

NAJWAŻNIEJSZE WYNIKI BADAŃ

Przedmiotem prezentowanego opracowania były przede wszystkim osady paleozoiku i mezozoiku, w nieznacznym stopniu kenozoiku, w profilu Tuchola IG 1, zlokalizowanym w południowo-wschodniej części obszaru Pomorza Zachodniego w obrębie jednostki strukturalnej zwanej niecką pomorską, usytuowanej w bliskim sąsiedztwie permsko-mezozoicznej struktury tektonicznej Koszalin–Chojnice. Takie położenie skutkowało znaczną komplikacją budowy tektonicznej omawianego obszaru, obecnością szeregu luk w profilu stratygraficznym, a także zmiennymi miąższościami poszczególnych kompleksów litologicznych w stosunku do pobliskich obszarów (por. P. Krzywiec).

W profilu Tuchola IG 1 wyróżniono osady dewonu (nieprzebitego żywetu oraz nieokreślonego górnego dewonu – prawdopodobnie franu), permu (niekompletny cechsztyń reprezentowany przez osady cyklotemów PZ3 i PZ4), triasu, jury oraz paleogenu lub neogenu i czwartorzędu (por. fig. 3 – szczegółowy profil litologiczno-stratygraficzny). Charakterystyczne dla tego profilu są więc dużych rozmiarów luki nie tylko między poszczególnymi systemami (brak całego karbonu), ale również wewnątrz systemów (jak np. brak znaczącej części górnego dewonu czy permu), przy czym większość tych luk ma wymiar zdecydowanie lokalny i nie jest typowa dla całego obszaru Pomorza Zachodniego. Najstarszymi nawierconymi utworami są węglanowe i silikoklastyczne utwory dewonu środkowego należące do żywetu, liczące około 650 m miąższości. W ich obrębie wyróżniono 3 jednostki litostratygraficzne, od najstarszych poczynając, są to: (1) formacja tucholska, reprezentowana głównie przez iłowce margliste, margle i wapienie stromatoporoidowo-koralowcowe, sporadycznie piaskowce, (2) formacja silneńska reprezentowana przede wszystkim przez słabowapniste iłowce oraz osady silikoklastyczne (piaskowce i mułowce), sporadycznie występują tu cienkie wkładki wapieni, (3) formacja chojnicka wykształcona głównie jako słabowapniste osady silikoklastyczne (piaskowce i mułowce). Leżące wyżej głównie margliste osady formacji człuchowskiej reprezentują prawdopodobnie górny dewon, być może fran. Osady dewonu poddane zostały badaniom biostratygraficznym, jako narzędzi użyto konodontów i miospor (H. Matyja, E. Turnau). Wszystkie badane próbki z osadów formacji tucholskiej i silneńskiej zawierały palinomorfy, prawie we wszystkich próbkach oprócz spor występował fitoplankton. Stan zachowania spor był różny, formy o grubej egzynie były nieprzejrzyste, wiele egzemplarzy oznaczono jedynie do rodzaju, fitoplankton zachowany był bardzo dobrze, jednak zidentyfikowane taksony mają

w większości długie zasięgi stratygraficzne i tym samym są mniej przydatne dla stratygrafii. Znaczna część analizowanych próbek pobranych z osadów formacji tucholskiej, silneńskiej i chojnickiej zawierała również konodonty. Analiza biostratygraficzna wykazała, że dostępne badaniom osady dewonu należą do żywetu i do bliżej nieokreślonego dewonu górnego, prawdopodobnie franu. Nie stwierdzono osadów wyższej części dewonu (wyższego franu i całego famenu), brakuje też całego karbonu i niższej części permu. Utwory klastyczne dewonu środkowego (żywetu) i środowiska ich depozycji, mieszczące się między laguną, równią pływową i barierą, oraz występujące w nich skamieniałości śladowe scharakteryzowane zostały przez J. Pacześną. Tego samego wieku węglanowe środowiska depozycji były związane z niewielkimi budowlami organicznymi i ich najbliższym otoczeniem oraz ze środowiskiem lagunowym (H. Matyja).

Na osadach ?franu leżą osady górnego permu, cechsztyń. Profil cechsztyń, wykształcony głównie w facji salinarnej, jest niekompletny. Obecne są w nim dwa niekompletne cyklotemy ewaporatowe PZ3 oraz PZ4, o miąższości około 325 m (R. Wagner). Bardziej szczegółowe badania makroskopowe i geochemiczne osadów solnych obu cyklotemów sugerują, że powstawały one w obrębie płytkiej panwi solnej, z solanek silnie rozcieńczonych przez wody opadowe (G. Czapowski).

Mezozoik reprezentowany jest w profilu Tuchola IG 1 przez utwory triasu, jury i kredy.

Osady triasu, osiagające ponad 900 m miąższości, wydają się reprezentować znaczący przedział stratygraficzny tego systemu: od dolnego triasu wykształconego w facjach pstrego piaskowca, w obrębie którego wyróżniono formację bałtycką, formację pomorską, a w jej obrębie ogniwo piaskowca drawskiego oraz ogniwo trzebiatowskie, formację półczyńską i ogniwo kołobrzeskie oraz formację barwicką, poprzez środkowy trias wykształcony w facji wapienia muszlowego, po trias górny reprezentowany przez warstwy sulechowskie i gipsońskie dolne wykształcone w facjach kajpru. W sumie wyróżniono tu 21 jednostek litostratygraficznych w randze grup, formacji, ogniw i warstw (A. Becker). W stosunku do danych zawartych w dokumentacji dokonano pewnych korekt granic między niektórymi jednostkami litostratygraficznymi (przesunięto granicę formacji pomorskiej i półczyńskiej oraz wyodrębniono dodatkowo formację bałtycką i barwicką). Na podstawie oglądu krzywych geofizycznych przesunięto również granicę pomiędzy wapieniem muszlowym dolnym i środkowym. Krytycznej dyskusji poddane zostały także wydzielania litostratygraficzne w triasie górnym.

Wydaje się, że utwory jurajskie przewiercone w profilu Tuchola IG 1, liczące niemal 900 m miąższości, obejmują niemal pełny profil dolnej, środkowej i górnej (A. Feldman). Profil jury dolnej, w zdecydowanej większości przewiercony bezrdzeniowo, obejmuje prawdopodobnie osady od hetangu po toark. Na podstawie korelacji z pobliskimi otworami (Chojnice 1, 2, 4, 5, Charzykowy IG 1, Człuchów 1, Wilcze IG 1, Zabartowo 2 i Witkowo 1) wyróżniono w profilu Tuchola IG 1 pięć jednostek litostratygraficznych w randze formacji (formację zagajską, łobeską, komorowską, ciechocińską i borucicką). W obrębie jury środkowej, reprezentowanej przez osady wyższej części bajosu, batonu i keloweju, nie wyróżniono do tej pory jednostek litostratygraficznych. Jurę górną charakteryzują 3 jednostki litostratygraficzne w randze formacji (formacja Łyny, pałucka i kcyńska) i 1 jednostkę w randze ogniwa (ogniwo wapieni korbulowych).

Osady kredy, liczące około 820 m miąższości, reprezentowane są przez silikoklastyki dolnej kredy (berias–alb), na których spoczywają węglany i silikoklastyki oraz litofacje mieszane silikoklastyczno-węglanowe górnej kredy (od cenomanu po mastrycht). Rozwój fałdalny zbiornika kredowego kontrolowany był aktywnością strefy tektonicznej Koszalin–Chojnice, inwersją strefy osiowej bruzdy śródpolskiej oraz dostawą materiału klastycznego z pobliskiej tarczy bałtyckiej (K. Leszczyński).

Profil Tuchola IG 1 wieńczę przewiercone bezrdzeniowo osady należące do paleogenu i/lub neogenu (około 100 m miąższości) oraz niewielkiej miąższości (96 m) osady czwartorzędu. Jak wynika z analizy próbek okruszowych oraz krzywych karotażowych osady paleogenu i/lub neogenu ukształtowane są jako ility, mułki i piaski, natomiast osady czwartorzędu reprezentowane są przez drobnoziarniste piaski kwarcowe i gliny zwałowe (dokumentacja – M. Jaskowiak-Schoenichowa).

Analizowany kompleks osadów mezozoicznych i paleozoicznych w profilu Tuchola IG 1, zawarty w przedziale jura górna–dewon środkowy, zawiera zmienną ilość materiału organicznego (I. Grotek). Najwyższe jego koncentracje występują w osadach jurajskich, zawierających od 1,2 do 4,8%, a lokalnie nawet 10,2% materii organicznej. W osadach starszych (dewon, perm, trias) ilość materiału organicznego waha się w niewielkim zakresie, osiągając średnio 0,2–0,4%. W osadach środkowego dewonu podwyższona koncentracja materii organicznej osiąga 0,5–0,7%. Dewońska materia organiczna jest bardzo słabo zróżnicowana pod względem typu genetycznego oraz formy występowania. Reprezentowana jest przez materiał wityrynitopodobny, stałe bituminy i zooklasty. Materiał liptynitowy występuje najczęściej w ilości śladowej, osiągając maksymalnie 0,1% w pojedynczych poziomach dewonu środkowego, w których powszechnie obserwuje się liczne impregnacje bitumiczne. W osadach młodszych (perm–jura) występuje liczny humusowy oraz humusowo-sapropelowy materiał organiczny, którego głównym mikrokomponentem są macerały wityritu i liptynit przy wyraźnym udziale grupy macerałów inertynitu. Dojrzałość termiczna materii organicznej, określona na podstawie wielkości współczynnika refleksyjności wityritu i/lub materiału wityrynitopodobnego wzrasta niezbyt intensywnie

w profilu pionowym badanego kompleksu osadów, od 0,45% R_o na głębokości 1104,0 m (jura górna) do 1,27% R_o na głębokości 4141,9 m (dewon środkowy). Odpowiada to przejściu od stadium niedojrzałego do generowania ciekłych węglowodorów (jura górna i środkowa), przez wczesną (jura dolna, 0,50% R_o) i główną fazę generowania ropy naftowej (trias dolny, perm górny, 0,62–0,63% R_o ; dewon górny i środkowy 0,83–0,89% R_o), po fazę mokrych gazów i kondensatów (dewon środkowy poniżej 4000 m, 1,19–1,27% R_o). Wartości te świadczą o wzrastającej maksymalnej paleotemperaturze diagenety osadów w analizowanym profilu od 50 do 130°C.

Podsumowując wyniki badań geochemicznych materii organicznej w profilu Tuchola IG 1 (E. Klimuszko), należy stwierdzić, że jedynie utwory jury i kredy górnej mogą być uznawane za „dobre”, a utwory jury dolnej za „bardzo dobre” skały macierzyste dla generowania węglowodorów. Utwory dewonu i permu są „ubogimi” skałami macierzystymi. Na ogół ilość bituminów występujących w badanych utworach nie jest duża. Jednocześnie w utworach dewonu stwierdzono występowanie dużej ilości składników labilnych, które zasadniczo mają charakter epigenetyczny w stosunku do osadu. Materia organiczna w utworach dewonu jest typu sapropelowego z niewielką domieszką materiału humusowego. Jest ona dobrze przeobrażona. Źródłem wyjściowej materii organicznej obecnej w tych utworach są bakterie i algi morskie. Materia organiczna w mezozoiku jest typu sapropelowego i humusowego, na ogół słabo przeobrażona. Jedynie w utworach jury górnej i kredy górnej obserwuje się współwystępowanie węglowodorów o zróżnicowanym stopniu przeobrażenia, można więc sądzić, iż zachodzi zjawisko migracji węglowodorów.

Dla profilu Tuchola IG 1 przeprowadzono analizę subsydencji tektonicznej, obejmującą zarówno jej etap górnopaleozoiczny związany z basenem pomorskim, jak i etap permsko-mezozoiczny związany z sektorem pomorskim basenu polskiego (P. Poprawa). Ponadto przeprowadzono analizę tempa depozycji, której celem było odtworzenie aktywności obszarów źródłowych dla materiału detrytycznego. Analiza krzywej subsydencji tektonicznej dla górnopaleozoicznego basenu pomorskiego ilustruje obecność fazy intensywnej środkowo- i późnodewońskiej subsydencji, po której nastąpił okres spowolnionej subsydencji we wczesnym karbonie. Taki rozwój subsydencji interpretowano w tym obszarze jako odzwierciedlenie rozwoju ekstensyjnego basenu załukowego. Dla środkowego i późnego dewonu tempo depozycji wynosi około 80–160 m/mln lat, we wczesnym karbonie było zdecydowanie niższe, wynosząc około 10–40 m/mln lat. W późnym karbonie i wczesnym permie miało miejsce intensywne wypiętrzanie tektoniczne, związane zapewne z kompresyjnym, bądź transgresyjnym reżimem tektonicznym na przedpolu waryscyjskiej strefy orogenicznej. Permско-mezozoiczna krzywa subsydencji tektonicznej dla profilu otworu Tuchola IG 1 ilustruje rozwój częściowo charakterystyczny dla basenu polskiego. Rozpoczyna się on zdarzeniem tektonicznym, wyrażającym się fazą szybkiej subsydencji w późnym permie–wczesnym triasie, po której następował długotrwały okres stopniowego spowalniania subsydencji przez pozostałą część mezozoiku. Łącznie ta część krzywej subsydencji tektonicznej ma kształt

typowy dla basenów ryftowych. Główną fazę ekstensji synryftowej można utożsamiać z fazą szybkiej subsydencji w późnym permie–wczesnym triasie, zaś następujące później spowalnianie subsydencji można interpretować jako wyraz poryftowej subsydencji termicznej. Tempo depozycji utworów basenu polskiego było najwyższe w późnym permie i wczesnym triasie, kiedy to sięgało maksymalnie około 230 m/mln lat. W środkowym i późnym triasie oraz w jurze tempo depozycji zawierało się zazwyczaj w zakresie od kilku do około 60 m/mln lat. Średnio nieco niższe jest tempo depozycji utworów kredy dolnej, natomiast utwory kredy górnej cechuje tempo depozycji w zakresie około 10–80 m/mln lat.

Ta część obszaru pomorskiego, w której położony jest profil Tuchola IG 1 cechuje się obecnością dwóch głównych etapów pogrzebienia skał pod nakładem, rozdzielonych fazą wypiętrzania tektonicznego, a następnie stagnacji (P. Poprawa). W pierwszym etapie rozwoju basenu, w okresie od środkowego dewonu do wczesnego karbonu, związana z ekstensją subsydencja doprowadziła do powstania pokrywy osadowej o miąższości około 4100–4200 m. W późnym karbonie i wczesnym permie miała miejsce faza wypiętrzania tektonicznego, prowadząca do erozji części waryscyjskiej pokrywy osadowej. W permie i mezozoiku następował systematyczny wzrost pogrzebienia. Szczególnie istotna jest faza pogrzebienia w późnym permie i wczesnym triasie, a w mniejszym stopniu również w późnej jurze i późnej kredzie. Modelowania dojrzałości termicznej i historii termicznej dla profilu Tuchola IG 1 kalibrowano pomiarami R_o , wykonanymi dla odcinka profilu o miąższości około 3000 m. Genezę ukształtowania się profilu dojrzałości termicznej, określonego pomiarami R_o , można wytłumaczyć, przyjmując późnokredowe i/lub paleoceńskie zdarzenie termiczne. Jako potencjalny mechanizm dostarczania dodatkowej energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych przyjęto migrację w obrębie tych osadów gorących roztworów.

W trakcie prowadzenia prac wiertniczych w otworze Tuchola IG 1 były sukcesywnie wykonywane, zgodnie z projek-

tem otworu, tzw. strefowe badania geofizyczne. Zbadano łącznie 10 odcinków (J. Szewczyk). Wykonano pomiary radiometryczne, stanowiące wówczas podstawowy typ badań geofizycznych służących dla oceny litologii oraz właściwości zbiornikowych skał, pomiary temperatury, pomiary akustyczne oraz elektrometryczne i hydrogeologiczne (badania przepływu wód złożowych).

Pracami pomiarowymi prędkości średnich oraz pionowego profilowania sejsmicznego (PPS) objęto odcinek otworu od 0 do 3960 m. Z uzyskanych danych wynika, że zarówno granice kontrastu prędkości, jak i horyzonty refleksyjne występują na kontakcie utworów kenozoiku i mezozoiku (głębokość około 200 m), stropie kredy dolnej (około 800 m), stropie jury dolnej (około 1600 m), w obrębie triasu dolnego (na głębokościach około 2 500 i 2 800 m), w stropie dewonu ? franu (około 3165 m) oraz w obrębie dewonu środkowego (około 3600 m) (L. Dziwińska i W. Józwiak).

W ramach badań hydrogeologicznych opróbowano łącznie osiem poziomów wodonośnych jury i kredy w trakcie prac wiertniczych, dwa poziomy zbiornikowe w utworach dewonu górnego w trakcie prac wiertniczych oraz cztery poziomy zbiornikowe w utworach dewonu środkowego i jury dolnej po zakończeniu prac wiertniczych. (L. Bojarski, A. Sokołowski i J. Sokołowski). Badania te miały na celu z jednej strony scharakteryzowanie poziomów zbiornikowych pod kątem występowania w nich bituminów, z drugiej zaś wyniki badań hydrochemicznych miały pośrednio wskazywać na możliwość zachowania się węglowodorów w poszczególnych poziomach. Opróbowanie piaskowców dewonu środkowego (formacji chojnickiej) przeprowadzono w związku ze stwierdzonymi w nich podczas wiercenia objawami i śladami ropy naftowej. Opróbowania, mimo prób intensyfikacji przepływu zabiegiem szczelinowania, nie wykazały przepływu ropy naftowej. Negatywne wyniki były związane zapewne ze stwierdzonym prawie całkowitym brakiem przepuszczalności badanych skał. W utworach jury dolnej napotkano jedynie słabo zmetamorfizowane solanki.