokumentowano utwory karbonu, permu (czerwonego spągowca i cechsztynu), triasu, jury dolnej i środkowej, paleogenu, neogenu i czwartorzędu. Brak górnej jury i kredy jest typowy dla antyklinorium środkowopolskiego i jest rezultatem inwersji tektonicznej i intensywnej erozji na przełomie kredy i paleogenu.

Utwory **górnego karbonu** (pensylwanu) zostały nawiercone na głęb. 5468,3–5482,0 m. W profilu dominują mułowce i ilowce, masywne lub laminowane poziomo, z cienkimi przeławieniami piaskowców, i sporadycznie tufów. Wiek skał określono na podstawie skąpych danych palinologicznych oraz analogii składu petrograficznego (waki kwarcowe) rozpoznanego w innych otworach nawiercających karbon Pomorza Zachodniego. Brak szczątków organizmów morskich czy ich śladów może wskazywać na sedimentację w zbiorniku jeziornym.

Przeprowadzona w utworach karbonu analiza mezostrukturalna wykazała obecność licznych struktur tektonicznych, tj. złustowań, rys tektonicznych, żyłek, drobnych uskoków, jak również strome upady warstw zmieniające się w zakresie 45–90°. Obecność większości z tych struktur wskazuje na odkształcenie kompleksu karbońskiego w reżimie uskoków odwróconych. Istnieją przesłanki na wielofazowe deformacje z początkowym ugięciem i wychyleniem warstw oraz ich zaciśnięciem w reżimie uskoków odwróconych, a następnie reaktywacją transpresyjną (patrz rozdz. str. 74).

Spąg **perm** wyznaczono z początkiem pojawienia się utworów dolnego **czerwonego spągowca** (wielkopolska formacja wulkanogeniczna). Pomiedzy skałami górnego karbonu i dolnego permu występuje najprawdopodobniej luka erozyjna, o czym może świadczyć czerwone zabarwienie skał, wskazujące na oddziaływanie wietrzenia subaeralnego.

Jednym z głównych celów geologiczno-poszukiwawczych w otworze Piła 1/IG 1 było rozpoznanie utworów czerwonego

spągowca. Zostały one nawiercone na głęb. 4384,9–5468,3 m (wg miary wiertniczej), a ich miąższość wynosi 1083,4 m. Profil czerwonego spągowca w otworze Piła 1/IG 1 dzieli się na dwa większe kompleksy. Dolny kompleks reprezentuje wielkopolską formację wulkanogeniczną, odpowiadającą dolnemu czerwonemu spągowcowi. Składa się on z wulkanitów, w głównej mierze z bazaltów, zaś w mniejszym stopniu z riolitów. W najniższej i najwyższej części dolnego kompleksu występują utwory piaskowcowo-zlepieńcowe serii epiklastyczno-piroklastycznej. Łącznie, miąższość utworów dolnego kompleksu osiąga 192,3 m. Utwory dolnego czerwonego spągowca kończą się granicą erozyjną połączoną z hiatusem. Następnie w profilu czerwonego spągowca występują utwory górnego kompleksu zaliczone do górnego czerwonego spągowca. Jego niższa część (formacja Drawy) jest zbudowana z osadów piaszczysto-żwirowej plaj marginalnej. Powyżej występuje miąższy pakiet osadów składający się z plaj ilastej z interwałami pokryw piaskowców eolicznych i, sporadycznie, poziomów koryt fluwialnych. Powyższe osady rozpoczynają rozwój rozległej plaj w cyklicznie zmieniających się warunkach klimatycznych: na przemian klimatu suchego, półsuchego i wilgotnego. Ich miąższość wynosi 422,3 m. Utwory formacji Drawy kończą się granicą erozyjną połączoną z hiatusem. Na nich zalegają bezpośrednio osady plaj piaszczysto-ilastej porożcinanej częstymi poziomami koryt fluwialnych (formacja Noteci). Ostatni odcinek górnego kompleksu wykształcony jest także jako osady plaj ilasto-piaszczystej, jednakże charakteryzuje się mniejszą częstotliwością oraz mniejszą miąższością poziomów koryt fluwialnych. Miąższość formacji Noteci wynosi 373,8 m. Na utworach czerwonego spągowca zalegają osady cechsztynu, sama zaś granica pomiędzy nimi charakteryzuje się brakiem czytelnej powierzchni erozyjnej (patrz rozdz. str. 81).

Cechsztyń został nawiercony na głęb. 3099,0–4384,9 m, i osiąga znaczną miąższość wynoszącą 1285,9 m. Profil cechsztynu jest dość kompletny i obejmuje osady trzech cyklotemów ewaporatowo-węglanowych PZ1, PZ2 i PZ3, cyklotemu terygeniczno-ewaporatowego PZ4, podzielonego na subcyklotemy PZ4a–PZ4d oraz terygenicznej formacji rewalskiej. Szczegółowo pod względem sedimentologicznym i mikrofakalnym zostały opisane rdzeniowane fragmenty profilu w tym: pogranicze górnego czerwonego spągowca i cechsztynu

wraz z łupkiem miedzionośnym (patrz rozdz. str. 116), skały węglanowe – wapień cechsztyński (Ca1) i dolomit główny (Ca2) (patrz rozdz. str. 121), utwory solne cyklotemów PZ2 i PZ4 (patrz rozdz. str. 136), a także poziomy anhydrytowe cyklotemów PZ1–PZ3 patrz rozdz. str. 134). Osobny rozdział poświęcono mineralizacji kruszcowej na pograniczu czerwonego spągowca i cechsztynu oraz w łupku miedzionośnym i wapieniu cechsztyńskim (patrz rozdz. str. 127). Tzw. permska seria miedzionośna wykazuje mineralizację kruszczami żelaza (piryt i markasyt) z podrzędnym udziałem chalkopirytu, sfalerytu i galeny. Zawartości kluczowych pierwiastków (Cu, Ag, Zn i Pb) są jednak stosunkowo niskie i nie mają obecnie znaczenia ekonomicznego, także ze względu na znaczną głębokość zalegania.

Skały przypisywane formacji rewalskiej (**najwyższy perm**) występują w interwale głęb. 3127,5–3099,0 m (28,5 m miąższości). Są to osady terygeniczne, śródlądowe, powstałe po zakończeniu akumulacji ewaporatowej, rdzeniowane tylko w niewielkim stopniu – 2 m rdzenia (patrz rozdz. str. 139). Przechodzą one w sposób ciągły do formacji bałtyckiej reprezentującej najniższy trias.

Trias w profilu Piła 1/IG 1 występuje na głęb. 1068,5–3099,0 m i wykazuje klasyczną trójdzielność z ilasto-piaskowcowym niższym pstrym piaskowcem, węglanowo-ilastą „formacją” retu i wapieniem muszlowym oraz przeważnie ilastym kajprem. Na grupę pstrego piaskowca składają się formacje: bałtycka, pomorska, ilasta i retu. Charakterystyczny jest brak znaczących przewarstwień węglanowych wśród mułowców i iłowców formacji bałtyckiej, co utrudnia wyznaczenie granicy pomiędzy permem a triasem. W formacji pomorskiej występują dwa charakterystyczne poziomy piaskowcowo-węglanowe ogniwa piaskowca drawskiego i spągowej części ogniwa trzebiatowskiego. „Formacja” ilasta zawiera znaczącą liczbę przewarstwień piaskowcowych, świadcząc o położeniu otworu w strefie przejściowej między domenami facjalnymi formacji półczyńskiej i klasycznej „formacji” ilastej. Podobnie, górny pstry piaskowiec jest wykształcony w „formacji” retu, ale już z pewnymi cechami upodabniającymi go do formacji barwickiej. Wapień muszlowy jest wykształcony w sposób typowy dla regionu z przewagą wapieni w dolnej części, marglisto-dolomityczną częścią środkową i dwudzielnym wapienno-ilastym wapieniem muszlowym górnym. Dla profilu kajpru charakterystyczne jest występowanie wszystkich wydzieleni, budujących tę grupę w regionie, włącznie z poziomem szarych iłowców z anhydrytem stropowym w najwyższej części warstw gipsowych górnych. Dokumentacja chronostratygraficzna jest dość uboga ze względu na niski poziom rdzeniowania triasu. W górnym pstrym piaskowcu stwierdzono występowanie poziomu miosporowego *Voltziaeasporites heteromorpha*, datowanego na przełom oleneku i anizyku, a w stropie nierozdzielonych warstw jarkowskich i zbąszyneckich – poziomu miosporowego *Corollina meyeriana*, datowanego na noryk (patrz rozdz. str. 155).

Interpretacja chrono- i litostratygraficzna **jury dolnej** w wierceniu Piła 1/IG 1 jest oparta na porównaniu krzywych geofizycznych otworu Piła 1/IG 1 i oddalonego o ok. 200 km na południowy-wschód otworu Kaszewy 1. Miąższość jury

dolnej wynosi 805 m (263,5–1068,5 m). Na podstawie krzywej promieniowania gamma można wyróżnić jednostki litostratygraficzne, kolejno: formacje zagajską i skłobską (hettang), ostrowiecką (synemur), gielniowską i drzewicką (pliensbach), ciechocińską i borucicką (toark) oraz hipotetycznie sekwencje depozycyjne w ujęciu cyklo- i chronostratygraficznym.

Profil jury środkowej w otworze Piła 1/IG 1, przewiercony bezrdzeniowo, obejmuje jedynie 78,5 m (głęb. 185,0–263, 5 m). Na podstawie krzywych geofizycznych wyróżniono dolny kompleks piaskowcowy (51 m miąższości) oraz górny iłowcowo – mułowcowy (27,5 m miąższości). Na podstawie danych z pobliskich otworów z Pomorza Zachodniego, zaliczono dolny kompleks do aalenu dolnego a górny – do aalenu górnego.

Profil paleogenu i neogenu w otworze Piła 1/IG 1 (88,0–185,0 m, 97 m miąższości) został zinterpretowany na podstawie próbek okruchowych i pomiarów geofizycznych, także w na podstawie pełniejszych danych z pobliskich otworów kartograficznych. W paleogenie wyróżniono formację czempińską (dolny oligocen) oraz mosińską górną (oligocen dolny i górny). Neogen reprezentowany jest przez formację gorzowską (dolny miocen) oraz krajeńską (miocen środkowy).

Najmłodsze osady udokumentowane w otworze Piła 1/IG 1 (głęb. 0–88,0 m) są wieku czwartorzędowego. Reprezentują one gliny oraz osady wodnolodowcowe zlodowaceń: południowopolskiego (Sanu), środkowopolskiego (Warty) oraz północnopolskiego (Wisły).

Datowanie biostratygraficzne oparte było głównie na **badaniach palinologicznych**. Spory charakterystyczne dla wieku karbońskiego znaleziono w utworach karbonu, jak i permu (patrz rozdz. str. 153). Wydaje się, że spory karbońskie uległy redepozycji podczas sedimentacji utworów czerwonego spągowca, bowiem nie udokumentowano żadnych taksonów typowo permskich. Zespoły mikroflorystyczne wskazujące na górny olenek i dolny anizyk oraz noryk stwierdzono w osadach triasu (patrz rozdz. str. 155). W osadach dolnej jury udokumentowano palinologicznie toark (formacja ciechocińska). W utworach formacji czempińskiej stwierdzono obecność pyłków środkowego oligocenu, choć pojedyncze taksony mogą występować nawet w dolnym miocenie (patrz rozdz. str. 155).

Materię organiczną przebadano w wybranych horyzontach karbonu, permu i triasu (patrz rozdz. str. 157), oraz dolnej jury (patrz rozdz. str. 161). Próbkę skał triasu pochodzą z utworów piaskowca trzcinowego, warstw gipsowych dolnych, warstw sulechowskich oraz wapienia muszlowego. Wymienione utwory zawierają w swoim składzie przede wszystkim macerały grupy wityritu z domieszką macerałów grupy inertyritu. W próbkach piaskowca trzcinowego dodatkowo zaobserwowano domieszkę macerałów grupy liptynitu, zaś w przypadku wapienia muszlowego domieszkę amorficznej materii organicznej tworzące asocjacje organiczno-mineralne typu bitumicznego. Skład maceralny utworów triasu wskazuje na przewagę lądowej materii organicznej. Wapień muszlowy najprawdopodobniej zawiera mieszaną, lądowo-morską materię organiczną. Zawartość węgla organicznego w skałach triasu jest niska i zawiera się w zakresie 0,1–0,6% wag. skały. Bituminy występują w ilości 0,001–0,029% wag. skały i przejawiają cechy bituminów wygenerowanych ze skał macierzystych o typowo morskim pochodzeniu.

Materię organiczną w utworach permu przebadano w wybranych jednostkach cechsztyńskich, w tym w dolomicie głównym, anhydrylicie górnym, anhydrylicie dolnym oraz wapieniu cechsztyńskim. Skład grupowy macerałów wymienionych jednostek jest zbliżony. Dominującym składnikiem skał jest amorficzna materia ogranicza typu bitumicznego. W charakterze domieszki występują również macerały grupy wityritu i inertynitu. Materia organiczna w tych skałach pochodzi ze źródeł morskich z niewielkim udziałem detrytusów lądowych. Zawartość węgla organicznego zbadano wyłącznie dla dwóch próbek i wynosi ona 0,4 i 0,5% wag. skały. Bituminy stanowią 0,003 oraz 0,007% wag. skały. Znajdujące się w skałach bituminy zostały wygenerowane z kerogenu o analogicznym pochodzeniu co macierzysta materia organiczna. Dostępne dane nie pozwalają jednak wykluczyć obecności bituminów pochodzących z migracji w przebadanych utworach cechsztyńskich.

W przebadanych próbkach karbonu zawartość materii organicznej jest śladowa.

Dojrzałość termiczna w profilu wzrasta wraz z głębokością pograżenia skał od wczesnej fazy generowania ropy naftowej w piaskowcu trzcinowym (kajper, głęb. 1473,0–1476,0 m, $R_o = 0,77–0,78\%$) do warunków odpowiadających fazie generowania gazu mokrego w utworach cechsztyńskich (głęb. 4159,1–4379,1 m, $R_o = 1,87–2,32\%$). Z uwagi na niską zawartość bituminów oraz, w dużej mierze, ich epigenetyczny charakter przebadane skały są mało perspektywiczne dla generowania węglowodorów.

W celu zbadania właściwości zbiornikowych wykonano badania podstawowych **parametrów fizycznych i chemicznych skał**: zawartości węglanów, porowatości efektywnej i całkowitej, przepuszczalności, gęstości właściwej i objętościowej, zawartości siarki i bituminów (patrz rozdz. str. 161). Analiza właściwości fizyko-chemicznych utworów karbonu, czerwonego spągowca, cechsztyńskich oraz dolnego triasu jednoznacznie wskazuje, że skały te nie posiadają dobrych właściwości zbiornikowych. Charakteryzują się bardzo słabą porowatością i w większości przypadków brakiem przepuszczalności. Utwory górnego triasu i dolnej jury nie wykazują także obecności siarki.

Obszar w promieniu 10 km od otworu Piła 1/IG 1 został pokryty rzadką siecią **profilu sejsmicznego**, wykonanych w większości na początku lat 80. ub.w., dwa nowsze profile wykonano w 1998 roku (patrz rozdz. str. 176). Interpretacja zdjęcia sejsmicznego 2D pozwoliła na korelację stropu utworów: jury środkowej, jury dolnej, triasu górnego, triasu środkowego, triasu dolnego, permu i stropu czerwonego spągowca. Otwór Piła 1/IG 1 przewiercił SW skrzydło antykliny opartej na cechsztyńskiej poduszce solnej.

W otworze Piła 1/IG 1 przeprowadzono szereg pomiarów **geofizyki wiertniczej**. Przeprowadzono m.in. różnorodne badania radiometryczne, akustyczne i elektrometryczne (patrz rozdz. str. 177). Wyliczone parametry petrofizyczne z krzywych geofizycznych dowodzą, że potencjał zbiornikowy w rejonie otworu jest niewielki. Kompleksy skalne składają się głównie ze skał nieprzepuszczalnych i słabo przepuszczalnych, a kompleksy piaszczyste są silnie zailone. Wysoki wskaźnik zailenia przekłada się na niski współczyn-

nik przepuszczalności tych skał, nawet przy dość wysokiej porowatości jak w przypadku kompleksów jury dolnej, gdzie średnią porowatość wynosi 18%. Głębsze kompleksy piaszczyste uległy większej kompaktacji, przez co ich parametry porowatości i przepuszczalności są niezadowalające, oscylują głównie w zakresie kilku procent i 0,1–1 mD.

Uzyskane dla otworu Piła 1/IG 1 **wartości prędkości** wygładzonych, interwałowych i kompleksowych (patrz rozdz. str. 184) pozwoliły na wyznaczenie granic szeregu kompleksów prędkościowych związanych ze zmianami litologicznymi obejmującymi wydzielenia stratygraficzne od paleogenu do czerwonego spągowca. Najwyższe wartości prędkości kompleksowych zaobserwowano w piaskowcach wapienistych wapienia muszlowego, środkowego pstrego piaskowca oraz anhydrytu dolnego. Najbardziej wyraźne kontrasty prędkościowe zaobserwowano natomiast na granicach pomiędzy formacjami czempińską i mosińską górną paleogenu, wapieniem muszlowym i kajprem oraz formacjami pomorską i ilastą pstrego piaskowca środkowego, cechsztyńską a formacją bałtycką triasu, cyklotemami PZ1 i PZ2 cechsztyńskich oraz na stropie formacji Drawy czerwonego spągowca. Zidentyfikowane granice kompleksów pozwalają na dowiązanie najwyraźniejszych odbić refleksyjnych na profilach sejsmicznych do odpowiednich jednostek litostratygraficznych i prawidłowe opracowanie interpretacji sejsmicznych w rejonie otworu Piła 1/IG 1.

Otoczenie otworu Piła 1/IG 1 jest pokryte półszczegółowymi **zjęciami grawimetrycznym i magnetycznym** (patrz rozdz. str. 194). Otwór znajduje się w obrębie grawimetrycznego wyżu pomorskiego, którego południowo-zachodnia granica koreluje się z granicą między antyklinorium środkowopolskim a synklinorium szczecińsko – miechowskim. Drobne, lokalne zaburzenia obrazu grawimetrycznego należy tłumaczyć nagromadzeniami utworów polodowcowych. W obrazie magnetycznym otwór Piła 1/IG 1 znajduje się w obrębie południowo-zachodniej prowincji magnetycznej, której źródła należy szukać w głębokim podłożu.

W skałach czerwonego spągowca w otworach Piła 1/IG 1 oraz Czaplinek IG 1 przeprowadzono **badania magnetostratygraficzne**, w celu korelacji z globalną skalą polarności magnetycznej (patrz rozdz. str. 198). Pomimo silnego przemagnesowania w większości próbek udało się wyodrębnić permską, pierwotną składową pozostałości magnetycznej i odtworzyć zmiany polarności ówczesnego pola geomagnetycznego. Granica pomiędzy megachronami Kiaman oraz Illawarra jest usytuowana w dolnej części utworów formacji Drawy, na pograniczu roadianu i wordianu.

Modelowanie paleopograżenia i generacji węglowodorów (patrz rozdz. str. 202) sugeruje, że wielkość erozji z przełomu mezozoiku i kenozoiku wyniosła ponad 1700 m, co dobrze odzwierciedla zmiany porowatości w skałach wynikające z kompaktacji. Wzmocniona subsydencja i największe tempo sedymentacji przypadły na wczesny trias (600 m/mln lat), z maksymalnym tempem w trakcie sedymentacji „formacji” ilastej środkowego pstrego piaskowca. Wysokie tempo sedymentacji występowało również podczas sedymentacji utworów czerwonego spągowca (300 m/mln lat dla formacji Drawy i 450 m/mln lat dla formacji Noteci). Według modeli ska-

ły formacji Drawy czerwonego spągowca uległy pogrzebaniu w późnej kredzie na głębokości ok. 6500 m.

Podstawowym celem **opróbowania poziomów zbiornikowych** (patrz rozdz. str. 214) było zbadanie utworów paleozoiku i triasu pod kątem możliwości występowania w nich złóż ropy naftowej i gazu ziemnego. Badaniami objęto: 1 poziom czerwonego spągowca, 3 poziomy pstrego piaskowca, 1 poziom piaskowca trzcinowego kajpru i 1 poziom jury dolnej. W wyniku opróbowania stwierdzono niemal całkowity brak własności zbiornikowych utworów paleozoiku. Jedynie w skałach wylewnych czerwonego spągowca uzyskano przypływ solanki oraz zaobserwowano zgazowanie płuczki. Również w utworach pstrego piaskowca stwierdzono całkowity brak przypływu, co potwierdza ich regionalnie słabe własności zbiornikowe. W utworach piaskowca trzcinowego występują niemal nasycone solanki o charakterze ługów solnych, a w zalegającym ok. 400 m wyżej poziomie jury dolnej wody o mineralizacji ogólnej $6,7 \text{ g/dm}^3$. Stwierdzony bardzo wyraźny próg hydrogeochemiczny mógłby stwarzać korzystne warunki dla zachowania się złóż węglowodorów w piaskow-

cu trzcinowym, jednak na podstawie wskaźników hydrodynamicznych i hydrochemicznych możliwość występowania złóż węglowodorów w poszczególnych poziomach zbiornikowych w rejonie otworu Piła 1/IG 1 oceniono negatywnie.

W trakcie badań hydrogeologicznych stwierdzono obecność **wód zmineralizowanych** o właściwościach leczniczych (patrz rozdz. str. 225). Poziom wodonośny jury dolnej jest głównym poziomem wód leczniczych na Kujawach i Pomorzu. Jest to poziom typu porowego i porowo-szczelinowego o naporowym zwierciadle wody i regionalnym zasięgu. W głębszych warstwach, starszych od jury, występują wody silnie zmineralizowane o przeobrażonym składzie chemicznym. Skład izotopowy wskazuje na mieszanie się wód infiltracji czwartorzędowej z wodami starszymi przenikającymi do systemu wodonośnego przed czwartorzędem. Wody lecznicze ujęte otworem Piła 1/IG 1 nie są eksploatowane, a w pobliżu otworu brak jest infrastruktury technicznej do wydobywania i transportowania wody. Charakterystyka fizyczno-chemiczna tych wód wskazuje, że mogą one być wykorzystywane do celów rekreacyjno-leczniczych, a także do hodowli ryb ciepłolubnych.