

## Tektonika skraju platformy wschodnioeuropejskiej w świetle kompleksowych badań geofizycznych między Chełmem Lubelskim a Krasnymstawem

Marek Haber\*

*Kompleksowa interpretacja wyników badań geofizycznych pomiędzy Chełmem Lubelskim a Krasnymstawem ma być kolejnym krokiem na drodze rozpoznawania budowy geologicznej na skraju platformy wschodnioeuropejskiej. Ukazuje model nieznanego tu wcześniej elementu tektonicznego jakim jest nasunięcie Rejowca. Proponuje także przypuszczalną chronologię zdarzeń które doprowadziły do ostatecznego uformowania takich form strukturalnych tego rejonu jak strefa dyslokacyjna Wieprza, czy zrąb Trawniki–Małochwiej. Regionalne znaczenie tektoniczne proponuje się przypisać aktywności plamy gorąca od syluru do dewonu i wywołanym przez nią procesom ryftogenezy, które tworzyły rów lubelski. Po karbońskim zaniku tej plutonicznej działalności zakrzepnięty w tym czasie diapir magmowy Lublin–Turobin wydzwignęły permsko mezozoiczne niepokoje górotwórcze wraz ze zgromadzonymi ponad nim osadami. Po jego wschodniej stronie została wtedy uformowana antyklinalno-zrębowa struktura Kocka i jej przedłużenie na SE w postaci nasunięcia Rejowca. Koncepcja ta ośmieliła do wysunięcia hipotezy, że podobne deformacje górotworu mogą się też znajdować po zachodniej stronie rowu lubelskiego, na przedpolu Gór Świętokrzyskich. Odnalezione szczegóły budowy geologicznej pomiędzy Chełmem i Krasnymstawem, odniesiono do regionalnego lineamentu tektonicznego Kock–Łęczna–Rejowiec–Grabowiec, który jako pierwotne osłabienie spistości granitoidów podłoża krystalicznego spełnił rolę inicjującą dla niektórych późniejszych deformacji nadkładu osadowego.*

**Słowa kluczowe:** magnetometria, grawimetria, głębokościowe przekroje sejsmiczne, modelowanie grawimetryczne, ryftogeneza, diapir magmowy, magmatyzm staropaleozoiczny i permsko-mezozoiczny, nasunięcie, uskoki synsedymencyjne, strefa dyslokacyjna, lineament tektoniczny

Marek Haber — **The tectonics of the marginal part of the East European Platform from the multitask interpretation of the results of geophysical surveying in the area between Chełm Lubelski and Krasnystaw (Eastern Poland).** Prz. Geol., 47: 69–78.

*Summary. The multitask interpretation of the results of geophysical surveying in the area between Chełm Lubelski and Krasnystaw is the further step in studies on the marginal part of the East European Platform. The interpretation revealed the presence of undiscovered tectonic structure — the Rejowiec overthrust, and allowed to propose the possible chronology of events leading to the final development of some structures in the area, e.g. the Wieprz dislocation zone and the Trawniki–Małochwiej horst. It is proposed that the regional-scale hot-spot activity which had lasted from Silurian to Devonian resulted in rifting which gave rise to the formation of the Lublin graben. This magmatism has ceased in the Carboniferous and the cooled Lublin–Turobin igneous diapir has been uplifted together with overlying deposits during Permo–Mesozoic orogenic episodes. East of the diapir, the Kock anticlinal-horst structure has been formed along with its southeastern extension — the Rejowiec overthrust. This concept encouraged the authors to hypothesize the existence of similar deformations on the western side of the Lublin graben, i.e. in the foreland of the Holy Cross Mts. The identified details of geological structure of the area between Chełm Lubelski and Krasnystaw were related to the regional Kock–Łęczna–Rejowiec–Grabowiec lineament which, as a primary weakening zone in the crystalline (granitoidic) basement, played a decisive role in the initiation of some later deformations in the sedimentary cover.*

**Key words:** magnetometry, gravimetry, deep seismic cross-section, gravimetric modelling, rifting, igneous diapir, old Paleozoic and Perm–Mesozoic magmatism, overthrust, synsedimentary faults, dislocation zone, tectonic lineament

Kompleksowa interpretacja pomiarów geofizycznych, takich jak magnetometryczne, grawimetryczne i sejsmiczne, wsparta informacjami pochodzącymi z otworów wiertniczych, obiektywizują i konkretyzują rozpoznawaną budowę geologiczną poprzez wzajemne uzupełnianie niedostatków poszczególnych metod badawczych. Umocnia to wiarygodność proponowanych rozwiązań interpretacyjnych i pozwala na intensyfikację poszukiwań w obrębie zawężonego obszaru możliwości. Uzyskane dzięki temu szczegóły tektoniczne otwierają drogę do wyjaśnienia powiązań przyczynowo-skutkowych i opracowywania na tej podstawie szczegółowych modeli geotektonicznych. Mogą one być sprawdzane poprzez porównanie fizycznych oddziaływań modeli teoretycznych z oddziaływaniami górotworu pomierzonymi w rzeczywistości, a następnie korygowane w realnym zakresie. Najkorzystniejsze pod tym względem efekty można uzyskać dzięki dwuwymiarowym modelowaniom grawimetrycznym, które poprzez modele gęstościowe prze-

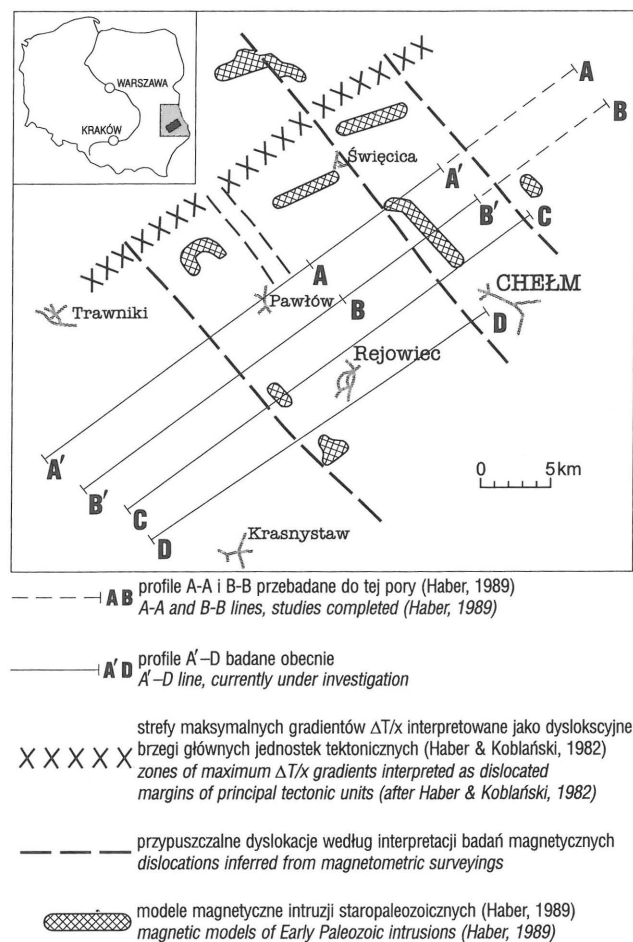
krojów geologicznych, pozwalają na wstępne określenie zależności głębokościowo-miąszościowych oraz innych cech tektonicznych badanego górotworu.

Celem prezentowanych badań było rozszerzenie ku SW rozpoznania budowy geologicznej poza charakterystyczną strefę tektoniczną usytuowaną między Chełmem Lubelskim a Święcicą. Drobiazgową analizę przeprowadzono tam już wcześniej na dwóch profilach A-A i B-B (Haber, 1989), które wtedy kończyły się na wysokości Rejowca, a obecnie przedłużone zostały poza Krasnystaw (ryc. 1).

Od strony organizacyjnej konstrukcja szczegółowych przekrojów kompleksu osadowego możliwa była dzięki współpracy ówczesnego Międzyresortowego Instytutu Geofizyki Akademii Górniczo–Hutniczej im. Stanisława Staszica z Krakowa, z Przedsiębiorstwem Badań Geofizycznych z Warszawy. Pod patronatem Komitetu Badań Naukowych przystąpiono w latach 1992–1994 do realizacji projektu badawczego dyrektora Międzyresortowego Instytutu Geofizyki AGH, prof. Stanisława Małozewskiego.

Projekt ten przewidywał opracowanie modeli dynami-

\*Zakład Geologii Ogólnej i Matematycznej, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków



**Ryc. 1.** Lokalizacja profili geofizycznych na tle uskoków i modeli wulkanitów staropaleozoicznych wg. interpretacji badań magnetycznych (Haber & Kobański, 1982; Haber, 1989)

**Fig. 1.** Localization of geophysical lines related to the faults and the models of Early Palaeozoic volcanics interpreted from magnetometric surveying (Haber & Kobański, 1982; Haber, 1989)

cznych wybranych zagłębi górniczych, a w tym i Lubelskiego Zagłębia Węglowego.

Wykorzystano do tego celu istniejącą już sieć profili sejsmicznych, wykonanych przez PBG w latach 1981–1984 (Brauer i in., 1984), które na zlecenie Instytutu Geofizyki uzupełniono na wybranych profilach o szczegółowe pomiary grawimetryczne (Welsz, 1988).

W trakcie interpretacji badań grawimetrycznych okazało się, że wraz z przeniesieniem analizowanego obszaru na SW w polu siły ciężkości zaczęło narastać oddziaływanie odległych jeszcze, ale już znacząco dających o sobie znać czynników regionalnych. Aby ocenić wielkość i zasięg tych oddziaływań niezbędne stało się prowadzenie jednoczesnego rozpoznania zarówno lokalnych, jak i regionalnych elementów budowy geologicznej (ryc. 2).

W celu dodatkowego poszerzenia badań prowadzonych na przedłużeniu analizowanych wcześniej profili A-A i B-B dołączono do nich biegnące obok profile C-C i D-D (ryc. 1)

Wiarygodność prowadzonej interpretacji wspierało zwielokrotnienie szczegółów informacyjnych zawartych przede wszystkim na głębokościowych przekrojach sejsmicznych, oraz na wykresach anomalii siły ciężkości i anomalii magnetycznych. Bezcennych danych dostarczyły także wiercenia geologiczne Marynin 2 i Łopiennik IG 1, których wyniki

zostały udostępnione przez CAG Państw. Inst. Geol., wspierając wiarygodność prowadzonej interpretacji.

Z uwagi na najbardziej kompletny zestaw danych pomiarowych, do wstępnego rozpoznania wykorzystany został profil C-C. Stanowił on przy tym reprezentatywne uogólnienie charakterystycznych cech lokalnej budowy geologicznej z których można też było wyciągnąć wnioski o znaczeniu regionalnym. Wskazówką o kluczowym znaczeniu dla prowadzonej analizy stało się niespodziewane odkrycie niewielkiego nasunięcia, którego istnienie zasygnalizowało wiercenie Marynin 2 wykonane w okolicy Rejowca (Kowalska-Łącka, 1989). Odnalezienie tego nasunięcia na przedłużeniu regionalnego lineamentu tektonicznego Kock-Łęczna-Rejowiec-Grabowiec (K-Ł-R-G), dało podstawę do przypuszczeń, że z uwagi na kompresyjny rodzaj oddziaływania które prowadzi do powstawania tego typu nieciągłości, mogło ono mieć też swój udział w utworzeniu antyklinalno-zrębowej elewacji Kocka (Pożycki, 1984), lub zrębowej antyklinie nadrozłamowej Kocka (Żelichowski, 1974, 1984).

Uzupełniające modelowanie grawimetryczne, przedłużone jeszcze dalej ku SW wzdłuż profilu C-C, pozwoliło określić źródło regionalnej anomalii lubelskiej. Geometryczne odniesienie modelu tego źródła do znanych już wcześniej w sąsiedztwie uskoków odwróconych, a także do świeżo odkrytego nasunięcia Rejowca dostarczyło kolejnych argumentów wspierających koncepcję udziału ryftogenezy w powstaniu tych deformacji (Haber & Dolnicki, 1996). Ośmieliło też do zaproponowania hipotezy o istnieniu symetrycznego obramowania rowu lubelskiego także od strony zachodniej, o roli tektonicznej porównywalnej do tej, jaką od wschodu odgrywa być może jego bliźniaczy odpowiednik w postaci antykliny zrębowej Kocka (Żelichowski, 1983; Pożaryski & Dembowski, 1984).

### Znaczenie przestrzennego modelu niejednorodności podłoża krystalicznego Lubelszczyzny dla modeli dwuwymiarowych nadkładu osadowego

Przekraczająca 70 mGali regionalna anomalia  $\Delta g$  między Lublinem a Turobinem powodowała tak silne oddziaływanie na usytuowane w sąsiedztwie profile, że bez uwzględnienia ciężkiego masywu w podłożu krystalicznym uzyskiwano trudne do oceny wyniki modeli grawimetrycznych nadkładu osadowego. Okazało się przy tym, że w otoczeniu rejonu badań profilowych jeszcze dwie inne niejednorodności podłoża krystalicznego Lubelszczyzny mogły deformować obraz lokalnych anomalii siły ciężkości (ryc. 2).

Mimo że wszystkie odnoszą się bezpośrednio do podłoża krystalicznego, to każda z nich wykazuje inną naturę. Przejawia się to zarówno w wielkości przyjętych do obliczeń gęstości, które spełniają wymogi przestrzennego modelowania, jak i w indywidualnej geometrii wynikającej z odmienności sposobu ich powstawania (Haber & Dolnicki, 1996).

Główną rolę odgrywa tu wydłużony masyw diapirowego batolitu Lublin-Turobin, dla którego w obliczeniach powierzchniowego efektu grawitacyjnego  $\Delta g_R$  przyjęto szacunkową gęstość 2,85 t/m<sup>3</sup>. Także wyniki interpretacji głębokich sondowań sejsmicznych upodabniają go do diapirowego masywu (Guterch i in., 1986). Na zamieszczonym w tej publikacji schemacie blokowym skorupy ziemskiej wzdłuż linii Chełm Lubelski-Kraków została zaznaczona strefa anomalia, w której nie można określić granic sejsmicznych już od głębokości rzędu kilkunastu kilometrów i zaburzenia te

wiązane są: z potężnymi intruzjami materiału górnopłaszczowego w skorupę ziemską.

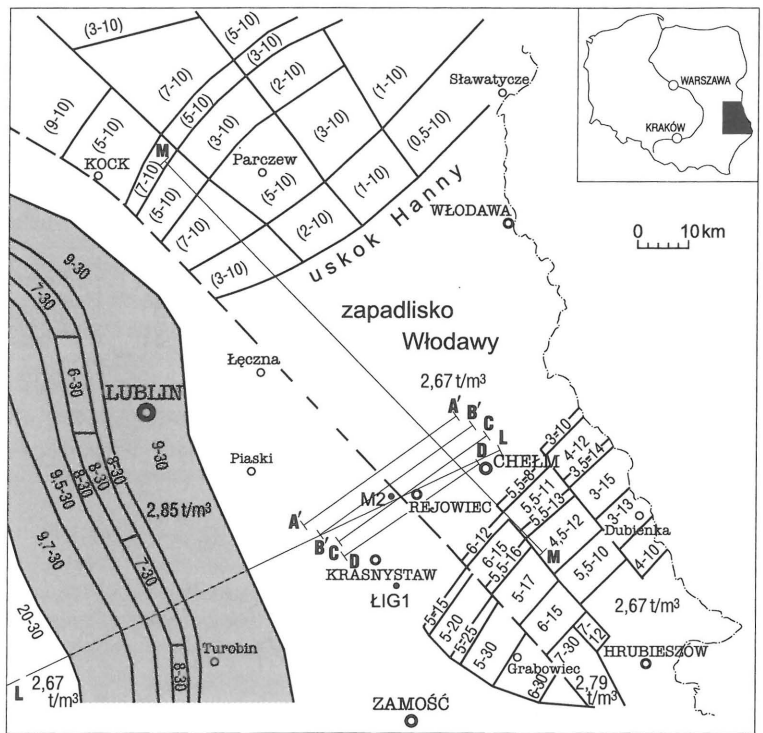
Drużą z niejednorodności podłoża krystalicznego, leżącą między Zamościem a Dubienką może mieć charakter prekambryjskich, bazaltowych wylewów szczelinowych. Obliczenia modelowe wykazały, że źródło materiału magmowego znajdowało się w rejonie Grabowca na głębokości rzędu 30 km, tj. na takiej samej głębokości z jakiej pochodził materiał magmowy batolitu lubelskiego. Zgodnie z naturą zjawiska największą gęstość wynoszącą  $2,79 \text{ t/m}^3$  należało przypisać wylewom w pobliżu ich źródła, podczas gdy wylany powierzchniowo na NE materiał, ułożony w stronę Dubienki w postaci trzech przesuniętych względem siebie pasów, mógłby mieć gęstości o  $0,02 \text{ t/m}^3$  niższe. Prekambryjskie wulkanity bazaltowe jeszcze przed nastaniem paleozoiku mogły zostać poddane deformacjom wraz z podścielającym je górotworem i znaleźć się w warunkach metamorfizmu regionalnego ulegając przeobrażeniu w zielonice lub amfibolity.

Formą tektoniczną wywodzącą się także z podłoża krystalicznego jest występujące na północ od zapadliska Włodawy blokowe podniesienie Parczew–Sławatycze (Ryka, 1984; Haber, 1986). Wielokrotnie poddawane rozmaitym naciskom tektonicznym utworzyły anomalie gęstościową głównie względem kompleksu osadowego. Z tego też powodu, a także z racji dostatecznie dużego oddalenia od analizowanych profili, w przestrzennym modelu niejednorodności podłoża krystalicznego pełni ono jedynie rolę uzupełniającą. Orientacyjną wielkość kontrastu gęstościowego oszacowaną na  $0,10 \text{ t/m}^3$ , odniesiono zarówno względem otaczającego je nadkładu osadowego, jak i zapewne odmiennych petrograficznie, stabilnych partii podłoża. Dla zwrócenia uwagi na złożoną postać modelu, który znalazł się w pozycji wieloelementowego bloku wysoko uniesionego ponad podłoże krystaliczne, głębokości do stropu i spągu podano w nawiasach (ryc. 2).

#### Szczegółowe modelowania grawimetryczne na profilach

**Uwagi ogólne.** Na mapie i szkicu strukturalnym wykonanym dla kambryjskiej granicy sejsmicznej  $C_m$  (Białek & Karpoluk, 1984), oraz granicy sejsmicznej związanej ze spągami karbonu  $C_v$  (Majewski & Kulig, 1981) obszar między Chełmem a Krasnymstawem dzieliła na dwie części rozwidlająca się pośrodku strefa dyslokacyjna Rejowca. Ograniczeniem od strony zachodniej były kierunkowo ułożone wzdłuż rzeki Wieprz dyslokacje tworzące zrębową strukturę Trawniki–Małochwiej (Żelichowski, 1974). Warto przy tej okazji nadmienić że wzdłuż doliny Wieprza zostały stwierdzone przejawy aktywności neotektonicznej (Harasimiuk & Henkiel, 1984; Henkiel, 1984).

W konstrukcji dwuwymiarowych modeli nadkładu osadowego oprócz wymienionych we wstępie badań sejsmicznych i grawimetrycznych wykorzystano też wyniki interpretacji badań magnetycznych. Dostarczyły one bardzo ważnych informacji o występujących w obrębie staropaleozoicznego piętra strukturalnego wulkanitach (Haber & Koblański, 1982; Haber, 1989). Podobnie jak na SW struktura Trawniki, wulkanity te od NE utworzyły zrębowe ograniczenie, ułożone pasmowo między



**Ryc. 2.** Modele niejednorodności podłoża krystalicznego Lubelszczyzny jako wynik trójwymiarowego modelowania grawimetrycznego (Habera & Dolnickiego, 1996). Dla całego diapiiru Lublin–Turobin przyjęto w modelowaniu gęstość  $2,85 \text{ t/m}^3$ . Dla masywu Zamóść–Dubienka na SW od lineamentu K–Ł–R–G  $2,79 \text{ t/m}^3$ , a na NE  $2,77 \text{ t/m}^3$ . Dla wyniesienia Parczew–Sławatycze przyjęto uogólniony kontrast gęstości podłoża i jego nadkładu osadowego. W obrębie bloków podano głębokości do ich stropu i spągu w kilometrach. L-L — główna część profilu Zaklików–Chełm (do ryc. 4), M.-M. — profil magnetyczny modelu 2D podłoża krystalicznego (Haber, 1986)

**Fig. 2.** Inhomogeneity models of crystalline basement of the Lublin region resulting from the 3D gravimetric modelling (after Haber & Dolnicki, 1996). The following densities have been taken:  $2,85 \text{ t/m}^3$  for the whole Lublin-Turobin diapir,  $2,79 \text{ t/m}^3$  for the Zamóść-Dubienka massif southwest of the K-Ł-R-G lineament and  $2,77 \text{ t/m}^3$  northeast of this lineament. For the Parczew-Sławatycze uplift the generalized density contrast  $0,10 \text{ t/m}^3$  has been taken in relation to both the basement and the sedimentary cover. Within the blocks the depths to their roof and bottom surfaces were specified (in kilometers). L-L — main part of the Chełm-Zaklików line (to Fig. 4), M.-M. — magnetic line of 2D model for the crystalline basement (Haber, 1986)

Chełmem a Świącicą na typowym dla tego rejonu kierunku NW–SE. Okazało się że mimo zwracającego na siebie uwagę wyrazistego charakteru obu tych struktur granicznych, większe znaczenie tektoniczne będzie miała rozczłonkowana strefa dyslokacyjna Rejowca. Istnienie w tym miejscu dyslokacji wykazane zostało już w *Atlasie geologicznym Lubelskiego Zagłębia Węglowego* (Pożycki, 1978), a na mapie tektonicznej *Atlasu geologiczno-surowcowego obszaru lubelskiego* wydzielono w tym miejscu antyklinę Rejowca (Żelichowski, 1983).

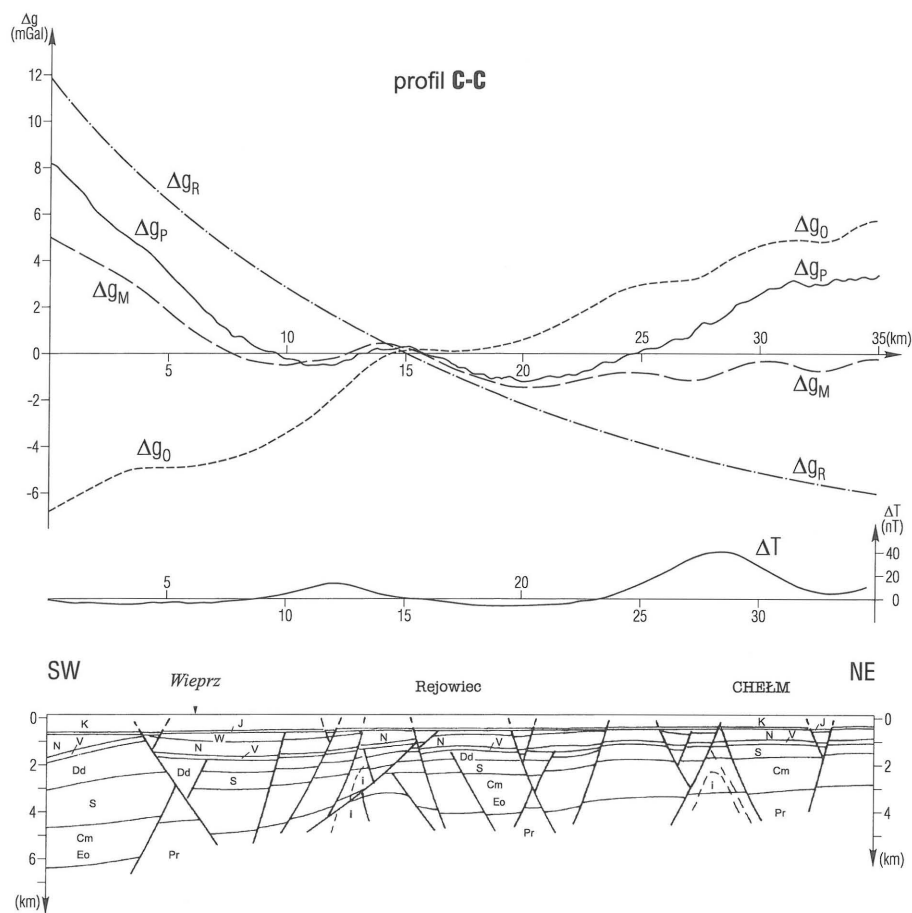
Zestawienie głębokościowych przekrojów sejsmicznych z wykresami anomalii siły ciężkości pozwoliło dostrzec nie dającą się zrazu logicznie uzasadnić sprzeczność grawimetryczną, która w podobny sposób objawiła się niemal na wszystkich analizowanych profilach. Dodatnia, lokalna anomalia  $\Delta g$  nie znajdowała się tutaj bezpośrednio ponad dość wyraźną, podkarbońską strukturą antyklinalno-zrębową, ale jak wykazały wstępne obliczenia modelowe, wybiegała poza nią na NE, już na stronę skrzydła zruconego. Według nich pomiarowa anomalia  $\Delta g_p$  sięgała około 2 km za daleko niż pozwalała na to najbardziej skrajna wersja

modelowa, nie pozostawiając tym samym wątpliwości co do istnienia nieznannej masy, którą wykazały tam w rzeczywistości pomiary grawimetryczne (ryc. 3, 5 i 7).

**Modelowanie na profilu C-C.** Najbardziej wartościowy przekrój sejsmiczny 6-IV-79/80/81 PBG (Deliński i in., 1981), a także najregularniejsza postać dodatniej anomalii  $\Delta g$  ponad strefą tektoniczną Rejowca wpłynęły na decyzję o rozpoczęciu od tego właśnie profilu konstrukcji szczegółowych modeli przekrojów geologicznych. Tym samym zrezygnowano z naturalnej ciągłości interpretacyjnej na przedłużeniu przeanalizowanych do tej pory profili A-A i B-B z rejonu Chełma Lubelskiego (Haber, 1989). Na profilu A<sup>1</sup>-A<sup>1</sup> jako kontynuacji ku SW profilu A-A (ryc. 1), dodatnia anomalia  $\Delta g$  na SW od Pawłowa znajdowała się już niemal w stadium zaniku (ryc. 6). Natomiast na profilu B<sup>1</sup>-B<sup>1</sup> będącym przedłużeniem profilu B-B (ryc. 1), w utrzymaniu ciągłości rejestracji obrazu falowego na przekroju sejsmicznym przeszkodziły zabudowania Rejowca Fabrycznego, chociaż anomalia  $\Delta g$  (ryc. 5), przybrała już prawie taką postać, jak na profilach C-C (ryc. 3) i D-D (ryc. 7).

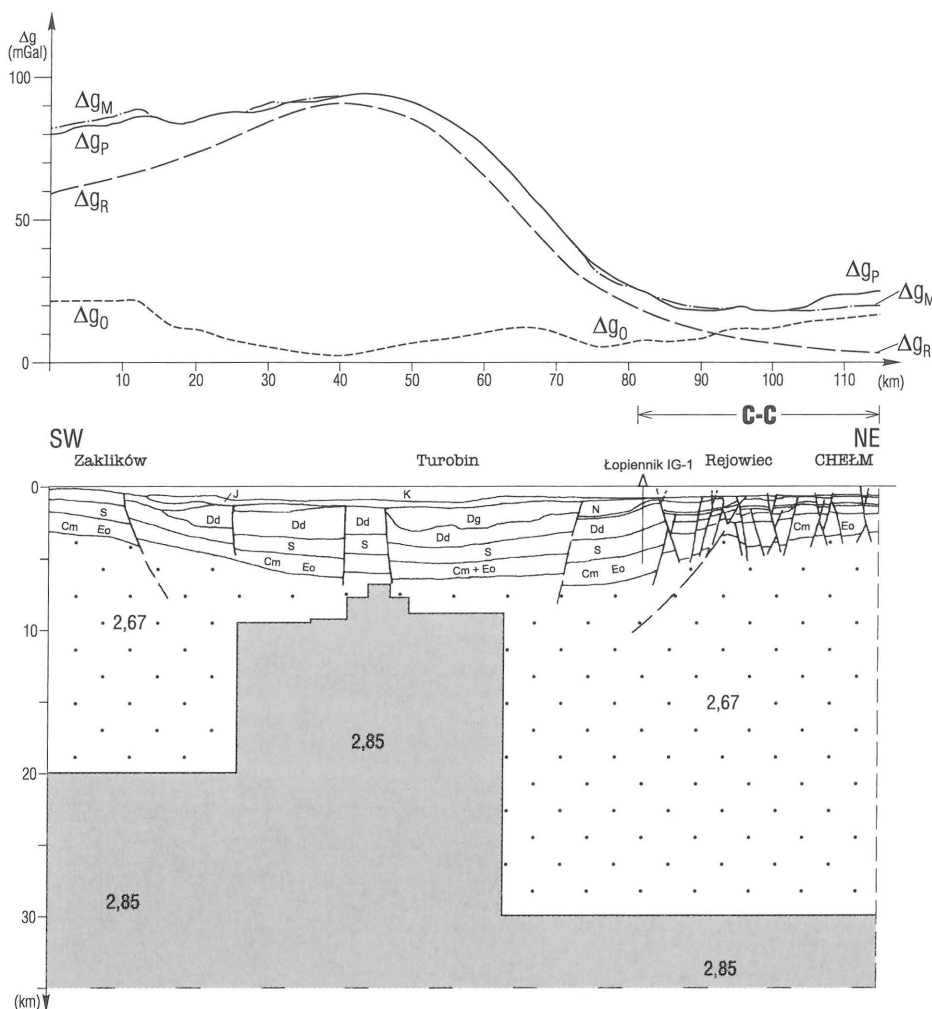
Profil C-C od strony wschodniej wychodzi spoza tektonicznego progu Chełm-Swięcica, przechodząc tuż obok południowego krańca związanych z nim staropaleozoicznych wulkanitów (ryc. 1). Z tego też zapewne powodu na przekroju sejsmicznym z trudnością można było odnaleźć pozostałości charakterystycznych refleksów, które na profilach A-A i B-B wiązano z obecnością intruzji (Haber, 1989). Przestrzenne modelowanie magnetyczne wykazały, że w rejonie słabnącej anomalii  $\Delta T$  te niewyraźne deformacje górotworu mogą stanowić jedynie końcowy fragment struktury o podwyższonej podatności magnetycznej. Natomiast znajdzie się tu z pewnością rodzaj progowej elewacji, obramowanej dyslokacjami sięgającymi nawet mezozoiku, z resztkami naprzemianujących zespołów tufogenicznych, które tutaj nie będą wystawały ponad kambr. Narastanie siły ciężkości od tego miejsca na NE, świadczy że nie sięga tu już oddziaływanie grawitacyjne batolitu Lublin-Turobin, ale wskazuje że w miarę oddalania się od zachodniego skraju platformy wschodnioeuropejskiej podłoże wynurza się pod nakładem mezozoicznym. Minimum grawimetryczne w rejonie dwudziestego kilometra profilu można odnieść do paleozoicznego obniżenia które wypełniają lżejsze osady westfału, oraz do pojawienia się w podłożu karbonu względnie lekkiego dewonu dolnego.

W obliczeniach teoretycznego efektu  $\Delta g_0$  od litostratigraficznych modeli gęstościowych nakładu osadowego wykorzystano gęstości wypróbowane już we wcześniejszych modelowaniach grawimetrycznych (Haber, 1989). Dla utworów kredy przyjęto  $2,14 \text{ t/m}^3$ , dla jury  $2,37 \text{ t/m}^3$  młodszym osadom karbonu zaliczanym do westfału przypisano gęstość  $2,48 \text{ t/m}^3$ , a starszemu namurowi  $2,54 \text{ t/m}^3$ . Najstarszy, częściowo węglanowy wizen może mieć średnią gęstość powiększoną do  $2,57 \text{ t/m}^3$ , a występujący w jego podłożu dewon dolny zaledwie o  $0,03 \text{ t/m}^3$  do wartości  $2,60 \text{ t/m}^3$ . Znacznie cięższe względem dewonu dolnego powinny być osady syluru wraz z cienkim ordowikiem o łącznej



**Ryc. 3.** Model przekroju geologicznego wzdłuż profilu C-C jako efekt interpretacji kompleksowej i wyniki modelowania grawimetrycznego z uwzględnieniem oddziaływania przestrzennych modeli niejednorodności podłoża krystalicznego. W konstrukcji modelu wykorzystano głębokościowy przekrój sejsmiczny 6-IV-79/80/81 PBG (Deliński i in., 1981);  $\Delta g_p$  — pomiarowe anomalie siły ciężkości,  $\Delta g_r$  — wpływ grawitacyjny 3D modeli niejednorodności podłoża krystalicznego,  $\Delta g_0$  — efekt grawitacyjny 2D od modelu nakładu osadowego,  $\Delta g_M$  — całkowity efekt grawitacyjny ( $\Delta g_r + \Delta g_0$ ),  $\Delta T$  — resztkowe anomalie magnetyczne (wg Kobańskiego, 1982), i — intruzje wulkanitów staropaleozoicznych (lokalizacja zmodyfikowana wg interpretacji kompleksowej). Gęstości przyjęte do obliczeń w  $\text{t/m}^3$ : K (kreda) — 2,14; J (jura) — 2,37; W (westfał) — 2,48; N (namur) — 2,54; V (wizen) — 2,57; Dd (dewon dolny) — 2,60; S (sylur+ordowik) — 2,66; Cm i Eo (kambr i eokambr) — 2,55; Pr (prekambr) — 2,67

**Fig. 3.** Model of geological cross-section along the C-C line and the results of gravimetric modelling which includes the effects from spatial inhomogeneity models of crystalline basement. In model construction the deep seismic profile 6-IV-79/80/81 PBG (Deliński et al., 1981) has been utilized:  $\Delta g_p$  — measured gravimetric anomalies,  $\Delta g_r$  — 3D gravitational influence of inhomogeneity models of crystalline basement,  $\Delta g_0$  — 2D gravitational influence of sedimentary cover,  $\Delta g_M$  — total gravitational effect ( $\Delta g_r + \Delta g_0$ )  $\Delta T$  — residual magnetic anomalies (after Kobański, 1982), i — Early Palaeozoic volcanics (after modification by the multitask interpretation). The following densities have been taken in  $\text{t/m}^3$ : K (Cretaceous) — 2,14; J (Jurassic) — 2,37; W (Westphalian) — 2,48; N (Namurian) — 2,54; V (Visean) — 2,57; Dd (Lower Devonian) — 2,60; S (Silurian & Ordovician) — 2,66; Cm & Eo (Cambrian & Eocambrian) — 2,55; Pr (Precambrian) — 2,67



Ryc. 4. Syntetyczny przekrój geofizyczny wzdłuż profilu L-L Chełm–Zaklików oraz wyniki modelowania grawimetrycznego 2D i 3D (Haber & Dolnicki, 1996). Objasnienia jak w ryc. 3 oraz dodatkowo przyjęta do obliczeń gęstość dewonu górnego (Dg) —  $2,70 \text{ t/m}^3$ , oraz zasadowego masywu podłoża krystalicznego —  $2,85 \text{ t/m}^3$  użyta w modelu 3D (ryc. 2)

Fig. 4. Generalized geophysical cross-section along the L-L line Chełm–Zaklików and the results of 2D and 3D gravimetric modelling (Haber & Dolnicki, 1996). Explanations as in Fig. 3 and in addition densities of Upper Devonian (Dg) —  $2,70 \text{ t/m}^3$  and alkaline massif of crystalline basement —  $2,85 \text{ t/m}^3$  in the 3D model has been taken (Fig. 2)

gęstości  $2,66 \text{ t/m}^3$ . Nadzwyczaj lekkim, mimo swojego wieku, okazał się połączony kompleks piaskowcowo-arkozowego kambru i eokambru o uśrednionej gęstości ocenionej na  $2,55 \text{ t/m}^3$ . Dla granitoidów podłoża krystalicznego przyjęto powszechnie akceptowany ciężar jednostki objętości wynoszący  $2,67 \text{ t/m}^3$ . Obliczenia modelowych efektów grawitacyjnych były prowadzone tym razem przy pomocy programu GRAWMOD (Lemberger, 1987).

Dodatnia kulminacja lokalnej anomalii  $\Delta g$  Rejowca, pośrodku szerokiego na ponad 15 km obniżenia grawimetrycznego, symbolicznie rozdziela dwie regionalne strefy wpływów grawitacyjnych, wschodnią — platformową od zachodniej — ryftowej. Bezpośrednią przyczyną istnienia tej anomalii jest z pewnością nagłe zastąpienie na tym samym poziomie lekkiego westfalu cięższymi aż o  $0,06 \text{ t/m}^3$  utworami namuru. Przy monoklinalnym układzie refleksów sejsmicznych karbonu, daje to podstawę do podejrzeń o niezwykłości zaistniałej sytuacji geologicznej. Porównanie wykresu modelowego  $\Delta g_M$  z pomiarowym  $\Delta g_P$  nawet przy uwzględnieniu w tym miejscu dwuwymiarowego modelu nasunięcia w dalszym ciągu wskazuje na potrzebę niewielkiego już tym razem uzupełnienia jego masy. Być może uda się to osiągnąć już bez zwiększania zasięgu nasunięcia, a jedynie poprzez niewielkie modyfikacje gęstości osadów karbonu.

Przejdźcie dalej na SW, pod wpływ potężnej anomalii regionalnej  $\Delta g$  poprzedzone jest drugim fragmentem obniżenia grawimetrycznego, które dochodzi od tej strony aż do strefy dyslokacyjnej rzeki Wieprz. Tym razem pozostawało to w zgodzie z ogólnym obrazem falowym na przekrojach

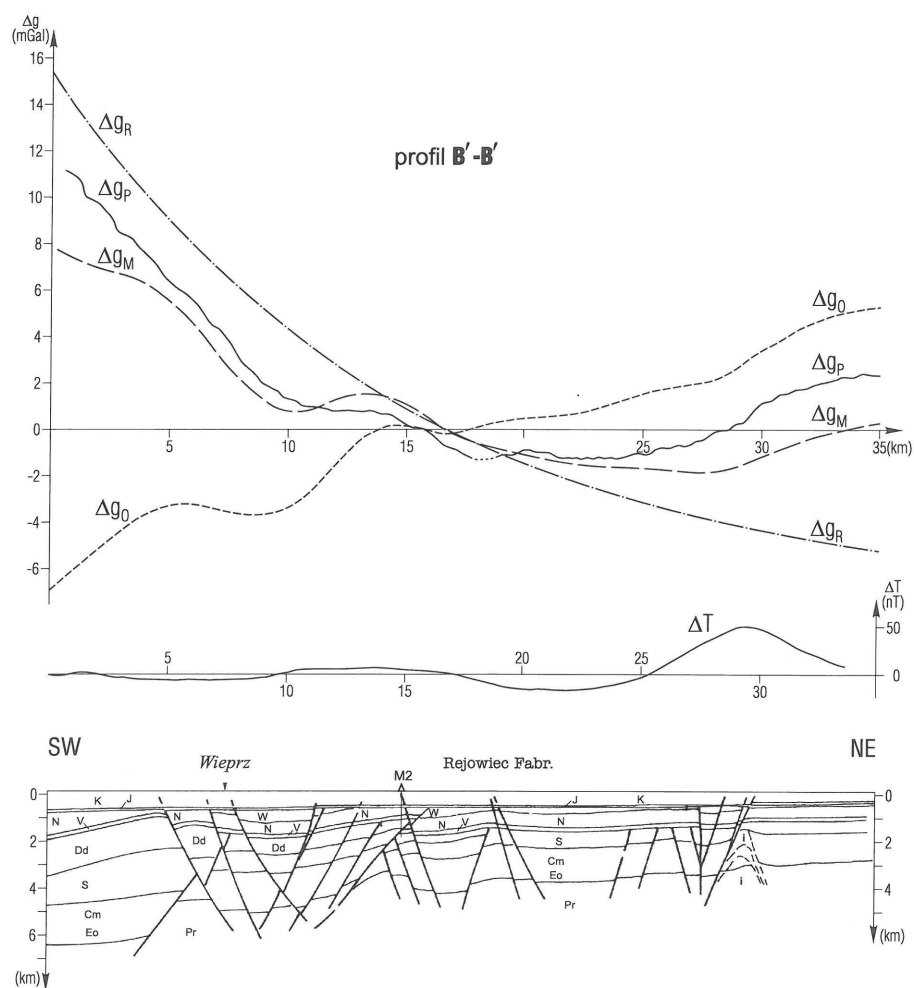
sejsmicznych, na których dość płaskie synklinealne obniżenie najpełniej uwidoczniło się właśnie na profilu C-C. Typowy kształt niecki, tuż za rzeką zamyka wieloelementowa strefa uskokowa, poza którą osady syluru i dewonu nagle, przeszło dwukrotnie powiększając swoją miąższość. Bardzo wyraźny układ refleksów oraz ich cechy dynamiczne także na pozostałych przekrojach sejsmicznych nie nasuwały wątpliwości in odróżnieniu utworów karbonu od jego podłoża. Najbliższe zaś głębokie wiercenie Łopiennik IG 1 (Żelichowski, 1976) pozwoliło na orientacyjną identyfikację staropaleozoicznych horyzontów sejsmicznych. Dzięki temu można też było skorygować, jak się wydaje nieco zaniżane niegdyś głębokości zalegania stropu podłoża krystalicznego (Skorupa, 1974).

Podwojenie miąższości syluru i dewonu przy niezmienności osadów kambru i eokambru wskazuje na czas zróżnicowania tempa sedymentacji po obu stronach strefy dyslokacyjnej Wieprza. W okresie syluru i dewonu na zachód od tej strefy podłoże obniżało się dwukrotnie szybciej i zgodnie z tym przyjmowało dwa razy większą masę osadów niż w strefie platformowej. Wtedy skrzydło zrzucone znajdowało się po stronie zachodniej, aż do osadzenia się utworów dewońskich. Po stosunkowo krótkiej przerwie sedymentacyjnej z towarzyszącą jej penepłenizacją, sedymentację podewońską rozpoczynają z niezgodnością kątową wapienne osady wizenu. Jak wynika z modelu przekroju geologicznego po osadzeniu utworów karbonowych na dość już usztywnionym podłożu, nastąpił okres niezwykłych, jak dla skłonu platformy kontynentalnej deformacji. Za ich sprawą w okolicy Rejowca nastąpiło skośne odcięcie

fragmentu górotworu i wypchnięcie go na NE. Te same czynniki działające od SW mogły wtedy doprowadzić także do powstania regionalnej struktury Kocka. Okazuje się przy tym, że obie formy tektoniczne łączy nie tylko kompresyjny mechanizm oraz czas powstania, ale także i to że układają się one wzdłuż tego samego lineamentu tektonicznego K–Ł–R–G. Zapewne zostało tutaj wykorzystane linijne osłabienie spistości granitoidów podłoża krystalicznego, które w konfrontacji z idącymi od zachodu naprężeniami spełniło rolę stopnia rampowego (ryc. 2 i 4).

Zestawienie nasunięcia Rejowca, które wydzielono na profilu C-C (ryc. 3), z regionalnym modelem niejednorodności podłoża krystalicznego na przekroju Chełm–Zaklików (ryc. 4) wykazało, że geometrię nacisków należy odnieść bezpośrednio do wydłużonego diapiru magmowego Lublin–Turobin (Haber & Dolnicki, 1996). Jego nadzwyczajne zachowanie podczas globalnej ryftogfenezy na przełomie paleozoiku i mezozoiku wpłynęło radykalnie na tektonikę gromadzonych do tej pory ponad nim osadów. Od syluru aż do końca dewonu wydobywająca się z płaszcza Ziemi bazaltowa magma rozpychała podłoże rowu lubelskiego powodując jego pogłębienie i przyspieszoną w nim sedimentację. Poprzedzona krótką przerwą zamiana stylu sedimentacji w karbonie, świadczy o zahamowaniu procesu ryftogfenezy i być może o częściowym zestaleniu w tym czasie jej materiału magmowego. Gwałtowne odrodzenie takich procesów w permie przy rozpościeraniu się w pewnym oddaleniu dna oceanicznego Tetydy tutaj mogło spowodować wypchnięcie stygnącego (od dewonu) zasadowego diapiru. To zaś doprowadziło do całkowitej erozyjnej eliminacji osadów karbonu z ponad wypiętrzanego górotworu, obciętego dwustronnie uskokami odwróconymi. Zachodziło to na przestrzeni ok. 10–15 km od brzegów diapiru. Na regionalnym przekroju Chełm–Zaklików znalazło się to od NE w połowie odległości do otworu wiertniczego Łopiennik IG 1, a od SW na wysokości Zaklikowa (ryc. 4).

Natomiast 20 km dalej mogły powstać takie elementy tektoniki kompresyjnej jak nasunięcie Rejowca czy regionalna struktura Kocka. Po wygaśnięciu tych wypiętrających oddziaływań diapir pozostał w swoim uniesionym położeniu pozwalając już tylko na niewielkie odprężenie górotworu, które przybrało postać podrzędnych dyslokacji. Nadały one prawie ostateczny kształt strefie tektonicznej Wieprza, do tej pory reprezentowanej tylko przez uskok zrzucający na SW, który rozdzielał dwa obszary o odmiennych tempach sedimentacji — ryftowy i platformowy. W wyniku odprężenia, wzdłuż głównego uskoku tej strefy doszło do inwersji zrzutu wskutek czego NE skrzydło uskoku (poprzednio wiszące) — stało się skrzydłem zrzuconym.



**Ryc. 5.** Model przekroju geologicznego wzdłuż profilu  $B^I-B^I$  jako efekt interpretacji kompleksowej i wyniki modelowania grawimetrycznego z uwzględnieniem oddziaływania przestrzennych modeli niejednorodności podłoża krystalicznego. W konstrukcji modelu wykorzystano głębokościowy przekrój sejsmiczny 5-IV-79/81 PBG (Deliński i in., 1981). Objasnienia jak przy ryc. 3

**Fig. 5.** Model of geological cross-section along  $B^I-B^I$  line as the effect of the multitask interpretation and the results of gravimetric modelling which includes the effects of spatial inhomogeneity models of crystalline basement. In model construction the deep seismic profile 5-IV-79/81 PBG (Deliński et al., 1981) has been used. Explanations as in Fig. 3

Spowodowało to przy tym obcięcie ściany poprzedniego uskoku synsedymacyjnego i utworzenie dość zróżnicowanej przestrzennie, zrębowej struktury Trawniki–Małochwiej.

Sumaryczny efekt grawitacyjny  $\Delta g_M$  zestawiony z połączenia wartości  $\Delta g_R$ , obliczonych dla przestrzennego modelu niejednorodności podłoża krystalicznego Lubelszczyzny i wykresu  $\Delta g_0$  obliczonego dla dwuwymiarowego modelu nadkładu osadowego i jego granitoidowego podłoża krystalicznego wykazuje ogólną zgodność z pomiarowym rozkładem siły ciężkości  $\Delta g_P$  (ryc. 3). Rozbieżności na końcach wykresów są wynikiem nakładania się oddziaływań brzegowych zarówno szczegółowego modelu dwuwymiarowego jak i modelu regionalnego. O perspektywie ich eliminacji może świadczyć wyraźna poprawa zgodności porównywalnych wykresów po rozbudowaniu od SW modelu nadkładu osadowego do regionalnej postaci na profilu L-L z Chełma do Zaklikowa (ryc. 2 i 4).

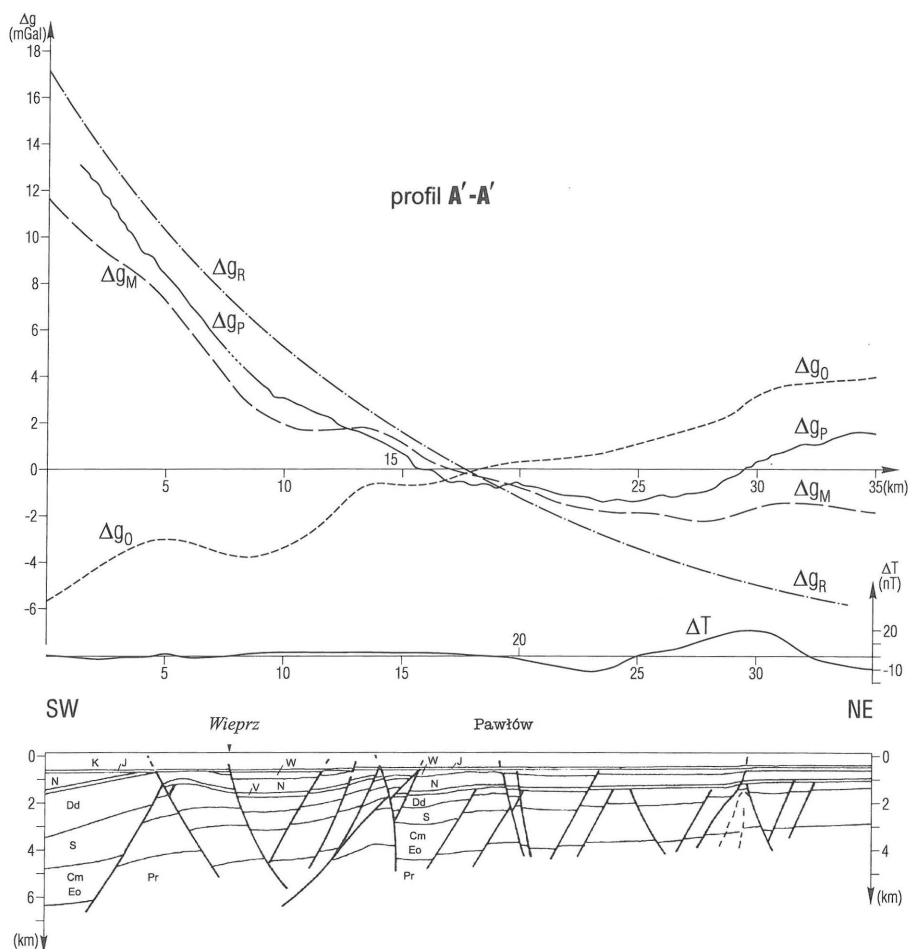
**Modelowanie na profilu  $B^I-B^I$ .** Konstrukcję modelu przekroju geologicznego na tym profilu zakłóciła niewielka przerwa w ciągłości rejestracji sejsmicznej, która zaznaczyła się także w pomiarach grawimetrycznych. Luka pomiarowa

wa spowodowana zabudowaniami Rejowca Fabrycznego wystąpiła na szczęście już poza ważnymi rejonami anomalnymi. Jednak najbardziej widoczną anomalią tego profilu jest sięgająca 60 nT lokalna anomalia magnetyczna T, która wystąpiła ponad wydłużoną strefą wulkanitów staropaleozoicznych między Chełmem a Świącicą (ryc. 1, 5). Charakterystyczny układ refleksów sejsmicznych pod tą anomalią przedstawia z pewnością formy wulkaniczne powstające tu nieprzerwanie aż do syluru (Haber, 1989). Ten wyniesiony element tektoniczny jest poprzedzony systemem dyslokacji towarzyszącego mu od SW zapadliska. Dalej w stronę Rejowca monotony wykres  $\Delta g$  nie zapowiada jakichś nadzwyczajnych sytuacji geologicznych, które należało odnajdywać na głębokościowym przekroju sejsmicznym 5-IV-79/81 PBG (Deliński i in., 1981). Tuż za Rejowcem, podobnie jak miało to już miejsce na profilu C-C, zapadające pod niewielkim kątem na SW charakterystyczne, silne refleksy sejsmiczne pochodzące od spagu karbonu, uległy nagłemu przerwaniu z kilkusetmetrowym zrzutem. A ponad tą dyslokacją badania grawimetryczne ukazują podobną, jak na profilu C-C lokalną anomalię  $\Delta g$  o względnej amplitudzie 1 mGal i szerokości około 5 km. Dzięki wynikom modeli prowadzonych na profilu sąsiednim można było przewidzieć podobną postać nasunięcia, ale jego zasięg także trzeba było odnaleźć poprzez kolejne modyfikacje modelu i uzyskanie potwierdzenia zgodnością obliczonego dla niego efektu grawitacyjnego  $\Delta g_M$  z lokalną anomalią pomiarową  $\Delta g_P$ . Z powodu małej czytelności, lub nawet braku jakiegokolwiek zapisu sejsmicznego w strefach takich komplikacji tektonicznych, wyłącznie na podstawie przekroju sejsmicznego nie można nawet w przybliżeniu określić występujących tu zaburzeń. Wynika to z technicznych ograniczeń profilowych badań sejsmicznych. Oprócz anomalii  $\Delta g$  i  $\Delta T$  niemal reperowe znaczenie dla uzyskania pewności o właściwym ukierunkowaniu koncepcji tektonicznych miała informacja o powtórzonym następstwie warstw osadów paleozoicznych w pobliskim wierceniu Marynin 2. Kierunek, sposób ułożenia, a także jego kształt i rozmiar, oraz czym zostało spowodowane można było w miarę szczegółowo określić metodą kompleksowej interpretacji wspartej modelowaniami grawimetrycznymi.

O ile na profilu C-C anomalia magnetyczna koło Rejowca o amplitudzie rzędu 10 nT wskazywała jeszcze na przejawy najwyżej wczesnosylurskiego wulkanizmu, o tyle na profilu B<sup>1</sup>-B<sup>1</sup> przy zupełnym zaniku anomalii  $\Delta T$  raczej już się go nie należy spodziewać.

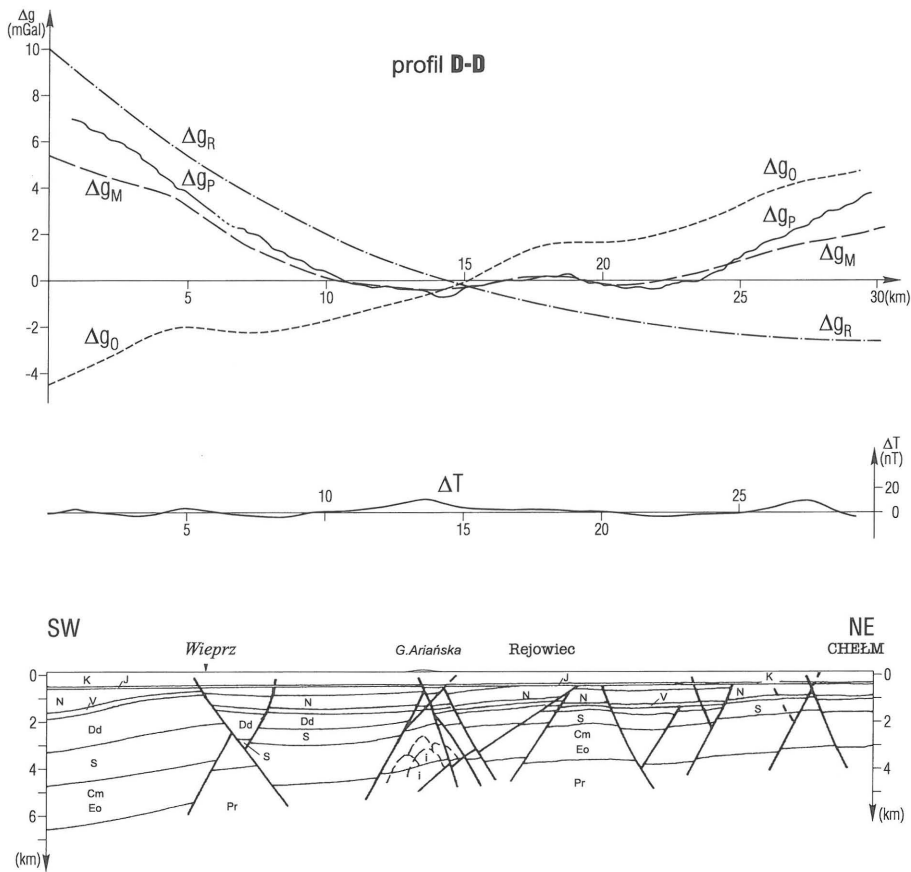
Dalej na SW synklynalną strefę zapadliskową Wieprza zamyka uskoku, który zrzucił na NE cały

kompleks paleozoiczny. Obciąż przy tym ścianę przeciwnego uskoku synsedymencyjnego, który powiększał się wraz z deponowaniem podwojonej miąższości osadów syluru i dewonu wewnątrz rowu lubelskiego. Ten etap obniżania się podłoża można w tym rejonie odnieść bezpośrednio do procesu długotrwałej aktywności tzw. plamy ciepłej i wykazującej ciągłą aktywność ryftogenezy oraz do związanych z nią sił rozciągających. Wydaje się, że po chwilowej przerwie na początku karbonu dalsza jego sedimentacja odbywała się już bez udziału regionalnych procesów plutonicznych, o czym mogą świadczyć porównywalne miąższości po obu stronach strefy dyslokacyjnej Wieprza. Wyciszenie tektoniczne trwało aż do dramatycznych zdarzeń z przełomu paleozoiku i mezozoiku, kiedy to globalna ryftogeneza zapoczątkowana w permie zaistniała tutaj w sposób nietypowy, wynikający zarówno z działania sił wypierających, jak i rozpierających górotwór. Wydobywająca się z wnętrza Ziemi zasadowa magma wypchnęła wtedy ponad sobą wewnątrz rowu, a towarzyszące temu procesowi na jego brzegach naprężenia rozpierające doprowadziły do powstania takich deformacji jak lokalne nasunięcie Rejowca czy regionalna, nadrozłamowa antyklina Kocka.



**Ryc. 6.** Model przekroju geologicznego wzdłuż profilu A<sup>1</sup>-A<sup>1</sup> jako efekt interpretacji kompleksowej i wyniki modelowania grawimetrycznego z uwzględnieniem oddziaływania przestrzennych modeli niejednorodności podłoża krystalicznego. W konstrukcji modelu wykorzystano głębokościowy przekrój sejsmiczny 4-IV-79/81 PBG (Deliński i in., 1981). Objasnienia jak przy ryc. 3

**Fig. 6.** Model of geological cross-section along A<sup>1</sup>-A<sup>1</sup> line as the effect of the multitask interpretation and the results of gravimetric modelling which includes the effects of spatial inhomogeneity models of crystalline basement. In model construction the deep seismic profile 4-IV-79/81 PBG (Deliński et al., 1981) has been used. Explanations as in Fig. 3



**Ryc. 7.** Model przekroju geologicznego wzdłuż profilu D-D jako efekt interpretacji kompleksowej i wyniki modelowania grawimetrycznego z uwzględnieniem oddziaływania przestrzennych modeli niejednorodności podłoża krystalicznego. W konstrukcji modelu wykorzystano głębokościowy przekrój sejsmiczny 7-IV-79/80 PBG (Deliński i in., 1981). Objasnienia jak w ryc. 3

**Fig. 7.** Model of geological cross-section along D-D line as the effect of the multitask interpretation and the results of gravimetric modelling which includes the effects of spatial inhomogeneity models of crystalline basement. In model construction the deep seismic profile 7-IV-79/80 PBG (Deliński et al., 1981) has been used. Explanations as in Fig. 3

**Modelowanie na profilu A<sup>1</sup>-A<sup>1</sup>.** Profil ten podobnie jak poprzedni, jest od NE przedłużeniem analizowanego już wcześniej profilu A-A, który kończył się za staropaleozoicznym pasmem wulkanitów Chełm-Święcica (ryc. 1). Ponad charakterystycznym układem refleksów na głębokościowym przekroju sejsmicznym 4-IV-79/81 PBG (Deliński i in., 1981) znalazło to swój wyraz na 30 km profilu A<sup>1</sup>-A<sup>1</sup> w postaci anomalii  $\Delta T$  o amplitudzie przeszło 20 nT (ryc. 6).

Dość szerokie minimum grawimetryczne na SW od tej strefy odnosi się do odpowiednio rozległej i płytkiej niecki karbońskiej z uchronionymi w niej przed erozją, grubszymi osadami względnie lekkiego westfalu. Dziesięć kilometrów dalej na południowy zachód (20 km profilu), na zachodnim skraju tej niecki silne zaburzenia refleksów sejsmicznych wskazywały na możliwość istnienia w tym miejscu strefy uskokuwej. Występuje też tutaj mikroanomalia  $\Delta g$ , o amplitudzie sięgającej 0,5 mGala i szerokości ok. 1 km, ale nie udało się dla niej znaleźć jednoznacznego odpowiednika w postaci modelu, który by wywołał efekt grawitacyjny porównywalny z pomiarowym. Być może wiąże się to z odmładzaniem aktywności występujących tu dyslokacji jeszcze w

okresie późniejszym i doszło tutaj w związku z tym do powstania jakichś płytkich zagęszczeń w nadkładzie, o czym zdaje się świadczyć podwyższony gradient poziomy zachodniego skrzydła tej mikroanomalii.

Bardzo wyraźna na przekroju sejsmicznym kontynuacja strefy tektonicznej Rejowca, już prawie zupełnie utraciła swoją dotychczasową anomalię siły ciężkości. Nasunięcie uległo tu takiemu zmniejszeniu że zaczęło już przybierać postać uskoku odwróconego. Z tego powodu nie było tu już tak wiele wyniesionej ku powierzchni dodatkowej masy aby wywołać podobnie okazała jak na dotychczasowych profilach anomalię  $\Delta g$ .

Płaska synklina w rejonie rzeki Wieprz, także nie znalazła swojego odpowiednika w obniżeniu siły ciężkości. Obie te strefy uwzględnione w modelu przez analogię do poprzednich profili tutaj spowodowały wyraźne odstępstwo anomalii  $\Delta g_M$  obliczonej dla takiego modelu od anomalii pomiarowej  $\Delta g_P$ . Na podstawie prowadzonej do tej pory interpretacji można było oczekiwać, że modelowanie prowadzone dla trzeciego z kolei profilu nie przysporzy aż takich rozbieżności. Analizowano na nim przecież kontynuację tych samych elementów tektonicznych, które w podobny sposób uwidaczniały się na wysokiej jakości głębokościowym przekroju sejsmicznym, nie wzbudzając przy tym jakichś większych zastrzeżeń. Zatem

wyjaśnienia zaobserwowanych sprzeczności należy z całą pewnością szukać już poza tym profilem, mając na uwadze choćby zagadnienie dwuwymiarowości modelu gęstościowego dla którego obliczano efekt grawitacyjny  $\Delta g_0$ . Jeżeli uwzględnione w modelu struktury rzeczywiście tutaj występują, a nie ma ponad nimi stosownych anomalii siły ciężkości, może to oznaczać że tuż poza profilem ulegają one szybkiemu zanikowi i dysponując z tego powodu dwa razy mniejszą masą wywołują odpowiednio słabszy efekt grawitacyjny. Nie jest też znana siła oddziaływania wchodzącego w ich miejsce górotworu, która może wywołać dodatkowy wpływ kompensujący.

Jedyną strukturą geologiczną, która na 30 km profilu utrzymała jeszcze swoją moc grawitacyjną, jest kaskadowe podniesienie kompleksu paleozoicznego na granitoidach podłoża krystalicznego i znacząca redukcja osłabiających ją osadów westfalu, zapoczątkowana wulkanicznym progiem Chełm-Święcica (ryc. 6).

**Modelowanie na profilu D-D.** Mimo że najslabiej udokumentowany sejsmicznie, z dwukrotnie przerwana rejestracją obrazu falowego na łączonych przekrojach głębokościowych 7-IV-79 PBG i 7-IV-80 PBG (Deliński i in., 1981), wnosi do rozpoznania tektoniki tego rejonu kolejne ważne wsparcie dla



informacji uzyskanych na wcześniejszych profilach (ryc. 7). Dotyczą one zwłaszcza głównych elementów tektonicznych tego rejonu, które uwidaczniają się w podobny sposób i w spodziewanych miejscach. Nie odnosi się to jednakże do rejonu Chełma, gdzie resztki anomalii magnetycznej  $\Delta T$  oraz zanik charakterystycznych refleksów znalezionych na poprzednich profilach wskazują na wygasanie od tej strony przejawów wulkanizmu. Wydzielono tu jedynie niewielkie podniesienie zrębowe ponad którym materiał wulkaniczny do tej pory występował, podkreślone dodatkowo od NE erozyjną eliminacją osadów westfalu. Poprzedzając ją od SW wydłużone zapadlisko podzieliło los wulkanitów, z możliwą pozostałością resztek dyslokacji, ale już bez zachowania układu tektonicznego sąsiedniego profilu C-C (por. ryc. 3).

W dość okazałej formie przetrwała natomiast dodatnia anomalia grawimetryczna Rejowca, wskazująca do tej pory na miejsce wypchnięcia ku NE odciętego fragmentu górotworu, wypiętrzanego w permie przez batolit Lublin-Turobin. Temu ważnemu wskaźnikowi zmian tektonicznych zabrakło istotnego uzupełnienia w postaci rejestracji obrazu falowego na przekroju sejsmicznym, którą być może uniemożliwiły zabudowania osiedla Rybie koło Rejowca. Z podobnego układu poziomych horyzontów sejsmicznych, odbitych od wizeńskiego spągu karbonu można było wnioskować o braku komplikacji tektonicznych i jego poziomym zaleganiu. Jednakże występująca tu anomalia  $\Delta g$  przez analogię do sąsiednich profili też każe przewidywać obecność nasunięcia, na tym profilu oddalonego już o ok. 5 km na NE od będącego u jego podłoża regionalnego lineamentu K-Ł-R-G. Być może podobnie jak na profilu A<sup>1</sup>-A<sup>1</sup> oddalenie osłabiło jego fundamentalną rolę stopnia rampowego (bądź progu oporowego) ponad którym doszło do nasunięcia na przedpole odciętego fragmentu górotworu bez deformacji fałdowych. Położenie tego progu symbolicznie zdradza niewielka anomalia magnetyczna w rejonie Ariańskiej Góry wskazując na lokalną obecność zawierającego ferromagnetyki materiału wulkanicznego, który także tutaj wydosłwał się wykorzystując linearne osłabienie fundamentu krystalicznego. Ze szkicu tektonicznego utworów czynnych magnetycznie (ryc. 1), wynika że może to być zaledwie marginalny fragment bliźniaczej erupcji która wystąpiła już pod sylurem na profilu C-C (por. ryc. 3). Mimo że profil D-D przechodzi skrajem anomalii  $\Delta T$ , na przekroju sejsmicznym pojawiły się kopulaste refleksy w przedziale głębokości zalegania utworów kambru i eokambru, chociaż zasadnicza masa wulkaniczna może być spodziewana z boku profilu, dopiero w odległości ok. 2 km na SE.

Osobliwością morfologiczną zwracającą tutaj na siebie uwagę bogatym obszarem źródłiskowym jest Ariańska Góra (Herbich, 1984). Jako wzniesienie o ok. 70 m ponad teren otaczający i usytuowana bezpośrednio ponad strefą tektoniczną regionalnego lineamentu K-Ł-R-G, wykazuje podwójnie inwersyjny związek względem podłoża. Jak wynika z modelu przekroju geologicznego jest osadzona ponad zapadliskiem utworzonym z krzyżujących się tu uskoków normalno-zrutowych o przeciwnych kierunkach zapadania. Głębiej przechodzą one z kolei w skarpy ograniczające zrębową strukturę paleozoiczną ukształtowaną ponad linearnym progiem podłoża krystalicznego. Tak genetycznie uwarunkowane przypowierzchniowe zapadlisko z racji bliskości oddziaływania wyraźnie uwidacznia się grawitacyjnie w postaci wąskopromiennej, ujemnej anomalii  $\Delta g$  akcentując dodatkowo zachodni kraniec dodatniej anomalii wywołanej nasunięciem Rejowca.

Podobnie jak na sąsiednich profilach C-C i B<sup>1</sup>-B<sup>1</sup> dalej

na SW aż po rzekę Wieprz znajduje się dwuczęściowe, synklinalne zapadlisko, uformowane po rozluźniającym odreagowaniu nacisków wypchanego w permie batolitu Lublin-Turobin. Przeważającą masę budującego go górotworu stanowi materiał osadzony na skraju platformy wschodnioeuropejskiej, o wolniejszej subsydencji i stosownie do tego mniejszej ilości zgromadzonych tu osadów. Przeszło dwukrotnie powiększona sedimentacja odbywała się natomiast na SW, poza uskokiem synsedymencyjnym, który stanowił wschodni brzeg zasypywanego aż do dewonu rowu lubelskiego. Po przedkarbońskim epizodzie górotwórczym aktywność tego uskołu ustała i aż do permu podobny typ sedimentacji zachodził po obu stronach strefy dyslokacyjnej Wieprza. Jak już wcześniej zauważono, procesy globalnej ryftogenezy w permie mogły tutaj spowodować wydzignięcie osadów rowu lubelskiego przy udziale uskoków odwróconych i erozyjnej eliminacji jego wierzchnich partii. W odległości około 20 km na NE od brzegów tej wypiętrzonej strefy pod wpływem występujących naprężeń rozpięających powstało lokalne nasunięcie Rejowca, jako element tektoniczny na przedłużeniu regionalnej struktury Kocka. Pokompresyjne odprężenie z przełomu paleozoiku i mezozoiku spowodowało obcięcie górotworu wzdłuż linii tektonicznej rzeki Wieprz uskokiem przeciwnie skierowanym. Doprowadziło to do powstania niemal ostatecznej postaci strefy dyslokacyjnej Wieprza, złożonej z osiadającego do tej pory zapadliska i zmiennokształtnego zrębu Trawniki-Małochwiej, który nabiera tutaj znaczenia regionalnej struktury rozdzielającej.

### Podsumowanie i wnioski

Poszerzona kontynuacja rozpoznawania budowy geologicznej od Chełma Lubelskiego aż poza Krasnystaw metodą kompleksowej interpretacji wyników badań geofizycznych i geologicznych zaowocowała czterema komplementarnymi modelami przekrojów przez kompleks osadowy na skraju platformy wschodnioeuropejskiej. Przejsie z badaniami na SW przyniosło komplikacje w postaci nałożenia się na siebie oddziaływań grawitacyjnych o znaczeniu lokalnym i regionalnym. Składowa regionalna określona na drodze przestrzennego modelowania grawimetrycznego niejednorodności podłoża krystalicznego, w zestawieniu z dwuwymiarowym modelowaniem nadkładu osadowego i odnalezionymi w nim szczegółami umożliwiła ocenę ich oddziaływań i wzajemne relacje tektoniczne.

Wychodząc od rozpoznanych wcześniej przejawów wulkanizmu staropaleozoicznego, które wystąpiły liniowo wzdłuż dyslokacji podłoża pomiędzy Chełmem a Święcicą, dalej na SW napotkano koło Rejowca na progową nieciągłość w podłożu krystalicznym o znaczeniu regionalnym, słabo zaznaczającą się w bezpośrednich obserwacjach geofizycznych. Jej rola tektoniczna wyraża się poprzez linearne ułożenie deformacji kompleksu paleozoicznego takich jak nasunięcie Rejowca, czy biegnąca dalej na NW wzdłuż tego samego lineamentu antyklinalno-zrębowa struktura Kocka.

Pomiędzy nasunięciem Rejowca a strefą dyslokacyjną rzeki Wieprz synklinalne zapadlisko kompleksu paleozoicznego ostatecznie zostało ukształtowane po ustąpieniu nacisków kompresyjnych, które uprzednio tworzyły komplikacje tektoniczne wzdłuż lineamentu Kock-Łęczna-Rejowiec-Grabowiec. Czas powstania tych deformacji pozwala na odniesienie ich do globalnej ryftogenezy z przełomu paleozoiku i mezozoiku, a być może także do rozpościerania się w dość odległym sąsiedztwie dna oceanicznego Tetydy. Występująca tutaj pla-

ma gorąca i związana z jej istnieniem ograniczona postać ryftogenezy już od syluru przyczyniać się mogła do utworzenia podwójnej miąższości osadów przedkarbońskich w rowie lubelskim. Po okresowym uspieniu aktywności i zakrzepnięciu wydostającego się z płaszcza Ziemi materiału magmowego, odrodzenie ryftogenezy w permie wywołało efekt jego wypiętrzania wraz ze zgromadzonymi do tej pory ponad nim osadami, oraz kompresyjną reakcją na bokach. Ustąpienie tych naprężeń doprowadziło do obsunięcia się górotworu wzdłuż pierwotnego skraju rowu tym razem z jego drugiej strony i utworzenie od NE przeciwległej skarpy zrębowej struktury Trawniki–Małochwiej.

Zestawienie pomiarowego rozkładu anomalii siły ciężkości  $\Delta g_P$  z wykresami obliczonymi dla skonstruowanych modeli gęstościowych  $\Delta g_R$  i  $\Delta g_O$  oraz ich sumą  $\Delta g_M$  należy traktować jako prezentację tendencji anomalnych, które weryfikują ich usytuowanie i przybliżone cechy takie jak gradienty i amplitudy. Pełniejszej oceny szczegółowych modeli nadkładu osadowego można dopiero oczekiwać po przeprowadzeniu przestrzennego modelowania grawimetrycznego połączonego z istniejącym już trójwymiarowym modelem niejednorodności podłoża krystalicznego. Do spodziewanej poprawy zgodności pomiędzy anomaliami pomiarowymi i teoretycznymi mogą wstępnie przekonywać wyniki modelowania na regionalnym profilu Chełm–Zaklików, z wkomponowanym weń szczegółowym modelem przekroju C-C. Dzięki temu uzyskano wyraźne osłabienie brzegowych rozbieżności które wystąpiły w modelowaniu szczegółowym (por. ryc. 3 i 4).

Pragnę jeszcze raz wyrazić wdzięczność Państwowemu Instytutowi Geologicznemu za udostępnienie informacji pochodzących z otworów wiertniczych i zezwolenie na zamieszczenie ich w przedstawionej publikacji.

## Literatura

BIAŁEK A. & KARPOLUK Z. 1984 — Głębokościowa mapa strukturalna granicy sejsmicznej  $Cm_2$ . Temat: Chełm – Rejowiec — reinterpretacja z tematu: Chełm–Grabowiec–Hrubieszów w skali 1 : 50 000. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

BOJDYS G. 1975 — Algorytm i program KIER do wyznaczania efektów grawitacyjnych dla dowolnych ciał trójwymiarowych. Arch. Zakł. Geofizyki AGH, Kraków.

BRAUER J., HAŁOŃ S. & KULIG W. 1984 — Dokumentacja badań sejsmicznych–refleksyjnych. Temat: Łuków–Parczew–Chełm–Hrubieszów (1979–1983). Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

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

DELIŃSKI G., HRYNEWKO D. & MAJEWSKI Z. 1981 — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 6-IV-79/80/81. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

DELIŃSKI G., HRYNEWKO D. & MAJEWSKI Z. 1981 — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 5-IV-79/81. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

DELIŃSKI G., HRYNEWKO D. & MAJEWSKI Z. 1981 — Głębokościowy przekrój sejsmiczny 4-IV-79/81. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

DELIŃSKI G., HRYNEWKO D. & MAJEWSKI Z. 1981 — Głęboko-

ściowy przekrój sejsmiczny 7-IV-79 i 7-IV-80. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PERCHUĆ E. & TOPORKIEWICZ S. 1986 — Wyniki sejsmicznych badań głębokiej struktury skorupy ziemskiej obszaru Polski. 1969–1985. Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc., A-17 (192).

HABER M. & KOBLAŃSKI A. 1982 — Badania magnetyczne. [W:] Geofizyczne rozpoznawanie struktur geologicznych w LZW. Arch. GBS i PG, Katowice.

HABER M. 1986 — Model magnetyczny podłoża krystalicznego wzdłuż profilu Parczew–Chełm. Kwart. Geol., 30: 357–362.

HABER M. 1989 — Dwa przekroje geofizyczne SW–NE w rejonie Chełma Lubelskiego. Kwart. Geol., 33: 429–466.

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. 1984 — 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. UMCS, 39, Sect. B: 14–36.

HERBICH P. 1984 — Rola przewarstwień półprzepuszczalnych w zasilaniu i krążeniu szczelinowych wód podziemnych kredy lubelskiej — Kol. Hruszów, Krynica (Ariańska Góra). Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 6–8 września 1984 r., Lublin: 174–183.

HERBICH P. 1984 — Rola źródeł w drenażu lokalnych systemów krążenia (Józefów). Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol. 6–8 września 1984, Lublin: 183–184.

KOWALSKA-ŁĄCZKA M. 1989 — Dokumentacja wynikowa odwiertu poszukiwawczego Marynin 2. CAG, nr arch. 131 511.

LEMBERGER M. 1987 — Algorytm i program GRAWMOD do wyznaczania efektów grawitacyjnych dla dowolnych ciał dwuwymiarowych. Arch. Zakł. Geofiz. AGH Kraków.

MAJEWSKI Z. & KULIG W. 1981 — Czasowy szkielet strukturalny granicy sejsmicznej  $C_v$ . Temat: Chełm–Grabowiec–Hrubieszów. Arch. Przeds. Bad. Geof., Warszawa.

PORZYCKI J. 1978 — Atlas geologiczny Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Wyd. Inst. Geol.

PORZYCKI J. 1984 — Zarys geologii Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol., 6–8 września 1984, Lublin: 7–21.

POŻARYSKI W. & DEMBOWSKI Z. 1984 — Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych mezozoicznych i permskich w skali 1 : 1 000 000. Wyd. Inst. Geol.

RYKA W. 1984 — Problematyka podłoża karbonu produktywnego na terenie Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol. 6–8 września 1984, Lublin: 120–124.

SKORUPA J. 1974 — Mapa sejsmiczna Polski. Wyniki regionalnych prac refrakcyjnych prowadzonych w związku z rozpoznawaniem głębokiego podłoża. Skala 1 : 500 000. Wyd. Inst. Geol.

WELSZ L. 1988 — Sprawozdanie z profilowych pomiarów grawimetrycznych na Lubelszczyźnie. Temat: Chełm–Krasnystaw–Piaski. Arch. Przeds. Bad. Geof. PBG Warszawa.

ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Struktury epok tektonicznych: bajkalskiej, kaledońskiej i warycyjskiej. Część południowo-wschodnia. Obszar radomsko-lubelski; rów mazowiecko-lubelski. [W:] Budowa geologiczna Polski, W. Pożaryskiego (red.). Tom IV, cz. 1 Niż Polski. Wyd. Geol.

ŻELICHOWSKI A.M. 1976 — Dokumentacja wynikowa otworu badawczego Łopiennik IG 1. CAG, nr arch. 121 771.

ŻELICHOWSKI A.M. 1983 — Mapa tektoniczna. Tablica 34, [W:] Żelichowski A.M. & Kozłowski S., Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Wyd. Inst. Geol.

ŻELICHOWSKI A.M. 1984 — Tektonika Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Przew. 56 Zjazdu Pol. Tow. Geol. 6–8 września 1984, Lublin: 21–35.