

METODYKA WYBRANYCH PROCEDUR PRZETWARZANIA DANYCH SEJSMICZNYCH Z OBSZARU SIGMOIDY PRZEMYSKIEJ

Methodology of seismic data processing in the Przemyśl Sigmoid – selected procedures

Tomasz MARECIK¹, Krzysztof PIENIĄDZ² & Leszek SMOLARSKI¹

¹*Akademia Górniczo-Hutnicza, Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska,
Katedra Surowców Energetycznych; al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków;*

²*Geofizyka Kraków Sp. z o.o., ul. Łukasiewicza 3, 31-429 Kraków;*

e-mail: marecik@op.pl, Krzysztof.pieniadz@geofizyka.krakow.pl, smolarski@uci.agh.edu.pl

Treść: W artykule przedstawiono metodykę wybranych procedur przetwarzania danych sejsmicznych, którym poddano profile sejsmiczne zarejestrowane na obszarze sigmoidy przemyskiej. Omówiono procedury, które miały decydujący wpływ na uzyskaną poprawę jakości sekcji sejsmicznych. Szczególną uwagę skupiono na estymacji statyki wolnozmiennnej metodą tomografii fali refrakcyjnej. W celu poprawy obrazowania strukturalnego zastosowano migrację głębokościową przed składaniem. W skonstruowanym modelu prędkości do migracji oraz konwersji czasowo-głębokościowej wykorzystano dane otworowe, prędkości z analiz migracyjnych przeprowadzonych metodą tomografii refleksyjnej oraz wyniki interpretacji strukturalnej. Zastosowano trójwymiarowy wariant budowy modelu prędkości dla dwuwymiarowych danych sejsmicznych i punktowych informacji otworowych. W wyniku odpowiedniego doboru procedur obliczeniowych uzyskano poprawę obrazu sejsmicznego oraz lepszą ciągłość śledzenia granic sejsmicznych, a także ograniczono wpływ szumu.

Słowa kluczowe: statyka wolnozmienna, migracja PSDM, transformacja czasowo-głębokościowa, przestrzenny model prędkości

Abstract: In Department of Fossil Fuels at Technical University in Krakow seismic data reprocessing was made and dynamics and resolution of seismic data was improved. It was part of broad Polish-Ukrainian project which aim was to investigate new hydrocarbon reservoir in Polish-Ukrainian Carpathian. In this essay investigation area was confined to sigmoid tectonic element near Przemyśl. Complicated structural conditions and low quality of seismic data made this difficult. Because of this, careful seismic data processing workflow was prepared and included: static correction, prestack depth migration and time-depth conversion. Long wave static was computed by refraction wave tomography method. Prestack depth migration was used to improve quality of imaging. Velocity model for migration and time-depth conversion was prepared as common 3D cube for all 2D seismic lines combining seismic velocity, structural maps and well logs.

Key words: static correction, PSDM migration, time-depth conversion, 3D velocity model

WSTĘP

Opisana metodyka przetwarzania danych sejsmicznych jest wynikiem badań realizowanych w ramach polsko-ukraińskiego projektu badawczego DWM/1818-1/2N 2005, który swoim zasięgiem obejmuje obszar międzyrzecza Sanu i Stryja. Stopień rozpoznania budowy geologicznej obszaru badań jest nierównomierny, a najpełniej rozpoznana otworami wiertniczymi i profilami sejsmicznymi jest strefa sigmoidy przemyskiej (SP). Związane jest to przede wszystkim z prowadzonymi intensywnymi pracami poszukiwawczymi w celu rozpoznania pod nasunięciem tektogenu karpackiego głębiej zalegających mioceńskich horyzontów gazonośnych pola gazowego Jaksmanice – Przemyśl (min. Cisek & Czernicki 1988, Karnkowski 1993, 1995). Ważnym aspektem przeprowadzonych badań sejsmicznych były poszukiwania zachodniego przedłużenia fałdów wgłębnych jednostki borysławsko-pokuckiej Karpat Wschodnich (Wdowiarz & Jucha 1981). Jednak pomimo dobrego rozpoznania strefy SP ciągle istnieje wiele niejasności dotyczących budowy geologicznej i tektogeny tego obszaru.

W przypadku danych sejsmicznych pochodzących z obszaru Karpat i ich przedgórze na plan pierwszy wysuwa się problem niejednorodności przestrzennej pomiarów połowych, znacznych i trudnych do określenia poprawek statycznych oraz wysokiego poziomu szumu i zakłóceń. Pogorszenie jakości danych towarzyszy nasunięciu karpackiemu i należy je wiązać zarówno ze znacznym wpływem zmienności strefy przypowierzchniowej, jak i z faktem, że rejestrowany sygnał pochodzi spoza płaszczyzny obserwacji. Dodatkową przyczyną wzrostu poziomu szumu i związanego z tym pogorszenia obrazowania sejsmicznego głębszych refleksów jest rozpraszanie energii sejsmicznej przez liczne stromo zalegające struktury fałdowe, które osłabiają koherencję sygnału użytecznego. Pierwszoplanowym zagadnieniem w przetwarzaniu, ze względu na skomplikowaną budowę strefy przypowierzchniowej (SMP), była poprawna estymacja statyki wolnozmiennnej. Istotnym problemem przetwarzania było również otrzymanie z danych sejsmicznych precyzyjnej informacji o budowie ośrodka geologicznego w domenie głębokości. Na obszarze Karpat transformacja czas – głębokość jest jednym z najtrudniejszych zadań, ze względu na niedostateczne przestrzenne rozpoznanie zmian prędkości w obrębie fliszu i jego podłoża badaniami otworowymi. Problem dodatkowo komplikuje znaczny stopień zaangażowania tektonicznego warstw fliszu oraz zmienność pozioma ich wykształcenia litologicznego. W tych warunkach wartości prędkości uzyskane z interpolacji danych z otworów, nawet przy użyciu najbardziej zaawansowanych algorytmów, mogą być obciążone błędem trudnym do oszacowania.

W strefie SP wytypowano otwory wiertnicze, w których wykonane były pomiary prędkości oraz kilkanaście profili sejsmicznych, które zostały poddane ponownemu przetwarzaniu (Fig. 1) w systemie ProMAX, dzięki czemu uzyskano poprawę jakości pod względem dynamiki i rozdzielczości.

ZARYS GEOLOGII OBSZARU BADAŃ

Brzeżna część Karpat objęta pracami badawczymi w polskiej części reprezentowana jest przez płaszczowinę skolską oraz jednostkę stebnicką wyróżnioną przez Tołwińskiego (1927). Charakterystyczną cechą Karpat w strefie transgranicznej jest sigmoidalne wygięcie nasunięć i fałdów fliszowych.

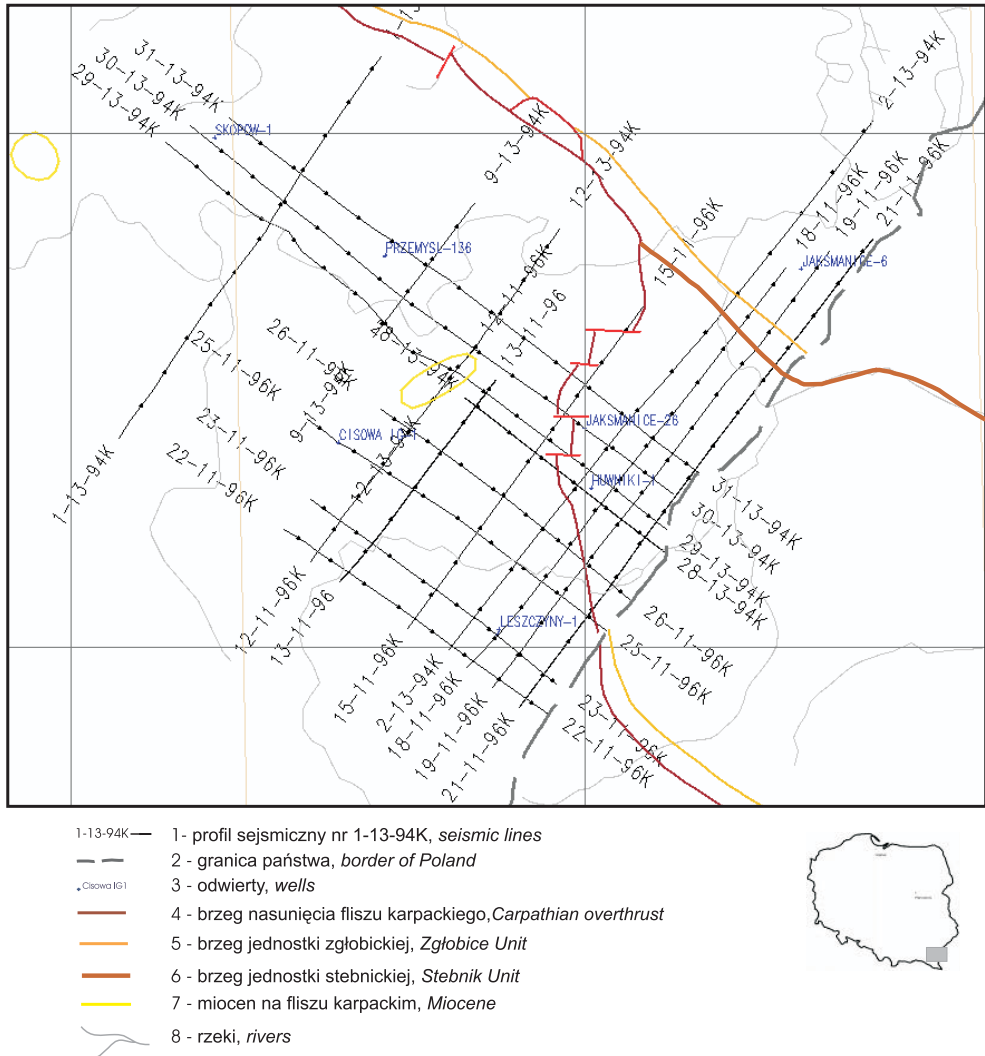


Fig. 1. Mapa lokalizacyjna obszaru badań

Fig. 1. Location map of research area

W strefie tej występuje bardzo intensywne złuszkowanie orogenu, najbardziej zaawansowane w części maksymalnego zwięzienia płaszczowiny skolskiej w pobliżu granicy państwa. Łuski w tym obszarze są ponasuwane na siebie dachówkowo, odkorzenione i podcięte od dołu jedną wspólną płaszczyzną nasunięcia. Miąższość nasuniętych osadów jest najmniejsza w rejonie Przemyśla. Czoło powierzchni nasunięcia przechodzi z ułożenia prawie pionowego w połogie na głębokości około 0.5 km. W strefie 5 km od jego brzegu grubość pokrywy fliszowej nie przekracza 1500 m, przy czym systematycznie rośnie do miąższości

ponad 6.8 km w otworze Kuźmina 1, znajdującym się 23 km od krawędzi nasunięcia (m.in. Wdowiarz 1949, Wdowiarz & Jucha 1981, Młynarski & Bachan *et al.* 1982, Kotlarczyk 1988). Jednostka skolska reprezentowana jest głównie przez kompleks warstw inoceramowych (formacja z Ropianki, Kotlarczyk 1978) wieku senon – paleocen, podścielonych warstwami spaskimi. Jednostka stebnicka występująca przed czołem jednostki skolskiej na wschód od Przemyśla jest wyraźnie widoczna na powierzchni, kontynuując się w ukraińskiej części Karpat pod nazwą jednostki samborskiej. Wykształcona jest jako molasa wieku ottang – starszy baden. W strefie sigmoidy przemyskiej jej miąższość jest zredukowana i na NW od Przemyśla zachowała się w postaci płatów u czoła i w spągu nasunięcia jednostki skolskiej.

W brzeżnej części Karpat ukraińskich oprócz wspomnianej jednostki samborskiej wyróżniana jest także jednostka borysławsko-pokucka, w której odkryto liczne złoża ropy naftowej. Jednostki te na obszarze Ukrainy nasunięte są na grubą serię molas miocenijskich zalegających w położeniu autochtonicznym niezgodnie na różnowiekowych formacjach osadowych, których miąższość maleje na skłonie platformy (Kolodij *et al.* 2004). W strefie SP podścielające molasy miocenijskie zalegają wprost na utworach prekambryjskich podłoża, które zostały dość szczegółowo opisane w kilku pracach (Karnkowski & Głowacki 1961, Głowacki & Karnkowski 1963, Głowacki *et al.* 1963). Przed czołem Karpat lub pod ich nasunięciem występuje opisana przez Kotlarczyka (1985) jednostka Zgłobic, zbudowana ze sfałdowanych utworów wieku dolny baden – sarmat.

Następstwem płaszczowinowego stylu tektoniki w obszarze SP jest rozpraszanie energii fali sejsmicznej propagującej przez stromo zapadające łuski, które powoduje osłabienie koherencji sygnału użytecznego i pogorszenie obrazowania sejsmicznego. Jednocześnie zmiany upadów, zarówno z głębokością, jak i odległością od brzegu nasuniętego tektogenu, oraz zmiany w wykształceniu litofacjalnym sfałdowanych molas jednostki stebnickiej i utworów fliszu powodują, że odtworzenie rzeczywistego rozkładu prędkości propagacji fali sejsmicznej do migracji oraz konwersji czasowo-głębokościowej było utrudnione. Wymagało to integracji danych z pomiarów otworowych oraz badań sejsmicznych.

STATYKA WOLNOZMIENNA

Podstawowym problemem w przetwarzaniu, ze względu na skomplikowaną budowę strefy przypowierzchniowej (SMP) była poprawna estymacja statyki wolnozmiennej. W obszarach wyniesionych morfologicznie występuje niewielkiej miąższości warstwa zwietrzeliny pokrywająca często silnie nachylone utwory fliszu charakteryzujące się wysokimi prędkościami, natomiast w obniżeniach terenu obserwujemy znaczny przyrost miąższości strefy małych prędkości. Oparcie modelu dla SMP wyłącznie na wynikach interpretacji sondowań strefy przypowierzchniowej może prowadzić do poważnych błędów, ze względu na niewielką liczbę pomiarów i ich płytki zasięg. W tej sytuacji zastosowano metodę fali refrakcyjnej, co pozwoliło wykorzystać ciągłą informację zawartą w danych sejsmicznych wzdłuż całego profilu i uzupełnić w ten sposób wyniki sondowań. Metoda ta polega na obliczeniu z hodografów fali refrakcyjnej generalnego trendu odzwierciedlającego pionowy rozkład prędkości, honorującego gradient zmian z głębokością.

Na tej podstawie skonstruowano wstępny model strefy płytkiej, określając wartości prędkości w kolejnych warstwach i ich miąższości. Zdecydowano się na zastosowanie wariantu trójwarstwowego, gładzonego, z założonym poziomym krokiem próbkowania, co kilometr. Używając metody GLI (*Generalized Linear Inversion*), iteracyjnie modyfikowano założenia początkowe, zwracając równocześnie uwagę na zbieżność rozwiązań i ich poprawność geologiczną. Metoda GLI, która bazuje na geometrii warstwowej strefy SMP, pozwala na określenie i modyfikacje poziomych zmian prędkości oraz zmian miąższości założonych interwałów głębokościowych. Wyniki sondowań strefy najpłytszej zostały wykorzystane przy określeniu prędkości w pierwszej warstwie.

Obliczenia przeprowadzono zarówno w całej głębokości strefy przypowierzchniowej, jak i w poszczególnych interwałach, testując optymalne kombinacje.

Wnioski wynikające z obserwacji stopnia prostowania hodografów pierwszych impulsów wykorzystywano do ręcznej lub automatycznej korekty modelu w poszczególnych warstwach. Finalny rozkład prędkości w funkcji głębokości dla SMP obliczony został za pomocą tomografii pierwszych impulsów. Było to podyktowane specyfiką obszaru, który jest trudny do prawidłowego opisanie modelem warstwowym wykorzystywanym w metodzie GLI. Metoda tomograficzna na podstawie geometrii rozstawu oraz o prędkości założonej w modelu startowym generowała hodografy teoretyczne. Następnie przy pomocy inwersji nieliniowej czasów przejścia model był modyfikowany do momentu, kiedy różnice pomiędzy teoretycznymi i rzeczywistymi wartościami osiągnęły minimum.

Niewątpliwą zaletą opisaną metody jest to, że geometria założonego modelu charakteryzuje się dużą rozdzielczością pionową i poziomą. Pozwala to na estymację nawet subtelnych zmian prędkości czy odtworzenie inwersji prędkości w strefach np. uskoków odwróconych, co w przypadku metody GLI jest niemożliwe. Uzyskanie optymalnego rozwiązania statyki wolnozmiennnej spowodowało również stabilizację procesu estymacji statyki szybkozmiennnej (rezydualnej), minimalizując ryzyko wygenerowania, w strefach o słabym sygnale i przy obecności dużych upadków, fałszywych rozwiązań geometrii refleksów sejsmicznych.

Na figurze 2 zostały przedstawione uzyskane rozwiązania statyki połowej i refrakcyjnej dla profili sejsmicznych 19-11-96K i 12-11-96K. Statyka połowa (czerwona linia) na linii 19-11-96K (Fig. 2A) w strefie nasunięcia stebnickiego i miocenu zapadliska (zakres odborników 250–1400) jest zbieżna z uzyskanym rozwiązaniem statyki refrakcyjnej, a różnice widoczne na prawo od pozycji odbornika 250 związane są prawdopodobnie z wychodniami fliszu karpackiego. Natomiast na linii 12-11-96K (Fig. 2B), która w całości znajduje się w obrębie nasuniętego fliszu karpackiego, różnice są znaczne i wykresy odpowiednich poprawek prawie się nie pokrywają.

Jak duże znaczenie ma prawidłowa estymacja poprawek statycznych, można zauważyć na figurze 3, gdzie dla linii 12-11-96K zestawiono archiwalny przekrój sejsmiczny z przekrojem po powtórnym przetworzeniu. Obie sekcje były poddane podobnemu zestawowi procedur obliczeniowych i migracji czasowej po składaniu. W przypadku B poprawki statyczne były estymowane za pomocą opisaną metody fali refrakcyjnej.

A)



B)



- poprawki statyczne polowe, *field statics*
- poprawki statyczne z tomografi pierwszych impulsów, *tomography surface consistent statics*

Fig. 2. Wykres poprawek statycznych: A) dla linii 19-11-96; B) dla linii 12-11-96K

Fig. 2. Statics correction: A) seismic line 19-11-96; B) seismic line 12-11-96K

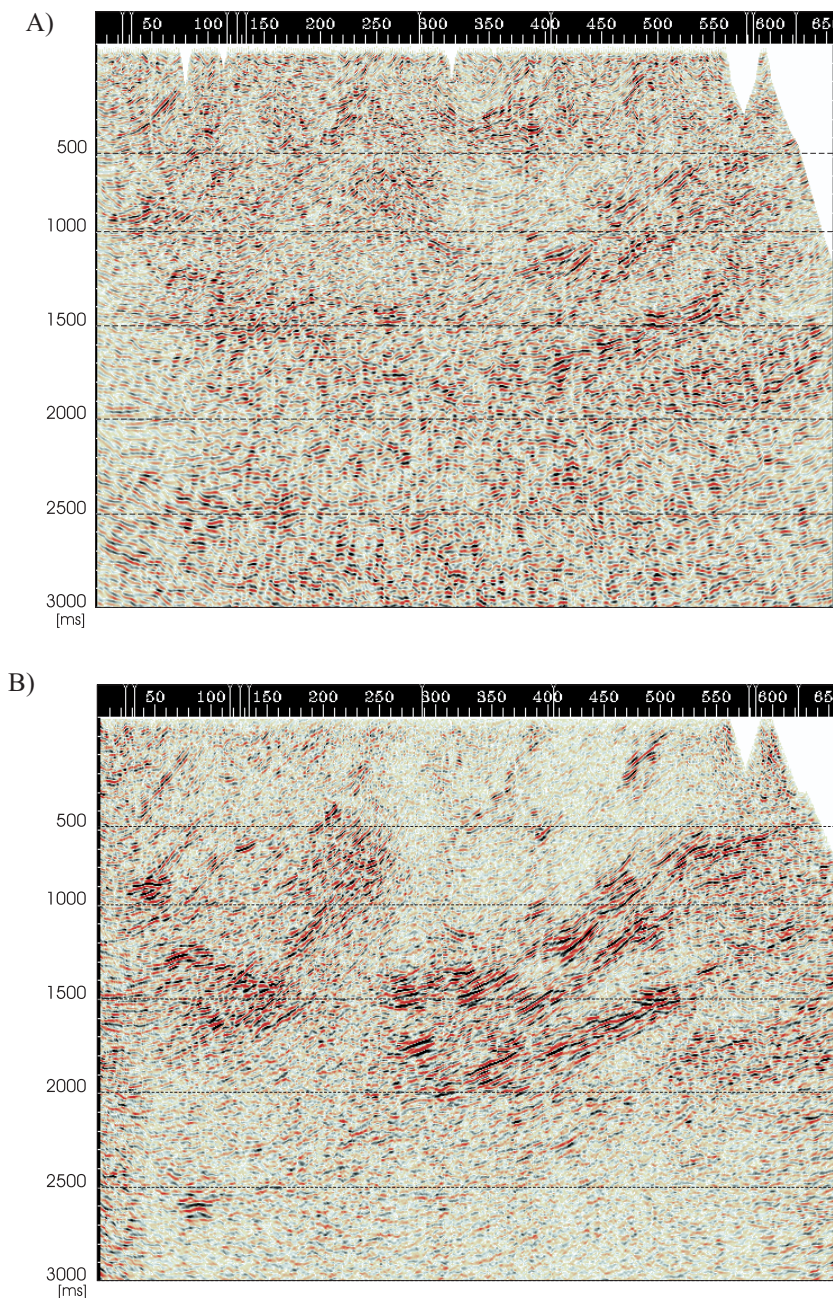


Fig. 3. Porównanie czasowych sekcji sejsmicznych na linii nr 12-11- 96K w wersji migracji czasowej po składaniu: A) dane archiwalne; B) dane po powtórny przetworzeniu

Fig. 3. Comparison of seismic data after poststack time migration – time domain line 12-11- 96K: A) archival data; B) data after reprocessing

MIGRACJA GŁĘBOKOŚCIOWA PRZED SKŁADANIEM

Istotnym problemem przetwarzania było uzyskanie poprawy jakości odwzorowania strukturalnego zwłaszcza w strefie nasunięcia karpackiego. W tym celu zastosowano migrację głębokościową przed składaniem (PSDM – *Prestack Depth Migration*). Zadanie to było utrudnione z powodu tektonicznego zaangażowania stromo zapadających warstw powodujących znaczne rozproszenie energii propagującej fali sejsmicznej i – co za tym idzie – osłabienie koherencji sygnału użytecznego. Drugim ważnym czynnikiem wpływającym negatywnie były niejednorodności w procesie rejestracji danych na skutek dużej ilości następujących po sobie opuszczonych punktów wzbudzenia. Kolejnym ograniczeniem było dokładne odtworzenie modelu prędkości rozchodzenia fali sejsmicznej w ośrodku geologicznym, co jest niezbędne do uzyskania poprawnego odwzorowania struktur wgłębnych w procesie migracji. Zdecydowano się na zastosowanie migracji głębokościowej Kirchhoffa w wersji przed składaniem, ponieważ umożliwia ona odwzorowanie stromo nachylonych warstw i jest efektywna obliczeniowo, a kolekcje wspólnych offsetów po migracji mogą być użyte do tomograficznej estymacji prędkości (Audebert 1997).

Tomograficzna analiza prędkości to metoda inwersji, która optymalizuje wejściowy rozkład prędkości w głębokości na podstawie resztkowych poprawek kinematycznych wyznaczonych wzdłuż horyzontów (Śliż 2004). Wejściowy model opracowano w oparciu o dane otworowe, które interpolowano w przestrzeni, w obrębie uproszczonej osnowy strukturalnej wyznaczonej z interpretacji przekrojów czasowych i obejmującej swoim zasięgiem wszystkie analizowane profile (Fig. 4).

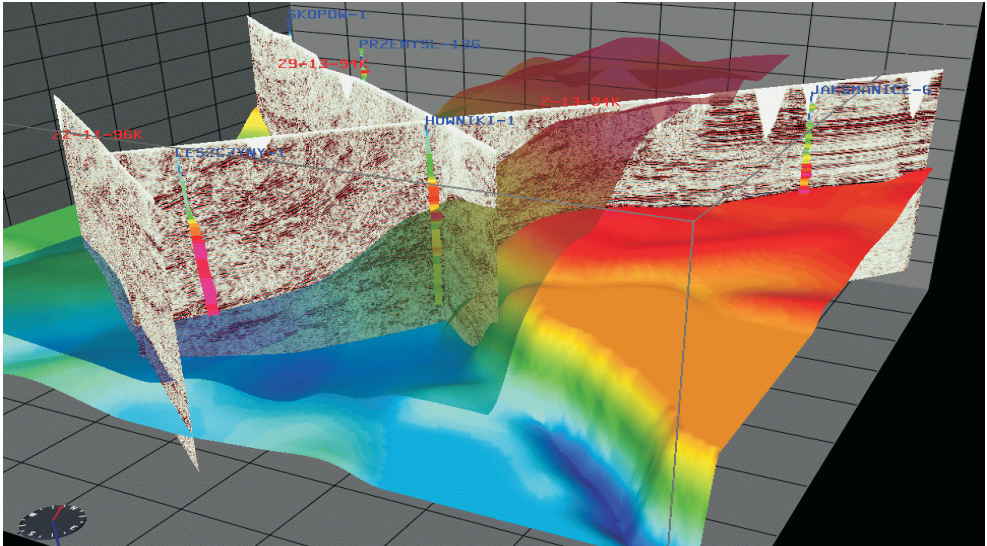


Fig. 4. Przestrzenna osnowa strukturalna do budowy startowego modelu prędkości

Fig. 4. 3D frame for migration velocity workflow

Strefa przypowierzchniowa została uzupełniona o prędkości określone dla statyki wolnozmiennej. Następnie, precyzując ten model, wykonano kilka iteracji inwersji tomograficznej, co pozwoliło uzyskać bardziej rozdzielczy i dokładny rozkład prędkości (Fig. 5).

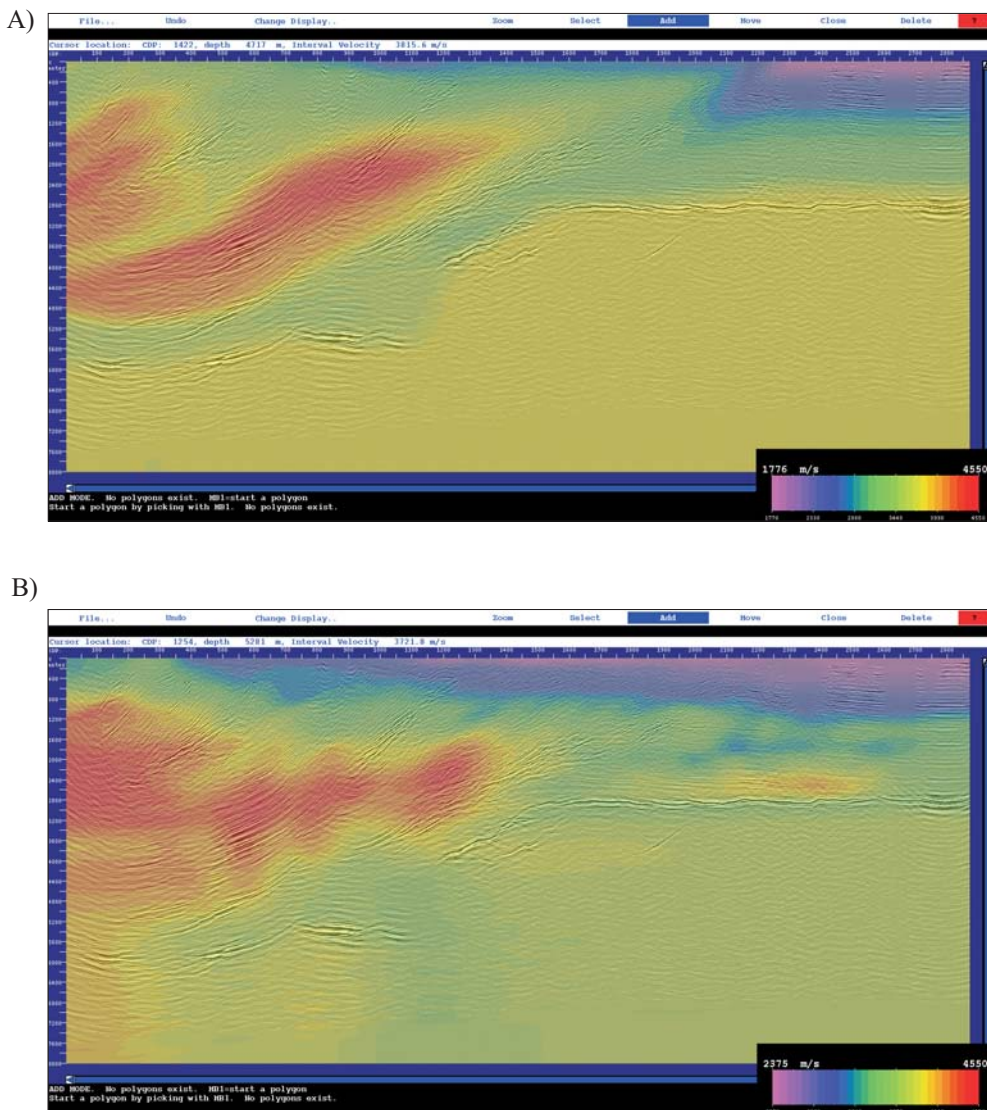


Fig. 5. Rozkład prędkości do migracji na przekroju sejsmicznym 2-13-94K: A) model startowy; B) finalny model po analizach migracyjnych

Fig. 5. Migration velocity model at seismic line 2-13-94K: A) initial model; B) final model after migration velocity analysis

W trakcie realizacji projektu zdefiniowano w zależności od profilu do kilkunastu horyzontów, wzdłuż których wyznaczono resztkowe poprawki kinematyczne. Rozwiązania inwersji były każdorazowo edytowane w celu uzyskania prędkości mających realne odzwierciedlenie geologiczne.

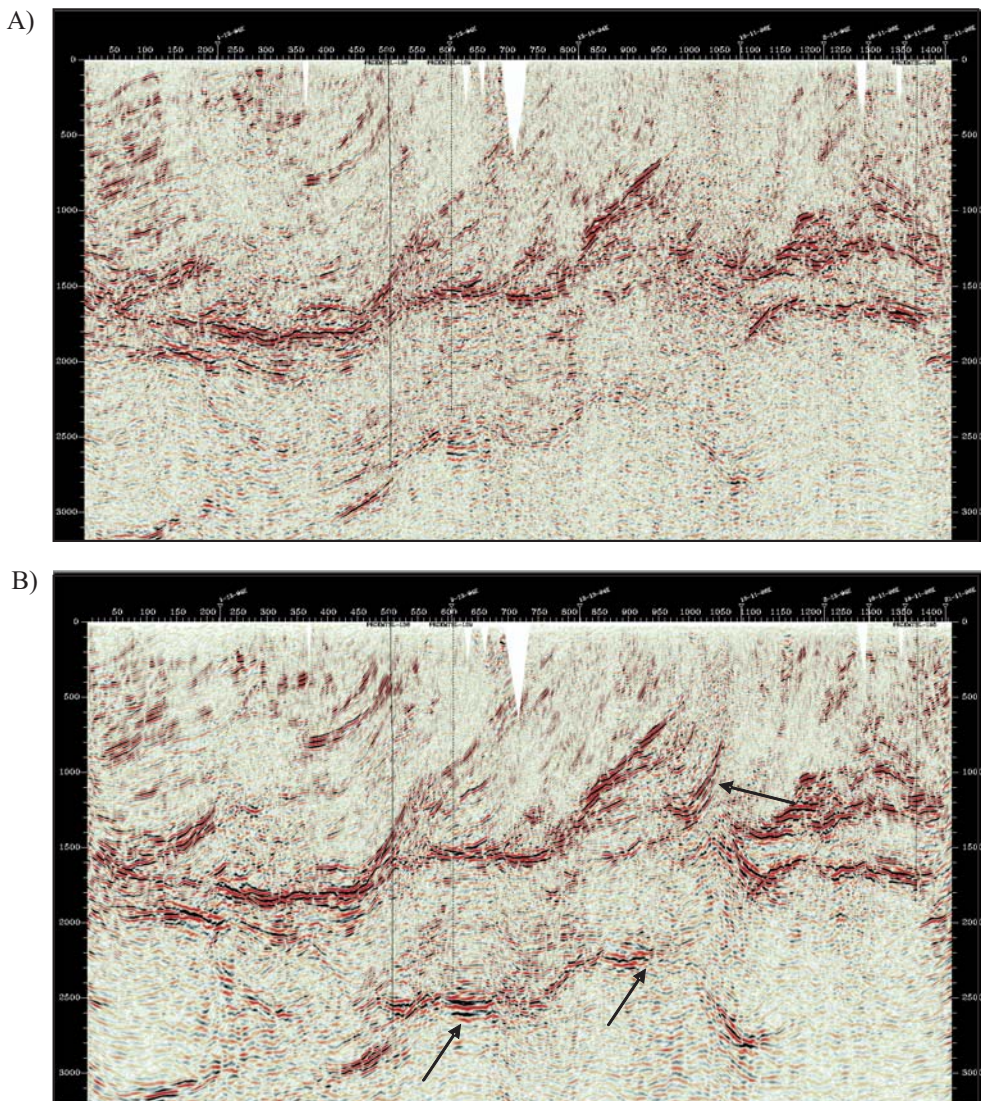


Fig. 6. Przekrój sejsmiczny 31-13-94K: A) po powtórnym przetwarzaniu w domenie czasu, B) po migracji głębokościowej przed składaniem i konwersji do czasu ze wskazaniem miejsc istotnych różnic

Fig. 6. Seismic line 31-13-94K: A) time domain reprocessing, B) time section after prestack depth migration. Indicators emphasis items with different solutions

Pola prędkości w krokach pośrednich każdorazowo edytowano, traktując dane 2D jak blok 3D, uzyskano w ten sposób ciągły rozkład wartości w przestrzeni pomiędzy liniami i na krzyżówkach. W efekcie osiągnięto zarówno zmiany lokalne, jak i bardziej szeroko-promienne. Porównując model startowy i po finalnej iteracji tomograficznej, można zauważyć wzrost prędkości w głębszych partiach fliszu na modelu końcowym po inwersji tomograficznej w stosunku do otworowego. Istotne zróżnicowanie ujawnia się w strefie brzeżnej nasunięcia Karpat. W jego głębszych partiach prędkości wzrosły natomiast w płytszych zmalały. Generalnie, w obrębie całego zdjęcia sejsmicznego nie występują drastyczne zmiany prędkości po inwersji tomograficznej. Różnica wartości pomiędzy tymi dwoma modelami zasadniczo nie przekracza 10%, lecz w niektórych strefach odchyłki były znacznie większe. Jakkolwiek wyodrębnienie nawet subtelnych zmian pozwoliło uzyskać poprawę obrazowania sejsmicznego w wyniku zastosowania procedury migracji głębokościowej przed składaniem. Obraz po migracji głębokościowej w stosunku do wersji czasowej charakteryzuje się lepszym odwzorowaniem spągu pokrywy fliszowej oraz podłoża miocenu. Dane sejsmiczne charakteryzowały się obecnością krótkich offsetów (średni offset minimalny – 12.5 m) oraz brakiem offsetów dalszych niż 2450 m, co utrudniało realizację migracyjnych analiz prędkości w głębszych częściach profili, szczególnie w obrębie stromo zapadających warstw. Może to być powodem pojawienia się większego błędu w uzyskiwanych rozwiązaniach oraz stanowi ryzyko uzyskania modeli ekwiwalentnych, tj. dających poprawną odpowiedź migracyjną, która nie ma odzwierciedlenia w rzeczywistości. Na figurze 6 zestawiono przekrój sejsmiczny w wersji po migracji czasowej po składaniu oraz po migracji głębokościowej przed składaniem dla linii 31-13-94K. Porównanie obu przekrojów wskazuje na istotne zmiany.

TRANSFORMACJA CZASOWO-GŁĘBOKOŚCIOWA

Kolejnym ważnym problemem przetwarzania było otrzymanie z danych sejsmicznych precyzyjnej informacji o budowie wglębnej ośrodka geologicznego w domenie głębokości. Na obszarze Karpat transformacja czas – głębokość jest trudnym zadaniem ze względu na niedostateczne przestrzenne rozpoznanie zmian prędkości w obrębie fliszu i jego podłoża głębokimi badaniami otworowymi. Problem komplikuje znaczny stopień zaangażowania tektonicznego warstw fliszu oraz zmienność pozioma ich wykształcenia litologicznego. W tych warunkach prędkości uzyskane z interpolacji danych z otworów, nawet przy użyciu najbardziej zaawansowanych algorytmów, mogą być obarczone błędem trudnym do oszacowania. Bardzo przydatne do budowy modeli do konwersji czasowo-głębokościowej są rozkłady prędkości pochodzące z opisanych wcześniej analiz migracyjnych, które wykonano wzdłuż linii sejsmicznych i interpolowano w obrębie trójwymiarowego bloku. Na uwagę zasługuje fakt, że wspomniane pola prędkości charakteryzują się wysoką rozdzielczością i dużym stopniem zgodności rozkładu anomalii prędkości z geometrią warstw. Tak przygotowany wolumen nie nadawał się jednak bezpośrednio do wykonania transformacji czasowej sekcji sejsmicznej na głębokościową, ponieważ prędkości z analiz PSDM odzwierciedlają głównie poziome zmiany prędkości ośrodka, pozostając w pewnej rozbieżności z profilowaniami prędkości zarejestrowanymi w otworach, które odzwierciedlają zmiany pionowe. Z tego powodu wykalibrowano prędkości sejsmiczne prędkościami średnimi z otworów, przy

zastosowaniu przestrzennej osnowy strukturalnej, w obrębie której interpolowane były poprawione wartości. Takie podejście pozwoliło uzyskać prawidłowy rozkład prędkości w otworach i jednocześnie zachować trend zmian prędkości sejsmicznych w przestrzeni, zwiększając tym samym wiarygodność uzyskanego rozwiązania. Natomiast w strefach o niewystarczającym rozpoznaniu otworami wiertniczymi i sejsmiką odpowiedniej jakości uzyskane wyniki, będące efektem interpolacji prędkości ze stref lepiej rozpoznanych, mają charakter przybliżony i obarczony trudnym do oszacowania błędem.

PODSUMOWANIE

Karpaty jako strefa silnie zaburzona tektonicznie i o skomplikowanej morfologii stanowią ciągle wyzwanie zarówno dla grup sejsmicznych prowadzących akwizycję, jak i dla dalszej cyfrowej obróbki zarejestrowanych danych. Podstawowym problemem w przetwarzaniu, ze względu na skomplikowaną budowę strefy przypowierzchniowej, była poprawna estymacja statyki wolnozmiennnej. Finalny model rozkładu prędkości w głębokości dla SMP obliczony został za pomocą metody tomografii pierwszych impulsów. Zastosowanie takiego wariantu rozwiązania statyki wolnozmiennnej spowodowało również stabilizację procesu estymacji statyki szybkozmiennnej (rezydualnej), minimalizując ryzyko wygenerowania, w strefach o słabym sygnale i przy obecności dużych upadów, fałszywych rozwiązań geometrii refleksów sejsmicznych.

Zastosowanie migracji głębokościowej przed składaniem poprawiło jakość uzyskanego obrazu sejsmicznego. Ze względu na znaczne zaangażowanie tektoniczne obszaru Karpat, zróżnicowaną morfologię terenu oraz materiał sejsmiczny charakteryzujący się słabą jakością zastosowano migrację Kirchhoffa, która odwzorowuje stromo nachylone horyzonty. Finalne pole prędkości do migracji zostało obliczone na podstawie migracyjnych analiz prędkości metodą inwersji tomograficznej, z uwzględnieniem trójwymiarowej zmienności ośrodka geologicznego na etapie budowy wstępnego modelu prędkości. Przestrzenna edycja wyników inwersji tomograficznej oraz kalibracja danymi otworowymi dały optymalny model do konwersji czasowo-głębokościowej. W rezultacie otrzymano dokładniejsze poziome i pionowe zmiany prędkości ośrodka oraz zwiększono wiarygodność uzyskanego rozwiązania. Zlikwidowano także problem niewiązania pomiędzy krzyżówkami profili 2D wynikający z oddzielnych analiz profili w domenie głębokości.

Obliczenia wykonane w Katedrze Surowców Energetycznych AGH, zostały przeprowadzone za pomocą oprogramowania firmy Landmark Graphic Corporation udostępnionego w ramach programu wspierania badań uniwersytetów (Agreement No. 2006-COM-038833).

Składamy serdeczne podziękowania Panu prof. dr. hab. inż. Janowi Kuśmierkowi za wskazówki i uwagi dotyczące geologii obszaru badań.

LITERATURA

Audebert F., 1997. Imaging complex geologic structure with single arrival Kirchhoff pre-stack depth migration. *Geophysics*, 62, 1533–1543.

- Blondi L., 2007. Concepts and Applications in 3D Seismic Imaging. *EAGE 2007 Distinguished Instructor Short Course*.
- Cisek B. & Czernicki J., 1988. Złoże gazu Przemysł oraz perspektywy poszukiwania ropy i gazu w rejonie przemyskim. *Przegląd Geologiczny*, 6, 334–338.
- Głowacki E. & Karnkowski P., 1963. Porównanie górnego prekambru (ryfeju) przedgórze Karpat środkowych z serią zielonych łupków Dobrudży. *Kwartalnik Geologiczny*, 7, 2, 187–193.
- Głowacki E., Karnkowski P. & Żak C., 1963. Prekambr i kambr na Przedgórzu Karpat środkowych i północno-wschodniej części Gór Świętokrzyskich. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 33, 314–321.
- Głowacki E., Jurkiewicz H. & Karnkowski P., 1966. Geologia rejonu Przemysła w świetle głębokich wierceń. *Kwartalnik Geologiczny*, 10, 1, 211–245.
- Karnkowski P., 1993. Złóża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. *Towarzystwo Geosynoptyków Geos AGH*, Kraków, 160–166.
- Karnkowski P., 1995. Problematyka poszukiwawcza w rejonie na południe od Przemysła. *Nafta – Gaz*, 10, 377–389.
- Karnkowski P. & Głowacki E., 1961. O podmiocenijskiej budowie geologicznej Przedgórze Karpat środkowych. *Kwartalnik Geologiczny*, 5, 2, 372–419.
- Kolodij W.W., Bojko G.Ju., Bojczewska L.E., 2004. *Karpacka prowincja ropogazonośna*. Akademia Nauk Ukrainy, Ukraińskie Centrum Wydawnicze Lwów – Kijów.
- Kotlarczyk J., 1979. Stratygrafia formacji z Ropianki. Poziomy z olistolitami w Karpatach Przemyskich. *Materiały Konferencji Naukowej Sedymentologów*, 7–16.
- Kotlarczyk J., 1988. Geologia Karpat Przemyskich – szkic do portretu. *Przegląd Geologiczny*, 1, 325–332.
- Młynarski S. & Bachan W. *et al.*, 1982. Interpretacja geofizyczno-geologiczna wyników badań wzdłuż profilów Lublin-Prabuty, Przedbórz-Żebrak, Baligród-Dubienka. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 333, 5–57.
- Stolk C. & Symes W., 2002. Artifacts in Kirchhoff common image gathers. *72nd Annual Intern. Meeting, SEG, Expanded abstracts*, 1129–1132.
- Śliż K.K., 2004. *Dwustopniowe wykorzystanie inwersji tomograficznej dla konstrukcji modelu prędkości do migracji głębokościowej przed składaniem*. WGGiOŚ AGH, Biblioteka Główna AGH, Kraków, 18–119 (praca doktorska).
- Tołwiński K., 1927. Z geologii południowej strefy przedgórze polskich Karpat wschodnich. *Sprawozdanie Państwowego Instytutu Geologicznego*, 4, 1–2.
- Wdowiarz S., 1939. Budowa geologiczna Karpat brzeżnych na południowy wschód od Rzeszowa. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 11, 3–37.
- Wdowiarz S. & Jucha S., 1981. North-western extension of the Borislav-Pokutskie zone of deep-seated folds in the Polish Carpathians. *Biuletyn Instytutu Geologicznego*, 335, 7–27.
- Xu S., 1999. 3D migration/inversion in complex media. *69th Annual Intern. Meeting, SEG, Expanded Abstracts*, 1390–1393.
- Yilmaz O., 2007. A unified 2D land seismic data analysis workflow. *First Break*, 25, 2, 43–49.

Summary

Explorations in the Carpathians are still big challenge because of complicated tectonics and difficult relief. Area of investigation is located in Przemyśl sigmoid (Fig. 1).

Basics problem in seismic data reprocessing was prepared velocity model for static corrections, because of height complications in near surface zone. For this reason final velocity model was computed by first-breaks tomography. Refraction tomography method gives correct answer of long wave static and improves residual static. Comparison of field static and refraction static show figure 2. Improved residual static reduced risking of producing artificial solution in seismic reflection geometry. There are including archival seismic section and reprocessing section on figure 3.

Because of mentioned problems with tectonics, difficult relief and low seismic data quality Kirchhof prestack depth migration (PSDM) was apply to improve quality of seismic imagining. The velocity model for migration combined seismic velocity computed on 2D seismic lines, structural maps for velocity interpolation guiding and wells sonic logs for calibration. It was prepared as common 3D cube which contained all seismic lines (Fig. 4). Seismic velocity was prepared by migration velocity analysis (MVA) in few iteration steps. It improved initial seismic interval velocity model by correction of residual moveout. At figure 5 are included starting and final velocity models at seismic line 2-13-94K. 3D manner for preparing velocity model preserved velocity trend in space thanks to seismic velocity and structural maps and gives correct answer in wells because of well logs calibrating. It also made possible to done correct time-depth conversion. At figure 6 are compare reprocessing seismic in time domain after (A) poststack time migration and (B) prestack depth migration. The results confirm correct reprocessing steps and 3D velocity data integration philosophy.