

UWAGI DOTYCZĄCE TEKTONIKI W PROFILU MNISZKÓW IG 1

Otwór Mniszków IG 1 zlokalizowany jest w dalekim, północno-zachodnim, permsko-mezozoicznym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich na północno-wschodnim skrzydle antykliny sulejowskiej (por. Kowalczewski, 1985; Stupnicka, Stempień-Sałek, 2016), stanowiącej peryklinalne zamknięcie megaantykliny Radoszyc, która od północnego zachodu przylega do synkliny tomaszowskiej (Pożaryski, 1974). Podczas sedymentacji utworów permsko-mezozoicznych obszar ten znajdował się w południowo-wschodniej części bruzdy śródpolskiej (Dadlez i in., 1995). Sedymentacja przebiegała tu w warunkach prawoskrętnej ekstensji skośnej, która na obszarze masywu małopolskiego reaktywowała waryscyjskie struktury dyslokacyjne i spowodowała powstanie systemu *pull-apart* (fig. 4) (Złonkiewicz, 2004, 2006c, d, 2011, 2015; Gutowski, Koyi, 2007).

W spągu otworu nawiercono utwory środkowego pstręgo piaskowca należące do dwóch formacji: ze Stachury i z Samsonowa. H. Jurkiewicz (1973b) stwierdził, że w utworach z głębokości 3024,0–3028,0 m (formacja ze Stachury) upady są większe niż w osadach wyżej ległych, lecz nie podał, ile wynoszą. Przy braku pomiarów upadów w formacji z Samsonowa trudno jest zakładać obecność niezgodności tektonicznej pomiędzy tymi formacjami. W warstwach z Radoszyc, rozpoczynających sekwencję retu, są obecne zlustrowania w obrębie mułowców na głębokości 2869,5–2880,2 m, mogące wskazywać na strefę uskokową. Upady w wyżej ległych warstwach gipsowych dolnych i międzygipsowych wynoszą ok. 20° (fig. 3). Sedymentacja utworów dolnego triasu przypada na fazę szybkiego tempa depozycji i wzmózonej subsydenacji w bruzdzie śródpolskiej (Dadlez i in., 1995).

Upady pomierzone w osadach dolnego i środkowego wapienia muszlowego wynoszą od kilkunastu do 20°. Bardziej strome nachylenie warstw, wynoszące 40–45° (fig. 3), odnotowano w stropie środkowego wapienia muszlowego (głęb. 2601,0–2605,0 m). Występująca tu brekcja tektoniczna oraz zlustrowania w dolomitach wskazują na strefę uskokową. Stosunkowo nieduża miąższość wapienia muszlowego (177,5 m) wynika ze spowolnienia tempa subsydenacji (Dadlez i in., 1995) oraz tektonicznego dźwignia się obszaru obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pod koniec anizyku, powodując spadek miąższości utworów górnego wapienia muszlowego (14,5 m) i ich regresywny charakter (Kowalczewski, 2006).

Osady kajpru dolnego leżą zgodnie na węglanach górnych warstw gipsowych. Upady pomierzone w obrębie dolnych warstw gipsowych (należących do środkowego kajpru), przyjmujące wartości w granicach 10–15°, są nieznacznie większe, niż w piaskowcu trzcinowym (8–10°) i w spągu górnych warstw gipsowych (8°; fig. 3). W środkowej części górnych

warstw gipsowych, w interwale głębokości 2182–2188 m obecne są zlustrowania w obrębie ilowców, mogące wskazywać na kolejną strefę tektoniczną. Zlustrowania stwierdzono także w środkowych warstwach ze Studziannej na głębokości ok. 1824 m i 1730 m, gdzie upad warstw wynosi 5° (fig. 3). H. Jurkiewicz (1973b) pisze o upadach rzędu 45° w obrębie górnego triasu, nie precyzując jednak głębokości. Tym właśnie dużym upadom i dysharmonijnym odkształceniom tektonicznym w obrębie warstw ilastych i mułowcowych przypisuje bardzo dużą miąższość utworów kajpru (1103,5 m), niespotykaną w innych otworach obrzeżenia. Bardziej przekonującym wyjaśnieniem tak dużej miąższości środkowego kajpru w otworze Mniszków IG 1 może być fakt, że jego sedymentacja przypadała na kolejną fazę wzmózonej subsydenacji tektonicznej w bruzdzie śródpolskiej (Poprawa, 1997, 2007) oraz samo położenie obszaru Mniszkowa bliżej centralnej części bruzdy. W górnej części górnych warstw ze Studziannej upady stopniowo maleją do 10–20° (5–10° max. 15° wg Jurkiewicza, 1973b).

Na granicy triasu i jury jest obecna luka stratygraficzna, obejmująca utwory retyku (być może też najwyższego noryku) i starsze piętra jury dolnej (hetang–plienbach dolny). Nie ma jednoznacznych dowodów na tektoniczny charakter tej luki. Upady pomierzone w obrębie formacji drzewickiej, rozpoczynającej sekwencję dolnojurajską, są zbliżone to upadów w skałach triasowych i wynoszą 0–20°. Wyraźne zmniejszenie wartości kąta upadu do maksymalnie 5° ma miejsce w formacji ciechocińskiej i tendencja ta utrzymuje się w osadach jury środkowej, natomiast w utworach jury górnej upady nie przekraczają 3° (fig. 3).

W późnym triasie spadło tempo depozycji, a we wczesnej jurze najprawdopodobniej doszło do zatrzymania subsydenacji i rozpoczęcia ruchów wznoszących, co doprowadziło do okresowych przerw w sedymentacji oraz do erozji, która mogła objąć nawet kilkaset metrów osadu. W regionalnych profilach jury dolnej i środkowej czytelne są sekwencje osadów, powstałych podczas kolejnych cykli transgresyjno-regresyjnych (Feldman-Olszewska, 1997a, b). Profil jury dolnej w otworze Mniszków IG 1 zawiera tylko trzy formacje: drzewicką, ciechocińską i borucicką o łącznej miąższości 368 m. Na przełomie wczesnej i środkowej jury spadek tempa subsydenacji, okresowe jej całkowite wstrzymanie i erozja doprowadziły do powstania luki sedymentacyjnej, obejmującej dolny aalen. W środkowej jurze tempo subsydenacji zaczęło ponownie wzrastać i osiągnęło maksimum w późnej jurze – w oksfordzie (Dadlez i in., 1995; Poprawa, 1997). W otworze Mniszków IG 1 mamy w miarę kompletny profil środkowej jury o łącznej

miąższości 261 m. H. Jurkiewicz (1973b) sugeruje wynurzenie rejonu Mniszkowa pod koniec keloweju, ale brak rdzenia z pogranicza jury środkowej i górnej uniemożliwia ostateczne rozstrzygnięcie tej kwestii. Obserwacje transgresyjno-regresyjnych cykli rozwoju basenu epikontynentalnego w Polsce środkowej podczas środkowej i późnej jury (Feldman-Olszewska, 1997b; Gutowski, 2006) wskazują na intensywną subsydencję i transgresję u schyłku wczesnego keloweju, w późnej dobie *Calloviense*. Powstał wówczas basen wygłodzony, którego wypełnianie osadami przypadło przede wszystkim na oksford. Miąższość utworów oksfordu w Mniszkowie IG 1 wynosi 472 m i jest on reprezentowany przez formację wapieni gąbkowych częstochowskich oraz formację pilecką/wapienie siedleckie. Po osadzeniu się tej ostatniej, tempo subsydencji zaczęło gwałtownie maleć. Odnotowany w profilu Mniszkowa IG 1 brak detrytycznych, bądź biostromowych osadów formacji koralowcowej (typowych dla wapieni kredowatych i utworów z nad wapieni kredowatych znanych z rejonu Małogoszcza), był spowodowany odmiennym rozwojem facjalnym. Profil kimerydu (360 m) najprawdopodobniej nie jest kompletny. We wczesnym kimerydzie w środowiskach płytkowodnej platformy węglanowej następowała lokalna erozja synsedymantacyjna, a nawet mogły mieć miejsce okresowe, lokalne wynurzenia i erozja subaeralna. W dolnym kimerydzie powstało ogniwo wapieni z Kurnędza oraz zespół marglisty środkowy, kompleks wapieni oolitowo-płytkowych i większa część profilu formacji muszlowców stobnickich. Kimeryd górny reprezentowany jest przez górną część formacji muszlowców stobnickich oraz formację pałucką, z której zachowała się jedynie najniższa część profilu. Można przyjąć, że pierwotnie w rejonie badań osadzo-

ne zostały także płytkomorskie utwory górnego kimerydu i tytonu, podobne do znanych z Owadowa koło Opoczna (Kin, Błażejowski, 2012; Kin i in., 2013), a także, częściowo wykształcone w facjach lądowych, najmłodsze ogniwa tytonu i wczesnej kredy. Ich litologia najprawdopodobniej odpowiada utworom z pogranicza jury i kredy, rozpoznany na północno-zachodnich i północnych peryferiach regionu świętokrzyskiego, ponadto przy północno-wschodniej krawędzi antyklinorium Dolnego Sanu, w rejonie Lubaczowa, południowo-wschodniej Lubelszczyźnie i w rejonie Bełchatowa (Gutowski, 1998, 2006; Gutowski i in., 2005; Olchowy i in., 2019). W rejonie badań, zredukowane przez okresową erozję syngenetyczną, uległy one całkowitej denudacji w antyklinorium środkowopolskim, po inwersji tektonicznej bruzdy śródpolskiej jaka nastąpiła ostatecznie we wczesnym paleogenie (Dadlez i in., 1995).

Analizując rozwój osadów mezozoicznych w NW obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich można przyjąć za H. Jurkiewiczem (1973b), że w profilu Mniszkowa IG 1 reprezentowane są dwa kompleksy strukturalne – staro- i młodokimeryjski, gdzie kompleks starokimeryjski obejmuje skały wieku triasowego, a młodokimeryjski – jurajskiego. Ewentualnych okresów wzmożonej aktywności tektonicznej można dopatrywać się w utworach środkowego wapienia muszlowego i warstw ze Studziannej. Zdaniem Z. Kowalczewskiego (2006) ruchy alpejskie odkształciły szerokopromienne struktury obrzeżenia permsko-mezozoicznego tylko w nieznacznym stopniu. Natomiast duże antykliny sulejowska i gielniowska o przebiegu NNW-SSE, które powstały najprawdopodobniej w fazie laramijskiej, nawiązują do struktur paleozoicznego podłoża (por. Dziwińska i in., 2001; Dziwińska, Petecki, 2004a, b).