

Andrzej GROBELNY, Czesław KRÓLIKOWSKI

Anomalie grawimetryczne wywołane utworami podpermskimi w północno-zachodniej Polsce

Omówiono udział utworów kenozoiczno-mezozoiczno-permskich w tworzeniu grawimetrycznego obrazu zaburzeń. Przedstawiono anomalie lokalne i regionalne oraz ich powiązanie z utworami starszymi od permu. Określono związek stref gradientowych z tektoniką podpermską.

WSTĘP

Obszar północno-zachodniej Polski, ograniczony od północy brzegiem morza, od wschodu południkiem 19°, od południa równoleżnikiem 52° i od zachodu granicą państwa, wchodzi w skład dwu różnych prowincji tektonicznych. Część północno-wschodnią obejmuje platforma prekambryjska Europy Wschodniej, zaś część południowo-zachodnią platforma paleozoiczna Europy środkowej i Zachodniej. Pokrywy osadowe tych platform dzielą się z kolei na szereg jednostek tektoniczno-morfologicznych. Skomplikowana budowa geologiczna rozpatrywanego obszaru rzutuje na charakter pola zaburzeń grawimetrycznych.

Do głównych anomalii typu regionalnego na platformie prekambryjskiej zalicza się: wyż Ustki, wyż Kartuz oraz niż dolnej Wisły, a także część niżu Zatoki Gdańskiej (fig. 1). Na platformie paleozoicznej do głównych anomalii regionalnych należą: wyż pomorski, depresja nadnotecka, wyżowa strefa Szczecina, a także część niżu mogileńsko-łódzkiego, wyżu Kutna i wyżu krośnieńsko-trzebnickiego.

Złożony charakter anomalii stwarza znaczne trudności w przeprowadzeniu poprawnej interpretacji. Stosowane dotychczas metody, zmierzające do wyjaśnienia geologicznego znaczenia niektórych zaburzeń grawimetrycznych, były mało efektywne i z reguły wieloznaczne. Na platformie paleozoicznej sejsmiczną metodą refleksyjną prześledzono z różnym stopniem dokładności utwory mezozoiczne, strop i spąg permu oraz niektóre granice śródcechsztyńskie. W podpermskim

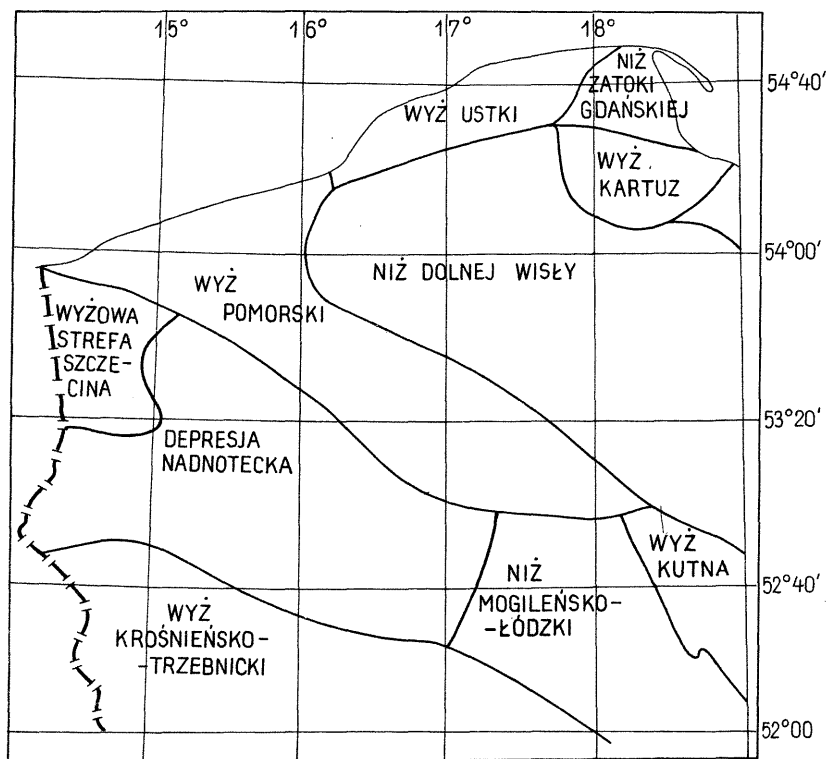


Fig. 1. Szkic regionalnych jednostek grawimetrycznych
Sketch of regional gravimetric units

paleozoiku metody sejsmiczne nie dają zadowalających wyników. Również na platformie prekambryjskiej – z wyjątkiem poziomu ordowickiego – tylko w niektórych rejonach zarejestrowane są nieciągłe refleksy, wiązane ze starszym paleozoikiem (J. Bil i in., 1982).

W opracowaniu wykorzystano bogaty materiał obserwacyjny z zakresu metody grawimetrycznej. Interpretacja została tak ukierunkowana, aby jej wyniki dotyczyły geologicznych struktur podpermkich. Ogólnie wiadomo, iż grawimetryczny obraz anomalny stanowi sumę efektów pochodzących od nakładających się różnych gęstościowo kompleksów geologicznych. Aby prześledzić udział poszczególnych kompleksów geologicznych w tworzeniu się obserwowanego pola zaburzeń grawimetrycznych i aby uzyskać obraz anomalny wolny od zakłóceń nadkładu, wyliczono efekty grawitacyjne od utworów: 1 – czwartorzędu, 2 – kenozoiku, 3 – młodszych od jury, 4 – młodszych od jury środkowej, 5 – młodszych od triasu, 6 – młodszych od wapienia muszlowego, 7 – młodszych od permu, 8 – młodszych od anhydrytu głównego, 9 – młodszych od dolomitu głównego oraz 10 – młodszych od karbonu. Powyższe efekty kolejno eliminowano z obserwowanego obrazu zaburzeń. W wyniku tych operacji otrzymano odpowiednią liczbę różnych map anomalii. Z uwagi na ograniczenia związane z objętością artykułu, tylko dwie z nich zostaną w nim zamieszczone.

STRUKTURALNO-GĘSTOŚCIOWY MODEL NADKŁADU

Stosowana metoda interpretacji wymaga dobrej znajomości budowy geologicznej nadkładu (permomezozoiczno-kenozoicznego) oraz dobrego rozpoznania panujących w nim stosunków gęstościowych, bowiem poprawność przyjętego modelu strukturalno-gęstościowego nadkładu rzutuje bezpośrednio na poprawność wyników strippingu. Opracowanie strukturalno-gęstościowego modelu (C. Królikowski red., 1985) uzależnione było od analizy rozkładu gęstości skał, w której wyniku określono główne powierzchnie kontrastów. Model strukturalno-gęstościowy stworzono z dziesięciu kompleksów, dla których opracowano mapy gęstościowe i strukturalne. Są to: 1 – czwartorzęd, 2 – trzeciorzęd, 3 – kreda, 4 – jura górna, 5 – jura dolna i środkowa, 6 – kajper i retyk, 7 – pstry piaskowiec i wapień muszlowy, 8 – cechsztyński kompleks górny, 9 – cechsztyński kompleks środkowy i 10 – cechsztyński kompleks dolny i czerwony spągowiec. Opracowany model charakteryzuje się różnym stopniem dokładności odwzorowania wglębnej budowy geologicznej oraz rozkładu gęstości. Rozbieżności między modelem a geologiczną rzeczywistością są trudne do ustalenia, możemy jedynie przypuszczać, że największe różnice w miąższości poszczególnych kompleksów mogą dotyczyć struktur solnych, a szczególnie miąższości soli, a więc w zasadzie tych obszarów, dla których brak jest rejestracji sejsmicznej, a także wyników z otworów wiertniczych. Mogą występować także rozbieżności między przyjętymi w modelu gęstościami skał a ich wartościami rzeczywistymi. Omawiany obszar nie ma równomiernej sieci otworów wiertniczych przebijających permomezozoik. Przeważnie są one sytuowane w dość znacznych od siebie odległościach. Wykonana między tymi otworami interpolacja może nie odzwierciedlać w sposób wierny rozkładu gęstości w określonych kompleksach. Oceniając poprawność wykonania modelu strukturalno-gęstościowego, należy stwierdzić, iż wykorzystano tu wszystkie dobrej jakości materiały sejsmiczne i wiertnicze, a także przeanalizowano i wykorzystano bogaty materiał dotyczący pomiarów gęstości skał.

Bardzo dużą dokładnością charakteryzował się grawimetryczny materiał wyjściowy. Pomiaru terenowe wykonywane były grawimetrami pozwalającymi osiągać wysokie dokładności ($\pm 0,02$ mGal). Wszystkie punkty były niwelowane z dokładnością nie mniejszą niż $\pm 0,1$ m, a gęstość punktów pomiarowych wynosiła około 2 punkty na km². Prace związane z wykonaniem omawianego tematu poprzedzał długi okres dyskusji i próbnych obliczeń. W konsekwencji osiągnięto znaczny postęp metodyczny w rozwiązywaniu problemów dotyczących zastosowania zmiennych gęstości w programie przetwarzania.

ODDZIAŁYWANIE UTWORÓW KENOZOICZNO-MEZOZOICZNO-PERMSKICH NA OBSERWOWANE POLE ANOMALNE

Udział utworów kenozoiku w tworzeniu obserwowanego pola zaburzeń jest niewielki i osiąga największą wartość (3 mGal) w rejonie Krosna Odrzańskiego, -1,8 mGal w połowie odległości między Szczecinem a Kamieniem Pomorskim, -1,4 mGal w rejonie Nowego Tomyśla oraz -1,1 mGal na linii Szczecinek - Chojnice. W pozostałych obszarach północno-zachodniej Polski efekty w sensie bezwzględny są mniejsze od 1 mGal i mieszczą się w przedziale przyjętego od-

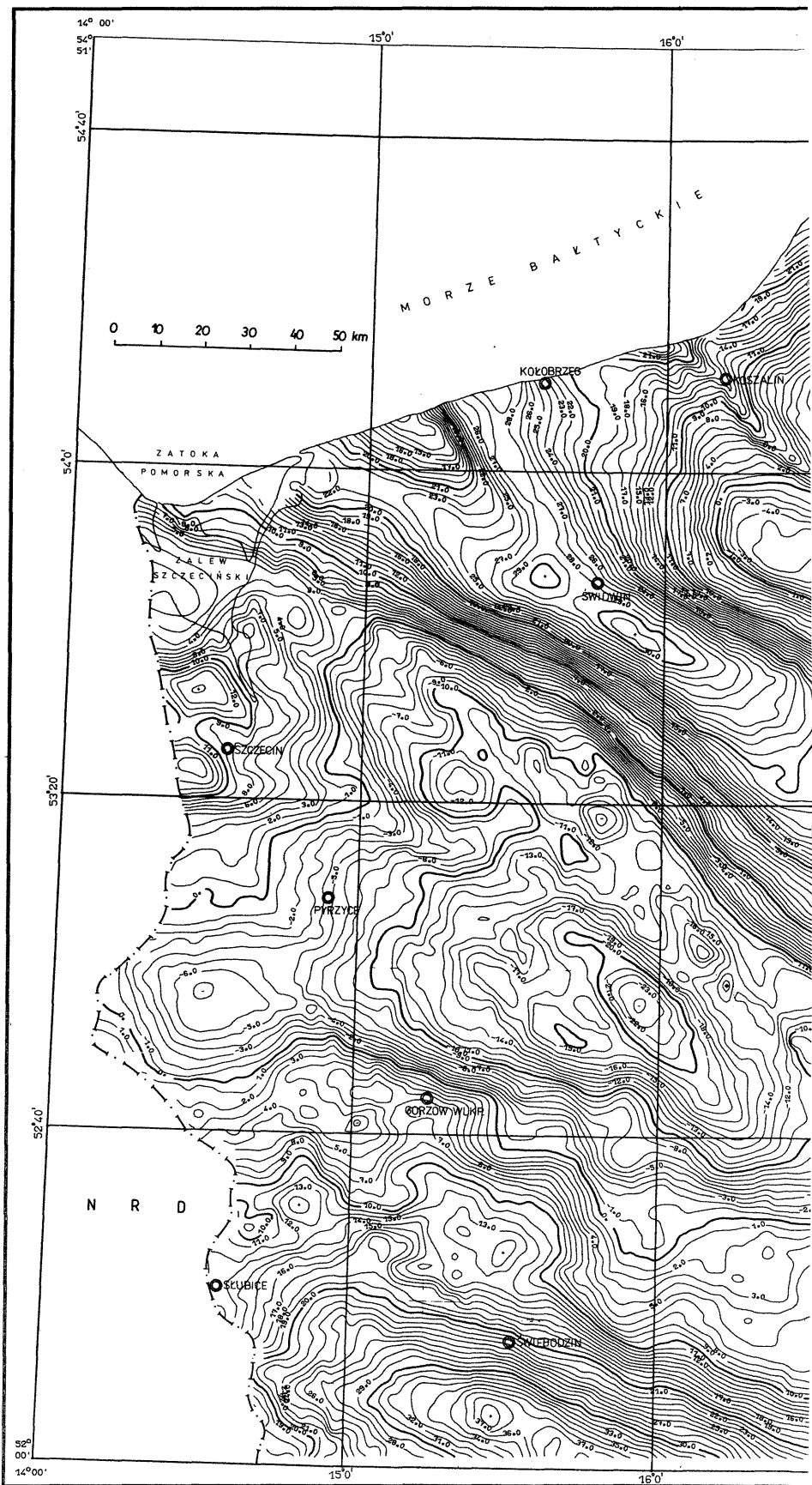
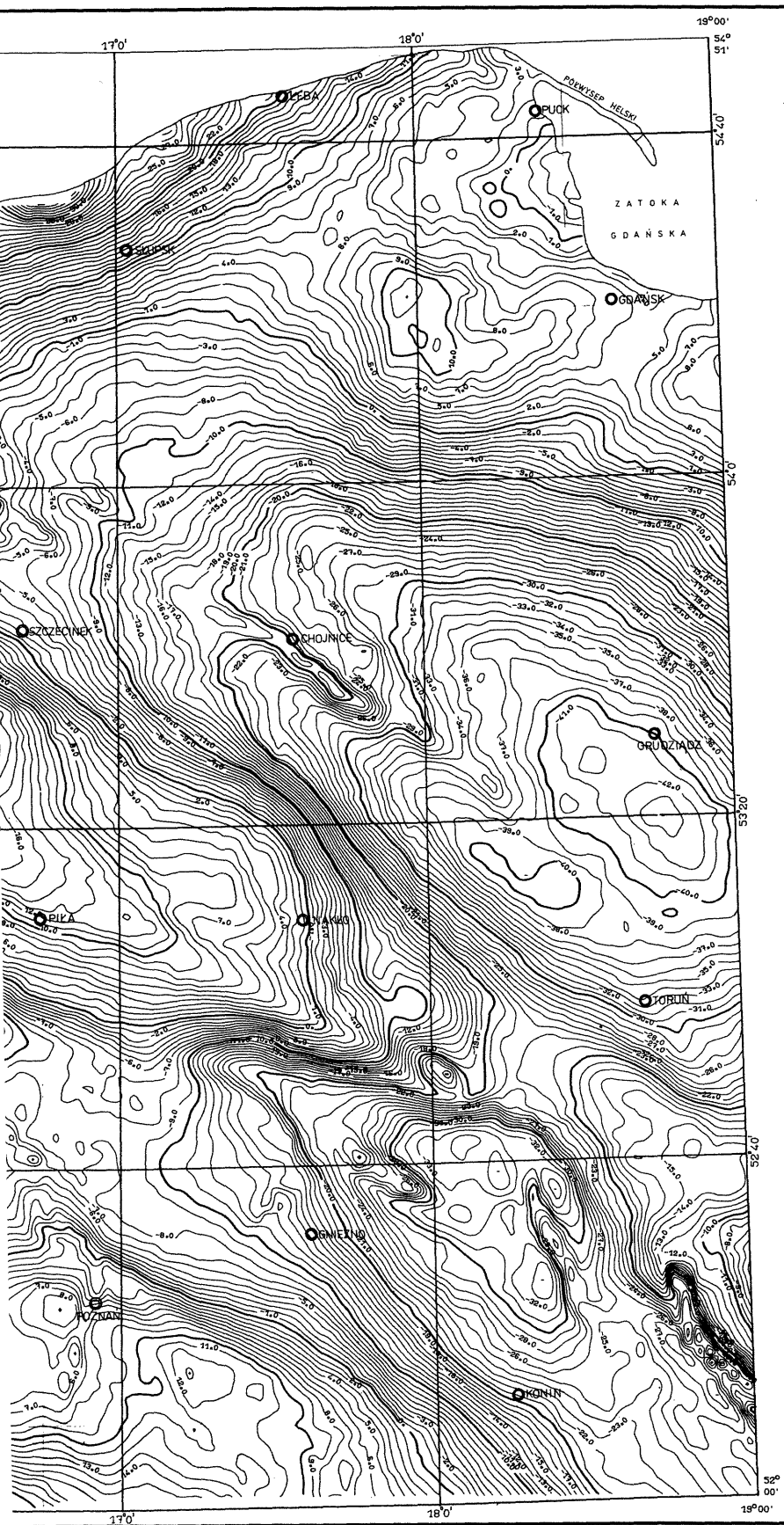


Fig. 2. Mapa anomalii grawimetrycznych od podłoża podkenozoicznego



of gravimetric anomalies from the sub-Cainozoic basement

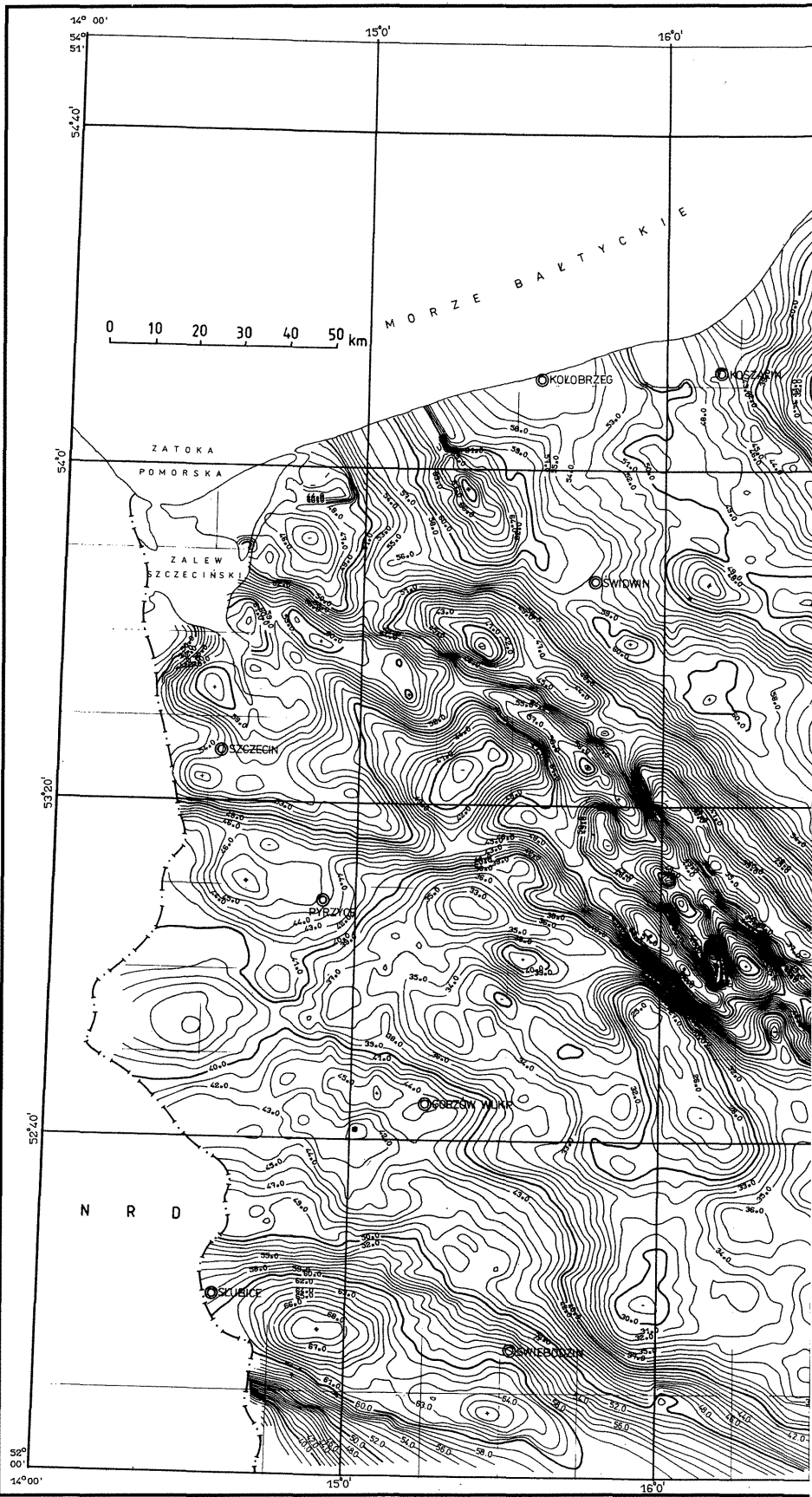
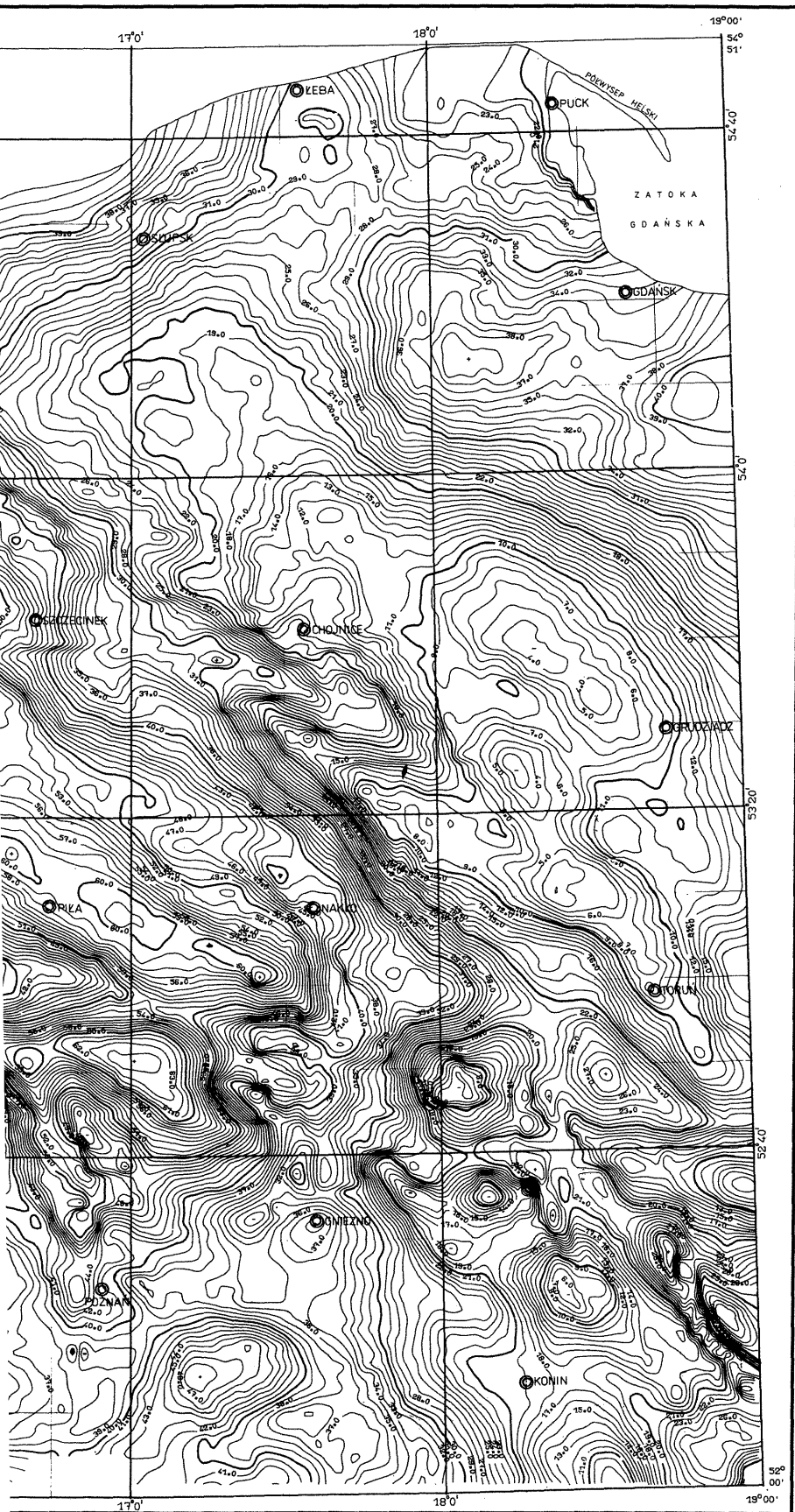


Fig. 3. Mapa anomalii grawimetrycznych od podłoża podpermiego



of gravimetric anomalies from the sub-Permian basement

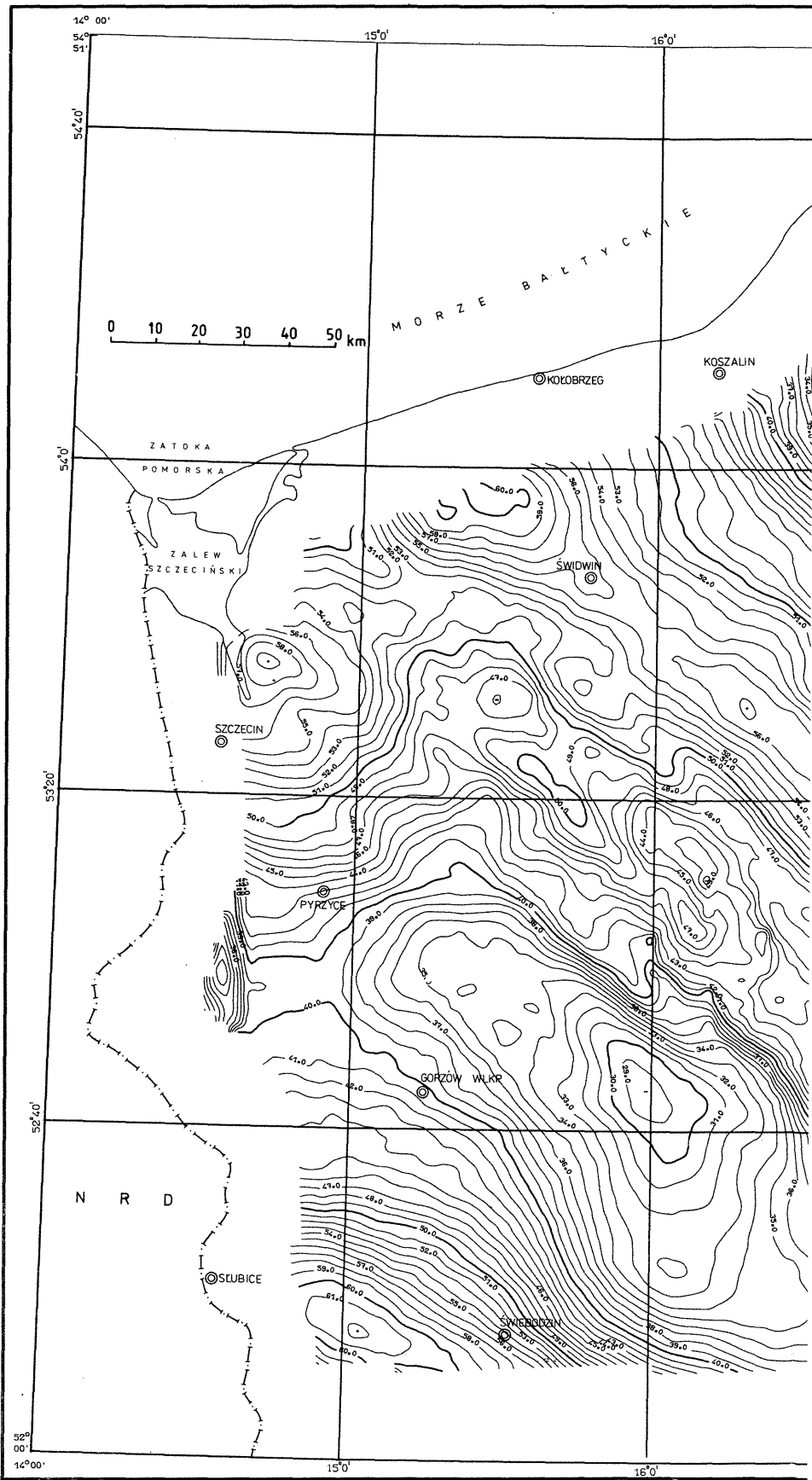
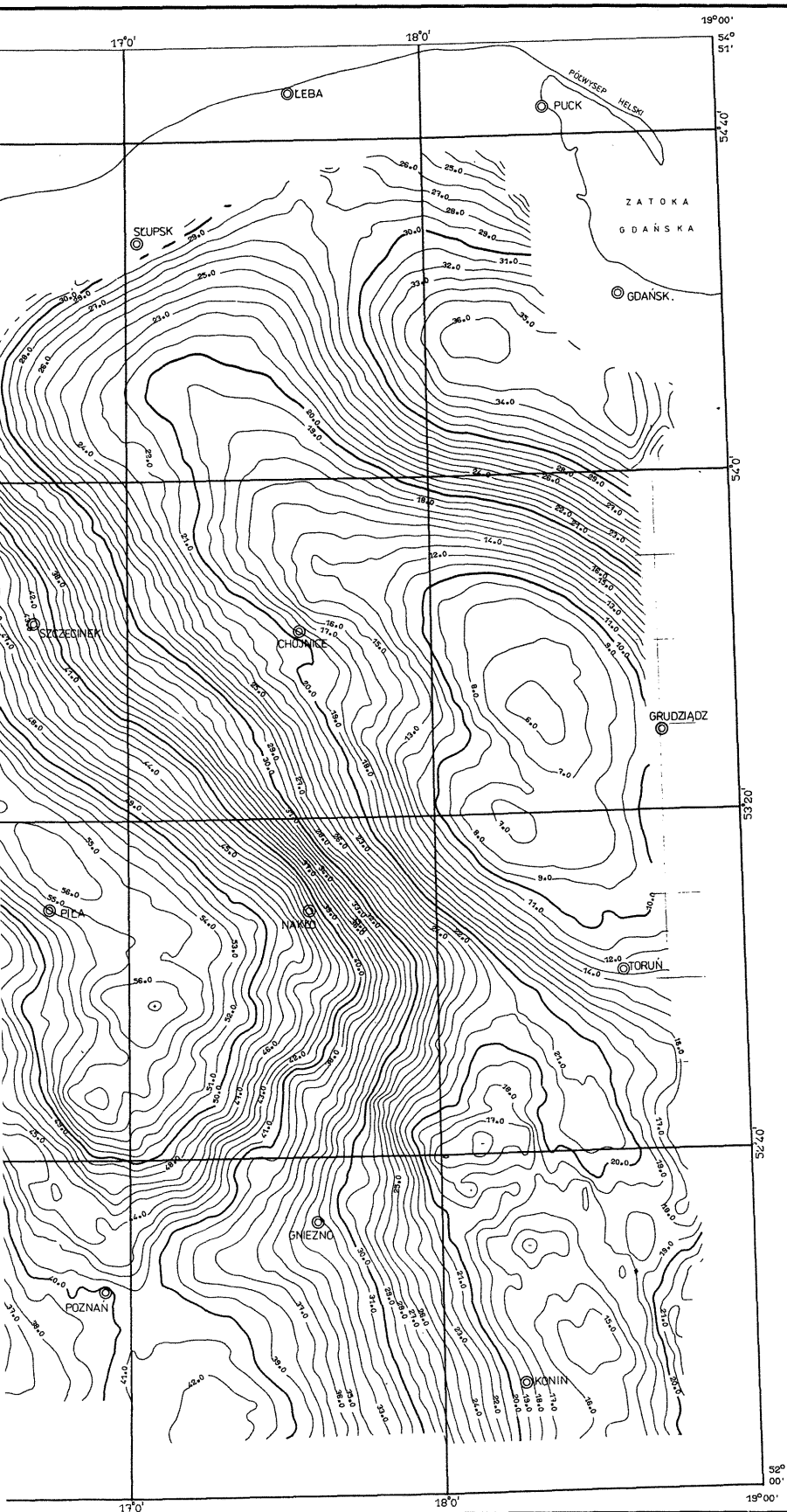


Fig. 4. Mapa anomalii regionalnych od podłoża podpermskiego (według Griflina, $R = 12.5$ km)



Map of regional anomalies from the sub-Permian basement (after Griffin, $R = 12,5$ km)

stępu między izoliniami, nie powodując widocznych zmian w polu zaburzeń. Treść mapy anomalii grawimetrycznych od podłoża podkenozoicznego niewiele różni się od treści mapy wartości obserwowanych i do tej mapy (fig. 2) będą odnoszone wszelkie spostrzeżenia wynikające z dalszych operacji rachunkowych. Eliminacja z pola wartości obserwowanych efektów grawitacyjnych, pochodzących od utworów młodszych od jury, ujawnia szereg anomalii genetycznie związanych z jurą bądź utworami starszymi. Wiele z tych anomalii wiąże się ze strukturami solnymi Choszczna, Suliszewa – Pławna – Radęcina, Drawna, Mirosławca – Trzcianki, a także Obornik, Janowca i Wapna – Damasławka.

Z analizy map anomalii grawimetrycznych dotyczących poszczególnych poziomów strukturalnych (mapy te z uwagi na szczupłość miejsca nie zostały zamieszczone w niniejszym artykule) wynika, iż utwory kredowe na przeważającym obszarze skutecznie maskują wiele efektów pochodzących od struktur permskich i starszych. Wpływ utworów jury środkowej zaznacza się głównie w strefie regionalnej anomalii niżu mogileńsko-łódzkiego. Utwory jury dolnej mają dość znaczny udział w tworzeniu zaburzeń w obszarze regionalnej anomalii wyżu pomorskiego. W strefie Koszalina – Chojnic na odcinku Koszalin – Biały Bór duży udział mają utwory górnego i środkowego kompleksu cechsztyńskiego, zaś w południowo-wschodniej części tej strefy na odcinku Chojnice – Chelmża – utwory jurajskie. Uogólniając można powiedzieć, że eliminacja efektów grawitacyjnych pochodzących od nadkładu kenozoicznego-mezozoicznego-permskiego stworzyła dość skomplikowany, trudny do zinterpretowania obraz zaburzeń (fig. 3).

ANOMALIE OD PODŁOŻA PERMU

Po eliminacji efektów grawitacyjnych pochodzących od nadkładu uzyskano obraz zaburzeń, który należy wiązać z podłożem permu (fig. 3). Biorąc pod uwagę charakter anomalii, całe pole można podzielić ze względu na zaburzenia na dwa typy. Do pierwszego typu zalicza się północno-wschodni oraz południowo-zachodni, do drugiego zaś leżący między nimi obszar środkowy.

W części północno-wschodniej (platforma prekambryjska), a także w części południowo-zachodniej obejmującej monoklinę przedsudecką występują rozległe anomalie typu regionalnego, charakter pola jest bardziej spokojny, mniej zaburzony, o mniej intensywnych strefach gradientowych. Obszar środkowy, obejmujący wał pomorski i kujawski oraz nieckę szczecińską i mogileńską, charakteryzuje się występowaniem anomalii typu lokalnego, często naprzemianległych ujemnych i dodatnich rozdzielonych strefami wysokich gradientów.

Ponieważ obraz pola składa się z anomalii typu regionalnego i anomalii typu lokalnego, dokonano rozdzielania tych anomalii stosując metodę Griffina. Mapę anomalii regionalnych przedstawia fig. 4. Lokalizacje anomalii lokalnych (resztkowych) podano na fig. 5, na której nakreślono także zasięgi struktur solnych (R. Dadlez red., 1980). Ponadto wyliczono gradienty poziome, a osie stref wysokich gradientów nakreślono na fig. 6. Osie te wiązane są ze strefami nieciągłości w rozkładzie gęstości. Poniżej omówione będą kolejno anomalie regionalne i lokalne.

ANOMALIE REGIONALNE

Szkic występowania anomalii regionalnych pochodzących od podłoża permu podano na fig. 1. Zachowano tu tradycyjne nazewnictwo używane dla anomalii regionalnych siły ciężkości. Poniżej omówimy obraz anomalii regionalnych i zmiany jakie zaszły w wyniku zdjęcia efektów od utworów młodszych od karbonu, na podstawie mapy tych anomalii (fig. 4), mapy anomalii od podłoża podkenozoicznego (fig. 2) oraz mapy gradientów poziomych, których osie nakreślono na fig. 6.

PLATFORMA PREKAMBRYJSKA

Na platformie prekambryjskiej zachowały się te same jednostki: wyż Ustki, niż Zatoki Gdańskiej, wyż Kartuz i niż dolnej Wisły.

Wyż Ustki, przedstawiony na mapie anomalii od podłoża podkenozoicznego, zajmuje w przybliżeniu obszar wyniesienia Łeby. Stripping spowodował zmniejszenie amplitudy tej anomalii oraz ograniczenie jej zasięgu w części wschodniej; sięga ona (fig. 2) nieco poza Łebę. Tym samym poszerzyła się w kierunku NW ujemna anomalia Zatoki Gdańskiej. Od południa wyż Ustki oddziela od niżu dolnej Wisły szeroka strefa gradientowa, ciągnąca się w przybliżeniu od Koszalina po Słupsk.

Niż Zatoki Gdańskiej (fig. 2). Centrum tego niżu występuje na wschód od Helu. Anomalia ta w wyniku strippingu rozszerzyła się w kierunku północnym, nie zmieniła się natomiast jej amplituda.

Wyż Kartuz. Stripping spowodował połączenie tej anomalii z wyżem mazurskim. Wyż Kartuz pokrywa się w znacznej części z dodatnią anomalią magnetyczną Kościerzyny (K. Karaczun i in., 1978). Od południowego zachodu oddziela go od niżu dolnej Wisły walna strefa gradientowa, rozciągająca się od Łupawy dalej na S od Kościerzyny przez Starogard Gdański po Kwidzyn.

Niż dolnej Wisły na mapie wyjściowej stanowi jedną z największych jednostek grawimetrycznych kraju. Po eliminacji efektów grawitacyjnych, pochodzących od utworów młodszych od karbonu, zmniejszyła się ta część niżu, która na mapie wyjściowej znajdowała się na południowy zachód od strefy Koszalina – Chojnic. Zanikły anomalie związane z tą strefą, a pojawiły się dodatnie anomalie o kierunku NW – SE przylegające do wyżu pomorskiego. Niż dolnej Wisły oddzielony jest od wyżu pomorskiego walną strefą gradientową, która na linii Piła – Chojnice ma szerokość ponad 60 km.

Co do pochodzenia anomalii regionalnych na platformie prekambryjskiej, to wyniki strippingu potwierdzają wnioski dotychczasowych analiz danych grawimetrycznych o związku tych anomalii z podłożem krystalicznym. Platformowe ułożenie starszego paleozoiku, zbudowanego głównie z utworów sylurskich, spokojna morfologia stropu prekambru, na co wskazują wyniki refrakcji, a także brak zmian gęstości w osadach sylurskich (z wyjątkiem rejonu Pucka) wykluczają możliwość wiązania tych anomalii z pokrywą osadową.

Porównując obraz anomalii regionalnych z mapami *Atlasu geologicznego podłoża krystalicznego* (S. Kubicki, W. Ryka red., 1982) można powiedzieć, że:

1. Na obszarze wyżu Ustki należy oczekiwać występowania skał ciężkich w głębszych partiach podłoża. Granitoidowy masyw pomorski mógłby rozpościerać się już na północy po linię Koszalin – Słupsk – Łeba, która może być albo wgłębnym rozłamem, albo też kontaktem skał o różnej litologii.

2. Kierunek rozciągłości wyżu Kartuz wskazywałby na łączność strefy kaszubskiej ze strefą warmińską. Kompleks skał ciężkich, ograniczony na południowym zachodzie szeroką strefą wysokiego gradientu, miałby rozciągłość równoleżnikową.

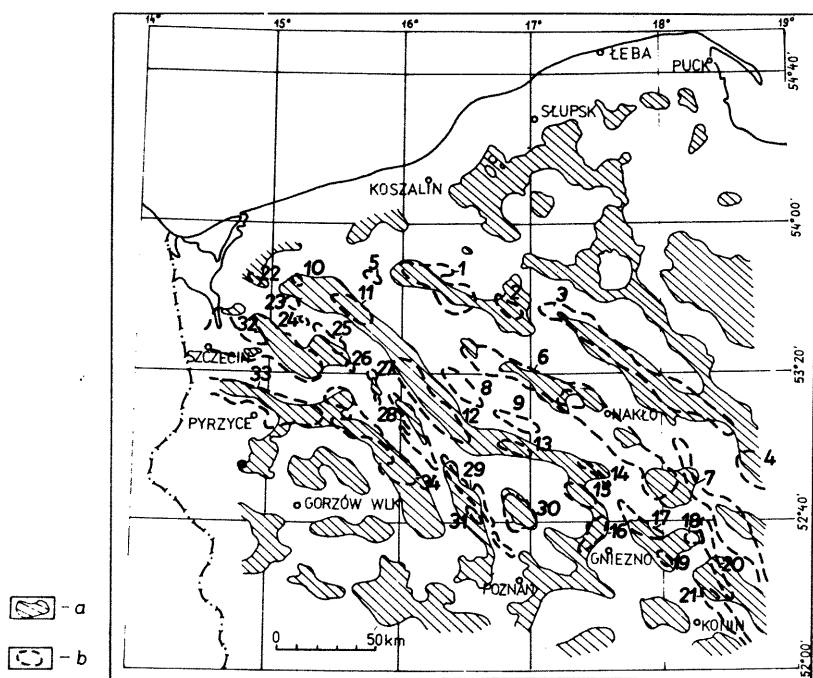


Fig. 5. Mapa lokalnych anomalii ujemnych

Map of local negative anomalies

a – zasięg anomalii ujemnych; b – zasięg struktur solnych według R. Dadleza red. (1980); struktury solne: 1 – Polczyna – Barwic, 2 – Łotynia, 3 – Debrzna – Orzełka – Koronowa – Toporzyska, 4 – Ciecchocinka, 5 – Świdwina, 6 – Prądów – Krajenek – Łobrzyń – Szubina – Zalesia, 7 – Chrosny – Inowrocławia – Konar – Radziejowa, 8 – Walcza, 9 – Pily, 10 – Żabowa, 11 – Łobezu, 12 – Mirosławca – Trzcianki, 13 – Chodzież, 14 – Wapna – Damasławka, 15 – Janowca, 16 – Klecka, 17 – Mogilna, 18 – Strzelna, 19 – Trzemżeli, 20 – Gopła, 21 – Trześni – Janowa, 22 – Wysokiej Kamieńskiej, 23 – Nowogardu, 24 – Grzęzna, 25 – Oświna – Ińska, 26 – Głębokiego, 27 – Drawna, 28 – Człopy, 29 – Szamotuł, 30 – Obornik, 31 – Obrzycka, 32 – Marianowa – Maszewa – Dobrzan, 33 – Chabowa – Choszczna, 34 – Suliszewa – Pławna – Radęcina – Huty Szklanej

a – extent of negative anomalies; b – extent of salt diapirs after R. Dadlez ed. (1980); 1 – 34 – salt diapirs (for geographical names of salt diapirs see Polish text – number in italics)

Tymczasem na mapie anomalii magnetycznych (K. Karaczun i in., 1978) dodatnia anomalia Kościerzyny ma kierunek raczej południkowy i oddzielona jest od dodatnich anomalii na wschodzie niewielką obszarowo anomalią ujemną.

3. Głębok i rozległy niż dolnej Wisły, z wyjątkiem swej północno-zachodniej części, pokrywa się ze strefą skał metamorficznych (migmatyty, gnejsy). Gdyby przyjąć, że takie skały mają znaczne miąższości, to musiałyby to być te rodzaje gnejsów i migmatytów, których gęstość zbliżona jest do granitoidów ($2,65 \text{ g/cm}^3$). Tymczasem występująca tu dodatnia anomalia magnetyczna wskazuje na znaczną zawartość minerałów femicznych, a więc cięższych. Problem ten oczekuje wyjaśnienia.

4. Gdyby potraktować szeroką strefę gradientową na południowo-zachodnim krańcu niżu dolnej Wisły jako skłon anomalii wywołanej przez jedno ciało zaburzające, to maksymalną głębokość stropu tego ciała można oszacować metodą A. Kozery (1976) na około 30 km. Wgłębny rozłam w dolnych partiach skorupy ziemskiej dzieli się przypuszczalnie na dwa bloki: północno-wschodni – lżejszy –

i południowo-zachodni – cięższy. Na efekt zmian gęstości może nakładać się jeszcze efekt zmian miąższości skorupy ziemskiej. Brak tu jest danych o głębokości strefy Moho. Jeśli jednak dane z profilu LT-2 głębokich sondowań sejsmicznych (na wysokości Nakła) ekstrapolować w kierunku NW, jak to czyni A. Guterch i in. (1977), to szeroka, około 50-kilometrowa strefa zwiększonej miąższości skorupy ziemskiej w przybliżeniu występowałaby w strefie wysokiego gradientu. Podobny obraz grawimetryczny obserwuje się na granicy prowincji strukturalnych tarczy kanadyjskiej (R.A. Gibb i in., 1978). Interpretowano go jako wglębny rozłam, dzielący starsze prowincje o skałach lżejszych i o mniejszej miąższości od prowincji młodszych o skałach cięższych i o większej miąższości.

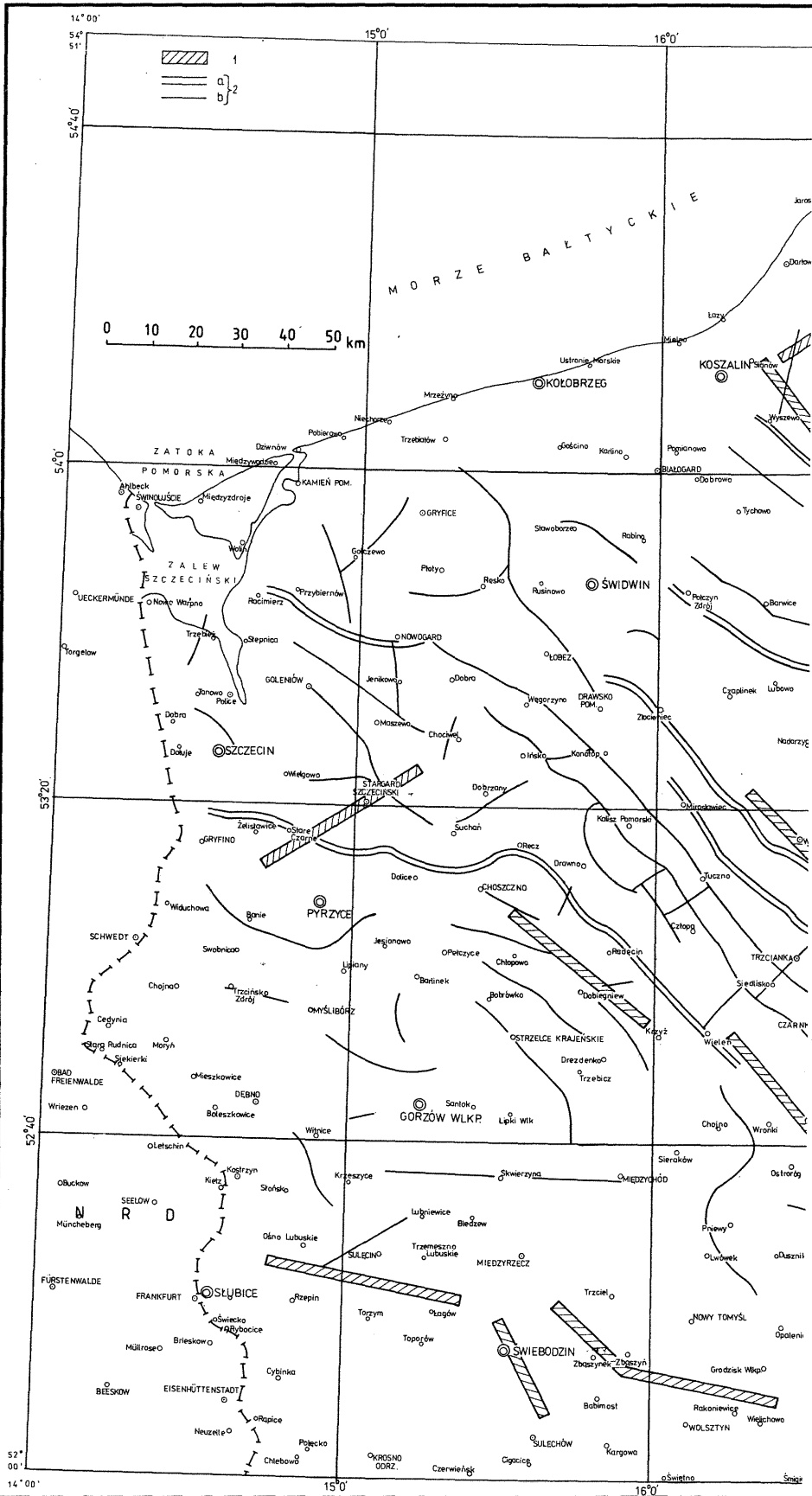
PLATFORMA PALEOZOICZNA

Wyż pomorski. Centralną część północno-zachodniej Polski zajmuje wał pomorski, któremu odpowiada duża dodatnia anomalia grawimetryczna zwana wyżem pomorskim. Na skutek wyeliminowania efektów grawitacyjnych, pochodzących od kompleksu skał młodszych od karbonu, nie zaszły zasadnicze zmiany w położeniu osi grawimetrycznego wyżu pomorskiego. Dość istotne zmiany zaszły natomiast po jego południowo-zachodniej stronie w obszarach występowania struktur solnych. Północna część wyżu, pokrywająca się ze strukturą Trzebiatowa, rysuje się na mapie wyjściowej jako dość rozległe ujemne zaburzenie. Po wyeliminowaniu efektów grawitacyjnych pochodzących od kompleksu kredowo-jurajskiego, staje się ona jedną z wielu kulminacji położonych w osi wyżu pomorskiego.

Dotychczasowe informacje o strefie gradientowej na północno-wschodnim skraju wału pomorskiego zawierają sugestie co do pochodzenia grawimetrycznego wyżu pomorskiego. Warunkowałaby go większa gęstość skorupy ziemskiej i to raczej jej dolnych partii. Pozostaje do skomentowania sprawa udziału osadowych utworów prepermskich w tworzeniu wyżu pomorskiego. Znajomość gęstości tych utworów w centralnej części basenu permskiego jest słaba. Dane z obszarów peryferyjnych wskazują, że średnie gęstości od karbonu po ordowik różnią się o mniej niż $0,1 \text{ g/cm}^3$ i wraz z głębokością wzrastają, dążąc asymptotycznie do gęstości właściwych poszczególnych skał (E. Bronowska, W. Bujnowski, 1986). Dlatego trudno jest przyjąć, że kompleks osadowy prepermu mógłby mieć liczący się udział w tworzeniu wyżu pomorskiego. Większe zróżnicowanie, do $0,3 \text{ g/cm}^3$, obserwuje się w podłożu krystalicznym.

Wyż Szczeciński obejmuje obszar między Szczecinem a Zalewem Szczecińskim. Po eliminacji efektów grawitacyjnych pochodzących od utworów permmezozoicznych w ogólnych zarysach nie zmienił on swego charakteru. W porównaniu z mapą anomalii od podłoża podkenozoicznego wyż ten przesunięty jest o kilka kilometrów na wschód i od strony zachodniej ograniczony jest strefą gradientową. Stanowi on jednostkę dość skomplikowaną, składającą się z szeregu kulminacji dodatnich. Z dotychczasowych ustaleń wynika, iż wyż Szczeciński wywołują utwory podpermskie. Dokładniejsze określenie jego genezy wymaga dalszych prac z zakresu modelowania.

Depresja nadnotecka charakteryzuje się w części północno-wschodniej zaburzeniami lokalnymi związanymi z tektoniką przedpermską. Wśród tych zaburzeń w południowo-wschodniej części omawianej depresji usytuowany jest wyż Czarnkowa – Wągrowca. Na mapie anomalii od podłoża podkenozoicznego wyż ten nie występuje. Stripping spowodował ujawnienie tej anomalii. Strefy gradientowe, ograniczające omawiany wyż, sugerują blokową budowę głębszego podłoża. Ogólnie można powiedzieć, że grawimetrycznemu wyżowi Czarnkowa – Wągrowca



14° 00'

54° 51'

15° 0'

16° 0'

1
a) } 2
b) }

0 10 20 30 40 50 km

MORZE BAŁTYCKIE

54° 0'

53° 20'

52° 40'

14° 00'

15° 0'

16° 0'

54° 0'

53° 20'

52° 40'

14° 00'

15° 0'

16° 0'

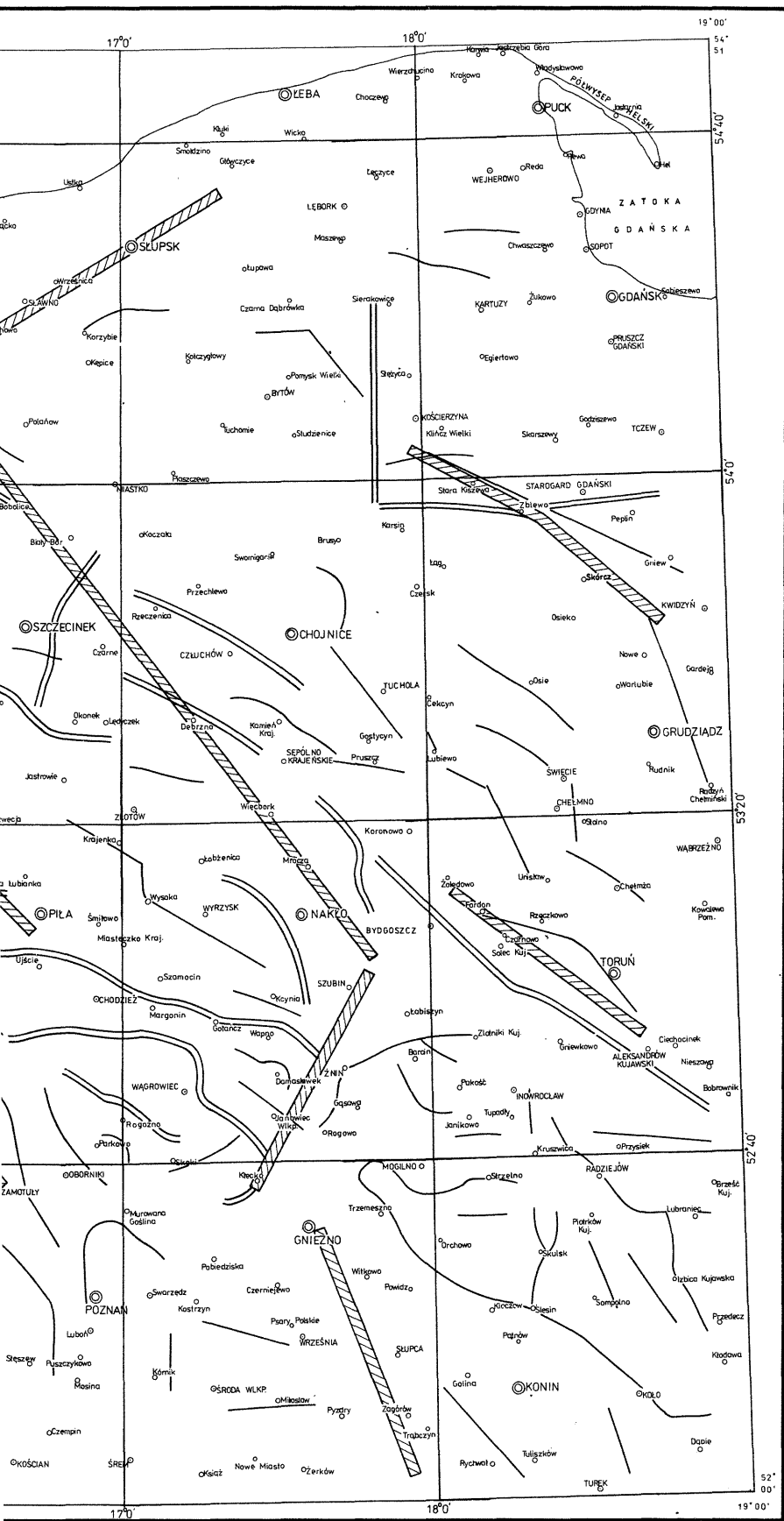


Fig. 6

odpowiada geologiczna struktura o gęstości wyższej od otoczenia, ograniczona uskokami, wydzwignięta ze swego pierwotnego położenia. Nie można wykluczyć ewentualności, iż jest to intruzja skał cięższych w granitoidowej pokrywie krystalicznej. Z pewnością anomalii tej nie wywołują wyłącznie utwory przedpermskiego paleozoiku, gdyż skały osadowe litologicznie różne, leżące na dużych głębokościach (4 km i więcej), mają gęstości nieznacznie różniące się między sobą. Nie można więc przypuszczać, aby one powodowały powstanie tak rozległej o wysokich wartościach anomalii. W południowo-zachodniej części depresji nadnoteckiej charakter pola grawitacyjnego jest mniej zaburzony. Występują tu mniej liczne i nie tak intensywne strefy gradientowe. Stąd wniosek, że zaangażowanie tektoniczne w tym obszarze jest mniejsze i ma inny charakter. Można przypuszczać, iż o istniejącym obrazie zaburzeń zdecydował orogen waryscyjski, a ściślej nasunięcia znacznych mas skał o względnie niskiej gęstości. Nie należy wykluczać i tej przyczyny, że w podłożu krystalicznym występują znacznej miąższości skały (umownie zwane lekkimi) typu kwaśnych granitoidów.

Niż **mogileńsko-łódzki** obejmuje dość rozległy obszar, na którym występują bardzo wyraźne cztery minima: 1 – na SW od Pakości, 2 – na SW od Strzelna, 3 – na E od Ślesina i 4 – w Turku. Zgeneralizowany obraz anomalny niecki mogileńsko-łódzkiej ma charakter wydłużonego obniżenia, które łączy się z równoleżnikowym niżem Włocławka – Kruszwicy. Skomplikowana budowa geologiczna niecki mogileńsko-łódzkiej powoduje ogromne trudności interpretacji materiału grawimetrycznego. Wyjaśnienie genezy niżu mogileńsko-łódzkiego wymaga dalszych prac z zakresu modelowania. Układ niskich wartości anomalnych tego rejonu może być w dużej części związany z morfologią podłoża niecki mogileńsko-łódzkiej.

Wyż **Kutna** w przeważającej części leży poza analizowanym obszarem, jedynie jego północno-zachodni skraj, reprezentowany przez wyż Gniewkowa, znajduje się w granicach tego obszaru. Wyż Gniewkowa występuje w strefie zdecydowanej redukcji miąższości soli stassfurtu (różnica głębokości między horyzontami sejsmicznymi $Z_3 - Z_2$ wynosi około 200 m), zaś jego otoczenie tworzą struktury solne Inowrocławia, Komar, Radziejowa, Brześćcia Kuj. i Cieclocinka o miąższościach soli starszej przekraczających niekiedy 2 km. Intensywne strefy gradientowe występujące na obrzeżach wyżu Gniewkowa po jego stronach południowej oraz północno-wschodniej sugerują istnienie uskoków.

Wyż **krośnieńsko-trzebnicki** po zastosowaniu strippingu nie uległ w zasadzie żadnym zmianom, a więc kompleks permomezozoiczny nie wpływa w sposób znaczący na obraz zaburzeń w tym obszarze. Badając związki korelacyjne, zachodzące między grubością skorupy a anomaliami grawimetrycznymi wzdłuż dwóch profili głębokich sondowań sejsmicznych (VII i M1), dochodzi się do wniosku, iż powierzchnia Moho w strefie wyżu nie wykazuje wyraźnych powiązań z obrazem anomalii grawimetrycznych. Głębokość granicy Moho sięga tu 32 – 34 km i nie tworzy w tej strefie wypiętrzenia. Jeżeli uznajemy słuszność wyników przed-

Fig. 6. Mapa stref gradientów poziomych

Map of zones of horizontal gradients

1 – osie stref gradientów związane z wgłębными rozłamami lub kontaktami skał o różnej gęstości w skorupie ziemskiej; 2a – osie stref gradientów związane z głębszym planem tektonicznym; 2b – osie stref gradientów związane z płytszym planem tektonicznym

1 – axes of zones of gradients connected with deep fissures or contacts of rocks of varying density within the earth crust; 2a – axes of gradient zones connected with deep tectonic pattern; 2b – axes of gradient zones connected with shallow tectonic pattern

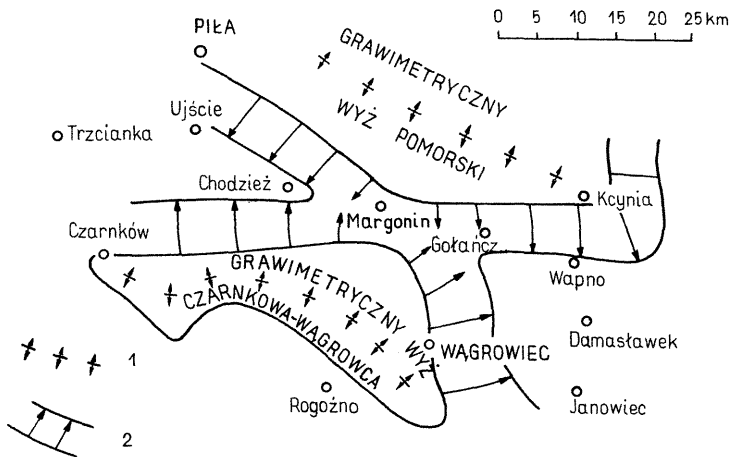


Fig. 7. Grawimetryczne siodło Margonina
Gravimetric anticline of Margonin

1 – oś grawimetrycznego wyżu; 2 – strefa gradientowa z określonym kierunkiem spadku wartości anomalii
1 – axis of gravimetric high; 2 – gradient zone with definite direction of decreasing anomalies

stawionych na profilach VII i M1, to musimy przyjąć, że geneza omawianego wyżu nie wywodzi się z powierzchni Moho. Należy potwierdzić wcześniej wysuwane sugestie (A. Witkowski red., 1981), że źródło anomalii krośnieńsko-trzebnickiej tkwi w skałach podłoża krystalicznego i może być związane ze zróżnicowaniem petrograficznym tych skał (nagromadzeniem utworów ciężkich w głębszych obszarach skorupy).

Grawimetryczne siodło Margonina. Rozpatrując cały anomalny obraz północno-zachodniej Polski dostrzegamy, iż występujące tu strefy gradientowe mają generalnie kierunek NW – SE. W mniejszym zakresie występują strefy o kierunkach do nich prostopadłych bądź skośnych. Jeden z głównych obszarów, w którym krzyżują się dość intensywne strefy gradientowe, położony jest na południowej granicy wyżu pomorskiego (fig. 7). Układ anomalny tworzy tu formę siodła złożonego z dwóch stref gradientowych: Ujścia – Margonina – Gołańcza i Czarnkowa – Margonina – Wągrowca. Siodło to rozgranicza wyż pomorski od depresji nadnoteckiej i niżu mogileńsko-łódzkiego. Występujące tu strefy gradientowe świadczą o wyraźnych zaburzeniach tektonicznych w utworach prepermskich. Przebieg anomalii sugeruje istnienie węzła tektonicznego. Rozdzielenie wyżu pomorskiego od wyżowej strefy Czarnkowa – Wągrowca, leżącej w granicach depresji nadnoteckiej, świadczyłoby o genetycznej odrębności tych jednostek.

ANOMALIE LOKALNE

Jak już powiedziano, anomalie te występują głównie w centralnej części basenu permskiego. W części pomorskiej tego obszaru anomalie ujemne w zdecydowanej większości pokrywają się ze strukturami solnymi. Do nielicznych struktur solnych, leżących poza anomaliami ujemnymi, należy zaliczyć struktury: Świdwina (5 na fig. 5), Wałcza (8), Piły (9), Nowogardu (23) i Grzęzna (24). W obszarze kujawskim struktury solne znajdują się zarówno na anomaliami ujemnych – Ciecho-

Dane o głębokościach wybranych powierzchni

Km	Otwór	Struktury solne	Głębokość stropu utworów (m)			
			kredy	jury	triasu	permu
0	—	—	—	—	250	1950
5	—	—	—	225	350	2100
10	—	—	—	175	400	2200
14,5	—	—	—	150	500	2050
17,8	Śrem 1	—	—	100	550	2300
23,5	Kaleje 2	—	—	175	750	2475
30	—	—	—	150	1050	2850
34,5	Środa IG 3	—	—	150	1150	2850
40	—	—	—	150	1158	3100
47,5	—	—	—	150	1250	3050
60	—	—	200	450	1650	3250
70	—	—	150	550	1700	3300
95	—	—	200	1700	2800	4200
98	Mogilno Ge 62	Mogilno	175	400	1400	2950
103	Niestronno 1	—	250	2000	2950	4700
110	—	—	250	2150	3050	5100
118	—	—	175	450	1675	3850
124	—	Zalesie	100	450	1900	2000
133	—	—	100	450	2350	4300
140	—	—	100	300	2300	4100
153	—	—	100	1200	2450	4500
165	—	Toporzysko	50	800	2400	3950
180	Chelmsza 1	—	100	1000	2800	3500

* — miąższość sumaryczna środkowego i górnego kompleksu cechsztyńskiego; I — gęstość

cinka (4), Mogilna (17), Strzelna (18), jak i poza nimi — Chrosny — Inowrocławia — Konar — Radziejowa (7) oraz Trzeźni — Janowa (21). Wyraźna korelacja, zachodząca między strukturami solnymi (R. Dadlez red., 1980) a obrazem zaburzeń grawimetrycznych, pochodzących od utworów starszych od permu, może nasuwać wątpliwości, czy ujemne anomalie lokalne występujące nad strukturami solnymi nie powstały na skutek ewentualnych błędów w liczeniu efektów. W metodyce liczenia przyjmowano pewne uproszczenia, czyniono to jednak świadomie, zdając sobie sprawę, że niedokładności spowodowane tymi uproszczeniami nie wpłyną w sposób znaczący na wyniki. Dodać należy, iż metodyka liczenia efektów była na bieżąco kontrolowana, należy więc ją przyjąć za prawidłową.

Jakie mogą być zatem źródła anomalii lokalnych? Można postawić dwie tezy. Pierwsza głosi, że główne źródła tych anomalii znajdują się w kompleksie cechsztyńsko-mezozoicznym, druga natomiast, że główne źródła znajdują się w podłożu podsolnym. Przyjęcie pierwszej tezy oznaczałoby, że opracowany model strukturalno-gęstościowy kompleksu permsko-mezozoiczno-kenozoicznego jest za mało dokładny. Ta rozbieżność między modelem a rzeczywistością może wynikać albo z rozkładu gęstości, albo też z geometrii struktur. Co się tyczy gęstości, to rozbieżność dla danych utworów musiałaby być duża, aby wywołać anomalie o ampli-

Tabela 1

geologicznych wzdłuż profilu Śrem – Prabuty

Głębokość horyzontów sejsmicznych (m)					
Z ₄	Z ₃	Z ₂	Z ₁	Z ₂ -p*	l
2000	2150	2350	2450	400	2,31
2150	2300	2525	2600	425	2,30
2225	2325	2525	2625	325	2,35
2075	2425	2650	—	600	2,26
2350	2475	2650	2850	350	2,33
—	2600	2850	3100	375	2,32
—	2950	3300	3375	450	2,29
—	2975	3300	3500	450	2,29
—	3175	3450	3700	350	2,33
3150	3500	3750	4000	700	2,24
3300	3500	3950	4200	700	2,24
3375	3600	4075	4375	775	2,23
4250	4600	4700	5000	500	2,28
—	—	5100	5400	1150	2,20
4800	—	5200	5500	500	2,28
5175	—	5550	5800	450	2,29
3950	—	5500	5700	1650	2,19
—	—	5400	5600	3400	2,17
4400	4900	5350	5500	1050	2,21
—	—	5000	5750	900	2,22
4550	4950	5000	5200	500	2,28
4000	4250	4900	5100	950	2,22
3575	3775	3900	4150	400	2,31

średnia obydwu kompleksów

tudzie rzędu 10 mGal. W tym względzie zwrócono główną uwagę na utwory cechsztyńskie. Powstała wątpliwość czy wyznaczona średnia gęstość górnego i środkowego kompleksu cechsztyńskiego, jako zawierających najwięcej soli, jest właściwa. Czy przyjęcie jednakowej gęstości w samej strukturze i w jej otoczeniu nie prowadzi do powstawania anomalii ujemnej na strukturze? Zagadnienie to rozpatrzymy bliżej na przekroju Śrem – Prabuty.

Ze względu na brak informacji o procentowym udziale soli w kompleksach cechsztyńskich w strefach wyciśnień i w samych strukturach solnych przyjęto, że miąższość osadów niesolnych nie zmienia się w sposób istotny przy przejściu od struktury do jej otoczenia. Na podstawie dokładnego przekroju sejsmiczno-geologicznego w skali 1:50 000 (S. Młynarski red., 1977) prześledzono zmiany miąższości kompleksów cechsztyńskich (tab. 1). Udział utworów niesolnych w tych kompleksach określono na podstawie wyników 27 otworów wiertniczych z niecki szczecińskiej (M. Jaskowiak-Schoeneichowa red., 1979) i wału pomorskiego, ponieważ nie dysponowano tak obszernym materiałem dla regionu kujawskiego. Według tych danych miąższość osadów niesolnych w górnym kompleksie zawiera się w przedziale 5–72 m, przy średniej 25 m, w środkowym kompleksie w przedziale 27–61 m, przy średniej 43 m, i w dolnym kompleksie w przedziale 46–204 m,

przy średniej 117 m. Ponieważ udział skał ciężkich (niesolnych) w dolnym kompleksie stanowi około 60% jego miąższości przy niewielkich zmianach tej miąższości wzdłuż profilu, zmienność gęstości w tym kompleksie można pominąć.

Gęstość wzdłuż profilu Śrem – Prabuty obliczono przy założeniu, że miąższość utworów niesolnych w górnym kompleksie wynosi 70 m, w środkowym 60 m, a ich gęstość odpowiednio 2,60 i 2,80 g/cm³. Przyjęto więc maksymalne miąższości utworów niesolnych (w zaokrągleniu), a gęstość ich oszacowano biorąc pod uwagę przewagę lżejszych ilów w górnym kompleksie i ciężkich anhydrytów w środkowym. Gęstość soli przyjęto na 2,15 g/cm³. Policzona średnia gęstość dla obydwu kompleksów razem zmieniała się w przedziale 2,17–2,33 g/cm³ wzdłuż całego profilu. Na strukturach Mogilna, Zalesia i Toporzyska oraz w ich otoczeniu interwał zmian nie przekraczał 0,1 g/cm³. Uwzględniając miąższość kompleksów i ich głębokość, obliczono efekt grawitacyjny na powierzchni Ziemi. Jego amplituda wynosiła 1,3 mGal. Tymczasem amplitudy anomalii lokalnych na profilu lub w jego najbliższym otoczeniu wynoszą dla struktur solnych: Mogilna – 10 mGal, Zalesia – 14 mGal i Toporzyska – 6 mGal. Wynika stąd, że źródła tych anomalii nie można poszukiwać w możliwych zmianach gęstości utworów cechsztynu.

Pozostaje zatem do rozważenia możliwość niedostatecznego rozpoznania geometrii struktur solnych, a w szczególności powierzchni stropowej cechsztynu. Opracowana mapa strukturalna tej powierzchni mogłaby „wygładzać”, czyli ścinać wierzchołki struktur, co w metodzie strippingu prowadziłoby do powstania anomalii ujemnych.

Czy możliwe byłoby takie powiększenie amplitudy struktur solnych, ażeby wyeliminować całkowicie ujemne anomalie, wykazałoby dopiero modelowanie grawimetryczne tych struktur. Niejako próbne modelowanie, wykonane na dwóch przekrojach: Chojna – Lębork i Śrem – Prabuty w skali 1:500 000 (H. Margul, 1986), wskazuje, że jest to możliwe dla niektórych struktur.

W jakimś stopniu za pierwszą tezę, czyli za cechsztyńsko-mezozoicznym pochodzeniem lokalnych anomalii ujemnych, przemawiałby wynik analitycznego przedłużenia pola na głębokość stropu utworów prepermskich. W rezultacie tego zabiegu pole uległo rozpadowi, co oznacza, że źródła tych anomalii znajdują się właśnie na tych głębokościach.

Rozważmy teraz drugą tezę, głoszącą że główne źródła ujemnych anomalii lokalnych związane są z podłożem podsolnym. Za tą tezę przemawiałoby istnienie takich struktur, udokumentowanych otworami wiertniczymi, jak Człopy czy Szubina, których amplitudy nie można powiększyć tak, ażeby skompensować anomalie ujemne. Na fig. 5 widzimy, że niektóre anomalie ujemne obejmują obszar znacznie większy od struktur solnych. Dotyczy to anomalii, zaczynającej się w rejonie Żabowa (10), ciągnącej się aż po Gniezno i Poznań, lub też anomalii rozpościerającej się na południe od Szczecina i ciągnącej się na południowy zachód. Wygląda to tak, jak gdyby źródłem tych anomalii były długie obiekty, na pewno tektoniczne, w których ramach dopiero pojawiają się struktury solne. Modelowanie tych struktur solnych nie zlikwiduje więc anomalii na całej ich długości.

Z powyższego wynikałoby, że pochodzenie przynajmniej niektórych ujemnych anomalii lokalnych należy wiązać z podłożem podsolnym. Mówimy o podłożu podsolnym, a nie podpermskim, ponieważ ze względu na niski stopień rozpoznania strukturalnego i gęstościowego czerwonego spągowca jego uwzględnienie w strippingu nie usunęło z mapy wynikowej efektów niejednorodności jego gęstości, jeśli takowe w nim występują. Z teoretycznego punktu widzenia mogą być dwa źródła podsolnych anomalii ujemnych. Pierwszym mógłby być wpływ morfologii powierzchni podsolnej, jeśli kontrast gęstości z nią związany nie byłby uwzględniony

w strippingu. Jest to jednak mało prawdopodobne, gdyż po pierwsze kontrast gęstości przy obliczeniach został uwzględniony, a po drugie tylko wtedy istniałoby oddziaływanie tej powierzchni, gdyby nie była ona płaska na obszarze struktur solnych i ich najbliższego sąsiedztwa. Tymczasem dane sejsmiczne i wiertnicze o horyzoncie Z_1 i Z_2 nie wykazują obecności zagłębień lub wypiętrzeń tej powierzchni. Również w modelowaniu grawimetrycznym struktur solnych, prowadzonym na północy RFN (H.J. Hermes, 1986) oraz w Danii (P.V. Sharma, 1986), przyjmowano płaską powierzchnię podsolną. A zatem wpływ morfologii należy chyba pominąć.

Drugim źródłem podsolnych anomalii ujemnych mogłoby być zróżnicowanie gęstości w podłożu podsolnym, co oznaczałoby, że na obszarze ujemnych anomalii gęstość byłaby niższa. Przy platformowym zaleganiu utworów podsolnych odpowiedni model tworzyłyby bloki o różnej gęstości.

Z powyższego wynika, że na tym etapie rozpoznania geofizycznego brakuje dostatecznych podstaw do zajęcia zdecydowanego stanowiska w sprawie pochodzenia ujemnych anomalii lokalnych, uzyskanych w wyniku dokonania strippingu. Wydaje się najbardziej prawdopodobne, że anomalie te są sumarycznym efektem niedokładnie rozpoznanych i wymodelowanych struktur solnych i zróżnicowania gęstości w podłożu podsolnym. Rozdzielenie wpływów podłoża i nadkładu jest możliwe przy dokładnym modelowaniu grawimetrycznym struktur solnych (np. w skali 1:200 000) z wykorzystaniem najnowszych danych sejsmicznych. Podjęcie takiego opracowania mogłoby nas znacznie przybliżyć z jednej strony do określenia rzeczywistej geometrii struktur solnych, z drugiej zaś do wykazania niejednorodności gęstości w podłożu podsolnym.

WNIOSKI

1. Rozpatrywane pole grawitacyjne charakteryzuje się dwoma typami obszarów. Jeden typ o polu spokojnym, bez wyraźnych anomalii lokalnych i ostrych stref gradientowych, obejmuje platformę prekambryjską i monoklinę przedsudecką i drugi o polu zaburzonym z wyraźnymi anomaliami lokalnymi obejmuje nieckę szczecińską i mogileńską, wał pomorski z częścią niecki pomorskiej i wał kujawski.

2. Anomalie regionalne występujące na platformie prekambryjskiej należy łączyć z działaniem głębokiego podłoża krystalicznego. Brak anomalii lokalnych świadczyłby o spokojnej budowie pokrywy osadowej. Efekt zmian gęstości tej pokrywy, wywołany wzrostem głębokości, jest w jakimś stopniu kompensowany przez tę głębokość. Sprawą otwartą pozostaje utrzymujący się również po strippingu brak korelacji między obrazem grawimetrycznym i magnetycznym.

3. Ciągi anomalii ujemnych lokalnego typu, stwierdzone na obszarach intensywnej tektoniki solnej, mogą mieć swoje źródła częściowo w niezbyt wiernie odwzorowanych na mapach strukturalnych antyklinach solnych, częściowo zaś w tektonice podłoża podpermskiego. Ze względu na małe zmiany gęstości preperm-skich utworów paleozoiku na głębokościach poniżej 3000 m, istotnego zróżnicowania gęstości można się spodziewać dopiero w podłożu krystalicznym, w którym poprzemieszczane w kierunku pionowym bloki o różnej litologii wywoływałyby odpowiedni efekt grawitacyjny.

4. Źródła rozległych anomalii regionalnych na platformie paleozoicznej należy również szukać w utworach prekambryjskich. Amplituda i zasięg tych anomalii wskazują, że wielkość ciał zaburzających jest porównywalna z powierzchniowym

zasięgiem jednostek geologicznych. Może to być zróżnicowanie litologiczne i związane z tym kontrasty gęstości, a także morfologia stropu utworów krystaliniku.

5. W obszarach głębokiego występowania podłoża podpermskiego brak jest pewnych (zweryfikowanych głębokimi otworami) informacji sejsmicznych dotyczących jego morfologii. Z dotychczasowych danych sejsmicznych, jak również wiertniczych, niewiele wiemy także o tektonice podpermskiej, jakkolwiek w tym obszarze zaangażowanie tektoniczne utworów starszych od permu jest znaczne. Świadczą o tym występujące w podpermskim polu anomalnym (fig. 6) liczne strefy wysokich gradientów. Wyraźne strefy gradientowe należy tłumaczyć działaniem kontaktów skał o różnych własnościach petrograficznych, w szczególności mogą to być uskoki lub strefy dyslokacji o płytszych i głębszych założeniach tektonicznych.

Zakład Geofizyki
Państwowego Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 6 listopada 1987 r.

PIŚMIENNICTWO

- BIL J., GADOMSKI D., JÓZWIAK W., PETECKI Z., ZIENTARA P. (1982) – Mapy obszarów rejestrowanych granic sejsmicznych refleksyjnych. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- BRONOWSKA E., BUJNOWSKI W. (1986) – Rozkład gęstości utworów prepermskich. W: Zastosowanie metody odejmowania efektów grawitacyjnych do wyznaczania anomalii od podłoża podpermskiego NW Polski. Etap II, p. 31–46. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R. red. (1980) – Mapa tektoniczna cechsztyńsko-mezozoicznego kompleksu strukturalnego na Niżu Polskim. Inst. Geol. Warszawa.
- GIBB R.A., THOMAS M.D., KEAREY P., TANNER J.G. (1978) – Gravity anomalies at structural province boundaries of the Canadian Shield; products of Proterozoic plate interaction. Proc. Symp. on the Role of Density. Aarhus. Denmark.
- GUTERCH A. (1977) – Structure and physical properties of the Earth's crust in Poland in the light of new data of DSS. Publ. Inst. Geoph. Pol. Ac. Sci., nr A-4.
- HERMES H.J. (1986) – Prezechstein information from gravity data; elimination of the gravitational influence of sediment layers; a prospect in Northern Germany. 47 EAEG Meeting. Budapest.
- JASKOWIAK-SCHOENEICHOWA M. red. (1979) – Budowa geologiczna niecki szczecińskiej i bloku Gorzowa. Pr. Inst. Geol., 96.
- KARACZUN K., KARACZUN M., BILIŃSKA M., UHRYNOWSKI A. (1978) – Mapa magnetyczna Polski, anomalie składowej pionowej Z pola magnetycznego Ziemi. Inst. Geol. Warszawa.
- KOZERA A. (1976) – Problem równoważnych modeli w geologicznej interpretacji danych grawimetrycznych. Kwart. Geol., 20, p. 874–903, nr 4.
- KRÓLIKOWSKI C. red. (1985) – Zastosowanie metody odejmowania efektów grawitacyjnych do wyznaczania anomalii od podłoża podpermskiego NW Polski. Etap I. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KUBICKI S., RYKA W. red. (1982) – Atlas geologiczny podłoża krystalicznego polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej. Inst. Geol. Warszawa.
- MARGUL H. (1986) – Modelowanie dwuwymiarowe. W: Zastosowanie metody odejmowania efektów grawitacyjnych do wyznaczania anomalii od podłoża podpermskiego NW Polski. Etap II, p. 69–73. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MŁYNARSKI S. red. (1977) – Opracowanie typowych regionalnych profili geofizyczno-geologicznych

dla poszczególnych jednostek geologicznych. Profile: Lubin–Prabuty, Przedbórz–Żebrak, Baligród–Dubienka. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

SHARMA P.V. (1986) – Geophysical methods in geology. Elsevier.

WITKOWSKI A. red. (1981) – Budowa geologiczna utworów podpermskich monokliny przedsudectkiej północnej. Arch. Państw. Inst. Geol. Warszawa.

Анджей ГРОБЕЛЬНЫ, Чеслав КРУЛИКОВСКИ

ГРАВИМЕТРИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ, ВЫЗВАННЫЕ ПОДПЕРМСКИМИ ОТЛОЖЕНИЯМИ НА СЕВЕРО-ЗАПАДЕ ПОЛЬШИ

Резюме

В статье представлены итоги работ по применению метода вычитания гравитационных эффектов (*stripping*) для определения гравиметрических аномалий от подпермского основания на СЗ Польши. Региональные аномалии, вызванные подпермскими отложениями, рассмотрены по разновозрастным тектоническим регионам. Описана роль кайнозой-мезозой-пермских пород в создании гравиметрической картины нарушений, а также воздействие изменчивой плотности цехштейновых комплексов на возникновение нарушений регионального масштаба.

Для картины аномалий, вызванных породами подпермского основания, характерны области двух видов:

1. Спокойное поле, весьма обширные аномалии.

2. Нарушенное поле, вытянутые аномалии, накрестлежащие, положительные и отрицательные с ясно выраженными градиентными зонами.

К областям первого вида относятся докембрийская платформа и Предсудетская моноклинали. Ко второму виду — Поморский и Куявский валы, а также Щецинская и Могильненская впадины. В крупном плане аномалии регионального типа, наблюдающиеся на докембрийской платформе и Предсудетской моноклинали, генетически связаны с породами кристаллического фундамента (с их морфологией и петрографической дифференцированностью).

Для области Поморского и Куявского валов, Щецинской и Могильненской впадин характерны многочисленные четкие локальные аномалии на фоне обширных региональных аномалий. Отрицательные аномалии вызваны, особенно в Поморской области, соляными структурами. Возможно, что отчасти амплитуды некоторых аномалий вызваны недоразвитыми структурами, а отчасти подпермским фундаментом.

Andrzej GROBELNY, Czesław KRÓLIKOWSKI

GRAVIMETRIC ANOMALIES CAUSED BY SUB-PERMIAN SEDIMENTS IN NORTHWESTERN POLAND

S u m m a r y

Results of works connected with application of the stripping are presented for determination of anomalies from the sub-Permian basement in northwestern Poland. Regional anomalies coming from pre-Permian sediments are described with reference to tectonic regions of varying age. Participation of Cainozoic – Mesozoic – Permian rocks in formation of the gravimetric deformation image is presented and also influence of density changes of Zechstein complexes on development of local deformations.

The map of anomalies from the Permian basement shows two types of areas:

- 1 – undisturbed field, very extensive anomalies;
- 2 – disturbed field, elongated alternate positive and negative anomalies with distinct gradient zones.

The first type comprises the Precambrian Platform and the Fore-Sudetic Monocline. The other one – Pomerania and Kujawy Swell, Szczecin and Mogilno Troughs. Generally speaking, the regional anomalies of the first area are genetically connected with crystalline rocks of the basement (with morphology and petrographic variability). The second area indicates numerous and distinct local anomalies against extensive regional anomalies. Negative local anomalies are connected, particularly in Pomerania, with location of salt diapirs. Certain portion of amplitudes of some anomalies can result from inaccurate recognition of the structure whereas the other one is caused by the Permian basement.