

SYNTETYCZNE OPRACOWANIE WYNIKÓW POMIARÓW PRĘDKOŚCI FAL SEJSMICZNYCH DLA POLSKI PÓŁNOCNEJ I JEGO ZASTOSOWANIE DO OBLICZEŃ GŁĘBOKOŚCI GRANIC SEJSMICZNYCH

UKD 550.832.441.05:552.5:581.732/79:681.3(438-17)

Zjawisko wzrostu prędkości fal sejsmicznych z głębokością, położenia utworów geologicznych omawiano w wielu publikacjach. Należy jednak wiedzieć o tym, że spotyka się także brak wzrostu i spadek prędkości z głębokością.

J. Świtek w swojej praktyce pomiarowej stwierdził zmniejszanie się prędkości z głębokością, w przypadku pewnych form wykształcenia litologiczno-miąższościowego jury i triasu w Polsce Środkowej w węglonośnych utworach karbonu w Sudetach oraz w Karpatach fliszowych (5, 7). Jeden z takich przykładów przedstawia ryc. 11. Możemy więc mówić o dodatnim, zerowym lub ujemnym pionowym gradientie prędkości.

Według danych W. B. Sołoguba (4), L. Y. Fausta (2), J. Łaskiego (3), Z. Sliwińskiego (6) i innych, przekrój prędkościowy można aproksymować odcinkowo stałymi funkcjami zmiany prędkości z głębokością. C. H. Acheson (1) aproksymował hodografy pionowe funkcjami logarytmicznymi. Stwierdził on występowanie dwóch współczynników funkcji, z których jeden zależy od ciśnienia statycznego (głębokości), a drugi od zmian litologicznych utworów.

Za punkt wyjściowy w niniejszym opracowaniu przyjęto istnienie następujących form zmian prędkości:

1) istnienie pionowego gradientu prędkości we wszystkich badanych kompleksach stratygraficznych, który można aproksymować funkcją potęgową

$$V = V_0 (1 + bH)^n \quad [1]$$

gdzie: b, n -- stałe współczynniki,
 H -- głębokość,
 V -- prędkość dla $H \neq 0$,
 V_0 -- prędkość dla $H = 0$.

2) występowanie przekrojów prędkościowych z odcinkowo stałymi funkcjami zmian prędkości z głębokością, tzn. występowanie różnych kompleksów prędkościowych.

3) występowanie gradientu poziomego prędkości w dowolnym kompleksie, który może być wywołany zmianami litologicznymi, facyjnymi czy też procesami tektonicznymi.

Do analizy prędkości wykorzystano pomiary średnich prędkości ze wszystkich głębokich otworów z północnej Polski (415 otworów — stan na styczeń 1974 r.). Na podstawie danych z otworów wykonano zestawienie hodografów pionowych dla 10 kompleksów stratygraficznych: kredy, jury, górnego triasu (bez pstręgo piaskowca), pstręgo piaskowca, permu, karbonu, dewonu, syluru, ordowiku i kambru.

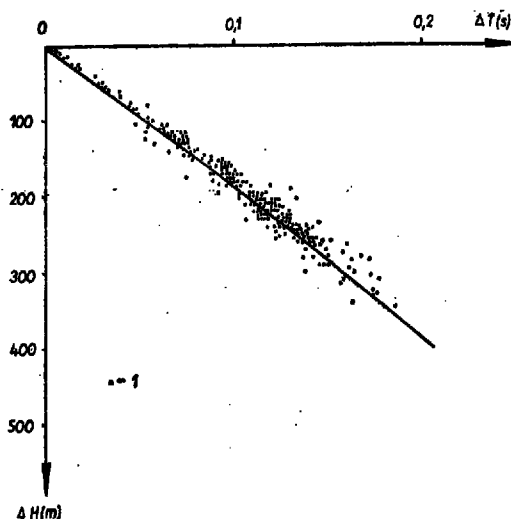
Dla każdego z tych kompleksów określono czas przebiegu fali podłużnej ΔT_k i sporządzono wykresy zależności $\Delta T_k = f(\Delta H_k)$, gdzie ΔH_k — miąższość k -tego kompleksu dla różnych interwałów głębokości położenia kompleksu H_k .

Przyjęto następujące interwały głębokościowe położenia kompleksu: 0—500 m, 500—1000 m, 1000—1500 m, 1500—2000 m i poniżej 2000 m, co ozna-

czało przyjęcie średniej wartości głębokości występowania kompleksu H_k równej odpowiednio: 250, 750, 1250, 1750 i 2250 m.

Wybór stosunkowo dużego interwału głębokości występowania kompleksu był spowodowany brakiem dostatecznej ilości otworów o zbliżonych głębokościach położenia utworów tych samych jednostek stratygraficznych. Sam zaś wybór kompleksów stratygraficznych był podyktowany dokładnością profilowania prędkości oraz miąższością utworów.

W poszczególnych kompleksach, dla przyjętych głębokości położenia H_k , dokonano uśrednienia zależności $\Delta T = f(\Delta H_k)$, a następnie wyprowadzono średnią zależność dla kompleksu $\overline{\Delta T}_k = f(\Delta H_k)$ według wzoru:



Ryc. 1. Wykres zależności $\Delta T=f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów trzeciorzędu i czwartorzędu. Krzywa uśredniająca aproksymowana wzorem:

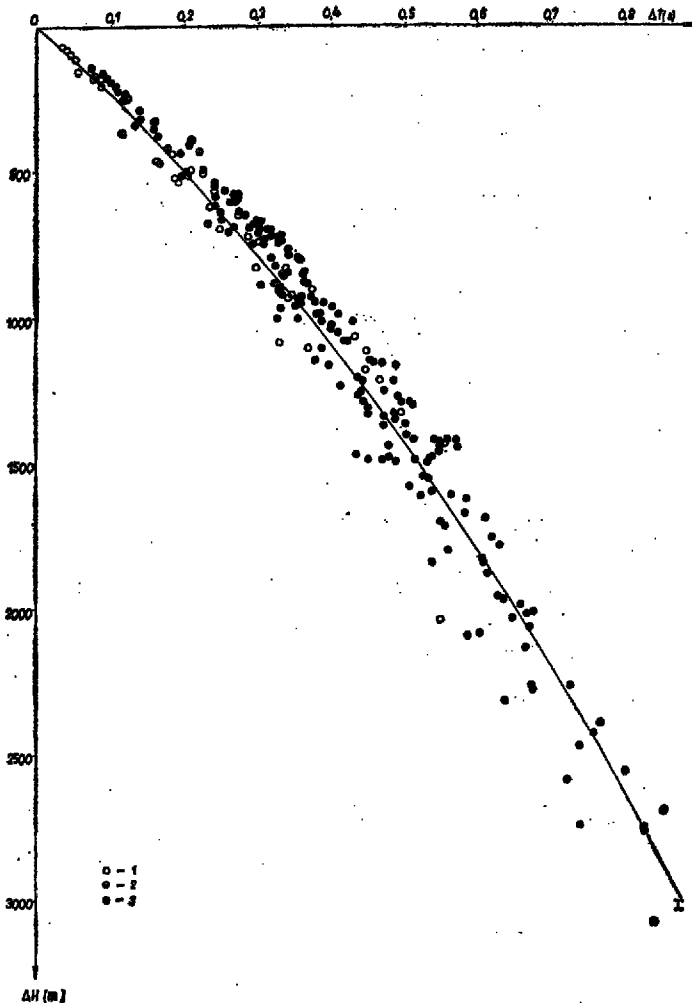
$$\overline{\Delta T} = 11,26 \{ [1 + 0,0005 (H + \Delta H)]^{0,1} - [1 + 0,0005 H]^{0,1} \}$$

dla średniej głębokości położenia kompleksu $H = 13$ m, 1 — wartości $\Delta T = f(\Delta H)$.

Fig. 1. Dependence $\Delta T=f(\Delta H)$ for Tertiary-Quaternary sedimentary complex. 1 — regression curve determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = 11,26 \{ [1 + 0,0005 (H + \Delta H)]^{0,1} - [1 + 0,0005 H]^{0,1} \}$$

for mean depth of occurrence of the complex equalling 13 m, 1 — values $\Delta T=f(\Delta H)$.



Ryc. 2. Wykres zależności $\Delta T=f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów kredy i jury. I — krzywa uśredniająca aproksymowana wzorem:

$$\overline{\Delta T} = 4,051 \{ [1 + 0,0006 (H + \Delta H)]^{0,2} - [1 + 0,0006 H]^{0,2} \}$$

dla średniej głębokości położenia kompleksu $H=200$ m. Wartości $\Delta T=f(\Delta H)$ dla: 1 — jury, 2 — kredy, 3 — jury + kredy.

Fig. 2. Dependence $\Delta T=f(\Delta H)$ for Cretaceous-Jurassic sedimentary complex. I — regression curve determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = 4,051 \{ [1 + 0,0006 (H + \Delta H)]^{0,2} - [1 + 0,0006 H]^{0,2} \}$$

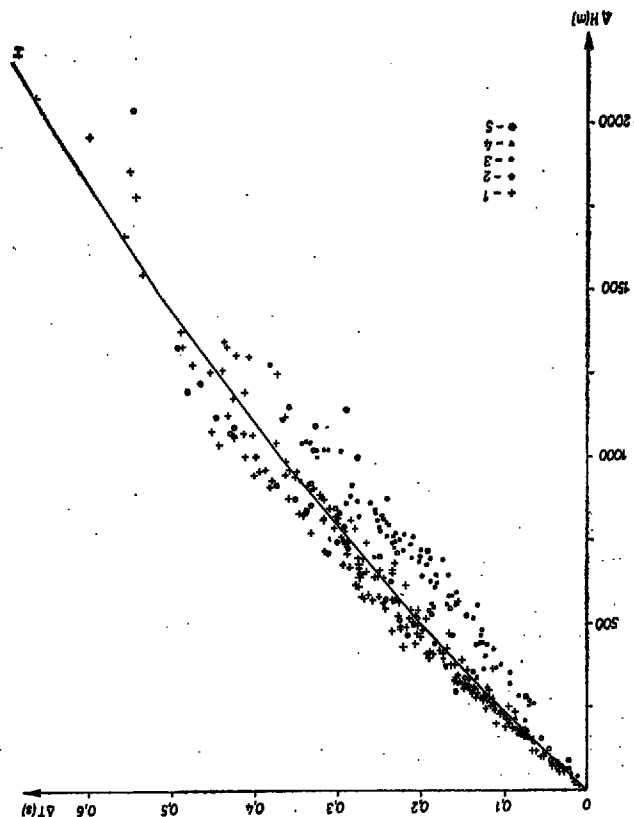
for the mean depth of occurrence of the complex equalling 200 m. Values $\Delta T=f(\Delta H)$ for: 1 — Jurassic, 2 — Cretaceous, 3 — Jurassic + Cretaceous.

$$\overline{\Delta T_k} = \frac{[1 + b(H_k + \Delta H_k)]^{1-n} - [1 + bH_k]^{1-n}}{b V_0 (1-n)} \quad [2]$$

który uzyskano z rozwiązania równania:

$$T = \int_{H_k}^{H_k + \Delta H_k} \frac{H dH}{V_0 \cdot (1 + bH)^n}$$

Na podstawie wzoru [2] określono wartości współczynników n , b i V_0 . Z analizy zależności $\Delta T_k=f$



Ryc. 3. Wykres zależności $\Delta T=f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów kredy, jury i triasu. I — krzywa uśredniająca aproksymowana wzorem:

$$\overline{\Delta T} = 4,051 \{ [1 + 0,0006 (H + \Delta H)]^{0,2} - [1 + 0,0006 H]^{0,2} \}$$

dla średniej głębokości położenia kompleksu $H=200$ m. Wartości $\Delta T=f(\Delta H)$ dla: 1 — kredy, 2 — jury, 3 — retyku + kajper + wapień muszlowy, 4 — pstrego piaskowca, 5 — pstrego piaskowca w przypadku braku kredy oraz jury.

Fig. 3. Dependence $\Delta T=f(\Delta H)$ for Cretaceous-Jurassic-Triassic sedimentary complex. I — regression curve determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = 4,051 \{ [1 + 0,0006 (H + \Delta H)]^{0,2} - [1 + 0,0006 H]^{0,2} \}$$

for the mean depth of occurrence of the complex equalling 200 m. Values $\Delta T=f(\Delta H)$ for: 1 — Cretaceous, 2 — Jurassic, 3 — Rhaetian-Keuper+Muschelkalk, 4 — Bundsandstein, 5 — Bundsandstein (Cretaceous and Jurassic missing).

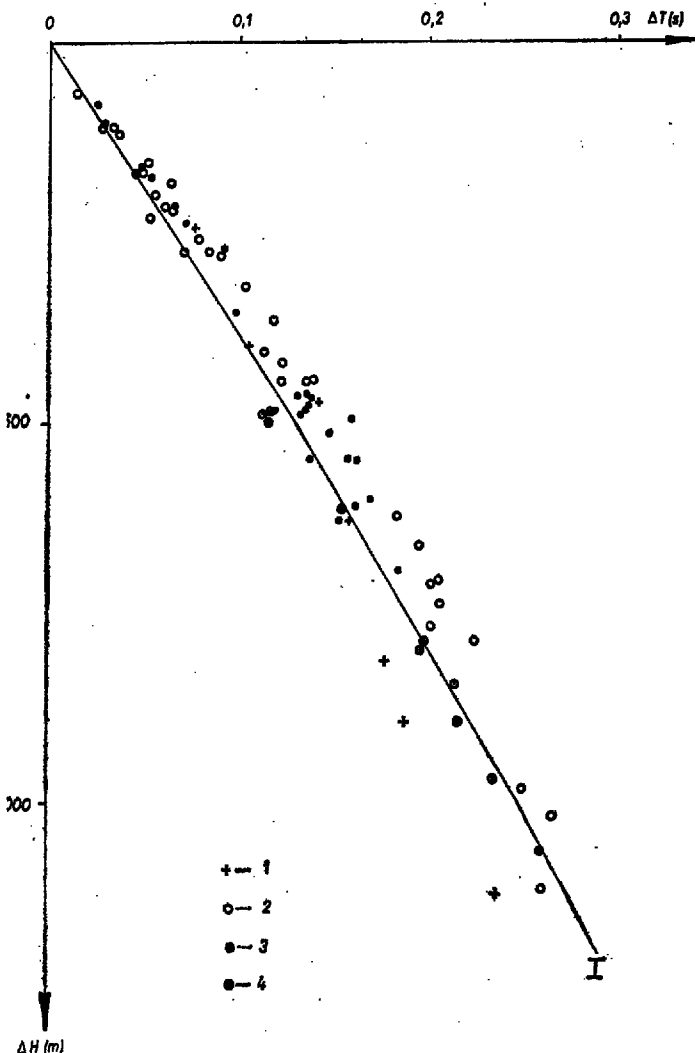
(ΔH_k , H_k) (ryc. 1—7) można wyciągnąć wnioski:

1. W utworach geologicznych północnej Polski wydzielić można 5 dużych kompleksów różniących się w sposób istotny charakterem występujących zmian prędkości wraz z głębokością (tab.).

2. Utwory kredowe, jurajskie i triasowe posiadają podobną prawidłowość zmiany prędkości wraz z głębokością, mimo że niektóre punkty na wykresie $\Delta T_k=f(\Delta H_k)$ dla utworów triasu znacznie odbiegają od krzywej aproksymującej (ryc. 3). Odbiegające punkty odpowiadają południowej części obszaru objętego badaniami, gdzie w przekroju stratygraficznym brak kredy lub jury.

Na obszarach, gdzie pstry piaskowiec występuje na dużej głębokości odchylenie poszczególnych punktów od krzywej zależności $\Delta T_k=f(\Delta H_k)$ dla kredy, jury i triasu (ryc. 4) jest znacznie mniejsze. Biorąc

Kompleks	Prędkość V [m/s]	Wielkość współz. b $\left[\frac{1}{m}\right]$	Wielkość współz. n	Ilość otw. wziętych do okreśł. parametr.	Granice występ. zmian prędkości rzeczywistej [m/s]	Maks. wielkość zmian ΔT , dla $H = \text{const}$ [s]
Kenozoik	1 776	0,0005	0,9	415	1 480—2 320	0,048
Mezozoik	2 057	0,0006	0,8	306	1 880—4 170	0,178
Paleozoik (P+C+D)	4 700	1,0000	0,0	280	2 860—6 500	0,127
Paleozoik (S)	3 100	0,0006	0,2	54	2 960—5 170	0,122
Paleozoik (Or+Cm)	2 730	0,0006	0,5	43	3 060—5 500	0,042



Ryc. 4. Wykres zależności $\Delta T = f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów jury i triasu. I — krzywa, uśredniająca aproksymowana wzorem:

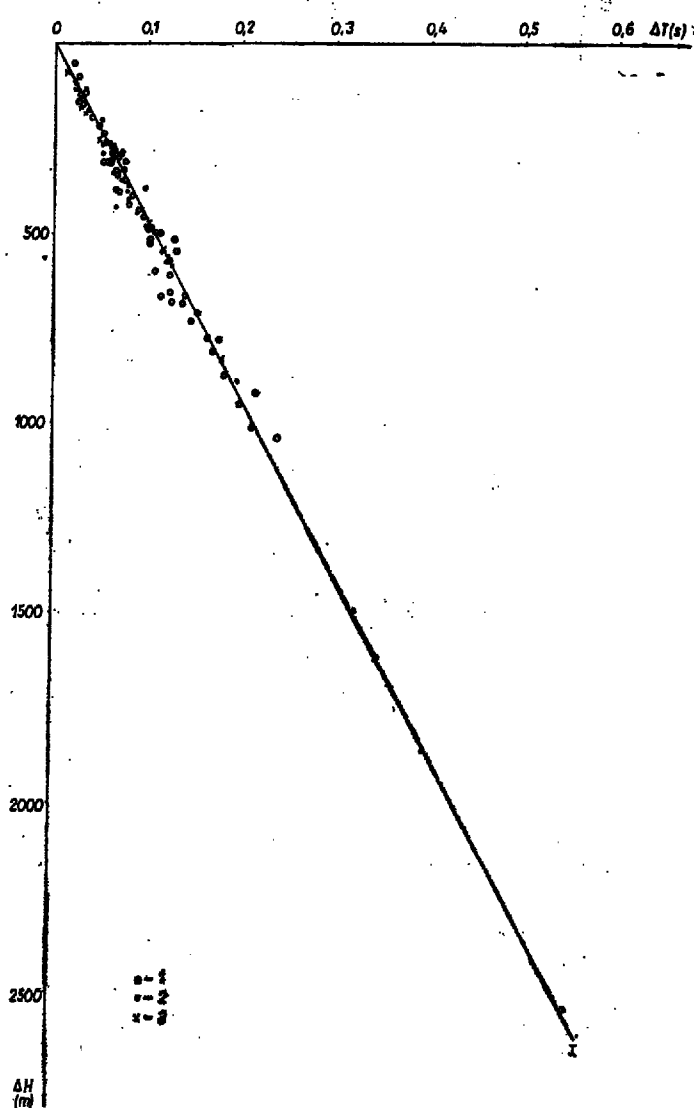
$$\overline{\Delta T} = 4,051 \{ [1 + 0,0006 (H + \Delta H)]^{0,2} - [1 + 0,00064]^{0,2} \}$$

dla średniej głębokości położenia kompleksu $H = 1700$ m. Wartości $\Delta T = f(\Delta H)$ dla: 1 — jury, 2 — retyku + kajper + wapień muszlowy, 3 — pstrego piaskowca, 4 — pstrego piaskowca w przypadku braku kredy oraz jury.

Fig. 4. Dependence $\Delta T = f(\Delta H)$ for Jurassic-Triassic sedimentary complex. I — regression curve determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = 4,051 \{ [1 + 0,0006 (H + \Delta H)]^{0,2} - [1 + 0,00064]^{0,2} \}$$

for the mean depth of occurrence of the equalling 1700 m. Values $\Delta T = f(\Delta H)$ for: 1 — Jurassic, 2 — Rhaetian + Keuper + Muschelkalk, 3 — Bundsandstein, 4 — Bundsandstein (Cretaceous and Jurassic missing).



Ryc. 5. Wykres zależności $\Delta T = f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów permu, karbonu i dewonu. I — krzywa

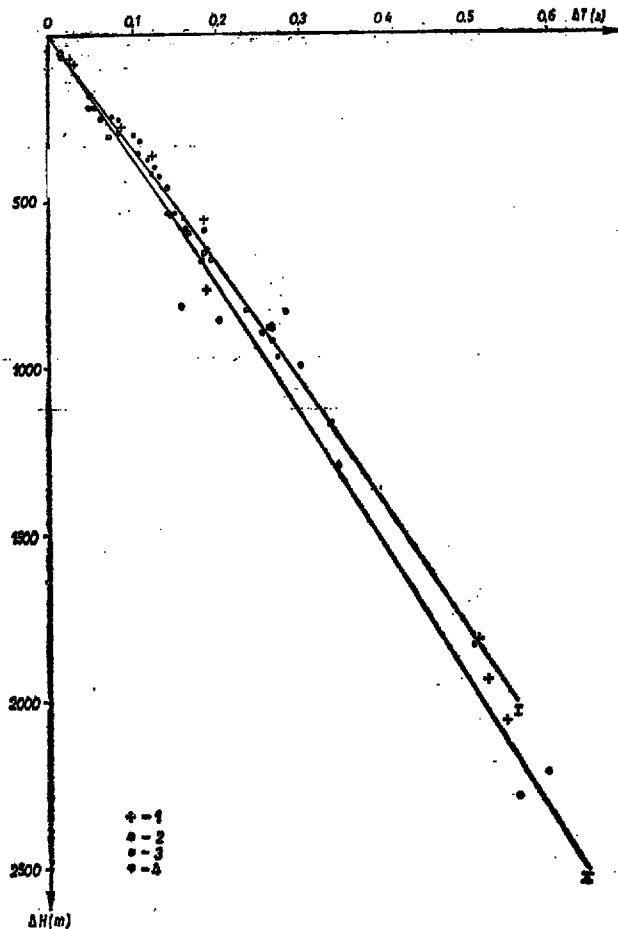
uśredniająca aproksymowana wzorem: $\overline{\Delta T} = \frac{\Delta H}{4700}$

Wartości $\Delta T = f(\Delta H)$ dla średniej głębokości położenia kompleksu H : 1 — 2250 m, 2 — 2750 m, 3 — 3250 m.

Fig. 5. Dependence $\Delta T = f(\Delta H)$ for Permian-Carboniferous-Devonian sedimentary complex. I — regression curve determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = \frac{\Delta H}{4700}$$

Values $\Delta T = f(\Delta H)$ for the mean depth of occurrence of the complex, H : 1 — 2250 m, 2 — 2750 m, 3 — 3250 m.



Ryc. 6. Wykres zależności $\Delta T=f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów syluru. Krzywe uśredniające aproksymowane wzorem:

$$\overline{\Delta T} = 0,672 \{ [1 + 0,0006(H + \Delta H)]^{0,5} - [1 + 0,0006H]^{0,5} \}$$

dla średniej głębokości położenia kompleksu: I — $H=700$ m, II — $H=2200$ m. Wartości $\Delta T=f(\Delta H)$ dla średniej głębokości położenia kompleksu H: 1 — 700 m, 2 — 1250 m, 3 — 1750 m, 4 — 2200 m.

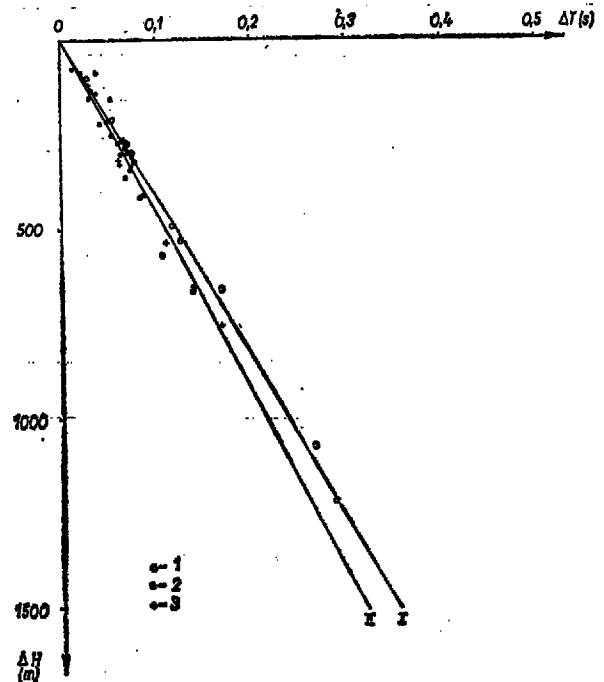
Fig. 6. Dependence $\Delta T=f(\Delta H)$ for Silurian sedimentary complex. Regression curves determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = 0,672 \{ [1 + 0,0006(H + \Delta H)]^{0,5} - [1 + 0,0006H]^{0,5} \}$$

for the mean depth of occurrence of the complex, H: I — 700 m, II — 2200 m. Values $\Delta T=f(\Delta H)$ for the mean depth of occurrence of the complex, H: 1 — 700 m, 2 — 1250 m, 3 — 1750 m, 4 — 2200 m.

powyższe pod uwagę, można sądzić, że utwory triasu, jury i kredy w przeszłości miały jednakową prawidłowość zmian prędkości z głębokością, jednak w wyniku późniejszych ruchów orogenicznych i intensywnego wydzwigania się górotworów (obszary braku lub rozmycia utworów jurajskich i kredowych) utwory triasu, wskutek nieodwracalnych procesów, pozostały bardziej sprężyste niż utwory młodsze, występujące na tych samych głębokościach. Przy takim założeniu z obliczeń wynika, że utwory triasu leżały w przeszłości nie mniej niż 700 m głębiej niż obecnie.

3. Dla utworów permu, karbonu i dewonu nie stwierdzono podobnej zmiany prędkości wraz z głębokością, co świadczy o tym, że głównym czynnikiem określającym zmiany prędkości w tych utworach są zmiany litologiczne i tektoniczne. Oprócz tego przypuszczalnie zwiększanie się prędkości w permie i karbonie może być kompensowane mniejszymi prędkościami utworów solnych tych kompleksów i



Ryc. 7. Wykres zależności $\Delta T=f(\Delta H)$ dla kompleksu utworów ordowiku i kambru. Krzywe uśredniające aproksymowane wzorem:

$$\overline{\Delta T} = 1,221 \{ [1 + 0,0006(H + \Delta H)]^{0,5} - [1 + 0,0006H]^{0,5} \}$$

dla średniej głębokości położenia kompleksu: I — $H=1700$ m, II — $H=2500$ m. Wartości $\Delta T=f(\Delta H)$ dla średniej głębokości położenia kompleksu H: 1 — 1700 m, 2 — 2500 m, 3 — 3000 m.

Fig. 7. Dependence $\Delta T=f(\Delta H)$ for Ordovician-Cambrian sedimentary complex. Regression curves determined with the formula:

$$\overline{\Delta T} = 1,221 \{ [1 + 0,0006(H + \Delta H)]^{0,5} - [1 + 0,0006H]^{0,5} \}$$

for the mean depth of occurrence of the complex, H: I — 1700 m, II — 2500 m. Values $\Delta T=f(\Delta H)$ for the mean depth of occurrence of the complex, H: 1 — 1700 m, 2 — 2500 m, 3 — 3000 m.

zmniejszonym działaniem ciśnienia statycznego, wskutek przepływu mas solnych w obszarach zaangażowanych tektonicznie.

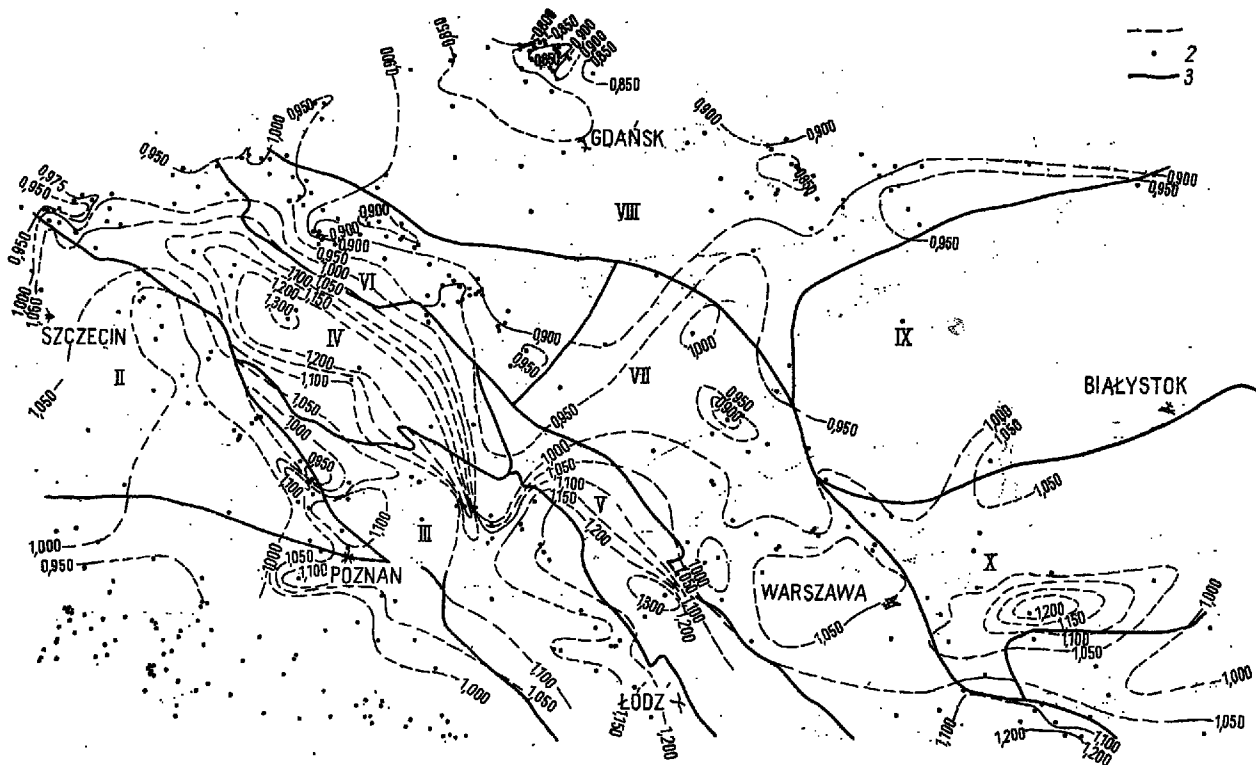
Ogólnie biorąc, charakter zależności $\Delta T_k = f(\Delta H_k)$ jest podobny dla utworów permu, karbonu i dewonu.

Z analizy wykresów ryc. 1—7 i tabeli wynika, że rozrzut punktów na wykresach $\Delta T_k = f(\Delta H_k)$ jest znaczny i nie można go tłumaczyć błędami przypadkowymi wynikającymi z niedokładności określenia czasów interwałowych (z wyjątkiem prawdopodobnie ryc. 1 i 2). Rozrzut ten należy przypisać istnieniu poziomego gradientu prędkości. Wychodząc z tego założenia (zakładamy w pierwszym przybliżeniu brak dużych błędów przy pomiarach prędkości), dla każdego z wydzielonych kompleksów prędkościowych i każdego otworu określamy wielkość współczynnika:

$$m = \frac{\overline{\Delta T_k}}{\Delta T_k}, \text{ który charakteryzuje różnicę między}$$

prędkością w rzeczywistym ośrodku a prędkością średnią przyjętą dla kompleksu.

Oporając się na obliczonych wartościach współczynnika m wykreślono mapy (ryc. 8—10) wydzielonych kompleksów prędkościowych, z dokładnością

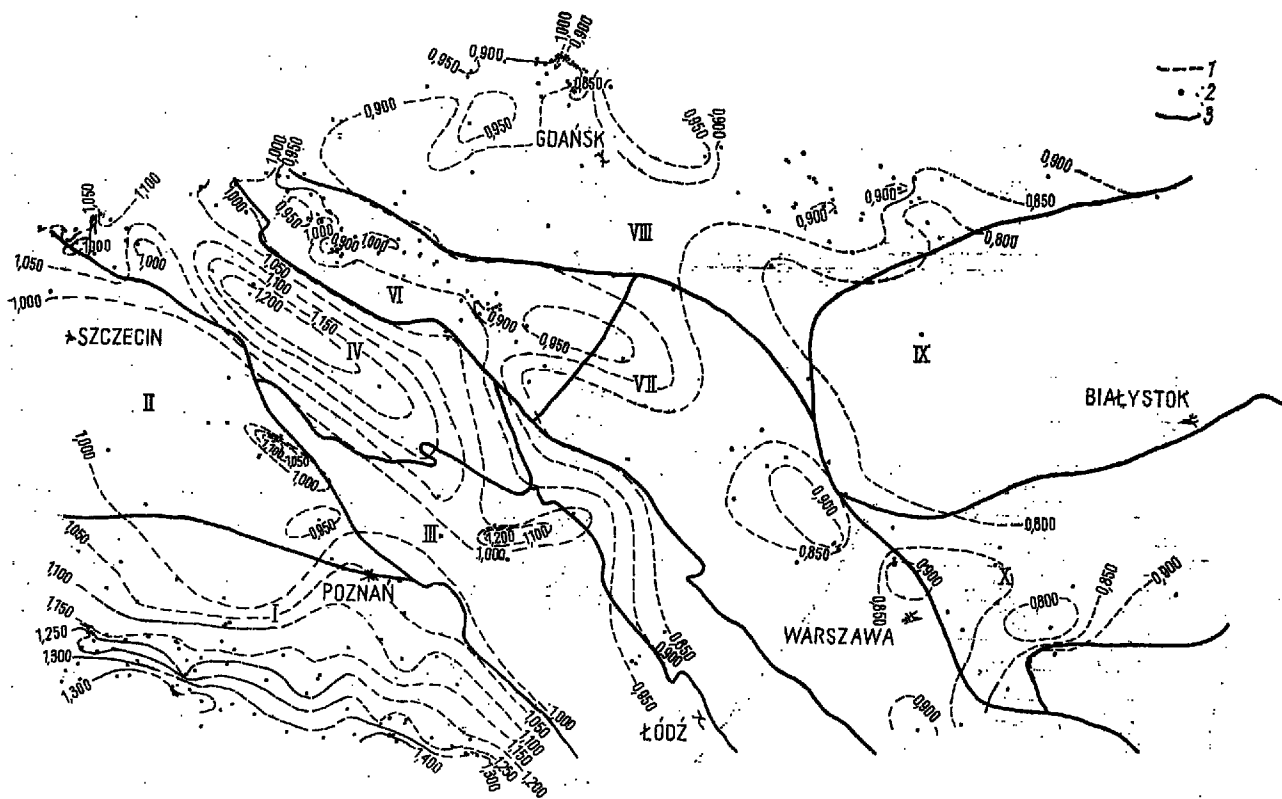


Ryc. 8. Mapa współczynników „m” dla utworów kredy i jury.

1 — izolnie, 2 — punkty pomiarowe, 3 — granice jednostek geologicznych.

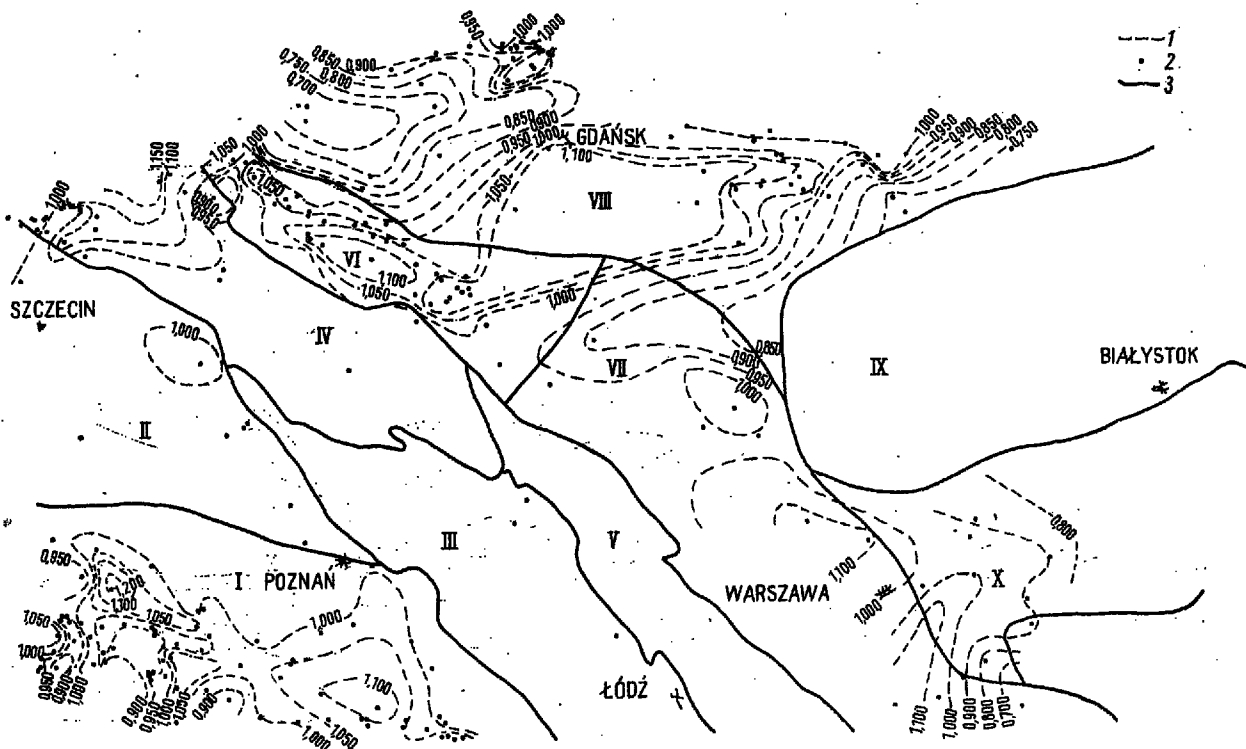
Fig. 8. Map of coefficients „m” for the Cretaceous and Jurassic strata.

1 — isolines, 2 — measurement points, 3 — boundaries of geological units.



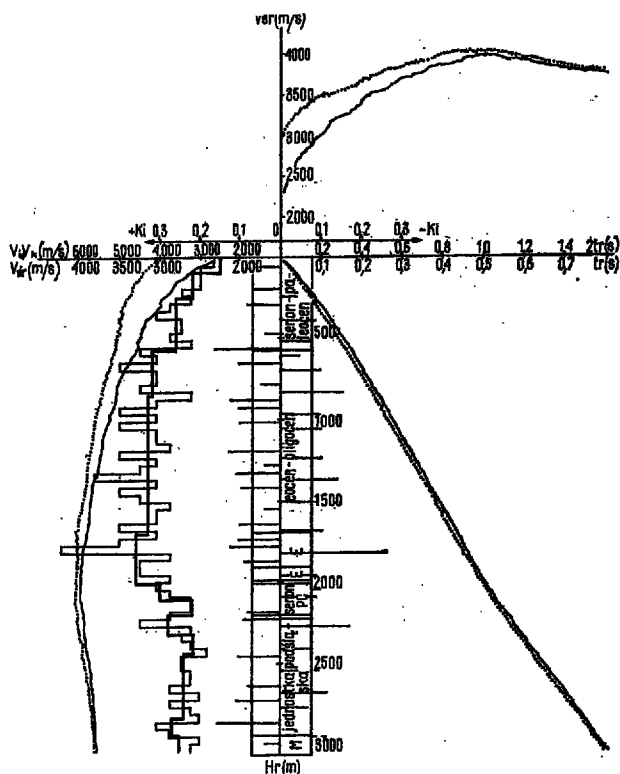
Ryc. 9. Mapa współczynników „m” dla utworów triasu. Objaśnienia jak przy ryc. 8.

Fig. 9. Map of coefficients „m” for Triassic strata. Explanations as given in Fig. 8.



Ryc. 10. Mapa współczynników „m” dla utworów permu. Objasnienia jak przy ryc. 8.

Fig. 10. Map of coefficients „m” for Permian strata. Explanations as given in Fig. 8.



Ryc. 11. Pionowe profilowanie sejsmiczne.
Fig. 11. Vertical seismic logging.

odpowiadającą średniej dokładności określania czasów przy profilowaniu prędkości (± 3 ms). Osobno wykreślono mapę zmian współczynnika m dla utworów triasu, ponieważ ich tektonika różni się od pozostałych.

Wykonane mapy pozwalają uwzględnić gradient poziomy prędkości w poszczególnych kompleksach, który może być wywołany zarówno zaburzeniami tektonicznymi, jak również zmianami litologicznymi czy facjalnymi. W wyniku zmian współczynnika m dla dowolnego obszaru zmienia się funkcja zmiany prędkości wraz z głębokością. Porównanie charakteru przebiegu izolinii współczynnika m z elementami tektonicznymi badanego obszaru wskazuje na to, że decydującym czynnikiem, który wpływa na zmiany prędkości, jest tektonika.

Z analizy wykonanych map wynika, że największy gradient zmian współczynnika m stwierdzono w rejonach o największym zagęszczeniu otworów z wykonanym profilowaniem prędkości, co oznacza, że anomalie prędkościowe występują często i potrzebna jest ich detalizacja. Dla detalizacji anomalii należy wykorzystywać nie tylko dane z pomiarów średnich prędkości, ale również dane z powierzchniowych pomiarów prędkości, wykorzystując wykonane mapy jako oporowe.

Na podstawie wyników przeprowadzonego uogólnienia danych pomiarów prędkości średnich można napisać równanie, pozwalające określić głębokość granic refleksyjnych przyjmując warstwowy model ośrodka. W tym celu równanie [2] dla dowolnej liczby warstw można przedstawić w formie:

$$T_k = 2 \sum_{i=1}^k \frac{[1 + b_k H_k]^{1-n_k} - [1 + b_k H_{k-1}]^{1-n_k}}{b_k (1 - n_k) m_k V_{ok}} \quad [3]$$

gdzie: T_k — czas rejestracji odbić od k -tej granicy, b_k , n_k , V_{ok} — wielkości określone na podstawie ogólnych prawidłowości dla kompleksu nąg granicą odbijającą,

m_k — współczynnik, charakteryzujący różnicę między prędkością rzeczywistą w danym punkcie a średnią przyjętą dla kompleksu.

W przypadku stosowania poziomu odniesienia przyjętego na głębokości h_p od powierzchni ziemi, głębokość położenia h_k od poziomu odniesienia można określić dla czasu t_k za pomocą wzoru:

[4]

$$t_k = 2 \sum_{i=1}^k \frac{[1 + b_k(h_k + h_p)]^{1-n_k} - [1 + b_k(h_{k-1} + h_p)]^{1-n_k}}{b_k(1-n_k)m_k V_{ok}}$$

Otrzymujemy go ze wzoru [3] poprzez zamianę H_k na $h_k + h_p$ i T_k na t_k . Rozwiązanie równania względem h_k można uzyskać metodą kolejnych przybliżeń. Wzór ten posłużył dla zestawienia programu w języku fortran i można go stosować do określania głębokości granic sejsmicznych.

Przedstawiony sposób określania głębokości granic sejsmicznych na podstawie warstwowego modelu ośrodka, z uwzględnieniem pionowego i poziomego gradientu prędkości, powinien znaleźć praktyczne zastosowanie. Wyższość opisanego sposobu w porównaniu z dotychczas stosowanymi, uwzględniającymi poziomy gradient prędkości między poszczególnymi rejonami, polega na tym, że istnieje możliwość uwzględnienia gradientu w dowolnym punkcie rejo-

SUMMARY

On the basis of well-logging data from 415 deep drillings in the northern Poland, the Quaternary-Cambrian sedimentary deposits are divided into 5 velocity complexes, essentially differing in changes of velocity along with depth.

Dependence of the interval time ΔT on thickness of the complexes, ΔH , and depth of their occurrence was analysed. The results obtained show that the Triassic strata not covered by Cretaceous and Jurassic strata at present, previously occurred at depths 700 m greater than they do at present. Coefficients characterizing differences between velocity value obtained for a given borehole and mean velocities of the complexes (with thickness and velocity transformed to zero) were calculated. The coefficients were used in preparation of maps making possible to take into account vertical and horizontal velocity gradients.

The regularities in velocity changes were determined. These regularities made it possible to propose a formula for calculating the depth of occurrence of seismic boundaries using computer techniques.

nu, a tym samym możliwość ciągłego powiązania opracowań głębokościowych na różnych obszarach. Uwzględnienie zmian poziomu odniesienia powinno również wpłynąć na zwiększenie dokładności wyznaczania głębokości granic sejsmicznych. Na wielkość błędów w określaniu głębokości granic sejsmicznych będzie wpływać ilość pomiarów prędkości w stosunku do zmian gradientu prędkości w poszczególnych obszarach.

LITERATURA

1. Acheson C. H. — Time depth and velocity depth relations in Western Canada. *Geophysics*, 1963, no. 5.
2. Faust L. Y. — Seismic velocity as function of depth and geologic time. *Ibidem* 1951, no. 2.
3. Łaski J. — Analiza wyników profilowania prędkości z obszaru Polski przy zastosowaniu matematycznych maszyn cyfrowych. *Wyd. Geol.*, 1967.
4. Sołogub W. B. — Fizycznejskie svojstwa gornych porod jugo-zapadnogo i jużnogo rajona siewiernoj czasti SSSR. *AN USRR*. Kijów, 1958.
5. Sprawozdania (dokumentacje) z pomiarów średnich prędkości wykonanych przez PGGN Kraków, Toruń i PPG Warszawa w latach 1954—1973.
6. Śliwiński Z. — Studium prędkości sejsmicznych w synklinorium łódzko-szczecińskim. *Wyd. Geol.*, 1965.
7. Świtek J. et al. — Dokumentacja pionowego profilowania sejsmicznego w odwiercie Trzebnia IG-1. PPG, Warszawa, 1973.

РЕЗЮМЕ

По данным сейсмокаротажа 415 скважин в северной части Польши весь осадочный чехол от четвертичных до кембрийских отложений разбит на 5 скоростных комплексов, существенно отличающихся по характеру изменения скоростей с глубиной.

В результате анализа кривых интервальных времен ΔT в функции от мощности ΔH , при разных глубинах их залегания, вычислено, что на участках отсутствия отложений мела или юры отложения триаса залегали в прошлом более 700 м глубже своего настоящего положения.

По значениям коэффициентов отношений скоростей (приведённых к мощности и глубине равных нулю) для каждой скважины к среднему значению скорости комплексов составлены карты, позволяющие учитывать, наряду с вертикальным, также и горизонтальный градиент скорости.

На основании установленных закономерностей изменения скоростей в вертикальном и горизонтальном направлениях выведена обобщённая формула для вычисления эхоглубин отражающих горизонтов по данным МОВ с использованием ЭВМ.