

BADANIE GŁĘBOKIEJ STRUKTURY SKORUPY I GÓRNEGO PŁASZCZA ZIEMI

UKD 551.14:550.834:550.340.11:550.837.6(4+438)''1960''+'312''

Najbardziej bezpośrednią metodą badań górnych warstw skorupy ziemskiej są oczywiście wiercenia geologiczne. Głębokie wiercenia wraz z ich pełną dokumentacją geofizyczną dostarczają informacji o warstwach i budowie skorupy, a nawet zbliżają się do nieciągłości Moho w obszarach, gdzie powierzchnia ta zalega na niedużej głębokości, około 10—15 km. Należy jednak pamiętać o niezwykle wysokich kosztach takich wierceń, na które mogą sobie pozwolić tylko najbogatsze kraje i to tylko w niewielkim zakresie. Dlatego też w dalszym ciągu w badaniach struktur wgłębnych dominować będą metody geofizyczne. Nie wszystkie jednak problemy związane z badaniem struktur wgłębnych można rozwiązać bazując tylko na czysto prospekcyjnych metodach geofizycznych, których zasięg głębokościowy nie przekracza w zasadzie głębokości kilku kilometrów.

Zgodnie z nowymi poglądami geofizyki i geologii pełne i prawidłowe wyjaśnienie problemów geologii strukturalnej nie jest możliwe bez ścisłego rozpoznania budowy struktur bardzo głębokich w skorupie, a nawet górnym płaszczu Ziemi włącznie. Badania wykazały, że wzajemne oddziaływanie między procesami głębinowymi i powierzchniowym ukształtowaniem Ziemi objęło nie tylko górne warstwy skorupy ziemskiej, ale cały górny płaszcz sięgając do głębokości rzędu kilkuset kilometrów. Tę strefę Ziemi nazwano tektonosfera. Choć skorupa ziemska i górny płaszcz oddzielone są od siebie wyraźną granicą — granicą Moho, to jednak badania procesów kierujących ich rozwojem wskazują na konieczność łącznego ich traktowania. W procesie kompleksowej interpretacji danych geofizycznych, geologicznych, geochemicznych i geodezyjnych powstaje tzw. geonomiczna teoria budowy i rozwoju tektonosfery.

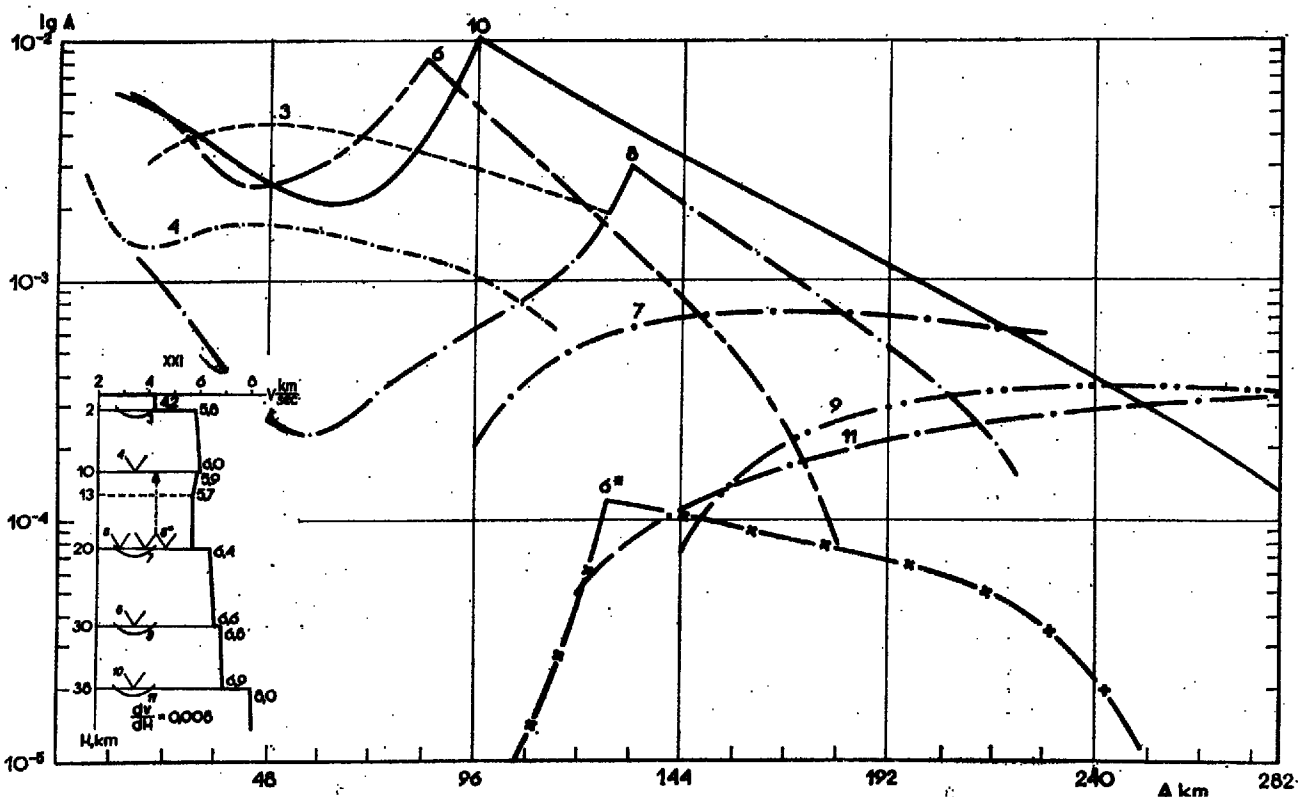
Dla przykładu, związek między małą wartością strumienia ciepłego Ziemi, dużymi wartościami prędkości sejsmicznych w dolnych partiach skorupy i powierzchniowych warstwach płaszczu Ziemi, zmniejszenie radioaktywności skorupy oraz występowania starych magmatycznych intruzji, może dać klucz do zrozumienia charakteru i statyczności starych przedkambryjskich płyt. Z drugiej strony związek między wysoką wartością strumienia ciepłego, niskimi wartościami prędkości fal sejsmicznych, zwiększonym poziomem radioaktywności i współczesnymi lub niedawnymi przejawami magmatyzmu, może dać odpowiedź odnośnie do budowy niestabilnych, w sensie tektonicznym, obszarów.

U podstaw geonomicznej teorii budowy skorupy i górnego płaszczu Ziemi znajdują się między innymi względy czysto praktyczne — wyjaśnienie reguł rozmieszczenia i powstawania wielu surowców naturalnych.

Metody badania skorupy i górnego płaszczu Ziemi, to przede wszystkim głębokie sondowania sejsmiczne oraz badania sejsmologiczne. Bardzo ważnym i niezbędnym uzupełnieniem tych metod są głębokie sondowania magnetotelluryczne.

I. METODY SEJSMICZNE W BADANIACH SKORUPY I GÓRNEGO PŁASZCZA ZIEMI

Do niedawna wszystkie modele skorupy Ziemi oparte były wyłącznie na danych sejsmologicznych. Analiza zapisów fal sejsmicznych pozwoliła sejsmologom na stwierdzenie występowania we wnętrzu Ziemi szeregu elementów strukturalnych o odmiennych własnościach fizycznych. W dowolnym eksperymencie możliwość kontrolowania niektórych zmien-



Ryc. 1. Rozkład krzywych zmian amplitud fal sejsmicznych z odległości od punktu strzałowego [$\lg A/\text{km}$] dla gradientowego modelu skorupy ziemskiej ze strefą obniżonych prędkości w warstwie „granitowej”.

V^1 — fale odbite od danej granicy: W^{**} fala dwukrotnie odbita od granic wewnętrznych skorupy, O_3 fala refragowana w danej warstwie.

Fig. 1. Distribution of curves of changes in seismic wave amplitudes with the distance from shot point [$\lg A/\text{km}$] for a gradient model of earth crust with a zone of lowered velocities in the „granite” bed.

V^1 — waves reflected of a given boundary: W^{**} — a wave reflected twice of the internal boundaries of the earth crust, O_3 — a wave refracted in a given bed.

nych wielkości podwyższa wartość uzyskanych informacji. Przy wykorzystaniu fal sejsmicznych wywołanych sztucznie za pomocą eksplozji ładunku materiałów wybuchowych można kontrolować miejsce źródła drgań oraz czas jego działania. Te elementy zostały w pełni wykorzystane w sondowaniach sejsmicznych. Od momentu zastosowania metody sondowań sejsmicznych do badań całej skorupy i przypowierzchniowych warstw górnego płaszcza ilość i jakość uzyskanych informacji gwałtownie wzrosła, zmieniając i korygując dotychczasowe poglądy na budowę górnej części litosfery.

Jak już wspomniano, dolną granicę skorupy ziemskiej wyznacza tzw. granica Moho, charakteryzująca się nieciągłością prędkości, której rozmiary średnio były oceniane na wartości od 1,5 do 2 km/sek dla fal podłużnych. W wyniku badań przeprowadzonych w ostatnich latach metodą GSS okazało się, że nieciągłość ta jest średnio biorąc znacznie mniejsza i wynosi maksymalnie około 0,9—1,0 km/sek. W wielu przypadkach w dolnych piętrach skorupy wyróżnia się granice sejsmiczne o prędkościach rzędu 7,4—7,8 km/sek, przy czym granice te są niejednokrotnie o wiele bardziej wyraźne niż granice o prędkościach 8,2—8,4 km/sek. Powstaje zasadnicza trudność, którą z tych granic należy uznać za granicę Moho. Dyskusja wokół tego problemu trwa.

Miażdżość skorupy ziemskiej jest dla różnych obszarów różna i średnio na kontynentach waha się w granicach 30—40 km. Podstawowym współczesnym modelem skonsolidowanej skorupy jest model warstwowo-niejednorodny z dwiema, trzema lub czterema granicami sejsmicznymi o następujących prędkościach: 5,8—6,2; 6,3—6,5; 6,8—7,2; 7,4—7,7 km/sek.

Całą informację o ośrodku otrzymaną w oparciu o eksperyment sejsmiczny uzyskuje się z sejsmo-

gramów. Jednakże informacja ta ma aktualnie taką formę, że nie można skorzystać z niej bezpośrednio, lecz tylko na drodze skomplikowanej interpretacji. W tym celu pole falowe trzeba rozłożyć na pola oddzielnych fal. Rozkład ten jest bardzo złożony i w ogólności niejednoznaczny. Pierwszym krokiem jest wykreślenie hodografów oparte przede wszystkim na korelacji falowej. Za pomocą systemów hodografów związanych, uzyskuje się tylko ogólny obraz ośrodka, w postaci przekroju z ważniejszymi nieciągłościami prędkości. W rzeczywistości wiadomo, z karotażu akustycznego, że funkcja $V(h)$ zmienia się niemal od punktu do punktu, zwłaszcza w górnych warstwach skorupy ziemskiej. Ograniczając interpretację do interpretacji kinematycznej wykorzystuje się tylko mały procent informacji o ośrodku badanym, jaką zawiera sejsmogram. Ponadto własności kinematyczne spełniają bardzo szeroką klasę przekrojów prędkościowych ośrodka. Aby ją ograniczyć należy brać pod uwagę charakterystyki dynamiczne fal, które są bardzo czułym wskaźnikiem własności sprężystych warstw i granic nieciągłości w skorupie i w górnym płaszczu Ziemi. Uwzględnienie dynamicznych charakterystyk fal może zmienić niekiedy gruntownie interpretację kinematyczną.

Przykładowo na ryc. 1 przedstawiono rozkład krzywych teoretycznych, ilustrujących zależność log amplitudy od odległości epicentralnej wraz z modelem skorupy, dla którego zostały obliczone. Podany przykład zaczerpnięto z pracy Gutercha (4). W tym szczególnym przypadku, charakterystycznym elementem przedstawionego modelu jest strefa obniżonych prędkości, występująca w krystalicznej części skorupy ziemskiej. Numery krzywych amplitudowych odpowiadają falom odbitym i refragowanym, schematycznie zaznaczonym na modelu. Niektóre z tych fal

kinematycznie bardzo słabo rozróżnialne, dynamicznie różnią się bardzo wyraźnie zarówno poziomem amplitudy, jak i charakterem ich zmian z odległością. Charakterystyki dynamiczne pozwalają w takich przypadkach rozstrzygać o typie rejestrowanej fali, eliminując z interpretacji fale, która na danej odległości epicentralnej ma znacznie niższą amplitudę. Zatem dynamika fal sejsmicznych jest wiernym odbiciem rzeczywistego stanu fizycznego ośrodka.

Aktualnie istniejąca dynamiczna teoria rozprzestrzeniania się fal sejsmicznych (Pietraszeń i inni — 14) jest bardzo skomplikowana i nie podaje prostych formuł, które nadawałyby się do łatwych i masowych obliczeń i porównań z materiałami eksperymentalnymi. Brak jest również dokładnych i jednolitych ograniczeń co do zakresu ich stosowania. Z drugiej strony stan materiałów polowych i obserwatoryjnych jest również bardzo złożony i dlatego przy ilościowych porównaniach danych eksperymentalnych i teoretycznych występują różnice. Jednakże zastosowanie badań dynamicznych, chociażby tylko o charakterze jakościowym bądź względnym poprzez odniesienie amplitudy dowolnej fali do amplitudy fali wiodącej na danej odległości epicentralnej, pozwoli wyznaczyć nie tylko zasadnicze elementy strukturalne, ale także parametry fizyczne warstw i granic nieciągłości w skorupie oraz górnym płaszczu. Dane te umożliwią z kolei prawidłowe odtworzenie historii tektonicznej danego obszaru.

Jest rzeczą oczywistą, że pełna realizacja tych badań jest możliwa tylko w przypadku posiadania materiałów rejestracyjnych wysokiej jakości otrzymanych z ciągłych sondowań sejsmologicznych z dostatecznie długimi gałęziami hodografów.

Celem głębokich sondowań sejsmicznych jest znalezienie całkowitej miąższości skorupy ziemskiej, wydzielenie najważniejszych powierzchni nieciągłości w skorupie, trasowanie głębokich rozłamów oraz określenie bloków skorupy ziemskiej. W dalszej kolejności — zestawienie morfologii granicy Moho z budową podłoża krystalicznego i serii osadowych skorupy. Następnym ważnym problemem jest określenie własności fizycznych warstw budujących skorupę oraz wyjaśnienie natury głębokich granic sejsmicznych w skorupie i górnym płaszczu. Najnowszym, bardzo ważnym problemem w badaniach skorupy, jest zagadnienie występowania stref obniżonych prędkości fal sejsmicznych w obrębie tzw. warstwy „granitowej”.

Wymienione problemy w badaniach skorupy i górnego płaszczu metodą głębokich sondowań sejsmicznych mają istotne znaczenie dla geologii. Dla przykładu omówimy krótko zagadnienie natury głębokich granic sejsmicznych.

We wnętrzu Ziemi powinny występować z jednej strony granice o charakterze chemicznym, z drugiej strony bardzo prawdopodobne jest występowanie granic o charakterze fazowym, zgodnie z szeroko znanym faktem powstawania przejść fazowych pod wpływem wysokich ciśnień i temperatur. Granica Moho powinna być granicą jednego z wymienionych typów granic. Dotychczas ugruntowała się teoria o chemicznej naturze granicy Moho. Niezależnie od tej teorii rozwija się obecnie hipoteza, w myśl której granica Moho ma naturę fazową. Ten ostatni pogląd jest reprezentowany przez Kennedy'ego i Loveringa (8, 9).

Hipoteza o fazowej naturze granicy Moho nie wyklucza występowania granic o charakterze chemicznym występujących powyżej lub poniżej granicy Moho, którymi mogą być słabe granice sejsmiczne lub strefy przejściowe, sejsmicznie nie wyróżniane wskutek dyfuzyjnego przejścia materii. Wreszcie wydaje się, że najbardziej prawdopodobny jest pogląd o różnorodnej naturze granicy Moho w różnych rejonach, reprezentowany m.in. przez Willie'a i Magnickiego (13, 10).

W oparciu o dane geologiczne i sejsmiczne powierzchniowe warstwy górnego płaszczu mogą składać się:

- 1) ze skał grupy eklogitów,
- 2) ze skał grupy perydotytów, w szczególności perydotytów gramatyzowanych.

Jeśli górny płaszcz zbudowany jest z eklogitów, to granica Moho ma charakter fazowy, gdyż bazalt, a raczej jego głębinowa odmiana — gabro, najbardziej prawdopodobny składnik budujący dolne piętra skorupy ziemskiej, pod względem chemicznym nie różni się od eklogitu. Różnice występują tylko w składzie mineralnym. I na odwrót, jeśli w skład górnego płaszczu wchodzi perydotyt, granica Moho ma charakter chemiczny. Podobne rozumowanie można zastosować także do granic i warstw położonych blisko granicy Moho i charakteryzujących się prędkościami fal sejsmicznych 7,5 — 7,8 km/sek.

Znaczenie tego problemu dla zrozumienia głębinowych procesów wynika stąd, że przy powstaniu eklogitów nadzwyczaj silnie wzrasta gęstość materii. I tak, jeśli gęstość bazaltu i gabra wynosi około 2,9 — 3,0 g/cm³, to gęstość eklogitu dochodzi do 3,4 — 3,6 g/cm³. Tak znaczna zmiana gęstości wywołuje z kolei bardzo duże zmiany objętości sięgające 10 — 20%. Fakt ten może być wykorzystany dla objaśnienia pionowych ruchów skorupy ziemskiej. Jeśli założyć, że głębokie warstwy skorupy zbudowane ze skał zasadowych przechodzą pod wpływem wysokich ciśnień i temperatur w eklogit, a następnie znów zamieniają się w bazalt lub gabro, to stają się zrozumiałe zmiany miąższości skorupy w różnych stadiach jej rozwoju.

Natura głębokich granic sejsmicznych, ich forma i głębokość położenia w zestawieniu z układem struktur osadowych odzwierciedla charakter ruchów skorupy ziemskiej w przeszłości.

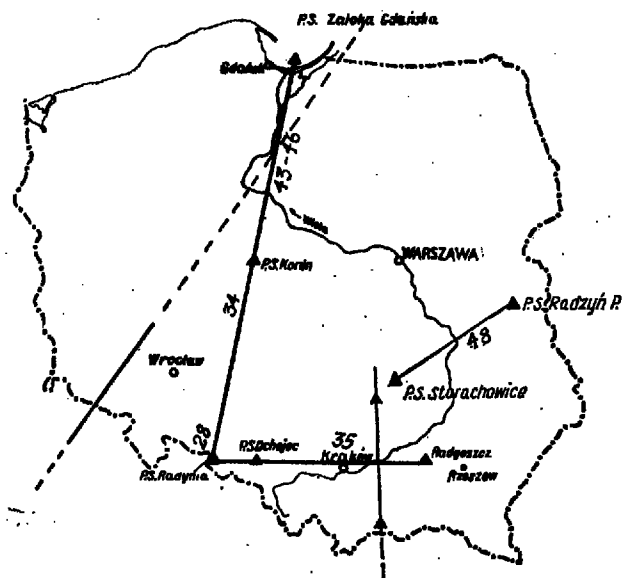
Detalizacja badań skorupy, prowadzonych metodami głębokich sondowań wykazuje, że skorupa ziemska ma budowę blokową. Obok głębokich uskoku planetarnych oddzielających bloki — kontynentalny i oceaniczny, skorupa ziemska jest poprzecinana całym szeregiem mniejszych uskoku, które często „swoimi „korzeniami” sięgają daleko w głąb górnego płaszczu Ziemi. W świetle najnowszych badań ewolucja głębokich rozłamów idzie od różnorodnych procesów w górnym płaszczu do utworzenia się uskoku, który po osiągnięciu granicy Moho rozrywa skorupę wchodząc w górne jej piętra.

Metody głębokich sondowań sejsmicznych dostarczają najbardziej efektywnych kryteriów wydzielenia głębokich rozłamów.

Najbardziej charakterystycznym elementem w budowie górnego płaszczu jest występowanie strefy obniżonych prędkości Gutenberga zwanej często kanałem (falowodem) sejsmicznym. Przy tym oś falowodu (najmniejsze wartości prędkości fal sejsmicznych) przebiega dla fal P na głębokości około 80 km, a dla fal S na głębokości około 160 km. Miąższość tej strefy jest rzędu 200 — 300 km.

W ostatnich latach w związku z rozwojem metod interpretacji długookresowych fal powierzchniowych udało się otrzymać bardziej dokładne dane odnośnie do strefy obniżonych prędkości. Za pomocą fal powierzchniowych uzyskuje się bowiem informacje o budowie górnego płaszczu, wzdłuż całej drogi ich rozprzestrzeniania się. Okazało się, że strefa obniżonych prędkości ma zasięg planetarny występując zarówno pod kontynentami, jak i pod oceanami. Wykryto, że fale powierzchniowe pod oceanami biegną wolniej niż pod kontynentami. Stąd wniosek, że różnica między basenami oceanicznymi i masami kontynentalnymi obejmuje nie tylko skorupę, lecz sięga do głębokości setek kilometrów.

Ciągle jednak budowa górnego płaszczu nawet w ogólnych zarysach jest bardzo dyskusyjna. Objawia się to tym, że kinematyczne metody interpretacji hodografów są niewystarczające dla ośrodków o małych gradientach prędkości, charakterystycznych dla górnego płaszczu. Zaś analiza krzywych dyspersji wspomnianych już długookresowych fal powierzchniowych określa jedynie uogólnione charakterystyki prędkościowe. Istotny postęp do badań górnego pła-



Ryc. 2. Lokalizacja profili głębokich sondowań sejsmicznych na terenie Polski.

/ 48 — głębokość granicy Moho w km, Δ — punkty strzałowe.

Fig. 2. Location of sections of deep seismic soundings in the area of Poland.

/ 48 — depth of Moho discontinuity in km, Δ — shot points.

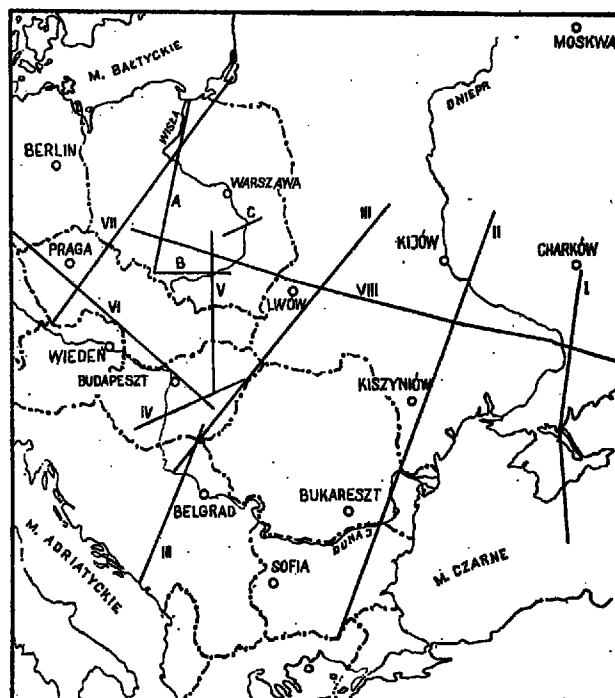
szcza wnoszą rozwijające się dopiero, opisane wyżej, badania dynamiczne fal sejsmicznych od trzęsień ziemi.

Strefa obniżonych prędkości charakteryzuje się pewną plastycznością wywołaną działaniem dwóch czynników — wzrostu temperatury i ciśnienia we wnętrzu ziemi. Przy tym obydwie wymienione czynniki działają w kierunkach przeciwnych. Wzrost temperatury powoduje zbliżanie się materiału górnego płaszcza do punktu topliwości, a wzrost ciśnienia podwyższa punkt topliwości i sprężystość skał. W rezultacie na głębokości około 60 km efekt temperaturowy zaczyna przewyższać efekt ciśnieniowy i skały stopniowo zaczynają zbliżać się do punktu topliwości. Następuje zmniejszenie sprężystości, a więc zmniejszenie prędkości fal sejsmicznych. W rezultacie tworzy się plastyczna strefa obniżonych prędkości. Kierunek opisanych zmian zachowuje się aż do osi kanału sejsmicznego, po czym zmienia się na przeciwny. I znów efekt wzrostu ciśnienia przeważa, powodując wzrost sprężystości ośrodka. Prędkość fal sejsmicznych na powrót rośnie.

Prawie wszystkie istniejące teorie izostazji, geotektoniki, ruchów górotwórczych, powstawania rozłamów, a także teorie dotyczące dryftu kontynentów skupiają swoją uwagę na granicy Moho. Ze współczesnego punktu widzenia wydaje się jednak, że tą ważną granicą nie jest nieciągłość Moho, lecz bardzo trudna do określenia granica między plastyczną strefą obniżonych prędkości (astenosferą), a twardą i sprężystą skorupą i częścią górnego płaszcza Ziemi (litosferą). Granica ta jest trudna do określenia, gdyż w dosłownym tego słowa znaczeniu nie istnieje. Jest to strefa przejściowa, w której następują powolne zmiany fizyczne powodujące wzrost plastyczności.

Zgodnie z nowymi poglądami strefa obniżonych prędkości Gutenberga odgrywa zasadniczą rolę w procesach wywołujących formowanie elementów strukturalnych skorupy ziemskiej.

W Polsce badania budowy skorupy ziemskiej metodą głębokich sondowań sejsmicznych prowadzi jak do tej pory Zakład Geofizyki PAN. Pierwsze prace



Ryc. 3. Lokalizacja międzynarodowych profili głębokich sondowań sejsmicznych (I—VIII) w Europie Środkowej.

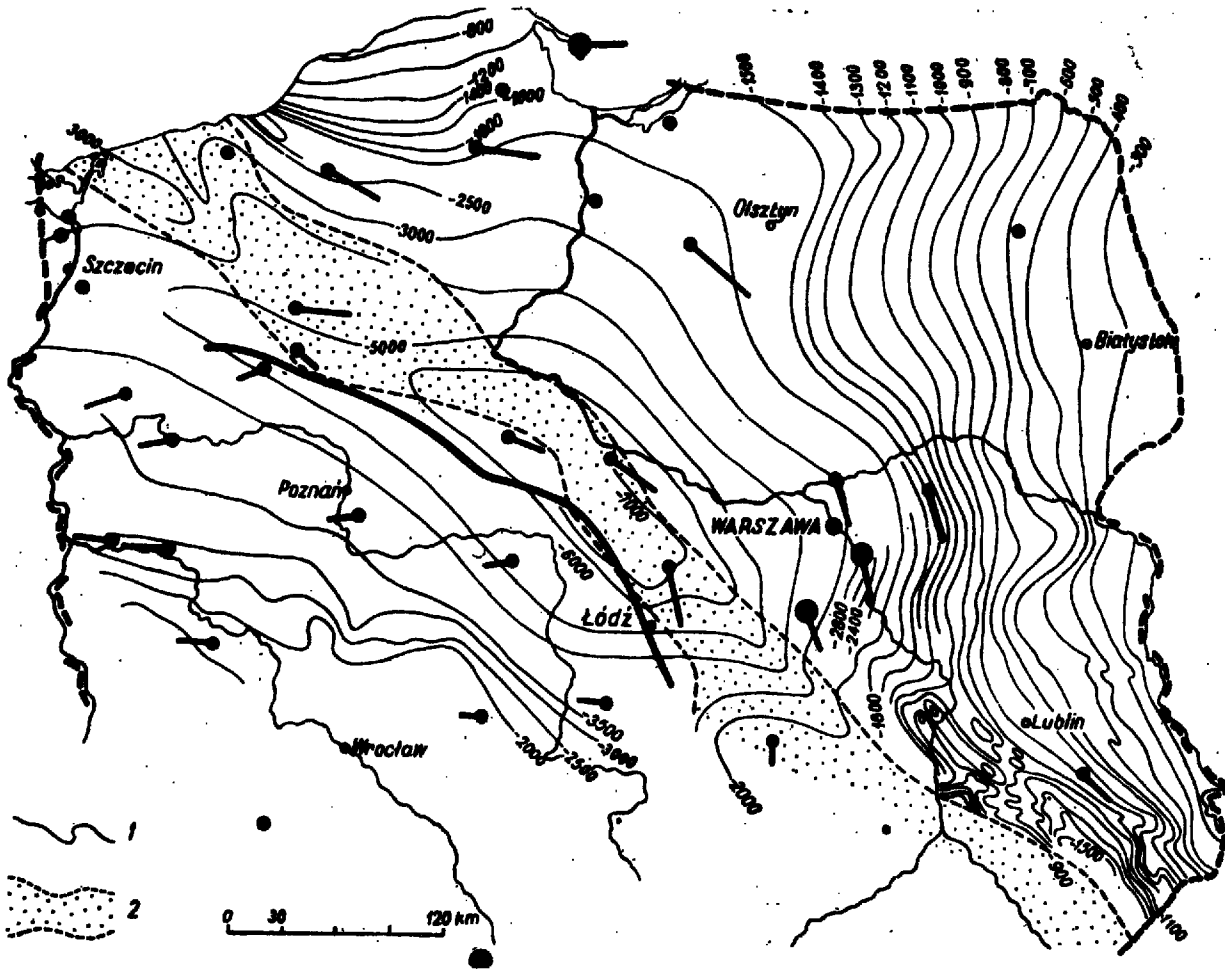
Fig. 3. Location of international sections of deep seismic sounding (I—VIII) in Middle Europe.

przeprowadzono w 1960 r. i kontynuowano je w latach następnych. Prace te prowadzone były za pomocą bardzo szczupłych środków finansowych i z konieczności miały charakter dorywczy. Wyniki badań publikowane były ostatnio w pracach Gutercha, Uchmana, Wojtczak-Gadomskiej oraz Bieleja, Gadomskiej, Gorczyńskiego, Gutercha, Miłkojczaka, Uchmana w tomie 14 „Materiały i Prace” Zakładu Geofizyki PAN (3, 1). W ogólności, w oparciu o wyniki badań prowadzonych na trzech profilach, stwierdzono znaczne zróżnicowanie w budowie skorupy na terenie Polski (ryc. 2). W południowej i południowo-zachodniej części Polski głębokość granicy Moho jest stosunkowo nieduża i waha się w granicach od 30 do 36 km. Natomiast w północno-zachodnim rejonie Polski oraz w rejonie Starachowice—Radzyń Podlaski wyznaczona głębokość granicy Moho osiąga bardzo duże wartości i wynosi około 44—48 km.

Równocześnie z pracami eksperymentalnymi prowadził się w Zakładzie Geofizyki PAN prace teoretyczno-obliczeniowe w zakresie teorii rozchodzenia się fal sejsmicznych w wielowarstwowych gradientowych modelach skorupy ze strefami obniżonych prędkości oraz z chemicznymi i fazowymi granicami sejsmicznymi (4).

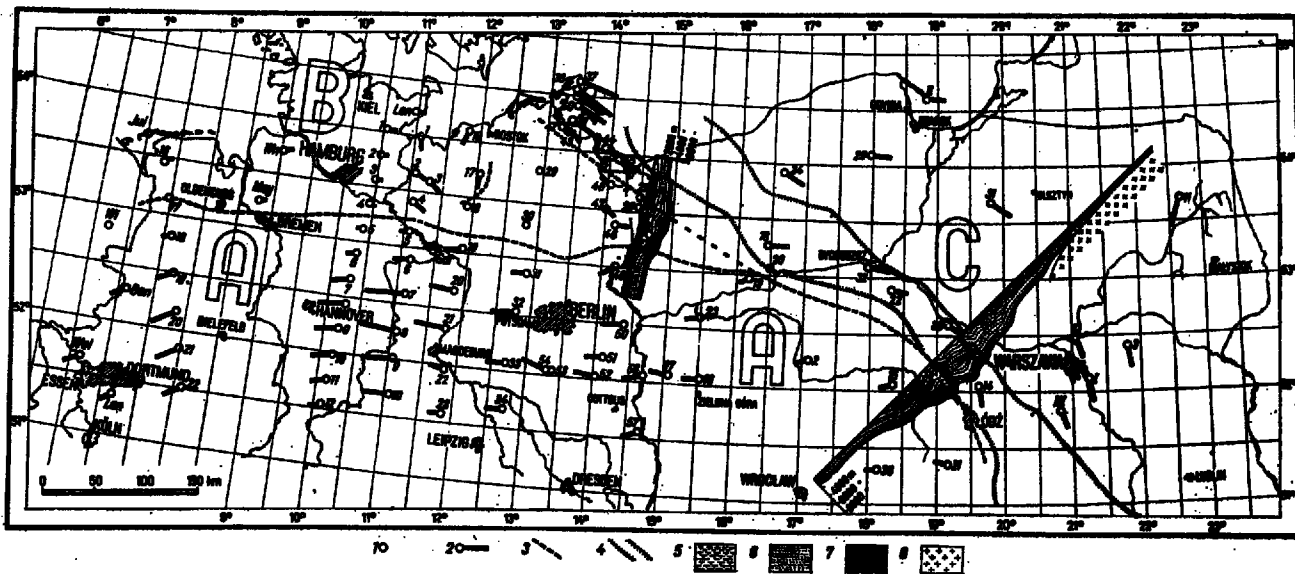
Specyficzną cechą głębokich sondowań sejsmicznych jest konieczność prowadzenia pomiarów na profilach o długości wieluset kilometrów, co narzuca konieczność międzynarodowej współpracy przy prowadzeniu badań. Liczba i kierunki profili (ryc. 3) zostały więc uzgodnione postanowieniami szeregu konferencji (Karpacko-Bałkańskiej Komisji Geologicznej, Komisja Akademii Nauk Krajów Socjalistycznych) i konferencji Europejskiej Asocjacji Seismologicznej. Przez Polskę przechodzą dwa profile:

1. Profil V — przecinający południkowo Karpaty i przechodzący od Kielc przez Nowy Sącz, a dalej przez Czechosłowację na Węgry. Długość tego profilu na terenie Polski wynosi 200 do 250 km.



Ryc. 4. Schematyczna mapa strukturalna powierzchni spągowej pokrywy powaryscyjskiej wg Pożaryskiego z naniesionymi wektorami obliczonymi z profilowań geomagnetycznych (z pracy Jankowskiego, 5).

Fig. 4. Diagrammatical structural map of bottom surface of the post-Variscan cover, according to Pożaryski, with the vectors calculated on the basis of geomagnetic soundings (according to the data shown in Jankowski's paper).



Ryc. 5. Mapa Europy Środkowej z naniesionymi wektorami indukcyjnymi obrazującymi prawidłowość w krótkookresowych wariacjach pola magnetycznego (z pracy Pożaryskiego, Małkowskiego, Jankowskiego, 11).

Fig. 5. Map of Middle Europe with induction vectors that show regularities in short-period variations of magnetic field (according to the papers by Pożaryski, Małkowski, Jankowski).

2. Profil VII — przechodzący z Czechosłowacji przez Snieżkę w Sudetach do północnej granicy Polski w rejonie Brandewa.

Poza tym na Konferencji Karpacko-Bałkańskiej Komisji Geologicznej w Krakowie zaprojektowano przedłużenie równoleżnikowego profilu VIII z Ukrainy (z kierunku Lwowa) przez teren Polski w kierunku Wrocławia, ewentualnie wg propozycji przedłożonej w Lipsku w 1966 r. przez stronę radziecką — do podnóży Sudetów. Wprowadzenie tego profilu do planu polskich badań skorupy Ziemi jest jeszcze sprawą otwartą. Ustalenia ww. komisji przewidują wykonanie w pierwszej kolejności pomiarów na profilu V (karpackim).

Nadmienić należy, że w grudniu 1966 r. dzięki pomocy ze strony Przedsiębiorstwa Geofizyki Przemysłu Naftowego w Krakowie wykonano wstępne prace na profilu V, obejmujące swym zasięgiem cały odcinek tego profilu leżący w Polsce. Można stwierdzić już teraz, że warunki sejsmologiczne na tym profilu są trudne — na uzyskane wyniki wpływają zarówno struktury Gór Świętokrzyskich, jak i Karpat. Uzyskanie wyników nadających się do pełnej interpretacji będzie możliwe dopiero na podstawie kompletnego układu korelacyjnego.

II. WYKORZYSTANIE ZMIENNEGO POLA ELEKTROMAGNETYCZNEGO ZIEMI DO BADANIA GŁĘBOKIEGO PODŁOŻA

Pole elektromagnetyczne Ziemi ulega ciągłym zmianom. Pierwotnymi źródłami zmian, o stosunkowo krótkim czasie trwania, są układy prądów elektrycznych płynących w wysokich przewodzących warstwach atmosfery. Te zewnętrzne zmiany indukują w przewodzącej ziemi wtórne układy prądów elektrycznych. Obserwowane na powierzchni ziemi wariacje spowodowane są wspólnym oddziaływaniem tych dwu układów prądu. Dzięki temu, że przewodnictwo elektryczne Ziemi jest stosunkowo duże, pole magnetyczne wytwarzane przez indukowane układy prądów ma na ogół ten sam rząd wielkości, co pole pochodzące od źródeł pierwotnych. Oprócz zależności od rozkładu przewodnictwa indukowany układ prądów zależy od częstości zmian. Czym powolniejsze są zmiany tym głębiej przenikają indukowane prądy (skin-effect). Obserwując na powierzchni ziemi prawidłowości w obserwowanych wariacjach możemy poprzez porównanie ich z wielkościami obliczonymi dla odpowiedniego modelu wnioskować o rozkładzie przewodnictwa w ziemi. Najbardziej ogólne prawidłowości w rozkładzie przewodnictwa są następujące: przy powierzchniowa warstwa skał osadowych ma średnie przewodnictwo podłoża stosunkowo duże, poniżej aż do głębokości kilkuset kilometrów zalegają skały, których przewodnictwo jest o kilka rzędów wielkości mniejsze, głębiej zaś następuje szybki wzrost przewodnictwa. Te prawidłowości oddają tylko zasadnicze rysy rozkładu przewodnictwa, w zależności od typu budowy skorupy ziemskiej i górnego płaszczka rozkład przewodnictwa elektrycznego wykazuje duże odstępstwa od omówionego modelu. Badając rozkład przewodnictwa w głębokich warstwach możemy wnioskować o budowie tych kompleksów skalnych. Ponieważ przewodnictwo elektryczne silnie zależy od temperatury rozkład przewodnictwa może dostarczyć pośrednich informacji o rozkładzie temperatury w tych głębokich warstwach. Ponieważ zaś dynamika rozwoju skorupy i górnego płaszczka zależy w pierwszym rzędzie od zmian rozkładu temperatury informacje te mogą okazać się niezwykle cenne.

Od kilkunastu lat rozwijają się nowe metody badania głębokiego podłoża należące do tej grupy metod. Te dwie nowe metody zostały nazwane sondowaniami magnetotellurycznymi i geomagnetycznymi. Sondowania magnetotelluryczne opierają się na jednoczesnej rejestracji wariacji składowych pola magnetycznego i elektrycznego. Sondowania geomagne-

tyczne wykorzystują wariacje trzech składowych tylko pola magnetycznego. Celem interpretacji zarejestrowanych na powierzchni ziemi wariacji jest znalezienie rozkładu przewodnictwa elektrycznego w Ziemi. Metody te rozwijają się intensywnie na całym świecie i włączone są do Programu Badań Górnego Płaszczka Ziemi, jako druga po głębokich sondowaniach sejsmicznych metoda badawcza. Sondowania magnetotelluryczne stosowane są także w pracach prospekcyjnych. W Związku Radzieckim np. pracuje od kilku lat przeszło sto aparatów magnetotellurycznych. Ponieważ metodyka prac ulega szybkim zmianom szczególnie nacisk położony jest na prace doświadczalne i ulepszenie metod interpretacyjnych. Z dotychczas przeprowadzonych prac można wyciągnąć następujące wnioski o możliwościach poznawczych sondowań magnetotellurycznych i geomagnetycznych.

1. Metodami tymi można śledzić budowę warstw skalnych o dużej miąższości wyróżniających się wyraźnie swoimi oporami elektrycznymi.
2. Zasięg wgłębny tych metod jest bardzo duży. Zależy on od przewodnictwa elektrycznego skał w danym rejonie i od okresu obserwowanych wariacji. Z sondowań można otrzymać informacje do głębokości kilkudziesięciu, a nawet paruset kilometrów.
3. Interpretacja ilościowa możliwa jest przy spokojnym ułożeniu warstw. W rejonach silnie zdyslokowanych w niektórych przypadkach można uzyskać cenne informacje o charakterze jakościowym.
4. Są to metody stosunkowo ekonomiczne ponieważ wykorzystujemy stworzony przez naturę generator zmian pola elektromagnetycznego.

Omówimy teraz pokrótce dotychczasowe wstępne prace wykonane tymi metodami w Polsce, ich wyniki i problemy, które można by nimi rozwiązać. Prace metodą sondowań geomagnetycznych zaczęto prowadzić w Polsce 5 lat temu. Prace te prowadzone na niewielką skalę miały początkowo na celu tylko poznanie prawidłowości w powierzchniowym rozkładzie zmian krótkookresowych pola magnetycznego Ziemi. Prowadzone one były przy użyciu przenośnych stacji magnetycznych, przyrządów o parametrach typowych dla obserwatoriów magnetycznych. Opracowanie tych pomiarów i dalsza ich oryginalna interpretacja pozwoliły na wyciągnięcie interesujących wniosków o budowie skorupy ziemskiej w Polsce.

Z tych wstępnych prac o charakterze badań podstawowych można było wyciągnąć następujące wnioski: istnieje bardzo wyraźny związek pomiędzy budową skorupy ziemskiej a rozkładem wariacji magnetycznych obserwowanych na jej powierzchni, związane jest to najprawdopodobniej z prądami indukcyjnymi w kompleksie skał osadowych. Już z tych wstępnych prac można było wyciągnąć interesujące dane poznawcze o budowie skorupy ziemskiej.

Celem zilustrowania wyników otrzymanych z tych prac przedrukowano w tym artykule dwie mapki z opublikowanych prac. Pierwsza mapka z pracy J. Jankowskiego (5), to mapa powierzchni strukturalnej powierzchni pokrywy powaryscyjskiej wg Pożaryskiego z naniesionymi „wektorami indukcyjnymi” otrzymanymi z prac geomagnetycznych. Definicję i sposób ich obliczenia z danych pomiarowych, zainteresowany czytelnik znaleźć może w pracy Jankowskiego (7). Zaznaczmy tylko dla informacji, że dla struktury dwuwymiarowej kierunku wektora są równoległe do osi struktury. Na mapie widać wyraźnie zgodność, szczególnie w części platformowej, kierunków wektorów z izohipsami naniesionymi na mapę. Niestety brak danych o izohipsach podłoża krystalicznego uniemożliwiło porównanie z tą głębszą strukturą. Następną ilustracją uzyskanych wyników jest załączona mapka z pracy Pożaryskiego, Małkowskiego i Jankowskiego (12) z danymi zebranymi dla Europy Środkowej. Widać, że i dla tego dużego rejonu występuje wyraźna prawidłowość

w rozkładzie „wektorów indukcyjnych” i związek ich z budową geologiczną struktury brzeżnej platformy wschodnioeuropejskiej.

Te wstępne zachęcające wyniki oraz liczne doniesienia naukowe o szybkim rozwoju metod magnetotellurycznych zachęcały do dalszych prac nad tymi metodami w Polsce. Dwa lata temu została nawiązana współpraca pomiędzy Przedsiębiorstwem Poszukiwań Geofizycznych a Zakładem Geofizyki PAN, której celem było skonstruowanie specjalnej aparatury do kompleksowych prac magnetotellurycznych. W 1967 r. prototyp tej aparatury został skonstruowany w przedsiębiorstwie przy pełnym współudziale pracowników ZG PAN. Zostały też wykonane pierwsze pomiary tą aparaturą w Centralnym Obserwatorium Geofizycznym w Belsku przy współudziale obu zainteresowanych instytucji. Równolegle do prac konstrukcyjnych w obu zainteresowanych instytucjach prowadzone były prace nad metodami opracowania i interpretacji sondowań magnetotellurycznych (6, 11). Prace nad interpretacją klasycznych sondowań magnetotellurycznych prowadzone były także w innych krajowych ośrodkach geofizycznych. Z tego krótkiego omówienia wyłączono prace metodą telluryczną, od kilku już lat prowadzone dla celów przemysłowych przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych i Zakład Geofizyki Przedsiębiorstwa Poszukiwań Naftowych, ponieważ metoda ta nie jest stosowana do badania skorupy i górnego płaszczka.

Istnieje projekt, aby w ciągu najbliższych dwu lat prowadzić kompleksowe sondowania magnetotelluryczne i geomagnetyczne na międzynarodowym profilu VII przecinającym Polskę w kierunku SW-NE. Profil ten przecina wszystkie główne jednostki tektoniczne Polski, między innymi strukturę brzeżną zaznaczającą się wyraźnie w obrazie uzyskanym z sondowań geomagnetycznych. Prace te miałyby przed sobą dwojaki cel poznawczy i metodyczny. Celem poznawczym jest otrzymanie danych o budowie skorupy i górnego płaszczka, w szczególności o miąższości kompleksu skał osadowych oraz niejednorodności w rozkładzie przewodnictwa w górnym płaszczku. Celem drugim będzie ustalenie metodyki, na obecnym etapie rozwoju tych metod — optymalnej, dla badania głębokiego podłoża.

Budowa skorupy ziemskiej na obszarze Polski jest jak wiadomo bardzo skomplikowana. Reprezentowane są u nas na stosunkowo niewielkim obszarze wszystkie trzy rodzaje budowy kontynentalnego typu budowy skorupy ziemskiej. Problematyka budowy skorupy i górnego płaszczka wydaje się u nas szczególnie interesująca. Te jednak duże urozmaicenie budowy geologicznej stwarza poważne trudności w interpretacji uzyskanych wyników. Konieczne jest więc kompleksowe prowadzenie prac badawczych. Wydaje się, że jedynie kompleksowa interpretacja geofizyczno-geologiczna może doprowadzić do lepszego poznania wgłębnej budowy naszego kraju.

Omówione wyżej metody — sejsmiczna i magnetotelluryczna stanowią część ogólnego programu badań głębokiej budowy skorupy i górnego płaszczka Ziemi. Metody te, obok bezpośrednich danych z głębokich wierceń, są najbardziej efektywne.

Na zakończenie warto jednak choćby tylko wymienić inne zagadnienia związane z badaniem wnętrza skorupy i górnego płaszczka. I tak, badania geotermiczne uzupełniane pomiarami parametrycznymi, przede wszystkim przewodnictwa cieplnego, pozwalają na określenie reżimu termicznego warstw wgłębnych i rozkładu strumienia cieplnego. Uzupełnienie tych danych elementami współczesnej tektoniki oraz rozkładem i częstotliwością trzęsień Ziemi pozwala na przejście do zagadnień dynamiki procesów zachodzących w głębokich warstwach Ziemi. W ten sposób można uzyskać nie tylko obraz statyczny układu i budowy wgłębnej, ale i zrozumieć procesy rządzące rozwojem tektonicznym głębokich warstw.

1. Betlej K., Gadowska B., Górczyński L., Guterch A., Mikołajczak A., Uchman J. — Deep Seismic Soundings on the Profile Starachowice-Radzyń Podlaski. Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland. Materiały i prace, tom 14, 1967.
2. Bogdanoff A. — Sur certains problèmes de structure et d'histoire de la plateforme de l'Europe orientale. Bull. Soc. Géol. France 7, s. IV, 1962.
3. Guterch A., Uchman J., Wojtczak-Gadowska B. — Investigations on the Earth's Crustal Structure in Poland by Means of Deep Seismic Soundings. Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland. Materiały i prace, tom 14, 1967.
4. Guterch A. — Strefy obniżonych prędkości oraz granice chemiczne i fazowe w gradientowych modelach kontynentalnej skorupy ziemskiej i ich wpływ na dynamikę fal sejsmicznych. (w druku).
5. Jankowski J. — The marginal Structures of the East European Platform in Poland on Basis of Data on Geomagnetic Field Variations. Selected Problems of Upper Mantle Investigations in Poland. Materiały i prace, tom 14, 1967.
6. Jankowski J. — O metodyce wykorzystania wariacji pola elektromagnetycznego Ziemi do badania głębokiego podłoża. (w druku).
7. Jankowski J. — Short-period Variations of the Earth's Magnetic Field on the Territory of Poland and their Relations to deep Substratum Structure. Acta Geoph. Pol., V. XIII, No. 2, 1965.
8. Kennedy G. C. — Phase Relations of Some Rocks and Minerals at High Temperatures and High Pressures. Advanc. Geoph., Vol. 7, 1961.
9. Lovering J. E. — Nature of Mohorovičić Discontinuity. Trans. Am. Geoph. Union, Vol. 39, No. 5, 1958.
10. Magnickij W. A. — Wnutriennoje strojenije i fizika ziemi. Niedra, Moskwa 1965.
11. Pawliszyn J., Wasilewski J. — Obliczenie wielowarstwowych krzywych sondowań magnetotellurycznych na maszynie cyfrowej Gier. Techn. posz. 1966, nr 19.
12. Pożaryski W., Małkowski Z., Jankowski J. — Distribution of Short-Period Geomagnetic Variations Related to Tectonics in Central Europe. Ann. Soc. Géol. Pol. Vol. XXXV, nr 1, 1965.
13. Wilie P. J. — The nature of the Mohorovičić Discontinuity. J. Geoph. Res., V. 68, No. 15, 1963.
14. Woprosy dynamiczeskoj teorij rasprostranienija sejsmiczeskich wołn. (Praca zbiorowa pod red. G. I. Pietraszenia), nr 1, 1957; nr 2, nr 3, 1959; nr 8, 1966. Wyd. Nauka, Moskwa-Leningrad.

SUMMARY

The article deals with the research methods of earth crust and of earth mantle, especially the deep seismic sounding, seismological prospecting and deep magnetotelluric sounding.

In Poland, the researches of the deep structure of earth crust conducted by means of deep seismic sounding have been carried on by the Geological Department of Polish Academy of Sciences since 1960. These researches are accompanied by the studies on the theory of seismic wave propagation in the multilayer gradient models of earth crust, characterized by the presence of a zone of lowered velocities and of chemical and phase seismic boundaries.

Moreover, the article describes a problem of the application of variable electromagnetic field in the studies on deep substratum, too. The preliminary results of such studies have encouraged to conduct also further works by means of the methods under consideration.

РЕЗЮМЕ

В статье авторы описывают методы изучения земной коры и верхней мантий Земли, прежде всего глубинное сейсмическое зондирование, сейсмологические исследования и глубинное магнитно-теллурическое зондирование.

В Польше изучением строения земной коры методом глубинного сейсмического зондирования занимается Отдел геофизики ПАН с 1960 г. Одно-

временно с этими работами в отделе проводятся работы по теории распространения сейсмических волн в многослойных градиентных моделях коры с зонами пониженных скоростей и с химическими и фазовыми сейсмическими границами.

Кроме того затрагивается проблема использования переменного электромагнитного поля Земли для исследования глубинного строения. Предварительные результаты этих исследований благоприятствуют развитию работ по этим методам.