

Waldemar JÓŹWIAK¹, Bartosz PAPIERNIK¹

CYFROWE MAPY SEJSMICZNE PÓŁNOCNO-ZACHODNIEGO OBRZEŻENIA GÓR ŚWIĘTOKRZYSKICH; METODYKA PRZETWARZANIA NUMERYCZNEGO

(z 7 fig.)

NUMERICAL SEISMIC MAPS OF NORTH-WESTERN MARGIN OF THE HOLY CROSS MOUNTAINS; METHODOLOGY OF NUMERICAL PROCESSING

(with 7 Figs.)

Abstract. Increase of computers efficiency and development of geologically oriented software, opens completely new interpretation abilities, comprising — among others — considerable improvement of accuracy and opportunity of fast testing of alternative geological models. Landmark Graphic Corp. software which was applied to realise the grid-based numerical maps of NW margin of the Holy Cross Mountains, allow to establish full workflow necessary to estimate and visualise grid-based seismic maps in depth domain. However, computer-aided interpretation and the most modern software do not guarantee automatically, increase of result quality. It predominantly depends on appropriate utilisation of tool. Presented paper describes methodology of numerical processing, which was introduced to elaborate grid-based structural maps in depth domain, based on seismic interpretation in depth domain. Stress was put to Z-MAP Plus's techniques of grid estimation.

Key words: seismic profiles, numerical model, Z-MAP Plus, grid, seismic maps, NW margin of the Holy Cross Mountains.

Abstrakt. Rozwój mocy obliczeniowej komputerów oraz oprogramowania stwarzają zupełnie nowe możliwości interpretacyjne pozwalające na znaczne zwiększenie dokładności osiągniętych rozwiązań i szybkie testowanie alternatywnych modeli geologicznych. Do wykonania cyfrowych map sejsmicznych NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zastosowano oprogramowanie firmy Landmark Graphics Corp. Oprogramowanie to umożliwia przeprowadzenie pełnej procedury interpretacyjnej wymaganej do skonstruowania cyfrowych map sejsmicznych w domenie głębokościowej, kreślonych w wyniku wizualizacji komputerowych modeli (*ang. grid*). Wykorzystanie wspomaganego komputerowo interpretacji i najnowocześniejszego oprogramowania nie gwarantuje jednak automatycznego podniesienia jakości wyników. Decyduje o tym właściwe wykorzystanie dostępnych narzędzi. Artykuł przedstawia metodykę przetwarzania

¹ Państwowy Instytut Geologiczny, ul. Rakowiecka 4, 00-975 Warszawa.

numerycznego zastosowaną do opracowania głębokościowych map (modeli) strukturalnych na podstawie interpretacji sejsmiki refleksyjnej w domenie czasowej. Szczególnie uwypuklono w nim techniki estymacji modeli numerycznych z zastosowaniem programu Z-MAP Plus.

Słowa kluczowe: profile sejsmiczne, model numeryczny, Z-MAP Plus, grid, mapy sejsmiczne, NW obrzeżenie Gór Świętokrzyskich.

WSTĘP

Nowoczesne techniki kartografii wgłębnej i prospekcji naftowej opierają się na szerokim wykorzystaniu interpretacyjnego oprogramowania komputerowego. Do najnowocześniejszych pakietów aplikacji tego typu należy stosowane przez wiodące kompanie naftowe oprogramowanie firmy Landmark Graphics Corp. Program posiada wiele zalet. Poszczególne jego moduły umożliwiają interpretację i ilościowe przetwarzanie profilowań geofizyki wiertniczej, interpretację sejsmiki refleksyjnej, wykonywanie korelacji międzyotworowych, a także modelowanie przestrzenne mające na celu konstruowanie map. Inną niezwykle ważną cechą tego oprogramowania jest wysoki stopień zintegrowania pomiędzy programami, ułatwiający wzajemną wymianę danych oraz korzystanie z danych zewnętrznych.

Istotną zaletą (niezależnie od używanego oprogramowania) zastosowania komputerowych technik wspomagających interpretację geologiczną jest możliwość szybkiego testowania alternatywnych rozwiązań geologicznych. Wykorzystanie wspomaganej komputerowo interpretacji i najnowocześniejszego oprogramowania nie gwarantuje jednak automatycznego podniesienia merytorycznej jakości wyników. W niektórych dziedzinach, zwłaszcza w procesie modelowania powierzchni strukturalnych poprzedzającym finalną wizualizację w postaci tradycyjnych map konturowych, bardzo ważne jest zastosowanie właściwej metody przetwarzania numerycznego. Metodyka oraz zakres i rodzaj wykorzystywanego oprogramowania są ściśle uzależnione od rodzaju wykonywanych badań i przewidywanego ich wyniku.

Konstruowanie map sejsmicznych na podstawie interpretacji sejsmiki refleksyjnej, obejmujące etap konwersji czasowo-głębokościowej, wymaga zastosowania złożonej metodyki przetwarzania numerycznego szeroko wykorzystującej oprogramowanie firmy Landmark. Kolejne etapy konstruowania map sejsmicznych obejmowały: korelację danych otworowych i sejsmicznych (program SynTool), interpretację czasowych profili sejsmicznych (program SeisWorks), estymację modeli czasowych map sejsmicznych (program Z-MAP Plus, dalej Zmap+), konstrukcję modeli (map) prędkości interwałowych (program ZMap+), konwersję czasowo-głębokościową map sejsmicznych do postaci map strukturalnych (program ZMap+).

Ze względu na ograniczoną objętość artykułu przedstawiono tylko przykłady map opracowanych w trakcie realizacji tematu „Opracowanie map sejsmicznych NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz model mezozoicznej ewolucji tego obszaru” (Jóźwiak i in., 2000).

TŁO GEOLOGICZNE

Północno-zachodni rejon obrzeżenia Gór Świętokrzyskich to strefa o nie w pełni jeszcze wyjaśnionej wgłębniej budowie geologicznej. Obszar badań położony jest w bezpośrednim sąsiedztwie granicy między dwiema podstawowymi jednostkami geologicznymi Polski — platformą wschodnioeuropejską (prekambryjską) i platformą zachodnioeuropejską (paleozoiczną) oraz rozdzielającą je strefą Teisseyre'a–Tornquista (Znosko, 1998). Granica między jednostkami położona jest na SW obrzeżeniu jednej z głównych jednostek grawimetrycznych Polski, tzw. wyżu małopolskiego (Królikowski i in., 1999). Natomiast według danych magnetycznych wiązana jest ona ze strefą gradientu magnetycznego — w środku wyżu grawimetrycznego (Grabowska, Bojdyś, 1999). Na NE od tego rejonu znajduje się czoło nasunięć kaledońskich (Pożaryski, 1997). Na tle alpejskich jednostek tektonicznych obszar badań położony jest w obrębie wału śródpolskiego, wydzielony jako wał gielniowsko-świętokrzyski (Pożaryski, 1974). Wał śródpolski regionalnie odpowiada obszarowi maksymalnej subsydencji w trakcie rozwoju bruzdy śródpolskiej, położonemu w osi maksymalnej inwersji tego basenu osadowego (Dadlez i in., 1998). Rejon Gór Świętokrzyskich wraz z bezpośrednim otoczeniem był obszarem intensywnej sedymentacji w mezozoiku (Kutek, Głazek, 1972); od północnego zachodu graniczy z wałem kujawskim, od zachodu z niecką nidziańską, od północnego wschodu z niecką lubelską (fig. 1) (Pożaryski, 1971, 1974; Marek, Znosko, 1972; Marek, 1982).

Aktualny stan wiedzy na temat budowy geologicznej tego obszaru zawarty jest w wielu opracowaniach pochodzących z ostatnich lat (Kowalczewski, 1980a, b; Pożaryski, Karnkowski, 1992; Dadlez i in., 1996; Marek, Pajchłowa red., 1997).

Najstarsze utwory dewonu środkowego stwierdzone w otworze Ostałów 1 zalegają bezpośrednio pod utworami cechsztynu (Pożaryski, 1997). Utwory dewonu środkowego nawiercono także w otworze Szwejki IG 3. Utwory karbonu na przedłużeniu NW i W obrzeżenia Gór Świętokrzyskich zostały stwierdzone w otworach: Studzianna IG 2, Radoszyce 3, Przysucha 1, Radwanów IG 1, Opoczno PIG 2, Ostałów PIG 2 i Nieświn PIG 1. Osady permu dolnego (czerwonego spągowca) o niewielkiej miąższości występują w otworach Studzianna IG 2, Opoczno PIG 2, Ostałów PIG 2, Radoszyce 3, Nieświn PIG 1. Utwory cechsztynu są reprezentowane przez cztery cyklotemy solne: Z1, Z2, Z3, Z4 (Wagner, 1994, 1997).

Nad utworami permu w osłonie mezozoicznej Gór Świętokrzyskich występują utwory triasu i jury. Zostały one dość dobrze rozpoznane i opisane w wielu pracach (np. Dadlez, Marek, 1969, 1976; Dadlez, 1989; Wagner red., 1989). Miąższość utworów pstręgo piaskowca jest wyraźnie zróżnicowana i generalnie zwiększa się na północ od Gór Świętokrzyskich. Prawie stałą miąższość wykazują utwory wapienia muszlowego. Miąższość utworów kajpru wzrasta w kierunku północno-zachodnim od cokołu paleozoicznego Gór Świętokrzyskich, osiągając maksimum w otworze Mniszków IG 1. Wśród utworów jurajskich wydzielono utwory malmu, doggeru i liasu, nad nimi zalegają osady kredowe (Marek, Pajchłowa red., 1997) i czwartorzędowe.

Północno-zachodni rejon obrzeżenia Gór Świętokrzyskich pocięty jest dyslokacjami o kierunkach NW–SE i do nich prostopadłymi, o amplitudach rzędu 100–300 m, przemieszczającymi względem siebie poszczególne bloki (Dadlez i in., 1998; Leszczyński, Marek, 1998). Znacznie większe są przemieszczenia pionowe i w płaszczyznach poziomych wzdłuż dyslokacji podłużnych.

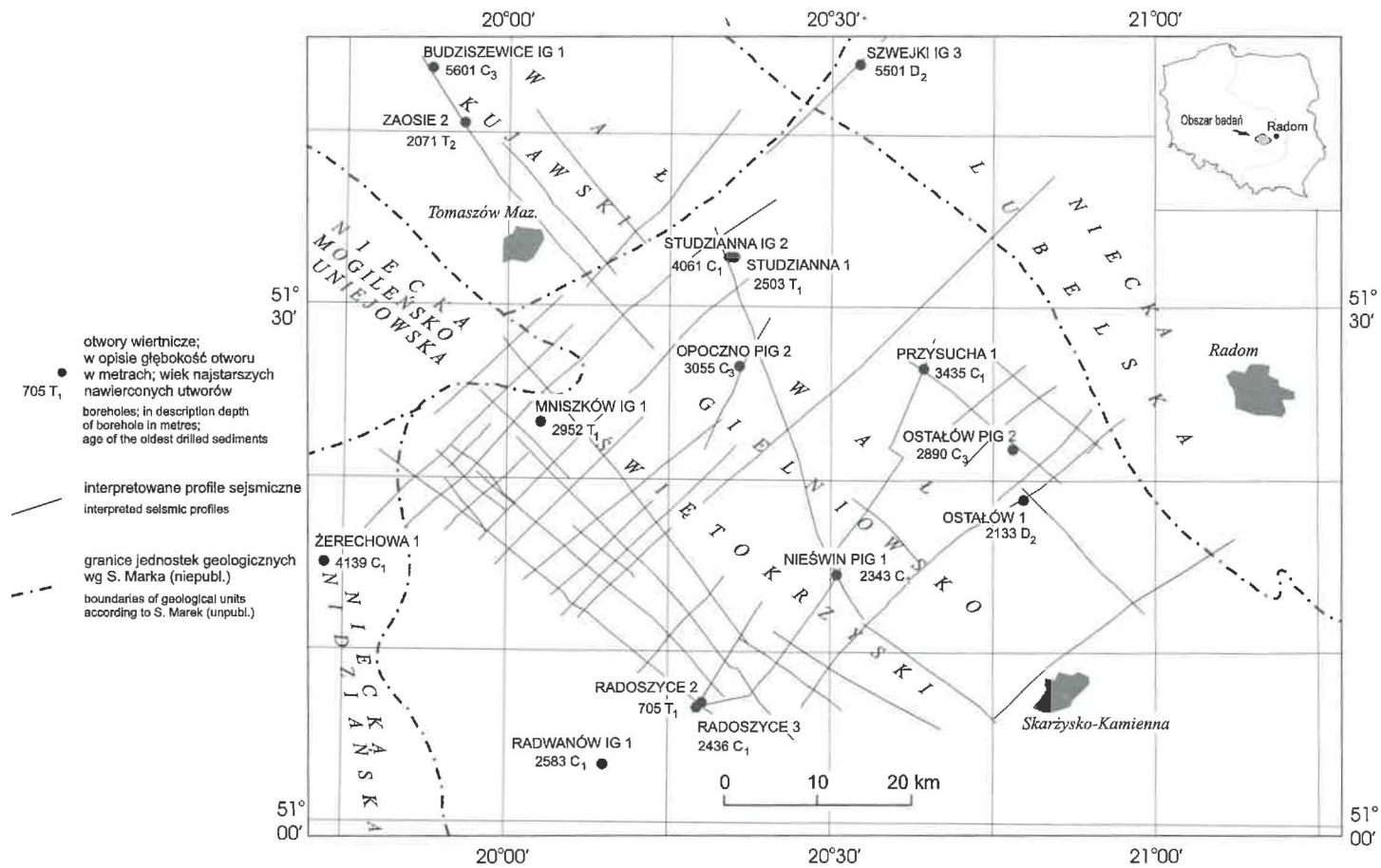


Fig. 1. Lokalizacja profili sejsmicznych i otworów wiertniczych z rejonu NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich

Location of seismic profiles and boreholes in the area of the NW margin of the Holy Cross Mountains

DANE KAROTAŻOWE I SEJSMICZNE ORAZ ICH INTERPRETACJA

Wstępne etapy wykonania cyfrowych map sejsmicznych wymagają wykorzystania danych geofizycznych obejmujących dane karotażowe (profilowania geofizyki wiertniczej) oraz sejsmiczne. Prawidłowa geologiczna interpretacja sejsmiki refleksyjnej zapisanej w domenie czasowej wymaga jej dokładnego dowiązania poprzez wykorzystanie karotaży — profilowań prędkości akustycznych oraz profilowań prędkości średnich (Szewczyk, 1994). Na badanym obszarze i w jego bezpośrednim sąsiedztwie pomiary karotażowe wykonano w wierceniach Budziszewice IG 1, Nieświn PIG 1, Opoczno PIG 2, Ostałów PIG 2, Szwejki IG 3, Studzianna IG 2 (fig. 1). Fragmentaryczność wykonanych profilowań akustycznych jak również wątpliwości co do jakości danych spowodowały konieczność konstrukcji syntetycznych profilowań akustycznych (Szewczyk, 1998). Jest to alternatywne źródło informacji o prędkościach fal akustycznych, określane na podstawie interpretacji danych uzyskanych innymi metodami geofizycznymi, głównie radiometrycznymi. Z tych samych powodów i w podobny sposób zostały obliczone syntetyczne profilowania gęstości. Czynnikiem najsilniej wpływającym na prędkość fal akustycznych jest porowatość całkowita skały. Dokładność wyznaczenia tego parametru determinuje dokładność określenia prędkości fal akustycznych.

Do konstrukcji map strukturalnych wykorzystano profile sejsmiczne refleksyjne wykonane przez Przedsiębiorstwo Badań Geofizycznych w Warszawie w latach 1986–1991 oraz przez Przedsiębiorstwo Geofizyka Kraków Sp. z o.o. w latach 1973–1983. Wszystkie pozyskane profile refleksyjne zostały opracowane w wersji cyfrowej. Siatka profili sejsmicznych refleksyjnych, będąca podstawą do sporządzenia map sejsmicznych, została oparta głównie na istniejących w wersji cyfrowej profilach wykonanych przez PBG Warszawa. Nie zdołano pozyskać wszystkich dostępnych profili zrealizowanych przez PG Kraków (co niestety obniżyło dokładność wykonanych map), mimo iż brakujące profile stanowiłyby wyłącznie uzupełnienie danych w południowo-zachodniej części obszaru badań.

Stosowana na przestrzeni wielu lat metodyka polowych prac refleksyjnych była bardzo zróżnicowana, uzależniona od budowy geologicznej rejonu badań, techniki wzbudzenia, geometrii rozstawu oraz stosowanych do rejestracji aparatów sejsmicznych. Różnorodność budowy geologicznej obszaru odzwierciedla się w charakterze zapisu obrazu falowego. Cechy dynamiczne poszczególnych refleksów sejsmicznych są bardzo zmienne, a ich korelacja miejscami znacznie utrudniona. Metodyka prac terenowych (stosunkowo słabe pokrycie), zastosowanie eksperymentalnych sposobów wzbudzenia fali sejsmicznej (urządzenia typu GSK) oraz warunki geologiczne (brak zróżnicowanej pokrywy osadowej) spowodowały, że sekcje czasowe są słabo czytelne. Obraz falowy ma niejednorodny charakter, stanowiąc poważne utrudnienie w pracach interpretacyjnych geofizyczno-geologicznych (Dziewińska, 1988; Józwiak, Młynarski, 1989; Gadomski, Zientara, 1990; Klecan i in., 1998; Dziewińska i in., 2001).

Dodatkowo, w celu poprawienia jakości na odcinkach profili, w ramach Zakładu Geofizyki Państwowego Instytutu Geologicznego wykonano: filtrację częstotliwościową, predyktywną dekonwolucję wielokanałową, ponowną filtrację częstotliwościową oraz procedury automatycznego wzmocnienia, skalowania i miksowania tras. Poprawiło to rozdzielczość oraz częściowo wyeliminowało zakłócenia obrazu falowego.

Do interpretacji profili sejsmicznych wykorzystano program SeisWorks firmy Landmark Graphics Corp. Program ten pozwala na korelację poszczególnych horyzontów sejsmicznych oraz na identyfikację i przestrzenną korelację uskoków. Interpretację geofizyczno-geologiczną przeprowadzono na podstawie obrazu falowego uzyskanego na profilach refleksyjnych, umożliwiającego bezpośrednią interpretację stosunków strukturalno-tektonicznych. Pierwszym krokiem interpre-

tacji danych sejsmicznych było określenie relacji między poszczególnymi otworowymi wydzieleniami stratygraficznymi a sejsmicznym obrazem falowym. Horyzonty na sekcji czasowej dowiązano na podstawie danych prędkościowych z otworów wiertniczych (profilowanie prędkości średnich, profilowanie akustyczne), opracowanych w programie SynTool. Dokładność dowiązań zwiększono tworząc tablice czas-głębokość i kontrolując obliczone wyniki wartościami prędkości w warstwach między odpowiednimi horyzontami. Korelację poszczególnych horyzontów na profilach sejsmicznych prowadzono uwzględniając trendy zapisu sejsmicznego oraz rejestrujące się w zapisie falowym strefy tektoniczne.

W efekcie przeprowadzonej interpretacji wydzielono i skorelowano następujące granice refleksyjne, dla których skonstruowano odpowiednie mapy sejsmiczne:

- J₁ — granica wiązana ze stropem jury dolnej,
- T₃ — granica wiązana ze stropem triasu górnego,
- T₂ — granica wiązana ze stropem triasu środkowego,
- T₁ — granica wiązana ze stropem triasu dolnego,
- P₃ — granica wiązana ze stropem cechsztynu,
- Pz — granica wiązana ze spągami cechsztynu.

W trakcie przeprowadzonej interpretacji danych sejsmicznych bardzo ważną rolę odegrała identyfikacja i korelacja uskoku. Jednakże niska jakość danych refleksyjnych pozwalała jedynie na identyfikację i wyznaczenie zasadniczych stref uskoku na poszczególnych profilach. Niewystarczające powierzchniowe pokrycie sejsmiczne, a przede wszystkim zmienna jakość danych sejsmicznych połączona z dużym zaangażowaniem tektonicznym uniemożliwiły wykonanie przestrzennej korelacji dyslokacji o mniejszych amplitudach. Obraz strukturalny uzyskany na profilach i na mapach charakteryzuje jedynie zasadnicze cechy budowy geologicznej obszaru.

MAPY SEJSMICZNE

Do opracowania map czasowych, prędkościowych i głębokościowych wykorzystano program Zmap+ v. 3.0, firmy Landmark Graphics Corp. Program umożliwia konstruowanie map konturowych, kreślonych na podstawie modelu numerycznego mającego postać równomiernej, prostokątnej siatki interpolacyjnej (*grid*). Model obliczany (estymowany) jest na podstawie danych wejściowych wykazujących nieregularną dystrybucję przestrzenną (Harbaugh i in., 1977; Davis, 1986; Swan, Sandilands, 1996). Kreślenie map na podstawie regularnych modeli numerycznych jest metodą szczególnie użyteczną w przypadku wykonania wielu map przestrzennych, obliczanych na podstawie modeli pochodnych. Podstawowe możliwości cyfrowej kartografii wgłębnej obejmują wykorzystanie modeli pochodnych do tworzenia modeli miąższości, gradientów nachylenia powierzchni strukturalnych, modeli trendów czy też modeli anomalii resztkowych (Davis, 1986; Hamilton, Jones, 1992). Wielkim atutem zastosowania opisywanych technik jest ogromna elastyczność wizualizacji wyników modelowania. Konturowanie modeli numerycznych można wykonywać w dowolnych skalach, dla wybranych wycinków lub całości badanego obszaru, stosując dopasowane do aktualnych potrzeb cięcie poziomicowe.

Program Zmap+ umożliwia również: wykonywanie obliczeń modeli nieciągłych uwzględniających położenie uskoku, szybkie przetwarzanie zbiorów danych o wielkiej liczbie, integrację danych uzyskanych w wyniku interpretacji sejsmiki w programie SeisWorks oraz danych otworowych, a także konwersję projekcji geograficznych danych wejściowych. Program pozwala także scalać mapy wykonywane w różnych odwzorowaniach geograficznych, co umożliwia inte-

grację danych będących w posiadaniu Państwowego Instytutu Geologicznego (bardzo często odwzorowanie Albersa) i przemysłu naftowego (odwzorowanie Gaussa-Krügera). W trakcie opracowywania map sejsmicznych szczególnie duże znaczenie ma kontrola jakości danych oraz ocena zgodności pomiędzy modelem a danymi wejściowymi. Program Zmap+ jest wyposażony w szereg rozbudowanych opcji zapewniających spełnienie tych wymagań (Papiernik i in., 2001a, b).

METODYKA OBLICZANIA SEJSMICZNYCH MODELI (MAP) CZASOWYCH

W artykule metodykę konstruowania sejsmicznych modeli czasowych zilustrowano na przykładzie mapy izochron (2T) granicy sejsmicznej T_3 związanej ze stropem triasu górnego (fig. 2) oraz mapy izochron (2T) granicy sejsmicznej P_3 związanej ze stropem cechsztynu (fig. 3). Wykonanie tych map wymagało zastosowania złożonej procedury przetwarzania numerycznego, obejmującej korektę i wstępne przetwarzanie danych oraz dyslokacji, a także dobór optymalnych technik i parametrów estymacji siatek interpolacyjnych. Dane do estymacji modeli strukturalnych w domenie czasowej uzyskano w wyniku eksportu horyzontów refleksyjnych z programu SeisWorks do programu Zmap+. Powstałe zbiory miały postać plików tekstowych w formacie XYZ. Poszczególne punkty przypisane były do punktów strzałowych (*shot point*), które w omawianych materiałach były oddalone od siebie o ok. 18 m. W rezultacie zbiory te charakteryzowały się dużą liczebnością (np. wykazujący największą rozciągłość horyzont odwzorowujący wykształcenie umownego stropu paleozoiku (Pz) był opisywany przez 45 tys. punktów) i skrajnie nierównomierną dystrybucją przestrzenną (poszczególne profile sejsmiczne wytyczono co 2–5 km).

Dane wejściowe uzyskane w wyniku interpretacji sejsmicznej wymagały wstępnego przetworzenia, które miało na celu skorygowanie błędów występujących na krzyżówkach profili („niewiązania” pionowe, *misties*). Zjawisko to występuje powszechnie, szczególnie w przypadku łączenia w projekcie sejsmicznym profili pochodzących z różnych lat i uzyskiwanych różnymi technikami wzbudzania fali sejsmicznej. Gdy obserwowane pionowe niezgodności nie przekraczają wielkości ± 20 ms (czas 2T), na ogół można je usunąć za pomocą programu Zmap+ stosując procedurę *Mistie Reduction* (Papiernik i in., 2001a, b). Gdy obserwowane niezgodności są większe, zastosowanie procedury pozwala wskazać profile wymagające reinterpretacji bądź reprocessingu danych geofizycznych.

Dane sejsmiczne charakteryzują się nierównomierną dystrybucją, ale w skali pojedynczego profilu wykazują dość równomierny rozkład. Cały przetwarzany zbiór danych obejmuje jednak szereg trawersów, które w strefach najlepiej pokrytych profilami są od siebie oddalone o nie mniej niż 2 km (np. rejon na południowy zachód od otworu Mniszków IG 1), zaś na obszarach najstąbiej zbadanych rozpoznane są zaledwie pojedynczymi profilami (np. na północny wschód od otworu Nieświn PIG 1). Tak więc rozkład danych w skali makro jest bardzo niejednorodny, zbliżony do tzw. rozkładu skupionego (*clustered*) (Davis, 1986; Swan, Sandilands, 1996), dla którego trudno jest dobrać właściwe parametry gridu. Dokładne odwzorowanie horyzontu wzdłuż profili teoretycznie wymagałoby estymacji modelu o oczku siatki interpolacyjnej nie większym niż odległość pomiędzy danymi (czyli 18 m). Zadeklarowanie takiej gęstości modelu uniemożliwia jednak zachowanie ciągłości lateralnej rekonstruowanych struktur, które w odległości 100–200 m od profilu sejsmicznego miałyby charakter rozkładu matematycznego, uwarunkowanego wyłącznie założeniami stosowanej techniki obliczania (algorytmu estymującego) modelu, nie wiążąc się w żaden sposób z występującym na modelowanym obszarze kierunkiem rozciągłości struktur.

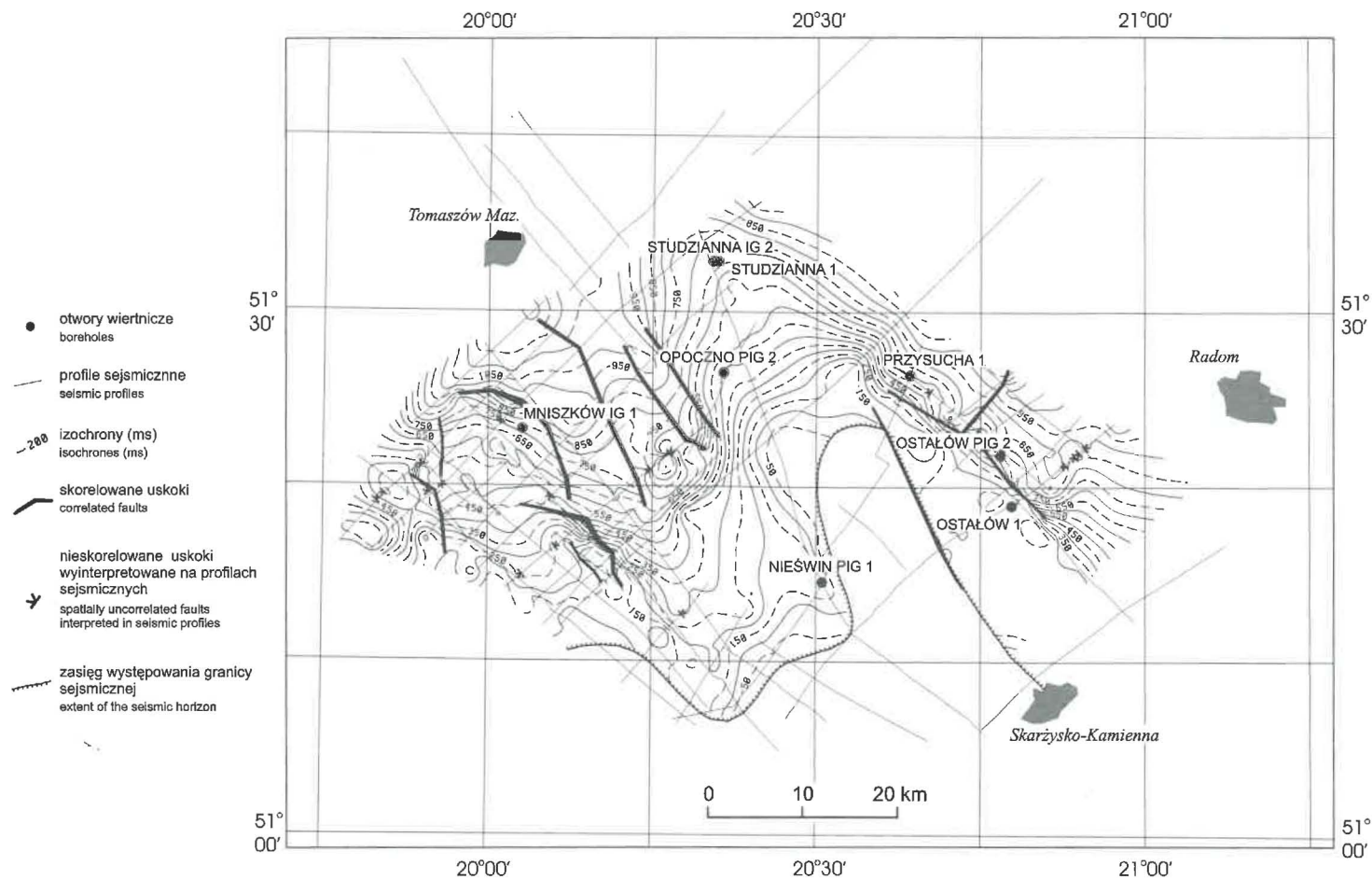


Fig. 2. Mapa izochron (2T) granicy sejsmicznej T_3 związanej ze stropem triasu górnego

Two-way travel way time map of the seismic horizon T_3 correlated with the top of the Upper Triassic

Przedstawiane mapy, mając charakter przeglądowy, odzwierciedlają zasadnicze cechy budowy geologicznej (trend), zachowując możliwie dużą dokładność w skali lokalnej. Seria testów polegających na obliczaniu modeli o różnych gęstościach wykazała, że osiągnięcie takiego kompromisu umożliwia zastosowanie modelu numerycznego o spacjowaniu w kierunkach x i y równym 500 m. Przyjęcie takiej „gęstości” siatki interpolacyjnej jest równoznaczne z możliwością znacznego zmniejszenia liczby danych wejściowych. Program Zmap+ umożliwia zmniejszenie liczebności danych wejściowych w dwojaki sposób: generalizację algorytmami Williama bądź Douglasa–Pauckera (Douglas, Paucker, 1973) oraz poprzez prostą redukcję liczebności (*resampling*) przy stałym kroku próbkowania. Na ogół zastosowanie generalizacji danych jest rozwiązaniem lepszym, zwłaszcza w przypadku wizualizacji elementów podkładu, jednak w odniesieniu do danych sejsmicznych jej wykorzystanie może przynieść nieco nieprzewidywalne efekty ze względu na drastyczną redukcję danych wejściowych. W omawianym przypadku zdecydowano się więc na użycie prostszej, ale bardziej przewidywalnej metody redukcji liczebności danych. Zastosowano opcję wyboru danych (*Data Selection*), deklarując zachowanie co drugiej danej wejściowej. W praktyce nie zmniejszyło to rozdzielczości danych, a poprzez redukcję ich liczebności znacznie przyspieszyło wszelkie operacje obliczeniowe.

Przygotowanie dyslokacji do modelowania

Procedura eksportu danych umożliwia również transfer wyinterpretowanych w programie SeisWorks uskoku wraz z cyfrowym zapisem interpretacyjnych parametrów ich geometrii obejmujących: kąt nachylenia powierzchni, wielkość zrzutu uskoku oraz szerokość rozstępu skrzydeł wiszącego i zrzuconego. W przypadku uskoku inwersyjnego informacja ta jest zafalszowana. Jest to spowodowane numerycznymi ograniczeniami interpretacji tego typu dyslokacji. Eksportowi do programu Zmap+ nie podlegają wszystkie uskoki interpretowane w programie SeisWorks 2D, lecz wyłącznie te dyslokacje, które skorelowano przestrzennie pomiędzy co najmniej dwoma profilami sejsmicznymi. W innym przypadku niemożliwe jest odtworzenie geometrii powierzchni uskoku i jej wniesienie do modelu i na mapę. Niestety, przestrzennie skorelowane uskoki stanowią zazwyczaj bardzo niewielki odsetek wszystkich wyinterpretowanych dyslokacji.

Dyslokacje wyeksportowane z programu SeisWorks wymagają szczegółowej korekty. Podstawowym elementem, który należy poprawić, jest oboczna rozciągłość uskoku, których zasięg w pierwotnym zbiorze nie przekracza skrajnych zewnętrznych profili sejsmicznych, na których zostały wyinterpretowane. Reedycja uskoku jest prowadzona przy użyciu interaktywnego edytora danych programu Zmap+. Polega ona na wprowadzeniu punktów stanowiących zakończenie uskoku. W punktach tych deklarowane są zerowe kąty nachylenia powierzchni uskoku i zerowe rozsuniecie powierzchni uskoku. Szczególną uwagę należy zwrócić na pole definiujące wielkość zrzutu uskoku oraz kąt jego upadu. Nieznaczne niedokładności edycyjne w trakcie interpretacji horyzontów sejsmicznych w programie SeisWorks, np. niedociągnięcia horyzontów do powierzchni uskoku, powodują powstanie bardzo znacznych błędów. W skrajnych przypadkach w programie Zmap+ uskoki wykazują nieprawdziwe zmiany kierunku zrzutu pomiędzy sąsiednimi profilami.

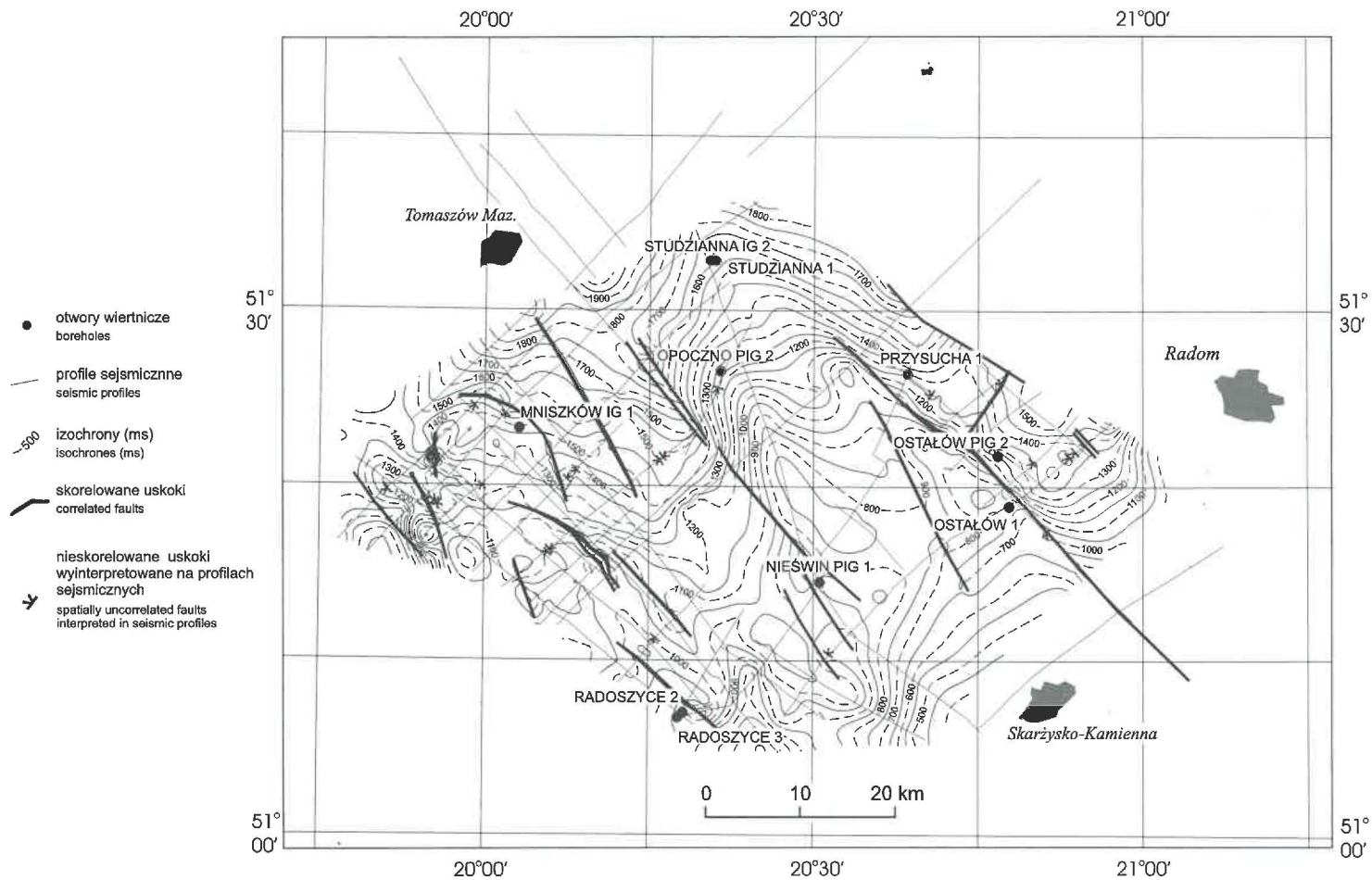


Fig. 3. Mapa izochron (2T) granicy sejsmicznej P₃ związanej ze stropem cechsztynu

Two-way travel way time map of the seismic horizon P₃ correlated with the top of the Zechstein

Estymacja modelu

Obliczenie poprawnych pod względem geologicznym modeli (map) wymaga przyjęcia optymalnych parametrów modelu numerycznego, przede wszystkim przyjęcie właściwej gęstości siatki interpolacyjnej oraz dobór metody estymacji. Obszar opracowania w kierunkach x i y wyznaczono na podstawie maksymalnego zasięgu wiarygodnych danych wejściowych dla horyzontów o największym zasięgu przestrzennym (strop Pz). Optymalną gęstość siatki interpolacyjnej określono testując kolejne modele. W rezultacie uznano, że najlepszą dokładność modeli zapewnia siatka interpolacyjna o oczku 500 x 500 m, która na ogół pozwala uzyskać bardzo dobrą zgodność modeli z danymi wejściowymi (poza nielicznymi wąskimi strefami przydyslokacyjnymi, zwłaszcza w sąsiedztwie małych, nieskorelowanych przestrzennie uskoków) i zachowanie lateralnej ciągłości struktur pomiędzy profilami. Ogromna zmienność dystrybucji i jakości danych wejściowych w połączeniu z niejednorodną budową geologiczną spowodowały, że do osiągnięcia wyników modeli czasowych zastosowano złożoną technikę wykorzystującą trzy podstawowe typy estymacji dostępne w programie Zmap+: liniową (*Line Gridding*), punktową (*Point Gridding Plus*) oraz opartą na konturach (*Contour Gridding*). Zasadniczą część modelowań wykonano dwoma pierwszymi metodami.

Line Gridding jest opracowaną przez firmę Landmark techniką przeznaczoną do bardzo wydajnego przetwarzania danych sejsmicznych; stanowi mutację szeroko stosowanej metody najmniejszych kwadratów (w literaturze używane nazwy *Least Squares*, *Moving Weighted Least Squares* itp.). Stosowanie tej techniki daje co najmniej zadawalające rezultaty na obszarach równomiernie pokrytych profilami sejsmicznymi. Natomiast istotną jej wadą jest słabe odwzorowywanie obszarów, na których profile są nieliczne i znacznie od siebie oddalone. Także zewnętrzne krawędzie modeli estymowanych techniką *Line Gridding* wykazują niezwykle niską jakość, gdyż technika ta ma wybitnie interpolacyjne założenia, które praktycznie uniemożliwiają ekstrapolacje trendów zmienności geologicznej poza obszar kontrolowany danymi. Istotną zaletą algorytmu jest natomiast dość wiarygodne odtwarzanie geometrii w strefach przydyslokacyjnych.

Technika *Point Gridding Plus* korzysta z klasycznych algorytmów interpolacyjnych, takich jak np. metoda najmniejszych kwadratów (*Least Squares*), metoda odwrotnych odległości (*Weighted Average*) czy też metoda geostatystyczna (*Kriging*). Do konstrukcji map czasowych stosowano algorytm *Least Squares*. Jego podstawową zaletą jest możliwość konstruowania modeli, które w wiarygodny sposób odtwarzają lokalne trendy zmienności danych wejściowych. Wierzchołki modelowanych struktur lokalnych mogą przekraczać ekstremalne wartości danych wejściowych. Siatki estymowane tym algorytmem na obszarach słabiej pokrytych danymi wejściowymi oraz na obrzeżach ekstrapolują w łagodny, trendowy sposób gradienty zmienności występujące w obrębie danych wejściowych. Zastosowanie techniki *Point Gridding Plus* umożliwia również odtworzenie kształtu linii intersekcji modelowanej powierzchni strukturalnej i skrzydeł tnących ją uskoków. W omawianym przypadku, przy zastosowaniu siatki interpolacyjnej o oczku 500 x 500 m, modele estymowane tą techniką wykazują niską jakość w strefach przydyslokacyjnych, gdzie pojawia się tendencja do znacznego przeszacowania lub niedoszacowania różnych głębokościowych powierzchni pomiędzy profilami sejsmicznymi. Daje to charakterystyczny „falbankowy” rozkład zmienności izolinii wzdłuż uskoków, w praktyce oznaczający oscylację wielkości ich zrzutów niewynikającą z rzeczywistych zmian strukturalnych, lecz uwarunkowaną rozkładem danych wejściowych, sposobem doboru danych wejściowych do obliczeń oraz wpływem odległości na obliczane wartości węzłów gridu.

Ze względu na opisane problemy wynikowe mapy czasowe skonstruowano wybierając z przejściowych modeli obliczonych technikami *Line Gridding* i *Point Gridding Plus* wyłącznie strefy pozbawione większych nieścisłości (operacja *Blank Grid*), które następnie scalono z zastosowaniem logicznych operacji *Lub (Or)* na siatkach interpolacyjnych. Scalone modele poddawano konturowaniu, a uzyskane kontury poddawano dodatkowej reedycji z zastosowaniem interaktywnego edytora danych programu Zmap+, szczególnie wnikliwie analizując przebieg izolinii w strefach przydyslokacyjnych, gdzie wyliczone przez komputer wartości sugerują występowanie nieregularnych, przypadkowych zmian wielkości zrzutu uskoku na małych przestrzeniach. Zbiór powstały w wyniku reedycji konturów wykorzystano jako nowe dane wejściowe do obliczenia siatki interpolacyjnej techniką *Contour Gridding* (Papiernik, 1998, 2000; Papiernik i in., 2000).

Działanie algorytmu *Contour Gridding* opiera się na założeniach wykorzystywanych przez algorytm *Line Gridding* z tą różnicą, że wykorzystuje dane wejściowe zapisane w postaci izolinii. Jego główną zaletą jest niezwykle wysoka efektywność przetwarzania numerycznego (około 20-krotnie większa szybkość od klasycznych algorytmów estymujących). Algorytm został stworzony z myślą o konstruowaniu modeli cyfrowych na podstawie cyfrowanych map analogowych i lokalnym aktualizowaniu modeli numerycznych (gridów) wykorzystując izoliny zreinterpretowane interaktywnie za pomocą edytora danych w programie Zmap+. Zachowanie zgodności modelu obliczonego na podstawie ręcznie edytowanych izolinii z danymi wejściowymi zapewnia opcja umożliwiająca dowiązanie modelu do danych otworowych i/lub sejsmicznych.

Problemy interpretacyjne

Jak już wspomniano, materiały sejsmiczne charakteryzują się ogromnie zróżnicowaną jakością. Profile sejsmiczne refleksyjne umożliwiające bardzo precyzyjną interpretację granic refleksyjnych i dyslokacji sąsiadują z profilami, które w skrajnie złych (co niestety nie znaczy rzadkich) przypadkach uniemożliwiają wiarygodną interpretację sejsmiczną. Zróżnicowanie jakości danych szczególnie mocno ogranicza możliwości prawidłowej przestrzennej korelacji uskoku, zaś bezpośrednim efektem niewłaściwej interpretacji przestrzennej tektoniki nieciągłej oraz wymuszonej dowolności w interpretacji strukturalnej jest przypuszczalnie zbyt słaba ciągłość lateralna struktur zaznaczających się na mapach izochron. Prawdopodobnie różna jakość źródłowych materiałów sejsmicznych uniemożliwia również wykrycie i skorelowanie dyslokacji o kierunku SW–NE, które, jeśli wierzyć wcześniejszym sejsmicznym modelom strukturalno-tektonicznym NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich, występują dość powszechnie na omawianym obszarze (np. Marek, Znosko, 1972; Pożaryski, 1974; Dziewińska i in., 1994, 2000). Mała liczba danych w południowo-wschodniej części obszaru badań sprawia, że przybliżona modelem numerycznym zmienność strukturalno-tektoniczna ma tu charakter hipotetyczny. Istotny problem interpretacyjny stanowi również niemożność wyznaczenia na mapach czasowych prawidłowych, precyzyjnych zasięgów utworów jury dolnej (J_1) i triasu górnego (T_3). Nieścisłość ta wynika z tego, że przyjęty poziom odniesienia projektu sejsmicznego (200 m n.p.m.) w niemal całej wschodniej części kartowanego obszaru znajduje się poniżej powierzchni terenu.

MODELOWANIE ROZKŁADÓW PRĘDKOŚCI INTERWAŁOWYCH

Niezwykle istotnym etapem procesu konstruowania sejsmicznych map strukturalnych jest konwersja czasowo-głębokościowa, a szczególnie jej podstawowy etap — tworzenie wiarygodnego modelu prędkości. Wybór odpowiedniej metody zależy od wielu czynników, wśród których należy wymienić złożoność budowy geologicznej i wielkość kartowanego obszaru, a zwłaszcza wymaganą dokładność, inną dla map regionalnych niż dla map rozpoznających potencjalne pułapki naftowe (Józwiak i in., 1996). Dla obszarów o niewielkim kącie upadu warstw można z powodzeniem stosować proste techniki oparte na pionowym rozciągnięciu rozwiązania wykonanego w domenie czasowej (*vertical stretch*); wykorzystują one mapy prędkości średnich oraz mapy prędkości interwałowych. Druga z wymienionych metod jest dokładniejsza, zwłaszcza w przypadku dużych zmian miąższości warstw oraz ich znaczącego zróżnicowania fałdalnego (Carter, 1993; Fink, 1999, 2000b; Etris i in., 2001). Gdy na kartowanym obszarze występują znaczne, a przede wszystkim zmienne kąty upadu warstw, należy zastosować bardziej zaawansowane techniki inwersji prędkości, które uwzględniają zjawisko ugięcia fal sejsmicznych na nachylonych granicach warstw i spowodowaną nim migrację struktur² (Meek i in., 1998; Fink, 2000a, b). W przypadku bardzo dużej zmienności upadu warstw poprawne wyniki konwersji może przynieść dopiero zastosowanie analizy prędkości migracji wraz z migracją prędkości przed składaniem (Fink, 1999, 2000b). Metody te wymagają zastosowania specjalistycznego oprogramowania, np. *Depth Team Explorer* czy *Depth Team Extreme*. Szczególnie metoda migracji prędkości przed składaniem ze względu na ogromną czasochłonność wymaga nie tylko zastosowania specjalistycznego oprogramowania, ale także najnowszej generacji komputerów.

Ze względu na ograniczenia sprzętowe do wykonania przedstawianych map autorzy nie mogli zastosować bardziej zaawansowanych technik konwersji czasowo-głębokościowych. W tej sytuacji konwersję czasowo-głębokościową zdecydowano się wykonać z zastosowaniem map (modeli) prędkości interwałowych obliczonych w programie Zmap+. Wykonano je dla sześciu kompleksów (I–VI) wyznaczonych przez wyinterpretowane granice refleksyjne oraz powierzchnię odniesienia projektu sejsmicznego: I — do stropu jury dolnej, II — jury dolnej, III — triasu górnego, IV — triasu środkowego, V — triasu dolnego, VI — cechsztynu.

Charakter zmienności prędkości interwałowych przedstawiono na przykładzie mapy prędkości interwałowych kompleksu I obejmującego utwory do stropu jury dolnej (fig. 4) oraz mapy prędkości interwałowych kompleksu II obejmującego utwory jury dolnej (fig. 5).

Przygotowanie danych

Dane wejściowe do modelowania prędkości interwałowych stanowiły pomiary prędkości średnich wykonane w otworach: Budziszewice IG 1, Radoszyce 3, Nieświn PIG 1, Ostałów 1, Ostałów PIG 2, Opoczno PIG 2, Mniszków IG 1, Studzianna IG 2. Stosując program SynTool powiązano profile sejsmiczne w domenie czasowej z głębokościowymi profilami wierceń, dla których wykonano sejsmogramy syntetyczne. Na tej podstawie otrzymano tabele czas-głębokość dla otworów: Budziszewice IG 1, Nieświn PIG 1, Studzianna IG 2, Ostałów PIG 2, Opoczno PIG 2. Tabele uzupełniono i skorygowano pomiarami prędkości wykonanymi bezpośrednio w

² Zmap+ posiada opcje umożliwiające przeprowadzenie prostej migracji. Były one testowane przez autorów, lecz nie wykazały istotnych zmian.

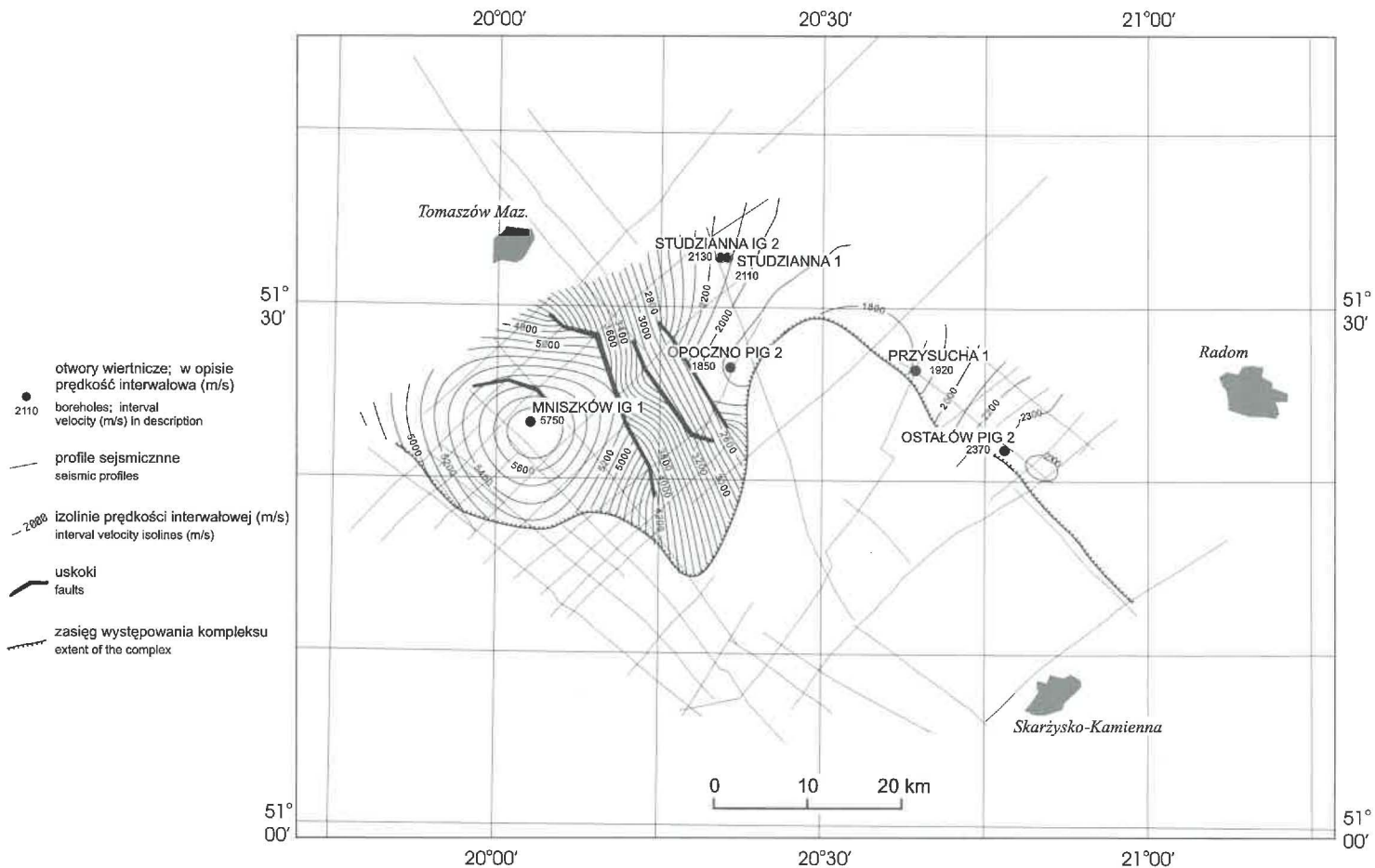


Fig. 4. Mapa prędkości interwałowych kompleksu I obejmującego utwory do stropu jury dolnej

Map of interval velocities of the complex I involving strata down to the top of the Lower Jurassic

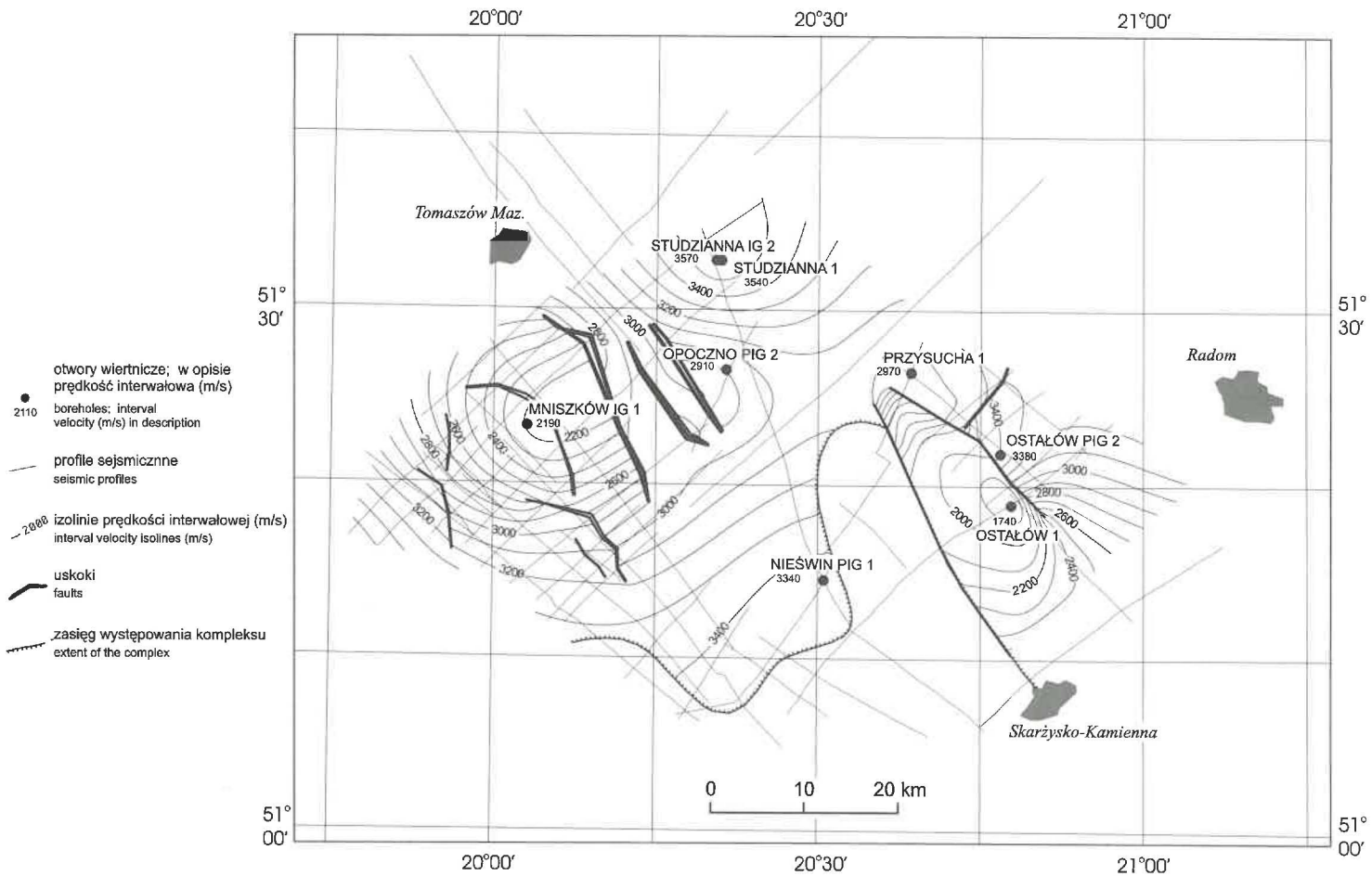


Fig. 5. Mapa prędkości interwałowych kompleksu II obejmującego utwory jury dolnej

Map of interval velocities of the complex II involving the Lower Jurassic strata

otworach Radoszyce 3, Ostałów 1, Mniszków IG 1, Żerechowa 1. Dla otworu Przysucha 1 zastosowano zmodyfikowaną tabelę z otworu Ostałów PIG 2.

W otworach położonych na obszarze badań prędkości interwałowe V_i [m/s] obliczono na podstawie zależności:

$$V_i = M_i / [(H_{sp} - H_{st}) / 2000]$$

gdzie:

M_i — miąższość analizowanego kompleksu [m],

H_{st} — głębokość zalegania stropu kompleksu [ms],

H_{sp} — głębokość zalegania spągu kompleksu [ms].

Dla wierceń położonych na profilach sejsmicznych (Budziszewice IG 1, Radoszyce 3, Nieświń PIG 1, Ostałów 1, Przysucha 1) wartości H_{sp} i H_{st} odczytano w programie SeisWorks bezpośrednio z interpretacji sejsmicznej. Dla otworów Studzianna IG 2, Ostałów PIG 2, Opoczno PIG 2, Mniszków IG 1 wartości H_{sp} i H_{st} odczytano techniką wstecznej interpolacji (*back interpolation*) z wcześniej obliczonych modeli czasowych. Otwory Budziszewice IG 1 i Żerechowa 1 znajdują się poza obszarem objętym projektem, użyto ich jednak do przygotowania modeli prędkości w celu zminimalizowania brzegowego błędu modelu numerycznego.

Na etapie przygotowania danych największy problem stanowiło prawidłowe odczytanie prędkości interwałowych kompleksu przypowierzchniowego. Wymagało to zredukowania rzędnych z wierceń od poziomu odniesienia projektu sejsmicznego (200 m n.p.m.). Redukcja miąższości pierwszej warstwy polegała na jej zwiększeniu, gdy rzędna początkowa wiercenia była mniejsza niż 200 m n.p.m., lub na odpowiednim jej zmniejszeniu, gdy wiercenie rozpoczynało się na wysokości większej niż poziom odniesienia projektu sejsmicznego. Wprowadzenie tych poprawek było niezbędne do określenia wiarygodnych prędkości kompleksu przypowierzchniowego (na ogół kompleksu I, lecz w otworze Nieświń PIG 1 — kompleksu II, a w otworze Radoszyce 3 — nawet kompleksu III).

Obliczone w niektórych przypadkach anomalnie duże prędkości interwałowe mogą być prawdopodobnie związane z nieprecyzyjnym określeniem stratygrafii w wierceniach, jak np. w otworze Mniszków IG 1 (fig. 4). Kompleks I ma tu miąższość aż 1115 m (po redukcji 1102 m), podczas gdy w pozostałych otworach jego miąższość zmienia się w zakresie 19–187 m. W rezultacie prędkość interwałowa omawianego kompleksu wynosi tu 5750 m/s, podczas gdy w innych otworach zmienia się w zakresie 1850–2370 m/s. Anomalnie wysoka prędkość interwałowa notowana w kompleksie I jest w otworze Mniszków IG 1 kompensowana relatywnie niższą prędkością interwałową utworów kompleksu II (fig. 5) — zaledwie 2190 m/s, w pozostałych otworach zmienia się w zakresie 2910–3340 m/s³. Niska prędkość interwałowa koreluje się tu z względnie niewielką miąższością utworów utworów jury dolnej (365 m), porównywalną tylko z miąższościami notowanymi w otworach Nieświń PIG 1 (328 m) i Ostałów 1 (232 m), gdzie jura dolna jest niepełna, stanowiąc kompleks przypowierzchniowy.

³ Wyjątek stanowi wiercenie Ostałów 1 ($V_i = 1740$ m/s), w którym kompleks II jest kompleksem przypowierzchniowym i prędkości interwałowe mogą tu być anomalnie niskie.

Konstrukcja przestrzennych modeli prędkości interwałowych

Omawiany wycinek północno-zachodniego obrzeżenia Gór Świętokrzyskich jest dość słabo rozpoznany głębokimi wierceniami. Uniemożliwia to stworzenie precyzyjnego modelu litofacjalnego, który mógłby sterować kierunkami i dynamiką zmian prędkości interwałowych. Mała liczebność danych definiujących pole prędkości uniemożliwia bezpośrednie policzenie modeli prędkości z siatkami interpolacyjnymi tak gęstymi jak te, których użyto do skonstruowania map izochron (spacjowanie $x, y = 500$ m), gdyż spowodowałoby to w strefach najslabiej kontrolowanych danymi powstanie sztucznych minimów i maksimów prędkości. Z tego względu modele prędkości interwałowych dla wydzielonych kompleksów (I–VI) estymowano w sposób iteracyjny, z zastosowaniem następującego algorytmu:

- estymacja trendowego modelu prędkości interwałowej na podstawie danych punktowych z wierceń (siatka interpolacyjnej o oczku 5000×5000 m) — MODEL V_A ;
- przekształcenie MODELU V_A we wtórne dane wejściowe wykazujące regularną dystrybucję za pośrednictwem opcji *Grid-to-Data* — DANE V_A ;
- połączenie DANE V_A z pierwotnymi danymi otworowymi w zbiór danych DANE V_B ;
- estymacja wynikowego modelu prędkości interwałowej MODEL V_1 (siatka interpolacyjna o oczku 500×500 m) na podstawie pliku DANE V_B .

Wszystkie modele prędkości interwałowych (gridy) obliczano używając algorytmu estymującego *Weighted Average*, który stanowi opracowaną przez firmę Landmark odmianę podstawowego w technikach obliczeniowych algorytmu *Inverse Distance*.

Wprowadzanie dyslokacji do modeli prędkości

Prędkości interwałowe są bezpośrednio związane z litofacjalnym wykształceniem wydzielanych kompleksów. Trudno natomiast doszukać się takich związków z tektoniką rozwiniętą na etapie postsedymenacyjnym, jeśli ruchy tektoniczne nie doprowadziły do częściowej erozji bloków lub nie spowodowały bardzo dużych zrzutów (kompakcja). O ile więc rozkładem prędkości interwałowych w ewidentny sposób rządzi rozkład litofacji, o tyle wprowadzenie uskoków do modelu prędkościowego wymaga wielkiej rozwagi, ponieważ niesie za sobą bardzo daleko idące konsekwencje. Jeśli zdecydujemy się na konstruowanie nieciągłych modeli prędkościowych, najprostszym rozwiązaniem jest uwzględnienie wszystkich nieciągłości tnących spąg i strop analizowanego kompleksu. W przypadku małej liczby danych wejściowych, znacznej ich zmienności i silnego zdyslokowania badanego obszaru konsekwencją takiego rozwiązania jest obliczenie skrajnie nieciągłego modelu prędkościowego, co daje w rezultacie konwersji czasowo-głębokościowej bardzo silne powiększanie zrzutów uskoków interpretowanych na mapach czasowych. Z drugiej strony rekonstrukcja ciągłego pola prędkości na podstawie nielicznych i bardzo zróżnicowanych danych powoduje liniową interpolację pomiędzy anomaliami i typowymi prędkościami interwałowymi. W praktyce oznacza to rozległe rozprzestrzenienie lokalnych zaburzeń pola prędkości. Na mapach strukturalnych (głębokościowych) przekłada się to na szerokopromienne, stopniowo powiększające się w miarę wzrostu odległości od centrum anomalii (wiercenia) zafałszowanie rzeczywistej głębokości występowania odtwarzanej powierzchni strukturalnej. Zastosowanie ciągłego modelu prędkości prowadzi do proporcjonalnego „zakonserwowania” wyinterpretowanych w domenie czasowej relacji przestrzennych skrzydeł uskoków, co nie musi być poprawne. Wydaje się, że każde

z dwóch zaprezentowanych podejść do tworzenia modeli prędkości stanowi nadmierne uproszczenie. Osiągnięcie optymalnego (co nie znaczy, że rzeczywistego) rozwiązania wymaga zastosowania metody kolejnych przybliżeń. Złożoność przyjętego modelu prędkości będzie uzależniona od wielu czynników, z których kluczowe znaczenie będą miały zmienność, liczba i przestrzenna dystrybucja danych wejściowych oraz dyslokacji mogących wpływać na prędkość interwałową analizowanego kompleksu.

Taką zindywidualizowaną metodykę zastosowano do rekonstrukcji prędkości interwałowych na obszarze NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Do obliczanych modeli wprowadzono tylko część uskoków, pozostawiając przede wszystkim te, które umożliwiały przestrzenne ograniczenie rozmiaru podstawowych dodatnich bądź ujemnych anomalii prędkości. Decydując o doborze uskoków do modelu prędkości interwałowych, brano też pod uwagę różnicę „miąższości” (wyrażoną w ms dla czasu $2T$) w strefach przydyslokacyjnych, którą sprawdzano na roboczych mapach interwałowych powstałych w wyniku superpozycji modeli czasowych, a także (w mniejszym stopniu) obserwowaną na mapach czasowych wielkość zrzutu uskoków. Jeżeli wyrażone w milisekundach „miąższości” w obydwu skrzydłach uskoku nie wykazywały istotnych różnic, dyslokacje usuwano z modelu. Metodykę doboru dyslokacji używanych do estymacji modeli można dobrze wyjaśnić na przykładzie mapy prędkości interwałowej kompleksu II (fig. 5). Spośród zespołu skorelowanych uskoków przecinających ten kompleks do sporządzenia modelu prędkości wybrano tylko cztery zasadnicze uskoki:

- dwa uskoki ograniczające blok tektoniczny, na którym zlokalizowane jest wiercenie Ostałów 1; uskoki te umożliwiły ograniczenie zasięgu anomalnie niskich prędkości charakteryzujących warstwę przypowierzchniową do stosunkowo niewielkiego zrębu;

- uskok leżący na SW od otworu Opoczno PIG 2, który wprowadzono w celu ograniczenia zasięgu pola anomalnie niskiej prędkości; na podjęcie takiej decyzji miał również wpływ znaczny zrzut SW skrzydła tej dyslokacji, sięgający 350 ms;

- dużą dyslokację znajdującą się około 10 km na NE od otworu Mniszków IG 1, wykazującą na mapach izochron znaczne zrzuty skrzydła SW, która ograniczyła zasięg anomalii wysokich prędkości do bezpośredniego sąsiedztwa wiercenia; najprostszym rozwiązaniem byłoby wprowadzenie do modelu najbliższego uskoku leżącego na NE od wymienionego otworu, jednakże jest to niemożliwe ze względu na ograniczenia technik interpolacji komputerowej spowodowane przestrzennym rozkładem danych wejściowych.

Na mapach prędkości interwałowych (fig. 4, 5) zwizualizowano wszystkie uskoki tnące spąg i strop analizowanych kompleksów. Uskoki wybrane do obliczania modeli numerycznych wyróżniają się na mapach, gdyż tylko na nich zaznacza się wyraźne przerwanie ciągłości izolinii.

KONWERSJA CZASOWO-GŁĘBOKOŚCIOWA MAP SEJSMICZNYCH

Mapy głębokościowe skonstruowano wykorzystując wcześniej obliczone modele (gridy) czasowych map sejsmicznych i prędkości interwałowych. Na tej podstawie wykonano rozbudowaną sekwencję operacji arytmetycznych dokonywanych na siatkach (*Dual grid operations*).

W sytuacji gdy konwersja czasowo-głębokościowa jest prowadzona z wykorzystaniem prędkości interwałowych, wstępny etap konwersji obejmuje obliczenie roboczych modeli miąższości kompleksów wydzielanych do modelowania prędkości interwałowych. By to wykonać, dla każdego kompleksu stosowano operacje na modelach numerycznych odpowiadające następującej sekwencji działań:

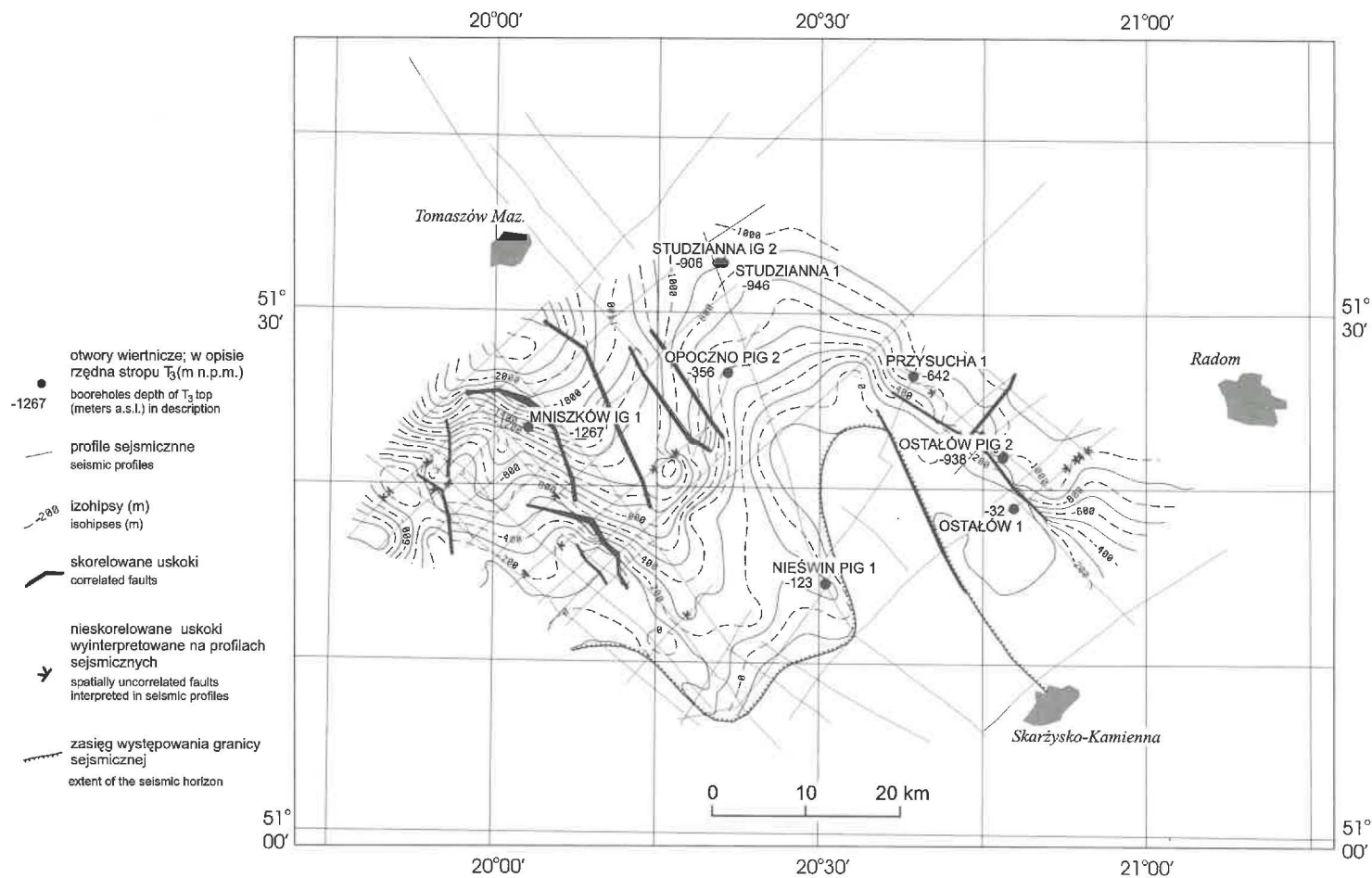


Fig. 6. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej T_3 związanej ze stropem triasu górnego

Structural map of the seismic horizon T_3 correlated with the top of the Upper Triassic

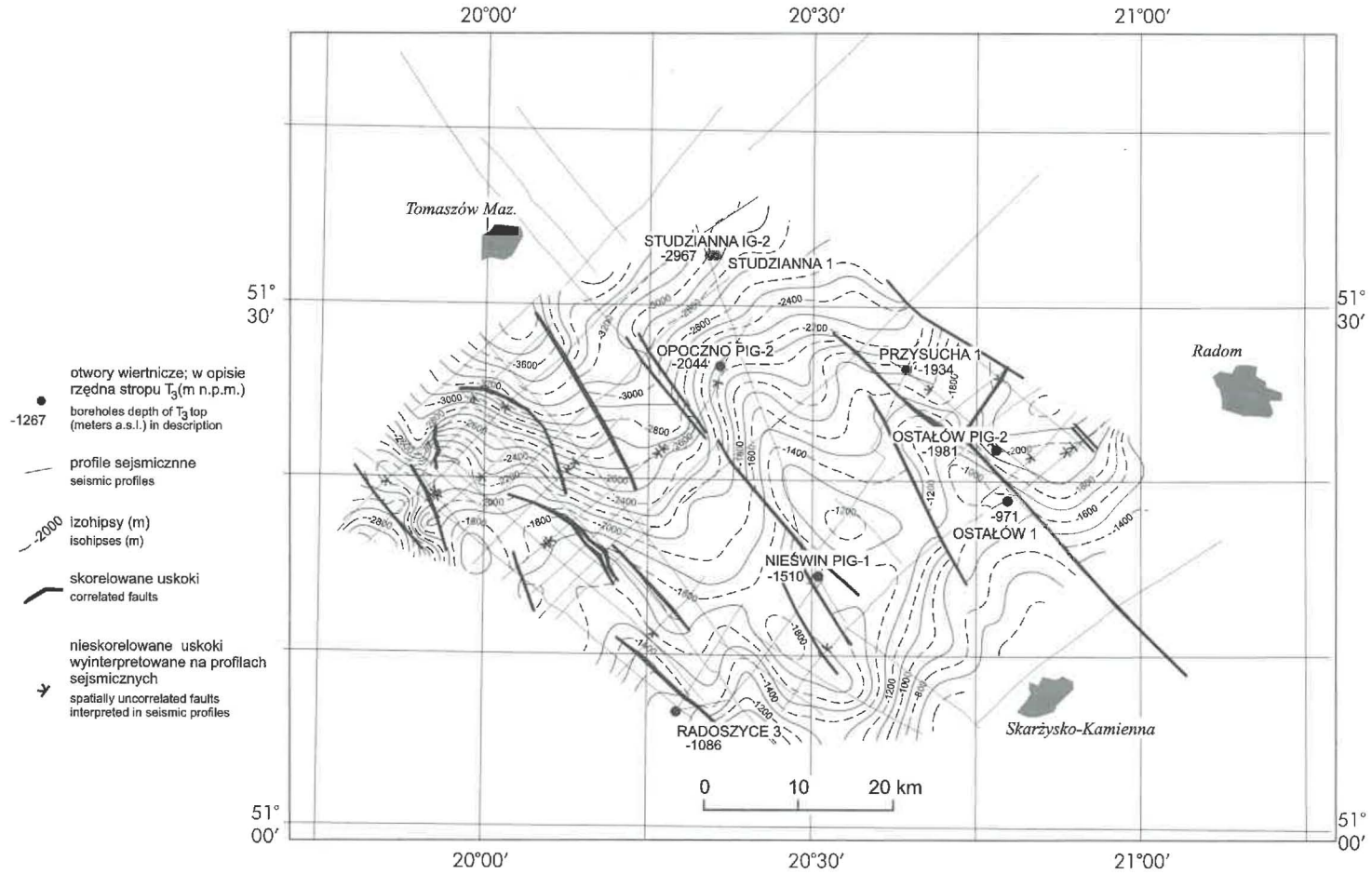


Fig. 7. Mapa strukturalna granicy sejsmicznej P_3 związanej ze stropem cechsztynu

Structural map of the seismic horizon P_3 correlated with the top of the Zechstein

$$M_{km} = [(H_{sp} - H_{st})/2] V_i$$

gdzie:

M_{km} — obliczany model miąższości kompleksu [m],

H_{st} — czasowy model głębokości zalegania stropu kompleksu (czas 2T) [ms],

H_{sp} — czasowy model głębokości zalegania spągu kompleksu (czas 2T) [ms],

V_i — prędkość interwałowa kompleksu [m/s].

Dla kompleksu I H_{st} wynosi 0 m, gdyż jego strop jest poziomem odniesienia map. Kolejny etap konwersji stanowiło skonstruowanie map (modeli) pograżenia. W tym celu wykorzystano uprzednio obliczone modele miąższości M_{km} wysokościowo zredukowane do poziomu odniesienia projektu sejsmicznego (200 m n.p.m.). Modele głębokości pograżenia stropów kolejnych interpretowanych kompleksów obliczano stosując iteracyjne odejmowanie modeli miąższości od kolejnych miąższości, np. model stropu jury dolnej (J_1) obliczono poprzez odjęcie modelu miąższości kompleksu I od modelu powierzchni odniesienia (stała wartość 200 m n.p.m.). Od tak obliczonego stropu J_1 odjęto model miąższości kompleksu II, otrzymując model głębokościowy stropu triasu górnego (T_3) itd.

Wstępne modele głębokościowe otrzymane w wyniku superpozycji poddano konturowaniu (*contouring*), a następnie nieznacznej reedycji konturów w niekontrolowanych danymi sejsmicznymi odcinkach stref przyuskokowych. Miało to na celu usunięcie z modelu niewielkich „numerycznych struktur” mających charakter szumów, powstałych w wyniku niedoskonałości technik numerycznych i ograniczonej rozdzielczości danych wejściowych i modeli numerycznych. Ograniczona edycja konturów pozwala przede wszystkim podnieść jakość geologicznej interpretacji zrzutów dyslokacji. Edycję wykonano za pomocą interaktywnego edytora danych programu Zmap+. Lokalnie zmodyfikowane kontury zostały dzięki temu zapisane na dysk jako dane wejściowe i posłużyły do obliczenia ostatecznych map strukturalnych techniką *Contour Gridding*. Zastosowanie procedury edycji i przeliczania modeli głębokościowych powoduje modyfikację uprzednio obliczonych modeli pograżenia w promieniu 1000–1500 m. Wyniki zastosowania opisanej metody ilustrują: mapa strukturalna granicy sejsmicznej T_3 związanej ze stropem triasu górnego (fig. 6) oraz mapa strukturalna granicy sejsmicznej P_3 związanej ze stropem cechsztynu (fig. 7).

PODSUMOWANIE

Komputerowe wspomaganie procesu interpretacji geologicznej stało się w ostatnich latach standardem tak w dziedzinie interpretacji sejsmiki 2D, jak i wykorzystującej jej wyniki cyfrowej kartografii wgłębnej. W polskich realiach zastosowanie technik komputerowych, mimo ich powszechnego użycia, ciągle jeszcze wymaga wyrównania znaczących opóźnień w zakresie technologii, metodyki, a przede wszystkim organizacji przetwarzania numerycznego.

Zaprezentowane wyniki stanowią próbę optymalizacji wykorzystania oprogramowania firmy Landmark Graphic Corp. W ramach prezentowanych prac została wykonana prawidłowa estymacja nieciągłych modeli numerycznych (gridów) na podstawie danych sejsmicznych, rekonstrukcja pola prędkości i konwersja czasowo-głębokościowa z zastosowaniem programu Zmap+.

Prezentowane rozwiązania pozwoliły na:

- zwiększenie precyzji przestrzennej korelacji uskoków na etapie interpretacji profili sejsmicznych w domenie czasowej,
- wprowadzenie bardziej zaawansowanych technik rekonstrukcji pola prędkości wiążących lateralne zmiany prędkości z litologią, zmianami głębokości pograżenia warstw oraz parametrów petrofizycznych,
- przetestowanie alternatywnych procedur konwersji czasowo-głębokościowej,
- znaczne przyspieszenie i uszczegółowienie procesu interpretacji,
- szybkie testowanie alternatywnych hipotez geologicznych,
- elastyczne dostosowanie prac do potrzeb integracji różnych typów danych.

Merytoryczną ocenę skonstruowanych map sejsmicznych utrudnia fakt, że ich autorzy nie mogli skorzystać z wszystkich materiałów sejsmicznych wykonanych na obszarze NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich przez Przedsiębiorstwo Geofizyka Kraków. Wydaje się jednak, że wykonane mapy co najmniej w zadawalający, obiektywny sposób przedstawiają wykształcenie strukturalno-tektoniczne rozpatrywanego obszaru.

LITERATURA

- CARTER M.D., 1993 — Monitoring depth conversions using a normalized velocity-lithology correlation. *The Leading Edge*, **12**, 7: 766–769.
- DADLEZ R., 1989 — Epikontynentalne baseny permu i mezozoiku w Polsce. *Kwart. Geol.*, **33**, 2: 175–198.
- DADLEZ R., JURKIEWICZ H., ŻELICHOWSKI A., 1996 — Uwarunkowania geologiczne regionalnego obrazu geofizycznego. Analiza geologiczna danych o rozłamach wgłębnych i głównych strefach dyslokacyjnych. W: Paleozoik na tle budowy skorupy ziemskiej Gór Świętokrzyskich i na obszarach sąsiednich (red. Z. Kowalczewski i in.). Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., 1969 — Styl strukturalny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na niektórych obszarach Niziu Polskiego. *Kwart. Geol.*, **33**, 3: 543–565.
- DADLEZ R., MAREK S., 1976 — Rys paleogeograficzno-tektoniczny kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DADLEZ R., MAREK S., IWANOW A., LESZCZYŃSKI K., 1998 — Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego. W: Mapa tektoniczna kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na Niziu Polskim 1:500 000 (red. R. Dadlez). Państw. Inst. Geol., Warszawa.
- DAVIS J.C., 1986 — Statistics and data analysis in geology. Second Ed. John Wiley & Sons. New York.
- DOUGLAS D.H., PEUCKER T.K., 1973 — Algorithms for the reduction of the number of points required to represent a digitized line or its caricature. *Canadian Cartographer*, **10**, 2: 112–122.
- DZIEWIŃSKA L., 1988 — Mapa grawimetryczno-sejsmicznych elementów strukturalnych kompleksu cechsztyńsko-mezozoicznego na obszarze wału pomorsko-kujawskiego i obszarów przyległych. Arkusz Łódź. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DZIEWIŃSKA L., BIL J., JÓŻWIAK W., SZEWCZYK J., 1994 — Interpretacja pomiarów geofizycznych w rejonie N obrzeżenia Gór Świętokrzyskich. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- DZIEWIŃSKA L., MAREK S., JÓŻWIAK W., 2001 — Profile sejsmiczno-geologiczne przez wał kujawski i gielniowski (skala 1:100 000). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **398**: 5–24.
- DZIEWIŃSKA L., PETECKI Z., JÓŻWIAK W., 2000 — Model strukturalno-gęstościowy NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich na podstawie interpretacji pomiarów geofizycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, **392**: 40–74.

- ETRIS E.L., CRABTREE N.J., DEWAR J., PICKFORD S., 2001 — True depth conversion: more than a pretty picture. Recorder Issue 26. Canadian Society of Exploration Geophysicists.
- FINK L., 1999 — Some fundamentals of depth conversions. Part 1. UserNet. The Technical Newsletter for Landmark Users.
- FINK L., 2000a — Some fundamentals of depth conversions. Part 2. UserNet. The Technical Newsletter for Landmark Users.
- FINK L., 2000b — Some fundamentals of depth conversions. Part 3. UserNet. The Technical Newsletter for Landmark Users.
- GADOMSKI D., ZIENTARA P., 1990 — Mapy geofizyczne elementów strukturalnych permomezozoiku z rejonu niecki szczecińsko-mogileńsko-łódzkiej i warszawskiej. Ark. Skierniewice. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- GRABOWSKA T., BOJDYS G., 1999 — The border of the East European Craton (EEC) in SE Poland on the basis of gravity and magnetic data interpretation. W: EUG X (European Union of Geosciences). Cambridge Publ. Journal of Conference. Abstracts. Vol. 4, nr 1: s.306.
- HAMILTON D.E., JONES T.A., 1992 — Computer modelling of geologic surfaces and volumes. *AAPG Computer Applications in Geology*, 1: 297p.
- HARBAUGH J.W., DOVETON J.H., DAVIS J.C., 1977 — Probability methods in oil exploration. John Wiley & Sons, New York.
- JÓŹWIAK W., DZIEWIŃSKA L., BIL J., WRONICZ S., 1996 — Interpretacja komputerowa danych banku profilowania prędkości sejsmicznych dla określenia kompleksów formacji geologicznych. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- JÓŹWIAK W., MŁYNARSKI S., 1989 — Zaktualizowany obraz spagu cechsztynu w wyniku sejsmicznych badań refleksyjnych. *Prz. Geol.*, 37, 12: 624–627.
- JÓŹWIAK W., PAPIERNIK B., KRZYWIEC P., SZEWCZYK J., ZIENTARA P., 2000 — Opracowanie map sejsmicznych NW obrzeżenia Gór Świętokrzyskich oraz model mezozoicznej ewolucji tego obszaru. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KLECAN A., FEDOROWICZ A., WIERZBA D., 1998 — Regionalne profile sejsmiczne przez basen permsko-mezozoiczny. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- KOWALCZEWSKI Z., 1980a — Podłoże Małopolski w świetle badań magnetycznych i geologicznych. *Kwart. Geol.*, 24, 4: 969–970.
- KOWALCZEWSKI Z., 1980b — Struktura skorupy ziemskiej w Górach Świętokrzyskich i rejonach przyległych w świetle głębokich sondowań sejsmicznych. [Streszcz. ref.]. *Kwart. Geol.*, 24, 4: s.966.
- KRÓLIKOWSKI C., PETECKI Z., ŻÓŁTOWSKI Z., 1999 — Główne jednostki strukturalne w polskiej części platformy wschodnioeuropejskiej w świetle danych grawimetrycznych. *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 386: 5–58.
- KUTEK J., GŁAZEK J., 1972 — The Holy Cross area, Central Poland, in the Alpine cycle. *Acta Geol. Pol.*, 22, 4: 603–653.
- LESZCZYŃSKI K., MAREK S., 1998 — Mapa geologiczna Polski centralnej (bez utworów kenozoicznych). W: Podstawy geologiczne dla określenia ewolucji basenu permsko-mezozoicznego i możliwości generacyjnych węglowodorów w niektórych strefach bruzdy śródpolskiej. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- MAREK S., 1982 — Uwagi o budowie geologicznej niecki płockiej (warszawskiej). *Prz. Geol.*, 30, 9: 449–458.
- MAREK S., PAJCHŁOWA M. (red.), 1997 — Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.* 153.
- MAREK S., ZNOSKO J., 1972 — Tektonika Kujaw. *Kwart. Geol.*, 16, 1: 1–18.

- MEEK R.A., Whitney S.A., Dixon C.R., Rozell B.M., Hanson D.W., SKOYLES M., 1998 — 3D Interval Velocity/Depth Model Building in the Southern Gas Basin UK, 3D versus 2D model building. SEG Annual Meeting. The Society of Exploration Geophysicists.
- PAPIERNIK B., 1998 — Processing of analog contour maps into grid based computer maps, (PB2) — East Meets West. Conference and Exhibition — Modern Exploration and Improved Oil and Gas Recovery Methods. Abstracts: 168–169. Kraków.
- PAPIERNIK B., 2000 — Mapy paleogeograficzna i litofacyjna dolomitu głównego — metodologia przetwarzania numerycznego. W: Budowa i bilans węglowodorowy dolomitu głównego basenu permiego Polski. Blok II: Charakterystyka facjalna i paleogeograficzna utworów dolomitu głównego Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- PAPIERNIK B., GŁADZIK J., KRZYWIEC P., 2001a — Zastosowanie procedury Mistie Reduction do oceny i poprawy jakości danych używanych do konstruowania map sejsmicznych. *Prz. Geol.*, **49**, 5: s.456.
- PAPIERNIK B., GŁADZIK J., KRZYWIEC P., 2001b — Zastosowanie procedur programu ZMAP-Plus do oceny i poprawy jakości danych sejsmicznych i modeli numerycznych. (Na przykładzie sejsmicznych map czasowych z rejonu Biszcza-Księżpól w zapadlisku przedkarpackim). *Mat. Konf. „Nauki o Ziemi w badaniach podstawowych, złożowych i ochronie środowiska na progu XXI wieku”*: 149–152. AGH, Kraków.
- PAPIERNIK B., JÓŹWIAK W., PELCZARSKI A., 2000 — Konstrukcja cyfrowej mapy strukturalnej spągu cechsztynu w oparciu o analogową mapę sejsmiczną spągu cechsztynu. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1971 — Tektonika elewacji radomskiej. *Rocz. Pol. Tow. Geol.*, **41**, 1: 169–179.
- POŻARYSKI W. (red.), 1974 — Budowa geologiczna Polski. T. IV. Tektonika, cz. 1. Niż Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
- POŻARYSKI W., 1997 — Tektonika powaryscyjska obszaru świętokrzysko-lubelskiego na tle struktury podłoża. *Prz. Geol.*, **45**, 12: 1265–1270.
- POŻARYSKI W., KARNKOWSKI P., 1992 — Tectonic map of Poland during the Variscan time, 1:1,000,000. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- SWAN A.R.H., SANDILANDS M., 1996 — Introduction to geological data analysis. Blackwell Science. Oxford.
- SZEWCZYK J., 1994 — System baz danych dla głębokich otworów badawczych. *Prz. Geol.*, **42**, 8: 662–666.
- SZEWCZYK J., 1998 — Syntetyczne profilowania gęstości oraz prędkości akustycznych w systemie GEO-FLOG. *Mat. VII Kraj. Konf. Nauk.-Tech. „Najnowsze osiągnięcia metodyczno-interpretacyjne w geofizyce wiertniczej”*: 335–343. AGH, Kraków.
- WAGNER R. (red.), 1989 — Projekt badań geologicznych i geofizycznych dla zbadania perspektyw ropogazoności permu i stropu podłoża podpermskiego na północnym obrzeżeniu Gór Świętokrzyskich. Centr. Arch. Geol. Państw. Inst. Geol. Warszawa.
- WAGNER R., 1994 — Stratygrafia osadów i rozwój basenu cechsztyńskiego na Niziu Polskim. *Pr. Państw. Inst. Geol.* **146**.
- WAGNER R., 1997 — Perm górny (cechsztyń). W: Epikontynentalny perm i mezozoik w Polsce. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, **153**.
- ZNOSKO J. (red.), 1998 — Atlas tektoniczny Polski. Państw. Inst. Geol., Warszawa.

Summary

The paper presents some methodological solutions in the field of utilisation of Landmark Graphics Corp. geological interpretation software. They were attained as a result of completion of research project titled "Elaboration of seismic maps of NW margin of Holy Cross Mountains and model of Mesozoic evolution of this area" (Fig. 1). They can be divided into two basic groups.

The first topic of the paper comprise problems of 2-D seismic profiles processing from the stage of correlation between time and depth domains (Syntool), up to short presentation of some technical problems of seismic interpretation (SeisWork 2D). The second topic incorporates relatively broad overview of methodology of structural variability mapping (Z-MAP Plus). It comprises rather detailed description of methodology of pre-processing and correction of accuracy of data coming from 2-D seismic interpretation, some solutions developed for optimisation of grid estimation techniques for seismic input data (Figs. 2, 3), methodology of spatial modelling of interval velocities (Figs. 4, 5), and description of applied simple method of map based (vertical stretch) depth conversion (Figs. 6, 7).