

WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Marek JAROSIŃSKI

WYNIKI WSTĘPNEJ ANALIZY STRUKTUR TEKTONICZNYCH Z RDZENIA WIERTNICZEGO OTWORU GOCZAŁKOWICE IG 1

ZAKRES I CEL OPRACOWANIA

Na podstawie rdzenia wiertniczego pochodzącego z otworu Goczałkowice IG 1 wykonano makroskopowy opis drobnych struktur tektonicznych. Badania te miały charakter rekonesansowy, gdyż wykonano je tylko na fragmentach rdzenia, z których pobrano próbki paleomagnetyczne, obejmujące fragmenty profili dewonu, kambriu i podłoża prekambryjskiego.

Badania strukturalne na rdzeniach wiertniczych, mimo że są cennym elementem opisu tektoniki danego obszaru, mają istotne ograniczenia. Wykonywane są na małych fragmentach skały, których całkowita objętość w przypadku tego opracowania wynosi ok. 3 m³. Można to porównać do objętości jednego bloku skalnego w kamieniołomie. Zatem dane zebrane w tak małej objętości skały nie muszą być reprezentatywne dla danego obszaru i mogą nie rejestrować intersekcji struktur koniecznych do ich względnego datowania. Ponadto, pionowy otwór nie rejestruje zmienności obocznej struktur, jak również jest niekorzystnie zorientowany w przypadku udokumentowania struktur stromych. Makroskopowe badania strukturalne na rdzeniach wiertniczych dają najlepsze wyniki w skałach obfitujących w struktury penetratywne, których wystąpienie w rdzeniu

wiertniczym jest bardzo prawdopodobne. Struktury takie mają zwykle stabilne wykształcenie na dużym obszarze, co pozwala na ekstrapolację pojedynczych obserwacji na większe bloki tektoniczne, a niekiedy na interpretację sukcesji zdarzeń tektonicznych na podstawie intersekcji zespołów takich struktur.

Podczas interpretacji struktur tektonicznych ważną rolę odgrywa ich orientacja, na podstawie której można analizować kierunki oddziaływania paleonaprężeń. W Polsce do pojedynczych wyjątków należą otwory, w których zastosowano bezpośrednią orientację rdzenia wiertniczego. Z kolei metody pośredniej orientacji rdzenia na podstawie profilowań geofizycznych wymagają zastosowania sond (upadomierzy, skanerów otworowych), które są zorientowane względem stron świata. Takie urządzenia były stosowane w Polsce dopiero po 1990 r. (Jarosiński, 2001), dlatego też rdzenie ze starszych otworów nie były orientowane.

W niniejszym opracowaniu przedstawiono sposób pośredniej orientacji rdzenia bez użycia nowoczesnych sond geofizycznych i podano przykład zastosowania tej metody do analizy struktur tektonicznych.

ORIENTACJA STRUKTUR W RDZENIU WIERTNICZYM

W otworze Goczałkowice IG 1 rdzeń nie był bezpośrednio orientowany ku północy, a także nie wykonano karotaży, które mogłyby ułatwić orientację rdzenia. Struktury tektoniczne starano się zatem orientować przede wszystkim względem kierunku zapadnia warstw. Było to możliwe w przypadku czytelnego upadu strukturalnego, zwłaszcza gdy przekraczał on 10°. Na użytek tego opracowania założono, że wychylone warstwy mułowców, łupków i węglanów pelitycznych, które były deponowane horyzontalnie,

wykazują upad strukturalny, a warstwy piaskowców i węglanów detrytycznych mogą wykazywać również upad sedimentacyjny. W badanym otworze zostało to potwierdzone obserwacją większej zmienności kątów upadu w warstwach bardziej gruboziarnistych. Bez względu na orientację struktur tektonicznych jest możliwa wtedy, gdy kierunek strukturalnego zapadania warstw jest znany. Do ustalenia kierunku zapadania warstw w omawianym otworze wykorzystano wiele wskaźników, takich jak: kierunek

współczesnych naprężeń, inklinację otworu, sejsmikę oraz dane paleomagnetyczne.

Metoda orientacji rdzenia na podstawie kierunku współczesnych naprężeń wymaga rozpoznania charakterystycznych pęknięć technologicznych rdzenia wiertniczego, których orientacja jest uwarunkowana współczesnym kierunkiem największego współczesnego naprężenia poziomego (S_{Hmax}). Są to np. pęknięcia centralne rdzenia (ang. *centerline fractures*), które powstają bezpośrednio pod dnem otworu na skutek ekstensyjnego rozsądzania skały ciśnieniem płuczki (Lorenz, Cooper, 2018). Pęknięcia takie przechodzą zawsze przez oś pionowego otworu i mają charakterystyczny relief pierzasty, wskazujący na propagację pęknięcia z góry w dół. W badanym otworze obserwowano również seryjne pęknięcia przypominające kliważ, które prawdopodobnie powstają analogicznie do pęknięć centralnych. Ich systematyczna orientacja względem innych spękań i świeża powierzchnia, bez znamion mineralizacji i rozpuszczania, wskazuje, że ów „kliważ” jest technologiczny. W tych przypadkach bieg pęknięć centralnych lub seryjnych jest zawsze równoległy do kierunku S_{Hmax} . Innym typem pęknięć technologicznych, o geometrii uwarunkowanej współczesnym naprężeniem, są poprzeczne pęknięcia pionowego rdzenia o charakterystycznych brzegach podniesionych do góry (ang. *core diskings, saddle fractures*; Bankwitz, Bankwitz, 1995; Li, Schmitt, 1998; Jarosiński, 1994, 2001; Lorenz, Cooper, 2018). W ich przypadku kierunek S_{Hmax} jest tożsamy z kierunkiem obniżenia undulacji powierzchni pęknięcia. Dyski takie powstają również pod wpływem ciśnienia płuczki pod otworem, ale w tym przypadku odprężenie w kierunku pionowym jest łatwiejsze niż w kierunku najmniejszego naprężenia poziomego. Ze względu na charakterystyczny kształt i brak utrwalonej terminologii w języku polskim autor rozdziału nadał im nazwę: pęknięcia siodłowe. Wymienione typy pęknięć technologicznych występują dość często w otworze Goczałkowice IG 1, dlatego na ich podstawie można określić kierunki biegu warstw względem S_{Hmax} .

W celu uzyskania bezwzględnego kierunku biegu warstw, należy wyznaczyć kierunek S_{Hmax} , który to z kolei można określić na podstawie technologicznych zniszczeń ściany otworu wiertniczego – zniszczeń kompresyjnych typu *breakouts* (Plumb, Cox, 1987) i/lub pęknięć ekstensyjnych (ang. *drilling-induced tensile fractures*; Brudy, Zoback, 1999). Jednak w badanym otworze nie wykonano karotaży, na podstawie których można by stwierdzić występowanie takich struktur. Dlatego dla wyznaczenia kierunku S_{Hmax} posłużono się wynikami analizy *breakouts* dla sąsiednich otworów. W otworze Jarząbkowice-1 (Jarosiński, 1998), oddalonym od otworu Goczałkowice IG 1 o 18 km ku zachodowi (wzdłuż łuku Karpat), na głęb. do 3000 m stwierdzono występowanie licznych struktur *breakouts*, wskazujących jednoznacznie na azymut $S_{Hmax} = 161^\circ \pm 12^\circ$ ($\pm$ odchylenie standardowe), z najwyższą jakością A w międzynarodowej skali *World Stress Map Database* (Heidbach i in., 2010, 2018). Z kolei w otworze Tarnawa-1, nieco bardziej oddalonym od badanego otworu w kierunku wschodnim, na podstawie struktur *breakouts* stwierdzono średni kierunek $S_{Hmax} = 169^\circ \pm 8^\circ$, również

z najlepszą jakością A. Na podstawie takiego trendu zmienności kierunków współczesnych naprężeń dla otworu Goczałkowice IG 1 przyjęto pośredni kierunek $S_{Hmax} = 165^\circ$, który jest kierunkiem referencyjnym dla analiz tektonicznych przeprowadzanych na rdzeniu.

Ponieważ kierunek S_{Hmax} nie ma zwrotu, dlatego na jego podstawie nie można określić kierunku zapadania warstw, a jedynie kierunek ich biegu. Nieco ogranicza to możliwości interpretacji struktur tektonicznych, gdyż nie można wówczas wskazać gdzie jest północ, a jedynie kierunek północ-południe. Dlatego w celu ustalenia kierunku zapadania warstw wykorzystano zapis inklinacji otworu, na podstawie dokumentacji otworowej (Kotas, Rózkowski, 1973a). Sposób orientacji warstw opiera się na obserwacji, że dla otworu, który nie jest krzywiony intencjonalnie, jego niewielkie odchylenie od pionu jest uwarunkowane anizotropią wytrzymałości ośrodka skalnego wynikającą z obecności powierzchni spękań ławicowych (McLamore, 1971). Mianowicie, w przypadku warstw o małych upadach otwór odchyła się w kierunku przeciwnym do kierunku zapadania warstw, a w przypadku stromych upadów warstw, wiertło doznaje poślizgu po ich powierzchni i otwór odchyła się zgodnie z kierunkiem zapadania warstw. W otworze Goczałkowice IG 1 w interwale głęb. 2110,0–2400,0 m, w utworach węglanowych dewonu, otwór był odchylony od pionu o $1-3^\circ$, w kierunku mieszczącym się w przedziale azymutów $175-180^\circ$. W interwale głęb. 2740,0–3000,0 m, w utworach klastycznych dolnego dewonu i kambru, otwór był odchylony o $2-3^\circ$ w przedziale azymutów $150-180^\circ$. Poniżej tej głębokości w kompleksie metamorficznym prekambriu, podobne odchylenie otworu o ok. 2° znacząco zmienia kierunek na przedział azymutów $200-250^\circ$. Wynika z tego, że w obrębie kompleksu paleozoicznego, gdzie warstwy mają niskie upady, kierunek ich zapadania jest zbliżony do północy, z niewielkim odchyleniem w kierunku NNW. W obrębie utworów klastycznych kierunek ten jest mniej stabilny, co może wynikać z występowania upadów sedymentacyjnych w piaskowcach. Należy dodać, że taki kierunek zapadania warstw odpowiada ich biegowi wyznaczonemu na podstawie S_{Hmax} . Z kolei w obrębie kompleksu prekambryjskiego warstwy mają upad stromy – powyżej 70° , zatem kierunek ich zapadania, zgodnie z wyżej wspomnianą regułą, powinien być zbliżony do południowo-zachodniego.

Kierunek zapadania warstw można dodatkowo zweryfikować profilem sejsmicznym, przy czym w przypadku jednego profilu jest to metoda bardzo niedokładna, pozwala na określenie zapadania warstw w relacji do płaszczyzny przekroju. Na profilu sejsmicznym 2–1–70 o przebiegu południkowym, zamieszczonym w dokumentacji otworowej (Kotas, Rózkowski, 1973a) widzimy dużą strefę uskoku normalnego o biegu równoleżnikowym, zrzucającą utwory dewonu o ok. 700 m w kierunku południowym. Profil ten pokazuje, że analizowany kompleks podkarboński zapada w kierunku północnym. Regionalny upad kompleksu dewońskiego na płaszczyźnie przekroju północ-południe można szacować na ok. 10° . Jest to upad nieco mniejszy niż średni dla obserwacji na rdzeniu wiertniczym.

Ostatnią metodą weryfikacji kierunku zapadania warstw w otworze Goczałkowice IG 1 były badania paleomagnetyczne. Z ich pomiarów wynika, że najbardziej stabilna składowa namagnesowania w dewonie zgadza się z deklinacją powszechnego permskiego przemagnesowania, gdy przyjmujemy zapadanie warstw w kierunku północnym (inf. ust. J. Nawrocki). Mimo ograniczonej precyzji tej analizy, jej wynik jest zgodny z poprzednimi analizami.

Zatem do badań, na podstawie relacji do S_{Hmax} dla kompleksu kambryjsko-dewońskiego, przyjęto kierunek biegu warstw w azymucie 80° . Na podstawie kierunku odchylenia otworu przyjęto, że takiemu biegowi odpowiada kierunek zapadania warstw w azymucie 350° , zgodny z kierunkiem odchylenia otworu i spójny z obrazem sejsmicznym i wynikami analiz paleomagnetycznych. Należy podkreślić, że kierunek ten jest prawie prostopadły względem równoleżnikowej strefy uskoku normalnego, przez który przechodzi otwór Goczałkowice IG 1.

PROFIL DROBNYCH STRUKTUR TEKTONICZNYCH I PĘKNIĘĆ TECHNOLOGICZNYCH W RDZENIU WIERTNICZYM

Rekonesansowym obserwacjom strukturalnym poddano fragmenty rdzenia ze skał dewonu, kambru i podłoża metamorficznego o łącznej długości 480,5 m. Rdzeń pochodził z interwału głęb. 2146,0–2334,0 m (dewon górny) oraz 2745,0–3353,5 m (dewon dolny, kamb, prekamb). Obserwacje te uzupełniono wypisami z dokumentacji otworu (Kotas, Różkowski, 1973a) z interwału głęb. 2334,0–2745,0 m. Kompleks ten stanowi pokrywę osadową masywu górnośląskiego na przedpolu nasunięcia karpackiego (Buła, 2000). Otwór znajduje się w północnym skrzydle uskoku normalnego Ruptawy o biegu równoleżnikowym, zrzucającym skrzydło południowe o 400–700 m (Jureczka i in., 2005). Uskok ten ma prawdopodobnie założenia waryscyjskie i był aktywny w neogenie podczas rozwoju zapadliska przedkarpackiego (Buła, Habryn, 2008).

Dla fragmentów otworu z młodszego paleozoiku oraz utworów kambryjskich – o znikomej ilości struktur tektonicznych – nie zamieszczono systematycznego opisu profilu otworu, a odnotowano tylko miejsca występowania struktur tektonicznych. W opisach profili podano jedynie uproszczoną litologię w celu scharakteryzowania właściwości mechanicznych ośrodka skalnego. Makroskopowy opis żył nie pozwala na ich pełną charakterystykę mineralogiczną. W większości przypadków wydzielano wyłącznie żyły kwarcowe i kalcytowe na podstawie reakcji z kwasem solnym.

W opisie struktur (tab. 12) systematycznie używano następujących terminów dotyczących geometrii spękań i żył:

- płaskie – planarne o powierzchni makroskopowo gładkiej;
- równe – generalnie planarne, lecz o powierzchni makroskopowo chropowatej;
- nierówne – o przebiegu załamującym się;

Podczas orientacji struktur zwracano szczególną uwagę na poprawne ułożenie rdzenia wiertniczego w skrzynkach pod względem kierunku stropu i spągu. Błędne ułożenie rdzenia powoduje zarówno odwrócenie zwrotu ruchu przesuwczego, jak również zaburza bieg struktur względem kierunku zapadania warstw. W nowych otworach wiertniczych tuż po wyciągnięciu rdzenia na powierzchnię znaczone są na nim dwie linie barwne, które zapobiegają takim błędom. W otworze Goczałkowice IG 1 takich linii jednak nie było. Inną niedogodnością przy pośredniej orientacji struktur tektonicznych jest fakt, że w sąsiedztwie stref uskokowych warstwy mogą być lokalnie ugięte i w takim odcinku kierunek zapadania warstw na rdzeniu może nie odpowiadać generalnemu kierunkowi strukturalnemu. Ze względu na anizotropię mechaniczną lub współczesną deformację, również kierunek S_{Hmax} może być nieco odchyłony w bezpośrednim sąsiedztwie uskoku. Ze względu na brak obserwacji dużych stref uskokowych, w analizowanym otworze nie spodziewano się występowania takich znaczących efektów.

- faliste – o przebiegu zmieniającym się płynnie w różnych kierunkach;
- zakrzywione – o przebiegu płynnie zmiennym w jednym kierunku.

Dla pęknięć technologicznych rdzenia, które nie mają jeszcze utrwalonej terminologii w naszej literaturze, systematycznie używano terminów:

- pęknięcie centralne (ang. *centerline fracture*) – pionowe pęknięcie rdzenia przechodzące przez oś rdzenia;
- kliważ technologiczny – seryjne, drobne spękania pionowe o odstępach <1 cm, będące odpowiednikiem pęknięcia centralnego, lecz ze względu na dużą kruchość węglanów występujące seryjnie;
- pęknięcie siodłowe (ang. *core diskings*; *saddle fracture*) – pęknięcie poprzeczne rdzenia z charakterystycznie podniesionymi do góry przeciwstawnymi brzegami.

Ponadto używano notacji:

- {...} – w nawiasach klamrowych umieszczano komentarz autora lub interpretację;
- ($\times 6$) – w nawiasach okrągłych z symbolem $\times$ zapisywano krotność struktur – liczbę powtórzeń w krótkim odcinku rdzenia;
- S_{Hmax} – największe współczesne naprężenie poziome;
- zapis „ $+35^\circ$ ” – znaczy, że kierunek był odmierzany prawoskrętnie i względem jakiego kierunku referencyjnego, np. S_{Hmax} lub kierunku zapadania warstw;
- opis mineralizacji żył o minerealizacji wieloskładnikowej, np. dolomit–kalcyt, wskazuje na sekwencję od starszej do najmłodszej.

Uznano, że przy widocznej na rdzeniu stabilności orientacji warstw o upadach $>10^\circ$, struktury można orientować względem kierunku zapadania warstw. Przy niższym

Tabela 12

Profil strukturalny rdzenia z otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 poniżej głębokości 2146,0 m
Structural tectonic profile of the Goczałkowice IG 1 borehole below a depth of 2146.0 m

Stratygrafia Stratigraphy	Głębokość marszu [m] Depth of core intervals	Opis mezostruktur tektonicznych na rdzeniu Description of small-scale tectonic structures in borehole core
1	2	3
DEWON GÓRNY	2146,0–2156,0 wapień, struktury gruzłowe	Warstwy o upadzie 20°. Na powierzchniach ławic inicjalna pionowa lineacja stylolitowa {prawdopodobnie związana z wczesnodiaogenetycznym rozpuszczaniem pod ciśnieniem}. Brak struktur tektonicznych
	2156,0–2166,0 wapienie częściowo zdomolityzowane	Warstwy o upadzie 15–20°. Drobny stromy kliważ, nieregularny, występuje tylko w obrębie ciemnych gruzłów (?dolomitycznych); jego intersekcja z powierzchnią ławic tworzy lineację w kierunku zapadania warstw. Lustra tektoniczne na powierzchniach warstw (×4) z rysami ślizgowymi zgodnymi z kierunkiem zapadania warstw i zadziorami świadczącymi o przemieszczeniu warstw wyższych w kierunku przeciwnym do ich zapadania. Poprzeczne pęknięcia siodłowe (×6). Na powierzchniach tych pęknięć występuje lineacja utworzona przez drobny kliważ technologiczny o biegu zbliżonym do kierunku zapadania warstw. Pionowe pęknięcia centralne (×2) o biegu zgodnym z kierunkiem kliważu technologicznego. Wszystkie pęknięcia technologiczne wskazują na ten sam kierunek S_{Hmax} zbliżony do kierunku zapadania warstw. Żyła kalcytowa, pionowa, o grubości do 2 cm o biegu +35° względem S_{Hmax} , równoległa do kierunku kliważu w dolomitach o kryształach wzrastających od ścian żyły w kierunku szwu centralnego (ang. <i>syntaxial veins</i>). Penetratywne spękania z ciemnym nalotem równoległe do kierunku zapadania warstw
	2172,0–2178,0 wapienie	Same okruchy skalne bez widocznego zlustrowania tektonicznego {nie jest to strefa uskokowa, a technologiczne pokruszony rdzeń}
	2178,0–2197,0 wapienie	Brak struktur tektonicznych. Poprzeczne pęknięcia siodłowe rdzenia (×10), z mniej wyraźnym niż powyżej kliważem technologicznym, wskazującym na ten sam kierunek S_{Hmax} co pęknięcia siodłowe
	2209,0–2227,0 wapienie	Warstwy o upadzie 15–20°. Kliważ tektoniczny pionowy w obrębie ciemnych (?dolomitycznych) gruzłów o biegu ok. +30° względem kierunku zapadania warstw. Spękanie strome, płaskie, miejscami zmineralizowane kalcytem. Inicjalna stylolityzacja o lineacji pionowej i nieregularne drobne żyłki kalcytowe, strome {mogące mieć związek ze strącaniem kalcytu rozpuszczonego w szwach stylolitowych}
	2227,0–2243,0 wapienie	W wapieniach gruzłowych, na powierzchniach ławic o upadzie 18–20°, występują szwy stylolitowe o lineacji pionowej i wysokości słupków do 1 cm
	2243,0–2258,0 wapienie	Zanikająca struktura gruzłowa. Lustra tektoniczne na powierzchniach warstw o upadzie ok. 20° (×2) z rysami ślizgowymi w kierunku zapadania warstw i zadziorami wskazującymi na przemieszczenie warstw wyższych w kierunku przeciwnym do zapadania warstw. Gęsty kliważ technologiczny tworzący lineację na powierzchniach pęknięć siodłowych, wykształconych tu mniej regularnie niż w wyższej części kompleksu węglanowego. Technologiczne pęknięcia centralne rdzenia. Wszystkie pęknięcia technologiczne rdzenia wskazują zgodnie ten sam kierunek S_{Hmax}
	2258,0–2275,0 2275,0–2288,0 wapienie	Warstwy o upadzie 20°. Brak struktur tektonicznych. Na niewyraźnych pęknięciach siodłowych rdzenia występuje lineacja utworzona najprawdopodobniej przez kliważ technologiczny
	2288,0–2298,0 wapienie	Warstwy o upadzie 18–22°
	2298,0–2334,0 wapienie	Brak struktur tektonicznych; upad warstw ok. 20°
Poniższy fragment profilu na głęb. 2334,0–2726,0 m opracowano na podstawie wypisów z dokumentacji geologicznej otworu, więc bez orientacji rdzenia		
DEWON DOLNY–ŚRODKOWY	2334,0–2340,0 wapienie	Żyły strome, kalcytowe, dwa zespoły – jeden ze szczelinami otwartymi i szczotami kryształów kalcytowych
	2340,0–2400,0 wapienie	Brak struktur tektonicznych
	2400,0 dolomit	Kontakt pomiędzy wapieniami a dolomitami
	2425,0 dolomit kawernisty	Upad warstw 22–25°. Strefa nieregularnych żył kalcytowych o grubości 0,5–2,0 mm {może efekt późniejszej dolomityzacji pierwotnych wkładek wapienia}
	2446,0 dolomit kawernisty	Żyła ze szczotą kalcytową oraz nieregularne żyłki kalcytowe o grubości 1,0–2,0 mm
	2473,0 dolomit	Upad warstw 21°, bez struktur tektonicznych

Tabela 12 cd.

1	2	3
DEWON DOLNY–ŚRODKOWY	2480,0 dolomit	Upad warstw 35–45°; bez struktur tektonicznych
	2489,0 dolomit detrytyczny	„Zafałdowanie typowe dla osuwiska podmorskiego” – skała strzaskana – spojona kalcytem {kruche deformacje nie przemawiają za deformacją miękkiego osadu}
	2505,0 dolomit detrytyczny	Warstwy o upadzie 40° {w węglanach detrytycznych może być warstwowanie skośne}. Żyłki kalcytu i kliważ płaski {nieokreślone pionowy czy poziomy}
	2507,0 węglany	Gruzły ze zmiennymi upadami do 40°. Lustro tektoniczne o upadzie 40° {bez kinematyki i odniesienia do powierzchni gruzłowej}
	2517,0 dolomit	Warstwy o upadzie 20°. Lustro tektoniczne w laminie ilastej
	2523,0–2535,0 dolomit	Trzy zespoły spękań stromych – pionowe, niezmineralizowane, płaskie – najmłodsze {czy to nie pęknięcia centralne?}
	2552,0–2556,0 dolomit	Warstwy upad ok. 15°; „kliważ wichrowaty” {czy to nie pęknięcia siodłowe?}
	2591,0 dolomit	Warstwy o upadzie 15°. Pionowe szwy stylolitowe z lineacją poziomą. Żyła kalcytowa stroma, kawernista ze szczotą kalcytową
	2601,0 dolomit	Warstwy upad 13°. W dolomicie drobnoziarnistym prawdopodobnie pęknięcia siodłowe
	2650,0	Warstwy upad 10–15°. Bez struktur tektonicznych
	2677,0–2678,0 dolomit	Warstwy upad 10°. Prawdopodobnie pęknięcia siodłowe, a poniżej żyła stroma, grubości 2 cm, wypełniona dolomitem i młodszym kalcytem oraz pirytem {asocjacja tych struktur wskazuje na możliwość orientacji żyły}
	2717,0 dolomit	Warstwy upad 14°. Lustro wzdłuż płaszczyzny uławicenia. Kilka zespołów żył stromych dolomitowo-kalcytowych o grubości do 2 cm. Strome lustro tektoniczne z poziomymi rysami ślizgowymi {żyły towarzyszą przemieszczeniu przesuwczemu}
	2722,0–2726,0 dolomit	Warstwy o upadzie 20–22°. Bez struktur tektonicznych
Poniżej fragment profilu otworu opracowany przez autora na podstawie obserwacji z rdzenia wiertniczego		
DEWON DOLNY	2745,0–2749,0 piaskowce gruboziarniste i zlepienie	W zlepieniu okruchy kwarcu do 3–4 cm, lekko obtoczone. Piaskowiec z łyszczykami i skaleniami, porowaty. Brak struktur tektonicznych
	2760,0–2765,0 piaskowce gruboziarniste i zlepienie	Rdzeń pęka wzdłuż pow. nieregularnych spękań o upadzie 10–30° {prawdopodobnie sedymentacyjna zmienność upadu warstw}. Niewyraźne pęknięcia siodłowe
KAMBR DOLNY	2765,0–2767,0 mułowce	Warstwy o upadzie 18°. Lustra tektoniczne na powierzchniach warstw (×3) z prążkami tektonicznymi w kierunku zapadania warstw. Zgodnie z kryterium gładkości zadziory na lustrach wskazują na przemieszczenie warstw wyższych w kierunku przeciwnym do kierunku zapadania warstw
	2783,0 mułowce	Warstwy łupku z pęknięciami co 1,0–5,0 cm, o upadzie ok. 20°. W obrębie przewarstwienia piaszczystego występują spękania tektoniczne (×2), prostopadłe do powierzchni warstw, wypełnione rdzawą zwietrzeliną o upadzie 70° i zapadające w kierunku +60° względem kierunku zapadania warstw
	2816,0–2829,0 mułowce	Warstwy o upadzie 10–20°. 2816,0 – spękanie pionowe o biegu zgodnym z kierunkiem zapadania warstw, ze strukturą pierzastą, wskazującą na propagowanie się spękania w kierunku przeciwnym do zapadania warstw. 2817,0 – spękania komplementarne, katetalne, o małej ciągłości pionowej o kącie dwusiecznym 50°, z dwusieczną w azymucie +10° względem kierunku zapadania warstw. Żyły kalcytowe (×4) grubości ok. 1 cm, pionowe o biegu od +60° do +80° względem kierunku zapadania warstw. 2825,0 – lustra tektoniczne (×2) z rysami poziomymi, o upadzie 80° i kierunku zapadania 170° względem kierunku zapadania warstw. Cienie mineralizacji kalcytowej wskazują na prawoskrętny ruch przesuwczy. Lustro tektoniczne z rysami skośnymi o upadzie 70° i kierunku zapadania +50° względem kierunku zapadania warstw. Cienie mineralizacji sugerują lewoskrętną składową przemieszczenia przesuwczego i normalny zrzut składowej pionowej przemieszczenia. 2829,0 – spękania drobne, równoległe do kierunku zapadania warstw oraz żyły kalcytowe pionowe (×2) grubości 1 cm, o biegu ok. 10° względem kierunku zapadania warstw

Tabela 12 cd.

1	2	3
cd. KAMBR DOLNY	2837,0–2934,0 mułowce i piaskowce drobnoziarniste	Warstwy o upadzie ok. 10°, złupkowacone. Pęknięcia siodłowe rdzenia (×4), które posłużyły do orientacji struktur. {Upad warstw zbyt mały dla dokładniejszej orientacji struktur} 2850,0 – lustro tektoniczne o rysach poziomych i zadziórach wskazujących na prawoskrętny zwrot przemieszczenia o upadzie 80° i biegu w kierunku +160° względem S_{Hmax} . 2851,0 – lustro tektoniczne z rysami skośnymi, o upadzie 70° i biegu +130° względem S_{Hmax} {nieokreślony zwrot przemieszczenia}. 2853,0 – lustra tektoniczne strome (×2), komplementarne, rysy połogie wskazujące na przemieszczenie przesuwcze, zmineralizowane kalcytem włóknistym {synkinematyczne}. Orientacja luster i zwrot przemieszczenia nieokreślony. 2880,0–2882,0 – spękania strome, bez mineralizacji, o biegu w przybliżeniu prostopadłym do kierunku zapadania warstw. 2894,0 – żyły kalcytowe, pionowe (×3) {o biegu nieokreślonym} 2928,0 – żyły brązowe, wtórnie wypełnione kalcytem. Spękania pionowe, o biegu w azymucie 140° tworzące ciąg kulisowy, sugerujące reżim przesuwczy. 2934,0 – spękania pionowe o biegu równoległym do kierunku zapadania warstw (w piaskowcach)
	2952,0–2980,0 mułowce, poniżej 2966 – kompleks z bioturbacjami	Warstwy o upadzie 10°. Generalnie brak struktur tektonicznych. Pęknięcia siodłowe {z charakterystycznym rozmieszczeniem zadziórów wskazującym zgodnie z kryterium Riedla na prawoskrętny ruch obrotowy wiertła w trakcie zniszczenia}. 2980,0 – spękania i żyły kalcytowe, pionowe o zgodnym biegu (x4) i orientacji nieokreślonej
	3047,0–3117,0 piaskowce gruboziarniste	Warstwy o upadzie <10°. Pęknięcie siodłowe. 3060,0 – spękania (×2) i żyła kalcytowa o upadzie 60° i biegu 140° względem S_{Hmax}
	3117,0–3146,0 intruzja	Bez warstwowania {brak orientacji struktur}. Żyła kalcytowa, pionowa, płaska o grubości <1 mm. Spękania strome, nierówne {jak klinaż przyuskokowy}. 3138,0 – lustro tektoniczne pionowe, o biegu prostopadłym do powyższych spękań, z drobnymi rysami (prążkami) wskazującymi na przemieszczenie skośne. 3139,0 – spękania gęste, jak klinaż, o upadzie 80°
PREKAMBR	3170,0–3177,0 fyllity	Warstwy strome do 70° {przeładowane}. Spękania strome, wypełnione kalcytem, brązowe żyłki i nalot na powierzchniach spękań {?żelazisty od intruzji}
	3177,0–3180,0 intruzja	Bez struktur tektonicznych
	3180,0–3226,0 fyllity	Foliacja tam gdzie jest upad do 80°. 3180,0 – żyły kwarcowe, równe, połogie, wewnątrz dodatkowo zmineralizowane kalcytem. Żyły kalcytowe, równe, pionowe i strome <1 mm, z dwoma generacjami wtórnej mineralizacji kalcytowej {wskazujące na reżim nasunięć i modyfikację}. Spękania anastomozujące, drobne, nieregularne, ciemne {?termiczne + ?szczelinowanie hydrauliczne od intruzji}. Żyły kalcytowe nieregularne z nalotem mineralizacji siarczkowej (×4). 3185,0 – żyły kalcytowe, strome i połogie o grubości do 1,5 cm (×6) z mineralizacją włóknistą. {Kierunek włókien kalcytowych wskazuje na otwieranie żył w reżimie uskoków normalnych ew. ze składową przesuwczą}. Wydaje się, że kalcyt jednej generacji wypełnia co najmniej 4 zespoły spękań {co sugeruje brekcję tektoniczną}. 3186,0 – żyły kalcytowe, o upadzie 70° i grubości do 2 cm. Żyły kalcytowe, równe, poziome o grubości do 5 mm (×3). Żyły kwarcowo-kalcytowe o upadzie 45° i grubości do 1 cm (×2). 3205,0 – żyły kwarcowo-kalcytowe, równe, o upadzie 45° i grubości do 6 mm (×3). 3209,0 – żyła kalcytowa, płaska, pozioma, 5 mm. 3215,0 – żyła kalcytowa, płaska, pionowa, 5 mm oraz nieregularne żyłki strome. 3226,0 – żyła kwarcowo-kalcytowa, równa, o upadzie 20° i grubości do 3 cm
	3256,0–3263,0	3256,0 – intruzja, rdzeń spękany połogo {przypomina pęknięcia siodłowe}. 3258,0 – żyła kwarcowo-kalcytowa, równa, połoga oraz żyła kalcytowa strome, wielokierunkowe. 3263,0 – żyły kwarcowo-kalcytowe, różnokierunkowe, tworzące nierówną siatkę {?efekt naturalnego rozsadzania hydraulicznego}. Płaskie, pęknięcia rdzenia o upadzie 50° (×2)
	3353,5 fyllity	Bez kruchych struktur tektonicznych

upadzie błęd orientacji znacząco się zwiększał. Orientacja struktur nie była możliwa, gdy rdzeń był pokruszony lub gdy fragmentu rdzenia zawierającego strukturę nie dało się powiązać z fragmentem zawierającym powierzchnię laminacji, warstwowania lub pęknięcie technologiczne. W celu lepszej kontroli kierunków zapadnia warstw odnotowano również ich orientację względem pęknięć technologicznych.

Otwór był odchylony od pionu maksymalnie do 3° , co jest wartością mniejszą niż błąd pomiarowy upadu warstw i struktur (ok. 5°), więc nie wprowadzono dodatkowej ko-

rekty dla upadów mierzonych w relacji do krawędzi rdzenia, traktowanego tu jako kierunek pionu. Tak niewielkie odchylenie otworu nie miało również znaczącego wpływu na orientację kierunku zapadania warstw. W tabeli 12 podano względną orientację struktur, podczas gdy w podsumowaniu używano już kierunków skorygowanych i zastosowano generalną orientację zespołów struktur względem stron świata. Przy czym kierunki względne i bezwzględne niewiele się od siebie różnią, gdyż zarówno kierunek zapadnia warstw kompleksu paleozoicznego, jak i kierunek S_{Hmax} są zbliżone do północy.

PODSUMOWANIE OBSERWACJI STRUKTURALNYCH

Położenie warstw

W kompleksie dewońskim warstwy wapieni pelitycznych mają względnie stały upad w przedziale $15\text{--}25^\circ$. Ponieważ wapienie takie były deponowane w poziomie, stąd wniosek, że jest to strukturalny upad warstw. Upad warstw maleje stopniowo do $<10^\circ$ w obrębie kompleksu kambryjskiego. Większe upady odnotowano w obrębie węglanów detrytycznych i w piaskowcach, w których można spodziewać się udziału upadu sedymentacyjnego. Na powierzchniach warstw zarówno w skałach dewonu, jak i kambru oraz na ich kontakcie często obserwuje się zlustrowania z drobnymi rysami ślizgowymi, wskazującymi na występowanie posuwu ławicowego, który jest charakterystyczny dla gięcia kompleksu w obrębie fleksury lub fałdu. Ponieważ kierunek nachylenia warstw i przemieszczenia międzyławicowego jest prostopadły do pobliskiego uskoku Ruptawy, można przypuszczać, że są one związane z aktywnością uskoku. Nie jest to jednak proste gięcie fleksuralne nad uskokiem normalnym zrzucającym skrzydło południowe, gdyż wówczas warstwy zapadałyby w kierunku południowym. Upad warstw ku północy jest zgodny z kartograficznym ułożeniem warstw, czyli pojawianiem się coraz młodszych warstw ku centrum bloku górnośląskiego (Buła, 2000).

W obrębie metamorficznego kompleksu prekambryjskiego foliacja jest nachylona do 80° . Kierunek odchylenia otworu od pionu sugeruje, że przeważa tu upad w kierunku południowo-zachodnim, jednak nie udało się tego potwierdzić np. na podstawie porównania z kierunkiem S_{Hmax} , gdyż w obrębie tego kompleksu nie stwierdzono prawidłowo wykształconych pęknięć technologicznych.

Uskoki

Poza wcześniej wspomnianymi zlustrowanymi powierzchniami warstw, lustra tektoniczne w rdzeniu stwierdzono w sekwencji kambryjskiej i jedno lustro blisko spągu dewonu węglanowego. Na głęb. 2825,0–2853,0 m znajduje się sześć stromych luster tektonicznych z rysami poziomymi i skośnymi. Mineralizacja kalcytowa na czterech lustrach z rysami poziomymi wskazuje na prawoskrętny ruch przesuwczy w kierunku zbliżonym do W–E i/lub

WSW–ENE. Pozostałe dwa lustra o upadzie 70° i rysach skośnych mają bieg zbliżony do NW–SE. Dla jednego z tych luster wyznaczono lewoskrętny zwrot składowej poziomej przemieszczenia i normalny zrzut składowej pionowej. Taką asocjację struktur najłatwiej wytłumaczyć jako system ścieć Riedla, towarzyszących prawoskrętnemu przemieszczeniu przesuwczemu wzdłuż uskoku równoleżnikowego. Lustra z rysami poziomymi są w tym ujęciu ścieciami syntetycznymi (prawoskrętnymi), a lustra z rysami skośnymi są ścieciami antytetycznymi (lewoskrętnymi). Asymetria w wykształceniu tych zespołów przemawia za nadrzędnym przemieszczeniem przesuwczym wzdłuż uskoku Ruptawy. Ponadto, w obrębie intruzji diabazowej znajdują się lustro tektoniczne o drobnych skośnych rysach, wskazujących na przemieszczenie zrzutowo-przesuwcze. Lustro to nie jest zorientowane.

Stylolity i żyły mineralne

Węglanowy kompleks dewoński został poddany intensywnemu rozpuszczaniu pod ciśnieniem, we wczesnym stadium diagenety, o czym świadczą struktury gruzłowe, oraz po wstępnej diagenety, czego świadectwem są szwy stylolitowe. Pionowa lineacja stylolitowa wskazuje, że rozpuszczanie nastąpiło pod działaniem obciążenia nadkładem. Połoga lineacja stylolitowa, która mogłaby świadczyć o kierunku kompresji poziomej, w dokumentacji otworowej została wspomniana tylko w jednym miejscu na głęb. 2591,0 m, ale jej orientacja nie została wyznaczona.

W kompleksie węglanowym dewonu stwierdzono nieznaczne pionowe żyły kalcytowe o biegach N–S do NNE–SSW. W dolomicie kawernistym znajdują się liczne nieregularne żyły kalcytowe, w tym kawerniste, mające prawdopodobnie związek z impregnacją skały zdeintegrowanej w procesie dolomityzacji. Żyły w dolomicie wykazują sukcesje mineralizacji od starszego dolomitów do młodszych kalcytów. Mineralizacja kalcytowa w grubych żyłach tworzy dobrze wykształcone kryształy w przestrzeni kawernistej. Duża liczba szerokich żył kalcytowych o różnych kierunkach występuje ponad lustrem drobnego uskoku przesuwczego w spągu dewońskiego kompleksu węglanowego. W obrębie kompleksu klastycznego kambru, również ponad lustrami uskoku przesuwczego, znajdują się pionowe żyły

kalcytowe o biegu NE–SW do SSW–NNE. W obrębie tej strefy występują żyły kalcytowe o biegu południkowym i NW–SE. Wiele żył ma kierunek nieokreślony lub zmienny.

W kambrze powyżej interwału z lustrami tektonicznymi uskoku przesuwczego występują spękania strome z rdzawym nalotem o biegu NNW–SSE, podobne do tych, które występują poniżej intruzji. W dewonie stwierdzono południkowe spękania z brązowym nalotem, które mogą stanowić związki żelaza uwolnione z intruzji diabazowej. Żyły te są niekiedy wtórnie wypełnione kalcytem. W obrębie intruzji stwierdzono jedną żyłę pionową o nieokreślonej orientacji. Gęsta siatka spękań nieregularnych w sąsiedztwie intruzji jest prawdopodobnie efektem relaksacji naprężeń termicznych.

Poniżej intruzji w obrębie prekambryjskiego podłoża metamorficznego występują liczne żyły mieszane – kwarcowo-kalcytowe. Mineralizacja kalcytowa jest młodsza od kwarcowej, gdyż zawsze wypełnia środek żył. Wśród żył kwarcowych są pochyłe i poziome, co może świadczyć zarówno o reżimie nasunięć po sfałdowaniu kompleksu, jak również o odchyleniu pierwotnie stromych żył na skutek fałdowania. Kalcyt wypełnia zarówno żyły poziome, jak i strome. W najniższej partii badanego otworu (3258,0–

3263,0 m) występuje gęsta siatka różnokierunkowych żył kwarcowo-kalcytowych, co sugeruje możliwość zniszczeń hydraulicznych. W sąsiedztwie dolnej intruzji występuje siatka żył kalcytowych z nalotem siarczowym oraz strome i pochyłe żyły z kalcytem włóknistym, świadczące o mineralizacji synkinematycznej.

Spękania

W obrębie wapieni dewońskich, zwłaszcza w obrębie ciemnych gruzłów (?dolomitycznych), powszechnie występuje dyskretne skliważowanie w kierunku odchylonym o ok. 30–35° względem S_{Hmax} , tzn. w azymucie 15–20°. Podobne gęste spękania przypominające kliważ występują również w obrębie intruzji, ale nie zostały tu zorientowane. W wielu miejscach stwierdzono równoległość żył do powierzchni kliważu, również w skałach kambru.

W skałach kambryjskich występują płaskie spękania strome lub pionowe (niekiedy z nalotem kalcytowym) o generalnym biegu południkowym oraz skośne o biegu ENE–WSW. W jednym miejscu spękania pionowe o biegu NW–SE ujawniają układ kulisowy, świadczący o przesuwczym reżimie zniszczenia.

PODSUMOWANIE

Przedstawiono wyniki strukturalnych badań rekonesansowych wybranych fragmentów rdzenia wiertniczego z otworu Goczałkowice IG 1, należących do kompleksów dewonu, kambru i prekambriu. Otwór jest zlokalizowany w północnym skrzydle regionalnego uskoku Ruptawy, o biegu równoleżnikowym, zrzucającym skrzydło południowe.

Rdzeń wiertniczy z tego otworu można orientować w relacji do kierunku zapadania warstw, który w zdecydowanej większości profilu otworu jest widoczny, a upad jest stabilny.

Mimo braku bezpośrednich pomiarów geofizycznych w otworze, kierunek położenia warstw potwierdzono analizą spękań technologicznych (w zestawieniu z analizą naprężeń w sąsiednich otworach), odchyleniem otworu od pionu oraz profilem sejsmicznym i badaniami paleomagnetycznymi. Dzięki temu udało się pośrednio zorientować większość obserwowanych struktur o systematycznej orientacji.

W badanym otworze warstwy pokrywy osadowej dewonu i kambru mają łagodny upad (do 5–25°) i zapadają systematycznie w kierunku północy prawdopodobnie z niewielkim odchyleniem w kierunku azymutu 350°. W obrębie metamorficznego kompleksu prekambryjskiego warstwy są strome (do 80°) i zapadają prawdopodobnie ku południowemu zachodowi.

Powierzchnie warstw ujawniają poślizgi międzylawicowe, znamionujące gięcie kompleksu osadowego w kierunku południkowym (tzn. z równoleżnikową osią ugięcia).

W kompleksie podłoża prekambryjskiego występują liczne żyły kwarcowe wraz z młodszą mineralizacją kalcy-

tową. W sąsiedztwie intruzji występują żyły wypełnione rdzawą mineralizacją lub nalotem rdzawym, który jest wcześniejszy od mineralizacji kalcytowej. W sąsiedztwie intruzji występuje siatka żył o nieregularnych kształtach i orientacji prawdopodobnie związanej z tensją termiczną i rozsadzaniem skały ciśnieniem roztworów.

W obrębie dolomitów żyły dolomityczne są starsze od kalcytowych. Występujące tu duże kawerny są częściowo zmineralizowane kalcytem.

Ogólnie, żyły kalcytowe wykazują przewagę biegów o kierunku zbliżonym do południkowego, świadczących o dominującej ekstensji równoleżnikowej.

Strome lustra tektoniczne z rysami pociągami, o orientacji zbliżonej do pobliskiego uskoku Ruptawy, sugerują prawoskrętny ruch przesuwczy wzdłuż tej strefy uskoku. Jest możliwe, że przemieszczenie takie zainicjowało intruzję diabazową w spągu kompleksu osadowego kambru, gdyż do przebiecia się magmy blisko powierzchni potrzebne jest uaktywnienie dużej stromej dyslokacji, głęboko zakorzenionej w obrębie skorupy ziemskiej. Warunek ten najprawdopodobniej spełniał uskok Ruptawy reaktywowany przesuwczo.

Znamienny jest zupełny brak luster o kinematyce zrzutowej, odpowiadającej współczesnej geometrii uskoku Ruptawy, co przemawia za tym, że w skrzydle wiszącym tego uskoku normalnego deformacje związane z najmłodszą fazą deformacji są znikome.

Ze względu na opracowanie tylko fragmentów rdzenia wiertniczego z badanego otworu, powyższe wnioski mają charakter wstępny.

Łukasz SMAJDOR

ANALIZA TEMPA DEPOZYCJI, WARUNKÓW POGRZEBANIA ORAZ HISTORII TERMICZNEJ

METODY BADAŃ

Dla otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 przeprowadzono analizę tempa depozycji, warunków pogrzebania oraz historii termicznej. Modelowanie przeprowadzono z wykorzystaniem oprogramowania PetroMod™ firmy Schlumberger, używając do tego modułu 1D (jednowymiarowego). Analizy dokonano na podstawie następujących danych: stratygrafii, litologii, miąższości jednostek wydzielonych w profilu, temperatury pomierzonej w otworze oraz wyników refleksyjności witryny (R_o). Pierwsze trzy używane są do analizy tempa depozycji i warunków pogrzebania, natomiast pozostałe dwa pozwalają stworzyć model historii termicznej. Do budowy tego modelu w oprogramowaniu użyto metody *forward modelling*, która zakłada stan wyjściowy obecny, i dla którego posiadamy pomierzone wyżej wymienione parametry, a następnie za pomocą dobierania parametrów stanu przeszłego – erozji (dla R_o) i strumienia ciepłego (*heat flow* – dla temperatury) – metodą iteracyjną następuje dopasowanie danych modelowanych do danych pomierzonych. Każdej jednostce stratygra-

ficznej przypisano wiek na podstawie najnowszej tabeli stratygraficznej Międzynarodowej Komisji ds. Stratygrafii (Cohen i in., 2013; International..., 2020). Wartości te są zgodne z biblioteką programu PetroMod™. W procedurze analizy tempa depozycji oraz warunków pogrzebania rekonstruowano miąższości zerodowanych fragmentów profili litostratygraficznych. Dotyczyło to przede wszystkim utworów karbonu górnego (westfal A, stefan) oraz syluru i dewonu. Miąższość zerodowanych utworów określono na podstawie analiz przedstawionych w pracy Jury (2001) oraz danych z sąsiadującego bloku małopolskiego, z założeniem, że skały syluru i dewonu dolnego miały pierwotnie zbliżone wartości na obydwu blokach. Co więcej, potrzebne było ustalenie warunków granicznych, takich jak: wartość paleostrumienia ciepłego, głębokość wody w odpowiednich okresach geologicznych oraz zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (ustalane automatycznie z biblioteki programu: Wygrala, 1989).

WYNIKI

Analiza tempa depozycji

Najstarszymi utworami w profilu otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1 są anchimetamorficzne skały prekambru. Bezpośrednio na nich stwierdzono intruzję, której wiek metodą ^{40}Ar – ^{39}Ar został oszacowany przez Nawrockiego i in. (2010) na karbon, aczkolwiek oznaczenie to jest niskiej jakości. Intruzja ma miąższość ok. 41 m. Bezpośrednio na niej leżą utwory kambru dolnego o miąższości 364 m. Ich tempo depozycji jest szacowane na ~20 m/mln lat. Z kolei tempo depozycji brakujących w profilu osadów syluru założono na ~1 m/mln lat, a ich zdartą miąższość na ~100 m. Bezpośrednio na utworach kambru dolnego są położone utwory dewonu. Tempo depozycji utworów dewonu dolnego jest szacowane na ~1,6 m/mln lat. Na przełomie dewonu dolnego i środkowego następuje gwałtowny wzrost subsydencji, a co za tym idzie tempa depozycji, które w dewonie środkowym wzrasta do ~37 m/mln lat. Po okresie gwałtownego pograżania następuje jego spowolnienie – tempo depozycji spada do ~17 m/mln lat w dewonie górnym. Po okresie spokojnej depozycji i stagnacji basenu w karbonie dolnym, gdzie tempo depozycji wahało się w okolicach 2 m/mln lat, następuje okres bardzo mocnego pograżania basenu, a więc bardzo szybkiej depozycji, która wzrasta od 24 m/mln lat pod koniec karbonu dolnego do ~114 m/mln lat w namurze A. Po tym okresie notuje się lukę stratygraficzną, oddzielającą namur A od namuru B, w którym tempo depozycji osiąga 11 m/mln lat. W namu-

rze C tempo depozycji wzrasta do ~77 m/mln lat, a po nim w westfalu A następuje gwałtowny wzrost tempa depozycji do ~180 m/mln lat, co stanowi maksimum tempa depozycji (fig. 23). Znacząca większość zdeponowanego w tym okresie materiału została zerodowana. Tempo depozycji w stefanie oszacowano na ~55 m/mln lat. W związku z brakiem osadów stefanu w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1 ich paleomiąższość określono na ~500 m za Jurą (2001) oraz Środkiem (1995). Po karbonie notuje się lukę stratygraficzną. Na osadach westfalu leżą utwory miocenu. Przyпуска się, że osady karbonu były stopniowo erodowane w permie, triasie oraz w jurze i kredzie, ale ich największe wypiętrzenie i erozja nastąpiły w miocenie. Ustalenie dokładnego czasu tego wydarzenia było możliwe dzięki analizie pożarów pokładów węgla w tym rejonie przy użyciu metody paleomagnetycznej oraz ^{40}Ar – ^{39}Ar (J. Nawrocki – inf. ustna). Tempo depozycji osadów miocenu oszacowano na ~40 m/mln lat, a położonej na nich warstwy osadów czwartorzędu na ~3,5 m/mln lat.

Modelowanie warunków pogrzebania oraz historii termicznej

Dla profilu otworu Goczałkowice IG 1 wykonano jednowymiarowe modelowanie i rekonstrukcję warunków pogrzebania (fig. 24) oraz historii termicznej (fig. 25, 26). Miąższości erozyjnie przyjęto zgodnie z założeniem wskazanym powyżej, a utworów stefanu – za Środkiem (1995).

Całkowita miąższość zerodowanych osadów karbonu została określona w wyniku modelowania numerycznego. W modelowaniu wykorzystano wyniki badań refleksyjności witryny (R_O). Z powodu braku takich badań dla otworu Goczałkowice IG 1, wykorzystano wyniki badań z otworów sąsiadujących, a mianowicie wartości R_O z otworu Czechowice IG 1 oraz Amoco-Goczałkowice 1.

Ich najlepsze dopasowanie (fig. 26) było możliwe dzięki zastosowaniu modelu kinetycznego Burnhama (2016) Easy%RoDL, który to wykazuje najlepszą korelację wyników R_O zarówno dla geologicznych, jak i laboratoryjnych stopni podgrzania (Schenk i in., 2017). Na figurze 26 przedstawiono dla porównania wyniki modelowania z zastosowaniem modeli kinetycznych Easy%Ro (Sweeney, Burn-

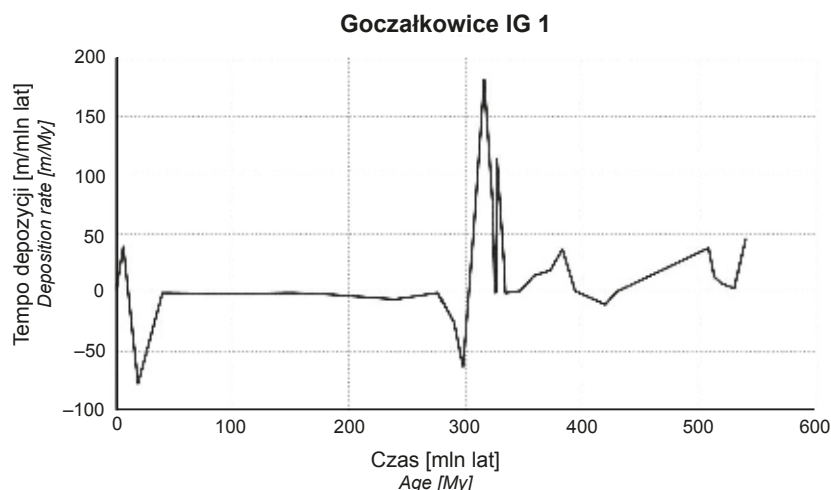


Fig. 23. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

Rate of deposition for the Goczałkowice IG 1 borehole

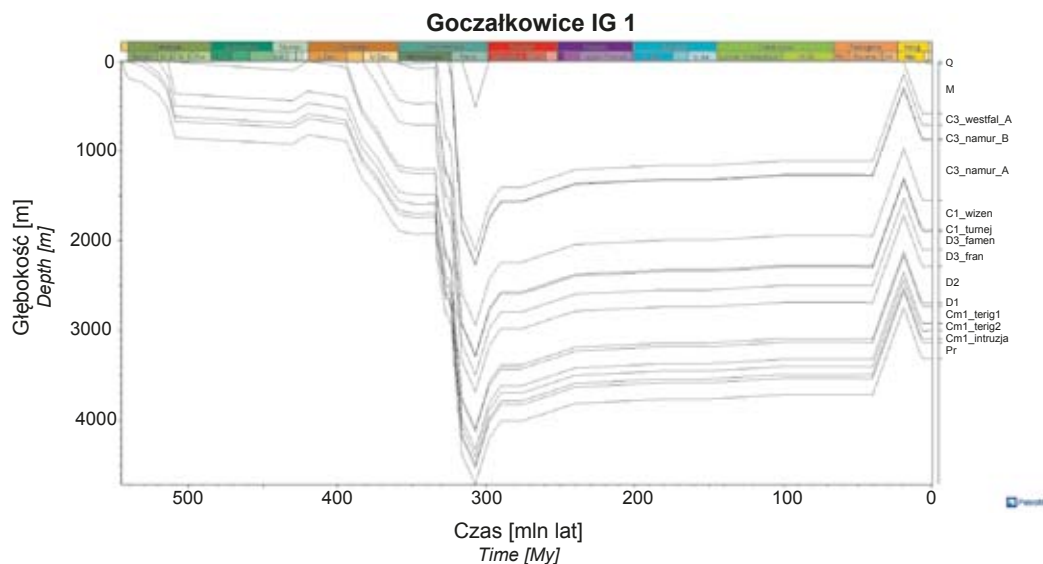


Fig. 24. Historia pogrzebania utworów z profilu otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

Q – czwartorzęd; M – miocen; C3_westfal_A – karbon górny, westfal A; C3_namur_B – karbon górny, namur B; C3_namur_A – karbon górny, namur A; C1_wizen – karbon dolny, wizen; C1_turnej – karbon dolny, turnej; D3_famen – dewon górny, famen; D3_fran – dewon górny, fran; D2 – dewon środkowy; D1 – dewon dolny; Cm1_terig1 – kambr dolny, formacja terygeniczna mułowcowa; Cm1_terig2 – kambr dolny, formacja terygeniczna piaskowcowa; Cm1_intruzja – kambr dolny intruzja; Pr – proterozoik

Burial history plot for the Goczałkowice IG 1 borehole

Q – Quaternary; M – Miocene; C3_westfal_A – Upper Carboniferous, Westphalian A; C3_namur_B – Upper Carboniferous, Namurian B; C3_namur_A – Upper Carboniferous, Namurian A; C1_wizen – Lower Carboniferous, Visen; C1_turnej – Lower Carboniferous, Tournaisian; D3_famen – Upper Devonian, Famennian; D3_fran – Upper Devonian, Frasnian; D2 – Middle Devonian; D1 – Lower Devonian; Cm1_terig1 – Lower Cambrian, siltstone formation; Cm1_terig2 – Lower Cambrian, sandstone formation; Cm1_intruzja – Lower Cambrian, magmatic intrusion; Pr – Proterozoic

ham, 1990) oraz Basin%Ro (Nielsen i in., 2015). Na uwagę zasługuje fakt bardzo dobrej korelacji danych R_o , pomimo 13-letniej różnicy w pomiarach i związanej z tym różnicy technologicznej poboru próbek oraz rozwoju sprzętu pomiarowego (Czechowice IG 1 – 1982 r., Amoco-Goczałkowice 1 – 1995 r.). Pozwala to przyjąć, że dane te pomierzono w prawidłowy sposób. Najlepsze dopasowanie krzywej modelowej do pomierzonych danych R_o uzyskano dla erozji ~1000 m utworów karbonu górnego w miocenie (ok. 19 mln lat temu; J. Nawrocki – inf. ustna) oraz erozji ~500 m tych utworów w karbonie górnym oraz w permie. Wyniki te są spójne z założeniami Środonia (1995) i Jury (2001), natomiast odbiegają od wyników zakładających zderzenie kilkukilometrowych warstw osadów karbonu, wynikające najprawdopodobniej z zastosowania innego modelu kinetycznego (Sweeney i Burnham, 1990), czy błędnej kalibracji krzywej temperatury. Szczególnie ten drugi element ma kluczowe znaczenie dla modelowania historii termicznej basenu. Na figurze 25 jest widoczne dopasowanie krzywej modelowej do danych temperaturowych pomierzonych w otworze wiertniczym Goczałkowice IG 1. Dopa-

sowanie krzywej modelowej do pomierzonej krzywej temperatury jest prawie idealne dla pełnego profilu otworu Goczałkowice IG 1, a minimalne odchylenie w górnej części profilu jest spowodowane najprawdopodobniej niedokładnością pomiaru. Widać to najlepiej w różnicy dwóch pozostałych odcinków pomiarowych dla górnej części profilu. Niestety brak informacji o warunkach w jakich był wykonywany pomiar zmusił do założenia, że są to warunki nieustabilizowane. Przeprowadzona korelacja pomiaru temperatury z danymi z otworu Czechowice IG 1 (zarówno w wersji danych surowych, jak również dla danych z obliczonym gradientem – Karwasiecka, Bruszevska, 1997), pozwala jednak przyjąć, że dane te w prawidłowy sposób opisują termikę w otworze (fig. 27). Prawidłowa kalibracja krzywej temperatury (fig. 25) pozwoliła na ustalenie wiarygodnych wartości granicznych strumienia ciepłego (fig. 28A), które mają kluczowe znaczenie w ustaleniu historii termicznej badanego basenu. Pozostałe warunki graniczne – PWD (*Paleo Water Depth* – głębokość wody w odpowiednich okresach geologicznych) oraz SWI (*Surface Water Interface* – zmiany średniej temperatury powierzch-

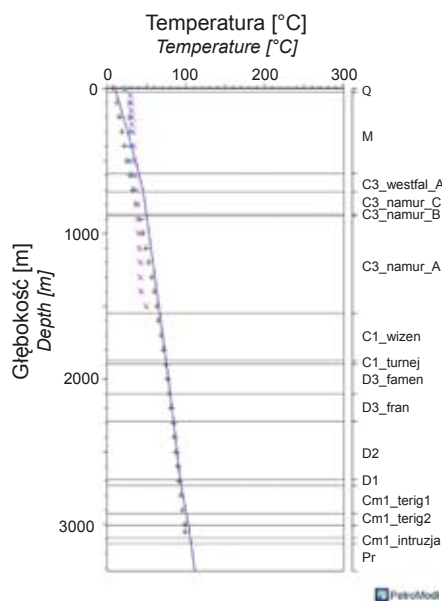


Fig. 25. Profil temperaturowy dla otworu wiertniczego Goczałkowice IG 1

Czarny plus – dane pomiarowe dla interwału głęb. 0,0–3050,0 m; niebieska gwiazdka – dane pomiarowe dla interwału głęb. 3,0–604,0 m; różowy, pochylony krzyżyk – dane pomiarowe dla interwału głęb. 0,0–1495,0 m; niebieska linia – dopasowanie wymodelowanej krzywej do danych pomierzonych; pozostałe objaśnienia na figurze 24

Temperature profile for the Goczałkowice IG 1 borehole

Black plus – temp. measurements in the interval 0.0–3050.0 m; blue asterisk – temp. measurements in the interval 3.0–604.0 m; pink inclined plus – temp. measurements in the interval 0.0–1495.0 m; blue line – modelled line calibration to measured data; other explanations as Figure 24

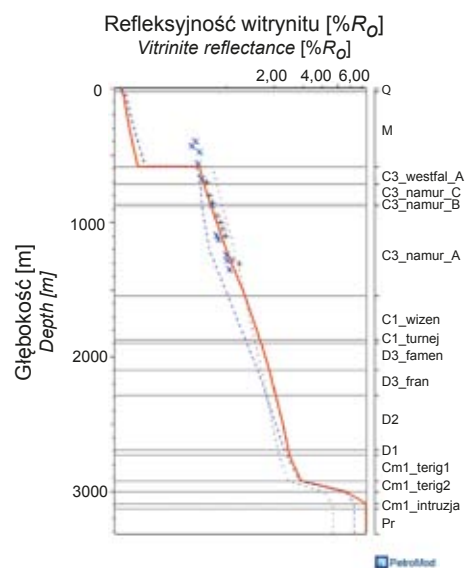


Fig. 26. Pomierzone wartości refleksyjności witrinitu (R_o) oraz wartości wymodelowane

Niebieski krzyżyk – wartości pomierzone w otworze Amoco-Goczałkowice 1 (1995), czarny plus – wartości pomierzone w otworze Czechowice IG 1 (1982). Czarna kropkowana linia – model kinetyczny Easy% R_o (Sweeney, Burnham, 1990), niebieska przerywana linia – model kinetyczny Basin% R_o (Nielsen i in., 2015), czerwona linia – model kinetyczny Easy% R_o DL (Burnham, 2016); pozostałe objaśnienia na figurze 24

Measured vs modelled vitrinite reflectance data (R_o)

Blue cross – data measured in the Amoco-Goczałkowice 1 borehole (1995), black plus – data measured in the Czechowice IG 1 (1982). Black dotted line – Easy% R_o kinetic model by Sweeney and Burnham (1990), blue dashed line – Basin% R_o kinetic model by Nielsen *et al.* (2015), red line – Easy% R_o DL kinetic model by Burnham (2016); other explanations as Figure 24

niowej w historii geologicznej basenu, patrz fig. 28B, C) zostały ustalone dla PWD dzięki informacjom dostarczonym przez współautorów opracowania oraz pracy własnej autora niniejszego rozdziału, a dla SWI – automatycznie z biblioteki programu (Wygrala, 1989). Określenie wartości współczesnego strumienia ciepłego okazało się niełatwym zadaniem i analiza ostatnich prac związanych z tym problemem (Karwasiecka, 2008; Majorowicz i in., 2019) oraz dopasowanie krzywej do wartości pomierzonych w otworze (fig. 26) wskazuje na zawyżenie tych wartości. Biorąc pod uwagę fakt, że dane temperaturowe dla otworu Goczałkowice IG 1 można uznać za wiarygodne (patrz porównanie do danych z otworu Czechowice IG 1, fig. 26

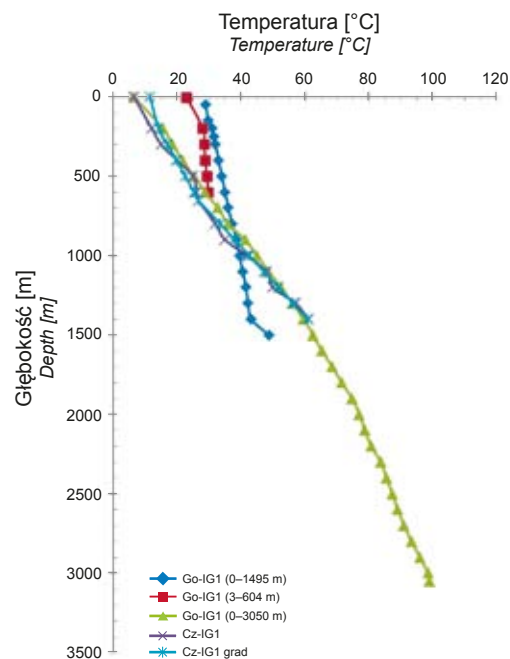


Fig. 27. Porównanie pomiarów temperatury wykonanych w otworze Goczałkowice IG 1 z danymi z otworu Czechowice IG 1

Comparison of temperature measurements in the Goczałkowice IG 1 and Czechowice IG 1 boreholes

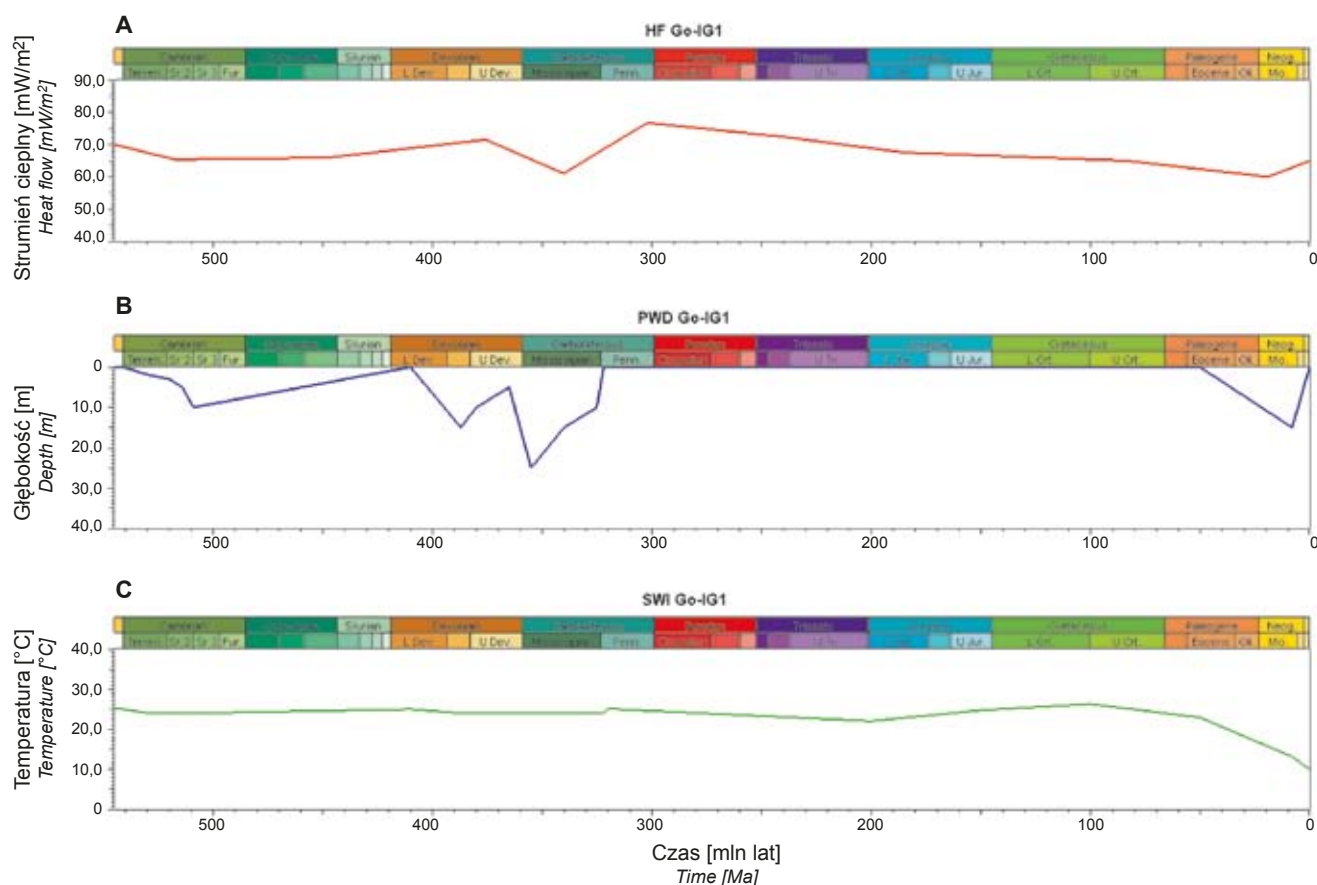


Fig. 28. Warunki graniczne dla modelowania otworu Goczałkowice IG 1 zawierające: A) historię strumienia ciepłego, B) historię głębokości zwierciadła wody, C) zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu

Boundary conditions for the Goczałkowice IG 1 borehole modelling, including: A) the history of basal heat flow, B) the history of paleo water depth, C) sediment-water interface temperature (SWIT) that is representative for the study area

i 29), wymodelowana wartość współczesnego strumienia ciepłego wyniosła tutaj 65 mW/m^2 , co koreluje się z wynikiem modelowania przez Karwasiecką i Bruszewską (1997) za pomocą programu Termika (autor Kuciński – patrz: Karwasiecka i Bruszeńska, 1997). Z kolei wartości strumienia ciepłego dla pozostałych okresów geologicznych ustalono w nawiązaniu do historii tektonicznej badanego obszaru (fig. 28A). Najwyższą wartość (80 mW/m^2) strumień ciepły osiągnął ~290 mln lat temu podczas maksimum ekstensji, która wcześniej doprowadziła do sedymentacji bardzo miąższych osadów karbonu. Wartości strumienia ciepłego odpowiadają wartościom podawanym dla wielu różnego rodzaju basenów sedymentacyjnych (Allen, Allen, 2005). Dla otocznia otworu Goczałkowice IG 1 przeprowadzono analizę warunków paleotektonicznych rozwoju basenu z wykorzystaniem oprogramowania GPLates (2020) (Müller i in., 2018), używając map autorstwa Scotese (2016). Wynik przeprowadzonej analizy potwier-

dził, że zastosowane parametry strumienia są jak najbardziej prawidłowe, ponieważ nawet niewielka zmiana tych parametrów dla danych z okresu od dewonu do permu powoduje odchylenie krzywych (niezależnie od użytego modelu kinetycznego). Finalnie przeprowadzono test obliczając maksymalną głębokość pograżenia osadów estymowaną danymi R_o (Barker, Pawlewicz, 1986) z użyciem wzoru $\ln R_o = 0,0096T - 1,4$, gdzie R_o to pomierzona wartość refleksyjności witryny, a T to temperatura, która musi zostać przekonwertowana na głębokość z użyciem gradientu geotermicznego. Otrzymany wynik przy użyciu obecnego gradientu temperatury osadów karbonu wyniósł ~2400 m zerodowanego nadkładu (Środoń 1995, Jura 2001), natomiast wprowadzenie poprawki na paleo-gradient, tj. podniesienie go tylko o 1°C na 100 m, a także zmiana temperatury powierzchniowej na 20°C dało wynik ~1700 m (zakładana usunięta miąższość karbonu górnego w modelu to 1500 m).



Fig. 29. Mapa lokalizacyjna otworów wiertniczych Goczałkowice IG 1, Czechowice IG 1 i Amoco-Goczałkowice 1

Źródło mapy: <https://geologia.pgi.gov.pl/arcgis/apps/MapSeries/index.html?appid=8d14826a895641e2be10385ef3005b3c>

Location map of the Goczałkowice IG 1, Czechowice IG 1 and Amoco-Goczałkowice 1 boreholes

Sources: <https://geologia.pgi.gov.pl/arcgis/apps/MapSeries/index.html?appid=8d14826a895641e2be10385ef3005b3c>