

KAJA PIETSCH  
Akademia Górniczo-Hutnicza

## PRÓBA OKREŚLENIA INTENSYWNOŚCI ODBITYCH FAL REFRAKCYJNYCH NA OBSZARZE „WYSPY RZESZOWSKIEJ”

UKD 550.834.5:551.3.051.8:551.243.1:551.72/.762.1(438.24)

Na niektórych obszarach zapadliska przedkarpackiego, charakteryzującego się budową typu blokowego, głównie w jego części bezanhydrytowej („wyspa rzeszowska”, 3), nie rejestruje się ciągłych refleksów od utworów budujących podłoże miocenu. Uniemożliwia to pewne wyznaczenie nawet granicy miocen — eokambr, nie mówiąc o granicach głębszych. Obserwuje się natomiast, obok nielicznych fal refleksyjnych, duży zespół intensywnych fal zakłócających, których wykorzystanie do interpretacji może mieć szczególnie duże znaczenie dla poznania budowy geologicznej omawianego rejonu. Jest oczywiste, że zarówno budowa geologiczna obszaru badań, jak i stosowana metodyka prac terenowych warunkują rodzaje rejestrowanych fal.

W związku z budową blokową „wyspy rzeszowskiej” oraz ze stosowaniem, w trakcie prowadzenia prac refleksyjnych, niewielkich rozstawów (fale rejestrowano w bezpośrednim sąsiedztwie punktów wzbudzenia drgań) większość rejestrowanych fal nierefleksyjnych można zaliczyć do 2 grup: odbitych fal refrakcyjnych\* i fal typu dyfrakcyjnego.

Analiza danych geologicznych i parametrów geofizycznych, charakteryzujących badany obszar, pozwala na stworzenie dość prostego modelu sejsmogeologicznego, stanowiącego podstawę do identyfikacji i interpretacji odbitych fal refrakcyjnych. Model ten, dla NW części „wyspy rzeszowskiej” posiada następującą postać:

— nadkład płaskorównoległy, zbudowany z osadów autochtonicznego miocenu, a charakteryzujący się ciągłą zmianą prędkości w kierunku pionowym (wzory [1.1] i [1.2]). Miąższość nadkładu jest różna dla poszczególnych części omawianego rejonu i zmienia się od 700 do 2000 m;

— podłoże, zbudowane z utworów eokambru, o stałej prędkości rozchodzenia się fal, równej prędkości granicznej 5500 m/s, charakteryzujące się budową blokową oraz poziomym ułożeniem powierzchni nieciągłości, pomiędzy nim a nadkładem. Dla poszczególnych bloków granica ta przebiega na głębokościach od 700 do 2000 m.

Dla tak przyjętego modelu odbite fale refrakcyjne mogą powstawać jedynie na poprzecznanej uskawkami granicy nadkład — podłoże (miocen — eokambr).

\* Odbite fale refrakcyjne (inaczej fale refleksyjno-refrakcyjne) powstają wówczas, gdy na drodze ślizgającej się wzdłuż granicy sejsmicznej fali refrakcyjnej znajduje się powierzchnia nieciągłości w rozkładzie własności sprężystych (np. uskok przecinający warstwy o różnych twardościach akustycznych).

Analiza obrazu falowego i wydzielenie z niego odbitych fal refrakcyjnych nie jest łatwe, mimo że własności kinematyczne tych fal są ogólnie znane (1, 2, 4, 5, 9, 10). Hodografy odbitych fal refrakcyjnych (rejestrowane na profilach podłużnych) opisane są równaniem:

$$t = \frac{\sqrt{x_a^2 + 4d^2 + 4x_a d \sin \beta}}{V_1} + \frac{2h}{V_0} \cos i_0$$

gdzie:  $x_a$  — współrzędna bieżąca punktu pomiarowego;

$d$  — odległość źródła drgań od uskoku (mierzona na płaszczyźnie obserwacji);

$\beta$  — kąt pomiędzy śladem płaszczyzny uskoku a kierunkiem profilu;

$h$  — głębokość zalegania granicy rozdzielającej ośrodku, o prędkościach  $V_0$  i  $V_1$  ( $V_0 < V_1$ );

$i_0 = \arcsin \frac{V_0}{V_1}$  — kąt graniczny

Przytoczone równanie wskazuje na to, że hodograf odbitej fali refrakcyjnej jest hiperbolą, której krzywizna zmniejsza się ze wzrostem kąta  $\beta$ , by dla wartości  $\beta = 90^\circ$ , czyli dla przypadku, gdy profil jest prostopadły do płaszczyzny uskoku — przejść w linię prostą określoną równaniem:

$$t = \frac{x_a + 2d}{V_1} + \frac{2h}{V_0} \cos i_0$$

Ponieważ podobnymi cechami kinematycznymi charakteryzuje się również wiele innych fal (np. hodografy fal refleksyjnych na dowolnych profilach i hodografy fal dyfrakcyjnych na profilach prostopadłych i równoległych do rozciągłości uskoku są hiperbolami, a hodografy fal refrakcyjnych są również liniami prostymi) poprawna identyfikacja odbitych fal refrakcyjnych wymaga nie tylko szczegółowej analizy cech kinematycznych, ale również rozpoznania ich cech dynamicznych, pomijanych dotychczas wskutek stosowania określonej techniki rejestracji drgań.

Podjętą w niniejszym opracowaniu problematykę zastosowania dynamicznej teorii rozchodzenia się od-

bitych fal refrakcyjnych ograniczono do prześledzenia dynamicznych cech obrazu falowego, przy przyjęciu ośrodka skalnego zbudowanego z pionowych warstw, przykrytych płaskorównoległym nakładem, o płaskich granicach rozdziału i stałych prędkościach rozchodzenia się w nich fal sejsmicznych. Uzyskane wyniki pozwoliły na obliczenie intensywności, rejestrowanych na obszarze „wyspy rzeszowskiej”, odbitych fal refrakcyjnych.

#### PARAMETRY SEJSMOGEOLOGICZNE OSRODKA

Realizacja postawionego celu, czyli określenie intensywności odbitych fal refrakcyjnych wymaga (obok ogólnego rozpoznania budowy geologicznej) znajomości:

- głębokości zalegania powierzchni granicznych,
- prędkości fal sejsmicznych podłużnych (P),
- prędkości fal sejsmicznych poprzecznych (S)

oraz

- gęstości poszczególnych kompleksów skalnych budujących obszar „wyspy rzeszowskiej”.

Rozpoznanie budowy geologicznej, a szczególnie wyznaczenie głębokości występowania strukturalnej powierzchni podmiocenijskiej przeprowadzono zarówno przy wykorzystaniu informacji geologicznych uzyskanych z odwiertów, jak i na podstawie wyników badań geofizycznych. Uzyskane informacje posłużyły do wykonania 3 typowych przekrojów geologicznych o uproszczonym opisie stratygraficznym, w których wyróżniono jedynie granicę miocen — eokambr (9). Przekroje te związane z trzema odwiertami, w których eokambr stwierdzono w głębokościach:

816 m — w odwiercie Wola Raniżowska 2,

1192 m — w odwiercie Bratkowice 2,

1558 m — w odwiercie Dzikowiec 4.

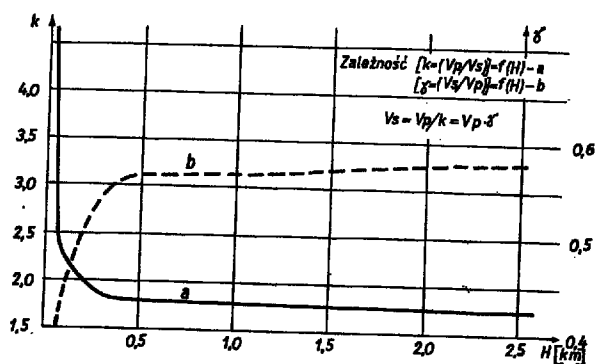
Analizę prędkościową dla całego zapadliska przedkarpaccyjskiego wykonał Z. Soja (13), dzieląc je na 3 rejony prędkościowe, w obrębie których hodografy pionowe można aproksymować równaniami potęgowymi. Hodografy pionowe rejestrowane na obszarze „wyspy rzeszowskiej” (wg Z. Soji obszar przedgórza środkowego) grupują się wzdłuż uśrednionego hodografu pionowego, aproksymowanego równaniem potęgowym:

$$t_p = a h^n \quad [1.1]$$

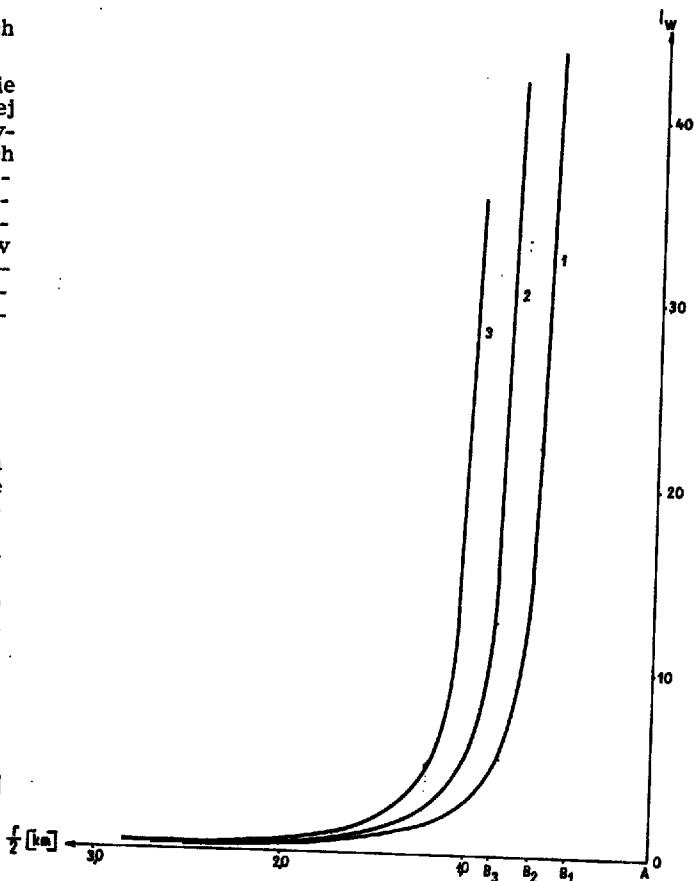
Krzywe prędkości średnich aproksymuje zaś równanie:

$$V_{sr} = b t_p^m \quad [1.2]$$

Współczynniki tych równań dla środkowego przedgórza przyjmują wartości:  $a = 1,41 \cdot 10^{-3}$ ,  $n = 0,82$ ,  $b = 3000$ ,  $m = 0,22$ . Porównanie hodografów pionowych, otrzymanych z odwiertów: Bratkowice 2, Kupno 1 i Werynia 3, zlokalizowanych na obszarze „wyspy rzeszowskiej” z teoretycznymi krzywymi Z. Soji (9) wskazuje na wystarczającą zgodność między nimi. Wyjątek stanowi kilkusetmetrowy odcinek przypowierzchniowy. Obserwowane rozbieżności nie wykluczają wykorzystania krzywych teoretycznych do analizy odbitych fal refrakcyjnych. Fale te bowiem tworzą się głównie na płaszczyznach uskoków przecinających powierzchnię podmiocenijską, występującą na głębokościach poniżej 700 m, a więc już poniżej obszaru niezgodności krzywych. Natomiast wyniki refrakcyjnych profili sejsmicznych, a głównie wyniki uzyskane na profilu 2-VII/IX-66/68, przechodzącym w bezpośrednim sąsiedztwie rejonu badań, wskazują że z utworami eokambryjskimi, podścielającymi miocen autochtoniczny w strefie „wyspy rzeszowskiej” należy wiązać prędkości graniczne rzędu 5400—5600 m/s, średnio 5500 m/s.



Ryc. 1. Wykres zmian stosunku prędkości fal podłużnej ( $V_p$ ) do prędkości fal poprzecznej ( $V_s$ ) z głębokością ( $H$ ).



Ryc. 2. Wykres intensywności odbitych fal refrakcyjnych z odległością epicentralną.

$I_w$  — intensywność odbitej fali refrakcyjnej,  $r/2$  — połowa ną uskoku a źródłem drgań (km), A — rzut płaszczyzny odległości epicentralnej równa odległości między płaszczyzną uskoku na linię profilu; B<sub>1</sub>, B<sub>2</sub>, B<sub>3</sub> — punkty początkowe odbitych fal refrakcyjnych; 1 — Wola Raniżowska 2; 2 — Bratkowice 2; 3 — Dzikowiec 4.

Ponieważ pomiary prędkości rozchodzenia się fal poprzecznych mają w Polsce charakter jedynie eksperymentalny, zagadnienie to rozwiązano na podstawie danych z literatury (7, 8). Autorzy — badając zmienny stosunek  $k = B_p/V_s$  z głębokością — stwierdzają, że dla skał krystalicznych i metamorficznych wartość współczynnika  $k$  zawarta jest w wąskich granicach 1,7—1,9 i nie zależy od głębokości występo-

wania skał. Dla skał osadowych współczynnik ten zmienia się natomiast w szerokim przedziale od 1,5 do 14,0, zależnie od głębokości ich występowania (ryc. 1). Wykorzystanie tego wykresu do obliczania prędkości  $V_s$  fali poprzecznej, przy znanej prędkości  $V_p$  fali podłużnej jest już bardzo proste — mamy bowiem  $V_s = V_p/k$  lub  $V_s = \gamma V_p$ ; natomiast prędkość fal poprzecznych dla granicy miocen — eokambr będzie stała dla całego rejonu (ze względu na stałą prędkość fal podłużnych  $V_{gr} = 5500$  m/s) i równa 3170 m/s. Wartość tę obliczono na podstawie zależności  $V_s = V_p/k$ , w której  $k = \sqrt{3} = 1,732$ , co jest słuszne dla skał krystalicznych i metamorficznych (utwory eokambru zbudowane są ze zmetamorfizowanych piaskowców i łupków — 11).

Ustalenie modelu gęstościowego dla centralnej części zapadliska przedkarpackiego w obszarze „wyspy rzeszowskiej” przeprowadzono na podstawie dostępnych danych pomiarowych oraz opracowania syntetycznego A. Dąbrowskiego (6). Według A. Dąbrowskiego średni warstwowy ciężar objętościowy dla całej miąższości miocenu zapadliska przedkarpackiego wynosi 2,18 g/cm<sup>3</sup>, natomiast dla miocenu „wyspy rzeszowskiej”, gdzie brak serii gipsowo-anhydrytowej, wynosi 2,10 g/cm<sup>3</sup>. Z utworami prekambryjskimi należy wiązać gęstość warstwową równą 2,66 g/cm<sup>3</sup>.

#### ZASTOSOWANE PODSTAWY TEORETYCZNE

Dotychczas nie opracowano dynamicznej teorii rozprzestrzeniania się fal sejsmicznych w ośrodku skalnym, zbudowanym z pionowych warstw przykrytych płaskorównoległym nadkładem. Nie są więc znane cechy dynamiczne zapisu odbitych fal refrakcyjnych, powstających w tak zbudowanym ośrodku. W dostępnej literaturze tylko I. S. Berzon (2) porusza zagadnienie dynamicznych własności fal rozchodzących się w ośrodku skalnym, zbudowanym z dwóch półprzestrzeni rozdzielonych pionową granicą, a różniących się twardościami akustycznymi. Dokonała ona analizy dynamicznych cech fal bezpośredniej, odbitej i załamanej (przechodzącej) na profilu podłużnym, poprowadzonym prostopadłe do kierunku rozciągłości pionowej granicy rozdziału.

Jeżeli płaska fala podłużna  $P_1$ , rozchodząca się w ośrodku z prędkością  $V_1$  pada na granicę rozdziału pod kątem prostym, to na granicy powstaje fala odbita  $P_{11}$ , rozchodząca się z powrotem w ośrodku o prędkości  $V_1$  oraz fala załamana  $P_{12}$ , rozprzestrzeniająca się w ośrodku o prędkości  $V_2$ . Jak wynika z teorii fal płaskich, współczynnik odbicia fali padającej prostopadłe na granicę rozdziału dwóch półprzestrzeni wyrażony jest zależnością:

$$\kappa = \frac{A(P_{11})}{A(P_1)} = \frac{\rho_1 V_1 - \rho_2 V_2}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} \quad [2.1]$$

gdzie:  $\rho_1$  i  $\rho_2$  — gęstości granicznych ze sobą ośrodków,  
 $A(P_1)$  i  $A(P_{11})$  — amplitudy fali padającej i odbitej.

Stosunek amplitud fali przechodzącej i padającej wyraża natomiast zależność:

$$\frac{A(P_{12})}{A(P_1)} = \frac{2\rho_1 V_1}{\rho_1 V_1 + \rho_2 V_2} = 1 + \kappa \quad [2.2]$$

na granicy rozdziału spełniony jest warunek:

$$A(P_1) + A(P_{11}) = A(P_{12}) \quad [2.3]$$

Analizując wzory [2.1], [2.2] i [2.3] oraz przyjmując dla uproszczenia oznaczenia:  $P_k$  — fala bezpośrednia,  $P_{kk}$  — fala odbita oraz  $P_{kl}$  — fala przechodząca, gdzie  $k = 1, 2$ ,  $l = 2, 1$  można powiedzieć, że forma zapisu fali odbitej  $P_{kk}$  nie różni się od formy zapisu

fali bezpośredniej  $P_k$ . Fale te różnią się natomiast fazami o wielkości  $\pi$  dla przypadku, gdy  $\rho_k V_k < \rho_l V_l$ . Zmiana formy zapisu może nastąpić tylko wtedy, gdy wskutek małych różnic w czasach przyścia fal  $P_{kk}$  następuje ich interferencja z przesunięciem fazowym.

Omówione własności dynamiczne fal: bezpośredniej  $P_k$ , odbitej  $P_{kk}$  oraz załamanej  $P_{kl}$  opracowano dla zespołu dwóch ośrodków skalnych, różniących się twardościami akustycznymi, rozdzielonych pionową granicą. W warunkach geologicznych „wyspy rzeszowskiej” ośrodek pionowo warstwowy przykryty jest płaskorównoległym nadkładem. Dynamiczna teoria rozprzestrzeniania się fal sprężystych w ośrodkach skalnych tego typu nie jest jeszcze opracowana i w związku z tym nie są znane dynamiczne właściwości zapisu sejsmicznego. Ponieważ w pionowo warstwowym ośrodku skalnym przykrytym nadkładem, fala sejsmiczna aż do momentu odbicia od pionowego kontaktu rozchodzi się jako zwykła fala refrakcyjna  $P_{0k}$  (ślizgająca się po granicy rozdzielającej ośrodki o prędkościach  $V_0$  i  $V_k$ ) w dalszym rozważaniu (opierając się na wcześniej omówionych własnościach fali odbitej  $P_{kk}$ ) przyjmijmy założenie, że forma odbitej fali refrakcyjnej  $P_{0k}$  będzie taka sama jak i fali padającej (fali refrakcyjnej  $P_{0k}$ ). Zmianie może natomiast ulec faza tych fal (o wielkości  $\pi$ ) i to tylko dla przypadku, gdy  $\rho_k V_k < \rho_l V_l$ .

Przyjmując powyższe rozumowanie za słuszne, przy obliczeniach intensywności odbitych fal refrakcyjnych można posługiwać się wzorami obowiązującymi dla typowych fal refrakcyjnych (7, 12), uwzględniając dodatkowo zmniejszenie energii fal w wyniku odbicia od pionowych kontaktów. Jest więc również konieczna znajomość współczynników odbicia fal  $P_{0k}$  od granicy rozdziału, która jest przykryta płaskorównoległym nadkładem. Wprawdzie wielkości współczynników odbicia dla tego typu ośrodków nie są teoretycznie opracowane, wydaje się jednak, że zgodnie z cytowaną pracą Berzon można przyjąć, że współczynnik odbicia jest równy współczynnikowi odbicia  $\kappa$  fali  $P_k$  od granicy rozdzielającej dwie półprzestrzenie (por. wzór [2.1]).

W przypadku wielowarstwowego ośrodka izotropowego dla źródeł symetrycznych osiowo pionowe i poziome składowe intensywności fal refrakcyjnych określone są formułami:

$$I_q = \frac{(V_{gr})^2}{V_s^0} \frac{Q_{ref}(\eta_0)}{L_{ref}(\eta_0)} \quad [2.4]$$

$$I_w = \frac{(V_{gr})^2}{V_s^0} \frac{W_{ref}(\eta_0)}{L_{ref}(\eta_0)}$$

gdzie:  $L_{ref}(\eta_0)$  — funkcja geometryczna rozwarości promienia,

$$Q_{ref} = Q_{ref}(\eta_0) e^i = i(\eta_0) \Pi'_m x_m(\eta_0) q(\eta_0) \Gamma(\eta_0)$$

$$W_{ref} = W_{ref}(\eta_0) e^i = i(\eta_0) \Pi'_m x_m(\eta_0) w(\eta_0) \Gamma(\eta_0)$$

gdzie:

- $i(\eta_0)$  — funkcja kierunkowości źródła drgań;
- $q(\eta_0)$  i  $w(\eta_0)$  — funkcje konwersji;
- $\Pi'_m x_m(\eta_0)$  — iloczyn współczynników odbicia — załamania, odpowiadający wszystkim procesom odbicia i załamania fali zachodzących wzdłuż trajektorii danej fali, z wyjątkiem mnożnika  $\kappa_{(n-1)}$  — oznaczającego współczynnik załamania fali  $(n-1)$  granicy;
- $\Gamma(\eta_0)$  — współczynnik tworzenia się fali refrakcyjnej.

Tabela I

ZESTAWIENIE DANYCH SEISMOGEOLOGICZNYCH DLA PRZEKROJÓW Z OBSZARU „WYSPY RZESZOWSKIEJ”

Przekrój	Stratygrafia	Miąższość [m]	Prędkość $V_p$ [m/s]	Prędkość $V_s$ [m/s]	Gęstość [g/cm <sup>3</sup> ]
Wola Raniżowska 2	miocen	816	2483	1379	2,10
	eokambr		5500	3170	2,66
Bratkowice 2	miocen	1192	2618	1471	2,10
	eokambr		5500	3170	2,66
Dzikowice 4	miocen	1558	2775	1568	2,10
	eokambr		5500	3170	2,66

Obliczenia wykonano dla składowej pionowej  $I_w$  intensywności, wzdłuż profilu prostopadłego do płaszczyzny uskoku przecinającego granicę: miocen — eokambr.

Wartości  $i(\eta_0)$ ,  $q(\eta_0)$ ,  $w(\eta_0)$  oraz  $x_m(\eta_0)$  określone są dla wielkości:

$$\eta_0 = i\tau_0$$

$$\tau_0 = \frac{l}{\sin Q_s^0} = \frac{l}{\sin Q_p^0}$$

gdzie:

$Q_s^0, Q_p^0$  — kąty padania (w warstwie „zerowej”) promieni fali załamanej (w punkcie początkowym o odciętej  $r_0$ );

$V_s, V_p$  — prędkości fali poprzecznej i podłużnej w tej warstwie;

$V_{gr}$  — prędkość graniczna fali refrakcyjnej.

Z równań tych wynika, że dla obliczenia intensywności fal refrakcyjnych niezbędna jest znajomość następujących danych: prędkości fal podłużnych, poprzecznych, refrakcyjnych; gęstości utworów skalnych w wyróżnionych warstwach oraz miąższości tych warstw.

Wobec braku odpowiednich opracowań teoretycznych, pozwalających na rozpoznanie cech dynamicznych odbitych fal refrakcyjnych rejestrowanych w ośrodkach typu „wyspa rzeszowska”, wydaje się, że zastosowanie przytoczonych rozważań może pozwolić na przybliżone określenie intensywności tych fal w omawianym rejonie, przy założeniu, że ich cechy dynamiczne są zbliżone do cech odbitych fal refrakcyjnych, rozchodzących się w ośrodku skalnym pionowo warstwowanym pozbawionym nadkładu. Dla takiego ośrodka współczynnik odbicia (wzory [2.1] i [2.2]) jest identyczny ze współczynnikiem odbicia w ośrodkach warstwowanych poziomo. Ponieważ zarówno przed odbiciem, jak i po odbiciu fala ślizga się po granicy wywołuje w nadkładzie falę refrakcyjną, należy oczekiwać, że jej rozprzestrzenianiem rządzą takie same prawa jak dla zwykłej fali refrakcyjnej.

Przyjmując takie założenia intensywność odbitych fal refrakcyjnych można obliczyć korzystając ze wzorów na intensywność fal refrakcyjnych (wzory [2.4]), pamiętając jednak o zmniejszeniu energii fali refrakcyjnej wskutek odbicia jej od płaszczyzny uskoku. Droga odbitej fali refrakcyjnej od źródła drgań do płaszczyzny uskoku i z powrotem do źródła drgań jest równa drodze jaką przebywałaby fala refrakcyjna od źródła drgań do odbiornika, gdyby ten ostatni był zwierciadlanym odbiciem źródła drgań względem uskoku.

#### OKREŚLENIE INTENSYWNOCI FAL

Obliczenia intensywności odbitych fal refrakcyjnych, rejestrowanych na obszarze „wyspy rzeszowskiej”, ograniczono do trzech (powiązanych z odwier-

Tabela II

ZESTAWIENIE WIELKOŚCI KINEMATYCZNYCH I DYNAMICZNYCH

Przekrój	$r_0$ [km]	$w$	$\kappa$	$\Gamma_p$
Wola Raniżowska 2	0,9106	0,9779	0,4804	3,3029
Bratkowice 2	1,2991	0,9686	0,4567	3,7588
Dzikowice 4	1,9285	0,9498	0,4311	3,8743

tami) charakterystycznych przekrojów geologicznych, różniących się miąższościami utworów miocenu (tab. I).

W tab. II zestawiono wielkości kinematyczne i dynamiczne, dla rozpatrywanych odbitych fal refrakcyjnych, a w tab. III ich intensywności. W tabelach tych zawarte są następujące wielkości: odległość epicentralna  $r_0$  do punktu początkowego fali refrakcyjnej ( $r_0 = 2h \operatorname{tg} \operatorname{arc} \sin \frac{V_0}{V_{gr}}$ ); wartość funkcji konwersji  $w$  (odczytana z tablic), współczynnik odbicia  $\kappa$  (obliczony wg wzoru [2.1]),  $\Gamma_p$  — współczynnik tworzenia się fali refrakcyjnej oraz funkcja rozwarości promienia sejsmicznego  $L$  (obliczone wg wzorów podanych przez N. S. Smirnową (12) i J. Kowalczyka (7) dla kolejnych wartości  $r = r_0 + x_n$ , przy czym  $x_n$  zmieniało wartość: od 0,2 do 4,0 km — co 0,2 km (jak również intensywności  $I_w$ ) jako rezultat zastosowania wzoru [2.4]). W tabeli III wartości  $I_w(r)$  podane są w wymiarze  $I_w$  [10<sup>6</sup>cm<sup>-1</sup>].

Ilustracją graficzną wyników podanych w tab. III jest ryc. 2, obrazująca zmiany intensywności odbitych fal refrakcyjnych ( $I_w$ ) w funkcji odległości epicentralnej  $r$ . Odległość ta jest podwojoną odległością pomiędzy źródłem drgań a śladem płaszczyzny uskoku na powierzchni obserwacji (punkt A na ryc. 2). Intensywność odbitych fal refrakcyjnych jest największa tuż za punktem początkowym tej fali (punkt B, ryc. 2). Punkt ten oddalony jest o wielkość  $r_0/2 = h \operatorname{tg} i_0$  od śladu płaszczyzny uskoku na profilu obserwacyjnym (punkt początkowy fali refrakcyjnej oddalony jest od źródła drgań o wielkość  $r_0 = 2h \operatorname{tg} i_0$ ). Wraz ze zwiększeniem odległości pomiędzy punktem rejestracji a punktem początkowym fali, intensywność  $I_w$  odbitych fal refrakcyjnych gwałtownie maleje. Poza tę odległość następuje ich asymptotyczne wyrównanie się. Przedstawione krzywe  $I_w$  (ryc. 2) są pierwszym przybliżeniem rozkładu intensywności odbitych fal refrakcyjnych. W trakcie prowadzenia szczegółowych studiów nad zagadnieniem cech dynamicznych obrazu falowego dla modelu ośrodka skalnego, zbudowanego z pionowych warstw przykrytych nadkładem, krzywe te mogą ulec istotnym zmianom.

## ZESTAWIENIE INTENSYWNOŚCI ODBITYCH FAŁ REFRAKCYJNYCH W POSZCZEGÓLNYCH PRZEKROJACH

Wola Ranizowska 2			Bratkowice 2			Dzikowiec 4		
$r = r_0 + x_n$	$L$	$I_w$	$r_0 = r_0 + x_n$	$L$	$I_w$	$r = r_0 + x_n$	$L$	$I_w$
0,9106			1,2991			1,9285		
+			+			+		
0,2	0,7396	47,7643	0,2	0,7543	41,8551	0,2	0,7829	35,6214
0,4	2,2828	15,4759	0,4	2,2791	13,8501	0,4	2,3176	12,0336
0,6	4,5033	7,8450	0,6	4,4318	7,1238	0,6	4,4372	6,2855
0,8	7,3791	4,7876	0,8	7,1676	4,4047	0,8	7,0966	3,9301
1,0	10,8991	3,2414	1,0	10,4835	3,0115	1,0	10,2753	2,7134
1,2	15,0587	2,3460	1,2	14,3670	2,1974	1,2	13,9608	1,9977
1,4	19,8554	1,7793	1,4	18,8161	1,6778	1,4	18,1464	1,5369
1,6	25,2869	1,3971	1,6	23,8252	1,3251	1,6	22,8269	1,2218
1,8	31,3523	1,1268	1,8	29,3930	1,0741	1,8	27,9991	0,9961
2,0	38,0502	0,9284	2,0	35,5194	0,8888	2,0	33,6610	0,8285
2,2	45,3812	0,7784	2,2	42,1024	0,7480	2,2	39,8104	0,7005
2,4	53,3447	0,6622	2,4	49,4412	0,6385	2,4	46,4464	0,6004
2,6	61,9406	0,5703	2,6	57,2353	0,5516	2,6	53,5682	0,5206
2,8	71,1673	0,4964	2,8	65,5852	0,4813	2,8	61,1740	0,4559
3,0	81,0264	0,4360	3,0	74,4889	0,4238	3,0	69,2643	0,4026
3,2	91,5171	0,3860	3,2	83,9478	0,3760	3,2	77,8374	0,3583
3,4	102,6387	0,3442	3,4	93,9612	0,3360	3,4	86,8938	0,3209
3,6	114,3919	0,3088	3,6	104,5298	0,3020	3,6	96,4330	0,2892
3,8	126,7759	0,2786	3,8	115,6501	0,2729	3,8	106,4550	0,2619
4,0	139,7915	0,2527	4,0	127,3249	0,2479	4,0	116,9585	0,2384

## LITERATURA

- Berzon I. S. — O siejsmiczeskich wołnach woznikajuszczich w wiertkalkno-słostoj sriedie. Izv. AN ZSRR, sier. geofiz. 1952, nr 3.
- Berzon I. S. — Wysokoczasotnaja siejsmika. Moskwa, 1957.
- Błaszczczyńska M. — Uwagi o pozycji anhydritów polskiego Przedgórze Karpat środkowych. Prz. geol., 1963, nr 6.
- Bogdanow A. I. — Teorija siejsmiczeskich godografow. Moskwa, 1960.
- Brauch W. — On Reflected Refraction Waves. Geophysics, 1958, nr 4.
- Dąbrowski A. — Obraz grawimetryczny Polski w świetle analizy ciężarów objętościowych skał. Rozpr. doktorska, 1965.
- Kowalczyk J. — O intensywności fal sejsmicznych na obszarze wyniesienia mazursko-suwalskiego (północno-wschodnia Polska). Zesz. nauk. AGH, 1967, nr 162.
- Mołotowa L. W., Wasilew J. I. — O wieliczinie odnoszenia skorostej prodolnych i popieriecznych wołn w gornych porodach. Izv. AN ZSRR, sier. geofiz. 1960, nr 7, 8.
- Pietsch K. — Analiz niezidentyfikowanych fal sejsmicznych, ich interpretacja oraz związek z tektoniką podłoża miocenu w zapadlisku przedkarpaccim (w rejonie Kolbuszowej). Pr. geol. PAN (w druku).
- Puzyriew N. N. — Interpretacja danych siejsmorazwiedki metodom obrazennych wołn. Moskwa, 1959.
- Samsonowicz J. — O górnym prekambrze (ryfeju) w Polsce. Prz. geol., 1955, nr 12.
- Smirnowa N. S. i in. o Materiały koliczestwiennego izuczenia siejsmiczeskich wołn. Leningrad, 1957.
- Soja Z. — Głębokościowa interpretacja minerałów sejsmicznych na Przedgórzu Karpat. Geof. i Geol. naft. 1965, nr 5, 6.

## SUMMARY

In the part of the Carpathian Fore-Deep without anhydrites (Rzeszów „island”) there are recorded both innumerable reflected waves and a large number of reflected refractory waves, originating on planes of faults cutting Miocene—Eocambrian boundary. Correct identification of the reflected refractory waves demands not only a detailed analysis of kinematic properties (9) but also the knowledge of dynamic properties.

Because of the lack of theoretical studies that would allow to interpret dynamic features of wave image for medium built of vertically set layers covered by flatly parallel-layered cover (asin case of the theoretical model of Rzeszów „island”), the intensity of reflected refractory waves was calculated with a certain degree of proximity. In the calculations it was assumed that the dynamic characteristics of these waves are close to those of reflected refractory waves spreading in rock medium vertically layered and devoid of blanket cover (2). Vertical components of the intensity  $I_w$  of reflected refractory waves were calculated for three typical geological cross-sections (based on boreholes).

## РЕЗЮМЕ

В безангидритовой части Предкарпатского прогиба (Жешувский остров), наряду с редкими отраженными волнами, регистрируются многочисленные отраженно-преломленные волны, возникающие на поверхностях сбросов, секущих контакт миоцен — эокембрий. Для правильного определения этих волн необходимо детально анализировать кинематические условия (9), а также исследовать динамику среды.

Из-за недостатка теоретических разработок по исследованию динамических условий волнового образа в среде, сложенной вертикально залегающими слоями, перекрытыми плоскопараллельным чехлом (теоретическая модель Жешувского острова), интенсивность отраженно-преломленных волн была вычислена приближенным способом, принимая, что динамические свойства этих волн близки свойствам отраженно-преломленных волн, распространяющихся в среде с вертикальными слоями, лишенными чехла (2). Вертикальные составляющие интенсивности отраженно-преломленных волн вычислены для трех характерных геологических разрезов, увязанных с буровыми скважинами.