

Zlodowacenia czwartorzędowe i anomalie grawimetryczne na Niziu Europejskim*

Pewna zależność pomiędzy zasięgami zlodowaceń plejstocenijskich a najogólniejszymi rysami ukształtowania podłoża czwartorzędu w Europie wpadła od dość dawna w oczy badaczom. Zwracali na nią uwagę K. Beurlen (1) i S. Bubnoff (4) podkreślając rolę tzw. Wału Pompeckiego i wałów wschodnio-europejskich: Scytyjskiego i Woroneskiego jako elementów tektonicznych rządzących ruchem wielkich mas lądolodu. Garby podłoża jako elementy stabilne stanowiły w tym ruchu przeszkody, niecki zaś jako strefy labilne miały ułatwiać posuwanie się lądolodu w głąb lądu.

Konfrontacja mapy grawimetrycznej Polski (17) z zasięgami zlodowaceń na jej obszarze nasunęła autorom myśl o możliwości istnienia ściślejszych związków pomiędzy lądolodem plejstocenijskim a podłożem, którego budowę odzwierciedla mapa grawimetryczna. Z drugiej strony jest, jak wyżej wspomniano, oczywiste, że na ruch lądolodu mają wielki wpływ powstałe w podłożu formy morfologiczne: garby i niecki. Jeżeli jednak naszą analizę związków lądolodu z podłożem ograniczymy do zasięgów młodszych zlodowaceń i ich stadiów, stosunki te staną się mniej oczywiste. Poczynając od zasięgu stadium Warty lądolód niemal nigdzie nie napotykał na swej drodze poważniejszych przeszkód morfologicznych posuwając się na południe po dość wyrównanej powierzchni starszych osadów lodowcowych, które zniwelowały istniejące w preglacjalnej deniwelacje podłoża. A jednak na całym obszarze Niziu Polskiego związek obrazu grawimetrycznego z zasięgami młodszych faz glacialnych zarysowuje się bardzo wyraźnie. To spostrzeżenie skłoniło autorów do próby rozszerzenia analizowanego pod tym względem obszaru poza granice

* Referat przesłany na XIX Międzynarodowy Kongres Geologiczny (w red. francuskiej).

Polski i przedstawienia rozpatrywanego zjawiska na całym Niżu Europejskim, gdzie, jak się okazało, zależności zauważone na terenie Polski ujawniają się równie wyraźnie.

Zanim przejdziemy do objaśnienia załączonej mapy i przedstawienia wypływających stąd wniosków, podamy poniżej dane dotyczące konstrukcji jej elementów. Ponieważ mapa grawimetryczna Europy środkowej jako całości nie była od r. 1923 publikowana, o źródłach służących do jej sporządzenia wypadnie powiedzieć nieco obszerniej.

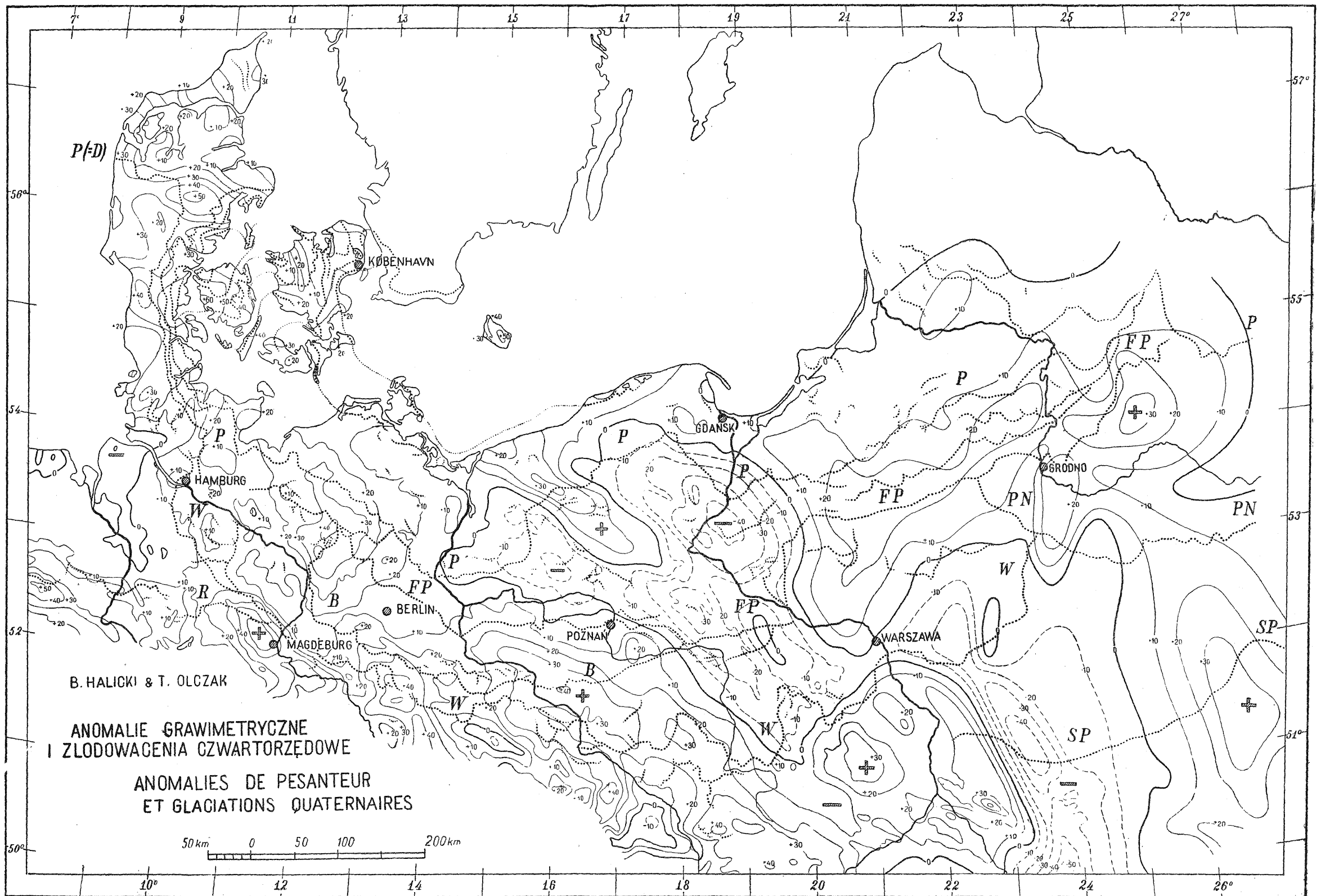
Rozkład anomalii grawimetrycznych na niżu środkowo-europejskim, przedstawiony na naszej mapie (por. tabl. I), opracowany został na podstawie licznych publikacji dotyczących stosunków grawimetrycznych na poszczególnych mniejszych lub większych fragmentach interesującego nas obszaru.

Poziom natężenia ciężkości, przyjęty w naszym opracowaniu, jest oparty na systemie poczdamskim (g Poczdam = 981.274 gal.). Anomalie Bouguera, jakie przedstawia nasza mapa, odniesione zostały jednolicie do ciężkości normalnej określonej przez wzór Helmerta (1901). Anomalie te były obliczane przez różnych autorów z uwzględnieniem nieco różniących się od siebie wartości dla powierzchniowych gęstości różnych punktów skorupy ziemskiej; różnice te jednak, w małej podziałce naszej mapy, dały się wszędzie wyrównać graficznie.

Anomalie ciężkości na obszarze Polski zaczerpnięte zostały z „Mapy grawimetrycznej Polski“, ogłoszonej przez T. Olczaka w r. 1951, tam również można znaleźć szczegóły dotyczące literatury źródłowej w zakresie Ziemi Polskich. Ponadto uwzględniono wyniki pracy R. Wielądka (32), dotyczące rozkładu ciężkości na obszarze wschodniego Pomorza (Mazurów). Dla obszarów położonych na wschód i północ od Polski posłużono się ogłoszonymi jeszcze przed wojną pracami A. Kwiatkowskiego (9, 10), W. Heiskanena (7) i S. Pawłowskiego (19).

Z niemieckiej kartografii grawimetrycznej uwzględniono wszystkie ważniejsze ogłoszone pozycje, przede wszystkim zaś mapę grawimetryczną B. Brockampa (3), której część zachodnia przedstawia po raz pierwszy zebrane i ogłoszone przez tego autora wyniki niemieckich prac grawimetrycznych. Dla Niemiec zachodnich podstawowym źródłem była mapa grawimetryczna H. Reicha (20). Uwzględniono również syntetyczne opracowania kartograficzne ogłoszone w ostatniej pracy R. Zwergera (34).

Najszczuplejszymi okazały się materiały, jakimi dysponowaliśmy przy opracowywaniu rozkładu ciężkości na obszarze Danii. Uwzględnione zostały przez nas jedynie wyniki pracy G. Nörgaarda (15), dotyczące rozkładu g w Jutlandii oraz na obszarze Kattegatu, a dalej wyniki pracy



Objaśnienia znaków

linie ciągłe — anomalie dodatnie

linie przerywane — anomalie ujemne

linie kropkowane — granice zasięgu zlodowaceń czwartorzędowych: SP zlodowacenie środkowo-polskie (= Saale), R stadium rehbrskie, W stadium Warty, PN zlodowacenie północno-polskie; ostatnie zlodowacenie: B stadium brandenburskie, FP stadium frankfurcko-poznańskie, P stadium pomorskie (= morena D Wennberga w Jutlandii)

G. E. Saxowa (29), dotyczące rozkładu g na Bornholmie. Dla Fionii, Zealandii i Laalandii dysponowaliśmy jedynie wynikami pomiarów wahałowych, jakie wykonane były przez N. E. Nörlunda (16).

Przy zestawianiu tych wszystkich danych powstały trudności z poziomami odniesienia. Przewyciężyliśmy je przyjmując pewne założenia, analogiczne do tych, jakimi posługiwał się w swym opracowaniu Zwerger (34).

Granice zasięgów zlodowaceń, ich stadiów czy też faz postoju na terenie Niemiec wzięto z mapy Woldstedta (33); co do Danii poprowadzono je na podstawie przeglądowej mapki czwartorzędu w „Aperçu sur la géologie du Danemark“ (Danm. Geol. Unders. V R., 1928) uzupełniając ją, bądź korygując na podstawie prac K. Milthersa (11), V. Milthersa (12) i G. Wennberga (31). Dla terenu Polski oparto się na obecnym stanie wiadomości dotyczącym zasięgów lądolodu z uwzględnieniem prac najnowszych i niektórych niepublikowanych jeszcze materiałów B. Halickiego.

Analizę tych zasięgów na tle mapy anomalii grawimetrycznych rozpoczniemy od zlodowacenia środkowo-polskiego (= Saale geologów niemieckich). Ponieważ południowa granica maksymalnego zasięgu tego zlodowacenia opiera się na całej przestrzeni o Średniogórze środkowo-europejskie, uwzględniliśmy na naszej mapie jedynie krótki odcinek na wschód od Wisły, gdzie granica ta biegnie przez teren stosunkowo najbardziej płaski. Zważywszy jednak, że pewne choć niewielkie zróżnicowanie morfologiczne podłoża istnieje i tutaj, nie przywiązujemy do tego odcinka większej wagi, mimo że odpowiada on podniesionej przez nas zasadzie współzależności. Wyraźniej zaznacza się przebieg stadium rehberskiego zlodowacenia Saale na zachodzie Niemiec, gdzie granicę jego obrzeżają od południa wyże grawimetryczne Osnabrück i Magdeburga, stwierdzone w terenie zupełnie płaskim.

Dopiero jednak stadium Warty, mieszczące się w całości na Niziu, pozwala na prześledzenie rozpatrywanego zjawiska na dużej przestrzeni. Na wschodzie stadium Warty, jak wynika z nowych, nie zakończonych jeszcze badań, zdaje się kryć pod osadami młodszego, przedostatniego zlodowacenia na E od Białegostoku (Halicki 1950/51). Począwszy od tego punktu tworzy ono trzy wielkie lodowe jezory, pokrywające się w sposób bardzo charakterystyczny z depresjami grawimetrycznymi. Na tym odcinku uderza w szczególności cofanie się krawędzi lądolodu przed zróżnicowanym wyżem nad środkową Wisłą (mimo raczej korzystnej dlań predyspozycji morfologicznej) oraz przesunięcie jezorów lodowych ku W po obu stronach grawimetrycznej osi kujawsko-pomorskiej, wyznaczającej przebieg mezozoicznego wału tej samej nazwy, pogrzebanego prawie na całej przestrzeni pod trzeciorzędem. Odzwierciedla się tu jak gdy-

by wypadkowa pomiędzy przebiegiem NW-SE struktur wgłębnych a południkowym kierunkiem lodu. Dalej na zachód stadium Warty utyka w systemie wyżów grawimetrycznych śląsko-łużyckich i wyraźnie się opiera o wyż magdeburski, skąd dopiero skręca na N w kierunku Jutlandii.

Przedostatnie zlodowacenie wyróżnione w Polsce i nazwane zlodowaceniem północno-polskim (Halicki, 6) zajmuje na naszej mapie zbyt krótki odcinek (na zachodzie ostatnie zlodowacenie leży na nim przekraczając), ażeby można było coś bliższego o nim na ten temat powiedzieć.

Natomiast ostatnie zlodowacenie pozwala śledzić zależność jego przebiegu od struktur grawimetrycznych na znacznej części naszej mapy. Najstarsze jego stadium — brandenburskie — sięga najdalej ku południowi, nie wdziera się jednak tak daleko w głąb wyżów jak stadium Warty. Uderzającym szczegółem jest gwałtowny skręt granicy zasięgu stadium brandenburskiego od Łaby ku NNE, gdzie omija ona kulminacje anomalii pozytywnych okolic Pritzwalk.

W następnym frankfurcko-poznańskim stadium ostatniego zlodowacenia na szczególne podkreślenie zasługuje wielki lodowy jezior wiślany, który wypełnia głęboką choć zróżnicowaną depresję grawimetryczną dolnej Wisły cofając się gwałtownie przed obrzeżającym ją od wschodu rozległym wyżem mazowiecko-mazurskim.

Stadium czy też raczej nasunięcie pomorskie (sensu lato) spiętrza ogromną liczbę moren w strefie wyżowej mazurskiej i przed wyżem lidzko-wileńskim nie mogąc ich jednak przekroczyć. Lodowe jeziora dolnej Wisły i dolnej Odry oraz cofanie się krawędzi lądolodu na grawimetrycznej osi kujawsko-pomorskiej są również dobrymi przykładami rozpatrywanych współzależności.

Terytorium Danii ilustruje je w sposób klasyczny; w szczególności dotyczy to północnej Jutlandii, gdzie zasięg ostatniego zlodowacenia jak najściślej stosuje się do obrazu grawimetrycznego. Szeregu przykładów dostarczają wreszcie młodsze fazy recesyjne, których rozpatrywać oddzielnie nie będziemy (por. mapę).

Nie opisujemy także na tym miejscu faktów stosowania się zasięgów interglacjalnych mórz: holsztyńskiego, eemskiego i tzw. portlandiowego do rozmieszczenia depresji grawimetrycznych. To samo się tyczy zachowania się niektórych rzek niżowych, które w depresjach grawimetrycznych są wyraźnie zabagnione a spadki ich są zmniejszone, na wyżach zaś wcinają się głębiej tworząc niekiedy wyraźne przełomy. Opracowanie tych zagadnień jest jeszcze w toku i zamierzamy wrócić do nich w niedalekiej przyszłości.

O czym świadczą opisane przez nas fakty? Po pierwsze — samo istnienie korelacji między formami *współczesnego* pola ciężkości a zjawiskami, które zachodziły przed 10^4 — 10^5 lat jest bardzo znamienne. Zjawiska te, ze względu na ich charakter peryferyczny, nie były czynnikiem, który by mógł te formy zmieniać w sposób istotny. Jak wynika z naszej mapy, łądolód przystosował się do elementów pola grawitacyjnego w końcowej strefie swego zasięgu, gdzie miąższość jego nie przekraczała niewiele setek metrów a szybkość ruchu była już mała. Świadczy to, zdaniem naszym, o pewnym, być może nawet dosyć wysokim, stopniu *trwałości* regionalnych szczegółów ziemskiego pola ciężkości na obszarze niżu środkowo-europejskiego w ostatniej epoce geologicznej. Jest to okoliczność tym bardziej godna uwagi, jeśli zważymy, że obszar ten od końca pliocenu w różnych swoich częściach podlegał żywym ruchom pionowym wielokrotnie wznosząc się lub opadając; intensywność procesów akumulacyjnych i denudacyjnych była także w poszczególnych częściach tego obszaru bardzo rozmaita.

Po drugie — ważne znaczenie ma sens stwierdzonej przez nas korelacji. Jak wynika z naszych studiów, obszary nadwyżek ciężkości zdradzają tendencję do odgrywania roli barier hamujących ruch łądolodu, gdy tymczasem na obszary depresyjne wkraczał on jak gdyby z dużo większą łatwością. Podnosiliśmy wyżej, iż zjawisko to daje się stwierdzić zarówno w wielu miejscach jak i dla wszystkich stadiów młodszych zlodowaceń, które się kończyły na Niżu.

Pozornie najprostszym sposobem wyjaśnienia takiego zachowania się stacjonarnych krawędzi łądolodów plejstocenijskich mogłoby być przyjęcie istnienia odpowiednio skierowanych ruchów pionowych na obszarze zajmowanym przez wkraczający łądolód. W naszym przypadku należałoby przyjąć obniżenia na obszarach niedoborów ciężkości i podnoszenie się obszarów nadwyżek ciężkości. Byłyby to więc ruchy „antyizostacyjne“. Stwierdzenie to jednak samo w sobie trudności nie stwarza, gdyż wśród współczesnych ruchów epejrogenetycznych co najmniej tyleż przebiega zgodnie z zasadami izostazji, co przeciwko tej zasadzie.

Być może, że opisane przez nas zjawiska można by było z lepszym skutkiem próbować tłumaczyć przyjmując dla obszarów nadwyżek i niedoborów ciężkości pewne zróżnicowanie sprężyste, dające w ostatecznym wyniku większą na ogół labilność jako cechę charakterystyczną obszarów niedoborów ciężkości oraz większą stabilność na obszarach nadwyżek ciężkości. Istniejące teorie deformacji zlodowaceniowej (M. P. Rudzki 21, 23, 24; E. Niskanen 13, 14) nie mogą zdawać sprawy ze skutków takiego założenia; posługują się one bardzo uproszczonymi modelami skorupy ziemskiej i żadnych poziomych zróżnicowań elastycznych nie do-

puszczają. Trudno również w obecnej chwili powiedzieć, jakie określone fizyczne własności obszarów niedoborów i obszarów nadwyżek ciężkości miałyby się składać na wymienione wyżej cechy, które próbujemy postulować: czy miałyby tu w szczególności grać rolę zróżnicowania współczynników sprężystości w osadowym nadkładzie, czy też raczej w krystalicznym fundamencie, czy też byłyby to może zróżnicowania plastycznych reakcji głębokiego podłoża. Że takie zróżnicowanie, które bardzo często odpowiada w ogólnych zarysach dużym jednostkom strukturalnym pola ciężkości, istnieje w osadowym nadkładzie a może nawet i pod nim, jest faktem wielokrotnie stwierdzonym metodami sejsmologii. To też kto wie, czy na tej drodze wy tłumaczenie stwierdzonych przez nas zjawisk nie byłoby łatwiejsze, niż przy założeniu istnienia ruchów pionowych na peryferiach posuwającego się lądolodu. Nie wyłączamy, rzecz oczywista, możliwości współdziałania obu wymienionych przez nas możliwych przyczyn.

Opisane w pracy niniejszej współzależności pola ciężkości i zasięgu zlodowaceń lub ich stadiów są w istocie rzeczy współzależnością pomiędzy procesem deformacji skorupy ziemskiej pod ciężarem posuwającego się lądolodu a powierzchniowym polem ciężkości. Wobec tego naturalne jest pytanie, czy najmłodsze ruchy pionowe, towarzyszące zanikowi tejże deformacji, nie wykazują podobnej zależności od rozkładu niżów i wyżów grawimetrycznych. Zagadnienie to wykracza wprawdzie poza ramy naszego tematu, jest jednak tak ściśle z nim związane, że słów kilka należy mu poświęcić.

Znane są nam dokładnie na obszarze Fennoskandii oraz obszarów przyległych czasowe i przestrzenne wartości średnie ruchów pionowych postglacialnych i współczesnych, przy czym średnie czasowe są nimi na okresy dość długie — od kilku do kilkunastu tysięcy lat i dłużej.

Znacznie mniej informacji mamy o lokalnych i chwilowych wartościach tych ruchów. Wartości chwilowe można stwierdzić wyłącznie drogą powtarzania niwelacji precyzyjnej, a więc metodą nader kosztowną. Gdzie jednak dane uzyskane z niwelacji precyzyjnej istnieją w dostatecznej ilości, są one materiałem niezmiernie interesującym. Przykładem są tutaj prace duńskie dotyczące zachowania się Zelandii (30), której część ENE o niedoborach ciężkości podnosi się w stosunku do części WSW, gdzie występują jej nadwyżki. Ogólny ruch tej wyspy w świetle danych niwelacji precyzyjnej jest obrotem dokoła osi o kierunku NNW-SSE o 0''0012 rocznie. Ruch ów dobrze zdaje się zgadzać co do prędkości z średnim ruchem dźwigającym te okolice dawnego zlodowacenia, natomiast kierunek osi obrotu jest aż o 40° różny od kierunku przebiegu generalnej izobazy zerowej w tych okolicach (Simonsen, 30). Kierunek osi

obrotu zgadza się natomiast doskonale z kierunkiem izoanomali ciężkości. W tych okolicznościach skłonni byłibyśmy dopatrywać się we współczesnym ruchu Zelandii dość wyraźnej składowej, skierowanej izostaticznie ale niezależnej od ogólnego izostatycznego ruchu wydzwigającego Fenoskandię.

Niwelacja precyzyjna w południowej Finlandii (8) ujawniła dość silne zróżnicowanie współczesnych ruchów pionowych w tych okolicach. Sądzić tutaj wolno o związkach pomiędzy odstępstwami od ruchu generalnego a rozmieszczeniem silnych i rozległych anomalii ciężkości rozłożonych na NW od Helsinek i w rejonie Hamina.

Zasługuje również na uwagę silne zróżnicowanie najmłodszych ruchów pionowych na obszarze Zatoki Gdańskiej i jej najbliższych okolic. Wiercenia wykonane na półwyspie Hel wskazują np., że od początku wieku lityrnowego obniżenie się terenu wyniosło tu co najmniej 74 m, od schyłku zaś jego — około 13 m (J. Samsonowicz, 25; R. Sandegren, 27). Maksymalna miąższość postglacialnych osadów, na półwyspie głównie morskich, sięgnęła w Juracie prawie 100 m, spąg zaś ich sięga 96 m poniżej poziomu morza; w niedaleko na zachód leżącej Karwi, na skraju wyżu grawimetrycznego Ustki, miąższość ich spada do 21 m i 17 m poniżej poziomu morza, przy czym są to prawdopodobnie wyłącznie osady lądowe (Samsonowicz, 26; Sandegren, 28).

Jak widać z tych przykładów, nie tylko nasuwanie się lądolodu i towarzyszące temu deformacje skorupy ziemskiej uzależnione były od rozkładu dużych jednostek strukturalnych pola ciężkości. Można również wskazać na analogiczną zależność między polem ciężkości a zróżnicowaniem ruchów pionowych w dobie obecnej.

Warszawa, w listopadzie 1952 r.

LITERATURA CYTOWANA

1. BEURLEN K. Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Fortschr. Geol. Pal. H. 18, 1927.
2. BORN A. Erdkrustebewegungen. Handb. Geophysik. Berlin 1930.
3. BROCKAMP B. Zum Bau des tieferen Untergrundes in Nordost-Deutschland. Jb. Reichsamt Bodenforsch. Bd. 61. Berlin 1941.
4. BUBNOFF S. Eiszeit und Untergrundbau. Mitt. Geol.-pal. Inst. Greifswald, H. 8, 1931.
5. HALICKI B. Z zagadnień stratygrafii plejstocenu na Niżu Europejskim (Some problems concerning the stratigraphy of the Pleistocene of the European Lowland). Acta Geol. Pol. vol. I/2. Warszawa 1950.
6. HALICKI B. Podstawowe profile czwartorzędu w dorzeczu Niemna (Principal sections of the Pleistocene in the Niemen basin). Ibidem, vol. II/1-2. Warszawa 1951.

7. HEISKANEN W. Catalogue of isostatically reduced gravity stations. Publ. Isostat. Inst. No. 5. Helsinki 1939.
8. KUKKAMÄKI T. J. Über zwei dem Präzisionsnivellement sich anschliessenden Fragen. Die Landhebung, Veröff. Finn. Geodät. Inst. No. 26. Helsinki 1939.
9. KWIATKOWSKI A. Prace grawimetryczne w latach 1936 i 1937. Ser. VII. Gł. Urz. Miar. Warszawa 1938.
10. KWIATKOWSKI A. Travaux géodésiques exécutés de 1936 à 1939. Rapport à la 7. Assemblée Gén. de l'Ass. Int. de Géodésie, rédigé par prof. E. Warchałowski. Cracovie 1939.
11. MILTHERS K. Ledeblokke og Landskarbsformer i Danmark. Danm. Geol. Unders. II. R. No. 69. København 1942.
12. MILTHERS V. The morphology and genesis of the glacial landscape in Denmark. Danm. Geol. Unders. III R. No. 28. København 1948.
13. NISKANEN E. On the upheaval of land in Fennoscandia. Publ. Isostat. Inst. No. 6. Helsinki 1939.
14. NISKANEN E. On the deformation of the earth's crust under the weight of glacial ice-land and related phenomena. Publ. Isostat. Inst. No. 12. Helsinki 1943.
15. NØRGAARD G. Einige Schwereverhältnisse in Danemark. Medd. Geod. Inst. No. 6. Helsinki 1939.
16. NØRLUND N. E. Rapport sur les travaux géodésiques, exécutés de 1927 à 1930. Kopenhagen 1930.
17. OLCZAK T. Mapa grawimetryczna Polski (La carte gravimétrique de Pologne). Biul. P. Inst. Geol. No. 64. Warszawa 1951.
18. OLCZAK T. Siła ciężkości na Ziemiach Polskich (Gravity force on the territory of Poland). Wiad. Muz. Ziemi (Pol. Geol. Magazine) T. V. Warszawa 1951.
19. PAWŁOWSKI ST. Pomiar grawimetryczny w Polsce do r. 1938 włącznie. Biul. P. Inst. Geol. No. 18. Warszawa 1939.
20. REICH H. Geophysikalische Karte von Nordwest-Deutschland, 1:500 000. Reichsam. f. Bodenforsch. 1948.
21. RUDZKI M. P. Deformationen der Erde unter der Last des Inlandeises. Bull. Int. Ac. Sci. Cracovie 1899.
22. RUDZKI M. P. Weitere Untersuchungen über die Deformationen der Erde unter der Last des Inlandeises. Bull. Acad. Sci. Cracovie 1899.
23. RUDZKI M. P. Odształcanie się ziemi pod ciężarem wielkich lodowców. Rozpr. Ak. Um. ser. II, t. 17, Kraków 1900.
24. RUDZKI M. P. Fizyka ziemi. Kraków 1909; Physik der Erde, Leipzig 1911.
25. SAMSONOWICZ J. Nowy otwór świdrowy na Helu. (Neue Tiefbohrung auf der Halbinsel Hel). Biul. P. Inst. Geol. VIII/3. Warszawa 1935.
26. SAMSONOWICZ J. Über das Quartär und den Untergrund des Quartärs im polnischen Südbaltikum. Geol. Fören. Förh. 60. Stockholm 1938.
27. SANDEGREN R. Über die fossile Mikroflora aus der Bohrung bei Hel und über die postglacialen Niveauveränderungen der Ostsee. Biul. P. Inst. Geol. VIII/3. Warszawa 1935.

28. SANDEGREN R. Über die fossile Mikroflora aus den Bohrungen bei Bad Hel und Jurata auf der Halbinsel Hel. Geol. Fören. Förh. 60. Stockholm 1938.
 29. SAXOV A. E. Some gravity measurements on the island of Bornholm. Medd. Geod. Inst. No. 19. København 1945.
 30. SIMONSEN O. Report on the secular movement of ground observed in Denmark by means of comparing precise level networks of 1885-1905 and 1930-1948. Bull. Géol. No. 18. Paris 1950.
 31. WENNBERG G. Differentialrörelser i Inlandsisen. Medd. Lunds Geol.-Miner. Inst. No. 114, 1949.
 32. WIELADEK R. Podstawowe pomiary grawimetryczne w północno-wschodniej Polsce. Biul. P. Inst. Geol. No. 76. Warszawa 1951.
 33. WOLDSTEDT P. Geologisch-morphologische Übersichtskarte des norddeutschen Vereisungsgebietes. Preuss. Geol. L.-A. Berlin 1935.
 34. ZWERGER R. Der tiefere Untergrund des westlichen Peribaltikums. Abh. Geol. L.-A. N. F. H. 210. Berlin 1948.
-