

## **Załącznik 2: Autoreferat stanowiący opis dorobku i osiągnięć naukowych**

---

### **1. Życiorys naukowy**

#### **1.1. Dane osobowe**

**Imię i nazwisko:** Artur Kędzior

#### **1.2. Wykształcenie i posiadane stopnie naukowe**

**•15.12.2003– doktor nauk o Ziemi w zakresie geologii**

Instytut Nauk Geologicznych PAN.

Praca doktorska „*Architektura stratygraficzna warstw siodłowych (namur) północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego*”.

Promotor: Prof. dr hab. Szczepan J. Porębski (Instytut Nauk Geologicznych PAN).

**•1995 – magister**

Instytut Nauk Geologicznych UJ

Praca magisterska „*Analiza mikropaleontologiczna osadów koniak i santonu w profilu Zabierzów*”.

Promotor: Prof. dr hab. S. Geroch.

**•1989 – technik geolog/matura**

Technikum Geologiczne w Krakowie im. Stanisława Staszica.

#### **1.3. Zatrudnienie i przebieg pracy zawodowej**

•Od 2008 – adiunkt, Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie.

•2003–2008 – asystent, Instytut Nauk Geologicznych PAN Ośrodek Badawczy w Krakowie.

•2002–2003 – specjalista, Instytut Nauk Geologicznych PAN, Ośrodek Badawczy w Krakowie.

•1998-2002 – asystent, Instytut Nauk Geologicznych PAN Ośrodek Badawczy w Krakowie.

•1995-1998 – uczestnik Studium Doktoranckiego Instytutu Nauk Geologicznych PAN.

•1989-1990 – szlifierz preparatów mikroskopowych, Przedsiębiorstwo Geologiczne w Krakowie

**2. Wskazanie osiągnięcia naukowego** wynikającego z art. 16 ust. 2 ustawy z dnia 14 marca 2003 r. o stopniach naukowych i tytule naukowym oraz o stopniach i tytule w zakresie sztuki (Dz. U. nr 65, poz. 595 ze zm.)

#### **2.1. Jako osiągnięcie naukowe przedstawiam publikację pod tytułem:**

Reconstruction of an early Pennsylvanian fluvial system based on geometry of sandstone bodies and coal seams: the Zabrze Beds of the Upper Silesia Coal Basin, Poland.

## 2.2. Publikacja stanowiąca osiągnięcie naukowe

Pełna treść artykułu przedstawiona została w załączniku 5.

Kędzior A., 2016. Reconstruction of an early Pennsylvanian fluvial system based on geometry of sandstone bodies and coal seams: the Zabrze Beds of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 86: 437–472.

doi: <https://doi.org/10.14241/asgp.2016.020>

Lista “A” MNiSW 2016 = 20 pkt., IF2015 = 0.833; 5YearIF2015 = 0.950.

## 2.3. Komentarz autorski

### 2.3.1. Wprowadzenie

Przedstawiona przeze mnie praca jest drugim w historii badań sedymentologicznych karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (GZW) kompleksowym opracowaniem zagadnień związanych z określeniem warunków sedymentacji, środowisk depozycji oraz architektury stratygraficznej jednostki litostratygraficznej na niemal całym obszarze jej występowania. Pierwszym takim opracowaniem była monografia dotycząca krakowskiej serii piaskowcowej (Doktor, 2007). Pozostałe bardziej obszerne prace naukowe z zakresu sedymentologii tego obszaru skupiały się albo na przedstawieniu bądź zestawów litofacji charakterystycznych dla poszczególnych jednostek litostratygraficznych (Doktor & Gradziński, 1985; Gradziński et al., 1995) bez analizy geometrii wypełnienia basen albo na prezentacji architektury stratygraficznej bez zagadnień związanych ze szczegółowym rozpoznaniem środowisk sedymentacji (Kędzior, 2008). Inne opracowania jednostek litostratygraficznych dotyczą prezentacji ogólnych informacji na temat warunków depozycji i zmian miąższości w skali całego basenu (patrz Hylova et al., 2013; Jirasek et al., 2013a; Jirasek et al., 2013b; Hylova et al., 2016) lub ograniczają się do przedstawienia zmian miąższości w skali regionalnej lub tylko wybranych części basenu (Kotas, 1994; Dopita & Kumpera, 1993). W latach 2002-2003 podjąłem próby odtworzenia geometrii litosomów piaskowcowych oraz pokładów węgla warstw zabrzańskich w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (Kędzior et al., 2004a, b) oraz serii mułowcowej w zachodniej (Doktor & Kędzior, 2002) i północnej części niecki głównej (Doktor & Kędzior, 2003). Publikacje te opierały się głównie na opisach wybranych rdzeni wiertniczych i dotyczą geometrii litosomów osadowych analizowanych na niewielkich obszarach.

Strefy występowania kopalin o wartości ekonomicznej, w tym węgla, należą do obszarów, w których rozpoznanie geologiczne wiąże się z wykonaniem dużej liczby otworów wiertniczych. Tego typu dane są cennym źródłem informacji do badań naukowych, zwłaszcza w przypadkach, gdy prace eksploatacyjne: (1) odbywają się metodą podziemną lub (2) nie prowadzi się już żadnych robót rozpoznawczych na skutek zakończenia eksploatacji. W historii badań GZW ukazało się zaledwie kilka prac wykorzystujących potencjał związany z dużą ilością danych archiwalnych zgromadzonych zarówno w archiwach poszczególnych kopalń węgla kamiennego oraz w Narodowym Archiwum Geologicznym. Wśród nich wymienić należy pracę Doktora (2007), opracowania Hylovej i Jiraska z zespołami (Hylova et al., 2013; Jirasek et al., 2013a; Jirasek et al., 2013b; Hylova et al., 2016) oraz moje prace (Kędzior, 2001; 2008).

Przedstawiona praca porusza następujące zagadnienia:

- 1) Warunki depozycji i środowiska sedymentacji warstw zabrskich na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zinterpretowane na podstawie klasycznej analizy facjalnej.
- 2) Geometrię ciał piaskowcowych i pokładów węgla warstw zabrskich w czeskiej i polskiej części Zagłębia Górnośląskiego oraz zmiany miąższości warstw zabrskich.
- 3) Historię wypełniania basenu we wczesnym pennysylwanie, znaczenie warstw jejkowickich lokalnie znajdujących się w podłożu warstw zabrskich w ewolucji basenu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego
- 4) Model systemu rzeczno-warstw zabrskich oraz transformację systemu rzeczno-warstw.
- 5) Zastosowanie zasad stratygrafii sekwencji w osadach kontynentalnych.

### **2.3.2. Podstawowe informacje na temat Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i warstw zabrskich**

Górnośląskie Zagłębie Węglowe (GZW) jest częścią większego basenu sedymentacyjnego, który w późnym paleozoiku stanowił zapadlisko przedgórskie rozwinięte u czoła morawsko-śląskiego segmentu orogenu warycyjskiego znajdującego na zachód od basenu. Jego podłoże było fleksuralnie uginane, o czym świadczy zmniejszająca się ku wschodowi miąższość poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Postępujący w czasie ruch nasuwczy skutkował również migracją ku wschodowi depocentrów coraz to młodszych osadów. Obecny, trójkątny zarys GZW jest efektem zarówno warycyjskich jak i mezozoiczno-kenozoicznych deformacji tektonicznych. Zaburzenia warycyjskie, silniejsze u frontu orogenu spowodowały powstanie nasunięć w obrębie sukcesji węglonośnej: nasunięcia orłowsko-michałkowickiego i usytuowanego dalej ku wschodowi nasunięcia rybnicko-boguszowickiego o rozciągłości SSW-NNE, równoległej do brzegu orogenu (Kotas, 1972; Kotas, 1995). W północno-zachodniej części GZW struktury te kontynuują się dalej ku północy (Kuzak, 1994). W pozostałej części GZW deformacje warycyjskie mają głównie charakter wielkopromiennych fałdów a osady górnego karbonu zaburzone są licznymi dyslokacjami uskokowymi (Kotas, 1982, 1985), które zaznaczają słabiej ku wschodowi. Wpływ alpejskich ruchów tektonicznych znalazł przede wszystkim wyraz w powstaniu szeregu dyslokacji uskokowych a także w reaktywacji części starszych uskoków (Kotas, 1982, 1985). W późnym trzeciorzędzie obszar Zagłębia stał się częścią zapadliska przedkarpacciego wypełnianego osadami miocenu, a na południową część Zagłębia nasunięte zostały w późnym miocenie płaszczowiny Karpat zewnętrznych.

W profilu węglonośnej sukcesji GZW wyróżnia się dwie części: (1) dolna, zwana paraliczną, cechuje się występowaniem wkładek zawierających faunę morską; (2) wyższa, pozbawiona jest wkładek z fauną morską lub brakiczną i składa się wyłącznie z osadów gromadzonych w środowiskach lądowych; ta część określana była tradycyjnie mianem serii limnicznej (Unrug & Dembowski, 1971), jednakże według Doktor & Gradziński (1985), Gradziński et al., (1995); Doktor & Gradziński, (2000) ta część sukcesji składa się niemal wyłącznie z osadów fluwialnych a nie jeziornych. Sukcesja węglonośna GZW jest dzielona na nieformalne jednostki stratygraficzne: „serie” i „warstwy” (Dembowski, 1972a). Podział litostratygraficzny został ujednoczony dla polskiej części Zagłębia (Dembowski, 1972a) i czeskiej (Dopita et al., 1997). Zgodnie ze tym podziałem, cała sukcesja węglonośna dzielona jest na cztery główne jednostki: (1) seria paraliczna obejmuje niższą część sukcesji i dzielona jest na warstwy pietrkowickie, gruszowskie, jakłowieckie i porębskie (Kotas & Malczyk, 1972a); (2) górnośląska seria piaskowcowa składa się z warstw jejkowickich (tylko w południowo-zachodniej części polskiego segmentu GZW), zabrskich i warstw rudzkich (Kotas & Malczyk, 1972b; Kotas, 1995); (3) seria mułowcowa - z warstw załęskich i orzeskich (Porzycki, 1972); (4) krakowska seria piaskowcowa - z warstw łażskich i libiąskich (Dembowski, 1972b).

Wiek sukcesji węglonośnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego został określony na podstawie badań paleobotanicznych i palinologicznych (Kmieciak, 1995; Kotasowa & Migier, 1995) a w przypadku serii paralicznej również na podstawie paleozoologicznych (Musiał et al., 1995). Sukcesja ta obejmuje wiekowo późny mississipp (serpuchow) aż po późny pennsylvan (kasimow) z szeregiem luk stratygraficznych, łącznie z największą z nich na granicy serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej (w zachodniej i środkowej części basenu) lub serii mułowcowej (we wschodniej części). Ta luka stratygraficzna z punktu widzenia moich badań jest najistotniejsza, gdyż wiąże się z przebudową systemów depozycyjnych na granicy mississipp/pennsylvan a jednocześnie podkreślona jest tzw. „przełomem florystycznym” (por. Stopa, 1957).

Warstwy zabrskie są w literaturze określane również jako warstwy siodłowe (Doktorowicz-Hrebnicki & Bocheński, 1952), a w języku czeskim jako *vrstvy sedlove* i wraz z podścielającymi je warstwami jejkowickimi oraz nadścielającymi warstwami rudzkimi tworzą górnośląską serię piaskowcową. Jako dolną granicę warstw zabrskich przyjmuje się spąg pokładu 510 (w czeskiej numeracji pokładów węgla jest to pokład nr 504, określany również jako pokład nr 40 lub Prokop), natomiast w południowo-zachodniej części GZW dolną granicę warstw zabrskich przyjmuje się w obrębie bezwęglowego kompleksu skał gruboziarnistych zaliczanego do warstw jejkowickich (Kotas, et al., 1988; Kotas, 1995). Górna granica warstw zabrskich jest wyznaczana w stropie pokładu 501 (564 lub 33a wg. czeskiej nomenklatury), jednakże śledzenie tej granicy jest utrudnione na skutek mało precyzyjnej i mało wiarygodnej korelacji tego pokładu na całym obszarze GZW, co związane jest z obecnością lokalnych zjawisk erozyjnych i powszechnego rozszczepiania i łączenia się tego pokładu z młodszymi, zaliczanymi już do warstw rudzkich (Stopa, 1957, Kędzior, 2008). Na podstawie badań makroflorystycznych i palinologicznych stwierdzono, że warstwy zabrskie reprezentują część baszki (kinderskot wg. podziału zachodnioeuropejskiego) i są oddzielone luką stratygraficzną od warstw rudzkich (jedon wg. podziału zachodnioeuropejskiego) (Kmieciak, 1995; Kotasowa & Migier, 1995). Natomiast warstwy jejkowickie reprezentują piętra czokier i alport (namur A wg. podziału zachodnioeuropejskiego). W tak zdefiniowanych granicach miąższość warstw zabrskich osiąga maksymalną miąższość około 350 m w rejonie Karviny (Pešek et al., 1998) i zmniejsza się nieznacznie w kierunku północnym do około 280-300 m na obszarze Jastrzębia Zdroju i Chwałowic i około 250 m w rejonie siodła głównego (Kędzior, 2001; 2008). Zmiany miąższości zdecydowanie wyraźniej zaznaczają się w kierunku wschodnim na obszarze siodła głównego, gdzie na dystansie około 35 km osady tej jednostki wyklinowują się zupełnie (Kędzior, 2001; 2008).

### **2.3.3. Warunki depozycji i środowiska sedymentacji warstw zabrskich na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i ewolucja systemu rzecznych warstw zabrskich.**

Obiektem moich badań były warstwy zabrskie oraz znajdujące się w podłożu warstwy jejkowickie występujące w południowo-zachodniej części polskiego segmentu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Dane do badań uzyskałem dzięki uprzejmości dyrekcji kopalń węgla kamiennego, które eksploatują, bądź w przeszłości eksploatowały węgiel z warstw zabrskich. Materiały z czeskiej części GZW dostałem od profesora Petra Martinca (Ústav geoniky AV ČR, Ostrava). Obejmują one ponad 1500 profili otworów wiertniczych, przekopów, szybów i szybików. Obecnie nie ma żadnego odsłonięcia powierzchniowego, w którym można prowadzić szczegółowe badania sedymentologiczne w celu odtworzenia warunków depozycji i środowisk sedymentacji osadów warstw zabrskich. Jediną możliwością było profilowanie świeżo drążonych otworów wiertniczych. Dyrekcja KWK Marcel w Rydułtowych udostępniła mi sześć rdzeni wiertniczych o łącznej długości około 1200 m, które szczegółowo opisałem i zinterpretowałem przy zastosowaniu klasycznej analizy facjalnej. Otwory te zostały odwiercone w obrębie niecki chwałowickiej (patrz Kędzior, 2016, Fig. 1), która znajduje się

mniej więcej w środku między czeską częścią Zagłębia i siodłem głównym. Taka lokalizacja pozwalała mi ekstrapolować wyniki analizy facjalnej na obszary sąsiednie. W badanych otworach wydzieliłem 11 litofacji począwszy od zlepieńców przez piaskowce, mułowce aż do osadów fitogenicznych. Poszczególne litofacje odzwierciedlają odmienne warunki hydrauliczne depozycji, część z nich może mieć samodzielne znaczenie diagnostyczne dla środowisk sedimentacji, jednak bardziej wiarygodne jest posługiwanie się asocjacjami litofacjalnymi jako wskaźnikami środowisk i subs środowisk depozycji. Tego typu badania są wykonane po raz pierwszy dla osadów warstw zabrskich. Do tej pory wyrażane były opinie o środowiskach sedimentacji warstw zabrskich nie poparte żadnymi dowodami a oparte jedynie o analizę zapiaszczenia warstw zabrskich. Uważa się, że osady te gromadzone były na rozległej równinie aluwialnej (Unrug & Dembowski, 1971; Gradziński, 1982) związanej z piaszczystymi rzekami roztokowymi i meandrującymi (Doktor & Gradziński, 2000). Kotas i Malczyk (1972) uznali pakiety piaskowców za osady gromadzone w korytach rzecznych.

W swojej pracy wydzieliłem dwie podstawowe asocjacje facjalne: (1) osady koryt rzecznych oraz (2) osady pozakorytowe równi zalewowej. Analizę facjalną wsparłem metodami statystycznymi tworząc diagramy dystrybucji miąższości ciał piaskowcowych i pokładów węgla w poszczególnych obszarach tj. Karvina, Jastrzębie Zdrój, Frenštát, Cieszyn, Rybnik i siodło główne (Kędzior, 2016, Fig. 13 i 14). Znając na podstawie przeprowadzonej analizy facjalnej charakterystykę ciał piaskowcowych oraz następstwo litofacji mogłem ekstrapolować wyniki uzyskane z rejonu Rybnika na pozostałe obszary, co pozwoliło mi na określenie charakteru zmian w udziale najbardziej i najmniej miąższych ciał piaskowcowych, zarówno jedno- jak i wielopiętrowych.

Asocjacja litofacji zlepieńcowych i piaskowcowych. Ciała piaskowcowo-zlepieńcowe, często podścielone powierzchniami erozyjnymi, interpretuję jako osady korytowe. Zwykle są to wielopiętrowe ciała złożone o miąższości dochodzącej nawet do 114 m. Poszczególne elementy tych nagromadzeń osadów są w wielu wypadkach rozdzielone wewnętrznymi powierzchniami erozyjnymi wskazującymi na wieloetapowość wypełniania dostępnej przestrzeni akomodacyjnej. Wielopiętrowy charakter ciał piaskowcowych i niewielki udział sekwencji o ziarnie drobniejącym ku górze jest interpretowany przeze mnie jako efekt depozycji w obrębie traktu rzeki roztokowej z niestabilnymi, przesuwanymi się korytami o głębokości dochodzącej do 5 m. Słabo zaznaczone warstwowanie wiąże z szybką depozycją i okresowymi przepływami wody przeciążonej zawiesiną typu hiperskoncentrowanego, co wskazuje na system rzeczny z dominacją obciążenia dennego. Obecność zestawów litofacji o ziarnie drobniejącym ku górze jest przeze mnie rozpatrywana jako dowód na stopniową agradację osadów związaną z kolejnymi wydarzeniami powodziowymi. Po wcięciu się koryt rzecznych następował szybki przyrost osadów i rozwój łańcuchów śródkorytowych i bocznych zbudowanych z osadów piaszczystych. Niewielki udział zlepieńców w sekwencjach korytowych świadczy, według mnie, o podrzędnej depozycji w obrębie bruków korytowych i podłużnych łańcuchów żwirowych w stosunkowo wąskich korytach bocznych. Używając modeli rzecznych Mialla (1977, 1996) określiłem ten typ systemu rzecznoego, dominujący w południowo-zachodniej części GZW, jako ewoluujący w kierunku północno-wschodnim, z przejściowego stanu przypominającego system głębokiej żwirowej rzeki roztokowej (typ Donjek) do roztokowego systemu rzecznoego zdominowanego przez piaszczyste obciążenie denne o niskiej krętości (typ Platte/South Saskatchewan).

Wartości średniej, mediany i maksymalnej miąższości ciał piaskowcowych zmniejszają się wyraźnie w kierunku północno-wschodnim wzdłuż osi basenu (Kędzior, 2006, Tab. 1, Fig. 13, 14), co moim zdaniem wskazuje, że wielopiętrowe nagromadzenia piaskowców korytowych są przede wszystkim związane z rzekami roztokowymi w segmencie południowo-zachodnim, podczas gdy ciała korytowe w północno-wschodnim segmencie (siodło główne) tworzą

nagromadzenia o znacznych rozmiarach lateralnych jednakże o znacznie mniejszych miąższościach głównie typu prostego lub nieznacznie złożonego (dwupiętrowe) z dobrze zaznaczoną tendencją do zmniejszania się frakcji osadu ku górze oraz zazwyczaj są otoczone miąższymi pakietami osadów pozakorytowych (Kędzior, 2016, Fig. 15, 21). Te cechy, moim zdaniem, wskazują na awulsyjny, chociaż relatywnie stabilny system meandrujący. W kategoriach modeli rzecznych Mialla (1992), system ten mógłby początkowo przypominać model 5 lub 6 (żwirowo-piaszczyste lub piaszczyste „klasyczne” rzeki meandrujące, zwykle ewoluujące w drobnoziarniste rzeki meandrujące z rozległymi torfotwórczymi obszarami pozakorytowymi).

Asocjacja litofacji mułowcowych, heterolitowych i fitogenicznych. Asocjacja ta zdominowana przez osady drobnoziarniste z paleoglebami i węglami jest typowym zespołem osadów rzecznej równi zalewowej. Według mojej opinii, środowisko równi zalewowej obserwowane w warstwach zabrskich rozwijało się wielokrotnie na obszarach pozakorytowych migrujących stref korytowych, co przedstawiłem na figurach 16-21 (Kędzior, 2016). Strefy te były szybko zasiedlane przez roślinność oraz powstawały tam torfowiska o różnych rozmiarach i grubościach sięgających według mojej oceny nawet 150-170 m. Na obszarach pozakorytowych wydzieliłem szereg subśrodków, w tym nieudokumentowane wcześniej na obszarze GZW strefy wałów przykorytowych. Inni autorzy (Doktor & Gradziński, 1985; Doktor, 2007) wymieniają to subśrodko, które z całą pewnością powinno występować, jednakże nie znaleźli wystarczających dowodów na ich obecność w dostępnym materiale rdzeniowym. Pozostałe subśrodko (koryta krewasowe, proksymalne i dystalne glify krewasowe oraz torfowiska) były rozpoznane i szeroko opisane zarówno z osadów rzek roztokowych (Doktor, 2007), jak i meandrujących (Doktor & Gradziński, 1985) GZW. Podobny zestaw litofacji dokumentujących subśrodko pozakorytowe był opisywany zarówno ze współczesnych (np. Farrell, 1987; Smith et al., 1989) jak i kopalnych równi zalewowych (np. Ethridge et al., 1981; Galloway, 1981; Farrell, 1987; Fielding & Webb, 1996; Jorgensen & Fielding, 1996; Miall, 1996; Halfar et al., 1998; Bridge, 2003).

Wykazanie ewolucji kopalnego systemu rzecznoego wzdłuż jego biegu wyłącznie na podstawie danych archiwalnych uważam za jedno z największych osiągnięć przedstawionej przeze mnie pracy. Ilość publikacji dokumentujących zmianę stylu rzecznoego jest znacząca, w większości dotyczy ona jednak osadów kenozoicznych lub mezozoicznych, rzadziej późnopaleozoicznych (np. Nakayama & Ulak, 1999; Newell et al., 1999; Limarino et al., 2001; Badura & Przybylski, 2004; Le Heron et al., 2008; Alqahtani et al., 2017) prezentując przede wszystkim ewolucję systemów rzecznych w czasie a nie w przestrzeni. Prace te oparte są w głównej mierze o odsłonięcia powierzchniowe, czasami wsparte badaniami geofizycznymi. Analizy wykonane przede wszystkim przy użyciu dużej ilości archiwalnych materiałów wiertniczych są rzadkie (Bourquin et al., 2006, Doktor, 2007; Hylova et al., 2013) i zazwyczaj ograniczają się do prezentacji zmian miąższości jednostek litostratygraficznych, bądź prezentacji architektury basenu.

#### ***2.3.4. Historia wypełniania basenu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego we wczesnym pennyslwanie, znaczenie warstw jejkowickich w ewolucji basenu oraz model systemu rzecznoego warstw zabrskich.***

Litosom warstw jejkowickich budził wiele kontrowersji w literaturze dotyczącej południowo-wschodniego segmentu polskiej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. W pracach Matla (1966; 1967) określany jest jako „bezwęglowy odcinek warstw zabrskich”, podczas gdy przez Jureczkę (1988) i Kotasa (Kotas et al., 1988; Kotas, 1995) ten kompleks skalny jest traktowany jako odrębna jednostka litostratygraficzna, przy czym nie została ona w sposób jednoznaczny zdefiniowana. Bezsprzecznie osady tej jednostki zalegają na powierzchni erozyjnej wciętej w osady serii paralicznej (Matl, 1965, 1967), natomiast wiek osadów był

określany przez paleobotaników (Kotasowa, 1988; Kotasowa & Migier, 1995) zarówno jako namur A (najwyższa część mississippu – arnsberg) a przez mikroflorystów (Kmieciak, 1995; Oliwkiewicz-Miklasińska, 2002) jako namur B a nawet namur C (najstarszy pennsylvan – czokier-jedon). Badania Oliwkiewicz-Miklasińskiej (2001; 2002) sugerują, że depozycja warstw jejkowickich nastąpiła bez znaczącej przerwy między mississipem (seria paraliczna) a pennsylvanem (górnosłaska seria piaskowcowa), jednakże biorąc pod uwagę dużą erozję, która miała miejsce przed rozpoczęciem sedymentacji warstw jejkowickich oraz łatwości redepozycji miospor, taki wniosek wydaje się moim zdaniem nieuprawniony. Wyniki badań Oliwkiewicz-Miklasińskiej (2002) wskazują również na ciągłość sedymentacji w ciągu czokieru-alportu-kinderskotu bez znaczących luk stratygraficznych. Według mojej interpretacji, depozycja warstw jejkowickich rozpoczęła się nie wcześniej niż w późnym czokierze (najstarsze piętro pennsylvanu w podziale zachodnioeuropejskim). Ta stosunkowo niewielka luka stratygraficzna w rejonie Rybnika podkreślona również luką erozyjną ma swój ekwiwalent o zdecydowanie większym zasięgu na pozostałym obszarze GZW, gdzie obejmuje ona dwa piętra, czyli czokier i alport (Kmieciak, 1995). Jedną z nierozwiązanych przeze mnie kwestii na skutek zbyt małej liczby dostępnych danych jest brak najstarszego pokładu węgla warstw zabrskich na obszarze, w którym obecne są warstwy jejkowickie. Możliwe są dwa równorzędne scenariusze: (1) niekorzystne warunki środowiskowe do rozwoju torfowisk, tak jak sugeruję w swojej pracy; (2) erozja związana z działalnością rzecznoego systemu depozycyjnego warstw zabrskich, na co wskazuje Havlena (1982).

W dotychczasowych pracach aspekt rozwoju w czasie systemu depozycyjnego osadów węglonośnych górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego był zazwyczaj pomijany. Przedstawiona przeze mnie praca jest pierwszą, która wskazuje, że warunki sedymentacji zmieniały się zarówno w czasie i przestrzeni. Według mojej interpretacji początek sedymentacji górnośląskiej serii piaskowcowej, a zatem początek lądowego etapu wypełniania basenu miał miejsce w rejonie obecnego Rybnika. Poprzedzony był powstaniem wciętej doliny w końcu mississippu (późny arnsberg). Pod koniec czokieru (wczesny pennsylvan) głębokość doliny osiągnęła swoje maksimum wynoszące prawdopodobnie około 100 m i rozpoczęła się sedymentacja osadów warstw jejkowickich w obrębie doliny rzecznej o przebiegu SW-NE. Diachroniczność osadów warstw jejkowickich w kierunku wschodnim (Oliwkiewicz-Miklasińska, 2002), moim zdaniem, odzwierciedla ich wkraczanie na południowo-wschodni stok doliny, chociaż nie jest jasne, jaki mechanizm był odpowiedzialny za spychanie w tym kierunku roztokowego systemu rzecznoego. Wydaje się, że mógł być związany z nasuwaniem się od zachodu orogenu waryscyjskiego. Dolina rzeczna została wypełniona osadami o miąższości około 70 m pod koniec alportu i ten kompleks osadów należy traktować, w przedstawionej przeze mnie interpretacji, jako warstwy jejkowickie *sensu stricto*. Po wypełnieniu doliny sedymentacja osadów zaczęła się rozprzestrzeniać poza krawędzie paleodoliny i ten etap rozwoju już w kinderskocie, według mnie, rozpoczyna sedymentację właściwych warstw zabrskich. Początkowo pierwotna oś systemu rzecznoego odziedziczona z czokieru i alportu pozostawała niezmienną, stąd prawdopodobnie brak najstarszego pokładu węgla warstw zabrskich, zatem cały kompleks osadów niezawierający pokładów węgla można traktować, w moim przekonaniu, jako warstwy jejkowickie *sensu lato*, łącznie z bezwęglowym odcinkiem warstw zabrskich akumulowanych już w kinderskocie. Mimo, że początkowo oś systemu rzecznoego znajdowała się w tym samym miejscu, to oś subsydencji podłoża basenu zaczęła migrować w kierunku wschodnim, a dostępna przestrzeń do migracji systemu rzecznoego i depozycji materiału znacząco wzrosła. W mojej opinii depozycja warstw zabrskich początkowo odbywała się w wąskim basenie przedgórskim, przypominającym miejscami dużą dolinę aluwialną rozwiniętą u czoła nasuwającego się orogenu. Przedstawiony przeze mnie model depozycji wyjaśnia zarówno obecność luki stratygraficznej między arnsbergiem a kinderskotem na większości obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz kontrowersje

dotyczące relacji między warstwami jejkowickimi i zalegającymi powyżej warstwami zabrskimi.

Biorąc pod uwagę cechy osadów warstw zabrskich, zmiany zawartości najgrubszych frakcji osadów, interpretacje cech systemu fluwialnego na badanym obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, mogę stwierdzić, że górny bieg systemu rzeczno, w południowo-zachodniej części GZW ma prawdopodobnie cechy systemu zbierającego (*tributive*) zasilanego dużą ilością gruboziarnistego materiału osadowego. System ten cechuje się wielonurtową geometrią typu roztokowego, podczas gdy dolny bieg systemu rzeczno (północno-wschodnia część GZW) charakteryzowany jest przez system rozdzielczy (*distributive*) o bardziej stabilnych korytach dużej krętości, z dobrze rozwiniętymi strefami pozakorytowymi. Transformacja systemu rzeczno od roztokowego do meandrującego w dół biegu może być, według mnie, wiązana z czynnikami tektoniczno-geomorficznymi takimi jak zmniejszanie gradientu nachylenia wzdłuż osi zapadliska przedgórskiego oraz zwiększaniem się jego szerokości (por. Ouchi, 1985; Miall, 1996; Holbrook & Schumm, 1999). Są to parametry kontrolowane sztywności podłoża i wzrost orogenu. Także nierównomierny wzrost orogenu waryscyjskiego mógł spowodować zróżnicowanie morfologii na jego zapleczu z lokalnymi basenami śródgóorskimi a przez to zmniejszoną ilość materiału klastycznego dostarczanego do basenu przedgórskiego w jego północnej części.

Bimodalność rozkładu miąższości pokładów węgla na całym obszarze badań interpretuję, jako różnice w lokalizacji torfowisk w stosunku do aktywnych koryt (traktów) rzecznych. Pokłady cienkie (poniżej 30 cm miąższości), moim zdaniem, reprezentują krótkotrwałe torfowiska tworzące się w pobliżu migrujących lateralnie bądź ekspandujących koryt rzecznych i zalewane były przez okresowe katastroficzne powodzie. Natomiast pokłady grube, o miąższości powyżej 1 m, reprezentują torfowiska znajdujące się w znacznych odległościach od współistniejących koryt (traktów) rzecznych a ich zamieranie mogło być kontrolowane przez wkraczanie aktywnych koryt na skutek awulsji. Oczywiście ta interpretacja nie wyklucza wpływu zmian klimatu lub/i zmian bazy erozyjnej na długotrwałość torfowisk (patrz: Ramsbottom, 1977; Phillips and Peppers, 1984; Wright and Vanstone, 2001; Falcon-Lang, 2003, 2004), nawet jeśli nie ma palinologicznych dowodów na częste zmiany klimatyczne. Niejasne jest również, czy baza erozyjna znajdowała się na poziomie morza, czy też był to poziom bezodpływowego basenu resztkowego. Zatem miąższość pokładów węgla odzwierciedla dynamikę zmian w systemie rzeczno oraz czas potrzebny na akumulację znaczących ilości materii organicznej.

### **2.3.5. Zastosowanie zasad stratygrafii sekwencji w osadach kontynentalnych warstw zabrskich.**

W dotychczasowych badaniach osadów kontynentalnych górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego zasady stratygrafii sekwencji nie były stosowane. Przedstawiona przeze mnie praca jest pierwszą próbą aplikacji tej metody. W większości prac z zakresu stratygrafii sekwencji osadów kontynentalnych podkreślana wartość pokładów węgla jako poziomów łatwo korelowalnych w skali basenu i oznaczających powierzchnie maksimum zalewu będąc granicami sekwencji (Gibling & Bird, 1994; Hamilton & Tadros, 1994). W niemal wszystkich opracowaniach dotyczących stratygrafii sekwencji osadów lądowych opisywane osady deponowane były w pobliżu brzegu morskiego (patrz np. Best & Ashworth, 1997; Nakayama & Ulak, 1999; Blum & Törnqvist 2000; Le Heron et al., 2008; Li et al., 2009) albo związane z deglacją (np. Emiliani et al., 1978; Goodbred & Kuehl, 2000; Blum & Lancaster, 2005). Dużym ograniczeniem, w przypadku GZW, jest nieznaną pozycją zbiornika morskiego, do którego uchodziły rzeki w ciągu pennsylvanu, w tym w trakcie depozycji warstw zabrskich. Wydaje mi się, że odległość badanego przeze mnie odcinka systemu fluwialnego mogła być duża, bo jak wynika z badań współczesnej rzeki Mississippi, oddziaływanie pływów może



sięgać nawet 200 km w górę rzeki (Fisk, 1944). Jednakże nie ma pewności, czy zbiornikiem do którego wpływały rzeki było rzeczywiście morze a nie niewielki, bezodpływowy basen resztkowy.

W moim scenariuszu, luka stratygraficzna obejmująca piętra czokier i alport razem z wcinaniem się doliny o głębokości prawie 100 m i okresem glebotwórczym poza granicami wciętej doliny reprezentuje wymuszoną regresję (*sensu* Catuneanu, 2006). Osady dolnej części warstw jejkowickich *s.s.* mogłyby stanowić okres schyłku wymuszonej regresji i ciąg systemów niskiego stanu względnego poziomu morza (lowstand systems tract *sensu* Helland-Hansen, 2009), natomiast górna część warstw jejkowickich wraz z warstwami zabrskimi reprezentowałyby ciąg transgresywny (transgressive systems tract *sensu* Helland-Hansen, 2009). Ciąg systemów wysokiego stanu względnego poziomu morza (high-stand systems tract) w najwyższej części warstw zabrskich prawdopodobnie nie został zachowany, na co wskazuje luka stratygraficzna obejmująca marsden między warstwami zabrskimi i znajdującymi się powyżej warstwami rudzkimi. Bardzo podobny przebieg wydarzeń miał miejsce w młodszych osadach górnośląskiej serii piaskowcowej. Następny cykl (sekwencja stratygraficzna) rozpoczyna się zmianą bazy erozyjnej reprezentowaną przez marsdeńską lukę stratygraficzną i granicę erozyjną między warstwami zabrskimi i rudzkimi będąc ciągiem systemów wymuszonej regresji, natomiast warstwy rudzkie (jedon) zatem reprezentowałyby ciąg transgresywny, a zdominowane przez facje drobnoziarniste warstwy załęskie serii mułowcowej (langset) byłyby ciągiem systemów wysokiego stanu względnego poziomu morza (high-stand systems tract). Cykl ten kończyłby się, moim zdaniem, w spągu miąższego (około 50 m) kompleksu piaskowcowego znajdującego się na granicy między warstwami załęskimi i występującymi powyżej warstwami orzeskimi, który sugeruje obecność następnego ciągu wymuszonej regresji i powstanie kolejnej wciętej doliny wypełnionej przez osady związane z ciągiem transgresywnym.

### 2.3.6. Podsumowanie

Przedstawiona praca stanowi monograficzne opracowanie sedymentologiczne kopalnych osadów rzecznych górnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego przy użyciu wielu metod prowadzących do odtworzenia warunków sedymtacji, środowisk depozycji oraz historii wypełniania basenu przedgórskiego po regresji morskiej u schyłku mississippu. Jako najważniejsze osiągnięcia prowadzonych przeze mnie badań naukowych w przedstawionym artykule uważam:

- Szczegółowa analiza facjalna pozwoliła na stwierdzenie, że osady warstw zabrskich w południowo-zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego deponowane były w obrębie roztokowego systemu rzeczno przypominającego roztokowy system rzeczny zdominowany przez piaszczyste obciążenie denne o niskiej krętości (typ Platte/South Saskatchewan).

- Zmiany geometrii ciał piaskowcowych, procentowego udziału frakcji najgrubszych oraz miąższości pokładów węgla pozwoliły na wykazanie ewolucji systemu rzeczno w dół jego biegu od głębokiej zwirowej rzeki roztokowej (typ Donjek) przez roztokowy system o niskiej krętości (typ Platte/South Saskatchewan) do awulsyjnego, relatywnie stabilnego systemu meandrującego (zwirowo-piaszczyste lub piaszczyste „klasyczne” rzeki meandrujące, zwykle ewoluujące w drobnoziarniste rzeki meandrujące z rozległymi torfotwórczymi obszarami pozakorytowymi) w części północnej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego.

- Określenie przyczyn transformacji systemu rzeczno od roztokowego do meandrującego w dół biegu, jako związane z zmniejszaniem gradientu nachylenia wzdłuż osi zapadliska oraz zwiększaniem się jego szerokością a także być może z nierównomiernym wzrostem orogenu waryscyjskiego powodującym zróżnicowanie morfologii na jego zapleczu, powstaniem

lokalnych basenów śródgórskich przechwytyjących część materiału klastycznego dostarczanego do basenu przedgórskiego w jego północnej części.

- Wyjaśnienie bimodalnego rozkładu miąższości pokładów węgla, jako różnic w lokalizacji torfowisk w stosunku do aktywnych koryt (traktów) rzecznych. Pokłady cienkie reprezentują krótkotrwale torfowiska tworzące się w pobliżu koryt rzecznych zalewane przez okresowe katastroficzne powodzie. Pokłady grube reprezentują torfowiska znajdujące się w znacznych odległościach od współlistniejących koryt (traktów) rzecznych a ich zamieranie mogło być kontrolowane przez wkraczanie aktywnych koryt na skutek awulsji.

- Przedstawienie modelu depozycji wyjaśniającego zarówno obecność luki stratygraficznej między arnsbergiem a kinderskotem na większości obszaru Górnośląskiego Zagłębia Węglowego oraz kontrowersje dotyczące relacji między warstwami jejkowickimi i zalegającymi powyżej warstwami zabrskimi.

- Przedstawienie scenariusza opartego o zasady stratygrafii sekwencji zmian względnego poziomu morza/lokalnej bazy erozyjnej z dwoma głównymi cyklami: (1) pierwszy rozpoczynający się w arnsbergu luką erozyjną i stratygraficzną z ciągami: regresywnym i transgresywnym; (2) drugi rozpoczynający się luką stratygraficzną i erozyjną w marsdenie z ciągami: regresywnym, transgresywnym i wysokiego stanu względnego poziomu morza.

#### Literatura:

Alqahtani, F. A., Jackson, CA-L., Johnson, H. D. & Som, M. R. B., 2017, Controls On the Geometry And Evolution of Humid-Tropical Fluvial Systems: Insights From 3D Seismic Geomorphological Analysis of the Malay Basin, Sunda Shelf, Southeast Asia, *Journal of Sedimentary Research*, 87: 17-40.

Badura, J. & Przybylski, B., 2004. Evolution of the Late Neogene and Eopleistocene fluvial system in the Foreland of Sudetes Mountains, SW Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74: 43-61.

Best, J.L. & Ashworth, P.J., 1997. Scour in large braid rivers and the recognition of sequence stratigraphic boundaries. *Nature*, 387: 275-277.

Blum, M. & Törnqvist, T., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward. *Sedimentology*, 47: 2-48.

Blum M. & Lancaster R., 2005. Incision of the lower Mississippi valley (south central USA) during deglacial sea-level rise. *Geological Society of America, Abstracts with Programs*, 37: p. 233.

Bourquin, S., Peron, S. & Durand, M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. *Sedimentary Geology*, 186: 187–211.

Bridge, J. S., 2003. *Rivers and Floodplains: Forms, Processes, and Sedimentary Record*. Blackwell Publishing, Malden, 491 pp.

Catuneanu, O. 2006. *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 pp.

Dembowski, Z., 1972a. Ogólne dane o Górnośląskim Zagłębiu Węglowym, *Prace IG*, 61: 9-22.

Dembowski, Z., 1972b. Krakowska seria piaskowcowa Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace IG* 61: 509-537.

Doktor, M., 2007. Conditions of accumulation and sedimentary architecture of the upper Westphalian Cracow Sandstone Series (Upper Silesia Coal Basin, Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 77: 219–268.

- Doktor, M. & Gradziński, R., 1985. Alluvial depositional environment of the coal-bearing “Mudstone Series” (Upper Carboniferous, Upper Silesian Coal Basin). *Studia Geologica Polonica*, 82: 5–67.
- Doktor, M. & Gradziński, R., 2000. Środowiska sedymentacyjne i systemy depozycyjne węglonośnej sukcesji Zagłębia Górnośląskiego (Sedimentary environments and depositional systems of coal-bearing succession of the Upper Silesia Coal Basin). In: Lipiarski, I. (ed.), *Materiały 23 Symposium Geologia Formacji Węglonośnych*. Wydawnictwo AGH, Kraków, pp. 29–33.
- Doktor, M., Kędzior, A. 2002. Architektura osadów i środowiska sedymentacji serii mułowcowej na przykładzie warstw załęskich (westfal A) w południowo zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Doc. Geon. Materiały 5 Czesko-Polska Konf. „Geologia Zagłębia Górnośląskiego”*, 6-8 listopad 2002, 41-50.
- Doktor, M., Kędzior, A. 2003. Geometria pokładów węgla i otaczających je osadów serii mułowcowej (westfal A i B) na granicy warstw załęskich i orzeskich w północnej części niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *XXVI Symposium Geologia Formacji Węglonośnych Polski*, Kraków: 15-19.
- Doktorowicz-Hrebnicki, S. & Bocheński, T., 1952. Podstawy i wyniki paralelizacji pokładów węgla w Zagłębiu Górnośląskim. *Geologiczny Biuletyn Informacyjny*, 1: 13–14.
- Dopita, M. & Kumpera, O., 1993. Geology of the Ostrava-Karvina coalfield Upper Silesian Coal Basin, Czech Republic, and its influence on mining. *Int. J. Coal. Geol.*, 23: 291–321.
- Dopita, M., Aust, M., Brieda, J., Černý, I., Dvořák, P., Fialová, V., Foldyna, J., Grnela, A., Grygar, R., Hoch, I., Honěk, J., Kaštanovský, V., Konečný, P., Kožušníková, A., Krejčí, B., Kumpera, O., Martinec, P., Merenda, M., Müller, K., Novotná, E., Ptáček, J., Purkynová, E., Rehoř, F., Strakoš, Z., Tomis, L., Tomšík, J., Valterová, P., Vašíček, Z., Vencl, J. & Židková, S., 1997. *Geology of the Czech Part of the Upper Silesian Basin*. Ministerstvo Životního Prostrědí České Republiky, Praha, 280 pp.
- Emiliani C., Rooth C. & Stipp J.J., 1978. The late Wisconsin flood into the Gulf of Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 41: 159-162.
- Ethridge, F. G, Jackson, T. J & Youngberg, A. D., 1981. Floodbasin sequence of a fine-grained meander belt subsystem: the coal-bearing Lower Wasatch and Upper Fort Union formations, southern Powder River Basin, Wyoming. In: Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (eds), *Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 31: 191–209.
- Falcon-Lang, H. J., 2004. Pennsylvanian tropical rain forests responded to glacial–interglacial rhythms. *Geology*, 32, 689–692.
- Farrell, K. M., 1987. Sedimentology and facies architecture of overbank deposits of the Mississippi River, False River region, Louisiana. In: Ethridge, F. G., Flores, R. M. & Harvey, J. D. (eds), *Recent Developments in Fluvial Sedimentology*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 39: 111–120.
- Fielding, C. R. & Webb, J. A., 1996. Facies and cyclicity of the Late Permian Bainmedart Coal Measures in the Northern Prince Charles Mountains, Mac Robertson Land, Antarctica. *Sedimentology*, 43: 295–322.
- Fisk, H.N. 1944. *Geologic investigations of the alluvial valley of the lower Mississippi River: Vicksburg, Mississippi*, pp. 1–170. U.S. Army Corp of Engineers, Mississippi River Commission.

- Galloway, W. E., 1981. Depositional architecture of Cenozoic Gulf Coastal Plain fluvial systems. In: Ethridge, F. G. & Flores, R. M. (eds), *Nonmarine Depositional Environments: Models for Exploration*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 31: 127–155.
- Gibling M. R. & Bird D. J., 1994. Late Carboniferous cyclothems and alluvial paleovalleys in the Sydney Basin, Nova Scotia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 106: 105-117.
- Goodbred S.L. & Kuehl S.A., 2000. The significance of large sediment supply, active tectonism, and eustasy on margin sequence development: Late Quaternary stratigraphy and evolution of the Ganges-Brahmaputra delta. *Sedimentary Geology*, 133: 227–248.
- Gradziński, R., 1982. Explanatory notes to the lithotectonic molasse profile of the Upper Silesian Basin (Upper Carboniferous-Lower Permian): Comment to Annex 20. *Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde*, 66: 225-235.
- Gradziński, R., Doktor, M. & Słomka, T., 1995. Depositional environments of the coal-bearing Cracow Sandstone Series (Upper Westphalian), Upper Silesia, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 108: 149-170.
- Halfar, J., Riegel, W. & Walther, H., 1998. Facies architecture and sedimentology of a meandering fluvial system: Paleogene example from Weissenster Basin, Germany. *Sedimentology*, 45: 1–17.
- Hamilton, D. S. & Tadros, N. Z., 1994. Utility of coal seams as genetic stratigraphic sequence boundaries in non-marine basins: an example from the Gunnedah Basin, Australia. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 78: 267-286.
- Helland-Hansen, W., 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy: Discussion. *Earth-Science Reviews*, 94: 95–97.
- Hýlová L., Jirásek J., Sivek, M. & Jureczka, J. 2016. Coal-bearing capacity of the Petřkovice Member (Ostrava Formation, Serpukhovian, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). *Geological Quarterly*, 60: 637-649.
- Hylova L., Jureczka J., Jirasek J., Sivek M. & Hotarkova J. 2013. The Petřkovice Member (Ostrava Formation, Mississippian) of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland). *Int. J. Coal Geol.*, 106: 11-24.
- Jirasek J., Hylova L., Sivek M., Jureczka J., Martinek K., Sykorova I. & Schmitz M., 2013a. The Main Ostrava Whetstone: composition, sedimentary processes, palaeogeography and geochronology of a major Mississippian volcanoclastic unit of the Upper Silesian Basin (Poland and Czech Republic). *Int. J. Earth Sci.*, 102: 989-1006.
- Jirasek J., Sedlackova L., Sivek M., Martinek K., Jureczka J., Sykorova I. & Schmitz M., 2013b. Castle Conglomerate Unit of the Upper Silesian Basin (Czech Republic and Poland): a record of the onset of Late Mississippian C2 glaciation? *Bull. Geosci.*, 88: 893-914.
- Jorgensen, P. J. & Fielding, C. R., 1996. Facies architecture of alluvial floodbasin deposits: three-dimensional data from the Upper Triassic Callide Coal Measures of east-central Queensland Australia. *Sedimentology*, 43: 479–495.
- Jureczka, J., 1988. Nowe dane o charakterystyce litostratygraficznej kontaktu serii paralicznej i górnośląskiej serii piaskowcowej karbonu zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. In: Lipiarski I. (ed.), *Materiały XI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski*. Wydawnictwo AGH, Kraków, pp. 41–46.

- Jureczka, J. & Kotasowa, A., 1988. Stratygrafia przejścia utworów paralicznych w limniczne w otworze wiertniczym Jejkowice IG 1 (GZW). *Kwartalnik Geologiczny*, 32: 501–503.
- Kędzior, A., 2001. Identification of the fluvial-channel tracts based on thickness analysis: Zabrze Beds (Namurian B) in the Main Anticline and Bytom-Dąbrowa trough of Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 71: 21–34.
- Kędzior, A., 2008. Depositional architecture of the Zabrze Beds (Namurian B) within the Main Anticline of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 129: 131–156.
- Kędzior A., Doktor M., Gmur D., 2004a – Types of coal-seam split up and conditions for their formations – examples from Zabrze Beds (Namurian B), Upper Silesia Coal Basin. 10th Coal Geology Conference, Prague, June 7-11, 2004, Abstracts: 35.
- Kędzior A., Doktor M., Gmur D., Martinec P., 2004b – Palaeodrainage system evolution – an example from Zabrze Beds (Namurian B), Upper Silesia Coal Basin. 10th Coal Geology Conference, Prague, June 7-11, 2004, Abstracts: 5.
- Kędzior, A., Gradziński, R., Doktor, M. & Gmur, D., 2007. Sedimentary history of a Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession – an example from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Geological Magazine*, 144: 487–496.
- Kmieciak, H., 1995. Chrono- and biostratigraphy. Microflora. In: Zdanowski, A. & Żakowa, M., (eds), *The Carboniferous System in Poland*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 65–85.
- Kotas, A., 1972. Ważniejsze cechy budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego na tle pozycji tektonicznej i budowy głębokiego podłoża utworów produktywnych. W: *Problemy geodynamiki i tąpnięć*. Komit. Górn. PAN, 1: 5-55.
- Kotas, A., 1982. Zarys budowy geologicznej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Przewodnik LIV Zjazdu Pol. Tow. Geol.*: 45-72.
- Kotas, A., 1985. Structural evolution of the Upper Silesian Coal Basin (Poland). *C.R. X Congr. Int. Stratigr. Geol. Carb. (Madrid)*, 3: 459-469.
- Kotas, A., 1994. Geological background. In : Kotas, A. (ed.). *Coal-bed methane potential of the Upper Silesian Coal Basin (Poland)*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 142: 6-18.
- Kotas, A., 1995. Litostratigraphy and sedimentologic-paleogeographic development, Moravian–Silesian–Cracovian region, Upper Silesian Coal Basin. In: Zdanowski A. & Żakowa H. (eds), *The Carboniferous System in Poland*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 124–134.
- Kotas, A. & Malczyk, W., 1972. The Upper Silesian Sandstone Series of the Upper Namurian Stage of the Upper Silesian Coal Basin. *Prace Instytutu Geologicznego*, 61: 427–466.
- Kotas, A., Buła, Z. & Jureczka, J., 1988. Problematyka podziału litostratigraficznego górnośląskiej serii piaskowcowej karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. In: Lipiarski I. (ed.), *Materiały XI Sympozjum Geologia formacji węglonośnych Polski*. Wydawnictwo AGH, Kraków, pp. 17–18.
- Kotasowa, A. & Migier, T., 1995. Chrono- and biostratigraphy. Macroflora. In: Zdanowski, A. & Żakowa, H., (eds), *The Carboniferous System in Poland*. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 148: 56–65.
- Kuzak, R., 1994. Orientacja fałdów gliwickich. *Przegląd Geologiczny*, 62: 629-630.

- Le Heron D.P., Buslov M.M., Davies C., Richards K. & Safonova I., 2008. Evolution of Mesozoic fluvial systems along the SE flank of the West Siberian Basin, Russia. *Sedimentary Geology*, 208: 45-60.
- Li, W., Bhattacharya, J.P. & Campbell, C., 2010. Temporal evolution of fluvial style in a compound incised-valley fill, Ferron ‘‘Notom Delta’’, Henry Mountains Region, Utah (USA). *Journal of Sedimentary Research*, 80: 529-549.
- Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., Net, L., Re, G. and Caselli, A., 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 751-762.
- Matl, K., 1965. Position stratigraphique des deux niveaux marins les plus supérieurs des couches marginales. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 35: 443–466.
- Matl, K., 1966. Problem identyfikacji warstw zabrskich (siodłowych s.s.) w niecce chwałowickiej karbonu górnośląskiego. *Przeгляд Geologiczny*, 6: 265–268.
- Matl, K., 1967. La lacune d’érosion dans la partie supérieure des couches marginales dans la Région Hoillere de Rybnik. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 37: 109–118.
- Matl, K., 1969. Stratygrafia górnych warstw brzeżnych w Rybnickim Okręgu Węglowym ze szczególnym uwzględnieniem niecki jejkowickiej. *Prace Geologiczne PAN*, 58: 7–78.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits: Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer-Verlag, Berlin, 582 pp.
- Musiał, Ł., Tabor, M., & Żakowa, H., 1995. Chrono- and biostratigraphy. Macrofauna. In: Zdanowski, A. & Żakowa, H., (eds). *The Carboniferous system in Poland*. *Prace PIG*, 148: 23-44.
- Nakayama K. & Ulak P.D., 1999. Evolution of fluvial style in the Siwalik Group in the foothills of the Nepal Himalaya. *Sedimentary Geology*, 125: 205-24.
- Newell A.J., Tverdokhlebov V.P. & Benton M.J., 1999. Interplay of tectonics and climate on a transverse fluvial system, Upper Permian, southern Uralian foreland basin, Russia. *Sedimentary Geology*, 127: 11-29.
- Oliwkiewicz-Mikłasińska, M., 2002. Nowe dane o palinostratygrafii kontaktu utworów paralicznych i kontynentalnych w Górnośląskim Zagłębiu Węglowym. In: Kožušniková, A. (ed.), *The 5th Czech-Polish Conference on Carboniferous Sedimentology*. *Documenta Geonica*, Prague, pp. 185–189.
- Phillips, T. L. & Peppers, R. A., 1984. Changing patterns of Pennsylvanian coal-swamp vegetation and implications of climatic control on coal occurrence. *International Journal of Coal Geology*, 3: 205–255.
- Porzycki, J., 1972. Seria mułowcowa piętra westfalu dolnego Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. *Prace IG*, 61: 467-508.
- Ramsbottom, W. H. C., 1977. Major cycles of transgression and regression (mesothems) in the Namurian. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 41: 261–291.
- Smith, N. D., Cross, T. A., Dufficy, J. P. & Clough, S. R., 1989. Anatomy of an avulsion. *Sedimentology*, 36: 1–23.
- Stopa, S. Z., 1957. Subdivision stratigraphique du Houllier dans la Bassin Houllier de la Haute Silésie. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 115: 195–262.

Unrug, R. & Dembowski, Z., 1971. Diastrophic and sedimentary evolution of the Moravia-Silesia Basin. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 41: 119–168.

Wright, V. P. & Vanstone, S. D., 2001. Onset of Late Palaeozoic glacio-eustasy and the evolving climates of low latitude areas: a synthesis of current understanding. *Journal of the Geological Society of London*, 158: 579–582.

### **3. Omówienie pozostałych osiągnięć naukowo-badawczych**

#### **3.1. Osiągnięcia naukowo-badawcze przed doktoratem**

W trakcie **studiów magisterskich** (1990–1995) na Wydziale Biologii i Nauk o Ziemi obszar moich zainteresowań naukowo-badawczych koncentrował się głównie na biostratygrafii i analizie paleośrodowiskowej osadów górnej kredy w okolicach Krakowa na podstawie otwornic. Wyniki prac pozwoliły na stwierdzenie nienotowanych wcześniej osadów koniaków w rejonie Zabierzowa. Podczas prac terenowych zebrałem szereg próbek do badań mikropaleontologicznych oraz obserwacji, które później zostały wykorzystane przez pracowników naukowych ING UJ zarówno do publikacji (Machaniec et al., 2004a, b, c) oraz ćwiczeń terenowych ze studentami.

Podczas **studiów doktoranckich** (1995–1998) oraz okresu pracy na stanowisku asystenta i specjalisty w Instytucie Nauk Geologicznych PAN głównie zajmowałem się realizacją rozprawy doktorskiej, która dotyczyła zagadnień architektury stratygraficznej warstw siodłowych (namur) w północnej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Obiekt badań, czyli warstwy siodłowe wybrałem przede wszystkim ze względu na obfitość archiwalnych materiałów dokumentacyjnych i wiertniczych gromadzonych przez dziesięciolecia intensywnej eksploatacji płytko zalegających i miększych pokładów węgla. Główne osiągnięcia zrealizowanej przeze mnie rozprawy przedstawiam w punktach.

1. Geometria i rozmieszczenie ciał piaskowcowych warstw zabrskich, niski wskaźnik wzajemnych połączeń pomiędzy wypełnieniami koryt oraz niewielka przewaga osadów korytowych nad pozakorytowymi wskazuje, że osady warstw zabrskich deponowane były w obrębie równiny aluwialnej konstruowanej głównie przez rzeki typu meandrującego.

2. Zmniejszająca się w kierunku wschodnim miąższość warstw zabrskich odzwierciedla zarówno gradient subsydencji tektonicznej związanej z waryscyjską tektoniką nasuwczą, jak i kompaktację świeżego torfu.

3. Granica spągowa warstw zabrskich ma charakter diachroniczny.

4. Okresy zmniejszonej dostawy materiału klastycznego do basenu sedymentacyjnego, sprzyjające powstawaniu rozległych pokryw torfowych, związane były z regionalną awulsją sieci rzecznej lub pulsacyjnym tempem subsydencji podłoża basenu.

5. Rozwój kolejnych generacji torfowisk o wzrastającym zasięgu lateralnym w kierunku wschodnim odzwierciedla migrację przestrzeni akomodacyjnej wraz ze stopniowym zmniejszaniem się pojemności i wydolności przepływów rzecznych w tym kierunku.

6. Strefy wzrostu miąższości pokładów węgla powstały na skutek łączenia lub nakładania na siebie kolejnych, coraz młodszych generacji torfowisk.

7. Rozszczepianie pokładów węgla spowodowane było działalnością uskoków synsedymentacyjnych oraz migracją stref korytowych i rozwojem glifów krewasowych.

8. Stabilizacja koryt rzecznych i powstawanie mięszszych nagromadzeń osadów korytowych związane było z obniżaniem terenu w sąsiedztwie skarp przyuskokowych oraz z szybką i znaczną kompaktacją podścielających osadów fitogenicznych.

9. Transport materiału klastycznego warstw zabrskich odbywał się przede wszystkim w kierunku północnym, równoległe do osi maksymalnej subsydencji podłoża basenu.

10. Czas gromadzenia osadów warstw zabrskich, oszacowany w oparciu o różne przybliżenia tempa kompaktacji torfu, wahał się od 18 do 450 tysięcy lat.

11. Architektura osadów warstw zabrskich jest efektem współdziałania czynników wewnątrzbasenowych i pozabasenowych.

Główne tezy rozprawy doktorskiej opublikowałem w dwóch samodzielnych artykułach w 2001 roku oraz w 2008 roku. Za tę ostatnią pracę otrzymałem Nagrodę Naukową Polskiej Akademii Nauk im. Wawrzyńca Teisseyre'a w 2009 roku.

Niezależnie od realizacji rozprawy doktorskiej brałem udział w realizacji dwóch projektów naukowych. Pierwszy z nich dotyczył współczesnego systemu rzeczno (1998-2000) „Studium systemu depozycyjnego współczesnej rzeki anastomozującej na przykładzie górnej Narwi” – grant KBN 6P04E 020 14 pod kierownictwem Prof. dr hab. R. Gradzińskiego. W wyniku prowadzonych intensywnych prac terenowych (sześć dwutygodniowych sezonów) oraz późniejszych prac kameralnych grupa autorów stwierdziła, że badany odcinek Narwi składa się z sieci rozdzielających i ponownie łączących koryt oraz porośniętych roślinnością torfotwórczą obszarów pozakorytowych. Koryta rzeczne charakteryzują się niewielkimi spadkami, stosunkowo dużą głębokością oraz lateralną stabilnością i generalnie niewielką krętością, chociaż obserwowaliśmy odcinki kręte, lecz pozbawione dostrzegalnych łuków przyrostowych, typowych dla odsypów meandrowych. Zwróciliśmy uwagę na brak wyraźnie rozwiniętych wałów przykorytowych zbudowanych z materiału klastycznego (Gradziński et al., 2000). Typowymi makroformami akrecyjnymi są łachy językowate i śródkorytowe występujące w głównych korytach, formy te są szybko kolonizowane i stabilizowane przez roślinność a akrecja osadów na łachach jest jednym z czynników prowadzących do zwężania koryt (Gradziński et al., 2003a). Obszary pozakorytowe są płaskie i pozostają zalane przez wiele tygodni podczas powodziowego stanu wód. Wypełnienie doliny Narwi (poza korytami rzecznoymi) stanowi warstwa torfu o przyroście rzędu 1-1.5mm na rok. Roślinność ma olbrzymi wpływ na system rzeczny stabilizując brzegi koryt i zmniejszając prędkość przepływu a nawet wywołując awulsję. Awulsja w systemie Narwi jest procesem powolnym i stopniowym występującym na niewielką skalę (Gradziński et al., 2003b). Wyniki prac prezentowane były na konferencjach krajowych (Gradziński et al., 1999; 2002).

Drugi projekt, w którym brałem udział dotyczył środowisk węglonośnych na obszarze Górnośląskiego Zagłębia Węglowego (2001-2003) „Budowa i rozwój torfowisk w karbonie górnym w czasie sedymentacji serii mułowcowej” – grant KBN 6P04D 03920 pod kierownictwem dr. M. Doktora. Na podstawie danych archiwalnych pochodzących z kopalń eksploatujących węgiel z serii mułowcowej stwierdziliśmy, że tworzą ją osady gromadzone w obrębie fluwialnego systemu rzek meandrujących i częściowo w środowisku jeziornym i bagiennym. Osady korytowe w serii mułowcowej deponowane były w obrębie pasów meandrowych o szerokości około 4-5 km i przebiegu zbliżonym do południkowego. Ich lateralna migracja spowodowała powstanie ciał piaszczystych o charakterze pokrywowym i złożoną budową wewnętrzną podkreśloną cienkimi wkładkami zlepieńców oraz powierzchniami erozyjnymi. Cienkie ciała, o miąższości nie przekraczającej 2-3 m, zinterpretowane zostały przez nas jako osady deponowane w obrębie proksymalnej równi



zalewowej w postaci glifów krewasowych i wypełnień koryt krewasowych. Pokłady węgla charakteryzują się zróżnicowaną miąższością i zasięgiem lateralnym. Rzadko tworzą one zwarte i szeroko rozprzestrzenione pokrywy. Występowanie silnie rozczłonkowanych płatów związane jest powszechnością erozji wywołanej wkraczaniem koryt rzecznych lub glifów krewasowych na obszar torfowisk. Zasięg oddziaływania stref korytowych na sąsiadujące z nimi torfowiska był bardzo duży ze względu na płaski relief obszaru równi zalewowej. Stosunkowo szybkie opadanie powodziowego stanu wód umożliwiało ponowny wzrost torfowisk i takim mechanizmem tłumaczymy obecność licznych przerostów osadów klastycznych lub łupków węglowych w obrębie pokładów, a także częste rozszczepiania się pokładów i występowania ich w wiązkach kilku cieńszych pokładów znajdujących się blisko siebie. Z przeprowadzonej analizy facjalnej pokładów wynika, że powstawały one z torfowisk głównie w strefie telmatycznej. Były to głównie wilgotne torfowiska typu leśnego zdominowane były przez drzewiaste lycopody, rzadziej sygilarie z często występującymi interwałami reprezentującymi fację suchego torfowiska typu leśnego wskazując na częste zmiany poziomu wody powodujących przesuszanie i zatapianie torfowiska.; (2) mieszanego, tworzone przez zarówno paprocie o pokroju drzewiastym i lycopody, jak i paprocie zielne oraz paralykopy; (3) zielnego zdominowane przez sfenopsidy. Niemal wszystkie, z nielicznymi wyjątkami, pokłady węgla serii mułowcowej mają charakter autochtoniczny, na co wskazuje występowanie w spągu pokładu obecność gleby stigmariowej. Stwierdziliśmy, że pokłady węgla reprezentujące fację leśną mają generalnie mniejsze miąższości niż powstałe w warunkach torfowiska typu mieszanego. Rzadkie występowanie węgla sapropelowych oraz niskie zawartości siarki w pokładach węgla wskazują, że sedymentacja fitogeniczna w zastoiskach i jeziorach miała znacznie mniejszy udział w powstawaniu torfowisk serii mułowcowej. Wyniki naszych badań prezentowane były na konferencjach branżowych w Czechach (Doktor & Kędzior, 2002) i w Polsce (Doktor & Kędzior, 2003) oraz na Międzynarodowym Kongresie Stratygrafii Karbonu i Permu (Doktor et al., 2003).

#### Literatura

- Doktor, M., Kędzior, A. 2002. Architektura osadów i środowiska sedymentacji serii mułowcowej na przykładzie warstw załęskich (westfal A) w południowo zachodniej części Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. Doc. Geon. Materiały 5 Czesko-Polska Konf. „Geologia Zagłębia Górnośląskiego”, 6-8 listopad 2002, 41-50.
- Doktor, M., Kędzior, A. 2003, Geometria pokładów węgla i otaczających je osadów serii mułowcowej (westfal A i B) na granicy warstw załęskich i orzeskich w północnej części niecki głównej Górnośląskiego Zagłębia Węglowego. XXVI Sympozjum Geologia Formacji Węglonośnych Polski, Kraków: 15-19.
- Doktor M., Gmur D., Kędzior A., 2003, Development of phytogenic deposits in a meandering fluvial system (Mudstone Series, Pennsylvanian (Upper Carboniferous), South Poland). XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, 10-16 August 2003, 125-128.
- Gradziński R., Soja R., Baryła J., Doktor M., Gmur D., Kędzior A., Gradziński M., Paszkowski M., Zieliński T., 1999. Narew jako przykład rzeki anastomozującej, w: Problemy aktywnej ochrony ekosystemów wodnych i torfowiskowych w polskich parkach narodowych, Materiały Międzynarodowej Konferencji, Okuninka n. Jeziorem Białym Włodawskim, 8-9 października 1999: pp. 177-182.

Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2000, Anastomosing system of the Upper Narew River, NE Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 70: 219-229.

Gradziński, R., Baryła, J., Doktor, M., Gmur, D., Gradziński, M., Kędzior, A., Paszkowski, M., Soja, R., Zieliński, T., Żurek, S., 2002. Wpływ roślinności na procesy fluwialne w anastomozującym systemie górnej Narwi. Materiały konferencji „Roślinność a procesy erozji, transportu i depozycji”, Sosnowiec 21-22.03.2002., 37-40.

Gradziński R., Baryła J., Danowski W., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2003a, In-channel accretionary macroforms in the modern anastomosing system of the Upper Narew River, NE Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 73: 35-53.

Gradziński R., Baryła J., Doktor M., Gmur D., Gradziński M., Kędzior A., Paszkowski M., Soja R., Zieliński T., Żurek S., 2003b, Vegetation-controlled modern anastomosing system of the upper Narew River (NE Poland) and its sediments. *Sediment. Geol.*, 175: 253-276.

Kędzior A., 2001. Identification of the fluvial-channel tracts based on thickness analysis: Zabrze Beds (Namurian B) in the Main Anticline and Bytom-Dąbrowa trough of Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 71: 21-34.

Kędzior A. 2008. Depositional architecture of the Zabrze Beds (Namurian B) within the Main Anticline of the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 129: 131-156.

Machaniec E., Kędzior A., Zapałowicz-Bilan B., 2004a – Analysis of the Upper Cretaceous deposits of the southern part of European Platform (Zabierzów quarry, Kraków area, Poland) on the base of foraminifera. In: Pena dos Reis, R., Callapez, P. & Dinis, P. (eds), 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Abstract Book, Coimbra, p. 181.

Machaniec E., Zapałowicz-Bilan B., Kędzior A., 2004b – Palaeology and biostratigraphy of Upper Cretaceous deposits in the southern part of European Platform (Zabierzów quarry, Kraków Area, Poland). Environmental, Structural and Stratigraphical Evolution of the West Carpathians (ESSEWECA), 3rd-4th December 2004, Bratislava.

Machaniec E., Kędzior A., Zapałowicz-Bilan, B., 2004c. Biostratygrafia i paleoekologia górnokredowych osadów marglistych okolic Krakowa (Polska) na podstawie otwornic. In: Zlinská, A. (ed.), 5. Paleontologická konferencia, Bratislava, jún 2004, Zborník Abstraktov. Štátny geologický ústav Dionýza Štúra, Bratislava: 69–71.

### **3.2. Osiągnięcia naukowo-badawcze po doktoracie**

Po uzyskaniu stopnia doktora prowadzone przeze mnie prace były i są w dalszym ciągu skoncentrowane na czterech zagadnieniach związanych z ogólnie pojętą analizą basenów sedymentacyjnych. Pierwszy z nich był naturalną kontynuacją prowadzonych wcześniej studiów Górnośląskiego Zagłębia Węglowego i dotyczył poszukiwania kryteriów wyróżniania jednostek litostratygraficznych osadów kontynentalnych, gdy nie występuje między nimi silny kontrast litologiczny. Wnioski, jakie wyciągnęliśmy podczas prac (Gmur et al., 2004; Gmur et al., 2005; Gmur et al., 2006; Doktor et al., 2006); sprowadzają się do stwierdzenia, że zarówno badania petrograficzne węgla oraz zespołów miospor dają podstawy do określania zmian wilgotności torfowisk a zatem zarówno zmian hydrologicznych w skali lokalnej oraz zmian klimatycznych w skali regionalnej.

*Byłem pomysłodawcą tych prac a mój udział w tych pracach wynosił około 35% i polegał na gromadzeniu danych niezbędnych do realizacji postawionych zadań oraz interpretacji wyników badań.*

Innym zagadnieniem dotyczącym późnego karbonu Górnośląskiego Zagłębia Węglowego były potencjalne obszary źródłowe wypełnienia basenu. Wraz z współpracownikami zarówno z ING PAN (dr hab. Moniką Kusiak, dr. Mariuszem Paszkowskim, dr. Bolesławem Wajsprychem i dr. hab. Markiem Doktorem) oraz spoza ING PAN (prof. Kazuhiro Suzuki, dr Ignacio González-Álvarez, dr Janusz Lekki, dr Daniel J. Dunkley, prof. Vaclav Kachlík, dr hab. Stanislav Opluštil). W ramach tych prac analizując zarówno detrytyczne monocyty z osadów zarówno serii paralicznej, jaki i młodszych będących już kontynentalną częścią molasy górnośląskiej tj. warstw rudzkich (górnosłaska seria piaskowcowa), orzeskich (seria mułowcowa), libiąskich (krakowska seria piaskowcowa) oraz arkozy kwaczalskiej stwierdziliśmy, że spektrum wieków monazytów jest stosunkowo wąskie (300–320 mln lat) z niewielkim udziałem ziaren starszych. Korelacja tych wyników z różnymi domenami skał krystalicznych potencjalnych obszarów źródłowych pozwoliła nam stwierdzić, że prawdopodobnie niszczone skały budujące Masyw Czeski były dominującymi źródłami detrytusu wypełniającego basen górnośląski (Kusiak et al., 2006). Dalsze badania proveniencji detrytusu skoniły nas do poszukiwania najbardziej charakterystycznych elementów zarówno wśród skał grubookruchowych GZW jak i na obszarze Masywu Czeskiego. Powszechność występowania różowych otoczków mikrogranitów oraz granulitów zawierających monocyty w osadach molasy górnośląskiej spowodowały iż przetestowaliśmy mikrogranity (rejon Litice-Postejn) oraz granulity z Gierałtowa z obszaru kopuły Orlicko-Śnieżnickiej. Nasze wyniki wskazują na to, że rodzina intruzji granitowych podobnych do występującej w obrębie kopuły Orlicko-Śnieżnickiej była głównym źródłem detrytusu występującym w basenie górnośląskim, natomiast granulity gierałtowskie mają odmienną charakterystykę ziem rzadkich od klastów znajdujących na obszarze GZW, zatem nie mogły być źródłem monazytów detrytycznych występujących w basenie górnośląskim. Stwierdziliśmy jednocześnie, że inne skały krystaliczne Masywu Czeskiego były również ważnym składnikiem wypełnienia basenu (Kusiak et al., 2010). W następnej pracy (Kusiak et al., 2010) wykazaliśmy, na przykładzie skał Masywu Czeskiego, że chemiczna metoda (nieizotopowa) U–Th–Pb datowania cyrkonów, uprzednio uważana za kontrowersyjną, daje podobne rezultaty do szeroko stosowanych metod izotopowych badania wieku. Zastosowaliśmy Ca i K jako wskaźniki zniszczenia lub kontaminacji cyrkonów, co pozwoliło nam wyeliminować te ziarna spośród użytych do określenia wieku. Uzyskane wyniki ( $347.8 \pm 18$  Ma) zostały potwierdzone przez nas metodą izotopową ( $341.6 \pm 2.8$  Ma).

*Mój udział w tych pracach polegał na pracach terenowych, interpretacjach i dyskusji wyników badań izotopowych w kategoriach rozpoznania potencjalnych obszarów źródłowych oraz dróg transportu detrytusu do basenu, przygotowaniu manuskryptów a także około połowy figur. Mój udział procentowy szacuję na 5-15%.*

W latach 2004-2009 brałem udział w pracach związanych z realizacją projektu IGCP nr 469, którego celem było stworzenie szczegółowego modelu i ram czasowych zmian Euroamerykańskich basenów węglowych w czasie późnego moskoku. W tym projekcie współpracowałem z zespołem stratygrafów, palinologów, paleozoologów i sedimentologów pochodzących z Wielkiej Brytanii, Holandii, Niemiec, Czech, Polski, Bułgarii, Rumunii oraz Kanady. Wyniki prac, opublikowane w trzech artykułach, dotyczyły kierunków badań sedimentologicznych osadów węglonośnych Górnośląskiego Zagłębia Węglowego

(Gradziński et al., 2005). W pracy tej wraz z Profesorem R. Gradzińskim i dr. hab. M. Doktorem wskazałem, że badania sedymentologiczne koncentrują się na: (1) określaniu środowisk depozycji osadów węglonośnych przy zastosowaniu klasycznej analizy facjalnej i wykorzystaniu nielicznych dostępnych rdzeni wiertniczych; (2) rozpoznaniu architektury depozycyjnej, czyli przestrzennej geometrii ciał osadów (litosomów), wynikającej z procesów sedymentacyjnych i kompaktacji, bez uwzględnienia efektów późniejszej, postsedymentacyjnej tektoniki; (3) zastosowaniu metod matematycznych, które pozwalają na rozpoznanie obecności uprzywilejowanych przejść pomiędzy wyróżnianymi litofacjami w profilach osadów serii lądowych i serii paralicznej wyróżniając m.in. sekwencje modalne odrębne dla osadów korytowych i pozakorytowych. Pozwoliło to wykazać powszechność awulsji koryt rzecznych oraz stwierdzić, że w seriach lądowych cykliczność osadów generalnie odzwierciedla dominujący wpływ czynników autogenicznych, typowych dla systemów fluwialnych; (3) badaniu kierunków transportu w obrębie basenu; (4) badaniu proveniencji osadów.

*Mój udział w tych pracach polegał na przygotowaniu manuskryptu a także figur. Mój udział procentowy szacuję na 10%.*

W kolejnej pracy, której jestem głównym autorem (Kędzior et al., 2007) przedstawiłem historię wypełnienia basenu Zagłębia Górnośląskiego podając charakterystykę poszczególnych jednostek litostratygraficznych. Sedymentacja była głównie kontrolowana przez kombinację czynników pozabasenowych (głównie tektonicznie wywołana subsydencja podłoża basenu) oraz wewnątrzbasenowych związanych z rozwojem i migracją koryt rzecznych. Stwierdziłem, że rozszczepianie pokładów węgla jest cechą charakterystyczną pokładów węgla na obszarze GZW a poszczególne pokłady mają zróżnicowany zasięg lateralny, lecz tylko niektóre z nich można śledzić na dłuższym dystansie. Zebrane przeze mnie dane makroflorystyczne wskazują na obecność szeregu luk stratygraficznych, lecz większość z nich nie zaznacza się w zapisie skalnym. Aridyzacja klimatu pod koniec karbonu była najprawdopodobniej odpowiedzialna za zanik torfowisk węglotwórczych i brak pokładów węgla w osadach arkozy kwaczalskiej.

*Mój udział w tych pracach polegał na opracowaniu koncepcji manuskryptu, przygotowaniu go do druku w tym wszystkich figur. Mój udział procentowy szacuję na 75%.*

Trzecia praca związana z realizacją projektu IGCP jest syntezą zapisu sedymentologicznego i paleontologicznego środowisk lądowych zlokalizowanych na przedpolu waryscydów oraz w obrębie basenów śródgórskich. Wyniki naszych badań, streszczone na prawie stu stronach (Cleal et al., 2009), sugerują postępującą migrację ku zachodowi środowisk węglotwórczych. Stwierdziłem wraz ze współautorami, że te zmiany mogą być korelowane z pulsami tektonicznymi wynikającymi z przesuwania się ku północy frontu waryscydów (głównie dr. hab. Stanislavem Opluštilem). Ta aktywność tektoniczna powodowała zmiany w systemie drenażu, czego efektem były gorsze warunki dla wzrostu widłaków o pokroju drzewiastym, głównych roślin torfotwórczych i ich zastępowanie przez paprocie o pokroju drzewiastym. Gorsza ewapotranspiracja związana ze zmianą szaty roślinnej powodowała miejscowe zmniejszenie opadów deszczu. Zmiany te były początkowo lokalne a zmiana klimatu na skalę regionalną w zasadzie miała niewielki charakter. Z początkiem asturu (późny karbon) proces aridyzacji uległ przyspieszeniu i torfowiska zostały zasiedlone przez kordaity oraz rośliny szpilkowe preferujące bardziej suche podłoże. Poza niewielkimi basenami śródgórskimi waryscydów ostatnie torfowiska węglotwórcze pochodzą z wczesnego kantabru, natomiast na obszarze basenu Illinois ostatnie resztki torfowisk zdominowanych przez widłaki zanikły w środkowym kantabrze. Wyniki moich badań były wielokrotnie prezentowane na konferencjach i spotkaniach roboczych wykonawców projektu. Jedno z tych spotkań (maj 2006) zostało przeze mnie zorganizowane a po jego zakończeniu został wydany specjalny tom *Studia Geologica Polonica* (nr 129), którego byłem współredaktorem.

*Mój udział w pracy Cleal et al. (2009) polegał na przygotowaniu podrozdziałów: (1) dotyczących charakterystyki części basenów omawianych w pracy; (2) przedstawieniu historii tektonostratigraficznej omawianych basenów. Te podrozdziały stanowią około 30% objętości artykułu liczącego 98 stron a mój sumaryczny udział w przygotowaniu podrozdziałów szacuję na około 50%.*

Od 2006 roku podjąłem współpracę z Mihai'em E. Popą z Uniwersytetu w Bukareszcie poświęconą badaniom dolnojurańskich osadów kontynentalnych w południowo-zachodniej Rumunii. Obszar naszych zainteresowań znajduje się w obrębie płaszczowiny getyckiej Południowych Karpat, w rejonie przełomu Dunaju. Prace te dotyczą zarówno warunków sedymentacji, ewolucji basenu jak i interakcji między środowiskami depozycji a roślinnością i zwierzętami żyjącymi na badanym obszarze. Badania przez nas prowadzone były pierwszymi szczegółowymi opracowaniami z zakresu sedymentologii osadów dolnej jury Karpat Południowych oraz pierwszymi doniesieniami dotyczącymi obecności kręgowców na tym obszarze. Skąły dolnej jury (hettang-pliensbach) reprezentują formację Steierdorf złożoną z dwóch ogniwi: (1) bezwęglową Dealul Budinic oraz (2) węglonośną Valea Tereziei, a całość sukcesji przykryta jest przez osady formacji Uteriș (Popa & Kędzior, 2008b). Według moich badań (Popa & Kędzior, 2006; Kędzior & Popa, 2013) najstarsze osady formacji Steierdorf deponowane były w obrębie stożków aluwialnych, ku górze profilu pojawiają się sekwencje typowe dla koryt rzecznych rozwijających się na powierzchniach stożków, w ich środkowych i dystalnych częściach. Najwyższa część ogniwa Budinic oraz dolna część ogniwa Valea Tereziei interpretowana jest przeze mnie jako reprezentująca system piaszczystych rzek roztokowych, w którym najgrubsze frakcje osadów deponowane były w obrębie koryt rzecznych, natomiast osady drobnoziarniste akumulowane były na obszarach pozakorytowych rozwiniętych wzdłuż krawędzi doliny aluwialnej. Górna część ogniwa Valea Tereziei, oddzielona poziomem piroklastycznym, według mojej interpretacji reprezentuje osady akumulowane w obrębie systemu meandrującego z dobrze rozwiniętymi obszarami pozakorytowymi. Najgrubsze pakiety zlepieńcowo-piaskowcowe deponowane były w obrębie koryt rzecznych, ciensze oraz charakteryzujące się drobniejszą frakcją ciała piaskowcowe interpretuję jako osady koryt kreasowych, gliców kreasowych oraz wałów korytowych. Najdrobniejsze frakcje oraz materiał fitogeniczny według mnie związane są obszarami równi zalewowych. Skąły ogniwa Valea Tereziei są przykryte czarnymi i szaroczarnymi mułowcami i ilowcami formacji z Uteriș interpretowane jako osady anoksycznego jeziora (Bucur, 1997), które z kolei nadścielają margle formacji Tilva Zinei. Ewolucja całej sukcesji osadów kontynentalnych od obszarów stożków aluwialnych przez osady rzek roztokowych do meandrujących a w końcu do środowiska jeziornego i płytkomorskiego odzwierciedlać może według mnie dwa scenariusze: (1) postępującą transgresję w czasie hettangu-toarku lub (2) degradację reliefu obszaru źródłowego a przez to zmniejszającą się dostawę ilości materiału klastycznego do basenu.

*Mój udział w tych pracach polegał na opracowaniu koncepcji manuskryptów, pracach terenowych, interpretacjach warunków depozycji i środowisk sedymentacji oraz dyskusji wyników. Mój udział procentowy w pracach, w których jestem drugim autorem, szacuję na 50%, natomiast w pracy Kędzior & Popa (2013) swój udział szacuję na 75%.*

Pokrewnymi zagadnieniami do analizy środowisk sedymentacji osadów formacji Steierdorf były analizy obecności fauny bezkręgowców i kręgowców w osadach rzecznych. Co prawda nie udało się znaleźć szczątków zwierzęcych, niemniej jednak na podstawie skamieniałości śladowych kręgowców mogliśmy stwierdzić, że obszar ten zasiedlony był przez czworonogi. Tropy dinozaurów cf. *Parabrontopodus* isp. Lockley, Farlow et Meyer, 1994 związane z zauropodami zostały znalezione przez prof. dr. hab. Grzegorza Pieńkowskiego, dr.

hab. Mihai'a Popę oraz przeze mnie w osadach aluwialnych hettangu formacji Steierdorf w pobliżu granicy między ogniwami Dealul Budinic i Valea Terziei w rejonie miasteczka Anina (kamieniołom Kolonia Czeska basenu Reșița). Rozpoznaliśmy zróżnicowane zestawy *pes-manus* oraz jedną krótką i wąską ścieżkę na powierzchni piaskowca zdeptaną przez zauropody. Tropy przez nas znalezione stanowią pierwsze ślady jurajskich dinozaurów w Rumunii, uzupełniają również w istotny sposób stosunkowo rzadkie znaleziska najstarszych jurajskich zauropodów. Obecność odcisków potwierdza także tezę iż wyspy i półwyspy Pangei wokół zachodniej Tetydy zamieszkałe były przez wczesne zauropody. Obszary te, włączając również hipotetyczną „wyspę Mezyjską”, musiały mieć, przynajmniej czasowo, łączność z główną masą lądową Pangei.

*Mój udział polegał na pracach terenowych, interpretacjach środowisk sedymentacji oraz dyskusji wyników. Mój udział procentowy w pracy Pieńkowski et al. (2009) szacuję na 30%.*

Już w 2006 roku wraz z dr hab. Mihai'em Popą opisaliśmy skamieniałości śladowe, które zinterpretowaliśmy jako efekt działalności kręgowców (Popa & Kędzior, 2006). Koncepcja ta została przez nas rozwinięta w następnej pracy (Csiki-Sava et al., 2016), w której stwierdziliśmy że bardzo duże, rzadko rozmieszczone, faliste, delikatnie zanurzające i okazjonalnie rozgałęziające się tunele z podrzędnymi spęznieniami, komorami i zadrapaniami są efektami działalności czworonogów tworzących nory. Opisaliśmy je z dolnojurajskiej (hetang) formacji Steierdorf (ogniwo Dealul Budinic) występującej w okolicach miasteczka Anina (Karpaty Południowe) w Rumunii. Przyjeliśmy, że duże rozmiary i morfologia nor wskazują iż ich twórcami były owodniowce z grupy zauropodów, najprawdopodobniej zwierzęta krokodylopodobne lub małych rozmiarów euornitopodów, aczkolwiek nie można wykluczyć także gadów ssakokształtnych. Nie znaleźliśmy do tej pory żadnych fragmentów kości, które można powiązać z norami, natomiast opisaliśmy uprzednio tropy zauropodów występujące w sąsiedztwie nor (Pieńkowski et al., 2009). Jesteśmy przekonani, że te znaleziska dostarczają ważnych informacji na temat słabo udokumentowanego okresu ewolucji czworonogów. Twierdzimy, że kopanie nor stało się strategią umożliwiającą zwierzętom przetrwać radykalne zmiany środowiska w stosunkowo krótkim czasie po wydarzeniu na granicy trias/jura, kiedy warunki środowiskowe były jeszcze podkreślone sezonowo zmiennym klimatem, z przedłużonymi okresami suszy i ekstremalnych wilgotności oraz wahaniami temperatury.

*Mój udział w tych pracach polegał na pracach terenowych, interpretacjach środowisk sedymentacji oraz dyskusji wyników. Mój udział procentowy w pracy Csiki-Sava et al. (2016) swój szacuję na 20%.*

Wyniki naszych prac były prezentowane na wielu konferencjach międzynarodowych (Popa & Kędzior, 2008a; Kędzior & Popa, 2008), w tym podczas VIII Międzynarodowego Kongresu Sytemu Jurajskiego w 2010 roku (Kędzior et al., 2010; Pieńkowski et al., 2010). W ramach projektu IGCP nr 508 zorganizowaliśmy wraz z dr. hab. M. Popą oraz Prof. I. Bucurem w 2008 roku sympozjum oraz zorganizowaliśmy czterodniową pokonferencyjną sesję terenową poświęconą osadom paleozoiku i mezozoiku strefy Reșița-Moldova Nuoă (Karpaty Południowe), do której przygotowaliśmy przewodnik terenowy.

W latach 2013-2016 brałem udział w pracach nad realizacją projektu NCN „Proweniencja perykratonicznych łupków syluru na platformie wschodnioeuropejskiej - w poszukiwaniu zaginionego źródła materiału klastycznego basenu przedgórskiego” 2012/05/B/ST10/00521, którego kierownikiem był prof. dr hab. Szczepan Porębski. W ramach tego projektu przedstawiliśmy zróżnicowanie facjalne osadów syluru oraz ich warunki depozycji na obszarze południowo-zachodniej części basenu przedgórskiego rozwiniętego wzdłuż północno-zachodniego skłonu platformy wschodnioeuropejskiej. Rozpoznaliśmy, że sukcesja sylurska

spoczywa na górnordowickich skałach węglanowych lub lokalnie na diamiktytach hirnantu (Buniak et al., 2015). W ramach tego projektu zwróciliśmy uwagę na charakter granicy ordowik/sylur. W większości przypadków stwierdziliśmy, że granica ta ma charakter transgresywnej powierzchni erozji przybrzeżnej, natomiast niekiedy manifestuje się jako trójdzielna transgresywna asocjacja facjalna złożona z: (1) lodowcowo-morskich diamiktytów, (2) osadów sztormowych i (3) czarnych mułowców. Rozpoznaliśmy, że diamiktyty występują jako trzy warstwy rozdzielone jasnoszarymi, zbioturbowanymi marglami ze śladami deformacji zarówno plastycznych jak i kruchych. Osady tego typu zostały przez nas stwierdzone w pasie od Pomorza przez Basen Lubelski aż po obszar Podola. Interpretujemy te diamiktyty jako osad lodowcowo-morski a stwierdzone przez nas deformacje plastyczno-kruche wiążemy z oraniem dna przez dryfujące góry lodowe. Obfitość takich struktur, według nas, można wiązać z okresową aktywnością „alei gór lodowych”, która rozciągała się w kierunku położonego na północy tropikalnego szelfu Baltiki a była zasilana przez cielącą się pokrywę lodową Gondwany (Paszkowski et al., 2015). Drugi rodzaj osadów stwierdzony przez nas na granicy ordowik/sylur zbudowany jest z doskonale obtoczonych ziaren kwarcu zmieszanych z glaukonitem i rozproszonymi klastami węglanowymi. Osady te interpretujemy jako tempestyty związane z okresem wzrastającej aktywności sztormowej wywołanej przez postglacjalne ocieplenie klimatu, które powodowało niestabilność warunków atmosferycznych na skalę globalną (Paszkowski et al., 2015).

Jeszcze innym aspektem związanym z realizacją tego projektu są badania proveniencji dolnopaleozoicznych osadów wypełniających basen lubelski. Na podstawie badań petrograficznych stwierdziliśmy, że piaskowce występujące na obszarze Lubelszczyzny pochodzą co najmniej z dwóch odrębnych źródeł. Piaskowce środkowego kambru-dolnego ordowiku (tremadok) były dostarczane z wnętrza bloku kontynentalnego/kratonu. Skład ziarnowy górnosylurskich piaskowców według nas wskazuje na źródło typu szwu kolizyjnego i pasa fałdowo-nasuwczego (Szczepański et al., 2015). Na podstawie uzyskanych przez nas danych możemy stwierdzić, że osady deponowane na Lubelszczyźnie w wczesnym paleozoiku zapisały zmianę obszarów źródłowych od kratonicznego w kambrze i wczesnym ordowiku i depozycję na pasywnej krawędzi Baltiki a następnie do zasilania basenu przedgórskiego z frontu orogenu kaledońskiego powstałego na skutek kolizji Baltiki i Avalonii (Szczepański et al., 2016).

Ostatnie miesiące poświęciłem na prace związane z przygotowaniem wieloautorskich publikacji dotyczących zagadnień omówionych powyżej. Jedna z nich zatytułowana „Refined timing and kinematics for Baltica-Avalonia convergence based on the sedimentary record of foreland basin” autorstwa: Stanisław Mazur, Szczepan J. Porębski, Artur Kędzior, Mariusz Paszkowski and Teresa Podhalańska została wysłana do “Terra Nova” i obecnie znajduje się w recenzji. Ponadto wyniki naszych prac były prezentowane na międzynarodowych konferencjach (IAS 2015 Meeting w Krakowie, AAPG 2016 Annual Convention w Calgary i GeoTirol 2016 w Innsbrucku).

Od 2014 roku biorę udział w realizacji projektu NCN:2013/10/A/ST10/00050 „Rekonstrukcja parametrów środowiska ediakaru w oparciu o skały z kratonu wschodnio-europejskiego wolne od przeobrażeń diagenetycznych”, którego kierownikiem jest Prof. dr hab. Jan Środoń. Moim zadaniem w ramach tego projektu jest rekonstrukcja ediakarskiego basenu Baltiki, jego architektura facjalna, historia wypełnienia oraz określenie ram geotektonicznych zachodniego segmentu basenu. Do tej pory zgromadziłem dane pochodzące zarówno z otworów wiertniczych Polski, Ukrainy, Białorusi, Litwy oraz Rosji opisując pod względem sedymentologicznym samodzielnie oraz z dr Mariuszem Paszkowskim ponad 30 rdzeni wiertniczych o łącznej długości przekraczającej 3000 m. Ponadto brałem udział w kilku

wyprawach terenowych na Ukrainę i do Rosji w celu opisanie odsłoneń powierzchniowych oraz pobrania próbek do dalszych analiz. Na podstawie wyników moich badań wykonywanych wspólnie z dr. M. Paszkowskim stwierdziliśmy, że na obszarze kratonu wschodnioeuropejskiego przejście od ediakaru do kambru odbywa się w obrębie silikoklastycznych facji heterolitycznych reprezentujących płytkomorskie środowisko depozycji, okresowo poddawane pływom i falowaniu (Paszkowski et al., 2017). W otworach, w których biostratygraficznie potwierdzono obecność granicy ediakar/kambr nie stwierdziliśmy żadnej znaczącej zmiany litologicznej a zatem i środowiskowej. Analiza wieków cyrkonów detrytycznych wskazuje na typowy rozkład dla wnętrza kratonu górnego ediakaru z maksimami około 550 Ma, 1.5 Ga, and 1.8 Ga, które są obecne także w skałach dolnego kambru, natomiast wyraźna zmiana proveniencji materiału wypełniającego basen nastąpiła dopiero w środkowym kambrze. Na podstawie wykonanych analiz XRD z całych próbek mułowców ediakaru i kambru stwierdziliśmy, że skały to pod względem składu różnią się od siebie w niewielkim stopniu i można stwierdzić generalny trend w górę profilu: (1) zmniejszająca się zawartość hematytu i getytu oraz smektytu; (2) wzrastający udział pirytu i dolomitu; (3) zwiększający się udział ilów o strukturze 2:1 szczególnie illitu-smektytu a wszystkie te zmiany są nałożone na lokalne wariacje w składzie mineralnym osadu. Wyniki zinterpretowaliśmy jako stopniowe pojawianie się coraz bardziej redukcyjnych warunków w ediakarskim basenie morskim rozwiniętym na kratonie wschodnioeuropejskim i naszym zdaniem mogą wskazywać na postępującą arydizację klimatu (Paszkowski et al., 2017).

W trakcie prowadzonych przeze mnie badań stwierdziliśmy ze współautorami, że jednym z istotnych czynników zlodowacenia kontynentalnego była topografia. Na podstawie analizy sukcesji ediakarsko-kambryjskiej z obszaru platformy wschodnioeuropejskiej oraz fameńskiej z zapadliska przedgórskiego proto-Andów w Boliwii. Według naszych interpretacji główną różnicą między tymi dwoma okresami zlodowacenia jest czynnik odpowiedzialny za dźwiganie podłoża obszaru zlodowaczonego i subsydencję pozwalającą na akumulację osadów z topniejących lodowców. W przypadku ediakaru była to ekstensja, podczas gdy w famenie mechanizmem była kolizja kontynentalna. Niskie tempo subsydencji basenu ryftowego rozwiniętego na obszarze platformy wschodnioeuropejskiej skutkowało, według nas, depozycją głównie tilitów Ediakaru w warunkach kontynentalnych, podczas gdy głębokowodne diamiktyty famenu były składane w szybko pograżającym się basenie przedgórskim u czoła zlodowaczonego obszaru górskiego (Paszkowski et al., 2016).

W ramach obydwu projektów prowadziłem prace terenowe, zajmowałem się pobieraniem próbek, a przede wszystkim byłem współodpowiedzialny za sedymentologiczny aspekt prowadzonych badań tj. rozpoznanie warunków depozycji i środowisk sedymentacji osadów wendu i dolnego paleozoiku a także za interpretacje paleogeograficzne.

#### Literatura:

Buniak A., Kędzior A., Paszkowski M., Porębski S.J., Zacharski J. 2015. Facies variability and depositional setting of pericratonic Silurian shales in Poland based on new cores from the Lublin and southern Podlasie basins. 31st IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts Book, 22-26 June 2015, Kraków, Poland, p. 97.

Buniak A., Kędzior A., Paszkowski M., Porębski S. J., Zacharski J. 2016. Factors Limiting Reservoir Quality of Pericratonic Silurian Shales in Poland - New Evidence From Cores in Lublin Basin. AAPG 2016 ACE, 19-22 June 2016, Calgary, Alberta, Canada, Book of Abstracts, 2374563.



- Bucur I.I., Popa M.E., Kędzior A., Vişan M., 2009. Field trip stops: Descriptions. Abstracts and Field Guide, 8th Symposium of IGCP 506 "Marine and Nonmarine Jurassic", Bucharest, Romania. 28.08-04.09.2009: 51-91.
- Csiki-Sava, Z., Kędzior, A., Pieńkowski, G.; Popa, M.E. 2016. Hettangian tetrapod burrows from the continental Steierdorf Formation at Anina, western Romania. *Geological Quarterly*, 60 (2), 395-406.
- Cleal C.J., Oplustil S., Thomas B.A., Tenchov Y., Abbink O.A., Bek J., Dimitrova T., Drabkova J., Hartkopf-Froder C., van Hoof T., Kędzior A., Jarzembowski E., Jasper K., Libertin M., McLean D., Oliwkiewicz-Miklasinska M., Psenicka J., Ptak B., Schneider J.W., Schultka S., Simunek Z., Uhl D., Waksmundzka M.I., van Waveren I., Zodrow E.L., 2009. Late Moscovian terrestrial biotas and palaeoenvironments of Variscan Euramerica. *Netherlands Journal of Geosciences-Geologie en Mijnbouw*, 88: 181-278.
- Doktor, M. & Kędzior A., 2004. Distinguishing of lithofacies in sedimentological analysis of the coal-bearing deposits of the Upper Silesia Coal Basin. IGCP 469 – Variscan terrestrial biotas and palaeoenvironments, Eastern European Meeting, Sofia, 21-24 April 2004. Programme and Abstracts: 12.
- Doktor, M., Gmur, D., Kędzior A., Oliwkiewicz-Miklasinska, M., 2006. Changes of depositional system at the Paralic Series – Upper Silesia Sandstone Series boundary. *Documenta Geonica* 2006. The 6<sup>th</sup> Czech-Polish Conference "Geology of the Upper Silesia Basin", 41-42.
- Doktor M., Gradziński R., Gmur D., Kędzior A., 2004 – Sedimentary environments and changes of peat-forming conditions during deposition of the Kraków Sandstone Series, Upper Silesia Coal Basin, Poland. Variscan terrestrial biotas and palaeoenvironments – Workshop & IGCP 469 – Central European Meeting. Freiberg, October 9-11, 2004: 14-15.
- Gmur, D., Doktor, M., Kędzior A., 2004 – Lithofacies analysis of coal seams from the upper part of the coal-bearing measures of the Upper Silesia Coal Basin (Westphalian, Poland). 56<sup>th</sup> Annual Meeting of the International Committee for Coal and Organic Petrology. Environmental management implications of organic facies studies. Budapest, September 12-18, 2004, Occasional Papers of the Geol. Inst. Hun. 202: 16-17.
- Gmur, D., Doktor, M., Kędzior A., 2004 - Depositional environment of coal seams from Cracow Sandstone Series in Upper Silesia Coal Basin (Westphalian, Poland). 10<sup>th</sup> Coal Geology Conference. Prague, June 7-11, 2004. Abstracts: 33.
- Gmur D., Kędzior A. & Doktor M., 2005. Peat-forming conditions of the youngest coal seams (Westphalian C-D) from the coal-bearing succession of the Upper Silesia Coal Basin based on coal petrography. IGCP 469 – Late Variscan terrestrial biotas and palaeoenvironments. Cardiff Meeting, April 14<sup>th</sup> – 16<sup>th</sup> 2005. Abstract Book: 21-23.
- Gmur D., Oliwkiewicz-Miklasinska M., Doktor M., Kędzior A., 2006. Record of the boundary of Łaziska and Libiąż Beds in profile of Cracow Sandstone Series, Upper Carboniferous, Upper Silesia Coal Basin (USCB), Poland. Materiały konferencyjne IGCP 469 Late Variscan terrestrial biotas and palaeoenvironments. Kraków Meeting, May 10<sup>th</sup>-12<sup>th</sup> 2006: 11-13.
- Gradziński, R., Doktor, M. & Kędzior A., 2005. Sedymentacja osadów węglonośnej sukcesji Górnośląskiego Zagłębia Węglowego: Kierunki badań i aktualny stan wiedzy. LXXVI Zjazd Naukowy Polskiego Towarzystwa Geologicznego. Rudy k/Rybnika, 14-16 września 2005. Materiały konferencyjne, 10.

- Gradziński, R., Doktor, M., Kędzior A., 2004 – Środowiska i systemy depozycyjne osadów górnokarbońskiej sukcesji węglonośnej Górnosląskiego Zagłębia Węglowego. Polska Konferencja Sedymentologiczna, VII Krajowe Spotkanie Sedymentologów. Materiały Konferencyjne, Zakopane: 89.
- Gradziński, R., Doktor, M. & Kędzior A., 2005. Sedimentation of the coal-bearing succession in the Upper Silesia Coal Basin: research trends and current state of knowledge. *Przegląd Geologiczny*, 53: 734-741.
- Kędzior A., Doktor M., Gmur D., 2004 – Types of coal-seam split up and conditions for their formations – examples from Zabrze Beds (Namurian B), Upper Silesia Coal Basin. 10<sup>th</sup> Coal Geology Conference, Prague, June 7-11, 2004, Abstracts: 35.
- Kędzior A., Doktor M., Gmur D., Martinec P., 2004 – Palaeodrainage system evolution – an example from Zabrze Beds (Namurian B), Upper Silesia Coal Basin. 10<sup>th</sup> Coal Geology Conference, Prague, June 7-11, 2004, Abstracts: 5.
- Kędzior A., Gmur, D. & Doktor, M., 2005. Sedimentary history of the Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession – an example from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. IGCP 469 – Late Variscan terrestrial biotas and palaeoenvironments. Cardiff Meeting, April 14<sup>th</sup> – 16<sup>th</sup> 2005. Abstract Book: 24-29.
- Kędzior A., Gradziński R., Doktor M., Gmur D., 2007 Sedimentary history of a Mississippian to Pennsylvanian coal-bearing succession – an example from the Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Geological Magazine* 144: 487-496.
- Kędzior A., Oliwkiewicz-Mikłasińska M., 2007. Changes of the plant assemblages in Westphalian deposits from the eastern and central parts of the Upper Silesia Basin. Abstracts of IGCP 469 Programme Meeting in England, Birmingham 2007, 21.
- Kędzior A., & Popa M.E., 2008. Lower Jurassic Steierdorf Formation, the coal-bearing strata from Resita Basin (SW part of Romania). 7<sup>th</sup> European Coal Conference. Lviv, Ukraine, August 26-29, 2008. Abstracts: 57-58.
- Kędzior A., Popa M.E. 2013. Sedimentology of the Early Jurassic terrestrial Steierdorf Formation in Anina, Colonia Cehă Quarry, South Carpathians, Romania. *Acta Geologica Polonica*. 63 (2), 175-199.
- Kędzior A., Popa M.E., Pieńkowski G., 2010. Evidences of Vertebrate Activity Recorded in the Lower Jurassic Continental Deposits of the Steierdorf Formation, SW Romania. *Earth Science Frontiers Special Issue*, 17: 258-259.
- Kusiak M.A., Dunkley D.J., Suzuki K., Kachlik V., Kędzior A., Lekki J., Oplustil S., 2010. Chemical (non-isotopic) and isotopic dating of Phanerozoic zircon-A case study of durbachite from the Trebic Pluton, Bohemian Massif. *Gondwana Research*, 17: 153-161.
- Kusiak M.A., Kędzior A., González-Álvarez I., 2007. Geochemical signature of the coal-bearing strata from the Upper Silesia Coal Basin (Poland and Czech Republic). In: Abstracts of XVI International Congress on the Carboniferous and Permian. *Journal of Stratigraphy, Supplement*, 31: 152.
- Kusiak M., Kędzior A., Paszkowski M., Suzuki K., Gonzalez-Alvarez A., Wajsprych B., Doktor M., 2006. Provenance implications of Th-U-Pb electron microprobe ages from detrital monazite in the Carboniferous Upper Silesia Coal Basin, Poland. *Lithos*. 88 (Nos. 1-4): 56-71.
- Kusiak M.A., Kędzior A., Paszkowski M., Suzuki K., Lekki J., 2010. The Upper Silesia Coal Basin and provenance implications of a monazite study from the crystalline rocks of the

Bohemian Massif. In: Water-rock Interaction XIII. P. Birkle, I.S. Torres Alvarado (eds). Taylor & Francis Inc.

Kusiak, M.A.; Suzuki, K.; Kachlik, V.; Kędzior, A. Zircon CHIME dating of durbachite from the Třebíč Pluton, Central European Variscides. *Geochimica et Cosmochimica Acta Supplement*, v. 70, iss. 18, p. 339.

Oliwkiewicz-Miklasińska M., Kędzior A., Gmur D., 2007. Changes of the peat-forming environments in the Upper Carboniferous of the Upper Silesia Coal Basin. *Journal of Stratigraphy*, vol. 31, supp.I – Abstracts of XVI International Congress on the Carboniferous and Permian: 30.

Paszkowski M., Buniak A., Kędzior A., Mikołajewski Z., Porębski S.J. 2015. Stormy warming-up of Baltica shelf: transition from Hirnantian "iceberg alley" to Llandovery "hot shales". 31st IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts Book, 22-26 June 2015, Kraków, Poland, p. 401.

Paszkowski M., Kędzior A., Pisarzowska A., Środoń J. 2016. Palaeotopography as an important factor for the development of continental glaciations: Ediacaran and Famennian cases. 35th International Geological Congress, 27 August - 4 September 2016, Cape Town, South Africa, Book of Abstracts, 4888.

Pieńkowski G., Popa M.E., Kędzior A., 2009. Sauropod footprints in Lower Jurassic beds of the Southern Carpathians, Romania: palaeobiological and palaeogeographical significance. *Geological Quarterly*, 53: 461–470.

Pieńkowski G., Popa M.E., Kędzior A., 2010. Early Jurassic Sauropod Footprints of the Southern Carpathians, Romania: Palaeobiological and Palaeogeographical Significance. *Earth Science Frontiers Special Issue*, 17: 193-196.

Popa, M.E., Kędzior, A., 2006, Preliminary report on the ichnology of the Steierdorf Formation, Romania, Mesozoic and Cenozoic Vertebrates and Paleoenvironments. Tributes to the career of Prof. Dan Grigorescu, p. 197-201.

Popa M.E. and Kędzior A., 2008a, Vertebrate burrows in the Lower Jurassic continental deposits of the Steierdorf Formation, Romania, IGCP 506 "Marine and Nonmarine Jurassic", Hammamet, Tunisia. Abstract Volume: 74-75.

Popa M.E. & Kędzior A., 2008b, High resolution paleobotany and sedimentology of the Steierdorf Formation, Resita Basin. "Annual scientific session Ion Popescu-Voitesti", Cluj November 28-29, 2008. Abstract Book: 57-59.

Popa M.E., Kędzior A., 2009. Lower Jurassic continental formations of the South Carpathians, Romania. Abstracts and Field Guide, 8th Symposium of IGCP 506 "Marine and Nonmarine Jurassic", Bucharest, Romania. 28.08-04.09.2009: 26-27.

Popa M.E., Kędzior A., Fodolică V., 2010. The Anina Geopark: preserving the geological heritage of the South Carpathians. *Revue Roumaine de Géologie*, 53-54: 109–113.

Szczepański J., Anczkiewicz R., Buniak A., Kędzior A., Paszkowski M., Porębski S.J. 2015. Provenance signals in Early Palaeozoic sandstones in the Lublin Basin (SE Poland): From passive margin to collision suture. 31st IAS Meeting of Sedimentology, Abstracts Book, 22-26 June 2015, Kraków, Poland, p. 514.

Szczepański J., Anczkiewicz R., Buniak A., Kędzior A., Paszkowski M., Porębski S.J. 2016. Petrography and geochemistry of Early Paleozoic siliciclastics from SW margin of the East European Platform: implications for provenance and tectonic setting. GeoTirol 2016 Annual Meeting DGGV, 25–28 September 2016, Innsbruck, Austria, Abstract volume, p. 325.