

Maria I. WAKSMUNDZKA, Krystian WÓJCIK

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Celem wykonania otworu Wilga IG 1, na etapie jego projektowania, było lepsze zbadanie północno zachodniego krańca basenu lubelskiego, głównie poprzez rozpoznanie utworów karbonu, jego bezpośredniego podłoża oraz nadkładu. Planowano dokładniejsze poznanie stratygrafii i warunkowań tektonicznych, perspektywiczności, jak również prześledzenie zmian litofacjalnych w obrębie skał potencjalnie zbiornikowych. Zamierzano lepiej rozpoznać rozprzestrzenienie i stratygrafię utworów dewonu oraz zbadać perspektywiczności utworów permu, triasu i jury dolnej. Pierwszy, archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny otworu sporządzono na etapie przygotowania dokumentacji wynikowej. Profil zamieszczony w tym tomie został opracowany na podstawie danych z tej dokumentacji oraz wyników późniejszych badań, które były wykonywane przez okres ponad 40 lat od czasu wykonania otworu. Litologię zinterpretowano na podstawie informacji z rdzeni wiertniczych, pomiarów geofizycznych oraz pomocniczo z próbek okruchowych. Pierwszy podział stratygraficzny został zatem znacznie zmodyfikowany, uaktualniony i uszczegółowiony. Zastosowano obowiązujące podziały stratygraficzne, zweryfikowano i przesunięto większość granic chronostratygraficznych. Wykreowano aktualne jednostki litostratygraficzne, niewyróżnione w dokumentacji wynikowej, jak również wykonano aktualizację i uszczegółowienie jednostek starszych. W tym tomie zamieszczono też podsumowanie wyników nowych badań litologicznych, sedymentologicznych, stratygraficznych, petrograficznych, geochemicznych, geofizycznych oraz modelowania historii pogrążania, ewolucji termicznej i rozwoju dojrzałości materii organicznej.

Najstarsze utwory w profilu otworu Wilga IG 1 należą do dewonu i zostały nawiercone w interwale głęb. 3096,7–3552,0 m. Miąższość nieprzebitych utworów systemu dewońskiego osiąga 455,3 m. Otwór Wilga IG 1 przewiercił fran, pod którymi bezpośrednio występuje lochkow. Charakterystyczny jest brak utworów pragu, emsu, eiflu i żywetu. U podstawy podziału chronostratygraficznego dewonu stoją badania mikroskamieniałości – małżoraczków (dewon dolny) i konodontów (dewon górny) oraz korelacja z sąsiednimi otworami. W ostatnim przypadku przyjęto lochkowski wiek dolnej części profilu poprzez analogię

z otworami Pionki 4 i Terebin IG 5, w których stratygrafię oparto na miosporach. W profilu Wilga IG 1 taką diagnozę stratygraficzną potwierdzają oznaczone zespoły małżoraczków, tentakulitów, trylobitów, brachiopodów i małży. Również analiza krzywych geofizyki otworowej pozwala skorelować charakterystyczne (izochroniczne) horyzonty, które można odnaleźć w sąsiednich, lepiej datowanych otworach. Utwory dewonu dolnego (lochkow dolny i środkowy) występują na głęb. 3143,0–3552,0 m, a ich nieprzewiercona miąższość wynosi 409,0 m. Na profil dewonu dolnego składają się dwie formacje – sycyńska i czarnolesska. Niższą – formację sycyńską (>267 m miąższości, nieprzewiercona) – tworzą głównie ilowce, ilowce pylaste i mułowce ilaste, czasami margliste lub dolomityczne, zawierające cienkie przewarstwienia wapieni organodetrytycznych i wapieni ilastych. W obrazie mikroskopowym są to mułowce/madstony, madstony z bioklastami i pakstony bioklastyczne. Sedymentacja osadów formacji sycyńskiej odbywała się w warunkach otwartomorskich, na głębokości poniżej sztormowej podstawy falowania, z okresowym niedoborem tlenu w przydennej partii osadu. W sukcesji pionowej można obserwować zapis stopniowego płycenia ilastego basenu szelfowego. Formacja czarnolesska (142 m miąższości) jest reprezentowana przez mułowce i mułowce ilaste, przewarstwione piaskowcami kwarcowymi. W obrazie mikroskopowym są to różnego rodzaju mułowce, waki i arenity kwarcowe. Cechą charakterystyczną jest obecność licznych zaburzeń sedymentacyjnych oraz różnego rodzaju bioturbacji. Formacja czarnolesska odzwierciedla dalszy etap spływania środowiska sedymentacji – od głębszego basenu silikoklastycznego, przez równię pływową, pociętą kanałami pływowymi, do równi wyżej pływowej, kształtowanych dynamiką nieodległej delty. Osady formacji zwoleniskiej i telatyńskiej nie występują w profilu otworu Wilga IG 1. Dewon górny nawiercono na głęb. 3096,7–3143,0 m i jest on reprezentowany tylko przez utwory formacji modryńskiej (46,3 m miąższości), datowanej tutaj na fran dolny–środkowy. Formacja jest wykształcona jako różnego rodzaju dolomity, niekiedy ze smugami i laminami anhydrytów. Pojawiają się także wapienie ziarniste, zawierające stromatoporooidy, koralowce, a niekiedy ramienionogi, małżoraczki, krynooidy i stylioliny. W sukcesji powszechnie występują

też poziomy brekcji śródformacyjnych. Petrograficznie utwory formacji modryńskiej są reprezentowane przez madstony, madstony z bioklastami, wakstony intraklastowe, pakstony bioklastyczne – wszystkie w odmianie wapiennej i dolomitowej. Środowiskiem sedimentacji tych utworów była płytkomorska platforma węglanowa – w sukcesji pionowej formacji można zidentyfikować osady powstałe kolejno w strefie ławicy zabarierowej, na skłonie platformy węglanowej, w obrębie budowli organicznej i ponownie na skłonie platformy węglanowej.

Powyżej dewonu leżą, z luką stratygraficzną obejmującą fran górny–niższy wizen górny, utwory wyższego wizenu górnego. Karbon wg pomiarów geofizycznych występuje na głęb. 2302,0–3094,5 m (miąższość 792,5 m), natomiast wg rdzeni w interwale głęb. 2304,0–3096,7 m (miąższość 792,7 m). Jego profil w otworze Wilga IG 1 jest jednym z reperowych, na podstawie których opracowano model stratygrafii sekwencji oraz podział karbonu dla obszaru basenu lubelskiego, jak również rejonu centralnej Polski. Profil tworzą głównie mułowce i iłowce, piaskowce mają mniejszy udział i występują najczęściej w jego niższej oraz wyższej części. Najrzadziej spotykane są wapienie, margle, zlepieńce, iłowce węgliste (łupki węglowe) i węgle. Utwory missisipu występują na głęb. 2988,0–3096,7 m (miąższość 108,7 m), natomiast pensylwanu – 2304,0–2988,0 m (miąższość 684,0 m). W spągu wizeny (głęb. 3038,5–3096,7 m; miąższość 58,2 m) występują zlepieńce i mułowce, powstałe w czasie niskiego stanu względnego poziomu morza (WPM) w środowisku rzeczonym. Wyższa część jest wykształcona jako wapienie i margle, zdeponowane na obszarze płytkiego szelfu węglanowego oraz iłowce i mułowce związane ze środowiskiem delty płytkowodnej i płytkiego szelfu ilastego. W serpuchowie (głęb. 2988,0–3038,5 m; miąższość 50,5 m) występują mułowce i iłowce, powstałe w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM. Na granicy missisipu i pensylwanu występuje luka stratygraficzna, obejmująca wyższy serpuchow–najniższy baszkir, co w podziale zachodnioeuropejskim odpowiada podpiętrm wyższy arnsbergian–niższy marsdenian. W profilu baszkiru (głęb. 2431,5–2988,0 m; miąższość 556,5 m) piaskowce, które powstały w czasie wypełniania koryt rzecznych i wciętych dolin u schyłku niskiego stanu WPM, dominują w jego części niższej oraz wyższej. W tego typu piaskowcach, należących do sekwencji 12, 16 i 17, występują trzy horyzonty gazowe w złożu Wilga. W części środkowej baszkiru przeważają iłowce, mułowce, gleby stigmariowe, iłowce węgliste i węgle, powstałe na obszarach rzecznych równi zalewowych, rzadko przeławiczone piaskowcami koryt rzecznych. Osady te powstawały zarówno w czasie niskiego stanu, jak i podnoszenia i wysokiego stanu WPM. Najwyższa część profilu karbonu, włączona do moskowu (głęb. 2304,0–2431,5 m; miąższość 127,5 m), jest wykształcona głównie jako iłowce, mułowce oraz towarzyszące im nieliczne piaskowce, które również powstawały w środowisku rzeczonym.

Wyniki badań biostratygraficznych karbonu, wykonane na podstawie konodontów, glonów wapiennych oraz otwor-

nic, wykazały obecność w jego najniższej części utworów wizeny górny. Natomiast rewizja wyników badań palinostratygraficznych potwierdziła obecność w profilu utworów najwyższego wizeny oraz wyższego baszkiru. Badania petrograficzne wykazały obecność: wśród skał węglanowych – greistonów z bioklastami, natomiast wśród baszkirskich piaskowców – głównie arenitów i wak subarkozowych. W ich obrębie przestrzenie między ziarnami detrytycznymi są wypełnione częściowo spoiwem – matriksem i/lub cementami, tj.: kwarcem, kaolinitem i węglanami, czasami występowały także gips i piryty. Zaobserwowano efekty działania procesów diagenetycznych, tj.: kompaktacji, cementacji, zastępowania, przeobrażania i rozpuszczania. Na redukcję porowatości największy wpływ miały kompaktacja i cementacja. Piaskowce te mają bardzo dobre właściwości zbiornikowe, ich porowatość wynosi 2,3–23,33%, natomiast przepuszczalność może osiągać 893,81 mD.

Powyżej karbonu występują, z luką stratygraficzną obejmującą kazimow–gzeli oraz czerwony spągowiec dolny, utwory permu (głęb. 22034,5–2304,0 m; miąższość 269,5 m). Na stropie karbonu leżą piaskowce z przewarstwieniami zlepieńców, reprezentujące czerwony spągowiec górny (głęb. 2286,0–2304,0 m; miąższość 18,0 m). W dolnej części profilu występują osady fluwalne, natomiast w wyższej – eoliczne, mające potencjał zbiornikowy. Osady te powstały w południowo-zachodniej części permickiego basenu podlaskiego, wypełniając obniżenie paleomorfologiczne, powstałe w wyniku erozji osadów występujących w pokrywie platformy wschodnioeuropejskiej.

W profilu cechsztynu (głęb. 22034,5–2284,6/2286,0 m; miąższość 250,1 m) wydzielono utwory cyklotemów od (PZ1) do (PZ4). W obrębie cyklotemu (PZ1) występują następujące jednostki: zlepieniec podstawowy (Zp1), łupek miedzionośny (T1), wapień cechsztyński (Ca1), anhydryt dolny (A1d), najstarsza sól kamienna (Na1) oraz anhydryt górny (A1g), natomiast w obrębie (PZ2) tylko dolomit główny (Ca2). W skład cyklotemu (PZ3) wchodzi szary il solny (T3) i dolomit płytowy (Ca3), a w (PZ4) stwierdzono obecność stropowej serii terygenicznej (PZt). W profilu cechsztynu występują liczne luki stratygraficzne, związane z usytuowaniem we wschodniej, brzeżnej części polskiego basenu cechsztyńskiego, w obrębie zatoki podlaskiej.

Skały triasu występują na głęb. 1591,0–22034,5 m (miąższość 443,5 m). Jego spąg jest dyskusyjny, natomiast pozostałe granice chronostratygraficzne są umowne, przybliżone granicami litostratygraficznymi. Pstry piaskowiec (głęb. 21887,5–22034,5 m; miąższość 147,0 m) jest wykształcony głównie w postaci iłowców, mułowców i piaskowców, zdeponowanych w systemie aluwialnym. W przystropowej części jego profilu są spotykane piaskowce i iłowce, powstałe we wczesnej fazie transgresji w strefie litoralnej zbiornika morskiego. Wśród piaskowców opisano arenity kwarcowe i/lub subarkozowe, a w nich składniki ziarniste, takie jak: kwarc i skalenie oraz w niewielkich ilościach okruchy skalne. Ziarna są scementowane spoiwem typu matriks i ortochemicznym. Składnikami cementów są węglany (dolomit, kalcyt), miejscami kwarc autigeniczny czy też niewielkie skupienia kaolinitu i chlorytów. Porowa-

tość efektywna wynosi 20,8–30,3%, natomiast przepuszczalność jest bardzo zróżnicowana, od znikomej do maksymalnie wynoszącej 485,0 mD. Środkowa część triasu, zaliczona do wapienia muszlowego występuje na głęb. 1831,0–1887,5 m (miąższość 56,5 m) i jest wykształcona jako przeławicające się wapienie, iłowce i mułowce. Depozycja odbywała się w strefie przybrzeżnej, położonej we wschodniej części płytkiego zbiornika morskiego, który okresowo ulegał wyraźnemu spłycaniu. Profil wyższego triasu, wyróżniony jako kajper (głęb. 1591,0–1831,0 m; miąższość 240,0 m), jest zdominowany przez osady ilasto-mułowcowe równi mułowej, prawdopodobnie genezy fluwialnej.

Utwory jury (głęb. 1095,1–1591,0 m; miąższość 495,9 m) leżą na stropie triasu z luką stratygraficzną, obejmującą kajper górny. Jura dolna (głęb. 1521,0–1591,0 m; miąższość 70,0 m) jest wykształcona jako utwory mułowcowo-ilaste formacji zagajskiej, powstałe w środowisku limniczno-bagiennym, natomiast leżący powyżej kompleks mułowcowo-piaskowcowych heterolitów (formacje ostrowiecka, drzewicka/gielniowska) reprezentuje depozycję początkowo w czasie transgresji, a następnie w czasie regresji zbiornika morskiego. Najwyższa część profilu jury dolnej (głównie iłowce i mułowce z przewarstwieniami piaskowców formacji ciechocińskiej) powstała w płytkim i rozległym zbiorniku brakicznym. Utwory jury środkowej (głęb. 1470,0–1521,0 m; miąższość 51,0 m) są zredukowane i obejmują jedynie baton i kelowej. W dolnym odcinku profilu dominują piaskowce, mułowce i iłowce, często zdolomityzowane, a wyżej wapienie organodetrytyczne, często piaszczyste. Obserwowane zazębienie się facji wapieni organodetrytycznych oraz piaskowcowych i mułowcowo-iłowcowych wskazuje na zmienną dynamikę w zbiorniku morskim, natomiast zmniejszanie się udziału frakcji klastycznej ku górze profilu może być związane ze stopniowym oddalaniem się linii brzegowej. Obecność fauny mszywiolowej wskazuje na normalny stopień zasolenia, jak również na płytki i ciepły późnokelowejski zbiornik morski o umiarkowanym reżimie hydrodynamicznym. Jura górna (głęb. 1095,1–1470,0 m; miąższość 374,9 m) obejmuje utwory oksfordu i kimerydu, w których wydzielono cztery formacje, tj.: kraśnicką, „koralowcową”, bełżycką i głowaczowską. Profil oksfordu tworzą w dole wapienie organodetrytyczne gąbkowe, a w części środkowej – wapienie organodetrytyczne koralowcowo-mszywiolowe. W górnej części oksfordu oraz w kimerydzie dolnym stwierdzono wapienie oolitowe i mikrytowe. Kimeryd górny jest wykształcony jako margle i wapienie margliste z muszłowcami. Nieliczne oznaczenia mikrofauny, głównie otwornicowej, sugerują występowanie utworów oksfordu, kimerydu górnego i przypuszczalnie tytonu dolnego, jednak nie dają podstaw do ustalenia biostratygrafii.

Utwory kredy (głęb. 250,0–1090,0 m; miąższość 840,0 m) leżą na jurze z luką stratygraficzną, obejmującą tyton-walanżyn. W profilu występują morskie utwory kredy dolnej – alb i hoteryw (głęb. 1059,0–1090,0 m; miąższość 31,0 m), oraz górnej – od cenomanu po mastrycht górny (głęb. 250,0–1059,0 m; miąższość 809,0 m). W tym rejonie, we wczesnej kredzie, nie powstały typowe facje węglanowe,

jedynie mułowce ilaste formacji włocławskiej, a następnie piaski i mułowce ogniwa kruszwickiego formacji mogileńskiej. W profilu kredy górnej dominują litofacje węglanowe, podrzędnie margliste oraz węglanowo-krzemionkowe. Kreda pisząca pojawia się stosunkowo późno, bo dopiero w wyższym dolnym mastrychcie i występuje jeszcze w niższym górnym mastrychcie.

Powyżej kredy zalegają osady paleogenu (głęb. 150,0–250,0 m; miąższość 100,0 m), w obrębie którego notowane są luki stratygraficzne. W niższej części profilu występują gezy wapieniste z wkładkami wapieni formacji puławskiej, których wiek określono na dan. Ich depozycja zachodziła w zbiorniku morskim, który wycofał się z końcem danu. Wyższa część, odpowiadająca oligocenowi dolnemu, jest wykształcona jako piaski i mułki z domieszką glaukonitu formacji mosińskiej dolnej, powstałe w zbiorniku morskim w warunkach wysokiego stanu WPM.

Utwory neogenu (głęb. 24,0–150,0 m; miąższość 126,0 m), poprzedzone luką stratygraficzną, są wykształcone jako piaski i mułki formacji adamowskiej, wydatowanej na miocen środkowy. Powyżej występują ily, mułki i piaski formacji poznańskiej wieku miocen górny. Część przystopowa została zaliczona do formacji gozdnickiej, która powstała przypuszczalnie w pliocenie. Utwory neogenu powstawały na obszarze równi aluwialnych.

W najwyższej części profilu otworu występują czwartorzędowe piaski, żwiry, mułki i gliny.

Badania petrologiczne materii organicznej wykonano w obrębie utworów dewonu dolnego–kredy dolnej. Zawartość materii jest zmienna, jej podwyższone koncentracje występują w kredzie dolnej (2,20%) oraz karbonie (baszkir: 2,0–11,6%, wizen–serpuchow: 1,5–2,0%). Skład macełałowy jest reprezentowany głównie przez typ humusowy – witynit (kolotelinit), przy zdecydowanie mniejszym udziale grupy liptynitów oraz inertynitów. Dojrzałość termiczna wzrasta wraz z głębokością pograżenia od wczesnej fazy generowania ropy naftowej w utworach kredy i jury (0,48–0,50% R_0) do głównej fazy generowania ropy naftowej w utworach permu–dewonu (0,52–0,90% R_0). W obrębie karbonu pojedyncze horyzonty można uznać za potencjalnie macierzyste do generowania ropy naftowej.

Wyniki badań geochemicznych wykazały, że utwory dewonu są „biednymi” skałami macierzystymi, podobnie jak słabo przebadane utwory jury dolnej i środkowej. Za „dobre” skały macierzyste uznano utwory serpuchowu, natomiast za „biedne” pozostałe utwory karbonu oraz permu, w których tylko punktowo ilość węgla organicznego jest podwyższona. W dewonie dolnym ilość bituminów jest mała, natomiast dużą ilość bituminów syngenetycznych z osadem stwierdzono w dewonie górnym, serpuchowie i cechszynie. Głównym składnikiem materii organicznej były algi i bakterie, a jedynie materia organiczna pensylwanu powstała z rozpadu roślin wyższych, w wyniku biodegradacji.

Na podstawie analizy pirolitycznej wyróżniono trzy poziomy skał macierzystych – wizeński, serpuchowski i baszkirski. W utworach wizen i serpuchowu zawartość węgla organicznego TOC wynosi 0,31–3,24% wag., natomiast baszkiru – 0,02–70,04% wag. W całym profilu dominuje

kerogen typu III, z wyjątkiem stropowej części serpucho-
wu, gdzie występuje również kerogen typu II. Pomierzone
wartości temperatury T_{\max} mieszczą się w przedziale 419–
447°C, co wskazuje, że materia organiczna jest niedojrzała
lub znajduje się w przedziale inicjalnym „okna ropnego”.
Obserwowany przyływ gazu ziemnego wraz z solanką
z karbońskich piaskowców poziomu z głęb. 2972,0–2985,0 m,
jak i gaz ziemny zakumulowany w pobliskim złożu Wilga,
mogą być genetycznie powiązane z karbońskimi poziomami
macierzystymi, zlokalizowanymi w głębszej, bardziej
dojrzałej termicznie części basenu lubelskiego. Nie wyklu-
cza to także możliwości migracji węglowodorów ze star-
szych skał, np. syluru.

Na podstawie założonego modelu stwierdzono, że tem-
po depozycji w dewonie było wysokie i wynosiło ponad
150 m/mln lat, podobnie jak w pensylwanie (> 100 m/mln).
W permomezozoiku jej największe tempo obserwuje się
w późnym permie–wczesnym triasie (ok. 50 m/mln lat)
oraz jurze środkowej i późnej (40–70 m/mln lat). W późnej
kredzie tempo depozycji było zmienne, początkowo niższe,
aż w mastrychcie osiągnęło ponad 60 m/mln lat. Model po-
grążania osadów w rejonie otworu Wilga IG 1 i ewolucji
termicznej wskazuje, że w dewonie nastąpił intensywny
przyrost głębokości do poniżej 800 m i wzrost temperatury
w spągu utworów lochkowu powyżej 50°C. Następnie pod
koniec karbonu spąg ten osiągnął głębokość pograżenia po-
niżej 2050 m i temperaturę powyżej 100°C. Późnokarboń-
ska inwersja basenu lubelskiego zatrzymała przyrost głębo-
kości pograżenia i temperatury. W późnym permie i mezo-
zoiku znowu nastąpił intensywny przyrost głębokości, a od
wczesnego paleogenu – umiarkowana depozycja i niewiel-
kie tempo pograżania. Maksymalna głębokość pograżenia
występuje współcześnie.

W obrębie utworów jury zmierzona porowatość wyno-
siła 1,80–29,28%. Dominują w niej utwory praktycznie
nieprzepuszczalne, ale niektóre pomiary przepuszczalności
wykazały wartości dochodzące do maksymalnie 1780 mD.
Nielicznymi analizami przebadano utwory triasu – pstrego
piaskowca o porowatości 9,84–30,30% i przepuszczalności
w granicach 180–4100 mD. Część utworów cechsztynu jest
nieprzepuszczalnych, przy małej porowatości rzędu 0,2–
3,9% (maks. 18,4% w anhydrylicie głównym). Dużą porowa-
tość (26,5%) zanotowano w dolomicie głównym, którego
utwory charakteryzują się zróżnicowaną przepuszczalno-
ścią o wartościach <0,2–1200,0 mD. W utworach czerw-
onego spągowca porowatość zmienia się w zakresie 10,5–
35,1%, a przepuszczalność dla całego zbadanego profilu
otworu osiąga wartość maksymalną 5150 mD. Utwory wi-
zenu i serpuchowu (formacja Huczwy i Terebina) charakte-
ryzują niskie porowatości i brak przepuszczalności. Dobre
parametry zbiornikowe wykazują utwory niższego baszki-

ru (niższa i wyższa część formacji Dęblina). Porowatość
wynosi maksymalnie 18,6%, a przepuszczalność 450 mD.
Utwory wyższego baszkirow (formacja lubelska) mają niskie
porowatości i są praktycznie nieprzepuszczalne. Najwyż-
szy baszkirow–moskow (formacja Magnuszewa) charakte-
ryzuje się niejednorodnymi wynikami pomiarów, których
wartość porowatości może dochodzić do 24,5%, a prze-
puszczalność do 1560 mD. W utworach dewonu dolnego
(formacja sycyńska) stwierdzono niskie porowatości. W de-
wonie górnym (formacja modryńska) pomiary wskazały
porowatość 0,07–9,40%, przy czym większość skał jest
nieprzepuszczalnych, a zanotowana przepuszczalność do-
chodzi tylko do 6,7 mD. W obrębie formacji czarnoleskiej
zmierzono porowatość w zakresie 2,1–19,0%, część jej
utworów jest nieprzepuszczalnych, a część charakteryzuje
się przepuszczalnością osiagającą 530 mD.

W obrębie utworów paleozoicznych wyznaczono, na
podstawie analizy wyników pomiarów sejsmometrycznych,
trzy charakterystyczne granice odbijające, stanowiące po-
ziomy przewodnie, tj.: strop cechsztynu, piaskowce niższe-
go baszkirow oraz granica franu i dewonu dolnego. Ograni-
czony asortyment badań geofizyki otworowej, wykonanych
w otworze Wilga IG 1, oraz ich jakość zdecydowanie odbie-
gają od obecnie realizowanych zestawów pomiarów i stan-
dardu ich jakości. Mimo to, interpretacja jakościowa i ilo-
ściowa tych danych umożliwiła dokładniejsze poznanie
przewierconych utworów, m.in.: interpretację profilu lito-
logicznego, określenie parametrów fizycznych i zbiorniko-
wych warstw kolektorskich oraz wydzielenie warstw wodo-
nośnych i poziomów nieprzepuszczalnych.

Na rdzeniach wiertniczych zaobserwowano w szczeli-
nach oraz mikroszczelinach wapieni i dolomitów dewonu
(franu) ślady płynnej ropy naftowej, jak również przesyce-
nie niektórych partii dolomitów ropą naftową.

W omawianym otworze wiertniczym wykonano opró-
bowanie dziewięciu poziomów zbiornikowych pod kątem
możliwości występowania w nich gazu ziemnego i ropy
naftowej oraz wykonano badania hydrochemiczne wód.
Opróbowanie pięciu poziomów w obrębie utworów dewo-
nu wykazało przyływy solanki zgazowanej gazem pal-
nym, a w jednym przypadku ze śladami ropy naftowej.
Pojedyncze opróbowanie skał karbonu oraz dolomitu
głównego również wykazało przyływ solanki zgazowa-
nej gazem palnym, natomiast w najpłytszym poziomie
dolnojurskim stwierdzono występowanie średniozmine-
ralizowanej wody termalnej o temperaturze 32°C. Okreś-
lono ją jako 0,35% wodę hipotermalną, chlorkowo-sodo-
wą, borową. Otwór przekazano władzom gminnym w celu
wykorzystania wody w balneoterapii lub rekreacji. Opraco-
wano dokumentację hydrogeologiczną ustalającą zasoby
eksploatacyjne w kategorii rozpoznania C.