

BUDOWA DEPRESJI ORAWSKIEJ W ŚWIETLE ANALIZY WYBRANYCH MATERIAŁÓW GEOFIZYCZNYCH

Paweł POMIANOWSKI

ul. Legionów 45/9, 87-101 Toruń, Poland

Pomianowski, P., 1995. Budowa depresji orawskiej w świetle analizy wybranych materiałów geofizycznych. Structure of the Orava Basin in the light of selected geophysical data (In Polish, English summary). *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 64: 67 - 80.

Abstract: The analysis of the gravity and geoelectrical data from the Orava Basin confirmed that its structure is controlled by a system of normal faults. 2-D and 3-D gravity modelling shows the presence of faults and/or fault zones with the amplitude of several hundred meters. Some oblique faults cause sigmoidal displacement of fault lines surrounding the Orava Basin. The structural pattern of the basin suggests that a local change of transpression regime, caused by the uplift of the Carpathian arc, was responsible for the formation of a local "releasing bend" structure and of the Orava depression.

Abstrakt: Analiza danych grawimetrycznych i geoelektrycznych wykonana na obszarze depresji orawskiej wykazała, że forma ta posiada założenia uskokuwe. Grawimetryczne badania modelowe na przekrojach oraz model trójwymiarowy ujawniły istnienie w skrzydłach depresji uskokuw i/lub stref uskokuwych o zrzutach dochodzących do kilkuset metrów. Uskoki okalające depresję mają charakter zrzutowy. Stwierdzono występowanie szeregu uskokuw skośnych, które powodują sigmoidalne odchylenia linii biegu uskokuw okalających depresję orawską. Ogólny plan strukturalny depresji sugeruje, że jej powstanie umożliwiła lokalna zmiana reżimu transpresyjnego w wyniku uformowania się łuku karpackiego i powstania struktury typu "releasing bend".

Key words: Gravity modelling, structural model, Orava Basin.

Manuscript received 14 March 1994, accepted 28 July 1994

WSTĘP

Depresja orawska (Fig. 1, 2), podobnie jak szereg innych zapadlisk śródgórskich w Karpatach Zachodnich, powstała w końcowych etapach formowania się płaszczowin karpackich (np. Mahel & Buday, 1968; Birkenmajer, 1978). Wypełniające ją osady mają charakter molasy lądowej i obejmują swym zasięgiem stratygraficznym okres od miocenu środkowego (Oszast & Stuchlik, 1977) lub nawet miocenu dolnego (Woźny, 1976; Watycha, 1976a) po czwartorzęd.

Obecnie obszar tego basenu sedymentacyjnego stanowi rozległe obniżenie śródgórskie – Kotlinę Orawską – rozciągającą się od Námestova i Chochołowa na południu, po Jabłonkę - Ludźmierz na północy. Kotlina posiada wydłużony, romboidalny kształt, którego naroża wyznaczają wspomniane miejscowości (Fig. 2).

Większość basenów neogeńskich w Karpatach Zachodnich (Basen Wiedeński, Trenčín, Ilava) jest dobrze rozpoznanych pod względem stratygraficznym i strukturalnym (Mahel & Buday, 1968). Charakterystycznymi elementami strukturalnymi tych basenów są bloki porozdzielane systemem uskokuw, najczęściej o zrzutowym charakterze (Buday, 1963; Vass *et*

al., 1988). Dokładna analiza tych uskokuw oraz osadów wypełniających te baseny wskazuje, że uskoki były aktywne przez długi okres, często przez cały czas rozwoju basenu (Mahel & Buday, 1968; Vass & Čech, 1983).

Budowa geologiczna depresji orawskiej jest znacznie słabiej udokumentowana. Pomimo kilku głębokich wierceń (Urbaniak, 1960; Watycha, 1971, 1973, 1976a) stratygrafia wypełniających ją osadów pozostaje nadal niepewna. Z powodu braku wiarygodnych danych, nierozstrzygnięta pozostaje nadal rekonstrukcja podłoża depresji. Najmłodsze, czwartorzędowe osady stożków aluwialnych, które zalegają przekraczając na starszych osadach, skutecznie maskują brzeżne fragmenty depresji i uniemożliwiają ich bezpośrednią obserwację (Watycha, 1976b, 1977c). Nie można zatem stwierdzić czy struktura ta stanowi prostą formę synklinalną (Watycha, 1976a, 1977a), w której uskoki odgrywają podrzędną rolę, czy też ich znaczenie jest duże, co sugerował już Halicki (1930) i co podnosiło później również wielu innych autorów (np.: Birkenmajer, 1958, 1978; Urbaniak, 1960; Badak, 1966; Książkiewicz, 1972; Baumgart-Kotarba, 1988, 1991-1992).

W artykule przedstawiono wyniki analizy danych

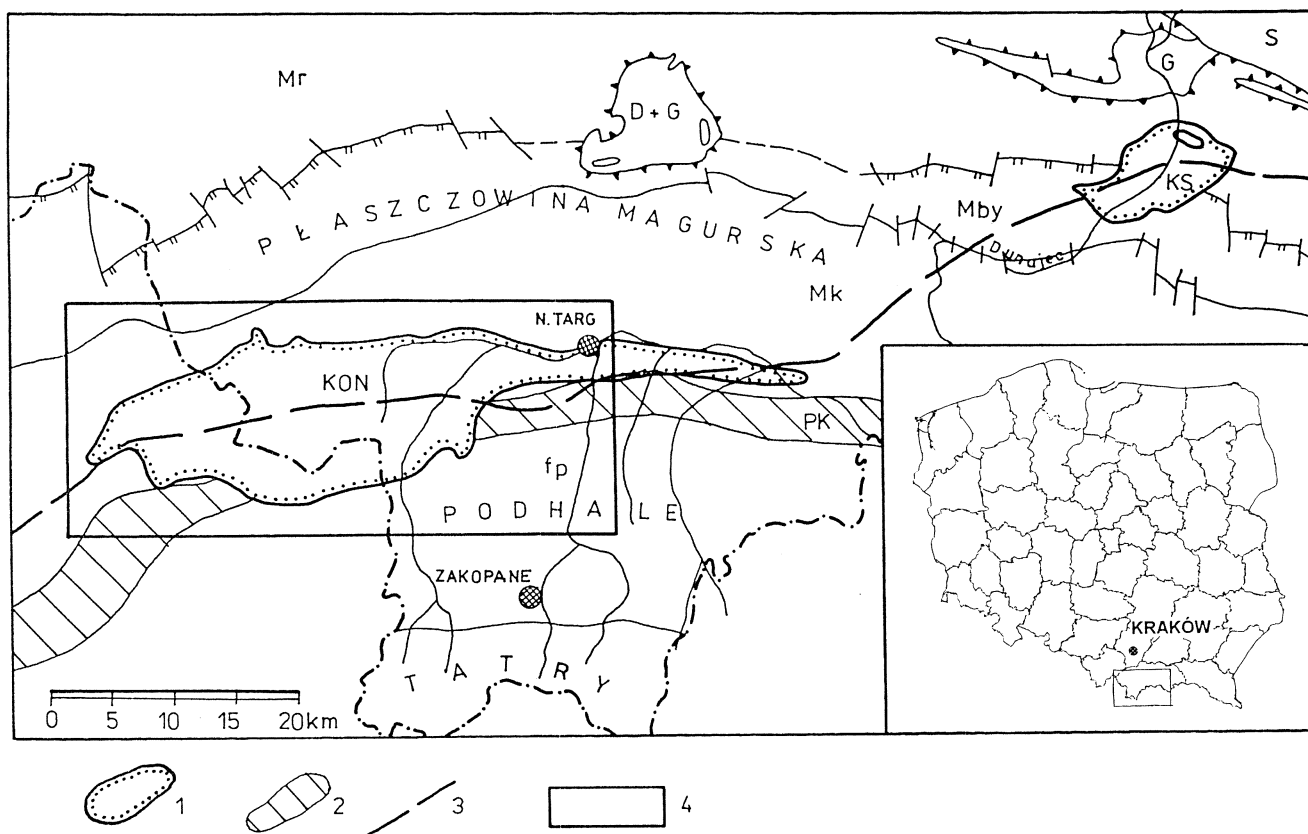


Fig. 1. Położenie obszaru badań (przy zestawieniu wykorzystano mapy: Żytko *et al.*, 1989, Woźnicki *et al.*, 1988). 1 – zasięg występowania utworów neogeńsko-czwartorzędowych na obszarze kotliny orawsko-nowotarskiej (KON) i nowosądeckiej (KS); 2 – Pieniński Pas Skalkowy (PK); 3 – oś karpackiego minimum grawimetrycznego (KMG); 4 – obszar objęty opracowaniem; oznaczenia literowe: fp – flisz podhalański; podjednostki tektoniczne płaszczowiny magurskiej; Mk – krynicka, Mby – bystrzycka, Mr – raczańska; D + G – jednostka dukielsko-grybowska, S – jednostka śląska

Location of the study area (geology after Żytko *et al.*, 1989; Woźnicki *et al.*, 1988). 1 – limits of extent of Neogene and Quaternary deposits in the Orawa Basin; 2 – Pieniny Klippan Belt; 3 – Carpathian gravity minimum; 4 – the study area; fp – Podhale Flysch, sub-units of the Magura unit; Mk – Krynica, Mby – Bystrica, Mr – Rača, D + G – Dukla and Grybów units, undivided; S – Silesian unit

grawimetrycznych i geoelektrycznych oraz modelowania grawimetrycznego wykonanego na obszarze depresji orawskiej w celu uzyskania nowych informacji o budowie tej struktury i określenia jej genezy.

WYJŚCIOWE MATERIAŁY GEOFIZYCZNE

Podstawowym materiałem grawimetrycznym, który wykorzystano do analizy był zbiór wartości anomalii w redukcji Bouguera (Δg) w prawie dwóch tysiącach punktów pomiarowych opracowany dla średniej gęstości $\sigma = 2.55 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ oraz mapa anomalii Bouguera (Fig. 3) wykonana w oparciu o ten zbiór danych. Materiał ten, w postaci zbioru cyfrowego, udostępniło autorowi Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie. Stanowi on fragment ujednoliconego, półszczegółowego zdjęcia grawimetrycznego Karpat (4 pkt/km^2) (Bednař *et al.*, 1980), opartego w części polskiej na zdjęciach grawimetrycznych Reczka (Reczek, 1974). Średni błąd wyznacze-

nia wartości Δg dla tego zdjęcia wynosi $\pm 5 \times 10^{-7} \text{ m/s}^2$.

W zakresie danych elektrooporowych wykorzystano archiwalne materiały polowe z badań wykonanych przez Trojana (1965), które autor poddał reinterpretacji uwzględniając informacje z nowo wykonanych otworów wiertniczych. Wykorzystano także własne pomiary terenowe autora wykonane na Podhalu w latach 1990 - 1991.

INTERPRETACJA JAKOŚCIOWA DANYCH GRAWIMETRYCZNYCH

Na mapie anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera obejmującej Karpaty Zachodnie (Bednař *et al.*, 1980; Woźnicki *et al.*, 1988) dominującym elementem jest silny, regionalny gradient pola, który wygasa wzdłuż linii karpackiego minimum grawimetrycznego (KMG) (Fig. 1). Na obszarze Kotliny Orawskiej i dalej na wschód Kotliny Nowotarskiej, oś KMG prze-

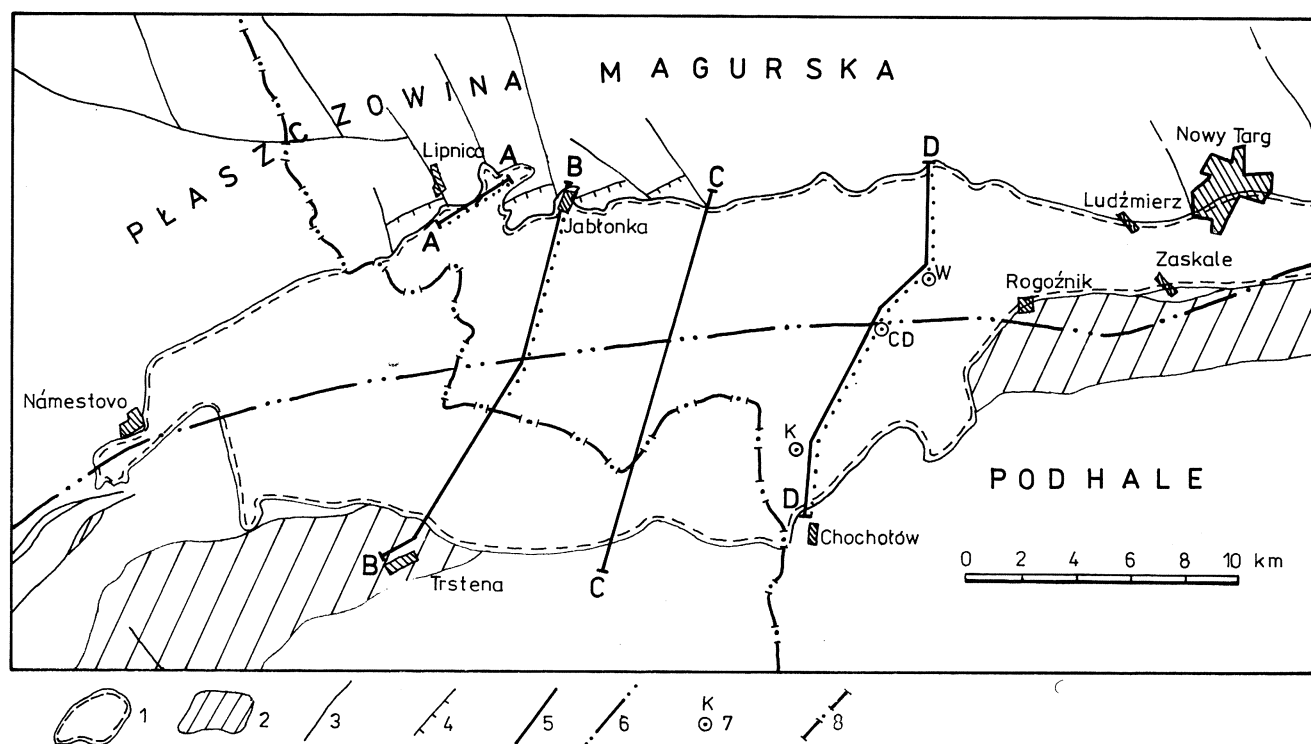


Fig. 2. Szkic obszaru objętego badaniami (przy zestawieniu wykorzystano mapy: Roth, 1963; Golonka *et al.*, 1979). 1 - zasięg występowania utworów neogeńskich w obrębie Kotliny Orawskiej; 2 - Pieniński Pas Skalkowy; 3 - uskoki; 4 - nasunięcia łuskowe; 5 - linie przekrojów grawimetrycznych (linia ciągła) i geoelektrycznych (linia kropkowana); 6 - oś Karpackiego Minimum Grawimetrycznego (KMG); 7 - otwory wiertnicze (K - Koniówka, CD - Czarny Dunajec, W - Wróblówka); 8 - granica państwa

Sketch map of the study area (after Roth, 1963; Golonka *et al.*, 1979). 1 - limits of extent of Neogene deposits in the Orawa Basin; 2 - Pieniny Klippen Belt; 3 - faults; 4 - thrust faults; 5 - cross-sections: gravimetric - solid line, geoelectric - dotted line; 6 - axis of Carpathian Gravity Minimum; 7 - boreholes (K - Koniówka, CD - Czarny Dunajec, W - Wróblówka); 8 - state boundary

biega w przybliżeniu zgodnie z przebiegiem osi obu depresji, wykazując jedynie niewielkie odchylenie na południe pomiędzy Rogoźnikiem i Zaskalem (Fig. 1, 2). Genezę rozległej, ujemnej makroanomali karpackiej za Tomek *et al.* (1979) należy wiązać z ukształtowaniem głębszych powierzchni rozdziału gęstości (Bojdyś & Lemberger, 1986). Nie ulega jednak wątpliwości, że udział czynników związanych z pokrywą osadową w istotny sposób wpływa na ostateczny obraz pola. Porównanie wartości anomalii Bouguera w rejonie orawskim i nowotarskim wskazuje, że obecność neogeńskich i czwartorzędowych osadów występujących na tym obszarze może powodować lokalne anomalie dochodzące do 10 mGali (10^{-5} m/s²). Spotyka się opinie (Tomek & Budik, 1981; Vyskočil *et al.*, 1983), że wprowadzenie poprawek uwzględniających wpływ pokrywy neogeńskiej może, w niektórych obszarach, drastycznie zmienić obraz pola grawimetrycznego aż do całkowitego zaniku na nim anomalii ujemnych.

W depresji orawskiej (Fig. 3) strefy gradientowe, które otaczają wyraźnie zarysowane minimum, związane są z kontaktem lekkich ($\sigma = 2.2-2.4 \times 10^3$ kg/m³) osadów neogeńsko-czwartorzędowych, wypełniają-

cych depresję z utworami płaszczyny magurskiej na północy i zachodzie oraz skałami Pienińskiego Pasa Skalkowego i fliszu podhalańskiego na południu i południowym wschodzie, których gęstości ($\sigma = 2.55-2.7 \times 10^3$ kg/m³) przyjęto w oparciu o zestawienia tabelaryczne (Bojdyś & Lemberger, 1986).

Wzdłuż północnego obrzeżenia Kotliny Orawskiej lokalne strefy gradientowe są słabo czytelne ponieważ nakładają się na wspomnianą regionalną strefę gradientową. Zastosowanie tradycyjnych sposobów transformacji pola wyjściowego takich, jak: analityczne przedłużenie anomalii, wyższe pochodne pionowe czy rozdzielanie pól wielomianami nie wnosi w tym przypadku żadnych nowych informacji ani nie akcentuje istotnych elementów.

Zdecydowanie ciekawsze wyniki uzyskano przy zastosowaniu stosunkowo prostej metodyki zaproponowanej przez Dąbrowskiego (1978, 1982) i wykorzystanej później z dobrym skutkiem w kolejnych pracach (Dąbrowski & Karaczun, 1984; Dąbrowski *et al.*, 1989). Zgodnie z tą metodyką (*op. cit.*) dla każdego punktu pomiarowego oblicza się średnią, bezwzględną wartość zmian poziomych siły ciężkości zgodnie ze wzorem:

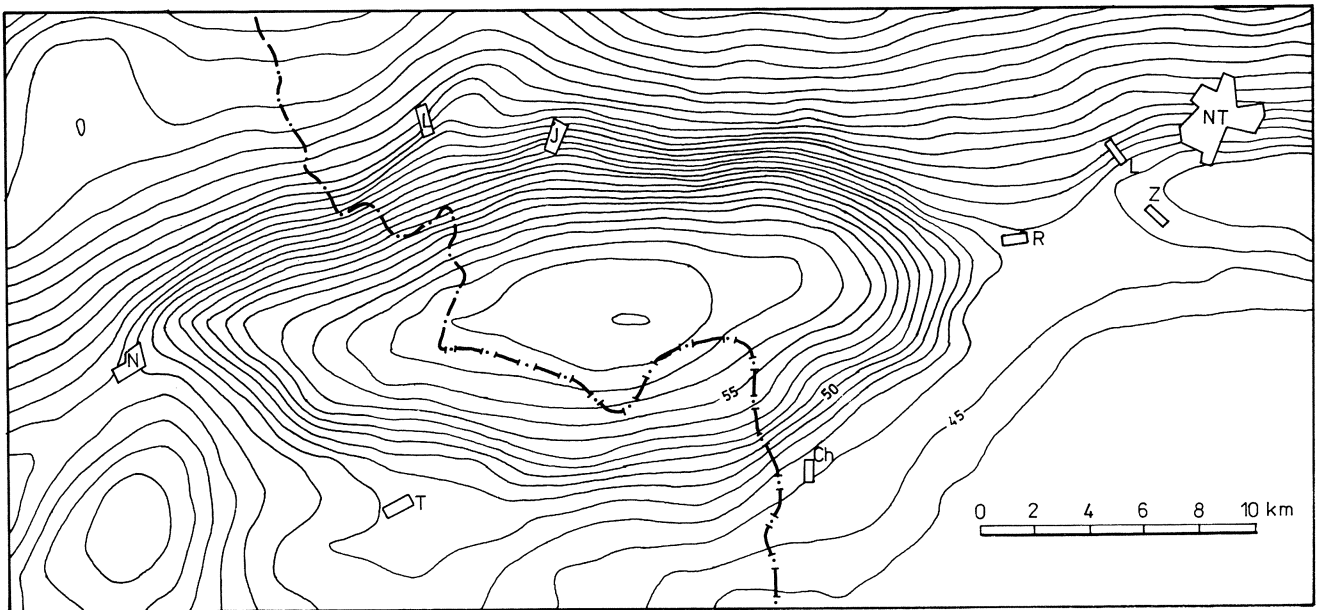


Fig. 3. Mapa anomalii Bouguera (Bednař *et al.*, 1980). Cięcie między izoliniami – $1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (1 mGal). NT – Nowy Targ, Lu – Ludźmierz, Z – Zaskale, R – Rogoźnik, Ch – Chochółów, J – Jablonka, L – Lipnica Wielka, N – Námestovo, T – Trstena

Bouguer gravity map (after Bednař *et al.*, 1980). Isanomalies spaced – $1 \times 10^{-5} \text{ m/s}^2$ (1 mGal). NT – Nowy Targ, Lu – Ludźmierz, Z – Zaskale, R – Rogoźnik, Ch – Chochółów, J – Jablonka, L – Lipnica Wielka, N – Námestovo, T – Trstena

$$\left| \frac{\Delta g}{\Delta s} \right|_{sr} = \frac{\sum |g_0 - g_n|}{\Delta s \cdot n} \quad (1)$$

gdzie:

- g_0 - wartość anomalii w punkcie obliczeniowym,
- g_n - wartość anomalii w punkcie odległym o s od punktu obliczeniowego,
- n - ilość tych punktów

Ponieważ wartości g_0 i g_n wczytywane są w mili-galach (10^{-6} m/s^2) a Δs w kilometrach, wynikowe miano liczonego parametru (mGal/km) sugeruje jego związek z gradientem poziomym siły ciężkości (1mGal/km=10 E; E-etwes). Obliczenia wykonane przez Dąbrowskiego (1982) pokazują, że mimo zasadniczych uproszczeń w sposobie obliczania wartości tego parametru w stosunku do obliczeń wartości gradientu poziomego, przebieg izarytm obu parametrów wykazuje dużą korelację. Istotne różnice występują jedynie przy porównaniu wartości skalarnych.

Jak wiadomo (por. np.: Grant & West, 1965; Fajkiewicz, 1973), ekstrema wartości gradientu poziomego siły ciężkości występują między innymi nad krawędziami pionowych lub stromo nachylonych powierzchni nieciągłości oddzielających ośrodki geologiczne o różnej gęstości.

Na badanym terenie, potencjalnie takimi właśnie strefami mogą być uskoki, wzdłuż których kontaktują ilaste i/lub piaszczysto-zwirowe osady neogeńskie i czwartorzędowe wypełniające depresję orawską ze skałami jednostek podłoża i bezpośredniego otoczenia depresji.

W takim, jakościowym, podejściu do interpretacji, różnice w wartościach skalarnych pomiędzy gradientem poziomym a średnią wartością zmian poziomych nie odgrywają istotnej roli. Ważna jest zgodność kształtu izarytmów tych parametrów oraz rozmieszczenie linii maksymalnych wartości, które za autorami algorytmu (Dąbrowski & Karaczun, 1984) nazwać można grawilineamentami.

W przedstawionej pracy obliczenia średnich wartości zmian poziomych były realizowane w następujący sposób. W pierwszym etapie przeprowadzono regularyzację siatki punktów pomiarowych do siatki kwadratowej o boku $s = 500$ metrów. Następnie dla każdego węzła siatki obliczono wartości parametru według wzoru (1) z tym, że uwzględniano jedynie cztery sąsiednie punkty odległe od węzła o stałą wartość s lub jej wielokrotność. Wykonane przez autora liczne próby, w których brano pod uwagę większe otoczenie i większą liczbę punktów, nie zmieniły w istotny sposób przebiegu linii maksymalnych wartości tego parametru a jedynie zmiana ulegała sama wartość maksymalna, która w podejściu jakościowym pełni drugorzędą rolę.

Na Fig. 4 przedstawiono wyniki obliczeń wykonanych zgodnie ze wzorem (1) dla czterech punktów obliczeniowych odległych od każdego węzła siatki o stałą odległość równą s .

Uzyskane w ten sposób przebiegi maksimów średnich poziomych zmian siły ciężkości pozwoliły autorowi ustalić przebieg grawilineamentów na badanym obszarze (Fig. 4).

Rozmieszczenie grawilineamentów należy wiązać

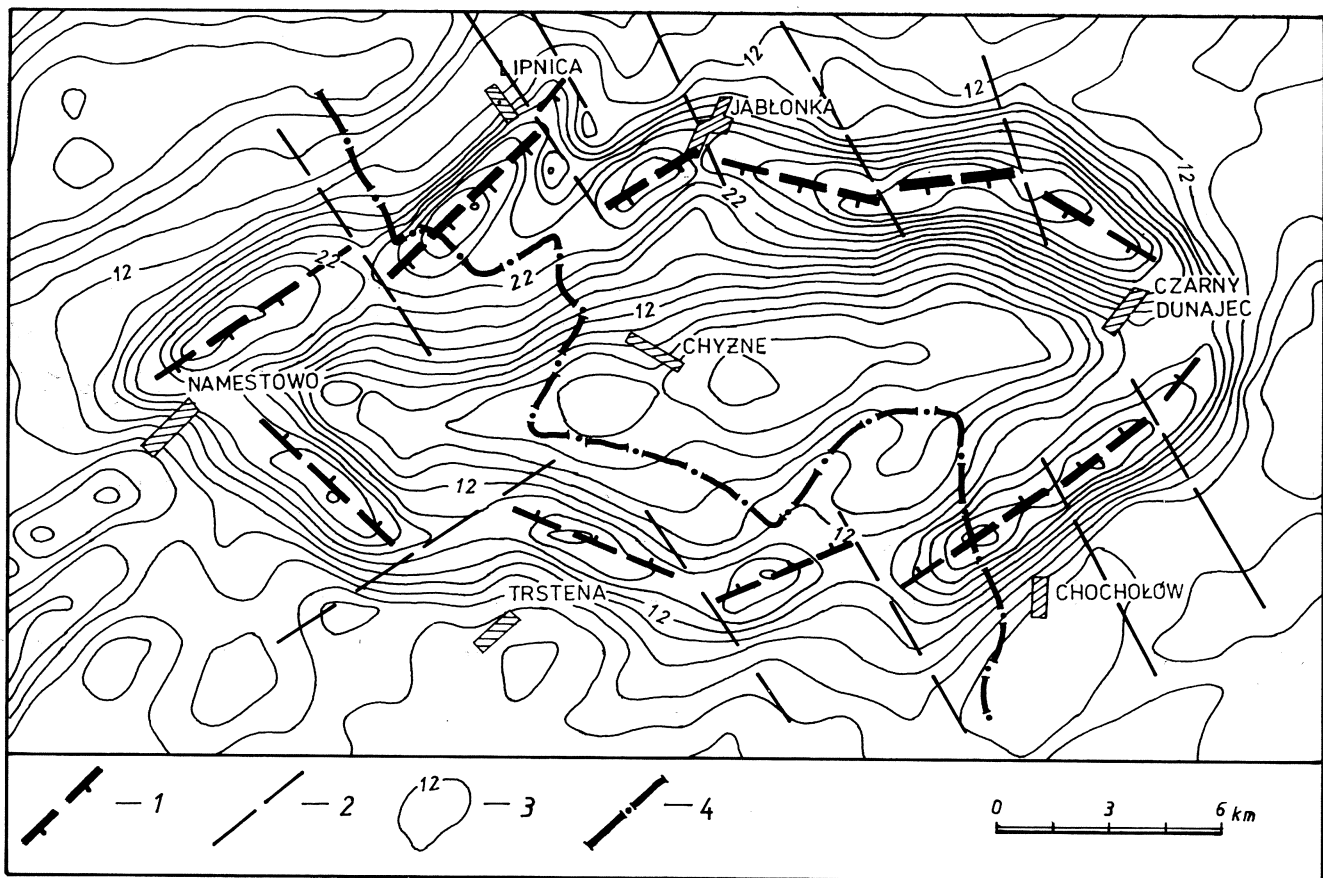


Fig. 4. Rozmieszczenie grawilineamentów w obrębie Kotliny Orawskiej. 1 - izoliny jednakowych wartości średnich, bezwzględnych zmian poziomych Δg ; 2 - grawilineamenty; 3 - uskoki; 4 - otwory wiertnicze (oznaczenia jak na Fig. 1); 5 - fragment obszaru przedstawiony na Fig. 4

Distribution of graviligneaments within the Orawa Basin. 1 - contours of equal absolute mean values of horizontal changes, 2 - graviligneaments, 3 - faults, 4 - boreholes (explanations - see Fig. 1), 5 - fragment shown in Fig. 4

z położeniem pionowych i/lub stromych granic rozdziału gęstości, które w depresji orawskiej można utożsamiać z dyslokacjami, wzdłuż których kontaktują cięższe skały jednostki magurskiej i pasa skałkowego z lżejszymi utworami neogeńskimi stanowiącymi wypełnienie depresji.

Wyodrębnione elementy liniowe potwierdzają romboidalny kształt depresji (Fig. 4). Zmiany ich azymutów oraz przesunięcia całych fragmentów względem siebie mogą być spowodowane istnieniem wtórnych dyslokacji skośnych, które zmieniły położenie płaszczyzn starszych uskoków. W wielu miejscach uskoki skośne kontynuują się w obręb jednostek okalających depresję orawską. W północno zachodnim fragmencie, w okolicach Lipnicy, zgadzają się dokładnie z wcześniej zaznaczonymi na mapach i opisywanymi uskokami Lipnicy, Jaworzyny i Zubrzyicy (Książkiewicz, 1971; Watycha, 1977c; Małecka, 1982; Aleksandrowski, 1989).

Wzdłuż północnego brzegu depresji, na granicy z fliszem magurskim, występuje kilka charakterystycznych ostróg fliszowych wkraczających skośnie w obręb Kotliny (Watycha, 1976b, 1977c; Baumgart-Kotarba, 1991-1992). Rozmieszczenie tych form oraz

występujących między nimi "zatok" wypełnionych osadami neogeńskimi i czwartorzędowymi wykazuje związek z przebiegiem grawilineamentów (Fig. 4). Szczególnie dobrze widoczne jest to w "zatoce Lipnicy" (Watycha, 1977b), której w obrazie kartograficznym odpowiada sigmoidalne przemieszczenie grawilineamentu ograniczającego depresję od północnego zachodu (Fig. 5). Zwraca uwagę korelacja azymutów i przemieszczeń grawilineamentów z przebiegiem linii nasunięć łusek Lipnicy, Wertelowej i Piekielnika (Watycha, 1977c) oraz z poprzecznymi uskokami o kierunku NW-SE lub NNW-SSE, które skośnie tną i dzielą na bloki tę część płaszczowiny magurskiej (Watycha, 1977b). Wspomniane dyslokacje powstały w oparciu o system ciosu poprzecznego (Książkiewicz, 1968, 1972), który ujawnił się w trakcie fałdowania płaszczowiny magurskiej. Istnieją opinie (Tołwiński, 1921; Aleksandrowski, 1985, 1989), że uskoki mają charakter wtórny i wykształciły się jako dyslokacje zrzutowe w następujących po fałdowaniu etapach odprężenia i kompresji.

W południowo zachodniej części depresji, na południe od Domańskiego Wierchu, przedłużenie stwierdzonych uskoków poprzecznych stanowią do-

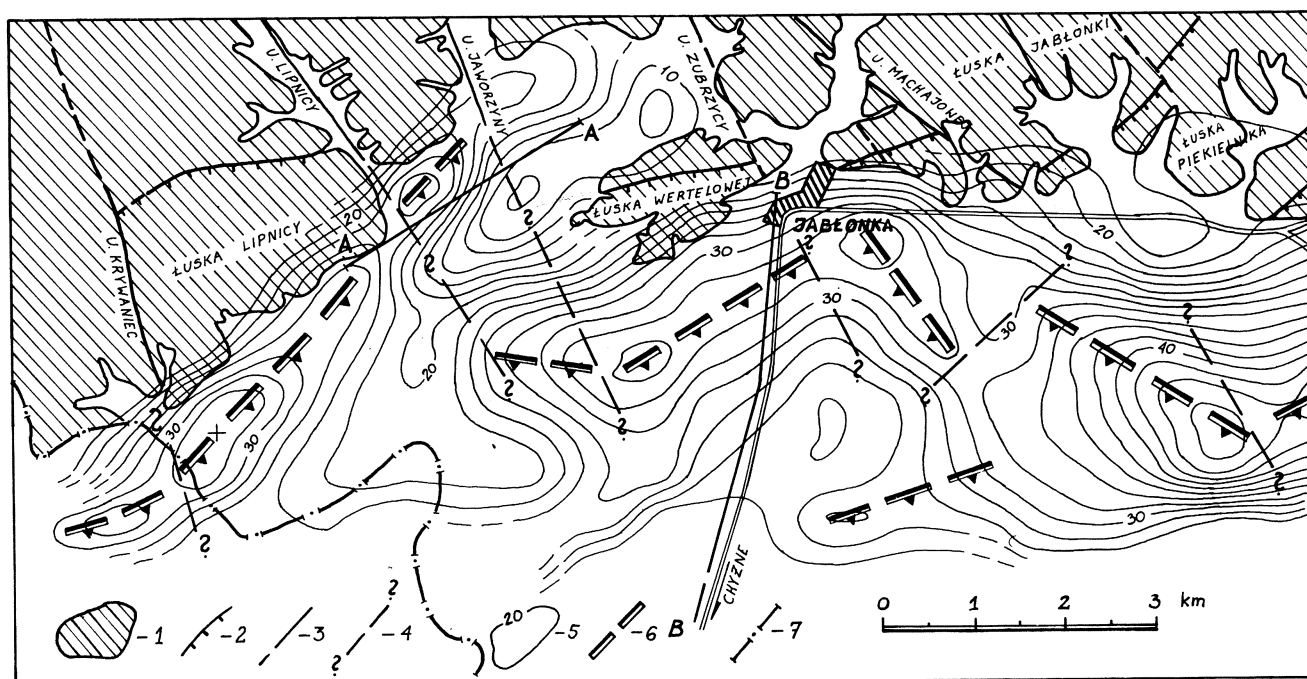


Fig. 5. Rozmieszczenie grawilineamentów w rejonie "zatoki" Lipnicy (podkład wg Watychy, 1977c). Położenie tego fragmentu zostało zaznaczone na Fig. 3. 1 – wschodnie fliszu płaszczowiny magurskiej, 2 – nasunięcia luskowe, 3 – uskoki istniejące na mapie wyjściowej (Watycha, 1977c), 4 – uskoki wynikające z interpretacji materiałów grawimetrycznych, 5 – izolnie jednakowych, średnich, bezwzględnych zmian poziomych Δg , 6 – grawilineamenty, 7 – granica państwa

Distribution of gravilineaments in the vicinity of Lipnica (geology after Watycha, 1977c). 1 – flysch of the Magura unit, 2 – thrust faults, 3 – faults shown on geological map (Watycha, 1977c), 4 – faults resulting from geophysical interpretation, 5 – contours of absolute mean values of horizontal changes, 6 – gravilineaments, 7 – state boundary

liny potoków Cichego i Bystrego (por. np: Gołąb, 1959; Watycha, 1976b, Małecka, 1982). Tutaj dyslokacje te powodują rozbięcie strefy gradientowej na trzy odcinki, w obrębie których nastąpiła zmiana azymutów grawilineamentów. Zachodni odcinek, leżący częściowo poza granicą Polski pokrywa się z sugerowanym przez Gołąba (1959, Fig. 5) uskokiem Krowiarki - Chochółów. Odcinek środkowy o przebiegu równoleżnikowym przecina północny stok wzgórza Pasięka wzdłuż dolinki Potoku Wojcieszackiego, pozostawiając po stronie południowej wschodnie fliszu podhalańskiego (por. np: Watycha, 1976b, Birkenmajer, 1958). Na północ od niego, na powierzchni występują osady neogeńskie stożka Domańskiego Wierchu. Wschodni odcinek o przebiegu SW-NE ma przebieg od szczytu Domańskiego Wierchu zgodnie z linią grzbietową i wygasa na północ od wsi Stare Bystre.

W okolicy Námestova, w zachodniej części badanego terenu, zbiegają się wyznaczone strefy gradientowe (grawilineamenty) o azymutach SW-NE – od północy i SE-NW – od południa tworząc wyraźnie zarysowane zakończenie depresji orawskiej (Fig. 4). Przebieg tych pierwszych oraz przebieg uskokiów skośnych pomiędzy Námestowem i Trsteną nawiązuje wyraźnie do zaznaczonych na mapach (Roth, 1963; Mahel, 1964) dyslokacji podłużnych w obrębie płasz-

czowiny magurskiej i pasa skałkowego.

Podobne związki można zaobserwować w rejonie Załuczego, między Námestovem a granicą Polski oraz wzdłuż południowego brzegu Kotliny Orawskiej (Fig. 4).

Ujawnione korelacje pomiędzy dyslokacjami w obrębie płaszczowiny magurskiej a nieciągłościami wynikającymi z interpretacji grawimetrycznej sugerują, że założenia tektoniczne basenu orawskiego zostały oparte na planie strukturalnym bezpośredniego podłoża tego basenu.

INTERPRETACJA DANYCH ELEKTROOPOROWYCH

Interpretację krzywych pionowych sondowań elektrooporowych wykonanych w symetrycznym układzie Schlumbergera przeprowadzono przy użyciu zintegrowanego pakietu programów INCEL (Szymanko *et al.*, 1988).

Interpretacja ilościowa na przekrojach wykazała, że w osiowych partiach depresji zastosowany zestaw elektrod pomiarowych $AB/2 = 920$ metrów nie wystarczał do osiągnięcia podłoża osadów neogeńskich. Krzywe połowe posiadały na ogół typ KH lub

KQH. Czasami, gdy w obrębie utworów neogeńskich pojawiały się mięszyszy pakiet osadów o podwyższonych oporach, krzywe posiadały typ KHKH. Niejednokrotnie ten ostatni typ bywał utajony co mogło powodować błędną interpretację. Z tych powodów uznano, że maksymalny zasięg głębokościowy metody, dający wiarygodne wyniki, wynosi w tym przypadku 300 - 400 metrów. Ograniczenie to spowodowało, że śledzona granica związana ze starszym podłożem była lokalizowana jedynie w skrzydłach depresji.

Pomimo tych trudności interpretacja ilościowa ujawniła istnienie w skrzydłach depresji uskoku normalnych, zrzucających skały podłoża na głębokość kilkuset metrów (Fig. 6, 7). Szczególnie interesujący jest przekrój D-D, gdyż uchwycono na nim oba skrzydła depresji. Przekrój ten, ze względu na sąsiedztwo trzech głębokich otworów wiertniczych: Koniówka, Czarny Dunajec i Wróblówka stał się profilem reperowym do dalszych badań.

W obrębie wspomnianej wcześniej "zatoki Lipnicy" badania geoelektryczne ujawniły istnienie mniejszego zapadliska o założeniach uskoku i głębokości dochodzącej do 200 metrów (Fig. 6). Położenie uskoku na przekroju wskazuje, że stanowią one kontynuację na południe znanych uskoku Lipnicy i Jaworzyny. Warto zwrócić uwagę na korelację położenia grawilineamentów i dyslokacji wyznaczonych w oparciu o interpretację danych geoelektrycznych (Fig. 7, profil B-B i D-D).

GRAWIMETRYCZNE BADANIA MODELOWE

Modelowanie grawimetryczne stanowi z reguły końcowy etap interpretacji materiałów pozwalający zweryfikować przyjętą koncepcję budowy geologicznej poprzez porównanie efektu grawitacyjnego obliczonego dla określonego modelu teoretycznego rozkładu mas z efektem pomierzonym w terenie. W istocie jest to rozwiązanie tzw. zadania prostego, które można realizować na przekroju - modelowanie dwuwymiarowe (2-D) lub w półprzestrzeni - modelowanie trójwymiarowe (3-D).

Model dwuwymiarowy (2-D)

Modelowanie 2-D wykonano na trzech przekrojach przecinających depresję orawską z południa na północ (Fig. 7). Linie przekrojów B-B i D-D wybrano tak, aby w części pokrywały się z ciągami geoelektrycznymi, co umożliwiło wykorzystanie wyników interpretacji sondowań elektrooporowych. W pierwszej kolejności wykonano model na przekroju reperowym D-D wykorzystując informacje geologiczne z wspomnianych głębokich otworów wiertniczych (Ur-

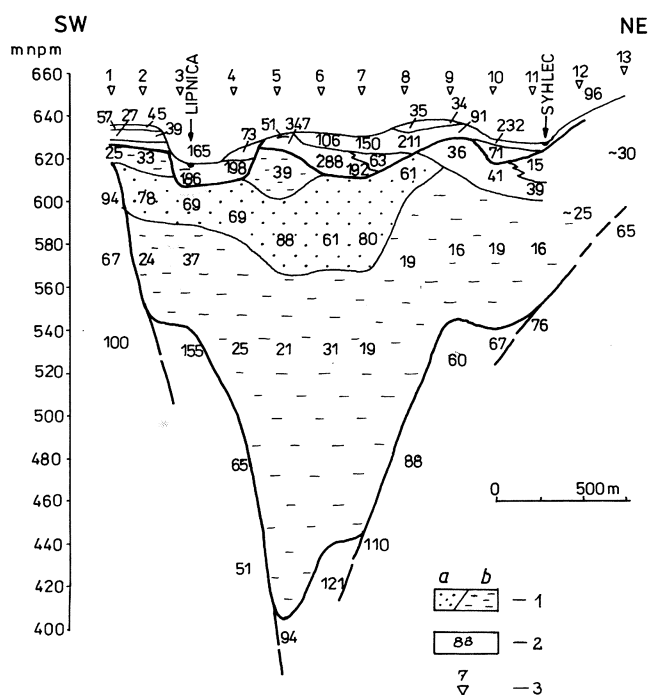


Fig. 6. Przekrój geoelektryczny A-A (wg Trojana, 1965 - interpretacja zmieniona). 1 - osady neogeńskie (z przewagą: a - piaszczystych, b - ilastych), 2 - wysokość oporów rzeczywistych w omm, 3 - punkty sondowań elektrooporowych

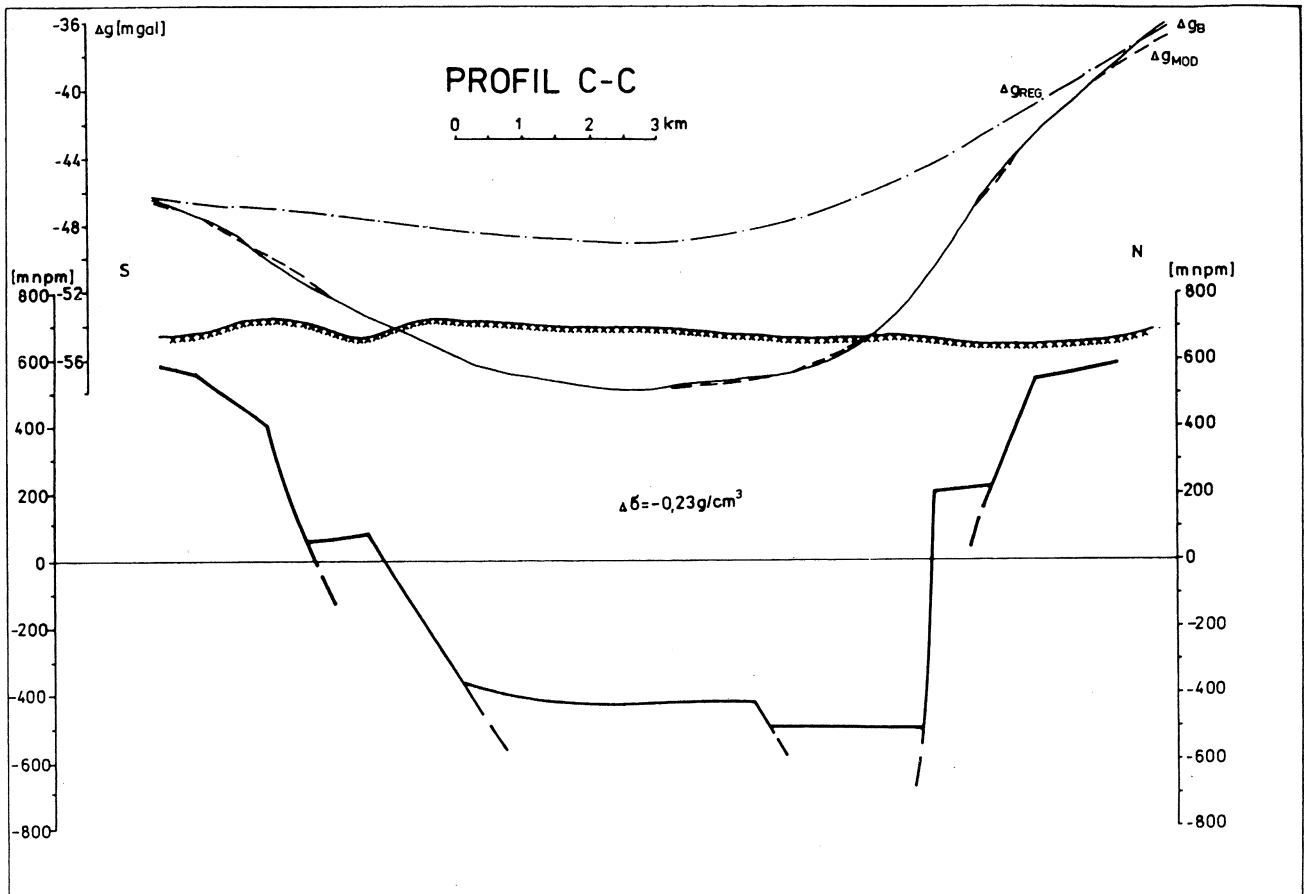
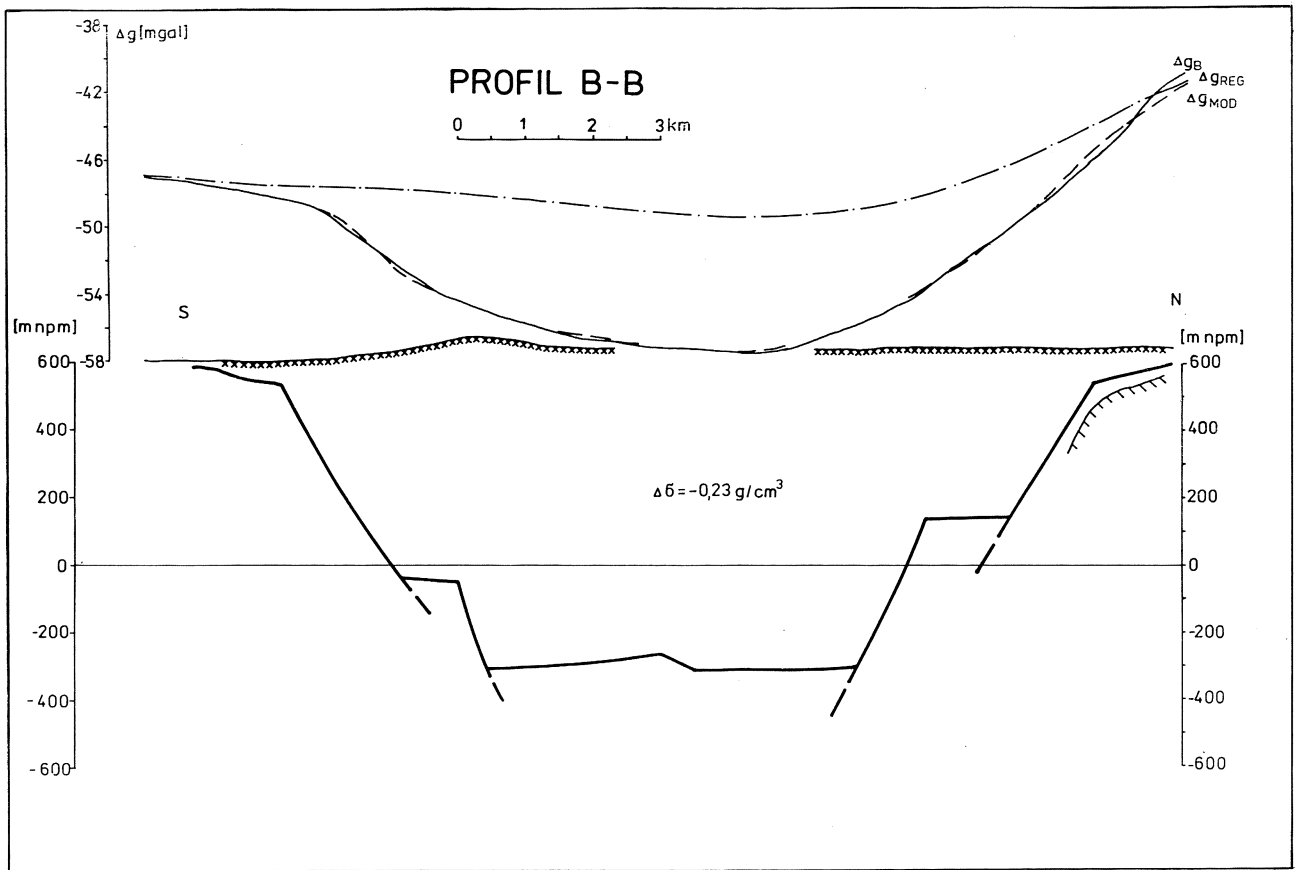
Geoelectrical cross-section A-A (after Trojan, 1965; interpretation by the present author). 1 - Neogene sediments (predominantly: a - sandy, b - clayey), 2 - resistivity of sediments, 3 - geoelectrical measuring point

baniak, 1960; Watycha, 1971, 1973, 1976a).

Brak precyzyjnych danych o gęstościach kompleksów osadowych wypełniających depresję spowodował uproszczenie modelu i przyjęcie jednej, średniej wartości gęstości efektywnej dla całego wypełnienia. Gęstość efektywna jest tu rozumiana jako różnica gęstości utworów neogeńsko-czwartorzędowych stanowiących wypełnienie depresji orawskiej i gęstości skał stanowiących "tło", tzn. występujących w otoczeniu depresji (skały fliszu magurskiego na północy a fliszu podhalańskiego i pasa skałkowego na południu).

W pierwszym etapie dokonano rozdzielania pola na składową regionalną i lokalną. Operacja ta stanowi zawsze problem sam w sobie i w istocie nigdy nie jest czynnością w pełni obiektywną. Nie zmienia tej opinii fakt zastosowania metod analitycznych, od najprostszych do tych najbardziej wyszukanych, opartych na metodach analizy częstotliwościowej, dla których, zdaniem autora, często nadużywa się pojęcia "metody obiektywne". Sam wybór sposobu transformacji pola wyjściowego wpływa na charakter otrzymanych wyników (Steiner & Zilahi-Sebess, 1988) i jest to każdorazowo subiektywna decyzja interpretatora.

W tym przypadku rozdzielanie pól wykonano metodą graficzną opierając się na istniejących danych



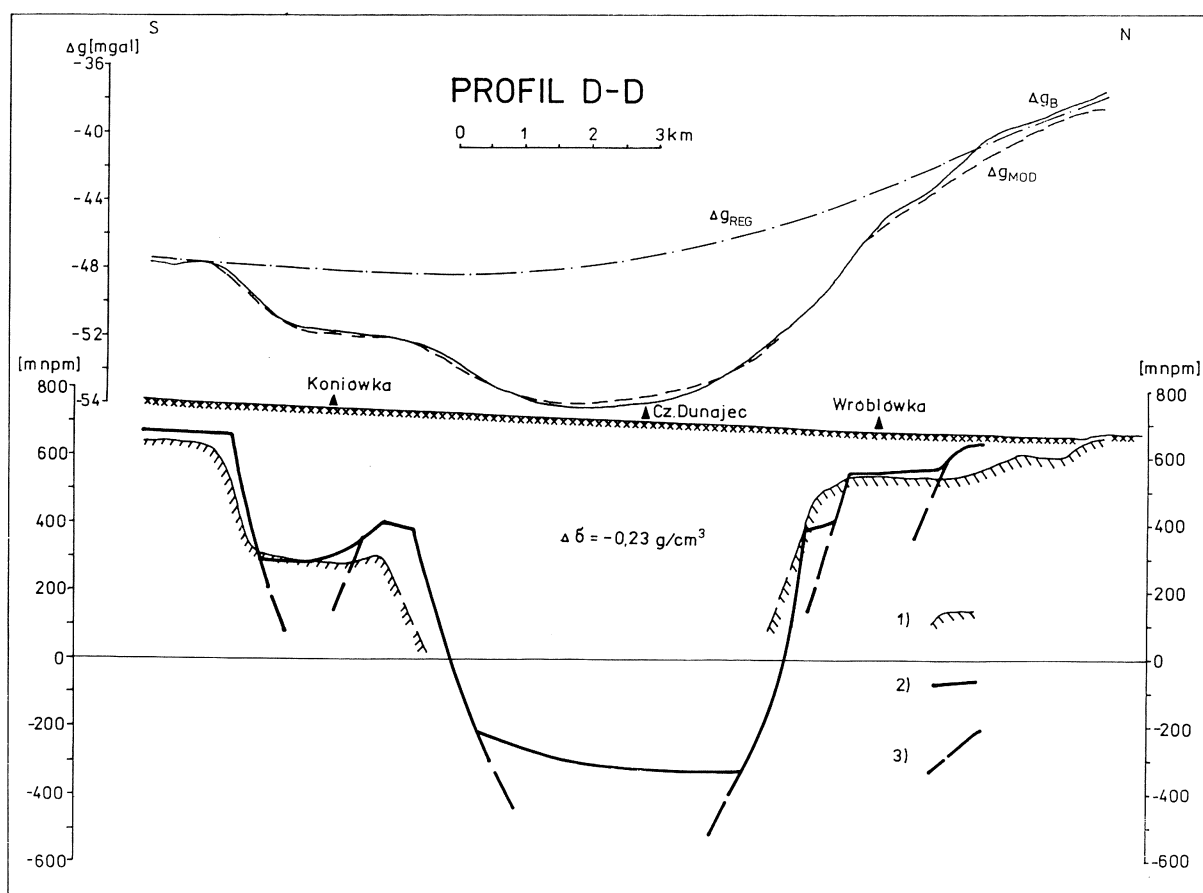


Fig. 7. Grawimetryczne przekroje modelowe. Lokalizacja na Fig. 1. 1 – podłoże depresji wyznaczone w oparciu o badania geoelektryczne, 2 – podłoże depresji wyznaczone w grawimetrycznych badaniach modelowych, 3 – uskoki

Gravity model cross-sections. Position: see Fig. 1. 1 – basement of the basin obtained from geoelectric measurements, 2 – basement of the basin obtained from 2-D gravity modelling, 3 – faults

geologicznych oraz wynikach trójwymiarowego modelu regionalnego zamieszczonych w pracy Bojdyś & Lemberger (1986). Uzyskany w ten sposób efekt resztkowy ("lokalny") stanowił materiał porównawczy do wyników uzyskanych z obliczeń modelowych.

Do obliczenia anomalii teoretycznych wykorzystano algorytm przedstawiony w pracy Robert & Gex (1985) pozwalający obliczać efekt pochodzący od dowolnego ciała dwuwymiarowego (pryzmy) o przekroju wielokąta. Na przekroju reperowym (przekrój D-D) przyjęto jako stałe trzy punkty głębokościowe (spąg depresji) związane ze wspomnianymi otworami wiertniczymi oraz gęstość efektywną $\Delta\sigma = -0.23 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$. Konstruując model uwzględniono również wyniki interpretacji jakościowej, tzn. przebieg grawilineamentów oraz wyniki interpretacji materiałów elektrooporowych. Po uzyskaniu zadowalającej korelacji wyników modelowych z efektem resztkowym na przekroju reperowym wykonano podobne modelowanie na pozostałych dwóch przekrojach.

Uzyskane wyniki przeczą opiniom niektórych au-

torów (Watycha, 1977a; Klimaszewski, 1988) o połigim, synkinalnym wygięciu podłoża neogenu na obszarze Kotliny Orawskiej. Potwierdzają natomiast wyraźnie uskokowe założenia tej formy tektonicznej. Ograniczające depresję uskoki i/lub strefy uskokowe i posiadają zrzuty do kilkuset metrów. W części centralnej zrzucają podłoże na głębokość -350 metrów n.p.m. Dominują uskoki normalne o upadach skierowanych w stronę osiowych partii depresji, miejscami tworzą zespoły uskoków schodowych. Widać dużą zmienność wykształcenia tych zespołów na sąsiednich przekrojach (wzdłuż biegu) co wskazuje na zaburzenia związane z działalnością uskoków skośnych.

W świetle otrzymanych wyników trudno również zgodzić się z opiniami jakoby minimum depresji przypadało akurat w okolicach Czarnego Dunajca (Watycha, 1976a). Strefa największych głębokości zajmuje znacznie większy obszar i rozciąga się aż na stronę słowacką kotliny.

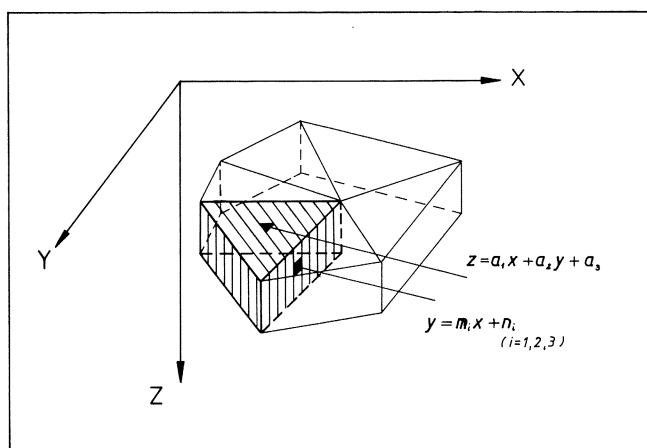


Fig. 8. Model podstawowej struktury przestrzennej oraz schemat warstwy zbudowanej z kilku takich struktur

Basic 3-D structure and the layer composed of several basic structures

Model trójwymiarowy (3-D)

Na potrzeby modelu całą objętość modelowanej struktury aproksymowano układem czterech warstw, z których każda stanowi graniastosłup prosty o podstawie wieloboku. Poszczególne warstwy składają się z podstawowych struktur przestrzennych, jakimi są graniastosłupy o podstawie trójkątnej, posiadające założoną stałą gęstość efektywną $\Delta\sigma = -0.23 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$, zgodnie z wynikami modelowania dwuwymiarowego (Fig. 8).

Efekt grawitacyjny od pojedynczej struktury podstawowej opisuje równanie:

$$F(a_1, a_2, a_3, m, n, x) = \quad (2)$$

$$= G\Delta\sigma \int \int \int_{(mx+n)}^{(a_1x+a_2y+a_3)} \frac{z}{(x^2+y^2+z^2)^{3/2}} dz dy dx$$

gdzie:

G – stała grawitacji ($6.67 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$)

$\Delta\sigma$ – gęstość efektywna

– pozostałe objaśnienia zamieszczono na Fig. 8

Efekt łączny od tak skonstruowanego modelu stanowi sumę efektów pochodzących od struktur podstawowych. Jest on liczony kolejno we wszystkich węzłach regularnej siatki punktów pomiarowych pokrywających przyjętą płaszczyznę odniesienia. W pracy wykorzystano algorytm numeryczny opisujący rozwiązanie całki (2) oraz sumowanie efektów zaproponowany przez Kacwicza (1987). Program komputerowy, który realizował obliczenia umożliwiał efektywne operacje na strukturach podstawowych i całych warstwach polegające na zmianach ich geometrii oraz parametru $\Delta\sigma$. Zmiany te pozwoliły skonstruować model depresji orawskiej uwzględniający wszystkie istniejące dane geologiczne oraz wyniki interpretacji materiałów geoelektrycznych i modelowania dwuwymiarowego (Fig. 9).

Przedstawiony model depresji orawskiej jest obrazem bardzo uproszczonym głównie z powodu niewielkiej ilości danych wyjściowych. Nie można zatem w oparciu o niego przeprowadzić dokładniejszej analizy budowy zapadliska. Wykorzystano go natomiast do przybliżonej oceny wpływu depresji orawskiej na

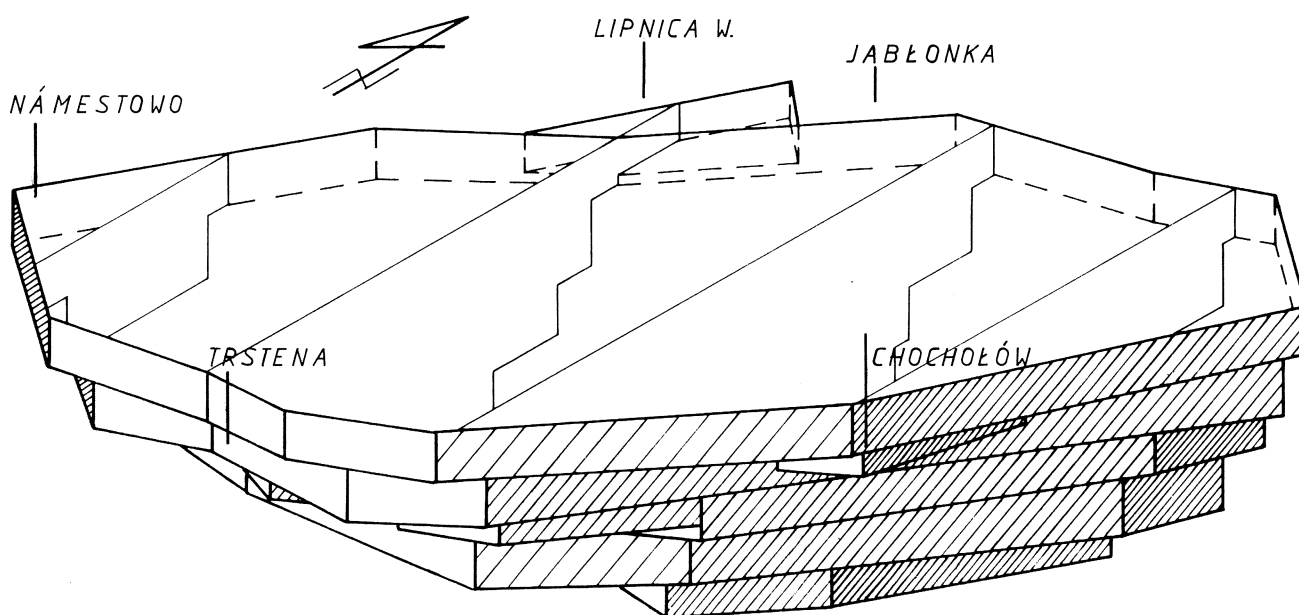


Fig. 9. Model trójwymiarowy depresji orawskiej

3-D model of the Orava Basin

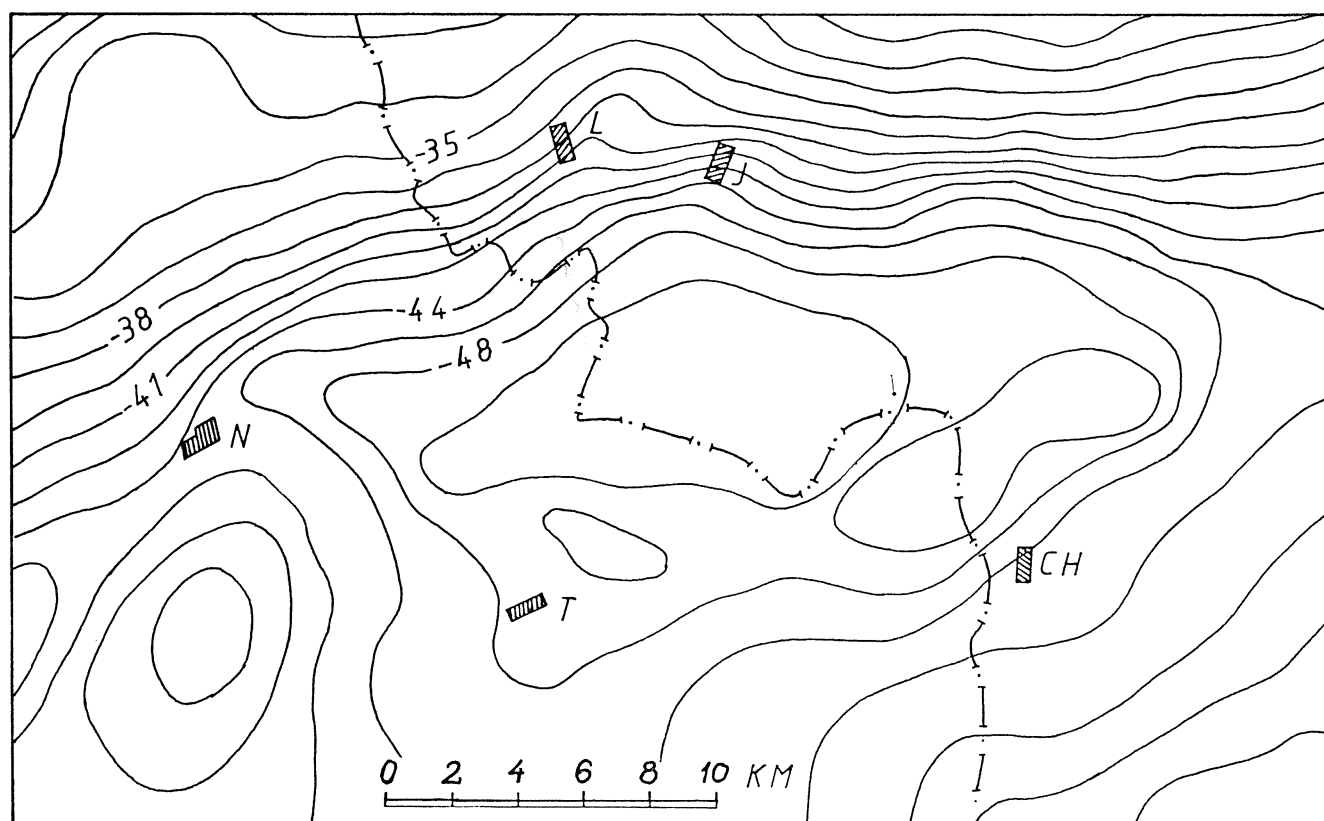


Fig. 10. Mapa różnicowa – wynik usunięcia wpływu efektu pochodzącego od modelu depresji orawskiej z wyjściowej mapy anomalii Bouguera

Differential map – the result of stripping the effect of the 3-D model from the Bouguer gravity map

rozkład pola siły ciężkości. W tym celu od wyjściowej mapy anomalii Bouguera odjęto efekt grawimetryczny pochodzący od modelu depresji orawskiej. Uzyskana mapa anomalii różnicowych (Fig. 10) pokazuje, że mimo znacznych uproszczeń w konstrukcji modelu depresji tak pod względem geometrii, jak i jednokowej gęstości efektywnej dla całej bryły ($-0.23 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ względem otoczenia), otrzymany obraz istotnie różni się od wyjściowej mapy anomalii Bouguera. Minimalne wartości anomalii na mapie różnicowej są o około 10 mGali wyższe w stosunku do wyjściowej mapy co potwierdza wstępnie założoną wartość maksymalnego efektu pochodzącego od modelowanej struktury. Widać również, że w strefie kontaktu z pienińskim pasem skałkowym w okolicach Trsteny wyjściowe minimum grawimetryczne jest przesunięte na południe a istniejące wcześniej strefy gradientowe uległy rozmyciu. Na północy pozostała nadal wyraźna strefa gradientowa, która jest fragmentem rozległej, karpackiej anomalii regionalnej i, z oczywistych powodów, jest nie do wyeliminowania przy pomocy modelu lokalnego. Warto zwrócić uwagę, że nie udało się całkowicie wyeliminować przy pomocy modelu wyraźnego wygięcia ku północy izoliny Δg w północnym fragmencie depresji, w okolicach "zatoki

Lipnicy" (Fig. 3), co może świadczyć o regionalnym (głębszym) pochodzeniu tej anomalii lokalnej.

ANALIZA WYNIKÓW I WNIOSKI

Interpretacja danych geofizycznych oraz wyniki grawimetrycznych badań modelowych wskazują, że depresja orawska ma charakter zapadliska tektonicznego, ograniczonego uskokami zrzutowymi o dużych amplitudach zrzutu dochodzących do kilkuset metrów.

W obrazie grawimetrycznym uskoki okalające depresję ujawniają się w postaci maksymalnych wartości średnich zmian poziomych anomalii Bouguera – grawilineamentów (Dąbrowski & Karaczun, 1984). Stwierdzone zmiany azymutów grawilineamentów oraz przesunięcia całych fragmentów względem siebie są, zdaniem autora, związane z istnieniem zespołu uskoków skośnych. W wielu miejscach uskoki te kontynuują się w głąb jednostek okalających depresję orawską. Stwierdzona korelacja pomiędzy przebiegiem grawilineamentów a fragmentami nasunięć łusek Lipnicy, Wertelowej i Piekelnika oraz uskokami poprzecznymi takimi, jak uskoki Lipnicy, Zubrzycey i

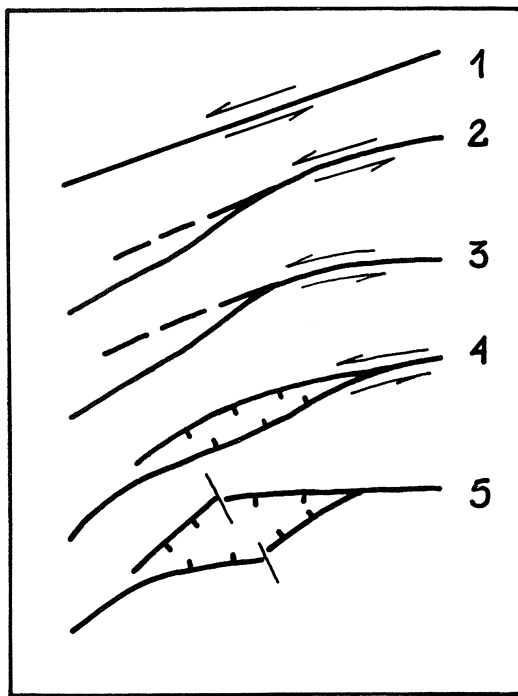


Fig. 11. Powstawanie struktury typu "releasing bend" (wg Crowell, 1974)

Bending of an initially straight fault leading to the formation of "releasing bend" structure (after Crowell, 1974)

Machajowej (Watycha, 1977c) sugeruje związek przestrzenny tych form z depresją orawską. Zaobserwowane korelacje pomiędzy dyslokacjami w obrębie płaszczowiny magurskiej a nieciągłościami wynikającymi z interpretacji grawimetrycznej sugerują, że założenia tektoniczne basenu orawskiego zostały oparte na planie strukturalnym bezpośredniego podłoża tego basenu.

Badania modelowe wykazały, że efekt grawimetryczny pochodzący od badanej struktury nie przekracza 10 mGali (1×10^{-5} m/s). Wykonana mapa różnicowa (Fig. 10), która powstała po odjęciu od wyjściowej mapy anomalii Bouguera efektu modelowego pokazuje, że w południowej części badanego obszaru uległy zanikowi, stwierdzone wcześniej, strefy gradientowe. Nie uległa natomiast zasadniczemu przemieszczeniu linia minimum regionalnego.

Przebieg zinterpretowanych uskoków w NE części depresji, w okolicy Wróblówki sugeruje brak ciągłości opisywanej formy dalej na wschód w kierunku Nowego Targu. Na odcinku Wróblówka - Nowy Targ, tracą swoją ostrość wszystkie strefy gradientowe (Fig. 3, 4), co wskazuje na odmienny rozwój strukturalny tej strefy. Zmiana wartości anomalii Bouguera na tym odcinku jest najprawdopodobniej spowodowana płytszym występowaniem skał podłoża fliszowego.

Nie sposób jednak na obecnym etapie rozpoznania rozstrzygnąć, czy zróżnicowanie to ma charakter pierwotny, tzn. powstało już w czasie tworzenia się depresji orawskiej, czy też jest to wynik jeszcze młodszych ruchów neotektonicznych. Trudno zatem rozstrzygnąć, czy sedimentacja neogeńska zachodziła w jednym basenie orawsko-nowotarskim, który później uległ przebudowie, czy też od początku były to dwa oddzielne baseny sedimentacyjne rozdzielone elewacją podłoża w rejonie Rogoźnika - Ludźmierza.

Za przyjęciem drugiej interpretacji przemawiają wyniki analizy miąższości osadów czwartorzędowych w okolicy Wróblówki (Watycha, 1973, 1976a, 1977a) oraz badania geomorfologiczne i rekonstrukcja kierunków odpływu wód powierzchniowych w czwartorzędzie (np. Baumgart-Kotarba, 1988, 1991-1992).

Przedstawione wyniki potwierdzają, że depresja orawska, podobnie jak inne baseny neogeńskie w Karpatach Zachodnich (Buday, 1963; Mahel & Buday, 1968; Vass *et al.*, 1988) posiada blokowy charakter, oparty na sieci uskoków występujących w ich bezpośrednim podłożu. Nie jest to, jak się wydaje, jedyna cecha wspólna.

Dzisiejsza pozycja niektórych basenów neogeńskich w Karpatach Zachodnich (Basen Wiedeński, Ilava, Trenčín, Orawski) jest związana wyraźnie (por. np: Żytko *et al.*, 1989) z przebiegiem uskoku perypienińskiego (Sikora, 1976).

Dla wyjaśnienia genezy depresji orawskiej można odwołać się do ogólnych modeli rozwoju Karpat w schyłkowym okresie tworzenia się płaszczowin. Jeden z nich zakłada lewoskrętne przesunięcie Karpat wewnętrznych względem zewnętrznych wzdłuż perypienińskiego pasa skałkowego (Unrug, 1979, 1984; Birkenmajer, 1981, 1983, 1985; Royden *et al.*, 1982). Przesunięcie to następowało w reżimie transpresyjnym (*op. cit.*) a uskoku perypieniński (Sikora, 1976) odgrywał rolę głównej dyslokacji przesuwczej (ang. principal displacement zone - Tchalenko & Ambra-seys, 1970).

Słabym punktem tego modelu jest brak powierzchniowych przejawów znacznego rozmiarami przesunięcia bloków podłoża. Być może jest to wynikiem rozproszenia tego ruchu w procesie transmisji w obręb pokrywy fliszowej i skałkowej. Podobny proces zaobserwowany został już dawno w badaniach modelowych (Emmons, 1969), a następnie opisany w oparciu o interpretację profili sejsmicznych jako "flower structures" (Harding & Lowell, 1979). Powstawanie tych form nasila się szczególnie w przypadku, gdy powierzchnie uskokowe są wygięte również w płaszczyźnie biegu (Jaroszewski, 1980). W takim ujęciu ruch ten mógł zostać rozproszony na szeregu nasunięciach łuskowych w obrębie płaszczowiny magurskiej (wykorzystanych jako powierzchnie przemieszczeń cząstkowych) co skutecznie ograniczyłoby

możliwości jego przesłedzenia w obecnej chwili. Stwierdzona korelacja pomiędzy przebiegiem grawilineamentów a fragmentami nasunięć łusek Lipnicy, Wertelowej i Piekielnika oraz uskokami poprzecznymi takimi, jak uskok Lipnicy i Machajowej, potwierdza związek przestrzenny tych struktur z depresją orawską.

Wspólną cechą wspomnianych basenów jest ich blokowy charakter oparty na sieci uskoków w przewadze zrzutowych i/lub zrzutowo-przesuwczych świadczących o lokalnej zmianie reżimu naprężeń. Przyczyny tych zmian reżimu są różne dla różnych basenów i wiążą się ze zmianami geometrii i przebiegu głównej dyslokacji przesuwczej powstałymi w czasie formowania się łuku karpackiego.

Z podobnymi opiniami dotyczącymi rozwoju struktur w sąsiedztwie dużych stref przesuwczych można spotkać się w szeregu pracach z ostatniego dziesięciolecia (por. Blick & Biddle, 1985).

Powstanie depresji orawskiej w regionalnym polu o reżimie transpresyjnym wymagało zatem lokalnej zmiany pola naprężeń. Zmiana taka umożliwiła powstanie szeregu uskoków zrzutowych i zrzutowo-przesuwczych okalających depresję. Większość z nich posiadała charakter synsedymencyjny a niektóre wykazywały swą aktywność jeszcze w czwartorzędzie (Birkenmajer, 1976) co oznacza, że zmiana pola nie była krótkotrwałym epizodem.

Zdaniem autora, zmiana reżimu mogła powstać w efekcie wygięcia pierwotnie prostej powierzchni głównej dyslokacji przesuwczej w trakcie powstawania łuku karpackiego (jego najbardziej północnego, najsilniej odkształconego fragmentu) i powstania struktury typu "releasing bend" (Crowell, 1974) (Fig. 11). Położenie depresji orawskiej po zewnętrznej stronie łuku potwierdzałoby założony lewoskrętny charakter przemieszczeń w obrębie Karpat Zachodnich.

LITERATURA CYTOWANA - REFERENCES

- Aleksandrowski, P., 1985. Tektonika regionu babiogórskiego: interferencja zachodnio- i wschodniokarpaccich kierunków fałdowych. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 55 (3/4): 375 - 423.
- Aleksandrowski, P., 1989. Geologia strukturalna płaszczowiny margskiej w rejonie Babiej Góry. *Stud. Geol. Polon.*, 96, 140 pp.
- Badak, J., 1966. O morfologii podłoża Kotliny Orawskiej. *Kwart. Geol.*, 10(2): 576 - 577.
- Baumgart-Kotarba, M., 1988. Fluvial activity in the Orava Basin in Lateglacial and Holocene times. In: *Lateglacial and Holocene environmental changes, Vistula basin*. pp. 83 - 86.
- Baumgart-Kotarba, M., 1991-1992. Rozwój geomorfologiczny Kotliny Orawskiej w warunkach ruchów neotektonicznych. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 25/26: 3 - 26.
- Bednař, J., Borczuch, M., Jamrozik, J. & Špaček, B., 1980. *Mapa anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguer'a w skali 1:200000. Cieszyn-Nowy Sącz-Ostrawa-Poprad*. Arch. PBG, Warszawa.
- Birkenmajer, K., 1958. *Przewodnik geologiczny po Pienińskim Pasiu Skalkowym cz. I*. Wyd. Geol., Warszawa, 134pp.
- Birkenmajer, K., 1976. Plejstocenijskie deformacje tektoniczne w Szafarach na Podhalu. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46(3): 309 - 323.
- Birkenmajer, K., 1978. Neogene to early pleistocene subsidence close to the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. *Stud. Geomorph. Carpatho-Balcanica*, 12: 17 - 28.
- Birkenmajer, K., 1981. Strike-slip faulting in the Pieniny Klippen Belt of Poland. In: *Carpatho-Balcan. Geol. Ass., 12th Congr.*, pp. 114 - 115, Bucharest.
- Birkenmajer, K., 1983. Uskoki przesuwcze w północnym obrzeżeniu Pienińskiego Pasa Skalkowego w Polsce. *Stud. Geol. Polon.*, 77: 89 - 112.
- Birkenmajer, K., 1985. Major strike-slip faults of the Pieniny Klippen Belt and the Tertiary rotation of the Carpathians. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, A-16 (175): 101 - 115, Warszawa.
- Blick, N. & Biddle, K.T., 1985. Deformation and basin formation along strike-slip faults. *Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ.*, 37: 1 - 34.
- Bojdys, G. & Lemberger, M., 1986. Modelowanie grawimetryczne jako metoda badania litosfery na przykładzie Karpat. *Zesz. Nauk. AGH, Geologia*, 33, 102pp.
- Buday, T., 1963. Some problems of the origin and development of the fault-structures in the Neogene Carpathian basins. *Geologicke Prace. Zpravy*, 28: 113 - 119.
- Crowell, J. C., 1974. Origin of late Cenozoic basins in southern California. In: Dickinson, W. R., (ed.), *Tectonics and Sedimentation: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Spec. Publ.*, 22: pp. 190 - 204.
- Dabrowski, A., 1978. Strefy uskokowe w północno-zachodniej Polsce w świetle poziomych gradientów siły ciężkości. *Kwart. Geol.*, 22(4): 913 - 915.
- Dabrowski, A., 1982. Strefa Koszalin-Chojnice w obrazie grawimetrycznym. *Przeł. Geol.*, 1: 25 - 31.
- Dabrowski, A. & Karaczun, K., 1984. Faults of the zone comprising the Teisseyre-Tornquist line determined on the basis of magnetic and gravimetric data. *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 175: 57 - 68.
- Dabrowski, A., Karaczun, K. & Karaczun, M., 1989. Steep discontinuity surfaces determined basing on the magnetic and gravity data in the north-western part of the precambrian and paleozoic platforms contact zone in Poland. *Bull. Pol. Acad. Sci. Earth Sci.*, 37(3-4): 169 - 178.
- Emmons, R.C., 1969. Strike-slip rupture patterns in sand models. *Tectonophysics*, 7: 71 - 87.
- Fajkiewicz, Z., 1973. *Grawimetria poszukiawcza*. Wyd. Geol., Warszawa, 415 pp.
- Golonka, J. & Wójcik, A., 1978. *Arkusz Jeleśnia Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski 1:50000 wraz z objaśnieniami*. Inst. Geol., Warszawa.
- Gołab, J., 1959. Zarys stosunków geologicznych fliszu zachodniego Podhala. *Biul. Inst. Geol.*, 149: 225 - 237.
- Grant, F. S. & West, G. F., 1965. *Interpretation theory in applied geophysics*. McGraw-Hill, New York, 583 pp.
- Halicki, B., 1930. Dyluwialne złodowacenie północnych stoków Tatr. *Sprawozd. Pol. Inst. Geol.*, 5(3-4): 375 - 534.
- Harding, T. P. & Lowell, J. D., 1979. Structural styles, their plate-tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *Bull. Amer. Ass. Petrol. Geol.*, 63: 1016 - 1058.
- Jaroszewski, W., 1980. *Tektonika uskoków i fałdów*. Wyd. Geol., Warszawa, 359 pp.
- Kaciewicz, B. Z., 1987. *Algorytm obliczeniowy efektu grawimetrycznego od dowolnego ciała trójwymiarowego*. (mat. niepubl.), Arch. Wydz. Geol. UW.
- Kadlečík, J., Roth, Z. & Stráňnik, Z., 1979. Deep structure of the Outer Carpathians in Moravia and Western Slovakia. In: Mahel M. (ed.) *Proceedings of the conference: The main problems of the geological evolution and building of CSSR*.
- Klimaszewski, M., 1988. *Rzeźba Tatr Polskich*. PWN, Warszawa, 668pp.
- Książkiewicz, M., 1968. Spostrzeżenia nad rozwojem ciosu w Karpatach fliszowych. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 38(2-3): 335 - 384.
- Książkiewicz, M., 1971. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Arkusz Zawoja. 1:50000*, Inst. Geol., Warszawa.
- Książkiewicz, M., 1972. *Budowa geologiczna Polski. Karpaty. t.IV, Te-*

- ktonika cz. 3. 215 pp, Wyd. Geologiczne, Warszawa.
- Mahel, M., 1964. *Geologická Mapa CSSR 1:200 000, M-34-XXVI, Banská Bystrica*. Ústředný Ústav Geologický. Praha.
- Mahel, M. & Buday, T., (Ed), 1968. *Regional geology of Czechoslovakia. The West Carpathians*. Academia, Praha, 723 pp.
- Malecka, D., 1982. *Mapa głównych jednostek geologicznych Podhala i obszarów przyległych*. Wyd. Geol., Warszawa.
- Oszast, J. & Stuchlik, L., 1977. Roślinność Podhala w neogenie. *Acta Paleobotanica*, 18(1): 1 - 42.
- Pospišil, L., Nemček, S. & Feranec, S., 1982. Analysis of the "Svidník - Stropkov nonlinear structure" identified by space photograph interpretation. *Mineralia Slovaca*. Bratislava. 14: 539 - 548.
- Reczek, J., 1974. *Dokumentacja tymczasowa późszeregów badań grawimetrycznych; temat Karpaty Zachodnie*. Arch. PBG, Warszawa.
- Robert, A. & Gex, P., 1985. Interprétation géophysique rapide logiciel basic pour micro-ordinateur. *IGL Bulletin*, 6: 71 pp., Lausanne.
- Roth, Z., 1963. *Geologická Mapa ČSSR 1:200 000, M-34-XX, Trstena*. Ústředný Ústav Geologický. Praha.
- Royden, L. H., Horvath, F. & Burchfiel, B. C., 1982. Transform faulting, extension and subduction in the Carpathian Pannonian region. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93(8): 717 - 725.
- Sikora, W., 1976. On lineaments found in the Carpathians. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 46(1-2): 3 - 30.
- Steiner, F. & Zilahí-Sebess, L., 1988. *Interpretation of filtered gravity maps*. Akadémiai Kiadó, Budapest, 344 pp.
- Szymanko, J., Poliszot, W. & Nowicki, K., 1988. *Pakiet programów do kompleksowej interpretacji sondowań elektrooporowych INCEL*. Arch. ZGG IHiGI WG UW.
- Tchalenko, J. S. & Ambraseys, N. N., 1970. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81: 41 - 60.
- Tołwiński, K., 1921. Dyslokacje poprzeczne oraz kierunki tektoniczne w Karpatach polskich. *Pr. Geogr.*, 6: 27 - 47. Lwów.
- Tomek, Č., Švancara, J. & Budík, L., 1979. The depth and origin of the West Carpathian gravity low. *Earth planet. Sci. Lett.*, 44: 39 - 42.
- Tomek, Č. & Budík, L., 1981. Konstrukce a interpretace odkryté tíhové mapy Vídeňské pánve. *Sbor. geol. Věd. R. UG*. (Praha), 17: 173 - 186.
- Unrug, R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian arc before Neogene tectogenesis. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, 49(1): 3 - 21.
- Unrug, R., 1984. Geodynamic evolution of the Carpathians. *Ann. Soc. Geol. Polon.*, 52(1-4): 39 - 66.
- Urbaniak, J., 1960. Wiercenie na Domańskim Wierchu w Kotlinie Nowotarskiej koło Czarnego Dunajca. *Kwart. Geol.*, 4(3): 787 - 799.
- Vass, D. & Čech, F., 1983. Sedimentation rates in molasse basins of the Western Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpathica*, 34(4): 411 - 422.
- Vass, D., Kováč, M., Konečný, V. & Lexa, J., 1988. Molasse basins and volcanic activity in West Carpathian Neogene - its evolution and geodynamic character. *Geol. Zbor. Geol. Carpathica*, 39(5): 539 - 562.
- Vyskočil, V., Burda, M. & Plančar, J., 1983. On the manifestation of shallow and deep density inhomogeneities in the gravity field of the Carpathians. *Geol. Zbor. Geol. Carpathica*, 34(4): 429 - 438.
- Watycha, L., 1971. *Otwór wiertniczy Czarny Dunajec IG1 oraz Koniówka IG1*. Arch. PiG.
- Watycha, L., 1973. Utwory czwartorzędowe w otworze wiertniczym Wróblówka na Podhalu. *Kwart. Geol.*, 17(2): 335 - 347.
- Watycha, L., 1976a. Neogen niecki orawsko-nowotarskiej. *Kwart. Geol.*, 20(3): 575 - 585.
- Watycha, L., 1976b. *Szczegółowa Mapa Geologiczna Polski. Arkusz Czarny Dunajec. 1:50000*. Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha, L., 1977a. *Objaśnienia do Szczegółowej Mapy Geologicznej Polski. Arkusz Czarny Dunajec 1:50000*. Inst. Geol., Warszawa, 102 pp.
- Watycha, L., 1977b. *Objaśnienia do szczegółowej mapy geologicznej Polski. Arkusz Jablonka*. Inst. Geol., Warszawa.
- Watycha, L., 1977c. *Szczegółowa mapa geologiczna Polski. Arkusz Jablonka 1:50000*. Inst. Geol., Warszawa, 72 pp.
- Woźnicki, J., Šucha, P., Pospišil, L. & Kurkin, M., 1988. Geophysical map of the Western Outer Carpathians and their foreland with part of the Inner Carpathians. In: *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. PiG, Warszawa.
- Woźny, E., 1976. Stratygrafia młodszego trzeciorzędu niecki orawsko-nowotarskiej na podstawie makrofauny słodkowodnej i lądowej. *Kwart. Geol.*, 20(3): 589 - 595.
- Żyto, K., Gucik, S., Rylko, W., Oszczytko, N., Zając, R., Garlicka, I., Nemček, J., Eliaš, M., Menčík, E., Dvorak, J., Stranik, Z., Rakus, M. & Matejovska, O., 1989. Geological map of the Western Outer Carpathians and their foreland without Quaternary formations. In: *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. PiG, Warszawa.

Summary

Structure of the Orava Basin in the light of selected geophysical data

Paweł Pomianowski

Similar to other intramontane basins in the West Carpathians Orava depression (Figs. 1, 2) was formed during the last stages of thrusting in the outer Carpathians. Typical structural features of the most neogene basins in the West Carpathians are blocks bounded by faults prevalently of normal fault type (Buday, 1963; Vass *et al.*, 1988). Within Orava basin the youngest quaternary deposits of alluvial fans overlap the older sediments and hide possible dislocations.

An analysis of gravity and geoelectrical data were carried out to recognize general structural style of the Orava depression. Bouguer anomalies (Fig. 3) were transformed using the method of absolute mean values of horizontal changes suggested by Dąbrowski (1982). The lines of maximum values of the calculated parameter have been traced (Fig. 4) and called graviligneaments after Dąbrowski & Karaczun (1984). The graviligneaments represent vertical and/or steep discontinuity surfaces bounding depression with difference density of rocks on both sides of the fault planes. The detected oblique faults are responsible for the sigmoidal displacements of the older fault lines in map view (Figs. 4, 5). Geoelectrical cross-section A-A (Fig. 6) shows that small, distinct depression exist between the displaced faults close to Lipnica. Structure of the same type has been detected in the S-W direction, beyond the state border. No surface evidences are known in this instance, but it is visible, however, in the map of graviligneaments (Fig. 4).

The gravimetrical 2-D and 3-D modelling disclosed the presence of normal - separation faults or fault zones with the amplitude up to several hundred meters bounding Orava depression (Figs. 6, 7). 3-D model shows also that the deepest part of the basin spread out the Poland border (Fig. 9). Spatial distribution of faults in the N-E part of the depression suggest a break in the continuity of this form in the E direction.

The origin of the Orava depression can be explained by the mechanism assuming left lateral displacement along Pieniny Klippen Belt as a result of regional transpression regime during neogene time (Unrug, 1979, 1984; Birkenmajer, 1981, 1983, 1985; Royden, 1982). Bending of the principal displacement zone during carpathian loop formation caused local change of transpression regime and "releasing bend" structure development (Fig. 11) (Crowell, 1974).