

Litologia i zespół akritarchowy formacji z Zalesia w Górach Świętokrzyskich na tle zmian poziomu morza i paleogeografii późnego ordowiku

Wiesław Trela¹, Zbigniew Szczepanik¹



W. Trela



Z. Szczepanik

Lithology and acritarch assemblage of the Zalesie Formation in the Holy Cross Mountains on the background of the Late Ordovician paleogeography and sea-level changes. Prz. Geol., 57: 147–157.

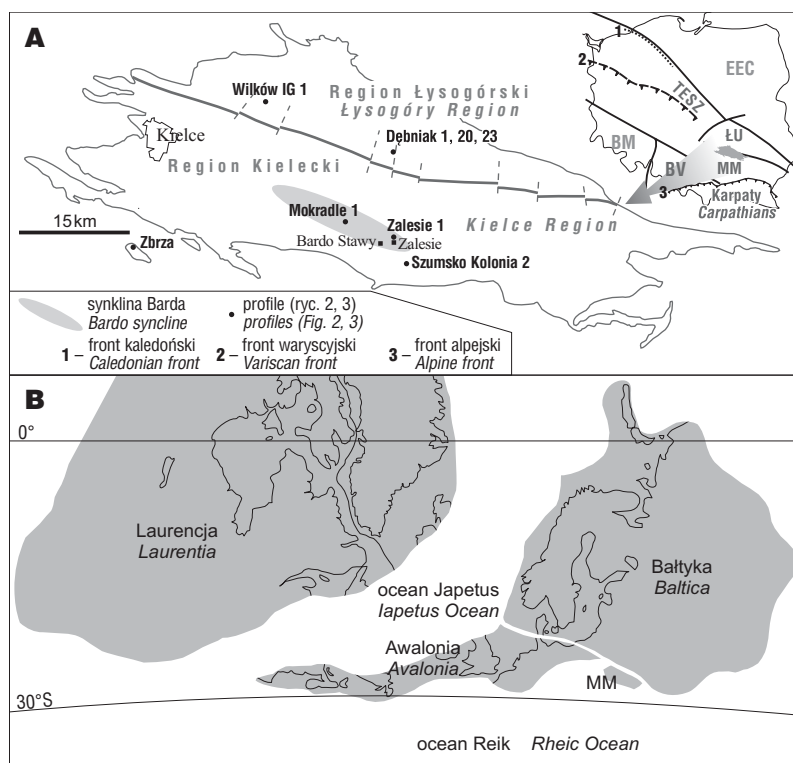
A b s t r a c t. The uppermost Ordovician in the Holy Cross Mountains is represented by sandy mudstones, sandstones and marls of the Zalesie Formation deposited during the Hirnantian regression. Two acritarch assemblages were recognized in the studied Upper Ordovician succession of the southern Holy Cross Mountains. The first one is dominated by species of Baltisphaeridium, Polygonium, Exculibranchium, Orthosphaeridium, Ordovicidium, Peteinosphaeridium, Multiplicisphaeridium, which occur in the upper Caradoc deposits. Upward in the section, these taxa are replaced mainly by diversified species of Veryhachium occurring together with Domasia, Deunfia, Leiofusa, Polygonium, Cheleutochroa, Multiplicisphaeridium and Polygonium. In the Zalesie Formation (upper Ashgill) they are

accompanied by the redeposited Furongian/Lower Ordovician specimens and the Middle Ordovician species of the peri-Gondwanian affinity (e.g. Frankea), which were likely transported from Avalonia during collision of this terrane with Baltica.

Keywords: Hirnantian, regression, acritarchs, redeposition, Poland

W późnym ordowiku (środkowy/późny karadok–wczesny kat) rozpoczęło się stopniowe zamykanie oceanu Tornquista, będące następstwem kolizji terranu Awalonii z paleokontynentem Bałtyka (Torsvik & Rehnström, 2003; Cocks & Torsvik, 2005). Wydarzenie to zostało udokumentowane m.in. dzięki badaniom palinologicznym (akritarch i chitinozoa) osadów górnego ordowiku w rejonie zachodniego Bałtyku (Vecoli & Samuelsson, 2001a, b; Servais i in., 2001; Samuelsson i in., 2002). W tym czasie rozpoczęła się orogeneza takońska, której towarzyszyło intensywne wietrzenia chemiczne skał silikoklastycznych, a w konsekwencji zmniejszenie stężenia CO₂ i spadek ciśnienia atmosferycznego (Kump i in., 1999). Następstwem tych procesów było ochłodzenie klimatu pod koniec ordowiku i rozwój łądłolodu na paleokontynencie Gondwana (późny aszgill) oraz towarzyszące mu obniżenie poziomu morza (Brenchley, 2004). Zdarzenie klimatyczne późnego ordowiku można śledzić w zapisie stratygraficznym, sedimentacyjnym i geochemicznym wielu profili na świecie, a kryzys biotyczny, który mu towarzyszył, jest zaliczany do pięciu wielkich wymierań w historii fanerozoiku (Raup & Sepkoski, 1982; Sheehan, 2001).

W niniejszej pracy przedstawiono wynik badań sedimentologicznych i palinologicznych osadów formacji z Zalesia (*sensu* Trela, 2006a), która wyznacza strop ordowiku w Górach Świętokrzyskich (GŚw). Południowa część GŚw — region kielecki — jest fragmentem masywu małopolskiego (Pożaryski, 1991), jednostki strukturalnej, która we wczesnym paleozoiku znajdowała się w sąsiedztwie paleokontynentu Bałtyka (Dadlez i in., 1994; Cocks, 2002; Cocks &



Ryc. 1. A — lokalizacja badanych profili; **B** — rekonstrukcja położenia paleogeograficznego Bałtyki i Awalonii pod koniec ordowiku (Torsvik & Rehnström, 2003) z lokalizacją masywu małopolskiego (MM). BM — masyw czeski, BV — Brunovistulicum, EEC — kraton wschodnioeuropejski, ŁU — jednostka łysogórska, TESZ — strefa szwu transeuropejskiego

Fig. 1. A — locality of the studied sections; **B** — palaeogeographic reconstruction of Baltica and Avalonia at the end of Ordovician (Torsvik & Rehnström, 2003) with locality of the Małopolska Massif (MM). BM — Bohemian Massif, BV — Brunovistulicum, EEC — East-European Craton, ŁU — Łysogóry Unit, TESZ — Trans-European Suture Zone

Torsvik, 2005; Nawrocki i in., 2007) (ryc. 1). Natomiast segment północny — region łysogórski — będący częścią tzw. jednostki łysogórskiej, jest traktowany jako krawędź

¹Państwowy Instytut Geologiczny, Oddział Świętokrzyski, ul. Zgoda 21, 25-953 Kielce; wieslaw.trela@pgi.gov.pl

prac zbadano dziesięć próbek, spośród których siedem zawierało palinomorfy — cztery z otworu wiertniczego Szumsko Kolonia 2 oraz trzy ze Zbrzy (ryc. 2, 3, tab. 1). Trzy próbki negatywne pochodziły z profilu otworu Szumsko Kolonia 2. Badany materiał skalny trawiono w kwasie solnym i fluorowodorowym, żeby rozpuścić substancje mineralne. Uzyskane residuum poddawano dwukrotnej filtracji na propylenowych sitach o średnicy oczek 15 µm, a następnie flotacji w cieczy ciężkiej na bazie wodnego roztworu jodków metali. Po końcowym etapie wielokrotnego płukania w wodzie, alkoholu i acetonie, wirowaniu i dekantacji uzyskano użyteczne maceraty palinologiczne, z których wykonywano preparaty glicerynowo-żelatynowe, badane następnie pod mikroskopem w świetle przechodzącym.

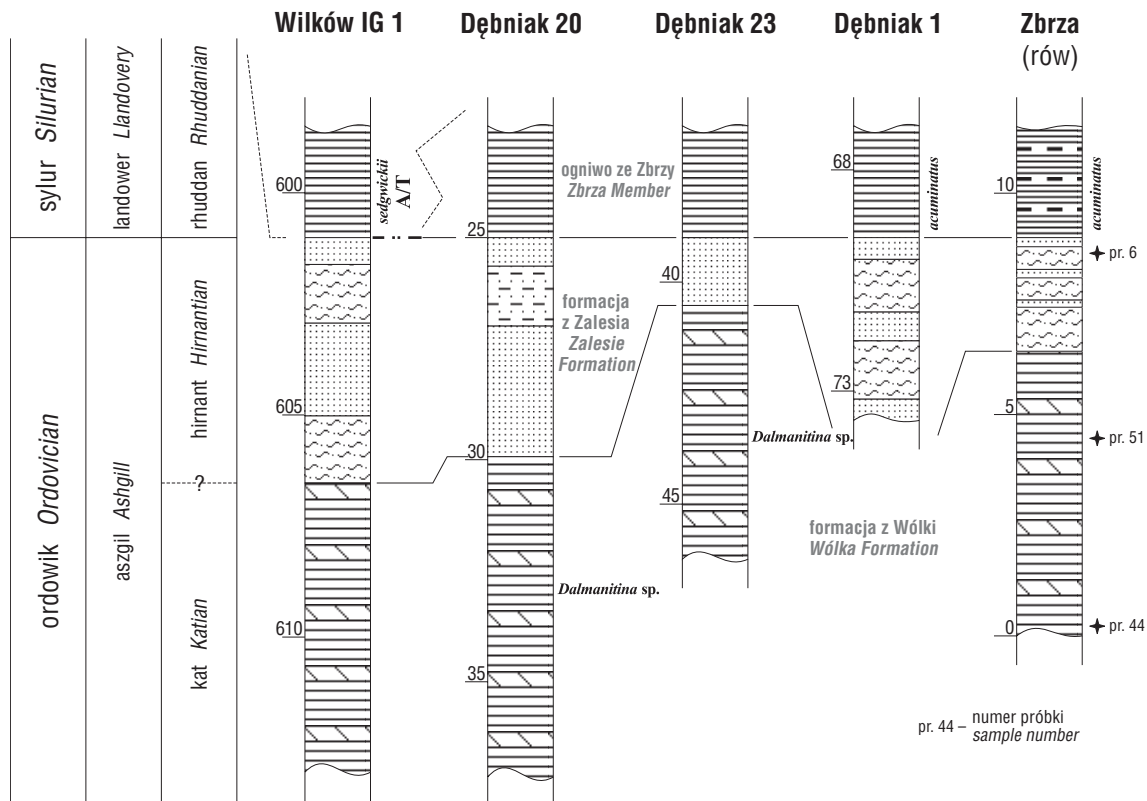
Stratygrafia i litologia aszgilu (górný kat i hirnant)

Górný aszgil (hirnant) w GŚw jest reprezentowany przez mułowce piaszczyste, piaskowce i margle formacji z Zalesia (*sensu* Trela, 2006a) (ryc. 2, 3). Wiek tych osadów udokumentowano w profilach zlokalizowanych w południowej części synkliny Barda (Zalesie, Bardo Stawy), dzięki obecności skamieniałości trylobitów, m.in. *Mucronaspis mucronatus* (Brongniart) i *Mucronaspis olini* Temple, oraz ramienionogów należących do tzw. fauny *Hirnantia* (Kielan, 1959; Temple, 1965; Bednarczyk, 1971). Trylobity z rodzaju *Mucronaspis* zostały zidentyfikowane również w otworze Szumsko Kolonia 2 (interwał 26,6–28,10 m), w mułowcach marglistych podścielających mułowce piaszczyste i piaskowce (Bednarczyk, 1971). W mułowcach w otworze Mokradle 1 (gł. 180–181 m) stwierdzono ramienionogi rodzaju *Hirnantia*, wskazujące

na przynależność osadów do górnego aszgilu (hirnantu) (ryc. 2). W rejonie Zbrzy i Szumsko oraz regionie łysogórskim miąższość formacji z Zalesia zmienia się od 2,5 do 5 m, a w synklinie Barda wzrasta lokalnie do 7 m (ryc. 2, 3).

W południowej części regionu kieleckiego (Zbrza) oraz regionie łysogórskim formacja z Zalesia spoczywa na zielonych i zielonoszarych iłowcach marglistych z nielicznymi, cienkimi wkładkami mułowców i dolomitów marglistych, reprezentujących wyższą część formacji z Wólki (*sensu* Trela, 2006a) (ryc. 3). Istotnym typem litologicznym, związanym z tą formacją, są konglomeraty węglanowe, które w Zbrzy osiągają średnicę 10–50 cm. W stropie zielonych iłowców marglistych, należących do formacji z Wólki, odnotowano w regionie łysogórskim obecność trylobitów z rodzaju *Dalmanitina* (= *Mucronaspis*) (otwory Dębniak 20, 23; zob. Czarnocki, 1950; Kielan, 1959; Bednarczyk, 1971).

W synklinie Barda oraz w Szumsko formacja z Zalesia zalega na wapieniach i dolomitach formacji z Modrzewiny (*sensu* Trela, 2006a), miąższości ok. 2–3 m (ryc. 2). W otworach Zalesie 1 i Mokradle 1 są to wapienie krynowidowe o cechach wakstonów (lokalnie pakstonów) przelawiczone warstwami wapieni mikrytowych (głównie madstonów). Wśród składników szkieletowych towarzyszących krynowidom są obecne fragmenty mszywołów, ramienionogów i trylobitów. Szczątki szkieletowe są rozmieszczone na ogół chaotycznie w węglanowej masie mikrytowej (czasami mikrosparytowej), chociaż niekiedy w ich ułożeniu można dostrzec słabą gradację ziaren. Podrzednie występują drobne klasty madstonów węglanowych z małżoraczkami oraz fragmentami ramienionogów i trylobitów. W stropie tej formacji dominują madstony węglanowe, przeważnie małżoraczkowe, z mniejszym



Ryc. 3. Litologia i stratygrafia górnego ordowiku: w regionie łysogórskimi (Wilków i Dębniak) oraz w Zbrzy. A/T — Aeronian/Telychian. Objasnienia na ryc. 2

Fig. 3. Lithology and stratigraphy of Upper Ordovician in: the Łysogóry Region (Wilków and Dębniak) and Zbrza. A/T — Aeronian/Telychian. Explanations as in Fig. 2

Tab. 1. Zestawienie akritarch w próbkach osadów górnego ordowiku w Zbrzy i otworze Szumsko Kolonia 2
 Table 1. The Upper Ordovician acritarchs in samples from Zbrza and Szumsko Kolonia 2 well

Takson Taxon	Szumsko Kolonia 2				Zbrza		
	głębokość <i>depth</i> [m]				nr próbki <i>sample no</i>		
	34,6	28,5	26,6	23,5	44	51	6
<i>Acanthodiacrodium angustum</i> (Downie, 1958) Combaz, 1967			+				
<i>Acanthodiacrodium</i> cf. <i>angustum</i> (Downie, 1958) Combaz, 1967			+				
<i>Acanthodiacrodium</i> sp.			+	+			?
<i>Actinotodissus</i> cf. <i>achrasii</i> (Martin, 1973) Moczyłowska & Stockfors, 2004				+			
<i>Actinotodissus formosus</i> (Górka, 1967) Moczyłowska & Stockfors, 2004			+				
<i>Actinotodissus</i> sp.			+	+			+
? <i>Actipilion</i> sp.	+						
<i>Ammonidium</i> sp.	+	+	+		+	+	+
<i>Aremoricanium simplex</i> Loeblich jr. & MacAdam, 1971							+
<i>Aremoricanium squarrosus</i> Loeblich jr. & MacAdam, 1971			+				
? <i>Aremoricanium</i> sp.			+				
? <i>Arkonion</i> sp.	+						
<i>Asteridium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Baltisphaeridium annaliae</i> Kjellstroem, 1976	+						
<i>Baltisphaeridium bramkaense</i> Górka, 1979	+						
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>calicispinae</i> Górka, 1969	+				+		
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>filosum</i> Kjellstroem, 1971	+				+		
<i>Baltisphaeridium hamatum</i> (Downie, 1958) Kjellstroem, 1976	+						
<i>Baltisphaeridium hirsutoides</i> (Eisenack, 1951) Eisenack, 1959	+	+			+	+	
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>hamatum</i> (Downie, 1958) Kjellstroem, 1976	+						
<i>Baltisphaeridium klabavense</i> (Vavrdova, 1965) Kjellstroem, 1971	+						
<i>Baltisphaeridium lancetispinae</i> Górka, 1969	+						
<i>Baltisphaeridium latiradiatum</i> (Eisenack, 1959) Staplin et al., 1965	+						
<i>Baltisphaeridium longispinosum</i> (Eisenack, 1931) Eisenack, 1959	+	+				+	
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>magnoporatum</i> Kjellstroem, 1971			+				
<i>Baltisphaeridium multipilosum</i> (Eisenack, 1931) Eisenack, 1959	+						
<i>Baltisphaeridium naninium</i> Eisenack, 1965	+						
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>pseudocalicispinum</i> Górka, 1980						+	
<i>Baltisphaeridium</i> cf. <i>semibulbosum</i> Górka, 1979	+						
<i>Baltisphaeridium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Cheleutochroa gymnobrachiata</i> Loeblich jr. & Tappan, 1978			+				
<i>Cheleutochroa</i> sp.			+				+
<i>Comasphaeridium</i> sp.				+			
<i>Cymatiogalea</i> sp.				+			+
? <i>Dasydiacrodium</i> sp.			+				
<i>Deunfia</i> sp.			+	+			+
<i>Dicrodiacrodium</i> sp.			+				
<i>Diexallophasis denticulata</i> (Stockmans & Willièrè, 1963) Loeblich jr., 1970			+		+	+	+
<i>Diexallophasis</i> sp.	+		+	+	+	+	+
? <i>Diexallophasis</i> sp.			+				
<i>Domasia bispinosa</i> Downie, 1960			+				
<i>Domasia trispinosa</i> Downie, 1960			+	+			+
<i>Domasia</i> cf. <i>trispinosa</i> Downie, 1960			+				+
<i>Domasia</i> sp.			+	+			+
<i>Dorsennidium hamii</i> (Loeblich jr., 1970) Sarjeant & Stancliffe, 1994			+	+	+		+
<i>Dorsennidium undosum</i> Wicander et al., 1999			+				
<i>Electroriskos</i> sp.			+	+		+	+
<i>Eliasum</i> sp.			+				
<i>Exculibranchium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	
? <i>Exculibranchium</i> sp.	+	?					
<i>Frankea sartbernardensis</i> (Martin, 1966) Colbath, 1986			+				+
<i>Frankea</i> cf. <i>sartbernardensis</i> (Martin, 1966) Colbath, 1986			+				
<i>Frankea</i> sp.			+				+

Takson Talon	Szumsko Kolonia 2				Zbrza		
	głębokość <i>depth</i> [m]				nr próbki <i>ample no</i>		
	34,6	28,5	26,6	23,5	44	51	6
<i>Glaucotesta latiramosa</i> Vavrdova, 1982			+				
<i>Gyalrhettium</i> sp.						+	
? <i>Gyalrhettium</i> sp.						+	+
<i>Hoegkintia</i> sp.			+				
<i>Impluviculus stellaris</i> Martin, 1975			+				
<i>Leiofusa litotes</i> Loeblich & Tappan, 1978				+			
<i>Leiofusa</i> cf. <i>litotes</i> Loeblich & Tappan, 1978				+	+	+	+
<i>Leiofusa</i> cf. <i>fusiformis</i> Eisenack, 1934	+	+	+	+	+	+	+
<i>Leiofusa fusiformis</i> Eisenack, 1934		+	+			+	+
<i>Leiofusa</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Leiosphaeridia</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Lophosphaeridium</i> cf. <i>papillatum</i> (Staplin, 1961) Martin, 1969			+				
<i>Lophosphaeridium papillatum</i> (Staplin, 1961) Martin, 1969	+			+		+	+
<i>Lophosphaeridium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Multiplicisphaeridium irregulare</i> Staplin et al., 1965	+	+					+
<i>Multisphaeridium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Oppilatala ramusculosa</i> (Deflandre, 1945) Dorning, 1981		+	+			+	+
<i>Oppilatala</i> sp.		+	+	+			+
<i>Ordoviciidium</i> cf. <i>heteromorphicum</i> (Kjellstroem, 1971) Loeblich jr. & Tappan, 1978	+				+		
<i>Ordoviciidium elegantulum</i> Tappan & Loeblich jr., 1971	+						
<i>Ordoviciidium nudum</i> (Eisenack, 1959) Loeblich jr. & Tappan, 1978	+						
<i>Ordoviciidium</i> sp.	+	+			+		
<i>Orthosphaeridium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Orthosphaeridium vibrissiferum</i> Loeblich jr. & Tappan, 1971	+		+		+		
<i>Peteinosphaeridium</i> cf. <i>trifurcatum</i> (Eisenack, 1931) Eisenack, 1969	+				+		
<i>Peteinosphaeridium</i> sp.	+	+			+		
<i>Pireia</i> sp.			+				
? <i>Pireia</i> sp.			+				+
<i>Polonosphaeridium</i> sp.			+				
<i>Polygonium gracile</i> Vavrdova, 1966	+	+	+	+	+	+	+
<i>Polygonium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
<i>Priscotheca raia</i> Deunff, 1961							+
<i>Pterospermella</i> sp.			+				
<i>Solisphaeridium nanum</i> (Deflandre, 1945) Turner, 1984	+						
? <i>Solisphaeridium</i> sp.						+	
<i>Striatotheca</i> sp.					+		
<i>Sylvanidium</i> sp.			+				+
<i>Timofeevia phosphoritica</i> Vanguetaine, 1978			+	+		+	+
<i>Tylotopalla</i> sp.		+					
<i>Tyrannus</i> sp.			+	?			+
<i>Veryhachium domasioides</i> Tynni, 1982			+				+
<i>Veryhachium</i> cf. <i>trispinosum</i> (Eisenack, 1938) Stockmans & Willière, 1966	+	+	+	+	+	+	+
<i>Veryhachium</i> cf. <i>domasioides</i> Tynni, 1982			+				
<i>Veryhachium lairdii</i> Deflandre, 1946 ex Loeblich 1970			+	+	+		+
<i>Veryhachium minutum</i> Downie, 1958	+		+	+	+		+
<i>Veryhachium oklahomense</i> Loeblich jr., 1970	+		+				+
<i>Veryhachium reductum</i> (Deunff, 1959) Downie & Sarjeant, 1965			+	+			+
<i>Veryhachium trispinosum</i> (Eisenack, 1938) Stockmans & Willière, 1966	+	+	+	+	+	+	+
<i>Veryhachium trispinosum</i> ssp. <i>geometricum</i> (Deflandre, 1945) Tynni, 1982	+	+	+	+	+	+	+
<i>Veryhachium</i> sp. cf. <i>V. trispinosum</i> ssp. <i>geometricum</i> (Defl., 1945) Tynni, 1982							+
<i>Veryhachium trisulcum</i> Deunff, 1951	+	+	+	+	+	+	+
<i>Veryhachium</i> sp.	+	+	+	+	+	+	+
? <i>Veryhachium</i> sp.				+			
<i>Villosacapsula setosapelllicula</i> (Loeblich jr., 1970) Loeblich jr. & Tappan, 1976			+		+		
<i>Villosacapsula</i> sp.					+		
<i>Vulcanisphaera africana</i> Deunff, 1961			+				
<i>Vulcanisphaera turbata</i> Martin In Martin & Dean, 1981				+			
<i>Vulcanisphaera</i> sp.			+	+			+

udziałem krynoidów, ramienionogów i trylobitów, w których bioklasty są ułożone równoległe do powierzchni uławiczenia. Pozycję stratygraficzną tych utworów wyznaczają konodonty poziomu *ordovicicus* (aszgil) zidentyfikowane w otworze Szumsko Kolonia 2 (Trela, 2005), a w Zalesiu koło Łągowa konodonty poziomu *superbus* (środkowy kat-górny karadok), występujące w ciemnym wapieniu u podstawy tej formacji (Dzik, 1999).

W regionie kieleckim na osadach formacji z Zalesia spoczywają (z zachowaniem ciągłości sedymentacyjnej) czarne radiolaryty ogniwa z Rembowa i łupki krzemionkowe ogniwa ze Zbrzy, tworzące formację z Barda (*sensu* Trela & Salwa, 2007). Skały reprezentują najwyższy ordowik i dolny sylur (rhuddan) (ryc. 2). Wiek tej formacji określono na podstawie obecności graptolitów poziomów: *persculptus* (?), *ascensus*, *acuminatus*, *vesiculosus* i *cyphus* (Tomczyk, 1962; Bednarczyk & Tomczyk, 1981; Kremer, 2001; Podhalańska, 2003; Masiak i in., 2003; Podhalańska & Trela, 2007). W regionie łysogórskim ciągłe przejście między ordowikiem a sylurem udokumentowano w rejonie Dębniaka, gdzie powyżej piaskowców i mułowców formacji z Zalesia występują czarne łupki ogniwa ze Zbrzy (*sensu* Trela & Salwa, 2007) (ryc. 3) z graptolitami z poziomów *acuminatus*, *vesiculosus* i *cyphus* (Tomczyk, 1962; Trela & Podhalańska, 2008a, b).

Charakterystyka litologiczna i sedymentologiczna formacji z Zalesia

W Zbrzy oraz regionie łysogórskim można obserwować ciągłe, sedymentacyjne przejście między osadami formacji z Wólki a mułowcami i piaskowcami formacji z Zalesia. Iłowce i mułowce wyższej części formacji z Wólki są przeważnie masywne lub zbioturbowane. W ich obrazie mikroskopowym widać rozproszone, obtoczone ziarna kwarcu o średnicy ok. 0,2 mm (maks. 0,6 mm), czasami pojedyncze klasty iłowców o średnicy ok. 1–4 mm. Występują również pojedyncze skamieniałości śladowe reprezentowane przez ichnorodzaj *Chondrites* oraz charakterystyczne ślady z meniskowymi laminami przyrostowymi (typu *backfill*), które w przekroju poprzecznym i podłużnym przypominają ichnorodzaj *Teichichnus* (Trela, 2007). Śladom tym często towarzyszą skupienia piryty, który w tle skalnym tworzy agregaty o znacznych rozmiarach.

Formację z Zalesia tworzą szare lub szarozielone mułowce piaszczyste, czasami margliste, z wkładkami zielonych iłowców marglistych, margli lub dolomitów. W rejonie Zbrzy, Szumska oraz regionie łysogórskim mułowce współwystępują z piaskowcami cienko- i średnioławicowymi, przeważnie drobno- lub gruboziarnistymi, miejscami z dużym udziałem mułowej masy wypełniającej. Lokalnie piaskowce te mogą tworzyć interwały o miąższości kilkunastu lub kilkudziesięciu centymetrów. Na ogół są to osady bezstrukturalne z rozproszonymi klastami mułowców i iłowców marglistych o długości 0,2–1 cm, maks. nawet 3 cm, które litologicznie są podobne do osadów formacji z Wólki. Niekiedy pojedyncze warstwy piaskowców wykazują mniej lub bardziej regularną laminację poziomą, a osady margliste sporadycznie nawet strukturę gruzłową. Granica między piaskowcami oraz mułowcami a iłowcami jest przeważnie ostra, chociaż czasami w osadzie ilastym można obserwować niewielkie pograży materiału piaszczystego. Pojawiają się również cienkie warstwy słabo wysortowanych zlepieńców złożone z nie-

obtoczonych, często rozartych klastów mułowców, margli i piaskowców.

Szkielet ziarnowy mułowców i piaskowców jest na ogół słabo wysortowany, przeważnie rozproszony, a miejscami nawet zwarty, co można obserwować w obrębie pojedynczych płytek cienkich. Tworzą go półobtroczone i obtoczone ziarna kwarcu monokrystalicznego o średnicy 0,04–0,3 mm. Towarzyszą im nieliczne większe i dobrze obtoczone ziarna polimorficzne o cechach nisko- i średniometamorficznego kwarcu, których średnica zawiera się w przedziale 0,8–2 mm, a niekiedy osiąga nawet 4 mm. Poza kwarcem występują nieliczne, słabo obtoczone lub ostrokrawędziste klasty mułowców i iłowców marglistych oraz sporadycznie małe i nieobtroczone ziarna plagioklazów. Lokalnie pojawiają się także węglanowe fragmenty szkieletów organizmów (ramienionogi, krynoidy) oraz drobne, rozproszone ziarna glaukonitu. Spoiwo jest przeważnie typu ilasto-węglanowego lub ilastego z małymi, nieregularnymi gniazdami piryty, a w niektórych miejscach także z większym nagromadzeniem blaszek łuszczyczków. W piaskowcach spoiwo stanowi ponad 15% objętości skały, co pozwala zakwalifikować je do wak kwarcowych (Trela, 2005).

Zapis palinologiczny

W badanych zespołach mikroflorystycznych zidentyfikowano dobrze zachowane akritarchy i prazynofyty (*Leiosphaeridia*), którym sporadycznie towarzyszą chitinozoa i skolekodonty. Frekwencja palinomorf w badanych próbkach jest bardzo zróżnicowana. W części próbek stwierdzono kilka tysięcy okazów w preparacie, w innych zaś ich liczba spadała drastycznie. Istniały także próbki, w których nie stwierdzono żadnych palinomorf.

Zespół mikroflory akritarchowej formacji z Zalesia w badanych profilach (Szumsko i Zbrza) charakteryzuje się bardzo dużą liczebnością (tysiące okazów w preparacie) i znacznym zróżnicowaniem taksonomicznym. Najliczniejsza mikroflora tego zespołu została rozpoznana w próbce z otworu wiertniczego Szumsko Kolonia 2, z głębokości 26,6 m, oraz z profilu Zbrzy — próbka nr 6 (ryc. 2; tab. 1). Tworzą go zróżnicowane morfologicznie formy z rodzaju *Veryhachium* (ponad 70% egzemplarzy), a także bardzo liczne palinomorfy rodzajów: *Domasia*, *Deunfia*, *Leiofusa*, *Cheleutochroa*, *Multiplicisphaeridium* i *Polygonium* (ryc. 4, tab. 1). Rzadsze były akritarchy rodzajów: *Diexallophasis*, *Dorsennidium*, *Oppilatala* i *Villosacapsula* (ryc. 4; tab. 1). Podobny, choć znacznie uboższy gatunkowo zespół mikroflorystyczny został odnotowany również w Zalesiu i Bardzie Stawach (Kremer, 2001; Masiak i in., 2003). Formom tym w profilach Szumska i Zbrzy towarzyszą palinomorfy rodzajów: *Frankea* (ryc. 4.1, 4.34, 4.35), *Cymatiogalea* (ryc. 4.3, 4.24), *Actinotodissus* (ryc. 4.2, 4.32, 4.33) oraz *Acanthodiacrodium angustum* (ryc. 4.31), *Timofeevia phosphoritica* (ryc. 4.30), *Vulcanisphaera africana* (ryc. 4.29) i *V. turbata*.

W osadach formacji z Wólki stwierdzono niezbyt liczną i mało zróżnicowaną morfologicznie asocjację mikroflorystyczną. Tworzą ją formy należące do rodzaju *Veryhachium*, a także akritarchy: *Baltisphaeridium* cf. *pseudocalicispinum* Górka, *Baltisphaeridium* cf. *calicispinae* Górka, *Peteinosphaeridium* cf. *trifurcatum* oraz *Ordovicidium* cf. *heteromorphicum* (Kjellstroem) (tab. 1). Natomiast w osadach formacji ze Stawów (otw. Szumsko Kolonia 2, próbka z gł. 34,6 m) rozpoznano bardzo liczny zespół złożony

głównie z dużych form reprezentujących rodzaje: *Baltisphaeridium*, *Polygonium*, *Exculibranchium*, *Ordovicidium*, *Orthosphaeridium*, *Peteinosphaeridium* i *Multiplisphaeridium* (ryc. 4.53–4.70, tab. 1). Obok nich występują tu także akritarchy z rodzaju *Veryhachium* (ryc. 4.72, 4.73, tab. 1), ale ich liczebność jest procentowo niewielka. Wśród palinomorf z tego rodzaju zdecydowanie dominują formy trójkątne (*V. trispinosum*, zob. Servais i in., 2007), natomiast formy czworokątne występują sporadycznie. Pojedynczo znajdowane są tu także akritarchy innych rodzajów (tab. 1). W omawianym zespole dominują duże formy — o średnicy ciała centralnego przekraczającej 40 mm. Bardzo charakterystyczna jest także obecność palinomorf o homomorficznych długich wyrostkach (ryc. 4.66–4.68, 4.70).

Stopień zmian termicznych badanych akritarch jest nieznaczny, typowy dla całego dolnego paleozoiku w regionie kieleckim, i bardzo odbiega od równowiekowych zespołów z regionu łysogórskiego.

Kontekst paleogeograficzny i eustatyczny

Stopniowy rozwój lądolodu na Gondwanie, z jego kulminacyjnym momentem przypadającym w późnym aszgilu (wczesnym hirnancie) uruchomił cyrkulację termohalinową w stagnującym zbiorniku oceanicznym (Armstrong & Coe, 1997). Zmiana paleocyklicacji w późnym ordowiku spowodowała wzrost natlenienia osadu dennego i intensywną bioturbację iłowców formacji z Wólki w regionie łysogórskim (Trela, 2007). Osady to odpowiadają mułom i iłom szelfu, a ich sedimentacja była zbieżna z przejściem do niskiego stanu morza na początku aszgilu (późny kat) (Ross & Ross, 1992; Nielsen, 2004). Natomiast mułowce i piaskowce formacji z Zalesia można korelować z kulminacyjnym momentem regresji światowej (Trela, 2007), z którą była związana migracja kosmopolitycznej fauny *Hirnantia* (Rong i in., 2002). Sedimentacja w reżimie regresywnym, z coraz większym udziałem grubszego materiału w hirnancie, jest również udokumentowana wzdłuż brzegu polskiej części kartonu wschodnioeuropejskiego (Podhalańska, 1980; Modliński, 1982). Mułowce piaszczyste z ziarnami kwarcu o średnicy do 1,5 mm i klastami mułowcowo-piaskowcowymi oraz strukturami spływowymi wyznaczają także strop ordowiku w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Tomczyk, 1963; Kowalska i in., 2000).

Poza czynnikiem eustatycznym istotnym elementem, który miał wpływ na warunki i charakter sedimentacji w późnym ordowiku w GŚw, była lokalna aktywność tektoniczna (Trela, 2005, 2006b). Jej efektem było utworzenie pod koniec karadoku (wczesny/środkowy kat) względnie głębokiego zbiornika w rejonie dzisiejszej synkliny Barda, w którym odbywała się sedimentacja ilasto-marglistą (formacja ze Stawów), a który na zachodzie sąsiadował z wyniesieniem mójczańskim. Natomiast na początku aszgilu (późny kat) w rejonie Mokradła i Zalesia rozpoczęła się sedimentacja wapieni krynoidowych formacji z Modrzewiny. Ich depozycja była zbieżna z rozwojem węglanowych kopców mułowych (zdominowanym przez mszywoły, ramienionogi i krynoidy) oraz wapieni w chłodnych środowiskach wodnych na obszarze Gondwany, Bałtyki, Awalonii i Laurencji — wydarzenie Boda (Fortey & Cocks, 2005; Cherns & Wheelley, 2007). Wapień te rejestrują moment regresji wczesnego/środkowego aszgilu (późny kat), ale istnieją rozbieżności dotyczące warunków klimatycznych, w jakich odbywała się ich depo-

zycja. Fortey i Cocks (2005) łączą rozwój kopców mułowych z globalnym ociepleniem klimatycznym, jakie zaszło na przełomie wczesnego i środkowego aszgilu. Natomiast Cherns i Wheelley (2007) uważają, że formy te były związane z ochłodzeniem klimatu oraz wzmoczoną cyrkulacją termohalinową, która sprzyjała aktywizacji prądów wstępujących i rozwojowi węglanów chłodnowodnych w strefie dystalnego szelfu (rampy). Podobnie jak w wielu profilach na świecie, formacja z Modrzewiny tworzy względnie cienki horyzont węglanowy w obrębie klastycznej sukcesji i prawdopodobnie dokumentuje moment zmiany w zapisie eustatycznym oceanu światowego (regresji), chociaż nie można wykluczyć udziału lokalnej aktywności tektonicznej w tak nagłej zmianie charakteru sedimentacji. Obecność intraklastów madstonów małżoraczkowych z fragmentami ramienionogów i trylobitów świadczy o erozji skonsolidowanego osadu w czasie epizodów sztormowych.

W późnym aszgilu (wczesnym hirnancie) znaczna część GŚw była miejscem depozycji materiału klastycznego formacji z Zalesia. Złe wysortowanie i masywny charakter osadu mogą świadczyć o depozycji z grawitacyjnych wpływów kohezyjnych, chociaż ślady laminacji poziomej wskazują również na udział wód płynących w akumulacji. Obecność dużych i dobrze obtoczonych ziaren kwarcu w masie mułowo-piaszczystej świadczy o inwersji teksturalnej i wymieszaniu osadów pochodzących z różnych środowisk. Ziarna mogły pochodzić ze słabo zmetamorfizowanych skał występujących w obrębie środkowokambryjskiej formacji łupków z Gór Pieprzowych (por. Salwa, 2006), chociaż niewykluczone, że były one dostarczone z masywu małopolskiego lub bloku górnośląskiego. Epizody erozyjne są udokumentowane intraklastami mułowców i iłowców, które niekiedy tworzą cienkie warstwy zlepieńców. W przerwach między epizodami wysokoenergetycznymi odbywała się powolna akumulacja materiału ilastego, w warunkach niskiej energii wód środowiska sedimentacji. Osady formacji z Zalesia były deponowane prawdopodobnie w strefie przejściowej między piaskami brzeżnej części zbiornika a mułami szelfu, gdzie materiał detrytyczny był dostarczany przez piaszczystą deltę stożkową (Trela, 2005).

Ciągła, ale dość szybka zmiana charakteru sedimentacji pod koniec hirnantu (w dobie *persculptus*) miała związek z rozwojem transgresji, której zapisem litologicznym w regionie kieleckim są radiolaryty ogniwa z Rembowa, a w regionie łysogórskim czarne łupki ogniwa ze Zbrzy (Trela & Podhalańska, 2008a, b). Sedimentacja radiolarytów z Rembowa odbywała się w strefie oddziaływania prądów wstępujących (Kremer, 2005), generowanych w północnej części oceanu Reik przez pasaty południowo-wschodnie (Trela & Salwa, 2007).

Skład zespołu mikroflory akritarchowej górnego karadoku i aszgilu (kat i hirnancie) w GŚw dostarcza cennych informacji dotyczących ewolucji mikrofitoplanktonu w późnym ordowiku. Palinomorfy stwierdzone w formacji z Zalesia są powszechnie notowane w osadach hirnantu (Jacobson, 1978; Hill & Molyneux, 1988; Vecoli i in., 2001; Vecoli & Le Hérisse, 2004; Vecoli, 2008; Wicander & Playford, 2008) i można je porównać do tzw. zespołu glacialnego (Vecoli & Le Hérisse, 2004; Vecoli, 2008). Natomiast skład taksonomiczny mikroflory akritarchowej osadów formacji ze Stawów, i w mniejszym stopniu formacji z Wólki, jest charakterystyczny dla zespołów górnego i środkowego ordowiku — sandb i kat (Kjellstroem, 1971; Bockelie & Kjellstroem, 1979; Górka, 1980, 1987; Szcze-

panik, 2000, 2003; Raevskaya i in., 2004; Vecoli & Le Hérissé, 2004). Wydaje się, że zespół formacji z Wólki ma charakter przejściowy pomiędzy asocjacjami palinologicznymi zidentyfikowanymi w formacjach z Zalesia i Stawów, a jego skład taksonomiczny najbardziej jest zbliżony do zespołu przedglacjalnego (*sensu* Vecoli & Le Hérissé, 2004; Vecoli, 2008). Wyniki analizy mikroflory akritarchowej pogranicza ordowiku i syluru wielu profili na świecie wskazują, że większość form tego zespołu przeżyła warunki glacialne hirnantu, stając się elementem mikroflory wczesnego syluru (Vecoli, 2008).

W przypadku zespołu formacji z Zalesia na uwagę zasługuje obecność taksonu *Frankea*, znanego z osadów środkowego ordowiku (lanwirnu) perygondwańskiej paleoprowincji akritarchowej (Vavrdova, 1974, Servais, 1993; Servais & Fatka, 1997; Servais i in., 2004), a także form typowych dla furongu i dolnego ordowiku. Można przy-

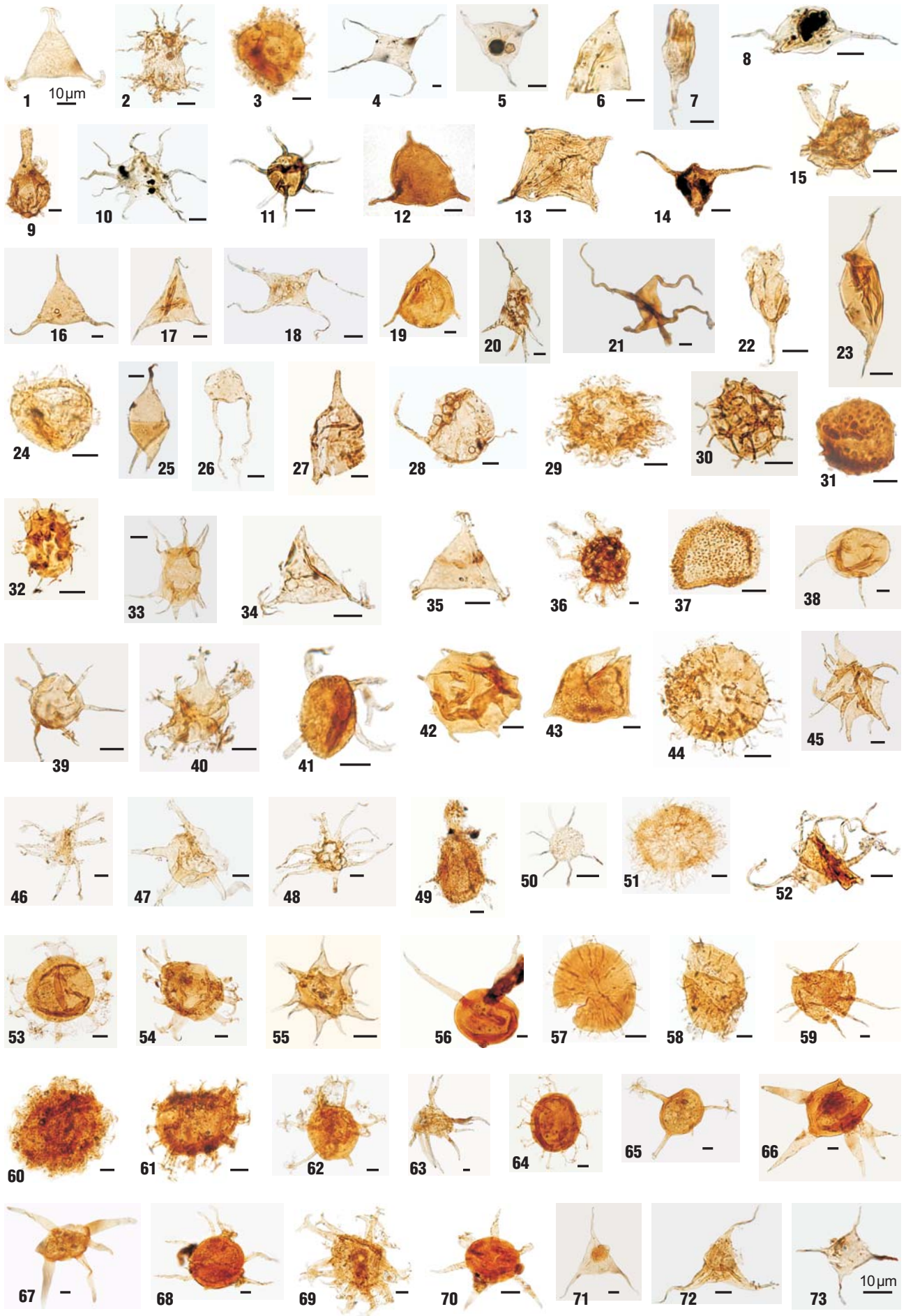
puszczać, że palinomorfy perygondwańskie w formacji z Zalesia — podobnie jak w Wielkiej Brytanii, zachodnim Bałtyku, Pomorzu i Czechach — zostały redeponowane do osadów górnordowickich ze skał środkowego i dolnego ordowiku (por. Turner, 1982; Vavrdova, 1982; Jacobson, 1987; Szczepanik, 2000; Servais i in., 2001; Vecoli & Samuelsson, 2001b; Samuelsson i in., 2001; Vecoli i in. 2001). Źródłem tych form nie mogły być osady środkowego ordowiku GŚw, gdyż w tym czasie obszar ten był paleogeograficznie związany z Bałtyką, a w osadach środkowego ordowiku tego obszaru występuje typowy zespół mikroflorystyczny bałtyckiej paleoprowincji akritarchowej (Jagielska, 1962; Szczepanik, 2003). Rodzaj *Frankea* wraz z *Acanthodiacrodium*, *Baltisphaeridium*, *Baltisphaerosum*, *Veryhachium*, *Polygonium*, *Multiplicisphaeridium*, *Micrhystridium*, *Timofeevia* i *Vulcanisphaera* stwierdzono w północno-wschodniej części bloku górnosląskiego w osa-

→

Ryc. 4. Zespół akritarchowy górnego ordowiku; **1–15** — formacji z Zalesia oraz formacji z Wólki w profilu Zbrzy (preparat nr 5233 z próbki nr 44, preparat nr 5234 z próbki nr 51, preparat nr 5258 z próbki nr 6 — zob. ryc. 3); **16–52** — formacji z Zalesia w otworze Szumsko Kolonia (gł. próbek: nr 618 — 23,5 m; nr 1550 — 26,6 m; nr 1551 — 28,5 m); **53–73** — formacji ze Stawów w otworze Szumsko Kolonia 2 (preparat nr 623 z gł. 34,6 m). Przy nazwie taksonu podano numer preparatu oraz koordynaty *England Finder* (pozycje okazu w preparacie palinologicznym wg specjalistycznego wzorca szklanego). Preparaty akritarchowe znajdują się w kolekcji Oddziału Świętokrzyskiego PIG w Kielcach

Fig. 4. The acritarch assemblage of Upper Ordovician; **1–15** — the Zalesie and Wólka Formations from the Zbrza section (slides: no 5233 from the sample no 44, no 5234 from the sample 51, no 5258 from the sample no 6 — see Fig. 3); **16–52** — the Zalesie Formation in the Szumsko Kolonia 2 well (depth of the samples: no 618 — 23.5 m, no 1550 — 26.6 m, no 1551 — 28.5 m); **53–73** — the Stawy Formation of the Szumsko Kolonia 2 well (the sample no 623 from depth 34.6 m). The taxonomic names are accompanied by number of slide and England Finder coordinates. Slides with acritarchs are collected in Polish Geological Institute, Holy Cross Mts. Branch in Kielce

1 — *Frankea sartbernardensis* (Martin, 1966) Colbath, 1986, prep. 5258, L47/4; **2** — *Actinotodissus* sp., prep. 5258, L36/4; **3** — *Cymatiogalea* sp., prep. 5258, V34/2; **4** — *Veryhachium lairdii* Deflandre, 1946 ex Loeblich, 1970, prep. 5258, U44/1; **5** — *Veryhachium trispinosum* (Eisenack, 1938) Stockmans & Willièrre, 1966, prep. 5258, D32/3; **6** — *Veryhachium reductum* (Deunff, 1959) Downie & Sarjeant, 1965, prep. 5258, P47/2; **7** — *Deunfia* sp., prep. 5258, G42/2; **8** — *Domasia* sp., prep. 5258, V33/2; **9** — *Aremorianium simplex* Loeblich jr. & MacAdam, 1971, prep. 5258, E33/3; **10** — *Polygonium* sp., prep. 5258, U33; **11** — *Baltisphaeridium* sp., prep. 5234, N23; **12** — *Villosacapsula setosapellicula* (Loeblich jr., 1970) Loeblich jr. & Tappan, 1976, prep. 5233, E39/1; **13** — *Striatotheca* sp., prep. 5233, F47/2; **14** — *Villosacapsula* sp., prep. 5233, D44; **15** — *Diexallophasis denticulata* (Stockmans & Willièrre, 1963) Loeblich jr., 1970, prep. 5233, S37/1; **16** — *Veryhachium trispinosum* (Eisenack, 1938) Stockmans & Willièrre, 1966, prep. 1550b, C49/4; **17** — *Veryhachium trispinosum* ssp. *geometricum* (Deflandre, 1945) Tynni, 1982, prep. 1550b, D23/3; **18** — *Veryhachium lairdii* Deflandre, 1946 ex Loeblich 1970, prep. 1550b, H44/1; **19** — *Veryhachium* cf. *domasioides* Tynni, 1982, prep. 1550b, T53/2; **20** — *Dorsennidium hamii* (Loeblich jr., 1970) Sarjeant & Stancliffe, 1994, prep. 1550b, Q37; **21** — ? *Veryhachium* sp., prep. 618, F48/3; **22** — *Deunfia* sp., prep. 1550b, N29/1; **23** — *Leiofusa fusiformis* Eisenack, 1934, prep. 1550b, M39/1; **24** — *Cymatiogalea* sp., prep. 618, B37; **25** — *Domasia* cf. *trispinosa* Downie, 1960, prep. 1550b, M31; **26** — *Domasia bispinosa* Downie, 1960, prep. 1550b, C49/3; **27** — *Pirea* sp., prep. 1550b, P52/3; **28** — *Sylvanidium* sp., prep. 1550b, L48; **29** — *Vulcanisphaera africana* Deunff, 1961, prep. 1550b, L46; **30** — *Timofeevia phosphoritica* Vanguetstaine, 1978, prep. 1550b, V34; **31** — *Acanthodiacrodium angustum* (Downie, 1958) Combaz, 1967, prep. 1550b, P41/2; **32** — *Actinotodissus formosus* (Górka, 1967) Moczydłowska & Stockfors, 2004, prep. 1550b, L49/3; **33** — *Actinotodissus* cf. *achrasii* (Martin, 1973) Moczydłowska & Stockfors, 2004, prep. 618, V34/1; **34** — *Frankea* cf. *sartbernardensis* (Martin, 1966) Colbath, 1986, prep. 1550b, M51/3; **35** — *Frankea sartbernardensis* (Martin, 1966) Colbath, 1986, prep. 1550b, H38/3; **36** — *Glaucotesta latiramosa* Vavrdova, 1982, prep. 1550b, D36; **37** — *Lophosphaeridium* cf. *papillatum* (Staplin, 1961) Martin, 1969, prep. 1550b, P34/1; **38** — *Orthosphaeridium vibrissiferum* Loeblich jr. & Tappan, 1971, prep. 1550b, O48/2; **39** — *Cheleutochroa gymno-brachiata* Loeblich jr. & Tappan, 1978, prep. 1550b, H53; **40** — *Hoegklintia* sp., prep. 1550b, N36/2; **41** — *Baltisphaeridium* sp., prep. 1550b, R34; **42** — *Polonosphaeridium* sp., prep. 1550b, B41/1; **43** — *Villosacapsula setosapellicula* (Loeblich jr., 1970) Loeblich jr. & Tappan, 1976, prep. 1550b, C49/3; **44** — *Ammonidium* sp., prep. 1551, G54/3; **45** — *Tylotopalla* sp., prep. 1551, C49; **46** — ? *Diexallophasis* sp., prep. 1550b, F30/3; **47** — *Diexallophasis denticulata* (Stockmans & Willièrre, 1963) Loeblich jr., 1970, prep. 1550b, X50/2; **48** — *Tyrannus* sp., prep. 1550b, Q25; **49** — *Dicrodiacrodium* sp., prep. 1550b, N43/2; **50** — *Impluviculus stellaris* Martin, 1975, prep. 1550b, Q26; **51** — *Comasphaeridium* sp., prep. 618, Z24/2; **52** — *Aremorianium* sp., prep. 1550b, F37/1; **53** — *Ordovicidium elegantulum* Tappan & Loeblich jr., 1971, prep. 623a, A41/4; **54** — *Ordovicidium nudum* (Eisenack, 1959) Loeblich jr. & Tappan, 1978, prep. 623a, B49; **55** — *Polygonium gracile* Vavrdova, 1966, prep. 623c, P32; **56** — *Orthosphaeridium vibrissiferum* Loeblich jr. & Tappan, 1971, prep. 623c, A47/3; **57** — *Baltisphaeridium naninum* Eisenack, 1965, prep. 623c, S49/3; **58** — *Baltisphaeridium hamatum* (Downie, 1958) Kjellstroem, 1976, prep. 623c, Q46; **59** — *Baltisphaeridium klabavense* (Vavrdova, 1965) Kjellstroem, 1971, prep. 623c, Q47/3; **60** — *Peteinosphaeridium* sp., prep. 623c, Z47/1; **61** — *Peteinosphaeridium* cf. *trifurcatum* (Eisenack, 1931) Eisenack, 1969, prep. 623c, C44; **62** — *Exculibranchium* sp., prep. 623c, D32/4; **63** — *Diexallophasis* sp., prep. 623c, C34/4; **64** — *Ammonidium* sp., prep. 623a, D45/2; **65** — *Exculibranchium* sp., prep. 623c, M41; **66** — *Baltisphaeridium bramkaense* Górka, 1979, prep. 623c, Q31; **67** — *Baltisphaeridium latiradiatum* (Eisenack, 1959) Staplin et al., 1965, prep. 623c, G31/4; **68** — *Baltisphaeridium* cf. *semibulbosum* Górka, 1979, prep. 623c, C41/1; **69** — *Multiplicisphaeridium irregulare* Staplin et al., 1965, prep. 623c, B26/3; **70** — *Baltisphaeridium lancetispinae* Górka, 1969, prep. 623c, V34; **71** — ? *Arkonina* sp., prep. 623c, C44/1, prep. 623c, C44/1; **72** — *Veryhachium oklahomense* Loeblich jr., 1970, prep. 623c, H36/1; **73** — *Veryhachium minutum* Downie, 1958, prep. 623c, H36/1



dach ordowiku, które na podstawie występowania formy *Frankea sartbernardensis* zostały warunkowo datowane przez Jachowicz na lanwirn (2005). Warto zwrócić uwagę, że w opisywanym zespole są obecne także liczne i różnicowane formy rodzaju *Veryhachium* (bardzo podobne do zespołów z aszgilu świętokrzyskiego) oraz *Timofeovia phosphoritica*, której zasięg wiekowy ograniczony jest do interwału obejmującego III oddział kambru — tremadok/?arenig, a więc także nie do końca zgodny ze środkowo-ordowickim datowaniem. W tej sytuacji nie można wykluczyć, że zespół mikroflorystyczny z masywu górnośląskiego (Jachowicz, 2005) ma charakter mieszany i podobnie jak w przypadku formacji z Zalesia zawiera elementy redeponowane.

Jedynym obszarem, który pod koniec ordowiku mógł być źródłem palinomorf z rodzaju *Frankea* w rejonie Bałtyki, wydaje się być Awalonnia, która w środkowym ordowiku rozpoczęła swoją wędrówkę z peryferycznej strefy zachodniej Gondwany (ok. 60°S) zakończoną kolizją z Bałtyką w późnym ordowiku — ok. 30°S (Samuelsson i in., 2002; Torsvik & Rehnström, 2003; Cocks & Torsvik, 2005). Podobną proveniencję mogą mieć występujące w formacji z Zalesia taksony typowe dla furongu i tremadoku, chociaż możliwa jest ich redepozycja z osadów tego wieku występujących na obszarze masywu małopolskiego, podlegających erozji w czasie regresji późnego aszgilu. Warto zauważyć, że w zespołach najwyższego ordowiku Laurenacji (Wicander & Playford, 2008) i północnej Afryki (Hill & Molyneux, 1988), które bardzo przypominają zespół hirnantu świętokrzyskiego, nie stwierdzono palinomorf redeponowanych. Można natomiast obserwować diachronizm występowania tych form między Wielką Brytanią a GŚw (Anglia — karadok, Morza Bałtyckie i Pomorze — dolny/środkowy aszgil, GŚw — górny aszgil), co wydaje się być związane z różnymi etapami dokowania Awalonii. Brak przemian termicznych redeponowanych akritarch sugeruje, że procesy diastroficzne odpowiedzialne za wyniesienie skał środkowego ordowiku i ich późniejszą erozję nie miały charakteru egzotermicznego.

Wnioski

Górny aszgil (hirnant) w Górach Świętokrzyskich jest reprezentowany przez mułowce piaszczyste, piaskowce i margle formacji z Zalesia. Sedymentacja tych osadów dokumentuje prawdopodobnie kulminacyjny moment regresji, związanej z glacieustatycznym obniżeniem poziomu oceanu w późnym ordowiku. Asocjacja akritarchowa formacji z Zalesia jest zdominowana przez formy z rodzaju *Veryhachium*, tworzące tzw. zespół glacialny (Vecoli, 2008). Towarzyszą im palinomorfy znane wyłącznie ze środkowego ordowiku perygondwańskiej paleoprowincji akritarchowej, np. rodzaj *Frankea*, oraz formy typowe dla furongu i dolnego ordowiku. Obecność egzotycznych form perygondwańskich w formacji z Zalesia można wytłumaczyć ich redepozycją z osadów środkowego ordowiku terranu Awalonnia, który pod koniec ordowiku rozpoczął kolizję z paleokontynentem Bałtyka.

Literatura

- ARMSTRONG H.A. & COE A.L. 1997 — Deep-sea sediments record the geophysics of the late Ordovician glaciation. *J. Geol. Soc.*, London, 154: 929–934.
- 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:] Żakowa H. (red.) Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Kielce, 6–8.09.1981. Wyd. Geol., Warszawa: 35–41.
- BEDNARCZYK W. & TOMCZYK H. 1981 — Wybrane problemy stratygrafii, litologii i tektoniki wendy i starszego paleozoiku Gór Świętokrzyskich oraz niecki miechowskiej. Punkt 4: Bardo Stawy. [W:] Żakowa H. (red.) Przewodnik 53. Zjazdu Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Kielce, 6–8.09.1981. Wyd. Geol., Warszawa: 139–143.
- BRENCHLEY P.J. 2004 — End Ordovician Glaciation. [In:] Webby B.D. et al. (eds.) Great Ordovician Biodiversification Event. Columbia University Press, New York: 81–83.
- BOCKELIE T.G. & KJELLSTROEM G. 1979 — Middle Ordovician acritarchs from the island of Odinsholm, Estonia. *Geologiska Foereningen i Stockholm Foerhandlingar*, 101: 205–216.
- CHERNS L. & WHEELLEY J.R. 2007 — A pre-Hirnantian (late Ordovician) interval of global cooling: The Boda event re-assessed. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 251: 449–460.
- COCKS L.R. 2002 — Key Lower Palaeozoic faunas from near the Trans-European Suture Zone. [In:] Winchester J.A. et al. (eds.) Palaeozoic Amalgamation of Central Europe. *Geol. Soc.*, London, Spec. Pub., 201: 37–46.
- COCKS R.M. & TORSVIK T.H. 2005 — Baltica from the late Precambrian to mid-Palaeozoic times: The gain and loss of a terrane's identity. *Earth Sci. Rev.*, 27: 39–66.
- CZARNOCKI J. 1928 — Profil dolnego i górnego ordowiku w Zalesiu pod Łagowem w porównaniu z ordowikiem innych miejscowości środkowej części Gór Świętokrzyskich. *Spraw. PIG*, 4: 555–568.
- CZARNOCKI J. 1950 — Geologia regionu łysogórskiego w związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 1: 1–404.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- DZIK J. 1999 — The Ordovician in the Holy Cross Mountains. [In:] Dzik J. et al. (eds.) International Symposium on the Ordovician System, ISOS Prague 1999, Pre-Conference Field trip, Excursion guide Poland and Germany: 3–7.
- FORTEY R.A. & COCKS R.L. 2005 — Late Ordovician global warming: The Boda event. *Geology*, 33: 405–408.
- GÓRKA H. 1980 — Le microplancton de l'Ordovicien moyen de Strabla (Pologne). *Acta Palaeont. Pol.*, 25: 261–278.
- GÓRKA H. 1987 — Acritarches et Prasinophyceae de l'Ordovicien moyen (Viruen) du sondage de Smedsby Gard No. 1 (Gotland, Suede). *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 52: 257–297.
- HILL P.J. & MOLYNEUX S.G. 1988 — Biostratigraphy, palynofacies and provincialism of Late Ordovician-Early Silurian acritarchs from northeast Libya. [In:] El-Arnauti A. et al. (eds.) Subsurface palynostratigraphy of northeast Libya. Garyounis University Publications, Benghazi: 27–43.
- JACHOWICZ M. 2005 — Ordowickie akritarchy bloku górnośląskiego. *Prz. Geol.*, 53: 756–762.
- JACOBSON S.R. 1978 — Acritarchs from the Upper Ordovician Clays Ferry Formation, Kentucky, U.S.A. *Palinologia, Numero extraordinario*, 1: 293–301.
- JACOBSON S.R. 1987 — "Middle Ordovician" acritarchs are guide fossil for the Upper Ordovician. *Lethaia*, 20: 91–92.
- JAGIELSKA L. 1962 — Wstępne opracowanie mikrospor z ordowiku Brzeziny i Zbrzy w Górach Świętokrzyskich. *Biul. Inst. Geol.*, 174: 51–62.
- KIELAN Z. 1959 — Upper Ordovician trilobites from Poland and some related forms from Bohemia and Scandinavia. *Paleont. Pol.*, 11: 1–198.
- KJELLSTROEM G. 1971 — Middle Ordovician microplankton from the Groetlingbo borehole No. 1 in Gotland, Sweden. *Aarsbok. Sveriges Geologiska Undersokning*, 65: 1–35.
- KOWALCZEWSKI Z. 1965 — W sprawie strukturalnej i stratygraficznej pozycji warstw dalmanitowych i mułowców tretaspisowych z górnego ordowiku Gór Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, 9: 55–456.
- KOWALCZEWSKI Z. 1994 — The Holy Cross Mts. in the Early Palaeozoic. [In:] Kowalczewski Z. et al. (eds.) Europrobe, Trans-European Suture Zone Workshop. Excursion Guidebook the Holy Cross Mountains, Kielce: 1–18.
- KOWALSKA S., KRANC A., MAKSYM A. & ŚMIST P. 2000 — Budowa geologiczna podłoża trzeciorzędu w północno-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego, w rejonie Lubaczów — Biszcza. *Nafta*, 3: 158–178.
- KREMER B. 2001 — Acritarchs from the Upper Ordovician of southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Pol.*, 46: 595–601.

- KREMER B. 2005 — Mazuelloids: product of post-mortem phosphatization of acanthomorphic acritarchs. *Palaios*, 20, 27–36.
- KUMP L.R., ARTHUR M.A., PATZKOWSKY M.E., GIBBS M.T., PINKUS D.S. & SHEEHAN P.M. 1999 — A weathering hypothesis for glaciation at high atmospheric pCO₂ during the Late Ordovician. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 152: 173–187.
- MASIAK M., PODHALAŃSKA T. & STEMPIEŃ-SALEK M. 2003 — Ordovician-Silurian boundary in the Bardo Syncline (Holy Cross Mountains) — new data on fossil assemblages and sedimentary succession. *Geol. Quart.*, 47: 311–329.
- MODLIŃSKI Z. 1982 — Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 52: 66.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 2001 — The Ordovician stratigraphy and paleogeography of the Nida-Holy Cross Mts. Area, Poland — a review. *Geol. Quart.*, 45: 417–433.
- NAWROCKI J., DUNLAP J., PECSKAY Z., KRZEMIŃSKI L., ŻYLIŃSKA A., FANNING M., KOZŁOWSKI W., SALWA S., SZCZEPANIK Z. & TRELA W. 2007 — Late Neoproterozoic to Early Palaeozoic palaeogeography of the Holy Cross Mountains (Central Poland): an integrated approach. *J. Geol. Soc., London*, 164: 405–423.
- NIELSEN A.T. 2004 — Ordovician sea level changes: a Baltoscandian perspective. [In:] Webby B.D. et al. (eds.) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York: 84–93.
- PODHALAŃSKA T. 1980 — Stratigraphy and development of Middle and Upper Ordovician deposits in the Łeba Elevation (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, 30: 327–390.
- PODHALAŃSKA T. 2003 — Granica ordowik/sylur — poziomy graptolitowe a chronostratygrafia: problemy i nowe koncepcje. *Prz. Geol.*, 51: 942–946.
- PODHALAŃSKA T. & TRELA W. 2007 — Stratigraphy and sedimentary record of the Lower Silurian succession in the southern Holy Cross Mountains, Poland. *Acta Palaeont. Sin.*, 46, suppl: 397–401.
- POŻARYSKI W. 1991 — The strike-slip terrane model for the North German-Polish Caledonides. *Publ. Inst. Geoph., Pol. Acad. Sc.*, A-19: 3–15.
- RAEVSKAYA E., LE HÉRISSE A. & STEEMANS P. 2004 — Quantitative distribution and evolution of palynomorphs associated with kukersite deposits in the Middle-Upper Ordovician of the East-European Platform. [In:] *Erlanger geologische Abhandlungen Sonderband*, 5: 61.
- RAUP D.M. & SEPKOSKI J.J. JR. 1982 — Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 215: 1501–1503.
- RONG J.Y., CHEN X. & HARPER D.A.T. 2002 — The latest Ordovician Hirnantia fauna (Brachiopoda) in time and space. *Lethaia*, 35: 231–249.
- ROSS C.A. & ROSS R.P. 1996 — Silurian sea-level fluctuations. [In:] Witzke B.J. et al. (eds.), *Paleozoic sequence stratigraphy: views from the North America Craton*. *Geol. Soc. Amer., Spec. Pap.*, 306: 187–192.
- SALWA S. 2006 — Wstępna charakterystyka strukturalno-petrograficzna fyllitów z Podmachoc w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 54: 513–520.
- SAMUELSSON J., VECOLI M., BEDNARCZYK W. & VERNIERS J. 2002 — Timing of the Avalonia-Baltica plate convergence as inferred from palaeogeographic and stratigraphic data of chitinozoan assemblages in west Pomerania, northern Poland. [In:] Winchester J.A. et al. (eds.) *Palaeozoic Amalgamation of Central Europe*. *Geol. Soc., London, Spec. Pub.*, 201: 95–113.
- SAMUELSSON J., VECOLI M. & BEIER H. 2001 — Ordovician-Silurian palynostratigraphy (Chitinozoa and acritarchs) of the G14-1/86 borehole, southern Baltic Sea. *Neues Jahrb. Geol. Paläont., Abh.*, 222: 91–122.
- SERVAIS T. 1993 — The Ordovician acritarch Frankea. [In:] Molynoux S.G. & Dornig K.J. (eds.) *Contributions to acritarch and chitinozoan research*. *Spec. Pap. Palaeont.*, 48: 79–95.
- SERVAIS T. & FATKA O. 1997 — Recognition of the Trans-European suture zone (TESZ) by the palaeogeographical distribution pattern of early to middle Ordovician. *Geol. Mag.*, 134: 617–625.
- SERVAIS T., LI J., STRICANNE L., VECOLI M. & WICANDER R. 2004 — Acritarchs. [In:] Webby B.D. et al. (eds.) *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia University Press, New York: 348–360.
- SERVAIS T., SAMUELSSON J., SEHNERT M., VECOLI M., GIESE U. & VERNIERS J. 2001 — Ordovician palynomorphs from the sub-surface of Rügen NE Germany — review and perspectives. *Neues Jahrb. Geol. Paläont. Abh.*, 222: 123–139.
- SERVAIS T., VECOLI M., LI J., MOLYNEUX S.G., RAEVSKAYA E.G. & RUBINSTEIN C.V. 2007 — The acritarch genus *Veryhachium* Deunff 1954: Taxonomic evaluation and first appearance. *Palynology*; 31: 191–203.
- SHEEHAN P.M. 2001 — The Late Ordovician mass extinction. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 29: 331–364.
- SZCZEPANIK Z. 2000 — The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland; similarities and differences. *Geol. Quart.*, 44: 275–295.
- SZCZEPANIK Z. 2003 — Następstwo stratygraficzne głównych zespołów akritarchowych w ordowiku Gór Świętokrzyskich. *Pos. Nauk. PIG*, 59, 96–98.
- TEMPLE J.T. 1965 — Upper Ordovician brachiopods from Poland and Britain. *Acta Paleont. Pol.*, 10: 379–450.
- TOMCZYK H. 1962 — Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, 35: 1–134.
- TOMCZYK H. 1963 — Ordowik i sylur zapadlika przedkarpackiego. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 33: 289–315.
- TOMCZYK H. 1964 — The Ordovician and Silurian sedimentation cycles in Poland and the phenomena of the Caledonian orogeny. *Bull. Acad. Pol. Sci.*, 12: 119–131.
- TORSVIK T.H. & REHNSTRÖM E.F. 2003 — The Tornquist Sea and Baltica — Avalonia docking. *Tectonophysics*, 362: 67–82.
- TRELA W. 2005 — Środowiska sedymentacji ordowiku górnego w regionie kieleckim Gór Świętokrzyskich. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 417: 109–154.
- TRELA W. 2006a — Litostratygrafia ordowiku w Górach Świętokrzyskich. *Prz. Geol.*, 54: 622–631.
- TRELA W. 2006b — Ordowik w Górach Świętokrzyskich: zapis stratygraficzny i sedymentacyjny. [W:] Skompski S. & Żylińska A. (red.) *Procesy i zdarzenia w historii geologicznej Gór Świętokrzyskich — 77. Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego*: 28–35.
- TRELA W. 2007 — Upper Ordovician mudrock facies and trace fossils in the northern Holy Cross Mountains, Poland, and their relation to oxygen- and sea-level dynamics. *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 246, 488–501.
- TRELA W. & PODHALAŃSKA T. 2008a — Ordovician/Silurian boundary in the northern Holy Cross Mountains (Central Poland). [In:] Kröger B. & Servais T. (eds.), *Palaeozoic Climates — International Congress, August 22–31, 2008 Lille, France*. Abstracts: 94.
- TRELA W. & PODHALAŃSKA T. 2008b — Stratygrafia i litologia landoweru (dolny sylur) w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. *Pierwszy Polski Kongres Geologiczny, Kraków 26–28.09.2008*. Abstracty: 123–124.
- TRELA W. & SALWA S. 2007 — Litostratygrafia dolnego syluru w odsłonięciu Bardo Stawy (południowa część Gór Świętokrzyskich): związek ze zmianami poziomu morza i cyrkulacją oceaniczną. *Prz. Geol.*, 55: 971–978.
- TURNER R.E. 1982 — Reworked acritarchs from the type section of the Ordovician Caradoc Series, Shropshire. *Palaeontology*, 25: 119–143.
- VAVRDOVA M. 1974 — Geographical differentiation of Ordovician acritarch assemblages in Europe. *Rev. Palaeobot. Palynol.*, 18: 171–175.
- VAVRDOVA M. 1982 — Recycled acritarchs in the Uppermost Ordovician of Bohemia. *Casopis Pro Mineralogii a Geologii*, 27: 337–345.
- VECOLI M. 2008 — Fossil microphytoplankton dynamics across the Ordovician-Silurian boundary. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 148: 91–107.
- VECOLI M. & LE HÉRISSE A.L. 2004 — Biostratigraphy, taxonomic diversity and patterns of morphological evolution of Ordovician acritarchs (organic-walled microphytoplankton) from the northern Gondwana margin in relation to palaeoclimatic and palaeogeographic changes. *Earth Sci. Rev.*, 67, 267–311.
- VECOLI M. & SAMUELSSON J. 2001a — Quantitative evaluation of microplankton palaeobiogeography in the Ordovician-Early Silurian of the northern Trans European Suture Zone: Implications of the timing of the Avalonia-Baltica collision. *Rev. Paleobot. Palynol.*, 115: 43–68.
- VECOLI M. & SAMUELSSON J. 2001b — Reworked acritarchs as provenance indicators in the Lower Palaeozoic of Denmark. *Comptes Rendus de l'académie des Sciences, A. Sciences de la Terre et des Planètes*, 332: 465–471.
- VECOLI M., SAMUELSSON J. & STOUGE S. 2001 — Geodynamic interpretation of acritarch and chitinozoan suites from uppermost Ordovician-lower Silurian sediments in Denmark, northern Germany, and northern Poland. [In:] WOGOGOB-2001 Working Group on the Ordovician Geology of Baltoscandia Oresund Region. Abstracts: 29–30.
- WICANDER R. & PLAYFORD G. 2008 — Upper Ordovician microphytoplankton of the Bill's Creek Shale and Stonington Formation, Upper Peninsula of Michigan, U.S.A.: Biostratigraphy and palaeogeographic significance. *Rev. Micropaleontol.*, 51: 39–66.

Praca wpłynęła do redakcji 25.09.2008 r.

Po recenzji akceptowano do druku 22.12.2008 r.