

Graptolity – narzędzie stratygraficzne w rozpoznaniu stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów

Teresa Podhalańska¹



Graptolites – stratigraphic tool in the exploration of zones prospective for the occurrence of unconventional hydrocarbon deposits. *Prz. Geol.*, 61: 460–467.

A b s t r a c t. In connection with the exploration of zones prospective for the occurrence of unconventional hydrocarbon deposits, numerous studies of source rocks have been conducted in Poland. Stratigraphic examinations are among the basic elements. The main group of fossils occurring in shale successions, being a potential source of hydrocarbons, is graptolites. This paper describes the assemblages of graptolites from Ordovician and Silurian deposits and shows their importance for the stratigraphy of shale complexes. Due to their abundance and rapid evolution, graptolites are an excellent tool for biostratigraphic dating, regional correlations and biozonation of rock successions in terms of the high-resolution sequence stratigraphy. The paper presents the significance of

taphonomic research of graptolites to identify zones of increased accumulation of hydrocarbons in rocks. It has been found that graptolites are an equally important instrument, in addition to elevated TOC values or increased gamma ray radiation on well logs, that allows identification of potential source rocks for hydrocarbons, including shale gas.

Keywords: graptolites, black shale, stratigraphy, Ordovician, Silurian, East European Craton

Wielkie zainteresowanie poszukiwaniami niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w Polsce i na świecie spowodowało, że badania stratygraficzne, poczynając od biostratygrafii po wysokorozdzielczą stratygrafię sekwencji, stanowią ważną dziedzinę działalności podmiotów naukowych i przemysłowych. Celem artykułu jest przegląd zagadnień związanych ze stratygrafią ordowiku i syluru w Polsce oraz rolę graptolitów jako ważnego narzędzia w datowaniu, korelacji oraz rozpoznaniu stref perspektywicznych dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w sukcesjach łupkowych.

Obszary, posiadające największy potencjał dla poszukiwania i eksploatacji gazu w skałach drobnoklastycznych, tzw. gazu łupkowego, związane są z występowaniem utworów ordowiku i syluru na zachodnim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego, w strefie ciągnącej się skośnym pasem od środkowego Pomorza przez obszar Podlasia po Lubelszczyznę. Za najbardziej perspektywiczne dla występowania oraz eksploatacji gazu w łupkach uważa się utwory sandbu – niższego katu (górnego ordowik) oraz utwory landoweru i wenloku (sylur). W ostatnim okresie, w związku z pracami związanymi z rozpoznaniem niekonwencjonalnych złóż węglowodorów, prowadzone są badania paleontologiczne i stratygraficzne utworów ordowiku i syluru zarówno w archiwalnych otworach wiertniczych, jak i w nowo odwierconych otworach na obszarze obniżenia bałtyckiego i podlaskiego oraz w rejonie lubelskim.

Historia badań stratygraficznych ordowiku i syluru w Polsce sięga początków XX wieku (Samsonowicz, 1916; Czarnocki, 1919). Wymienieni autorzy, a następnie Tomczyk (m.in. 1962, 1968, 1990) oraz Tomczykowa (m.in. 1964), obok innych autorów zajmujących się problematyką stratygrafii starszego paleozoiku, stworzyli pierwsze schematy stratygraficzne dla utworów ordowiku i syluru w Polsce. Prace Tellera (1964, 1969, 1986), Urbanka (np. 1958, 1966), Urbanka i Tellera (1997) oraz liczne artykuły Modlińskiego (m.in. 1973, 1982), Modlińskiego i in. (2006), Podhalańskiej (1980, 2009), Podhalańskiej i

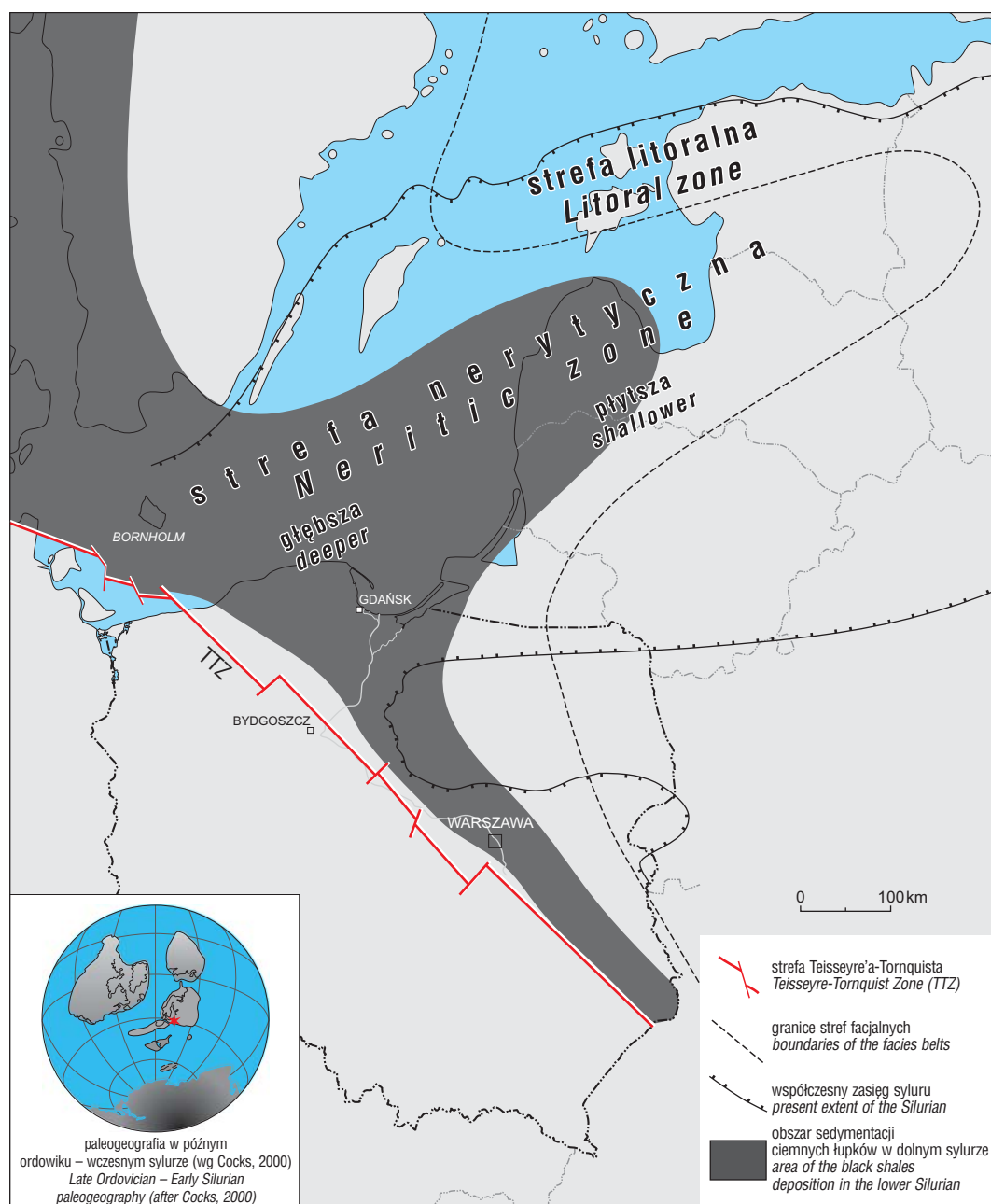
Modlińskiego (2006) dostarczyły wielu nowych danych stratygraficznych oraz schematów korelacyjnych, które są obecnie wykorzystywane do rozpoznania stref perspektywicznych dla poszukiwania i eksploatacji niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w utworach ordowiku i syluru w Polsce – zarówno na lądzie, jak i w dnie Bałtyku.

CHARAKTERYSTYKA GEOLOGICZNA UTWORÓW ORDOWIKU I SYLURU JAKO POTENCJALNYCH ŹRÓDEŁ WĘGLOWODORÓW

Utwory ordowiku i syluru występujące obecnie na obszarze Pomorza, Podlasia i Lubelszczyzny są pozostałością znacznie rozleglejszej pokrywy osadowej, utworzonej w zbiorniku bałtyckim, stanowiącym w starszym paleozoiku perykratoniczny zbiornik morski rozwinięty na krystalicznym podłożu prekambryjskim paleokontynentu Baltiki. Wykształcenie ordowiku i syluru kratonu wschodnioeuropejskiego poznano w profilach kilkudziesięciu otworów wiertniczych. Reperowymi profilami dla zachodniej części regionu są otwory Lębork IG-1 i Kościerzyna IG-1 oraz profile pochodzące z wyniesienia Łeby. Na szczególną uwagę zasługuje tu profil otworu Lębork IG-1, w którym osady sylurskie, stwierdzone w interwale 1027,8–3273 m, były prawie całkowicie rdzeniowane, a obecnie są przedmiotem intensywnych badań stratygraficznych, sedimentologicznych i geochemicznych.

W ordowiku i sylurze zbiornik ten rozciągał się wzdłuż południowo-zachodnich brzegów kratonu wschodnioeuropejskiego w niskich szerokościach geograficznych południowych. W ordowiku charakteryzował się słabym, prawie płaskim reliefem, lekkim nachyleniem ku południowemu zachodowi oraz niewielką subsydencją, o czym świadczy mała miąższość osadów, od kilkudziesięciu do maksymalnie 100 m. Utwory ordowiku i syluru basenu bałtyckiego tworzą urozmaicone facje o pasowym ułożeniu, reprezentujące szerokie spektrum środowisk od krawędzi szelfu na

¹Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; teresa.podhalanska@pgi.gov.pl.



Ryc. 1. Występowanie facji czarnych łupków w basenie bałtyckim w niższym sylurze. Granice stref facjalnych wg Jaanussona, 1976 (Verniers i in., 2008, zmienione)

Fig. 1. Distribution of the black shales facies in the Baltic Basin in the lower Silurian. The boundaries of the facies belts after Jaanusson, 1976 (Verniers et al., 2008, modified)

zachodzie przez środowiska neretyczne do przybrzeżnych na wschodzie (Jaanusson, 1976; Nestor & Einasto, 1997; Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006) (ryc. 1). Sedymentację ordowiku rozpoczęły utwory terygeniczne, wyższą część profilu tworzą głównie utwory węglanowe. Ważny poziom korelacyjny tworzą wśród nich ciemne osady drobnosiliklastyczne górnego ordowiku, wzbogacone w substancję organiczną, które powstały w tzw. strefie skańskiej basenu bałtyckiego, odpowiadającej dystalnej części szelfu Baltiki przechodzącej w strefę skłonu. W kierunku zachodnim utwory proterozoiku i dolnego paleozoiku basenu bałtyckiego kontaktują wzdłuż uskoku strefy tektonicznej Teisseyre'a-Tornquista (TTZ) ze zdeformowanymi tektonicznie utworami strefy szwu transeuropejskiego (TESZ) i platformy paleozoicznej (Dadlez, 2000).

Sedymentacja utworów syluru o podobnym jak w ordowiku rozkładzie stref facjalnych uwarunkowana była procesem fleksuralnego uginania zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego, związanego z kolizją Avalonii i Baltiki, a zapoczątkowanego w późnym ordowiku (Lazauskiene, 2003; Poprawa, 2006). Wczesny etap subsydencji fleksuralnej odpowiadający landowerowi nie spowodował znacznego wzrostu miąższości osadów, natomiast zapisał się w postaci skondensowanej facji czarnych łupków bitumicznych z licznymi graptolitami. Ich depozycja jest sedymentacyjnym wyrazem klimatycznie uwarunkowanej transgresji wczesnego landoweru (Podhalańska, 2009), która sprzyjała rozwojowi warunków beztlenowych w środowiskach szelfowych (*hot shales*, zob. Lüning i in., 2000). Na polskiej części szelfu Baltiki zmiany te zaznaczyły się w postaci łupków ogniwa Jantaru (Modliński i in.,

ODDZIAŁ SERIES	PIETRO STAGE	ODDZIAŁ BRYTYJSKI GREAT BRITAIN SERIES		
GÓRNY UPPER	HIRNANT HIRNANTIAN	ASHGILLIAN	<i>Normalograptus persculptus</i>	
			<i>N. extraordinarius</i>	
			<i>Dicellograptus anceps</i>	
			<i>Dic. complanatus</i>	
	KAT KATIAN	KARADOK CARADOCIAN	<i>Pleurograptus linearis</i>	
			<i>Dicranograptus clingani</i>	
	SANDB SANDBIAN	KARADOK CARADOCIAN	<i>Diplograptus multidentis</i>	
			<i>Nemagraptus gracilis</i>	
	ŚRODKOWY MIDDLE	DARRIWIL DARRIWILIAN	LANWIRN LLANWIRNIAN	<i>Hustedograptus teretiusculus</i>
				<i>Didymograptus muchisoni</i>
<i>Did. artus</i>				
<i>Expansograptus hirundo</i>				
DAPIŃG DAPINGIAN		ARENIG ARENIGIAN	<i>Isograptus gibberulus</i>	
FLO FLOIAN			<i>Exp. simulans</i> <i>Corymbograptus varicosus</i> <i>Tetragraptus phylograptoides</i>	
DOLNY LOWER	TREMADOK TREMADOCIAN	TREMADOK TREMADOCIAN	<i>Hunnegraptus copiosus</i> – <i>Araneograptus murrayi</i>	
			<i>Adelograptus tenellus</i>	
			<i>Rabdinopora flabelliformis</i>	

Ryc. 2. Podział chronostratygraficzny ordowiku oraz poziomy graptolitowe (Cooper & Sadler, 2012)

Fig. 2. Ordovician chronostratigraphic chart and graptolite zonal scheme (Cooper & Sadler, 2012)

2006), charakteryzujących się najwyższą zawartością TOC w całym sylurze. Wzrost tempa akumulacji materiału terygenicznego przy znacznej pojemności akomodacyjnej spowodowanej fleksuralnym uginaniem brzegu platformy wschodnioeuropejskiej zaowocował depozycją grubej sukcesji osadowej ludlowu i przydolu o miąższości przekraczającej 1000 m (Modliński, 2010).

W zachodniej części basenu bałtyckiego sylur charakteryzuje się ciągłością sedymentacyjną i reprezentowany jest przez kompleks utworów silikoklastycznych o znacznej miąższości, przekraczającej w otworze Słupsk IG-1 3000 m (Jaworowski, 2000; Szymański & Modliński, 2003). W profilu dominują mułowce s. l. (ang. *mudstones*): skały silikoklastyczne o różnej frakcji, przeważnie mułowce s.s., rzadziej iłowce i pyłowce. Podrzędny udział mają skały

nietrygeniczne ograniczone do cienkich wkładek utworów piroklastycznych (bentonity, tufity) oraz skał węglanowych: margli i wapieni marglistych. Ilasto-mułowcowo-pyłowcowe osady syluru, występujące w zachodniej części obniżenia bałtyckiego, zostały scharakteryzowane pod względem litofacjalnym przez Jaworowskiego (2000), który określił je jako egzoflisz deponowany w basenie przedgórskim utworzonym w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego.

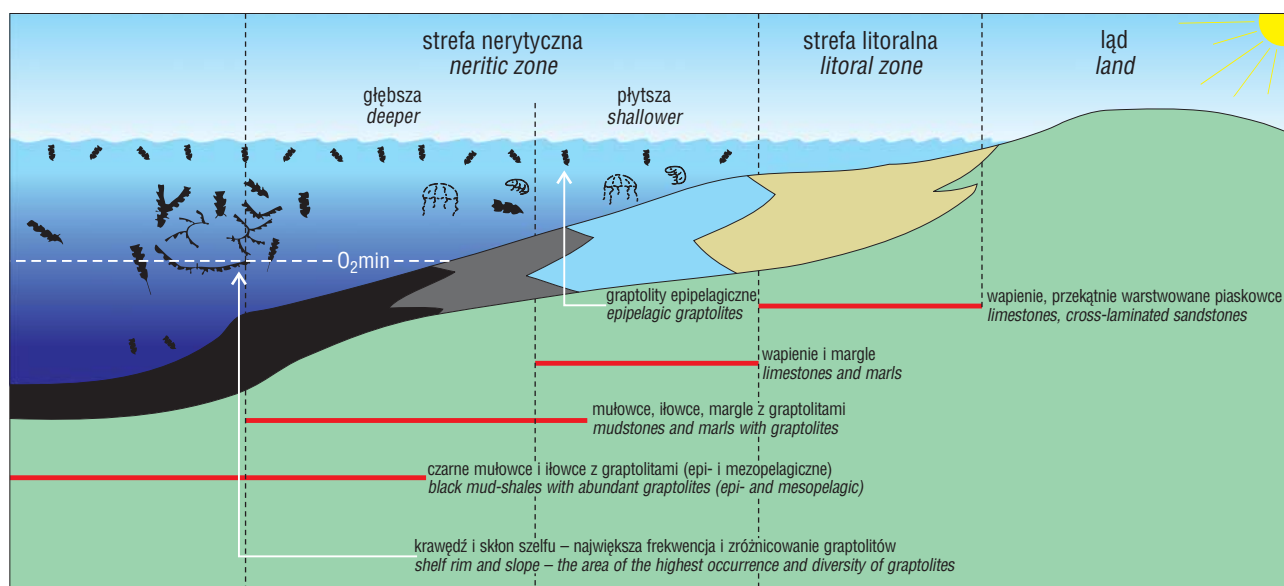
ZESPOŁY GRAPTOLITÓW I ICH ZNACZENIE DLA STRATYGRAFII I ROZPOZNANIA UTWORÓW PERSPEKTYWICZNYCH

Podstawową grupą skamieniałości występującą w ciemnych iłowcach i mułowcach ordowiku i syluru są graptolity – planktoniczne organizmy, które stanowią doskonałe narzędzie stratygraficzne i korelacyjne ze względu na ich powszechne występowanie zarówno w utworach płytko-, jak i głębokomorskich. Towarzyszą im często ramienionogi bezzawiasowe, akritarchy, *Chitinozoa*, jednak żadna z tych grup skamieniałości nie spełnia takiej roli dla stratygrafii i korelacji omawianych utworów jak graptolity. Są zatem główną grupą skamieniałości wykorzystywaną w podziale ortostratygraficznym sukcesji mułowcowo-ilastych ordowiku i syluru, poza utworami węglanowymi, datowanymi przeważnie za pomocą konodontów. Graptolity znacznie przewyższają inne grupy fauny pod względem wartości stratygraficznej i stopnia rozdzielczości. Na podstawie ich zasięgów stratygraficznych wyznaczono wiele globalnych profili i punktów stratotypowych (GSSP) dla nowo wydzielonych pięter ordowiku: flo, darriwilu, sandbu, katu i hirnantu, granicy ordowik/sylur oraz sylur/dewon, a także granic oddziałów i większości pięter syluru.

W utworach uważanych za perspektywiczne dla poszukiwania i eksploatacji niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w Polsce graptolity występują powszechnie, a klasyfikacja biostratygraficzna oparta na tej grupie skamieniałości jest jedynym narzędziem korelacji stratygraficznej. To dzięki graptolitom możliwe jest datowanie sekwencji stratygraficznych i ich granic oraz bogatych w materię organiczną poziomów anoksycznych, będących źródłem węglowodorów w skale. Śledzenie ich zasięgów występowania, a także momentu pierwszego pojawienia się lub zaniku taksonu jako reperów biostratygraficznych, umożliwia precyzyjną korelację stratygraficzną kompleksów perspektywicznych w skali regionalnej.

Zespół graptolitów formacji z Sasina ordowiku górnego

Jednym z ważniejszych kompleksów skalnych uznanych za perspektywiczne dla poszukiwania i eksploatacji gazu ziemnego ze złóż niekonwencjonalnych w starszym paleozoiku w Polsce są utwory górnego ordowiku. Ich najpełniejsze wykształcenie, związane z dystalną strefą wczesnopaleozoicznego basenu bałtyckiego, można obserwować wzdłuż obecnego południowo-zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego. Na obszarze wyniesienia Łeby oraz w zachodniej części obniżenia bałtyckiego tworzą one formację z Sasina (Modliński & Szymański, 1997). Pas facji ilasto-mułowcowej o mniejszym zasięgu stratygraficznym i mniejszej miąższości kontynuuje się



Ryc. 3. Schematyczny rozkład litofacji i biofacji graptolitowych w basenie sedimentacyjnym. Biofacje graptolitowe – Finney & Berry, 1999; Cooper i in., 2007; zmienione i uzupełnione

Fig. 3. Schematic distribution of the lithofacies and graptolite biofacies in the sedimentary basin. The graptolite biofacies – Finney & Berry, 1999; Cooper et al., 2007; modified and complemented

dalej ku południowemu wschodowi na obszarze Podlasia i Lubelszczyzny.

Utwory formacji z Sasina, znane z licznych wierceń północnej Polski, wykształcone są jako mułowce i iłowce ciemnoszare i czarne, bitumiczne, rzadziej zielonawe, lokalnie margliste, miejscami silnie zbioturbowane, o miąższości do kilkudziesięciu metrów z wkładkami tufitów i bentonitów (Podhalańska, 1980; Modliński & Szymański, 1997). W aktualnym podziale chronostratygraficznym ordowiku (Webby i in., 2004) utwory te odpowiadają najwyższej części piętra darriwil, sandbowi oraz dolnej części piętra kat górnego ordowiku, a w podziale regionalnym brytyjskim – najwyższemu lanwirnowi i karadokowi (ryc. 2). Dolna granica formacji z Sasina stanowi powierzchnię zalewu morskiego, podkreśloną nieciągłością sedimentacyjną i obecnością ooidów fosforanowych (Podhalańska, 1980, 2009).

Podstawową grupę w zespole makrofauny, występującą w czarnych łupkach formacji z Sasina, stanowią formy planktoniczne, głównie graptolity, podczas gdy bentos odgrywa podrzędną rolę. Utwory drobnoklastyczne ze skamieniałościami graptolitów pojawiają się w wyższym darriwilu, przy czym najwcześniej następuje to w profilu Kościerzyna IG-1, w którym udokumentowano obecność poziomu *Didymograptus purchisoni* (Modliński, 1982). W pozostałych profilach iłowce z graptolitami dominują od poziomu *Hustedograptus teretiusculus* (Podhalańska, 1980), wyznaczającego strop darriwilu (lub lanwirnu w podziale brytyjskim). Zmiana zapisu sedimentacyjnego i kondensacja związana ze spąganiem formacji z Sasina oraz masowe pojawienie się zróżnicowanej fauny graptolitów są przejawem zalewu morskiego, wyznaczającego granicę parasekwencji w zapisie skalnym ordowiku basenu bałtyckiego (Podhalańska, 1980, 2009).

Dość monotonna litologicznie sukcesja ilasta sandbu i niższego katu (odpowiednik brytyjskiego karadoku) charakteryzuje się obecnością licznych graptolitów wszystkich poziomów tego interwału stratygraficznego, od *Nemagraptus gracilis* po *Climacograptus styloideus* (Modliński, 1973; Podhalańska, 1980). Poziom *styloideus*

jest regionalnym odpowiednikiem poziomu *Pleurograptus linearis*. Graptolitom towarzyszy, szczególnie w dolnej części, bogaty zespół *Chitinozoa* (Podhalańska, 1979) oraz akritarchy (Szczepanik, 2000).

Zgodnie z ekologicznym modelem rozmieszczenia graptolitów w toni morskiej „zakwit” planktonu graptolitowego związany był przede wszystkim z żyznymi obszarami krawędzi szelfu kontynentalnego, a ich największa frekwencja przypada na okresy transgresji i wysokiego stanu względnego poziomu morza (Finney & Berry, 1999). Strefy oddziaływania prądów wstępujących o dużej pierwotnej produktywności – odpowiedzialne za bujny rozkwit fito- i w konsekwencji zooplanktonu – są głównym obszarem rozwoju graptolitów, gdyż charakteryzują się zwiększoną dostawą substancji odżywczych uwalnianych w wyniku bakteryjnego rozkładu materii organicznej w strefie minimum tlenowego (Piper & Calvert, 2009). Warunki troficzne i zawartość tlenu to dwa czynniki determinujące obecność fauny graptolitowej i zróżnicowanie graptolitowych biofacji (Cooper i in., 2007). Przyjmuje się, że graptolity epipelagiczne żyły w przypowierzchniowej strefie morza niezależnie od batymetrii oraz od odległości od brzegu. Graptolity mezopelagiczne zajmowały natomiast nisze ekologiczne położone w kolumnie wody nad krawędziami szelfów kontynentalnych (ryc. 3). Szczątki graptolitów znajdują się w różnych typach skał, przeważnie na powierzchniach warstewek czarnych łupków, chociaż występują także na powierzchniach przełamu w jasnych wapieniach i marglach.

W sandbie i kacie, podczas sedimentacji czarnych łupków graptolitowych formacji z Sasina, względny poziom morza był najwyższy w historii geologicznej Ziemi (Nielsen, 2004). Nastąpił wtedy rozkwit i modyfikacja zespołu graptolitowego, manifestujące się pojawieniem się nowych rodzin i rodzajów graptolitów. Na wyniesieniu Łeby oraz w brzeżnej części kratonu wschodnioeuropejskiego liczny i zróżnicowany taksonomicznie zespół graptolitów tego wieku jest zdominowany przez rodziny *Dicranograptidae* i *Nemagraptidae*. Pojawiają się także nowe gatunki diplograptidów. Rodzaj *Dicellograptus*

ODDZIAŁ SERIES	PIETRO STAGE	Poziomy graptolitowe Graptolite biozones (Melchin i inni, 2012)	Poziomy graptolitowe Graptolite biozones (Urbanek & Teller, 1997, zmienione)
PRZYDOL PRIDOLI		<i>Monograptus transgrediens</i>	<i>M. transgrediens</i>
		<i>M. bouceki</i>	<i>M. perneri</i> <i>M. bouceki</i>
		<i>Neocolonograptus lochkovensis</i> <i>N. branikensis</i>	<i>M. samsonowiczi</i> <i>M. chelmensis</i> <i>N. lochkovensis</i>
		<i>N. ultimus</i>	<i>N. ultimus</i>
		<i>N. parultimus</i>	<i>N. parultimus</i>
LUDLOW LUDLOW	LUDFORD LUDFORDIAN	<i>Formosograptus formosus</i>	<i>M. spineus</i> <i>M. protospineus</i> <i>M. acer</i> <i>Pseudomonocl. latilobus</i>
		<i>Neocucullograptus kozłowski</i>	<i>Neoc. kozłowski</i>
		<i>Polonograptus podoliensis</i>	<i>Neoc. inexpectatus</i> <i>Neolob. auriculatus</i>
		<i>Bohemograptus</i>	<i>B. cornutus</i> <i>B. praecornutus</i>
		<i>Saetograptus leintwardinensis</i> ?	<i>S. leintwardinensis</i>
	GORST GORSTIAN	<i>Lobograptus scanicus</i>	<i>Cucullo. hemiaversus</i> <i>L. invertus</i> <i>L. scanicus</i> <i>L. progenitor</i> <i>Neodiver. nilssoni</i>
		<i>Neodiversograptus nilssoni</i>	
WENLOK WENLOCK	HOMER HOMERIAN	<i>Colonograptus ludensis</i>	<i>C. ludensis</i>
		<i>C. deubeli</i>	<i>C. deubeli</i>
		<i>C. praedeubeli</i>	<i>C. praedeubeli</i>
		<i>Gothograptus nassa</i>	<i>G. nassa</i>
		<i>Pristiograptus parvus</i>	<i>P. parvus</i>
		<i>Cyrtograptus lundgreni</i>	<i>C. lundgreni</i>
	SHEINWOOD SHEINWOODIAN	<i>C. perneri</i>	<i>C. perneri</i>
		<i>C. rigidus</i>	<i>C. rigidus</i>
		<i>Monograptus belophorus</i>	<i>M. belophorus (= M. flexilis)</i>
		<i>M. riccartonensis</i>	<i>M. antennularius</i> <i>M. riccartonensis</i>
LANDOWER LLANDOVERY	TELYCH TELYCHIAN	<i>C. insectus</i>	utwory perspektywiczne
		<i>C. lapworthi</i>	
		<i>Oktavites spiralis</i>	
		<i>Monoclimacis crenulata</i> – <i>Monocl. griestoniensis</i>	
		<i>Monograptus crispus</i>	
		<i>Spirograptus turriculatus</i>	
		<i>Spirograptus guerichi</i>	
	AERON AERONIAN	<i>Stimulograptus sedgwickii</i>	
		<i>Lituigraptus convolutus</i>	
		<i>Monograptus argenteus</i>	
		<i>Demirastrites pectinatus</i> – <i>Demirastrites triangulatus</i>	
		<i>Coronograptus cyphus</i>	
		<i>Orthograptus vesiculosus</i>	
		<i>Parakidograptus acuminatus</i>	
RUDDAN RHUDDANIAN	<i>Akidograptus ascensus</i>		

Ryc. 4. Podział chronostratygraficzny syluru oraz poziomy graptolitowe (podział standardowy wg Melchina i in., 2012; poziomy graptolitowe na platformie wschodnioeuropejskiej wg Urbanek & Teller, 1997)

Fig. 4. Silurian chronostratigraphic chart and graptolite zonal schemes (after Melchin et al., 2012; graptolite zones in the East European Craton after Urbanek & Teller, 1997)

występuje aż do końca ordowiku razem z diplograptidami: *Normalograptus* i *Paraorthograptus* (Podhalańska, 1980).

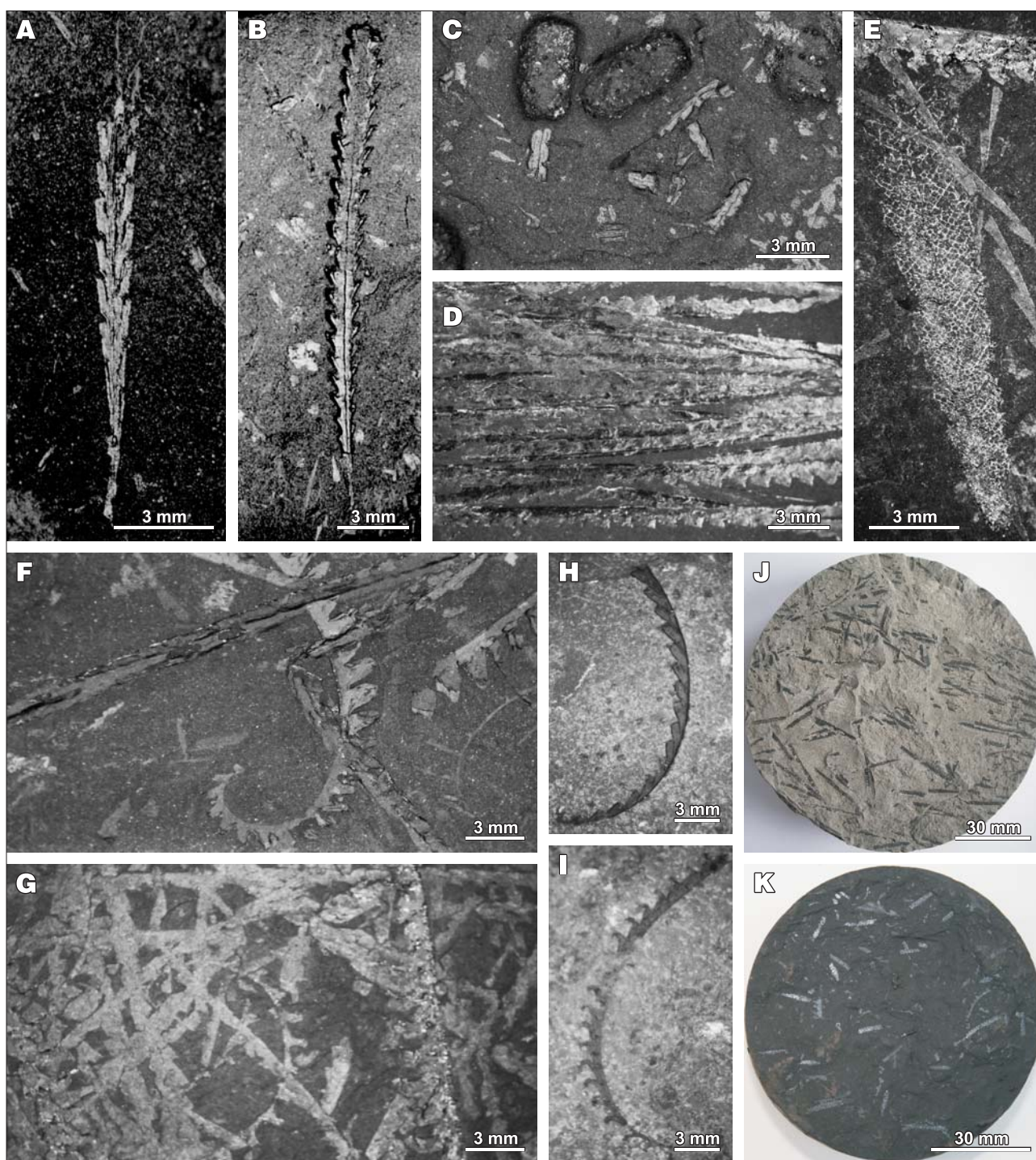
Skład taksonomiczny graptolitów ordowickich występujących w utworach powstałych w brzeżnej strefie kratonu wschodnioeuropejskiego na terenie Polski wykazuje wyraźne podobieństwo do zespołów graptolitowych występujących na innych obszarach dawnego basenu bałtyckiego: na terenie Skanii i Bornholmu (Bjerreskov, 1975), jak również do zespołów znanych z innych obszarów Europy i świata (Goldman i in., 2013; Ross & Berry, 1963; Zalasiewicz i in., 2009). W związku z tym występujące w profilach polskich rodzaje i gatunki graptolitów nie tylko jednoznacznie datują kompleksy skalne stanowiące potencjalne źródło węglowodorów w ordowiku na obszarze Polski, ale także są podstawą regionalnych i globalnych korelacji.

W zespole zooplanktonu występującego w utworach facji ilastej ordowiku pojawiają się również inni przedstawiciele makrozooplanktonu, a wśród nich cienkoskorupowe bezzawiasowe ramienionogi z rodzajów *Lingulella*, *Paterula* i *Hisingerella*, z najbardziej charakterystyczną kosmopolityczną formą *Paterula bohemica* Barrande i *Paterula portlocki* Geinitz (Podhalańska, 1980). Fauna ta towarzyszy zwykle graptolitom w typowej facji czarnych łupków, wskazując na podobną strukturę behawioralną i troficzną w obrębie pelagicznego zespołu biotycznego.

Graptolity syluru

Największe znaczenie dla występowania niekonwencjonalnych złóż węglowodorów w Polsce odgrywają sukcesje łupkowe syluru brzeżnej strefy platformy wschodnioeuropejskiej, a wśród nich poziomy czarnych łupków landoweru i wenloku. Występująca w tych utworach bogata fauna graptolitowa umożliwiła precyzyjne wyznaczenie poziomów biostratygraficznych w tej pozornie monotonnej litologicznie sukcesji oraz wyznaczenie granic jednostek chronostratygraficznych (Teller, 1969; Tomczyk, 1968, 1990; Urbanek & Teller, 1997; Szymański & Modliński, 2003). Przyjęty w Polsce podział systemu sylurskiego nawiązuje do ustaleń międzynarodowych i jest korelatywny z tzw. Zgeneralizowaną Zonacją Graptolitową (*Generalized Graptolite Zonation* – GGZ), ustaloną przez Podkomisję Systemu Sylurskiego (Koreń i in., 1996) oraz z najnowszym podziałem graptolitowym uznanym za standardowy (Melchin i in., 2012) (ryc. 4).

Poza znaczeniem stratygraficznym i korelacyjnym graptolity okazały się także doskonałym narzędziem do śledzenia kryzysów biotycznych w zapisie kopalnym syluru (Urbanek, 1993; Calner, 2008). Każde z tych wydarzeń wiązało się z wymieraniem określonych rodzajów i gatunków graptolitów oraz pojawieniem się nowych taksonów w fazie odrodzenia i radiacji. Po okresie masowego wymierania w hirnancie, spowodowanego przez globalne zmiany klimatu (Sheehan, 2001; Podhalańska, 2009), w najwcześniejszym sylurze nastąpiło odnowienie zespołu graptolitów (Chen Xu i in., 2000). Faza odnowienia i radiacji związana z zalewem morskim pogranicza ordowiku i syluru datowana jest na poziom *ascensus* dolnego landoweru. Pojawiły się wtedy nowe taksony, reprezentujące nieznane wcześniej typy rozwoju kolonii graptolitów. Nowe rodzaje i gatunki, które pojawiły się nagle i rozprzestrzeniły się szybko w skali całego globu (Williams, 1988; Fan & Chen Xu, 2007) zostały także stwierdzone w profilach polskich (Podhalańska, 2009). Wiele z nich, jak *Akidograptus ascensus*



Ryc. 5. Graptolity syluru z głębokich otworów wiertniczych kratonu wschodnioeuropejskiego. **A** – *Akidograptus ascensus* Davies, Łeba-8, głęb. 2658,7 m, poziom *ascensus*, landower. **B** – *Parakidograptus acuminatus* Nicholson, Kościerzyna IG-1, głęb. 4393 m, poziom *acuminatus*, landower. **C** – Graptolity z pogranicza ordowiku i syluru zachowane w półreliefie oraz koprolity częściowo spirytyzowane, Hel IG-1, głęb. 2971 m. **D** – Równoległe ułożenie rabdozomów graptolitów z rodzaju *Monograptus*, Gdańsk IG-1, głęb. 3085 m, landower. **E** – Spłaszczony *Retiolites angustidens* Elles & Wood, otwór wiertniczy z rejonu wyniesienia Łeby, wenlok dolny. **F** – *Demirastrites fimbriatus* Nicholson, Prabuty IG-1, głęb. 3348 m, środkowy landower. **G** – Bezladne nagromadzenie rabdozomów graptolitów, wszystkie spłaszczone, Kościerzyna IG-1, głęb. 4384 m, środkowy landower. **H** – *Bohemograptus bohemicus bohemicus* Barrande, forma zachowana w lekkim reliefie, Lębork IG-1, głęb. 2634,5 m, ludlow. **I** – *Formosograptus formosus* Bouček, forma przewodnia dla poziomu *formosus*, Bytów IG-1, głęb. 1899 m, ludlow górną. **J** – Mało urozmaicony zespół graptolitów z rodzaju *Monograptus* w jasnoszarym marglu, Gołdap IG-1, głęb. 1142 m, ludlow górną. **K** – Typowy stan zachowania graptolitów w czarnych łupkach, Lębork IG-1, głęb. 3219 m, wenlok. Fot. T. Podhalańska (A–I), J. Roszkowska-Remin (J–K)

Fig. 5. Graptolites from the deep boreholes of the East European Craton. **A** – *Akidograptus ascensus* Davies, Łeba-8, depth 2658.7 m, *ascensus* Biozone, Llandovery. **B** – *Parakidograptus acuminatus* Nicholson, Kościerzyna IG-1, depth 4393 m, *acuminatus* Biozone, Llandovery. **C** – Graptolites preserved in half relief from the Ordovician/Silurian boundary interval and coprolites pyritized partly, Hel IG-1, depth 2971 m. **D** – Parallel distribution of the graptolites *Monograptus* sp., depth 4388 m, Llandovery. **E** – Flattened *Retiolites angustidens* Elles & Wood, deep borehole from the Leba Elevation, lower Wenlock. **F** – *Demirastrites fimbriatus* Nicholson, Prabuty IG-1, depth 3348 m, Llandovery. **G** – Random distribution of the graptolite rabdosomes, all flattened, Kościerzyna IG-1, depth 4384 m, middle Llandovery. **H** – *Bohemograptus bohemicus bohemicus* Barrande, in half relief, Lębork IG-1, depth 2634.5 m, Ludlow. **I** – *Formosograptus formosus* Bouček, index species for *formosus* Biozone, Bytów IG-1, depth 1899 m, upper Ludlow. **J** – Monotonous assemblage of the graptolites *Monograptus* in the light gray marl, Gołdap IG-1, depth 1142 m, upper Ludlow. **K** – Typical graptolite preservation in black shales, Lębork IG-1, depth 3219 m, Wenlock. Photo by T. Podhalańska (A–I), J. Roszkowska-Remin (J–K)

Davies, *Parakidograptus acuminatus* Nicholson, służą jako gatunki nominatywne dolnosylurskich poziomów graptolitowych (ryc. 5A, B). Pozwala to na jednoznaczne wyznaczenie dolnej granicy syluru w każdym profilu facji graptolitowej.

Dzięki badaniom graptolitów poznano także przyczyny i przebieg wydarzenia lundgreni, nazwanego przez Jaegera (1991) „wielkim kryzysem”, które miało miejsce w poziomie *lundgreni* środkowego wenloku i spowodowało rzeczywisty punkt zwrotny w historii graptolitów, tzn. zanik charakterystycznych i przewodnich dla wenloku *cyrtograptusów* oraz *monograptusów* linii ewolucyjnej *prionod-flemingi*, *vomerina* i *exiguus* (Porębska i in., 2004). Z kolei, po globalnym wydarzeniu kozłowskiej w ludlowie wymarły wyspecjalizowane graptolity o wentralnie wygiętych rabdozomach (ryc. 5H), rodzajów *Neocucullograptus*, *Bohe-mograptus* oraz *Polonograptus* (Urbanek, 1993).

TAFONOMIA GRAPTOLITÓW

Graptolity występujące na powierzchni warstw łupków, jak również jasnych wapieni i margli (ryc. 5J, K), charakteryzują się różnym stopniem zachowania, co rzutuje z jednej strony na ich przydatność do określenia wieku badanych skał, z drugiej zaś, wskazuje na warunki sedymentacji i wczesnej diagenety osadu. Informacje dotyczące tafonomii graptolitów mogą więc mieć praktyczne znaczenie dla rozpoznania stref wzbogaconych w substancję organiczną i stref perspektywicznych dla akumulacji węglowodorów.

Fauna graptolitowa w landowerze i wenloku zachodniej części obniżenia bałtyckiego oraz basenu lubelskiego jest liczna i urozmaicona taksonomicznie, podobnie jak to jest w profilach na obszarze Łotwy (Loydell i in., 2003; Loydell i in., 2010) oraz na wyspie Saaremaa w Estonii (Loydell i in., 1998). Natomiast graptolity występujące w ludlowie i przydołu wykazują względnie mniejszą frekwencję, prawdopodobnie ze względu na rozproszenie rabdozomów w większej masie osadowej.

Większość graptolitów rozpoznanych w ordowickich i sylurskich profilach Polski północnej i południowo-wschodniej jest spłaszczona (ryc. 5A, E). W niektórych interwałach głębokościowych występują formy zachowane w pół- lub pełnym reliefie (ryc. 5B, C). Rabdozomy trójwymiarowe były pierwotnie wypełnione pirytem. Formy takie powstały na skutek wypełnienia pustych części kolonii graptolita osadem z dużą ilością siarczków, które wykryształizowały jeszcze przed kompaktacją osadu, przeciwdziałając spłaszczeniu rabdozomów. Proces krystalizacji spowodował usunięcie perydermy, a rabdozom taki zachowany jest w formie osródkki. Schieber (2003) jest zdania, że warunki dla preferencyjnie zlokalizowanej krystalizacji piryty w obrębie pustego szkieletu graptolita mogły zachodzić w warunkach lekko natlenionej przydennej kolumny wody. W środowiskach anoksycznych i euksynicznych piryt występuje w formie rozproszonej lub w formie ziaren o bardzo małych rozmiarach, w tym małych framboidów (Schieber, 2003; Zatoń i in., 2008).

Formy trójwymiarowe graptolitów wypełnione pirytem (ryc. 5B, C) zostały niespodziewanie stwierdzone w dolnej części czarnych łupków ogniwa Jantaru dolnego rhuddanu w otworze Hel IG-1, Białogóra-1 i innych na obszarze wyniesienia Łęby (Podhalańska, 2009). Taki sposób zachowania rabdozomów stwierdzono także w innych wąskich interwałach stratygraficznych ordowiku i syluru

obniżenia bałtyckiego i rejonu lubelskiego. Przyjmując hipotezę Schiebera (2003), ich obecność może świadczyć o krótkich epizodach dysoksydacyjnych w zbiorniku sedymentacyjnym, w którym dominowały warunki beztlenowe.

W obrębie sukcesji łupkowych ordowiku i syluru w obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego rabdozomy graptolitów ułożone są zwykle na powierzchniach warstw bezładnie (ryc. 5F, G, J, K). Świadczy to o swobodnym opadaniu obumarłych szczątków na dno bez udziału prądów. Aktywność prądowa, związana prawdopodobnie z działalnością sztormów w basenie bałtyckim, towarzysząca okazjonalnie sedymentacji mułowców, dokumentuje natomiast uporządkowane, równoległe ułożenie rabdozomów na powierzchni warstwy (ryc. 5D).

Fragmenty graptolitowych kolonii, a właściwie ich peryderma, mogą mieć także zastosowanie dla określenia poziomu dojrzałości termicznej osadu (Riediger i in., 1989; Goodarzi, 1990). Refleksyjność materii organicznej pochodzenia graptolitowego jest zależna, podobnie jak witrinitu, od litologii, procesów wietrzenia, tektoniki, procesów hydrotermalnych oraz głębokości pogrzebania (Goodarzi, 1990).

PODSUMOWANIE

Graptolity występują w różnych facjach od płytkonerytycznych do basenowych, a ich największa frekwencja i różnorodność taksonomiczna związana jest ze strefami krawędzi kontynentalnych.

W związku z niezwykle szybką ewolucją stanowią one doskonałe narzędzie służące datowaniom biostratygraficznym oraz rozpoznaniu sukcesji ordowicko-sylurskiej także w kategoriach wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji. Masowe pojawienie się zróżnicowanej fauny graptolitów jest przejawem zalewu morskiego, wyznaczającego granicę parasekwencji w zapisie skalnym.

Stan zachowania graptolitów może wskazywać na warunki redoks panujące na dnie zbiornika sedymentacyjnego oraz służyć rozpoznaniu okresów tlenowych i beztlenowych, które są kluczowe dla gromadzenia materii organicznej i akumulacji węglowodorów. Przeważnie bezładne ułożenie rabdozomów na powierzchniach łupków wskazuje na spokojne warunki sedymentacji w basenie bałtyckim; epizody silniejszej działalności prądów, powodowanych prawdopodobnie działalnością sztormów, dokumentuje, sporadycznie obserwowane, równoległe ułożenie szczątków graptolitów.

Graptolity są równoprawnym, obok podwyższonych wskaźników TOC, czy podwyższonych wartości PG na karotażach, wskaźnikiem występowania stref wzbogaconych w substancję organiczną. Bez skomplikowanych i drogich badań analitycznych, graptolity są jednym z narzędzi, które umożliwiają rozpoznanie potencjalnych skał macierzystych dla węglowodorów, w tym gazu z łupków.

LITERATURA

- BJERRESKOV M. 1975 – Llandoveryan and Wenlockian graptolites from Bornholm. Fossils and Strata, 8: 1–94.
CALNER M. 2008 – Silurian global events – at the tipping point of climate change. [W:] Elewa A.M.T. (red.), Mass Extinction, Springer-Verlag, Heidelberg: 21–58.
CHEN X., RONG J., MITCHELL C. D., HARPER D.A.T., JUNXUAN F., RENBIN Z., YUANDONG Z., LI RONG YU L. & WANG Y. 2000 – Late Ordovician to Earliest Silurian graptolite and brachiopod biozonation from the Yangtze region, South China, with a global correlation. Geol. Mag., 137: 623–650.

- COOPER R.A. & SADLER P.M. 2012 – The Ordovician Period. [W:] Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., The Geologic Time Scale 2012: 489–523.
- CZARNOCKI J. 1919 – Stratygrafia i tektonika Gór Świętokrzyskich. Tow. Nauk. Warszawskie, Prace, 28.
- DADLEZ R. 2000 – Pomeranian Caledonides (NW Poland), fifty years of controversies: a review and a new concept. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- FAN J. & CHEN X. 2007 – Preliminary report on the Late Ordovician graptolite extinction in the Yangtze region. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 245: 82–94.
- FINNEY S.C. & BERRY W.B.N. 1999 – Late Ordovician graptolite extinction: the record from continental margin sections in central Nevada, USA. *Acta Univ. Carolinae*, 43: 195–198.
- GOLDMAN D., MITCHELL Ch.E., PODHALAŃSKA T., NÖLVAK J., MELCHIN M.J., SHEETS H.D. & FAN J. 2013 – Late Middle and Late Ordovician graptolite biostratigraphy – a reassessment from Polish and Baltoscandian drill core data. The IGCP 591 3rd Annual Meeting, 9–19 June 2013, Lund.
- GOODARZI R.W. 1990 – Graptolite reflectance and thermal maturity of Lower Paleozoic Rocks. The AAPG /Datapages combined Publications Database, abstract.
- JAANUSSON V. 1976 – Faunal dynamics in the Middle Ordovician (Viruan) of Balto-Scandia. [W:] The Ordovician System: Proceedings of a Palaeont. Ass. Symp. Birmingham, 1974: 301–326.
- JAEGER H. 1991 – Neue Standard-Graptolithenfolge nach der "Gros-sen Krise" an der Wenlock/Ludlow Grenze (Silur). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 182: 303–354.
- JAWOROWSKI K. 2000 – Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). *Geol. Quart.*, 44: 297–316.
- KOREN T.N., LENZ A.C., LOYDELL D.K., MELCHIN M.J., ŠTORCH P. & TELLER L. 1996 – Generalized graptolite zonal sequence defining Silurian time intervals for global paleogeographic studies. *Lethaia*, 29 (1): 59–60.
- LAZAUSKIENE L., SLIAUPA S., BRAZAUSKAS A. & MUSTEIKIS P. 2003 – Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: tectonic control on the foreland infill. *Geological Society, London. Spec. Publ.*, 208: 95–115.
- LOYDELL D.K., KALJO D. & MÄNNIK P. 1998 – Integrated biostratigraphy of the lower Silurian of the Ohesaare core, Saaremaa, Estonia. *Geol. Mag.*, 135: 769–783.
- LOYDELL D.K., MÄNNIK P. & NESTOR V. 2003 – Integrated biostratigraphy of the Lower Silurian of the Aizpute-41 core, Latvia. *Geol. Mag.*, 140: 205–229.
- LOYDELL D.K., NESTOR V. & MÄNNIK P. 2010 – Integrated biostratigraphy of the lower Silurian of the Kolka-54 core, Latvia. *Geol. Mag.*, 147: 253–280.
- LÜNING S., CRAIG J., LOYDELL D.K., ŠTORCH P. & FITCHES B. 2000 – Lower Silurian hot shales in North Africa and Arabia: regional distribution and depositional model. *Earth Sci. Rev.*, 49: 121–200.
- MELCHIN M.J., SADLER P.M. & CRAMER B.D. 2012 – The Silurian Period. [W:] Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M.D., Ogg G.M., The Geologic Time Scale: 525–558.
- MODLIŃSKI Z. 1973 – Stratygrafia i rozwój ordowiku w północno-wschodniej Polsce. *Pr. Inst. Geol.*, 72: 1–74.
- MODLIŃSKI Z. 1982 – Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordowiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 102: 1–65.
- MODLIŃSKI Z. 2010 (red.) – Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich. Państwowy Instytut Geologiczny – PIB, Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. & SZYMAŃSKI B. 1997 – The Ordovician lithostratigraphy of the Peribaltic Depression (NE Poland). *Geol. Quart.*, 41: 273–288.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B. & TELLER L. 2006 – Litostratygrafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). *Prz. Geol.*, 54: 787–796.
- NESTOR H. & EINASTO R. 1997 – Ordovician and Silurian carbonate sedimentation basin. [W:] Raukas A., Teedumäe A. (red.), *Geology and Mineral Resources of Estonia*. Estonian Academy, Tallinn: 192–204.
- NIELSEN A.T. 2004 – Ordovician sea-level changes: a Baltoscandian perspective. [W:] Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G. (red.), *The great Ordovician biodiversification event*: 84–93.
- PIPER D.Z. & CALVERT S.E. 2009 – A marine biogeochemical perspective on black shale deposition. *Earth Sci. Rev.*, 95: 63–96.
- PODHALAŃSKA T. 1979 – The correlative significance of the Chitinozoa-bearing horizon in the Caradocian profiles of the Łeba region (NW Poland). *Acta Geol. Pol.*, 29: 443–448.
- 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. 2009 – Późnordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 193.
- PODHALAŃSKA T. & MODLIŃSKI Z. 2006 – Stratygrafia i rozwój facjalny osadów ordowiku i syluru strefy Koszalin–Chojnice, podobieństwa i różnice z obszarem południowo-zachodniej krawędzi kratonu wschodnioeuropejskiego i Rugii. [W:] Matyja H., Poprawa P. (red.), *Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186: 39–78.
- POPRAWA P. 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. [W:] Matyja H., Poprawa P. (red.), *Ewolucja facjalna, tektoniczna i termiczna pomorskiego segmentu szwu transeuropejskiego oraz obszarów przyległych*. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186: 189–213.
- PORĘBSKA E., KOZŁOWSKA-DAWIDZIUK A. & MASIĄK M. 2004 – The lundgreni event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 213: 271–294.
- RIEDIGER C., GOODARZI F. & MACQUEEN R.W. 1989 – Graptolites as indicator of regional maturity in lower Paleozoic sediments, Selwyn Basin, Yukon and Northwest Territories, Canada. *Can. Journ. Earth Sc.*, 26: 2003–2015.
- ROSS R.J. Jr. & BERRY W.B.N. 1963 – Ordovician graptolites of the Basin Ranges in California, Nevada, Utah and Idaho. *US Geol. Survey Bull.*, 1134: 1–177.
- SAMSONOWICZ J. 1916 – Kambry i kambro-sylur Gór Świętokrzyskich. *Spraw. Pos. Tow. Nauk. Warsz.*, 9. Warszawa
- SCHIEBER J. 2003 – Simple gifts and buried treasures – implications of finding bioturbations and erosion surfaces in black shales. *The Sedimentary Record*, 1: 4–8.
- SHEEHAN P.M. 2001 – The Late Ordovician mass extinction. *Annual Rev. Earth and Planetary Sci.*, 29: 331–364.
- SZCZEPANIK Z. 2000 – The Ordovician acritarchs of the Pomeranian Caledonides and their foreland – similarities and differences. *Kwart. Geol.* 44: 275–297.
- SZYMAŃSKI B. & MODLIŃSKI Z. 2003 – Nowelizacja stratygrafii syluru w wybranych profilach wiertniczych obniżenia bałtyckiego (Polska północna). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 405: 109–138.
- TELLER L. 1964 – Graptolite fauna and stratigraphy of the Ludlovian deposits of the Chelm borehole, eastern Poland. *Studia Geol. Pol.*, 13: 1–88.
- TELLER L. 1969 – The Silurian biostratigraphy of Poland based on graptolites. *Acta Geol. Pol.*, 19: 393–501.
- TELLER L. 1986 – Morphology of selected Monograptidae from the Wenlock of NE Poland. *Palaeontographica*, 192.
- TOMCZYK H. 1962 – Problem stratygrafii ordowiku i syluru w Polsce w świetle ostatnich badań. *Pr. Inst. Geol.*, 35.
- TOMCZYK H. 1968 – Sylur. [W:] *Budowa geologiczna Polski. Stratygrafia, cz. 1, Prekambry i Paleozoik*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- TOMCZYK H. 1990 – Sylur. [W:] *Budowa Geologiczna Polski. Atlas skamieniałości, cz. 1a. Paleozoik starszy*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
- WARSZAWSKA E. 1964 – Ordowik platformy wschodnioeuropejskiej na obszarze Polski. *Kwart. Geol.*, 8: 491–504.
- URBANEK A. 1958 – Monograptidae from erratic boulders of Poland. *Palaeont. Pol.*, 9.
- URBANEK A. 1966 – On the morphology and evolution of the Cucullograptina (Monograptidae, Graptolithina). *Acta Palaeont. Pol.*, 4: 1.
- URBANEK A. 1993 – Biotic crises in the history of Upper Silurian graptoloids: a palaeobiological model. *Historical Biology*, 7: 29–50.
- URBANEK A. & TELLER L. 1997 – Graptolites and stratigraphy of the Wenlock and Ludlow Series in the East European Platform. *Palaeontologia Pol.*, 56: 23–58.
- VERNIERS J. (koordynator), MALETZ J., KŘIŽ J., ŽIGAITE Z., PARIS F., SCHÖNLAUB H.P. & WRONA R. 2008 – Silurian. [W:] McCann T. (red.), *The Geology of Central Europe, v. 1: Precambrian and Palaeozoic*: 249–302.
- WEBBY B.D., COOPER A.R. & BERGSTRÖM S.M. 2004 – Stratigraphic framework and time slices. [W:] Webby B.D., Paris F., Droser M.L., Percival I.G. (red.), *The Great Ordovician Biodiversification Event*. Columbia Univ. Press, New York: 41–47.
- WILLIAMS H. 1988 – Dob's Linn – The Ordovician-Silurian boundary stratotype. [W:] Cooks L.R.M., Rickards R.B. (red.), *A global analysis of the Ordovician-Silurian boundary*. *Bull. British Mus. Nat. Hist. (Geology)*, 43: 17–30.
- ZALASIEWICZ J., TAYLOR L., RUSHTON A.W.A., LOYDELL D.K., RICKARDS R.B. & WILLIAMS M. 2009 – Graptolites in British Stratigraphy. *Geol. Mag.*, 146: 785–850.
- ZATON M., RAKOCIŃSKI M. & MARYNOWSKI L. 2008 – Framboidy pirytowe jako wskaźniki paleośrodowiska. *Prz. Geol.*, 56: 158–164.