

O WIEKU CHALCEDONITÓW Z INOWŁODZA

UKD 552.552:551.762.31(438.132:23)

W północnej części obrzeżenia mezozoicznego Gór Świętokrzyskich występują skały krzemionkowe określane w literaturze geologicznej jako chalcedonity spongiolitowe (14), czy krótko chalcedonity (9). Odślaniają się one w okolicach Inowłódza i Teofilowa w zachodnim skrzydle megaantykliny Gielniowa (ryc. 1) oraz w Luboczy i Gapininie w skrzydle wschodnim tej megaantykliny.

Na temat wieku tych skał wypowiedziano opinie w latach trzydziestych i czterdziestych (10, 15, 16). Przyjęto wówczas pogląd, utrzymujący się zresztą do dziś, że zsylikowaniu uległy skały węglanowe wieku oksfordzkiego.

W niniejszej pracy podjęto polemikę z tym poglądem i przedstawiono dane korygujące wiek skrzemionkowych osadów. Korekta owa wykracza swym znaczeniem poza dywagacje stratygraficzne, jako że dotychczasowy pogląd na wiek chalcedonitów prowadzi błędną drogą zarówno petrografów (4, 5, 14), jak i w złą — dosłownie — stronę kieruje zainteresowania geologów złożowych (1).

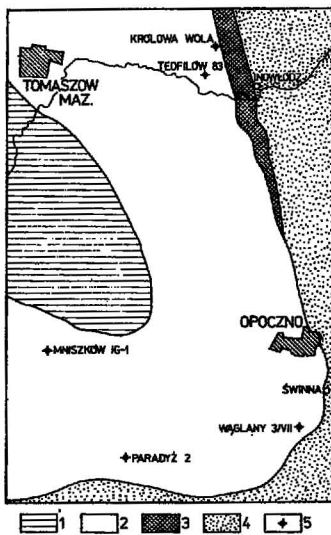
Pierwszym, który wypowiedział się na temat wieku „piaskowców zsylikowanych” odślaniających się w Luboczy, był E. Passendorfer (15), który przypisał im wiek kelowejski. Te same skały krzemionkowe z Luboczy opisał później w krótkiej notatce C. Kuźniar (10). Doszedł on jednak do wniosku, że skały owe nie mogły być pierwotnie piaskowcami i uznał, na podstawie fauny „sekwańskiej”, którą zawierały krzemienie występujące w osadach czwartorzędowych, wśród których były typy identyczne ze skałami z Luboczy, że skały z Luboczy były pierwotnie wapieniami górnourajskimi, które uległy sylikacji zapewne w pliocenie.

Opinię C. Kuźniara (10) o sylikacji wapieni górnourajskich powtórzył S.Z. Różycki, który początkowo (16) sądził, że sylikacji uległy skały środkowego oksfordu m.in. w okolicach Luboczy i Inowłódza, ale w późniejszej pracy (18) uznał, że sylikacja mogła objąć na tym obszarze całą niższą część malmu, aż po „raurak”. Ważne jest przy tym spostrzeżenie S.Z. Różyckiego, że sylikacja nie objęła skał określonego poziomu stratygraficznego

czy określonej facji, ale dotknęła zmiennej grubości „powierzchnową powłokę”, a sam proces sylikfikacji miał miejsce w miocenie.

Powłoki krzemionkowe będące efektem sylikfikacji epigenetycznej jakiej podlegały wapienne skały górnourajskie w warunkach lądowych w gorącym i suchym klimacie, są zjawiskiem obserwowanym często na wychodniach tych skał np. na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej (11). Jeszcze częściej znajdowane są krzemienie z pustkami po skamieniałościach górnourajskich występujące w osadach czwartorzędowych, a pochodzące ze zniszczenia wspomnianych powłok krzemionkowych. Procesy epigenetycznej sylikfikacji na wychodniach wapieni górnourajskich zachodziły co najmniej dwukrotnie: we wczesnym albie (8, 11) oraz w młodszym trzeciorzędzie (inf. ustna dr hab. J. Głazka). Jest bardzo prawdopodobne, że o tym typie sylikfikacji wspominali C. Kuźniar (10) i S.Z. Różycki (18), dość niefortunnie wiążąc go jednak ze skałami krzemionkowymi z okolic Inowłódza czy Luboczy.

Autor, opracowując w latach 1987–1988 wraz z J. Kutkiem i A. Wierzbowskim wiercenia z obszaru między Inowłodzem, Opoczmem i Sulejowem, wykonane przez Przedsiębiorstwo Geologiczne z Krakowa, miał możliwość przeanalizowania pełnego następstwa utworów górnej jury i wyższej części sukcesji jury środkowej. Następstwo to, począwszy od zespołu chalcedonitów z Inowłódza, aż po utwory dolnego kimerydu, wykazuje pełną analogię z wykształceniem jury na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich i duże podobieństwo z obszarem Jury Krakowsko-Częstochowskiej. Dlatego w przedstawionym (ryc. 2) podziale litostratygraficznym stosowano odniesienia do jednostek wyróżnianych w obu wymienionych obszarach.



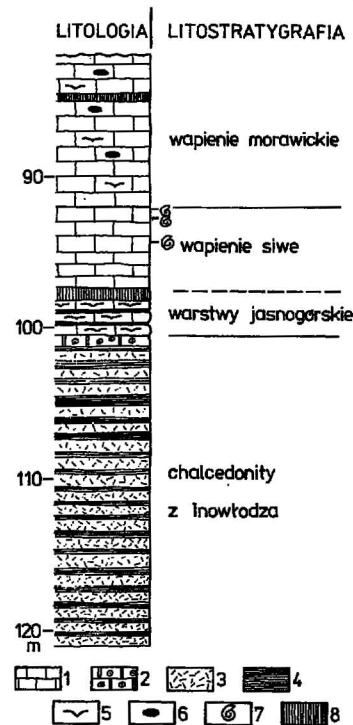
Ryc. 1. Mapa geologiczna okolic Tomaszowa Mazowieckiego i Opoczna (wg Mapy Geologicznej Polski w skali 1:200 000 – nieco zmieniona)

1 – kreda, 2 – jura górna, 3 – zespół chalcedonitów z Inowłódza, 4 – pozostałe utwory jury środkowej, 5 – otwory wiertnicze

Fig. 1. Geological map of Tomaszów Mazowiecki and Opoczno area (acc. Geological Map of Poland, 1:200 000, changed)

1 – Cretaceous, 2 – Upper Jurassic, 3 – chalcedonies series from Inowłódz, 4 – other Middle Jurassic deposits, 5 – boreholes

Opis profilu, ze względu na poruszaną w artykule kwestię wieku chalcedonitów, ograniczono do skał występujących poniżej górnego oksfordu, a napotkanych m.in. w wierceniu Teofilów 83 (ryc. 2). W takim ujęciu najmłodszym zespołem litostratygraficznym są wapienie morawickie. Jest to zespół utworzony z uławiconych wapieni zawierających mumie gąbek krzemionkowych, liczne putroidy oraz krzemienie. Miąższość zespołu wynosi około 170 m. Pozycja stratygraficzna wapieni morawickich, określona na podstawie zebranych amonitów, znajduje się między nie najniższą częścią oksfordu środkowego, a najniższą częścią oksfordu górnego (13). Pod wapieniami morawickimi występują uławicone wapienie o gładkim przełamie, nie zawierające gąbek, putroidów i krzemieni. Odpowiadają one tzw. wapieniom siwym, wyróżnianym na południowo-zachodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich (12), ale występującym również w Jurze Krakowsko-Częstochowskiej (dane autora). W obu wymienionych obszarach wapienie siwe obejmują najniższą część środkowego oksfordu, a w niektórych profilach również najwyższą część podpoziomu *Cordatum* oksfordu dolnego. Znalezione w profilu otworu wiertniczego Teofilów 83, w wapieniach siwych, amonity: *Cardioceras* (*Scoticardioceras*) sp. na głębokości 92,1 m i *Cardioceras* (*Cardioceras*) ex gr. *cordatum* (Sow.) na głębokości 94,4 m, dowodzą, że również w okolicach Inowłódza wapienie te zajmują identyczną pozycję biostratygraficzną. Pod wapieniami siwymi występuje (ryc. 2) zespół cienkoławicowych wapieni przelawicających się z łupkami marglistymi. W wapieniach występują bardzo



Ryc. 2. Profil otworu wiertniczego Teofilów 83 – niższa część

1 – wapienie, 2 – zdolomityzowane wapienie krynowidowe, 3 – chalcedonity, 4 – utwory piaszczysto-mułowcowo-ilaste, 5 – gąbki, 6 – krzemienie, 7 – amonity, 8 – wypełnienia form krasowych

Fig. 2. Profile of Teofilów 83 borehole, lower part

1 – limestones, 2 – dolomitized crinoid limestones, 3 – chalcedonies, 4 – sandy-silty-muddy deposits, 5 – sponges, 6 – flints, 7 – ammonites, 8 – karst infillings

liczne mumie gąbek krzemionkowych i małe, nieoznaczalne amonity. Cechami litologicznymi i pozycją stratygraficzną pod wapieniami siwymi, zespół ten odpowiada warstwom jasnogórskim wyróżnianym (17) w dolnym oksfordzie Jury Krakowsko-Częstochowskiej, a także zespołowi wapieni marglistych (11) z południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich.

Z powyższego wynika, że w okolicach Inowłódza występuje kompletna sekwencja zespołów litostratygraficznych niższej części oksfordu, a co więcej, znalezione tam amonity pozwalają przyjąć, że zespoły owe zajmują identyczną pozycję biostratygraficzną, jak w obszarach gdzie zostały ustanowione. Zespół chalcedonitów, który stwierdzony został w wierceni Teofilów 83 pod warstwami jasnogórskimi (ryc. 2), jest zatem starszy od oksfordu. Powrót do wspomnianego już sądu E. Passendorfera (15), że skały zsylikowane należą do keloweju, wydaje się uzasadniony zarówno powyższymi wywodami, jak i podobieństwem litologicznym utworów keloweju z obszarów sąsiednich do skał zespołu chalcedonitów z Inowłódza.

Duża, licząca 18 m miąższości, część profilu chalcedonitów jest obecnie dostępna obserwacjom w kamieniołomie położonym około 1,5 km na zachód od Inowłódza (ryc. 1). Tworzą ten zespół chalcedonity przelawiające się z utworami piaszczysto-mułowcowo-ilastymi. Miąższość ławic zmienia się w granicach 15–55 cm. W chalcedonitach licznie występują spikule gąbek krzemionkowych, w ławicach piaszczysto-mułowcowo-ilastych rozpoznano (4): kwarc, glaukonit, illit, kaolinit i chloryt. W wyższej części zespołu chalcedonitów z Inowłódza, nie odsłoniętej w kamieniołomie, a stwierdzonej w otworze wiertniczym Teofilów 83 (ryc. 2), występują ławice piaszczystych wapieni krynowidowych. Są one zdolomityzowane i partiami zsylikowane.

Odsłaniające się na północno-wschodnim obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich utwory keloweju wykształcone są jako piaskowce wapniste bądź wapienie piaszczyste, a niekiedy piaszczyste wapienie krynowidowe i spongiolity (3). Na południowo-zachodnim obrzeżeniu i na Wyżynie Wieluńskiej z kolei skały o podobnym habitusie określane są (6, 7) jako gezy wapniste z czertami.

Pod zespołem chalcedonitów z Inowłódza występuje miąższy zespół drobnziarnistych i słabozwięzłych piaskowców z przewarstwieniami mułowców, a podrzędnie z wkładkami ilów. Są to tzw. podwapieniaki górne (18). Dane biostratygraficzne dotyczące chalcedonitów i podwapieniaków górnych są bardzo skąpe. Jedyna ważna informacja zawarta jest w pracy E. Cieśli (2), który w otw. wiert. Radwanka II/3, położonym około 22 km na północ od Inowłódza, w obrębie piaskowców, ok. 16 m pod chalcedonitami, znalazł dolnokelowejskiego amonita *Macrocephalites* sp. Natomiast stosunkowo bogata fauna amonitowa keloweju znana jest (18) z okolic Świnnej koło Opoczna (ryc. 1). Amonity charakteryzujące środkowy i górny (w rozumieniu międzynarodowym) kelowej występują tam w silnie skondensowanych, różowych i szarych wapieniach z glaukonitem. Wapienie te występują powyżej podwapieniaków górnych (18). Podobne następstwo występuje w profilach otw. wiert. Paradyż 2 i Wąglany 3/VII (ryc. 1), gdzie ponad skondensowanym kelowem występują wapienne skały oksfordu, a brak jest w ogóle zespołu chalcedonitów. Zespół ten pojawia się znów w profilu Mniszków IG 1, położonym dalej ku zachodowi (ryc. 1). Mamy więc na tym obszarze do czynienia ze zróżnicowaniem facjalnym. Jest ono typowe dla większej części zbiornika kelowejskiego, a oddaje

strefy dna ulegające zróżnicowanej subsydencji. Strefy dna o silniejszej subsydencji charakteryzowane są przez miąższe i klastyczne utwory. W omawianym obszarze utworom tym odpowiada zespół chalcedonitów z Inowłódza. Strefy o słabszej subsydencji charakteryzują rozwój osadów skondensowanych, przywiązanych do obszaru Świnnej, Wąglanów i Paradyża (ryc. 1). Podobne zróżnicowanie facji w keloweu obserwowano zarówno na obszarze południowo-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich (6), jak i na obszarze Jury Krakowsko-Częstochowskiej (por. dane w 17), można je więc uznać za charakterystyczne dla większego obszaru basenu kelowejskiego. Jest jednak bardzo prawdopodobne, że z faktu istnienia ostrych zmian facjalnych nie zdawał sobie sprawy ani C. Kuźniar (10), ani S.Z. Różycki (16, 18). Stąd, drugi z wymienionych autorów, znając skondensowany profil keloweju w Świnnej, nie spodziewał się, że 20 km na północ odpowiadać mu może kilkudziesięciometrowej miąższości profilu chalcedonitów.

Autorowi kelowejski wiek zespołu z chalcedonitów z Inowłódza wydaje się przesadzony. Petrografom zmiana ta powinna znacznie ułatwić rozwikłanie genezy krzemionki obecnej w dużych ilościach w skałach kelowejskich w postaci spikul krzemionkowych gąbek. Geologom złożowym kelowejski wiek chalcedonitów zmienia obszar perspektywiczny, zawężając go z chaotycznie rozmieszczonej sylifikacji epigenetycznej na wychodniach rauraku (1), na wąski pas wychodni keloweju.

L I T E R A T U R A

1. Błaszak M., Olkiewicz-Paprocka I. — [W:] Budowa Geologiczna Polski. Złoza surowców mineralnych. Wyd. Geol., 1987 s. 475–494.
2. Cieśla E. — Prz. Geol., 1958 nr 3 s. 125–126.
3. Danić J. — Pr. Inst. Geol., 1970 t. 56 s. 99–123.
4. Deręgowski Z. — Badania petrograficzne oksfordzkich chalcedonitów z okolic Inowłódza. Praca magisterska. Arch. Inst. Geoch., Miner. i Petrogr. UW, 1986.
5. Deręgowski Z. — Kwart. Geol., 1988 t. 32 nr 1 s. 231–232.
6. Giżejewska M. — Acta Geol. Pol., 1974 vol. 24 nr 2 s. 365–406.
7. Giżejewska M. — Ibidem, 1981 nr 1–2 s. 15–33.
8. Głazek J., Szyrkiewicz A. — Przewodnik LII Zjazdu PTG, Bełchatów, 1980 s. 84–99.
9. Kozłowski S. — Surowce skalne Polski. Wyd. Geol., 1986.
10. Kuźniar C. — Pos. Nauk. PI 3, 1936 nr 43 s. 16–17.
11. Marciniowski R. — Transgresywne utwory kredy i podścielające utwory jury na wschód od Mstowa i Janowa. Praca magisterska. Arch. Inst. Geologii Pods. UW, 1969 s. 1–143.
12. Matyja B.A. — Acta Geol. Pol., 1977 vol. 27 nr 1 s. 41–64.
13. Matyja B.A., Kutek J., Wierzbowski A. — Opracowanie litologii, stratygrafii i map utworów jurajskich z obszarów wierceń w skrzydłach synkliny tomaszowskiej. Arch. Zakł. Prac Geol. UW, 1988 s. 1–110.
14. Morawiecki A. — Arch. Miner., 1956 t. 19 z. 1 s. 86–136.
15. Passendorfer E. — Pos. Nauk. PIG, 1930 nr 25 s. 21–26.

16. R ó ż y c k i S.Z. — Biul. PIG, 1947 nr 29 s. 1—13.
17. R ó ż y c k i S.Z. — Pr. Inst. Geol., 1953 t. 17 s. 1—412.
18. R ó ż y c k i S.Z. — Acta Geol. Pol., 1955 vol. 5 nr 3 s. 305—341.

S U M M A R Y

New data about age of chalcedonies from Inowłódz presented here changed former opinion about their Oxfordian age. This chalcedonies series lies under the Oxfordian deposits and has many similarities with the Callovian deposits occurring nearby. This series passes laterally into condensed limestones from Świnna, Paradyż and Wąglany.

Р Е З Ю М Е

В статье представлены новые данные касающиеся возраста хальцедонитов из Иновлодза. Принято, что существующие до сих пор мнение об оксфордском возрасте этих хальцедонитов является неправильным. Комплекс хальцедонитов из Иновлодза находится под оксфордскими отложениями и указывает большое литологическое сходство с келловейскими отложениями распространенными в соседнем районе. Комплекс хальцедонитов находится в тесной фациальной взаимосвязи с конденсированными известняками из окрестностей Свинной, Парадыжа и Вонглары.