

**Estymacja pola prędkości w niejednorodnym
ośrodku anizotropowym VTI (*Vertical
Transverse Isotropy*) z zastosowaniem
metod optymalizacyjnych**

Karolina Pirowska

**Estymacja pola prędkości w niejednorodnym
ośrodku anizotropowym VTI (*Vertical
Transverse Isotropy*) z zastosowaniem
metod optymalizacyjnych**

Projekt Badawczy nr 2011/01/N/ST10/06963

Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy

2015

Redaguje Komitet Redakcyjny:

p.o. Redaktor naczelny: prof. nzw. dr hab. inż. Maria Ciechanowska

Redaktorzy działowi:

prof. nzw. dr inż. Andrzej Froński

prof. zw. dr hab. inż. Andrzej Kostecki

prof. nzw. dr Michał Krasodomski

Projekt został sfinansowany ze środków Narodowego Centrum Nauki przyznanych na podstawie decyzji numer DEC-2011/01/N/ST10/06963.

Wydawca:

Instytut Nafty i Gazu – Państwowy Instytut Badawczy

ul. Lubicz 25A

31-503 Kraków

Redaktor wydania: Agnieszka J. Kozak

Korekta: Katarzyna Wróbel

Skład i łamanie, DTP, projekt okładki: Paweł Noszkiewicz

Druk i oprawa:

Drukarnia GOLDRUK

ul. Kościuszki 28

33-300 Nowy Sącz

Nakład: 70 egz.

Copyright © 2015 INiG–PIB Kraków, ul. Lubicz 25A, Poland

ISSN 2353-2718

Wszelkie prawa zastrzeżone. Żadna część niniejszej publikacji nie może być, bez uprzedniej pisemnej zgody wydawcy, gromadzona w systemach zbierania informacji, transmitowana lub reprodukowana, włączając w to fotokopie, fotografie, zapis magnetyczny lub inny.

Prenumeratę i wysyłkę prac naukowo-badawczych oraz materiałów informacyjnych prowadzi redakcja.

Spis treści

Streszczenie	10
Abstract	12
1. Wstęp	14
2. Stan wiedzy	16
2.1. Ponad 75 lat rozważania anizotropii w geofizyce	17
2.2. Przegląd dotychczasowych metod – wybrane metody z publikacji polskich i światowych	21
2.2.1. Migracyjne analizy prędkości dla ośrodków izotropowych.....	21
2.2.2. Migracyjne analizy prędkości uwzględniające anizotropię ośrodka.....	23
2.3. Zastosowanie metod optymalizacji globalnej do estymacji parametrów ośrodka geologicznego	27
3. Opracowanie programu optymalizacyjnego do szacowania parametrów anizotropii ϵ i δ	31
3.1. Etapy rozwiązywania problemu	32
3.2. Przystosowanie algorytmów do rozwiązania postawionego problemu. Dopasowanie parametrów sterujących algorytmami	36

4. Przygotowanie modeli testowych	40
4.1. Model I.....	40
4.2. Model II.....	41
4.3. Obliczenie danych pomiarowych – parametry akwizycji.....	43
4.4. Przedziały poszukiwania wartości parametrów.....	43
5. Wyniki obliczeń. Analiza działania programu ze szczególnym zwróceniem uwagi na minimalizowaną funkcję celu, metodę optymalizacji oraz dokładność wyników	44
5.1. Wybrane wyniki dla modelu I.....	44
5.2. Wybrane wyniki dla modelu II.....	53
5.3. Wyniki otrzymane za pomocą deterministycznej metody sympleks.....	66
5.3.1. Wyniki dla modelu I.....	66
5.3.2. Wyniki dla modelu II.....	69
5.4. Wyniki testowania.....	72
5.5. Testy dla innych funkcji celu.....	73
5.6. Obliczenia dla różnych grup offsetów.....	75
6. Przeprowadzenie testów dla modelu zawierającego uskok oraz wysad solny	80
7. Analiza możliwości oszacowania parametrów anizotropii w przypadku, gdy prędkość pionowa jest obciążona błędem	117

8. Omówienie niepewności rozwiązania	120
8.1. Przykład omówienia niepewności rozwiązania otrzymanego za pomocą algorytmu genetycznego	121
8.2. Przykład omówienia niepewności rozwiązania otrzymanego za pomocą metody symulowanego wyżarzania	127
9. Podsumowanie	131
10. Dodatek	136
10.1. Skanowanie parametrów ϵ i δ dla modeli I i II	136
10.2. Wyniki skanowania dla różnych zbiorów offsetów dla modeli I i II	143
10.3. Obliczenie danych syntetycznych dla modelu III	158
10.4. Szczegółowe badanie wpływu wybranych wartości parametrów anizotropii na wartości funkcji celu	160
10.5. Omówienie niepewności rozwiązania dla modelu III	171
Literatura	176

Streszczenie

Estymacja pola prędkości w niejednorodnym ośrodku anizotropowym VTI (*Vertical Transverse Isotropy*) z zastosowaniem metod optymalizacyjnych

Celem pracy badawczej było opracowanie metody oszacowania pola prędkości propagacji fali podłużnej w niejednorodnym ośrodku anizotropowym VTI na podstawie danych sejsmiki powierzchniowej. W szczególności główny obiekt zainteresowania stanowiło wyznaczenie wartości parametrów Thomsena ϵ i δ przy założeniu, że prędkość pionowa jest znana, oraz analiza możliwości określenia powyższych parametrów, gdy prędkość pionowa została przyjęta błędnie. Zaproponowana metoda opiera się na tradycyjnej technice analizy prędkości migracyjnych dla ośrodków izotropowych, która polega na poszukiwaniu wartości prędkości, dla których głębokość odwzorowywanego punktu ośrodka jako funkcja odległości pomiędzy źródłem i odbiornikiem jest niezmienna, tzn. nie zależy od offsetu. Jednak w ośrodkach anizotropowych uzyskanie tzw. efektu wypłaszczenia możliwe jest jedynie po uwzględnieniu parametrów anizotropii Thomsena ϵ i δ . Określenie optymalnych parametrów anizotropii potraktowano jako problem optymalizacyjny, a nowatorskim rozwiązaniem była próba zastosowania probabilistycznych metod optymalizacji globalnej, metody symulowanego wyżarzania oraz algorytmu genetycznego.

W publikacji przedstawiono obliczenia dla trzech modeli o różnym stopniu skomplikowania. Opracowana w projekcie metodyka przyniosła odmienne rezultaty dla poszczególnych modeli. W przypadku najprostszego modelu I (z jedną granicą płaskorównoległą) trafniejsze wyniki otrzymano za pomocą algorytmu genetycznego GA. Jednak błąd względny

procentowy oszacowania był duży i wynosił 16% dla parametru ϵ oraz 58% dla parametru δ . W obliczeniach z zastosowaniem modelu II (z granicą nachyloną) obie metody przyniosły porównywalne wyniki. Parametr ϵ został oszacowany z dokładnością 0,1%, natomiast błąd procentowy oszacowania parametru δ wynosił 24%. Istotnym punktem badań było przetestowanie metodyki na bardziej skomplikowanym modelu III, zawierającym struktury charakterystyczne dla występowania węglowodorów – uskok oraz wysad solny. Niestety okazało się, że osiągnięcie „wypłaszczenia” na kolekcjach wspólnego punktu obrazowania nie odzwierciedla się w dokładności oszacowania poszczególnych parametrów anizotropii. Ponieważ obliczenia prowadzone dla całego modelu nie były satysfakcjonujące, podzielono go na trzy części, dla których obliczenia były wykonywane niezależnie. Najbliższe rzeczywistości wyniki otrzymano w przypadku części modelu bez skomplikowanych struktur. Tak jak w sytuacji z modelami I oraz II dokładniej oszacowany został parametr ϵ .

Rezultatem niniejszego projektu jest algorytm, który pomimo niedoskonałości może wspomagać dotychczasowe metody szacowania pola prędkości w ośrodkach anizotropowych. Przykładowo metoda może być wykorzystana przy szacowaniu parametrów wejściowych dla algorytmów migracji anizotropowej.

Abstract

Estimation of the velocity field in inhomogeneous anisotropy media VTI (*Vertical Transverse Isotropy*) using optimization methods

The aim of this project was to work out the method of estimation of the velocity field for the longitudinal wave in inhomogeneous anisotropy medium VTI on the basis of seismic survey data. In particular, the main efforts was made to determine Thomsen parameters ϵ i δ with assumption that the vertical velocity is known and analyse of possibility of extracting this parameters in the situation when the vertical velocity is incorrect. Proposed method is based on the conventional technique of the migration velocity analysis for isotropic medium. It consists in seeking of the velocity values for which the depth of imaged point of the medium as the function of the distance between the source and a receiver is invariable. It means the depth of imaged point is not dependent on the offset. The estimation of the anisotropy parameters was treated as optimization problem, and the attempt to use probabilistic global optimization methods as simulated annealing and genetic algorithm was innovative solution.

The results of calculation for the three different models are presented in this publication. For the simplest model I (with one plane and horizontal reflector) more accurate solution was received using the genetic algorithm GA. Nevertheless the relative error of estimation is high. It is equal 16% for the parameter ϵ and 58% for the parameter δ . For the model II (with the dipping reflector) both methods gave the comparable results. The parameter ϵ was estimated with the accuracy 0.1%, the relative error of parameter δ estimation is 24%. Important part of the research was testing of methodology for more complicated model III, which contains the structures specific for occurrence of the hydrocarbons – the fault and the salt dome. Unfortunately, it appeared that reaching of flatness in the common image

point panels does not result in accuracy of the anisotropy parameters estimation. The calculation for model III was not satisfying, this is why it was divided into three parts. For the each part the calculation was conducted independent. The result received for the part without complicated structures was the nearest of the reality. Like for model I and model II, more accurate estimation was for the parameter ε .

The presented algorithm, despite of imperfection, can be auxiliary for the previous methods of the velocity field estimation in anisotropy medium. As an example, the method can be used for the estimation of the input parameters for anisotropic migration algorithms.

1. Wstęp

Niniejsza publikacja została napisana na podstawie pracy wykonanej w ramach projektu nr 2011/01/N/ST10/06963 pt. „Estymacja pola prędkości w niejednorodnym ośrodku anizotropowym VTI (*Vertical Transverse Isotropy*) z zastosowaniem metod optymalizacyjnych”, finansowanego przez Narodowe Centrum Nauki i realizowanego od grudnia 2011 roku do lutego 2015 roku.

Model prędkości jest kluczowym obiektem badań w procesie odwzorowywania ośrodka sejsmogeologicznego. Na jego podstawie istnieje możliwość wyznaczenia (po wykonaniu migracji) geometrii ośrodka, a w dalszym przetwarzaniu danych geofizycznych – oszacowania parametrów dynamicznych i petrofizycznych skał. Poprawność i rozdzielczość modelu prędkości warunkuje dokładne rozpoznanie ośrodka i lokalizację złóż węglowodorów. Optymalne rozwiązanie zadania wyznaczenia modelu prędkości jest wciąż problemem otwartym, tym bardziej że w ostatnich latach coraz częściej wyniki otrzymane za pomocą konwencjonalnych metod okazują się niesatysfakcjonujące. Wśród wielu przyczyn najbardziej znaczącą jest daleko odbiegające od rzeczywistości założenie o izotropowości ośrodka. Z reguły ośrodki sedimentacyjne charakteryzują się anizotropią. Nieuwzględnienie tego faktu w badaniach może powodować istotne różnice w pozycjonowaniu granic refleksyjnych, fałszowanie obrazu pola falowego, powstanie fałszywych refleksów itp. Jedną z konsekwencji niezgodności pomiędzy interpretacją a rzeczywistością może być nieprawidłowe usytuowanie odwiertów, błędne decyzje odnośnie głębokości złożeń.

Celem pracy badawczej było opracowanie metody oszacowania pola prędkości propagacji fali podłużnej w niejednorodnym ośrodku anizotropowym VTI na podstawie danych sejsmiki powierzchniowej. W szczególności głównym obiektem zainteresowania było wyznaczenie wartości parametrów Thomsena ϵ i δ przy założeniu, że prędkość pionowa jest znana, oraz analiza możliwości określenia powyższych parametrów, gdy prędkość pionowa została przyjęta błędnie. Zaproponowana metoda opiera się na tradycyjnej technice analizy prędkości migracyjnych dla ośrodków izotropowych, która polega na poszukiwaniu wartości prędkości, dla których głębokość odwzorowywanego punktu ośrodka jako funkcja odległości pomiędzy źródłem i odbiornikiem jest niezmienna, tzn. nie zależy od offsetu.

Jednak w ośrodkach anizotropowych uzyskanie tzw. efektu wypłaszczenia możliwe jest jedynie po uwzględnieniu parametrów anizotropii Thomsena ϵ i δ . Określenie optymalnych parametrów anizotropii potraktowano jako problem optymalizacyjny, a nowatorskim rozwiązaniem była próba zastosowania probabilistycznych metod optymalizacji globalnej, metody symulowanego wyżarzania oraz algorytmu genetycznego.

Opracowanie składa się z dziesięciu rozdziałów. W drugim rozdziale omówiono stan wiedzy na temat zjawiska anizotropii w zagadnieniach geofizycznych. Przedstawiono wybrane metody migracyjnej analizy prędkości z publikacji polskich i zagranicznych. W trzecim rozdziale opisano przyjętą metodykę szacowania parametrów anizotropii ϵ i δ . Dwa proste modele, dla których przeprowadzono obliczenia, zaprezentowano w trzecim rozdziale, natomiast w kolejnym wyszczególniono otrzymane wyniki. Dla tych modeli przeprowadzono również obliczenia z założeniem, że prędkość pionowa jest obciążona błędem (siódmy rozdział). Szósty rozdział zawiera obliczenia dla modelu o bardziej skomplikowanym polu prędkościowo-głębokościowym. Omówienie niepewności rozwiązania ujęto w ósmym rozdziale, a w dziewiątym zawarto porównanie wyników, podsumowanie i wnioski. W ostatnim rozdziale zostały przedstawione dodatkowe obliczenia, których nie zaprezentowano w głównej części opracowania.

Składam serdeczne podziękowania panu profesorowi dr. hab. inż. Andrzejowi Kosteckiemu za wsparcie merytoryczne, wiele cennych uwag i wskazówek podczas realizacji projektu badawczego oraz pomoc w opracowaniu niniejszej publikacji.

2. Stan wiedzy

Sens rozważania anizotropii i ulepszania procedur przetwarzania danych sejsmicznych potwierdzają liczne przykłady z literatury światowej. Okazało się, że sztuczne dopasowywanie parametrów konwencjonalnych metod przetwarzania w przypadku pracy na danych sejsmicznych dla ośrodków anizotropowych powoduje uzyskanie zniekształconych modeli prędkości i nieadekwatne odzwierciedlenie różnych zjawisk anizotropowych, zwłaszcza w migracji głębokościowej (*Depth Prestack Migration*). Jednym z istotnych problemów w przetwarzaniu danych fali podłużnej spowodowanych anizotropią są błędy w geometrii modeli sejsmicznych wynikające z różnicy pomiędzy prędkością pionową a prędkością sumowania. O powadze problemu może świadczyć przykład, że korekta prędkości dokonana na podstawie przyjęcia uproszczonego modelu eliptycznej anizotropii spowodowała przemieszczenie pozycji horyzontu celu w pionie o od 150 m do 300 m na jego właściwe miejsce [7]. Natomiast inny przypadek pokazuje, że zignorowanie zależności prędkości od kierunku propagacji powoduje problemy w obrazowaniu zapadających reflektorów (jak uskoki) czy wysadów solnych. W badaniach sejsmicznych na polu Mahogany nad Zatoką Meksykańską w wyniku uwzględnienia anizotropii spąg wysadu solnego przemieścił się o 400 m [19]. Oprócz polepszenia sejsmicznego obrazu horyzontów, które mogą być celem eksploatacji, pokazano, że parametry anizotropii dostarczają cennej informacji do wyznaczenia litologii i charakteryzowania układu spękań (orientacja i intensywność).

Te rezultaty przekonują, że przetwarzanie z uwzględnieniem anizotropii – choć bardziej skomplikowane i wymagające głębszej analizy – może być pomocne we właściwej interpretacji. Dlatego anizotropia znajduje się obecnie w głównym nurcie badań w geofizyce poszukiwawczej i wydobywczej. Również w Polsce temat anizotropii jest żywy. Studium odwzorowania synkliny w ośrodku anizotropowym VTI wykonane przez zespół badawczy A. Kostecki i A. Półchłopek [22] pozwoliło stwierdzić, że decydujący wpływ na dokładność odwzorowania ma parametr δ (spośród parametrów δ , γ , ϵ). Stwierdzono, że posługiwanie się programami zerooffsetowej migracji respektującymi tylko ośrodki izotropowe jest dopuszczalne bez popełniania istotnych błędów, gdy parametr ten można

uznać jako słabą anizotropię. W publikacji A. Półchłopek [33] pokazano, że migracja izotropowa anizotropowej wersji modelu Marmousi uwidacznia nieprawidłowe odtworzenie budowy stromych uskoków i strefy złożowej (izotropowy model Marmousi jest ogólnodostępny i od lat służy do testowania procedur szacowania pola prędkości; model anizotropowy został zaproponowany przez T. Alkhalifaha [2, 3]). Natomiast w artykule A. Półchłopek i K. Żuławskiego [34] został przedstawiony operator ekstrapolacji pola falowego w głąb ośrodka anizotropowego typu VTI z wykorzystaniem MG (F-K) migracji w wersji zerooffsetowej. Tematykę anizotropii podejmuje się również w innych zakładach Instytutu Nafty i Gazu – Państwowego Instytutu Badawczego (m.in. H. Jędrzejowska-Tyczkowska [16]), a także w Akademii Górniczo-Hutniczej (m.in. A. Leśniak oraz T. Danek [8], Z. Kasina [18]).

2.1. Ponad 75 lat rozważania anizotropii w geofizyce

Fakty dotyczące początków rozważania przez naukowców anizotropii można odnaleźć w publikacji K. Helbiga i L. Thomsena [13]. Idea, że propagacja fali sprężystej może być anizotropowa i na przykład prędkość może zależeć od kierunku propagacji, pojawiła się ponad 185 lat temu. Pionierami byli A. Cauchy, A. Fresnel, G. Green i W. Kelvin. Anizotropową propagację fali badali głównie w ujęciu matematycznym fizycy i znajdowała zastosowanie jedynie w optyce i sprężystości kryształów.

W sejsmice anizotropia została zauważona przez Maurycego P. Rudzkiego u schyłku XX wieku [38]. Jednak dopiero około 1950 roku zaczęto poważnie przyglądać się temu zjawisku, głównie w ujęciu cienkowarstwowanego ośrodka. Przez ostatnie dwie dekady XX wieku stopniowo doceniano zalety rozważania anizotropii. I. N. Gupta i S. Crampin zauważyli, że szczeliny w skałach powodują zauważalne efekty na danych sejsmicznych, z których może być wydedukowana orientacja i gęstość spękań.

K. Helbig i L. Thomsen przytaczają również wyniki raportu B. McColluma i F. A. Snelła z 1932 roku, według którego prędkość pomierzona na wychodni, gdzie występowało uwarstwienie pionowe, w kierunku wzdłuż uwarstwienia była 40% wyższa niż w kierunku pionowym do uwarstwienia. W 1959 roku K. Helbig postawił tezę, że „zmiany w wartościach parametrów elastycznych w sekwencji warstw izotropowych o skali dużo mniejszej niż długość fali prowadzą do propagacji fali zgodnie z równaniami w ośrodku anizotropowym” [13, s. 11ND].

Aby rozważanie anizotropii było możliwe, pojawiła się konieczność przeprowadzania nowych pomiarów. Nowoczesna era pomiarów oferuje dokładniejsze dane, są to:

- dane dla dłuższych offsetów dla fali P, które pokazują niehiperboliczny kształt krzywizny kinematycznej spowodowany anizotropią;
- dane $3D \times 3C$, które pokazują efekt rozszczepienia fali S;
- dane 3D o szerokim azymucie – potrzebne do rozważania anizotropii azymutalnej;
- dane OBS (Ocean Bottom Seismometer – oceaniczny sejsmograf denny), które pokazują wszystkie trzy powyższe efekty.

Anizotropia może być traktowana jako niechciana komplikacja, ale z drugiej strony, także jako źródło informacji. Autorzy artykułu [13] zastanawiają się, co czyni anizotropię trudną. Przede wszystkim zniechęcające są problemy z opisem – zamiast izotropowych stałych trzeba rozważać wektory lub tensory. Ogólnie ośrodek anizotropowy jest opisany za pomocą tensora C_{ijkl} (wymiaru $3 \times 3 \times 3 \times 3$) i dziewięciu równań postaci:

$$\sigma_{ij} = \sum_{k=1}^3 \sum_{l=1}^3 C_{ijkl} \varepsilon_{kl}$$

gdzie:

$i, j = 1, \dots, 3$, σ_{ij} jest tensorem naprężenia,
 ε_{kl} – tensorem odkształcenia.

Przełom w nastawieniu do rozważania anizotropii nastąpił między innymi dzięki zidentyfikowaniu kluczowych parametrów dla obrazowania w czasie i w głębokości w ośrodkach anizotropowych i wynalezieniu praktycznych metodologii szacowania ich z danych sejsmicznych [45]. Problem czterowymiarowego tensora został uproszczony przez Voigta, który zauważył elementarne symetrie i wprowadził macierz 6×6 C_{ij} .

Podstawiając relacje do równania ruchu [13] można otrzymać równanie falowe o trzech niezależnych rozwiązaniach: jedno dla propagacji fali quasi-podłużnej (P), jedno dla propagacji poprzecznej (SH) i jedno dla quasi-poprzecznej (SV):

$$\rho v_p^2(\theta) = \frac{1}{2}[C_{33} + C_{44} + (C_{11} - C_{33})\sin^2\theta + D(\theta)]$$

$$\rho v_{SV}^2(\theta) = \frac{1}{2}[C_{33} + C_{44} + (C_{11} - C_{33})\sin^2\theta - D(\theta)]$$

$$\rho v_{SH}^2(\theta) = C_{66}\sin^2\theta + C_{44}\cos^2\theta$$

$$D(\theta) \equiv \{(C_{33} - C_{44})^2 + 2[2(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})]\sin^2\theta + [(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})^2 - 4(C_{13} + C_{44})^2]\sin^4\theta\}^{1/2}$$

gdzie:

ρ – oznacza gęstość,

θ – kąt fazowy, czyli kąt pomiędzy frontem falowym a osią pionową.

Kolejnym uproszczeniem jest założenie, że front fali przybliża elipsa (to silne i rzadko spełnione założenie, ale mimo to stosowane). Okazało się, że przy przyjęciu eliptycznej anizotropii oraz pod pewnymi dodatkowymi warunkami procedury przetwarzania danych sejsmicznych i interpretacja mogą przebiegać jak przy założeniu izotropii. Zazwyczaj jednak lepiej ograniczyć się do rozważania słabej anizotropii, czyli przypadku, gdy parametry anizotropii przyjmują małe wartości (dużo mniejsze od 1).

Wprowadzając oznaczenia:

$$\varepsilon \equiv \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}},$$

$$\gamma \equiv \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}},$$

$$\delta^* \equiv \frac{1}{2C_{33}^2} [2(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})(C_{11} + C_{33} - 2C_{44})],$$

$$\alpha_0 = \sqrt{\frac{C_{33}}{\rho}},$$

$$\beta_0 = \sqrt{\frac{C_{44}}{\rho}}$$

oraz zakładając słabą anizotropię otrzymujemy wzory oparte na dwóch prędkościach i trzech parametrach anizotropii:

$$v_p(\theta) = \alpha_0(1 + \delta \sin^2 \theta \cos^2 \theta + \varepsilon \sin^4 \theta),$$

$$v_{SV}(\theta) = \beta_0 \left[1 + \frac{\alpha_0^2}{\beta_0^2} (\varepsilon - \delta) \sin^2 \theta \cos^2 \theta \right],$$

$$v_{SH}(\theta) = \beta_0(1 + \gamma \sin^2 \theta),$$

$$\delta \equiv \frac{1}{2} \left[\varepsilon + \frac{\delta^*}{\left(1 - \frac{\beta_0^2}{\alpha_0^2}\right)} \right] = \frac{(C_{13} - C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})}.$$

Trzeba zaznaczyć, że słabej anizotropii nie należy lekceważyć, ponieważ może mieć duży wpływ na dane, jak również powodować zupełnie nowe zjawiska, jak rozszczepienie czy triplikacja fali poprzecznej (*shear wave splitting, shear wave triplication*).

Można wyróżnić wiele modeli anizotropii, ale za najbardziej rozpowszechniony uważany jest tzw. model TI (*Transversely Isotropic* - poprzecznie izotropowy). Zakłada on istnienie cienkich, równoległych, naprzemianlegle warstwowych łupków, piaskowców i ilów. W tego typu ośrodkach prędkość w płaszczyźnie laminacji jest izotropowa, natomiast w płaszczyźnie prostopadłej do laminacji – zależy od kąta fazowego. Gdy oś symetrii ośrodka jest pionowa, model nazywa się modelem VTI (*Vertical Transversely Isotropic*) i jest to najczęściej występujący rodzaj anizotropii w basenach sedymentacyjnych [34].

2.2. Przegląd dotychczasowych metod – wybrane metody z publikacji polskich i światowych

Przytoczone w kolejnych podrozdziałach metody stanowiły inspirację przy tworzeniu przedstawionej w niniejszym opracowaniu metodyki estymacji parametrów anizotropii w ośrodku poprzecznie izotropowym VTI.

2.2.1. Migracyjne analizy prędkości dla ośrodków izotropowych

Migracyjne analizy prędkości są stosowane przede wszystkim, gdy założenia konwencjonalnych procedur estymacji pola prędkości napotykają trudności w uchwyceniu skomplikowanych struktur. Przykładowo analiza NMO (*normal moveout*) zakłada, że odbicia pochodzą od granic horyzontalnych, prędkość jest jednorodna, a w obliczeniach brane są pod uwagę dane dla stosunkowo małego offsetu. Główna zaleta migracyjnych analiz prędkości polega na tym, że są obecnie dobrze znane i wymagają mniej czasu obliczeniowego niż metody bazujące na symulacji pola falowego.

Krótką historię rozwoju metod oceny prędkości przy użyciu wyłącznie metod sejsmicznych można odnaleźć w publikacji A. Kosteckiego i A. Pólichłópek [21]. Cytując za autorami, można wyszczególnić dwie grupy procedur: metody bazujące na obserwacji

kolekcji wspólnego punktu głębokościowego, jest to analiza rezydualnych krzywizn, oraz metody opierające się na zasadzie maksymalizacji energii fal ogniskowanych w punkcie przestrzeni – jest to analiza skupień (tomografia refleksyjna, między innymi technologia CFP – *common focus point*).

Wśród pierwszej grupy procedur można wymienić metody następujących autorów:

- A. Kostecki [21] – metoda określania prędkości na podstawie migracji Kirchhoffa;
- K. Al-Yahya [6] – metoda określania prędkości na podstawie rezydualnej poprawki kinematycznej dla horyzontalnych granic sejsmicznych. Ważna różnica pomiędzy kolekcją po migracji CRG (*common receiver gather*) a kolekcją CMP (*common midpoint*) polega na tym, że w przypadku CRG zgodność obrazów zachodzi bez względu na strukturę, zależy jedynie od tego, czy przy migracji użyto prawidłowej prędkości średniej. W przeciwieństwie do tego zgodność odbić na kolekcjach CMP zależy od kąta upadu granic, dla większych upadów konieczne są wyższe prędkości sumowania. Dodatkowo próbkowanie wzdłuż odbiorników jest lepsze niż wzdłuż punktów wzbudzenia. Autor zwrócił uwagę, że metoda migracji musi być w stanie uchwycić lateralne zmiany prędkości (zastosował metodę różnic skończonych w domenie częstotliwości). Model prędkości jest uaktualniany na podstawie oszacowania horyzontalnej niezgodności obrazu na kolekcjach CRG po migracji. Dane są sumowane wzdłuż zakrzywionej trajektorii, suma jest większa dla parametrów lepiej odzwierciedlających rzeczywistość. Gdy upady będą zbyt strome i początkowy model prędkości będzie się różnił od prawidłowego, błędy mogą być zbyt duże, aby zapewnić zbieżność do prawidłowego modelu prędkości.

Z innych prac należy wymienić publikacje takich autorów jak:

- J. Sattlegger i in. [39] i S. M. Deregowski [9] – którzy posługują się poprawką kinematyczną w domenie CMP, stosując migrację dla stałego rozstawu;
- W. Lee i L. Zhang [24] – wprowadzają korektę dla prędkości dla warstw nachylonych (znajomość kąta a priori);
- Z. Liu i N. Bleistein [28] – podają relację pomiędzy migracyjnym obrazowaniem a prędkością w zależności od parametrów geometrii, badają ośrodek o stałych prędkościach;

- Z. Liu [27] – bazując na teorii perturbacji otrzymano formułę na aktualizację prędkości na podstawie resztkowej krzywizny kinematycznej (odpowiednie dla dowolnego offsetu, kąta upadu i dowolnego rozkładu prędkości); przy założeniu małych zmian prędkości relacja pomiędzy resztkowymi krzywiznami kinematycznymi a prędkością jest liniowa.

W publikacji [21] autorzy przedstawiają sposób określania prędkości na podstawie migracji sejsmicznej z zastosowaniem sukcesywnej ekstrapolacji głębokościowej pola falowego. Podano wzory na głębokość w zależności od prędkości dla małych kątów upadu, dla dowolnej powierzchni refleksyjnej, a następnie przedstawiono algorytm iteracyjnego określania prędkości c_0 , posługując się dwiema prędkościami c_1 i c_2 , dla których $\Delta z(c_1) < 0$, $\Delta z(c_2) > 0$ (Δz oznacza różnicę pomiędzy głębokością punktu odwzorowanego z prawidłową prędkością a głębokością punktu odwzorowanego z błędną prędkością). W charakterze kryterium oceny prawidłowej prędkości wybrano wartość amplitudy sumowanego pola falowego przy różnych odległościach punkt strzałowy–odbiornik. Zaletą metody jest szybkość, gdyż do obliczeń wystarcza jeden offset, natomiast wada to niestabilność rezultatów, pozbawionych efektu statystycznego.

2.2.2. Migracyjne analizy prędkości uwzględniające anizotropię ośrodka

Dotychczasowe próby wyznaczania parametrów anizotropii z danych sejsmiki powierzchniowej koncentrują się m.in. na zastosowaniu analizy prędkości opierającej się na badaniu niehiperbolicznego kształtu hodografów i inwersji czasów przyścia fal (np. [4]) lub jednoczesnej analizie danych fali podłużnej i konwertowanej (np. [47]).

I. Tsvankin i L. Thomsen [47] zauważyli, że niehiperboliczny kształt krzywizny dla fal P, SV, P-SV może być jakościowo opisany za pomocą szeregu Taylora czwartego rzędu dla umiarkowanych rozstawów (czyli dla $x/z < 1,7-2$). Ponieważ przybliżenie Taylora czwartego stopnia traci dokładność wraz ze wzrastającym offsetem, zasugerowano nową, bardziej ogólną aproksymację dla fali P-SV. Szczególnie dla $\delta > \varepsilon$ (choć w większości przypadków spotykane jest $\varepsilon > \delta$), nawet przy założeniu słabej anizotropii, krzywizna kinematyczna fali SV jest silnie niehiperboliczna.

Autorzy stwierdzają, że wyznaczenie prawdziwej prędkości pionowej wymaga długich offsetów. Omawiają związek pomiędzy krzywizną kinematyczną dla długich offsetów a parametrami anizotropii. Wprowadzają parametr:

$$\sigma = \frac{v_{p0}}{v_{s0}} (\varepsilon - \delta),$$

który zastępuje ε , ponieważ jest bardziej użyteczny w rozwiązaniu postawionego problemu. Formułując między innymi następujące wnioski [47, s. 1300]:

- 1) W przypadku krótkich rozstawów, ograniczonych przez głębokość granicy odbijającej, kształt krzywizny kinematycznej dla fali P jest zbliżony do hiperboli nawet w przypadku występowania anizotropii.
- 2) Krzywizna kinematyczna fali P jest prawie w całości kontrolowana przez pionową prędkość fali P v_{p0} oraz parametry ε i δ . Zależność czasów przebiegu fali P od prędkości pionowej fali S jest bardzo słaba nawet dla długich rozstawów i silnej anizotropii.
- 3) Dla pojedynczej poprzecznie izotropowej granicy krzywizna kinematyczna fali P różni się od hiperboli ze wzrastającą wartością $|\varepsilon - \delta|$ i (dla ustalonego $\varepsilon - \delta$) z malejącą wartością δ .
- 4) W ośrodku o wielu granicach anizotropia może wzmacniać lub osłabiać wpływ warstwowania na hiperboliczny kształt krzywizn. Wpływ ten jest wyznaczony przez kontrasty w prędkościach NMO dla małych rozstawów, a nie przez rzeczywiste prędkości pionowe.

Z kolei T. Alkhalifah i I. Tsvankin [4] przedstawiają analizę prędkości w ośrodkach TI w oparciu o zależność prędkości NMO fali P od parametru promienia (na podstawie precyzyjnego analitycznego równania dla prędkości NMO dla granic nachylonych w ośrodku anizotropowym). Parametr promienia p jest zdefiniowany jako horyzontalna powolność. Procedura inwersji umożliwi otrzymanie parametru anizotropii η (wprowadzonego zamiast parametrów Thomsena, definicja η została podana poniżej) i rekonstrukcję prędkości NMO jako funkcję parametru promienia dla dwóch różnych kątów upadu. Autorzy stwierdzają, że prędkość pionowa nie może być wyznaczona za pomocą jedynie danych fali P bez względu na ilość dostępnych danych dla różnych kątów upadu. Z samych danych fali P dla bliskich offsetów trudno jest stwierdzić obecność anizotropii (jedynie na podstawie różnic pomiędzy prędkościami NMO dla fal SV i SH). Nawet trzy prędkości NMO dla bliskich offsetów nie wystarczają do oszacowania pięciu parametrów: v_{p0} , v_{s0} , δ , ε , γ . Kwadratowe i sześciennicze rozwinięcie w szereg Taylora danych fali P także nie umożliwi wyznaczenia nieznanymi parametrów v_{p0} , δ , ε . Jeśli dostępne są tylko dane powierzchniowe, możliwe jest

jedynie odtworzenie różnicy $\varepsilon - \delta$. Natomiast przy znanej prędkości pionowej prędkość NMO dla granicy poziomej może być użyta do otrzymania δ , a wyznaczenie ε powinno być możliwe z pojedynczej prędkości NMO dla granicy nachylonej.

W kolejnej publikacji T. Alkhalifah i in. [5] zauważają, że ε nie ma bezpośredniego wpływu na większość procedur przetwarzania danych sejsmicznych oraz że nie jest możliwe z samych danych sejsmicznych uzyskanie oddzielnie prędkości pionowej v_p oraz δ

$$v_{NMO}(\phi = 0) = v_p \sqrt{1 + 2\delta}.$$

Stwierdzono, że zdefiniowany przez T. Alkhalifaha parametr

$$\eta = \frac{\varepsilon - \delta}{1 + 2\delta}$$

ma potencjał, aby zostać ważnym narzędziem przydatnym do wyznaczania litologii z powierzchniowych danych sejsmicznych. Do obrazowania w dziedzinie głębokości potrzebna jest jednak znajomość wszystkich trzech parametrów: v_p , ε i δ .

Kolejną metodę estymacji parametrów anizotropii zaprezentowali J. H. Isaac i D. C. Lawton [14]. Pokazali oni, że możliwe jest wyznaczenie parametrów anizotropii ε i δ z powierzchniowych danych fali podłużnej przetwarzanych z użyciem izotropowej prędkości w ośrodku anizotropowym TTI na podstawie trzech wartości mierzonych jedynie z danych sejsmiki powierzchniowej P: zerooffsetowego czasu przyjścia t_0 , różnicy pomiędzy czasami przyjścia fali dla bliskiego i dalekiego offsetu oraz różnicy w odwzorowaniu punktu odbicia dla tych offsetów. Parametry anizotropii rozważane były w przedziałach: $[0; 0,4]$ dla parametru ε , $[-0,2; 0,3]$ dla parametru δ . Metoda polega na skanowaniu parametrów według kolejności: α_0 (prędkość fali P, z krokiem 25 m/s), ε (z krokiem 0,01), δ (z krokiem 0,01), d (głębokość z krokiem 25 m), ψ (kąt nachylenia osi symetrii, z krokiem 0,5°).

Problemy spowodowane ignorowaniem anizotropii w obrazowaniu sejsmicznym i konieczność estymacji parametrów anizotropii zgłaszają również D. Sarkar i I. Tsvan-kin [40]. Przede wszystkim jest to niedopasowanie po konwersji z czasu do głębokości, nieprawidłowe przedstawienie odbić od granic nachylonych podczas korekty DMO

oraz błędna lokalizacja granic nachylonych. Autorzy zauważają, że z powodu wysokiej czułości na model prędkości wizualizacja i ocena ilościowa refleksów na kolekcjach obrazowania może być wykorzystana w migracyjnej analizie prędkości. W swojej kolejnej publikacji [41] przedstawiają metodę jednoczesnego wyznaczenia gradientów prędkości i parametrów anizotropii (ujętych za pomocą jednego parametru η). Jest to dwukrokowy algorytm analizy prędkości fali podłużnej dla faktoryzowanego ośrodka VTI, czyli ośrodka, w którym współczynniki sztywności są stałe. Zastosowanie tego typu ośrodka daje możliwość uwzględnienia pionowych i poziomych zmian prędkości w anizotropowej analizie prędkości. Najpierw przeprowadzona zostaje migracja głębokościowa przed sumowaniem z początkowo ustalonym modelem prędkości oraz punktowanie wzdłuż dwóch granic odbijających w obrębie każdego bloku, aby ustalić głębokość granic, a następnie na podstawie niehiperbolicznych równań opisujących odwzorowywany w procesie migracji punkt w funkcji offsetu wyznaczane są nowe, bardziej odpowiednie parametry dotyczące gradientów prędkości i anizotropii. Aktualizacja parametrów przebiega iteracyjnie, począwszy od modelu izotropowego do momentu osiągnięcia satysfakcjonującego rozwiązania, czyli do otrzymania minimalnej resztkowej krzywizny refleksów. Główny problem w zastosowaniu analizy prędkości fali P do ośrodka VTI polega na tym, że nie może ona być oszacowana jedynie z odbicia fali P. Znajomość prędkości podłużnej jest konieczna do zdefiniowania skali głębokościowej dla migracji danych fali P w ośrodku VTI. Ostatecznie autorzy stwierdzają, że dane z odbić od dwóch poziomych granic o różnych głębokościach w dwóch różnych lokalizacjach dostarczają wystarczająco informacji, aby oszacować parametry v_{nmo} , k_z , k_x oraz η . W przypadku odbić od nachylonych granic w faktoryzowanym ośrodku VTI – prędkość NMO dla granic o kącie upadu 25–30° lub większym jest bardzo czuła na zmiany η . Przetestowano, że dla prędkości v_{p0} 23% mniejszej od prawidłowej pozostałe parametry modelu zostały oszacowane poprawnie, a głębokości były o 23% mniejsze. W przypadku granic nachylonych błędnie przyjęta prędkość pionowa powoduje błędy w kątach nachylenia obrazowanych granic. Autorzy podsumowują, że błędy dla wszystkich parametrów redukują się wraz ze wzrostem liczby offsetów użytych w kolekcjach obrazowania. Algorytm jest stabilny w obecności losowego szumu i nie traci dokładności dla modeli z dużymi lateralnymi zmianami prędkości i zapadającymi strukturami.

Ciekawą i cenną metodę szacowania parametrów ϵ i δ opracowali M. Reshef i M. Roth [35]. Pokazali oni, że dzięki wprowadzeniu nowego sposobu obliczania offsetu (*imaging offset gathers* – IMO CIP) możliwe jest rozgraniczenie energii pochodzącej od reflektorów płaskorównoległych od energii od reflektorów nachylonych, co umożliwia otrzymanie efektu „wyplaszczania się” obrazowanych punktów w procesie wyznaczania parametrów

anizotropii dla reflektorów o dużych kątach nachylenia. Etapy zaproponowanej procedury są następujące:

- 1) izotropowa migracja głębokościowa przed składaniem PSDM z użyciem efektywnej prędkości pionowej;
- 2) generacja zbioru map błędów w czasach przebiegów dla różnych wartości ε i δ ;
- 3) przekształcenie map błędów czasów przyjsia w mapę przesunięć przestrzennych;
- 4) wybór wartości parametrów ε i δ , które powodują „wypłaszczenie” na kolekcjach IMO CIP.

Jeśli do dyspozycji są jedynie dane sejsmiki powierzchniowej, sugerowane jest użycie bliskich offsetów w domenie IMO do przeprowadzenia standardowej, izotropowej analizy prędkości przed estymacją parametrów ε i δ . Sukces w estymacji parametrów anizotropii wymaga wielu iteracji PSDM, specjalnego potraktowania danych dla bliskich i dalekich offsetów w dziedzinie czasu i głębokości, a także użycia dodatkowych, niesejsmicznych informacji.

2.3. Zastosowanie metod optymalizacji globalnej do estymacji parametrów ośrodka geologicznego

Jednym ze sposobów wyznaczenia modelu, który najlepiej przybliży ośrodek rzeczywisty, jest podejście optymalizacyjne. Problem optymalizacyjny polega na określeniu wartości parametrów, dla których zadeklarowana funkcja celu, czyli funkcja charakteryzująca różnicę pomiędzy danymi pomiarowymi a wartościami syntetycznymi obliczonymi dla przyjętego modelu, osiąga najmniejszą wartość.

Uwzględnienie faktu, że skorupa ziemska może mieć bardzo skomplikowaną budowę, powoduje, że rozważany problem staje się wysoce nieliniowy i niejednoznaczny. W takich przypadkach tradycyjne deterministyczne metody optymalizacji, które wymagają wielu założeń i uproszczeń, nie dają satysfakcjonujących rozwiązań. Okazuje się, że znacznie lepsze rezultaty można otrzymać, stosując inspirowane obserwacją natury algorytmy optymalizacji globalnej, m.in. metody takie jak algorytmy genetyczne czy metoda symulowanego wyżarzania.

Niedeterministyczne metody optymalizacji przez długi czas były przez naukowców traktowane jako „ostatnia deska ratunku”, ponieważ są one znacznie trudniejsze do ścisłej, matematycznej analizy. Kłopotliwy może być już sam wybór metody właściwej dla rozważanego zagadnienia. W przypadku metod niedeterministycznych nigdy nie ma całkowitej pewności, że jedna będzie lepsza od drugiej. Fakt ten został ujęty w sformułowanym w 1997 roku twierdzeniu „No Free Lunch Theorem”. Oznajmia ono, że żaden algorytm optymalizacyjny nie może być uznany za najlepszy i uniwersalny dla wszystkich zadań [49]. Decyzję, którą metodę wybrać, można podjąć jedynie na drodze prób i błędów. Sporym problemem może być również odpowiednie dobranie parametrów sterujących, które mają duży wpływ na wartość rozwiązania. Zastosowanie metod heurystycznych wymaga wielu eksperymentów i testów. Ważne jest doświadczenie oraz znajomość konkretnego problemu rozwiązywanego za pomocą danej metody. Kolejna niedogodność polega na tym, że zbieżność do optimum globalnego nie jest gwarantowana w żadnej z metod. Tylko w przypadku niektórych algorytmów symulowanego wyżarzania pod pewnymi warunkami można udowodnić, że właściwie dobrany układ kryteriów sterujących gwarantuje znalezienie rozwiązania bliskiego minimum globalnemu funkcji celu. (Dowody przebiegają w języku procesów stochastycznych, łańcuchów Markowa).

Do metaheurystycznych metod optymalizacji globalnej zalicza się:

- algorytmy genetyczne (Holland 1960, 1970), strategie ewolucyjne (Rechenberg and Swefel 1960), programowanie ewolucyjne (Fogel i in. 1960);
- symulowane wyżarzanie (Kirkpatrick 1983), algorytm przeszukiwania tabu (*tabu search*, Glover 1986), algorytmy mrówkowe (*particle swarm*, Kennedy i Eberhart 1995), metoda ewolucji różnicowej (*differential evolution*, Storn i Price 1996/1997);
- najnowsze algorytmy: *harmony search* (Geem et al. 2001), *honeybee algorithm* (Nakrani i Tovey 2004), *firefly algorithm* (Yang 2008), *cuckoo search* (Yang i Deb 2009).

X. Young [50] celnie stwierdził, że heurystyka, na której m.in. bazują wymienione techniki, jest metodą „prób i błędów” tworzenia akceptowalnego rozwiązania skomplikowanego problemu w rozsądnym czasie.

Liczne przykłady zastosowań pokazują, że za pomocą niedeterministycznych metod optymalizacji udaje się osiągnąć rozwiązania lepsze niż przy wykorzystaniu konwencjonalnych metod, co stanowi niewątpliwą zachętę do ich stosowania. Są one użyteczne przede wszystkim w skomplikowanych problemach nieliniowych oraz gdy poszukiwany model składa się z bardzo dużej liczby parametrów. Ogromną zaletą tych metod jest bowiem to,

że nie wykorzystują informacji o gradiencie funkcji celu oraz nie wymagają obliczeń na macierzach. Cechują się również niezależnością od modelu początkowego – losowość jest dobrym sposobem na wyjście z poszukiwania lokalnego do poszukiwania na skalę globalną.

W niniejszym opracowaniu skupiono się na zastosowaniu dwóch najbardziej znanych technik – metody symulowanego wyżarzania oraz algorytmu genetycznego.

Metoda symulowanego wyżarzania (*Simulated Annealing* – SA) naśladuje proces krystalizacji substancji. W celu uzyskania minimalnej energii substancji najpierw podgrzewa się ją do wysokiej temperatury, a następnie bardzo powoli schładza. Proces optymalizacji przebiega analogicznie. Odpowiednikiem minimalizowanej energii substancji jest funkcja celu, natomiast temperatura to parametr mówiący o wielkości przeszukiwanej podprze-strzeni. Rozwiązania w kolejnych iteracjach generowane są losowo według ustalonego, składającego się z bardzo dużej liczby iteracji schematu.

Z kolei algorytm genetyczny (*Genetic Algorithm* – GA) próbuje znaleźć optymalne rozwiązanie w sposób, który imituje ewolucję biologiczną. Tak jak w naturze można obserwować ciągłą walkę gatunków o przetrwanie, a żyjące gatunki biologiczne reprezentują najsilniejsze, optymalne rozwiązanie problemu przetrwania we wrogim środowisku, tak w algorytmie genetycznym otrzymane pokolenie wyjściowe reprezentuje zbiór najlepszych rozwiązań danego problemu optymalizacyjnego. Działanie algorytmu GA przebiega w analogiczny sposób do zaczerpniętych z medycyny praw genetyki. Start następuje z losowo przyjętej populacji początkowej i budowane jest pokolenie potomne. Populacja, a następnie kolejne pokolenia reprezentują zbiory rozwiązań danego problemu optymalizacyjnego. Do następnego pokolenia mogą przejść jedynie najlepiej przystosowane osobniki, czyli takie, dla których zdefiniowana dla problemu funkcja celu przyjmuje wartości optymalne. Poszukiwanie rozwiązania w kolejnych iteracjach, to znaczy budowa pokolenia potomnego, odbywa się za pomocą trzech operatorów: selekcji, krzyżowania i mutacji. Selekcja (reprodukcja) polega na losowym wyborze osobników z populacji, w procesie krzyżowania (rekombinacji) następuje zamiana części zakodowanych osobników w losowo wybranym punkcie, natomiast mutacja jest operatorem wprowadzającym zróżnicowanie w populacji. Szczegółowy opis teorii dotyczącej algorytmów genetycznych przedstawił D. E. Goldberg [12].

Obie metody zastosowali między innymi M. Jervis, M. K. Sen i P. L. Stoffa [15]. Autorzy przedstawiają wykorzystanie nieliniowej optymalizacji do estymacji modeli prędkości przy użyciu wariantu MMO (*Migration Moveout*) dla polowych danych sejsmicznych. Zaletą stosowania danych po migracji jest to, że nie ma konieczności pikowania czasów przyjscia, znajomości kształtu źródła ani kosztownego obliczania sejsmogramów syntetycznych. Problem stanowi automatyzacja w przypadku dużych upadów i dużych poziomych różnic prędkości. Z pomocą przychodzą metody optymalizacji globalnej: algorytm genetyczny

i symulowane wyżarzanie. Zamiast sortowania danych w panele wspólnego punktu obrazowania i „wypłaszczenia” horyzontów wzięto pod uwagę sąsiednie rekordy (kolekcje wspólnego punktu wzbudzenia) i optymalizowano lateralną zgodność granic pomiędzy tymi rekordami po migracji. Różnica głębokości pomiędzy rekordami spowodowana przez błędy prędkości została opisana za pomocą funkcji podobieństwa (*differential semblance*). Porównanie syntetycznych czasów przyjsia z danymi rzeczywistymi, powtarzalność wyników i uwidocznienie struktur na danych zsumowanych pozwoliły pozytywnie ocenić metodę.

Wariant metody symulowanego wyżarzania VFSA (*Very Fast Simulated Annealing*) został wykorzystany przez M. K. Sena [42] w dwuetapowej inwersji kształtu refleksu. W metodzie brano pod uwagę dwa rodzaje atrybutów dostarczanych przez dane sejsmiczne – czasy przebiegu, które są nieliniowo powiązane z prędkością, oraz amplitudę, która jest quasi-liniowo związana z szybkimi zmianami impedancji.

Natomiast Y. Li, B. Biondi stwierdzają [26], że SA jest efektywną metodą optymalizacji, która potrafi poradzić sobie z nieliniowym problemem pikowania prędkości. Testy pokazały, że włączając informacje a priori do warunków początkowych, można przyspieszyć zbieżność. Algorytm oceniono jako rzetelny. Otrzymano precyzyjny model prędkości, dzięki któremu migracja głębokościowa jest prawidłowa, a sumowanie – optymalne i może być użyte bezpośrednio jako identyfikator litologii.

Zastosowanie algorytmu genetycznego w migracyjnej analizie prędkości przedstawiają F. Mansanne i M. Schoenauer [29]. Zastosowali oni hybrydową metodę GA opartą na reprezentacji o zmiennej długości, fragmentami stałych, zbudowanej na diagramie Voronoi. Autorzy zauważają, że wybór rzetelnej funkcji celu jest kluczowy dla otrzymania dobrych rezultatów metody inwersji. Klasycznie wykorzystywany błąd najmniejszych kwadratów (LSE) może być z powodzeniem stosowany w przypadku prostych modeli, jednak przy modelach bardziej skomplikowanych kryterium LSE jest niewystarczające i musi być połączone z funkcją podobieństwa (*semblance*) wprowadzoną przez M. T. Tanera i F. Koehlera w 1969, dla której adaptacyjność modelu otrzymana jest z efektu „wypłaszczenia” obrazu na zmigrowanych kostkach.

Inne rozwiązanie problemu migracyjnej estymacji prędkości za pomocą algorytmu genetycznego przedstawiają P. Docherty i in. [10].

3. Opracowanie programu optymalizacyjnego do szacowania parametrów anizotropii ϵ i δ

Zaproponowana metoda poszukiwania modelu prędkości dla ośrodków anizotropowych VTI opiera się na tradycyjnej technice analizy migracyjnych prędkości MVA dla ośrodków izotropowych. Technika ta polega na szukaniu wartości prędkości, przy których głębokość odwzorowywanego punktu ośrodka jako funkcja odległości pomiędzy źródłem i odbiornikiem jest niezmienna, tzn. nie zależy od offsetu [6;23]. Jednak w ośrodkach anizotropowych uzyskanie tzw. efektu wypłaszczenia możliwe jest jedynie po uwzględnieniu parametrów anizotropii Thomsena ϵ i δ . Postanowiono badać efekt „wypłaszczenia” głębokości odwzorowywanego punktu ośrodka w funkcji odległości pomiędzy źródłem i odbiornikiem, jako wynik migracji z nowym, uwzględniającym anizotropię modelem prędkości.

Do realizacji zadania wykorzystano ogólnodostępne oprogramowanie geofizyczne Seismic Unix. Pakiet SU został stworzony i jest rozwijany dalej w Center for Wave Phenomena w Department of Geophysical Engineering w Colorado School of Mines. Pod warunkiem uznania licencji dotyczącej danej wersji pakietu można bez ograniczeń korzystać z kodów programów do celów przetwarzania danych lub tworzenia oprogramowania.

Posłużono się m.in. programem SUKDMIG2D, który przeprowadza migrację głębokościową Kirchhoffa przed składaniem 2D oraz daje możliwość obliczenia głębokości odwzorowywanego punktu ośrodka dla zadanych rozstawów. Danymi koniecznymi do uruchomienia tej migracji są, oprócz danych sejsmicznych, tabele czasów przebiegu (*traveltime tables*). Trasowanie promienia i obliczenie czasów przebiegu dla ośrodków anizotropowych można przeprowadzić za pomocą programu RAYT2DAN. Anizotropia jest zadana za pomocą parametrów ϵ i δ , które mogą być zdefiniowane dowolnie.

Zaimplementowany algorytm bazuje na programach wykonanych podczas realizacji wcześniejszego tematu kierowanego przez autorkę niniejszego opracowania. Był to projekt badawczy nr N N525 349038 pt. *Zastosowanie metod geostatystycznych do wyznaczania parametrów ośrodka geologicznego*. W dokumentacji tego projektu, jak również w pozycjach D. E. Goldberga [12] oraz M. K. Sena i P. L. Stoffy [43] można odnaleźć szczegółową

charakterystykę zastosowanych metod optymalizacji globalnej: algorytmu genetycznego oraz metody symulowanego wyżarzania.

Program należało zmodyfikować pod kątem nowej metodyki. Przede wszystkim poszukiwanymi parametrami modelu były ε i δ . Wprowadzono zmiany w obliczeniach funkcji celu: uwzględniono anizotropię w obliczeniach czasów przebiegu (program RAYT2DAN, opis algorytmu jest przedstawiony w publikacji [1]), wprowadzono obliczenia migracji dla niezerowych offsetów (program SUKDMIG2D). Funkcję celu przyjęto jako błąd średniokwadratowy różnicy pomiędzy głębokością wspólnego punktu obrazowania dla rozstawu zerowego a głębokością wspólnego punktu obrazowania dla kolejnych rozstawów.

3.1. Etapy rozwiązywania problemu

1. Przygotowanie danych – obliczenie modelowych sejsmogramów syntetycznych z uwzględnieniem anizotropii ośrodka VTI

Początkowo obliczenia przeprowadzono za pomocą programu SUSYNLVFTI (*SYNthetic seismograms for Linear Velocity function in a factored Transversely Isotropic medium*), który służy do modelowania sejsmogramów syntetycznych w ośrodku izotropowym z pionową osią symetrii. Prędkość może być zmienna liniowo i zadana jest za pomocą wzoru:

$$v(x, z) = v_0 + dvdx * x + dvdz * z,$$

gdzie:

v_0 oznacza prędkość początkową,

$dvdx$, $dvdz$ – oznaczają odpowiednio pionowy i poziomy gradient prędkości.

Dużym ograniczeniem niniejszego programu jest jednak brak możliwości ustalenia parametrów Thomsena dla wybranej warstwy w przypadku rozważania modelu z wieloma warstwami. Parametry są zadane jako stałe w całym modelu.

Zapoznano się również z innymi programami do modelowania uwzględniającymi anizotropię. Były to programy SUEA2DF (*SeismicUnix version of (an)elastic anisotropic 2D finite difference forward modeling*) oraz (SUFCTANISMOD – *Flux-Corrected Transport correction applied to the 2D elastic wave equation for finite difference modeling in anisotropic media*), służące do modelowania pełnego pola falowego 2D metodą różnic skończonych. Jednak okazały się one niewygodne do zastosowania w proponowanej metodzie, która wykorzystuje jedynie informacje o fali podłużnej P i wybór odpowiednich refleksów na sejsmogramach syntetycznych byłby kłopotliwy.

Bardziej użyteczne z punktu widzenia potrzeb opracowywanej metody okazało się oprogramowanie NORSAR-2D. Moduły Anisotropic Ray Mapping oraz Seismogram Generator umożliwiają obliczenie dla zadanego modelu ośrodka geologicznego sejsmogramów syntetycznych w kolekcji wspólnego punktu wzbudzenia. Możliwe jest zdefiniowanie fal, dla których przeprowadzone zostaną obliczenia.

2. Przygotowanie początkowego modelu głębokościowo-prędkościowego

Jako początkowy rozpatrzono izotropowy model prędkości, czyli wartości parametru ϵ i δ przyjęto równe 0. W pierwszych obliczeniach założono, że prędkość pionowa jest znana. W celu ustalenia przybliżonej geometrii modelu przeprowadzono izotropową, zerooffsetową migrację Kirchhoffa, a następnie ustalono głębokości poszczególnych granic modelu.

3. Wyznaczenie optymalnych wartości parametrów ϵ i δ

Zamiast skanowania parametrów z ustalonym krokiem zdecydowano się na optymalizacyjne podejście do rozwiązania problemu oraz próbę zastosowania probabilistycznych metod optymalizacji globalnej: algorytmu genetycznego oraz metody symulowanego wyżarzania[31, 32].

Dla przyjętych wartości parametrów ϵ i δ za pomocą programu RAYT2DAN (*P-wave raytracing in 2D anisotropic media*) obliczane są tabele czasów przebiegu. Najpierw przeprowadzona zostaje zerooffsetowa migracja głębokościowa przed sumowaniem (program SUKDMIG2D – *Kirchhoff Depth Migration of 2D poststack/prestack data*), po której następuje aktualizacja geometrii modelu (ustalona jest głębokość kolejnych granic). Następnie uruchomiony zostaje ponownie program obliczający czasy przebiegu dla zaktualizowanego o parametry anizotropii pola prędkości oraz przeprowadzona zostaje migracja głębokościowa z opcją obliczenia niezerowych rozstawów. Rezultaty sumowania Kirchhoffa wzdłuż krzywych dyfrakcyjnych są umieszczane w tak zwanych kolekcjach (grupach) wspólnego

punktu obrazowania CIP (*common image point*). Termin kolekcja oznacza odpowiednio zdefiniowany zbiór tras. Trasy w kolekcji CIP, podobnie jak kolekcje CDP (*common depth point*), posortowano względem punktów wzbudzenia i odbiorników w taki sposób, aby dotyczyły odbicia od tego samego punktu głębokościowego. Pionową osią kolekcji CIP jest głębokość, poziomą osią – offset [37].

W opracowanej metodyce dla wybranych (zdefiniowanych wcześniej) kolekcji CIP przeprowadzone zostaje ustalenie głębokości i obliczana jest różnica pomiędzy głębokością danego punktu granicy dla aktualnej geometrii modelu a głębokościami refleksu na kolejnych offsetach.

Funkcję celu zdefiniowano jako:

$$f(\epsilon, \delta) = \sum_{j=1}^K f_j(\epsilon, \delta)$$

$$f_j(\epsilon, \delta) = \sqrt{\sum_{i=1}^N (z^j(\epsilon, \delta) - z_i^j(\epsilon, \delta))^2}$$

gdzie:

K – liczba kolekcji CIP włączonych do obliczeń

j – numer kolekcji,

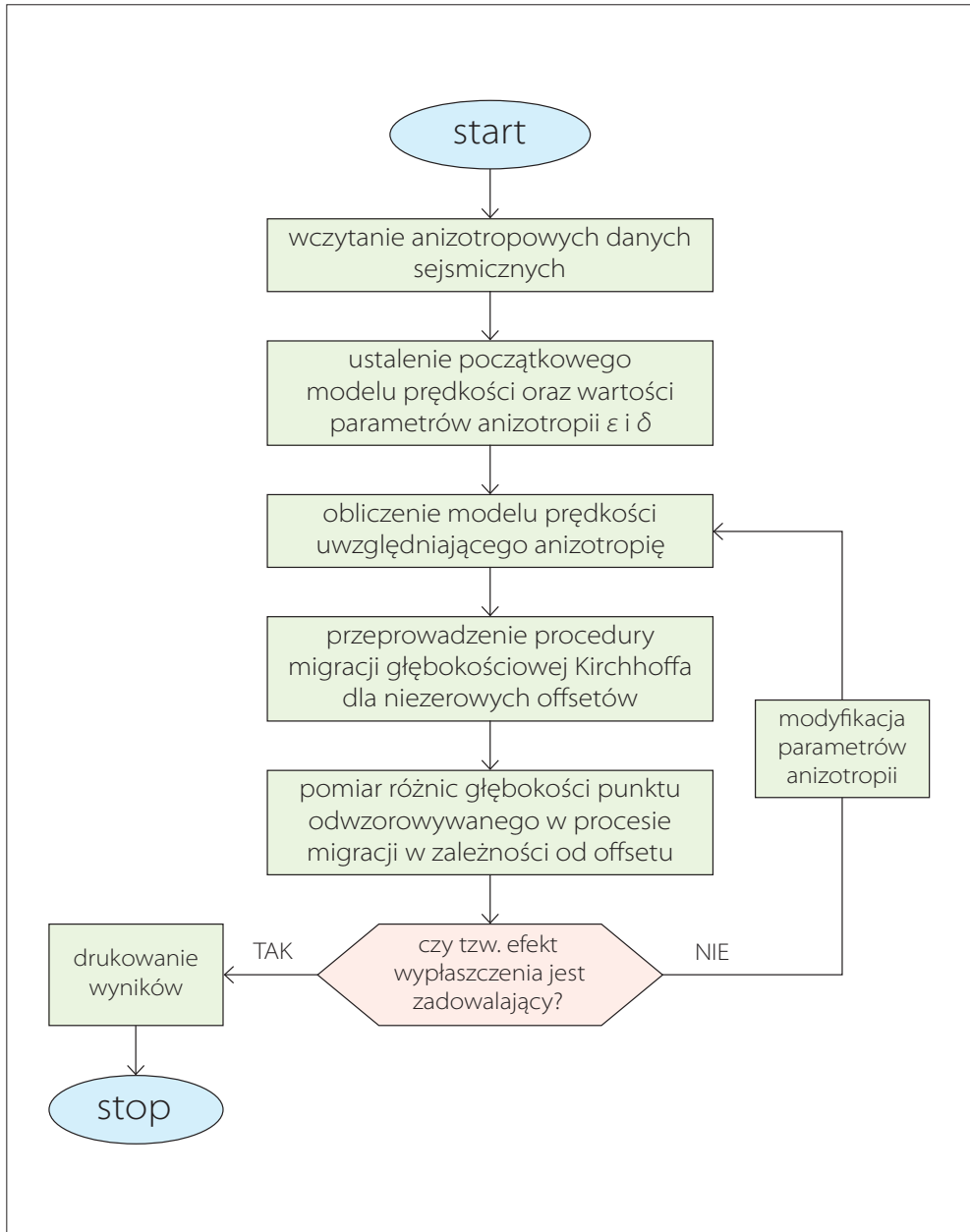
N – liczba odbiorników/offsetów,

i – numer odbiornika/offsetu,

$z^j(\epsilon, \delta)$ – głębokość danego punktu granicy dla aktualnej geometrii modelu otrzymana w wyniku migracji z parametrami anizotropowymi ϵ i δ ,

$z_i^j(\epsilon, \delta)$ – głębokość dla i -tego offsetu ustalona na obrazie w j -tej kolekcji otrzymanym w wyniku migracji z parametrami anizotropowymi ϵ i δ .

Schemat blokowy programu optymalizacyjnego dla jednego panelu wspólnego punktu obrazowania jest następujący (rys. 3.1):



Rys. 3.1. Schemat blokowy algorytmu obliczania parametrów anizotropii w ośrodku VTI

3.2. Przystosowanie algorytmów do rozwiązania postawionego problemu. Dopasowanie parametrów sterujących algorytmami

Algorytm genetyczny

W przypadku algorytmu genetycznego należało dopasować długość chromosomu, dobrać liczbę osobników w pokoleniu, maksymalną liczbę pokoleń, a także parametry związane z operatorami genetycznymi – selekcją, krzyżowaniem i mutacją. Ważną rolę w algorytmie odgrywa również odpowiedni dobór funkcji przystosowania [12].

Przykładowo przyjęto następujące wartości parametrów sterujących algorytmem genetycznym (wersja GA):

- liczba osobników w populacji = 20;
- liczba generacji = 20;
- długość chromosomu = 18 (długość parametru = 9, co implikuje możliwość losowania wartości parametrów z dokładnością 0,00137);
- prawdopodobieństwo krzyżowania = 0,9;
- prawdopodobieństwo mutacji = 0,033.

Jako funkcję celu przyjęto funkcję wykładniczą:

$$F(f(\varepsilon, \delta)) = e^{C f(\varepsilon, \delta)},$$

gdzie C oznacza pewną z góry zadaną stałą, natomiast $f(\varepsilon, \delta)$ to wartość funkcji celu. W wersji GA funkcję przystosowania przyjęto ze stałą $C = -0,0005$.

Metoda symulowanego wyżarzania

Dla programu bazującego na metodzie symulowanego wyżarzania należało ustalić temperaturę początkową i końcową, schemat chłodzenia, czyli sposób obniżania temperatury, i liczbę iteracji w danej temperaturze (w rzeczywistości parametry odpowiadają za

wielkość przeszukiwanej przestrzeni rozwiązań i sposób jej zawężania). Trzeba było również wskazać kryterium zatrzymania algorytmu. Problem doboru parametrów sterujących dla metody symulowanego wyżarzania podobnie jak dla algorytmu genetycznego jest związany z pożądaną dokładnością oszacowania minimum. Cytując T. Mastersa [30]:

[...] „Jeśli wolimy zgrubną aproksymację w zamian za duże prawdopodobieństwo otrzymania minimum globalnego, to najlepiej wybrać 5–10 temperatur, przy wysokiej temperaturze końcowej. Jeśli potrzebujemy dużej dokładności, to jesteśmy zmuszeni do użycia wielu temperatur i powolnego spadku. Możemy za to zapłacić ceną mniejszej liczby iteracji dla każdej temperatury, co powoduje, że prawdopodobnie utknijemy w minimum lokalnym.” [...]

Podobnie jak we wcześniejszym projekcie badawczym [32] zastosowano algorytm symulowanego wyżarzania w wersji VFSA [30].

Modyfikacja parametrów modelu m przebiega według wzoru:

$$m_{new} = m_{old} + y (m_{max} - m_{min}),$$

gdzie:

m_{new} , m_{old} , m_{min} , m_{max} – odpowiednio: nowa, wcześniejsza (bieżąca), minimalna i maksymalna wartość parametru,

$$y = \operatorname{sgn} \left(u - \frac{1}{2} \right) T \left[\left(1 + \frac{1}{T} \right)^{|2u-1|} - 1 \right],$$

gdzie:

sgn – funkcja pobrania znaku,

u – zmienna losowa o rozkładzie jednostajnym na przedziale $[0,1]$,

T – parametr odpowiedzialny za wielkość przeszukiwanej przestrzeni zwany temperaturą.

Schemat chłodzenia, czyli sposób obniżania parametru T przyjęto następująco:

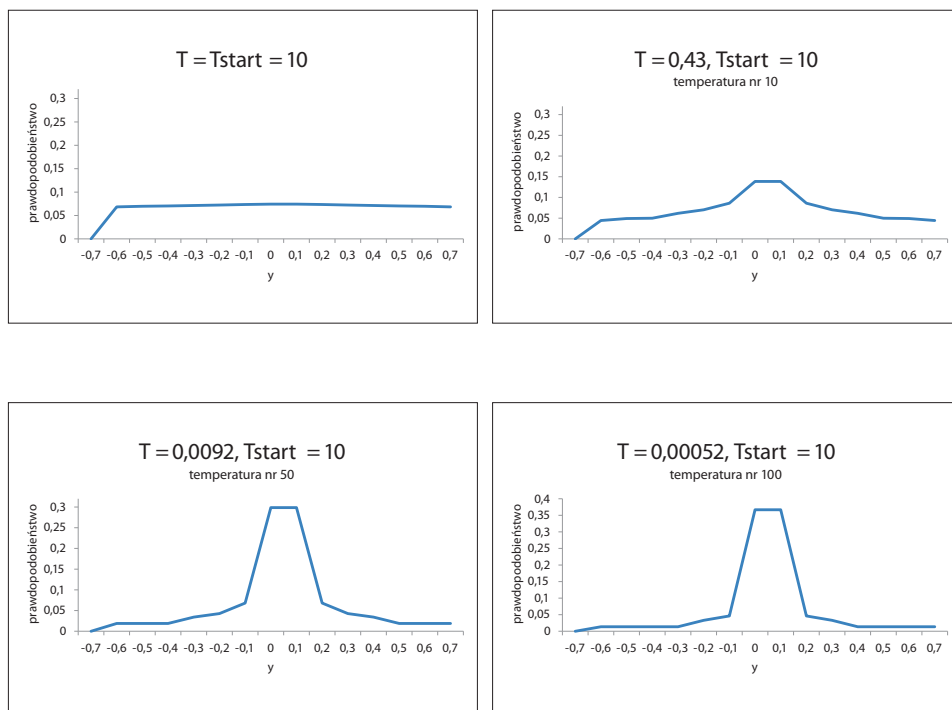
$$T(k) = T_{start} \exp\left(-c k \frac{1}{NM}\right),$$

gdzie:

k – który raz obniżany jest parametr T (kolejne „temperatury” procesu wyżarzania),

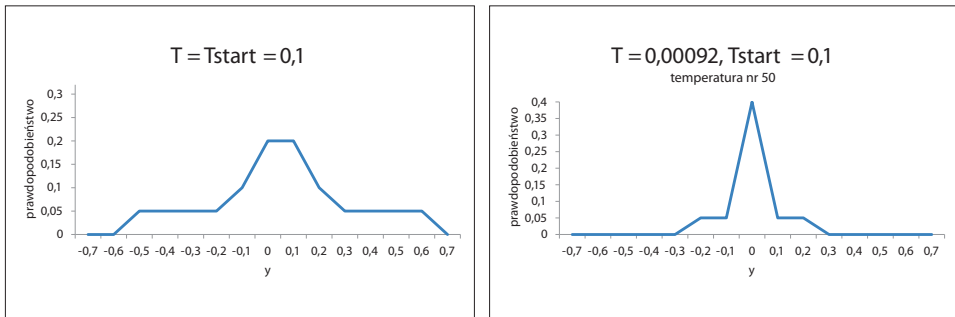
c – odpowiednio przyjęta stała,

NM – wymiar przestrzeni modelu.



Rys. 3.2. Schemat chłodzenia 1

Przyjrano się, jak przestrzeń poszukiwanych wartości parametrów ϵ i δ zmienia się w zależności od przyjętych wartości parametrów sterujących T , T_{start} , T_{stop} . Modyfikacja parametru zależy od rozkładu y . Poniższe wykresy przedstawiają rozkłady prawdopodobieństwa dla y dla zadanych wartości parametru T (pozostałe parametry przyjęto następująco: $NM = 2$; $c = 0,99$; $m_{max} = 0,5$; $m_{min} = -0,2$). Na rysunku 3.2 zaprezentowano wykresy prawdopodobieństwa dla y przy schemacie chłodzenia z $T_{start} = 10$; $T_{stop} = 0,00052$ (100 temperatur). Na rysunku 3.3 znajdują się wykresy prawdopodobieństwa dla y przy schemacie chłodzenia z $T_{start} = 0,1$; $T_{stop} = 0,000092$ (50 temperatur) – jest to schemat chłodzenia dla wersji oznaczonej SA.



Rys. 3.3. Schemat chłodzenia 2

4. Przygotowanie modeli testowych

Program przetestowano dla przedstawionych poniżej modeli syntetycznych: model I i model II.

4.1. Model I

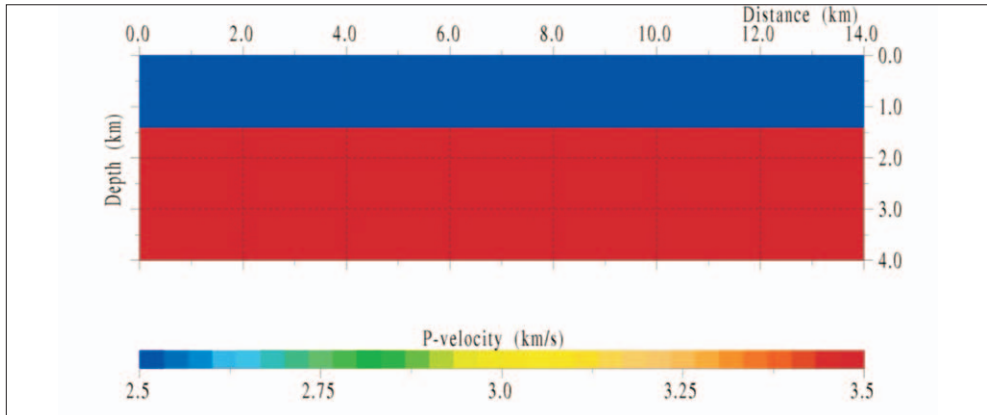
Model syntetyczny z jedną granicą płaskorównoległą o głębokości 1400 m. Prędkość została zadana jako stała w warstwie i wynosi 2500 m/s. Założono, że pierwsza warstwa jest anizotropowa, parametry Thomsena przyjęto następująco: $\epsilon = 0,2$; $\delta = 0,05$. Model prędkościowo-głębokościowy został przedstawiony na rysunku 4.1. Wartości poszczególnych parametrów modelu umieszczono w tabelach 4.1 i 4.2.

Tab. 4.1. Parametry głębokości dla modelu syntetycznego I

Granica	x [m]	z(x) [m]
1	0	1400
	14000	1400

Tab. 4.2. Parametry prędkości i anizotropii dla modelu syntetycznego I

	v00 [m/s]	ϵ	δ
Wartość parametru	2500	0,2	0,05



Rys. 4.1. Model prędkościowo-głębokościowy modelu syntetycznego I

4.2. Model II

Model o dwóch granicach: pierwsza – nachylona w środkowej części (kąt nachylenia wynosi 25° , głębokość zmienia się od 2800 m po lewej stronie modelu do 1400 m po prawej stronie modelu), druga granica – płaskorównoległa o głębokości 3000 m. Prędkość jest stała w poszczególnych warstwach i wynosi odpowiednio 2500 m/s w pierwszej warstwie oraz 3500 m/s w drugiej. Założono, że pierwsza warstwa jest anizotropowa, parametry Thomsena przyjęto następująco: $\epsilon = 0,2$; $\delta = 0,05$. Model prędkościowo-głębokościowy został przedstawiony na rysunku 4.2. Wartości poszczególnych parametrów modelu umieszczono w tabelach 4.3 i 4.4.

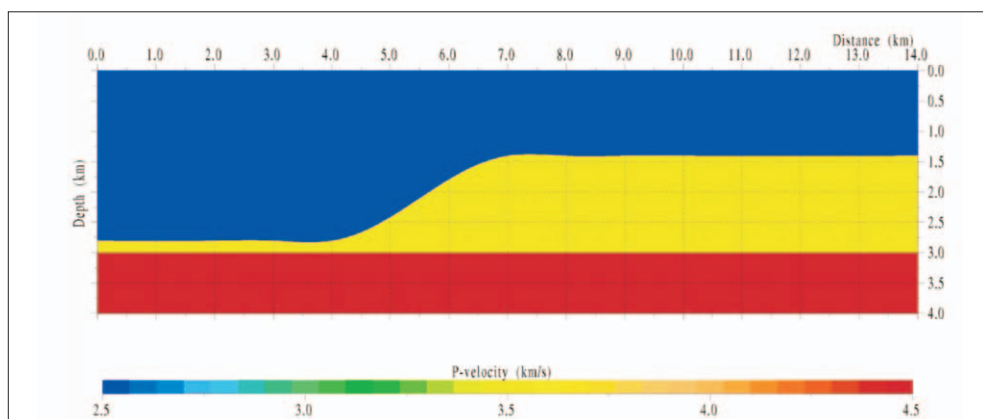
Tab. 4.3. Parametry głębokości dla modelu syntetycznego II

Granica	x [m]	z(x) [m]
1	0	2800
	4000	2800
	5500	2100
	7000	1400
	14000	1400

Granica	x [m]	z(x) [m]
2	0	3000
	4000	3000
	5500	3000
	7000	3000
	14000	3000

Tab. 4.4. Parametry prędkości i anizotropii dla modelu syntetycznego II

	v_{00} [m/s]	ϵ	δ
Warstwa 1	2500	0,2	0,05
Warstwa 2	3500	0	0
	4000	0	0



Rys. 4.2. Model prędkościowo-głębokościowy modelu syntetycznego II

4.3. Obliczenie danych pomiarowych – parametry akwizycji

Za pomocą oprogramowania do modelowania NORSAR-2D obliczono dane syntetyczne. W przypadku modelu I zadano 121 punktów wzbudzenia (od $x = 4000$ m do 10 000 m), a dla modelu II zadano 201 punktów wzbudzenia (od $x = 0$ m do 10 000 m) rozmieszczonych co 50 m wzdłuż profilu oraz przyjęto rozstaw prawostronny z 40 odbiornikami rozstawionymi co 100 m (rozstaw minimalny przyjęto równy 0 m, a rozstaw maksymalny: 2900 m dla modelu I oraz 3900 m dla modelu II). Przeprowadzono trasowanie promienia dla poszczególnych granic modeli (jednej granicy modelu I oraz dwóch granic modelu II), a następnie wygenerowano sejsmogramy syntetyczne. Wymodelowane sejsmogramy potraktowano następnie jako dane pomiarowe, na podstawie których należało oszacować parametry ośrodka. Obliczenia prowadzono dla 7 kolekcji CIP, zlokalizowanych na profilu w punktach o współrzędnej $x = 5000, 5500, 6000, 6500, 7000, 7500, 8000$ m.

4.4 Przedziały poszukiwania wartości parametrów

W obliczeniach przyjmowano następujące przedziały poszukiwania wartości parametrów Thomsena:

- parametr ε : $[-0,2; 0,5]$;
- parametr δ : $[-0,2; 0,5]$.

5. Wyniki obliczeń. Analiza działania programu ze szczególnym zwróceniem uwagi na minimalizowaną funkcję celu, metodę optymalizacji oraz dokładność wyników

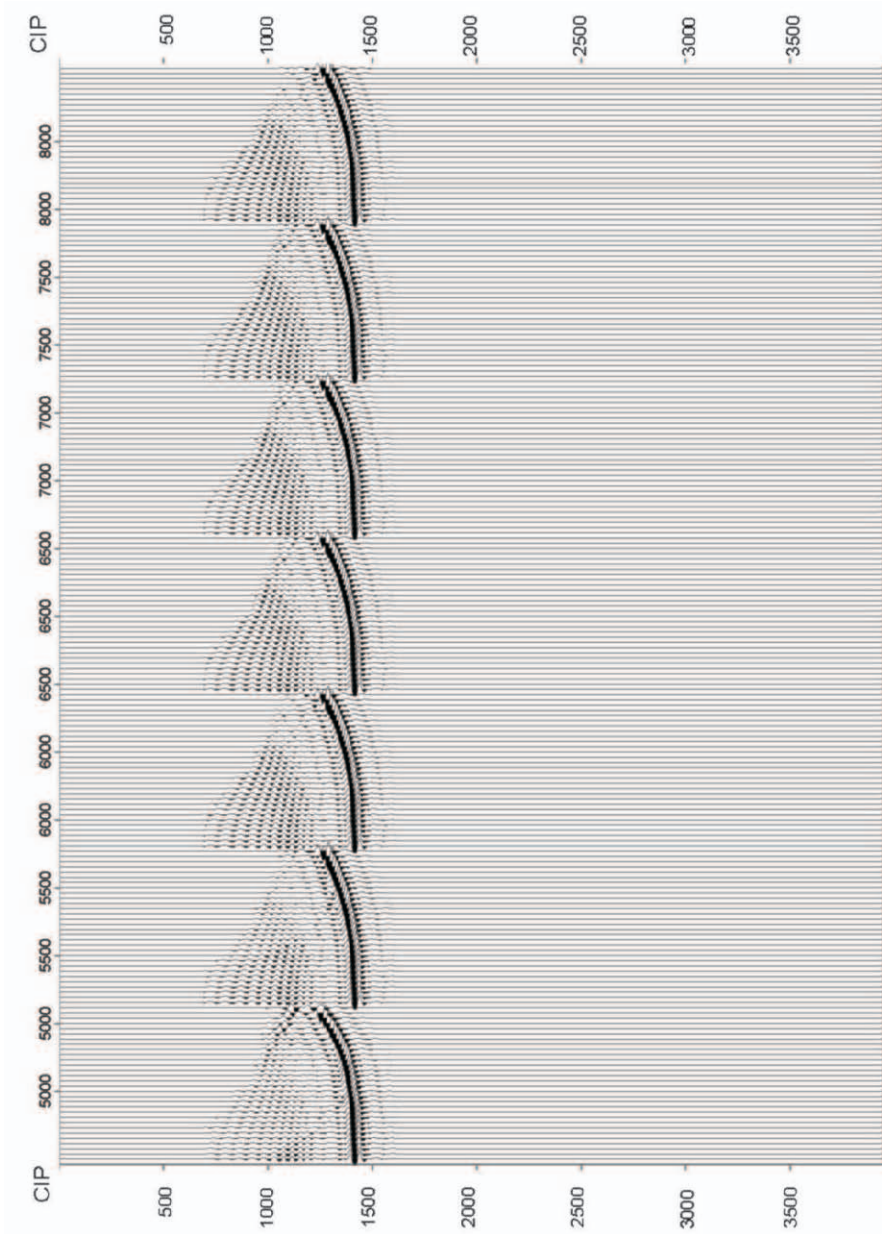
W obliczeniach założono, że prędkość interwałowa w warstwach jest znana.

5.1. Wybrane wyniki dla modelu I

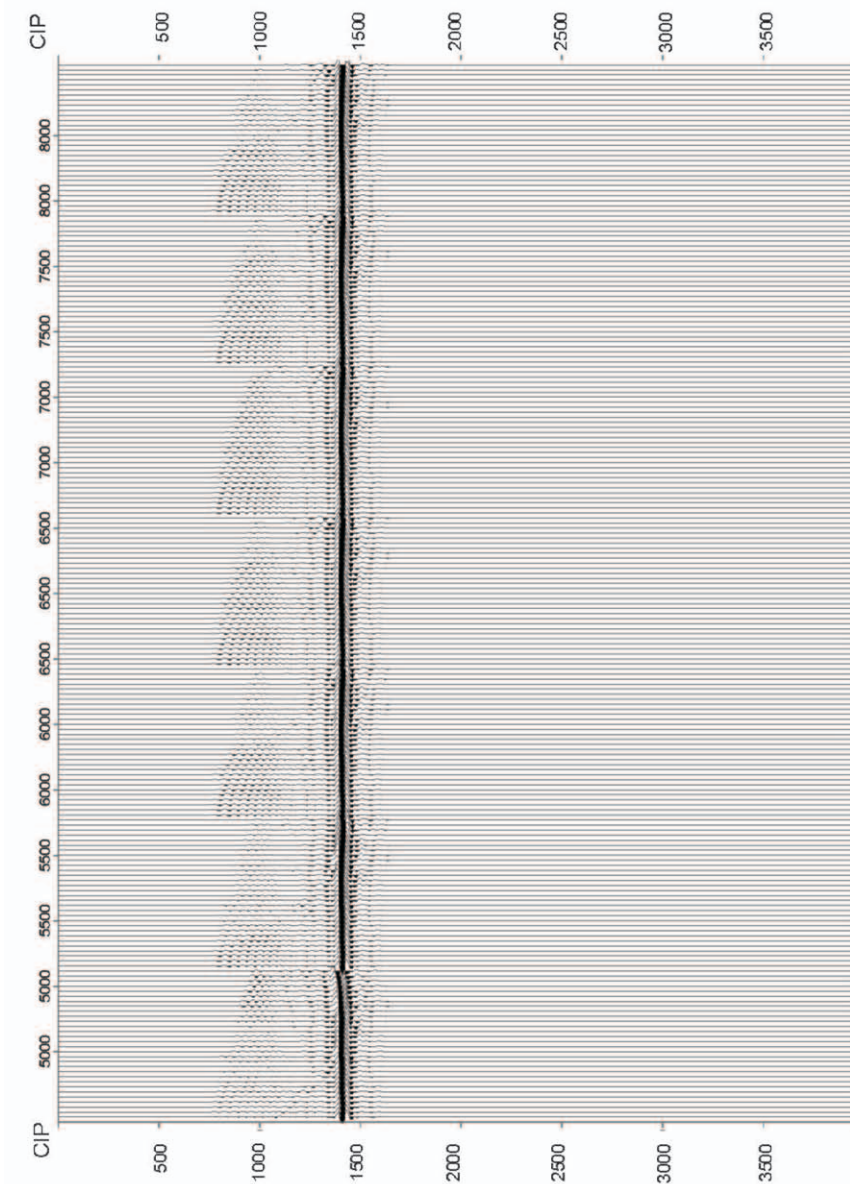
W tabeli 5.1 przedstawiono wartości parametrów Thomsena otrzymane za pomocą programu optymalizacyjnego bazującego na algorytmie genetycznym (GA, trzeci wiersz tabeli 5.1) oraz przy użyciu programu optymalizacyjnego opartego na metodzie symulowanego wyżarzania (SA, czwarty wiersz tabeli 5.1). Na rysunkach 5.1 oraz 5.2 zobrazowano wyniki procedury migracji Kirchhoffa (zerooffsetowej i dla offsetów niezerowych) z uwzględnieniem parametrów anizotropii w zestawieniu z wynikami procedury migracji Kirchhoffa dla modelu początkowego (model izotropowy) i modelu z prawidłowymi wartościami parametrów.

Tab. 5.1. Wartości parametrów Thomsena dla modelu I otrzymane za pomocą programów optymalizacyjnych

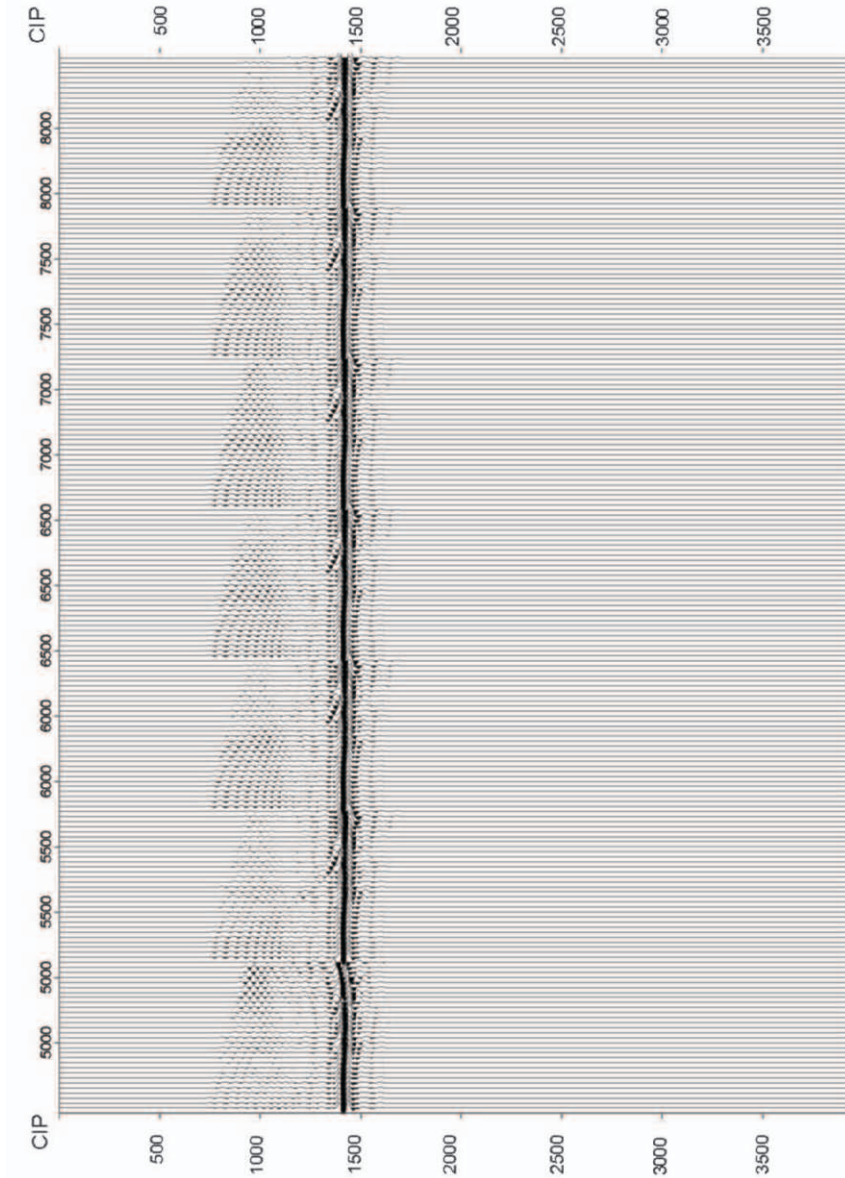
L.p.		ϵ	δ
1.	Rzeczywista wartość	0,2	0,05
2.	Początkowa wartość	0	0
3.	Optymalna wartość – GA	0,168	0,079
4.	Optymalna wartość – SA	0,253	0,002



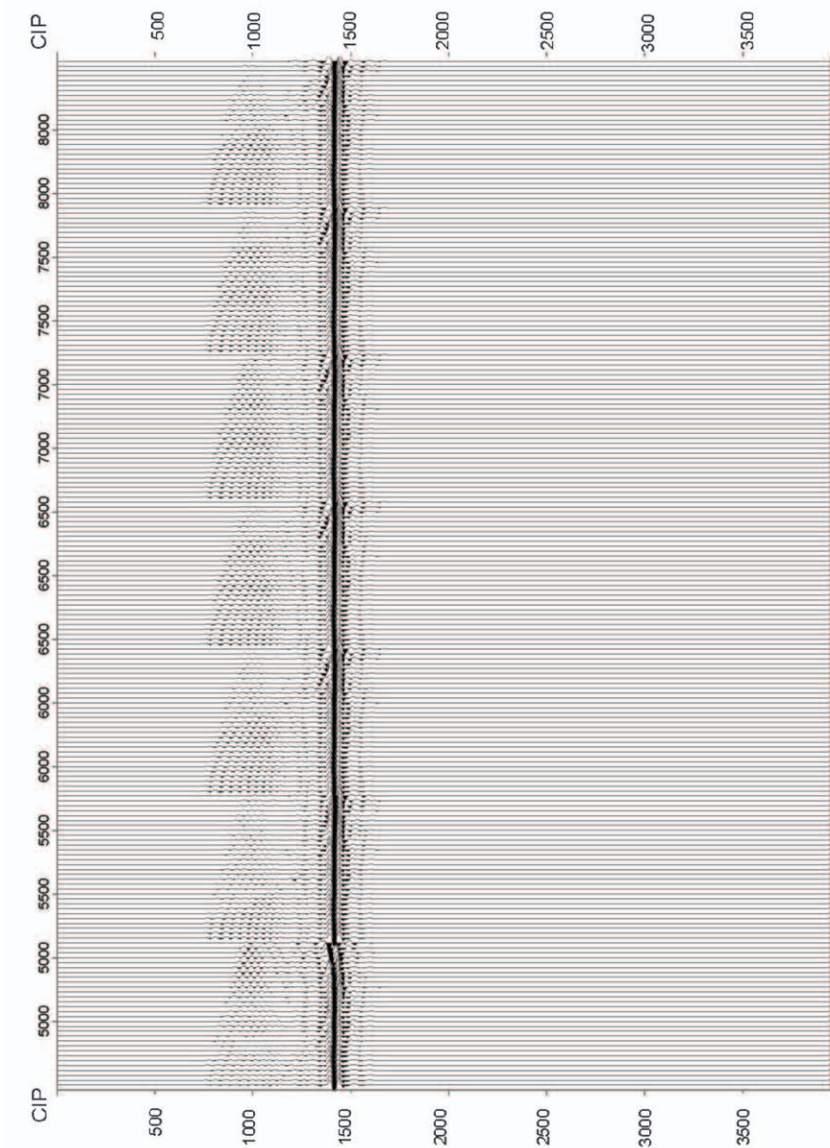
Rys. 5.1a. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji izotropowej. Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



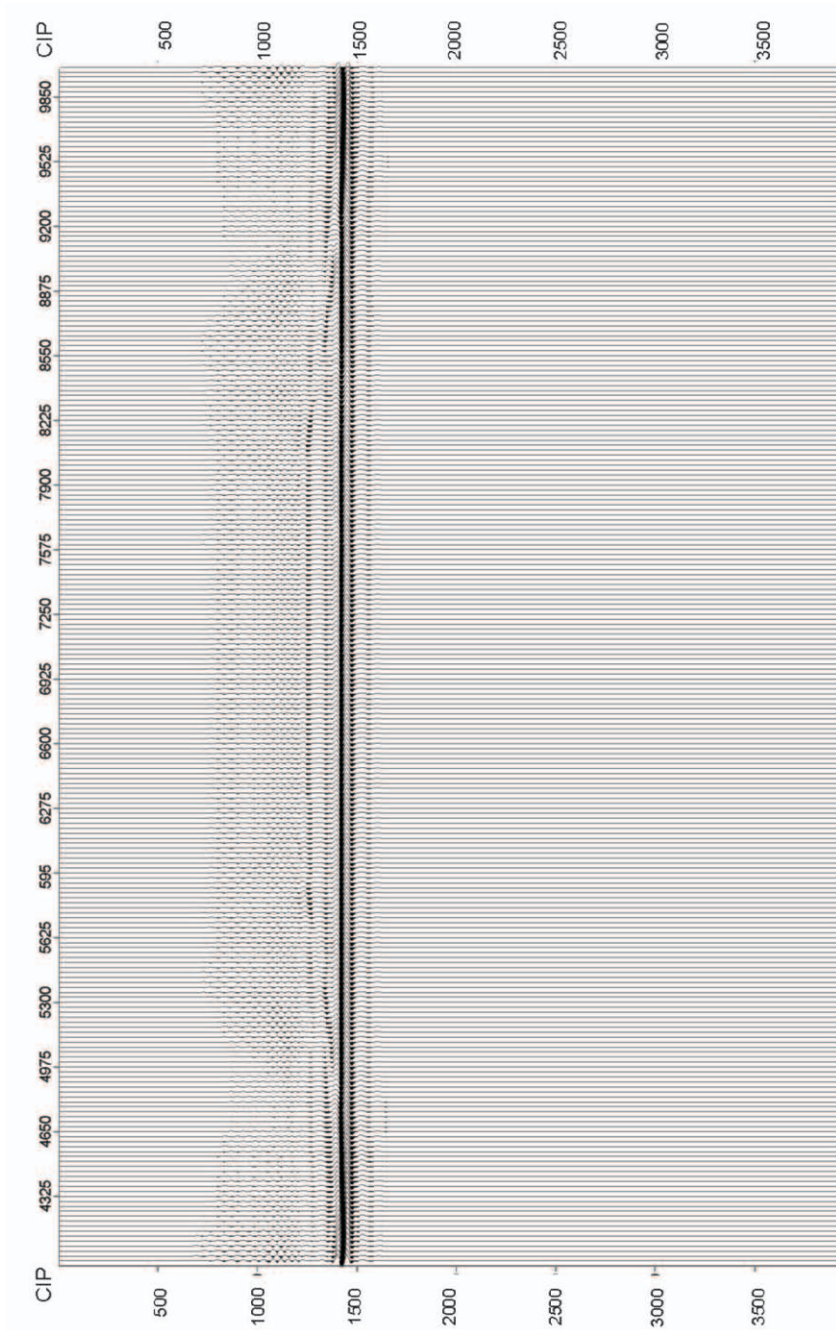
Rys. 5.1b. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody symulowanego wyżarzania SA ($\varepsilon = 0,253$ i $\delta = 0,002$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



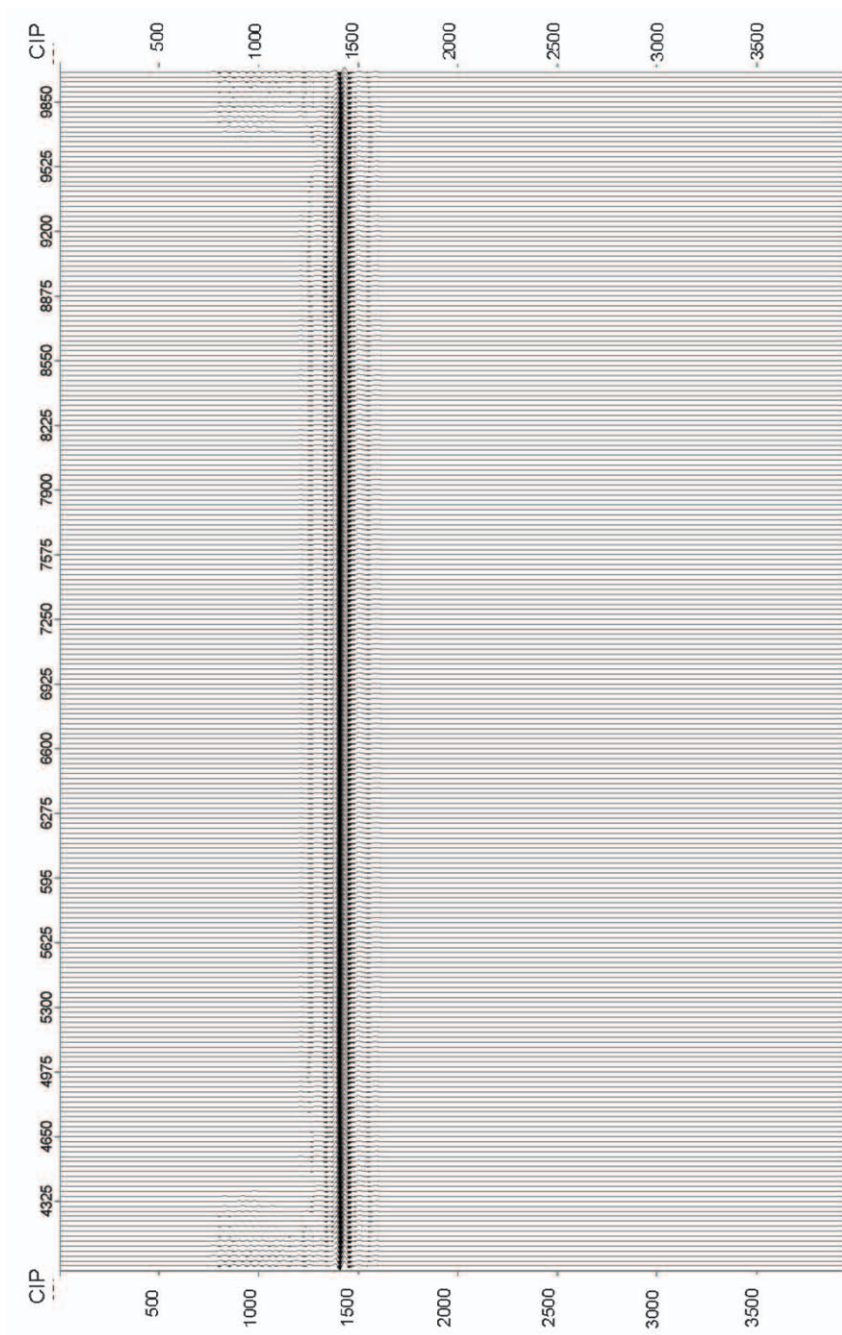
Rys. 5.1c. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z parametrami otrzymanymi za pomocą algorytmu genetycznego GA ($\epsilon = 0,168$ i $\delta = 0,079$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



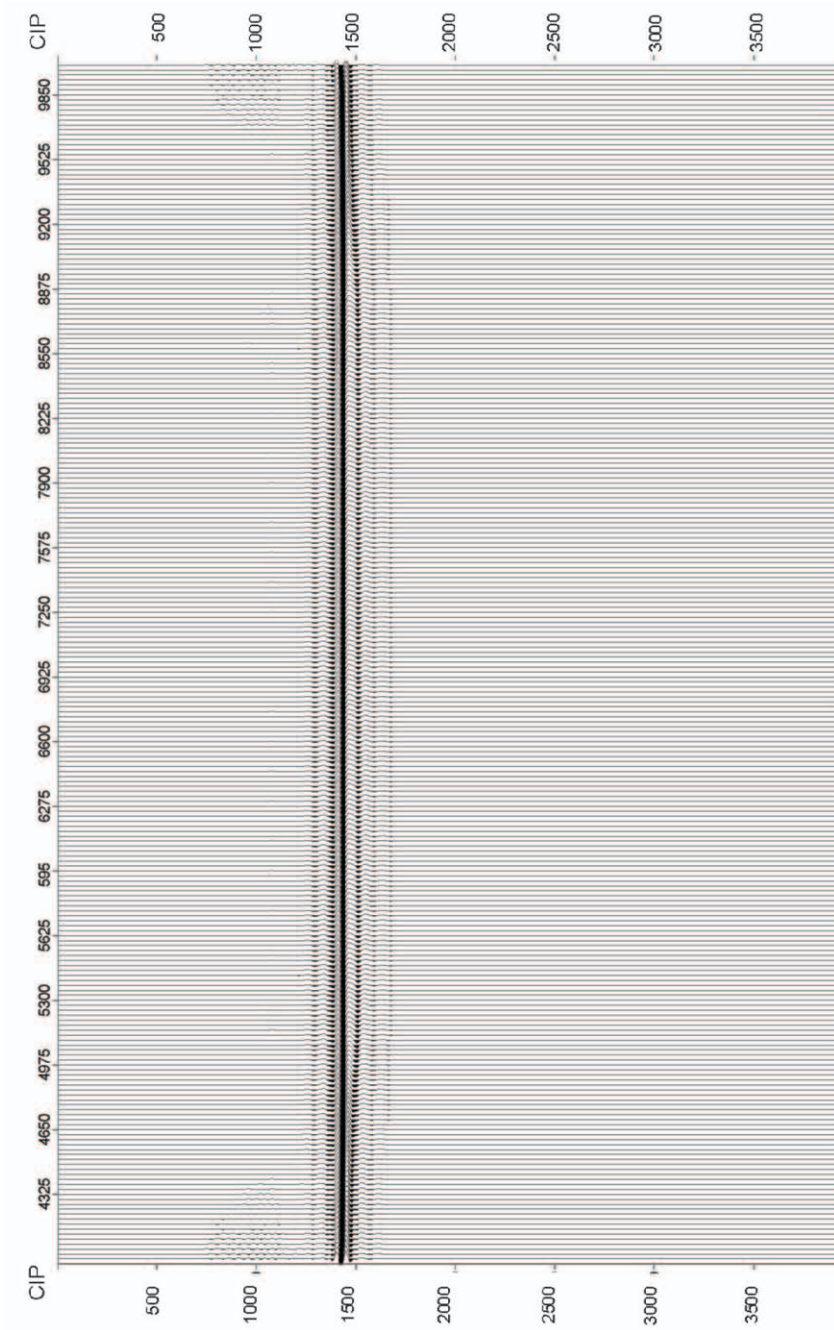
Rys. 5.1d. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z prawidłowymi parametrami anizotropii ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,050$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



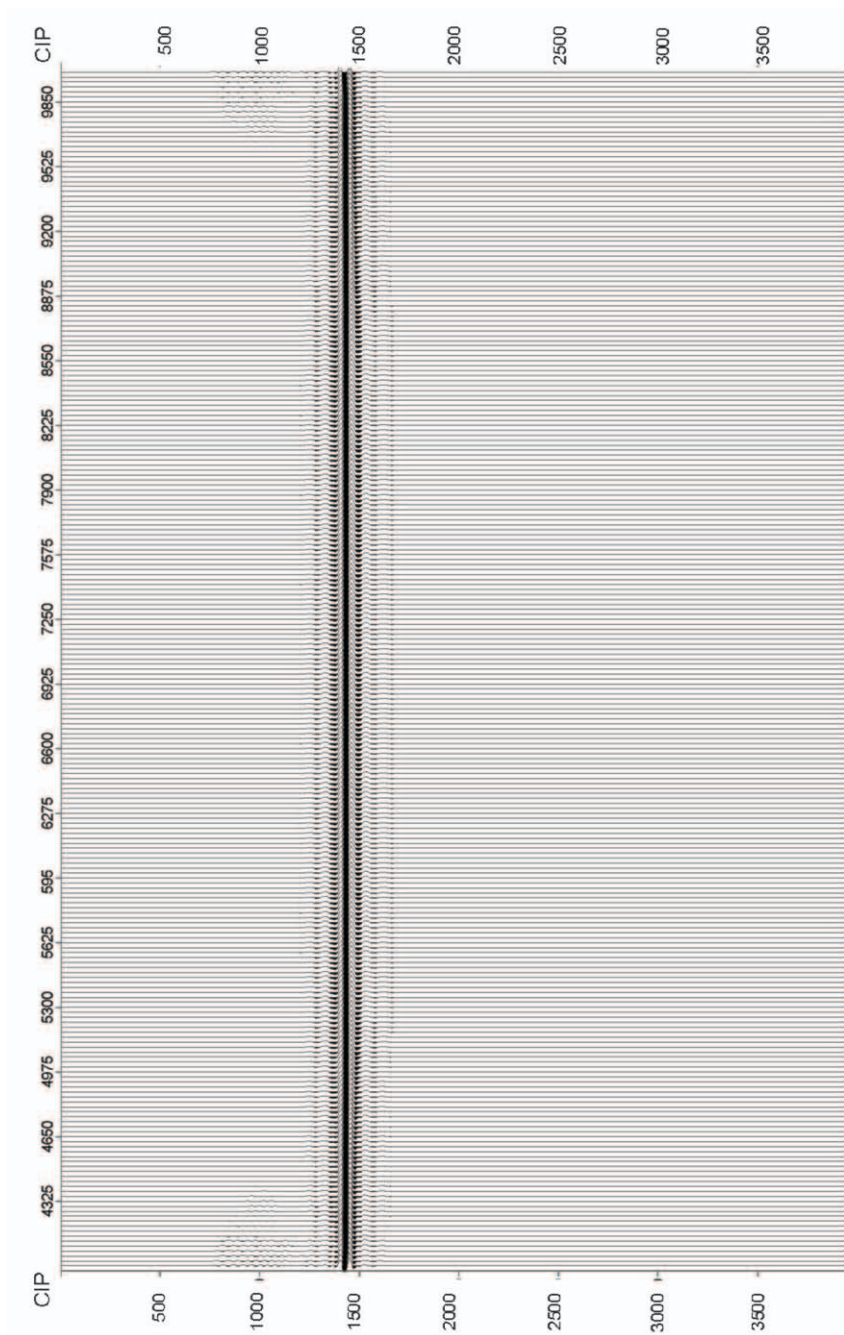
Rys. 5.2a. Sekcja sejsmiczna po migracji izotropowej zerooffsetowej



Rys. 5.2.b. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody symulowanego wyzarzania SA ($\epsilon = 0,253$ i $\delta = 0,002$)



Rys. 5.2.c. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą algorytmu genetycznego GA ($\epsilon = 0,168$ i $\delta = 0,079$)



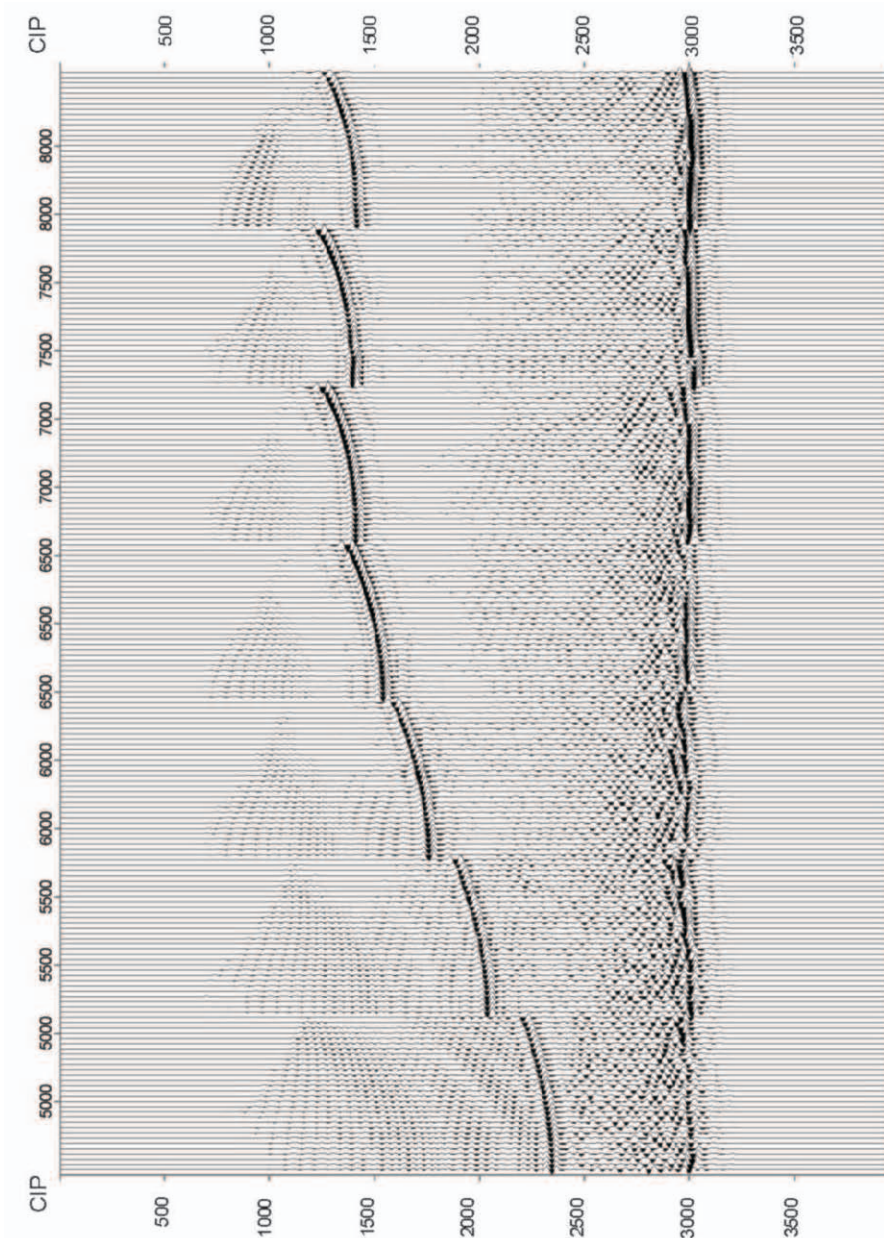
Rys. 5.2.d. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z prawidłowymi parametrami anizotropii ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,050$)

5.2 Wybrane wyniki dla modelu II

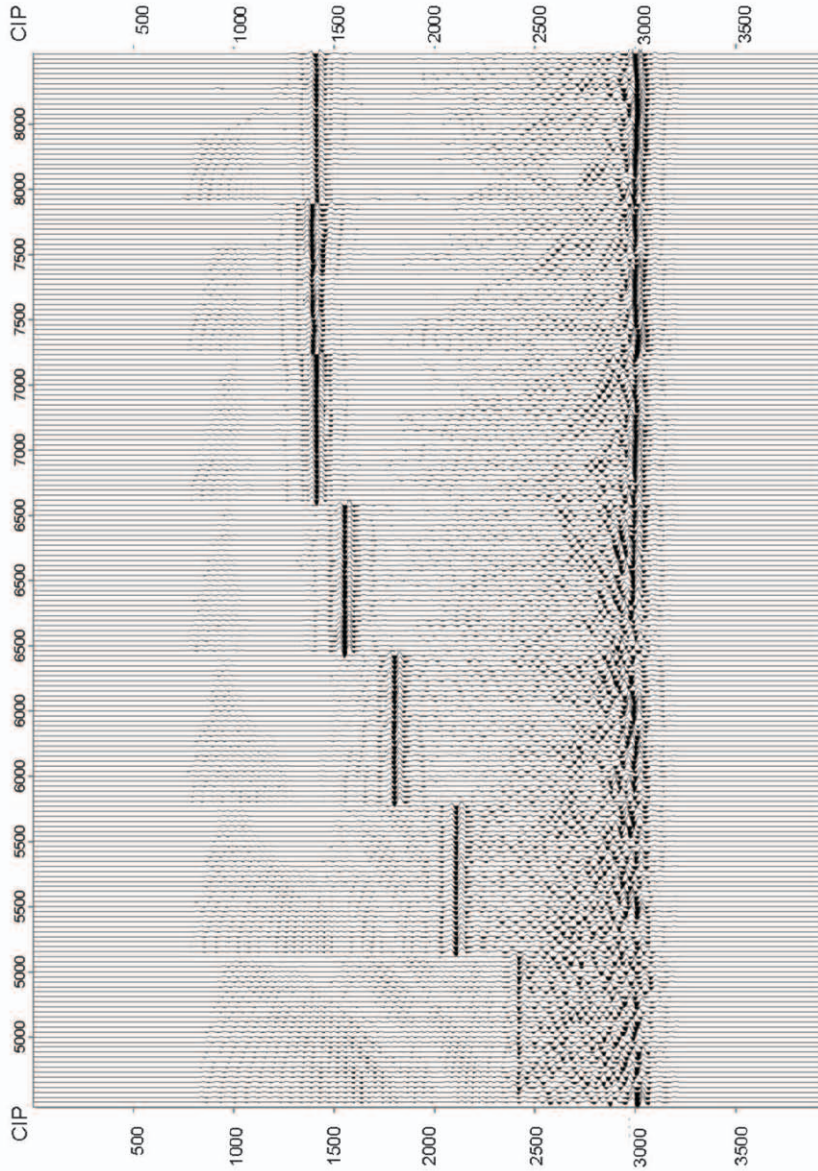
W tabeli 5.2 przedstawiono wartości parametrów Thomsena otrzymane za pomocą programów optymalizacyjnych dla modelu II. Na rysunkach 5.3, 5.4 i 5.5 zobrazowano wyniki procedury migracji Kirchhoffa (zerooffsetowej i dla offsetów niezerowych) z uwzględnieniem parametrów anizotropii w zestawieniu z wynikami procedury migracji Kirchhoffa dla modelu początkowego (model izotropowy) i modelu z prawidłowymi wartościami parametrów.

Tab. 5.2. Wartości parametrów Thomsena dla modelu II otrzymane za pomocą programów optymalizacyjnych

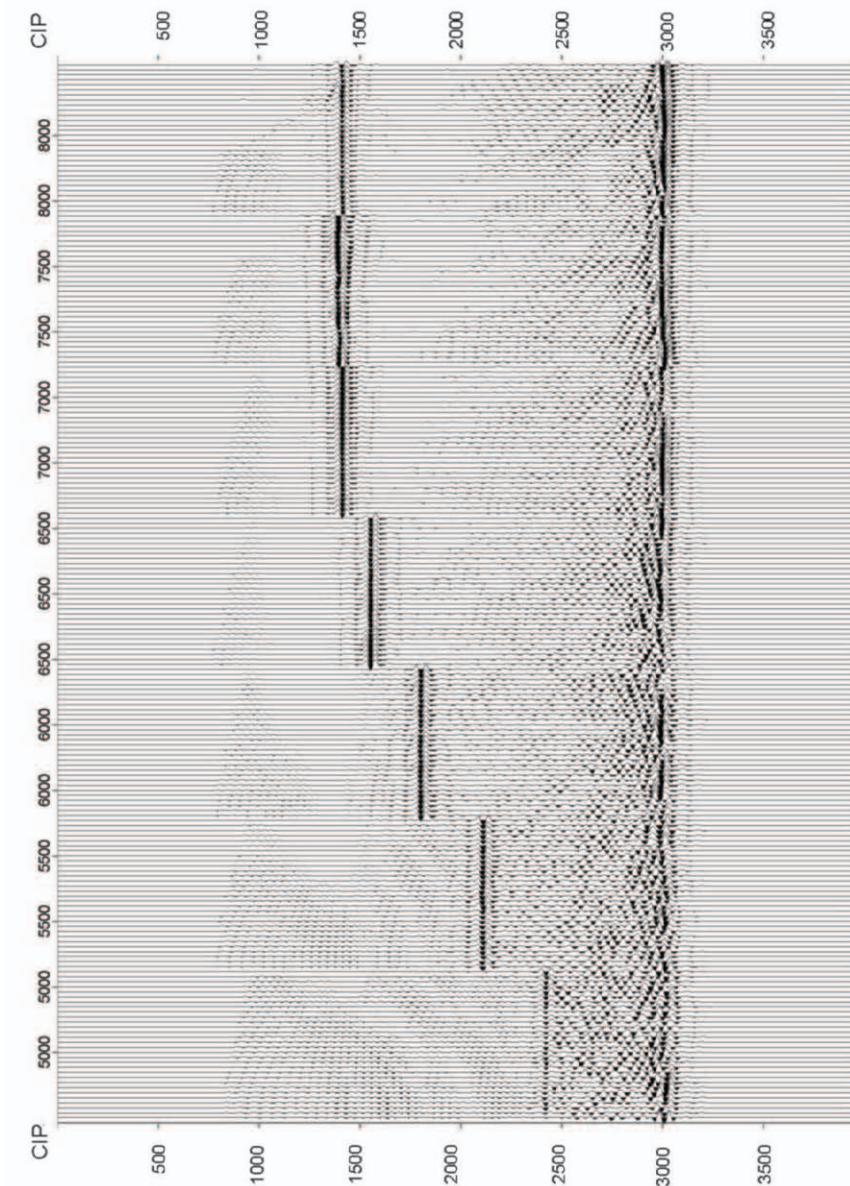
	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość – GA	0,200	0,038
Optymalna wartość – SA	0,199	0,036



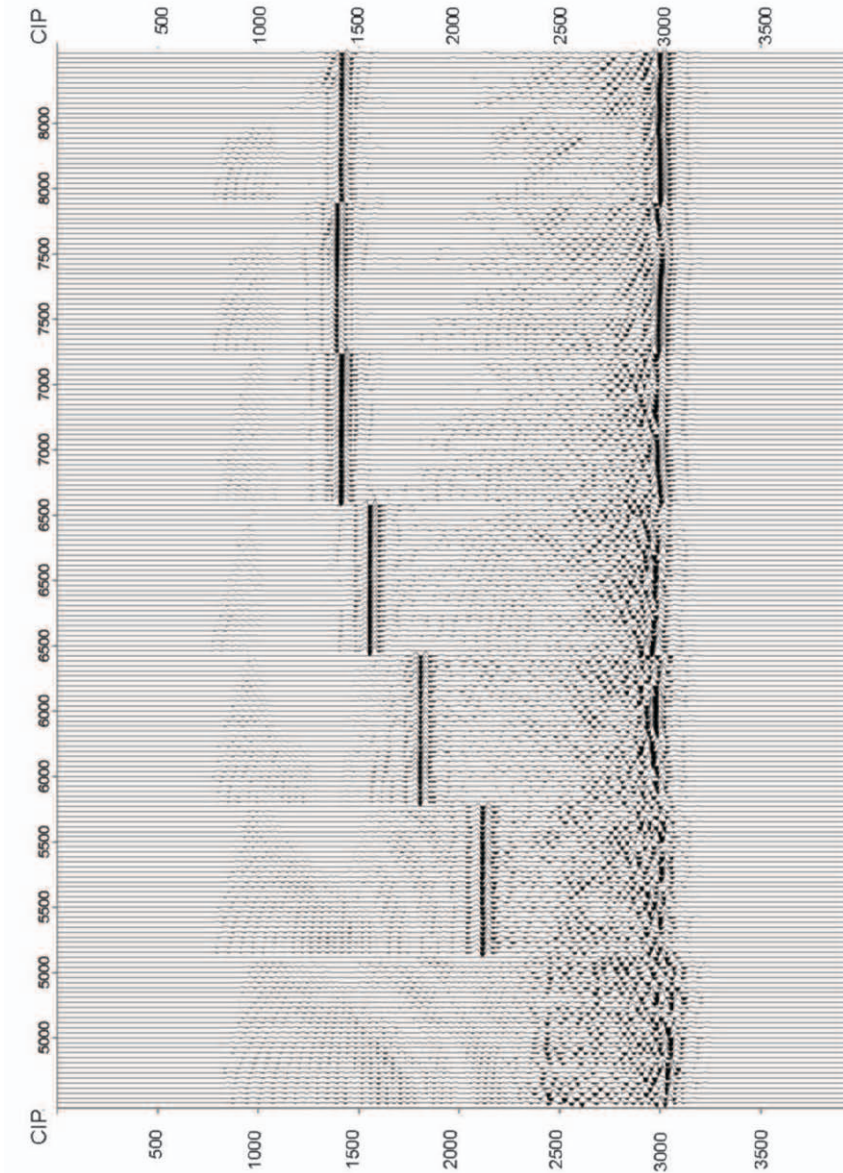
Rys. 5.3a. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji izotropowej. Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie 0–2900 m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



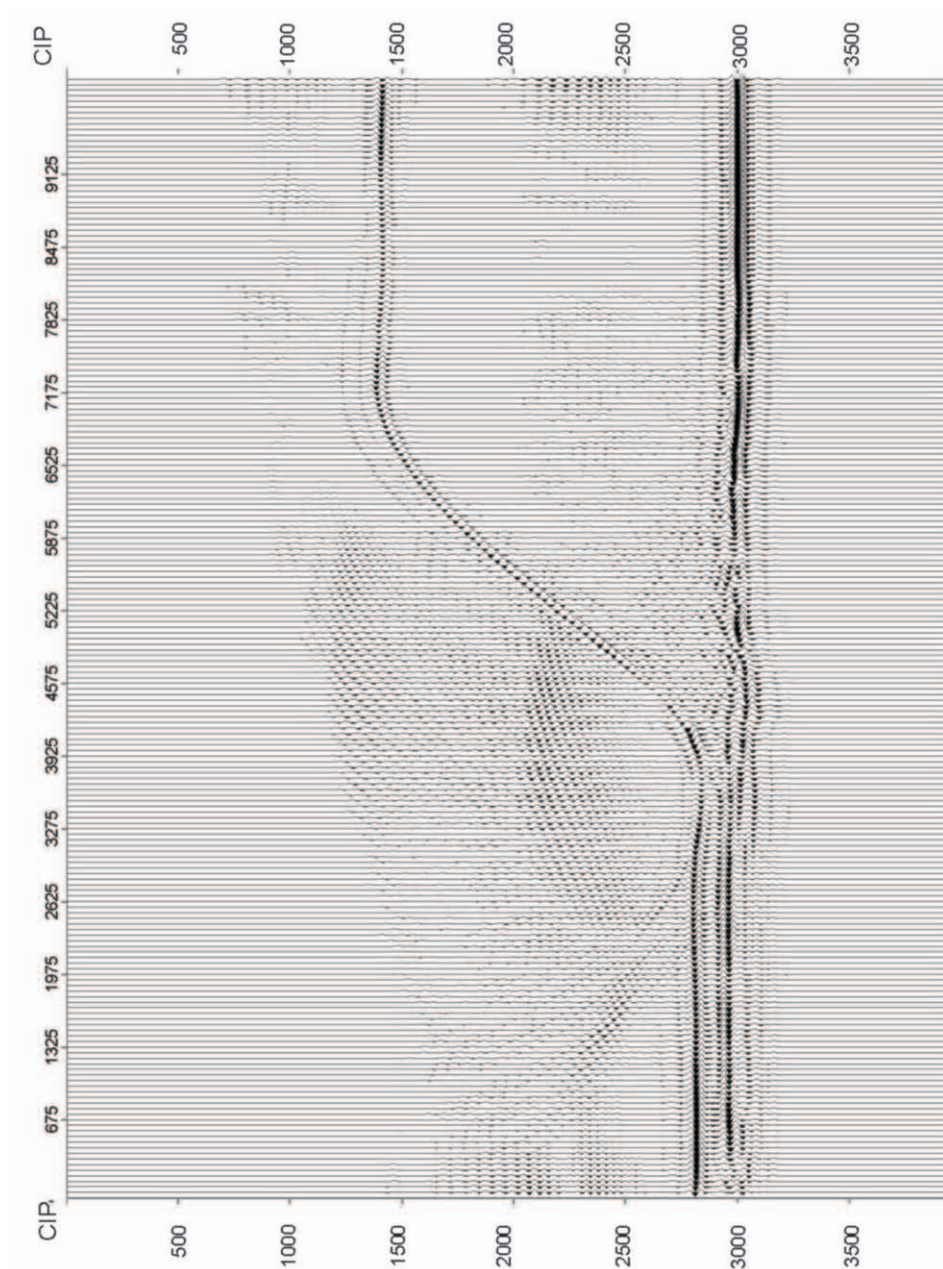
Rys. 5.3b. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody symulowanego wyżarzania SA ($\varepsilon = 0,199$ i $\delta = 0,036$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



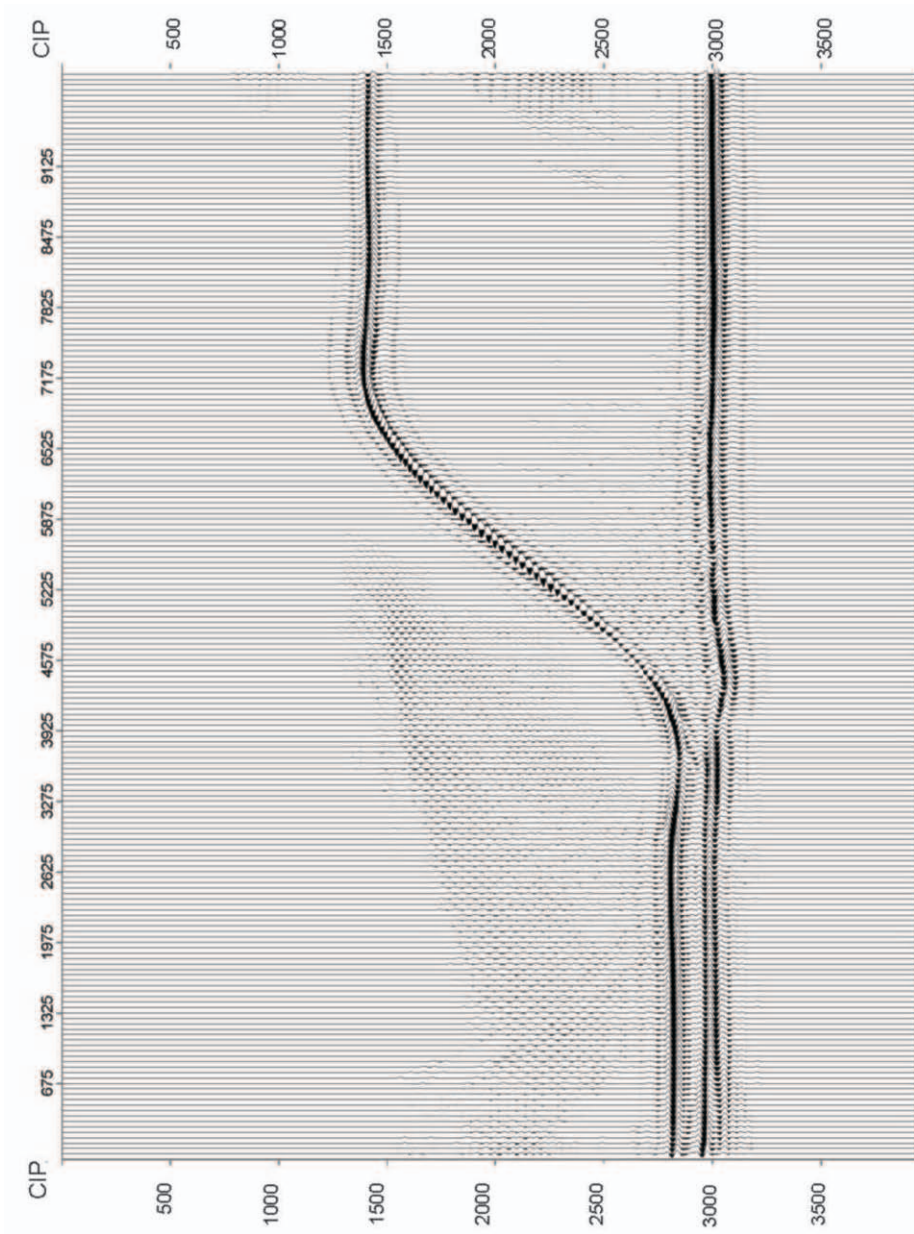
Rys. 5.3c. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z parametrami otrzymanymi za pomocą algorytmu genetycznego GA ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,038$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



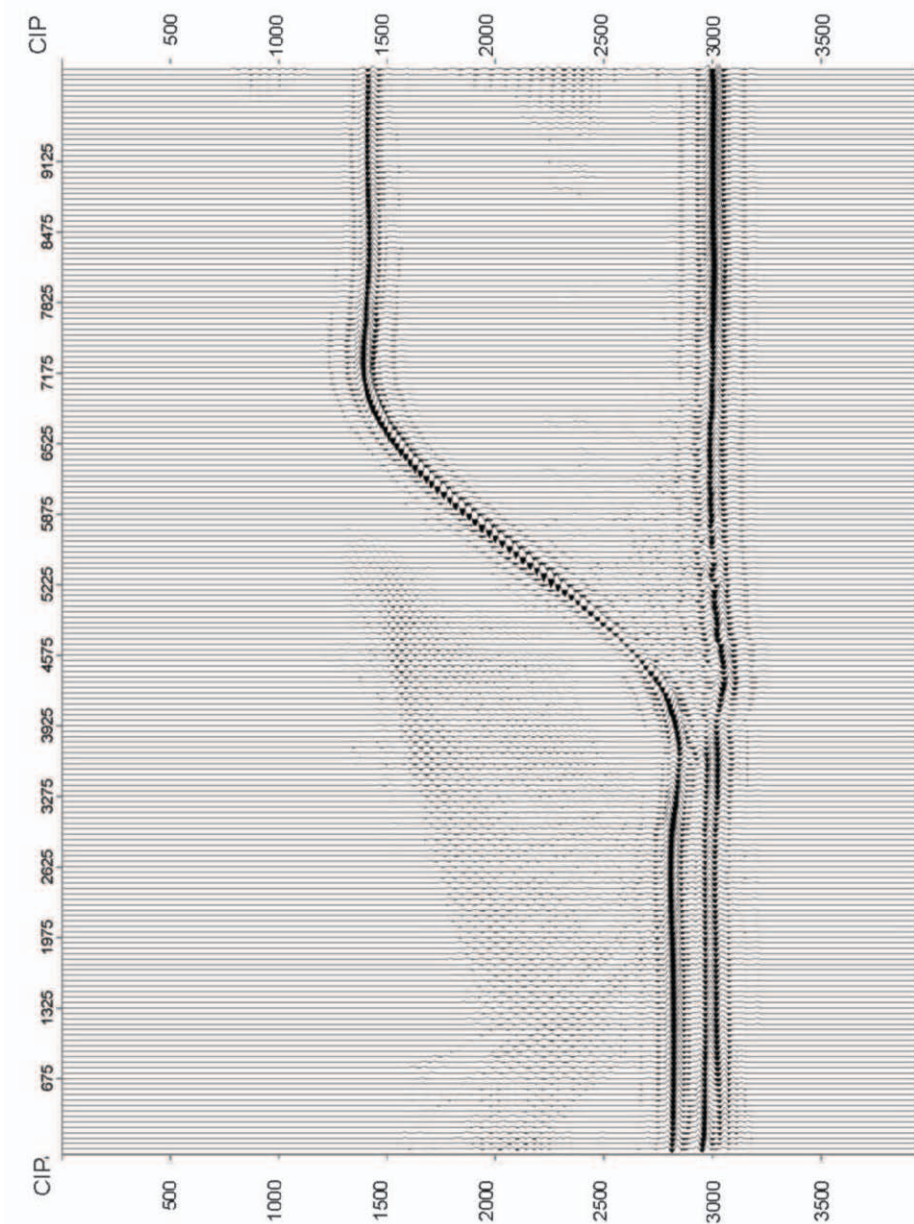
Rys. 5.3d. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z prawidłowymi parametrami anizotropii ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,050$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



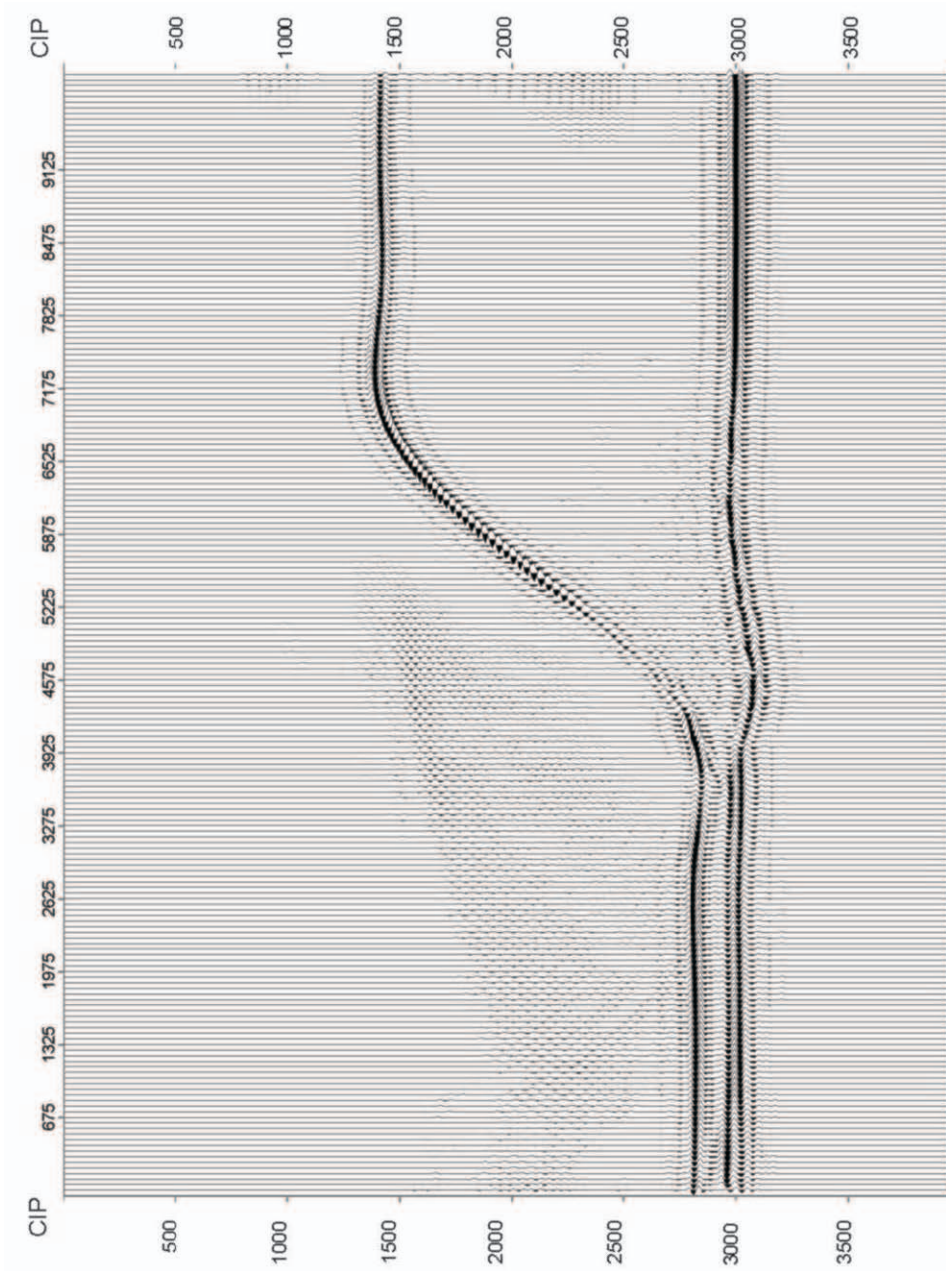
Rys. 5.4a. Sekcja sejsmiczna po migracji izotropowej zerooffsetowej



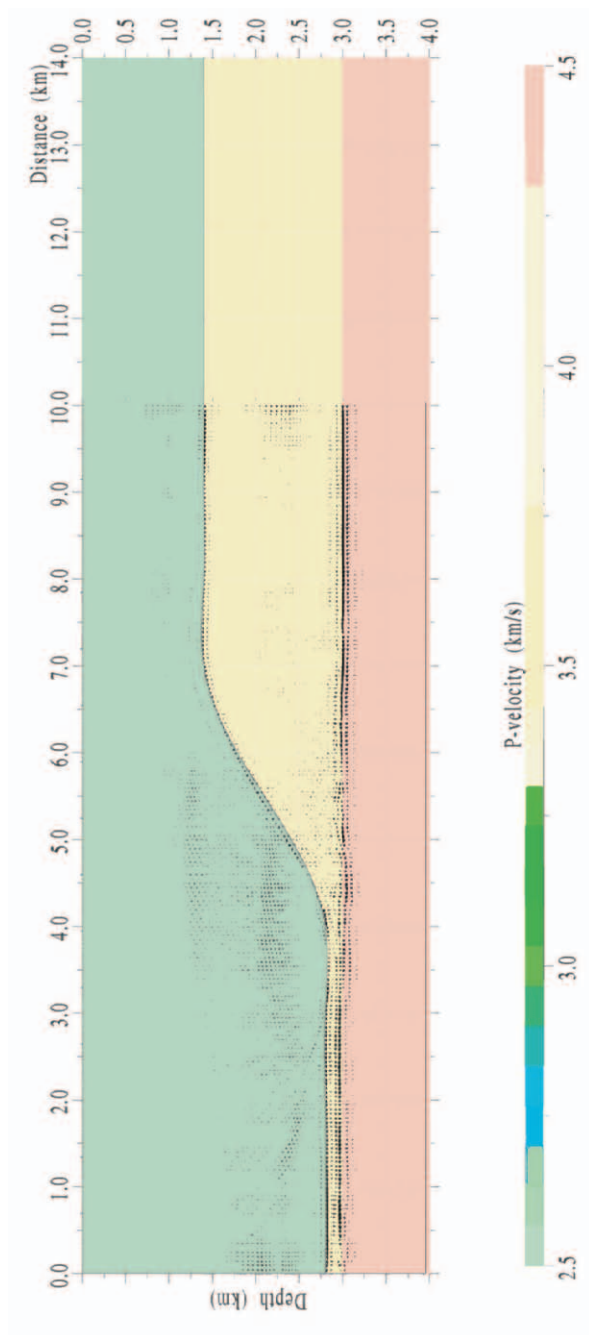
Rys. 5.4b. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody symulowanego wyżarzania SA ($\epsilon = 0,199$ i $\delta = 0,036$)



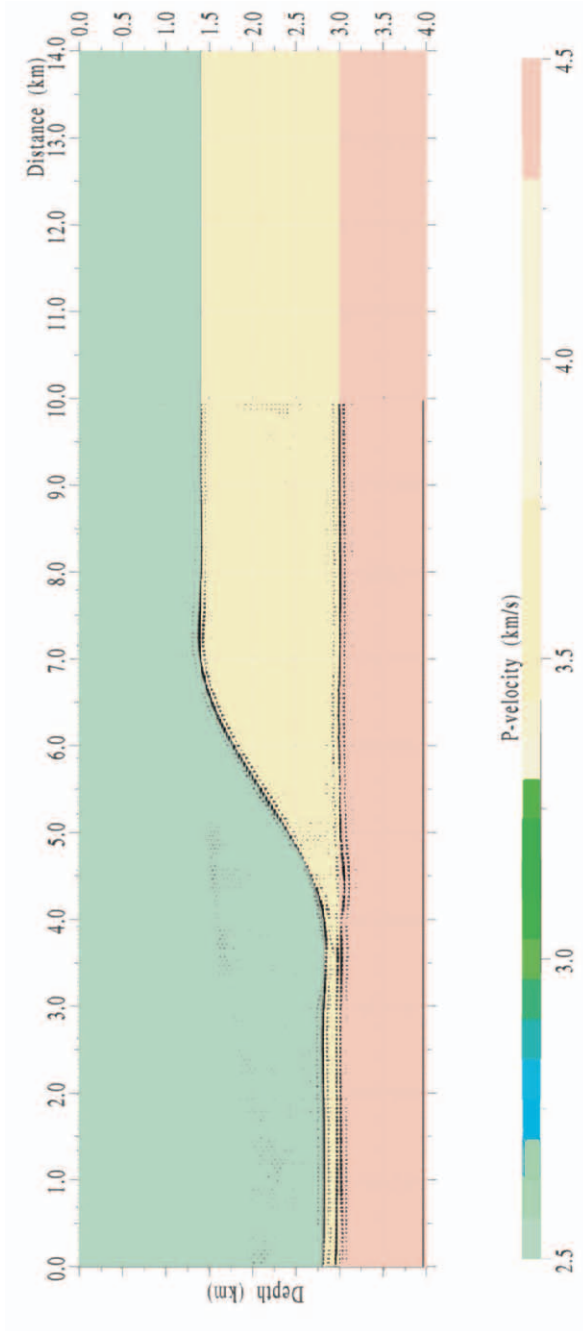
Rys. 5.4c. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą algorytmu genetycznego GA ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,038$)



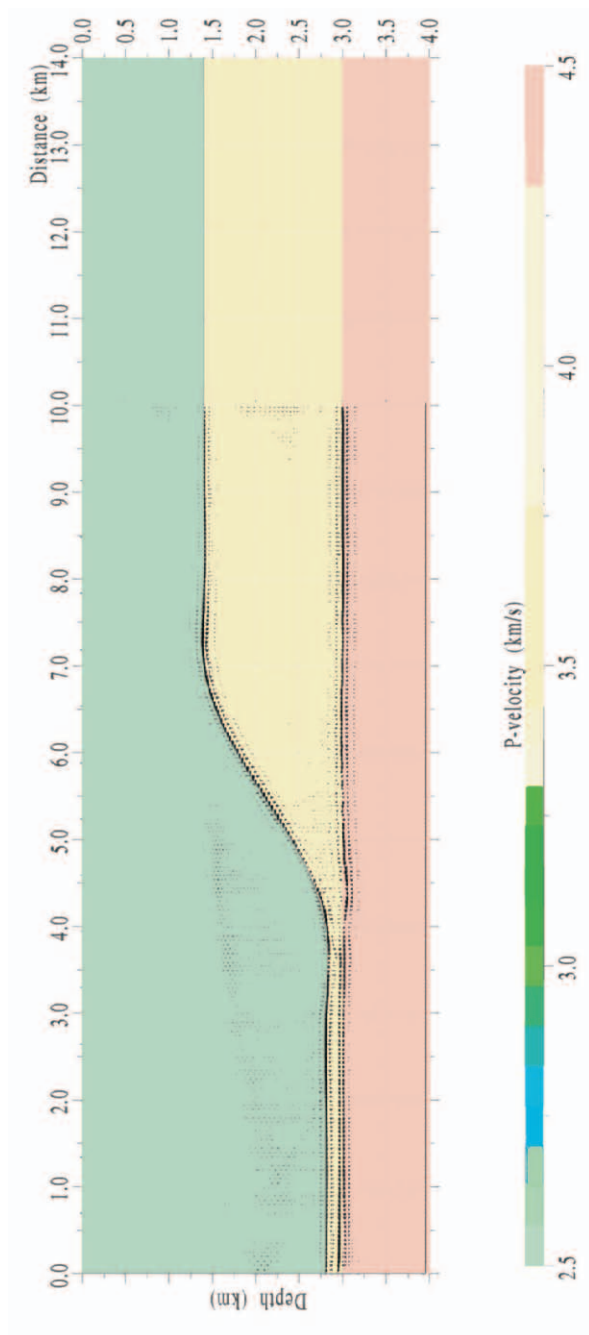
Rys. 5.4d. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z prawidłowymi parametrami anizotropii ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,050$)



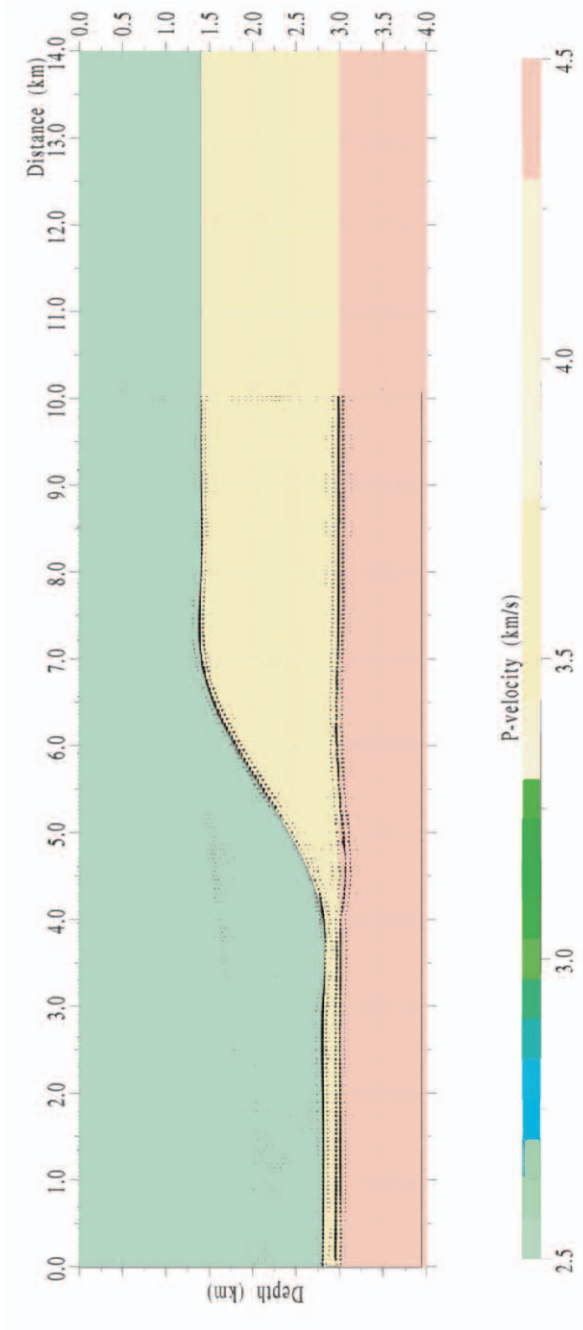
Rys. 5.5a. Sekcja sejsmiczna po migracji izotropowej zerooffsetowej na tle modelu prędkościowo-głębokościowego



Rys. 5.5b. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody symulowanego wyżarzania SA ($\epsilon = 0,199$ i $\delta = 0,036$) na tle modelu prędkościowo-głębościowego



Rys. 5.5c. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą algorytmu genetycznego GA ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,038$) na tle modelu prędkościowo-głębokościowego



Rys. 5.5d. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z prawidłowymi parametrami anizotropii ($\epsilon = 0,200$ i $\delta = 0,050$) na tle modelu prędkościowo-głębokościowego

5.3. Wyniki otrzymane za pomocą deterministycznej metody sympleks

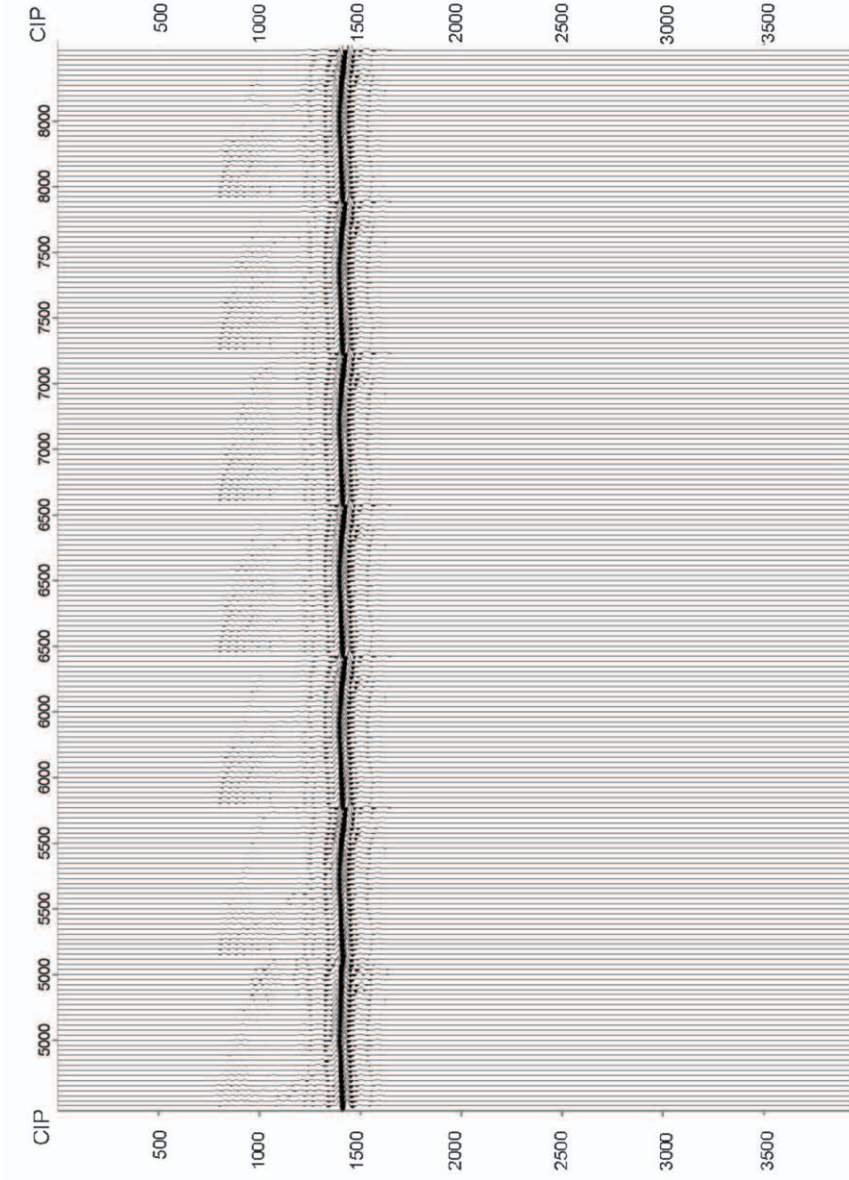
Dla porównania przeprowadzono obliczenia za pomocą metody sympleks Nelder–Meada. Jest to deterministyczna metoda optymalizacji globalnej, która nie wymaga obliczania gradientów ani ograniczeń funkcji celu. Podstawowa idea tego podejścia to konstrukcja sympleksu w przestrzeni rozwiązań, a następnie iteracyjne przekształcanie sympleksu tak długo, aż odległość pomiędzy wierzchołkami w pobliżu poszukiwanego ekstremum będzie mniejsza od założonej dokładności obliczeń. Sympleks w przestrzeni n -wymiarowej jest zbiorem $n + 1$ punktów – wielościanem o $n + 1$ wierzchołkach (jest to uogólnienie trójkąta na płaszczyźnie). Operacje, jakie przeprowadza się na sympleksie, to odbicie, ekspansja, kontrakcja i redukcja. Opis metody można znaleźć np. w publikacji X. S.Yanga [50].

5.3.1. Wyniki dla modelu I

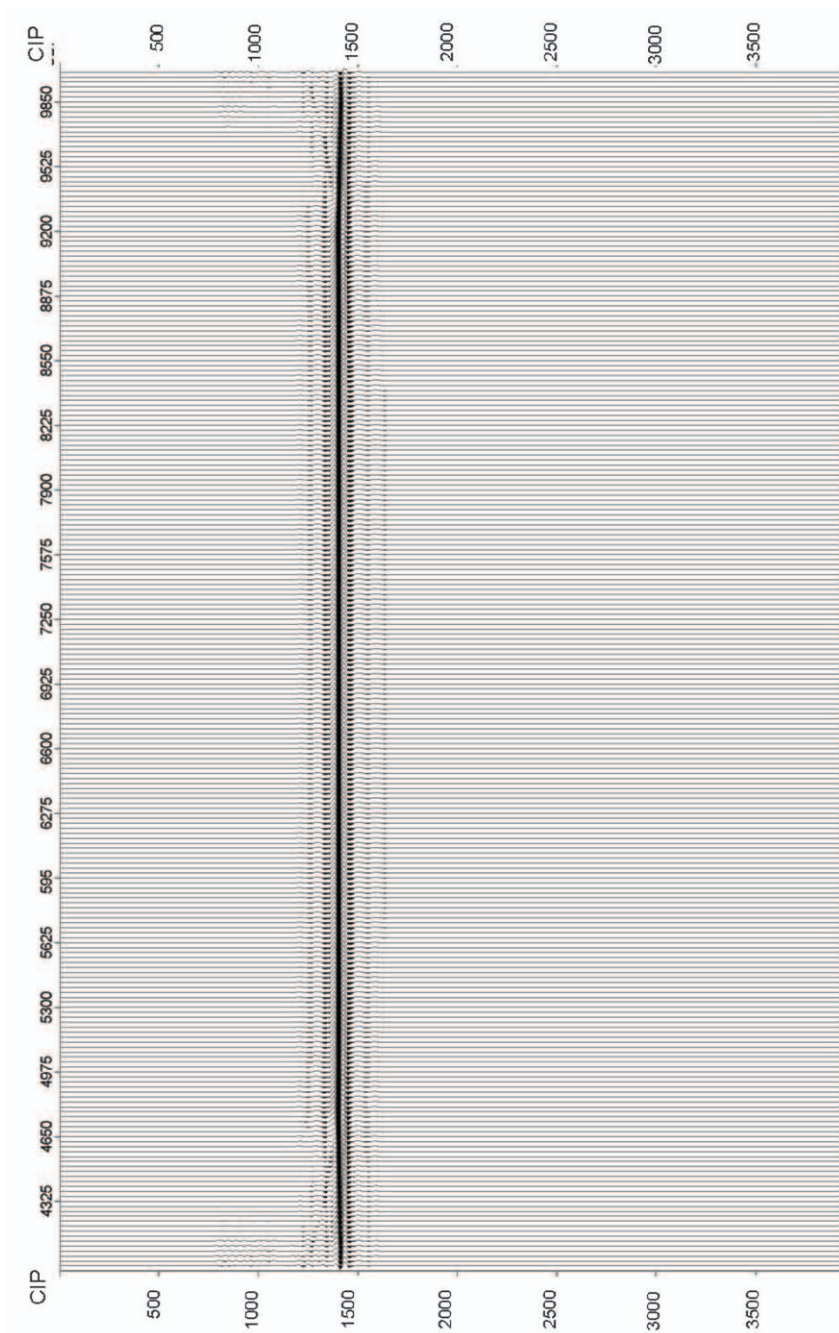
W tabeli 5.3 przedstawiono wartości parametrów Thomsena otrzymane za pomocą metody sympleks dla modelu I. Na rysunkach 5.6 i 5.7 zobrazowano wyniki procedury migracji Kirchhoffa (zerooffsetowej i dla offsetów niezerowych) z uwzględnieniem parametrów anizotropii uzyskane za pomocą metody sympleks.

Tab. 5.3. Wartości parametrów Thomsena dla modelu I otrzymane za pomocą metody sympleks

	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość	0,404	-0,061



Rys. 5.6. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody sympleks ($\epsilon = 0,404$ i $\delta = -0,061$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmieniano się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



Rys. 5.7. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody sympleks ($\epsilon = 0,404$ i $\delta = -0,061$)

5.3.2. Wyniki dla modelu II

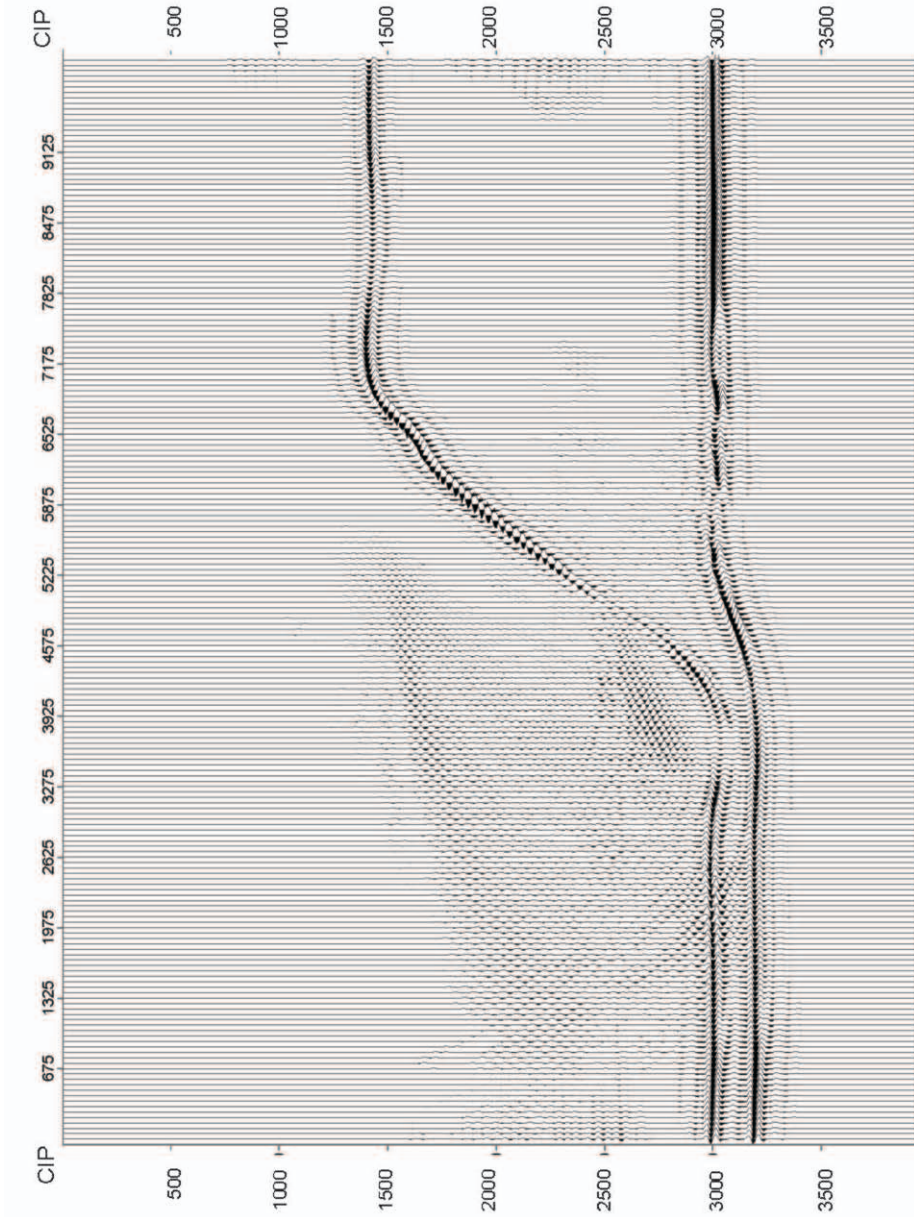
W tabeli 5.4 przedstawiono wartości parametrów Thomsena otrzymane za pomocą metody sympleks dla modelu II. Na rysunkach 5.8 i 5.9 zobrazowano wyniki procedury migracji Kirchhoffa (zerooffsetowej i dla offsetów niezerowych) z uwzględnieniem parametrów anizotropii uzyskane za pomocą metody sympleks.

Tab. 5.4. Wartości parametrów Thomsena dla modelu II otrzymane za pomocą metody sympleks

	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość	0,211	0,083



Rys. 5.8. Wybrane do obliczeń kolekcje CIP po migracji anizotropowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody sympleks ($\epsilon = 0,211$ i $\delta = 0,083$). Na jednym panelu przedstawiono kolekcje zlokalizowane na profilu w punktach o współrzędnych $x = 5000$ m, 5500 m, 6000 m, 6500 m, 7000 m i 8000 m. W obrębie jednej kolekcji CIP rozstaw zmienia się w zakresie $0-2900$ m. Na osi pionowej przedstawiono głębokość



Rys. 5.9. Sekcja sejsmiczna po migracji anizotropowej zerooffsetowej z parametrami otrzymanymi za pomocą metody sympleks ($\epsilon = 0,211$ i $\delta = 0,083$)

5.4. Wyniki testowania

Model I

W tabeli 5.5 przedstawiono wyniki różnych testów przeprowadzonych dla modelu I. W kolejnych próbach (ponumerowanych od GA1 do GA2 w przypadku algorytmu genetycznego, SA1 do SA2 dla metody symulowanego wyżarzania) testowano różne parametry sterujące metodą.

W kolejnych wersjach algorytmów wprowadzono następujące zmiany:

- GA1 – przyjęto stałą dla funkcji przystosowania $C = -0,00005$;
- GA2 – przyjęto stałą dla funkcji przystosowania $C = -0,00001$;
- SA1 – przyjęto schemat chłodzenia o 100 „temperaturach” od $T_{start} = 10,0$ do $T_{stop} = 0,00052$ – po 10 iteracji w każdej „temperaturze”;
- SA2 – przyjęto schemat chłodzenia o 10 „temperaturach” od $T_{start} = 0,10$ do $T_{stop} = 0,00052$ – po 100 iteracji w każdej „temperaturze”, ale ponieważ zauważono, że rozkłady prawdopodobieństwa dla wartości poszukiwanych parametrów w kolejnych „temperaturach” różnią się bardzo nieznacznie, brano co dziesiątą „temperaturę”.

Tab. 5.5. Wartości parametrów Thomsena dla modelu I otrzymane za pomocą programów optymalizacyjnych

		ϵ	δ
Rzeczywista wartość		0,2	0,05
Początkowa wartość		0	0
Optymalna wartość	GA1	0,281	-0,007
	GA2	0,286	-0,010
	SA1	0,167	0,082
	SA2	0,217	0,031

Model II

W tabeli 5.6 przedstawiono wyniki analogicznych testów przeprowadzonych dla modelu II.

Tab. 5.6. Wartości parametrów Thomsena dla modelu II otrzymane za pomocą programów optymalizacyjnych

		ϵ	δ
Rzeczywista wartość		0,2	0,05
Początkowa wartość		0	0
Optymalna wartość	GA1	0,193	0,068
	GA2	0,196	0,053
	SA1	0,198	0,037
	SA2	0,193	0,038

5.5. Testy dla innych funkcji celu

Przeprowadzono testy, wybierając inną definicję funkcji celu. Funkcję celu przyjęto jako maksymalną wartość amplitudy po sumowaniu wszystkich tras wchodzących w skład kolekcji wspólnego punktu obrazowania wyznaczoną w oknie zawierającym granicę odbijającą. Maksymalna amplituda jest zlokalizowana na granicy odbijającej. Amplituda sumy tras osiąga największą wartość, gdy refleksy na kolejnych offsetach w kolekcji wspólnego punktu obrazowania CIP są usytuowane na tej samej głębokości, czyli zachodzi efekt tzw. wypłaszczenia. Zatem wartości parametrów anizotropii są najbliższe rzeczywistości, gdy amplituda jest największa. Problem maksymalizacji amplitudy sprowadzono do problemu minimalizacji i ostatecznie funkcję celu zdefiniowano jako

$$f_a(\varepsilon, \delta) = const - \sum_{j=1}^K f_{aj}(\varepsilon, \delta)$$

$$f_{aj}(\varepsilon, \delta) = \max_k \left\{ \sum_{i=1}^N ampl_{k,i}(\varepsilon, \delta) \right\}$$

gdzie:

const – stała zadana w taki sposób, aby problem maksymalizacji amplitudy przekształcić w problem minimalizacji,

K – liczba kolekcji CIP włączonych do obliczeń,

j – numer kolekcji,

N – liczba odbiorników/offsetów,

i – numer odbiornika/offsetu,

indeks *k* – numer próbki, do obliczeń brane są próbki w oknie i obejmującym głębokość spodziewanej granicy ± 50 m,

ampl_{k,i}(ε, δ) – amplituda dla *i*-tego offsetu i *k*-tej próbki wypunktowana na obrazie na *j*-tej kolekcji CIP otrzymanym w wyniku migracji z parametrami anizotropowymi ε i δ .

Wyniki dla modeli I i II przedstawiono w tabeli 5.7.

Tab. 5.7. Wyniki obliczeń dla funkcji celu zdefiniowanej za pomocą amplitudy

		ε	δ
Rzeczywista wartość		0,2	0,05
Początkowa wartość		0	0
Optymalna wartość model I	GA	0,151	0,084
	SA	0,224	0,013
Optymalna wartość model II	GA	0,232	0,011
	SA	0,175	0,076

Następnie przetestowano funkcję celu zadaną jako suma dwóch wcześniejszych funkcji celu: f oraz f_a .

$$\bar{f} = f + f_a$$

Wyniki dla modeli I i II przedstawiono w tabeli 5.8.

Tab. 5.8. Wyniki obliczeń dla funkcji celu zdefiniowanej za pomocą sumy dwóch składników

		ε	δ
Rzeczywista wartość		0,2	0,05
Początkowa wartość		0	0
Optymalna wartość model I	GA	0,240	0,008
	SA	0,237	0,014
Optymalna wartość model II	GA	0,197	0,018
	SA	0,199	0,036

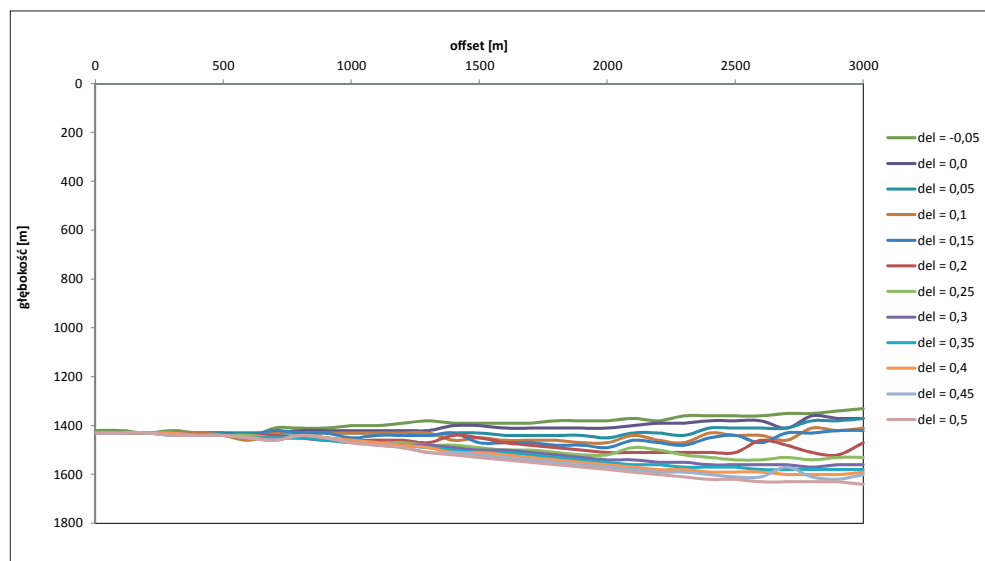
5.6. Obliczenia dla różnych grup offsetów

Ponieważ w przeprowadzonych testach oszacowanie parametru δ było dużo gorsze od oszacowania parametru ε , rozważono możliwość skrócenia branego w obliczeniach offsetu. Zbadano wpływ wartości parametrów anizotropii na głębokość obserwowaną w funkcji offsetów na panelach wspólnego obrazowania. Na rysunkach 5.10 (model I) i 5.12 (model II) przedstawiono nałożone na siebie wykresy krzywizny kinematycznej wypunktowane z paneli wspólnego punktu obrazowania dla ε stałego i parametru δ zmiennego w kolejnych

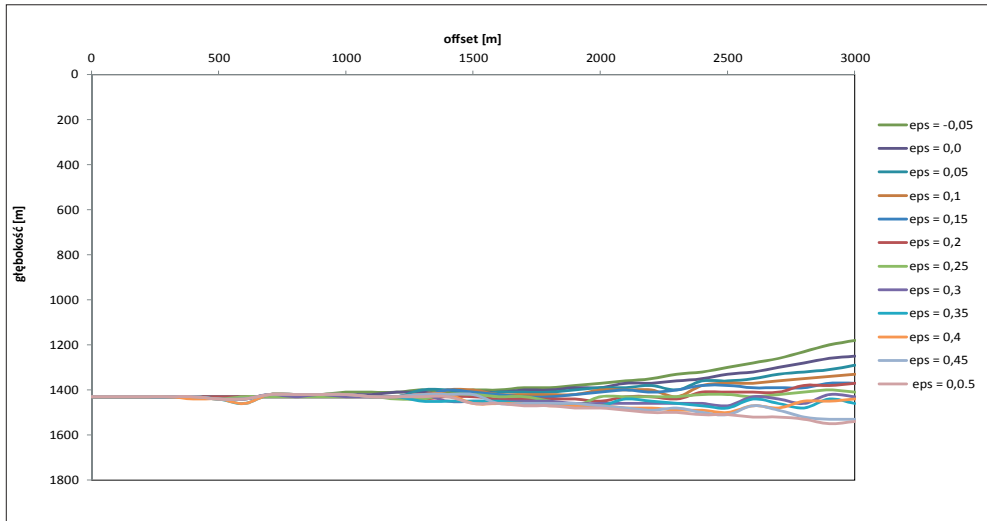
seriach od $-0,05$ (dla modelu II od $\delta = 0,0$) do $0,5$ z krokiem $0,05$. W przypadku modelu I uwzględniono jeden punktu profilu ($x = 5000$ m), a dla modelu II rozważono 6 punktów profilu ($x = 5500$ m, 6000 m, 6500 m, 7000 m, 7500 m, 8000 m). Z kolei wykresy krzywizny kinematycznej wypunktowane z paneli wspólnego punktu obrazowania dla parametru δ stałego i ε zmiennego w kolejnych seriach od $-0,05$ (dla modelu II od $\delta = 0,0$) do $0,5$ z krokiem $0,05$ (dla wybranego punktu profilu) przedstawiono na rysunku 5.11 dla modelu I oraz na rysunku 5.13 dla modelu II.

W przypadku modelu I można zaobserwować, że różnice w głębokości przy zmieniającym się parametrze δ pojawiają się od offsetu równego około 400 m (rys. 5.10). Zmiany wartości parametru ε powodują natomiast różnice w głębokości widoczne dopiero od offsetu równego około 1300 m (rys. 5.11). Podobne zależności można zaobserwować dla modelu II.

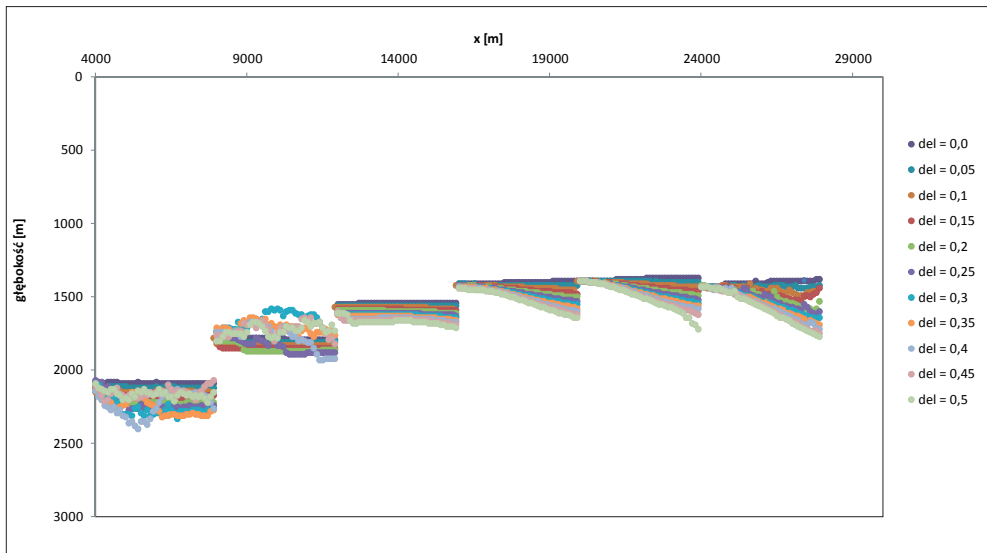
Potwierdził się zatem znany z literatury fakt, że parametr δ ma wpływ na kształt krzywizny kinematycznej dla bliskich offsetów, natomiast parametr ε – dla dalekich offsetów (m.in. [17]).



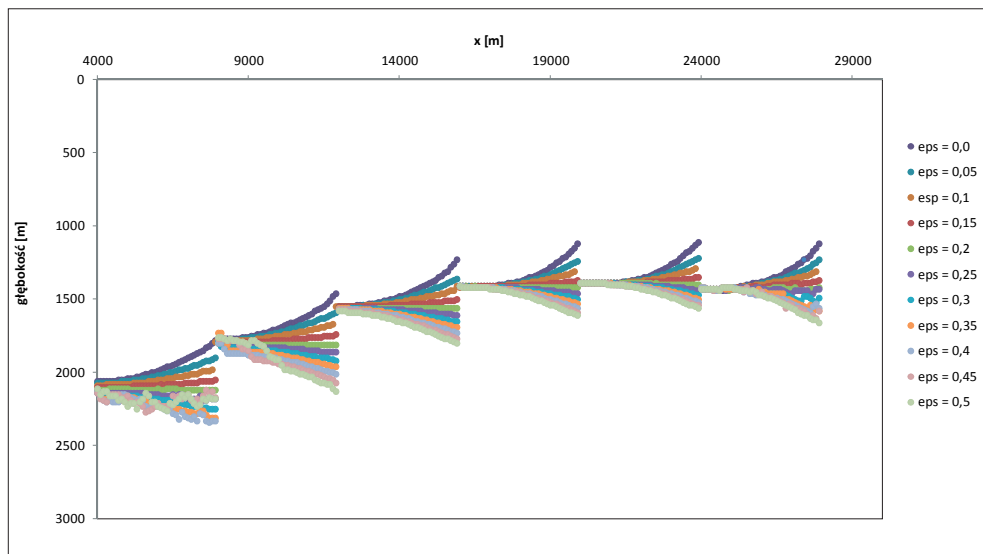
Rys. 5.10. Nałożone na siebie wykresy krzywizny kinematycznej wypunktowane z paneli wspólnego punktu obrazowania w przypadku zastosowania modelu I dla ε stałego i parametru δ zmiennego w kolejnych seriach od $-0,05$ do $0,5$ z krokiem $0,05$



Rys. 5.11. Nałożone na siebie wykresy krzywizny kinematycznej wypunktowane z paneli wspólnego punktu obrazowania w przypadku zastosowania modelu I dla parametru δ stałego i ϵ zmiennego w kolejnych seriach od $-0,05$ do $0,5$ z krokiem $0,05$



Rys. 5.12. Nałożone na siebie wykresy krzywizny kinematycznej wypunktowane z paneli wspólnego punktu obrazowania w przypadku zastosowania modelu II dla ϵ stałego i parametru δ zmiennego w kolejnych seriach od $0,0$ do $0,5$ z krokiem $0,05$



Rys. 5.13. Nałożone na siebie wykresy krzyżownicy kinematycznej wypunktowane z paneli wspólnego punktu obrazowania w przypadku zastosowania modelu II dla parametru δ stałego i ϵ zmiennego w kolejnych seriach od 0,0 do 0,5 z krokiem 0,05

W kolejnych testach do obliczeń włączano następujące zbiory offsetów:

- 1) 0 ... 1500 – 16 pomiarów;
- 2) 0 ... 2100 – 22 pomiary;
- 3) 1000 ... 2000 – 11 pomiarów;
- 4) 500 ... 2000 – 17 pomiarów;
- 5) 1000 ... 3000 – 21 pomiarów;
- 6) 1500 ... 3000 – 16 pomiarów.

Wyniki optymalizacji

Dla zbiorów offsetów 1–4, obejmujących bliski offset, przeprowadzono optymalizację. Wyniki dla modeli I i II przedstawiono w tabeli 5.9.

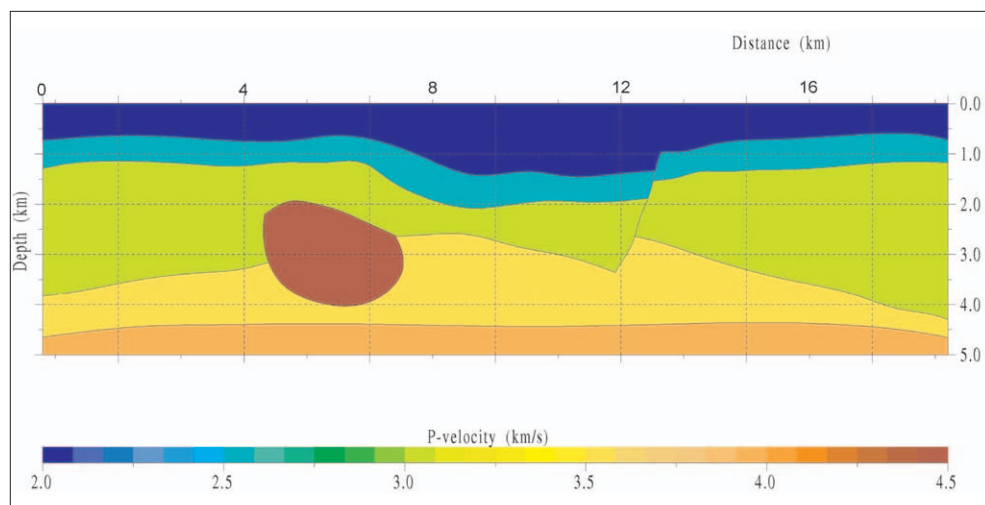
Tab. 5.9. Wyniki optymalizacji dla różnych zbiorów offsetów

Numer zbioru offsetów	Metoda	Model I		Model II	
		ϵ	δ	ϵ	δ
1.	GA	0,388	-0,009	0,223	0,005
	SA	-0,200	0,173	0,192	0,024
2.	GA	0,433	-0,037	0,216	0,016
	SA	0,092	0,102	0,199	0,021
3.	GA	0,360	-0,021	0,213	-0,136
	SA	0,266	0,003	0,219	-0,021
4.	GA	0,321	-0,011	0,192	0,079
	SA	0,101	0,0101	0,199	0,074

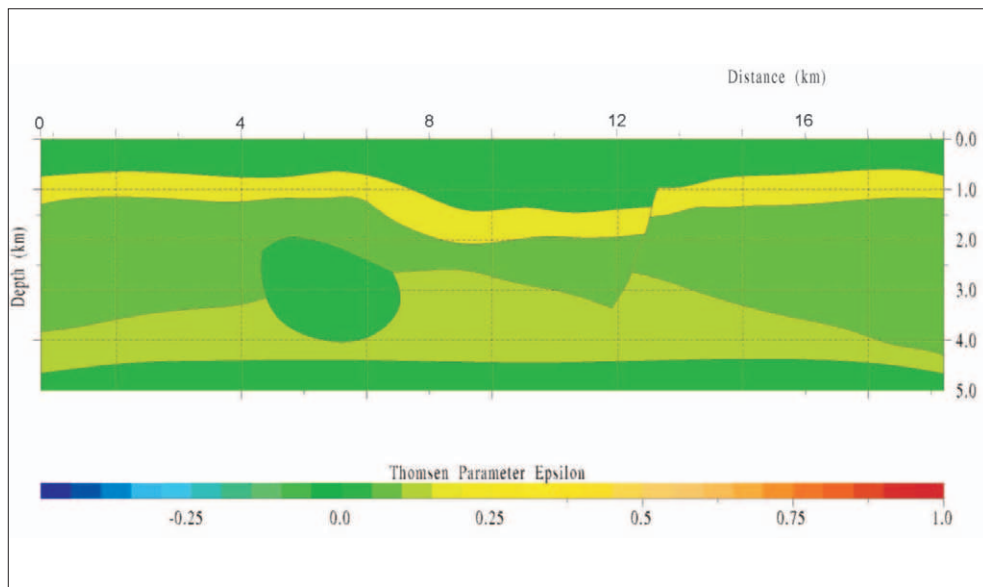
Przeprowadzone testy miały polepszyć oszacowanie parametru δ , ale rezultat ten nie został osiągnięty. Dla modelu I wyniki obliczeń dla offsetów są znacznie gorsze. W przypadku modelu II parametr ϵ został przybliżony dobrze, ale przybliżenie parametru δ nadal nie jest satysfakcjonujące.

6. Przeprowadzenie testów dla modelu zawierającego uskoki oraz wysad solny

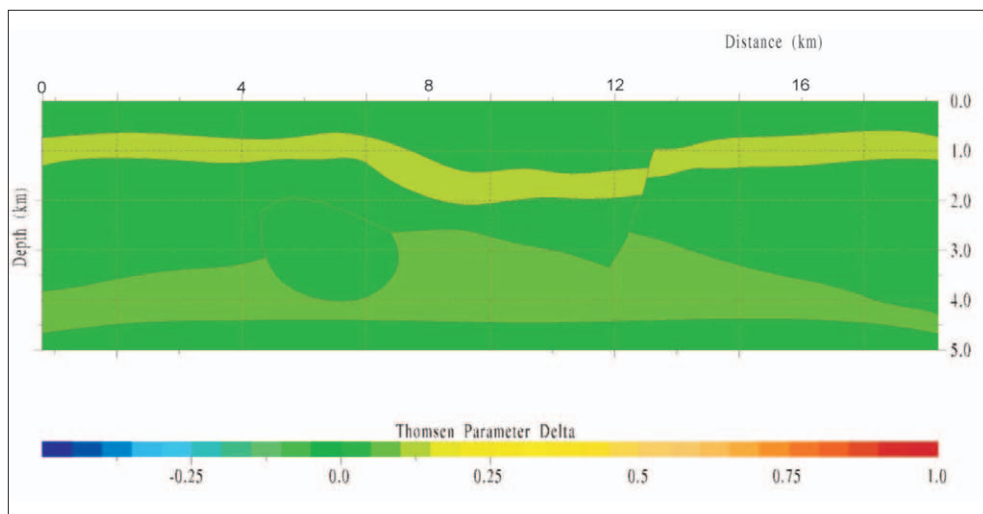
W celu przetestowania metodyki dla ośrodków o bardziej skomplikowanej geometrii zbudowano model III. Jest on wzorowany na ogólnie dostępnym modelu syntetycznym Hess VTI (http://software.seg.org/datasets/2D/Hess_VTI/ – jedno z opracowań przedstawiających wyniki obliczania parametrów dla tego modelu to: <http://www.cwp.mines.edu/Documents/cwpreports/cwp-275.pdf>). Przyjęto, że model zawiera cztery granice, wysad solny oraz uskoki. Model syntetyczny został obliczony za pomocą oprogramowania NORSAR-2D (moduły Anisotropic Ray Mapping i Seismogram Generator). Model prędkościowo-głębokościowy, rozkłady parametrów ϵ i δ zaprezentowano na rysunku 6.1 (a–c). Wartości parametrów modelu przedstawiono w tabeli 6.1.



Rys. 6.1. (a) Model prędkościowo-głębokościowy



Rys. 6.1. (b) Rozkład wartości parametru ϵ



Rys. 6.1. (c) Rozkład wartości parametru δ

Tab. 6.1. Wartości poszczególnych parametrów modelu III

	v_0	ϵ	δ
Granica 1	2000	0	0
Granica 2	2500	0,161	0,105
Granica 3	3000	0,083	0,030
Granica 4	3600	0,105	0,051
Wysad solny	4500	0	0

Wyniki pierwszych testów zaprezentowano w tabelach 6.2 oraz 6.3. Obliczenia dla modelu III są wykonywane dla kolejnych granic, od najbliższej do najgłębszej, z wykorzystaniem oszacowanych we wcześniejszych etapach parametrów anizotropii. Zarówno program bazujący na algorytmie genetycznym, jak i program oparty na metodzie symulowanego wyżarzania uruchomiono dla trzech różnych zestawów parametrów sterujących metodą opisaną w podrozdziałach 3.2 oraz 5.4.

Tab. 6.2. Wyniki dla modelu III otrzymane za pomocą algorytmu genetycznego

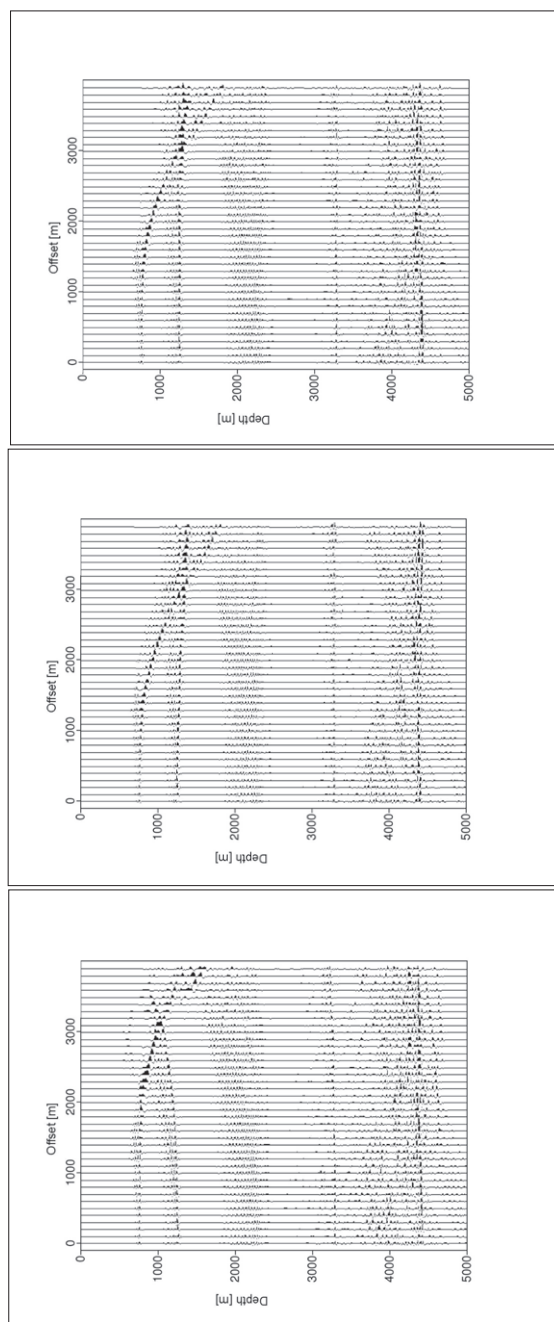
	Prawidłowe wartości		GA		GA1		GA2	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 1	0	0	0,067	-0,188	0,008	-0,145	-0,060	0,080
Gr. 2	0,161	0,105	0,203	0,258	0,233	0,245	0,127	0,033
Gr. 3	0,083	0,030	0,200	-0,029	0,000	0,199	0,080	-0,060
Gr. 4	0,105	0,051	0,178	0,051	0,063	-0,133	-0,153	-0,200

Tak jak w przypadku modeli I oraz II założono, że prędkość pionowa jest znana. Jako początkowy przyjęto izotropowy model prędkości. Wartości parametrów ε i δ poszukiwano w przedziale $[-0,2; 0,5]$. W celu ustalenia wyjściowej geometrii przeprowadzono migrację Kirchhoffa, a następnie manualnie ustalono głębokości poszczególnych granic. Obliczenia wykonywano dla 13 kolekcji CIP, dla których punkty wzbudzenia umieszczone były w $x = 4000$ m, 4500 m, 5000 m, ..., 10000 m.

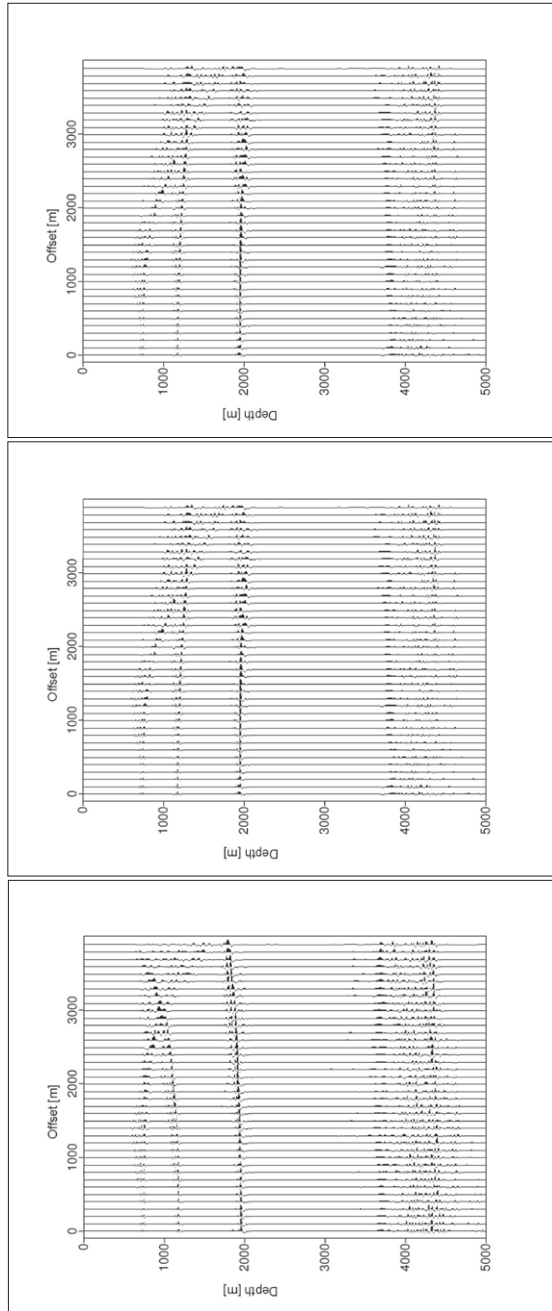
Tab. 6.3. Wyniki dla modelu III otrzymane za pomocą metody symulowanego wyżarzania

	Prawidłowe wartości		SA		SA1		SA2	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	0,053	-0,200	-0,038	0,027	0,020	-0,117
Gr. 2	0,161	0,105	0,35	0,065	0,255	-0,145	0,197	0,164
Gr. 3	0,083	0,030	0,067	0,150	0,220	0,007	-0,069	0,048
Gr. 4	0,105	0,051	-0,043	0,269	-0,500	-0,046	0,393	-0,199

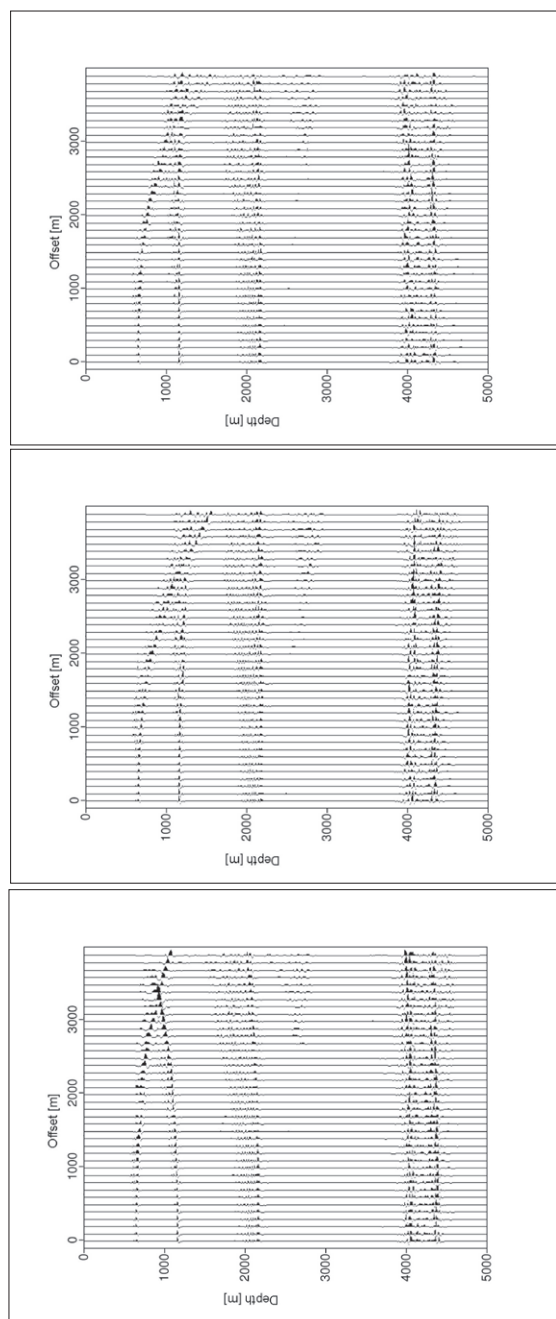
Na rysunkach 6.2–6.11 przedstawiono przykładowe wyniki otrzymane za pomocą algorytmu genetycznego (wersja GA).



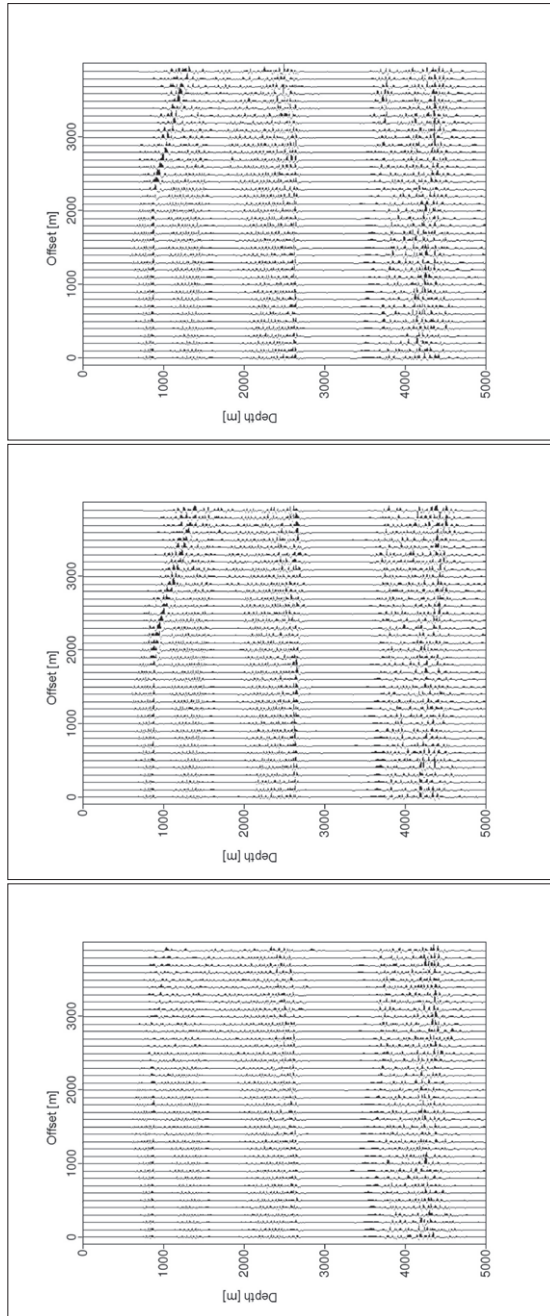
Rys. 6.2. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 4000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



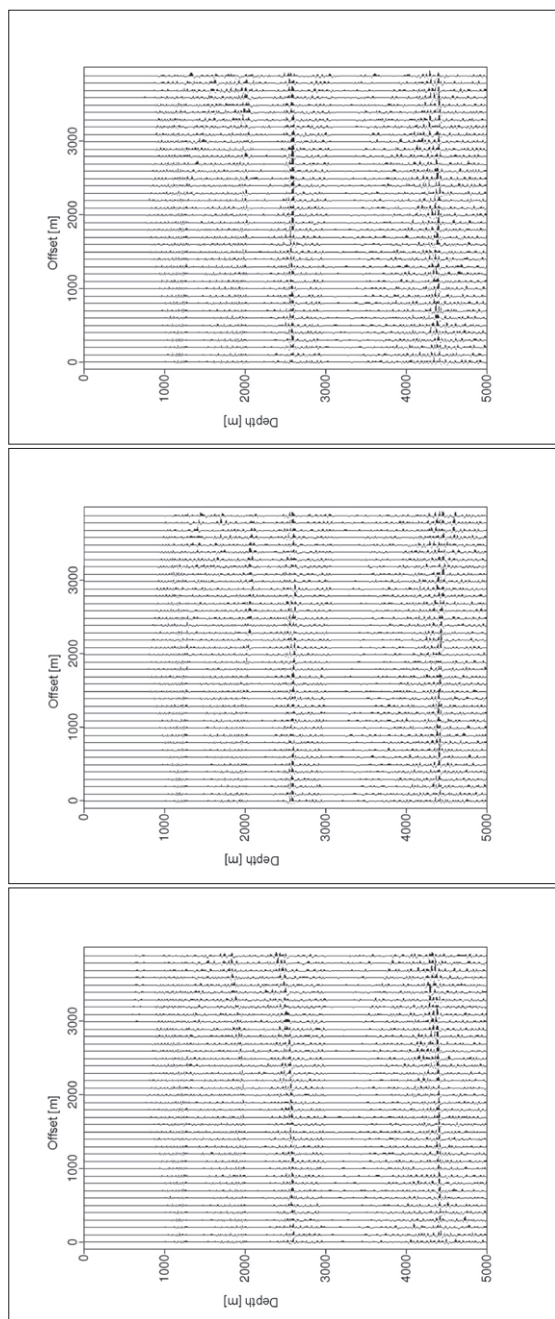
Rys. 6.3. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 5000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



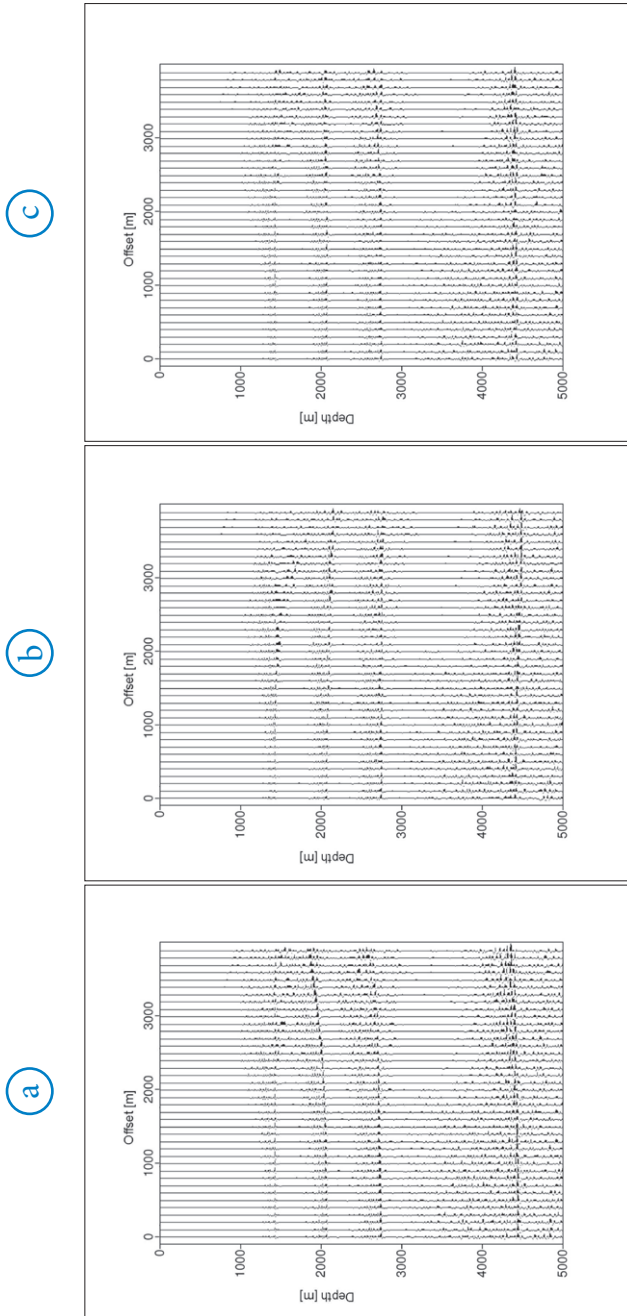
Rys. 6.4. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 6000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



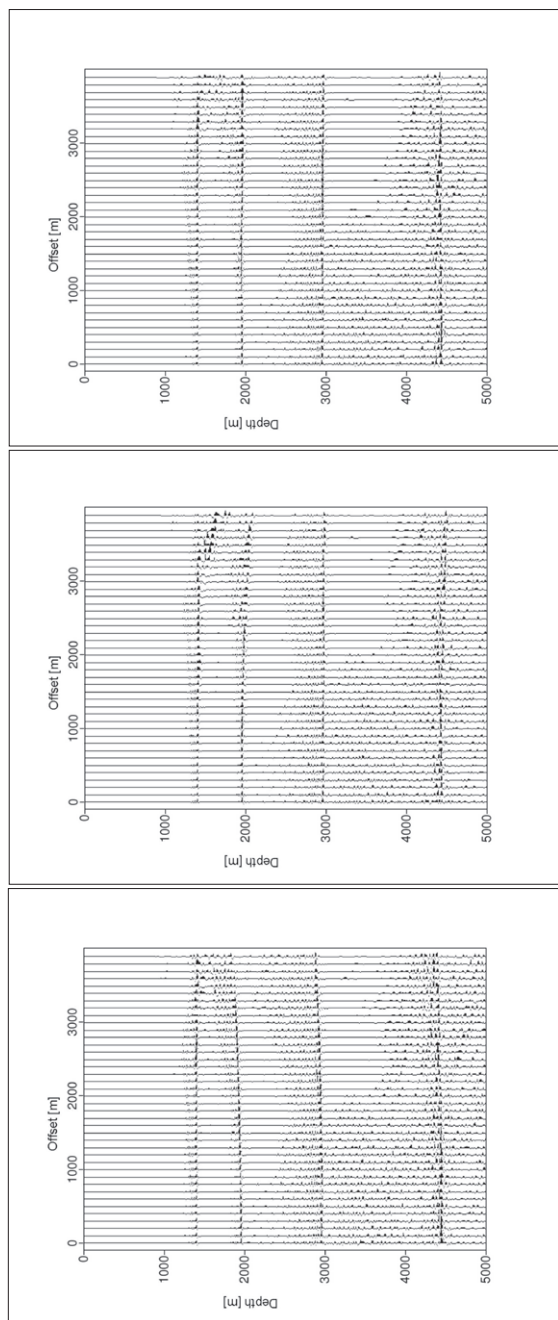
Rys. 6.5. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 7000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



Rys. 6.6. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 8000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



Rys. 6.7. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 9000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



Rys. 6.8. Wyniki dla kolekcji CIP w $x = 10000$ m. Kolejno przedstawiono kolekcję dla: (a) izotropowego modelu prędkości, (b) modelu prędkości z uwzględnieniem parametrów anizotropii otrzymanych jako rezultat optymalizacji, (c) modelu prędkości z prawidłowymi parametrami anizotropii



Rys. 6.9. Sekcja sejsmiczna po procedurze migracji z izotropowym polem prędkości



Rys. 6.10. Sekcja sejsmiczna po procedurze migracji z parametrami anizotropii otrzymanymi w wyniku optymalizacji

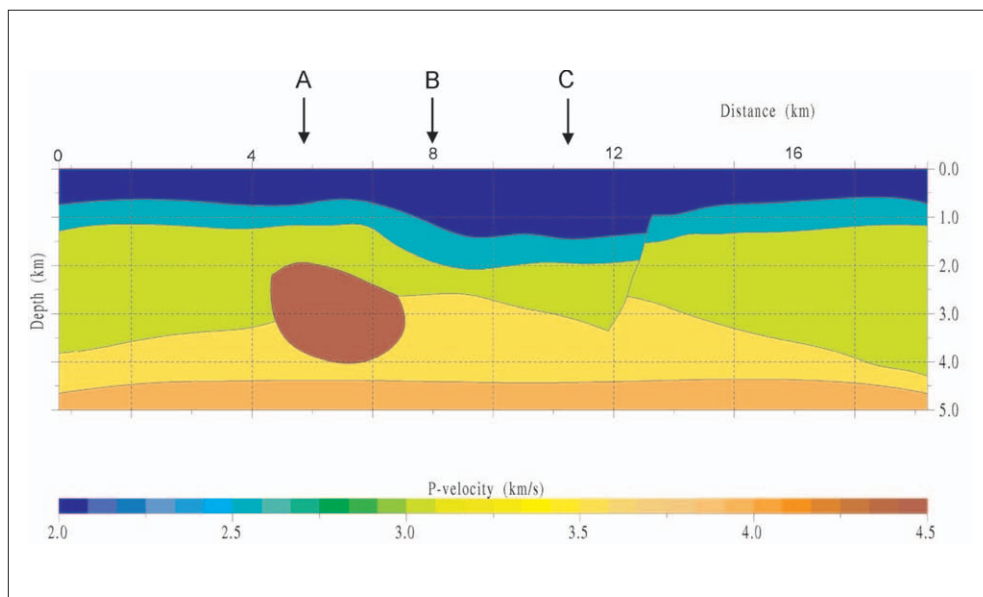


Rys. 6.1.1. Sekcja sejsmiczna po procedurze migracji z prawidłowymi parametrami anizotropii

Ponieważ wartości parametrów otrzymanych w wyniku optymalizacji odbiegają od wartości poszukiwanych, rozważono możliwość podziału modelu i przeprowadzenia obliczeń w trzech częściach. Model podzielono następująco:

- A. 5000–7000 m;
- B. 8000–10 000 m;
- C. 11 000–13 000 m.

W części A modelu znajduje się wysad solny, część C obejmuje uskoki. Usytuowanie pierwszych kolekcji CIP wziętych do obliczeń w poszczególnych grupach zaznaczono czarnymi strzałkami na rysunku 6.12.



Rys. 6.12. Usytuowanie pierwszych kolekcji CIP wziętych do obliczeń w grupach A, B i C

W każdej części wybrano 11 kolekcji wspólnego obrazowania CIP (łącznie 33 panele). Dla części B i C w obliczeniach uwzględniono trzy granice. Pierwsza grupa rekordów została usytuowana od $x = 5000$ m do $x = 7000$ m co 200 m, druga grupa od $x = 8000$ m do $x = 10\,000$ m co 200 m, a trzecia grupa od $x = 11\,000$ m do $x = 13\,000$ m co 200 m. Dla części A przeprowadzono natomiast obliczenia dla czterech granic. Ostateczny rozkład

wartości ε i δ otrzymano za pomocą interpolacji wartości parametrów w poszczególnych częściach modelu na cały model. Wyniki przedstawiono w tabelach 6.4–6.6.

Tab. 6.4. Wyniki dla części A modelu III

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	0,015	-0,137	-0,013	-0,107	0,016	-0,133	0,019	-0,147
Gr. 2	0,161	0,105	0,359	0,134	0,313	0,080	0,161	0,393	0,181	0,500
Gr. 3	0,083	0,030	0,303	-0,049	-0,200	0,080	0,024	-0,026	0,134	-0,200
Gr. 4	0,105	0,051	0,458	0,500	-0,153	0,080	-0,199	0,228	-0,09	0,500

Tab. 6.5. Wyniki dla części B modelu III

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	-0,037	-0,001	0,033	-0,013	0,010	-0,007	0,137	-0,172
Gr. 2	0,161	0,105	0,136	0,115	-0,107	0,173	0,171	-0,033	0,358	0,305
Gr. 3	0,083	0,030	-0,174	0,277	0,127	0,080	0,126	0,112	-0,200	0,077

Tab. 6.6. Wyniki dla części C modelu III

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	0,055	-0,049	-0,013	0,033	0,004	0,002	-0,003	-0,015
Gr. 2	0,161	0,105	0,397	-0,049	0,360	-0,013	0,372	-0,103	0,262	0,185
Gr. 3	0,083	0,030	0,008	-0,059	0,080	0,033	-0,059	0,309	-0,108	0,218

Zapoznając się z rezultatami dla całego modelu III oraz dla jego poszczególnych części można poczynić następujące obserwacje:

1. W przypadku pierwszej granicy części A modelu III refleksy dla poszczególnych offsetów na panelach CIP nie występują na tej samej głębokości nawet przy prawidłowych wartościach parametrów anizotropii (można to zauważyć m.in. na rysunku 6.4, panel CIP dla $x = 6000$ m wchodzi w skład części A). Pojawia się zatem kłopot z kluczowym założeniem metodyki postulującym, że dla prawidłowych wartości modelu efekt „wypłaszczenia” powinien być osiągnięty. Przy próbie skrócenia offsetu – rozważenia krótszego offsetu od 0 do 1500 m, dla którego założenie jest spełnione i „wypłaszczenie” obserwuje się na panelach po migracji izotropowej – pojawia się kolejna kwestia. W przypadku panelu CIP obliczonego z modelem prędkości z parametrami anizotropii otrzymanymi za pomocą optymalizacji refleksy występują na tej samej głębokości, ale wartość parametru anizotropii δ odbiega od prawidłowej wartości 0,0 i jest bliska $-0,13$ (wartość parametru ε jest bliska prawidłowej wartości 0,0). Dla offsetu 0–1500 można uznać, że w pierwszej warstwie anizotropia nie występuje, i spróbować przeprowadzić optymalizację, opuszczając pierwszą granicę i przyjmując dla niej $\varepsilon = \delta = 0,0$ (wyniki takiego testu zostały przedstawione w dalszej części rozdziału – tab. 6.8).

2. W przypadku drugiej granicy części A modelu III warunki metodyki są spełnione: refleksy dla poszczególnych offsetów na panelach CIP występują na tej samej głębokości dla prawidłowych wartości parametrów anizotropii oraz dla wartości uzyskanych w wyniku optymalizacji. Jednak otrzymane wartości parametrów nie są prawidłowe. Rozważając wyniki umieszczone w tabeli 6.4, można zauważyć, że metoda SA dała dobre przybliżenie ε i nieprawidłowe przybliżenie δ , a metoda GA odwrotnie – lepiej przybliżony jest parametr δ , dużo gorzej ε . Jeśli rozważyć skrócony offset od 0 do 1500 m, wyniki testu dają praktycznie losowe wartości parametrów, zapewne dlatego, że „wypłaszczenie” zostało osiągnięte już dla modelu początkowego (rys. 6.4).

3. Dla trzeciej i czwartej granicy części A modelu III wyniki optymalizacji nie są satysfakcjonujące. Parametry przyjmują praktycznie losowe wartości (tab. 6.4). W przypadku granicy nr 4 można się zastanawiać nad potrzebą rozważenia dłuższych offsetów. Na rysunku 6.4 widać, że obraz na panelu

CIP przy $x = 6000$ m dla modelu izotropowego i anizotropowego (czy to z prawidłowymi wartościami parametrów anizotropii, czy z parametrami oszacowanymi błędnie) jest bardzo zbliżony. W przypadku granicy nr 4, która sięga głębokości około 4000 m, potrzebny byłby offset o długości 8000 m.

4. Wyniki dla pierwszej granicy części B modelu III są do zaakceptowania, z wyjątkiem rezultatów wariantu SA1 (tab. 6.5).

5. W przypadku drugiej granicy części B pojawia się problem z „wyplaszczaniem” refleksów dla prawidłowych wartości parametrów anizotropii (rys. 6.7c). Wyniki wariantów GA1 i SA1 są obciążone dużymi błędami (tab. 6.5). W dalszych testach rozważono przeprowadzenie optymalizacji jedynie dla paneli CIP zlokalizowanych w $x = 9000$ – $10\ 000$ m profilu (panele brano co 100 m, co dało tę samą liczbę paneli wziętych do obliczeń, panele zlokalizowane w $x = 8000$ – 9000 m wyłączono z obliczeń).

6. Dla trzeciej granicy części B wyniki również nie są zadowalające (tab. 6.5). Można rozważyć wyłączenie z obliczeń kłopotliwych rekordów i zwiększenie offsetu.

7. Wyniki dla pierwszej granicy części C modelu III są zadowalające, najgorsze rezultaty przyniósł wariant GA (tab. 6.6).

8. Wartości parametrów anizotropii w przypadku drugiej i trzeciej granicy części C znacznie odbiegają od poszukiwanych (tab. 6.6). Na rysunku 6.8 widać, że obraz na panelu CIP przy $x = 10\ 000$ m dla modelu izotropowego i anizotropowego (czy to z prawidłowymi wartościami parametrów anizotropii, czy z parametrami oszacowanymi błędnie) jest bardzo zbliżony. Można rozważyć zwiększenie offsetu: do 4000 m – w przypadku granicy drugiej usytuowanej na głębokości około 2000 m; do offsetu 6000 m – w przypadku granicy trzeciej usytuowanej na głębokości około 3000 m.

Na podstawie powyższych obserwacji wykonano kolejne testy.

Przeprowadzono dwa testy dla części A modelu III. W pierwszym obliczenia wykonano dla offsetów od 0 do 1700 m (tab. 6.7). W drugim teście założono, że pierwsza warstwa jest izotropowa i obliczenia przeprowadzono od drugiej warstwy (tab. 6.8).

Tab. 6.7. Wyniki dla części A modelu III. Do obliczeń użyto offsetów od 0 do 1700 m

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 1	0	0	-0,051	0,025	-0,060	0,033	-0,050	0,026	-0,015	-0,015
Gr. 2	0,161	0,105	0,188	0,234	-0,060	0,080	0,045	0,133	0,276	0,007
Gr. 3	0,083	0,030	0,277	-0,178	-0,013	-0,153	0,008	-0,055	0,112	-0,170
Gr. 4	0,105	0,051	0,042	-0,030	-0,013	0,266	-0,200	0,292	-0,173	0,500

Tab. 6.8. Wyniki dla części A modelu III. Założono, że pierwsza warstwa jest izotropowa i obliczenia przeprowadzono od drugiej warstwy

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 2	0,161	0,105	0,100	0,267	0,173	0,080	0,057	0,464	0,012	0,367
Gr. 3	0,083	0,030	-0,185	0,025	-0,153	0,127	-0,001	-0,200	-0,200	0,099
Gr. 4	0,105	0,051	0,267	0,189	0,333	0,127	-0,200	0,341	-0,189	0,184

Testy dla 6 kolekcji CIP

W kolejnych testach zawężono szerokość fragmentów profilu, dla których prowadzone były obliczenia. Wybrano po 6 kolekcji wspólnego obrazowania CIP. Pierwsza grupa rekordów została usytuowana od $x = 6000$ m do $x = 7000$ m co 200 m (część A), druga grupa – od $x = 9000$ m do $x = 10\ 000$ m co 200 m (część B), trzecia grupa – od $x = 12\ 000$ m do $x = 13\ 000$ m co 200 m (tę część (C) włączono do obliczeń dla całego modelu). Wyniki przedstawiono w tabelach 6.9–6.11.

Tab. 6.9. Wyniki dla części A modelu III. Obliczenia dla 6 paneli

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	-0,137	0,245	-0,060	0,080	0,029	-0,200	-0,052	0,063
Gr. 2	0,161	0,105	0,128	0,097	0,173	-0,107	0,425	0,134	0,105	0,047
Gr. 3	0,083	0,030	0,470	-0,095	-0,153	-0,153	-0,003	-0,200	-0,181	-0,178
Gr. 4	0,105	0,051	0,488	-0,174	0,220	0,220	0,090	0,049	0,498	0,220

Tab. 6.10. Wyniki dla części B modelu III. Obliczenia dla 6 paneli

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	0,010	-0,018	-0,013	-0,013	-0,008	0,005	-0,021	0,018
Gr. 2	0,161	0,105	0,389	-0,038	0,313	-0,013	-0,094	0,353	-0,019	0,228
Gr. 3	0,083	0,030	-0,008	0,066	-0,153	0,267	-0,013	0,031	-0,026	-0,014

Tab. 6.11. Wyniki dla całego modelu III. Obliczenia dla 18 paneli (wziętych jako suma paneli z fragmentów modelu A-C)

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	-0,021	0,000	-0,013	-0,013	0,019	-0,104	-0,007	-0,016
Gr. 2	0,161	0,105	0,289	-0,058	0,080	0,360	0,441	0,165	0,092	0,475
Gr. 3	0,083	0,030	-0,004	0,116	0,033	0,267	-0,197	0,101	0,481	0,026

Testy dla 11 kolekcji CIP

W tym teście z każdej części wybrano 11 kolekcji wspólnego obrazowania CIP. Pierwsza grupa rekordów została usytuowana od $x = 6000$ m do $x = 7000$ m co 100 m (część A), druga grupa – od $x = 9000$ m do $x = 10\ 000$ m co 100 m (część B), trzecia grupa – od $x = 12\ 000$ m do $x = 13\ 000$ m co 100 m (część C). Wyniki dla części A i B przedstawiono w tabelach 6.12–6.13. Wyniki dla części C były zbliżone do wcześniejszych rezultatów (tab. 6.6).

Tab. 6.12. Wyniki dla części A modelu III. Obliczenia dla 11 paneli

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	0,008	-0,062	-0,060	0,080	0,00	-0,058	0,339	-0,200
Gr. 2	0,161	0,105	0,197	0,236	0,453	-0,107	0,188	0,326	0,068	0,044
Gr. 3	0,083	0,030	-0,082	0,330	0,080	0,313	0,309	-0,200	0,159	0,411
Gr. 4	0,105	0,051	-0,092	0,093	0,173	0,407	0,397	0,410	0,335	0,406

Tab. 6.13. Wyniki dla części B modelu III. Obliczenia dla 11 paneli

	Prawidłowe wartości		GA		GA1		SA		SA1	
	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ	ε	δ
Gr. 1	0	0	-0,032	0,030	-0,013	-0,013	-0,008	0,001	-0,028	0,015
Gr. 2	0,161	0,105	0,189	0,048	-0,013	0,313	0,263	0,066	0,146	0,115
Gr. 3	0,083	0,030	0,284	-0,136	0,173	-0,013	-0,200	0,216	-0,189	0,178

Ponieważ podział modelu na fragmenty nie przyniósł oczekiwanej poprawy rezultatów, zdecydowano o zawężeniu przestrzeni poszukiwania wartości parametrów anizotropii z przedziału $[-0,2; 0,5]$ do przedziału $[0,0; 0,3]$ (w wersjach GA3, SA3 parametry steru-

jące przyjęto jak w wersjach GA i SA, uwzględniono zawężenie przedziału poszukiwań). Natomiast w wariantach GA4 i SA4 wprowadzono zmienność pola prędkości v_p wraz z geometrią. We wcześniejszych obliczeniach pole prędkości v_p przyjmowano jako znane i niezmiennie w trakcie całej optymalizacji. W niniejszych wariantach założono, że wartości prędkości w poszczególnych warstwach są znane, ale geometria modelu zmienia się podczas optymalizacji i w związku z ograniczonymi możliwościami programu do budowania modelu prędkości jest to przybliżenie rzeczywistej geometrii (bez uwzględnienia wysadu solnego – wysad solny zaznacza się jedynie w zmianie wartości prędkości pionowej w części A modelu). Wyniki przedstawiono w tabelach 6.14–6.17.

Tab. 6.14. Wyniki dla części A modelu III. Obliczenia dla 11 paneli. Wartości parametrów anizotropii poszukiwano w przedziale [0,0; 0,3]

	Prawidłowe wartości		GA3		GA4		SA3		SA4	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 1	0	0	0,002	0,004	0,000	0,002	0,001	0,002	0,000	0,005
Gr. 2	0,161	0,105	0,272	0,031	0,157	0,206	0,173	0,071	0,105	0,300
Gr. 3	0,083	0,030	0,092	0,058	0,279	0,128	0,239	0,199	0,225	0,073
Gr. 4	0,105	0,051	0,265	0,130	0,105	0,002	0,115	0,000	0,001	0,000

Tab. 6.15. Wyniki dla części B modelu III. Obliczenia dla 11 paneli. Wartości parametrów anizotropii poszukiwano w przedziale [0,0; 0,3]

	Prawidłowe wartości		GA3		GA4		SA3		SA4	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 1	0	0	0,005	0,000	0,002	0,001	0,001	0,000	0,002	0,00
Gr. 2	0,161	0,105	0,128	0,125	0,207	0,071	0,163	0,128	0,151	0,071
Gr. 3	0,083	0,030	0,088	0,052	0,006	0,002	0,185	0,005	0,025	0,038

Tab. 6.16. Wyniki dla części C modelu III. Obliczenia dla 11 paneli. Wartości parametrów anizotropii poszukiwano w przedziale [0,0; 0,3]

	Prawidłowe wartości		GA3		GA4		SA3		SA4	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 1	0	0	0,001	0,007	0,002	0,003	0,000	0,007	0,000	0,019
Gr. 2	0,161	0,105	0,263	0,028	0,290	0,033	0,289	0,037	0,200	0,084
Gr. 3	0,083	0,030	0,035	0,112	0,141	0,087	0,006	0,204	0,017	0,288

Tab. 6.17. Wyniki dla części ABC modelu III. Obliczenia dla 33 paneli. Wartości parametrów anizotropii poszukiwano w przedziale [0,0; 0,3]

	Prawidłowe wartości		GA3		SA3	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 1	0	0	0,005	0,006	0,000	0,006
Gr. 2	0,161	0,105	0,266	0,025	0,224	0,126
Gr. 3	0,083	0,030	0,006	0,178	0,109	0,002

Wyniki wariantu GA3 oraz SA3 zestawiono w inny sposób tabelach 6.18 i 6.19 oraz na rysunkach 6.13–6.18.

Tab. 6.18. Zestawienie wyników otrzymanych za pomocą programu optymalizacyjnego bazującego na algorytmie genetycznym

	GA3							
	ϵ				δ			
	Prawidłowe wartości	A	B	C	Prawidłowe wartości	A	B	C
1.	0	0,002	0,005	0,001	0	0,004	0,000	0,007
2.	0,161	0,272	0,128	0,263	0,105	0,031	0,125	0,028

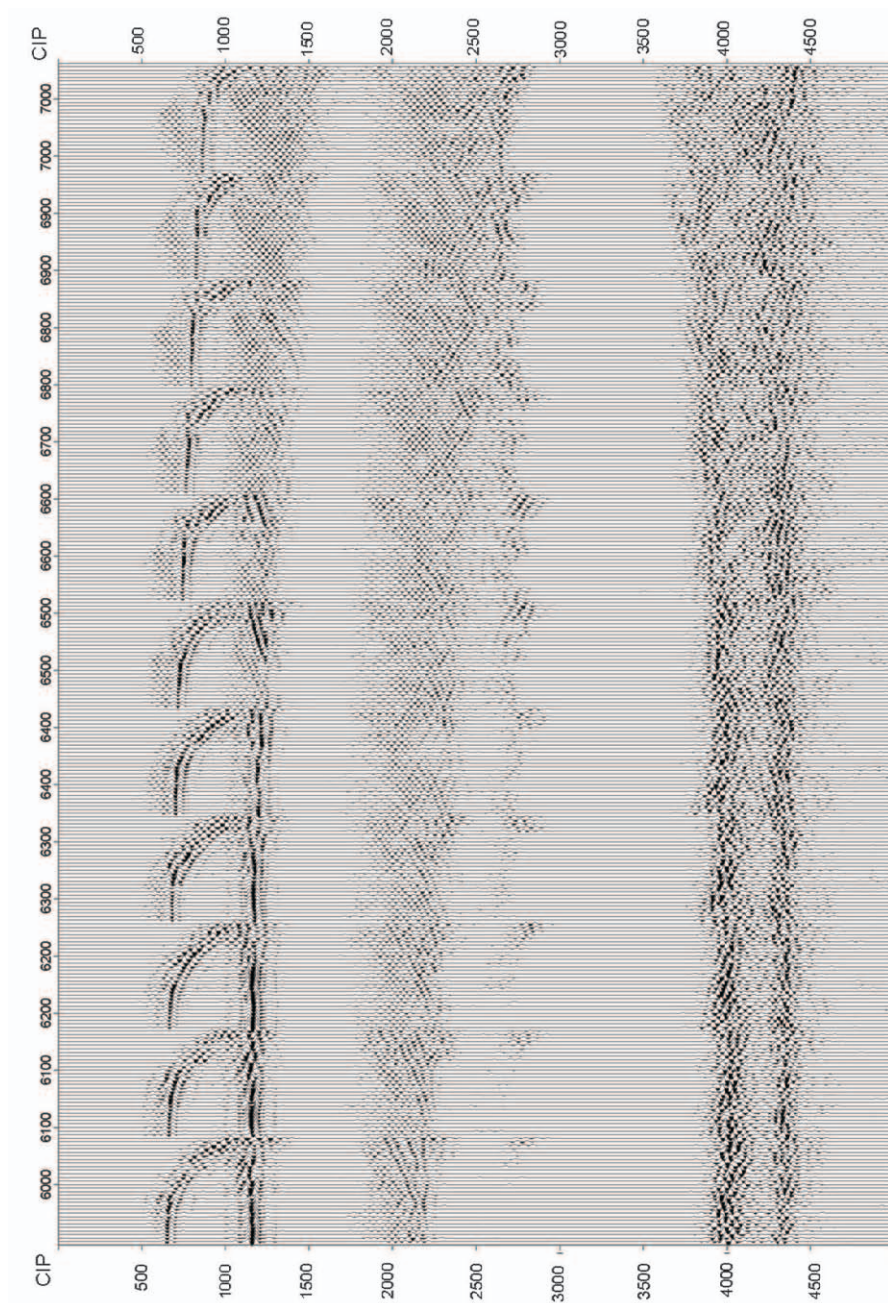
GA3								
ϵ					δ			
	Prawidłowe wartości	A	B	C	Prawidłowe wartości	A	B	C
3.	0,083	0,092	0,088	0,035	0,030	0,058	0,052	0,112
4.	0,105	0,265	–	–	0,051	0,130	–	–

Tab. 6.19. Zestawienie wyników otrzymanych za pomocą programu optymalizacyjnego bazującego na metodzie symulowanego wyżarzania

SA3								
ϵ					δ			
	Prawidłowe wartości	A	B	C	Prawidłowe wartości	A	B	C
1.	0	0,001	0,001	0,000	0	0,002	0,000	0,007
2.	0,161	0,173	0,163	0,289	0,105	0,071	0,128	0,037
3.	0,083	0,239	0,185	0,006	0,030	0,199	0,005	0,204
4.	0,105	0,115	–	–	0,051	0,000	–	–

Analizując szczegółowo panele CIP w poszczególnych częściach modelu oraz sekcje po migracji z przybliżonymi wartościami parametrów można zauważyć, że:

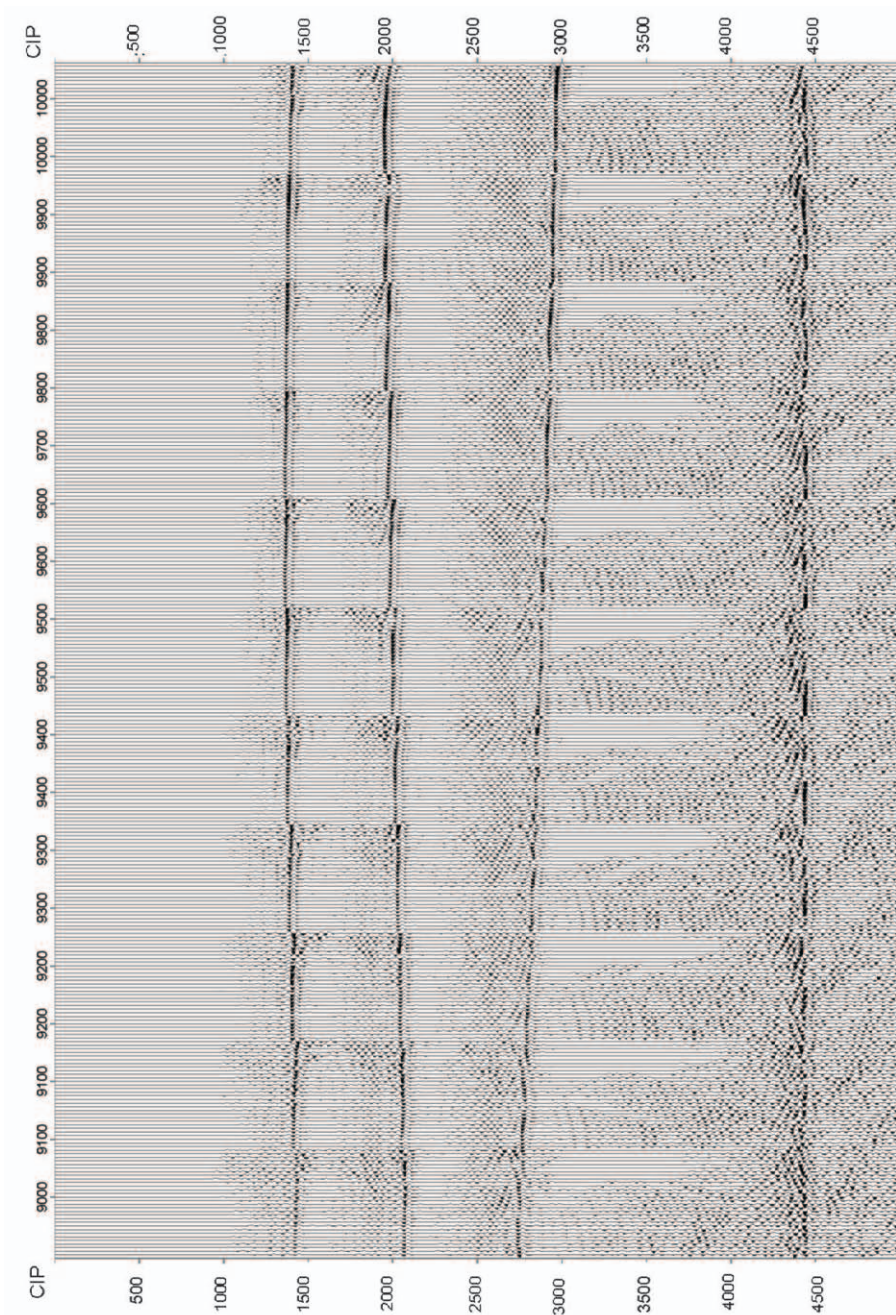
- granica 1 jest przybliżona zadowalająco we wszystkich przypadkach;
- granica 2 w części A modelu jest znacznie lepiej przybliżona za pomocą parametrów otrzymanych za pomocą SA, znacznie lepsze jest również „wypłaszczenie” refleksów na panelach CIP; w części B odwzorowanie granicy 2 jest dobre dla obu metod, natomiast w części C lepszy obraz otrzymano w przypadku metody GA, ale parametry przyjmują wartości dalekie od poszukiwanych;
- granica 3 w części A została znacznie lepiej przybliżona za pomocą metody GA, strop wysadu solnego jest znacznie lepiej odwzorowany; dla pozostałych części modelu nie da się wskazać metody, która przyniosła lepsze rezultaty, czyli bardziej zbliżone do prawdziwych wartości parametrów anizotropii;
- odwzorowanie granicy 4 nie jest satysfakcjonujące, najlepsze odwzorowanie spągu wysadu solnego można zaobserwować dla parametrów otrzymanych za pomocą metody GA w części B modelu (i rzeczywiście jest to zgodne z faktem, że parametry anizotropii dla granicy 4 są zbliżone do parametrów granicy 3, a w przypadku modelu B granica 3 została przybliżona z dobrą dokładnością).



Rys. 6.13. (a) Wybrane panele CIP dla migracji z uwzględnieniem anizotropii – wartości parametrów otrzymane za pomocą metody SA (wariant SA3) dla części A modelu.



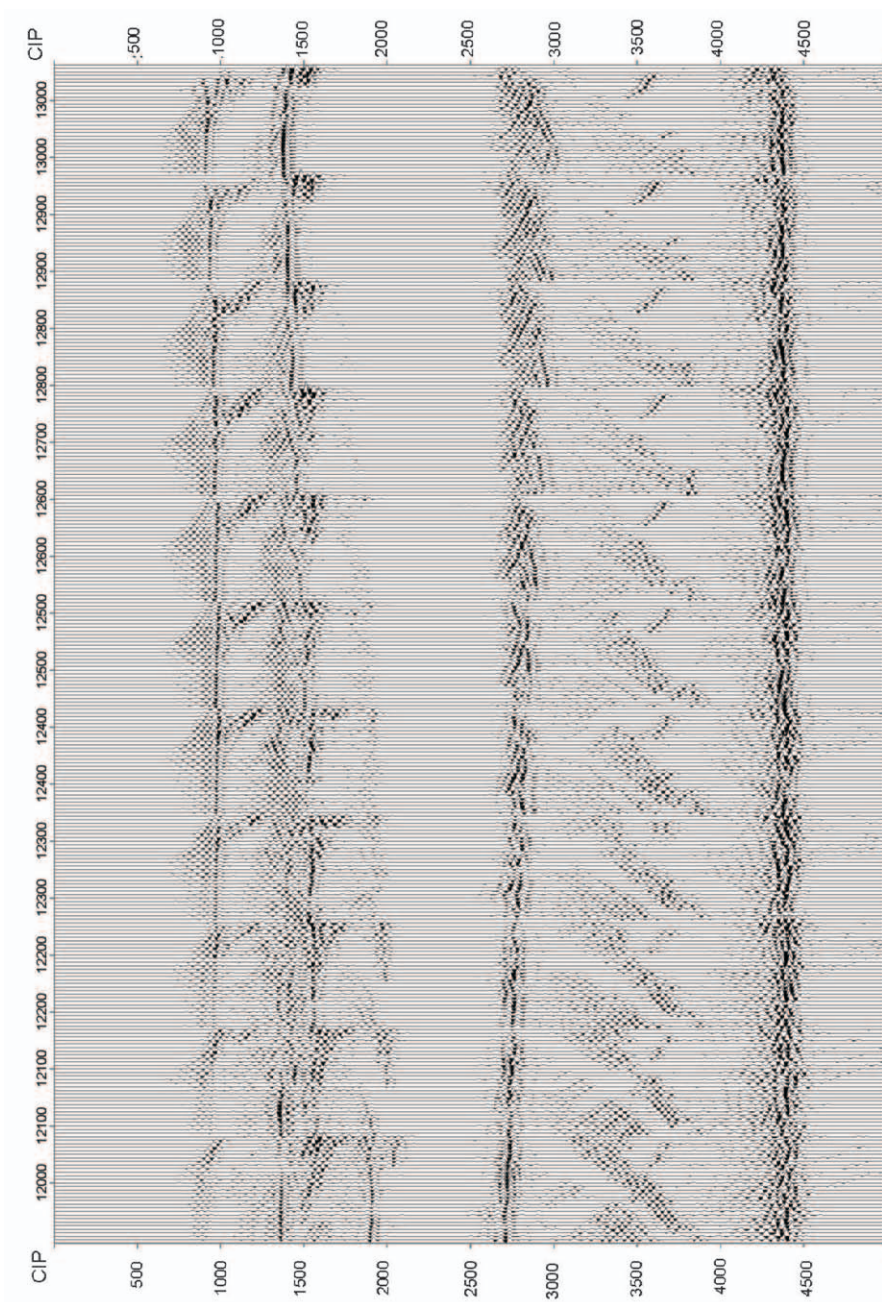
Rys. 6.13. (b) Sekcja sejsmiczna po migracji zerooffsetowej z uwzględnieniem anizotropii z parametrami jak w (a)



Rys. 6.14. (a) Wybrane panele CIP dla migracji z uwzględnieniem anizotropii – wartości parametrów otrzymane za pomocą metody SA (wariant SA3) dla części B modelu



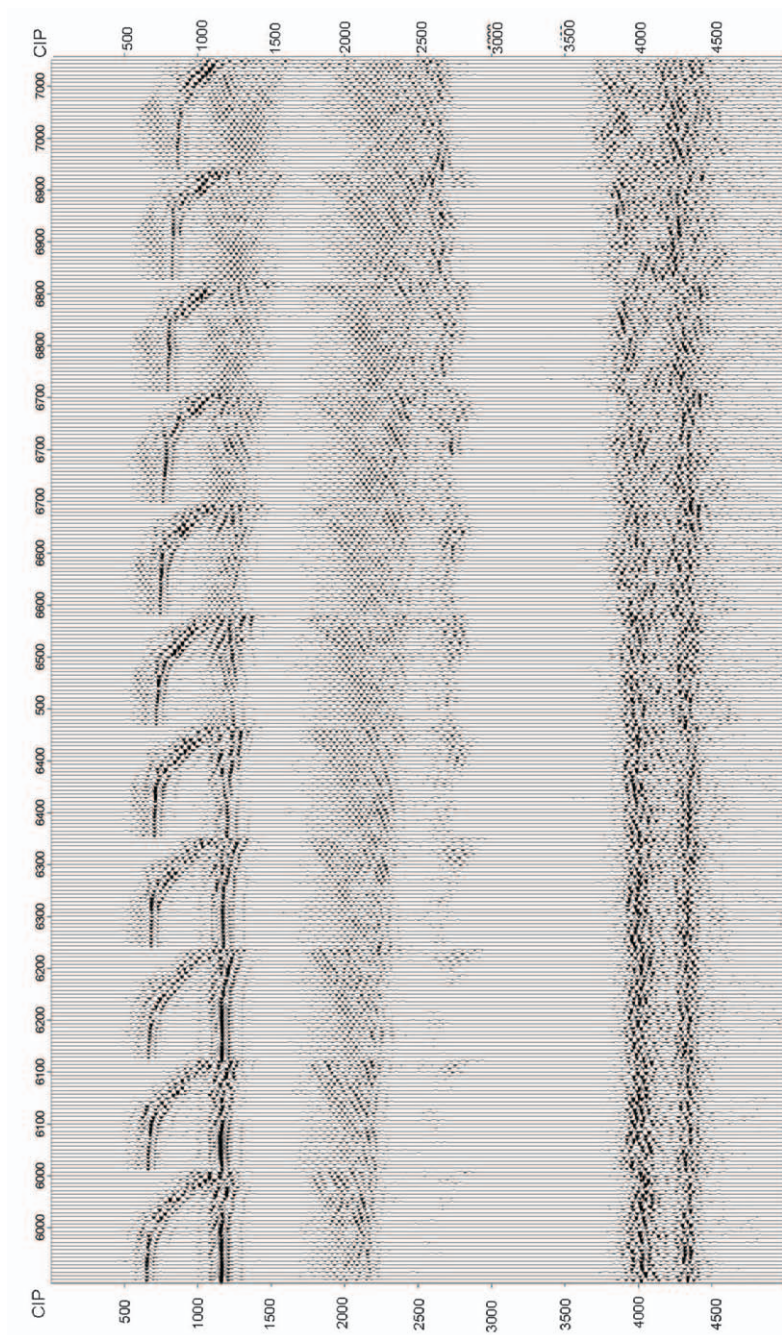
Rys. 6.14. (b) Sekcja sejsmiczna po migracji zerooffsetowej z uwzględnieniem anizotropii z parametrami jak w (a)



Rys. 6.15. (a) Wybrane panele CIP dla migracji z uwzględnieniem anizotropii – wartości parametrów otrzymane za pomocą metody SA (wariant SA3) dla części C modelu



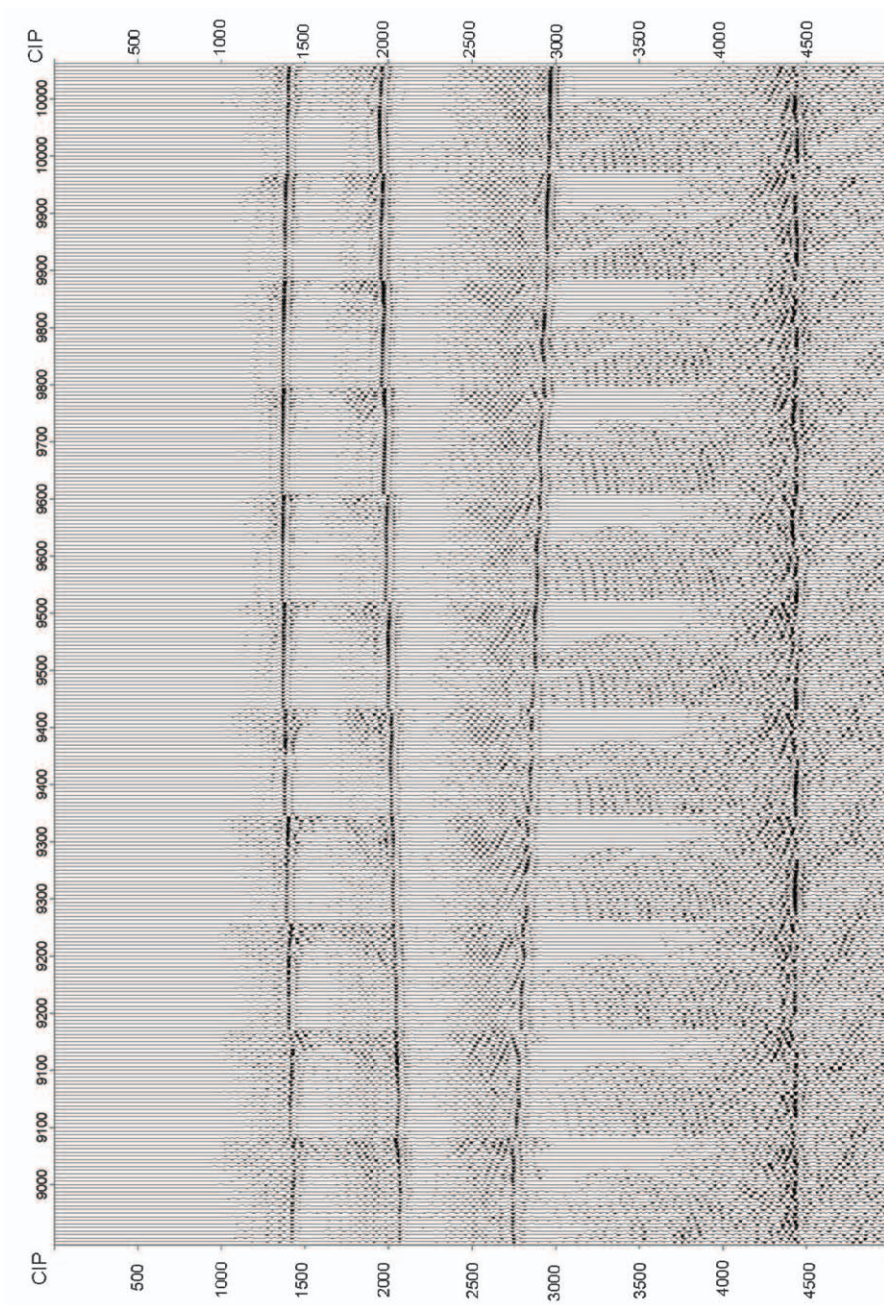
Rys. 6.15. (b) Sekcja sejsmiczna po migracji zerooffsetowej z uwzględnieniem anizotropii z parametrami jak w (a)



Rys. 6.16. (a) Wybrane panele CIP dla migracji z uwzględnieniem anizotropii – wartości parametrów otrzymane za pomocą metody GA (wariant GA3) dla części A modelu



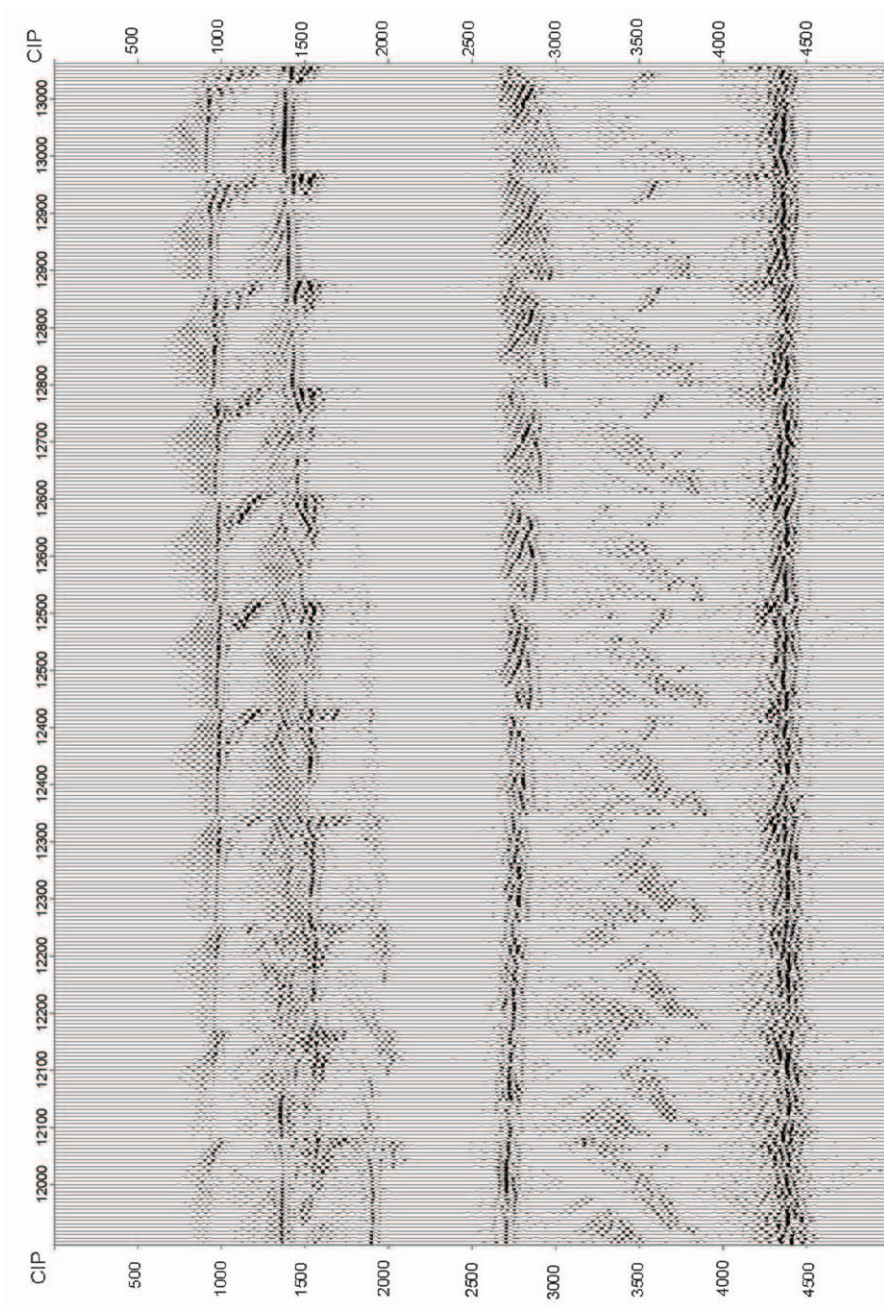
Rys. 6.16. (b) Sekcja sejsmiczna po migracji zerooffsetowej z uwzględnieniem anizotropii z parametrami jak w (a)



Rys. 6.17. (a) Wybrane panele CIP dla migracji z uwzględnieniem anizotropii – wartości parametrów otrzymane za pomocą metody GA (wariant GA3) dla części B modelu



Rys. 6.17. (b) Sekcja sejsmiczna po migracji zerooffsetowej z uwzględnieniem anizotropii z parametrami jak w (a)



Rys. 6.18. (a) Wybrane panele CIP dla migracji z uwzględnieniem anizotropii – wartości parametrów otrzymane za pomocą metody GA (wariant GA3) dla części C modelu



Rys. 6.18. (b) Sekcja sejsmiczna po migracji zerooffsetowej z uwzględnieniem anizotropii z parametrami jak w (a)

Parametry anizotropii w przypadku granic 3 i 4 zostały przybliżone z bardzo dużymi błędami. Dla granic tych przeprowadzono obliczenia dla dłuższego offsetu (wykonano dodatkowe modelowanie dla nowych parametrów akwizycji – przyjęto 32 odbiorniki co 250 m, zatem offset maksymalny wyniósł 8000 m). Wyniki oszacowania parametrów anizotropii dla granic 3 i 4 przy założeniu prawidłowych wartości parametrów dla granic 1 i 2 przedstawiono w tabelach 6.20–6.22 – rezultaty nie są satysfakcjonujące.

Tab. 6.20. Wyniki obliczeń dla 3 i 4 granicy części A modelu III

	Prawidłowe wartości		GA		SA	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 3	0,083	0,030	0,069	0,022	0,132	0,001
Gr. 4	0,105	0,051	0,264	0,112	0,178	0,292

Tab. 6.21. Wyniki obliczeń dla 3 granicy części B modelu III

	Prawidłowe wartości		GA		SA	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 3	0,083	0,030	0,292	0,241	0,300	0,241

Tab. 6.22. Wyniki obliczeń dla 3 granicy części C modelu III

	Prawidłowe wartości		GA		SA	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Gr. 3	0,083	0,030	0,037	0,217	0,153	0,223

7. Analiza możliwości oszacowania parametrów anizotropii w przypadku, gdy prędkość pionowa jest obciążona błędem

We wszystkich obliczeniach w rozdziałach 5 i 6 zakładano, że prędkość pionowa fali podłużnej P jest znana. Prędkość fali pionowej może być wyznaczona na przykład z danych geofizyki otworowej. Informacja taka nie zawsze jest jednak dostępna. Nasuwa się zatem pytanie, jakie wyniki można otrzymać za pomocą przedstawionej w niniejszym opracowaniu metodyki w przypadku, gdy prędkość fali P jest obciążona błędem. W tabeli 7.1 przedstawiono przyjęte wartości prędkości pionowej (wartość błędnej prędkości przyjęto jako procent $\pm 5\%$, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$ prawidłowej wartości).

Tab. 7.1. Wartości prędkości pionowej fali podłużnej przyjęte w testowaniu metodyki

	Procent prawidłowej wartości	Wartość prędkości pionowej dla prawidłowej prędkości $V_p = 2500$
V_{p1}	95%	2375
V_{p2}	105%	2625
V_{p3}	90%	2250
V_{p4}	110%	2750
V_{p5}	80%	2000
V_{p6}	120%	3000

W tabelach 7.2–7.5 zaprezentowano wyniki estymacji parametrów Thomsena przy błędnie zadanej prędkości pionowej (przyjętej jako V_{p1} , ..., V_{p6}) dla modeli I oraz II przedstawionych w rozdziale 4.

Tab. 7.2. Wyniki testowania metodyki w przypadku błędnie przyjętej prędkości pionowej dla modelu I. Optymalizacja za pomocą algorytmu genetycznego

	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość dla V_p1	0,232	0,127
Optymalna wartość dla V_p2	0,155	-0,005
Optymalna wartość dla V_p3	0,447	0,105
Optymalna wartość dla V_p4	0,110	-0,058
Optymalna wartość dla V_p5	0,453	0,463
Optymalna wartość dla V_p6	-0,045	-0,103

Tab. 7.3. Wyniki testowania metodyki w przypadku błędnie przyjętej prędkości pionowej dla modelu I. Optymalizacja za pomocą metody symulowanego wyżarzania

	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość dla V_p1	0,278	0,092
Optymalna wartość dla V_p2	0,107	0,025
Optymalna wartość dla V_p3	0,257	0,248
Optymalna wartość dla V_p4	0,009	-0,007
Optymalna wartość dla V_p5	0,488	0,457
Optymalna wartość dla V_p6	-0,051	0,098

Tab. 7.4. Wyniki testowania metodyki w przypadku błędnie przyjętej prędkości pionowej dla modelu II. Optymalizacja za pomocą algorytmu genetycznego

	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość dla V_p1	0,274	0,082
Optymalna wartość dla V_p2	0,137	-0,105
Optymalna wartość dla V_p3	0,360	0,186
Optymalna wartość dla V_p4	0,110	-0,080

Tab. 7.5. Wyniki testowania metodyki w przypadku błędnie przyjętej prędkości pionowej dla modelu II. Optymalizacja za pomocą metody symulowanego wyżarzania

	ϵ	δ
Rzeczywista wartość	0,2	0,05
Początkowa wartość	0	0
Optymalna wartość dla V_p1	0,257	0,134
Optymalna wartość dla V_p2	0,133	-0,032
Optymalna wartość dla V_p3	0,366	0,139
Optymalna wartość dla V_p4	0,082	-0,092

Otrzymane wyniki nie są satysfakcjonujące. Oszacowane wartości odbiegają od prawidłowych zarówno dla parametru ϵ , jak i δ .

8. Omówienie niepewności rozwiązania

Omówienie dokładności wyników stanowi ważny aspekt w rozwiązaniu problemów inwersyjnych, do których należy zadanie oszacowania parametrów modelu ośrodka. W przypadku przedstawionej metodyki ocena jakości rozwiązania jest szczególnie istotna, ponieważ parametry zostały oszacowane za pomocą probabilistycznych metod optymalizacji globalnej.

Analizując wyniki, można się spotkać z problemem niejednoznaczności, czyli sytuacji, gdy wiele modeli pasuje do obserwacji bardzo dobrze. Okazało się, że warunki metodyki (osiągnięcie „wypłaszczenia” na panelach CIP) są spełnione dla wartości parametrów anizotropii odbiegających od prawidłowych.

Problem niejednoznaczności może być związany zarówno z faktem, że do dyspozycji jest zbyt mało informacji lub posiadane dane są złej jakości, jak też z ograniczeniami programów do przetwarzania danych [11]. Uproszczenia wprowadzane przez programy do migracji danych, artefakty pojawiające się przy metodach trasowania promienia, szum i dyfrakcje na siatkach obliczeniowych wpływają na niepewność ostatecznych wyników.

Podobnie jak w opracowaniu [32] posłużono się klasycznymi narzędziami statystyki opisowej, a także przedstawiono sposób wyznaczenia rozkładów prawdopodobieństwa na podstawie zasady Bayesa.

Podejście statystyczne umożliwia oszacowanie granic niepewności wynikowego modelu i określenie korelacji pomiędzy jego różnymi parametrami. Stosowanie narzędzi statystycznych wymaga wiedzy o błędzie związanym z danymi i teorią. W praktyce nigdy nie jest możliwe oszacowanie prawdziwego rozkładu szumu obecnego w danych ze względu na małą, skończoną liczbę odrzucanych pomiarów. Często zakłada się, że szum ma rozkład Gaussa i błędy danych są nieskorelowane, co jest uproszczeniem, ale sprawdza się w praktycznych zastosowaniach [43].

Natomiast wyznaczenie rozkładów prawdopodobieństwa wiąże się z podejściem bayesowskim. Zasada Bayesa oferuje formalny opis rozwiązania w pojęciu probabilistycznej funkcji gęstości prawdopodobieństwa a posteriori o następującym wzorze:

$$\sigma(m \mid d_{obs}) = \exp(-E(m)) p(m).$$

Prawdopodobieństwo modelu m pod warunkiem danych pomiarowych d_{obs} (rozkład a posteriori dla modelu m) jest równe iloczynowi funkcji wiarygodności $\exp(-E(m))$ oraz $p(m)$, gdzie $E(m)$ oznacza funkcję, która mierzy dopasowanie modelu m do danych pomiarowych, natomiast $p(m)$ to prawdopodobieństwo modelu niezależnie od danych, jest to tzw. rozkład prawdopodobieństwa a priori.

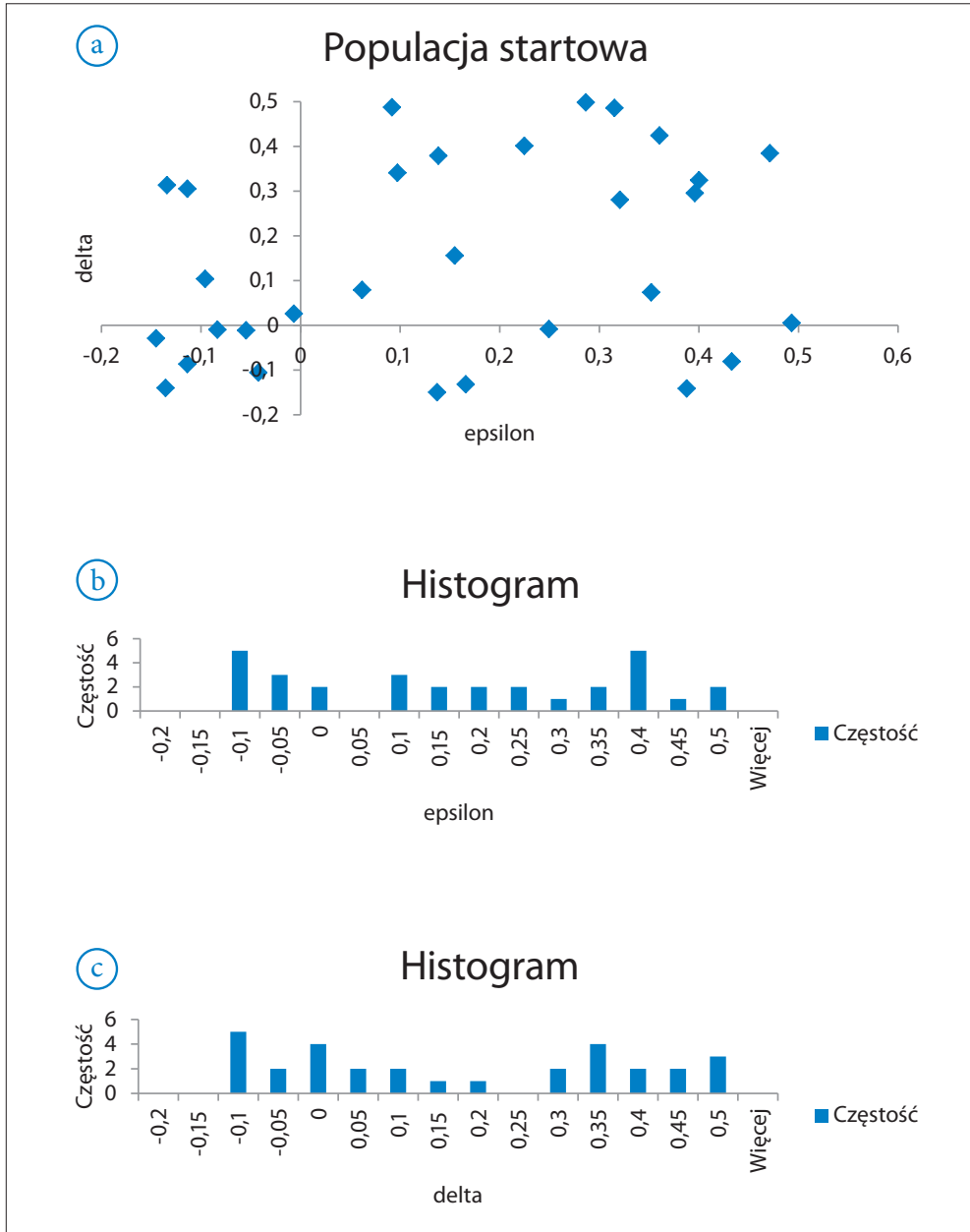
8.1. Przykład omówienia niepewności rozwiązania otrzymanego za pomocą algorytmu genetycznego

Niepewność rozwiązania otrzymanego za pomocą programu bazującego na algorytmie genetycznym omówiono dla modelu II.

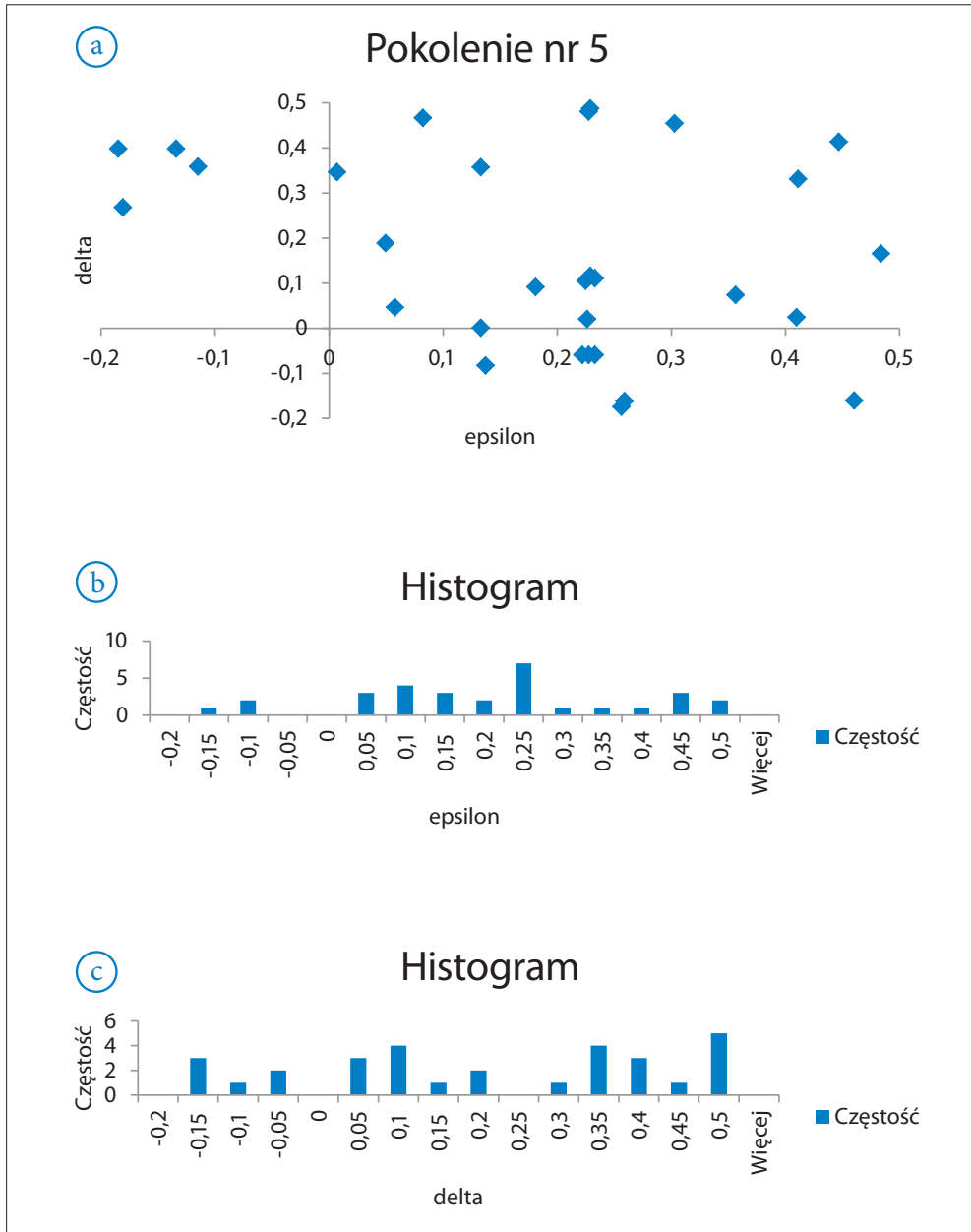
Analizę niepewności rozwiązania przeprowadzono na podstawie obserwacji działania algorytmu i metod statystyki opisowej dla ostatniego pokolenia. Cechą algorytmu genetycznego jest dokonywanie obliczeń jednocześnie dla pewnej grupy punktów w przestrzeni modelu (populacji), a nie dla pojedynczego punktu. Program komputerowy może w krótkim czasie tworzyć i oceniać setki generacji. Średnia wartość funkcji przystosowania w kolejnych pokoleniach ulega stopniowej poprawie. Obserwując wykresy wygenerowanych wartości parametrów dla poszczególnych pokoleń, można stwierdzić stopniową koncentrację parametrów wokół jednej lub kilku wartości [25; 32].

Na rysunkach 8.1–8.4 przedstawiono populację startową oraz pokolenia nr 5, 10 i 20 dla parametrów ε i δ . Można zauważyć, że rozpoczynając od populacji startowej, w której parametry modelu przyjmują wartości z całej przestrzeni poszukiwań (rys. 8.1), algorytm, dokonując ewolucji rozwiązań za pomocą procesów genetycznych, odrzuca sukcesywnie najmniej przystosowane osobniki (rys. 8.2–8.3).

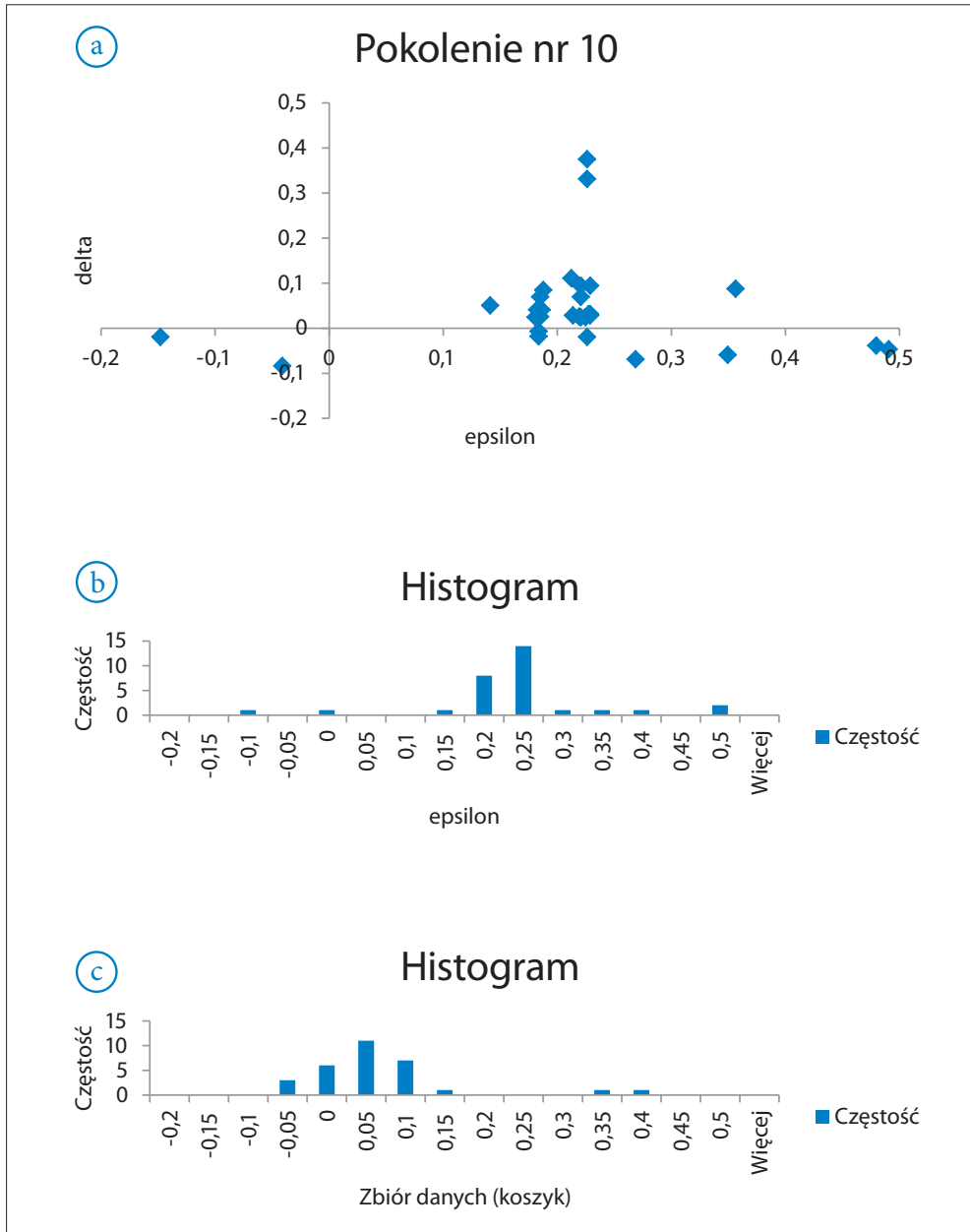
W ostatnim pokoleniu (rys. 8.4) przestrzeń wartości parametrów modelu wyznaczona przez najlepsze osobniki (czyli modele najlepiej odpowiadające danym) jest już znacznie zawężona.



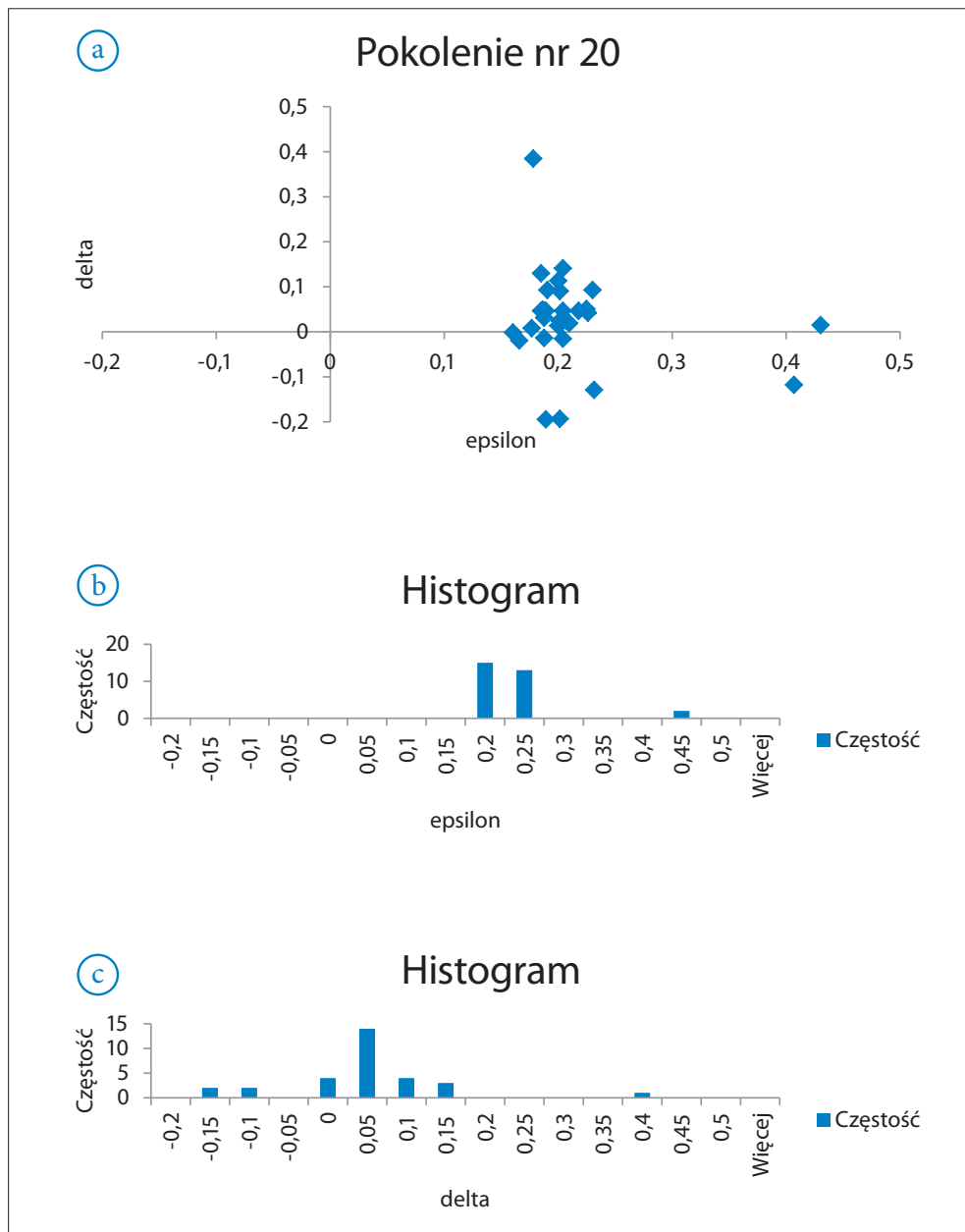
Rys. 8.1. (a) Populacja startowa parametrów ϵ oraz δ dla algorytmu genetycznego. (b) Histogram populacji startowej dla parametru ϵ . (c) Histogram populacji startowej dla parametru δ



Rys. 8.2. (a) Pokolenie nr 5 dla parametrów ϵ oraz δ dla algorytmu genetycznego. (b) Histogram pokolenia nr 5 dla parametru ϵ . (c) Histogram pokolenia nr 5 dla parametru δ



Rys. 8.3. (a) Pokolenie nr 10 dla parametrów ϵ oraz δ dla algorytmu genetycznego. (b) Histogram pokolenia nr 10 dla parametru ϵ . (c) Histogram pokolenia nr 10 dla parametru δ



Rys. 8.4. (a) Pokolenie nr 20 dla parametrów ϵ oraz δ dla algorytmu genetycznego. (b) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru ϵ . (c) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru δ

Koncentracja wartości parametrów wokół konkretnych wartości jest widoczna w przypadku obu parametrów. Rozkład wartości parametrów dla kolejnych pokoleń zobrazowano również za pomocą histogramów. Przykładowo dla parametru ε (rys. 8.4b) największe prawdopodobieństwo przypada na wartości od 0,2 do 0,25.

Na podstawie ostatniego pokolenia (nr 20) przeprowadzono obliczenia wartości średniej i odchylenia standardowego oraz innych wartości charakterystycznych (tab. 8.1).

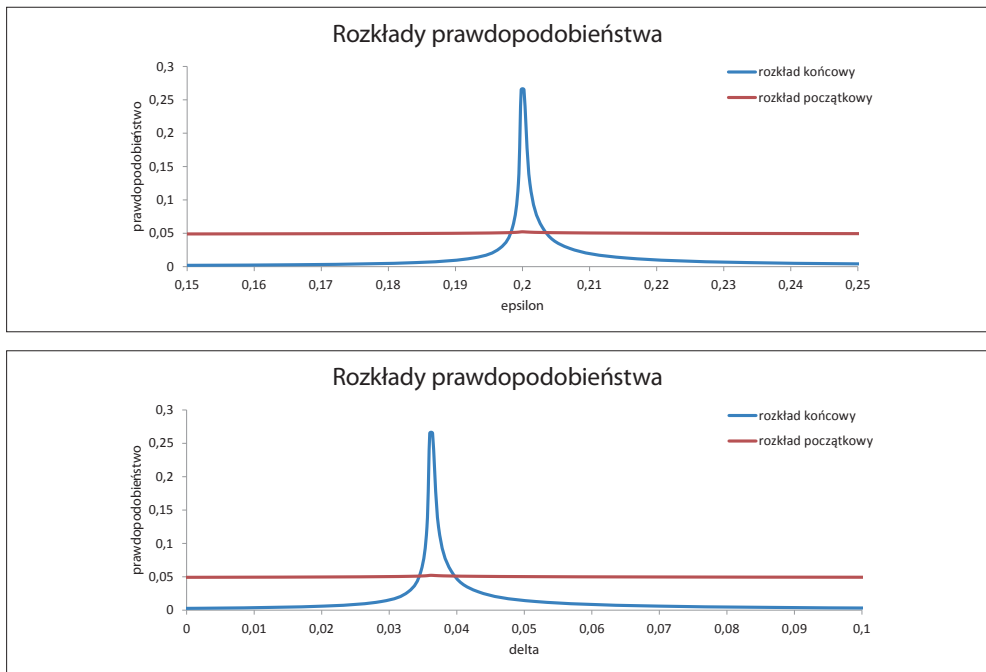
Tab. 8.1. Wartości charakterystyczne ostatniego pokolenia przy zastosowaniu algorytmu genetycznego dla modelu II

	ε	δ
Wartość średnia	0,212	0,029
Odchylenie standardowe	0,059	0,106
Wartość maksymalna	0,430	0,385
Wartość minimalna	0,160	-0,195
Wartość oszacowana za pomocą programu	0,200	0,038
Wartość rzeczywista	0,2	0,05
Wartość średnia – odchyl. std.	0,154	-0,077
Wartość średnia + odchyl. std.	0,271	0,135
Wartość średnia – 2 × odchyl. std.	0,095	-0,183
Wartość średnia + 2 × odchyl. std.	0,330	0,241

Ogólnie w statystyce przyjmuje się, że prawdziwa wartość zmiennej losowej jest z 68-procentową pewnością równa średniej wartości plus minus odchylenie standardowe. Traktując więc parametry modelu jako zmienne losowe, korzystając z tabeli 8.1, można wyznaczyć następujące przedziały wartości parametrów: [0,154; 0,271] dla ε oraz [-0,077; 0,135] dla δ (podczas gdy początkowe przedziały wartości wynosiły [-0,2; 0,5] w przypadku obu parametrów). Można mieć 68% pewności, że rzeczywista wartość parametru leży w danym przedziale. Natomiast w przedziale dwukrotnie większym od odchylenia standardowego mieści się już 95,5% wartości danego parametru. W przypadku ostatniego pokolenia w omawianej optymalizacji można powiedzieć, że z 95,5-proc. pewnością szukane wartości parametrów mieszczą się w przedziałach [0,095; 0,330] dla ε oraz [-0,183; 0,241] dla δ .

8.2. Przykład omówienia niepewności rozwiązania otrzymanego za pomocą metody symulowanego wyżarzania

Na początku warto przyjrzeć się działaniu metody symulowanego wyżarzania [32]. Wymaga ona podania przedziałów poszukiwania wartości poszczególnych parametrów. Podczas iteracji wartości losowane są z odpowiednio przyjętych rozkładów Cauchy'ego, stopniowo modyfikowanych zgodnie z przyjętym schematem chłodzenia. Rozkład początkowy i końcowy dla modelu syntetycznego z poprzedniego paragrafu przedstawiono na rysunku 8.5. Można zauważyć, że rozkłady końcowe (zaznaczone kolorem niebieskim) dla parametrów ε i δ dobrze odpowiadają rzeczywistości – maksymalne prawdopodobieństwa przypadają na wartości $\varepsilon = 0,1999$ oraz $\delta = 0,036$, które są bardzo zbliżone do rzeczywistych.

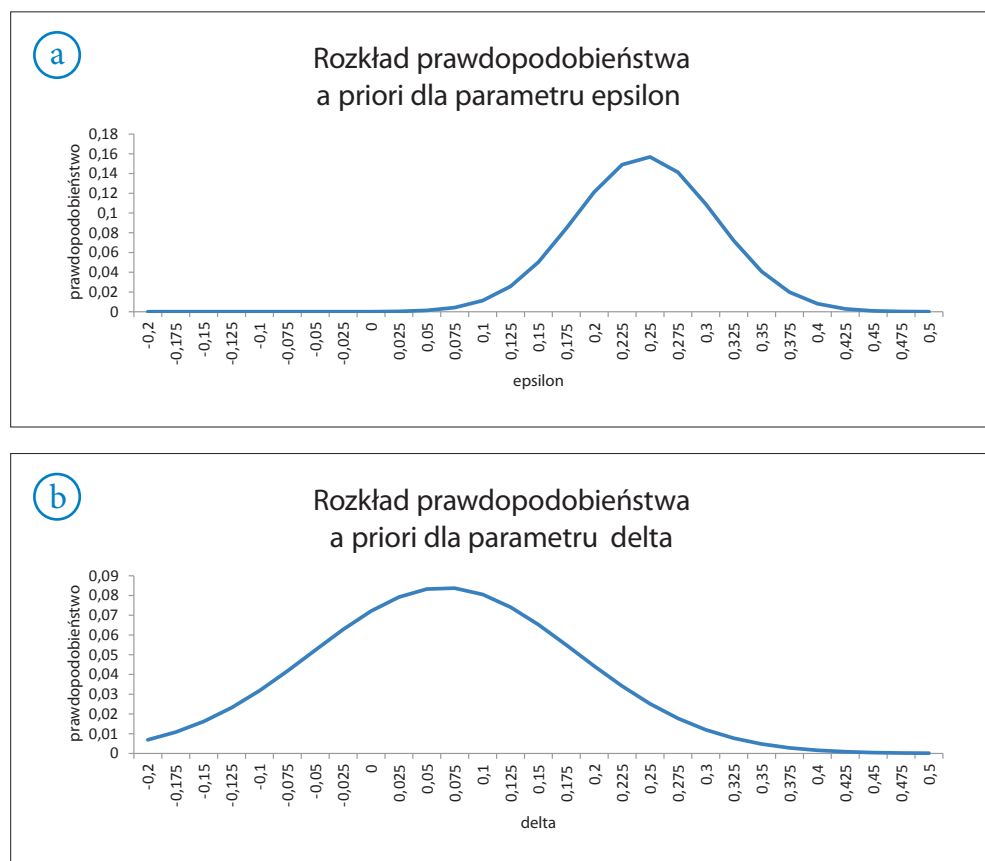


Rys. 8.5. Poszczególne wykresy przedstawiają rozkłady prawdopodobieństwa dla parametrów modelu (a) ε i (b) δ . Czerwoną linią zaznaczone są rozkłady początkowe, czyli wejściowe dla programu, zaś niebieską – rozkłady końcowe, czyli biorące udział w ostatniej fazie działania programu

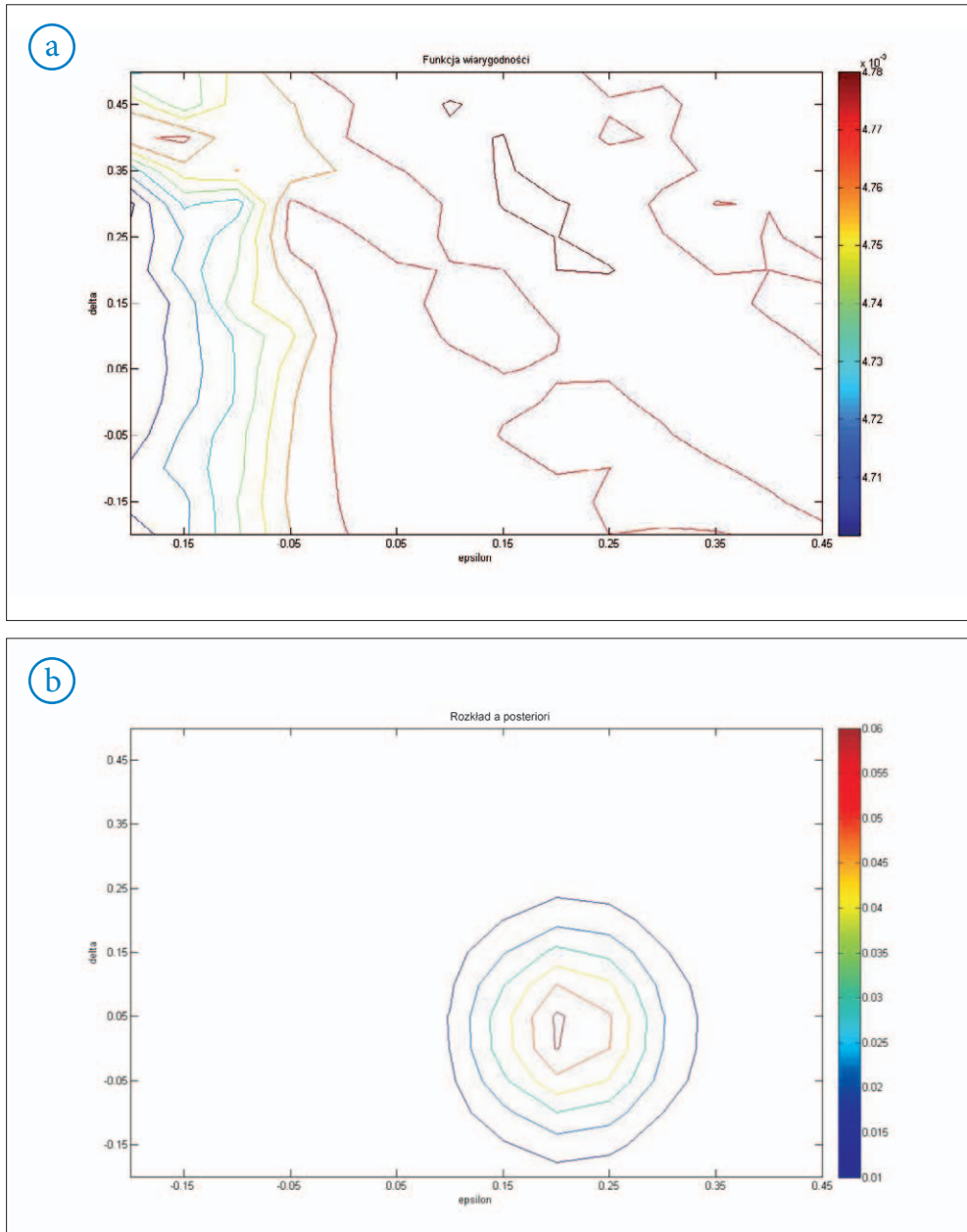
Analizę niepewności rozwiązania można oprzeć na metodach statystyki opisowej lub wyznaczyć brzegowe rozkłady prawdopodobieństwa a posteriori za pomocą podejścia Bayesa.

W tym celu należy wyznaczyć rozkłady a priori poszczególnych parametrów. Należy również wyliczyć funkcję wiarygodności.

Jako rozkłady prawdopodobieństwa a priori dla parametrów Thomsena przyjęto rozkłady Gaussa o parametrach wyliczonych w tabeli 8.1 (wartości średnie i odchylenie standardowe dla ε ustalono odpowiednio: 0,212 i 0,059, a dla δ : 0,029 i 0,106). Przyjęte wykresy brzegowe a priori przedstawiono na rysunku 8.6. Rysunek 8.7a przedstawia funkcję wiarygodności, natomiast rysunek 8.7b – wyznaczony rozkład a posteriori.



Rys. 8.6. Wykresy brzegowe prawdopodobieństwa a priori dla parametrów (a) ε i (b) δ



Rys. 8.7. (a) Wykres konturowy funkcji wiarygodności dla parametrów ϵ i δ . (b) Wykres konturowy rozkładu a posteriori dla parametrów ϵ i δ

Można zauważyć, że największe prawdopodobieństwo przypada w punkcie bliskim rzeczywistym wartościom parametrów ε i δ , ale jest to zasługa dobrej znajomości rozkładów a priori parametrów anizotropii. Funkcja wiarygodności praktycznie nie wnosi nowych informacji (na rysunku 8.7a widać, że funkcja wiarygodności przyjmuje bardzo zbliżone wartości dla całej przestrzeni poszukiwania wartości parametrów anizotropii) i rozkład a posteriori jest taki sam jak rozkład a priori.

9. Podsumowanie

Estymacja parametrów anizotropii stanowi temat intensywnych poszukiwań w środowisku geofizyków na całym świecie. Dzięki znajomości tych parametrów możliwe jest dokładniejsze odwzorowanie wgłębnej budowy geologicznej danego obszaru, a w przypadku poszukiwania węglowodorów – celniejsza ich lokalizacja.

Do tej pory nie została opracowana uniwersalna metoda estymacji pola prędkości propagacji fali w ośrodku anizotropowym. Pozycje literaturowe [3, 37, 46, 48] prezentują szereg metod, z których każda ma pewne ograniczenia i zakres stosowalności. Zadaniem osoby przetwarzającej dane geofizyczne jest właściwy wybór procedur. Metoda, która przyniesie dobre rezultaty w przypadku jednego ośrodka, może nie być odpowiednia dla innego.

W niniejszej pracy przedstawiono metodę szacowania parametrów anizotropii Thomsena ϵ i δ w ośrodku poprzecznie anizotropowym VTI w ujęciu optymalizacyjnym. Zadanie należy zaliczyć do grupy problemów niejednoznacznych, to znaczy istnieje wiele rozwiązań, w tym przypadku modeli prędkościowo-głębokościowych ośrodka, które dobrze odpowiadają danym sejsmicznym. Wynik modelowania dla różnych modeli może być bardzo zbliżony, albo nawet dokładnie taki sam. Rozwiązania poszukiwano przy pomocy dwóch metod optymalizacji globalnej – symulowanego wyżarzania oraz algorytmu genetycznego. Optymalnym modelem ośrodka geologicznego jest ten, który najlepiej wyjaśnia dostępne dane sejsmiki refleksyjnej.

Metody optymalizacji globalnej zastosowano z nadzieją na większą automatyzację i powiększenie zakresu stosowalności. Testy potwierdziły główną zaletę tych metod – niezależność od wartości początkowych. Minusem jest jednak wpływ parametrów sterujących na wyniki. Ustalenie uniwersalnych, przynoszących najlepsze rezultaty wartości parametrów jest trudne i wymaga doświadczenia i przeprowadzenia wielu testów.

W pracy zaprezentowano obliczenia dla trzech modeli o różnym stopniu skomplikowania. Przedstawiona metodyka dla kolejnych modeli przyniosła odmienne rezultaty.

W przypadku najprostszego modelu I (z jedną granicą płaskorównoległą) trafniejsze wyniki otrzymano za pomocą algorytmu genetycznego GA. Błąd względny procentowy jest jednak duży i wynosi 16% dla parametru ϵ oraz 58% dla parametru δ . Obserwując

rezultaty przedstawione na rysunkach 5.1b–c można stwierdzić, że pomimo tak dużych błędów oszacowania parametrów anizotropii Thomsena refleksy dla kolejnych offsetów na kolekcjach CIP występują na tej samej linii (głębokości). Obraz granicy na sekcji sejsmicznej po migracji zerooffsetowej w przypadku obu metod – GA i SA (rys. 5.2b–c) jest wyraźny i z dokładnością ± 20 m zlokalizowany na prawdziwej głębokości. Wyniki można porównać do rezultatów procedury migracji bez uwzględnienia parametrów anizotropii. Można zauważyć, że po migracji izotropowej refleksy dla kolejnych offsetów układają się wzdłuż krzywej (rys. 5.1a), a powyżej obrazowanej granicy na sekcji po migracji izotropowej zerooffsetowej występuje szum (rys. 5.2a).

Dla modelu II (z granicą nachyloną) obie metody przyniosły porównywalne wyniki. Parametr ε został oszacowany z dokładnością 0,1%, natomiast błąd procentowy oszacowania parametru δ wyniósł 24%. Efekt „wypłaszczenia” refleksów został osiągnięty w przypadku obu metod – GA i SA (rys. 5.3b–c). Obraz granicy na sekcji sejsmicznej po migracji zerooffsetowej (rys. 5.4b–c) jest wyraźny (niewielki szum występuje w lewej części profilu) i zlokalizowany na prawdziwej głębokości. Różnice w głębokościach granic można prześledzić dzięki wynikom przedstawionym na rysunkach 5.5b–c, gdzie na model prędkościowo-głębokościowy został nałożony wynik migracji zerooffsetowej z parametrami oszacowanymi za pomocą metod GA i SA. W tabeli 9.1 przedstawiono oszacowanie głębokości granicy nr 1 otrzymanej za pomocą metod GA, SA i simpleks.

Tab. 9.1. Oszacowanie głębokości granicy nr 1 modelu II otrzymanej za pomocą metod GA, SA i simpleks

Lokalizacja na profilu – x [m]	Prawdziwa głębokość [m]	Głębokość otrzymana za pomocą metody GA [m]	Głębokość otrzymana za pomocą metody SA [m]	Głębokość otrzymana za pomocą metody simpleks [m]
5000	2330	2420	2190	2360
5500	2100	2110	2110	2140
6000	1860	1800	1800	1830
6500	1630	1550	1550	1410
7000	1400	1410	1410	1440
7500	1400	1390	1390	1400
8000	1400	1410	1410	1430

Testy dla funkcji celu zdefiniowanej za pomocą amplitudy lub za pomocą sumy dwóch składników – różnic w głębokości i amplitudy nie przyniosły poprawy wyników ani dla modelu I, ani dla modelu II.

Natomiast metoda simpleks dała dużo gorsze rezultaty dla modelu I (choćby wyniki migracji z błędnymi parametrami $\varepsilon = 0,404$ i $\delta = -0,061$ nie wskazują na tak dużą rozbieżność w wartościach parametrów – rysunki 5.6 i 5.7). W przypadku modelu II błąd względny procentowy oszacowania wartości parametru ε wynosi 5,5%, a parametru δ aż 66%. Dużo gorszy obraz po migracji z parametrami otrzymanymi za pomocą metody sympleks można zaobserwować na rysunkach 5.8 i 5.9. Pomimo tego głębokość granicy nr 1 (ostatnia kolumna tabelki) została odwzorowana dość dokładnie.

Obliczenia dla różnych grup offsetów miały poprawić oszacowanie parametru δ , zwłaszcza w przypadku offsetów ze zbiorów 1 i 2, ale rezultat ten nie został osiągnięty. Dla modelu I wyniki obliczeń dla offsetów są bardzo niedokładne. W przypadku modelu II parametr ε został przybliżony dobrze, ale przybliżenie parametru δ nadal nie jest satysfakcjonujące.

Można przypuszczać, że problem z oszacowaniem parametru δ wynika z jego małej wartości. Dla modeli I oraz II przyjęto parametr $\delta = 0,05$. Okazało się, że zmiana wartości parametru δ rzędu $\pm 0,05$ ma zbyt mały wpływ na funkcję celu i oszacowanie tego parametru z dobrą dokładnością jest praktycznie niemożliwe. Mały błąd bezwzględny dla δ , np. rzędu 0,01, stanowi duży błąd procentowy względny – rzędu 20%.

Przedstawiona metodyka dla modelu I potwierdziła stwierdzenie, że dane o fali P dla horyzontalnych granic nie są wystarczające do wyznaczenia parametrów ośrodka VTI – nawet gdy używane są dalekie offsety [4].

Również dla modelu II przedstawione w niniejszej pracy wyniki nie są lepsze od rezultatów metody zespołu badaczy Y. Le Stunff, V. Grechka, I. Tsvankin [44], którzy opracowali tomografię dającą bardzo dobre oszacowanie zarówno parametru ε , jak i δ . (Warto zaznaczyć, że parametry anizotropii ε i δ dla modeli I i II zostały przyjęte tak samo jak w modelu z cytowanej publikacji $\varepsilon = 0,2$; $\delta = 0,05$). Naukowcy stwierdzają, że inwersja danych sejsmicznych dla fali podłużnej może być wykonana dla wszystkich parametrów ośrodka VTI (tzn. v_0 , ε , δ), jeśli model zawiera dodatkową granicę, która nie jest pozioma. Upady wprowadzają zależność krzywizny kinematycznej fali P od wszystkich czterech parametrów (v_t , v_0 , ε , δ) [44].

Istotnym punktem badań było przetestowanie metodyki dla bardziej skomplikowanego modelu III, zawierającego struktury charakterystyczne dla występowania węglowodorów. Do oceny jakości wyników posłużono się rezultatem procedury migracji dla wyestymowanych parametrów. Niestety okazało się, że osiągnięcie „wypłaszczenia” na kolekcjach

CIP nie odzwierciedla się w dokładności oszacowania poszczególnych parametrów anizotropii. Należy sądzić, że przyczyną takich rezultatów, oprócz wspomnianego wcześniej problemu niejednoznaczności postawionego zadania, są niedoskonałości użytego oprogramowania. Nawet przy prawidłowo przyjętych parametrach anizotropii wynik procedury migracji anizotropowej odbiega od ideału. Dla potrzeb użytych programów rozkład wartości parametrów anizotropii jest przybliżeniem (brak możliwości zdefiniowania wysadu solnego). Można też przypuszczać, że algorytm migracji Kirchhoffa może być niewystarczająco dokładny do prawidłowego odwzorowania tak skomplikowanych struktur jak wysad solny.

Szczegółową analizę wyników dla modelu III zawarto w rozdziale 6. Podsumowując, trudno wskazać metodę i wariant, które przyniosły najlepsze rezultaty. Niektóre parametry zostały przybliżone lepiej za pomocą metody SA, inne dzięki metodzie GA. Najbliższe rzeczywistości wyniki otrzymano dla części B modelu. Geometria w tej części jest najmniej skomplikowana. Błąd względny procentowy oszacowania parametrów anizotropii dla drugiej granicy otrzymanego za pomocą metody SA wyniósł 1% dla ε oraz 22% dla δ . Natomiast parametry anizotropii dla trzeciej granicy części B modelu III zostały dokładniej przybliżone z zastosowaniem metody GA. Błąd względny procentowy oszacowania wyniósł 1% dla ε oraz 70% dla δ . Tak jak w przypadku modeli I i II dokładniej przybliżony został parametr ε .

Zgodnie z harmonogramem projektu – dla modeli I i II przeprowadzono obliczenia z założeniem, że prędkość pionowa jest obciążona błędem. Przyjęcie prędkości z błędami $\pm 5\%$, $\pm 10\%$, $\pm 20\%$ spowodowało znaczne pogorszenie oszacowania obu parametrów anizotropii.

Elementem dopełniającym rozwiązanie postawionego problemu jest zaprezentowana w rozdziale 8 ocena dokładności oszacowania. Omówienie niepewności otrzymanych wyników jest ważne, ponieważ zastosowane metody optymalizacji globalnej bazują na teorii prawdopodobieństwa i zawierają element losowości. Posłużono się statystyką opisową i zasadą Bayesa. Przedstawione w rozdziale 8 przykłady pokazują, że są to bardzo użyteczne narzędzia. Umożliwiają one analizę niepewności estymacji parametrów anizotropii uzyskanych z wykorzystaniem algorytmu genetycznego, a także niezależnie za pomocą metody symulowanego wyżarzania. Przestrzeń poszukiwania wartości parametrów anizotropii ε i δ może być istotnie zawężona, a rozkłady prawdopodobieństwa a posteriori wskazują najbardziej prawdopodobne położenie rzeczywistych wartości szukanych parametrów.

Na zakończenie warto jeszcze raz podkreślić, że badania dotyczące anizotropii ośrodków sejsmicznych, zgodnie z aktualnymi tematami, są priorytetowymi kierunkami

mi z zakresu teorii i praktyki sejsmiki. Rezultatem niniejszego projektu jest algorytm, który pomimo niedoskonałości może wspomagać dotychczasowe techniki szacowania pola prędkości w ośrodkach anizotropowych. Przykładowo metoda mogłaby być wykorzystana przy szacowaniu parametrów wejściowych dla algorytmów anizotropowej migracji, które zostały opracowane i pozytywnie przetestowane w Zakładzie Sejsmiki w Instytucie Nafty i Gazu – Państwowym Instytucie Badawczym przez A. Kosteckiego i A. Półchłopek [22, 20, 33].

10. Dodatek

10.1. Skanowanie parametrów ε i δ dla modeli I i II

W celu porównania z rezultatami otrzymanymi za pomocą zastosowanych metod optymalizacji stochastycznej – dla modeli I i II przeprowadzono obliczenia funkcji celu dla parametrów ε i δ z przedziału $[-0,2; 0,5]$ zmieniających się ze stałym krokiem 0,05 (co dało łącznie 225 obliczeń funkcji celu). Analiza wykonywana była dla 7 wybranych kolekcji CIP.

Rozkład wartości funkcji celu zdefiniowanej na podstawie różnic głębokości (wzór w rozdziale 3) pokazano na rysunku 10.1. Kolor niebieski oznacza małe wartości funkcji celu, czyli zakresy parametrów, dla których dane syntetyczne dobrze przybliżają dane modelowe. Kolor czerwony wskazuje na wysoką wartość funkcji celu, czyli zakresy parametrów źle charakteryzujące dane modelowe.

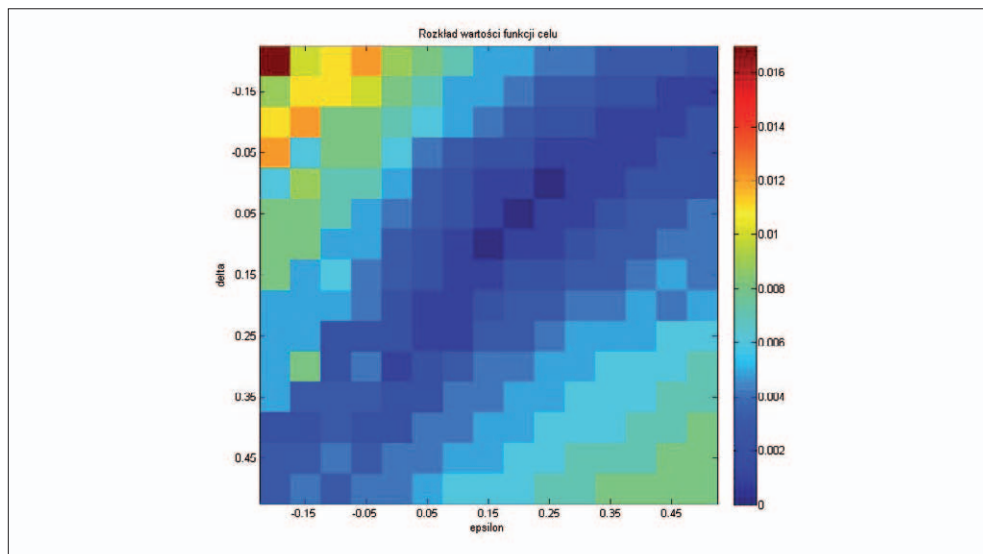
Przeprowadzono również obliczenia dla funkcji zdefiniowanej za pomocą maksymalnej amplitudy sumy tras kolekcji wspólnego punktu obrazowania (funkcja $f_a(\varepsilon, \delta)$ zdefiniowana powyżej). Na rysunku 10.2 kolor niebieski również oznacza niskie, pożądane wartości funkcji, a kolor czerwony – wartości wysokie.

Po skanowaniu z krokiem 0,05 można stwierdzić, że parametr ε przyjmuje wartości z przedziału $[0,1; 0,3]$, a parametr δ z przedziału $[-0,05; 0,15]$.

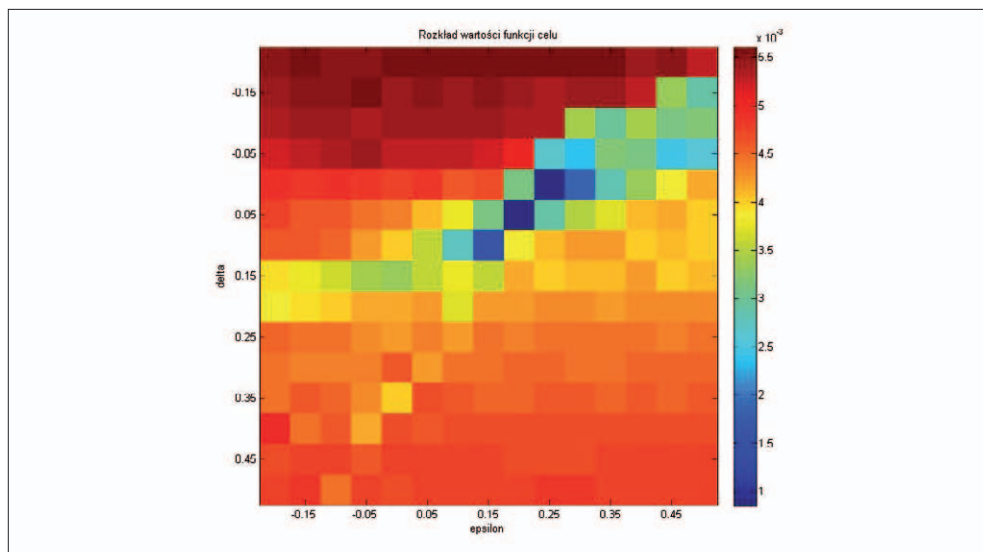
Następne skanowanie przeprowadzono z krokiem 0,01 (dla przedziałów dobranych na podstawie pierwszego skanowania). Przeprowadzono $20 \times 20 = 400$ obliczeń funkcji celu.

Ostatnie skanowanie, z krokiem 0,001, przeprowadzono dla ε z przedziału $[0,195; 0,205]$ oraz δ z przedziału $[0,045; 0,055]$.

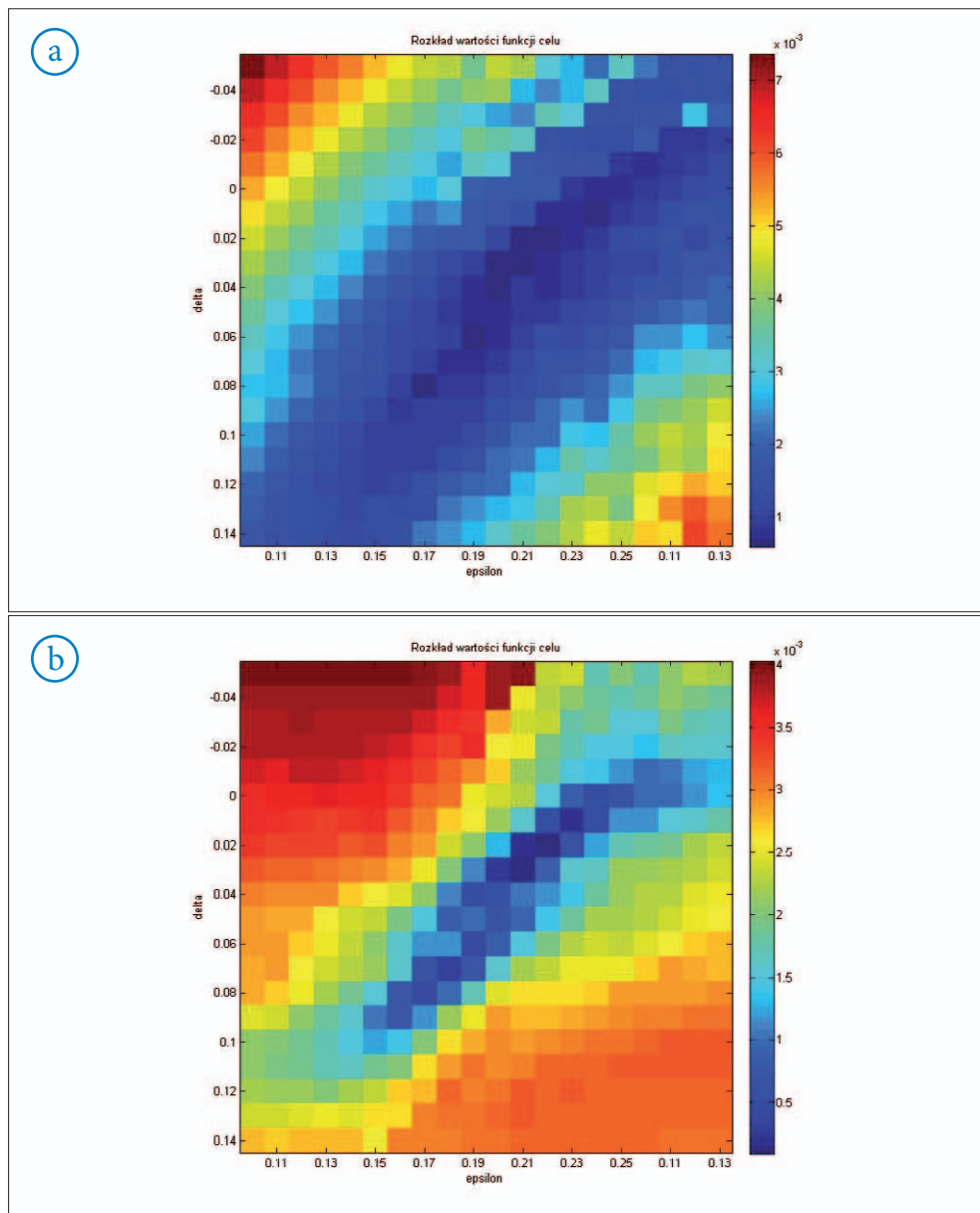
Wyniki skanowania zaprezentowano na rysunkach 10.3 i 10.4. Wykresy po lewej stronie (rys. 10.3a i 10.4a) przedstawiają wartości funkcji celu zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, natomiast wykresy po prawej (rys. 10.3b i 10.4b) – wartości funkcji celu zdefiniowanej za pomocą sumy amplitud w danych punktach głębokościowych zlokalizowanych na granicy odbijającej. Jak wcześniej na osi pionowej umieszczono wartości parametru Thomsena δ , a na osi poziomej – wartości parametru Thomsena ε . Kolor niebieski na wykresie oznacza niskie, a więc najbardziej pożądane wartości funkcji celu.



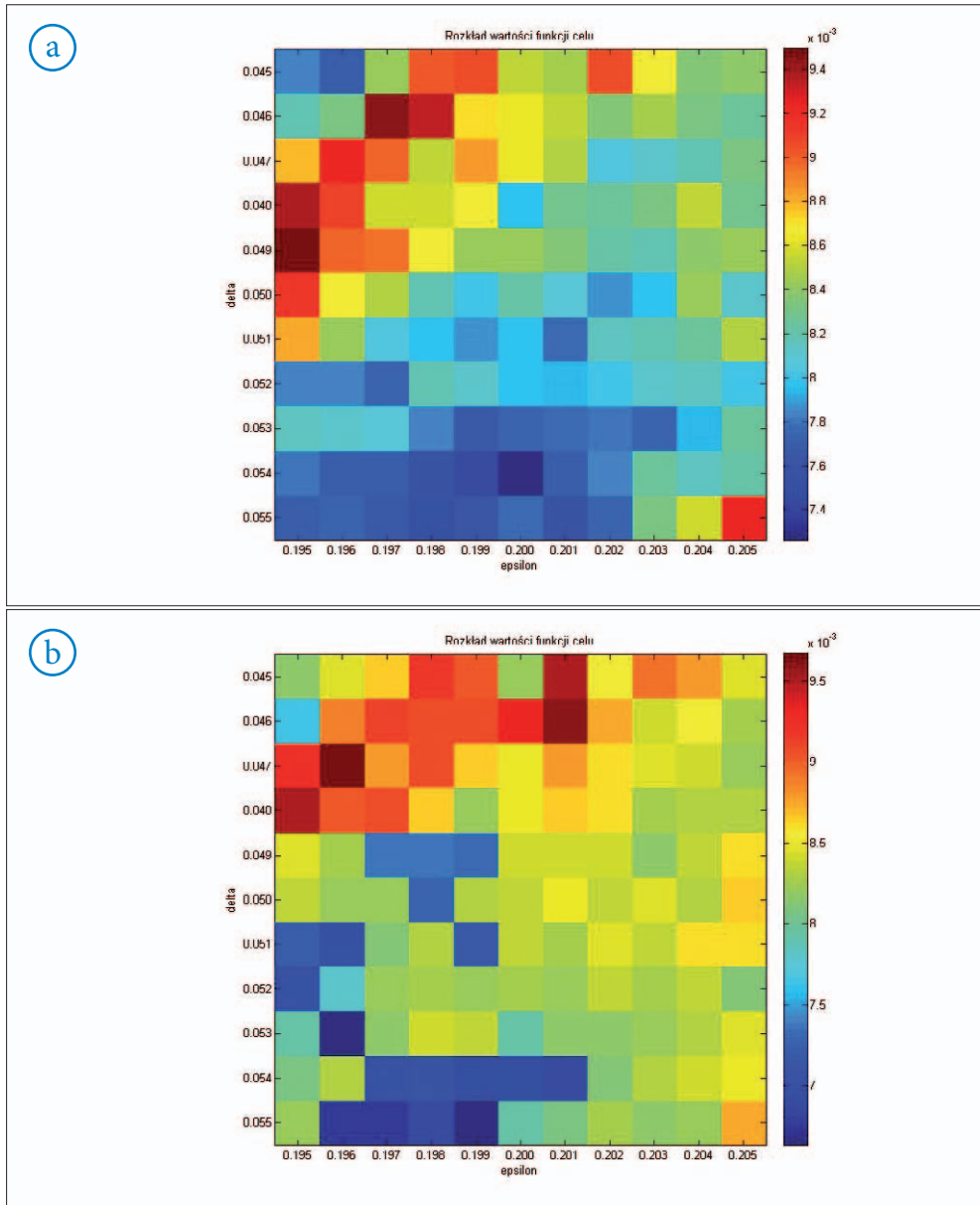
Rys. 10.1. Rozkład wartości funkcji celu zdefiniowanej na podstawie różnic głębokości obliczonej dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[-0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



Rys. 10.2. Rozkład wartości funkcji celu zdefiniowanej za pomocą amplitudy obliczonej dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[-0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



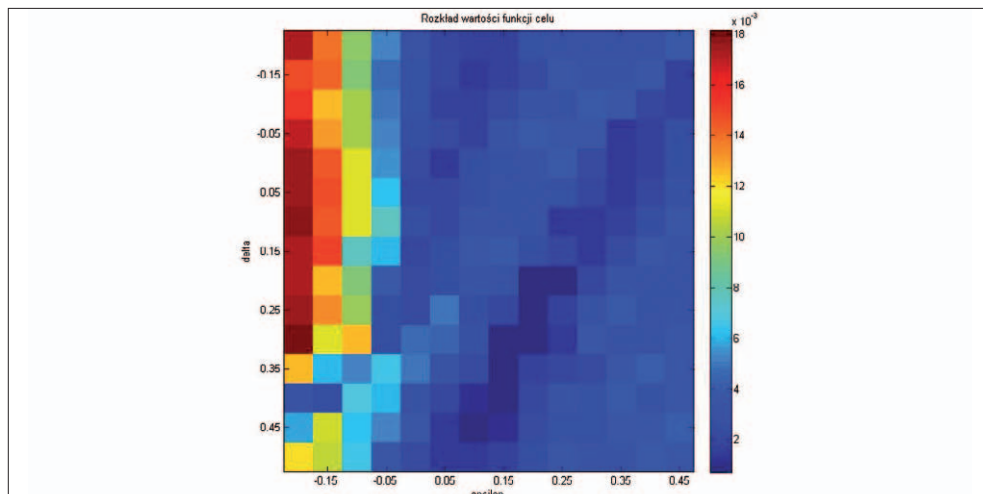
Rys. 10.3. Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziałach odpowiednio $[0,1; 0,3]$ oraz $[-0,05; 0,15]$ z krokiem 0,01



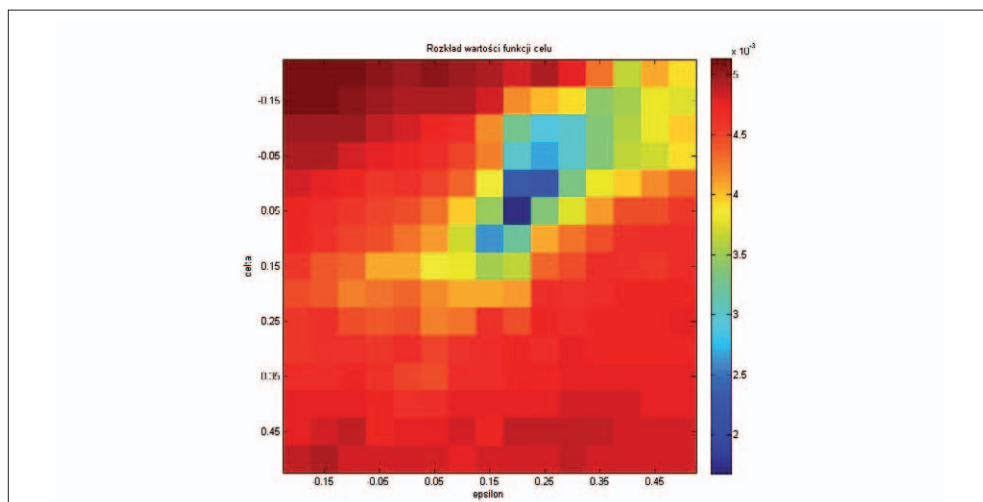
Rys. 10.4. Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ε i δ zmieniających się w przedziałach odpowiednio $[0,195; 0,205]$ oraz $[0,045; 0,055]$ z krokiem 0,001

Analogiczne obliczenia przeprowadzono dla modelu II

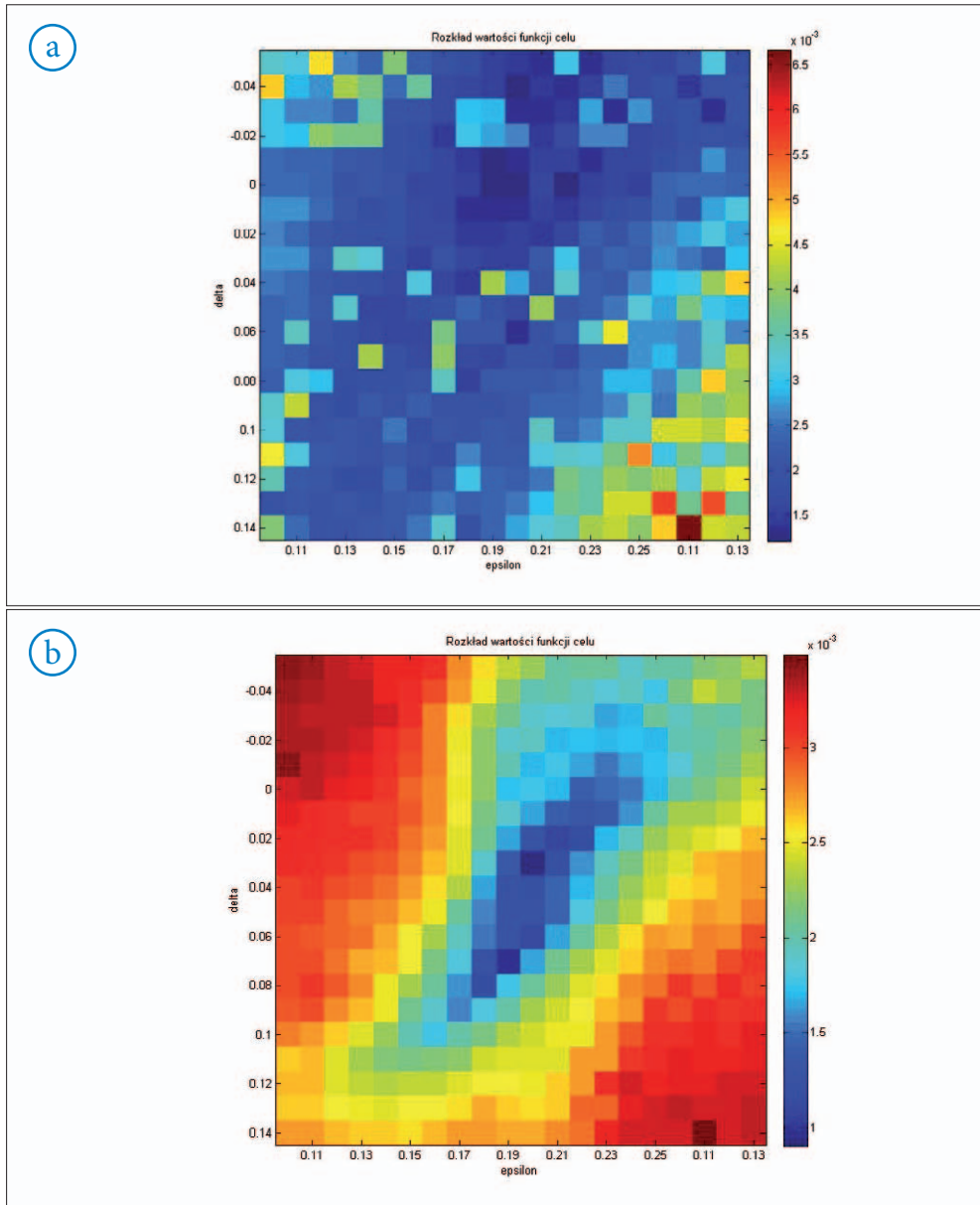
Wartości funkcji zdefiniowanej na podstawie różnic głębokości dla modelu II przedstawiono na rysunkach 10.5–10.8.



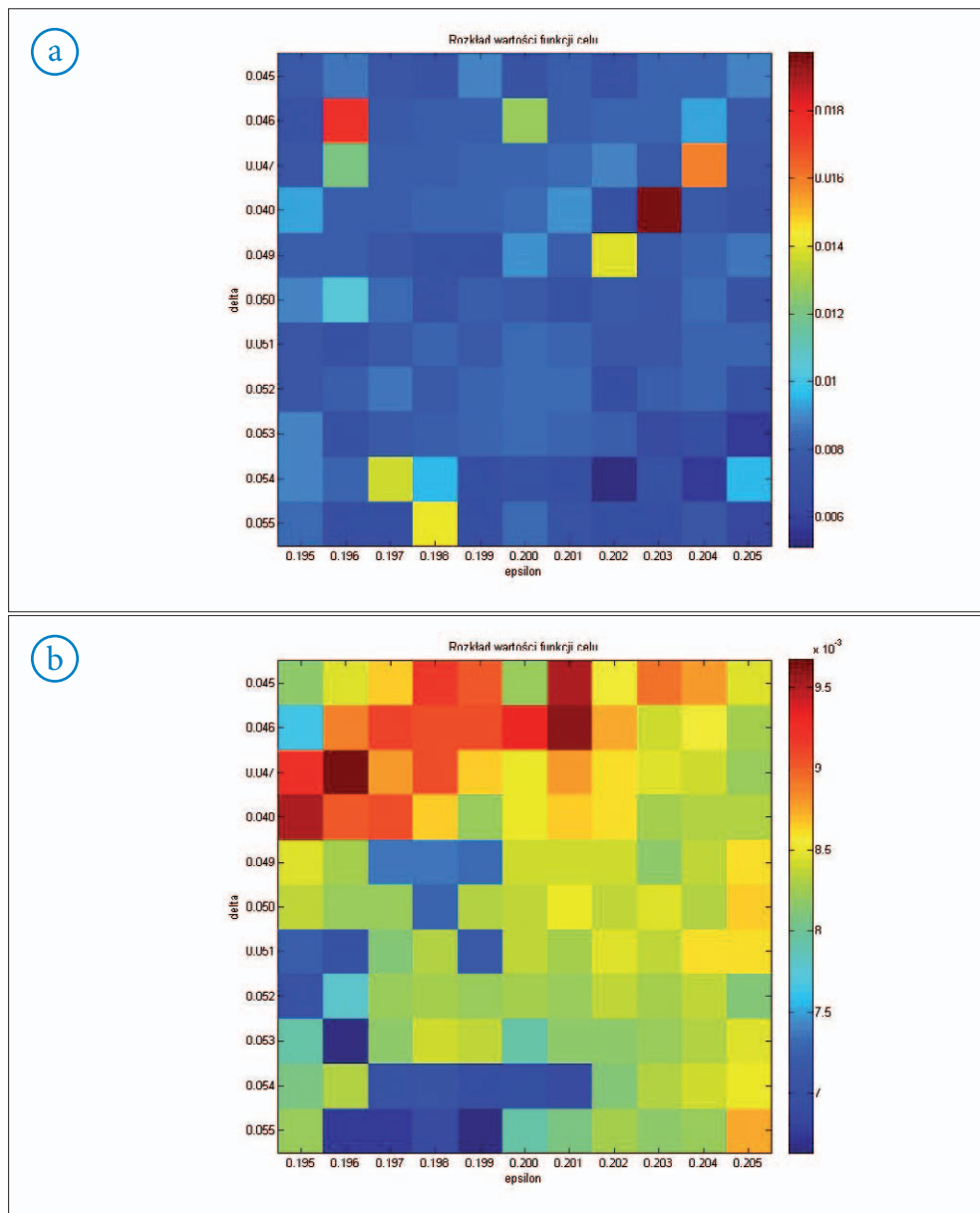
Rys. 10.5. Rozkład wartości funkcji celu zdefiniowanej na podstawie różnic głębokości obliczonej dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[-0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05 (model II)



Rys. 10.6. Rozkład wartości funkcji celu zdefiniowanej za pomocą amplitudy obliczonej dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[-0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05 (model II)



Rys. 10.7. Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziałach odpowiednio $[0,1; 0,3]$ oraz $[-0,05; 0,15]$ z krokiem 0,01 (model II)



Rys. 10.8. Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziałach odpowiednio $[0,195; 0,205]$ oraz $[0,045; 0,055]$ z krokiem 0,001 (model II)

Dokładniejsze skanowanie nie daje możliwości wskazania najlepszych wartości parametrów anizotropii.

Pojawił się problem z zasadnością użycia metod optymalizacji globalnej. Na podstawie 225 iteracji dla modelu II można określić ε i δ z dokładnością $\pm 0,1$ dla ε oraz $\pm 0,05$ dla δ . Czy za pomocą przyjętej metodyki można osiągnąć lepsze rezultaty? Satysfakcjonujące byłoby, gdyby wyniki o podobnej dokładności uzyskać za pomocą mniejszej liczby obliczeń funkcji celu lub dla podobnej liczby iteracji otrzymać wynik dokładniejszy. Aby sprawdzić możliwość osiągnięcia takiego celu, przeprowadzono kolejne testy. Parametry sterujące dla algorytmów SA i GA dopasowano tak, aby łączna liczba iteracji nie przekraczała 225 (ostatecznie wyniosła 200 iteracji dla GA oraz 100 iteracji dla SA).

Rezultaty przedstawiono w tabeli 10.1.

Tab. 10.1. Wyniki obliczeń dla modeli I i II

		ε	δ
Rzeczywista wartość		0,2	0,05
Początkowa wartość		0	0
Optymalna wartość model I	GA	0,173	0,08
	SA	0,332	-0,037
Optymalna wartość model II	GA	0,173	0,08
	SA	0,205	-0,02

10.2. Wyniki skanowania dla różnych zbiorów offsetów dla modeli I i II

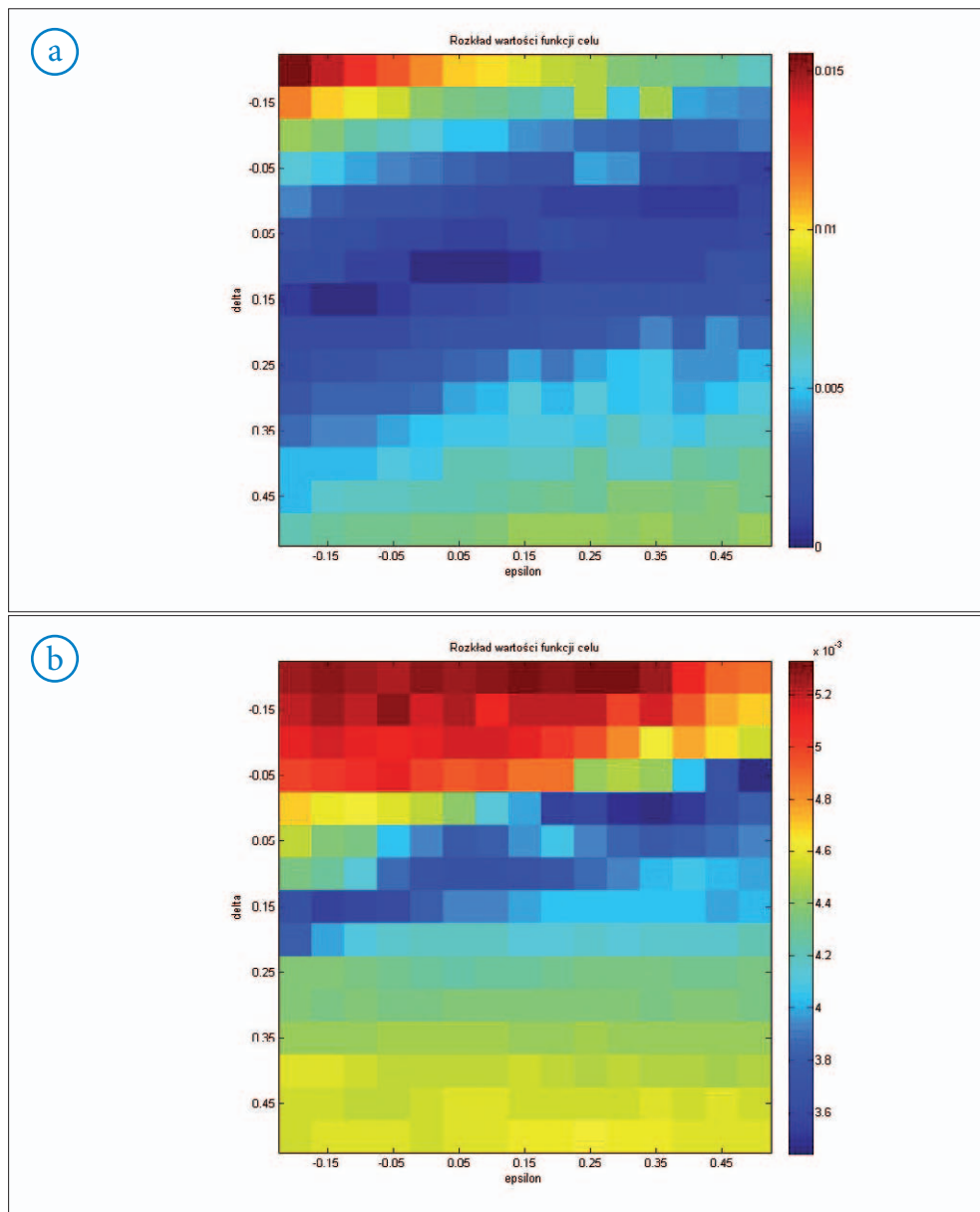
Dla modeli I i II przeprowadzono skanowanie dla zdefiniowanych poniżej zbiorów offsetów 1–6:

- 1) 0 ... 1500 – 16 pomiarów;
- 2) 0 ... 2100 – 22 pomiary;
- 3) 1000 ... 2000 – 11 pomiarów;

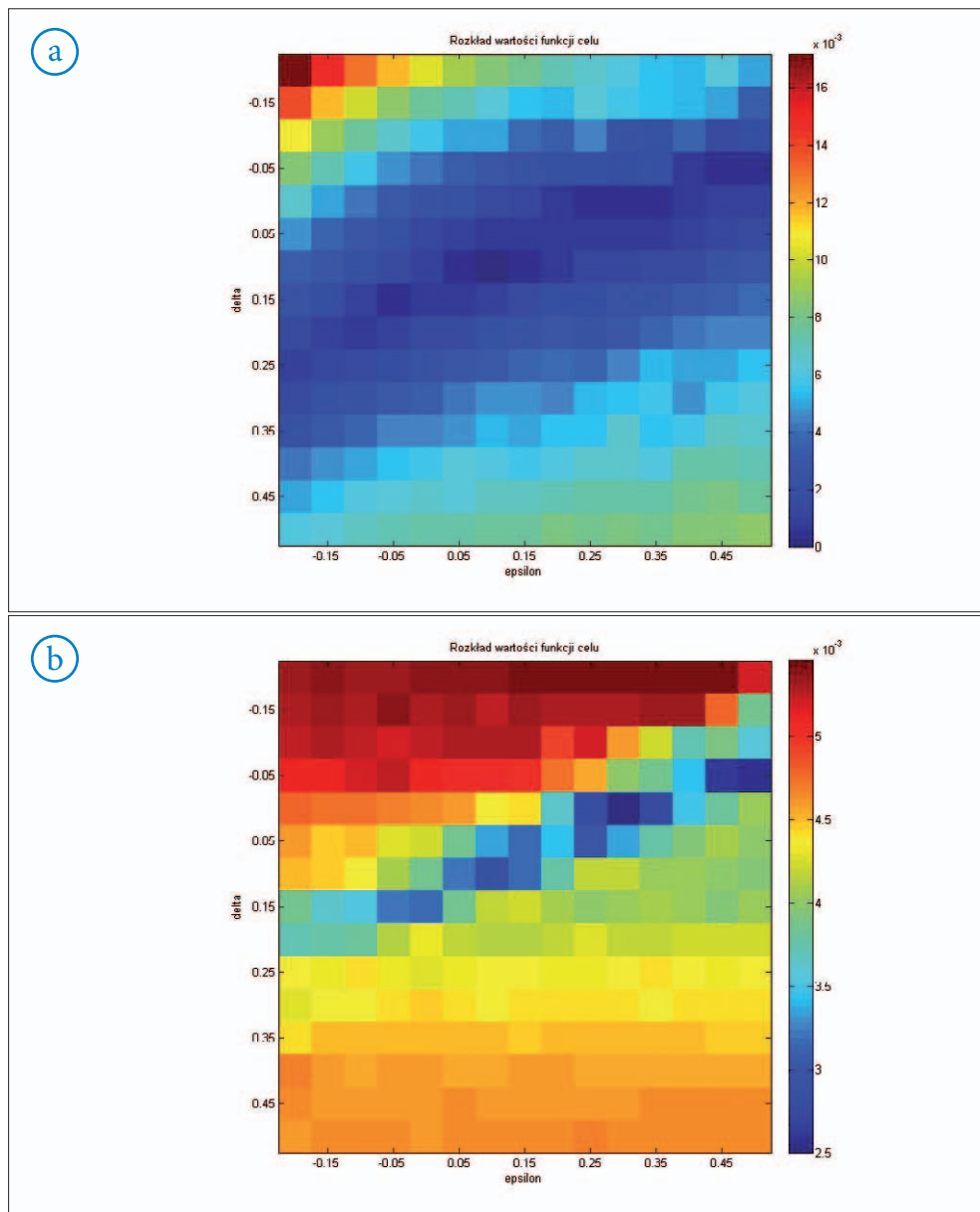
- 4) 500 ... 2000 – 17 pomiarów;
- 5) 1000 ... 3000 – 21 pomiarów;
- 6) 1500 ... 3000 – 16 pomiarów.

Przyjęto, że parametry ε i δ są zmienne w przedziale $[-0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05.

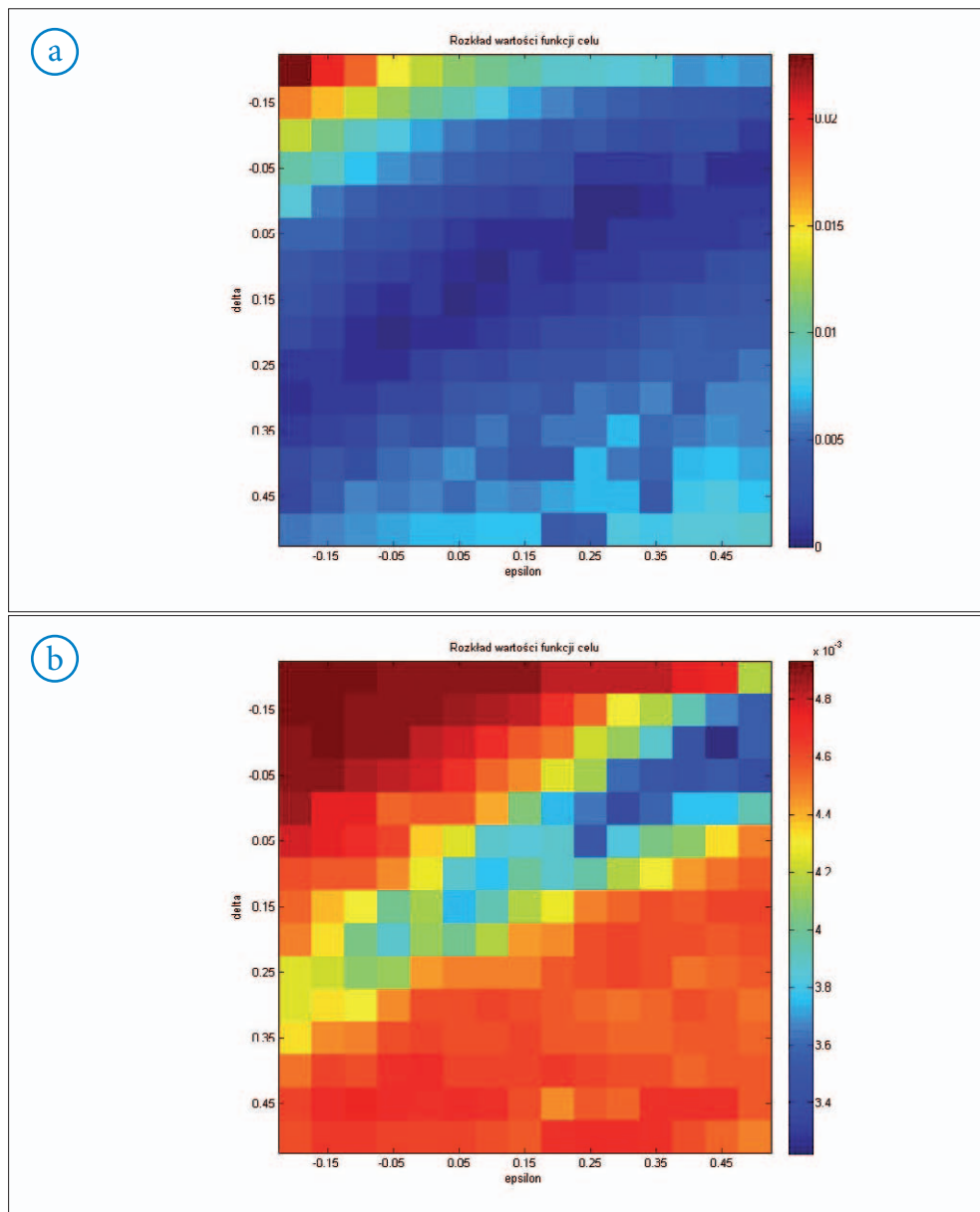
Na rysunkach 10.9–10.20 wykresy po lewej stronie przedstawiają rozkłady wartości funkcji zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, natomiast wykresy po prawej – rozkłady wartości funkcji zdefiniowanej za pomocą amplitudy. Jak wcześniej obliczenia prowadzone były dla 7 wybranych kolekcji CIP. Kolor niebieski oznacza małe wartości funkcji, czyli zakresy parametrów, dla których dane syntetyczne dobrze przybliżają dane modelowe dla funkcji zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości. Kolor czerwony wskazuje na wysoką wartość funkcji, czyli zakresy parametrów źle charakteryzujące dane modelowe.



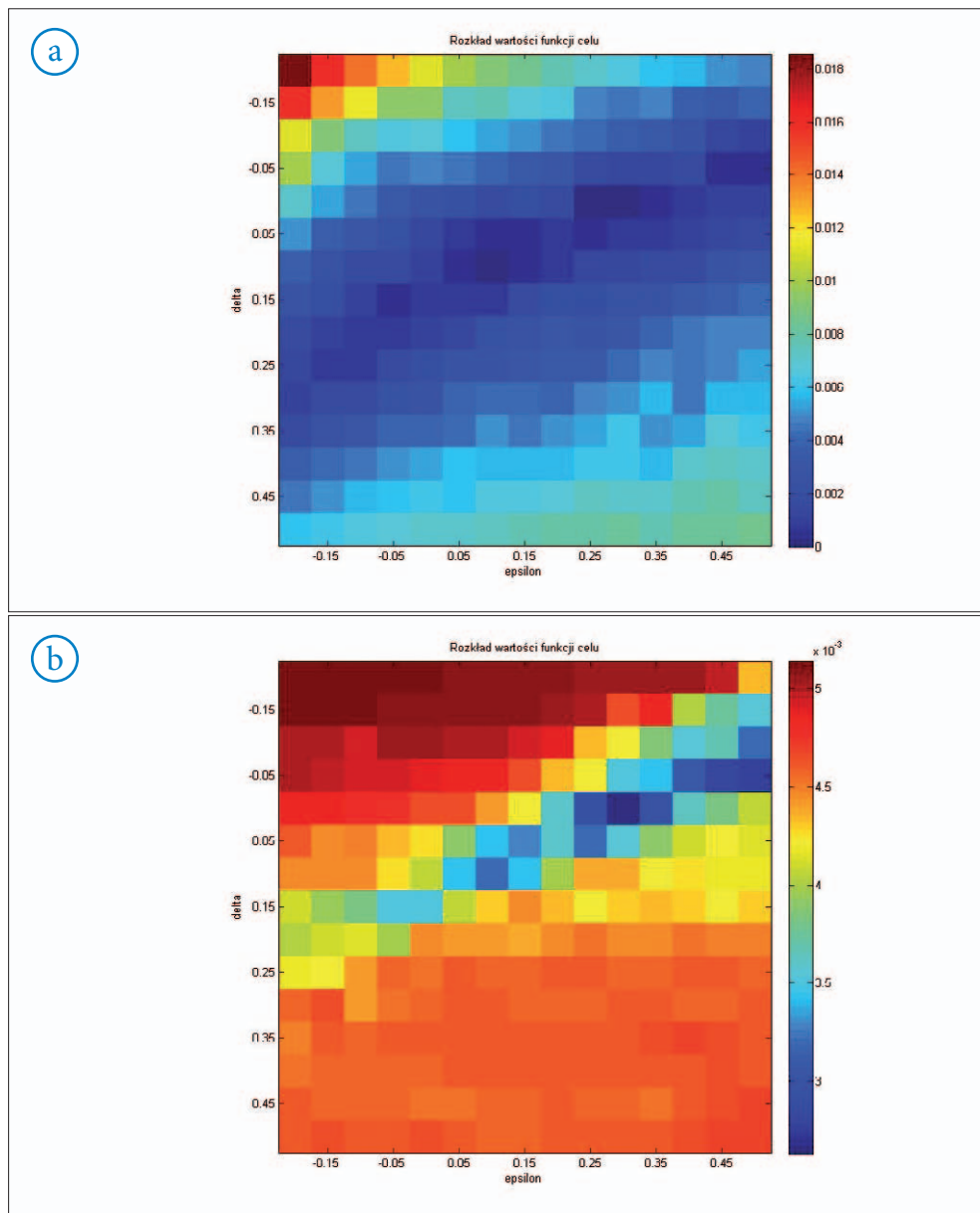
Rys. 10.9. Wyniki skanowania dla offsetów 0–1500 m (dla modelu I). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



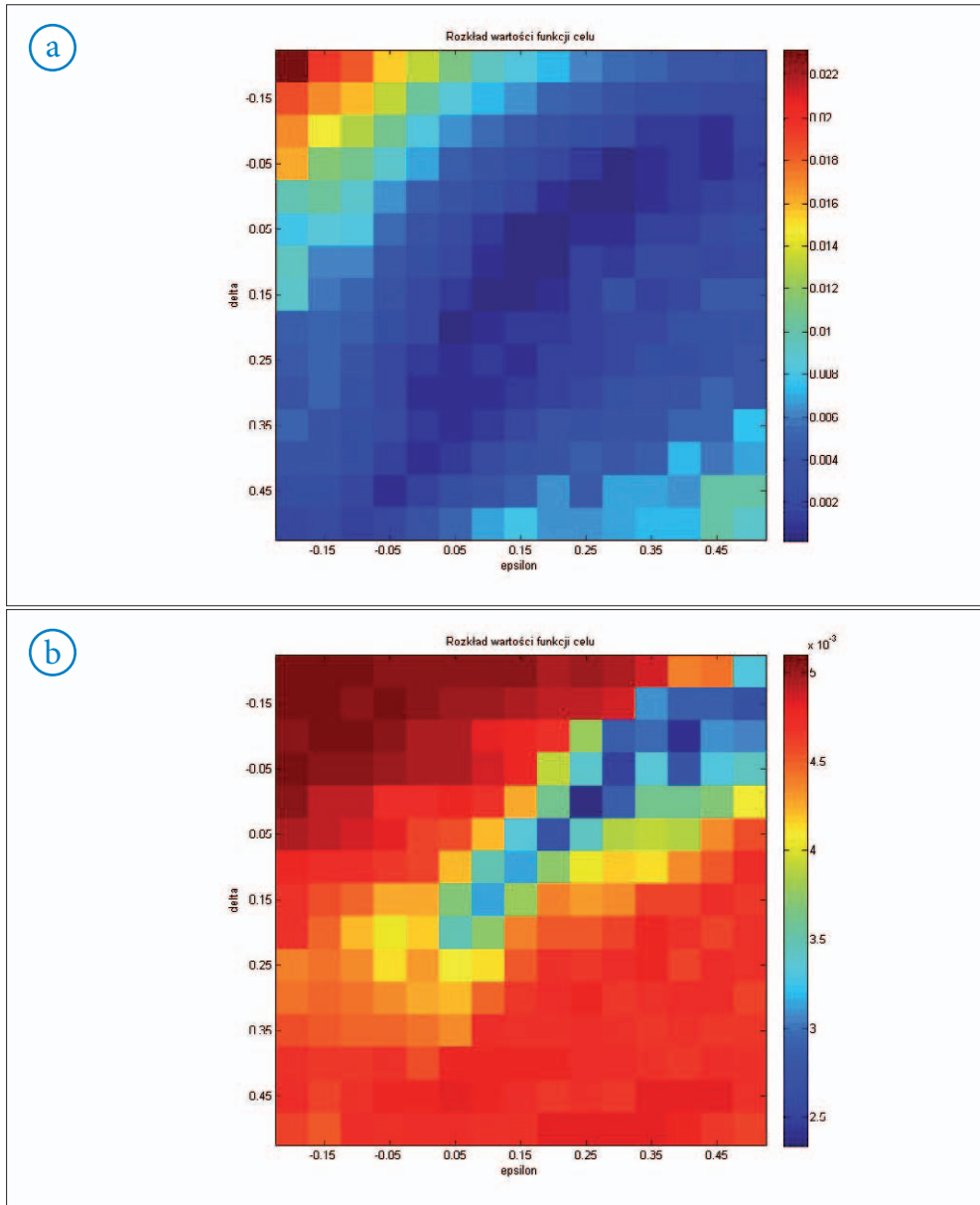
Rys. 10.10. Wyniki skanowania dla offsetów 0–2100 m (dla modelu I). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



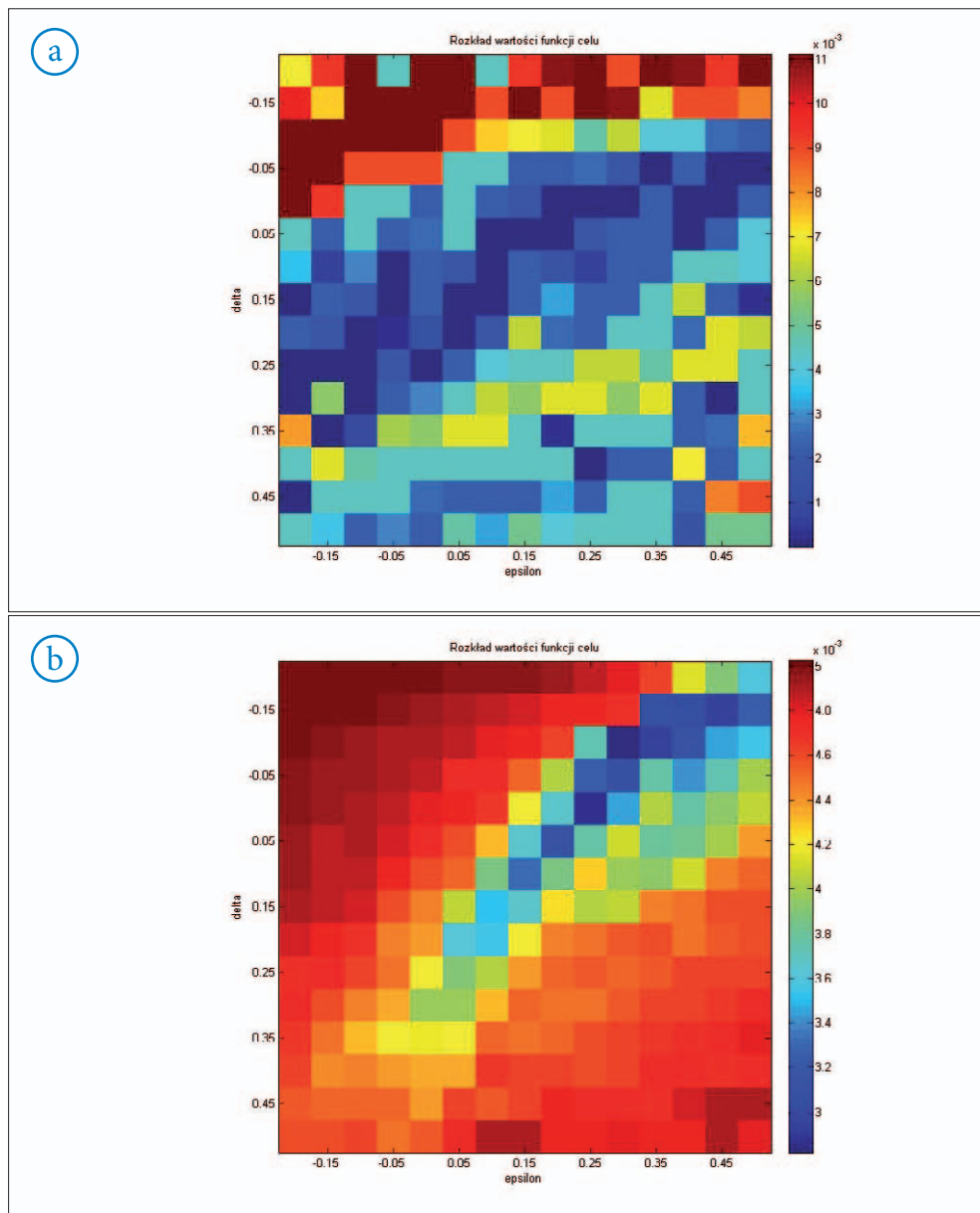
Rys. 10.11. Wyniki skanowania dla offsetów 1000–2000 m (dla modelu I). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



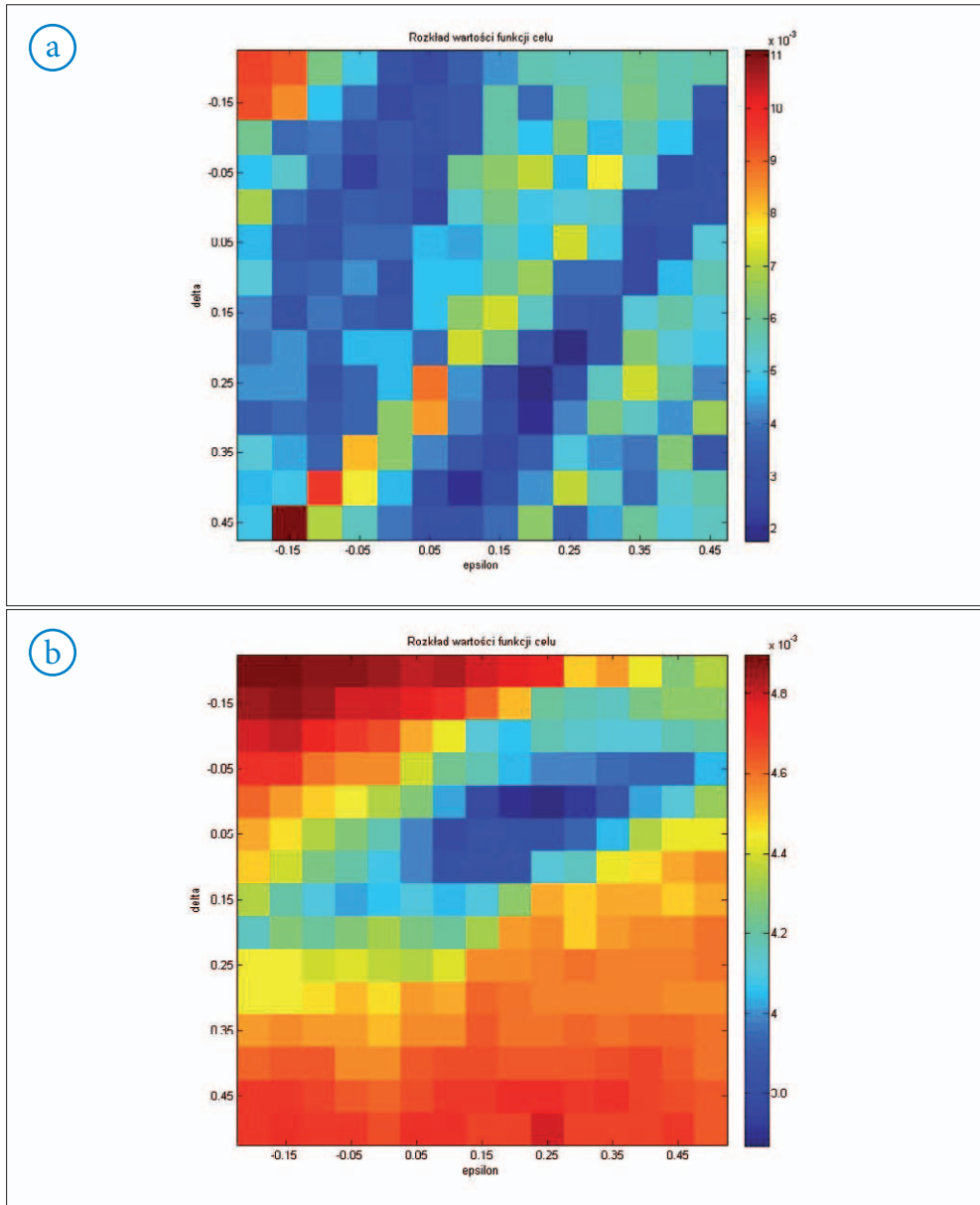
Rys. 10.12. Wyniki skanowania dla offsetów 500–2100 m (dla modelu I). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



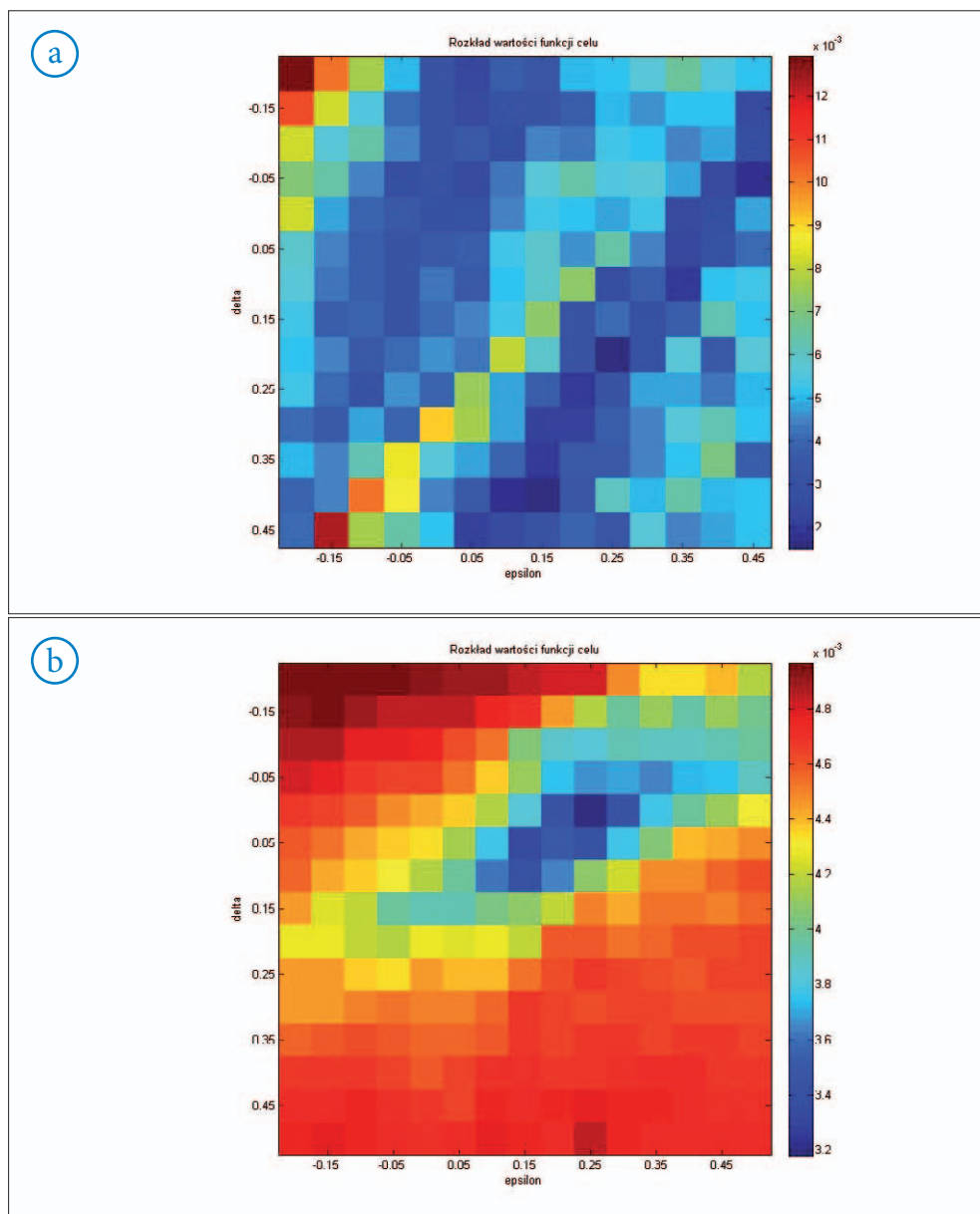
Rys. 10.13. Wyniki skanowania dla offsetów 1000–3000 m (dla modelu I). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



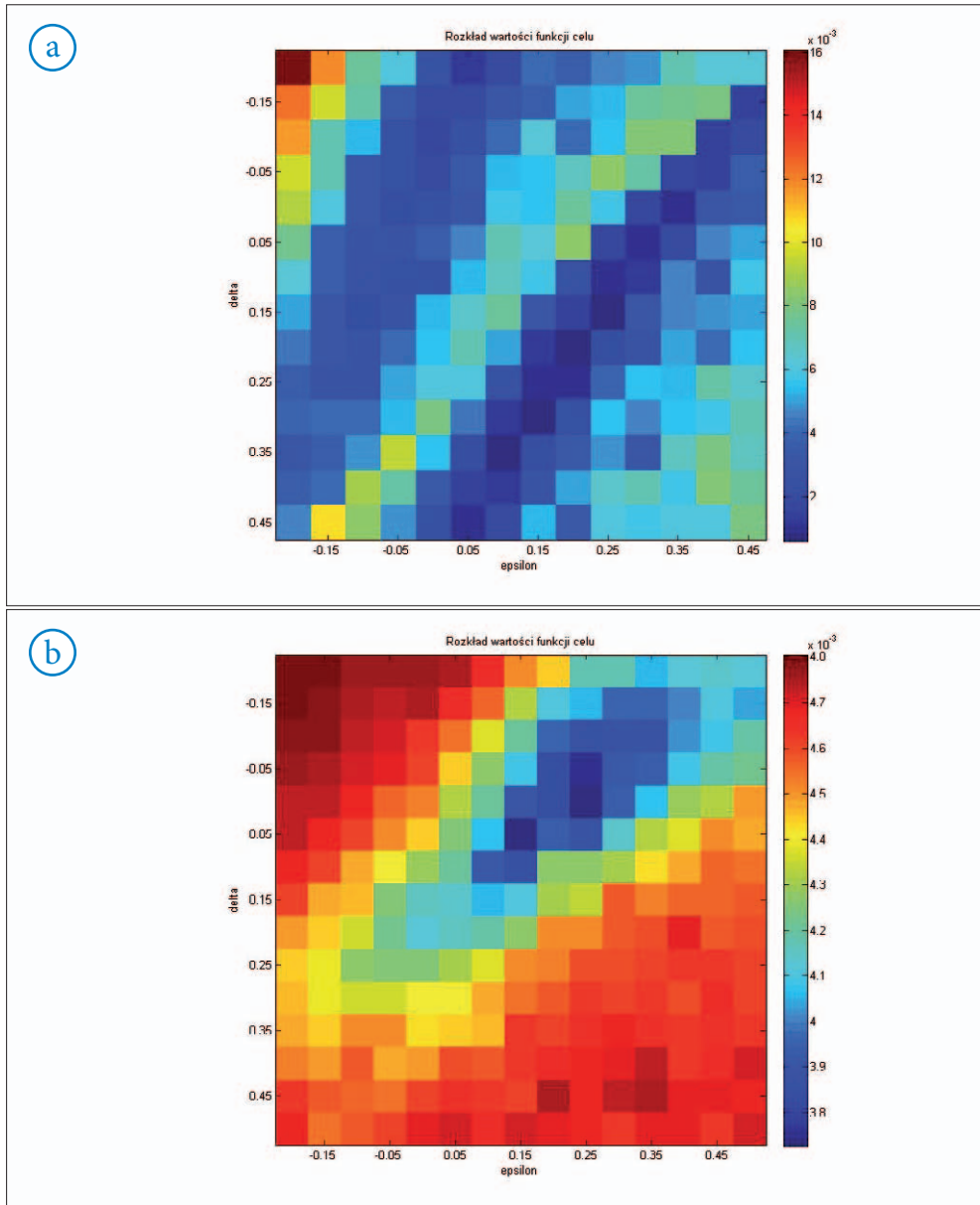
Rys. 10.14. Wyniki skanowania dla offsetów 1500–3000 m (dla modelu I). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



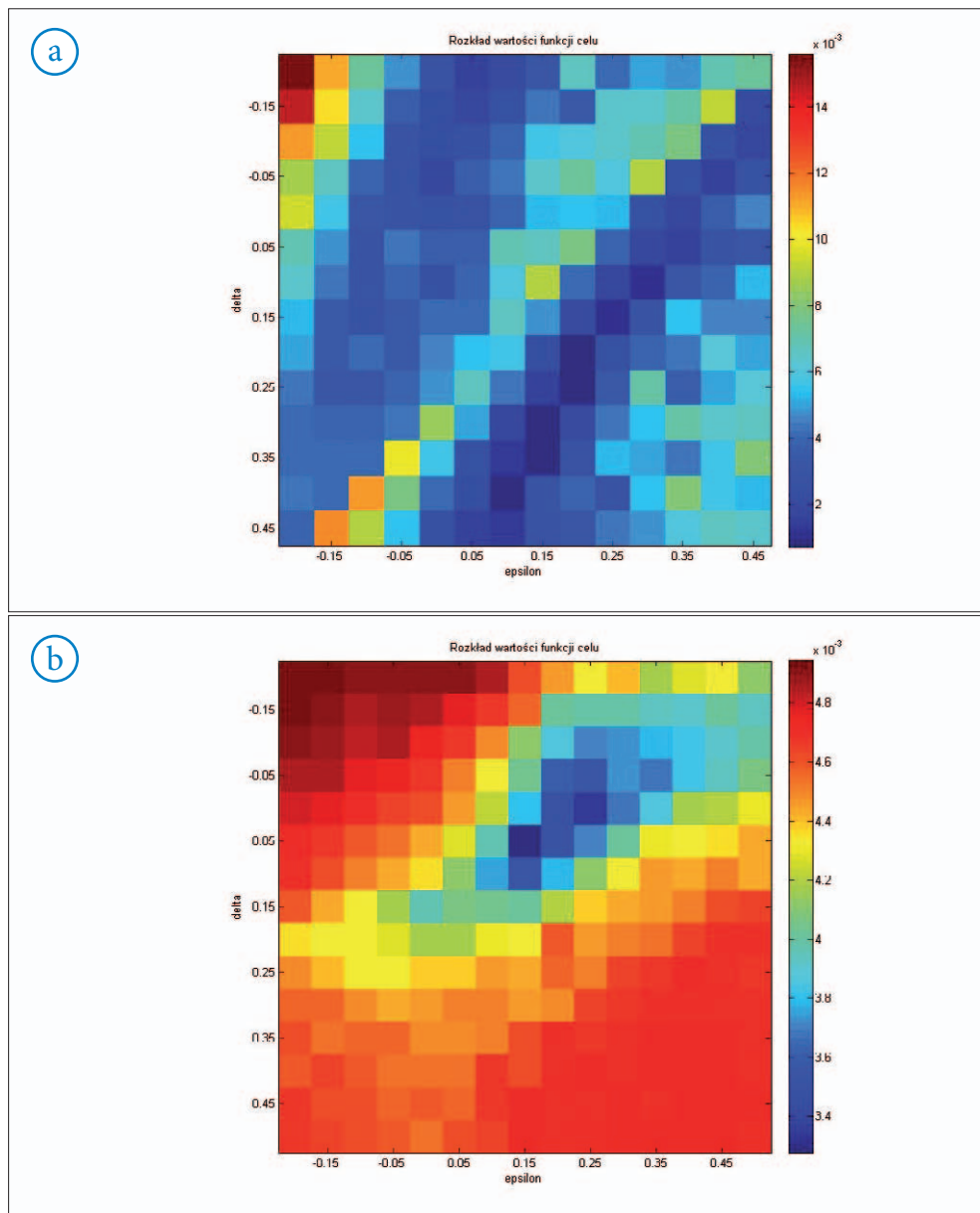
Rys. 10.15. Wyniki skanowania dla offsetów 0–1500 m (dla modelu II). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



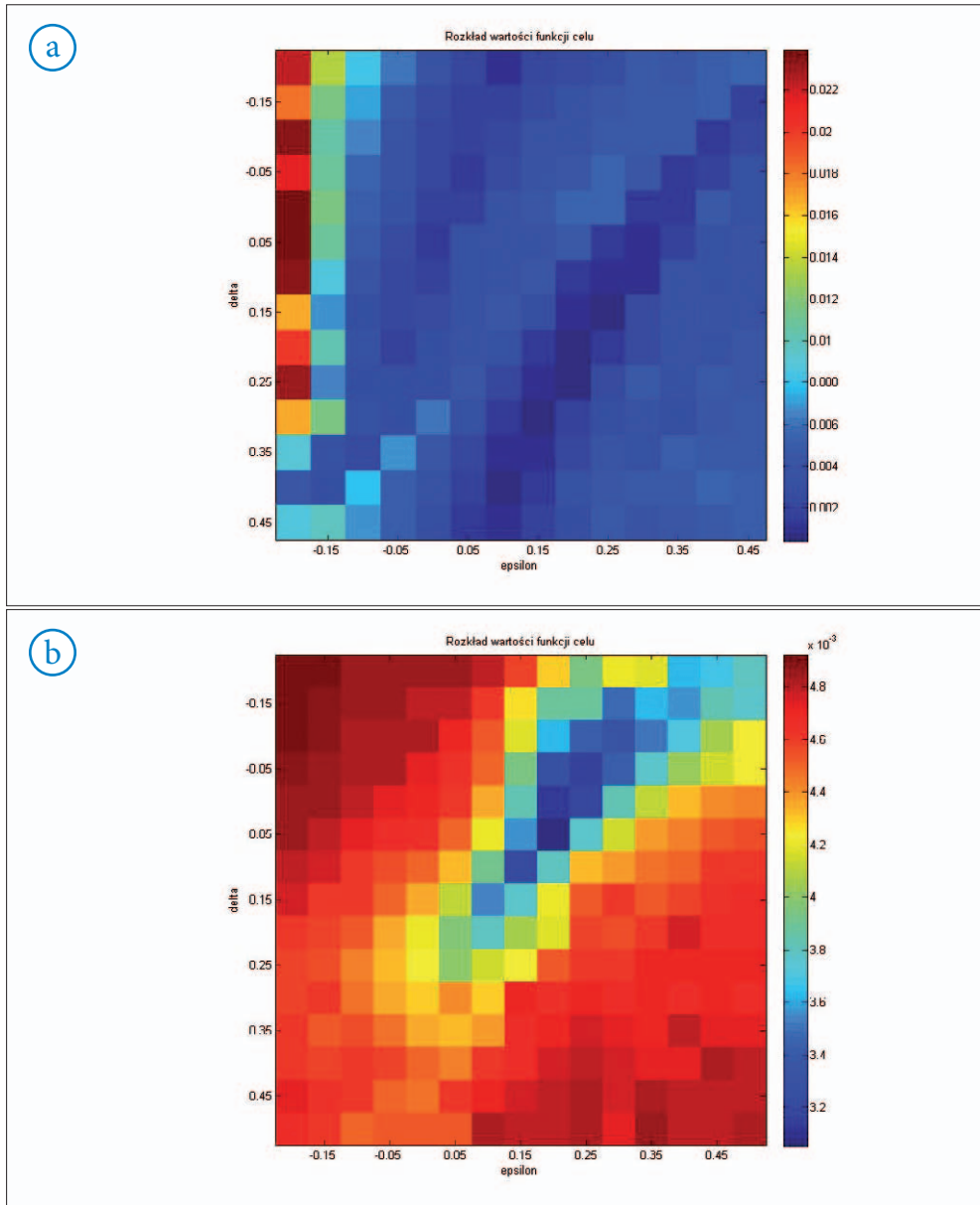
Rys. 10.16. Wyniki skanowania dla offsetów 0–2100 m (dla modelu II). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



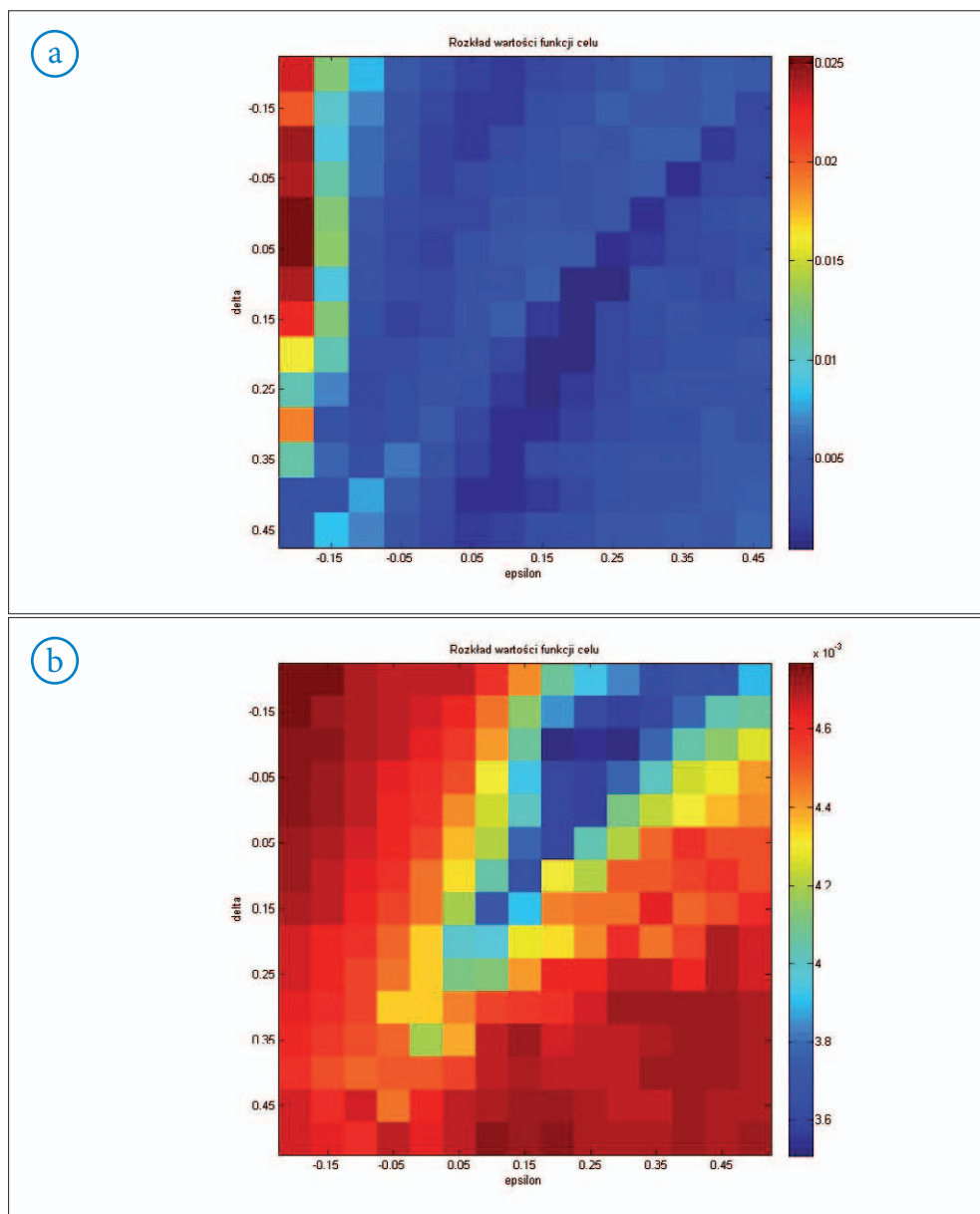
Rys. 10.17. Wyniki skanowania dla offsetów 1000–2000 m (dla modelu II). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



Rys. 10.18. Wyniki skanowania dla offsetów 500–2100 m (dla modelu II). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



Rys. 10.19. Wyniki skanowania dla offsetów 1000–3000 m (dla modelu II). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05



Rys. 10.20. Wyniki skanowania dla offsetów 1500–3000 m (dla modelu II). Rozkład wartości funkcji celu: (a) zdefiniowanej za pomocą różnic głębokości, (b) zdefiniowanej za pomocą amplitudy, obliczonych dla parametrów ϵ i δ zmieniających się w przedziale $[0,2; 0,5]$ z krokiem 0,05

Omówienie skanowania dla różnych grup offsetów

Wyniki skanowania w przypadku modelu I dla zbiorów 1 i 2, które zawierają bliskie offsety, pozwalają zawęzić przedział poszukiwań dla parametru δ (ε przyjmuje praktycznie wszystkie wartości z przedziału skanowania). Dla zbioru 1 funkcja celu przyjmuje najmniejsze wartości przy δ z przedziału $[-0,05; 0,2]$ (rys. 5.22). Podobnie w przypadku zbioru 2 funkcja celu osiąga najmniejsze wartości dla δ z przedziału $[-0,1; 0,15]$ (rys. 5.23). Jeśli chodzi o pozostałe zbiory, można wyznaczyć następujące przedziały dla parametrów ε i δ , dla których funkcja celu przyjmuje najmniejsze wartości (bardziej widoczne przy funkcji zdefiniowanej za pomocą amplitudy):

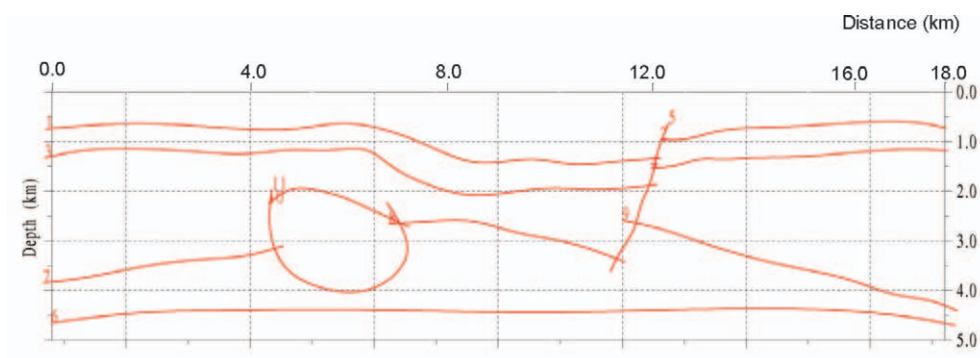
- zbiór 3: przedział $[0; 0,5]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,15; 0,15]$ dla parametru δ (rys. 5.24);
- zbiór 4: przedział $[-0,05; 0,5]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,1; 0,15]$ dla parametru δ (rys. 5.25);
- zbiór 5: przedział $[0,05; 0,5]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,2; 0,2]$ dla parametru δ (rys. 5.26);
- zbiór 6: przedział $[0; 0,5]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,2; 0,2]$ dla parametru δ (rys. 5.27).

W przypadku modelu II wyniki skanowania pozwalają zawęzić przedziały poszukiwania wartości parametrów następująco:

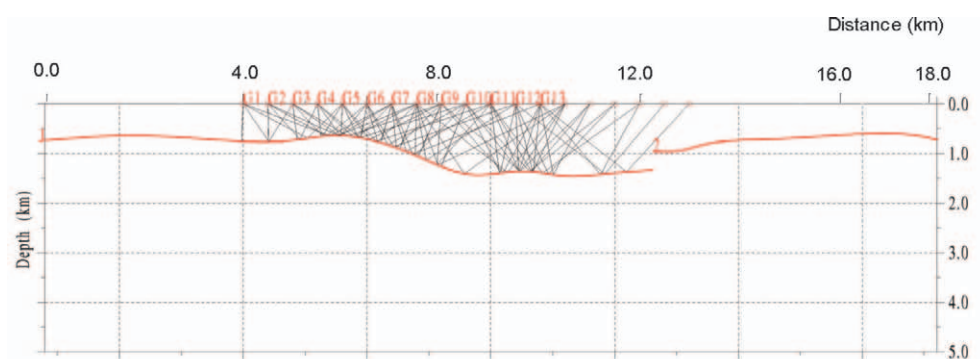
- zbiór 1: przedział $[0,05; 0,45]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,15; 0,25]$ dla parametru δ (rys. 5.24);
- zbiór 2: przedział $[0,1; 0,45]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,05; 0,15]$ dla parametru δ (rys. 5.25);
- zbiór 3: przedział $[0,1; 0,5]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,2; 0,15]$ dla parametru δ (rys. 5.24);
- zbiór 4: przedział $[0,1; 0,4]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,1; 0,1]$ dla parametru δ (rys. 5.25);
- zbiór 5: przedział $[0,1; 0,45]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,2; 0,15]$ dla parametru δ (rys. 5.26);
- zbiór 6: przedział $[0,05; 0,5]$ dla parametru ε ,
przedział $[-0,2; 0,2]$ dla parametru δ (rys. 5.27).

10.3. Obliczenie danych syntetycznych dla modelu III

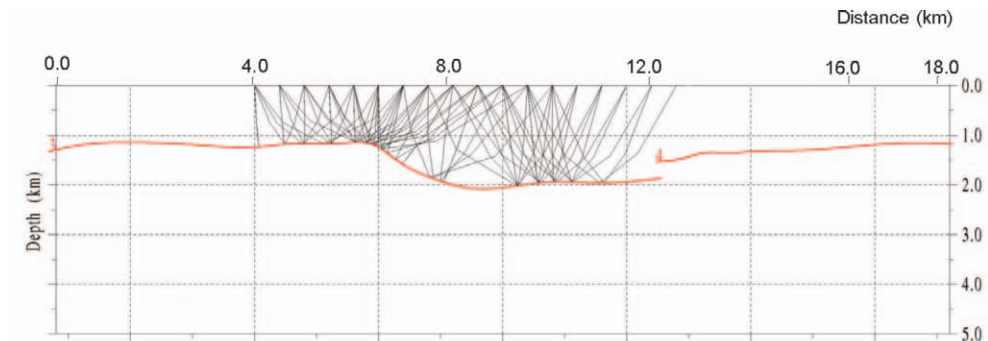
Poniżej przedstawiono etapy obliczania danych syntetycznych dla modelu III za pomocą oprogramowania NORSAR-2D (moduły Anisotropic Ray Mapping i Seismogram Generator). Na rysunku 10.21 przedstawiono geometrię modelu III, a na rysunkach 10.22–10.27 trajektorie promieni fali podłużnej odbitej od poszczególnych granic modelu dla wybranych punktów wzbudzenia i wybranych odbiorników.



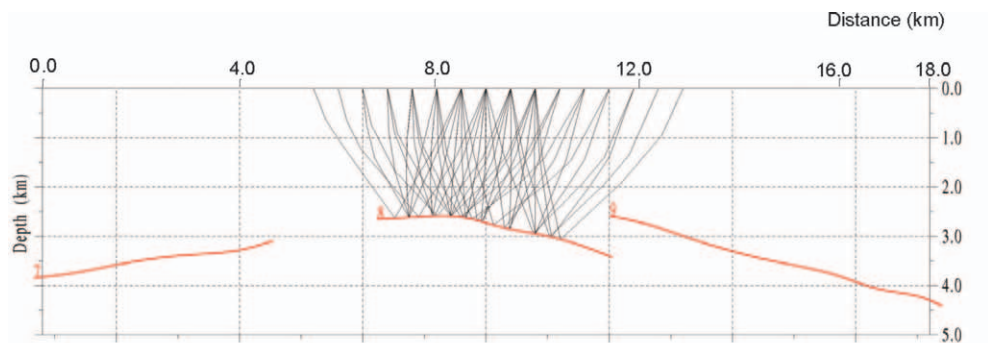
Rys. 10.21. Geometria modelu III



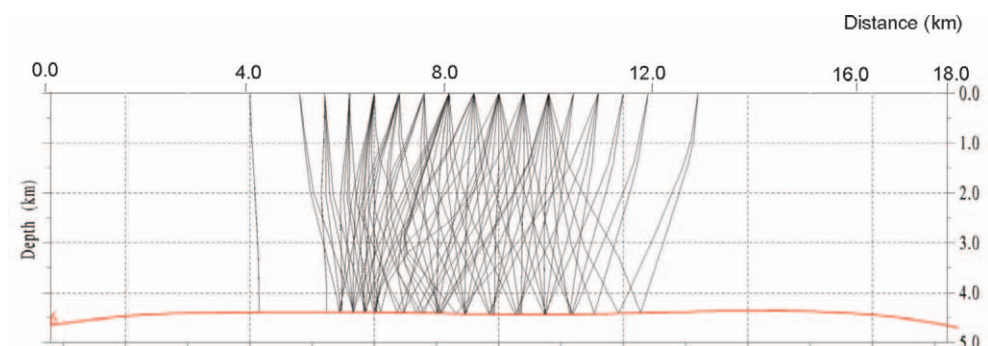
Rys. 10.22. Trajektorie promieni fali podłużnej odbitej od granicy pierwszej modelu III. Przedstawiono wybrane punkty wzbudzenia oraz wybrane odbiorniki



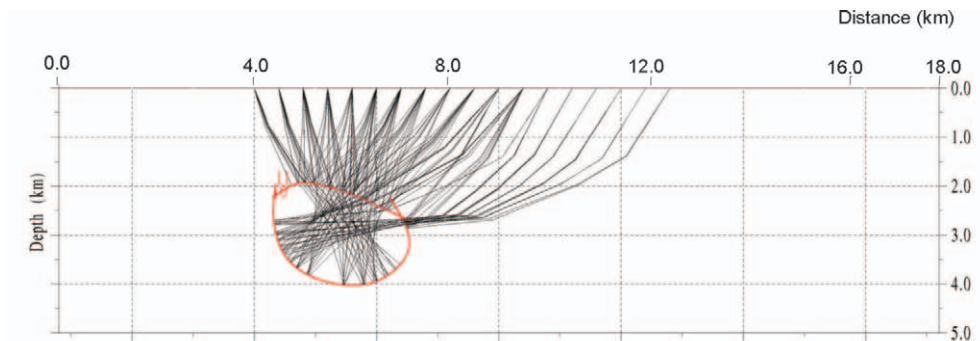
Rys. 10.23. Trajektoria promieni fali podłużnej odbitej od granicy drugiej modelu III.
Przedstawiono wybrane punkty wzbudzenia oraz wybrane odbiorniki



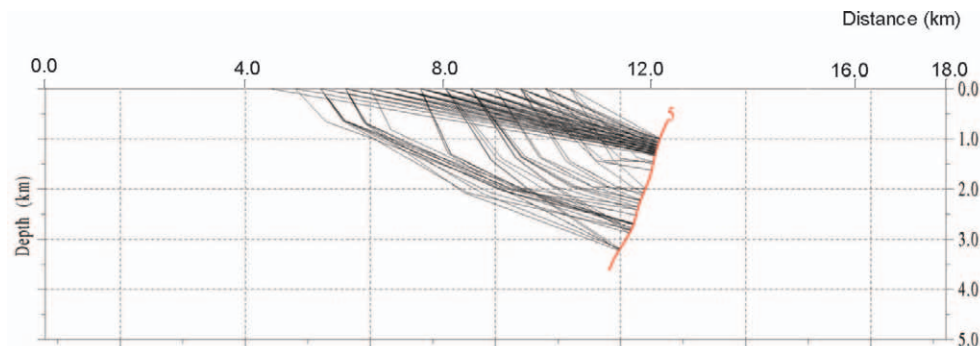
Rys. 10.24. Trajektoria promieni fali podłużnej odbitej od granicy trzeciej modelu III.
Przedstawiono wybrane punkty wzbudzenia oraz wybrane odbiorniki



Rys. 10.25. Trajektoria promieni fali podłużnej odbitej od granicy czwartej modelu III.
Przedstawiono wybrane punkty wzbudzenia oraz wybrane odbiorniki



Rys. 10.26. Trajektoria promieni fali podłużnej odbitej od wysadu solnego modelu III. Przedstawiono wybrane punkty wzbudzenia oraz wybrane odbiorniki



Rys. 10.27. Trajektoria promieni fali podłużnej odbitej od uskoku modelu III. Przedstawiono wybrane punkty wzbudzenia oraz wybrane odbiorniki

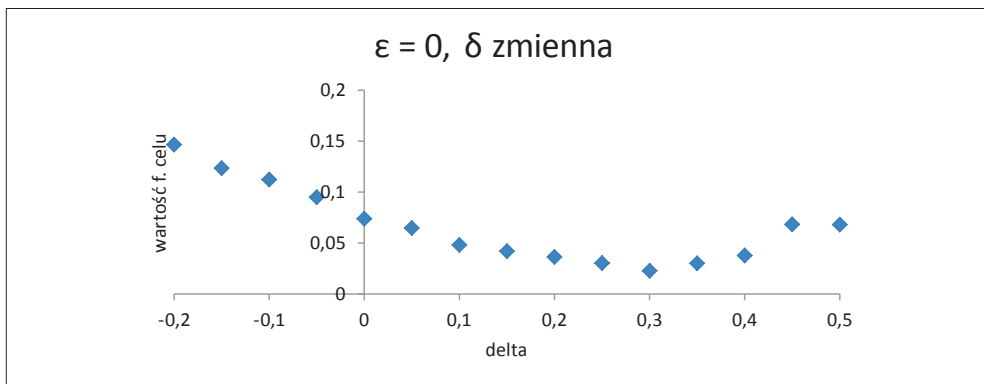
10.4. Szczegółowe badanie wpływu wybranych wartości parametrów anizotropii na wartości funkcji celu

Aby dokładnie przeanalizować rozkład wartości funkcji celu w zależności od wartości parametrów anizotropii i zauważyć ewentualne prawidłowości, na poniższych rysunkach przedstawiono wpływ wybranych wartości parametrów anizotropii na wartości funkcji celu.

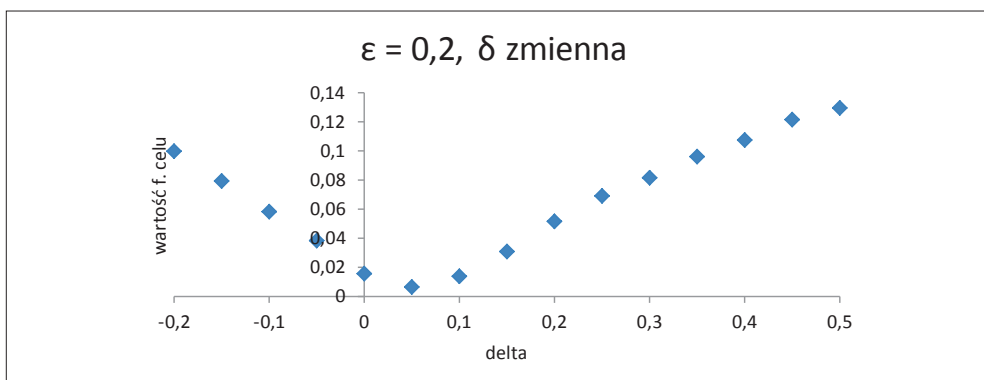
Dla modelu I (rys. 10.28–10.31) można zaobserwować, że:

- przy założeniu, że parametr $\varepsilon = 0,0$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\delta = 0,3$ i jest to prawidłowa wartość dla tego parametru;

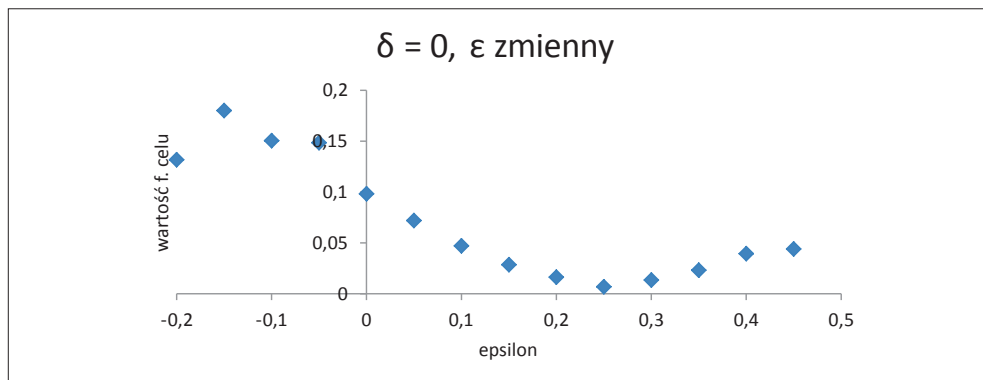
- przy założeniu, że parametr ε ma prawidłową wartość, czyli $\varepsilon = 0,2$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\delta = 0,05$ i jest to prawidłowa wartość dla tego parametru;
- przy założeniu, że parametr $\delta = 0,0$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\varepsilon = 0,25$ i jest to wartość bliska poszukiwanej;
- przy założeniu, że parametr δ ma prawidłową wartość, czyli $\delta = 0,05$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\varepsilon = 0,2$ i jest to prawidłowa wartość dla tego parametru.



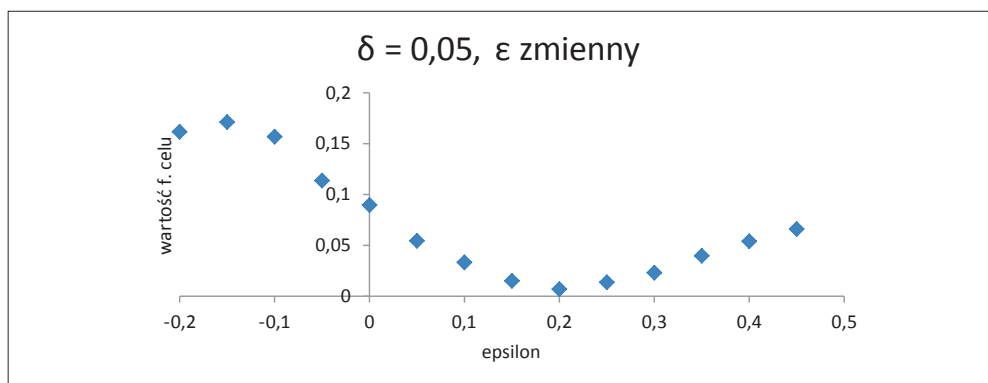
Rys. 10.28. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem $0,05$. Parametr ε przyjęto równy $0,0$ (model I)



Rys. 10.29. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem $0,05$. Parametr ε przyjęto równy prawidłowej wartości $0,2$ (model I)



Rys. 10.30. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy 0,0 (model I)



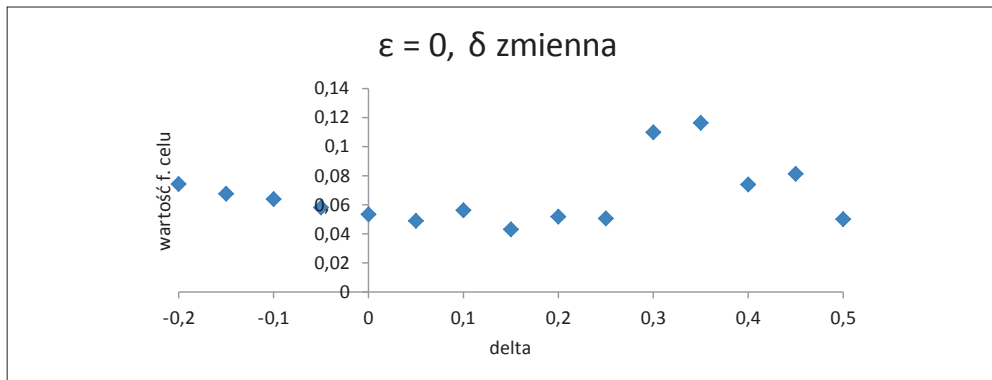
Rys. 10.31. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy prawidłowej wartości 0,05 (model I)

Dla modelu II (rys. 10.32–10.35) można zaobserwować, że:

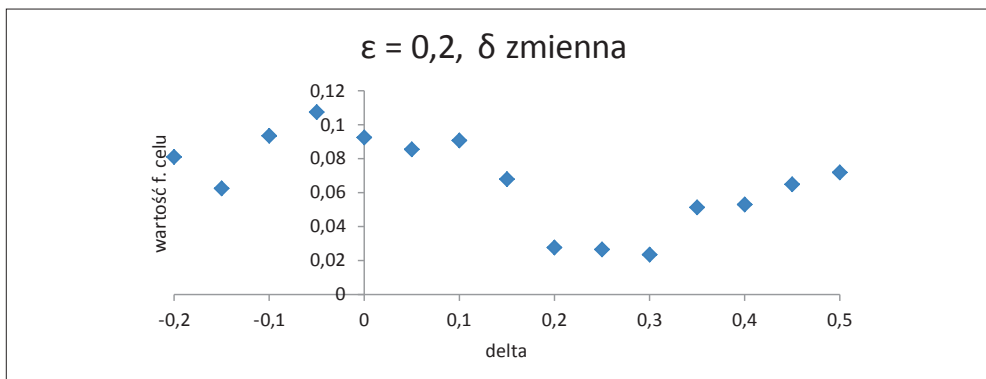
- przy założeniu, że parametr $\epsilon = 0,0$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\delta = 0,15$ i nie jest to prawidłowa wartość dla tego parametru; można zauważyć, że funkcja celu przyjmuje zbliżone wartości dla δ z przedziału $[-0,2; 0,25]$;
- przy założeniu, że parametr ϵ ma prawidłową wartość, czyli $\epsilon = 0,2$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\delta = 0,3$ i również nie jest to prawidłowa war-

tość dla tego parametru; w tym przypadku funkcja celu przyjmuje zbliżone wartości dla δ z przedziału $[0,2; 0,3]$;

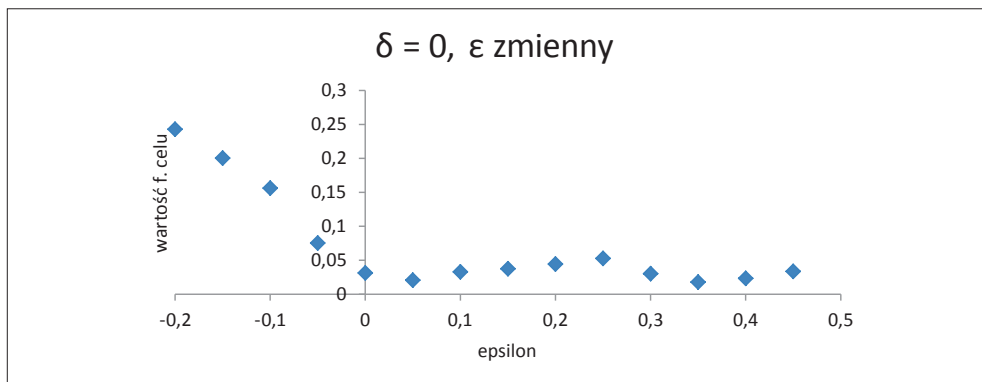
- wykresy funkcji celu przy założeniu, że parametr $\delta = 0,0$, oraz przy założeniu, że parametr δ ma prawidłową wartość równą $0,05$ są bardzo podobne. Funkcja celu przyjmuje zbliżone wartości dla ε z przedziału wartości $[0,0; 0,5]$, wartość minimalna w obu przypadkach wynosi $\varepsilon = 0,35$ i nie jest to prawidłowa wartość dla tego parametru.



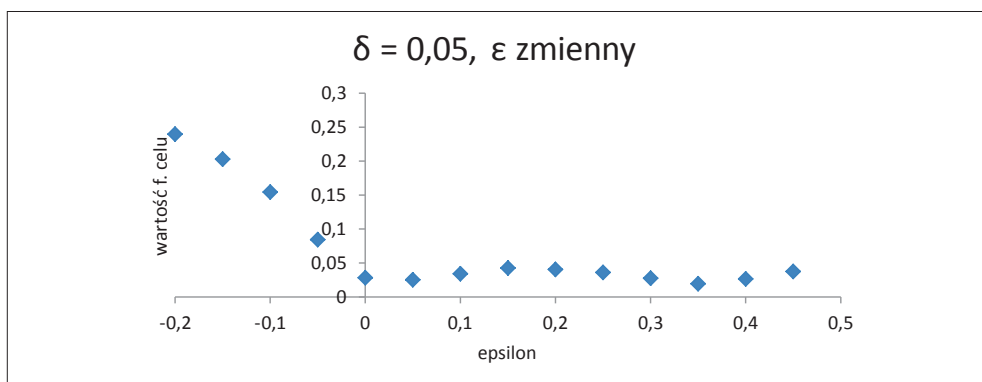
Rys. 10.32. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem $0,05$. Parametr ε przyjęto równy $0,0$ (model II)



Rys. 10.33. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem $0,05$. Parametr ε przyjęto równy prawidłowej wartości $0,2$ (model II)



Rys. 10.34. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy 0,0 (model II)

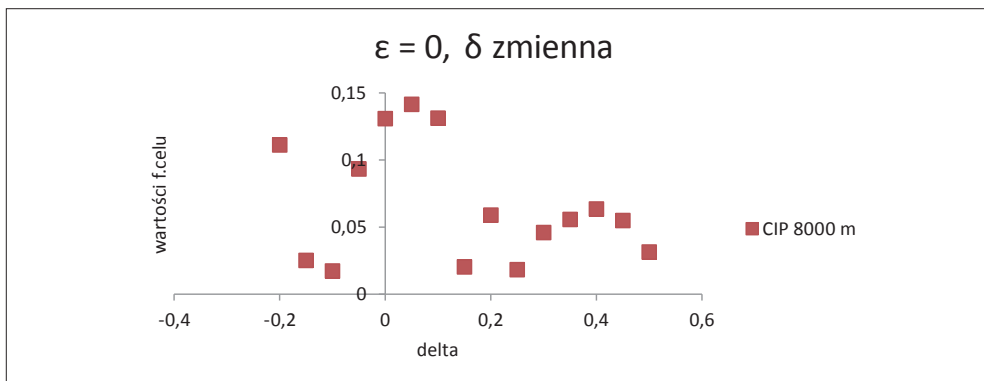


Rys. 10.35. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy prawidłowej wartości 0,05 (model II)

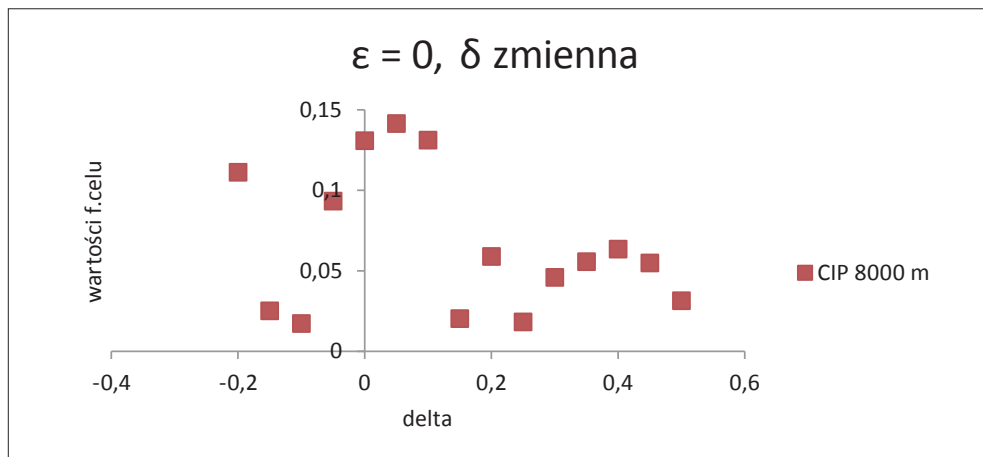
Dla modelu III obliczenia wartości funkcji celu przeprowadzono dla granicy drugiej osobno w trzech punktach profilu: $x = 5000$ m, 8000 m, 11000 m (rys. 10.36–10.47). Można poczynić następujące obserwacje:

- Przy założeniu, że parametr $\epsilon = 0,0$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\delta = 0,4$ w punkcie $x = 5000$ m profilu, dla $\delta = -0,1$ – w punkcie $x = 8000$ m profilu (ale funkcja celu przyjmuje zbliżoną wartość dla $\delta = 0,15$ oraz dla

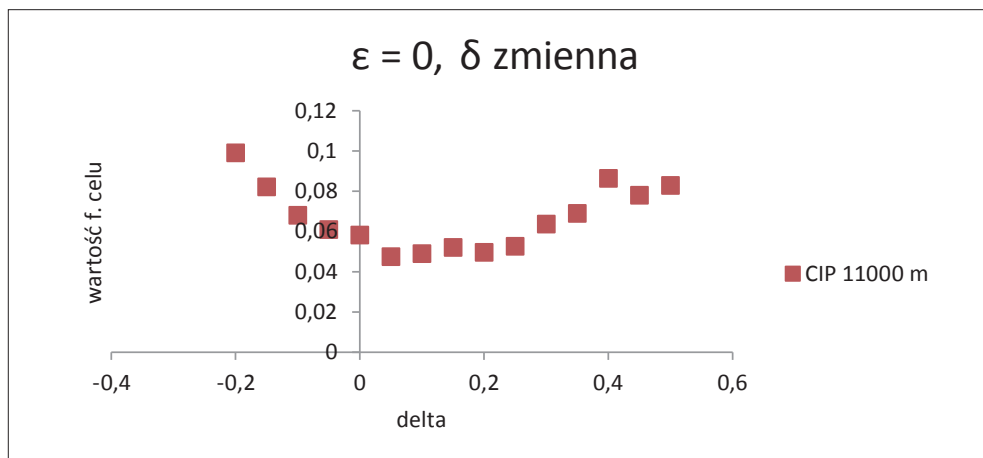
- $\delta = 0,25$), dla $\delta = 0,05$ – w punkcie $x = 11\ 000$ m profilu. Żadna z wyznaczonych wartości nie jest równa prawdziwej, wynoszącej $0,105$ (rys. 10.36–10.38).
- Przy założeniu, że parametr $\delta = 0,0$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\varepsilon = 0,2$ w punkcie $x = 5000$ m profilu, dla $\varepsilon = -0,05$ – w punkcie $x = 8000$ m profilu (ale funkcja celu przyjmuje zbliżoną wartość dla $\delta = 0,05$ oraz dla $\delta = 0,1$), dla $\varepsilon = 0,1$ – w punkcie $x = 11\ 000$ m profilu. Żadna z wyznaczonych wartości nie jest równa prawdziwej, wynoszącej $0,161$ (rys. 10.39–10.42).
 - Przy założeniu, że parametr ε ma prawidłową wartość $0,161$, funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\delta = 0,25$ w punkcie $x = 5000$ m profilu (funkcja celu przyjmuje zbliżoną wartość dla $\delta = 0,15$), dla $\delta = 0,15$ – w punkcie $x = 8000$ m profilu, dla $\delta = 0,05$ – w punkcie $x = 11\ 000$ m profilu. Żadna z wyznaczonych wartości nie jest równa prawdziwej, wynoszącej $0,105$ (rys. 10.43–10.45).
 - Przy założeniu, że parametr δ ma prawidłową wartość $0,105$ funkcja celu przyjmuje minimalną wartość dla $\varepsilon = 0,05$ w punkcie $x = 5000$ m profilu (funkcja celu przyjmuje zbliżoną wartość praktycznie w całym przedziale $[0,05; 0,35]$), dla $\varepsilon = 0,05$ – w punkcie $x = 8000$ m profilu (funkcja celu przyjmuje zbliżoną wartość dla $\delta = 0,3$), dla $\varepsilon = 0,15$ – w punkcie $x = 11\ 000$ m profilu (funkcja celu przyjmuje zbliżoną wartość dla $\delta = 0,3$). Żadna z wyznaczonych wartości nie jest równa prawdziwej, wynoszącej $0,161$, ale w przypadku obliczeń w punkcie $x = 11\ 000$ m wartość ε jest bliska rzeczywistej (rys. 10.46–10.47).



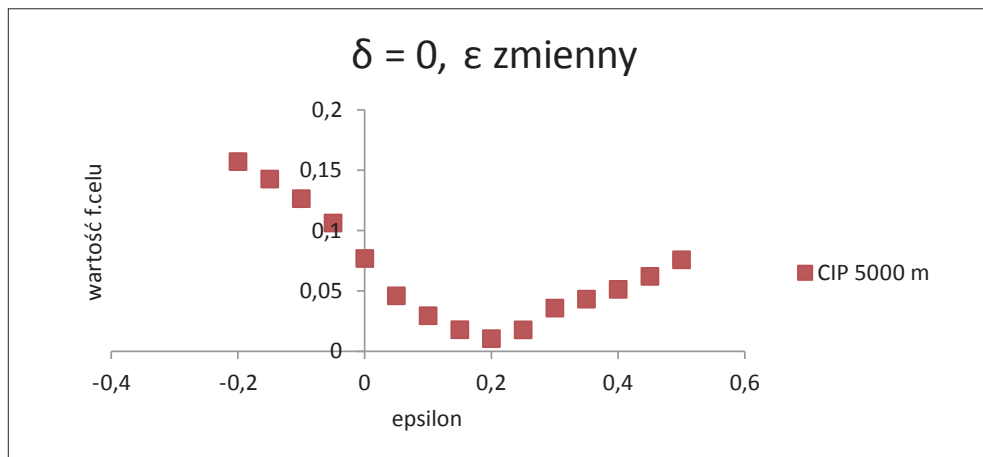
Rys. 10.36. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem $0,05$. Parametr ε przyjęto równy $0,0$. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 5000 m (model III)



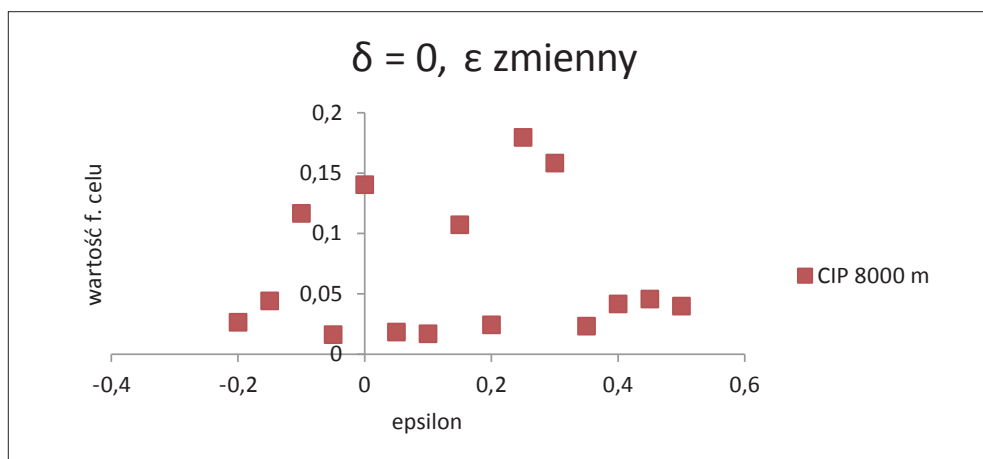
Rys. 10.37. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr ϵ przyjęto równy 0,0. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 8000 m (model III)



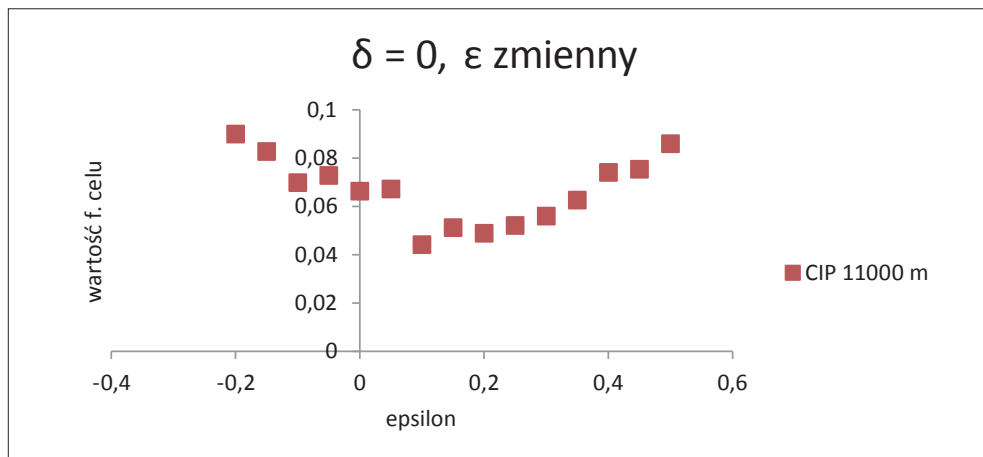
Rys. 10.38. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr ϵ przyjęto równy 0,0. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 11 000 m (model III)



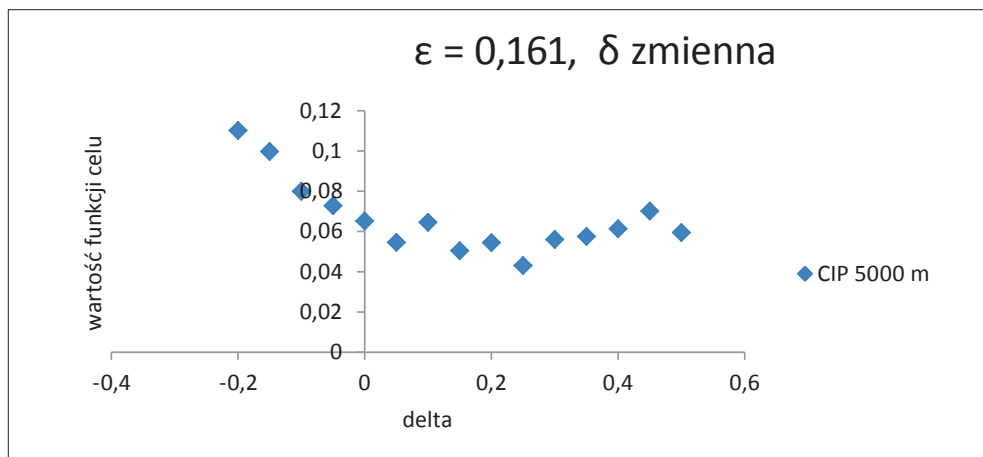
Rys. 10.39. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ε zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy 0,0. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 5000 m (model III)



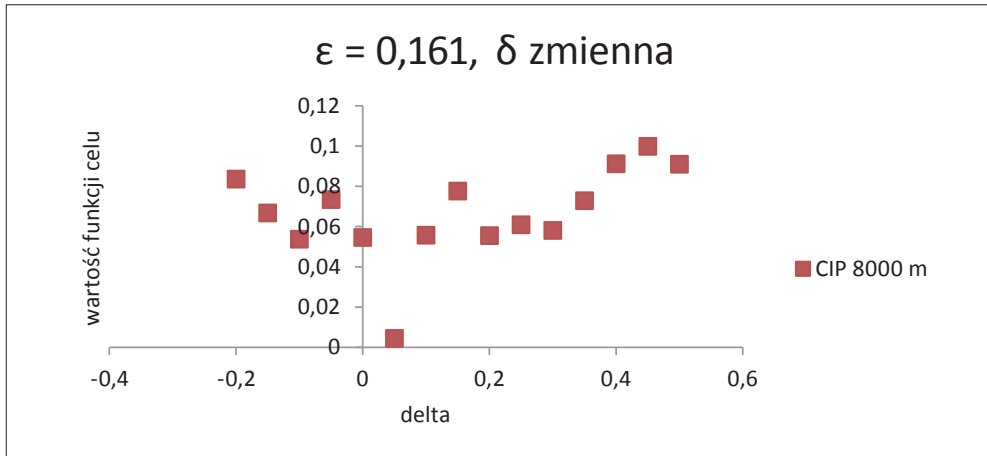
Rys. 10.40. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ε zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy 0,0. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 8000 m (model III)



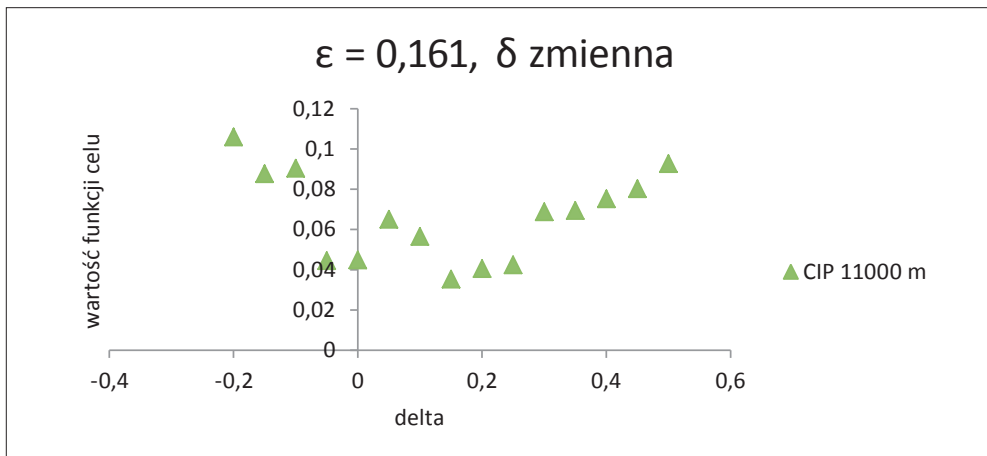
Rys. 10.41. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy 0,0. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 11 000 m (model III)



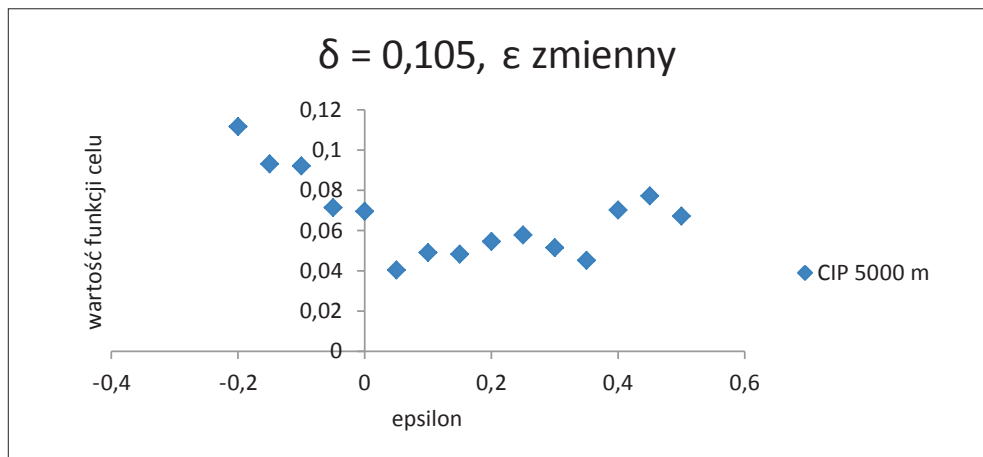
Rys. 10.42. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr ϵ przyjęto równy prawidłowej wartości 0,161. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 5000 m (model III)



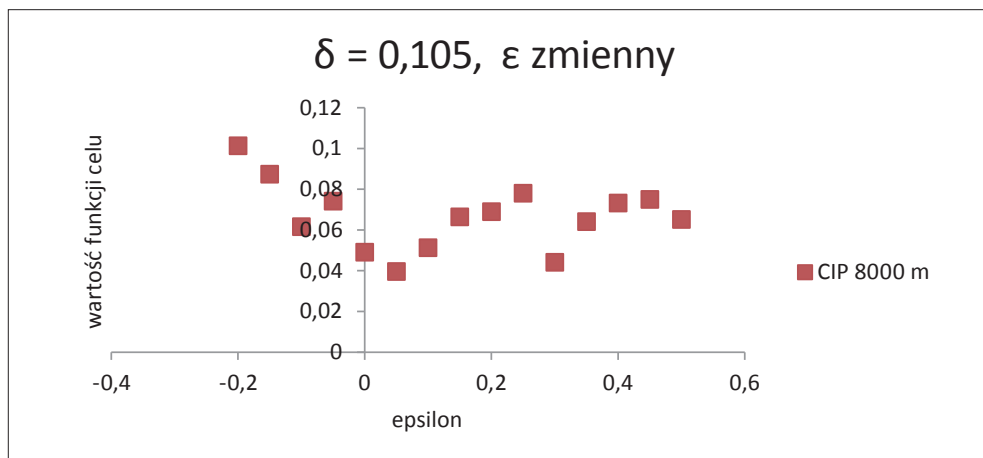
Rys. 10.43. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr ε przyjęto równy prawidłowej wartości 0,161. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 8000 m (model III)



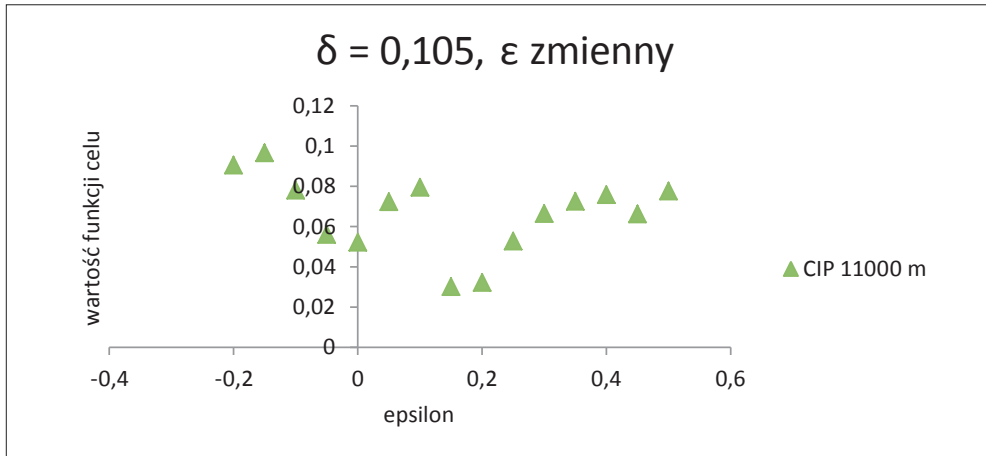
Rys. 10.44. Wykres wartości funkcji celu dla parametru δ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr ε przyjęto równy prawidłowej wartości 0,161. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 11 000 m (model III)



Rys. 10.45. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy prawidłowej wartości 0,105. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 5000 m (model III)



Rys. 10.46. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy prawidłowej wartości 0,105. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 8000 m (model III)



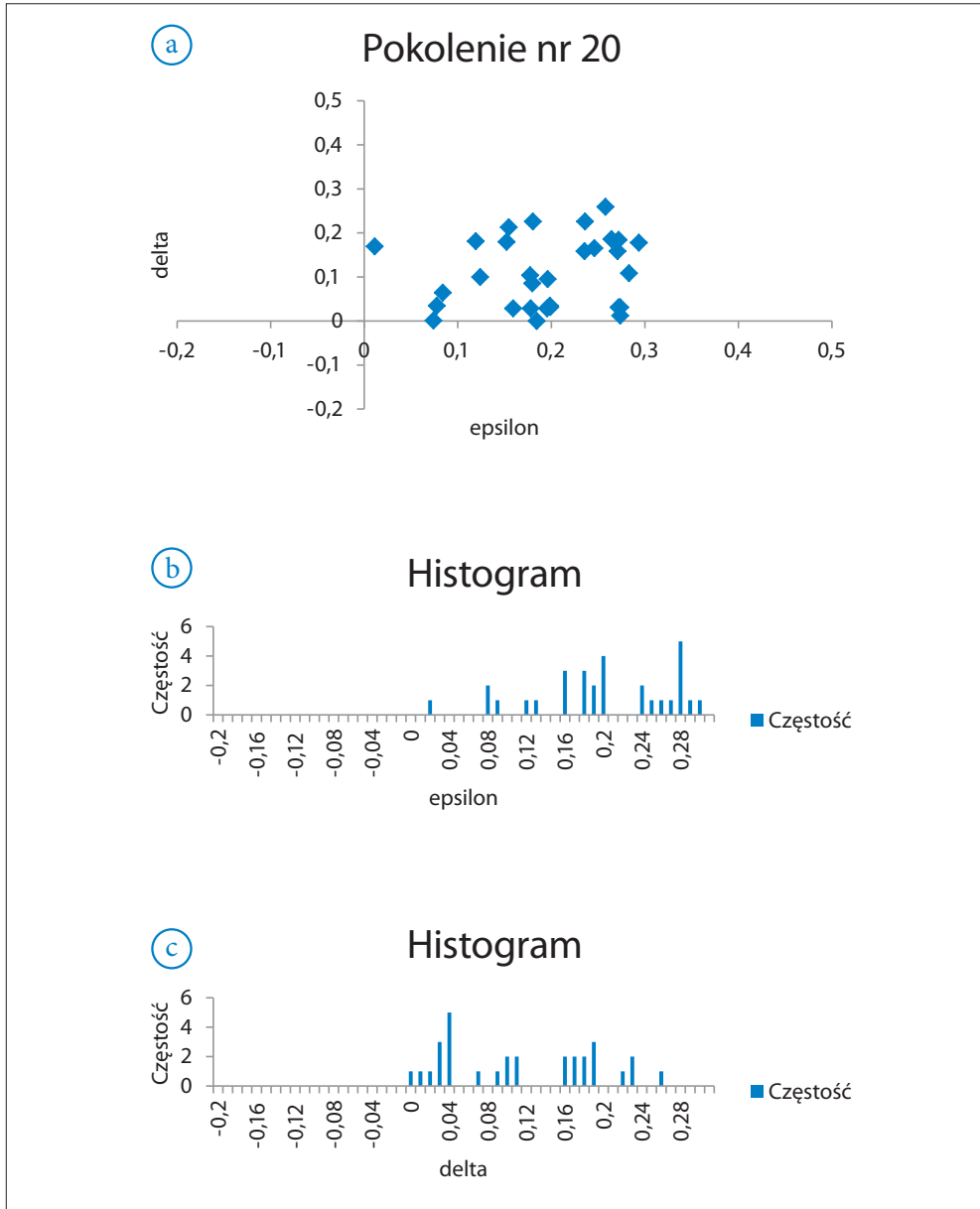
Rys. 10.47. Wykres wartości funkcji celu dla parametru ϵ zmieniającego się w przedziale $[-0,02; 0,5]$ z krokiem 0,05. Parametr δ przyjęto równy prawidłowej wartości 0,105. Obliczenia prowadzono dla pojedynczej kolekcji CIP zlokalizowanej w punkcie 11 000 m (model III)

Na podstawie powyższych wykresów można stwierdzić, że jedynie w przypadku modelu I, skanując poszczególne parametry modelu z krokiem 0,05, można wyznaczyć prawidłowe lub bliskie prawidłowym wartości parametrów anizotropii. Dla pozostałych modeli na podstawie skanowania z krokiem 0,05 nie da się wskazać prawidłowych wartości tych parametrów.

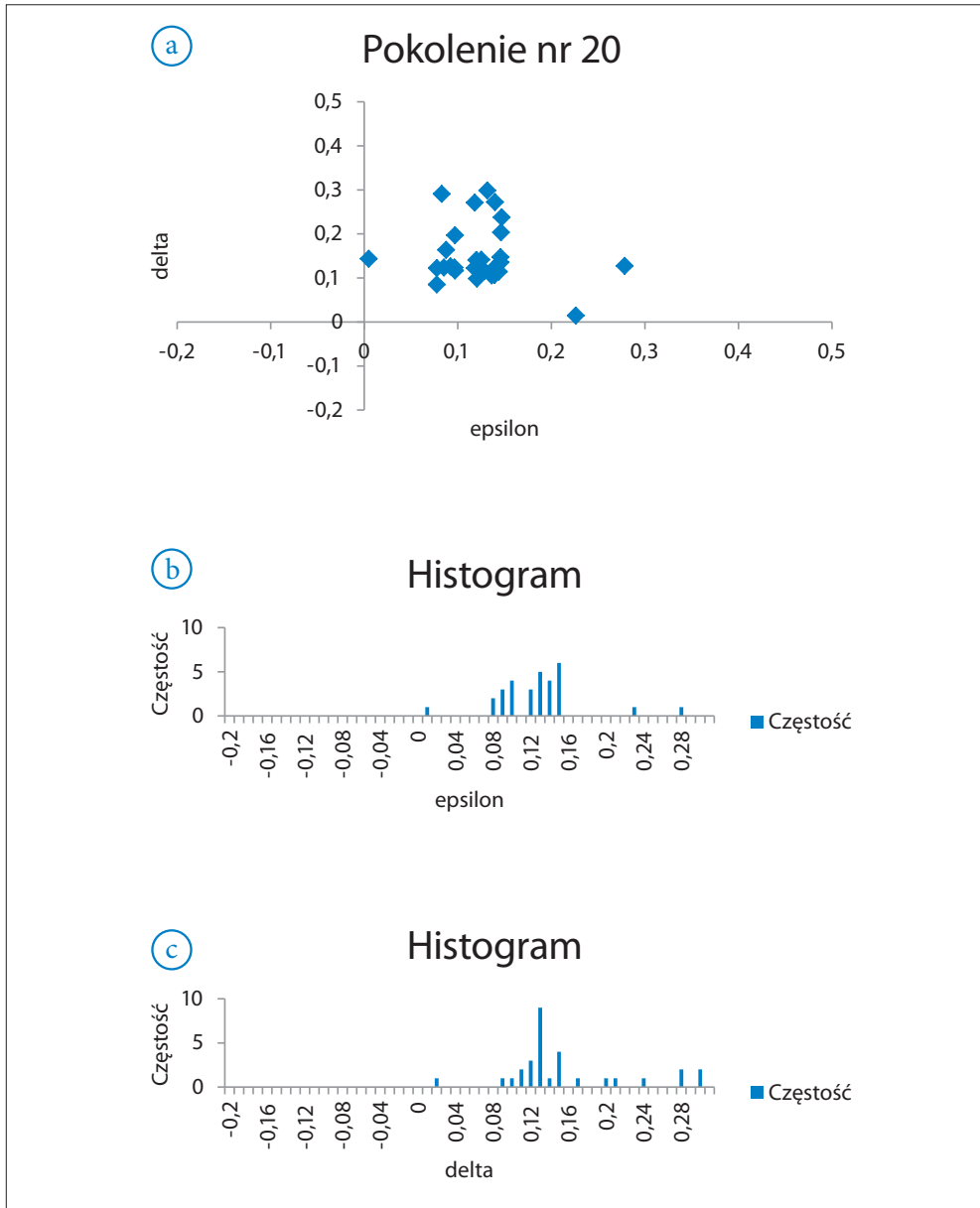
10.5. Omówienie niepewności rozwiązania dla modelu III

Podobnie jak w rozdziale 8 dokumentacji w celu omówienia niepewności oszacowania parametrów anizotropii dla modelu III przeanalizowano ostatnie pokolenie (generacja nr 20) algorytmu genetycznego otrzymane dla drugiej granicy w poszczególnych fragmentach modelu III, dla których przeprowadzone były obliczenia.

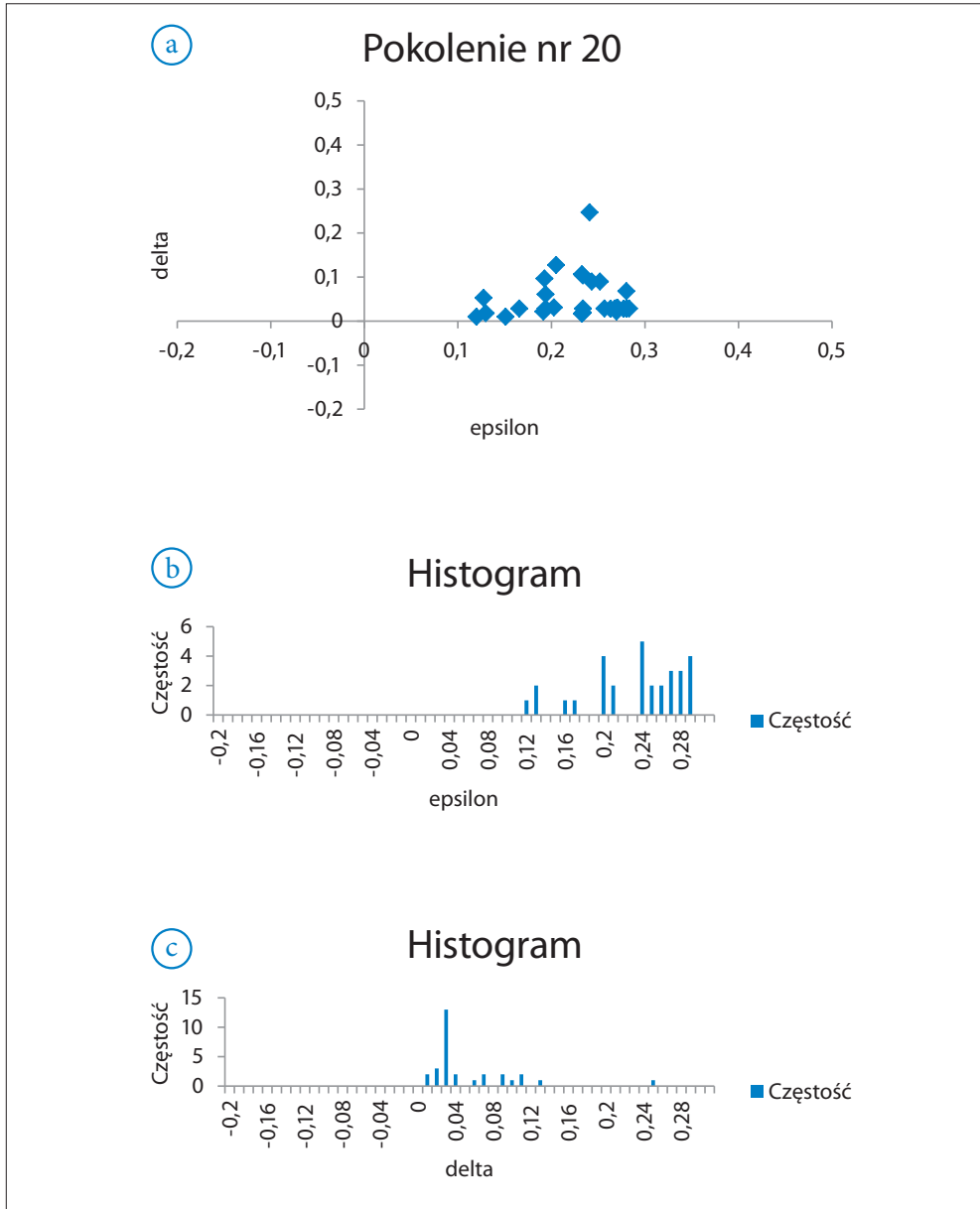
Część A modelu III



Rys. 10.48. Wynik działania algorytmu genetycznego dla części A modelu III. (a) Pokolenie nr 20 dla parametrów ϵ oraz δ przy zastosowaniu algorytmu genetycznego. (b) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru ϵ . (c) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru δ



Rys. 10.49. Wynik działania algorytmu genetycznego dla części B modelu III. (a) Pokolenie nr 20 dla parametrów ϵ oraz δ przy zastosowaniu algorytmu genetycznego. (b) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru ϵ . (c) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru δ



Rys. 10.50. Wynik działania algorytmu genetycznego dla części C modelu III. (a) Pokolenie nr 20 dla parametrów ϵ oraz δ przy zastosowaniu algorytmu genetycznego. (b) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru ϵ . (c) Histogram pokolenia nr 20 dla parametru δ

Na podstawie ostatniego pokolenia (nr 20) przeprowadzono obliczenia wartości średniej i odchylenia standardowego oraz innych wartości charakterystycznych (tab. 10.2).

Tab. 10.2. Wartości charakterystyczne ostatniego pokolenia przy zastosowaniu algorytmu genetycznego dla modelu III

	A		B		C	
	ϵ	δ	ϵ	δ	ϵ	δ
Wartość średnia	0,194	0,110	0,123	0,151	0,226	0,051
Odchylenie standardowe	0,073	0,080	0,047	0,065	0,049	0,049
Wartość maksymalna	0,294	0,259	0,278	0,299	0,283	0,247
Wartość minimalna	0,011	0,000	0,005	0,015	0,120	0,010
Wartość oszacowana za pomocą programu	0,272	0,031	0,128	0,125	0,263	0,112
Wartość rzeczywista	0,161	0,105	0,161	0,105	0,161	0,105
Wartość średnia – odchyl. std.	0,076	0,086	0,121	0,031	0,176	0,002
Wartość średnia + odchyl. std.	0,170	0,216	0,267	0,190	0,275	0,101
Wartość średnia – $2 \times$ odchyl. std.	0,029	0,021	0,049	-0,049	0,127	-0,047
Wartość średnia + $2 \times$ odchyl. std.	0,217	0,281	0,339	0,269	0,325	0,150

Analizując ostatnie pokolenie algorytmu genetycznego dla modelu III, można zauważyć, że w przypadku obliczeń dla części A praktycznie brak skupienia wokół jakichkolwiek wartości parametrów ϵ i δ . Dla części B oraz C modelu III można zaobserwować skupienie się wartości jedynie w przypadku parametru δ – koncentruje się on wokół wartości 0,13 dla części B oraz wartości 0,03 dla części C. Na podstawie histogramu dla parametru ϵ w części B modelu III (rys. 10.49 b) można stwierdzić, że ϵ osiąga największą częstość dla wartości około 0,14 i jest to wartość bliska poszukiwanej. W przypadku części A i C modelu III histogramy dla parametru ϵ mają maksima odpowiednio w wartościach: 0,24 i 0,28, które są odległe od prawidłowej.

Reasumując, można stwierdzić, że algorytm genetyczny przynosi dobre rezultaty jedynie dla części B modelu III.

Literatura

- 1) Alkhalifah T., 1995: *Efficient synthetic seismogram generation in transversely isotropic, inhomogeneous media*. *Geophysics*, vol. 60, s. 1139–1150.
- 2) Alkhalifah T., 2011: *Scanning anisotropy parameters in complex media*. *Geophysics*, vol. 76, s. U13–U22.
- 3) Alkhalifah T., 2014: *Full waveform inversion in an anisotropic world: where are the parameters hiding?* Education Tour Series, 10, EAGE.
- 4) Alkhalifah T., Tsvankin I., 1995: *Velocity analysis for transversely isotropic media*. *Geophysics*, vol. 60, s. 1550–1566.
- 5) Alkhalifah T., Tsvankin I., Larner K., Toldi J., 1996: *Velocity analysis and imaging in transversely isotropic media: Methodology and a case study*. *The Leading Edge*, vol. 15, no. 5, s. 371–378.
- 6) Al-Yahya K., 1989: *Velocity analysis by iterative profile migration*. *Geophysics*, vol. 54, s. 718–729.
- 7) Banik N., 1984: *Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea basin*. *Geophysics*, vol. 49, s. 1411–1419.
- 8) Danek T., Leśniak A., Pięta A., 2010: *Modelowanie numeryczne propagacji fal sejsmicznych w wybranych ośrodkach anizotropowych*. Wydawnictwo Instytutu Gospodarki Surowcami Mineralnymi i Energią PAN.
- 9) Deregowski S. M., 1990: *Common-offset migration and velocity analysis*. *First Break*, vol. 6, s. 225–234.
- 10) Docherty P., Silva r., Singh S., Song Z. M., Wood M., 1997: *Migration velocity analysis using a genetic algorithm*. *Geophysical Prospecting*, vol. 45, issue 5, s. 865–878.
- 11) Dubrule O., 2003: *Geostatistics for seismic data integration in earth models*. *Distinguished Instructor Short Course*, EAGE, SEG.
- 12) Goldberg D. E., 1998: *Algorytmy genetyczne i ich zastosowania*. WNT.

- 13) Helbig K., Thomsen L., 2005: *75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismics: A historical review of concepts and methods*. Geophysics, vol. 70, 9ND-23ND.
- 14) Isaac J. H., Lawton D. C., 2004: *A practical method for estimating effective parameters of anisotropy from reflection seismic data*. Geophysics, vol. 69, s. 681–689.
- 15) Jervis M., Sen M. K., Stoffa P. L., 1996: *Prestack migration velocity estimation using nonlinear methods*. Geophysics, vol. 60, s. 138–150.
- 16) Jędrzejowska-Tyczkowska H., Leginowicz A., Żukowska K., 2004: *Analiza danych sejsmicznych w aspekcie określenia występowania anizotropii prędkości w rejonie rowu tektonicznego Witaszyce-Jarocin*. Prace Instytutu Nafty i Gazu, nr 130, s. 189–193.
- 17) Jones I.F., 2010: *An introduction to: Velocity model building*. EAGE Publications.
- 18) Kasina Z., 2009: *Modelowanie trajektorii promieni i czasów przebiegu fal odbitych PP, SS i PS dla dyskretnego ośrodka poprzecznie izotropowego z nachyloną osią symetrii*. Geologia, T. 35, z. 2/1, s. 387–392.
- 19) Kendall r., Gray S., Miao X., 2001: *Anisotropic prestack depth migration for multicomponent data – methodology and examples*. Extended Abstracts 63th EAGE Conference.
- 20) Kostecki A., 2007: *Algorytm głębokościowej migracji w anizotropowym ośrodku VTI*. Nafta-Gaz, nr 11, s. 661–665.
- 21) Kostecki A., Półchłopek A., 2004: *Metoda określenia prędkości w silnie niejednorodnym lateralnie ośrodku sejsmicznym z zastosowaniem ekstrapolacji pola falowego*. Prace Instytutu Nafty i Gazu, nr 129.
- 22) Kostecki A., Półchłopek A., 2006: *Studium odwzorowania strukturalnego w ośrodku anizotropowym VTI*. Materiały konferencyjne Geopetrol 2006.
- 23) Kostecki A., Półchłopek A., 2008: *Analiza migracyjnych prędkości fal podłużnych i poprzecznych z zastosowaniem głębokościowej ekstrapolacji pól falowych*. Materiały konferencyjne Geopetrol 2008.
- 24) Lee W., Zhang L., 1992: *Residual shot profile migration*. Geophysics, vol. 59, s. 815–822.
- 25) Leśniak A., Pszczoła G., 2006: *Algorytmy genetyczne w rozwiązywaniu zagadnień odwrotnych w geofizyce*. Geoinformatica Polonica, T. 8, s. 45–52.
- 26) Li Y., Biondi B., 2009: *Automatic velocity picking by simulated annealing*. <http://sepwww.stanford.edu/data/media/public/docs/sep138/elita1/paper.pdf>, dostęp 15.01.2015.
- 27) Liu Z., 1997: *An analytical approach to migration velocity analysis*, Geophysics, vol. 62, s. 1238–1249.

- 28) Liu Z., Bleistein N., 1995: *Migration velocity analysis; theory and an iterative algorithm*. Geophysics, vol. 60, s. 142–153.
- 29) Mansanne F., Schoenauer M., 2002: *An automatic geophysical inversion procedure using a genetic algorithm*. W: P. Wong et al. (eds.), *Soft Computing and Reservoir Modeling*. Physica-Verlag, Springer-Verlag Company, s. 331–353.
- 30) Masters T., 1996: *Sieci neuronowe w praktyce*. Wydawnictwo Naukowo-Techniczne.
- 31) Pirowska K., 2012a: *Nowatorskie techniki w geofizyce*. Rynek Polskiej Nafty i Gazu, No 7, s. 52–59.
- 32) Pirowska K., 2012b: *Zastosowanie metod geostatystycznych do wyznaczenia parametrów ośrodka geologicznego*. Prace Naukowe Instytutu Nafty i Gazu, nr 189.
- 33) Półchłópek A., 2010: *Anizotropowa wersja modelu Marmousi do testowania procedur migracyjnych*. Materiały konferencyjne Geopetrol 2010.
- 34) Półchłópek A., Żuławski K., 2010: *Ocena efektywności operatora ekstrapolacji pola falowego w głębi ośrodka anizotropowego typu VTI*. Nafta-Gaz, nr 12.
- 35) Reshef M., Roth M., 2006: *VTI anisotropic corrections and effective parameter estimation after isotropic prestack depth migration*, Geophysics, vol. 71, s. D35–D43.
- 36) Robein E., 2003: *Velocities, time-imaging and depth imaging in reflection seismics*. EAGE Publications.
- 37) Robein E., 2010: *Seismic imaging. A review of the techniques, their principles, merits and limitations*. Education Tour Series, vol. 4, EAGE.
- 38) Rudzki M. P., 1897: *Über die Gestalt elastischer Wellen in Gesteinen*. Bulletin of the Academy of Sciences, Cracow, s. 387–393.
- 39) Sattlegger J., Stiller P., Echterhoft J., Hentschke M., 1980: *Common offset plane migration*. Geoph. Prosp., vol. 28, s. 859–871.
- 40) Sarkar D., Tsvankin I., 2003: *Analysis of image gathers in factorized VTI media*. Geophysics, vol. 68, s. 2016–2025.
- 41) Sarkar D., Tsvankin I., 2004: *Migration velocity analysis in factorized VTI media*. Geophysics, vol. 69, s. 708–718.
- 42) Sen M. K., 2001: *Pre-stack waveform inversion of plane wave seismograms: isotropy to transverse isotropy*. CSEG Recorder, June, <http://74.3.176.63/publications/recorder/2001/06jun/jun01-plane-wave-seismograms.pdf>, dostęp 15.01.2015.
- 43) Sen M., Stoffa P. L., 1995: *Global optimization methods in geophysical inversion*. Elsevier.
- 44) Stunff Y. Le, Grechka V., Tsvankin I., 2001: *Depth-domain velocity analysis in VTI media using surface P-wave data: Is it feasible?* Geophysics, vol. 66, s. 897–903.

-
- 45) Thomsen L., 1986: *Weak elastic anisotropy*. Geophysics, vol. 51, s. 1954–1966.
 - 46) Tsvankin I., 2001: *Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media*. Handbook of Geophysical Exploration. Pergamon.
 - 47) Tsvankin I., Thomsen L., 1994: *Nonhyperbolic reflection moveout in anisotropic media*. Geophysics, vol. 59, s. 1290–1304.
 - 48) Upadhyay S. K., 2004: *Seismic reflection processing: With special reference to anisotropy*. Springer.
 - 49) Wolpert D. H., Macready W. G., 1997: *No Free Lunch Theorems for Optimization*. IEEE Transactions on Evolutionary Computation, vol. 1, s. 67–82, <http://ti.arc.nasa.gov/m/profile/dhw/papers/78.pdf>, dostęp: 15.01.2015.
 - 50) Yang X. S., 2010: *Engineering optimization, An introduction with metaheuristic applications*. Wiley.