

PODSUMOWANIE

Otwory wiertnicze Wilków 1 i Daromin IG 1 znajdują się w regionie łysogórskim, na dwóch przeciwległych krańcach północnego skrzydła antykliny łysogórskiej. W świetle obecnych badań strukturalnych i paleomagnetycznych region łysogórski jest fragmentem mobilnej kaledońskiej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego (Dadlez i in., 1994; Kowalczewski, 2000; Malinowski i in., 2005; Nawrocki i in., 2007), chociaż są także wyrażane poglądy o jego perygondwańskim pochodzeniu (Belka i in., 2000). Potwierdzeniem związku tego obszaru Gór Świętokrzyskich z marginalną strefą Baltiki już od wczesnego paleozoiku są wyniki badań paleontologicznych (Cocks, 2002; Żylińska, 2002), a także badania petrologiczno-geochemiczne szarogłazów sylurskich (Kozłowski i in., 2004, 2014).

Otwór wiertniczy Wilków 1 odwiercono w 1962 r. w związku z poszukiwaniem rud żelaza w Górach Świętokrzyskich. Otwór o głębokości 957,8 m znajduje się w zachodniej części regionu łysogórskiego, we wsi Wilków, na południe od drogi prowadzącej ze Św. Katarzyny do Kielc (fig. 1, 2). Pod cienką pokrywą osadów czwartorzędowych przewiercono skały syluru (ludlow, wenlok i landower górny) i ordowiku (hirnant, kat i sandb) oraz nawiercono skały kambru (furongu) – fig. 3. Otwór wiertniczy Daromin IG 1, który wykonano w 1963 r., jest natomiast zlokalizowany we wschodniej części regionu łysogórskiego, na południowy zachód od wsi Daromin, która jest położona między Opatowem a Sandomierzem (fig. 1, 2). Pod osadami kenozoiku stwierdzono skały syluru (ludlow, wenlok), ordowiku (kat, sandb i najwyższy darriwil) oraz kambru (furong). Otwór ma głębokość 421 m (fig. 4). Dane geologiczne z obu otworów dostarczyły informacji na temat stratygrafii paleozoiku łysogórskiego i ewolucji strukturalno-facjalnej Gór Świętokrzyskich. Dotychczasowe badania profili otworów Wilków 1 i Daromin IG 1 koncentrowały się głównie na zagadnieniach stratygraficznych (Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Bednarczyk, 1971; Tomczykowa, Tomczyk, 2000; Żylińska, 2001, 2002; Trela, 2006) oraz w mniejszym stopniu sedymentologicznych (Trela, 2007) i tektonicznych (Znosko, 1996).

Kambr w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 jest reprezentowany przez mułowce i piaskowce warstw mąchocickich oraz iłowce formacji z Brzezinek należące do furongu. O górnokambryjskim wieku tych utworów

świadczą trylobity charakterystyczne dla poziomów: *Peltura scarabaeoides* i *Acerocare sensu lato* najmłodszego furongu (Tomczykowa, 1968; Deczkowski, Tomczyk, 1969; Żylińska, 2001, 2002). Pozycję stratygraficzną omawianych utworów potwierdzają ponadto liczne i zróżnicowane taksonomicznie zespoły mikroflory akritarchowej, która jest reprezentowana przez typowe asocjacje palinologiczne, znane z bardzo wielu obszarów występowania równowiekowych skał. Zespoły palinomorf są zdominowane przez akritarchy o symetrii diakriodjalnej, czyli o wydłużonym kształcie ciała centralnego z rozmieszczonymi na biegunach wyrostkami: *Actinotodissus*, *Acanthodiacrodium*, *Dasydiacrodium*, *Ladogella* i inne, oraz formy z dużym centralnym otwarciem ciała centralnego – „galeate” z rodzajów: *Cymatiogalea*, *Stelliferidium* i inne, którym towarzyszą liczne formy o symetrii gwiazdziej z rodzajów: *Polygonium* i *Solisphaeridium*. Zespoły te dają możliwość korelacji z równowiekowymi utworami kratonu wschodnioeuropejskiego, Nowej Funlandii, paleozoicznych masywów zachodnioeuropejskich oraz pozwalają na jednoznaczne określenie wieku badanych skał. W obu badanych otworach widać dwudzielność badanych zespołów. Starszy, mniej liczny i słabiej zróżnicowany taksonomicznie, cechuje się dominacją form o symetrii diakriodjalnej ze znaczną ilością form z rodzaju *Actinotodissus* oraz dużych okazów *Polygonium* i *Solisphaeridium*, a młodszy, z pogranicza kambru i ordowiku, jest o wiele liczniejszy i reprezentowany głównie przez akritarchy diakriodjalne o asymetrycznym układzie wyrostków na biegunie, bardzo liczne „galeate” oraz kilka innych form przewodnich dla ścisłego pogranicza kambru i ordowiku. Barwy okazów akritarch w obu profilach są ciemne – brązowe i czarne – co wskazuje na fakt osiągnięcia przez skały temperatur odpowiadających stadium generacji kondensatu i gazu ziemnego.

Cechy sedymentologiczne warstw mąchocickich wskazują, że powstały one w rezultacie depozycji mułu z zawiesiny na przemian z sedymentacją grubszego materiału silikoklastycznego przez prądy trakcyjne o genezie sztormowej. Ich akumulacja odbywała się w strefie przejściowej od pływowych piasków brzeżnych do mułów szelfu (Jaworowski, Sikorska, 2006). Warstwy piaskowcowe reprezentują sztormowe warstwy piaszczyste i/lub wypełnienia kanałów pływowych. Odminną interpretację

tej facji podał Malec (2004), wskazując na jej głębokowodny charakter i udział prądów zawieszinowych w depozycji warstw piaskowcowych. Wykształcenie iłowców formacji z Brzezinek wskazuje natomiast na depozycję mułu z zawiesziny oraz pyłu kwarowego przy udziale słabych i nielicznych prądów trakcyjnych o genezie sztormowej w strefie głębszego szelfu (Jaworowski, Sikorska, 2006).

W ordowiku dominującymi litotfacjami w obu otworach są ciemnoszare/ czarne iłowce i iłowce sandbu i katu dolnego należące do formacji z Jeleniowa oraz występujące wyżej szare i szarozielone iłowce i mułowce margliste formacji z Wólki wyższego katu. Strop ordowiku w otworze Wilków 1 tworzą mułowce piaszczyste formacji z Zalesia należące do hiranantu. W spągu profilu ordowickiego otworu Daromin IG 1 jest obecny cienki horyzont węglanowo-fos forytowy, odpowiadający formacji z Bukowian, wyznaczający początek transgresji zainicjowanej pod koniec darriwilu oraz związanego z nią ograniczenia dostawy materiału terygenicznego, a nawet jego chwilowe zatrzymanie. Depozycja iłowców formacji z Jeleniowa, rejestrujących maksymalny zasięg transgresji, odbywała się w warunkach deficytu tlenowego (Trela, 2007; Zhang i in., 2011), które jednak były przerywane przez krótkie epizody wzrostu natlenienia. Zasadnicza zmiana poziomu natlenienia kolumny wody w basenie łysogórskim nastąpiła w połowie piętra kat, o czym świadczy pojawienie się w profilu ordowiku szarych i zielonoszarych iłowców i mułowców formacji z Wólki, początkowo intensywnie zbioturbowanych, a wyżej masywnych (Trela, 2006). Są one zapisem długotrwałego wzrostu natlenienia basenu łysogórskiego (Trela, 2007), które było zbieżne w czasie ze wzmoczoną cyrkulacją termohalinową (Armstrong, Coe, 1997), generowaną przez stopniowo ochładzający się klimat późnego ordowiku (Pope, Read, 1998; Trotter i in., 2008).

W finalnej fazie regresji hiranckiej, związanej z maksymalnym zasięgiem lądolodu na Gondwanie (Brenchley, 2004), w regionie łysogórskim zostały zdeponowane mułowce piaszczyste z wkładkami piaskowców formacji z Zalesia, występujące w otworze Wilków 1 (Trela, 2007; Trela, Szczepanik, 2009). Sedymentacja tych osadów odbywała się prawdopodobnie w strefie przejściowej między piaskami brzeżnej części zbiornika a mułami szelfu, gdzie materiał terygeniczny mógł być dostarczany przez piaszczystą deltę stożkową (Trela, Szczepanik, 2009). Rozpatrując genezę tych osadów, nie można wykluczyć ich związku z pływającymi górami lodowymi, podobnie jak to jest sugerowane dla równowiekowych utworów z kratonu wschodnioeuropejskiego (Modliński, 1982; Porębski i in., 2013). W tym kontekście warto zwrócić uwagę na skład zespołu mikroflory akritarchowej formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich, w którym udokumentowano obecność taksonu *Frankea*, znanego z osadów ordowiku środkowego perygondwańskiej paleoprowincji akritarchowej (Trela, Szczepanik, 2009). Zdaniem tych autorów źródłem tych egzotycznych dla regionu świętokrzyskiego palinomorf wydają się być skały ordowiku środkowego perygondwańskiego terranu Awalonian ze strefy szwu kolizyjnego z Bałtyką.

Alternatywą dla tej interpretacji może być transport środkowoordowickiej mikroflory gondwańskiej przez góry lodowe, które erodując płytsze strefy szelfu wyrwały także lokalny materiał, co tłumaczy obecność taksonów typowych dla furongu i tremadoku w hiranckich osadach formacji z Zalesia (Trela, Szczepanik, 2009).

Sylur w obu otworach wykazuje wyraźną dwudzielność przejawiającą się obecnością iłowców i łupków graptolitowych warstw ciekockich i wilkowskich, należących do landoweru górnego, wenloku i ludlowu dolnego oraz występujących powyżej piaskowców szarogłazowych warstw wydryszowskich ludlowu górnego. Istotną rolę przy rekonstrukcji sylurskiej ewolucji basenu łysogórskiego odgrywają czarne łupki graptolitowe, które są ważnymi horyzontami korelacyjnymi o znaczeniu lokalnym i ponadregionalnym, sygnalizującymi zasadniczą zmianę warunków klimatyczno-eustatycznych. W stratygrafii sekwencji zajmują one położenie w późnej fazie transgresyjnego ciągu systemowego, a nawet w początkowym etapie ciągu wysokostanowego (Wignall, Maynard, 1993). W otworze Wilków 1 gruby interwał czarnych łupków graptolitowych występuje w dolnym sheinwoodzie (poziomy graptolitów *murchisoni-riccartonensis-flexilis*), natomiast cieńsze horyzonty zarejestrowano w aeronie i telychu. Sygnalizują one okresy zwiększonej koncentracji materii organicznej w warunkach znacznego wzrostu pojemności akomodacyjnej i ograniczonej dostawy materiału klastycznego związane z wczesnosylurskimi postglacjalnymi pulsami transgresywnymi (Page i in., 2007). Na ogół czarne łupki są wskaźnikiem deficytu tlenowego w przydennej strefie kolumny wody, rozwijającego się przy udziale zwiększonej pierwotnej produktywności w wodach powierzchniowych. Zapis sedymentacyjny czarnych łupków aeronu i sheinwoodu z Wilkowa wskazuje jednak, że warunki te były przerywane przez krótkie epizody sztormowe odpowiedzialne za depozycję jasnych lamin mułowcowych i erozję częściowo skonsolidowanego osadu. Interwały szarych oraz szarozielonych iłowców i mułowców ilastych, rozdzielających horyzonty czarnych łupków, rejestrują natomiast okresy dłuższego wzrostu natlenienia przydennej kolumny wody. Ich czytelny zapis w aeronie i telychu Wilkowa (bioturbacja osadu) jest zbieżny w czasie ze wzmoczoną wymianą i wentylacją wód przy niskim stanie poziomu morza w okresach glacialnych (Page i in., 2007), związanych z aktywnością lądolodu gondwańskiego (Diaz-Martinez, Grahn, 2007; Lehnart i in., 2010). W późnym wenloku i wczesnym ludlowie warunki depozycji w basenie łysogórskim uległy ujednoczeniu. Dominowała wówczas depozycja mułu z zawiesziny, której towarzyszyły słabe prądy trakcyjne o genezie sztormowej, które w zapisie osadowym pozostawiły laminy pyłu silikoklastycznego i węglanowego w szarych poziomo laminowanych iłowcach.

W połowie piętra ludlow nastąpił wzrost dostawy gruboziarnistego osadu do basenu łysogórskiego przy udziale prądów turbiditytowych (Malec, 2006), których zapisem w otworach Wilków 1 i Daromin IG 1 są szarogłazy warstw wydryszowskich, stanowiące wypełnienie dystalnej części kaledońskiego basenu przedpola Bałtyki zwieńczone w przy-

dolu rozwojem płytkowodnych facji węglanowych (Kozłowski, 2003). W składzie szarogłazów, obok ziaren kwarcu i skaleni, udokumentowano okruchy skał magmowych, głównie wylewnych, ale także głębinowych (Kozłowski i in., 2004). Materiał klastyczny pochodził ze strefy szwu między kontynentem a łukiem wysp wulkanicznych położonym na zachód i południowy zachód od regionu świętokrzyskiego (Kozłowski i in., 2014).

Skały paleozoiczne z otworów wiertniczych Wilków 1 i Daromin IG 1 wykazują zdecydowanie różny stopień i styl zaangażowania tektonicznego. W pierwszym z wymienionych otworów dominującą rolę odegrały deformacje związane z przemieszczeniami o charakterze przesuwczym i normalno-zrzutowym, którym lokalnie towarzyszą liczne

przejawy żyłowej mineralizacji kalcytowej, rzadziej dolo-mitowej i kwarcowej. W profilu otworu Daromin IG 1 dominują natomiast deformacje nasuwczo-transpresyjne, a mineralizację żyłową obserwuje się rzadko. Ze względu na brak w obu otworach skał młodszych od syluru górnego, problematyczne jest określenie wieku zidentyfikowanych deformacji tektonicznych. Można jedynie stwierdzić, że są one posylurskie. Nie jest także pewne, czy są one efektem jednorazowej, progresywnej aktywizacji tektonicznej tworzącej ciąg: nasuwczość → transpresja → przesuwczość → uskokowanie normalno-zrzutowe → nasuwczość powychyleniowa, czy też jest to zapis strukturalny kilku nakładających się na siebie różnowiekowych faz deformacji.