

ZAGADNIENIE OSCYLACJI ENERGII PRZY BADANIACH SEJSMICZNYCH

WZWIĄZKU z rozszerzającym się stosowaniem metod sejsmicznych do celów geologiczno-poszukiwawczych pojawia się coraz więcej zagadnień, których opracowanie prowadzi z kolei do ściślejszego i dokładniejszego opracowania materiałów pomiarowych, rozszerzając jednocześnie metody interpretacyjne.

Jednym z takich zagadnień, któremu w ostatnich czasach poświęca się dużo uwagi, jest zjawisko wielokrotnych odbić. Opracowanie tego zagadnienia ma duże znaczenie, gdyż występowanie oscylacji energii jest zjawiskiem bardzo częstym i sprawia dużo kłopotu w toku prac kameralnych.

Według dotychczasowych spostrzeżeń oscylacje fal energii zależą od odbicia znacznej ilości energii na powierzchni granicznej, a to znów jest uwarunkowane istnieniem znacznego kontrastu sprężystości sąsiadujących ze sobą warstw. Istnieją całe obszary, gdzie takie warunki zachodzą i gdzie pojawianie się wielokrotności jest raczej regułą niż wyjątkiem. Dlatego z całego zbioru rejestracji należy wyeliminować za pomocą metod rachunkowych te refleksy, które pochodzą od wielokrotnego odbicia, by nie dopuścić do popełnienia znacznych błędów przy końcowym opracowaniu materiałów połowych.

Do zjawisk ilościowych energii, zachodzących w małym obszarze na powierzchni granicznej można z dużym przybliżeniem stosować wzory wyprowadzone dla fal płaskich. Według rozważań teoretycznych Poissona i później Rayleigha w wypadku prostopadłego padania fali płaskiej na powierzchnię graniczną, stosunek natężenia fali odbitej do fali padającej można, pomijając wpływ tarcia wewnętrznego, wyrazić wzorem

$$\frac{I_o}{I_p} = \left(\frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \right)^2 \quad (1)$$

gdzie ρ jest gęstością ośrodka, V prędkością fal podłużnych, znaczek 1 odnosi się do środowiska, przez które przechodzą obie fale, padająca i odbita, a znaczek 2 do ośrodka poza powierzchnią graniczną. Stosunek $\frac{I_o}{I_p}$ osiąga największe

wartości, gdy istnieje duża różnica w twardościach akustycznych (ρV) sąsiadujących ośrodków.

Natężenie danego zaburzenia, zwane natężeniem akustycznym, wyrażamy ilością energii przechodzącej przez jednostkę przekroju w czasie 1 sekundy i określamy ze wzoru

$$I = \frac{2\pi^2 s^2}{T^2} \cdot V\rho \quad (2)$$

Ponieważ po odbiciu wszystkie wielkości wzoru 2 z wyjątkiem amplitudy s zachowują wartości niezmiennie, dochodzimy do wniosku, że siła odbicia na powierzchni granicznej znajduje swój wyraz w zmianie wartości s , która będzie tym większa, im większy procent energii będzie powracał tym samym środowiskiem.

Jeżeli uwzględnimy wielkości wzoru 2 oraz jakość odbicia w równaniu 1, to otrzymamy dobrze znany wzór

$$\frac{S_o}{S_p} = \frac{\rho_2 V_2 - \rho_1 V_1}{\rho_2 V_2 + \rho_1 V_1} \quad (3)$$

określający stosunek amplitudy fali odbitej do padającej i jednocześnie fazę fali powracającej. Gdy lewa strona równania ma wartość dodatnią, to fala padająca odbija się w tej samej fazie, natomiast gdy otrzymamy wartość ujemną, to przy odbiciu następuje przesunięcie fazy.

Ponieważ, jak poprzednio wspomniałem, wielkość amplitudy fali powracającej zależy od ilości energii odbitej na powierzchni granicznej, więc w stosunku

$$\frac{S_o}{S_p} = A \quad (4)$$

zwany „współczynnikiem odbicia“ wyrazi się z dużym przybliżeniem siłą odbicia. Wartości te zwykle wyraża się w procentach. Przy normalnych, wyraźnych odbiciach wartość tego współczynnika waha się w granicach od 3 do 10%. Istnieją jednak obszary, gdzie kontrasty w sprężystości między sąsiednimi warstwami są tak wielkie, że współczynnik odbicia osiąga wartość ponad 20% i wtedy należy się liczyć prawie zawsze z możliwością występowania wielokrotności. Jakkolwiek wzór 3 jest ścisły dla fal o kierunku normalnym do powierzchni ekranującej, to jednak przy małych kątach padania, gdy chodzi głównie o zorientowanie się co do przybliżonej wartości siły odbicia, a co za tym idzie, prawdopodobieństwa występowania wielokrotności, może być z powodzeniem stosowany.

Oscylująca energia może przebiegać różnymi drogami. Geofizycy, którzy podobne zjawiska już wielokrotnie obserwowali i trudnili się „wyławianiem“ refleksów pochodzących od wielokrotnych odbić, wyróżniają cały szereg modyfikacji wielokrotności, zależnie od układu warstw ekranujących w podłożu. Dla przykładu podaję niżej kilka prostych typów wielokrotnych odbić.

Oczywiście, że ilość wielokrotności jest silnie

oscylować między jakąś warstwą w eocenie czy kredzie a wyżej leżącą pokrywą bazaltową.

Autor za pomocą wyliczeń teoretycznych stwierdził istnienie wielokrotności pierwszego typu.

Na rycinie 2 przedstawiony jest przebieg fal energii i na tej podstawie można wyprowadzić równania czasów dla pierwszego normalnego refleksu i kolejnych oscylacji. Oczywiście jest to możliwe przy założeniu pewnych warunków, a mianowicie:

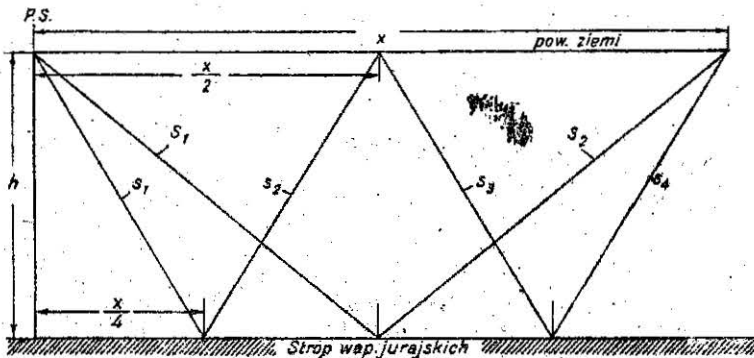
- 1) powierzchnie ekranujące są płaskie i ciągłe,
- 2) zmiany prędkości zachodzą tylko wraz ze zmianą głębokości,
- 3) bieg promieni sejsmicznych jest zgodny z prawem Snelliusa.

Tangens kąta upadu przedstawionej na rycinie warstwy ekranującej wynosi 0,200. Wykreślone tory przedstawiają bieg promieni sejsmicznych do pierwszego geofonu umieszczonego na punkcie strzałowym. Po podstawieniu odpowiednich wartości i przy użyciu dla prędkości średnich wielkości wyznaczonych z krzywych obowiązujących dla tego obszaru wynikło, że czas pojawienia się pierwszego echa jest o 0,24 sek. krótszy od podwojonego czasu pierwszego normalnego refleksu, drugie echo jest o 0,096 sek. krótsze od potrójnego czasu pierwszego refleksu i wreszcie czas trzeciego echa jest o 0,240 sek. krótszy od poczwórnego czasu pierwszego refleksu. Wartości te zgadzały się z wartościami odczytanymi na sejsmogramach.

energii może się ześliznąć i dążyć dalej po upadzie w postaci fali refrakcyjnej. Oczywiście e przy większych upadach te możliwości coraz bardziej wzrastają. Praktycznie biorąc dla upadów większych niż 10° prawdopodobieństwo pojawiania się wielokrotności jest bardzo znikome.

W jednym z wypadków zaobserwowanych u nas w kraju na terenie niecki lubelskiej stwierdzono występowanie dwukrotnych oscylacji. Warstwą silnie ekranującą był tutaj strop wapieni jurajskich na głębokości około 900 m, przy czym ułożenie ich było wybitnie poziome. Nad wapieniami skalistymi białej jury występowały utwory miocenu. Analiza współczynnika odbicia przedstawia się tu następująco. Przyjmując dla wapieni jurajskich prędkość 4500 m/sek. oraz gęstość 2,6, a dla nadległego miocenu prędkość 2500 m/sek. i gęstość 2,3 otrzymamy, że na granicy środowisk odbiciu ulega 34% energii padającej. Natomiast dla fali odbitej, dla której rolę górnego reflektora odgrywa prawdopodobnie powierzchnia graniczna między mioceniem i leżącą nad nim warstwą piasków zawodnionych (kurzawek), otrzymamy 28% energii odbitej z powrotem w dół, przyjmując prędkość dla miocenu 2400 m/sek. gęstość 2,2, a dla kurzawek 1700 m/sek. i gęstość 1,8. Otrzymane wartości wystarczają, żeby otrzymać na sejsmogramach rejestracje pochodzące od dwukrotnego odbicia. Trzeba tutaj jeszcze wziąć pod uwagę, że płaskie i poziome zaleganie horyzontu refleksyjnego bardzo zmniejsza możliwość ześlizgiwania się energii po powierzchni granicznej.

To płaskie i poziome zaleganie wapieni juraj-



Ryc. 3.

- x — rozstaw,
- h — głębokość,
- s — droga promienia sejsmicznego dla dwukrotnego odbicia,
- S — droga promienia sejsmicznego dla normalnego odbicia.

Obliczenia powyższe są poczynione dla warstwy ekranującej o upadzie około 11° . Jest to właściwie wyjątkowy wypadek, gdzie przy takim upadzie zaobserwowano aż trzecie echo. Wprawdzie według teoretycznych obliczeń Słota dopiero przy upadzie $22,5^\circ$ może się pojawić tylko drugie echo, ale jeśli będziemy np. obserwować tor trzeciego echa na załączonej ryc. 2, to zobaczymy, że kąt padania promienia sejsmicznego z punktu strzałowego na warstwę ekranującą jest tak duży, że poważna część

skich oraz spokojny charakter morfologiczny terenu pozwala na stosunkowo łatwe teoretyczne obliczenie czasu dla dwukrotnych oscylacji energii między powierzchnią ziemi a horyzontem ekranującym.

Na rycinie 3 przedstawiona jest droga, jaką przebiegają fale idące normalnie ($S_1 + S_2$), oraz droga fal dwukrotnie odbitych ($s_1 + s_2 + s_3 + s_4$). Z ryciny widać, że poszczególne odcinki s są, mniejsze od S , a więc droga, jaką przebiegają fale dwukrotnie oscylujące, nie jest dwu-

krotnie większa niż droga fal normalnie odbitych, lecz nieco mniejsza. Widać również, że różnice te coraz bardziej wzrastają przy dalszych rozstawach. Czasy pojawiania się rejestracji pochodzących od dwukrotnych oscylacji nie mogą więc być dokładnie dwukrotnie większe niż czasy normalnych refleksów, lecz nieco mniejsze, przy czym różnice te powinny wzrastać w miarę oddalania się z rozstawem od punktu strzałowego. O ile więc w jego pobliżu czas przyścia podwójnego refleksu będzie mógł się w przybliżeniu równać podwojonemu czasowi normalnego refleksu, o tyle przesuwając się od punktu strzałowego powinniśmy otrzymywać już uchwytne różnice.

Przyjmując tutaj te same założenia, jakie zostały uprzednio wymienione za Sloatem, można teoretycznie obliczyć czas przyścia dwukrotnych refleksów według

$$S_1 + S_2 = T_n \cdot V$$

$$s_1 + s_2 + s_3 + s_4 = T_{wt} \cdot V$$

$$T_n \cdot V = 2 \sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2}$$

$$T_{wt} \cdot V = 4 \sqrt{\left(\frac{x}{4}\right)^2 + h^2}$$

$$T_{wt} = 2T_n \frac{\sqrt{\left(\frac{x}{4}\right)^2 + h^2}}{\sqrt{\left(\frac{x}{2}\right)^2 + h^2}} \quad (5)$$

gdzie: T_n — czas pojawienia się normalnego refleksu

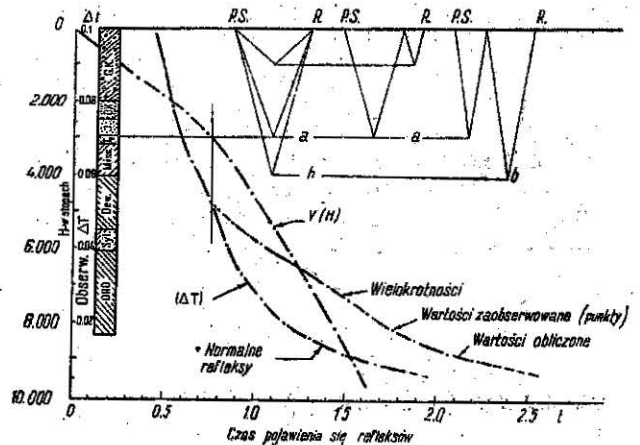
T_{wt} — czas pojawienia się podwójnego refleksu

V — prędkość.

Wartości obliczone na podstawie powyższego wzoru — T_{wt} , następnie wartości czasów odczytane z sejsmogramów dla normalnego refleksu T_n , podwojone czasy normalnych refleksów — $2T_n$ oraz czasy pojawienia się podwójnych refleksów odczytane z sejsmogramów — T_w zostały zestawione w tabeli I. Obliczenia były przeprowadzone dla punktów, na których otrzymane sejsmogramy były dość wyraźne i czytelne, gwarantowały więc wystarczającą dokładność w odczytaniu rejestracji.

Z zestawienia powyższego wyraźnie widać, że o ile na rozstawie 240 m wartości $2T_n$, T_w i T_{wt} są dość zbliżone, o tyle na dalszych rozstawach różnice między $2T_n$ z jednej strony a T_w i T_{wt} z drugiej strony bardzo wyraźnie wzrastają. Byłoby to więc wyraźny dowód na korzyść wielokrotności drugiej serii rejestracji pojawiającej się w czasie około 1600 sek. Nieznaczące na ogół różnice, jakie zachodzą między

T_w i T_{wt} , można tłumaczyć pewną rozbieżnością między warunkami założonymi przy wyliczeniach teoretycznych a warunkami, jakie napotykały fale energii przechodząc przez warstwy geologiczne w terenie. Pewien wpływ mogą mieć również niedokładności odczytania wartości na sejsmogramach. W wypadku większych różnic, jak np. P.S.1-NE przy rozstawie 240 m czy P.S.3 przy rozstawie 240 m, gdy wartość T_w są mniejsze od T_{wt} , przyczyn trzeba raczej szukać



Ryc. 4

gdzie indziej. Być może jest to wynikiem obniżenia się górnego poziomu odbijającego, na skutek czego drogi przebyte przez energię są krótsze i w rezultacie otrzymamy krótsze czasy T_w od obliczonych teoretycznie T_{wt} . Mogą tu również mieć wpływ ewentualne lekkie lokalne undulacje stropu wapieni jurajskich.

Jest jeszcze jeden doniosły czynnik, którego rozpatrzenie może być bardzo pomocne przy wyszukiwaniu refleksów pochodzących od wielokrotnych odbić. Jest nim przeprowadzenie analizy gradientów czasów (ΔT) refleksów między pierwszym i ostatnim geofonem. Dla przykładu podaję na rycinie 4 wykres gradientów ΔT w porównaniu z krzywą prędkości dla obszaru „Willistone Bazin“ w Ameryce Północnej.

Zauważono, że rejestracje pochodzące z odbić energii na granicy triasu i jury można podzielić na dwie grupy. Jedna grupa ma nienormalnie duże gradienty (ΔT), gdy tymczasem w drugiej tego się nie obserwuje. Pierwsza grupa o dużych gradientach została zidentyfikowana jako refleksy wielokrotne, a druga odpowiada normalnemu krążeniu energii. Zostało dowiedzione na podstawie wyliczeń, że energia powracająca na powierzchnię w silnych refleksach pochodzących z głębszego mezozoiku została odbita z powrotem do górnych warstw. I teraz ta w głąb penetrująca energia została przypuszczalnie po raz drugi odbita do góry przez jeden z mezozoicz-

nych (a) lub paleozoicznych (b) horyzontów ekranujących, jak to pokazano na rycinie. Używając wartości z krzywej prędkości $V(H)$ obliczono teoretycznie gradienty dla refleksów wie-

lokrotnych i ułożono w pokazaną na figurze krzywą. Zgodność między obserwacjami i wyliczeniami doprowadziła do potwierdzenia przypuszczeń.

P u n k t strzałowy	P.S. 1						P.S. 3			P.S. 5			P.S. 7		P.S. 11			
	S W		N E				N E			S W		N E		S W				
Rozstaw	240	470	700	240	470	700	240	470	700	230	460	690	240	470	240	470	470	700
T_n	0.820	0.842	0.867	0.815	0.835	0.867	0.815	0.824	0.858	0.785	0.811	0.837	0.792	0.807	0.806	0.828	0.838	0.863
$2T_n$	1.640	1.684	1.734	1.630	1.671	1.734	1.630	1.648	1.716	1.570	1.622	1.674	1.584	1.614	1.612	1.656	1.676	1.726
T_w	1.621	1.640	1.658	1.611	1.645	1.654	1.615	1.610	1.611	1.561	1.577	1.591	1.579	1.586	1.604	1.614	1.622	1.636
T_{wt}	1.628	1.649	1.647	1.619	1.637	1.647	1.617	1.621	1.630	1.559	1.573	1.587	1.573	1.582	1.601	1.616	1.636	1.639

LITERATURA

1. Bierson I. S., Epinatiewa A. M. — O mnogokrotnych przełomieniennych wznach. „Izwestia A. N. SSSR“ ser. geofiz. nr 4 1952.
2. Burg K. E. — Exploration Problems of the Willstone Bazin. „Geophysics“ July 1952.
3. Ellsworth T. P. — Multiple reflection. „Geophysics“ January 1948.
4. Sloat J. — Identification of echo reflections. „Geophysics“ January 1948.
5. West S. S. — The effect of density on seismic reflections. „Geophysics“ January 1941.