

LXXXVII ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

Osiągnięcia współczesnej geologii w kolebce górnictwa naftowego w Karpatach

26-29.06.2019 r., Czarna

MATERIAŁY ZJAZDOWE

pod redakcją naukową Tadeusza Peryta







PAŃSTWOWY INSTYTUT GEOLOGICZNY



Patronaty honorowe:



Główny Geolog Kraju



Prezes PGNiG S.A. **dr Piotr Woźniak**



Dyrektor PIG-PIB **dr Agnieszka Wójcik**



Dziekan WGGiOŚ AGH **prof. dr hab. inż. Jacek Matyszkiewicz**



Prezes PTG **prof. dr hab. Adam Gasiński**



PODKARPACKI

Wojewoda Podkarpacki **Ewa Leniart**



Starosta Bieszczadzki Marek Andruch



Wójt Gminy Czarna **Bogusław Kochanowicz**

LXXXVII ZJAZD NAUKOWY POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

KOMITET NAUKOWY:

prof. dr hab. Tadeusz Peryt

przewodniczący Komitetu Naukowego prof. dr hab. Paweł Aleksandrowski, PIG-PIB prof. dr hab. Paweł Karnkowski, UW prof. dr hab. Stanisław Mazur, PAN prof. dr hab. Stanisław Mazur, PAN prof. dr hab. Antoni Wójcik, PIG-PIB dr hab. inż. Józef Chowaniec, PIG-PIB dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. PIG-PIB dr hab. inż. Piotr Krzywiec, prof. PAN dr hab. inż. Irena Matyasik, prof. INIG-PIB dr hab. inż. Irena Matyasik, prof. INIG-PIB dr hab. inż. Michał Stefaniuk, prof. AGH dr hab. Anna Świerczewska, prof. AGH mgr inż. Krzysztof Potera, PGNiG mgr Jarosław Zacharski, Orlen Upstream

KOMITET ORGANIZACYJNY:

mgr inż. Artur Marcinkowski, PGNiG przewodniczący Komitetu Organizacyjnego mgr Tadeusz Kozimor, PGNiG mgr Rafał Sikora, PIG-PIB mgr inż. Małgorzata Pietrusiak, PGNiG mgr inż. Magdalena Maksym, PGNiG mgr inż. Aneta Frączek, PGNiG mgr Paweł Uznański, PGNiG dr Izabela Ploch, PIG-PIB mgr inż. Piotr Przybyła, PGNiG mgr Oliwia Kowalczewska, UJ mgr inż. Magdalena Kozimor, PGNiG mgr Natalia Radzik, AGH dr Jacek Rubinkiewicz, PIG-PIB mgr Piotr Strzelecki, AGH

Sekretariat Zjazdu:

mgr inż. Magdalena Maksym, magdalena.maksym@pgnig.pl, tel.: (13) 46 52 526, (+48) 600 907 506

mgr inż. Aneta Frączek, aneta.fraczek@pgnig.pl, tel.: (13) 46 52 526, (+48) 885 261 757

• • • •

Projekt graficzny, typografia i skład Paweł Zawada, Monika Cyrklewicz



Sfinansowano ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej

Druk materiałów konferencyjnych został zrealizowany w ramach projektu: *Upowszechnianie wiedzy z zakresu geologii oraz promocja działań służby geologicznej* i został sfinansowany ze środków Narodowego Funduszu Ochrony Środowiska i Gospodarki Wodnej.

© Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, 2019

Wydawca: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, ul. Rakowiecka 4; 00-975 Warszawa

ISBN 978-83-66305-88-5

Druk i oprawa: EXDRUK Wojciech Żuchowski, Włocławek (87-800), ul. Rysia 6

ZJAZD POLSKIEGO TOWARZYSTWA GEOLOGICZNEGO

SESJE TERENOWE



WYBRANE PROBLEMY GEOLOGII STRUKTURALNEJ W POŁUDNIOWO-WSCHODNIEJ CZĘŚCI POLSKIEGO SEGMENTU KARPAT ZEWNĘTRZNYCH

Rafał Sikora¹, Piotr Strzelecki², Natalia Radzik², Anna Świerczewska², Antek Tokarski³, Jacek Rubinkiewicz¹ & Grzegorz Haczewski⁴

¹Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń ²Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej ³Instytut Nauk Geologicznych PAN ⁴ Uniwersytet Pedagogiczny w Krakowie

Skracanie trzeciorzędowej pryzmy akrecyjnej w polskim segmencie Karpat zewnętrznych. Polski segment Karpat zewnętrznych jest zbudowany z kilku nasuniętych ku północy płaszczowin złożonych ze skał górnojurajskich do dolnomioceńskich, głównie z silikoklastycznego fliszu. Są to, od południa ku północy, płaszczowiny: magurska, dukielska, śląska, podśląska i skolska (Fig. 1). Uważa się, że ta budowla tektoniczna powstała podczas paleogenu i neogenu, w wyniku skierowanej ku południowi subdukcji skorupy oceanicznej lub sub-kontynentalnej znajdującej się pomiędzy platformą europejską (na północy) oraz jednostką ALCAPA (na południu). Wielkość skrócenia, które nastąpiło w wyniku fałdowania i nasuwania, jest oceniana od 60-100 km (Książkiewicz, 1977) do przynajmniej 507



Fig. 1. Szkic tektoniczny wschodniej części polskiego segment Karpat zewnętrznych (Żytko i in., 1988) z lokalizacją punktów sesji terenowej

km (Gągała i in., 2012). Uważa się, że paleogeńskie skracanie Karpat zewnętrznych rozpoczęło się diachronicznie, generalnie młodniejąc z południa ku północy. Należy więc przyjąć, że zakończenia skracania w polskim segmencie Karpat zewnętrznych miało miejsce po osadzeniu się najmłodszych skał znajdujących się pod nasunięciem frontalnym Karpat. Są to odsłaniające się w okolicy Andrychowa iły datowane na ok. 11.5 milionów lat (Wójcik & Jugowiec, 1998).

Kiedy natomiast rozpoczęło się i jak przebiegało skrócenie w omawianym segmencie Karpat zewnętrznych? Na pytanie to staramy się odpowiedzieć przez datowanie związanych ze skracaniem drobnych struktur tektonicznych w stosunku do stopnia utwardzenia goszczących je skał. W ten sposób udało się stwierdzić, że w wewnętrznej i środkowej części płaszczowiny magurskiej, fałdowanie rozpoczęło się nie później niż podczas eocenu (Świerczewska & Tokarski, 1998), a w zewnętrznej części tej płaszczowiny przynajmniej podczas późnego eocenu (Radzik i in., 2018).

Więcej informacji udało się uzyskać w odsłonięciach w Witryłowie (punkt 1 sesji, Fig. 1) oraz w Dołżycy (punkt 2 sesji, Fig. 1). W pierwszym odsłonięciu udało się stwierdzić, że w tym fragmencie płaszczowiny skolskiej fałdowanie zakończyło się podczas oligocenu, podczas gdy nasuwanie kontynuowało się jeszcze po zakończeniu fałdowania (Radzik i in., 2019). Odsłonięcie w Dołżycy znajduje się w płaszczowinie śląskiej przy regionalnym wstecznym nasunięciu centralnego karpackiego synklinorium na strefę przeddukielską. Stwierdzono, że w tym miejscu fałdowanie oraz wsteczne nasuwanie rozpoczęły się nie później niż podczas późnego oligocenu (Strzelecki i in., 2019). W wyszczególnionych powyżej odsłonięciach zostaną przedstawione szczegółowo metody naszych badań, dzięki którym mogliśmy określić sekwencje tektonicznego skracania w tym segmencie Karpat zewnętrznych.

PROBLEMATYKA OSUWISK STRUKTURALNYCH

Karpaty zewnętrzne są obszarem, gdzie występuje największa ilość osuwisk w Polsce. Im właśnie poświęcona jest kolejna część sesji terenowej (punkt 3 sesji, Fig. 1) Czynnikami powodującymi rozwój osuwisk na tym obszarze są m. in. litologia, układ warstw i tektonika masywu skalnego. Struktura podłoża skalnego w wielu miejscach, a więc i we wschodniej części Karpat zewnętrznych, warunkuje powstawanie osuwisk strukturalnych.

Do rejonów, gdzie powstało wiele tego typu form osuwiskowych, należy pasmo Otrytu. W kamieniołomie "Krywe" zlokalizowanym na południowo-zachodnim stoku pasma będziemy mogli zapoznać się z przykładem dużego konsekwentnego osuwiska translacyjnego powstałego w obrębie oligoceńskich gruboławicowych piaskowców otryckich warstw krośnieńskich dolnych.

OCHRONA GEORÓŻNORODNOŚCI W BIESZCZADACH WYSOKICH

Bieszczady Wysokie mają znaczny, aczkolwiek niedoceniony i niewykorzystany, potencjał geoturystyczny łączący aspekty przyrodnicze z historycznymi. Koncepcja utworzenia geoparku w Bieszczadach Wysokich zapewnia pogodzenie potrzeb geoturystyki i ochrony przyrody. Uwzględnia ona istniejące rozwiązania organizacyjnoadministracyjne i bogatą bazę turystyczną. Perspektywy rozwoju i funkcjonowania geoparku oparte są również o wysoki poziom wykształcenia mieszkańców, ważny w perspektywie obsługi przedsięwzięć geoturystycznych. Zagadnienia te zostaną szerzej zaprezentowane w punkcie 4. sesji terenowej.

WITRYŁÓW - POFAŁDOWE DAJKI KLASTYCZNE. ZAPIS PÓŹNEJ DEFORMACJI TEKTONICZNEJ PŁASZCZOWINY SKOLSKIEJ (49°39'41.0"N 22°15'55.4"E)

Prowadzący: Natalia Radzik¹, Piotr Strzelecki¹, Anna Świerczewska¹ & Antek Tokarski²

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej ²Instytut Nauk Geologicznych PAN

N^a lewym brzegu doliny Sanu, w miejscowości Witryłów, w skarpie u ujścia jednego z wąwozów (Fig. 2), odsłaniają się sfałdowane i pocięte dajkami klastycznymi oligoceńskie warstwy menilitowe płaszczowiny skolskiej. Opisywane one były wcześniej przez Haczewskiego & Tokarskiego (1986) oraz Radzik i in. (2019). W skali regionalnej, w tej części Karpat zewnętrznych, skały płaszczowiny skolskiej zostały sfałdowane w fałdy o północno-wschodniej wergencji i osiach zorientowanych NW-SE. Głównym problemem dyskutowanym w odsłonięciu jest zapis schyłkowej, progresywnej deformacji pryzmy akrecyjnej, która odpowiada za obecny styl budowy tektonicznej tego obszaru.

W obrębie odsłonięcia, zlokalizowanego w jądrze antykliny Witryłowa, obserwujemy serię warstw czertów, piaskowców i mułowców reprezentujących dolną część warstw menilitowych przykrywających piaskowce kliwskie (Fig. 3). Omawiane warstwy są ciasno sfałdowane w kilka fałdów similarnych o rozciągłości osi NW-SE i północno-wschodniej wergencji (Fig. 4, 5A). Wyróżniono tu pięć grup drobnych struktur tektonicznych tnących skały. Są to: (i) spękania ciosowe, (ii) nasunięcia, (iii) dajki klastyczne, (iv) spękania ciosowe tnące dajki oraz (v) uskok. W skrzydłach fałdów zaobserwowano system ciosu ortogonalnego złożonego z dwóch zespołów ciosu zorientowanych NW-SE i NE-SW (Fig. 5B) oraz prostopadle do powierzchni warstw. Inaczej wygląda obraz ciosu w przegubach fałdów, które są pocięte przez ciosowe spękania radialne. W skali odsłonięcia nie zauważono oznak mineralizacji spękań ciosowych.

Dajki klastyczne mają nieregularny kształt i miąższość, a ich orientacja zmienia się. Zwykle są one niemal równoległe do płaszczyzn osiowych obserwowanych fałdów (Fig. 5C). W jednym miejscu zaobserwowano rozgałęzienie dajki klastycznej, której odnoga w formie sillu intruduje zgodnie z uławiceniem w otaczające sfałdowane warstwy (Fig. 4). Wszystkie dajki klastyczne są przecinane przez spękania dwóch zespołów ciosu, które są prostopadłe względem siebie, jak i prostopadłe do ścian dajek. Jedna z dajek klastycznych jest przecięta nasunięciem, podczas gdy jeden subwertykalny uskok przecina zarówno fałdy, jak i dajki (Fig. 5D).

Biorąc pod uwagę wzajemną orientację struktur tektonicznych należy przypuszczać, że fałdowanie omawianej serii skalnej, intruzje dajek klastycznych oraz nasuwanie odbywały się w tym samym polu naprężeń. Było to kom-



Fig. 2. Lokalizacja odsłonięcia w Witryłowie na zdjęciu satelitarnym (Google Maps, 2019)



Fig. 3. Lokalizacja odsłonięcia w Witryłowie na mapie geologicznej odkrytej (na podstawie: Malata & Rączkowski, 1995; Kamiński & Piotrowska, 2009; Rauch, 2009; Malata & Zimnal, 2013, uproszczone); współrzędne geograficzne: 49°39'41.0"N 22°15'55.4"E

presyjne pole naprężeń o osi σ_1 zorientowanej SW-NE. Architektura dajek i obecność sillu wskazuje, że upłynniony i zmobilizowany materiał klastyczny intrudował z niżej ległych warstw piaskowca kliwskiego wzdłuż istniejących już powierzchni nieciągłości, które przecinały wcześniej utwardzone i sfałdowane warstwy menilitowe.

Podsumowując, odsłonięcie w Witryłowie przedstawia zapis progresywnej deformacji warstw menilitowych w płaszczowinie skolskiej. Obserwowane dajki powstały na skutek intruzji materiału klastycznego wzdłuż istniejących wcześniej powierzchni nieciągłości, w utwardzone i sfałdowane warstwy menilitowe. Nasuwanie miało



Fig. 4. Widok osłonięcia w Witryłowie z zaznaczonymi drobnymi strukturami tektonicznymi tnącymi warstwy menilitowe. SVII -skrzydło jednego z fałdów (patrz Fig. 5B); S - rozgałęzienie dajki klastycznej, której odnoga w formie sillu intruduje zgodnie z uławiceniem w otaczające sfałdowane warstwy

miejsce nie tylko przed iniekcją dajek, ale również po ich iniekcji, o czym świadczy ich stosunek do nasunięcia. Wynika z tego, że w omawianej, zewnętrznej części pryzmy akrecyjnej Karpat zewnętrznych, orientacja pola naprężeń odpowiedzialnego za rozwój nasunięć utrzymywała się jeszcze po zakończeniu regionalnego fałdowania.

Prezentowane wyniki badań były finansowane z prac statutowych AGH nr 16.16.140.315 oraz grantu dziekańskiego 15.11.140.207.



Fig. 5. Stereogramy struktur obserwowanych w Witryłowie w rzucie na dolną półkulę

 A – orientacja warstw w skrzydłach fałdów;
 B – uławicenie (pogrubione) i normalne do powierzchni spękań ciosowych w skrzydle jednego z fałdów (SVII na Fig. 4);
 C – położenie ścian dajek;
 D – nasunięcia i uskok (pogrubiony)

DOŁŻYCA - STREFA NASUNIĘCIA WSTECZNEGO W MIKROTEKTONICZNYM OBRAZIE WSTĘG DEFORMACYJNYCH (49°13'33"N 22°21'35"E / 49°13'41"N 22°21'50"E)

Prowadzący: Piotr Strzelecki¹, Natalia Radzik¹, Anna Świerczewska¹ & Antek Tokarski²

¹Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska Akademii Górniczo-Hutniczej ²Instytut Nauk Geologicznych PAN

Opisywane stanowiska znajdują się w strefie kontaktu dwóch regionalnych jednostek niższego rzędu w obrębie płaszczowiny śląskiej. Tektoniczny kontakt tych jednostek można śledzić na przestrzeni kilkudziesięciu kilometrów, a w omawianym miejscu ma charakter nasunięcia wstecznego. Wspomniane jednostki to centralne synklinorium karpackie, które jest nasunięte wstecznie (od NE) na strefę przeddukielską. Regionalny przebieg struktur fałdowych i podłużnych dyslokacji wykazuje trend NW-SE. Prezentowany zapis deformacji w postaci wstęg deformacyjnych jest zróżnicowany i ograniczony do grubo-ławicowych piaskowców. Pochodzi z trzech stanowisk (A, B, C) o różnej pozycji stratygraficznej i strukturalnej (Fig. 6).

WSTĘGI DEFORMACYJNE

Wstęgi deformacyjne to mikrostruktury tektoniczne niejednokrotnie o charakterze "mikro-uskoków" bez wykształconej powierzchni oddzielności. Ta cecha odróżnia je od uskoków i jednocześnie pozwala na zbadanie ich mikrostruktury. Charakter tej mikrostruktury zależny jest od mechanizmu powstawania wstęg oraz kinematyki ruchu i pozostaje w ścisłej relacji z warunkami pogrzebania i reżimem tektonicznym (Fig. 7A, B). Opisane wyżej własności wstęg czynią je niezwykle atrakcyjnym narzędziem w geologii strukturalnej. Wstęgi deformacyjne najczęściej występują seryjnie, w licznych skupieniach, około kilkudziesięciu struktur na metr profilu (Fig. 8A). Powoduje to, że znajomość ich orientacji i mikrostruktury jest również istotna z punktu widzenia geologii naftowej, gdyż w zależności od rodzaju mikrostruktury w różny sposób mogą one wpływać na właściwości filtracyjne modyfikując przestrzeń porową I potencjalne drogi migracji płynów (np. Ballas i in., 2015).

Karpackie wstęgi deformacyjne najczęściej nie przekraczają 0,5 mm miąższości oraz akomodują przemieszczenie do kilku mm (Strzelecki i in., 2018b). Mikrotektoniczny obraz wstęg komplikuje słabe wysortowanie oraz zróżnicowany skład mineralogiczny skał goszczących wstęgi (Fig. 8B). Ze względu na wymienione cechy istnieje potrzeba wykorzystywania nowoczesnych technik badawczych w celu ich rozpoznania np. mikrotomografii komputerowej (Fig. 8C). Do tej pory wstęgi deformacyjne w Karpatach zauważane i opisywane były tylko w płaszczowinach magurskiej i śląskiej (por. Aleksandrowski, 1980; Świerczewska & Tokarski, 1998; Haczewski i in., 2007).



Fig. 6. Lokalizacja odsłonięć na mapach, przekroju i profilu litostratygraficznym

A – Lokalizacja odsłonięć na zdjęciu satelitarnym (Google Earth, 2019); B – Mapa i przekrój geologiczny oraz przybliżona pozycja stratygraficzna omawianych stanowisk (A, B, C) w profilu litostratygraficznym. Mapa, przekrój oraz profil zmody-fikowane na podstawie Kuśmierka (1979) oraz Jankowskiego & Ślączki (2014)



Fig. 7. Uproszczone klasyfikacje wstęg deformacyjnych

A – klasyfikacja wstęg w oparciu o ich kinematykę (zmodyfikowane za Fossen i in., 2017); B – klasyfikacja wstęg w oparciu o mechanizm ich powstawania (zmodyfikowane za Fossen i in., 2007)

POZYCJA TEKTONICZNA WSTĘG DEFORMACYJNYCH W DOLINIE SOLINKI

Wstęgi deformacyjne widoczne są w trzech stanowiskach w strefie nasunięcia wstecznego: w skrzydle spągowym (A) i w skrzydle stropowym (B) w dolinie Solinki oraz w skrzydle odwróconym przewalonego fałdu w nieczynnym kamieniołomie na zachodnim stoku doliny Solinki (C) (Fig. 6). Wykazują one odmienny charakter, a główne róż-



Fig. 8. Obraz wstęg deformacyjnych

A – Fotografia wstęg deformacyjnych w odsłonięciu (Solinka);
 B – Przykład wstęgi deformacyjnej z płaszczowiny śląskiej w obrazie mikroskopowym 1N;
 C – Przykład wstęgi deformacyjnej z Gruszowca (płaszczowina magurska) w 3D obrazie mikro-tomograficznym przestrzeni porowej (Strzelecki i in., 2018a; Strzelecki, 2019)

nice zostały przedstawione w Tabeli 1. Warstwy we wszystkich stanowiskach, w których występują wstęgi, zapadają pod kątem ok. 30° ku NE.

Architektura wstęg deformacyjnych w relacji do upadu warstw w stanowiskach A i C sugeruje, iż są to wczesne struktury tektoniczne, powstałe jeszcze przed wychyleniem warstw. Natomiast w stanowisku B architektura i kinematyka wstęg wskazuje na deformację przy obecnym położeniu warstw, jednakże pierwotne tworzenie się tychże wstęg mogło mieć już miejsce na etapie sprzed wychylenia warstw w postaci wstęg kompakcyjnych (Fig 7A). W przypadku założenia takiego scenariusza zdarzeń sugerowałoby to deformację progresywną związana ze skracaniem tektonicznym w strefie nasuniecia. Bez względu na przebieg deformacji, wstęgi w stanowisku B powstały w reżimie kontrakcyjnym w przeciwieństwie do wstęg ze stanowisk A i C, które wskazują na reżim ekstensyjny podczas ich powstania. Podobna rozciągłość wstęg we wszystkich stanowiskach oraz bliskość występowania sugerują, że wstęgi mogą być związane z jedną fazą deformacji. Zróżnicowany reżim tektoniczny może być zatem efektem lokalnych(?) wariacji pola naprężeń związanych z nasuwaniem wstecznym, np. ekstensją związaną z lokalnym wyniesieniem warstw najmłodszych (stanowisko C). Odmienny mechanizm powstawania wstęg jest najprawdopodobniej związany ze zróżnicowaną wielkością nadkładu. Mikrostrukturalne właściwości opisywanych wstęg niekorzystnie wpływają na zdolności do przepuszczania płynów w obrębie warstw, w których występują, a ich wczesna geneza sugeruje, że działały one jako bariery już od wczesnego etapu rozwoju strukturalnego (por. Fig. 8C).

Prezentowane wyniki badań były finansowane z prac statutowych AGH nr 16.16.140.315.

Tab. 1. Wstęgi deformacyjne i ich charakterystyka w omawianych odsłonięciach

Charaktery-	Stanowisko		
styka	A	В	С
pozycja strukturalna	skrzydło spągowe nasunięcia	skrzydło stropowe nasunięcia	odwrócone skrzydło przewalonego fałdu
położenie warstw	normalne	normalne	odwrócone
litostratygrafia	warstwy przejściowe	warstwy krośnieńskie dolne – ogniwo dolne	warstwy krośnieńskie dolne – ogniwo górne
wiek skał	ok. 28 Ma		ok. 23 Ma
relacja wstęg w stosunku do powierzchni warstw	60°	60–90°	60°
rozciągłość wstęg	WNW-ESE	WNW-ESE	WNW-ESE
względny czas deformacji	przedfałdowa	przedfał- dowa(?)/ progresywna	przedfałdowa
reżim	ekstensyjny	kontrakcyjny	ekstensyjny
kinematyka wstęg	przesuwczo- -dylatacyjna	przesuwczo- -kompakcyjna	przesuwczo- -dylatacyjna
mechanizm powstawania wstęg	cementacja	słaba kataklaza	dezagregacja

KAMIENIOŁOM "KRYWE" – PROBLEMATYKA OSUWISK STRUKTURALNYCH W PAŚMIE OTRYTU Prowadzący: Jacek Rubinkiewicz¹, Rafał Sikora¹ & Aleksander Biel¹

¹Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy, Centrum Geozagrożeń

Pasmo Otrytu rozciąga się na długości około 18 km, a jego szerokość dochodzi do 4 km (Fig. 9). Charakterystyczna dla omawianego pasma asymetryczność stoków powoduje, że wyróżnia się ono w morfologii regionu bieszczadzkiego. Północne stoki pasma są stromsze i krótsze od stoków południowych, co wynika z budowy geologicznej podłoża skalnego. Układ warstw podłoża w paśmie Otrytu jest monoklinalny. Stok południowo-zachodni pasma jest konsekwentmy do orientacji warstw, a stok północnowschodni do niej obsekwentny (Fig. 9).

ZARYS GEOLOGII REJONU BADAŃ I STRUKTURY PASMA OTRYTU

Rejon badań znajduje się obrębie płaszczowiny śląskiej, w obszarze zbudowanym z paleogeńsko – neogeńskich (oligocen – dolny miocen) klastycznych utworów warstw krośnieńskich dolnych (Malata i in., 2017). W podłożu skalnym opisywanego obszaru zaznacza się nasunięcie (tzw. nasunięcie otryckie), w kierunku północno-wschodnim, skał oligoceńskich na utwory oligoceńsko-dolnomioceńskie (Fig. 9). Nasunięcie to przebiega w kierunku WNW--ESE wzdłuż północnej granicy pasma Otrytu. Oligoceńska sukcesja warstw krośnieńskich dolnych jest na tym obszarze trójdzielna i składa się z warstw podotryckich (inaczej zwanych ogniwem z Zatwarnicy), otryckich i nadotryckich. Główny trzon pasma Otrytu stanowią utwory ogniwa środkowego, czyli piaskowce gruboławicowe – tzw. piaskowce z Otrytu (Sikora, 1959). Ku południowi przechodzą one w łupki oraz piaskowce cienkoławicowe i gruboławicowe warstw nadotryckich.

Orientację warstw (azymuty upadu 195-220° przy upadach około 20-30°) w obrębie pasma Otrytu wyznaczono na podstawie analizy wysokorodzielczego numerycznego modelu terenu (NMT) i badań terenowych. Opracowane



Fig. 9. Lokalizacja osuwisk strukturalnych w Paśmie Otrytu i zasięg występowania piaskowców z Otrytu na tle NMT pozyskanego z projektu ISOK

diagramy ukazują jednorodny zbiór danych i bardzo małą zmienność orientacji warstw (Fig. 10). Zauważyć można jedynie tendencję do stopniowego zwiększania upadów warstw w kierunku południowym ku dolinie Sanu (Fig. 11). Jest ona subsekwentna względem orientacji warstw podłoża, bowiem została wypreparowana w stromo ustawionych wychodniach warstw nadotryckich, które składają się w przewadze z utworów łupkowo-piaskowcowych.

Ze Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski (Malata i in., 2017) wynika, że w obszarze pasma Otrytu występuje niewielka ilość uskoków. Zaznaczono je głównie w jego południowo-wschodniej części. Uskoki w tym rejonie przebiegają w kierunkach N-S i NE-SW, a więc skośne lub poprzeczne do nasunięcia otryckiego i osi regionalnych struktur fałdowych.

OSUWISKA W PAŚMIE OTRYTU

Badania morfologiczne stoków pasma Otrytu wykazały, że osuwiska wykształciły się jedynie na jego południowych stokach (Fig. 9). Do tej pory rozpoznano tu około 100 osuwisk o sumarycznej powierzchni ok. 8 km², a 26 z nich przekracza powierzchnię 10 ha. Dalsze analizy wykazały, że typowe dla tego obszaru są osuwiska strukturalne. W większości są to konsekwente w stosunku do orientacji warstw podłoża osuwiska translacyjne, których powierzchnie poślizgu rozwinęły się najczęściej wzdłuż powierzchni uławicenia.

KAMIENIOŁOM "KRYWE" (POMNIK PRZYRODY NIEOŻYWIONEJ "ŚCIANA SKALNA W KRYWEM") – OSUWISKA I ICH ZWIĄZEK ZE STRUKTURĄ PODŁOŻA

Powyższe wnioski wynikają z badań strukturalnych przeprowadzonych m. in. w nieczynnym kamieniołomie "Krywe" w Sękowcu, zlokalizowanym na południowych stokach pasma Otrytu. W ścianach kamieniołomu (uznanych za pomnik przyrody nieożywionej) widoczny jest profil środkowego ogniwa warstw krośnieńskich, czyli tzw. piaskowców z Otrytu (Fig. 12) (Sikora, 1959). Piaskowce te są gruboławicowe (miąższości ławic osiągają kilka metrów) i przeławicone wkładkami marglistych łupków sza-



Fig. 10. Diagram punktowy i łuków płaszczyzn orientacji warstw w paśmie Otrytu uzyskany z analizy przebiegu linii ławic piaskowcowych intersekcyjnych widocznych na NMT

rych o miąższości do kilkunastu centymetrów, a miejscami kilkumetrowymi pakietami fliszu drobnorytmicznego.

W prezentowanej odkrywce zaobserwować można 2 osuwiska. W górnej części wschodniej ściany kamieniołomu (Fig. 12) jest widoczny fragment przekroju przez jęzor dużego osuwiska strukturalnego. Profil skalny w omawianej ścianie nie wykazuje większych zaburzeń. W celu szczegółowego rozpoznania przedstawianego osuwiska konieczne okazało się wsparcie prac terenowych analzą NMT. Jest to osuwisko translacyjne o ruchu konsekwentnym w stosunku do ułożenia skał podłoża, które zajmuje powierzchnię 21,19 ha (Fig. 13). Osuwisko to nie posiada typowej skarpy głównej. Koluwium składa się przede wszystkim z osuniętych pojedynczych ławic piaskowcowych lub ich pakietów, które na jęzorze uległy często dezintegracji, tworząc blokowiska. W środkowej części widocznych jest kilka wałów koluwialnych, a w dolnej charakterystyczne jest spiętrzone koluwium na jęzorze osuwiska, które na południowy-wschód od kamieniołomu jest podcięte przez drogę. Czoło osuwiska dochodzi bezpośrednio do koryta Sanu. Ze względu na znaczą wysokość



Fig. 11. Schematyczny przekrój geologiczny przez środkową część pasma Otrytu



Fig. 12. Widok na wschodnią ścianę kamieniołomu z klasycznym profilem piaskowców z Otrytu

ściany, bliższe zapoznanie się z profilem geologicznym jest niestety niemożliwe.

Przeprowadzenie obserwacji geologicznych jest możliwe w północnej części kamieniołomu. Na uwagę zasługuje skarpa główna i skarpy boczne znajdującego się tam małego aktywnego osuwiska, które powstało w skutek naruszenia stabilności stoku doprowadzając do niwelacji stromych ścian kamieniołomu z okresu prowadzenia prac eksploatacyjnych, które prowadzone były do końca lat 80. Ma ono ma cechy osuwiska mieszanego (zsuwu i obrywu), a materiał koluwialny stanowią chaotycznie ułożone w koluwium bloki skalne o różnych rozmiarach.



Fig. 13. Numeryczny model terenu (z danych LiDAR) dla obszaru badań **A** – Zasięgi prezentowanych osuwisk i jego form z interpretacją przebiegu zespołów ciosu L, D₁ i D₂; **B** – Widok 3D na kamieniołom i osuwisko od strony południowo-zachodniej

Z obserwacji profilu skarp osuwisk w wyrobisku wynika, że główne powierzchnie poślizgu powstały w obrębie wkładek szarych łupków marglistych lub też w pakietach fliszu drobnorytmicznego, spotykanego pomiędzy piaskowcami gruboławicowymi. Powyżej głównej powierzchni poślizgu występują często drugorzędne powierzchnie poślizgu, również zlokalizowane na powierzchniach uławicenia. Niekiedy powierzchnie zsuwu przebiegają skośnie do uławicenia po powierzchniach starszych nasunięć.

W kilku odsłonięciach, w tym również w kamieniołomie, pomierzono orientację płaszczyzn spękań ciosowych (Fig. 14). W wyniku interpretacji sieci ciosu stwierdzono występowanie typowych dla fliszu zespołów spękań podłużnych L, poprzecznych T oraz systemu skośnego D_1 i D_2 . Z kolei bardzo wiele skarp głównych i bocznych osuwisk ma przebieg prostolinijny. Orientacja tych skarp oraz rozciągłość wałów koluwialnych doskonale dowiązuje się do biegów płaszczyzn zinterpretowanych zespołów ciosu (Fig. 13). Jest to charakterystyczne dla osuwisk strukturalnych występujących w paśmie Otrytu.

W ścianach prezentowanej odkrywki zaobserwować można również liczne uskoki o kierunkach NW-SE i NNE--SSW o niewielkich amplitudach przemieszczeń (Fig. 15). Analiza spękań ciosowych w ścianach kamieniołomu wykazała, że uskoki te są z reguły równoległe do zespołów L i T, a więc równoległych i prostopadłych do osi regionalnych struktur fałdowych. Uskoki te mimo niekartowalnych amplitud przemieszczeń wskazują na obecność w podłożu ukrytych stref zniszczenia (Sikora, 2017, 2018), które mogą warunkować rozpad masywu skalnego i rozwój osuwisk.

Powszechna aktywność osuwisk w rejonie badań powoduje szkody w infrastrukturze drogowej. Szczególnie narażona na uszkodzenia jest droga powiatowa z Dwerniczka do Zatwarnicy, a w wielu miejscach ciągła aktyw-



Fig. 14. Diagramy łukowe i rozetowe orientacji płaszczyzn spękań ciosowych w wybranych odsłonięciach w paśmie Otrytu

ność osuwisk uniemożliwia przeprowadzenie jej remontu. Zaprezentowane wyniki badań strukturalnych ukazują ich potencjał dla właściwego rozpoznania przyczyn rozwoju osuwisk w paśmie Otrytu. Ich rezultaty mogą w przyszłości pomóc w poprawnym zaprojektowaniu zabezpieczeń przed negatywnym oddziaływaniem ruchów masowych ziemi lub określić realne zagrożenie z ich strony.

Wyniki badań opracowano w ramach projektu SOPO, a ich prezentacja w ramach 87 Zjazdu Naukowego PTG ze środków promocyjnych PIG-PIB (pkt. pl. 22.9610.1801.00.1) - tematów finansowanych ze środków NFOŚiGW.



Fig. 15. Fotografie ścian w północnej części kamieniołomu z zaznaczonymi strukturami tektonicznymi **A** – Północno-zachodnia skarpa osuwiska, **B** – Północno-wschodnia skarpa osuwiska

PROPOZYCJA UTWORZENIA GEOPARKU W BIESZCZADACH WYSOKICH Prowadzący: Grzegorz Haczewski¹

¹Uniwersytet Pedagogiczny, Kraków

Bieszczady Wysokie mają znaczny a niedoceniony potencjał geoturystyczny. Geoturystyka jest jednak trudna do pogodzenia z zasadami ścisłej ochrony, jaka obowiązuje na terenie Bieszczadzkiego Parku Narodowego (BdPN). Pogodzenie potrzeb geoturystyki i ochrony przyrody mogłoby zapewnić utworzenie geoparku w otulinie BdPN, na terenie parków krajobrazowych Ciśniańsko-Wetlińskiego i Doliny Sanu.

Potencjał geoturystyczny Bieszczadów wynika z ich szczególnego położenia i szczególnej historii rozwoju rzeźby i działalności człowieka. Szczególna pozycja geologiczna to ich położenie na granicy dwu jednostek tektoniczno-facjalnych: dukielskiej i śląskiej. Młode ruchy wypiętrzające przyczyniły się do powstania urozmaiconych form rzeźby na zróżnicowanym podłożu skalnym. Krajobraz proponowanego geoparku uległ niewielkim przekształceniom w wyniku gospodarki, jaką tu prowadzono do połowy 20. wieku. Na terenie potencjalnego geoparku występują skały całej kredy i paleogenu po najniższy miocen. Oprócz skał osadowych fliszu karpackiego spotkać tu można egzotyczne skały osadowe i metamorficzne w postaci egzotyków we fliszu. Występuje tu bogactwo form sedymentacyjnych i tektonicznych dostępnych do obserwacji w doskonałych odsłonięciach: turbidyty z bogactwem hieroglifów, warstwy osuwisk podmorskich, żyły piaskowcowe, konkrecje cementacyjne, wirowce, diamenty marmaroskie, makroskamieniałości, uskoki, nasunięcia, spękania ciosowe, budiny, systemy żył mineralnych, vein structures, naturalne wypływy ropy i gazu ziemnego. Bogaty jest zestaw form rzeźby: grzędy i ściany skalne, osuwiska, jaskinie szczelinowe, formy sufozyjne, kopalne jeziora osuwiskowe, torfowiska, przekroje warstw z zapisem historii osadnictwa, wodospady, berda, kotły wirowe. Występują tu też ślady dawnego górnictwa naftowego i dające się odczytać w krajobrazie ślady dawnej zabudowy, dróg, systemów pól, ruiny mostów, resztki jazów i innych działań hydrotechnicznych. Na dawnych cmentarzach obejrzeć można nagrobki z miejscowego materiału skalnego

Utworzenie geoparku tożsamego terytorialnie z istniejącymi dwoma parkami krajobrazowymi ułatwi rozwiązanie kwestii organizacyjno-administracyjnych. Obsłudze geoturystów sprzyja bogata baza turystyczna, jak i wysoki poziom wykształcenia mieszkańców, ważny w perspektywie szkolenia przewodników geoturystyki. Koncepcja utworzenia geoparku Bieszczadów Wysokich została szerzej przedstawiona przez Haczewskiego (2016), a walory geoturystyczne Bieszczadów Wysokich przez Haczewskiego i in. (2007).

LITERATURA

- ALEKSANDROWSKI P., 1980 Step-like tectonic lineation in the Magura flysch (Western Outer Carpathians). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 50: 329-339.
- Ballas G., Fossen H., Soliva R., 2015 Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology*, 76: 1–21. https://doi.org/10.1016/j. jsg.2015.03.013
- FOSSEN H., SOLIVA R., BALLAS G., TRZASKOS B., CAVALCAN-TE C., SCHULTZ R.A., 2017 – A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. *Geological Society Special Publications*, 459.4. https://doi.org/10.1144/SP459.4
- FOSSEN H., SCHULTZ R.A., SHIPTON Z.K., MAIR K., 2007
 Deformation bands in sandstone: a review. *Journal* of the Geological Society, 164: 755–769. https://doi.org/10.1144/0016-76492006-036
- GĄGAŁA Ł., VÉRGES J., SAURA E., MALATA T., RINGEBACH J.-C., WERNER P., KRZYWIEC P., 2012 Architecture and orogenic evolution of the northeastern Outer Carpathians from cross-section balancing and forward modeling. *Tectonophysics*, 532: 223-241.
- GOOGLE EARTH, V 7.3.2.5776. (Kwiecień 15, 2009) Dołżyca koło Cisnej 49°13'33"N 22°21'35"E, Digital-Globe, 2019. http://www.earth.google.com, [dostęp: 2 czerwiec 2019].
- GOOGLE MAPS, 2019 https://www.google.com/maps/ place/36-204+Witry%C5%82%C3%B3w/@49.6593077 ,22.2122966,13.61z/data=!4m5!3m4!1s0x473c6fa17bc714eb:0x319390547523f178!8m2!3d49.6592712! 4d22.2354823?hl=pl, [dostęp: 23 maj 2019].
- HACZEWSKI G., 2016 Ochrona zasobów przyrodniczych
 środowisko abiotyczne. In: *Bojkowszczyzna zachodnia wczoraj, dziś i jutro* (ed. J. Wolski): 537-556. Instytut
 Geografii i Przestrzennego Zagospodarowania PAN, Monografie 17.
- HACZEWSKI G., KUKULAK J., BĄK K., 2007 Budowa geologiczna i rzeźba Bieszczadzkiego Parku Narodowego. Akademia Pedagogiczna w Krakowie, Prace Monograficzne, 486.
- HACZEWSKI G., TOKARSKI A.K., 1986 Sandstone intrusion into folded cherts in Oligocene flysch of the Car-

pathians. IAS 7th Regional Meeting on Sedimentology (Kraków, May 23-25, 1986), *Abstracts*: 76.

- JANKOWSKI L., ŚLĄCZKA A., 2014 Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski 1:50 000, Arkusz Jabłonki (1065). Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.
- KAMIŃSKI M., PIOTROWSKA K., 2009 Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1024 – Dynów.
 Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- KUŚMIEREK J., 1979 Deformacje grawitacyjne, nasunięcia wsteczne a budowa wgłębna i perspektywy naftowe przedpola jednostki dukielskiej w Bieszczadach. *Prace Geologiczne*, 68.
- KSIĄŻKIEWICZ M., 1977 Tectonics of the Carpathians. In: W. Pożaryski (ed.), *Geology of Poland, 4, Tectonics*. Wyd. Geol.: 476–604.
- MALATA T., RĄCZKOWSKI W., 1995 Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1042 – Tyrawa Wołoska (M-34-93-B). Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- MALATA T., ZIMNAL Z., 2013 Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1041 – Sanok (M-34-93--A). Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- MALATA T., JANKOWSKI L., ŻYTKO K., 2017 *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50 000, Arkusz 1066 – Lutowiska (M-34-106-A).* Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
- RADZIK N., ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 2018 Early tectonics of the Outer Carpathian accretionary prism: a case study from the Magura Nappe. *Geology, Geophysics and Environment*, 44: 189–190.
- RADZIK N., TOKARSKI A.K., ŚWIERCZEWSKA A., 2019 Progressive deformation of Menilite Beds; a case study from the Skole Nappe, Outer Carpathians (Poland).
 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, CETEG 2019, Rozdrojovice, 24–27 April, *Abstract volume*: 64.
- RAUCH M., 2009 Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski 1:50000, Arkusz 1025 – Bircza. Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy, Oddział Karpacki, Kraków.
- SIKORA W., 1959 Uwagi o stratygrafii i paleogeografii warstw krośnieńskich na przedpolu Otrytu między Szewczenkiem a Polaną. *Kwartalnik Geol*ogiczny, 3: 569–582.
- SIKORA R., 2017 Landslides and its relation with faults and hidden fractures zones – results from the LiDARbased DEM and structural analysis (Silesian Beskid,

Outer Carpathians). [*In*:] E. Alonso, N. Pinyol (eds.), *Proceedings of the First JTC1 Workshop on Advances in Landslide Understanding*, 24–26 May 2017, Barcelona, International Center for Numerical Methods in Engineering (CIMNE), Barcelona, 126–129, [on-line:] http:// congress.cimne.com/jtc1/frontal/doc/Ebook.pdf

- SIKORA R., 2018 Structural control on the initiation and development of the Biała Wisełka Landslide Complex (Silesian Beskid, Outer Carpathians, Southern Poland). *Geology, Geophysics & Environment*, 44 (1): 31-48. https://doi:10.7494/geol.2018.44.1.31
- STRZELECKI P., 2019 Visualization of pore space in a sandstone, YouTube, https://www.youtube.com/ watch?v=meaDNESHDI0, [dostęp: 2 czerwiec 2019].
- STRZELECKI P.J., RADZIK N., TARASIUK J., WROŃSKI S., 2018a
 Spatial orientation and shape of pores in a sandstone:
 A case study from the Outer Carpathians based on X-ray computed microtomography. *International Multi-disciplinary Scientific GeoConference Surveying Geology and Mining Ecology Management, SGEM*, 18(1.4): 795-802. https://doi:10.5593/sgem2018/1.4/S06.104
- STRZELECKI P.J., ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 2018b – Structural evolution of the eastern part of the Silesian Nappe recorded in deformation bands, Polish segment of the Outer Carpathians. CETEG 2018, Central European Tectonic Groups, 16th Meeting, Rytro, Poland, 18–21 April 2018 Abstracts, *Geology, Geophysics & Environment*,44: 196.
- STRZELECKI P.J., ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 2019
 Do deformation bands record the early onset of backthrusting? Insights from the inner part of the Silesian Nappe (Outer Western Carpathians, Poland). 17th Meeting of the Central European Tectonic Groups, CE-TEG 2019, Rozdrojovice, 24–27 April, *Abstract volume*: 79-80.
- ŚWIERCZEWSKA A., TOKARSKI A.K., 1998 Deformation bands and the history of folding in the Magura Nappe, Western Outer Carpathians (Poland). *Tectonophysics*, 297: 73-90.
- WÓJCIK A., JUGOWIEC, M. 1998 The youngest members of the folded Miocene in the Andrychów region (Southern Poland). *Przegląd Geologiczny*, 46: 763-770.
- ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMCOK J., MENCIK E., STRANIK Z., 1988 – Map of the tectonic elements of the Western Outer Carpathians andtheir foreland 1:500 000. In: D. Poprawa, J. Nemčok (eds), 1989. *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.



ISBN: 978-83-66305-88-5