Geofizyka

TADEUSZ KRYNICKI
Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych

POWSTAWANIE FAL ODBITYCH OD PŁASZCZYZN USKOKÓW

UKD 550.834.5:534.24:551.243:[550.8:551.3.051.7+553.3/.9

Rozpoznanie uskoków i wyznaczenie ich przebiegu w zasadniczy sposób decyduje o efektywności badań geofizycznych i geologicznych. Wydaje się, że interpretatorzy nie zawsze skupiają dostatecznie uwagę na tych zagadnieniach. Jedną z przyczyn tego stanu rzeczy jest powszechne przekonanie, że w strefach uskokowych następuje pogorszenie wyników sejsmicznych, polegające na ogół na przerwaniu korelacji granic odbijających. Poza tym w takich strefach spotyka się wiele fal, które w większości przypadków zaliczane są do fal dyfrakcyjnych. Kolejną przyczyną jest fakt stosowania różnych procesów podczas przetwarzania, prowadzących z reguły do tłumienia tych fal, które nie są uznawane za fale odbite. Sprzyjać może zresztą temu stosowanie sumowania w metodzie wielokrotnych pokryć. Problem ten szerzej został omówiony w publikacji W. P. Nomokonowa (8). Wreszcie nie spotyka się w naszych dokumentacjach geofizycznych prób interpretacji powierzchni uskoków jako granic odbijających, a przecież wskazano już dawno na możliwości uzyskiwania fal odbitych od powierzchni uskoków i traktowania ich na równi z innymi granicami odbijającymi (7, 9).

Powstawanie i zarejestrowanie fali odbitej od dowolnej granicy, w tym również i od płaszczyzny uskoku, zależy od wielu czynników, spośród których do najważniejszych można zaliczyć zróżnicowanie budowy geologicznej.

Powszechnie wiadomo, że fale odbite powstają głównie na granicy dwóch warstw bądź kompleksów skalnych, mających różne oporności akustyczne. Dlatego też granica sejsmiczna jest jednocześnie granicą dwóch warstw czy też kompleksów skalnych, o odmiennych własnościach sprężystych. Uskoki, a także i strefy dyslokacyjne, wskutek przesunięcia względem siebie skał, bądź też zróżnicowania ich własności fi-

zycznych (zwiększona szczelinowatość i porowatość), można uważać jako granice ośrodków o odmiennych własnościach sprężystych, czyli jako granice sejsmiczne. Dlatego też można przyjąć, iż wszystkie założenia teoretyczne odnoszące się do granic sejsmicznych będą słuszne również dla uskoków lub stref dyslokacyjnych.

ZRÓŻNICOWANIE PRĘDKOŚCIOWE

Zróżnicowanie prędkości przebiegu fal sprężystych i oporności akustycznych warstw jest najistotniejszym czynnikiem warunkującym efektywność i przydatność metody refleksyjnej. Od różnicy wartości oporności akustycznych zależą wielkości współczynników odbicia, a więc i intensywność fal odbitych. O ile prędkości i oporności akustyczne utworów osadowych, a także krystalicznych są na ogół znane, to praktycznie brak jest danych o tych parametrach skał, występujących w strefach uskokowych, bądź znajdujących się w pobliżu płaszczyzn uskokowych. Wiąże się to z tym, że uskoki i strefy dyslokacyjne nie zawsze mogą być jednoznacznie ustalone na podstawie wierceń i pomiarów geofizycznych.

Fakt istnienia odmiennych parametrów sprężystych w strefach uskokowych w stosunku do skał otaczających przejawia się przede wszystkim w zmniejszeniu wartości prędkości przebiegu fal oraz zwiększeniu stopnia pochłaniania fal.

Wskutek przemieszczania utworów należy oczekiwać, iż będą ze sobą kontaktować skały o odmiennych wartościach oporności akustycznych, tworząc tym samym granice odbijające. Wobec, na ogół słabego rozpoznania oraz niejednorodności utworów wypełniających strefy uskokowe, o ich parametrach sprężystych można wnioskować pośrednio, głównie na podstawie danych metody refrakcyjnej, dotyczących prędkości granicznych. Prędkości graniczne charakteryzują własności sprężyste ośrodka, pod warunkiem że są one dokładne, czyli gdy odległości między punktami pomiarowymi są dostosowane do rozmiarów badanych obiektów. Ponieważ najmniejsze odległości między kanałami stosuje się przy badaniach inżynierskich, stąd też wyniki tych prac możemy uznać za najbardziej pewne. Tak np. — podczas pomiarów geofizyczno-inżynierskich uzyskano w strefie koncentracji spękań kompleksu piaskowcowo-łupkowego fliszu karpackiego, związanej z uskokiem, prędkość fali podłużnej równą 1500—1800 m/s, gdy w bloku nienaruszonym tego kompleksu wynosiła ona 2700—2900 m/s (15).

Interesujące są również wyniki pomiarów przeprowadzone metodą mikroprofilowania w otworze usytuowanym w rejonie elektrowni Sobel, niedaleko Nowego Sącza. Otwór odwiercono w piaskowcu magurskim. Prędkość rozchodzenia się fali podłużnej w piaskowcu nienaruszonym wynosiła 3500 m/s, gdy w interwale 49—65 m, w którym stwierdzono strefę uskokową, wartości prędkości obniżyły się do 1600 m/s. Podobne dane świadczące o znacznym obniżeniu wartości prędkości w strefach zaburzonych tektonicznie, podawane są w literaturze (13). Również na głębokościach sięgających do kilkuset metrów, a nawet przekraczających 1 km obserwuje się zmniejszenie prędkości granicznych w strefach uskokowych. Tak np. — w obrębie Donbasu, w strefach zaburzonych wartości prędkości fali podłużnej są mniejsze od 20—40%, w porównaniu do obszarów nienaruszonych, przy czym odnosi się to do skał różnie wykształconych, np.: wapieni, piaskowców i iłowców.

Podobne zróżnicowanie warstw pod względem prędkości obserwuje się w kompleksie cechsztyńskim, charakteryzującym się wyraźnymi granicami sejsmicznymi o wysokich współczynnikach odbicia, dochodzących do 0,25—0,30, a niekiedy i przekraczających te wartości. Trzeba tu jednak nadmienić, że zmniejszenie prędkości przebiegu fal sejsmicznych w strefie uskokowej spowodowane wzrostem porowatości lub też szczelinowatości maleje wraz z głębokością pod wpływem ciśnienia. S. Depowski (4) uważa, że na dużych głębokościach (6—7 tys. m) właściwości zbiornikowe skał węglanowych wyrażają się tylko szczelinowatością. Wyniki badań refrakcyjnych skonsolidowanego podłoża w Polsce pozwalają stwierdzić, że nawet na głębokościach kilkunastu kilometrów występują zmiany prędkości w strefach zaburzonych. Jeżeli przyjąć, że w strefach dyslokacyjnych nie występują otwarte szczeliny, to należy liczyć się z dużym prawdopodobieństwem wypełnienia stref materiałem dyslokacyjnym o odmiennych własnościach sprężystych. Wówczas także powstanie zróżnicowanie prędkości, sprzyjające tworzeniu się fal odbitych od płaszczyzn stref uskokowych.

Tabela I

ZESTAWIENIE GĘSTOŚCI SKAŁ CECHSZTYŃSKICH I ICH WŁASNOŚCI SPRĘŻYSTYCH

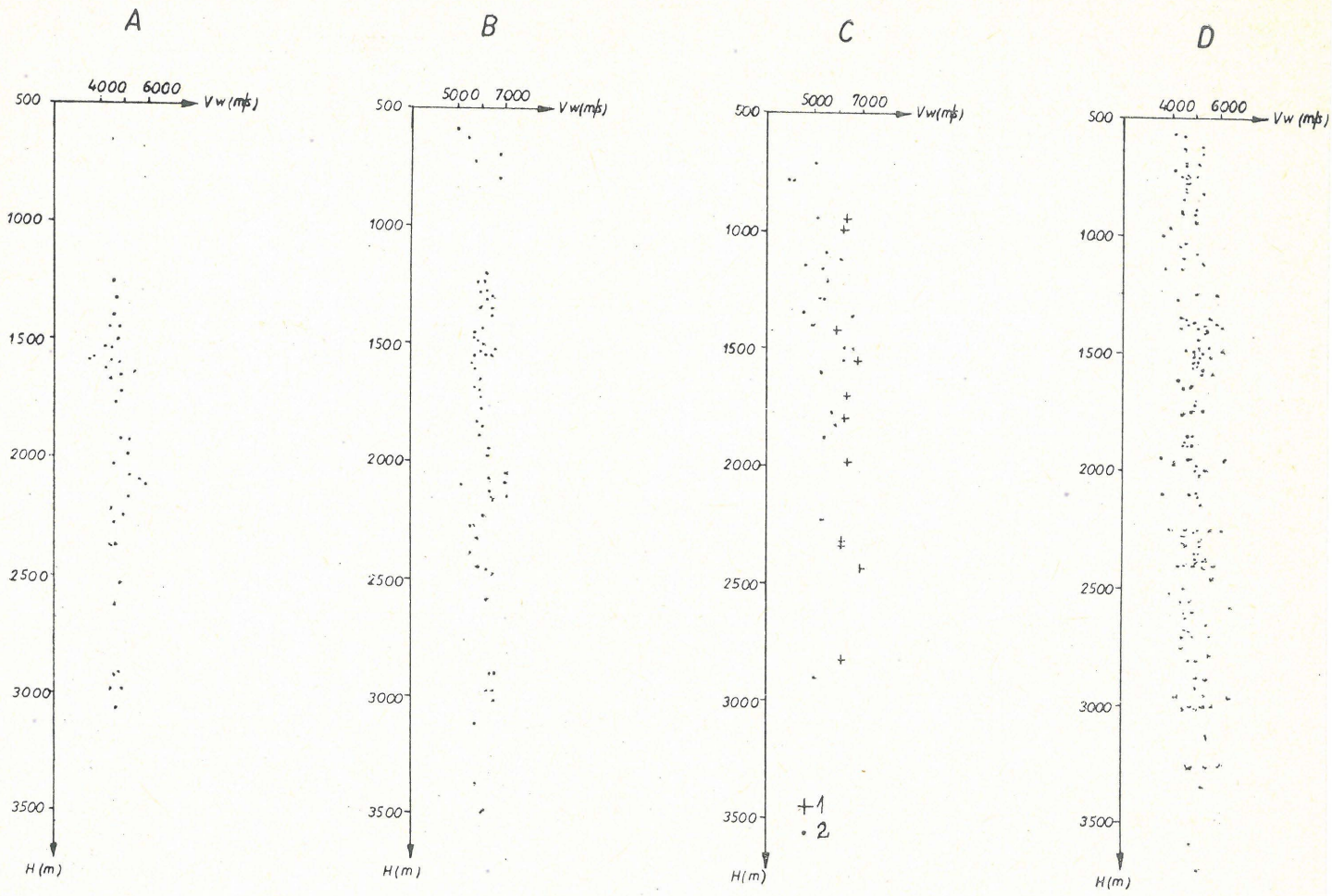
Rodzaj skały	Przedział zmian		
	Prędkość (km/s)	Gęstość 10^3 (kG/m^3)	Oporność akust. $V\delta$, 10^5 (Pa s/m)
Sole	4,2—5,1	2,05—2,2	8,6—11,2
Anhydryty	5,5—6,5	2,8—2,95	15,4—19,2
Dolomity	6,3—6,8	2,3—2,85	14,4—19,4
Wapienie	5,0—6,4	2,3—2,85	11,5—18,2
Iły	3,3—3,8	2,5	8,2—9,5

W przekrojach geologicznych oprócz stref zaburzonych mających pewną szerokość, porównywalną z długością fal sejsmicznych, mogą wystąpić uskoki, niekiedy o znacznych amplitudach i zasięgu głębokościowym, ale jednocześnie o niewielkich rozmiarach poziomych. Zróżnicowanie prędkości, a zatem i oporności akustycznych wzdłuż płaszczyzn takich uskoków zależeć będzie głównie od wartości prędkości propagacji sejsmicznych i gęstości warstw kontaktujących ze sobą, po ich przemieszczeniu. W zasadzie, im większe będą różnice w wartościach oporności akustycznych kontaktujących warstw, tym mogą powstać intensywniejsze fale odbite. Zagadnienie wpływu oporności akustycznych na tworzenie się fal, w przypadku istnienia uskoków jest zbliżone do tego, z jakim mamy do czynienia w przypadku warstwowego ośrodka skalnego. Jak duże będą różnice w opornościach akustycznych, mogących ze sobą kontaktować w płaszczyźnie uskoku warstw, łatwo zorientować się na podstawie danych zawartych w tabeli I, a dotyczących skał wspomnianego już kompleksu cechsztyńskiego.

Z przytoczonych danych wynika, iż najintensywniejsze fale odbite powstawać będą od płaszczyzny kontaktu iłów bądź soli z anhydrytami, czy też dolomitami. W przypadku występowania uskoków, kontakt takich skał jest bardzo prawdopodobny. Jeżeli ze sobą stykać się będą warstwy innego wieku, o odmiennych wartościach oporności akustycznej, wówczas może nastąpić zmniejszenie lub zwiększenie współczynników odbicia, zależnie od kontrastu oporności akustycznych.

MIĄŻSZOŚĆ WARSTW I WZAJEMNE ICH POŁOŻENIE

Współczynniki odbicia zależą nie tylko od zróżnicowania oporności akustycznych, lecz także od stosunku miąższości danej warstwy do długości rozchodzącej się w niej fali. Wpływ miąższości warstw w ośrodku cienkowarstwowym na jakość uzyskiwanych wyników metodą refleksyjną omówiono w wielu pracach (5, 6, 9, 2, 10, 3). W sejsmice miąższości warstw są oceniane według innych kryteriów niż w geologii: „warstwa" stanowi tu część przekroju geologicznego o stałych własnościach sprężystych. Ponadto, warstwy nawiercone w otworze o tej samej miąższości mogą być zaliczone przez sejsmika do miąższych lub cienkich, zależnie od długości fali rozchodzącej



Ryc. 1. Zestawienie wartości prędkości warstwowych cechsztynu na podstawie danych pomiarów akustycznych dla:

A — soli, B — anhydrytów, C-1 — dolomitów, C-2 — wapieni, D — prędkości obliczonych z hodografów pionowych.

Fig. 1. Summation of layer velocity values for the Zechstein, based on the results of acoustic measurements for:

A — salt, B — anhydrites, C-1 — dolomites, C-2 — limestones; D — velocity values calculated from vertical hodographs.

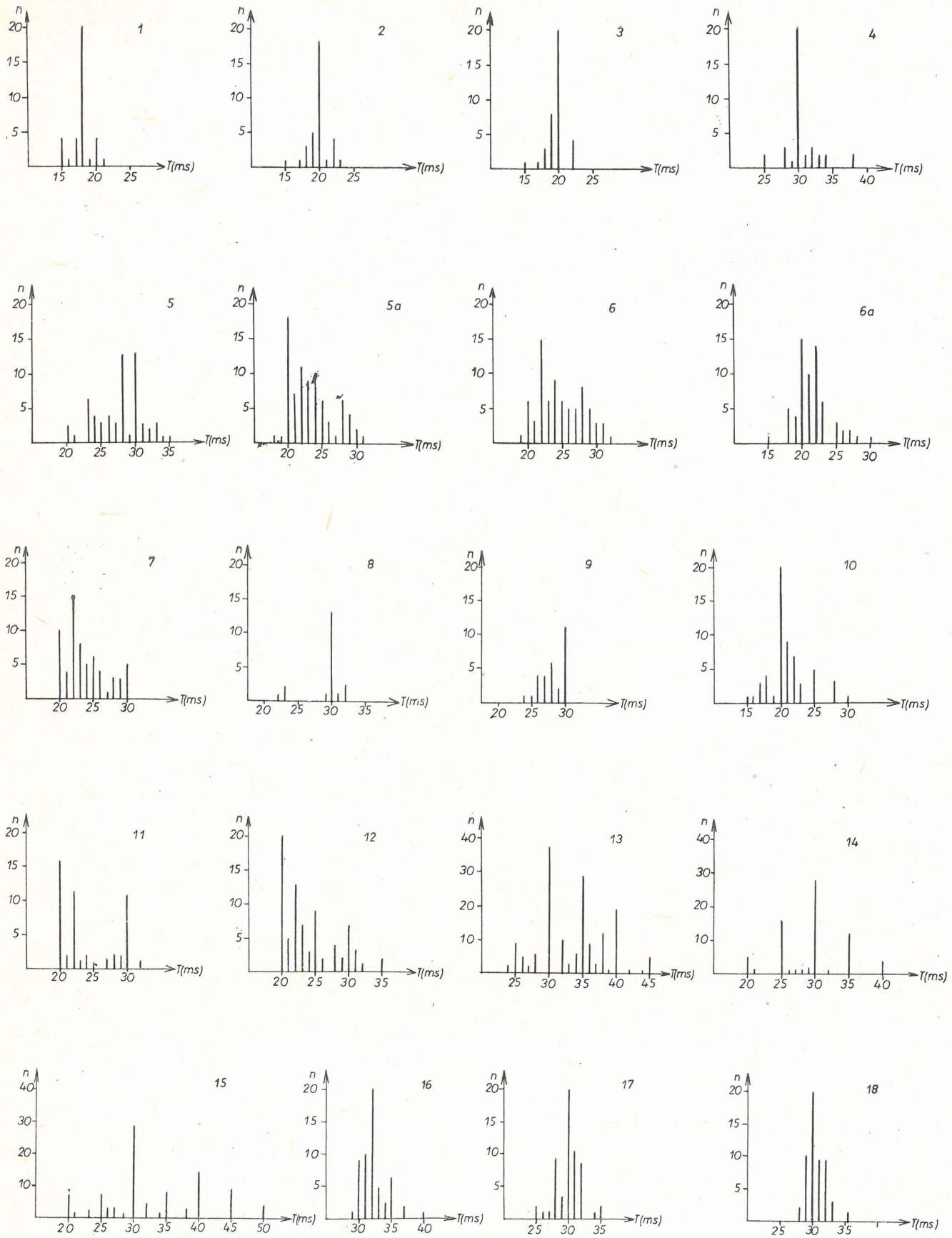
się w tych warstwach. Za warstwę miąższą przyjęto uważać taką, której stosunek nawierconej miąższości h do długości fali jest większy od 2 (9, 2).

Z kolei wiadomo, że długość fali zależy od iloczynu prędkości rozchodzenia się fali w danej warstwie i okresu fali. Wraz z głębokością generalnie następuje wzrost prędkości, zwłaszcza w skałach porowatych (wskutek ich kompakcji) oraz zwiększenie okresów fal, a tym samym i ich długości. Rozpatrzmy zatem, z jakimi długościami fal możemy mieć do czynienia w przypadku utworów cechsztyńskich, stanowiących w zasadzie dolną granicę zasięgu głębokościowego dla sejsmicznej metody refleksyjnej. Fale rozchodzące się w utworach, występujących nad cechsztynem będą ogólnie charakteryzować się mniejszymi długościami. W nawiązaniu do danych tab. I można stwierdzić, że prędkości warstwowe zmieniają się w znacznych przedziałach zależnie od wykształcenia litologicznego skał cechsztyńskich. One będą głównie decydować o długości fali, natomiast parametr głębokości dla skał zwięzłych, np. soli i anhydrytów będzie pełnił mniejszą rolę.

Na ryc. 1 zestawiono wartości prędkości warstwowych soli (część A), anhydrytów (część B) oraz wapieni i dolomitów (część C), uzyskanych podczas pomiarów akustycznych w otworach, zaznaczając punktem środki interwału głębokości, na których przeprowadzono pomiary, przy czym pod pojęciem interwał rozumie się przedział głębokości, w którym uzyskano określoną, stałą wartość prędkości. Jednocześnie na rycinie tej (część D) przedstawiono prędkości warstwowe kompleksu cechsztyńskiego obliczone z hodografów pionowych, pomierzonych w otworach, usytuowanych na całym obszarze basenu cechsztyńskiego Polski. Na podstawie powyższych zestawień można mówić o zauważalnym wzroście prędkości warstwowych kompleksu cechsztyńskiego jedynie w przedziale głębokości od 500 do około 1600 m. Poniżej, zależność ta jest trudna do uchwycenia.

Długość fali zależy także od jej okresu. W celu zorientowania się w wartościach dominujących okresów fal odbitych głównie od granic cechsztyńskich dokonano odpowiednich zestawień, z których część przedstawia ryc. 2. Na osi rzędnych odłożono ilość odczytanych z sejsmogramów polowych okresów fal, przy czym n należy traktować jako 5 odczytów, a na osi odciętych ich wartości w milisekundach. Sejsmogramy przyjęte do analizy uzyskano dla różnych jednostek geologicznych, w których fale odbite od cechsztynu występują w czasach od 0,5 do około 3,0 s.

Trzeba nadmienić, że wartości okresów fal zależą od wielu parametrów, a m. in.: od rodzaju skał, w których dokonuje się wzbudzania, wielkości ładunków, stosowanego pasma przepuszczania w aparaturze polowej. Z braku odpowiednich informacji w dokumentacjach sejsmicznych trudno jest analizować wpływ pierwszego parametru. Starano się natomiast wybierać do analizy sejsmogramy uzyskane przy odpalaniu ładunków o zbliżonej wielkości 3—10 kg i zastosowaniu szerokiego pasma przepuszczania podczas zapisu na taśmie i przy odtwarzaniu sejsmogramów,

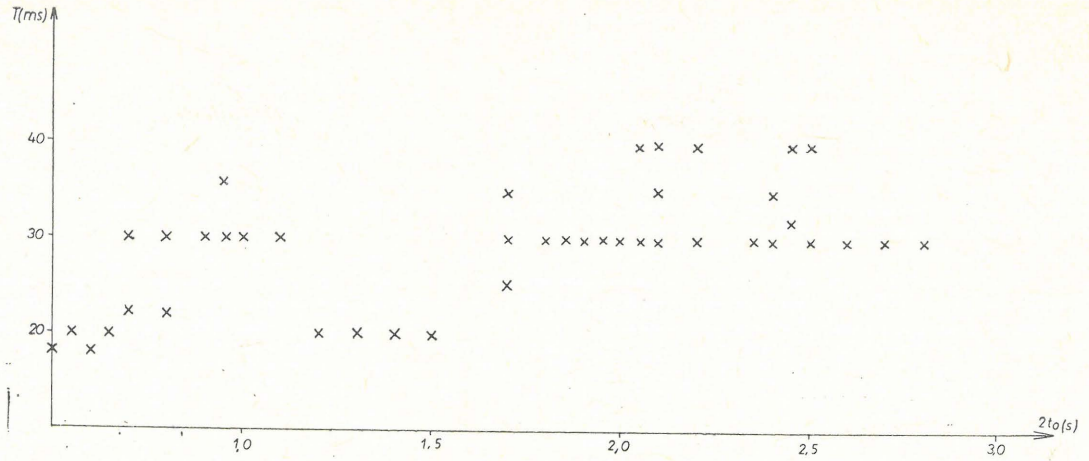


Ryc. 2. Histogramy wielkości okresów fal odbitych od utworów cechsztyńskich dla obszarów:

wyniesienie Łeby (1—4), monokliny przedsudeckiej (5—7), niecki gdańskiej (8—9), rowu lubelskiego (10—12), synklinorium pomorsko-warszawskiego (13—18) oraz fal wiązanych ze skałami triasowymi (5a, 6a). n = 5 odczytów okresów fal.

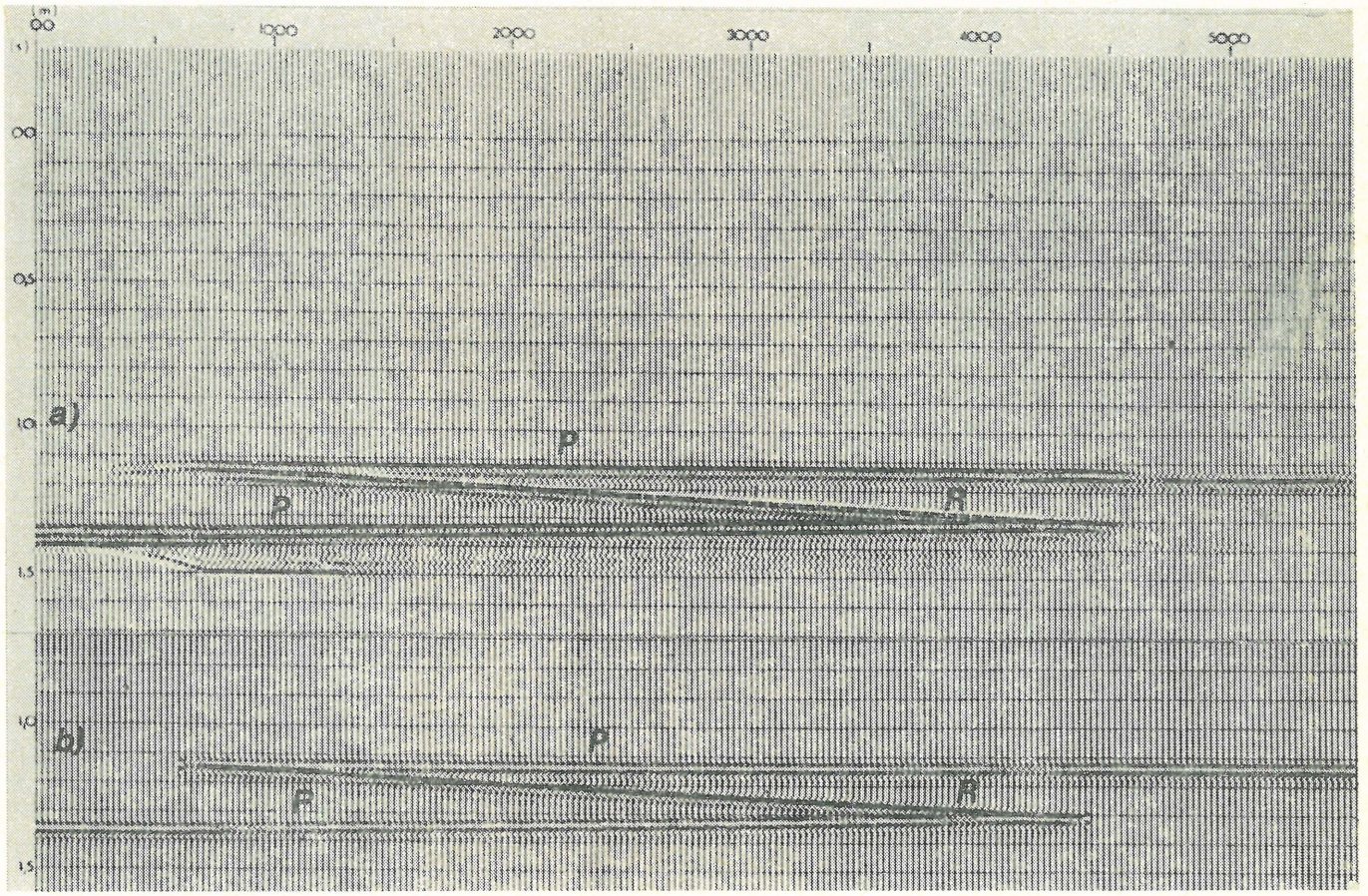
Fig. 2. Histograms of magnitude of reflected wave periods for Zechstein rocks from:

Łeba Elevation (1—4), Fore-Sudetic Monocline (5—7), Gdańsk Basin (8—9), Lublin Trough (10—12), and Pomeranian Synclinorium (13—18), and waves interpreted as related to Triassic rocks (5a, 6a). n = 5 — readings of wave periods.



Ryc. 3. Zmiana wartości fal odbitych od utworów cechsztyńskich w zależności od czasu rejestracji.

Fig. 3. Change in values of waves reflected from Zechstein rocks in dependence on the time of recording.



Ryc. 4. Model przekroju sejsmicznego.

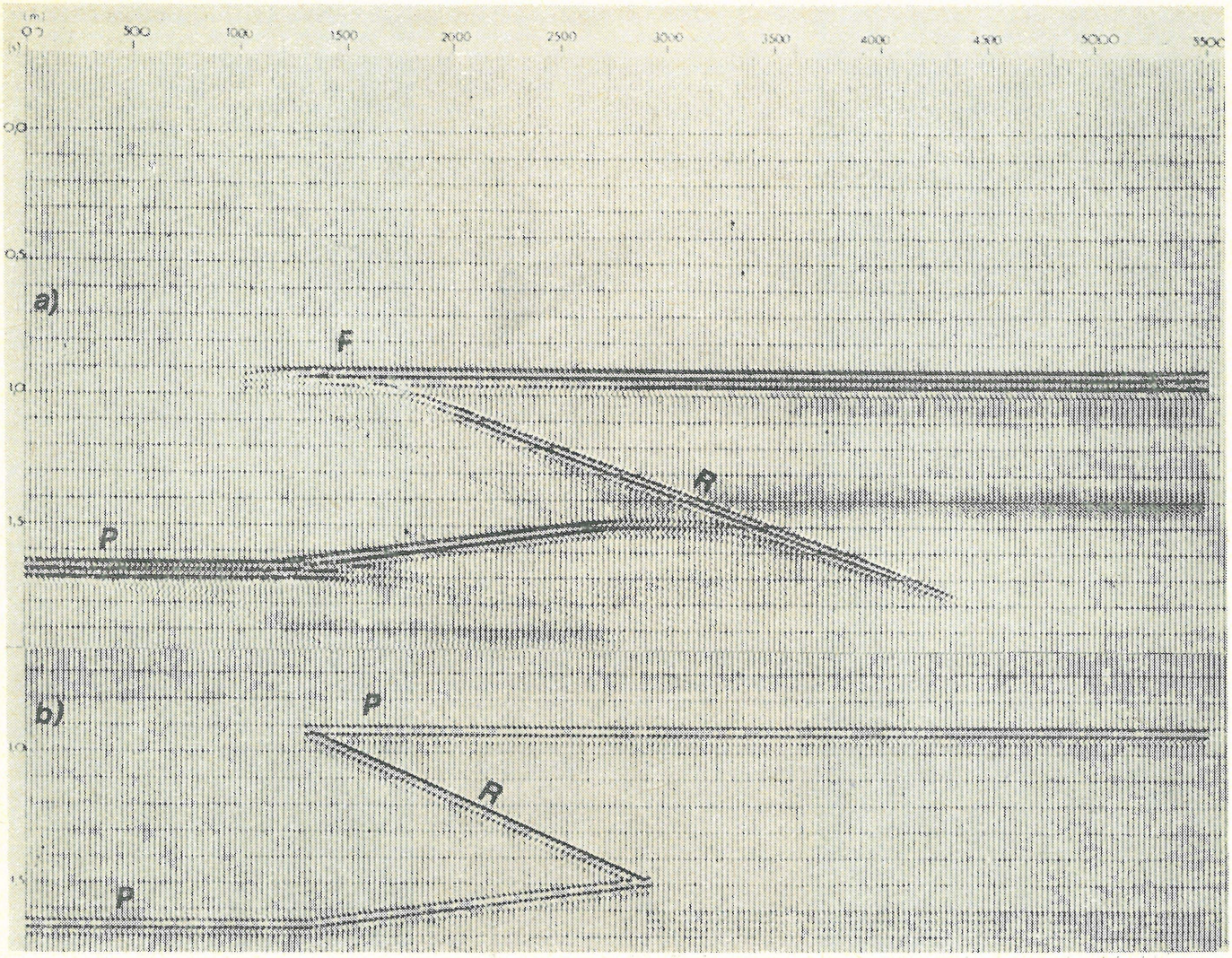
P — granica odbijająca, R — płaszczyzna uskoku nachylona pod kątem 4,5°, przykłady zapisu fal bez zastosowania procesu migracji (a) i po jej wprowadzeniu (b).

Fig. 4. Model of seismic cross-section.

P — reflecting boundary, R — fault plane dipping at the angle of 4.5°; examples of wave record made before (a) and after (b) introducing correction for migration.

z wyjątkiem sejsmogramów z obszaru rowu lubelskiego, gdzie stosowano filtrację już w czasie rejestracji polowej.

Rozpatrując wartości okresu fal zarejestrowanych w podobnych czasach daje się zauważyć, że niekiedy wartości te różnią się, jak np. w przypadku wykresów 5 i 6 (ryc. 2), zawierających dane z obszaru monokliny przedsudeckiej. Aby przekonać się, czy różnice te nie są wywołane odmiennością warunków wzbudzania, pomierzono okres fal występujących na tych samych sejsmogramach, lecz odbitych od utworów triasowych (wykresy 5a i 6a, ryc. 2). Ponieważ okresy fal odbitych od granic triasowych są zbliżone, zatem można wnioskować, że warunki wzbudzania i odbioru nie wpłynęły w tym przypadku na wartości okresów fal cechsztyńskich. Podobnie większe wahania w wartościach okresów fal cechsztyńskich, występujących w tych samych czasach, zaobserwowano w materiałach z obszaru synklinorium pomorsko-warszawskiego. Wydaje się, iż takie wahania wartości okresów fal mogły powstać wskutek zmian stosunku miąższości warstwy odbijającej od długości fali. Pomimo wspomnianych wahań w wartościach okresu fal cechsztyńskich można uważać, że



Ryc. 5. Model przekroju sejsmicznego opracowany dla nachylenia płaszczyzny uskoku pod kątem 32°. Pozostałe objaśnienia jak do ryc. 4.

Fig. 5. Model of seismic section compiled for fault plane dipping at the angle of 32°. Explanations as given in Fig. 4.

zmiany tych wartości są spowodowane głównie głębokością występowania utworów cechsztyńskich, z czym ściśle wiąże się pochłanianie wysokoczęstotliwych składowych widma fal na drodze ich przebiegu. W celu bardziej poglądowego przedstawienia zmian wartości okresu fali cechsztyńskiej, w zależności od czasu ich występowania, sporządzono wykres przedstawiony na ryc. 3. Na osi rzędnych naniesiono wartości dominujących okresów w ms, a na osi odciętych czas rejestracji fal. Warto odnotować identyczność wielu wartości okresów fal; pokrywają się one na ryc. 3. Wartości okresów fal zmieniają się od 18 ms w czasie 0,5 s do ponad 30 ms, a nawet osiągają 40 ms w czasie powyżej 2,0 s. Jedynie na obszarze rowu lubelskiego uzyskano niższe wartości okresu fal w czasie 1,2—1,5 s, co może być wywołane stosowaniem filtrów w aparaturze, już podczas zapisu na taśmie magnetycznej.

Analizując dane o prędkościach warstwowych i okresach fal można zauważyć, że długości fal będą miały różne wartości zależnie od litologii utworów i głębokości ich występowania. Tak więc, przyjmując prędkość w solach równą 4500 m/s, długość fali zależnie od głębokości występowania cechsztynu może wahać się od ok. 80 m w obrębie wyniesienia Łeby do około 160 m w obszarze synklinorium warszawskiego. Podobnie dla anhydrytów o prędkości 6000 m/s — długość fali będzie się zmieniać od około 110 do 220 m. Przytoczone wartości pozwalają na zorientowanie się co do rzędu długości fal rozchodzących się w poszczególnych warstwach. Porównując podane wartości długości fal z ogólnie spotykanymi miąższościami warstw i szerokościami stref uskokowych lub uskokami, można uważać, że poza nielicznymi wyjątkami, większość z nich powinna być zaliczona do warstw cienkich. Wiadomo zaś, że współczynniki odbicia fal od granic cienkich zmieniają swoje wartości, zależnie od stosunku miąższości warstwy do długości rozchodzącej się w niej fali. Nie wnikając szczegółowo w proces przebiegu fal w ośrodkach składających się z warstw cienkich, a nawiązując do prac I. I. Gurwicza (5, 6) oraz I. S. Berzon i A. M. Jepinatiewej (2) można stwierdzić, że współczynniki odbicia osiągają maksymalne wartości, jeżeli fazy fali odbitej od spągu i stropu warstwy nakładają się.

Biorąc pod uwagę długości fal rozchodzących się np. w warstwach cechsztyńskich i wykorzystując przytoczone w podanych publikacjach zależności współczynników odbicia od miąższości warstw, określmy dla jak miąższych warstw uzyskiwać się będzie maksymalne i minimalne współczynniki odbicia. Dane te, dotyczące obszarów o najpłytszym (wyniesienie Łeby) i najgłębszym (synklinorium warszawskie) występowaniu cechsztynu zawiera tab. II.

Dla innych jednostek geologicznych będą to wartości pośrednie. W przypadku występowania stref dyslokacyjnych i uskoków należy liczyć się ze wzro-

Tabela II

ZALEŻNOŚĆ WSPÓŁCZYNNIKÓW ODBICIA SKAŁ CECHSZTYŃSKICH OD ICH MIĄŻSZOŚCI

Rodzaj skał	Miąższości warstw w m, dające maksymalne i minimalne współczynniki odbicia			
	wyniesienie Łeby		synklinorium warszawskie	
	maks.	minim.	maks.	minim.
Sole	20, 60, 100	1, 40, 80	40, 120, 200	1, 80, 160
Anhydryty	27, 83, 140	1, 50, 110	54, 164, 274	1, 110, 220
Wapienie zwięzłe	22, 67, 112	1, 45, 90	45, 135, 225	1, 90, 180
Dolomity zwięzłe	27, 83, 140	1, 55, 110	54, 164, 274	1, 110 220
Wapienie i dolomity porowate ok. 20%	18, 64 90	1, 36, 72	30, 108, 181	1, 72, 144

stem porowatości skał kontaktujących ze sobą, a zatem można uważać, że zależność współczynników odbicia od miąższości będzie zbliżona do wartości podanych w ostatnim wierszu tabeli.

Omawiając problem współczynników odbicia w zależności od miąższości warstw, nasuwa się pytanie, jaka musi być najmniejsza miąższość warstwy, aby powstała fala odbita. Zagadnienie to rozpatrzone w pracy I. I. Gurwicza (6), który uważa, że dolna granica miąższości warstwy, od której uzyskuje się jeszcze intensywne odbicia może być 30—40-krotnie mniejsza od długości fali. Tak więc, w przypadku cechsztynu byłaby to warstwa soli o miąższości 3—4 m, dolomitów zwięzłych zaś o miąższości 4—5 m. Ponieważ prędkości warstwowe utworów wypełniających strefy uskokowe na ogół będą niższe od prędkości w solach i dolomitach, stąd można uważać, że strefy te o szerokości zaledwie kilku metrów znajdą odzwierciedlenie w obrazie falowym. Należy nadmienić, że zauważalne nałożenie fal odbitych od stropu i spągu warstwy nastąpi tylko wówczas, gdy amplitudy tych fal różnić się będą nie więcej niż 2-krotnie.

Położenie granic sejsmicznych, którymi mogą być płaszczyzny stref dyslokacyjnych i uskoków, w sposób istotny wpływa na efektywność badań sejsmicznych. Zależnie od kąta nachylenia płaszczyzny uskoku względem uwarstwienia skał, bądź kierunku przebiegu profilu w stosunku do tej płaszczyzny, na przekrojach czasowych uzyskiwać się będzie różny obraz falowy. Rozpatrując związek powstającego obrazu falowego z kątem nachylenia płaszczyzny uskoku, w pewnym uproszczeniu można wyodrębnić 2 przypadki — gdy kąt nachylenia płaszczyzny względem warstw nie przekracza 45° oraz, gdy dochodzi do 90°. Ten drugi przypadek jest prostszy i nie stwarza trudności w wyznaczaniu uskoków, szczególnie jeżeli na przekrojach śledzi się co najmniej dwie granice sejsmiczne, dlatego też zostanie on pominięty w rozważaniach. Rozpoznanie natomiast uskoków, a tym bardziej określenie ich płaszczyzn, gdy tworzą niewielkie kąty z granicami geologicznymi innego rodzaju należy do zadań trudnych, ale jednocześnie możliwych do wykonania, jeżeli prowadzić się będzie szczegółową analizę obrazu falowego i to głównie na przekrojach jednokrotnego profilowania.

Rozpatrzmy na przykładach modelowych, w jaki sposób płaszczyzny uskoków nachylone pod różnymi kątami będą zapisane na przekrojach czasowych przy założeniu, że profil usytuowano prostopadle do przebiegu uskoku. Do sporządzania modeli posłużono się sygnałem sejsmicznym opisanym wzorem Berlaga: $F(t) = at^n e^{-\beta t} \sin \omega_0 t$, przy parametrach $\omega_0 = 33$ Hz, $a = 1000$, $\beta = 50$, $n = 1$. Przyjęto odległości między trasami wspólnego punktu głębokościowego równe 25 m, prędkość zaś do poziomej granicy odbijającej 2700 m/s i poniżej 3500 m/s. Ta różnica w prędkościach przy przyjętej miąższości warstwy o większej wartości prędkości spowodowała pewne spłycenie granicy na skrzydle zrzuconym w pobliżu uskoku (ryc. 5). Jednakże fakt ten nie wpływa na obraz falowy fali odbitej wiązanej z płaszczyzną uskoku. Modele wykonano dla nachylenia płaszczyzny uskoku równego 4,5 i 32°, w wariancie bez migracji i z migracją promienia sejsmicznego. Zastosowano wachlarz migracji —12, + 28 oraz —12, + 60 tras przy nachyleniu płaszczyzny odpowiednio pod kątem 4,5° i 32°. W górnej części rycin 4 i 5 przedstawiono modele przekrojów czasowych uzyskane po zastosowaniu standardowych procesów przetwarzania. Dolna część wymienionych rycin obrazuje układ granic odbijających, w tym i płaszczyzny uskoku po zastosowaniu procesu migracji, wchodzącego w system przetwarzania WARS.

Pomimo przyjętych uproszczeń, przy modelowaniu obrazu falowego, uzyskane wyniki wskazują, jak zmienia się położenie granic odbijających, a także i płaszczyzny uskoku. Na ryc. 4 ilustrującej charakter zapisu przy nachyleniu płaszczyzny uskoku pod kątem 4,5° obraz falowy na obydwu częściach przekroju *a* i *b* jest zbliżony. Odnotujemy, iż podobny obraz falowy uzyskano także dla przypadku nachylenia płaszczyzny uskoku pod kątem 12°. Na przekroju sporządzonym przy założeniu nachylenia płaszczyzny uskoku pod kątem 32° (górna część ryc. 5) obserwuje się fale dyfrakcyjne stanowiące swego rodzaju przedłużenie płaszczyzny uskoku, które będzie zwiększać się wraz ze wzrostem kąta nachylenia płaszczyzny uskoku. Jest oczywiste, że w przypadku gdy profil nie zostanie usytuowany zgodnie z kierunkiem zapadania płaszczyzny strefy zaburzonej, uzyskiwać się będzie pozorne kąty jej upadu.

WPŁYW ZMIAN WŁASNOŚCI SPRĘŻYSTYCH WZDŁUŻ GRANIC ODBIJAJĄCYCH NA UZYSKIWANE WYNIKI

Jakość uzyskiwanych wyników metodą refleksyjną w dużej mierze zależy od równości i wyrazistości granic odbijających. Wpływ nierówności granic odbijających i zmian ich własności sprężystych na rejestrowany obraz falowy szczegółowo przeanalizowano i omówiono w wielu publikacjach (11, 12, 17, 14). W świetle wymienionych publikacji dopiero nierówności o amplitudzie równej lub większej od długości fali mogą znajdować odbicie w rejestrowanym obrazie falowym. Nierówności takie, będące swego rodzaju obiektami niejednorodnymi w ośrodku skalnym, powodują powstawanie fal dyfrakcyjnych, które mogą utrudniać korelację fal odbitych. Właściwości fal dyfrakcyjnych zależą od rodzaju wywołującego je obiektu. Fale dyfrakcyjne, tworzące się na powierzchniach erozyjnych mają zwykle największe amplitudy, które są zbliżone wartościami do amplitud fal odbitych i występują z reguły na krótkich odcinkach profilu. Mniej intensywne fale dyfrakcyjne rejestrują się w pobliżu uskoków i stref dyslokacyjnych. Ten fakt ułatwia wyodrębnienie fal odbitych od granic znajdujących się w pobliżu uskoków, w tym także granic będących płaszczyznami zaburzeń tektonicznych.

W związku z tym, że w strefach uskokowych następuje obniżenie wartości prędkości, należy oczekiwać zmniejszenia długości fal. Należy przypuszczać, że mogą to być długości mniejsze o około 30—40% od obliczonych dla utworów cechsztyńskich. Ponieważ jednak wzdłuż powierzchni uskoków, bądź nawet stref dyslokacyjnych, następowało przemieszczenie mas skalnych, stąd też powierzchnie te są na ogół gładkie i równe. Zatem, nierówności na powierzchni uskoków raczej nie będą źródłem zakłóceń, w tym głównie fal dyfrakcyjnych. Fale dyfrakcyjne nato-

miast mogą powstawać wskutek zmian własności sprężystych wzdłuż granic bądź powierzchni stref zaburzonych. Jednakże w świetle prac L. A. Rabinkina (11), Ju. W. Timoszina (14) i innych, fale dyfrakcyjne powstałe na obiektach niejednorodnych, charakteryzujących się np. zmianami współczynnika odbicia, wykazują najmniejsze amplitudy w porównaniu z falami dyfrakcyjnymi wywołanymi wszystkimi pozostałymi przyczynami. Fakt ten pozwala przypuszczać, że fale dyfrakcyjne nie będą stanowić dużej przeszkody w wyodrębnieniu fal odbitych. Przeprowadzone rozważania na temat możliwości powstawania rejestracji fal odbitych od płaszczyzn uskoków mogą być wykorzystane do podjęcia prób wyodrębnienia i bardziej dokładnego określenia położenia stref tektonicznych, co niewątpliwie wpłynie na podniesienie skuteczności badań refleksyjnych.

LITERATURA

1. Bałaszow W. N., Juchin F. N. — Skorost prodolnych wołn w fundamientie po izmierienijam w skważinie. Sb. Nieodnorodnost kristaliczeskogo fundamienta po siejsmiczeskim dannym. Izd. Nauka 1977.
2. Berzon I. S., Jepinatiewa A. M. — Dinamiczeskije charaktieristiki siejsmiczeskich wołn w riealnych sriedach. Izd. Nauka 1962.
3. Berzon I. S. — Siejsmiczeskije wołny w tonkosłoistnych sriedach. Izd. Nauka 1973.
4. Depowski S. — Poszukiwania złóż ropy naftowej i gazu ziemnego na dużych głębokościach. Geof. i Geol. Naft. 1970 nr 3—4
5. Gurwicz I. I. — Ob otrażenijach ot tonkich płastow w siejsmorazwiedkie. Prikładn. Geofizika, wyp. 9 1952.
6. Gurwicz I. I. — Analiz otrażenij ot tonkich płastow. 1956.
7. Gurwicz I. I. — Siejsmorazwiedka. Izd. Niedra 1960.
8. Nomokonow W. P. — Prostranstwiennaja naprawlennost sposoba OGT. Prikładn. Geofizika, wyp. 93, 1978.
9. Puzyriew N. N. — Intierprietacja dannych siejsmorazwiedki mietodom otrażennych wołn. Izd. Niedra 1959.
10. Ratnikowa L. J. — Mietody rascziota siejsmiczeskich wołn w tonkosłoistych sriedach. Izd. Nauka 1973.
11. Riabinkin L. A. i in. — Tieoria i praktika siejsmiczeskogo mietoda RNP. Izd. Niedra 1962.
12. Riabinkin L. A. — Primienienije siejsmorazwiedki MRNP dla izuczenija siejsmogieołogiczeskich granic. Sb. Nowoje w polewoj gieofiziczeskoj razwiedkie na nieft i gaz. Izd. Niedra 1965.
13. Rżewskij W. W. — Mietodiczeskije ukazanija po ocenkie miechaniczeskogo sostojanija gornych masiwow s pomoszczju uprugich wołn. Izd. AN ZSRR 1976.
14. Timoszin Ju. W. — Osnowy difrakcionnogo prieobrazowanija siejsmiczeskich zapisiej. Izd. Niedra 1972.
15. Trojan J. — Metody geofizyczne w badaniach podłoża budowli wodnych. Arch. Hydrotechniki 1975. T. XXII. Z. 2.
16. Wołyniec L. N., Wołarowicz M. P. — Staticzeskije charaktieristiki skorostiej uprugich wołn w kristaliczeskich porodach pri wysokich dawlenijach. Fizika Ziemli, 5. Izd. Nauka 1979.
17. Znamienskij W. W. — K izuczeniju siejsmiczeskim mietodom RNP niepieriodiczeskich szorochowatych granic. Sb. Nowoje w polewoj gieofiziczeskoj razwiedkie na nieft i gaz. Izd. Niedra 1965.

SUMMARY

Tracing of faults in seismic sections is very difficult. Tectonic zones are as a rule delineated in places of occurrence of breaks in correlation of reflectors or complex seismic record. The analysis of elastic properties of rocks occurring in zones of disturbances or faults makes it possible to state that they differ from those of undisturbed adjoining rock medium. On the basis of the recorded differences in acoustic resistance values, it is concluded that fault zone surfaces may be treated as seismic boundaries providing that their geological setting is advantageous. Such advantageous geological setting is analysed here with reference to elastic properties of rocks, mainly Zechstein.

Delineation of dislocation and fault zones on the basis of waves reflected from their surface may greatly contribute to the effectiveness of seismic surveys.

РЕЗЮМЕ

Определение сбросов на сейсмических разрезах является трудной задачей. Тектонические зоны обычно определяют в местах нахождения перерывов в корреляции отряжающих границ или сложной сейсмической записи. На основании приведенных в статье рассуждений по упругим свойствам горных пород находящихся в пределах нарушенных зон и сбросов, автор констатирует, что они отличаются от свойств окружающей ненарушенной среды. Учитывая разность величин акустического сопротивления приведено мнение, что поверхности сбросовых зон в некоторых благоприятных геологических условиях можно считать сейсмическими границами. Эти условия рассмотрены на фоне упругих свойств горных пород, прежде всего цехштейна. Определение дислокационных зон и сбросов на основании волн отраженных от их поверхности может стать причиной значительного увеличения эффективности сейсмических исследований.