

TRANSFORMACJA PRĘDKOŚCI SKŁADANIA NA INNE RODZAJE PRĘDKOŚCI SEJSMICZNYCH

UKD 550.34

W sejsmicznych metodach interpretacji, obok pojęcia rzeczywistej prędkości fali sejsmicznej, definiuje się inne określenia prędkości tzw. prędkości sejsmiczne. Są to wielkości pozbawione fizycznego sensu prędkości, niezbędne dla poszczególnych etapów przetwarzania danych. Przedmiotem rozważań niniejszego artykułu jest wzajemna relacja między prędkością średnią V_{sr} i prędkością średnią kwadratową V_{RMS} a prędkością składania V_s .

Dla ośrodków warstwowych o płaskorównoległym ułożeniu warstw i stałych prędkościach warstwowych prędkość średnia V_{sr} do N granicy odbijającej określona jest wzorem:

$$V_{sr} = \frac{\sum_{i=1}^N v_i t_i}{\sum_{i=1}^N t_i} = \frac{\sum_{i=1}^N v_i t_i}{T_o} \quad [1]$$

gdzie:

- v_i – prędkości warstwowe w i warstwie,
- t_i – czas przebiegu fali w i warstwie,
- T_o – całkowity czas przebiegu fali do N granicy odbijającej.

Prędkość średnia kwadratowa V_{RMS} do N granicy odbijającej wyrażona jest wzorem:

$$V_{RMS}^2 = \frac{\sum_{i=1}^N v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^N t_i} \quad [2]$$

Oznaczenia wielkości takie, jak dla prędkości średniej. W przypadku ośrodków poziomo warstwowych taka definicja jest jednoznaczna.

Dla ośrodków o nachylonych granicach odbijających wprowadza się pojęcie prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} definiowanej ogólnie jako:

$$V_{RMSN}^2 = \left[\frac{d(t^2)}{d(x^2)} \right]_{x=0}^{-1} \quad [3]$$

gdzie:

- t, x – współrzędne kartezjańskie hodografu fali refleksyjnej.

Dla ośrodków warstwowych o dowolnym nachyleniu granic odbijających i stałych prędkościach warstwowych prędkość ta wyrażona jest wzorem (Shah P.M. 1973):

$$V_{RMSN}^2 = \frac{1}{T_o \cos^2(I_1)} \sum_{j=1}^N \sum_{k=0}^{j-1} \frac{\cos^2(R_k)}{\cos^2(I_{k+1})} v_j^2 t_j \quad [4]$$

przy założeniu:

$$\frac{\cos^2 R_o}{\cos^2 I_1} = 1$$

gdzie:

- N – numer granicy odbijającej, do której oblicza się prędkość efektywną,
- t_j – podwójny czas przebiegu promienia normalnie odbitego od N granicy w j warstwie,
- v_j – prędkość warstwowa j warstwy,
- T_o – podwójny czas przebiegu promienia normalnego do N granicy,
- I_1 – kąt wyjścia ze źródła promienia normalnego do N granicy,
- I_{k+1} – kąt załamania promienia na k granicy,
- R_k – kąt padania promienia na k granicę.

Dla ośrodków o poziomych granicach odbijających wzory [2] i [4] są identyczne.

Prędkość składania V_s najogólniej definiowana jest jako prędkość, która zastosowana do obliczania poprawek kinematycznych dla zbioru tras wspólnego punktu głębokościowego daje optymalny wynik ich sumowania. Z tego też powodu nazywana jest także prędkością maksymalnej spójności sygnału. Jest to typ prędkości określonej na podstawie danych dostarczonych przez powierzchniowe rejestracje sejsmiczne metodami automatycznych analiz prędkości (R. Garotta i D. Michon 1967, W.A. Schneider i M.M. Backus 1968, J.C. Rabinson 1969, M.T. Taner i F. Koehler 1969, J.W. Sattlegger 1975).

Określenie prędkości składania V_s na podstawie sejsmicznych rejestracji powierzchniowych jest użyteczne zarówno ze względu na korzyści prospekcyjne, jak i ekonomiczne. Konsekwencją tego jest fakt, że coraz więcej informacji o rozkładzie prędkości w ośrodku geologicznym uzyskiwane jest na podstawie prędkości składania V_s .

Prędkość składania V_s bezpośrednio może być zastosowana do obliczania poprawek kinematycznych, co wynika wprost z metody jej otrzymania. Na innych etapach prac interpretacyjnych wymagane są inne typy prędkości sejsmicznych, takich jak: prędkość średnia, prędkość średnia kwadratowa, prędkości interwałowe. Prędkości te otrzymywane są na podstawie prac sejsmicznych prowadzonych w otworach wiertniczych. Niezmiernie ważną dla sejsmicznych metod poszukiwawczych jest możliwość uzupełnienia informacji wynikającej z sejsmicznych profilowań odwiertów o dane otrzymane z rejestracji powierzchniowych. Wymaga to jednak ustalenia precyzyjnych relacji między prędkością składania V_s a prędkościami otrzymanymi na podstawie metod sejsmicznych profilowań odwiertów.

Prędkość składania V_s bezpośrednio służy jako estymacja prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} lub prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} , a często w praktyce są one traktowane tożsamościowo. W następnych etapach, tak określone prędkości stanowią podstawę obliczania prędkości interwałowych V_i i prędkości średnich V_{sr} . (Dix C.H. 1955, Everett J.E. 1976, Hubral P. 1976). Do-

kładność tej pierwszej estymacji warunkuje dokładność dalszych przeliczeń, co w sposób istotny wpływa na wiarygodność końcowego efektu interpretacyjnego.

Teoretyczne różnice między prędkością średnią kwadratową a prędkością składania wynikają z obciążenia dalszych wyrazów szeregu wiążącego czas dojścia refleksu z odległością detektora od źródła drgań (Taner M.T., Koehler F. 1969) oraz niespełnienia przez rzeczywisty ośrodek skalny założeń modelowego ośrodka geologicznego, warstwowanego, o płaskich, poziomych granicach odbijających, a także odchylenia kształtu hodografu rejestrowanego polowo od hiperboli teoretycznej, wynikające z krzywoliniowej rzeczywistej drogi promienia sejsmicznego w ośrodku skalnym (Gressman K.S. 1968).

W praktyce o wielkości tej różnicy decydują dwa czynniki. Jednym z nich jest sejsmogeologiczna konfiguracja ośrodka skalnego, drugi związany jest z metodyką prowadzenia rejestracji polowych, na podstawie których określono jest później prędkość składania.

Przez sejsmologiczną konfigurację ośrodka geologicznego należy rozumieć: prędkości warstwowe, warstw zawartych między dwiema kolejnymi granicami sejsmicznymi, ich miąższości, kąty upadu oraz stopień niejednorodności sejsmicznej, którego miarą jest tzw. współczynnik niejednorodności g (Al-Chalabi M. 1973)

$$g = \frac{V_{RMS}^2 - V_{sr}^2}{V_{sr}^2} \quad [5]$$

oznaczenia jak wyżej.

Proste przekształcenia algebraiczne wykazują, że współczynnik niejednorodności g ośrodka jest wyłącznie funkcją miąższości i prędkości warstwowych i ma następującą postać:

$$g = \frac{1}{H^2} \sum_{k=1}^{N-1} h_k \sum_{j=k+1}^N h_j \frac{(v_k - v_j)^2}{v_k v_j} \quad [6]$$

gdzie:

- v_j, v_k – prędkości warstwowe,
- h_j, h_k – miąższości warstw,
- H – głębokość do ostatniej, N granicy odbijającej.

W metodyce prowadzenia prac polowych decydujące znaczenie ma długość rozstawu, tj. odległość punktu strzałowego od najdalszego geofonu, wielkość odsunięcia, tj. odległość punktu strzałowego od najbliższego geofonu oraz krotność pokrycia (Szabelska-Latała E, 1986).

ZASADA METODY POPRAWEK KOREKCYJNYCH

Dwa podstawowe źródła błędów fałszujące rzeczywiste wartości prędkości interwałowych interpretowanych na podstawie danych z powierzchniowych profilowań sejsmicznych to: 1) dokładność określania prędkości składania na podstawie rejestracji terenowych, 2) dokładność aproksymacji prędkości średniej kwadratowej na podstawie prędkości składania. Eliminacja pierwszego źródła błędów wymaga udoskonalenia metod automatycznych analiz prędkości oraz polepszenia jakości materiału polowego; usunięcie drugiej przyczyny może być dokonane prezentowaną niżej metodą.

Ogólnie ta metoda zwiększenia stopnia dokładności aproksymacji prędkości średnich kwadratowych V_{RMS} (a dla ośrodków o nachylonych granicach odbijających prędkości V_{RMSN}) przez wartość prędkości składania V_s oparta

jest na modelowaniu wielkości różnic między wyszczególnionymi typami prędkości sejsmicznych w danym rejonie geologicznym. Otrzymane różnice służą do korekty prędkości składania uzyskanych w wyniku automatycznych analiz prędkości wykonanych dla danego rejonu badań. Rozbieżności między prędkością składania V_s , prędkością średnią kwadratową V_{RMS} lub prędkością średnią kwadratową normalną V_{RMSN} zależą od konfiguracji sejsmogeologicznej ośrodka oraz od schematów obserwacji połowych. W metodzie uwzględnia się te zależności obliczając dla założonej *a priori* budowy sejsmogeologicznej ośrodka modelowe wartości prędkości składania $V_{s(M)}$ odpowiadające stosowanym w pracach połowych rozwiązaniom sejsmicznym oraz wartości prędkości średniej kwadratowej $V_{RMS(M)}$ lub normalnej $V_{RMSN(M)}$ dla tego samego modelu ośrodka geologicznego. Na podstawie otrzymanych wartości ustala się teoretyczne różnice ΔV_K między poszczególnymi prędkościami, dla danego typu budowy sejsmogeologicznej i dla żądanych wielkości rozstawów pomiarowych. Określone w ten sposób różnice (nazywane w dalszym ciągu poprawkami korekcyjnymi) służą w następnym etapie do korekty wyinterpretowanej na podstawie materiałów rejestrowanych w terenie prędkości V_s dla danego rejonu, którego przybliżony model (model wzorcowy) wykorzystano dla określenia poprawek korekcyjnych.

Korekta prędkości składania V_s polega na zmniejszeniu jej wartości wyinterpretowanej na podstawie materiałów rejestrowanych w terenie o wartości odpowiedniej poprawki korekcyjnej. Określona w ten sposób wartość prędkości średniej kwadratowej $V_{RMS(K)}$ rzeczywistego ośrodka geologicznego wyrażona jest wzorem:

$$V_{RMS(K)} = V_s - \Delta V_{K(RMS)}$$

gdzie:

$$\Delta V_{K(RMS)} = V_{s(M)} - V_{RMS(M)}$$

$V_{RMS(K)}$ – wartość prędkości średniej kwadratowej rzeczywistego ośrodka geologicznego otrzymana w wyniku zastosowania poprawki korekcyjnej,

$V_{RMS(M)}$ – prędkość średnia kwadratowa modelu wzorcowego,

V_s – prędkość składania określona na podstawie rejestracji sejsmicznych,

$V_{s(M)}$ – prędkość składania określona dla modelu wzorcowego,

$\Delta V_{K(RMS)}$ – poprawka korekcyjna dla obliczania prędkości średniej kwadratowej rzeczywistego ośrodka geologicznego.

W analogiczny sposób, stosując odpowiednie poprawki korekcyjne ($\Delta V_{K(RMSN)}$, $\Delta V_{K(sr)}$), określa się wartości prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} lub prędkości średniej $V_{sr(K)}$.

PROBLEM DOBORU SEJSMOGEOLOGICZNEGO MODELU OŚRODKA

Pierwszym i ważnym etapem przedstawionej metody jest konstrukcja modelu sejsmogeologicznego, aproksymującego typ rzeczywistej budowy geologicznej badanego rejonu. Najbezpieczniejszym sposobem jest stworzenie takiego modelu na podstawie istniejącego w danym rejonie profilowania sejsmicznego otworów wiertniczych. Jeśli natomiast takich danych brak, potrzebny model można opracować na podstawie transformacji, bezpośrednio otrzymanej z automatycznych analiz prędkości składania V_s na prędkości interwałowe v_i i obliczanie odpowiednich głębokości granic refleksyjnych ze wzoru Dix'a (1955). W sytuacji występo-

wania upadów granic refleksyjnych, model taki można uzyskać przy zastosowaniu algorytmów obliczania prędkości interwałowych v_i podanych przez Everetta (1974) lub Hubrala (1974).

MODELOWANIE PRĘDKOŚCI

Wzorcowa prędkość składania $V_{s(M)}$ określona jest na podstawie zbioru tras wspólnego punktu głębokościowego, obliczonego dla założonego modelu. Ten zbiór otrzymuje się metodą modelowania drogi promienia wzbudzonego i rejestrowanego w zadanych odległościach od wspólnego punktu powierzchniowego. Odległości zadane w modelu muszą być zgodne z odpowiednimi odległościami dla tras rejestrowanych w terenie. Tym sposobem realizuje się uwzględnienie schematu obserwacji stosowanego w pracach terenowych.

Prędkość średnia kwadratowa $V_{RMS(M)}$ oraz ewentualnie prędkość średnia $V_{sr(M)}$ liczona jest na podstawie parametrów modelu wprost z definiujących je wzorów [1] i [2], a prędkość średnia kwadratowa normalna V_{RMSN} na podstawie wzoru [4].

STABILNOŚĆ METODY POPRAWEK KOREKCYJNYCH

Model budowy sejsmogeologicznej danego regionu założony *a priori* odzwierciedla tylko typ budowy ośrodka skalnego. Będą występowały różnice w wartościach szczegółowych, tj. dokładnych danych o miąższościach warstw h_i , ich prędkościach warstwowych v_i i upadach granic odbijających ϕ_i . Te trzy grupy wielkości określają model użyteczny dla prezentowanej metody.

Aby można przeprowadzać transformację rzeczywistej (określonej z połowych materiałów sejsmicznych) prędkości składania V_s na podstawie wymodelowanych różnic między odpowiednimi prędkościami, nazywanymi w dalszym ciągu poprawkami korekcyjnymi, należy określić ich stabilność w zależności od rozbieżności między wartością parametrów charakteryzujących model a rzeczywistą wartością tych wielkości.

Wykonane badania dotyczące problemu stabilności metody prowadzone były przy takiej modyfikacji modelu wzorcowego, że zmianom poddany był zawsze tylko jeden z parametrów charakteryzujących warstwę. Umożliwiło to niezależne określenie wpływu zmian poszczególnych parametrów na wielkość odpowiednich poprawek korekcyjnych, co jest równoznaczne z określeniem stabilności metody względem poszczególnych parametrów. Zestawienie otrzymanych w ten sposób wniosków dotyczących wpływu zmian poszczególnych parametrów, pozwoliło na przedyskutowanie zagadnienia kompleksowej stabilności metody, tzn. stabilności przy najnowocześniejszej zmianie kilku parametrów.

Badania stabilności wykonano dla trzech różnych grup ośrodków sejsmogeologicznych. Jedną grupą badanych ośrodków charakteryzowała się regularnym, umiarkowanym wzrostem prędkości w kolejnych warstwach, w drugiej kontrast prędkości był znaczny, przy zachowanym kierunku zmian, w trzeciej występowała wewnątrz warstwa o obniżonej prędkości. Modele ośrodków przedstawiono w tabeli. Przynależność modeli do różnych typów ośrodków pozwalała na uogólnienie wyników.

Badanie stabilności przebiegało wg następującego schematu:

1) określenie modelowych wartości prędkości składania $V_{s(M)}$, prędkości średnich kwadratowych $V_{RMS(M)}$, prędkości średnich $V_{sr(M)}$,

Nr modelu	Parametry warstw		Współczynnik niejednorodności sejsmicznej g
	miąższość (m)	prędkość warstwowa (m/s)	
I	$h_1 = 1000$ $h_2 = 1000$ $h_3 = 1000$	$v_1 = 2500$ $v_2 = 3000$ $v_3 = 4000$	$g_1 = 0$ $g_2 = 0,0088$ $g_3 = 0,0377$
II	$h_1 = 1000$ $h_2 = 1000$ $h_3 = 1000$	$v_1 = 2000$ $v_2 = 3000$ $v_3 = 5000$	$g_1 = 0$ $g_2 = 0,04125$ $g_3 = 0,1484$
III	$h_1 = 1000$ $h_2 = 1000$ $h_3 = 1000$	$v_1 = 2500$ $v_2 = 2000$ $v_3 = 3000$	$g_1 = 0$ $g_2 = 0,01264$ $g_3 = 0,02815$

2) obliczenie odpowiednich poprawek korekcyjnych $\Delta V_{K(RMS)}$, $\Delta V_{K(sr)}$, $\Delta V_{K(RMSN)}$ dla obliczenia:

– prędkości średnich kwadratowych $V_{RMS(K)}$ wg wzoru:

$$\Delta V_{K(RMS)} = V_{s(M)} - V_{RMS(M)}$$

– prędkości średnich $V_{sr(K)}$ wg wzoru:

$$\Delta V_{K(sr)} = V_{s(M)} - V_{sr(M)}$$

– prędkości średniej kwadratowej normalnej $V_{RMSN(K)}$

wg wzoru:

$$\Delta V_{K(RMSN)} = V_{s(M)} - V_{RMSN(M)}$$

3) ustalenie modelu pełniącego w procesie badania stabilności rolę ośrodka rzeczywistego przez zmianę któregoś z parametrów (v_i , h_i , ϕ_i) modelu wzorcowego,

4) obliczenie dla modelu „rzeczywistego” prędkości składania $V_{s(R)}$, prędkości średniej kwadratowej $V_{RMS(R)}$, prędkości średniej $V_{sr(R)}$, na podstawie parametrów modelu,

5) obliczenie dla modelu „rzeczywistego” metodą poprawek korekcyjnych: prędkości średniej kwadratowej $V_{RMS(K)}$, prędkości średniej $V_{sr(K)}$ i w przypadku nachylonej granicy odbijającej prędkości $V_{RMSN(K)}$,

6) obliczenie procentowego błędu określania odpowiednich prędkości metodą poprawek korekcyjnych przez porównanie wartości otrzymanych w punkcie 4 i 5.

PRZYKŁADY LICZBOWE

W celu ilustracji wpływu, jaki na wartość różnic między prędkościami średnią kwadratową lub średnią kwadratową normalną mają modyfikacje parametrów modelu wzorcowego, przytoczono poniżej wyniki konkretnych obliczeń. Jako model wzorcowy, tj. taki, względem którego drogą teoretycznych obliczeń określono wzorcowe różnice (poprawki korekcyjne) między odpowiednimi prędkościami, wybrano model charakteryzujący typ budowy sejsmologicznej o dużych kontrastach prędkości warstwowych (model II tab.). Wybór ten spowodowany był istnieniem najwyższych współczynników niejednorodności dla tego modelu, o rząd wielkości większych niż dla pozostałych modeli charakteryzujących inny typ budowy sejsmologicznej. Z występowaniem dużych współczynników niejednorodności wiążą się większe trudności w aproksymacji prędkości średnich kwadratowych V_{RMS} czy średnich kwadratowych normalnych V_{RMSN} na podstawie prędkości składania V_s . Przytoczone wyniki badań stabilności odnoszą się dla takiej, najmniej korzystnej sytuacji zarówno podczas modyfikacji kąta upadu granicy refleksyjnej, prędkości warstwowej i miąższości warstwy. W pozostałych przypadkach uzyskiwane są lepsze efekty.

Modyfikacja modelu polegała na zmianach wartości parametrów opisujących warstwę wewnętrzną, w tym przypadku drugą. To zapewnia otrzymanie informacji o wpływie zmian poszczególnych parametrów zarówno

na interpretację do spągu modyfikowanej warstwy, jak i granic odbijających leżących poniżej. Oczywiście wpływ ten w miarę wzrostu głębokości i liczby warstw oddzielających warstwę modyfikowaną maleje.

Prędkość składania V_s obliczona była dla zbioru tras wspólnego punktu głębokościowego wymodelowanego przy założeniu takiej geometrii rozstawu, w której odsunięcia tras wchodzących do sumy zlokalizowane są w odległościach od 0 do 3000 m od punktu strzałowego.

Dla takiej geometrii rozstawu poprawki korekcyjne wynosiły odpowiednio:

1) dla drugiej granicy odbijającej:

$$\Delta V_{K(RMS)} = \Delta V_{K(RMSN)} = 26 \text{ m/s}$$

$$\Delta V_{K(sr)} = 75 \text{ m/s}$$

2) dla trzeciej granicy odbijającej:

$$\Delta V_{K(RMS)} = \Delta V_{K(RMSN)} = 53 \text{ m/s}$$

$$\Delta V_{K(sr)} = 261 \text{ m/s}$$

Poprawki korekcyjne do obliczania prędkości średnich kwadratowych $V_{RMS(K)}$ i normalnych $V_{RMSN(K)}$ mają te same wartości, ponieważ granice refleksyjne modelu wzorcowego są poziome.

MODYFIKACJA KĄTA UPADU

Kąt upadu drugiej granicy refleksyjnej zmieniany był w zakresie od 0 do 0,2 rd (0–11,5°). Zmiana kąta w kierunku przeciwnym, tj. od 0 do –0,2 rd prowadzi do identycznych wyników ze względu na symetrię hodografu wspólnego punktu głębokościowego.

Zastosowanie odpowiednich wartości poprawek korekcyjnych do wartości prędkości składania $V_{s(M)}$ odpowiadających modelowi z nachyloną granicą pod kątem $\phi_2 = 0,2$ rd powoduje obniżenie błędu określania prędkości względem błędu określenia ich sposobem bezpośredniej aproksymacji prędkością składania odpowiednio:

1) dla drugiej granicy odbijającej

– dla prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} z 0,9% do 0,1%,

– dla prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} z 1,9% do 0,4%

– dla prędkości średniej V_{sr} z 4% do 0,8%

2) dla trzeciej granicy odbijającej

– dla prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} z 2% do 0,3%

– dla prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} z 3,4% do 1,7%

– dla prędkości średniej V_{sr} z 10,8% do 1,9%

MODYFIKACJA PRĘDKOŚCI WARSTWOWEJ

Amplituda zmian prędkości warstwowej v_2 w przedstawionym przykładzie wynosiła 10% jej pierwotnej wartości. Był to jedyny parametr ulegający zmianom, tak że granice odbijające pozostały w poziomie. W tej sytuacji prędkość średnia kwadratowa V_{RMS} i prędkość średnia kwadratowa normalna V_{RMSN} są sobie równe. Transformacja prędkości składania V_s ograniczyła się więc do dwóch typów prędkości sejsmicznych: prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} (normalnej V_{RMSN}) i prędkości średniej V_{sr} .

Modyfikacja modelu wywołana wzrostem prędkości drugiej warstwy v_2 o 10%, tj. z wartości 3000 m/s do wartości 3300 m/s powoduje zmianę współczynnika niejednorodności g_2 ośrodka do drugiej granicy odbijającej z wartości 0,0413 do 0,0636. Prędkość średnia kwadratowa V_{RMS} do tej granicy otrzymana w efekcie bezpośredniej aproksymacji jej wartości prędkością składania V_s określona

jest z błędem równym 1,5% jej wartości. Uwzględnienie odpowiedniej poprawki korekcyjnej redukuje go do wartości 0,5%. W analogiczny sposób uzyskuje się zmniejszenie błędu określania prędkości średniej V_{sr} dla tej granicy odbijającej z wartości 4,7% do 2%.

Jest oczywiste, że modyfikacje w obrębie wewnętrznej warstwy ośrodka mają swoje odzwierciedlenie w wielkościach odpowiadających głębszym horyzontom odbijającym. W efekcie tego wzrost prędkości warstwowej v_2 drugiej warstwy powoduje zmianę współczynnika niejednorodności g_3 ośrodka do trzeciej granicy odbijającej z wartości 0,1484 do 0,1482. Konsekwencją tak nieznacznej zmiany współczynnika niejednorodności jest wysoka stabilność poprawek korekcyjnych i wynikający stąd bardzo duży wzrost dokładności określania prędkości do tej granicy odbijającej otrzymanych w wyniku zastosowania poprawek korekcyjnych. Błąd określania prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} maleje z wartości 1,5% do 0,1%, a prędkości średniej V_{sr} z wartości 8,8% do 0,06%.

Modyfikacja modelu spowodowana obniżeniem prędkości warstwowej v_2 drugiej warstwy o 10%, tj. do wartości 2700 m/s prowadzi do wzrostu jednorodności ośrodka do drugiej granicy odbijającej, czego miarą jest znaczne zmniejszenie współczynnika niejednorodności g_2 . Wartość jego zmienia się z wartości 0,0413 (model wzorcowy) do 0,0228. W wyniku tak dużej zmiany współczynnika niejednorodności ośrodka, odchyłki między odpowiednimi prędkościami (V_{RMS} , V_{sr}) a prędkością składania V_s i dla modelu uwzględniającego obniżenie prędkości warstwowej różnią się dość znacznie. W związku z tym oraz faktem wzrostu jednorodności ośrodka, w wyniku zastosowania poprawek korekcyjnych otrzymuje się tylko nieznaczny wzrost określenia prędkości średniej V_{sr} (z 1,7% do 1,6% błędu), a błąd określania prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} zachowuje wartość 0,5%.

Zmiana współczynnika niejednorodności g_3 ośrodka do trzeciej granicy odbijającej w tym przypadku wynosi od wartości 0,1484 do 1,532. Po uwzględnieniu poprawek korekcyjnych błąd określenia prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} maleje z 2% do 0,2%. Błąd określania prędkości średniej V_{sr} maleje z 9,5% do 0,2%.

MODYFIKACJA MIĄŻSZOŚCI

Wysoka stabilność metody względem miąższości warstw zezwala na jej modyfikację w szerokim zakresie. Przytoczone dane dotyczą przypadku, w którym amplituda zmian miąższości h_2 drugiej warstwy modelowego ośrodka wynosiła 50%.

Zmniejszenie miąższości h_2 o 50%, tj. z wartości 1000 m do 500 m odzwierciedla się w zmianie współczynnika niejednorodności ośrodka g_2 do drugiej granicy odbijającej z wartości 0,0413 do 0,0369. Prędkość średnia kwadratowa V_{RMS} do drugiej granicy odbijającej otrzymana w wyniku wprowadzenia poprawek korekcyjnych określona jest błędem 0,9%, a bezpośrednio aproksymacja prędkością składania przybliża jej wartości z błędem 2,1%. Analogicznie błąd określenia prędkości średniej V_{sr} po zastosowaniu opisanego toku postępowania redukuje się z wartości 4% do 0,6%.

Współczynnik niejednorodności g_3 ośrodka trójwarstwowego po obniżeniu miąższości h_2 drugiej warstwy zmienia się z wartości 0,1484 do 0,1786. Powoduje to takie różnice między odchyłkami między odpowiednimi prędkościami w modelu wzorcowym oraz zmodyfikowanym, że w efekcie wprowadzenia poprawek korekcyjnych błąd określenia prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} do trzeciej granicy

odbijającej maleje z wartości 2,7% do 0,98%. Błąd określenia prędkości średniej V_{sr} do tej granicy maleje z 11,5% do 2,4%.

Wzrost miąższości h_2 drugiej warstwy o 50% tj. z wartości 1000 m do 1500 m powoduje zmianę współczynnika niejednorodności g_2 ośrodka do drugiej granicy odbijającej z 0,0413 do 0,0404. Z własnością silniejszego reagowania współczynnika niejednorodności na zmiany prędkości warstwowych niż na zmiany miąższości należy wiązać większą stabilność odchyłek korekcyjnych względem zmian miąższości niż prędkości warstwowych.

KLASYFIKACJA MOŻLIWYCH PRZYPADKÓW W ASPEKTCIE STABILNOŚCI METODY

Analiza powyższych wyników zastosowania przedstawionej metody prowadzi do następujących wniosków dotyczących jej stabilności. Wyróżnić trzeba dwa podstawowe przypadki: jeden, w którym ośrodek rzeczywisty odbiega od modelowego ośrodka aproksymującego go w kierunku zmniejszenia niejednorodności sejsmicznej i drugi, w którym rzeczywisty ośrodek skalny jest bardziej jednorodny niż model aproksymujący go.

W sytuacji pierwszej w każdym przypadku budowy geologicznej zastosowanie metody poprawek korekcyjnych prowadzi do wzrostu dokładności transformacji prędkości składania V_s na inne typy prędkości sejsmicznych. Wzrost współczynnika niejednorodności g ośrodka rzeczywistego względem współczynnika niejednorodności modelu wzorcowego powoduje, że odchyłki między odpowiednimi prędkościami w ośrodku rzeczywistym są większe niż w modelu aproksymującym go. Z tym bezpośrednio wiąże się wzrost dokładności określenia prędkości po zastosowaniu poprawek korekcyjnych. Jest to konsekwencją faktu, że nawet w sytuacji bardzo znacznej zmiany parametrów ośrodka rzeczywistego w kierunku wzrostu jego współczynnika niejednorodności względem współczynnika niejednorodności modelu, zawsze uwzględnienie poprawek korekcyjnych prowadzi do zmniejszenia różnicy między prędkością składania V_s a pozostałymi prędkościami sejsmicznymi. Stopień tego zmniejszenia, a tym samym stopień wzrostu dokładności określenia wymaganych prędkości, związany jest z wielkością różnicy między współczynnikami niejednorodności ośrodka rzeczywistego i aproksymującego go modelu.

Sytuacja druga, tzn. gdy wartości parametrów ośrodka rzeczywistego prowadzą do obniżenia jego współczynnika niejednorodności względem modelu, zawsze powoduje zmniejszenie różnic między odpowiednimi prędkościami w ośrodku rzeczywistym względem analogicznych różnic w modelu wzorcowym. Wyodrębnić tu trzeba jednak dwa przypadki. Jeden, w którym zmiana (obniżenie) współczynnika niejednorodności jest taka, że zastosowanie poprawek korekcyjnych zwiększa dokładność określenia prędkości, i drugi, w którym w wyniku takiego działania zwiększa się błąd ich określenia, co jest równoznaczne z brakiem stabilności metody. Ilościowym kryterium podziału jest relacja wartości poprawek korekcyjnych i odpowiednich odchyłek prędkości w ośrodku rzeczywistym.

Jeżeli wartość poprawki korekcyjnej nie przekracza dwukrotnie odpowiedniej różnicy prędkości w ośrodku rzeczywistym, zachodzi wzrost dokładności określenia prędkości. Odpowiednią dla takiego przypadku relację wielkości ujmuje następująca nierówność:

$$2\Delta V_R > \Delta V_K$$

gdzie:

ΔV_R – rzeczywista różnica odpowiednich prędkości,

ΔV_K – poprawka korekcyjna.

Poprawa dokładności jest tym mniejsza, im bliższa jest wartość rzeczywistej odchyłki połowie wartości poprawki korekcyjnej. Po obniżeniu się rzeczywistej odchyłki poniżej tego poziomu następuje sytuacja braku stabilności metody, uwarunkowana nierównością:

$$2\Delta V_R < \Delta V_K$$

oznaczenia jak wyżej.

Krytyczną wartość odchyłki rzeczywistej definiuje warunek:

$$2\Delta V_R = \Delta V_K$$

oznaczenia jak wyżej.

Taka sytuacja krytyczna wystąpiła podczas obliczania prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} i prędkości średniej V_{sr} do drugiej granicy odbijającej, gdy prędkość warstwową v_i drugiej warstwy ośrodka zmalała o 10% względem jej wartości w modelu wzorcowym.

ANALIZA WPŁYWU POSZCZEGÓLNYCH PARAMETRÓW NA WARTOŚĆ WSPÓŁCZYNNIKA NIEJEDNORODNOŚCI SEJSMICZNEJ OŚRODKA

Powiązanie stabilności wielkości różnic między odpowiednimi prędkościami ze stabilnością wartości współczynnika niejednorodności g prowokuje pytanie o jego czułość względem miąższości h_i i prędkości warstwowych v_i .

Orientację o wpływie zmian poszczególnych parametrów na wartość współczynnika niejednorodności g można uzyskać analizując różniczki cząstkowe współczynnika niejednorodności policzone względem odpowiedniego parametru.

Różniczka cząstkowa współczynnika niejednorodności g względem prędkości warstwowej v_i czyli wyrażenie:

$$d_g(v_i) = \frac{\partial g}{\partial v_i} dv_i \quad [7]$$

dla ośrodka n -warstwowego ma postać:

$$d_g(v_i) = \frac{1}{H^2} \left(- \sum_{k=1}^{i-1} h_k h_i \frac{v_k^2 - v_i^2}{v_k v_i^2} + \sum_{j=i+1}^n h_i h_j \frac{v_i^2 - v_j^2}{v_j v_i^2} \right) dv_i \quad [8]$$

Różniczka cząstkowa współczynnika niejednorodności g względem miąższości warstwy h_i czyli wyrażenie

$$d_g(h_i) = \frac{\partial g}{\partial h_i} dh_i$$

dla ośrodka n -warstwowego ma postać:

$$d_g(h_i) = \left\{ -2 \frac{g}{h} + \frac{1}{H^2} \left[\sum_{k=1}^{i-1} h_k \frac{(v_k - v_i)^2}{v_k v_i} + \sum_{j=i+1}^n h_j \frac{(v_i - v_j)^2}{v_i v_j} \right] \right\} dh_i \quad [9]$$

oznaczenia:

n – liczba warstw ośrodka,

l – numer warstwy, względem której liczone są różniczki,

g – współczynnik niejednorodności,

$h_{i, k, j}$ – miąższości warstw,

$v_{i, k, j}$ – prędkości warstwowe,

H – głębokości do n granicy.

Jeżeli $l = n$, tzn. zmiana prędkości lub miąższości dotyczy

ostatniej warstwy, wzory [8] i [9] redukują się odpowiednio:

$$d_g(v_n) = \frac{1}{H^2} \left(- \sum_{k=1}^{n-1} h_k h_n \frac{v_k^2 - v_n^2}{v_k v_n^2} \right) dv_n \quad [10]$$

$$d_g(h_n) = \left[-2 \frac{g}{H} + \frac{1}{H^2} \sum_{k=1}^{n-1} h_k \frac{(v_k - v_n)^2}{v_k v_n} \right] dh_n \quad [11]$$

Gdy $l = 1$, tzn. zmianie ulegają parametry pierwszej warstwy, wzory [8] i [9] przyjmują postać:

$$d_g(v_1) = \frac{1}{H^2} \left(\sum_{j=2}^n h_1 h_j \frac{v_1^2 - v_j^2}{v_j v_1^2} \right) dv_1 \quad [12]$$

$$d_g(h_1) = \left[-2 \frac{g}{h} + \frac{1}{H^2} \sum_{j=2}^n h_j \frac{(v_1 - v_j)^2}{v_1 v_j} \right] dh_1 \quad [13]$$

oznaczenia jak wyżej.

Pochodna współczynnika niejednorodności względem miąższości warstwy $\frac{\partial g}{\partial h_i}$ ma zawsze wartość ujemną. Wynika stąd, że obniżenie miąższości którejś z warstw zawsze powoduje wzrost współczynnika niejednorodności, a zwiększenie miąższości powoduje zmniejszenie jego wartości. Ze wzrostem współczynnika niejednorodności wiąże się zwiększenie różnic między odpowiednimi prędkościami, a jego obniżenie powoduje ich zmniejszenie. Efekty tych zmian wzmocnione są dodatkowo przez zmianę stosunku rozstawu do głębokości R/H w konsekwencji zmiany sumarycznej miąższości. Brak natomiast tak jednoznacznej interpretacji różniczki cząstkowej współczynnika niejednorodności policzonej względem prędkości warstwowej $\frac{\partial g}{\partial v_i}$. Pochodna współczynnika niejednorodności względem prędkości warstwowej może przyjmować wartości dodatnie i ujemne. Jest to powodem wyróżnienia dwu przypadków podczas interpretacji wzoru. Pierwszy, w którym wartość pochodnej $\frac{\partial g}{\partial v_i}$ jest ujemna, z czym wiąże się zmniejszenie współczynnika niejednorodności g gdy prędkość warstwową rośnie, i odwrotnie. Drugi, w którym wartość pochodnej $\frac{\partial g}{\partial v_i}$ ma wartość dodatnią i wówczas wzrost prędkości warstwowej powoduje wzrost współczynnika niejednorodności g , a jej obniżenie – zmniejszenie współczynnika niejednorodności g . W sytuacji, gdy zmiany wartości prędkości warstwowej dotyczą ostatniej warstwy, przy spełnieniu warunku $v_i < v_n$, $i = 1, \dots, n-1$, pochodna współczynnika niejednorodności $\frac{\partial g}{\partial v_n}$ przyjmuje zawsze wartość dodatnią. Warunek ten w praktyce dość często bywa spełniony, ze względu na ogólną tendencję wzrostu prędkości z głębokością. W związku z taką tendencją zmiany ośrodka skalnego z głębokością, nawet przy niespełnieniu wspomnianego warunku, jeśli tylko ostatnia warstwa nie jest warstwą o wybitnie obniżonej prędkości, należy spodziewać się dodatnie wartości pochodnej współczynnika niejednorodności. W praktyce więc częściej wystąpi sytuacja, w której obniżenie prędkości v_n ostatniej warstwy spowoduje zmniejszenie współczynnika niejednorodności g , a wzrost jego zwiększenie. Zmiany współczynnika niejednorodności g spowodują odpowiednie zmiany w odchyłkach między omawianymi typami prędkości sejsmicznych.

Problem zmiany współczynnika niejednorodności g powodowanej zmianami miąższości warstwy jest jedno-

znaczący, więc nie przytoczono tu analogicznej analizy. Podobnej dyskusji można poddać różniczkę cząstkową współczynnika niejednorodności dla sytuacji, w której zmieniają się parametry pierwszej warstwy, analizując wzory [12] i [13] oraz wiele innych konkretnych przypadków budowy sejsmogeologicznej, rozpatrując wzory [8] i [9].

STABILNOŚĆ KOMPLEKSOWA METODY

W konsekwencji przytoczonych rozważań nasuwa się pytanie o kompleksową stabilność metody. Tak określono stabilność przy równoczesnej zmianie obu parametrów opisujących warstwę, tj. jej prędkości v_i i miąższości h_i .

Całkowita zmiana współczynnika niejednorodności przy zmianie obu parametrów ma charakter addytywny. Matematycznie ujmując to wyrażenie określające wartość różniczkę zupełnej współczynnika niejednorodności:

$$dg = \frac{\partial g}{\partial v_i} dv_i + \frac{\partial g}{\partial h_i} dh_i$$

gdzie:

g – współczynnik niejednorodności,

v_i – prędkości warstwowe,

h_i – miąższości warstwowe.

Zgodnie z zasadą addytywności zmian współczynnika niejednorodności ośrodka oraz niezmienności znaku jako pochodnej względem miąższości warstwy ($\frac{\partial g}{\partial h_i} < 0$),

przedyskutowano poniżej skutki możliwych wariantów zmian parametrów warstwy, rozdzielając je na dwie grupy według kryterium znaku pochodnej współczynnika niejednorodności ośrodka względem prędkości warstwowej $\frac{\partial g}{\partial v_i}$.

Do grupy I zaklasyfikowano zmiany dotyczące takich ośrodków skalnych, dla których pochodna $\frac{\partial g}{\partial v_i}$ ma wartość dodatnią. Do grupy II należą będą te, dla których pochodna $\frac{\partial g}{\partial v_i}$ jest ujemna.

$$I - \frac{g}{v_i} > 0$$

$$a) h_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow, v_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow$$

Efekt zmniejszania wartości współczynnika niejednorodności wskutek wzrostu miąższości kompensowany jest w pewnym stopniu poprzez wzrost jego wartości ze względu na wzrost prędkości warstwowej. W związku z tym nie nastąpi duża zmiana jego wartości w wyniku zmiany parametrów warstwy, co spowoduje dużą stabilność różnic między odpowiednimi prędkościami, a tym samym zapewni dobre efekty zastosowania metody poprawek korekcyjnych.

$$b) h_i \downarrow \Rightarrow g \uparrow, v_i \downarrow \Rightarrow g \downarrow$$

Efekty tej sytuacji analogiczne są do prezentowanych wyżej.

$$c) h_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow, v_i \downarrow \Rightarrow g \downarrow$$

Obniżenie wartości współczynnika niejednorodności w wyniku wzrostu miąższości warstwy wzmocnione jest przez jego zmniejszenie wskutek obniżenia prędkości warstwowej. Zgodnie z tym, co zostało zasygnalizowane wcześniej, sytuacja taka przy zbyt dużych zmianach parametrów rzeczywistych warstwy względem parametrów modelu może doprowadzić do tak dużego zmniejszenia współczynnika niejednorodności, że spowoduje to załamanie się stabilności metody. Jednak możliwość wystąpienia realnie takiej zmiany ośrodka skalnego jest mniejsza niż jego modyfikacja polegająca na zmianach obu parametrów w tym samym kierunku.

$$d) h_i \downarrow \Rightarrow g \uparrow, v_i \uparrow \Rightarrow g \uparrow$$

Sumarycznym efektem takiej zmiany parametrów ośrodka jest zawsze względnie duży wzrost współczynnika niejednorodności, z czego wynika, że uwzględnienie poprawek korekcyjnych zawsze zapewni wzrost dokładności. Uwaga o częstotliwości wystąpienia realnie takiej modyfikacji ośrodka jest analogiczna jak w poprzednim wariancie.

$$II - \frac{g}{v_i} < 0$$

$$a) h_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow, v_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow$$

Przypadek ten opisuje bardzo możliwą realnie modyfikację ośrodka skalnego.

Niekorzystne obniżenie współczynnika niejednorodności ośrodka (niekorzystne w aspekcie stosowania metody) spowodowana zmianą jednego z parametrów wzmocniona jest zmianą drugiego. Zmusza to do zachowania dużej ostrożności podczas stosowania poprawek korekcyjnych z powodów analogicznych jak w wariancie I.c.

$$b) h_i \downarrow \Rightarrow g \uparrow, v_i \downarrow \Rightarrow g \uparrow$$

Sumaryczny wzrost współczynnika niejednorodności ośrodka w konsekwencji takiej zmiany parametrów zapewnia w każdym przypadku udokładnienie wyniku w efekcie zastosowania poprawek korekcyjnych.

$$c) h_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow, v_i \downarrow \Rightarrow g \uparrow$$

Obniżaniu się współczynnika niejednorodności wskutek wzrostu miąższości towarzyszy wzrost jego wartości w wyniku zmniejszenia się prędkości warstwowej. W efekcie tych przeciwstawnych wpływów jego wartość nie ulegnie dużej zmianie, co powoduje, że zastosowanie poprawek korekcyjnych zapewni dobre rezultaty.

$$d) h_i \downarrow \Rightarrow g \uparrow, v_i \uparrow \Rightarrow g \downarrow$$

W tej sytuacji, analogicznie jak poprzednio, należy spodziewać się niewielkiej zmiany współczynnika niejednorodności, w związku z wzajemną częściową kompensacją wpływów obu parametrów. Analogiczne rozważania mogą być przeprowadzone dla dowolnych wariantów zmian parametrów ośrodka skalnego.

PODSUMOWANIE

Sumując powyższe, można stwierdzić, że zmiany miąższości i prędkości mające ten sam kierunek w rzeczywistym ośrodku skalnym spotyka się najczęściej, jeśli tylko zmianom parametrów nie towarzyszą zmiany w litologicznym wykształceniu warstwy prowadzące do przeciwnych efektów.

Wtedy, jeżeli wartość pochodnej $\frac{\partial g}{\partial v_i}$ jest dodatnia, zawsze, niezależnie od wielkości zmiany parametrów, zastosowanie metody poprawek korekcyjnych prowadzi do korzystnych finalnych rezultatów. Jeśli parametry zmieniają się w kierunkach przeciwnych, należy zachować ostrożność w przypadku, gdy wzrostowi miąższości towarzyszy obniżenie prędkości. Ta sytuacja stwarza możliwość wystąpienia punktu krytycznego.

Natomiast jeśli pochodna $\frac{\partial g}{\partial v_i}$ jest ujemna, sytuacja stwarzająca niebezpieczeństwo załamania się stabilności metody wystąpi, gdy wzrostowi prędkości towarzyszy wzrost miąższości warstwy. W pozostałych przypadkach metoda zawsze prowadzi do poprawy jakości uzyskanych wyników.

Istotnym momentem w metodzie poprawek korekcyjnych jest dobór modelu sejsmogeologicznego ośrodka. Warunkuje on bezpośrednio jej efektywność i stabilność. Przy doborze modelu wzorcowego należy dążyć do tego, aby charakteryzował się odpowiednio niskim współczynni-

kiem niejednorodności, tzn. nie przekraczającym współczynnika niejednorodności ośrodka rzeczywistego. Ten warunek zapewnia w każdym przypadku wzrost dokładności w wyniku zastosowania poprawek korekcyjnych.

Jeżeli model wzorcowy aproksymujący ośrodek rzeczywisty charakteryzuje się wyższym współczynnikiem niejednorodności niż ośrodek rzeczywisty, może nastąpić załamanie stabilności metody, tzn. wystąpi sytuacja, w której uwzględnienie poprawek korekcyjnych prowadzi do pogorszenia efektu finalnego. Poprawa dokładności jest tym mniejsza im bliższa jest wartość poprawki korekcyjnej dwukrotnej wartości rzeczywistej różnicy prędkości składania i prędkości średniej kwadratowej (lub prędkości średniej kwadratowej normalnej). Przy dalszym obniżeniu się rzeczywistej różnicy odpowiednich prędkości następuje brak stabilności metody.

Wzrost miąższości warstwy w każdym przypadku budowy geologicznej prowadzi do wzrostu jednorodności sejsmicznej ośrodka. Natomiast wzrost prędkości warstwowej może powodować zarówno wzrost, jak i obniżenie jednorodności sejsmicznej w zależności od relacji między prędkościami warstwowymi w ośrodku.

Poprawki korekcyjne wykazują dużą stabilność, ze względu na zmiany kątów upadu i miąższości, co warunkuje dużą przydatność metody w ośrodkach o skomplikowanej budowie tektonicznej. Na podstawie metody poprawek korekcyjnych może być wyrównana informacja o rozkładzie prędkości składania, jeśli dla danego rejonu otrzymana była na podstawie rejestracji połowych wykonanych przy zastosowaniu schematów obserwacji o różnej geometrii. Pozwala także pogodzić istniejącą sprzeczność między wymaganiami dotyczącymi długości rozstawów stosowanych dla rejestracji połowych, gdy mają one służyć do określenia prędkości składania V_s sensu stricto (długie), z wymaganiami względem ich długości, gdy rejestracje te mają być podstawą określenia prędkości składania V_s , rozumianej jako aproksymacja prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} czy prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} (krótkie). Pozwala ona wyeliminować niekorzystny wpływ długości rozstawu na dokładność aproksymacji prędkości średniej kwadratowej V_{RMS} i prędkości średniej kwadratowej normalnej V_{RMSN} prędkością składania V_s , przy pełnym wykorzystaniu jej określenia, jaką zapewnia odpowiednio długi rozstaw pomiarowy.

LITERATURA

1. Al-Chalabi M. — Series approximation in velocity and time computation. Geoph. Prosp. 1973 vol. 21.
2. Garotta R., Michon D. — Continuous analysis of the velocity function and of the moveout corrections. Ibidem 1967 vol. 15.
3. Gressman K.S. — How velocity layering and steep dip affect CDP. Geophysics 1968 vol. 33 no. 3.
4. Korytowska B., Szabelska E. — Problem wykorzystania prędkości składania do określania prędkości interwałowych w obszarze Lubelskiego Zagłębia Węglowego. Projekt — Problemy „Budownictwo Węglowe” 1980 nr 10.
5. Mayne V.H. — Common reflection point horizontal stacking techniques. Geophysics 1962 vol. 27 no. 6.
6. Mayne V.H. — Practical consideration in the use of CDP technique. Ibidem 1967 vol. 32 no. 2.
7. Szabelska-Latała E. — Wpływ parametrów rozstawu pomiarowego na wartość prędkości składania V_s . Prz. Geol. 1986 nr 1.
8. Taner M.T., Cook E.E., Neidell S. — Limi-

- tations of the reflection seismic method; Lessons from computer simulations. Geophysics 1970 vol. 35 no. 4.
9. Taner M.T., Koehler F. — Velocity spectral-Digital computer derivation and application of velocity function. Ibidem 1969 vol. 34 no. 6.

SUMMARY

The paper deals with a problem of transformation of composition velocity V_s into other types of seismic velocities (mean square V_{RMS} , mean V_{sr} and interval V_i ones). Automatic analyses of velocity used at present demand large spacing. As the latter gets larger, the accuracy of composition velocity V_s is greater but unfortunately, a divergence increases between the composition velocity V_s and mean square V_{RMS} and mean V_{sr} velocities determined close to the generator.

Therefore, elimination of unfavorable influence of long spacing is important at preserved accuracy in determination of a composition velocity V_s , ensured by large spacing. In the paper the method that fulfills such demands is proposed. It is based upon modelling of the composition velocity V_s and the mean square velocity V_{RMS} (or mean one V_{sr}) for an approximate model of geologic structure and for assumed schemes of seismic spacing used in the field.

Differences between these velocities for the analyzed reflecting horizons for the basis to define a correction of the composition velocity V_s received from real data recorded by such measurement schemes as accepted for modelling. A choice of a model body creates a significant item in the influence on effectiveness of the correction method. This problem was discussed in detail with a consideration of:

- a) possible construction of a model body for an area with a poor geophysical recognition,
- b) divergence of parameter values of model and real bodies, and their influence on stability of corrections with a detailed classification of various variants resulting from deviations of parameters of a theoretical model and of a real geologic body. In general the proposed method enables to eliminate a negative influence of a large measurement spacing and in the same time, to preserve benefits resulting from a use of such spacings.

РЕЗЮМЕ

В статье рассматривается проблема трансформирования суммирующей скорости V_s на другие виды сейсмических скоростей (средняя квадратическая V_{RMS} , средняя V_{sr} , интервальная V_i). Применяющийся в настоящее время автоматический анализ скоростей требует большого разноса. По мере увеличения разноса повышается точность определения суммирующей скорости V_s , но, к сожалению, возрастают также расхождения между этой скоростью и скоростями средней квадратической и средней, определяемыми вблизи источника.

В связи с этим важное значение имеет устранение неблагоприятного влияния большого разноса при одновременном сохранении точности определения суммирующей скорости V_s , которая обеспечивается большими разносами. В статье предложен метод действий, удовлетворяющий указанные требования. Метод основывается на моделировании величины скорости суммирования V_s и средней квадратической V_{RMS} (или средней V_s) скорости для приближенной модели геологического