

Jan SKORUPA

Głębokie sondowania sejsmiczne i ich rola w kompleksie metod geofizycznych w badaniach budowy skorupy Ziemi

Budowa skorupy Ziemi i warstw, na których bezpośrednio skorupa spoczywa, stanowi przedmiot zainteresowań geofizyki, geologii, geochemii, jak i innych pokrewnych dyscyplin naukowych.

Poznanie coraz to nowych faktów dotyczących budowy górnego płaszczu Ziemi powoduje postęp wiedzy we wszystkich napomnianych dyscyplinach.

Dla geologii postęp wiedzy o budowie skorupy, czy też górnego płaszczu Ziemi dostarcza nowych możliwości dla zrozumienia i poznania m.in. praw rozwoju procesów tektonicznych i magmatycznych. Operując metodami opartymi na bezpośredniej obserwacji geologia może naświetlić budowę skorupy Ziemi nie głębiej niż do paru kilometrów, i to w odniesieniu do kontynentów. Jeśli chodzi zaś o obszary oceanów, jest to jeszcze trudniejsze. W dodatku geologia wobec braku informacji o wewnętrznej budowie skorupy Ziemi i mas, na których skorupa spoczywa, nie mogłaby w swoich hipotezach dotyczących tektoniki, magmatyzmu, reguł prognozowania niektórych ważnych surowców, czy nawet tylko prognoz sejsmicznych, uwzględniać tak istotnych czynników jak „warunki głębokie” odniesione do właściwych głębokości.

Wpływ tych czynników na kształtowanie się budowy skorupy Ziemi, nieuchwytnych dla metod geologii, można dziś obserwować począwszy od rozwoju tak dużych jednostek jak kontynenty aż do regionalnych struktur lokalnych. Dlatego więc informacje, i to jak najszczegółowsze, dotyczące budowy wgłębnej skorupy i górnego płaszczu Ziemi są tak cenne dla postępu podstawowych hipotez geologicznych.

Zestawienie danych geologicznych i geofizycznych mówi, że tektonicznie i magmatycznie aktywne są górne części płaszczu Ziemi, do głębokości około 800—1000 km. W pierwszych paru set kilometrach mieszczą się ogniska wulkaniczne, a najgłębsze sięgają do 800 km. Z wyliczonych powodów dla geologii ważne byłoby więc dostarczenie informacji metodami pośrednimi do głębokości wspomnianego rzędu. Należy podkreślić, że geologia stosowana, zajmująca się głównie szczegółami płytkiej budowy (do kilku kilometrów) ze względu na aktualne możliwości wydoby-

cia surowców, jest również zainteresowana szczegółowymi danymi odnoszącymi się do warstw głębszych, które można by uzyskać metodami pośrednimi, m.in. geofizycznymi. Metody badań pośrednich muszą posiadać dostatecznie wysoką zdolność rozdzielczą, by umożliwiły one właściwe naświetlenie faktycznych elementów, a nie tylko określały zgeneralizowany ich wpływ. To ostatnie mogłoby bowiem prowadzić do fałszywych wniosków. Jasne jest, że stosuje się także metody (głównie geofizyczne) o mniejszej zdolności rozdzielczej, jeśli prowadzą one do właściwego naświetlenia faktów w skali wielkoregionalnej.

Pierwszych informacji dotyczących wewnętrznej budowy Ziemi jako planety, jak i jej płytkich warstw dostarczyła sejsmologia. Jak wiadomo, przy trzęsieniu ziemi z jego ogniska leżącego pod powierzchnią ziemi rozchodzą się fale sejsmiczne. Czas ich wzbudzenia (wyzwolenia energii) jest z reguły bardzo krótki. Rozmiary ogniska nie przekraczają zazwyczaj kilku kilometrów. Pozwala to w praktyce traktować je jako punktowe. Przy wielkich trzęsieniach ziemi stacje sejsmiczne rejestrują nie tylko fale sejsmiczne przechodzące przez płytkie warstwy Ziemi (stacje bliższe od epicentrum trzęsienia), ale również przechodzące przez jej partie środkowe (stacje odległe). Na sejsmogramach otrzymywanych przez stacje sejsmiczne rejestruje się kilka faz fal sejsmicznych, odpowiadających różnym drogom fali rozchodzącej się od ogniska w kierunku stacji. Większa ilość tych dróg jest możliwa dzięki odbiciu od powierzchni Ziemi oraz odbiciu i załamaniu w wewnętrznych jej częściach.

Fazy na sejsmogramach odwzorowują się jako grupy drgań, z których odczytać można czas nadejścia, amplitudę i okres drgania. Najdokładniejszych informacji o budowie głębokich części Ziemi dostarczają czasy nadejścia poszczególnych faz. W skali całej Ziemi tablice czasów przebiegu fal P i S (podłużnych i poprzecznych) były opracowywane od zarania naszego stulecia, choć początkowo miały one charakter tylko bardzo przybliżony. Przy zestawianiu Międzynarodowego Biuletynu Sejsmicznego stosuje się od lat trzydziestych hodografy znane pod nazwą tablic Jeffreys'a i Bullena. Tablice te zestawione dla zregulowanego modelu Ziemi przy założeniu symetrii sferycznej. Podobną pracę wykonali także w latach trzydziestych B. Gutenberg i C. F. Richter, przy czym w obu pracach zgodność wyników była duża. Jakkolwiek na podstawie danych sejsmicznych już wcześniej (koniec pierwszego dziesięciolecia) można było założyć istnienie jądra wewnątrz Ziemi na głębokości 2900 km (G. Herglotz, H. Bateman), to dopiero dzięki dokładności zastosowanych hodografów sejsmicznych można było zbadać wewnętrzną budowę Ziemi w sposób bardziej szczegółowy. Zajmowało się tym kilku badaczy, m.in. H. Jeffreys, K. E. Bullen, B. Gutenberg.

Tabela 1 przedstawia podział Ziemi na strefy (zony) według podziału K. E. Bullena z 1940 i 1942 r. z wprowadzonymi przez niego w 1949 r. oznaczeniami stref A, B, C, D, E, F i G, oraz podziałem na warstwy D' i D'' (K. E. Bullen, 1958).

Podział Ziemi na strefy według innych autorów pod względem różnicowania prędkościowego jest w szczegółach nieco inny. Np. B. Gutenberg w 1948 r. przyjmuje zmniejszanie się prędkości w górnych 100 km strefy B z minimum prędkości na głębokości około 140 km, wg H. Jeffreys'a natomiast prędkości dla strefy B są zbliżone, istnieją zaś różnice

Tabela 1

Strefy wewnątrz Ziemi według K. Bullena 1949

Strefa	Głębokość km	V dla fal P	V dla fal S
A	0—33	zmienna w szerokich granicach	zmienna w szerokich granicach
B	33—410	7,8—9,0	4,4—5,0
C	410—1000	9,0—11,4	5,0—6,4
D'	1000—2700	11,4—13,6	6,4—7,3
D''	2700—2900	13,6	7,3
E	2900—4980	8,1—10,4	nie obserwuje się
F	2980—5120	10,4—9,5	nie obserwuje się
D	5120—6370	11,2—11,3	nie obserwuje się

gradientów prędkości. Ilustruje to dobrze fig. 1, podana za J. A. Jacobsem (1956).

Strefy A, B, C i D tworzą płaszcz Ziemi, a strefy E, F i G jej jądro. Strefa A, jak się najczęściej przyjmuje, stanowi skorupę Ziemi.

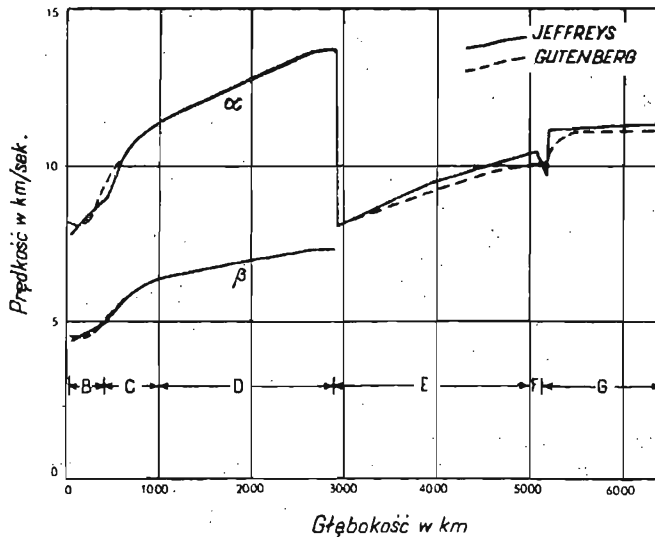


Fig. 1. Prędkości sejsmiczne w płaszczu i jądrze Ziemi
Seismic velocities in the Earth's mantle and in the Earth's core

α — fala podłużna, β — fala poprzeczna
 α — longitudinal wave, β — transversal wave

Pomijając mało istotne dla toku wywodu różnice w podziałach głębszych stref Ziemi przypomnę, że zainteresowania geologii obejmują w całości zjawiska zachodzące w strefach A, B i praktycznie biorąc w strefie C. Oczywiście, stopień szczegółowości poznania winien być maksymalny dla strefy A, może być mniejszy dla strefy B, a jeszcze mniejszy dla

strefy C. Zresztą współczesne możliwości techniczne nie mogłyby nawet dostarczyć informacji w innej kolejności stopnia poznania.

Obraz budowy Ziemi (jej płytszych warstw lub Ziemi jako całości) oparty na danych sejsmicznych, przy wykorzystaniu odległych trzęsień Ziemi, nie jest kompletny. Dla badań płytkiej stosunkowo powłoki Ziemi, tj. warstwy A, wykorzystane są również informacje płynące z fal powierzchniowych (periody 10 do 100 sek.), powstających przy trzęsieniu ziemi.

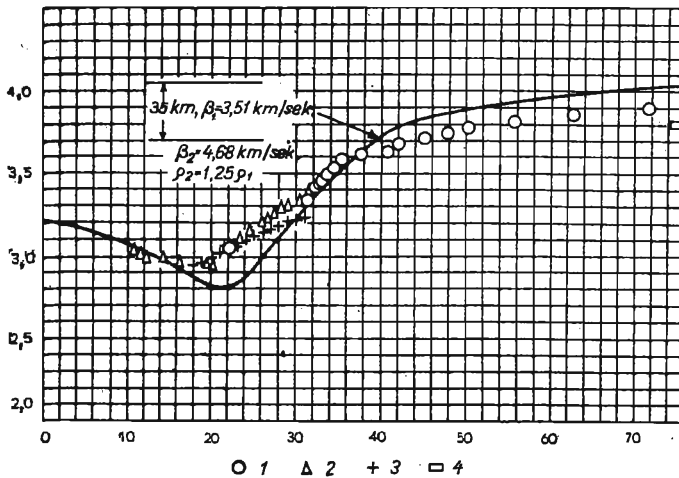


Fig. 2. Dyspersja fal Rayleigha pod kontynentami według F. Pressa, M. Evinga i J. Olivera (1956)

Dispersion of Rayleigh waves under the continents; according to F. Press, M. Eving and J. Oliver (1956)

1 — Algeria — Natal, 2 — Algeria — Natal, 3 — Kalifornia — Nowy Jork, 4 — płaszczowa fala Rayleigha
1 — Algeria — Natal, 2 — Algeria — Natal, 3 — California — New York, 4 — mantle Rayleigh wave

Badania dyspersji fal Love'a i Rayleigh'a z odległych trzęsień ziemi dostarczają także informacji o budowie warstwy przypowierzchniowej wzdłuż drogi rozprzestrzenienia się tych fal. Ponieważ amplitudy jednych, jak i drugich maleją wraz z głębokością, i to w sposób nierówny (fale dłuższe przenikają głębiej i mają większe prędkości falowe) powstaje możliwość badania struktury skorupy Ziemi wzdłuż drogi przebiegu tych fal. Metoda ta, wymagająca porównywania obserwowanych krzywych dyspersji z krzywymi teoretycznymi dla zakładanych modeli, nie może jednak dostarczyć lokalnych szczegółów budowy skorupy ziemskiej, np. jej grubości. Na fig. 2 podaję przykład porównania krzywych dyspersji w warunkach kontynentalnych dla dróg podanych na wykresie. Mimo możliwości uzyskiwania tylko „uśrednionych“ danych, metoda ta może jednak być przydatna w badaniach wielkich jednostek strukturalnych, tj. oceanów i kontynentów, oraz pozwolić na wydzielenie większych regionów o budowie anomalnej. Badania dyspersji prędkości fazowych za pomocą sieci specjalnych stacji pozwala określić grubość skorupy na

mniejszych obszarach, a nawet czasem dostarczyć danych o budowie „warstwowej” skorupy.

Bardziej szczegółowych danych o budowie skorupy Ziemi mogą dostarczyć informacje uzyskiwane z materiałów sejsmologicznych odnoszących się do lokalnych trzęsień ziemi. Tą zresztą drogą została odkryta tzw. nieciągłość Mohorovičića i nieciągłość Conrada. Informacje te posiadają bardziej lokalne znaczenie niż uzyskiwane z odległych trzęsień, chociaż i dla wykorzystywania tych ostatnich opracowane są specjalne metody. Stosując np. metodę A. A. Treskova wykorzystuje się czas fali pochodzącej z głębokiego ogniska, odbitej od granicy Mohorovičića niedaleko miejsca, gdzie fala pP odbija się od powierzchni Ziemi, i czas tej ostatniej (E. W. Janczewski, 1955; A. A. Treskow, 1955).

Dla bliskich trzęsień wykorzystywanie impulsów sejsmicznych dla badań struktury i grubości skorupy sprowadza się zasadniczo do interpretacji fali refrakcyjnej. Zapisy powinny pochodzić z jak największej liczby stacji, w miarę możliwości równomiernie rozmieszczonych na obszarze badań, i odnosić się do wstrząsów płytkich. Dokładność uzyskiwanych wyników zależy każdorazowo od wielu przypadkowych czynników i, jak przekonamy się, jest z reguły niższa lub znacznie niższa od wyników uzyskiwanych z kontrolowanych wybuchów. Te metody badań otworzyły jednak nową kartę poznania struktury skorupy Ziemi i jej miąższości.

Epokowym odkryciem było stwierdzenie przez jugosłowiańskiego sejsmologa A. Mohorovičića nieciągłości w spągu skorupy ziemskiej i określenie jej grubości w wyniku analizy chorwackiego trzęsienia Ziemi w dniu 8.X.1909 r. Odkrycie polegało na wykazaniu istnienia obok fali prostej (5,5 km/sek.) dla skał krystalicznego podłoża (faza P) także fali o wyższej prędkości dla dolnej granicy skorupy ziemskiej i jej podłoża (faza Pn).

Odkrycie Mohorovičića do lat dwudziestych było niemal zapomniane i z wyjątkiem B. Gutenberga nie uznawane. Dopiero rejestracje sejsmiczne katastrofalnej eksplozji w Oppau nad Renem (1921 r.) uzyskane przez różne stacje (do 365 km) pozwoliły kilku badaczom potwierdzić odkrycie Mohorovičića. Bardzo ważne jest stwierdzenie jednego z badaczy materiałów tego wybuchu. H. Jeffreys wyraził mianowicie pogląd w oparciu o podobieństwo laboratoryjnych spólczynników sprężystości i spólczynników obliczonych z prędkości fal P i S, że skała, przez którą biegła w danej sytuacji fala prosta, była granitem. Na marginesie można tylko dodać, iż H. Jeffreys, nie znając prawdopodobnie pracy Mohorovičića, wyraził przypuszczenie, że domniemane piętro granitowe nie może sięgać głębiej niż do 16 km. Jego zdaniem skały o własnościach podobnych do granitu (analogicznie do wcześniejszego twierdzenia Rayleigh'a) powinny na głębokości 16÷30 km ustąpić miejsca skałom o wyższej sztywności i wyższym ciężarze objętościowym. Takie założenie byłoby ponadto niezbędne dla wyjaśnienia fal powierzchniowych Love'a. Jeffreys wyraził także przypuszczenie, że skałami podścielającymi granity powinny być skały zasadowe o składzie i własnościach bliskich bazaltowi.

Następnym etapem w badaniach struktury skorupy ziemskiej było wydzielenie w 1925 r. przez sejsmologa austriackiego V. Conrada fazy P* dla tyrolskiego trzęsienia ziemi z dnia 28 listopada 1923 r. w Taurach. Była to grupa impulsów, których hodograf wskazywał na istnienie przed-

kości fal podłużnych, większych od prędkości dla przyjmowanego piętra granitowego, a mniejszych od prędkości związanych z nieciągłością wskazaną przez Mohorovičića. Odkrycie to zostało potwierdzone w latach 1927 i 1928 przez Jeffreysa i Conrada również w odniesieniu do materiałów z innych trzęsień ziemi. Wydzielono także odpowiednią fazę S^* dla fali poprzecznej i odnaleziono impulsy dla stropu piętra „granitowego” i nieciągłości Mohorovičića.

Wspomniane odkrycie przyczyniło się do dalszych prac w początkach lat trzydziestych, które w oparciu o materiały wielu stacji śledzących bliskie trzęsienia ziemi dostarczyły danych o grubości zarówno piętra „granitowego”, jak i odkrytego piętra „bazaltowego”. Analiza wielu takich danych, uzyskiwanych przez różnych badaczy z tych samych materiałów sejsmicznych (z tych samych stacji) dla tych samych obszarów, jak również danych uzyskiwanych przez tych samych badaczy dla tych samych obszarów, ale z różnych materiałów sejsmicznych, pozwala stwierdzić, że i tą drogą otrzymuje się dane w dużym stopniu „uśrednione”. Otrzymywane wielkości, choć nie dają dobrej lokalnej charakterystyki grubości poszczególnych „pięter” skorupy i nie zawsze dostatecznie dokładnie charakteryzują lokalne osobliwości budowy skorupy, dostarczyły jednak, jak wydawało się, stosunkowo pewnych danych, charakteryzujących wydzielone „warstwy” czy „piętra”.

Tabela 2

Piętro	Prędkość fal sejsmicznych			
	α km/sek		β km/sek	
	w granicach	średnio	w granicach	średnio
„Granitowe”	5,4—5,7	5,6	3,3—3,5	3,4
	nieciągłość Conrada			
„Bazaltowe”	6,3—6,7	6,5	3,6—3,7	3,7
	nieciągłość Mohorovičića			
Podłoże skorupy	7,7—8,2	8,1	4,3—4,5	4,4

Podaję tu za T. Olczakiem (1964) zestawienie prędkości fal podłużnych (α) i poprzecznych (β) dla schematu struktury skorupy (tab. 2) według stanu wiadomości w początkach lat trzydziestych.

Schemat ten podający bardziej lub mniej poprawnie wydzielone faktyczne dane, z zastrzeżeniem zmienności stosunków grubościowych obu pięter, był przyjęty wówczas dość powszechnie i przez niektórych badaczy jest uważany jako aktualny i dziś. Niemniej jednak B. Gutenberg już w 1951 r. zwrócił uwagę na istnienie wewnątrz piętra „granitowego” horyzontu małych prędkości („*low velocity layer*”), analogicznego do wydzielonego przez niego horyzontu na głębokości około 140 km. Horyzont ten, a ściślej warstwa wraz z jej granicami, posiadałaby własności falowodu sejsmicznego i leżałaby zdaniem B. Gutenberga na głębokości około 15 km. „Fala kanałowa” była następnie dyskutowana przez M. Evinga i F. Pressa oraz wielu innych autorów. Większość z nich, m.in. H. Tatel i M. Tuve (1957), uważa wywody B. Gutenberga za bardzo hipotetyczne,

twierdząc że współczesne dane eksperymentalne zaprzeczają istnieniu „warstw małej prędkości“. Niemniej B. Gutenberg w swojej pracy z 1955 r. nie tylko nie wycofuje się ze swoich poglądów, ale wskazuje na możliwość istnienia warstw o obniżonych prędkościach w każdym z obu pięter skorupy. Rozkład prędkości w warstwach skorupy według B. Gutenberga (1957) podają na fig. 3.

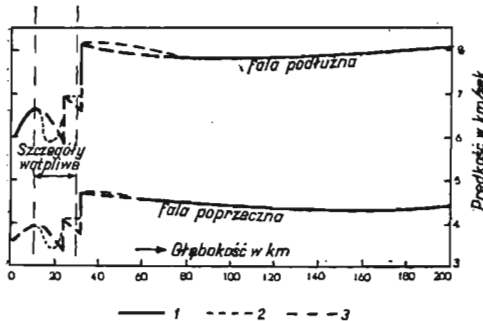


Fig. 3. Średnie prędkości fal sejsmicznych według B. Gutenberga (1957) dla skorupy typu kontynentalnego

Mean velocities of seismic waves according to B. Gutenberg (1957) for the earth crust of continental type

1 — z pomiarów, 2 — model (a),
3 — model (b)
1 — according to measurements,
2 — model (a), 3 — model (b)

Innym autorem, który wyróżnia w skorupie dwa horyzonty niskich prędkości, jest M. Båth. Według niego są to horyzonty w piętze „granitowym“ i „bazaltowym“. Ich istnienie dostarczałoby kilka specyficznych fal kanałowych. M. Båth wskazuje także, że fale kanałowe rozwijają się tylko w warunkach regularnej budowy skorupy. Łańcuchy górskie lub bloki skorupy o odmiennej budowie stanowią dla nich przeszkodę.

Jak widać z podanego wyżej krótkiego zestawienia poglądów sejsmologów na zagadnienia pionowego rozkładu prędkości w skorupie, a także w górnym płaszczu Ziemi, nie są one zgodne, chociaż zagadnienie to jest fundamentalne nie tylko dla interpretacji materiałów sejsmologicznych i sejsmicznych, ale i dla prawidłowej, chociażby tylko jakościowej interpretacji budowy geologicznej skorupy ziemskiej.

W celu dalszej dyskusji nad budową skorupy ziemi, należy dokonać jeszcze krótkiego podsumowania faktów, które mogą mieć wpływ na interpretację materiałów geofizycznych. Tak więc, aby móc nawiązywać do warunków panujących w obrębie skorupy i jej podłoża, ważna jest ocena panujących w niej ciśnień i temperatur. Informacje te są ważne, ponieważ mogą być wykorzystane w eksperymentach na próbkach odpowiednich skał dla wyjaśnienia możliwości czy niemożliwości założeń przyjętych chociażby już w samej terminologii schematu podziału skorupy.

Tabela 3

Głębokość w km	0	10	20	30	40	50
Głębokość w g/cm ³	2,7	2,82	2,94	3,06	3,18	3,3
Ciśnienie w kg/cm ²	0	2710	5530	8470	11530	14710

Wartość ciężaru objętościowego w obrębie skorupy (strefa A), nawet gdyby przyjąć jej lokalnie podwójną czy potrójną grubość, nie powinna nadmiernie rosnąć. Fakty te umożliwiają już dokonanie pewnych za-

łożeń odnośnie do ciśnienia i temperatury w skorupie. Jeśli przyjąć za liniową zmianę σ z 2,7 g/cm³ na powierzchni Ziemi (ściślej strop warstwy granitowej) np. do 3,3 g/cm³ na głębokości 50 km, to według Landolt-Börnsteina (za H. G. Reinhardtem) uzyskamy następujące ciśnienia hydrostatyczne (tab. 3).

Dla zobrazowania różnicy w ciśnieniach innego modelu posłużyć się modelem „budowy“ skorupy, w którym nieciągłość Mohorovičića znajduje się na głębokości 30 km, warstwy zaś „granitowa“ i „bazaltowa“ mają grubość po 15 km. Wtedy mielibyśmy sytuację podaną na tab. 4.

Tabela 4

Głębokość km	Skala	Gęstość (przyjęta) g/cm ³	Ciśnienie kg/cm ²
0—15	granit	2,7	—
15—30	gabro	3,0	3975
30	perydotyt	3,1	8385

Jak widać (tab. 4) przyjęcie innych założeń odnośnie do rozkładu gęstości (w drugim przypadku z określonym modelem geologicznym) dostarcza dość ścisłych danych orientujących o ciśnieniu hydrostatycznym w skorupie. Na głębokości na przykład 30 km ciśnienie będzie rzędu 8500 kg/cm².

Warunki termiczne wnętrza skorupy (czy też ściślej zewnętrznych warstw Ziemi) zilustrowane będą porównaniem krzywych rozkładu temperatur według różnych autorów. (fig. 4).

Nie zagłębiając się w dyskusję nad fig. 4, należy zauważyć, że na głębokości około 50 km dokładność określenia temperatury wahałaby się w granicach maksymalnie 300°. Zatem rząd wielkości temperatury jest określony dość dokładnie, by móc orientacyjnie ustalić przedziały dla przeprowadzania eksperymentów.

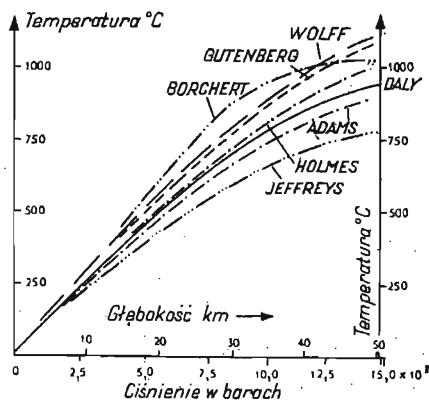


Fig. 4. Rozkład temperatury w skorupie ziemskiej według różnych autorów
Distribution of temperature in the Earth's crust according to various authors

Zgodnie z podanymi wyżej założeniami Jeffreys'a (a potem wielu innych autorów) dotyczącymi podziału skorupy na warstwy „granitową“ i „bazaltową“ (lub „gabrową“) zwrócić należy uwagę, że na granitach płytko leżących i ich wychodniach oraz na próbkach granitów dla statycznych pomiarów otrzymuje się prędkości fal podłużnych od około 5,0 km/sek. do około 5,8 km/sek. Analogiczne wartości dla gabra wynoszą 6÷6,5 km/sek. Wiadomo jest także, choćby z pomiarów prospekcyjnych, że prędkości obserwowane dla tychże skał w przypadku ich

głębokiego zalegania, pod grubszym płaszczem osadowym, układają się w górnych granicach podanych przedziałów.

Wzrost prędkości następuje oczywiście w dalszym ciągu wraz ze wzrostem głębokości, choć nie jest już tak znaczny jak w częściach przy powierzchniowych. Opracowana w ostatnich czasach metodyka i aparatura dla pomiarów prędkości średnich na próbkach w warunkach wysokich ciśnień i wysokich temperatur dostarczyła bardzo interesujących danych. O ile prędkości fal podłużnych (i poprzecznych) rosną ze wzrostem ciśnienia, to podnosząca się temperatura wpływa obniżająco na prędkości. Fig. 5 przedstawia dane eksperymentalne ciśnień do 10 000 kg/cm²

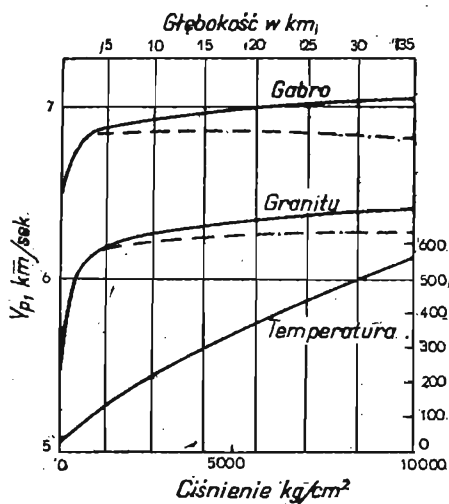


Fig. 5

Fig. 5. Prędkości fali podłużnej dla „przeciętnych“ granitów i gabra jako funkcja ciśnienia i temperatury według F. Bircha

Velocities of longitudinal wave for average granite and average gabbro as a function of pressure and temperature; according to F. Birch.

Linia przerywana wskazuje wartość prędkości z uwzględnieniem wpływu temperatury
Dotted line shows the values of velocities, the influence of temperature considered

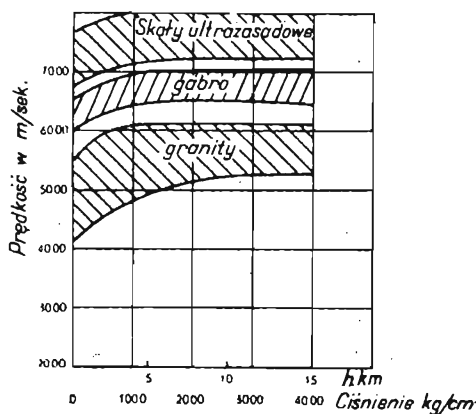


Fig. 6

Fig. 6. Zakresy prędkości fali podłużnych przy wysokich ciśnieniach dla próbek różnego pochodzenia i składu (otrzymane w Inst. Fiz. Ziemi ZSRR)

Ranges of velocities of longitudinal waves under high pressures for samples of various provenance and composition (obtained in the Institute of the Earth's Physics, USSR)

według pomiarów amerykańskich dla „przeciętnych“ skał, gdyż różne próbki, zależnie od ich pochodzenia i różnic składu, wykazują dość duże indywidualne różnice. Analogiczne wyniki uzyskali także badacze radzieccy, np. w Instytucie Fizyki Ziemi (podane tu za M. P. Wołarowiczem, 1964 — fig. 6). Ostatnio opublikowano również wyniki pomiarów prędkości fal podłużnych (M. P. Wołarowicz, A. I. Lewykin, N. E. Taldin, 1964) dla ciśnień do 20 000 kg/cm². Zjawiska zwiększenia prędkości zachodzą tu w dalszym ciągu, jednak przyrost prędkości jest już niewielki, gdyż krzywe (fig. 5 lub 6) zachowują swój charakter. Dążąc ponadto do uniknięcia rozrzutu dla danego typu skały, widocznego np. na fig. 6,

M. P. Wołarowicz dokonał pomiarów na próbkach skał z rejonu głębokich sondowań sejsmicznych (Karelia) uzyskując lepszą możliwość porównania i dobrą zgodność z prędkościami otrzymanymi dla obserwowanych horyzontów sejsmicznych (fig. 7).

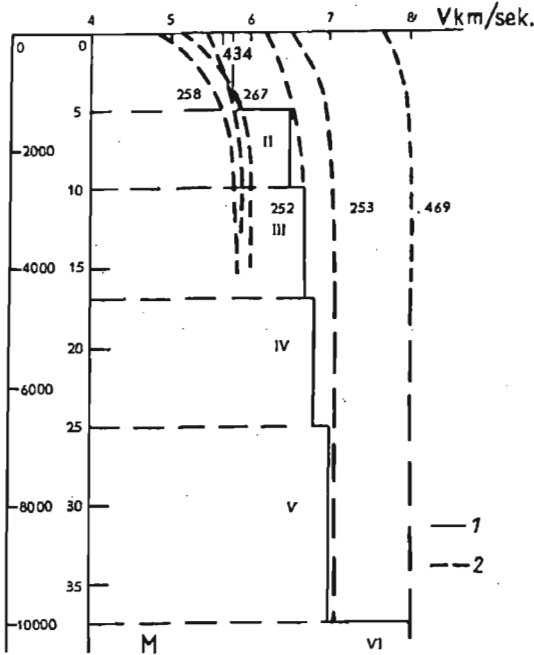


Fig. 7

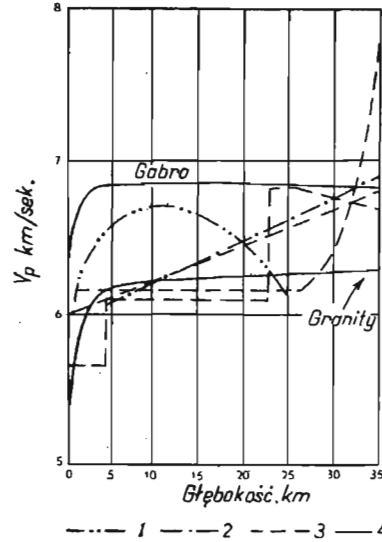


Fig. 8

Fig. 7. Prędkościowy przekrój skorupy ziemskiej w północnej Karelii w zestawieniu z wykresami pomiarów na próbkach

Velocity cross section of the Earth's crust in North Karelia, compared with the diagrams of velocity measurements on samples

1 — według danych sondowania sejsmicznego, 2 — według danych laboratoryjnych, 434 — granit, 258—267 — gnejs, 252 — gabbro, 253 — amfibolit, 469 — piroksenit oliwinowy
 1 — according to the data of the seismic sounding, 2 — according to the laboratory data, 434 — granite, 258—267 — gneiss, 252 — gabbro, 253 — amphibolite, 469 — olivine pyroxene

Fig. 8. Eksperymentalne prędkości w porównaniu z prędkościami sejsmicznymi jako funkcja głębokości (według F. Bircha, 1956)

Experimental velocities compared with the seismic velocities as a function of depth (according to F. Birch, 1956)

rozkład prędkości według różnych autorów: 1 — Gutenberg, 2 — Wilmore, Hales, Gane, 3 — Tuve, Tatel, Hart, 4 — poprawione wartości z fig. 5
 distribution of velocities according to various authors: 1 — Gutenberg; 2 — Wilmore, Hales, Gane; 3 — Tuve, Tatel, Hart; 4 — corrected values from Fig. 5

Na fig. 8 podaje porównania danych eksperymentalnych według pomiarów F. Bircha (1958) z krzywymi rozkładu prędkości, przyjmowanymi przez niektórych badaczy przy interpretacji materiałów. Mimo dość wymownych wyników charakteryzujących wartość prędkości określonych na próbkach, niektórzy badacze przyjmują, jak wspomniano, np. stopniowe zmiany prędkości z głębokością lub też występowanie warstw o niskich prędkościach. Oczywiście, badania na próbkach nawet w identycz-

nych warunkach, jakie panują na odpowiednich głębokościach, nie mogą doprowadzić do ustalenia jednoznacznego modelu rozkładu rzeczywistych prędkości, chociaż pewne warianty tego modelu można z dużym prawdopodobieństwem wykluczać. Do wykluczania pewnych wariantów może pomóc także obserwacja refleksów dla pewnych głębokości lub fali załamanej (wykluczenie „stopniowego“ przyrostu prędkości dla odpowiedniego przedziału głębokości). Mimo istnienia bogatej literatury dotyczącej badań fal kanałowych, wiązanych z warstwami o obniżonej prędkości, co mogłoby powodować istnienie krzywych rozkładu prędkości w skorupie, np. typu przyjmowanego przez B. Gutenberga czy M. Båtha, wydaje się, że ich „powszechne“ istnienie (np. tylko dla kontynentów) nie zostało dostatecznie udokumentowane teoretycznie i eksperymentalnie. Moment ten podkreślam specjalnie, gdyż istnienie pewnych „dodatkowych“ granic lub warstw przyczynia się zawsze do zmiany obserwowanego obrazu falowego, z reguły komplikując go dodatkowo.

Drugim niezależnym problemem jest zagadnienie dokładności obliczeń dla obserwowanych fal załamanych czy odbitych na głębokich granicach. Ponieważ dotychczas nie udowodniono w sposób niewątpliwy nawet w skali lokalnej istnienia warstw o obniżonej prędkości (co jednak może mieć miejsce), istnieje prawdopodobieństwo popełnienia dodatkowych błędów w obliczeniach głębokości granic głębszych.

Należy tu także nadmienić, że stosowane dotychczas nazwy warstw skorupy ziemi — „granitowa“, „bazaltowa“, „gabrowa“ — posiadają charakter umowny. Przez strefę „granitową“ rozumie się strefę występowania skał typu granitów, z włączeniem skał zmetamorfizowanych. Strefę „bazaltową“ w latach trzydziestych i czterdziestych niektórzy badacze dzielili dodatkowo ze względu na prędkość (np. nieciągłość Förtscha) na warstwę „diorytową“ i „gabrową“ ($v = 6,1$ km/sek. i $v = 6,9-7,0$ km/sek.).

Bardzo ważny jest również fakt nieuznawania przez wielu badaczy, głównie amerykańskich, choć i wielu europejskich, istnienia nieciągłości Conrada oraz jeszcze bardziej hipotetycznej — Förtscha. Wiąże się to z faktem, że nieciągłość Conrada w wielu rejonach nie była stwierdzona. Powodem tego stanu rzeczy może być zarówno brak tej nieciągłości, jak też (a nawet pewniej) braki w materiale obserwacyjnym. Braki te dotyczą głównie danych sejsmologicznych, chociaż i w danych sejsmicznych brak nieciągłości może być związany z lokalnymi warunkami geologicznymi. Znane są jednak również przykłady bardzo wyraźnego obserwowania tej nieciągłości zarówno na podstawie danych sejsmologicznych (np. eksplozja w Blaubeuren w 1952 r.), jak i sejsmicznych.

Identyfikacja nieciągłości Conrada nastęrcza jednak często dużo trudności. W przypadku obserwowania w dostatecznie szczegółowych głębokich sondowaniach sejsmicznych większej ilości granic refrakcyjnych na głębokościach, w których spodziewana jest nieciągłość Conrada, brak jest dostatecznie pewnego kryterium „stałej“ i określonej prędkości granicznej. Ponadto w związku z wynikami badań prowadzonych w różnych obszarach wysuwano niejednokrotnie zastrzeżenia, popierane badaniami teoretycznymi, iż fala przypisywana nieciągłości Conrada jako fala refrakcyjna może być falą odbitą (pozakrytyczną) od nieciągłości M, względnie może stanowić falę ugiętą (refragowaną) w „gradientowym“ ośrodku.

W celu niewątpliwego uznania dowolnego horyzontu, niektórzy badacze, np. H. Tatel i M. Tuve (1957), stawiają warunek istnienia zarówno załamania („refrakcji“) związanego z danym horyzontem, jak i odbicia przy kącie padania promienia bliskiego krytycznemu. Tymczasem nie zawsze daje się zaobserwować oba fakty jednocześnie, jeśli nawet dysponuje się dostatecznie obfitym obserwacyjnym materiałem.

W każdym bądź razie wydaje się być niewątpliwe, że nawet tam, gdzie nieciągłości Conrada udało się wyznaczyć, nie jest ona tak ostra, ani tak powszechna jak nieciągłość Mohorovičića, która stanowi wyraźny i chyba uniwersalny rys budowy płytkich części Ziemi.

W latach trzydziestych, a nawet czterdziestych, kiedy to wyznaczenie głębokości powierzchni M odbywało się głównie na podstawie materiałów sejsmologicznych dla bliskich trzęsień lub rzadkich przykładów większych eksplozji, rejestrowanych przez stacje sejsmologiczne, względnie na podstawie obserwacji fal powierzchniowych, przyjmowano dość powszechnie, że nieciągłość M dla kontynentów znajduje się na stałej głębokości 30–40 km.

P. Byerly badając w 1931 r. kalifornijskie trzęsienia ziemi stwierdza anomalną budowę dla Sierra Nevada dostrzegając „korzenie gór“ — zgrubienie skorupy ziemskiej — pod górami. Dziś wiemy, że nieciągłość M występuje na bardzo różnych głębokościach — od około 3–7 km do 60–75 km — i że głębokość ta z reguły związana jest z typem budowy danej jednostki geologicznej, jeśli tylko jej wielkość jest dostatecznie duża. Pod kontynentami głębokość zalegania powierzchni M jest większa i wynosi przeciętnie około 35 km, dochodząc do 75 km pod górami. Na obszarze oceanów głębokość powierzchni M wynosi zaledwie 3–7 km pod powierzchnią dna. Ponadto, bez względu na uczynione przedtem zastrzeżenia, dla obszarów kontynentów obserwuje się warstwę „granitową“ i podścielającą ją „bazaltową“, dla obszarów oceanów natomiast tylko „bazaltową“.

W świetle badań nad prędkościami fal sprężystych dla wysokich ciśnień nazwę „warstwa bazaltowa“ przyjęć należy za umowną. O ile bowiem strop warstwy „granitowej“ dla kontynentów jest dobrze rozpoznany pod względem petrograficznym i prędkości sejsmicznych, to dla oceanów możemy opierać się tylko na danych porównawczych.

Przyjmuje się, że pod powierzchnią M zalegają skały ultrazasadowe (perydotyty, ultrabazalty) — substrat — wyraźnie różniący się własnościami sprężystości i ciężarem objętościowym. Z punktu widzenia petrograficznego skały te zawierają więcej magnezu i żelaza niż warstwa „bazaltowa“. Stąd też G. Washington i B. Gutenberg określili te warstwy pojęciem „sial“ powyżej powierzchni M i „sima“ — poniżej tej powierzchni, co stanowi nawiązanie do terminów wprowadzonych jeszcze w 1883 r. przez E. Suesa.

Zanim przejdę do omówienia dalszych zagadnień metodycznych, sejsmicznych czy sejsmologicznych, przypomnę jeszcze, że powierzchnia nieciągłości M przyjmowana jest jako spąg skorupy Ziemi.

Oczywiście, skorupa Ziemi w takim ujęciu ma cechy pojęcia chemiczno-petrograficznego, a więc nie wyczerpującego wszystkich własności sztywnych i krystalicznych mas położonych nad bardziej plastyczno-amorficzną „astenosferą“. W takim rozumieniu zarówno skorupę położoną nad

powierzchnią M, jak i co najmniej część sztywnego i posiadającego budowę krystaliczną substratu, na którym ona leży, trzeba odnieść do sztywnej „stereosfery“ według W. H. Buchera (1957) lub „krystalicznej obołoczki“ według R. M. Demienickiej (1962). Jeśli przyjąć za R. M. Demienicką, że grubość „krystalicznej obołoczki“ wynosi 70—80 km, to nie można wykluczyć, że w obszarach „korzeni gór“ istnieje już kontakt skorupy i strefy Ziemi o budowie amorficznej. Podkreślić należy, że właśnie w strefach „korzeni gór“ mogą wystąpić komplikacje w prędkościowym obrazie sejsmicznych, a także różnice prędkości dla substratu skorupy pomiędzy obszarami oceanicznymi i kontynentalnymi ze względu na różne głębokości jego zalegania. Oczywiście, wobec braku metod ustalenia głębokości granicy pomiędzy sztywną „stereosferą“ i bardziej plastyczną „astenosferą“, głębokości te można szacować różnie, W. Bielousow (1962) widzi różnice w głębokości występowania tej granicy pod oceanami i kontynentami odpowiednio 300 i 150 m.

Przechodząc do omówienia rozwoju metod geofizycznych po latach 30—40-tych, dla ułatwienia zachowam „dwuwarstwowy“ model skorupy, rozumiejąc jego umowność. Używać więc będę na razie nadal terminów: warstwa „granitowa“ i „bazaltowa“, jakkolwiek istnieją zalecenia międzynarodowych organizacji sejsmologicznych, by tych terminów unikać.

Z takiego modelu, jeśli przyjmie się go nawet za roboczy, wynikają także inne konsekwencje. Z dowolnych spekulacji wynika konieczność wzrostu ciężaru objętościowego wraz z głębokością. Jeśliby przyjąć proponowany model geologiczny budowy skorupy, to należałoby przyjąć również rozkład gęstości skał w skorupie i bezpośrednio pod nią w sposób odpowiednio konsekwentny (tab. 5).

Tabela 5

Rozmieszczenie gęstości utworów w skorupie ziemskiej
(wg Hessa, 1954)

Obszary	Ciężar objętościowy		
	warstwa „granitowa“	warstwa „bazaltowa“	„ultrabazalty“
kontynentalne	2,65	2,95	3,30
oceaniczne	—	2,95	3,25

Jak widać z tabeli 5 duże różnice w ciężarach objętościowych winny dać także odwzorowanie w obrazie grawimetrycznym.

Ostatnio powrócono także do wyznaczenia grubości skorupy wykorzystując dane hipsometryczne twardej powierzchni Ziemi. Takimi danymi posiłkowano się już wcześniej w badaniach grubości skorupy ziemskiej, przy wykorzystaniu różnych hipotez o izostazji.

Tak więc lata po drugiej wojnie światowej były okresem ogromnego postępu metodycznego w dziedzinie badań geofizycznych budowy skorupy Ziemi. Wiodącą rolę odgrywają tu w dalszym ciągu metody sejsmiczne i sejsmologiczne. Jeśli poprzednio korzystano z impulsów sejs-

smicznych pochodzących z trzęsień ziemi i wybuchów na ogół nie kontrolowanych, rejestrowanych środkami sejsmologicznymi, to po drugiej wojnie światowej następuje okres planowanych badań, wykorzystujących kontrolowane wybuchy i sejsmologiczne aparaty stacyjne albo specjalne sejsmologiczne lub sejsmiczne stacje ruchome zbliżone do aparatury prospekcyjnej.

Jedną z pierwszych zbiorowych i planowanych akcji była obserwacja wybuchu związanego z wysadzeniem składów amunicji na Helgolandzie (1947 r.). Obserwacje te wykonano niezależnie od stałych stacji sejsmologicznych również przy pomocy dodatkowych stacji rejestrujących. W latach następnych stosowano ruchome i stałe aparaty sejsmologiczne, rejestrujące wybuchy bomb atomowych. Wprowadzenie ruchomych stacji sejsmologicznych i aparatury sejsmicznej pozwoliło na zastosowanie również i metody refleksyjnej.

Pierwszym badaczem, który obserwował w 1955 r. fale odbite od powierzchni M i prawidłowo je interpretował (Tarcza Kanadyjska) był E. Hodgson. W 1955 r. obserwował je na terytorium Kalifornii G. J. Shor. W tych latach także M. Tuve i H. Tatel dokonują specjalnych wybuchów przy liniowym ustawieniu geofonów. Wykorzystuje się w tych badaniach odbicia okołokrtyczne, równoległe z pracami refrakcyjnymi. Ci sami badacze stwierdzają jednak, że nie we wszystkich rejonach otrzymuje się odbicia od powierzchni M. Dla pełniejszego obrazu należy dodać że w 1951 r. A. Junger w Montanie dokonał rejestracji głębokich refleksów przy zastosowaniu aparatury standardowej. Obserwował on zwykłe, „proste“ refleksy na czasach od 7 do 8,5 sek. Odpowiadają one prawdopodobnie (co najmniej refleks na czasie 8,5 sek.) strefie powierzchni M (choć Junger interpretował je inaczej). Istotne było to, że zaobserwowano je w kilku tylko miejscach. Ponadto przesunięcie punktu strzałowego i aparatury o parę mil zmieniało bardzo obraz i czasy refleksów. Te właściwości rejestracji dla „prostych“ refleksów są dość powszechne we wszystkich pracach, gdzie starano się uzyskiwać wyniki dla jakiegoś określonego obszaru, a nie tylko oddzielnych punktów.

Głębokie refleksy uzyskał w Europie w roku 1953 także H. Reich (Blaubeuren, NRF), przy zastosowaniu aparatury prospekcyjnej. Wzbudzenia dokonano w kamieniołomie przy użyciu 3-tonowego ładunku i rozstawie aparatury 500—1200 m. Obserwowane refleksy interpretowano jako odbicia od powierzchni M.

Należy także wymienić nieco późniejsze prace refleksyjne G. Dohra z NRF, który obserwował również odbicia „proste“, zarówno od powierzchni M jak i C. W latach 1957 i 1958 J. Galfi i L. Stegena (1960, 1962) dokonują na Węgrzech obserwacji „prostych“ refleksów od powierzchni M i C. W tymże czasie M. Nurmi, A. Penttilä, A. Sivola i E. Vesanen obserwują także refleksy „proste“ od powierzchni M i C, przy czym te ostatnie są „podwójne“. Tego typu prace prowadzono również we Francji. Ich wyniki omawia bliżej M. Bath (1961). W ZSRR wykonywano badania metodą refleksyjną, chociaż w niewielkich rozmiarach. Są to m.in. prace W. W. Popowa na profilu Wołgograd-Nachiczewan, N. J. Szapirońskiej na profilu w rejonie Kirowobadu, oraz E. D. Tagaja i N. P. Iwanowej w obszarze zapadliska przykaspjskiego. W. W. Popow otrzymał m.in. refleksy „proste“ o niewyjaśnionej genezie poniżej po-

wierzchni M. Badania N. J. Szapirońskiej stwierdziły poza granicami warstwy „granitowej“ i „bazaltowej“ szereg horyzontów odbijających „prostych“, z których najwyraźniejsze leżały w połowie grubości warstwy „bazaltowej“.

Prace E. D. Tagaja i M. P. Iwanowej (1962) wykazały możliwość śledzenia powierzchni M zarówno refleksami „prostymi“, jak i okołokrytycznymi. Zauważono jednak szereg istotnych trudności metodycznych zarówno dla wydzielenia fal, jak ich korelowania wzdłuż profilu.

Jest interesujące, że prace refleksyjne morskie, prowadzone w USA w latach pięćdziesiątych, nie dały pozytywnych wyników. Nie odnalazłem natomiast wzmianek o badaniach tego rodzaju w ZSRR lub gdzie indziej.

Metoda refleksyjna nie uzyskiwała dotychczas większego rozpowszechnienia ze względu na główny jej mankament, tj. niekorelowanie się głębokościowe refleksów, wyraźnie dla „prostych“ refleksów, przy niewielkiej nieraz nawet zmianie odległości, oraz częstą „nieokreśloność“ ich interpretacji. Metoda powinna ponadto niezbędnie dysponować prędkościami średnimi, które dotychczas z reguły przenoszone były z innych nieraz bardzo odległych rejonów, co oczywiście bardzo niekorzystnie wpływa na dokładność określenia głębokości śledzonych horyzontów.

Konieczne jest podkreślenie, że dotychczas metody refleksyjnej nigdzie w pełni należycie nie wykorzystano. Niemal nigdzie nie wykorzystano np. w należyтым stopniu głównych zalet energetycznych zapisu dla wszystkich możliwych odbić okołokrytycznych. Do dziś pozostaje nie wyjaśnione, czy rejestrowane są odbicia okołokrytyczne dla powierzchni Conrada. Dość powszechna opinia, że charakter tej granicy jest taki, iż fala ta nie może być rejestrowana i że fala taka nigdzie nie była stwierdzona, nie jest chyba oparta na dostatecznym materiale faktycznym.

Trudności w upowszechnianiu metody refleksyjnej w wersji „okołokrytycznej“ można także dopatrywać się w tym, że dla każdego horyzontu w skorupie konieczne jest ustalenie i stosowanie specyficznego niewygodnego schematu. Na przykład dla uzyskania dobrych odbić okołokrytycznych (w przypadku poziomo zalegającego horyzontu) dla powierzchni M zalegającej na głębokości około 30 km konieczna jest odległość urządzeń rejestrujących od punktu strzałowego o ponad 70 km, gdy tymczasem dla powierzchni C, na głębokości 15 km mogłaby być o połowę mniejsza. Ponieważ nie można z góry sugerować się obecnością tylko dwu horyzontów (M i C) oraz ich poziomym zaleganiem, schemat obserwacji dotyczącej długości musiałby być niemal równoważny schematowi w metodzie refrakcyjnej, a warunek np. ciągłego śledzenia obserwowanych horyzontów schemat ten komplikowałby dodatkowo. Obecnie refleksy wydzielane są najczęściej z materiałów otrzymywanych na schematach obliczonych dla refrakcji, co wcale nie jest sytuacją korzystną.

Trzeba tu jednak podnieść, że ostatnio, głównie ze względów ekonomicznych, zaczyna się stosować na Węgrzech (K. Posgay i E. Mituch) uproszczony, choć korelacyjny schemat dla metody refleksyjnej, ale tylko dla badania morfologii jednego horyzontu M. (J. Skorupa, 1965). Dość tu należy, iż w przypadku Węgier horyzont ten jest niemal poziomy. Oczywiście, przedstawiony tu stan możliwości stosowania metody reflek-

syjnej jest bardzo zgeneralizowany. Metoda ta ma przed sobą dużą przyszłość, o czym może świadczyć fakt, że jej zdolność rozdzielcza jest parokrotnie większa od zdolności rozdzielczej metody refrakcyjnej (w ujęciu korelacyjnej metody fal załamanych KMFZ). Z drugiej strony — metoda refleksyjna, przy odpowiednio racjonalnej metodycy jej stosowania, powinna pozwolić na bardzo dobre uzupełnienie metody refrakcyjnej, dostarczając wyników dla horyzontów znacznie mniej „kontrastowych“ co do własności fizycznych niż jest to możliwe dla refrakcji. Na przykład w ZSRR i na Węgrzech, na głębokościach występowania nieciągłości M, obserwowanej zwykle przy pomocy badań refleksyjnych, jako jeden horyzont, przy zastosowaniu badań refleksyjnych śledzi się (dla odbić okołokrytycznych) dwa horyzonty odległe od siebie o około 200—300 milisek. To uzupełnienie daje korzyści nie tylko w zakresie materiałów (dodatkowe horyzonty). Główne korzyści polegają na dostarczeniu pośredniej dodatkowej charakterystyki fizycznej ośrodka, czego metoda klasyczna refrakcyjna nie może zagwarantować z taką dokładnością. Szczegółowa właśnie charakterystyka kontrastów własności sprężystych wewnątrz skorupy jest niezbędna do umożliwienia pełniejszej interpretacji fal typu Lov'a i Rayleigh'a lub fal „kanałowych“.

Przejdę teraz do omówienia dalszego rozwoju metody refrakcyjnej. Podkreślić należy, iż rozwój metodyki i stosowanego przy tej metodzie sprzętu był odmienny w różnych krajach (USA, Japonia, ZSRR). W USA prace refrakcyjne w zastosowaniu do szczegółowego badania budowy skorupy rozwijało wielu badaczy (M. A. Tuve, R. W. Goranson, J. W. Greig, W. J. Rooney, H. Tatel, G. Katz, B. Grossling, F. Press i in.), stosując różnego rodzaju aparatury — od przenośnej typu sejsmologicznego do specjalnej, zbliżonej do prospekcyjnej przy wykorzystaniu kontrolowanych wybuchów. Jednakże ogromna większość prac tego rodzaju zadowalała się rejestracją nieciągłą, punktową lub w najlepszym przypadku odcinkową na badanych profilach. Dla obszaru USA prace zgrupowano na paru profilach równoleżnikowych, co daje wprawdzie przekroje przez kontynent, ale bardzo zgeneralizowane „uśrednianiem“ hodografów.

Dużą zasługą badaczy USA (H. Tatel, M. Tuve, 1957) jest wczesne zwrócenie uwagi na istotę i potrzebę właściwego wydzielenia odbić okołokrytycznych dla horyzontu M. Mała szczegółowość obserwacji natomiast jest, jak się wydaje, głównym powodem tego, że większość amerykańskich badaczy kwestionuje istnienie „nieciągłości“ Conrada, co najmniej dla kontynentu Ameryki.

W ostatnich latach przeprowadzono dość dużo badań struktury skorupy w Europie zachodniej, szczególnie rejonu alpejskiego. Badania były prowadzone głównie przy wykorzystaniu wybuchów w jeziorach, stacji sejsmologicznych i specjalnych stacji ruchomych. System rejestracji nie był, niestety, ciągły na długich profilach. W efekcie otrzymano materiał dostatecznie pewny dla charakterystyki zalegania nieciągłości M, niepełny natomiast lub w ogóle wątpliwy dla innych horyzontów, a przede wszystkim nieciągłości Conrada.

Wielu autorów wydzielał wyrażnie nieciągłość M nie wierzy w powszechność istnienia warstwy „bazaltowej“, choć niektórzy wydziela ją jako „uniwersalną“ dla pewnych obszarów.

Bardzo reprezentatywne wydają się być wyniki prac refrakcyjnych w Japonii z okresu ostatnich piętnastu lat, prowadzonych przez Research Group for Explosion Seismology. Prace te wykonywano na profilach o różnych kierunkach, dążąc do uzyskania obrazu trójwymiarowego. Mimo stosowania podobnych metod badań i analogicznego sprzętu jak w USA, wyznaczono (poza śledzeniem powierzchni M) obecność nieciągłości Conrada zagłębiającej się wyraźnie pod kontynent.

Analogiczne metody i sprzęt stosowano także w Afryce Południowej i Australii. Przy wykorzystaniu kontrolowanych wybuchów wydzielono wyraźną nieciągłość M, ale tylko śladowo nieciągłość Conrada, przypuszczalnie z powodu małej szczegółowości badań.

Kończąc ogólne omówienie prac refrakcyjnych w krajach kapitalistycznych dorzucę jeszcze jedną uwagę dotyczącą sprzętu. Stosuje się tu częściej niż w ZSRR i krajach socjalistycznych, niezależnie od aparatur rejestracji fal „refrakcyjnych“ typu zbliżonego do aparatur prospekcyjnych, aparaty sejsmologiczne przenośne, dostarczające charakterystyki drgań dla trzech składowych. Materiał tego rodzaju umożliwia lepszą klasyfikację poszczególnych typów fal, a zatem umożliwia, przy dostatecznej szczegółowości, lepszą charakterystykę własności fizycznych ośrodka. Nie wydaje się jednak, by te teoretyczne zalety były w zadowalającym stopniu wykorzystywane.

Rozwój prac refrakcyjnych w ZSRR przebiegał inną drogą. Przyjmując za bazę korelacyjną metodę fal załamanych, rozwinięto metodykę głębokich sondowań sejsmicznych. (A. W. Jegorkin, 1962; A. M. Jepinatiewa, 1962; J. N. Godin, 1962; J. W. Pomierancewa, M. B. Margotiewa, 1962; P. S. Wejzman, J. I. Halperin, J. P. Kosminska, W. C. Wolwoski, J. N. Godin, N. P. Iwanowa, N. W. Pomierancewa, 1962; P. S. Wejzman, J. P. Kosminska, G. G. Michota, J. B. Tulina, 1962). Termin „głębokie sondowania sejsmiczne nie oznacza tu „sondowań“ punktowych czy odcinkowych tak, jak się to rozumie w pracach prospekcyjnych. Termin ten oznacza odmianę korelacyjnej metody refrakcyjnej dla badań struktury skorupy Ziemi, i to odmianę o tej samej szczegółowości rejestracji, analizy i interpretacji wszystkich obserwowanych grup fal. Ostatnio wlicza się także fale odbite okołokrytyczne, jeśli schemat dla ich wydzielenia nie odbiega od klasycznego schematu dla korelacyjnej metody refrakcyjnej.

Pierwsze prace, pod kierunkiem G. A. Gamburgowa — klasyka sejsmiki radzieckiej, w latach 1948—1950 zmierzały do opracowania metodyki i sprzętu (o odpowiednich parametrach) do refrakcji na odległościach do 350—400 km i paruset kilogramowych ładunkach. W pracach tych poznano obraz falowy oraz opracowano metody grupowej korelacji obserwowanych fal. Dokonano też pierwszych porównań z danymi sejsmologicznymi.

Następnym etapem był okres lat 1952—1955. Prowadzono wtedy badania głównie przy pomocy profilowania odcinkowo-ciągłego. Powodem były duże koszty badań ciągłych i stosunkowo schematyczne jeszcze wyobrażenie o budowie skorupy badanego modelu. Niemniej jednak prace prowadzono już w obszarach o różnej budowie wglębnej. Rozpoczęto także pierwsze próby wykorzystywania grawimetrii łącznie z wynikami głębokich sondowań sejsmicznych dla badania grubości skorupy.

Trzeci etap — po roku 1956 — trwa do dziś. Jego cechą jest prowadzenie prac zarówno przez jednostki naukowo-badawcze, jak i przemysłowe w pewnej liczbie wyznaczonych rejonów o różnej budowie węgłębnej. Cechą tych prac jest ciągłość profilowania (w terminologii geofizyki prospekcyjnej) z jednoczesnym badaniem charakteru granic węgłębnych w skorupie i ogólnej grubości osadów (kartowanie stropu podłoża krystalicznego). Ciągłość profilowania nie może być jednak dosłownie rozumiana. Chodzi tu o ciągłość w śledzeniu odpowiednich horyzontów zapewniającą rejestrację w wielu punktach na profilu.

Ze względu na rozmieszczenie rejestrujących urządzeń profilowanie ciągłe podzielić można na: 1 — profilowanie punktowe, przy którym rejestracja jest dokonywana w poszczególnych punktach odległych od siebie o kilkanaście kilometrów; 2 — profilowanie odcinkowo-ciągłe, przy którym rejestracja ciągła jest prowadzona na wybranych odcinkach, z przerwami np. powodowanymi morfologią terenu, przy czym przerwy mogą wynosić po kilkanaście czy kilkadziesiąt kilometrów; 3 — właściwe profilowanie ciągłe, przy którym dokonuje się w zasadzie ciągłej rejestracji wzdłuż profilu. Ten ostatni rodzaj profilowania, najbardziej szczegółowy, umożliwia otrzymanie najpełniejszych obserwacji, pozwala ponadto na korelację fazową i falową. Profilowanie punktowe i odcinkowo-ciągłe umożliwia tylko korelację grupową.

Prócz profilowania podłużnego stosowane są zresztą i inne systemy jak: niepełne systemy na profilach podłużnych i niepodłużnych oraz zdjęcia powierzchniowe. Prócz tych ostatnich są to systemy z reguły uzupełniające.

Na marginesie dodam tylko, iż profilowania sejsmologiczne (przy zastosowaniu sprzętu ruchomego, ale typu sejsmologicznego, oraz wykorzystaniu naturalnych wstrząsów) są dokonywane tylko w sposób punktowy. Sprawia to, że są one zawsze mniej szczegółowe nawet w porównaniu z punktowymi sondowaniami sejsmicznymi, a to ze względu na większe odległości między punktami pomiarów, mniejszą dokładność odczytu czasu, niedokładność określenia ogniska i z reguły niedostateczny system pomiarów.

W głębokich sondowaniach sejsmicznych odległość rejestracji dochodzi na lądzie do 200 — 400 km, a na morzu do 250 km. Te ostatnie różnią się od lądowych tym, że rejestracja dokonywana jest przy stałym układzie rejestrującym i ruchomych punktach strzałowych (zasada wzajemności). Hodografy śledzonych fal posiadają strefy interferencji obejmujące bardzo długie odcinki. Wydłużenie hodografów konieczne jest do rejestrowania fal w pierwszych impulsach od najgłębiej leżących horyzontów. Należy zaznaczyć, że dla oddzielenia obserwowanych jednocześnie fal odbicia okołokrytycznego i bliskich im fal „refrakcyjnych“ od tych horyzontów obserwowano nieraz wydłużanie hodografów od punktu strzałowego nawet do 350—400 km.

System obserwacji długich profilów głębokich sondowań sejsmicznych musi uwzględniać również konieczność uzyskania systemów nabieżnych. Systemy nabieżne pozwalają także na lepsze śledzenie obserwowanych szczegółów budowy skorupy. Biorąc pod uwagę duże odległości urządzeń rejestrujących, nabieżność obserwacji i ciągłe profilowanie, koszty głębokich sondowań sejsmicznych są wysokie. Dla warunków Ukrai-

ny (zapadlisko dniewprowsko-donieckie) stosuje się zwykle (J. W. Demidenko) schemat zbliżony do niżej podanego (J. Skorupa, 1965). Fale związane z załamaniem w stropie warstwy „bazaltowej” i fale odbite od powierzchni M śledzi się zasadniczo na odległości 130 — 210 km. Fale związane z refrakcją dla powierzchni M wydziela się w obszarze pierwszych impulsów na większych odległościach — od 190÷200 km. Fale odbite od powierzchni M śledzi się także w interwale 80÷90 km do 120÷130 km od punktu strzałowego. Jako pierwsza śledzona jest grupa związana z refrakcją w stropie warstwy „granitowej”. Schemat przewiduje także szczegółowe śledzenie powierzchni warstwy „granitowej”, tj. stropu podłoża krystalicznego. Ponadto w pracach szczegółowych stosuje się podwójne pokrycie hodografami.

Należy podnieść, że wyniki osiągane w ZSRR w drugim etapie prac nie zawsze były zadowalające wskutek zbyt oszczędnych systemów obserwacji. Uzyskiwano często obraz niewłaściwy lub zbyt zgeneralizowany z racji dysponowania tylko częścią niezbędnych danych. Wykonanie na tych samych odcinkach profilów prac bardziej szczegółowych prowadziło wprawdzie często do ujawnienia większej ilości horyzontów i lokalnych szczegółów, np. dyslokacji, przemieszczenia głębokościowego niektórych horyzontów, ale także, zwłaszcza w ostatnich latach, do stwierdzenia złej interpretacji. Częste były pomyłki wynikające z brania za falę refrakcyjną fali odbicia okołokrytycznego, zwłaszcza dla fal związanych z nieciągłością M. Sprawia to, że do dat z pierwszego etapu rozwoju głębokich sondowań sejsmicznych i nawet niektórych wyników z początku ostatniego etapu należy podchodzić z dużą rezerwą. Dlatego też obecnie (ZSRR i kraje demokracji ludowej) dąży się niemal wyłącznie do stosowania profilowania ciągłego, bez względu na wysokość kosztów wcześniejszych prac. W ZSRR z uwagi na wysokie koszty profilowania ciągłego wykonuje się badania na obszarach wybranych, uważanych za typowe w sensie geologicznym.

Warunki wzbudzania w głębokich sondowaniach sejsmicznych należą do podstawowych czynników dla osiągnięcia właściwej rejestracji. Dzięki wprowadzeniu racjonalnego grupowania stosunkowo małych ładunków uzyskuje się obecnie zadowalające rezultaty przy zastosowaniu sumarycznych ładunków rzędu 300÷500 kg. Na intensywność zapisu fal w głębinach spośród czynników geologicznych najsilniej wpływa miąższość osadowego nadkładu. Im głębsze podłoże krystaliczne, tym mniejsza intensywność rejestracji. Dla otrzymania maksymalnych efektów przy użyciu rozsądnej wielkości grupowanych ładunków wykonano wiele prac doświadczalnych, ale mimo to nie wyjaśniono jeszcze wpływu szeregu czynników na efektywność wzbudzania.

Rejestracja wybuchów o niewielkiej stosunkowo energii przy dużych odległościach wymaga czulej aparatury i nastęrcza szereg trudności technicznych i organizacyjnych. Dążąc do skutecznego i efektywnego wzbudzania stosuje się aparatury o dużej czułości, wzmocnienia dochodzą do 10^7 .

Głównym czynnikiem zwiększenia użytecznej czułości aparatury jest jak dotąd selekcja częstotliwości. Przeważające częstotliwości fal w głębinach w głębokich sondowaniach sejsmicznych zależne są od warunków nadkładu osadowego. Częstotliwości niższe (4—18 Hz) obserwuje się przy

grubym nadkładzie skał osadowych. Dla nadkładu bardzo grubego częstotliwości mogą być jeszcze niższe. Dla nadkładu bardzo cienkiego częstotliwości są rzędu 14—18 Hz. Dla powiększenia użytecznej czułości stosuje się także grupowanie geofonów.

W głębokich sejsmicznych sondowaniach stosuje się, jak już wspomniano, wielokanałowe aparaty podobne do aparatów prospekcyjnych, tylko o niskoczęstotliwościowych odmianach z odpowiednimi geofonami. Zazwyczaj przyjmuje się odstępów geofonów 100 do 200 m.

Wydaje się, że istotną sprawą jest podanie chociażby krótkiej charakterystyki zdolności rozdzielczej głębokich sondowań sejsmicznych. Zdolność ta w porównaniu do badań sejsmicznych nawet w stosunku do profili sejsmologicznych z „dużą“ gęstością stacji rejestrujących jest bardzo wysoka. Np. z doświadczeń na Platformie Rosyjskiej i Tarczy Bałtyckiej wynika, że przy wykorzystaniu fal załamanych można badać granice odległe od siebie o 5÷8 km, zakładając, że prędkości fal różnią się nie mniej niż o 8÷10%.

Można także dodać, że zdolność rozdzielcza w metodzie refleksyjnej może być jeszcze 2—3 razy większa, na przykład po uzupełnieniu głębokich sejsmicznych sondowań, prowadzonych w sposób klasyczny (analogicznie do KMFZ), odpowiednimi pracami refleksyjnymi. Wydaje się to być konieczne, nawet w świetle podanych wyżej uwag, a stanie się jeszcze bardziej jasne po omówieniu trudności metodycznych głębokich sondowań sejsmicznych.

Trudności te wynikają ze słabego zróżnicowania prędkościowego utworów skalnych tworzących skorupę. Badania w tych warunkach wymagają nie tylko śledzenia cech kinematycznych fal, ale i ich dynamiki. W takich ośrodkach powstają z miejsca duże trudności w rozszyfrowaniu samej tylko natury fal. Trudno jest rozdzielić kinematycznie fale ugięte (dyfragowane), które mogą powstać w ośrodkach o „gradientowym“ rozkładzie prędkości, od fal „refrakcyjnych“. Trudno jest także rozdzielić kinematycznie odbicia od głębokich granic zarówno od odpowiadających im fal „refrakcyjnych“, jak i od takich samych fal od horyzontów płytszych.

Do oceny dynamicznych własności poszczególnych fal dużo wniosły prace grupy prof. Pietraszenia z Leningradu. Możliwości praktycznego porównywania są jednak jeszcze ograniczone. W większości przypadków dokonuje się tylko jakościowej oceny tłumienia poszczególnych fal i określa różnice współczynników tłumienia według stosunków amplitud obserwowanych fal. Warunki te dla prac na lądzie są bardziej niekorzystne niż na morzu.

Dla zwiększenia zatem nie tylko zdolności rozdzielczej, ale i umożliwienia prawidłowego wydzielenia i korelacji poszczególnych fal konieczne są prace zarówno teoretyczne, jak i modelowe. Ich wyniki określają możliwości interpretacyjne, podając ściślej przyrodę grup fal i fizyczną istotę odpowiadających im warstw. Jak już wspomniano problem fizycznych własności warstw musi być śledzony również innymi (sejsmologicznymi) metodami.

Jest to problem o tyle ważny, że w interpretacji geologicznej trzeba będzie iść dalej niż obecnie się to czyni, by móc wydzielać granice posiadające charakter litologiczny lub stratygraficzny. W niektórych bowiem

obszarach, a szczególnie w obszarach platform, wydziela się często szereg granic, które przypuszczalnie związane są z granicami fizycznymi, gdzie następuje zmiana gęstości i prędkości prawdopodobnie dla tego samego litologicznie i stratygraficznie materiału skorupy. Docelowym zadaniem byłoby więc wyjaśnienie geologicznej natury granic sejsmicznych. Potrzeba uzupełnienia metodyki głębokich sondowań sejsmicznych także odpowiednimi pracami refleksyjnymi nie może więc nastęrczać wątpliwości.

Prace teoretyczne, modelowe i eksperymentalne muszą w sumie wyjaśnić cechy fizyczne ośrodka, którym dla głębokich sondowań sejsmicznych jest skorupa ziemska. Chodzi także o to, że bez wyjaśnienia tych cech możliwe jest otrzymanie zgodnych z założonym z góry modelem. Tylko to może rozstrzygnąć ostatecznie, czy skorupa Ziemi posiada budowę warstwowo-gradientową, warstwową, czy też „ziarnistą“ (istnienie lokalnie różnych „bloków“). O ile zagadnienia te można było w pewnym stopniu upraszczać, gdy chodziło tylko o głębokość powierzchni M, to na etapie opracowywania metod dających możliwość śledzenia szczegółów budowy wewnętrznej skorupy problem ten musi być rozwiązany.

Głębokie sondowania sejsmiczne nie osiągnęły oczywiście swego maksymalnego metodycznego rozwoju. Przewidywać należy, że ich rozwój powinien pójść w kierunku wykorzystania innych klas fal (zmienne, poprzeczne, powierzchniowe). Pogłębi to znakomicie tak niezbędną możliwość badania własności fizycznych skał budujących skorupę. Dla lepszego określania parametrów fizycznych może się także przyczynić badanie spektrów fal i ich charakterystyk amplitudowych. Dużym krokiem naprzód, zresztą przy stosowaniu nawet obecnej metodyki, byłoby m.in. wprowadzenie aparatów z pośrednim magnetycznym zapisem, stosowanie grupowania większej ilości geofonów, wprowadzenie sumowania zapisów, wprowadzenie RNP.

Jak już wspomniano, główną wadą głębokich sejsmicznych sondowań jest ich wysoki koszt. Do zmniejszenia kosztów prowadzą dwie drogi. Jedną z nich jest racjonalne planowanie odpowiednio szczegółowych prac na porfialach o specjalnym geologicznym znaczeniu i profilach metodycznych. Dla dalszych prac lub zadań bardziej ogólnych (np. określenie samej tylko grubości skorupy) wystarczy stosowanie pomiarów na niepełnych systemach obserwacyjnych lub odpowiednich pomiarów dla odbicia okołokrętycznego. Drugim wyjściem byłoby łączenie głębokich sejsmicznych sondowań z tańszymi metodami, jak badania grawimetryczne lub częściowe zastępowanie ich innymi badaniami, które mogłyby też odwzorowywać budowę skorupy. Do tych ostatnich należą np. badania magnetoteluryczne. Pierwsze wyniki takich badań doświadczalnych sygnalizowane są z ZSRR i Węgier. „Głębokość“ magnetotelurycznych sondowań określają w zasadzie spektrum częstotliwości rejestrowanych wariacji, który przy badaniu parametrów skał zalegających na dużych głębokościach w skorupie powinien obejmować i niskoczęstotliwościowe wariacje z okresami od 1 do 24 godzin. W efekcie ich odpowiedniego opracowania można ustalić prawidłą zmian właściwego oporu poszczególnych warstw i głębokości zalegania głównych horyzontów przewodzących i nieprzewodzących. W ten sposób np. dla Turkmenii wydzielono 5 horyzontów aż do głębokości 120÷140 km (D. M. Milsztejn, A. A. Awagimow i in., 1965). Niemniej korelacja wspomnianych horyzontów z wyobrażeniami geolo-

gicznymi nie jest jeszcze możliwa. Metoda ta nie może więc zastąpić na razie głębokich sejsmicznych sondowań, a będzie je chyba mogła w przyszłości uzupełniać. Nie do pogardzenia jest także i jej zasięg, gdyż na razie brak jest poza badaniami sejsmologicznymi innych badań krystalicznej otoczki ziemi, „stereosfery“.

Powróćmy więc do grawimetrii jako metody, która wykorzystując dużą różnicę gęstości, szczególnie między warstwą „bazaltową“ i jej podłożem (tab. 5) musi odwzorowywać także grubość skorupy. Wykorzystanie danych grawimetrycznych odbywa się drogą porównywania grubości skorupy z wartościami anomalii i Bougera i stosowania wyprowadzonych zależności dla obszarów, gdzie dysponuje się tylko obrazem anomalii grawimetrycznych. Dane dotyczące grubości skorupy dostarczone są przez badania sejsmologiczne lub głębokie sondowania sejsmiczne. Pierwszym, który dokonał takiego porównania i ustalił jeszcze w 1958 r. pewne związki ilościowe dla kontynentów, był B. A. Andrejew (1962, 1965). Związki te badali także R. M. Demienicka (1961), G. P. Woolard, E. D. Kariakin, J. S. Steinhard i G. P. Woolard; N. B. Sazina (1962), A. A. Borisow (1964) i in. Wyniki uzyskanej analizy w szczególności są różne, w zależności od materiału wyjściowego badanych obszarów (kontynenty, oceany, czy łącznie) i metod analizy.

Zależności wysokości anomalii Bouguera od grubości skorupy są bowiem różne — nie tylko krańcowe dla oceanów czy obszarów młodych górotworów, ale także zmieniają się dość silnie w granicach tego samego typu struktur, np. kontynentalnych.

Rozważając dokładność formuł wyprowadzonych przez R. M. Demienicką lub N. B. Sazinę, a te opierają się na najobszerniejszym jak dotąd materiale, należy stwierdzić, że sama R. M. Demienicka podaje, iż średni błąd określenia grubości skorupy w obszarach kontynentów jest rzędu ± 4 km. Oczywiście, wartość ta wcale nie upoważnia do sporządzenia mapy grubości skorupy z gęstością izolinii co 1 km, w oparciu o dane grawimetryczne, co uczynił Z. Fajklewicz (1964) dla obszaru Polski, stosując tę właśnie formułę wbrew dokonanemu przez R. M. Demienicką szacunkowi dokładności.

R. M. Demienicka analizując bardzo wnikliwie dokładność zależności stwierdza, że współczynnik regresji dla wyprowadzonej przez nią formuły wynosi około 0,9. Mimo że wartość tego współczynnika jest stosunkowo duża, wskazuje ona także, że przy szukaniu zależności korelacyjnej pomija się szereg innych czynników. Oczywiście, materiał grawimetryczny wykorzystywany dla wyznaczenia grubości skorupy musi ulec „uśrednieniu“. Chodzi tu zarówno o wyeliminowanie efektów nierównomierności petrograficznej warstwy „granitowej“, jak również efektów wynikających z ewentualnej morfologii warstwy „bazaltowej“ (lub różnorodnego rozmieszczenia innych wglębnych horyzontów, jeśli nie da się stwierdzić horyzontu Conrada).

Wielu autorów przyjmuje potrzebę wygładzania „szczegółów“ w granicach 40—50 mgal, choć wydaje się, że w niektórych przypadkach i ta wartość może być zbyt mała dla eliminacji wyżej wspomnianych efektów. Operacja ta jest bardzo trudna i obecnie metodyka wykorzystywania materiału grawimetrycznego do przedstawienia morfologii nieciągłości Mohorovičića sprowadza się z reguły do bezpośredniego lub pośredniego

wyrównywania wartości grubości skorupy obliczonej z danych grawimetrycznych do wartości „reperowych“, do określeń uzyskiwanych z głębokich sondowań sejsmicznych. W praktyce grawimetrię wykorzystuje się więc do zapełnienia luk w szczyptych danych sejsmicznych i sejsmologicznych. Tak opracowaną mapę (1958 r.) dla ZSRR poza R. M. Demienicką (1961) podał ostatnio także A. A. Borisow (1964).

Prócz grawimetrii, jak już wspomniano, szukano także związków korelacyjnych między grubością skorupy i rzeźbą lądów oraz dna oceanów. Myśl o obecności nadmiarów mas „sialu“ w obszarach górskich była wypowiedziana już w 1855 r. przez Airy'ego. Z nowszych badaczy wymienić należy tu B. Gutenberga oraz G. Bullarda i R. Reita, którzy potwierdzają w zasadzie słuszność teorii izostazji Airy'ego. Szczegółowsze jednak badania, wykonane w oparciu o określenia sejsmiczne grubości skorupy dla ustalenia jej związków z wysokością stałej części skorupy, wykonali dla 9 rejonów Ameryki M. Tuve i H. Tatel (1957).

Ostatnio problemem tym zajęła się szczegółowiej i wnikliwiej R. M. Demienicka (1961), która stosując analogiczną metodę porównań grubości skorupy na podstawie danych sejsmicznych i częściowo sejsmologicznych, oraz wysokości lądów i dna oceanów odnalazła podobną zależność korelacyjną jaka istnieje dla grawimetrii. Dokładność wyznaczenia jest jednak jeszcze nieco niższa niż dla grawimetrii, niemniej nie dyskwalifikuje uzyskanych tą drogą informacji o grubości skorupy. Oczywiście, i w tym przypadku obowiązuje „uśrednienie“ wartości wyjściowych.

Ta ostatnia droga otrzymywania danych dotyczących grubości skorupy może być z powodzeniem wykorzystywana w tych przypadkach, gdy brak jest nawet danych grawimetrycznych. Tą drogą, przy łącznym wykorzystaniu danych grawimetrycznych i reperowych danych sejsmicznych i sejsmologicznych R. M. Demienicka opracowała (1961) mapy grubości skorupy dla całej Ziemi.

Niemniej jednak, jak już wcześniej wspominałem, błędy wyznaczania wielkości absolutnych grubości są stosunkowo duże. Dla małych obszarów mogą zresztą powstać dodatkowe odchylenia od przyjmowanych na podstawie formuł zależności, ponieważ zależności „planetarne“ (R. M. Demienicka, 1961) w skali całej Ziemi, lub „kontynentalne“ (N. B. Szajna, 1962) mogą nie być dostatecznie dobrym przybliżeniem. Dlatego też chcąc należyte wykorzystać dane grawimetryczne dla mniejszych obszarów, należy przyjąć tylko drogę wyprowadzania „lokalnych“ formuł, które oczywiście muszą opierać się o najdokładniejsze sposoby wyznaczania grubości skorupy. Należy także sądzić, że na tej drodze można będzie osiągnąć postęp w śledzeniu morfologii i innych horyzontów, a nie tylko spągu skorupy. W obecnej sytuacji zakres wykorzystywania danych grawimetrycznych jest bardzo ograniczony. Oczywiście, dużą rolę w tym zakresie jako jeden ze składników badań kompleksowych grawimetrycznych i hipsometrycznych będą odgrywały głębokie sondowania sejsmiczne.

Mówiąc o roli głębokich sondowań sejsmicznych dla badań budowy skorupy trzeba dokonać jeszcze krótkiego przeglądu tych danych, które już zebrano wykorzystując różne materiały dla określenia zalegania powierzchni M. Same bowiem dane sejsmiczne czy sejsmologiczne byłyby niewystarczające dla otrzymania bardziej wiarygodnego obrazu po-

wierzchniowego. Nie będę oczywiście tu omawiał ani treści, ani szczegółów map np. R. M. Demienickiej czy A. A. Borisowa, które zresztą są bardzo interesujące.

A. A. Borisow (1964) omawiając swoją mapę stwierdza, że dla ZSRR amplituda wahań powierzchni M dochodzi do 60 km. Jest ona dwa razy większa niż amplituda zmian wysokości skonsolidowanej skorupy (podłoża krystalicznego) i cztery razy większa niż amplituda zmian wysokości łądów i dna oceanów. Takie właśnie zmniejszanie się amplitudy skierowane ku powierzchni ziemi świadczy o zależności ruchów, a pośrednio i form tektonicznych od wglębnych czynników, których intensywność maleje ku górze. Jednakże dla mniejszych elementów, mimo podanych prawideł dla amplitud, obserwuje się różne, bardziej lokalne zależności, proste lub odwrotne.

Następnym zjawiskiem, na które zwraca uwagę A. A. Borisow jest wzrost grubości skorupy od brzegów ku środkowi kontynentu Euroazji — od 30÷35 km do około 50 km. Dla obszarów platformowych natomiast morfologia powierzchni M jest na ogół jednorodna i charakteryzuje się względnie spokojnymi formami. Amplituda zmian ekstremalnych głębokości powierzchni M jest rzędu 10÷15 km i jest dwa razy mniejsza niż dla młodych obszarów orogenicznych. Drugą cechą morfologii powierzchni M dla obszarów platformowych jest stabilność średniej głębokości (30÷45 km). Grubość skorupy jest nieco większa dla starszych platform niż dla młodych. Dla starych platform przeważają grubości 35÷45 km a dla młodych 30÷40 km. Głębokości maksymalne są jednak tego samego rzędu. Tak na starych, jak i na młodych platformach obserwuje się zarówno proste, jak i odwrotne zależności morfologii horyzontu M i powierzchni podłoża krystalicznego z tym, że dla starych płyt obserwuje się tendencję do wygładzania powierzchni M.

Dla górnotworów alpejskich morfologia powierzchni M posiada największe amplitudy zarówno zmian wysokości powierzchni M, jak i zmian hipsometrii. Jednakże ich budowa jest z reguły bardzo złożona i różna dla poszczególnych stref. Maksymalne wielkości obserwowanych amplitud zmian głębokości zalegania horyzontu M są większe od 40 km (głębokości M od około 25 km do ponad 65 km), maksymalne wielkości zmian amplitud dla podłoża krystalicznego wynoszą około 30 km, a dla hipsometrii powierzchniowej — około 10 km.

Informacje te, choć ogólne, dokumentują wpływ wglębnych czynników na budowę płytkich części skorupy, mimo braku bardziej konkretnych, uniwersalnych reguł na użytek lokalny. Reguły takie daje się ustalić jedynie dla większych jednostek.

Podane informacje nie obejmują w ogóle budowy wewnętrznej skorupy, dotycząca tylko jej sumarycznej grubości. Bez jej uwzględnienia nie można pokusić się na bardziej uniwersalne wnioski. Ponadto wydaje się, że droga, jaką dotąd zmierzano do odkrycia reguł budowy różnych typów skorupy, idąca od ogółu do szczegółów, jest drogą mało efektywną. Jak już wspomniano, w ostatnich latach obserwuje się tendencję do prowadzenia badań możliwie szczegółowych na różnych elementach tektonicznych. Wynika to właśnie z konieczności dysponowania szczegółowymi faktami dla późniejszego wyciągania wniosków syntetycznych.

Dlatego też rola głębokich sondowań sejsmicznych jako narzędzia

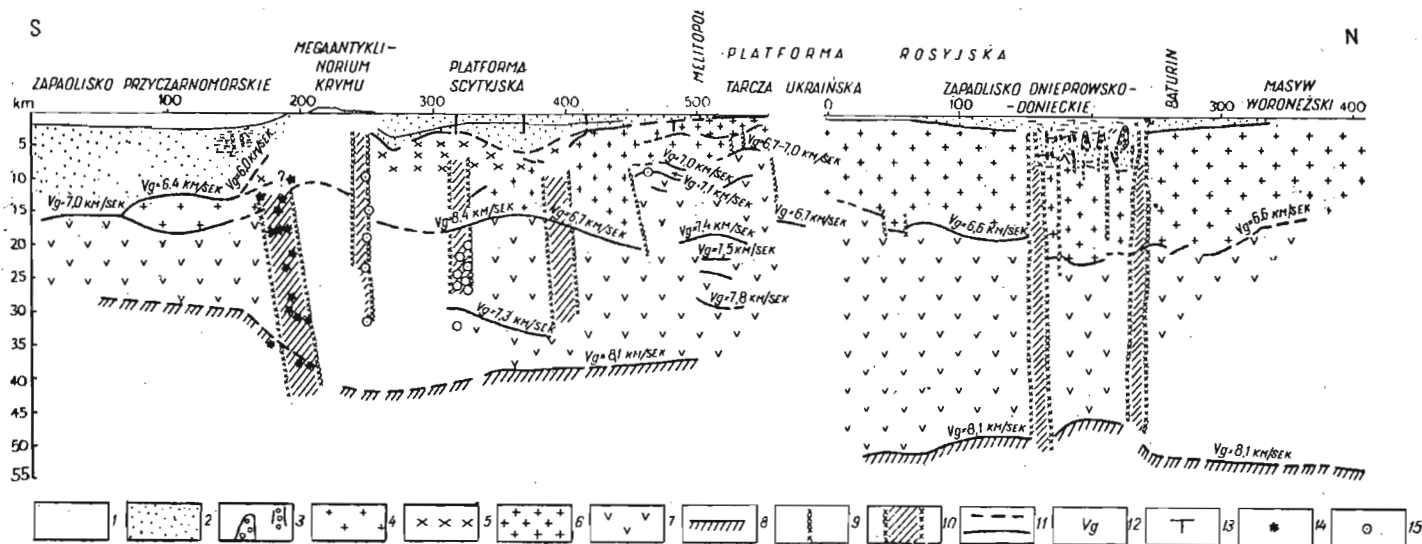


Fig. 9. Profil Masyw Woroneżski — Morze Czarne
Cross section Voronezh Massif — Black Sea

1 — warstwa wody, 2 — skały osadowe, 3 — dłapry solne, 4 — warstwa granitowa, 5 — skały metamorficzne paleozoicznno-triasowo-jurajskie (?) w warstwie granitowej, 6 — skały metamorficzne proterozoiku w warstwie granitowej, 7 — warstwa bazaltowa, 8 — powierzchnia Mohorovičića, 9 — dyslokacje, 10 — rozłamy wgłębne, 11 — horyzonty sejsmiczne, 12 — prędkości graniczne, 13 — otwory wiertnicze, 14 — epicentra trzęsień ziemi, 15 — punkty dyfrakcji

1 — water bed, 2 — sedimentary rocks, 3 — salt domes, 4 — granite layer, 5 — Palaeozoic-Triassic-Jurassic (?) metamorphic rocks in the granite layer, 6 — Proterozoic metamorphic rocks in the granite layer, 7 — basalt layer, 8 — Mohorovičić discontinuity, 9 — dislocations, 10 — deep fractures, 11 — seismic horizons, 12 — boundary velocities, 13 — bore holes, 14 — epicentres of earthquakes, 15 points of diffraction

o dużej zdolności rozdzielczej (przy jego dalszym ulepszaniu) nie ogranicza się do tworzenia „reperów“ dla innych ogólnych metod. O tym, że głębokie sondowania sejsmiczne muszą dostarczyć wielu szczegółów budowy, świadczy jeden z profilów południkowych dla Ukrainy (fig. 9).

Profil ten (S. I. Subbotin, B. Ł. Gurewicz i in., 1965) przedstawia wyniki szczegółowych prac, w których stosowano mniej więcej dwukrotną nabieźność hodografów, przy uwzględnieniu dalszej jeszcze szczegółowości dla stref o bardziej skomplikowanej budowie (np. dyslokacje). Dlatego też wydaje się, że profil ten może służyć za przykład zarówno metodyczny, wskazujący jakich wyników można oczekiwać od głębokich sondowań sejsmicznych, jak i przykład materiałowy, wskazujący jakie wyniki sejsmiczne jakościowe i ilościowe otrzymuje się w różnych jednostkach tektonicznych. Poza wydzieleniem szeregu wielkich rozłamów tnących wszystkie lub niektóre horyzonty stwierdza się również duże różnice budowy skorupy dla różnych przecinanych jednostek tektonicznych. Profil przecina Masyw Woroneżski, zapadlisko dniewrowsko-donieckie, Tarczę Ukrainą, Platformę Scytyjską, zapadlisko przyczarnomorskie, alpejską strefę fałdową Krymu i zapadlisko Morza Czarnego. W granicach przecinanych jednostek stwierdza się bardzo silną zmianę grubości poszczególnych warstw oraz całej skorupy. Dyskusyjne może być chyba tylko przyjęcie stropu warstwy „bazaltowej“ dla niektórych rejonów.

Budowa kontynentalnej skorupy Ukrainy jest szczególnie kontrastowa w porównaniu z budową skorupy w zapadlisku Morza Czarnego. Ta ostatnia posiada niektóre cechy budowy suboceanicznej (nieobecność warstwy „granitowej“). Pod Morzem Czarnym skorupa posiada grubość zaledwie 27÷30 km, gdy w obszarach kontynentalnych wynosi nawet 40÷50 km. Interesujące jest także dość nagłe wyklinowywanie się warstwy „granitowej“ niedaleko (około 100 km) linii brzegowej Morza Czarnego. Innym wysocem interesującym zjawiskiem jest obserwowanie wewnątrz warstwy „granitowej“, na niedużych głębokościach pod jej stropem (3÷7 km), w niektórych miejscach profilu, stosunkowo położej zalegających granic sejsmicznych (skala pionowa profilu jest pięciokrotnie przewyższona). Ilość granic sejsmicznych i ich charakterystyka prędkościowa zmieniają się szybko, przy czym dla niektórych odcinków nie obserwuje się ich w ogóle. Obecność położej zalegających granic sejsmicznych wewnątrz warstwy „granitowej“ znajduje się najczęściej w jawnej sprzeczności z przyjmowaną tu przez geologów pionowo-warstwową budową przypowierzchniowej części fundamentu krystalicznego. Istnienie tego rodzaju sprzeczności nasuwa w toku interpretacji szereg nowych problemów, na które wcześniej zwracałem uwagę, dotyczących rozumienia wewnętrznej struktury starych fałdowych i zmetamorfizowanych kompleksów. Innym jeszcze interesującym momentem jest stwierdzenie, w przeciwieństwie do „synklinalnego“ obniżenia stropu warstwy „bazaltowej“ dla zapadliska dniewrowsko-donieckiego (powtarzającego z grubszą relief fundamentu krystalicznego), struktury „antyklinalnej“ dla powierzchni M. Ten wynik potwierdza w pierwszym przybliżeniu starą interpretację przecinanej tu dodatniej anomalii grawimetrycznej.

Pod górami Krymu obserwuje się wyraźnie „korzeń“ skorupy oraz istnienie struktury „antyklinalnej“ dla powierzchni warstwy „bazaltowej“.

Do omówionego wyżej szczegółowego profilu można dodać tylko zastrzeżenie, że obraz ten otrzymano przyjmując model warstwowej skorupy, niegradientowej (lub bardzo słabo gradientowej) z prędkościami warstwowymi rosnącymi w zasadzie dla zwiększającej się głębokości. Model ten wydaje się być dziś w zasadzie prawdopodobny. Niemniej jednak gdyby interpretować tenże sam materiał tak szczegółowo jak przedstawione prace, z założeniem np. modelu skorupy warstwowej, ale o silnych zmianach prędkości w poszczególnych warstwach (wyraźnie gradientowej), to otrzymalibyśmy inny jakościowo obraz, w którym przypuszczalnie niektóre horyzonty (może większość pośrednich) musiałyby zniknąć. Byłoby to ilustracją uczynionych wcześniej zastrzeżeń odnoszących się do konieczności kompleksowego wyjaśnienia różnych badań dotyczących natury fizycznej ośrodka. W obecnej bowiem sytuacji, mimo iż np. przedstawiony wyżej obraz jest bardzo sugestywny, a może prawdopodobny, brak jest niektórych elementów, które muszą potwierdzić jego realność (realność założeń przyjętych do interpretacji).

Ze względów metodycznych posłużę się jeszcze przykładem, który może mieć znaczenie dla interpretacji przy z góry założonym modelu, tj. przykładem z sejsmiki prospekcyjnej. Znane są przypadki zupełnie fałszywej interpretacji refrakcji dla ośrodka pionowo warstwowanego, gdy przyjmuje się model tego właśnie ośrodka jako ośrodka poziomo warstwowanego. Przykład ten wprawdzie jest dobrą pośrednią ilustracją zależności wyniku od interpretacyjnych założeń, niemniej jednak przytoczone doświadczenie z sejsmiki prospekcyjnej, w przypadku obserwowania horyzontów poziomych w ośrodku, który z punktu widzenia budowy geologicznej raczej nie jest poziomo warstwowany, co widzieliśmy na naszym przykładzie dla części Tarczy Ukrainskiej, może mówić o niewłaściwych założeniach interpretatora. Oczywiście nie chcę i nie mogę kwestionować wiarygodności interpretacji profilu przytoczonego na fig. 9, nawet w zakresie takich szczegółów.

Celem przytoczenia i omówienia wyników uzyskanych na profilu przedstawionym na fig. 9, jak i dokonanych zastrzeżeń było zilustrowanie, jakimi informacjami mogą wzbogacić geologię badania budowy skorupy przy zastosowaniu głębokich sondowań sejsmicznych. To, że metodyka interpretacji nie osiągnęła jeszcze właściwego poziomu, wydaje się być stanem przejściowym. W artykule podaję możliwości jej urealnienia i uściślenia.

Dodać tylko można, że niektóre z wątpliwości w zakresie podstawowych założeń mogłyby być usunięte poprzez super głębokie wiercenia (m.in. przebijające skały skorupy) typu wierceń planowanych przez USA na Oceanie Spokojnym niedaleko brzegów Południowej Kalifornii czy kilku wierceń planowanych w ZSRR (N. A. Bielajewski, W. W. Fiedynski, 1961; W. W. Bielousow, 1962). Oba te projekty dobrze się zresztą uzupełniają, gdyż mogą dostarczyć bezpośrednich faktów dla różnych typów jednostek tektonicznych.

Wspomniane zastrzeżenia interpretacyjne w odniesieniu do metody głębokich sondowań sejsmicznych dotyczą w zasadzie horyzontów pośrednich, gdyż dla śledzenia nieciągłości M metodyka wydaje się być opanowana. Dokonany tu ogólny przegląd aktualnych danych dotyczących grubości skorupy w jednostkach tektonicznych różnego typu, a na-

wet dokumentowany tym wpływ głębokiej budowy na budowę przypowierzchniową skorupy wyraźnie wskazują, że właśnie wpływ czynników głębokich będzie mógł być znakomicie uściślony drogą śledzenia horyzontów pośrednich i innych szczegółów budowy skorupy, dostarczanych przez głębokie sondowania sejsmiczne. Można więc w przyszłości oczekiwać, że w pracach dotyczących podstawowych problemów tektoniki, magmatyzmu, a nawet prognozowania niektórych surowców nastąpić może radykalny postęp.

Zakład Geofizyki
Instytutu Geologicznego
Warszawa, ul. Rakowiecka 4
Nadesłano dnia 22 listopada 1965 r.

PIŚMIENNICTWO

- BATH M. (1961) — Die Conrad Discontinuitet. Freiburger Forschungshefte. [C], 101, Akad. Verlag. Berlin.
- BIRCH F. (1958) — Interpretation of the Seismic Structure of the Crust in the Light of Experimental Studies of Wave Velocities in Rocks. Contributions in Geophysics, p. 158—170. Pergamon Press. London — New York.
- BUCHER W. H. (1957) — Deformation in orogenic belts. Ziemska Kora, p. 351—378. Izd. In. Lit. Moskwa.
- BULLEN K. (1958) — Seismologija i wnutrienne strojenije ziemi w cełom (przeład). Fizika i chimija Ziemi. Izd. In. Lit. Moskwa.
- BYERLY P. (1956) — Subcontinental structure in the light of seismological evidence. Advances in Geophysics, 5, nr 3, p. 103—148. Acad. Press Inc. New York.
- EVING M., PRESS F. (1957) — Geophysical contrast between continents and ocean basins. Ziemska Kora, p. 13—18. Izd. In. Lit. Moskwa.
- FAJKLEWICZ Z. (1964) — Głębokość zalegania nieciągłości Mohorowićicza w Polsce. Tech. Poszuk. nr 10.
- GUTENBERG B. (1957) — Wave velocities in the earth's crust. Ziemska Kora, p. 32—50. Izd. In. Lit. Moskwa.
- GALFI J., STEGENA L. (1962) — Deep refractions in the environment of Hajduszoboszo, North-Eastern Hungary. Acta Geologica, 4, nr 2. Budapest.
- GALFI J., STEGENA L. (1960) — Deep reflections and crustal structure in the Hungarian Basin. Ann. Univers. Scient. Budap. — Sectro Geolog., 3, Budapest.
- JACOBS J. A. (1956) — The interior of the Earth. Advances in Geophysics, p. 183—234. Acad. Press Inc. New York.
- JANCZEWSKI E. W. (1955) — Zarys sejsmologii ogólnej i stosowanej. Wyd. Geol. Warszawa.
- OLCZAK T. (1964) — Skorupa ziemna w świetle badań sejsmologicznych. Biul. Sejsm. Obser. w Krakowie, nr 1. Kraków.
- PRESS F., EVING M. (1957) — Earthquake surface waves and crustal structure. Ziemska Kora, p. 87—76. Izd. In. Lit. Moskwa.
- REINHARDT H. G. (1954) — Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tiefen Untergrundes. Freiburger Forschungshefte, [C], 15. Akad. Verlag. Berlin.

- SKORUPA J. (1965) — Międzynarodowe sympozjum poświęcone głębokim sejsmicznym sondowaniom w Brnie w 1965 r. Prz. geol., 13, p. 390—395, nr 9. Warszawa.
- TATEL H., TUVTE M. (1957) — Seismic exploration of a continental crust. Ziemnaja Kora, p. 50—67. Izd. Dn. Lit. Moskwa.
- АНДРЕЕВ В. А. (1965) — Гравиметрия в региональной геологии. Межд. Геол. Конгр., XXII Сессия, стр. 93—104. Изд. Недр. Москва.
- АНДРЕЕВ В. А., КЛУШИН И. Г. (1962) — Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Гостоптехиздат. Ленинград.
- БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А., ФЕДЫНСКИЙ В. В. (1961) — Изучение глубинных недр земли и задачи сверхглубокого бурения. Советская геология, № 12. Москва.
- БЕЛОУСОВ В. В. (1962) — О значении глубинного сейсмического зондирования для решения теоретических и практических вопросов геологии. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 11—17. Гостоптехиздат. Ленинград.
- БОРИСОВ А. А. (1964) — Морфология поверхности Мохоровичича и ее структурное значение. Советская геология, № 4. Москва.
- ВЕЙЦМАН П. С., ГАЛПЕРИН Е. И., КОСМИНСКАЯ И. П., ВОЛЬВОВСКИЙ В. С. ГОДИН Ю. Н., ИВАНОВА Н. П., ПОМЕРАНЦЕВА Н. В. (1962) — Методика глубинного сейсмического зондирования на суше и на море. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 17—35. Гостоптехиздат. Ленинград.
- ВЕЙЦМАН П. С., КОСМИНСКАЯ И. П., МИХОТА Г. Г., ТУЛИНА Ю. В. (1962) — Основные характеристики глубинных болн, зарегистрированных в районах северного Такь—Шака, Памиро—Алая и юго-западной Туркмении. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 35—66. Гостоптехиздат. Ленинград.
- ВОЛАРОВИЧ М. П. (1964) — Исследования физических свойств горных пород при высоких давлениях и температурах. Сб. Инст. Геофиз. АН УССР, вып. 9. Киев.
- ВОЛАРОВИЧ М. П., ЛЕВЫКИН А. И., ТАЛДИН Н. Е. (1964) — Изучение скоростей продольных болн в образцах горных пород при давлениях до 20 000 кг/см². Докл. АН СССР, 157, № 6. Москва.
- ГОДИН Ю. Н. (1962) — Сейсмическое исследование земной коры на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 г. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 66—77. Гостоптехиздат. Ленинград.
- ДЕМЕНИЦКАЯ Р. М. (1961) — Основные черты строения коры земли по геофизическим данным. Гостоптехиздат. Ленинград.
- ЕГОРКИН А. В. (1962) — Строение земной коры на юго-востоке Русской платформы. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 145—165. Ленинград.
- ЕПИНАТЬЕВА А. М. (1962) — О динамических соотношениях отраженных и преломленных волн в сейсморазведке. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 334—342. Гостоптехиздат. Ленинград.
- МИЛЬШТЕЙН Д. М., АВАГИМОВ А. А., ДУБРОВСКИЙ В. Г. И ДРУГ. (1965) — К постановке новых направлений изучения земной коры и верхней

- мантии в Туркменистане. Межд. Геол. Конгр., XXII Сессия, стр. 35—45. Изд. Недра. Москва.
- ПОМЕРАНЦЕВА И. В., МАРГОТЕВА М. В. (1962) — К вопросу о природе болн, региструемых при глубинном сейсмическом зондировании. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 156—187. Гостоптехиздат Ленинград.
- САВАРЕНСКИЙ Е. Ф., КИРНОС Д. П. (1949) — Элементы сейсмологии в сейсмометрии. Гос. Изд. ТТЛ. Москва.
- САЖИНА Н. В. (1962) — Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. Советская геология, № 8. Москва.
- СУВВОТИН С. И., ГУРЕВИЧ В. Л., КУЖЕЛОВ Г. К. И ДРУГ. (1965) — Глубинное строение территории Украинской ССР по данным геофизических исследований. Межд. Геол. Конгр., XXII Сессия, стр. 56—69. Изд. Недра. Москва.
- ТАГАЙ Е. Д., ИВАНОВА Н. П. (1962) — Опыт использования отраженных волн для исследования глубинного строения земной коры. Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР, сб. докл., стр. 370—385. Гостоптехиздат. Ленинград.
- ТРЕСКОВ А. А. (1955) — Сейсмические исследования земной коры, вопросы внутреннего строения и развития Земли. Тр. Геоф. инст. АН СССР, № 26, стр. 92—99. Москва.

Ян СКОРУПА

ГЛУБИННЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНДИРОВАНИЯ И ИХ РОЛЬ В КОМПЛЕКСЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ИССЛЕДОВАНИЯХ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Резюме

После изложения значения прогресса знаний о строении Земли, в частности ее приповерхностных слоев, для понимания и изучения закономерностей развития тектонических и магматических процессов проводится подразделение земли на зоны по ее упругим свойствам. Указывая способ выделения этих зон (использование отдаленных землетрясений) обращается внимание на другие сейсмические методы исследования строения верхних слоев Земли. Поверхностные волны дают возможность получить усредненное строение крупных территорий, в то время как исследование мощности коры на меньших участках возможно лишь путем использования сети специальных станций. Исследование землетрясений, происходящих на небольшом расстоянии позволяет на детальную интерпретацию приповерхностных слоев Земли. Этим способом выделяется А. Мохоровичичом граница раздела, считаемая в настоящее время подошвой земной коры, а В. Конрадом следующая граница раздела в пределах коры. Последнее открытие привело к принятию строения земной коры с подразделением ее на „гранитные” и „базальтовые” слои.

По сейсмологическим данным некоторыми авторами выделены в пределах коры „горизонты с малой скоростью”. Мнения относительно интерпретации

сейсмологических данных различны, так как этот материал может интерпретироваться с учетом разных скоростей волн. Чтобы читатель имел возможность разобраться в реальности или нереальности указанных схем строения коры, автор обсуждает возможные распределения гидростатического давления, температуры и плотности в приповерхностных слоях Земли. Наряду с этим рассматриваются также данные исследований скоростей упругих волн, полученные по образцам пород для оцениваемых значений давления и температуры. Эти исследования указывают скорее всего на нереальность наличия слоев с пониженной скоростью или существования большого вертикального градиента скорости. Тем не менее не доставляют они данных, подтверждающих существование двухслойного строения коры. Автор обращает внимание на различия во мнениях многих авторов на существование „универсальной” для континентов границы раздела Конрада.

До тридцатых годов объем информации был настолько небольшим, что считалось довольно широко, что граница раздела Мохоровичича проходит для континентов на постоянной глубине 30—40 км. Однако, уже тогда обращается внимание на аномальное строение горных районов. В настоящее время степень изученности на много больше и общеизвестно, что поверхность М раздела находится в пределах от 3—7 км под океанами до 60—70 км под молодыми горами. Кроме того под океанами отсутствует „гранитный слой”. Существоющий здесь „базальтовый слой” располагался бы на „ультрабазитах”. Далее рассматривается условность этого рода определений и обращается внимание на большие расхождения в объемных весах отдельных слоев коры, что дает возможность использования как гравиметрических так и гипсометрических данных для установления мощности коры.

Период большого методического процесса в исследованиях коры, отмечаящийся после второй мировой войны, характеризовался широким внедрением современной аппаратуры как по методам, в которых в большом объеме были использованы взрывы, так и по сейсмологическим методам. Методы использующие взрывы применялись в работах методами отраженных и преломленных волн. В последних были использованы околокритические отражения. Тем не менее, этот метод до сих пор применяется в небольшом объеме. Широко развивается, особенно в СССР, метод преломленных волн, в частности корреляционный метод преломленных волн дополненный использованием околокритических отражений. Этот вид работ получил название „глубинных сейсмических зондирований”.

После обсуждения методики исследований и получаемых результатов для отдельных континентов и стран по методу преломленных волн, автор переходит к рассмотрению развития и методических возможностей „глубинных зондирований”, а также излагает их разные модификации. Даются также разрешающие возможности метода, указывается на дальнейшие возможности их повышения. С другой стороны обсуждаются также недостатки метода, заключающиеся в использованных в интерпретации приемах и указывается на необходимость исследований, например, на моделях теоретических и экспериментальных.

Из-за большой стоимости метода, несмотря на получаемые „детальные” данные, рассматривается также возможность использования других геофизических методов, хотя они дают в общем обобщенные результаты. Далее рассматриваются данные магнитно-теллурических зондирований, корреляция которых с геологическими соображениями пока что затруднена, а также ци-

роко уже применяемых гравиметрических исследований. Относительно последних автор указывает, что точность этого метода низка (напр. ошибка в определении мощности коры по Р. М. Деменицкой составляет ± 4 км). Тем не менее степень детальности составляемых карт крупных территорий может быть повышена путем использования реперов в виде „глубинных сейсмических зондирований”. Таким способом была составлена карта морфологии поверхности М для СССР. Кроме того, сейсмические данные, как реперные данные, были использованы, например, Деменицкой для составления карты морфологии поверхности М в масштабе всей Земли по гравиметрическим и, для районов, в которых отсутствуют гравиметрические, гипсометрическим данным.

В качестве примера иллюстрирующего полученные результаты сочетания сейсмических и гравиметрических данных, автор приводит за А. А. Борисом общую характеристику морфологии поверхности М для СССР. Наиболее поразительным является тот факт, что колебания глубины поверхности М раздела в несколько раз выше, чем колебания глубины консолидированной коры. Местами однако трудно установить закономерности. Автор доказывает, что принятый до сих пор способ изучения коры „от общего к частному”, от крупных единиц к небольшим является мало эффективным. В свете выявленных фактов в последнее время наблюдается обратное направление — детальное исследование типовых единиц, чтобы легче можно было сделать синтетические выводы по меньшим единицам. В качестве примера приводится один из профилей глубинных сейсмических зондирований для Украины, возвращаясь еще раз к обсуждаемым раньше другим возможным способам интерпретации.

В заключение указывается, что неясности в интерпретации касаются, в основном, переходных слоев, так как способ прослеживания морфологии поверхности М как будто освоен. Эти неясности можно будет устранить и следует ожидать, что в будущем в работах по основным тектоническим и магматическим проблемам и даже по прогнозированию некоторых видов минерального сырья будет достигнут решительный качественный прогресс.

Jan SKORUPA

DEEP SEISMIC SOUNDINGS AND THEIR ROLE IN THE COMPLEX OF GEOPHYSICAL METHODS DURING INVESTIGATIONS OF THE EARTH'S CRUST STRUCTURE

Summary

The paper deals with the importance of the progress in recognition of the Earth's structure, particularly of its near-surface layers, to understand and to appreciate the laws of development of tectonical and magmatic processes, and presents the subdivision of the earth interior into zones according to elasticity properties. Pointing to the method of their distinguishing (use of remote earthquakes) the author pays attention to other seismological techniques applied in the research of the structure of the shallower Earth's layers. Surface waves yield a possibility of

obtaining the „mean“ structure of great units, and only a net of special stations makes possible to trace the thickness of the crust within smaller areas. The research of near earthquakes allows to interpret in detail the near-surface beds of the Earth. By means of this method A. Mohorovičić has distinguished the discontinuity accepted to-day as the bottom of the Earth's crust, and V. Conrad has established the further discontinuity within the Earth's crust. The latter discovery has contributed to introduction of the Earth's crust model, subdivided into „layers“, or „stages“, which are „granitic“, or „basaltic“.

On the basis of seismological data some authors have distinguished also „low velocity layers“ within the Earth's crust. The opinions on the interpretation of the seismological data are divergent because the materials may be interpreted by means of various velocity presumptions. To give to the reader a chance of knowing the possibility, or impossibility of the Earth's crust models, the present author discusses the existing distributions of hydrostatic pressure, temperature and density of the near-surface layers of the Earth. In addition, he also takes into consideration the results of the researches concerning velocity of elastic waves. The researches were made on rock samples and the results obtained for the estimated values of pressure and temperature. The discussed researches point rather to an unreality of existence of the beds characterized by the decreased velocity, or to the existence of a great vertical gradient of velocity. Nevertheless, they do not yield evidences of existing two-layer model of the crust. The author points to a difference in opinions of many authors as to the existence of Conrad's discontinuity, „universal“ for all continents.

Up to the thirties, the quantity of information was so scarce that one generally accepted the Mohorovičić's discontinuity to be for all the continents at a stable depth from 30 to 40 km. However, already at that time one paid attention to an anomalous structure of the mountainous areas. At present, the knowledge of the problems considerably increased and we know that the Moho discontinuity is from 3—7 km under the oceans, to about 60—75 km under the young mountains. Moreover, the „granite“ layer is lacking under the oceans. The existing „basaltic“ layer would rest then on the „ultrabasites“ there. The author also discusses the significance of such conventional determinations and pays attention to the great difference in density of the individual stages of the Earth's crust, a fact allowing to use gravimetric and hypsometric data for determination of the crust thickness.

The period of a large methodical progress in the investigations of the Earth's crust after the World War III was characterized by a general introduction of modern apparatuses both in the methods using artificial explosions and in the seismological methods. In the methods using artificial explosions were applied both refractions and reflection works. As far as these latter are concerned one used near-critical reflections. Nevertheless, this method is not used at present on a greater scale. Great progress may be noted in refraction method, particularly developed in the USSR, where correlation method of refracted waves has particularly been developed and completed by the near-critical reflections. The works made in this way have been named „deep seismic soundings“.

After discussing the methods and the results obtained in various countries by means of refraction method, the author illustrates the development and methodical possibilities of the „deep soundings“ and describes various kinds of these latter. Moreover, the author points to the separable possibilities of the method and stresses further possibilities of their increasing. On the other hand he takes into account also deficiencies of the method, existing particularly in the presumptions ta-

ken for interpretation, as well as points to a necessity of introducing model, theoretical and experimental investigations.

In spite of the „detailed“ results that may be obtained, the method itself is expensive. Therefore, a possibility is also discussed to use other geophysical methods, although these methods give mainly generalized results. Thus, the results of magnetotelluric method are discussed, the correlation of which with geological pictures presents some difficulties; in addition the results of gravimetry are also considered. As far as the latter method is concerned, the author stresses that its accuracy is low (e.g. the errors concerning the thickness of the Earth's crust amounts, according to R. M. Demienicka, to ± 4 km), the accuracy of the elaborated maps of large areas may, however be increased by means of „deep seismic soundings“. This technique was applied to elaborate the map of Moho surface morphology in the USSR. Moreover, seismic data were used f.ex. by Demienicka to elaborate the map of Moho horizon morphology on the earth scale on the basis of gravimetrical and hypsometrical data in the areas, where gravimetric materials were lacking. The general characteristic of the Moho surface morphology for the USSR has been cited by the present author according to A. A. Borisov, as the example illustrating the results obtained through the connection of seismic and gravimetric data. The most striking feature is that the amplitude of alteration of the Moho surface height is several times higher than the alteration of height of the consolidated crust. Locally, the rules cannot be established. The present author demonstrates that the way leading to recognize the structure of the Earth's crust „from general to detailed data“ and from large to small units is hardly effective. In the light of the facts hitherto observed, we may see at present a different way — i.e. detailed investigations on typical units to facilitate synthetical conclusions for small units. As an example the author cites one profile of deep seismic soundings made in Ukraine, and once more refers to other possibilities of the interpretation discussed above.

Ending this paper the author points that the interpretation restrictions concern mainly middle horizons, since the investigation of the Moho surface morphology appears to be mastered. The restrictions may be removed and we may expect that in the works concerning the base problems of tectonics, magmatic processes, and even prognosis of some mineral raw materials, a marked qualitative progress will undoubtedly be reached.