

Ooidy i skały żelaziste w profilu ordowickim Gór Świętokrzyskich

Wiesław Trela*

W środkowym i górnym ordowiku na obszarze Gór Świętokrzyskich pojawiają się ooidy i skały żelaziste. Pozycja w profilu ordowickim regionu świętokrzyskiego czyni z nich ważny poziom korelacyjny. Najdokładniej, faunistycznie udokumentowane położenie w profilu ordowickim Gór Świętokrzyskich uzyskały osady żelaziste wyższego lanwirnu, korelowane z poziomem *Didymograptus purchisoni*. Skały żelaziste w postaci przelawień w serii iłowcowej znane są również z poziomu *Glyptograptus teretiusculus*, niższego landeilu. Pozycja osadów z ooidami żelazistymi karadoku nie jest całkowicie jasna. Przepuszczalnie występują powyżej poziomu *Nemagraptus gracilis*. Osady węglanowe z ooidami żelazistymi landeilu i karadoku centralnej części regionu kieleckiego korelują się z ciemnoszarymi iłowcami, głębszego morza Brzeziny, Zbrzy, Jeleniowa, Bukowian i Pobroszyna. Osady żelaziste powstały w środowisku cechującym się wolnym tempem sedymentacji i dość ujednoliconymi warunkami akumulacji na niemal całym obszarze regionu świętokrzyskiego. Wykształcenie litologiczne oraz cechy sedimentologiczne i paleontologiczne sugerują rozwój ooidów i skał żelazistych w Górach Świętokrzyskich, podobnie jak w Europie W i Afryce N (Young, 1992) powyżej serii transgresywnych w warunkach wysokiego poziomu morza.

Słowa kluczowe: ordowik, ooidy żelaziste, skały żelaziste, wysoki poziom morza, transgresja

Wiesław Trela — **Ferruginous ooids and ironstones in the Ordovician section from the Holy Cross Mts. (Central Poland).** Prz. Geol., 47: 181–186.

S u m m a r y. *The ironstones and ferruginous ooids occur on the whole Holy Cross Mts. area during the Middle and Upper Ordovician. Their stratigraphic distribution makes them an important correlative horizon. The Upper Llanvirnian ironstones possess the most precisely, faunistic dated position in the Ordovician section of the Holy Cross Mts, which coincides with graptolite *D. purchisoni* zone. They developed above the Lower Llanvirnian transgressive deposits of the *D. bifidus/D. artus* zone, noted in Brzeziny. In the Lower Llandeilan the ironstones make the thin intercalations in claystone sequence of the *G. teretiusculus* zone in Brzeziny, Jeleniów and Bukowiany. The Caradocian age of the carbonates with ferruginous ooids from the central part of the Holy Cross Mts. is not clear. Presumably they are developed above transgression correlated with the graptolite *Nemagraptus gracilis* zone. They are correlated with deeper water facies of dark-grey claystones in Brzeziny, Zbrza, Jeleniów, Bukowiany and Pobroszyn. The ironstones and ferruginous ooids from the Holy Cross Mts. likewise the ooidal ironstones from the western Europe and northern Africa (Young, 1992) show a correlation with early part of highstand sea-level developed above the transgressive systems tracts. These deposits formed in uniform sedimentary conditions with a low accumulation rate developed across a large area of the carbonate platform. In the central part of the Holy Cross Mts. (Mójczy, Zalesie Nowe) these conditions, originated from drowning of carbonate platform were favourable for sediment condensation.*

Key words: Ordovician, ferruginous ooids, ironstones, highstand sea-level, transgression

W środkowym i częściowo górnym ordowiku w regionie centralnym Gór Świętokrzyskich (Tomczyk, 1964; Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964; Szulczewski, 1977) powstała seria osadów węglanowych, zawierających w swoim składzie ooidy żelaziste. Skały żelaziste pojawiają się również w środkowym ordowiku w regionie południowym (Brzeziny) i regionie łysogórskim (Jeleniów, Bukowiany i Pobroszyn) (ryc. 1). Ooidy i skały żelaziste środkowego i górnego ordowiku w regionie świętokrzyskim powstały ponad sekwencjami detrytycznymi dolnego ordowiku, będącymi zapisem regresji w Górach Świętokrzyskich (Dzik & Pisera, 1994). Na temat pozycji stratygraficznej, składu mineralnego oraz genezy osadów żelazistych w Górach Świętokrzyskich wypowiadali się Czarnocki (1928, 1948), Ryka i Tomczyk (1959), Turnau-Morawska (1961), Tomczyk & Turnau-Morawska (1964, 1967), Bednarczyk (1971, 1981), Chlebowski (1971), Kowalczyk i in. (1976) i Łącka (1990).

W regionie centralnym Gór Świętokrzyskich ooidy żelaziste są składnikiem osadów formacji wapieni z Mójczy i ogniwa dolomitów z Mokradła (lanwirn–karadok) (Bednarczyk, 1981). W rejonie Brzeziny skały żelaziste tworzą formację szamozytów z Górek (wyższy lanwirn) (Bednarczyk, 1981), która odpowiada warstwom brzezińskim górnym w podziale Tomczyka (Tomczyk, 1962; Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964). W regionie łysogórskim osady

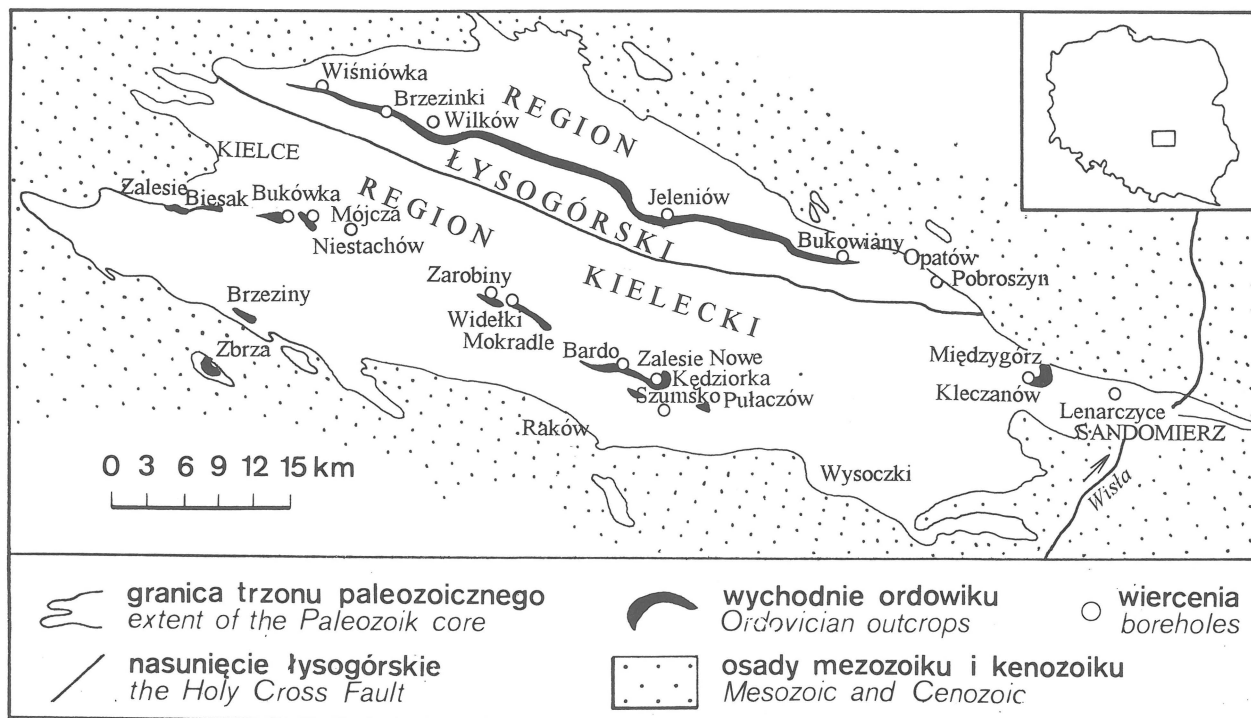
żelaziste budują formację wapieni z Bukowian (wyższy lanwirn) (Bednarczyk, 1981), będącą odpowiednikiem warstw jeleniowskich dolnych (Tomczyk, 1962).

Ooidy żelaziste występujące w środkowo- i górnordowickich skałach węglanowych w Górach Świętokrzyskich posiadają owalny, elipsoidalny i soczewkowaty kształt, często są zdeformowane i połamane (ryc. 3). Długość większej osi form elipsoidalnych dochodzi do 1,2 mm, zaś krótszej osi do 0,5 mm. Ooidy z profilu w Mójczy zbudowane są z getytu, kaolinitu, apatyty, kalcytu, illitu/smektytu oraz niekiedy z kwarcu, zaś w składzie mineralnym form z profilu Zalesie IG 1 obecny jest chloryt, podrzędnie illit/smektyt, apatyt i kalcyt (Łącka, 1990). Jądro ooidów tworzą fragmenty muszli, szkarłupni, skorupki małżoraczków i okrucy mikrosparytu. Cechują się wyraźną budową laminarną. Barwa ooidów zmienia się od żółtawej przez bladobrunatną do bladozielonej. Przy skrzyżowanych nicołach są izotropowe lub bardzo nisko dwójłomne. W obrębie ooidów można obserwować skupienia kalcytu układające się w nieciągłe powłoki lub posiadające kształt nieregularnych skupień, które powstały w rezultacie epigenetycznej kalcytyzacji (Turnau-Morawska, 1961; Łącka, 1990); (ryc. 3).

Pozycja stratygraficzna i występowanie przestrzenne ooidów i skał żelazistych w Górach Świętokrzyskich Region południowy (Zbrza–Brzeziny)

Lanwirn. Brzeziny (ryc. 1). Skały żelaziste są wykształcone w postaci piaskowców, mułowców i wapieni syderytowo-szamozytowych, przelawianych cienkimi

*Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce



Ryc. 1. Mapa występowania osadów ordowiku w Górach Świętokrzyskich (Tomczykowa, 1968; Bednarczyk, 1971)

Fig. 1. Location map of the Ordovician outcrops in the Holy Cross Mts. (according to Tomczykowa, 1968; Bednarczyk, 1971)

wkładkami iłowców. Występują powyżej serii iłowcowo-mułowcowej poziomu *Didymograptus bifidus* dolnego lanwirnu a poniżej iłowców, mułowców oraz węglanów poziomu *Glyptograptus cf. teretiusculus* dolnego landeilu i tworzą tzw. „poziom szamozytowy” (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964). W tej pozycji stratygraficznej Tomczyk koreluje analizowane osady z górnolanwirnskimi poziomem *Didymograptus purchisoni* (ryc. 2). Wyżej leży gruby, ok. 100–120 m kompleks ciemnoszarych iłowców landeilu i karadoku. Skały poziomu szamozytowego cechuje niewielki udział glaukonitu, który występuje w ilości rozproszonej. Badania mineralogiczne Łackiej (1990) wykazały obecność chlorytu i syderytu w spoiwie tych utworów. Wapienie żelaziste zawierają drobny detrytus skorupki ramienionogów i domieszkę materiału detrytycznego. W składzie analizowanych osadów pojawiają się nieliczne ooidy i pizoidy żelaziste. Obecność rozmaitych śródławicowych, śladów spływów i laminacji poziomej (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964) sugeruje sedymentację w środowisku położonym poniżej podstawy falowania, w którym spokojna depozycja była przerywana działalnością prądów generowanych przez sztormy lub falowanie.

Landeil. W Brzezinach wapienie syderytowe i skały żelaziste, wykształcone podobnie jak w lanwirnie tworzą, cienkie przeławiczenia w iłowcowej serii landeilskiej. Pozycja stratygraficzna tych osadów jest udokumentowana obecnością graptolitów poziomu *Glyptograptus teretiusculus* His. (ryc. 2) (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964).

Region centralny (kielecki)

Lanwirn. Mójcza (ryc. 1). W profilu mójczańskim ooidy żelaziste są składnikiem ooidowo-bioklastycznych greinstonów (Trela, 1998). W profilu mójczańskim bardzo częste są przejawy fosfatacji osadu. Bioklasty niejednokrotnie są otoczone obwódkami fosforanowymi, a muszle i skorupki są wypełnione fosforanami. Analizowane osady wystę-

pują w poziomie *Pygodus serrus* i *P. anserinus* (ryc. 2) (Dzik, 1994).

Otw. Synklina bardziańska (ryc. 1). W profilu otworu wiertniczego Zalesie IG 1 ooidy żelaziste są składnikiem wapieni zoogenicznych (Chlebowski, 1971) o cechach greinstonów złożonych z ramienionogów, mszywiolów i szkarłupni. Obecność konodontów poziomu *Pygodus serrus* lokuje analizowane osady w wyższym lanwirnie i przypuszczalnie niższym landeilu (ryc. 2) (Bednarczyk, 1971, 1981).

Szumsko Kolonia 2a (ryc. 1). Ooidy żelaziste, które stwierdzono w dolomitach wyższego lanwirnu, osiągają miąższość ok. 5 m. Występują ponad 7,0 m serią zbiturbowanych mułowców arenigu i dolnego lanwirnu, przeławicanych cienkimi wkładkami iłowców i piaskowców. Dolomity zawierają domieszkę materiału terrygenicznego, zmienione szczątki organiczne, niejednokrotnie sfosfatyzowane oraz fosforany tworzące skupienia i wypełnienia muszli. Pozycja stratygraficzna tych osadów udokumentowana została dzięki konodontom (ryc. 2) (Bednarczyk, 1971, 1981).

Landeil. Ooidy żelaziste w postaci charakterystycznych elipsoidalnych form są znane z profilu w Mójczy i otworu Szumsko Kolonia 2a (ryc. 5). W profilu mójczańskim są składnikiem ooidowo-bioklastycznych greinstonów (Trela, 1998) (ryc. 2). Ich występowanie jest zbieżne z pojawieniem się ciepłolubnych konodontów (*Complexodus*) w zimnolubnym zespole (Dzik, 1994, 1996). W profilu Szumsko Kol. 2a ooidy żelaziste występują w dolomitach i osadach iłowcowo-mułowcowych. Brak szczegółowych badań paleontologicznych uniemożliwia jednak dokładne określenie ich pozycji stratygraficznej (ryc. 2).

Przypuszczalnie część wapieni z ooidami żelazistymi poniżej 5 m iłowcowej serii karadockiej w profilu Zalesie IG 1 jest również wieku landeilskiego (Bednarczyk, 1971; Chlebowski, 1971).

Karadok. Mójcza. W profilu z Mójczy ooidy żelaziste występują najliczniej w wapieniach górnego karadoku,

1	2	3	Brzeziny 2, 45, 48	Mójcza	Zarobiny IG 1	Zalesie IG 1	Szumsko Kol. 2a	Lenarczy- ce IG 1	Klecznów IG 1	Jeleniów IG 1	Bukowia- ny 1a
Aszgil											
Karadok	C.s	A.s									
	D.cl										
	D.m		A.t								
Landeil	N.g	P.a									
	G.t										
Lanwirn	D.mi	P.s									
	D.a										
	D.b										
Arenig											
Tremadok											

 skały żelaziste o pewnej pozycji biostratygraficznej
biostratigraphically well-dated ironstones

 ooidy i skały żelaziste o niejasnej pozycji biostratygraficznej
ferruginous ooids and ironstones with uncertain biostratigraphic position

Ryc. 2. Korelacja ooidów i skał żelazistych w Górach Świętokrzyskich; 1—jednostki chronostratygraficzne; 2—poziomy graptolitowe według Tomczyka i Turnau-Morawskiej (1964, 1967). D.a/D.b — *Didymograptus artus* /*Didymograptus bifidus*, D.mi — *Didymograptus muchisoni*, G.t — *Glyptograptus teretiusculus*, N.g — *Nemagraptus gracilis*, D.m — *Diplograptus multidentis*, D.cl — *Dicranograptus clingani*, C.s — *Climacograptus styloideus*; 3—zony konodontowe według Bednarczyka (1981) i Dzika (1994). A. v — *Amorphognathus variabilis*, Ps — *Pygodus serrus*, Pa — *Pygodus anserinus*, A.t — *Amorphognathus tvaerensis*, A.s — *Amorphognathus superbus*

Fig. 2. Correlation of the ferruginous ooids and ironstones in the Holy Cross Mts.; 1— chronostratigraphy; 2— graptolite biozones according to Tomczyk and Turnau-Morawska (1964, 1967)

gdzie podobnie jak w lanwirnie i landeilu są skałnikami grainstonów ooidowo-bioklastycznych (ryc. 3, 4) (Trela, 1998). Pojawiają się w stropie poziomu *Amorphognathus tvaerensis* i w poziomie *A. superbus* (ryc. 2) (Dzik, 1994). Koncentracja ooidów żelazistych w wapieniach wyższego karadoku w Mójczy jest zbieżna z zanikiem *Amorphognathus sp.* i dominacją *Strachanognathus*, *Rhodesognathus*, *Icriodella* w zespole konodontowym, będących wskaźnikami ocieplenia klimatu (Dzik, 1994, 1996; Dzik & Pisera, 1994).

Synklina bardziańska. W otworze wiertniczym Zalesie IG 1 ooidy żelaziste są składnikiem ziarnowym iłowców marglistych oraz wapieni zoogenicznych (Chlebowski, 1971), posiadających cechy greinstonów i pakstono-wakstonów. Konodonty wskazują na karadocki wiek tych osadów (ryc. 2) (Bednarczyk, 1971). Wapień z ooidami piętra karadok występują również w profilu otworu wiertniczego Kędzior-ka IG 1 i Zarobiny IG 1.

Otw. Szumsko Kolonia 2a. Ooidy żelaziste stwierdzono w spągu osadów karadockich, wykształconych w postaci zielonoszarych dolomitów marglistych, w stropie piaszczystych, przelawianych szarozielonymi iłowcami marglistymi. Miejscami w spoiwie pojawia się szamozyt. Ooidy noszą ślady utlenienia i kaolinityzacji. W płytkach cienkich dostrzec można fragmenty muszli ramienionogów, krynoidy i skorupki małżoraczków zmienione wskutek dolomityzacji. Zarówno ooidy jak i szczątki fauny noszą ślady obróbki mechanicznej. Zespół konodontowy wskazuje na karadocki wiek tych osadów. W stropie profilu pojawiają się ramienionogi *Paterula bohemia* Barrande i *Scaphelasma septatum* Cooper (Bednarczyk, 1971).

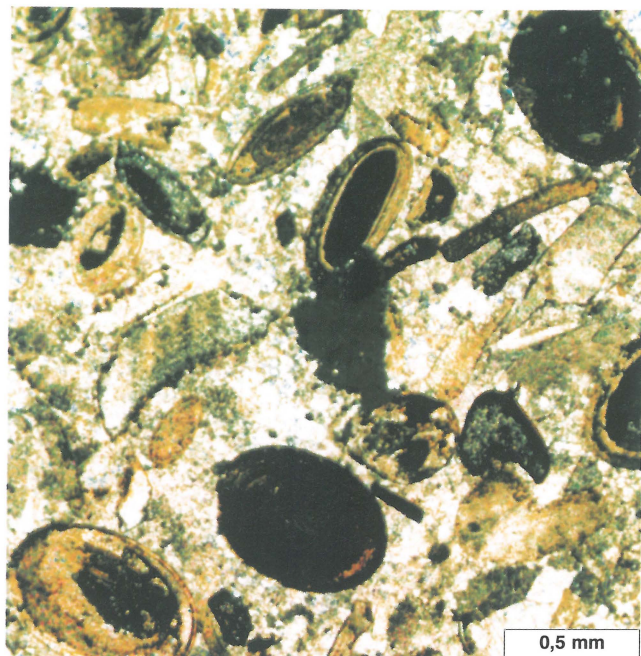
Dokładna pozycja stratygraficzna osadów z ooidami żelazistymi jest jednak niejasna (ryc. 2).

Wschodnia część regionu kieleckiego

Obecność ooidów żelazistych stwierdzono w otworach wiertniczych Kleczanów i Lenarczyce (ryc. 1) (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967). Są składnikiem jasnoszarych, niekiedy zielonawych dolomitów z domieszką glaukonitu, położonych ponad piaskowcami dolnego ordowiku. Zespół konodontowy charakterystyczny dla poziomu *Amorphognathus tvaerensis* i *A. superbus* lokuje dolomity z ooidami żelazistymi z Kleczanowa i Lenarczyce w karadoku (ryc. 2) (Bednarczyk, 1971, 1981).

Region łysogórski

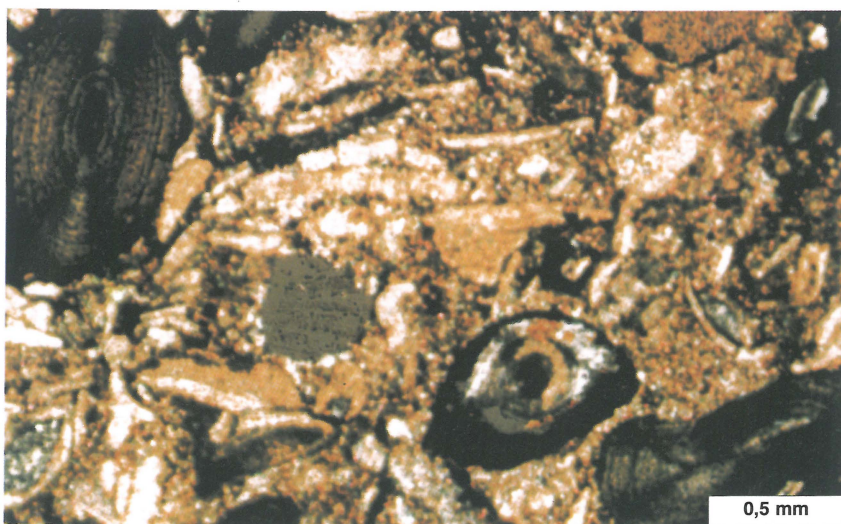
Lanwirn. Jeleniów IG 2 i Bukowiany 1a (ryc. 1). W regionie łysogórskim osady żelaziste spoczywają na skałach tremadoku dolnego i kambry górnego, a poniżej poziomu *Glyptograptus teretiusculus* dolnego landeilu (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967). Seria osadów żelazistych złożona jest z wapieni syderytycznych i szarozielonych syderytów przelawianych i przechodzących miejscami w wapień organogeniczne i wapień detrytyczne (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967). Opis archiwalny pozwala zaliczyć je do kalkarenitów i kalcyrudytów. Kalkarenity są złożone z pokruszonych bioklastów i ooidów szamozytowych, zaś kalcyrudyty ze słabo obtoczonych skał, noszących ślady redepozycji, wśród których występują



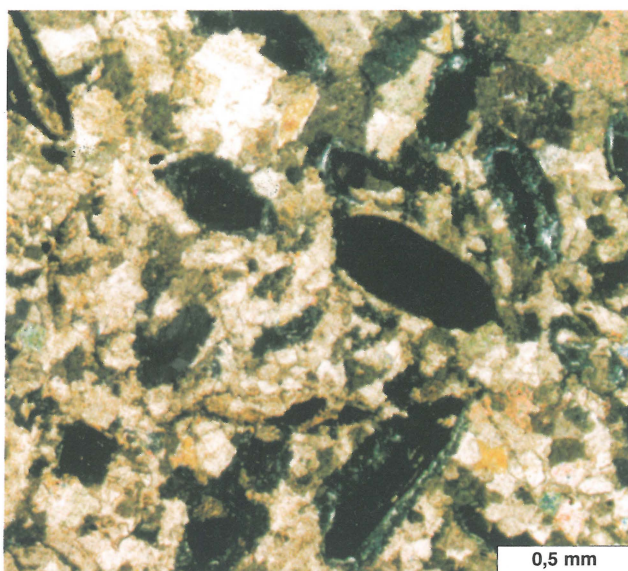
Ryc. 3. Skalcytызowane ooidy żelaziste w greinstonie ooido-bioklastycznym. Mójcza. Nikole skrzyżowane
 Fig. 3. Calcified ferruginous ooids in ooid-bioclastic grainstone. Mójcza. Crossed nicols

fragmenty węglanów, iłowców, mułowców, fosforytów, kwarc i szczątki organiczne. Bioklasty tworzące kalkarenity, często sfosfatyżowane, są złożone z ramienionogów, małży, szkarłupni i małżoraczków (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967). W osadach tych stwierdzono struktury spływo-we i warstwowanie smugowe. Ponad serią skał żelazistych występuje ok. 120–150 m kompleks ciemnoszarych iłowców landeilu i karadoku, sporadycznie przeławianych wkładkami skał węglanowych.

Tomczyk i Turnau-Morawska (1967) ulokowali osady żelaziste z Jeleniowa i Bukowian w spągu pietra landeilu. Położenie jednak poniżej poziomu *Glyptograptus teretiusculus* pozwala korelować je z „poziomem szamozyto-



Ryc. 4. Ooidy żelaziste (lewy górny i prawy dolny róg zdjęcia) z dobrze zachowanym układem lamin (Mójcza). Nikole skrzyżowane
 Fig. 4. Ferruginous ooids (upper left and lower right corner of the picture) with well concentric microfabrics preserved (Mójcza). Crossed nicols



Ryc. 5. Szczątki ooidów żelazistych w dolomicie. Otw. Szumsko Kol. 2a. Nikole skrzyżowane
 Fig. 5. Fragments of ferruginous ooids in dolomite. Szumsko kol. 2a. Crossed nicols

wym” Brzezin. Obecność konodontów zony pygodus serrus lokalizuje analizowane osady w wyższym lanwirnie (bednarczyk, 1981) (ryc. 2). Za górnolanwirnskim wiekiem tych osadów opowiada się również Kowalczewski (Kowalczewski i in., 1976).

Landeil. Jeleniów IG 2, Bukowiany 1a. Skały żelaziste występujące w postaci wapieni syderytycznych i wapieni z ooidami i pizoidami żelazistymi, tworzą cienkie (3–10 cm) wkładki w serii iłowcowej landeilu. Ich pozycja stratygraficzna została określona dzięki obecności graptolitów poziomu *Glyptograptus teretiusculus* (ryc. 5) (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967). W stropie serii iłowcowej pojawiają się również graptolity *Nemagraptus sp.* Powyżej w profilu występuje iłowcowy kompleks karadoku, przeławianany pojedynczymi, cienkimi wkładkami wapieni, z *Nemagraptus gracilis* w spągu serii (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967).

Pobroszyn (ryc. 1). O obecności wapieni landeilu z ooidami (żelazistymi?) w Pobroszynie wspomina Tomczykowa (1968) i Tomczyk (1957). Osady te są położone poniżej poziomu *Diplograptus multidentis* i „wykazują dużą analogię z wapieniami landeilu z Jeleniowa i z Bukowian” (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1967).

Prowadzone przez Salwę, Szczepanika i Trełę z Oddziału Świętokrzyskiego PIG prace ziemne w Pobroszynie potwierdziły obecność serii osadów węglanowych z dużą domieszką żelaza. Odslonięty profil tworzą:

— czerwona i pstra seria mułowcowo-piaskowcowa kambru,

— szare wapienie piaszczyste o miąższości ok. 50 cm, z licznymi ramienionogami, tworzącymi na powierzchni ławic rodzaj „bruku muszlowego”. Wapień ten odpowiada, przypuszczalnie ławicy piaskowca „mocno wapnistego” z

Lingulella, opisanego przez Samsonowicza (1934),

— seria iłowcowo-mułowcowa barwy szarej z rdzawym nalotem, w stropie zdominowana przez wkładki mułowcowe z pojedynczymi, cienkimi wkładkami szarozielonych mułowców kwarcytowych,

— wapienie szaro-czerwone, żelaziste o miąższości ok. 60 cm, z otoczkami mułowców kwarcytowych, iłowców, lidyków i kwarcu oraz skupieniami i żyłkami hematytu. W spągu wapienie są silnie zwietrzałe, posiadają barwę żółto-brunatną i zawierają dużo syderytu,

— ok. 1,5 m kompleks iłowcowo-mułowcowy, barwy szarozielonej z odcieniem czerwonym, przeławicany licznymi, cienkimi wkładkami ciemnoszarych wapieni żelazistych. W profilu pojawiają się owalne i płaskie konkrety fosforanowo-żelaziste,

— szaro-czerwone wapienie żelaziste (ok. 80 cm),

— ok. 1,5 m miąższości seria iłowcowo-mułowcowa z cienkimi (do 7 cm) przeławiczeniami wapieni żelazistych i konkrejami żelazisto-fosforanowymi,

— ciemnoszare iłowce i mułowce z oliwkowym odcieniem, pojedynczymi konkrejami żelazisto-fosforanowymi i sporadycznie występującymi wkładkami szarych wapieni mikrytowych,

— szarobrunatne mułowce i iłowce z graptolitami (sylur ?).

Skały od warstwy szaro-czerwonego wapienia z otoczkami do kompleksu ciemnoszarych iłowców i mułowców z oliwkowym odcieniem posiadają wiele analogii z osadami wyższego lanwirnu i landeilu w Brzezinach, Jeleniowie i Bukowianach (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964, 1967). Podobieństwo do osadów żelazistych z wyżej wspomnianych miejscowości oraz położenie stratygraficzne sugerują ich późnolanwirnski i prawdopodobnie landeilski wiek. Kowalczewski (Kowalczewski i in., 1976) również uważa, że wapienie z profilu w Pobroszynie mogą „reprezentować zarówno landeila jak i lanwirn górny”. Zespół konodontowy uzyskany przez Dzika (inf. ustna) z ławicy wapienia szaro-czerwonego z otoczkami piaskowców, kwarcu i lidyku wskazuje na późnoarenicki (wołchow) wiek tych osadów.

Zmiany położenia poziomu morza w środkowym i górnym ordowiku w Górach Świętokrzyskich

W Europie SW i W ooidy i skały żelaziste pojawiają się powyżej powierzchni niezgodności i rozdzielają osady transgresywnego systemu depozycyjnego (TST) od wyżejleżących osadów wysokiego poziomu morza (HST). Występują ponad powierzchnią maksymalnego zalewu (*maximum flooding surface*) i korelowane są z wczesną fazą rozwoju ciągu depozycyjnego wysokiego poziomu morza (Young, 1992).

Pozycja stratygraficzna ooidów i skał żelazistych wyższego lanwirnu Brzezin jest najdokładniej określona w całym regionie świętokrzyskim i koreluje się z poziomem *D. purchisoni* (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964). W podobnej pozycji znajdują się prawdopodobnie skały żelaziste regionu łysogórskiego (Jeleniów, Bukowiany i Pobroszyn ?). Osady żelaziste występujące w poziomie *D. purchisoni* znane są w Europie zachodniej (N Walia, Normandia, Hiszpania) i N Afryce (Maroko, Algeria) (Young, 1992). W Górach Świętokrzyskich analizowane osady pojawiają się ponad serią ilasto-mułowcową, zawierającą graptolity *Didymograptus artus* i *D. bifidus* (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964), która koreluje się z wydarzeniem transgresywnym znanym w Lake District północnej Anglii, Walii oraz paleoregionach Gondwany (Barnes i in., 1996). Położenie

powyżej serii transgresywnego poziomu *D. bifidus/D. artus*, wykształcenie litologiczne i cechy sedymentologiczne wskazują na istnienie w późnym lanwirnie, w Górach Świętokrzyskich maksymalnej fazy transgresji morskiej (*maximum flooding*) lub początkowego etapu warunków wysokiego poziomu morza.

Brak dowodów na istnienie transgresji landeilskiej w regionie świętokrzyskim. Przypuszczalnie w tym okresie, a ściślej w poziomie *G. teretiusculus* utrwały się warunki wysokiego poziomu morza zapoczątkowane w późnym lanwirnie. W spokojnym środowisku położonym poniżej podstawy falowania odbywała się sedymentacja iłowców ciemnoszarych, przeławicanych wapieniami syderytowymi. Działalność prądów i burz sprzyjała rozmywaniu osadów.

Transgresja zapisana w poziomie *Nemagraptus gracilis* (późny landeila-wczesny karadok) (Finney & Bergström, 1985; Barnes i in., 1996) zaznaczyła się w otworach Brzeziny (45, 48), Zbrza (2, 3), Jeleniów IG 2 i Bukowiany 1a sedymentacją iłowców ciemnoszarych, przeławicanych wkładkami wapieni (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964, 1967; Deczkowski & Tomczyk, 1969). Wyżej występuje seria ciemnoszarych iłowców poziomu *Diplograptus multidens*, *Dicranograptus clingani* i *Climacograptus styloideus* z rzadkimi i cienkimi ławicami wapieni, konkrejami lidyków oraz warstewkami bentonitu (Jeleniów, Bukowiany) (Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964, 1967). W Mójczy transgresja ta, zdaniem Dzika (1994, 1996), zaznaczyła się dominacją w zespole konodontowym *Amorphognatus sp.*

Warunki sedymentacji

W ordowiku region świętokrzyski znajdował się w chłodnej strefie klimatycznej. W arenigu był położony w okolicy 60° szerokości geograficznej południowej i osiągnął położenie około równikowe z końcem syluru (Lewandowski, 1987; Dzik & Pisera, 1994).

Depozycja węglanów z ooidami żelazistymi w obszarze centralnym regionu świętokrzyskiego odbywała się w środowisku cechującym się wolnym tempem akumulacji i niezmiennymi warunkami sedymentacji (Dzik & Pisera, 1994; Trela, 1998). Skład ziarnowy środkowo- i górnoordowickich skał węglanowych obszaru centralnego Gór Świętokrzyskich (Turnau-Morawska, 1961; Bednarczyk, 1971; Chlebowski, 1971; Dzik i in., 1994; Trela, 1998) jest podobny do współczesnych osadów węglanowych klimatu umiarkowanego i chłodnego. Rozkład litofacji, wykształcenie osadów węglanowych w obszarze centralnym oraz porównanie ze współczesnymi platformami węglanowymi klimatu umiarkowanego wskazują na rozwój w środkowym i górnym ordowiku izolowanej platformy węglanowej z depozycją poniżej normalnej, a nawet burzowej podstawy falowania, na głębokości ponad 100 m (Trela, 1998). W tych warunkach produkcja węglanu wapnia nie nadążała za wzrostem poziomu morza, sprzyjając zatopieniu powstającej platformy węglanowej. Obecność ooidów żelazistych w osadach głębszego szelfu jest wynikiem ich redepozycji z obszarów płytszych, położonych bliżej brzegu. Ooidy żelaziste znane są ze strefy lagunowej i podmorskich wyniesień położonych z dala od brzegu, gdzie intensywne falowanie umożliwia ich redepozycję i przerabianie. W warunkach wolnego tempa sedymentacji, istniejącego przy wysokim poziomie morza i wystarczającej dostawie żelaza do basenu ooidy żelaziste mogą powstać *in situ* na szelfie (Young & Taylor, 1989). Ujednolicone warunki akumulacji oraz wolne tempo depozycji lub przerwy w sedymentacji związane z maksymalną fazą trans-

gresji i warunkami wysokiego poziomu morza sprzyjały kondensacji osadu (Loutit i in., 1988; Sarg, 1988; Handford & Loucks, 1993). Szczególnie dobrze datowane paleontologiczne, skondensowane serie ordowickie występują w Mójczy i Zalesiu Nowym (Bednarczyk, 1971, 1996; Dzik, 1994, 1996; Kielan, 1956). Wolne tempo sedymentacji i przypuszczalnie położenie w strefie oddziaływania prądów wstępujących umożliwiły fosfatację osadu i rozwój obwódek fosforanowych wokół bioklastów.

W rejonie Brzezin, Jeleniowa i Bukowian morze było głębsze i osady żelaziste akumulowane były przypuszczalnie na szelfie zewnętrznym lub wewnętrznej strefie skłonu kontynentalnego. W czasie sztormów podstawa falowania ulegała okresowo obniżeniu, sprzyjając rozmywaniu i erozji osadu przez prądy. Niewykluczone, że materiał był przemieszczany z płytszej części basenu, o czym świadczą ślady spływów i redepozycji. Źródłem materiału klastycznego dla skał żelazistych w rejonie Brzezin było prawdopodobnie, położone na południu wyniesienie w rejonie Zbrzy zbudowane z dolnoordowickich osadów bogatych w glaukonit.

Duża produkcja żelaza i powstanie skał żelazistych zdaniem Van Houtena i Arthura (1989) jest związane z okresami rozpadu kontynentów i wysokim poziomem morza, które zalewało strefy marginalne kontynentów. Bardzo ważnym czynnikiem wpływającym na rozwój skał żelazistych była przerwa w dostawie materiału klastycznego, następująca w czasie transgresji (Young, 1989). Stopniowy zanik materiału klastycznego jest obserwowany w profilu mójczańskim. W jego spągu piaskowce ortidowe ogniwa dymińskiego (Bednarczyk, 1981; piaskowce z Bukówki sensu Dzik & Pisera, 1994) przechodzą stopniowo w wapienie piaszczyste i wapienie formacji mójczańskiej.

Zdaniem Turnau-Morawskiej (Turnau-Morawska, 1961; Tomczyk & Turnau-Morawska, 1964, 1967) źródłem żelaza, magnezu i krzemionki potrzebnych do powstania ooidów i skał żelazistych w Górach Świętokrzyskich były bogate w glaukonit, osady dolnego ordowiku, tworzące podmorskie progi. Istnieją również dowody na pochodzenie wulkaniczne i hydrotermalne związków żelaza (Ryka & Tomczyk, 1959; Chlebowski, 1971, 1976; Znosko & Chlebowski, 1976; Łacka, 1990; Durakiewicz i in., 1998). Jednak w opinii Van Houtena i Arthura (1989) pochodzenie hydrotermalne było prawdopodobnie mniejszej wagi, zaś podstawowym źródłem żelaza była dostawa rzekami z ładu w postaci obwódek wokół minerałów ilastych, szczególnie zintensyfikowana w okresie rozpadu kontynentów.

Literatura

- BARNES C.R., FORTEY R.A. & WILLIAMS S.H. 1996 — The Pattern of Global Bio-Events during the Ordovician Period. [W:] O. Walliser (ed.) — Global Events and Event Stratigraphy, Springer: 139–172.
- BEDNARCZYK W. 1971 — Stratigraphy and paleogeography of the Ordovician in the Holy Cross Mountains. Acta Geol. Pol., 21: 574–616.
- BEDNARCZYK W. 1981 — Stratygrafia ordowiku Gór Świętokrzyskich. [W:] Przew. 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Kielce: 35–41.
- CHLEBOWSKI R. 1971 — Petrografia utworów ordowiku rejonu synkliny bardziańskiej w południowej części Gór Świętokrzyskich. Arch. Miner., 29: 193–304.
- CHLEBOWSKI R. 1976 — Studium petrograficzne skał tufogenicznych starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Arch. Miner., 34: 69–134.
- CZARNOCKI J. 1928 — Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. Spraw. Państw. Inst. Geol., 4: 555–568.
- CZARNOCKI J. 1948 — Przew. 20 Zjazdu Pol. Tow. Geol. w Górach Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 17: 237–299.
- DECZKOWKI Z. & TOMCZYK H. 1969 — Budowa geologiczna antykliny zbrzańskiej w pd.-zach. części Gór Świętokrzyskich. Biul. Inst. Geol., 236: 143–175.
- DURAKIEWICZ T., MIGASZEWSKI Z. & HAŁAS S. 1998 — Badania izotopów tlenu w minerałach grupy kwarcu. Prz. Geol., 46: 167–170.
- DZIK J. 1994 — Conodonts of the Mójcza Limestone. [W:] Dzik J., Olempska E. & Pisera A. — Ordovician Carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains. Palaeont. Pol., 53: 43–128.
- DZIK J. 1996 — Mójcza quarry. [W:] Sixth European Conodont Symposium ECOS 6. Excursion Guide June 30–July 3, ed. by M. Szulczewski, S. Skompski. Warszawa.
- DZIK J. & PISERA A. 1994 — Sedimentation and fossils of the Mójcza Limestone. [W:] Dzik J., Olempska E. & Pisera A. — Ordovician Carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains. Palaeont. Pol., 53: 5–41.
- DZIK J., OLEMPSKA E. & PISERA A. — Ordovician Carbonate platform ecosystem of the Holy Cross Mountains. Palaeont. Pol., 53: 1–317.
- FINNEY S.C. & BERGSTROM S.M. 1985 — Regional contemporaneity of eustatic subsidence and tectonic events in the Middle-Upper Ordovician of the Appalachians and Quachita Orogens and the southern Oklahoma Aulacogen. Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs 1985: 583.
- HANDFORD C.R. & LOUCKS R.G. 1993 — Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts- Responses of carbonate Platforms to relative Sea-Level Changes. [W:] R.G. Loucks & J.S. Sarg (ed.) — Carbonate Sequence Stratigraphy. Mem. Am. Ass. Petrol. Geol., 57: 3–41.
- KOWALCZEWSKI Z., LISIK R. & CHLEBOWSKI R. 1976 — Nowe dane o budowie geologicznej rejonu Opatowa. Biul. Inst. Geol., 269: 167–207.
- LEWANDOWSKI M. 1987 — Results of the preliminary paleomagnetic investigations of some Lower Paleozoic rock from the Holy Cross Mts. (Poland). Kwart. Geol., 31: 543–556.
- LOUITT T.S., HARDENBOL J., VAIL P.R. & BAUM G.R. 1988 — Condensed sections: The key to age determination and correlation of continental margin sequences. [W:] Sea-Level Changes — An Integral Approach SEPM Sp. Publ., 42: 183–213.
- ŁACKA B. 1990 — Mineralogy of the Ordovician ferruginous coated grains (the Holy Cross Mountains and northern Poland). Arch. Miner., 45: 79–92.
- RYKA W. & TOMCZYK H. 1959 — Bentonit w osadach staropaleozoicznych Gór Świętokrzyskich. Kwart. Geol., 3: 689–711.
- SAMSONOWICZ J. 1934 — Objasnienia arkusza Opatów. Warszawa.
- SARG J.F. 1988 — Carbonate sequence stratigraphy. [W:] Sea-Level Changes — An Integral Approach SEPM Sp. Publ., 42: 155–182.
- SZULCZEWSKI M. 1977 — Główne regiony facjalne w paleozoiku Gór Świętokrzyskich. Prz. Geol., 25: 428–432.
- TOMCZYK H. 1957 — O facji graptolitowej karadoku Gór Świętokrzyskich. Kwart. Geol., 1: 462–479.
- TOMCZYK H. 1962 — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. Pr. Inst. Geol., 35: 1–134.
- TOMCZYK H. 1964 — Nowe dane o stratygrafii i tektogenecie starszego paleozoiku w Polsce. Prz. Geol., 12: 262–267.
- TOMCZYK H. & TURNAU-MORAWSKA M. 1964 — Stratygrafia i petrografia ordowiku Brzezin koło Morawicy w Górach Świętokrzyskich. Acta Geol. Pol., 14: 501–546.
- TOMCZYK H. & TURNAU-MORAWSKA M. 1967 — Zagadnienia stratygrafii i sedymentacji ordowiku Łysogór w nawiązaniu do niektórych profilów obszaru południowego. Acta Geol. Pol., 17: 1–46.
- TOMCZYKOWA E. 1968 — Stratygrafia osadów najwyższego kambru w Górach Świętokrzyskich. Pr. Inst. Geol., 54: 1–85.
- TURNAU-MORAWSKA M. 1961 — Charakterystyka petrograficzna ordowiku w Mójczy k. Kielc i porównanie z równoległymi osadami innych obszarów Polski. Kwart. Geol., 5: 775–787.
- TRELA W. 1998 — Sedimentary environment of the condensed Ordovician limestones from Mójcza section (Holy Cross Mts.). Kwart. Geol., 42: 289–300.
- VAN HOUTEN F.B. & ARTHUR M.A. 1989 — Temporal patterns among Phanerozoic oolitic ironstones and oceanic anoxia. [W:] Young T.P., Taylor W.E.G. (ed.) — Phanerozoic ironstones. Geol. Soc. Spec. Publ., 46: 1–251.
- YOUNG T.P. 1989 — Eustatically controlled ooidal ironstone deposition: facies relationships of the Ordovician open-shelf ironstones of Western Europe. [W:] Young T.P. & Taylor W.E.G. (ed.) — Phanerozoic ironstones. Geol. Soc. Spec. Publ., 46: 51–64.
- YOUNG T.P. 1992 — Ooidal ironstones from Ordovician Gondwana: a review. Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol., 99: 321–348.
- YOUNG T.P. & TAYLOR W.E.G. 1989 — Phanerozoic ironstones. Geol. Soc. Spec. Publ., 46: 1–251.
- ZNOSKO J. & CHLEBOWSKI R. 1976 — Rewizja stratygrafii dolnego ordowiku w Górach Świętokrzyskich. Roczn. Pol. Tow. Geol., 4: 135–157.