

ZAGADNIENIE DOBORU PRĘDKOŚCI ŚREDNICH

ZAGADNIENIE WŁAŚCIWEGO doboru prędkości średnich odgrywa w sejsmice pierwszorzędą rolę. Od tego zależy otrzymanie obrazu dobrze oddającego rzeczywiste stosunki wglębne tak w odniesieniu do głębokości, jak i nachylenia płaszczyzn odbijających, czy załamujących. Obydwa elementy — głębokość H i kąt nachylenia φ — znajdują się w prostej zależności od wartości prędkości średnich v_s w myśl bardzo prostych związków (według Heilanda):

$$H = \frac{v_s}{2} \sqrt{\frac{(t_1^2 x_2 - t_2^2 \cdot x_1) - x_2 \cdot x_1^2 + x_2^2 \cdot x_1}{x_2 - x_1}} \dots \quad (1)$$

$$\sin \varphi = \frac{v_s (t_1^2 - t_2^2) - (x_2^2 - x_1^2)}{4 H (x_2 - x_1)} \dots \quad (2)$$

gdzie — t_1 i t_2 — czas przyścia impulsu odbitego do skrajnych geofonów,
 x_1 i x_2 — odległości skrajnych geofonów od odwiertu strzałowego.

Z tych wzorów wynika bezpośrednio, że wszelkie nawet małe zmiany v_s pociągają za sobą zmiany wartości H oraz φ . Uwagi te dotyczą również graficznych

sposobów wykreślania elementów zalegania, gdyż długości zakreślonych łuków otrzymuje się jako iloczyn $v_s \cdot T$, a więc jako funkcje v_s .

Żadna metoda wykreślania profili — analityczna czy wykreslna nie może się obejść bez posługiwania się wartością v_s .

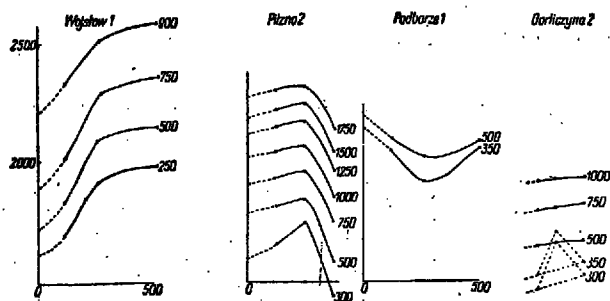
Istnieją różne metody obliczania prędkości v_s . Metody analitycznego (teoretycznego) obliczania prędkości w danym ośrodku są stosunkowo mało dokładne. Stanowią one pierwsze przybliżenie dla przyjęcia rozkładu prędkości na danym obszarze. Dokładność obliczeń jest zależna od masowości określeń oraz od stopnia pewności (wyrazistości) danych, a ponadto od kształtu powierzchni odbijającej, który może znacznie odbiegać od założenia poziomego układu warstw. Jeżeli te warunki zostają spełnione, tzn. istnieje masowość danych, ich duża wyrazistość oraz prawie poziome zaleganie, wówczas wyniki — z braku innych dokładniejszych danych — mogą być uważane za zupełnie wystarczające i wzięte za podstawę do wykreślania profili. Zaletą ich jest możliwość uchwycenia regionalnych zmian wartości prędkości, jakie mogą zachodzić w zależności od zmian w litologii ośrodka. Otrzy-

mana dokładność obrazu może być uznana za zupełnie wystarczającą przy zdjęciach przeglądowych, regionalnych, gdy chodzi o stwierdzenie zasadniczych rysów o amplitudach przekraczających kilkaset metrów. W niektórych szczególnie sprzyjających warunkach osiągana dokładność obliczeń na tej drodze może być bardzo duża.

Jednakże przy badaniach szczegółowych, gdy celem jest uchwycenie drobnych szczegółów budowy, zwłaszcza zaś w warunkach płaskich struktur o amplitudach nie przekraczających kilkudziesięciu metrów, dokładna znajomość rozkładu prędkości jest często warunkiem powodzenia badań. Wszystkie otrzymywane mapy izobat czy przekroje są zwykle przyjmowane bez zastrzeżeń do chwili odwiercenia pierwszych odwiertów, którymi można skontrolować stopień dokładności materiałów sejsmicznych przez porównanie z profilem geologicznym odwiertu.

Wykonanie pomiarów prędkości bezpośrednio w odwiercie i użycie wyników do obliczeń znacznie zwiększa stopień dokładności końcowych materiałów sejsmicznych i eliminuje możliwość popełniania większych błędów. Jak bowiem wykazuje analiza materiałów wspomnianych pomiarów w głębokich odwiertach, otrzymanych w drodze stosowanej dotychczas metodyki, popełnia się i tu w końcowym efekcie pewne błędy; rozważania nad nimi stanowią treść niniejszej pracy.

Dotychczasowa metodyka pomiarów prędkości średnich w odwiertach była i jest następująca: do głębokiego odwiertu zapuszcza się geofon głębinowy. Częstotliwość pomiarów wynosi około 25 m. Strzały wykonuje się z kilku odwiertów umieszczonych w profilu poprzecznym do osi struktury wstępnej oraz wzdłuż osi. Minimalna odległość najbliższej położonego odwiertu strzałowego wynosiła 70—150 m, największa ostatnio około 250—300 m (z uwagi na odległość skrajnego geofonu przy pracach polowych — 500 lub 625 m). Mniej więcej takie same odległości stosuje się na profilu prostopadłym, przy czym zwykle bierze się tylko jeden punkt. Do niedawna ilość punktów strzałowych na profilu poprzecznym do osi struktury wynosiła 3—4, przy czym skrajna odległość wynosiła 500—750 m z uwagi na dłuższe rozstawy przy pracach polowych wynoszące do 1000—1500 m. Stosowanie większych odległości i uzyskiwanie większej ilości danych przez zagęszczenie punktów oraz strzelanie również na profilu poprzecznym miało ponadto na celu zebranie materiałów faktycznych do poznania stosunków w rozkładzie prędkości i uchwycenie ewentualnych zależności od znanych warunków geologicznych, jak: kierunek wzdłuż osi struktury lub w poprzek oraz zależność od nachylenia warstw.

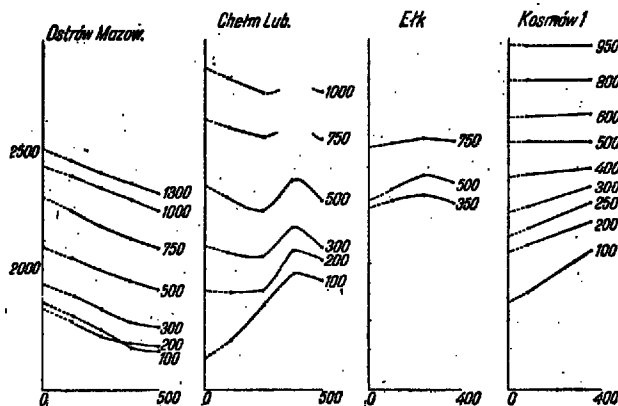


Ryc. 1

Praca niniejsza została oparta na materiałach uzyskanych w latach 1954—1956 przez Przedsiębiorstwo Poszukiwań Geofizycznych oraz Przedsiębiorstwo Geofizyki Przemysłu Naftowego w różnych odwiertach na terenie całego kraju. Przedstawione wyniki dają więc wystarczający przeciętny materiał faktyczny do stworzenia dość dokładnego obrazu i wyciągnięcia stąd wniosków. Pierwsza analiza polega na tym, że zbadano zmiany prędkości średnich v_s ze wzrostem odległości punktu strzałowego od głębokiego odwiertu, zmiany te zbadano dla każdej głębokości pomiaru. Na ryc. 1—5 przedstawiono szereg typowych zależności

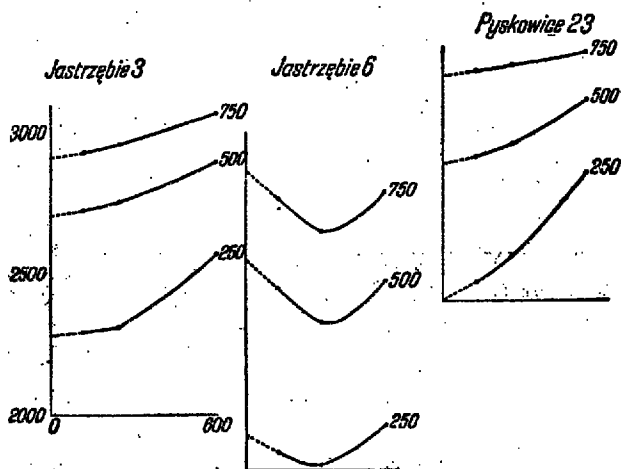
dla różnych odwiertów i różnych obszarów. Krzywe na poszczególnych rysunkach (odwiertach) zostały zebrane tak, że na każdym rysunku przedstawiono napotkane typy krzywych charakterystycznych dla danego obszaru geologicznego, którymi są:

- 1) obszar zapadliska przedkarpackiego wypełniony utworami tortońskimi. Krzywe zostały pomierzone wyłącznie w tych utworach (ryc. 1);
- 2) obszar płytowy. W odwiertach przewiercono utwory kredowe (Chełm Lub.) wypełniające nieckę lubelską lub też starsze aż do podłoża (Kosmów Ełk, Krynki ryc. 2);



Ryc. 2

- 3) obszar Górnośląskiego Zagłębia Węglowego, w jego partii brzeżnej z występowaniem tertonu (Jastrzębie) lub środkowej z utworami karbonu (Pyskowice — ryc. 3);



Ryc. 3

- 4) obszar monokliny podsudeckiej i niecki łódzkiej. Pomiary wykonano w utworach triasu i starszych do kulmu (Osobowice, Ostrzeszów). W niecce łódzkiej pomiary wykonano w utworach kredowych (Środa, Borów — ryc. 4);

- 5) obszar wału kujawsko-pomorskiego. Pomiary wykonano w utworach kredy — jury (Kcynia) oraz starszych (Czaplinki, Świdwin 1 i 2 — ryc. 5).

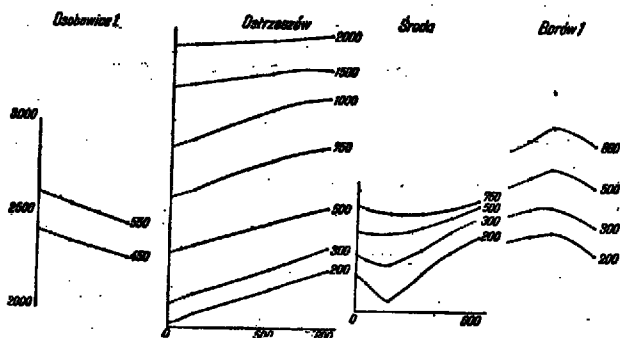
Odwierty zakładano w zasadzie na strukturach o małych nachyleniach ($0-10^\circ$), rzadko większych (Borów), wobec czego można tu do pewnego stopnia pominąć wpływ nachylenia. Nie znany jest fakt występowania dyslokacji między stanowiskiem geofonu oraz odwiertem strzałowym, a przeciwnie zjawiska pionowego przesunięcia warstw o różnej charakterystyce sprężystości mogłyby spowodować komplikacje w rozkładzie prędkości średnich. Ten czynnik nie mógł być uwzględniony z powodu braku odpowiednich danych co jednak zupełnie nie wyklucza możliwości występowania dyslokacji.

Krzywe przytoczone na ryc. 1—5 dadzą się sprowadzić do kilku typowych kształtów.

Typ I — krzywe rosnące — cechuje wzrost wartości v_s w miarę wzrostu odległości x . Ten wzrost jest większy (Wojśław 1, Kcynia 1, 2) lub też mniejszy (Gorliczyna 2). Zwykle wzrost jest większy dla mniejszych głębokości i maleje z głębokością pomiaru (Kosmów, Ostrzeszów).

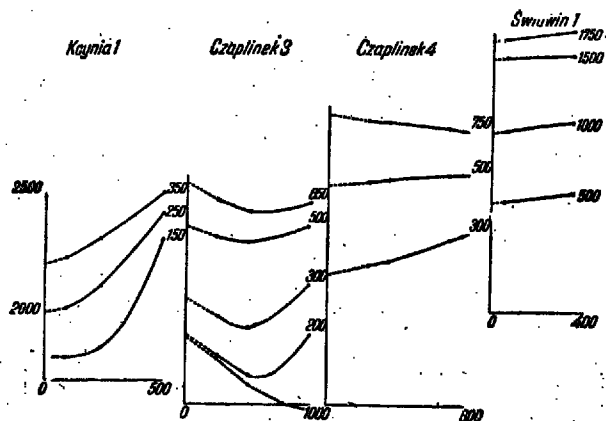
Typ II — krzywe malejące — stwierdzające w obrębie stosowanych odległości występowanie stałego zmniejszania się wartości v_s (Ostrów Mazów).

Typ III — krzywe rosnąco-malejące — kiedy początkowo wartości v_s wzrastają, a następnie maleją (Pilzno 2, Borów);



Ryc. 4

Typ IV — krzywe malejąco-rosnące — wykazują początkowe zmniejszanie się wartości v_s i następny ich wzrost. Do tego typu należy zaliczyć wyniki otrzymane w odwiertach Podborze 1, Sroda, Czaplinek 3.

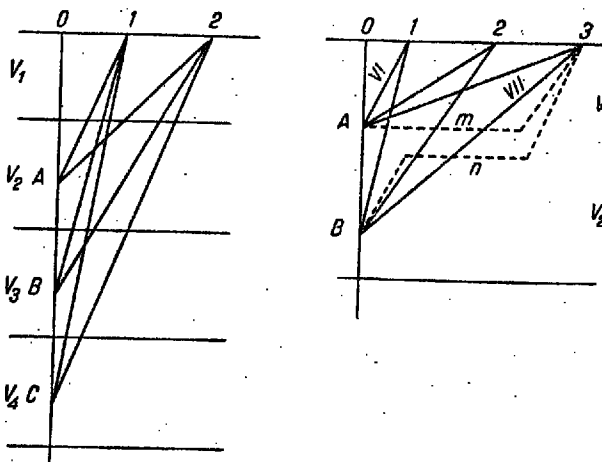


Ryc. 5

W niektórych przypadkach, np. Chełm Lub., otrzymano krzywe bardziej złożonego typu. Obserwuje się tam w pierwszej części krzywą typu IV przechodzącą w typ III. Można też z wielkim prawdopodobieństwem domyślić się, że typ III w miarę wzrostu odległości x może przejść w typ IV, czyli krzywa będzie jeszcze bardziej skomplikowana. Jest charakterystyczne dla wszystkich zbadanych krzywych, że typy III i IV, będące modyfikacjami i złożeniem typów I i II, nabierają cech swoistych dopiero przy pomiarach na odległości ponad 250—300 m od głębokiego odwiertu. Gdybyśmy więc robili sprostowania tylko do odległości 250 m jak obecnie, wówczas krzywe typów III i IV zaobserwować się nie dadzą. Ta okoliczność zmniejszenia ilości charakterystycznych typów w obrębie stosowanych odległości profili strzałowych znakomicie upraszcza prace przy dobieraniu krzywych do obliczeń. Używane przy pracach połowych odległości profili do 500 m w każdej stronę od punktu strzałowego wymagają odległości 250 m przy pomiarach z geofonem głębinowym, a więc na odcinku, na którym obserwujemy krzywe tylko dwu typów: I i II.

Jest rzeczą oczywistą, że typ krzywej jest ściśle uzależniony od istniejących warunków geologicznych. Warunki litologiczne warstw czy też poszczególnych kompleksów, ich charakterystyka pod względem sprężystości, następstwo i miąższość stanowią decydujące czynniki wpływające na otrzymanie tego lub innego kształtu krzywej.

W normalnych warunkach, gdy przyjmiemy, że zachodzi przypadek $v_1 < v_2 < v_3 < v_4$ (ryc. 6) i drogi przebiegu impulsu od punktów strzałowych 1 i 2 do geofonu znajdującego się w głębokim odwiertu 0 dla punktów pomiaru A, B, C... stanowią linie proste, należy się spodziewać krzywych rosnących, a więc typu I. Jeżeli natomiast stosunek sprężystości jest



Ryc. 6 i 7

odwrotny, tzn. $v_1 > v_2 > v_3 > v_4$, wówczas można się spodziewać otrzymywania krzywych malejących typu II. Na tej podstawie można oczekiwać, że w przypadku gdy $v_1 < v_2 > v_3$ otrzyma się krzywą typu III, a więc na początku zaobserwuje się wzrost wartości v_s , a następnie ich spadek. Krzywa typu IV wystąpi w przypadku następstwa warstw, gdy $v_1 > v_2 < v_3$.

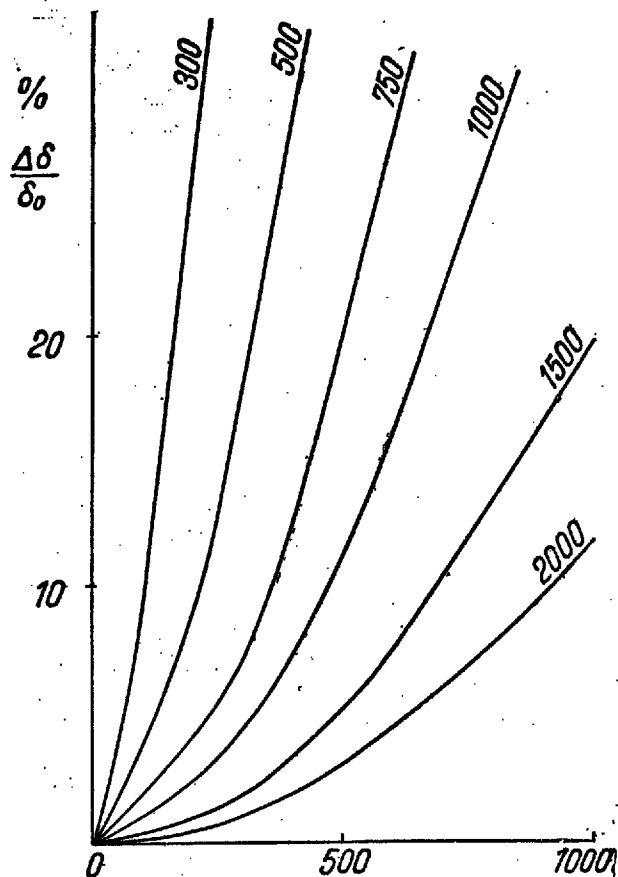
Nie jest jednak wykluczone, a nawet bardzo prawdopodobne, że w rzeczywistości należy się liczyć z większą komplikacją stosunków. Jak zwykle w przyrodzie, warstwy o większej miąższości i odznaczające się praktycznie jednakową sprężystością są w istocie rzeczy złożone z całej masy drobniejszych warstw o różnej miąższości i różnych własnościach sprężystości, dających w sumie jednakże wspomnianą przeciętną wartość sprężystości. Wiemy również, że warstwy odznaczają się anizotropią, a więc różnymi własnościami sprężystości w różnych kierunkach, która zależy od tego, czy impuls sprężystości przebiega wzdłuż pewnej określonej warstewki czy też w poprzek, a więc przez warstwy o różnej sprężystości. Obserwowany sumaryczny efekt będzie więc tego rodzaju, że prędkość impulsu wzdłuż warstwy będzie większa niż w poprzek.

Należy się więc spodziewać, że np. przy pomiarze prędkości w p. A (ryc. 7) dla p. 1 otrzymamy mniejszą wartość niż w p. 3, czyli $v^1 < v^2$. Ale można się również spodziewać, że impuls pójdzie wzdłuż drogi Am3. Od długości drogi wzdłuż warstewki i jej stosunku do reszty drogi będzie zależał wzrost prędkości średniej. Tak samo może się stać w przypadku pomiaru na głębokości B. Jeżeli dla punktów 1 i 2 można np. oczekiwać prostoliniowej drogi B1 i B2, to droga B3 może być bardziej skomplikowana. Nie jest wykluczone, że pierwszy impuls przebiegnie drogą Bn3 i najwcześniej zostanie zaobserwowany na sejsmogramie. Możemy przypuszczać również, że impulsy sprężyste pójdą i innymi drogami, np. wzdłuż B3, ale czas przebiegu może być dłuższy, zatem impuls zostanie zaobserwowany później.

To zjawisko zależne od uwarstwienia najwyraźniej zaznacza się na mniejszych głębokościach i przy wzroście odległości x . Na krzywych przytoczonych na

ryc. 1—5 widać jaskrawo, jak zanika typowość krzywych w miarę wzrostu głębokości (Ostrzeszów, Kosmów). Jest to zupełnie zrozumiałe, gdyż wówczas zmiany w długości drogi są stosunkowo małe i nie powodują dużych odchyłek wartości prędkości v_s .

Taka różnorodność w obrębie jednorodnego geologicznie obszaru, a nawet na odległości zaledwie kilku kilometrów (obszar Kcyni, o czym będzie mowa dalej) sprawia, że musimy zmienić nasz dotychczasowy pogląd na istotę rozkładu v_s , jej zależności od głębokości pomiaru H i odległości obserwacji x od odwiertu. Jako główny wniosek musimy wyciągnąć ten, że nie istnieje jednakowa dla wszystkich przypadków zależność zmian wartości prędkości v_s od odległości x . Jest ona bardzo różnorodna.



Ryc. 8

W praktyce pociąga to za sobą bardzo daleko idące konsekwencje. Dotychczas bowiem najczęściej postępuje się w ten sposób, że przyjmuje się wartości prędkości v_s dla najmniejszej odległości x , która wynosi 50—150 m, jako wartość dla $x=0$. Dla obliczenia iloczynu VT , w którym T jest czasem odczytanym z hodografu (lub sejsmogramu), wartość V zostaje określona z relacji:

$$\bar{V} = \frac{S}{T} = \frac{\sqrt{S_0^2 + x^2}}{T} \quad (3)$$

Dalej przyjmuje się stosunek $T:S = T_0:S_0$.

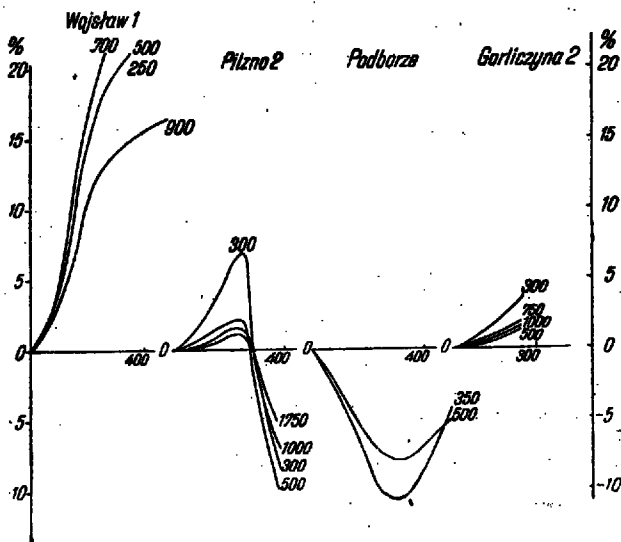
skąd $T = T_0 \cdot \frac{S}{S_0}$, a po podstawieniu do wzoru (3)

otrzymujemy

$$\bar{V} = \frac{S_0}{T_0} \quad (4)$$

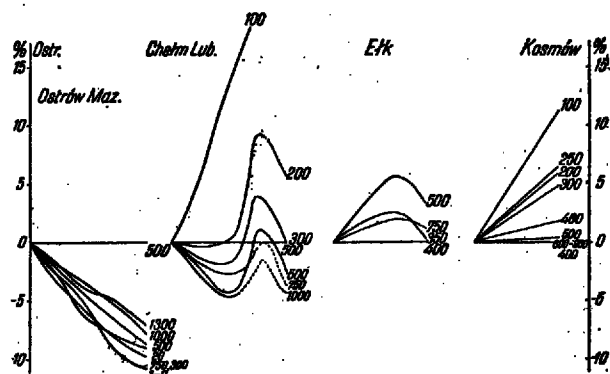
co świadczy o niezmienności wartości $\bar{V}$ dla każdego x . Tymczasem, jak wynika z pomiarów średnich prędkości w odwiertach, wartość ta nie pozostaje stała.

W przytoczonych przed chwilą wzorach zakłada się że układ warstw jest poziomy lub bardzo zbliżony do poziomego. W razie istnienia nachylenia bowiem można się spodziewać, że wystąpi zależność od kąta nachylenia, co spowoduje, iż w różnych azymutach wystąpią różne wartości prędkości średnich. Na ryc. 8 przedstawiono wykreślenie zależności wzrostu długości drogi S od odległości x w postaci wykreślenia w procentach przyrostu Δ_s w stosunku do drogi pionowej S_0 . Z tego wykresu wynika, że dla zachowania warunku poziomego ułożenia warstw w tym samym stosunku muszą wzrastać wartości v_s . W przeciwnym przypadku należy się spodziewać, że wykreślane płaszczyzny mogą przybrać niewłaściwe ułożenie, tzn. posiadać urojone nachylenie.



Ryc. 9

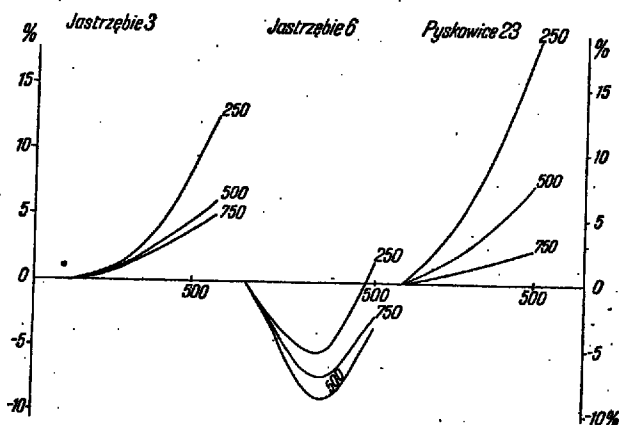
Dla ułatwienia porównania przytoczone wyżej ryc. 1—5 zostały wykreślone w tej samej skali w postaci podobnej do ryc. 8. Wykresy te w odróżnieniu od poprzednio przytoczonych (1—5) dają możliwość wyciągnięcia ilościowych wniosków co do wielkości zmian wartości v_s . Nałożenie ryc. 8 na którykolwiek wykres na ryc. 9—13 daje miarę zgodności naszych uproszczonych założeń teoretycznych stosowanych przy obliczeniach materiałów sejsmicznych z rzeczywistością i jednocześnie jak najbardziej przekonująco ilustruje możliwość popełniania błędów oraz ich wielkość i znak.



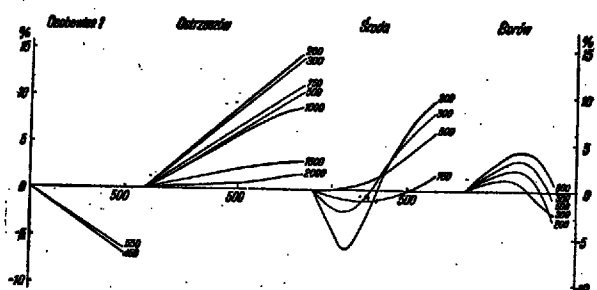
Ryc. 10

Na ryc. 14 zestawiono krzywe typów I i II dla kolejnych głębokości 500, 750, 1000 oraz 1500 m wzięte z ryc. 9—13. Jednocześnie zaznaczono położenie krzywych dla analogicznych głębokości przeniesionych z ryc. 8. Wzajemny stosunek krzywych obserwowanych i teoretycznych wykazuje, że niemal wszystkie krzywe obu typów mają mniejszy przyrost od teoretycznego. Wyjątek stanowią krzywe dla odwiertu Wojśław 3, gdzie dla krzywych do 750 m włącznie występuje większy stopień wzrostu wartości, oraz krzywe

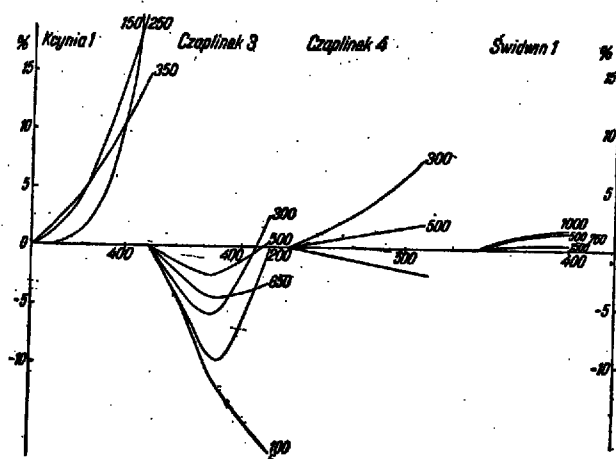
z odwiertów Ostrów Mazow. (750—1500 m), Chełm Lub. (1000 m) i Jastrzębie 6 (750 m), które mają mniej-szy stopień. Zgodność krzywych teoretycznych i rzeczywistych jest raczej wyjątkiem i można przyjąć, że w zasadzie takiej zgodności nie ma. Wynika stąd praktyczny wniosek, że zmienność wartości v_s jest inna, niż to zakłada się przy obliczeniach na podstawie wzoru matematycznego (3). Dla wykreślenia płaszczyzn odbicia jest potrzebna jednak dokładna znajomość zmian wartości v_s , gdyż od tego zależy dokładność wykreślanego obrazu. Jak zobaczymy dalej na przykładzie, na wielkość popełnionego błędu ma wpływ nie tylko niedokładność przyjęcia v_s , lecz i sam sposób wykreślenia na podstawie posiadanego hodografu.



Ryc. 11



Ryc. 12

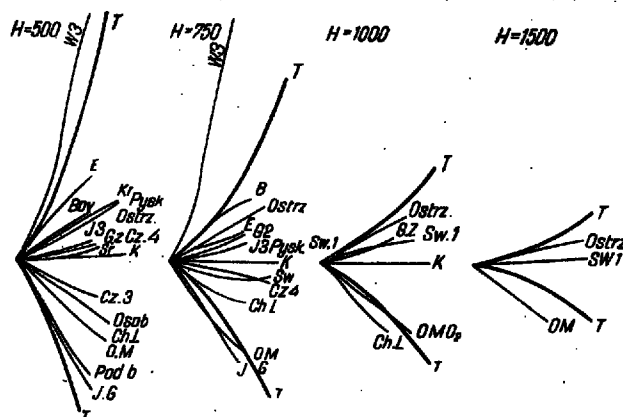


Ryc. 13

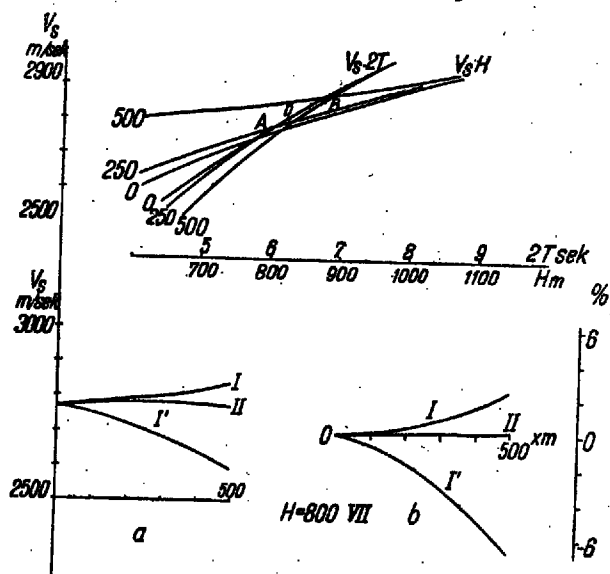
Na ryc. 15—17 podano przykład wzięty z praktyki prac polowych na obszarze Mielca. Na ryc. 15 wykreślono krzywe prędkości w układzie „ V_s — H ” oraz „ V_s — $2T$ ” dla $x = 0$; 250 oraz 500 m. Krzywe dla $x = 0$ są wypośrodkowane z kilku pomiarów jako najbardziej prawdopodobne, zaś dla $x = 250$ i 500 m dane

obliczono na podstawie wzoru (3). Na ryc. 16 a i b przedstawiono zależności wartości v_s od głębokości H oraz odległości x w sposób podany na ryc. 1—5 oraz 9—13. Szczególną uwagę zwrócono na krzywą dla $H = 800$ m, gdyż na tej mniej więcej głębokości leży horyzont refleksyjny, dla którego otrzymano hodograf I na ryc. 17. Odpowiednie krzywe na ryc. 16 są zaznaczone cyfrą I.

Hodograf I na ryc. 17 został wykreślony przy użyciu krzywych z ryc. 15. Tutaj zastosowano możliwości, jakie zwykle spotyka się w praktyce. Mając pełny hodograf CAB, symetryczny względem osi pionowej przechodzącej przez p. A, otrzymujemy poziomy odcinek refleksyjny $c_1 a_1 b_1$. Wykreślony odcinek jest



Ryc. 14. T — krzywa teoretyczna

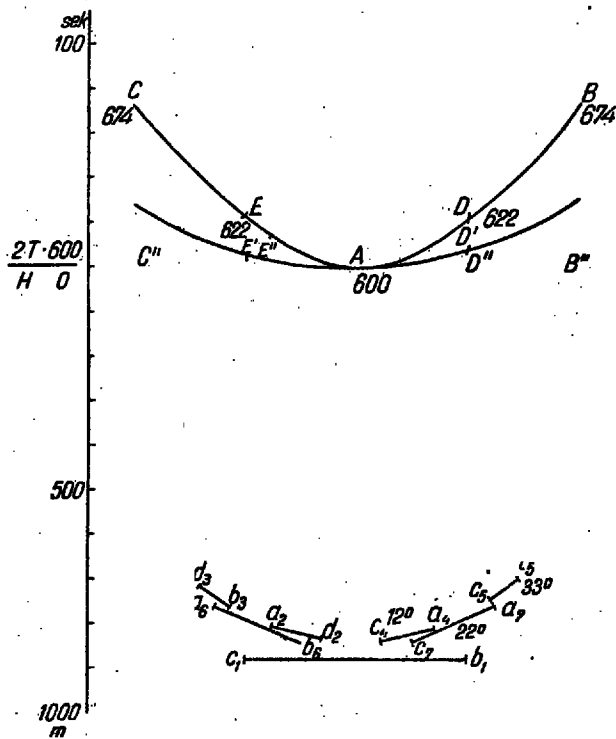


Ryc. 15 i 16

zawsze poziomy, jeżeli oczywiście hodograf jest symetryczny względem pionowej osi; będzie on leżał wyżej lub niżej w stosunku do rzeczywistego, zależnie od dokładności wartości v_s . Posiadając połówki hodografów CA lub AB otrzymujemy odcinki refleksyjne $c_1 a_1$ lub $a_1 b_1$. Biorąc zaś oddzielnie części hodografu CE, EA, AD i DB otrzymamy odpowiednie odcinki $c_1 e_1$, $e_1 a_1$, $a_1 d_1$, $d_1 b_1$. Na przykładzie widzimy różnice nachyleń, jakie mogą zająć, jeżeli przyjmuje się do obliczeń tylko części hodografów. Te różnice są tym większe, im dalej leży odcinek na hodografie w stosunku do osi symetrii. Zakładaliśmy na początku, że odcinek refleksyjny leży poziomo. Tak też jest w przypadku użycia do obliczeń (wykreślenia) całego hodografu. Różnice w nachyleniu przy wykreślanu poszczególnych odcinków powstały wskutek niewłaściwie obranych zmian wartości prędkości średnich v_s .

w zależności od odległości x . Celowo pomijamy tu inny ważny czynnik, jakim jest kształt powierzchni odbijającej.

Dla dalszej ilustracji przeprowadzimy następujące obliczenia. Ponieważ wykreślanie hodografu I odcinkami daje bardzo duże błędy, wynoszące dla przytoczonego przykładu do 33° zależnie od położenia odcinka na hodografie, zakładamy zaś, że powierzchnia jest w rzeczywistości pozioma, przeto chcielibyśmy wiedzieć, jakie wartości powinna mieć prędkość średnia, by przy danym kształcie hodografu otrzymać wspomnianą powierzchnię. Te prędkości obliczone z długości dróg s wynoszą: dla p. A — 2775 m/sec (pozostawiamy ją niezmienną) p. B — 2720 m/sec i p. C — 2595 m/sec (ryc. 16, krzywe P).

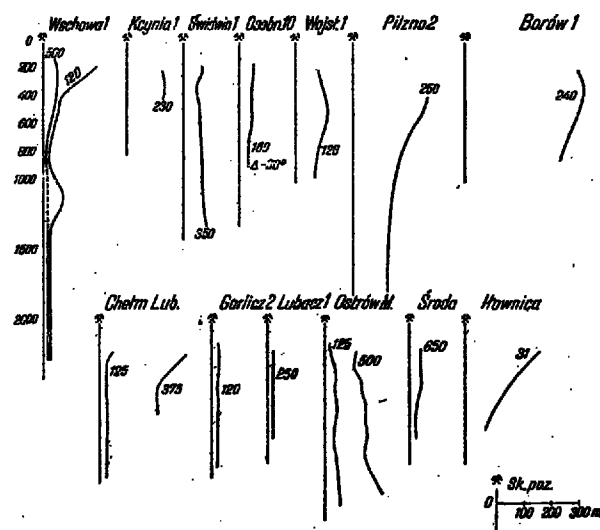


Ryc. 17

Na marginesie tych obliczeń przytoczymy następujące interesujące rozważania geologiczne. Hodograf został wzięty z okolic Przecławia k. Mielca. Kształt krzywej I na ryc. 16 jest zbliżony do krzywych otrzymanych w odwiercie Podborze (ryc. 1 i 19). W sprawozdaniu rocznym dla uproszczenia obliczeń przyjęto krzywą z obszaru Wojsławia, która należy do innego typu krzywych (I). Dlatego powstało zagadnienie, czy przyjęcie tej krzywej jest właściwe. Porównanie wyników głębokościowych przewodniego horyzontu refleksyjnego, do którego odnosi się przytoczony wyżej hodograf, wykazało istotnie zawyżenie wartości głębokości. Należy więc sądzić, że dla obszaru Przecławia jest charakterystyczny typ krzywej II. Taką zmianę charakteru krzywej należy wiązać ze zmianą warunków litologicznych. Dalsze obliczenia wykazują, że można by osiągnąć możliwość wykreślenia poziomych odcinków hodografów również w przypadku, gdyby kształt hodografu uległ zmianie, np. wg kształtu II (ryc. 17). Wówczas odpowiednie krzywe na ryc. 16 podano pod II. Jest to krzywa typu I. Na tym konkretnym przykładzie łatwo dochodzimy do wniosku o konieczności bardziej wnikliwej analizy warunków litologicznych, niezbędnej do zwiększenia dokładności obliczeń głębokościowych.

Analiza faktu zilustrowanego na ryc. 17 doprowadza do zrozumienia zjawiska tzw. „stożkowania” refleksów, polegającego na tym, że bardzo często przy obliczaniu i wykreślanu odcinków hodografów położonych po jednej stronie osi symetrii powstają na wykreślonym przekroju zupełnie wyraźnie pod punktami

strzałowymi „synkliny” lub „antykliny”. Powtarzanie się tego zjawiska pod każdym punktem, sięgającego na pewną głębokość (do 600—1000 m, gdzie następnie zanika) stanowi bardzo słaby punkt interpretacji i obniża jej wartość. Ponieważ wielkość zniekształcenia może być bardzo duża (w przytoczonym na ryc. 17 przykładzie osiągnęła ona wartość do 33°), gdy rzeczywiste kąty nachylenia warstw w tym samym czasie mogą mieć znacznie mniejsze wartości, przeto z całą wyrazistością widać, do jakich błędów może doprowadzić interpretacja oparta na niewłaściwie dobranych wartościach prędkości średnich v_s . Wyjście z tej sytuacji znajduje się często w ten sposób, że uzupełnia się hodograf do otrzymania pełnej i symetrycznej hiperboli. Drugi sposób polega na wykreślanu



Ryc. 18

odcinka o nachyleniu takim, jaki otrzymuje się dla refleksów sąsiednich. Stosowanie pierwszego sposobu pociąga za sobą niebezpieczeństwo wykreślenia poziomów i upadów nieistniejących w rzeczywistości, zaś drugi może być stosowany tylko tam gdzie są hodografy pełne, a zawodzi, gdy jakość refleksów jest niska i nie ma możliwości otrzymania takich pełnych hodografów.

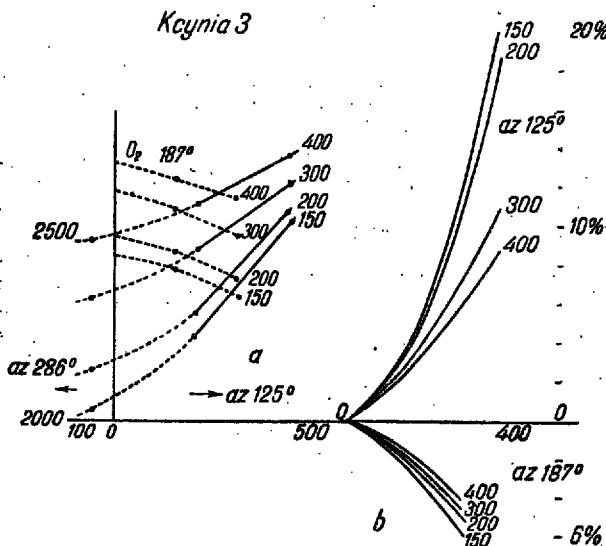
Jedynym właściwym wyjściem jest możliwie dokładne określenie wartości v_s w zależności od odległości x .

W naszych dotychczasowych rozważaniach braliśmy pod uwagę tylko jeden przypadek, a mianowicie: zmiany w wartościach v_s zachodzące w jednym kierunku strzelania od punktu strzałowego. Naszych dotychczasowych wywodów nie rozciągaliśmy na inne kierunki. Czynimy zwykle założenia, że również i w kierunkach różnych — o 90° lub 180° — występują takie same zmiany, czyli że oś przechodząca przez punkt strzałowy przy pracach polowych lub głęboki odwiert przy pracach pomiaru prędkości v_s jest osią symetrii wartości prędkości. Tymczasem uzyskane spostrzeżenia przemawiają raczej za tym, że tak nie jest i że występują tu różnice osiągające poważne wartości, z którymi trzeba się liczyć bezwzględnie przy pracach o charakterze bardziej szczegółowym i mniejszych wartościach amplitud struktur. Należy się spodziewać, że szczególnie duże różnice w wartościach v_s występują w przypadkach większych nachyleń. Wówczas wartości v_s w każdym kierunku od punktu strzałowego są różne.

Na ryc. 18 uwidoczniono odchylenia zaobserwowane przy pomiarach na niektórych odwiertach. Wartości cyfrowe przy krzywych podają odległości x . Same wielkości różnic należy odmierzać wzdłuż osi odciętych. Widzimy tu, że niektóre wartości odchylenia są bardzo duże. Np. w odwiertach Jastrzębie 3, Pilzno 2, Borów 1 dochodzą do 300—400 m i nawet więcej dla mniejszych głębokości. W innych odwiertach są one

mniejsze i dochodzą zaledwie do kilkudziesięciu metrów. Różnice rosną w miarę oddalania się z geofonem, a więc z odległością x i maleją z głębokością H . Na niektórych odwiertach nie zauważono żadnych różnic w wartościach, przynajmniej wahały się one w granicach dokładności pomiarów. Należy stwierdzić, że posiadany materiał w tym kierunku jest znacznie szczuplejszy i dlatego dalsze wnioski są przedwczesne.

Bardzo pouczający jest ryc. 19 otrzymany z pomiaru w odwiertcie Kcynia 3. Otrzymane liczby z pomiarów w trzech azymutach wykazują, że na tym samym odwiertcie można uzyskać krzywe różnych typów. W azymucie 125° ma się do czynienia z typem I, gdy tymczasem w azymucie 187° występuje typ II. Zaznaczmy tu, że te kierunki można powiązać z elemen-



Ryc. 19

tami charakterystycznymi na danym obszarze. Azymut 125° odpowiada w przybliżeniu kierunkowi osi struktury, zaś azymut 187° w przybliżeniu, co prawda bardzo dużym, zgadza się z kierunkiem upadu warstw. Jednocześnie jest ciekawe, że np. w odwiertcie Kcynia 2 odległym zaledwie o kilkaset metrów w kierunku wzniesienia, przy pomiarze w azymucie 187° otrzymano dla analogicznych głębokości krzywe typu I. Tak samo w odwiertcie Kcynia 4 otrzymano w azymucie różniącym się o 180° również krzywe typu I. Jest zatem charakterystyczne, że na tym samym odwiertcie można otrzymać różne krzywe. Bardzo ciekawa jest ryc. 19a, na której udało się zestawzić dane z przeciwnych azymutów 125° i 286° . Punkty z pomiarów w azymucie 286° nie są rozmieszczone chaotycznie, lecz zupełnie dobrze leżą na krzywych otrzymanych w azymucie 125° . Krzywe te w obrębie stosowanych odległości nie wykazały punktów przegięcia, dla których można byłoby przyjąć wartości v_s jako najmniejsze ($v_{s \min}$). Te punkty leżą przypuszczalnie jeszcze dalej na W w odległości przekraczającej 60 m.

Czym należy objaśnić powyższe zjawisko istnienia różnic w wielkościach średnich prędkości dla różnych azymutów strzelania? Wskazaliśmy wyżej, że przyczyn należy szukać w układzie wzajemnym, następnym razem oraz różnych miąższościach warstw o różnym składzie litologicznym. Jednocześnie ma tu wpływ nachylenie warstw, powodujące, że prędkości w kierunku wzniesienia rosną, natomiast po upadzie maleją. Występuje tu analogiczne zjawisko, dzięki któremu wartości pozorne prędkości fal refrakcyjnych zależą od kąta nachylenia.

Można przypuszczać, że rozkład prędkości v_s odbywa się według elipsy, w jednym jej ognisku znajduje się punkt strzałowy. Dłuższa półka jest skierowana po wzniesieniu, a krótsza po upadzie (ryc. 20). Dla każdego H oraz x istnieje inna elipsa, której położenie zależy od warunków wymienionych wyżej. W chwili

obecnej nie znamy jeszcze wszystkich współzależności, lecz już posiadane materiały wskazują na to, że współzależności są dość skomplikowane i absolutnie nie mogą być wyrażone w postaci wzoru (3).

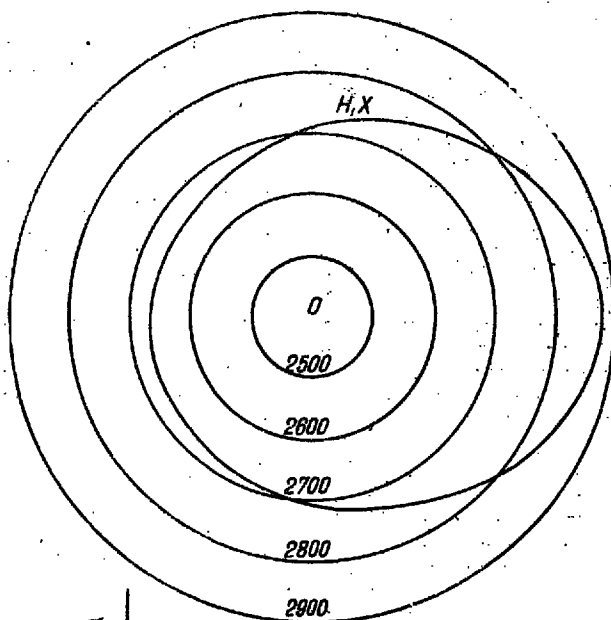
Wnioski nasuwające się w wyniku przeprowadzonych wyżej analiz są następujące.

1. Nie ulega obecnie najmniejszej wątpliwości, że rozkład prędkości średnich v_s nie jest wszędzie jednokowy. Zależy od wielu czynników występujących na danym obszarze i zmieniających się nawet w obrębie kilku kilometrów kwadratowych. W związku z tym należy zgromadzić jak najwięcej materiałów faktycznych do ustalenia ogólnego prawa zmienności. Dokładność obliczeń głębokościowych będzie wzrastała w miarę nagromadzenia danych faktycznych z pomiarów w głębokich odwiertach.

2. Stosowanie danych z obliczeń teoretycznych nie gwarantuje otrzymania należytej dokładności z uwagi na różnorodność zjawiska rozkładu prędkości w zależności od odległości geofonu od punktu strzałowego. Maksymalna dokładność może być otrzymana tylko przy stosowaniu pomiarów w głębokich odwiertach i to w odpowiedni sposób.

3. Metodówka pomiarów w głębokich odwiertach musi być taka, aby zabezpieczała otrzymanie danych dla kierunków, które się stosuje przy zakładaniu profili sejsmicznych. Muszą być wykonywane pomiary co najmniej w trzech azymutach, a to: 0° — 90° — 180° , przy czym kierunek 0° — 180° musi się zgadzać z kierunkiem upadu lub wzniesienia warstw na danym obszarze. Szczególnie ważne jest to na obszarach, gdzie amplitudy struktur są małe i istnieje niebezpieczeństwo, że różnice w wartościach v_s mogą być różne w prostopadłych do siebie kierunkach. Stwierdzenie elipsy prędkości może być pomocne dla zwiększenia dokładności obliczeń.

4. Ze względu na nieraz duże nachylenie krzywych v_s należy stosować poprawki obliczone w sposób podany na ryc. 1—5. Nieuwzględnianie tego zjawiska może nieraz prowadzić do większych błędów dla $x = 0$ m, zwłaszcza dla mniejszych głębokości.



Ryc. 20

5. Zjawisko „stożkowania” refleksów zależy wyłącznie od niewłaściwego doboru wartości prędkości średnich. Jest ono bardzo niebezpieczne dla struktur o małych amplitudach i małych kątach nachylenia, gdyż błąd spowodowany przez niewłaściwy dobór prędkości v_s może wielokrotnie przewyższać rzeczywiste kąty upadów. Bezwzględnie należy unikać wykreślenia płaszczyzn refleksyjnych, jeżeli zachodzi

tylko podejrzenie, że dobrane wartości v_s mogą znacznie odbiegać od rzeczywistych, co spowoduje „stożkowanie”. Również i w przypadku większych struktur istnieje błąd w wykreślaniu, który zostaje pozornie ukryty i nie gra roli. W istocie jednak niedobranie prędkości v_s powoduje przesunięcie płaszczyzn odbicia na przekroju i stworzenie fałszywego obrazu. Ta niezgodność obrazów jest tym większa, im silniej zaznaczają się na danym obszarze czynniki, o których była mowa wyżej. W celu dobrania właściwych prę-

kości na małych głębokościach należy skrzętnie wykonywać pomiar— również w odwiertach o głębokościach do 300—500 m.

6. Należy unikać wykreślania płaszczyzn odbicia na podstawie odcinków hodografów, zwłaszcza dla mniejszych głębokości H oraz dla większych odległości x . Musi się stanowczo przestrzegać odpowiedniego dobrania wartości v_s , gdyż inaczej ryzykuje się otrzymanie fałszywego obrazu strukturalnego.