

## **GEOFIZYCZNO-GEOLOGICZNA INTERPRETACJA ANOMALII GRAWIMETRYCZNYCH I MAGNETYCZNYCH W POLSKICH KARPATACH ZACHODNICH**

### **Geophysical-and-geological interpretation of gravity and magnetic anomalies in Polish Western Carpathians**

**Teresa GRABOWSKA, Grzegorz BOJDYS, Marek LEMBERGER  
& Zdzisława MEDOŃ**

*Akademia Górniczo-Hutnicza im. Stanisława Staszica,  
Wydział Geologii Geofizyki i Ochrony Środowiska;  
al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;  
e-mail: tgrabow@geol.agh.edu.pl, bojdis@geol.agh.edu.pl,  
lemberger@geol.agh.edu.pl, medon@geol.agh.edu.pl*

**Treść:** W pracy, na tle budowy geologicznej środkowej części polskich Karpat Zachodnich, zostały przedstawione wyniki jakościowej interpretacji anomalii siły ciężkości i anomalii całkowitego pola magnetycznego Ziemi. Interpretacja anomalii grawimetrycznych poprzedzona została analizą gęstości skał fliszu karpacciego i podłoża.

Mapy anomalii lokalnych o różnym stopniu detalizacji uzyskano dokonując transformacji pól anomalnych przy odpowiednio dobranych parametrach. Transformowane anomalie grawimetryczne i magnetyczne skonfrontowano z wynikami badań geologicznych i badań magnetotellurycznych. Wykazano zbieżność ujemnych anomalii grawimetrycznych ze śródgórnymi zapadliskami i strefami występowania okien tektonicznych oraz dodatnich anomalii grawimetrycznych z dodatnimi anomaliami magnetycznymi i elewacjami prekambryjskiego podłoża, rozpoznanego badaniami magnetotellurycznymi.

**Słowa kluczowe:** Karpaty fliszowe, podłoże Karpat, anomalie grawimetryczne, anomalie magnetyczne, transformacje pola anomalnego, interpretacja jakościowa

**Abstract:** The study presents results of qualitative interpretation of gravity anomaly and anomaly of the total intensity of the geomagnetic field against the background of the geological structure of the central part of Polish Western Carpathians. Interpretation of gravity anomalies was preceded by an analysis of density of Carpathian flysch and substratum rocks.

Maps of local anomalies showing various degree of details have been obtained by transformation of anomaly fields with appropriately selected parameters. The transformed gravity and magnetic anomalies were confronted with geological research data and magnetotelluric data. Convergence of negative gravity anomalies occurrence with the intermontane depressions Orava – Nowy Targ and Nowy Sącz and the zones of tectonic windows occurrence as well as positive gravity anomalies with positive magnetic anomalies and Precambrian substratum elevations, were demonstrated.

**Key words:** Flysch Carpathians, Carpathian substratum, gravity anomalies, magnetic anomalies, anomaly field transformation, qualitative interpretation

## WSTĘP

Karpaty zewnętrzne (Karpaty fliszowe) to obszar o złożonej tektonice, w którym występują liczne struktury fałdowe, zbudowane ze skał charakteryzujących się zróżnicowaniem litologicznym i facjalnym. W chwili obecnej obszary o tego typu budowie są obiektem zainteresowania geologów z uwagi na możliwość występowania złóż węglowodorów.

Jak wynika z dotychczasowych badań geologicznych i geofizycznych perspektywy poszukiwawcze w Karpatach zewnętrznych wiążą się zarówno z wybranymi strefami orogenu fliszowego jak i formacjami budującymi podłoże (Górecki & Stefaniuk 2003, Kotarba *et al.* 2004).

Za skały macierzyste dla ropy i gazu migrujących ku górze, uznaje się w części zachodniej Karpat węglonośne skały górnego karbonu bloku górnośląskiego, a w części wschodniej np. w obrębie kontynuującego się ku południowi bloku małopolskiego, skały dolnopaleozoiczne głębokiego podłoża Karpat (Guterch *et al.* 1996).

Znajdujący się w granicach Polski obszar Karpat zewnętrznych był i jest obiektem intensywnych badań geofizycznych, mających na celu rozpoznanie prekambryjskiego podłoża, podłoża mezopaleozoicznego, a także zaburzonego tektonicznie nasunięcia karpackiego. Wśród metod geofizycznych ważną rolę należy przypisać metodzie grawimetrycznej, ujawniającej złożony obraz anomalii siły ciężkości Karpat zewnętrznych, w którym zawarte są informacje o strukturach geologicznych, będących wynikiem wieloetapowego rozwoju geologicznego tego rejonu Polski. Wyniki badań grawimetrycznych przedstawione w pracach Bojdysa i Lembergera (Bojdys *et al.* 1983, Bojdys & Lemberger 1986a, 1986b) wskazują na głębokie źródła (dolna litosfera) regionalnej depresji obserwowanej w obrazie anomalii siły ciężkości wzdłuż Karpat Zewnętrznych (Królikowski & Petecki 1995). Dokumentują one także obecnie powszechny pogląd o zjawisku trzeciorzędowej subdukcji płyty paleozoicznej pod młodą płytę południowej Europy (Bojdys & Lemberger 1986a, 1986b, Tomek 1993, Vozar *et al.* 1998, Bielik 1995, 1999, Bielik *et al.* 2004, 2006).

Późniejsze badania grawimetryczne (Królikowski & Młynarski 2003) nawiązujące w obszarze Karpat zewnętrznych do wyników sejsmicznych badań refrakcyjnych podłoża skonsolidowanego, głębokich sondowań sejsmicznych i badań magnetotellurycznych, a także badań realizowanych w ramach międzynarodowego projektu CELEBRATION (Grabowska & Bojdys 2005, Grabowska *et al.* 2003–2005) stały się nowym źródłem informacji odnośnie struktury litosfery w polskich Karpatach Zachodnich.

Bardzo ważna rola w rozpoznawaniu podłoża prekambryjskiego i podłoża mezopaleozoicznego Karpat przypada badaniom magnetotellurycznym (Ryłko & Tomasz 1995, 1999, Ryłko & Tomasz 2001, Czerwiński *et al.* 2003, Tomasz 2003). Rezultaty interpretacji danych magnetotellurycznych dostarczyły informacji o strukturze i zmienności litologicznej głęboko pograżonych fragmentów pokrywy fliszowej, a zwłaszcza jej podłoża (Czerwiński *et al.* 2003).

W mniejszym zakresie w powierzchniowych badaniach geofizycznych (grawimetrycznych i magnetycznych) zajmowano się wykorzystaniem anomalii pól potencjalnych o charakterze lokalnym do rozpoznania szczegółów budowy tektonicznej nasunięcia karpackiego i jego podłoża.

Wykonanie w latach 80. i późniejszych półszczegółowych zdjęć grawimetrycznego i magnetycznego obejmujących m.in. obszar Karpat zewnętrznych, wyniki głębokich badań sejs-

micznych (CELEBRATION 2000), przeprowadzane wzdłuż profili sejsmicznych modelowania grawimetryczne (Królikowski & Młynarski 2003, Grabowska & Bojdzys 2005, Grabowska *et al.* 2003-2005, Bielik *et al.* 2006), wyniki sondowań magnetotellurycznych, sejsmiki refleksyjnej, geofizyki wiertniczej, a także zaawansowany stan rozpoznania geologicznego badanego obszaru skłaniają do podjęcia geofizyczno-geologicznej jakościowej interpretacji anomalii pól potencjalnych posiadających lokalny charakter.

## KRÓTKI ZARYS BUDOWY GEOLOGICZNEJ

Badany obszar, ograniczony od północy linią nasunięcia karpackiego a od południa granicą Polski, obejmuje środkową część zachodnich polskich Karpat fliszowych. W obszarze tym na zapadającym w kierunku południowym prekambryjskim podłożu, będącym przedłużeniem różnego pochodzenia bloków: małopolskiego (SE fragment paleozoicznej platformy) i górnośląskiego (fragment Brunovistulicum) (Malinowski *et al.* 2005), spoczywają utwory mezopaleozoiczne. Stanowią one wraz z przykrywającym je mioceniem autochtonicznym fundament zaburzonych tektonicznie utworów trzeciorzędowych, budujących nasunięte z południa płaszczowiny (magurska, przedmagurska, śląska, podśląska i skolska) (Golonka 2007).

W świetle badań magnetotellurycznych (Ryłko & Tomasz 2001) opisywany fragment Karpat Zachodnich przecięty jest przez dwie główne strefy dyslokacyjne. Jedną nich jest strefa biegnąca od Babiej Góry (rejon Zawoi) w kierunku Rzeszotar (na południe od Krakowa) po wschodniej stronie, której wzrasta głębokość skonsolidowanego podłoża.

Druga strefa dyslokacyjna, to przecięta licznymi dyslokacjami niższego rzędu „strefa regionalnego skłonu podłoża” (Tomasz & Ryłko 1995), biegnąca w przybliżeniu od Mszany Dolnej w kierunku Szczawnicy, wzdłuż której następuje gwałtowne obniżanie się ku południowi skonsolidowanego podłoża.

Przedtrzeciorzędowy fundament zachodnich Karpat według danych geologicznych (Poprawa & Nemčok 1989) dzieli się na dwa rejon. Na wschód od linii Jordanów – Kalwaria Zebrzydowska stanowią go utwory jury górnej, przykryte w części północno-wschodniej tego rejonu górną kredą. Natomiast na zachód od tej linii fundament budują utwory paleozoiczne głównie karbonu górnego, a na SW od Bielska-Białej, skały paleoproterozoiku (Poprawa & Nemčok, 1989). Wyjątek stanowi obecność triasu (T1), pojawiającego się w podtrzeciorzędowym podłożu między Suchą Beskidzką a Kalwarią Zebrzydowską.

W opisywanym rejonie prekambryjskie podłoże również zapada w kierunku południowym, ale głębokości jego występowania w porównaniu z rejonem wschodnim są mniejsze i silniej zróżnicowane. Na podkreślenie zasługuje tutaj wypiętrzenie utworów prekambryjskich w obszarze Bielska – Andrychowa (rygiel Bielska – Andrychowa) (Buła *et al.* 2004). Podobnego typu wypiętrzenie utworów prekambryjskich ma miejsce w rejonie Rzeszotar (na południe od Krakowa).

W całym obszarze skonsolidowane podłoże (prekambr), przykrywają utwory mezopaleozoiczne, których strop posiada urozmaiconą morfologię, wykazującą podobieństwo do morfologii podłoża prekambryjskiego (Czerwiński *et al.* 2003).

Na skałach mezopaleozoicznych, przykrytych osadami miocenu autochtonicznego o zmieniającej się miąższości, leżą najbardziej interesujące ze względu na występowanie złóż

ropy i gazu ziemnego, sfałdowane głównie w miocenie, skały fliszowe górnej jury, kredy i paleogenu (Stupnicka 1997, Golonka 2007).

Granicą południową Karpat zewnętrznych jest zaznaczający się na mapach anomalii magnetycznych (Małuszewski 1980, Birkenmajer 1986) pieniński pas skałkowy (PPS), zbudowany z wapienno-krzemionkowych skał mezozoicznych, fliszowych skał górnokredowych i paleogenu (Golonka 2007), z którym związane są liczne intruzje zasadowych wulkanitów. W świetle badań geologicznych PPS od skał fliszowych Podhala (na południu) i Gorców (płaszczowina magurska) na północy oddzielają dyslokacje.

Północną granicę zachodnich Karpat fliszowych stanowią osady miocenu autochtonicznego zapadliska przedkarpackiego, przykrywające paleozoiczne struktury bloków małopolskiego i górnośląskiego. Miocen występujący w zapadlisku przedkarpackim to osady molasowe, w części północnej badanego obszaru słabo sfałdowane w przeciwieństwie do części południowej obszaru, gdzie są zaburzone tektonicznie przez nasunięcie Karpat (Golonka *et al.* 2005).

Karpaty zewnętrzne zbudowane są głównie z osiagających znaczne miąższości skał detrytycznych, powstałych w rozległym basenie sedimentacyjnym, którego lokalizacja nie została dotychczas ściśle określona przez geologów (Stupnicka 1997). W pierwszym etapie (górną jurą) rozwoju basenu miała miejsce sedimentacja węglanowa. Wynikiem jej są znane z rejonu Andrychowa, organodetrytyczne wapienie rafowe zwane sztramberskimi. Te tzw. skałki andrychowskie obok wapieni składają się z gnejsów, łupków metamorficznych oraz wykształconych odmiennie niż w głównych jednostkach karpackich osadów górnokredowych i paleogenu (Stupnicka 1997). W drugim bardzo długim etapie (pogranicze jura – kreda do końca paleogenu) rozwoju zbiornika sedimentacyjnego tworzyły się dużej miąższości skały fliszowe. W czasie tego długiego okresu basen ulegał zróżnicowaniu, którego wynikiem stało się m.in. powstanie szeregu basenów sedimentacyjnych głównych serii litostratygraficznych (skolskiej, podśląskiej, śląskiej i magurskiej) (Książkiewicz 1972, Unrug 1979).

W miocenie skały fliszowe sfałdowane lub złuskowane zostały odkłute od podłoża, podzielone na płaszczowiny a następnie przemieszczone na północ o co najmniej 70 km i nasunięte na zapadającą w kierunku południowym platformę paleozoiczną przykrytą osadami miocenu zapadliska przedkarpackiego.

Powstałe w basenie fliszowym główne serie osadowe zawierają grube kompleksy skał piaskowcowych, które dały początek głównym jednostkom tektonicznym Karpat fliszowych, a mianowicie; płaszczowinie magurskiej, graniczącej wzdłuż uskoku przesuwczego z pienińskim pasem skałkowym, i dalej na północ wysuwającym się spod niej grupie płaszczowin przedmagurskich, a dalej płaszczowinom podśląskiej, śląskiej i skolskiej (Golonka 2007).

Serie osadowe zawierające głównie plastyczne łupki i margle utworzyły jednostki odsłaniające się jedynie w oknach tektonicznych lub przed czołem dużych jednostek. Do takich jednostek należy np. płaszczowina podśląska charakteryzująca się złożoną tektoniką.

Epizod nasuwania płaszczowiny magurskiej na płaszczowinę śląską poprzedziły procesy erozyjne. Doprowadziły one do częściowego zniszczenia skał jednostki śląskiej. Formowanie się płaszczowiny magurskiej zakończyło się w późnym miocenie, podobnie jak ruchy tektoniczne na brzegu Karpat (Stupnicka 1997).

Badany obszar obejmuje region magurski, który odpowiada zasięgowi płaszczowiny magurskiej. Na południu, wzdłuż podłużnych uskoków przesuwczych (Birkenmajer 1986),

region ten graniczy z Pienińskim Pasem Skałkowym a granica północna biegnie wzdłuż linii nasunięcia jednostek przedmagurskich, leżących przed czołem płaszczowiny magurskiej (Poprawa & Nemčok 1989).

W regionie magurskim można wyróżnić kilka mniejszych regionów, z których najważniejsze to okno Mszany Dolnej oraz śródgórskie zapadliska orawsko-nowotarskie i sądeckie wypełnione lekkimi osadami neogeńskimi i czwartorzędem.

Wynurzającą się spod płaszczowiny magurskiej płaszczowinę śląską cechuje znaczna zmienność budowy, a profil stratygraficzny jest pełniejszy w zestawieniu np. z płaszczowiną magurską i obejmuje osady od najmłodszej jury do oligocenu. Zachodnia część płaszczowiny śląskiej nosi nazwę cząstkowej płaszczowiny cieszyńskiej. Jest ona nasunięta na jednostkę podśląską i osady mioceńskie zapadliska przedkarpackiego. Łupki i wapień (najmłodsza jura – najstarsza kreda) płaszczowiny cieszyńskiej przecięte są żyłami ultrazasadowych skał wylewnych występujących w różnych odmianach (Smulikowski 1980). Są to cieszynity, diabazy, monchikity itp., które tworzą sille między ławicami wapieni i łupków cieszyńskich.

Innymi skałami pochodzenia magmowego w Karpatach Zachodnich są lawy poduszkowe będące wynikiem podmorskich ekstruzji. Zdaniem geologów (Stupnicka 1997) skały magmowe powstały w okresie formowania się zbiornika fliszowego Karpat zewnętrznych i mogą być związane z jednym ogniskiem magmowym. Podmorski magmatyzm (cieszynity) towarzyszył procesom ryftowym (górną jurą – dolną kredą).

Na południe od cząstkowej płaszczowiny cieszyńskiej znajduje się cząstkowa płaszczowina godulska zbudowana głównie z piaskowców (górną kredą), odpornych na wietrzenie i charakteryzujących się znacznymi miąższościami. Ważną rolę w tym obszarze odgrywają uskoki o dużych amplitudach, które dzielą płaszczowinę na dwa bloki między, którymi w kotlinie żywieckiej znajduje się żywieckie okno tektoniczne o skomplikowanej budowie. W oknie tym odsłaniają się skały płaszczowiny cieszyńskiej a spod niej płaszczowiny podśląskiej, pod którymi w wierceniu Łodygowice 1 stwierdzono obecność krystalicznych skał południowej części bloku górnośląskiego. W obszarze tym znaleziono także występujące najdalej na południe żyły cieszynitów (Stupnicka 1997).

Na wschód od Skawy (linia Jordanów – Kalwaria Zebrzydowska) następuje zmiana kierunku osi Karpat (Poprawa & Nemčok 1989). W rejonie tym zanika podział płaszczowiny śląskiej na płaszczowiny cząstkowe. Wyklinowaniu ulegają grube warstwy piaskowców godulskich i istebniańskich, a w górnej kredzie pojawiają się osady łupkowe i cienkoławicowe, drobnoziarniste piaskowce. W rejonie tym nakładają się na siebie dwa kierunki tektoniczne równoleżnikowy na zachodzie i NW–SE na wschodzie.

Tektonicznie bardzo interesująca jest strefa lanckorońsko-żegocińska, która rozciąga się od okolic Wadowic ku Myślenicom, a następnie przed czołem płaszczowiny magurskiej do Iwkowej (Stupnicka 1997). W świetle danych geologicznych jest to struktura antyklinalna o skomplikowanej wewnętrznej budowie. W części jądrowej tej struktury znajdują się liczne okna tektoniczne (największe Myślenic, Wiśniowej i Żegociny), w których odsłaniają się fragmenty profilu serii podśląskiej o skomplikowanej tektonice, otulone utworami płaszczowiny śląskiej. Są to skały górnokredowe i paleogeńskie wykształcone w postaci łupków, margli i wapieni (wkładki piaskowców nieliczne) (Stupnicka 1997).

Dużą rolę w budowie tektonicznej jednostki magurskiej odgrywają dyslokacje poprzeczne (Golonka 2007). Do nich należą np. dyslokacje w dolinie Skawy (rejon Jordanów – Kalwaria

Zebrzydowska), przesuujące brzeg płaszczowiny magurskiej ku północy (Cieszkowski *et al.* 2006). Na wschód od tych dyslokacji utwory płaszczowiny magurskiej są obniżone i ułożone płasko (Golonka 2007).

Dyslokacja Skawy kontynuuje się w kierunku północnym dzieląc płaszczowinę śląską na dwa rejony różniące się stylem tektonicznym i zmianą kierunków struktur fałdowych (Cieszkowski *et al.* 2006).

Jednostka podśląska leżąca bezpośrednio na miocenie występuje w postaci płatów przy północnej granicy płaszczowiny śląskiej (np. na północ od Bielska, rejon Wadowic) a także na południu płaszczowiny śląskiej przed frontem nasunięcia jednostki magurskiej (strefa lancko-romońsko-żegocińska). Jest to jednostka silnie zaburzona tektonicznie, co ma związek z jej litologią (duży udział margli i łupków).

Jednostka skolska w postaci łuski nasuniętej na miocen zapadliska przedkarpackiego występuje na północ od Wadowic i Andrychowa i litologią zbliżona jest do skał budujących jednostkę podśląską (Golonka 2007).

## ANALIZA GĘSTOŚCI

Karpaty zewnętrzne zbudowane są ze skał fliszowych kredy i paleogenu. Są to przede wszystkim iłowce i mułowce powstałe w głębokim zbiorniku morskim, a ponadto piaskowce jak również zlepieńce. Rzadziej natomiast pojawiają się skały krzemionkowe oraz margle i wapienie (Stupnicka 1997). Na powierzchni odsłaniają się skały odporne na wietrzenie, takie jak średnio- i gruboziarniste piaskowce zazwyczaj dużej miąższości, które tworzyły się wskutek okresowego dopływu do zbiornika sedymentacyjnego materiału gruboziarnistego, co było związane z ruchami tektonicznymi w otoczeniu basenu lub na jego obszarze (Stupnicka 1997).

Jak wynika z dotychczasowych badań (Dąbrowski 1974, Fajkiewicz 1963, Winiarska 1983, Królikowski 2005) gęstości skał fliszu są silnie zróżnicowane, a ich przestrzenny rozkład zależy od zmian facjalnych. Znajduje to potwierdzenie w wynikach najnowszych badań dotyczących rozpoznania parametrów fizycznych fliszu i podłoża w obszarze Karpat (Adamczak & Pepel 2003). Na podstawie danych geofizyki wiertniczej określono m.in. gęstości skał w 20 otworach, zlokalizowanych na wschód od linii Jordanów – Kalwaria Zebrzydowska. Jak wynika z zestawionych przez autorów badań histogramów gęstości skał fliszu, zawierają się one w szerokim przedziale, tj. od 2.1 do 2.7  $\text{Mgm}^{-3}$  przy najczęściej występujących gęstościach z przedziału 2.4 do 2.5  $\text{Mgm}^{-3}$  (Tab. 1). Do tych ostatnich zbliżone są średnie gęstości skał fliszu w otworach zlokalizowanych w sąsiedztwie karpackiego odcinka profilu CEL 01, gdzie średnia gęstość utworów całego fliszu oceniona została na 2.50  $\text{Mgm}^{-3}$  (Królikowski 2005).

Podobne do fliszu gęstości charakteryzują również skały miocenu autochtonicznego, reprezentowanego głównie przez łupki, iłowce, mułowce, piaskowce o gęstościach zawierających się w granicach 2.3÷2.6  $\text{Mgm}^{-3}$  (Tab. 1). Według Cz. Królikowskiego średnia gęstość miocenu obliczona na podstawie danych z otworów z sąsiedztwa profilu Cel 01 wynosi 2.57  $\text{Mgm}^{-3}$ . Gęstości skał podmiocenińskiego podłoża zestawione zostały w dalszych częściach tabeli 1.

Tabela (Table) 1

Gęstości skał wg Adamczak & Pepel (2003) <i>Density of rocks acc. to Adamczak &amp; Pepel (2003)</i>		Gęstości skał wg Królikowskiego (2005) (profil CEL 01) <i>Density of rocks acc. to Królikowski (2005) (profile CEL 01)</i>		
Przedział gęstości <i>Density range</i> [Mgm <sup>-3</sup> ]		Przedział gęstości skał z maksymalną liczebnością próbek <i>Density range of the rocks with the maximal numerical force of the samples</i> [Mgm <sup>-3</sup> ]		Srednie wartości gęstości <i>Average density</i> [Mgm <sup>-3</sup> ]
				Czwartorzęd – 2.25 <i>Quaternary</i> – 2.25
Flisz <i>Flysch</i>	2.1 – 2.7	2.4 – 2.5	2.50	
Miocen autochtoniczny <i>Autochthonous Miocene</i>	2.3 – 2.6	> 2.55 < 2.60	2.57	
Mezozoik <i>Mesozoic</i>	2.3 – 2.8	2.6 – 2.7	2.67	
Karbon górny <i>Upper Carboniferous</i>	2.3 – 2.7	2.5 – 2.6	2.58	
Karbon dolny, dewon <i>Lower Carboniferous + Devonian</i>	2.5 – 2.8	2.7 – 2.8	2.78	

W ramach realizacji projektu badawczego pt. „Nowe aspekty interpretacji wyników pomiarów geofizycznych dla weryfikacji możliwości poszukiwania węglowodorów w Karpatach Zachodnich” wykonana została analiza gęstości i porowatości skał badanego obszaru. Bazując na wynikach badań laboratoryjnych (GEST), otworowych profilowaniach gęstościowych (RHOB) i obliczeniach gęstości przy wykorzystaniu programu *Estymacja* (RHEQ) określono gęstości skał i ich porowatość w ponad 20. otworach wiertniczych zlokalizowanych głównie w zachodniej i północnej części badanego rejonu (Jarzyna 2007).

Mając na uwadze specyfikę budowy geologicznej zachodnich Karpat oraz przedstawione w formie map wyniki zdjęcia grawimetrycznego, dla potrzeb interpretacji geofizyczno-geologicznej anomalii grawimetrycznych dokonano zestawienia gęstości osobno w otworach zlokalizowanych w obrębie jednostki magurskiej i jednostek śląskiej i podśląskiej (Tab. 2).

Analizując zestawione w tabelach 1 i 2 gęstości można zauważyć, że różnice gęstości między utworami fliszu i miocenu autochtonicznego nie przekraczają średnio 0.1 Mgm<sup>-3</sup>. Najsilniejszy, przekraczający 0.1 Mgm<sup>-3</sup>, kontrast gęstości przypada na granicę miocenu autochtonicznego – jura (J3). Druga istotna granica gęstościowa pojawia się między „lekkim” górnym karbonem a charakteryzującym się podwyższonymi gęstościami karbonem dolnym i dewonem. Na podstawie skąpych informacji można by sądzić o obniżonych gęstościach skał kambru w porównaniu do zmieniających się w szerokich granicach gęstościach skał prekambryjskiego podłoża (Tab. 2).

W związku z powyższym „anomaliotwórczą” rolę należałoby przypisać ukształtowaniu powierzchni stropowych jury i karbonu dolnego / dewonu a także hipotetycznie prekambriu.

Biorąc pod uwagę budowę geologiczną badanego rejonu, ważną rolę w kreowaniu anomalii o charakterze lokalnym w jego wschodniej części może odgrywać morfologia stropu jury natomiast w jego części zachodniej powierzchnia stropowa karbonu dolnego, dewonu czy wreszcie prekambriu.

**Tabela (table) 2**

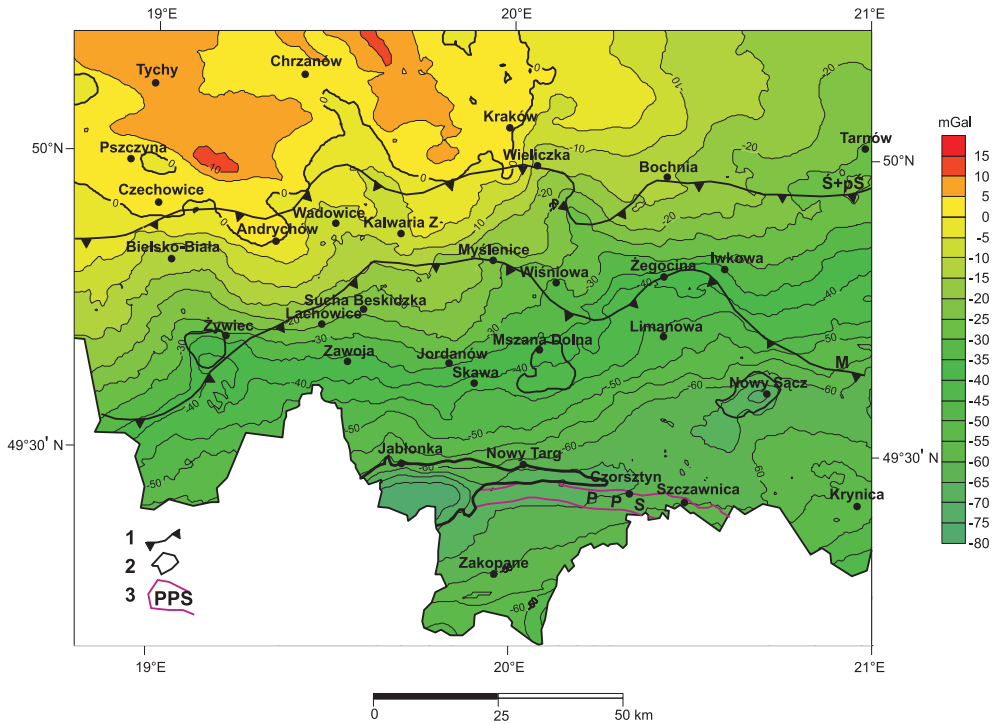
Płaszczowina magurska i podłoże <i>Magura nappe and basement</i>			Płaszczowiny śląska, podśląska i podłoże <i>Silesian nappe, Sub-Silesian nappe and basement</i>	
Czwartorzęd – 2.45, <i>Quaternary</i> – 2.45 $\text{Mgm}^{-3}$				
Okres <i>Period</i>	Przedział gęstości <i>Density range</i> [ $\text{Mgm}^{-3}$ ]	Średnia gęstość <i>Average density</i> [ $\text{Mgm}^{-3}$ ]	Przedział gęstości <i>Density range</i> [ $\text{Mgm}^{-3}$ ]	Średnia gęstość <i>Average density</i> [ $\text{Mgm}^{-3}$ ]
Flisz <i>Flysch</i>	2.35 – 2.64	2.53 $n = 10$	2.37 – 2.48	2.43 $n = 13$
Miocen autochtoniczny <i>Autochthonous Miocene</i>	2.55 – 2.66	2.59 $n = 9$	2.40 – 2.66	2.51 $n = 15$
Kreda <i>Cretaceous</i>			2.50 – 2.57	2.54 $n = 2$
Jura <i>Jurassic</i>	2.66 – 2.72	2.70 $n = 4$	2.39 – 2.71	2.62 $n = 14$ {J3 = 2.64 $n = 4$ J2 = 2.50 $n = 2$ }
Trias <i>Triassic</i>	2.49 – 2.59	2.58 $n = 3$	2.49 – 2.63	2.56 $n = 3$
Perm <i>Permian</i>				2.63 $n = 1$
Karbon <i>Carboniferous</i>	2.51 – 2.70	2.60 $n = 8$ {C2 = 2.57 $n = 2$ C1 = 2.70 $n = 1$ }	2.36 – 2.71	2.57 $n = 15$ {C2 = 2.40 $n = 3$ C1 = 2.66 $n = 4$ }
Dewon <i>Devonian</i>	2.68 – 2.78	2.72 $n = 7$	2.63 – 2.82	2.70 $n = 11$
Kambr <i>Cambrian</i>	2.44 – 2.64	2.56 $n = 4$	2.42 – 2.70	2.53 $n = 8$
Prekambr <i>Precambrian</i>	2.66		2.55 – 2.62	2.60 $n = 5$

Zestawione w tabeli 2 gęstości wskazują również na wyraźne różnice w gęstościach skał budujących płaszczowiny. Na podkreślenie zasługuje obniżenie gęstości skał płaszczowiny śląskiej i podśląskiej w zestawieniu ze skałami płaszczowiny magurskiej. Dotyczy to zarówno utworów trzeciorzędowych jak i skał podłoża. Przyczyny tego zjawiska mogą tkwić w zróżnicowaniu litologicznym utworów fliszowych powstałych w różnych basenach sedymentacyjnych a także w rozwijających się w głębokich basenach procesach kompaktacji.



## ANOMALIE GRAWIMETRYCZNE

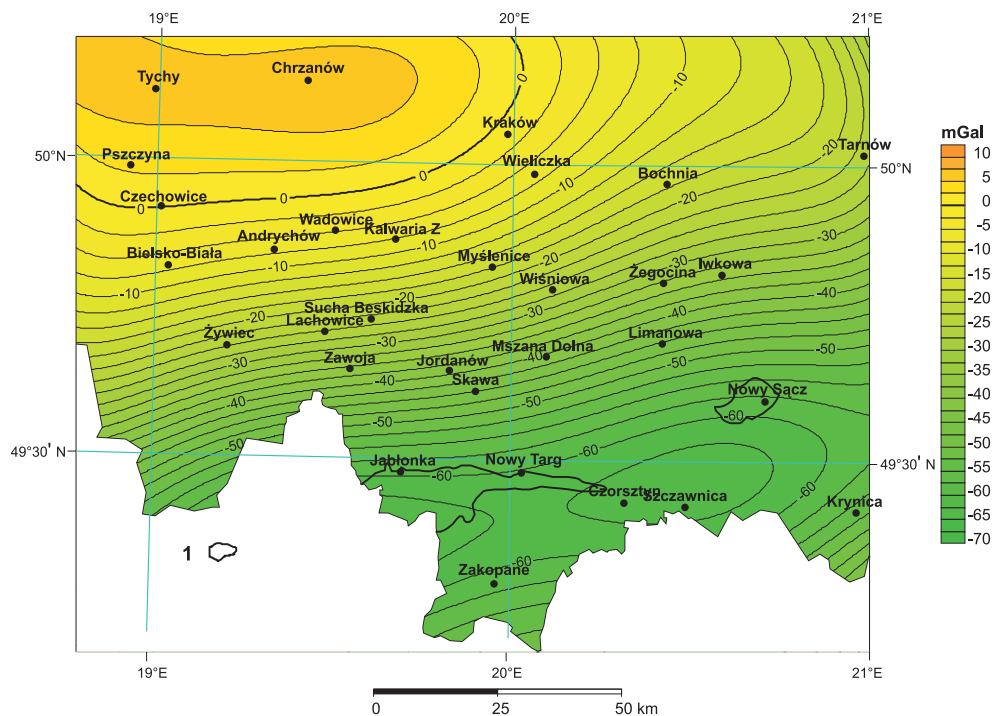
Obraz anomalii siły ciężkości w red. Bouguera polskich Karpat zewnętrznych, których fragment prezentuje figura 1 zdominowany jest przez rozległą regionalną depresję grawimetryczną towarzyszącą całemu łukowi Karpat. Jak wynika z dotychczasowych badań (Bojdyś & Lemberger 1986a, Bojdyś & Lemberger 1986b, Królikowski & Młynarski 2003, Grabowska *et al.* 2003–2005, Bielik *et al.* 2006) przyczyny depresji są złożone. Stanowi ona superpozycję oddziaływań grawitacyjnych, z których najważniejsze to efekty związane z zanurzeniem się na południe podłoża Karpat zewnętrznych i lokalnie zapadaniem w kierunku południowym granicy Mohorovičića (Bielik *et al.* 2006), która – jak wynika z głębokich badań sejsmicznych (Środa *et al.* 2006) – osiąga maksymalną głębokość pod Pienińskim Pasem Skałkowym.



**Fig. 1.** Mapa anomalii siły ciężkości w redukcji Bouguera ( $\Delta g_B$ ). Anomalie zestawione na podstawie gridu  $\Delta g_B$  w siatce  $s = 0.5$  km (źródło: PIG). Gęstość warstwy zredukowanej  $2.67 \text{ Mgm}^{-3}$ . Standard grawimetryczny: IGSN 71. Pole normalne wg GRS 80. 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej,  $\dot{S}+p\dot{S}$  – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – kontury okien tektonicznych i zapadlisk (wg Poprawa & Nemčok 1989); 3 – pieniński pas skałkowy (PPS) (wg Poprawa & Nemčok 1989)

**Fig. 1.** Bouguer gravity anomaly map ( $\Delta g_B$ ). Anomalies presented on the basis of grid  $\Delta g_B$  in mesh  $s = 0.5$  km (source: PIG). The reduced layer density  $2.67 \text{ Mgm}^{-3}$ . Gravimetric standard: IGSN 71. Normal field acc. to GRS 80. 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989) M – the Magura Nappe,  $\dot{S}+p\dot{S}$  – the Silesian and Sub-Silesian Nappes; 2 – contours of tectonic windows and depressions acc. to Poprawa & Nemčok (1989); 3 – Pieniny Klippen Belt (PPS) acc. to Poprawa & Nemčok (1989)

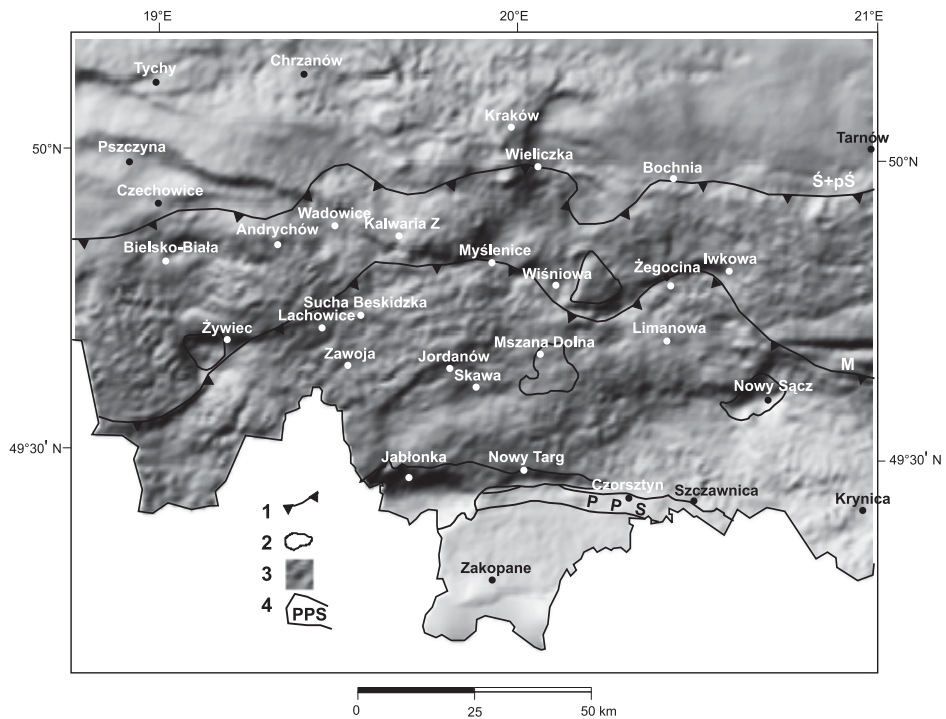
Zgeneralizowany obraz anomalii grawimetrycznych badanego obszaru dobrze odzwierciedla mapa anomalii regionalnych, będąca wynikiem aproksymacji anomalii siły ciężkości w red. Bouguera wielomianem  $6^\circ$  (Fig. 2). Na mapie tej w strefie depresji grawimetrycznej o osi WWS–NNE zlokalizowane są: zapadlisko orawsko-nowotarskie i zapadlisko Nowego Sącza. Biorąc pod uwagę związek depresji z głęboką strukturą skorupy taka lokalizacja obu trzeciorzędowych zapadlisk względem omawianej strefy może być dowodem wpływu głębokiej budowy geologicznej na przebieg zjawisk tektonicznych zachodzących w trzeciorzędzie.



**Fig. 2.** Mapa regionalnych anomalii siły ciężkości. Anomalie siły ciężkości ( $\Delta g_B$ ) aproksymowane wielomianem  $6^\circ$ . 1 – kontury zapadlisk (wg Poprawa & Nemčok 1989)

**Fig. 2.** Map of regional gravity anomalies. Gravity anomalies ( $\Delta g_B$ ) approximated by polynomial  $6^\circ$ . 1 – Contours of depressions acc. to Poprawa & Nemčok (1989)

Analiza skonstruowanej z pomocą techniki wizualizacyjnej mapy anomalii siły ciężkości w red. Bouguera (Fig. 3), potwierdza przesłanki odnośnie wpływu głębokiego podłoża na lokalizację zapadlisk. Wyeksponowane na niej strefy gradientowe anomalii siły ciężkości towarzyszą m.in. północnemu skrzydłu depresji grawimetrycznej, w kreowaniu której mają również udział wypełnione lekkimi utworami czwartorzędowymi i neogenu wspomniane wcześniej zapadliska. Strefy gradientowe o podobnym przebiegu widoczne są też w rejonach Jordanowa i Żegociny. W ten sam kierunek wpisuje się strefa gradientowa z rejonu Żywca – Suchej Beskidzkiej, pokrywająca się z północno-zachodnią granicą jednostki magurskiej, na której przedpołu znajduje się dobrze widoczne na opisywanej mapie okno żywieckie.



**Fig. 3.** Mapa anomalii siły ciężkości  $\Delta g_B$  cieniowana (oświetlenie od NW). 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej, Ś+pŚ – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – kontury okien tektonicznych i zapadlak (wg Poprawa & Nemčok 1989); 3 – strefa gradientu  $\Delta g_B$ ; 4 – pieniński pas skałkowy (PPS) (wg Poprawa & Nemčok 1989)

**Fig. 3.** Shaded Bouguer gravity anomaly image map (illumination from NW). 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989), M – Magura Nappe, Ś+pŚ – the Silesian and Sub-Silesian nappes; 2 – Contours of tectonic windows and depressions acc. to Poprawa & Nemčok (1989); 3 – Gradient zone of  $\Delta g_B$ ; 4 – Pieniny Klippen Belt (PPS) acc. to Poprawa & Nemčok (1989)

Interesującym elementem jest również pojawiająca się w NW części mapy strefa gradientowa, biegnąca wzdłuż linii Pszczyna – Wadowice – Kalwaria Zebrzydowska – Myślenice. W rejonie Myślenic łączy się ona z linią zasięgu jednostki magurskiej. Należy podkreślić w tym miejscu również związek omawianej strefy gradientowej ze strefą tektoniczną lanckorońsko-żegocińską, której towarzyszą liczne okna tektoniczne (Myślenic, Wiśniowej, Żegociny, a która kontynuuje się do Iwkowej).

Warto zasignalizować także obecność strefy gradientowej (Nowy Targ – Czorsztyn – Szczawnica) o prawie równoleżnikowym przebiegu, pozostającej najprawdopodobniej w związku ze strefą występujących tu uskoków.

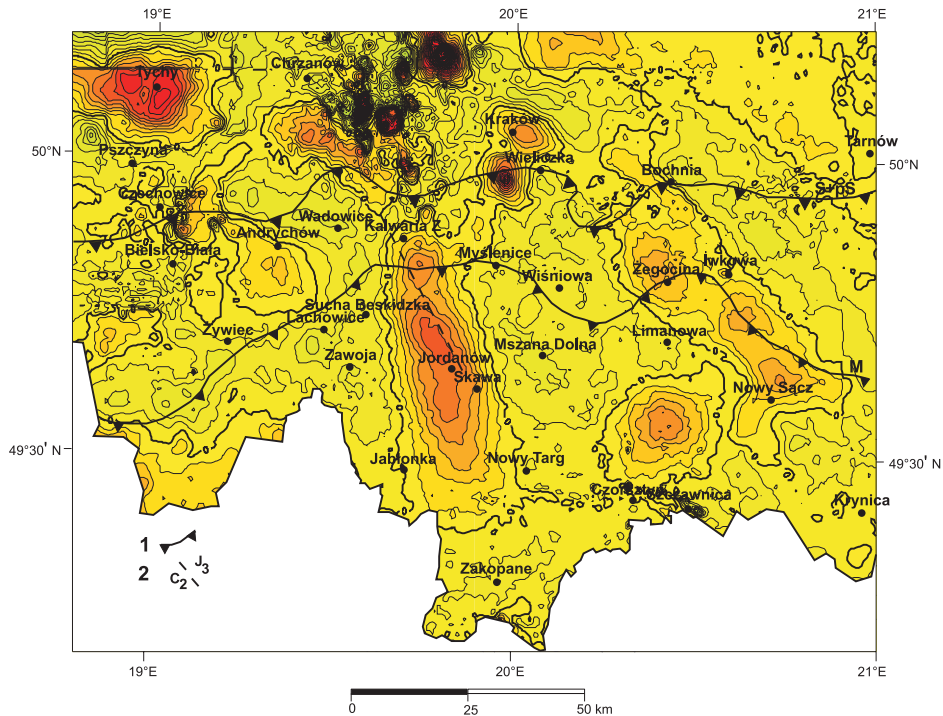
Poza obszarem badań zwraca uwagę również strefa gradientowa pojawiająca się w rejonie Krakowa i Wieliczki, mająca niewątpliwie związek ze zrębem Rzeszotar.

Ujawnione dzięki technice wizualizacyjnej główne strefy gradientowe anomalii siły ciężkości, wskazujące na możliwość występowania w podłożu nieciągłości tektonicznych i ich

widoczna zbieżność z elementami budowy geologicznej nasunięć płaszczowinowych i geometrią ich granic, można uznać za potwierdzenie tezy o wpływie tektoniki głębokiego podłoża na przebieg zjawisk tektonicznych w trzeciorzędzie.

## ANOMALIE MAGNETYCZNE

Anomalie magnetyczne, których wyrazisty obraz widoczny jest na mapie transformowanych anomalii magnetycznych, reprezentowane są w tym przypadku przez pierwsze pochodne pionowe anomalii całkowitego pola magnetycznego (Fig. 4). Obraz ten zdominowany jest przez dwuwymiarową silną dodatnią anomalię Jordanowa, zlokalizowaną między Kalwarią Zebrzydowską a Nowym Targiem i zespół anomalii Nowego Sącza o mniejszej intensywności.



**Fig. 4.** Mapa pierwszych pochodnych pionowych anomalii  $\Delta T$  całkowitego pola magnetycznego Ziemi, obliczona wg wzoru Baranowa dla parametru transformacji  $p = 7$  km na podstawie gridu  $\Delta T$  w siatce  $s = 0.5$  km, DGRF 1982.5 (źródło: PIG). 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej, Ś+pŚ – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – strefa kontaktowa skał paleozoicznych z mezozoicznymi (wg Poprawa & Nemčok 1989), izolinie co  $50 \cdot 10^{-12}$ SI

**Fig. 4.** Map of first vertical derivatives of magnetic anomalies ( $\Delta T$ ) computed acc. to the Baranov formula for transformation parameter  $p = 7$  km on the basis of  $\Delta T$  grid in mesh  $s = 0.5$  km, DGRF 1982.5 (source: PIG). 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989), M – the Magura nappe, Ś+pŚ – the Silesian and Sub-Silesian nappes; 2 – contact zone of the Paleozoic and Mesozoic rocks acc. to Poprawa & Nemčok (1989), contour interval  $50 \cdot 10^{-12}$ SI

Anomalie te, jak wykazały wcześniej przeprowadzone badania (Małoszewski 1956, Grabowska *et al.* 2003–2005), związane są z głębokim podłożem Karpat. Lokalizują one w podłożu bloków górnośląskiego i małopolskiego miejsca występowania skał magmowych, posiadających własności magnetyczne, przez co pośrednio wskazują na zróżnicowanie pod względem litologicznym głębokiego podłoża obu bloków.

Analizując bardziej szczegółowo obraz transformowanych anomalii warto zauważyć, że oś dodatniej anomalii jordanowskiej w przybliżeniu pokrywa się z opisywaną wcześniej strefą kontaktu skał paleozoicznych z mezozoicznymi, biegnącą wzdłuż linii Jordanów – Kalwaria Zebrzydowska, zlokalizowaną w strefie uskoku Skawy.

Jedną z zespołu wspomnianych wyżej anomalii Nowego Sącza, usytuowanych w obrębie bloku małopolskiego jest anomalia Nowy Sącz – Żegocina o kierunku NW–SE, który jest charakterystyczny dla struktur platformy paleozoicznej. Na uwagę zasługuje również należąca do tego zespołu trójwymiarowa anomalia znajdująca się między Nowym Sączem a Czorsztynem, występująca w strefie regionalnej depresji grawimetrycznej.

W obrębie bloku górnośląskiego poza wybitną anomalią Tychów, zlokalizowaną na NW od obszaru badań, na podkreślenie zasługują anomalie występujące w obszarze jednostki śląskiej w rejonie Andrychowa, Bielska-Białej i Czechowic. Jak wynika z danych geologicznych obszar ten, to rejon tzw. rygła andrychowskiego, gdzie skały podłoża prekambryjskiego są silnie wyniesione, a leżące wyżej utwory cząstkowej płaszczowiny cieszyńskiej przecięte są żyłami ultrazasadowych skał wylewnych.

## TRANSFORMOWANE ANOMALIE SIŁY CIĘŻKOŚCI

Złożoną budowę nasunięcia karpackiego i jego podłoża dobrze odzwierciedlają mapy obrazujące rozkłady anomalii lokalnych. Po dokonaniu wielu prób ich wydzielenia wybrano dwa rodzaje transformacji, zastosowanie których ułatwiło korelację anomalii lokalnych z elementami budowy geologicznej.

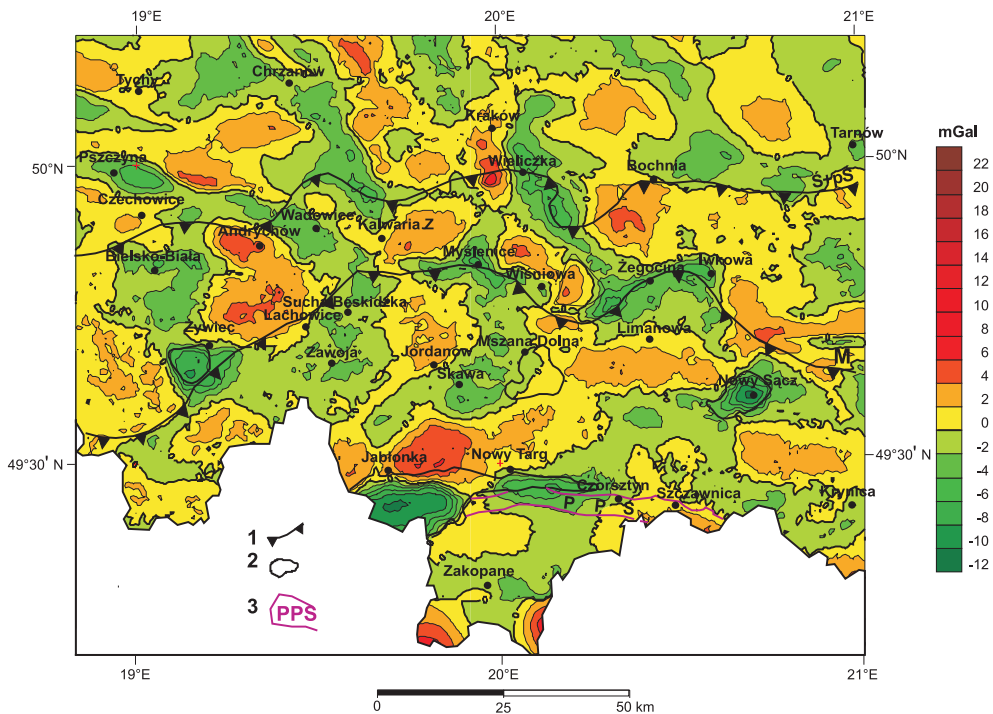
Pierwsza z tych map to mapa anomalii siły ciężkości poddana zabiegowi filtracji częstotliwościowej, której dokonano korzystając z oprogramowania firmy FUGRO-LCT. Obliczenia anomalii filtracyjnych przeprowadzono stosując górnoprzepustowy filtr Butterwortha. Źródła tych anomalii w myśl założeń teoretycznych powinny się znajdować w przedziale głębokości od 0 do 6 km.

Mapa anomalii filtracyjnych (Fig. 5) prezentuje obraz anomalii lokalnych z umownie przyjętym niższym stopniem detalizacji. Na ich tle zostały przedstawione elementy budowy geologicznej, a mianowicie kontury wyraźnie rozdzielonych zapadlisk Orawy i Nowego Targu, zapadliska Nowego Sącza, a także żywieckiego okna tektonicznego, sytuujące się w miejscach występowania ujemnych anomalii.

Uwagę zwraca również dobrze zaznaczająca się strefą ujemnych anomalii granica zasięgu płaszczowiny magurskiej, przed frontem której zlokalizowane są okna tektoniczne, gdzie odsłaniają się „lekkie” skały płaszczowiny podśląskiej. W tym na podkreślenie zasługuje również dobrze widoczna w postaci pasma ujemnych anomalii, interesująca ze względu na jej budowę geologiczną strefa lanckorońsko-żegocińska. Jest to jak wynika z badań geologicznych struktura antyklinalna o złożonej wewnętrznej budowie, posiadająca według da-

nych grawimetrycznych głębokie założenia tektoniczne i możliwość kontynuacji w kierunku północno-zachodnim wzdłuż linii Wadowice – Pszczyna na obszar zapadliska przedkarpackiego (por. Fig. 3).

Wśród uwidoczniionych na mapie anomalii filtracyjnych licznie występujących dodatnich anomalii na uwagę zasługuje dodatnia trójwymiarowa (3D) anomalia, występująca między Andrychowem, Suchą Beskidzką i Lachowicami, której lokalizacja pokrywa się z miejscem występowania opisywanej wcześniej 3D anomalii magnetycznej.



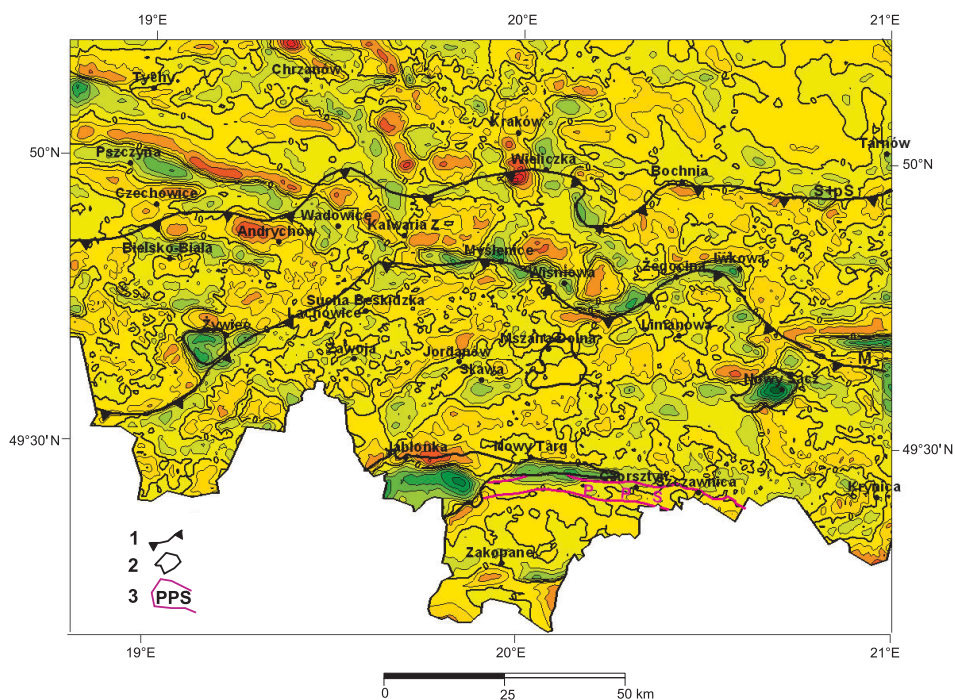
**Fig. 5.** Mapa lokalnych anomalii siły ciężkości (anomalie filtracyjne, filtr górno przepustowy HP6, przedział głębokości  $0 < h < 6$  km). 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej, S+pS – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – kontury okien tektonicznych i zapadlisk (wg Poprawa & Nemčok 1989); 3 – pieniński pas skałkowy (PPS) (wg Poprawa & Nemčok 1989)

**Fig. 5.** Map of the local gravity anomalies (filtrated anomalies, upper-band filter HP6, range of depth  $0 < h < 6$  km). 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989); M – the Magura nappe, S+pS – the Silesian and Sub-Silesian nappes; 2 – contours of tectonic windows and depressions acc. to Poprawa & Nemčok (1989); 3 – Pieniny Klippen Belt (PPS) acc. to Poprawa & Nemčok (1989)

Lokalna anomalia Andrychów – Sucha Beskidzka – Lachowice oddzielona jest od zachodu strefą ujemnych anomalii Bielsko-Biała – Żywiec, od miejsca występowania słabych dodatnich anomalii, kontynuujących się w kierunku zapadliska przedkarpackiego. Wymienione anomalie zlokalizowane są w obrębie wypiętrzonego bloku prekambru, przykrytego mioceniem autochtonicznym i fliszem budującym cząstkową płaszczowinę godulską. Wystę-

pujące w tym rejonie uskoki dzielą ją na dwa bloki, między którymi w kotlinie żywieckiej zlokalizowane jest bardzo dobrze widoczne na wszystkich mapach grawimetrycznych okno żywieckie.

Druga ze skonstruowanych, dla potrzeb jakościowej interpretacji, map anomalii transformowanych to mapa anomalii drugich pochodnych pionowych siły ciężkości (Fig. 6). Prezentuje ona anomalie o charakterze lokalnym przy umownie przyjętym wyższym stopniu detalizacji. Wśród licznie występujących tutaj anomalii lokalnych wyraźnie zaznaczają ujemne anomalie lokalizujące zapadliska orawskie, nowotarskie i nowosądeckie, a także występujące przed czołem jednostki magurskiej liczne okna tektoniczne, (Myślenic, Wiśniowej, Żegociny, Iwkowej), w których pojawiają się skały jednostki podśląskiej charakteryzujące się obniżonymi gęstościami. Na podkreślenie zasługuje również ujemna anomalia odpowiadająca miejscu występowania okna wadowickiego, w którym odsłaniają się skały o obniżonych gęstościach płaszczowiny podśląskiej i skolskiej.



**Fig. 6.** Mapa drugich pochodnych pionowych anomalii siły ciężkości, obliczona wg wzoru Elkinsa,  $p = 2$  km (na podstawie gridu  $\Delta g_B$  w siatce  $s = 0,5$  km (źródło: PIG)). 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej,  $\dot{S}+p\dot{S}$  – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – kontury okien tektonicznych i zapadłisk (wg Poprawa & Nemčok 1989); 3 – pieniński pas skałkowy (PPS) (wg Poprawa & Nemčok 1989), izolynie co  $25 \cdot 10^{-13}SI$

**Fig. 6.** Map of the second vertical derivatives of gravity anomalies, computed acc. to the Elkins formula,  $p = 2$  km (on the basis of  $\Delta g_B$  grid in a mesh  $s = 0.5$  km (source: PIG)). 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989), M – the Magura nappe,  $\dot{S}+p\dot{S}$  – the Silesian and Sub-Silesian nappes; 2 – contours of tectonic windows and depressions acc. to Poprawa & Nemčok (1989); 3 – Pieniny Klippen Belt (PPS) acc. to Poprawa & Nemčok (1989), contour interval  $25 \cdot 10^{-13}SI$

Układ lokalnych anomalii na tej mapie, podobnie jak w przypadku anomalii filtracyjnych, zaznacza złożony geometrycznie zarys zasięgu jednostki magurskiej sygnalizujący zmiany kierunków głównych karpackich struktur fałdowych.

Analizując mapy anomalii transformowanych należy zwrócić uwagę na wyraźnie zaznaczającą się trójwymiarową dodatnią anomalię o niewielkich rozmiarach, zlokalizowaną na wschód od miejscowości Wiśniowa. Według danych geologicznych (Poprawa & Nemčok 1989) jest to miejsce występowania piaskowców oligoceńskich, otulonych od południa i południowego wschodu lekkimi skałami płaszczowiny podśląskiej. Obecność tej anomalii, otoczonej strefami gradientowymi na cieniowanej mapie  $\Delta g_B$  (Fig. 3), a także zasygnalizowanie jej występowania na mapie anomalii siły ciężkości w red. Bouguera wskazuje na głębokie źródła tej dodatniej anomalii.

## WYNIKI KOMPLEKSOWEJ INTERPRETACJI TRANSFORMOWANYCH ANOMALII SIŁY CIĘŻKOŚCI

Próby kompleksowej interpretacji, której celem było rozpoznanie źródeł anomalii grawimetrycznych dokonano zestawiając elementy anomalii magnetycznych na tle lokalnych anomalii siły ciężkości (Fig. 7). Pozwoliło to na wskazanie tych anomalii, które mogą mieć związek z podłożem prekambryjskim a ściślej z jego wykształceniem litologicznym. Do tego rodzaju anomalii można zaliczyć dodatnią anomalię sąsiadującą od strony północnej z zapadliskiem orawskim a także anomalię zlokalizowaną na północ od Jordanowa. Podobna uwaga dotyczy dodatniej anomalii znajdującej się między Bochnią a Żegociną oraz dodatniej anomalii usytuowanej na północ od Nowego Sącza.

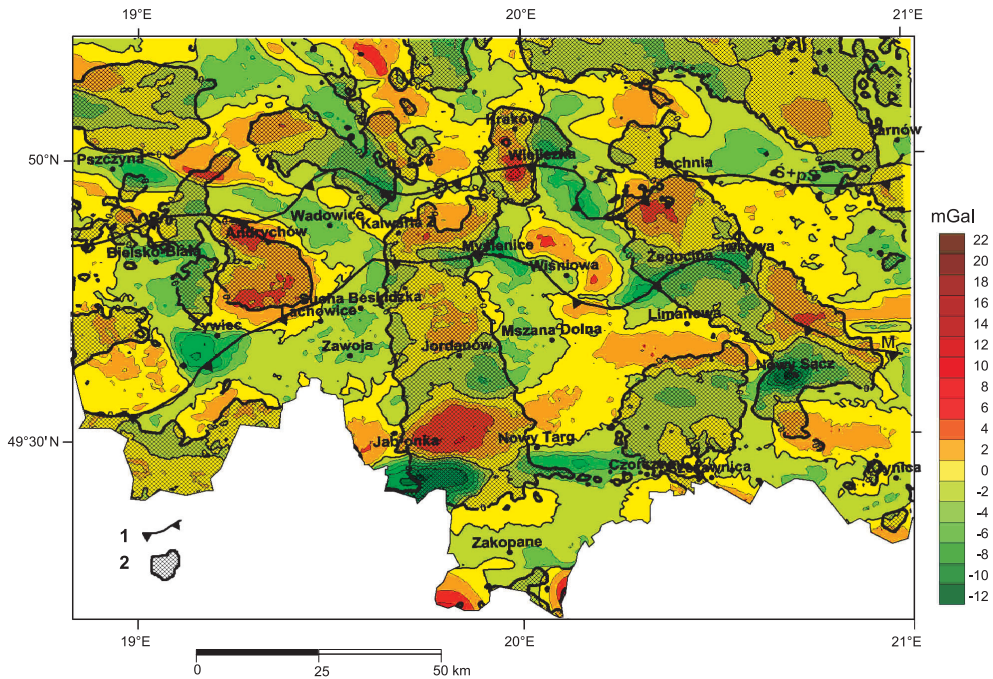
Najlepsza zgodność w lokalizacji obu rodzajów anomalii dotyczy obszaru Andrychów – Sucha Beskidzka, gdzie wyniesione skały prekambryjskiego podłoża charakteryzują się podwyższoną gęstością i własnościami magnetycznymi.

Ważnych informacji przydatnych w identyfikacji źródeł lokalnych anomalii siły ciężkości dostarcza również porównanie ich obrazu z przedstawioną w postaci mapy morfologią podłoża prekambryjskiego, którego rozpoznanie jest wynikiem badań magnetotellurycznych (Czerwiński *et al.* 2003). Uwidocznione na figurze 8 obszary wyniesień i obszary obniżeń powierzchni stropowej podłoża prekambryjskiego w większości przypadków pokrywają się z miejscami występowania odpowiednio dodatnich i ujemnych anomalii. Dotyczy to przede wszystkim dodatniej anomalii Andrychów – Sucha Beskidzka, dodatniej anomalii usytuowanej na północ od Jordanowa, dodatniej anomalii znajdującej się na południe od Bochni. Wszystkim tym miejscom towarzyszą również dodatnie anomalie magnetyczne, co mogłoby świadczyć o wpływie litologii na ukształtowanie powierzchni stropowej podłoża.

Nieco inna sytuacja ma miejsce w przypadku dodatnich anomalii występujących w rejonie Wiśniowej i Mszany Dolnej, gdzie anomalie te odpowiadają wyniesionym fragmentom podłoża, zbudowanego ze skał nie wykazujących własności magnetycznych.

Związek między anomaliami a morfologią podłoża można zauważyć również w przypadku występowania ujemnych anomalii, których lokalizacja pokrywa się ze strefami obniżeń podłoża. Sytuację tego rodzaju obserwuje się w rejonie Wadowic, Wieliczki, Żegociny, Mszany Dolnej i Zawoi.





**Fig. 7.** Zestawienie obszarów występowania dodatnich anomalii magnetycznych, obliczonych wzorem Baranova (p. Fig. 4) na tle lokalnych anomalii siły ciężkości, obliczonych przy użyciu filtra górnoprzepustowego HP6 (p. Fig. 5). 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej, Ś+pŚ – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – kontury występowania dodatnich anomalii magnetycznych

**Fig. 7.** Comparison of areas of occurrence of positive magnetic anomalies computed according to the Baranov formula (see Fig. 4) against the background of local gravity anomalies, calculated with upper-band filter HP6 (see Fig. 5). 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989), M – Magura nappe, Ś+pŚ – the Silesian and Sub-Silesian nappes; 2 – contours of positive magnetic anomalies

## PODSUMOWANIE

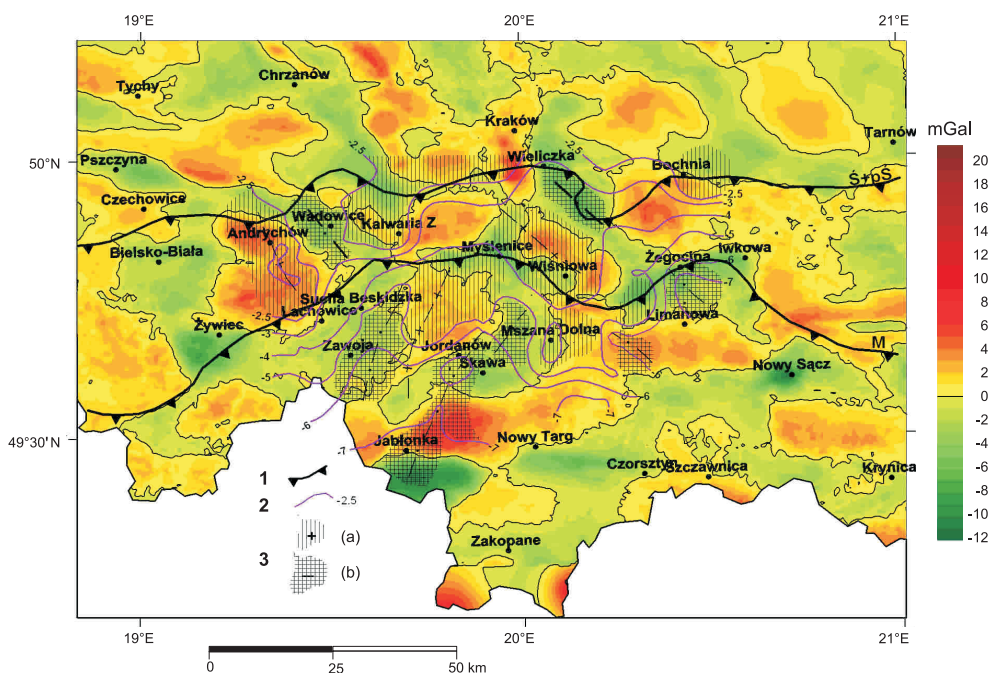
Anomalie grawimetryczne obszaru Karpat zewnętrznych (Fig. 1) stanowią superpozycję dających się jakościowo wydzielić efektów związanych z głęboką strukturą skorupy i górnego płaszcza (Fig. 2), ukształtowaniem i litologią prekambryjskiego podłoża (Fig. 5, 7, 8) i budową płaszczowinowych nasunięć (Fig. 5, 6).

Przedstawione wyniki jakościowej kompleksowej interpretacji pozwalają potwierdzić związek między budową geologiczną nasunięć płaszczowinowych a ukształtowaniem podłoża zarówno w rejonie bloku górnośląskiego jak i małopolskiego.

Zróźnicowanie gęstości skał budujących płaszczowiny, a przede wszystkim obniżone gęstości skał budujących płaszczowiny podśląską i skolską mają kapitalne znaczenie w rozpoznaniu budowy tektonicznej płaszczowin i ich zasięgu.

Zestawione w postaci map obrazy anomalii transformowanych (Fig. 5, Fig. 6) wskazują na możliwość występowania licznych dyslokacji i stref uskokowych, z których najważniejsze

to uwidaczniające się na cieniowanej mapie  $\Delta g_B$  (Fig. 2) strefy gradientowe wskazujące na możliwość istnienia dyslokacji o kierunkach NW–SE (Pszczyna – Wadowice – Kalwaria Zebrzydowska – Myślenice – Wiśniowa) i SW–NE (Żywiec – Sucha Beskidzka, Jordanów – Żegocina – Iwkowa, Nowy Targ – Nowy Sącz), w które wpisuje się złożona linia zasięgu jednostki magurskiej dobrze widoczna na mapach anomalii transformowanych.



**Fig. 8.** Zestawienie szkicu morfologii stropu podłoża prekambryjskiego (badania magnetotelluryczne, Czerwiński *et al.* 2003) na tle lokalnych anomalii siły ciężkości, obliczonych przy użyciu filtra górno-przepustowego HP6 (p. Fig. 5). 1 – zasięg płaszczowin: M – magurskiej, S+pŚ – śląskiej i podśląskiej (wg Poprawa & Nemčok 1989); 2 – izohipsy stropu podłoża prekambryjskiego wg Czerwiński *et al.* 2003; 3 – obszary wyniesień (a) i obniżen (b) prekambryjskiego podłoża wg danych magnetotellurycznych (Czerwiński *et al.* 2003)

**Fig. 8.** A sketch of morphology of the top of the Precambrian basement (magnetotelluric survey, Czerwiński *et al.* 2003) against the background of local gravity anomalies, computed with the upper-band filter HP6 (see Fig. 5). 1 – range of nappes acc. to Poprawa & Nemčok (1989), M – Magura nappe, S+pŚ – the Silesian and Sub-Silesian nappes; 2 – isohypses of the Precambrian roof acc. to Czerwiński *et al.* (2003); 3 – places of the uplift (a) and depression (b) of the Precambrian basement acc. to magneto-telluric data (Czerwiński *et al.* 2003)

*Praca została wykonana w czasie realizacji projektu badawczego nr 4 T12 B 025 28 Ministerstwa Nauki i Informatyzacji pt. „Nowe aspekty interpretacji wyników pomiarów geofizycznych dla weryfikacji możliwości poszukiwania węglowodorów w Karpatach Zachodnich”.*

## LITERATURA

- Adamczak T. & Pepel A., 2003. Charakterystyka parametrów fizycznych fliszu i podłoża w obszarze Karpat. *Kwartalnik AGH Geologia*, 29, 3–4, 233–251.
- Bielik M., 1995. Continental convergence in the area of the Western Carpathians on the basis of density modeling. *Geologica Carpathica*, 46, 1, 3–12.
- Bielik M., 1999. Geophysical features of the Slovak Western Carpathians. *Geological Quarterly*, 43, 3, 251–261
- Bielik M., Grabowska T., Bojdys G., Csiscay K. & Šefara J., 2006. Density modeling of the lithospheric structure along the CELEBRATION 2000 seismic profile CEL 01. *Contributions to Geophysics & Geodesy*, 36, special issue, 81–97.
- Bielik M., Šefara J., Kováč M., Bezák V. & Plašienka D., 2004. The Western Carpathians – interaction of Hercynian and Alpine processes. *Tectonophysics*, 393, 63–86.
- Birkenmajer K., 1986. State of structure evolution of the Pieniny Clippen Belt. Carpathians. *Studia Geologica Polonica*, 88.
- Bojdys G., Lemberger M., Woźnicki J. & Ziętek J., 1983. The structure of lithosphere in the Kraków – Zakopane profile in the light of the gravity modelling. *Kwartalnik Geologiczny*, 27, 605–616.
- Bojdys G. & Lemberger M., 1986a. Three-dimensional gravity modeling of Earth's crust and upper mantle in the Polish Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 56, 349–373.
- Bojdys G. & Lemberger M., 1986b. Modelowania grawimetryczne jako metoda badania budowy litosfery na przykładzie Karpat. *Zeszyty Naukowe AGH, Geologia*, 33, 106.
- Buła Z., Jawor E. & Baran U., 2004. Pozycja geotektoniczna utworów karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego. W: *Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego*. Kotarba M.J. red., 9–14.
- Cieszkowski M., Golonka J., Waškowska-Oliwa A. & Chrustek M., 2006. Budowa geologiczna rejonu Sucha Beskidzka – Świnna Poręba (polskie Karpaty fliszowe). *Kwartalnik AGH Geologia*, 32, 2, 155–201.
- Czerwiński T., Florek R., Klityński W. & Stefaniuk M., 2003. Wyniki regionalnych badań magnetotellurycznych z zachodniej części Karpat polskich. Badania magnetotelluryczne w Karpatach 1997-2003. *Materiały seminaryjne PBG AGH*, 15–17.
- Czerwiński T., Klityński W., Florek R. & Stefaniuk M., 2003. Regionalne badania magnetotelluryczne w polskich Karpatach zachodnich. *Kwartalnik AGH Geologia*, 29, 3–4, 169–196.
- Dąbrowski A., 1974. Przyczyny geologiczne anomalii siły ciężkości na obszarze Polski w świetle analizy ciężaru objętościowego. *Prace Instytutu Geologicznego*, t. LXXIII, 1–92.
- Fajkiewicz Z., 1963. Geneza anomalii siły ciężkości z rejonu środkowej części przedgórze Karpat. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, R. 33, 4, 470–491.
- Golonka J., Aleksandrowski P., Aubrecht M., Chowaniec J., Chrustek M., Cieszkowski M., Florek R., Gawęda A., Jarośniński M., Kępińska B., Krobicki M., Lefeld J., Lewandowski M., Marko F., Michalik M., Oszczytko N., Picha F., Potfaj M., Słaby E., Ślącza A.,

- Stefaniuk M., Uchman A. & Żelaźniewicz A., 2005. Orawa Deep Drilling Project and the Post Paleogene tectonics of the Carpathians. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 75, 211–248.
- Golonka J., 2007. Tektonika polskich Karpat fliszowych pomiędzy Bielskiem-Białą a Nowym Targiem. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 4/1, 29–38.
- Górecki W. & Stefaniuk M., 2003. Badania magnetotelluryczne w Karpatach 1997-2003. *Materiały seminaryjne (manuskrypt)*. Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych, Kraków.
- Grabowska T. & Bojdys G., 2005. Preliminary 2D density and magnetic models of the lithosphere for the Polish part of the CELEBRATION 2000 seismic experiment. Geophysical Research Abstract, EGU05-A-04605 2<sup>st</sup> General Assembly, volume 7, 2005.
- Grabowska T., Bojdys G., Lemberger M., Cicha M., Medoń Z., Zabawa-Radomińska A. & Radomiński J., 2003-2005. Interpretacja anomalii magnetycznych ( $\Delta T$ ) południowo-wschodniej Polski – trójwymiarowy magnetyczny model skorupy ziemskiej. PB nr 5 T12B 044 24, nr umowy AGH 18.18.140.14. *Archiwum Katedry Geofizyki AGH*.
- Guterch A., Lewandowski M., Dadlez R., Pokorski J., Wybraniec S., Żytka K., Grad M., Kutek J., Sulczewski M. & Żelaźniewicz A., 1996. *Podstawowe problemy głębokich badań geofizycznych i geologicznych obszaru Polski*. , Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, M-20 (294), 44.
- Jarzyna J., 2007. Analiza gęstości i porowatości z badań laboratoryjnych oraz wyników pomiarów otworowych i obliczeń w programie estymacja w wybranych otworach w Karpatach zachodnich. *Kwartalnik AGH Geologia*, 33, 4/1, 39–58.
- Kotarba M.J., Więclaw D., Kosakowski P. & Kowalski A., 2004. Charakterystyka geochemiczna substancji organicznej utworów karbonu w południowej części bloku górnośląskiego. W: *Możliwości generowania węglowodorów w skałach karbonu w południowej części bloku górnośląskiego i małopolskiego*. Kotarba M.J. red., 49–70.
- Królikowski Cz. & Petecki Z., 1995. *Gravimetric Atlas of Poland*. Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–12.
- Królikowski Cz. & Młynarski S., 2003. Struktura głębokiego podłoża Karpat w oparciu o kompleksową interpretację danych geofizycznych. *Kwartalnik AGH Geologia*, 29, 3–4, 197–218.
- Królikowski Cz., 2005. Rozkłady gęstości wzdłuż profilu sejsmicznego CEL 01. (manuskrypt), *Archiwum PIG*, Warszawa.
- Książkiewicz M., 1972. Karpaty. W: *Budowa geologiczna Polski*. IV, 3. Wydawnictwo Geologiczne, Warszawa.
- Malinowski M., Żelaźniewicz A., Grad M., Guterch A. & Janik T., 2005. Seismic and geological structure of the crust in the transition from Baltica to Paleozoic Europe in SE Poland – CELEBRATION 2000 experiment, profile CEL02. *Tectonophysics*, 401, 55–77.
- Małozzewski S., 1956. Wybitna anomalia magnetyczna w Karpatach w okolicach Jordanowa. *Przegląd Geologiczny*, 6, 242–247.
- Małozzewski S., 1980. *The structural position of andesite intrusions in the polish Pieniny Mts. On the basis of magnetic investigation*. Publications of the Institute of Geophysics Polish Academy of Sciences, A-8 (130), 183–189.
- Poprawa D. & Nemčok J., 1989. *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa, 1–9.

- Ryłko W. & Tomasz A., 1995. Morphology of the consolidated basement of the Polish Carpathians in the light of magnetotelluric data. *Geological Quarterly*, 39, 1, 1–16.
- Ryłko W. & Tomasz A., 1999. Obraz skonsolidowanego podłoża Karpat polskich w świetle badań magnetotellurycznych. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 168, 195–208.
- Ryłko W. & Tomasz A., 2001. Neogeńska przebudowa podłoża Karpat i jej reperkusje. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 395, 1–60.
- Smulikowski K., 1980. Uwagi o cieszyńskiej prowincji magmowej (Zachodnie Karpaty). *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 50, 1, 41–54.
- Stupnicka E., 1997. *Geologia regionalna Polski*. Wydawnictwo Uniwersytetu Warszawskiego, 235–306.
- Środa P., Czuba W., Grad M., Guterch A., Tokarski A.K., Janik T., Rauch M., Keller G.R., Hegedus E., Vozar J. and CELEBRATION 2000 Working Group. 2006. Crustal and upper mantle structure of the Western Carpathians from CELEBRATION 2000 profiles CEL 01 and CEL 04: seismic models and geological implications. *Geophysical Journal International*, 167, 2, 737–760 (24).
- Tomasz A., 2003. Kształt powierzchni nasunięcia karpacciego i jego związki z tektoniką podkarpacciego podłoża skonsolidowanego. *Przegląd Geologiczny*, 51, 2, 159–162.
- Tomek C., 1993. Deep crustal structure beneath the Central and Inner West Carpathians. *Tectonophysics*, 226, 417–431.
- Unrug R., 1979. Palinspastic reconstruction of the Carpathian Arc before the Neogene tectogenesis. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 49, 1, 3–21.
- Vozár J., Szaláiová V. & Šantavý J., 1998. Interpretation of the western Carpathians deep structures on the basis of gravimetric and seismic sections, in *Geodynamic Development of the Western Carpathians*. ed. Rákus M., Geological Survey of the Slovak Republic, Bratislava, Slovakia, 241–257.
- Winiarska M., 1983. Uwagi do budowy geologicznej Zapadliska Przedkarpacciego w rejonie Bochni w świetle interpretacji badań grawimetrycznych. *Nafta*, 5/1983, 121–130.

## Summary

The survey area covers the central part of Western Flysch Carpathians which due to the prospects of occurrence of oil and gas deposits have been a subject of intensive geophysical research. In this area Meso-Paleozoic formations covered by autochthonous Miocene rest on the Precambrian substratum subsiding southwards, being a continuation of the Upper Silesian and Małopolska blocks. Miocene sediments constitute direct substratum of nappes thrust from the south, comprising strongly tectonically engaged Tertiary and Cretaceous formations. The gravimetric method plays a great role in exploration of the complex geological structure of the area. It helped to reveal the complex pattern of the gravity anomaly in the Outer Carpathians containing information on geological structures resulting from multi-stage geological development of this area.

The picture of the Bouguer gravity anomaly  $\Delta g_B$  (Fig. 1) of the Outer Carpathians is dominated by an extensive gravimetric depression accompanying the Inner Carpathians arc.

The regional nature of the depression, which, as appears from previous research (Bojdys & Lemberger 1986, Królikowski & Młynarski 2003, Grabowska *et al.* 2005, Bielik *et al.* 2006), has complex reasons, is well reflected by the map of regional anomalies (Fig. 2).

Important elements of the gravity anomaly pattern like gradient zones are visible in the shaded map of the anomaly  $\Delta g$  (Fig. 3). Boundaries of ranges of the Magura nappe and the Silesian and Subsilesian nappe shown against the anomaly background, places of foredeep occurrences: the Orava–Nowy Targ and Nowy Sącz Basins and a tectonic window e.g. in the Żywiec Valley and marked by the presence of gradient window zones in the area of Myślenice, Wiśniowa or Żegocina indicate a relationship of these zones with elements of the tectonic structure of the Carpathian thrust. Gradient zones appearing in the north-western (Pszczyna–Wadowice–Kalwaria Zebrzydowska) and in the southern (Nowy Targ–Nowy Sącz, Jordanów area) parts of the area require drawing attention and explanation of their relationship with the geology.

As the geological built-up of the Flysch Carpathians is very complex, maps of transformed anomalies turned out to be useful. These maps constitute an important element of the potential field qualitative interpretation process. In this case interpretation was preceded by an analysis of density of Meso-Paleozoic Carpathian substratum rocks and Tertiary formations. Average densities of rocks originating from various geologic periods were calculated on the basis of available literature data (Adamiak & Pepel 2003, Jarzyna 2007). It appears from the comparison made (see Tables 1, 2) that among Mesozoic substratum rocks one can expect maximum density contrasts on the boundary between the Upper Jurassic and autochthonous Miocene. In the Paleozoic complex this contrast appears at the border between the Upper Carboniferous and Lower Carboniferous or Devonian period. The main density contrast in flysch rocks of the Carpathian overthrust may occur at the contact of Magura nappe rocks with rocks forming Silesian and Subsilesian nappes.

Further information on deep reasons of the gravity anomaly may be provided indirectly by a map of transformed magnetic anomalies (Fig. 4). The so-called Jordanów anomaly, clearly visible in this map, like other anomalies of this type (e.g. Nowy Sącz anomaly) is related to magnetic rocks of the deep substratum (Małozzewski 1956, Grabowska *et al.* 2003–2005). One should note that the location of the Jordanów anomaly corresponds to the zone of contact of Paleozoic and Mesozoic rocks, according to geologic data (Poprawa & Nemčok 1989) going along the line Jordanów–Kalwaria Zebrzydowska.

Maps of transformed anomalies, obtained as a result of calculations at proper selection of formulas and parameters with various detail levels, present gravity anomalies of local nature (Figs 5, 6). It is worth mentioning that the presence of these anomalies only was signalled in the picture of the Bouguer gravity anomalies (Fig. 1).

Maps of transformed anomalies also present selected elements of the geological structure, which this time are most clearly reflected in the patterns of anomalies. In the southern part of the area those are the Orava–Nowy Targ Basin and the Nowy Sącz Basin and in the central and northern part nappe ranges and numerous tectonic windows located at the face of the Magura nappe, where lighter rocks of the Subsilesian nappes emerge.

To facilitate geophysical and geological qualitative interpretation of local gravity anomalies on two subsequent maps (Figs 7, 8) selected elements of the picture of transformed magnetic anomalies were compared to the map of transformed gravity anomalies (Fig. 5). Next,

the morphology of Precambrian substratum (Fig. 8) which was identified as a result of regional magnetotelluric surveys performed in the West Carpathians in the years 1997–2002 (Czerwiński *et al.* 2003) was presented in the form of a sketch against the background of this map.

Analysis of the map of transformed anomalies (Fig. 5) performed taking into account findings of geological and magnetotelluric surveys enabled drawing a conclusion on the relationship of these anomalies with the morphology of Precambrian roof surface, which as appears from magnetotelluric data (Czerwiński *et al.* 2003) affected shaping of Meso-Paleozoic substratum under the Carpathian overthrust.

One can judge from comparison of gravity and magnetic maps of transformed anomalies that in the area concerned also differentiated lithology of the Precambrian substratum can also affect the pattern of local gravity anomalies. In this case basic magmatic rocks stuck in the substratum are the source of magnetic anomalies (Fig. 4)

Local gravity anomalies presented in more detailed maps (Fig. 6) show direct relationship of these anomalies with elements of geological structure of the Carpathian overthrust (tectonic windows, foredeeps, faults, nappe ranges). So maps of local anomalies of potential fields calculated for appropriately selected transformation parameters can be useful both for identification of details of tectonic structure of the thrust and for landform features and tectonics of the deep flysch Carpathian substratum.