

PROBLEM ZGODNOŚCI REFLEKSYJNYCH GRANIC SEJSMICZNYCH Z DANYMI GEOLOGICZNYMI

Cz. I

UKD 550.834.5.05+550.822:551.7.022.4

Wraz z rozwojem sejsmiki refleksyjnej i stosowaniem jej do rozwiązywania coraz bardziej złożonych problemów geologicznych, a w szczególności ich bezpośredniego rozwiązywania, coraz większego znaczenia nabiera również przemysłowe posługiwanie się tą metodą. Refleksyjna metoda sejsmiczna ma bowiem wiele ograniczeń, które powinien poznać każdy geolog, stosujący ją do poszukiwań lub do rozwiązywania zadań geologicznych. Autor postawił sobie za cel omówić część z tych problemów w postaci zrozumiałej dla osób zlecających i wykorzystujących wyniki refleksyjnych badań sejsmicznych.

ZAPIS IDEALNY

Rzeczywisty ośrodek skalny można aproksymować dziesiątkami, a nawet setkami warstwek, z których każdą charakteryzuje określona prędkość i gęstość (ryc. 1a). Założymy, że z powierzchni Ziemi w głąb ośrodka rozchodzi się impuls jednostkowy, np. typu Kronneckera, posiadający wszystkie wartości, z wyjątkiem jednej, równe zeru:

$$f(t) = \begin{cases} 1 & \text{dla } t = 0 \\ 0 & \text{dla pozostałych } t \end{cases}$$

Jeżeli taki impuls pada na kolejne granice, to dla każdej granicy między warstwami otrzymać można współczynnik odbicia, którego wartość związana jest z parametrami ośrodka następującą zależnością:

$$\frac{v_n \rho_n - v_{n-1} \rho_{n-1}}{v_n \rho_n + v_{n-1} \rho_{n-1}} \quad [1]$$

Z powyższego wyrażenia wynika, że wartość współczynników odbicia zależy od tzw. twardości akustycznej, tj. iloczynu prędkości i gęstości ($v_n \rho_n$). Na ryc. 1b przedstawiono wykres zmian twardości akustycznych odpowiadający warstwowanej sekwencji ośrodka na wykresie (a). Z kolei wykres

(c) przedstawia wartości obliczonych współczynników odbicia.

Jeżeli założymy, że proces odbicia nie powoduje strat energii, to energia padająca na określoną granicę jest równa energii odbitej od tej granicy oraz energii przechodzącej przez tę granicę. W dalszych rozważaniach operować będziemy amplitudami, stąd:

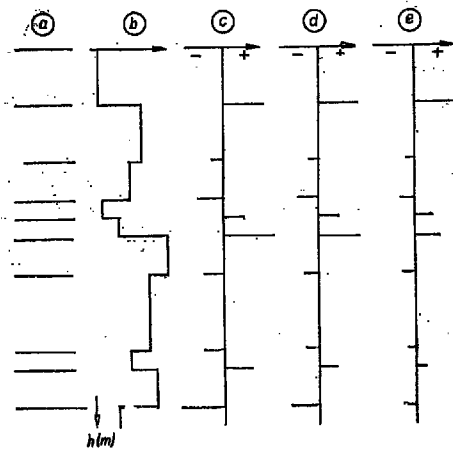
$$f(t) = Rf(t) + (1 - R)f(t)$$

Przyjmijmy, że zarówno wzbudzenie drgań, jak i ich odbiór odbywają się na powierzchni ziemi; stąd powracająca z określonej głębokości fala odbita przechodzi przez każdą granicę dwa razy: z góry na dół (fala padająca) i z dołu do góry (fala odbita), dlatego amplituda impulsu przechodzącego przez określoną granicę (wielkość współczynnika transmisji) równa się iloczynowi $(1 - R_n)(1 + R_n) = (1 - R_n)^2$. Dla fal o normalnym przebiegu po podstawieniu wyrażenia określającego współczynnik odbicia R , otrzymamy:

$$(1 - R_{n-1})^2 = \frac{4\rho_n v_n \rho_{n-1} v_{n-1}}{(\rho_n v_n + \rho_{n-1} v_{n-1})^2} \quad [2]$$

Na ryc. 1 (zapis d) przedstawiono efekt tłumienia impulsowej trasy dzięki kumulującemu się działaniu tłumienia spowodowanego transmisją fali sejsmicznej.

Omawiając nasz wyidealizowany sejsmogram wspomnieć należy o jeszcze jednym zjawisku, powodującym zmniejszenie się amplitud fal odbitych. Zjawisko to polega na powiększaniu się czoła fali (w naszym przypadku jednostkowej) podczas jej rozchodzenia w ośrodku skalnym. Zmiana amplitudy jest odwrotnie proporcjonalna do drogi, jaką przebyła fala sejsmiczna, w omawianym przypadku do podwójnej głębokości zalegania granicy odbijającej. Na ryc. 1 (zapis e) przedstawiono wyidealizowany sejsmogram, jaki uzyskuje się na powierzchni ziemi dla określonego ośrodka geologicznego, przy uwzględnieniu transmisji i powiększania się czoła jednostkowej fali sejsmicznej.



Ryc. 1. Geologiczna sekwencja warstw oraz sposób powstawania idealnego zapisu sejsmicznego.

a — warstwy geologiczne, b — wykres zmian twardości akustycznych, c — wykres zmian współczynników odbicia, d — wykres zmian współczynników odbicia z uwzględnieniem tłumienia spowodowanego transmisją, e — wykres zmian współczynników odbicia z uwzględnieniem tłumienia spowodowanego transmisją oraz geometrycznym powiększaniem się czoła impulsu rozchodzącego się w ośrodku. Wykresy b, c, d i e przedstawiają logarytm odpowiednich wielkości.

Fig. 1. Geological sequence of beds and the mode of origin of an ideal seismic record.

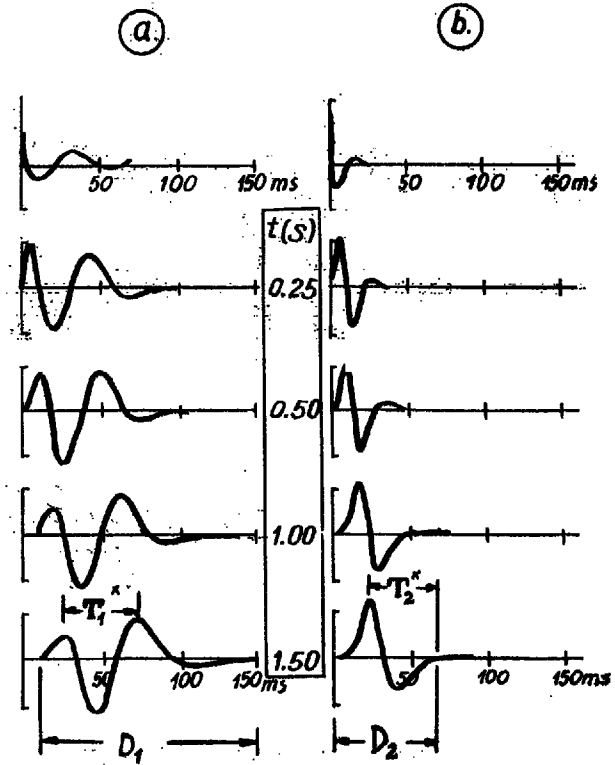
a — geological beds, b — graph of changes in acoustic hardness, c — graph of changes in coefficients of reflection, d — graph of changes in reflection coefficients, taking into account the damping effect of transmission, e — graph of changes in reflection coefficient, taking into account the damping effect of transmission and geometrical increase of the front of impulse propagated in the medium. The graphs b-e present logarithm of particular values.

Gdyby podczas prac polowych rejestrowano tego typu zapisy, to nie byłoby problemu powiązania otrzymanych refleksów z przekrojem geologicznym. Można by ponadto stosunkowo łatwo określać twardości akustyczne (ryc. 1b) z zarejestrowanego zapisu sejsmicznego (ryc. 1e), które mogłyby być interpretowane geologicznie. Niestety tak nie jest. Istnieje wiele zjawisk towarzyszących omówionemu powyżej wyidealizowanemu procesowi, komplikujących interpretację zapisów rejestrowanych na powierzchni ziemi.

WPLYW TŁUMIENIA

Omawiając zapis idealny założyliśmy, że impuls padający na granice odbijające jest jednostkowy i że nie ulega zmianom podczas przebiegu przez ośrodek skalny, poza zmianami związanymi z istniejącymi współczynnikami odbicia oraz z powiększaniem się czoła fali. Obecnie weźmy pod uwagę rzeczywisty impuls sejsmiczny, powstający w czasie wybuchu w otworze strzałowym. Wspomniany impuls wiąże się ze sprężystym odkształceniem ośrodka, w którego czoło powstaje kompresja cząsteczek ośrodka, dylatacja, znowu kompresja i tak aż do zaniku drgań w określonym punkcie ośrodka. Powstały impuls ma charakter tłumionego drgania, które zależnie od warunków wzbudzenia (wielkość ładunku, głębokość otworu, rodzaj skał, w których się prowadzi prace strzałowe, rodzaj przybitki itp.) może przyjmować różną postać. Najważniejszymi parametrami impulsu są: okres dominujący T_x oraz jego długość D (ryc. 2).

Podczas rozchodzenia się impulsu w ośrodku skalnym następuje jego tłumienie, polegające na stopniowym zmniejszaniu się jego amplitudy. Tłumienie posiada charakter selektywny, wskutek czę-



Ryc. 2. Zmiana formy impulsu sejsmicznego w zależności od warunków wzbudzenia i czasu jego rejestracji (t s) (opracowano na podstawie O'Brien, 1969).

a — impulsy otrzymane podczas wzbudzenia w utworach gliniastych, b — impulsy otrzymane podczas wzbudzenia w piaskowcach, T_x — okres dominujący, D — długość impulsu.

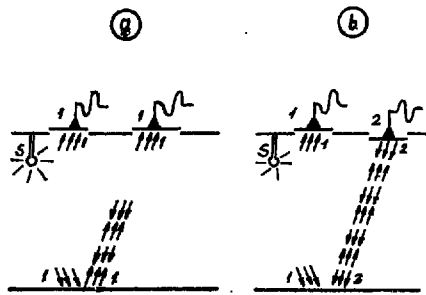
Fig. 2. Change in the form of seismic impulse depending on the conditions of induction and time of its recording (t s) (after O'Brien, 1969, modified).

a — impulses recorded in the course of induction in loamy deposits, b — impulses recorded in the course of induction in sandstones, T_x — dominating period, D — length of impulse.

go wysokie częstotliwości tłumione są silniej od niskich. Powoduje to powiększanie okresu dominującego impulsu oraz jego wydłużenie. Jednocześnie następuje systematyczna zmiana formy impulsu, wywołana dyspersją, polegającą na tym, że wysokie częstotliwości impulsów rozchodzą się szybciej, a niskie wolniej. Przyczynia się to do gromadzenia bardziej wysokich częstotliwości na początku impulsu, a niskich na jego końcu (ryc. 2).

Rozważmy obecnie proces powstania refleksu na jednej granicy odbijającej, zwracając przy tym uwagę, że stosowane w sejsmice ładowej geofony reagują na prędkość drgania cząstek. Geofony te w biegunowym układzie współrzędnych opisane są składającymi się z dwóch sfer charakterystykami kierunkowości. Tym samym geofony tego typu reagują w różny sposób na fale przychodzące do nich z góry lub z dołu, jak i na fale, których czoło związane jest z kompresją bądź dylatacją. Zakładając, iż biegunowości geofonu, wzmacniacza i rejestratora zostały tak dobrane, że przychodząca do geofonu od dołu fala sejsmiczna, której czoło związane jest z kompresją, powoduje ujemne wychylenie trasy zapisanej metodą zmiennych amplitud.

Fala bezpośrednia rozchodzi się od miejsca wzbudzenia do góry, w kierunku powierzchni ziemi, jak i w dół w kierunku granicy odbijającej. Zgodnie z tym ustawiony na powierzchni geofon będzie re-



Ryc. 3. Związek fali refleksyjnej rejestrowanej na powierzchni z falą bezpośrednią dla dodatnich (a) i ujemnych współczynników odbicia (b) w przypadku rejestracji prowadzonej geofonami reagującymi na prędkość drgania cząstek.

S — punkt wzbudzenia, 1 — fala kompresyjna i odpowiadający jej impuls, 2 — fala dylatacyjna i odpowiadający jej impuls.

Fig. 3. Interdependence between reflection wave recorded on the surface and direct wave for positive (a) and negative (b) reflection coefficients in the case of recording by means of geophones responding on the velocity of oscillation of particles.

S — point of induction, 1 — compressional wave and corresponding impulse, 2 — dilatational wave and corresponding impulse.

jestrować tę falę w pierwszych impulsach ujemnym wychyleniem¹.

Inna sytuacja powstaje w czasie prowadzenia rejestracji wspomnianym typem geofonów² w głębokich otworach, gdy geofony znajdują się poniżej głębokości wzbudzenia energii. W sytuacjach takich energia sejsmiczna przychodzi do geofonów nie z dołu, lecz z góry, co powoduje, że pierwsze impulsy rejestrowane są z odwrotną biegunowością. Różnice te należy uwzględnić podczas interpretacji danych uzyskanych z pionowych profilowań sejsmicznych.

Część fali sejsmicznej padającej na granicę odbijającą ulega odbiciu, przy czym w przypadku dodatniego współczynnika odbicia nie zmienia znaku, czyli w czole fali odbitej podobnie jak i w czole fali padającej występuje kompresja. Powoduje to, że ustawione na powierzchni ziemi geofony odbierają obie fale w tej samej fazie (ryc. 3a). W przypadku granicy z ujemnym współczynnikiem odbicia w przeprowadzonej na powierzchni ziemi rejestracji obserwuje się niezgodność fazową między pierwszymi impulsami fali bezpośredniej (ujemne wejścia związane z kompresją) a pierwszymi impulsami fali odbitej (dodatnie wejścia związane z dylatacją) (ryc. 3b).

Wróćmy obecnie do dalszego omawiania rozpatrywanej sekwencji warstw (ryc. 4a) charakteryzujących się określonymi twardościami akustycznymi (ryc. 4b), którym odpowiada określony układ współczynników odbicia (ryc. 4c). Układ ich zestawiono w funkcji podwójnego czasu przebiegu fali sejsmicznej. Na ryc. 4d zestawiono dwa impulsy sejsmiczne, przebiegające w dół w kierunku granicy odbijającej, a na ryc. 4e podobne dwa impulsy przebiegające od granicy odbijającej w kierunku powierzchni ziemi. Na przedstawionych impulsach

¹ W podobny sposób będą również rejestrowane fale refrakcyjne (czołowe), które podczas ich powstawania zmieniają kształt, nie zmieniając jednak biegunowości (kompresja fali bezpośrednio przechodzi w kompresję fali refrakcyjnej). Teoretycznie więc fala refrakcyjna stanowi całość fali bezpośredniej.

² W czasie prac prowadzonych w głębokich otworach stosowane są za granicą również geofony typu ciśnieniowego, posiadające kuliście charakterystykę kierunkowości, a więc nie reagujące na kierunek przyścia fali sejsmicznej.

widać koncentrację wysokich częstotliwości na ich czole. Zauważmy, że rozchodzący się impuls sejsmiczny jest funkcją pojedynczego czasu przebiegu, a czasy występowania granic, dla których określano współczynnik odbicia — podwójnych czasów przebiegów.

W zapisie „idealnym” od każdej granicy odbijał się impuls jednostkowy o nieskończenie małej długości, co powodowało, że uzyskany zapis w pełni odtworzał położenie granic, dla których określono współczynnik odbicia.

W ośrodku rzeczywistym impulsy mają pewną długość, co powoduje, iż impulsy odbite od różnych granic ośrodka zachodzą na siebie. Suma algebraiczna (superpozycja) wszystkich odbitych od różnych granic impulsów tworzy trasę sejsmiczną (ryc. 4f). Zauważmy, że otrzymując zapis z ryc. 4f nie uwzględniono tłumienia, wynikającego z transmisji impulsu sejsmicznego oraz z geometrycznego powiększania się jego czoła podczas przebiegu. Oba te czynniki powodują, że amplituda refleksów przychodzących na powierzchnię ziemi szybko maleje wraz z czasem (ryc. 4g, h, i).

Istnieje wiele metod, pozwalających na uzyskanie na sekcjach zapisów, zachowujących w przybliżeniu stałe wielkości amplitud refleksów w ciągu całego czasu rejestracji. Metody te najczęściej prowadzą jednak do zatracenia proporcjonalności między amplitudami refleksów a odpowiadającymi im współczynnikami odbicia.

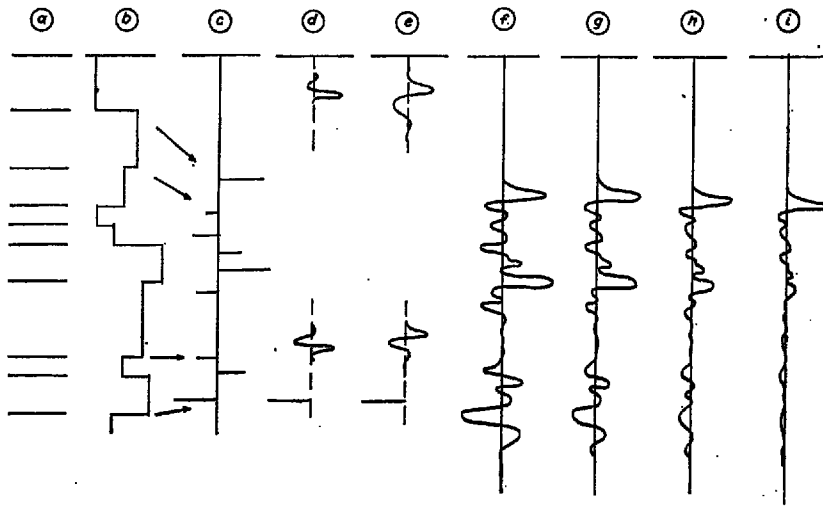
Warstwy o dużej miąższości. Ośrodek skalny składa się z warstw o dużej miąższości wówczas,

gdy miąższość warstw wyrażona w czasie ($\Delta t = \frac{2h}{v}$) jest większa od długości impulsu sejsmicznego

$\Delta t > D$. Przy takiej miąższości warstw nie otrzymuje się interferencji między falą odbitą od stropu i od spągu każdej z warstw. Takie określenie warstw o dużej miąższości nie jest ścisłe, gdyż ze względu na tłumienie istniejące w ośrodku wydłużeniu ulega okres dominujący i długość rozchodzącego się impulsu sejsmicznego (ryc. 2). W tej sytuacji warstwa, spełniająca w małym zasięgu głębokościowym warunki warstwy o dużej miąższości na dużej głębokości może być rozpatrywana niejednokrotnie jako warstwa cienka.

Odbicie może nastąpić dopiero po przyjsciu czoła fali na granicę sejsmiczną. Powoduje to, iż czoło impulsu pokrywa się z granicą odbijającą, a cały impuls sejsmiczny występuje na zapisie poza granicą. Wskutek zmiany formy impulsu i jego wydłużania się w czasie przebiegu następuje coraz większe opóźnienie impulsu w stosunku do rzeczywistego położenia granicy odbijającej. Dodajmy, że stosowane do rejestracji w terenie aparaty sejsmiczne mają określone charakterystyki amplitudowe i fazowe, co powoduje dalsze zniekształcenia sygnałów, polegające m. in. na opóźnieniu odpowiadających im maksimów.

Ze wzoru 1 wynika, iż współczynniki odbicia mogą mieć znaki dodatnie bądź ujemne, a więc powstałe refleksy mogą wykazywać fazowość zgodną z impulsem padającym lub nie. Z kolei współczynniki transmisji mają zawsze znak dodatni (wzór 2), a tym samym fala rozchodząca się bezpośrednio nie zmienia znaku. Z zależności tych wynika, że refleksy powstałe na granicach o dodatnich współczynnikach odbicia mają fazowość zgodną z fazowością fali bezpośredniej (pierwszych impulsów), natomiast refleksy powstałe na granicach o ujemnych współczynnikach odbicia — biegunowości odwrotne. Stąd, jeżeli w czasie korelacji wyznaczono refleksy po pierwszej ujemnej fazie impulsu (ryc. 3a), to w przypadku odbić od granic z dodatnimi współczynnikami odbicia niedokładność wiązania refleksu z granicą wynosić będzie $1/4 T^x$ (T^x — dominujący okres impulsu). Natomiast w przypadku refleksu powstałego na granicy z ujemnym współczynnikiem odbicia, niedokładność ta będzie wynosić $3/4 T^x$. Przy założeniu, iż średnia prędkość wynosi 3000 m/s,



Ryc. 4. Geologiczna sekwencja warstw oraz sposób powstawania zapisu sejsmicznego.

a — warstwy geologiczne, b — wykres zmian twardości akustycznych, c — wykres zmian współczynników odbicia, d — kształt impulsu biegnącego do głęboko zalegającej granicy odbijającej, e — kształt impulsu przebiegającego do odbiornika po odbiciu się od głęboko zalegającej granicy odbijającej (na zapisach d i e nie uwzględniono zmian wielkości amplitudy rozchodzącego się impulsu), f — forma zapisu sejsmicznego bez uwzględnienia tłumienia wynikającego z transmisji i geometrycznego powiększania się czoła fali, g — zapis uzyskany po uwzględnieniu tłumienia wynikającego z transmisji, h — zapis po uwzględnieniu transmisji i geometrycznego powiększania się czoła fali, i — zapis w skali liniowej.

Fig. 4. Geological sequence of beds and the mode of origin of seismic record.

a — geological beds, b — graph of changes in acoustic hardness, c — graph of changes in reflection coefficients, d — shape of impulse travelling to deep-seated reflection boundary, e — shape of impulse travelling to the receiver after being reflected from deep-seated reflection boundary (the changes in the magnitude of amplitude of propagating impulse are neglected on the records d and e), f — the form of seismic record neglecting damping effect of transmission and geometric increase of the front of wave, g — record taking into account the damping effect of transmission, h — record taking into account the transmission and geometric increase of the front of wave, i — record in the linear scale.

a okres dominujący $T^* = 32$ ms, niedokładność wiązania, spowodowana istnieniem tłumienia, wynosić będzie dla pierwszego przypadku 12, dla drugiego 36 m.

Stosowane aparaty sejsmiczne wprowadzają dalsze opóźnienia rejestrowanych impulsów, które zależnie od rodzaju stosowanego sprzętu oraz typu filtracji najczęściej wahają się od kilku do kilkunastu ms. Jeżeli przyjmujemy, że stosowana aparatura wprowadza opóźnienie $\Delta t_a = 10$ ms, to niedokładności wiązania granic sejsmicznych z granicami geologicznymi wynosić będą dla pierwszego przypadku 27, a dla drugiego 51 m.

Jak więc widzimy, nawet w najprostszymi, wyidealizowanych warunkach (brak wzajemnej interferencji refleksów między sobą, promienie sejsmiczne padają prostopadle na granicę, brak jakichkolwiek zakłóceń itp.) nie ma możliwości ścisłego wyznaczenia czasu (głębokości) występowania granic odbijających.

Warstwy cienkie. Ośrodek skalny aproksymuje się najczęściej następnym warstw, wśród których dużą część zaliczyć można do cienkich, tj. takich, gdzie refleksy odbite od stropu interferują z refleksami odbitymi od spągu. Dość często występują również tzw. warstwy przejściowe, o zmieniającej się w sposób ciągły twardości akustycznej (w określonym przedziale głębokości).

Na ryc. 5 przedstawiono kilka zinterferowanych impulsów ilustrujących problem powstawania refleksów na warstwach cienkich i przejściowych. W lewej części tej ryciny przedstawiono rozkład prędkości, dla których obliczono i zestawiono współczynniki odbicia (część środkowa) oraz zapisy interferencyjne (część prawa). Zapisy te uzyskano w wyniku splotu odpowiednich współczynników odbicia (część środkowa) z impulsem sejsmicznym.

Rozważmy grupę zapisków związaną z powstawaniem refleksów na cienkiej warstwie, charakteryzującej się większą prędkością od prędkości skał otaczających. Z ryc. 5a widać, że jeżeli opóźnienie czasowe Δt ($\Delta t = 80$ ms) jest większe od długości sygnału D (długość sygnału zawarta jest na ogół w

przedziale $2T^* \leq D \leq 4T^*$), to impulsy odbite od spągu i od stropu warstwy są zapisane oddzielnie. Na uzyskanym zapisie widać również różną biegunowość refleksów pochodzących od stropu i spągu warstwy. Jeżeli natomiast $\Delta t = 1/2 T^*$ ($\Delta t = 16$ ms), to wskutek istniejącej interferencji nastąpi wzmocnienie refleksu sumarycznego. Jest to bardzo ważny przypadek dla praktyki. Pierwsze wejście otrzymanego w ten sposób refleksu jest nie skażone, a samo odbicie można rozpatrywać jako pochodzące od stropu warstwy. W trzecim przypadku, gdy $\Delta t \ll T^*$ ($\Delta t = 4$ ms), wskutek interferencji zmniejsza się amplituda sumarycznego refleksu.

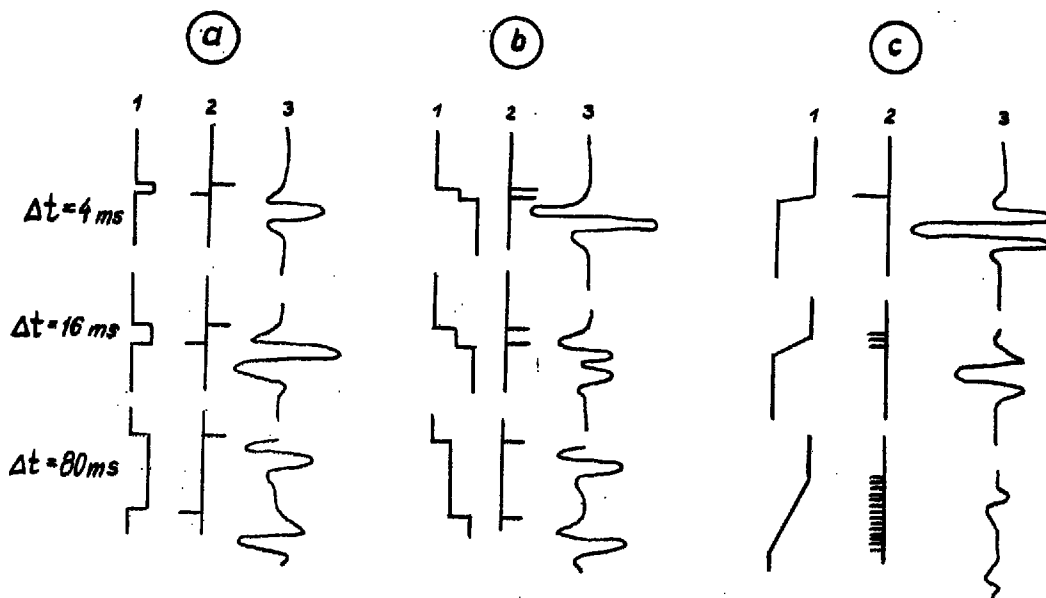
Na ryc. 5b zestawiono zmiany dające parę dodatnich współczynników odbicia. W danym przypadku maksymalne tłumienie fal interferujących uzyskuje się, gdy $\Delta t = 1/2 T^*$ ($\Delta t = 16$ ms), a minimalne, jeżeli Δt jest bliskie zera. Bliższa analiza wskazuje, iż w przypadku występowania pary dodatnich bądź ujemnych współczynników odbicia najbardziej niekorzystne dla powstawania refleksów są warstwy o miąższości około 20–30 m, natomiast korzystne dla powstawania refleksów są warstwy cienkie o miąższościach mniejszych niż 10 m.

Z praktycznego punktu widzenia duże znaczenie mają warstwy przejściowe. Na ryc. 5c zestawiono zapisy impulsów interferencyjnych, otrzymanych na warstwach przejściowych. Szczegółowa analiza wskazuje, że gdy Δt jest duże w porównaniu z T^* , to amplituda refleksu powstającego na warstwie przejściowej jest bardzo mała i jest tym mniejsza, im

większy jest stosunek $\frac{\Delta t}{T^*}$. Dwukrotne zwiększenie

$\frac{\Delta t}{T^*}$ powoduje w przybliżeniu dwukrotne zmniejsze-

nie amplitudy powstającego refleksu. W przypadku, gdy Δt jest mniejsza od $1/2 T^*$ funkcja przejściowa zbliża się do funkcji stopnia powodując, iż uzyskany refleks ma kształt impulsu padającego. W danym przypadku uzyskuje się taki sam efekt jak podczas powstawania refleksów na warstwach o dużej miąższości.

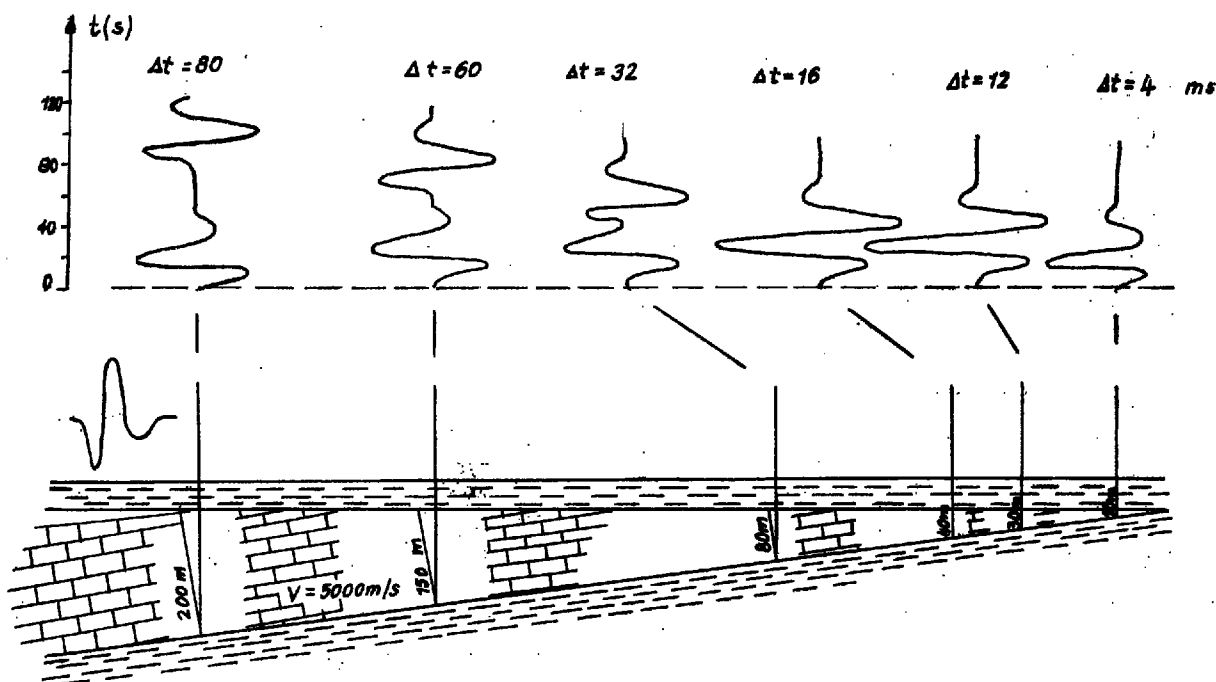


Ryc. 5. Zestawienie refleksów i odpowiadających im widm powstających na cienkich warstwach obliczonych dla trzech stosunków $\Delta t/T$.

a — cienka warstwa w ośrodku o stałej prędkości (dodatni i ujemny, równy co do bezwzględnej wartości współczynnik odbicia), b — stopniowy wzrost prędkości (dwa jednakowego znaku współczynniki odbicia), c — warstwa przejściowa (szereg współczynników odbicia jednakowego znaku), 1 — rozkład prędkości, 2 — współczynniki odbicia, 3 — powstałe refleksy.

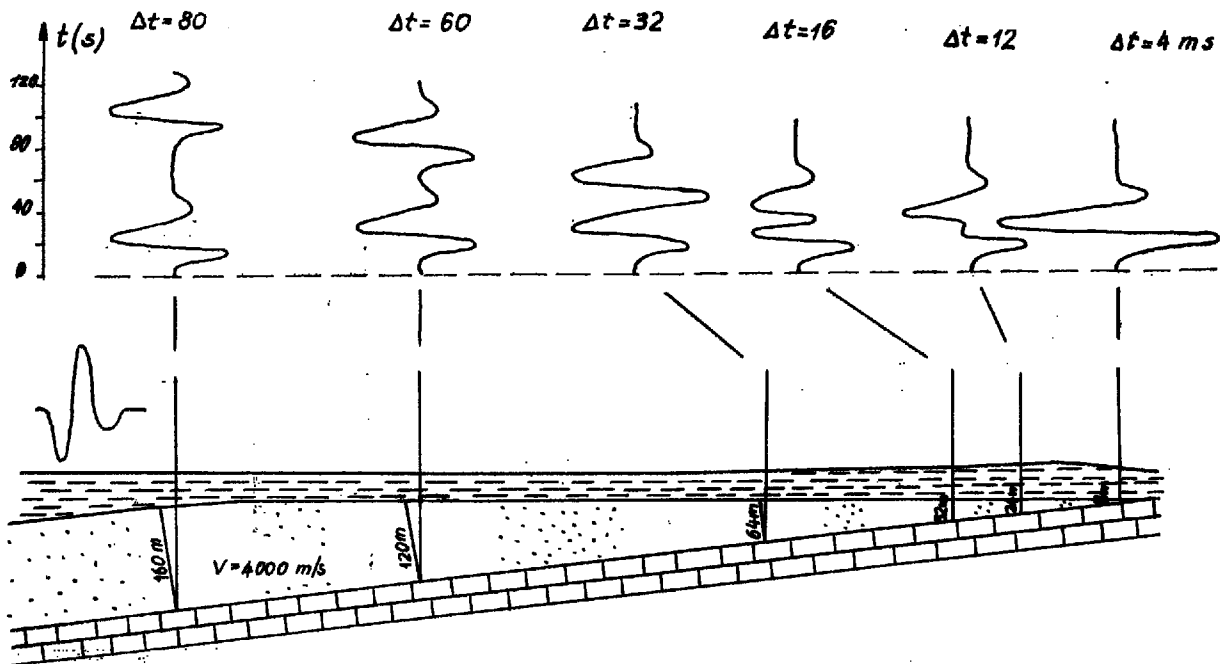
Fig. 5. Reflections and corresponding spectra originating on thin beds, calculated for three ratios of Δt to T .

a — thin bed in medium with constant velocity (positive and negative, reflection coefficient), with equal absolute value, b — gradual increase of velocity (two reflection coefficients with the same sign), c — transitional bed (a number of reflection coefficients with the same sign); 1 — distribution of velocities, 2 — reflection coefficients, 3 — resulting reflections.



Ryc. 6. Porównanie refleksów powstałych na wyklinowującej się warstwie o większej prędkości od skał otaczających (dodatni i ujemny współczynnik odbicia). Połączone linią poziomą pierwsze wejścia wskazują strop warstwy o podwyższonej prędkości. W pierwszych impulsach strop i spód warstwy wydzielony został jedynie przy $\Delta t = 80$ ms. Po ekstremach granice te udaje się jeszcze wyznaczyć przy $\Delta t = 60$ i 32 ms.

Fig. 6. Comparison of reflections originating at wedging-out bed characterized by velocity greater than that of surrounding rocks (positive and negative reflection coefficient). First inputs, connected with horizontal continuous line, indicate top of bed of increased velocity. Using the first impulses it was possible to distinguish top and sole of the bed at $\Delta t = 80$ ms only. After extremal impulses these boundaries may be also distinguished at $\Delta t = 60$ and 32 ms.



Ryc. 7. Porównanie refleksów powstałych na wyklinowującej się warstwie o pośredniej prędkości między warstwą stropową i spagową (dwa dodatnie współczynniki odbicia). Połączone linią poziomą pierwsze wejścia wskazują strop wyklinowującej się warstwy. W pierwszych impulsach strop i spąg warstwy wydzielony został jedynie przy $\Delta t = 80$ ms. Po ekstremach granice te udaje się jeszcze wyznaczyć przy $\Delta t = 60, 32$ i 16 ms.

Fig. 7. Comparison of reflections originating at wedging-out bed characterized by velocity intermediate between those of the overlying and underlying beds (two positive reflection coefficients). First inputs, connected with horizontal line, indicate top of the wedging-out bed. Using the first impulses it was possible to distinguish the top and sole of the bed at $\Delta t = 80$ ms only. After extremal impulses these boundaries may be also distinguished at $\Delta t = 60, 32$ and 16 ms.

Z przedstawionych rozważań wynika, że refleksy powstałe na cienkich warstwach (z punktu widzenia czasu ich występowania) odnoszone są do stropu warstwy, przy czym pierwsze wejścia tych refleksów rejestrowano bez zniekształceń. Jednak czasy minimalnych lub maksymalnych amplitud, występujących w pierwszych fazach są opóźnione lub przyspieszone w stosunku do położenia podobnych amplitud refleksów powstałych na warstwach o dużej miąższości. Znacznie trudniejsze jest wyznaczenie czasu wejścia fali sejsmicznej, związanej z granicą spagową cienkiej warstwy. W przypadku pojedynczej trasy sejsmicznej nie ma na ogół możliwości rozdzielenia zapisów pochodzących od stropu i spagu cienkiej warstwy, jeżeli miąższość warstwy $h < \lambda$. Nieco korzystniej wygląda sytuacja na profilach sejsmicznych, na których określona warstwa sejsmiczna zmienia w sposób ciągły swój charakter i z warstwy o dużej miąższości staje się warstwą cienką.

Na ryc. 6 i 7 przedstawiono modele ośrodka wraz z obliczonymi dla nich zapisami teoretycznymi. Na ryc. 6 mamy wyklinowującą się warstwę o dużej prędkości, w której stropie i spagu zalegają warstwy o mniejszej prędkości. W przedstawionej sytuacji uzyskuje się współczynniki odbicia o przeciwnych znakach. Przy dużej miąższości warstwy tego rodzaju (około 150–200 m) uzyskuje się wyraźne rozdzielenie refleksów powstałych na jej spagu i stropie. Refleksy są jeszcze rozdzielone zupełnie wyraźnie przy miąższości warstwy równej połowie długości fali $h = \frac{1}{2} \lambda$ ($\lambda = Tv = 0,032 \cdot 5000 = 160$ m).

Przy dalszym zmniejszaniu miąższości warstwy obserwuje się wzrost amplitudy refleksu i brak możliwości rozdzielenia refleksów odbitych od stropu i spagu warstwy.

Maksimum amplitudy refleksu uzyskuje się przy $h = \frac{1}{4} \lambda$. Dalsze ścienianie warstwy powoduje

zmniejszanie amplitudy refleksu, przy czym przy

miąższości warstwy $h = \frac{1}{10} \lambda$ (≈ 16 m) uzyskuje

się amplitudę fali refleksyjnej porównywalną z amplitudą refleksów powstałych na warstwach o dużej miąższości. Przy miąższości wyklinowującej się warstwy $h = 3,2$ m ($h = 0,024 \lambda$) uzyskuje się jeszcze amplitudę refleksu równą około 0,3 amplitudy refleksu powstałego na grubej warstwie. Zauważmy, że rozdzielczość zapisu jest wyższa w czasie badań przy wysokich częstotliwościach oraz podczas badania ośrodków o niższych prędkościach. Jeżeli np. dla ostatniego przykładu zastosujemy częstotliwość dominującą 50 Hz, a prędkość wyklinowującej się warstwy przyjmiemy $v = 3000$ m/s, to miąższość warstwy, przy której uzyskuje się amplitudę refleksu równą 0,3 amplitudy refleksu powstałego na warstwie o dużej miąższości będzie wynosiła: $h \approx 1,5$ m.

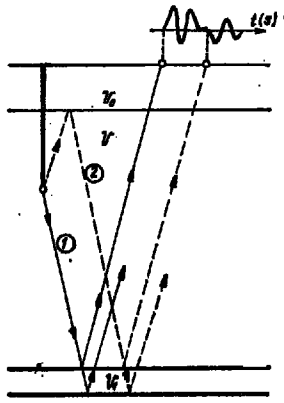
Na ryc. 7 przedstawiono model, w którym prędkości wyklinowującej się warstwy wykazują wartości pośrednie między prędkościami warstwy stropowej i spagowej. Najmniejszą amplitudę refleksu uzyskuje się w danym przypadku przy miąższości

warstwy $h \approx \frac{1}{4} \lambda$. W miarę dalszego ścieniania wy-

klinowującej się warstwy następuje dalszy wzrost amplitudy powstałego refleksu.

Porównanie refleksów uzyskanych na wyklinowującej się warstwie o podwyższonej (obniżonej) prędkości (ryc. 6) z refleksami uzyskanymi na warstwie z pośrednimi wartościami prędkości (ryc. 7) wskazuje, że w ostatnim przypadku uzyskuje się wyższą rozdzielczość. Jak widać refleksy udaje się jeszcze rozdzielić przy $\Delta t = 12$ ms, tj. przy $h \approx 24$ m

$$\left(h \approx \frac{3}{16} \lambda \approx 0,187 \lambda \right).$$



Ryc. 8. Przebieg promieni odpowiadających refleksom jednokrotnym (1) i refleksom cieniem (2) oraz zestawienie odpowiadających im impulsów.

Fig. 8. The travel-path of rays corresponding to single (1) and ghost (2) reflections and the corresponding impulses.

Przedstawione modele (ryc. 6 i 7) sugerują możliwość wykorzystania biegunowości refleksów do określenia prędkościowego następstwa warstw. W obu modelach ujemne wychylenie pierwszej fazy zgodne jest z pierwszą fazą impulsu padającego, co sugeruje, że na czole impulsu mamy kompresję, a odbicie jest związane z dodatnim współczynnikiem odbicia. W modelu z ryc. 6 drugie odbicie ma dodatnią pierwszą fazę (dylatacja), z czego wynika, iż drugiej granicy odpowiada ujemny współczynnik odbicia. Z kolei na ryc. 7 oba refleksy mają pierwsze fazy ujemne, czemu odpowiada wzrost prędkości na obu granicach (oba współczynniki odbicia dodatnie). Jak widzimy można wydzielić strop cienkich warstw z podobną dokładnością jak strop warstw o dużej miąższości. Jeżeli miąższość warstwy $h > \lambda$, to możemy na ogół wydzielić zarówno strop, jak i spąg warstwy.

Z wyników pomiarów profilowania akustycznego wiemy, że ośrodek skalny ma złożoną budowę, którą można aproksymować ogromnym następstwem cienkich warstewek. Powoduje to, że uzyskane rejestracje mają charakter interferencyjny, a występujące na zapisach refleksy związane są najczęściej z cienkimi warstwami.

WPLYW ZAKŁÓCEN

W sejsmice refleksyjnej występuje ogromna ilość zakłóceń, utrudniających rozpoznanie i wydzielenie fal odbitych na opracowanych lub analizowanych sekcjach. Zakłócenia te, interferując z refleksami, utrudniają wydzielenie tych ostatnich. Nam jednak w danej pracy chodzi o zakłócenia skorelowane z refleksami, które przez to w istotny sposób utrudniają wyznaczenie prawdziwych granic sejsmicznych. Wspomniane zakłócenia to refleksy wielokrotne, wśród których wyróżnić można: 1) cienie fal, 2) rewerberacje, 3) właściwe refleksy wielokrotne, 4) refleksy wielokrotne powstałe na cienkich warstwach.

Zmienność warunków geosejsmicznych jest tak ogromna, że istnieją obszary, gdzie w jawnej postaci nie rejestruje się żadnego z wymienionych typów refleksów, lub inne z rejestracją wszystkich czterech wymienionych typów refleksów wielokrotnych. Najczęściej spotykamy się z warunkami pośrednimi, w których dominuje jeden z wymienionych typów. Trzy pierwsze typy refleksów wielokrotnych traktowane są jako zakłócenia, natomiast czwarty najczęściej traktowany jest jako zjawisko pozytywne, które wzmacnia głębokie refleksy jednokrotne.

Cienie refleksów. Wpływ cieni na refleksy związany jest z interferencją pomiędzy energią odbitą wprost od granicy odbijającej a energią odbitą od powierzchni ziemi lub od spągu strefy małych prędkości, a następnie od granicy odbijającej (ryc. 8). W praktycznych rozważaniach przyjmuje się często, że różnica w czasach przebiegu obu fal równa jest podwojonej wielkości czasu pionowego rejestrowanego u ujścia otworu strzałowego.

Rozkład prędkości w utworach przypowierzchniowych jest taki, że współczynniki odbicia powietrze — powierzchnia ziemi lub strefa małych prędkości — ośrodek skalny są ujemne. Powoduje to, że impuls padający na granicę odbijającą bezpośrednio i jego cień mają przeciwne znaki (ryc. 5a). Zależnie od głębokości otworu (czasu τ_c) możemy uzyskać wzmocnienie lub osłabienie zinterferowanego refleksu. Dwukrotne wzmocnienie refleksu powstającego na warstwie o dużej miąższości uzyskuje się, gdy $\tau_c = 1/2 T_x$.

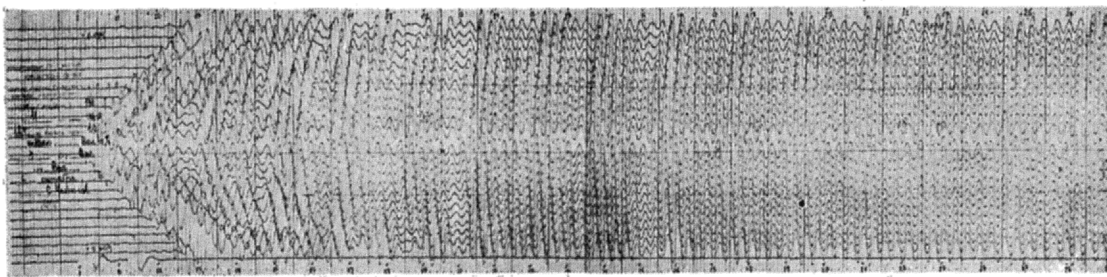
W rzeczywistym ośrodku skalnym mamy jednak do czynienia zarówno z warstwami o dużej miąższości jak i cienkimi. Stąd też cienie wpływają nie tylko na granice, z którymi są związane, ale również na granice sąsiednie, gdy te ostatnie znajdują się w odległości $\Delta t < D$. Jeżeli najbliższa granica cienia, spełniająca ten warunek jest o dodatnim znaku współczynnika odbicia, to cień interferuje z pochodzącym od tej granicy refleksem podobnie jak na ryc. 6, a jeżeli jest ujemny, to podobnie jak na ryc. 7.

Ogólnie można stwierdzić, iż wpływ cienia polega na dodaniu do powstającego podczas wybuchu obrazu falowego drugiego takiego samego obrazu, pomnożonego przez będący źródłem cienia współczynnik odbicia i opóźnionego o czas τ_c . W przypadku występowania kilku źródeł cieni (strefa zwietrzała, powierzchnia ziemi) lub kilku ich rodzajów (cień wzbudzenia, cień odbioru) w ostatecznym sejsmogramie uczestniczy suma wszystkich rodzajów cieni.

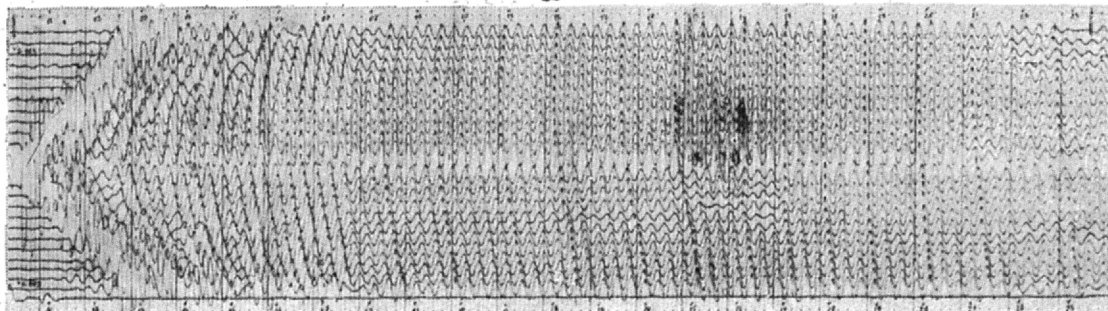
Rewerberacje. Granica woda — powietrze jest bardzo silnym reflektorem, którego współczynnik odbicia bliski jest wartości — 1. Również bardzo często silnym reflektorem jest granica woda — dno, ponadto ośrodek wodny charakteryzuje się małym współczynnikiem tłumienia, co powoduje wielokrotne wędrowanie fali sejsmicznej między powierzchnią a dnem wody. W rezultacie ewentualne refleksy głębokie zostają zakłócone przez powstające w warstwie wody rewerberacje, powtarzające się ze stałym okresem τ_r , zmieniając na przemian znak z plusa na minus, z minusa na plus itd. Powstałe rewerberacje interferują z jednokrotnymi refleksami według zasady interferencji dwóch impulsów o tych samych lub przeciwnych znakach.

Nie omawiamy tu problemu interferencji rewerberacji przy małych czasach ich powtarzania się (np. płytkie morze), które wskutek ich dużej intensywności same przez się mogą doprowadzić do zupełnego zakłócenia sejsmogramu, uniemożliwiającego wydzielenie refleksów (ryc. 9). Należy również zwrócić uwagę, iż rewerberacje występują także w sejsmice lądowej.

Właściwe refleksy wielokrotne. Refleksy wielokrotne, podobnie jak jednokrotne, powstają w każdym przypadku prowadzenia sejsmicznych prac polowych. Problem polega tylko na intensywności, z jaką te refleksy są rejestrowane. W Polsce znamy kilka granic sejsmicznych, stanowiących przy spełnieniu pewnych dodatkowych warunków źródło intensywnych refleksów wielokrotnych rejestrowanych na sejsmogramach w czytelnej postaci. Granice, o których mowa wiążą się np. z poziomem gipsowo-anhydrytowym na przedgórzu karpackim, utworami wapiennymi jury (małm) na Niżu Polskim, wapieniem muszlowym na monoklinie przedsudectkiej i utworami salinarnymi cechsztynu na Niżu Polskim. Występowanie jednej z wymienionych granic przy jednoczesnym istnieniu wyraźnej granicy w utworach przypowierzchniowych (granica ziemia — powietrze lub granica ośrodek skalny — strefa małych prędkości) stwarza warunki dla po-



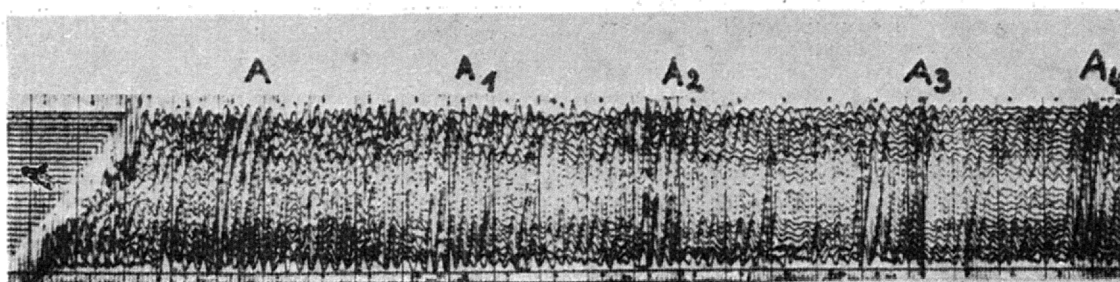
a



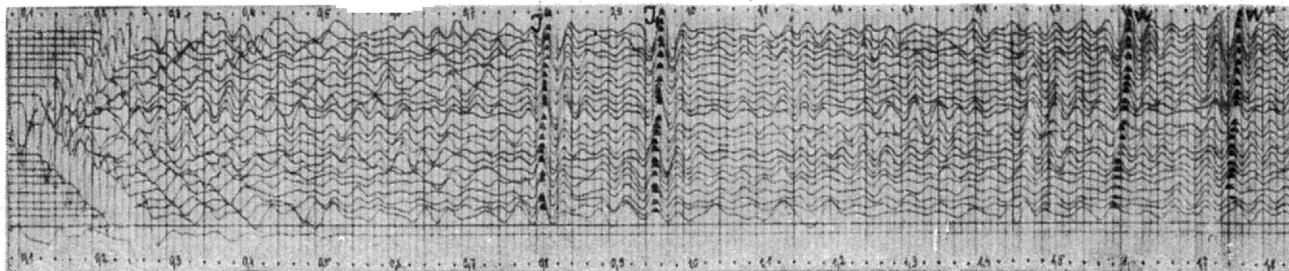
b

Ryc. 9. Seismogramy zarejestrowane w 1966 r. na Bałtyku (Zatoka Gdańska) ilustrujące dwa typy intensywnej rewerberacji.

Fig. 9. Seismographs recorded in 1966 in the Baltic area (Gdańsk Gulf), illustrating two types of intense reverberation.



a



b

Ryc. 10. Przykłady seismogramów z zarejestrowanymi refleksami wielokrotnymi.

a — seismogram zarejestrowany w rejonie Dąbrowy Tarnowskiej, ilustrujący czterokrotne refleksy wielokrotne związane z poziomem gipsowo-anhydrytowym, b — seismogram zarejestrowany w rejonie Tomaszowa Lubelskiego ilustrujący dwukrotne refleksy związane z poziomem jurajskim (j), których czasy przebiegów są sumą czasów dla refleksu W_1 czas $t_{W1} = 2 t_{j1}$ i dla refleksu W_2 czas $t_{W2} = t_{j1} + t_{j2}$.

Fig. 10. Examples of seismographs with recorded multiple reflections.

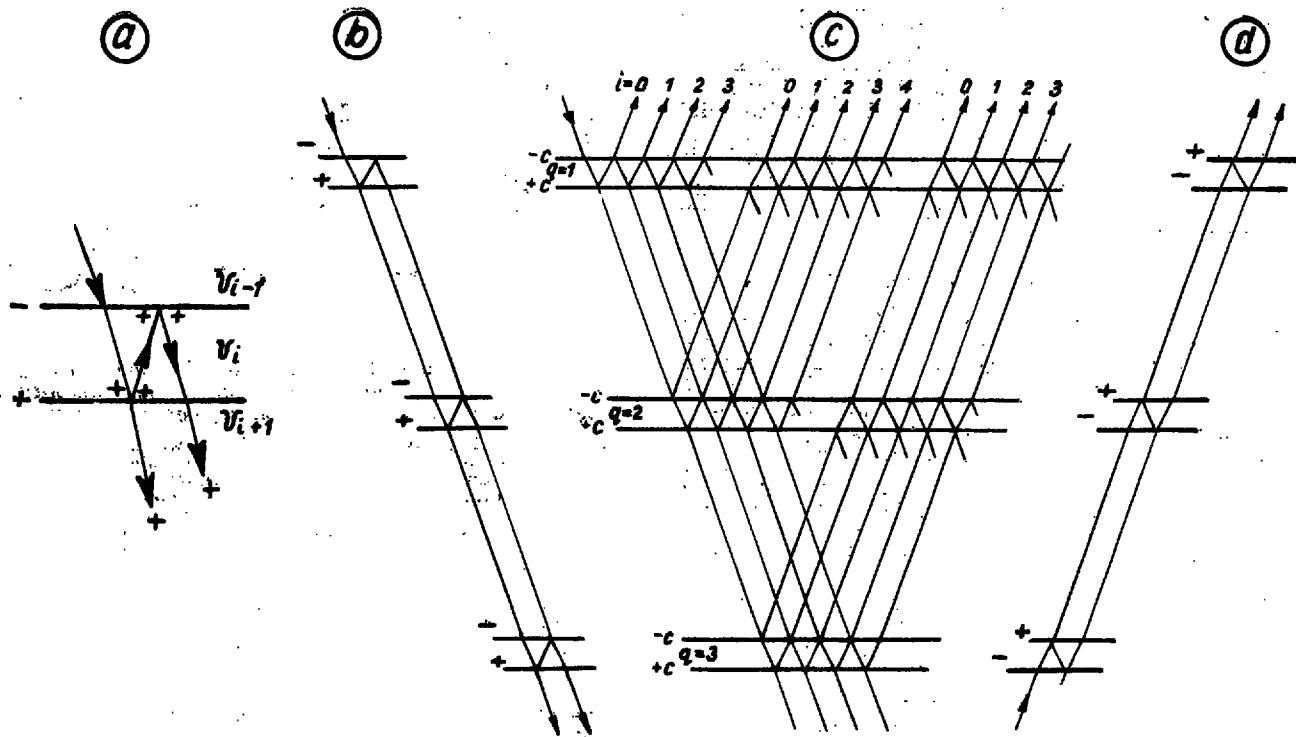
a — seismograph recorded in Dąbrowa Tarnowska area, illustrating four-fold multiple reflections related to gypsum-anhydrite horizon, b — seismograph recorded in Tomaszów Lubelski area, illustrating two-fold reflections related to Jurassic horizon (j); the travel times are $t_{W1} = 2 t_{j1}$ and $t_{W2} = t_{j1} + t_{j2}$ for the reflections W_1 and W_2 , respectively.

wstawiania intensywnych refleksów wielokrotnych związanych z tymi granicami (ryc. 10).

Wpływ refleksów wielokrotnych na zapis sejsmiczny może być trojaki. Jeżeli znak refleksu wielokrotnego jest taki sam jak refleksu jednokrotnego występującego na zbliżonym czasie, następuje wzmocnienie refleksu jednokrotnego. Jeżeli znaki tych refleksów są przeciwne, to następuje słabienie refleksu jednokrotnego. Wreszcie, jeżeli brak

jest w tym przedziale granicy odbijającej, następuje na zapisie wydzielenie refleksu wielokrotnego. Oczywiście, efekt działania refleksu wielokrotnego zależy również od jego amplitudy.

Refleksy wielokrotne powstałe na cienkich warstwach. Wpływ tłumienia spowodowanego zmianą czoła fali, transmisją i tłumieniem związanego z częstotliwością jest tak duży, że w wielu obszarach nie powinno się uzyskiwać refleksów z dużych



Ryc. 11. Sposób powstania refleksów wielokrotnych na cienkich warstwach (opracowano na podstawie prac Van Riel — 4 i O'Dohertygo oraz Ansteya — 3).

a — pojedyncza cienka warstwa posiadająca na granicach współczynniki odbicia o przeciwnych znakach, b — sposób powstawania refleksów wielokrotnych na serii cienkich warstw podczas przebiegu fali w dół, c — sposób powstawania refleksów wielokrotnych na serii cienkich warstw podczas przebiegu fali w dół i w górę, d — sposób powstawania refleksów wielokrotnych na serii cienkich warstw podczas przebiegu fali do góry.

Fig. 11. The mode of origin of multiple reflections on thin beds (after Van Riel — 4 and O'Doherty and Anstey — 3).

a — single thin bed characterized by reflection coefficients with different sign on its opposite boundaries, b — mode of origin of multiple reflections on series of thin beds when waves go down, c — mode of origin of multiple reflections on series of thin beds when waves go down and up, d — mode of origin of multiple reflections on series of thin beds when wave goes up.

głębokości. Rzeczywistość jest jednak inna. Refleksy uzyskuje się dzięki pozytywnej interferencji refleksów wielokrotnych powstałych na cienkich warstwach.

Z danych geologicznych (odkrywki geologiczne, rdzenie wiertnicze) oraz z danych geofizycznych (profilowanie akustyczne i sejsmiczne) wynika, że utwory geologiczne są warstwowane, przy czym warstwowanie to jest bardzo różne. W jednych przypadkach wyróżnia się warstwy kilkusetmetrowe, w innych kilkumetrowe, kilkudziesięciometrowe, kilkucentymetrowe, a nawet kilkumilimetrowe. Z punktu widzenia naszych potrzeb interesujące są warstwy, których miąższość wyrażona w czasie $\Delta t < 0,5 T_x$.

Sposób powstawania refleksów wielokrotnych na cienkich warstwach przedstawiono na ryc. 11. Na ryc. 11a zestawiono schemat powstawania tego typu refleksów wielokrotnych na jednej warstwie v_i , charakteryzującej się prędkością mniejszą od warstw otaczających v_{i-1} i v_{i+1} . Zupełnie podobny rezultat otrzymamy, gdy warstwa v_i będzie wyróżniać się wyższą prędkością od warstw otaczających v_{i-1} i v_{i+1} . Charakterystyczne, że znak powstałego refleksu wielokrotnego jest taki sam jak znak impulsu padającego, co powoduje jego wzmacnianie.

Na ryc. 11b przedstawiono sposób powstawania sumarycznego refleksu wielokrotnego dla fali biegnącej w dół, a na ryc. 11d — dla fali biegnącej do góry. Z kolei, na ryc. 11c widać sposób powstawania tych refleksów w przypadku przechodzenia fali przez serię cienkich warstw w obu kierunkach. Refleksy wielokrotne uzyskują maksymalną amplitudę, gdy Δt jest mniejsze od połowy okresu dominującego impulsu ($h < \frac{\lambda}{4}$). Tak więc, wszystkie cienkie

warstwy występujące w ośrodku skalnym, którym odpowiadają czasy przebiegów $\Delta t < 0,5 T_x$, powodują powstawanie refleksów wielokrotnych, wzmacniających powstające poniżej refleksy jednokrotne. Jeżeli np. mamy refleks jednokrotny, związany ze współczynnikiem odbicia 0,1, to odpowiadający mu refleks wielokrotny będzie miał współczynnik odbicia 0,01. Jeżeli jednak w zalegającym nad granicą odbijającą ośrodku skalnym będzie takich cienkich warstewek 50, to dla podwójnego przebiegu fali sejsmicznej (ryc. 11c) amplituda sumarycznego refleksu wielokrotnego będzie porównywalna z amplitudą refleksu jednokrotnego.

Można zatem stwierdzić, że refleksy wielokrotne powstające na cienkich warstwach wzmacniają pochodzące z dużych głębokości refleksy jednokrotne, dzięki czemu te ostatnie uzyskują amplitudy umożliwiające ich rejestrację na powierzchni ziemi. Trzeba jednak przy tym pamiętać, iż powstające w ten sposób refleksy wielokrotne wprowadzają nieznaczne opóźnienie refleksów jednokrotnych (około kilkunastu ms) oraz powodują nieznaczne obniżenie częstotliwości odpowiadających im widm (ryc. 12). Jak więc widzimy, uczestnictwo refleksów wielokrotnych w powstawaniu głębokich odbić prowadzi do dalszego opóźnienia refleksów w stosunku do rzeczywistego położenia granic. Jeżeli podane w pkt 2 opóźnienia przyjmiemy za obowiązujące (18 i 34 ms), to dodanie do nich np. 12 ms da odpowiednio 30 i 48 ms. Dla prędkości 3000 m/s otrzymamy, że granice odbijające mogą zalegać około 45 lub 72 m płycej niż wynika to z zarejestrowanych refleksów.

W dotychczasowych rozważaniach zakładaliśmy, że refleksy są wyznaczone po minimach pierwszej ujemnej fazy. W rzeczywistych warunkach skutek występowania wielu różnych zakłóceń (fale po-

wierzchniowe, dyfrakcyjne, przypadkowe) nie ma możliwości wyznaczenia refleksów w pierwszej ujemnej fazie, nie ma nawet pewności, w której fazie naprawdę się je wyznacza. Najczęściej refleksy są wyznaczone nie w pierwszych, ale w najbardziej wyraźnych fazach. Może to spowodować dalsze opóźnienie wyznaczonych refleksów. Niedokładność wiązania w analizowanym przez nas przypadku może dojść do 93 m, dla dodatniego i 117 m — dla ujemnego współczynnika odbicia.

WPLYW OKREŚLANIA PRĘDKOŚCI

W dotychczasowej analizie dokładności wiązania się poziomów sejsmicznych z poziomami geologicznymi zakładaliśmy, że prędkość rozchodzenia się fal sejsmicznych jest znana. Prędkości stosowane w praktyce do przeliczenia zarejestrowanych wartości czasów na głębokości obarczone są pewnym błędem, przy czym zależnie od zastosowanego sposobu określenia prędkości błędy te przyjmują różne wartości. Oczywiście, dla przeliczenia zarejestrowanych czasów na głębokości konieczna jest znajomość prędkości geologicznych. Prędkości geologiczne uzyskuje się w rezultacie opracowania danych uzyskanych w czasie sejsmicznego profilowania głębokich otworów, przy małych odległościach punkt wzbudzenia — ujście głębokiego otworu.

Gdybyśmy podczas opracowywania materiałów profilowania sejsmicznego wyznaczyli czasy po pierwszych impulsach, to prędkości byłyby określone dokładnie³, a więc mielibyśmy jedynie do czynienia z omówionymi dotychczas wartościami błędów. Zastosowanie w trakcie profilowania prędkości aparatury charakteryzującej się taką samą charakterystyką amplitudową i fazową jak stosowana aparatura połowa pozwalałoby na uwolnienie się od błędów spowodowanego filtracją. Wyznaczanie czasu po minimumach pierwszej fazy pozwala na wyeliminowanie

błędów $\frac{1}{4} T^x$, związanego z refleksami pochodzącymi od granic z dodatnimi współczynnikami odbicia i zmniejszenie go do $\frac{1}{2} T^x$, dla granic z ujemnymi

współczynnikami odbicia. Z rozważań tych widzimy, że obliczanie prędkości wg ekstremum pierwszej ujemnej fazy, jakkolwiek daje nieco zaniżone prędkości, prowadzi do uzyskania lepszych wiązań granic sejsmicznych z granicami geologicznymi.

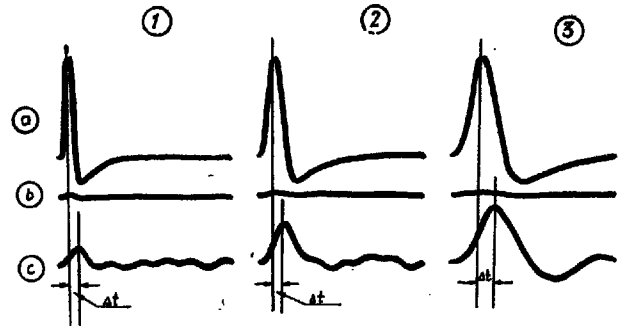
Czasów zintegrowanych profilowania akustycznego nie używa się wprost do obliczenia prędkości, przed ich wykorzystaniem dokonuje się ich kalibracji wg profilowania sejsmicznego. W przypadku zastosowania odpowiednio gęstej kalibracji prędkości średnie, uzyskane z profilowania sejsmicznego i akustycznego są między sobą porównywalne.

Ostatnio dzięki stosowaniu techniki cyfrowej powszechne zastosowanie znalazły prędkości efektywne, które najczęściej są utożsamiane z prędkościami składania; zależą one nie tylko od budowy geologicznej, ale również od geometrii układu pomiarowego. Są one wykorzystywane przede wszystkim podczas przetwarzania materiałów sejsmicznych, dlatego też nazywane zostały prędkościami sejsmicznymi⁴. Wartości tych prędkości są zawsze większe od prędkości geologicznych, przy czym różnice te mogą dochodzić nawet do kilkunastu procent.

Należy również zauważyć, że podczas obliczania prędkości sejsmicznych wykorzystuje się te same refleksy, co i do określenia głębokości zalegania

³ Dyspersja połączona z tłumieniem powoduje, iż w miarę oddalania się od źródła kształt impulsu staje się coraz bardziej zaokrąglony, wskutek tego czasy wyznaczone po pierwszych impulsach są coraz mniej dokładne.

⁴ Do prędkości sejsmicznych zaliczamy dużą grupę prędkości (prędkość normalna — składania; migracji), których wartości są zależne od przebiegu promienia sejsmicznego. Do prędkości tych zalicza się również kwadratowe prędkości średnie, które w swej istocie stanowią bardziej określenie teoretyczne niż fizyczne.



Ryc. 12. Ilustracja wpływu refleksów wielokrotnych powstałych na cienkich warstwach na amplitudę głębokiego refleksu (wg O'Doherty'ego i Ansteya, 3).

a — trzy impulsy obrazujące różne warunki strzałowe oraz różne tłumienia ośrodka skalnego zalegającego nad głęboką granicą odbijającą, b — refleksy powstałe na głębokiej granicy z uwzględnieniem tłumienia związanego z transmisją oraz ze zmianą geometrii czoła fal, c — to samo co w pkt b z uwzględnieniem refleksów wielokrotnych powstałych na bardzo cienkich warstwach.

Fig. 12. The influence of multiple reflections originating on thin beds on the amplitude of deep reflection (after O'Doherty and Anstey, 3).

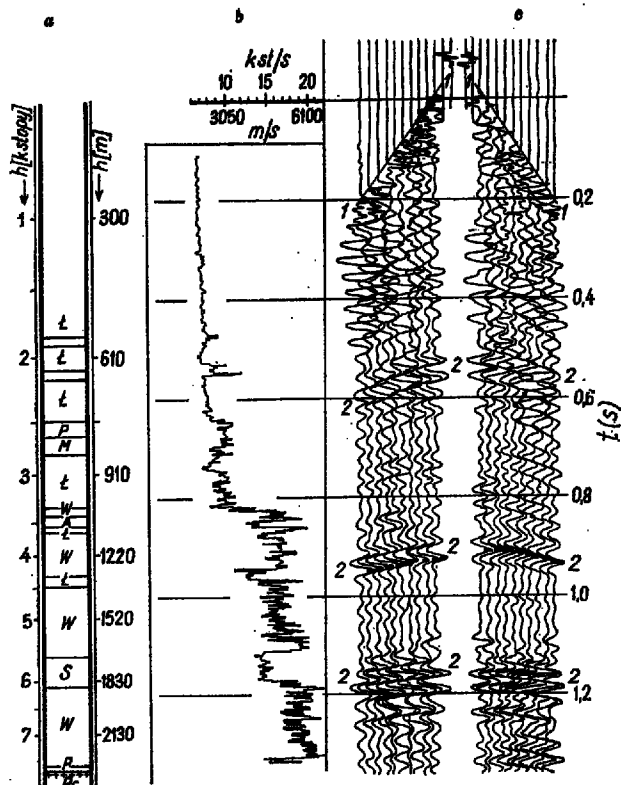
a — three impulses illustrating different shooting conditions and differences in damping effect of rock medium overlying deep-seated reflection boundary, b — reflections originating on deep-seated boundary (damping effect of transmission and change in geometry of front of wave taken into account), c — as in b, multiple reflections originating on very thin beds taken into account.

granic. W takiej sytuacji czasy występowania refleksów potrzebne dla obliczenia prędkości i obliczenia głębokości mogą być określane w ten sam sposób. Eliminowane jest więc automatycznie opóźnienie czasowe związane z tłumieniem (częściowo), filtracją i wpływem powstałym na cienkich warstwach refleksów wielokrotnych. Niewyeliminowany pozostaje błąd $\frac{1}{2} T^x$ związany z refleksami powstałymi na granicach z ujemnymi znakami współczynników odbicia.

Dla zorientowania się w wielkościach błędów przyjmijmy, iż prędkość sejsmiczna (efektywna) jest wyższa o 2% od prędkości geologicznej. Zamiast stosowanej dotychczas średniej prędkości geologicznej $v_g=3000$ m/s otrzymamy średnią prędkość sejsmiczną $v_s=3060$ m/s. Niedokładność obliczenia głębokości wskutek przyjęcia prędkości sejsmicznej zamiast prędkości geologicznej zależna jest od czasu. Dla $t=1$ s wyniesie ona 30 m, dla $t=2$ s — 60 m itd. Dla refleksów z dodatnimi współczynnikami odbicia będzie to cały błąd niewiązania się granic sejsmicznych z geologicznymi. Natomiast dla refleksów z ujemnymi współczynnikami odbicia błąd wynikający z przyjęcia prędkości sejsmicznej trzeba powiększyć o błąd powstały wskutek zmiany biegunowości refleksu $\left(\frac{1}{2} T^x\right)$. Dla $T^x = 32$ ms, $v_s = 3060$ m/s

i $t = 2$ s otrzymamy: $25 \text{ m} \left(\frac{1}{2} T^x\right) + 60 \text{ m}$ (prędkość) $\approx 85 \text{ m}$.

Na podstawie prędkości sejsmicznych przez uwzględnienie załamania promieni sejsmicznych możemy obliczyć (stosując technikę cyfrową) prędkości geologiczne. W takim przypadku, przy dokładnym obliczeniu prędkości, pozostałyby nam tylko błędy wywołane refleksami z ujemnymi współczynnikami odbicia. W przypadku dodatniego współczynnika odbicia, idealnie rzecz biorąc, istniałaby korelacja granicy refleksyjnej z poziomem geologicznym, natomiast w przypadku ujemnego współczynnika odbicia granica wyznaczona na podstawie sejsmiki zalegałaby o $\frac{1}{4} \lambda$ (≈ 25 m) głębiej



Ryc. 13. Porównanie litologicznego przekroju geologicznego (a) z wykresem zmian prędkości uzyskanych z profilowania akustycznego (b) oraz zarejestrowanego sejsmogramu refleksyjnego (c). Skala czasowa sejsmogramu prędkości dopasowana jest do skali głębokościowej profilu geologicznego (wg Grant i Westa — 1).

l — łupki, p — piaskowce, w — wapienie, m — mułowce, a — anhydryty, s — sól, Pc — prekambry, 1-1 — pierwsze impulsy, 2-2 — refleksy.

Fig. 13. Comparison of lithological cross-section (a) with the graph of velocity changes shown by the acoustic logging (b) and recorded reflection seismogram (c). The time scale of velocity seismogram adjusted to depth scale of geological profile (after Grant and West; 1).

1 — shales, p — sandstones, w — limestones, m — siltstones, a — anhydrites, s — salts, Pc — Precambrian, 1-1 — first impulses, 2-2 — reflections.

niż w profilu geologicznym. Wylimowanie tego błędu teoretycznie jest możliwe, konieczne jest jednak w tym celu rozpoznawanie refleksów odbitych od granic z dodatnimi lub ujemnymi współczynnikami odbicia i uwzględnienia tego faktu w chwili wyznaczania czasów występowania tych refleksów. Jeżeli refleksy z dodatnimi współczynnikami odbicia są np. wyznaczone po pierwszych fazach ujemnych, to refleksy z ujemnymi współczynnikami powinny być wyznaczone po pierwszych dodatnich fazach refleksów.

RZECZYWISTY OSRODEK GEOLOGICZNY

W dotychczasowych rozważaniach zajmowaliśmy się ośrodkiem poziomym warstwowanym z normalnym przebiegiem promieni sejsmicznych. Analiza nasza dotyczyła wiązania ośrodka geologicznego składającego się z warstw o dużej miąższości, w którym występują również pojedyncze warstwy cienkie lub przejściowe. Z przeprowadzonych rozważań wynika, że istnieją trudności w wiązaniu granic nawet w przypadku takiego uproszczenia budowy ośrodka skalnego.

W naturalnych warunkach mamy do czynienia nie z warstwami o dużej miąższości ani nawet

z kompozycją warstw tego rodzaju i cienkich, ale ze zmiennością twardości akustycznych, które podobne są do zmienności krzywych profilowania akustycznego, ściślej do iloczynu wielkości uzyskanych z profilowania akustycznego i gęstościowego. Wspomnieć przy tym należy, iż charakter tych zmian jest ciągły, a podział ośrodka na warstwy nie jest ścisły. W tej sytuacji zapisy rejestrowane na powierzchni ziemi powstały w rezultacie superpozycji, która jest operacją całkowania, a nie sumowania. Wskutek tego na zarejestrowanych zapisach można wydzielić często refleksy, nie mające odpowiednika w istniejącej w ośrodku konkretnej granicy geologicznej, a powstałe w rezultacie superpozycji. Przykładem tego typu są omówione już refleksy powstające na warstwach przejściowych.

W celu potwierdzenia omówionych zależności przedstawiamy ryc. 13, ilustrujący związek zarejestrowanego sejsmogramu z profilem litologicznym i akustycznym. Na krzywej profilowania akustycznego widać wiele wyraźnych zmian prędkości, które mogłyby być źródłem powstania refleksów. Rzut oka na zarejestrowany sejsmogram wskazuje, że zarejestrowane zostały tylko trzy wyraźne refleksy, przy czym tylko refleks najgłębszy (czas występowania około 1,14 s) udaje się powiązać z występującą granicą sole/wapienie (głębokość około 1900 m). Refleks ten powstał w wyniku interferencji odbić od stropu i spągu soli. Warto zwrócić uwagę, że największa zmiana w prędkościach, która występuje nieco poniżej czasu 0,8 s, ma charakter przejściowy i nie spowodowała powstania refleksu. Również wyraźne obniżenie prędkości wywołane warstwą łupków, występująca nieco poniżej środkowego refleksu, nie spowodowała powstania żadnego refleksu.

Z przedstawionych rozważań wynika, iż możliwości sejsmiki są ograniczone przede wszystkim dwoma parametrami impulsów, tj. ich okresem dominującym T^* oraz ich długością D . Okres dominujący impulsu T^* warunkuje miąższość warstw, na których powstawać mogą zinterferowane refleksy. W przypadku warstw charakteryzujących się dwoma współczynnikami odbicia o przeciwnych znakach i przy $T^* \approx 30$ ms, intensywne refleksy uzyskuje się np. jeszcze przy miąższości około 10 m. Oczywiście, czym krótsze są okresy dominujące impulsów, tym cieńsze mogą być wydzielone warstwy. Od zdolności wydzielenia warstw należy wyraźnie odróżnić zdolność rozdzielczą związaną z długością impulsu. Jeżeli np. przyjmiemy, że impuls jest dwu i półfazowy, to jego długość wynosi około 75 ms. Oznacza to, że powstały na określonej granicy refleks zajmuje na zapisie odcinek czasu równy 75 ms. Jest oczywiste, że w czasie istnienia tego refleksu (impulsu) nie może być wydzielony inny charakteryzujący się porównywalną lub mniejszą intensywnością. Dla prędkości 3000 m/s otrzymamy np., że pełna rozdzielczość dla tego przypadku wynosi około 112 m. W praktyce przyjmuje się na ogół, że rozdzielczość refleksyjnej metody sejsmicznej wynosi około 100 m.

WNIOSKI

Z przedstawionych rozważań wynika, iż powiązanie danych geologicznych z sejsmicznymi jest zadaniem trudnym i nie zawsze jednoznacznym. Niemniej dla zwiększenia efektywności tego powiązania warto zwrócić uwagę na następujące zagadnienia:

1. Konieczność zrealizowania przetwarzania mającego na celu uzyskanie możliwie dużego stosunku sygnału do zakłócenia.

2. Zrealizowanie dekonwolucji zmierzającej do zwiększenia rozdzielczości zapisów. Jednocześnie z dekonwolucją lub obok niej powinny być stosowane filtry (zwłaszcza dyspersyjne) mające na celu usunięcie zniekształceń sygnałów, powstających wskutek tłumienia połączonego z dyspersją oraz wpływu rejestrującej aparatury sejsmicznej.

3. Zastosowanie szczególnie wnikliwego sposobu obliczania prędkości. W ogólności, wyznaczanie im-

пульсов (ручные или автоматические) для определения скорости (сейсмические профилирование скорости, обличение скорости эффектовных — складания) и для определения границ сейсмических должно быть трактовано комплексно — в соответствии с этими принципами. Правильное определение границ требует учета влияния коэффициентов отражения.

4. Применение сейсмограмм синтетических. Чтобы сейсмограммы синтетические могли быть использованы для более точного определения, для их обличения должны быть использованы данные профилирования акустического и жестостного. Во время их обличения должны быть учтены следующие моменты: влияние в течение времени дисперсионного, влияние фильтрации применяемой аппаратуры и влияние рефлексов многократных возникших на тонких слоях. Вместе с сейсмограммами синтетическими должны быть также использованы данные с пionoвого профилирования глубоких скважин.

Нужно также четко указать, что в отношении на оговоренные уже причины, так также причины, которые оговорены в другой части

SUMMARY

The origin of reflections under the conditions of ideally elastic and horizontally bedded environment is discussed. Subsequently, buffering properties of the rock medium were taken into account and the problem of the origin of reflections on thin beds and the effect of resulting disturbances were analysed. The analysis of the problem of concordance of seismic reflection boundaries and geological data has shown impossibility of any accurate correlation of the seismic boundaries and the geological boundaries based on borehole data, even in the case of horizontally bedded rock medium.

работы, не имеет возможности строгого определения границ сейсмических с границами геологическими. Вытекающее из этого несоответствие геологических с границами сейсмическими имеет часто характер случайный, а чаще всего вытекает из определения определенной границы сейсмической до определенной в разрыве границы геологической. Определенная таким образом граница сейсмическая согласуется далее с различной степенью с данными полученными в результате бурения новых скважин.

LITERATURA

1. Grant F. S., West G. F. — Interpretation theory in applied geophysics. New York, 1965.
2. O'Brien P. N. — Some experiments concerning the primary seismic pulse. Geoph. Prosp. 1969, no. 4.
3. O'Doherty R. F., Anstey N. A. — Reflections on amplitudes. Ibidem, 1971, no. 3.
4. Van Riel W. J. — Synthetic seismograms applied to the seismic investigations of a coal basin. Ibidem, 1965, no. 1.

РЕЗЮМЕ

В статье рассматривается возникновение отраженных волн в условиях идеально упругой, горизонтально расслоенной среды. Учитываются глушащие свойства геологической среды и анализируется проблема отражений от тонких слоев и влияние возникающих помех. Анализ совпадения отражающих сейсмических горизонтов с геологическими данными показывает, что даже при горизонтальной слоистости пород в условиях вертикального распространения лучей невозможна точная корреляция сейсмических горизонтов с геологическими границами.