

## Wiek ruchów tektonicznych w strefie dyslokacyjnej Poznań–Kalisz, monoklina przedsudecka

Krzysztof Kwolek\*

*Strefa dyslokacyjna Poznań–Kalisz (SDP–K) należy do głównych mezozoicznych struktur tektonicznych występujących na obszarze monokliny przedsudeckiej i jest obiektem prac poszukiwawczych za węglowodorami, trwających z różnym nasileniem od połowy lat 70. Obecnie prace te prowadzone są przy użyciu najnowszych technologii, w tym sejsmiki trójwymiarowej. Odcinek między Solcem a Jarocinem został objęty badaniami sejsmicznymi 3D, które wykazały, że strefa ta nie straciła na perspektywiczności. Badania te dostarczyły olbrzymiej ilości danych, które w połączeniu z wynikami dodatkowych otworów wiertniczych z lat 1985–1998 upoważniają do aktualizacji niektórych zagadnień dotyczących budowy geologicznej SDP–K i jej genezy. Jednym z takich zagadnień jest problematyka wieku ruchów tektonicznych, które przyczyniły się do powstania tej strefy. Dla zbadania historii rozwoju tektonicznego SDP–K posłużono się analizą tempa depozycji osadów, wybierając takie rejony, w których odwiercono największą ilość otworów wiertniczych dających się połączyć w linie usytuowane poprzecznie do jej osi. Z uwagi na znaczące upady wstw oraz krzywizny odwiertów miąższości zmierzone w otworach wiertniczych przeliczono na rzeczywiste, po uprzednim zweryfikowaniu i ujednoczeniu litostratygrafii utworów mezozoicznych, głównie środkowego i górnego triasu. Stwierdzono, że inicjacja formowania się SDP–K miała miejsce prawdopodobnie już we wczesnym kajprze, a niewątpliwie w dolnej serii gipsowej. Jej rozwój trwał do schyłku dolnej jury i odbywał się w trzech fazach: dwóch silnych rozdzielonych fazą słabą. Pierwsza faza silna trwała w dolnym kajprze i dolnej serii gipsowej. Ten okres rozwoju dobrze koreluje się z ruchami tektonicznymi fazy labińskiej. Od przelomu piaskowca trzciniaстого i górnej serii gipsowej do retyku, względny wzrost subsydencji dna strefy rowowej malał aż do (lokalnie) całkowitego zrównoważenia się z poziomem na obszarach bezpośrednio do niej przyległych. Maksimum rozwoju SDP–K przypadało na dolną jurę (lias), w której to przyrost osadów w strefie rowowej był około dwukrotnie większy niż na jej flankach. Ten etap historii rozwoju SDP–K można powiązać z ruchami tektonicznymi fazy starokimeryjskiej.*

**Słowa kluczowe:** monoklina przedsudecka, strefa dyslokacyjna Poznań–Kalisz, ruchy tektoniczne fazy starokimeryjskiej, analiza tempa depozycji, rzeczywista miąższość stratygraficzna

Krzysztof Kwolek — **The age of tectonic movements in the Poznań–Kalisz Dislocation Zone, Fore–Sudetic Monocline.** *Prz. Geol.*, 48: 804–814.

*S u m m a r y. The Poznań–Kalisz Dislocation Zone (SDP–K) is one of the main Mesozoic tectonic structures to be found within the Fore–Sudetic Monocline and it has been to various extent the subject of petroleum exploration since the mid 1970s. Nowadays the exploration is being conducted with the use of the latest technologies, including 3–D seismic. The 3–D seismic surveys in the sector between Solec–Jarocin proved that the zone in question is still prospective. The data brought by the research, together with results from additional wellbores from the year 1985–1998, make it possible to update some question concerning the origin and geological setting of the SDP–K. One of them is the age of tectonic movements that resulted in forming of the zone. In order to trace the SDP–K's history of tectonic evolution the analysis of sediment deposition rate was used in reference to the areas where boreholes were most numerous and where it was possible to join them in lines transverse to graben zone axis. Because of significant dips of bedding and wellbore deviations, thickness values measured in wellholes were calculated into true lithostratigraphy of Mesozoic rocks, mainly of middle and upper Triassic, had been verified and standardized. It has been established that the initiation of SDP–K is likely to have taken place in Lower Keuper already, undoubtedly in Lower Gypsumkeuper. Its development continued until the end of Lower Jurassic and it consisted of three phases: two intense ones divided by a weak one. The first intense phase took place in Lower Keuper and in Lower Gypsumkeuper. That time interval is related to the movements of Labinian stage. Since the break of Reed Sandstone and Upper Gypsumkeuper up to Rhaetian, the relative growth of the graben zone subsidence diminished gradually until it, locally, became even with the level of subsidence of the area adjacent to the SDP–K. Maximum development of SDP–K took place in Lias when the relative growth of sediment in graben zone was about twice as big as in its flanks. This period in the history of tectonic development of the SDP–K may be connected with Early Cimmerian movements.*

**Key words:** Fore–Sudetic Monocline, the Poznań–Kalisz Dislocation Zone, early cimmerian tectonic movements, deposition rate analysis, true stratigraphical thickness

Na obszarze przedsudeckim występuje kilka regionalnych stref dyslokacyjnych silnie zaburzających monoklinalny układ cechsztyńsko-mezozoicznej pokrywy osadowej. Jedną z nich jest strefa dyslokacyjna Poznań–Kalisz (SDP–K), rozciągająca się na obszarze północno-wschodniej części monokliny przedsudeckiej i częściowo synklinorium mogileńskiego. W jej skład wchodzi synsedymantacyjne rowy i półrowy tektoniczne, charakteryzujące się wyraźnym wzrostem miąższości utworów gór-

nego triasu i dolnej jury w stosunku do obszarów przyległych. Wydaje się, że strefa ta jest fragmentem całego systemu rowów mezozoicznych polskiego basenu permsko-mezozoicznego. Na północ od Poznania przedłużeniem SDP–K może być ciąg rowów Szamotuły–Drawno synklinorium szczecińskiego, biegnący wzdłuż umownej granicy z synklinorium mogileńskim (ryc. 1).

Wzrost zainteresowania górnictwa naftowego SDP–K datuje się od czasu odkrycia w 1975 r. złoża gazu ziemnego Klęka, występującego bezpośrednio pod nią, w stropowej partii piaskowców czerwonego spągowca. Kontynuacja prac poszukiwawczych prowadzonych wzdłuż tej strefy doprowadziła do odkrycia kolejnych złóż gazu: Jarocin (1977) i Solec (1996). Asocjacja ciągu struktur w podłożu cechsztynu i związanych z nim złóż gazu oraz potencjal-

\*PGNiG S.A. w Warszawie, O/Biuro Geologiczne „Geonafta”, Ośrodek Regionalny Północ w Pile, pl. Staszica 9, 64-920 Piła



nych pułapek złożowych z przebiegiem SDP–K nie jest przypadkowa. Zagadnienie to autor zamierza przedyskutować w odrębnym artykule.

Obecnie rejon SDP–K wciąż odgrywa znaczącą rolę w poszukiwaniu węglowodorów na monoklinie przedśudeckiej, we wschodniej części północnego przedpola wału wolsztyńskiego. Świadczy o tym fakt, że od Kowalewa aż po Zaniemyśl strefa ta została objęta badaniami sejsmicznymi wykonywanymi techniką 3D w następujących rejonach: Kaleje–Zaniemyśl (w fazie projektu), Solec, Mieszków–Kłęka — I etap, Mieszków–Kłęka — II etap oraz Witaszyce–Jarocin–Lutynia. Sejsmika 3D, a także najnowsze profile sejsmiczne 2D z lat 1990–1996 oraz zreprocesowane profile starsze (głównie z lat 1980–1989) dostarczyły dodatkowych danych, o nieporównywalnie lepszej jakości od tych z początkowego okresu badań.

Wiek ruchów tektonicznych jest jednym z kluczowych zagadnień w badaniach geologicznych każdego obszaru. W prospekcji naftowej ich znajomość jest niezbędna dla określenia czasu formowania się pułapek złożowych, albo w połączeniu z wiedzą na temat przypuszczalnego czasu ekspulsji i migracji węglowodorów pozwala na wyeliminowanie z badań geologicznych obiektów powstałych później od tych procesów złożotwórczych. Ważny jest również los pułapki po jej napełnieniu bituminiami, gdyż w zależności od dalszej historii rozwoju tektonicznego obszaru mogła ona ulec przebudowie — częściowemu lub całkowitemu rozformowaniu, prowadzącemu bądź to do zmniejszenia zasobności, bądź to do całkowitej destrukcji potencjalnego złoża.

Problematyka ruchów tektonicznych, które przyczyniły się do powstania SDP–K, była przedmiotem dyskusji i polemik szczególnie w początkowym okresie badań geologicznych i geofizycznych w jej rejonie, przypadającym na przełom lat 70. i 80. Deczkowski i Gajewska (1977, 1979, 1980) określili czasokres formowania się rowów w tej strefie na koniec liasu — schyłek sedimentacji warstw gipsowych górnych, nazywając struktury tego typu retycko–liasowymi. Również Knieszner i in. (1983) są zdania, że początek rozwoju rowów mezozoicznych na monoklinie przedśudeckiej (w tym SDP–K) przypada na przełom kajper–retyk a dalszy rozwój do końca liasu. Z nowszych publikacji na uwagę zasługuje praca Dadleza i in. ([W:] Narkiewicz i in., 1998), w której autorzy twierdzą, że pozycja i kierunek rowów w stosunku do centrów depozycji basenu permsko-mezozoicznego świadczą o związku ich formowania z historią rozwoju bruzdy śródpolskiej. Rowy te tworzyły się diachronicznie od późnego triasu: „najwcześniej w karniku i noryku te, które leżą najbliżej osi bruzdy; później zaś we wczesnej i środkowej jurze oraz w najmłodszej późnej jurze i wczesnej kredzie te, które są bardziej oddalone od centrum basenu” (Dadlez i in. [W:] Narkiewicz i in., 1996).

#### Niektóre problemy związane z litostratygrafią utworów triasu w rejonie SDP–K

Bez dobrej stratygrafii nie sposób przeprowadzić poprawnej analizy tektonicznej. W rejonie SDP–K dotyczy to szczególnie utworów z interwału czasowego trias–jura, do którego należą, tzw. warstwy synkinematyczne (syntektoniczne), czyli takie które osadzały się równocześnie z rozwojem rozpatrywanego systemu rowów.

Niektóre wydzielenia granic litostratygraficznych w profilach otworów wiertniczych, wykonanych w rejonie

SDP–K i opracowanych w różnych latach przez wielu geologów z przemysłu naftowego, różnią się nieco od swoich odpowiedników w „stratotypowych” profilach otworów wykonanych na obszarze północnej monokliny przedśudeckiej, zrealizowanych przez Instytut Geologiczny (obecny PIG). W przypadku wydzieleni stosowanych w górnictwie naftowym różnice te na ogół wynikają nie tyle z nieświadomego błędu, co z góry założonych, praktycznych uproszczeń — swego rodzaju umownej unifikacji — dotyczą bowiem granic stosunkowo trudnych do określenia wyłącznie na podstawie pomiarów geofizyki wiertniczej, ze względu na nie zawsze jednoznaczny zapis na krzywych profilowań, zwłaszcza przy braku ich kompletu. Przykładem mogą być tutaj różnice w interpretacji spągu retu i stropu wapienia muszlowego.

Odróżnienie utworów klastycznych (o przeciętnej miąższości ok. kilkunastu metrów) zaliczanych do kompleksu podewaporatowego retu (Kulikowski [W:] Jaskowiak-Schoeneichowa i in., 1979) od również klastycznych warstw należących do pstrego piaskowca środkowego jest zasadniczą trudnością w interpretacji spągu retu. Z tego powodu — jak sądzę — geolodzy naftowi stawiają granicę pstry piaskowiec środkowy–ret w spągu wyraźnie odcinających się na pomiarach karotażowych warstw kompleksu ewaporatowego dolnego. Jeśli chodzi o granicę wapienia muszlowy–kajper problemem jest niekiedy rozdzielenie utworów złożonych z naprzemianległych iłowców i wapieni z wkładkami mułowców oraz margli o miąższości ok. 20 m (podobnych do warstw ceratytowych opisanych przez Gajewską ([W:] Jaskowiak-Schoeneichowa i in., 1979) na obszarze niecki szczecińskiej), od ilasto-mułowcowych, w spągu wapnistych, utworów kajpru dolnego. Sporadycznie stwierdzono niewłaściwe zaliczenie do liasu stropowych partii utworów wyższego retyku — warstw wielichowskich (według podziału Dadleza & Kopika (*vide* Dadlez & Franczyk [W:] Jaskowiak-Schoeneichowa i in., 1979), zawierających wkładki piaskowcowe.

Z uwagi na niejednoznaczności w precyzyjnym ustaleniu górnej granicy piaskowca trzciniaстого miąższość tego ogniwa analizowano łącznie z występującą nad nim górną serią gipsową. Trudności w dokładnym określeniu tej granicy wynikają z wykształcenia facjalnego utworów piaskowca trzciniaстого. Poziom ten rozpoczynają na ogół piaskowce, które przechodzą w środkowej i górnej części profilu w pstre iłowce i mułowce — nie do odróżnienia na wykresach krzywych karotażowych od iłowców i mułowców, należących już do warstw gipsowych górnych. Stąd o wiele łatwiej jest wyznaczyć spąg tych utworów niż ich strop. Nie zawsze jednoznaczne do interpretacji na pomiarach geofizycznych jest mało zróżnicowane litologicznie przejście ilasto-węglanowych utworów retu w warstwy margliste dolnego wapienia muszlowego.

W celu uporządkowania i ujednoczenia stratygrafii przeanalizowano stratygrafię wszystkich profili otworów wiertniczych wykonanych w obrębie SDP–K między Poznaniem a Kowalewem. Reinterpretację wykonano na stacji roboczej firmy Landmark Graphics Corporation, za pomocą programu *StratWorks*, korzystając w skomplikowanych warunkach tektonicznych ze wsparcia aplikacji do interpretacji sejsmicznej (*SeisWorks*, *SuperSeisWorks*).

#### Przygotowanie danych otworowych

Analiza tempa sedimentacji osadów na danym obszarze na podstawie profili wiertniczych wymaga porówny-



wania miąższości rzeczywistych. W przypadku dużych upadów warstw (w praktyce znaczenie mają te przekraczające  $10^\circ$ ) i otworów znacznie odchylnych od pionu, miąższość zmierzona w otworze różni się w stosunku do rzeczywistej miąższości stratygraficznej o wartość uzależnioną nie tylko od kąta upadu warstw i jego azymutu, ale również od krzywizny otworu.

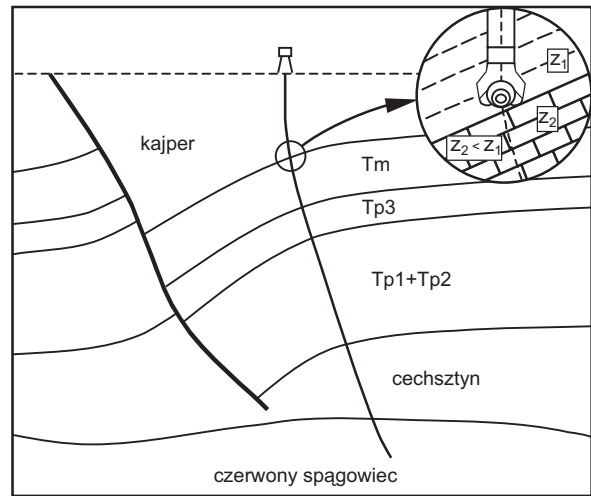
Obliczenie rzeczywistej miąższości stratygraficznej w profilu otworu wiertniczego jest możliwe pod warunkiem, że dostępne są informacje o kącie i azymucie upadu warstw z profilowania wykonanego upadomierzem (PUW). W otworach naftowych na obszarze polskiego basenu perm-skiego pomiarów takich, poza bardzo sporadycznymi przypadkami (Kłęka–5) dotychczas nie realizowano. Na szerszą skalę stosuje się je dopiero od połowy lat 90., przy czym praktycznie wykonuje się je poniżej stropu cechszty-

nu. Profilowanie upadu warstw w otworze Kłęka–5 (1976) wykonano w interwale 2350–3126 m. Celem tego badania było określenie upadu i przebiegu powierzchni stropowej czerwonego spągowca, dlatego profilowany interwał obejmował jedynie dolną część kompleksu mezozoicznego od spągowych partii retu, cechsztyń i jego podłoże. Z diagramu upadu warstw opracowanego programem komputerowym BENSON w Przedsiębiorstwie Geofizyki Górnictwa Naftowego w Krakowie można wnioskować, że nachylenie warstw w interwale 2350–2545, obejmującym dolny ret i środkowy pstry piaskowiec, jest ok.  $15^\circ$ , przy dominującym azymucie  $230\text{--}235^\circ$ . Poniżej głębokości 2545 m upad gwałtownie maleje z  $15^\circ$  do średnio ok.  $4\text{--}5^\circ$  (azymut SW  $215^\circ$ ).

W wielu odwiertach wykonanych bezpośrednio w SDP–K, szczególnie w strefie fleksuralnego ugięcia jej NE krawędzi, występuje znaczące samoistne krzywienie otworów. Na przykład, w rowach Kłęki i Jarocina odchylenie od pionu odwiertów dochodzi do ok. 180 m (Kłęka–10) a kąt skrzywienia do  $12^\circ$ , przy azymucie zbiorczym  $12\text{--}45^\circ$ . Azymut ten odpowiada kierunkowi prostopadłemu lub prawie prostopadłemu do regionalnego biegu warstw monokliny przedsudeckiej. Krzywienie otworów w rejonie Kłęka–Jarocin nie jest przypadkowe. Wynika ono z upadu i

kierunku upadu warstw trudniej zwiercalnej.

Z powodu wyżej wymienionych czynników natury geologicznej i technicznej miąższości poszczególnych jed-

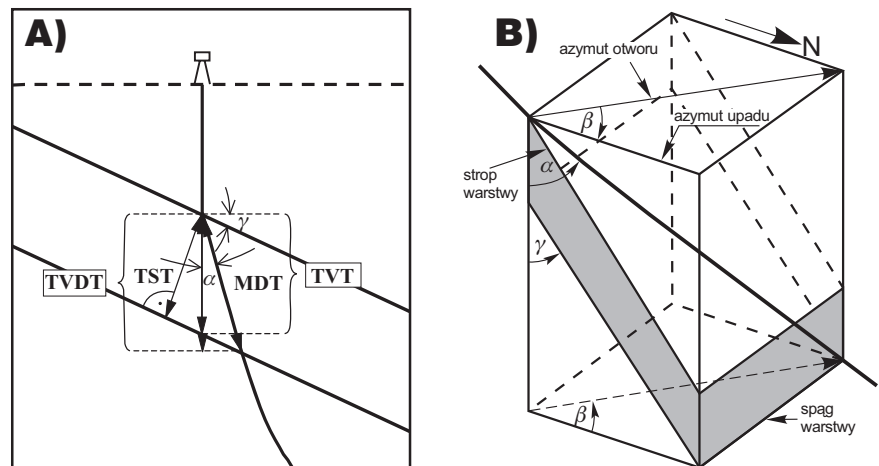


**Ryc. 3.** Schematyczny rysunek przedstawiający przyczynę krzywienia otworów wiertniczych w rowach Kłęki i Jarocina. Symbol (z) na rysunku powiększonym oznacza zwiercalność skał

**Fig. 3.** Sketch showing the reasons for boreholes deviation within the Kłęka Graben and the Jarocin Graben. Symbol Z means drillability

nostek stratygraficznych stwierdzone w profilach otworów wiertniczych nie odpowiadały miąższościom rzeczywistym i wymagały odpowiedniego przeliczenia. Zależności pomiędzy parametrami kątowymi warstwy, orientacją otworu i różnymi typami miąższości zilustrowano na ryc. 4. Rysunki te wykonano na podstawie instrukcji obsługi pakietu programów komputerowych do interpretacji stratygraficznej *StratWorks* firmy Landmark Graphics Corporation (1996), zachowując oryginalne, angielskojęzyczne nazwy i ich skróty. Wykorzystano następujące formuły:

$$TST = TVT \times \cos \gamma$$



**Ryc. 4.** Schematyczne: diagram (A) i blokdiagram (B) pokazujące zależności między orientacją otworu wiertniczego, upadem warstw, miąższością zmierzoną w otworze (MDT), izochorą — rzeczywistą miąższością pionową (TVT) i izopachytą (rzeczywistą miąższością stratygraficzną, TST). Pozostałe objaśnienia w tekście

**Fig. 4.** Schematic diagram (A) and blockdiagram (B) showing the relationship between wellbore orientation, dip of bedding, Measured Depth Thickness, True Vertical Thickness (isochore) and True Stratigraphic Thickness. See the text for more information

kierunku upadu warstw oraz różnic zwiercalności przewierczanych skał. Zjawisko to na ogół pojawia się w spągowej części dolnego kajpru lub w stropie wapienia muszlowego. Na granicy tych ogniw występują różnice zwiercalności skał związane ze zmianą litologii; względnie bardziej miękkie iłowce i mułowce przechodzą w twardsze wapienie, dolomity a nawet anhydryty środkowego wapienia muszlowego. Schematyczny diagram wyjaśniający przyczynę i kierunek krzywienia otworów w rejonie Kłęki i Jarocina przedstawia ryc. 3. Przy dużym nachyleniu warstw jedna strona świdra wgrzyza się w trudniej zwiercalne skały wapienia muszlowego, podczas gdy druga w dalszym ciągu pracuje w łatwiej zwiercalnych otworach ilastych kajpru. Powoduje to odchylenie osi otworu w kierunku przeciwnym do

gdzie:

TST — *True Stratigraphical Thickness* (rzeczywista miąższość stratygraficzna) [m],

TVT — *True Vertical Thickness* (rzeczywista miąższość pionowa) [m],

$\gamma$  — rzeczywisty kąt upadu warstwy [w stopniach].

Miąższość typu TVT określa równanie:

$$TVT = MDT \times [\cos\alpha - \sin\alpha \times \cos\beta \times \tan\gamma]$$

gdzie:

MDT — *Measure Depth Thickness* (miąższość warstwy zmierzona wzdłuż otworu) [m],

$\beta$  — kąt ostry, będący różnicą między azymutem warstwy a azymutem krzywizny otworu [w stopniach],

$\alpha$  — kąt skrzywienia otworu wg inklinometru [w stopniach].

W tab. 2 i 3 zestawiono miąższości typu MDT utworów mezozoiku z interwału ret–dogger zmierzone w otworach wykonanych w rejonie Klęka–Jarocin oraz miąższości typu TST obliczone za pomocą przedstawionych wyżej równań. Ogniwa najistotniejsze dla analizy rozwoju strefy rowowej (warstwy synkinematyczne) zostały wyróżnione przez zacielenie.

Brak pomiarów PUW utrudnia TST, ale nie wyklucza jej całkowite. Mając do dyspozycji dokładne mapy strukturalne opracowane na podstawie zdjęć sejsmicznych 3D, kąty upadu warstw ( $\gamma$ ) i ich rozciągłość w najbliższym sąsiedztwie otworów wiertniczych można obliczyć konstrukcyjnie lub z równania:  $ctg\gamma = a/h$ , gdzie  $a$  jest modułem, czyli odstępem między poziomiami strukturalnymi, a  $h$  — wysokością cięcia poziomicowego.

Z danych sejsmicznych wiadomo, że upady warstw mezozoicznych w obrębie SDP–K dochodzą do ok. 30°. Tak znaczące kąty nachylenia warstw występują jednak jedynie w dolnej części mezozoiku, począwszy mniej więcej od utworów dolnego kajpru. W warstwach retyckich i liasowych upady rzadko przekraczają 10° (ryc. 5A, 6A, 7A). Ponieważ wartości z przedziału 0–10° w minimalny sposób wpływają na różnicę między MDT a TST ( $\cos 10^\circ$  jest bliski 1), przeliczenia miąższości wykonano jedynie w interwale dolny kajper–ret. Pominięto środkowy i pstry piaskowiec ponieważ na podstawie zintegrowanej analizy danych otworowych i sejsmicznych wydaje się, że utwory te nie należą do warstw synkinematycznych.

W rejonie Solca nie przeliczono MDT na TST (tab. 1) ponieważ nie występuje tutaj zjawisko samoistnego anomalnego krzywienia otworów, typowego dla strefy Klęka–Jarocin. Ponadto upady warstw synkinematycznych są niewielkie i można je pominąć (ryc. 5A, 5B). Wiąże się to z odmienną w tym rejonie, zbliżoną do symetrycznej, geometrią SDP–K.

## Analiza tempa depozycji

Analiza tempa depozycji jest w uproszczeniu elementem analizy miąższościowej, która to należy do podstawowych metod badania historii ruchów tektonicznych i rozwoju poszczególnych struktur (Chain, 1974). Miąższość utworów geologicznych jest wskaźnikiem rozmiaru i intensywności subsydencji (pograżania tektonicznego) danego obszaru. Wynika to z faktu, że miąższość osadów, zwłaszcza tych deponowanych w morzach epikontynentalnych, jest zbliżona do wielkości subsydencji dna basenu. W naszym przypadku mamy do czynienia z mobilnym dnem rowu, którego subsydencja jednoczesna z gromadzeniem się w nim osadów (niezależnie od przyczyny ją wywołującej), tworzyła nową przestrzeń dla sedymentacji.

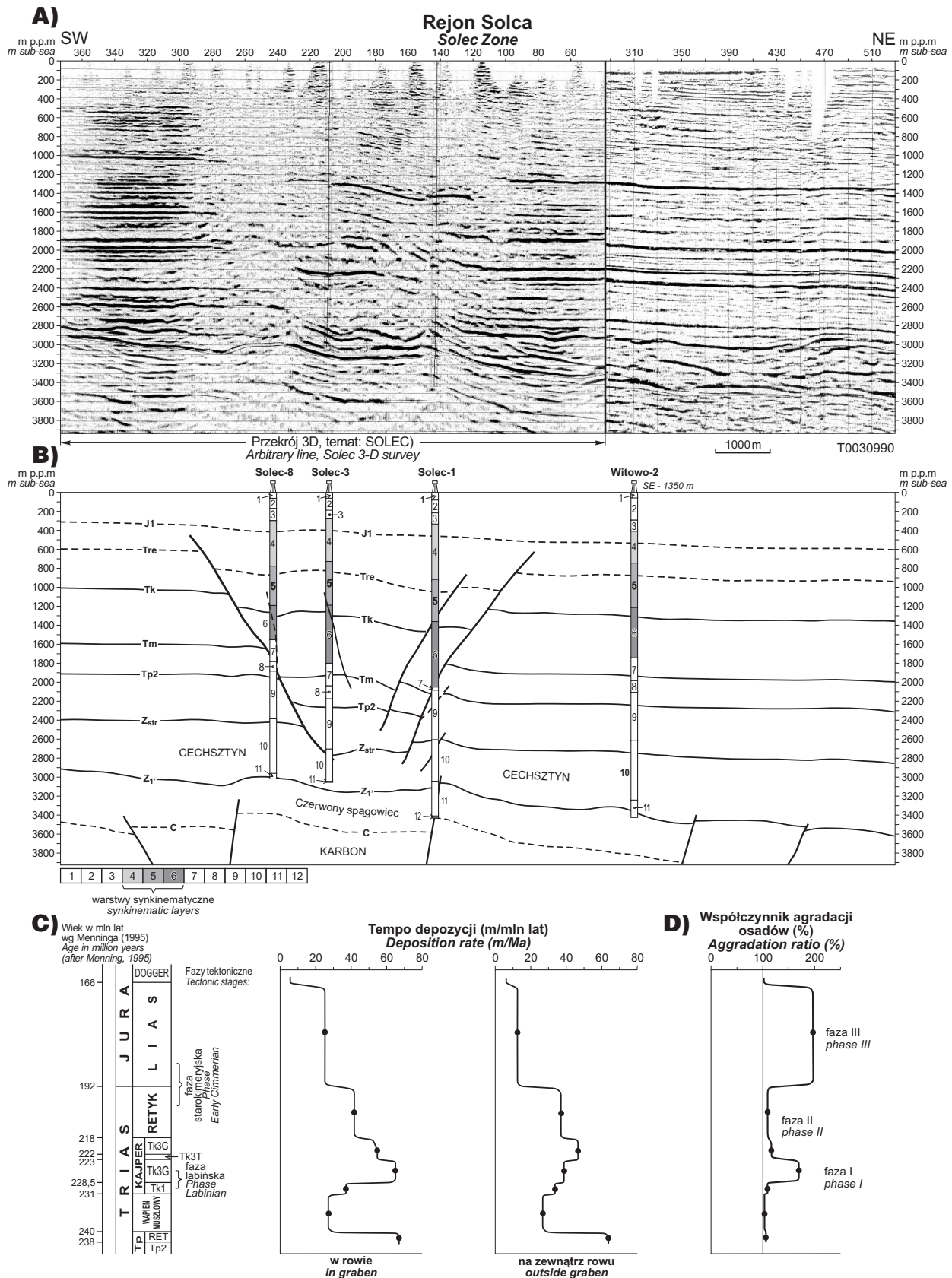
W celu przeanalizowania rozmiaru i tempa depozycji utworów triasu i jury w rejonie SDP–K, a tym samym uchwycenia początku formowania się i dalszej historii rozwoju tej strefy, wykonano analizę porównawczą miąższości utworów triasu i jury w profilach otworów wiertniczych wykonanych w jej obrębie i najbliższym sąsiedztwie. Analizę tę przeprowadzono wzdłuż kilku wybranych linii korelacyjnych, usytuowanych poprzecznie do SDP–K w rejonie Solca, Klęki i Jarocina. Wyniki przedstawiono w postaci wykresów tempa depozycji osadów (w m/mln lat) wewnątrz rowów i na flankach oraz współczynnika agradacji w strefie rowowej. Tempo depozycji obliczono korzystając z wieku bezwzględnego opracowanego przez Menninga (1995) dla okresów permu i triasu na obszarze m.in. Europy Środkowej.

**Rejon Solca.** W rejonie Solca wzrost subsydencji kompensowanej sedymentacją wewnątrz rowu zaczął się w dolnej serii gipsowej. W osi największej subsydencji położonej bliżej krawędzi NE rowu (rejon otworu Solec–1 — ryc. 2) miąższość tej serii jest prawie 1,75 razy większa niż w otworze Solec–2, w którym utwory tego ogniwa znajdują się już w południowo-zachodnim skrzydle spągowym (pod płaszczyzną uskoku — krawędzi SE). W czasie sedymentacji piaskowca trzciniaстого i górnej serii gipsowej subsydencja bloku zrzuczonego (skrzydła stropowego) została znacznie spowolniona, a w retyku praktycznie całkowicie

Tab. 1. Zestawienie miąższości (typu MDT) utworów mezozoicznych z interwału ret–dogger w profilach otworów wiertniczych wykonanych w rejonie Solca.

OTWORY STRATYGRAFIA		Zan-2K	Krzy-1A	Solec-2	Solec-3	Solec-7	Solec-8	Solec-1	Witowo-2
Dogger		116	112,5	119	96,5	122	124	115	117,5
Lias		539	654,5	477	445,5	491,5	486	601	333
Retyk		264,5	503,5	195,5	463	463	417	423,5	476
		uskok		uskok					
Kajper, w tym:		463	272,5	523,5	610	297	339	693	529,5
Kajper górny	Tk3G								
	Tk3T	135,5	272,5	245	247	76	n.obl.	256,5	225,5
	Tk3D	247,5	brak	204	274	130	239,5	356	222
Kajper dolny		80	brak	75	89	91,5	99,5	80,5	82
			uskok				uskok	uskok	
Tm		249,5	161,5	247,5	244	238	248	brak	239
Ret		121	115,5	123,5	134	127	105	32,5	124,5

n.obl. — nie obliczono; Tk3G — górna seria gipsowa, Tk3T — piaskowiec trzciniaсты, Tk3D — dolna seria gipsowa; Tm — wapień muszlowy; Zan-2K — Zaniemyśl-2K, Krzy-1A — Krzykosy 1A



**Ryc. 5.** Przekrój sejsmiczny przez SDP-K w rejonie Solca zestawiony z sekcji 3D i 2D (A) i jego interpretacja sejsmiczna (B). J1, Tre, Tk, Tm, Tp2, Zstr, Z1' — horyzonty sejsmiczne; stratygrafia profili otworów: 1 — czwartorzęd + trzeciorzęd, 2 — malm, 3 — dogger, 4 — lias, 5 — retyk, 6 — kajper, 7 — wapień muszlowy, 8 — ret, 9 — pstry piaskowiec środkowy i dolny, 10 — cechsztyń, 11 — czerwony spagowiec górny, 12 — karbon. C) Wykresy tempa depozycji osadów w rejonie rowu w interwale: ret—liás. D) Wykres współczynnika agradacji w obrębie rowu **Fig. 5.** Seismic section across SDP-K in the Solec area combined with 3D and 2D section (A) and its seismic interpretation (B). J1, Tre, Tk, Tm, Tp2, Zstr, Z1' — seismic horizons; the stratigraphy of the well profiles: 1 — Quaternary & Tertiary, 2 — Malm, 3 — Dogger, 4 — Lias, 5 — Rhaetian, 6 — Keuper, 7 — Muschelkalk, 8 — Röt, 9 — Middle and Lower Bunt Sandstein, 10 — Zechstein, 11 — Upper Rotliegend, 12 — Carboniferous. C) The graphs of deposition rate of Mesozoic formation in the SDP-K's area; interval: Upper Bunt Sandstein — Lower Jurassic. D) The graph of relative aggradation ratio within graben zone



zrównoważona w stosunku do otoczenia. Świadczy o tym porównywalna, łączna miąższość tych ogniw w profilu otworu Solec-2 (244,5 m) i w profilach otworów wykonanych w otworach wewnątrz rowu: Solec-3 (247 m), Solec-1 (256,5 m) — tab. 1. Na podstawie zaledwie 13-metrowego przyrostu miąższości utworów retyku w profilu otworu Witowo-2, oddalonym o ok. 3 km w kierunku NE od krawędzi rowu, należy sądzić, że tempo sedimentacji utworów tego piętra było zrównoważone. Około 40-metrowa redukcja miąższości retyku stwierdzona w otworze Solec-1 (423,5 m) w stosunku nawierconej w otworach Solec-7 i Solec-3 (odpowiednio: 462,5 i 463 m) jest natury tektonicznej (ryc. 5A i 5B).

W liasie nastąpiło ponowne ożywienie tempa pogrążania się dna rowu, czego efektem jest znaczny wzrost miąższości tego piętra, widoczny najwyraźniej w profilu otworu Solec-1. Zarówno wzdłuż linii korelacyjnej

ne z nich, tj. Klęka-14 i Klęka-1A są położone poza strefą rowu, przez co ich profile spełniają bardzo dobrą rolę porównawczą. Po przeliczeniu wartości MDT na TST okazało się, że miąższości wapienia muszlowego rzędu 286–288 m stwierdzone w otworach: Klęka-2, Klęka-10 i Klęka-6, a także podwyższone miąższości utworów retu stwierdzone w profilach otworów: Klęka-8 (153 m), Klęka-6 (141 m) i Klęka-2 (132 m), nie odbiegają *de facto* od wielkości występujących w sąsiedztwie rowu: np. w profilu otworu Klęka-14 — 125,5 m (tab. 2). Zatem wydaje się, że najstarszym ogniwem w rejonie Klęki, którego miąższości wewnątrz SDP-K są podwyższone w stosunku do obszarów przyległych, jest dolny kajper. Wzrost miąższości tego ogniw jest zauważalny nawet po przeliczeniu na TST. Regionalna miąższość dolnego kajpru na obszarze północnej monokliny przedśudeckiej waha się od ok. 70 do 100 m, podczas gdy TST stwierdzone w profilach odwier-

Tab. 2. Zestawienie miąższości utworów mezozoicznych z interwału ret-dogger w profilach otworów wiertniczych wykonanych w rejonie rowu Klęki.

OTWORY	Klęka-14		Klęka-5		Klęka-7		Klęka-2		Klęka-10		Klęka-4		Klęka-1A		Klęka-6		Klęka-8		Klęka-9		
	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	MDT	TST	
Dogger	9,5		155		101		111		122,5		130		129,5		122,5		98,5		89,5		
Lias	370		513,5		537,5		514		500		410,5		323		526		521,5		555,5		
Retyk	489,5		518,5		525		547		497		461		341,5*		534		511		515,5		
Kajper, w tym:	538,5		654		223,5		726		609		576		531		740		663		709,5		
Kajper górny	Tk3G		261	Nie obliczono	154,5 uskok	Nie obliczono	298	Nie obliczono	287,5	Nie obliczono	274	Nie obliczono	227	287	Nie obliczono	279,5	Nie obliczono	261,5	Nie obliczono		
	Tk3T	238,2																			
	Tk3D	226,8	274		brak		295		195,5		231		211		325		260,5		354		
Kajper dolny	73,5		119	113,9	69		133	121,7	126	114,5	71		93		128	117,9	123	110,5	94	?	
			uskok																		
Tm	241		270,5	253,4	237	237	286,5	254,2	287,5	253,1	193,5	n.obl.	237,5		288	259,5	265	225,9	132	n.obl.	
Ret	125,5		138	129,5	118	118	132	114,4	117,5	88,4	109,5	107,2	127		141	115,8	153	134,9	brak	brak	

\* — uskok lub przebiegię fleksuralne; pozostałe objaśnienia jak przy tab. 1 i w tekście

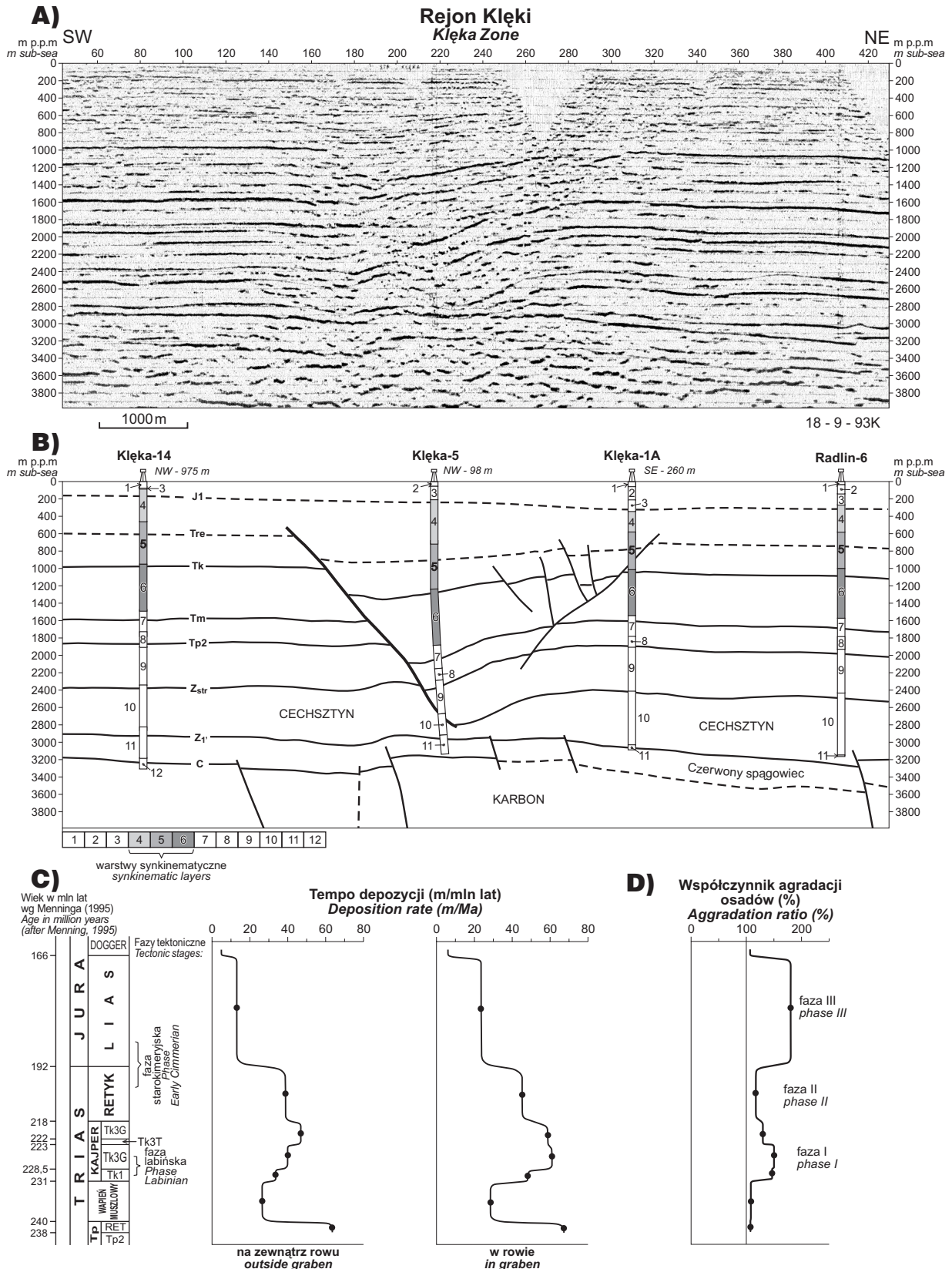
profilu otworów jak i na przekrojach sejsmicznych (ryc. 5A, B) zaznaczają się dwie osie maksymalnej depozycji osadów. Oś główna jest związana z krawędzią NE rowu. Miąższość liasu przekracza tutaj 600 m i jest 1,8 razy większa niż w otworze Witowo-2 (333 m). Druga oś, o wiele słabiej zaznaczona, jest położona przy krawędzi SW rowu. W jej pobliżu odwiercono otwory Solec-7 i Solec-8, w których stwierdzono odpowiednio 491,5 i 486 m liasu, podczas gdy w centralnej części rowu o kilkadziesiąt metrów mniej (Solec-3 — 445,5 m). Oba liasowe depocentra są związane z wygięciami warstw w skrzydle zrzuconym, typowymi dla uskoków synsedymacyjnych. Wygięcia takie nazywane są antyklinami kompensacyjnymi (Dadlez & Jaroszewski, 1994) i powstają w wyniku ekstensyjnego odłucia warstw, ugięcia i poślizgu wzdłuż płaszczyzny uskoku listrycznego. W części grzbietowej tej antykliny odwiercono otwór Solec-3, w profilu którego stwierdzono niezgodną z trendem regionalnym, mniejszą miąższość utworów doggeru (96,5 m), niż w odwiertach położonych na SW (tab. 1). Fakt ten może świadczyć o tym, że antyklinalne wygięcie w centralnej części rowu Solca znaczyło się w morfologii dna basenu jako obszar lokalnie wypiętrzony również w jurze środkowej.

**Rejon Klęki.** Analizę tempa depozycji w rejonie Klęki przeprowadzono zgodnie z linią korelacyjną utworzoną z następujących otworów: Klęka-14 — Klęka-7 — Klęka-2 — Klęka-10 — Klęka-4 — Klęka-1A (ryc. 2). Dwa skraj-

tów wykonanych w obrębie SDP-K są znacząco większe i dochodzą do 120 m (tab. 2). Nie wykluczone więc, że wzrost subsydencji rozpoczął się tutaj już w kajprze dolnym, czyli nieco wcześniej niż w położonym na NW rejonie Solca. W górnej części kajpru górnego poziom subsydencji spadł do ok. 128 %, a w retyku obniżył się do ok. 116 %. Maksymalne ożywienie w rozwoju rowu Klęki nastąpiło, podobnie jak w rejonie Solca, w dolnej jurze. Współczynnik agradacji osadów osiągnął wówczas wartość 180%, a oś maksymalnej subsydencji przesunęła się na SW (ryc. 2).

**Rejon Jarocina.** W rejonie tym wykonano 11 głębokich otworów naftowych (Witaszyce GN-1, 2; Jarocin GN-1, 2, 3, 4, 5; Jarocin-6, 7, 8K; Lutynia-1). Miąższości jednostek mezozoicznych w profilach odwiertów położonych wewnątrz strefy rowowej porównano z ich odpowiednikami stwierdzonymi w profilu otworu Kotlin-1, odwierconym ok. 2 km na NE od jej krawędzi (ryc. 2).

Oś maksymalnej subsydencji w przedziale czasowym kajper-lias przebiega wzdłuż linii otworów Witaszyce GN-2 — Jarocin-7 — Lutynia-1 (ryc. 2). Z analizy porównawczej miąższości wynika, że względny wzrost subsydencji dna rowu i związany z nią współczynnik agradacji osadów — podobnie jak w rejonie Klęki — zaznaczyły się już w dolnym kajprze (ryc. 7D). Świadczy o tym profil otworu Jarocin-7, w którym nawiercono podwyższoną, 134,5 metrową miąższość tego ogniw. Sumarycz-



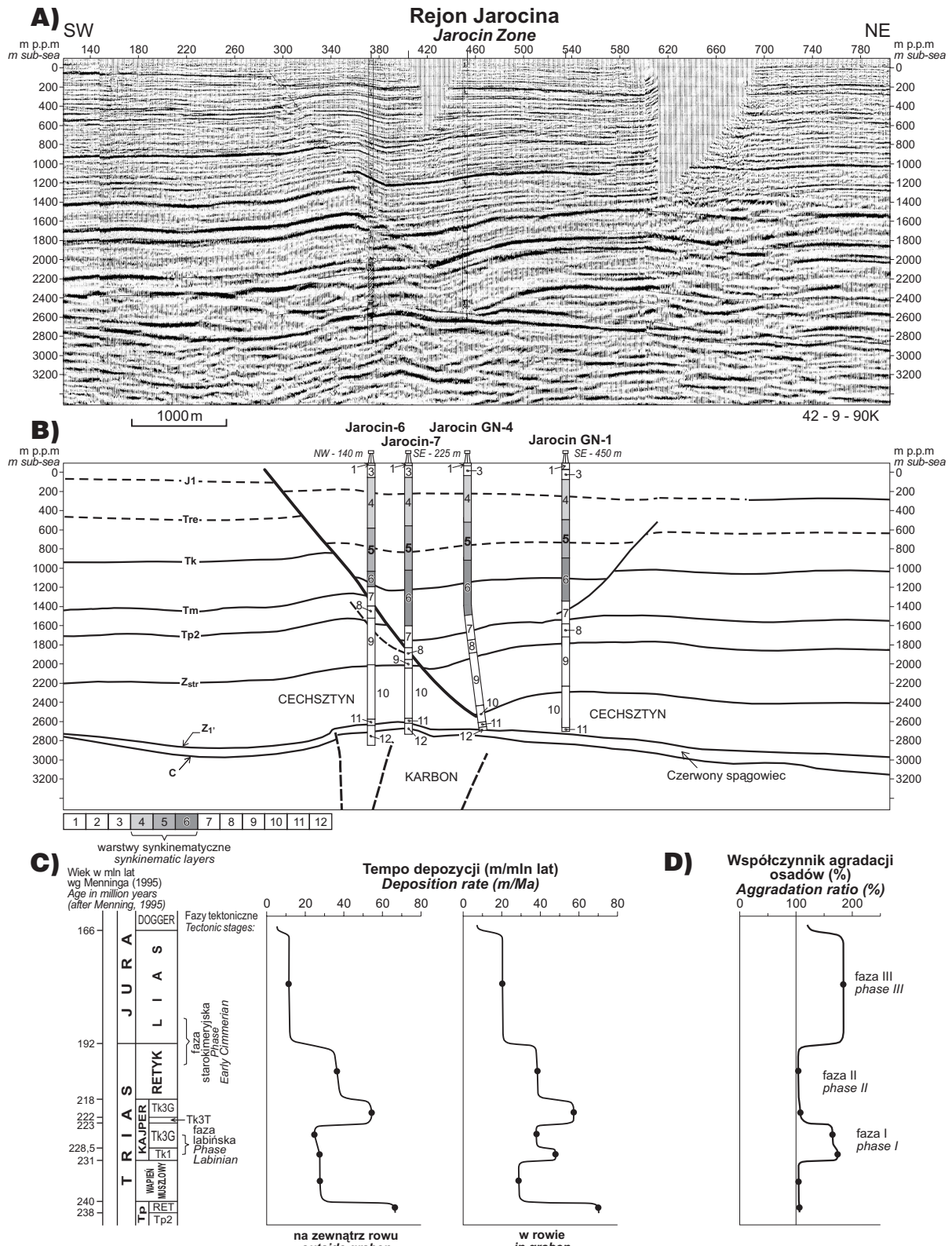
Ryc. 6. Typowy przekrój sejsmiczny 2D przez rów Kłęki (A) i jego interpretacja sejsmiczna (B). Objasnienia jak na ryc. 5  
Fig. 6. Typical 2D section across Kłęka Graben (A) and its seismic interpretation (B). The explanation as in the Fig. 5

na miąższość utworów kajperu (589 m) jest w tym otworze o ok. 90 m większa niż w porównywanym profilu otworu Kotlin-1 (tab. 3). W retyku subsydencja dna rowu zrównała się z poziomem na flankach, na co wskazuje zbliżona miąższość tego ogniwa w profilach porównywanych

odwiertów. Dopiero w liasie dno rowu zaczęło się ponownie szybciej pograżać, a powstająca w ten sposób przestrzeń dla sedimentacji osadów zaznaczyła się zwiększoną miąższością, której najwyższe wartości stwierdzono w otworach: Jarocin-6 (524 m, ok. 1,84 razy niż w odwier-







Ryc. 7. Typowy przekrój sejsmiczny 2D przez rów Jarocina (A) i jego interpretacja sejsmiczna (B). Objasnienia jak na ryc. 5, 6  
Fig. 7. Typical 2D section across Jarocin Graben (A) and its seismic interpretation (B). The explanation as in the Fig. 5, 6

całkowicie zanikająca, świadcząca o względnym spokoju tektonicznym w tym interwale czasowym.

**Faza III** — zaznaczyła się w **dolnej jurze** jako okres największej agradacji w całej strefie rowowej. Jej rozwój można częściowo skorelować z ruchami tektonicznymi fazy starokimeryjskiej.

### Podsumowanie

Z przeprowadzonej przez autora analizy tempa depozycji utworów mezozoicznych w rejonie strefy dyslokacyjnej Poznań–Kalisz wynika, że inicjacja jej rozwoju rozpoczęła się już w dolnym kajprze, a z całą pewnością w dolnej, a nie

w górnej serii gipsowej jak to określili Deczkowski & Gajewska (1979, 1980). W retyku tempo depozycji osadów w obrębie SDP-K było zbliżone lub nieznacznie większe niż na flankach, co świadczy o zrównoważonej subsydencji w jej rejonie. Zatem nazwa „rowy retycko-liasowe” zaproponowana przez Deczkowskiego & Gajewską (1979) jest tylko w części adekwatna. Również powszechnie stosowany w górnictwie naftowym termin „rów triasowy” jest nieodpowiedni, albowiem najsilniejsza faza rozwoju SDP-K miała miejsce we wczesnej jurze. Sądzę, że nieścisłe jest także łączenie początków formowania się tej strefy z ruchami tektonicznymi fazy starokimeryjskiej, zwłaszcza wobec istniejących, opisanych wyżej rozbieżności w ich datowaniu.

Brak dobrej korelacji faz rozwoju SDP-K z ruchami tektonicznymi pozwala domniemywać o przynajmniej częściowej niezależności formowania się tej strefy z alpejskimi fazami tektonicznymi. Nie wykluczone, że jest to argument potwierdzający jedną z tez lansowanej przez zachodnich badaczy (m.in. Vendeville'a & Jacksona, 1992) teorii dotyczącej genezy rowów tektonicznych powstających w nadkładzie basenów solnych, według której głównym mechanizmem uruchamiającym inicjację i ich rozwój była regionalna ekstensja wywołana np. ześlizgiem grawitacyjnym (ang. *gravitational gliding*) — procesem niezależnym wprost od ruchów tektonicznych.

Wiedza na temat historii rozwoju struktur tektonicznych jest podstawą dalszych studiów prowadzących do określenia ich genezy, a w geologii naftowej genezy i wieku pułapek węglowodorów, co w przypadku SDP-K ma niebagatelne znaczenie.

### Literatura

CHAIN W I. 1974 — Geotektonika ogólna. Wyd. Geol.

DADLEZ R. & JAROSZEWSKI W. 1994 — Tektonika. Wydawnictwa Naukowe PWN.

DADLEZ R., MAREK S. & NARKIEWICZ M. 1996 — Analiza subsydencji i tektoniki synsedymentacyjnej. [W:] Narkiewicz M. (red.) 1996 — Analiza basenów sedimentacyjnych Niżu Polskiego: Basen Mezozoiczny. KBN, Projekt badawczy zamawiany PBZ 02-03, Warszawa.

DADLEZ R. (red.) 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego 1:500 000. Państw. Inst. Geol.

DADLEZ R., NARKIEWICZ M., POKORSKI J. & WAGNER R. 1998 — Historia subsydencji a uwarunkowania tektoniczne rozwoju bruzdy śródpolskiej w późnym permie i mezozoiku. Pr. Państw. Inst. Geol., 165: 47-56.

DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1977 — Charakterystyka starokimeryjskich i laramijskich struktur blokowych monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., 21: 457-479.

DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1979 — Budowa geologiczna podłoża retyku obszaru monokliny przedsudeckiej. Kwart. Geol., 23: 161-177.

DECZKOWSKI Z. & GAJEWSKA I. 1980 — Mezozoiczne i trzeciorzędowe rowy obszaru monokliny przedsudeckiej. Prz. Geol., 28: 151-156.

JASKOWIAK-SCHOENECHOWA M. (red.) 1979 — Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., 96.

KNIESZNER L., POŁKANOWA L. & CZULIŃSKA A. 1983 — Geneza struktur rowowych w kompleksie mezozoiczno-kenozoicznym Niżu Polskiego. Prz. Geol., 31: 408-415.

KWOLEK K. 1999 — Analiza przebiegu i budowy kimeryjskich rowów tektonicznych i ich przestrzenno-genetycznego związku z występowaniem akumulacji w utworach permu na odcinku między Zaniemyślem a Kowalewem. Materiały niepublikowane, Arch. BG „Geonafra”.

LANDMARK GRAPHICS CORPORATION 1996 — 1. Introduction, 2. Mapping and Cross Sections — instrukcje programu komputerowego do interaktywnej interpretacji geologicznej StratWorks v. 1998, 1.

MAKOWSKI H. (red.) 1977 — Geologia historyczna. Wyd. Geol.

MENNING M. 1995 — A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: An integrated time analysis. [W:] SCHOLLE P.A., PERYT T.M. & ULMER-SCHOLLE D.S. (eds) 1995 — The Permian of Northern Pangea. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 1: 77-97.

VENDEVILLE B.C. & JACKSON M.P.A. 1992 — The rise and fall of diapirs during thin-skinned extension. Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Report of Investigation, No 209.