

## Mapa strukturalna spągu kompleksu osadowego w rejonie Chełm Lubelski–Krasnystaw

Marek Haber\*

*Konstrukcję mapy spągu kompleksu osadowego oparto o kompleksową interpretację geofizyczną, w której wykorzystano sieć dziewięciu głębokościowych przekrojów sejsmicznych. Identyfikację szczegółów tektoniki wybranych poziomów litostratygraficznych umożliwiło dwuwymiarowe modelowanie grawimetryczne wsparte otworami wiertniczymi w granicach ich zasięgu głębokościowego. Pozwolilo to na zestawienie mapy powierzchni rozdziału pozostającej już poza ich zasięgiem. Zaproponowano hipotetyczną postać skośnego nasunięcia Rejowca jako nadzwyczajnego elementu tektonicznego, który traktowany był do tej pory jako antyklina. Określono podstawę zrębowej struktury Trawniki–Małochwiej i wykazano prawdopodobieństwo poprzecznego zuskokowania dyslokacyjnej strefy Wieprza. Strefa ta rozdziela dwie główne formy tektoniczne sygnalizując możliwość jej związku z tektoniką przesuwczą. Wskazano na odrębność tektoniczną obszaru leżącego na zachód od zrębu Trawniki, który należy odnieść do rowu lubelskiego o zwiększonej sylursko-dewońskiej subsydencji. Zmodyfikowano też układ intruzywnych przejawów wulkanizmu przeddewońskiego w rejonie Chełma i Rejowca.*

**Słowa kluczowe:** kompleksowa interpretacja geofizyczna, głębokościowe przekroje sejsmiczne, modelowania grawimetryczne, spąg, uskoki, zrąb, strefa dyslokacyjna, nasunięcie, wulkanizm przeddewoński

Marek Haber — **Structural map of bottom surface of sedimentary complex in the Chełm Lubelski–Krasnystaw area (eastern Poland).** Prz. Geol., 49: 510–514.

*S u m m a r y.* Map of bottom surface of a sedimentary complex was derived from multitask geophysical interpretation based on nine lines arranged in a network system. Tectonic details in selected lithostratigraphic beds were identified by using a deep seismic cross-section and the 2D gravimetric modeling within borehole profiles. The hypothetical skew Rejowiec overthrust was proposed as an extraordinary tectonic element known as an anticline so far. The base of the Trawniki–Małochwiej horst was determined, and the inferred transversal faulting of the Wieprz fault zone was demonstrated. This zone separates two main tectonic structures which may have been linked to strike-slip tectonics. Moreover, the area located west of the Trawniki Horst was indicated as a separate region which may belong to the Lublin Graben featured by increased Silurian–Devonian subsidence. The system of intrusion symptoms assigned to pre-Devonian volcanism in the Chełm and Rejowiec area was modified too.

**Key words:** geophysical multitask interpretation, deep seismic cross-section, gravimetric modeling, bottom surface, fault, horst, fault zone, overthrust, pre-Devonian volcanism

Zarys regionalnego tła geologicznego i szczegóły tektoniczne kompleksu osadowego przedstawione na czterech profilach SW–NE w poprzedniej publikacji autora (Haber, 1999) dały okazję przejścia do następnego etapu, jakim jest konstruowanie przestrzennego modelu w postaci szczegółowych map poszczególnych poziomów litostratygraficznych. Stało się to możliwe za sprawą pięciu dodatkowych, głębokościowych przekrojów sejsmicznych NW–SE: 8, 9 i 10–IV–79 oraz 11–IV–80 i 12–I–80 (Deliński i in., 1984a, b, c, d, e), odpowiednio biegnących wzdłuż profili E, F, G, H i J (ryc. 1), na których odnaleziono kontynuacje wydzielonych uprzednio elementów budowy geologicznej. W kompleksie badań geofizycznych, które wykorzystywano w rozpoznawaniu tektoniki i ugruntowaniu wiarygodności konstruowanych modeli duże znaczenie miały badania magnetyczne. Odnoszą się one nie tylko do fundamentu krystalicznego, który warunkował sedymentację nadkładu osadowego, ale pozwoliły także rozpoznać przejawy wulkanizmu przeddewońskiego oddziałującego na tektonikę długo po jego wygaśnięciu. Oba te istotne składniki geologiczne, wsparte odrębnością identyfikacji przyczyniły się do przyjęcia koncepcji, aby konstrukcję przestrzennego modelu nadkładu osadowego rozpocząć właśnie od jego fundamentu.

### Ogólna charakterystyka tektoniczna i głębokościowa spągu kompleksu osadowego

Analizowany obszar pokryty siecią dziewięciu profili znajduje się na przedpolu masywu powstałego z prekambryjskich linearnych wylewów magmy zasadowej, który przebiega szerokim na ponad 20 km pasem między Zamościem a Dubienką (Haber & Dolnicki, 1996; Haber, 1999). W granicach Polski mogą go przecinać trzy regionalne, poprzeczne dyslokacje NW–SE, dwukilometrowymi stopniami przesuwając kolejno odcięte bloki górotworu na SE.

Najważniejsza z dyslokacji pokrywa się z regionalnym lineamentem tektonicznym Kock–Łęczna–Rejowiec–Grabowiec (K–Ł–R–G). W tektonice nadkładu osadowego zaznacza on swoją obecność poprzez bardzo charakterystyczną dla tego rejonu strukturę Kocka. Na południu zanika ona niespodziewanie w rejonie poprzecznego uskoku Święcicy, mimo że w podłożu wykazano kontynuację regionalnego lineamentu jeszcze ponad 50 km dalej ku SE, aż poza Grabowiec. Można się więc było spodziewać tektonicznego odpowiednika struktury Kocka na południe od dyslokacji święcickiej. Rolę deformacji rozładowującej naprężenia górotworu po drugiej stronie dyslokacji wydaje się pełnić — choć może nie w całości — nasunięcie Rejowca.

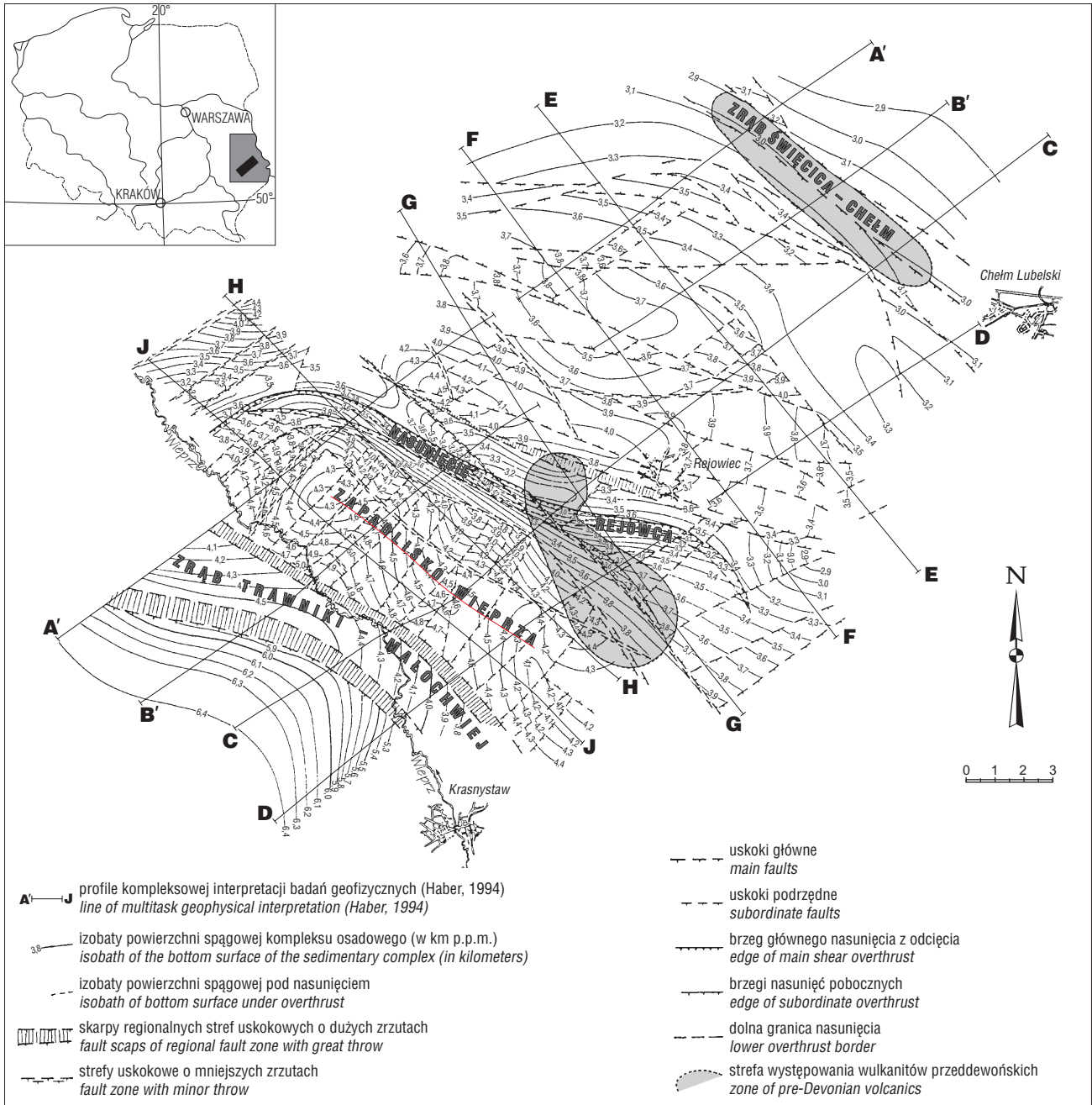
Z regionalnego modelu niejednorodności podłoża krystalicznego Lubelszczyzny wynikało także położenie sąsiadującego od E lineamentu tektonicznego niższego rzędu. Oddziela on kolejny pasmowy element wulkanitów

\*Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków

prekambryjskich Zamość–Dubienka na linii Święcica–Chełm–Hrubieszów, potwierdzając dominujący kierunek tektoniczny NW–SE. Tym wywodzącym się z głębokiego podłoża pęknięciem na początku fanerozoiku wydostawały się między Chełmem a Święcicą zasadowe wulkanyty, końcowymi erupcjami sięgając, być może, osadów syluru (Haber, 1989, 1999).

To liniowe pasmo wulkanitów przeddewońskich ogranicza progowo analizowany obszar od NE, a od SW jego obrzeżeniem w rejonie Krasnegostawu jest zrąb tektonicz-

ny Trawniki–Małochwiej (Żelichowski, 1972). Między tymi dwiema granicznymi strefami tektonicznymi spąg kompleksu osadowego zbudowany z utworów wendyjskich zapada z wolna od głębokości rzędu 3 km w rejonie Chełma, do ponad 4 km przed nasunięciem Rejowca. Tu przesunięty o ponad 1 km na NE ponownie zapada na SW od ok. 3 km do prawie 5 km przy wschodniej ścianie zrębu Trawnik. Na zrębie spąg nadkładu osadowego znalazł się we względnie uniesionej pozycji o ok. 0,5 km, przyjmując formę bloku zwężającego się od szerokości ok. 3



Ryc. 1. Mapa spągu kompleksu osadowego w rejonie Chełm Lubelski–Krasnystaw  
Fig. 1. Map of the bottom surface of the sedimentary complex in the Chełm Lubelski–Krasnystaw area

km na NW do 2 km na SE. Po zachodniej stronie zrębu dwukrotnie większy zrzut pograża powierzchnię spągu nawet na głębokość 6 km, która dalej wzrasta ku SW do prawie 6,5 km na zachodnim obrzeżeniu analizowanego obszaru (ryc. 1).

### Szczegóły tektoniczne spągu kompleksu osadowego między Chelmem a Rejowcem

W opracowaniu szczegółowego schematu tektonicznego dyslokacji główną rolę odegrały głębokościowe przekroje sejsmiczne wykonane przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych z Warszawy w latach 1979–1984. Jednak orientacyjne rozpoznanie zarówno co do kierunku jak i wielkości przemieszczeń górotworu prowadzono na podstawie testujących modelowań grawimetrycznych dla dwuwymiarowych modeli gęstościowych sporządzonych na podstawie przekrojów sejsmicznych (Haber i in., 1994).

W układającej się nieco skośnie sieci uskoków normalno-zrzutowych typowe przemieszczenia pionowe zawierają się w przedziale od 50 do 200 m. Ta strefa o nieco mniejszej liczbie uskoków, które nie wykazują regionalnej kontynuacji, przed nasunięciem Rejowca dochodzi do wydłużonego grzbietu, którego wypukłość dodatkowo podkreśla towarzysząca mu od wschodu strefa uskokowa. Tym razem już jako strefa regionalna, przebiega w poprzek całego obszaru z WNW na ESE, przecinając się skosem z dwiema innymi dyslokacjami w rejonie profilu A'–A'. Jej dominujący charakter podkreśla wyraźnie większa amplituda zrzutu, rosnąca od ok. 200 m na ESE, do łącznego przemieszczenia ok. 500 m w miejscu przecięcia uskoków na WNW.

### Węzeł tektoniczny Rejowca

Uskok północno-wschodni wyżej wspomnianej strefy dyslokacyjnej biegnie od profilu A'–A' pod Rejowiec, natomiast uskok południowo-zachodni o zrzucie ok. 200 m idąc na SE od przecięcia z pozostałymi, rozcina na długości ok. 5 km grzbiet prekambryjskiego wzniesienia od głębokości 3,7 km, aż do jego szczytu położonego o przeszło 500 m płycej. Za grzbietem krawędź uskoku opada po stoku południowym 300 m niżej i chowa się wraz z nim pod ścianę nasunięcia wznoszącego się ponad nim dwa razy wyżej.

W okresie pokarbońskich niepokojów górotwórczych w rejonie profilu C–C nasunięcie odcięło część wzniesienia wraz z przecinającą je regionalną strefą uskokową. Przesunięta w ten sposób strefa dyslokacyjna biegnie dalej na SE obok profilu G–G, utrzymując dotychczasową wielkość zrzutu. Od strony profilu D–D dyslokacja ta jeszcze raz może być przerwana pobocznym nasunięciem lub wręcz uskokiem odwróconym, tym razem o przemieszczeniu pionowym mniejszym niż 200 m. Z mapy wynika, że zarówno nasunięcie główne, jak i oba nasunięcia (naskoki) poboczne mają podobnie łukowaty kształt z odgięciami na WSW skrzydła północno-zachodniego i na S skrzydła południowo-wschodniego.

Ta przedzielona nasunięciem strefa uskokowa, mimo niezbyt okazałej postaci, swoim położeniem wskazuje na bezpośredni związek z regionalnym lineamentem K–Ł–R–G i w spągu kompleksu osadowego winna być uważana za główny przejaw jego obecności. Bardziej na północ, już poza analizowanym obszarem i strefą uskokową Święcicy, dyslokacja ta mogła odegrać rolę rampy tektonicznej doprowadzając do powstania spiętrzonych struktury Kocka. Od południa natomiast naprężenia wywołane permską aktywnością ryftowego batolitu Lublin–Turobin uległy rozładowaniu poprzez analizowane nasunięcie z odcięcia (Haber, 1999).

### Strefa dyslokacyjna Wieprza

Na zachód od nasunięcia Rejowca aż po rzekę Wieprz morfologia spągu kompleksu osadowego przyjmuje postać wydłużonego zagłębienia o typowym układzie NW–SE. Podłoże zapada tu znacznie szybciej niż do tej pory o czym świadczy zagęszczenie izobat. Zwraca też na siebie uwagę gęsta sieć uskoków poprzecznych, przecinających tę strefę z SW na NE. O intensywności potrząskania można się było przekonać zarówno na przekrojach sejsmicznych biegnących wzdłuż tej strefy (profile H i J), jak i na poprzecznych (profile A', B', C i D). Ze względu na związane z tym deformujące komplikacje zapisu sejsmicznego określenie głębokości może tu być mniej pewne.

Od brzegu nasunięcia spąg kompleksu osadowego na przestrzeni zaledwie 1,5 km szybko zapada na SW od głębokości mniejszej niż 3 km do niemal 4 km na bliższym skraju strefy dyslokacyjnej Wieprza. Tu rolę rozdzielającą pełni uskok o przebiegu zgodnym od NW z nasunięciem, a od SE biegnący równoległe do głównej dyslokacji lineamentu K–Ł–R–G. Amplituda zrzutu może się tu zmieniać od ok. 150 m na NW do 100 m w części środkowej i przeszło 400 m od SE.

Dalej na SW w głąb tej zapadliskowej strefy Wieprza znalazła się jeszcze jedna dyslokacja o podobnym przebiegu, w której największe zrzuty także mogą wystąpić od SE. Z układu izobat można wnioskować o dość zróżnicowanym, zwiększającym się pograżaniu podłoża od ok. 4 km — przy uskoku na granicy z nasunięciem — nawet do 5 km tuż pod wschodnią skarpą zrębu Trawnik. Łagodnie pofalowana powierzchnia tworzy lokalne wzniesienia z wierzchołkami na głębokości ok. 4 km od SE, gdzie podłoże ulega bardziej rozległemu wypłyceciu, i 4,2 km od NW na profilu J–J, pomiędzy profilami A' i B'. Od tej strony dyslokacyjne obniżenie Wieprza zamyka kaskada uskoków progowych towarzysząca kontynuacji nasunięcia, które w tym miejscu zmniejsza się do postaci uskoku odwróconego. Tutaj też, na początku profilu J–J, pojawia się kolejne lokalne wzniesienie, którego wierzchołek znalazł się na głębokości zaledwie 3,2 km, ale jego układ przestrzenny wiąże go już z wydłużonym grzbietem poprzedzającym od strony wschodniej nasunięcie Rejowca.

Nadzwyczajne, poprzeczne potrząskanie strefy Wieprza nasuwa przypuszczenia o możliwości wystąpienia przejawów oddziaływań transpresyjnych, na które zwrócił

już uwagę jeden z recenzentów przy okazji publikacji poprzedniego artykułu (Haber, 1999). Powołał się przy tym na opracowanie Pożaryskiego z 1997 roku, w którym zasygnalizowano możliwość występowania w tym rejonie wielkoskalowych dyslokacji przesuwczych. Zagadnienia te przedstawione zostały w postaci regionalnej i na etapie szczegółowego rozpoznawania trudno jeszcze o wykazanie bezpośrednich związków. Na regionalnym modelu niejednorodności podłoża krystalicznego (Haber, 1999), między Zamościem a Dubienką zaznaczono kulisowo poprzysuwane względem siebie blokowe elementy prekambryjskie, które pierwotnie były rozległymi wylewami bazaltowymi. Później zostały one zgniecione i przeobrażone w masywy zielenicowe, jeszcze przed rozpoczęciem sedymentacji nadkładu osadowego. Te modyfikacje w modelowaniu wprowadzono także na podstawie badań magnetycznych, w miejscach występowania większych dyslokacji nadkładu osadowego. Jednak dwukilometrowe przesunięcia poziome dotyczyć miały wyłącznie podłoża krystalicznego i nie zakładano ich kontynuacji w nadkładzie osadowym. Na dawno powstałych spękaniach dopuszczono jedynie odmłodzenie przemieszczeń pionowych z udziałem lokalnych zjawisk wulkanicznych, na które wskazywały wyniki kompleksowej interpretacji geofizycznej (Haber, 1989, 1999). W występowaniu tak licznych poprzecznych uskokuw w strefie dyslokacyjnej Wieprza, można jednak dostrzegać przejawy rozładowania naprężeń przesuwczych i utworzenia wyraźnie odmiennego systemu dyslokacji transpresyjnych lub transstensyjnych.

### Zrąb tektoniczny Trawniki–Małochwiej

Struktura ta znana już z literatury geologicznej (Żelichowski, 1972, 1974) stanowi południowo-zachodnie obrzeżenie strefy dyslokacyjnej Wieprza. Jak wynika z reperowego wiercenia Łopiennik IG 1 (Żelichowski, 1976) oraz kompleksowej interpretacji badań geofizycznych na profilach prostopadłych do zrębu, utrzymuje on swoją typową postać na całej szerokości analizowanego obszaru — pośrodku lekko zagłębiony na ok. 4,5 km, a na obu krańcach wypłyca się do 4 km od NW i nieco mniej od SE.

Po jego stronie zachodniej podłoże jest zrzucone dwukrotnie głębiej niż w strefie dyslokacyjnej Wieprza i koło Krasnegostawu może się znajdować na głębokości 5,3 km, natomiast od NW nawet na głębokości ponad 6 km. Z obu stron ograniczać go mogą proste skarpy uskokuw o stosownie dużym w odniesieniu do zrzutu rozstępie poziomym wynoszącym ok. 500 m dla skarpy wschodniej i 750 m rozszerzającej się na NW skarpy południowo-zachodniej. Na modelach dwuwymiarowych podjęto próbę określenia zarówno kolejności ich powstawania, jak i zależności pomiędzy dziejami tektonicznymi a charakterem sedymentacji w rowie lubelskim (Haber, 1999). Wyraźnie odmienny układ izobat po stronie zachodniej zrębu Trawniki, jak i brak nawet podrzędnych dyslokacji może świadczyć o odrębności tej strefy i jej przynależności do leżącego dalej na zachód obszaru rowu lubelskiego. W

wierceniu Łopiennik IG 1 stwierdzono ponadto, że miąższość osadów syluru i dewonu względem strony wschodniej zrębu Trawniki ulega tam podwojeniu. Zatem obszar ten wykazuje cechy charakteryzujące rejon o podwyższonej subsydencji, kompensowanej osadzaniem się dużo grubszego syluru i dewonu, po okresie nieodróżnianej jeszcze sedymentacji utworów eokambru i kambru. Na SW od zrębu Trawniki, w okresie ekstensyjnego oddziaływania ryftogenezy i tworzenia się rowu lubelskiego, mogła mieć miejsce zdecydowana zmiana tempa sedymentacji, wiążąca się też ze zróżnicowaniem litologicznym osadów deponowanych na odmiennie zachowujących się partiach dna basenu sedymentacyjnego.

Po zakończonym w dewonie okresie ekstensyjnym i plutonicznej stagnacji na czas karbonu, rozbudzenie globalnych procesów magmatycznych w permie tym razem wywołało na tym terenie oddziaływanie wypiętrzające, wystawiając najmłodsze osady na działanie erozji. Ten podnoszący pośrodku i rozpychający po bokach etap rozwoju omawianego wcześniej (Haber, 1999) „batolitu” lubelskiego, odbywał się przy udziale uskokuw odwróconych zapewne po obu jego stronach i takich przejawów tektoniki kompresyjnej jak lokalne nasunięcie Rejowca czy regionalna struktura Kocka. Po ustąpieniu naprężeń fragmenty popękanego górotworu ulegały wielostronnym przemieszczeniom pionowym doprowadzając do ostatecznego uformowania się tektoniki przedmezozoicznej.

Mimo znacznego oddalenia spągu kompleksu osadowego od jego partii najmłodszych można wstępnie zwrócić uwagę na współczesne położenie rzeki Wieprz i odnieść je do budowy geologicznej nawet tak głębokiego podłoża. Jej koryto koło Krasnegostawu przemieszcza się skosem nad południowo-zachodniego uskoku zrębu Trawniki na jego stronę wschodnią i biegnie obok niego dalej na NW. Wskazuje to na jeszcze bardzo odległy w czasie związek tektoniki fundamentu krystalicznego i jego nadkładu paleozoicznego, ze zjawiskami neotektonicznymi, które zaobserwowane zostały w dolinie Wieprza (Harasimiuk & Henkiel, 1984; Henkiel, 1984).

### Przejawy wulkanizmu staropaleozoicznego

Po okresach występowania w tym rejonie rozmaitych naprężeń tektonicznych mogło dochodzić do rozluźnień sięgających na tyle głęboko, że w istniejące spęknięcia intrudowała bardziej zasadowa magma z podłoża, doprowadzając do wylewów powierzchniowych, zapewne przy udziale erupcji piroklastycznych. Wyniki wierzeń wskazują, że najintensywniejszy okres wulkaniczny Lubelszczyzny wystąpił w okresie wendyjskim eokambru i przy malejącej aktywności przeciągnął się na terenie rowu lubelskiego aż do początków karbonu (Żelichowski, 1984). Między Chełmem a Krasnymstawem badania magnetyczne wskazały na dwa miejsca, w których wzbogacona w ferromagnetyki magma mogła się wydostawać spod fundamentu krystalicznego na powierzchnię (Haber, 1989). Bardziej jednoznaczna i prostszą postacią charakteryzuje się związana z wulkanizmem przeddewońskim

podłużna strefa dyslokacyjna Chełm–Święcica, o przebiegu NW–SE. Na przekrojach sejsmicznych, pod występującą w tym miejscu anomalią magnetyczną, można było dostrzec charakterystyczny, stożkowy układ refleksów, który nie obejmował już swoim zasięgiem utworów dewońskich. To przeddewońskie pasmo wulkaniczne biegnie wzdłuż wąskiej i niewysokiej zrębowej strefy uskokowej, pełniącej na skraju platformy wschodnioeuropejskiej rolę progu tektonicznego, poza którym podłoże kaskadowo wynurza się zwolna ku jej wnętrzu (Haber, 1989, 1999). Natomiast wulkanity koło Rejowca występują przede wszystkim na południe od nasunięcia wzdłuż głównego uskoku lineamentu K–L–R–G. Przesunięte ok. 1 km na NE zbliżyły się do drugiej, mniejszej części, leżącej już po przeciwnej stronie nasunięcia, przy skrzyżowaniu profili C–C i G–G. Tutaj pomiędzy dwiema dużymi dyslokacjami lineamentu wyłania się na przekrojach sejsmicznych wulkanokształtny układ refleksów który potwierdza przewidywaną przyczynę anomalii magnetycznej. Erupcja mogła tu nastąpić oddzielnie za sprawą największej dyslokacji strefy tektonicznej Rejowca, która odchodzi od przecięcia na profilu A'–A' pod południowy skraj miasta. Nasunięcie zbliżyło obie części do siebie i na mapie tworzą teraz po obu jego stronach dość zwarty, wydłużony element tektoniczny nieznacznie tylko odchyłony na S względem pasma wulkanicznego Chełm–Święcica. Obie te strefy najczęściej miejsca będą zajmowały na mapie spągu kompleksu osadowego, ze względu na najsilniejszą działalność wulkaniczną jaką rozpoznano w tym okresie jego powstawania. Można tu zauważyć być może ogólniejszą, naturalną prawidłowość, w myśl której zbliżanie się do skraju platformy wschodnioeuropejskiej powiększa komplikacje tektoniczne.

### Podsumowanie i wnioski

1. Kompleksowa konstrukcja przekrojów geofizycznych z zastosowaniem dwuwymiarowych modeli grawimetrycznych, wsparta informacjami geologicznymi, dzięki wzajemnemu uzupełnianiu się i weryfikacji wykorzystywanych metod badawczych poprawia wiarygodność proponowanych rozwiązań.

2. Opracowane na ich podstawie mapy poszczególnych kompleksów litostratygraficznych wizualizują przestrzenne zależności pomiędzy rozpoznawanymi szczegółami budowy geologicznej i umożliwiają dalszą weryfikację w miarę ich opracowywania.

3. Przestrzenne modelowanie grawimetryczne, które będzie wykonane dzięki opracowanym mapom i odmienności gęstościowej tych kompleksów pozwoli na dalszą poprawę wiarygodności konstruowanego modelu nadkładu osadowego.

4. Na etapie coraz szerszego stosowania precyzyjnych, lecz mimo to nie pozbawionych ograniczeń badań sejsmiki trójwymiarowej, tego rodzaju wielostronnie uargumentowa-

ne rozpoznanie wstępne może mieć korzystny wpływ nie tylko przy ich projektowaniu, ale może też wspomagać interpretację, lub nawet rozstrzygać w przypadkach wątpliwych.

Pragnę wyrazić wdzięczność Dyrekcji Państwowego Instytutu Geologicznego za udostępnienie informacji pochodzących z otworów wiertniczych, które pośrednio przyczyniły się do powstania tej publikacji.

Publikację opracowano w ramach umowy K.B.N. nr 11.140.598 w 2000 r.

### Literatura

- DELIŃSKI G., REGEŃCZUK E., KARPOLUK Zb. & ORLÓW W. 1984a — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 8–IV–79. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.
- DELIŃSKI G., REGEŃCZUK E., KARPOLUK Zb. & ORLÓW W. 1984b — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 9–IV–79. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.
- DELIŃSKI G., ŚWIERCZYŃSKA J., KARPOLUK Zb. & ORLÓW W. 1984c — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 10–IV–79. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.
- DELIŃSKI G., ŚWIERCZYŃSKA J., KARPOLUK Zb. & ORLÓW W. 1984d — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 11–IV–80. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.
- DELIŃSKI G., ŚWIERCZYŃSKA J., KARPOLUK Zb. & ORLÓW W. 1984e — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 12–I–80. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.
- HABER M. 1989 — Dwa przekroje geofizyczne SW–NE w rejonie Chełma Lubelskiego. Kwart. Geol., 33: 429–466.
- HABER M. 1999 — Tektonika skraju platformy wschodnioeuropejskiej w świetle kompleksowych badań geofizycznych między Chełmem Lubelskim a Krasnymstawem. Prz. Geol., 47: 69–78.
- HABER M., GRABOWSKA T. & MAŁOSZEWSKI S. 1994 — Konstrukcja kompleksowych dwuwymiarowych modeli skorupy ziemskiej południowo-wschodniej części Polski (rejon lubelski). Projekt badawczy KBN nr 9 9047 91 02p/01, temat I.10, zadanie I.10.1. Opracowanie końcowe. Arch. Zakł. Geofiz. AGH Kraków.
- HABER M. & DOLNICKI J. 1996 — Przestrzenny model niejednorodności podłoża krystalicznego w otoczeniu zapadliska Włodawy wraz z ogólną koncepcją tektoniki paleozoicznego piętra strukturalnego. Mat. IV Konf. Nauk. — Tech. Geofizyka w geologii i górnictwie, Krynica, 22–24 maja 1996 r. Zakład Geofizyki AGH Kraków: 181–188.
- HARASIMIUK M. & HENKIEL A. — Kenozoik Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol. 6–8 września 1984, Lublin: 56–70.
- HENKIEL A. 1984 — Tektonika pokrywy mezo-kenozoicznej na północnym skłonie wału metakarpackiego. Ann. Universitatis Mariae Curie-Skłodowska, Lublin–Polonia, 39, Sect. B: 14–36.
- POŻARYSKI W. 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. Prz. Geol., 45: 1265–1270.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1972 — Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem. Biul. Inst. Geol., 263.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Struktury epok geologicznych: bajkałskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej. Część południowo-wschodnia. Obszar radomsko-lubelski; rów mazowiecko lubelski. [W:] W. Pożaryski (red.). Budowa geologiczna Polski, Tom IV, cz. I Niż Polski Wyd. Geol.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1976 — Dokumentacja wyników otworu badawczego Łopiennik IG 1. CAG, 121 771
- ŻELICHOWSKI A.M. 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol. 6–8 września 1984, Lublin: 21–35.