

Wpływ więźby skały na mechanizm deformacji: studium przypadku wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich (Bieszczady)

Piotr Jan Strzelecki¹, Anna Świerczewska²



P.J. Strzelecki



A. Świerczewska

The impact of rock fabric on deformation: a case study of deformation bands in the Otryt sandstone (Bieszczady Mountains, SE Poland). *Prz. Geol.*, 71: 231–234; doi: 10.7306/2023.20

Abstract. Compaction is one of the fundamental modes of strain localization. Pure compaction bands are deformation structures that develop in granular rocks. The Otryt sandstone, a flysch sandstone, hosts naturally formed pure compaction bands that originated due to tectonic shortening. The pure compaction bands formed when the host rock was poorly indurated. The deformation bands are of the disaggregation or cataclastic type, with cataclasis occurring more frequently in coarser-grained sandstones. Additionally, in laminated fine-grained sandstones, disaggregation takes the form of micro-folding. Textural features of the host rock appear to control the microstructural type of pure compaction band.

Keywords: texture, grain, strain, diagenesis, Outer Carpathians

Wstęgi deformacyjne powstają w skałach ziarnistych i mają postać wąskich, tabularnych stref, w obrębie których doszło do odkształcenia skały (Aydin, 1978). Na podstawie wyników badań cech mikrostrukturalnych wstęg deformacyjnych możemy lepiej zrozumieć mechanizmy prowadzące do ich powstawania oraz ich właściwości. Wyniki analiz wstęg deformacyjnych znajdują zastosowanie w różnych obszarach nauk o Ziemi. Obecnie można wyróżnić cztery główne nurty związane z badaniem wstęg deformacyjnych, zarówno tych występujących naturalnie, jak i wytworzonych w drodze eksperymentów i numerycznych symulacji. Są to:

1) identyfikacja i charakterystyka uskoków – wstęgi deformacyjne mogą występować w strefach zniszczeń przy uskockach i dostarczać informacji na temat ich architektury i charakterystyki. Mikrostruktura wstęg może natomiast świadczyć o aktywności uskoku (np. Brandes i in., 2022);

2) właściwości zbiornikowe i przepływ płynów – wstęgi deformacyjne często są obecne w skałach zbiornikowych. Mogą odgrywać istotną rolę w migracji płynów przez skały. Rola wstęg jest uzależniona od jej cech mikrostrukturalnych (np. Ballas i in., 2015);

3) rekonstrukcje regionalnej historii geologicznej – wstęgi deformacyjne mogą być używane do rekonstrukcji tektonicznych oraz diagenetycznych, w tym odtwarzania warunków deformacji. Poprzez badanie mikrostruktury można np. wnioskować o stopniu utwardzenia osadu czy głębokości pogrzebienia (np. Beke i in., 2021);

4) właściwości mechaniczne skał i warunki deformacji – mogą one dostarczać informacji na temat mechanicznego zachowywania się skał w różnych warunkach naprężeń, w tym o sposobie, w jakim skały odkształcają się oraz o tym, jak ich skład oraz cechy teksturalne i strukturalne wpływają na lokalizację i przebieg deformacji (np. Beke i in., 2019).

W artykule skoncentrowano się na ostatnim zagadnieniu, analizując wstęgi deformacyjne rozwinięte w pias-

kowcach otryckich płaszczowiny śląskiej w Karpatach zewnętrznych (Strzelecki, Świerczewska, 2023).

Ze względu na mikrostrukturę wstęgi deformacyjne dzieli się na dwa główne typy: wstęgi dezagregacyjne i kataklastyczne. Wstęgi dezagregacyjne powstają zazwyczaj w słabo skonsolidowanych osadach w procesie przepływu ziarnowego, który obejmuje translacje, rotacje i ślizganie się ziaren. Wstęgi kataklastyczne powstają poprzez kataklazę, która prowadzi do zmniejszenia wielkości ziaren wskutek ich pęknięcia i kruszenia. Na podstawie kinematyki, która jest powiązana z kierunkiem i wielkością naprężeń działających na skałę, wyróżnia się wstęgi kompakcyjne, ścinające i dylatacyjne, a także ich hybrydy (Fossen i in., 2007). Wstęgi kompakcyjne lokalizują przede wszystkim nieelastyczne odkształcenia kompresyjne. Tworzą się prostopadle do głównego kierunku skracania. Zwykle mają grubość 1–10 mm i długość 1–10 m (Fossen i in., 2011).

Celem niniejszej pracy jest zaprezentowanie wpływu więźby skały na mechanizm deformacji na podstawie zapisu mikrostrukturalnego kompakcyjnych wstęg deformacyjnych w piaskowcach otryckich.

OBIEKT BADAŃ

Badaniami objęto wstęgi deformacyjne w piaskowcach otryckich, które są jednym z najmłodszych osadów płaszczowiny śląskiej w południowowschodniej Polsce. Pod względem petrograficznym piaskowce otryckie reprezentują waki lub arenity o teksturze od bardzo drobno- do bardzo gruboziarnistej z domieszką frakcji żwirowej. Składają się z ziaren słabo wysortowanych i słabo zaokrąglonych. W składzie petrograficznym tych piaskowców znajduje się kwarc (33–52%), skalenie (8–16%), łyszczyki (1–12%), klasty lityczne (6–34%), klasty węglanowe (0–8%), intraklasty (0–8%) i spoiwo (9–34%). Do klastów litycznych należą mikrogranity, granitognejsy, gnejsy, łupki mikowe, fyllity i piaskowce. Przestrzenie międzyziarnowe są

¹ AGH Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica w Krakowie, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków; pjstrzel@agh.edu.pl; swiercze@agh.edu.pl; ORCID ID: P.J. Strzelecki – 0000-0003-0102-0719; A. Świerczewska – 0000-0003-3464-6419

wypełnione cementem węglanowym lub spoiwem węglanowo-ilastym typu matriks (Shideler i in., 1975, Leśniak, 2005). Porowatość piaskowców jest przeważnie mniejsza niż 5% (Kuśmierk, Semyrka, 2003).

Wstęgi deformacyjne występują w górnej części profilu litostratygraficznego płaszczowiny śląskiej. Miąższość stratygraficzna osadów nadległych nie przekracza 1 km (Strzelecki, Świerczewska, 2023). Wstęgi te są rozmieszczone strefowo, równoległe do osi regionalnych fałdów. Szczególnie dobrze są widoczne w południowej części płaszczowiny śląskiej, gdzie często odsłaniają się na połoninach bieszczadzkich (ryc. 1A). Wstęgi deformacyjne są prostopadłe do powierzchni warstw niezależnie od kąta ich wychylenia (ryc. 1B). Tworzą pasma, w których ich gęstość może przekroczyć 100 wstęg na metr. Na powierzchni warstw są widoczne w postaci charakterystycznej, równoległej lub lekko anastomozującej lineacji (ryc. 1C).

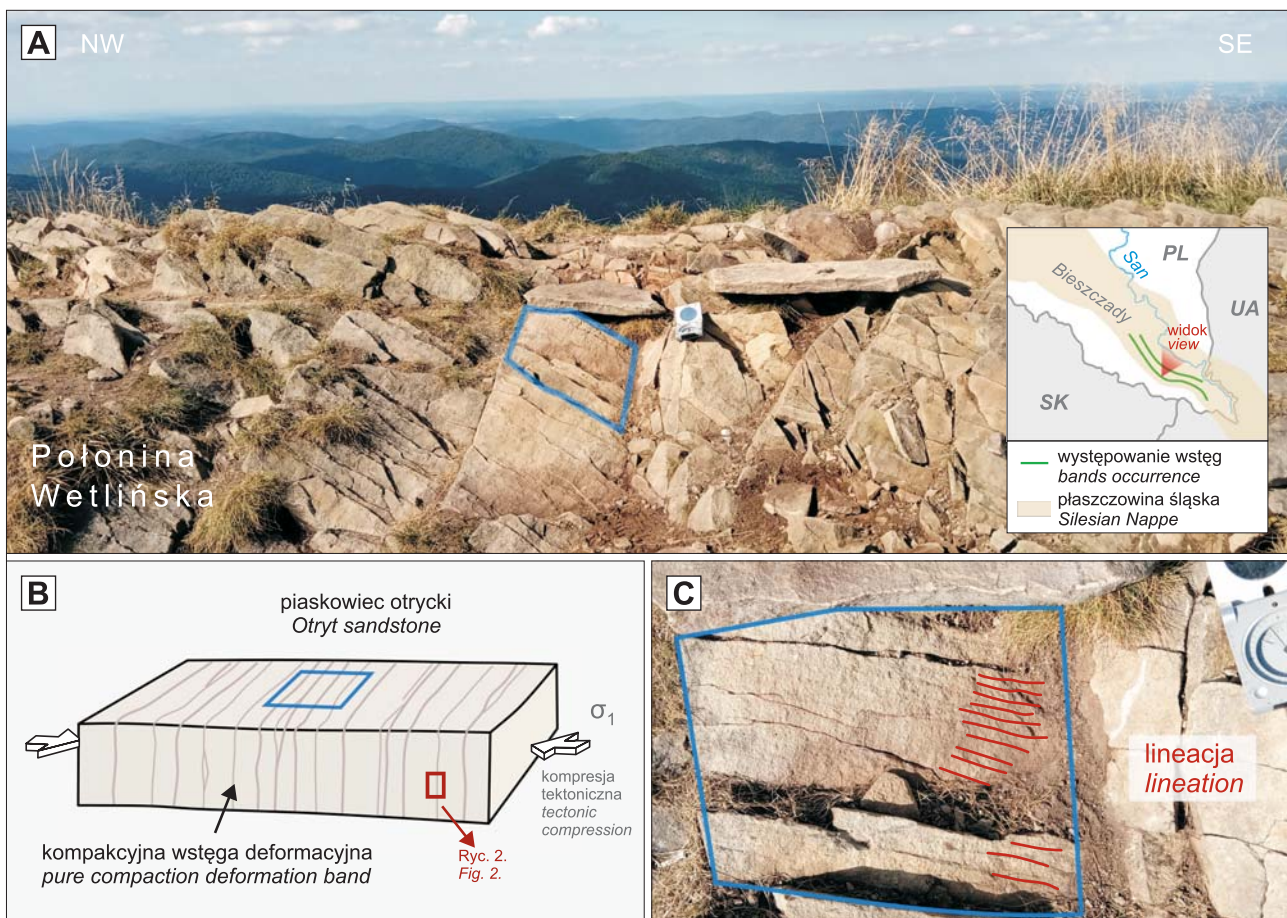
MATERIAŁ I METODY

Przeprowadzono badania mikrostrukturalne piaskowców otryckich, analizując 46 płytek cienkich ze wstęgami deformacyjnymi z różnych części płaszczowiny śląskiej. Analizy i mikrofotografie wykonano w świetle przechodzącym niespolaryzowanym. Za pomocą technik cyfrowej analizy obrazu (por. Strzelecki i in., 2021) obliczono średni promień a i b elips dopasowanych do ziaren jako reprezen-

tatywny rozmiar ziarna oraz nałożono wagowy czynnik równy objętości reprezentatywnej kuli dla każdego z nich (por. Kellerhals i in., 1975). Średnią średnicę ziarna i wysortowanie obliczono z zastosowaniem metod zaproponowanych przez Folka i Warda (1957) i przedstawiono je w skali phi. Wstęgi deformacyjne sklasyfikowano na podstawie obserwowanego mechanizmu deformacji, tj. dezagregacji lub kataklazy.

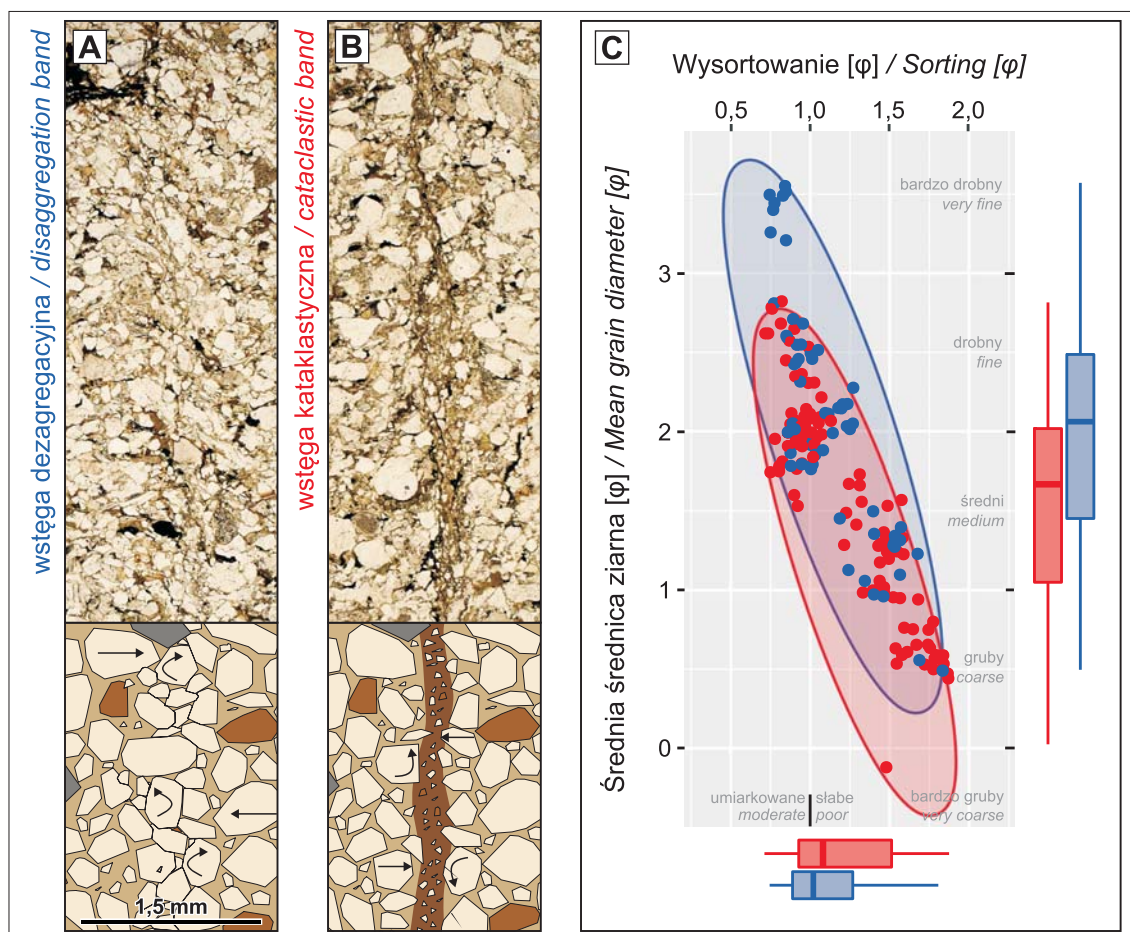
WYNIKI

Wyniki badań mikroskopowych wskazują, że wstęgi deformacyjne występują w arenitach o uziarnieniu od bardzo drobno- do bardzo gruboziarnistego i o umiarkowanym lub słabym wysortowaniu. Najwięcej wstęg rozpoznano w piaskowcach o średniej wielkości ziarna (0,25–0,5 mm). Grubość wstęg jest zazwyczaj mniejsza od 1 mm. W skali mikroskopowej wyróżniono dwa typy deformacji: wstęgi dezagregacyjne oraz kataklastyczne. We wstęgach dezagregacyjnych obserwuje się mikrostrukturę uformowaną przez translację, rotację i poślizg ziaren (ryc. 2A). Procesy te w przeważającej mierze zachodziły chaotycznie, jednakże w skałach o drobniejszym ziarnie oraz laminacji są obserwowane bardziej uporządkowane struktury w formie mikrofałdów. We wstęgach kataklastycznych obserwuje się różny stopień zaawansowania kataklazy: od spękania ziaren po ich całkowite rozdrobnienie (ryc. 2B). Wstęgi kataklastyczne częściej występują w piaskowcach o więk-



Ryc. 1. Kompakcyjne wstęgi deformacyjne: **A** – na Połoninie Wetlińskiej w Bieszczadach; **B** – schemat powstawania; **C** – lineacja utworzona przez wstęgi na powierzchni piaskowca otryckiego. Fot. P. Strzelecki

Fig. 1. Pure compaction bands: **A** – in the outcrop at the Połonina Wetlińska, Bieszczady Mts; **B** – a scheme depicting their formation; **C** – the lineation created by deformation bands on the bedding plane of the Otryt sandstone. Photo by P. Strzelecki



Ryc. 2. Wstęgi deformacyjne: **A** – wstęga dezagregacyjna; **B** – wstęga kataklastyczna; **C** – wykres zależności rodzaju wstęgi od średniej średnicy ziarna i wysortowania piaskowca otryckiego

Fig. 2. Deformation bands: **A** – disaggregation band; **B** – cataclastic band; **C** – graph of the relationship between host rock texture and the type of deformation band in the Otryt sandstone

szym ziarnie (ryc. 2C). W obu typach wstęg podatne składniki ziarnowe uległy deformacjom plastycznym. Nie zaobserwowano zależności typu wstęgi od pozycji w profilu litostratygraficznym.

DYSKUSJA

Powstawaniu wstęg deformacyjnych sprzyjają określone właściwości skały, do których należą: duża porowatość, gruboziarnistość, jednorodny rozkład ziarna, heterogeniczność składu oraz nasycenie wodą (Schultz, 2009; Fossen i in., 2011). Wstęgi dezagregacyjne świadczą o słabym utwardzeniu skały podczas deformacji. Możliwość ruchu ziaren w skałe sugeruje, że nie była ona zementowana, a jej przestrzeń porowa była nasycona wodą. Kompakcyjne wstęgi deformacyjne w piaskowcu otryckim są zatem przykładem deformacji zachodzącej na wczesnym etapie diagenety skały, gdy charakteryzowała się ona dużą porowatością. Obserwacje terenowe wstęg wskazują, że przeważnie powstają one w piaskowcach o frakcji od średnioziarnistej do gruboziarnistej i porowatości w zakresie 20–30% (Rice-Birchall i in., 2021). Sugeruje to, że podczas deformacji porowatość piaskowców otryckich przekraczała 20%. Przepływ ziarnisty łatwiej zachodzi w skałach o lepszym wysortowaniu. Wynika to z faktu, że bardziej jednorodny rozkład wielkości ziaren zmniejsza prawdopodobieństwo blokady przepływu przez większe

ziarna, dlatego też wstęgi dezagregacyjne częściej obserwuje się w piaskowcach o lepszym wysortowaniu.

Wyniki badań eksperymentalnych wskazują, że istnieje zależność pomiędzy występowaniem kataklazy a wielkością ziarna i porowatością skały (Wong i in., 1997). Wraz ze wzrostem wielkości ziarna oraz porowatości maleje naprężenie krytyczne potrzebne do zniszczenia ziaren. Zatem skały o większym ziarnie i dużej porowatości łatwiej ulegają kataklazie, co wyjaśnia większą częstotliwość obserwacji wstęg kataklastycznych w skałach o większej wielkości ziarna. Ponadto zróżnicowany skład petrograficzny piaskowców otryckich również należy do czynników sprzyjających powstawaniu wstęg, gdyż obecność ziaren o zróżnicowanych właściwościach mechanicznych sprawia, że skała łatwiej ulega deformacjom (Robert i in., 2019). Wydaje się zatem, że wstęgi deformacyjne w piaskowcach otryckich wytworzyły się dzięki odpowiedniemu składowi mineralnemu tych skał, a cechy teksturalne wpłynęły na mechanizm deformacji.

WNIOSKI

Kompakcyjne wstęgi deformacyjne w piaskowcu otryckim są przykładem tektonicznego odkształcenia osadu na wczesnym etapie diagenety. Wstęgi powstały, kiedy skała nie była utwardzona, a jej porowatość wynosiła co najmniej 20%. Obserwowane są dwa typy mikrostruktural-

ne wstęp: dezagregacyjne oraz kataklastyczne. Na mechanizm deformacji wpłynęły właściwości teksturalne skały. Wstęgi kataklastyczne powstawały przeważnie w piaskowcach o większym ziarnie i gorszym wysortowaniu, natomiast wstęgi dezagregacyjne w piaskowcach o mniejszym ziarnie i lepszym wysortowaniu.

Autorzy dziękują anonimowemu Recenzentowi za cenne uwagi i komentarze. Badania przeprowadzono w ramach projektu nr 2018/31/N/ST10/02486, finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki.

LITERATURA

- AYDIN A. 1978 – Small Faults Formed as Deformation Bands in Sandstone. *Pure Appl. Geophys.*, 116: 913–930.
- BALLAS G., FOSSEN H., SOLIVA R. 2015 – Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *J. Struct. Geol.*, 76: 1–21.
- BEKE B., FODOR L., MILLAR L., PETRIK A. 2019 – Deformation band formation as a function of progressive burial: Depth calibration and mechanism change in the Pannonian Basin (Hungary). *Mar. Pet. Geol.*, 105: 1–16.
- BEKE B., SZÓCS E., HIPS K., SCHUBERT F., PETRIK A., MILOVSKÝ R., FODOR L. 2021 – Evolution of deformation mechanism and fluid flow in two pre-rift siliciclastic deposits (Pannonian Basin, Hungary). *Glob. Planet. Change*, 199: 103434.
- BRANDES C., TANNER D.C., FOSSEN H., HALISCH M., MÜLLER K. 2022 – Disaggregation bands as an indicator for slow creep activity on blind faults. *Commun. Earth Environ.*, 3: 1–10.
- FOLK R.L., WARD W.C. 1957 – Brazos River bar [Texas]; a study in the significance of grain size parameters. *J. Sediment. Res.*, 27: 3–26.
- FOSSEN H., SCHULTZ R.A., SHIPTON Z.K., MAIR K. 2007 – Deformation bands in sandstone: a review. *J. Geol. Soc. London*, 164: 755–769.
- FOSSEN H., SCHULTZ R.A., TORABI A. 2011 – Conditions and implications for compaction band formation in the Navajo Sandstone, Utah. *J. Struct. Geol.*, 33: 1477–1490.
- KELLERHALS R., SHAW J., ARORA V.K. 1975 – On Grain Size from Thin Sections. *J. Geol.*, 83: 79–96.
- KUŚMIEREK J., SEMYRKA R. 2003 – Zmienność cech zbiornikowych przestrzeni porowo-szczelinowej piaskowców karpaccich i ich kwalifikacja naftowa. *Prz. Geol.*, 51: 732–743.
- LEŚNIAK G. 2005 – Diagenetyka piaskowców wschodniej części jednostki śląskiej a migracja węglowodorów. *Pr. Nauk. Inst. Naft. i Gazu*, 131: 1–70.
- RICE-BIRCHALL E., FAULKNER D., BEDFORD J. 2021 – The effect of grain size and porosity on compaction localisation in high-porosity sandstones. *J. Struct. Geol.*, 164: 104740.
- ROBERT R., SOULOUMIAC P., ROBION P., DAVID C. 2019 – Numerical simulation of deformation band occurrence and the associated stress field during the growth of a fault-propagation fold. *Geosciences* 9: 1–17.
- SCHULTZ R.A. 2009 – Scaling and paleodepth of compaction bands, Nevada and Utah. *J. Geophys. Res.*, 114: B03407.
- SHIDELER G.L., ŚLĄCZKA A., UNRUG R., WENDORFF M. 1975 – Textural and Mineralogical Sorting Relationships in Krosno Formation (Oligocene) Turbidites, Polish Carpathian Mountains. *SEPM J. Sediment. Res.*, 45: 44–56.
- STRZELECKI P.J., ŚWIERCZEWSKA A., KOPCZEWSKA K., FHEED A., TARASIUK J., WROŃSKI S. 2021 – Decoding rocks: an assessment of geomaterial microstructure using X-ray microtomography, image analysis and multivariate statistics. *Materials*, 14 (12): 3266.
- STRZELECKI P., ŚWIERCZEWSKA A. 2023 – Pure compaction bands in the naturally deformed flysch sandstones of the Silesian Nappe (SE Poland): early markers of tectonic shortening. *EGU General Assembly 2023*, EGU23-14083, <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu23-14083>
- WONG T., DAVID C., ZHU W. 1997 – The transition from brittle faulting to cataclastic flow in porous sandstones: Mechanical deformation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 102: 3009–3025.

Praca wpłynęła do redakcji 14.04.2023 r.
Akceptowano do druku 20.04.2023 r.