

**ANALIZA EFEKTYWNOŚCI
TOMOGRAFII AMPLITUDOWEJ
OPARTEJ NA ZMIANACH
CZĘSTOTLIWOŚCI CENTROIDALNEJ WIDMA SYGNAŁU
W POMIARACH MIĘDZYOTWOROWYCH
– STUDIUM MODELOWE**

**The analysis of amplitude tomography based on the variations
of centroidal signal spectrum frequency in well to well measurements
– model study**

Zbigniew KASINA

*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Geofizyki; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;
e-mail: kasina@geol.agh.edu.pl*

Treść: W pracy przedstawiono wyniki analizy wpływu parametrów modelu sejsmogeologicznego i parametrów inwersji na efektywność odtwarzania zmian tłumienia za pomocą tomografii amplitudowej opartej na zmianach częstotliwości centroidalnej widma sygnału w pomiarach sejsmicznych wykonanych w wariancie prześwietlań międzyotworowych. W rozważaniach uwzględniono modele jednorodne ze strefami o podwyższonych lub obniżonych wartościach prędkości i tłumienia, jak również modele gradientowe. Do analizy efektywności wykorzystano częstotliwości centroidalne widma sygnałów rejestrowanych w punktach odbioru oraz czasy przebiegu wygenerowane dla założonych modeli. Uwagę zwrócono przede wszystkim na wpływ startowego pola prędkości na wyniki inwersji tomograficznej.

Słowa kluczowe: geofizyka, metody sejsmiczne, modelowanie sejsmiczne, tomografia amplitudowa

Abstract: In the presented paper the results of the analysis of the influence of seismogeological model parameters as well as inversion parameters on the effectiveness of attenuation variations imaging by means of amplitude tomography based on the variations of centroidal frequency of signal spectrum in the seismic well to well measurements have been described. In the considerations the homogeneous models with the zones of higher and lower values of velocity and attenuation as well as gradient media were taken into consideration. In the analysis of the effectiveness the centroidal frequencies of the signals observed in the receiver points and traveltimes generated for assumed models were used. The main attention was paid to the effect of starting velocity field on the results of tomographic inversion.

Key words: geophysics, seismic methods, seismic modeling, amplitude tomography

WSTĘP

Estymowanie rozkładów tłumienia fal sejsmicznych na podstawie analizy zarejestrowanego obrazu falowego stanowi ważny i rozwijany proces przetwarzania danych, odgrywający szczególnie istotną rolę w odwzorowaniu informacji geologicznej w sejsmice otworowej (Neep *et al.* 1996, Liao & McMechan 1997, Parra 2000, Luo *et al.* 2006, Payne *et al.* 2007, Rossi *et al.* 2007). Tomografia amplitudowa, wykorzystująca w procesie inwersji zmiany częstotliwości centroidalnej widm rejestrowanych sygnałów, stanowi jedno z ważnych i skutecznych narzędzi estymowania rozkładów tłumienia. Chociaż podstawy teoretyczne tego wariantu tomografii zostały sformułowane dość precyzyjnie (Quan & Harris 1997), problem oceny jej efektywności w warunkach zróżnicowanych modeli sejsmogeologicznych ośrodka i w warunkach stosowania różnych parametrów metodyki pomiarowej pozostaje wciąż aktualny. W prezentowanej pracy podjęto więc taką analizę dla wariantu przeświałłań międzyotworowych i wybranych modeli sejsmogeologicznych ośrodka. Obliczenia modelowe wykonano za pomocą opracowanych przez autora programów komputerowych. W rozważaniach uwzględniono modele jednorodne ze strefami o podwyższonych lub obniżonych wartościach prędkości i tłumienia, jak również modele gradientowe. Do analizy wykorzystano wariant przeświałłań sejsmicznych, stwarzający najlepsze warunki zastosowania analizowanego wariantu tomografii. Oceniono wpływ parametrów modeli sejsmogeologicznych oraz parametrów inwersji tomograficznej na wyniki odwzorowania rozkładów tłumienia.

PODSTAWOWE ZAŁOŻENIA ALGORYTMU TOMOGRAFII AMPLITUDOWEJ OPARTEJ NA ZMIANACH CZĘSTOTLIWOŚCI CENTROIDALNEJ WIDMA SYGNAŁU

Program #INVERSQ opracowany przez autora przeznaczony jest do realizacji zadania odwrotnego tomografii amplitudowej opartej na wykorzystaniu zmian częstotliwości centroidalnych propagujących sygnałów. Wykorzystuje on jako dane wejściowe rozkłady prędkości określone za pomocą programu tomografii czasów przebiegu oraz rozkłady początkowe współczynnika Q (współczynnik dobroci, *quality factor*) definiującego tłumienie ośrodka i związanej ze współczynnikiem tłumienia α ośrodka relacją

$$\alpha = \frac{\pi}{Q\nu} \quad (1)$$

gdzie:

- ν – prędkość propagacji fali,
- α – współczynnik tłumienia.

Startowe wartości współczynnika Q mogą być definiowane w węzłach prostokątnej siatki, w której określone były wartości prędkości w programie tomografii czasów prze-

biegu. Możliwy jest również wariant określania startowego pola Q jako wartości średniej, estymowanej przez program na podstawie geometrii pomiaru i pomierzonych wartości widma sygnału (dokładniej: na podstawie obliczonych wartości częstotliwości centroidalnych widma pomierzonych sygnałów).

Punktem wyjścia tomografii amplitudowej jest określenie widm sygnałów w punktach odbioru w dobranych oknach czasowych obejmujących wstąpienia sygnałów propagującej fali oraz określenie (lub estymowanie) widma sygnału źródła. Wykorzystywana jest do tego celu szybka dyskretna transformacja Fouriera (FFT). Kolejnym krokiem jest obliczenie częstotliwości centroidalnych widma i jego wariancji według znanych formuł (Quan & Harris 1997, Kasina 2007). W przypadku danych modelowych wartości częstotliwości centroidalnych widma i jego wariancji generowane są na podstawie założonych widm sygnałów i obliczonych charakterystyk częstotliwościowych tłumienia ośrodka dla założonych modeli sejsmogeologicznych ośrodka i założonej geometrii pomiaru (Kasina 2007).

Program #INVERSQ w pierwszym etapie określa trajektorie promieni sejsmicznych dla zadanego pola prędkości i generuje współczynniki układu równań tomografii amplitudowej. Układ równań tomografii amplitudowej – określony dla najczęściej wykorzystywanych sygnałów o widmie Gaussa lub o widmie, które można aproksymować widmem Gaussa – ma znaną (Quan & Harris 1997) postać

$$\sum_j \alpha_{0j}^i l_j^i = \frac{f_S - f_G^i}{\sigma_S^2} \quad (2)$$

gdzie:

- α_{0j}^i – współczynnik tłumienia zdefiniowany w środku j -tego segmentu i -tego promienia,
- i – indeks promienia,
- j – indeks segmentu trajektorii promienia,
- l_j^i – długość segmentu i -tego promienia (z założenia poruszamy się wzdłuż promienia ze stałym krokiem l , definiującym długość segmentu promienia).

Częstotliwości centroidalne f_G sygnału rejestrowanego i f_S sygnału źródła oraz wariancja σ_S^2 sygnałów określono z ogólnych relacji:

$$f_C = \frac{\int_0^\infty f \cdot W(f) df}{\int_0^\infty f \cdot W(f) df} \quad \text{oraz} \quad \sigma^2 = \frac{\int_0^\infty (f - f_C)^2 W(f) df}{\int_0^\infty f \cdot W(f) df} \quad (3)$$

gdzie:

- $W(f) = G(f)$, $f_C = f_G$, $\sigma^2 = \sigma_G^2$ – w przypadku sygnału rejestrowanego w punkcie odbioru,
- $W(f) = S(f)$, $f_C = f_S$, $\sigma^2 = \sigma_S^2$ – w przypadku sygnału rejestrowanego w punkcie wzbudzenia.

Częstotliwość centroidalna źródła jest zadawana lub estymowana maksymalną częstotliwością w punkcie odbioru z uwzględnieniem poprawki Δf

$$f_S = \max\{f_G^i\} + \Delta f.$$

Wówczas równanie tomograficzne przyjmuje finalną postać

$$\sum_j \alpha_{0j}^i l_j^i - \frac{\Delta f}{\sigma_S^2} = \frac{\max\{f_G^i\} - f_G^i}{\sigma_S^2} \quad (4)$$

W równaniu tym niewiadomymi są współczynniki tłumienia α_{0j}^i i poprawka Δf . Wariancja σ_S^2 widma sygnału źródła może być estymowana średnią wartością wariancji widm sygnałów z poszczególnych odbiorników.

Kolejne kroki obliczeniowe programu #INVERSQ obejmują:

1. Określenie startowego rozkładu współczynników tłumienia na podstawie zadanego rozkładu współczynnika Q zgodnie z formułą (1) lub obliczenie średniej wartości współczynnika tłumienia na podstawie obserwowanych (obliczonych) częstotliwości centroidalnych widm sygnałów w punktach odbioru.
2. Określenie trajektorii promieni sejsmicznych dla zadanego rozkładu prędkości z jednoczesnym wygenerowaniem wartości lewej strony (oznaczonej jako QL) równania (4) i uwzględnieniem zadanego, początkowego rozkładu współczynników tłumienia; obliczenia te prowadzimy, wykorzystując kolejne pary punkt wzbudzenia – punkt odbioru.
3. Określenie prawej strony równania (4) (oznaczanej jako QLR) na podstawie wyznaczonych wcześniej wartości f_G sygnału rejestrowanego, f_S sygnału źródła oraz wariancje σ_S^2 sygnałów.
4. Generowanie układu równań tomografii amplitudowej, w którym każde równanie ma postać

$$\sum_j \alpha_{0j}^i l_j^i = QLR(IG, IPS) - QL(IG, IPS) = \Delta QL \quad (5)$$

gdzie:

- IG – indeks odbiornika,
- IPS – indeks punktu wzbudzenia,
- $\Delta \alpha_{0j}^i$ – poprawka do współczynnika tłumienia zdefiniowanego (pole startowe) w każdym węźle siatki.

5. Poszukiwanie takich poprawek $\Delta \alpha_{0j}^i$, które minimalizują sumę kwadratów odchyłek ΔQL po prawej stronie układu równań (5); prowadzi to – po uwzględnieniu macierzy więzów – do układu równań o postaci

$$(\hat{A}^T \hat{A} + \lambda \hat{\Omega}) \Delta \hat{\alpha} = \hat{A}^T \Delta QL \quad (6)$$

gdzie:

- $\hat{\Omega}$ – macierz więzów,
- \hat{A}^T – transpozycja macierzy \hat{A} współczynników układu,
- $\Delta\hat{\alpha}$ – poszukiwany wektor poprawek współczynników tłumienia.

Równanie (6) rozwiązywane jest iteracyjną metodą gradientów sprzężonych. Estymowane poprawki współczynników tłumienia dodawane są do startowego pola tych współczynników i po przeliczeniu na współczynnik dobroci Q stanowią końcowy wynik procesu inwersji tomograficznej.

W programie można wykorzystać macierz więzów. Wartość parametru więzów λ (*damping*) jest zadawana z góry na podstawie wyników testów. Istnieje także możliwość wprowadzania wariantu wygładzania splotowego (*seismic quelling*) w procesie trasowania promienia i generowania układu równań tomografii amplitudowej. W przypadku danych modelowych można określić średni błąd kwadratowy $RMSDQ$ estymowanego rozkładu współczynnika Q .

ANALIZA EFEKTYWNOŚCI TOMOGRAFII AMPLITUDOWEJ DLA WARIANTU PRZEŚWIETLAŃ SEJSMICZNYCH

Analizę efektywności tomografii amplitudowej wykonano dla następujących modeli sejsmogeologicznych ośrodka:

- model ośrodka jednorodnego,
- model ośrodka jednorodnego zawierającego niejednorodność w formie strefy o podwyższonej lub obniżonej (wariant „pustki”) wartości prędkości i współczynnika Q ,
- model ośrodka gradientowego z dodatnim gradientem prędkości i współczynnika Q ,
- model ośrodka gradientowego zawierającego niejednorodność w formie strefy o podwyższonych lub obniżonych (wariant „pustki”) wartościach prędkości i współczynnika Q ,
- model uskoku w ośrodku dwuwarstwowym.

Obliczenia wykonano dla sygnału Gaussa o częstotliwości dominującej 400 Hz, modyfikując ją w procesie symulacji błędów określania częstotliwości centroidalnej widma sygnału źródła.

Cykl obliczeniowy dla każdego modelu obejmował następujące kroki:

1. Na podstawie czasów przebiegu, określonych w zadaniu prostym tomografii czasów przebiegu, dokonano estymacji pola prędkości, rozwiązując zadanie odwrotne tomografii; zadanie odwrotne rozwiązywano, wykorzystując model startowy z prędkością średnią (określoną z czasów przebiegu) oraz – w przypadku modeli z anomaliami prędkościowymi – model startowy w postaci założonego modelu bez anomalii (model jednorodny lub gradientowy).
2. Pola prędkości otrzymane po pierwszej iteracji były poddane wygładzaniu i stanowiły dane wejściowe do kolejnej iteracji (wariant tomografii krzywoliniowej).

3. Mając opracowane pola prędkości ośrodka (wynikające z inwersji czasów przebiegu lub ze znajomości modelu), przystępowano do rozwiązywania zadania odwrotnego tomografii amplitudowej; zadanie odwrotne rozwiązywano, stosując dwa rodzaje modeli startowych prędkości (dokładny model prędkości z niejednorodnościami oraz model prędkości z inwersji tomograficznej czasów przebiegu) oraz dwa rodzaje modeli startowych pola tłumienia (model startowy z estymowaną uśrednioną wartością Q oraz model startowy z modelem Q założonym, ale bez poszukiwanej niejednorodności współczynnika Q).
4. Wynikowe rozkłady Q poddano wygładzaniu i wykorzystywano do obliczenia średniego kwadratowego błędu $RMSDQ$ estymacji współczynnika Q , znając założone rozkłady współczynnika Q .

W procesie inwersji zastosowano następujące wartości podstawowych parametrów przetwarzania (dobre na drodze testów):

- rozmiary celi dyskretnego pola prędkości i dyskretnego pola współczynnika Q : 1.5×1.5 m,
- interpolacja liniowa pola prędkości i pola współczynnika: Q ,
- krok trasowania promienia sejsmicznego: 0.3 m,
- parametr więzów (*damping*) λ : 5–10,
- liczba iteracji w metodzie gradientów sprzężonych: 100.

Wyniki obliczeń w odniesieniu do każdego modelu przedstawiono w postaci:

- mapy rozkładu prędkości i Q dla zadanego modelu,
- wynikowej mapy rozkładu prędkości i Q , uzyskanych z procesu inwersji,
- wartości średniego błędu kwadratowego $RMSDV$ estymacji prędkości i średniego błędu kwadratowego $RMSDQ$ współczynnika Q ,
- wartości średniego błędu kwadratowego $RMSDT$ dopasowania teoretycznych czasów przebiegu (w założonych modelach) do czasów przebiegu dla wynikowych rozkładów prędkości.

Odtwarzanie rozkładów prędkości w zadaniu odwrotnym tomografii czasów przebiegu

Odtwarzanie rozkładów prędkości w zadaniu odwrotnym tomografii czasów przebiegu przeprowadzono w odniesieniu do wszystkich rozważanych modeli z wyjątkiem modelu jednorodnego, w wypadku którego – dla danych modelowych – uzyskuje się niemal zawsze dokładne rozwiązanie w pierwszej iteracji tomografii prostoliniowej. Wyniki inwersji tomograficznej (rozkłady prędkości) porównywano z założonymi modelami prędkościowymi ośrodka, stosując prezentację bitmap w tej samej skali kolorów. W opisie rysunków zawarto najważniejsze informacje o wynikach (błędy prędkości $RMSDV$ i błędy teoretycznych czasów przebiegu $RMSDT$) oraz o parametrach inwersji.

Model jednorodny ze strefą o obniżonej prędkości (model „pustki”)

W przypadku modelu jednorodnego (prędkość 3400 m/s) z pustką uwzględniono dwa warianty prędkościowe pustki: 2900 m/s i 1000 m/s. Wyniki obliczeń przedstawiono dla wariantu pustki 2900 m/s (Fig. 1–4) oraz dla wariantu pustki 1000 m/s (Fig. 5–7).

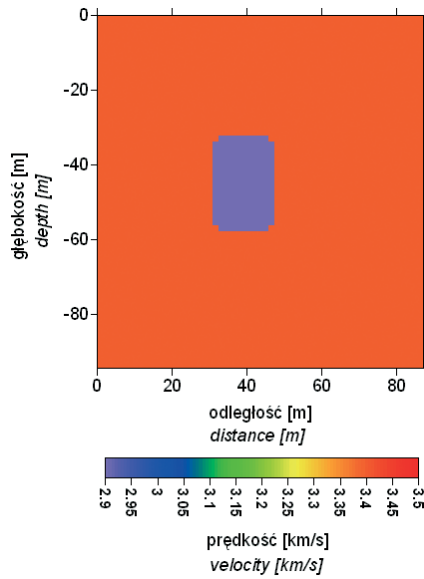


Fig. 1. Model ośrodka jednorodnego (3.4 km/s) z pustką (2.9 km/s)

Fig. 1. The model of homogeneous medium (3.4 km/s) with void (2.9 km/s)

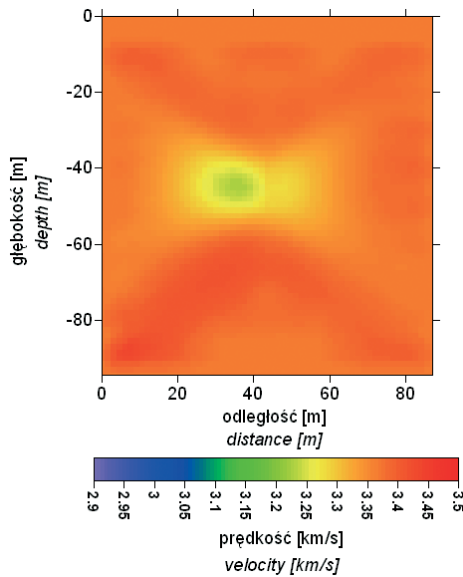


Fig. 2. Wynik inwersji po pierwszej iteracji, $RMSDT = 0.19$ ms ($RMSDT_0 = 0.34$ ms), $RMSDV = 0.095$ km/s

Fig. 2. The result of inversion after first iteration, $RMSDT = 0.19$ ms ($RMSDT_0 = 0.34$ ms), $RMSDV = 0.095$ km/s

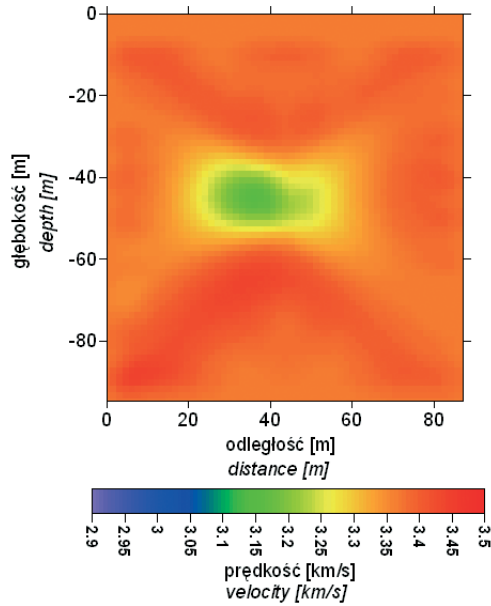


Fig. 3. Wynik inwersji po drugiej iteracji, $RMSDT = 0.13$ ms, $RMSDV = 0.090$ km/s

Fig. 3. The result of inversion after second iteration, $RMSDT = 0.13$ ms, $RMSDV = 0.090$ km/s

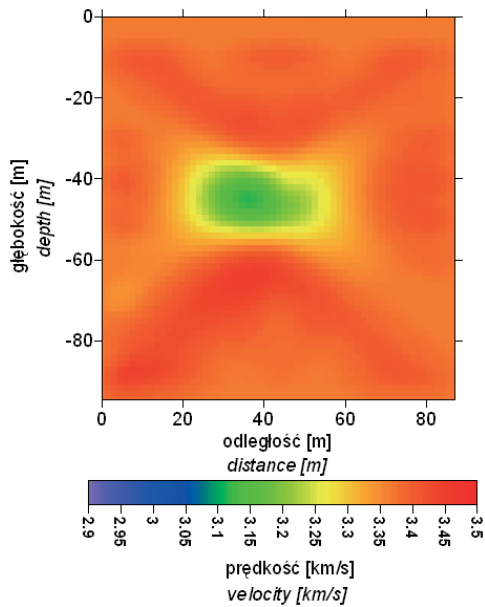


Fig. 4. Wynik inwersji po trzeciej iteracji, $RMSDV = 0.087$ km/s

Fig. 4. The result of inversion after third iteration, $RMSDV = 0.087$ km/s

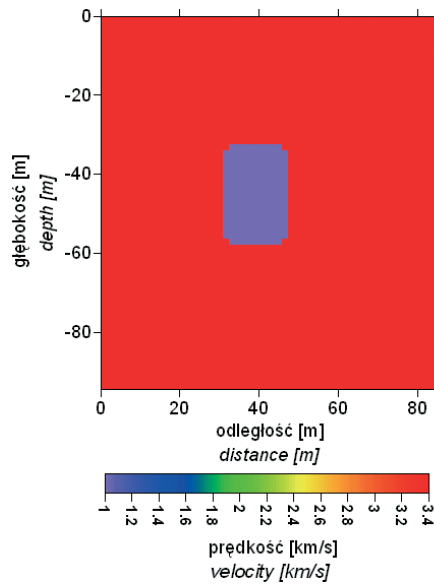


Fig. 5. Model ośrodka jednorodnego (3.4 km/s) z pustką (1.0 km/s)

Fig. 5. The model of homogeneous medium (3.4 km/s) with void (2.9 km/s)

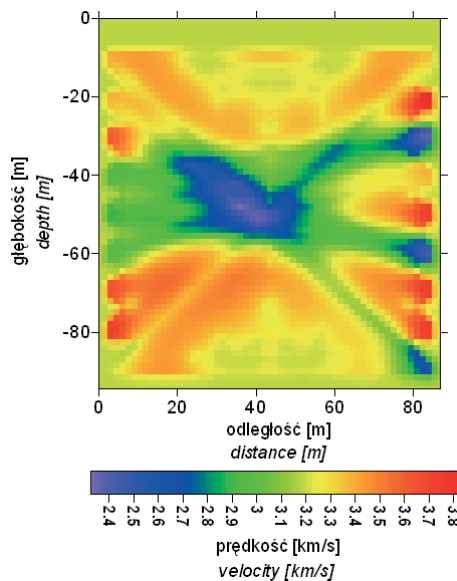


Fig. 6. Wynik inwersji po pierwszej iteracji, $RMSDT = 3.52$ ms ($RMSDT_0 = 4.41$ ms), $RMSDV = 0.471$ km/s

Fig. 6. The result of inversion after first iteration, $RMSDT = 3.52$ ms ($RMSDT_0 = 4.41$ ms), $RMSDV = 0.471$ km/s

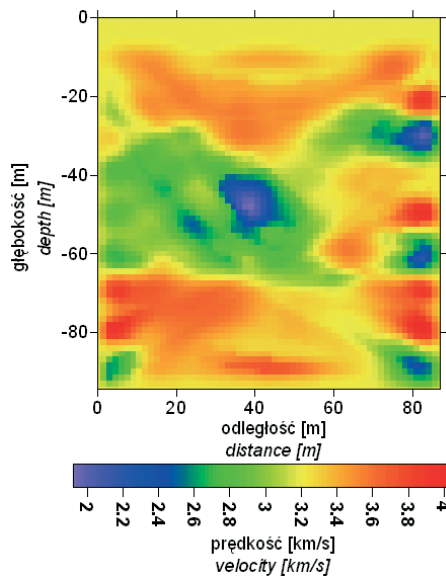


Fig. 7. Wynik inwersji po trzeciej iteracji, $RMSDV = 0.493$ km/s ($RMSDV = 0.461$ km/s po drugiej iteracji)

Fig. 7. The result of inversion after third iteration, $RMSDV = 0.493$ km/s ($RMSDV = 0.461$ km/s after second iteration)

Wynikowe rozkłady prędkościowe inwersji poddawane były wygładzeniu po każdej iteracji z wykorzystaniem operatora 2D z promieniami wygładzania przestrzennego $LAVEX = LAVEZ = 2$ (wygładzanie uwzględnia dwa węzły siatki w kierunku osi x i y). Błędy $RMSDV$ określone były zgodnie z formułą

$$RMSDV = \left(\frac{\sum_{i=1}^R (V_{i,est} - V_{i,mod})}{R} \right)^{1/2},$$

gdzie:

- $V_{i,est}$ – wartość prędkości estymowanej w i -tym węźle,
- $V_{i,mod}$ – znana wartość prędkości modelu w i -tym węźle,
- R – liczba węzłów w siatce prędkościowej.

Błąd $RMSDT$ określany był według analogicznej formuły z wykorzystaniem teoretycznych (obliczonych dla modeli startowych) czasów przebiegu i czasów pomierzonych (w rozważanym przypadku obliczonych dla założonych modeli). Wartość $RMSDT_0$ odpowiada czasom teoretycznym, obliczonym dla modelu startowego jednorodnego z prędkością średnią w trakcie 1. iteracji realizowanej zawsze w wariancie tomografii prostoliniowej. Kolejne iteracje mają charakter inwersji z zastosowaniem tomografii krzywoliniowej.

Na podstawie analizy wyników inwersji dla wariantu pustki 2900 m/s można sformułować szereg wniosków:

- kolejne iteracje dają mniejsze błędy *RMSDT*, ale najsilniejsza poprawa obserwowana jest po 1. i 2. iteracji;
- kolejne iteracje dają mniejsze błędy *RMSDV*, chociaż różnice tych błędów nie są znaczne;
- odtworzenie „pustki” istotnie się poprawia w kolejnych iteracjach, chociaż zachowuje się jej wyraźne rozciągnięcie w głównym kierunku propagacji fal (kierunek poziomy);
- po 3. iteracji nadal zachowuje się zawyżenie prędkości w obrębie pustki.

Analiza wyników inwersji uzyskanych dla pustki 1000 m/s potwierdza znaczne pogorszenie tych wyników w stosunku do wariantu pustki 2900 m/s. Identyfikacja pustki jest wprawdzie pewna, a lokalizacja poprawna, jednak prędkość pustki jest znacznie zawyżona w stosunku do modelu. Znacznie silniejsze są efekty pewnego rozmycia pustki i znacznie większa jest niejednorodność odtworzonego otoczenia tej pustki. Błędy odwzorowań prędkości *RMSDV* są znacznie większe niż w przypadku pustki 2900 m/s i nieznacznie zmieniają się w kolejnych iteracjach.

Model ośrodka gradientowego

Wyniki inwersji tomograficznej dla modelu gradientowego, w którym prędkość zmienia się (rośnie) w zakresie od 800 m/s do 2600 m/s w przedziale głębokości 87 metrów, przedstawiono na figurach 8–10.

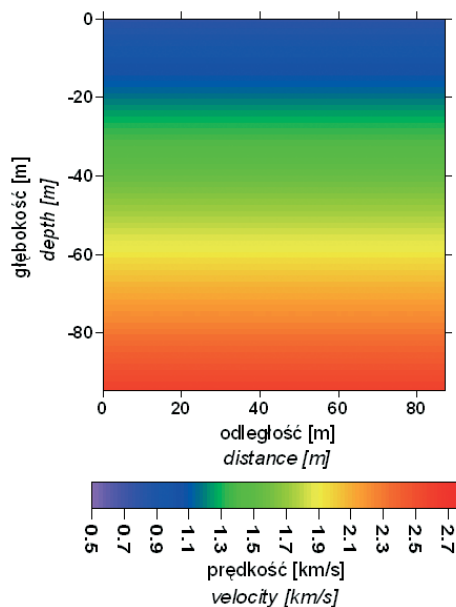


Fig. 8. Model ośrodka gradientowego

Fig. 8. The model of gradient medium

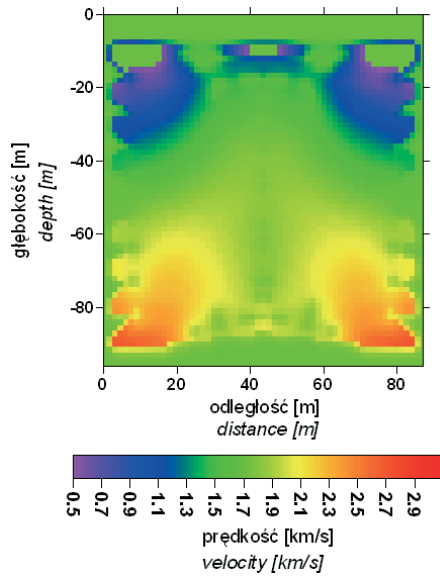


Fig. 9. Wynik inwersji po pierwszej iteracji, $RMSDV = 0.377$ km/s, $RMSDT = 3.69$ ms ($RMSDT0 = 16.62$ ms)

Fig. 9. The result of inversion after first iteration, $RMSDV = 0.377$ km/s
 $RMSDT = 3.69$ ms, ($RMSDT0 = 16.62$ ms)

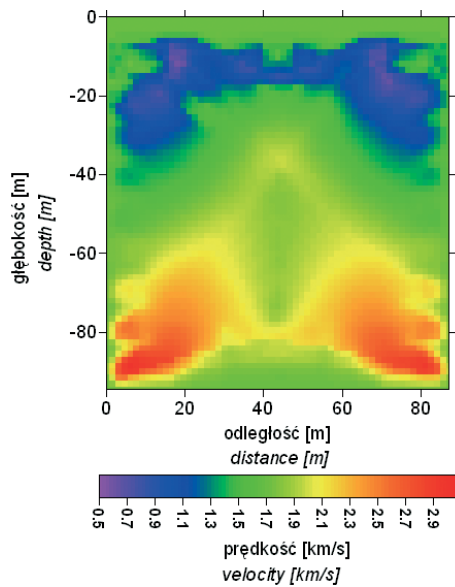


Fig. 10. Wyniki inwersji po drugiej iteracji, $RMSDV = 0.363$ km/s

Fig. 10. The result of inversion after second iteration, $RMSDV = 0.363$ km/s

Analiza wyników inwersji dla wariantu ośrodka silnie gradientowego potwierdza odtworzenie jego charakteru po 2. iteracji przy jednoczesnych znacznych niejednorodnościach odtwarzanego rozkładu prędkości obserwowanych na brzegach obszaru (najpłytsza i najgłębsza część ośrodka) nieobjętych równomiernym pokryciem promieni sejsmicznych.

Model ośrodka gradientowego z anomalią o podwyższonej prędkości

W rozważanym przypadku ośrodka gradientowego z anomalią o podwyższonej prędkości ($V = 2500$ m/s) przedstawiono (Fig. 11) tylko wyniki tomografii prostoliniowej (1. iteracja), gdyż kolejne iteracje nie wpłynęły na poprawę wyników.

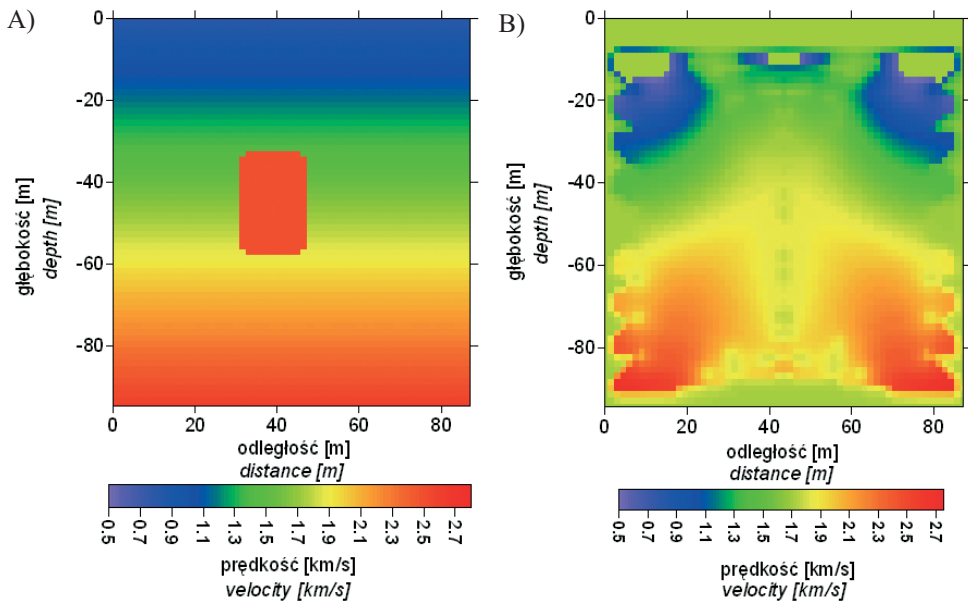


Fig. 11. Model ośrodka (A) i wyniki inwersji po pierwszej iteracji (B)

Fig. 11. The model of the medium (A) and result of inversion after first iteration (B)

Model ośrodka gradientowego z pustką

W rozważanym wariantcie ośrodka silnie gradientowego z pustką 1000 m/s (Fig. 12) zaobserwowano już po pierwszej iteracji inwersji silne rozmycie niejednorodności (pustki) na tle niejednorodnie odtworzonego ośrodka gradientowego. Kolejne iteracje nie spowodowały już poprawy odwzorowania.

Podsumowując wyniki inwersji tomograficznej w rozważanych modelach gradientowych z anomalią prędkości, należy stwierdzić pojawienie się – dla rozpatrywanych parametrów modeli i rozpatrywanej geometrii pomiaru – zasadniczych trudności w odtworzeniu anomalii prędkościowych, gdy nie dysponujemy dodatkową informacją o budowie ośrodka i wykorzystujemy w 1. iteracji model startowy z prędkością średnią.

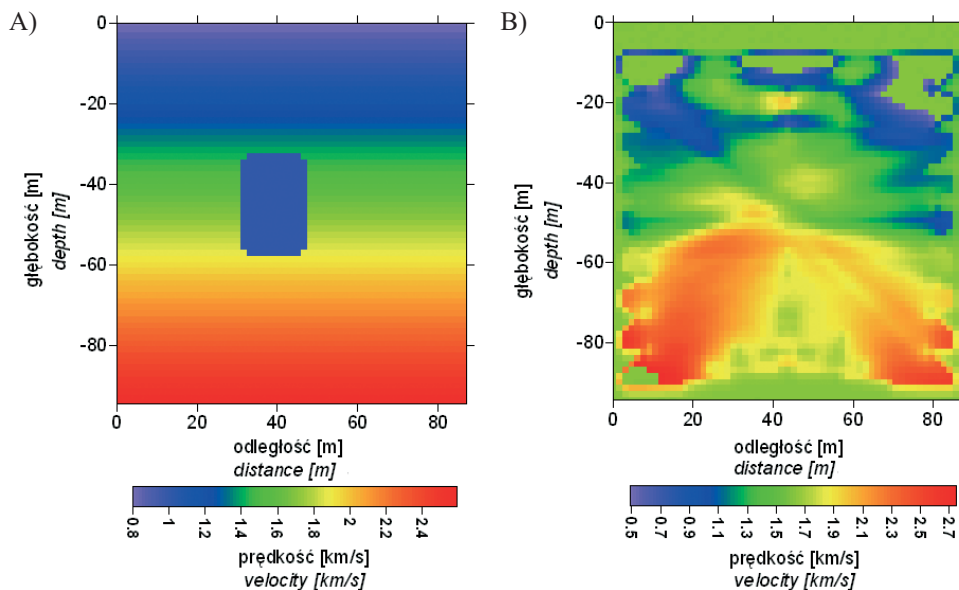


Fig. 12. Model ośrodka gradientowego z pustką (A) i wyniki inwersji po pierwszej iteracji (B)

Fig. 12. The model of gradient medium with void (A) and result of inversion after first iteration (B)

Model ośrodka dwuwarstwowego z uskokiem

W rozważanym modelu ośrodka dwuwarstwowego (Fig. 13) uskok rozdziela warstwy o prędkościach 1200 m/s i 2500 m/s. Przedstawiono wyniki dwóch iteracji (Fig. 13, 14), gdyż kolejne nie spowodowały poprawy odwzorowania. Znacznie gorzej odwzorowana jest pierwsza warstwa, w wypadku której obserwujemy słabe pokrycie promieniami sejsmicznymi oraz brzeżne części modelu.

Odtwarzanie rozkładów tłumienia (Q) w zadaniu odwrotnym tomografii amplitudowej

Obliczenia w zadaniu odwrotnym tomografii amplitudowej opartej na inwersji częstotliwości centroidalnych sygnałów wykonano dla sygnału Gaussa o podwyższonej częstotliwości dominującej ($f_{dom} = 400$ Hz), wykorzystywanej w prześwietlaniach międzyotworowych. W przeprowadzonych obliczeniach symulowano także błąd zakładanej częstotliwości centroidalnej f_{scentr} sygnału źródła. Choć w algorytmie programu #INVERSQ przewidziano możliwość estymowania f_{scentr} na podstawie częstotliwości centroidalnych sygnałów w punktach odbioru, to wykonane testy wykazały zbyt duże błędy tej estymacji.

W procesie inwersji wykorzystywano następujące modele prędkościowe:

- dokładny (założony) rozkład prędkościowy modelu, wykorzystywany do generowania trajektorii promieni (opcja standardowa);
- rozkłady prędkości uzyskane na drodze inwersji czasów przebiegu (opcja dodatkowo opisana pod rysunkiem).

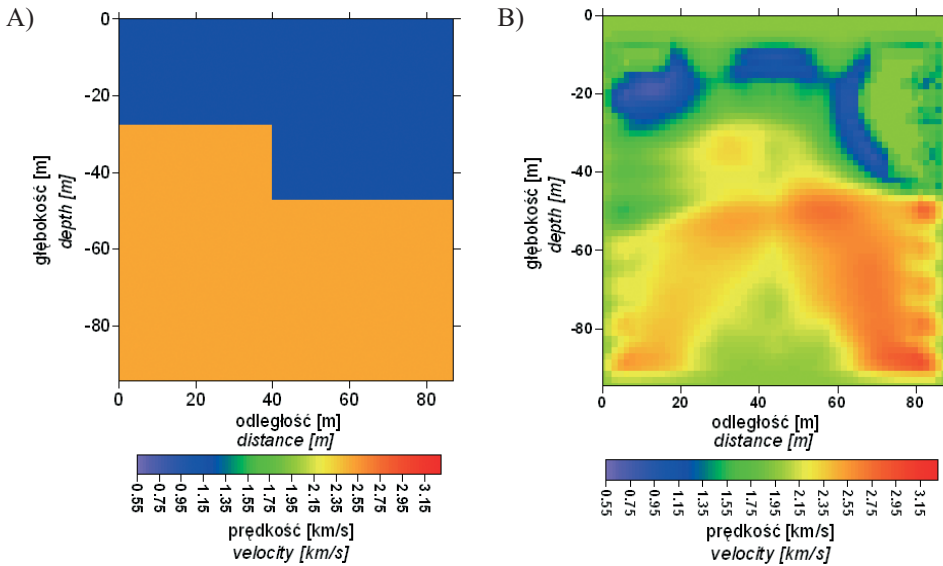


Fig. 13. Model ośrodka z uskokiem (A) i wyniki inwersji po pierwszej iteracji (B), $RMSDV = 0.506$ km/s, $RMSDT = 7.46$ ms ($RMSDT_0 = 11.45$ ms)

Fig. 13. The model of fault (A) and results of inversion after first iteration (B), $RMSDV = 0.506$ km/s, $RMSDT = 7.46$ ms ($RMSDT_0 = 11.45$ ms)

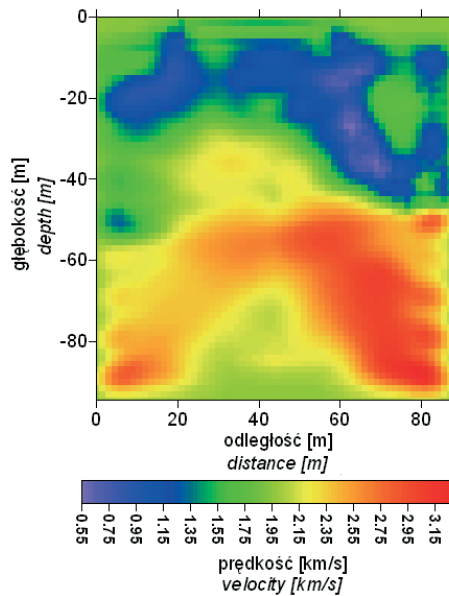


Fig. 14. Wyniki inwersji po drugiej iteracji, $RMSDV = 0.453$ km/s

Fig. 14. The results of inversion after second iteration, $RMSDV = 0.453$ km/s

Modele startowe rozkładów współczynnika Q miały postać średniej wartości Q_{sr} , określonej na podstawie rozkładu częstotliwości centroidalnych dla założonej geometrii pomiaru. W 2. iteracji wykorzystywano rozkłady Q z 1. iteracji jako modele startowe. Dokładność estymacji rozkładów Q oceniano poprzez porównanie z założonymi modelami współczynnika Q oraz określając każdorazowo średni błąd kwadratowy $RMSDQ$.

Model jednorodny

Obliczenia wykonane dla modelu jednorodnego traktowano jako test działania poprawności programu #INVERSQ. Wykorzystano je także do oceny wpływu błędu częstotliwości centroidalnej sygnału źródła na wyniki estymacji rozkładu współczynnika Q . Wyniki obliczeń wraz z wykorzystywanym modelem współczynnika Q przedstawiono na figurach 15–18. W prezentacjach graficznych stosowano tę samą skalę współczynnika Q na modelu i na wynikowych rozkładach Q po procesie inwersji.

Analiza wyników inwersji na figurach 16–18 potwierdza, że zniżenie f_{scentr} powoduje zawyżenie estymowanych wartości Q , a zawyżenie f_{scentr} powoduje zniżenie estymowanych wartości Q . Jest to o tyle istotne, że w procesie estymowania startowych wartości Q w oparciu o częstotliwości centroidalne w punktach odbioru zakłada się – podobnie jak w inwersji czasów przebiegu – prostoliniowe trajektorie promieni. Powoduje to w przypadku ośrodków niejednorodnych, w których rzeczywisty przebieg promieni sejsmicznych jest krzywoliniowy (wydłużone drogi propagacji od punktów wzbudzenia do punktów odbioru), zawyżenie wartości Q_{sr} . W tej sytuacji zawyżenie f_{scentr} jest znacznie korzystniejsze niż zniżenie.

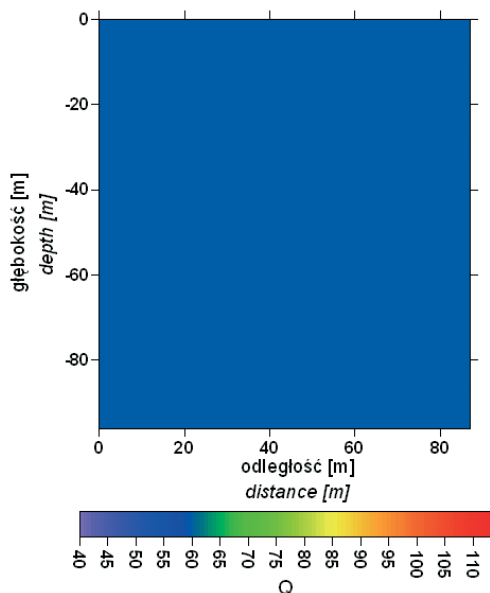


Fig. 15. Model Q ośrodka jednorodnego ($Q = 60$)

Fig. 15. Q -model of homogeneous medium ($Q = 60$)

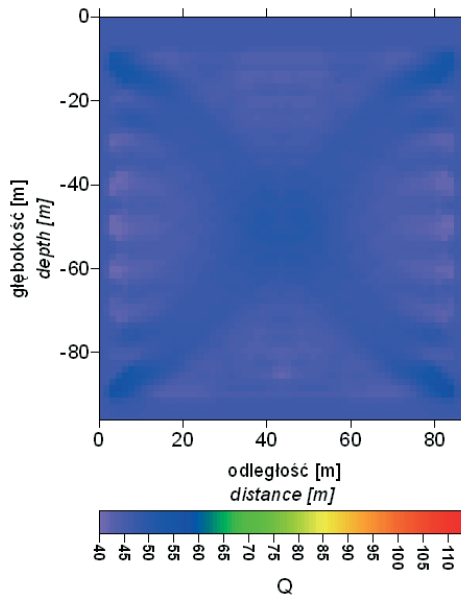


Fig. 16. Wyniki inwersji dla $f_{scentr} = 405$ Hz, $Q = 40.7-57.6$; $RMSQ = 13.9$

Fig. 16. The results of inversion for $f_{scentr} = 405$ Hz, $Q = 40.7-57.6$; $RMSQ = 13.9$

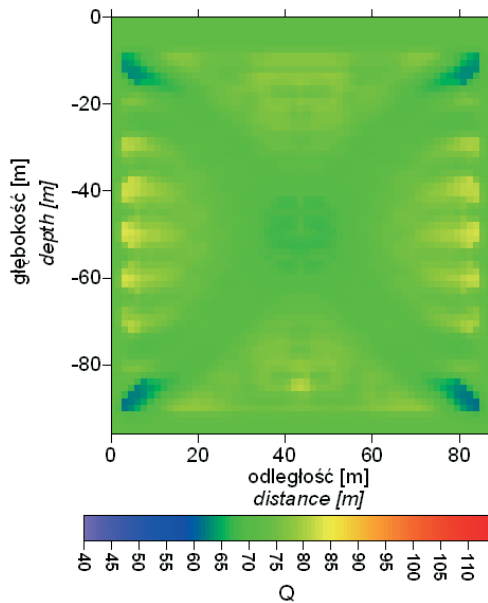


Fig. 17. Wyniki inwersji dla $f_{scentr} = 397$ Hz, $Q = 61.5-83.7$; $RMSQ = 13.5$

Fig. 17. The results of inversion for $f_{scentr} = 405$ Hz, $Q = 40.7-57.6$; $RMSQ = 13.9$

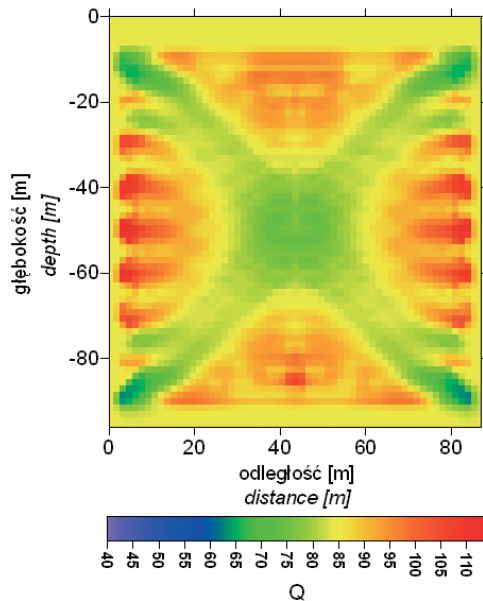


Fig. 18. Wyniki inwersji dla $f_{scentr} = 395$ Hz, $Q = 62.6\text{--}113.7$; $RMSQ = 26.9$

Fig. 18. The results of inversion for $f_{scentr} = 405$ Hz, $Q = 40.7\text{--}57.6$; $RMSQ = 13.9$

Model ośrodka jednorodnego z pustką

Wyniki obliczeń dla modelu pustki 2900 m/s współczynnika $Q = 31$ w ośrodku jednorodnym wraz z wykorzystywanym modelem współczynnika Q przedstawiono na figurach 19–26.

Wyniki obliczeń dla modelu pustki 1000 m/s współczynnika $Q = 23.3$ w ośrodku jednorodnym wraz z wykorzystywanym modelem współczynnika Q przedstawiono na figurach 27–28.

Model ośrodka dwuwarstwowego z uskokiem

Wyniki inwersji dla modelu dwuwarstwowego ($V = 1.2/2.5$ km/s, $Q = 27/49$, Fig. 29) przedstawiono na figurach 30–32.

Model ośrodka gradientowego

Wyniki inwersji tomograficznej dla wariantu ośrodka gradientowego (Fig. 33), w którym zarówno prędkość, jak i wartość współczynnika Q rośnie z głębokością ($V = 800\text{--}2600$ m/s, $Q = 20\text{--}50$ przy zakresie głębokości 0–87 m) przedstawiono na figurach 33–36.

Model ośrodka gradientowego z pustką

Wyniki obliczeń dla modelu ośrodka gradientowego z pustką ($Q = 23.3$) przedstawiono na figurze 37.

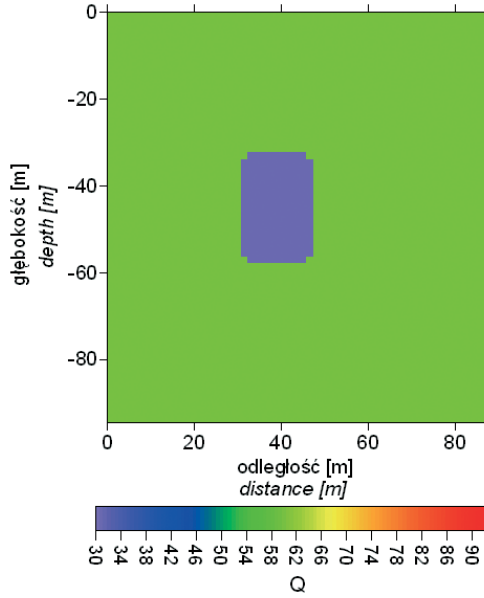


Fig. 19. Model pustki ($Q = 31$) w ośrodku jednorodnym ($Q = 60$)
Fig. 19. The model of void ($Q = 31$) in homogeneous medium ($Q = 60$)

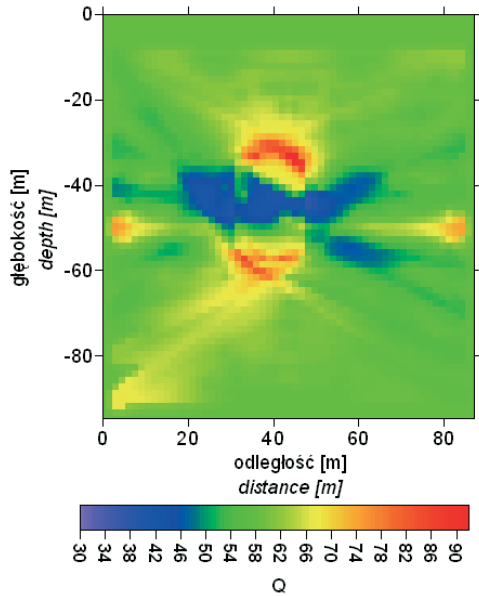


Fig. 20. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji przed wygładzeniem, $RMSQ = 8.50$
Fig. 20. The results of inversion after first iteration before smoothing, $RMSQ = 8.50$

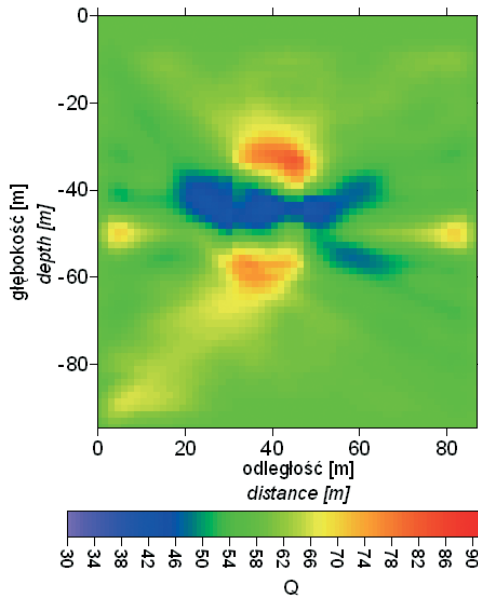


Fig. 21. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji po wygładzeniu, $RMSQ = 8.06$

Fig. 21. The results of inversion after first iteration after smoothing, $RMSQ = 8.06$

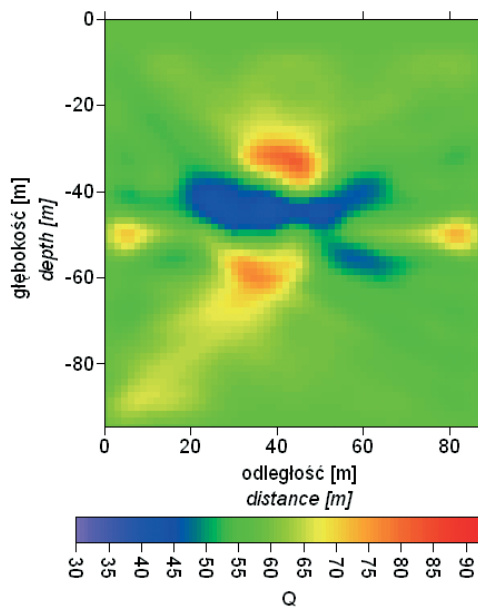


Fig. 22. Wyniki inwersji po drugiej iteracji po wygładzeniu, $RMSQ = 8.00$

Fig. 22. The results of inversion after second iteration after smoothing, $RMSQ = 8.00$

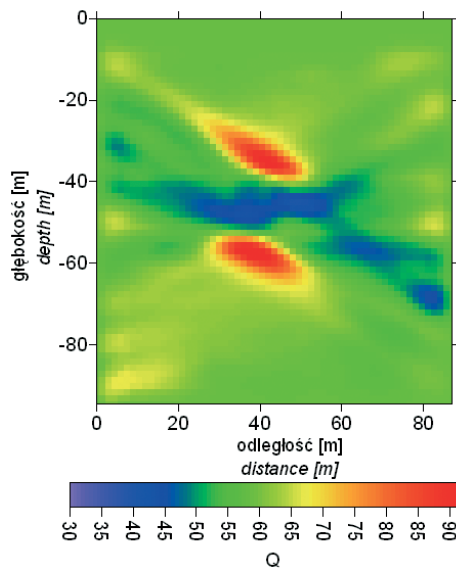


Fig. 23. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji po wygładzeniu, model prędkości to wynik inwersji czasów przebiegu po trzeciej iteracji, $RMSDQ = 9.08$

Fig. 23. The results of inversion after first iteration after smoothing, the velocity model was the result of travelt ime inversion after third iteration, $RMSDQ = 9.08$

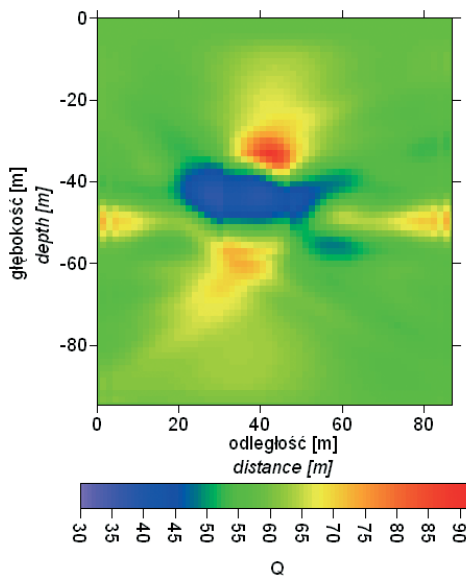


Fig. 24. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji po wygładzeniu, zastosowano damping i wygładzanie splotowe $q = 0.2/0.1$; $RMSDQ = 7.68$

Fig. 24. The results of inversion after first iteration after smoothing, damping was used and the seismic quelling $q = 0.2/0.1$; $RMSDQ = 7.68$

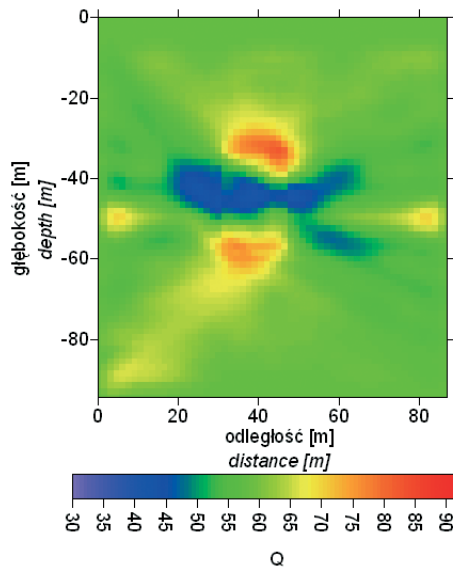


Fig. 25. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji po wygładzeniu, $f_s = 405$ Hz, $RMSDQ = 8.06$

Fig. 25. The results of inversion after first iteration after smoothing, $f_s = 405$ Hz, $RMSDQ = 8.06$

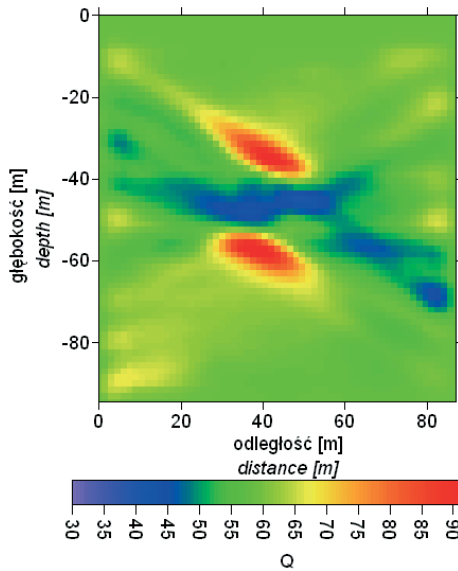


Fig. 26. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji po wygładzeniu, $f_s = 405$ Hz,
 $V_{start} = V$ po trzeciej iteracji, $RMSDQ = 9.21$

Fig. 26. The results of inversion after first iteration after smoothing, $f_s = 405$ Hz,
 $V_{start} = V$ after third iteration, $RMSDQ = 9.21$

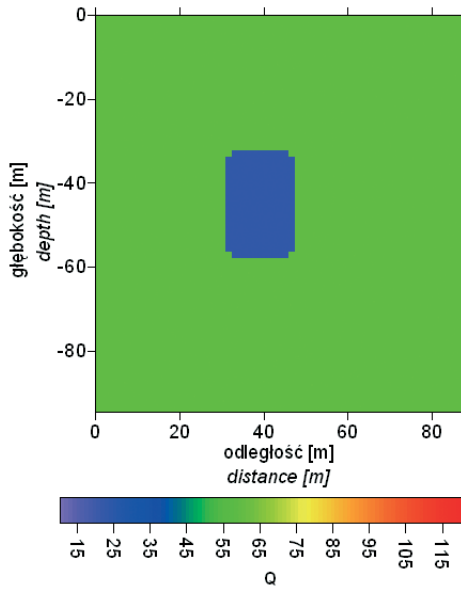


Fig. 27. Model pustki ($Q = 23.3$) w ośrodku jednorodnym ($Q = 60$)

Fig. 27. The model of void ($Q = 23.3$) in the homogeneous medium ($Q = 60$)

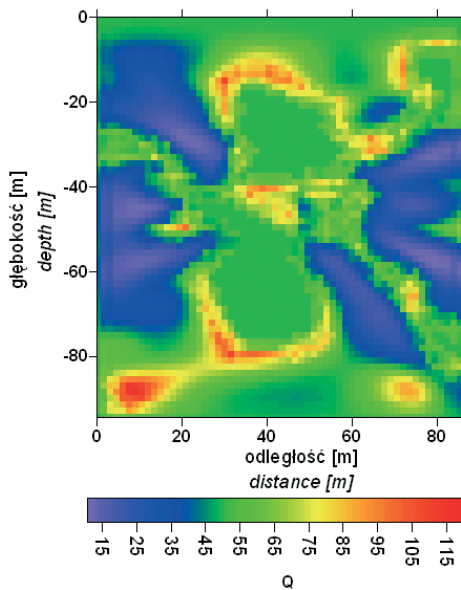


Fig. 28. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji, damping i wygładzanie spłotowe, $RMSDQ = 22.27$

Fig. 28. The results of inversion after first iteration, damping and seismic quelling, $RMSDQ = 22.27$

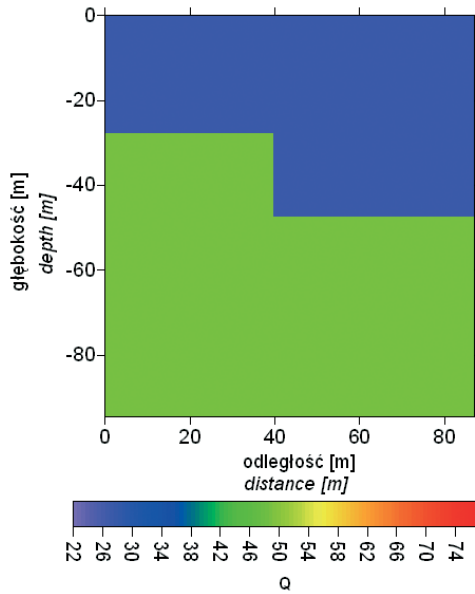


Fig. 29. Model uskoku, $Q = 27/49$

Fig. 29. The model of fault, $Q = 27/49$

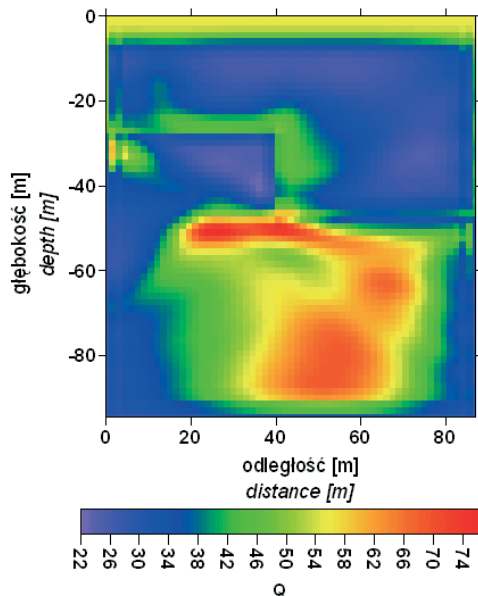


Fig. 30. Wyniki inwersji, iteracja pierwsza, wygładzanie splotowe, $Q_{start} = 56$, $RMSQ = 13.15$

Fig. 30. The results of inversion, first iteration, seismic quelling, $Q_{start} = 56$, $RMSQ = 13.15$

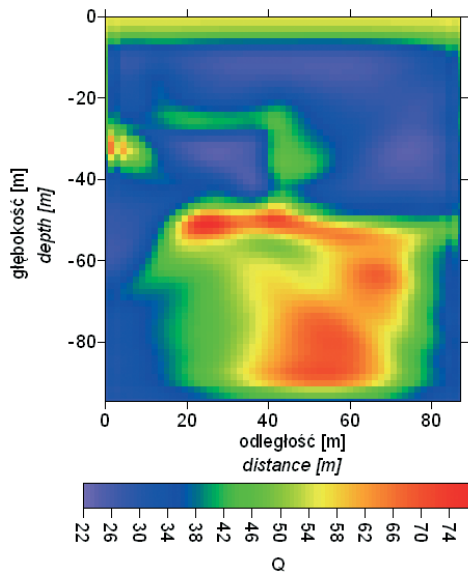


Fig. 31. Wyniki inwersji, iteracja druga, $Q_{start} = Q$ po pierwszej iteracji, wygładzanie spłotowe, $RMSDQ = 12.7$

Fig. 31. The results of inversion, second iteration, $Q_{start} = Q$ after first iteration, seismic quelling, $RMSDQ = 12.7$

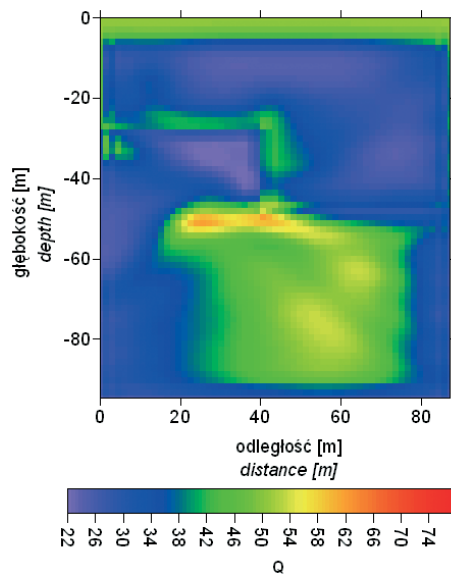


Fig. 32. Wyniki inwersji, iteracja pierwsza, $f_{scentr} = 405$, wygładzanie spłotowe $Q_{start} = 51$, $RMSDQ = 12.7$

Fig. 32. The results of inversion, first iteration, $f_{scentr} = 405$, seismic quelling $Q_{start} = 51$, $RMSDQ = 12.7$

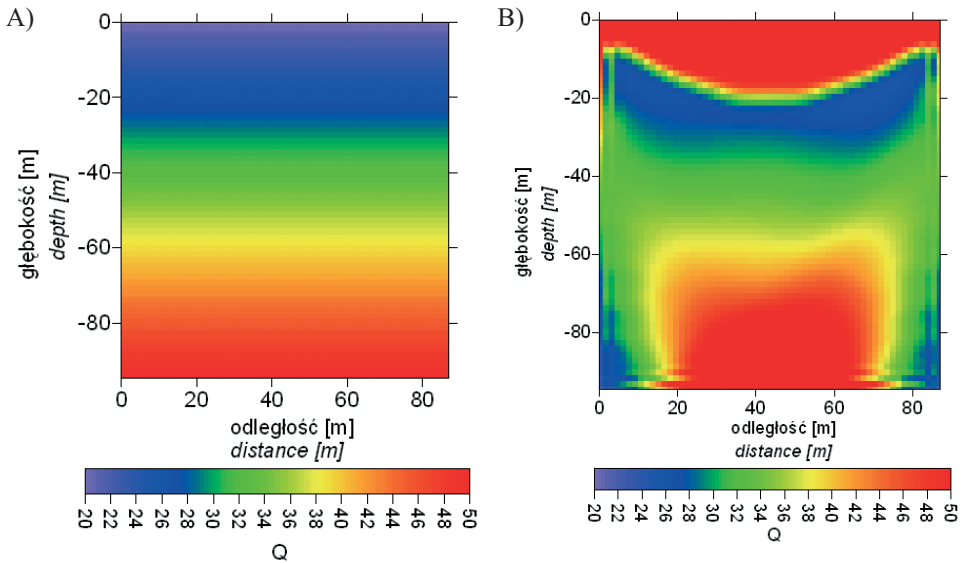


Fig. 33. Model Q ośrodka gradientowego (A) i wyniki inwersji po pierwszej iteracji (B) przy zakresie skali Q : 20–50; $RMSDQ = 16.20$, $Q_{start} = 69.1$

Fig. 33. Q -model of gradient medium (A) and results of inversion after first iteration (B) for the Q scale range: 20–50; $RMSDQ = 16.20$, $Q_{start} = 69.1$

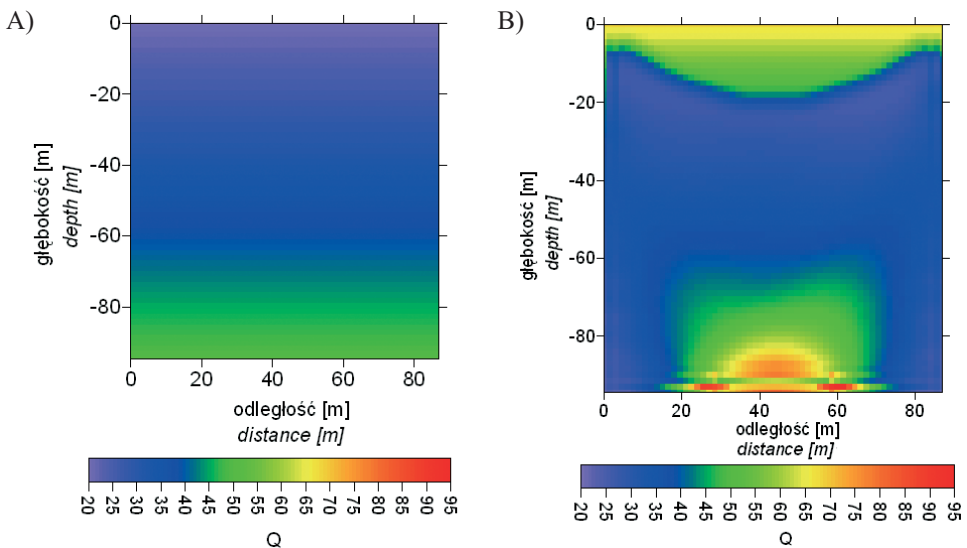


Fig. 34. Model Q ośrodka gradientowego (A) i wyniki inwersji po pierwszej iteracji (B) przy zakresie skali Q : 20–95; $RMSDQ = 16.20$, $Q_{start} = 69.1$

Fig. 34. Q -model of gradient medium (A) and results of inversion after first iteration (B) for the Q scale range: 20–95; $RMSDQ = 16.20$, $Q_{start} = 69.1$

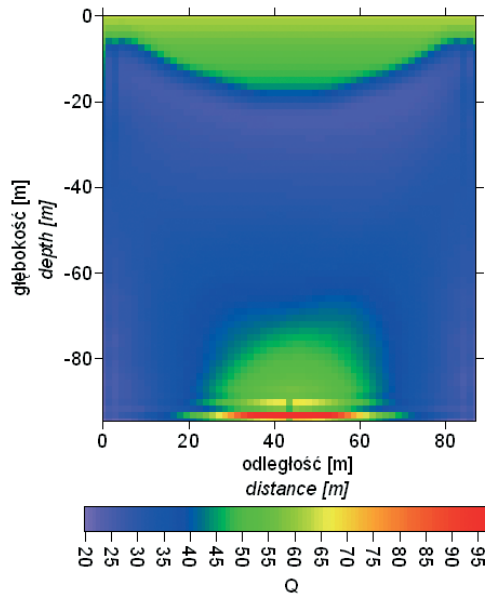


Fig. 35. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji, $f_{scentr} = 405$, $Q_{start} = 64$, $RMSDQ = 14.94$
Fig. 35. The results of inversion after first iteration, $f_{scentr} = 405$, $Q_{start} = 64$, $RMSDQ = 14.94$

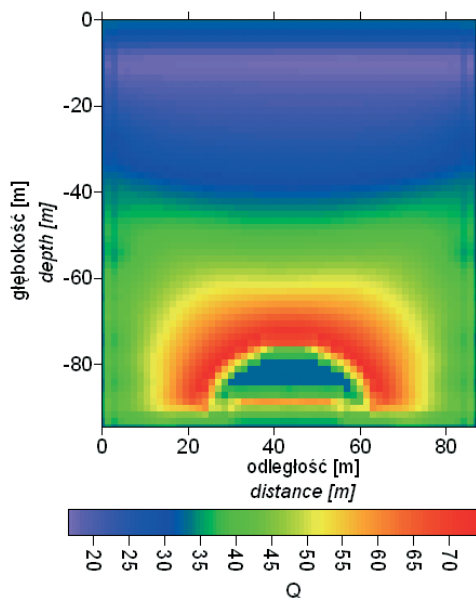


Fig. 36. Wyniki inwersji po pierwszej iteracji, $V_{start} = V_{srednie}$, $Q_{start} = Q_{srednie}$
Fig. 36. The results of inversion after first iteration, $V_{start} = V_{average}$, $Q_{start} = Q_{average}$

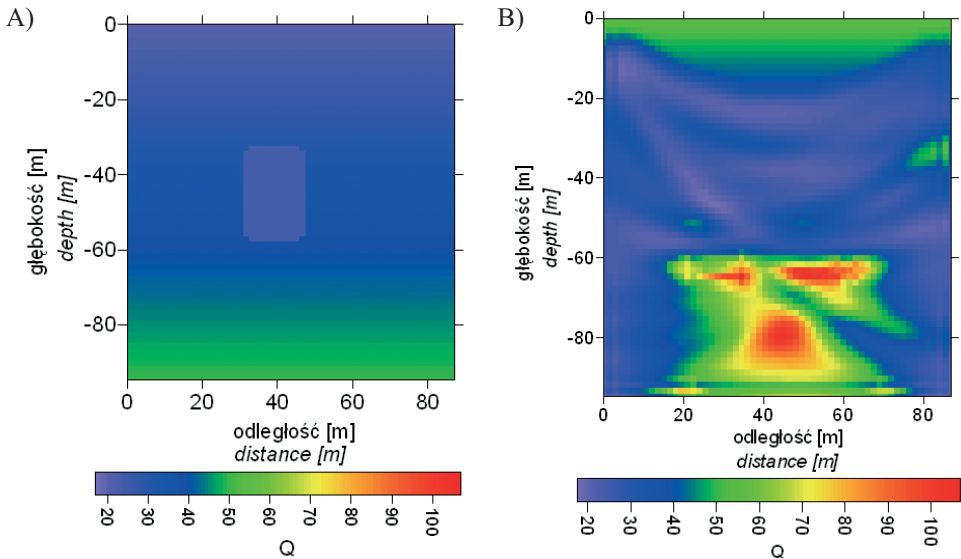


Fig. 37. Model ośrodka gradientowego z pustką ($Q = 23.3$) (A) i wynik inwersji po pierwszej iteracji (B)

Fig. 37. The model of gradient medium with void ($Q = 23.3$) (A) and result of inversion after first iteration (B)

Analiza wyników tomografii amplitudowej w wariancie przeświećlań międzyotworowych

Analiza wyników inwersji w wariancie tomografii amplitudowej dla rozważanych modeli seismogeologicznych pozwala sformułować szereg wniosków na temat efektywności inwersji oraz wpływu parametrów modelu i sygnału na wyniki inwersji:

- najwyższą efektywność inwersji uzyskano dla modelu jednorodnego z pustką o mniejszym kontraście prędkości (2900/3400 m/s) i współczynnika Q (31/60);
- dobrą efektywność uzyskano nie tylko przy zastosowaniu dokładnego rozkładu prędkości (prędkość modelu) (Fig. 22), ale również przy zastosowaniu rozkładu prędkości uzyskanego z inwersji czasów przebiegu (Fig. 23);
- zastosowanie wygładzania spłotowego wyraźnie poprawiło jakość odwzorowania rozkładów Q (Fig. 24);
- najgorszy wynik inwersji uzyskano dla modelu gradientowego z pustką o silnym kontraście prędkości i współczynnika Q (Fig. 37) oraz dla modelu jednorodnego z pustką o silnym kontraście V i Q (Fig. 28);
- złe wyniki odwzorowań związane są z ośrodkami zawierającymi silne kontrasty prędkości i silne kontrasty współczynnika Q ;
- zadowalające wyniki uzyskano dla ośrodka gradientowego bez pustki (Fig. 33) oraz dla modelu z uskokiem (Fig. 30 i 31) nawet po zastosowaniu modelu startowego prędkości w postaci pola stałej prędkości średniej (Fig. 36);

- obszary słabszego odwzorowania pól prędkości i pól współczynnika Q są wyraźnie związane ze strefami słabego pokrycia promieniami sejsmicznymi spowodowanego silnymi odchyleniami promieni (górną część modelu ośrodka gradientowego na figurze 33 i górną część modelu uskoku na figurze 30; poprawę odwzorowania można by uzyskać, wprowadzając dodatkowe punkty wzbudzenia i odbioru (poszerzając prześwietlany obszar);
- uwzględnienie w obliczeniach błędów w oszacowaniu częstotliwości centroidalnych sygnału źródła, a zwłaszcza zawyżenie tych częstotliwości, nie wywarło istotnego wpływu na jakość odwzorowań (Fig. 25, 32).

PODSUMOWANIE

Analiza wyników obliczeń modelowych potwierdziła silną zależność między efektywnością rozpatrywanego wariantu tomografii amplitudowej i parametrami modeli sejsmogeologicznych. Obecność silnych kontrastów prędkości i tłumienia w modelu istotnie obniża efektywność inwersji tomograficznej w tych strefach modelu, które są mniej równomiernie pokryte promieniami sejsmicznymi. Trudno tutaj uzyskać poprawę tylko w efekcie doboru parametrów inwersji tomograficznej bez zmiany parametrów metodyki obserwacji. Ta zmiana powinna być ukierunkowana na zwiększenie równomierności pokrycia promieniami tych stref modelu, w których pojawiają się silne kontrasty prędkości i tłumienia.

Przedstawiona publikacja powstała w ramach realizacji projektu badawczego własnego nr 4T 12B 032 27 finansowanego przez Ministerstwo Nauki i Szkolnictwa Wyższego.

LITERATURA

- Kasina Z., 2008. Analiza wpływu parametrów modelu sejsmogeologicznego i parametrów sygnału na zmiany częstotliwości centroidalnych jego widma w pomiarach międzyotworowych – studium modelowe. *Geologia* (kwartalnik AGH), 34, 2, 231–254.
- Liao Q. & McMechan G.A., 1997. Tomographic imaging of velocity and Q , with application to crosswell seismic data from the Gypsy Pilot Site, Oklahoma. *Geophysics*, 62, 1804–1811.
- Luo M., Arihara N., Wang S., Di B. & Wei J., 2006. Abnormal transmission attenuation and its impact on seismic-fracture prediction – a physical modeling study. *Geophysics*, 71, D15–D22.
- Neep J.P., Sams M.S., Worthington M.H. & O'Hara-Dhand K.A., 1996. Measurement of seismic attenuation from high-resolution crosshole data. *Geophysics*, 61, 1175–1188.
- Parra J.O., 2000. Poroelastic model to relate seismic wave attenuation and dispersion to permeability anisotropy. *Geophysics*, 65, 202–210.
- Payne S., Worthington M., Odling N. & West L., 2007. Estimating permeability from field measurements of seismic attenuation in fractured chalk. *Geophysical Prospecting*, 55, 643–653.

- Rossi G., Gei D., Bohm G., Madrussani G. & Carcione J., 2007. Attenuation tomography: An application to gas-hydrate and free-gas detection. *Geophysical Prospecting*, 55, 655–669.
- Quan Y. & Harris J.M., 1997. Seismic attenuation tomography. *Geophysics*, 62, 895–905.

Summary

In the paper the analysis of the the effectiveness of attenuation variations imaging by means of amplitude tomography is presented. The tomography used is based on the variations of centroidal frequency of signal spectrum in the seismic well to well measurements. The input data – traveltimes and centroidal frequencies – were theoretically defined for selected homogeneous models with the zones of higher and lower values of velocity and attenuation as well as for gradient media and fault model (Figs 1, 5, 8, 11–13, 15, 19, 27, 29, 33–34, 37). For assumed models the velocity fields were first reconstructed using tomographic inversion of traveltimes (Figs 2–4, 6–7, 9–14). Then the reconstructed velocity fields as well as assumed exact velocity fields were used for reconstruction of Q fields from variations of centroidal frequencies of signal spectrum in the receiver points (Figs 16–18, 20–26, 28, 30–37). The effect of starting velocity field and inversion parameters (parameters of damping, seismic quelling and smoothing) on the results of tomographic inversion was discussed. The best results of amplitude tomography have been obtained for the homogeneous model with zone of decreased values of velocity and Q factor.