

Anna Póchtłopek, Krzysztof Żuławiński
Instytut Nafty i Gazu, Kraków

Ocena efektywności operatora ekstrapolacji pola falowego w głąb ośrodka anizotropowego typu VTI

Wprowadzenie

Aktualnie do sejsmicznego obrazowania struktur wgłębnych stosuje się algorytmy oparte na rozwiązaniach równania akustycznego w ośrodkach dwu- lub trójwymiarowych; niejednorodnych ale izotropowych. Dość długo nie podejmowano prac dla poprawy jakości i dokładności odwzorowania poprzez uwzględnienie parametrów anizotropii – priorytet miały prace nad rozwojem metod migracji funkcjonujących w dziedzinie liczb falowych i częstotliwości, w warunkach silnie lateralnych zmian prędkości. Metody te generalnie oparte są na jednostronnym rozwiązaniu równania falowego w ośrodku jednorodnym i korekcji uzyskiwanego rozwiązania uwzględniającego lateralne zmiany prędkości.

Konieczność posługiwania się algorytmami uwzględniającymi anizotropię ośrodka wynikała z rozbieżności jakie zaczęto napotykać pomiędzy interpretacją geologiczną a stanem faktycznym, stwierdzonym po wykonaniu odwiertów.

W literaturze często można znaleźć odwołania do opisu zdarzenia, które miało miejsce z początkiem lat 80. ub. wieku podczas poszukiwań na Morzu Północnym, gdzie stwierdzono istotne rozbieżności w pozycjonowaniu stratygraficznej przynależności granic refleksyjnych, w porównaniu z wynikami otrzymanymi w 21 otworach w norweskim szelfie. Szczegółowa analiza wykazała [6], że przyczyną zbyt głębokiego położenia jurajskich piaskowców są zawyżone prędkości uzyskiwane z sejsmicznych analiz sejsmicznych. Efekt ten został wywołany anizotropią w wyżej zalegających łupkach kredowych o znacznej miąższości, co spowodowało podwyższenie prędkości.

Istnieje szereg modeli anizotropii, ale jako najbardziej rozpowszechniony uważany jest tzw. TI model (poprzecznie izotropowy). Model ten zakłada istnienie cienkich,

równoległych, naprzemianległe warstwowych łupków, piaskowców i ilów. W kategorii ocen prędkości oznacza to izotropowość w płaszczyźnie laminacji i zależność od kąta fazowego w płaszczyźnie prostopadłej do laminacji. Gdy oś symetrii ośrodka jest pionowa, wówczas mamy do czynienia z modelem VTI (*Vertical Transversely Isotropic*) – najczęściej występującym typem anizotropii w basenach sedymentacyjnych.

W ośrodkach typu TI (*Transversely Isotropic*), w praktyce najczęściej stosuje się migrację Kirchhoffa – głównie ze względu na prostotę jej stosowania. Zastosowanie migracji Kirchhoffa [19] wymaga obliczeń czasu propagacji fal; od punktu wzbudzenia do punktu obrazowania, a także do punktu rejestracji. Zwykle w tym celu stosuje się metodę trasowania promienia sejsmicznego [7] lub metodę różnic skończonych [4], jednak w obydwu tych metodach silne kontrasty prędkości powodują znaczące błędy odwzorowania.

W dziedzinie liczb falowych i częstotliwości Han Q. i Wu R. [9], wychodząc z równania Christoffela, uzyskali ze związku dyspersyjnego relację dla pionowej liczby falowej, która okazała się dogodną do zastosowania w metodzie GSP (*Generalized Screen Propagator*). Propagator ma charakter jednostronnego rozwiązania równania różniczkowego i wymaga korekty pola falowego w formie różnic skończonych metodą *implicite*.

Kostecki A. [15] przedstawił algorytmy migracji głębokościowej w dziedzinie liczb falowych (K) i częstotliwości (F) oparte na MG(F-K) migracji z wykorzystaniem szeregu Neumanna oraz eksponencjalnego operatora [13]. Obydwa rozwiązania dopuszczają silne niejednorodności ośrodka anizotropowego typu VTI.

W niniejszym artykule zostanie przedstawiony operator ekstrapolacji pola falowego w głąb ośrodka anizotropowego typu VTI z wykorzystaniem MG(F-K) migracji w wersji

zero-offsetowej. Ocena efektywności operatora zostanie przeprowadzona na podstawie rezultatów uzyskanych dla syntetycznych pól modelowych.

Pionowa liczba falowa k_z w ośrodku anizotropowym typu VTI

Istotnym elementem przy określeniu operatora ekstrapolacji pola falowego w głąb ośrodka jest określenie formuły dla pionowej liczby falowej k_z – odpowiadającej rozważanemu modelowi anizotropii.

Dla ośrodka anizotropowego typu VTI, dyspersyjna zależność została określona w oparciu o macierzowe równanie Christoffela [9, 15]:

$$\begin{bmatrix} C_{11}k_x^2 + C_{14}k_z^2 - \rho\omega^2 & (C_{13} + C_{44})k_x k_z \\ (C_{13} + C_{44})k_x k_z & C_{33}k_z^2 + C_{44}k_x^2 - \rho\omega^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_x \\ U_z \end{bmatrix} = 0 \quad (1)$$

gdzie:

C_{ij} – składowe tensora sztywności,

k_x – pozioma liczba falowa,

k_z – pionowa liczba falowa,

ρ – gęstość,

ω – częstość kołowa.

Przyjmując, że wyznacznik macierzy jest równy zero, otrzymuje się równanie (2), na podstawie którego można wyznaczyć liczbę falową k_z :

$$a_4 k_z^4 + a_2 k_z^2 + a_0 = 0 \quad (2)$$

gdzie:

$$\begin{aligned} a_4 &= C_{33}C_{44} \\ a_2 &= (C_{11}C_{33} - C_{13}^2 - 2C_{13}C_{44})k_x^2 - \rho\omega^2(C_{33} + C_{44}) \\ a_0 &= C_{11}C_{44}k_x^4 - \rho\omega^2(C_{11} + C_{44})k_x^2 + \rho^2\omega^4 \end{aligned} \quad (3)$$

Równanie (2) jest równaniem czwartego rzędu i dla pionowych liczb falowych ma cztery rozwiązania, odpowiadające propagacjom fal podłużnych P i poprzecznych SV.

Dla uproszczenia równania, Alkhalifah [2] przyjął założenie, że prędkość fali poprzecznej S jest równa zero. Wówczas równanie (2) przyjmuje postać:

$$b_2 k_z^2 + b_0 = 0 \quad (4)$$

gdzie:

$$\begin{aligned} b_0 &= \rho^2\omega^4 - \frac{\rho^2\omega^2}{S^2}(1+2\varepsilon)k_x^2 \\ b_2 &= \left[\frac{1}{S^4}\rho^2(1+2\varepsilon) - \frac{1}{S^4}\rho^2(1+2\delta) \right] k_x^2 - \frac{\rho^2\omega^2}{S^2} \end{aligned} \quad (5)$$

Należy nadmienić, że liczba falowa k_z dla fal podłużnych zależy od prędkości fali poprzecznej SV. Jak potwierdziły eksperymenty numeryczne przeprowadzone przez Q. Hana i R. Wu [9], prędkość fali poprzecznej SV ma nieznaczący wpływ na wartość liczby falowej k_z fali podłużnej – stąd przyjęte założenie o zerowej prędkości fali SV można uznać za zasadne. Obecność fali S, mimo teoretycznego jej wyrugowania z rozwiązania, zaznacza się na zmigrowanych przekrojach głębokościowych w postaci artefaktów, co zostanie przedstawione w dalszej części opracowania.

Z równania (4) otrzymuje się relację:

$$k_z = \pm \left(\frac{S^4\omega^4 - S^2\omega^2 q_{VTI} k_x^2}{S^2\omega^2 - \eta_{VTI} k_x^2} \right)^{1/2} \quad (6)$$

gdzie:

$$\begin{aligned} S &= \frac{1}{V_p}; \quad q_{VTI} = 1 + 2\varepsilon; \quad \eta_{VTI} = 2(\varepsilon - \delta) \\ \varepsilon &= \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}; \quad \delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} \end{aligned} \quad (7)$$

(ε i δ są parametrami Thomsena, a v_p jest prędkością pionową fali podłużnej).

Zastosowanie określonej za pomocą wzoru (6) liczby falowej k_z do migracji zero-offsetowej wymaga pomnożenia wzoru na powolność prędkości S (slowness) przez 2.

Tak zdefiniowana liczba falowa k_z została wykorzystana do migracji głębokościowej MG(F-K) w wersji zero-offsetowej, eksponencjalnej do przykładów zaprezentowanych w dalszej części tego artykułu.

Badanie efektywności operatora ekstrapolacji pola falowego w głąb ośrodka anizotropowego typu VTI

Ocena efektywności operatora migracyjnego z wykorzystaniem liczby falowej k_z , zdefiniowanej za pomocą

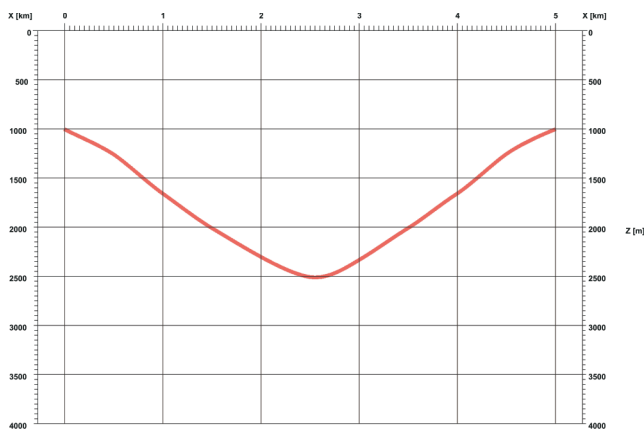
relacji (6), zostanie przedstawiona w trzech różnych aspektach:

- porównania rezultatów operatora anizotropowego z rezultatami migracji izotropowej,
- oceny wpływu błędnych parametrów anizotropii na

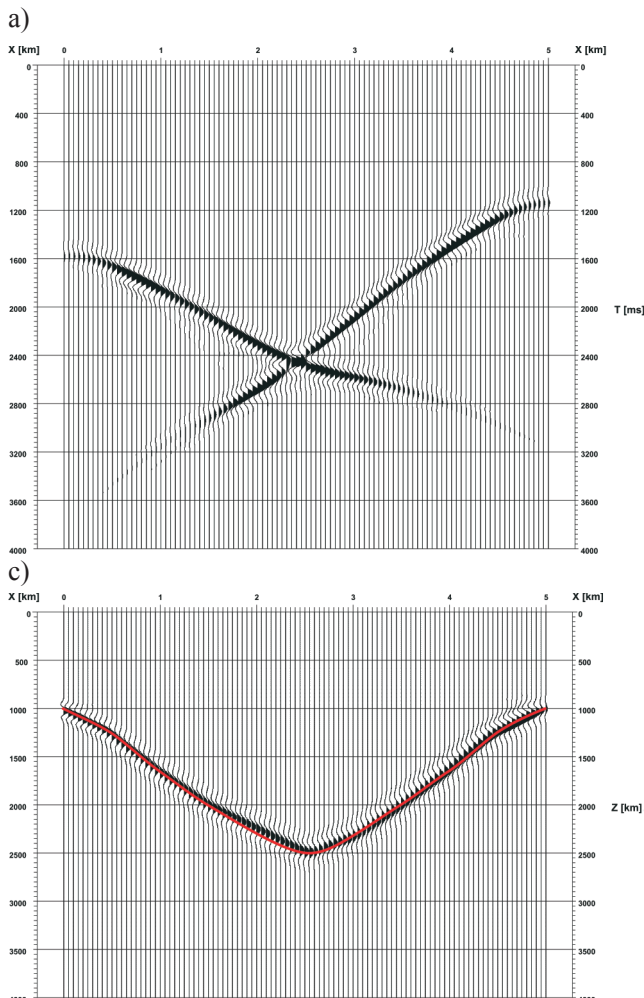
- rezultaty migracji anizotropowej,
- artefaktów występujących na zmigrowanych sekcjach głębokościowych.

Porównanie rezultatów operatora anizotropowego z rezultatami migracji izotropowej

Posługiwanie się operatorem izotropowym w ośrodku anizotropowym jest źródłem błędów w odwzorowaniu geometrii granic. Dla ich prześledzenia wykorzystano model synkliny zaprezentowany na rysunku 1.



Rys. 1. Model geometryczny synkliny



Do generowania pola falowego zero-offsetowego zastosowano procedury modelowania w ośrodku anizotropowym typu VTI z pakietu Seismic Unix, udostępnionego przez Center for Wave Phenomena Colorado School of Mines [25].

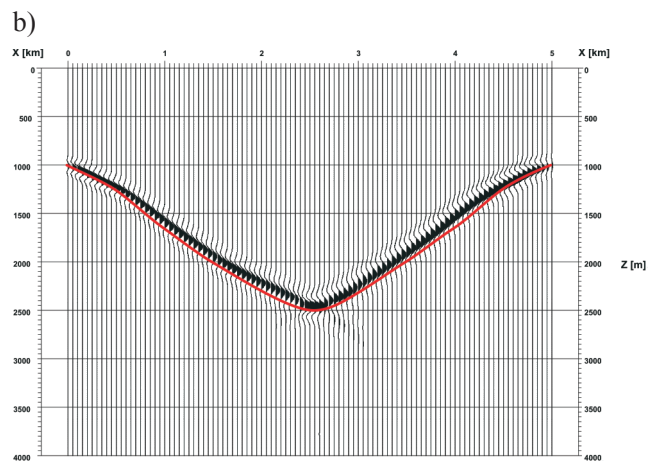
Przyjęto liniowy model prędkości:

$$v(x,z) = 1,0 + 0,1x + 0,6z$$

Modelowanie wykonano dla 101 odbiorników (rozmiieszczonych z krokiem $\Delta x = 0,05$ km) – w dwóch wersjach, przyjmując następujące parametry anizotropii:

$$\begin{aligned} \varepsilon &= 0,2; & \delta &= 0,1; \\ \varepsilon &= 0,334; & \delta &= 0,73. \end{aligned}$$

Na rysunkach 2c i 3c przedstawiono rezultaty po anizotropowej migracji MG(F-K), konfrontując je z wynikami migracji MG(F-K) z operatorem izotropowym (rysunki 2b i 3b).



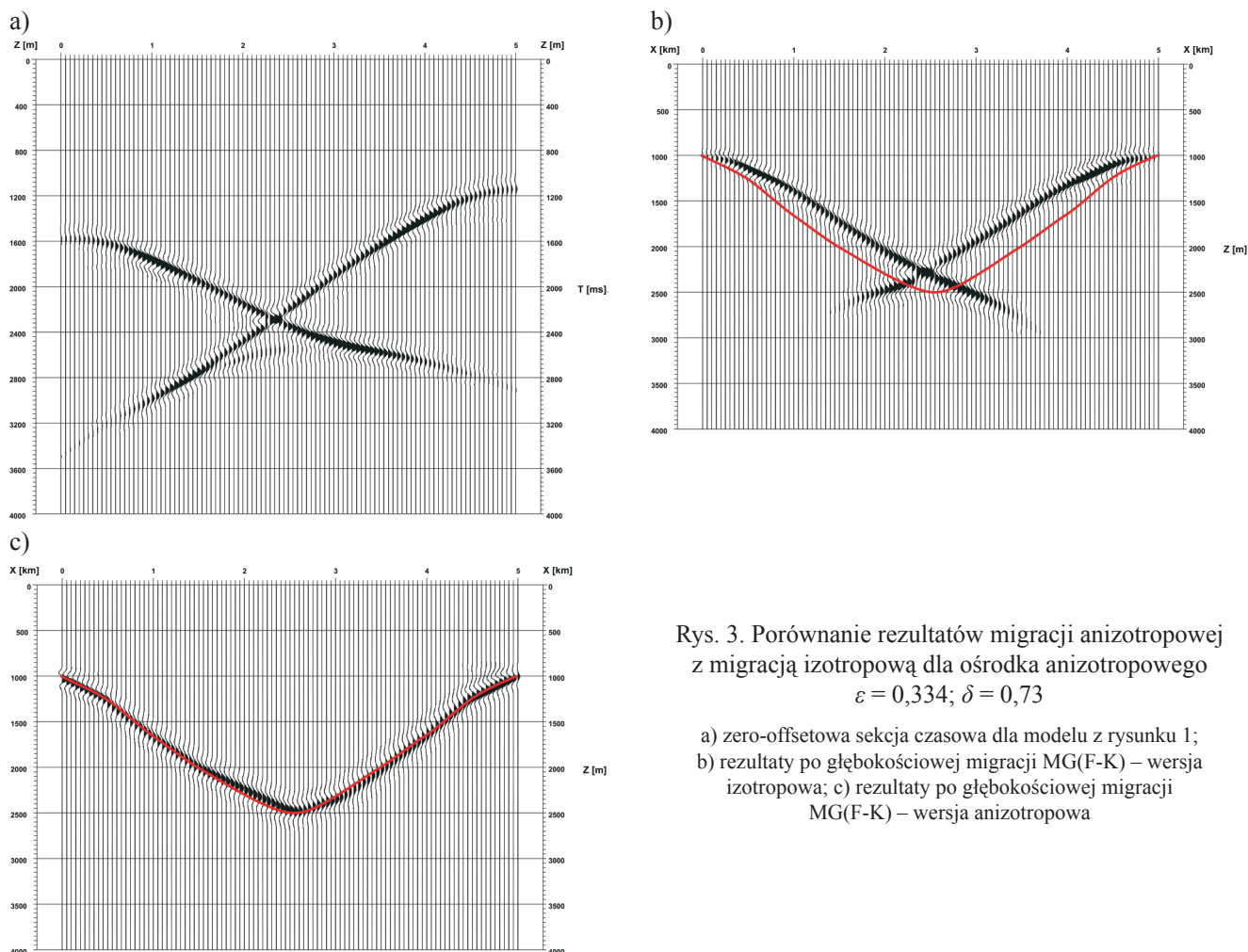
Rys. 2. Porównanie rezultatów migracji anizotropowej z migracją izotropową dla ośrodka anizotropowego $\varepsilon = 0,2; \delta = 0,1$

- a) zero-offsetowa sekcja czasowa dla modelu z rysunku 1;
 b) rezultaty po głębokościowej migracji MG(F-K) – wersja izotropowa;
 c) rezultaty po głębokościowej migracji MG(F-K) – wersja anizotropowa

Czerwona linia na rysunkach wskazuje prawidłowe odwzorowanie synkliny według zadanej geometrii. Jak wynika z rezultatów izotropowego odwzorowania, struktura synkлинаlna została zniekształcona szczególnie w siódłowej części – pozostawiając ślady nie zmigrowanego pola falowego w postaci przedłużeń refleksów poza obręb synkliny.

Te zniekształcenia są tym większe, im większe są – co do bezwzględnej wartości – parametry anizotropii.

Zastosowanie operatora anizotropowego prawidłowo odwzorowuje położenie synkliny; błąd odwzorowania nie przekracza 3% głębokości od założonego modelu, w stosunku do założonego modelu.



Rys. 3. Porównanie rezultatów migracji anizotropowej z migracją izotropową dla ośrodka anizotropowego $\epsilon = 0,334$; $\delta = 0,73$

- a) zero-offsetowa sekcja czasowa dla modelu z rysunku 1;
- b) rezultaty po głębokościowej migracji MG(F-K) – wersja izotropowa;
- c) rezultaty po głębokościowej migracji MG(F-K) – wersja anizotropowa

Ocena wpływu błędnych parametrów anizotropii na rezultaty migracji MG(F-K) – wersja anizotropowa

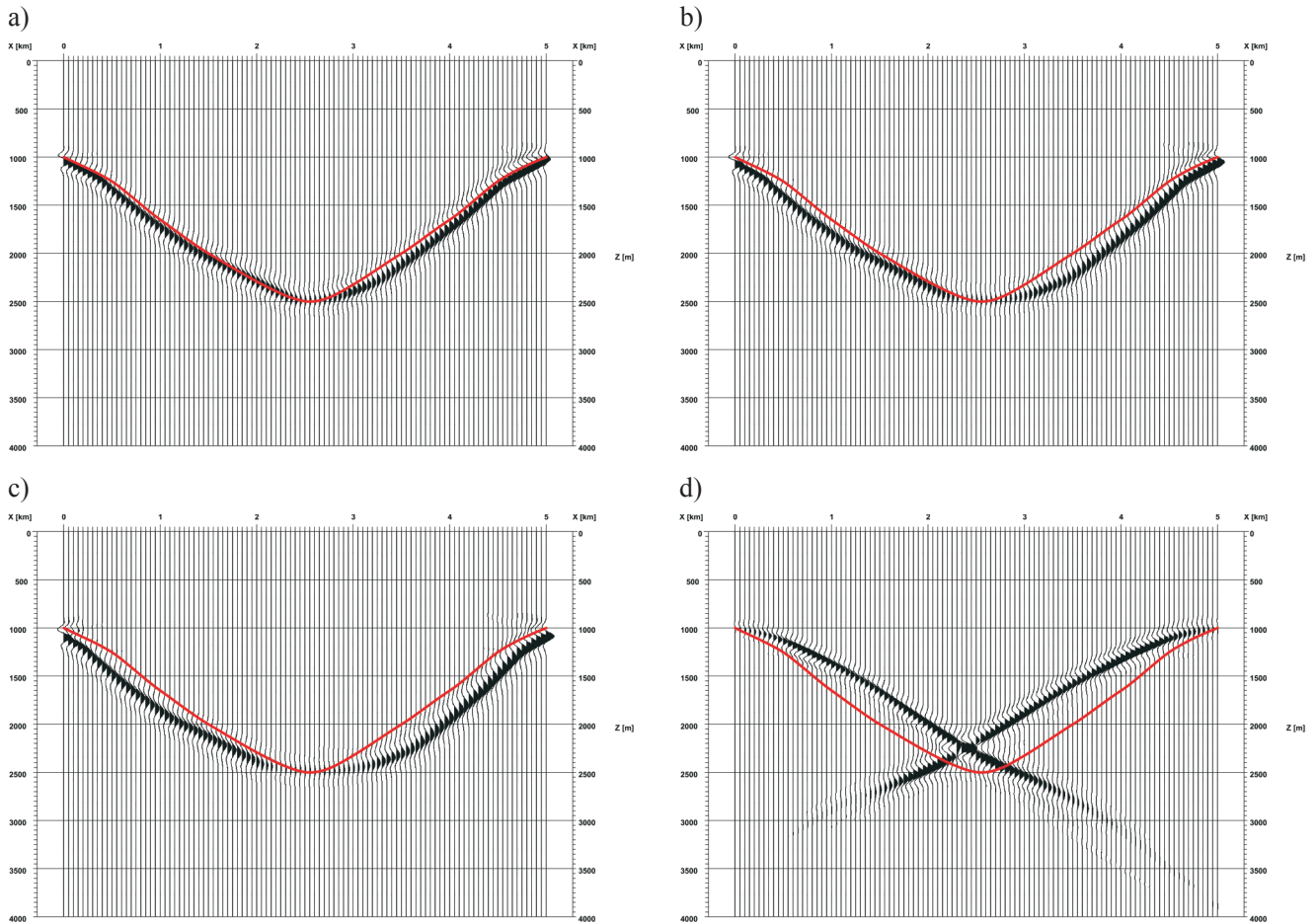
Dokładność odwzorowania migracyjnego z wykorzystaniem liczby falowej k_z , określonej według formuły (6), zależy od poprawnego określenia parametrów anizotropii i prędkości pionowej fal podłużnych. W praktyce wielkości ϵ i δ są określane bądź na podstawie pomiarów na rdzeniach wiertniczych, bądź na podstawie zarejestrowanych danych sejsmicznych – więc tym samym obarczone są pewnym błędem. Aby ocenić, jak błędne wartości tych parametrów wpływają na dokładność ekstrapolacji w głąb ośrodka anizotropowego, wykonano serię eksperymentów numerycznych, polegających na wykonaniu anizotropowej migracji z wykorzystaniem obarczonych błędami parametrów ϵ i δ . We wszystkich przykładach przyjęto

prawidłowy model pionowej prędkości fal podłużnych. Na rysunku 4a–d przedstawiono rezultaty po migracji głębokościowej, anizotropowej pola falowego z rysunku 2a, przy poprawnym określeniu parametru $\epsilon = 0,2$ i zastosowaniu parametru δ z błędem z przedziału $[-0,6; 0,6]$.

Można zauważyć, że jakość odwzorowania pogarsza się wraz ze wzrostem (co do wartości bezwzględnej) błędów w określeniu parametru δ .

Na rysunku 5a–d przedstawiono rezultaty po anizotropowej migracji pola falowego z rysunku 2a, stosując prawidłowy parametr $\delta = 0,1$ oraz modyfikując parametr ϵ – przyjmując błąd z przedziału $[-0,8; 0,7]$.

Analiza przedstawionych rezultatów – ze względu na



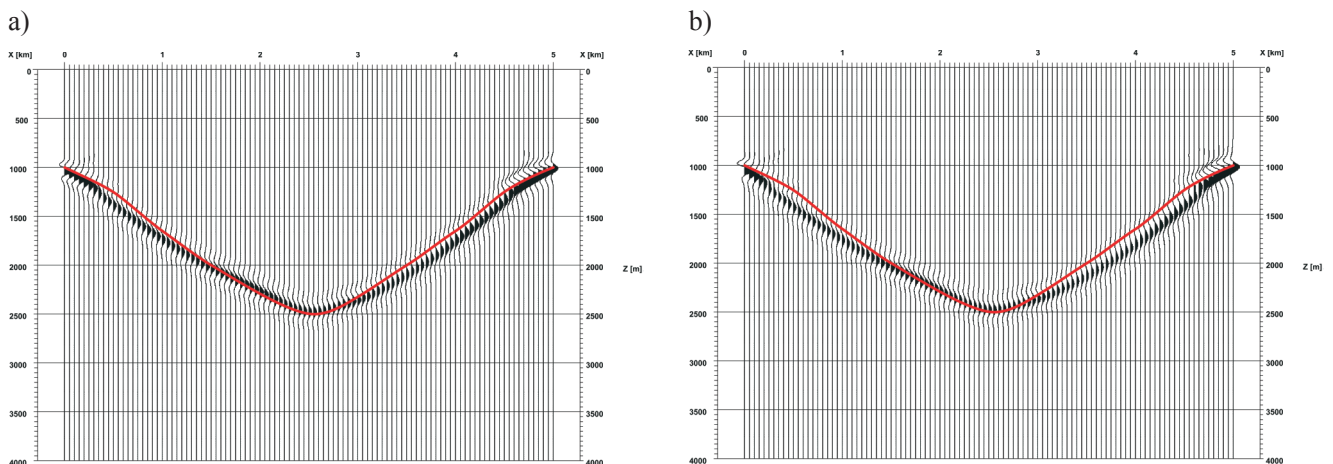
Rys. 4. Rezultaty po migracji anizotropowej dla pola falowego z rysunku 2a (parametry anizotropii: $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,1$)

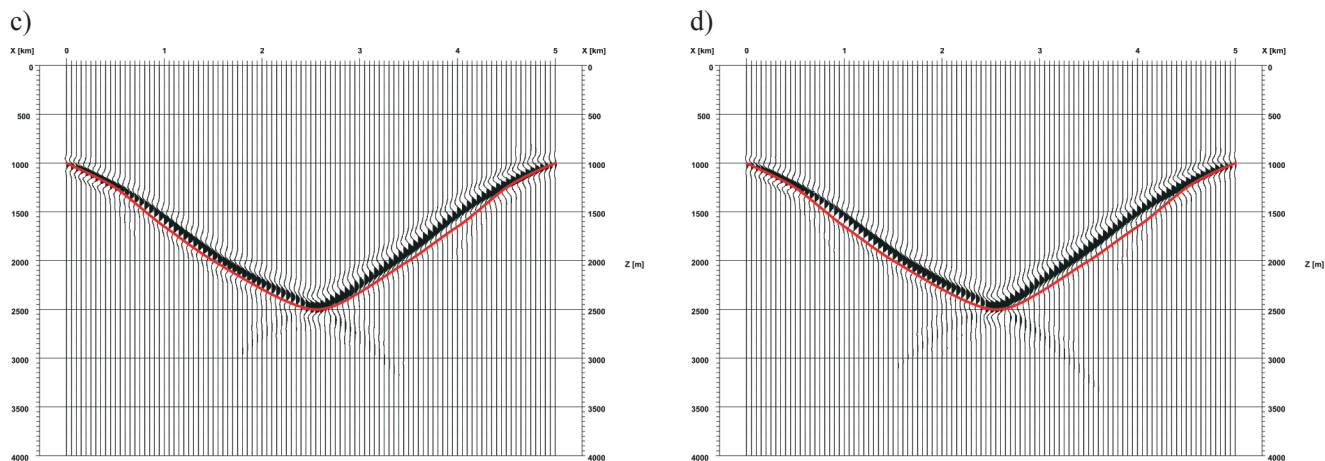
a) $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,3$; $\Delta\delta = 0,2$ b) $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,5$; $\Delta\delta = 0,4$ c) $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,7$; $\Delta\delta = 0,6$ d) $\varepsilon = 0,2$; $\delta = -0,5$; $\Delta\delta = -0,6$

złożoność procesu migracji – ma charakter bardziej jakościowy niż ilościowy. Nie mniej jednak zaobserwowane trendy mogą być pomocne przy interpretacji wyników uzyskanych po migracji.

Analiza rezultatów wskazuje, że błędy popełniane przy określeniu wielkości δ znacznie silniej wpływają na pogorszenie obrazu zmigrowanego pola falowego niż

błędy dotyczące parametru ε . Ponadto można zauważyć, że w przypadku zastosowania w procesie migracji anizotropowej większych wielkości ε i δ niż parametry anizotropii ośrodka, należy spodziewać się efektów przemigrowania pola falowego, i odwrotnie – w przypadku użycia mniejszych wartości parametrów występuje niedomigrowanie elementów synkliny.



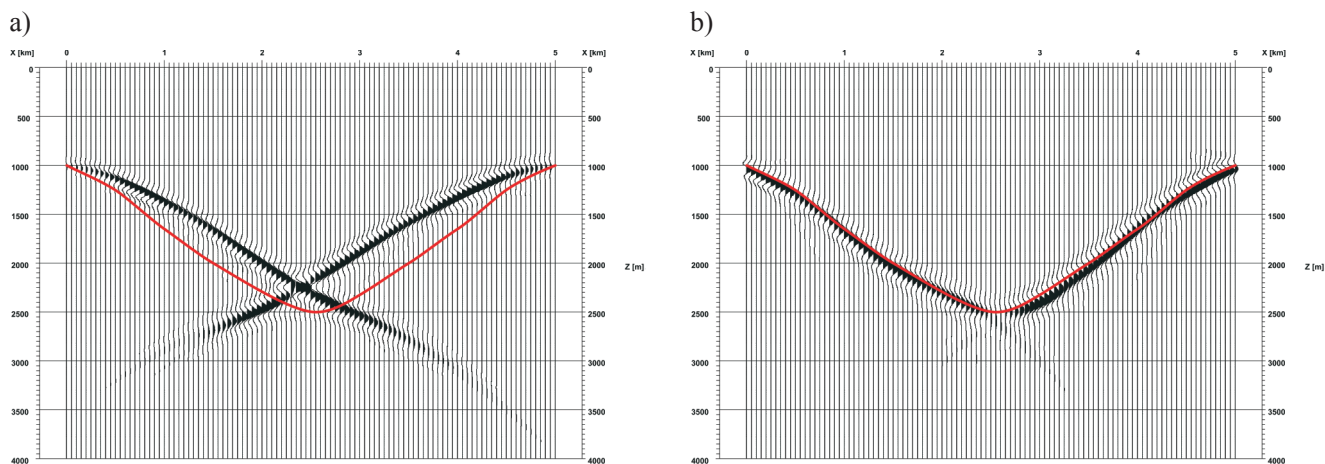


Rys. 5. Rezultaty po migracji anizotropowej dla pola falowego z rysunku 2a (parametry anizotropii: $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,1$)

a) $\varepsilon = 0,7$; $\delta = 0,1$; $\Delta\varepsilon = 0,5$ b) $\varepsilon = 0,9$; $\delta = 0,1$; $\Delta\varepsilon = 0,7$ c) $\varepsilon = -0,4$; $\delta = 0,1$; $\Delta\varepsilon = -0,6$ d) $\varepsilon = -0,6$; $\delta = 0,1$; $\Delta\varepsilon = -0,8$

Czasami błędy popełnione przy wyznaczeniu wielkości ε i δ mogą się wzajemnie zniwelować. Można to prześledzić na rysunku 6b, na którym przedstawio-

no rezultaty migracji anizotropowej dla pola falowego z rysunku 2a, przyjmując dla ε błąd równy $-0,8$, a dla δ – błąd równy $0,4$.



Rys. 6. Rezultaty po migracji anizotropowej dla pola falowego z rysunku 2a (parametry anizotropii $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,1$)

a) $\varepsilon = -0,6$; $\delta = -0,5$; $\Delta\varepsilon = -0,8$; $\Delta\delta = -0,6$ b) $\varepsilon = -0,6$; $\delta = 0,5$; $\Delta\varepsilon = -0,8$; $\Delta\delta = 0,4$

Artefakty występujące na zmigrowanych przekrojach głębokościowych

Czasami na zmigrowanych przekrojach głębokościowych z wykorzystaniem operatora anizotropowego pojawiają się elementy, które można identyfikować jako pseudo fale poprzeczne – pomimo, że przy wyprowadzeniu zależności na pionową liczbę falową (wzór 6) zakładano zerową wartość prędkości fali poprzecznej.

Dokładna analiza wyrażenia pod pierwiastkiem we wzorze (6) [5] zwraca uwagę na następujące fakty:

Pierwiastek we wzorze (6) przyjmuje wartości rzeczywiste, jeżeli wyrażenie pod pierwiastkiem jest nieujemne. Wówczas licznik i mianownik ułamka mają ten sam znak, tzn. obydwa wyrażenia są dodatnie lub ujemne.

$$k_z = \pm \left(\frac{S^4 \omega^4 - S^2 \omega^2 q_{VTI} k_x^2}{S^2 \omega^2 - \eta_{VTI} k_x^2} \right)^{1/2} \quad (6)$$

gdzie $q_{VTI} = 1 + 2\varepsilon$
 $\eta_{VTI} = 2(\varepsilon - \delta)$
 $S = 1/V$

Po przekształceniu wyrażenie (6) przyjmuje postać:

$$k_z = \pm S \omega \left(\frac{\omega^2 - V^2 q_{VTI} k_x^2}{\omega^2 - V^2 \eta_{VTI} k_x^2} \right)^{1/2} \quad (6a)$$

Wyznaczając przedziały określoności dla liczby falowej k_z można zauważyć, że zależność k_z od k_x ma inny charakter gdy licznik i mianownik wyrażenia podpierwiastkowego są dodatnie, niż w przypadku, gdy oba wyrażenia są ujemne. Ten fakt sugeruje, że mamy wówczas do czynienia z różnym rodzajem fal.

Należy również podkreślić, że zależność $k_z(k_x)$ zależy od częstotliwości, prędkości pionowej fali podłużnej oraz parametrów anizotropii.

Zakładając iż $1 + 2\delta > 0$, łatwo można wykazać, że jeżeli licznik wyrażenia jest dodatni to mianownik automatycznie również jest dodatni.

Jeżeli wyrażenie podpierwiastkowe jest ujemne to k_z jest liczbą urojoną i liczby falowe k_x odpowiadające tym k_z są w obliczeniach pomijane.

Dla prześledzenia przedstawionych zjawisk wykorzystano syntetyczny model zaprezentowany na rysunku 7, składający się z 4 granic płasko-równoległych, położonych na głębokości: 1 km; 2 km; 3 km i 4 km, oraz 4 granic nachylonych pod kątem: 15; 30; 45 i 60 stopni. Przyjęto liniowy model prędkości propagacji fali P, określony według formuły: $v(z) = 2,0 + 0,5z$. Do generowania zero-offsetowej sekcji czasowej zastosowano procedury modelowania z pakietu Seismic Unix [8]. Pole falowe zostało wygenerowane dla 400 tras, oddalonych od siebie co 0,025 km (rysunek 8).

Przyjęto następujące parametry anizotropii: $\varepsilon = 0,1$; $\delta = -0,15$.

Na rysunkach 9-11 przedstawiono wykresy zależności liczby falowej k_z jako funkcji k_x ; odpowiednio dla częstotliwości: 10 Hz, 20 Hz i 25 Hz.

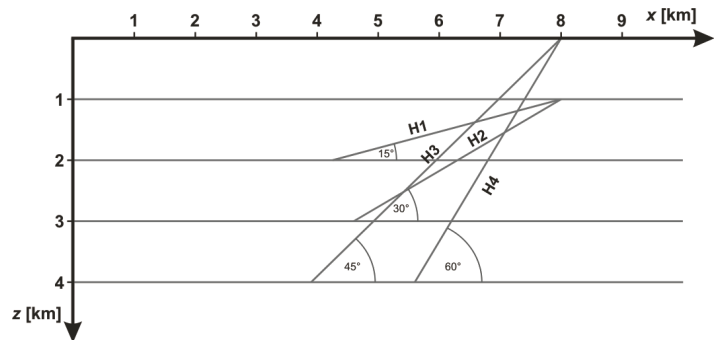
Pełny obraz zależności można zaobserwować na rysunku 9, na którym wyraźnie widoczne są trzy obszary, o różnych właściwościach.

Przedział środkowy $\langle -38,1; 38,1 \rangle$ jest charakterystyczny dla występowania fal podłużnych odpowiadający tym liczbom falowym k_x , dla których licznik i mianownik wyrażenia podpierwiastkowego we wzorze (6a) jest dodatni.

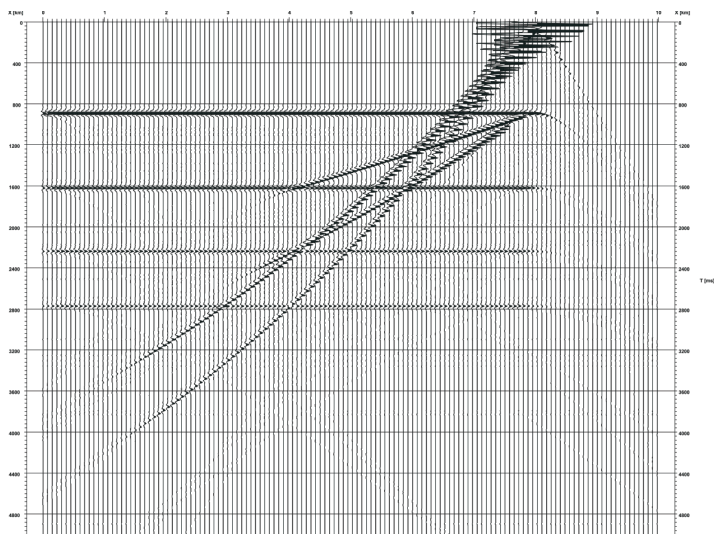
Dwa przedziały położone symetrycznie względem osi pionowej pomiędzy dwoma asymptotami to obszar nieokreśloności dla k_z . Przedziały $k_x > 59,1$ oraz $k_x < -59,1$ to obszary identyfikowane jako charakterystyczne dla pseudo fal S – odpowiadające przypadkowi, gdy licznik i mianownik wyrażenia podpierwiastkowego jest ujemny.

Dla wyższych częstotliwości obserwuje się zanikanie obszarów związanych z pseudo falą S (rysunki 9–11).

Na polu falowym zaprezentowanym na rysunku 8 wykonano anizotropową migrację głębokościową MG(F-K)

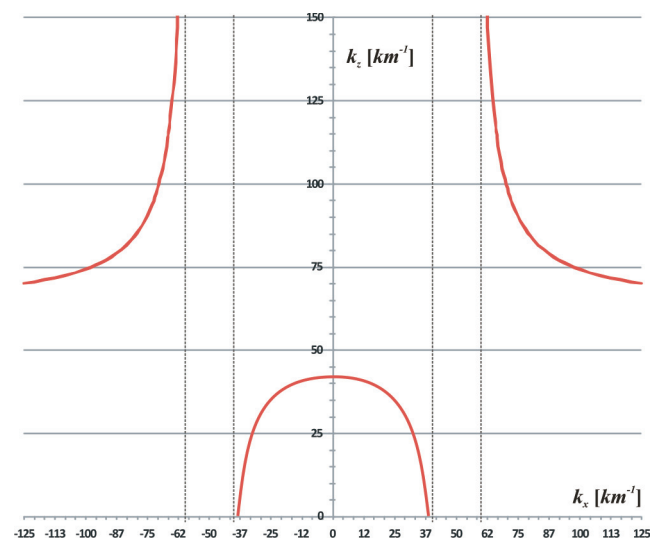


Rys. 7. Model geometryczny

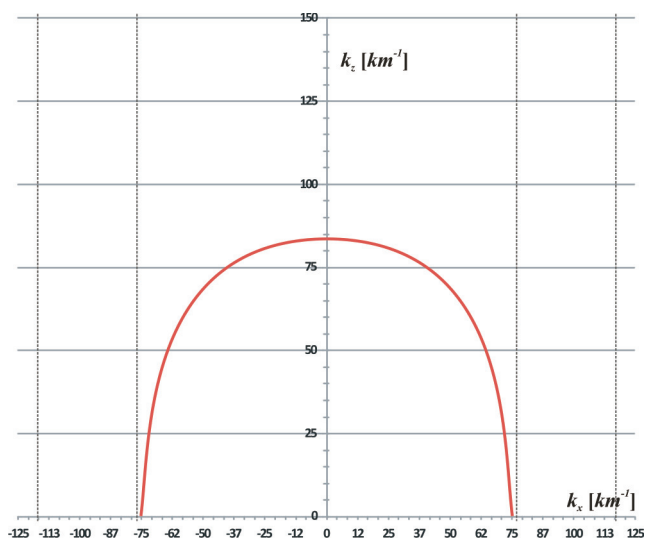


Rys. 8. Zero-offsetowa sekcja czasowa dla modelu z rysunku 7

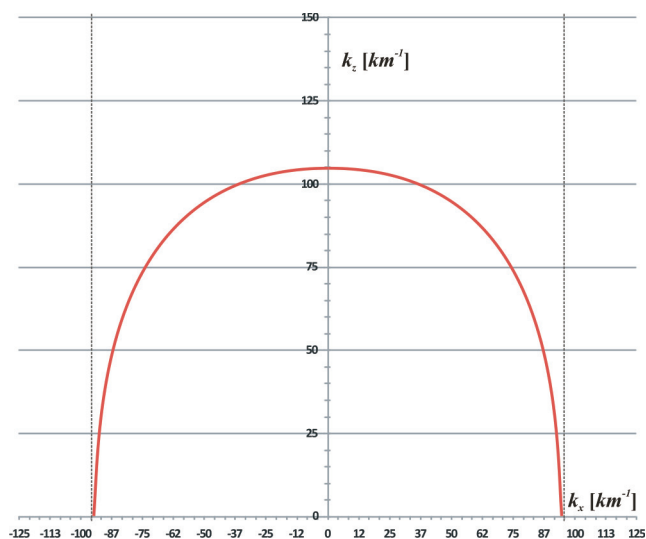
z wykorzystaniem operatora k_z (wzór 6), w dwóch wersjach. W pierwszej wersji zastosowano operator k_z , uwzględniając k_x w całym przedziale określoności. Rezultaty zaprezentowano na rysunku 12. Na zmigrowanym obrazie widoczne są elementy pseudofal S, które zakłócają obraz pola falowego.



Rys. 9. Wykres zależności $k_z(k_x)$; $f = 10$ Hz, $V = 3$ km/s



Rys. 10. Wykres zależności $k_z(k_x)$; $f = 20$ Hz, $V = 3$ km/s

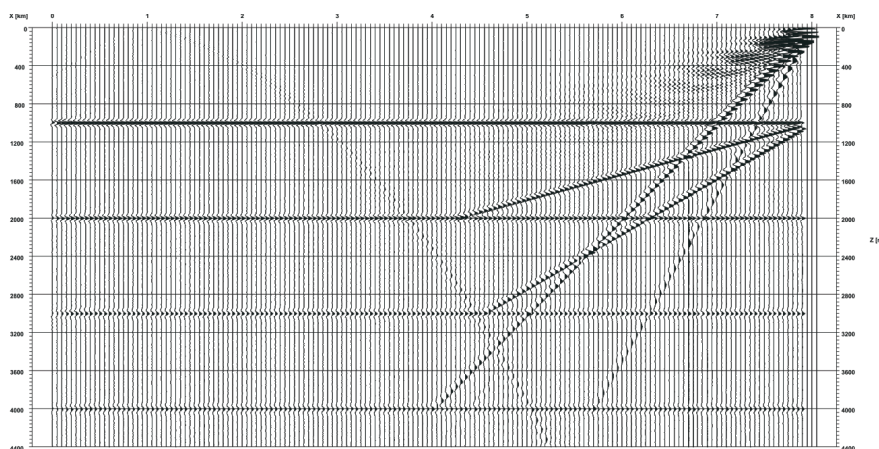


Rys. 11. Wykres zależności $k_z(k_x)$; $f = 25$ Hz, $V = 3$ km/s

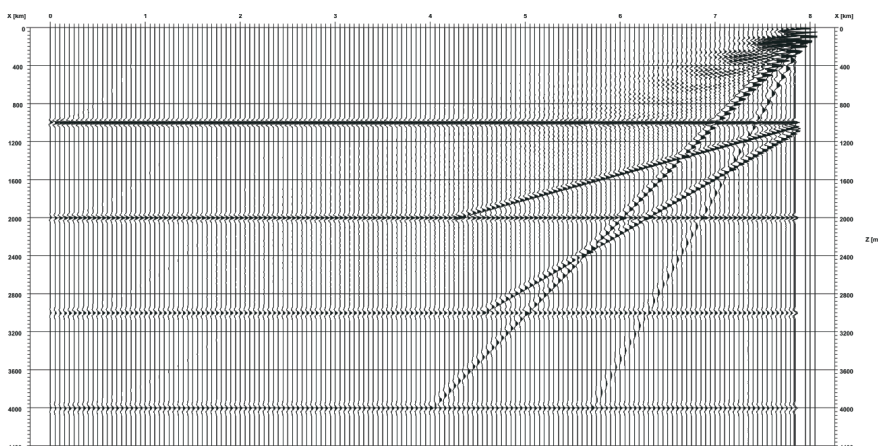
Na rysunku 13 zaprezentowano rezultaty tej samej anizotropowej migracji, wykonanej dla tych liczb falowych k_x , które odpowiadają falam podłużnym, co z numerycznego punktu widzenia przekłada się na ograniczenie obliczeń

do tych k_x , dla których licznik i mianownik w formule określającej k_z są wyrażeniami dodatnimi.

Otrzymane rezultaty potwierdzają fakt, że zakłócenia występujące na rysunku 13 są artefaktami.



Rys. 12. Migracja anizotropowa dla pola falowego z rysunku 8 (operator – pełny zakres k_x)



Rys. 13. Migracja anizotropowa dla pola falowego z rysunku 8 (operator – zakres k_x ograniczony do fal P)

Podsumowanie

W artykule przedstawiono analizę rezultatów uzyskanych za pomocą operatora ekstrapolacji pola falowego w głąb ośrodka anizotropowego typu VTI z wykorzystaniem MG(F-K) migracji sejsmicznej.

Ocenę efektywności operatora przeprowadzono na przykładach syntetycznych pól falowych w wersji zero-offsetowej. Z przeprowadzonych eksperymentów wynika, że prezentowany operator jest skutecznym narzędziem

do odwzorowania ośrodka anizotropowego typu VTI. Analiza błędów odwzorowania ośrodka w zależności od parametrów anizotropii wskazuje, że dokładność ich oszacowania ma istotny wpływ na jakość zmigrowanego obrazu falowego.

Omówiono również przyczyny powstawania artefaktów na zmigrowanych przekrojach głębokościowych oraz przedstawiono możliwości ich usuwania.

Artykuł nadesłano do Redakcji 3.11.2010 r. Przyjęto do druku 9.11.2010 r.

Recenzent: prof. dr hab. inż. Andrzej Kostecki

Literatura

- [1] Alkhalifah T., Tsvankin L.: *Velocity analysis for transversely isotropic media*. Geophysics, 60, 1550–1566, 1995.
- [2] Alkhalifah T.: *Acoustic approximations for processing in transversely isotropic media*. Geophysics, 63, 623–631, 1998.
- [3] Alkhalifah T.: *Efficient synthetic seismogram generation in transversely isotropic, inhomogeneous media*. Geophysics, 60, 1139–1150, 1995.
- [4] Alkhalifah T.: *Traveltime computation with the linearized eikonal equation for anisotropic media*. Geophysical Prospecting, 50, 373–382, 2002.
- [5] Bale R.A.: *Phase-shift migration and the anisotropic acoustic wave equation*. C021,69 EAGE Conference, London, 2007.
- [6] Banik N.: *Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea basin*. Geophysics, 49, 1411–1419, 1984.
- [7] Cerveny V.: *Ray tracing in factorized anisotropic inhomogeneous media*. Geoph. J. Inter., 99, 91–100, 1989.
- [8] Cohen J.K., Stockwell Jr. J.W., CWP/SU: *Seismic Unix Release No. 38: a free package for seismic search and processing*. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- [9] Han Q., Wu R.: *A one-way dual-domain propagator for scalar qP – waves in VTI media*. Geophysics, vol. 70, D9-D17, 2005.
- [10] Issack I., Lavton D.: *A practical method for estimating effective parameters of anisotropy from reflection seismic data*. Geophysics, vol. 69, 681–689, 2004.
- [11] Kitchenside P.: *Phase shift – based migration for transverse isotropy*. 61th Am. Inter. Mtg Soc. Exp. Geoph. Expanded Abstracts, 993–996, 1991.
- [12] Kostecki A., Półchłopek A.: *Migracja sejsmiczna przed sumowaniem pola falowego w ośrodku o lateralnych niejednorodnościach prędkościowych*. Prace Instytutu Górnictwa Naftowego i Gazownictwa nr 94, 1998.
- [13] Kostecki A., Półchłopek A.: *Stable depth extrapolation of seismic wavefields by a Neumann series*. Geophysics, 63, 2063–2071, 1998.
- [14] Kostecki A.: *Algorytm migracji przed sumowaniem pola falowego*. I Konferencja Naukowo-Techniczna, Instytut Górnictwa Naftowego i Gazownictwa, 1994.
- [15] Kostecki A.: *Algorytmy głębokościowej migracji w anizotropowym ośrodku VTI*. Nafta-Gaz nr 11, 661–666, 2007.
- [16] Le Rousseau J.H.: *Depth migration in heterogeneous, transversely isotropic media with the phase-shift-plus-interpolation method*. 67th Annual Int. Mt., SEG Expanded Abstracts, 1703–1706, 1997.
- [17] Reshef M., Roth M.: *VTI anisotropic corrections and effective parameter estimation after isotropic prestack depth migration*. Geophysics, 71, no 3, D35–D43, 2006.
- [18] Ristow D., Ruhl T.: *Migration in transversely isotropic media using implicit operators*. 67th Annual Int. Mt. SEG, Expanded Abstracts, 1699–1702, 1997.
- [19] Schneider W.A.: *Integral formulation for migration in two and three dimensions*. Geophysics, 43, 49–76, 1978.
- [20] Thomsen L.: *Weak, elastic anisotropy*. Geophysics, 51, 1986.
- [21] Tsvankin I., Grechka V.: *Parameter estimation for VTI media with using PP and PS reflection data*. Extended Abstracts 63th EAGE Conference, 2001.
- [22] Tsvankin I., Thomsen L.: *Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media*. Geophysics, 59, 1995.
- [23] Tsvankin I.: *Normal moveout from dipping reflection in anisotropic media*. Geophysics, 60, 1995.
- [24] Wang Z.: *Seismic anisotropy in sedimentary rocks*. Geophysics, vol. 67, 2002.
- [25] Zalewska J., Buniak A., Gąsior I., Wawrzyniak K.: *Metodyka oceny anizotropii skał na podstawie badań laboratoryjnych, profilowań geofizycznych i pomiarów sejsmicznych*. Prace INiG nr 149, 2008.



Dr Anna PÓŁCHŁOPEK – matematyk, absolwentka UJ, doktor nauk technicznych AGH, adiunkt, kierownik Zakładu Sejsmiki INiG. Specjalizuje się w rozwiązywaniu zagadnień z zakresu migracji i modelowania sejsmicznego. Współautorka wielu prac z zakresu geofizyki poszukiwawczej dla potrzeb przemysłu oraz publikacji w branżowych czasopiśmie – krajowych i zagranicznych.



Mgr inż. Krzysztof ŻUŁAWIŃSKI – absolwent Wydziału Elektrotechniki, Elektroniki i Automatyki AGH, specjalność: Fizyka Stosowana. Pracownik Zakładu Geofizyki w Instytucie Nafty i Gazu w Krakowie. Zajmuje się teorią pola falowego, rozdzielczością i przetwarzaniem sejsmicznym oraz programowaniem. Zainteresowania: żeglarstwo, windsurfing, kongniwistyka.