

# WYNIKI BADAŃ TEKTONICZNYCH, HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Marek JAROSIŃSKI

## WYNIKI PROFILOWANIA TEKTONICZNEGO RDZENIA WIERTNICZEGO Z OTWORU NAROL PIG 2

### WSTĘP

Profilowanie strukturalne rdzenia, będące podstawą tej publikacji, wykonano przy okazji realizacji regionalnych badań tektonicznych w ramach projektu „Paleozoiczna akrecja Polski” (Nawrocki, Żelaźniewicz, 2005). Należy wziąć pod uwagę, że prezentowane tutaj profilowanie wykonane na potrzeby rekonstrukcji regionalnych jest mniej precyzyjne niż analogiczne profilowania wykonywane na użytek przemysłu naftowego. W opracowaniu przyjęto schemat tabelarycznej prezentacji struktur tektonicznych z komentarzem interpretacyjnym, dotyczącym znaczenia ich kontekstu genetycznego lub makrostrukturalnego. Pierwszy etap syntezy wyników stanowi opis odcinków otworów, zawierających względnie jednorodne zespoły struktur. Interwały te nie muszą mieć związku z genetycznymi piętrami strukturalnymi *sensu stricto*, a mogą reprezentować przypadkową intersekcję otworu ze strefami uskokuowymi.

W otworze wiertniczym Narol PIG 2 nie wykonano nowoczesnych profiliowań skanerem ani upadomierzem, których interpretacja mogłyby uzupełnić obserwacje tektoniczne na rdzeniu wiertniczym. Dlatego orientację struktur tektonicznych można było wykonać tylko lokalnie, względem kierunku zapadania warstw. W przypadku niewielkiego kąta zapadania warstw ( $<10^\circ$ ), przy nierównej powierzchni warstw, orientacja ta jest niemożliwa lub nieprecyzyjna. Określenie orientacji biegu struktur często jest podawane w kategoriach opisowych: podłużne lub poprzeczne, co odnosi się do lokalnego biegu warstw w otworze. Dodatkowo trzeba mieć na uwadze, że w odcinkach o większej intensywności zaburzeń biegi warstw mogą odbiegać od trendów regionalnych i uwarunkowane lokalną deformacją przyuskokową.

### METODY OPISU ORAZ UŻYWANE SYMBOLE I SKRÓTY

Dla wizualnej przejrzystości w opisie strukturalnym profilu otworu (tab. 18) zastosowano liczne skróty i symbole na oznaczenia typu struktury, jej wielkości, kształtu, kinematyki, orientacji względem warstw itd.:

- L.1.2.3 – lustro tektoniczne (małe, średnie i duże),
- R. – rysy ślizgowe na powierzchni luster tektonicznych,
- Rp. – drobne rysy ślizgowe na powierzchniach luster tektonicznych (prążki);
- W. – warstwowanie;
- up. – upad (W. up. = upad warstw);
- U. – uskok;
- F. – fałd;
- Ż. – żyły mineralne;
- S. – spękania tektoniczne bez wypełnienia mineralnego lub pęknięcie żyły mineralne.

Opisowe określenia orientacji struktur:

- podłużne – bieg struktury zgodny z biegiem warstw;
- poprzeczne – bieg struktury zgodny z kierunkiem zapadania warstw;
- diagonalne – bieg struktury skośny do biegu warstw;
- makrostruktury – np. makrofałdy – niewidoczne w skali rdzenia, a będące efektem interpretacji obserwacji w skali otworu;
- mezostruktury – np. mezofałdy – struktury, których geometria jest możliwa do zaobserwowania w rdzeniu;
- drobne struktury – np. drobne fałdy – struktury widoczne gołym okiem o rozmiarach rzędu 1–2 cm;
- (×5) – liczba analogicznych struktur w obrębie opisywanego odcinka rdzenia.

Tabela 18

## Profil strukturalny rdzenia wiertniczego z otworu Narol PIG 2

## Structural profile of the Narol PIG 2 core

Głębokość [m] Depth	Opis strukturalny rdzenia Structural description of drill core	Uwagi i komentarze Notes and remarks
1	2	3
1897–1902	W. up. 0–10° w łupku ilastym i heterolicie, bez makroskopowych struktur tektonicznych	
2100	Ż. kalcyt. stroma, płaska	
2381	W. up. 0–10°; L.1 up. 45°, płaskie, R. upad, ?nasuwce (Ri); Ż.2 stroma, kalcyt. podłużna, zapadające w tą samą stronę co: L.2 up. 35° oraz L.2 (= Ż.3 szeroko rozwarta) up. 75°, tworzące system komplementarny reżimu nasuwczego; L.1 up. 40° z Rp. upad. nasuwce = Ż.2	spękania podobne do Riedla mogą się tu tworzyć z powierzchni warstwowań ugiętych ciągnięciem przyuskokowym normalnym
2480	W. up. 10–20°; Br. tekton. o szerokości do 1 cm w postaci nieregularnych gniazd o nieznanym upadzie; S.1 zlustrowane bez Rp.; Ż.2 połoga, płaska, 1–2 mm	podwyższone upady ponad strefą nasunięcia Ż. połoga => nadciśnienie porowe w reżimie nasunięć
2480–2585	bez makroskopowych struktur tektonicznych	
2585	Ż.1.2 kalcyt., pion, płaskie, <1 mm (×4) w obrębie czarnego iłowca	zmineralizowany zespół ciosowy
2640–2643	Ż.2 up. 80° kalcyt z okruchami iłowca, płaska, 1 mm	
2704	W. połogie = L.3 R. (mineralizacja synkinematyczna) (fig. 48A)	mineralizacja pozioma => nadciśnienie porowe
2717	W. up. 0°; Ż.1 kalcyt., rozcinające laminę mułowca, zespół (×3)	spękania kontrolowane litologicznie
2720–2728	W. up. 5°; Ż.2, kalcyt., pion., ?poprzeczna, płaska, 1 mm	bieg prostopadły do biegu warstw (spąg syluru)
2744–2747	Ż.3 kalcyt., stroma, przechodząca w pochyłą, załamana, do 1 cm apertury, mechanizm rozwierania <i>pull apart</i> reżimu uskoków normalnych	przejście S/Or bez widocznej niezgodności kątowej
2855–2875	Ż.2 = U. up. 75°, zrzut 8 mm, uskok normalny przemieszcza: Ż.1 kalcyt., pion., płaskie, zespół (×5) bieg I do biegu U.	ekstensja młodsza od założenia i mineralizacji zespołu ciosowego
2875–2896	Ż.1, kalcyt., pion., płaskie, zespół (×3)	dalszy ciąg zespołu ciosu
2896–2905	Ż. kalcyt = gniazdo >1 cm; Ż.1.2 kalcyt., pion., płaska, 1–2 mm, zespół (×3)	dalszy ciąg zespołu ciosu
2905–2919	Ż.1.2 kalcyt., pion., płaskie, 1–2 mm, zespół (×6)	dalszy ciąg zespołu ciosu
2975–2976	W. up. 0°, pow. lekko zlustrowane	lekki poślizg między warstwami
2979–2985	W. up. 5°, kalcyt., pion., ?podłużna, płaska, 2 mm	przy niskim upadzie W. ich bieg jest niepewny
2985–2990	L.1 połogie, nierówne, Rp. upad., nasuwce (z przemieszczenia lamin) (fig. 48B)	deformacje nasuwcze obejmujące pojedyncze laminy heterolitu (spąg ordowiku)
2990–2914	W. połogie, pow. połyskujące z drobnymi deformacjami w heterolicie; Ż. kalcytowe, strome	brak zmiany stylu strukturalnego na granicy kambr/ordowik
3014–3016	W. połogie, połyskujące; F. drobne; L.1 up. 30°, nierówne, przechodzące w laminację, Rp. upad., nasuwce (przemieszczenie lamin) (×4)	drobna rampa sprzężona z drobnymi fałdkami w heterolicie
3116–3118	Ż. kwarcowe, strome, w mułowcu	najpłytsza mineralizacja kwarcowa
3118–3120	W. up. 0–90° pow. zlustrowane; F. drobne i mezo	kompleks sfałdowany

Tabela 18 cd.

1	2	3
3120–3121	W. up. 30–40° = $\dot{Z}$ . kwarc., płaskie, 1–4 mm ( $\times 4$ ) oraz $\dot{Z}$ . kwarc. katetalne przeciwstawne do up. W.	dynamicznie przekształcone łaminy mułowcowe
3140–3145	W. up. 70–90°, intensywnie zlustrowane okruchy rdzenia R i Rp. upad.; mineralizacja synkinematyczna kwarcem	skruszona strefa U. w litych fragmentach rdzenia zaburzenia wyglądają na wczesnodia-genetyczne
3159–3163	W. up. 0–60°; F. drobne i mezo; mniej L. niż powyżej	
3180	$\dot{Z}$ . kwarc. z okruchami kwarcytu, stroma, nierówna, 3 cm, rozwidlająca się jednostronnie w zespół pochyłonych $\dot{Z}$ .1	ciąg dalszy strefy zdeformowanej
3204–3206	Piaskowiec porowaty pocięty przez: $\dot{Z}$ . kwarc., strome, płaskie, 1 mm ( $\times 3$ ); heterolit zlustrowany bez widocznych deformacji F.	miejscami brak kwarcytyzacji
3225–3229	W. up. 0–12°, w przewarstwieniach ilastych w obrębie piaskowca kwarcyticznego; $\dot{Z}$ . kwarc., strome jw. ( $\times 2$ )	
3229–3234	W. up. 0–12° w piaskowcu kwarcyticznym; $\dot{Z}$ . rozwartą, szczota kwarcowa, pionowa; heterolit zlustrowany	
3239–3252	jw. bez mineralizacji z minimalną deformacją w heterolicie	
3263	jw. + szczota kwarcowa, stroma ( $\times 2$ ) w heterolicie	mineralizacja kwarcowa powstała na małej głębokości
3289	pow. lamin połyskujące bez R. w heterolicie	drobne przemieszczenia wzdłuż lamin heterolitu
3297	pow. lamin zlustrowana z Rp. w heterolicie	
3307	brak makroskopowych struktur tektonicznych w mułowcu	
3310	W. połyskujące bez R. w heterolicie; brak widocznych struktur tektonicznych	
3333	okruchy mułowca, zdeformowane i zlustrowane z Rp. ( $\times 15$ ); F. i nasunięcia drobne; $\dot{Z}$ . kwarc, up. 50–70°, zakrzywione, 1–3 mm ( $\times 3$ )	drobne nasunięcia
3340–3344	W. up. 15–22°, pow. nieznacznie zlustrowane	
3347–3349	$\dot{Z}$ . kwarc., starsza rozcięta przez młodszą: L.2 (= $\dot{Z}$ .) stroma, R. skośne i biegunowe prawoskrętne (brązowa mineralizacja włóknista kwarc.?) ( $\times 2$ )	brązowa mineralizacja była również wyżej (jedno z L. przesuwczych miało brązowe Rp.)
3349–3350	L. (= $\dot{Z}$ , gniazdo), połogie, nierówne, Rp. brązowa mineralizacja włóknista; $\dot{Z}$ . up. 30–60°, bardziej strome wypełnia kwarc, bardziej połogie, brązowa mineralizacja, biegi i kierunek zapadania zgodny ( $\times 4$ )	starsze $\dot{Z}$ . brązowe
3360–3364	W. up. 35–40°, pow. delikatnie zlustrowana Rp. upad. drobne undulacje W. w heterolicie	drobna strefa zaburzeń
3369–3376	W. up. 5–12° = L. Rp. nasuwcze, zgodne z ugięciem W.; na strukturach sedymentacyjnych inicjowane są drobne deformacje tektoniczne	
3376–3378	$\dot{Z}$ . kwarc, stroma w mułowcu	
3378	W. up. 0–20°; F. drobne, amplituda do 0,5–1,0 cm, okres do 2,5–6,0 cm, nie są seryjne	drobne struktury w tej części profilu występują pojedynczo
3390	W. połogie, drobne rampy, a nad nimi drobne F. z wergencją, pograży przechodzące w drobne F. (fig. 48C)	drobne deformacje tektoniczne uwarunkowane strukturą sedymentacyjną
3391–3397	drobne struktury kompresyjne występują seryjnie; pow. W. są zlustrowane z Rp. W mułowcu nasunięcia, połogie, płaskie, z brązową mineralizacją	mniej intensywne drobne deformacje kompresyjne niż w wyższej

Tabela 18 cd.

1	2	3
3400–3416	W. up. <5°, subtelne, penetratywne drobne struktury kompresyjne, bez mezostruktur	
3439–3448	W. up. 5–12°, pow. połyskujące bez struktur tektonicznych	
3458	W. up. 10–15°, drobne rampy nasuwcze oraz drobne struktury wczesnodiagenetyczne o osiach skośnych do biegu W. [W./60°/oś drobnego F.]	
3471	W. połogie, pow. połyskujące, bez R. drobne F. i mezo F.	
3500	Mezo F. wyglądający na spływowy, z wergencją, brak zlustrowań	sejsmity?
3500–3514	W. połogie; F. drobne bez zlustrowania W.	
3514	W. up. 0–5°, w ławicy mułowca: Ż. kwarc., up. 80°, płaskie, <1 mm, przeciwstawne do W. (×5)	
3520–3524	F. drobne, wyglądają na wczesnodiagenetyczne	
3527	Ż. kwarc biały, jw., 2–3 mm, rdzawy nalot + kawernistość	
3539	W. połogie, pow. błyszczące; F. drobne z ?płynięcia	
3560	W. połogie, F. drobne o niewiadomej genezie	
3563–3566	W. up. 0–30–80–90° pow. zlustrowane Rp. (×3)	strefa stektonizowana
3586–3587	strefa U. z luźną brekcją, L. up. 30°, Rp. upad	
3587–3593	brak makroskopowych struktur tektonicznych; drobne zaburzenia, jak sedymentacyjne	
3605	W. połogie, pow. połyskująca, F. drobne i mezo ?sedymentacyjne Ż. kwarc, strome w mułowcu	
3620	ławice rozerwane ekstensyjnie, upłynnienie mułowca (?sejsmit)	sejsmit?
3625–3650	brak struktur tektonicznych; W. połogie, słabo połyskujące; F. drobne, jak sedymentacyjne Ż. kwarcowa, stroma jw.	

### PROFIL STRUKTURALNY OTWORU

Profilowanie rdzenia z otworu wiertniczego Narol PIG 2 wykonano w obrębie kompleksu dolnego paleozoiku, w interwale głębokości 1897–3650 m, znajdującym się bezpośrednio pod utworami jury środkowej. Rdzeń wiertniczy o średnicy 6,5 cm pokrywa ok. 30% długości badanego in-

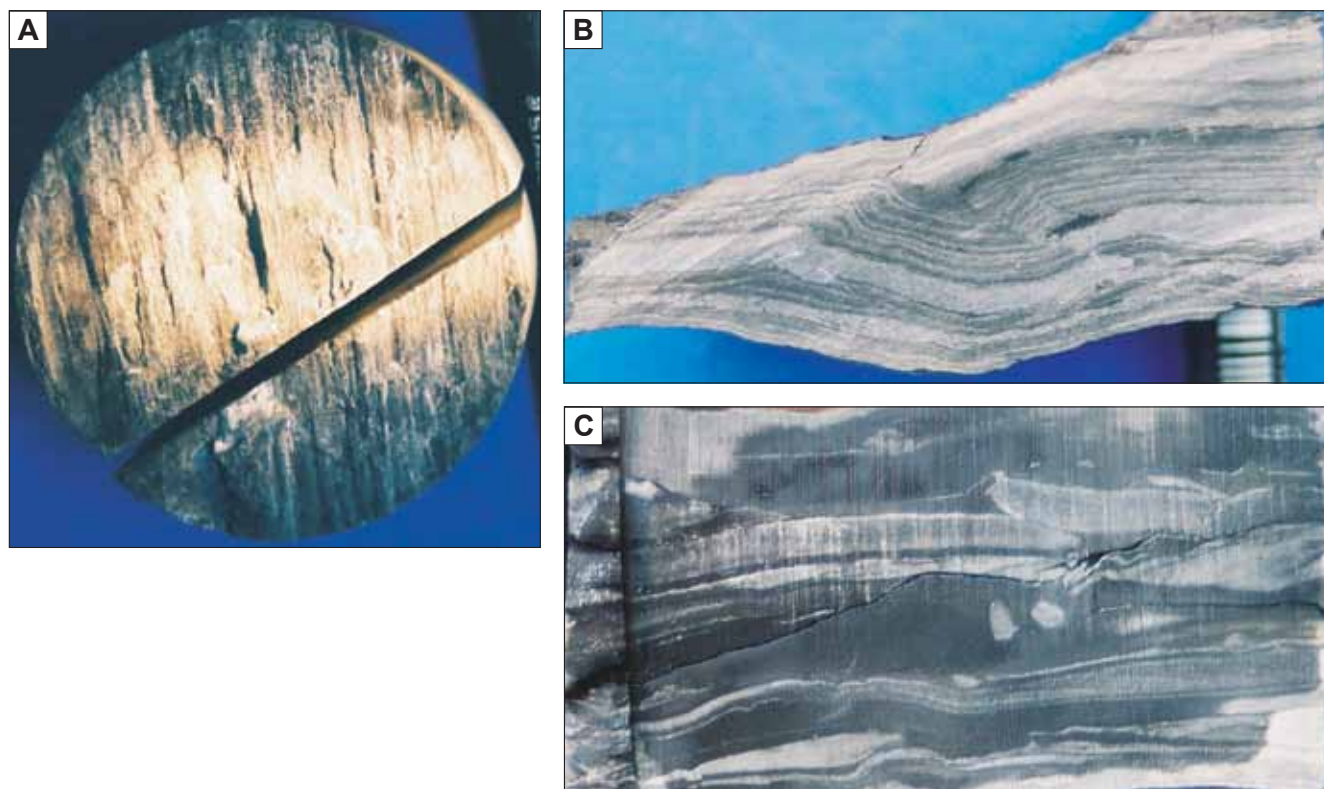
terwału głębokościowego i większość rdzenia pobrano z dolnej części badanego interwału (fig. 59). Ze względu na charakter badań obserwacje skoncentrowano w miejscach do-  
brze widocznych zaburzeń tektonicznych.

### INTERWAŁY JEDNORODNE STRUKTURALNIE

Profil otworu można podzielić na następujące interwały mające pewne cechy wspólne:

**1897–2975 m** – w interwale obejmującym profil syluru i ordowiku (bez tremadoku) warstwy leżą połogo i tylko w sąsiedztwie uskoku (z brekcją tektoniczną) osiąga ją upad 20°. Połogie i pochyłe lustro z rysami ślizgowy-

mi w kierunku upadu lustra oraz słabo wyrażony komplementarny system spękań reżimu nasuwczego są jedynymi śladami oddziaływania kompresji. Występują tu natomiast liczne żyły kalcytowe należące do zespołu poprzecznego oraz przemieszczające je młodsze żyły kalcytowe, podłużne.



**Fig. 48. Fotografie fragmentów rdzeni o średnicy ok. 6,5 cm (lokalizacja w profilu otworu Narol PIG 2 w tabeli 18)**

**A** – połogie lustro tektoniczne z wyraźnymi rysami wskazującymi na reżim uskoków nasuwczych w obrębie łupków landoweru. **B** – drobne nasunięcie rozrywające wcześniejsze fleksuralne ugięcie warstw w obrębie mułowcowego heterolitu tremadoku. **C** – drobne nasunięcia lamin mułowcowych w obrębie heterolitu ilastego furgonu (kambru górnego)

**Photographs of the core samples ca. 6.5 cm of diameter (location in Narol PIG 2 borehole profile marked in Table 18)**

**A** – gently dipping slickenside with clearly visible striation point to thrust fault stress regime in the Llandovery shale complex. **B** – small-scale thrust breaking the initial flexure within the silty Tremadocian shale. **C** – small-scale thrust cutting silty lamina within clayey shale matrix of the Furongian (Upper Cambrian) age

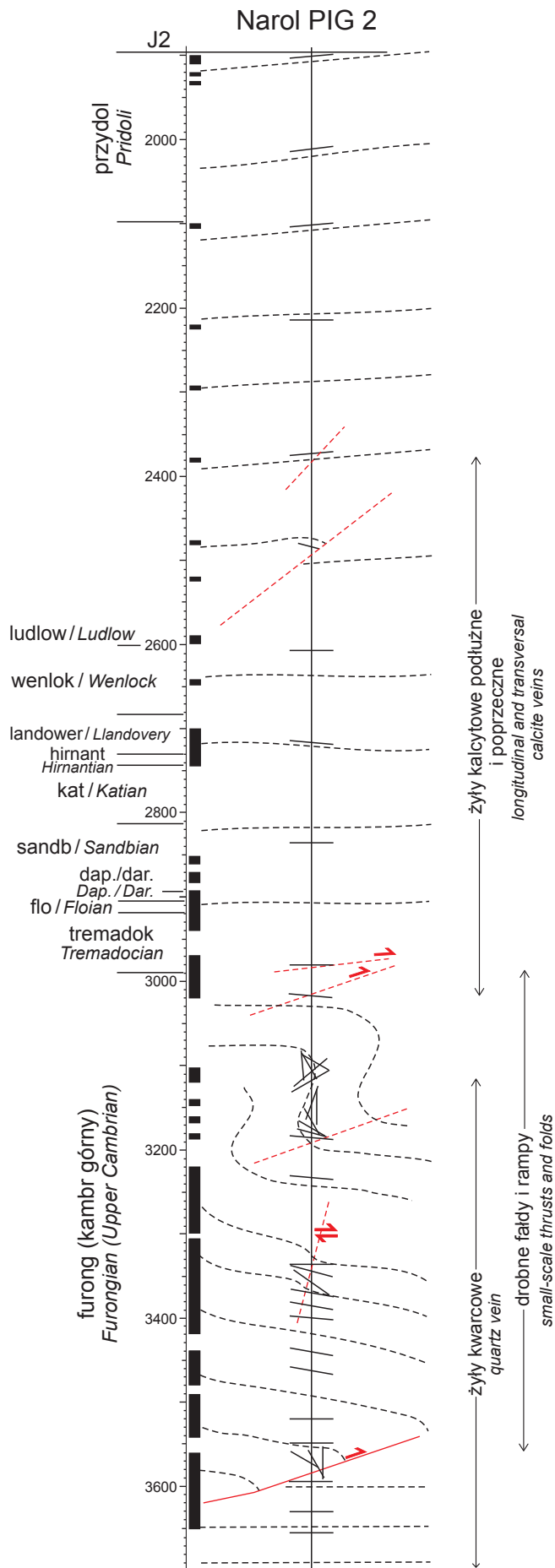
**2975–3118 m** – strefa intensyfikacji deformacji kompresyjnych w kompleksie dolnej części tremadoku i najwyższego kambru. Warstwy leżą poziomo, a ich powierzchnie są połyskujące. Charakterystyczne są deformacje nasuwcze o małej intensywności w postaci drobnych ramp w utworach tremadoku oraz drobnych fałdków i ramp w utworach kambru. Poczynając od stropu tremadoku stopniowo zanika mineralizacja kalcytowa, a pojawia się kwarcowa (żyły strome, podłużne). Nie występuje kontrast strukturalny pomiędzy kompleksem ordowiku i kambru.

**3118–3159 m** – główna strefa deformacji kompresyjnych w heterolitach górnej części furgonu (kambru górnego). Warstwy intensywnie sfałdowane i zlustrowane o upadkach 0–90°. Występują tu liczne drobne mezofałdy bez zaznaczającej się skośności pomiędzy kierunkami osi. Lustra połogie, nasuwcze mają rysy tektoniczne zgodne z upadem. Występują tu żyły kwarcowe podłużne, katetalne. W spągu interwału znajduje się strefa uskoku nasuwczego z synkinematyczną mineralizacją kwarcową.

**3180–3471 m** – strefa zaniku deformacji kompresyjnych stwierdzonych powyżej pod główną strefą. Upa-

dy warstw w tym interwale mieszczą się w granicach 0–20°, poza stropowym odcinkiem oraz interwalem 3360–3364 m, gdzie wzrastają do 40–60°. Powierzchnie warstw są połyskujące, niekiedy zlustrowane, lokalnie występują drobne struktury kompresyjne. Niewielkie nasunięcia mają rysy upadowe. Żyły kwarcowe z okruciami kwarcytów (tzn. powstałe już po kwarcytyzacji piaskowca). Brązowa mineralizacja (?dolomit) wypełnia lustro uskoku przesuwczego, prawoskrętnego oraz połogie żyły i drobne nasunięcia.

**3471–3650 m** – strefa zaniku deformacji kompresyjnych. Warstwy leżą poziomo, a częstość występowania drobnych struktur kompresyjnych spada ku dołowi. Większe wychylenia warstw (do 40°) stwierdzono tylko w stropie interwału oraz na głęb. 3563–3566 m, gdzie obserwuje się zmianę upadu warstw w granicach 0–90°. Powyżej interwału zaburzonego występuje więcej drobnych fałdków, w jego obrębie stwierdzono również mezofałdy, a w spągu tej strefy znajduje się brekcja tektoniczna. Nieliczne żyły kwarcowe są podłużne, niektóre z rdzawym nalotem.



**Fig. 49. Uproszczony profil tektoniczny otworu Narol PIG 2 ze wskazaniem: zasięgu interwałów rdzeniowanych (grube czarne linie wzdłuż skali głębokości), kątów upadu warstw (kreski pośrodku profilu), interpretacji makrostruktury (linie przerywane) oraz uskoków odpowiadających większym lustrom tektonicznym stwierdzonym na rdzeniu (zaznaczono na czerwono)**

Simplified tectonic profile of the Narol PIG 2 borehole including: the range of cored intervals (thick black lines along the depth scale), dipping angles of bedding planes (lines in the middle of the profile), macrostructure interpretation (dashed lines) and small faults indicated by remarkable slickensides observed on core samples (marked in red)



## INTERPRETACJA FAZ DEFORMACJI TEKTONICZNYCH

Interwałów otworu jednorodnych strukturalnie, wydzielonych w poprzednim rozdziale, a zwłaszcza ich zasięgu stratygraficznego nie należy utożsamiać z wiekiem deformacji. Odcinek w profilu stratygraficznym, w którym są obserwowane deformacje, zależy w dużym stopniu od lokalizacji otworu, która przesądza o tym, w jakim interwale struktura tektoniczna jest penetrowana otworem, jak również od tego, czy jest ona zakorzeniona czy naskórkowa. Z tego powodu ustalenie wieku deformacji na podstawie obserwacji strukturalnych jest zwykle trudne lub niemożliwe. Do ustalenia wieku może posłużyć głównie porównanie z wiekiem innych struktur.

W przypadku otworu Narol PIG 2 rozdzielność wystąpienie różnych typów mineralizacji (kwarcowej i węglanowej) sprawia, że nie ma możliwości nawet korelacji następstwa głównych obserwowanych deformacji. Poniżej przedstawiono prawdopodobny (hipotetyczny) przebieg deformacji tektonicznych stwierdzonych w profilu otworu Narol PIG 2, opierający się również na regionalnym rozpoznaniu rdzeni przez autora (Jarosiński, 2004).

- Założenie katetalnego ciosu poprzecznego i prawdopodobnie ciosu podłużnego wypełnionego mineralizacją kwarcową w obrębie kompleksu kambriu i mineralizacją kalcytową w kompleksie ordowiku i syluru – w tym procesie kompleks tremadoku stanowił nieprzepuszczalną barierę dla mieszania się roztworów mineralizujących.
- Penetratywne deformacje kompresyjne w postaci drobnych i większych fałdów i ramp z lokalnym kliważem i zlustrowaniem powierzchni lamin i warstw. Główna strefa deformacji obejmuje heterolity najwyższego kambriu i tremadoku; słabsze deformacje kompresyjne, mogące powstać w tej samej fazie kompresji, obejmują kilkaset metrów profilu powyżej i poniżej tej strefy.
- Późniejsze podłużne deformacje przesuwowe (prawoskrętne) z brązową mineralizacją (?dolomitem).
- Otwieranie żył poprzecznych w reżimie uskoków normalnych (nieznana relacja względem faz deformacji kompresyjnych).

## PODSUMOWANIE

Deformacje o spójnej kinematyce reżimu nasunięć – zarówno małe, jak i większe struktury kompresyjne – mogły powstać w jednej fazie odkształceń, o czym świadczy wzrost intensyfikacji struktur drobnych w sąsiedztwie stref intensywnych deformacji. Ponieważ w kompleksie syluru górnego deformacje te mają charakter struktur kruchych, wymagających zaawansowanej diagenety, dlatego można przypuszczać, że deformacje te nastąpiły po sylurze. Z regionalnego punktu widzenia mogą one reprezentować fazę kompresji waryscyjskiej schyłku karbonu, która zaznaczyła się w basenie lubelskim (np. Tomaszczyk, Jarosiński, 2015). Zgodnie z interpretacją przedstawioną na figurze 49 deformacje kompresyjne mogły podwyższyć miąższość kompleksu kambryjskiego o ok. 100 m, choć należy zastrzec, że odwrócone położenia warstw na odcinku głów-

nych deformacji kompresyjnych są jedynie hipotezą – nie zostały udowodnione. Zasięg mineralizacji kwarcowej od spągu otworu do tremadoku może być uwarunkowany dobrym uszczelnieniem kompleksu utworami tremadoku. Źródłem roztworów, z których krystalizował kwarc, mogą być bezwapniste heterolity i piaskowce kambryjskie poddane rozpuszczaniu w warunkach podwyższonych nacisków tektonicznych. Żył kalcytowe w obrębie kompleksów ordowiku i syluru prawdopodobnie były zasilane węglanami, które występują w spoiwie heterolitów i łupków tego wieku. Wokół lustra uskoku przesuwczego występuje charakterystyczna węglanowa mineralizacja brązowa, która może być związana z migracją bituminów (jej skład mineralny nie został jednak określony makroskopowo).

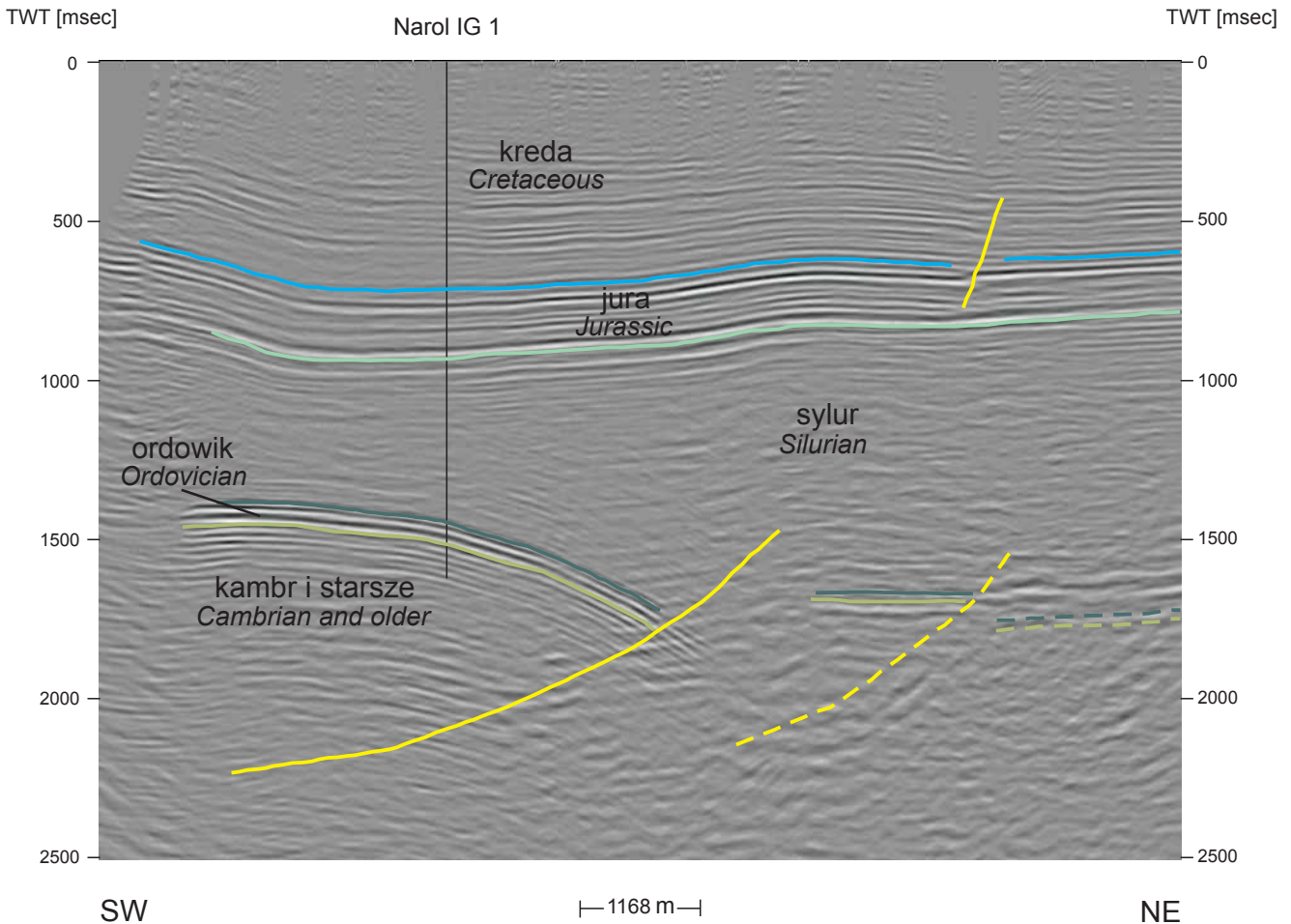
**Sylwia KIJEWSKA, Katarzyna SOBIEN**

## INTERPRETACJA DANYCH SEJSMICZNYCH

W okolicy otworu wiertniczego Narol IG 1 w latach 1975 i 1985 zostały pomierzone przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych dwa zdjęcia sejsmiczne 2D.

Do analizy budowy strukturalnej wykorzystano linię sejsmiczną WA0F0275 o przebiegu SW–NE (fig. 50). Jakość sygnału jest zadowalająca i poza horyzontami wyznaczającymi strop jury i regionalną powierzchnię niezgodności pomiędzy utworami paleozoiku i mezozoiku pozwala

śledzić również horyzonty dolnopaleozoiczne – strop utworów ordowiku oraz strop utworów kambriu. W profilu stratygraficznym otworu oraz na profilu sejsmicznym nie wyróżniono utworów od dewonu do jury dolnej. Obszar, w którego obrębie odwiercono otwór, charakteryzuje się niezbyt skomplikowaną, choć trudną do zdefiniowania budową strukturalną. Jednoznaczna interpretacja strukturalna obszaru w najbliższej odległości od otworu utrudnia



**Fig. 50. Interpretacja fragmentu profilu sejsmicznego WA0F0275**

Kolor jasnozielony – strop kambru, ciemnozielony – strop ordowiku, jasnoniebieski – spąg jury, ciemnoniebieski – spąg kredy, żółty – uskoki

A part of interpreted seismic profile WA0F0275

Pale green – Cambrian top, dark green – Ordovician top, pale blue – Jurassic bottom, dark blue – Cretaceous bottom, yellow – faults

znikoma ilość danych otworowych oraz niejednoznaczny zapis obrazu falowego w miejscach występowania stref uskokowych i nasunięć, wynikający z ograniczonych możliwości technicznych ówczesnych pomiarów oraz z rozproszenia sygnału w strefach uskokowych.

W południowo-zachodniej części profilu sejsmicznego można zaobserwować wyniesioną strukturę, w której stropie w otworze Narol IG 1 nawiercono skały wieku ordowickiego i kambryjskiego. Są one regionalnie wychylone zgodnie z trendem zapadania stropu podłoża krystalicznego (Narkiewicz i in., 2014). Struktura ta stanowi prawdopodobnie nasunięcie. Szczegółową interpretację znacząco utrudnia brak w bezpośrednim sąsiedztwie głębokich otworów, które mogłyby pomóc jednoznacznie określić wiek struktury.

Powyżej utworów ordowiku zalegają relatywnie jednorodne utwory, w których brak kontrastów prędkości i gęstości uniemożliwia wyróżnienie horyzontów sejsmicznych niższej rangi. Są to homogeniczne łupki sylurskie. Porównując charakter obrazu sejsmicznego do obrazu w obrębie rowu lubelskiego, nie można wykluczyć występowania w obrębie bloku również utworów dolnodewońskich, których obecność na tym obszarze do tej pory nie została potwierdzona wierceniami.

Jurajska powierzchnia niezgodności rozpoczyna prawie horyzontalnie zalegający kompleks utworów mezozoicznych, lekko zapadających ku SW. W południowo-zachodniej części profilu formuje on strukturę, najprawdopodobniej związaną z niedużą odległością od głębokiego uskoku Janowa, tnącego podłużnie całą strefę Biłgoraj–Narol.



Ireneusz DYRKA

## ANALIZA TEMPY DEPOZYCJI ORAZ MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu wiertniczego Narol IG 1 przeprowadzono analizę tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania. Modelowania w wariantcie jednowymiarowym (1D) wykonano za pomocą programu PetroMod 1-D firmy Schlumberger. W modelowaniach wykorzystano takie dane wejściowe, jak: stratygrafia, litologia, miąższość jednostek wydzielonych w profilu oraz parametry petrofizyczne skał. Każdej jednostce stratygraficznej przypisano wiek liczbowy na podstawie danych Gradsteina i in. (2012). Modelowania przeprowadzono metodą wprost (ang. *forward modelling*), w której założono stan wyjściowy systemu oraz określony proces, a następnie wyliczano jego skutek dla współczesnego rozkładu stopnia dojrzałości termicznej w profilu otworu. W przypadku niezgodności pomiędzy dojrzałością obliczoną a pomierzoną w profilu otworu, procedura była powtarzana aż do optymalnej kalibracji modelu. Analizowano również inne modele o podobnej kalibracji. Dojrzałość termiczną materii organicznej obliczono za pomocą algorytmu opracowanego przez Sweeneya i Burnhama (1990). W rekonstrukcji historii pograżania zastosowano poprawkę na dekompakcję. W procedurze dekompakcji uwzględniono takie parametry petrofizyczne skał, jak: współczynnik kompaktacji i porowatość pierwotną utworów. Parametry te były przyjmowane dla poszczególnych typów

litologicznych w miarę dostępnych danych publikowanych lub pochodzących z biblioteki programu. W procedurze odtwarzania historii termicznej i warunków pogrzebania rekonstruowano miąższości zerodowanych fragmentów profili litostratygraficznych. Dotyczyło to zwłaszcza erozji utworów dewonu oraz karbonu. Miąższości zerodowanych utworów były określone na podstawie ekstrapolacji miąższości z obszarów o pełniej zachowanych profilach oraz poprzez kalibrację profili dojrzałości termicznej, pomierzonej i obliczonej. Kalibrację modeli historii termicznej przeprowadzono głównie na podstawie średniej wartości refleksyjności wityryny i macerałów wityrynitopodobnych (%  $R_o$ ), określonych w próbkach z utworów od kambru do kredy środkowej (I. Grotek, ten tom), oraz dodatkowo weryfikowano wyniki kalibracji wartościami  $T_{max}$  pomierzonymi podczas analizy Rock-Eval (P. Karcz, ten tom). W modelowaniach uwzględniono dane charakteryzujące współczesny reżim cieplny (Plewa, 1994; Karwasiecka, Bruszezewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009), tj. pomiary temperatury w otworach wiertniczych, przewodność cieplną szkieletu ziarnowego oraz pomiary gęstości powierzchniowego strumienia ciepłego. Ponadto w modelowaniach uwzględniono zmiany średniej temperatury powierzchniowej w historii geologicznej basenu (Wygrala, 1989), której wartości znajdowały się w bibliotece programu.

### WYNIKI

W strefie lokalizacji otworu wiertniczego Narol IG 1 występują utwory trzech basenów sedimentacyjnych: edia-karsko-paleozoicznego, dewońsko-karbońskiego oraz perm-sko-mezozoicznego basenu polskiego. Baseny te w skali czasu geologicznego różnią się ramami geometrycznymi, mechanizmami subsyduencji oraz tempem depozycji osadów. Dla tego obszaru i pobliskich głębokich otworów wiertniczych (m.in. Terebin IG 5, Komarów IG 1, Białopole

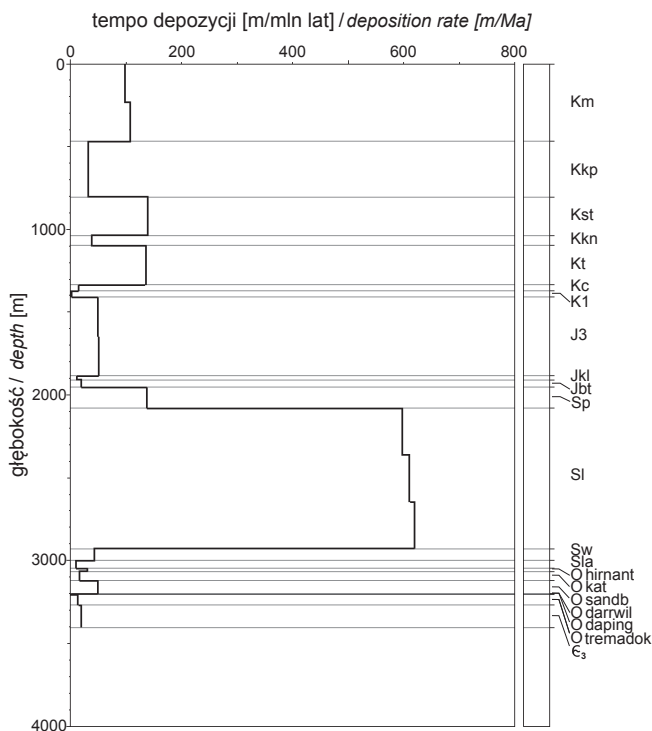
IG 1) wykonano liczne analizy tempa depozycji materiału osadowego oraz modelowania historii termicznej i warunków pogrzebania, które znajdują się w pracach m.in.: Maćkowskiego (1997), Burzewskiego i in. (1998), Narkiewiczza i in. (1998), Poprawy i Pacześnej (2002), Batora i in. (2002), Karnkowskiego (2003), Poprawy i Żywieckiego (2005), Poprawy (2012 a, b) i Dyrki (2014a, b).

### ANALIZA TEMPY DEPOZYCJI

Najstarszymi utworami w profilu otworu Narol IG 1 są klastyczne utwory furongu (kambru górnego – piaskowce, mułowce, iłowce). Jako że utwory nie zostały w całości przewiercone, niemożliwe jest ustalenie w miarę wiarygodnego tempa ich depozycji, jednak można przypuszczać, że wynosiło ono ok. 20 m/mln lat (fig. 51). Z początkiem ordowiku tempo sedimentacji osadów klastyczno-węglanowych wyraźnie spadło, co było wynikiem subsyduencji termicznej związanej z rozwojem pasywnego brzegu konty-

entalnego w późnym kambrze i ordowiku. W dapingu i darriwilu wynosiło ono zaledwie 3 m/mln lat, ale wraz z początkiem sandbu nastąpił jego znaczący wzrost do ok. 28 m/mln lat.

Wraz z początkiem syluru zaznaczył się wyraźny i konsekwentny wzrost sedimentacji osadów klastycznych. W wenloku tempo depozycji wynosiło ok. 44 m/mln lat, w ludlowie bardzo znacząco wzrosło do ok. 595–620 m/mln lat, a w przydolu spadło do ok. 138 m/mln lat. Wzrost tempa



**Fig. 51. Tempo depozycji osadów dla profilu otworu Narol IG 1**

Km – mastrycht, Kkp – kampan, Kst – santon, Kkn – koniak, Kt – turon, Kc – cenoman, K<sub>1</sub> – kreda dolna, J<sub>3</sub> – jura górna, Jkl – kelowej, Jbt – baton, Sp – przydol, Sl – ludlow, Sw – wenlok, Sla – landower, O – ordowik, C<sub>3</sub> – kambr górny

Sediment deposition rate for the Narol IG 1 borehole section

Km – Maastrichtian, Kkp – Campanian, Kst – Santonian, Kkn – Coniacian, Kt – Turonian, Kc – Cenomanian, K<sub>1</sub> – Lower Cretaceous, J<sub>3</sub> – Upper Jurassic, Jkl – Callovian, Jbt – Bathonian, Sp – Pridoli, Sl – Ludlow, Sw – Wenlock, Sla – Llandovery, O – Ordovician, C<sub>3</sub> – Upper Cambrian



sylwanie (wizienie). Następnie obserwuje się hiatus związany z deformacjami kompresyjnymi, które zakończyły się z końcem środkowej jury. W profilu otworu Narol IG 1 na częściowo zerodowanych utworach przydolu leżą niezgodnie utwory jury środkowej (kelowej). Z początkiem jury górnej rozpoczęła się kolejna faza wzmożonej depozycji osadów węglanowych z tempem depozycji ok. 52 m/mln lat. We wczesniej kredzie nastąpił znaczący spadek sedymentacji osadów do zaledwie 1–2 m/mln lat. Z początkiem późnej kredy rozpoczęła się kolejna faza aktywności tektonicznej, która trwała aż do początku paleogenu. Tempo sedymentacji w późnej kredzie było bardzo zmienne i dla cenomanu wynosiło 15 m/mln lat, następnie dla turonu wzrosło do 135 m/mln lat, po czym znowu spadło w koniak do 39 m/mln lat, następnie wzrosło w santonie do 138 m/mln lat, spadło w kampanie do 32 m/mln lat i powtórnie wzrosło w mastrychcie do 99–107 m/mln lat. Tak zmienne tempo depozycji osadów związane ze wzmożoną subsydencją sugeruje trwającą reaktywację tektoniczną w basenie polskim.

Utwory mastrychtu kończą profil otworu Narol IG 1.

depozycji osadów w sylurze wiązał się z jednej strony z fleksuralnym uginaniem krawędzi płyty, tworzącym w basenie przestrzeń akomodacyjną, z drugiej zaś strony – ze wzrostem dostawy materiału detrytycznego (Poprawa, 2012a).

Dla okresu dewońsko-karbońskiego nie analizowano tempa depozycji materiału osadowego, gdyż utwory tego wieku nie występują w profilu otworu Narol IG 1. Utwory te prawdopodobnie zostały w całości zerodowane podczas wypiętrzenia basenu, które miało miejsce w późnym pen-

## MODELOWANIE HISTORII TERMICZNEJ I WARUNKÓW POGRZEBANIA

Dla profilu otworu Narol IG 1 wykonano jednowymiarowe modelowania i rekonstrukcję historii termicznej oraz warunków pogrzebania (fig. 52). Podstawowym celem analizy było odtworzenie warunków paleotermicznych oraz stopnia pogrzebania skał w basenie. Do kalibracji modelu wykorzystano wyniki 31 pomiarów refleksyjności wityritu ( $R_o$ ) określających dojrzałość termiczną utworów (fig. 53) wykonanych na próbkach skał pochodzących z profilu otworu (I. Grotek, ten tom) oraz dodatkowo 28 pomiarów  $T_{max}$  wykonanych przy użyciu aparatury Rock-Eval (P. Karcz, ten tom). Pomiarów obejmują interwał od kambru po sylur (przydol) oraz jeden pomiar  $R_o$ , który wykonano dla utworów kampanu. Wyniki stanowią względnie równomierny i dość dobrze zagęszczony rozkład w profilu otworu. Zróżnicowana jakość kalibracji powoduje, że model historii termicznej nie jest jednoznaczny i są możliwe inne rekonstrukcje. Wyników pomiarów  $T_{max}$  nie pokazano na

profilu dojrzałości termicznej, gdyż ich wysoka rozbieżność w wąskich interwałach profilu powoduje ich małą wiarygodność, a co za tym idzie pomiary te nie miały znaczącego wpływu na kalibrację modelu.

Gęstość współczesnego strumienia cieplnego dla profilu otworu Narol IG 1 obliczono na podstawie wartości temperatur odczytanych z map współczesnych temperatur na powierzchniach ścieg poziomych (Karwasiecka, Bruszewska, 1997; Szewczyk, Gientka, 2009). Ponieważ nie dysponowano pomiarami laboratoryjnymi przewodnictwa cieplnego skał z profilu otworu, wartości te dla wydzielonych typów litologicznych przyjęto z biblioteki programu. Obliczony współczesny strumień cieplny wynosi 38 mW/m<sup>2</sup>.

Miąższości erozyjnie usuniętych utworów, zwłaszcza utworów dewonu, dla których przyjęto 200 m, oraz utworów części missisipu i pensylwanu, dla których przyjęto 800 m, odtworzono na podstawie ekstrapolacji miąższości

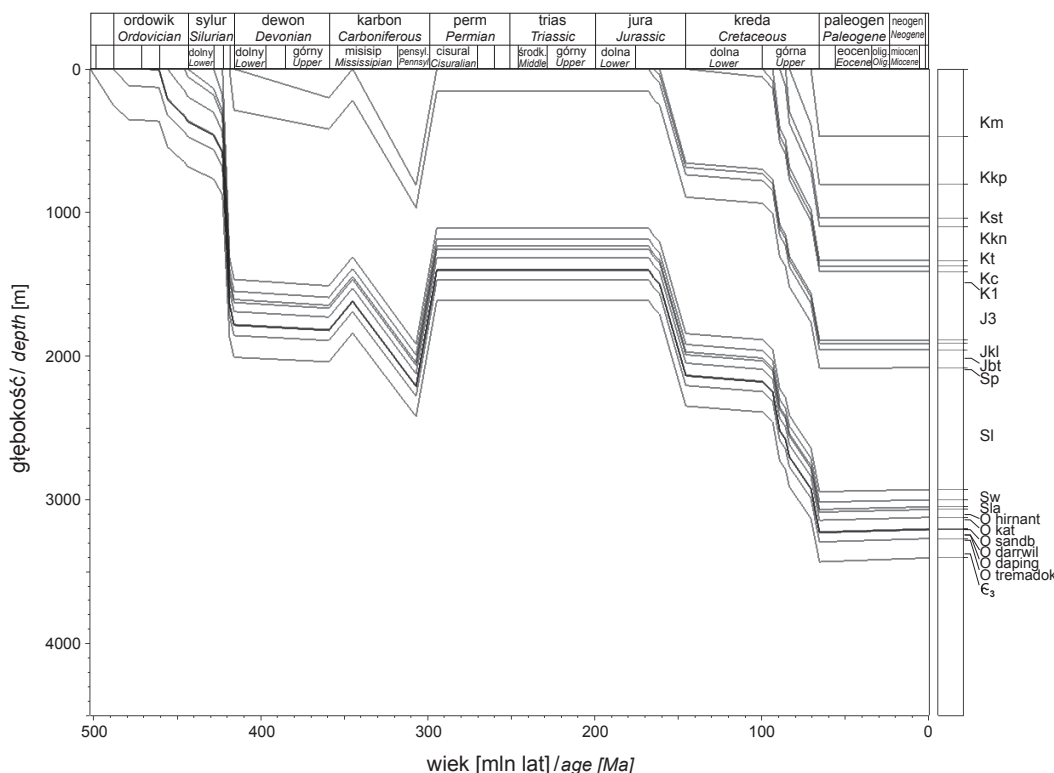


Fig. 52. Historia pogrzebania utworów w profilu otworu Narol IG 1

Objaśnienia przy figurze 51

Burial history for the Narol IG 1 borehole section

For explanations see Figure 51

z obszarów o pełniej zachowanych profilach oraz poprzez kalibrację profili dojrzałości termicznej pomierzonej i obliczonej. Do odtworzenia paleomiąższości wykorzystano prace Marka i in. (1997), Narkiewicza i in. (1998) i Modlińskiego i in. (2010).

Profil otworu Narol IG 1 charakteryzuje obecność kilku faz zwiększonego pogrzebania i szybkiego tempa depozycji materiału. Bezpośrednio po okresach wzrostu szybkiego pogrzebania następowały okresy erozji lub stagnacji.

Model pograżania osadów dla profilu otworu Narol IG 1 rozpoczyna się w późnym kambrze i charakteryzuje się wyraźnym pogrzebaniem. Od początku ordowiku zaznacza się okres stagnacji i niewielkich rozmiarów pograżania, które kontynuowało się do późnego ordowiku. W okresie tym pokrywa osadowa osiągnęła miąższość ok. 370 m. Wraz z początkiem syluru systematycznie następowała faza gwałtanego pogrzebania, której maksimum rozpoczęło się w wienoku i która kontynuowała się do wczesnego dewonu, kiedy to miąższość pokrywy osadowej wyniosła ok. 2000 m.

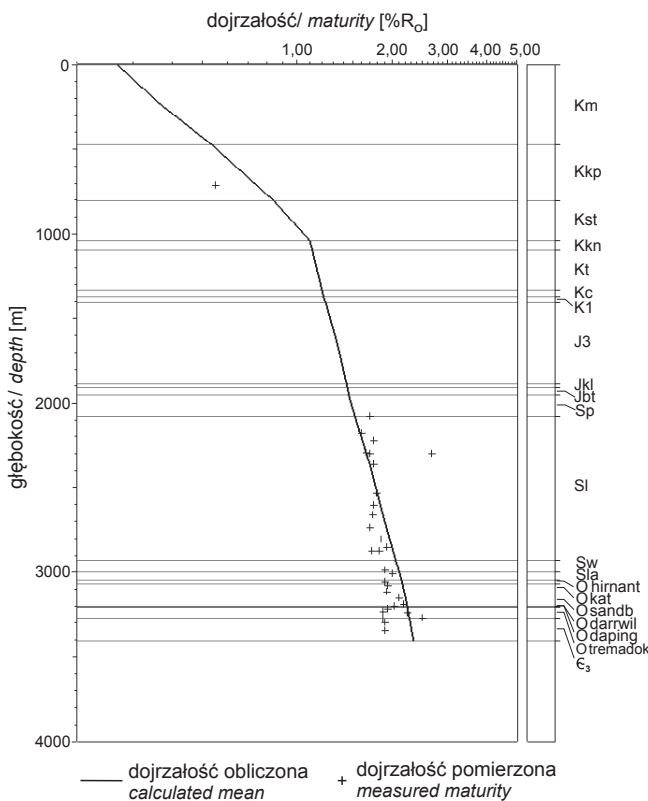
W profilu otworu Narol IG 1 nie występują utwory dewonu oraz karbonu, dlatego dla tego interwału założono warstwy utworów dewonu o miąższości 200 m, która następnie została zerodowana we wczesnym karbonie. Erozja ta była związana z etapem wypiętrzania i erozji fazy bretońskiej. Następnie, w wienoku, nastąpiła kolejna faza

gwałtanego pogrzebania, która trwała niemal do końca karbonu (westfalu), zwiększając tym samym miąższość pokrywy osadowej do ok. 2420 m. Z końcem karbonu (stefan) i początkiem permu nastąpiła faza wypiętrzania i erozji o znaczących rozmiarach. Zerodowane zostały wówczas wszystkie utwory karbonu o miąższości ok. 800 m.

Okres od wczesnego permu do środkowej jury był pozbawiony sedymentacji osadów. W mezozoiku dwie fazy pogrzebania obejmowały późną jurę, po której we wczesnej kredzie nastąpił okres powolnego pograżania, kiedy to pokrywa osadowa osiągnęła miąższość zbliżoną do tej z końca karbonu. Z początkiem późnej kredy zaznaczyła się kolejna bardzo intensywna faza pogrzebania, kontynuująca się do wczesnego paleogenu. Wtedy to pokrywa osadowa w profilu otworu Narol IG 1 osiągnęła największą miąższość, tj. ok. 3430 m, i zasadniczo ukształtowała ówczesny profil otworu.

Z początkiem kenozoiku nastąpił okres stagnacji i zaniku sedymentacji osadów wraz z prawdopodobnie niewielką fazą erozji na początku miocenu.

Rozkład dojrzałości termicznej (fig. 53) w obrębie utworów mezozoicznych i paleozoicznych tworzy wspólnie spójny profil o wysokim gradiencie dojrzałości. Można uznać, że brak jest niezgodności pomiędzy dojrzałością utworów paleozoicznych i mezozoicznych. Anomalia zwią-



**Fig. 53. Kalibracja modelu historii termicznej pomiarami dojrzałości termicznej dla profilu otworu Narol IG 1**

Calibration of thermal history model with thermal maturity measurements for the Narol IG 1 borehole

zana z obniżeniem się dojrzałości termicznej w obrębie niższej części utworów ludlowu jest związana z rozwijaniem się dojrzałości w reżimie nadciśnień (Poprawa, Grotek, 2005). Szybkie tempo depozycji osadów klastycznych, które miało miejsce w ludlowie, oraz ich mechaniczna kompakcja wpłynęły na tworzenie się nadciśnień w profilu tych utworów.

Wykonane różne warianty modelowań historii termicznej potwierdziły założenia Poprawy (2007 i 2012b), że aby uzyskać odpowiednią, najbardziej prawdopodobną kalibrację modelu, należy założyć stały w czasie strumień ciepły oraz dodatkową dostawę energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych w okresie ich depozycji. Dodatkowa energia cieplna w tym wypadku wyniosła  $750 \mu\text{W}/\text{m}^3$ . Jako potencjalny mechanizm dostarczania energii cieplnej do kompleksu utworów górnokredowych można wskazać migrację w obrębie tych utworów gorących roztworów (Poprawa, Żywiecki, 2005; Poprawa 2007, 2012b). Takie założenia pozwalają na przyjęcie erozji utworów karbonu w wysokości ok. 800 m oraz utworów dewonu – 200 m, co jest wartością zbliżoną do obszarów, w których występuje profil tych utworów.

Należy podkreślić, że opisany powyżej model nie jest jednoznaczny, a kalibracji modelu można dokonać w różnych innych wariantach przedstawionych m.in. w pracy Poprawy (2008) lub Kosakowskiego i in. (2005). Jednak pozostałe warianty są mniej wiarygodne, gdyż niezbędne byłoby w nich przyjęcie mało prawdopodobnej wysokiej miąższości zerodowanych utworów karbonu (1000–1500 m) oraz podwyższonego karbońskiego strumienia ciepłego ( $65$ – $85 \text{ mW}/\text{m}^2$ ).

Na podstawie wyników modelowań można określić strefy faz generacyjnych węglowodorów oraz śledzić to zjawisko w czasie. Na podstawie wyników modelowania jednowymiarowego dla profilu otworu Narol IG 1 w strefie generowania węglowodorów znajdują się utwory od dolnej części profilu otworu (kambr górny) do utworów kampanu (kredy górna) włącznie. Utwory od kambru górnego do górnej części jury górnej znajdują się w oknie generowania gazu ziemnego. Generowanie gazu ziemnego z tych utworów rozpoczęło się najprawdopodobniej z początkiem paleogenu. Utwory od górnej części jury górnej przez utwory kredy dolnej do utworów kampanu znajdują się odpowiednio w późnym, środkowym i wczesnym oknie generowania ropy naftowej. Początek generowania ropy naftowej dla tych utworów to schyłek późnej kredy i wczesnego paleogenu.