

Marek NARKIEWICZ¹

LITOSTRATYGRAFIA, SYSTEMY DEPOZYCYJNE I CYKLE TRANSGRESYWNO-REGRESYWNE DEWONU ŚRODKOWEGO I FRANU BASENU ŁYSOGÓRSKO-RADOMSKIEGO

Abstrakt. Analiza profili otworów Ostałów 1, Szwejki IG 3, Lisów 1, Bąkowa IG 1 i Niesiołowice IG 1 pozwoliła na opracowanie szkieletu litostratygraficznego górnej części sukcesji dewońskiej na obszarze radomskim basenu łysogórsko-radomskiego, obejmującej górny ems do najniższego franu. Analiza sedimentologiczna profili dała podstawę do wyróżnienia zdarzeń i systemów depozycyjnych zdominowanych przez węglanowo-terygeniczną fację otwartego zbiornika. Rozwój sedimentacji został zrekonstruowany na podstawie korelacji lito- i biostratygraficznej oraz zdarzeniowej. Maksymalną miąższość około 1500 m badane osady osiągają w rejonie Ostałowa i Bąkowej. Szybka akumulacja osadów, częściowo nieregularne następstwo zdarzeń i szczegóły architektury depozycyjnej przemawiają za znaczną rolą synsedymencyjnych ruchów blokowych

podłoża. Ich znaczenie zmalało u schyłku żywotu i we wczesnym franie, kiedy przewagę w basenie uzyskał system platformy węglanowej. Porównanie badanych osadów obszaru radomskiego z równoległą sukcesją regionu łysogórskiego ujawnia szereg analogii w rozwoju subsydencji i sedimentacji, które uzasadniają łączenie obu obszarów w jeden basen łysogórsko-radomski. Północna, radomska strefa basenu, sąsiadująca od SW z basenem lubelskim, charakteryzuje się w porównaniu z regionem łysogórskim silniejszym dopływem osadów klastycznych, a także okresowym rozwojem platform węglanowych i węglanowo-terygeniczych. Wynika to z bardziej proksymalnego usytuowania względem obszarów łądowych na wschodzie i północy.

Słowa kluczowe: litostratygrafia, osady węglanowo-terygeniczne, system depozycyjny, zdarzenie depozycyjne, tektonika synsedymencyjna, dewon, obszar radomski.

WSTĘP

Dewon środkowy i górny basenu łysogórsko-radomskiego reprezentują fragment rozległego dewońskiego obszaru sedimentacji epikontynentalnej w południowej Polsce (M. Narkiewicz, 1985). W dewonie środkowym basen wyróżniał się większymi miąższościami i wyraźnie bardziej otwartomorskim charakterem sedimentacji na tle regionów sąsiadujących od S i NE, odpowiednio masywu małopolskiego i basenu lubelskiego (M. Narkiewicz, 2002). Część odsłonięta w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich została rozpoznana w wyniku badań trwających od połowy XIX wieku (Czarnecki, 1950; Pajchłowa, 1957; Szulczewski, 1995; M. Narkiewicz i in., 2006). Dewon środkowy i fran obszaru radomskiego znany był z nielicznych wprawdzie, ale przewiercających znaczne miąższości wierceń

wykonywanych od lat 60. ubiegłego wieku. Dla profili tych przedstawiono wcześniej odrębne, w różnym stopniu udokumentowane i nieformalne podziały litostratygraficzne, a także chronostratyfografię o zróżnicowanych podstawach biostratygraficznych (Miłaczewski, Żelichowski, 1970; Niemczycka, 1975; Żakowa i in., 1986; Malec i in., 1996). Brak było jednak jednolitego opracowania litostratygrafii i facji, a w konsekwencji – korelacji regionalnej i pełniejszych porównań z profilami świętokrzyskimi. Uzupełnienie tych braków jest celem niniejszej pracy, która ponadto przedstawia interpretację rozwoju sedimentacji dewonu środkowego i franu na podstawie wydzielonych systemów depozycyjnych oraz zdarzeń transgresywnych i regresywnych.

¹ Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa; e-mail: marek.narkiewicz@pgi.gov.pl

OBSZAR BADAŃ, MATERIAŁY I METODY BADAWCZE

OBSZAR BADAŃ

Badania objęły obszar położony między Górami Świętokrzyskimi na południowym zachodzie a basenem lubelskim na północnym wschodzie (fig. 1). W planie podpermskim (waryscyjskim) obszar ten należy do bloku łysogórskiego, sąsiadującego od SW z blokiem małopolskim, a od NE – z elewacją radomsko-kraśnicką (M. Narkiewicz, Dadlez, 2008). Ta ostatnia zaliczana jest już do platformy wschodnioeuropejskiej (Żelichowski, 1979; Grabowska, Bojdyś, 2001), podczas gdy

blok łysogórski jest interpretowany jako proksymalny terran kaledoński (M. Narkiewicz i in., 2011a).

W północnej części basenu łysogórsko-radomskiego dewon środkowy i niższa część franu zostały nawiercone pod różnymi ogniwami permu i mezozoiku w czterech opisanych w niniejszej pracy otworach: Ostalów 1, Szwejki IG 3, Bąkowa IG 1 i Niesiołowice IG 1 (fig. 1). Nie uwzględniono około 200-metrowego profilu żywełu lub franu w otworze Płusy IG 1, o trudnej do ustalenia pozycji stratygraficznej. Wykorzystano natomiast dane z otworu Lisów 1 zlokalizowanego na elewacji

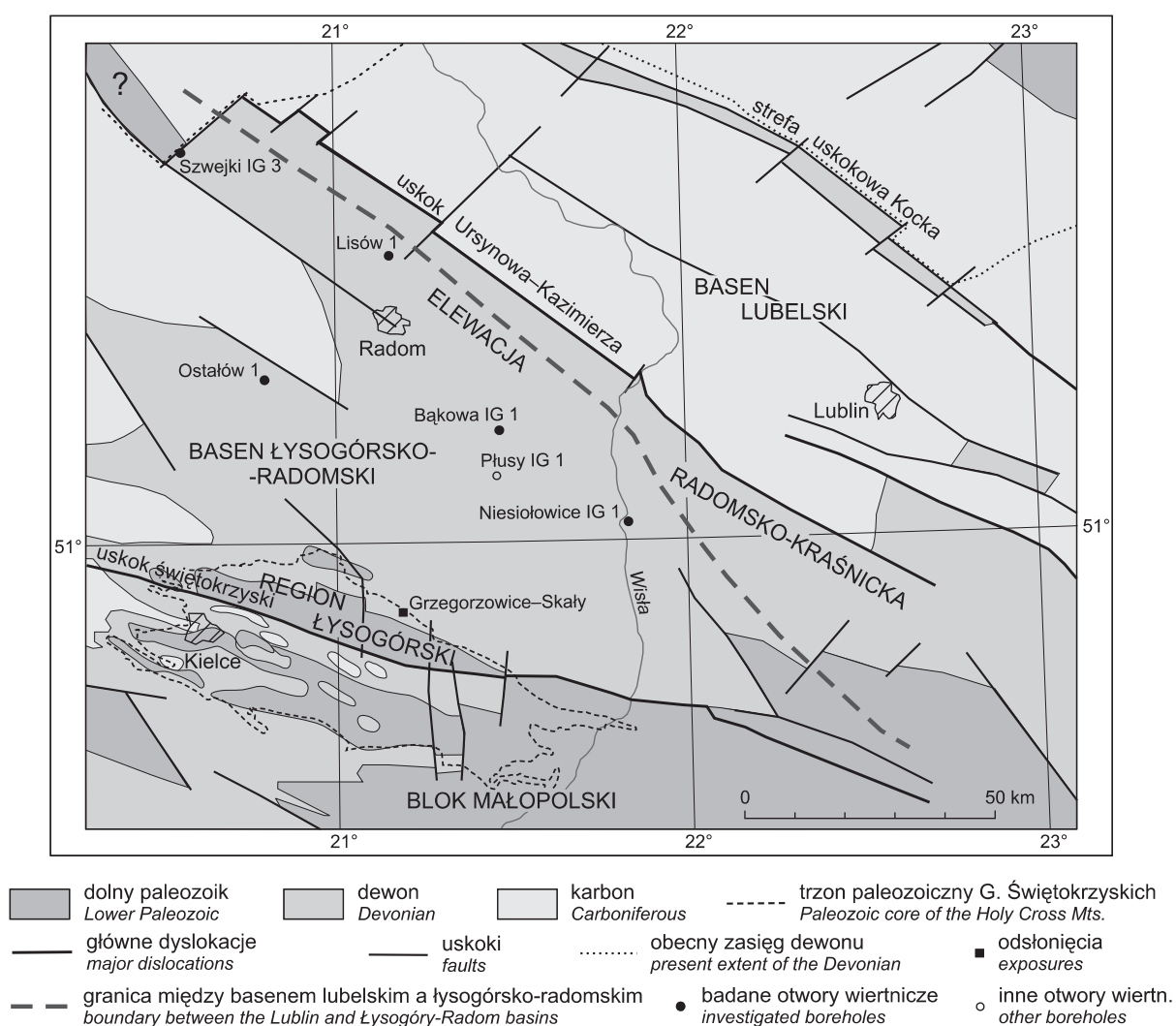


Fig. 1. Lokalizacja badanych profili wiertniczych na tle mapy geologicznej odkrytej, bez permu i mezo-kenozoiku (wg Pożaryskiego i Dembowskiego, red., 1983, zmienione)

Granica między basenem lubelskim a łysogórsko-radomskim została zdefiniowana w pracy M. Narkiewicza i in. (2011b, ten tom)

Location of the investigated borehole sections against the sub-Permian-Mesozoic map (after Pożaryski and Dembowski, eds., modified)

The boundary between the Lublin and Łysogóra-Radom basins is defined by Narkiewicz *et al.* (2011b, this volume)

radomsko-kraśnickiej, którego skorygowaną stratygrafię omówiono w pracy M. Narkiewicza i in. (2011b – ten tom). Wyższa część dewonu górnego jest znana z nielicznych odsłoneń i płyt-kich wierceń regionu północnego (Łysogórskiego) Gór Świętokrzyskich (por. przegląd w pracy Szulczewskiego, 1995).

BADANE PROFILE

Ostałów 1

Wiercenie zostało wykonane w latach 1963–1964 na zlecenie Zjednoczenia Przemysłu Naftowego. Utwory dewońskie były rdzeniowane w niewielkim tylko stopniu (fig. 2), a ponadto rdzenie nie zostały zachowane. Podstawą obecnych badań były więc karotaże, a także skąpy opis rdzeni opublikowany w pracy Żakowej i in. (1986). Wyróżnione przez tych autorów w dolnej części profilu cztery serie litostratygraficzne zostały uzupełnione w niniejszej pracy o trzy dalsze jednostki, zgodnie z opisem Żakowej i in. (1986; por. fig. 2). Cytowana praca podaje również podział chronostratygraficzny oparty na różnorodnych skamieniałościach, w tym otwornicach, małżoraczkach, tabulatach (Sarnecka, 1986) i ramienio-nogach. W latach późniejszych, Malec (inf. ustna, 2001; 2002) zmodyfikował przebieg granicy emsu z eiflem i przedyskutował położenie granicy eifel/żywet (fig. 2).

Szwejki IG 3

Otwór wiercono w latach 1986–1988 (Żelichowski, red., 1990). Rdzeniowanie dewonu było niepełne, natomiast profilowania geofizyczne objęły pełną miąższość tych skał (fig. 3). Rdzenie są przechowywane w magazynie CAG w Hołowni.

W dokumentacji otworu przedstawiono nieformalny podział litostratygraficzny dewonu na siedem serii (Miłaczewski w: Żelichowski, red., 1990), ustalono też wstępny podział chronostratygraficzny na podstawie wyników badań różnych grup skamieniałości (Malec i in., 1991). W kolejnej publikacji (Malec i in., 1996) zmodyfikowano schemat litostratygraficzny, głównie przez uszczegółowienie podziału jednostki najniższej – serii iłowców i margli (fig. 3). Na podstawie nowych wyników badań konodontowych i małżoraczków oraz rewizji starszych badań makrofauny zmieniono również położenie granic pięter.

Bąkowa IG 1

Otwór wywiercony został w latach 1963–1964 (Niemczycka, red., 1975). Na tle pozostałych badanych wierceń odznacza się najlepszym, niemal 100-procentowym rdzeniowaniem. Rdzenie są przechowywane w magazynie CAG w Iwicznej. Niekompletne, bo nie obejmujące najniższych 350 m, są natomiast materiały karotażowe (fig. 4).

Profil otworu oraz wyniki badań laboratoryjnych zostały opisane w opracowaniu pod redakcją Niemczyckiej (1975). Przedstawiono tam dwa nieformalne podziały litostratygraficzne dewonu na serie: według Pajchlowej oraz według Miłaczewskiego (fig. 4; opis w: Miłaczewski, Żelichowski, 1970). W schemacie Pajchlowej, obejmującym tylko żywet,

niewiele bardziej szczegółowo podzielony został dół profilu (kompleks iłowców), natomiast wyżej różnice są niewielkie. Chronostratygrafia tych utworów została przedstawiona w wymienionych pracach jednolicie, aczkolwiek na podstawie niesprecyzowanych kryteriów.

Niesiołowice IG 1

Wiercenie zostało wykonane w latach 1971–1972. Rdzeniowanie jest bardzo fragmentaryczne, a rdzenie przechowywane są w magazynie CAG w Hołowni. Autorem podziału litostratygraficznego jest Miłaczewski (w: Niemczycka, red., 1972), który wyróżnił cztery nieformalne serie (fig. 5).

METODY BADAŃ

Rdzenie z otworów Szwejki IG 3, Bąkowa IG 1 i Niesiołowice IG 1 zostały opisane, a robocze profile graficzne zestawiono w skali 1:200. Profile te porównano następnie z zapisem karotażowym naturalnego promieniowania gamma (PG) i neutron-gamma (PNG), co umożliwiło korektę położenia krzywych karotażowych. Głębokości podawane w dalszej części pracy odnoszą się więc wyłącznie do rdzeni. Porównanie zapisu geofizyki otworowej z opisami rdzeni pozwoliło ponadto na interpretację litologii odcinków nierdzeniowanych (fig. 3–5).

Podział litostratygraficzny (fig. 6) został opracowany na podstawie opisów rdzeni i danych geofizycznych. Stosowano się tu, zwłaszcza w przypadku jednostek formalnych, do zaleceń „Polskich zasad stratygrafii” (Racki, M. Narkiewicz, red., 2006). Obserwacje sedymentologiczne oparto dodatkowo na około 60 przeciętych okazach rdzeni zilustrowanych częściowo na tablicach I–VI. Dla celów opisowych korzystano z klasyfikacji Dunhama (1962) rozszerzonej dla węglanów organogenicznych przez Embry’ego i Klovana (1971). Na podstawie pierwotnego składu mineralnego osadów, ich cech sedymentologicznych oraz zespołów organicznych zinterpretowano jednostki litostratygraficzne w kategoriach systemów depozycyjnych, a następnie określono zdarzenia i cykle transgresywno-regresywne różnego rzędu. Do korelacji litostratygraficznej i zdarzeniowej wykorzystano istniejące dane biostratygraficzne, w tym zwłaszcza dane konodontowe K. Narkiewicz (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011, ten tom).

System depozycyjny w rozumieniu niniejszej pracy jest trójwymiarowym zespołem genetycznie powiązanych facji, rejestrujących zasadnicze (paleo)geomorfologiczne elementy basenów (Galloway, 1989). W ramach systemu uwzględnia się więc różne facje, zdefiniowane przez cechy sedymentologiczne i zespoły skamieniałości, ale przy założeniu, że są one ze sobą ściśle związane wspólnym usytuowaniem w basenie i analogicznymi mechanizmami depozycji (Brown, Fisher, 1977; Walker, 1992). Interpretacje facjalne, wykorzystane do określenia systemów depozycyjnych, oparto na modelach facjalnych zarówno ogólnych (Wilson, 1975; Walker, James, red., 1992), jak i odnoszących się w szczególności do osadów dewońskich (Stoakes, 1980; Wendte i in., 1992; Machel, Hunter, 1994). Końcowym wynikiem badań i interpretacji jest model rozwoju sedymentacji w dewonie środkowym i wczesnym franie oraz jego porównanie z obszarem Gór Świętokrzyskich.

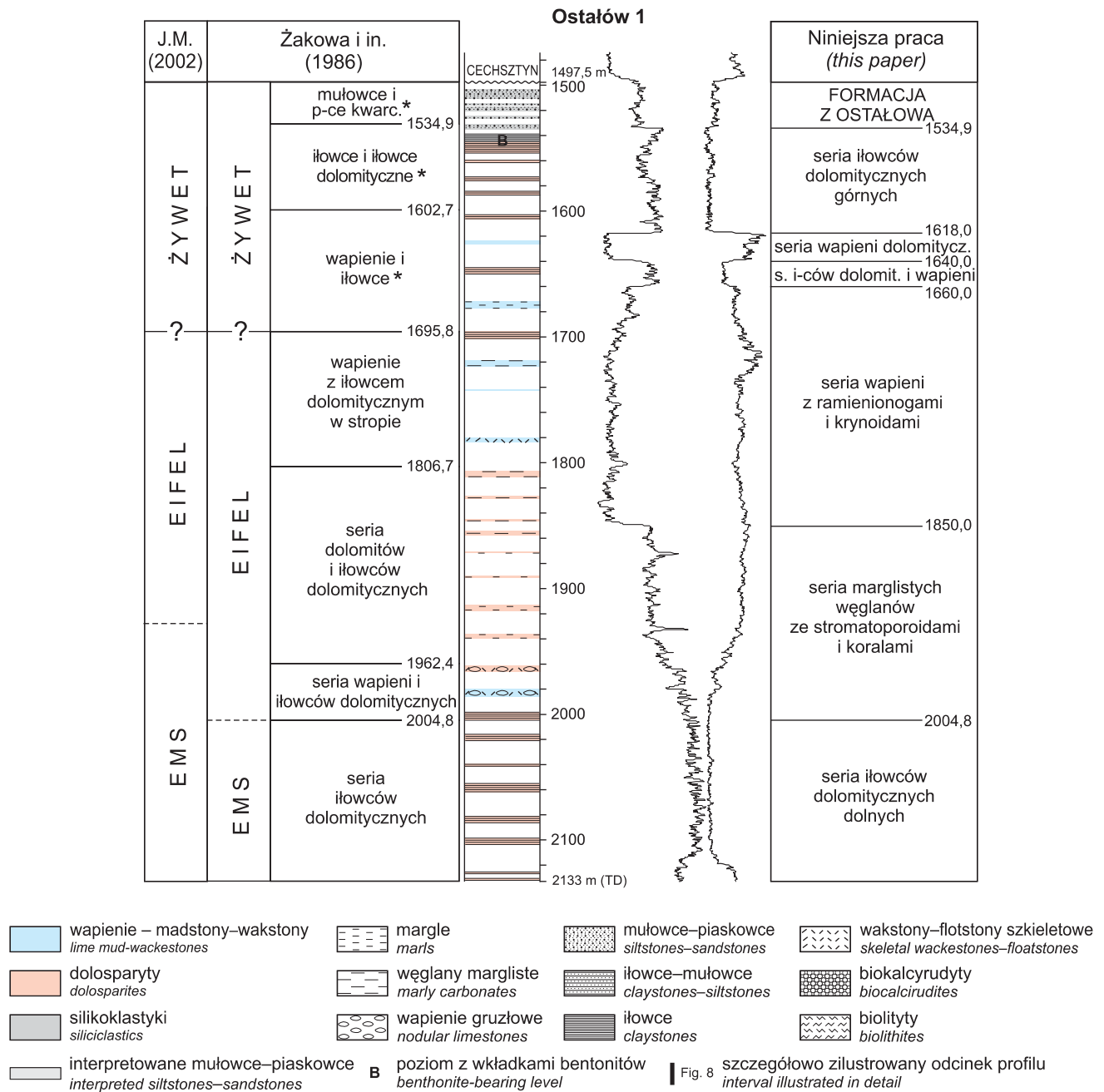


Fig. 2. Podział litostratygiczny profilu dewonu otworu wiertniczego Ostałów 1 w porównaniu z podziałami wcześniejszymi

Litologia na podstawie pracy Żakowej i in. (1986); J.M. – Jan Malec; * – jednostki wydzielone przez Malca (2001, inf. ustna; 2002); nierzedniowane interwały – bez kolorowego tła; krzywe profilowań geofizycznych: lewa – PG, prawa – PNG; TD – całkowita głębokość otworu; wszystkie głębokości w metrach

Lithostratigraphy of the Devonian in the Ostałów 1 borehole, compared with the previous subdivisions

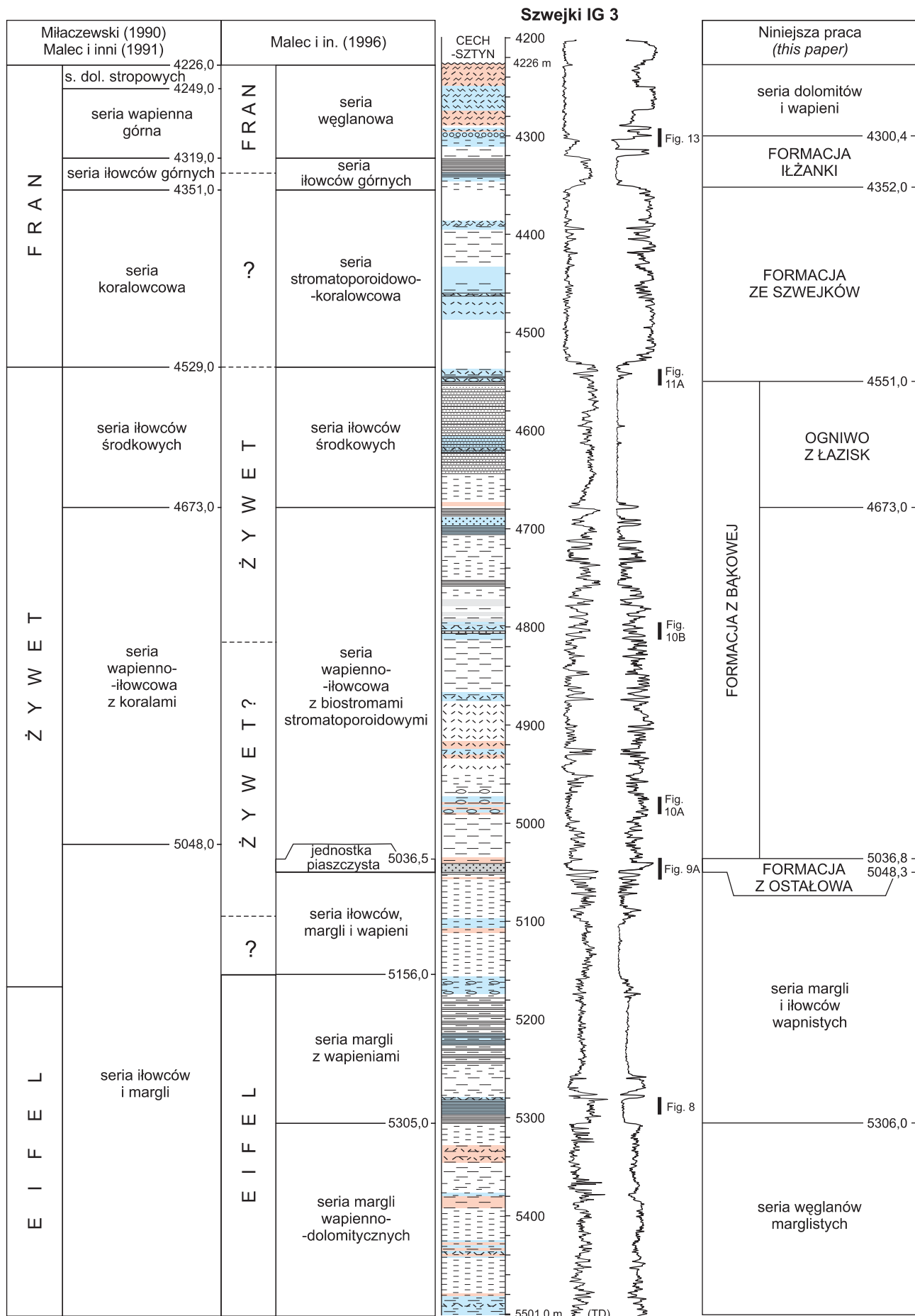
Lithology based on Żakowa *et al.* (1986); J.M. – Jan Malec; * – the units introduced by Malec (2001, personal communication; 2002); non-cored intervals are shown without colour background; wireline logs: left – gamma ray, right – neutron gamma; TD – total depth; all depths in meters

Fig. 3. Podział litostratygiczny profilu dewonu otworu wiertniczego Szejki IG 3

Objaśnienia – fig. 2

Lithostratigraphy of the Devonian in the Szejki IG 3 borehole

Explanations – see Fig. 2



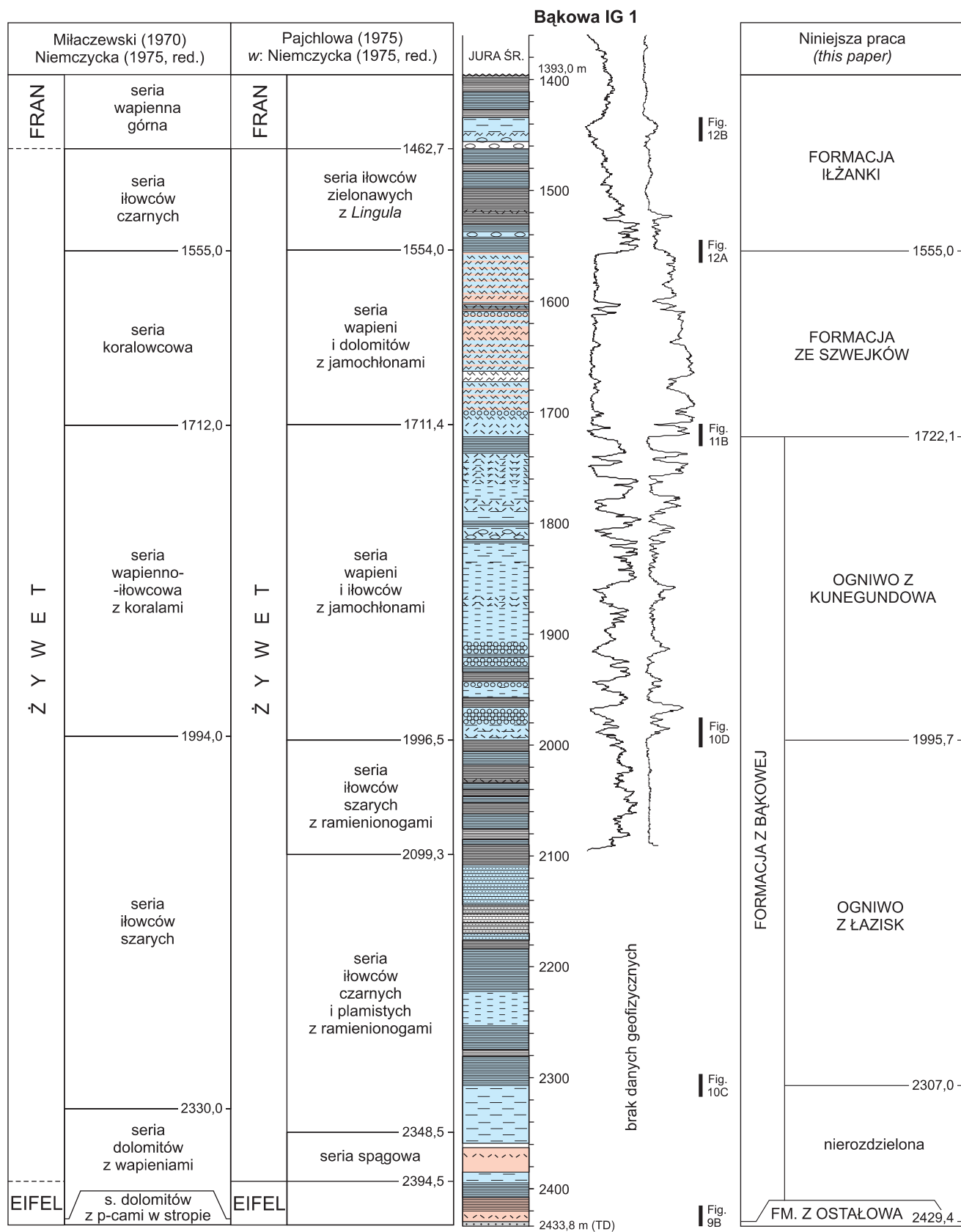
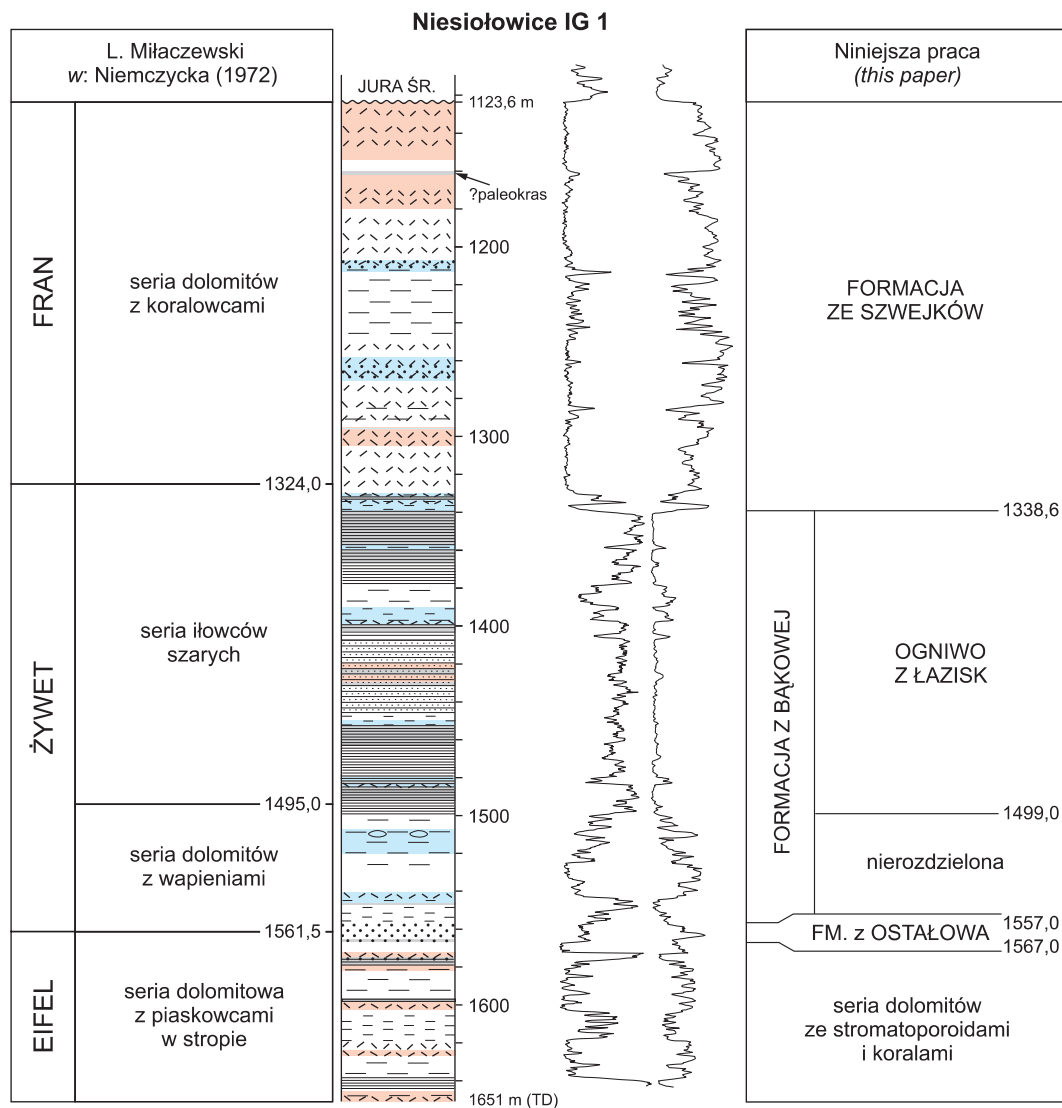


Fig. 4. Podział litostratigraficzny profilu dewonu wiercenia Bąkowa IG 1

Objaśnienia – fig. 2

Lithostratigraphy of the Devonian in the Bąkowa IG 1 borehole

Explanations – see Fig. 2

**Fig. 5. Podział litostratigraficzny profilu dewonu wiercenia Niesiołowice IG 1**

Objaśnienia – fig. 2

Lithostratigraphy of the Devonian in the Niesiołowice IG 1 borehole

Explanations – see Fig. 2

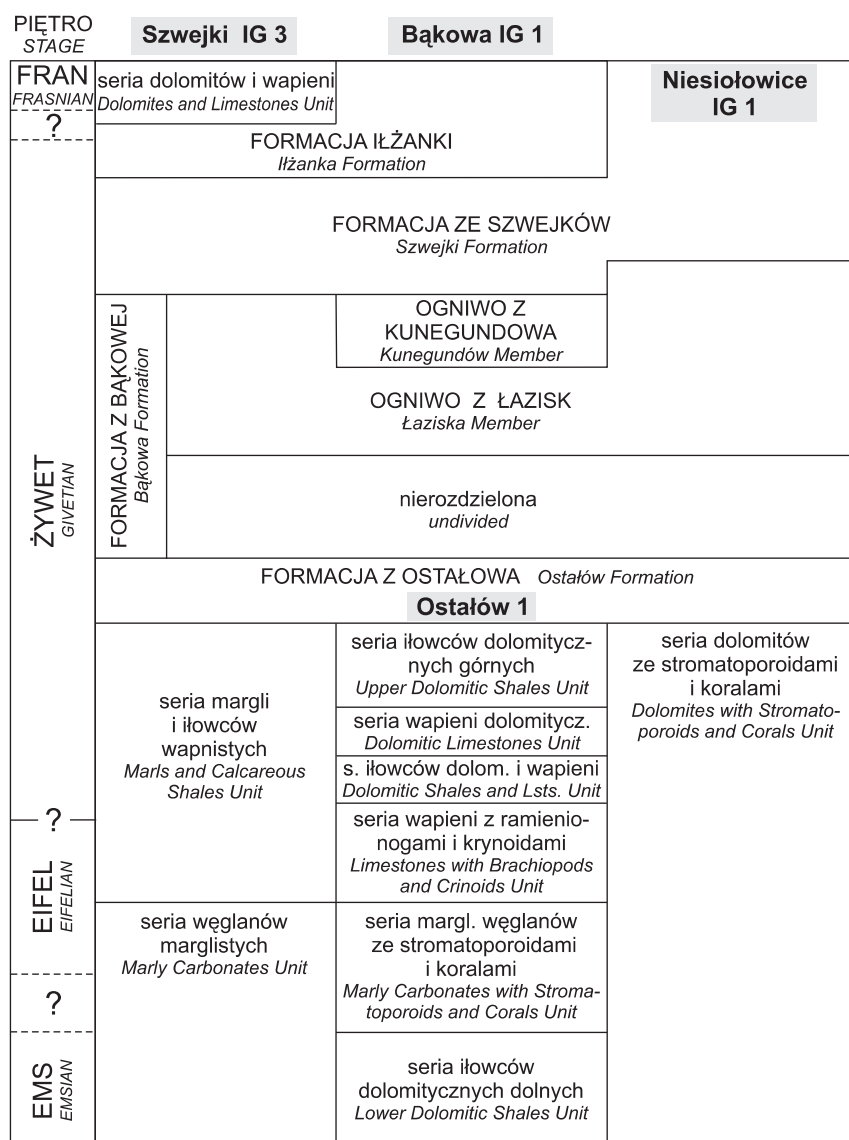


Fig. 6. Schemat podziału litostratygraficznego środkowego dewonu basenu łysogórsko-radomskiego

Nazwy jednostek formalnych podano dużymi literami; szczegóły korelacji jednostek – por. fig. 14, 15

Lithostratigraphic framework of the Middle Devonian of the Łysogóry-Radom Basin

Names of formal units are marked with capital letters. Details of correlation – compare Figs. 14, 15

LITOSTRATYGRAFIA – JEDNOSTKI NIEFORMALNE

Spośród badanych otworów jedynie profil Bąkowa IG 1 został całkowicie podzielony na jednostki formalne (fig. 4), natomiast w pozostałych częściowo wydzielono serie nieformalne. Jednostki takie wyróżniono w przypadkach, gdy ich występowanie ogranicza się do pojedynczych profili, a ponadto stopień rdzeniowania jest niezadowalający. Dotyczy to zwłaszcza podziału w Ostałowie 1, gdzie podstawą wydzielen

są krzywe karotażowe i dane opublikowane przez Żakową i in. (1986). Dla jednostek nieformalnych pozostawiono termin „seria”, tradycyjnie stosowany w dotychczasowej literaturze dotyczącej omawianych utworów (por. też Wagner, red., 2008). Miąższości jednostek skorygowano ze względu na upady, chyba że zaznaczono inaczej w tekście.

OSTAŁÓW 1

Seria iłwców dolomitycznych dolnych (głęb. 2133,0–2004,8 m; miąższość 90,7 m). – Jednostka ta, wyróżniona przez Żakową i in. (1986), charakteryzuje się ciemnoszarymi barwami, znaczną domieszką ilastą w dolomitach, czytelną w zapisie krzywej PG (fig. 2) oraz ubogim inwentarzem organicznym. Obok otwornic i małżoraczków, tylko w najwyższej części stwierdzono obecność koralów, krynoidów i ramienionogów. Zapis karotażowy wskazuje na występowanie w spagowej części jednostki osadów silnie węglanowych. Ogólne cechy litologiczne oraz ubogi zespół organiczny sugerują przynależność do depozycyjnego systemu odciętego (dys- lub anaerobowego ?) szelfu ilasto-węglanowego.

Seria marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami (głęb. 2004,8–1850,0 m; miąższość 109,5 m). – Są to głównie dolomity, podrzędnie wapienie, o znacznej, choć mniejszej niż w niższej jednostce, domieszce ilastej. Dolna granica ma prawdopodobnie charakter ciągłego przejścia, wyrażonego stopniową redukcją domieszki ilastej (por. zapis karotażowy – fig. 2), a także przypuszczalnie rosnącym udziałem dużych szkieletów organicznych. Te ostatnie reprezentują urozmaicony zespół stromatoporoidów, koralów (w tym gałązkowych i masywnych tabulatów – Sarnecka, 1986), Chaetetida, mszywiolów, krynoidów, ramienionogów, małży i ślimaków. Stwierdzono też małżoraczki, tentakulitoidy, otwornice i igły gąbek. Szczególnie bogaty i zróżnicowany zespół organiczny występuje w dolnych 50 m. Skład zespołu wskazuje, przy założeniu jego autochtonicznego charakteru, na środowisko otwartego szelfu węglanowo-ilastego. Na podstawie małżoraczków i tabulatów stwierdzonych w dolnej części serii (1962,4–2004,8 m) zaliczono ją do eiflu dolnego (Żakowa i in., 1986; Sarnecka, 1986). Malec (inf. ustna, 2001; 2002) skorygował położenie granicy emsu i eiflu (fig. 2), przesuwając ją ku górze na głębokość około 1930 m.

Seria wapieni z ramienionogami i krynoidami (głęb. 1850,0–1660,0 m; miąższość 134,4 m). – Jednostka ta odznacza się czysto węglanowym charakterem przy znacznie zredukowanej domieszce ilastej – dolna granica odpowiada skokowemu obniżeniu wartości na krzywej PG (fig. 2). Przeważają wapienie, aczkolwiek w niższej części występują też dolomity. W porównaniu z niższą serią uboższy jest zespół organiczny, w którym dominują otwartomorskie krynoidy i ramienionogi. Podrzędny udział mają koral Tabulata. Ku górze jednostki stopniowo rośnie domieszka ilasta (por. krzywą PG na fig. 2). System depozycyjny zinterpretowano jako węglanowy, otwartomorski basen szelfowy.

Seria iłwców dolomitycznych i wapieni (głęb. 1660,0–1640,0 m; miąższość 15,3 m). – Odznacza się wysokimi wartościami promieniowania naturalnego, skokowo rosnącego i malejącego, odpowiednio w spagu i stropie jednostki (fig. 2). Charakterystyczny jest brak wzmianek o makrofaunie, tak typowej dla serii niższej. Żakowa i in. (1986) wymieniają jedynie mikroskamieniałości: mikroflorę, igły gąbek, styliolinidy (?) i konodonty (?). Sugerują też występowanie dolomikrytu. Charakter depozycji jest problematyczny. Zwiększona zawartość terygenów, obecność dolomikrytu oraz brak (?) makrofauny otwartomorskiej sugerują system szelfu ilasto-węglanowego

odciętego od otwartego zbiornika, a więc o ograniczonej cyrkulacji, przypuszczalnie w warunkach regresji.

Seria wapieni dolomitycznych (głęb. 1640,0–1618,0 m; miąższość 16,9 m). – Opisy litologiczne (Żakowa i in., 1986) oraz charakterystyka geofizyczna (fig. 2) wskazują na wyraźnie wyodrębniony, o ostrych granicach, kompleks związanych szarych wapieni, częściowo zdolomityzowanych. Brak jest informacji o szczątkach organicznych, natomiast przytaczane jest występowanie zlepieńców o spoiwie węglanowym. Omawiana seria może reprezentować epizod rozwoju płytkowodnej platformy węglanowej, aczkolwiek taka interpretacja opiera się wyłącznie na ogólnej litologii.

Seria iłwców dolomitycznych górnych (głęb. 1618,0–1534,9 m; 72,0 m). – Są to silnie ilaste skały o barwach ciemnoszarych i wiśniowych z poziomami bentonitowymi w stropowych 10 m. W dolnej części stwierdzono występowanie szkieletów małżoraczków, glonów, małży i krynoidów oraz problematycznych tentakulitów i konodontów. Wyżej występują wyłącznie małżoraczki, ślimaki i mikroflora. System depozycyjny można hipotetycznie określić jako szelf ilasto-węglanowy, o sukcesywnie rosnącym stopniu odcięcia od otwartego zbiornika w warunkach ogólnej regresji.

Dane biostratygraficzne, wskazujące na eifel dolny lub wyższy ems, uzyskano jedynie ze spagowej części serii marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami (por. wyżej). Żakowa i in. (1986) prowadzili granicę eiflu i żywetu w wyższej części serii wapieni z ramienionogami i krynoidami, ale głównie na podstawie analogii z sukcesją środkowodewońską synkliny bodzentyńskiej Gór Świętokrzyskich. Zgodnie z taką koncepcją do żywetu należałyby trzy największe opisane jednostki (fig. 2).

SZWEJKI IG 3

Seria węglanów marglistych (głęb. 5501,0–5306,0 m; miąższość 193,0 m). – Jednostka ta odpowiada wcześniej wyróżnionej serii margli wapienno-dolomitycznych (Malec i in., 1996). Złożona jest z ciemnoszarych do czarnych wapieni marglistych, margli i dolomitów marglistych ze zmiennym udziałem szkieletów organicznych. Struktura jest jednorodna, miejscami obserwuje się laminację i/lub smugowanie materiałem ilastym. Proporcja węglanów do materiału ilastego zmienia się nieregularnie w profilu – brak jest czytelnego uławicenia. Również nieregularny charakter mają wystąpienia drobnych dolosparytów zastępujących wapienie i margle z zachowaniem struktur pierwotnych, w tym organicznych. Charakterystyczne jest też występowanie drobnokrystalicznego pirytu. Szkielety organiczne odznaczają się nieregularnym występowaniem w madstonach–wakstonach szkieletowych, brakiem wysortowania, dobrym stanem zachowania przy braku śladów obróbki mechanicznej, oraz chaotyczną orientacją w osadzie. Skład organiczny jest urozmaicony: obok powszechnie spotykanych ramienionogów i krynoidów, obecne są też osobnicze i gałązkowe tetrakorale, gałązkowe i masywne tabulaty, głowonogi, ślimaki, mszywiol, Coniconchia i uwęglony detrytus roślin. Miejscami czytelne są nory, a osad ogólnie wykazuje przeróbkę bioturbacyjną.

System depozycyjny można określić jako otwarty szelf węglanowo-ilasty. Warunki otwartomorskie potwierdza zróżnicowany zespół organizmów morskich, natomiast domieszka ilasta i obecność siczki roślinnej dowodzą znacznego dopływu terygenów.

Z omawianej serii nie uzyskano danych biostratygraficznych. Nie jest ona młodsza niż środkowy eifel, na co wskazują dane z jednostki wyższej (por. dalej), ale może też przynajmniej częściowo należeć do emsu wyższego.

Seria margli i iłowców wapnistych (głęb. 5306,0–5048,3 m; miąższość 254,0 m). – Jednostka obejmuje dwie wcześniej wyróżnione serie: margli z wapieniami oraz iłowców, margli i wapieni (Malec i in., 1996). Charakteryzuje się dominacją czarnych iłowców wapnistych i margli wapiennych, przy podrzędnym udziale wapieni i dolomitów marglistych. W porównaniu z niższą serią odznacza się ogólnie większą domieszką ilastą oraz mniej licznym występowaniem i słabszym zróżnicowaniem taksonomicznym makroskopowych szczątków szkieletowych.

Dolna granica, wyrażona ostro na karotażach (fig. 3), wyznaczona została w spagu 30-metrowego kompleksu czarnych iłowców wapnistych o pokroju łupkowym z ubogą fauną ramienionogów *Inarticulata* i małży (tabl. I, fig. 1). Przechodzą one ku górze w iłowce margliste z wkładkami madstonów wapiennych z ramienionogami i krynoidami, a następnie w wakstony szkieletowe, krynoidowo-ramienionogowe z tabulatami gałązkowymi (fig. 7). Dane geofizyczne sugerują, że wyżej

występują jeszcze prawdopodobnie dwa tego rodzaju cykle, o mniejszej miąższości, złożone z wakstonów szkieletowych i iłowców. Nad nimi (od głęb. 5257 m) stwierdzono regularne kilku-, kilkunastocentymetrowe wkładki ciemnoszarych madstonów w dominujących ilościowo czarnych łupkach wapnistych z ramienionogami i siczką roślinną. Leżą na nich ciemne, zbioturbowane wapienie margliste i margle o pokroju gruzłowym, z licznymi ramienionogami, gałązkowymi tetrakoralami i masywnymi tabulatami oraz krynoidami. Te z kolei, od głębokości około 5160 m przechodzą ku górze w czarne margle wapniste z pojedynczymi gruzłami. W wyższej części tych margli (5097,0–5112,0 m) stwierdzono liczne ramienionogi *Articulata*, a także *Inarticulata*, małże, małżoraczki i krynoidy. Pojawiają się też pojedyncze warstwy wzbogacone w redeponowane szkielety gałązkowych i masywnych koralii. Dane karotażowe i nieliczne rdzenie ze stropowych partii jednostki, od głębokości 5106,0 m, wskazują na cykliczne przeławianie się kilkumetrowych pakietów ilasto-marglistych z wapiennymi i/lub mułowcowo-piaszczystymi. Niewiele poniżej stropu stwierdzono zdolomityzowane margliste wakstony szkieletowe z osobniczymi tetrakoralami i masywnymi stromatoporoidami.

Ogólnie system depozycyjny można określić jako ilasto-węglanowy szelf niżejpływowy z okresowym rozwojem podrzędnych akumulacji szkieletowych w warunkach lepszego natlenienia i/lub słabszej dostawy materiału ilastego. Strop jednostki niewątpliwie rejestruje stopniową regresję, zapisaną jako drobne cykle transgresywno-regresywne, o rosnącej ku górze domieszce terygeniczej.

Z omawianej serii uzyskano dane konodontowe (Malec i in., 1996; K. Narkiewicz, 2011, ten tom) wskazujące, że jej część najniższa należy do najwyższego emsu lub najniższego eiflu, a część środkowa do środkowego eiflu. Dane małżoraczkowe sugerują wczesnożywecki wiek górnych (choć nie najwyższych) partii wydzielenia (Malec i in., 1996).

Seria dolomitów i wapieni (głęb. 4300,4–4226,0 m; miąższość nawiercona 74,4 m). – Na figurze 3 przedstawiono stosunek tej jednostki do nieformalnych serii, wcześniej wyróżnionych przez Miłaczewskiego (w: Żelichowski, red., 1990; Malec i in., 1991) oraz Malca i in. (1996). Odznacza się ona jasnymi barwami i czysto węglanowym składem, przez co kontrastuje z niżej leżącą formacją Iłzanki (por. dalej; fig. 3, 6). Dolna granica została opisana niżej (por. dalej – opis formacji z Iłzanki), natomiast górna ma charakter erozyjny i jest przykryta przez osady cechsztyńskie. Przymuszczałny odpowiednik opisywanej jednostki, o miąższości około 60 m stwierdzono w otworze Lisów 1 (M. Narkiewicz i in., 2011b, ten tom).

Opisywane skały charakteryzują się jasnymi barwami (tabl. VI, fig. 5, 7) i silnymi wtórnymi zmianami związanymi z dolomityzacją utrudniającą odczytanie struktur sedimentacyjnych. Wapienie mają charakter organogeniczny, składają się w dużej proporcji ze szkieletów stromatoporoidów masywnych, blaszkowych i gałązkowych (w tym grubogałązkowych z rodzaju *Stachyodes*) oraz tabulatów gałązkowych, rzadziej blaszkowych, ramienionogów, krynoidów i ślimaków (tabl. VI, fig. 5–7). Znaczna część jasnego mikrytu ma prawdopodobnie genezę mikrobialną. Szkielety są przynajmniej częściowo połamane, aczkolwiek redepozycja ma zasięg lokalny, a miejscami mogą występować biolityty o charakterze

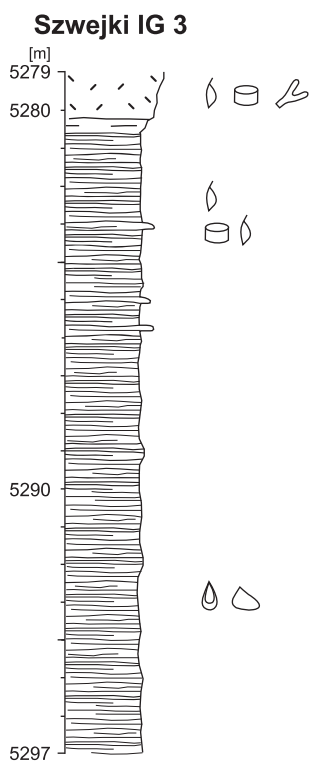
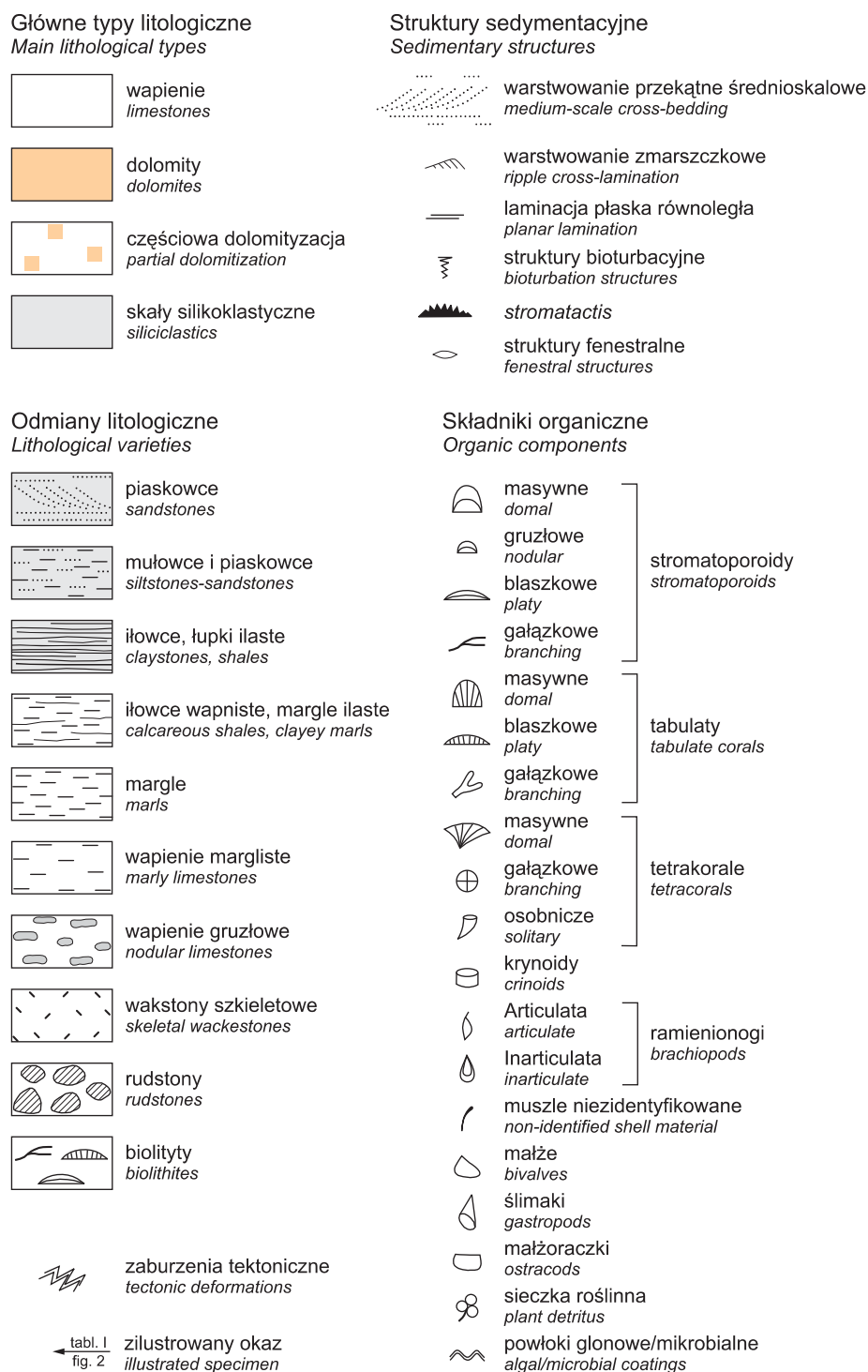


Fig. 7. Wybrany fragment profilu serii margli i iłowców wapnistych w otworze wiertniczym Szwejki IG 3

Selected interval of the Marls and Calcareous Shales Unit in the Szwejki IG 3 borehole

OBJAŚNIENIA DO FIG. 7–12
EXPLANATION TO FIGS. 7–12



rafowym. Przemawiają za tym wystąpienia wczesnych cementów druzowych w porach międzyskieletowych oraz w powszechnie spotykanych strukturach typu *stromatactis*. Dolomityzacja jest nieregularna, aczkolwiek koncentruje się w dwóch interwałach o obniżonej wartości PNG przy stałej niskiej PG (por. fig. 3). W partiach zdolomityzowanych notu-

je się również obecność siarczanów, w tym jako wypełnień porowatości. Geneza dolomityzacji może wiązać się z descenzywną infiltracją solanek cechsztyńskich poniżej powierzchni niezgodności ścinającej utwory dewońskie.

Jasne barwy, czysto węglanowy charakter, a przede wszystkim skład szkieletowy i struktury sedymentacyjno-dia-

genetyczne sugerują, że opisywana seria reprezentuje bardzo dużą strukturę biohermalną typu kopca mułowego albo kompleks rafowy, a ściślej jego część marginalną – rdzeń rafy, biolityt rafowy z przejściem do proksymalnego talusu (za)rafowego. Zważywszy na znaczną miąższość, bardziej prawdopodobna jest ta druga możliwość.

Opisywana seria nie jest starsza od późnego żywetu, na co wskazują datowania konodontowe niżej leżących osadów formacji Iłżanki (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). Prawdopodobnie w wyższej części należy ona już do franu.

NIESIOŁOWICE IG 1

Seria dolomitów ze stromatoporoidami i koralami (1651,0–1567,0 m; miąższość nieprzewiercona 79,0 m). – Nieliczne rdzenie wskazują na dominującą rolę średnio- do grubo-

krystalicznych, ciemnoszarych i szarych dolosparytów. Zawierają one liczne relikty zdolomityzowanych i/lub rozpuszczonych szkieletów organicznych, reprezentowanych głównie przez gałązkowe stromatopory, a także ramienionogi (w tym stringocefale), krynoidy, gałązkowe tetrakorale i ślimaki. W stropowej części stwierdzono zespół najbardziej urozmaicony, obejmujący tabulaty masywne i gałązkowe, amfipory, gałązkowe tetrakorale i ramienionogi. Podrzednymi odmianami są margle i łupki ilaste z lingulidami. Te ostatnie, stwierdzone w stropowych partiach, są przykryte warstwą 10-centymetrowego mułowca z muskowitem, okruchami piaskowca kwarcowego i detrytem szkieletowym (w tym tabulatów). Na nich leży 20-centymetrowa warstwa gruboziarnistego szarego piaskowca kwarcowego, przykrytego z kolei dolomitem koralowym. Seria reprezentuje prawdopodobnie system proksymalnej platformy węglanowo-teryogenicznej. Jednostka nie jest młodsza od żywetu środkowego – poziomu *rhenanus/varcus* (K. Narkiewicz, 2011, ten tom).

LITOSTRATYGRAFIA FORMALNA

Kluczowa dla poprawności przedstawionego tu podziału i korelacji litostratygraficznej (fig. 6) jest identyfikacja kompleksu klastyków, jako jednolitej, ciągłej obocznie jednostki – formacji z Ostałowa. Przesłanki takiego podejścia są następujące:

- spójna charakterystyka litologiczna wydzielenia we wszystkich badanych otworach – obecność zwartego kompleksu dojrzałych kwarcowych arenitów i mułowców z fauną morską;
- wyjątkowe występowanie tego rodzaju litofacji o znacznej grubości w całym profilu dewonu środkowego;
- dane biostratygraficzne, co najmniej niesprzeczne z taką interpretacją (Malec i in., 1996; K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011, ten tom).

Wyróżniona na tej podstawie formacja ostałowska dzieli badaną sukcesję na dwie części. Część dolna, jako słabiej rozpoznana, została podzielona na wyżej opisane jednostki nieformalne (fig. 6). W części górnej ustalono natomiast podział litostratygraficzny formalny. Nawiązuje on do tradycji wywodzącej się z Gór Świętokrzyskich przez nadanie porównywalnej rangi jednostkom o podobnej treści litologicznej, co ma ułatwić korelację z profilami regionu łysogórskiego (por. dalej). Stratotypy wydzieleni ustanowiono w otworach Bąkowa IG 1 i Szwejki IG 3, których ogólną charakterystykę podano wcześniej.

FORMACJA PIASKOWCÓW I MUŁOWCÓW Z OSTAŁOWA

Nazwa. – Pochodzi od otworu Ostałów 1, gdzie stwierdzono największą miąższość formacji.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Formacja była dotychczas określana nieformalnie jako „jednostka piaszczysta” w profilu Szwejki IG 3 (Malec i in., 1996, por. fig. 3).

Definicja. – Szare piaskowce kwarcowe i mułowce ze zmienną domieszką materiału węglanowego i podrzednymi wkładkami węglanowymi w stropie.

Stratotyp. – Stratotypem formacji jest otwór Szwejki IG 3 (5036,8–5048,3 m), gdzie przewiercono pełny profil formacji. Hipostratotyp – Bąkowa IG 1 (2429,0–2433,8 m).

Granice. – *Dolna granica* jest ostra w zapisie rdzeniowym (Szwejki IG 3 – fig. 8A) oraz karotażowym (Ostałów 1, Szwejki IG 3, Niesiołowice IG 1 – fig. 2, 3, 5) i wiąże się z pojawianiem się materiału piaszczysto-pylastego w sukcesji ilasto-węglanowej. *Górna granica* – w profilu stratotypowym (fig. 8A) i hipostratotypowym (fig. 8B) postawiona została w stropie najwyższej warstwy piaszczysto-mułowcowej.

Miąższość. – Od 10 m w profilu Niesiołowice IG 1, przez 11 m w profilu stratotypowym, do ponad 26,5 m (niepełna miąższość w Ostałowie 1).

Opis. – W Szwejkach IG 3 występuje 7-metrowy kompleks jasnoszarych piaskowców z muskowitem i znaczną miejscami (szacunkowo do 10%) domieszką materiału węglanowego. Stwierdzono w nich średnioskalowe warstwowania przekątne, zmarszczkowe, laminację horyzontalną lub teksturę jednorodną. Znalezione też pojedyncze skorupki ramienionogów. Wyżej występuje zespół dwóch ławic zielonkawego mułowca i piaskowca z laminacją w różnym stopniu zaburzoną, prawdopodobnie bioturbacyjnie. Warstwy te są podzielone wkładkami dolomitów drobnokrystalicznych, z domieszką materiału ilastego i pyłu kwarcowego.

Według Żakowej i in. (1986), w Ostałowie 1 występuje kompleks mułowców ilasto-dolomitycznych z wkładkami piaskowców (arenitów i wak kwarcowych). Obok mikroflory i otwornic są z nich cytowane formy typowo morskie – krynoidy, tentakulity i głowonogi.

Najwyższa część formacji została nawiercona w profilu Bąkowa IG 1 (fig. 8B). Są to szare średnioziarniste piaskowce kwarcowe z laminacją horyzontalną. Nad nimi stwierdzono

warstwę 130 cm czarnych dolosparytów z licznymi relikami ramienionogów i koralii (tabl. I, fig. 2), przykrytą laminowanym ciemnoszarym mułowcem z wkładkami piaskowca, wykazującym częściową bioturbację.

Szczałkowy zapis rdzeniowy w otworze Niesiołowice IG 1 składa się z fragmentów szarych średnio-gruboziarnistych, źle wysortowanych piaskowców kwarcowych z muskowitem, o zaburzonemu warstwowaniu. Charakterystyczne jest występowanie zdolomityzowanego materiału szkieletowego.

Zasięg regionalny. – Formacja ostałowska występuje na całym badanym obszarze i zapewne również na południe od niego, prawdopodobnie przechodząc diachronicznie w nieco młodszą formację świętomarską regionu łysogórskiego Gór Świętokrzyskich.

Wiek. – Kompleks klastyków w stropie profilu Ostałów 1 został przez Żakową i in. (1986; fig. 2) zaliczony do żywetu na podstawie analogii do pogranicza warstw skałskich i świętomarskich. W otworze Szwejki IG 3 formacja ostałowska, na podstawie datowań opartych na małżoraczkach (Malec i in., 1996), może być zaliczona do żywetu – prawdopodobnie niż-

szego, aczkolwiek dane biostratygraficzne nie są precyzyjne. Konodonty z Bąkowej IG 1 i Niesiołowice IG 1 wskazują, że wiek formacji nie jest młodszy od żywetu środkowego (poziom *rhenanus/varcus*).

Interpretacja systemu depozycyjnego. – System płytkowodnych klastyków szelfowych.

FORMACJA SKAŁ ILASTO-WĘGLANOWYCH I MUŁOWCÓW Z BĄKOWEJ

Nazwa. – Pochodzi od otworu Bąkowa IG 1, gdzie wyznaczono stratotyp formacji.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Formacja bąkowska odpowiada różnym nieformalnym jednostkom litostratygraficznym, wyróżnionym wcześniej w profilach Szwejki IG 3 (fig. 3), Bąkowa IG 1 (fig. 4) i Niesiołowice IG 1 (fig. 5).

Definicja. – Zróżnicowany kompleks skał ilasto-węglanowych oraz iłowców i mułowców, między niżej leżącą terygeniczną formacją ostałowską a wyższą, czysto węglanową

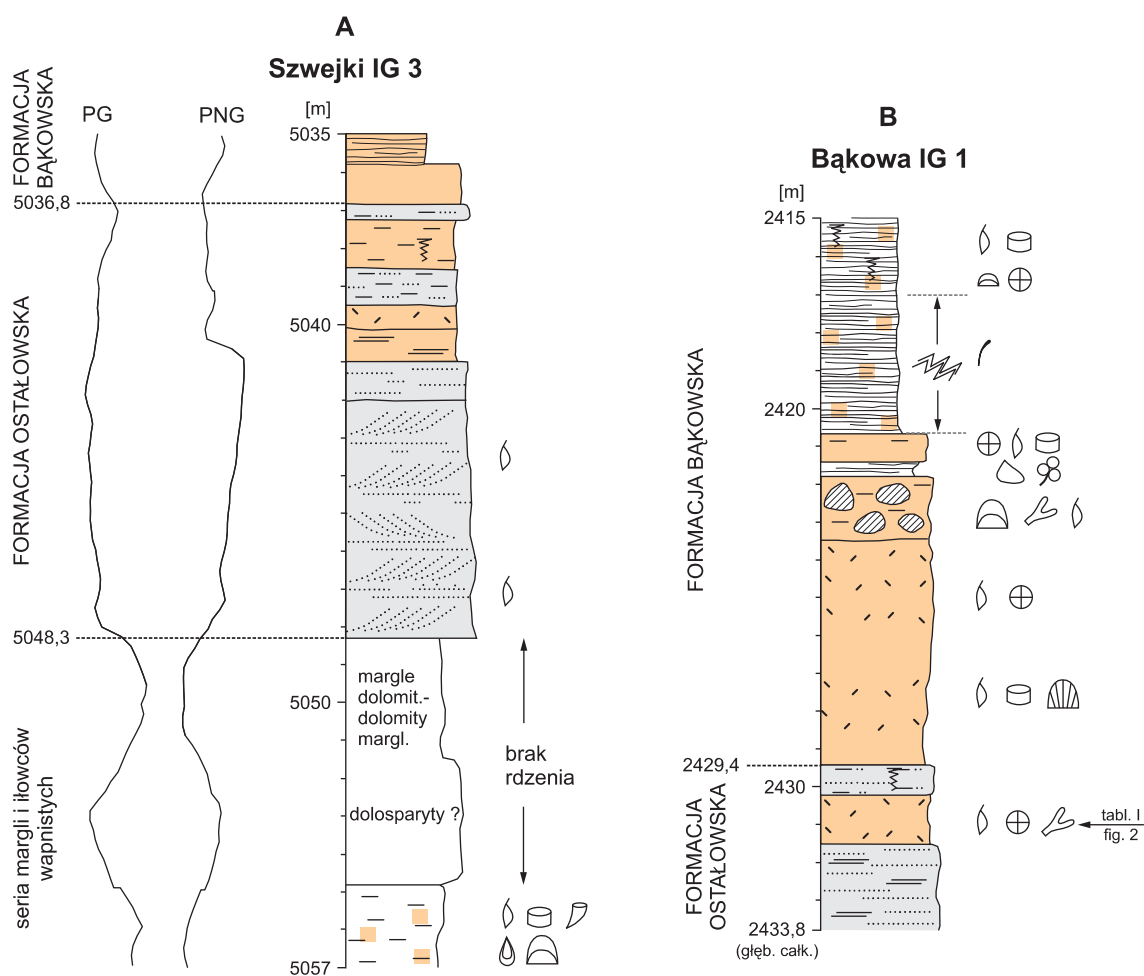


Fig. 8. Profile formacji ostałowskiej w otworach wiertniczych Szwejki IG 3 (A) i Bąkowa IG 1 (B)

Sections of the Ostałów Formation in the Szwejki IG 3 (A) and Bąkowa IG 1 (B) boreholes

formacją szwejkowską (por. dalej). Charakterystyczną cechą formacji bąkowskiej jest współwystępowanie skał ilasto-mułkowców i marglistych, o niewielkim udziale materiału szkieletowego (głównie ramienionogów i krynoidów), z wapieniami i dolomitami zawierającymi znaczną ilość, na ogół redeponowanych, szkieletów koralu i stromatoporoidów.

Stratotyp. – Otwór Bąkowa IG 1 (1722,1–2429,4 m).

Granice. – W profilu stratotypowym *dolna granica* przebiega w stropie najwyższej warstwy mułowców i piaskowców kwarcowych, typowych dla niżej leżącej formacji ostałowskiej (fig. 8B). Wyżej leżą czarne dolomity średniokrystaliczne z licznymi negatywnymi relikdami szkieletów organicznych, głównie ramienionogów, krynoidów oraz słabo czytelnych koralu i/lub stromatoporoidów gałązkowych i masywnych (tabl. I, fig. 5). W profilu Szweyki IG 3 spąg formacji jest również reprezentowany przez początek sedymentacji węglanowo-ilastej, a bezpośrednio nad najwyższą wkładką silikoklastyków leżą drobno- i mikrokrystaliczne dolomity ciemne (fig. 8A). *Górna granica* opisywanej jednostki jest zarazem dolną granicą czysto węglanowej formacji ze Szwejków (por. dalej).

Miąższość. – Waha się od 208 m w profilu Niesiołowice IG 1 przez 480 m w otworze Szweyki IG 3 do 610 m w profilu Bąkowa IG 1.

Opis. – Dolna, nierozdzielona część formacji w profilu stratotypowym (fig. 4) składa się z urozmaiconego następstwa dwóch kompleksów ciemnych dolosparytów z licznymi relikdami fauny (w tym koralu i stromatoporoidów), przedzielonych zespołem iłowców dolomitycznych i wapienistych oraz margli z ramienionogami i krynoidami (tabl. I, fig. 6). Wyżej występują czarne, bogate w piryt wapienne margle i szkieletowe wakstony margliste z przejawami bioturbacji lub laminowane (tabl. II, fig. 1). Często spotykane są w nich krynoidy i ramienionogi, rzadziej – pojedyncze redeponowane tabulaty i głowonogi. Stwierdzono też wkładki rudstonów z gałązkowymi i drobnymi masywnymi stromatoporoidami i gałązkowymi tabulatami (tabl. II, fig. 2). Powyżej tych utworów występują osady dalej opisywanych ogniwi z Łazisk i z Kunegundowa.

W profilu Szweyki IG 3 formacja z Bąkowej jest trójdzielna. Część najwyższa, reprezentowana przez ogniwo z Łazisk została opisana niżej. Dolna część formacji (5036,8–4807,0 m) składa się z następstwa szarych wakstonów, rzadziej pakstonów szkieletowych ze zmienną domieszką ilastą, częściowo zdolomityzowanych, oraz ciemnych, niemal czarnych margli i iłowców. W partiach silnie węglanowych występuje często struktura gruzłowa i falisto-gruzłowa (fig. 9A; tabl. I, fig. 3), a wśród szkieletów organicznych odnotowano obok ślimaków, ramienionogów i krynoidów również gałązkowe i masywne stromatoporoidy i tabulaty. W partiach ilasto-marglistych występują głównie ramienionogi i krynoidy, stwierdzono też obecność uwęglonej siewki roślinnej (tabl. I, fig. 4). Zapis karotażowy, zwłaszcza krzywej PG (fig. 3) sugeruje obecność kilku cykli węglanowo-ilastych. Środkowa, słabo rdzeniowana część formacji (4807,0–4673,0 m) charakteryzuje się współwystępowaniem mniej lub bardziej marglistych osadów węglanowych ze znacznym udziałem szkieletów stromatoporoidów gałązkowych i masywnych, a miejscami również gałązkowych tabulatów (tabl. II, fig. 2), z wkładkami

iłowców oraz zielonkawoszarych mułowców i piaskowców kwarcowych (fig. 9B). Warstwy węglanowe odznaczają się skałotwórczym nagromadzeniem amfipor (biostromy), ale stromatoporoidy są spotykane również we wkładkach silnie ilastych. W partiach stropowych stwierdzono obecność kalkarenitów z ramienionogami i krynoidami, przeławiconych iłowcami szarymi. Krzywe karotażowe dokumentują ogólny wzrost, a zarazem mniej regularne pionowe rozmieszczenie domieszki terygeniczej, w porównaniu z dolną częścią formacji (fig. 3).

Dolna część profilu formacji w Niesiołowicach IG 1 (1557,0–1499,0 m) jest reprezentowana przez margle i szare łupki ilaste, ku górze przechodzące w margliste wakstony – pakstony z licznymi szkieletami gruzłowymi, masywnymi i gałązkowymi stromatoporoidów, ramienionogów, krynoidów i osobniczych koralu. Wyżej stwierdzono silnie margliste, niemal czarne wakstony szkieletowe z krynoidami, ramienionogami i pojedynczymi gałązkowymi tabulatami. Ku stropowi pojawia się domieszka pyłu kwarcowego i muskowitu we wkładkach ilastych. Krzywe karotażowe (PG) sugerują następstwo 3–4 cykli węglanowo-terygeniczych, przy ogólnie coraz większej domieszce materiału ilasto-pylastego (fig. 5).

Zasięg regionalny. – Formacja występuje na całym badanym obszarze, zapewne z przejściem do zbliżonych litofacji w regionie łysogórskim (por. dalej).

Wiek. – Dane konodontowe z niższej (choć nie najniższej) części formacji wskazują na żywe środkowe (otwory Bąkowa IG 1, Niesiołowice IG 1). Natomiast z danych konodontowych i małżoraczkowych wynika, że strop przebiega w żywocie górnym, aczkolwiek jest diachroniczny (Malec i in., 1996; K. Narkiewicz, 2011, ten tom). W profilu Szweyki IG 3 nie jest młodszy niż konodontowy poziom *hermanni*, a w Niesiołowicach IG 1 wypada prawdopodobnie w poziomie *disparilis*.

Interpretacja systemu depozycyjnego. – Dolna część formacji w profilu Bąkowa IG 1 jest interpretowana jako dwa poziomy zdolomityzowane platformy węglanowej, o grubości około 8 i 25 m, przedzielone „językiem” szelfu ilasto-węglanowego, o grubości około 30 m. Wyżej leżące czarne wapienie margliste i margle reprezentują otwarty szelf węglanowo-ilasty, w którego dolnej części obserwuje się jeszcze echa sedymentacji platformowej (poziomy z redeponowanymi tabulatami masywnymi i gałązkowymi). W profilu Szweyki IG 3, dolna część formacji reprezentuje cykliczną sukcesję szelfu lub rampy węglanowo-ilastej. Węglanowe części cykli przypuszczalnie odpowiadają etapom transgresywnym, a ilaste reprezentują regresje niższego rzędu. Środkowa część formacji ma charakter przybrzeżnej platformy węglanowo-klastycznej rozwijającej się w warunkach zmiennego dopływu drobnoziarnistych terygenów. W profilu Niesiołowice IG 1 występuje cykliczna sukcesja szelfu lub rampy węglanowo-ilastej, podobna jak w spągu formacji w otworze Szweyki IG 3.

Wyższe części formacji w profilach Szweyki IG 3 i Niesiołowice IG 1 (ogniwo z Łazisk) należą do płytkiego szelfu ilasto-mulistego, natomiast w profilu Bąkowa IG 1 system ten reprezentuje środkową część formacji, a jej góra (ogniwo z Kunegundowa) jest tu interpretowana jako szelf węglanowo-ilasty.

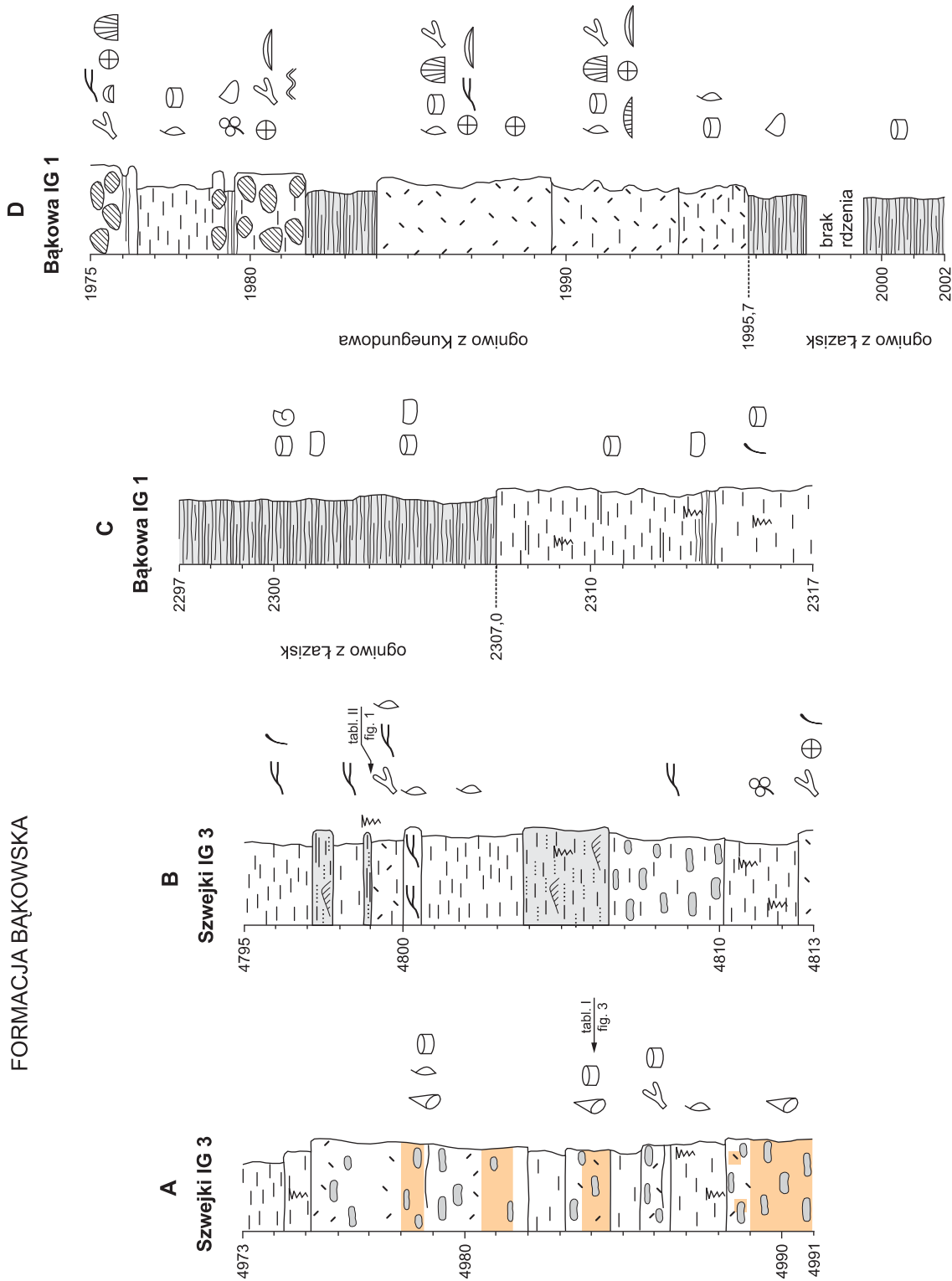


Fig. 9. Wybrane fragmenty profili formacji bąkowskiej w otworach wiertniczych Szwajki IG 3 (A, B) i Bąkowa IG 1 (C, D)

Selected intervals of the Bąkowa Formation in the Szwajki IG 3 (A, B) and Bąkowa IG 1 (C, D) boreholes

Ogniwo iłwców i mułwców z Łazisk

Nazwa. – Łaziska – wieś około 3 km na E od wsi Bąkowa, gdzie zlokalizowano wiertniczy profil stratotypowy ogniwa.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Wcześniej wyróżnione, nieformalne odpowiedniki opisywanego ogniwa przedstawiono na **figurach 3** (Szwejk IG 3), **4** (Bąkowa IG 1) i **5** (Niesiołowice IG 1).

Definicja. – Wyraźnie w profilu litologicznym i zapisie karotażowym wyodrębniona część formacji z Bąkowej, w której dominujący udział mają iłwce i mułwce, przy podrzędnej roli margli wapnistrych. Karotażową cechą diagnostyczną jest obecność maksymalnych wartości PG i jednolitych, minimalnych PNG (**fig. 3–5**).

Stratotyp. – Wyznaczony w wierceniu Bąkowa IG 1 (głęb. 1995,7–2307,0 m), w którym ogniwo osiąga maksymalną miąższość, a ponadto ma najlepszą dokumentację rdzeniową. Hipostratotypem jest profil otworu Szwejk IG 3 (4550,0–4673,0 m), gdzie z kolei pełna miąższość ogniwa ma dokumentację karotażową.

Granice. – *Dolna granica* w profilu stratotypowym (**fig. 9C**) biegnie w stropie ciemnoszarych margli wapnistrych z wyraźną laminacją poziomą oraz cienkimi (do 3 cm) wkładkami/soczewkami enkrynitów. Powyżej nich występują szare, miejscami nieco pstre (utleniony piryt), laminowane iłwce z krynoidami (obecne dłuższe fragmenty łodyg liliowców) oraz nagromadzeniami małżoraczków na powierzchniach uławicenia. W profilach Szwejk IG 3 i Niesiołowice IG 1 dolna granica nie była rdzeniowana, ale jej zapis karotażowy wskazuje na ostry kontakt utworów silniej węglanowych (marglistych ?) z wyżej leżącymi iłwcami. *Górna granica* w profilu stratotypowym, równie ostra wyrażona jak dolna, została opisana poniżej, jako dolna granica ogniwa z Kunegundowa (**fig. 9D**). W pozostałych dwóch otworach ogniwo łaziskie występuje w górnej części formacji z Bąkowej, a jego strop jest zarazem dolną granicą formacji ze Szwejków (por. z dalszą częścią pracy).

Miąższość. – Maksymalną miąższość ogniwo osiąga w profilu Bąkowa IG 1 (270 m), ku NW i SE miąższość maleje do 120 m (Szwejk IG 3) i około 150 m (Lisów 1; M. Narkiewicz i in., 2011b, ten tom) oraz 153 m (Niesiołowice IG 1).

Opis. – W profilu stratotypowym przeważają szare do zielonkawych i czarnych iłwce pozbawione domieszki węglanowej lub o jej niewielkim udziale. Są one laminowane, często o pokroju łupkowym (**tabl. II, fig. 4**) lub jednorodnie, przypuszczalnie z powodu bioturbacji. Miejscami kolory przechodzą w brązowawe, pstre, prawdopodobnie na skutek lokalnego utlenienia pirytu, który jest spotykany powszechnie. Lokalnie, zwłaszcza w środkowych partiach ogniwa, duży udział ma domieszka materiału pylastego, w postaci milimetrycznych laminy, kilkucentymetrycznych soczewek i wkładek mułwców, czasem o drobnoskalowej laminacji przekątnej (**tabl. II, fig. 6; tabl. III, fig. 1**). Podrzedną odmianą litologiczną są margle ilasto-wapniste.

Częste są poziomy ze strukturami bioturbacyjnymi, w tym norami poziomymi o średnicach kilkumilimetrycznych (**tabl. II, fig. 3**). Powszechnie występują krynoidy i skorupki ramienionogów, w postaci izolowanej, a także w cienkich, przeważnie

kilkucentymetrycznych skupieniach warstwowych i soczewkowych (**tabl. II, fig. 5, 7**). Obserwowano też pojedyncze warstwy muszlowców o grubości do 20 cm (**tabl. II, fig. 8**). Na niektórych powierzchniach oddzielności łupkowej występują obfite nagromadzenia muszli małżoraczków (**tabl. III, fig. 2**). Odnotowano też pojedyncze wystąpienia muszli glononogów, ślimaków i uwęglonej siczki roślinnej.

W stropowej części ogniwa, w interwale 2034,1–2022,8 m pojawiają się w iłwcach bezwapnistrych podrzędne wkładki czarnych margli – wakstonów szkieletowych. Zawierają one redeponowane szkielety gałązkowych i masywnych tabulatów oraz gałązkowych tetrakorali obok krynoidów i ramienionogów.

W profilu Szwejk IG 3 stwierdzono w iłwcach środkowej części ogniwa pojedynczą jednometrową wkładkę biokalcyrudy, z redeponowanymi gałązkowymi i masywnymi stromatoporoïdami, ramienionogami i trochitami, pokrytymi powłokami stromatolitowymi *in situ*. Ponadto, w łupkach stwierdzono nagromadzenia szczątków Inarticulata. W Niesiołowicach IG 1 również występuje (na głęb. 1398,75 m) dwumetrowy poziom pakstonów-wakstonów szkieletowych, z masywnymi i gruzłowymi stromatoporoïdami, tabulatami (gałązkowe, blaszkowe) i gałązkowymi tetrakoralami, z glonowymi powłokami na szkieletach. Także bliżej stropu ogniwa pojawiają się cienkie, podrzędne wkładki z podobnym materiałem szkieletowym.

Zasięg regionalny. – Ogniwo występuje na całym badanym obszarze.

Wiek. – Dotychczasowe dane biostratygraficzne wskazują na diachronizm dolnej i górnej granicy ogniwa. Spągowe partie w profilach Bąkowa IG 1 i Niesiołowice IG 1 są datowane na podstawie konodontów na żywet środkowy (poziomy *rhenanus/varcus* do *ansatus* – K. Narkiewicz, 2011, ten tom). W profilu Szwejk IG 3 w niższej części ogniwa znaleziono małżoraczki późnożyweckie (Malec i in., 1996), a wiek warstw stropowych, podobnie jak w Bąkowej IG 1, nie jest młodszy niż późnożywecki poziom *hermanni* (K. Narkiewicz, 2011, ten tom). W Niesiołowicach IG 1 natomiast najwyższe osady ogniwa nie są starsze niż poziom *disparilis*, a tym samym są młodsze niż w obu wymienionych profilach.

Interpretacja systemu depozycyjnego. – Płytki szelf ilasto-mulisty, charakteryzujący się drobnoziarnistą sedymentacją terygeniczną. Nagromadzenia szkieletowe częściowo występują *in situ* lub niemal *in situ*, nie mając raczej charakteru wkładek redeponowanych grawitacyjnie z płytkowodnej platformy węglanowej, np. debrytów. Akumulacja materiału terygenicznego następowała zapewne w bezpośrednim sąsiedztwie stref wzrostu organizmów bentonicznych, przy słabo zróżnicowanym topograficznie dnie zbiornika. Lokalne elewacje, nie zasypywane materiałem ilasto-pylastym, były miejscem rozwoju zespołów koralowo-stromatoporoïdowych. To wszystko sugeruje brak wyraźnych barier (np. morfologicznych) między strefami otwartomorskiej sedymentacji silikoklastycznej a węglanowej – szkieletowej.

Ogniwo wapieni, margli i iłwców z Kunegundowa

Nazwa. – Kunegundów – wieś położona około 1 km na zachód od Bąkowej, gdzie zlokalizowany jest stratotyp ogniwa.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Ogniwo odpowiada nieformalnej serii wapienno-iłowniczej z koralami (Niemczycka, red., 1975; por. fig. 4).

Definicja. – Cechą charakterystyczną ogniwa jest przeławianie się szarych do czarnych iłowców i margli wapienistych, o podrzędnym udziale składników biogenicznych, z marglistymi wakstonami i rudstonami szkieletowymi. Znaczna pionowa zmienność proporcji domieszki ilastej do węgla wapnia jest odzwierciedlona w urozmaiconym przebiegu krzywych PG, oscylujących od wartości maksymalnych do minimalnych (fig. 4).

Stratotyp. – Profil Bąkowa IG 1 (głęb. 1722,1–1995,7 m).

Granice. – *Dolna granica* została postawiona w stopie szarych iłowców bezwapniowych z nielicznymi fragmentami krynoidów i muszlami małży (fig. 9D). Leżą na nich czarne, silnie margliste wakstony szkieletowe z krynoidami i ramienionogami, przechodzące ku górze w wakstony szkieletowe o mniejszej domieszce ilastej, ale z bogatym zespołem redeponowanej fauny (w tym duże szkielety masywnych, gałązkowych i blaszkowych tabulatów, gałązkowe tetrakorale, blaszkowe stromatoporoidy). *Górna granica* odpowiada spagowi formacji ze Szwejków (por. dalej).

Miąższość. – Ogniwo osiąga 240 m (Bąkowa IG 1).

Opis. – W spagu ogniwa, do głębokości około 1920 m, znaczny udział mają jeszcze szare iłowce bezwapniowe, bardziej typowe dla ogniwa z Łazisk, miejscami wzbogacone w skorupki ramienionogów, krynoidy i małże (tabl. III, fig. 4). Odnotowano też lokalne występowanie zwęglonej siewki roślinnej. Wyżej, około 30% profilu jednostki tworzą ciemnoszare do czarnych iłowce i margle wapieniste z podrzędnym materiałem szkieletowym o podobnym składzie, ale lokalnie z udziałem tetrakorali i/lub tabulatów gałązkowych. Powszechne są przejawy bioturbacji, w tym mniej lub bardziej wyraźne systemy nor (tabl. III, fig. 7). Równie powszechnie występuje piryt. W górnej połowie ogniwa obecne są też miejscami poziomy gruzłów typu konkretyjno-cementacyjnego (tabl. III, fig. 8).

Dominującą odmianą litologiczną są, w całym profilu ogniwa, wakstony (flotstony) i rudstony szkieletowe o zmiennym tle skalnym – od ciemnego marglistego do jaśniejszego, mikrytowego i ziarnistego. Pod względem zawartości materiału szkieletowego obserwuje się ciągłe spektrum litologii – od wakstonów z izolowanymi szkieletami po ciasno upakowane wapienie organogeniczne, na ogół rudstony (tabl. III, fig. 3, 5, 6). Szkielety, z reguły niewysortowane, częściowo połamane i przypadkowo rozmieszczone w osadzie, są reprezentowane przez tabulaty gałązkowe i masywne, gałązkowe tetrakorale, stromatoporoidy gałązkowe, masywne i gruzłowe, ramienionogi, trochity oraz, podrzędnie, ślimaki i mszywioty. Część szkieletów, w niektórych poziomach znaczna, nie wykazuje oznak większej redepozycji w osadzie (tabl. IV, fig. 1). M.in stwierdzono delikatne blaszkowe szkielety stromatoporoidów w pozycji wzrostu, złączone skorupki ramienionogów, a także przykłady wzajemnego porastania stromatoporoidów, koralu i mszywiolów oraz otoczki glonowe.

Zasięg regionalny. – Ogniwo kunegundowskie zostało stwierdzone jedynie w otworze Bąkowa IG 1, aczkolwiek jego charakter facjalny i duża miąższość sugerują znaczny zasięg oboczny w basenie.

Wiek. – Dane konodontowe z otworu Bąkowa IG 1 wskazują, że strop ogniwa biegnie w żywocie górnym i nie jest starszy niż poziom *hermanni* (K. Narkiewicz, 2011, ten tom), natomiast jego spąg nie jest starszy niż środkowozwoywecki poziom *rhenanus/varcus*.

Interpretacja systemu depozycyjnego. – Uderzającą cechą opisywanych utworów, zaliczonych do systemu szelfu węglanowo-ilastego, jest współwystępowanie z wapieniami organogenicznymi osadów silnie ilastych, lokalnie nawet bezwęglanowych iłowców. Wapienie obfitują w urozmaicone taksonomicznie zespoły szkieletów tkwiące w węglanowym, częściowo marglistym tle. Szkieletowe wakstony i rudstony nie mają cech peryplatformowych osadów allochtonicznych, takich jak silna abrazja szkieletów, gradacja uziarnienia, struktury erozyjne, intraklasty itp. Przeciwnie, wykazują niewielki stopień mechanicznej przeróbki i redepozycji, a miejscami nawet mają charakter akumulacji *in situ*. Udział szkieletów w osadzie zmienia się w pionie w sposób ciągły, bez wyraźniejszych powierzchni erozyjnych i gradacji uziarnienia. Wskazuje to na brak silniejszych kontrastów facjalnych typu platforma węglanowa/basen ilasto-węglanowy. Sedymentacja odbywała się więc prawdopodobnie w warunkach względnie wyrównanej topografii dna przy braku morfologicznych barier między strefami sedymentacji ilastej i węglanowej/szkieletowej.

Akumulacje szkieletowe można interpretować na dwa sposoby: (1) jako rozległe, migrujące płycizny z bujnym rozwojem koralu i stromatoporoidów, otoczonych niewiele głębszymi strefami sedymentacji ilasto-węglanowej z zespołami ramienionogowo-krynoidowymi, albo też (2) obocznie ciągłe akumulacje tworzące się w warunkach okresowo słabszego dopływu drobnoziarnistych terygenów, np. w czasie podrzędnych pulsów transgresywnych lub wahań klimatycznych. Autocykliczność (wariant 1) jest bardziej prawdopodobna z dwóch powodów: – zmienność w profilu jest bardzo nieregularna; – etapy sedymentacji ilastej w skali całego basenu lub jego dużej części spowodowałyby regionalną eksterminację organizmów hermatypowych i kłopoty z zasiedlaniem w kolejnym etapie, np. stanu wysokiego albo optimum klimatycznego.

FORMACJA WAPIENI I DOLOMITÓW ZE SZWEJKÓW

Nazwa. – Pochodzi od otworu Szwejki IG 3 – hipostratotypu jednostki.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Wcześniej wyróżnione, nieformalne odpowiedniki opisywanego ogniwa przedstawiono na figurach 3 (Szwejki IG 3), 4 (Bąkowa IG 1) i 5 (Niesiołowice IG 1).

Definicja. – Cechą diagnostyczną jednostki jest czysto węglanowy charakter, przy podrzędnym udziale wkładek ilasto-marglistych. Typowy jest również znaczny udział elementów szkieletowych – stromatoporoidów i koralu, tworzących nierzadko akumulacje o charakterze biolitytów.

Stratotyp. – Stratotyp formacji ustanowiono w otworze Bąkowa IG 1 (głęb. 1555,0–1722,1 m), natomiast hipostratotyp – w otworze Szwejki IG 3 (głęb. 4352,0–4551,0 m).

Granice. – W profilu stratotypowym *dolna granica* została postawiona w spągu kilkumetrowego pakietu ciemnoszarych nieco marglistych wapieni z bogatą fauną koralów i stromatoporoidów, leżących nad czarnymi iłowcami wapienistymi i marglami ilastymi, typowymi dla formacji z Bąkowej (fig. 10B). W profilu Szwejki IG 3 granica ta, równie ostro wyrażona, odpowiada stropowi czerwonych do szarzielonych łupków ilastych z cienkimi warstewkami-soczewkami enkrynitów, zaliczonych do ogniwa z Łazisk formacji z Bąkowej (fig. 10A). Wyżej leżą silnie margliste wapienie z gruzłami wakstonów i z licznymi szkieletami krynoidów i ramienionogów oraz pojedynczymi gałązkowymi tabulatami i tetrakoralami, masywnymi tabulatami i ślimakami. W profilu Niesiołowice IG 1 granica oddziela szare do zielonkawych łupki ilaste, od wyżej leżących ciemnoszarych marglistych wakstonów szkieletowych o pokroju gruzłowym, z licznymi szkieletami gałązkowymi, ramienionogami, ślimakami i krynoidami. Zarówno tu, jak i w profilach stratotypowych, powyżej spągu formacji występują podrzędne, cienkie (1,0–2,5 m) wkładki ilasto-margliste. Są one czytelne na krzywych karota-

żowych, które jednak wykazują ogólnie niskie wartości PG i wysokie PNG, kontrastujące z zapisem niżej i wyżej leżących jednostek (fig. 3–5). *Górna granica* odpowiada spągowi formacji Ilżanki (por. dalej).

Miąższość. – Bąkowa IG 1 – 157 m; Szwejki IG 3 – 196 m; Niesiołowice IG 1 – 208 m (nawiercona), Lisów 1 – około 220 m (M. Narkiewicz i in., 2011b, ten tom).

Opis. – W profilu stratotypowym przeważającym typem litologicznym są czysto węglanowe, słabo uławiczone biolityty stromatoporoidowe i stromatoporoidowo-koralowe (tabl. V, fig. 4, 5, 7; tabl. VI, fig. 2, 3). Szkielety organiczne są na ogół zachowane *in situ*, bez większych mechanicznych uszkodzeń. Ich skład zmienia się w profilu, w zmiennych proporcjach występują różne formy stromatoporoidów (gałązkowe/palczaste, blaszkowe, masywne, gruzłowe), tabulatów (blaszkowe, gałązkowe, masywne) i tetrakoralów (głównie gałązkowe – tabl. V, fig. 6). Spotykane jest wzajemne porastanie różnych form koralów i stromatoporoidów (tabl. IV, fig. 6), porowatość typu „shelter” (podszkieletowa, struktury parasolowe) oraz powłoki glonowe. Podrzędny udział ilościowy mają krynoidy

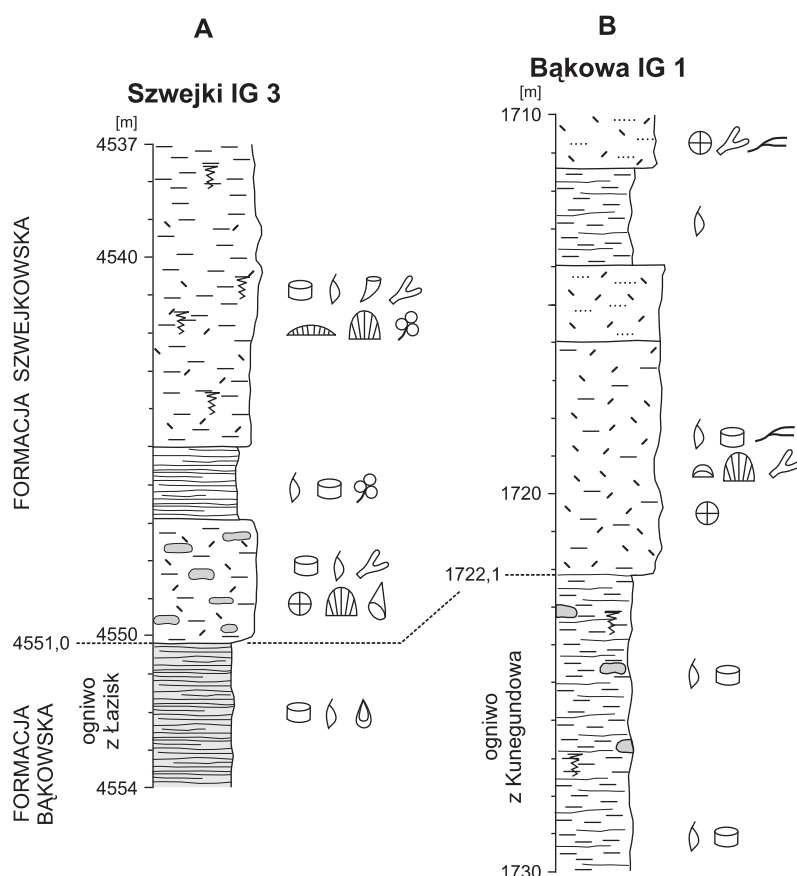


Fig. 10. Dolna granica formacji szwejki w otworach wiertniczych Szwejki IG 3 (A) i Bąkowa IG 1 (B)

Lower boundary of the Szwejki Formation in the Szwejki IG 3 (A) and Bąkowa IG 1 (B) boreholes

i ramienionogi. Obecne są też struktury fenestralne oraz drobne *stromatactis*. Powszechna jest częściowa, selektywna dolomityzacja – zastępowanie tła szkieletów i ich brzeżnych partii przez jasny, drobno–średniokrystaliczny dolomit (tabl. V, fig. 2). Partie całkowicie zdolomityzowane charakteryzują się silnym spękaniem, szczelinami i porami rozpuszczeniowymi wypełnionymi całkowicie lub częściowo osadem krystalicznym i cementem druzowym (tabl. V, fig. 3). Podrzednymi typami litologicznymi są, zwłaszcza w dolnej części formacji, wakstony szkieletowe i flotstony (tabl. IV, fig. 6) oraz rudstony – ze źle wysortowanymi, połamanymi i nieznacznie redeponowanymi szkieletami koralii i stromatoporoidów (tabl. V, fig. 1). Charakterystyczne jest występowanie w interwale 1600–1610 m dwóch niegrubych (ok. 3 i 4 m) wkładek czarnych iłowców wapnistych i dolomitycznych, bogatych w piryt, z nielicznymi Inarticulata i krynoidami. Wkładowki te zaznaczają się wyraźnie na krzywych PG i PNG (fig. 4).

W Szwejkach IG 3 stwierdzono znacznie mniejszy udział biolitytów – odnotowano jedynie podrzędne biostromy amfiporowe oraz, w stropie, ?biohermę o grubości około 1,5 m utworzoną przez blaszkowe i gałązkowe stromatoporoidy. W rdzeniach dominują jasne madstony fenestralne i wakstony szkieletowe (tabl. IV, fig. 2, 3). Zauważono charakterystyczne „sine” impregnacje piritowe (tabl. IV, fig. 5) oraz struktury bioturbacyjne (np. tabl. IV, fig. 3). Obecne są też partie margliste ze smugami ilastymi i gruzłami/soczewkami madstonów i wakstonów (tabl. IV, fig. 4, 5; por. też głęb. 4390–4420 m – fig. 3). Dolomityzacja występuje śladowo.

W profilu Niesiołowice IG 1 w rdzeniach reprezentowane są głównie jasne dolomity średnio- do grubokrystalicznych, z licznymi relikami szkieletów gałązkowych, rzadziej masywnych (biostromy amfiporowe?). Ponadto, stwierdzono odmiany niezdolomityzowane – ciemnoszare wakstony-pakstony szkieletowe ze zmiennym udziałem gałązkowych stromatoporoidów i tabulatów, stromatoporoidów masywnych, koralii gałązkowych, ramienionogów i krynoidów. Na głębokości około 1160 m występuje 2-metrowa partia jasnych, beżowoszarzych, mikroporowatych iłowców-mułowców z naciekami manganowymi. Osady te, zinterpretowane jako wypełnienie paleokrasowe, podobne są do leżących na głębokości 1123,8–1120,0 m, nad erozyjnym stropem dewonu, osadów zaliczanych do jury środkowej.

Zasięg regionalny. – Formacja szwejkowska występuje na całym badanym obszarze.

Wiek. – Z danych konodontowych i małżoraczkowych wynika, że spąg formacji biegnie w żywocie górnym, aczkolwiek jest diachroniczny (Malec i in., 1996; K. Narkiewicz, 2011, ten tom). W profilu Szwejki IG 3 nie jest młodszy niż konodontowy poziom *hermanni*, a w Niesiołowicach IG 1 wypada prawdopodobnie w poziomie *disparilis*. Granica górna przebiega w osadach żywetu górnego, w szerokim przedziale poziomów *hermanni* do *norrisi*.

Interpretacja systemu depozycyjnego. – Dominacja utworów czysto węglanowych, struktury sedimentacyjne (w tym fenestra, struktury glonowe) i bogate organiczne zespoły rafotwórcze wskazują jednoznacznie na system rozległej platformy węglanowej. W profilu Bąkowej IG 1 mamy

do czynienia z wariantem zewnętrznej części platformy, natomiast w profilu Szwejków IG 3 i prawdopodobnie Niesiołowice IG 1 – z jej wersją silniej odciętą od otwartego basenu (platforma wewnętrzna). Występowanie partii dolomitowych wiąże się z wtórną, późną dolomityzacją w warunkach głębszego pogrzebienia (Szwejki IG 3, Bąkowa IG 1) i/lub w strefie powierzchniowej (Niesiołowice IG 1). Wskazują na to cechy petrologiczne dolomitów i ich nieregularne występowanie w obrębie zastępowanych wapieni. Nieliczne poziomy ciemnych, bogatych w pirit osadów marglistych zubogim zespołem organicznym reprezentują okresowe wkraczanie na platformę facji szelfu głębszego, towarzyszące pulsom transgresywnym.

FORMACJA IŁOWCÓW I MARGLI IŁŻANKI

Nazwa. – Pochodzi od rzeki Iłżanki przecinającej badany region w pobliżu stratotypowego otworu Bąkowa IG 1.

Dotychczasowe nazewnictwo. – Wcześniej wyróżnione serie – nieformalne odpowiedniki opisywanej formacji przedstawiono na figurach 3 (Szwejki IG 3) i 4 (Bąkowa IG 1).

Definicja. – Ciemne iłowce i margle ilasto-wapienne z podrzednymi wkładkami wapieni organogenicznych o charakterze biorudytów z niewielkim stopniem przeróbki mechanicznej oraz biolitytów ze szkieletami występującymi *in situ*.

Stratotyp. – Stratotypem formacji jest profil Bąkowa IG 1 (głęb. 1393–1555 m), w którym jednakże brak jest wyższej części jednostki ściętej przez powierzchnię erozji przedśrodkowojurajskiej (fig. 4). Dlatego, jako hipostatotyp ustanowiono profil otworu Szwejki (głęb. 4300,4–4352,0 m), gdzie górna granica formacji jest wyznaczona w odcinku rdzeniowanym.

Granice. – *Dolna granica* w profilu Bąkowa IG 1 wyznaczona została w stropie charakterystycznej dla formacji szwejkowskiej wkładki flotstona szkieletowego z licznymi gałązkowymi tetrakoralami i tabulatami, wykazującego już marglistość (fig. 11A). Najniższa warstwa formacji Iłżanki jest 40-centymetrowej grubości czarnym marglem z ramienionogami, krynoidami i nielicznymi tabulatami gałązkowymi. Wyżej występują czarne iłowce wapieniste o niewyraźnej laminacji zacierananej przez bioturbację, z pojedynczymi ramienionogami i pirytem. W obu badanych profilach dolna granica formacji wiąże się z raptownym wzrostem wartości PG i spadkiem PNG (fig. 3, 4). *Górna granica* w profilu Szwejki IG 3 biegnie w stropie pakietu czarnych do zielonkawoszarzych łupków ilasto-wapnistych z pojedynczymi falistymi warstewkami i gruzłami szarego wakstona wapiennego i nielicznymi lingulidami (fig. 12). W górnej części zauważono masowe nagromadzenia małżoraczków na powierzchniach uławicenia. Nad tymi osadami, już w spągu wyżej leżącej serii dolomitów i wapieni (por. wyżej), występuje niemal 3-metrowa warstwa biokalcyrudytów z gęsto upakowanymi, źle wysortowanymi klastami w ciemnym marglistym tle. Wśród klastów przeważają redeponowane szkielety, w tym masywnych tetrakoralii i stromatoporoidów, gałązkowych tetrakoralii i tabulatów, form blaszkowych, ramienionogów i trochitów. Ponadto

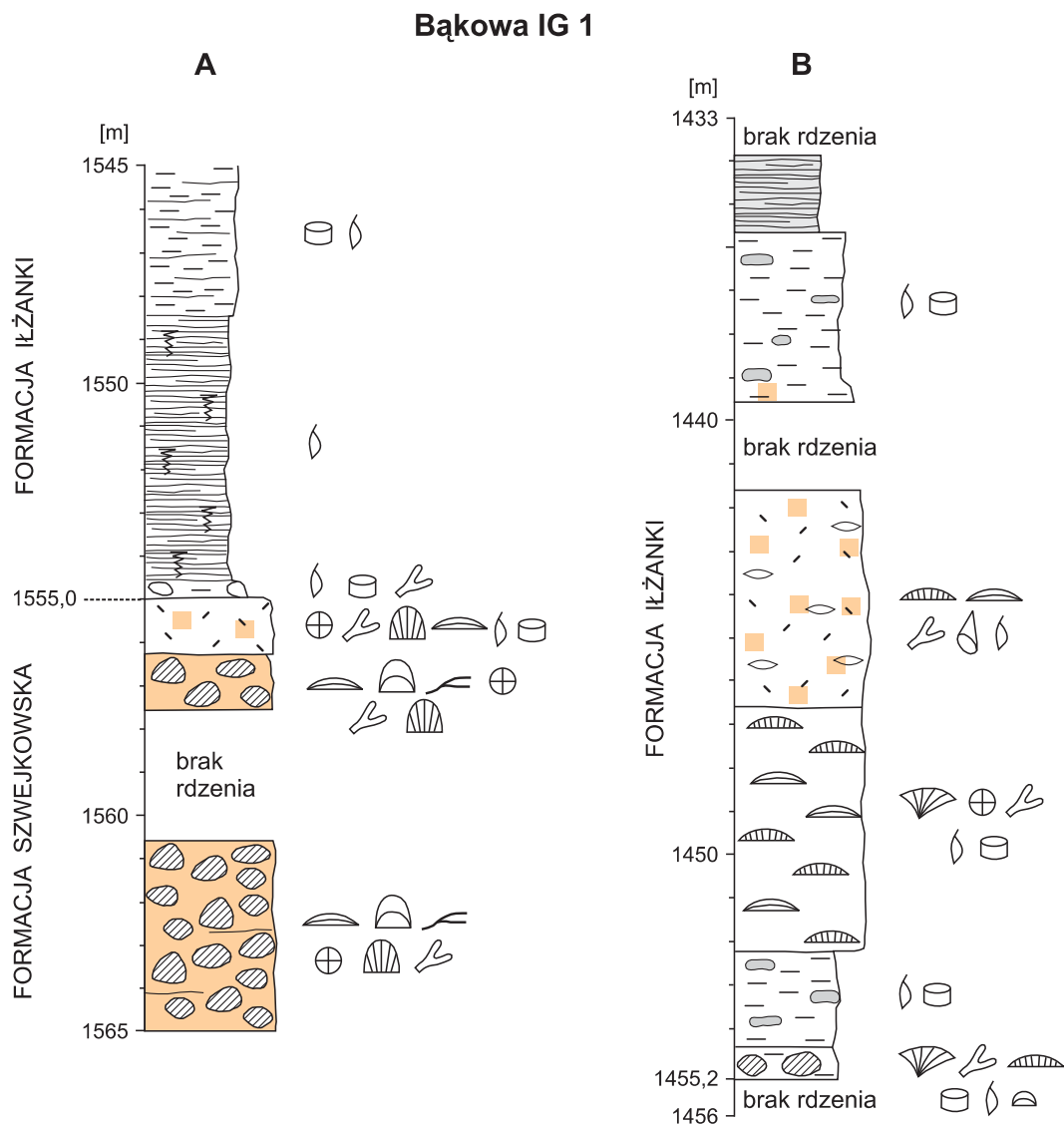


Fig. 11. Dolna granica formacji Iłżanki (A) i wybrany fragment środkowej części profilu formacji (B) w otworze Bąkowa IG 1

Lower boundary of the Iłżanka Formation (A) and the selected interval of the middle part of the formation (B) in the Bąkowa IG 1 borehole

występują redeponowane gruzły wakstonów ze szkieletami gałązkowymi, ramienionogami i krynoidami.

Miąszość. – 51,6 m w profilu Szwejki IG 3, ok. 100 m w Lisowie 1 (Narkiewicz i in., 2011, ten tom), powyżej 152 m (nawiercona) w Bąkowej IG 1.

Opis. – W profilu stratotypowym dominującą odmianą litologiczną są czarne do szarych i zielonkawoszarych iłowce o słabiej lub silniej zaznaczonej teksturze łupkowej i o zmiennej domieszce węglanowej – od całkowicie bezwęglanowych do wapnistych. Występuje w nich miejscami laminacja, w różnym stopniu zaburzona bioturbacyjnie, oraz nieliczne

szkielety, głównie krynoidów i ramienionogów (cienkie wkładki muszlowców – tabl. VI, fig. 1). Podrzędny udział mają wkładki wapieni marglistych, często o strukturze gruzłowej (tabl. VI, fig. 4), z licznymi szkieletami krynoidów, gałązkowych tetrakorali i tabulatów, rzadziej blaszkowych stromatoporoidów zachowanych *in situ*. Większy udział osadów węglanowych stwierdzono w interwale 1430–1460 m. Występuje tu charakterystyczny około 6-metrowy poziom (soczewa ? bioherma ?) biolitytu złożonego głównie z blaszkowych tabulatów i rzadziej stromatoporoidów, w mikrytowym i (lub) marglistym, ciemnym tle (fig. 11B). Wyżej

występują jasnoszare madstony–wakstony częściowo zdolomityzowane, z licznymi blaszkowymi tabulatami i stromatoporoidami oraz z nieregularnymi fenestrami.

W profilu Szwejki IG 3 odcinki rdzeniowane są reprezentowane głównie przez ciemne (czarne do szarych, zielonkawych) margle wapienste o teksturze łupkowej z nielicznymi lingulidami i przedstawicielami *Articulata*, a także małżoraczkami i małżami. Występują w nich (dolna część jednostki) wkładki silniej wapienste, ze szkieletami gałązkowych koralów i blaszkowych stromatoporoidów obok ramienionogów i krynoidów. Brak przeróbki mechanicznej świadczy o niewielkim stopniu redepozycji fauny. Interpretacja karotaży wskazuje na znaczny udział iłowców w dolnej połowie jednostki (fig. 3).

Zasięg regionalny. – Formację stwierdzono w centralnej i NW części badanego obszaru.

Wiek. – Dane konodontowe z profilu Bąkowa IG 1 (K. Narkiewicz, 2011, ten tom) wskazują, że w obrębie formacji Iłżanki biegnie granica żywetu z franem. Najniższa część formacji nie jest starsza od poziomu *hermanni*, a najwyższa (nawiercona) nie jest starsza od dolnofrańskich poziomów MN 1–MN 2. Dane z profilu Szwejki IG 3 są znacznie mniej precyzyjne, ale nie sprzeczne z datowaniami z Bąkowej IG 1.

Interpretacja systemu depozycyjnego. – Szelf ilasto-węglanowy, o głębokościach depozycji tylko nieznacznie większych niż platforma węglanowa formacji szwejkowskiej, o czym świadczą epizody sedymentacji organogenicznej, w tym ?rafowej (przypuszczalna bioherma w profilu Bąkowej). Wiązały się one z okresowym wstrzymaniem dopływu drobnoziarnistych terygenów, prawdopodobnie na skutek pulsów transgresywnych.

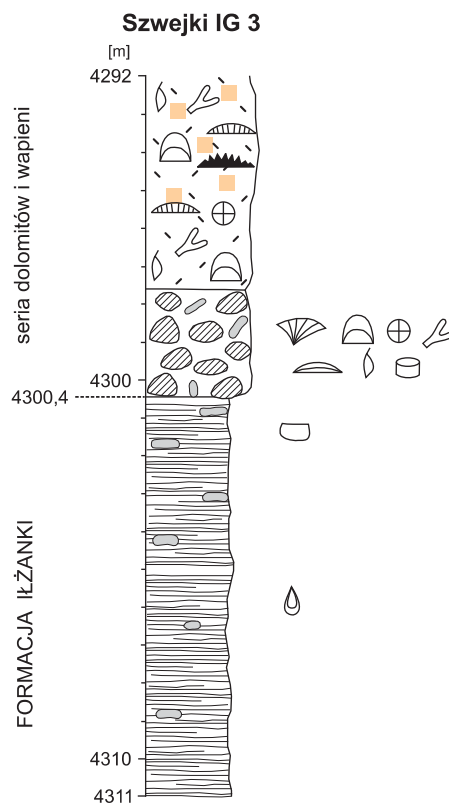


Fig. 12. Górna granica formacji Iłżanki w otworze wiertniczym Szwejki IG 3

Upper boundary of the Iłżanka Formation in the Szwejki IG 3 borehole

SYSTEMY DEPOZYCYJNE A CYKLE TRANSGRESYWNO-REGRESYWNE

Na tle innych obszarów epikontynentalnej sedymentacji środkowodewońskiej w południowej Polsce (M. Narkiewicz, 1985, 2002) basen łysogórsko-radomski wyróżnia się znacznym udziałem drobnoziarnistej domieszki terygenicznej w systemach depozycyjnych ogólnie otwartego szelfu. Czyste węglany, zaliczane do systemów platformy koralowo-stromatoporoidowej, są słabiej reprezentowane, podobnie jak utwory wyłącznie klastyczne. Przeważają facje w różnym stopniu margliste – od iłowców wapienistych i dolomitycznych po wapienie i dolomity margliste. Dolomit ma przy tym na ogół genezę wtórną, związaną z późniejszymi stadiami pogrzebania osadów. Wskazują na to liczne relikty pierwotnych struktur wapiennych oraz cechy petrologiczne typowe dla dewońskich dolomitów mezogenetycznych, opisanych przez autora z Gór Świętokrzyskich (M. Narkiewicz, 1991, 2009). Jedynie seria iłowców dolomitycznych dolnych (Ostałów 1) zawiera prawdopodobnie dolomity eogenetyczne.

Obok jednorodnych sukcesji ciemnych iłowców-mułowców z domieszką węglanów, ale z niewielkim udziałem

ramienionogów i krynoidów, często obserwuje się wzbogacenie w szkielety stromatoporoidów i koralów w ciemnych marglistych osadach płytkiego basenu szelfowego – szelfu niższej pływowego. Te ostatnie facje charakteryzują się brakiem większej przeróbki hydrodynamicznej autochtonicznych zespołów szkieletowych. Interpretacja tych osadów jest niejednoznaczna. Rozwój akumulacji szkieletowych mógł być związany z epizodami regresji – spłylenia i na przykład lepszego natlenienia wód. Mogło też być odwrotnie – transgresja powodowała słabszą dostawę materii ilastej na skutek oddalenia lądowych źródeł osadu, co z kolei ułatwiało rozwój bentonicznych organizmów filtrujących. „Wyłączenie” dostawy ilastej w warunkach spłylenia mogło też mieć zasięg lokalny, związany z rozkładem prądów lub migracją lokalnych paleoelewacji dna. Cykle lub zdarzenia wyższego rzędu, związane np. z wyraźnym spadkiem zawartości terygenów czytelnym w niższej części serii margli i iłowców marglistych w Szwejkach IG 3, miały raczej uwarunkowania w skali całego basenu.

Zgodnie z przyjętym tu dla szelfu niżepływowego modelem sedymentacji naprzemiennej (*reciprocal sedimentation* – Stoakes, 1980; Wendte i in., 1992), zawartość domieszki terygeniczej, tak czytelna na krzywych PG i PNG, odzwierciedla stopień oddalenia obszarów alimentacyjnych. Według tego modelu, transgresja powoduje odsunięcie osadów terygeniczych w pobliże odległych obszarów erodowanych, co otwiera pole dla sedymentacji węglanowej w warunkach płytkiego szelfu tropikalnego. Regresja natomiast wywołuje efekt odwrotny – przybliżenie erodowanych obszarów lądowych i wkraczanie facji silniej ilastych, a nawet mulistych i piaszczystych. Dla zdarzeń związanych z rozwojem platformy węglanowej reguła sedymentacji naprzemiennej ma zastosowanie ograniczone. Poziomy „terygeniczne” mogą tu być efektem wzbogacenia w rezydwa ilaste w przypadkach, gdy wymuszonym regresjom towarzyszą powierzchnie wynurzenia i erozji reprezentowane przez poziomy paleoglebowe lub kras powierzchniowy (por. przykład osadów ogniwa czechowickiego z franu podłoża Karpat; M. Narkiewicz, 2005). Pojawianie się natomiast w sukcesjach platformowych wkładek ciemnych ilowców lub margli z fauną otwartomorską jest oczywistym świadectwem transgresji – wkraczania na platformę ilastych facji głębszego szelfu lub basenu szelfowego. Przykładem jest „język” podobnych facji stwierdzony na głębokości około 1600 m w obrębie formacji szwejkowskiej w Bąkowej IG 1, a w większej skali regionalnej – depozycja formacji Iłżanki na platformie szwejkowskiej.

DOLNA CZĘŚĆ SUKCESJI

Na figurze 13 przedstawiono graficzne podsumowanie oraz interpretację i korelację systemów depozycyjnych, zdarzeń i cykli transgresywno-regresywnych w dolnej części badanej sukcesji. Głównym poziomem odniesienia jest spąg formacji ostałowskiej. Mimo widocznych różnic następstwa systemów w profilach Szweyki IG 3 i Ostałów 1, można zauważyć podobieństwa krzywych karotażowych, które pozwalają na korelację zdarzeń depozycyjnych. Jest ona jednak hipotetyczna, zwłaszcza wobec braku dokładniejszych danych litologicznych z profilu Ostałowa 1.

Dolna partia tego profilu, najstarsza część całej badanej sukcesji, jest reprezentowana prawdopodobnie przez facje lagunowe lub perylitoralne płytkowodnego szelfu ilasto-węglanowego, odciętego od otwartego zbiornika. Ku górze osady te przechodzą stopniowo w facje otwartego szelfu węglanowo-ilastego. Początek transgresji, wiązany z granicą serii litostratygraficznych (fig. 13), nie ma charakteru raptownego pulsu o znaczniejszej amplitudzie, a raczej, oceniając na podstawie zapisu geofizycznego, zapoczątkowuje stopniowy wzrost poziomu morza. Można przypuszczać, że spągowa, szczególnie bogata w szkielety organiczne część serii marglistych węglanów ze stromatoporoidami i koralami reprezentuje wkraczanie facji budowli organicznych. W etapie wcześniejszym mogły one tworzyć barierę oddzielającą środowiska płytkowodne od otwartego szelfu węglanowo-ilastego (symbole B na fig. 13).

Wyżej, w obu profilach występuje charakterystyczny zapis dwóch pulsów transgresywnych, które zapoczątkowały znaczne zmiany reżimu sedymentacji. W rejonie Ostałowa

utworzył się prawdopodobnie węglanowy basen szelfowy z sedymentacją pelagiczną, a w rejonie Szwejków – otwarty szelf ilasto-węglanowy. Wzajemna relacja obu tych systemów depozycyjnych sugeruje, że rejon Ostałowa reprezentował w tym czasie bardziej dystalną, odległą od brzegu część basenu, podczas gdy okolice Szwejków były obficie zasilane przez materiał terygeniczny z pobliskiego lądu (na ?NE). Porównanie pionowych gradientów zmian facjalnych, odzwierciedlonych w krzywych karotażowych, sugeruje, że wyższy poziom transgresywny reprezentuje granicę cyklu T-R wyższego rzędu. W profilu Szwejków IG 3 dolna część tego cyklu składa się z trzech wyraźnych cykli niższego rzędu zapisanych jako następstwo szkieletowych wakstonów (ogniwo transgresywno) i czarnych ilowców wapienistych (regresja) z ubogą fauną. Wyżej (głęb. 5174 m) można zauważyć charakterystyczny poziom karotażowy, interpretowany tu jako początek stopniowej regresji, wyrażonej wzrostem domieszki terygeniczej. W profilu Ostałowa 1 maksimum tej regresji jest zapisane jako osady płytkowodnego systemu odciętego szelfu ilasto-węglanowego. Kolejny etap transgresywny doprowadził do rozwoju niegrubej platformy węglanowej w rejonie Ostałowa, natomiast w Szwejkach – do stopniowego wzrostu udziału osadów węglanowych kosztem terygenów.

Po osiągnięciu maksimum, stopniowa transgresja została zastąpiona w strefie brzeżnej basenu (Szweyki IG 3) warunkami regresywnymi, przejawiającymi się we wzroście udziału składników terygeniczych. Interpretacja profilu Ostałowa 1 sugeruje zjawisko odwrotne – puls transgresywny prowadzący do przykrycia platformy węglanowej przez osady ilasto-węglanowe otwartego szelfu. Można zakładać, że reżim regresywny dotknął głównie erodowane obrzeża basenu, natomiast rejon depocentrum dalej podlegał subsydencji. Implikuje to wpływ tektoniki synsedymentacyjnej – względnych ruchów bloków podłoża. Stopniowe nasilenie się regresji u schyłku omawianego etapu sedymentacji jest odzwierciedlone we wzroście domieszki terygeniczej, czytelnym w danych geofizycznych (fig. 13). W profilu Niesiołowice IG 1 został on udokumentowany dodatkowo przez występowanie wkładki piaszczystych w obrębie facji proksymalnej platformy węglanowej, około 8 m poniżej spągu formacji ostałowskiej (fig. 5). Proces ten został nagle przyspieszony, co rejestruje raptowny początek sedymentacji płytkowodnych klastyków szelfowych formacji ostałowskiej. Ten wyjątkowy na tle całej sukcesji kompleks terygeniczny świadczy o znacznych rozmiarach obniżenia poziomu morza, które doprowadziło do całkowitego zastąpienia sedymentacji ilasto-węglanowej przez szelfowe piaszki pokrywowe progradujące od strony lądu (od ?NE).

GÓRNA CZĘŚĆ SUKCESJI

Poziomem odniesienia dla interpretacji górnej części badanej sukcesji (fig. 14) jest spąg formacji ze Szwejków. Tworzy on wyraźny horyzont korelacyjny w trzech analizowanych profilach: Szweyki IG 3, Bąkowa IG 1 i Niesiołowice IG 1, aczkolwiek w przypadku tego ostatniego profilu dane kono-dontowe wskazują na nieco młodszy wiek. Formacja bąkowska jest tu interpretowana jako jeden duży cykl T-R. W profilach Szweyki IG 3 i Niesiołowice IG 1 zaczyna się on facjami

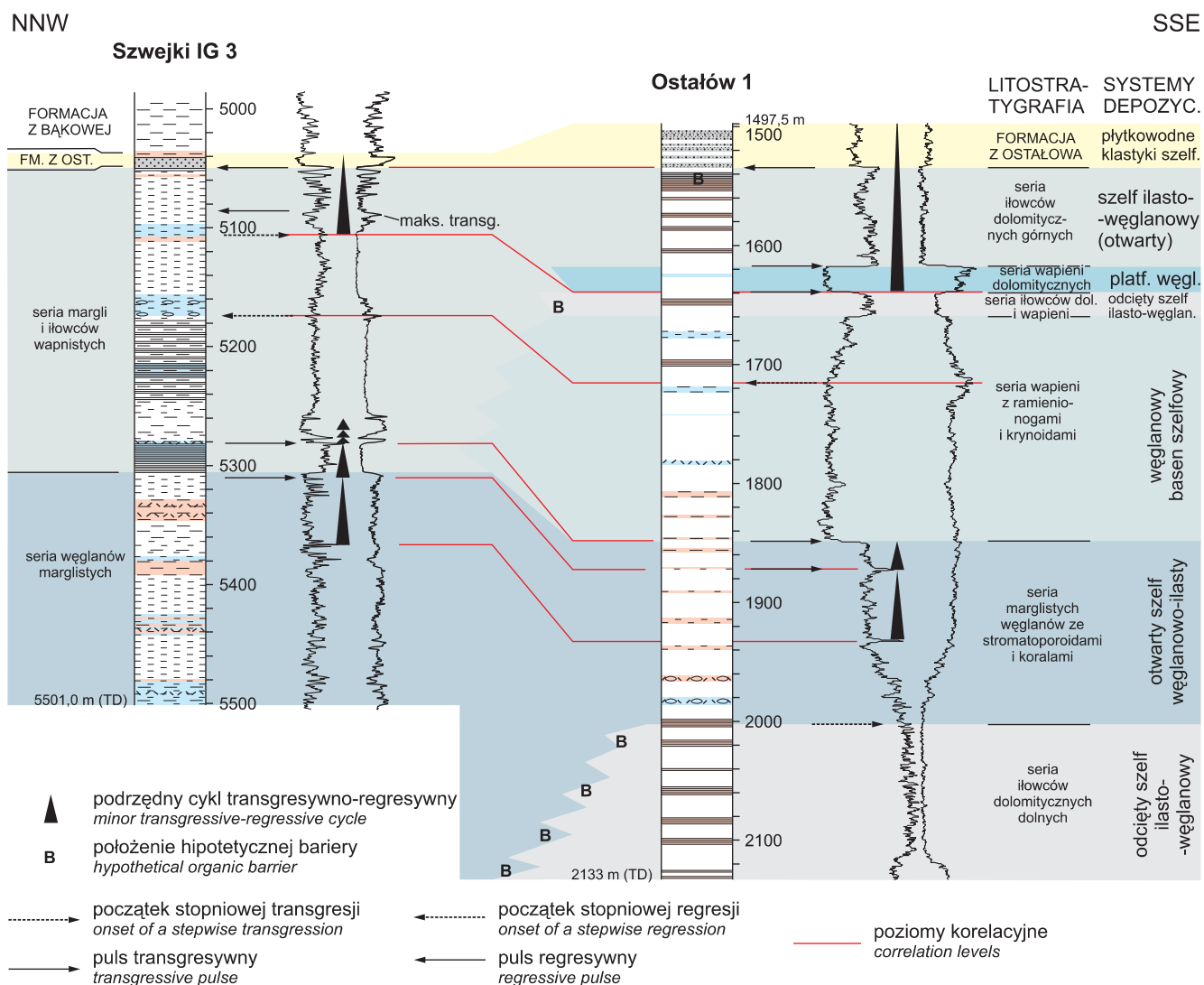


Fig. 13. Schemat interpretacji systemów, zdarzeń i cykli depozycyjnych w dolnej części badanej sukcesji, poniżej formacji ostałowskiej (górny ems–dolny żywet)

Schematic interpretation of depositional systems, events and cycles in the lower part of the investigated succession, below the Ostałów Formation (upper Emsian–Lower Givetian)

otwartego szelfu węglanowo-ilastego, w tym pierwszym otworze – uporządkowanymi w podrzędne cykle T-R, o udziale domieszki ilastej rosnącym ku górze kosztem węglanów. W profilu Bąkowej, po ustąpieniu sedimentacji klastyków formacji ostałowskiej, zaznaczają się dwa podrzędne cykle T-R zapoczątkowane dwoma niegrubymi kompleksami platformy węglanowej przedzielonych facją szelfu ilasto-węglanowego.

Rejon Bąkowej stanowił najwyraźniej strefę okresowo odciętą od wpływów terygeniczných, co umożliwiło rozwój węglanów platformowych. Powodem mogła być paleoelewacja dna zbiornika albo oddalenie od przybrzeżnych systemów aluwialnych-deltowych. Ogólnie większe miąższości formacji bąkowej w profilu Bąkowa IG 1 sugerują, że znajdował

się on bliżej depocentrum basenu. Zgodny z tą tendencją jest fakt występowania tu grubszych osadów terygeniczných ogniwa z Łazisk, a także ogniwa z Kunegundowa. To ostatnie jednak, podobnie jak wcześniej system lokalnej platformy węglanowej, wskazuje na ograniczenie dopływu terygenów, które gromadziły się w rejonie na NW (Szwejkki) i SE (Niesiołowice). Ten paradoks – nieco bardziej płytkowodne osady organogeniczne w strefie silniej pogrążanej – nie może wynikać wyłącznie z położenia lądowych systemów (delt, estuariów) zasilających w terygeny, ponieważ w takim przypadku ogniwo z Łazisk nie osiągałoby maksimum miąższości w rejonie Bąkowej. Taki, pozornie nielogiczny, rozwój sedimentacji w rejonie depocentrum może wiązać się z synsedymacyjną aktywnością tektoniczną. Istnienie okresowo

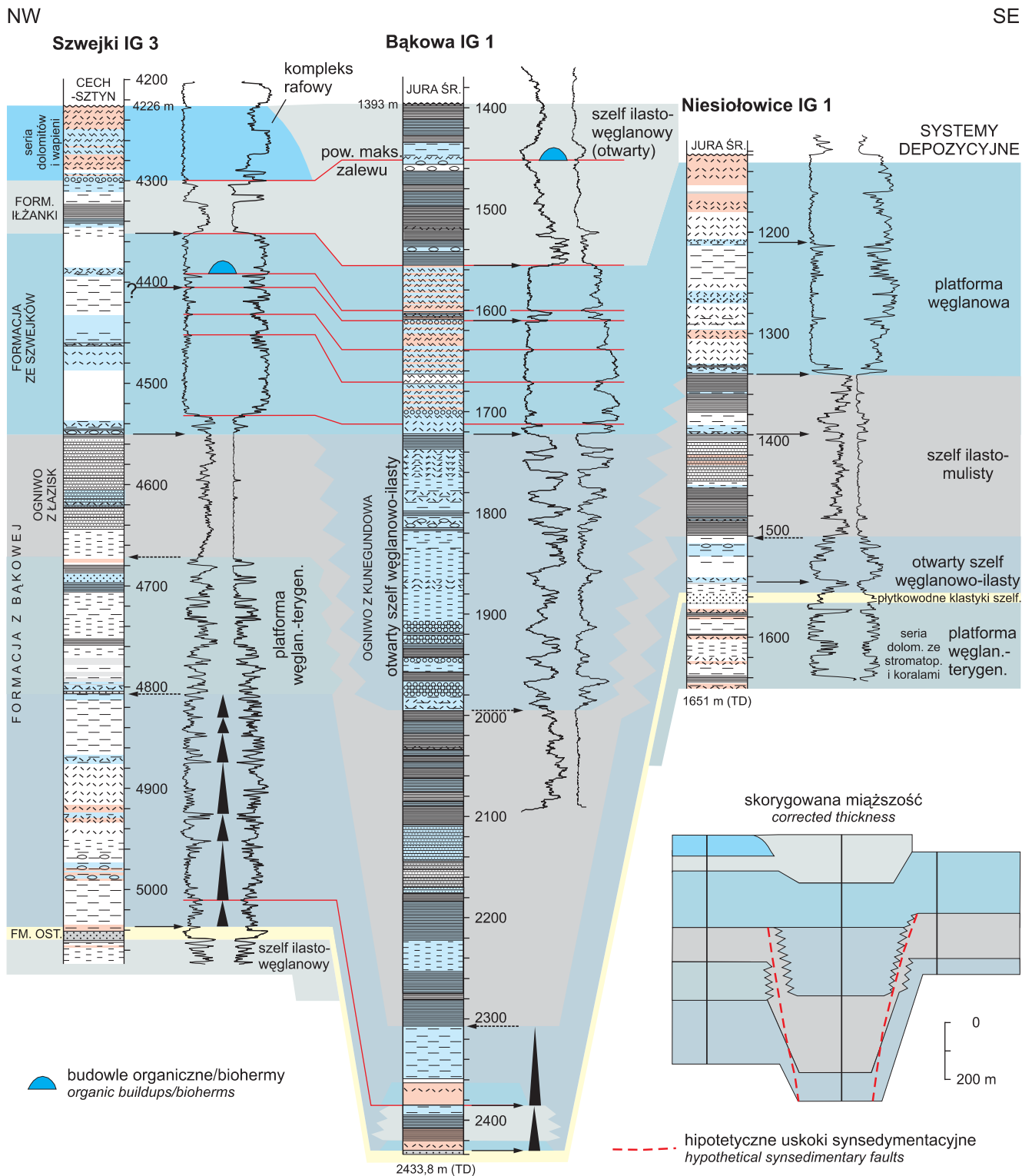


Fig. 14. Schemat interpretacji systemów, zdarzeń i cykli depozycyjnych w górnej części badanej sukcesji, powyżej formacji ostałowskiej (środkowy żywet–najniższy frasn)

W prawym dolnym rogu – geometria systemów depozycyjnych po korekcie miąższości ze względu na upad; inne objaśnienia – [fig. 13](#)

Schematic interpretation of depositional systems, events and cycles in the upper part of the investigated succession, above the Ostałów Formation (Middle Givetian–lowermost Frasnian)

In the lower left corner – geometry of the depositional systems after thickness correction; other explanations – see [Fig. 13](#)

pogrążanego bloku w strefie Bąkowej mogło warunkować odmienny scenariusz rozwoju subsydencji względem obszarów reprezentowanych przez profile Szwejków i Niesiołowic. To z kolei decydowało o niewielkich zmianach w bilansie sedymentacji przy ogólnie silniejszej tendencji do pogrążania. Relatywnie szybszej subsydencji towarzyszyła akumulacja osadów terygeniczných (ogniwo z Łazisk), natomiast względne spowolnienie oznaczało akumulację bardziej płytkowodnych, organogenicznych osadów silnie węglanowych (platforma węglanowa, ogniwo z Kunegundowa).

Zaznaczone schematycznie na [figurze 14](#) strefy uskokowe ograniczające rejon Bąkowej nie implikują istnienia regularnego rowu synsedymacyjnego, a jedynie symbolicznie oddają interpretowane tektoniczne uwarunkowania rozwoju depocentrum basenu. W rzeczywistości, brak jest wystarczającej dokumentacji geologicznej nawet dla hipotetycznego naszkicowania przebiegu ewentualnych stref uskokowych i bloku (bloków ?) podłoża.

Początek rozwoju platformy węglanowej formacji szwejkowskiej w profilach Szwejki IG 3 i Bąkowa IG 1 jest interpretowany jako zapis pulsu transgresywnego początkującego kolejny duży cykl T-R. W rejonie Niesiołowic terygeniczna sedymentacja na szelfie ilasto-mulistym (ogniwo z Łazisk) trwała nieco dłużej. Charakterystyka sedymentologiczna i zespoły organiczne poszczególnych profili formacji szwejkowskiej wskazują na oboczne zróżnicowanie – od facji typu platformy wewnętrznej (Szwejki IG 3 i ?Niesiołowice IG 1) do platformy zewnętrznej (Bąkowa IG 1). Mimo tego zróżnicowania, w poszczególnych profilach można prześledzić zbliżone następstwo poziomów karotażowych rejestrujących wkładki silnie ilaste ([fig. 14](#)). Najwyższa z tych wkładek zaznacza się szczególnie wyraźnie. W profilu Bąkowej (głęb. ok. 1610 m)

jest ona wykształcona jako czarne iłowce z krynoidami i spirytyzowaną powierzchnią podmorskiej nieciągłości. Taka charakterystyka, w połączeniu z brakiem zapisu erozji i/lub wynurzenia powierzchniowego, wskazuje na puls transgresywny, dzięki któremu facje nieco głębszego (dysaerobowego ?) szelfu przykryły okresowo platformę. Przez analogię, pozostałe poziomy korelacyjne z [figurą 14](#) również mogą reprezentować podrzędne pulsy transgresywne.

Podobny puls, ale o większych rozmiarach był prawdopodobnie odpowiedzialny za zakończenie rozwoju platformy węglanowej przez wkroczenie sedymentacji ilasto-węglanowej formacji Iłzanki w rejonie Szwejków i Bąkowej. Przyjęto tu interpretację, że w warunkach minimalnego dopływu terygenów fazy maksymalnego zalewu, w profilu Bąkowej rozwinął się niewielki kopiec mułowy. Jest prawdopodobne, że bioherma ta stanowi odpowiednik korelacyjny kompleksu rafowego ze Szwejków (seria dolomitów i wapieni). Bąkowa IG 1 reprezentowałaby w takim przypadku sytuację nieco głębszego zbiornika międzyrafowego (pozarafoowego), gdzie, na skutek większej subsydencji i(lub) zasypywania klastykami, puls transgresywny pozwolił na jedynie krótkotrwały rozwój niewielkiej struktury organicznej. Oznaczałoby to, że facje szelfu ilasto-węglanowego górnej części formacji Iłzanki są częściowo ekwiwalentem wiekowym kompleksu rafowego.

Rozwój platformy szwejkowskiej następował już w warunkach bardziej ujednoczonej subsydencji przy ustaniu lub osłabieniu ruchów blokowych towarzyszących sedymentacji osadów formacji bąkowskiej. Być może miały one ponownie wpływ na lokalizację kompleksu rafowego w rejonie Szwejków, aczkolwiek niewielka różnica subsydencji mogła też być efektem np. zróżnicowanej kompaktacji osadów podłoża, silniejszej w rejonie Bąkowej.

KORELACJA Z REGIONEM ŁYSOGÓRSKIM GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH

Żakowa i in. (1986) wskazali na szereg podobieństw litologicznych i składu fauny w profilu Ostałów 1 do sukcesji środkowodewońskiej regionu łysogórskiego, w tym zwłaszcza do profilu Grzegorzowice–Skały (por. Pajchłowa, 1957). Ich zdaniem, seria wapieni i iłowców dolomitycznych (por. [fig. 2](#)) może odpowiadać formacji grzegorzowickiej, natomiast klastyki stropowe (= formacja ostałowska) są prawdopodobnymi odpowiednikami pogranicza górnych warstw skałskich i świętomarskich. Formacja wojciechowicka i dolne warstwy skałskie byłyby natomiast ekwiwalentem stratygraficznym serii dolomitów i iłowców dolomitycznych oraz wapieni z iłowcem dolomitycznym w stropie. Z kolei, Malec i in. (1996) wskazali na następujące cechy wspólne dewonu środkowego w otworze Szwejki IG 3 z profilem Grzegorzowice–Skały: (1) ogólna zgodność sukcesji litofacjalnej, w której dominują margliste węglany z fauną morską, (2) zbliżone miąższości, znacznie większe niż w porównywalnych profilach basenu lubelskiego i południowych Gór Świętokrzyskich, (3) obecność kompleksu terygenicznego w środkowej części sukcesji, (4) następstwo litofacjalne w stropie – przejście od utworów silnie marglistych (warstwy nieczulickie i for-

macja bąkowska) do węglanowych (warstwy kostomłockie i formacja szwejkowska).

Obecne badania pozwalają na oparcie korelacji na mocniejszych podstawach lito- i biostratygraficznych, z uwzględnieniem profili Szwejki IG 3, Ostałów 1 i Bąkowa IG 1 ([fig. 15](#)). Na tle tych profili, otwór Niesiołowice IG 1 wykazuje wyjątkowo niewielkie miąższości formacji z Bąkowej i nietypowe facje platformy węglanowo-terygenicznej poniżej korelacyjnego poziomu klastyków ostałowskich. Cechy te zbliżają sukcesję z Niesiołowic do porównywalnych wiekowo utworów z basenu lubelskiego. To z kolei sugeruje, że jest ona zlokalizowana w strefie o słabszej subsydencji w pobliżu przejścia między obu basenami (por. M. Narkiewicz i in., 2011b, ten tom). Pozostałe analizowane otwory, w tym zwłaszcza Bąkowa IG 1, prawdopodobnie reprezentują położenie zbliżone do depocentrum basenu.

W niższej części sukcesji wstępnie skorelowano serię iłowców dolomitycznych dolnych z formacją wojciechowicką. Ta ostatnia jednostka, należąca do niższego i środkowego eiflu, jest zapisem wczesnego, płytkowodnego etapu rozwoju szelfu węglanowego, ze znacznym udziałem domieszki terygenicznej

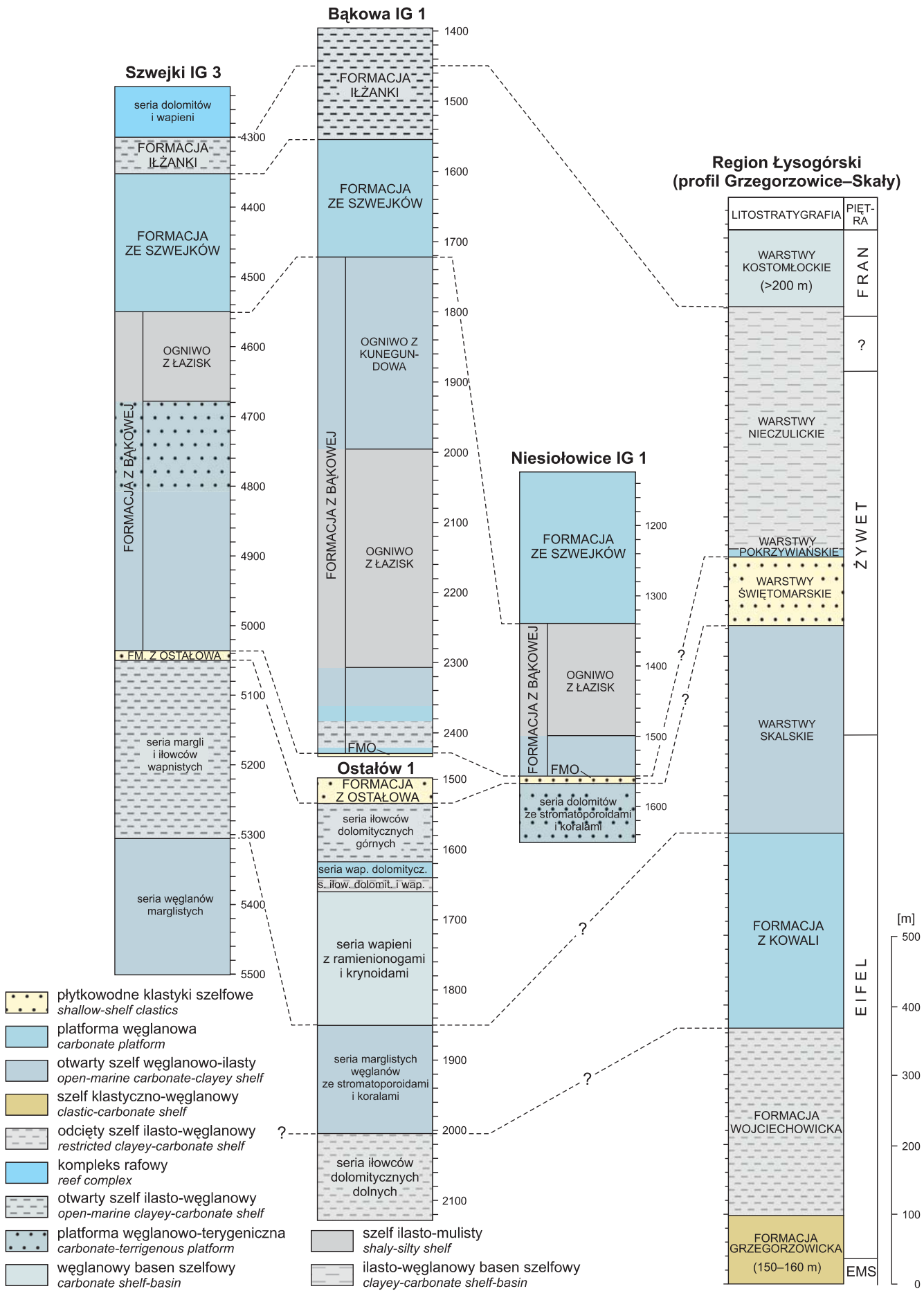


Fig. 15. Korelacja profili wiertniczych obszaru radomskiego i odsłonięć regionu łysogórskiego, reprezentowanych przez zbiorczy profil Grzegorzowice–Skały zestawiony na podstawie różnych źródeł przytoczonych w tekście

FMO – formacja ostałowska

Correlation of the investigated borehole sections from the Radom area with the Grzegorzowice–Skały composite outcrop section from the Łysogóry Region of the Holy Cross Mts. (compiled after various published sources cited in the text)

FMO – Ostałów Formation



i oznakami odcięcia od otwartego zbiornika (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010). Interpretacja chronostratygrafii profilu Ostałów 1 w pracy Żakowej i in. (1986), a zwłaszcza późniejsza korekta Malca (2001, inf. ustna; 2002) sugerują rozwój tych facji w rejonie Ostałowa już w emsie ?późnym. Prowadzi to do wniosku o wcześniejszej zapoczątkowanej subsydencji w rejonie depocentrum radomskiej części basenu.

Obie serie węglanów marglistych z profili Szwejki IG 3 i Ostałów 1 są przypuszczalnymi ekwiwalentami facjalnymi platformy węglanowej formacji z Kowali (M. Narkiewicz i in., 1990). Przy podobnym obfitym występowaniu zespołów stromatoporoidowo-koralowych, różni je znaczna domieszka ilasta oraz brak typowych sukcesji biostromalnych, a zwłaszcza cykli perylitoralnych (por. Skompski, Szulczewski, 1994; K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010). Radomska część basenu reprezentowała strefę bardziej zbliżoną do erodowanych obrzeży basenu, z których dopływały osady terygeniczne utrudniające rozwój „fabryki węglanowej”. Tempo sedymentacji węglanowej było przez to ogólnie niższe, a zespoły organiczne nieznacznie bardziej głębokowodne i bez cech biolitytów. Wyżej leżące jednostki charakteryzują się litofacjami węglanowo-ilastymi ze zmiennym udziałem szkieletów organizmów morskich, wykazującymi ogólne podobieństwo do warstw skalskich, zwłaszcza w przypadku profilu Szwejki IG 3 i Bąkowa IG 1.

Formacja ostałowska i jej odpowiednik łysogórski, warstwy świętomarskie, stanowią bardzo charakterystyczny zapis śródożyweckich warunków regresywnych. Uruchomione wówczas na wschodnich i północnych obrzeżach basenu znaczne ilości materiału terygenicznego całkowicie wykluczyły rozwój sedymentacji węglanowej. Skąpe dane miąższościowe wydają się świadczyć o rosnącej grubości morskich klastyków świętomarskich ku południowemu wschodowi (Kłossowski, 1985). Dane biostratygraficzne sugerują, że sedymentacja terygeniczna miała przebieg diachroniczny. Wcześniej zaznacza się w części północnej basenu (nie później niż w poziomie *rhenanus/varcus*; K. Narkiewicz, 2011, ten tom), natomiast w regionie łysogórskim dopiero w kolejnym w poziomie *ansatus* (Turnau, Racki, 1999). Również sedymentacja węglanowo-ilasta zaczęła się wcześniej w obszarze radomskim (formacja z Bąkowej) niż w regionie łysogórskim (warstw nieczulickie).

Warstwy nieczulickie składają się z przewarstwień osadów ilastych i marglistych z wapiennymi madstonami i wakstonami szkieletowymi. Skład zespołów szkieletowych jest odmienny

niż w warstwach skalskich – nie występują płytkowodne stromatoporoidy i korale, a przeważają ogólnie głębsze zespoły z ramienionogami, krynoidami, głowonogami, tentakulitoidami i trylobitami (Kłossowski, 1985; Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999). Charakterystyczne jest występowanie bezpośrednio nad klastykami świętomarskimi, 20-metrowego zespołu wapieni stromatoporoidowo-koralowych tworzących niewielką izolowaną platformę węglanową warstw pokrzywińskich. Podobne pod względem facjalnym, choć prawdopodobnie starsze, cienkie facje platformowe stwierdzono nad klastykami ostałowskimi w Bąkowej IG 1 (fig. 15).

Formacja bąkowska jest tu interpretowana jako odpowiednik facjalny niższej części warstw nieczulickich. Zwiększony udział ilasto-mułowcowej domieszki terygenicznej i pojawienie się wkładek niemal autochtonicznego materiału koralowo-stromatoporoidowego świadczy o facjach nieco płytszych, a zarazem bliższych źródłom materiału terygenicznego. Podobnie jak w przypadku odpowiedników warstw skalskich, rozwój większych struktur węglanowych był tłumiony przez dopływ terygenów w trakcie sedymentacji ogniwa z Łazisk. Ogniwo z Kunegundowa reprezentuje strefy okresowego rozwoju autochtonicznej sedymentacji węglanowej w warunkach zredukowanej dostawy klastyków.

Spąg formacji szwejkowskiej w profilach Szwejki IG 3 i Bąkowa IG 1 zapewne reprezentuje późnożyweckie zdarzenie transgresywne, które odsunęło źródła osadów terygeniczných, sprzyjając depozycji niemal czystych węglanów platformowych. W profilu Niesiołowice IG 1, położonym w późnym żywocie bliżej źródeł zasilania przez klastyki w obrzeżu basenu, sedymentacja terygeniczna trwała dłużej. W regionie łysogórskim nie widać oczywistego odpowiednika omawianego przejścia litofacjalnego. Leżące tam nad warstwami szydłoweckimi i nieczulickimi wapienne warstwy kostomłockie (Szulczewski, 1995), wydają się odpowiadać środowiskom głębszej, okresowo spływającej się sedymentacji w basenie szelfowym na przedpolu węglanowej platformy południowej strefy kieleckiej. Świadczy o tym występowanie osadów ziarnistych z redeponowaną fauną płytkowodną w obrębie marglistych, ciemnych osadów anoksycznych (Szulczewski, 1981, 1995; Casier i in., 2000; Pisarzowska i in., 2006). Dane biostratygraficzne sugerują, że odpowiednikiem warstw kostomłockich mogą być osady otwartego szelfu ilasto-węglanowej stropowej części formacji Iłzanki w Bąkowej IG 1 oraz kompleks rafowy najwyższej części profilu Szwejki IG 3 (fig. 16).

WNIOSKI

Obecne wyniki potwierdzają podobieństwa rozwoju sedymentacji w regionie łysogórskim i na obszarze położonym na północ od Gór Świętokrzyskich, uzasadniający łączenie tych obszarów w ramach jednego basenu łysogórsko-radomskiego. Charakterystyczną cechą części radomskiej basenu w dewonie środkowym był rozwój miąższych osadów węglanowo-terygeniczných, na ogół w facjach otwartego zbiornika. Powszechnie występują w badanych sukcesjach autochtoniczne nagromadzenia stromatoporoidowo-koralowe, a sedymentacja typu głębokiego basenu szelfowego ma udział niewielki. Przy braku sedymentologicznych świadectw silniejszych gradientów batymetrycznych, takich jak turbidyty i spływy grawitacyjne, świadczy to o wyrównanej paleobatymetrii rzędu dziesiątków metrów.

Całkowita miąższość dewonu środkowego w rejonie depocentrum basenu (Ostałów–Bąkowa) może być szacowana na około 1500 m, co jest wartością porównywalną z miąższością w regionie łysogórskim (ok. 1300 m) (fig. 15). Tak szybka akumulacja osadów miała zapewne uwarunkowania tektoniczne, a istnienie uskoków synsedymentacyjnych dodatkowo tłumaczyłoby szczegóły następstwa i obocznego rozkładu systemów depozycyjnych (fig. 14).

Rozwój sedymentacji w basenie rządził się ogólnymi regułami depozycji naprzemiennej. W wyniku pulsów transgresywnych oddalały się erodowane obszary lądowe, dopływ terygenów był mniejszy, a relatywnie większy udział miała sedymentacja węglanowa, w tym rozwój platform węglanowych i otwartego szelfu węglanowo-ilastego. W warunkach regresji, bliższe źródła terygenów warunkowały rozwój systemów zdominowanych przez sedymentację drobnoklastyczną na płytkim szelfie okresowo odcinanym od otwartego zbiornika. Wyjątkowo silnej regresji śródożyweckiej towarzyszyła progradacja pokrywy klastyków ostałowskich od wschodu.

Depocentrum radomskiej części basenu rozwinęło się wcześniej niż w regionie łysogórskim i reprezentuje ogólnie bardziej otwartomorskie facje w eiflu. Obszar radomski, sąsiadujący od SW z basenem lubelskim, wykazuje w porównaniu z regionem łysogórskim cechy sedymentacji bardziej proksymalnej względem lądowego obrzeża basenu – silniejszy dopływ osadów klastycznych, a także okresowy rozwój platform węglanowych i węglanowo-terygeniczných. Wyższa część sukcesji, należąca do górnego żywetu i dolnego franu, charakteryzuje się regionalnie bardziej wyrównanymi miąższościami i jednolitym rozwojem sedymentacji w porównaniu z etapem wcześniejszym. Wskazuje to na zmniejszenie roli tektoniki synsedymentacyjnej w kształtowaniu architektury wypełnienia basenu.

Podziękowania. Praca częściowo opiera się na wynikach badań prowadzonych w ciągu ostatnich kilkunastu lat w ramach tematów planowych Państwowego Instytutu Geologicznego, w tym głównie *Analiza basenów sedymentacyjnych Nizy Polskiego* (projekt zamawiany KBN PBZ 02-03; Narkiewicz, red., 1998) i *Środkowodewońska ewolucja basenu epikontynentalnego południowej Polski* (temat 6.20.1319.00.0 finansowany w ramach badań statutowych PIG; Narkiewicz, 2002).

Dziękuję dr Lechowi Miłaczewskiemu i dr Janowi Malcowi za dyskusje dotyczące stratygrafii badanych wierceń oraz odsłoneń świętokrzyskich, a prof. Grzegorzowi Rackiemu za uwagi dotyczące wcześniejszej wersji pracy. W trakcie wieloletnich prac terenowych korzystano z życzliwej pomocy pracowników magazynów rdzeni CAG: Janusza Łyszowskiego (Iwiczna) oraz Heleny i Mariana Sakowiczów (Hołowno). Dziękuję również Leszkowi Skowrońskiemu i Janowi Turczynowiczowi (PIG-PIB Warszawa) za pomoc w przygotowaniu materiałów graficznych, a także Andrzejowi Jackowiczowi i Tadeuszowi Sztyrakowi za wykonanie naszlifów i szlifów.

LITERATURA

- BROWN L.F., FISCHER W.L., 1977 — Seismic stratigraphic interpretation of depositional systems: examples from Brazil rift and pull-apart basins. *W: Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration* (red. C.E. Payton). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **26**: 213–248.
- CASIER J.-G., DEVLEESCHOUVER X., LETHIERS F., PREAT A., RACKI G., 2000 — Ostracods and sedimentology of the Frasnian-Famennian boundary beds in the Kostomłoty section (Holy Cross Mountains, Poland). *Bull. Inst. Royal Sc. Terre*, **70**: 53–74.
- CZARNOCKI J., 1950 — Geologia regionu łysogórskiego związku z zagadnieniem złoża rud żelaza w Rudkach. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **1**: 3–404.
- DUNHAM, R. J., 1962 — Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *W: Classification of carbonate rocks* (red. W.E. Ham). *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, **1**: 108–121.
- EMBRY A.F., KLOVAN J.E., 1971 — A Late Devonian reef tract on Northeastern Banks Island, NWT. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **19**: 730–781.
- GALLOWAY W.E., 1989 — Genetic stratigraphic sequences in basin analysis I: architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **73**: 125–142.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., 2001 — The border of the East-European Craton in south-eastern Poland based on gravity and magnetic data. *Terra Nova*, **13**: 92–98.
- KŁOSSOWSKI J., 1985 — Sedymentacja dewonu środkowego w regionie łysogórskim (profil Świętomarz/Śniadka). *Prz. Geol.*, **33**, 5: 264–267.
- MACHEL H.G., HUNTER I.G., 1994 — Facies models for Middle to Late Devonian shallow-marine carbonates, with comparisons to modern reefs: a guide to facies analysis. *Facies*, **30**, 1: 155–176.
- MALEC J., 2002 — Stratygrafia utworów z pogranicza dewonu dolnego i środkowego w regionie łysogórskim Gór Świętokrzyskich. Praca doktorska niepubl. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MALEC J., TURNAU E., 1997 — Middle Devonian conodont, ostracod and miospore stratigraphy of the Grzegorzowice

- Skały section, Holy Cross Mountains, Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci.*, **45**, 1: 67–86.
- MALEC J., MIŁACZEWSKI L., RADLICZ K., 1991 — Litostratygrafia, biostratygrafia oraz mikrofacje w profilu dewonu otworu wiertniczego Szwejki IG 3 (streszcz. ref.). *Geol. Quart.*, **35**, 4: 517–518.
- MALEC J., MIŁACZEWSKI L., NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 1996 — Stratigraphy of the Devonian in the Szwejki IG 3 deep well, Central Poland. *Geol. Quart.*, **40**, 3: 367–392.
- MIŁACZEWSKI L., ŻELICHOWSKI A.M., 1970 — Wgłębna budowa geologiczna obszaru radomsko-lubelskiego. Przewodnik 42 Zjazdu Pol. Tow. Geol., Lublin 3–5 września 1970: 7–32. Wyd. Geol., Warszawa.
- NARKIEWICZ K., 2011 — Biostratygrafia konodontowa środkowego dewonu obszaru radomsko-lubelskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 147–192.
- NARKIEWICZ K., BULTYNCK P., 2007 — Conodont biostratigraphy of shallow marine Givetian deposits from the Radom–Lublin area, SE Poland. *Geol. Quart.*, **51**, 4: 419–442.
- NARKIEWICZ K., NARKIEWICZ M., 2010 — Mid Devonian carbonate platform development in the Holy Cross Mts. area (central Poland): new constraints from the conodont *Bipennatus* fauna. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **255**, 3: 287–300.
- NARKIEWICZ M., 1985 — Badania dewońskiego szelfu węglanowego południowej Polski. *Prz. Geol.*, **33**, 5: 253–258.
- NARKIEWICZ M., 1991 — Mesogenetic dolomitization processes: an example from the Givetian to Frasnian of the Holy Cross Mountains, Poland. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **132**.
- NARKIEWICZ M. (red.), 1998 — Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **165**.
- NARKIEWICZ M., 2002 — Środkowodewońska ewolucja basenu epikontynentalnego południowej Polski. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- NARKIEWICZ M., 2005 — Seria węglanowa dewonu i karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **182**: 5–46.
- NARKIEWICZ M., 2009 — Late burial dolomitization of the Devonian carbonates and a tectonothermal evolution of the Holy Cross Mts area (Central Poland). *Mineralogia–Special Papers*, **35**: 51–59.
- NARKIEWICZ M., DADLEZ R., 2008 — Geologiczna regionalizacja Polski – zasady ogólne i schemat podziału w planie podkenozoicznym i podpermskim. *Prz. Geol.*, **56**, 5: 391–397.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., WRZOŁEK T., 1990 — Litostratygrafia dewońskiej serii stromatoporoidowo-koralowcowej w Górach Świętokrzyskich. *Kwart. Geol.*, **34**, 3: 433–456.
- NARKIEWICZ M., RACKI G., SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., 2006 — Zapis procesów i zdarzeń w dewonie i karbonie Gór Świętokrzyskich. 77 Zjazd Nauk. Pol. Tow. Geol., Mat. Konf.: 51–77. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- NARKIEWICZ M., GRAD M., GUTERCH A., JANIK T., 2011a — Crustal seismic velocity structure of southern Poland: preserved memory of a pre-Devonian terrane accretion at the East European Platform margin. *Geol. Mag.*, **148**, 2: 191–210.
- NARKIEWICZ M., NARKIEWICZ K., TURNAU E., 2011b — Rozwój sedimentacji dewońskiej w basenie łysogórsko-radomskim i lubelskim (południowo-wschodnia Polska). *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **196**: 289–318.
- NIEMCZYCKA T. (red.), 1972 — Dokumentacja wynikowa otworu strukturalno-parametrycznego Niesiołowice IG-1. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.
- NIEMCZYCKA T. (red.), 1975 — Bąkowa IG 1. *Profil Głęb. Otw. Wiertn. Inst. Geol.*, **26**.
- PAJCHŁOWA M., 1957 — Dewon w profilu Grzegorzowice–Skały. *Biul. Inst. Geol.*, **122**: 145–254.
- PISARZOWSKA A., SOBSTEL M., RACKI G., 2006 — Conodont-based event stratigraphy of the Early-Middle Frasnian transition on South Polish carbonate shelf. *Acta Palaeont. Pol.*, **51**, 4: 609–646.
- POŻARYSKI W., DEMBOWSKI Z. (red.), 1983 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich. 1:1 000 000. *Inst. Geol. Warszawa*.
- RACKI G., NARKIEWICZ M. (red.), 2006 — Polskie zasady stratygrafii. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- SARNECKA E., 1986 — Tabulata i Chaetetida z otworu wiertniczego Ostałów 1. *Kwart. Geol.*, **30**, 1: 49–62.
- SKOMPSKI S., SZULCZEWSKI M., 1994 — Tide-dominated Middle Devonian sequence from the northern part of the Holy Cross Mountains (Central Poland). *Facies*, **30**: 247–266.
- STOAKES F.A., 1980 — Nature and control of shale basin fill and its effect on reef growth and termination: Upper Devonian Duvernay and Ireton formations of Alberta, Canada. *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **28**: 234–410.
- SZULCZEWSKI M., 1981 — Stratygrafia franu wzgórz kostomłockich. Przewodnik 53 Zjazdu Pol. Tow. Geol.: 222–225.
- SZULCZEWSKI M., 1995 — Depositional evolution of the Holy Cross Mts. (Poland) in the Devonian and Carboniferous – a review. *Geol. Quart.*, **39**, 4: 471–488.
- TURNAU E., RACKI G., 1999 — Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Rev. Paleobot. Palynol.*, **106**, 3/4: 237–271.
- WAGNER R., red., 2008 — Tabela stratygraficzna Polski. *Państw. Inst. Geol. Warszawa*.
- WALKER R.G., 1992 — Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. *W: Facies models – response to sea level change* (red. R.G. Walker, N.P. James): 1–14. *Geol. Assoc. Canada*.
- WALKER R.G., JAMES N.P. (red.), 1992 — Facies models – response to sea level change. *Geol. Assoc. Canada*.
- WENDTE J., STOAKES F.A., CAMPBELL C.V., 1992 — Devonian–Early Mississippian carbonates of the Western Canada Sedimentary Basin: a sequence-stratigraphic framework. *Soc. Econ. Petrol. Min. Short Course*, **28**.
- WILSON J.L., 1975 — Carbonate facies in geologic history. *Springer, New York*.
- ŻAKOWA H., RADLICZ K., MALEC J., 1986 — Podłoże permu w okolicy Szydłowca. *Kwart. Geol.*, **30**, 1: 23–48.
- ŻELICHOWSKI A.M., 1979 — Przekrój geologiczny przez brzeżną część platformy prekambryjskiej na obszarze lubelsko-podlaskim (bez kenozoiku). *Kwart. Geol.*, **23**: 291–307.
- ŻELICHOWSKI A.M. (red.), 1990 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Szwejki IG 3. *Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol.*, Warszawa.

LITHOSTRATIGRAPHY, DEPOSITIONAL SYSTEMS AND TRANSGRESSIVE-REGRESSIVE CYCLES IN THE MIDDLE DEVONIAN TO FRASNIAN OF THE ŁYSOGÓRY-RADOM BASIN (SOUTH-EASTERN POLAND)

Abstract. Present study is focused on thick Devonian successions in the Ostałów 1, Szwejki IG 3, Lisów 1, Bąkowa IG 1 and Niesiołowice IG 1 boreholes. It allowed to establish lithostratigraphic framework of the upper Emsian to lowermost Frasnian of the NE part of the Łysogóry-Radom Basin. Based on sedimentological analysis of the sections it was possible to define depositional events and systems, the latter dominated by carbonate-terrigenous sediments of an open-marine shelf. Depositional development was reconstructed basing on a litho-, bio- and event correlation. The Middle Devonian sediments attain maximum thickness of ca. 1500 meters in the area of Ostałów and Bąkowa. Rapid sediment accumulation, partly irregular pattern of depositional events and certain details of the basinal architecture confirm a considerable influence of synsedimentary

basement-block movements. Their significance decreased by the end of the Givetian and in the early Frasnian, when carbonate platform system prevailed in the basin. Comparison of the investigated sediments with the coeval deposits from the Łysogóry Region (northern Holy Cross Mts.) reveals number of analogies in subsidence and depositional development. These similarities support inclusion of both the areas into a single Łysogóry-Radom Basin. The northern, Radom part is neighboured from NE by the Lublin Basin. It is characterised, unlike the Łysogóry part, by a stronger terrigenous input as well as temporary development of carbonate and carbonate-terrigenous platforms. This is due to more proximal position relative to a continental area in the east and north.

Key words: lithostratigraphy, carbonate-terrigenous deposition, depositional system, depositional event, synsedimentary tectonics, Devonian, Radom Area.

SUMMARY

The Łysogóry-Radom Basin represents a fragment of an extensive realm of a Devonian epicontinental sedimentation in southern Poland (M. Narkiewicz, 1985). In the Middle Devonian the basin was characterized by distinctly increased sediment-thicknesses and more open-marine facies development when compared to the neighbouring Małopolska Block in the south and Lublin Basin in the north-east (Fig. 1; M. Narkiewicz, 2002). The strata exposed in the Łysogóry Region of the Holy Cross Mts. along the southern basin-margin have been a subject of numerous previous studies (see e.g. Szulczewski, 1995 for a review). In contrast, the subsurface occurrences in the Radom Area in the north and east still have no comprehensive and consistent description. This in turn has hampered their correlation, interpretation of a depositional development and detailed comparisons with the Holy Cross Mts. strata.

ish stratigraphic principles” (Racki, M. Narkiewicz, eds., 2006). Sedimentological observations of cores were supplemented by description of ca. 60 cut core samples, partly illustrated in **Plates I–VI**. Basing on petrological characteristics, sedimentary structures and textures as well as on fossil assemblages it was possible to interpret the lithostratigraphic units in terms of depositional systems (Brown, Fisher, 1977; Galloway, 1989; Walker, 1992). Also key depositional events and transgressive-regressive cycles of different orders have been identified. Correlation of lithostratigraphic boundaries and major stratal events was facilitated by existing biostratigraphic results, particularly by conodont data (K. Narkiewicz, Bultynck, 2007; K. Narkiewicz, 2011, this issue). The final result of the present study is a reconstructed pattern of a depositional evolution in the late Emsian to early Frasnian, and its comparison to the development of the Holy Cross Mts. area.

STUDY AREA, MATERIALS AND METHODS

The study area comprises the Łysogóry Block located between the Małopolska Block in the south and the Radom-Kraśnik Elevation in north east (M. Narkiewicz, Dadlez, 2008). The latter is a part of the East European Platform margin (Żelichowski, 1979; Grabowska, Bojdyś 2001), whereas the Łysogóry Block is interpreted as a proximal Caledonian (pre-Devonian) terrane (M. Narkiewicz *et al.*, 2011).

The studied Devonian strata have been faulted and folded during Variscan deformations in the Late Carboniferous. Ensuing erosion removed most of the Upper Devonian deposits, and different Permian to Jurassic deposits overlie the unconformity. Present study comprised four key upper Emsian to lower Frasnian borehole sections: Ostałów 1, Szwejki IG 3, Bąkowa IG 1 and Niesiołowice IG 1 (Figs. 2–5). The first section was analysed based on published data (Żakowa *et al.*, 1986) and on wireline logs. For the remaining three section core study was undertaken in addition to geophysical logs analysis. Moreover, included here were the data from the Lisów 1 borehole located in the Radom-Kraśnik Elevation (see M. Narkiewicz *et al.*, 2011, this volume). The borehole depths reported in this paper refer to core depths.

The lithostratigraphic subdivision (Fig. 6) was established using all available data and according to recommendations in the “Pol-

LITHOSTRATIGRAPHY

Lower part of the studied succession is poorly known as it has been mostly found only in the Szwejki IG 3 and Ostałów 1 sections. Therefore, only informal lithostratigraphy has been established (see Fig. 6).

The lowermost part is attributed in the Ostałów 1 section to the **Lower Dolomitic Shales** unit belonging to the Emsian and **Marly Carbonates with Stromatoporoids and Corals** of the lowermost Eifelian. The units are > 90 m and ca. 110 m thick, respectively, and represent the system of a restricted (dys- to anaerobic ?) shaly-carbonate shelf and open-marine carbonate shaly-shelf, respectively. The upper unit may be correlated with the **Marly Carbonates** ca. 200 m thick in the Szwejki IG 3 section. The latter contains diverse open-marine fauna as well as allochthonous plant remains and has been ascribed to an open-marine carbonate-shaly shelf. It is succeeded by the **Marls and Calcareous Shales** ca. 250 m thick, and with a strongly terrigenous aspect along with poorer and less diverse marine biotic assemblages (Figs. 7; Pl. I, Fig. 1). The unit belongs to the upper part of the Eifelian and lower part of the Givetian stages and is interpreted as an open-marine shaly-carbonate subtidal shelf facies. Intermittent development of subordinate skeletal accu-

mulations occurred under conditions of improved oxygenation and/or decreased clay input. Overall terrigenous admixture increases gradually in the uppermost part of the unit. The entire unit can be correlated with the following units in the Ostałów 1 section (Fig. 6): **Limestones with Brachiopods and Crinoids** (ca. 130 m thick), **Dolomitic Shales and Limestones** (15 m), **Dolomitic Limestones** (17 m) and **Upper Dolomitic Shales** (ca. 70 m). They represent succession of various depositional systems, from carbonate shelf-basin, to restricted shaly-carbonate shelf, shallow-water carbonate platform, and the uppermost open-marine shaly-carbonate shelf with a gradually increasing degree of restriction during regression. The temporal equivalent of the upper part of this succession in the Niesiołowice IG 1 borehole is composed of the **Dolomites with Stromatoporoids and Corals**. It is > 80 meters thick and is interpreted as a system of a proximal, carbonate-terrigenous platform. This unit is not younger than the Middle Givetian.

The described units are overlain by a distinct siliciclastic complex defined here as the **Ostałów Formation** (thickness: 10 to > 25 m). It is composed of light grey quartz arenites and siltstones with a variable admixture of carbonate material (including marine skeletal remains), and subordinate carbonate intercalations near the top (Fig. 8; Pl. I, Fig. 2). This widespread unit is interpreted as a blanket of shallow-marine clastics, and is not younger than the Middle Givetian.

The overlying **Bąkowa Formation** (200 to 600 m) is characterised by a co-occurrence of clayey-silty and shaly-marly deposits with a poor skeletal content (mostly brachiopods and crinoids), and carbonate sediments abounding in, mainly redeposited, corals and stromatoporoids (Fig. 9; Pl. I, Figs. 3–6; Pl. II, Figs. 1, 2). The formation corresponds to the upper Middle and lower Upper Givetian. Its lower part is mainly developed as an open-marine carbonate-shaly shelf system. Higher up, the proportion of terrigenous fine-grained clastics increases, reaching maximum in the **Laziska Member** (120–270 m) composed of shales and siltstones with minor carbonate fraction (Pl. II, Figs. 3–8; Pl. III, Figs. 1, 2). These are here attributed to a shallow shaly-silty shelf system. In the area of Bąkowa the uppermost part of the formation is represented by the **Kunegundów Member** (240 m). This unit is characterised by poorly fossiliferous dark shales and marls intercalating with marly skeletal wackestones and rudstones (Fig. 9D; Pl. III, Figs. 3–8; Pl. IV, Fig. 1), collectively interpreted as an open-marine carbonate-shaly shelf system.

Predominant part of the Upper Givetian is represented by a widespread carbonate platform of the **Szwejki Formation**, with a considerable proportion of skeletal material of stromatoporoids and corals commonly forming biolithites (Fig. 10; Pl. IV, Figs. 2–6; Pl. V). These calcareous deposits, 160–220 m thick, may be dolomitized locally. The Bąkowa IG 1 section represents a variant of an outer platform, while Szwejki IG 3 and probably Niesiołowice IG 1 – its more restricted inner part. A few levels of dark, pyrite-rich, marly deposits with a poor biotic component represent periodic encroachment of a deeper-shelf facies upon the platform.

Over a considerable basin area the carbonate platform development was terminated due to the onlap of dark shales and marls with subordinate intercalations of biorudites and biolithites, collectively ascribed to the **Iżanka Formation** (Fig. 11; Pl. VI, Figs. 1–4). This unit, 50 m to > 150 m thick, is interpreted as an open-marine shaly-carbonate shelf system with palaeodepths scarcely exceeding those that prevailed on the Szwejki platform. Conodont data indicate that the upper part of the unit belongs already to the lowermost Frasnian (K. Narkiewicz, 2011, this volume). In the Szwejki IG 3 section the formation is overlain by the **Dolomites and Limestones** (>75 m) topped by an erosional Variscan unconformity. These are partly dolomitized light-coloured coral-stromatoporoid limestones with a considerable proportion of microbial sediments, and interskeletal voids and *stromatactis*-like structures (Fig. 12; Pl. VI, Figs. 5–7). High proportion of the *in situ* skeletal and microbial com-

ponents points to either a very large shallow-water mound or, more probably, to a reef complex.

DEPOSITIONAL ARCHITECTURE AND BASIN DEVELOPMENT

The model of reciprocal sedimentation (Stoakes, 1980; Wendt *et al.*, 1992) adopted here for the depositional systems of a subtidal shelf and deeper shelf basin, assumes that a terrigenous input reflects degree of proximity to the eroded alimentary areas. According to the model, a transgression pushes back terrigenous sediments which tend to be deposited near the distant eroded areas, which in turn opens space for carbonate sedimentation under shallow-water tropical shelf conditions. Regression has an opposite effect on sedimentation – it brings eroded areas closer to depocenters and causes encroachment of more clay-rich or even silty to sandy shelf facies. On the other hand, an appearance of dark shales and marls with open-marine fauna in carbonate platform successions is an evidence of a transgression leading to an onlap of shaly deeper-shelf facies.

Fig. 13 presents a schematic graphical summary of a basin architecture of the lower part of the studied succession, including interpreted depositional systems, events and T-R cycles. It may be noted that similarities in the wireline log patterns allow to correlate several depositional events across the basin. Nevertheless, the correlation is hypothetical, particularly in view of a lack of detailed lithological and sedimentological data from the Ostałów 1 borehole.

The deposits of the restricted shaly-carbonate shelf grade upwards into the open-marine carbonate-shaly facies. It may be hypothesized that the bottom part of the Marly Carbonates with Stromatoporoids and Corals Unit, particularly rich in skeletal carbonates, represents an onlap of organic buildup facies. During the earlier stage this facies may have formed a barrier separating shallow-water restricted shelf from more open-marine carbonate-shaly facies (symbols B in Fig. 13). Higher up in the succession there is a record of two transgressive pulses that initiated transition to the carbonate shelf-basin or open-marine shaly-carbonate shelf. The Ostałów 1 and Szwejki IG 3 sections reveal considerable differences during the successive stage of deposition. The first section represents stronger subsidence and a presence of two distinct transgressive pulses that led to a development and later to drowning of a short-lived carbonate platform. This seems to imply the influence of a synsedimentary tectonics – relative vertical movements of basement blocks. Gradually developing regression predating progradation of Ostałów clastics is evidenced by upwards-increasing terrigenous admixture in the systems of an open-marine shelf or a carbonate-terrigenous platform. The ensuing exceptional episode of exclusively siliciclastic deposition indicates considerable magnitude of a sea-level drop which led to a total replacement of clayey-carbonate sedimentation by sheet sands prograding from the land area in the east.

The Bąkowa Fm. developed above the Ostałów clastics is here interpreted as a single major T-R cycle initiated by encroachment of an open-marine carbonate-shaly shelf system. In the Bąkowa IG 1 section two subordinate T-R cycles may be noted, starting with a short-lived carbonate platform establishment separated by an open-marine shaly-carbonate system. Generally larger thickness of the formation in the above section suggests that it is located close to the basin depocentre. The sedimentary succession includes thick Laziska terrigenous shelf deposits succeeded by the open-shelf Kunegundów marly and shaly carbonates. The latter may represent an area protected from the terrigenous input from N and E, probably in connection with a synsedimentary tectonic pattern.

The onset of the Szwejki carbonate platform is attributed to the transgressive pulse that initiated the successive major T-R cycle. In the Niesiołowice area the terrigenous Laziska-type sedimentation continued slightly longer. The marly levels correlated between

the Bąkowa IG 1 and Szwejki IG 3 boreholes (Fig. 14) represent subordinate transgressive pulses while a higher-amplitude transgression is responsible for the Iżanka open-marine shaly-carbonate shelf development. Probably during the phase of a maximum flooding reduced terrigenous input allowed a development of the small organic mud-mound in Bąkowa IG 1 and the reef complex in the area of Szwejki IG 3. Starting with the development of the Szwejki Platform the basin evolved under conditions of a generally more stable, uniform subsidence while vertical block movements active during the Bąkowa-type sedimentation either ceased or became insignificant.

COMPARISONS WITH THE NORTHERN HOLY CROSS MTS.

With respect to a sediment-thickness and facies types the closest similarity to the coeval Holy Cross succession may be seen in the sections of the Szwejki IG 3, Ostałów 1 and Bąkowa IG 1 boreholes located near the basin depocentre (Fig. 15). The Niesiołowice IG 1 section is located near the boundary with the Lublin Basin and shows some similarity to Lublin-type successions.

The Lower Dolomitic Shales Unit has been tentatively interpreted as an older facies-equivalent of the Lower-Middle Eifelian Wojciechowice Formation of the northern Holy Cross Mts. (K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010). Also, both marly carbonates units in the Szwejki IG 3 and Ostałów 1 sections are probable older facies counterparts of the Kowala Formation (cf. Skompski, Szulczewski, 1994; K. Narkiewicz, M. Narkiewicz, 2010). The Ra-

dom part of the basin probably represented area of an earliest initial subsidence in the late Emsian and early Eifelian. It was also influenced by a proximity to the land areas to the east and north which supplied terrigenous clastic material excluding efficient carbonate factory development. Higher units are characterised by carbonate-shaly lithofacies with a variable proportion of skeletal accumulations, displaying general similarities to the Skały Beds (Pajchłowa, 1957; Kłossowski 1985; Turnau, Racki, 1999). The Ostałów Formation and its Łysogóry counterpart – Świętomarz Beds, represent a very characteristic episode of the mid-Givetian regressive conditions dominated by a terrigenous supply from E and N. In the northern part of the basin the terrigenous sedimentation started slightly earlier than in the Łysogóry Region. Similar diachronism characterized the ensuing transgression recorded in the northern Holy Cross Mts. by the marly Nieczulice Beds. They represent a deeper shelf environments lacking reefal accumulations (Kłossowski, 1985; Malec, Turnau, 1997; Turnau, Racki, 1999). Bąkowa Formation comprises depositional systems that were more proximal relative to land areas than their equivalents in the lower part of the Nieczulice Beds.

An upper part of the Nieczulice Beds in the Łysogóry Region may be conceived as a probable more distal equivalent of the Szwejki carbonate platform. Overlying calcareous Kostomłoty Beds contain allochthonous shallow-marine skeletal material supplied by gravity flows from the Givetian to earliest Frasnian carbonate platform of the southern Holy Cross Mts. (Szulczewski, 1981, 1995; Casier *et al.*, 2000; Piszczowska *et al.*, 2006). The biostratigraphic data suggest that the Kostomłoty Beds may have their temporal equivalent in the open-marine shaly-carbonate shelf of an upper Iżanka Fm. and in the reef complex topping the Szwejki IG 3 section (Fig. 15).

TABLICE

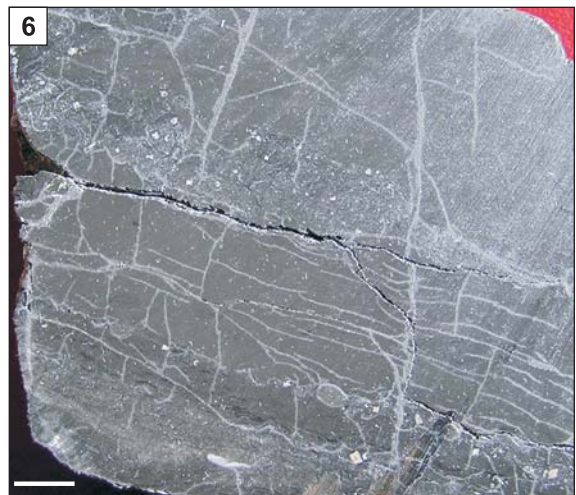
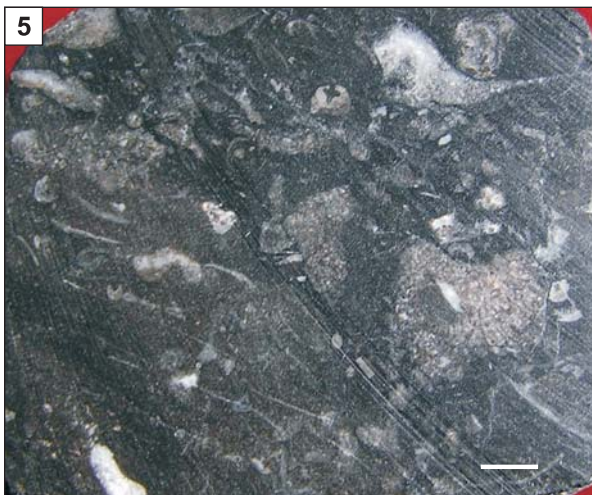
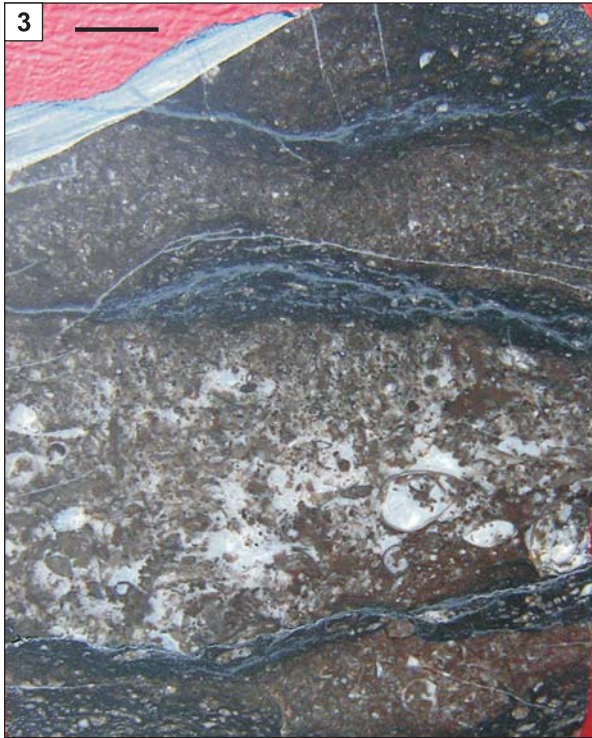
Tablice I–VI – zdjęcia przeciętych powierzchni rdzeni (o ile nie podano inaczej); długość skali – 1 cm

Plates I–VI – photos of cut core surfaces (if not stated otherwise); scale bar – 1 cm

TABLICA I

- Fig. 1. Powierzchnia łupku z nagromadzeniem skorupek ramienionogów Inarticulata; Szwejki IG 3, głęb. 5296,7 m
Shale bedding-surface with an accumulation of inarticulate brachiopods; Szwejki IG 3, depth 5296.7 m
- Fig. 2. Dolosparyty z relikdami ramienionogów i koralu gałązkowych; Bąkowa IG 1, głęb. 2431,0 m
Dolosparite with relics of brachiopods and branching corals; Bąkowa IG 1, depth 2431.0 m
- Fig. 3. Wakston-pakston z ramienionogami i ślimakami, obecne faliste smugi ilaste; Szwejki IG 3, głęb. 4984,1 m
Wackstone-packstone with brachiopods and gastropods; wavy clay seams present; Szwejki IG 3, depth 4984.1 m
- Fig. 4. Szczątki roślin na powierzchni przełamu w marglach wapnistych; Szwejki IG 3, głęb. 4809,0 m
Plant remains in calcareous marls; Szwejki IG 3, depth 4809.0 m
- Fig. 5. Dolosparyty – zdolomityzowany wakston szkieletowy z licznymi relikdami ramienionogów, krynoidów, koralu gałązkowych i masywnych; Bąkowa IG 1, głęb. 2426,8 m
Dolosparite – dolomitized skeletal wackestone with numerous relics of brachiopods, crinoids, branching and domal corals; Bąkowa IG 1, depth 2426.8 m
- Fig. 6. Wkładka wakstona szkieletowego z drobnymi trochitami i ramienionogami w obrębie czarnych zbioturbowanych ilowców dolomitycznych; Bąkowa IG 1, głęb. 2414,3 m
Intercalation of a skeletal wackestone with minute trochites and brachiopods, in black bioturbated dolomitic claystones; Bąkowa IG 1, depth 2414.3 m

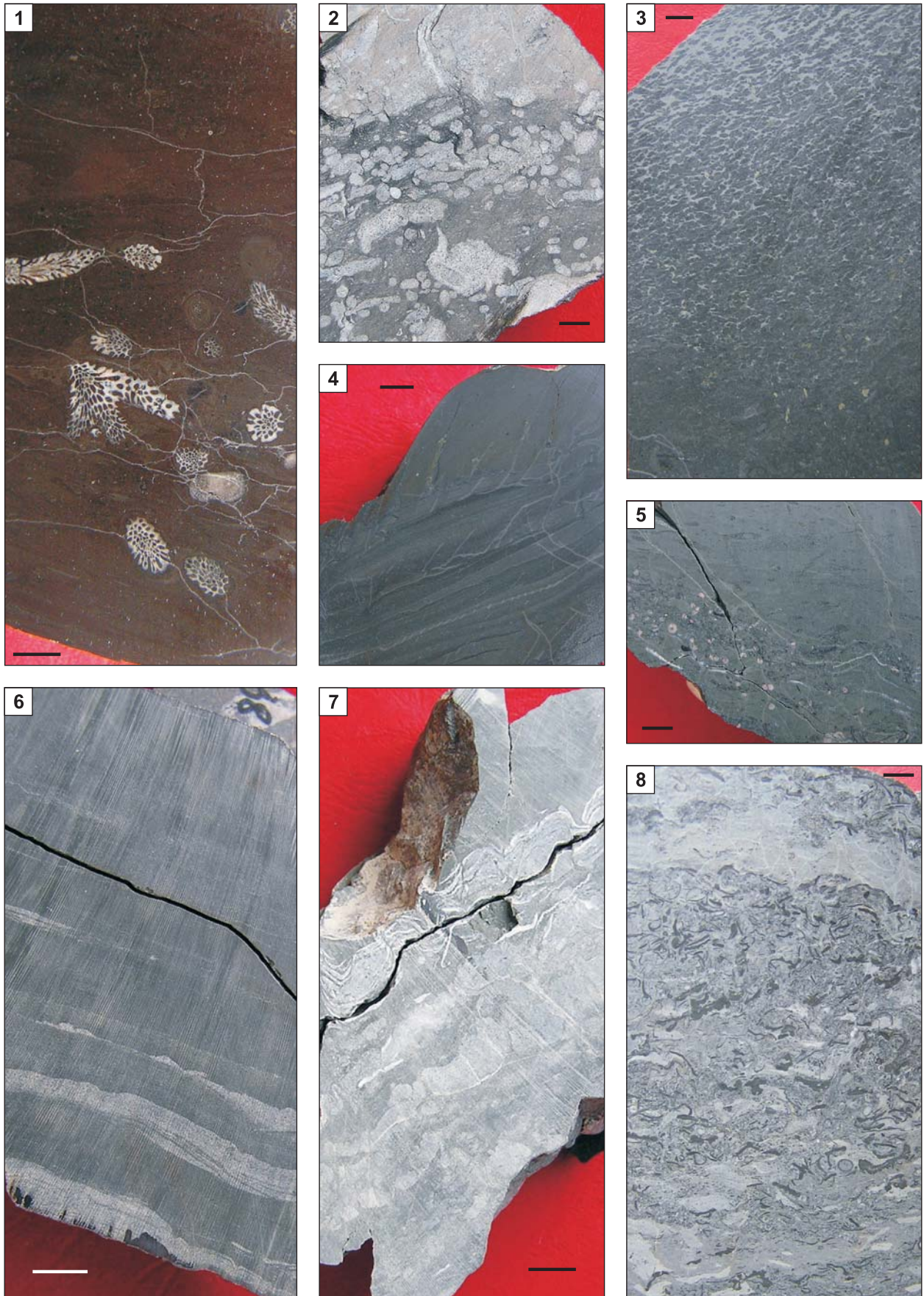
Fig. 1 – seria margli i ilowców wapnistych; fig. 2 – formacja ostałowska; fig. 3–6 – formacja bąkowska (część dolna)
Fig. 1 – Marls and Calcareous Shales Unit; Fig. 2 – Ostałów Formation; Figs. 3–6 – Bąkowa Formation (lower part)



TABLICA II

- Fig. 1. Gałązkowe tabulaty w zbioturbowanym wackstonie wapiennym; Szwejki IG 3, głęb. 4799,0 m
Branching tabulates in bioturbated lime wackestone; Szwejki IG 3, depth 4799.0 m
- Fig. 2. Rudston z nieznacznie przerobionymi szkieletami gałązkowych stromatoporoidów i tabulatów oraz stromatoporoidów masywnych i ramienionogów; tło mikrytowe (górze) i ilasto-mikrytowe (dół); Bąkowa IG 1, głęb. 2345,0 m
Rudstone with slightly reworked skeletons of branching stromatoporoids and tabulates, domal stromatoporoids and brachiopods. Micritic (upper part) and clayey-micritic matrix (lower part). Bąkowa IG 1, depth 2345.0 m
- Fig. 3. System gęstych poziomych nor w szarym madstonie marglistym przechodzącym ku górze w iłowiec zielonkawy; Bąkowa IG 1, głęb. 2273,4 m
Dense horizontal burrows system in grey marly mudstone grading upwards into greenish claystone; Bąkowa IG 1, depth 2273.4 m
- Fig. 4. Laminowany iłowiec wapnisty–margiel wapienny; Bąkowa IG 1, głęb. 2281,0 m
Laminated calcareous claystone–calcareous marl; Bąkowa IG 1, depth 2281.0 m
- Fig. 5. Warstewka wzbogacona w krynoidy w zielonkawym iłowcu; Bąkowa IG 1, głęb. 2174,9 m
Thin intercalation of crinoid remains in greenish claystone; Bąkowa IG 1, depth 2174.9 m
- Fig. 6. Warstewki mułowca (jaśniejsze) w ciemnych iłowcach; drobnoskalowe warstwowanie przekątne w dolnych warstewkach; Bąkowa IG 1, głęb. 2128,4 m
Silty laminae (lighter) in a dark claystone. Small-scale cross-lamination in lower part. Bąkowa IG 1, depth 2128.4 m
- Fig. 7. Wkładka muszłowca ramienionogowego w madstonie marglistym; w dolnej części – struktury gruzłowo-bioturbacyjne; Bąkowa IG 1, głęb. 2149,3 m
Intercalation of a brachiopod coquina in a marly mudstone; nodular-bioturbation structure in the lower part. Bąkowa IG 1, depth 2149.3 m
- Fig. 8. Pakston szkieletowy z licznymi muszlami ramienionogów wykazującymi pirytyzację i powłoki onkoidowe; Bąkowa IG 1, głęb. 2253,5 m
Skeletal packstone with numerous brachiopods showing pyritization and oncolite coating. Bąkowa IG 1, depth 2253.5 m

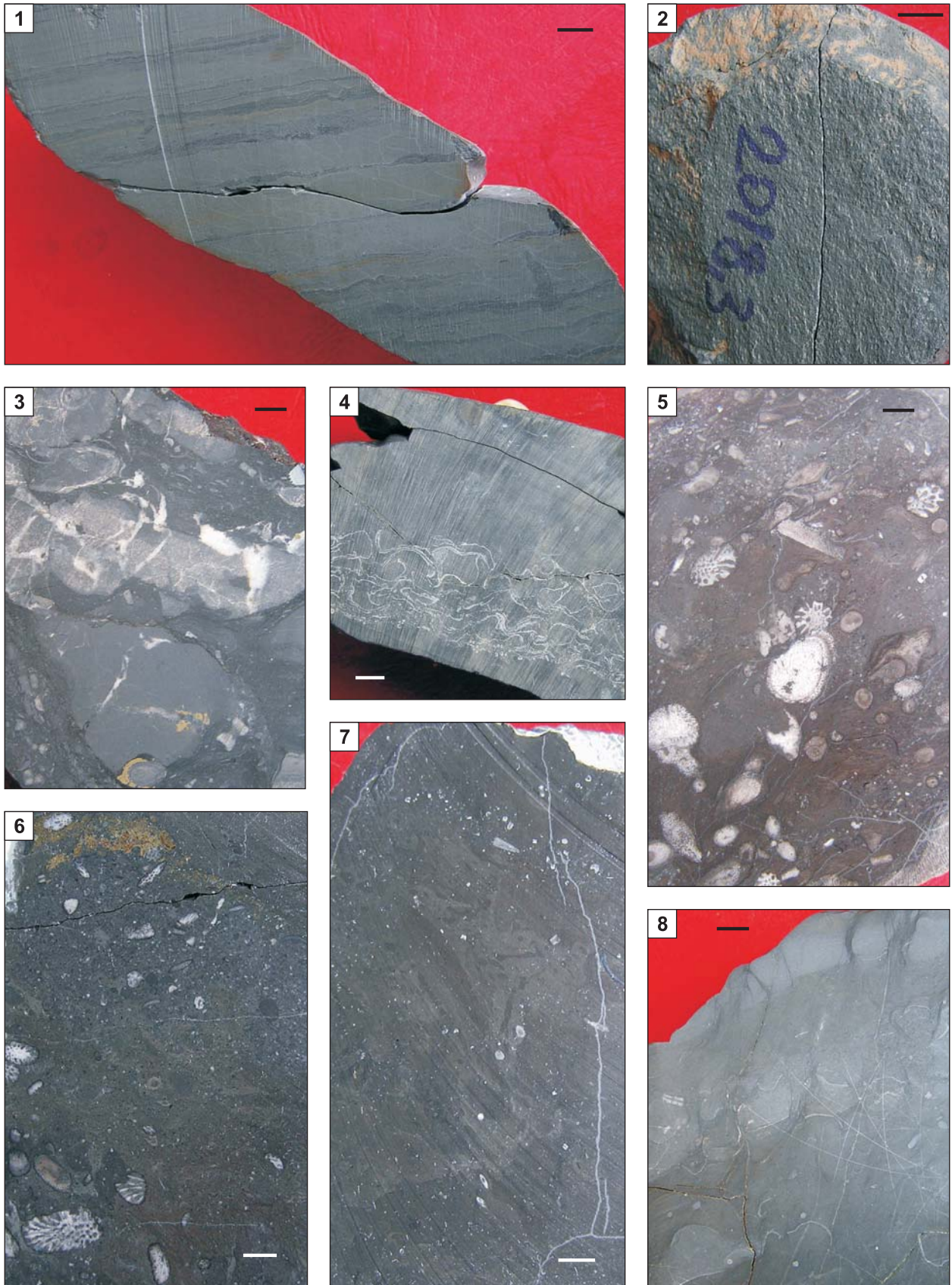
Fig. 1, 2 – formacja bąkowska, część dolna nierozdzielona; fig. 3–8 – formacja bąkowska, ogniwo łaziskie
Figs. 1, 2 – Bąkowa Formation, lower undivided part; Figs. 3–8 – Bąkowa Formation, Łaziska Member



TABLICA III

- Fig. 1. Laminy materiału pylastego w iłowcu zielonkawym; Bąkowa IG 1, głęb. 2124,9 m
Silty laminae in a greenish claystone. Bąkowa IG 1, depth 2124.9 m
- Fig. 2. Powierzchnia łupku usiana licznymi skorupkami małżoraczków; Bąkowa IG 1, głęb. 2018,3 m
Shale bedding-surface covered by ostracod tests. Bąkowa IG 1, depth 2018.3 m
- Fig. 3. Marglisty wackston szkieletowy z fragmentami masywnych tabulatów, krynoidów i ramienionogów; w dolnej części nieregularne gruzły mikrytowe z pirytyzacją; Bąkowa IG 1, głęb. 1991,4 m
Marly skeletal wackestone with fragments of domal tabulates, crinoids and brachiopods; in the lower part – irregular micritic, partly pyritized nodules. Bąkowa IG 1, depth 1991.4 m
- Fig. 4. Wkładka muszłowca ramienionogowego w iłowcu bezwapnistym; Bąkowa IG 1, głęb. 1940,9 m
Intercalation of a brachiopod coquina in a non-calcareous claystone. Bąkowa IG 1, depth 1940.9 m
- Fig. 5. Flotston z przejściem w rudston z fragmentami gałązkowych tabulatów, gałązkowych i masywnych stromatoporoidów oraz ramienionogów; szkielety niewysortowane, ale silnie przerobione; Bąkowa IG 1, głęb. 1788,2 m
Floatstone grading into rudstone with fragments of branching tabulates, branching and domal stromatoporoids, and brachiopods; skeletons are non-sorted but strongly reworked. Bąkowa IG 1, depth 1788.2 m
- Fig. 6. Wackston-pakston szkieletowo-intraklastyczny z większymi szkieletami gałązkowych tabulatów; mikrytowe otoczki szkieletów i pirytyzacja w górze okazu; Bąkowa IG 1, głęb. 1736,7 m
Skeletal-intraclastic wackestone-packstone with larger branching tabulate remains; micritic coatings around skeletons and a pyritization in the upper part. Bąkowa IG 1, depth 1736.7 m
- Fig. 7. Madston, lokalnie wzbogacony w szkielety krynoidów, z oznakami bioturbacji (przekroje różnokierunkowych nor); Bąkowa IG 1, głęb. 1830,6 m
Mudstone locally enriched in crinoid remains, and with signs of a bioturbation (cross-sections of multi-directional burrows). Bąkowa IG 1, depth 1830.6 m
- Fig. 8. Zbioturbowany wackston z ramienionogami i krynoidami, o słabo czytelnej strukturze gruzłowej zmodyfikowanej przez niemal pionowe rezydualne smugi ilaste o genezie tektonicznej; Bąkowa IG 1, głęb. 1790,4 m
Bioturbated wackestone with brachiopods and crinoids, with a weakly expressed nodular structure modified by nearly vertical residual clay seams of a tectonic origin. Bąkowa IG 1, depth 1790.4 m

Fig. 1, 2 – formacja bąkowska, ogniwo łaziskie; fig. 3–8 – formacja bąkowska, ogniwo z Kunegundowa
Figs. 1, 2 – Bąkowa Formation, Łaziska Member; Figs. 3–8 – Bąkowa Formation, Kunegundów Member

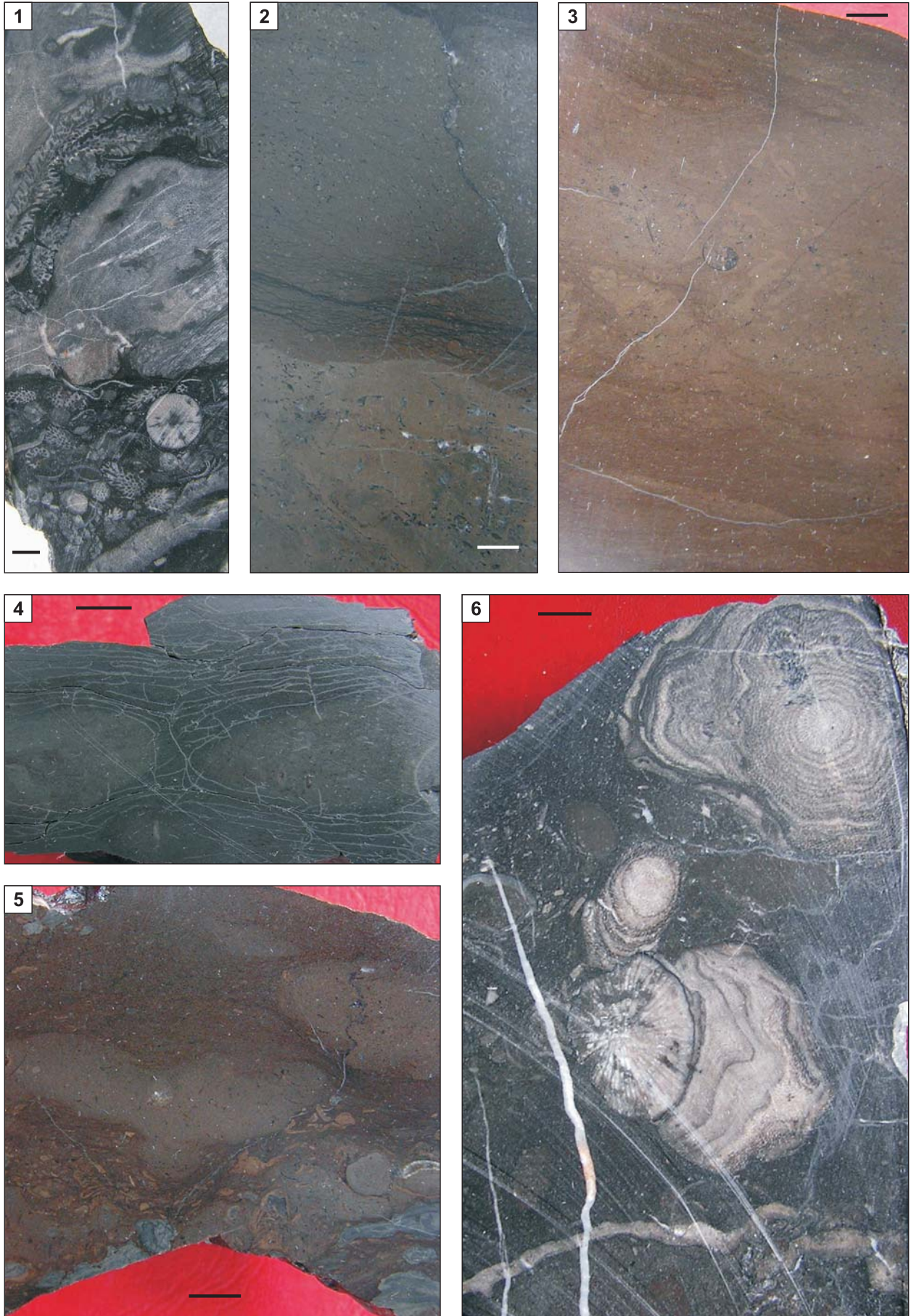


TABLICA IV

- Fig. 1. Biolityt z tabulatami masywnymi i gałązkowymi, tetrakoralami gałązkowymi i ramienionogami; Bąkowa IG 1, głęb. 1871,6 m
Biolithite with domal and branching tabulates, branching tetracorals, and brachiopods. Bąkowa IG 1, depth 1871.6 m
- Fig. 2. Jasny madston fenestralny z poziomem ilastych rezydualnych smug falistych w części środkowej; Szwejki IG 3, głęb. 4435,0 m
Light fenestral mudstone with clayey wavy residual clay-seams in the central part. Szwejki IG 3, depth 4435.0 m
- Fig. 3. Jasny wakston zbioturbowany; Szwejki IG 3, głęb. 4457,5 m
Light bioturbated wackestone. Szwejki IG 3, depth 4457.5 m
- Fig. 4. Ciemny madston gruzłowy; Szwejki IG 3, głęb. 4548,0 m
Dark nodular mudstone. Szwejki IG 3, depth 4548.0 m
- Fig. 5. Wakston gruzłowy, w dolnej części obecne spirytyzowane klasty; Szwejki IG 3, głęb. 4449,9 m
Nodular wackestone with pyritized clasts in the lower part. Szwejki IG 3, depth 4449.9 m
- Fig. 6. Flotston stromatoporoidowo-koralowy, widoczne porastanie masywnego stromatoporoida na tetrakoralu osobniczym (środek); Bąkowa IG 1, głęb. 1698,3 m
Stromatoporoid-coral floatstone, note a domal stromatoporoid overgrowing solitary coral (middle). Bąkowa IG 1, depth 1698.3 m

Fig. 1 – formacja bąkowska, ogniwo z Kunegundowa; fig. 2–6 – formacja szwejkowska

Fig. 1 – Bąkowa Formation, Kunegundów Member; Figs. 2–6 – Szwejki Formation

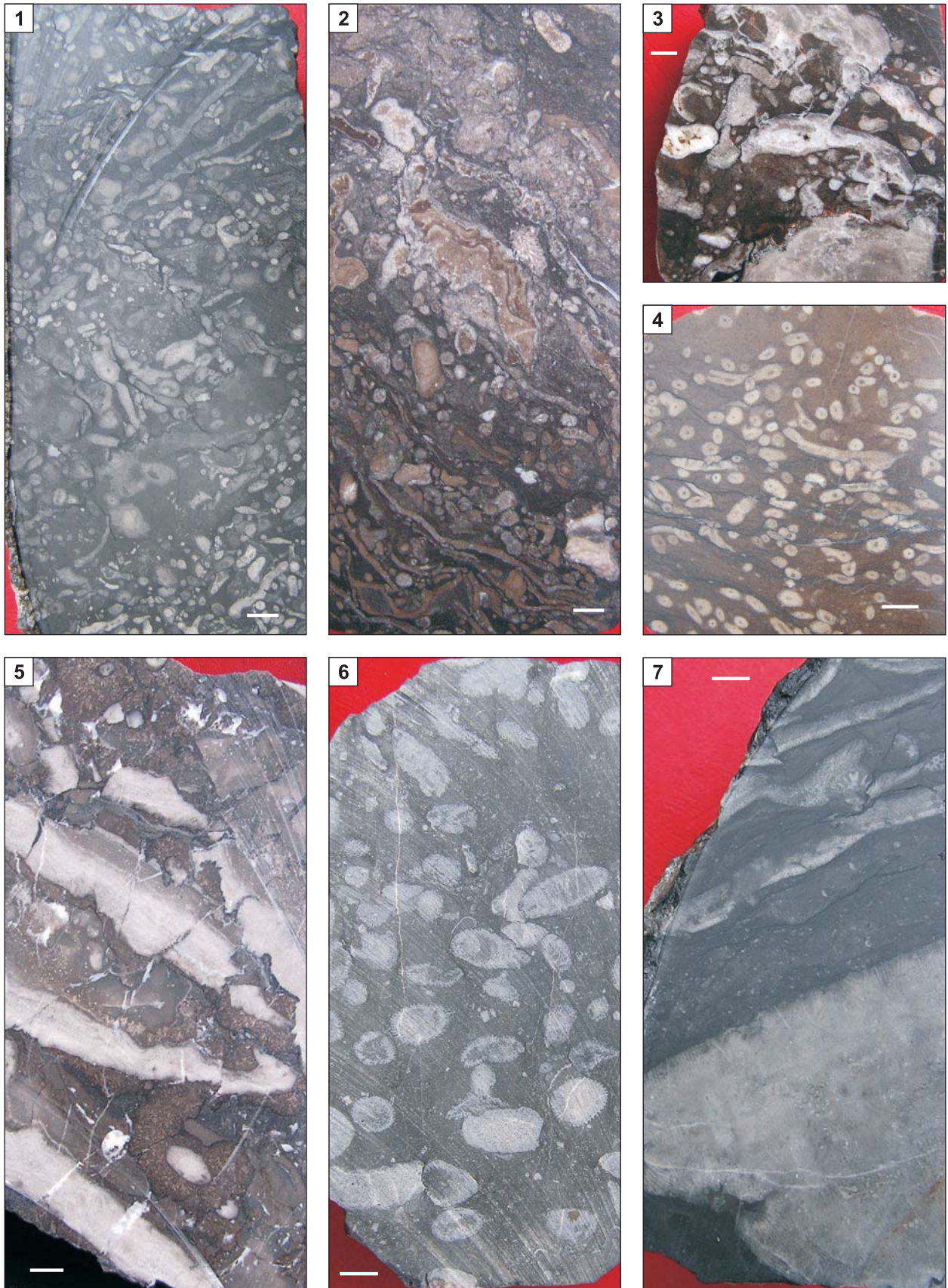


TABLICA V

- Fig. 1. Rudston złożony głównie z redeponowanych, połamanych gałązek i blaszek stromatoporoidowych; Bąkowa IG 1, głęb. 1673,6 m
Rudstone composed mostly of redeposited, broken stromatoporoid branches and plates. Bąkowa IG 1, depth 1673.6 m
- Fig. 2. Biolityt stromatoporoidowo-koralowy z selektywnie zdolomityzowanym tłem szkieletów (głównie blaszkowe i gałązkowe stromatoporoidy, gałązkowe tabulaty); część szkieletów wykazuje nieznaczną redepozycję; Bąkowa IG 1, głęb. 1636,6 m
Stromatoporoid-coral biolithite with a selectively dolomitized matrix of skeletons (mainly platy and branching stromatoporoids, branching tabulates); part of skeletons shows an insignificant redeposition. Bąkowa IG 1, depth 1636.6 m
- Fig. 3. Całkowicie zdolomityzowany rudston stromatoporoidowo-koralowy; niektóre szkielety zastąpione przez dolomit (np. dół), inne – rozpuszczone i wtórnie wypełnione cementem dolomitowym; Bąkowa IG 1, głęb. 1597,8 m
Completely dolomitized stromatoporoid-coral rudstone; part of skeletons replaced with a dolomite (e.g. bottom), others – dissolved and secondarily filled with a dolomite cement. Bąkowa IG 1, depth 1597.8 m
- Fig. 4. Biostroma amfiporowa (biolityt); Szwejki IG 3, głęb. 4387,0 m
Amphipora biostrome (biolithite). Szwejki IG 3, depth 4387.0 m
- Fig. 5. Biolityt z płaskimi stromatoporami; Bąkowa IG 1, głęb. 1695,5 m
Biolithite composed of platy stromatoporoids. Bąkowa IG 1, depth 1695.5 m
- Fig. 6. Flotston z tetrakoralami gałązkowymi; Bąkowa IG 1, głęb. 1536,0 m
Floatstone with branching tetracorals. Bąkowa IG 1, depth 1536.0 m
- Fig. 7. Biolityt z masywnym tetrakoralem (dół) i blaszkowymi tabulatami; Bąkowa IG 1, głęb. 1447,2 m
Biolithite with a domal tetracoral (bottom) and platy tabulates. Bąkowa IG 1, depth 1447.2 m

Fig. 1–7 – formacja szwejkowska

Figs. 1–7 – Szwejki Formation



TABLICA VI

- Fig. 1. Muszlowiec; w górnej części – spirytyzowana powierzchnia nieciągłości sedymentacyjnej; Bąkowa IG 1, głęb. 1514,3 m
Coquina; in the upper part – pyritized sedimentary discontinuity surface. Bąkowa IG 1, depth 1514.3 m
- Fig. 2. Biolityt z blaszkowymi tabulatami i stromatoporoidami; częściowa, selektywna dolomityzacja tła szkieletów (zwłaszcza w górnej części); Bąkowa IG 1, głęb. 1442,9 m
Biolithite with platy tabulates and stromatoporoids; partial selective dolomitization of a matrix (particularly in the upper part). Bąkowa IG 1, depth 1442.9 m
- Fig. 3. Biolityt z blaszkowymi stromatoporoidami i ramienionogami; Bąkowa IG 1, głęb. 1448,6 m
Biolithite with platy stromatoporoids and brachiopods. Bąkowa IG 1, depth 1448.6 m
- Fig. 4. Gruzłowy wackston z drobnymi krynoidami; Bąkowa IG 1, głęb. 1540,0 m
Nodular wackestone with minute crinoids. Bąkowa IG 1, depth 1540.0 m
- Fig. 5. Biolityt stromatoporoidowo-mikrobiałny; Szwejki IG 3, głęb. 4250,9 m
Stromatoporoid-microbial biolithite. Szwejki IG 3, depth 4250.9 m
- Fig. 6. Biolityt tabulatowo-stromatoporoidowy; Szwejki IG 3, głęb. 4298,0 m
Tabulate-stromatoporoid biolithite. Szwejki IG 3, depth 4298.0 m
- Fig. 7. Biolityt mikrobiałny (?) o słabo czytelnej strukturze; Szwejki IG 3, głęb. 4262,9 m
Microbial (?) biolithite with an obscure structure. Szwejki IG 3, depth 4262.9 m

Fig. 1– 4 – formacja Iłżanki; fig. 5–7 – seria dolomitów i wapieni

Figs. 1–4 – Iłżanka Formation; Figs. 5–7 – Dolomites and Limestones Unit

