

Jan SKORUPA

Anomalie siły ciężkości i anomalie budowy skorupy ziemskiej w Polsce

W artykule przedstawiono próbę wyprowadzenia związku korelacyjnego między grubością skorupy a anomaliami Bouguera dla obszaru Polski. Stwierdzono, że związek ten można opisać bardzo prostą formułą dla całej Polski, z wyjątkiem obszaru regionalnego wyżu grawimetrycznego, położonego w południowo-wschodniej części kraju. Omówiono możliwość wykorzystania wyprowadzonego związku korelacyjnego dla badania niejednorodności budowy skorupy całego kraju. Przedstawiono wstępną interpretację anomalnej budowy skorupy w obrębie obszarów wspomnianego wyżu grawimetrycznego. Zwrócono uwagę na nie całkowicie jasną sytuację tego obszaru w stosunku do przyjmowanych dziś wielkich jednostek tektonicznych.

Grawimetria, wykorzystując stosunkowo dużą różnicę gęstości w strefie nieciągłości Mohorovičića, winna z większym lub mniejszym przybliżeniem odwzorowywać między innymi grubość skorupy ziemskiej. Słuszne wydaje się empiryczne podejście do tego zagadnienia, ustalające odpowiednie związki między grubością skorupy ziemskiej a wartościami anomalii Bouguera. Oczywiście nie może być tu mowy o ścisłych zależnościach funkcyjnych, gdyż trudno jest uwolnić anomalie Bouguera od wpływu budowy przypowierzchniowej części skorupy. Także dolna granica skorupy ziemskiej nie wszędzie jest jednakowo kontrastowo wyrażona w stosunku do płaszcza górnego. Ponadto jeśli nawet rozpatruje się tylko jeden typ skorupy (np. kontynentalny) to jej budowa w obrębie większych obszarów nie jest jednorodna. Wymienione przyczyny wskazują, że jedyną drogą wyjścia jest szukanie odpowiednich związków korelacyjnych. Związkami tymi zajmowało się do końca lat pięćdziesiątych wielu badaczy (m. in. B. A. Andrejew, 1958; G. P. Woollard, 1959; R. M. Demienicka, 1961; N. B. Sażina, 1962; B. A. Andrejew, I. G. Kłuszyn, 1962; A. A. Borysow, 1964). Ostatnio problemowi temu poświęcił obszerną pracę N. A. Bielajewski (1975), który uwzględnił stosunkowo najbogatszy materiał.

Stosowano nieco różne podejścia metodyczne, dążące do ujęcia inte-

resujących nas związków zarówno w skali lokalnej — regionu lub regionów, jak i całego globu ziemskiego. Wyprowadzone przez wielu autorów formuły różniły się między sobą, gdyż dotyczyły często odległych od siebie i różnych co do budowy wglębnej jednostek geologicznych, a ponadto, szczególnie w latach późniejszych — sześćdziesiątych — nie zawsze były oparte na dostatecznie dokładnym materiale sejsmologicznym lub sejsmicznym, zresztą szczupłym ilościowo. Niektórzy autorzy uwzględniali w danych grawimetrycznych poprawki na grubość warstwy osadowej, inni nie, przy czym część autorów uważała, że takie poprawki raczej pogarszają wyprowadzane związki korelacyjne.

Dla pełniejszego obrazu wspomnieć należy także o próbach poszukiwania empirycznych związków między grubością skorupy a anomaliami Bouguera oraz między prędkościami granicznymi dla strefy Moho a anomaliami Bouguera i anomaliami izostatycznymi (G. P. Woollard, 1959; B. A. Andrejew, 1965). Próby te oraz próby szukania związków korelacyjnych jeszcze bardziej złożonych (uwzględniających i inne elementy) wykazały jednak, że najbardziej ścisła jest zależność między grubością skorupy a wartościami anomalii Bouguera (B. A. Andrejew, 1965). W artykule zajmować się zatem będziemy tylko tego rodzaju związkami. Dla obszarów Polski zagadnienia te omówił i podsumował Z. Fajkiewicz (1964, 1973).

Autorzy wymienionych prac widzieli główną korzyść lub nawet ostateczny cel w wykorzystaniu wyprowadzonych formuł (określających korelację między grubością skorupy a anomaliami Bouguera lub hipsometrią) do opracowania map grubości skorupy dla tych obszarów, gdzie brak było danych o grubości skorupy (uzyskiwanych dotychczas za pomocą kosztownych badań sejsmicznych). W ten sposób powstało szereg map grubości skorupy dla poszczególnych krajów i całego globu. Nie będziemy się tu jednak bliżej nimi zajmować, jedynie w dalszej części pracy wrócimy do analogicznych ujęć opracowanych dla obszaru Polski.

Jak widać rozpatrywany problem rozważany jest już niemal od dwudziestu lat, przy stopniowym dopływie faktów i wzrastającej ich dokładności, co pozwala na dyskusję szczególnie dotyczącą obszarów kontynentalnych. Jest ona o tyle ważna, że wynika z niej wiele aspektów praktycznych zarówno dla geologii, jak i dla geofizyki. Ponieważ nie zawsze są one oczywiste, zostaną omówione przy okazji przeglądu dotychczasowych wyników badań dotyczących całego globu, jak i mniejszych obszarów. Ze względu na wspomniany stopniowy dopływ materiałów korelacyjne związki między anomaliami Bouguera a grubością skorupy ziemskiej rozpoczynano badać w zasadzie dla całego globu.

Wprowadzona przez R. M. Demienicką w 1961 r. formuła dla globu miała postać:

$$H = 35(1 - \operatorname{tgh} 0,0037 \Delta g)$$

Formuła ogólna oparta była na wykorzystaniu ok. 130 punktów, dla których dysponowano informacjami zarówno o grubości skorupy (H), jak i o wartości anomalii Bouguera (Δg). Wykres tej zależności przedstawia fig. 1. Na jej podstawie dla kontynentów może być przyjęta przybliżona formuła:

$$H = 35 - 0,12 \Delta g$$

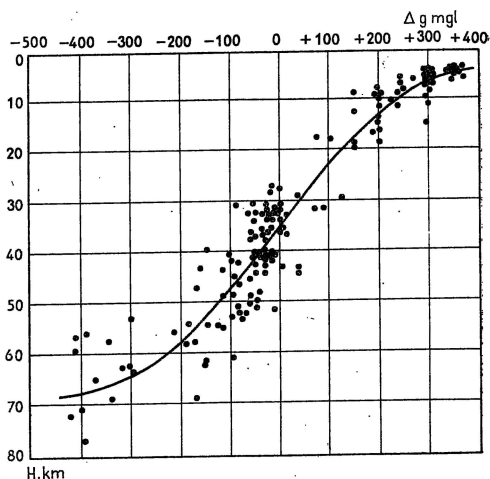


Fig. 1. Zależność grubości skorupy ziemskiej i wartości anomalii Bouguera (Δg) według R. M. Demienickiej (1961)

Interdependence between thickness of the Earth crust and value of Bouguer anomalies (Δg) after R. M. Demienicka (1961)

Ta sama autorka jeszcze w 1957 r. wychodząc ze znanego wzoru dla efektów warstwy płasko-równoległej o nieskończonej rozciągłości: $g = 2\pi k \Delta\sigma (H - H_0)$ i zakładając, że $H_0 = 35$ km i $\Delta\sigma = 0,3$ g/cm³, podała formułę dla przeliczenia anomalii Bouguera Δg na odpowiednie wartości grubości skorupy (H). Formuła ta ma postać:

$$H = 35 - 0,0796 \Delta g$$

Jak widać przybliżona formuła R. M. Demienickiej z 1961 r. dla kontynentów ($H \approx 35$ km) odpowiadałaby gęstości $\Delta\sigma$ (na granicy płaszcz skorupa) o wartości mniejszej, bo zaledwie równej ok. 0,18 g/cm³. Gdybyśmy chcieli analizować ogólną postać formuły z 1961 r., to należałoby założyć zmienne wartości $\Delta\sigma$. Dla $H = 50$ km wartość $\Delta\sigma$ wynosiłaby $\sim 0,23$ g/cm³, natomiast dla $H = 60$ km — ok. 0,36 g/cm³.

W tym samym czasie powstała formuła G. P. Woollarda (1959):

$$H = 32 - 0,08 \Delta g$$

Zerowa wartość anomalii Bouguera odpowiadała tu grubości skorupy równej 32 km.

Jak widać formuła ta odwzorowywała różnicę gęstości ($\Delta\sigma$) w strefie kontaktu płaszcz ze skorupą. Jest ona równa mniej więcej różnicy gęstości przyjmowanej przez R. M. Demienicką w 1957 r., i wynosi ok. 0,3 g/cm³.

B. A. Andrejew (1965) uważa, że dla kontynentów istnieje udowodniony związek typu:

$$H = m - nB$$

gdzie: $m = 30-35$ km; $n = 0,06-1,10$; B — wartość anomalii Bouguera.

Wniosek ten opiera B. A. Andrejew nie tylko na wynikach analizy własnej, ale i na wynikach prac wielu autorów analizujących dane dla mniejszych obszarów w obrębie kontynentów.

N. A. Bielajewski (1975), przedstawiając wyniki szczegółowej analizy

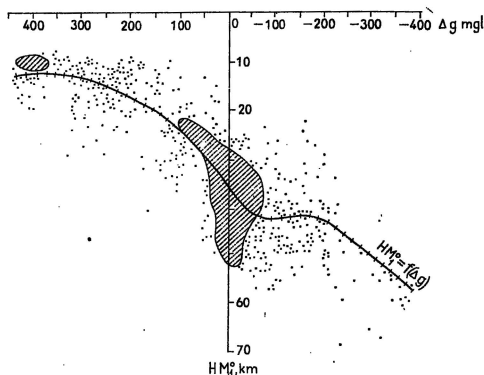


Fig. 2. Zależność głębokości do powierzchni $M(HM_1^0)$ i anomalii Bouguera (Δg) dla obszaru całego globu według N. A. Bielajewskiego (1975)

Interdependence between depth of occurrence of the surface $M(HM_1^0)$ and Bouguer anomalies (Δg) for the whole globe after N. A. Bielajewski (1975)

Obszary o największej koncentracji punktów zakreskowano
Areas of maximum concentration of points hatched

opartej na 707 punktach dla globu ziemskiego, zamieszcza wykres interesujących nas zależności (fig. 2), a także zestawienie tych zależności według prac innych badaczy (fig. 3). Jest on o tyle interesujący, że dokumentuje o wiele ściślejszą korelację w obszarach oceanów niż w obszarach kontynentalnych, a w szczególności górskich. Równie ciekawe jest zestawienie zależności między anomaliami Bouguera a grubością skorupy, oparte na 427 punktach dla obszaru ZSRR oraz sąsiadujących mórz i oceanów, z wydzieleniem danych dla poszczególnych większych jednostek tektonicznych (fig. 4). Względnie dobrą korelację widać w obszarach mórz i oceanów, natomiast w obszarach platform korelacja jest najsłabsza. N. A. Bielajewski zwraca uwagę, że zakładany dotychczas związek między grubością skorupy a wartościami anomalii Bouguera ma bardziej złożony i niejednoznaczny charakter. Między innymi dla całej Ziemi równowaga izostatyczna nie ujawnia się na poziomie powierzchni Moho (zachodzić ona winna poniżej niej), a w skorupie ziemskiej istnieją lateralne niejednorodności, związane z wielkimi strukturami tektonicznymi. To ostatnie zjawisko (fig. 4) wydaje się mieć miejsce szczególnie wyraźnie w obszarach kontynentalnych. N. A. Bielajewski analizując szczegółowo typy jednostek tektonicznych dochodzi ponadto do wniosku, że ani ich wiek, ani też specyfika ich rozwoju nie odzwierciedlają się w grubości skorupy. Te same grubości skorupy stwierdza się często w bardzo różnych wiekowo i genetycznie jednostkach.

Stwierdzenia te są niewątpliwie bardzo ciekawe, jednakże nie należy z nich wyciągać wniosku, że analiza rozważanych tu zależności nic nie może dać. Przyczyną jest choćby to, że wprawdzie N. A. Bielajewski dysponuje większą ilością danych niż wcześniejsi badacze, ale jednak wykorzystanie nawet ok. 700 obserwacji dla całej Ziemi, czy też 427 obserwacji dla ZSRR i przyległych mórz, wobec różnorodności typów budowy poszczególnych jednostek tektonicznych, nie może mu pozwolić na wyciąganie bardziej szczegółowych wniosków, oprócz zasygnalizowania złożoności takich związków. Nie stanowi także przeszkody dla wykazania szczegółowych związków słuszne zapewne stwierdzenie, że kompensacja izostatyczna ma miejsce poniżej skorupy, nawet w astenosferze. Nie wyklucza to istnienia kontrastów gęstościowych, różnych zresztą co do wartości, w strefie kontaktu skorupa/górny płaszcz. Co najwyżej te ostatnie związki korelacyjne (grubość skorupy — anomalie Bouguera)

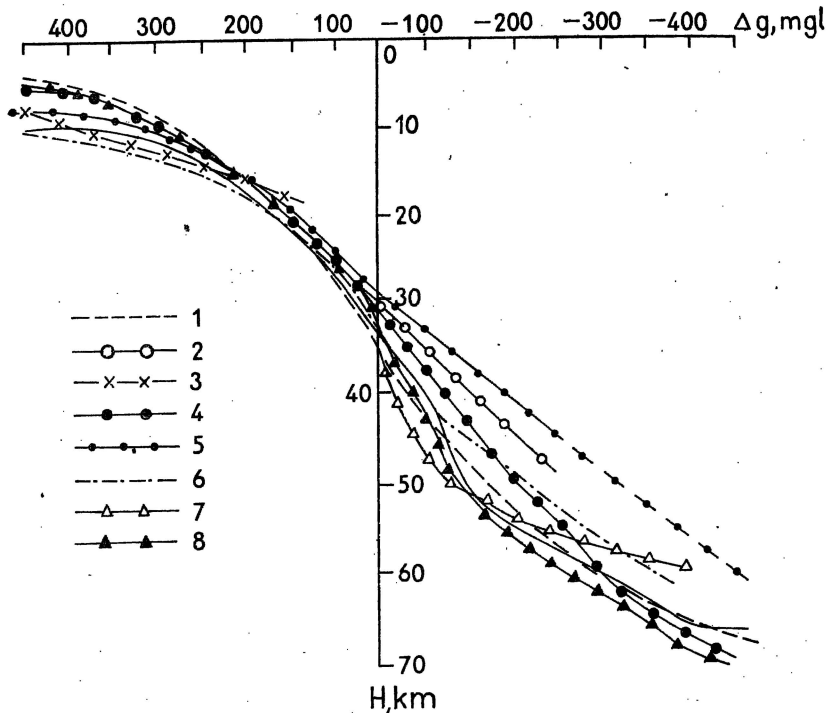


Fig. 3. Porównanie zależności grubości skorupy i anomalii Bouguera według: 1 — R. M. Demienickiej (1958), 2 — B. A. Andrejewa (1958), 3 — E. D. Korjakina (1959), 4 — G. P. Woollarda (1962), 5 — G. Z. Gurariiego i J. A. Sołowiewa (1963), 6 — N. B. Sażinej i N. P. Gruszinskiego (1966), 7 i 8 — N. A. Bielajewskiego i T. E. Liusticha dla obszarów ZSRR (*vide* N. A. Bielajewski, 1975)

Comparison of interdependences between thickness of the Earth crust and Bouguer anomalies as interpreted by: 1 — R. M. Demienicka (1958), 2 — B. A. Andrejew (1958), 3 — E. D. Korjakin (1959), 4 — G. P. Woollard (1962), 5 — G. Z. Gurari and J. A. Sołowiew (1963), 6 — N. B. Sażina and N. P. Gruszinski (1966), 7 and 8 — N. A. Bielajewski and T. E. Liustich for the areas of the USSR (*vide* N. A. Bielajewski, 1975)

rozpatrywane w sensie lokalnym, mogą się z podanych przyczyn tylko nieco rozluźnić. Wykrywanie drogą omawianej analizy wszelkich anomalii korelacyjnych wewnątrz względnie niewielkich obszarów dostarczyć może bezpośrednio materiału, dokumentującego jednorodność lub niejednorodność — a zatem określoną specyfikę lokalnej budowy skorupy. Byłoby to bardzo cenne, gdyż dotychczas brak jest metody dającej pełniejsze informacje o anomalności budowy wewnątrzskorupowej.

Głębokie sondowania sejsmiczne przy dotychczasowym ukierunkowaniu dostarczają wprawdzie cennych informacji, ale dotyczących głównie miąższości lub morfologii spągu skorupy. Dane sejsmiczne o budowie wewnętrznej są trudniejsze do otrzymania i dotyczą tylko form geometrycznych (w przypadku głębokich poziomów przypuszczalnie tylko frontów metamorfizmu) czy też — rzadziej — prędkości granicznych trudnych do geologicznego zinterpretowania (S. J. Subbotin, W. B. Soł-

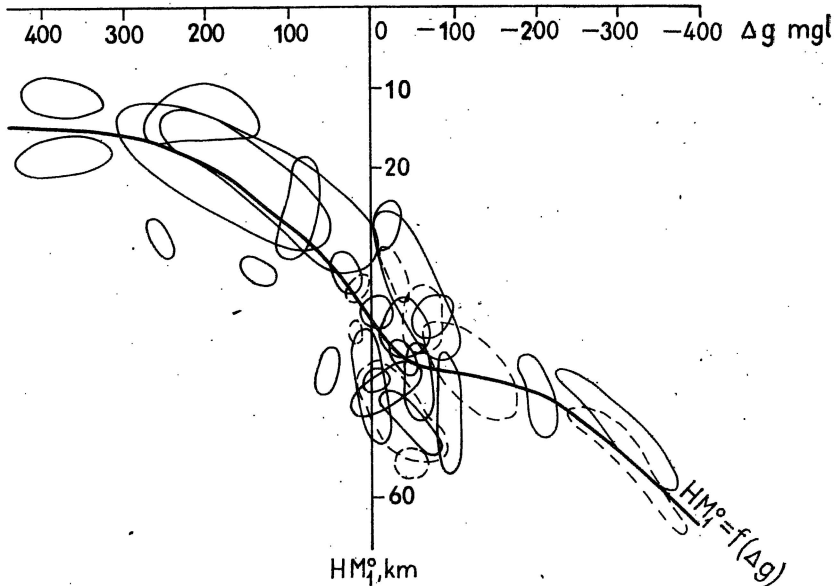


Fig. 4. Zależność grubości skorupy (HM_1^0) i anomalii Bouguera (Δg) dla obszarów ZSRR i przyległych mórz według N. A. Bielajewskiego (1975)

Interdependence between thickness of the Earth crust (HM_1^0) and Bouguer anomalies (Δg) for the areas of the USSR and adjoining seas after N. A. Bielajewski (1975)

Rozrzut punktów dla różnych jednostek tektonicznych zaznaczono konturami
Scattering of points for different tectonic units contoured

łogub, A. W. Czekunow, 1976). Za pomocą grawimetrii zaś, nie mając odpowiednio zdefiniowanych poziomów odniesienia czy też efektów znormalizowanych układów mas wewnątrzskorupowych, nie można wydzielać jednoznacznie zdefiniowanych mas anomalnych.

Badania geoelektryczne jak dotychczas nie wniosły zbyt wiele materiału w rozpatrywanym zakresie.

Powstaje zatem pytanie, co może dać przy badaniu niejednorodności skorupy kompleksowe wykorzystanie materiałów grawimetrycznych i głębokich sondowań sejsmicznych. Problem ten w świetle przedstawionych wyżej danych wydaje się trudny, ale nie niemożliwy do rozwiązania.

Należy tu także zwrócić uwagę na pozornie niezachęcający fakt, że sprawdzalność danych dotyczących grubości skorupy, wyprowadzonych dla obszarów Polski przez Z. Fajkiewicz (1964, 1973) z formuł R. M. Demienickiej (1961) i G. P. Woollarda (1959), w stosunku do danych otrzymywanych w ostatnich latach bezpośrednio z głębokich sondowań była zła. Różnice między podawanymi dla Polski grubościami skorupy (fig. 5) a grubościami uzyskanymi z sondowań osiągają i przekraczają 20 km.

Rozważając dwie wersje wzorcowych grubości skorupy ziemskiej dla Polski (Z. Fajkiewicz, 1964, 1973) należy poruszyć sprawę podstawowych

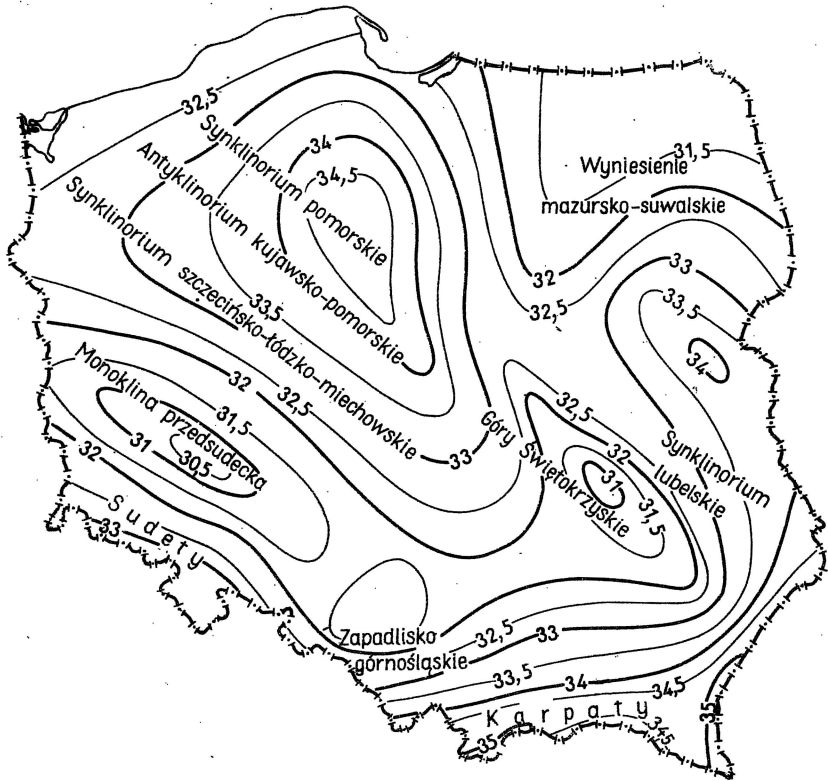


Fig. 5. Grubość skorupy ziemskiej w Polsce na podstawie badań gravimetrycznych według Z. Fajkiewicza (1973)

Thickness of the Earth crust in Poland the basis of gravimetric data (after Z. Fajkiewicz, 1973)

ich różnic: w wersji pierwszej dla wartości anomalii Bouguera bliskich zera przyjmowano (wg formuły R. M. Demienickiej) grubość skorupy równą 35 km, w wersji drugiej zaś (wg G. P. Woollarda) — tylko 32 km. Jak widać z fig. 5 maksymalne grubości skorupy dla wersji późniejszych osiągają tu wartość zaledwie 35 km, a pełna amplituda zmienności grubości skorupy wynosi tylko ok. 5 km. Znając z kolei drogę powstawania formuł wyjściowych oraz różnice między wartościami uśrednionymi (dla formuły R. M. Demienickiej — fig. 1), nie wydaje się by Z. Fajkiewicz był upoważniony do rysowania izolinii grubości skorupy co 0,5 km.

R. M. Demienicka (1961) podała, że dla kontynentów średni błąd określenia grubości skorupy według uśredniających wykresów wyrażonych jej formułą wynosi ± 4 km. Już wcześniej zwracałem uwagę na ten fakt (J. Skorupa, 1966), oraz na okoliczność, że stosowanie zależności planetarnych (R. M. Demienicka, 1961) czy kontynentalnych (N. B. Sażina, 1961) w przypadku małych obszarów prowadzić musi do jeszcze większych błędów. Dotyczyło to oczywiście i obszaru Polski. Tak więc nie pozostaje nic innego jak stwierdzić, że na podstawie formuł R. M.

Demienickiej i G. P. Woollarda można było szacować przeciętną grubość skorupy w Polsce, bez możliwości przedstawienia jej morfologii. Jak wykazują jednak uzyskane ostatnio dane analiza związków między grubością skorupy a anomaliami Bouguera jest u nas możliwa, gdyż amplitudy zmian grubości skorupy wynoszą ok. 30 km, a nie jak przypuszczano zaledwie 5 km. Może to poprawić dyskutowane korelacje lub ujawnić wyraźniejsze anomalie lokalne.

Przejdźmy teraz do analizy interesujących nas związków nie od strony wykorzystywania ogólnych formuł w odległych obszarach, lecz na drodze badania faktycznego materiału z obszaru Polski. Do badania związków korelacyjnych między grubością skorupy a anomaliami Bouguera wykorzystano tutaj z jednej strony przybliżone wartości anomalii Bouguera z małoskalowych map, a z drugiej strony wszystkie dostępne

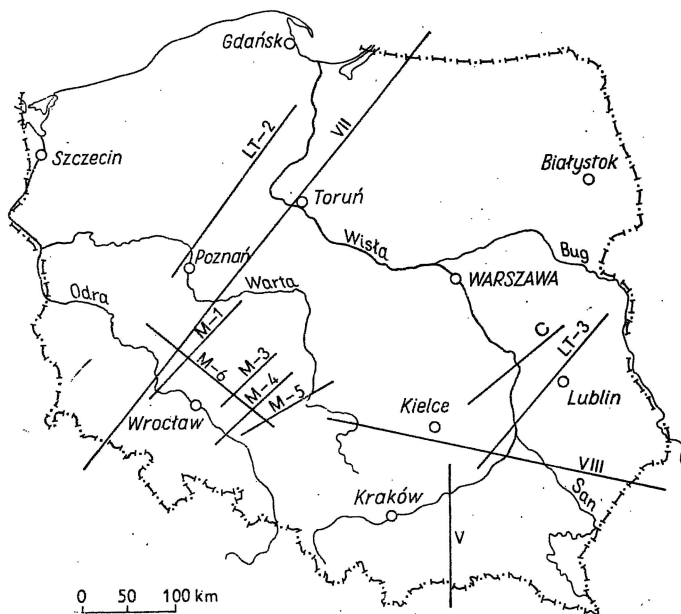


Fig. 6. Lokalizacja profili głębokich sondowań sejsmicznych na obszarze Polski

Location of profiles of the deep seismic sounding in the area of Poland

dane dla ok. 2000 km profili głębokich sondowań (A. Guterch i in., 1975 a—e, 1976; J. Uchman, 1973).

Sytuację profili głębokich sondowań sejsmicznych ilustruje fig. 6. Profile te przebiegają w mniejszym lub większym stopniu przez główne rozpoznane jednostki tektoniczne kraju.

W opracowaniu wykorzystano korespondujące wartości głębokości do strefy Moho (liczone od poziomu morza) i wartości anomalii Bouguera określone w odstępach co 20 km. Odstęp ten jest zbyt mały by eliminować wpływ bardzo dużych deniwelacji w strefie Moho, jednakże został przyjęty świadomie dla zwiększenia ilości danych. Nie wpłynie on w istotny sposób na wyprowadzane związki korelacyjne, natomiast może ułatwić lub udokładnić dalszy tok opracowania materiałów.

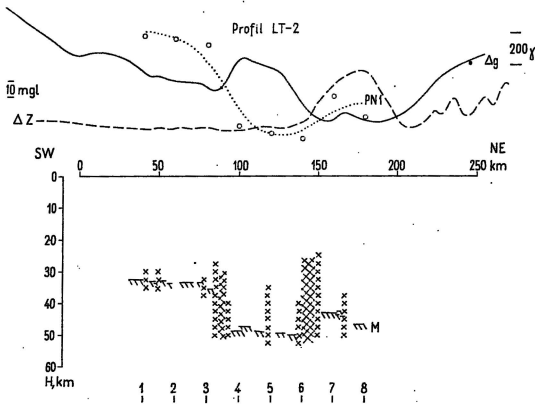


Fig. 7

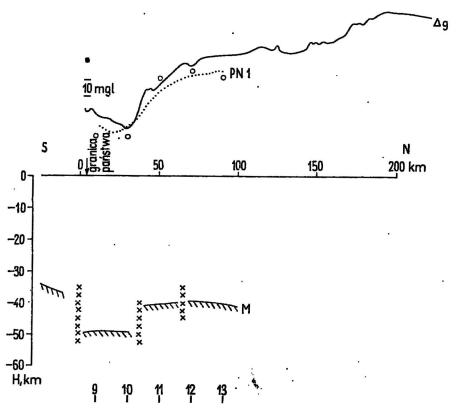


Fig. 8

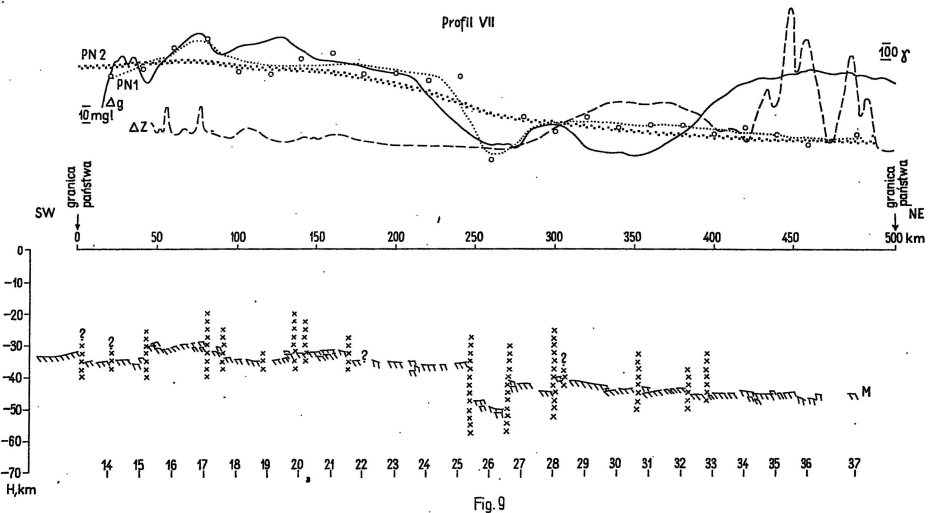


Fig. 9

1----- 1 x x 2 ——— 3 - - - 4 o 5 PN1 P----- 6 PN2 ····· 7

Fig. 7—9. Zestawienie obrazu morfologii powierzchni Moho i anomalii Bouguera na profilach głębokich sondowań sejsmicznych (LT-2, V, VII) oraz przybliżonego przebiegu „pola normalnego” odwzorowującego efekty uśrednionej budowy skorupy

Comparison of image of morphology of the Moho surface and Bouguer anomalies from profiles of deep seismic sounding (LT-2, V, VII) and approximated course of “normal field” reflecting effects of averaged structure of the crust

1 — powierzchnia Moho według interpretacji Instytutu Geofizyki PAN; 2 — dyslokacje lub nieciągłości w powierzchni Moho; 3 — anomalie Bouguera; 4 — anomalie składowej pionowej pola magnetycznego ziemskiego; 5 — wartości anomalii Bouguera odpowiadające stwierdzonym głębokościom Moho odniesionym do wyprowadzonej formuły korelacyjnej; 6 — pierwsza wersja „pola normalnego” anomalii Bouguera; 7 — druga wersja „pola normalnego” anomalii Bouguera; 1—75 — punkty, dla których zestawiono grubość skorupy i wartość anomalii Bouguera

1 — Moho surface as interpreted by the team of the Institute of Geophysics of the Polish Academy of Sciences; 2 — dislocations or discontinuities in Moho surface; 3 — Bouguer anomalies; 4 — anomalies of vertical component of Earth magnetic field; 5 — values of Bouguer anomalies corresponding to recorded depths of Moho surface after introducing correlating formula; 6 — first version of „normal field” of Bouguer anomalies; 7 — second version of „normal field” of Bouguer anomalies; 1—75 — points for which Earth crust thickness and value of Bouguer anomalies were compared

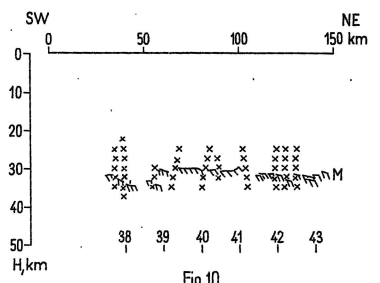
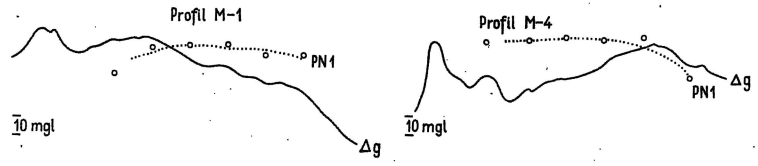


Fig. 10

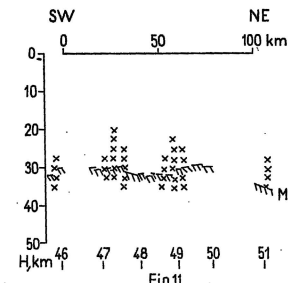


Fig. 11

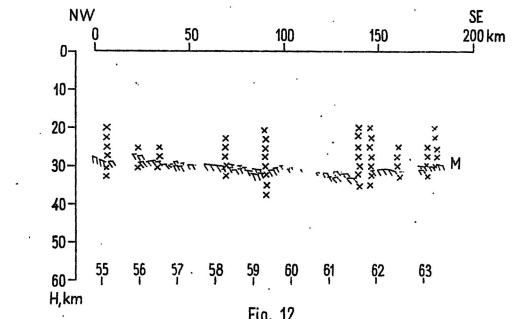


Fig. 12

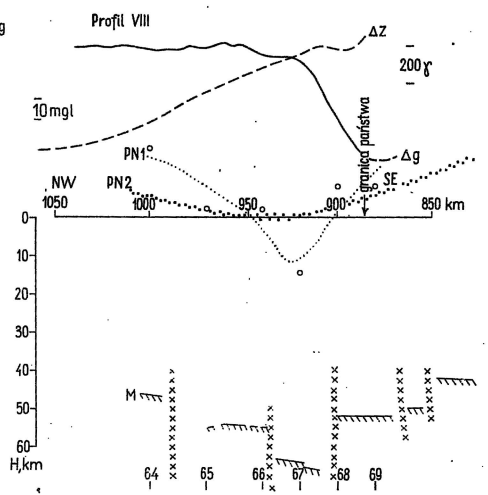


Fig. 13

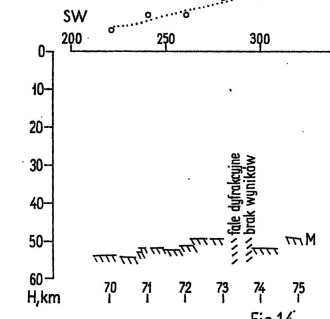
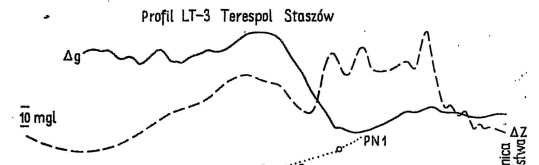


Fig. 14

W efekcie otrzymano korespondujące wartości dla 77 punktów. Na fig. 7—14 przedstawiono zarówno morfologię powierzchni Moho, jak i profile anomalii Bouguera, zaś dla niektórych profilów również i anomalie magnetyczne składowej pionowej. Dla oszczędności miejsca pominięto jedynie profile M-3, M-5 i C, o niewielkiej ilości informacji. Po zestawieniu wszystkich punktów (fig. 15) okazało się, że większość ich układa się w bardzo sugestywny sposób, dając się dość dokładnie uśrednić linią regresji o wyraźnym nachyleniu. Niektóre z punktów leżące wyłącznie na profilach C, LT-3 i VIII układają się jednak inaczej, dając się dość dobrze uśrednić linią poziomą. Punkty leżące we wschodnich częściach profilów LT-3 i VIII (co ustalono po szczegółowej analizie) znajdują się w pasmach uśrednienia obu prostych. Tak więc tylko punkty leżące na wymienionych profilach i tylko w obrębie grawimetrycznego wyżu lubelskiego zachowują się anomalnie.

Zwróćmy też uwagę na to, że uśrednienie większości punktów leżących w obrębie różnych jednostek tektonicznych (Sudety, platforma paleozoiczna, platforma wschodnioeuropejska, Karpaty) poza grawimetrycznym wyżem lubelskim wyraża się formułą:

$$H = 37,5 - 0,274g$$

zaś współczynnik korelacji przedstawionych danych wynosi 0,74. Jest to wartość wyjątkowo wysoka, jeśli uwzględni się, że otrzymano ją dla stosunkowo małego obszaru kontynentalnego o rozpiętości anomalii Bouguera w granicach zaledwie ok. 80 mgl. Przypomnieć bowiem należy, że na przykład formuła R. M. Demienickiej (1961) odpowiadała wprawdzie materiałowi o współczynniku korelacji ok. 0,9, ale rozpiętość anomalii Bouguera była dziesięciokrotnie większa. Wymowa tej formuły jest między innymi taka, że średnia grubość skorupy ziemskiej w Polsce wynosi ok. 37,5 km dla anomalii Bouguera o poziomie bliskim zera i jest większa o ok. 2,5 km niż gdyby była szacowana według formuły G. P. Woollarda (1959). Stąd wniosek, że Polska leży w pewnej określonej strefie grubości skorupy europejskiego megabloku kontynentalnego. Strefę tę scharakteryzuje na granicy skorupa/górny płaszcz także określony kontrast gęstości, który stosownie do wyprowadzonej ostatnio formuły wynosiłby dla Polski ok. 0,11 g/cm³. Wewnątrz tej strefy mamy do czynienia z lokalnym obszarem anomalnym odpowiadającym z grubsza grawimetrycznemu wyżowi lubelskiemu. Nie ma w jego obrębie żadnej korelacji między grubością skorupy a wartościami anomalii Bouguera. Głębokościom strefy Moho — ok. 51 km — odpowiadają dowolne wartości anomalii w granicach niemal ok. 70 mgl.

Dla lepszej charakterystyki powyższej formuły należy dodać, iż dla

Fig. 10—14. Zestawienie obrazu morfologii powierzchni Moho i anomalii Bouguera na profilach głębokich sondowań sejsmicznych (M-1, M-4, M-6, VIII, LT-3) oraz przybliżonego przebiegu „pola normalnego” odwzorowującego efekty uśrednionej budowy skorupy

Comparison of image of morphology of Moho surface and Bouguer anomalies from profiles of deep seismic sounding (M-1, M-4, M-6, VIII and LT-3) and approximated course of “normal field” reflecting effects of averaged structure of the Earth crust

Objaśnienia jak na fig. 7—9

Explanations as given in Figs. 7—9

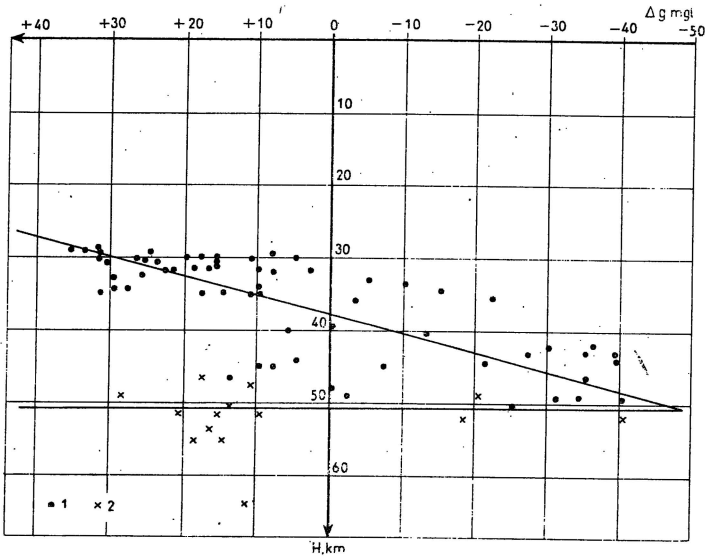


Fig. 15. Zestawienie wartości grubości skorupy i anomalii Bouguera

Comparison of values of thickness of the Earth crust and Bouguer anomalies

1 — wartości dla profili głębokich sondowań sejsmicznych: C, LT-3 i VIII; 2 — wartości dla pozostałych profili głębokich sondowań sejsmicznych

1 — values for profiles of deep seismic sounding: C, LT-3 and VIII; 2 — values for the remaining profiles of deep seismic sounding

wyprowadzonej zależności wartość średniego błędu dla pojedynczego punktu (fig. 15) wynosiła $\pm 4,6$ km. Jest ona ogólnie biorąc bardzo niska, gdyż określa wartość błędu względnego dla średniej grubości skorupy na ok. 12%. Świadczy ona zarówno o dobrej korelacji między grubością skorupy a anomaliami Bouguera dla dużych obszarów kraju, jak również o dużej dokładności wyznaczania granicy strefy Moho dla tych obszarów.

Jeśli będzie się porównywać różnice między obserwowanymi grubościami skorupy i grubościami wyprowadzonymi według podanej formuły a wielkością tegoż średniego błędu, to okaże się, że wartościami różnic przekraczającymi trzykrotną wartość średniego błędu (błąd graniczny) należy obarczyć: na profilu VIII — punkty 65—67, na profilu LT-3 — punkty 70—74 i na profilu C — punkty 76—77.

Dla punktów 65—67 różnice są rzędu ponad pięcio- lub sześciokrotnej wartości średniego błędu, dla punktów 70—74 — rzędu cztero- lub pięciokrotnej wartości średniego błędu, dla punktów 76—77 — rzędu trzy- lub czterokrotnej wartości średniego błędu.

W świetle tego należy zauważyć duże anomalne różnice między wartościami grubości skorupy wyprowadzonej z formuły dla „tła krajowego” a wartościami grubości skorupy uzyskanymi za pomocą głębokich sondowań sejsmicznych poczynając już od strefy dużych gradientów lubelskiego wyżu grawimetrycznego w kierunku zachodnim. Niestety dla określenia zasięgu zachodniego brak na razie szczegółowszych danych sejs-

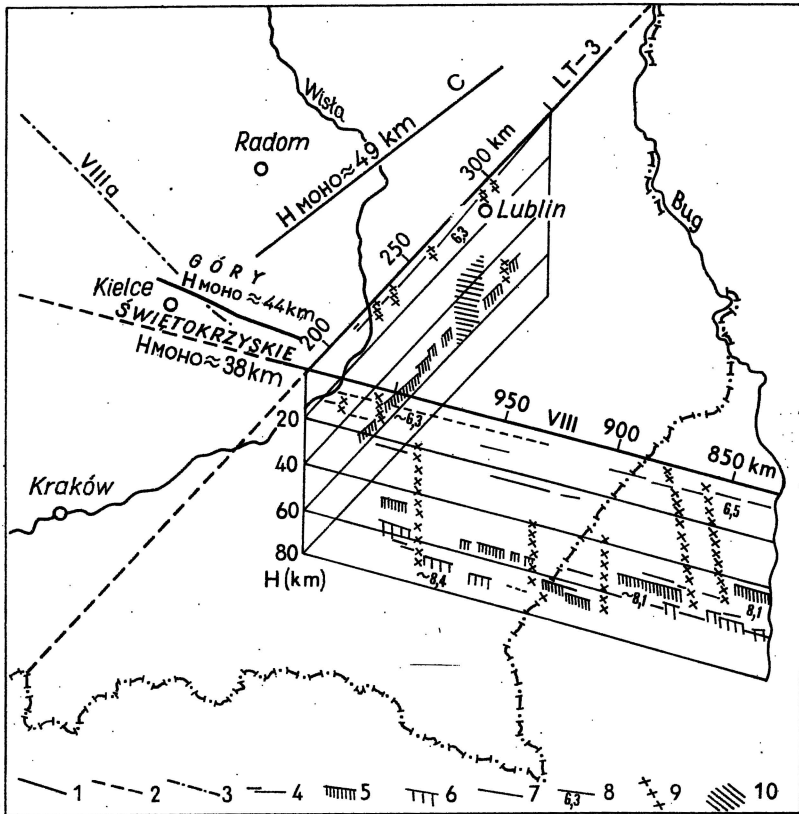


Fig. 16. Schemat blokowy skorupy ziemskiej w południowo-wschodniej Polsce według A. Gutercha i in. (1976)

Block scheme of the Earth crust in south-eastern Poland after A. Guterch and others (1976)

1 — profile głębokich sondowań sejsmicznych wykonane; 2 — profile głębokich sondowań sejsmicznych w opracowaniu; 3 — punktowe profile głębokich sondowań sejsmicznych; 4 — rozłam świętokrzyski według W. Pożaryskiego i S. Radwańskiego (1972); 5 — nieciągłość Moho; 6 — nieciągłość M_1 ; 7 — inne granice sejsmiczne; 8 — prędkość graniczna (V_{gr}); 9 — głębokie rozłamy; 10 — stręfa silnych naruszeń na profilu LT-3

1 — elaborated profiles of deep seismic sounding; 2 — profiles of deep seismic sounding in elaboration; 3 — point profiles of deep seismic sounding; 4 — Świętokrzyski deep fracture after W. Pożaryski and S. Radwański (1972); 5 — Moho discontinuity; 6 — M_1 discontinuity; 7 — other seismic boundaries; 8 — boundary velocity (V_{gr}); 9 — deep fractures; 10 — strongly disturbed zone on the profile LT-3

smicznych. Jednakże z ogólnego nawiązania jakie może być dokonane dla danych z fig. 16 oraz przybliżonych danych grawimetrycznych, można by sądzić, że część grawimetrycznego wyżu świętokrzyskiego na północ od głównego uskoku świętokrzyskiego może leżeć w obszarze o anomalnej budowie skorupy w stosunku do otaczającego tła. W pobliskich obszarach, tj. na monoklinie przedsudeckiej i w niecce miechowskiej należy już oczekiwać niezaburzonej korelacji, zgodnej z wyprowadzoną formułą. W obszarze na północ od głównego uskoku świętokrzyskiego różnica mię-

dzy wartością obliczoną według wyprowadzonej formuły własnej a wartością zaobserwowaną, wynoszącą ok. 44 km, jest rzędu 3 wartości podanego wcześniej błędu średniego, zaś dla obszarów na południe od niego wynosi tylko 1,5 tej wartości.

Oczywiście dalsze przedłużenie w kierunku południowo-zachodnim profilów LT-3, VIII i ewentualnie C lub V może określić stopień omawianej anomalności korelacji w obszarze lubelskiego i świętokrzyskiego wyżu grawimetrycznego. Obecnie można mówić tylko o niewątpliwej anomalności korelacji dla wyżu lubelskiego, zaś dla wyżu świętokrzyskiego można mówić tylko o dużym prawdopodobieństwie anomalności. Również wydaje się niewątpliwe ustalenie granicy wschodniej tego obszaru dla wyżu lubelskiego, tzn. dla znanej strefy dużych gradientów anomalii Bouguera.

Fakty te są o tyle znamienne, że sam wyż był już dawno (J. Skorupa, 1959) wiązany z występowaniem głębokich warstw o dużym horyzontalnym kontraście gęstościowym, tj. z warstwami przystropowymi lub warstwami głębszymi podłoża krystalicznego. Głębokość stropu, cięższych niż w sąsiedztwie, mas zaburzających szacowano wtedy dla odcinka Garwolin — Lublin — Krasnystaw na ok. 8 km. Ocena ta dokonana była na podstawie obrazu grawimetrycznego strefy wysokich gradientów i jej otoczenia. Strefa ta ciągnie się zresztą i dalej na SSE przebiegając przez obszary leżące nieco na zachód od Zamościa, Tomaszowa Lubelskiego, Rawy Ruskiej, przy czym głębokość stropu cięższych mas zaburzających oceniać należy podobnie. Ponadto już wtedy w obszarze grawimetrycznego wyżu lubelskiego domniemywano obecność w podłożu krystalicznym wielkich intruzji o charakterze batolitów, rozumiejąc, że chodzi tu o intruzje cięższych skał. Między innymi anomalia grawimetryczna Głowaczowa, stanowiąca fragment wyżu lubelskiego i mająca charakterystyczną aureolę magnetyczną, wiązana była z batolitem otoczonym szeroko rozumianą strefą metamorfizmu kontaktowego, gdyż anomalia magnetyczna okala anomalię grawimetryczną wzdłuż strefy największych gradientów. Podobne zjawiska, choć mniej wyraźne, można obserwować w obszarze niemal całego grawimetrycznego wyżu lubelskiego. Także dane refrakcyjne z obszaru niecki lubelskiej świadczą, że genezę tego wyżu należy wiązać z cięższymi skałami wewnątrz głębokiego starszego podłoża. Głębokości występowania skonsolidowanego podłoża są tu z reguły o kilka kilometrów mniejsze od podanych głębokości stropu cięższych mas zaburzających. Zatem anomalny rozkład gęstości skał można zakładać w podłożu krystalicznym, ale nie całkowicie w jego bezpośrednich partiach stropowych. Przedstawiony obraz uzupełnia jeszcze anomalna grubość skorupy i zaburzenie korelacji między grubością skorupy a wartościami anomalii Bouguera.

Aby móc dalej rozważać analizowane wyżej zależności dokonamy założenia, że związek korelacyjny między grubością skorupy a anomaliami Bouguera istnieje dla całego (lub niemal całego) kraju i że na jego podstawie można wyprowadzać „normalne” wartości anomalii Bouguera już jako funkcję stwierdzonej głębokimi sondowaniami sejsmicznymi grubości skorupy. Próby takiej dokonano wstępnie w sposób przybliżony, zakładając proporcjonalność „normalnych” wartości anomalii Bouguera i grubości skorupy, co wystarcza dla dokonywania pierwszych wstęp-

nych analiz. Otrzymaliśmy w ten sposób wstępną wersję „pola normalnego”, w przybliżony sposób odwzorowującą morfologię strefy Moho zgodnie z wyprowadzoną zależnością korelacyjną. Jak widać na fig. 7—14 tak wyrażone „pole normalne” (PN-1), w stosunku do którego możemy odnosić zaobserwowaną krzywą anomalii Bouguera, odtwarza ją bardzo dobrze z wyjątkiem obszaru grawimetrycznego wyżu lubelskiego.

O ile anomalie lokalne (rozbieżność obu krzywych), spowodowane głównie wpływem względnie płytkiej budowy geologicznej (przystropowej części skorupy), nie przekraczają na ogół pierwszych dziesiątków miligali, to dla wyżu lubelskiego wynoszą one ponad 100 mgl.

Oczywiście na wskazanej drodze uzyskaliśmy możliwość nie tylko ujawniania większych skorupowych anomalii grawimetrycznych, ale i szacowania ich wielkości. O ile bowiem dotychczas przebieg anomalii grawimetrycznych był rejestrowany poprawnie, to jednak nie byliśmy w stanie określić poziomu „normalnego”, do którego należy je odnosić. Na przykład w przypadku grawimetrycznego wyżu lubelskiego nie wiadomo było czy należy odnosić jego amplitudę do poziomu sąsiadującego z nim niżu lubelskiego, czy też do innego, nieokreślonego co do budowy geologicznej, poziomu grawimetrycznego. Można zresztą było zakładać, że tą lokalną anomalią jest właśnie grawimetryczny niż lubelski w stosunku do tła — wyżu lubelskiego. Strefa wysokich gradientów dzieląca obie te jednostki była tylko strefą kontrastu mas cięższych i lżejszych bez określenia, które z nich stanowią tło regionalne. Podana wyżej szacunkowa amplituda wyżu lubelskiego ma obecnie odniesienie do „normalnej” budowy skorupy dla obszarów otaczających, charakteryzujących się między innymi tym, że różnica gęstości w strefie powierzchni Moho wynosi $0,11 \text{ g/cm}^3$, co wynika z wyprowadzonej w wyżej opisany sposób formuły.

Oczywiście wprowadzone w podany, przybliżony sposób wartości „pola normalnego” mogą być określone również nieco dokładniej. Mianowicie można dokonać obliczenia efektów grawimetrycznych morfologii powierzchni Moho przy podanej różnicy gęstości skorupy w stosunku do gęstości górnego płaszcza równej $0,11 \text{ g/cm}^3$, zakładając dla grubości skorupy równej 37,5 km poziom zerowy wyprowadzonych efektów. Wyprowadzone w ten sposób (dla modelu dwuwymiarowego) „pole normalne” dla profilów VII i VIII przedstawiono na fig. 9 i 13 (pole PN-2). Należy tu jednak zauważyć, że przy tym sposobie postępowania końce profilów mają bardziej zniekształcone „wartości normalne”, gdyż na przedłużeniach profilów zakładano grubości skorupy takie same jak i na końcach, co w rzeczywistości raczej nie ma miejsca. Niemniej jednak dla takich charakterystycznych obszarów jak obszar przyjmowany za granicę platformy paleozoicznej i prekambryjskiej czy też jak obszar wschodniej granicy wyżu lubelskiego, poziom „pola normalnego” jest bardziej poprawny niż otrzymany przy wcześniej omówionych zabiegach (fig. 9 i 13 — pole PN-1). Jasne jest także, że dysponowanie danymi co do grubości skorupy z sondowań sejsmicznych dla obu końców profilu VIII pozwoli w przyszłości uzyskać dokładniejszy niż przedstawiono obraz „pola normalnego”. Niemniej nie popełni się większego błędu wnioskując, że amplituda anomalii (licząc od tak określonego „pola

normalnego”) grawimetrycznego wyżu lubelskiego dla profilu VIII wynosi dla dużego obszaru przylegającego do strefy wysokich gradientów ok. 80—100 mgl. Wartość amplitudy anomalii wyżu lubelskiego dla profilu LT-3 wynosi ok. 70—80 mgl, a dla profilu C może być przyjmowana na ok. 60 mgl. Oczywiście wartość tak wyprowadzonej anomalii nie musi być jednakowa w obrębie całego obszaru wyżu lubelskiego, jednak podane wartości są wysokie.

Grubość skorupy w obszarze Gór Świętokrzyskich została określona przez A. Gutercha i in. (1976). Jeśli przyjąć, że dla obszaru na północ od głównego uskoku świętokrzyskiego wynosi ona ok. 44 km, zaś dla obszaru na południe od tegoż uskoku — 38 km, to dla pierwszego rejonu amplituda anomalii obliczonej w podobny sposób jak dla wyżu lubelskiego wyniesie ok. 50 mgl, zaś dla drugiego rejonu już tylko dwadzieścia kilka miligali. Stąd wniosek, że drugi rejon ma raczej budowę nieanomalną. Wartość anomalna podana dla pierwszego obszaru jest nieco większa od omawianej przedtem trzykrotnej wartości średniego błędu dla pojedynczego wyznaczenia, a zatem można mówić w tym przypadku o analogicznym rodzaju anomalności budowy skorupy, jaki stwierdzono w północno-wschodniej i środkowej części grawimetrycznego wyżu lubelskiego. Nie możemy zresztą być pewni, czy jedynym obszarem w granicach kraju wykazującym anomalności budowy skorupy jest obszar grawimetrycznego wyżu lubelskiego i prawdopodobnie świętokrzyskiego. Anomalną budowę skorupy, choć na pewno w innych już skalach, mogą mieć na przykład obszary podlaskich pasmowych anomalii grawimetrycznych i magnetycznych, odwzorowujące dość wąskie strefy metamorfizmu skonsolidowanego starszego podłoża, bądź jeszcze mniejsze obszary wyżu grawimetrycznego wału pomorskiego, gdzie również w warstwach przystropowych skonsolidowanego podłoża występują masy ciężkie. Dla obszarów tych nie ma jak dotychczas żadnych danych, co do grubości skorupy, z głębokich sondowań sejsmicznych i bliższe zdefiniowanie domniemywanej anomalności budowy skorupy jest sprawą przyszłości.

Przejdźmy jednak do omówienia genezy anomalii grawimetrycznego wyżu lubelskiego i prawdopodobnie (co najmniej częściowo) grawimetrycznego wyżu świętokrzyskiego.

Wyprowadzone „pole normalne” zakłada w zasadzie warstwową, praktycznie poziomą jednorodność budowy skorupy powyżej strefy Moho. W dodatku różnica gęstości w strefie granicy z górnym płaszczem jest stała i równa w naszym przypadku 0,11 g/cm³. Odstępstwa od takiej budowy, jeśli istnieją, są tak skompensowane, że w obrazie grawimetrycznym efekty są minimalne i mieszczą się wraz z efektami przypowierzchniowymi w granicach pierwszych dziesiątków miligali. Dopiero efekty grawimetryczne anomalne powyżej tej wartości mogą być uważane za odwzorowanie innej, anomalnej budowy skorupy.

Tak więc stwierdzone wysokie wartości anomalii na Lubelszczyźnie liczone w odniesieniu do określonej w podany wyżej sposób „przeciętnej” grubości skorupy dla reszty kraju mogą mówić o rzeczywistym (a nie względnym) istnieniu w skorupie Lubelszczyzny anomalnych mas ciężkich. Wielkość tych mas może być określona z jednej strony wielkością anomalii, a z drugiej strony wielkością kontrastów gęstościowych tych mas w stosunku do mas otaczających. Jeśli na przykład na podstawie

wcześniej dokonanych ocen w obszarach położonych w pobliżu strefy wysokich gradientów przyjmie się dla grawimetrycznego wyżu lubelskiego głębokość stropu cięższych skał na ok. 8 km i różnicę ciężarów właściwych (w stosunku do skał otaczających) na równą $0,1 \text{ g/cm}^3$ przy amplitudzie anomalii ok. 80 mgł, to spąg tych skał będzie występował na głębokości ok. 28 km. Innymi słowy dla skorupy o grubości ok. 50 km należałoby przyjmować anomalnie dużą gęstość około dwudziestokilometrowej warstwy położonej blisko stropu podłoża krystalicznego.

Model ten jest oczywiście bardzo przybliżony i jeden z możliwych. Może być on słuszny tylko dla wschodniej części grawimetrycznego wyżu lubelskiego sąsiadującej z grubsza z omawianą wyżej strefą wysokich gradientów. Chodzi tu zresztą tylko o wyobrażenie wielkości mas zaburzających. Czy sprawa polega na wypiętrzeniu stropu skał wiązanych dawniej z „warstwą bazaltową” skorupy, czy też na niezwykle potężnych intruzjach skał cięższych już w „warstwie granitowej” trudno obecnie rozstrzygnąć. Nie można także wykluczyć odpowiednio wielkich rezyduów skorupy typu oceanicznego oraz (równolegle do obecności wspomnianych wielkich intruzji) lokalnie zachowanych pobliskich przypuszczalnie niepojedynczych i różnowiekowych stref Benioffa. Do takiego przypuszczenia może skłaniać fakt występowania tej anomalii w węzle tektonicznym, w którym sąsiadują lub sąsiadowały co najmniej trzy różne platformy: prekambryjska — gotyjska, assyntyjska i paleozoiczna.

Anomalność budowy skorupy wymienionych obszarów wydaje się niewątpliwa i nakazuje nadal poszukiwać odpowiednich związków z ich przeszłością geologiczną. W rozważaniach tych winny być uwzględnione także i przedstawione tu wnioski, gdyż opieranie się na przykład na cechach morfologicznych nieciągłości Moho dla wydzielenia wgłębnych granic nawet tak wielkich jednostek tektonicznych, jakimi są u nas granice platform prekambryjskiej i paleozoicznej, wydaje się być niedostateczne. Morfologia nieciągłości Moho jest informacją cenną, ale nawet w świetle analizowanego tu materiału nie może być przeceniana i jej waga może być znacznie wyższa w zestawieniu z grawimetrią. Zaskakujący bowiem jest wniosek wynikający z przedstawionych materiałów, że dla dużych obszarów kraju i dla wielu różnych genetycznie jednostek tektonicznych o różnej grubości skorupy i różnej morfologii powierzchni Moho sprawdzają się te same prawidłowości korelacyjne. Natomiast anomalność budowy skorupy Ziemi w obrębie grawimetrycznego wyżu lubelskiego i prawdopodobnie świętokrzyskiego, również leżących w różnych jednostkach tektonicznych, tym bardziej musi mieć swoje odwzorowanie w granicach, typie i budowie odpowiednich, lecz być może inaczej niż dotychczas definiowanych jednostek. Z tą cechą obszaru mogą być też związane określone implikacje mineralizacyjne.

W sumie można stwierdzić, że droga kompleksowego wykorzystania materiałów z głębokich sondowań sejsmicznych i danych grawimetrii okazała się nie tylko efektywna przy opisanu określonych prawidłowości dla wielkich obszarów kraju, ale w świetle tych prawidłowości również przydatna do wydzielenia obszarów o anomalnej budowie skorupy. Ta ostatnia możliwość w połączeniu z danymi geologicznymi pozwoli w przyszłości w bardziej uzasadniony i pełny sposób przedyskutować budowę strukturalną skorupy w określonych obszarach kraju.

Ponadto anomalność budowy skorupy w obrębie grawimetrycznego wyżu lubelskiego i przypuszczalnie świętokrzyskiego skłania do dalszego wyjaśniania jej genezy. Konieczne jest także precyzowanie wpływu skorupy na układ i strukturę wielkich jednostek tektonicznych kraju, w stosunku do których jej sytuacja nie jest w pełni jasna.

Zakład Geofizyki
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4

Nadesłano dnia 30 grudnia 1976 r.

PIŚMIENNICTWO

- FAJKLEWICZ Z. (1964) — Głębokość zalegania nieciągłości Mohorovičića w Polsce. Techn. Poszuk., 3, p. 6—11, nr 10. Warszawa.
- FAJKLEWICZ Z. (1973) — Grawimetria poszukiwawcza. Wyd. Geol. Warszawa.
- GUTERCH A., KOWALSKI T., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975a) — Badania skorupy ziemskiej na obszarze Polski metodami sejsmologii eksplozywnej. Mat. I kraj. Symp. Warszawa — listopad 1975 — Współczesne i neotektoniczne ruchy skorupy ziemskiej w Polsce. T. I, Wyd. Geol. Warszawa.
- GUTERCH A., KOWALSKI T., MATERZOK R., TOPORKIEWICZ S. (1975b) — Głęboka struktura skorupy ziemskiej w strefie linii Teisseyre'a — Tornquista w świetle wyników badań metodą GSS wzdłuż profilu LT-2 (Stęszew k/Poznania — Starogard Gd.). Arch. Inst. Geof. PAN. Warszawa.
- GUTERCH A., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975c) — Sejsmiczna struktura skorupy ziemskiej wzdłuż VII profilu międzynarodowego w świetle badań metodą głębokich sondowań sejsmicznych. Prz. geol., 23, p. 153—163, nr 4. Warszawa.
- GUTERCH A., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975d) — Badania struktury skorupy ziemskiej metodą głębokich sondowań sejsmicznych wzdłuż profilu LT-3 (Terespol — Staszów). Arch. Inst. Geof. PAN. Warszawa.
- GUTERCH A., TOPORKIEWICZ S., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1975e) — Interpretation of crustal reflected waves along refraction profiles in the fore-Sudetic monocline region. Publ. Inst. Geof. Pol. Acad. Sci., 82. Warszawa.
- GUTERCH A., KOWALSKI T., MATERZOK R., PAJCHEL J., PERCHUĆ E. (1976) — O głębokiej strukturze skorupy ziemskiej w rejonie Gór Świętokrzyskich. Przew. XLVIII Zjazdu Pol. Tow. Geol., Starachowice, 1976, p. 52—59, Wyd. Geol. Warszawa.
- SKORUPA J. (1959) — Morfologia podłoża magnetycznie czynnego i podłoża krystalicznego w północno-wschodniej Polsce. Biul. Inst. Geol., 160. Warszawa.
- SKORUPA J. (1966) — Głębokie sondowania sejsmiczne i ich rola w kompleksie metod geofizycznych w badaniach budowy skorupy Ziemi. Kwart. geol., 10, p. 546, nr 2. Warszawa.

- UCHMAN J. (1973) — Results of deep seismic soundings along international profile V. Publ. Pol. Acad. Sci., 60, Warszawa.
- WOOLLARD G. P. (1959) — Crustal structure from gravity and seismic measurements. J. Geoph. Res., 64, nr 10.
- АНДРЕЕВ Б. А. (1958) — Гравитационные аномалии и мощность земной коры континентальных областей. Докл. АН СССР, 119, № 2. Москва.
- АНДРЕЕВ Б. А., КЛУШИН И. Г. (1962) — Геологическое истолкование гравитационных аномалий, Гостоптехиздат. Ленинград.
- АНДРЕЕВ Б. А. (1965) — Гравиметрия в региональной геологии. В: Геол. результаты прикл. геофиз. исслед. строения земн. коры, стр. 93—103. Изд. Недра. Москва.
- БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А. (1975) — Корреляционные зависимости между аномалиями силы тяжести Буге, границами в земной коре и глубинами до поверхности Мохоровичича. В: Глубинное строение земной коры, стр. 5—33. Изд. Наука. Москва.
- БОРИСОВ А. А. (1964) — Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. Сов. Геол., № 4, стр. 3—23. Москва.
- ДЕМЕНИЦКАЯ Р. М. (1961) — Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным. Тр. Н.-и. ин-та Арктики, 115. Ленинград.
- САЖИНА Н. Б. (1962) — Мощность земной коры и связь её с рельефом и аномалиями силы тяжести. Сов. Геол., № 8, стр. 151—157. Москва.
- СУББОТИН С. Ю., СОЛЛОГУБ В. Б., ЧЕКУНОВ А. В. (1976) — Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов Тетиса в свете новых данных и представлений. Геофиз. Сб., 70. Изд. Наукова Думка. Киев.

Ян СКОРУПА

АНОМАЛИИ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ И АНОМАЛИИ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПОЛЬШЕ

Резюме

В статье рассмотрено развитие изучения корреляционных связей толщины земной коры с аномалиями Буге в масштабе земного шара, континентов или регионов. Графически представлено сравнение таких связей и более подробно рассмотрены некоторые из них. Рассмотрены различия параметров плотности, определенных по ним для зоны контакта земной коры с верхней мантией. Обсуждены причины больших расхождений между результатами глубинного сейсмического зондирования, для определения в Польше толщины земной коры, и данными, представленными в двух различных вариантах карт мощности земной коры, определенных З. Файклевичем (1964, 1973), по формуле Р. М. Деменицкой и Г. П. Вулларда.

По данным маломасштабных карт аномалии Буге, а также по результатам глубинного сейсмического зондирования в Польше выведена корреляционная связь почти для всей территории страны, кроме площадей с аномальной толщиной коры в пределах гравиметрического Люблинского и, вероятно, Свентокшиского максимума.

Выведенная формула, по сравнению с отдельными исходными величинами характеризуется средней квадратной ошибкой определения толщины земной коры, равной $\pm 4,6$ км. Разница в толщине земной коры в районах с аномальной ее толщиной по сравнению с „нормальными” величинами, определенными по формуле, гораздо выше граничной ошибки. Автор обращает внимание на замеченную ранее роль Люблинского гравиметрического максимума, причиной которого не могло являться геологическое строение пород, залегающих над консолидированным фундаментом, но который объяснялся наличием больших масс тяжелых пород, залегающих под кровлей консолидированного фундамента. Принимая во внимание правильность корреляционной связи между толщиной земной коры и аномалиями Буге для различных по возрасту и генезису больших элементов (Карпаты, палеозойская платформа, докембрийская платформа, Судеты), а также относительно большую ее точность, предложено использовать эту зависимость при выведении „нормального поля” в гравиметрии. Оно могло бы определяться „нормализованным” строением коры с плотностным контрастом в зоне границы Мохо, равным $0,11 \text{ г/см}^3$, также определяемой по установленной зависимости. Таким образом определенное „нормальное поле” являлось бы эффектом морфологии в зоне Мохо, а разница наблюдаемых аномалий Буге и величин нормального поля являлись бы косвенным отражением строения земной коры, ее однородности или неоднородности. Приведено два варианта определенного таким образом „нормального поля”, а также дана оценка амплитуд аномалий, связанных со строением земной коры по восточной части Люблинского гравиметрического максимума. Для создания понятия о величине аномальных масс рассмотрена их вероятная модель. Сделана попытка ее геологической интерпретации, причем обращено внимание на то, что территория с установленным аномальным строением земной коры не имеет непосредственно видимой связи с принятым в настоящее время положением границ больших тектонических элементов страны. С другой стороны величина и локализация площади с установленным аномальным строением земной коры делают необходимым поиски связей с тектоникой, при этом быть может определению элементов.

В конце статьи рассматривается эффективность комплексного использования данных гравиметрии и глубинного сейсмического зондирования для выделения локальных аномалий строения земной коры, хотя еще не выяснена их связь с тектоникой. Обращается также внимание на опасность переоценки одних данных о локальной морфологии Мохо для выделения границ даже больших тектонических элементов.

Jan SKORUPA

ANOMALIES OF GRAVITY AND EARTH CRUST STRUCTURE IN POLAND

Summary

Recent developments in the studies on correlations between Earth crust thickness and Bouguer anomalies on the world, continent and region scale are discussed. Graphic comparison of such correlations are given. Moreover, some of the correlations are discussed in detail, similarly as differences in density parameters for the contact zone between the crust and the Upper Mantle determined by them.

Moreover, there are discussed the causes of marked discrepancies between the estimations of thickness of the Earth crust in Poland, based on results of deep seismic soundings, and the thickness data obtained by Z. Fajklewicz using the formulae proposed by R. M. Demienicka and G. P. Woollard (*vide* Z. Fajklewicz, 1964, 1973) and presented on two different versions of the Earth crust thickness.

A correlative equation for the thickness of the Earth crust in Poland was established on the basis of data from small-scale Bouguer anomaly maps and the results of deep seismic soundings. This relationship is valid for almost the whole country except for the areas of anomalously thick crust (Lublin and presumably Świętokrzyski gravimetric highs).

The proposed formula for estimating Earth crust thickness is characterized by a mean error of the order of ± 4.6 km for the case of single entrance values. The differences between values for the above mentioned areas of anomalously thick crust and "normal" values obtained using this formula markedly exceed the incertitude error (i.e. 3 times standard deviation). Attention is paid to previously noted role of the Lublin gravimetric high which cannot be explained by its shallow geological structure. An attempt was made to relate the Lublin high to the presence of large masses of rocks heavier than the neighbouring ones located below the top of the consolidated basement. Attention is also paid to the validity of the correlative relationship between the Earth crust thickness and Bouguer anomalies for areas differing in genesis and age (Carpathian Mts, Paleozoic and Precambrian Platforms, Sudety Mts), and its relatively high accuracy. It is further proposed to use the relationship for calculating "normal field" in gravimetry. The "normal field" would be defined by some "normalized" structure of the crust with density contrast at the Moho boundary equal 0.11 g/cm^3 , also obtained using the relationship. The normal field defined in this way would reflect the effects of denivelation in the zone of the Moho discontinuity, whilst the differences between the recorded values of Bouguer anomalies and normal field values would indirectly characterize the structure and homogeneity of the crust. Two versions of normal field determined in this way, as well as estimations of amplitude of the anomalies connected with Earth crust structure in eastern part of the Lublin gravimetric high are given. A possible model of "anormal masses" is given in order to illustrate their size. In addition, preliminary geological interpretation of the model is given. The attention is, however, drawn to the fact that there is no direct evidence for any connections between the area with anormal structure and currently accepted boundaries of main tectonic units of the country. On the other hand the size and location of the area implicate a necessity of redefinition of the tectonic units.

In concluding some attention is paid to the effectiveness of a complex use of the results of gravimetric and deep seismic surveys for searching for local anomalies in the structure of the crust even though their relations to the tectonics are still unclear. The hazard of overestimation of the significance of the data concerning local morphology of Moho discontinuity for delineating even large tectonic units is emphasized.