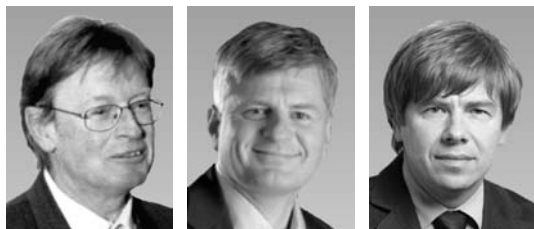


Łupki sylurskie platformy wschodnioeuropejskiej w Polsce – wybrane problemy poszukiwawcze

Szczepan J. Porębski¹, Wiesław Prugar², Jarosław Zacharski²



S.J. Porębski

W. Prugar

J. Zacharski

Silurian shales of the East European Platform in Poland – some exploration problems. *Prz. Geol.*, 61: 468–477.

A b s t r a c t. The pericratonic Silurian shale succession in Poland, despite its reasonably well-constrained geological framework, entails a number of contentious issues that need to be resolved before this emerging shale gas play will enter a stage of successful development. The succession is thought to have originated in a Caledonian foredeep encroaching distally onto a pericratonic shelf ramp. However, the geochemical signature of the mudrocks is consistent with a cratonic rather than orogenic sourcing, the proximal part of the foredeep basin-fill is apparently missing, and the shale succession juxtaposes in part across the Teisseyre–Tornquist Zone against suspected terranes with no evidence of Silurian tectonism.

Organic-rich Llandovery–Wenlock shales form a NW–SE striking central belt that is increasingly calcareous toward the craton (NE) and more silty toward the inferred orogen (SW), with the TOC content decreasing in both directions perpendicular to the strike. The TOC trend seems consistent with the deep-downlap model of black shale deposition suggested for many Paleozoic foredeep basins, but does not quite agree with the outer neritic to upper bathyal depths assumed for the shale deposition.

Preliminary results from three wells drilled by Orlen Upstream in the Lublin Basin indicate that the Llandovery–Wenlock shales were deposited on a distal shelf ramp sheltered from the craton by shelf carbonate shoals and periodically affected by weak storm-generated currents. The impact of storms on water column resulted in intermittent rises of oxygen content in the otherwise anoxic to dysoxic near-bottom conditions. The prospective interval is dominated by calcite-cemented clayey mudstones showing moderate to good reservoir qualities. It is cut locally by ENE- or NE-dipping, steep fractures favourable for fluid transmissibility, and a NE or SW direction is most advantageous for artificial fracturing. This interval is capped with a Ludlow calcite-cemented, laminated siltstone that forms a regional correlation marker and shows soft-sediment deformations attributable to gravitational collapse on a NE-dipping paleoslope. If correct, this interpretation might imply the encroachment of orogen-fed clinothem system onto the SW-inclined craton-margin shelf ramp.

Keywords: Silurian, black shale, shale gas, unconventional play

Sylurskie czarne łupki tworzą ciągły, mało zdeformowany pas o długości ok. 700 km wzdłuż zachodniego skłonu kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce (ryc. 1). Precyzyjne określenie ich własności zbiornikowych, dokładne oszacowanie (przypuszczalnie dużego) potencjału generacyjnego dla węglowodorów i obliczenie wydobywalnych zasobów gazu są obecnie przedmiotami intensywnych badań instytucji przemysłowych, rządowych i naukowych. Skuteczne udostępnienie tego obiecującego systemu węglowodorowego wymaga lepszego zrozumienia przyczynowych związków między czynnikami kontrolującymi m.in. rozkład, koncentrację i stopień zachowania węgla organicznego w łupkach, jak również ich własności geomechaniczne takie jak porowatość, przepuszczalność, wytrzymałość, podatność na szczelinowanie itd. Ta wiedza jest kluczowa dla właściwego planowania otworów wiertniczych. Ewolucja depozycyjna, tektoniczna i historia pogrzebania sylurskiego pasa łupkowego są stosunkowo dobrze rozpoznane w skali regionalnej (Poprawa, 2010). Wypracowanie kryteriów do prognozowania występowania stref o znaczeniu komercyjnym w tym heterogenicznym zbiorniku gazu łupkowego wymaga jednak uzyskania nowych, wielodyscyplinarnych danych podpowierzchniowych oraz ich integracji w modele koncepcyjne, w szczególności facjalno-stratygraficzne o istotnym potencjale predykcyjnym. W artykule zwracamy uwagę na niektóre z kluczowych, kontrowersyjnych i nierozwiązanych zagadnień geologicz-

nych oraz przedstawiamy wstępne informacje z odwierconych ostatnio przez Orlen Upstream otworów w basenie lubelskim (Syczyn-OU1 i Berejów-OU1) oraz w rejonie Garwolina (Goździk-OU1) (ryc. 2, 3).

UWARUNKOWANIA TEKTONICZNE

Pas dolnopaleozoicznych łupków w centralnej Polsce znajduje się na pograniczu platformy wschodnioeuropejskiej, założonej na litosferze proterozoicznej, oraz platformy paleozoicznej. Jej fundament tworzy mozaika terranów (wschodnia Awalonii, masyw małopolski, blok górnośląski), które uległy akrecji do południowo-zachodniej krawędzi Baltiki wzdłuż szerokiej i strukturalnie złożonej strefy określanej mianem szwu transeuropejskiego (TESZ – *Trans-European Suture Zone*) (Dadlez i in., 1994, 2005; Berthelsen, 1998; Pharaoh, 1999). Strefa Teisseyre’a–Tornquista (TTZ – *Teisseyre–Tornquist Zone*) stanowi północno-wschodnią granicę TESZ i ogranicza od południowego zachodu niezdeformowaną sukcesję dolnego paleozoiku (ryc. 1). Na podstawie analizy subsydencji można stwierdzić, że po późnoproterozoicznym ryftowaniu zachodni skraj kratonu wschodnioeuropejskiego przekształcił się w szelf krawędzi pasywnej, który w okresie środkowy(?) ordowik–sylur podlegał fleksuralnemu uginaniu w efekcie kolizji Awalonii i Baltiki (Poprawa i in., 1999; Poprawa & Paczeńska, 2002; Nawrocki & Poprawa, 2006). Zatem

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; spor@agh.edu.pl.

²Orlen Upstream, ul. Przyokopowa 31, 01-228 Warszawa.

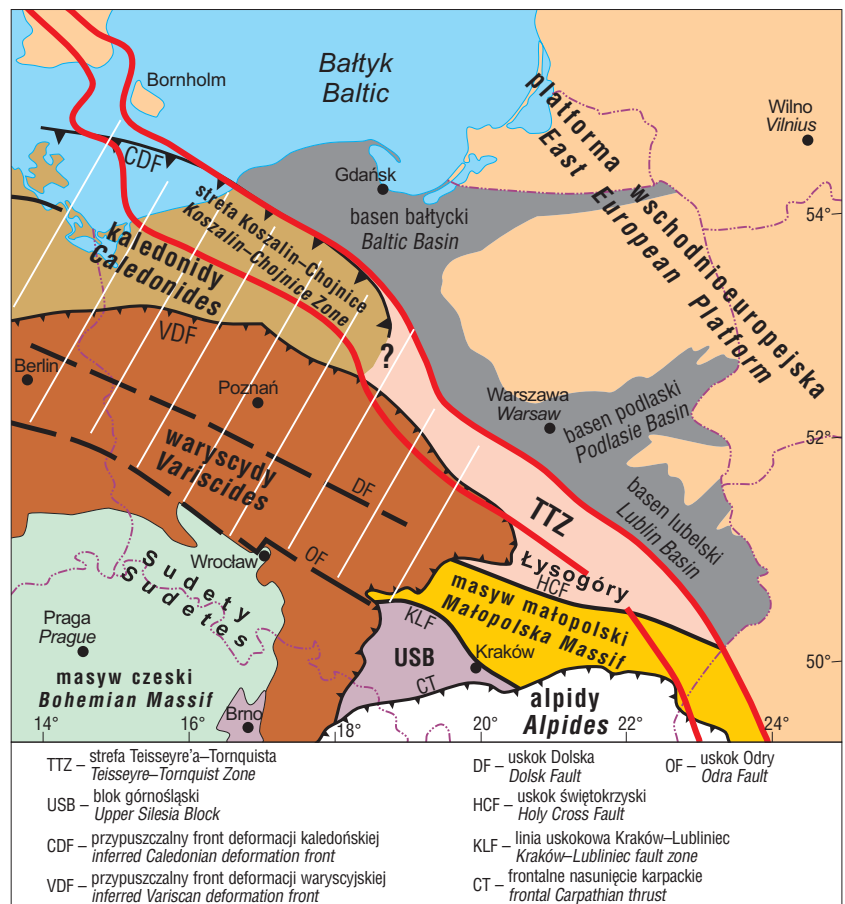
utwory sylurskie zachodniej części platformy wschodnioeuropejskiej stanowią wypełnienie dystalnej części kaledońskiego rowu przedgórskiego (Poprawa, 2006).

Potwierdzenie tego poglądu może stanowić obecność sukcesji turbidytów mułowych i pyłowych wieku wenok-ludlow w zachodniej części basenu bałtyckiego (formacja z Kociewia – Modliński & Podhalańska, 2010). Miąższość tej sukcesji zmniejsza się ku wschodowi, a wiek jej spągu jest coraz młodszy w tym samym kierunku. Materiał klastyczny pochodzi prawdopodobnie z północno-niemiecko-polskich kaledonidów (Jaworowski, 2000). Należy jednak podkreślić, że sygnatura geochemiczna materiału klastycznego wskazuje na związek ze stabilnym, kratonicznym źródłem (Krzeniński & Poprawa, 2006), a wiek U-Pb (SHRIMP) detrytycznych cyrkonów z tych osadów oraz pochodzących ze strefy fałdowej Koszalin–Chojnice sugeruje aktywność obszarów źródłowych ulokowanych w obrębie kratonu wschodnioeuropejskiego (Poprawa i in., 2006). Warto też dodać, że dowody na istnienie orogenu kaledońskiego są szczupłe i ograniczone do północno-zachodniej Polski, brakuje też wskaźników obecności proksymalnej części kaledońskiego basenu przedgórskiego, a sam perykratoniczny pas łupkowy wzdłuż znacznej części swego biegu kontaktuje poprzez TTZ z masywami łysogórskim i małopolskim, nie wykazującymi oznak późnosylurskiej aktywności orogenicznej.

Krzywe subsydencji tektonicznej (Poprawa i in., 1999; Poprawa, 2006) wykazują wybitne przyspieszenie pograżania w ludlowie i przydolu, ale ich wcześniejsze segmenty (landower–wenlok) nie są jednoznacznie diagnostyczne, a co za tym idzie – subsydencja w warunkach postryfowego oziębiania (*thermal cooling*) jest ciągle alternatywą wartą rozważenia dla wczesnego syluru na omawianym obszarze. Wspomniane niejasności wskazują na luki w materiale obserwacyjnym i uzasadniają potrzebę dalszych badań, skoncentrowanych przede wszystkim na odczytaniu sygnału proveniencji skał klastycznych, w celu pełnego rozpoznania środowiska geotektonicznego sylurskiego perykratonicznego pasa łupkowego.

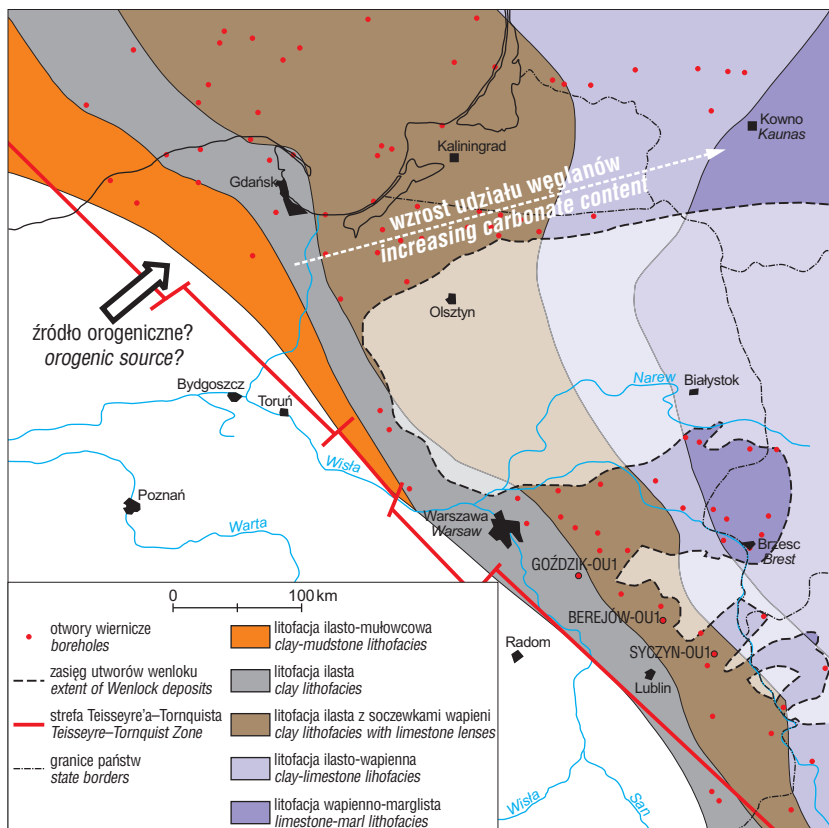
REGIONALNE STREFY FACJALNE

Mapa paleogeograficzna wenloku (ryc. 2) obrazuje pasowy układ litofacji o przebiegu NW–SE, w którym udział materiału węglanowego w skałach drobnoziarnistych zwiększa się w kierunku północno-wschodnim od centralnej strefy łupków ilastych, a domieszka pyłu silikoklastycznego rośnie na południowy zachód od tej strefy (Modliński, 2010). Ponadto zawartość węgla organicznego wydaje się być najwyższa w strefie łupków ilastych landower–wenloku i zmniejszać obocznie w miarę oddalania od niej (Poprawa, 2010). Obserwacje te wskazują na dostawę materiału drobnoziarnistego zarówno z mieszanym,



Ryc. 1. Lokalizacja basenów sylurskich na zachodnim obrzeżeniu kratonu wschodnioeuropejskiego na tle przedpermskich jednostek tektonicznych Polski (Mazur & Jaroński, 2006, zmienione). Zasięg szwu transeuropejskiego zaznaczono białymi skośnymi liniami
Fig. 1. Location of pericratonic Silurian basins within the main pre-Permian tectonic units of Poland (Mazur & Jaroński, 2006, modified). Extent of the Trans-European Suture Zone marked by white, diagonal lines

klastyczno-węglanowych wybrzeży szelfu perykratonicznego (Modliński i in., 2006), jak i hipotetycznego, zachodniego źródła orogenicznego, co najmniej w części bałtyckiej pasa łupkowego (Jaworowski, 2000; Poprawa, 2006), a także implikują dwubiegunowy gradient facjalny. Jeżeli założyć, że depozycja sukcesji sylurskiej zachodziła w dystalnej części basenu fleksuralnego, wskazywałoby to na obecność retrogradacyjnych i progradacyjnych zestawów parasekwencji (zapewne z przewagą tych pierwszych) w skałach mułowych obrzeżenia węglanowych facji szelfowych oraz na dominację procesów regresji depozycyjnej (*normal regression*) dalej na zachód, o czym świadczy m.in. progradacja litosomu turbidytowej formacji z Kociewia w kierunku wschodnim. W takim ujęciu głównymi czynnikami kontrolującymi architekturę stratygraficzną sukcesji łupkowej byłyby gradient subsydencji połączony z wysokim tempem dostawy materiału klastycznego w szybko obniżającej się, zachodniej części fleksury (rów przedgórski *sensu stricto*) oraz składowa eustatyczna pojemności akomodacyjnej w perykratonicznym segmencie basenu. W obrazie wielkoskalowym mogłoby to przejawiać się obecnością serii wyklinowań zstępujących skierowanych ogólnie na wschód powyżej skondensowanej sukcesji landower–(?)wenloku. Sprawdzenie tej hipotezy ma rozliczne implikacje facjalno-stratygraficzne, w tym również dla prawidłowej predykcji występowania interwałów wzbogaconych w materię organiczną, ale może być poza zasięgiem rozdzielczości



Ryc. 2. Litofacje wenlocku rozpoznane w perykratonicznej sukcesji łupkowej (Modliński i in., 2010 w: Modliński, 2010, zmienione)

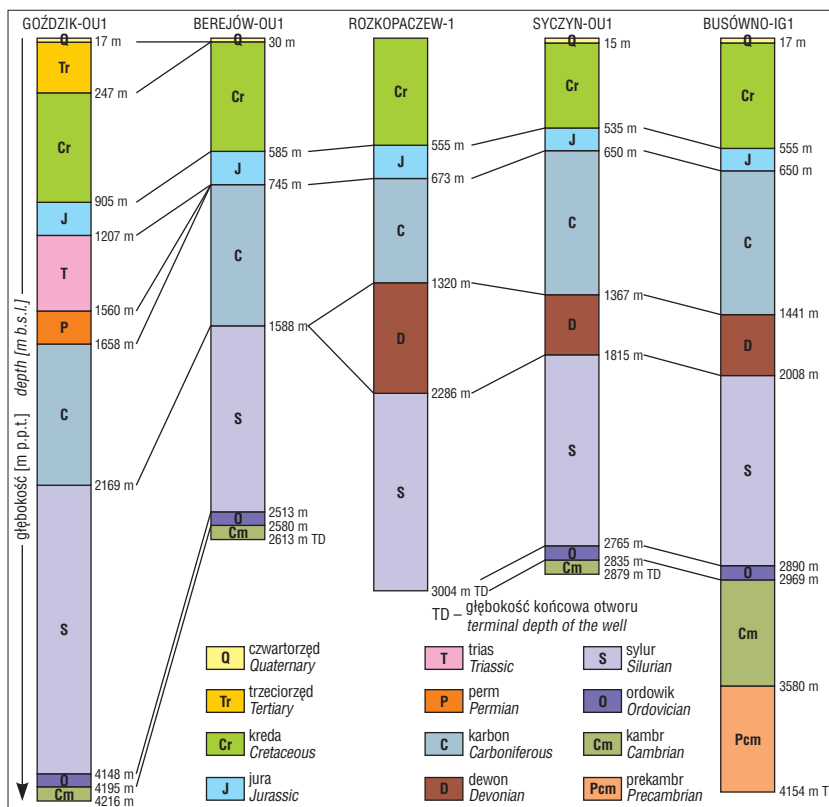
Fig. 2. Wenlock lithofacies belts recognized in the pericratonic shale succession (Modliński et al., 2010 in: Modliński, 2010, modified)

aktualnie dostępnych przekrojów sejsmicznych. Niemniej wydaje się ono możliwe w przypadku zastosowania metod wysokorozdzielczej stratygrafii wspartych wynikami studiów proveniencji.

LITOFACJE I ŚRODOWISKO DEPOZYCYJNE

Związek genetyczny między depozycją czarnych łupków a okresami wzmożonej subsydencji fleksuralnej jest archetypowy dla wczesnego paleozoiku, jak wynika to z pozycji geotektonicznej łupków Utica, Marcellus i Barnett w basenach przedgórskich orogenu takońskiego, akadyjskiego i Ouachita (Eoff, 2012). Dla tych formacji łupkowych sugerowany jest model depozycji na głębokowodnym podłożu klinoform skłonów szelfowych (*deep-downlap model*) w fleksuralnie ugiętym, „wygłodzonym” basenie, w którym przyrost tektonicznie generowanej pojemności akomodacyjnej znacznie przewyższa tempo dostawy materiału klastycznego (Ettensohn, 1994; zob. też alternatywną interpretację w: Smith & Leone, 2010). W tym modelu największa koncentracja materii organicznej jest ograniczona do stref maksymalnej subsydencji, gdzie stałe warunki beztlenowe wzmacniają potencjał fosylizacyjny węgla organicznego niezależnie od stopnia produktywności wód przy powierzchniowych (Demaison & Moore, 1980). Położenie sylurskiego pasa łupkowego na dystalnym obrzeżu perykratonicznego szelfu węglanowego sugeruje jednak płytszą batymetrię, niż wynikałoby to z takiego modelu. W aktualnych interpretacjach zakłada się depozycję tych łupków na szelfie zewnętrznym pogłębiającym się w kierunku południowo-zachodnim do głębokości górnego batiału (Teller, 1997; Jaworowski, 2000; Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2009; Modliński & Podhalańska, 2010). W takim środowisku rozwój osadów drobnoziarnistych obfitujących w nieutlenioną materię organiczną może odzwierciedlać: 1) rozprzestrzenianie się głębokich, anoksycznych wód poniżej pyknokliny na płytce szelf w trakcie transgresji (Wignall, 1991) lub 2) sytuację, w której przydenna anoksja jest wynikiem samej wysokiej produktywności wód przy powierzchniowych (Calvert & Pedersen, 1992).

Otworki Bereków-OU1 i Syczyn-OU1 są zlokalizowane w basenie lubelskim nieco na północny wschód od wschodniej granicy strefy łupków ilastych (ryc. 2). Łupki landoweru i wenlocku stanowiące główny obiekt zainteresowania przemysłu naftowego są tu wykształcone głównie jako ciemnoszare i szare (N2–N4),



Ryc. 3. Stratygrafia otworów Bereków-OU1, Syczyn-OU1 i pobliskich otworów w basenie lubelskim. Lokalizację otworów przedstawiono na ryc. 2

Fig. 3. Stratigraphy of the Bereków-OU1, Syczyn-OU1 and adjacent wells in the Lublin Basin. For location of the wells see Fig. 2

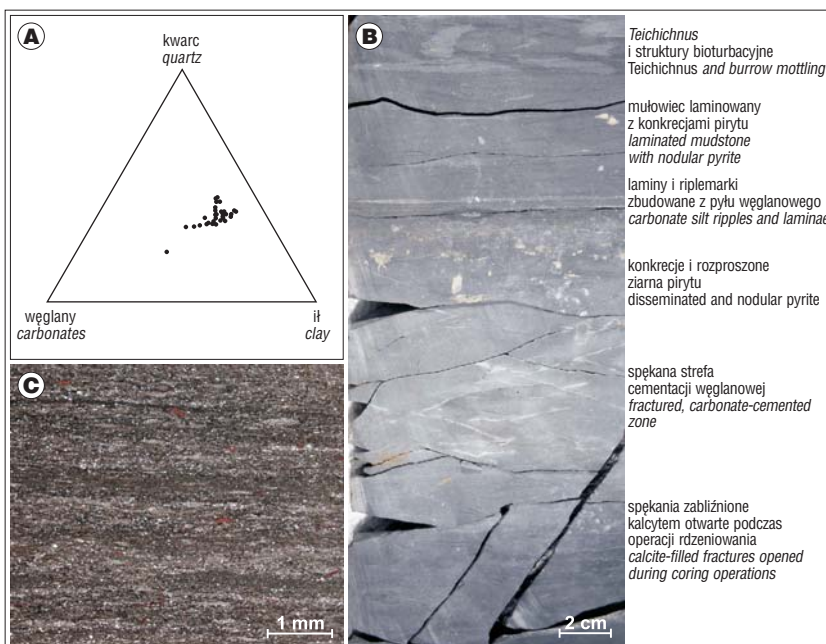
rzadziej czarne mułowce ilaste, wapniste i dolomityczne, zwykle mające subtelną laminację poziomą, podkreśloną przez smugi pyłu węglanowego i silikoklastycznego oraz soczewkowate skupienia materii organicznej (ryc. 4). Liczne są graptolity oraz piryty występujący w konkrekcjach, laminach i w formie rozproszonej. Mułowce laminowane zawierają liczne przewarstwienia cienkich bruków bioklastycznych oraz od milimetrowej do decymetrowej miąższości utworów piroklastycznych (tufy i bentonity), a także wczesnodiagenetyczne konkrekcje kalcytowe, w większości o typie „kuli armatniej”, często otoczone stosunkowo miąższymi strefami ugięć kompakcyjnych (ryc. 5, 6). Rzadsze są wkładki pyłowców frakcjonowanych i laminowanych; ich miąższość i częstość ich występowania wzrasta w mułowcach ludlowu, w których odnotowano też pojedyncze wystąpienia miąższych (do 4,5 m) interwałów osuwisk rotacyjnych i fałdów osuwiskowych (ryc. 5).

Aktywność prądową, towarzyszącą okazjonalnie depozycji mułowców, co jest pokazane na rycinie 6, dokumentują: 1) izolowane soczewki riplemarkowe i laminy pyłowe, często z pogrązami w spągach, 2) nieciągłe, grubości pojedynczych ziaren bruki bioklastyczne, na ogół zdominowane przez człony krynoidów, 3) wypukłe w górę zestawy nachylonych lamin, przypominające cienkie odmiany przekątnego warstwowania kopolowego (trójwymiarowe riplemarki falowe), 4) stosunkowo liczne niskokątowe powierzchnie erozyjne oraz 5) strome rozcięcia odpowiadające najprawdopodobniej hieroglifom rynnowym (por. Lis, 2010). Indeks bioturbacji jest niski ($BI = 0-1$); zaobserwowano tylko kilka centymetrowej miąższości interwałów, w których aktywność infauny doprowadziła do niemal całkowitej destrukcji pierwotnej laminacji ($B = 4$), a regułą jest alternacja interwałów niezbioturbowanych i nieznacznie zbioturbowanych w skali od centymetrów do metrów. Rozpoznawalne ichnotaksony reprezentują niezmiernie małe odmiany *Planolites*, *Chondrites*, *Phycosiphon* oraz sporadycznie występujący *Teichichnus*.

Na podstawie podanych informacji można sądzić, że depozycji mułu z zawiesziny towarzyszyło oddziaływanie sporadycznych, słabych prądów trakcyjnych, prawdopodobnie generowanych przez sztormy. Obecność warstw

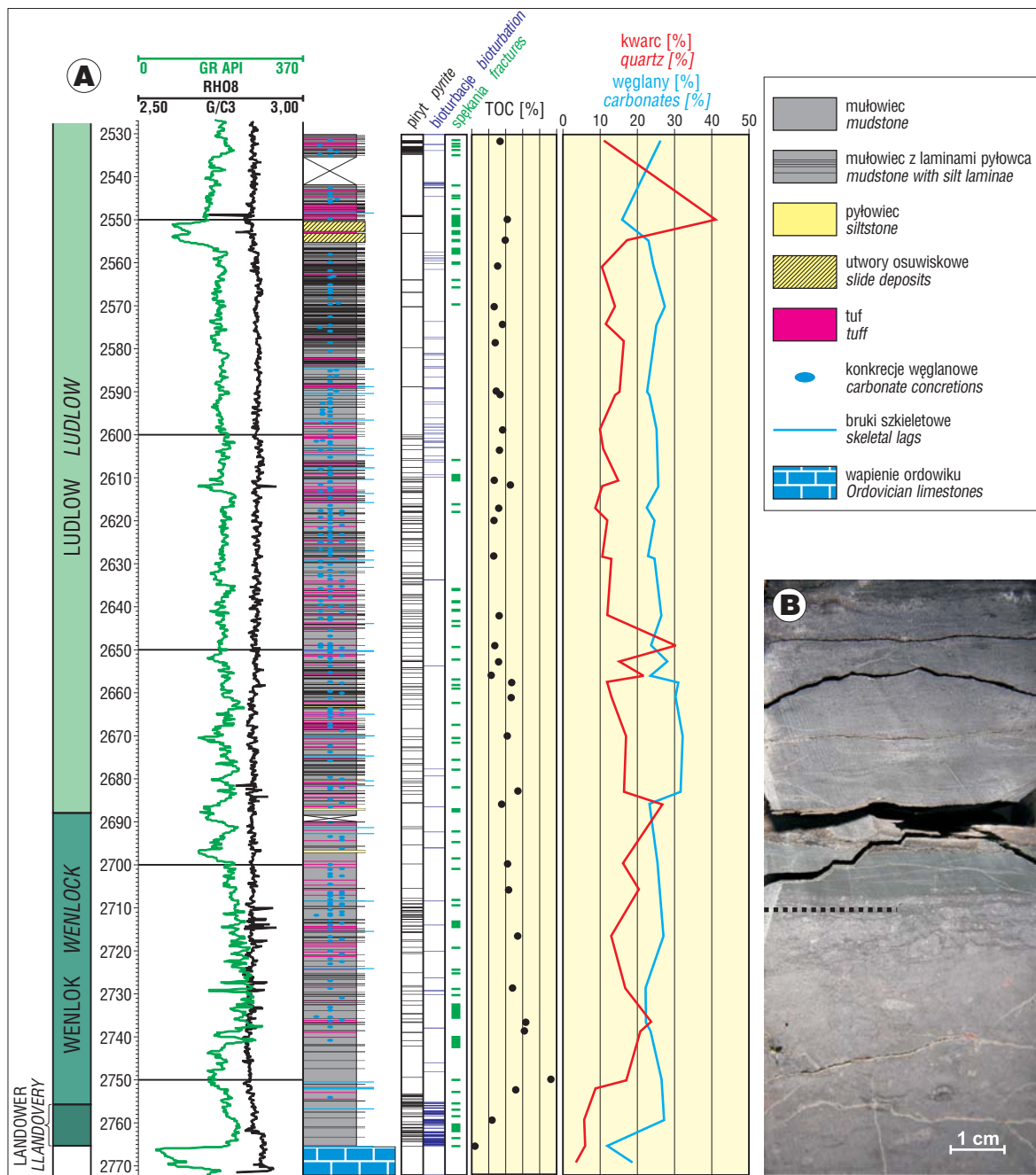
burzowych w basenie bałtyckim była wcześniej sygnalizowana przez Jaworowskiego (2002). Brak gruboziarnistych osadów sztormowych może w tym przypadku odzwierciedlać położenie dna morskiego poniżej podstawy falowania przeciętnych sztormów, obecność budowli węglanowych na szelfie tłumiących energię fal burzowych lub, co najbardziej prawdopodobne, wąski zakres wielkości ziarna w dostępnym materiale. Destrukcja stratyfikacji wód przez zdarzenia sztormowe ułatwia krótkotrwałą wentylację przydennej kolumny wody i przerywa anoksję (Schieber, 1994), co jest spójne z obserwowanym ubogim zestawem ichnofauny i – jak się wydaje – głównie „wydarzeniowym” sposobem jej występowania. Jest zatem prawdopodobne, że pierwotna produktywność i względnie płytkowodna, zapewne sezonowa anoksja/dysoksja (np. Tyson & Pearson, 1991) odgrywały istotną rolę w akumulacji nieutlenionej materii organicznej we wczesnosylurskich łupkach, chociaż nie jest wykluczone, że w przypadku podwyższonych koncentracji węgla organicznego w łupkach rhuddanu może mieć zastosowanie model ograniczonej cyrkulacji (Podhalańska, 2009).

Podwyższone zawartości TOC (*total organic carbon*) w osiowej strefie łupków ilastych landoweru i wenloku mogą odzwierciedlać: 1) minimum tlenowe zewnętrznego szelfu (płytkowodna anoksja) lub – co wydaje się mniej prawdopodobne – 2) batymetrycznie najgłębszą część ugięcia fleksuralnego (model ograniczonej cyrkulacji). Płytkowodna anoksja w basenie przedgórskim implikuje wzrost zawartości materii organicznej w kierunku jego krawędzi kratonicznej (Smith & Leone, 2010), w przeciwieństwie do modelu Wignalla (1991), zgodnie z którym wzrost powinien nastąpić w kierunku przeciwnym. Pierwsza opcja wydaje się bardziej adekwatna do publikowanych faktów. Niemniej jednak istotne odstępstwa od trendu NE–SW, jak maksimum zawartości węgla organicznego w basenie podlaskim (20%) i spadek jego udziału w kierunku południowo-wschodnim w basenie lubelskim (Klimuszko, 2002; Poprawa, 2010), wyraźnie wskazują na potrzebę poszukiwania rozwiązań alternatywnych w celu skutecznej predykcji występowania stref wzbogaconych w materię organiczną w skali lokalnej. Rozwiązania takie powinny uwzględniać



Ryc. 4. **A** – główne składniki skał mułowcowych w otworze Syczyn-OU1. **B** – fotografia mułowca wapnistej (landower) mającego laminację i zawierającego drobny detrytus szkieletowy, bioturbacje, konkrekcje pirytowe i zabliznione kalcytem spękania otwarte w czasie rdzeniowania. **C** – obraz mikroskopowy mułowca laminowanego pyłowcem, z widocznymi czarnymi warstewkami i grudkami materii organicznej oraz licznymi owalnymi soczewkami wypełnionymi pyłowcem, interpretowanymi jako mikrobioturbacje

Fig. 4. **A** – main constituents of Silurian mudrocks in the Syczyn-OU1 well. **B** – close-up view of a Llandovery calcareous mudstone with silt lamination, fine skeletal debris, bioturbation, pyrite nodules, and calcite-cemented fractures opened during coring operations. **C** – microscopic image of a silt-laminated mudstone, showing black stringers and clots of organic matter and numerous oval, silt-filled lenses interpreted as microburrows



Ryc. 5. A – profil interwału rdzeniowanego w otworze Syczyn-OU1 przedstawiający główne litologie i pionową zmienność wybranych cech osadu. **B** – granica między wapieniami ordowiku i łupkami landoweru, interpretowana jako powierzchnia transgresywnej erozji (linia kropkowana). Pęknięcie rdzenia w środku fotografii przebiega przez cienką warstwę tufu

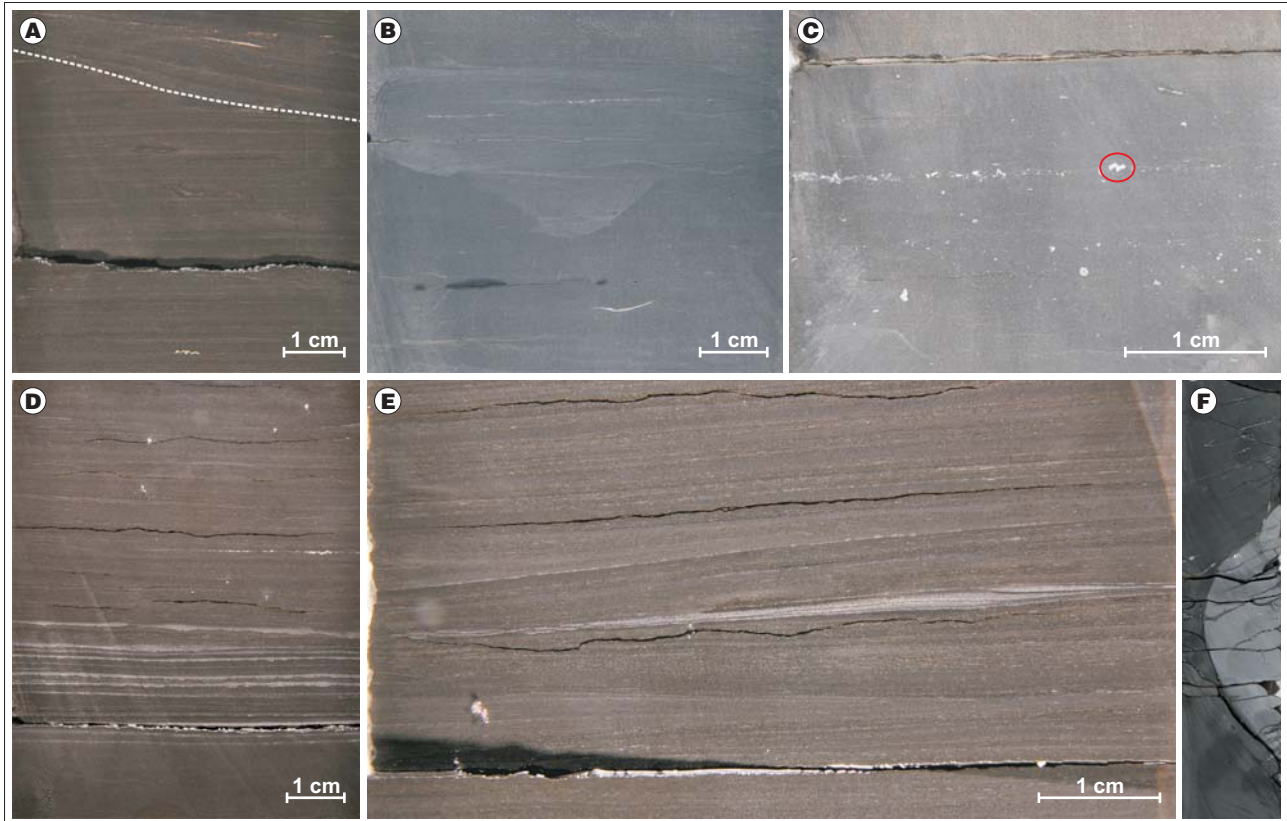
Fig. 5. A – log of the cored section from the Syczyn-OU1 well, showing main lithologies and the distribution of selected sediment properties. **B** – boundary between the Ordovician limestones and the overlying Llandoverly shales, which is interpreted as a ravinement surface (dotted line). Horizontal split of the core in the centre of the photograph follows a tuff layer

rolę czynników śródbasenowych, w tym tektonicznie uwarunkowanej fizjografii basenu, która – jak się wydaje – stwarzała warunki do rozwoju zatok estuariowych i osiowej redystrybucji materiału klastycznego.

REGIONALNY MARKER KORELACYJNY (SEJSMIT?)

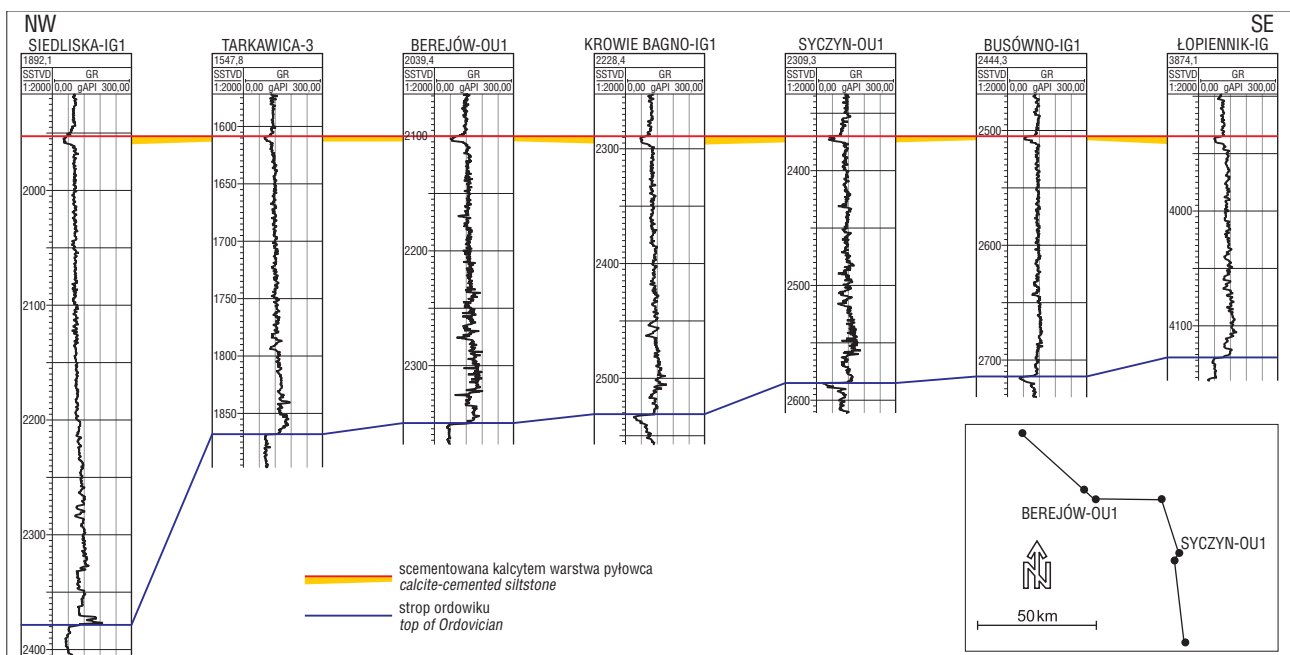
W basenie lubelskim, powyżej łupków sylurskich o ekonomicznym znaczeniu, ok. 200–250 m nad stropem ordowickich węglanów, występuje warstwa wykazująca niskie wartości promieniowania gamma, która tworzy regionalny marker korelacyjny w utworach ludlowu na tym obszarze

(ryc. 7). W otworze Syczyn-OU1 warstwa ta (o miąższości 4,5 m) jest zbudowana ze scementowanego kalcytem, laminowanego pyłowca i mułowca (ryc. 5A). W obrazie FMI laminacja wykazuje nachylenie 30°SW, natomiast cała warstwa występuje w obrębie pakietu mułowców o połączym, monoklinalnym upadzie regionalnym 4°WSW (ryc. 8A), przy czym jej strop i spąg nie wykazują śladów podgięć, które można by wiązać z wleczeniem po stromym uskoku. Laminacja jest przecięta przez liczne subhoryzontalne uskoki synsedymantacyjne, zarówno normalne, jak i odwrócone, oraz zawiera drobne, ptygmatyczne fałdy, diapirowe struktury iniekcyjne i pseudonodule (ryc. 8B, C), wskaźnikowe dla deformacji podatnej nasyczonego



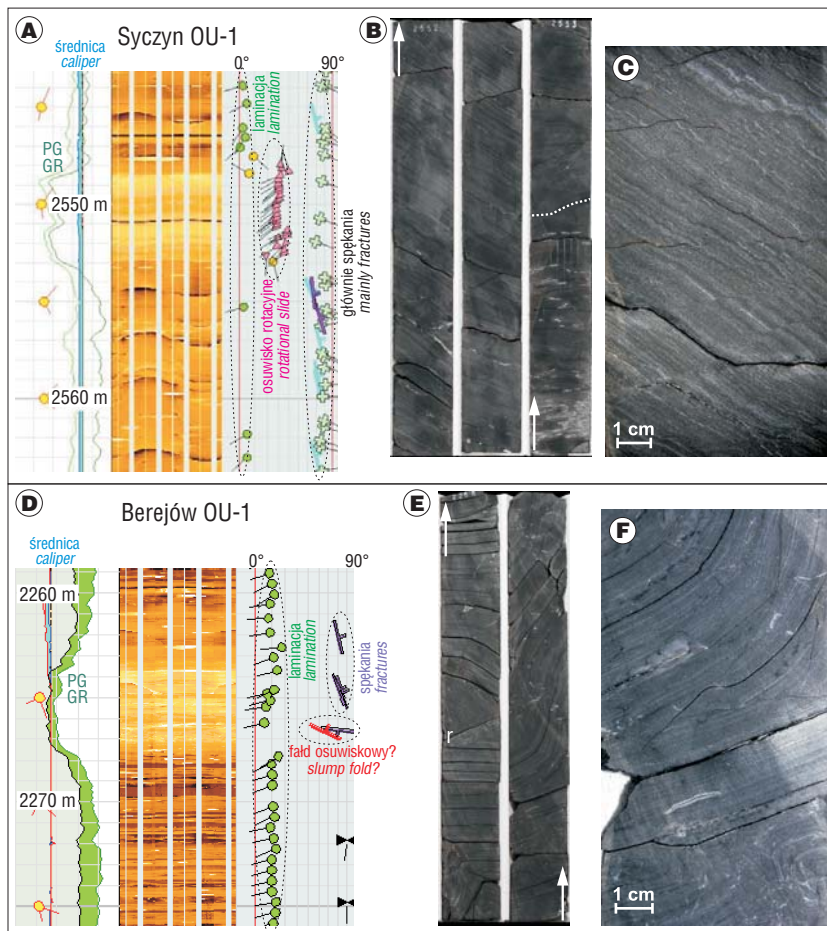
Ryc. 6. Struktury sedimentacyjne w mułowcach wapienistych w rdzeniach z otworu Syczyn-OU1: **A** – nachylona powierzchnia erozyjna (linia przerywana), **B** – wypełnienie stromego rozmycia interpretowane jako hieroglify rowkowy, **C** – bruk bioklastyczny zawierający zimbrykowane człony krynowidów (w kółku), **D** – soczewki riplemarkowe i laminacja pozioma z pogrążami, **E** – wypukły ku górze zestaw lamin o erozyjnym spągu przypominający warstwowanie przekątne kopułowe, **F** – wczesnodiagenetyczna kongrecja węglanowa otoczona ugięciem kompacyjnym laminacji. Szerokość ilustrowanego rdzenia wynosi 7 cm

Fig. 6. Sedimentary structures in calcareous mudstones cored in the Syczyn-OU1 well: **A** – inclined erosional surface (dashed line), **B** – steep-sided scour-and-fill interpreted as gutter cast, **C** – skeletal lag showing imbricated crinoid stems (encircled), **D** – silt ripple lenses and plane parallel laminae showing load-casted bases, **E** – section through an erosively based, convex-up laminaset resembling hummocky cross-stratification, **F** – early diagenetic carbonate concretion surrounded by compactionally bent lamination. Width of the illustrated core is 7 cm



Ryc. 7. Korelacja międzyotworowa pokazująca regionalny zasięg scementowanej kalcytem warstwy pyłowca (kolor żółty) w basenie lubelskim (głębokość pomierzona poniżej poziomu morza)

Fig. 7. Well-log correlation showing the conspicuous lateral persistence of low gamma-ray, calcite-cemented siltstone (yellow) throughout much of the Lublin Basin (depth below sea level)



Ryc. 8. Obrazy FMI, orientacja struktur planarnych (A, D) oraz struktury deformacyjne (B, C, E, F) w scementowanym kalcytem pyłowcu tworzącym regionalny poziom korelacyjny w basenie lubelskim (por. ryc. 7). B – spągowa część rotacyjnego ześlizgu/osuwiska podścielona wygiętą płaszczyzną odkłucia (linia kropkowana). Strop stratygraficzny zaznaczony strzałkami. Miąższość interwału wynosi 1,5 m. C – laminacja w zrotowanym pakiecie drobnymi, antyetycznymi uskokiemi i zawierająca liczne ślady upłynnień. E – obalony fałd osuwiskowy przykryty antyformą przeciętą uskokiem odwróconym (r) z upłynnioną laminą w skrzydle spągowym. Strop stratygraficzny zaznaczony strzałkami. Miąższość interwału wynosi 1 m. F – zbliżenie fałdu osuwiskowego ze śladami upłynnień w prawej dolnej części ryc. 8E

Fig. 8. FMI images, orientation of planar structures (A, D), and soft sediment deformations (B, C, E, F) encountered in the calcite-cemented siltstone forming a regional correlation marker in the Lublin Basin (see Fig. 7). B – rotational packet based by a non-planar glide(?) surface (dotted line). Arrows show the younging direction. Thickness of the section is 1.5 m. C – close-up view of the rotational packet, showing corrugated and liquefied silt laminae and numerous antithetic soft-sediment faults. E – large, upright to overturned slump fold overlain by the oppositely verging antiform that is dissected by a reverse fault (r) showing liquefied laminae in the footwall. Thickness of the section is 1 m. F – close-up view of the inferred slump fold, showing the contorted and liquefied silt laminae in the right lowermost part of Fig. 8E

wodą osadu. Obserwacje te sugerują pendepozycyjną rotację pakietu lamin w obrębie ześlizgu/osuwiska na paleoskłonie o biegu NW–SE. W otworze Berejów-OU1 omawiana warstwa jest elementem monokliny o orientacji 10°WSW (ryc. 8D) i wykazuje deformacje hydroplastyczne o nieco innym stylu. W rdzeniu stwierdzono fragment stromego fałdu stojącego o wysokości 50 cm oraz antyformę ściętą wzdłuż płaszczyzny osiowej o biegu od NW–SE do WNW–ESE (ryc. 8E, F). Deformacje te są interpretowane jako struktury osuwiskowe.

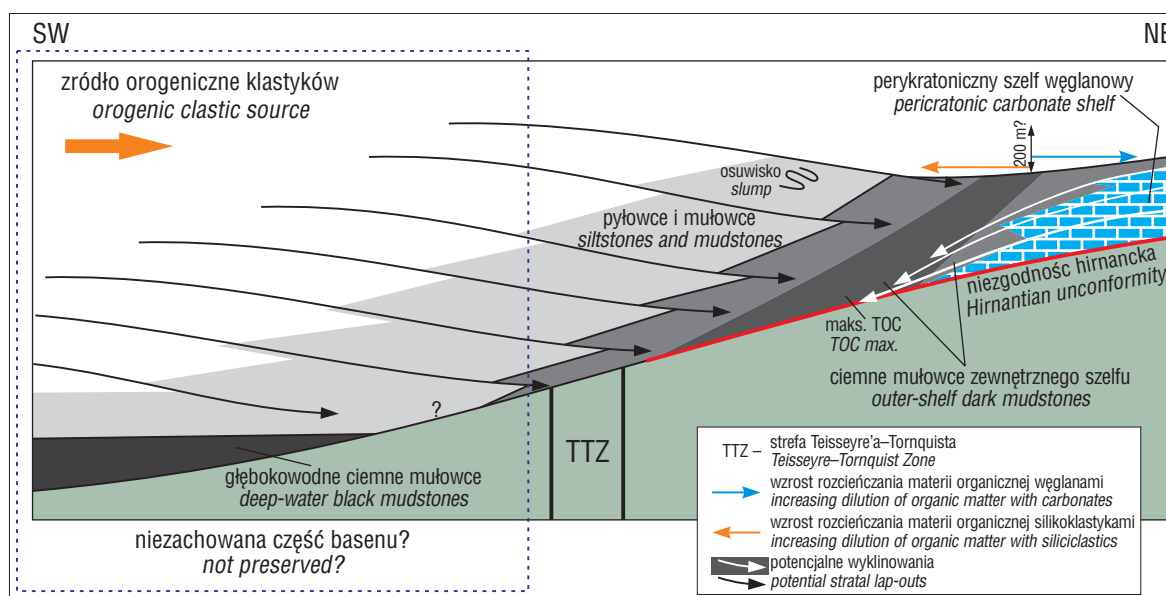
Jeśli wziąć pod uwagę regionalny zasięg markera korelacyjnego, czysto lokalne pochodzenie deformacji hydroplastycznych jest mało prawdopodobne. Obserwacje wskazują

raczej na kolaps grawitacyjny podmorskiego stoku o przebiegu NW–SE, być może w efekcie wstrząsu sejsmicznego. Sugerują to gęsta sieć synsedymenacyjnych uskoków i obfitość towarzyszących im struktur z odwodnienia (ryc. 8C), tak zawiły styl deformacji nie jest bowiem typowy dla ześlizgów i osuwisk generowanych przez zwiększoną dostawę materiału klastycznego na skłon. W ześlizgach/osuwiskach rotacyjnych pierwotne warstwowanie zapada zwykle w kierunku macierzystej niszy. Na podstawie tego kryterium można sugerować, że w ludlowie paleoskłon między otworami Syczyn-OU1 i Berejów-OU1 był nachylony w kierunku północno-wschodnim, tj. przeciwnie do nachylenia szelfu perykratonicznego. Z uwagi na brak wiedzy o wergencji fałdów osuwiskowych na większym obszarze jest to tylko hipoteza robocza, niemniej jednak interesująca, implikowałaby bowiem zasilanie klinoform skłonu ze źródła orogenicznego (ryc. 9).

ROLA STRATYGRAFII SEKWENCJI

Gdy bioproduktywność wód przypowierzchniowych jest duża, stopień koncentracji węgla organicznego w osadach morskich jest kontrolowany głównie przez związek między oscylacjami położenia względnej bazy erozyjnej a dostawą materiału klastycznego, co opisuje najlepiej metodologia stratygrafii sekwencji. Rozpoznanie zapisu osadowego tych oscylacji jest istotne dla inżynierii złożowej, ponieważ wpływają one na zawartość kwarcu detrytycznego, węglanów, krzemionki pochodzenia organicznego i piritu, determinujących własności geomechaniczne łupkowych skał zbiornikowych (Lash & Engelder, 2011). W systemie sylurskim wschodniej części basenu bałtyckiego rozpoznano 10 sekwencji depozycyjnych (Lazauskiene i in., 2003), jednak podobny podział perykratonicznej sukcesji łupkowej w Polsce został zaledwie rozpoczęty (Jaworowski, 2000, 2002; Modliński & Podhalańska, 2010).

Na podstawie przykładów z Ameryki Północnej Slatt (2011) zaproponował uproszczony model sekwencji niekonwencjonalnych zbiorników łupkowych. W tym modelu sekwencja łupkowa spoczywa na regionalnej niezgodności, często amalgamowanej z powierzchnią transgresywną erozji (*ravinement surface*), i składa się z dwóch części. Część dolna, o wysokich wartościach promieniowania gamma, jest wzbogacona w minerały ilaste i materię organiczną oraz wykazuje oznaki kondensacji stratygraficznej. Część górna charakteryzuje się niższymi wartościami promieniowania gamma, na ogół ma gradacyjny spąg i stanowi sekwencję złożoną, która w zależności od skali rozdzielczości biostratygraficznej może być rozpoznawana na sekwencji wyższego (drugiego-czwartego)



Ryc. 9. Uproszczony, roboczy model depozycyjno-stratygraficzny łupków landoweru–dolnego ludlowu
 Fig. 9. Simplified depositional-stratigraphic model for Llandovery–Lower Ludlow shales

rzędu. Największe koncentracje materii organicznej wydają się być ograniczone do interwału skondensowanego zawierającego powierzchnię maksimum transgresji odzwierciedlającą czas najdalszej pozycji linii brzegowej w kierunku lądu (Loutit i in., 1988) oraz do bezpośrednio nadległych utworów deponowanych na początku regresji normalnej (Curiale i in., 1992), gdy tempo przyrostu pojemności akomodacji zaczyna zwalniać. Interwały te odpowiadają późnej fazie transgresywnego ciągu systemowego oraz wczesnemu ciągowi wysokostanowemu, chociaż należy dodać, że cały system transgresywny może być wzbogacony w węgiel organiczny w basenowych częściach szelfu podlegających szybkiej transgresji (Wignall, 1991; Bohacs, 1998).

Perykratoniczna sukcesja sylurska jest podścielona w spągu przez regionalną niezgodność i hiatus (hirnant-wczesny landower), przechodzące ku zachodowi w korelatywną zgodność. Niezgodność jest interpretowana jako efekt regresji eustatycznej wymuszonej przez hirnantkie zlodowacenie Gondwany, a następnie postglacjalnej transgresji i globalnej anoksji (Modliński i in., 2006; Podhalańska, 2009; Modliński & Podhalańska, 2010). Zdaniem Lazauskiene i współautorów (2003) transgresja landowerska zbiegła się w czasie z inicjacją ugięcia fleksuralnego. W otworach Syczyn-OU1 i Berejów-OU1 omawiana niezgodność oddziela ordowickie wapienie bez oznak ekspozycji subaeralnej od ciemnoszarych, laminowanych i lokalnie zbioturbowanych mułowców wapienistych górnego(?) landoweru zawierających drobne klasty wapienia w strefie kontaktu (ryc. 5B) i jest tu interpretowana jako powierzchnia transgresywnej erozji. W otworze Goździk-OU1 (rejon Garwolina) łupkowy interwał graniczny o nieokreślonym jeszcze bliżej wieku i o miąższości 4,5 m zawiera wkładki diamiktytów piaszczysto-ilastych z rozproszonym żwirkiem, zdeponowanych najprawdopodobniej z pływającego lodu (Kędzior i in., 2013; por. też Modliński, 1982). Cykliczna zmienność częstotliwości przeławień pyłowcowych, zawartości minerałów ilastych i węglanowych oraz intensywności bioturbacji dostarcza wskazówek do identyfikacji parasekwencji. W szczególności poziomy wczesnodiagenetycznych kongrecji węglanowych odzwierciedlają okresy

kondensacji stratygraficznej i mogą zawierać powierzchnie zalewu. Dwie potencjalne powierzchnie maksimum transgresji są rozpoznawalne w osadach górnego(?) landoweru i środkowego wenloku. Występowanie licznych graptolitów i warstw piroklastycznych stwarza dobre perspektywy dla datowań biostratygraficznych i geochronologicznych (prace w toku).

WŁASNOŚCI ZBIORNIKOWE

W obu badanych otworach z obszaru basenu lubelskiego upad warstw sylurskich jest monoklinalny i wynosi 3°WSW (Syczyn-OU1) i 9°W (Berejów-OU1), warstwy te nie zawierają śladów deformacji tektonicznej z wyjątkiem interwałów spękanych i niewielkich uskoków. Strefy lokalnej kompresyjnej deformacji otworu wiertniczego (*breakouts*) wskazują na kierunek maksymalnego naprężenia poziomego N–S (7–187°), co jest zgodne z regionalnym polem naprężeń (Heidbach i in., 2008). Liczne spęknięcia pojedyncze i strefy spękań rozpoznano na rdzeniach i pomierzono na obrazach FMI. Są to głównie strome (ok. 70°) spęknięcia zamknięte o submilimetrowej aperturze, scementowane kalcytem. W otworze Syczyn-OU1 dominują spęknięcia o biegu NW–SE, w otworze Berejów-OU1 zmienność kierunków jest większa, z dominującym kierunkiem NE–SW i podrzednym NW–SE.

Sylurskie łupki cechują się porowatością efektywną wynoszącą do 4,7%, przepuszczalnością do 240 nD i zawartością węgla organicznego do 3,5%. Mimo że te wartości nie wydają się zbyt wysokie, niektóre interwały stratygraficzne spełniają kryteria wymagań ekonomicznych, co razem z obfitymi objawami gazu w czasie wiercenia uzasadnia przeprowadzenie testów produkcyjnych w otworach poziomych. Warto też dodać, że nawet przy stosunkowo niskich zawartościach TOC możliwe jest uzyskanie dużych przepływów gazu, o ile skały zbiornikowe znajdują się w oknie suchego gazu i pod miąższym nadkładem, czego przykładem dostarcza eksploatacja gazu z formacji Haynesville (Spain & Anderson, 2010; R. Miller – informacja ustna 2013).

Częste występowanie cementów węglanowych (kalcyt 1–13%, dolomit 1–17%) podnosi wskaźnik kruchości i zdolność do pęknięcia skały zbiornikowej. Kalcyt jest również głównym składnikiem wczesnodiagenetycznych konkrecji, które są gęsto rozmieszczone w rdzeniowych interwałach i na ogół stanowią bariery dla obserwowanych spękań naturalnych. Zbadanie wpływu tych konkrecji na anizotropię mechaniczną i jakość zbiornika może być istotne dla właściwego planowania i udostępniania otworów poziomych (por. Suarez-Rivera, 2011). Analiza geomechaniczna sugeruje, że dominujący system stromych spękań równoległych do biegu strukturalnego (NW–SE) wykazuje współcześnie wysoką składową ścinającą i niskie naprężenie pionowe, co jest korzystne dla przepływu fluidów. Symulacje trajektorii otworów horyzontalnych wskazują, że kierunki NE i SW są najkorzystniejsze do prowadzenia szczelinowania w rejonach spenetrowanych przez wiercenia Syczyn-OU1 i Bereków-OU1 (Ruehlicke & Hansen, 2012).

PODSUMOWANIE

Aktualny stan wiedzy o geologii sylurskiego perykratonicznego pasa łupkowego w Polsce, choć zaawansowany, wydaje się wciąż niewystarczający do prawidłowego oszacowania jego potencjału węglowodorowego i pomysłnego udostępnienia tego obiecującego systemu gazonośnego. Szczególny nacisk w badaniach podstawowych należy położyć na: 1) oszacowanie roli kratonicznych i orogenicznych źródeł w dostawie drobnoziarnistego materiału silikoklastycznego oraz znaczenia transportu adwekcyjnego w jego redystrybucji, 2) wyizolowanie czynników depozycyjno-diagenetycznych rządzących trendami rozkładu zawartości węgla organicznego w skali regionalnej i lokalnej oraz 3) rozpozniowanie sukcesji sylurskiej w kategoriach wysokorozdzielczej stratygrafii sekwencji, ponieważ oscylacje względnej bazy erozyjnej mają zasadniczy wpływ na stopień koncentracji materii organicznej oraz na wiele innych własności łupkowej skały zbiornikowej.

Zaproponowany w artykule uproszczony model depozycyjno-stratygraficzny zakłada sedimentację ciemnych mułowców landoweru–ludlowu w strefie usytuowanej w zewnętrznej części perykratonicznej rampy szelfowej i przylegającej od zachodu do szerokiego przedpola połogiej, progradacyjnej klinoformy zasilanej ze źródła orogenicznego (ryc. 9). Alternatywą dla pryzmy jest pokrywa z „tortową” stratygrafią i ze spągami z wyklinowaniami wstępującymi w kierunku wschodnim. Depozycja miała miejsce w warunkach względnie płytkowodnej anoksji/dysoksji, okresowo przerywanej oddziaływaniem natlenionych prądów sztormowych. Podnóże klinoformy w jej najmłodszych wiązках znajdowało się na głębokości prawdopodobnie niewiele większej niż podstawa falowania ekstremalnych sztormów (200 m?). Maksimum koncentracji TOC znajduje się w dystalnej części rampy; materia organiczna jest rozcieńczona w kierunku północno-wschodnim materiałem węglanowym, a w kierunku południowo-zachodnim materiałem silikoklastycznym. Wstępne wyniki z otworów wykonanych przez Orlen Upstream w basenie lubelskim wskazują, że łupki sylurskie mają własności zbiornikowe od średnich do dobrych, co uzasadnia podjęcie prób produkcyjnych w otworach poziomych

Niniejszy artykuł zawiera nieznacznie rozszerzoną wersję prezentacji przedstawionej na II Konferencji ShaleScience (16–17 maja 2012 r., Warszawa). Autorzy dziękują Arkadiuszowi Buniakowi, Arturowi Kędziorowi, Mariuszowi Paszkowskiemu oraz Magdalenie Piątkowskiej za dyskusję i cenne uwagi.

LITERATURA

- BERTHELSEN A. 1998 – The Tornquist Zone northwest of the Carpathians: an intraplate pseudosuture. *GFF*, 120: 223–230.
- BOHACS K.M. 1998 – Contrasting expressions of depositional sequences in mudrocks from marine to non-marine environs. [W:] Schieber J. i in. (red.) *Mudstones and shales*. Vol. 1. Characteristics at the basin scale: Stuttgart, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung: 32–77.
- CALVERT S.E. & PEDERSEN T.F. 1992 – Organic carbon accumulation and preservation in marine sediments: how important is anoxia? [W:] Whelan J.K. & Farrington J.W. (red.) *Organic matter: productivity, accumulation, and preservation in recent and ancient sediments*. Columbia Univ. Press, New York: 231–263.
- CURIALE J.A., COLE R.D. & WITMER R.J. 1992 – Application of organic geochemistry to sequence stratigraphic analysis: four corners platform area, New Mexico, U.S.A. *Org. Geochem.*, 19: 53–65, 67–75.
- DADLEZ R., GRAD M. & GUTERCH A. 2005 – Crustal structure below the Polish Basin: is it composed of proximal terranes derived from Baltica? *Tectonophysics*, 411: 111–128.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 – Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- DEMAISON G.J. & MOORE G.T. 1980 – Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bull.*, 64: 1179–1209.
- EOFF J.D. 2012 – Global prediction of continuous hydrocarbon accumulations in self-sourced reservoirs. *USGS Open-File Report 2012–1091*: 1–4.
- ETTENSÖHN F.R. 1994 – Tectonic control on formation and cyclicity of major Appalachian unconformities and associated stratigraphic sequences. *SEPM Conc. Sediment. Paleont.*, 4: 217–242.
- HEIDBACH O., TINGAY M., BARTH A., REINECKER J., KURFEB D. & MÜLLER B. 2008 – The World Stress Map based on the database release 2008 [www.world-stress-maorg].
- JAWOROWSKI K. 2000 – Facies analysis of the Silurian shale-siltstone succession in Pomerania (northern Poland). *Geol. Quart.*, 44: 297–315.
- JAWOROWSKI K. 2002 – Profil dolnego paleozoiku w północnej Polsce – zapis kaledońskiego stadium rozwoju basenu bałtyckiego. *Pos. Nauk. Państw. Inst. Geol.*, 58: 9–10.
- KĘDZIOR A., PASZKOWSKI M. & POREBSKI S.J. 2013 – Opis rdzeni z otworu Goździk-OU1. Raport dla Orlen Upstream. Arch. Orlen Upstream.
- KLIMUSZKO E. 2002 – Utwory syluru południowo-wschodniej Polski jako skały potencjalnie macierzyste dla dewońskich rop naftowych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 402: 75–100.
- KRZEMIŃSKI L. & POPRAWA P. 2006 – Geochemia klastycznych osadów ordowiku i syluru ze strefy Koszalin–Chojnice i zachodniej części basenu bałtyckiego. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186: 123–148.
- LASH G.G. & ENGELDER T. 2011 – Thickness trends and sequence stratigraphy of the Middle Devonian Marcellus Formation, Appalachian Basin: implications for Acadian foreland basin evolution. *AAPG Bull.*, 95: 61–103.
- LAZAUSKIENE J., SLIAUPA S., BRAZAUSKAS A. & MUSTEIKIS P. 2003 – Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: tectonic control on the foreland infill. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 208: 95–115.
- LIS P. 2010 – Drobnoziarniste osady górnordowicko-dolnosylurskie basenu podlasko-lubelskiego. *Prz. Geol.*, 58: 259–262.
- LOUTIT T.S., HARDENBOL J., VAIL P.R. & BAUM G.R. 1988 – Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. [W:] Wilgus C.K. i in. (red.) *Sea-level changes: an integrated approach*. *SEPM Spec. Publ.*, 42: 183–213.
- MAZUR S. & JAROSIŃSKI M. 2006 – Budowa geologiczna głębokiego podłoża platformy paleozoicznej południowo-zachodniej Polski w świetle wyników eksperymentu sejsmicznego POLONAISE'97. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 188: 203–222.

- MODLIŃSKI Z. 1982 – Rozwój litofacjalny i paleotektoniczny ordo-wiku na obszarze platformy prekambryjskiej w Polsce. Pr. Inst. Geol., 102: 1–66.
- MODLIŃSKI Z. (red.) 2010 – Atlas paleogeologiczny podpermskiego paleozoiku kratonu wschodnioeuropejskiego w Polsce i na obszarach sąsiednich 1 : 2 000 000. Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- MODLIŃSKI Z. & PODHALAŃSKA T. 2010 – Outline of the litho-logy and depositional features of the Lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. Geol. Quart., 54: 109–121.
- MODLIŃSKI Z., SZYMAŃSKI B. & TELLER L. 2006 – Litostraty-grafia syluru polskiej części obniżenia perybałtyckiego – część lądowa i morska (N Polska). Prz. Geol., 54: 787–796.
- NAWROCKI J. & POPRAWA P. 2006 – Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. Geol. Quart., 50: 59–76.
- PHARAOH T.C. 1999 – Palaeozoic terranes and their lithospheric boundaries within the Trans-European Suture Zone (TESZ): a review. Tectonophysics, 314: 17–41.
- PODHALAŃSKA T. 2009 – Późnoordowickie zlodowacenie Gondwany – zapis zmian środowiskowych w sukcesji osadowej obniżenia bałtyckiego. Pr. Państw. Inst. Geol., 193: 1–132.
- POPRAWA P. 2006 – Rozwój kaledońskiej strefy kolizji wzdłuż zachodniej krawędzi Baltiki oraz jej relacje do basenu przedpola. Pr. Państw. Inst. Geol., 186: 189–214.
- POPRAWA P. 2010 – Potencjał występowania złóż gazu ziemnego w łupkach dolnego paleozoiku w basenie bałtyckim i lubelsko-podlaskim. Prz. Geol., 58: 226–249.
- POPRAWA P. & PACZEŚNA J. 2002 – Rozwój ryftu w późnym neoproterozoiku–wczesnym paleozoiku na lubelsko-podlaskim skłonie kratonu wschodnioeuropejskiego – analiza subsydencji i zapisu facjalnego. Prz. Geol., 50: 49–63.
- POPRAWA P., PASZKOWSKI M., FANNING M.C., PÉCSKAY Z., NAWROCKI J. & SIKORSKA M. 2006 – Charakterystyka geochro-nologiczna obszarów źródłowych dla dolnopaleozoicznych utworów z NW kratonu wschodnioeuropejskiego oraz strefy Koszalin–Chojnice; datowania detrytycznych łyszczyków (K/Ar) i cyrkonów (U/Pb SHRIMP). Pr. Państw. Inst. Geol., 186: 149–164.
- POPRAWA P., ŠLIAUPA S., STEPHENSON R. & LAZAUSKIENE J. 1999 – Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional implications from subsidence analysis. Tectonophysics, 314: 219–239.
- RUEHLICKE B. & HANSEN B. 2012 – Berejow-OU1 and Syczyn-OU1: FMI based structural geology and geomechanics. Erksfjord Report, 59. Arch. Orlen Upstream.
- SCHIEBER J. 1994 – Evidence for episodic high energy events and shallow-water deposition in the Chattanooga Shale, Devonian, central Tennessee, U.S.A. Sediment. Geol., 93: 193–208.
- SLATT R.M. 2011 – Important geological properties of unconventional resource shales. Cent. Eur. J. Geosci., 3: 435–448.
- SMITH L.B. & LEONE J. 2010 – Integrated characterization of Utica and Marcellus black shale gas plays, New York State. Search Discov., article #50289.
- SPAIN D.R. & ANDERSON G.A. 2010 – Controls on reservoir quality and productivity in the Haynesville Shale, northwestern Gulf of Mexico Basin. Gulf Coast Ass. Geol. Soc. Trans., 60: 657–668.
- SUAREZ-RIVERA R. 2011 – Heterogeneity and anisotropy on tight shales. [W:] McLennan J. (red.) Workshop on evolution of the men-tal picture of tight shales. Monograph of the 1st Shale Science Con-ference, Copernicus Science Centre, Warsaw, Poland, March 28–29, 2011: 97–115.
- TELLER L. 1997 – The subsurface Silurian in the East European Platform. Palaeont. Pol., 56: 7–21.
- TYSON R.V. & PEARSON T.H. 1991 – Modern and ancient continen-tal shelf anoxia: an overview. [W:] Tyson R.V. & Pearson T.H. (red.) Modern and ancient continental shelf anoxia. Geol. Soc. London Spec. Publ., 58: 1–24.
- WIGNALL P.B. 1991 – Model for transgressive black shales? Geology, 19: 167–170.