

## Zmiany czasowe siły ciężkości i pola magnetycznego Ziemi w SE Polsce

Czesław Królikowski\*, Andrzej Sas-Uhrynowski\*\*

*Zmiany czasowe siły ciężkości są wywołane kilkoma zjawiskami: zmianami stałej grawitacji i obrotu Ziemi, ziemskimi i oceanicznymi przyływami a także przemieszczeniami mas skalnych. Zmiany pola magnetycznego Ziemi składają się ze zmian krótko- i długo-okresowych. Te ostatnie mogą być związane (przynajmniej po części) z procesami geologicznymi zachodzącymi w skorupie ziemskiej.*

*Dla obserwacji zmian czasowych zastosowano nowoczesną aparaturę pomiarową oraz specjalną dokładną metodykę pomiarów. Przedstawiono wyniki trzech serii pomiarów wykonanych w prawie rocznych odstępach. Maksymalne zmiany wydają się być związane z nieciągłością grawimetryczną Czernsk-Kock (wglębnym rozłamek w skorupie) i zjawiskami geodynamicznymi tego obszaru.*

**Słowa kluczowe:** zmiany czasowe, siła ciężkości, pole magnetyczne Ziemi

Czesław Królikowski & Andrzej Sas-Uhrynowski — Temporal changes of the gravity and Earth magnetic field in SE Poland. *Prz. Geol.*, 47: 79–86.

*S u m m a r y. Temporal gravity variations are caused by several phenomena: changes of gravitational constant and Earth rotation, Earth and ocean tides and terrestrial mass displacement. The Earth magnetic field variations consist of the short-period changes and long-term variation. The latter one may be associated (at least partly) with geological processes within the Earth's crust.*

*For observation of the temporal variations the special, precise measurement technique and modern instruments were applied. The results of three series of measurements made in nearly one year intervals have been presented. Maximal variations are presumably related to the Czernsk-Kock gravity discontinuity (deep crustal fracture) and geodynamic phenomena of the area.*

**Key words:** temporal variations, gravity, Earth's magnetic field

Zmiany czasowe siły ciężkości są wywoływane przez wiele czynników. Pokróćce omówimy je kolejno (Torge, 1989).

**Zmiany stałej grawitacji i obrotu Ziemi.** Już w 1938 r. Dirac stwierdził wiekowe zmniejszanie się stałej grawitacji  $G$  proporcjonalne do wieku wszechświata. Powodowałoby to globalne malenie siły ciężkości ok. 0,1 do 0,01  $\mu\text{Gal}/\text{rok}$ ; jednak dotychczas badania fizyczne nie potwierdziły tego zjawiska. Ostatnio jednak, na podstawie laserowych pomiarów odległości Księżyca, tego typu zmiany uznano za możliwe.

Obserwowane są zmiany wiekowe, periodyczne i nieregularne, wektora rotacji Ziemi i to zarówno kierunku (wędrówka bieguna), jak i prędkości kątowej. To prowadzi do zmian siły odśrodkowej, jednego ze składników siły ciężkości. Wiekowe wędrówki bieguna mogą być związane z globalnymi zmianami tektonicznymi i glaciologicznymi, na które nakładają się roczne oscylacje wymuszone przez procesy meteorologiczne, oceaniczne i hydrologiczne. Długookresowe zmiany położenia bieguna mogą wywoływać maksymalne zmiany  $g$ , o wielkości 8,2  $\mu\text{Gal}$  na szerokości geograficznej równej  $\varphi = 45^\circ$ .

Wiekowe zmiany prędkości kątowej są powodowane zarówno przez czynniki spowalniające (głównie tarcie płytkie w płytkich morzach) jak i przyspieszające (polodowcowe wypiętrzenia w górnym płaszczu). Te pierwsze jednak przeważają. Na nie nakładają się nieregularne zmiany związane z sejsmotektonicznymi przesunięciami mas skalnych. To wszystko może powodować zmiany  $g$ , maksymalnie 0,07 do 0,7  $\mu\text{Gal}$ .

**Zmiany pływowe Ziemi sztywnej.** Są one powodowane przez grawitacyjne periodyczne oddziaływania Księżyca i Słońca. Nie wchodząc w szczegóły teorii i praktyki

pływów i ich redukcji podamy tylko, że maksymalne wartości zmiany  $g$  wynoszą dla Księżyca 0,165 i dla Słońca 0,076  $\text{mGal}$ . Biorąc pod uwagę dokładność wyznaczania  $g$ , zmiany te należy uwzględnić.

**Przemieszczenia mas skalnych w Ziemi.** Mogą występować w głębi ziemi jak i przy jej powierzchni. Pomijając zjawiska lokalne zachodzące w krótkim czasie, zmiany  $g$ , wywołane przemieszczeniami mas skalnych, są porównywalne z dokładnością pomiarów  $g$  ( $\pm 1 \dots 10 \mu\text{Gal}$ ). Obserwowane są jednak zmiany  $g$  przewyższające znacznie ten przedział a związane głównie z trzęsieniami ziemi i wulkanami a także odkształceniami polodowcowymi.

Ze względu na rozmiary zjawisk można wyróżnić:

— zmiany globalne, o rozciągłości przestrzennej ponad  $10^4 \text{ km}$ ; mogą być wywołane przez ekscentryczne przemieszczenia jądra względem płaszcza Ziemi, przemieszczenia mas płaszcza (konwekcja) i litosfery (ruchy płyt tektonicznych), zmiany poziomu morza,

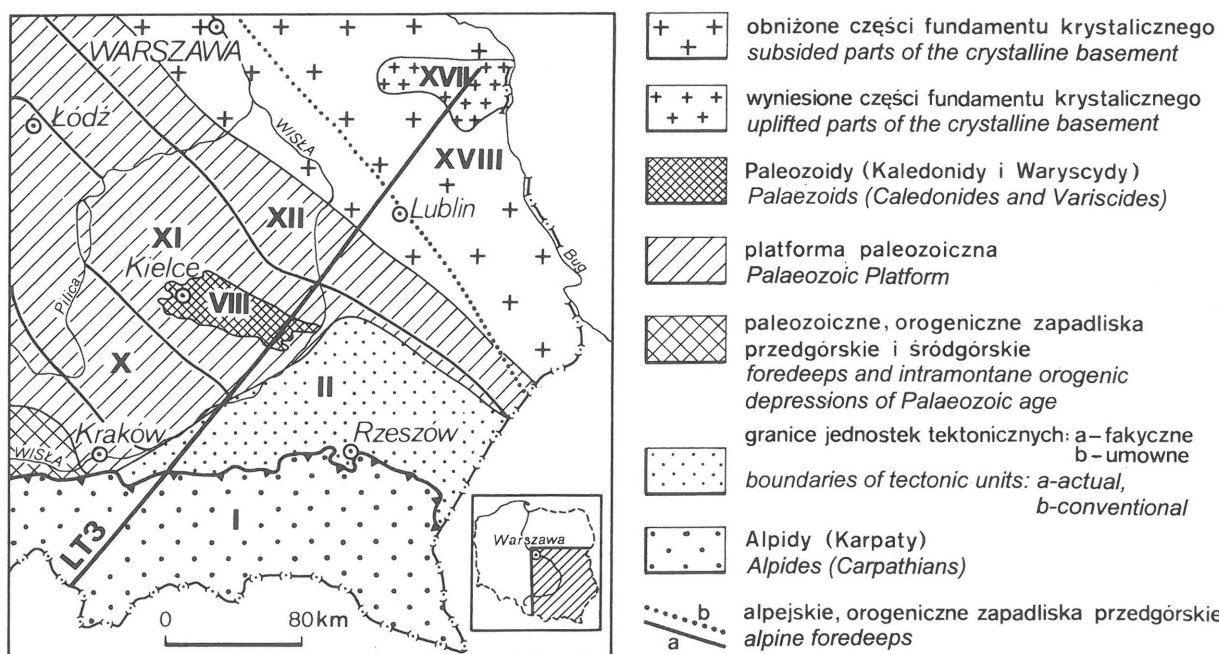
— zmiany regionalne, o rozmiarach  $10^2 \dots 10^4 \text{ km}$ ; zachodzą na skutek polodowcowej kompensacji izostaticznej, procesów orogenicznych i kompaktacji basenów sedimentacyjnych,

— zmiany lokalne, wielkości  $1 \dots 10^2 \text{ km}$ ; są związane głównie z sejsmo-tektonicznymi zjawiskami poprzedzającymi i następującymi po trzęsieniach ziemi, procesami wulkanicznymi i ruchami na uskockach, rozłamek, rowach tektonicznych itp.; tu należy zaliczyć też efekty działań człowieka, jak eksploatacja surowców, duże budowy itd.

Odnosząc to do warunków geologicznych należy przyjąć, że źródła zmian czasowych mogą znajdować się głównie w górnym płaszczu, w jego kwaziplastycznej warstwie — astenosferze czyli na głębokościach 100 i więcej  $\text{km}$ . Dlatego maksymalne zmiany siły ciężkości mogą być obserwowane na odcinkach dłuższych niż 100  $\text{km}$ . Stąd punkty węzłowe, między którymi mierzy się zmiany czasowe powinny być oddalone o 200 i więcej  $\text{km}$ . Jednak między tymi punktami powinny znajdować się punkty

\*Państwowy Instytut Geologiczny, Zakład Geofizyki, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa

\*\*Instytut Geodezji i Kartografii, ul. Jasna 2/4, 00-950 Warszawa



Ryc. 1. Jednostki tektoniczne południowo-wschodniej Polski wg Znoski (1974); I — Karpaty, II — zapadlisko przedkarpackie, X — niecka miechowska, XI — wał środkowopolski, XII — niecka brzeźna, XVII — wyniesienie Sławatycz, XVIII — obniżenie nadbużańskie

Fig. 1. Tectonic units of the south-eastern Poland after Znosko (1974); I — Carpathians, II — Carpathian Foredeep, X — Miechów Trough, XI — Middle Polish Arch, XII — Marginal Trough, XVII — Sławatycze Elevation, XVIII — Bug Depression

pośrednie zabezpieczające liniową interpolację zmian księżycowo-słonecznych i dryftu grawimetrów.

### Geneza i charakter zmian czasowych pola magnetycznego Ziemi

Zupełnie inną strukturę ma pole magnetyczne. Można tu wyróżnić następujące elementy: pole jednorodnie namagnesowanej kuli (lub dipola),  $F_0$ , pole anomalii kontynentalnych,  $F_k$ , pole anomalne,  $F_a$ , pole szybkich zmian czasowych,  $F_z$  i pole zmian wiekowych,  $F_w$ . Dwa pierwsze składniki tworzą pole normalne,  $F_n$ , którego źródła lokalizuje się w górnym, płynnym jądrze Ziemi. Pole anomalne związane jest z magnetyczno-geologicznymi niejednorodnościami skorupy ziemskiej. Pole szybkich zmian czasowych generowane jest przez źródła zewnętrzne. Pole zmian wiekowych wywoływane jest przez wolno zachodzące procesy geologiczne w skorupie. A zatem można zapisać:

$$F = F_n + F_a + F_z + F_w \quad [1]$$

Pomiary czasowych zmian siły ciężkości i pola magnetycznego prowadzono na różnych obszarach, m.in. na platformie wschodnioeuropejskiej (PWE) na Białorusi i w państwach bałtyckich (Karatajew & Szewcow, 1994; Karatajew & Papsuzina, 1991). Te ostatnie wykonano na zamkniętym poligonie wykonując trzy serie pomiarów w odstępach rocznych. Uzyskano zróżnicowane wartości zmian czasowych (wiekowych), które wiązano z charakterem tektoniczno-strukturalnym bloków skorupy.

### Tło geologiczne i współczesna geodynamika obszaru

Badania zmian czasowych przeprowadzono na punktach zlokalizowanych w pobliżu profilu głębokich sondowań sejsmicznych LT-3. Profil przecina trzy prowincje geotektoniczne: południowo-zachodni skraj PWE, platformę paleozoiczną i Karpaty. Według Znoski (1974), uwzględniając również nazewnictwo Żelichowskiego (1974) wydziela się tu następujące jednostki strukturalne (ryc. 1): zrąb łukowski (wyniesienie Sławatycz), nieckę brzeźną (rów lubelski), wyniesienie radomsko-krańskie, Góry Świętokrzyskie, nieckę miechowską (nidziańska), zapadlisko przedkarpackie i Karpaty.

Współczesne poglądy na tektonikę tego obszaru (Dadlez i in., 1994; Królikowski i in., 1996; Żelaźniewicz i in., 1997; Żyto, 1985) uwzględniające głębokie sondowania sejsmiczne (Guterch i in., 1986), analizę pól potencjalnych i danych geologicznych pozwalają wyróżnić: strefę Teisseyre'a-Tornquista (T-T) o zwiększonej grubości skorupy i zdecydowanie podwyższonych parametrach petrofizycznych, a na SW od Gór Świętokrzyskich blok (terrán ?) małopolski (BM) o kontrowersyjnej genezie.

Niezależnych informacji o strukturze skorupy ziemskiej dostarcza analiza anomalii grawimetrycznych (Królikowski i in., 1995; 1998). W jej wyniku wydziela się tu samodzielna jednostka strukturalna — blok wyżu małopolskiego (BWM). Granicą północno-wschodnią bloku jest nieciągłość, która na profilu LT-3 pokrywa się dokładnie z sejsmicznym rozłamek strefy T-T, a na jej odcinku północnym, jest zbliżona do znanej strefy tektonicznej Czersk-Żele-

chów–Kock–Wasyłów (Żelichowski, 1974), będącej od strony NE uskokiem brzeżnym rowu mazowiecko-lubelskiego. Od Kocka nieciągłość ta nie biegnie jednak na Wasyłów, lecz zmienia kierunek na bardziej południowy (Kock–Szczepieszyn–Lubaczów) zbliżając się tym samym do południowo-zachodniego uskoku brzeżnego rowu lubelskiego. Jest to jedna z największych nieciągłości grawimetrycznych w Polsce, której z pewnością odpowiada głęboki rozłam skorupy ziemskiej.

Badania geodynamiczne opierają się głównie na pomiarach współczesnych ruchów skorupy ziemskiej oraz na pomiarze naprężeń w górotworze. We wczesnym etapie badań (lata 50. i 60.) mierzono pionowe prędkości ruchu skorupy metodą niwelacji precyzyjnej na państwowej sieci geodezyjnej. Opracowana mapa, oparta na pierwszej serii powtórných pomiarów (Wyrzykowski, 1971), wskazywała, że we wschodniej części rowu lubelskiego obserwuje się podwyższone, dodatnie prędkości pionowych przemieszczeń skorupy do 1,5 mm/rok (Kowalski & Liszkowski, 1972), a kierunek rozciągłości izolinii prędkości równoległy do biegu struktur. Ostatnie analizy tej mapy (Liszkowski i in., 1998) nie potwierdzają tak jednoznacznie zjawiska podnoszenia się skorupy w tym rejonie.

Prowadzone w latach dziewięćdziesiątych (Liszkowski i in., 1998) pomiary poziomej składowej ruchu skorupy Ziemi przy użyciu m.in. techniki lokalizacji satelitarnej (GPS) wykazują zgodnie kierunek NNE. Również badanie naprężeń w skałach (Jarosiński, 1994) metodą *breakouts analysis* pokazuje w rejonie przecięcia strefy rozłamowej Czersk–Kock z profilem LT–3 kierunki naprężeń południkowe.

#### Metodyka pomiarów zmian czasowych

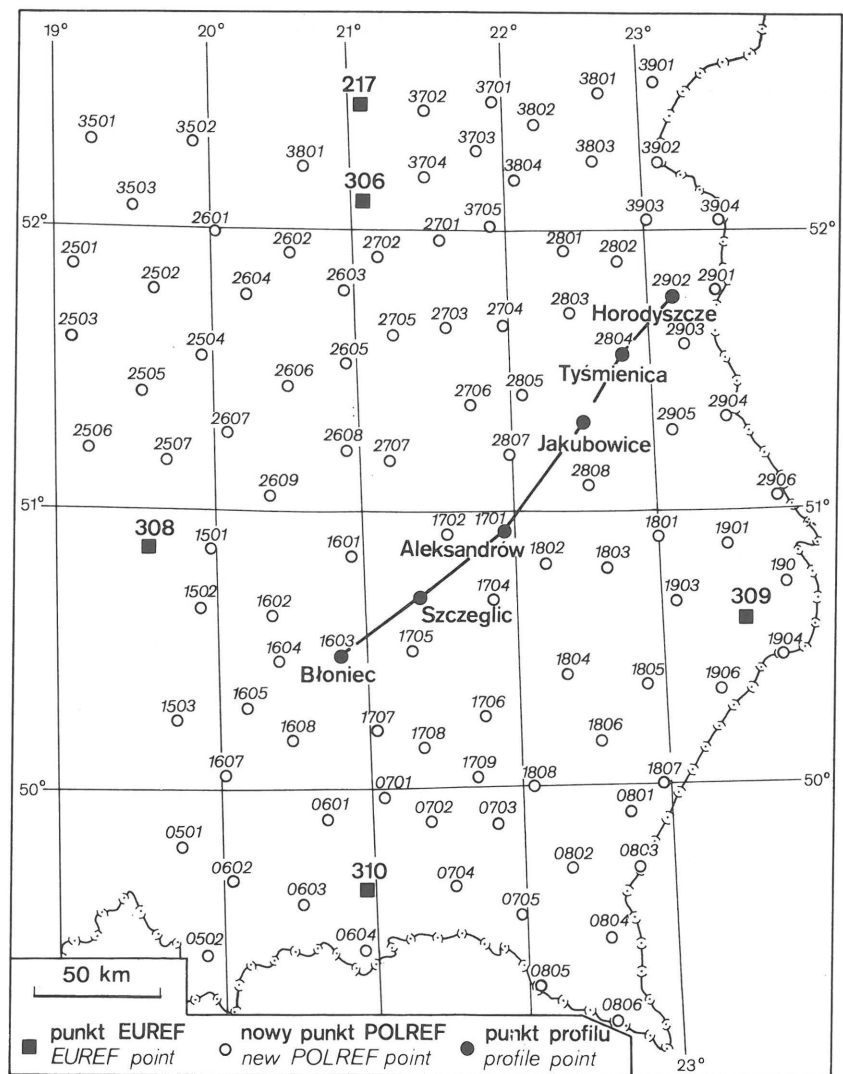
Punkty przewidziane do badań geodynamicznych muszą być zastabilizowane trwałymi znakami z uwagi na konieczność zapewnienia możliwości wielokrotnego wykonywania pomiarów na tych punktach, nawet w perspektywie kilkudziesięciu lat. Dotyczy to w szczególności pomiarów grawimetrycznych, bowiem gradient przyspieszenia siły ciężkości (grad *g*) na terytorium Polski, ok. 300 mikrogali na 1 m powoduje, że nawet centymetrowa zmiana wysokości punktu pomiarowego wykaże zmianę wartości przyspieszenia, która może być błędnie zinterpretowana (2 cm zmiany wysokości wykonania pomiaru daje różnicę przyspieszenia 6 mikrogali, czyli rzędu dokładności wyznaczeń *g*, jakie są do osiągnięcia przy użyciu procedury pomiarowej, stosowanej w badaniach geodynamicznych).

W wypadku pomiarów magnetycznych problem ten ma mniejsze znaczenie, gdyż gradienty elemen-

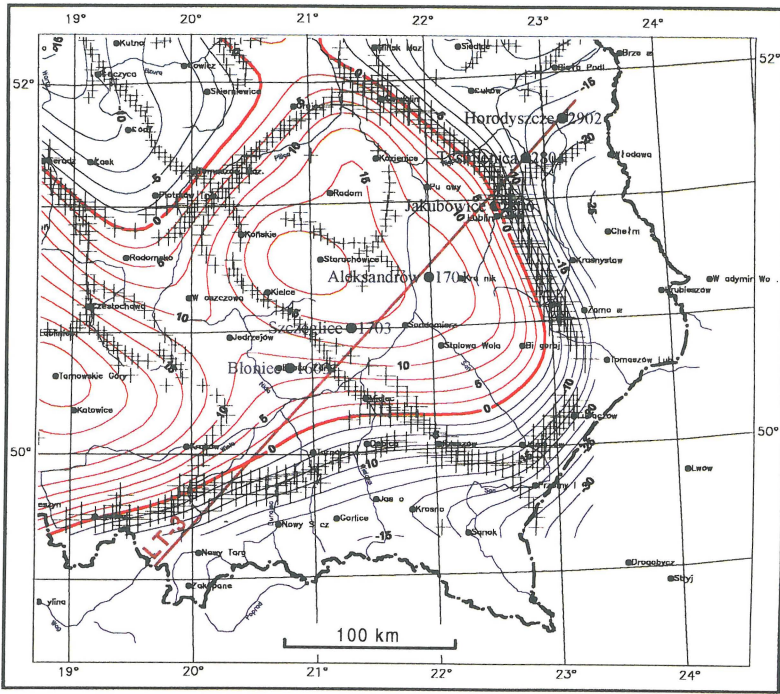
tów składowych pola geomagnetycznego są w stosunku do dokładności wyznaczeń magnetycznych mniejsze. Jedynie w wypadku wyznaczania deklinacji magnetycznej, przy krótkiej odległości do celu ziemskiego, poziome przesunięcie punktu może być przyczyną błędnego wyznaczenia deklinacji. Błąd ten jest między innymi funkcją kierunku przesunięcia punktu (ekscentru) względem kierunku na cel ziemski. Przy celu ziemskim odległym o 1 km, przesunięcie prostopadłe do tego kierunku o 30 cm da błąd maksymalny ok. 1 minuty katowej.

Ze względów organizacyjnych i ekonomicznych, do badań wykorzystano punkty osnowy geodezyjnej pierwszej klasy, założonej w latach 1992–1997, tzw. punkty POLREF (*Polish Reference Frame*). Punkty te, zastabilizowane specjalnymi znakami, mają wyznaczone współrzędne geograficzne, przy wykorzystaniu techniki satelitarnej (GPS) i są prawnie chronione, jako punkty państwowej osnowy geodezyjnej.

Na ryc. 2 jest przedstawiony południowo-wschodni fragment osnowy POLREF, na którym wyróżnione zostały punkty osnowy europejskiej — EUREF, punkty osnowy POLREF i 6 punktów tworzących profil geodynamiczny



Ryc. 2. Szkic rozmieszczenia punktów pomiarów zmian czasowych  
Fig. 2. Points location for measurements of temporal variations



++ osie anomalii gradientu poziomego  
 anomalies axes of the gravity  
 horizontal gradient  
 ● punkty precyzyjnych pomiarów zmian czasowych  $\Delta g$  i  $\Delta T$   
 points for precise measurements of the temporal variations  $\Delta g$  and  $\Delta T$   
 — izolinie anomalii regionalnych czerwone – dodatnie, niebieskie – ujemne  
 regional anomalies isarithms: red - positive, blue - negative



Ryc. 3. Lokalizacja punktów precyzyjnych pomiarów zmian czasowych  $\Delta g$  i  $\Delta T$  na profilu LT-3

Fig. 3. Points location for precise measurements of the temporal variations  $\Delta g$  and  $\Delta T$  along the LT-3 profile

zlokalizowany w przybliżeniu wzdłuż profilu LT-3 (ryc. 3).

Wyboru punktów dokonano po przeprowadzonym wywiadzie terenowym. Sposób stabilizacji punktów POLREF przewiduje możliwość wykonywania pomiarów grawimetrycznych bezpośrednio na punkcie. Natomiast pomiary magnetyczne, z uwagi na żelazne elementy stabilizacji, muszą być wykonywane w pewnej odległości — ok. 30 m od punktu profilu. Celem wywiadu terenowego było przede wszystkim sprawdzenie, czy istnieją w pobliżu punktu warunki do wykonywania pomiarów magnetycznych. Pobliskie zabudowania przemysłowe, linie energetyczne, kolejowa trakcja elektryczna itp., a także zbyt duży gradient horyzontalny pola geomagnetycznego dyskwalifikują punkt jako stanowisko do pomiarów magnetycznych.

Po przeprowadzeniu wizji lokalnych i po wykonaniu w otoczeniu każdego punktu mikrodźwiecia modułu wektora indukcji magnetycznej za pomocą magnetometru protonowego, wybrane miejsca do pomiarów magnetycznych zostały zastabilizowane drewnianymi kołkami, jako magnetyczne punkty

ekscentryczne. Dla każdego takiego punktu ekscentrycznego wykonano staranny opis i sporządzono szkic z zaznaczonymi domiarami do najbliższych, trwałych punktów charakterystycznych.

Drewniany kołek nie może być uznany za stabilizację trwałą. Powinno się zatem punkty ekscentryczne, na których mają być wykonywane pomiary magnetyczne, zastabilizować niemagnetycznym znakiem trwałym, na przykład tak, jak są zastabilizowane punkty do badania zmian wiekowych pola geomagnetycznego. Punkty te są oznakowane w terenie granitowym słupem, o wymiarach 15x15x80 cm, wkopanym do ziemi równo z poziomem gruntu. Na górnej powierzchni słupa wryty jest krzyż, którego środek jest miejscem odniesienia dla wszystkich pomiarów wykonywanych na punkcie. Dane dotyczące lokalizacji punktów profilu zestawiono w tab. 1.

Do pomiarów deklinacji magnetycznej  $D$  i inklinacji magnetycznej  $I$  użyty był magnetometr MAG 01H FLUX D/I firmy Bartington, którego sonda jest umocowana na lunecie sekundowego teodolitu ZEISS — Theo 010 B. Do

Tab. 1. Wykaz punktów na profilu GSS LT-3

Lp.	Nr punktu	Nazwa punktu	$\varphi$	$\lambda$	$H_{\text{norm}}$	Uwagi
1	1603	Błonie	50 27 41	20 48 37	331,59	
2	1703	Szczeglice	50 40 17	21 19 01	328,34	Wszystkie punkty
3	1701	Aleksandrów	50 55 60	21 58 09	248,06	są punktami
4	2806	Jakubowice	51 18 13	22 32 49	225,49	osnowy geode-
5	2804	Tyśmienica	51 33 16	22 49 43	162,42	zyjnej I-ego rzędu
6	2902	Horodyszczce	51 45 20	23 09 37	161,19	POLREF

pomiarów modułu wektora indukcji magnetycznej  $F$  użyty był magnetometr protonowy PMP 5a, firmy TUS ELECTRONICS oraz magnetometr protonowy PMP 4, firmy GEOPAN.

Deklinację magnetyczną oblicza się ze wzoru:

$$D = Aa - Am \quad [2]$$

gdzie:  $Aa$  — jest azymutem geograficznym wybranego kierunku w terenie,  
zaś  $Am$  — jest azymutem magnetycznym tego samego kierunku.

Można przyjąć, że azymut geograficzny nie zmienia się w czasie i że stanowi wobec tego stały kierunek odniesienia dla badania zmienności deklinacji magnetycznej, która zależy tylko od zmiany kierunku północy magnetycznej czyli od zmiany azymutu magnetycznego.

Azymut geograficzny może być wyznaczany metodą astronomiczną z obserwacji ciała niebieskiego lub metodą geodezyjną, drogą wykonania odpowiednich pomiarów w oparciu o punkty geodezyjne o znanych współrzędnych.

Na dwóch punktach poligonu — Jakubowice i Tyśmienica, azymuty geograficzne wybranych kierunków zostały wyznaczone metodą astronomiczną z obserwacji Słońca. Dla kontroli poprawności wyznaczenia, obserwacje wykonano dwukrotnie, otrzymując dwa niezależne wyznaczenia azymutu geograficznego na każdym punkcie. Błąd wyznaczeń nie przekroczył  $\pm 0,1'$ . Na pozostałych punktach, z powodu pełnego zachmurzenia, wykonanie pomiarów astronomicznych było niemożliwe. Azymuty geograficzne na tych punktach zostały zatem wyznaczone metodą geodezyjną, drogą kąтового przeniesienia kierunków azymutalnych odpowiednich punktów POLREF na punkty ekscentryczne. Błąd przeniesienia także nie przekroczył  $\pm 0,1'$ .

Azymut magnetyczny wybranego kierunku był wyznaczany za pomocą wyżej wymienionego teodolitu ZEISS-a, na którego lunecie zamontowana jest sonda magnetometru MAG-01H. Sonda pełni rolę czujnika sygnalizującego poziome ustawienie lunety prostopadłe do linii sił pola geomagnetycznego. Obserwacje wykonuje się w czterech różnych położeniach lunety, zapisując za każdym razem ustawienie koła poziomego teodolitu. Uśredniona wartość odczytu koła teodolitu daje kierunek południka magnetycznego. Różnica tego odczytu i odczytu na kierunek wybranego uprzednio celu ziemskiego daje azymut magnetyczny kierunku na cel ziemski.

Pomiar kąta inklinacji magnetycznej  $I$  był wykonywany tym samym magnetometrem, bezpośrednio po pomiarze deklinacji. Luneta ustawiana jest tym razem w płaszczyźnie wyznaczonego przed chwilą południka magnetycznego, czyli w płaszczyźnie pionowej. Czujnik ponownie sygnalizuje ustawienie lunety prostopadłe do linii sił pola geomagnetycznego. Podobnie jak w wypadku pomiaru  $D$  obserwacje wykonuje się w czterech różnych położeniach lunety. Odpowiednio uśredniona wartość odczytu koła pionowego daje kierunek linii sił pola geomagnetycznego względem płaszczyzny poziomej czyli kąt inklinacji  $I$ .

Zarówno pomiar  $D$ , jak i  $I$  wykonywany był na każdym punkcie w dwóch niezależnych seriach. Podobnie, podczas pierwszych pomiarów na profilu, w sierpniu 1996 r, wartość modułu wektora indukcji magnetycznej  $F$  mierzono w dwóch seriach po 11 odczytów w serii. Wyniki wszystkich pomiarów magnetycznych  $D$ ,  $I$  oraz  $F$  zostały poprawione o krótkookresowe (dobowe) wariacje pola geomagnetycz-

nego i zredukowane do momentu pierwszego pomiaru według magnetogramów Centralnego Obserwatorium Magnetycznego Instytutu Geofizyki PAN w Belsku..

Podczas następných pomiarów, w październiku 1996 r, w 1997 i w 1998 r. pomiary  $D$  i  $I$  były wykonywane tak samo jak w sierpniu 1996 r. Pomiary  $F$  natomiast były wykonywane dwoma magnetometrami metodą synchroniczną, kolejno na każdej parze sąsiadujących ze sobą punktów, tworzących przeszła profilu. W badaniach geodynamicznych metoda synchroniczna jest szczególnie dogodna, gdyż nie wymaga wprowadzania poprawek wariacyjnych do wyników pomiarów różnicy wartości pola geomagnetycznego pomiędzy punktami, co pozwala na bardzo dokładne wyznaczenie tej różnicy. Pomiary modułu wektora indukcji magnetycznej  $F$  wykonywano w dwóch seriach, po 11 odczytów magnetometru w każdej serii.

Maksymalne błędy średnie wykonanych wyznaczeń wynoszą:

$$mD = \pm 0,4'; mI = \pm 0,1'; mF = \pm 1,3 \text{ nT.}$$

Pomiary grawimetryczne na sześciu punktach profilu geodynamicznego wykonywano jednocześnie trzema grawimetrami Lacoste & Romberg typu G. W 1996 r. używano grawimetrów o numerach: 42, 1078 i 1084, w 1997 r. — o numerach 1012, 1078 i 1084, w 1998 r. zaś — o numerach 1012, 1036 i 1078. Jak widać grawimetr nr 1078 użyty był we wszystkich trzech kampaniach pomiarowych. Grawimetr nr 42, należy do pierwszej najstarszej grupy aparatów, wyprodukowanych przez firmę LaCoste & Romberg, natomiast grawimetry pozostałe są aparatami najnowszej generacji. Wyposażone są one w elektroniczne libele i elektroniczny system odczytu położenia indeksu pomiarowego oraz w wyjście elektroniczne pozwalające na podłączenie urządzenia zewnętrznego, np. rejestratora. Grawimetr nr 1078 jest dodatkowo wyposażony w tzw. feedback, pozwalający zwiększyć o rząd dokładność wyznaczeń w wypadku pomiaru małych przyrostów  $g$ . Ma on zastosowanie przy pomiarach gradientu  $g$ , rejestracji pływów ziemskich itp. W pomiarach na punktach profilu, opcja ta nie była wykorzystywana.

Pomiary polegały na wyznaczeniu przyrostów  $g$  pomiędzy kolejnymi punktami profilu, czyli na tzw. przeszłach. Każde przeszło było mierzone trzykrotnie, trzema grawimetrami jednocześnie, według schematu:

$$A - B, B - A, A - B; B - C, C - B, B - C, C - D... \text{ itd.}$$

W celu zminimalizowania wpływu różnicy gradientów przyspieszenia na punktach profilu, przyjęto zasadę, że z trzech nóżek ustawczych każdego grawimetru, wysokość jednej z nich nie będzie zmieniana, a poziomowanie aparatu będzie dokonywane za pomocą dwóch pozostałych nóżek. W celu zminimalizowania ewentualnego wpływu pola geomagnetycznego na działanie czujnika grawimetru, przyjęto zasadę, że na każdym punkcie grawimetr będzie orientowany względem północy magnetycznej jednakowo.

Starano się, aby pomiary na jednym przeszle były wykonywane możliwie w najkrótszym czasie w celu zminimalizowania poprawki dryftowej. Na każdym przeszle pomiary były wykonywane w ciągu jednego dnia. Do wyniku każdego pomiaru była wprowadzana poprawka pływowa, liczona według wzoru Longmana. Zarówno poprawki dryftowe, jak i poprawki pływowe obliczane były przy wyko-

rzystaniu programów opracowanych w Zakładzie Geodezji Fizycznej IGiK.

Wielkość maksymalnego błędu średniego dla jednego przęsła wyniosła 5,7  $\mu$ Gal.

Pierwszy punkt profilu Błonic, został dowiązany do podstawowej osnowy grawimetrycznej kraju, opartej na sześciu punktach, na których zostały wykonane absolutne wyznaczenia przyspieszenia siły ciężkości grawimetrami balistycznymi. Przybliżona wartość  $g$  na punkcie Błonic w 1996 r. wyniosła 981 032,05 mGal.

### Wyniki pomiarów

Pomiar różnicy siły ciężkości  $\Delta g$  na przęsle PQ można traktować (Karatajew & Szewcow, 1994) jako sumę pola anomalnego  $g_a$  odzwierciedlającego stan niejednorodności gęstości ośrodka geologicznego i różnicy pola normalnego na odcinku PQ:

$$g = \Delta g_a + \Delta \gamma_o \quad [3]$$

Pole anomalne można zaś uważać za sumę składowej statycznej  $g_s$ , nie zmieniającej się w czasie, wywołanej niejednorodnościami gęstości tektonosfery i składowej dynamicznej  $\Delta g_d$  związanej ze współczesnymi wgłębny procesami w tektonosferze, które są celem naszych badań:

$$\Delta g_a = \Delta g_s + \Delta g_d \quad [4]$$

Wtedy różnica dwóch pomiarów  $g$  na przęsle PQ wykonanych w odstępach przynajmniej ok. roku będzie zmianą składowej dynamicznej:

$$\delta g(PQ, t_2 - t_1) = \Delta g(PQ, t_2) - \Delta g(PQ, t_1) = \Delta g_d(PQ, t_2) - \Delta g_d(PQ, t_1) \quad [5]$$

Można też liczyć zmiany czasowe na innych przęsłach  $S_i$  wyznaczając tzw. zmiany skumulowane:

$$D(l, t_2 - t_1) = \sum \delta g(S_i, t_2 - t_1) \quad [6]$$

gdzie:  $l = 1, 2, \dots, k+1$ ;  $i = 0 (= P)$ ;  $i = k + 1 (= Q)$

Podobną procedurę można zastosować dla wyznaczenia zmian czasowych (wiekowych) pola magnetycznego (Karatajew & Papiszina, 1991). Mierzone pole magnetyczne w punkcie  $r$  i momencie  $t$ ,  $T(r, t)$ , składa się z pola normalnego dla epoki  $t_e$ ,  $T_n(r, t_e)$ , pola anomalii wywołanych źródłami magnetycznymi w skorupie ziemskiej,  $T_a(r, t_e)$ , z szybkich wariacji pola wywołanych źródłami zewnętrznymi,  $T_z(r, t)$  i ze zmian wiekowych,  $T_w(r, t)$  wywołanych współczesnymi procesami w tektonosferze:

$$T(r, t_e) = T_n(r, t_e) + T_a(r, t_e) + T_z(r, t) + T_w(r, t) \quad [7]$$

Szybkie wariacje można wyeliminować przez redukcję na podstawie danych blisko położonej stacji magnetycznej o ciągłej rejestracji lub przez pomiary synchroniczne na sąsiednich punktach. Wtedy zmiany wiekowe na przęsle PQ zmierzone w odstępach czasu  $t_2 - t_1$  będą:

$$\delta T_w(PQ, t_2 - t_1) = T_w(PQ, t_2) - T_w(PQ, t_1) \quad [8]$$

Kolejne serie pomiarów były wykonane: I seria w listopadzie 1996 r., II seria w październiku 1997 r. i III seria w sierpniu 1998 r. A zatem odstępy czasowe wynosiły 11 i 10 miesięcy. Uzyskane wyniki przedstawiają tab. 2, 3, 4.

Czy te różnice czasowe są istotne w sensie statystycznym sprawdzono stosując test istotności  $t$  Studenta dla różnicy dwóch średnich normalnych (Oktaba, 1966). Przyjmując warunki pomiarów siły ciężkości i wyznaczone średnie błędy jako błędy standardowe wyznaczono  $t^\circ$ . Przy obranym ryzyku błędu 1% i 34 stopniach swobody wartość krytyczna  $t_{0,01}$  (z tablic) wynosi 2,73. Dla takich warunków wyznaczone różnice są istotne, jeśli są większe niż 0,0066 mGal dla okresu (97–96) i większe niż 0,0077 mGal dla okresu (98–97).

Tab. 2 Wyniki pomiarów zmian czasowych  $\Delta g_a$  na przęsłach w mGal

Przęsło	1996	1997	1998	$\delta g(97-96)$	$\delta g(98-97)$	$\Delta \gamma_o$
SB	-46,425	-46,425	-46,411	0,000	0,014	18,680
A-S	-58,416	-58,417	-58,413	-0,001	0,004	23,270
J-A	-76,823	-76,842	-76,825	-0,019	0,013	32,670
T-J	-13,228	-13,222	-13,235	0,006	-0,013	22,300
H-T	-46,398	-46,396	-46,397	0,002	-0,001	17,800
<b>Błąd średni</b>	$\pm 0,006$	$\pm 0,009$	$\pm 0,008$			

Tab. 3. Wyniki pomiarów zmian czasowych  $\Delta T$  na przęsłach w nT

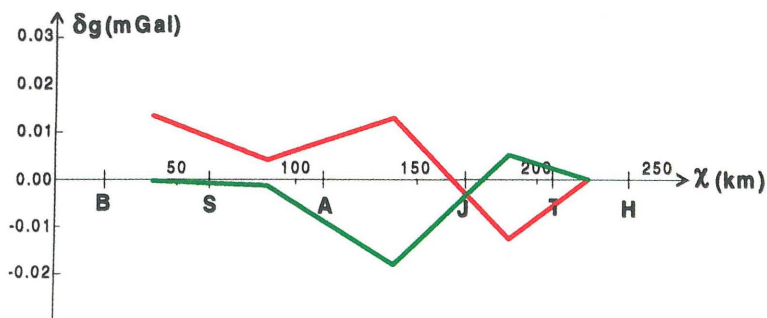
Przęsło	1996	1997	1998	$\delta T(97-96)$	$\delta T(98-97)$
S-B	53,0	54,1	54,6	1,1	0,5
A-S	340,6	338,7	339,0	-1,9	0,3
J-A	142,0	144,7	146,0	2,7	1,3
T-J	10,6	5,8	7,4	-4,8	1,6
H-T	247,2	248,5	249,5	1,3	1,0
<b>Błąd średni</b>	$\pm 1,1$	$\pm 0,8$	$\pm 0,6$		

Analogiczna stwierdzić, że zmierzone różnice są istotne jeśli są większe niż 0,8 nT dla okresu (97–96) i większe niż 0,6 nT dla okresu (98–97).

Nie przedstawiono tu zmian deklinacji i inklinacji magnetycznej ponieważ tych składowych pola nie wykorzystuje się w zastosowaniach geologicznych. Mimo to

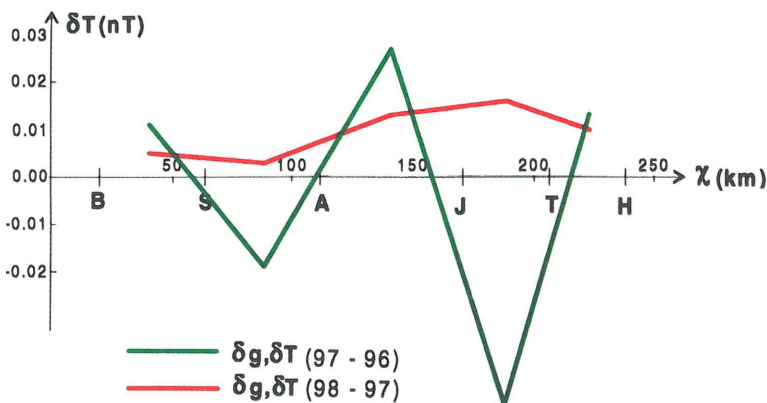
Tab. 4. Zmiany czasowe siły ciężkości  $\Delta g_a$  w punktach pomiarów w mGal

Punkt	1996	1997	1998	$\delta g_w(97-96)$	$\delta g_w(98-97)$
B	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
S	-46,425	-46,425	-46,411	0,0	0,014
A	-04,841	-104,842	-104,824	-0,001	0,018
J	-181,664	-181,684	-181,653	-0,020	0,031
T	-194,892	-194,906	-194,888	-0,014	0,018
H	-241,290	-241,302	-241,285	-0,012	0,017

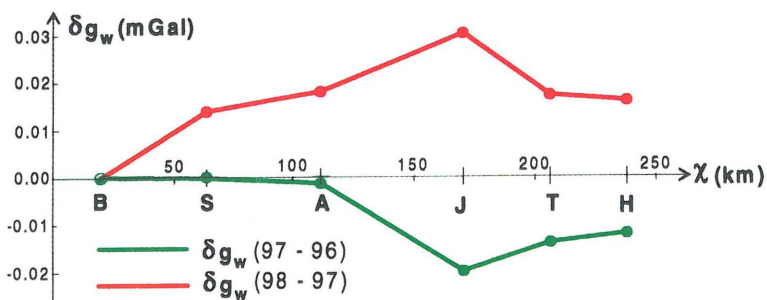


←

Ryc. 4. Zmiany roczne różnic siły ciężkości i pola magnetycznego na przesłach  
Fig. 4. Annual variations of the gravity and magnetic field differences on span



—  $\delta g, \delta T$  (97 - 96)  
—  $\delta g, \delta T$  (98 - 97)



←

Ryc. 5. Zmiany roczne siły ciężkości na punktach pomiarowych  
Fig. 5. Gravity variations at measurements points

policzono zmiany czasowe tak jak przy całkowitym wektorze. Okazało się, że inklinacja nie wykazała istotnych zmian w tych okresach. Natomiast deklinacja magnetyczna uległa zmianie istotnej w okresie 1997–1996 na stacjach Jakubowice i Horodyszce. Ta pierwsza znajduje się w odległości ok. 10 km od trójce elektrycznej w Lublinie. Powstało podejrzenie o zakłócenia pola nawet z tej odległości. Nie zaobserwowano natomiast istotnych zmian w następnym okresie 1998–1997. W rejonie drugiej stacji nie ma żadnych trójce elektrycznych.

Pierwszy punkt profilu, Błoniec, znajduje się z dala od nieciągłości grawimetrycznych i z pewnością poza platformą wschodnio-europejską. Dlatego przyjęto dla niego stabilną wartość  $g$  w okresie prowadzonych pomiarów, dla uproszczenia równą zero, i wyznaczono wartości  $g$  na punktach w kolejnych latach (tab. 4). Zmiany roczne tych wartości przedstawiono na ryc. 5. I tu również maksymalne zmiany czasowe obserwuje się na punkcie Jakubowice, przy czym są one zmienne co do znaku. Ponieważ były to te same pomiary można przyjąć te same warunki pomiarów i te same błędy dla punktów co dla przeseł, a więc obowiązywałyby te same kryteria istotności wyliczonych zmian czasowych.

### Dyskusja

Z przytoczonych wyżej informacji o wynikach badań zjawisk geodynamicznych wynika, że możemy mieć do czynienia z pionowymi i poziomymi ruchami skorupy i odpowiednio ukierunkowanym wektorem naprężeń górotworu. Przyjmuje się (Buraczyński, 1997), że rozwój tektoniczny tego obszaru w neogenie i czwartorzędzie był związany z rozwojem zapadliska przedkarpackiego, a stan naprężeń poziomych następował pod wpływem nacisku Karpat.

Czy stwierdzone zmiany siły ciężkości i pola magnetycznego Ziemi są związane z dynamiką walnej nieciągłości będącej NE granicą bloku grawimetrycznego wyżu małopolskiego? Materiał pomiarowy jest dość szczupły; wykonano trzy serie pomiarów w interwale czasowym ok. dwóch lat. Do pomiarów użyto najnowszych aparatów. Również zastosowana metodyka, ukierunkowana na uzyskanie jak największych dokładności, nie budzi zastrzeżeń. Największe zmiany obserwuje się w punkcie Jakubowice. Przekraczają one znacznie, wyznaczone na podstawie statystycznego testu istotności, wartości graniczne. Dlatego rejon stacji Jakubowice obejmujący strefę wybitnej nieciągłości grawimetrycznej może być uważany za aktywny tektonicznie (ryc. 3).

Podobne wielkości zmian przyśpieszenia ziemskiego zaobserwował Ząbek (1998) na stacji Józefosław k/Piasieczna. Według autora zmiany te mają charakter periodyczny o okresie zbliżonym do 1 roku.

Wybrane wzdłuż profilu głębokich sondowań sejsmicznych LT-3 i odpowiednio przystosowane do tego typu pomiarów stacje należałoby traktować jako bazę dla

przyszłych serii pomiarów, wykonywanych w odstępach czasowych nie krótszych niż 5 lat. Wskazane byłoby też dowiązywanie jednej stacji do grawimetrycznego punktu bazowego w każdej serii pomiarów.

### Literatura

- BURACZYŃSKI J. 1997 — Roztocze. Zakład Geografii Regionalnej, Uniwersytet M. Curie-Skłodowskiej, Lublin.
- DADLEZ R., KOWALCZEWSKI Z. & ZNOSKO J. 1994 — Some key problems of the pre-Permian tectonics of Poland. *Geol. Quart.*, 38: 169–190.
- GUTERCH A., GRAD M., MATERZOK R., PERCHUĆ E., TOPORKIEWICZ S. 1986 — Results of seismic crustal studies in Poland (in Polish). *Publs. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sc.*, A–17(192).
- JAROSIŃSKI M. 1994 — Measurements of directions of recent lithospheric stress in Poland based on breakouts analysis. *Prz. Geol.*, 42: 996–1003.
- KARATAJEW G.I. & PAPUZINA Ł.B. 1991 — Wiekowyje wariacji geomagnitowo polia białorusko-pribałtyjskowo regiona. *Dakłady AN BSSR*, 9: 850–853.
- KARATAJEW G.I. & SZEWCOW A.E. 1994 — Wiekowyje wariacji polia siły tiażesti białorusko-pribałtyjskowo regiona. *Dakłady AN BSSR*, 1: 110–114.
- KOWALSKI W. C. & LISZKOWSKI J. 1972 — Współczesne pionowe ruchy skorupy ziemskiej w Polsce na tle jej budowy geologicznej. *Biul. Geol. UW*, 14: 5–19.
- KRÓLIKOWSKI C. & PETECKI Z. 1995 — Atlas grawimetryczny Polski. *Państw. Inst. Geol.*
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z. & DADLEZ R. 1996 — Vertical discontinuities in the Earth's crust of the TESZ in Poland – gravity data. *Geol. Quart.*, 2: 155–168.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., ŻÓŁTOWSKI Z. & SAS-UHRYNOWSKI A. 1998 — Gęstościowe i magnetyczne modele skorupy ziemskiej w zachodniej części platformy wschodnio-europejskiej. *CAG*, 1/99:1–66.
- LISZKOWSKI T., BARLIK M. & ŚLEDZIŃSKI J. 1998 — Geotectonics and Geodynamics of the Teisseyre–Tornquist Tectonic Zone. *Politechnika Warszawska. Inst. Geod. Wyższ. i Astron. Geod. Reports on Geodesy*, 34: 1–113.
- OKTABA W. 1966 — Elementy statystyki matematycznej i metodyka doświadczalnictwa. PWN.
- TORGE W. 1989 — *Gravimetry*. Walter de Gruyter, Berlin–New York.
- WYRZYKOWSKI T. 1971 — Mapa współczesnych bezwzględnych prędkości pionowych ruchów powierzchni skorupy ziemskiej na obszarze Polski. 1 : 2 500 000. *Inst. Geod. i Kart.*
- ZĄBEK Z. 1998 — Long-period absolute changes of gravity at the astrogeodetic observatory at Józefosław. *Reports on Geodesy*, 39: 399–405.
- ZNOSKO J. 1974 — Outline of the tectonics of Poland and the problems of the Vistulicum and Variscicum against the tectonics of Europe. *Biul. Inst. Geol.*, 274:7–48.
- ŻELAŻNIEWICZ A. 1997 — The crystalline basement SW of the Trans-European Suture Zone in Poland: Neoproterozoic (Cadomian) orogen. *Terra Nostra*, 11: 167–171.
- ŻELICHOWSKI A.M. 1974 — Struktury epok tektonicznych bajkałskiej, kaledońskiej i waryscyjskiej, część południowa. [W:] *Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 1, Niż Polski. Inst. Geol.*: 78–87.
- ŻYTKO K. 1985 — Some problems of a geodynamic model of the Northern Carpathians. *Kwart. Geol.*, 29: 85–107.

### Sprostowanie

W *Przeglądzie Geologicznym* vol. 46, nr 10, 1998 na str. 1073 (lewa kolumna 5 wiersz od dołu) zapis powinien mieć postać  $\{E\}+[E] = (E)$ , również w pierwszym i drugim wierszu od dołu lewej kolumny na tej samej stronie przy  $[E]$  i  $(E)$  nie powinno być znaku minus. Za błąd bardzo przepraszamy Autora i Czytelników.