

Anna BECKER, Krystian WÓJCIK, Maria I. WAKSMUNDZKA, Kinga BOBEK, Anna FELDMAN-OLSZEWSKA, Anna GÓRECKA-NOWAK, Jolanta IWAŃCZUK, Marek JASIONOWSKI, Marek JAROSIŃSKI, Przemysław KARCZ, Jacek R. KASIŃSKI, Sylwia KIJEWSKA, Piotr KLECZYŃSKI, Ewa KLIMUSZKO, Aleksandra KOZŁOWSKA, Ewelina KRZYŻAK, Marta KUBERSKA, Krzysztof LESZCZYŃSKI, Barbara MASSALSKA, Lech MIŁACZEWSKI, Edyta NOWAK-KOSZLA, Tadeusz PERYT, Grzegorz PIENKOWSKI, Teresa PODHALAŃSKA, Krzysztof RADLICZ, Olga ROSOWIECKA, Joanna RYCHEL, Jolanta SMOLEŃ, Katarzyna SOBIEN, Jakub SOKOŁOWSKI, Weronika WIERNY, Tatiana WORONCOWA-MARCINOWSKA, Sara WRÓBLEWSKA

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Celem wykonania otworu Maciejowice IG 1, na etapie jego projektowania, było rozpoznanie niższej części profilu karbonu, która nie była jeszcze w tym rejonie przewiercona, osiągnięcie podłoża utworów dewonu środkowego oraz dostarczenie nowych danych o budowie geologicznej brzeżnej strefy platformy prekambryjskiej. W związku z brakiem danych z podłoża karbonu, w planowanym otworze spodziewano się napotkać istotne różnice w wykształceniu dewonu w stosunku do poznanych wcześniej profili otworów z rejonu Dębina i Garwolina. Przewidywania te zostały potwierdzone, gdyż stwierdzono dużą różnicę w miąższości profilu dewonu. Pozwoliło to na osiągnięcie stropu dewonu dolnego o ok. 500 m płycej niż przewidywano, co miało bezpośredni wpływ na podjęcie decyzji o kontynuowaniu wiercenia w celu osiągnięcia spągu dewonu i stropowych partii jego sylurskiego podłoża. Zaplanowano rozpoznanie potencjalnych skał zbiornikowych w obrębie utworów dewonu dolnego oraz charakteru litologicznego i tektonicznego granicy dewonu i syluru. Wykonanie otworu Maciejowice IG 1 wniosło szereg istotnych danych dotyczących budowy geologicznej oraz perspektyw surowcowych północno-zachodniej części obszaru lubelskiego. Umożliwiło odtworzenie rozwoju tektonicznego tego obszaru oraz potwierdzenie jego przynależności do platformy wschodnioeuropejskiej.

Pierwszy archiwalny profil litologiczno-stratygraficzny otworu został zestawiony na etapie sporządzania dokumentacji wynikowej. Profil zamieszczony w tym tomie opracowano na podstawie danych z tej dokumentacji oraz wielu późniejszych badań prowadzonych przez następne dekady, w ramach wielu projektów naukowych i zadań państwowej służby geologicznej. Przedstawiono również wyniki nowych badań litologicznych, stratygraficznych, sedimentologicznych, petrograficznych, geochemicznych, geofizycz-

nych, dojrzałości termicznej i macierzystości oraz tempa depozycji, modelowania historii termicznej i warunków pogrzebienia. Profil litologiczny opracowano na podstawie danych z rdzeni wiertniczych, profilowań geofizyki wiertniczej oraz próbek okruszowych. Pierwsze archiwalne podziały, chronostratygraficzny i litostratygraficzny, zostały w znacznym stopniu zmodyfikowane i uaktualnione, wprowadzono obowiązujące podziały stratygraficzne, zweryfikowano i przesunięto niektóre granice jednostek, a w niektórych przypadkach wykreowano jednostki nowe na podstawie aktualnie obowiązujących podziałów. Granice jednostek chronostratygraficznych, jak również, w mniejszym stopniu, litostratygraficznych, w nierdzieniowanych odcinkach profilu, są przybliżone i wyznaczone na podstawie analizy krzywych pomiarów geofizycznych, korelacji z otworami sąsiednimi, z uwzględnieniem danych paleontologicznych uzyskanych z materiału rdzeniowego.

Najstarsze utwory w profilu otworu Maciejowice IG 1 należą do syluru (przydolu) i nawiercono je w interwale głęb. 5001,5–5059,0 m (57,5 m miąższości). Nie osiągnięto spągu systemu. Tworzą je głównie iłowce szare i ciemnoszare, iłowce wapniste oraz, rzadziej, wapienie. Wśród skamieniałości występują szczątki flory i bardzo nieliczne małże oraz duże tentakulity z gatunku *Styliolina gigantea* Urbanek i Hajłasz. Cechy osadów pozwalają na zaliczenie ich do formacji z Pucka.

Utwory dewonu (lochkow–famen) występują w interwale 3503,7–5001,5 m (1497,8 m miąższość), przy czym, ze względu na brak przesłanek biostratygraficznych, granica syluru i dewonu jest stawiana arbitralnie – wyznacza ją geofizyczny poziom korelacyjny „w2a”. Bezpośrednią podstawą podziału chronostratygraficznego są skamieniałości małżoraczków i tentakulitów oraz konodontów, a pośrednio – korelacja geofizyczna z sąsiednimi otworami Wilga IG 1,

Pionki 4 oraz Terebin IG 5, w których niektóre odcinki profilu dewonu są lepiej datowane miosporami i konodontami.

Dewon dolny (lochkow oraz ?prag-?ems) występuje na głębokości 3959,1–5001,5 m i osiąga miąższość 1042,4 m. Profil dewonu dolnego tworzą formacje sycyńska, czarnolesska i zwoleńska. Pierwsza (608,5 m miąższości) jest reprezentowana przez iłowce, iłowce pylaste i mułowce ilaste, czasem margliste lub dolomityczne, zawierające cienkie, soczewkowane przewarstwienia wapieni organodetrytycznych i wapieni ilastych. W obrazie mikroskopowym są to mułowce, a podrzędnie pakstony bioklastyczne i greinstony. Charakterystyczna jest tutaj obecność małżoraczek i dużych tentakulitów. Osady formacji powstały w warunkach otwartomorskich, na głębokości poniżej sztormowej podstawy falowania, z okresowym niedoborem tlenu w przydennej partii osadu. Spokojną sedymentację zaburzały prądy zawieszinowe, odpowiedzialne za redepozycję materiału szkieletowego z płytszych części basenu. Formacja czarnolesska (148 m miąższości) jest reprezentowana przez mułowce i mułowce ilaste, przewarstwione piaskowcami kwarcowymi. Pod względem petrograficznym są to różnego rodzaju mułowce, waki i arenity kwarcowo-łyszczkowe. W dolnej części formacji występują duże tentakulity. Formacja czarnolesska odzwierciedla etap spłykania środowiska sedymentacji i zwiększonej erozji na lądzie – akumulacja osadów odbywała się w środowiskach przejściowych między pełnomorskimi a lądowymi, tj. niżepływowym, pływowym, deltowym i plażowym. Osady formacji zwoleńskiej (285,9 m miąższości) są reprezentowane wyłącznie przez utwory terygeniczne, powstałe w środowisku rzek meandrujących rozległej niziny aluwialnej. W profilu otworu Maciejowice IG 1 występują zlepieńce, piaskowce kwarcowe i mułowce – osady koryt rzecznych i glików krewasowych, a także osady drobnoziarniste – najczęściej mułowce i iłowce – reprezentujące osady pozakorytowe. W obrazie petrograficznym stwierdzono mułowce, waki i arenity kwarcowo-łyszczkowe oraz zlepieńce. Górna granica formacji ma charakter erozyjny.

Dewon środkowy nawiercono na głęb. wiertniczej 3952,7–3959,1 m i jest on reprezentowany przez utwory formacji telatyńskiej (6,4 m miąższości), bardzo zredukowane erozyjnie i/lub przez niedepozycję. W obrębie formacji wydzielono ogniwo przewodowskie o cechach morskich utworów bardzo płytkowodnych, być może miejscami plażowych, miejscami pływowych. Wyżej dominują utwory marglisto-dolomityczne, laminowane poziomo, z relikami mat glonowych. Wiek formacji telatyńskiej w otworze Maciejowice IG 1 nie jest udokumentowany biostratygraficznie, może obejmować eifel, eifel-żywet lub żywet.

Dewon górny nawiercono na głęb. wiertniczej 3503,7–3952,7 m i jest on reprezentowany przez utwory franu – formacji modryńskiej (203,7 m miąższości) oraz famenu – „formacji” bychawskiej (191,0 m miąższości) i formacji firlejskiej (55,0 m miąższości). Formacja modryńska jest tu wyraźnie trójdzielna. Dolna część jest zdominowana przez dolomikryty, dolospartyty i dolomity margliste, czasem przeławiczone iłowcami dolomitycznymi oraz wyżej przez wapienie z amfiporami, ramienionogami, kalcisferami i śli-

makami. Ta część formacji powstała w warunkach lagunowych. W środkowej części występuje ogniwo wapienia ze Stężycy – wapienie ziarniste, stromatoporoidowo-koralowcowe, reprezentowane przez bioklastyczne wakstony, pakstony i rudostony oraz bandstony. Wśród składników szkieletowych charakterystyczne jest występowanie glonów z grupy *Renalcis* i ramienionogów. Utwory te powstały na proksymalnej platformie węglanowej w warunkach normalnego zasolenia. W najwyższej części formacji występują wapienie pelitowe i margliste, bioklastyczne, reprezentujące sedymentację bardziej otwartomorską, poniżej podstawy falowania. „Formacja” bychawska odróżnia się występowaniem utworów wapienno-marglisto-ilastych (madstonów, wakstonów i pakstonów bioklastycznych). Charakterystyczna dla jej utworów jest obecność tekstur gruzłowej i pasiastej. Makroskamieniałości są tutaj reprezentowane przede wszystkim przez ramienionogi. Obecność konodontów świadczy o dolnofameńskim wieku osadów – datowania jednej próbki wskazują na górny poziom *Palmatolepis crepida*. Sedymentacja osadów tej formacji odbywała się w warunkach głębokomorskich, poniżej sztormowej podstawy falowania i w środowisku zubożonym w tlen, o czym świadczy brak struktur bioturbacyjnych i ubóstwo materiału szkieletowego, ograniczonego do igieł gąbek. Formacja firlejska ma monotony skład litologiczny. Są to osady węglanowe o charakterystycznej teksturze gruzłowej, reprezentowane mikrofacjalnie przez madstony, wakstony i pakstony bioklastyczne. Wśród skamieniałości występują tutaj ramienionogi, fragmenty łodyg liliowców, gałązek tabulatów z grupy *Aulopora*, małżów, pancerzy skorupiaków oraz duże małżoraczki. Konodonty, stwierdzone w jednej próbce, wskazują na dolnofameński wiek formacji – górny poziom *Palmatolepis rhomboidea*. Formacja firlejska w profilu Maciejowice IG 1 reprezentuje środowiska sedymentacji morskiej na szelfie węglanowo-ilastym, ale prawdopodobnie bardziej odcięte, w strefie barymetrycznej między platformą węglanową i basenem szelfowym.

Dewon w profilu Maciejowice IG 1 reprezentuje dwa megacykle sedymentacyjne. Dewon dolny (formacje sycyńska, czarnolesska i zwoleńska) odpowiada fazie regresywnej niższego megacyklu, a dewon środkowy i górny (formacje telatyńska, modryńska, bychawska i firlejska) – wyższemu megacyklowi transgresywno-regresywnemu. Granica między dewonem i karbonem w profilu Maciejowice IG 1 ma charakter powierzchni erozyjnej i niezgodności kątowej.

Powyżej dewonu leżą z luką stratygraficzną, obejmującą wyższy famen – niższy turnej, utwory wyższego turneju. Karbon występuje na głęb. wiertniczej 1843,0–3503,7 m (miąższość 1660,7 m), a wg pomiarów geofizycznych – 1846,0–3504,5 m (miąższość 1658,5 m). Jego profil w otworze Maciejowice IG 1 jest najpełniejszym spośród profili opracowanych szczegółowo na Lubelszczyźnie i należy do reperowych, które posłużyły do stworzenia modelu stratygrafii sekwencji oraz korelacji z globalnym podziałem karbonu dla karbońskiego basenu płocko-lubelskiego. W profilu karbonu najczęściej spotykane są iłowce i mułowce, rzadziej piaskowce, a najrzadziej wapienie, margle, zlepieńce

i węgle kamienne. Utwory missisipu występują na głęb. 3281,0–3504,5 (3277,7–3503,7 m) i mają miąższość 223,5 m (226,0 m wg miary wiertniczej), natomiast pensylwanu – 1846,0–3281,0 m (1843,0–3277,7 m) – miąższości 1435,0 m (1434,7 m wg miary wiertniczej). Do turneju włączono zlepieniec występujący na głęb. 3504,2–3504,5 m (3503,4–3503,7 m) miąższości 0,3 m, zbudowany głównie z okruchów wapieni, którym towarzyszą okruchy skał wulkanicznych i magmowych. Powstał on przypuszczalnie w płytkim korycie roztokowym w czasie niskiego stanu względnego poziomu morza (WPM). Powyżej występują utwory wizenu (głęb. 3428,5–3503,4 m; miąższość 74,9 m) leżące na turneju z luką stratygraficzną, obejmującą przypuszczalnie najwyższy turnej oraz wizen dolny i środkowy. Dominują w nich iłowce i wapienie (rzadko margle) powstałe na obszarach płytkiego szelfu ilastego lub węglanowego, ewentualnie w środowisku prodeltowym delty płytkowodnej, związane z warunkami podnoszenia się i wysokiego stanu WPM. W serpuchowie (głęb. 3277,7–3428,5 m; miąższość 150,8 m) dominują iłowce i mułowce, powstałe w środowisku delt płytkowodnych i płytkiego szelfu ilastego, w czasie podnoszenia i wysokiego stanu WPM. Pomiędzy serpuchowem i baszkirem występuje druga w profilu karbonu luka stratygraficzna, obejmująca najniższy baszkir. W obrębie baszkiru (głęb. 2591,0–3277,7 m; miąższość 686,7 m) dominują miąższościowo iłowce i mułowce, którym towarzyszą piaskowce, zwykle spotykane w ławicach o dość dużej miąższości. W profilu spotykane są też warstwy węgla o niewielkich miąższościach. Piaskowce baszkiru powstały w korytach rzecznych, rozwiniętych we wciętych dolinach. Zwykle towarzyszą im iłowce i mułowce, związane ze środowiskiem rzecznych równi zalewowych. Osady tych środowisk powstały w czasie niskiego stanu WPM. W obrębie utworów baszkiru zidentyfikowano nowy horyzont tufowy, który jest najmłodszym wśród opisanych dotychczas w profilu karbonu w rejonie lubelskim i wskazuje na występowanie piroklastycznych erupcji wulkanicznych, również we wczesnym baszkirze, a nie tylko jak dotychczas opisywano w turneju i wizenie. Najwyższa część profilu karbonu, włączona do moskoku (głęb. 1843,0–2591,0 m; miąższość 748,0 m), jest wykształcona głównie jako iłowce, mułowce oraz towarzyszące im dość liczne ławice piaskowcowe, a także rzadko spotykane węgle. Reprezentują one podobne spektrum subs środowisk rzecznych, w jakich powstały osady baszkiru.

Wyniki badań biostratygraficznych karbonu wykonane na podstawie konodontów, glonów wapiennych oraz otwornic na jednej próbce z formacji Terebina (głęb. 3400,5 m) nie pozwalają na dokładną interpretację pozycji chronostratygraficznej, wskazując na szeroki interwał pogranicza wizenu i serpuchowu. Rewizja wyników badań palinostratygraficznych wykazała występowanie skał wizenu górnego, serpuchowu, baszkiru górnego i prawdopodobnie moskoku dolnego. Dla części badanych interwałów głębokościowych interpretacja chronostratygraficzna nie była możliwa. Wśród najbardziej typowych dla karbonu piaskowców, mułowców i iłowców lokalnie występują również zlepience, tufy i skały węglanowe (syderyty i wapienie ilaste/margli-

ste). Piaskowce są reprezentowane przez arenity i waki kwarcowe, subarkozowe i sublityczne, których porowatość, pomierzona w płytkach cienkich, waha się od 0 do 24,8% obj. Wyniki badań porowatości, przepuszczalności oraz cech przestrzeni porowej wskazują na bardzo dobre i dobre właściwości zbiornikowe piaskowców moskoku oraz słabsze baszkiru i serpuchowu. Właściwości te pogarszają się poniżej głęb. 3000,0 m. Z procesów diagenetycznych największy wpływ na redukcję porowatości miały kompaktacja i cementacja, a do jej wzrostu przyczyniło się rozpuszczanie, szczególnie ziarn skaleni. Piaskowce, w których głównymi składnikami spoiwa są cementy kwarcowy i kaolinitowy, najczęściej charakteryzują się wyższą porowatością w porównaniu do innych piaskowców.

Na utworach karbonu występują na głęb. 1774,5–1846,0 m (?1768,9–1843,0 m) utwory permu o miąższości 71,5 m (74,1 m wg miary wiertniczej). Oba systemy są rozdzielone luką stratygraficzną obejmującą kazimow–gzeli oraz niższy perm (brak osadów czerwonego spągowca). Perm jest reprezentowany przez osady grupy cechsztynu, w tym cyklotomy PZ1, PZ2 i PZ3 oraz osady silikoklastyczne o niepewnej przynależności litostratygraficznej. Na najlepiej wykształcony cyklotem PZ1 o miąższości 47,0 m (45,5 m wg miary wiertniczej) składają się łupek miedzionośny (T1), wapień cechszyński (Ca1) i anhydryt (A1), interpretowany jako przypuszczalny anhydryt dolny. Cyklotem PZ2 jest zredukowany jedynie do klastycznej serii recesywnej (T2r), a cyklotem PZ3 jest reprezentowany przez horyzont dolomitu płytowego (Ca3). Należy podkreślić, że wcześniej, w tym w dokumentacji wynikowej otworu, horyzont ten był interpretowany jako dolomit główny (Ca2), co w niniejszym tomie zostało zrewidowane na podstawie najnowszych interpretacji paleogeograficznych. Analiza petrograficzna i mikrofacjalna próbek rdzeni z horyzontu (Ca3) wykazała, że w dolnej części wydzielenia dominują silnie zdiagenezowane średnio- lub grubokrystaliczne dolomity, w których bardzo rzadko są widoczne niewyraźne ślady pierwotnej struktury niemożliwej do interpretacji. W środkowej i wyższej części profilu przeważają utwory mikrosparytowe i rzadziej mikrytowe, prawdopodobnie o dominującej mineralogii kalcytowej. Mimo dość silnej diagenety, miejscami zinterpretowano pierwotną strukturę osadów jako greinstony onkoidowe oraz laminowane utwory mikrytowe prawdopodobnie o genezie mikrobialnej.

Na węglanach dolomitu płytowego leży 58-metrowa sukcesja silikoklastyczna o niejasnej przynależności litostratygraficznej (cechsztyn? lub pstry piaskowiec?; stropowa seria terygeniczna? lub formacja bałtycka?), której najniższy, mułowcowy odcinek jest interpretowany jako permski. Wiek wyższej części sukcesji, zbudowanej głównie z czerwonych i brunatnych piaskowców, mułowców i iłowców jest dyskusyjny (perm? lub trias?). Ustalenie granicy permu i triasu jest szczególnie problematyczne w profilu otworu Maciejowice IG 1, położonego w brzeżnej strefie polskiego basenu cechszyńskiego i mezozoicznego basenu Niżu Polskiego w triasie. Rdzenie pobrane ze znacznej części tej sukcesji poddano analizie sedymentologicznej. Rozpoznano środowiska depozycyjne od plai i sebhya, poprzez

również rzeczną z korytami po utwory eoliczne, a także wyinterpretowano progradacyjne i retrogradacyjne trendy depozycji osadów. Na tej podstawie, na głęb. 1764,0 m (1770,0 m wg miary geofizycznej), w spągu osadów seby przybrzeżnej, kończącej retrogradacyjny ciąg rozwoju środowisk, powstały w wyniku transgresywnego podniesienia bazy erozyjnej, zaproponowano przybliżone położenie granicy permu i triasu, jedno z możliwych dyskutowanych w niniejszym opracowaniu. Petrograficzna analiza dwóch próbek piaskowców z sukcesji przejściowej między permem i triasem wykazała obecność arenitów kwarcowych/subarkozowych, których głównym składnikiem są półobtoczone ziarna kwarcu mono-, rzadziej polikrystalicznego. Wśród skaleni występują przeważnie odmiany potasowe, sporadycznie plagioklasy. Przeobrażone ziarna skaleni były prawdopodobnie źródłem glinu i krzemu dla kaolinitu spotykanego w postaci niewielkich skupień. Występują również chloryty, a wśród cementów także kalcyt i kwarc autigeniczny. Przestrzeń porowa zdominowana jest przez makropory, będące efektem zarówno porowatości pierwotnej, jak i wtórnej. Porowatość efektywna wynosi średnio ok. 25%.

Skały triasu występują na głęb. ?1427,5–?1726,0 m i osiągają ok. 300 m miąższości. Niewielki poziom rdzenia i ubóstwo faunistyczne powodują niski stopień rozpoznania chronostratygraficznego. Granice oddziałów są przybliżone granicami litostratygraficznymi. Zachowana jest charakterystyczna litologiczna trójdzielność systemu z piaskowcowo-ilałym pstrym piaskowcem, głównie o genezie aluwialnej (głęb. 1600,0–?1726,0 m), węglanowo-ilałym wapieniem muszlowym, deponowanym w płytkim zbiorniku morskim (głęb. 1546,0–1600,0 m) i ilasto-piaskowcowym kajprem o genezie fluwialnej (głęb. 1427,5–1546,0 m). Łuki stratygraficzne występują przede wszystkim w wyższym triasie dolnym oraz w niższym i najwyższym triasie górnym. Wyraźnie zredukowane są profile pstręgo piaskowca środkowego i górnego (datowane na dolny trias), kajpru środkowego, a osadów kajpru górnego w ogóle brak. Oba wydzielenia kajpru są datowane na trias górny. Łuka stratygraficzna, oprócz utworów najwyższego triasu, obejmuje również utwory jury dolnej i niższej jury środkowej.

Utwory jury, o miąższości 402,0 m (404,1 m wg miary wiertniczej), występują na głębokości 1025,5–?1427,5 m (1023,0–1427,1 m). Profil obejmuje utwory wyższej jury środkowej (baton i kelowej) oraz niepełnej jury górnej (oksford i kimeryd). Jurę środkową rozpoczyna zlepieniec ilasty, z otoczkami piaskowca wapnisteo z limonitem, przechodzący w piaskowce drobno-, średnioziarniste, często wapniste, z detrytem fauny i limonitem w spoiwie oraz nielicznymi skamieniałościami śladowymi. Wyżej występują wapienie piaszczyste, piaskowce wapnisto-dolomityczne i dolomity piaszczyste, a sukcesję kończą wapienie organodetrytyczne krynoidowe. W utworach tych występują małże, szkarłupnie i fragmenty mszywiolów, a w spoiwie limonit; miejscami liczne są kryształy dolomitu. Na pograniczu jury środkowej i górnej stwierdzono 20-centymetrową warstwę bulastą ze szczątkami amonitów, belemnitów, brachio-

podów, szkarłupni oraz chlorytem i glaukonitem. Interpretację wiekową przeprowadzono na podstawie obecności nielicznej mikrofauny otwornicowej i małżoraczków oraz korelacji stratygraficznej z pobliskimi otworami.

Jura górna występuje na głęb. 1025,5–1394,0 m (1023,0–1391,3 m), a jej miąższość wynosi 368,5 m (368,3 m wg miary wiertniczej). W profilu wydzielono trzy formacje: kraśnicką, bełżycką i głowaczowską. Formację kraśnicką tworzą wapienie organodetrytyczne, gąbkowe, z czertami, glaukonitem i chlorytem oraz amonitami, belemnitami i szkarłupniami. Formacja bełżycka jest wykształcona jako kompleks wapieni oolitowych i pelitowych. Formację głowaczowską tworzą zaś margle oraz wapienie margliste, z licznymi małżami (trigonie, mytilusy, egzogyry), nadającymi skale niekiedy charakter muszlowca, rzadziej z krynoidami, intraklastami wapieni, grudkami i ooidami. Precyzyjne wyznaczenie granicy pomiędzy oksfordem i kimerydem jest w badanym otworze niemożliwe.

Granica między jurą środkową i górną nie została udokumentowana mikropaleontologicznie. W formacji kraśnickiej na głęb. 1392,0 m stwierdzono obecność kilku okazów otwornic, należących do gatunku *Spirillina tenuissima* (Gümbel), który jest powszechnie znany w osadach całego oksfordu, a najliczniej występuje w osadach oksfordu dolnego i środkowego. W osadach formacji bełżyckiej mikrofauna jest niezwykle uboga i została stwierdzona jedynie w kilku próbkach, pochodzących z górnej części formacji. Występują tu zespoły otwornic i małżoraczków nie notowane w niższych partiach profilu. Wśród małżoraczków pojawia się gatunek *Cytherella suprajurassica* Oertli znany z osadów kimerydu dolnego. Wśród otwornic zanotowano obecność takich gatunków jak: *Pseudolamarckina obliquicamerata* Dulub i *Quinqueloculina jurassica* Bielecka et Styk, które to formy pojawiają się na Niżu Polskim w osadach w poziomie *Planula*, co wskazuje na kimeryd dolny. Skamieniałości otwornic i małżoraczków, występujące w próbkach z formacji głowaczowskiej, wskazują na wczesnokimerydzki wiek osadów.

Utwory kredy występują na głęb. 201,5–1025,5 m i osiągają miąższość 824,0 m. Kreda dolna (głęb. 1005,0–1025,5 m; miąższość 20,5 m) zalega bezpośrednio na utworach kimerydu jury górnej, a łuka stratygraficzna obejmuje tu najwyższą jurę górną oraz znaczną część kredy dolnej od beriasu po walanżyn dolny. Profil kredy dolnej jest zredukowany i ograniczony do morskich, silikoklastyczno-węglanowych utworów walanżynu górnego – hoterywu dolnego i silikoklastycznych skał albu, z luką obejmującą piętra barrem, apt, a być może również najniższą część albu. Profil kredy górnej (głęb. 201,5–1005,0 m; miąższość 803,5 m) jest typowy dla pogranicza regionów warszawskiego i lubelskiego i jest reprezentowany przez morską, węglanową (głównie wapienie) sekwencję głębszego szelfu, w wyższej części także z udziałem kredy piszącej i utworów węglanowo-krzemionkowych (opoki).

Na podstawie archiwalnej analizy zespołów otwornicowych, wykonanej na potrzeby dokumentacji wynikowej otworu na 48 próbkach okruchowych pobranych z kredy górnej, unaczęsniono wynikającą z ich zasięgów stratygra-

fię, wyróżniając: cenoman, turon, koniak, santon, kampan dolny, środkowy i górny oraz mastrycht dolny i górny. Wykonana analiza wskazuje na potrzebę regionalnej weryfikacji stratygrafii utworów kredy górnej, opierającej się na przesłankach mikropaleontologicznych. Wyniki z otworu Maciejowice IG 1, których podstawą były jedynie próbki okruchowe, nie mogą służyć jako wiarygodne źródło danych.

Formacja puławska danu reprezentuje najstarsze utwory paleogenu (głęb. 85,7–201,5; miąższość 115,8 m), leżące powyżej utworów kredowych. Są to osady morskie, w skład których wchodzi opoki margliste oraz gezy szare, porowate, z przeławiczeniami margli. W opokach i gezach występują pseudomorfozy po spikulach gąbek oraz domieszki glaukonitu. Leżące wyżej utwory oligocenu dolnego poprzedza znaczna luka stratygraficzna, obejmująca wyższy paleocen (od zelandu) i cały eocen. Utwory te reprezentuje formacja mosińska dolna, wykształcona w postaci szarych piasków kwarcowych oraz szarozielonych mułków piaszczystych z glaukonitem, reprezentujących zespół transgresywnych systemów depozycyjnych. W późnym oligocenie w rejonie otworu Maciejowice IG 1 dominowały procesy erozji i denudacji.

Utwory neogenu (głęb. 45,0–85,7 m; miąższość 40,7 m) są reprezentowane przez formację adamowską miocenu środkowego. Budujące formację mułki są zawęglone, a miejscami są w nich obecne drobne okruchy węgla brunatnego i uwęglony detrytus roślinny. Jedynie w spągu formacji występuje warstwa piasku drobnoziarnistego, zailonowego. Utwory zawęglone można uznać za ekwiwalent sedimentacyjny IIA lubińskiego pokładu węgla brunatnego. Utwory te powstawały na obszarze równi aluwialnej.

Na głęb. 0,0–45,0 m występują utwory czwartorzędu, głównie plejstocenu. Bezpośrednio na miocenie, z luką stratygraficzną, obejmującą wyższy miocen oraz pliocen, zalegają gliny zwałowe o miąższości 16 m, które zostały zaliczone do zlodowacenia południowopolskiego (Sanu, MIS12). Serię glacialną przykrywają różnoziarniste piaski rzeczne interglacjału mazowieckiego (MIS11), wykształcone w postaci dwóch cykli sedimentacyjnych. Wyżej występuje piaszczysta, rzeczna seria z okresu interglacjału eemskiego (MIS5e). Najmłodszym osadem plejstocenu jest seria piasków różnoziarnistych, budująca tarasy nadzalewowe rzeki Wisły. Ich powstanie jest związane z akumulacyjną działalnością wód w chłodnych okresach zlodowacenia Wisły (MIS2-5d), które objęło tylko północną Polskę. Profil kończą holocenijskie gleby piaszczyste, brunatne.

Analiza i reinterpretacja archiwalnych wyników badań petrograficznych materii organicznej i jej dojrzałości termicznej dotyczyła 14 próbek z karbonu. Dominuje w nich autochtoniczna materia organiczna, występująca w laminach i soczewkach o grubości 3–60 μm . Materiał redeponowany składa się ze słabo obtoczonych okruchów długości 5–120 μm , transportowanych ze stosunkowo niewielkiej odległości. Dominują macerały wityrynitowe, takie jak kolotelinit i telinit. Refleksyjność wityrynitów w autochtonicznej materii organicznej mieści się w zakresie 0,55–0,65%, pozwalając na ocenę jej dojrzałości na poziomie początkowe-

go stadium tak zwanego „okna ropnego”. Refleksyjność wityrynitów, zmierzona dla trzech próbek z utworów permomezozoiku, wynosi 0,62% dla kredy dolnej, 0,52% dla triasu górnego oraz 0,53% dla skał pogranicza permu i triasu.

Badania geochemiczne materii organicznej wykazały, że skały wizenu, serpuhowu, baszkiru i części moskowskiej są „dobrymi” skałami macierzystymi do generowania węglowodorów. Zawartość węgla organicznego w skałach syluru, dewonu i mezozoiku pozwala na określenie ich jedynie jako „biedne” lub „słabe” skały macierzyste. Badane utwory zawierają małą lub bardzo małą ilość składników labilnych. Bituminy w utworach karbonu są związkami syngenetycznymi z osadem, w przeciwieństwie do bituminów w utworach syluru, permu i triasu górnego, gdzie mają charakter epigenetyczny. Materiałem wyjściowym do tworzenia się materii organicznej były algi i w dużym stopniu bakterie. W utworach dewonu górnego i karbonu zaznacza się dopływ materii typu humusowego w zróżnicowanych ilościach. Stopień przeobrażenia materii organicznej jest trudny do określenia ze względu na duży udział bakterii w wyjściowej materii organicznej. Badania biomarkerów z grupy steranów i terpanów pozwalają stwierdzić, że materia organiczna w utworach syluru jest dobrze przeobrażona, natomiast w utworach dewonu i karbonu stopień jej przeobrażenia nie jest wysoki.

Aparatem Rock-Eval przeprowadzono badania pirolityczne 71 próbek skał, pochodzących z poszczególnych formacji syluru, dewonu, karbonu, permu, triasu i jury. Dominuje w nich materia organiczna deponowana w warunkach tlenowych. Z tego względu, w większości próbek stwierdzono obecność jałowego kerogenu typu IV. Nieliczne próbki utworów karbonu z formacji Terebina, Dęblina i Huczwy zawierają gazotwórczy kerogen typu III, zmieszany z kerogenem typu IV. W utworach dewońskiej formacji bychawskiej występuje zarówno kerogen typu III, jak i mieszany kerogen typu III/II, a jedna z próbek formacji Huczwy zawiera w swoim składzie najprawdopodobniej ropo- i gazonośny kerogen typu IIS. Potencjał węglowodorowy badanych skał jest niski. Jedynie pojedyncze próbki formacji Terebina oraz „formacji” bychawskiej posiadają umiarkowaną możliwość generowania węglowodorów. Dostatkowo potencjał węglowodorowy posiada jedna próbka z formacji Huczwy. Stopień przeobrażenia termicznego materii organicznej wykazuje charakterystyczny wzrost wraz z głębokością pogrzebania, od warunków odpowiadających końcowi diagenety w utworach formacji głowaczowskiej (jura) do środkowego etapu okna ropnego w utworach formacji Dęblina, formacji Terebina i formacji Huczwy (karbon). Z uwagi na ograniczenia metody, w utworach dewonu i syluru nie określono dojrzałości termicznej skał.

W historii pogrzebania, analizowanej od przydołu do czwartorzędu, wyróżniono kilka faz intensywnej subsydencji lub wypiętrzania oraz kilka faz powolnych zmian, czy nawet stagnacji. Najszybsze pogrzebanie zachodziło we wczesnym dewonie, we wczesnym pensylwanie, w środkowym i późnym triasie, w późnej jurze oraz w najpóźniejszej kredzie. Późniejszy dewon, wczesny karbon oraz perm

charakteryzowały się powolniejszą subsydencją. Okresami stagnacji były natomiast wczesna kreda, paleogen i neogen. Ruchy wypiętrzające zachodziły w późnym pensylwanu oraz w jurze wczesnej i środkowej. W okresach największej subsydenencji powstawała zwykle w basenie sedimentacyjnym przestrzeń akomodacyjna o dużej pojemności. W konsekwencji, lochkow oraz baszkir i moskow były okresami o wysokim tempie depozycji materiału osadowego, które osiągało odpowiednio 180, 130 i 430 m/mln lat.

Na podstawie rekonesansowego profilowania tektonicznego rdzenia wiertniczego stwierdzono 4 strefy tektoniczne o kinematyce nasuwczej, określonej na podstawie towarzyszących im niskokątowych luster tektonicznych i zlustrowanych powierzchni ławic z drobną lineacją, wskazującą na transport tektoniczny zgodny z kierunkiem zapadania luster. Struktury te wskazują na mało intensywne deformacje w reżimie tektonicznym nasunięć. Charakterystyczny jest brak struktur ekstensyjnych w postaci spękań ciosowych oraz wysokokątowych luster tektonicznych, a także znikome przejawy mineralizacji.

Najwyżej w profilu wykonano pomiary porowatości i przepuszczalności jednej próbki w kredzie dolnej, dla której wartości obu parametrów wyniosły odpowiednio 29,6% oraz 2950 mD. Badania próbek z jury górnej wykazały, że porowatość efektywna waha się w granicach 2,11–14,34% (śr. 7,83%), a przepuszczalność jedynie w dwóch próbkach przekracza 10 mD. Wyraźnie korzystniejszymi parametrami zbiornikowymi charakteryzuje się jura środkowa. Porowatość efektywna wynosi średnio 13,2%, natomiast przepuszczalność 309,68 mD, przy czym obydwie te parametry są wyższe w utworach batonu niż keloweju, osiągając maksymalnie odpowiednio 22,9% i 2450 mD w batonie. Warstwy niższe triasu górnego osiągają średnią wartość porowatości efektywnej 13,41% (maks. 19,3%) przy średniej przepuszczalności 12,13 mD (maks. 34 mD). Porowatość efektywną wapienia muszlowego zmierzono tylko w jednej próbce z jego spągowej części, gdzie wyniosła ona niecałe 2%. Wyższą porowatością efektywną, w przedziale 8,75–28,9%, charakteryzują się utwory pstrego piaskowca górnego i środkowego. W jednej próbce z pstrego piaskowca środkowego stwierdzono przepuszczalność o wartości 500 mD. W niepewnym stratygraficznie interwale na pograniczu permu i triasu oraz w najwyższym permie, wykonano bardzo szczegółowe opróbowanie i uzyskano korzystne wartości parametrów zbiornikowych. Porowatość efektywna waha się od 13,1 do 30,9% (śr. 22,93%), przy przepuszczalności osiągającej od 156 do 5100 mD, przy czym ponad połowa jej pomiarów wykazuje wartości powyżej 1000 mD. Utwory zalegające niżej permu są praktycznie nieprzepuszczalne przy średniej porowatości efektywnej nieprzekraczającej 0,7%. Maksymalna porowatość efektywna utworów pensylwanu wynosi 25%, przy średniej wartości 6,94%. Najkorzystniejsze parametry zbiornikowe stwierdzono w formacji Magnuszewa, gdzie w pięciu próbkach przepuszczalność przekracza 1000 mD (maks. 6750 mD). W próbkach z pozostałych formacji datowanych na pensylwan porowatość rzadko przekracza 20 mD, a zwykle jest znikoma. Utwory karbonu – missisipu – są

praktycznie nieprzepuszczalne, a ich średnia porowatość nie przekracza 1,88%. Podobne właściwości charakteryzują utwory dewonu górnego. Węglanowy interwał dewonu środkowego (górną część formacji telatyńskiej) jest również nieprzepuszczalny, o porowatości nie przekraczającej 0,47%. Średnia porowatość efektywna skał dewonu dolnego wynosi 2,06%, a przepuszczalność nie przekracza 1 mD. Skały syluru charakteryzują się porowatością nieprzekraczającą 4%. Przepuszczalność nie została oznaczona.

Najniższymi gęstościami (ρ) charakteryzują się utwory kredy dolnej o średniej wartości 2,18 g/cm³. Kontakt bardzo lekkich utworów albu ?dolnego–środkowego ($\rho_{sr} = 2,00$ g/cm³) z utworami walanżynu górnego i hoterywu dolnego ($\rho_{sr} = 2,41$ g/cm³) stanowi wyraźny kontrast gęstościowy i prawdopodobnie również prędkościowy i tworzy wyraźny horyzont korelacyjny. W obrębie utworów jurajskich nie występują aż tak wyraźne kontrasty gęstościowe – średnia ρ jury górnej wynosi 2,52 g/cm³, a jury środkowej 2,48 g/cm³. Średnia ρ utworów triasowych wynosi zaledwie 2,28 g/cm³. Jest ona zaniżona ze względu na nikłe opróbowanie triasu środkowego, który charakteryzuje się dużą gęstością. Kontrast gęstościowy, a co za tym idzie i prędkościowy, pomiędzy triasem środkowym ($\rho_{sr} = 2,70$ g/cm³) a triasem dolnym ($\rho_{sr} = 2,22$ g/cm³) jest dobrym reperem dla korelacji międzyotworowych.

Utwory paleozoiku wykazują równomierny wzrost średniej gęstości wraz z głębokością, poczynając od permu wraz z interwałem przejściowym ?permo/?triasu (2,42 g/cm³), przez karbon (2,59 g/cm³), dewon (2,72 g/cm³), do syluru (2,72 g/cm³), nie wykazuje jednocześnie wyraźnego różnicowania wewnątrz poszczególnych wydzieleni.

Interpretacja wybranego, reperowego przekroju sejsmicznego pozwala zaobserwować synklinalny układ warstw w obrębie syluru, dewonu i karbonu oraz znaczne zaangażowanie tektoniczne utworów dewonu i karbonu. Uskoki przebiegają pod różnymi kątami, obserwuje się dyslokacje przeciwstawne. Większość z nich ma charakter odwrócony, a niektóre charakteryzują się znacznymi kątami upadu. Przy uskokach są widoczne też niewielkie nasunięcia. Utwory permu zalegają niezgodnie na osadach karbonu i zapadają nieznacznie w kierunku południowo-zachodnim, podobnie jak leżące wyżej osady mezozoiku. Zaangażowanie tektoniczne tych utworów jest stosunkowo niewielkie, a część uskoków ma założenia w starszych utworach, co świadczy o ich późniejszej reaktywacji.

Pomiary geofizyki wiertniczej wykonywano za pomocą nieskalibrowanej aparatury pomiarowej, co sprawia problemy interpretacyjne. Wiele profilowań jest również obciążone błędami wynikającymi ze złego stanu technicznego ścian otworu. Największe skawernowanie zaobserwowano w marglisto-wapiennych utworach kredy, utworach ilastych karbonu oraz w ilastych, piaszczystych i węglanowych skałach dewonu. Do głęb. 2925,0 m krzywizna otworu jest nieznaczna i osiąga maksymalnie 1°30'. Największe skrzywienie otworu zarejestrowano w interwale 3350,0–3600,0 m, wynoszące od 4°30' do 5°. Całkowite odejście od pionu osi otworu wynosi 148 m przy azymucie 191°. Ocenę stanu zamocowania przeprowadzono przy pomocy profilowania

akustycznego i wykazała ona, że jedynie na niewielkich odcinkach stan ten można uznać za dostateczny. W celu ustalenia stopnia geotermicznego wykonano profilowanie temperatury po 7-dobowej stójce w interwale 50,0–5057,0 m. Średni gradient geotermiczny dla otworu wynosi $2,04^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$, a średni stopień geotermiczny $H_{\text{sr}} = 48,9\text{ m}/^{\circ}\text{C}$. Analiza właściwości geofizycznych skał pozwoliła uszczegółwić profil litologiczny, oraz wytypować potencjalne horyzonty zbiornikowe. Najlepsze parametry zbiornikowe wykazują pojedyncze interwały piaskowce i/lub wapniste mezozoiku (trias, jura, kreda), interwału przejściowego między permem i triasem oraz piaskowce karbońskie. Część pomiarów geofizyki wiertniczej, obejmujących profilowania średnicy, radiometryczne, akustyczne oraz elektrometryczne, poddano cyfryzacji. Wybrane pomiary połączono oraz poddano normalizacji i udostępniono w formacie LAS w Centralnej Bazie Danych Geologicznych.

Przeprowadzona analiza wyników pomiarów pionowych profilowań sejsmicznych pozwoliła na wyznaczenie szeregu kompleksów prędkościowych. Najwyższą wartość prędkości kompleksowej zaobserwowano w interwale głębokościowym odpowiadającym zwięzłym wapieniom w dewonie górnym. Poza tym najwyższe kontrasty prędkościowe, odpowiadające najsilniejszym refleksom w zdję-

ciach sejsmicznych, są widoczne na granicach pomiędzy koniakiem dolnym i górnym, jurą i triasem oraz w kompleksie wapieni pelitowych formacji bełżyckiej wieku jurajskiego.

Ślady ropy naftowej zaobserwowano na rdzeniach wiertniczych w wapieniach wizenu i franu, natomiast na pograniczu syluru i dewonu nastąpiło silne zgazowanie płuczki gazem palnym, podczas płukania otworu po stójce.

Opróbowaniem, którego celem była ocena własności zbiornikowych i test występowania węglowodorów, objęto dziewięć horyzontów. Zbadane poziomy dewonu wykazują bardzo słabe własności zbiornikowe, choć stwierdzono w ich obrębie wyraźne ślady gazu o wysokiej zawartości węglowodorów. Lepsze własności zbiornikowe wykazują utwory karbonu, z których otrzymano przyływ solanki z wydajnością $4\text{ m}^3/\text{h}$ oraz w piaskowcach pogranicza permu i triasu, a także jury środkowej. W profilu otworu stwierdzono wyraźną strefowość hydrochemiczną – mineralizacja wód w utworach karbonu wynosi $193\text{ g}/\text{dm}^3$ przy wartości wskaźnika $r_{\text{Na}}/r_{\text{Cl}} = 0,45$, w utworach pogranicza permu i triasu odpowiednio $88\text{ g}/\text{dm}^3$ i $0,63$, a w kompleksie jurajskim $12\text{ g}/\text{dm}^3$ i $0,71$. Na podstawie wskaźników hydrochemicznych można stwierdzić, że korzystne warunki do zachowania się złóż węglowodorów panują w utworach paleozoiku i pogranicza permu oraz triasu.