



**AKADEMIA
GÓRNICZO-HUTNICZA
IM. STANISŁAWA STASZICA W KRAKOWIE**

**WYDZIAŁ GEOLOGII, GEOFIZYKI I OCHRONY ŚRODOWISKA
KATEDRA GEOFIZYKI**

ROZPRAWA DOKTORSKA

**ZMIENNOŚĆ POLA FAL PODŁUŻNYCH I PRZEMIENNYCH JAKO
ŹRÓDŁO INFORMACJI O PARAMETRACH PETROFIZYCZNYCH
GÓROTWORU PRZEDGÓRZA KARPAT**

mgr inż. Marcin Kobylarski

PROMOTOR

prof. dr hab. inż. Kaja Pietsch

KRAKÓW 2008

Podziękowania

Pragnę podziękować wszystkim tym, którzy przyczynili się do powstania niniejszej pracy doktorskiej. Szczególnie chciałbym podziękować Pani Profesor Kaji Pietsch, pod opieką której praca ta powstawała, za pomoc oraz cenne wskazówki udzielone podczas przygotowywania niniejszej rozprawy doktorskiej. Serdecznie dziękuję jej także za zaangażowanie oraz życzliwość okazane mi podczas kilkuletniej opieki naukowej.

Za inspirujące dyskusje pomocne w trakcie realizacji badań dziękuję Kolegom z Pracowni Interpretacji Danych Sejsmicznych, Katedry Geofizyki WGGiOŚ AGH – mgr inż. Arturowi Tataracie, mgr inż. Pawłowi Marcowi oraz mgr inż. Ryszardowi Hodiakowi. Dr inż. Tomaszowi Dankowi dziękuję za pomoc w obliczeniach wykonanych w programie SeisMod.

Szczególne dziękuję Edycie za wsparcie i pomoc okazaną w trakcie powstawania tej pracy.

1	Wstęp	1
2	Budowa geologiczna	3
	2.1 Zarys budowy geologicznej przedgórza Karpat.....	3
	2.2 Piętra strukturalne	4
	2.3 Stratygrafia w obrębie rejonu badań	4
	2.4 Szczegółowa ewolucja geologiczna w rejonie badań	7
	2.5 Złoża węglowodorów w obrębie badanego rejonu	10
3	Wykorzystanie fal podłużnych i poprzecznych w charakterystyce ośrodka geologicznego.....	11
	3.1 Teoretyczne podstawy propagacji fal sprężystych w ośrodkach jednorodnych i izotropowych	11
	3.2 Wpływ litologii oraz wybranych parametrów petrofizycznych na prędkości propagacji fal podłużnych i poprzecznych	15
	3.3 Anizotropia prędkości fal.....	32
	3.4 Pomiary prędkości propagacji fal	35
	3.5 Wykorzystanie informacji o prędkościach oraz pól falowych PP i PS z sejsmicznych badań 3C.....	36
4	Baza danych sejsmicznych i otworowych.....	39
	4.1 Lokalizacja otworów oraz profili sejsmicznych	39
	4.2 Dane sejsmiczne	40
	4.3 Dane otworowe	42
5	Określenie zależności pomiędzy prędkościami fal sprężystych a wybranymi parametrami petrofizycznymi oraz litologią skał na podstawie danych geofizyki otworowej z wykorzystaniem modelowań sejsmicznych 1D.....	45
	5.1 Dowiązanie danych otworowych do danych sejsmicznych	45
	5.2 Analiza zależności pomiędzy V_p oraz V_p/V_s a wybranymi parametrami petrofizycznymi skał.....	56
	5.3 Wnioski.....	66
6	Interpretacja rejestrowanych oraz modelowych danych sejsmicznych.....	68
	6.1 Interpretacja strukturalna wybranych profili sejsmicznych 2D 3C.....	68
	6.2 Modelowania sejsmiczne	87
	6.3 Inwersja sejsmiczna	105
	6.4 Analiza zmian amplitudy z offsetem (<i>Amplitude Versus Offset</i>).....	120
	6.5 Impedancja elastyczna	125
7	Predykcja zmienności parametrów petrofizycznych wzdłuż wybranych profili.....	130
8	Wnioski	143
9	Literatura.....	146

1 Wstęp

Sejsmika jest najczęściej wykorzystywaną oraz najskuteczniejszą metodą poszukiwań ropy naftowej oraz gazu ziemnego. Ciągły rozwój metod sejsmicznych postępuje wielopłaszczyznowo, począwszy od udoskonalania techniki oraz technologii pomiarowej, udoskonalania oraz poszukiwania coraz bardziej wydajnych algorytmów przetwarzania, skończywszy na wykorzystywaniu nowych trendów analiz oraz interpretacji już przetworzonych danych sejsmicznych.

Rozwój metod sejsmicznych pozwala na coraz dokładniejsze odwzorowanie budowy oraz charakterystykę ośrodka geologicznego, a zarazem i stref akumulacji węglowodorów. Wymaga to nie tylko bardzo dobrej jakości danych sejsmicznych, ale także zastosowania interdyscyplinarnego podejścia, ściśle łączącego wiedzę dotyczącą sejsmiki z informacjami pochodzącymi z danych geofizyki otworowej a także wiedzy geologicznej, a zatem zastosowania szeregu metod w różny sposób łączących informacje pochodzące z wielu źródeł, w celu jak najlepszej i wielopłaszczyznowej charakterystyki ośrodka.

Celem niniejszej pracy jest określenie rozkładu wybranych parametrów petrofizycznych wzdłuż wybranych profili w obrębie badanych stref przedgórza Karpat z wykorzystaniem sekcji sejsmicznych fal podłużnych, przemiennych oraz danych geofizyki otworowej, określenie wpływu na uzyskane wyniki atrybutów obliczonych na podstawie profili fal sejsmicznych oraz określenie metodyki wyznaczania tych rozkładów w przypadku braku części niezbędnych wyników badań geofizycznych.

W pracy wykorzystano dane geofizyczne z rejonu centralnej części przedgórza Karpat. Badania wykonano dla dwóch stref złożowych występujących w różnych warunkach geologicznych. Analizowano strefy obejmujące złożo gazu Rajska, zlokalizowane w piaskowcach cenomańskich oraz wielohoryzontowe złożo gazowe Krzeców, zlokalizowane w obrębie utworów miocenijskich. Obydwa przypadki różnią się pod wieloma aspektami, występują na różnych głębokościach, charakteryzują się różnymi parametrami petrofizycznymi. Zróżnicowanie warunków geologicznych jest niezwykle istotne ze względu na opracowanie w miarę uniwersalnej metodyki obliczeń.

Wybór strefy badań podyktowany został lokalizacją dostępnego zdjęcia 2D 3C. Badań tych, ze względu na fakt, iż jest to nowa technologia, w obrębie przedgórza Karpat wykonano niewiele. Brak informacji o prędkości fali poprzecznej pochodzącej z badań geofizyki otworowej w znaczny sposób utrudnia kompleksową interpretację i powoduje, iż opracowana metodyka badań musi uwzględniać niekompletność danych geofizycznych oraz musi być dostosowana do lokalnych warunków geologicznych.

Realizacja niniejszej prac:

- analiza geologicznych uwarunkowań występowania złóż węglowodorów w rejonie badań,
- studium literaturowe dotyczące możliwości predykcji wybranych parametrów petrofizycznych w oparciu o dane geofizyki otworowej oraz dane sejsmiki 3C. Badania te dotyczyły także analiz wpływu poszczególnych parametrów na prędkości propagacji fal podłużnych i poprzecznych,
- konstrukcja teoretycznych krzywych prędkości fal poprzecznych (model Biota-Gassmanna),
- dowiązanie danych otworowych do sejsmicznych oraz interpretacja profili fal podłużnych oraz przemiennych,
- analiza danych otworowych pod kątem określenia zależności pomiędzy prędkościami V_p i V_p/V_s a wybranymi parametrami zbiornikowymi i zaileniem,
- budowa modeli sejsmogeologicznych, będących ogniwem łączącym zmienność parametrów zbiornikowych i złożowych z obrazem pól fal podłużnych oraz przemiennych,
- modelowania sejsmiczne, których celem jest weryfikacja opracowanych modeli sejsmogeologicznych fal P oraz S, w oparciu o porównanie sekcji teoretycznych fal PP oraz PS z sekcjami zarejestrowanymi,
- obliczenie i interpretacja atrybutów sejsmicznych tj. impedancji akustycznej, AVO, impedancji elastycznej itp.,
- analiza możliwości predykcji wybranych parametrów zbiornikowych i zailenia w funkcji użytych atrybutów,

- predykcja nasycenia gazem, zailenia i porowatości wzdłuż wybranych profili sejsmicznych.

W pracy wykorzystano profile pochodzące ze zdjęcia sejsmicznego 2D 3C Krzczów-Rajsko, wykonanego w 2004 roku przez przedsiębiorstwo Geofizyka Toruń Sp. z o.o. Wszystkie dane geofizyczne wykorzystano dzięki uprzejmości i za zgodą PGNiG S.A.

2 Budowa geologiczna

2.1 Zarys budowy geologicznej przedgórza Karpat

Dane geofizyczne oraz geologiczne wykorzystane w niniejszej pracy pochodzą z przedgórza Karpat, z obszaru, w obrębie którego wykonano zdjęcie sejsmiczne 2D-3C Krzeczów – Rajsko (Przedsiębiorstwo Geofizyka Toruń Sp. z o.o., 2003). Obszar ten znajduje się we wschodniej części zapadliska przedkarpackiego (Fig. 2.1) (Ney 1967, 1968, Jawor 1970, 1973; Karnkowski, 1974, 1993, 1999; Ney et al., 1974; Połtowicz, 1974, 1991 a, b, 2004; Wdowiarz, 1976; Oszczytko, Ślącza, 1985, 1989; Oszczytko et al., 1989, 2005; Peryt, Jasionowski 1994; Oszczytko, 1997, 1998, 1999, 2004, 2006; Krzywiec 1997, 2001, 2006; Krzywiec et al., 2004; i inni)

Obszar przedgórza Karpat jest umownie ograniczony od północy zasięgiem utworów miocenu morskiego, od południa linią brzegu nasunięcia Karpat, od wschodu i zachodu przedłuża się z jednej strony na teren Ukrainy, a z drugiej – Czech. W Polsce przedgórze Karpat ma powierzchnię ok. 18000 km², na którym od powierzchni do głębokości nawet ponad 3 km występują utwory miocenu (zapadlisko przedkarpackie) (Karnkowski, 1993).

Polska część zapadliska przedkarpackiego o długości ok. 300 km i szerokości do 100 km jest częścią wielkiego basenu sedymentacyjnego, który rozciąga się wzdłuż łuku karpackiego. Na zachodzie zapadlisko przedkarpackie łączy się z alpejskim basenem molasowym, a na wschodzie z basenem przedgórskim Bałkanidów. Podobnie jak inne rowy przedgórskie zapadlisko przedkarpackie jest asymetryczne i wypełnione głównie klastycznymi osadami mioceńskimi (Wdowiarz, 1976; Kotlarczyk, 1985a; Oszczytko, Tomasz, 1985; Oszczytko, 2004, 2006).

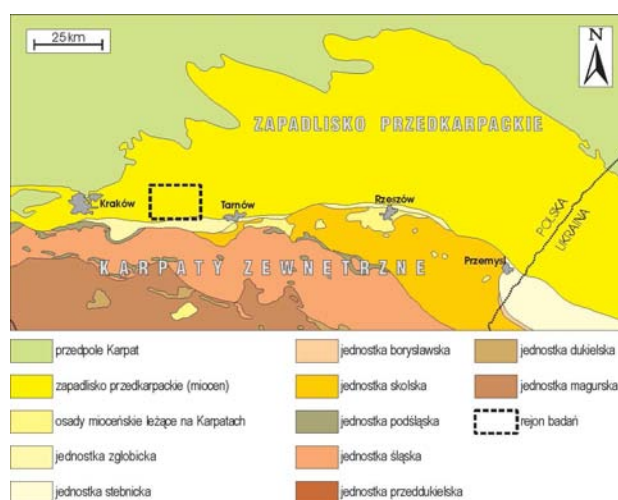


Fig. 2.1 Uproszczona mapa geologiczna Karpat zewnętrznych oraz zapadliska przedkarpackiego z zaznaczonym rejonem badań (Żytko et al., 1988, 1989, uproszczone i uzupełnione).

W Karpatach zewnętrznych, od wczesnego do późnego miocenu, w następstwie subdukcji ścienionej skorupy płyty europejskiej pod mikroptyty Alcapa i Tisza-Dacia, trwały skierowane ku N i NE ruchy nasuwcze. Przy końcu otłangu przed czołem aktywnej pryzmy akrecyjnej uformował się fleksuralny basen przedgórski, usytuowany na styku pryzmy akrecyjnej i płyty przedpola. Początkowo w basenie tym osadzały się gruboklastyczne osady lądowe i płytkomorskie, a od miocenu środkowego dominowała sedymentacja morska. Siłą sprawczą subsydencji tektonicznej w zapadlisku przedkarpackim było obciążenie przemieszczającymi się ku północy płaszczowinami karpackimi oraz ugięcie związane z procesami subdukcyjnymi. We wczesnym-środkowym miocenie w miarę przesuwania orogenu karpackiego zaznacza się stopniowy wzrost subsydencji. Zapadlisko przedkarpackie było zasypywane osadami klastycznymi pochodzącymi z erozji Karpat fliszowych i utworów platformowych przedpola. Wyjątek stanowi okres późnobadeńskiej sedymentacji chemicznej, kiedy to „stagnacji” brzeżnej części Karpat zewnętrznych towarzyszyła początkowo bardzo wolna subsydencja, a następnie ruchy wznoszące. Mioceńska konwergencja karpackiej pryzmy

akrecyjnej powodowała migrację depocentrów na północ i przekraczające zaleganie, na płycie przedpola, stopniowo coraz młodszych osadów (Oszczypko, Ślaczka, 1985; Oszczypko, Tomasz, 1985; Oszczypko, 1997, 1998, 2004; Krzywiec, Jochym, 1997; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2002, 2003).

Osady molasowe zapadliska są podścielone utworami platformowymi. Północna granica zapadliska jest erozyjna, południowa zaś tektoniczna, wyznaczona przez czoło Karpat zewnętrznych, które w całości są płasko nasunięte na miocenijskie osady zapadliska przedkarpackiego (Wdowiarz, 1976; Oszczypko, Tomasz, 1985; Oszczypko, 2004). Wzdłuż czoła Karpat fliszowych występuje wąska strefa miocenu sfałdowanego utworzona z jednostek stebnickiej i zgłobickiej (Kotlarczyk, 1985a). Jednostki allochtoniczne tworzą rodzaj wąskiego, zapadającego na południe klina, a ich powierzchnie odklucia związane są z dolno i środkowomiocenijskimi osadami chemicznymi (Oszczypko, 2006).

Podłoże zapadliska oraz brzeżnej części Karpat stanowi platforma epiwaryscyjska i jej pokrywa permsko-mezozoiczna (Oszczypko et al., 1989, 2005). Współczesna struktura podłoża uformowała się w okresie późnoalpejskiej kolizji kontynentalnej między płytą północnoeuropejską i blokiem wewnętrzkarpackim. Skonsolidowane podłoże tworzą proterozoiczne skały krystaliczne i proterozoiczno-dolnopaleozoiczne metasedymenty. Głębokość podłoża platformowego w zapadlisku waha się od kilkuset metrów do 3500 m. Zachodnia część zapadliska charakteryzuje się blokową strukturą podłoża, podczas gdy w części wschodniej są widoczne głębokie struktury erozyjne. Te dowiązujące do kierunku NW-SE paleodoliny, wyerodowane zostały w okresie paleogenu-wczesnego miocenu. Erozja poprzedzona została ruchami laramijskimi, w ich następstwie powstały uskoki inwersyjne o kierunku NW-SE, znane z północnej części zapadliska (Oszczypko et al., 1989). W czasie środkowomiocenijskiej ekstensji część tych uskoczków uległa odnowieniu (Krzywiec, 1997). W podłożu polskich Karpat zewnętrznych powierzchnia nieciągłości między skorupą i górnym płaszczem jest usytuowana na głębokości od 37-40 km w brzeżnej części Karpat do ok. 50 km w ich części południowej (Oszczypko et al., 1989, 1999, 2005; 2006; Oszczypko, Ślaczka, 1985, 1989; Oszczypko, Oszczypko-Clowes, 2002, 2003).

2.2 Piętra strukturalne

W budowie geologicznej przedgórza Karpat wyróżnić można pięć głównych pięter strukturalnych, powstałych wskutek silnych i zróżnicowanych procesów diastrofizmu. Są to:

- piętro zbudowane z utworów górnego proterozoiku, uformowane w okresie ruchów górnoprekambryjskich, zwanych assyntyjskimi lub bajkalskimi;
- piętro obejmujące utwory kambru do syluru włącznie, związane z orogenezą kaledońską;
- piętro obejmujące osady od dewonu do karbonu włącznie, uformowane w okresie ruchów waryscyjskich;
- piętro obejmujące utwory cechsztyńsko – mezozoiczne, ukształtowane w fazie laramijskiej;
- piętro obejmujące utwory młodszego trzeciorzędu, zdeformowane w wyniku fałdowań alpejskich (Karnkowski, 1993).

2.3 Stratygrafia w obrębie rejonu badań

W rejonie badań stwierdzono: prekambry, sylur, dewon, dolny karbon, środkową i górną jurę, górną kredę oraz miocen. Spośród powyższych najłatwiej rozpoznane jest rozprzestrzenienie utworów syluru, mających bardzo ważny udział w procesach generacji ropy naftowej w tej części obszaru (Jawor, 1973; Karnkowski, 1993; Florek et al., 2006a).

Prekambry – wykształcony w postaci sphyllityzowanych iłowców, piaskowców i mułowców stanowiących najstarsze utwory biorące udział w budowie tego rejonu. Na utworach prekambry, w niezgodności kątowej, leżą utwory paleozoiczno – mezozoiczne.

Sylur – opisano jedynie w otworze Mikuszowice-1 oraz na północ od omawianego rejonu. Niewyjaśnione jest występowanie tych osadów w centralnej części omawianego obszaru, gdzie występuje znacznej miąższości nakład utworów dewońsko – karbońskich.

Dewon – o wyraźnej dwudzielnej budowie. Dewon dolny (D1) wykształcony w postaci ilasto-piaszczystych osadów lądowych (old red). Dewon środkowy oraz górny (D2, D3) wykształcony jest w facjach węglanowych, reprezentowanych głównie przez dolomity i wapienie przewarstwiane

marglami, wapieniami dolomitycznymi i marglistymi. W obrębie utworów dewonu środkowego oraz górnego występują spękania oraz kawerny, często wtórnie wypełnione łałami lub kalcylem.

Karbon – całkowita miąższość karbonu jest dosyć zróżnicowana: od ich braku w miejscach wyniesionych do ponad 1000 m w obniżeniach. Miąższość ta zmniejsza się w kierunku wyniesień prekambryjskich. Karbon w tym rejonie reprezentowany jest tylko przez utwory karbonu dolnego (C1) wykształconego w formie facji wapienia węglowego, przy zróżnicowanych domieszkach osadów klastycznych. Są to wapienie i wapienie dolomityczne z wkładkami dolomitów. Często występują w nich przewarstwienia margli lub łałców.

Perm – wykształcony w formie serii zlepieńców, łałców i pstrych piaskowców.

Trias – stwierdzony w otworze Strzelce Wielkie-1, wykształcony w postaci zlepieńców, (z udziałem materiału kwarcowego i wapiennego), przechodzących ku górze w osady ilasto-mułowcowo-piaszczyste. Utwory permu oraz triasu opisywane są często łącznie jako permo-trias.

Jura – zalega niezgodnie na starszych utworach (prekambr, dewon, karbon). Kompleks jurajski rozpoczyna się kilkunasto metrowej miąższości klastycznymi utworami doggeru wykształconymi w postaci zapiaszczonych mułowców, laminowanych materiałem ilastym, piaskowcami bajosu i batonu oraz wapieni keloweju. Nadległy kompleks malmu wykształcony jest w postaci wapieni dolomitycznych oraz dolomitów (często kawernistych) przechodzących ku górze w wapienie. Wyżej zalegają naprzemianległe margle oraz wapienie detrytyczne ze szczątkami organicznymi oraz dolomity. Występują także wapienie pelityczne i organogeniczne z fauną muszlowców, małży i oolitów. Osady kimerydu zbudowane z wapieni detrytycznych oraz muszlowców są najmłodszym kompleksem jury. Najmłodsze osady malmu zostały częściowo usunięte podczas dolnokredowej erozji.

Kreda – w rejonie badań ogranicza się jedynie do osadów kredy górnej i występuje praktycznie na całym omawianym obszarze. Wykształcona w postaci cenomańskich zlepieńców, występujących w strefach przybrzeżnych, i piaskowców wypełniających nierówności powierzchni jurajskiej (Fig. 2.4) oraz węglanowych utworów turonu-senonu o miąższości od kilkudziesięciu do kilkuset metrów. Utwory senonu wykształcone w postaci margli i wapieni marglistych zalegają niezgodnie na turońskich wapieniach. W obrębie kompleksu kredowego występują także osady dolnego mastrychtu (Jawor, 1973; Florek et al., 2006a).

Miocen – w omawianym obszarze reprezentowany przez utwory należące do jednostki zewnętrznej (autochtonicznej). W obrębie miocenu można wyróżnić następujące kompleksy:

Baden dolny – reprezentowany jest przez ilasto-piaszczyste osady zaliczanymi do warstw baranowskich.

Baden środkowy – reprezentowany przez poziom utworów ewaporatowych i nadewaporatowych (warstwy chodenickie), wykształcony w postaci anhydrytów oraz łałupków.

Baden górny (utwory grabowianu) – wykształcony w postaci kompleksu łałupków szarzielonych. W obrębie serii łałów spiralisowych spotyka się także cienkie wkładki piaskowców oraz bentonitów lub tufitów.

Sarmat – wykształcony w postaci monotonnej serii ilasto – piaszczystej. Są to szare lub ciemnoszare łałupki oraz szare i jasnoszare piaskowce. Rzadko występują cienkie wkładki bentonitów.

W obrębie kompleksu badenu górnego i sarmatu można wyróżnić dwa kompleksy piaskowcowe: wyższy o wyrównanej sedymentacji ilasto-mułowcowo-piaszczystej, o formach typu deltowego i przybrzeżnego (soczewki, wały, bary piaszczyste), niższy – izolowany osadami ilastymi, wyklinowujący się w kierunku wynurzania się podłoża, do grzbietów.

Czwartorzęd – występujący na powierzchni zwykle tworząc luźną pokrywę o miąższości od kilku do około 30 m. Są to utwory zwietrzelinowe podłoża, starorzecza i współczesne terasy rzeczne, a także pozostałości polodowcowe. Wykształcone są przeważnie w postaci glin zwietrzelinowych, piasków, żwirów (Jawor, 1973; Haber, 1993; Karnkowski, 1993; Florek et al., 2006a).

Szczegółowo budowę geologiczną w rejonie badań przedstawiają w postaci przekrojów geologicznych Fig. 2.2 oraz w postaci profilu korelacyjnego Fig. 2.4. Na przekroju przecinającym rejon badań z W na E (Fig. 2.2A) zaznaczają się utwory prekambriu oraz starszego paleozoiku (fyllity, szarogłazowe zlepieńce), dewonu dolnego (piaskowce, mułowce), dewonu środkowego oraz górnego (wapienie margle oraz dolomity), karbonu dolnego (wapienie, margle), permotriasu (zlepieńce, łałowce, mułowce, piaskowce), doggeru (piaskowce, mułowce), malmu (wapienie, margle), cenomanu

(piaskowce, zlepieńce), turonu i senonu (wapień, margle) oraz miocenu (anhydryty, łąwce, mułowce, piaskowce). Na wyniesieniach Puszczy i Kwikowa nie występują wszystkie wyżej wymienione wydzielenia stratygraficzne. Na przekroju geologicznym przecinającym rejon badań z NNW na SSE oraz z N na S (Fig. 2.2B) także zaznaczają się wyżej wymienione utwory geologiczne. Podobnie jak w poprzednim przypadku także na wyniesieniach podłoża nie zachowały się utwory dewonu oraz karbonu dolnego (Jawor, 1973). Profil korelacyjny prezentowany na Fig. 2.3 opracowany został na podstawie danych sejsmicznych i otworowych. W znacznie dokładniejszy sposób, w stosunku do poprzednich przekrojów, charakteryzuje on budowę geologiczną danego obszaru wydzielając utwory jury górnej (J3), cenomanu (Kc), senonu oraz turonu (Ks + Kt), badenu dolnego i środkowego (Mb1 + Mb2) oraz górnego (Mb3) (Pietsch et al., 2005).

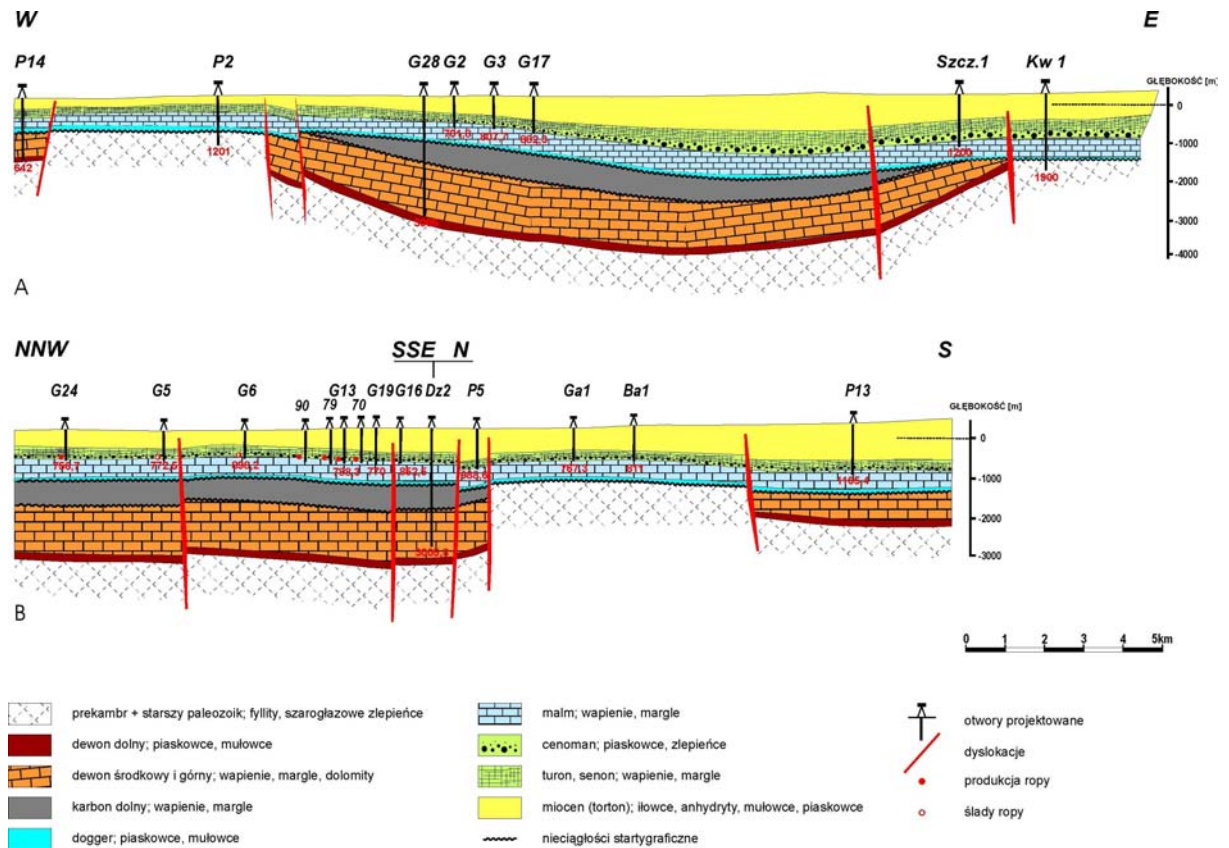


Fig. 2.2 Przekroje geologiczne badanego rejonu (Jawor, 1973, poprawione).

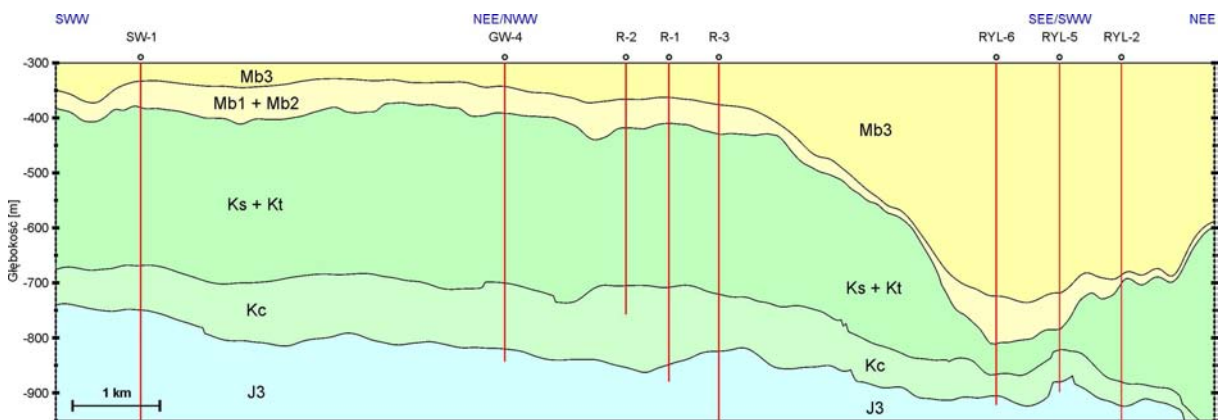


Fig. 2.3 Profil korelacyjny Strzelce Wielkie-1 – Rylowa-2. Oznaczenia stratygraficzne: J3 – jura górna, Kc – cenoman, Kt – turon, Ks – senon, Mb1, Mb2, Mb3 – baden dolny, środkowy oraz górny. Poziom odniesienia – 0 m n.p.m. (Pietsch et al., 2005, uproszczone).

2.4 Szczegółowa ewolucja geologiczna w rejonie badań

Omawiany obszar znajduje się w obrębie dwóch regionalnych wypiętrzeń prekambryjskich: wyniesieniem Puszczy – Rzezawy, Porąbki Uszewskiej i Kwikowa (Fig. 2.5). Na obu tych wyniesieniach osady prekambryjskie stanowią bezpośrednie podłoże jury. W strefie synklinalnej pomiędzy nimi rozpoznano profil osadów starszego mezozoiku i paleozoiku.

W dewonie dolnym osadzały się utwory ilasto – piaszczyste, oldredowe (wynik pokaledońskiej denudacji) o większych miąższościach w strefach obniżonych. W dewonie środkowym i górnym sedymentacja klastyczna zmieniała się w węglanową, która przetrwała do końca wizenu.

Pod koniec karbonu dolnego obszar uległ wypiętrzeniu (ruchy warwyscyjskie). Morze wycofało się z przedgórz Karpát i znacznej części Niecki Miechowskiej, więc we wschodniej i środkowej części przedgórz brak już utworów karbonu górnego. Na dzisiejszy obraz miąższości i zasięgu występowania utworów karbonu nałożyły się również głębokie powarysycyjskie procesy erozyjne, które miejscami zniszczyły nie tylko osady karbońskie, ale także dewon, a nawet starsze utwory paleozoiczne. Taka sytuacja występuje w rejonie wymienionych wcześniej wypiętrzeń prekambryjskich, gdzie bezpośrednio pod jurą nawiercano prekambry.

Powarysycyjska powierzchnia erozyjna lokalnie została wypełniona utworami permu, a sedymentacja kontynuowana w triasie dolnym rozszerzyła znacznie swój zasięg. W strefach obniżonych osadzały się duże miąższości osadów klastycznych, wskazujące na synsedymencyjne obniżanie się dna zbiornika. W utworach triasu (recie, wapieniu muszlowym, kajperze i retyku) zaznaczyła się wyraźna zmienność i ruchliwość zbiornika sedymentacyjnego i kolejne luki sedymentacyjne. Kompleks utworów triasowych został przebudowany w zasadniczy sposób podczas ruchów starokimeryjskich. Główny kierunek form strukturalnych jest zbliżony do NW-SE oraz NWW-SSE.

W okresie jury dolnej utwory triasu były silnie erodowane na tym obszarze. W powstałych płytkich rowach transgresywnie osadzały się utwory doggeru, a następnie już na całym obszarze, osady malmu poprzedzone oksfordzką transgresją. Utwory jury górnej wskazują na pewne zróżnicowanie warunków sedymentacyjnych i głębokości basenu. Zmiany facjalne oraz zróżnicowanie litologiczne w pionowym profilu świadczą o aktywności ruchów młodokimeryjskich. Ich nasilenie wzrosło w najważniejszych piętrach litologicznych oksfordu, a szczególnie w kimerydzie, w którym miały miejsce duże wahania głębokości morza. Jest to okres wyraźnego spłylenia się morza jurajskiego. Zaznacza się to zwiększonym udziałem materiału detrytycznego, pochodzącego ze zniszczenia tworzących się równocześnie utworów rafopodobnych. W okresie ruchów młodokimeryjskich utwory jurajskie zostały wypiętrzone w strefie południowo – zachodniej, a następnie (jeszcze przed kredą górną) w tej części erozyjnie zredukowane. Granica jury i kredy jest granicą erozyjną zaznaczającą przejście z węglanów jurajskich do kredowych utworów silikoklastycznych i węglanowych (Jawor, 1970, 1973; Karnkowski, 1993; Florek et al., 2006b).

Utwory dolnej kredy zostały zachowane tylko lokalnie, w omawianym rejonie nie stwierdzono ich obecności. Utwory górnokredowe rozpoczynają się piaskowcami cenomańskimi, wypełniającymi obniżenia powstałe w morfologii jurajskiej. Piaskowce cenomanu układały się tu zgodnie z ówczesną rzeźbą terenu, tworząc zatokowe odgałęzienia od głównego rowu (Fig. 2.4). W turonie i senonie transgresja morska rozszerzyła swój zasięg, przekraczając utwory cenomanu i deponując osady wprost na podłożu jurajskim. Pod koniec kredy górnej wskutek orogenezy laramijskiej, morze kredowe wycofało się z obszaru przedgórz Karpát. W okresie tym, a przed mioceniem, dochodziło do intensywnego procesu niszczenia utworów górnomezozoicznych, głównie kredowych tak, że utwory mastrychtu zachowały się jedynie w osiowej partii niecki kredowej, w rejonie Szczurowa – Tarnów (Karnkowski, 1993; Florek et al., 2006b).

Sedymentacja miocenska wkroczyła na obszar przedgórz równocześnie z ruchami alpejskimi w neogenie, wypełniając obniżenia i rowy, stopniowo wyrównując podłoże. Transgresja objęła początkowo tylko nowo utworzony rów przedgórski, począwszy od badenu dolnego transgresja rozprzestrzeniła się na dalszy obszar przedgórz (Książkiewicz et al., 1965). Osady badenu i sarmatu dolnego wypełniły zapadlisko, są one na ogół niezaburzone i leżą stosunkowo płasko (0-15 stopni), dostosowując swój układ strukturalny do rzeźby podłoża i tworząc szereg struktur kompakcyjnych. W obrębie całej strefy miocenskiej da się wyróżnić szereg przykładów syntektonicznej sedymentacji –

lokalnych zmian miąższości, lokalnych układów progradacyjnych, niezgodności kątowych oraz zrotowanych pakietów osadowych (Krzywiec, 2006).

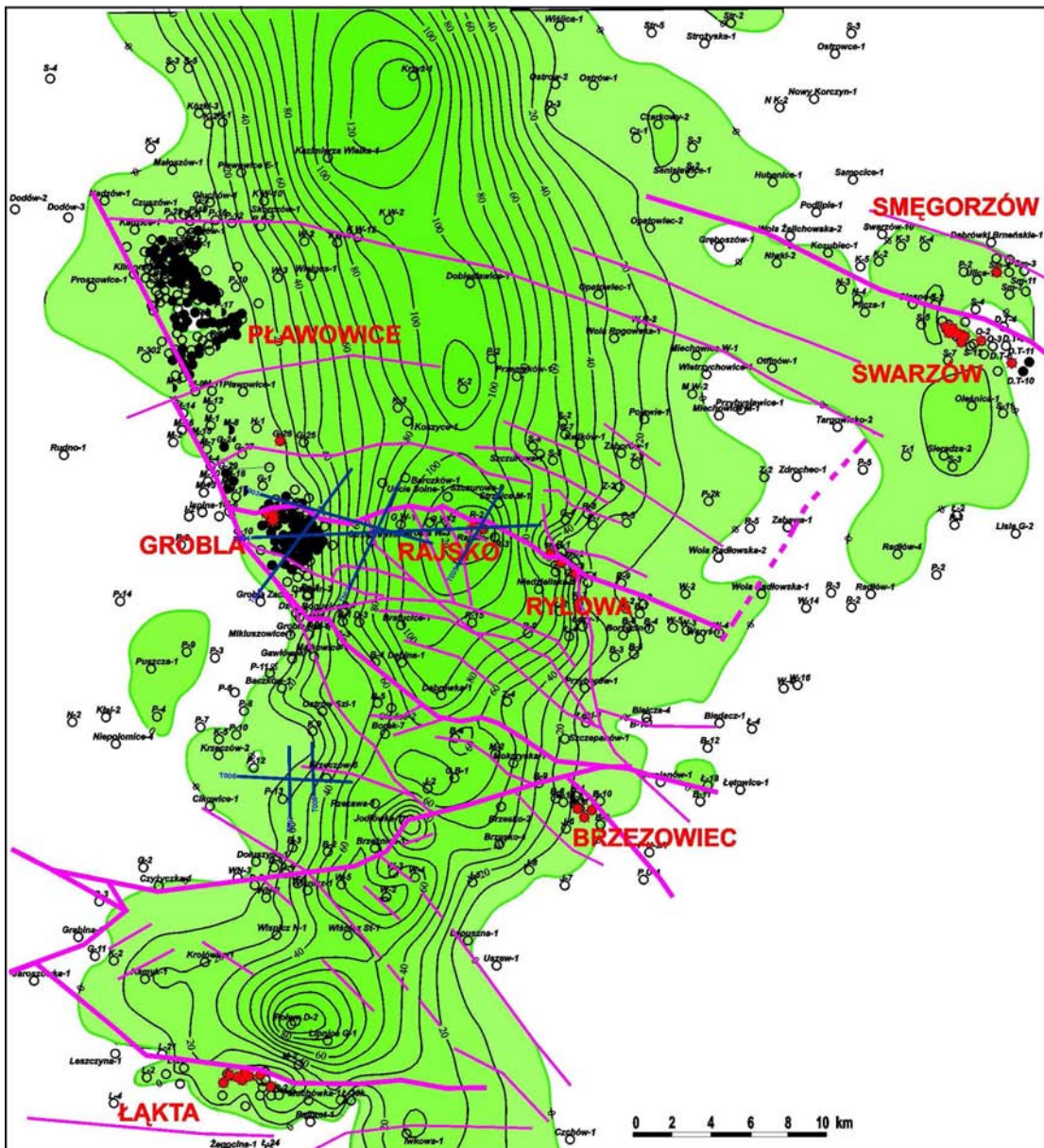


Fig. 2.4 Mapa głównych paleozoicznych stref tektonicznych na tle mapy miąższości cenomanu (Baran et al., 1999) z nałożoną lokalizacją profili sejsmicznych 2D 3C.

Niezgodność pomiędzy środkowym a górnym badenem w zapisie sejsmicznym charakteryzują wyklinowania typu downlap, pakiety sejsmiczne wyklinowują się w kierunku północnym. Ta geometria refleksów interpretowana jest jako wielkoskalowe propagująca klinoforma z głównym kierunkiem propagacji sedimentów – północnym. Utwory dolnego sarmatu mają w znacznej części charakter deltowy. Utwory piaskowcowe górnego badenu są interpretowane jako deltowe kanały dystrybucyjne rozdzielone przez prodeltowe łupki (Krzywiec, 2001). Miąższość pokrywy miocenińskiej sięga miejscami powyżej 1000 m (Karnkowski, 1993; Florek et al., 2006b).

W omawianym rejonie zauważalnych jest kilka systemów uskoków, które zwykle były odnawiane w młodszych epokach geologicznych. Główne deformacje w obrębie mezozoicznego podłoża zawierały uskoki normalne o trendzie NW – SE. Obserwowane są również antytetyczne uskoki niższego rzędu (Fig. 2.4 oraz 2.5). Wszystkie te uskoki przesunęły utwory mezozoiczne w kierunku NE. Uskoki te rozwinęły się w czasie (lub po) górną kredowej/paleogeńskiej inwersji

części Rowu Polskiego. Na ich skrzydłach zrzutowych tworzyły się półrowy wypełnione utworami klastycznymi, budujące obecnie główne mioceńskie obniżenia (paleodoliny, rynny) (Fig. 2.6). Obniżenia te interpretowane są jako wynik działania erozji – paleodoliny (Jawor, 1970; Karnkowski, 1974; Połtowicz, 1964) lub jako tektoniczne rowy związane z mioceńską ekstensją przedgórz Karpát (Oszczypko, Ślącza, 1985; Krzywiec, 2001). Część normalnych uskoków mezozoicznych zostało reaktywowanych w górnym badenie – przecięły środkobadańskie ewaporaty oraz rozprzestrzeniły się w górnobadańskich utworach silikoklastycznych (Peryt, Jasionowski, 1994; Peryt, Kasprzyk, 1992; Krzywiec, 2001).

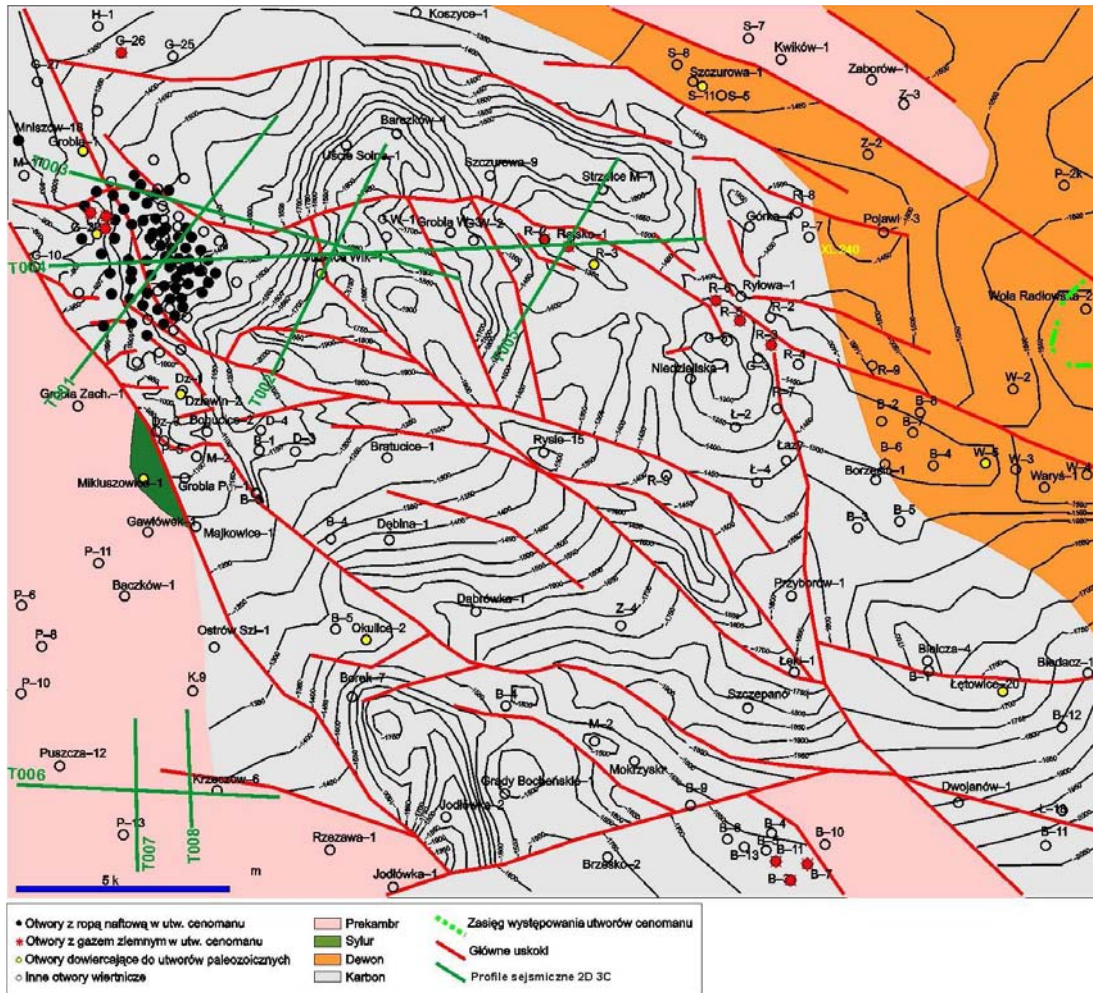


Fig. 2.5 Mapa strukturalna stropu paleozoiku (bez permu) w rejonie badań (Florek et al., 2006) z zaznaczoną lokalizacją profili sejsmicznych 2D 3C.

Regionalny zasięg mają uskoki o kierunkach NW-SE, obcinające po obu stronach, północno – wschodniej i południowo – zachodniej wypiętrzenia prekambryjskie. Na skrzydłach zrzucanych, przy amplitudach zrzutu uskoków od kilkudziesięciu do kilkuset metrów, rozpoznane zostały utwory paleozoiku. Dyslokacje poprzeczne (NWW-SEE) są wtórne w odniesieniu do systemów uskokowych Puszczy – Rzezawy, Kwikowa, czy Porąbki Uszewskiej. Obecnie kompleks mezozoiczny w znacznym stopniu maskuje budowę podłoża.

Zauważa się związek pomiędzy systemami uskoków o kierunkach NW-SE oraz NWW-SEE, a rozmieszczeniem głównych złóż (Grobla). Dyslokacje te, o założeniach paleozoicznych, podlegały odmłodzeniu przy inwersyjnych przemieszczeniach poszczególnych skrzydeł. Powstały przy tym korzystne dla akumulacji warunki strukturalne (Florek et al., 2006b).

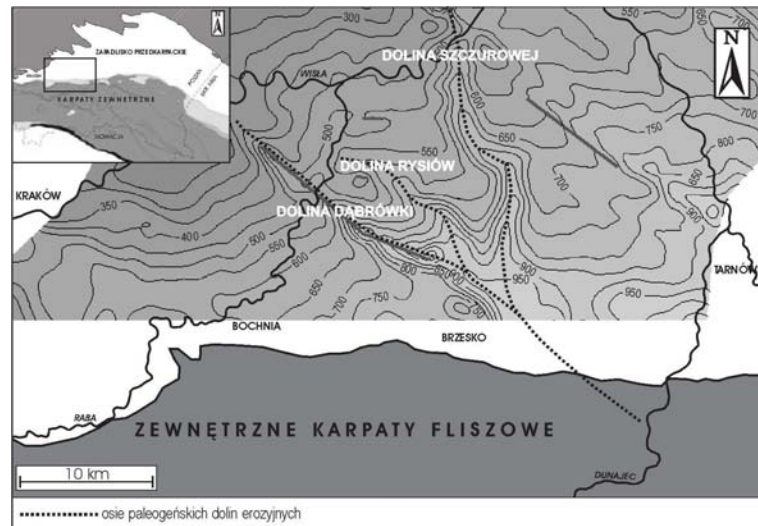


Fig. 2.6 Czasowa mapa strukturalna stropu autochtonicznych ewaporatów miocenijskich i (w miejscach ich braku) stropu mezozoicznego podłoża w rejonie badań. Zasięg mapy na południe i wschód zdeterminowany jest dostępnością wykorzystywanych do jej konstrukcji danych sejsmicznych (Krzywiec et al., 2004).

2.5 Złoża węglowodorów w obrębie badanego rejonu

Złoża ropy naftowej i gazu ziemnego w obrębie omawianego rejonu występują w dwóch głównych piętrach: w podłożu utworów trzeciorzędu i w miocenie (Karnkowski, 1999).

Złoża w obrębie miocenu występują w obrębie pałapek strukturalnych oraz litologicznych (Jawor, 1973; Jucha, 1995). Występowanie w tej strefie złóż uwarunkowane jest korzystną frakcją piaskowców badenu (górnego) oraz sarmatu (dolnego) przewarstwowaną pakietem łupków stanowiącego zaporę dla migrujących węglowodorów od strony południowej. Na dobry efekt złożowy tej strefy składają się miąższe piaskowce miocenijskie, posiadające wysokie cechy zbiornikowe, osiągające miejscami porowatości do 25 % i przepuszczalności od kilku do ponad 1000 mD (Karnkowski, 1999).

Złoża ropy naftowej i gazu ziemnego odkryte w utworach mezozoicznych badanego rejonu mają charakter warstwowo – masywowy. Akumulacje górnokredowe zlokalizowane są w kolektorach porowych, a górnourajskie w kolektorach porowo – szczelinowych. Złoża te występują w pałapkach stratygraficznych związanych bądź ze zmianami litologiczno – facjalnymi, bądź z występowaniem niezgodności stratygraficznych (górną kreda) lub w pałapkach kombinowanych, strukturalno – stratygraficznych, charakterystycznych dla stropowych partii kompleksu węglanowego jury górnej, czasem łącznie z piaskowcami cenomanu (Florek et al., 2006b). Piaskowce cenomanu charakteryzują się bardzo dobrymi parametrami zbiornikowymi, przy porowatościach laboratoryjnych dochodzących do ponad 30 % i przepuszczalności do około 5 mD (Florek et al., 2006a).

Według Karnkowskiego (1999), źródłem pochodzenia bakteryjnego gazu ziemnego, w świetle badań geochemicznych (Jawor, Kotarba, 1993), zarówno w pałapkach miocenijskich (Brzezowiec), jak też cenomańskiej (Rajsko, Rylowa) są utwory miocenijskie. Według innej publikacji (Florek et al., 2006a), skałami źródłowymi, w świetle wyników badań geochemicznych i modeli generacyjnych, w przypadku złóż gazu w tym rejonie (Rajsko, Rylowa) mogą być dużej miąższości osady karbońskie zalegające w centralnej części niecki, pomiędzy wyniesieniami Puszczy i Kwikowa.

3 Wykorzystanie fal podłużnych i poprzecznych w charakterystyce ośrodka geologicznego

3.1 Teoretyczne podstawy propagacji fal sprężystych w ośrodkach jednorodnych i izotropowych

Ruch cząstek ośrodka sprężystego pod wpływem przyłożonego naprężenia nazywamy drganiami sprężystymi, ich przemieszczenie to fala sprężysta (sejsmiczna). Rozróżniamy dwa niezależne ruchy cząstek, które określamy jako fale podłużne i poprzeczne. Fala podłużna (P, primary, undae primae, fala dylatacyjna) to zaburzenie stanu materii, w którym drgania cząstek odbywają się w kierunku równoległym do kierunku rozchodzenia się fali (Fig. 3.1). Fala poprzeczna (S, secondary, undae secundae) to zaburzenie stanu materii o prostopadłym kierunku drgań cząstek do kierunku propagacji fali (Fig. 3.1). Wartości przenoszenia się deformacji czyli prędkości fal sprężystych określają ich zależności z modułami i stałymi sprężystymi (Tatham, McCormack, 1991).

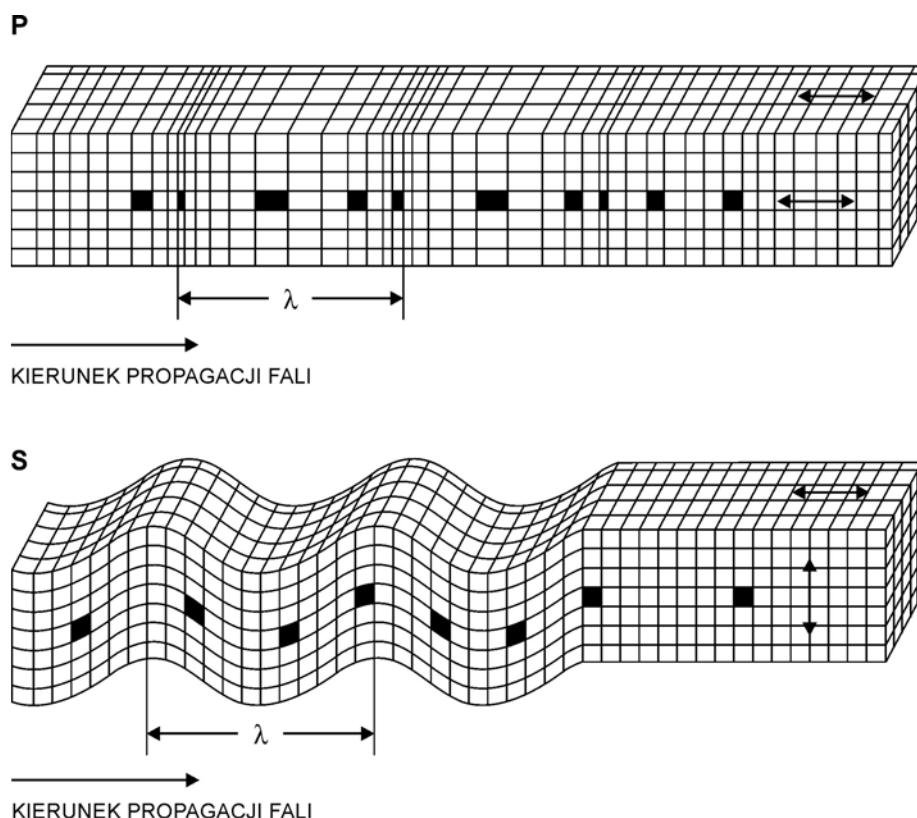


Fig. 3.1 Ilustracja ruchu falowego, λ – długość fali.

Podstawowe moduły i stałe sprężystości

Skały zbudowane są z minerałów należących do ciał kruchych oraz plastycznych (skały ilaste). Fakt, że próbki skalne po małych odkształceniach powracają ponownie do pierwotnych kształtów i wymiarów (zachowują się pod tym względem jak ciała sprężyste) pozwala na określenie ich własności sprężystych. Podstawowym prawem mechaniki określającym zależność naprężenie od odkształcenia jest prawo Hooke'a. Głosi ono, że odkształcenia ciała spowodowane działaniem małych sił na to ciało są proporcjonalne do wielkości działających sił. Ośrodek materialny, dla którego słuszne jest prawo Hooke'a jest ośrodkiem idealnie sprężystym. Zależność między naprężeniami a odkształceniami sprężystymi w skałach jest określana za pomocą parametrów sprężystych: modułu sprężystości podłużnej (moduł Younga – E), modułu sprężystości postaciowej (moduł Kirchoffa – μ), modułu sprężystości objętościowej (moduł ścisłości sprężystej – K) oraz stałej Poissona (ν). Wykorzystywane są także: moduł jednostronnego ściskania (M) oraz stała Lamego (λ).

Moduły sprężystości można wyznaczyć metodami laboratoryjnymi na próbkach skał przy ich obciążaniu. Moduły tak wyznaczone noszą nazwę *statycznych*. Wielkość charakteryzująca siłę wiązań

międzyatomowych zwana jest, w przypadku rozciągania i ściskania, modułem sprężystości podłużnej Younga (E), będący współczynnikiem proporcjonalności między wielkością naprężeń ściskających (rozciągających) P, a odkształceniem podłużnym (ϵ):

$$P = E\epsilon \quad (3.1)$$

gdzie: P – naprężenie jednoosiowe, ϵ – jednostkowe odkształcenie podłużne w kierunku działającej siły. Wymiar modułu sprężystości jest ten sam co wymiar naprężenia. Odkształcenie jednostkowe jest wielkością bezwymiarową, wyrażającą stosunek zmiany długości próbki do jej długości początkowej. Współczynnik proporcjonalności między wielkością naprężeń ścinających (τ) i odpowiadającym im odkształceniom postaci nosi nazwę *statycznego modułu sprężystości poprzecznej, modułu odkształcenia postaci* lub *modułu Kirchoffa* (μ):

$$\tau = \mu\gamma \quad (3.2)$$

Współczynnik proporcjonalności między naprężeniami ściskającymi P i względną zmianą objętości próbki ($\Delta V/V$) nosi nazwę *statycznego modułu sprężystości objętościowej, modułu odkształcenia objętości* lub *modułu ściśliwości sprężystej* (K):

$$P = K \frac{\Delta V}{V} \quad (3.3)$$

Stosunek względnego odkształcenia poprzecznego $\Delta d/d$ do względnego odkształcenia wzdłużnego próbki $\Delta h/h$ nosi nazwę stałej (współczynnika) Poissona σ :

$$\sigma = \frac{\Delta d}{d} : \frac{\Delta h}{h} \quad (3.4)$$

Na podstawie wyznaczonych powyżej modułów statycznych można obliczyć stałą Lamego (λ):

$$\lambda = K - \frac{2}{3}\mu \quad (3.5)$$

oraz moduł jednostronnego ściskania (M):

$$M = \lambda + 2\mu \quad (3.6)$$

(Plewa, Plewa, 1992).

Wykorzystując stałe i moduły sprężystości można określić wartości prędkości. Prędkość rozchodzenia się fali podłużnej (V_p) wynosi:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{(1 - \sigma)}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)}} \quad (3.7)$$

gdzie: ρ - gęstość skały. Prędkość rozchodzenia się fali poprzecznej (V_s) wynosi:

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{E}{\rho} \frac{1}{2(1 + \sigma)}} \quad (3.8)$$

Z podanych powyżej wzorów wynika, że prędkość fal podłużnych jest zawsze większa od prędkości fal poprzecznych gdyż:

$$V_p = V_s \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{1 - 2\sigma}} \quad (3.9)$$

Z zależności (3.8) wynika, że w przypadku gdy $\mu=0$ (dla ciał ciekłych i gazowych) $V_s=0$, a więc fale poprzeczne nie przechodzą przez ośrodki ciekłe, a prędkość fal podłużnych wynosi wówczas:

$$V_p = \sqrt{\frac{\lambda}{\rho}} \quad (3.10)$$

Dla cieczy i gazów moduł odkształcenia objętości $K = \lambda$ więc:

$$V_p = \sqrt{\frac{K}{\rho}} \quad (3.11)$$

Znając prędkości fal podłużnych i poprzecznych możemy wyznaczyć wartości stałych oraz modułów sprężystości. Parametry te noszą nazwę *dynamicznych*, w odróżnieniu od *statycznych* - wyznaczanych metodami laboratoryjnymi. Jednym z bardziej użytecznych parametrów jest współczynnik Poissona (3.12).

$$\sigma = \frac{0.5(V_p/V_s)^2 - 1}{(V_p/V_s)^2 - 1} \quad (3.12)$$

Równania ruchu cząstek

Równania opisujące rozchodzenie się fal podłużnych oraz poprzecznych określa się na podstawie równania falowego. W ośrodku izotropowym równanie falowe w postaci wektorowej ma postać:

$$\rho \ddot{u} = (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot u) - \mu(\nabla \times \nabla \times u) \quad (3.13)$$

gdzie: u – wektor przemieszczenia cząstek ośrodka, ρ – gęstość ośrodka, λ – stała Lamé'go, μ – moduł odkształcenia postaci.

Obliczając dywergencję i przekształcając równanie 3.13 otrzymujemy:

$$\rho \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu)[\nabla \cdot \nabla(\nabla \cdot u)] \quad (3.14)$$

podstawiając w powyższym równaniu $\theta = \nabla \cdot u$, gdzie θ oznacza względną zmianę objętości (dylatację – miarę odkształcenia objętości) oraz przekształcając otrzymane równanie uzyskujemy zależność następującej postaci:

$$\nabla^2 \theta = \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2} \quad (3.15)$$

Wzór 3.15 przedstawia równanie opisujące rozprzestrzenianie się fal podłużnych w ośrodku izotropowym. Rozchodzenie się tych fal związane jest ze względnymi zmianami objętości cząsteczek ośrodka, dlatego też zwane są one falami dylatacyjnymi lub zagęszczeniowo – rozrzedzeniowymi. Dylatacja – czyli względna zmiana objętości elementarnego sześcianu (Fig. 3.3) opisana jest następującym wzorem:

$$\theta = \frac{\partial u_1}{\partial x_1} + \frac{\partial u_2}{\partial x_2} + \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \quad (3.16)$$

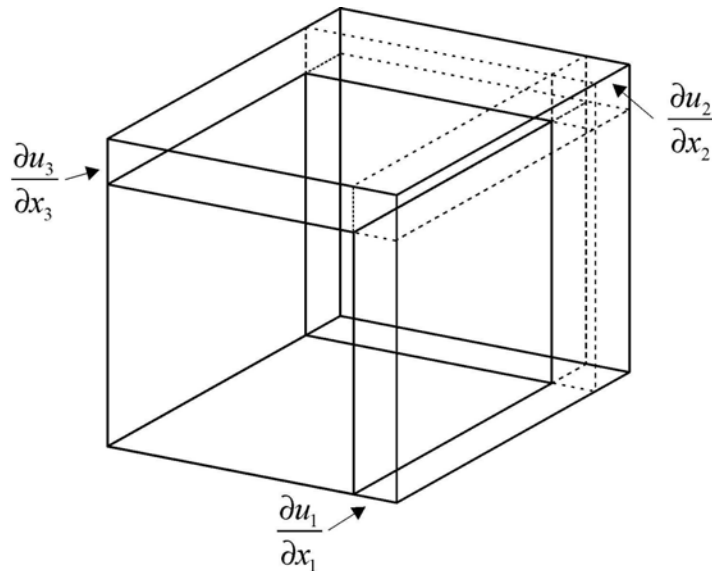


Fig. 3.3 Względna zmiana objętości elementarnego sześcianu (Tatham, McCormack, 1991).

Obliczając rotację równania ruchu cząstek (3.13) otrzymujemy:

$$\frac{\rho}{\mu} \frac{\partial^2 (\nabla \times u)}{\partial t^2} = \nabla^2 (\nabla \times u) \quad (3.17)$$

Powyższy wzór przedstawia równanie ruchu dla fal poprzecznych, których propagacja związana jest ze zmianami kształtu cząstek ośrodka (fale skręcenio-we). Miarę odkształcenia przedstawionego na

Fig. 3.4 (zakładającego małe wartości kąta φ) można obliczyć wykorzystując następującą zależność (Tatham, McCormack, 1991):

$$\text{odkształcenie} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} = \text{tg } \varphi \quad (3.18)$$

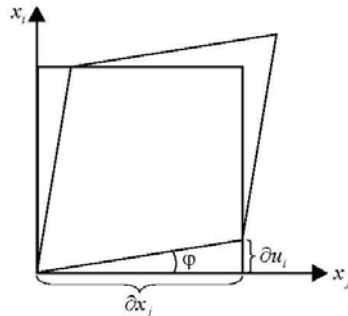


Fig. 3.4 Odkształcenie postaci ośrodka (Tatham, McCormack, 1991).

Propagacja fal P oraz S

Propagację fal sejsmicznych można opisywać w sposób uproszczony wykorzystując prawa sejsmiki geometrycznej, w której proces falowy przebiega (umownie) wzdłuż promieni sejsmicznych – linii prostopadłych do powierzchni falowych. Najważniejszymi prawami sejsmiki geometrycznej są: zasada Huygensa oraz Fermata, z którą łączy się ściśle prawo Snelliusa. Fig. 3.5 przedstawia propagację fal sejsmicznych wzdłuż promieni sejsmicznych na granicy dwóch ośrodków (1 oraz 2) charakteryzujących się prędkościami V_{P1} , V_{P2} , V_{S1} , V_{S2} oraz gęstościami ρ_1 , ρ_2 . W wyniku padania fali podłużnej na granicę sejsmiczną (Fig. 3.5A), przy założeniu niezerowego kąta padania fali oraz zależności prędkości rozchodzenia się fali: $V_{P1} < V_{P2}$, powstają: fala odbita P (fala PP), fala odbita S (przemienna PS), przechodząca P oraz przechodząca S. W wyniku padania fali poprzecznej (Fig. 3.5B) na granicę, powstają: fala odbita S (fala SS), fala odbita P (przemienna SP), przechodząca P oraz przechodząca S. Powyższa sytuacja ma miejsce gdy zarówno ośrodek 1 jak i 2 należą do ośrodków o stałym stanie skupienia, gdyż w cieczech oraz gazach propagacja fal poprzecznych nie zachodzi. W przypadku fal podłużnych mamy do czynienia z drganiami zachodzącymi w kierunku równoległym do kierunku propagacji fali, w przypadku fal poprzecznych drgania zachodzą w kierunku prostopadłym do kierunku rozchodzenia się fali. Składowe fali S drgające w kierunkach do siebie prostopadłych zwane są falami liniowo spolaryzowanymi (SV – fala poprzeczna spolaryzowana w kierunku pionowym, SH – fala poprzeczna spolaryzowana w kierunku poziomym).

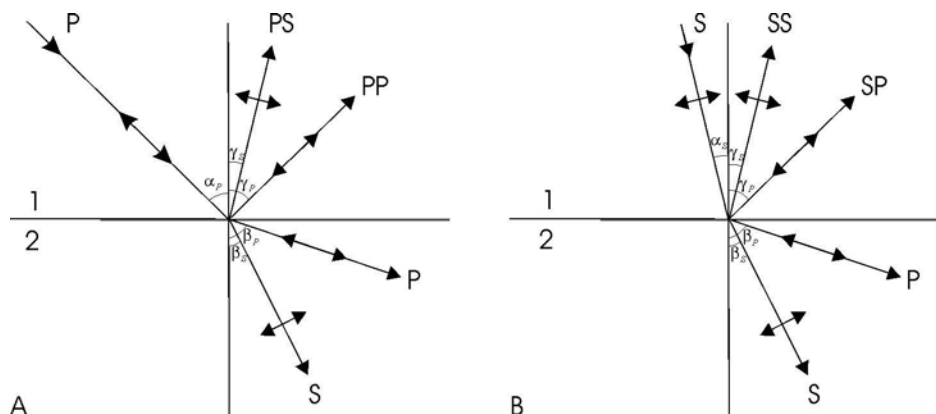


Fig. 3.5 Powstawanie fal odbitych i załamanych na granicy dwóch ośrodków, α – kąty padania, β – kąty załamania, γ – kąty odbicia (Kowalczyk, Łaski, 1972)

Propagację promieni sejsmicznych przedstawioną na Fig. 3.5 opisują równania Zoeppritza (1919), wykorzystywane w procedurze AVO. W przypadku gdy kąt padania fali podłużnej na granicę dwóch ośrodków jest różny od zera (Fig. 3.5A) równania Zoeppritza przyjmują następującą postać macierzową:

$$\begin{bmatrix} \sin \gamma_P & \cos \gamma_S & -\sin \beta_P & \cos \beta_S \\ -\cos \gamma_P & \sin \gamma_S & -\cos \beta_P & -\sin \beta_S \\ \sin 2\gamma_P & \frac{V_{P1}}{V_{S1}} \cos 2\gamma_S & \frac{\rho_2 V_{S2}^2 V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}^2 V_{P2}} \sin 2\beta_P & -\frac{\rho_2 V_{S2} V_{P1}}{\rho_1 V_{S1}} \cos 2\beta_S \\ \cos 2\gamma_S & -\frac{V_{S1}}{V_{P1}} \sin 2\gamma_S & -\frac{\rho_2 V_{P2}}{\rho_1 V_{P1}} \cos 2\beta_S & -\frac{\rho_2 V_{S2}}{\rho_1 V_{P1}} \sin 2\beta_S \end{bmatrix} \begin{bmatrix} A_{Pr} \\ A_{Sr} \\ A_{Pt} \\ A_{St} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \gamma_P \\ -\cos \gamma_P \\ \sin 2\gamma_P \\ -\cos 2\gamma_S \end{bmatrix} \quad (3.19)$$

gdzie: ρ_1, ρ_2 są gęstościami dwóch ośrodków; $V_{P1}, V_{S1}, V_{P2}, V_{S2}$ są prędkościami fal P i S w dwóch ośrodkach; γ_P jest kątem odbicia fali podłużnej; γ_S - kątem odbicia fali poprzecznej; β_P - kątem załamania fali podłużnej, β_S - kątem załamania fali poprzecznej; A_{Pr} - jest amplitudą podłużnej fali odbitej; A_{Pt} - amplitudą podłużnej fali załamanej; A_{Sr} - amplitudą poprzecznej fali odbitej; A_{St} - amplitudą poprzecznej załamanej (Yilmaz, 2001).

Powyższe równania opisują falę płaską, na ich podstawie otrzymujemy współczynniki odbicia w płaszczyźnie równoległej do płaszczyzny propagacji fali, nie brane są pod uwagę takie czynniki jak interferencja sygnału spowodowana występowaniem większej ilości warstw, straty energii itp. W związku z powyższym nie odpowiadają one dokładnie amplitudom rejestrowanym podczas badań sejsmicznych (Allen, Peddy, 1993; Kasina, 1998, Yilmaz, 2001).

3.2 Wpływ litologii oraz wybranych parametrów petrofizycznych na prędkości propagacji fal podłużnych i poprzecznych

Prędkość rozchodzenia się fal sejsmicznych w skałach jest uzależniona od szeregu czynników. Na prędkości wpływ mają:

- skład mineralny oraz rodzaj litologii,
- gęstość formacji skalnych,
- porowatość oraz kształt przestrzeni porowej,
- rodzaj i stopień nasycenia przestrzeni porowej,
- głębokość zalegania,
- warunki termobaryczne,
- stopień konsolidacji,
- anizotropia.

Wpływ powyższych czynników może być różny w przypadku propagacji fal podłużnych oraz poprzecznych, zatem oprócz znajomości prędkości V_p oraz V_s także stosunek V_p/V_s oraz współczynnik Poissona są kluczowymi parametrami opisującymi ośrodek geologiczny. Aby zinterpretować geologiczne znaczenie zmian prędkości fal podłużnych i poprzecznych w utworach geologicznych należy zrozumieć sposób w jaki wpływają na nie poszczególne parametry opisujące utwory skalne.

Modele wiążące parametry sprężyste i zbiornikowe skał porowatych

W interpretacji danych geofizyki otworowej bardzo często wykorzystuje się teoretyczne obliczenia wiążące parametry sprężyste oraz zbiornikowe skał. Na podstawie modeli można szczegółowo zbadać wpływ różnego rodzaju parametrów zbiornikowych na prędkości propagacji fal sprężystych w skale. Modele pozwalają także na generowanie krzywych syntetycznych (np. prędkości propagacji fal) w przypadku gdy w danym rejonie nie są dostępne dane pomiarowe. Do najbardziej znanych modeli należą modele Wylliego, Raymera, Hunta i Gardnera, Biota i Gassmanna, Kustera i Toksöza (Wyllie et al., 1956; Raymer et al., 1980; Bała, 1989, 1998; Krief et al., 1990).

Równanie Wylliego, wykorzystywane do określania współczynnika porowatości z pomiarów akustycznych, przyjmuje następującą postać (Wyllie et al., 1956; Wyllie, 1958):

$$1/V = (1 - \phi)/V_{ma} + \phi/V_f \quad (3.20)$$

gdzie: ϕ jest porowatością, V_{ma} jest prędkością fali P w matrycy, V_f jest prędkością fali P w medium nasycającym, V – prędkością fali P w ośrodku. Wzór ten znany jest także pod nazwą czasu średniego, opisuje ośrodek skalny z dwiema fazami – stałą i ciekłą (szkielet oraz medium nasycające pory). Dla skał niezailonych i nasyconych wodami złożowymi o jednorodnym rozkładzie drobnych porów równanie to może być stosowane do określania porowatości w zakresie od 0 do 30%. W przypadku gdy współczynnik porowatości obliczony tą metodą jest zawyżony stosuje się poprawki uwzględniające obecność ropy, gazu, materiału ilastego oraz braku zwięzłości skały (Bała, Cichy, 2006).

Empiryczna zależność Castagna (1985) wiąże prędkości fal sprężystych z porowatością, pozwalająca także na estymację objętości frakcji ilastej. Na podstawie danych z formacji Frio wyznaczono następujące równania:

$$V_p = 5.81 - 9.42\phi - 2.21V_{cl} \quad (3.21)$$

$$V_s = 3.89 - 7.07\phi - 2.04V_{cl} \quad (3.22)$$

gdzie: V_p , V_s są prędkościami fal wyrażonymi w km/s, V_{cl} jest objętością frakcji ilastej, ϕ - porowatością.

Jedna z postaci empirycznej relacji Raymera, Hunta i Gardnera (1980) przyjmuje postać:

$$V_p = (1 - \phi)^2 V_{ma} + \phi V_f \quad (3.23)$$

Wzór ten jest słuszny w przypadku porowatości międzyziarnowej z przedziału od 0 do 37%. W równaniu tym można uwzględniać obecność węglowodorów (ropa, gaz) oraz skład mineralny badanej skały. Zmodyfikowane równanie, uwzględniające fazy (ropa, gaz) jest często wykorzystywane w systemach interpretacji danych geofizyki wiertniczej (np. Comcen, GeoWin) (Bała, Cichy, 2006).

Model Kustera i Toksöza (Kuster, Toksöz, 1974a; Toksöz et al., 1976) oraz jego modyfikacje (Bała, 1989, 1994) opisują niejednorodność ośrodka porowatego za pomocą rozkładu statystycznego współczynnika kształtu porów (α_m – stosunek półosi mniejszej, do większej, w porach elipsoidalnych). Ośrodek jest zdefiniowany przez dwie fazy jednorodne o różnych własnościach. W fazie stałej (matryca sprężysta) rozpatruje się przypadkowo ułożone wtrącenia drugiej fazy, która może być stała, ciekła lub gazowa. W modelu wprowadzono K_{ma} , μ_{ma} , ρ_{ma} , odpowiadające modułom odkształcenia objętości, postaci oraz gęstości matrycy skalnej (fazy stałej), natomiast K_f , μ_f , ρ_f odpowiadają analogicznym parametrom medium zajmującego pory o kształtach sferycznych i sferoidalnych. Całkowita porowatość takiego ośrodka określana jest jako suma „koncentracji” porów („gęstości” porów) o zadanych wartościach współczynnika α_m . Moduły sprężystości K^* oraz μ^* dla efektywnego ośrodka porowatego można obliczyć ze wzorów wykorzystujących dane o sumie koncentracji porów, oraz K_{ma} , μ_{ma} , ρ_{ma} , K_f , μ_f , ρ_f . Wzory te obowiązują dla modelu, w którym pory są niepołączone (Toksöz et al., 1976, Kuster, Toksöz, 1974a, Bała, 1989). Stosując metodą *self-consistent* można uzyskać rozszerzenie tych relacji dla przypadku, w którym pory mogą oddziaływać ze sobą (Cheng, Toksöz, 1979). Prędkości efektywne fal podłużnych (V_p^*) i poprzecznych (V_s^*) można wyznaczyć za pomocą następujących wzorów:

$$V_p^* = \left[\frac{1}{\rho^*} \left(K^* + \frac{4}{3} \mu^* \right) \right]^{0.5} \quad \text{oraz} \quad V_s^* = \left(\frac{\mu^*}{\rho^*} \right)^{0.5} \quad (3.24)$$

a gęstość efektywną:

$$\rho^* = \rho_{ma}(1 - \phi) + \rho_f \phi \quad (3.25)$$

Skały osadowe mogą zawierać w przestrzeni porowej, oprócz wody złożowej, ropę lub gaz. Taki wielofazowy ośrodek musi być aproksymowany bardziej skomplikowanym modelem. Uwzględnienie dwóch faz (wody i gazu) występujących w przestrzeni porowej można wprowadzać na kilka sposobów (np. Bała 1989, 1994). Wariant 1 zakłada występowanie mediów, które mieszają się ze sobą lub rozpuszczają, dając jeden roztwór. Wariant 2 wprowadza dwie fazy (wodną i gazową) nie mieszające się ze sobą. Przypadek ten odpowiada np. pęcherzykom gazu w solance. Wariant 3 opisuje przypadek,

gdzie woda i gaz występują w oddzielnych porach. Gaz początkowo zajmuje pory wąskie, o niższych α_m , a w miarę wzrostu S_g nasyca pory o większych współczynnikach kształtu. Ośrodek skalny można opisać dokładniej, zakładając obecność kilku minerałów w matrycy skalnej oraz uwzględniając występowanie frakcji ilastej (Bała, Cichy, 2006).

Równania Biota (1956) opisują zależności prędkości od porowatości dla przypadku propagacji fali sprężystej w porowatym, wypełnionym płynem materiale o stałym stanie skupienia. Równania te przyjmują następującą postać:

$$\rho_b V_p^2 = K_b + 4\mu_b / 3 + (1 - K_b / K_s)^2 / [(1 - \phi - K_b / K_s) / K_s + \phi / K_f] \quad (3.26)$$

$$\rho_b V_s = \mu_b \quad (3.27)$$

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f \quad (3.28)$$

gdzie: indeksy dolne b, f oraz s odpowiadają rodzajowi materiału – odpowiednio skale suchej, medium nasycającemu, szkieletowi skalnemu, V_p , V_s – prędkości fal (Tatham, McCormak, 1991).

Relacje Gassmanna (1951) przedstawiają moduły odkształcenia objętości i postaci w ośrodku porowatym nasyconym cieczą jako sumę modułów „suchego” szkieletu skalnego i cieczy:

$$K_{sat} = K_{dr} + K_f \quad (3.29)$$

$$\text{oraz } \mu_{sat} = \mu_{dr} + \mu_f = \mu_{dr} \text{ gdyż } \mu_f = 0 \quad (3.30)$$

gdzie: K_f – moduł odkształcenia objętości fazy ciekłej, μ_f – moduł odkształcenia postaci cieczy, K_{dr} , μ_{dr} , - moduły odkształcenia objętości i postaci szkieletu suchego zbudowanego z ziaren wraz z porami (drained). Gęstość skały nasyconej wynosi:

$$\rho_{sat} = \rho_{dr} + \phi\rho_f \quad (3.31)$$

gdzie: ρ_{dr} – gęstość szkieletu suchego zbudowanego z ziaren wraz z porami, ρ_{dr} – gęstość cieczy nasycającej pory. Relacje między modułami w stanie suchym K_{dr} i fazy stałej K_s wykorzystują współczynniki Gassmanna (Nolen-Hoeksema, 2000). Relacje V_p oraz V_s dla skał nasyconych są następujące:

$$V_p = \left[\frac{1}{\rho_{sat}} \left(K_{sat} + \frac{4}{3} \mu_{sat} \right) \right]^{0.5} \text{ oraz } V_s = \left(\frac{\mu_{sat}}{\rho_{sat}} \right)^{0.5} \quad (3.32)$$

Zmodyfikowany model Biota i Gassmanna zostały połączone za pomocą współczynnika β (Krief et al., 1989). Współczynnik ten (wprowadzony przez Biota (1956) jako α) wiąże moduły K i μ (formacji skalnej) z porowatością ośrodka oraz stałymi sprężystymi szkieletu (K_s , μ_s), matrycy skalnej w stanie suchym (K_{dr} , μ_{dr}) i cieczy nasycającej pory (K_f).

$$K_{sat} = K_s(1 - \beta) + \beta^2 M \text{ i } \mu_{sat} = \mu_s(1 - \beta) \quad (3.33)$$

gdzie

$$\frac{1}{M} = \frac{\beta - \phi}{K_s} + \frac{\phi}{K_f}$$

Relacje V_p oraz V_s są następujące:

$$V_p^2 = \frac{1}{\rho} \left[\rho_s V_{ps}^2 (1 - \beta) + M\beta^2 \right]; V_s^2 = \frac{\rho_s}{\rho} V_s^2 (1 - \beta) \quad (3.34)$$

$$\rho_{sat} = (1 - \phi)\rho_s + \phi\rho_f \quad (3.35)$$

gdzie: V_{ps} , V_{ss} są prędkościami fali podłużnej i poprzecznej w matrycy skalnej, ρ_{sat} jest gęstością objętościową nasyconego ośrodka skalnego, ρ_s jest gęstością matrycy skalnej. Relacja V_p^2 i V_s^2 jest quasi-liniowa. Zmienia się ona wraz ze zmianą litologii, stanu nasycenia porów i porowatości (Bała, Cichy, 2003).

W analizach dotyczących prędkości propagacji fal podłużnych oraz poprzecznych w utworach skalnych często wykorzystywana jest empiryczna zależność Castagna (1985). Jest to liniowa zależność, wiążąca prędkość fali podłużnej oraz poprzecznej, następującej postaci:

$$V_p = 1.16V_s + 1.36 \quad (3.36)$$

gdzie prędkości fali podłużnej oraz poprzecznej wyrażone są w km/s. Zależność ta opracowana została na podstawie analizy wyników pomiarów propagacji fal w skałach ilastych.

Wpływ składu mineralnego oraz litologii na prędkości propagacji fal

Określanie rodzaju litologii tylko na podstawie znajomości prędkości fali podłużnej jest niemożliwe ze względu na duże zmiany prędkości utworów geologicznych związane z porowatością, kształtem porów, nasyceniem, warunkami termobarycznymi oraz ze względu na pokrywanie się przedziałów wartości prędkości dla różnych rodzajów litologii. Znajomość prędkości propagacji fali poprzecznej (a zatem wartości V_p/V_s oraz współczynnika Poissona) obniża niepewność interpretacji litologii (Yilmaz, 2001).

Wpływ rodzaju litologii na prędkość propagacji fal w ośrodku skalnym jest zagadnieniem szeroko analizowanym w literaturze. Zależności pomiędzy prędkościami a różnym rodzajem litologii określane są na podstawie pomiarów geofizyki otworowej lub badań laboratoryjnych. Aby poprawnie określić zależności pomiędzy prędkościami a różnym rodzajem litologii należałoby badać zależności w warunkach laboratoryjnych na jednorodnych próbkach skalnych, które charakteryzują się brakiem porowatości i przepuszczalności. W przypadku skał osadowych warunki powyższe trudno spełnić, zatem na relacje pomiędzy prędkościami fal oraz litologią mają wpływ także inne czynniki np. porowatość. Niemniej jednak mierząc właściwości sprężyste minerałów skałotwórczych skał osadowych możemy z dużym prawdopodobieństwem określić przedział zmienności prędkości fal P i S w skałach osadowych. Przykładowe wartości prędkości minerałów skałotwórczych podano w Tabeli 3.1.

Minerał	V_p [m/s]	V_s [m/s]	V_p/V_s
Kwarc	6057	4153	1.46
Kalcyt	6259	3243	1.93
Dolomit	4690	2720	1.73
Halit	4526	2616	1.73

Tab. 3.1 Prędkości rozchodzenia się fal P oraz S dla minerałów skał osadowych (Anderson, Leiberman, 1966).

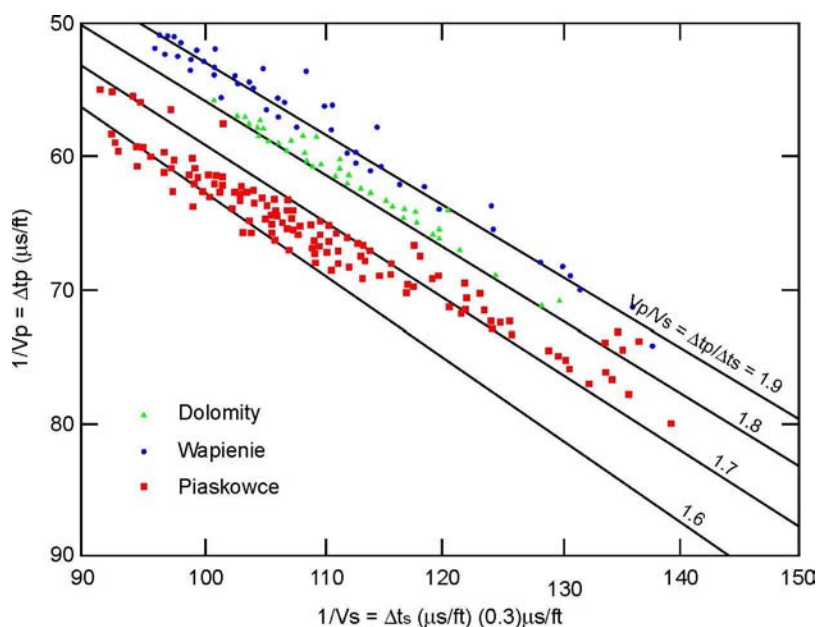


Fig. 3.6 Diagram Pickett'a, na osi pionowej zaznaczone są odwrotności prędkości fali podłużnej (proporcjonalnej do czasu przejścia fali podłużnej przez daną próbkę o jednostkowej długości Δt_p), na osi poziomej – poprzecznej.

Zarówno badania laboratoryjne jak i otworowe sugerują, iż określenie litologii badanego ośrodka na podstawie znajomości prędkości fal poprzecznych oraz podłużnych jest możliwe. Fig. 3.6 przedstawia wyniki badań laboratoryjnych przeprowadzonych na dobrze skonsolidowanych piaskowcach, dolomitach i wapieniach (tzw. diagram Pickett'a), na podstawie których stwierdzono, iż możliwe jest określenie litologii na podstawie znajomości wartości V_p/V_s (Pickett, 1963).

Powyższe badania zostały potwierdzone oraz rozszerzone o wyniki pomiarów otworowych (Nations, 1974; Kithas, 1976; Benzing, 1978). Wyniki badań laboratoryjnych przeprowadzonych na próbkach nasyconych wodą piaskowców, wapieni, dolomitów oraz skał ilastych, pokrywają się z wartościami z diagramu Pickett'a (Tab. 3.2). Porównując wartości V_p/V_s dla kalcytu i wapieni oraz kwarcu i piaskowców (Tab. 3.1 oraz 3.2) można stwierdzić, iż w przypadku piaskowców istnieje większy wpływ porowatości, nasycenia, spoiwa na prędkości P oraz S niż w przypadku wapieni.

Rodzaj litologii	V_p/V_s
Piaskowiec	1,59 - 1,76
Piaskowiec wapnisty	1,67 – 1,76
Dolomit	1,78 – 1,84
Wapień	1,84 – 1,99
Skały ilaste	1,70 – 3,00

Tab. 3.2 Wyniki badań laboratoryjnych (Domenico, 1984)

Możliwość identyfikacji litologii na podstawie informacji o prędkościach propagacji fal P oraz S potwierdzają także wyniki profilowań otworowych (Fig. 3.7) w rejonie Medicine River w Kanadzie (Miller, Stewart, 1990).

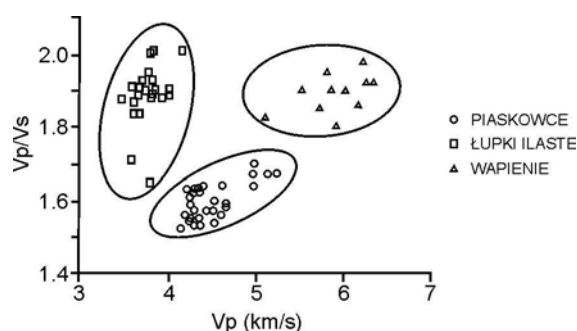


Fig. 3.7 Zależność V_p/V_s od V_p dla piaskowców, wapieni oraz łupków ilastych (Miller, Stewart, 1990).

Wpływ zailenia na prędkości propagacji fal

W przypadku skał ilastych wyniki pomiarów prędkości wykazują znaczne różnice. Wartości V_p/V_s wyznaczone na podstawie badań laboratoryjnych z reguły zawierają się w przedziale od 2 do 3, jednak wartości zarówno powyżej 3 jak i poniżej 2 są także spotykane. Jest to spowodowane dużymi różnicami w składzie mineralogicznym i teksturze skał ilastych oraz problemami z laboratoryjnym pomiarem prędkości na próbkach skał ilastych (znaczące zmiany właściwości próbek w stosunku do skał in situ). Skały ilaste często wykazują dużą anizotropię prędkości podłużnej oraz poprzecznej. Dla danego typu skały osadowej, stosunek V_p/V_s jest mniej czuły na zmiany zailenia niż na zmiany porowatości, jednak zakres zmian zailenia może być znacznie większy niż zakres zmian porowatości. Zatem w ośrodkach geologicznych, w których występują poziome zmiany litologiczne piaskowcowo – ilaste, zmiana V_p/V_s może odpowiadać zmianom litologicznym. Z reguły minerały ilaste mają niższe wartości V_p/V_s aniżeli skały ilaste, V_p/V_s skał ilastych w skrajnych przypadkach może być zbliżone do V_p/V_s ich spoiwa (np. wapiennego) (Tatham, McCormak, 1991).

Iły powodują obniżenie modułu sztywności szkieletu skalnego (modułu sprężystości postaciowej). Zailenie wpływa w większym stopniu na prędkości fal S niż na P, zatem powoduje wzrost V_p/V_s (Minear, 1982; Tosaya, Nur, 1982). Podwyższone wartości V_p/V_s dla łupków ilastych

w stosunku do piaskowców potwierdzają dane geofizyki otworowej przedstawione na Fig. 3.8 w funkcji głębokości.

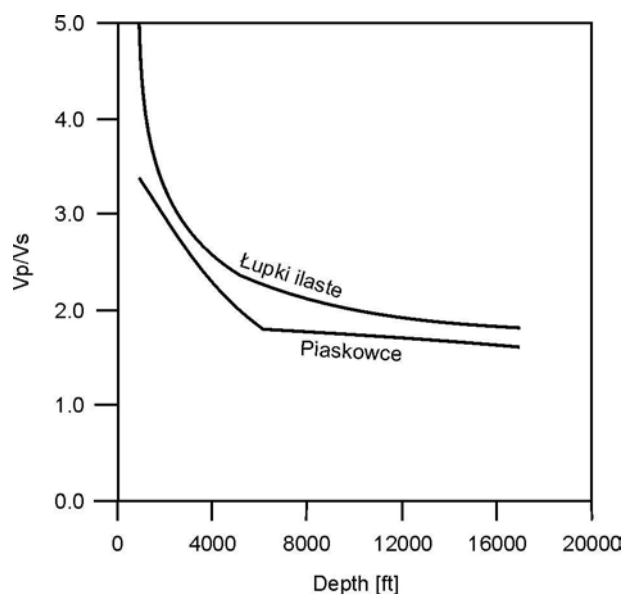


Fig. 3.8 Zależność V_p/V_s w funkcji głębokości zalegania piaskowców oraz łupków ilastych (Castagna et al., 1985).

Zależności V_p/V_s od wskazań krzywej GR obliczone na podstawie profilowań otworowych zaprezentowano na Fig. 3.9. Wysokie wartości V_p/V_s charakterystyczne są dla łupków o znacznym zaileniu, także w przypadku piaskowców o większym zaileniu można zauważyć nieznaczne podwyższenie wartości V_p/V_s (Miller, 1996).

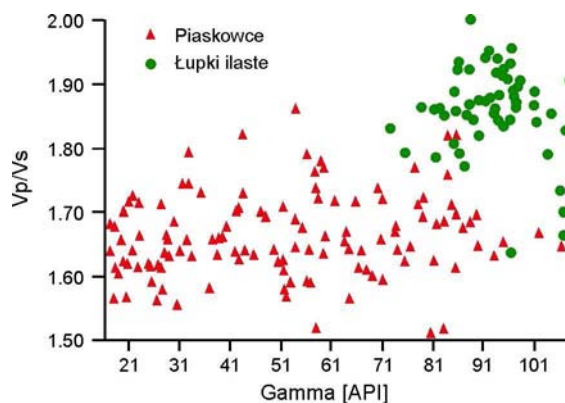


Fig. 3.9 Zależność V_p/V_s od zailenia dla piaskowców oraz łupków ilastych (Miller, 1996).

Obecność minerałów ilastych w skałach zbiornikowych znacząco wpływa na parametry złożowe. Minerale z grupy smektytów (montmorillonit, illit) powodują największą redukcję porowatości efektywnej i przepuszczalności. Iły z grupy kaolinitów również obniżają porowatość, jednak w procesie krystalizacji kaolinitu w cementie skalnym mogą powstać wtórne pory. Iły w skałach porowych mogą występować w postaci (Neasham, 1977): oddzielnych, odosobnionych kryształów (kaolinit); wyścielających pory otoczek na ziarnach (montmorillonity, illity, chloryty) – wzrost oczek zmniejsza przestrzeń porowe i ich drożność; wrostków „mostkujących” pory (illity, chloryty, montmorillonity). W interpretacji pomiarów geofizyki otworowej zwykle stosuje się uproszczone modele: laminarny, rozproszony (dyspersyjny) oraz strukturalny (Schlumberger, 1996).

Wszystkie formy zailenia mogą występować w skale równocześnie, jednak przeważnie jedna forma jest dominująca (Bała, 2007).

Wpływ poszczególnych rodzajów zailenia na prędkości propagacji fal sejsmicznych może być określany na podstawie obliczeń teoretycznych. Wyniki obliczeń z wykorzystaniem modelu Kustera – Toksöza (Kuster, Toksöz, 1974a, b; Toksöz et al., 1976) sugerują, iż zailenie dyspersyjne może mieć nieistotny wpływ na prędkości, zailenie strukturalne i laminarne wpływa znacząco na prędkości, powodując ich spadek wraz ze wzrostem zailenia. Zailenie dyspersyjne nie wpływa na kontakt pomiędzy minerałami szkieletu ani na szkieletową strukturę skały, więc nie wpływa znacząco na prędkości propagacji fal. Zailenie strukturalne i laminarne powoduje obniżenie sztywności skały, co prowadzi do spadku prędkości V_p oraz V_s . Spadek V_s jest jednak większy, w wyniku czego następuje wzrost V_p/V_s (Miner, 1982). Fig. 3.10 przedstawia wyniki modelowań zależności prędkości fal podłużnych i poprzecznych wraz ze zmianą zailenia (V_{sh}). W obliczeniach wykorzystano model Biota-Gassmanna (Krief et al., 1990) oraz Raymera-Hunta-Gardnera (1980). W obliczeniach założono zmiany porowatości od 0.05 do 0.25 oraz zmiany frakcji ilastej od 0.0 do 0.8 (zailenie strukturalne) (Bała, 2007).

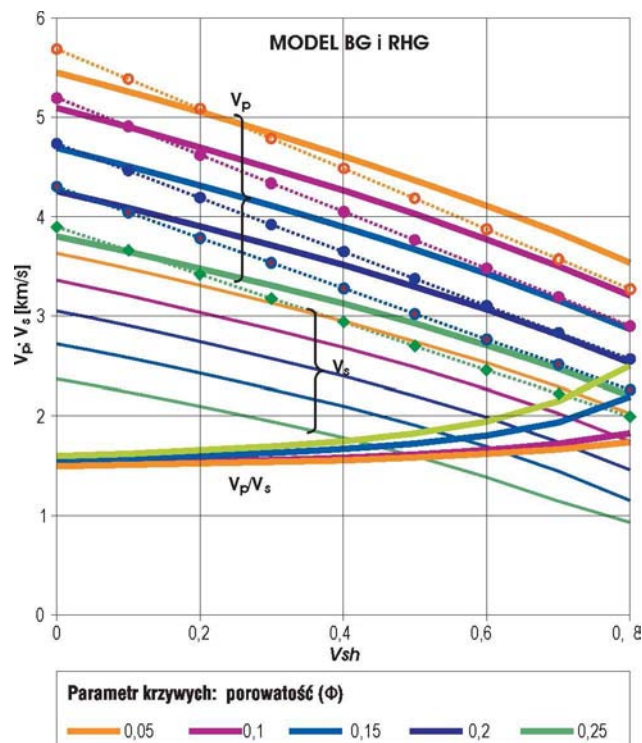


Fig. 3.10 Zależność prędkości V_p , V_s oraz V_p/V_s od zailenia dla różnych wartości porowatości. Obliczenia na podstawie modelu Biota-Gassmanna (BG) – krzywe ciągłe oraz Raymera-Hunta-Gardnera (RHG) – krzywe przerywane tylko dla V_p (Bała, 2007).

Na podstawie powyższych wyników można stwierdzić, iż następuje spadek wartości V_p oraz V_s wraz ze wzrostem zawartości frakcji ilastej. W przypadku obydwu modeli obserwujemy podobne trendy zmian. Wartość V_p/V_s wzrasta wraz ze wzrostem zailenia, zmieniając się od 1.65 do 2.3. Fig. 3.11 przedstawia wynik obliczeń modelem Kustera-Toksöza przy założeniu, że frakcja ilasta występuje w szkielecie skalnym lub w porach o niskich współczynnikach kształtu α (stosunek półosi mniejszej do większej w porach o kształcie elipsoidalnym), podczas gdy woda wypełnia pory o większych współczynnikach kształtu.

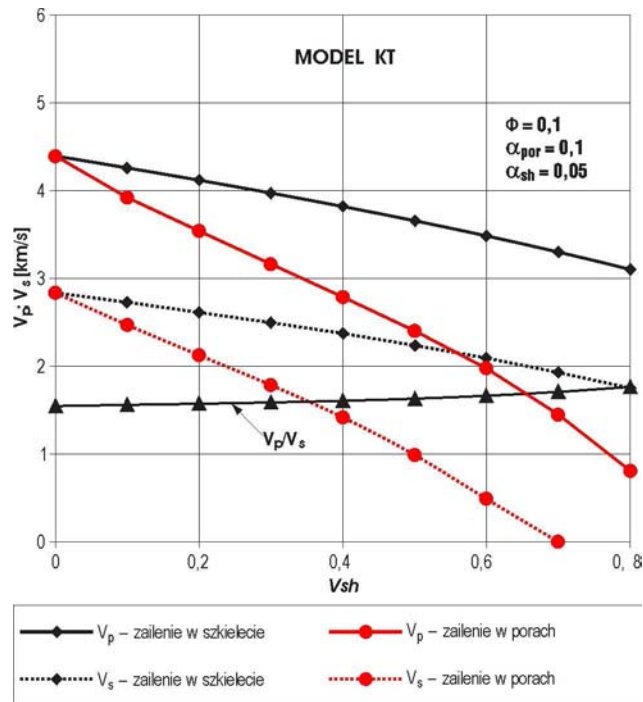


Fig. 3.11 Zależność prędkości V_p , V_s od zailenia (V_{sh}) dla przypadku frakcji ilastej występującej w szkielecie (czarne krzywe, także zależność V_p/V_s od V_{sh}) oraz w porach (krzywe czerwone). Wyniki obliczeń na podstawie modelu Kustera-Toksöza (Bała, 2007).

Analizując wyniki modelowań można stwierdzić, że większe zmiany prędkości wraz ze wzrostem zailenia obserwowane są w wariancie drugim – w przypadku gdy frakcja ilasta występuje w porach. Z zaileniem związane jest pojęcie tzw. krytycznej zawartości iłłów (Zhu et al., 2001). Gdy zawartość iłłów jest większa od krytycznej, parametry sprężyste mieszaniny piaskowca i iłłu zmieniają się zgodnie z teoretycznymi obliczeniami. Gdy zawartość iłłów jest mniejsza od krytycznej następuje niewielki wzrost V_p oraz V_s wraz ze wzrostem zailenia (Bała, 2007).

Wpływ gęstości na prędkości propagacji fal

Impedancja (zarówno elastyczna jak i akustyczna) zależy oprócz prędkości także od gęstości, zatem w sejsmice gęstość formacji skalnej jest niezwykle ważnym parametrem fizycznym skały. Uwzględnienie gęstości jest niezbędne w inwersji sejsmicznej oraz ważne przy obliczaniu sejsmogramów syntetycznych. Z definicji fal podłużnych i poprzecznych (reguły 3.7 i 3.8) wynika, iż ich prędkości są odwrotnie proporcjonalne do gęstości, zatem czym mniejsza gęstość skały tym prędkość propagacji fali sejsmicznej jest wyższa. Przykładem jest halit charakteryzujący się niską gęstością (1.8 g/cm^3) oraz wysokimi prędkościami ($V_p = 4500 \text{ m/s}$). Jednak w większości przypadków większą prędkością fali sejsmicznej charakteryzuje się ośrodek o większej gęstości (Fig. 3.12). Jest to spowodowane tym, iż wzrost gęstości implikuje wzrost wartości modułów sprężystości objętościowej (K) i poprzecznej (μ) (formuły 3.3 oraz 3.2), które są wprost proporcjonalne do prędkości propagacji fal sprężystych.

Na podstawie badań polowych oraz laboratoryjnych opracowana została empiryczna zależność pomiędzy gęstością a prędkością, wykorzystywana powszechnie gdy pomiarowe dane gęstości nie są dostępne:

$$\rho = cV_p^{0.25} \quad (3.37)$$

gdzie: ρ oznacza gęstość, V_p – to prędkość propagacji fali podłużnej, c – jest stałą zależną od rodzaju skały. Powyższa formuła dla większości rodzajów litologii (za wyjątkiem np. anhydrytów) – piaskowców, łupków, iłłowców oraz skał węglanowych jest słuszna (Fig. 3.12). Na gęstość objętościową skały szczególny wpływ ma porowatość. Poniższa zależność przedstawia empiryczną zależność pomiędzy gęstością objętościową a porowatością:

$$\rho_b = \rho_f \phi + \rho_m (1 - \phi) \quad (3.38)$$

gdzie: ρ_b – gęstość objętościowa, ρ_f – gęstość medium nasycającego przestrzeń porową, ρ_m – gęstość matrycy skalnej, ϕ – porowatość (Gardner et al., 1974; Stewart, 1999; Yilmaz, 2001).

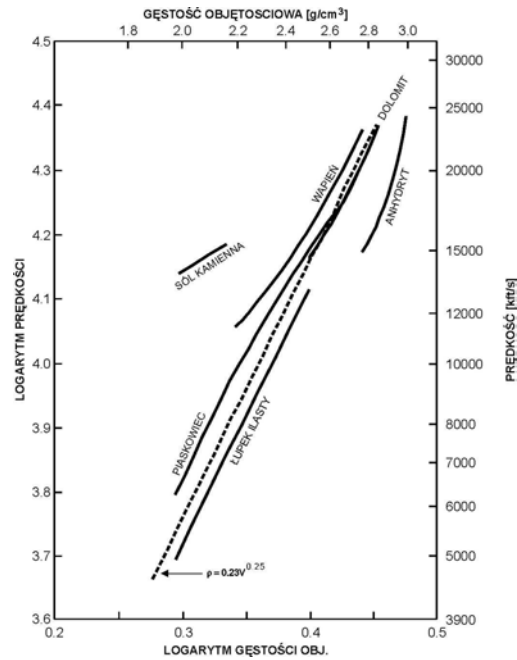


Fig. 3.12 Wykres zależności gęstości objętościowej od prędkości (Gardner et al., 1974).

Wpływ porowatości na prędkości propagacji fal

Wpływ zmian porowatości na prędkości V_p , V_s jest równie ważny jak wpływ litologii. W wielu przypadkach porowatość jest głównym czynnikiem wpływającym na prędkości. Ważny jest także fakt, iż zmiany porowatości w danej formacji skalnej są ściśle powiązane ze zmianą innych parametrów (np. kształtu porów). Określenie jednoznacznego wpływu porowatości na prędkości jest trudne, jednak jest możliwe także przy wykorzystaniu sejsmiki wieloskładowej.

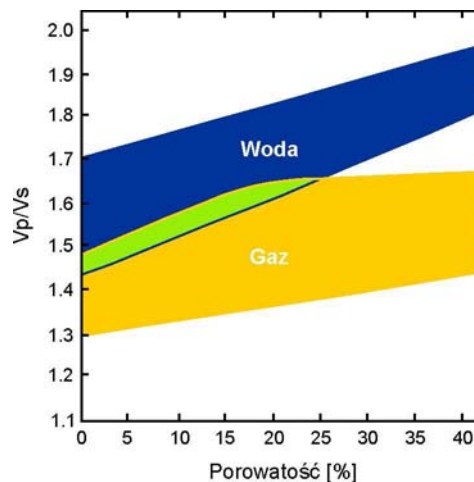


Fig. 3.13 Zależność V_p/V_s od porowatości dla skonsolidowanych skał osadowych nasyconych gazem i wodą (Gregory, 1976).

Generalnie zarówno prędkość fali P jak i S maleje wraz ze wzrostem porowatości w obrębie różnego rodzaju litologii, dużego zakresu głębokości oraz różnych rodzajów płynów nasycających przestrzeń porową. Spadek ten jest związany z tym, iż V_p oraz V_s zależą od modułu sprężystości

poprzecznej (modułu Kirchoffa) szkieletu skalnego, który maleje wraz ze wzrostem porowatości (wzrost porowatości powoduje spadek sztywności skały). Fig. 3.13 przedstawia zależność V_p/V_s od porowatości dla skonsolidowanych skał osadowych. Zauważalny jest trend wzrastający V_p/V_s ze wzrostem porowatości. W piaskowcach prędkość fali poprzecznej jest 2 do 5 razy bardziej czuła na zmiany porowatości w stosunku do prędkości fal podłużnych (Tatham, McCormak, 1991).

Zależności prędkości fali podłużnej, pomierzonej sondą akustyczną, od porowatości dla utworów miocenijskich zapadliska przedkarpackiego w otworze Chałupki Dębnińskie 2 przedstawia Fig. 3.14. Punkty podzielono wg kryterium litologicznego oraz głębokościowego. Wydzielono: piaskowce nasycone gazem (254-494m), piaskowce wodonośne (495-530 m, 736-753 m, 802-996 m, 1021-1100 m, 1146-1178 m), łupki (250-500 m, 600-818 m, 1037-1336 m) oraz gipsy i anhydryty (1336,5-1348,5 m). Na wykresie zaznaczono także teoretyczne zależności pomiędzy V_p a porowatością, obliczone na podstawie modelu Raymera-Hunta-Gardnera dla różnych wartości zailenia. W obliczeniach przyjęto następujące objętości frakcji ilastych: $V_{sh} = 0$ (krzywa nr 1), $V_{sh} = 0.2$ (krzywa nr 2), $V_{sh} = 0.5$ (krzywa nr 3), $V_{sh} = 0.7$ (krzywa nr 4) oraz $V_{sh} = 1$ (krzywa nr 5) (Bała, 2007).

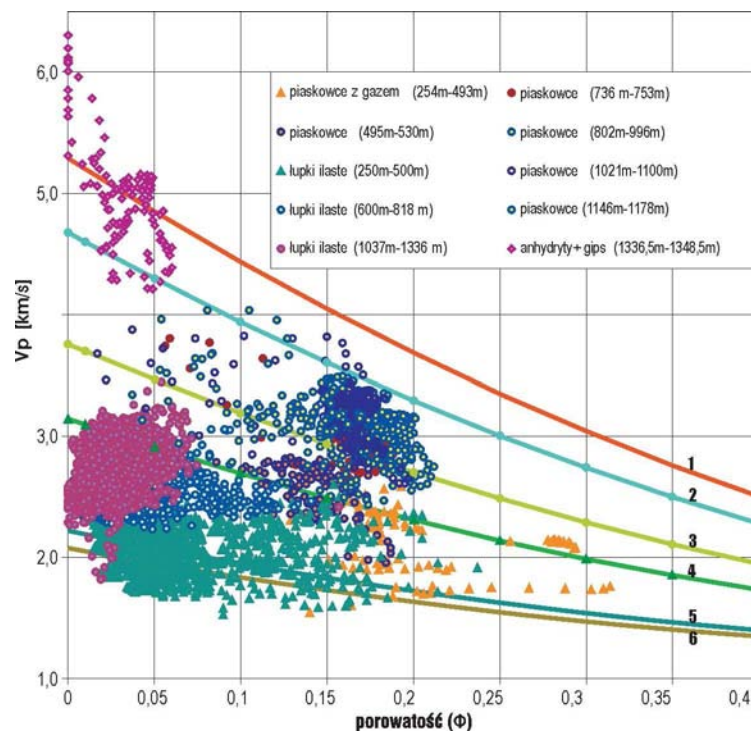


Fig. 3.14 Zależność V_p wyznaczonych z profilowań akustycznych od porowatości dla utworów miocenijskich w otworze Chałupki Dębnińskie 2. Linie obrazują zależności V_p od porowatości oraz zailenia (w postaci objętościowej zawartości frakcji ilastej V_{sh}) obliczone na podstawie modelu RHG. Parametry krzywych: $V_{Pma} = 5.29$ km/s, $V_{Psh} = 2.222$ km/s oraz krzywa 1) $V_{sh} = 0$; 2) $V_{sh} = 0.2$; 3) $V_{sh} = 0.5$; 4) $V_{sh} = 0.7$; 5) $V_{sh} = 1.0$. Krzywa 6) $V_{sh} = 1.0$ dla $V_{Psh} = 2.08$ km/s (Bała, 2007).

Zależność impedancji akustycznej od porowatości wraz z analogicznymi teoretycznymi krzywymi przedstawia natomiast Fig. 3.15.

Analizując wyniki profilowań geofizyki otworowej (Fig. 3.14 oraz 3.15) można stwierdzić spadek prędkości fali podłużnej oraz impedancji akustycznej wraz ze wzrostem porowatości. Wyniki obliczeń teoretycznych (model Raymera-Hunta-Gardnera) jednoznacznie potwierdzają charakter tych zmian.

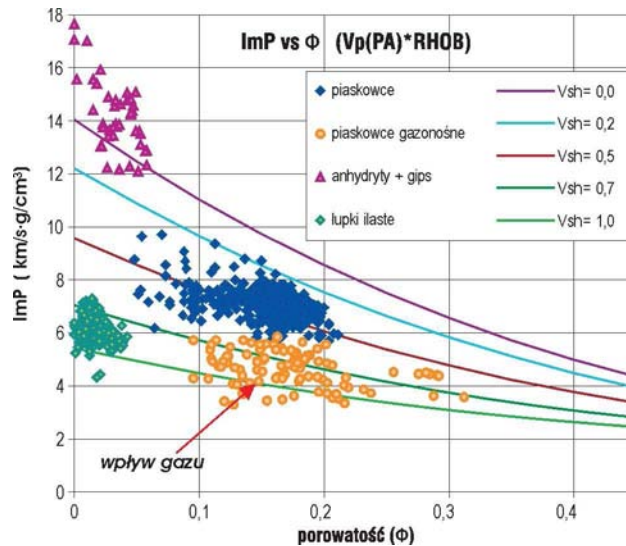


Fig. 3.15 Zależność impedancji akustycznej od porowatości z nałożonymi liniami odpowiadającymi stałym objętościom ilów (Bała, 2007).

W przypadku piaskowców wyznaczane trendy pomiędzy pomierzonymi wartościami prędkości a porowatością mogą być źródłem informacji o procesach geologicznych kontrolujących porowatość (diageneza lub sedimentacja). Większe nachylenia linii trendu zależności pomiędzy prędkością a porowatością odpowiadają sytuacji gdy porowatość jest kontrolowana przez diagenezę. Wiele używanych modeli (Wyllie et al., 1958; Raymer et al., 1980; Han, 1986) odpowiada tej sytuacji. Trend o mniejszym nachyleniu odpowiadają sytuacji, w której porowatość związana jest ze zmianą tekstury skały (różna zawartość substancji ilastej i wysortowanie – trend depozycyjny) (Avseth et al., 2005).

Wpływ kształtu porów na prędkości propagacji fal

Analizowane w poprzednim rozdziale zależności pomiędzy prędkościami a porowatością w oparciu o badania laboratoryjne nie uwzględniały szczegółowej budowy przestrzeni porowej, kształtu porów, ich orientacji lub innych interakcji pomiędzy przyległymi porami (np. przepuszczalność) (Tatham, McCormack, 1991). Laboratoryjne badania porozymetryczne pozwalają, w wymiarze ilościowym jak i jakościowym, na wszechstronną analizę szeregu parametrów dotyczących przestrzeni porowych np.: wskaźnik porowatości, wielkość i rozkład dominującej średnicy porów, rozwartości szczelin, powierzchni właściwej porów itd. (Such, 2000; Semyrka, 2005). Jednak wykorzystanie badań laboratoryjnych w celu określenia wpływu kształtu porów i ich rozmieszczenia na prędkości jest trudne oraz określa lokalne zależności dla wąskiej grupy skał złożowych, ze względu na możliwe duże zmiany. Zatem aby zrozumieć powyższe zależności wykorzystano modele statystyczne. Istnieje kilka modeli opisujących wpływ różnego rodzaju przestrzeni porowej na prędkość fal podłużnych oraz poprzecznych (Wood, 1949; Gassmann, 1951; Biot, 1956; Kuster, Toksöz, 1974a, b; Toksöz et al., 1976). Model Toksöza zakłada przestrzeń porową w skale w postaci małych, obłych sferoid w sposób losowy rozmieszczonych w medium izotropowym (dla długości fal wykorzystywanych w sejsmice). Pory skalne są znacznie mniejsze od długości fal. Kształt porów określony jest przez α_m jako stosunek długości głównych osi sferoidy (stosunek osi krótszej do dłuższej). Model ten jest ważny dla przypadku, w którym pory nie są połączone ze sobą. Fig. 3.16 przedstawia zależności prędkości od porowatości dla różnych wartości α_m .

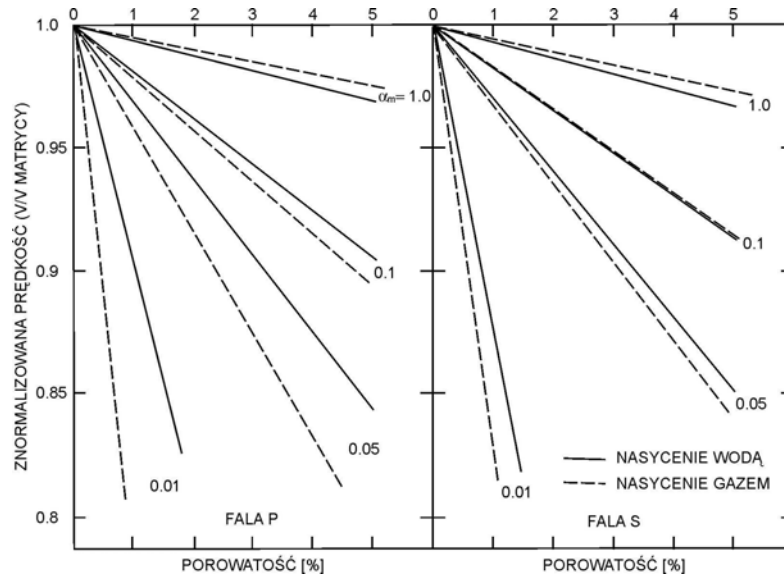


Fig. 3.16 Zależność prędkości od porowatości dla różnych wartości α_m (Toksöz et al., 1976).

Na podstawie przedstawionych zależności można stwierdzić, że największe zmiany prędkości wraz ze wzrostem porowatości obserwowane są w przypadku występowania porów o niskim współczynniku α (pory spłaszczone, szczeliny).

Zależność V_p/V_s od porowatości dla różnego rodzaju kształtu porów obliczonych na podstawie modelu Toksöza przedstawia Fig. 3.17. W obliczeniach założono szkielet kwarcowy oraz przestrzeń porową nasyconą wodą złożową lub gazem.

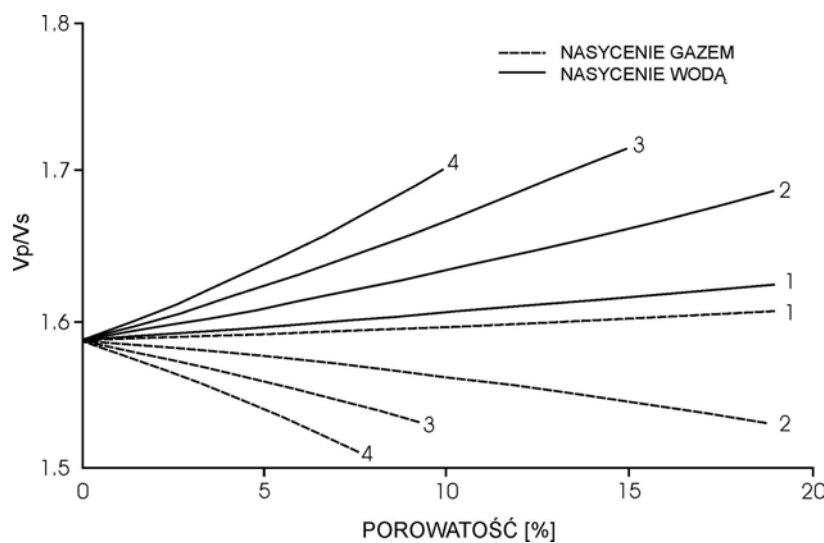


Fig. 3.17 Zależność V_p/V_s od porowatości o następujących proporcjach porów o współczynnikach kształtu. Zawartość porów o $\alpha_m = 1.0$: krzywe nr 1 100% porów; nr 2 95%, nr 3 90% nr 4 85%.

Zawartość porów o $\alpha_m = 0.01$: krzywe nr 1 0% porów; nr 2 5%, nr 3 10% nr 4 15% (Tatham, McCormak, 1991).

Na podstawie wyników można stwierdzić, iż stosunek V_p/V_s jest relatywnie nieczuły na zmiany porowatości w przypadku, gdy kształt porów jest sferyczny ($\alpha_m = 1$). Mała procentowa ilość porów o kształtach spłaszczonych ($\alpha_m = 0.01$) powoduje, iż zmiany V_p/V_s wraz ze zmianą porowatości są znaczne. Zatem teoretycznie możliwe jest rozróżnienie rodzaju nasycenia na podstawie znajomości V_p/V_s w przypadku, gdy występują pory o kształtach spłaszczonych. Dla przypadku, gdy pory o niskich wartościach współczynnika α_m są preferencyjnie zorientowane w jednym lub kilku

kierunkach mamy do czynienia z anizotropią omówioną w innym podrozdziale (Tatham, McCormak, 1991).

Wpływ medium nasycającego przestrzeń porową na prędkości propagacji fal

Rodzaj nasycenia przestrzeni porowej w różny sposób wpływa na prędkość fali podłużnej i poprzecznej. W związku z tym, iż moduł sprężystości postaciowej jest równy zero dla gazów i płynów, prędkość fali poprzecznej zmienia się tylko w niewielkim stopniu ze względu na zmianę gęstości formacji porowatej.

W przypadku nasycenia gazem, prędkości fali podłużnej i poprzecznej zmieniają się nieznacznie w przypadku nasycenia przestrzeni porowej mieszaniną gazów i płynów porowych w przedziale od 0 do ok. 90%. Powyżej tego nasycenia prędkość fali P wzrasta gwałtownie, gdyż wzrasta moduł ściśliwości sprężystej. Prędkość fali S nie zmienia się znacząco dla całego przedziału nasycenia. Prędkość fali S zależy od sztywności (równiej zero dla płynów i gazów) oraz gęstości, z tego względu zmienia się ona nieznacznie oraz monotonicznie wraz ze wzrostem nasycenia od 0 do 100% ze względu na zmiany gęstości.

Mieszaniny ropy naftowej oraz wody złożowej inaczej wpływają na prędkości. W tym przypadku prędkość fali podłużnej wzrasta monotonicznie wraz ze wzrostem nasycenia wodą ze względu na wzrost modułu ściśliwości sprężystej medium. Wpływ gęstości jest mniejszy ze względu na niewielkie różnice gęstości wody oraz ropy naftowej. Prędkość fali poprzecznej w przypadku nasycenia wodą złożową oraz ropą naftową jest prawie niezmienna dla różnych nasycenia ze względu na fakt, iż najbardziej na prędkość fali poprzecznej wpływa gęstość medium, która bardzo nieznacznie się zmienia (Tatham, McCormak, 1991).

Badania laboratoryjne wykonane na próbkach nieskonsolidowanych piasków (Domenico, 1976) potwierdzają charakter zmian prędkości fali podłużnej i poprzecznej wraz ze wzrostem nasycenia gazem (Fig. 3.18). W przypadku skonsolidowanych sedimentów wraz ze wzrostem stopnia konsolidacji wzrasta sztywność skały oraz moduł ściśliwości sprężystej. Wzrosty tych wartości minimalizują wpływ nasycenia mieszaniną wody i gazu na prędkości, dlatego też dla w przypadku skał węglanowych wpływ medium nasycającego przestrzeń porową na prędkości propagacji fal ma niewielkie znaczenie (Tatham, McCormak, 1991).

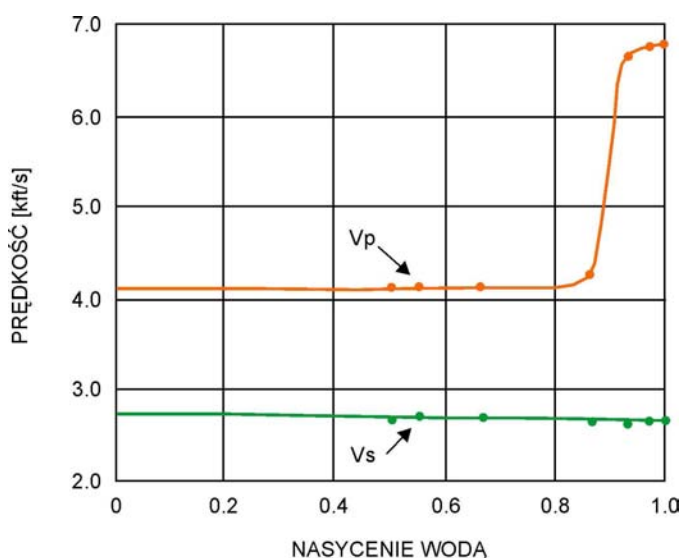


Fig. 3.18 Zależność prędkości fal P oraz S od nasycenia gazem określone na podstawie badań laboratoryjnych (wg Domenico, 1976).

Wpływ różnego rodzaju nasycenia oraz innych parametrów (np. sposobu rozmieszczenia fazy gazowej w skałe) na prędkości jest szczegółowo analizowany na podstawie modeli teoretycznych. Obliczone zależności $V_p=f(S_g)$ dla piaskowca przy wykorzystaniu relacji Biota i Gassmanna, (szczegółowo opisanej w pracach: Bała, 1989,1998; Krief et al., 1990), relacji Raymera, Hunta i Gardnera (Raymer et al., 1980), relacji Wylliego (Wyllie et al., 1956) oraz przy wykorzystaniu

zmodyfikowanych wzorów Küstera i Toksöza (1974a) dla zmiennego spektrum przestrzeni porowej (Bała, 1989, 1998), przedstawiono na Fig. 3.19. Zastosowane modele należą do najbardziej znanych i są wykorzystywane (dwa ostatnie) w systemach komputerowych w interpretacji profilowań geofizyki otworowej. Parametrem krzywych jest współczynnik porowatości $\phi = 0.25$. W przypadku modelu BG obserwuje się najpierw spadek V_p przy niewielkiej zawartości gazu ($S_g = 0.05-0.1$), a następnie wzrost prędkości. Wartości V_p przy całkowitym nasyceniu gazem mogą nawet nieco przewyższać prędkości przy pełnym nasyceniu porów wodą. Przypadek ten ma miejsce tylko w skałach o bardzo niskich porowatościach. Nieco inaczej zachowuje się $V_p=f(S_g)$ w modelu RHG. Początkowo również dość gwałtownie spada V_p ze wzrostem S_g , potem natomiast kształtuje się prawie na stałym poziomie. Model W daje ciągle, w stosunku do poprzednich relacji, obniżenie się prędkości fal podłużnych w miarę narastania nasycenia gazem (Bała, 2001).

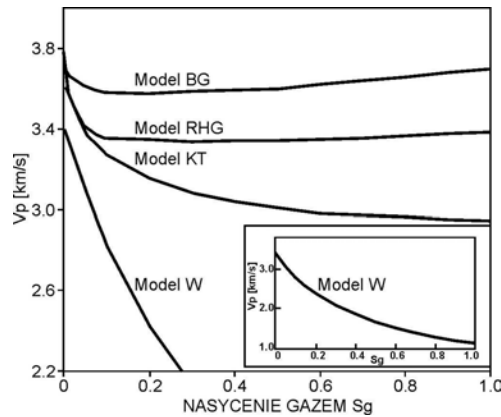


Fig. 3.19 Wykres zależności $V_p = f(S_g)$ dla piaskowca o porowatości $\phi=25\%$, obliczonych na podstawie zależności: Biota i Gassmanna (BG), Raymera, Hunta i Gardnera (RHG), Willyego (W) oraz Küstera i Toksöza (KT). Do obliczeń modelu KT przyjęto wariant, w którym dwie fazy (gaz i solanka) nie mieszają się wzajemnie, a mogą występować obok siebie np.: gaz w postaci pęcherzyków w cieczy (Bała, 2001).

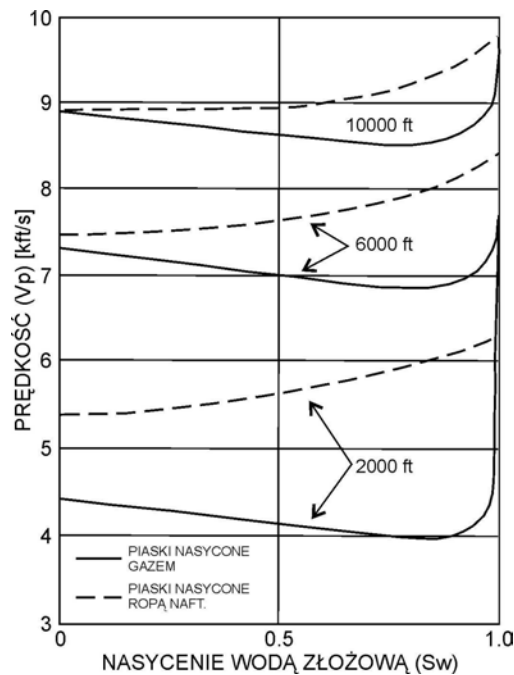


Fig. 3.20 Teoretyczne zależności pomiędzy nasyceniem wodą złożową a prędkością (Domenico, 1976).

Różny wpływ nasycenia ropą naftową i gazem na prędkość fali podłużnej potwierdzają wyniki obliczeń z wykorzystaniem przekształconych równań Biota (Biot, 1956; Geertsma, 1961) przedstawionych na Fig. 3.20. W przypadku nasycenia piasków gazem mamy gwałtowne obniżenie prędkości już dla kilkuprocentowego nasycenia gazem, w przypadku nasycenia ropą spadek prędkości fali podłużnej ma bardziej monotoniczny charakter wraz ze wzrostem nasycenia ropą (Tatham, McCormack, 1991).

Dokładniejsze badania wykazują, iż także czynnikiem bardzo istotnie wpływającym na prędkości fal jest sposób rozmieszczenia fazy gazowej w porach skalnych. Zależność prędkości fali podłużnej od nasycenia gazem na podstawie obliczeń teoretycznych z wykorzystaniem modelu Kustera-Toksöza (Kuster, Toksöz, 1974a, Bała, 1989, 2001) przedstawione są na Fig. 3.21. Obliczenia wykonane dla piaskowców zakładają trzy warianty nasycenia: wariant 1 zakłada występowanie mediów, które mieszają się wzajemnie lub rozpuszczają, wariant 2 – występują dwie fazy, wodna i gazowa nie mieszające się wzajemnie np. pęcherzyki gazu w solance, wariant 3 – woda i gaz występują w osobnych porach.

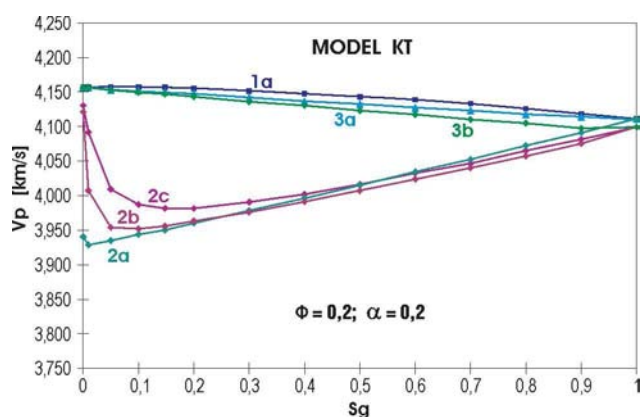


Fig. 3.21 Zależność prędkości fali podłużnej od nasycenia gazem obliczone na podstawie modelu Kustera-Toksöza przy założeniu współczynnika kształtu porów $\alpha = 0.2$, porowatości $\phi = 0.2$ oraz a) $K_g = 1.5E-4$ Gpa; b) $K_g = 0.01089$ Gpa; c) $K_g = 0.05$ Gpa. Krzywe 1) obrazują wariant nasycenia dwóch mediów mieszających się ze sobą lub rozpuszczających, 2) fazy wodna i gazowa nie mieszające się ze sobą, 3) fazy wodna i gazowa występują w różnych porach (Bała, 1998).

Zakładając we wszystkich wariantach pory o jednakowych współczynnikach kształtów w przypadku wariantu 1 oraz 3 zależność prędkości od nasycenia gazem jest podobna. W przypadku wariantu 2 – następuje gwałtowny spadek prędkości fali podłużnej dla małych nasycen gazem (szczególnie dla niskich wartości modułu K_g - dla gazu). Model KT z wariantem zmiennego nasycenia porów dwoma fazami (wodną i gazową) nie mieszającymi się wzajemnie (wariant 2) daje najbardziej prawdopodobne wyniki przy modelowaniach złóż węglowodorów. Model ten najlepiej odpowiada warunkom złożowym (Bała, 2007).

Wyniki obliczeń z wykorzystaniem modelu Biota-Gassmanna (Krief t al., 1990) potwierdzające wpływ nasycenia gazem na prędkości fali podłużnej i poprzecznej przedstawia Fig. 3.22. Wykresy V_p^2 w funkcji V_s^2 dla nasycenia wodą $S_w = 100\%$ oraz nasycenia gazem $S_g = 100\%$ są funkcjami quasi-liniowymi. Wpływ nasycenia gazem na prędkość fali podłużnej jest znaczny nawet przy niskim jego nasyceniu (5%), wpływ nasycenia gazem na prędkość fali poprzecznej jest znacznie mniejszy (Bała, 2007).

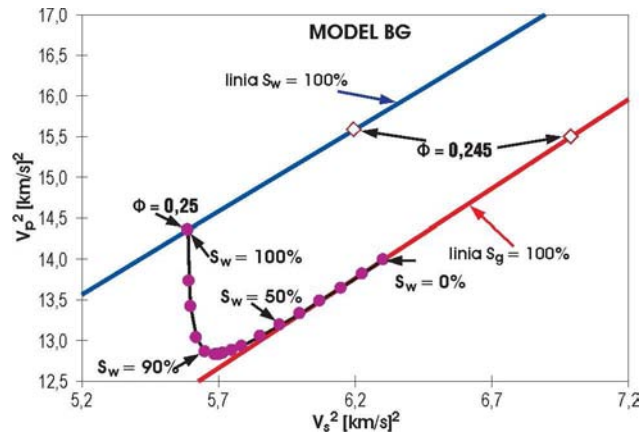


Fig. 3.22 Zależności V_p^2 od V_s^2 dla piaskowca o porowatości 25% oraz $S_w = 100\%$ (linia niebieska), $S_g = 100\%$ (linia czerwona) oraz nasyceniach pośrednich, obliczone na podstawie modelu Biota-Gassmanna (Bała, 2007).

Wpływ ciśnienia różnicowego oraz głębokości zalegania na prędkości propagacji fal

Naprężenia efektywne panujące w skale oraz temperatura mają wpływ na wartość prędkości rozchodzenia się fal sprężystych. Zmiany prędkości rozchodzenia się fal w funkcji rodzaju i wielkości wywieranego nacisku na skałę lub minerał są różne dla różnych minerałów i różnych typów litologicznych skał. Na prędkość rozchodzenia się fali podłużnej większy wpływ ma naprężenie efektywne (różnicowe – różnica pomiędzy ciśnieniem nadkładu a ciśnieniem medium nasycającego przestrzeń porową), mniejsze natomiast ciśnienie złożowe (Plewa, Plewa, 1992).

Sposób w jaki zmiana ciśnienia różnicowego (oraz głębokości) wpływa na prędkości fali podłużnej i poprzecznej przedstawia Fig. 3.23. Badania przeprowadzono na próbkach piaskowców i wapieni pochodzących z rdzeni wiertniczych.

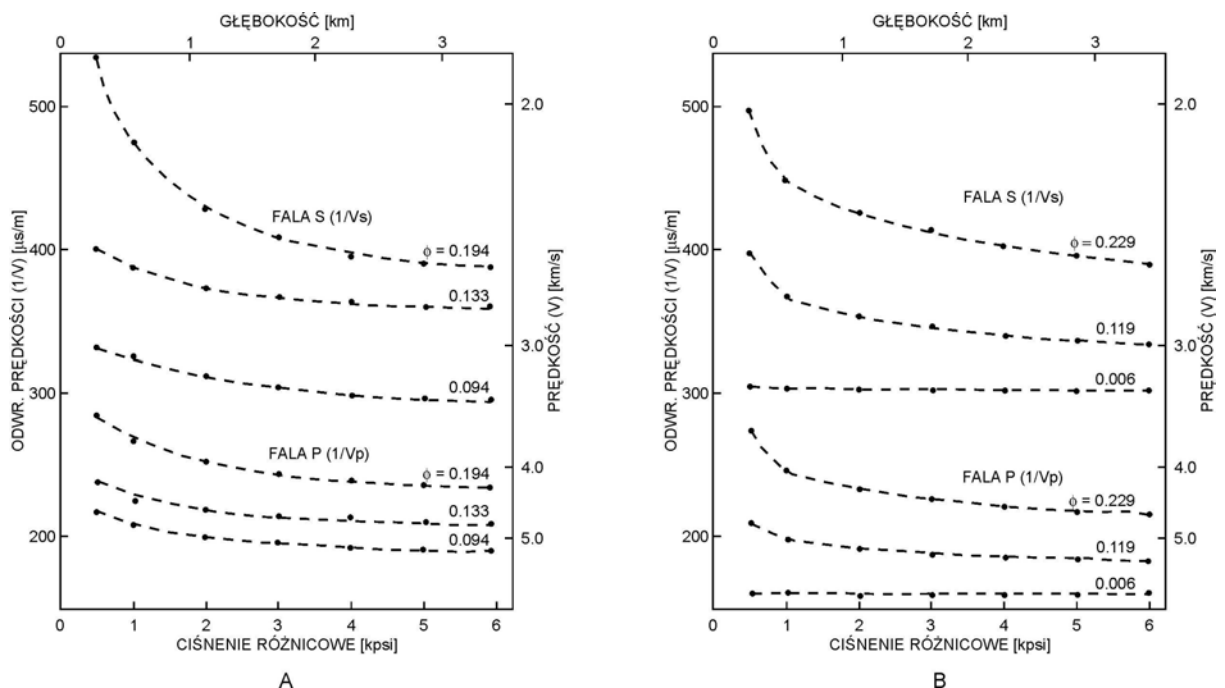


Fig. 3.23 Wpływ ciśnienia różnicowego i głębokości na prędkości fal sprężystych. Dane dla trzech próbek piaskowcowych (A) oraz wapiennych (B) (Domenico, 1984).

Największe zmiany prędkości obserwowane są w pierwszym kilometrze głębokości i są wynikiem zamykania się szczelin i porów o spłaszczonych kształtach. Fig. 3.24 przedstawia zależności

pomiędzy V_p/V_s oraz ciśnieniem różnicowym dla piaskowców oraz wapieni o dwóch różnych porowatościach.

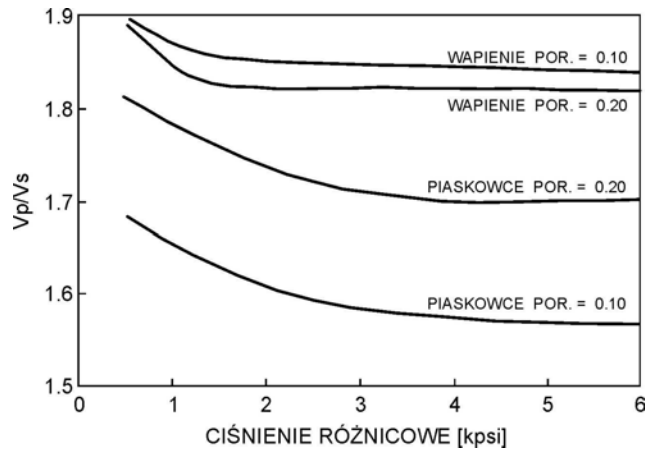


Fig. 3.24 Zależność V_p/V_s od ciśnienia różnicowego (Tatham, McCormak, 1991).

Podobnie jak w przypadku prędkości S oraz P zmiany V_p/V_s są największe dla małych głębokości. Zmiany w przypadku piaskowców są większe niż w przypadku wapieni (podobnie jak zmiany V_p/V_s z porowatością są większe dla piaskowców niż wapieni) co sugeruje morfologiczne różnice przestrzeni porowej w piaskowcach i wapieniach. Pory w utworach wapiennych, często wykształcone po czasie depozycji skały, nie wpływają na stałe sprężyste skały w takim stopniu jak pory w piaskowcach związane z środowiskiem sedimentacyjnym (Tatham, McCormak, 1991). Także najnowsze badania przeprowadzone na próbkach piasków nieskonsolidowanych, zarówno nasyconych wodą jak i suchych, jednoznacznie potwierdzają wzrost prędkości fal podłużnych i poprzecznych wraz ze wzrostem ciśnienia różnicowego (Zimmer et al., 2007).

Wpływ stopnia konsolidacji formacji skalnej na prędkości propagacji fal

Wpływ konsolidacji na prędkości fal podłużnych i poprzecznych jest trudny do określenia, gdyż wiele zmian fizycznych towarzyszy temu procesowi. Zmiany składu medium nasycającego, kształtu porów, porowatości oraz przepuszczalności mogą przysłaniać wpływ konsolidacji na prędkości fal. Fig. 3.25 przedstawia wykresy zależności prędkości fali podłużnej od głębokości zalegania formacji skalnych.

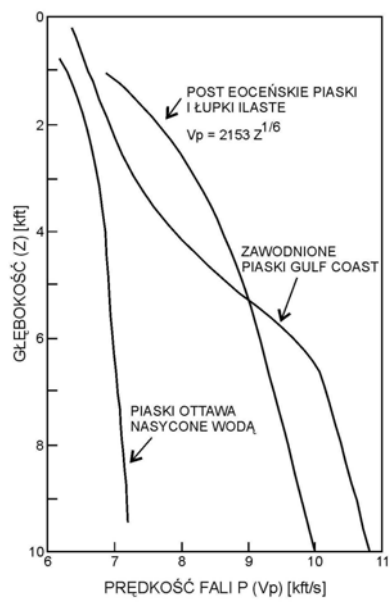


Fig. 3.25 Zależności V_p od głębokości zalegania (Domenico, 1977).

Nasycone płynem złożowym piaski Ottawa wykazują wzrost prędkości z głębokością, tempo tego wzrostu jest jednak mniejsze niż w przypadku piasków i łupków ilastych in-situ (osadzonych po eocenie) ze względu na brak cementacji. Piaski Gulf Coast wykazują nagłą zmianę tempa na głębokości ok. 6000 ft związaną z osiągnięciem pełnej konsolidacji. Dalsza cementacja oraz kompaktacja poniżej tego poziomu powoduje już tylko niewielkie zmiany prędkości. Generalnie wzrost stopnia konsolidacji powoduje wzrost wartości modułów ścisłości sprężystej oraz modułu ścisłości postaciowej, zatem powoduje wzrost prędkości propagacji fali podłużnej oraz poprzecznej (Tatham, McCormak, 1991).

Wpływ temperatury na prędkości propagacji fal

W skałach osadowych największe zmiany prędkości propagacji fal podłużnych (V_p) obserwuje się w piaskowcach o wysokiej porowatości i spoiwie ilastym (Plewa, Plewa, 1992). Wpływ temperatury na prędkości fal sejsmicznych dla przypadku piaskowców (pochodzących z Wenezueli) nasyconych wodą złożową oraz ropą naftową przedstawiają Fig. 3.26 A oraz B. Dla piaskowców nasyconych ropą naftową spadek prędkości o ok. 35% zaznacza się zarówno dla fal P jak i S wraz ze wzrostem temperatury do 100°C. W przypadku nasycenia skały wodą złożową nie zaznacza się spadek prędkości fal wraz ze wzrostem temperatury (Tosaya et al., 1984; Tatham, McCormak, 1991).

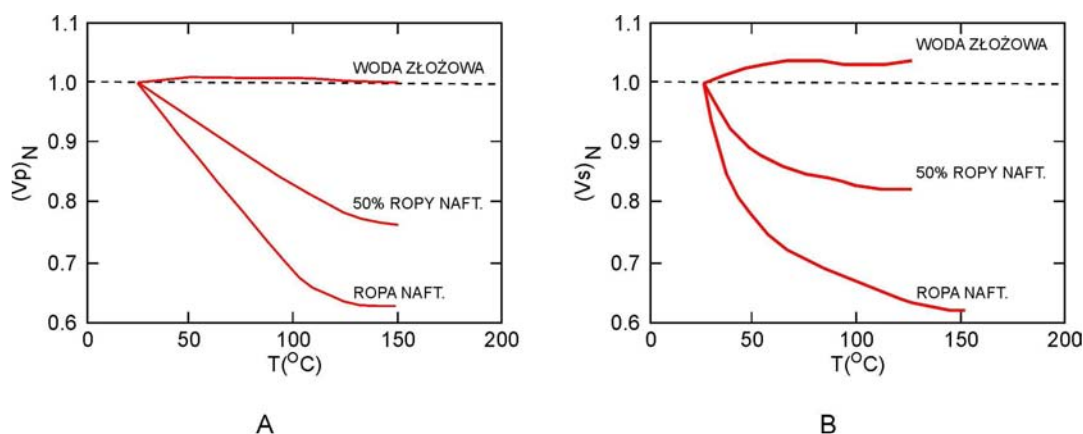


Fig. 3.26 Zależności pomiędzy temperaturą a znormalizowanymi prędkościami fali P (A) oraz S (B) (Tosaya et al., 1984).

3.3 Anizotropia prędkości fal

Polaryzacja fali poprzecznej

W ośrodku izotropowym falę podłużną można traktować jak wielkość skalarną, natomiast falę poprzeczną można traktować jako wektor. Zatem fala poprzeczna może nieść więcej informacji niż fala podłużna. Polaryzacja fali S może dostarczać dodatkowych informacji. W przypadku fali P ruch cząstek podczas jej propagacji odbywa się w kierunku równoległym do promienia sejsmicznego. W przypadku fali S polaryzacja uzależniona jest od układu pomiarowego. Generalnie określenie polaryzacji odnosi się do orientacji linii sejsmicznej. W przypadku gdy generujemy falę S w źródle o polaryzacji prostopadłej do profilu – określamy ją jako SH lub transwersalną, w takim przypadku drgania cząstek są prostopadłe do promienia sejsmicznego i zachodzą w płaszczyźnie poziomej. Źródło generujące falę S o polaryzacji równoległej do profilu określane jest jako SV lub radialne, w takim przypadku cząstki drgają w kierunku prostopadłym do promienia sejsmicznego, lecz w płaszczyźnie pionowej (w obrębie płaszczyzny odbicia). Polaryzacja cząstek drgających fali S jak również orientacja źródeł oraz odbiorników często jest określana jako SV (in-line, radialna) oraz SH (cross-line, transwersalna). W przypadku poziomo warstwowanego ośrodka orientacja profili sejsmicznych zachowuje się jak pozioma oś dwuwymiarowego układu odniesienia (Tatham, McCormak, 1991).

Anizotropia prędkości fal

Anizotropia jest definiowana jako zmiana właściwości fizycznych z kierunkiem pomiaru. Można wyróżnić następujące rodzaje anizotropii: wewnętrzną, indukowaną oraz związaną z długością fali.

Anizotropia wewnętrzna (inherent anisotropy) – rodzaj anizotropii występującej w materiałach zbudowanych z jednorodnych anizotropowych cząstek. Przyczynami powyższej anizotropii mogą być:

- anizotropia kryształów (np. w obrębie pojedynczego kryształu kalcytu),
- anizotropia wywołana naciskiem powodującym zmiany w strukturach krystalicznych minerałów,
- anizotropia wywołana budową litologiczną w przypadku gdy materiał zbudowany jest z minerałów (izotropowych lub nie) wydłużonych lub spłaszczonych w określonym kierunku.

Anizotropia indukowana (induced anisotropy) – występuje w przypadku występowania porów o niskich współczynnikach kształtu lub szczelin o uprzywilejowanej orientacji.

Anizotropia związana ze znaczną długością fali sejsmicznej (long wavelength anisotropy) – występuje gdy propagacja przez układ cienkich warstw zbudowanych z materiału izotropowego może być zastąpiona przez propagację w ośrodku ekwiwalentnym. Przykładem tego rodzaju anizotropii jest propagacja fali sejsmicznej przez sekwencję warstw geologicznych o miąższościach znacznie mniejszych od długości fali (Tatham, McCormak, 1991).

Podstawowe modele ośrodków anizotropowych (poprzecznie izotropowy oraz azymutalnie anizotropowy) przedstawione są na Fig. 3.27. W przypadku ośrodka poprzecznie izotropowego oś symetrii jest normalna do powierzchni. Ośrodek taki zbudowany jest z cienkich (w stosunku do długości fali) izotropowych warstw. Przykładem takiego ośrodka może być układ naprzemianległych warstw piaskowców oraz iłowców lub miąższy pakiet łupków o uprzywilejowanej orientacji minerałów. Anizotropia azymutalna występuje, gdy oś symetrii nie jest prostopadła do powierzchni, w ośrodku prędkość określonej fali jest różna w zależności od kierunku (azymutu). Przykładem takiego ośrodka może być układ cienkich, izotropowych warstw o upadzie większym od 0, lub materiał zawierający spękania w jednym lub więcej kierunkach (Carpin et al., 1984; Tatham, McCormak, 1991).

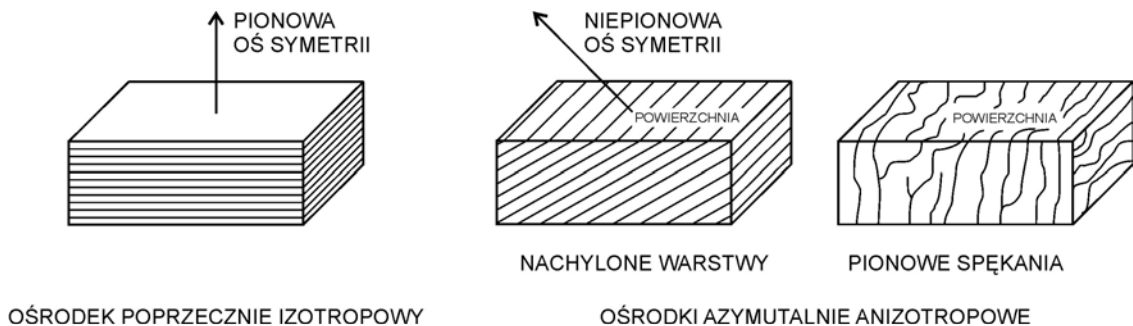


Fig. 3.27 Rodzaje ośrodków anizotropowych (Tatham, McCormak, 1991).

Wpływ anizotropii na prędkość propagacji fal

Anizotropia ośrodka powoduje zmiany prędkości propagacji fal z kierunkiem badań. W przypadku fal podłużnych anizotropia azymutalna powoduje zmiany prędkości nawet do 20%. Anizotropia w przypadku fal poprzecznych powoduje, iż prędkość fali S zależy także od kierunku ruchu cząstek. Gdy fala S przechodzi z ośrodka izotropowego do anizotropowego następuje rozdzielanie fali na dwie składowe propagujące z innymi prędkościami (przy zachowaniu prawa Snelliusa). Orientacja kierunku drgań cząstek poszczególnych składowych fali S zależy od parametrów symetrii ośrodków anizotropowych. W związku z tym, że fala S może mieć różne polaryzacje, może wskazywać anizotropię w inny sposób niż fala P, prędkość może nie tylko zmieniać się z kierunkiem propagacji, ale również z polaryzacją. Fig. 3.28 przedstawia ośrodki anizotropowe zbudowane z jednorodnych warstw o miąższościach rzędu długości fali sejsmicznej (Tatham, McCormak, 1991).

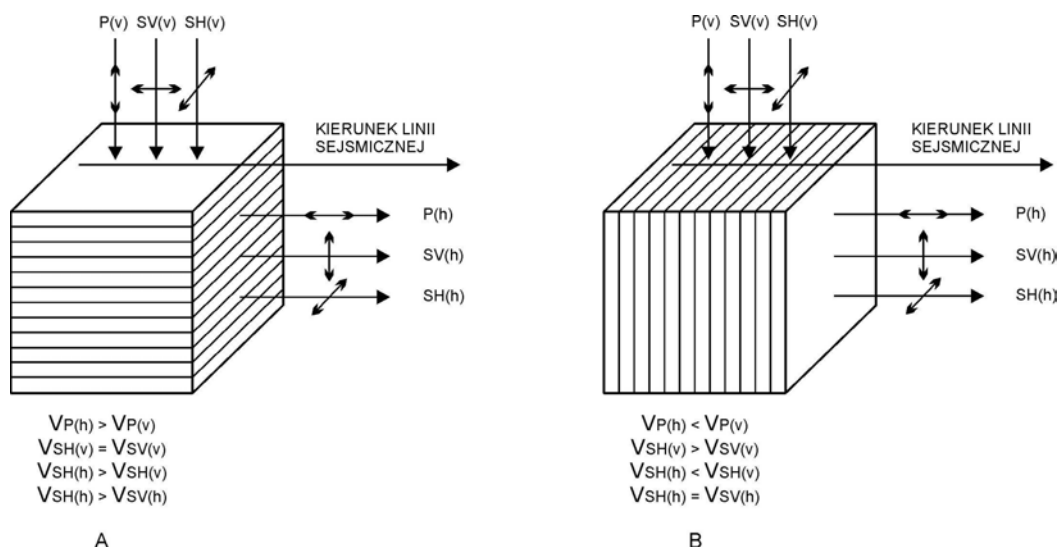


Fig. 3.28 Polaryzacje oraz kierunki drgań fal w ośrodkach anizotropowych zbudowanych z jednorodnych warstw (Tatham, McCormak, 1991).

Generalnie prędkość fali podłużnej jest większa w przypadku propagacji równoległej w stosunku do warstwowania, niż propagacji fali prostopadłej do warstwowania. Zależności pomiędzy prędkościami fali poprzecznej dla różnych polaryzacji dla podanych modeli przedstawione są na Fig 3.28. W przypadku propagacji fali S przez ośrodek anizotropowy (w którym płaszczyzny anizotropii są usytuowane przypadkowo w stosunku do profilu pomiarowego) dochodzi do rozdzielania składowych fali poprzecznej (Fig. 3.29) na składową wolną S1 (S_{slow}) oraz szybką S2 (S_{fast}). Składowe te charakteryzują się różnymi polaryzacjami zdeterminowanymi poprzez budowę ośrodka. Polaryzacje poszczególnych składowych są niezależne od kierunków fal SH oraz SV zdeterminowanych przez układ pomiarowy. W ośrodku przedstawionym na Fig. 3.28A (ośrodek poprzecznie izotropowy) polaryzacje składowej szybkiej i wolnej fali S pokrywają się z kierunkami SV oraz SH: $V_{S1} = V_{SH(h)}$ oraz $V_{S2} = V_{SV(h)}$. Dla przypadku przedstawionego na Fig 3.28B zależności mają następującą postać $V_{S1} = V_{SH(v)}$ oraz $V_{S2} = V_{SV(v)}$.

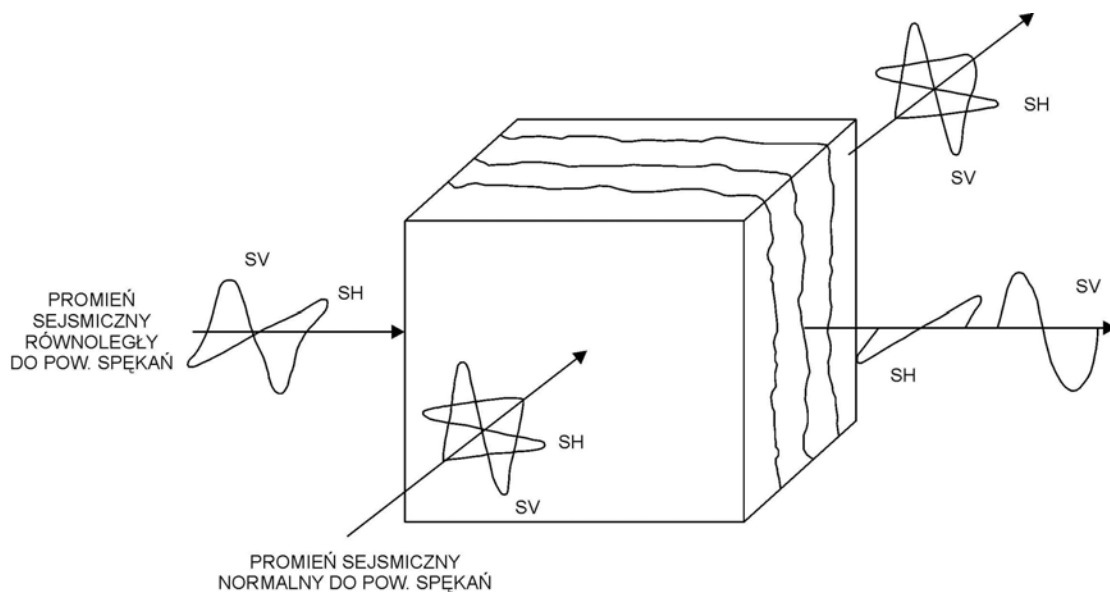


Fig. 3.29 Ilustracja propagacji fal poprzecznej przez ośrodek o określonym układzie powierzchni spękań. W przypadku promienia równoległego do powierzchni spękań zachodzi zjawisko rozszczepienia fali na poszczególne składowe (Tatham, McCormak, 1991).

Wyniki obliczeń prędkości propagacji fal podłużnych oraz poprzecznych przez ośrodek skalny ze szczelinami (o różnych gęstościach szczelin 0.01 oraz 0.1) wypełnione płynem oraz gazem w funkcji kąta padania promienia sejsmicznego w stosunku do prostopadłej do płaszczyzn szczelin przedstawia Fig. 3.30.

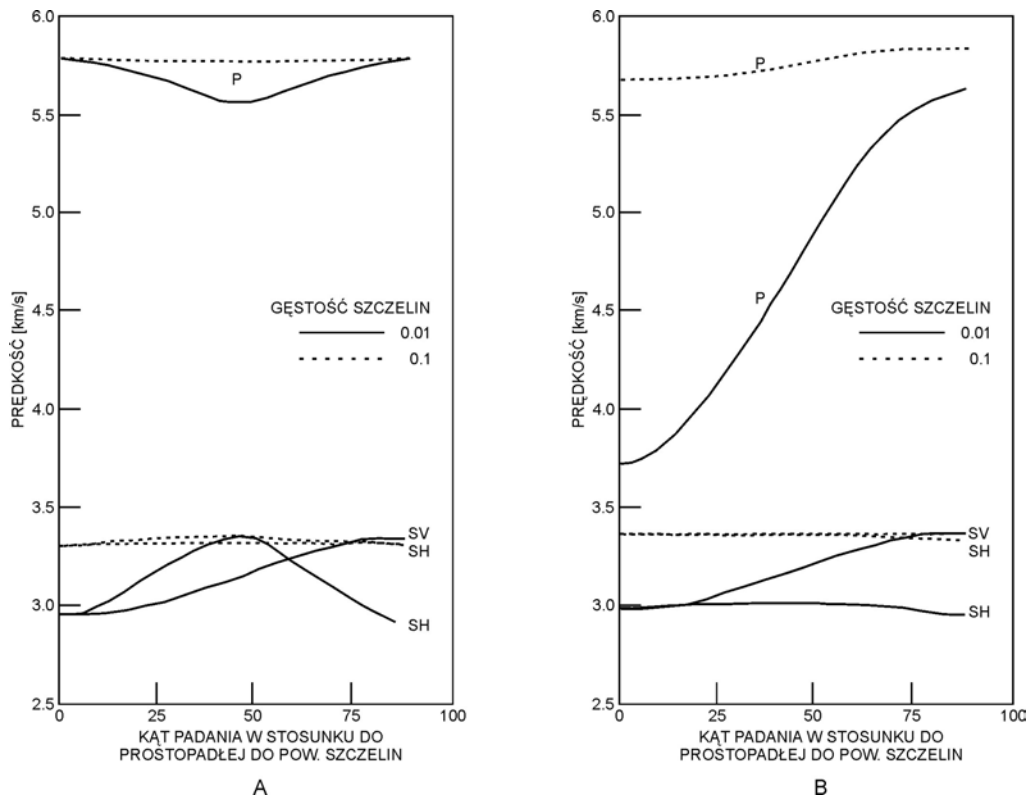


Fig. 3.30 Zależności pomiędzy obliczonymi prędkościami fal P, SV oraz SH dla szczelinowatego ośrodka skalnego (o gęstości szczelin 0,01 oraz 0,1) w zależności od kąta padania w stosunku do prostopadłej do płaszczyzn szczelin. A – przestrzeń porowa wypełniona płynem, B – gazem (Tatham, McCormak, 1991).

Obydwie składowe fali poprzecznej zmieniają się w zależności od porowatości (gęstości szczelin) oraz kąta padania fali sejsmicznej co sugeruje, iż analiza prędkości poszczególnych składowych może być źródłem informacji o gęstości szczelin oraz ich orientacji. Zmiany prędkości fali podłużnej są głównie spowodowane rodzajem medium nasycającego (Tatham, McCormak, 1991).

3.4 Pomiary prędkości propagacji fal

Większość zależności pomiędzy prędkościami V_p , V_s a innymi fizycznymi parametrami ośrodków skalnych oparte są o pomiary laboratoryjne oraz otworowe.

Na podstawie otworowych profilowań akustycznych otrzymujemy czas interwałowy, będący podstawą obliczeń prędkości propagacji fal podłużnych. Zapis pełnych obrazów falowych podczas pomiarów akustycznych polega na rejestracji różnych typów fal (podłużnych, poprzecznych, pseudo-Rayleigha, Stoneleya, odbitych od ścianek otworu, wielokrotnych, dyfrakcyjnych – związanych z niejednorodnościami ośrodka tj. szczeliny, granice warstw) przychodzących do odbiorników w pewnym przedziale czasowym. Analiza obrazów falowych pozwala na określenie szeregu cech badanych fal (np. prędkości). Warunkiem koniecznym tworzenia się fal poprzecznych (przebiegających w płycie jako podłużne, a na granicy ośrodka jako poprzeczne) jest: $V_s > V_f$, gdzie V_s jest prędkością propagacji fali poprzecznej w formacji skalnej, V_f jest prędkością propagacji fali podłużnej propagującej w płycie. Zatem w skałach rozluźnionych, skawernowanych, o niskiej prędkości w strefach przypowierzchniowych itp. na podstawie pomiarów pełnego pola falowego nie można określić parametrów fali poprzecznej, gdyż nie jest ona obserwowana (Jarzyna et al., 1999).

W przypadku powyższej sytuacji, w celu pomiaru prędkości fali poprzecznej stosuje się innego rodzaju sondy, generująca silne fale poprzeczne wykorzystujące np. źródła dipolowe.

Oprócz bezpośrednich pomiarów prędkości istnieją pośrednie sposoby estymacji prędkości fali w ośrodku skalnym. Jednym ze sposobów bazującym na danych sejsmicznych jest określenie impedancji na podstawie amplitudowej inwersji przed składaniem. Kolejną metodą jest analiza i interpretacja danych sejsmicznych profili fal podłużnych PP oraz fal przemiennych PS. Informacje o prędkościach także można uzyskiwać na podstawie pomiaru wzbudzonych i zarejestrowanych fal poprzecznych. Kolejną metodą są sejsmiczne badania PPS – Pionowe Profilowania Sejsmiczne (Yilmaz, 2001). W pomiarach laboratoryjnych wykorzystywane są sygnały o częstotliwościach rzędu MHz, w przypadku pomiarów otworowych wykorzystujemy częstotliwości rzędu kHz, w powierzchniowych badaniach sejsmicznych – rzędu dziesiątek Hz.

Istotnym zagadnieniem jest często obserwowana różnica pomiędzy prędkościami uzyskanymi z profilowań otworowych i badań sejsmicznych (PPS – Pionowe Profilowania Sejsmiczne, Profilowania Prędkości Średnich). Przyczynami powyższych różnic mogą być (wg Thomas, 1978; Tatham, McCormack, 1991; Stewart, 1999) następujące czynniki:

- Pomiar akustyczne oraz sejsmiczne charakteryzują się inną rozdzielczością ze względu na ich geometrię i wykorzystywane częstotliwości. Częstotliwości wykorzystywane w badaniach sejsmicznych próbują uśrednione własności skał („próbki” o średnicach rzędu kilkudziesięciu metrów), podczas gdy pomiary akustyczne mierzą właściwości skał w obrębie próbek rzędu kilkudziesięciu centymetrów. Na propagację fali o krótkiej długości (profilowania akustyczne) mogą mieć wpływ czynniki takie jak inkluzje mineralne itp.
- Przyrządy wykorzystywane w sejsmice i badaniach otworowych są diametralnie różne.
- Propagacja fal o różnych częstotliwościach w ośrodku jednorodnym jest różna. Dyspersja prędkości jest funkcją relatywnej wielkości długości fali w źródle do miąższości warstwy, co może powodować opóźnienia czasów przyścia fali, a zatem niższych prędkości. Fale wykorzystywane w sejsmice i geofizyce otworowej mają różne charakterystyki dyspersji – w przypadku normalnej dyspersji fale o wyższych częstotliwościach propagują szybciej w stosunku do fal o niższych częstotliwościach. Wpływ dyspersji jest szczególnie istotny gdyż pomiary dyspersji mogą być pomocne w identyfikacji litologii oraz/lub mikrostruktur (Winkler, 1986).
- W otworze sygnał propaguje w kierunku zbliżonym do pionowego, natomiast w przypadku badań sejsmicznych ze względu na trajektorię promieni sejsmicznych zależną od offsetu (kąta padania) i głębokości granic sejsmicznych większy wpływ może mieć warstwowanie, zmiany frakcji lub inne czynniki powodujące anizotropię.

Na podstawie dokładnych pomiarów PPS oraz profilowań akustycznych przeprowadzonych w tych samych otworach (Anadarko Basin, USA) stwierdzono, iż różnice pomiędzy wynikami pomiarów są związane z dyspersją prędkości oraz tłumieniem, i są często bardziej widoczne w głębszych przedziałach głębokościowych (Stewart et al., 1984).

Biorąc pod uwagę powyższe czynniki można stwierdzić, iż wyniki pomiarów parametrów fizycznych utworów skalnych wykonane w jednym przedziale częstotliwościowym niekoniecznie muszą być identyczne z wynikami uzyskanymi dla innych przedziałów częstotliwości. Jednak pomimo różnic w wynikach pomiarów, generalne zależności pomiędzy prędkościami a innym parametrami opisującymi utwory skalne we wszystkich powyższych rodzajach pomiarów są jakościowo porównywalne (Tatham, McCormack, 1991).

3.5 Wykorzystanie informacji o prędkościach oraz pól falowych PP i PS z sejsmicznych badań 3C

Głównym celem metod sejsmicznych jest przedstawienie modelu budowy wglębnej oraz rozpoznanie między innymi litologii i nasycenia. Wykorzystanie tylko fali podłużnej nie zawsze stwarza możliwości szczegółowego określenia rozkładu wybranych parametrów petrofizycznych. Wykorzystując dodatkowo fale S interpretacja powyższych parametrów jest możliwa. Informację o fali S można uzyskać z analiz AVO przeprowadzonych na danych PP. Jednak metoda ta ma pewne ograniczenia, z których najważniejszym jest brak możliwości uzyskania informacji na temat czasów przejścia fali S na podstawie analiz AVO.

Możliwe są także badania sejsmiczne SS mierzące bezpośrednio pole fal S. Niestety sekcje SS zawierają bardzo dużo zakłóceń i szumów oraz z reguły są niskiej rozdzielczości. Przyczynami tego stanu rzeczy jest fakt dwukrotnej propagacji fali S przez przypowierzchniową strefę małych prędkości (silnie tłumiącą fale). Problemem w tego rodzaju badaniach są także trudne w stosowaniu źródła fal S. Czasy rejestracji w przypadku fal SS są znacznie dłuższe w porównaniu z badaniami PP. Zatem ograniczona stosowalność badań typu SS powoduje, iż w przypadku konieczności uzyskania informacji o prędkości S z sejsmiki powierzchniowej metoda fal przemiennych jest stosowana powszechniej w stosunku do metody SS (Thomsen, 2001, Stewart et al., 2002).

Sejsmiczne pomiary wieloskładowe 3C (pomiar geofonem pionowym i poziomymi, a czasem także hydrofonem) rejestrują pole falowe bardziej szczegółowo niż konwencjonalne pomiary jednoskładowe. Na przestrzeni ostatnich lat badania 3C gwałtownie rozwinęły się, w rezultacie czego otrzymujemy oprócz pola fal podłużnych (PP) pole fal przemiennych (PS), będące wynikiem rejestracji i przetwarzania propagującej w głąb ośrodka fali podłużnej, która po konwersji na granicach sejsmicznych rejestrowana jest jako fala poprzeczna czujnikami poziomymi. Projektowanie zdjęć sejsmicznych 3C jest podobne do projektowania zdjęć PP, jednak należy wziąć pod uwagę podpowierzchniowy rozkład V_p/V_s oraz asymetryczną trajektorię promieni (padającego P oraz odbitego S). W sejsmicznych badaniach 3C wykorzystywane są standardowe źródła drgań, jednak ilość kanałów rejestrujących w punkcie odbioru jest znacznie większa w stosunku do tradycyjnych zdjęć sejsmicznych. Przetwarzania danych fal przemiennych wymaga dodatkowych procedur tj.: rotacja anizotropowa, statyka dla fali S, asymetryczne oraz anizotropowe binowanie, niehiperboliczne analizy prędkości oraz poprawka kinematyczna, migracja uwzględniająca specyfikę fal przemiennych, transformacja sekcji PS do czasów PP itp. Dzisiejsze sekcje fal PS są zbliżonej jakości (a czasem wyższej) do sekcji PP.

Trajektorię promieni: padającego P, odbitego P oraz odbitego S na poziomej granicy pomiędzy dwoma ośrodkami przedstawia Fig. 3.31. Zgodnie z prawem Snelliusa ($\sin\theta/V_p = \sin\phi/V_s$; gdzie θ – kąt padania/odbicia fali P, ϕ – kąt padania/odbicia fali S, V_p , V_s – prędkości fal P oraz S) występuje asymetria pomiędzy promieniem padającym P oraz odbitym S, gdyż prędkość fali S jest niższa od prędkości fali P. Punkt konwersji jest przesunięty w kierunku odbiornika w stosunku do punktu CDP (CMP) (Stewart et al., 2002).

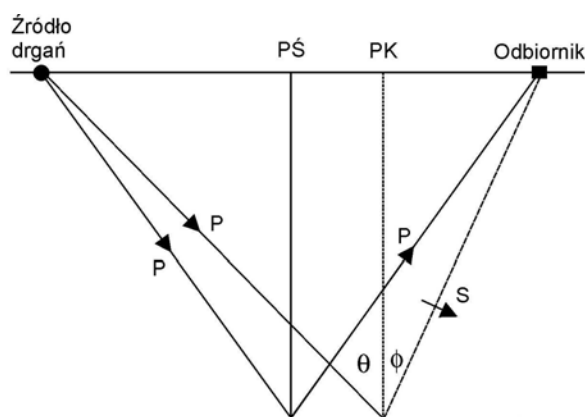


Fig. 3.31 Trajektorie promieni sejsmicznych, PŚ – punkt środkowy, PK – punkt konwersji (Stewart et al., 2002).

Prawo Snelliusa daje podstawy geometrii promieni sejsmicznych, natomiast równania Zoeppritza (1919) opisują amplitudy refleksów. Dla pojedynczej granicy pomiędzy sprężystymi ośrodkami współczynniki odbić przedstawione są na Fig. 3.32.

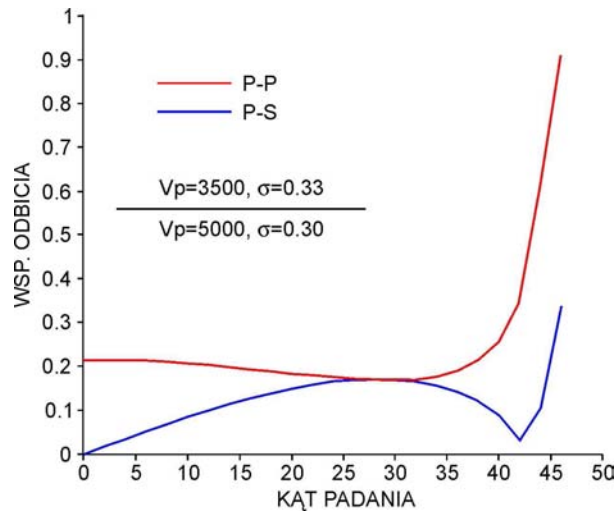


Fig. 3.32 Wykres zależności współczynników odbicia fali PP oraz PS w funkcji kąta padania fali P (Stewart et al., 2002).

Rozdzielenie energii związane z konwersją fali jest przyczyną efektu zamian amplitud z offsetem (AVO) dla fali P. Wg Aki-Richardsa (1980) współczynnik odbicia R_{PS} może być aproksymowany do postaci:

$$R_{PS} = -k \left[(1 + \delta) \frac{\Delta \rho}{\rho} + 2\delta \frac{\Delta V_S}{V_S} \right] \quad (3.39)$$

gdzie: $k = (\gamma \tan \phi) / 2$; $\delta = -2(\sin^2 \theta) / \gamma^2 + 2(\cos \theta \cos \phi) / \gamma$; $\gamma = V_P / V_S$; $\Delta \rho = \rho_{lower} - \rho_{upper}$; $\Delta V_S = V_{S.lower} - V_{S.upper}$; $\rho = 0.5(\rho_{lower} + \rho_{upper})$; $V_P = 0.5(V_{P.lower} + V_{P.upper})$; $V_S = 0.5(V_{S.lower} + V_{S.upper})$.

Gwałtowny rozwój technik akwizycji i przetwarzania fal przemiennych spowodował, iż badania sejsmiczne, w wyniku których otrzymujemy także sekcje fal przemiennych, wykazujące w stosunku do standardowych sekcji fal podłużnych inny charakter refleksyjności, inny charakter fal wielokrotnych, stref tuningu itp. wykorzystywane są w wielu zagadnieniach. Wielu autorów wykazało możliwości wykorzystania fal PS między innymi w: obrazowaniu stref poniżej złóż gazowych, interpretacji uskoku, antyklin, stref przypowierzchniowych, utworów podścielających sole, diapirów solnych, diapirów mułowcowych. Szczególnie interesującym zagadnieniem jest wykorzystanie pól fal PS, ich atrybutów oraz informacji V_p/V_s do określania litologii (piaskowiec/łupek, dolomit/anhydryt), parametrów petrofizycznych skał, do rozszerzenia możliwości standardowych analiz AVO, w analizach PS AVO, do kalibrowania bright spotów, analiz anizotropii, oraz monitorowania złóż (sejsmika 4D) (Garotta et al., 1985; Fraiser, Winterstein, 1990; Winterstein, Meadows; 1991 a, b; Purnell, 1992; Berg et al., 1994; Ata, Michelena, 1995; Granli et al., 1995; Gaiser, 1996, 1999, 2000; Li et al., 1996, 1999; Miller, 1996; Stewart et al., 1996, 2002, 2003; Van Dok et al. 1997; Guest et al., 1998; Kendall et al., 1998; Margrave et al., 1998; Barkved et al., 1999; Berteussen et al., 1999; MacLeod et al. 1999 a, b; Cary, Couzens, 2000; Duffaut et al., 2000; Goodway, Tessman, 2000; Kristiansen, 2000; Le Stunff et al., 2000; Probert et al., 2000; Rodriguez, 2000; Spitz et al., 2000; Stewart, Todorov, 2000; Thompson et al., 2000; Zhu et al., 2000; Crampin, 2001; Michelena et al., 2001; Van Dok, Gaiser, 2001; Yilmaz, 2001; Dufour et al., 2002; Garotta et al., 2002; Jędrzejowska-Tyczkowska, Legionowicz, 2002; Mazur et al., 2002; Russell et al., 2002; Dariu et al., 2003; Gray, 2003; Jędrzejowska-Tyczkowska, Żukowska, 2004; Xu, Stewart, 2005; Guliyev et al., 2006; Roth, 2006; Zhang, Lines, 2006).

4 Baza danych sejsmicznych oraz otworowych

4.1 Lokalizacja otworów oraz profili sejsmicznych

W pracy wykorzystano dane geofizyczne z części zapadliska przedkarpackiego znajdującej się w województwie małopolskim, na północ od Brzeska w okolicach wsi Krzczów, Grobla (powiat bocheński) oraz Rajsko i Szczurowa (powiat brzeski). Na obszarze tym wykonano wiele wierceń oraz pomiarów sejsmicznych ze względu na dużą perspektywiczność występowania ropy oraz gazu. W obrębie tego obszaru odkryto zarówno złoża ropy naftowej (Grobla) jak i gazu ziemnego (Rajsko, Krzczów).

W niniejszej pracy wykorzystano wyniki pomiarów sejsmicznych metodą 2D 3C wykonanych w 2004 roku przez przedsiębiorstwo Geofizyka Toruń Sp. z o.o. w ramach projektu Krzczów-Rajsko 2D 3C, zleconego przez Departament Poszukiwania Złóż PGNiG S.A.

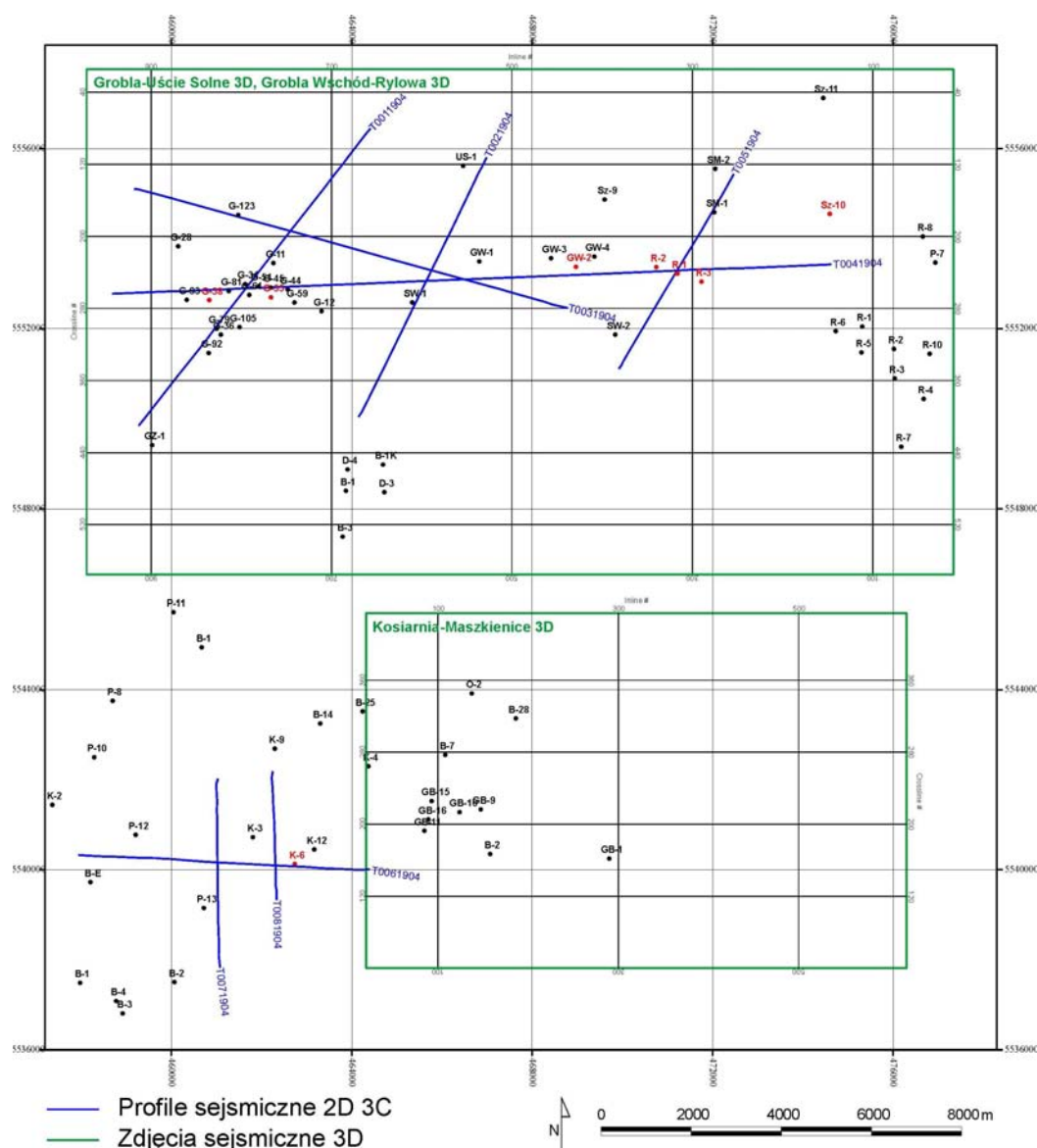


Fig. 4.1 Lokalizacja profili sejsmicznych 2D 3C, części otworów wierniczych oraz zdjęć sejsmicznych 3D. Dane z otworów zaznaczonych na czerwono zostały wykorzystane w pracy.

Wykorzystano także dane geofizyki wierniczej, pochodzące z profilowań w otworach w okolicach wybranych profili, wykonanych przez przedsiębiorstwo Geofizyka Kraków Sp z o.o. Fig.

4.1 przedstawia lokalizację części otworów wiertniczych znajdujących się w danym rejonie, profili sejsmicznych 2D 3C oraz zdjęć sejsmicznych 3D (połączone zdjęcia Grobla-Uście Solne 3D, Grobla Wschód-Rylowa 3D oraz Kosiarnia-Maszkienice 3D) wykonanych przez przedsiębiorstwo Geofizyka Kraków Sp z o.o.

4.2 Dane sejsmiczne

W pracy skupiono się na analizach z wykorzystaniem profili sejsmicznych T0041904 oraz T0061904.

Profil T0041904 zlokalizowany jest w niezwykle interesującym, zarówno pod względem geologicznym jak i złożowym, obszarze. Przecina on między innymi paleodolinę Szczurowej, złoża gazowe Rajsco, zlokalizowane w obrębie piaskowców cenomańskich, oraz strefę wyklinowań cenomanu. Profil T0061904, zlokalizowany na południe od poprzedniego, także przebiega przez interesujący pod względem geologicznym rejon. W tym przypadku mamy do czynienia ze strefą nasyconą gazem jednak znajdującą się w obrębie utworów miocenijskich. Obraz sejsmiczny tej strefy znacznie różni się od obrazu złoża cenomańskiego.

Dostępność sejsmicznych danych wieloskładowych w obrębie tak zróżnicowanego rejonu pod względem geologicznym oraz złożowym powoduje, iż stanowią one bardzo interesujący materiał badawczy pozwalający na analizę nie tylko struktur geologicznych i złóż oraz anomalii sygnału sejsmicznego w polu fal podłużnych i poprzecznych, ale przede wszystkim pozwalają na powiązanie danych sejsmicznych bezpośrednio z parametrami petrofizycznymi skał wyznaczonymi na podstawie danych geofizyki wiertniczej.

Zadaniami geologicznymi prac sejsmicznych „Krzeczów Rajsco 2D 3C”, określonymi przez zleceniodawcę, były:

- prześledzenie budowy geologicznej utworów miocenu, cenomanu oraz jury pod kątem nasycenia ich węglowodorami w aspekcie strukturalnym oraz litologiczno-facjalnym,
- określenie związku pomiędzy zapisem sejsmicznym a nasyceniem pułapek węglowodorami w strukturalnych strefach wyklinowania się piaskowców cenomańskich,
- określenie zasięgu stref anomalnego zapisu sejsmicznego w utworach miocenu autochtonicznego, w strefie gazonośnej struktury Krzeczów.

Prace polowe

Prace polowe zostały wykonane w 2004 roku, wykonano 8 profili sejsmicznych o łącznej długości 51,6 kmb. Podstawowymi parametrami schematu pomiarowego oraz rejestracji były:

- rozstaw symetryczny z pozycją punktu wzbudzenia między kanałami,
- odległość między kanałami – 15 m,
- odległość między punktami wzbudzenia – 15 m,
- ilość kanałów czynnych w rozstawie – 162 (160 + 2 kanały okna),
- ilość kanałów w rozstawie – 80 (dla składowej podłużnej),
- offset minimalny – +/- 22.5 m,
- offset maksymalny – +/- 1207.5 m,
- długość rekordu – 4 s,
- krok próbkowania – 1 ms,
- w fazie rejestracji zastosowano filtrację pasmową (3 – 411 Hz).

Rejestracji dokonano aparaturą telemetryczną I/O System Four, wykorzystano cyfrowe czujniki trójskładowe VectorSeis, pozwalające na rejestrację trzech komponentów fali sejsmicznej; pionowego (Z) oraz dwóch poziomych (X, Y). Źródłami wzbudzenia były 3 wibratory MARK IV. Wykonano także 39 pomiarów prędkości w strefie małych prędkości metodą sondowania mikrokarotażowego (Dusak, 2004).

Przetwarzanie danych sejsmicznych

Przetwarzanie zarejestrowanych danych sejsmicznych wykonano z wykorzystaniem oprogramowania ProMAX (Halliburton), FOCUS (Paradigm) oraz GLI-3D (Hampson – Russell Software). Obliczenia wykonano na całej długości zapisu z próbkowaniem zgodnym z zapisem polowym, oddzielnie dla składowej pionowej i poziomej.

Kolejnymi etapami przetwarzania składowej pionowej były (wg Ulman, Dybalak, 2004):

- wprowadzenie danych o geometrii oraz niwelacji terenu do nagłówków tras,
- kompensacja dywergencji sferycznej oraz tłumienia ośrodka,
- tłumienie zakłóceń (pojedynczych, lokalnych wysokoamplitudowych zakłóceń, fali głosowej, zakłóceń liniowych),
- konwersja minimalno-fazowa dla profili o wzbudzaniu wibratorowym,
- punktowanie pierwszych wstąpień i obliczanie poprawek refrakcyjnych,
- dekonwolucja (minimalno-fazowa dekonwolucja spikowa, wielokanałowa, czteroskładnikowa),
- wprowadzenie poprawek statycznych,
- analizy prędkości (trzy iteracje),
- automatyczna korekta poprawek statycznych,
- tłumienie nieliniowych zakłóceń kohenrentnych,
- tłumienie fal wielokrotnych,
- DMO,
- aplikacja ostatecznych poprawek NMO oraz mutingu zmiennego wzdłuż profilu,
- skalowanie tras przed składaniem,
- składanie tras względem wspólnego punktu głębokościowego (WPG),
- wybielanie widma sygnału sejsmicznego,
- dekonwolucja F-X,
- filtracja pasmowa,
- końcowe skalowanie amplitud,
- migracja (Fast Explicit FD).

Sekwencja przetwarzania składowej poziomej składała się z następujących procedur (wg Ulman, Dybalak, 2004):

- wprowadzenie danych o geometrii oraz niwelacji terenu do nagłówków tras,
- kompensacja dywergencji sferycznej oraz tłumienia ośrodka,
- redakcja rekordów i tras sejsmicznych (eliminacja nieakceptowalnych tras i rekordów, korekta biegunowości, korekta azymutalna),
- odwrócenie biegunowości tras na ujemnych offsetach,
- grupowanie asymptotyczne (dla $V_p/V_s = 2.3$),
- rotacja do naturalnego układu składowych radialnej i transwersalnej,
- tłumienie zakłóceń (pojedynczych, lokalnych wysokoamplitudowych zakłóceń, fali głosowej, zakłóceń liniowych),
- konwersja minimalno-fazowa dla profili o wzbudzaniu wibratorowym,
- wyznaczanie poprawek statycznych,
- dekonwolucja (minimalno-fazowa dekonwolucja spikowa, wielokanałowa, czteroskładnikowa),
- wprowadzenie poprawek statycznych,
- analizy prędkości (trzy iteracje),
- automatyczna korekta poprawek statycznych,
- tłumienie szumu na kolekcja wspólnego offsetu,
- DMO,
- aplikacja ostatecznych poprawek NMO oraz mutingu zmiennego wzdłuż profilu,
- skalowanie tras przed składaniem,
- składanie tras względem wspólnego punktu konwersji (WPK),
- wybielanie widma sygnału sejsmicznego,
- dekonwolucja F-X,
- filtracja pasmowa,
- końcowe skalowanie amplitud,
- migracja (Fast Explicit FD).

W trakcie przetwarzania dokonywano kontroli zgodności wiązań czasowych (Ulman, Dybalak, 2004). W dalszej części opracowywania danych sejsmicznych badano zerofazowość sygnału z wykorzystaniem danych otworowych czego efektem, w przypadku składowych pionowych, była

rotacji fazy o -120° (Zarzycka et al., 2004). W badaniach wykorzystywano profile w wersjach składowych pionowych oraz poziomych – składową radialną. W procesie przetwarzania dokonano rotacji składowych poziomych tak by ich osie pokrywały się z osiami anizotropii ośrodka, w wyniku czego składowa szybka posiada znacznie większą energię niż składowa wolna, zatem tylko ta składowa została wykorzystana w badaniach.

4.3 Dane otworowe

Dane otworowe wykorzystane w trakcie badań pochodzą z otworów zlokalizowanych w obrębie wybranych profili. W obrębie profilu T0041904 wykorzystano dane z następujących otworów (Fig. 4.1): Rajsco-1, -2, -3 (R-1, R-2, R-3), Grobla Wschód-2 (GW-2), Grobla-35 (G-35), Grobla-38 (G-38). W obrębie profilu T0061904 wykorzystano dane głównie z otworu Krzczów-6 (K-6). Częściowo korzystano także z danych z otworu Krzczów-12 (K-12), jednak znaczna odległość od profilu, nieduża głębokość otworu (nie sięgał anhydrytu), oraz bardzo duża zmienność geologiczna w obrębie badań powodowały trudności w jednoznacznej korelacji z danymi sejsmicznymi. W badaniach wykorzystano także dane z otworu Szczurowa-10 (Sz-10) ze względu na dostępność Pionowych Profilowań Sejsmicznych w wersji 3C. Wybór danych z powyższych otworów podyktowany był określoną lokalizacją (lokalizacja w sąsiedztwie wybranych profili, przewiercają strefę złożową itp.) oraz dostępnością krzywych profilowań akustycznych. W pracy oprócz krzywych geofizyki wiertniczej pochodzących z wyszczególnionych otworów wykorzystano także dane o wyznaczonych pakietach litostartygaficznych w otworach (pochodzących z bazy danych przedsiębiorstwa PGNiG S.A.). Niestety w żadnym z wybranych otworów, ani w żadnym z innych otworów w obrębie badań nie były wykonywane profilowania pozwalające na uzyskanie informacji o prędkościach fal poprzecznych.

Otwór Rajsco-1, o głębokości całkowitej 1058 m, pochodzi z 1997 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 180.5 m. W otworze wyznaczone zostały następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 20.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,
- 20.0 – 543.0 m, sarmat + baden górny (Ms + Mb3) – iłowce, mułowce, piaskowce,
- 543.0 – 556.0 m, baden środkowy (Mb2) – anhydryty, łupki,
- 556.0 – 590.0 m, baden dolny (Mb1) – iłowce, mułowce,
- 590.0 – 888.0 m, senon (Kse) – wapienie, margle,
- 888.0 – 1028.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- 1028.0 – 1058.0 jura górna – malm (J3) – wapienie, margle.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Rajsco-1: krzywą profilowań akustycznych (DT), krzywą gęstościową (RHOB), krzywą profilowania gamma (GR), krzywymi profilowań elektrometrii oporowej (EL28, EN16, EN64, EL18), krzywą profilowania średnicy otworu (CALI), krzywą porowatości całkowitej (PHI), krzywą porowatości efektywnej (PHIE), krzywą porowatości neutronowej (NTCN), krzywą profilowań potencjałów naturalnych (SP), krzywą nasycenia wodą przestrzeni porowej (SW) oraz danymi dotyczącymi składu mineralnego szkieletu – objętościową zawartością iłów (VILL), objętościową zawartością kwarcu (VQUA), objętościową zawartością kalcytu (VCLC), objętościową zawartością dolomitu (VDOL), objętościową zawartością anhydrytu (VANH), objętościową zawartością gipsu (VGYP). W pracy wykorzystano także wyniki pomiarów prędkości średnich w otworze (V_{SR}).

Otwór Rajsco-2, o głębokości całkowitej 935.0 m, pochodzi z 1997 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 180.6 m. W otworze wyznaczone zostały następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 20.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,
- 20.0 – 547.0 m, sarmat + baden górny (Ms + Mb3) – iłowce, mułowce, piaskowce,
- 547.0 – 561.0 m, baden środkowy (Mb2) – gipsy, anhydryty,
- 561.0 – 599.0 m, baden dolny (Mb1) – iłowce, mułowce,
- 599.0 – 885.5 m, turon (Kt) – margle, wapienie,
- 885.5 – 935.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Rajsko-2: DT, RHOB, GR, PHI, SW, PHIE, NTCN, SP, CALI, LL3, EL28, EN16, EN64, EL18, VILL, VQUA, VCLC, VANH, VGYP.

Otwór Rajsko-3, o głębokości całkowitej 2500.0 m, pochodzi z 2000 roku (wiercenie rozpoczęto w 1999 roku). Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 186.0 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 12.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,
- 12.0 – 556.0 m, baden górny (Mb3) – iłowce, mułowce, piaskowce,
- 556.0 – 563.0 m, baden środkowy (Mb2) – iłowce,
- 563.0 – 609.0 m, baden dolny (Mb1) – iłowce,
- 609.0 – 900.0 m, kreda górna (K3) – wapienie, margle,
- 900.0 – 1004.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- 1004.0 – 1019.0 m, oksford górny – astrat (Jo3a) – wapienie,
- 1019.0 – 1053.0 m, oksford górny – raurak (Jo3r) – wapienie, margle, wapienie margliste,
- 1053.0 – 1475.0 m oksford (Jo) – wapienie, dolomity,
- 1475.0 – 1480 m, kelowej (Jkl) – wapienie,
- 1480.0 – 1525.0 m, trias (T) – brekcje wapienne, wapienie, zlepieńce,
- 1525.0 – 1862.0 m, karbon dolny – dinant (C1) – wapienie, brekcje wapienne, iłowce,
- 1862.0 – 2468.0 m, dewon górny (D3) – wapienie, dolomity, iłowce,
- 2468.0 – 2500.0 m, dewon dolny (D1) – kwarcyty, piaskowce kwarcytowe, mułowce.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Rajsko-3: DT, RHOB, GR, PHI, SW, NTCN, CALI, LL3, ILD, ILM, LLS, LLD, MSFL, VQUA, VCLC, VDOL, VILL, VANH. W pracy wykorzystano także wyniki pomiarów prędkości średnich w otworze (V_{SR}).

Otwór Grobla Wschód-2, o głębokości całkowitej 1027 m, pochodzi z 1994 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 179.56 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 10.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,
- 10.0 – 516.0 m, baden górny (Mb3) – łupki, piaskowce, mułowce,
- 516.0 – 573.0 m, baden dolny (Mb1) – anhydryty / anhydryty, łupki, piaskowce, mułowce,
- 573.0 – 877.0 m, senon (Kse) – margle, wapienie,
- 877.0 – 878.0 m, turon (Kt) – wapienie,
- 878.0 – 995.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- 995.0 – 1027.0, jura górna – malm (J3) – wapienie.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Grobla Wschód-2: DT, GR, RHOB, CALI, SP, NTCN, EL28, EN16, EN64, EL18, TEMP.

Otwór Krzczów-6, o głębokości całkowitej 1066 m, pochodzi z 2001 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 197.2 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 20.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, ility, piaski,
- 20.0 – 817.0 m, baden górny (Mb3) – iłowce, mułowce, piaskowce,
- 817.0 – 823.0 m, baden środkowy (Mb2) – iłowce, mułowce, anhydryty, sole,
- 823.0 – 867.0 m, baden dolny (Mb1) – iłowce, mułowce, piaskowce,
- 867.0 – 946.0 m, kreda górna (K3) – margle, wapienie margliste,
- 946.0 – 1002.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- 1002.0 – 1066.0 m, jura górna – malm (J3) – wapienie, margle.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Krzczów-6: DT, GR, RHOB, PHI, SW, CALI, SP, VIL, VPSC, VWAP, VDOL, VANH, VHAL. Wykorzystano także wyniki pomiarów prędkości średnich w otworze (V_{SR}).

Otwór Szczurowa-10, o głębokości całkowitej 1085 m, pochodzi z 1997 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 180.5 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 20.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,

- 20.0 – 733.0 m, sarmat + baden górny (Ms + Mb3) – mułowce, piaskowce,
- 733.0 – 750.0 m, baden dolny (Mb1) – anhydryty ilaste / anhydryty ilaste, iłowce, mułowce,
- 750.0 – 996.0 m, senon (Kse) – margle, wapienie,
- 996.0 – 1068.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- J3 jura górna (malm) 1068.0 – 1085.0 – wapienie, margle.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Szczurowa-10: DT, GR, RHOB, PHI, NTCN, SW, SP, CALI, LL3, EL28, EN16, EN64, EL18, VILL, VQUA, VCLC, VDOL, VANH. Wykorzystano także wyniki pomiarów prędkości średnich w otworze (V_{SR}).

Otwór Grobla-35, o głębokości całkowitej 820 m, pochodzi z 1978 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 182.5 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 20.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,
- 20.0 – 444.0 m, baden górny (Mb3) – iłowce, mułowce, piaskowce,
- 444.0 – 503.0 m, Mb1 baden dolny (Mb1) – anhydryty / anhydryty, mułowce, iłowce,
- 503.0 – 756.0 m, kreda górna (K3) – margle, wapienie,
- 756.0 – 769.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- 769.0 – 820.0 m, jura górna – malm (J3) – wapienie, margle.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Grobla-35: DT, GR, CALI, SP, EN16, EN64, EL18.

Otwór Grobla-38, o głębokości całkowitej 800 m, pochodzi z 1979 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 183.0 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- 0 – 20.0 m, czwartorzęd (Q) – gliny, piaski, żwiry,
- 20.0 – 395.0 m, baden górny (Mb3) – piaskowce, iłowce, mułowce,
- 395.0 – 445.0 m, baden dolny (Mb1) – anhydryty / anhydryty, iłowce, mułowce,
- 445.0 – 685.0 m, senon (Kse) – margle, wapienie,
- 685.0 – 688.0 m, cenoman (Kc) – piaskowce,
- 688.0 – 800.0 m, J3 jura górna – malm (J3) – wapienie, margle.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi oraz wynikami opracowania profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Grobla-38: DT, GR, CALI, PHIE, SP, EN16, EN64, EL18.

Otwór Krzczów-12, o głębokości całkowitej 806 m, pochodzi z 1992 roku. Wysokość n.p.m. wlotu otworu wynosi 198.0 m. W otworze wyznaczono następujące pakiety litostratygraficzne:

- Q czwartorzęd 0 – 20.0 m – gliny, piaski, żwiry,
- Mb3 baden górny 20.0 – 806.0 m – łupki, piaskowce, mułowce.

Dysponowano następującymi danymi pomiarowymi profilowań geofizyki wiertniczej pochodzącymi z otworu Krzczów-12: DT, GR, CALI, SP, EN64, NTCN. W powyższym otworze nie wykonywano pomiarów prędkości średnich.

W żadnym z powyższych otworów (ani otworów w omawianym rejonie) nie dysponowano informacjami o prędkościach fal poprzecznych. W związku z faktem, iż informacja o prędkościach fal S jest niezbędna w niniejszych badaniach wykorzystano syntetyczne prędkości obliczone z wykorzystaniem modelu Biota-Gassmanna (Krief et al., 1989; omówiony także w rozdziale 3).

Obliczenia wykonano dla danych z otworów Rajska-1, Rajska-3 oraz Krzczów-6 (krzywe wynikowe przedstawiono w rozdziale 5). Parametry oraz dokładny opis sposobu obliczeń dla powyższych przypadków opisano w pracy badawczej dotyczącej także zagadnień interpretacji oraz analiz danych sejsmiki trójskładnikowej (Bała w Kowalczyk et al., 2007).

Wybór powyższych otworów podyktowany został dostępnością krzywych (w szczególności informacją o składzie mineralnym szkieletu skalnego, porowatością oraz nasyceniem wodą), ich lokalizacją względem profili sejsmicznych (oraz sygnatur węglowodorowości rejestrowanych na profilach sejsmicznych) i interesujących stref złożowych – otwór przewiercający złożę gazowe w utworach cenomańskich (Rajska-1), w miocenijskich (Krzczów-6), otwór przewiercający nienasycone utwory cenomańskie (lub o bardzo nieznacznym nasyceniu) (Rajska-3). Obliczenia wykonano z wykorzystaniem danych otworowych przy założeniu odpowiednich parametrów sprężystości dla poszczególnych elementów składu mineralnego oraz mediów nasycających.

5 Określenie zależności pomiędzy prędkościami fal sprężystych a wybranymi parametrami petrofizycznymi oraz litologią skał na podstawie danych geofizyki otworowej z wykorzystaniem modeli sejsmicznych 1D

Wykorzystanie informacji o prędkościach propagacji fal podłużnych oraz poprzecznych do analiz właściwości zbiornikowych i złożowych wymaga interdyscyplinarnego podejścia. Wykorzystanie szczegółowych informacji o parametrach petrofizycznych pochodzących z badań otworowych oraz informacji pochodzących z danych sejsmicznych jest podstawą zaawansowanych analiz tj. inwersji sejsmicznej, analizy AVO, modeli sejsmicznych itp. We wszystkich powyższych analizach wykorzystywana jest informacja o prędkościach pomierzonych w otworach, uwzględniających poprawki związane z korelacją danych geofizyki otworowej z danymi sejsmicznymi.

W rozdziale przedstawiono dowiązanie danych otworowych do profili sejsmicznych fal podłużnych oraz poprzecznych z wykorzystaniem otworowych krzywych prędkości fali podłużnej oraz teoretycznych krzywych prędkości fali poprzecznej. Dowiązanie pozwoliło na korelację podstawowych wydzieleni stratygraficznych na profilach sejsmicznych oraz na otrzymanie skalibrowanych prędkości fali podłużnej oraz poprzecznej niezbędnych w budowie modeli sejsmogeologicznych. Podjęto także próbę określenia zależności pomiędzy prędkościami a wybranymi parametrami petrofizycznymi. Określenie wpływu poszczególnych parametrów petrofizycznych na prędkości fal sprężystych daje podstawę do wnioskowania na temat zmian poszczególnych parametrów na podstawie wyników np. inwersji sejsmicznej, wartości V_p/V_s uzyskanych z dopasowania odpowiadających sobie horyzontów na profilach w wersji PP oraz PS.

5.1 Dowiązanie danych otworowych do danych sejsmicznych

Podstawowym narzędziem korelacji danych otworowych z danymi sejsmicznymi są sejsmogramy syntetyczne. W przypadku fal podłużnych korelacja danych sejsmicznych z otworowymi wykonywana jest przy pomocy sejsmogramu syntetycznego obliczonego na podstawie splotu rozkładu współczynników odbicia z sygnałem elementarnym. W przypadku pól fal przemiennych korelacja danych sejsmicznych z otworowymi odbywa się przy użyciu tras syntetycznych obliczonych na podstawie równań Zoeppritza (1919), przy założeniu różnych offsetów (kątów padania promieni sejsmicznych) oraz sygnału elementarnego.

Korelację danych sejsmicznych z otworowymi wykonano w systemie *Hampson-Russell Software* w module *ProMC*. Pozwala on na analizy pól fal podłużnych, poprzecznych i przemiennych oraz korelację danych otworowych z powyższymi polami falowymi. Moduł ten pozwala także na interaktywną analizę oraz określanie poprawności dopasowania danych sejsmicznych PP oraz PS przekonwertowanych do domeny czasu rejestracji fal PP, PS lub SS. Korelację danych otworowych z polem fal PP wykonano w domenie czasu rejestracji fal PP, natomiast w przypadku fal przemiennych w domenie czasu rejestracji fal PS.

W przypadku korelacji z wykorzystaniem pola fal podłużnych wykorzystano informację o prędkości fali podłużnej (krzywe geofizyki wiertniczej DT), które na wstępie zostały poprawione prędkościami średnimi, uzyskanymi z badań sejsmometrycznych w otworach. Wykorzystano również informacje o gęstości, także pochodzące z danych pomiarów otworowych. W interwałach, w których nie dysponowano krzywymi gęstościowymi wykorzystywano równanie Gardnera (1974) w celu obliczenia gęstości na podstawie prędkości fali podłużnej. Kolejnym krokiem była statystyczna ekstrakcja sygnału elementarnego z tras odpowiadających położeniom otworów, w wyniku czego otrzymano sygnały elementarne użyte do obliczania sejsmogramów syntetycznych. W kolejnym etapie dopasowywano odpowiadające sobie fazy tras syntetycznych z zarejestrowanymi. Powyższa procedura wprowadzała zmiany wartości krzywych prędkościowych.

Korelacja danych otworowych z polem falowym fal przemiennych wymaga znajomości prędkości fal podłużnych, poprzecznych oraz gęstości, a także założenia niezerowych kątów padania fali podłużnej (offsetów odpowiadających danym rzeczywistym) oraz sygnału elementarnego. Dla przypadku fal przemiennych do korelacji wykorzystano krzywe otworowe (prędkość fali P, gęstość) oraz obliczoną syntetyczną krzywą prędkości fal poprzecznych z wykorzystaniem relacji Biota-Gassmanna (Krief et al., 1989; Bała w Kowalczyk et al., 2007). Modelowe krzywe prędkości fali poprzecznej obliczono z wykorzystaniem modułu *ESTYMACJA* programu *GeoWin* (opracowanego

w ZG WGGiOŚ AGH). Elementarne sygnały statystyczne wyekstrahowano z tras sejsmicznych pól PS odpowiadających położeniom otworów. Program *ProMC* na podstawie powyższych krzywych, sygnału elementarnego oraz przy założeniu niezerowego kąta padania promienia sejsmicznego (w niniejszej pracy założono offsety odpowiadające rzeczywistym, zastosowanym w badaniach terenowych), pozwala na obliczanie tras syntetycznych dla podanych offsetów. Aplikacja poprawki NMO oraz składanie w poziomie obliczonych tras prowadzi do uzyskania sejsmogramów syntetycznych fal PS. Korelacja odpowiadających sobie faz sygnału tras syntetycznych z trasami zarejestrowanymi prowadzi do zmiany prędkości – jednak w tym przypadku poprawka modyfikuje tylko krzywą prędkości fal poprzecznych.

Dane sejsmiczne wykorzystywane w niniejszym opracowaniu były analizowane pod kątem zerofazowości (rozdział 4), zatem defazowanie profili sejsmicznych na tym etapie nie było wykonywane.

Korelację danych otworowych z sejsmicznymi wykonano w kilku etapach. Pierwszym z nich było dowiązanie danych otworowych do sejsmicznych profili fal podłużnych. W tym celu wykorzystano krzywe prędkości fali P oraz gęstości. Wykonano korelację z wykorzystaniem sygnału wyekstrahowanego z trasy odpowiadającej położeniu otworu. Korelację danych otworowych z otworu Rajsco-1 z danymi sejsmicznymi (z profilu T0041904) w wersji pól fal podłużnych (w domenie PP) przedstawiono na Fig. 5.1.

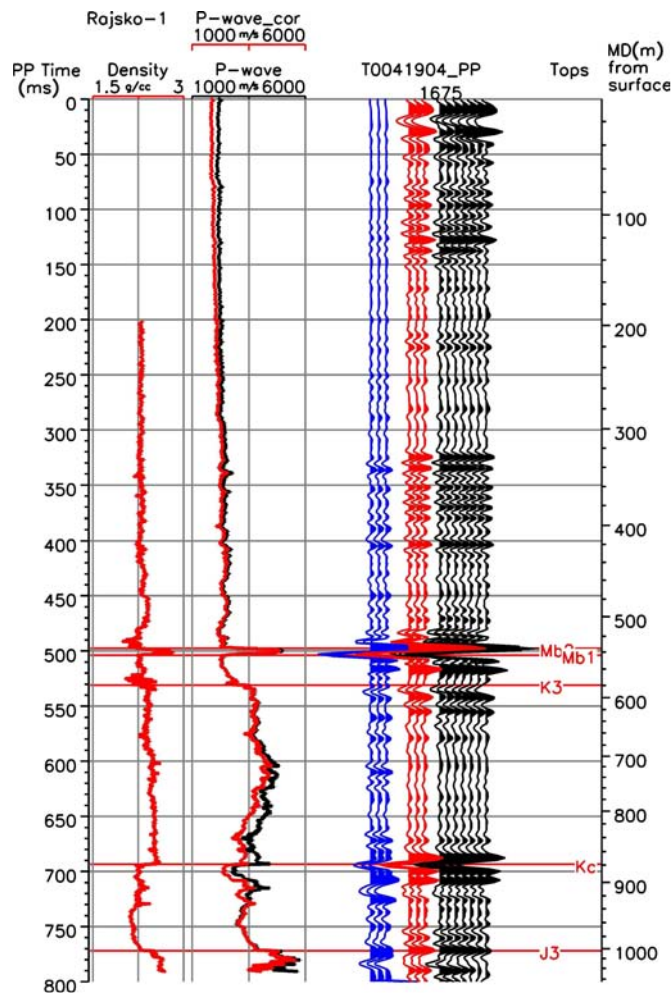


Fig. 5.1 Korelacja danych otworowych z sejsmicznymi (fale P) dla otworu Rajsco-1 (domena PP).

Na rysunku przedstawiono krzywą gęstościową (Density), krzywe prędkościowe – wejściową (P-wave, krzywa czarna) oraz krzywą poprawioną (P-wave_cor, krzywa czerwona). W dalszej części przedstawiono sejsmogram syntetyczny (trasy koloru niebieskiego), trasę sejsmiczną z przekroju fal

podłużnych odpowiadającą usytuowaniu otworu (trasa powielona trzykrotnie – kolor czerwony) oraz część przekroju fal podłużnych (trasy czarne). Na rysunkach zaznaczono także wydzielenia stratygraficzne podstawowych granic (mb1, mb2, K3, Kc, J3). Na podstawie powyższego rysunku można stwierdzić, że korelacja tras syntetycznych z zarejestrowanymi jest bardzo dobra. Poprawki związane z dowiązaniem są niewielkie, różnice w krzywych zaznaczają się w płytkiej części otworu oraz w przedziale głębokościowym od ok. 700 do 900 m. Pomimo wprowadzonych poprawek do krzywej prędkości fali podłużnej relatywne kontrasty prędkości na poszczególnych granicach sejsmicznych są zachowane.

W kolejnym etapie przeprowadzono korelację danych otworowych z profilem sejsmicznym fal przemiennych w domenie czasu PS. W tym celu, oprócz opisanych wcześniej krzywych gęstościowej oraz poprawionej krzywej prędkości fali podłużnej, wykorzystano teoretyczne krzywe prędkości fali poprzecznej. Fig. 5.2 przedstawia wstępną korelację z profilem fal przemiennych, wykonaną dla otworu Rajsco-1. Na rysunku zaznaczono, oprócz krzywej gęstościowej oraz krzywych prędkości fali podłużnej, teoretyczną krzywą prędkości fali poprzecznej (S-wave_cal) oraz krzywą Vp/Vs (Vp/Vs_Rat). Zaznaczono także trasy odpowiadające położeniu otworu pochodzące z profilu fal przemiennych (PS) oraz podłużnych (PP).

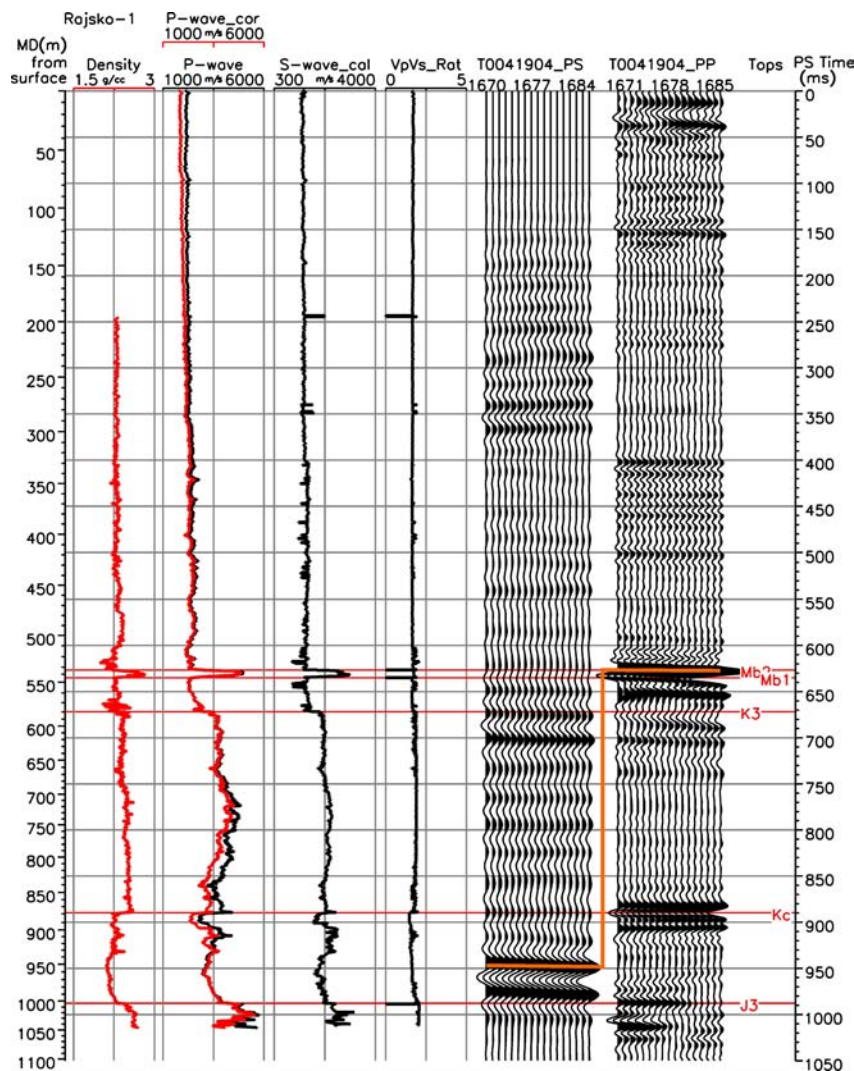


Fig. 5.2 Wstępna korelacja danych otworowych z sejsmicznymi (fale PS) dla otworu Rajsco-1 z wykorzystaniem modelowej krzywej prędkości fal S (domena PS).

Analizując rysunek można stwierdzić, iż korelacja w oparciu o teoretyczną krzywą fal S obarczona jest błędem. Refleks odpowiadający warstwowi anhydrytowemu, w przypadku fal

przebiegających, zaznacza się na znacznie większych czasach rejestracji w stosunku do wydzieleni zaznaczonych na podstawie wskazań krzywych otworowych oraz analogicznego reflexu na trasach składowej pionowej. Poprawne dowiązanie wymaga zatem aplikacji zmian obniżających wartości krzywej prędkości fal poprzecznych w obrębie miocenu.

Finalna korelacja danych z otworu Rajsko-1 z profilem sejsmicznym fal przemiennych przedstawiona jest na Fig. 5.3. Do korelacji wykorzystano opisane wcześniej krzywe oraz sygnał wyekstrahowany z tras profilu fal PS. Na rysunku przedstawiono opisane wcześniej krzywe (krzywą gęstościową, krzywe prędkościowe fali P: oryginalną i poprawioną, teoretyczną krzywą prędkości fal S oraz V_p/V_s) oraz poprawioną krzywą prędkości fal poprzecznych (S-wave_cor) i obliczoną na podstawie poprawionych krzywych fal podłużnych oraz poprzecznych krzywą V_p/V_s (V_p/V_s_Rat , krzywa czerwona). W dalszej części przedstawiono sejsmogram syntetyczny (trasy koloru niebieskiego), trasę sejsmiczną z przekroju fal przemiennych odpowiadającą usytuowaniu otworu (trasa powielona trzykrotnie - kolor czerwony), część przekroju fal przemiennych (trasy czarne) oraz część profilu fal podłużnych.

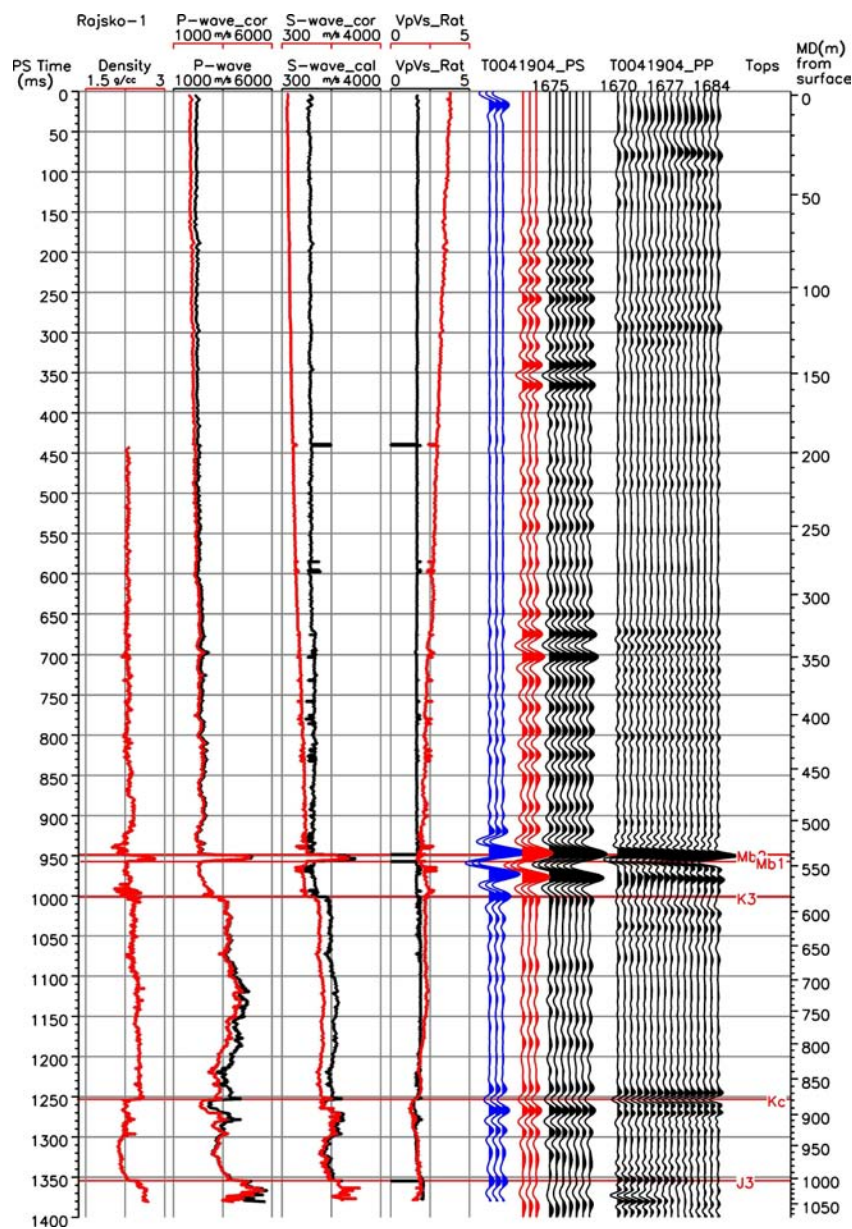


Fig. 5.3 Korelacja danych otworowych z sejsmicznymi (fale PS) dla otworu Rajsko-1 (domena PS).

Analizując powyższy rysunek można stwierdzić bardzo dobrą korelację tras syntetycznych z zarejestrowanymi, szczególnie w obrębie refleksów pochodzących od warstw anhydrytowych oraz cenomańskich. Poprawki prędkości fali poprzecznej związane z dowiązaniem są duże, w szczególności w obrębie miocenu, gdzie obserwowany jest trend spadku prędkości wraz ze spadkiem głębokości. Duże zmiany także obserwowane są na krzywej Vp/Vs, na której wartości wzrastają wraz ze spadkiem głębokości do ok. 3. Pomimo aplikacji poprawek związanych z dowiązaniem, relatywne zmiany prędkości fali poprzecznej są zachowane.

Zestawienie krzywych otworowych i tras pochodzących z profili fal podłużnych i poprzecznych w domenie czasów PP przedstawione jest na Fig. 5.4.

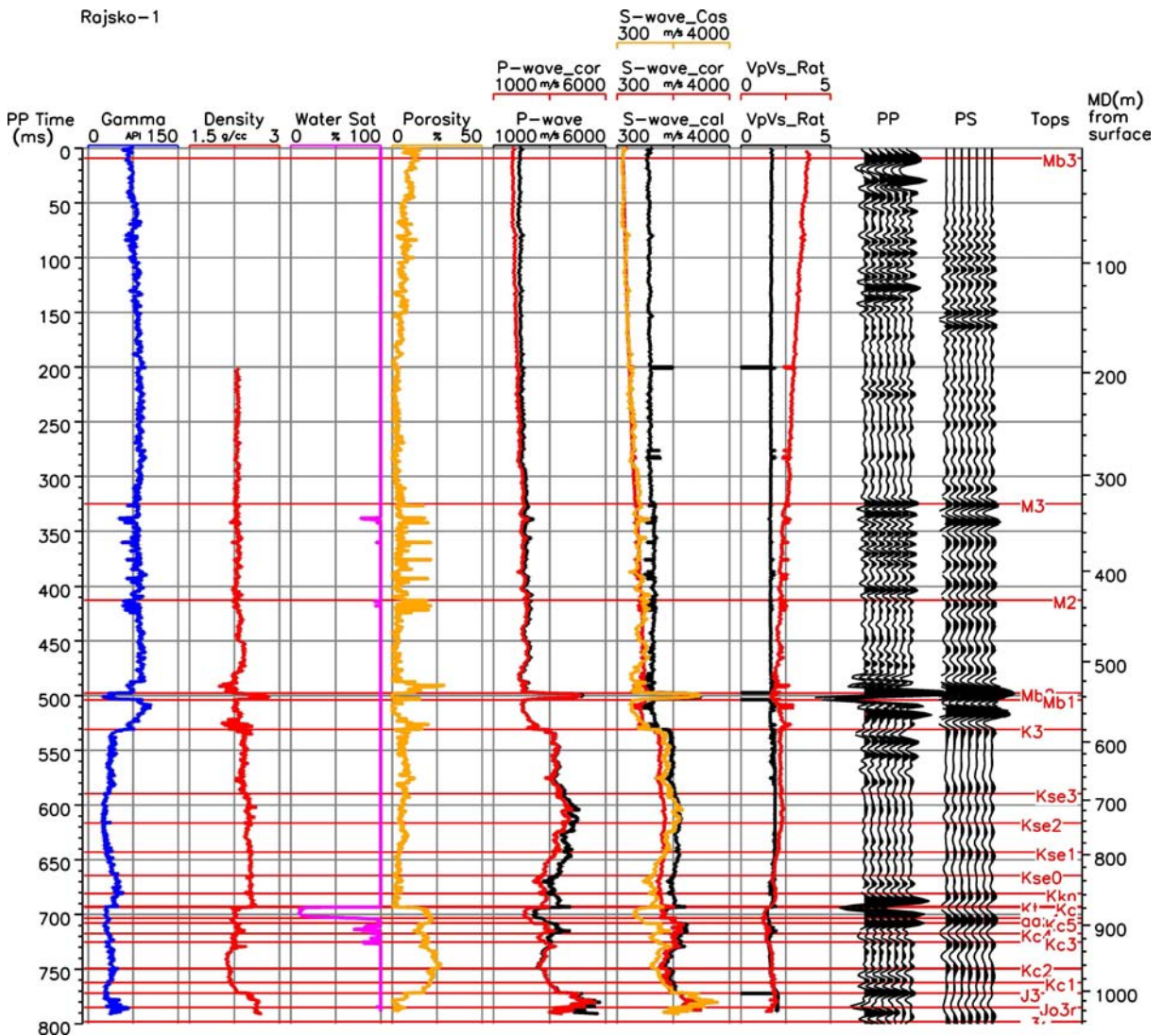


Fig. 5.4 Zestawienie danych otworowych i tras sejsmicznych dla otworu Rajsko-1 (domena PP).

Na rysunku oprócz tras sejsmicznych i opisanych wcześniej krzywych (prędkości fal podłużnych, poprzecznych, Vp/Vs oraz gęstościowej) zestawiono dodatkowo krzywą naturalnej promieniotwórczości (Gamma), porowatości ogólnej (Porosity), nasycenia wodą (Water_Sat) oraz krzywą prędkości fali poprzecznej obliczoną na podstawie relacji Castagna ($V_s = 0.8619 V_p - 1172$) z wykorzystaniem poprawionej krzywej prędkości fali P (S-wave_Cas, krzywa, żółta). Na rysunku oprócz wydzieleni stratygraficznych podstawowych granic (mb1, mb2, K3, Kc, J3) zaznaczono także dodatkowe wydzielenia w obrębie kredy (np. Kse0, Kse1) oraz miocenu (M2, M3).

Analizując schemat korelacji danych otworowych z profilami PP oraz PS, a także przedstawione szczegółowe wyniki dla kolejnych etapów można stwierdzić poprawność dowiązania. Dobra korelacja

tras syntetycznych z zarejestrowanymi oraz dobra korelacja pomiędzy zarejestrowanymi trasami fal PP oraz PS pozwala wnioskować o poprawności zarówno metody korelacji jak i uzyskanych poprawionych prędkości fal podłużnych i poprzecznych. Analizując krzywe geofizyki otworowej można stwierdzić, iż nasycenie węglowodorami występuje w obrębie stropowej części warstw cenomańskich, co zaznacza się dobrze zarówno na krzywej nasycenia wodą złożową jak i na krzywej prędkości fal P (widoczne obniżenie). Także spadek w obrębie strefy nasyconej zaznacza się na krzywej Vp/Vs. Na danych sejsmicznych refleksy o dużych amplitudach rejestrowane są od stropu i spągu anhydrytów, stropu cenomanu (refleks ujemny o znacznej amplitudzie dla profilu PP) jak i od stropu jury. Istotny jest także fakt zgodności trendu, szczególnie w obrębie miocenu, poprawionej krzywej fali poprzecznej z obliczoną krzywą na podstawie relacji Castagna (Fig. 5.4).

Powyższy sposób dowiązywania danych otworowych do sejsmicznych zastosowano do wszystkich analizowanych otworów. Fig. 5.5 przedstawia końcowe zestawienie krzywych oraz tras sejsmicznych dla otworu Rajsko-3 w domenie czasu rejestracji fal PP.

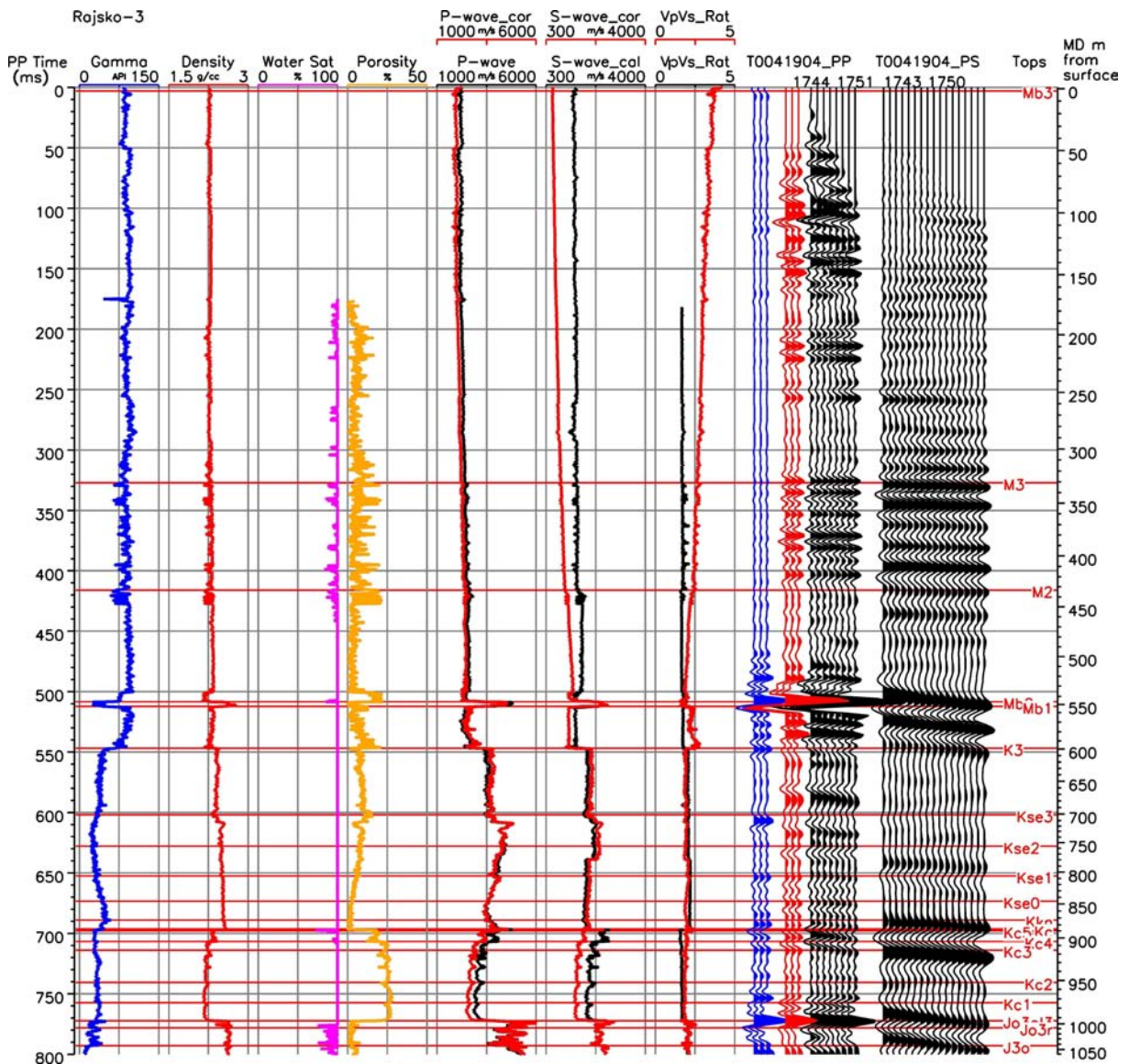


Fig. 5.5 Zestawienie danych otworowych z sejsmicznymi dla otworu Rajsko-3 (domena PP).

Analogicznie do poprzednich przypadków oprócz wydzieleni stratygraficznych przedstawiono zestawienie następujących krzywych: GR (Gamma), gęstości (Density), nasycenia wodą (Water Sat), porowatości (Porosity), prędkości fali podłużnej przed korelacją (P-wave, krzywa czarna) oraz po

korelacji (P-wave_cor, krzywa czerwona), syntetycznej krzywej prędkości fali poprzecznej przed korelacją (S-wave_cal, krzywa czarna) oraz po korelacji (S-wave_cor, krzywa czerwona), Vp/Vs obliczonej na podstawie syntetycznych krzywych prędkościowych (VpVs_Rat, krzywa czarna) oraz krzywych po korelacji (VpVs_Rat, krzywa czerwona). W dalszej części zestawiono sejsmogram syntetyczny (trasy koloru niebieskiego, obliczony z wykorzystaniem krzywej P-wave_cor) z powieloną trasą zarejestrowaną odpowiadającą lokalizacji otworu (trasy koloru czerwonego) oraz trasami sejsmicznymi pola fal podłużnych. W kolejnej części przedstawiono zarejestrowane trasy sejsmiczne PS. Analizując Fig. 5.5 można stwierdzić brak nasycenia węglowodorami w obrębie warstw cenomańskich, a co za tym idzie także brak znacznych obniżień prędkości fal podłużnych oraz Vp/Vs. Korelacja tras syntetycznych z rejestrowanymi jest poprawna, dobrze zaznaczają się odbicia od anhydrytu, stropu warstw cenomańskich oraz stropu jury.

Finalne zestawienie krzywych otworowych z trasami sejsmicznymi dla otworu Rajsko-2 przedstawione jest na Fig. 5.6.

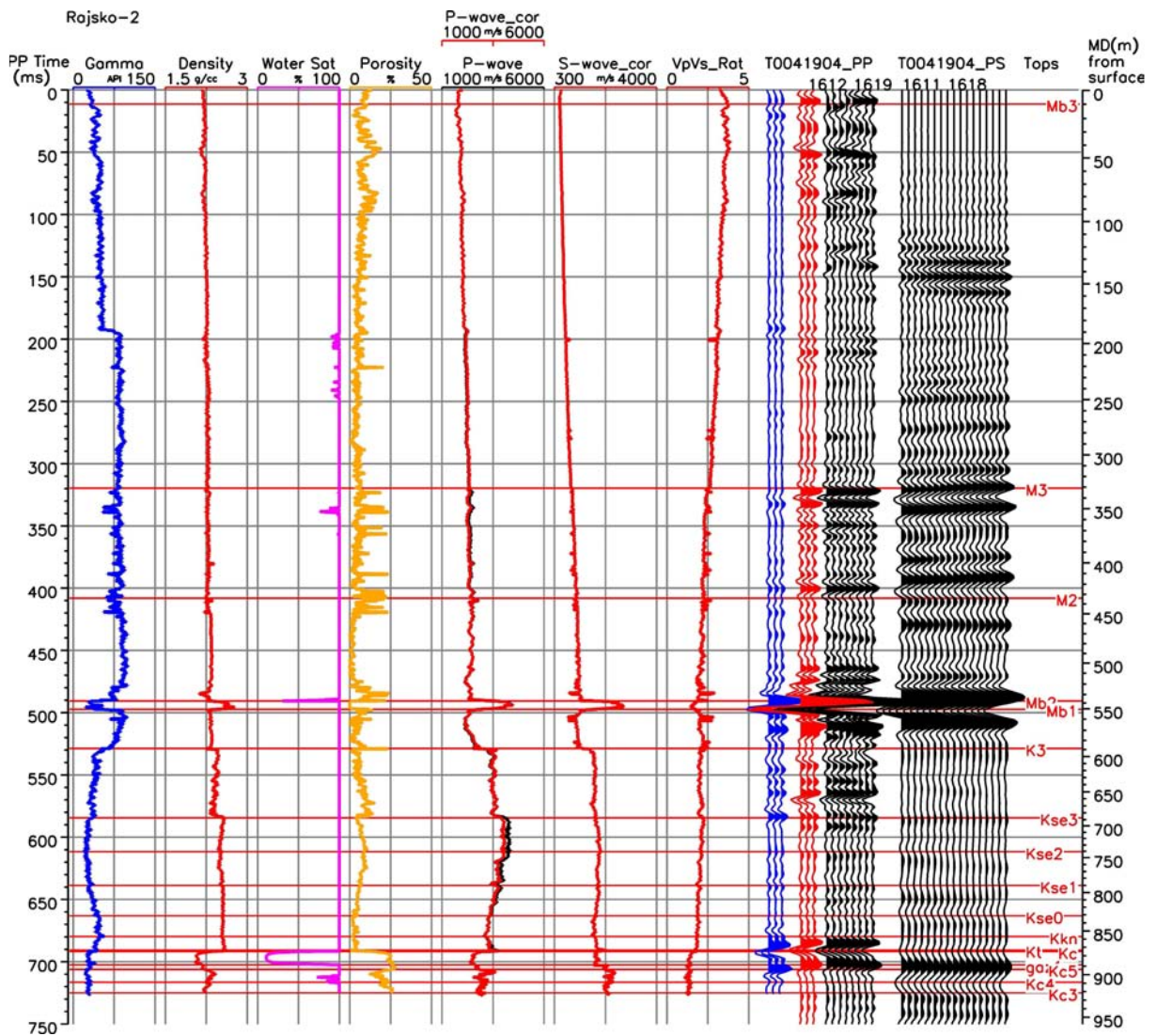


Fig. 5.6 Korelacja danych otworowych z sejsmicznymi (fale PP) dla otworu Rajsko-2 (domena PP).

W związku z faktem, iż syntetyczna krzywa prędkości fali poprzecznej obliczona została tylko w sąsiednich otworach (Rajsko-1, Rajsko-3) dla otworu Rajsko-2 wykorzystano obliczoną krzywą z otworu Rajsko-1 (po aplikacji poprawek związanych z dowiązaniem do pola fal PS) ze względu na podobne warunki geologiczne oraz złożowe.

Korelacja danych otworowych z sejsmicznymi dla otworu Rajsko-2 jest wykonana poprawnie. Widoczna na rysunku zgodność tras syntetycznych z zarejestrowanymi (dla pola fal podłużnych) jest bardzo dobra. Refleksy pochodzące od konkretnych granic sejsmicznych, zarejestrowane na profilach PP oraz PS w dużym stopniu korelują ze sobą. Trend zmian prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych i Vp/Vs jest analogiczny do danych z otworu Rajsko-1. Także w tym przypadku strefa nasycona gazem w obrębie piaskowców cenomańskich zaznacza się poprzez obniżenie prędkości fali podłużnej.

Na Fig. 5.7 zestawiono dostępne krzywe otworowe i trasy sejsmiczne dla otworu Grobla Wschód-2. Ze względu na brak krzywej prędkości fali poprzecznej, do korelacji wykorzystano obliczoną krzywą prędkości fali S (po aplikacji poprawek związanych z korelacją z polem fal PS), z otworu Rajsko-3 ze względu na podobieństwo utworów geologicznych oraz brak nasycenia.

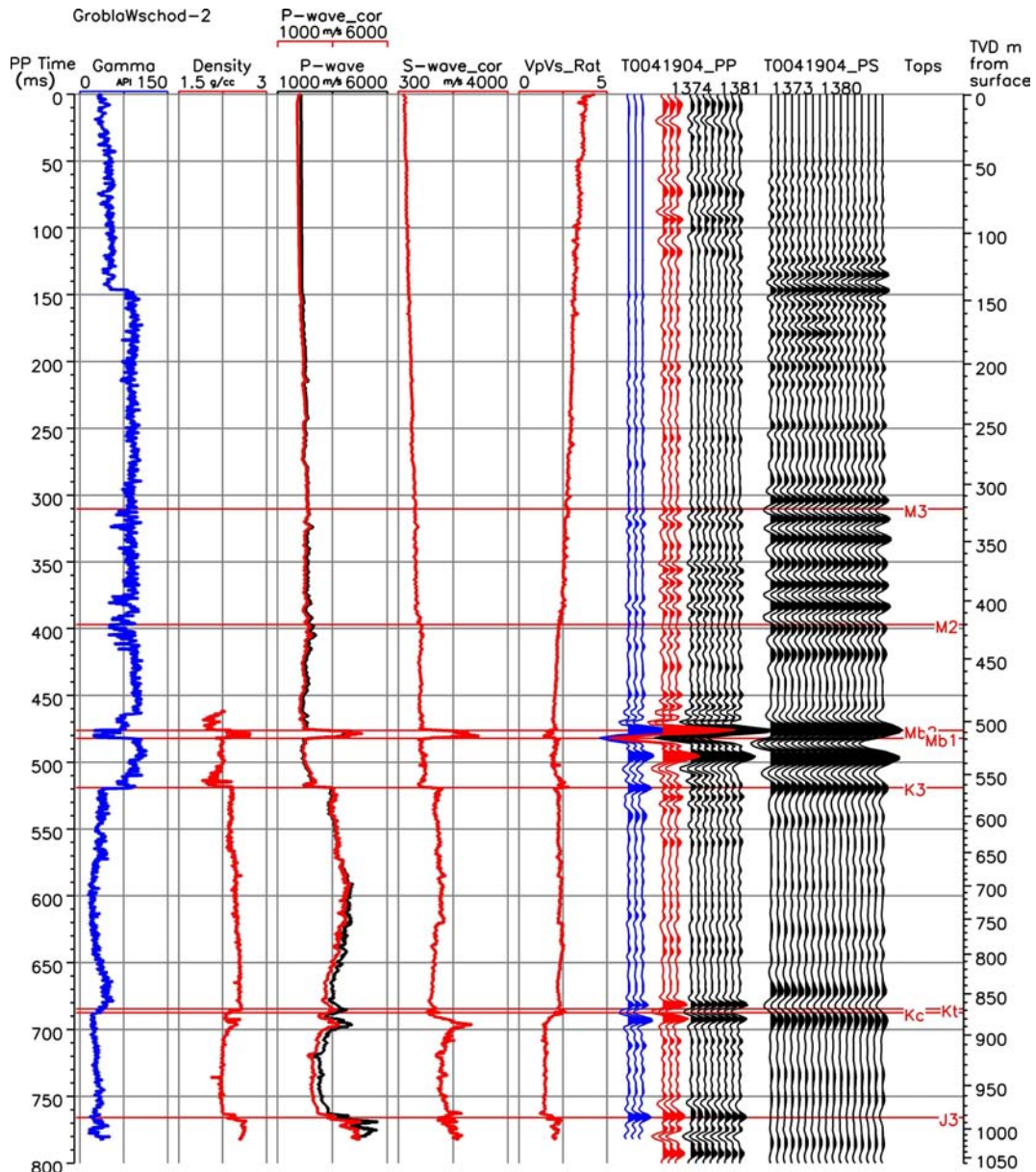


Fig. 5.7 Zestawienie danych otworowych z sejsmicznymi dla otworu Grobla Wschód-2 (domena PP).

Analizując wyniki przedstawione na Fig. 5.7 można stwierdzić dobrą korelację tras syntetycznych z zarejestrowanymi (dla przypadku fal podłużnych). Występuje także dobra korelacja pomiędzy trasami pochodzącymi z profili fal PP oraz PS. W obrębie warstw cenomańskich nie

występuje znaczny spadek prędkości fal podłużnych oraz V_p/V_s . Ze względu na brak informacji o nasyceniu, porowatości itp. w tym przypadku dokładne analizy zależności pomiędzy prędkościami a wybranymi parametrami petrofizycznymi nie były wykonywane.

Korelacja danych otworowych z sejsmicznymi dla otworu Krzczów-6 wykonana została w analogicznych etapach jak w przypadku otworu Rajsko-1. Końcowe zestawienie krzywych otworowych z danymi sejsmicznymi przedstawione jest na Fig. 5.8.

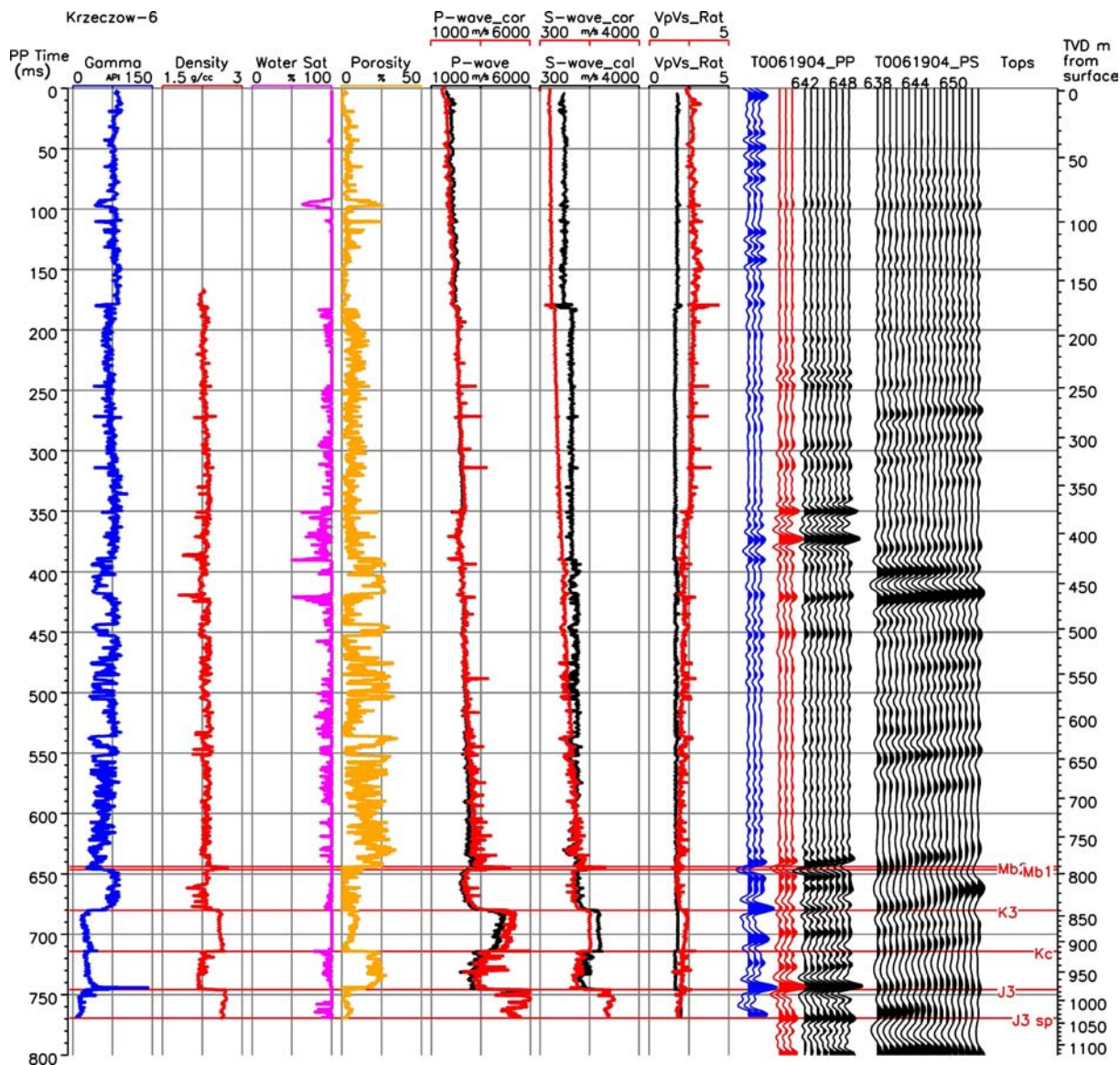


Fig. 5.8 Zestawienie danych otworowych z sejsmicznymi dla otworu Krzczów-6 (domena PP).

Analizując Fig. 5.8 można stwierdzić nasycenie gazem, występujące w znacznym przedziale warstw miocenkich. Strefa nasyciona odpowiadająca głębokości od ok. 360 do 440 m, ewidentnie zaznaczająca się również na rejestrowanych trasach sejsmicznych w postaci podwyższonych amplitud. Wspomniana strefa występuje w utworach o dużym zaileniu, co może w znacznym stopniu być przyczyną ograniczonego spadku prędkości fal podłużnych oraz V_p/V_s związanego z nasyceniem gazem. Dobrze zaznaczają się refleksy sejsmiczne od anhydrytu oraz stropu jury, a także od stropu cenomanu. Korelacja z trasami syntetycznymi wykonana jest poprawnie.

Dowiązanie danych otworowych do danych sejsmicznych we wszystkich powyższych przypadkach jest poprawne. Poprawki związane z dopasowaniem sejsmogramów do sekcji PP nie powodują znacznych zmian wartości prędkości fal podłużnych. Dopasowanie danych otworowych do

sekcji PS spowodowało znaczne zmiany w prędkościach fal poprzecznych – szczególnie w obrębie miocenu. W związku z faktem, iż na sekcjach PS jednoznacznie zaznaczają się odbicia od anhydrytu, wprowadzenie tak dużych poprawek było nieodzowne. Interaktywne dowiązywanie danych otworowych do sekcji PS – śledzenie dopasowania poszczególnych refleksów na sekcjach PP i PS – pozwoliło na aplikację poprawek w sposób bardziej wiarygodny. Niskie wartości prędkości fali poprzecznej, a zarazem wysokie wartości Vp/Vs, zwiększające się w płytszych warstwach, są potwierdzone przez powierzchniowe badania – pionowe profilowania sejsmiczne 3C (PPS 3C), pozwalające na interpretację zarówno fal podłużnych jak i poprzecznych, a zarazem na wyznaczenie prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych. Ze względu na specyfikę pomiarów oraz wykorzystywane częstotliwości w tym przypadku otrzymujemy prędkości średnie.

Dane otworowe oraz krzywe otrzymane w wyniku interpretacji badań PPS z otworu Szczurowa-10 przedstawione są na Fig. 5.9.

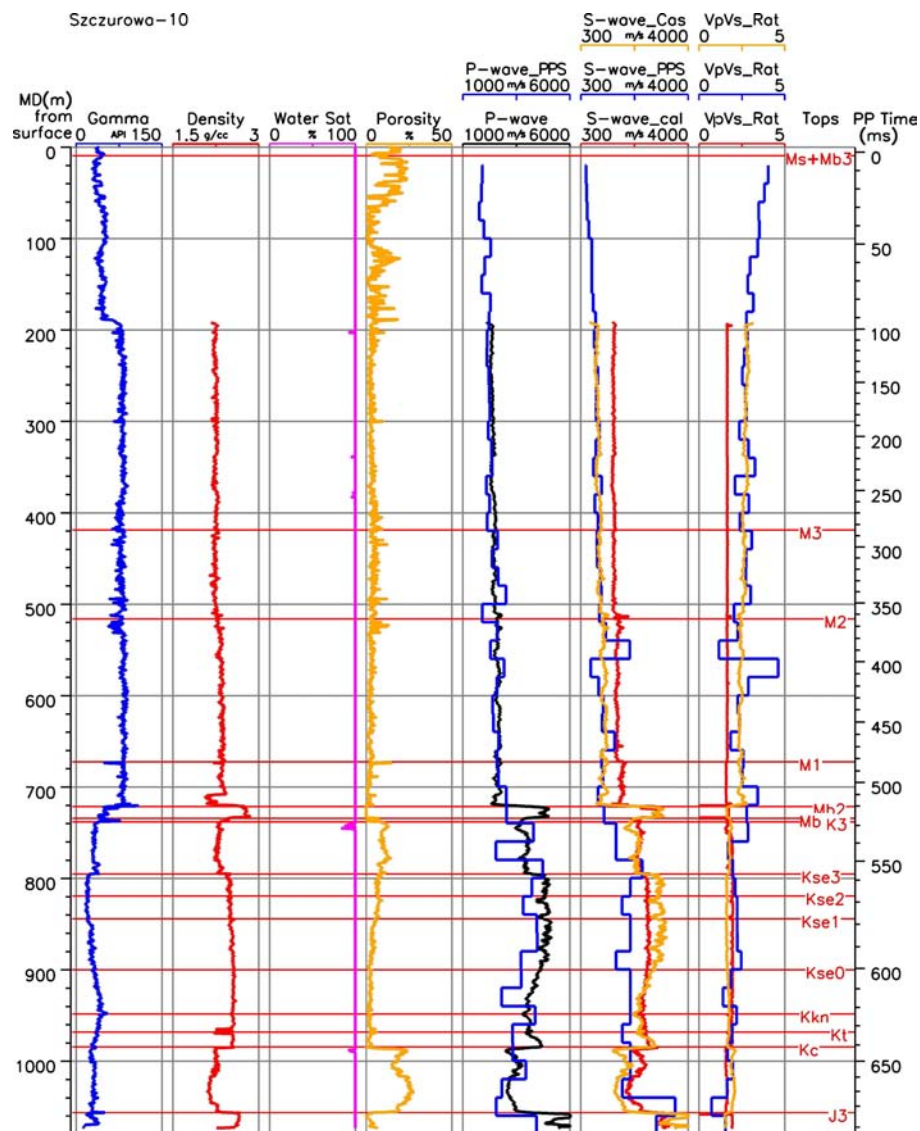


Fig. 5.9 Zestawienie krzywych geofizyki otworowej z wynikami badań PPS dla otworu Szczurowa-10.

Na rysunku zestawiono kolejno następujące krzywe: naturalnej promieniotwórczości (Gamma; z widocznym, nieusuniętym wpływem średnicy otworu na głębokości ok. 180 m), gęstościową (Density), nasycenia wodą złożową (Water Sat), porowatości (Porosity), krzywą prędkości fali podłużnej obliczoną na podstawie krzywej czasów interwałowych pomierzonych z wykorzystaniem profilowań geofizyki otworowej (P-wave, krzywa czarna), krzywą prędkości fali podłużnej uzyskaną

w wyniku interpretacji badań PPS (P-wave_PPS, krzywa niebieska). W dalszej części zestawiono następujące krzywe prędkości fali poprzecznej: obliczoną na podstawie relacji Biota-Gassmanna (Bała, 2007 w Kowalczyk, 2007) (S-wave_cal, krzywa czerwona), otrzymaną w wyniku interpretacji badań PPS (S-wave_PPS, krzywa niebieska) oraz obliczoną z relacji Castagna (S-wave_Cas, krzywa żółta). Krzywa S-wave_Cast obliczona została na podstawie prędkości fal podłużnych oraz liniowej zależności Castagna ($V_s = 0.8619 V_p - 1172$). W dalszej części przedstawiono obliczone wartości V_p/V_s dla prędkości teoretycznych – obliczonych z relacji Biota-Gassmanna (V_p/V_s_R , krzywa czerwona), otrzymanych z pomiarów PPS (V_p/V_s_{Rat} , krzywa niebieska) oraz prędkości pomierzonej V_p oraz V_s – obliczonej z relacji Castagna (V_p/V_s_{Rat} , krzywa żółta). Trend zmian prędkości fal poprzecznych oraz V_p/V_s wynikających z PPS nie pokrywa się z danymi obliczonymi na podstawie relacji Biota-Gassmanna, jest natomiast bardziej zbliżony do zależności Castagna – co potwierdza słuszność korelacji danych w pozostałych otworach, w których końcowe krzywe V_s także pokrywały się w dużej mierze z krzywymi obliczonymi na podstawie relacji Castagna (Fig. 5.4).

Obniżenie wartości V_p/V_s w strefach przy powierzchniowych spotykane jest w danych literaturowych (Lash, 1980). Wyniki badań PPS (Teksas, USA) przedstawione są na Fig. 5.10. W tym przypadku także mamy do czynienia z utworami mioceniowymi do głębokości ok. 1 km. Pomimo faktu, iż zawartość frakcji ilastej jest mniejsza niż w przypadku otworu Szczurowa-10, obserwowane są niskie wartości V_s (wysokie wartości V_p/V_s). Także trend zmian prędkości oraz V_p/V_s wraz z głębokością jest zbliżony do prezentowanego na Fig 5.9.

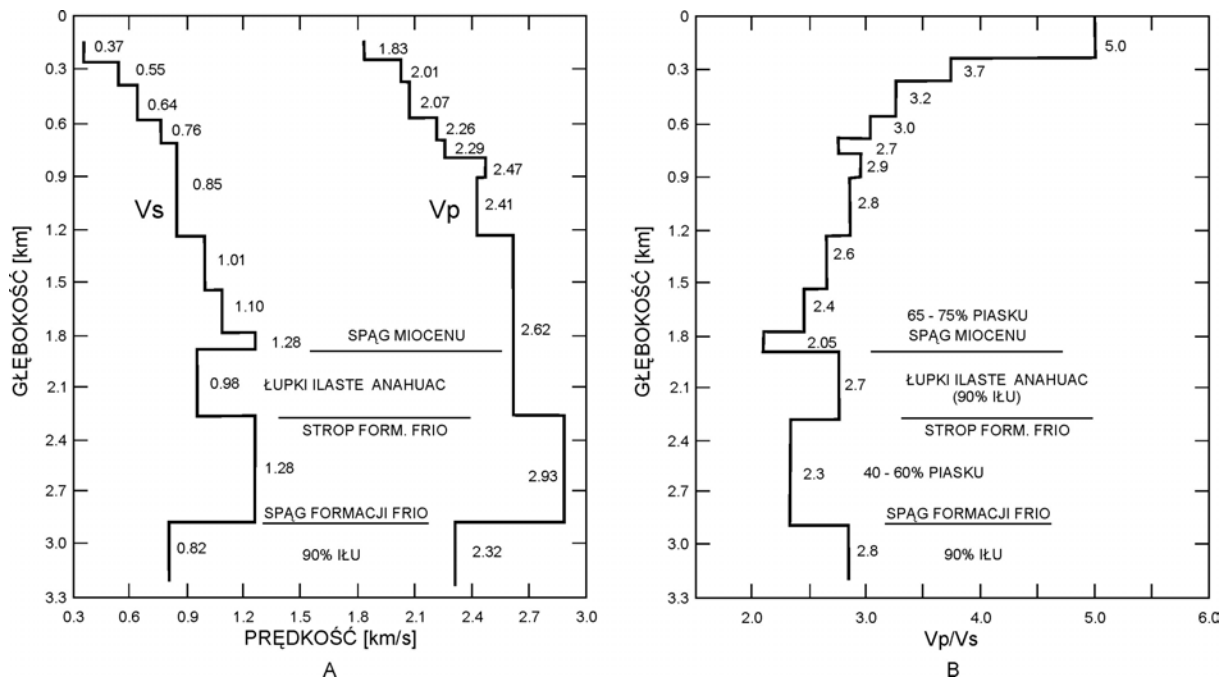


Fig. 5.10 Rozkład V_p , V_s oraz V_p/V_s otrzymany w wyniku badań PPS (Lash, 1980).

Zgodność trendu zmian prędkości V_s , zarówno z pomiarów PPS (Fig. 5.9) jak i krzywych prędkościowych po aplikacji poprawek związanych z korelacją danych otworowych z danymi sejsmicznymi (w wersji PS) z krzywymi obliczonymi z relacji Castagna, potwierdza możliwość użycia relacji Castagna do obliczania V_s . Relacja Biota-Gassmanna wykorzystywana w celu wyliczenia modelowych prędkości fal poprzecznych w przypadku skał klastycznych zbudowanych z ziaren o małych rozmiarach (np. z minerałów ilastych) nie zawsze jest poprawna (Hampson-Russell, 2005). Różnice w prędkościach V_s wyznaczonych z badań PPS oraz prędkości modelowych V_s mogą także wynikać z dyspersji fali sprężystej oraz anizotropii, która w przypadku minerałów ilastych jest znaczna. W badaniach wykorzystano modelowe krzywe prędkości fal poprzecznych, model nie zakładał jednak zmian związanych z głębokością np. zmian zwięzłości skał.

Analizując zestawienia przedstawione na powyższych figurach (oraz zakładając, że prędkości fal poprzecznych są poprawne) można stwierdzić:

- dobrze korelujące się refleksy od anhydrytu, stropu jury oraz stropu cenomanu,
- znaczne obniżenie prędkości fal poprzecznych w utworach miocenijskich (z wyłączeniem anhydrytu) o dużym zaileniu wraz z trendem obniżającym wartości Vs w kierunku płytszych warstw, co może być związane z mniejszą zwięzłością skał, mniejszym ciśnieniem oraz większą porowatością,
- nasycenie węglowodorami występujące w piaskowcach cenomańskich (Rajsko-1, brak nasycenia w otworze Rajsko-3), które powoduje wyraźny spadek prędkości Vp oraz Vp/Vs,
- nasycenie węglowodorami w utworach miocenijskich (Krzeczów-6) o dużym zaileniu (ponad 60%) powodujące nieznaczny spadek prędkości Vp oraz Vp/Vs.

Korelacja danych otworowych (prędkości pomierzonych Vp, oraz syntetycznych Vs) doprowadziła do otrzymania poprawionych krzywych prędkościowych oraz Vp/Vs. Tak poprawione prędkości dla otworów, dla których obliczono syntetyczne krzywe prędkościowe Vs (Rajsko-1, Rajsko-3, Krzeczów-6) w dalszej części wykorzystano do dokładnych analiz mających na celu próbę określenia wpływu niektórych czynników (zailenia, nasycenia wodą/węglowodorami, porowatości) na prędkości fal sprężystych oraz Vp/Vs. Prędkości te były także podstawą opracowania modeli sejsmogeologicznych (dla fali P oraz S przedstawionych w rozdziale 6), modeli sejsmicznych oraz analiz AVO, inwersji sejsmicznej, korelacji sekcji PP z PS.

5.2 Analiza zależności pomiędzy Vp oraz Vp/Vs a wybranymi parametrami petrofizycznymi skał

Korelacja danych otworowych z sejsmicznymi, przedstawiona w poprzednim podrozdziale, pozwoliła na określenie i aplikację poprawek modyfikujących krzywe prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych. Zmodyfikowane prędkości oraz wyniki analiz zależności pomiędzy prędkościami a wybranymi parametrami petrofizycznymi oraz zbiornikowymi, określone na podstawie danych otworowych, są niezbędne do kalibracji danych uzyskanych w wyniku inwersji sejsmicznej, analiz AVO itp. pod kątem określenia parametrów zbiornikowych, a zatem do wnioskowania o charakterze oraz zmianach powyższych parametrów w oparciu o wyniki analiz wybranych profili sejsmicznych.

Analiza zależności pomiędzy wybranymi parametrami zbiornikowymi i litologią skał, a prędkościami fal sprężystych wykonana została dla danych otworowych, pochodzących z trzech kluczowych otworów. Do analiz wybrano otwór Rajsko-1, przewiercający złożę gazowe zlokalizowane w piaskowcach cenomańskich, otwór Rajsko-3, znajdujący się w nieznacznej odległości od poprzedniego otworu, jednak przewiercający nienasycone piaskowce cenomańskie oraz otwór Krzeczów-6, znajdujący się w pobliżu profili sejsmicznych T0061904, przewiercający strefę nasyconą gazem w utworach miocenijskich. Dla wszystkich powyższych otworów dostępne były podstawowe krzywe otworowe, jak również wyniki interpretacji danych otworowych (np. rozwiązanie litologiczne). Dla powyższych otworów dostępne były także informacje o prędkościach propagacji fal poprzecznych w postaci krzywych modelowych.

Analizowano zależności pomiędzy prędkością fal podłużnych oraz Vp/Vs a porowatością, zaileniem oraz nasyceniem, zarówno dla przedziału głębokościowego sięgającego stropu jury jak i dla ograniczonych stref zawierających horyzonty nasycone gazem. Fig. 5.11, 5.12 oraz 5.13 przedstawiają wykorzystywane w konstrukcji wykresów krzyżowych dane odpowiednio z otworów Rajsko-1, Rajsko-3 oraz Krzeczów-6 w domenie głębokościowej. Na rysunkach przedstawiono rozwiązania litologiczne dla danych otworów, objętościowe zawartości frakcji ilastej (VILL), krzywe naturalnej promieniotwórczości (Gamma), krzywe gęstościowe (Density), nasycenia wodą złożową (Water Sat), porowatości (Porosity), prędkości propagacji fali podłużnej po aplikacji poprawek związanych z korelacją z danymi sejsmicznymi (P-wave_cor), prędkości fali poprzecznej po aplikacji poprawek związanych z korelacją z danymi sejsmicznymi (S-wave_cor), stosunki Vp/Vs obliczone na podstawie poprawionych krzywych prędkościowych (VpVs_Rat). Na rysunkach zaznaczono podstawowe wydzielenia stratygraficzne: Mb2 – baden środkowy zbudowany z anhydrytów oraz łupków, nad którym zalegają warstwy badenu górnego oraz sarmatu, zbudowane z iłowców, mułowców oraz piaskowców; Mb1 – baden dolny zbudowany z iłowców, mułowców i piaskowców; K3 – kreda górna (senon) zbudowana z wapieni oraz margli, Kc – cenoman – zbudowany z piaskowców oraz J3 – jura górna (malm) zbudowana z wapieni, margli, wapieni marglistych oraz dolomitów. Wydzielenia te korespondują ze skalą kolorystyczną wykorzystywaną w wykresach krzyżowych przedstawioną także

na rysunku (kolumna oznaczona jako Col). Na rysunkach zaznaczono przedziały głębokościowe, dla których wykonano dokładne analizy (przedziały zaznaczone żółtym kolorem). W przypadku otworów Rajsco-1 oraz Rajsco-3 zaznaczono przedziały odpowiadające cenomanowi, w przypadku otworu Krzczów-6 zaznaczono przedział głębokościowy odpowiadający strefie nasyconej gazem, zaznaczającej się na danych sejsmicznych w postaci podwyższonych amplitud (anomalia typu *bright spot*), dla którego wykonano dokładniejsze analizy (przedział głębokościowy zaznaczony kolorem żółtym).

Analiza zależności pomiędzy prędkością fali podłużnej oraz powyższymi parametrami pozwoliła na dokładne określenie wpływu poszczególnych parametrów. Zależności pomiędzy V_p/V_s a pozostałymi parametrami pozwalają na określenie wpływu także prędkości V_s – jednak w tym przypadku V_s jest prędkością modelową. We wszystkich przypadkach wykorzystywano zarówno V_p jak i V_s po aplikacji poprawek związanych z korelacją z danymi sejsmicznymi – gdyż tylko taka informacja jest użyteczna w powiązaniu z danymi sejsmicznymi.

Opracowane wykresy krzyżowe dają możliwość przeanalizowania zamian oraz porównania z informacjami z rozdziału 2. Przedstawione poniżej wykresy krzyżowe opracowane zostały na podstawie zależności pomiędzy prędkością fali podłużnej oraz V_p/V_s a zaileniem (wyrażonym w postaci objętościowej zawartości frakcji ilastej szkieletu skalnego), porowatością całkowitą, nasyceniem wodą.

Na wykresach obejmujących pełny zasięg głębokościowy zaznaczono wydzielenia stratygraficzne (w skali kolorystycznej) oraz ich zasięg głębokościowy. W przypadku otworu Rajsco-3 ze względu a strefę badań oraz możliwości porównania wyników z danymi z pozostałych otworów brano pod uwagę dane z przedziału głębokościowego do głębokości 1100 m. Skala kolorystyczna w przypadku wykresów dla ograniczonych stref określona jest ze stałym krokiem głębokościowym. Głębokości wydzieleni podane na wykresach mierzone są od poziomu odniesienia sejsmiki (170 m n.p.m.).

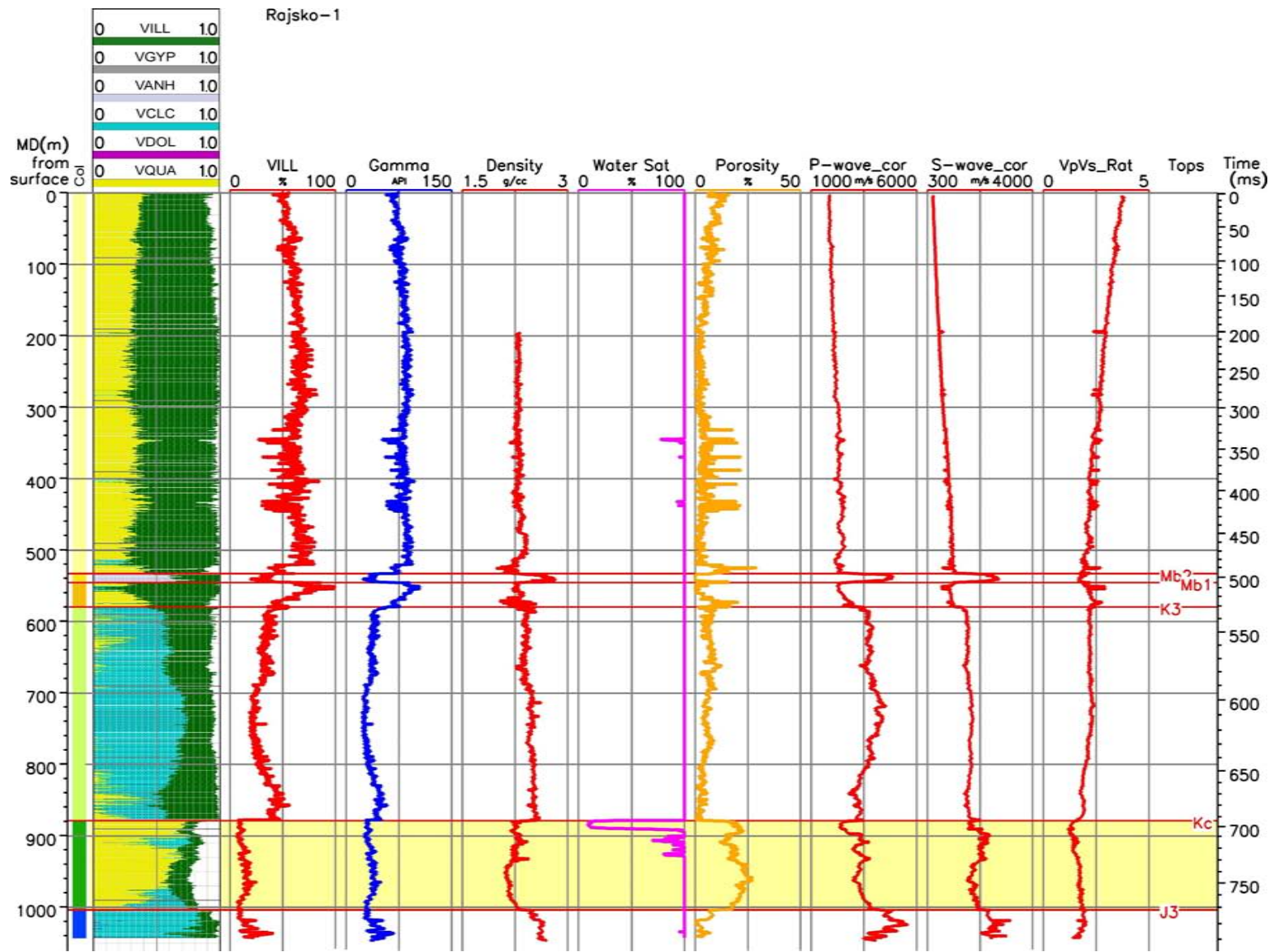


Fig. 5.11 Krzywe pomiarowe oraz wyniki interpretacji danych geofizyki otworowej dla otworu Rajsko-1.

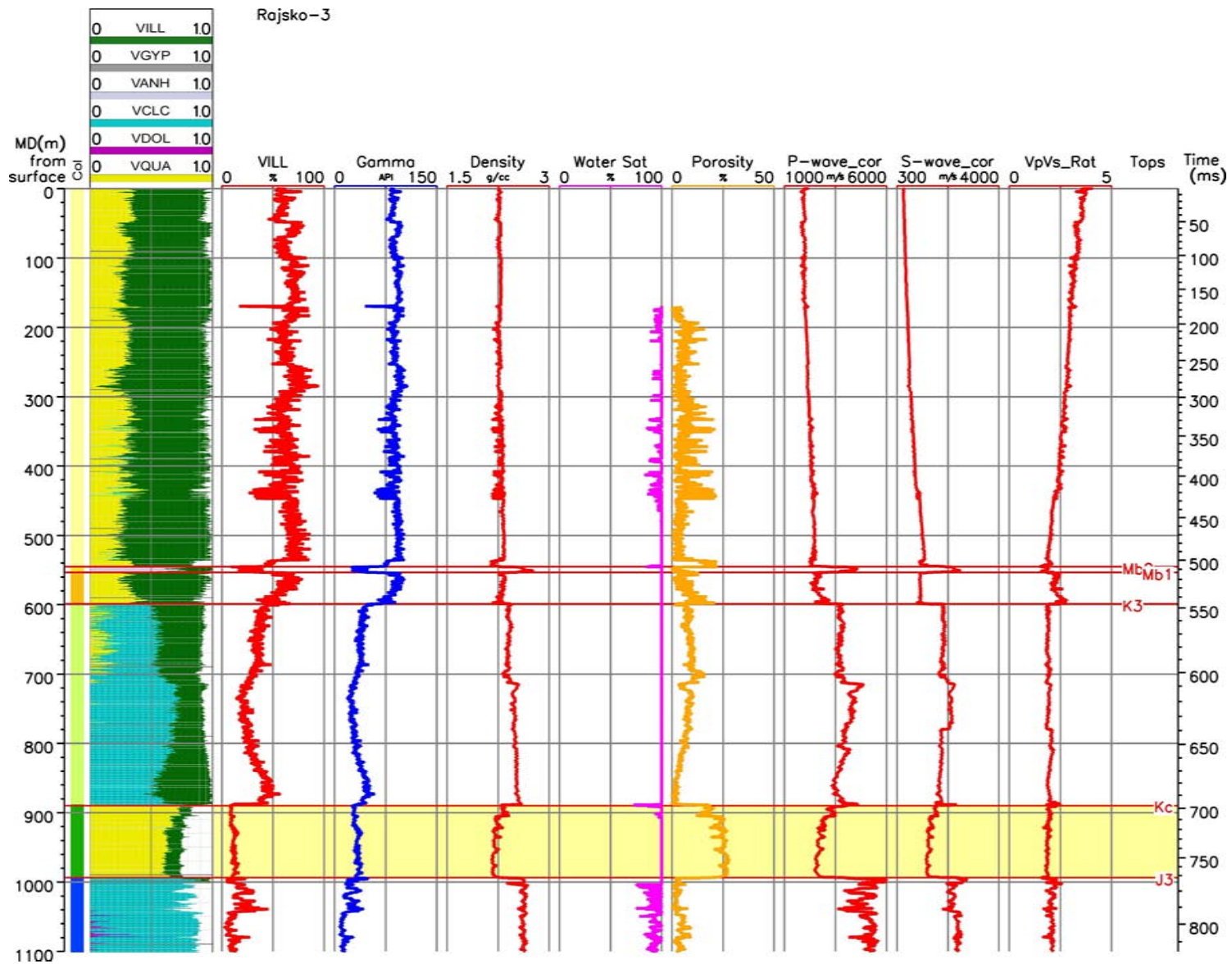


Fig. 5.12 Krzywe pomiarowe oraz wyniki interpretacji danych geofizyki otworowej dla otworu Rajsko-3.

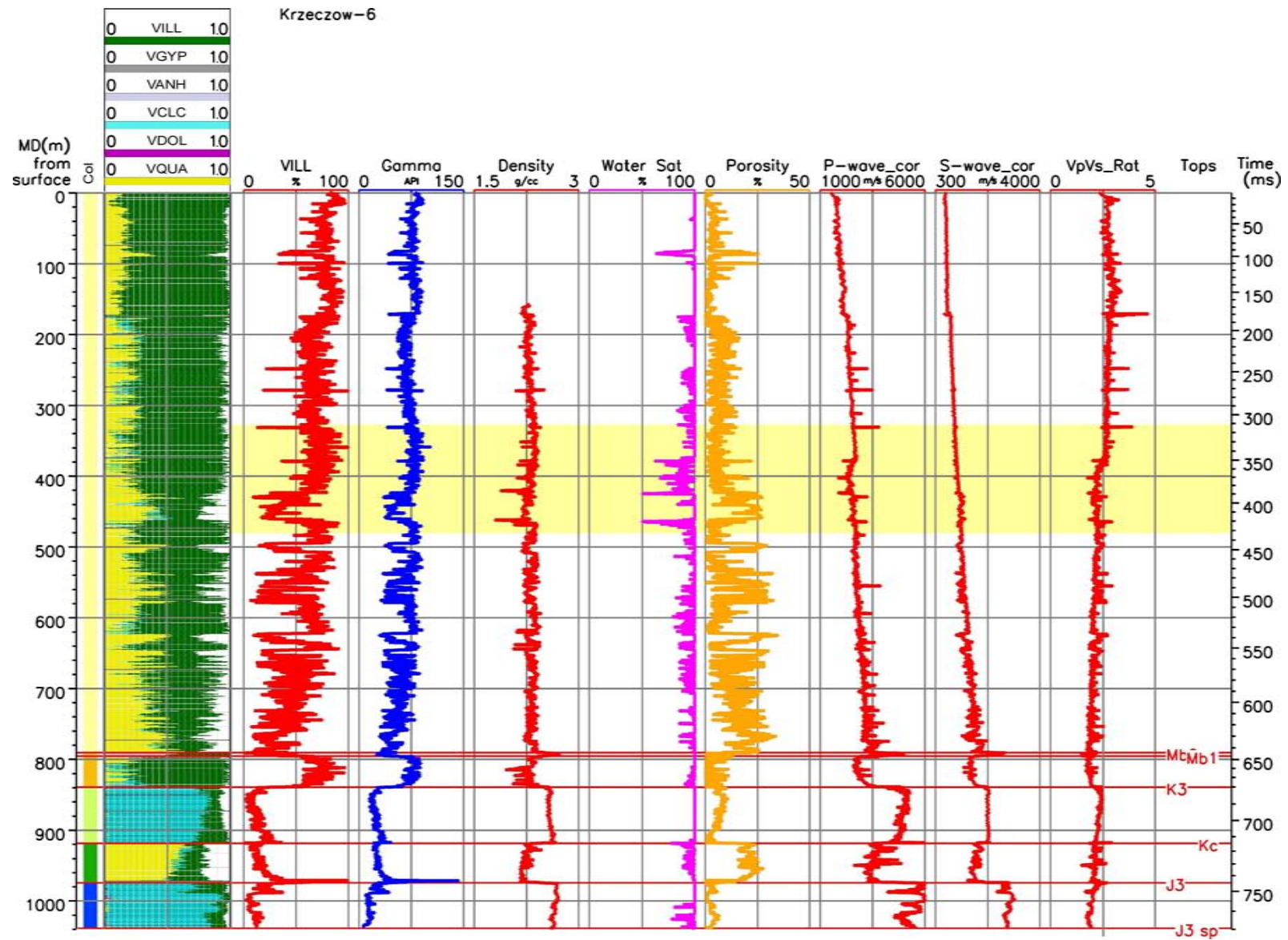


Fig. 5.13 Krzywe pomiarowe oraz wyniki interpretacji danych geofizyki otworowej dla otworu Krzeczów-6.

Wpływ litologii na prędkości propagacji fal sprężystych

Analiza wpływu litologii na prędkości propagacji fal możliwa jest z wykorzystaniem zależności pomiędzy V_p a V_p/V_s (Fig. 3.6 oraz 3.7). Analizując wykresy przedstawione na Fig. 5.14 można stwierdzić, iż szczególnie w przypadku danych z otworów Rajsco-1 oraz Rajsco-3 przedstawiających powyższe zależności, różny rodzaj litologii zaznacza się w postaci skupisk punktów, które są możliwe do wydzielenia. Wyjątek stanowią dane związane z anhydrytami pokrywające się z danymi z jury (wapienie oraz margle) oraz cenomanu (piaskowce). W obrębie warstw miocenijskich (iłowce, mułowce, piaskowce) (w przypadku R-1 oraz R-3) o znacznym zaileniu (ponad 60 %) zauważalny jest trend głębokościowy, w którym następuje znaczne obniżenie V_p/V_s wraz z głębokością. W przypadku danych pochodzących z otworu Krzczów-6 miocenijskie utwory pokrywają się częściowo z danymi z cenomanu oraz kredy górnej. W obrębie danych miocenijskich można wyróżnić skupiska o niskich wartościach V_p/V_s (związane ze strefami głębszymi o znacznym zapiaszczeniu) oraz o podwyższonych wartościach V_p/V_s (strefy płytsze zbudowane głównie z frakcji ilastej), także z wyraźnym trendem obniżającym V_p/V_s związanym z głębokością.

Analizując w szczególności dane dotyczące warstw cenomańskich w otworze Rajsco-1 można stwierdzić obniżenie prędkości fal podłużnych oraz V_p/V_s charakterystyczne dla części punktów, co związane jest z nasyceniem gazem. Obniżenie prędkości oraz V_p/V_s związane z nasyceniem w stosunku do warstw nadległych i podścielających wskazuje na możliwości występowania klasy III anomalii AVO.

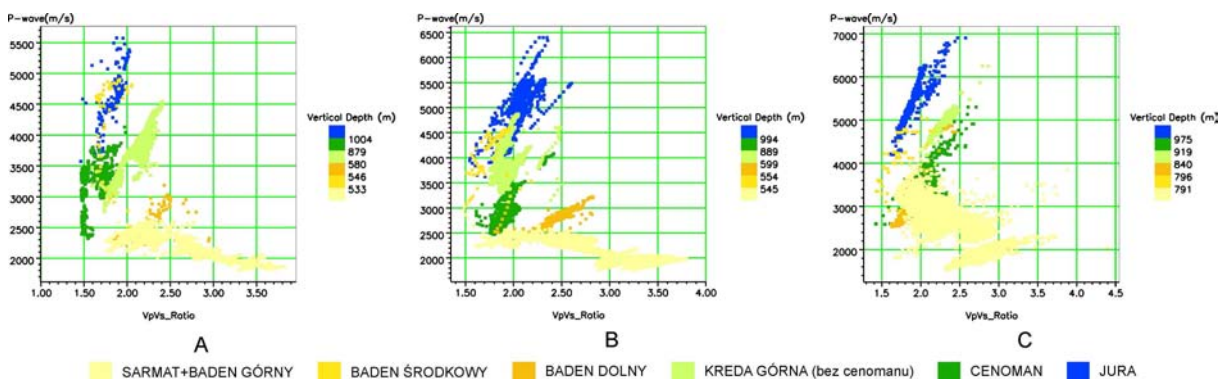


Fig. 5.14 Zależność prędkości fali podłużnej od V_p/V_s dla otworu Rajsco-1 (A), Rajsco-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

Wpływ zailenia na prędkości propagacji fal sprężystych

Wzrost zailenia powoduje spadek prędkości zarówno fali podłużnej jak i poprzecznej. W związku z tym, że zailenie wpływa w większym stopniu na prędkość fali poprzecznej obserwowany jest wzrost wartości V_p/V_s wraz z jego wzrostem (Fig. 3.10). Fig. 5.15 oraz 5.16 przedstawiają zależności pomiędzy prędkością fali P a zaileniem, przedstawionym w postaci objętościowej zawartości frakcji ilastej szkieletu skalnego, natomiast Fig. 5.17 oraz 5.18 przedstawiają zależności V_p/V_s od zailenia.

Analizując poszczególne wydzielenia litologiczno-stratygraficzne pod kątem określenia trendu prędkości fal podłużnych można zauważyć, iż spadek prędkości propagacji fal podłużnych jest widoczny dla wszystkich wydzieleni stratygraficznych. W obrębie utworów cenomanu (Fig. 5.16), w szczególności w przypadku danych z otworu Rajsco-3 możliwe było wyznaczenie krzywej regresji. W przypadku otworu Krzczów-6, w obrębie wydzielonej strefy (Fig. 5.16C) zmiany prędkości nie są tak dobrze widoczne jak w poprzednim przypadku.

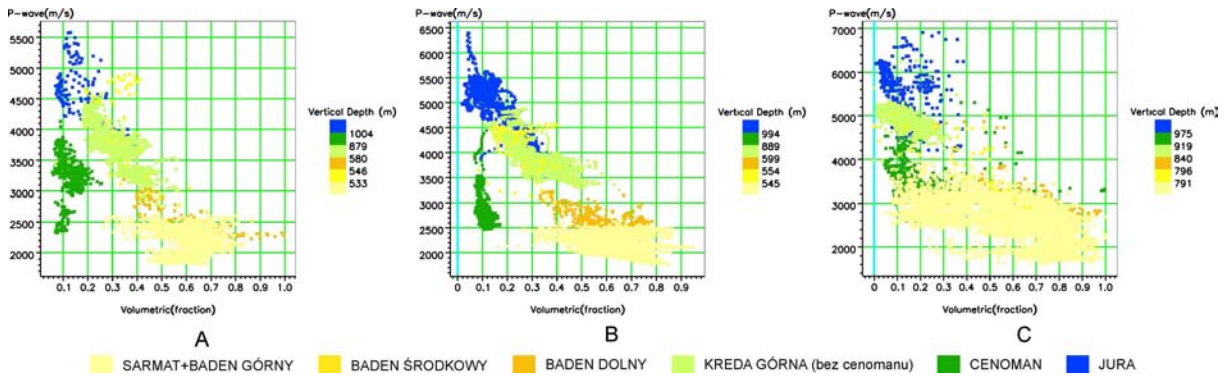


Fig. 5.15 Zależność prędkości fali podłużnej od zailenia (objętościowej zawartości frakcji ilastej szkieletu skalnego) dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

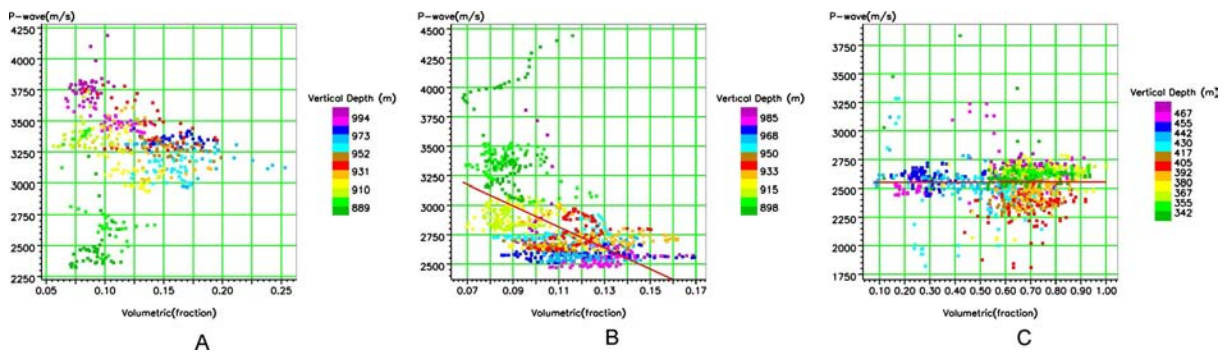


Fig. 5.16 Zależność prędkości fali podłużnej od zailenia (objętościowej zawartości frakcji ilastej szkieletu skalnego) dla ograniczonych przedziałów głębokościowych zawierających horyzonty nasycone gazem dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

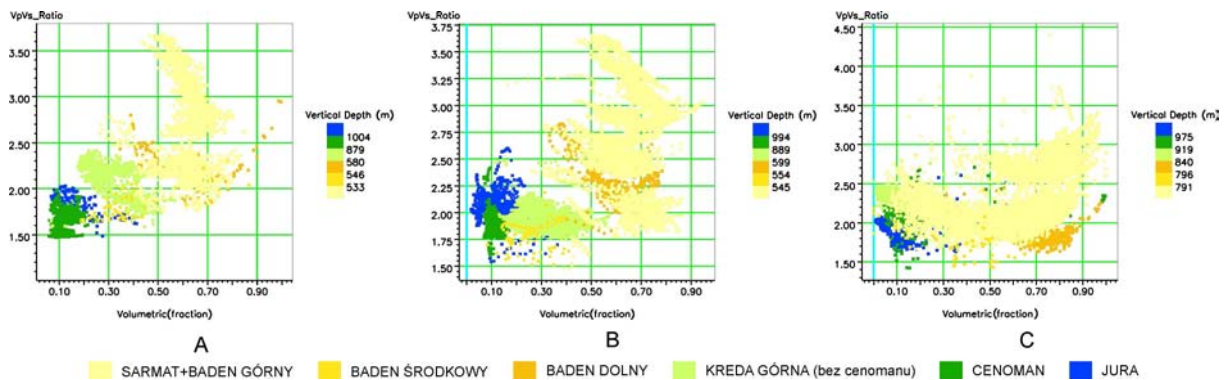


Fig. 5.17 Zależność V_p/V_s od zailenia (objętościowej zawartości frakcji ilastej szkieletu skalnego) dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

Analiza całego przedziału danych pod kątem wpływu zailenia na V_p/V_s (Fig. 5.17) pokazuje, iż generalnie występuje wzrost V_p/V_s wraz ze wzrostem zailenia. Wykresy krzyżowe dla powyższych zależności dla ograniczonych stref głębokościowych przedstawiono na Fig. 5.18. Wzrost V_p/V_s dla zwiększonego zailenia widoczny jest dla danych z otworów Rajsko-1 oraz Krzczów-6. W przypadku otworu Rajsko-1 ze względu na fakt, że zailenie nie jest znaczne oraz występują obniżenia V_p/V_s związane z nasyceniem gazem trudno jednoznacznie wyznaczyć jego wpływ na V_p/V_s . W otworze Rajsko-3 oczekiwany trend zmian może być tylko obserwowany dla wydzieleni o mniejszym zakresie głębokościowym (wydzielenia kolorystyczne), jednak także ze względu na niewielkie zailenie jednoznaczne określenie wpływu jest trudne. Wzrost V_p/V_s wraz ze wzrostem zailenia dobrze

zaznacza w przypadku dużego przedziału zailenia (Fig. 3.10), w obrębie utworów cenomanu występuje zailenie do ok. 20% zatem trudno jednoznacznie zidentyfikować trend zmian.

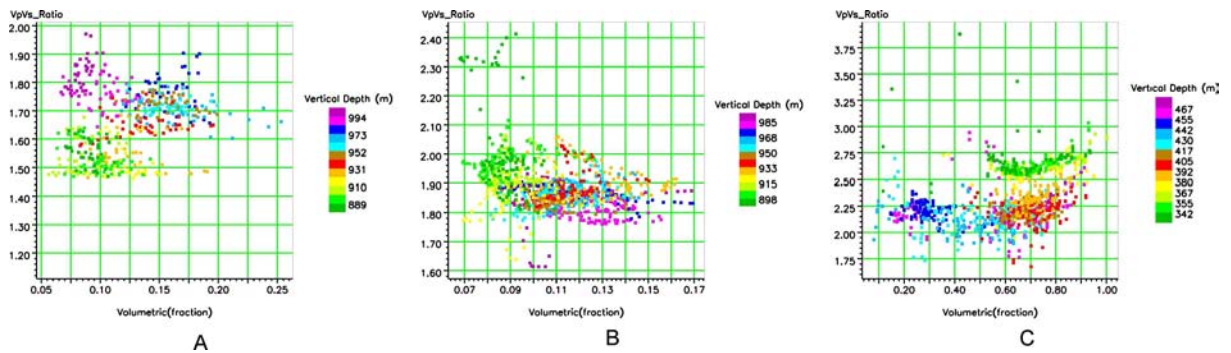


Fig. 5.18 Zależność V_p/V_s od zailenia (objętościowej zawartości frakcji ilastej) dla ograniczonych przedziałów głębokościowych zawierających horyzonty nasycone gazem dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzeczów-6 (C).

Wpływ porowatości na prędkości propagacji fal sprężystych

Wykresy krzyżowe przedstawiające zależności pomiędzy prędkością propagacji fali podłużnej a porowatością całkowitą (PHI) przedstawione są na Fig. 5.19 oraz 5.20. Analizując wydzielone kompleksy, można stwierdzić, że wraz ze wzrostem porowatości prędkość propagacji fali podłużnej maleje (co jest zgodne z trendem przedstawionym na Fig. 3.14). Trend ten szczególnie jest widoczny dla warstw cenomańskich w otworze Rasjko-3 (brak nasycenia węglowodorami), gdzie możliwe jest określenie zależności linowej pomiędzy porowatością a prędkością V_p .

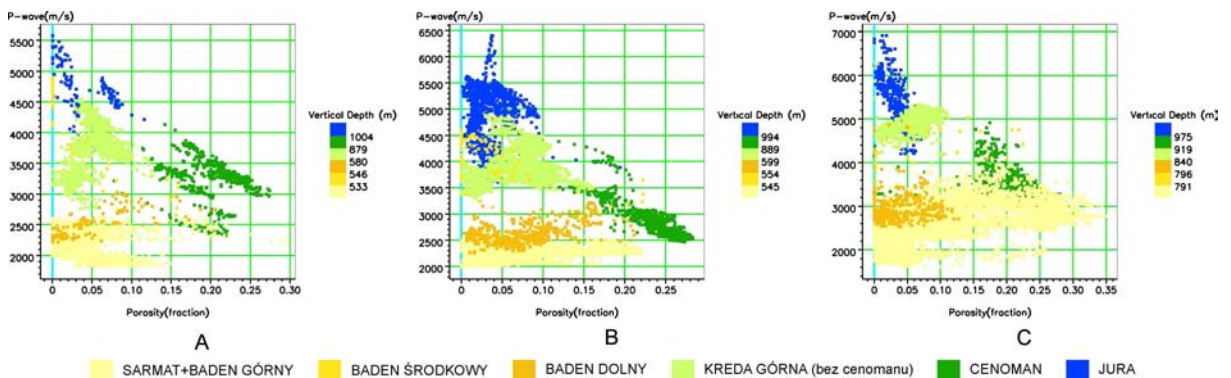


Fig. 5.19 Zależność prędkości fali podłużnej od porowatości całkowitej dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzeczów-6 (C).

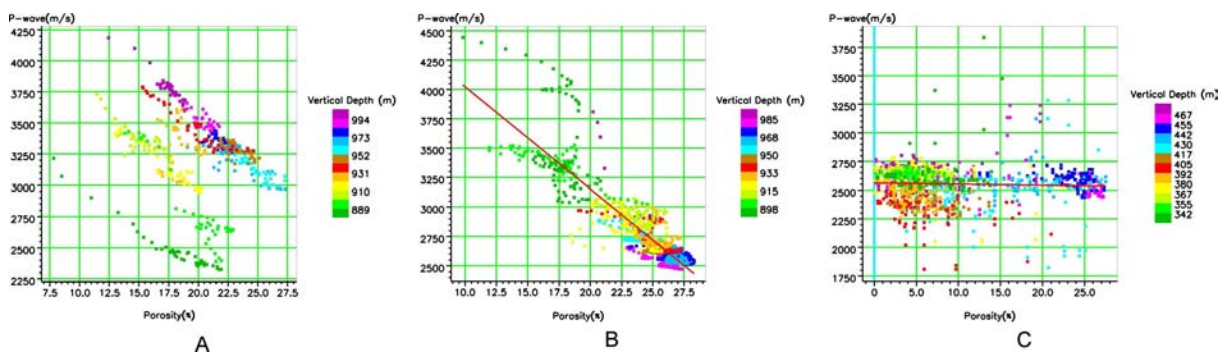


Fig. 5.20 Zależność prędkości fali podłużnej od porowatości całkowitej dla ograniczonych przedziałów głębokościowych zawierających horyzonty nasycone gazem dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzeczów-6 (C).

W otworze Rajsko-1, w obrębie cenomanu oprócz wpływu porowatości widoczny jest wpływ nasycenia powodujący obniżenie Vp. Dla danych z otworu Krzczów-6, o bardzo zbliżonym zakresie porowatości do poprzednich, wpływ porowatości jest nieznaczny, czego przyczyną może być znaczne zailenie w obrębie analizowanej strefy (Fig. 5.20C).

Zależność pomiędzy Vp/Vs a porowatością przedstawiona jest na Fig. 5.21. Oczekiwanym trendem jest wzrost Vp/Vs wraz ze wzrostem porowatości (zarówno w przypadku nasycenia przestrzeni porowych gazem jak i wodą złożową – Fig. 3.13) jednak dla powyższych przypadków trend ten nie zaznacza się w sposób ewidentny.

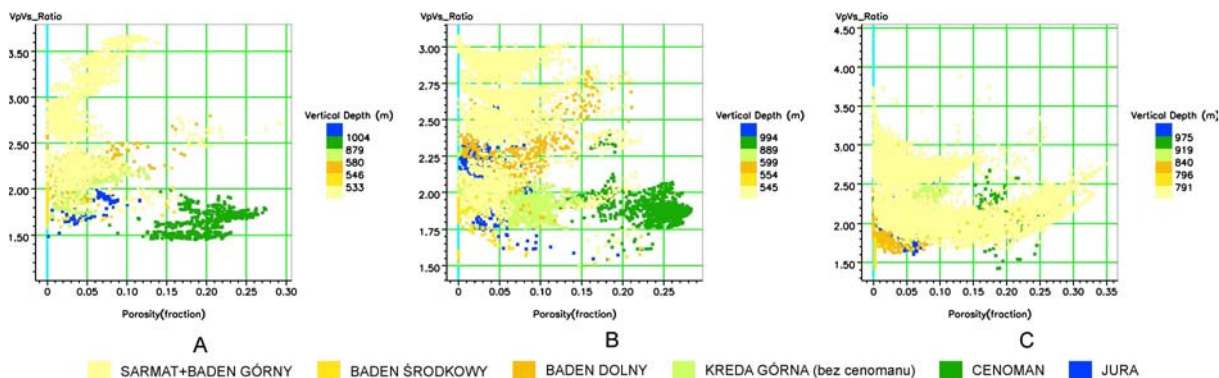


Fig. 5.21 Zależność Vp/Vs od porowatości całkowitej dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

Ograniczając strefę analiz do danych z zawężonych przedziałów głębokościowych (Fig. 5.22) trend powyższy jest widoczny dla danych z otworu Rajsko-1, z wyłączeniem strefy nasyconej o niskich Vp/Vs (dla płytszych warstw). W przypadku otworu Rajsko-3 powyższy trend nie zaznacza się, natomiast w przypadku danych z otworu Krzczów-6 wzrost Vp/Vs wraz ze wzrostem porowatości występuje, jednak tylko, gdy poddamy analizie dane z bardziej ograniczonych przedziałów głębokościowych (w obrębie wydzieli kolorystycznych).

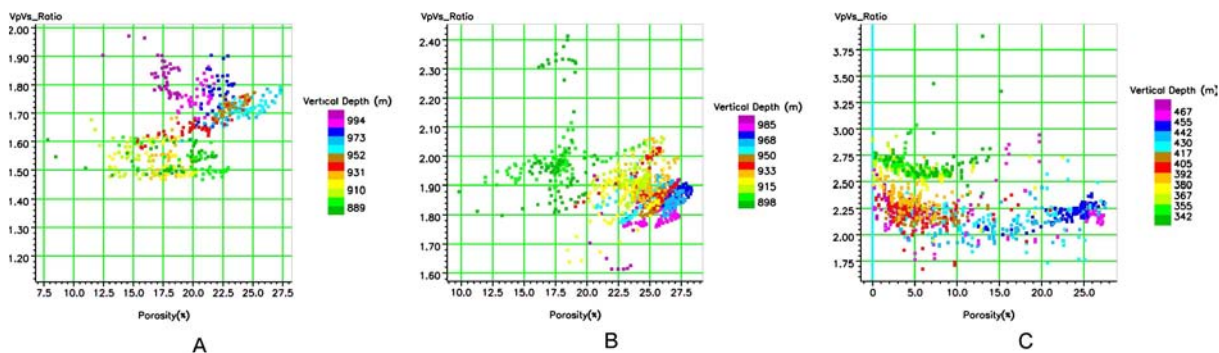


Fig. 5.22 Zależność Vp/Vs od porowatości całkowitej dla ograniczonych przedziałów głębokościowych zawierających horyzonty nasycone gazem dla otworu Rajsko-1 (A), Rajsko-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

Wpływ porowatości na prędkość propagacji fal podłużnych jest zgodny z oczekiwanym dla utworów zalegających w podłożu miocenu. W przypadku zależności pomiędzy Vp/Vs a porowatością oczekiwane trendy zmian zaznaczają się szczególnie w obrębie danych odpowiadających cenomanowi z otworu Rajsko-1.

Wpływ nasycenia na prędkości propagacji fal sprężystych

Nasycenie gazem powoduje znaczny spadek prędkości fal podłużnych oraz wartości Vp/Vs, natomiast prędkość fal poprzecznych wraz ze wzrostem nasycenia znacznie się nie zmienia (Fig. od 3.18 do 3.22). Fig. 5.23 oraz 5.24 przedstawiają zależności pomiędzy prędkością fali podłużnej oraz

nasyeniem gazem dla danych z wybranych otworów. W obrębie warstw cenomańskich w otworze Rajska-1 widoczne jest skupienie punktów charakteryzujących utwory o dużym nasyeniu gazem, widoczny jest oczekiwany spadek prędkości fal w warstwach nasyconych w stosunku do nienasyconych warstw cenomańskich. W otworze Rajska-3 widoczny jest spadek nasyenia wodą złożową w obrębie większości kompleksów jednak nie obserwowane jest charakterystyczne obniżenie prędkości związane z nasyeniem w obrębie wydzielonych kompleksów. W otworze Krzczów-6 nasyenie gazem występuje w obrębie większości kompleksów (oprócz anhydrytu), jednak skala tego nasyenia nie jest tak duża jak w otworze Rajska-1. Analizując wydzieloną część danych pochodzących z otworu Krzczów-6 (Fig. 5.24C), oraz wyznaczając krzywą regresji można zauważyć spadek prędkości propagacji fali P wraz ze wzrostem nasyenia. Spadek ten nie ma jednak charakteru „skokowego”, jak w przypadku danych z otworu Rajska-1.

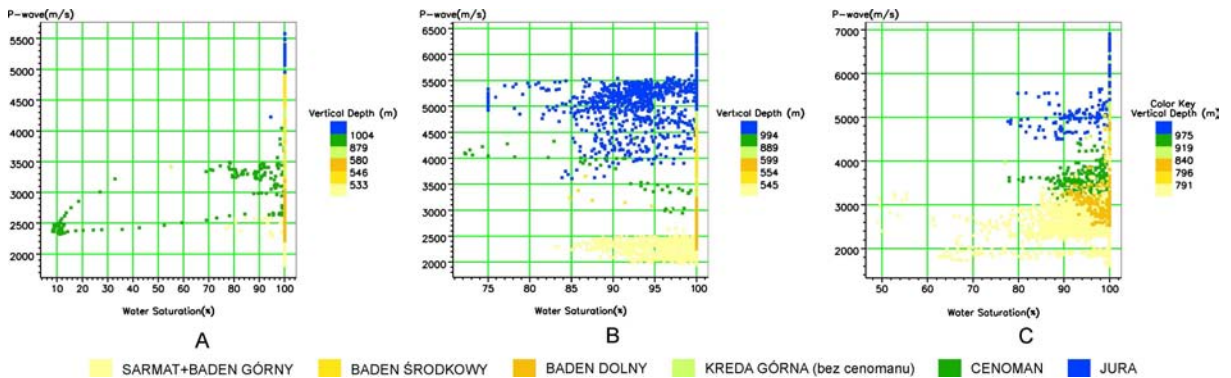


Fig. 5.23 Zależność prędkości fali podłużnej od nasyenia wodą złożową dla otworu Rajska-1 (A), Rajska-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

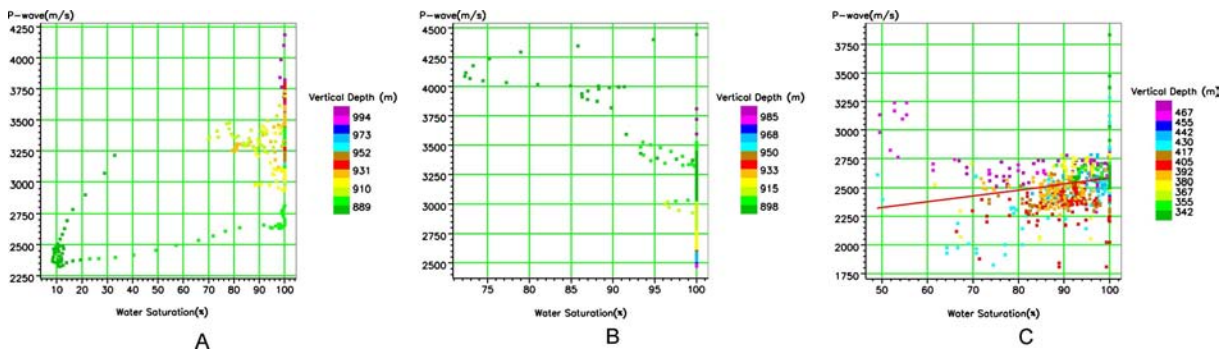


Fig. 5.24 Zależność prędkości fali podłużnej od nasyenia wodą złożową dla ograniczonych przedziałów głębokościowych zawierających horyzonty nasycone gazem dla otworu Rajska-1 (A), Rajska-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

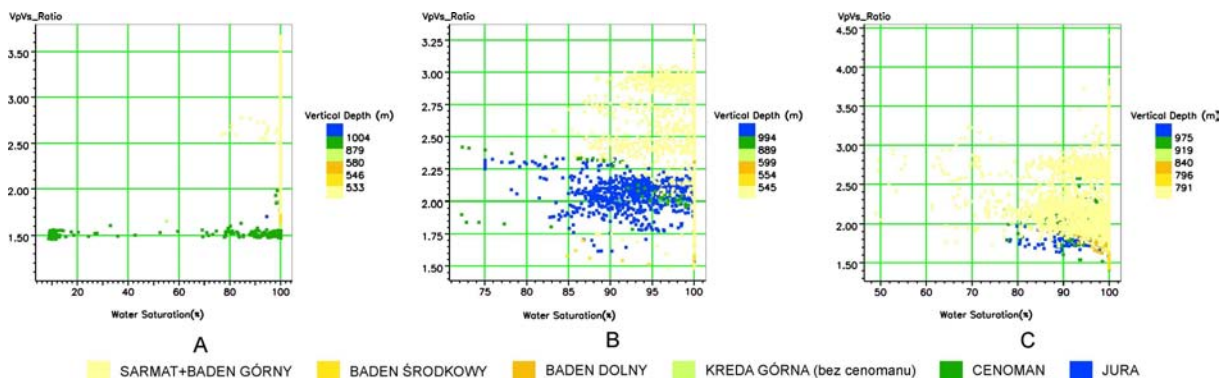


Fig. 5.25 Zależność V_p/V_s od nasyenia wodą złożową dla otworu Rajska-1 (A), Rajska-3 (B) oraz Krzczów-6 (C).

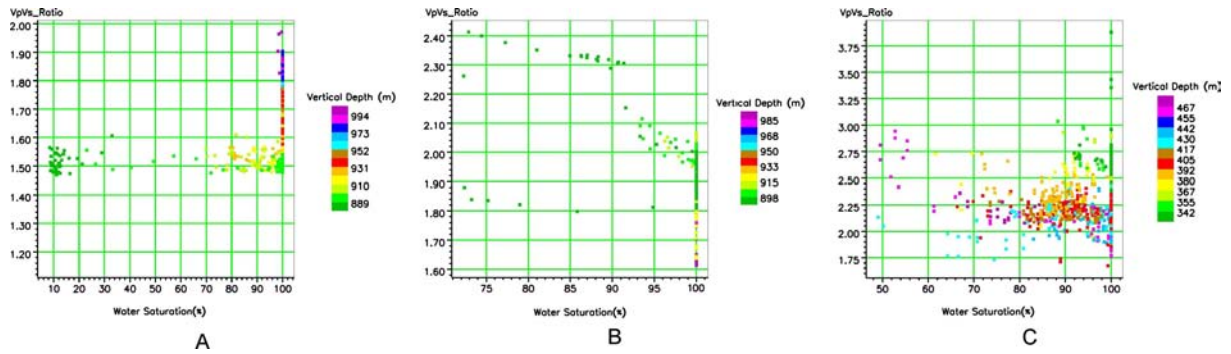


Fig. 5.26 Zależność V_p/V_s od nasycenia wodą złożową dla warstw cenomańskich dla otworu Rajsko-1 (A) i Rajsko-3 (B) oraz ograniczonego przedziału głębokościowego warstw mioceńskich Krzeczów-6 (C).

Wpływ nasycenia gazem na stosunek V_p/V_s przedstawiony jest na Fig. 5.25. W otworze Rajsko-1 występuje oczekiwane obniżenie V_p/V_s dla znacznych nasycień gazem. W otworze Rajsko-3 nie zaznacza się spadek wartości V_p/V_s co świadczy o braku nasycenia gazem. W otworze Krzeczów-6 obniżenie wartości stosunku V_p/V_s występuje dla utworów mioceńskich jednak trudno jest jednoznacznie powiązać je z warstwami nasyconymi.

Zależność pomiędzy V_p/V_s a nasyceniem gazem dla ograniczonych głębokościowo stref przedstawiono także na Fig. 5.26. W przypadku danych z otworu Rajsko-1, przedstawionych na Fig. 5.26A, występuje obniżenie V_p/V_s dla warstw o dużym nasyceniu (zalegającym w stropowej części cenomanu). W otworze Rajsko-3 nie zaznacza się korelacja analogiczna do poprzedniego przypadku. Analiza danych z otworu Krzeczów-6 jest bardziej skomplikowana. Nasycenie gazem (odpowiadające podwyższonym amplitudom na trasach zarejestrowanych – przedstawionych na Fig. 5.10 oraz w następnym rozdziale) odpowiada przedziałowi głębokościowemu ok. 360 – 420 m, nasycenie występuje w warstwach o dużym zaileniu, poniżej tej strefy występują warstwy piaskowcowe o niskich wartościach V_p/V_s , natomiast powyżej nienasycone warstwy o dużym zaileniu. Analizując Fig. 5.26C można stwierdzić, iż dla ograniczonych przedziałów głębokościowych zawierających horyzonty nasycone istnieje nieznaczne obniżenie V_p/V_s związane z nasyceniem gazem.

Podsumowując wpływ nasycenia gazem na prędkości propagacji fal sejsmicznych można stwierdzić, że w przypadku otworu Rajsko-1 mamy oczekiwaną zależność związaną z nasyceniem (spadek V_p oraz V_p/V_s), w przypadku otworu Rajsko-3 w związku z brakiem nasycenia w obrębie warstw cenomańskich nie zaznacza się spadek V_p oraz V_p/V_s . W przypadku otworu Krzeczów-6 mamy do czynienia ze specyficznym przypadkiem nasycenia warstw o dużym zaileniu, co powoduje, że brak znacznego spadku wartości V_p oraz V_p/V_s w obrębie warstw nasyconych spowodowany jest najprawdopodobniej dużym zaileniem.

5.3 Wnioski

Dowiązanie danych otworowych do danych sejsmicznych pozwoliło na opracowanie prędkości zarówno fal poprzecznych jak i podłużnych, które w dalszej części stanowią kluczowy czynnik oraz podstawę do analiz opartych o atrybuty sejsmiczne.

Dokładna analiza wpływu wybranych parametrów petrofizycznych na prędkość propagacji fal podłużnych oraz V_p/V_s pozwoliła na jakościowe określenie zależności pomiędzy parametrami, które mogą być podstawą do wyciągania wniosków np. na podstawie inwersji sejsmicznej. W części przypadków jednoznaczne określenie wpływu poszczególnego parametru na prędkość oraz V_p/V_s nie było możliwe, ze względu na nakładanie się wpływu poszczególnych parametrów. W przypadku utworów cenomańskich porównywalny wpływ na prędkości fal podłużnych ma porowatość oraz nieznaczne zailenie (maksymalnie do ok. 17 %). Nasycenie węglowodorami powoduje „skokowy” spadek prędkości V_p oraz V_p/V_s i jest czynnikiem dominującym w obrębie danych z otworu Rajsko-1. W przypadku strefy złożowej zlokalizowanej w utworach mioceńskich z rejonu otworu Krzeczów-6 wpływ poszczególnych parametrów jest trudny do jednoznacznego oszacowania. Duże zailenie nasyconych warstw powoduje, iż spadek prędkości oraz stosunku V_p/V_s nie jest znaczny. Nasycenie

oraz porowatość nie powodują drastycznych zmian prędkości. W przypadku danych z otworu Krzczów-6 ważnym zagadnieniem jest niewielka głębokość strefy złożowej, jej wpływ na prędkości (poprzez np. zmiany ciśnienia oraz zwięzłości) oraz rozróżnienie wpływu głębokości od innych czynników powodujących zmiany prędkości.

Analizując zarówno dowiązania danych otworowych do danych sejsmicznych jak i wykresy krzyżowe należy w szczególności mieć na uwadze fakt, że krzywa prędkości fal poprzecznych jest krzywą modelową, zatem jest jednym z możliwych rozwiązań ekwiwalentnych, w przeciwieństwie do pomierzonych w otworze prędkości fal podłużnych. Dostępność sejsmicznych profili fal przemiennych powoduje, że w stosunku do tradycyjnej sejsmiki fal podłużnych mamy dodatkowo informację o czasie przyścia fal przemiennych, a zatem i przybliżone informacje o prędkości fali poprzecznej. Modelowa krzywa prędkości fal S po aplikacji poprawek związanych z dowiązaniem danych otworowych do sejsmicznych profili PS jest informatywna, oraz może być wykorzystywana w powyższych analizach.

6 Interpretacja rejestrowanych oraz modelowych danych sejsmicznych

W niniejszym rozdziale przedstawiono wyniki interpretacji wybranych profili 2D 3C. W pierwszym etapie wyznaczono podstawowe granice stratygraficzne na profilach sejsmicznych oraz wykonano korelację odpowiadających sobie refleksów na profilach fal podłużnych oraz przemiennych. W kolejnych etapach wykonano modelowanie sejsmiczne (także dla przypadku zakładającego brak nasycenia gazem), inwersję sejsmiczną oraz analizę AVO. W wyniku otrzymano szereg informacji oraz atrybutów sejsmicznych (realistyczne modele seismogeologiczne, impedancję akustyczną, pseudoimpedancję fali S, impedancję elastyczną, *AVO product* itd.), które mogą być wykorzystane do predykcji parametrów petrofizycznych wzdłuż analizowanych profili. W pracy wykorzystano profile sejsmiczne T0041904 oraz T0061904, zarówno składowe pionowe jak i radialne, które posiadają większą energię w stosunku do składowych transwersalnych. Do szczegółowej analizy oraz modelowań sejsmicznych wybrano jedynie część zarówno profilu T041904 jak i T061904 charakteryzujące się obecnością stref nasyconych gazem.

6.1 Interpretacja strukturalna wybranych profili sejsmicznych 2D 3C

Interpretację profili sejsmicznych wykonano po dowiązaniu danych otworowych do danych sejsmicznych oraz analizie danych otworowych pod kątem określenia zależności pomiędzy prędkościami fal podłużnych i V_p/V_s a parametrami zbiornikowymi i zaileniem, przedstawionej w rozdziale 5. Interpretację wykonano w systemie *Hampson Russell Software* w module *ProMC*. Wydzielono dobrze zaznaczające się horyzonty sejsmiczne odpowiadające odbiciu od anhydrytu, stropowi kompleksu cenomańskiego oraz stropowi kompleksu jurajskiego. Interpretację poszczególnych horyzontów wykonano zarówno na profilach składowych pionowych jak i radialnych, czego efektem było uzyskanie rozkładu interwałowych wartości V_p/V_s (Γ) wzdłuż profili, na podstawie korelacji odpowiadających sobie horyzontów.

Interpretacja profilu sejsmicznego T0041904

Profil sejsmiczny fal podłużnych T0041904 (składowa pionowa) przedstawiony jest na Fig. 6.1. Na rysunku zaznaczono wyinterpretowane podstawowe wydzielienia stratygraficzne oraz krzywe GR pochodzące z otworów, z których dane wykorzystywano w pracy. Na profilu widoczne są odbicia o znacznych amplitudach od granic podstawowych kompleksów: dodatni refleks pochodzący od stropu anhydrytu, ujemne odbicie pochodzące od stropu warstw cenomańskich, oraz dodatni refleks pochodzący od stropu jury. Spąg kompleksu jurajskiego zaznacza się w postaci refleksów o wysokich amplitudach, ale ze względu na cel badawczy ograniczony do rejonu złoża, horyzont ten nie został wypunktowany. Dobrze widoczne jest także charakterystyczne wklonowanie warstw cenomańskich w kierunku W. Na powyższym rysunku dodatkowo zaznaczono część uskoków znajdujących się w obrębie badanej strefy.

Strefa szczegółowych badań, przedstawiona na Fig. 6.2 obejmowała złożę gazu Rajska, zlokalizowane w stropowej części warstw cenomańskich, których miąższość w obrębie otworu Rajska-1 wynosi ok. 120 m. Strefa ta została rozpoznana otworami Rajska-1, R-2, R-3, w otworach R-1 oraz R-2 stwierdzono obecność gazu. W obrazie sejsmicznym strefa złożowa ma charakter anomalny (Fig. 6.1 oraz 6.2), obserwowane są bezpośrednie wskaźniki węglowodorowości (DHI) tj. podwyższone amplitudy (ujemne) refleksu pochodzącego od stropu horyzontu nasyconego (*bright spot*), odbicie od kontaktu woda-gaz (*flat spot*). Pod strefą nasyconą obserwuje się także obniżenia częstotliwości (*low frequency shadow*) spowodowane tłumieniem oraz niewielkie obniżenia amplitudy (*amplitude shadow*), związane z propagacją mniejszej ilości energii sejsmicznej poniżej złoża, co jest spowodowane odbiciem większej ilości energii od granic złoża o dużych współczynnikach odbicia oraz podwyższonym tłumieniem fal sejsmicznych w złożu.

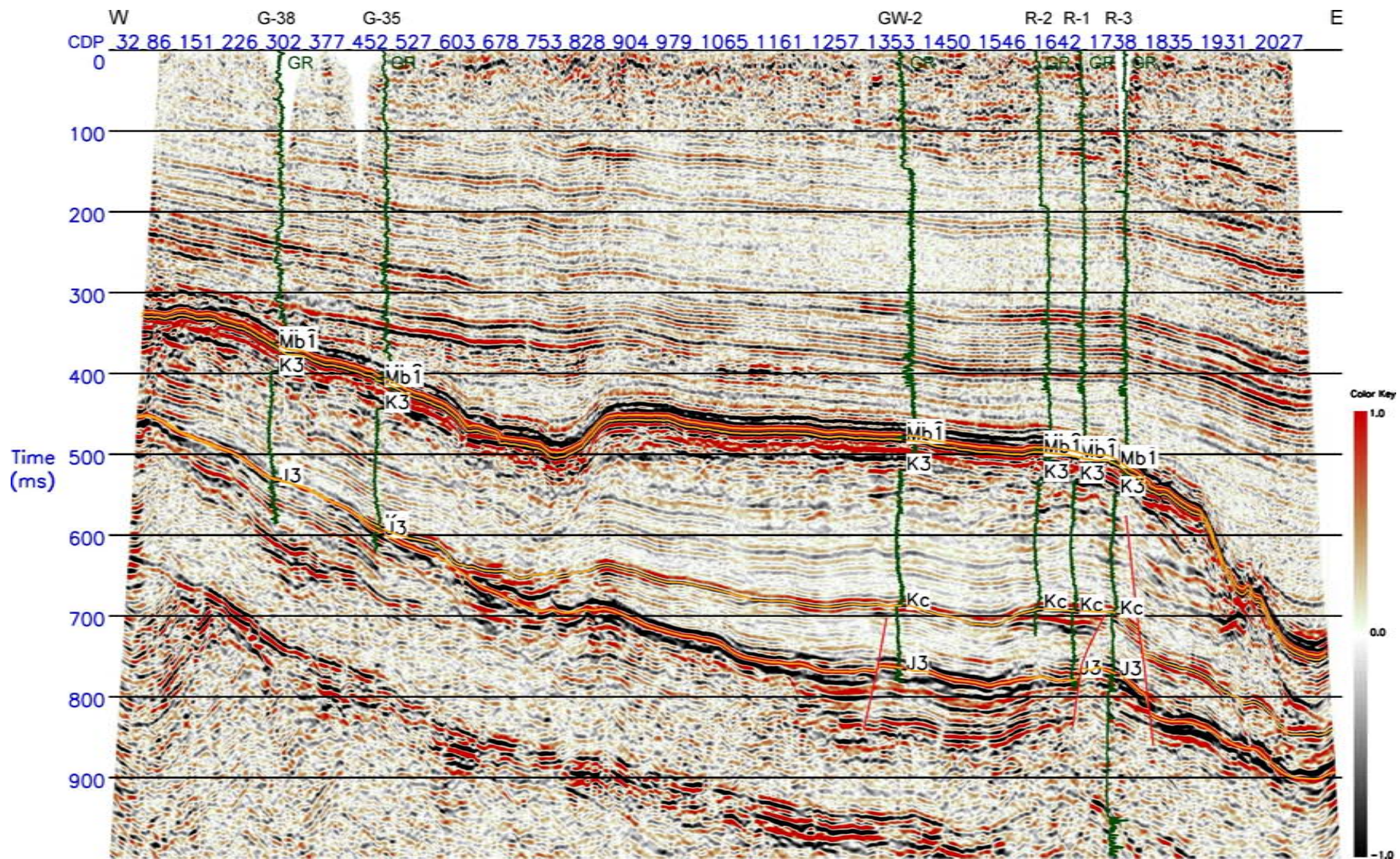


Fig. 6.1 Zinterpretowany profil sejsmiczny T0041904 (składowa pionowa).

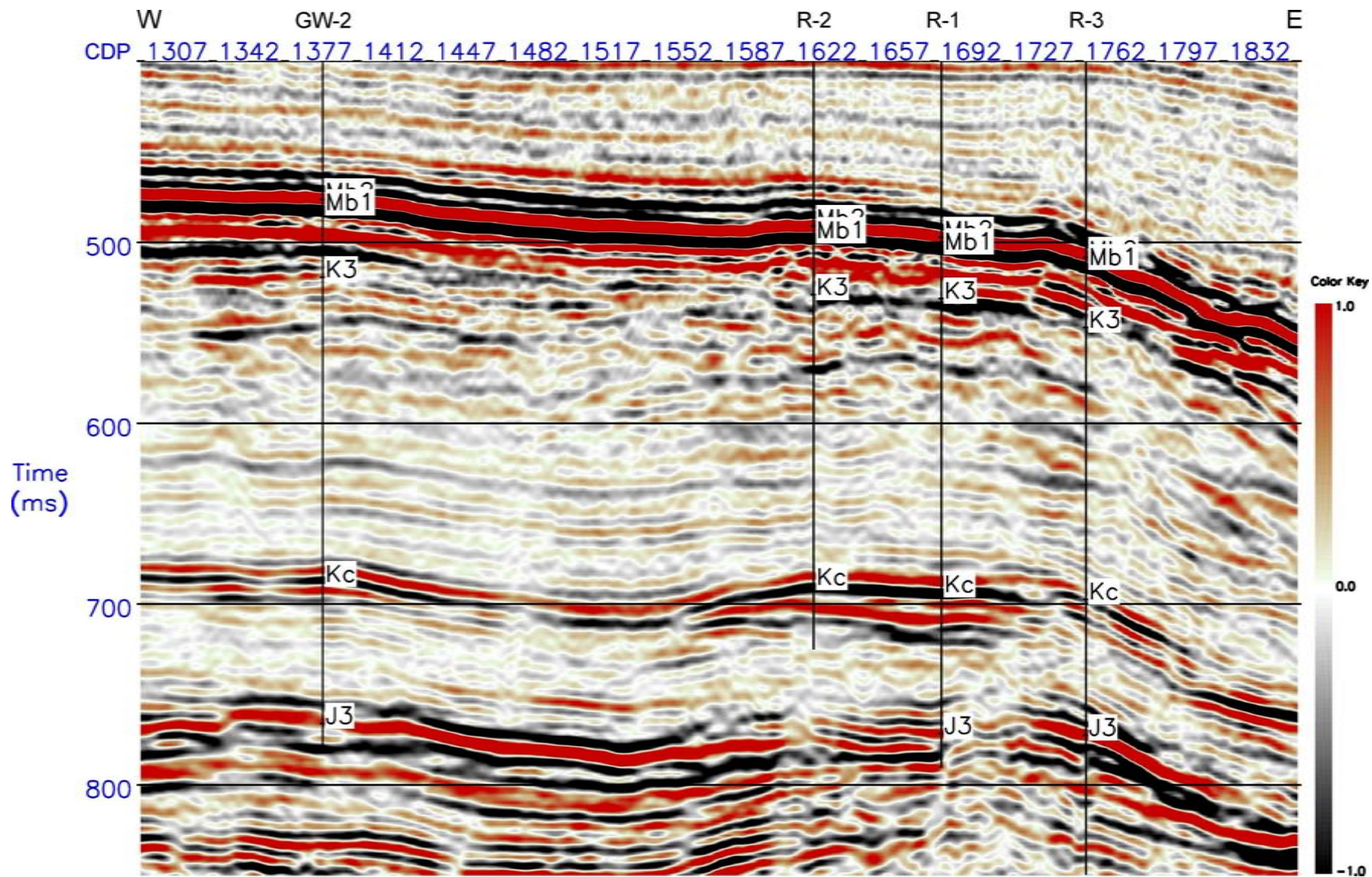


Fig. 6.2 Część profilu sejsmicznego T0041904 (składowa pionowa).

Składowa radialna profilu sejsmicznego T0041904 w domenie czasu rejestracji fal PS przedstawiona jest na Fig. 6.3. Analogicznie do poprzedniego przypadku na rysunku zaznaczono wyinterpretowane wydzielenia stratygraficzne oraz krzywe GR. Analizując obraz sejsmiczny przedstawiony na figurze można stwierdzić, że dane charakteryzują się znacznie niższymi częstotliwościami w stosunku do składowej pionowej. Także w porównaniu ze składową pionową, znacznie większe amplitudy charakteryzują odbicia wewnątrzmioceneskie. Podobnie do poprzedniego przypadku, w postaci silnego refleksu dodatniego zaznacza się strop warstw zbudowanych z anhydrytów, ujemny refleks charakteryzuje strop warstw cenomańskich, natomiast dodatni refleks - strop kompleksu jurajskiego.

Analizowana strefa obejmująca złożę Rajsco przedstawiona została dodatkowo na Fig. 6.4. Obraz strefy złożowej widoczny na profilu składowej radialnej w dużym stopniu różni się od obrazu na składowej pionowej. W obrębie złoża nie obserwujemy podwyższonych amplitud, ujemny refleks pochodzący od stropu kompleksu cenomańskiego w obrębie złoża kontynuuje się w spągu warstw nasyconych, wyinterpretowany strop cenomanu przecina w W części złoża fazę dodatnią.

Korelacja danych otworowych z danymi sejsmicznymi – składową pionową oraz radialną w domenie czasów PP oraz PS z wykorzystaniem prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych umożliwiła określenie odpowiadających sobie wydzieleni na profilu fal podłużnych oraz przemiennych, co pozwoliło powiązać odpowiadające sobie horyzonty oraz zastosować konwersję profilu zarejestrowanego w domenie PS do domeny czasów PP. Niestety ze względu na niską rozdzielczość profili fal PS, a zatem i niemożliwość dokładnego śledzenia wszystkich zaznaczających się na przekrojach fal PP refleksów, konwersja do domeny PP została wykonana w oparciu o dobrze zaznaczające się na przekrojach PP oraz PS horyzonty. Oprócz zinterpretowanych wcześniej granic zdołano skorelować ze sobą także dodatkowe wewnątrzmioceneskie horyzonty sejsmiczne. Na Fig. 6.5 przedstawiono składową radialną profilu T0041904 w domenie czasu rejestracji fal PP. Zestawienie części przekonwertowanego profilu z częścią profilu fal podłużnych przedstawiono na Fig. 6.6. Analizując powyższe zestawienie można stwierdzić dobrą zgodność refleksów pochodzących od warstw zbudowanych z anhydrytu. Zaznacza się różnica w dynamice refleksów charakteryzujących strop jury. W obrębie strefy nasyconej gazem zaznaczają się różnice związane z obrazem złoża na profilach fal PP oraz PS, występuje także brak korelacji ujemnego refleksu o znacznej amplitudzie, charakterystycznego dla stropu cenomanu w przypadku składowej pionowej z odpowiednim refleksiem na składowej radialnej.

Wynikiem powyższej konwersji jest rozkład interwałowych wartości V_p/V_s (określany jako Gamma) przedstawiony na Fig. 6.7. Tak wyznaczone wartości V_p/V_s są bardzo czułe na nawet niewielkie błędy w interpretacji horyzontów, gdyż niewielka różnica w położeniu horyzontu może spowodować znaczne zmiany wartości V_p/V_s . Pomimo powyższych uwag, analizując rozkład wartości Gamma, można stwierdzić w obrębie warstw cenomańskich obniżenie do wartości ok. 1.45 w obrębie strefy złożowej Rajsco oraz do wartości 1.55 w obrębie otworu Grobla-Wschód 2. Wartości Gamma, określone dla utworów mioceneskich, są stosunkowo wysokie. Zawierają się w przedziale od ok. 1.9 w głębszym kompleksie do ok. 3.5 w płytszym. Ze względu na ograniczenie korelacji horyzontów do stropu jury, wartości Gamma poniżej stropu jury nie zmieniają się. Rozkład wartości Gamma ze względu na niską rozdzielczość pionową oraz gwałtowne zmiany horyzontalne nie może być jednoznaczna podstawą do szczegółowego określania zmienności parametrów petrofizycznych.

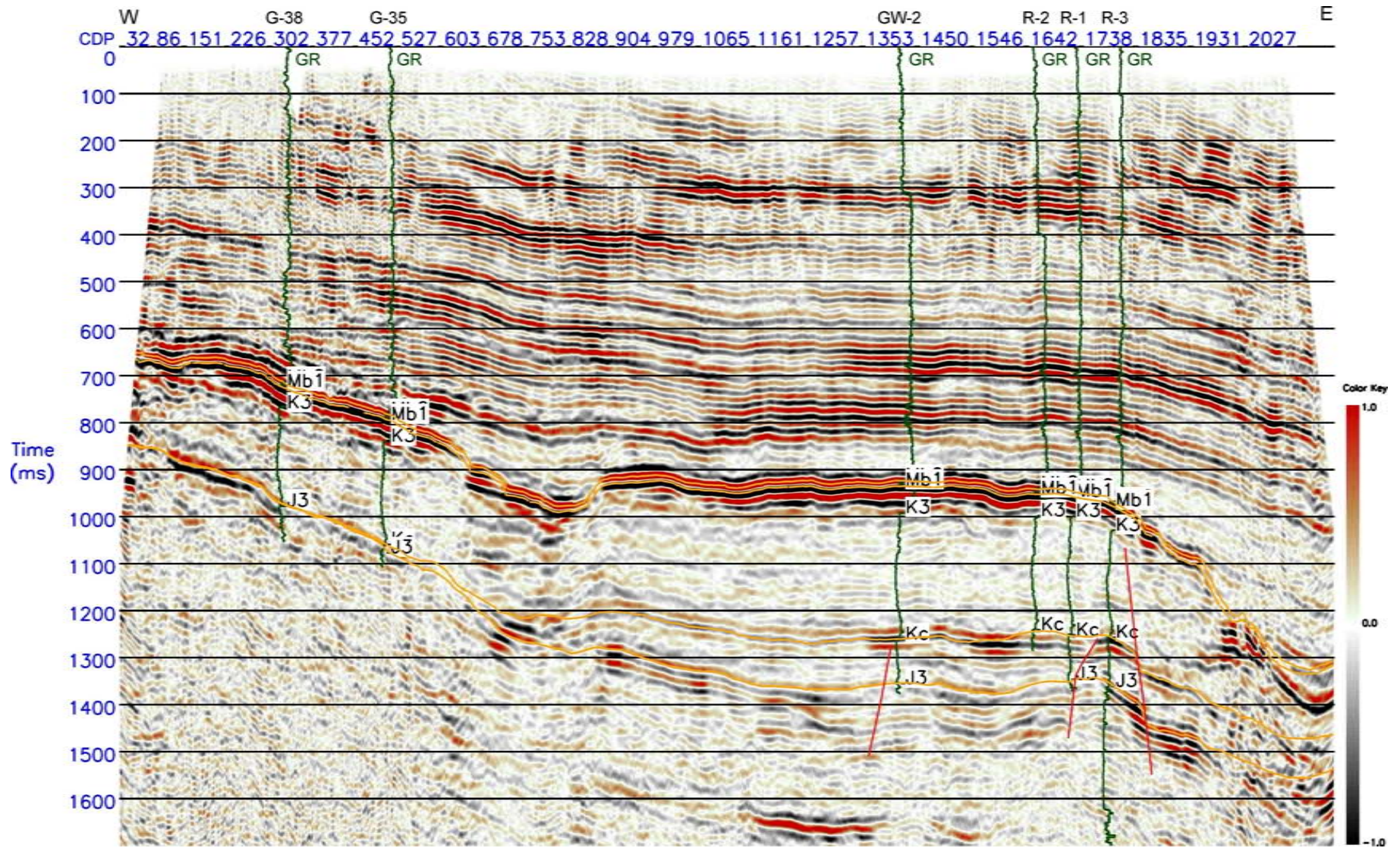


Fig. 6.3 Zinterpretowany profil sejsmiczny T0041904 w domenie PS (składowa radialna).

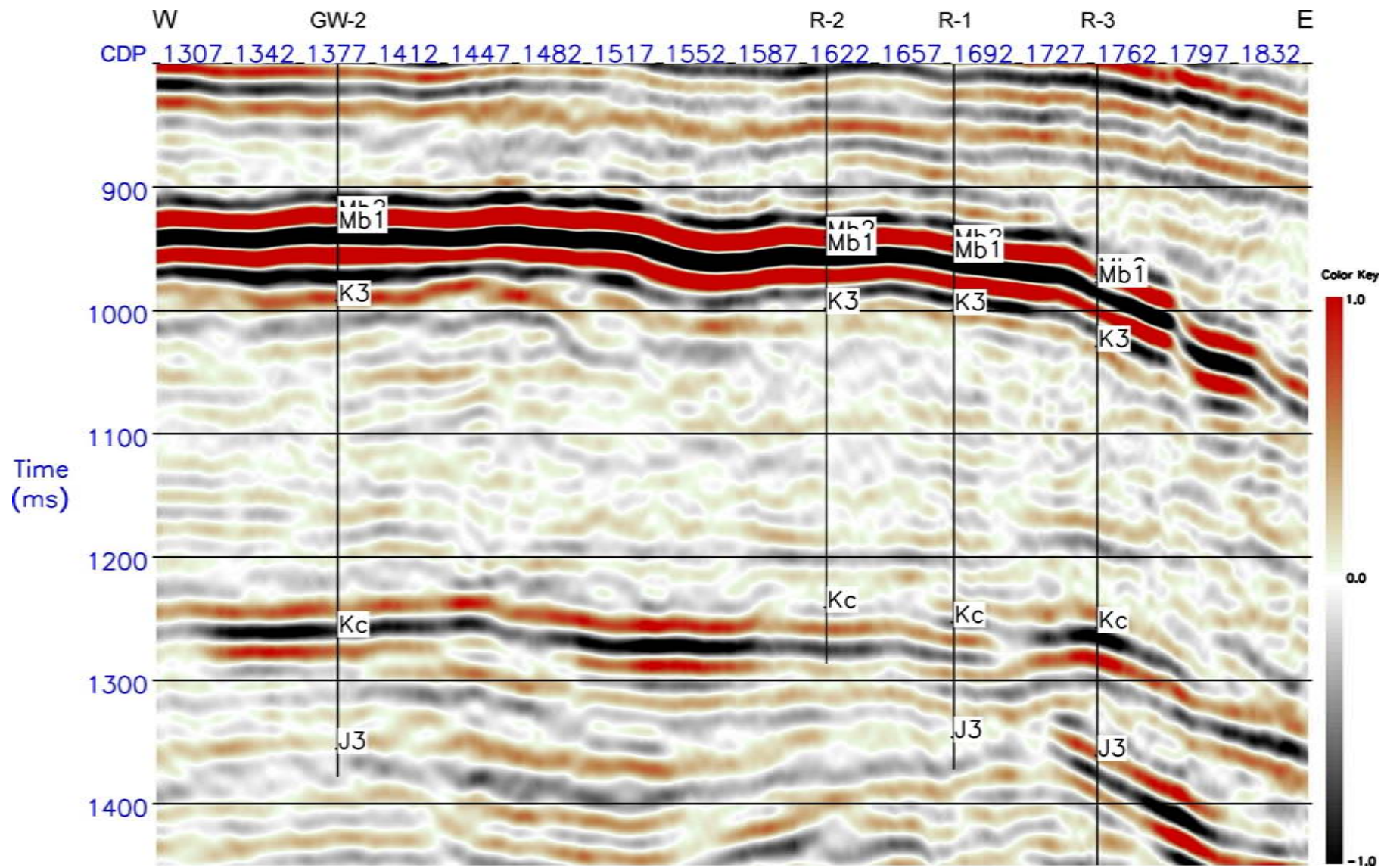


Fig. 6.4 Część profilu sejsmicznego T0041904 w domenie PS (składowa radialna).

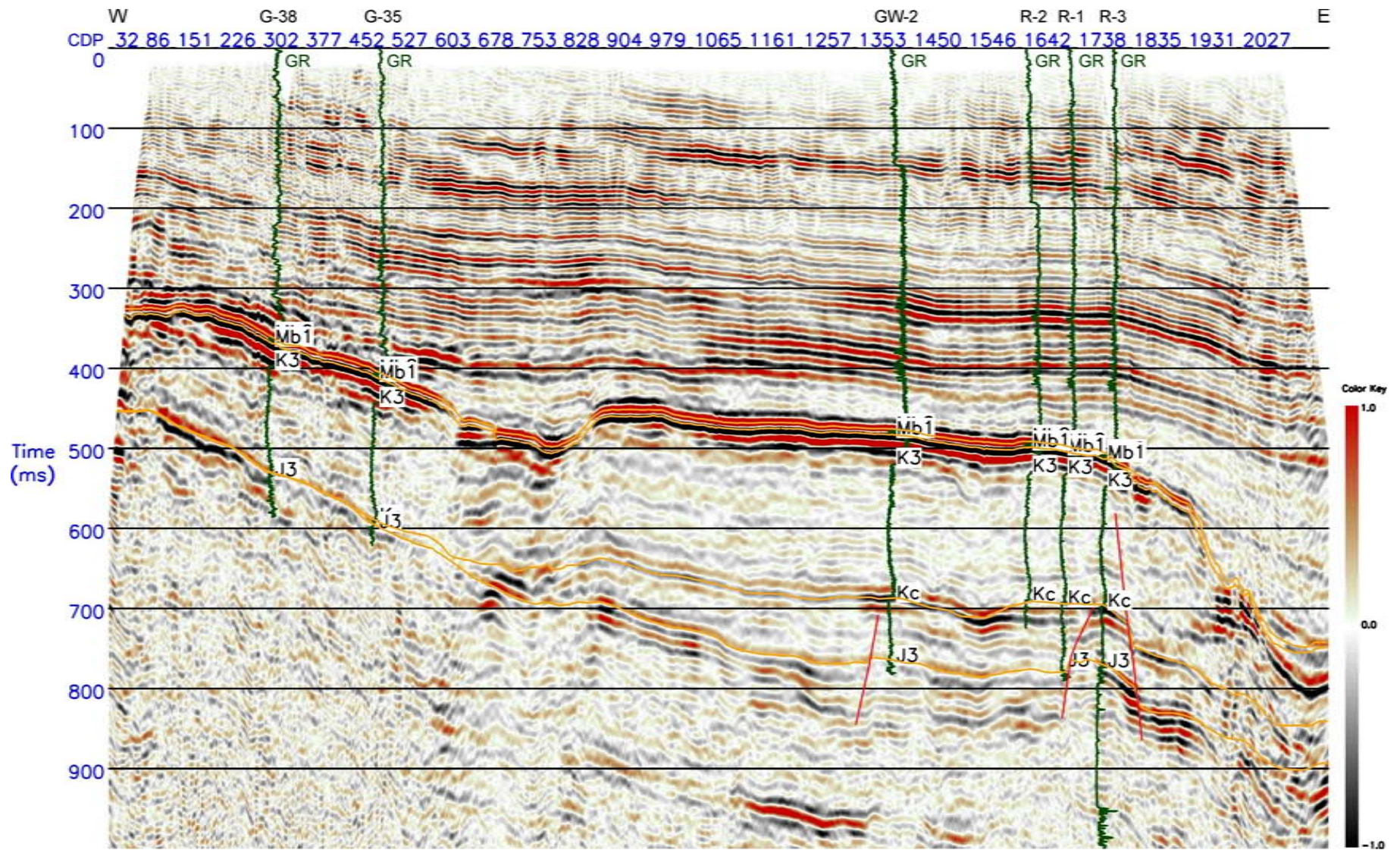


Fig. 6.5 Zinterpretowany profil sejsmiczny T0041904 w domenie PP (składowa radialna).

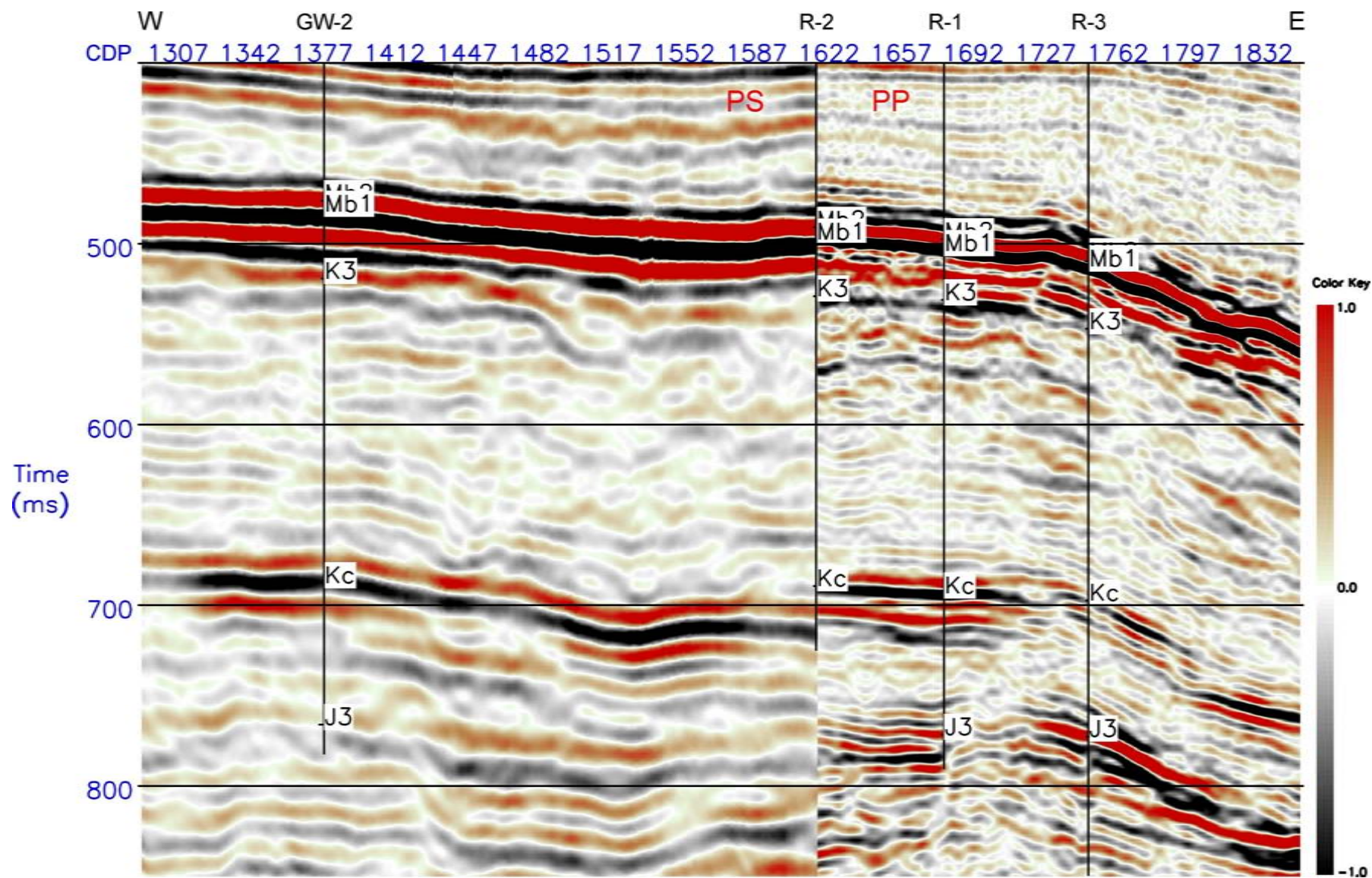


Fig. 6.6 Zestawienie części profili T0041904 – składowej radialnej oraz pionowej w domenie PP.

Przedstawione profile sejsmiczne charakteryzują się różną rozdzielczością, czego potwierdzeniem są znormalizowane widma amplitudowe obliczone dla trzech profili (Fig. 6.8). Widmo przedstawione na Fig. 6.8A zostało obliczone na podstawie profilu fal podłużnych dla pełnego zakresu tras w oknie 0-1000 ms, widmo obliczone na podstawie profilu fal przemiennych (Fig. 6.8B) zostało obliczone dla pełnego zakresu tras w oknie 0-1700 ms, widmo przedstawione na Fig. 6.8C zostało obliczone w oknie 0-1000 ms na podstawie profili fal przemiennych przekonwertowanego do domeny czasu PP. Analizując poszczególne rysunki można stwierdzić, że dla składowej pionowej pasmo przenoszenia, na poziomie 50 % maksymalnej amplitudy, obejmuje częstotliwości od 29 do 118 Hz. Widmo składowej radialnej charakteryzuje się dużo mniejszą szerokością, na poziomie 50 % maksymalnej amplitudy zawiera częstotliwości od 20 do 45 Hz. Widmo obliczone po konwersji danych składowej radialnej do domeny PP (Fig. 6.8C) charakteryzuje się większą szerokością w stosunku do widma obliczonego przed konwersją, pasmo przenoszenia na poziomie 50% maksymalnej amplitudy zawiera częstotliwości od 18 do 78 Hz, jednak jego kształt różni się w znacznym stopniu od widma dla składowej pionowej (Fig. 6.8A). Amplitudy charakterystyczne dla wysokich częstotliwości są znacznie mniejsze niż w przypadku składowej pionowej. Fakt znacznie niższej częstotliwości sygnałów dla składowej radialnej powoduje problemy w dokładnej analizie profili fal przemiennych.

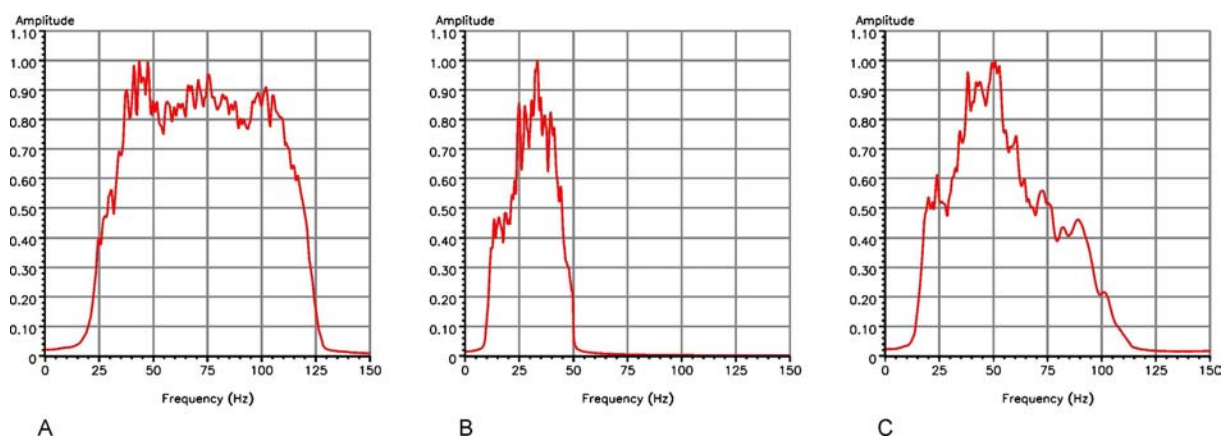


Fig. 6.8 Widma amplitudowe obliczone dla profili sejsmicznych T0041904: składowej pionowej w domenie PP w oknie 0-1000 ms (A), składowej radialnej w domenie PS w oknie czasowym 0-1700 ms (B) oraz składowej radialnej w domenie PP – w oknie czasowym 0-1000 ms (C).

Interpretacja profilu sejsmicznego T0061904

Profil sejsmiczny fal podłużnych T0061904 (składowa pionowa) przedstawiony jest na Fig. 6.9. Analogicznie do poprzedniego przypadku na rysunku zaznaczono wyinterpretowane podstawowe wydzielenia stratygraficzne (Mb2, Mb1, Kc, J3) oraz krzywą GR dla otworu Krzczów-6. Na profilu zaznaczono także uskoki w obrębie utworów kredy oraz jury. Na profilu zaznaczają się odbicia o znacznych amplitudach od granic podstawowych kompleksów, widać dodatni refleks pochodzący od stropu warstwy anhydrytowej, ujemne odbicie pochodzące od stropu wyklinowującego się kompleksu cenomańskiego, poniżej zaznacza się dodatni refleks pochodzący od stropu jury. Spąg kompleksu jurajskiego zaznacza się w postaci refleksów o wysokich amplitudach, ze względu na cel badawczy ograniczony do rejonu złoża, horyzont ten nie został wypunktowany. W obrębie utworów mioceńskich zaznaczają się pakiety refleksów o podwyższonych amplitudach (od ok. 200 do 400 ms) oraz części o niższej dynamice.

Strefa szczegółowych badań, przedstawiona na Fig. 6.10 obejmowała wielopoziomowe złożo gazu, zlokalizowane w obrębie warstw mioceńskich w okolicach otworu Krzczów-6. W obrazie sejsmicznym, strefa złożowa ma charakter anomalny (Fig. 6.9 oraz 6.10), obserwowane są podwyższenia amplitud refleksów na granicach złoża (*bright spot*). Pod strefą nasyconą obserwuje się także obniżenia częstotliwości (*low frequency shadow*) oraz obniżenia amplitudy (*amplitude shadow*).

Składowa radialna profilu sejsmicznego T0061904 w domenie czasu rejestracji fal PS przedstawiona jest na Fig. 6.11. Analogicznie do poprzedniego przypadku na rysunku zaznaczono

wyinterpretowane wydzielenia stratygraficzne oraz krzywą GR dla otworu Krzczów-6. Analizując obraz sejsmiczny przedstawiony na powyższej figurze, można stwierdzić, że dane charakteryzują się znacznie niższymi częstotliwościami w stosunku do składowej pionowej. Zachodnia część profilu charakteryzuje się niską jakością danych, w obrębie kompleksu miocenińskiego ciągłość refleksów jest znacznie zaburzona. Dobrze zaznaczają się mocne refleksy dla stropu anhydrytów, stropu kompleksu cenomańskiego oraz stropu jury. Także w E części profilu, w obrębie kompleksu miocenińskiego można wyróżnić kilka dobrze korelujących się refleksów.

Analizowana strefa obejmująca złożę przedstawiona została dodatkowo na Fig. 6.12. Obraz strefy złożowej widoczny na profilu składowej radialnej w dużym stopniu różni się od obrazu na składowej pionowej. Strefa złożowa charakteryzuje się znacznie niższymi amplitudami refleksów w stosunku do warstw ją otaczających, nie obserwowany jest anomalny zapis sejsmiczny charakterystyczny dla składowej pionowej.

Korelacja danych otworowych z danymi sejsmicznymi, składową pionową oraz radialną w domenie czasów PP oraz PS, pozwoliła powiązać odpowiadające sobie horyzonty oraz zastosować konwersję profilu zarejestrowanego w domenie PS do domeny czasu rejestracji fal PP. Ze względu na niską rozdzielczość profili fal PS, konwersja do domeny PP została wykonana w oparciu jedynie o horyzonty dobrze zaznaczające się na przekrojach PP oraz PS. Oprócz zinterpretowanych wcześniej granic zdołano skorelować ze sobą także dodatkowe wewnątrzmiocenińskie horyzonty sejsmiczne. Na Fig. 6.13 przedstawiono składową radialną profilu T0061904 w domenie czasu rejestracji fal PP. Zestawienie części przekonwertowanego profilu z częścią profilu fal podłużnych przedstawiono na Fig. 6.14. Analizując powyższe figury można stwierdzić dobrą zgodność w ciągłości i dynamice pomiędzy refleksami w górnej oraz dolnej części profilu. Środkowa część profilu, zawierająca złożę oraz w przypadku składowej pionowej kompleks refleksów o podwyższonych amplitudach, nie koreluje z odpowiadającą jej strefą na składowej radialnej. W przypadku strefy nasyconej, tylko granica sejsmiczna znajdująca się bezpośrednio pod złożem kontynuuje się zarówno na składowej pionowej jak i radialnej, refleksy dobrze zaznaczające się na składowej pionowej w obrębie złoża nie mają kontynuacji na składowej poziomej.

Wynikiem powyższej konwersji jest rozkład interwałowych wartości V_p/V_s (Gamma) przedstawiony na Fig. 6.15. Analizując powyższy rysunek, można stwierdzić równomierny rozkład wartości w obrębie wydzielonych kompleksów miocenińskich. Nie obserwuje się znaczącego spadku wartości Gamma dla strefy nasyconej gazem. Wartości zmieniają się od ok. 1.9 (w dolnej części) do ok. 3.3 (w najpłytszej części). Także równomiernym rozkładem charakteryzuje się kompleks wydzielony bezpośrednio ponad kompleksem cenomańskim. W obrębie wyklinowującego się kompleksu cenomańskiego występują znaczne poziome zmiany wartości Gamma. Ze względu na ograniczenie korelacji horyzontów do stropu jury, wartości Gamma poniżej stropu jury są stałe. Ze względu na korelację tylko kilku horyzontów jednocześnie na profilach składowej pionowej oraz poziomej, rozdzielczość pionowa tak wyznaczonego V_p/V_s (Gamma) jest niewielka.

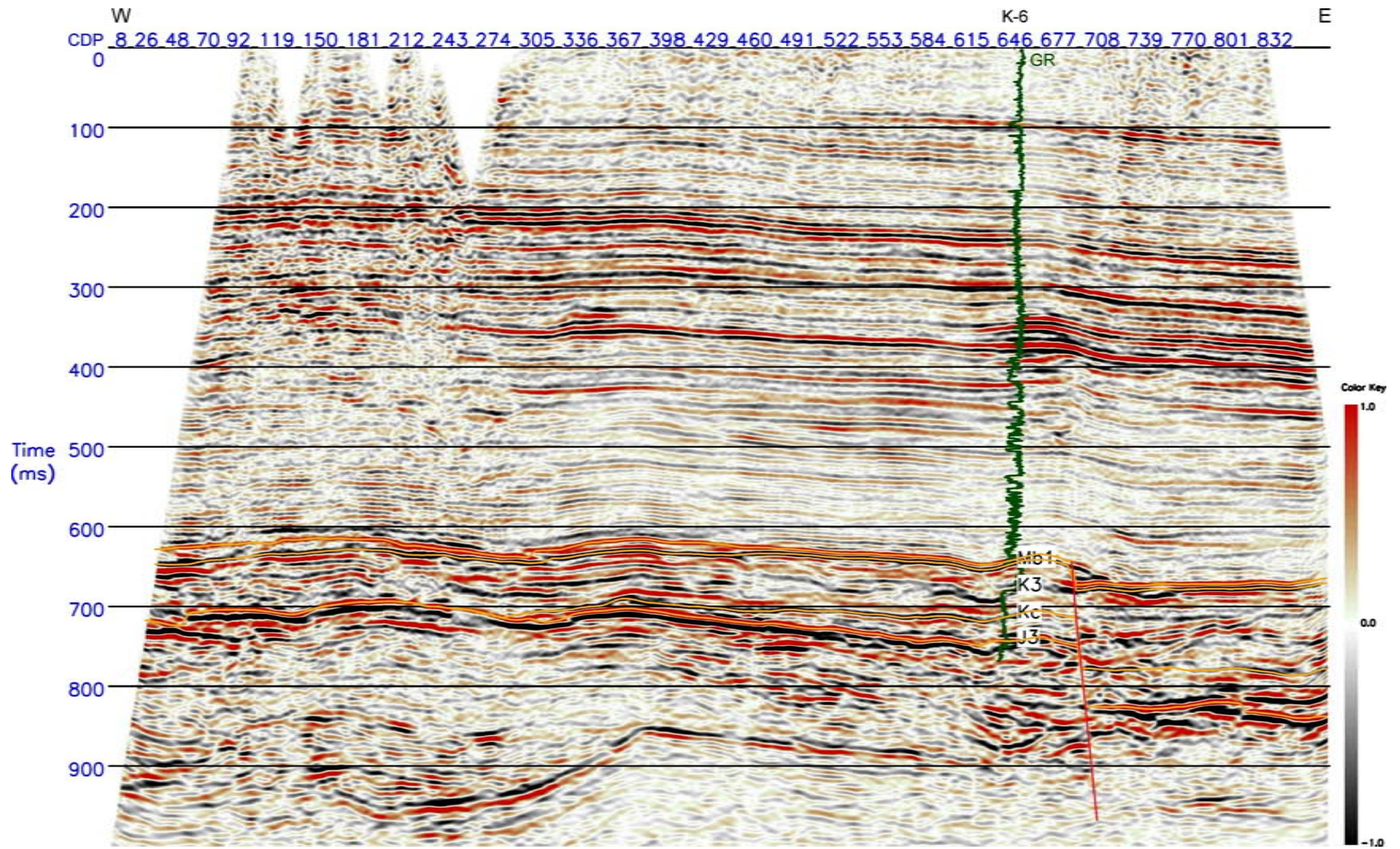


Fig. 6.9 Zinterpretowany profil sejsmiczny T0061904 (składowa pionowa).

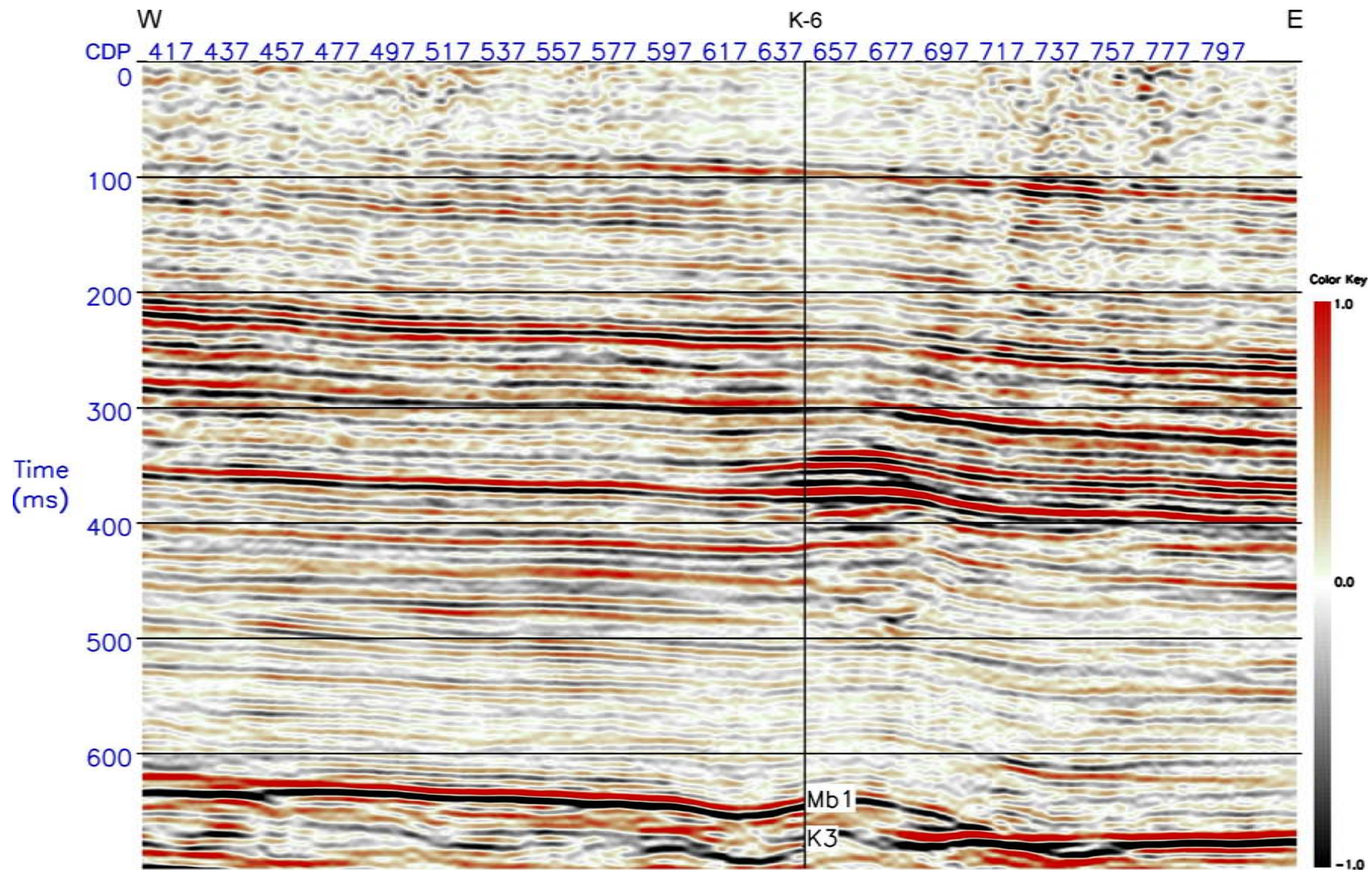


Fig. 6.10 Część profilu sejsmicznego T0061904.

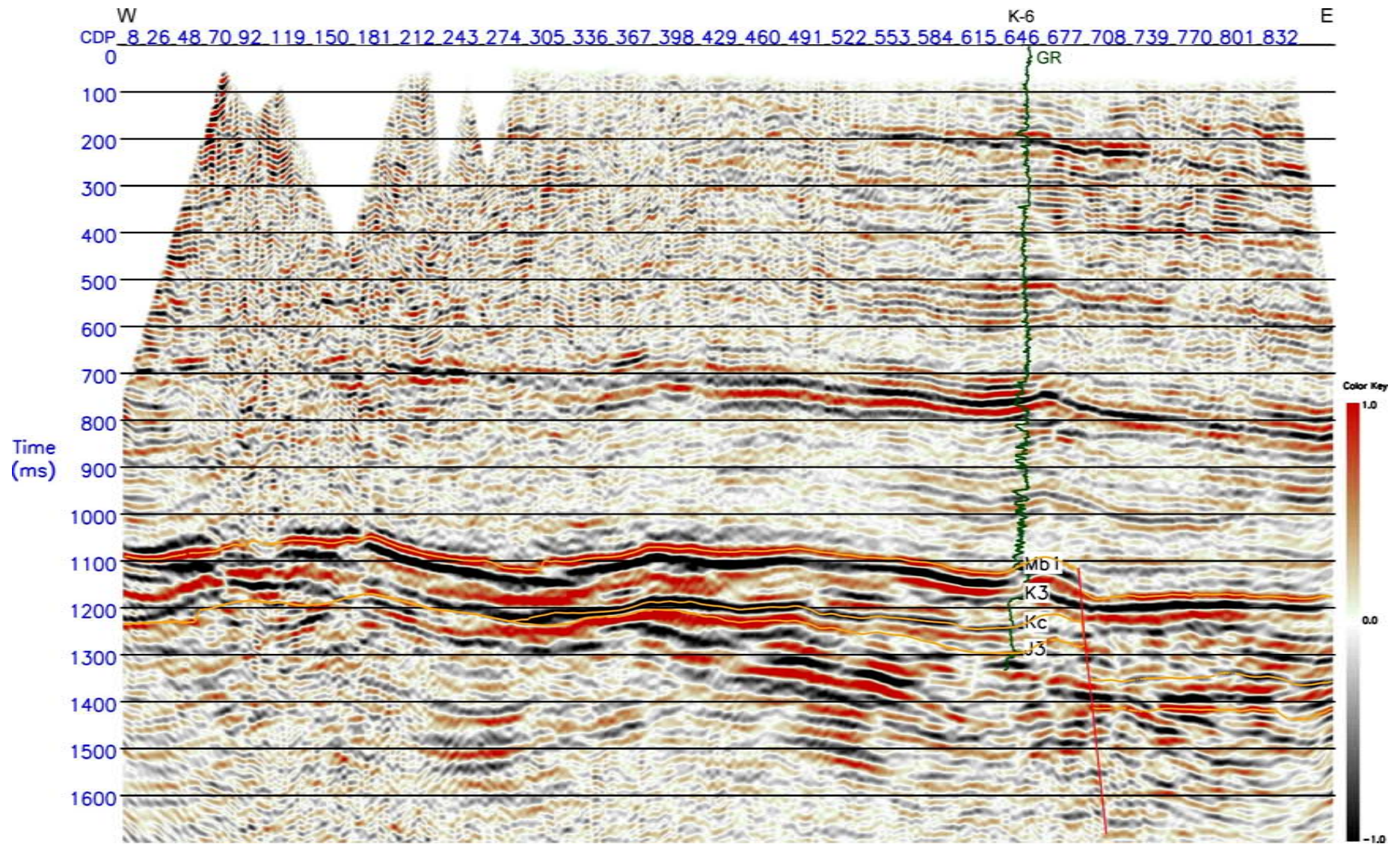


Fig. 6.11 Zinterpretowany profil sejsmiczny T0061904 w domenie PS (składowa radialna).

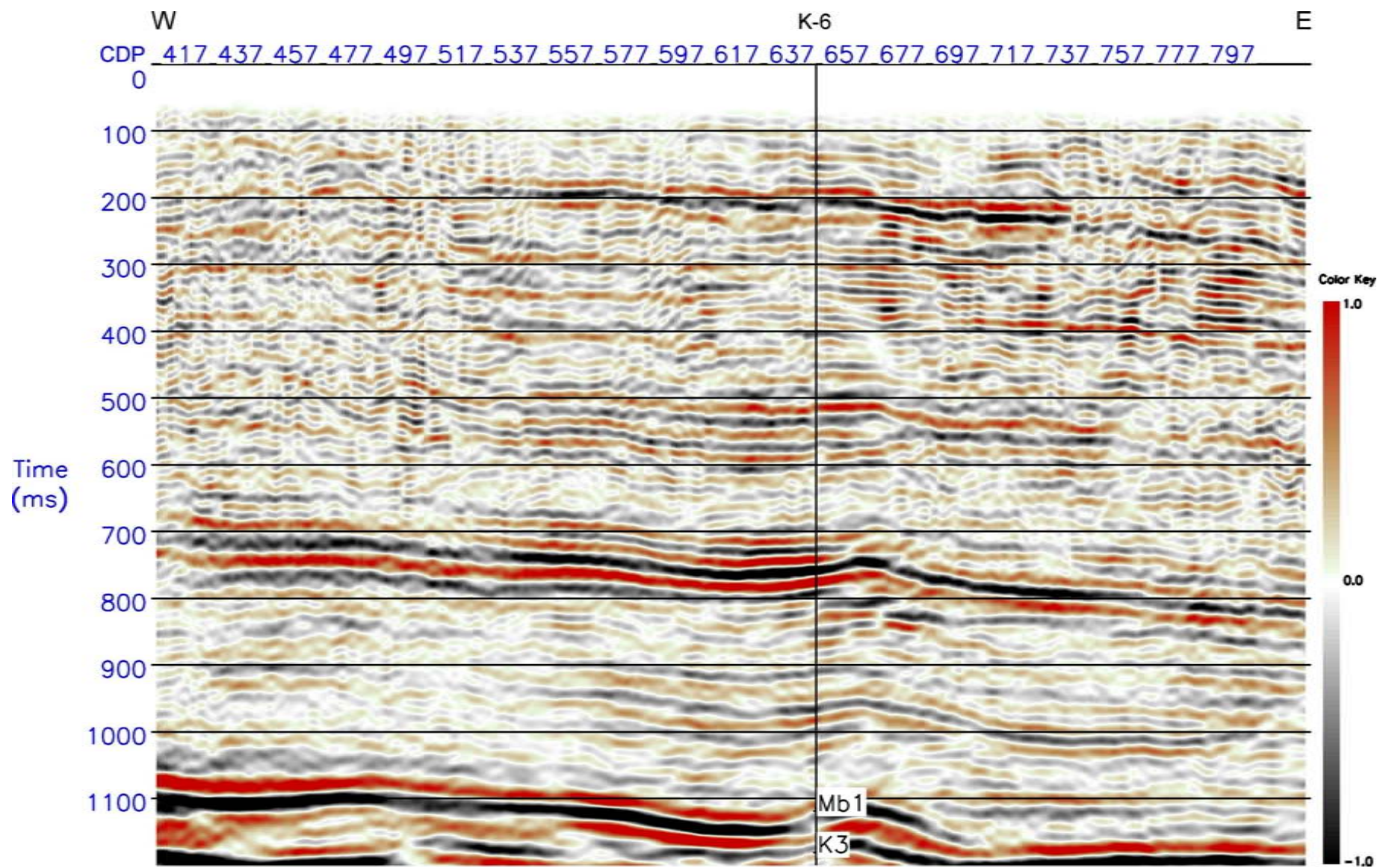


Fig. 6.12 Część profilu sejsmicznego T0061904 w domenie PS (składowa radialna).

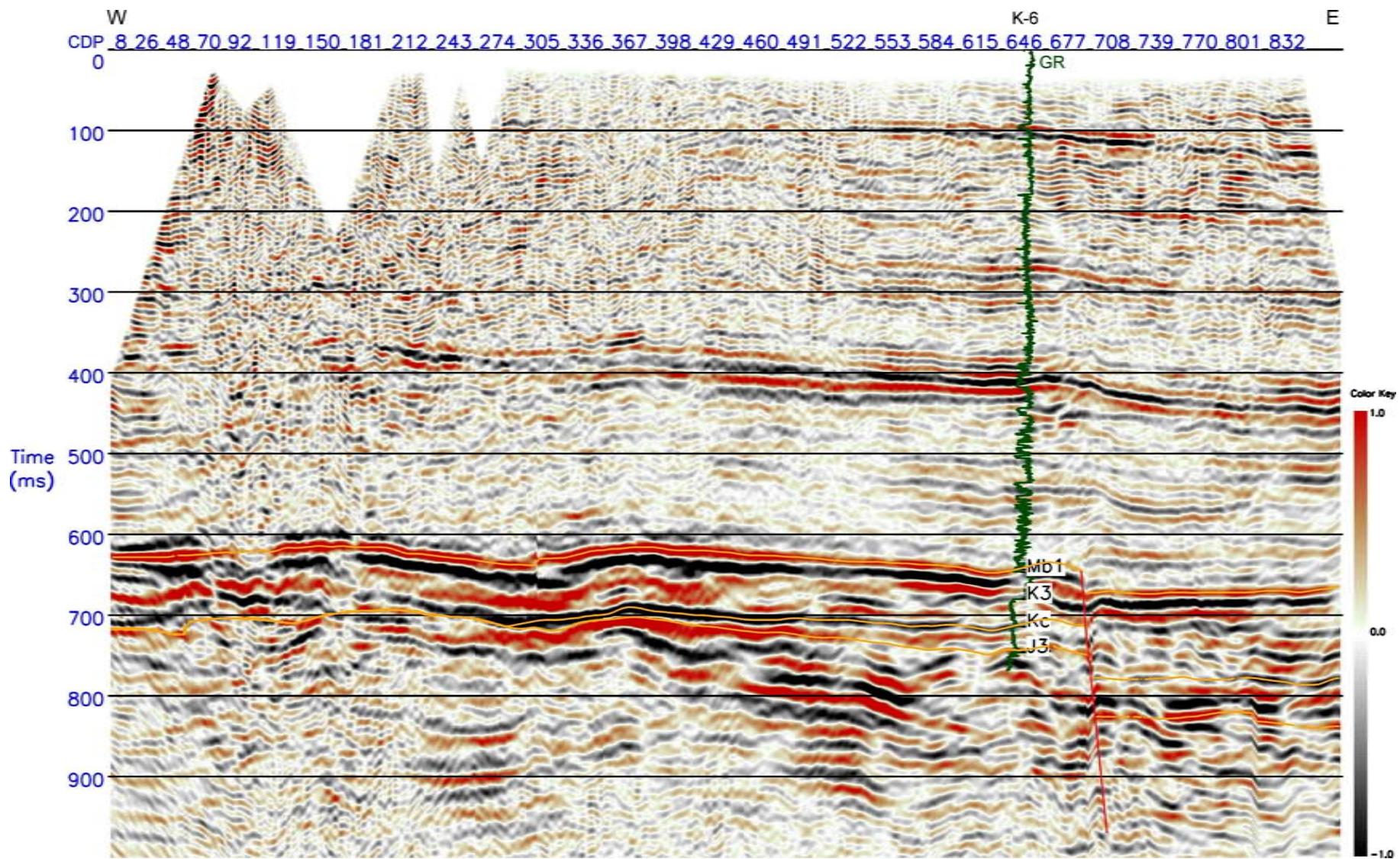


Fig. 6.13 Zinterpretowany profil sejsmiczny T0061904 w domenie PP (składowa radialna).

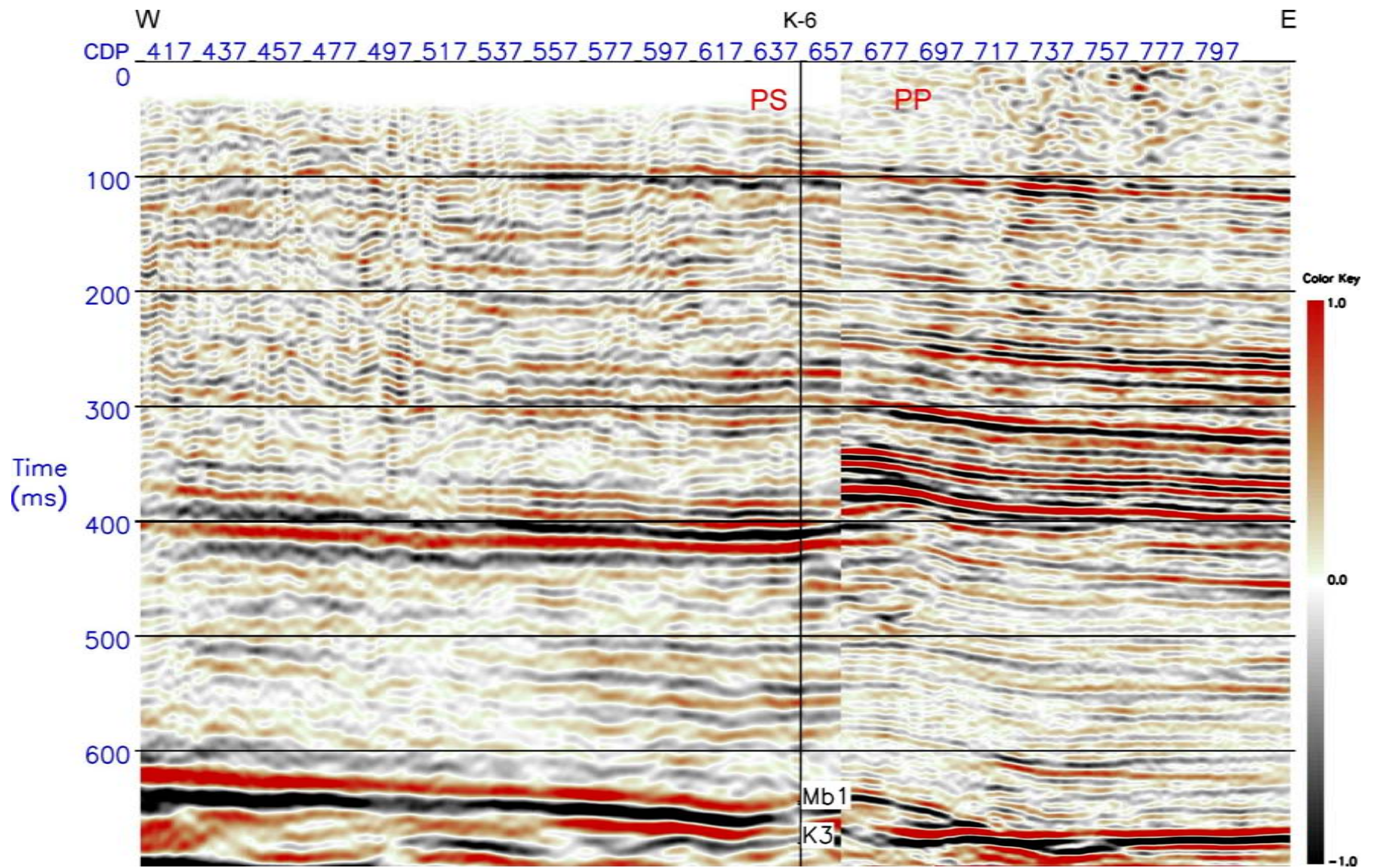


Fig. 6.14 Zestawienie części profili T0061904 - składowej radialnej oraz pionowej w domenie PP.

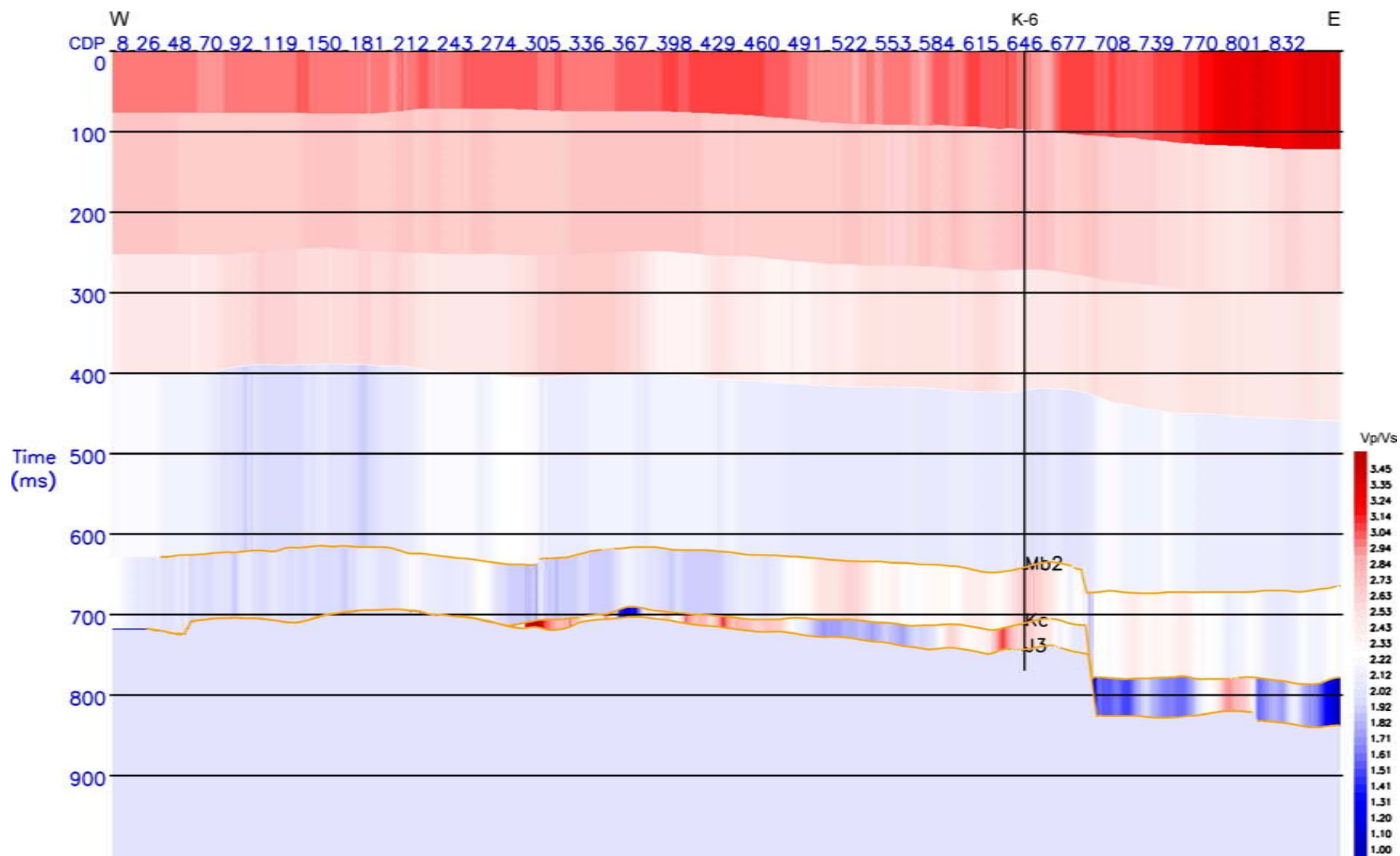


Fig. 6.15 Rozkład wartości Gamma wzdłuż profilu T0061904.

Profil sejsmiczny T0061904 podobnie jak profil T0041904 charakteryzuje się różną rozdzielczością pionową, czego potwierdzeniem są znormalizowane widma amplitudowe obliczone dla trzech profili (Fig. 6.16). Widmo przedstawione na Fig. 6.16A zostało obliczone na podstawie profilu fal podłużnych dla pełnego zakresu tras w oknie 0-1000 ms, widmo obliczone na podstawie profilu fal przemiennych (Fig. 6.16B) zostało obliczone dla pełnego zakresu tras w oknie 0-1700 ms, widmo przedstawione na Fig. 6.16C zostało obliczone w oknie 0-1000 ms na podstawie profilu fal przemiennych przekonwertowanego do domeny PP. Analizując poszczególne rysunki, można stwierdzić, że dla składowej pionowej pasmo przenoszenia, na poziomie 50 % maksymalnej amplitudy, obejmuje częstotliwości od 25 do 110 Hz. Widmo składowej radialnej charakteryzuje się dużo mniejszą szerokością, na poziomie 50 % maksymalnej amplitudy zawiera częstotliwości od 12 do 32 Hz. Widmo obliczone po konwersji danych składowej radialnej do domeny PP (Fig. 6.16C) charakteryzuje się większą szerokością w stosunku do widma obliczonego przed konwersją, pasmo przenoszenia na poziomie 50 % maksymalnej amplitudy zawiera częstotliwości od 22 do 47 Hz, jednak jego kształt różni się w znacznym stopniu od widma dla składowej pionowej (Fig. 6.16A). Amplitudy charakterystyczne dla wysokich częstotliwości są znacznie mniejsze niż w przypadku składowej pionowej. Znacznie niższe częstotliwości sygnałów dla składowej radialnej powodują problemy w dokładnej analizie profili fal przemiennych. Jedną z przyczyn rejestrowania sygnałów o niskich częstotliwościach w przypadku składowych poziomych może być znaczne tłumienie fal poprzecznych w strefie przypowierzchniowej.

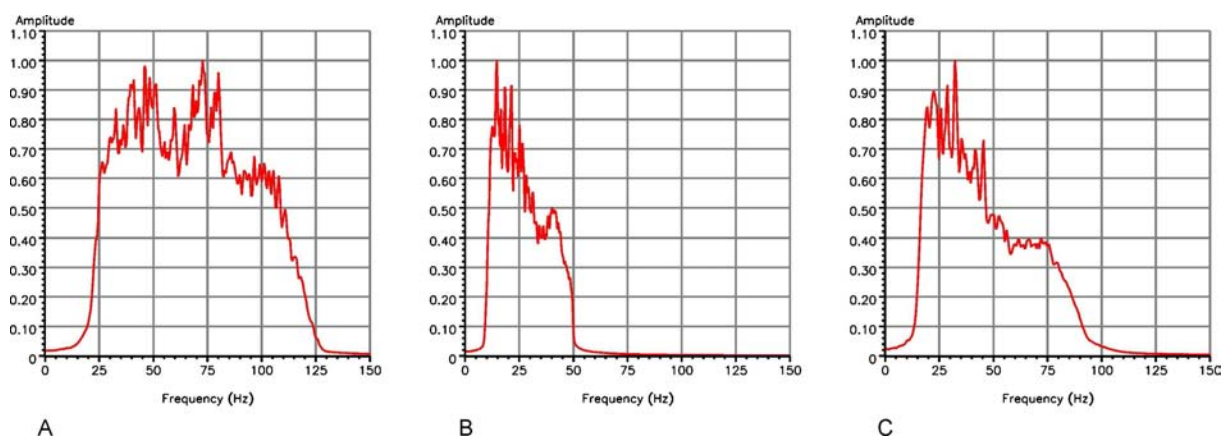


Fig. 6.16 Widma amplitudowe obliczone dla profili sejsmicznych T0061904: dla składowej pionowej w domenie PP w oknie 0-1000 ms (A), składowej radialnej w domenie PS w oknie czasowym 0-1700 ms (B) oraz składowej radialnej w domenie PP – w oknie czasowym 0-1000 ms (C).

Interpretacja profili pozwoliła na wyznaczenie podstawowych wydzieleni stratygraficznych na przekrojach sejsmicznych oraz korelację profili fal przemiennych z profilami fal podłużnych. Uzyskano rozkłady Gamma stanowiące ważną informację (obniżenia wartości w obrębie złoża Rajsko) oraz pozwalające na konwersję profili fal przemiennych do domeny czasów PP (i odwrotnie) co w znacznym stopniu ułatwia interpretację anomalnych stref. Analiza stref złożowych pozwoliła na określenie ich charakteru na różniących się profilach: na sekcjach PP występują anomalne strefy (np. *bright spot*) które nie zaznaczają się na sekcjach PS. Także przedstawiono różnicę w obrazie sejsmicznym złóż znajdujących się w obrębie różnych kompleksów geologicznych. Zlokalizowane płytko złożo gazu w miocenie jest wielohoryzontowe, występują *bright spoty*, obniżenie częstotliwości i amplitudy pod strefą nasyconą. Warstwowo-masywowe złożo gazu, zlokalizowane w cenomanie, charakteryzuje się anomalią amplitudową (*bright spot*), widoczne jest także odbicie od kontaktu wodogaz. W wyniku interpretacji otrzymano także geometryczny rozkład horyzontów sejsmicznych, będących podstawą konstrukcji modeli sejsmogeologicznych.

6.2 Modelowania sejsmiczne

Modelowania sejsmiczne są ważnym elementem badań sejsmicznych. Mogą być wykorzystywane zarówno w trakcie projektowania badań sejsmicznych, w trakcie testowania procedur przetwarzania jak i w trakcie interpretacji. W niniejszej pracy celem modelowań była konstrukcja oraz potwierdzenie poprawności opracowanych modeli prędkościowych. Modelowania zarówno pola fal PP jak i PS wraz z porównaniem z odpowiadającymi im polami zarejestrowanymi pozwalają na potwierdzenie poprawności opracowanych rozkładów zarówno prędkości fali podłużnej, jak i fali poprzecznej. Znajomość budowy badanej strefy oraz rozkładu prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych (a zatem i V_p/V_s) pozwala w sposób bardziej dokładny określić zmienność poszczególnych parametrów zbiornikowych w obrębie badanej strefy oraz ogranicza ekwiwalencję możliwych rozwiązań.

W rozdziale przedstawiono zarówno metodykę modelowań, porównanie teoretycznych pól falowych z zarejestrowanymi oraz, co jest podstawowym wynikiem modelowań, realistyczne głębokościowe modele rozkładu prędkości fal P oraz S wzdłuż wybranych profili. W rozdziale przedstawiono także wyniki modelowań dla przypadku braku nasycenia gazem, co pozwoliło na przeanalizowanie różnic w obrazach pól falowych dla przypadku „ze złożem” oraz „bez złoża”.

Konstrukcja modeli sejsmologicznych

Konstrukcję modeli sejsmologicznych wykonano w systemach *GeoGraphix (Landmark Graphics Corp.)* w module *Struct* oraz *Outrider (Divestco Inc.)*. Danymi wejściowymi do konstrukcji modeli były wyinterpretowane granice sejsmiczne na sekcjach czasowych. Ze względu na dużą rozdzielczość wykorzystano horyzonty wypunktowane na składowych pionowych profilach T0041904 oraz T0061904. Oprócz podstawowych horyzontów wyinterpretowanych na powyższych profilach i przedstawionych w poprzednim podrozdziale, wykorzystano dodatkowe horyzonty wyinterpretowane na sekcjach sejsmicznych. W pierwszym etapie wprowadzono horyzonty do systemu do modelowań, w kolejnym wprowadzono poprawione prędkości fal podłużnych z otworów wcześniej skalibrowanych z danymi sejsmicznymi. W wyniku interpolacji prędkości wprowadzonych punktowo otrzymano dwuwymiarowy model rozkładu prędkości fali podłużnej. Otrzymany model prędkościowy przekonwertowano do głębokości otrzymując głębokościowy model prędkości fali podłużnej. W celu otrzymania głębokościowego modelu prędkości fali poprzecznej wykorzystano przekonwertowane wcześniej do głębokości horyzonty oraz poprawione prędkości fali poprzecznej z otworów wcześniej skalibrowanych z danymi sejsmicznymi (przedstawione w rozdziale 5). Efektem powyższych prac są głębokościowe modele dla części profilu T0041904, przedstawione na Fig. 6.17 (model prędkości fali podłużnej) oraz Fig. 6.18 (model prędkości fali poprzecznej). Zarówno modele prędkościowe fal podłużnych jak i poprzecznych wymagały niewielkich modyfikacji, wprowadzonych iteracyjnie w trakcie modelowań, na podstawie porównania profili modelowych z rejestrowanymi.

Analizując przedstawione modele prędkościowe można stwierdzić równomierny rozkład prędkości w obrębie wydzieleni. W obydwu przypadkach mamy stopniowe zwiększenie prędkości w obrębie miocenu, dobrze zaznacza się wysokoprędkościowa warstwa zbudowana z anhydrytów. W obrębie kompleksu kredowego występują podwyższone prędkości, w jego dolnej części (w obrębie cenomanu) prędkości przyjmują niższe wartości. W obrębie jury przyjęto stałą wartość prędkości. Strefa złożowa nasycona gazem zaznacza się na modelu spadkiem prędkości fal podłużnych (o ok. 20 %) w stosunku do sąsiednich cenomańskich warstw, w przypadku prędkości fal poprzecznych nie obserwuje się spadku prędkości.

Rozkład wartości V_p/V_s otrzymany dla części powyższego profilu przedstawiony jest na Fig. 6.19. Podobnie do powyższych przypadków, także i rozkład wartości V_p/V_s jest równomierny w obrębie wydzielonych warstw. V_p/V_s zmienia się od 3.1 (w najpłytszej części miocenu) do 1.7 w dolnej części warstw kredowych. W obrębie złoża obserwujemy oczekiwane obniżenie V_p/V_s do wartości ok. 1.45.

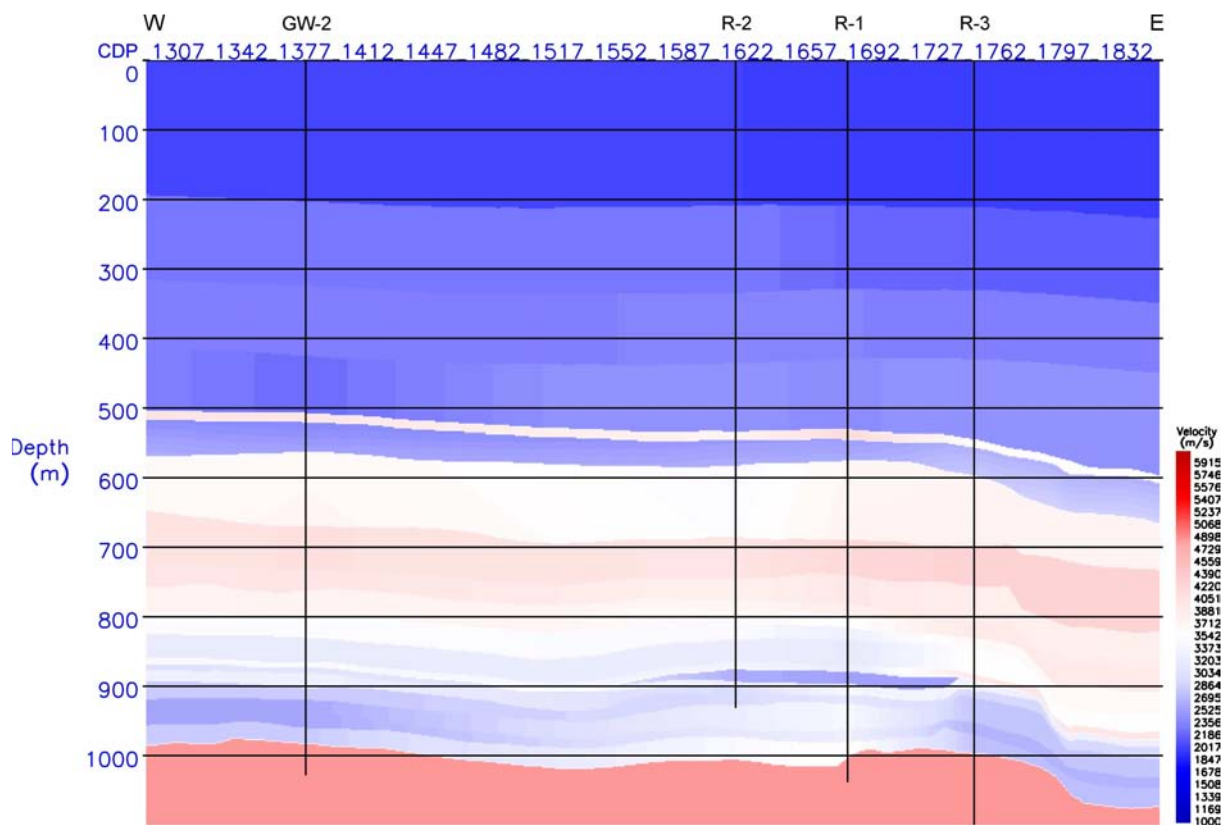


Fig. 6.17 Rozkład prędkości fali podłużnej wzdłuż profilu T0041904.

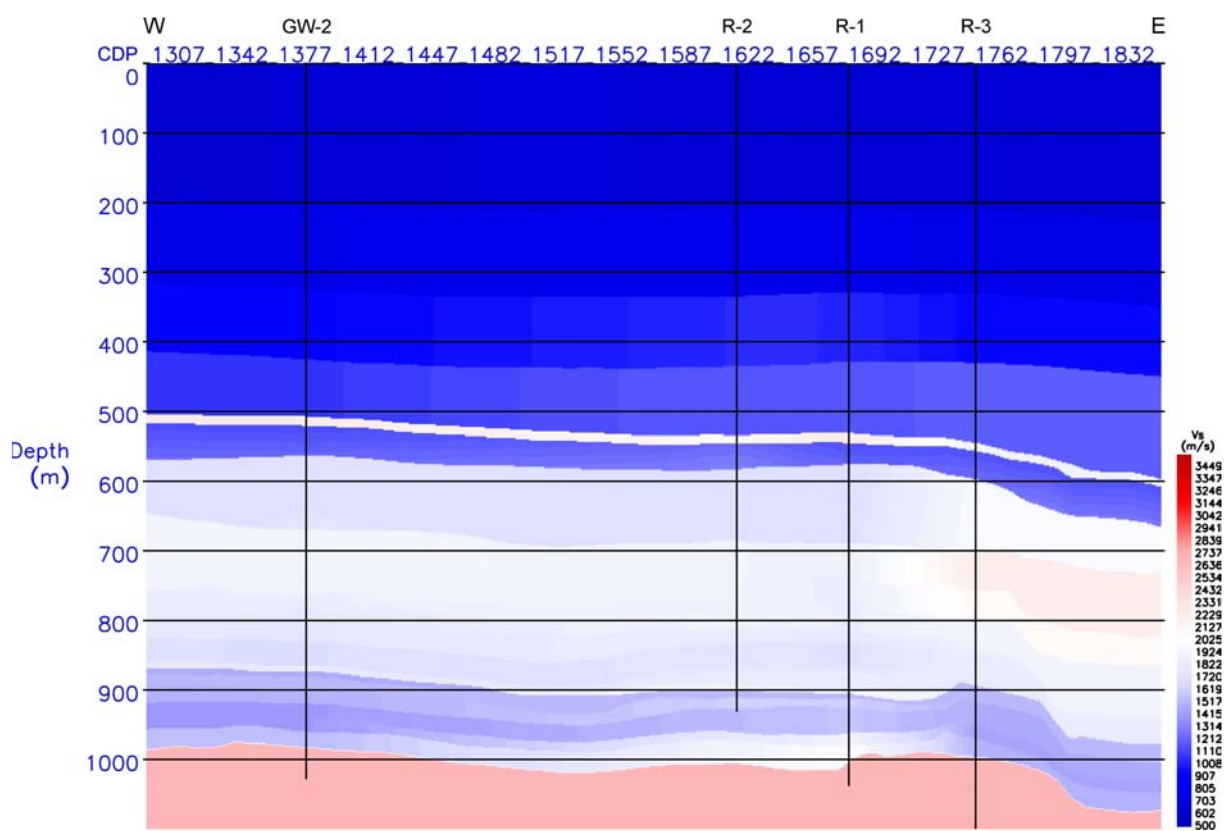


Fig. 6.18 Rozkład prędkości fali poprzecznej wzdłuż profilu T0041904.

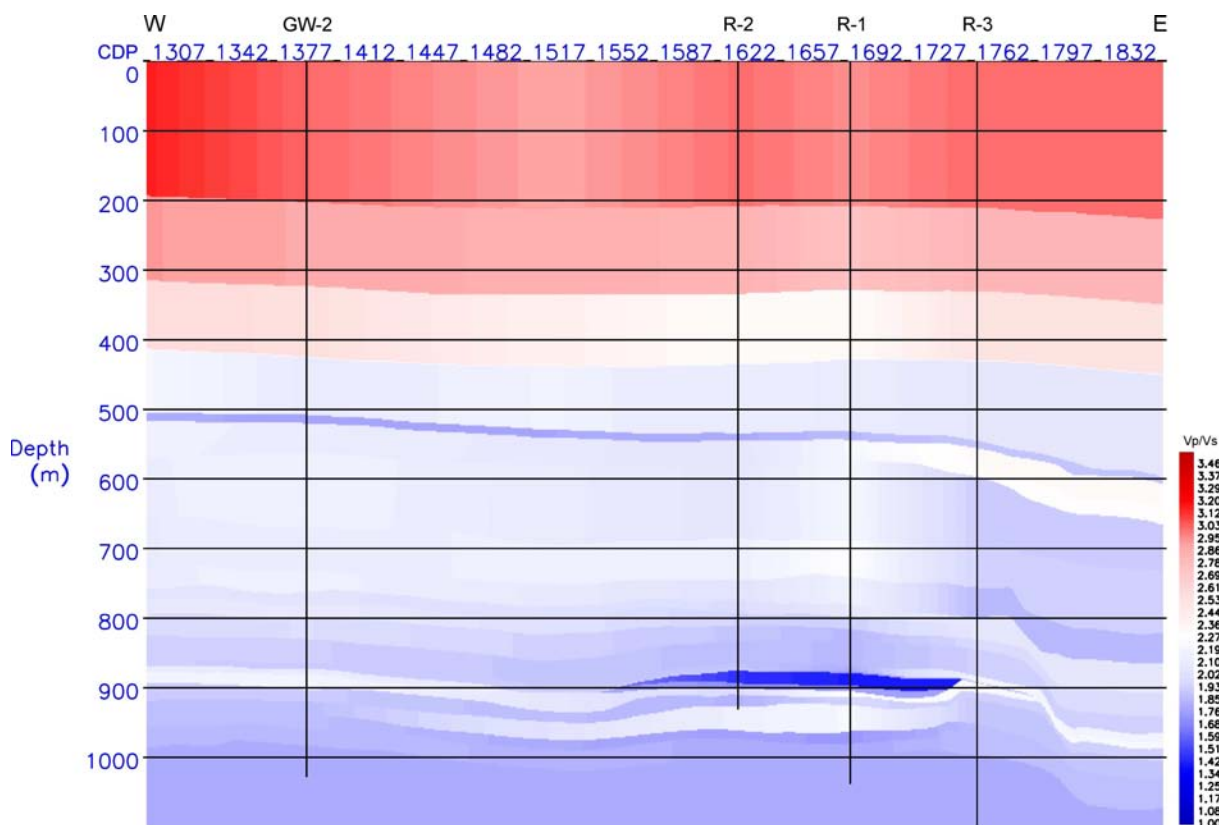


Fig. 6.19 Rozkład Vp/Vs wzdłuż części profilu T0041904.

Konstrukcja głębokościowych modeli rozkładu prędkości V_p oraz V_s wzdłuż części profilu sejsmicznego T0061904 nieco różniła się od konstrukcji modeli dla profilu T0041904. W obrębie profilu T0061904 dostępny był tylko jeden otwór, Krzczów-6, dla którego dostępne były niezbędne krzywe otworowe, oraz dla którego dysponowano obliczoną krzywą prędkości fali poprzecznej (rozdział 5). Dane z otworu Krzczów-12 nie zostały wykorzystane ze względu na ich niekompletność, niewielki zasięg głębokościowy (otwór nie sięgał anhydritów) oraz dużą zmienność warunków geologicznych (otwór oddzielony uskokiem od profilu). Dysponowanie tylko jednym otworem, dla którego wykonano korelację z danymi sejsmicznymi (rozdział 5) spowodowało konieczność wykorzystania informacji o prędkościach fali P z inwersji sejsmicznej. Prędkości inwersyjne wprowadzono w „sztucznie” stworzonych otworach odpowiadających położeniu na profilu CDP560 oraz CDP770. Wprowadzenie dodatkowych otworów poza strefą złożową pozwoliło na bardziej dokładne odwzorowanie rozkładu prędkości wzdłuż profilu. W związku z faktem, że na krzywej prędkościowej pochodzącej z otworu Krzczów-6 spadek prędkości związany z nasyceniem gazem jest nieznaczny, w założonych „wkładkach” nasyconych gazem obniżono prędkości fali P do takiego poziomu, w którym obraz złoża na syntetycznych sekcjach zerooffsetowych odpowiadał obrazowi strefy nasyconej na profilu zarejestrowanym. W przypadku konstrukcji modelu fali poprzecznej, w lokalizacjach dodatkowych „sztucznych” otworów CDP560 oraz CDP770 wykorzystano prędkości fali poprzecznej z otworu Krzczów-6, które po modyfikacji związanej z różnicami w głębokościach poszczególnych horyzontów użyto w korelacji danych otworowych ze składową radialną profilu T0061904. Tego rodzaju podejście było możliwe ze względu na fakt, iż zmiany prędkości związane z nasyceniem gazem dla fali poprzecznej są niewielkie. Głębokościowe modele rozkładu wartości fali podłużnej oraz poprzecznej wzdłuż części profilu T0061904 przedstawione są odpowiedni na Fig. 6.20 oraz 6.21.

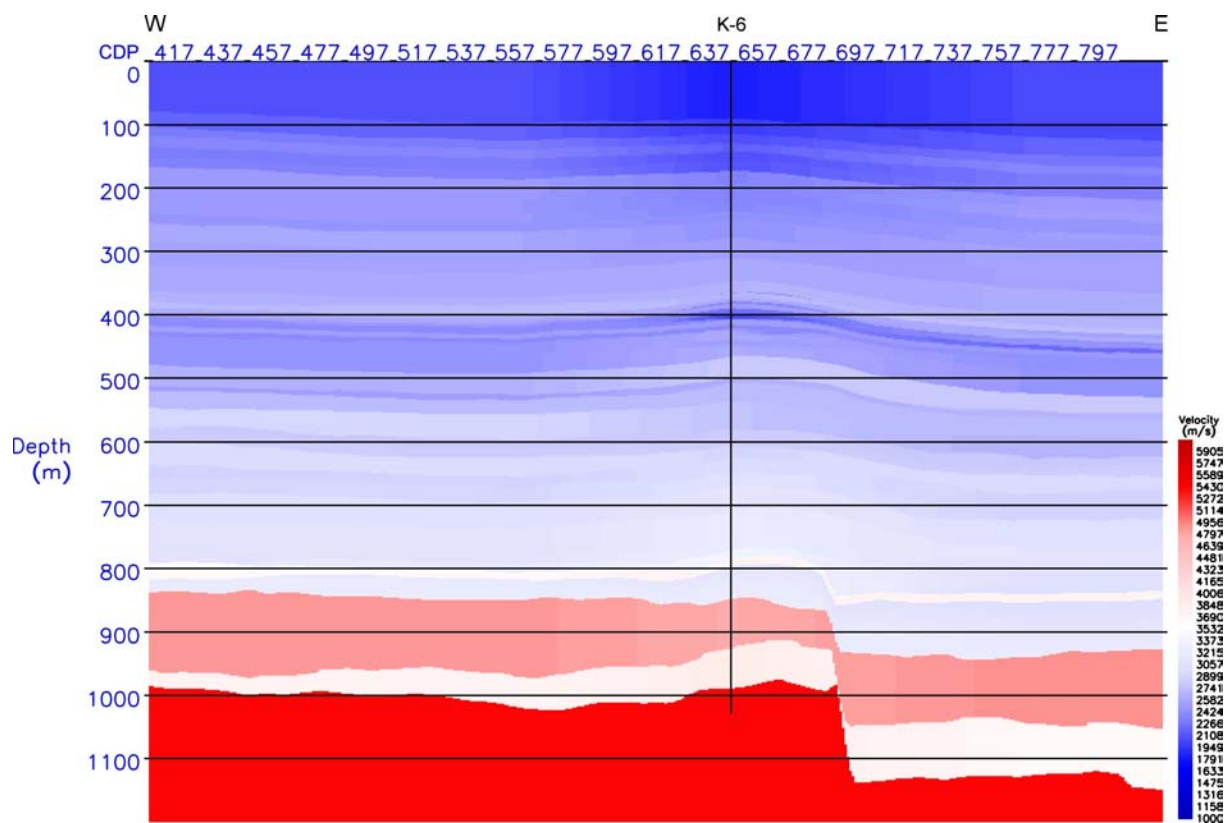


Fig. 6.20 Rozkład prędkości fali podłużnej wzdłuż profilu T0061904.

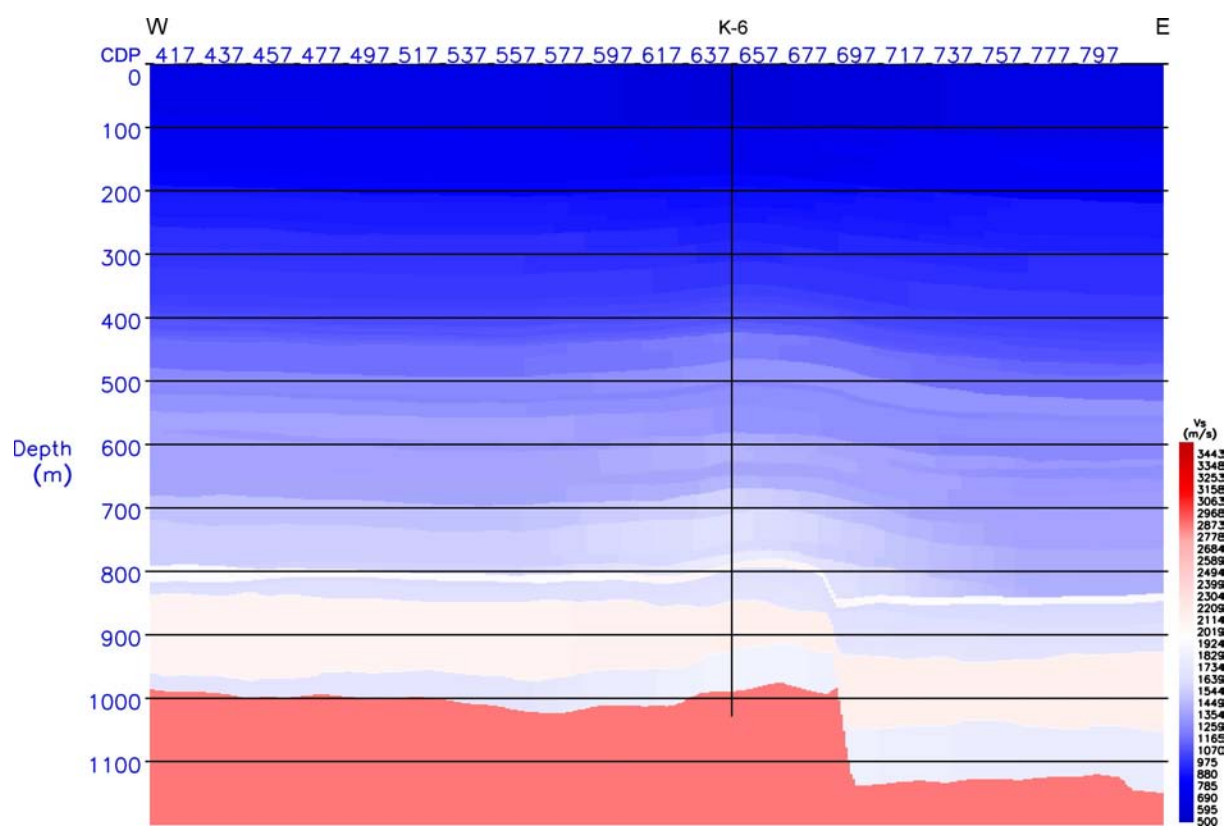


Fig. 6.21 Rozkład prędkości fali poprzecznej wzdłuż profilu T0061904.

Analizując przedstawione modele, można stwierdzić równomierny rozkład wartości prędkości w obrębie wydzielonych warstw. Dobrze zaznacza się warstwa anhydrytowa oraz kompleks kredowy, charakteryzujący się większymi prędkościami w górnej części oraz obniżonymi prędkościami w obrębie warstw cenomańskich. W przypadku modelu prędkościowego dla fali podłużnej, w obrębie miocenu zaznacza się wielopoziomowe złożo gazu, charakteryzujące się obniżonymi prędkościami. Maksymalny spadek prędkości związany z nasyceniem wynosi 10 % w stosunku do warstw sąsiadujących. Omawiana strefa złożowa nie zaznacza się na modelu prędkości fal poprzecznych, w tym przypadku nie obserwujemy zmian prędkości w obrębie warstw nasyconych.

Rozkład V_p/V_s otrzymany wzdłuż części powyższego profilu przedstawiony jest na Fig. 6.22. Wartości V_p/V_s przedstawione na profilu nie zmieniają się gwałtownie w obrębie wydzielonych warstw. V_p/V_s zmienia się od 3.1 w najpłytszej części miocenu do 1.8 w dolnej części. W obrębie złoża obserwujemy oczekiwane obniżenie wartości V_p/V_s do wartości 1.85. Pomimo stosunkowo wysokiej wartości V_p/V_s w warstwach nasyconych, obniżenie w stosunku do warstw otaczających jest relatywnie duże (do 15 %).

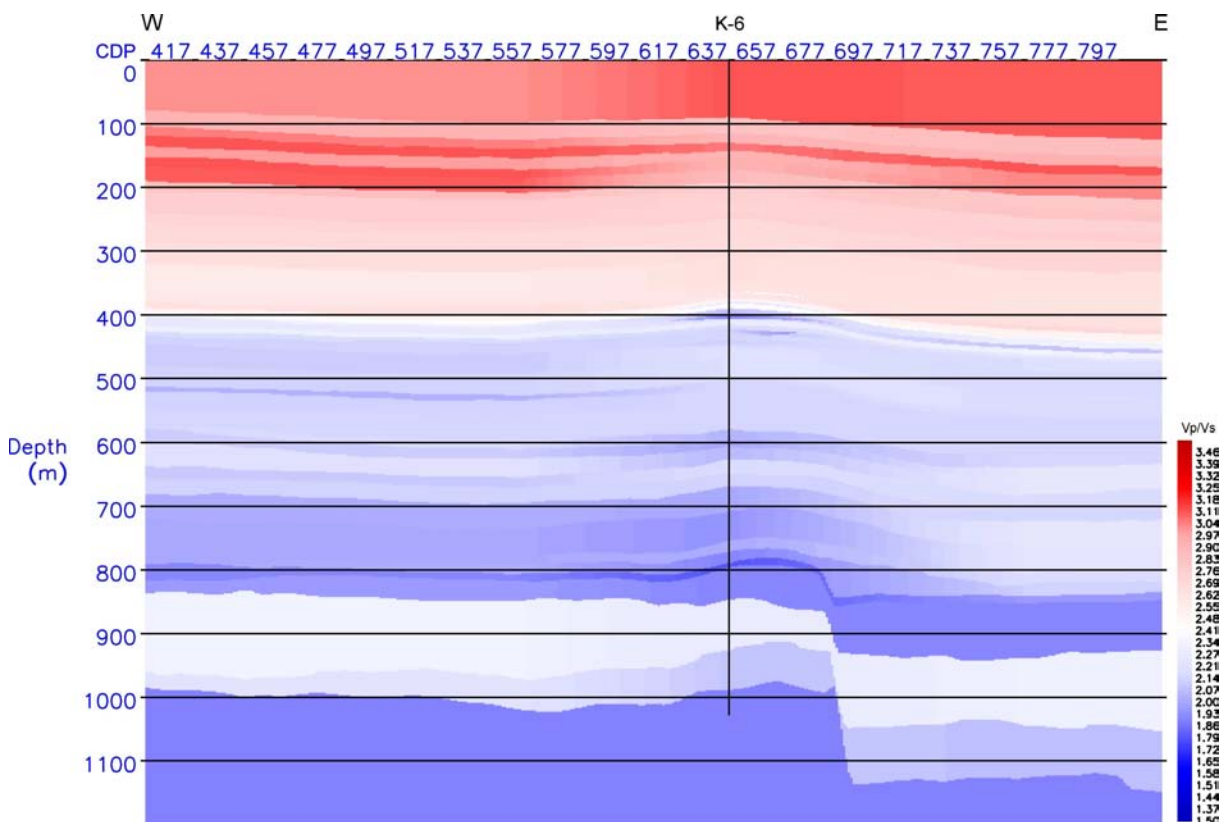


Fig. 6.22 Rozkład V_p/V_s wzdłuż profilu T0061904.

Wykorzystane programy do modelowań sejsmicznych

Obliczenia teoretyczne wykonano w programie *GeoGraphix* (Landmark Graphics Corp.) w module *Struct* oraz w programie *Outrider* (Divestco Inc.). Obydwa powyższe programy działają na platformie Microsoft Windows. Zarówno w pierwszym, jak i w drugim przypadku były to modelowania w oparciu o trasowanie promienia sejsmicznego. W pracy, we wstępnym etapie, próbnie wykorzystywano także program *SeisMod* (opracowany w ZG WGGiOŚ AGH) obliczający pełne pole falowe, który bazuje na rozwiązaniu metodą różnic skończonych równania akustycznego lub równań ruchu (Kelly et al. 1976). Jednak modelowania w oparciu o trasowanie promienia sejsmicznego były bardziej użyteczne ze względu na szybkość obliczeń oraz brak zakłóceń koherentnych, które w przypadku modelowań pełnego pola falowego z wykorzystaniem uproszczonych modeli prędkościowych (np. w strefie przypowierzchniowej), różnią się od rejestrowanych na profilach sejsmicznych. Modelowania w oparciu o trasowanie promienia sejsmicznego pozwoliły w sposób

jednoznaczny określić wpływ zmian prędkości na obraz sejsmiczny, w tym wypadku nie były brane pod uwagę żadne z fal zakłócających (fale wielokrotne, bezpośrednia itp.).

Konstrukcja modelu prędkościowego dla fal podłużnych w systemie GeoGraphix była na bieżąco kontrolowana poprzez generowanie prostych modeli zerooffsetowych oraz porównanie ich z sekcjami zarejestrowanymi. Końcowy model prędkości dla fali podłużnej wraz z modelem dla fali poprzecznej został przeniesiony do programu Outrider, który prócz modeli zerooffsetowych pozwala na modelowanie offsetowe zarówno dla składowej pionowej jak i poziomej (składowa radialna) w oparciu o równania Zoeppritza (1919). Poprawność modeli offsetowych dla składowej poziomej w systemie Outrider została potwierdzona we wcześniejszej publikacji (Marzec et al., 2004). Oprócz zadanych w głębokości horyzontów sejsmicznych, wymagane było określenie prędkości fali podłużnej, poprzecznej oraz gęstości (zadanej na podstawie krzywych otworowych, w przypadku ich braku gęstości zostały obliczone na podstawie relacji Gardnera (Gardner et al., 1974)) w każdym kompleksie. Program umożliwia stosowanie gradientów poziomych oraz pionowych w obrębie warstw. Program pozwala na offsetowe modelowanie przy złożeniu różnych rozstawów sejsmicznych (istnieje możliwość modelowania VSP), jak również i sposobu rejestracji (pionowy/poziomy geofon). Sygnał elementarny używany w modelowaniach może być jednym ze standardowych sygnałów (Rickera, Klaudera, Ormsby'ego, Butterwortha) lub może być zadany z pliku tekstowego. Oprócz parametru rozstawu sejsmicznego występuje konieczność określenia głębokości źródła oraz kąтового kroku generowania promieni sejsmicznych z jednego punktu strzałowego. Istnieje możliwość modeli przy założeniu odbić tylko od wyznaczonych warstw, jednocześnie lub osobno refleksów dla fali podłużnej oraz przemiennej, fali bezpośredniej, odbić zakrytycznych. Program pozwala także na korektę amplitud związaną z rozwieraniem sferycznym czoła fali sejsmicznej.

Modelowanie przeprowadzono dla składowej pionowej oraz poziomej, przy założeniu parametrów rozstawu sejsmicznego analogicznych do zastosowanych w pracach terenowych, co skutkowało uzyskaniem takiego samego zakresu offsetów oraz krotności profilowania. Założono 1ms krok próbkowania, czas rejestracji 1500 ms dla składowej pionowej oraz 2500ms dla składowej poziomej. W przypadku obliczeń dla modelu opracowanego wzdłuż profilu T0041904 zastosowano sygnał Rickera o częstotliwości dominującej 66 Hz w obliczeniach dla składowej pionowej oraz 30Hz dla poziomej. W przypadku modelu opracowanego wzdłuż profilu T0061904 zastosowano sygnał Rickera o częstotliwości 70 Hz dla składowej pionowej oraz 27 Hz dla poziomej. Wybór wykorzystanych częstotliwości podyktowany był analizą częstotliwości dominującej w obrębie badanych stref, w przypadku profilu T0041904 – odbić w obrębie kredy, w przypadku profilu T0061904 – odbić w obrębie miocenu. Wynikiem modeli były rekordy sejsmiczne, wymagające zastosowania procedur przetwarzania w celu uzyskania czasowych przekrojów sejsmicznych.

Wyniki modeli zerooffsetowych prezentowanych w pracy obliczone zostały w programie Outrider z wykorzystaniem metody trasowania promienia normalnego (*normal incidence*) określanej także metodą eksplodującego reflektora. Metoda ta polega na generowaniu promieni biegnących ku powierzchni począwszy od najniższej granicy przy założeniu kąta padania promienia równego 90°. Na kolejnych granicach promień sejsmiczny ulega załamaniom zgodnie z zasadami sejsmiki geometrycznej. Wynik powyższej metody modeli symuluje niezmięgowaną sekcję sejsmiczną. Modelowanie zerooffsetowe były wykonywane na poszczególnych etapach budowy modelu fali podłużnej. Na podstawie porównań wyników modeli z profilami zarejestrowanymi kontrolowano poprawność rozkładu prędkości w obrębie modelu.

Przetwarzanie składowych syntetycznych

Przetwarzanie teoretycznych rekordów sejsmicznych zostało wykonane w systemie Omega (*WesternGeco*) w wersji 1.8.3, działającym na platformie Linux, zainstalowanej na stacji roboczej Dell Precision 480. Celem przetwarzania było uzyskanie czasowych przekrojów sejsmicznych dla syntetycznych składowych pionowych oraz poziomych dwóch profili T0041904 oraz T0061904. Zastosowana sekwencja przetwarzania była zbliżona do sekwencji zastosowanej w przypadku danych zarejestrowanych. Różnice spowodowane były brakiem konieczności aplikacji niektórych procedur ze względu na specyfikę danych modelowych. W przypadku danych modelowych nie stosowano następujących procedur: filtracji zakłóceń koherentnych (fali bezpośredniej, powierzchniowej oraz fal

wielokrotnych) oraz niekoherentnych ze względu na ich brak, rotacji w związku z faktem modelowań składowych radialnych, aplikacji poprawek statycznych oraz dekonwolucji.

Uproszczona sekwencja przetwarzania dla składowej pionowej zawierała:

- konwersję danych wynikowych do wewnętrznego formatu systemu Omega,
- aplikację danych o geometrii do nagłówków tras,
- przesortowanie danych do domeny WPG (*CDP*),
- aplikację mutingu,
- analizy prędkości,
- testy poprawki kinematycznej z wykorzystaniem pól prędkości z analiz oraz importowanych prędkości z modelu, przeliczonych z prędkości warstwowych do prędkości RMS,
- DMO,
- aplikację poprawki kinematycznej z wykorzystaniem prędkości pochodzącej z analiz prędkości,
- składanie tras względem wspólnego punktu głębokościowego (WPG),
- migrację FD (migracja za pomocą różnic skończonych),
- uaktualnienie współrzędnych w nagłówkach tras oraz eksport danych do formatu SGY.

Uproszczona sekwencja przetwarzania dla składowych poziomych zawierała następujące procedury:

- konwersję danych wynikowych do wewnętrznego formatu systemu Omega,
- aplikację danych o geometrii do nagłówków tras,
- sortowanie danych do domeny wspólnego punktu konwersji (WPK), z wykorzystaniem metody jednowarstwowej z rozwiązaniem asymptotycznym oraz prędkości pochodzących z analiz prędkości oraz opracowanych modeli,
- analizy prędkości na kolekcjach WPK wykonane osobno dla części o dodatnich i ujemnych wartościach offsetów,
- DMO dla składowych poziomych (*PSv DMO*),
- aplikację poprawki kinematycznej z wykorzystaniem prędkości pochodzącej z analiz prędkości, osobno dla części kolekcji WPK o dodatnich i ujemnych wartościach offsetów,
- sumowanie tras w poziomie,
- migrację FD (migracja za pomocą różnic skończonych),
- częstotliwościową filtrację pasmową,
- aplikację przesunięcia tras w czasie (*Time Shift*),
- uaktualnienie współrzędnych w nagłówkach tras oraz eksport danych do formatu SGY.

Wyniki modelowań

Wyniki modelowań w oparciu o modele opracowane dla profilu T0041904 dla składowej pionowej przedstawione są na Fig. 6.23 do 6.26. Sekcja syntetyczna obliczona na podstawie modelowań zerooffsetowych przedstawiona jest na Fig. 6.23. Obraz sejsmiczny w oczekiwany sposób charakteryzuje badaną strefę. Porównując powyższy obraz z Fig. 6.1 oraz 6.2, można stwierdzić zgodność ze względu na relacje amplitud oraz kształt horyzontów sejsmicznych. W obrębie miocenu występują odbicia na założonych horyzontach, odbicia o dużych amplitudach charakteryzują granice warstw zbudowanych z anhydrytów oraz strop jury. Także silne ujemne odbicie charakteryzuje strop warstw cenomańskich.

Złoże Rajske charakteryzuje się podwyższonymi amplitudami (*bright spot*). Analizując zestawienie części profilu teoretycznego z częścią profilu zarejestrowanego (Fig. 6.24) można stwierdzić zgodność odpowiadających sobie refleksów, zarówno pod względem relacji amplitud jak i położenia horyzontów. Widać iż strefa złożowa odpowiada strefie na danych zarejestrowanych. Na podstawie porównania można stwierdzić poprawność założonej w modelu strefy złożowej. Wyniki modelowań offsetowych przedstawionych na Fig. 6.25 oraz 6.26 charakteryzuje duża zgodność z danymi pomierzonymi oraz poprawność w obrazie strefy złożowej. Niewielka różnica pomiędzy wynikami modelowań offsetowych i zerooffsetowych zaznacza się w obrębie wewnątrzkradowych refleksów.

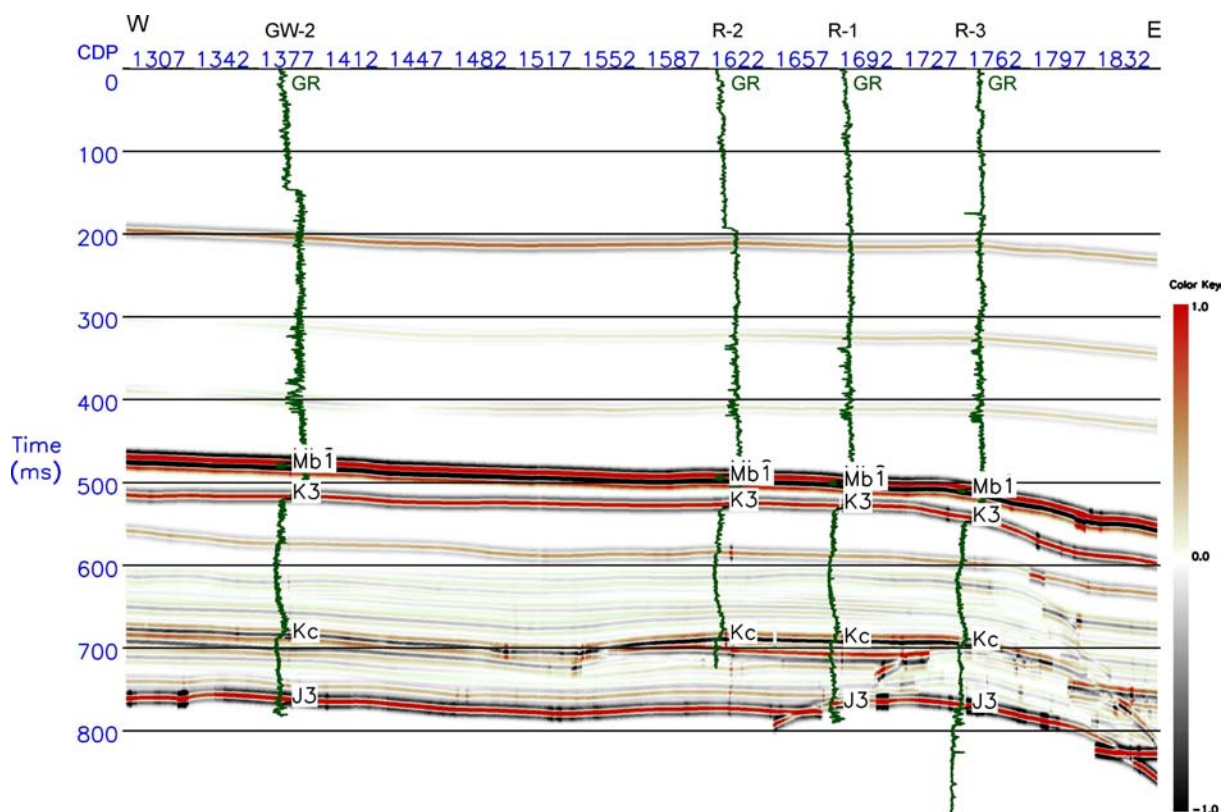


Fig. 6.23 Syntetyczny profil T0041904, składowa pionowa, modelowania zerooffsetowe.

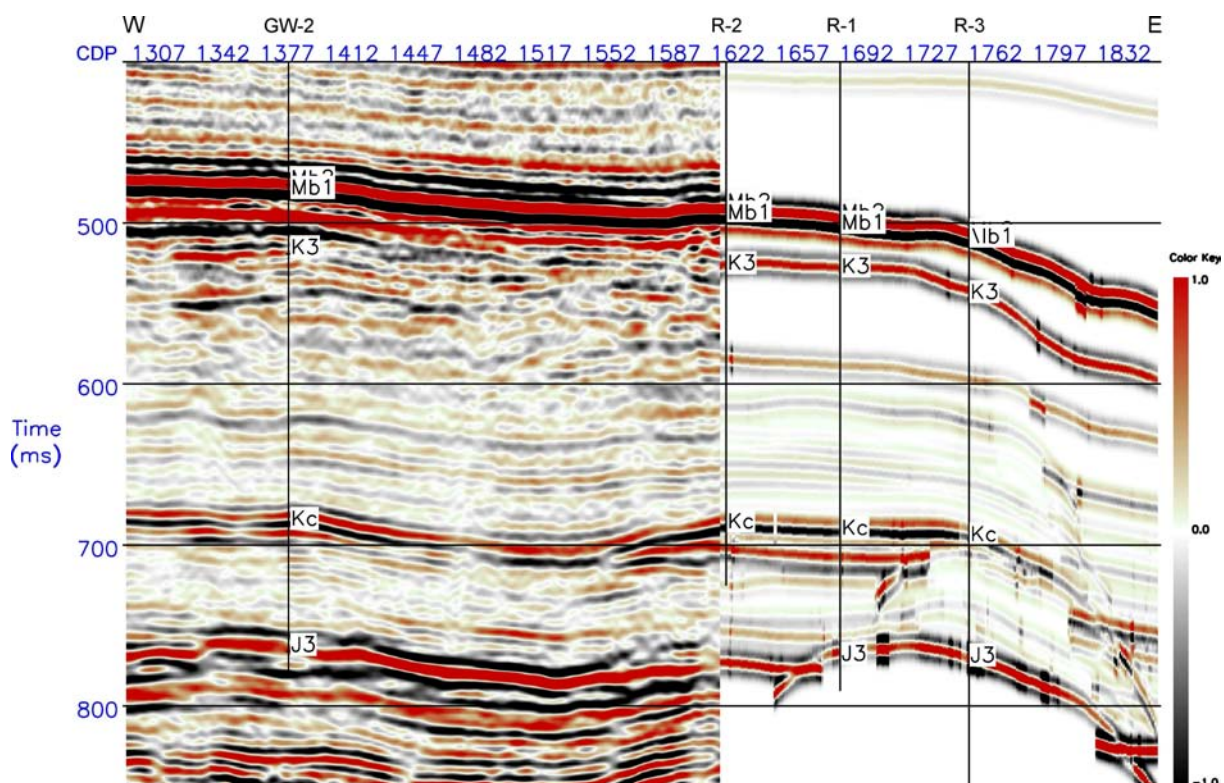


Fig. 6.24 Zestawienie części syntetycznego profilu z danymi zarejestrowanymi na profilu T0041904, składowa pionowa, modelowania zerooffsetowe.

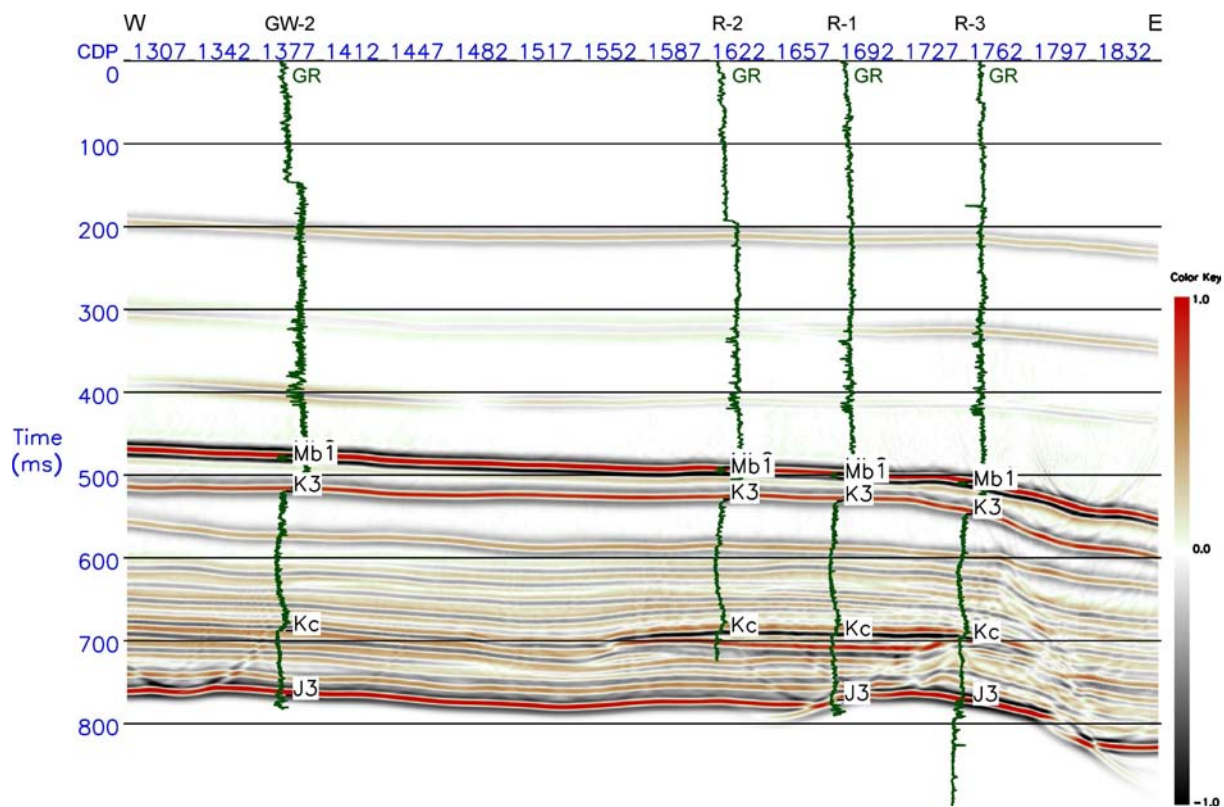


Fig. 6.25 Syntetyczny profil T0041904, składowa pionowa, modelowania offsetowe.

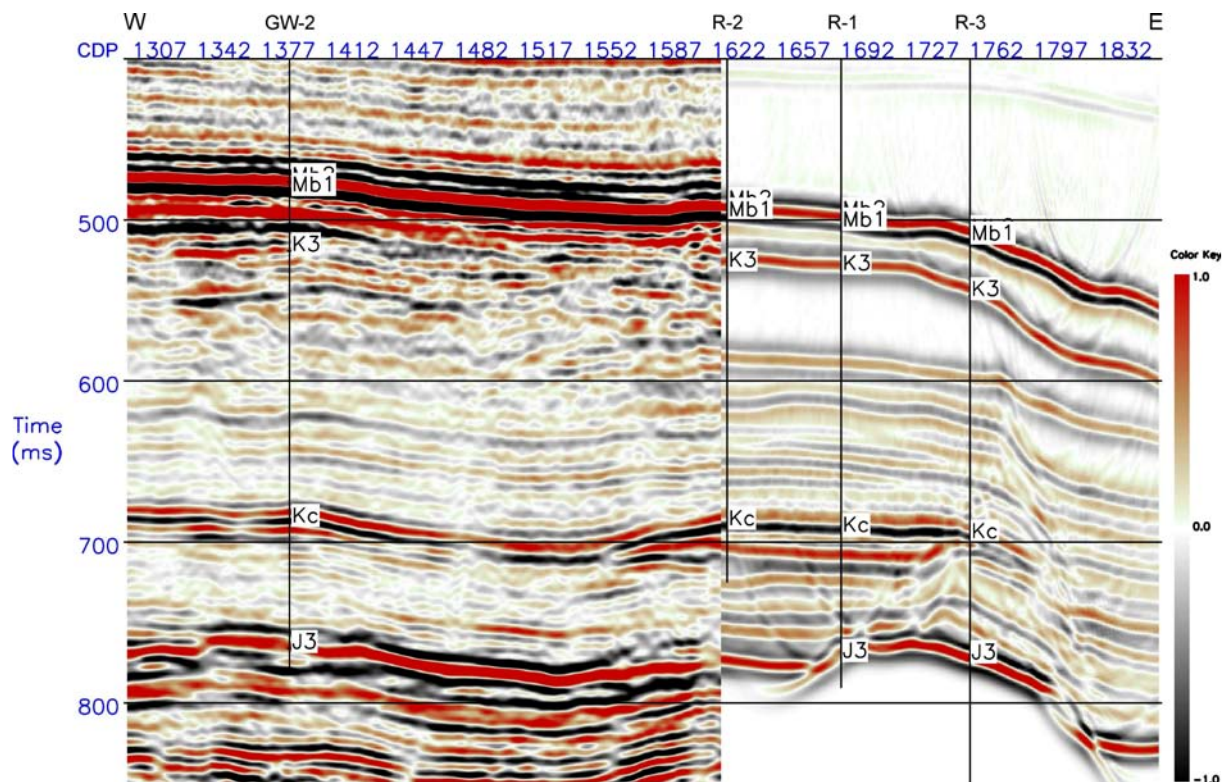


Fig. 6.26 Zestawienie części syntetycznego profilu z danymi zarejestrowanymi na profilu T0041904, składowa pionowa, modelowania offsetowe.

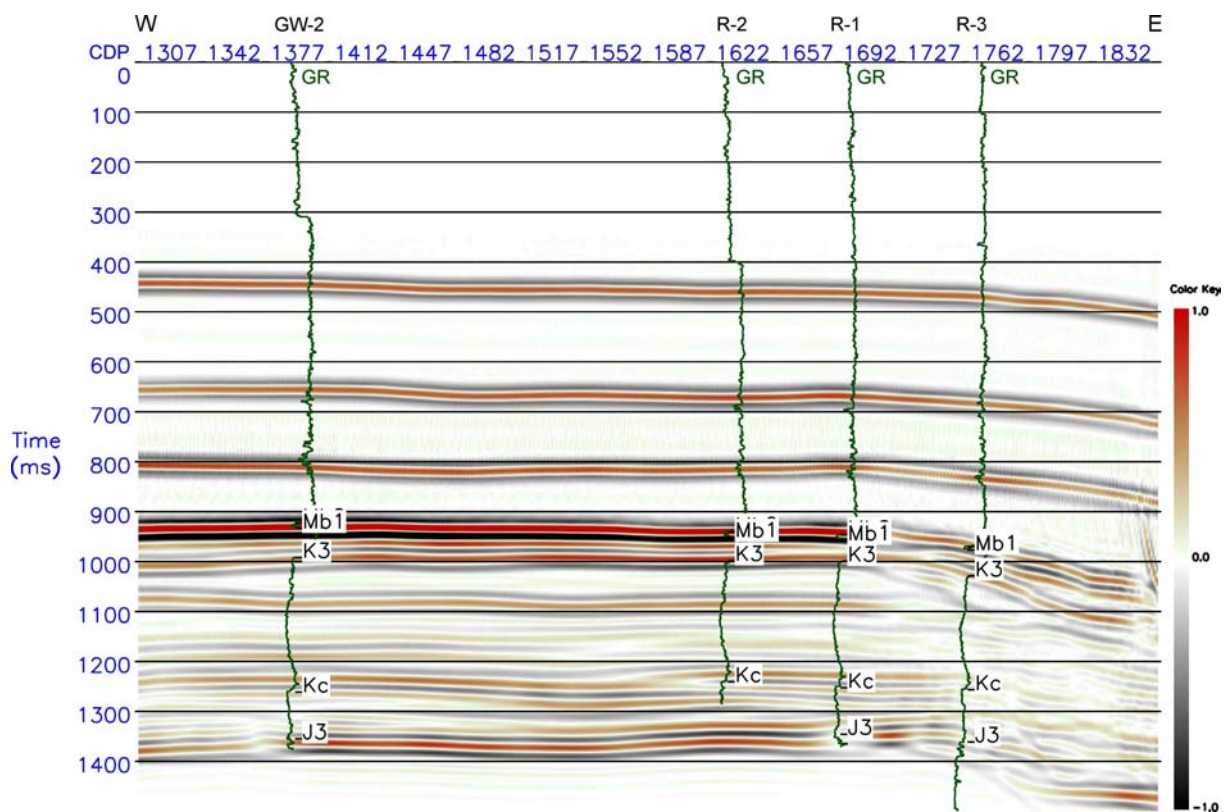


Fig. 6.27 Syntetyczny profil T0041904, składowa radialna.

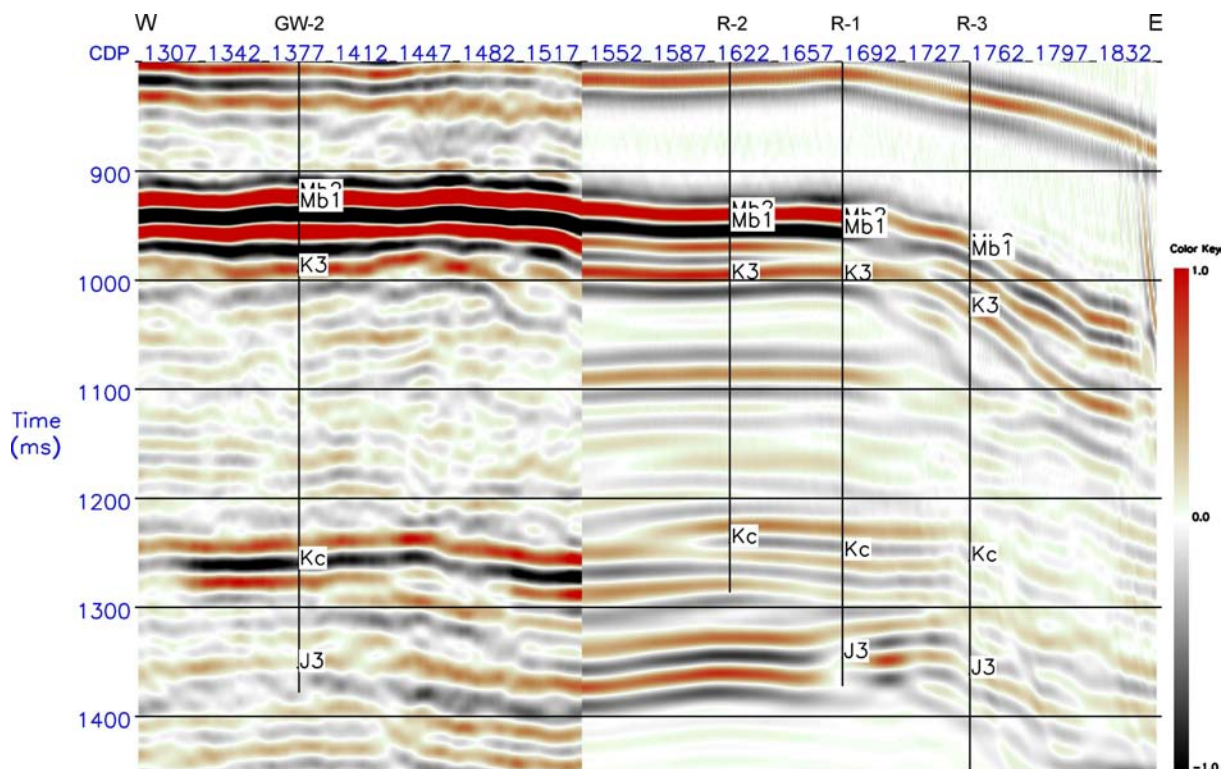


Fig. 6.28 Zestawienie części syntetycznego profilu z danymi zarejestrowanymi na profilu T0041904, składowa radialna.

Wyniki modelowań dla składowej poziomej przedstawione są na Fig. 6.27 oraz 6.28. Przekroje zostały analizowane w domenie czasów rejestracji fal PS, co zapobiega ewentualnym błędom związanym z konwersją do domeny czasów rejestracji fal PP. W oparciu o zestawienie z danymi zarejestrowanymi oraz porównanie z Fig. 6.3 oraz 6.4 można także stwierdzić zgodność w charakterze obić, zarówno kształt horyzontów jak i relacje amplitud są podobne do zarejestrowanych. Odbicia od warstw anhydrytowych charakteryzują się dużymi wartościami, także dobrze zaznaczają się refleksy pochodzące od stropu jury oraz cenomanu. Ujemne odbicie od stropu warstw cenomańskich posiada jednak nieznacznie niższą amplitudę w stosunku do zarejestrowanych. Obraz strefy złożowej na syntetycznym profilu składowej poziomej jest podobny do obrazu na sekcji zarejestrowanej.

Na podstawie analizy obliczonych modeli oraz porównań z profilami zarejestrowanymi można stwierdzić, iż opracowane modele prędkości fali podłużnej oraz poprzecznej w poprawny sposób odzwierciedlają rozkład prędkości wzdłuż części profilu T0041904.

Wyniki modelowań sejsmicznych dla składowej pionowej w oparciu o modele prędkościowe opracowane dla profilu T0061904 przedstawione są na Fig. 6.29 i 6.30. Także w tym przypadku wykonano modelowania zerooffsetowe i offsetowe, jednak prezentowane są tylko wyniki modelowań offsetowych. W oparciu o porównanie z zarejestrowaną sekcją dla składowej pionowej (Fig. 6.9 oraz 6.10) można stwierdzić zgodność przedstawionego pola fal podłużnych pod względem dynamiki oraz kształtu refleksów. Dobrze zaznaczają się odbicia od warstw anhydrytowych oraz od stropu cenomanu i jury. Także wewnątrzmiocenijskie refleksy posiadają podobną dynamikę oraz kształt. Strefa złożowa, występująca w obrębie warstw miocenijskich, zarówno na profilu zarejestrowanym jak i modelowym charakteryzuje się podwyższonymi amplitudami odbić w stosunku do horyzontów otaczających. Niewielkie różnice w wielkości amplitud występują dla kompleksu znajdującego się ponad złożem, w przypadku danych modelowych amplitudy odbić są zaniżone, co jest spowodowane niewielkim zróżnicowaniem prędkości otrzymanej z danych otworowych.

Wyniki modelowań dla składowej poziomej w domenie PS przedstawione są na Fig. 6.31 oraz 6.32. Porównując je z danymi zarejestrowanymi (Fig. 6.11 oraz 6.12) można także stwierdzić dużą zgodność, jeżeli chodzi o kształt oraz dynamikę. Dobrze zaznaczają się odbicia od warstw anhydrytowych oraz stropu cenomanu i stropu jury. Także refleksy wewnątrzmiocenijskie w dużym stopniu korelują z odpowiadającymi im refleksami na danych zarejestrowanych, w szczególności pomiędzy refleksem w płytszej części (na czasie ok. 200 ms) oraz refleksem o dużej amplitudzie w środkowej części profilu (na czasie ok. 750 ms). Obraz strefy złożowej jest stosunkowo podobny, nie występują relatywne zmiany amplitud, związane z nasyceniem. Różnice występujące pomiędzy danymi zarejestrowanymi oraz modelowymi spowodowane są także słabą jakością danych zarejestrowanych.

Pomimo niewielkich różnic w obrazach sejsmicznych pomiędzy wynikami modelowań oraz profilami zarejestrowanymi można stwierdzić, że założone modele prędkościowe w dobry sposób odzwierciedlają budowę złoża w obrębie profilu T0061904.

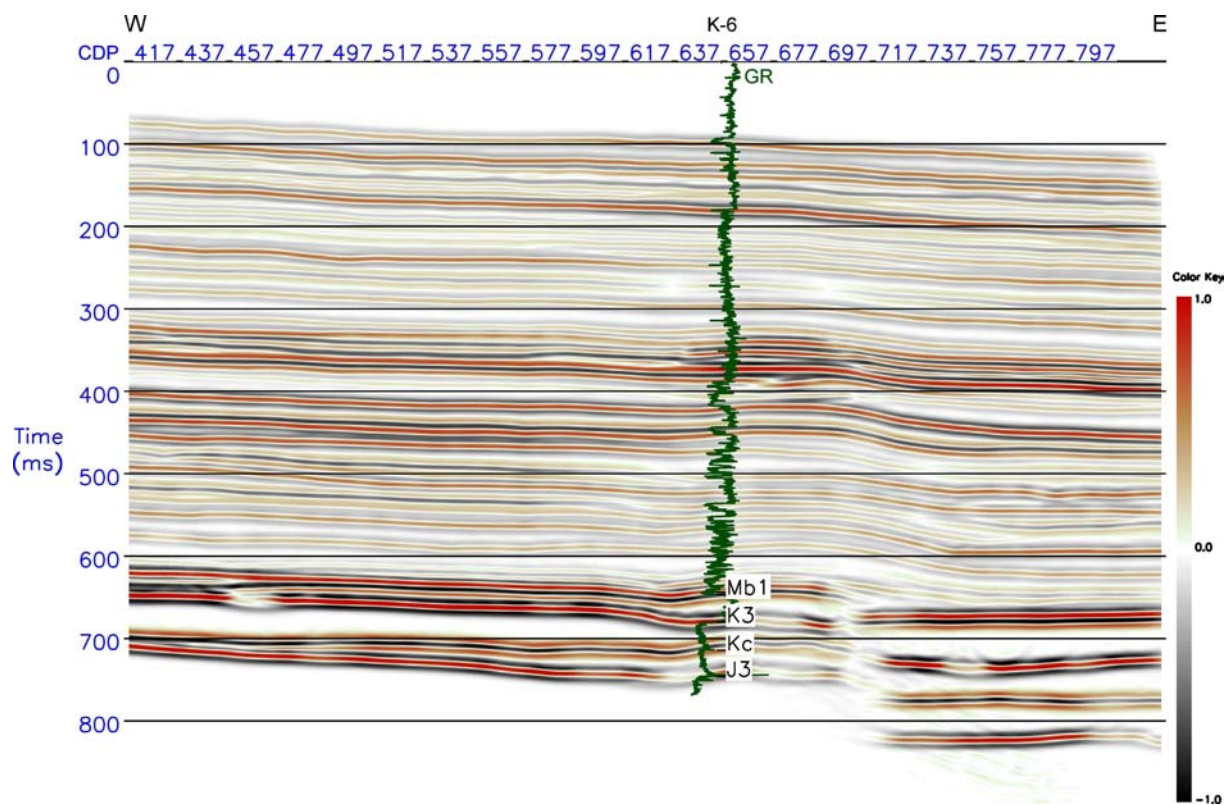


Fig. 6.29 Syntetyczny profil T0061904, składowa pionowa, modelowania offsetowe.

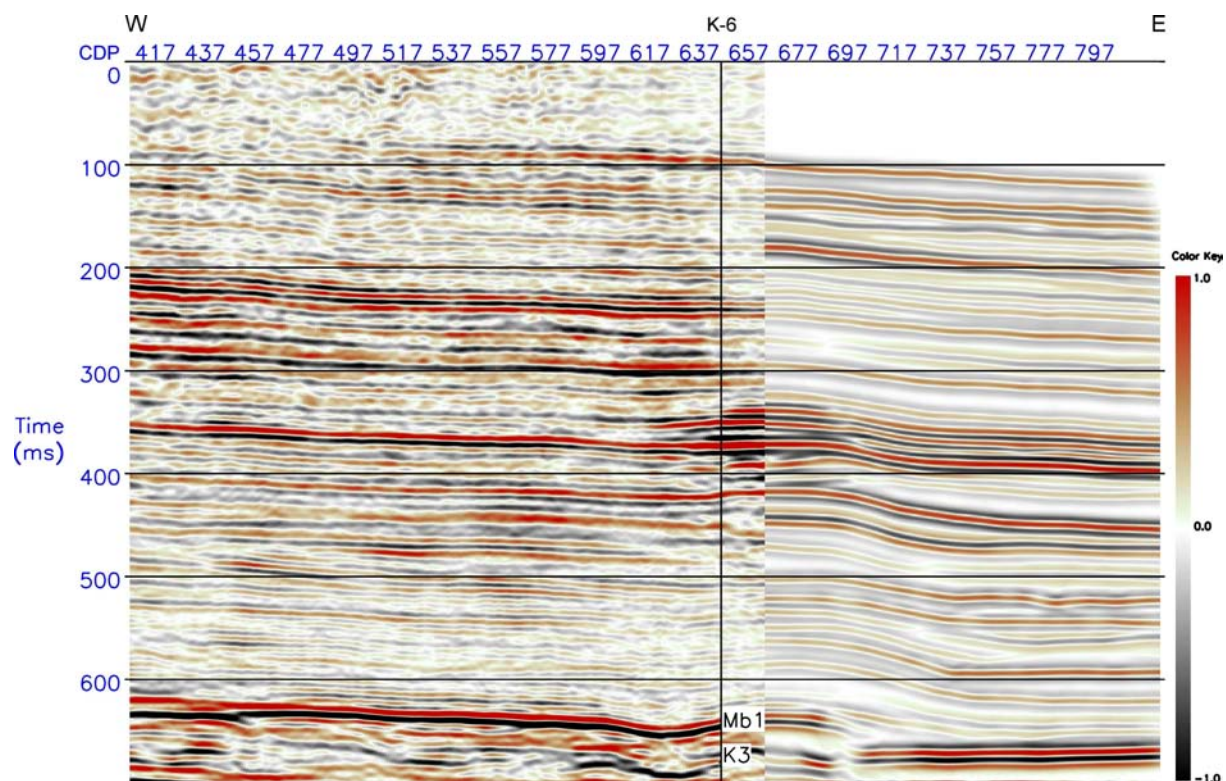


Fig. 6.30 Zestawienie części syntetycznego profilu z danymi zarejestrowanymi na profilu T0061904, składowa pionowa, modelowania offsetowe.

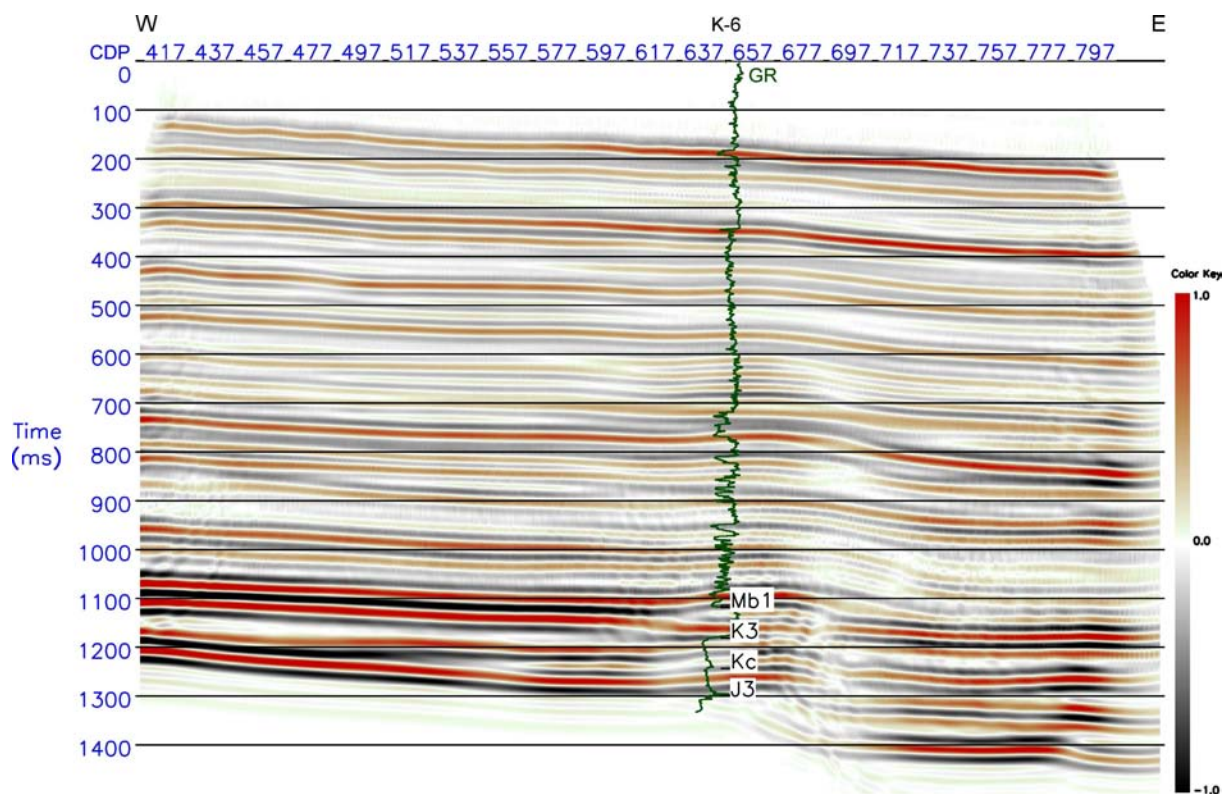


Fig. 6.31 Syntetyczny profil T0061904, składowa radialna.

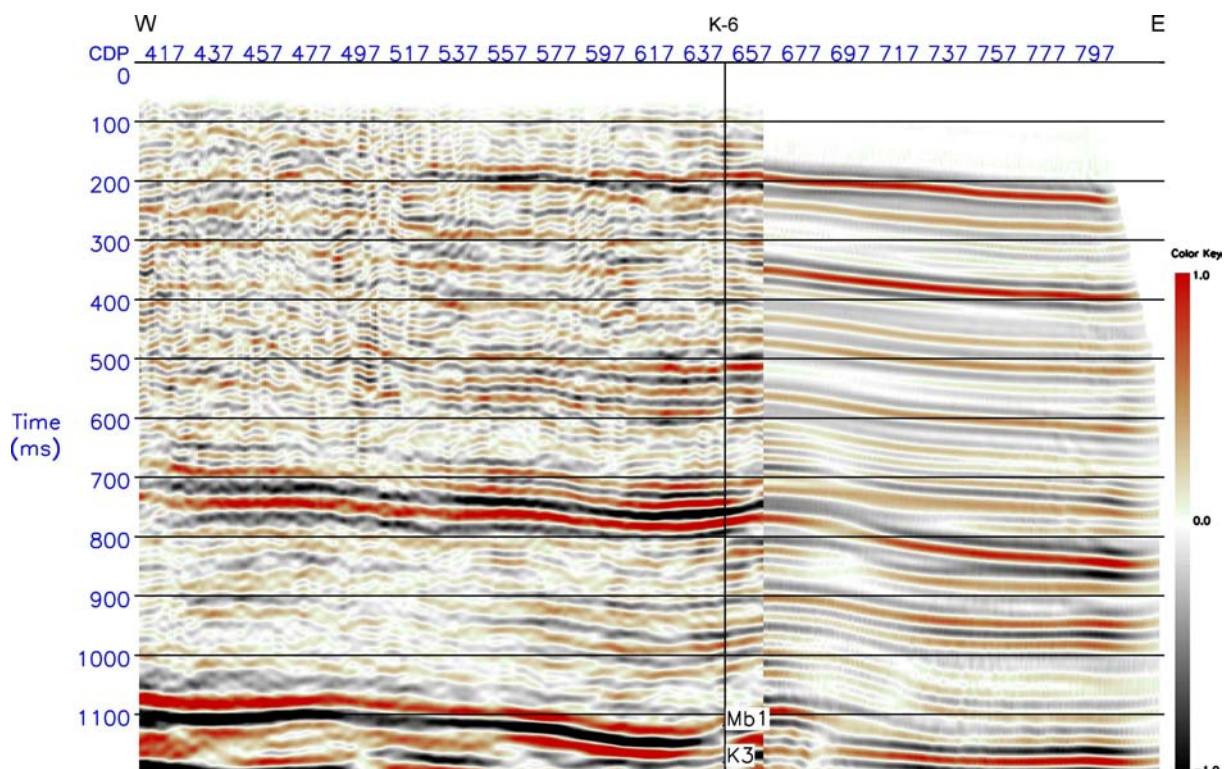


Fig. 6.32 Zestawienie części syntetycznego profilu z danymi zarejestrowanymi na profilu T0061904, składowa pozioma.

Modelowania dla zmodyfikowanych parametrów w obrębie stref złożowych

Celem pierwszej, przedstawionej w powyższej części, fazy modelowań było opracowanie modeli prędkości dla fali podłużnej oraz poprzecznej, które w sposób wiarygodny charakteryzują budowę stref złożowych oraz otaczających. Modelowania pozwoliły na potwierdzenie poprawności opracowanych modeli. Kolejnym etapem była modyfikacja modeli poprzez wprowadzenie zmian prędkości odpowiadających ewentualnym zmianom parametrów zbiornikowych. W poniższym przypadku zastosowano zmiany prędkości w obrębie warstw nasyconych, zakładając brak nasycenia gazem, a zatem brak spadku prędkości. Zmiany w obrębie warstw wprowadzono na podstawie analizy wykresów krzyżowych (przedstawionych w rozdziale 5) oraz analizy zmienności prędkości na modelach. W rozkładach prędkości fali poprzecznej nie wprowadzono żadnych zmian, natomiast w modelach prędkości fali podłużnej, w obrębie stref nasyconych wprowadzono zmiany, polegające na podwyższeniu prędkości do wartości charakterystycznych dla nienasyconych stref otaczających złoża.

Efektom modyfikacji są pola rozkładu wartości V_p/V_s wzdłuż profili T0041904 (Fig. 6.33) oraz T0061904 (Fig. 6.34). Różnica pomiędzy rozkładem V_p/V_s dla profilu T0041904 po modyfikacji (Fig. 6.33) oraz przed (Fig. 6.19) zaznacza się zgodnie z oczekiwaniem jedynie w obrębie strefy złożowej, w obrębie której, wartości V_p/V_s zbliżone są do otaczających. Podobna sytuacja zaznacza się w przypadku porównania rozkładu V_p/V_s dla profilu T0061904 po oraz przed modyfikacją (Fig. 6.34 oraz 6.22), zmiany występują jedynie w obrębie warstw nasyconych – nie obserwowane są spadki wartości V_p/V_s w stosunku do warstw otaczających.

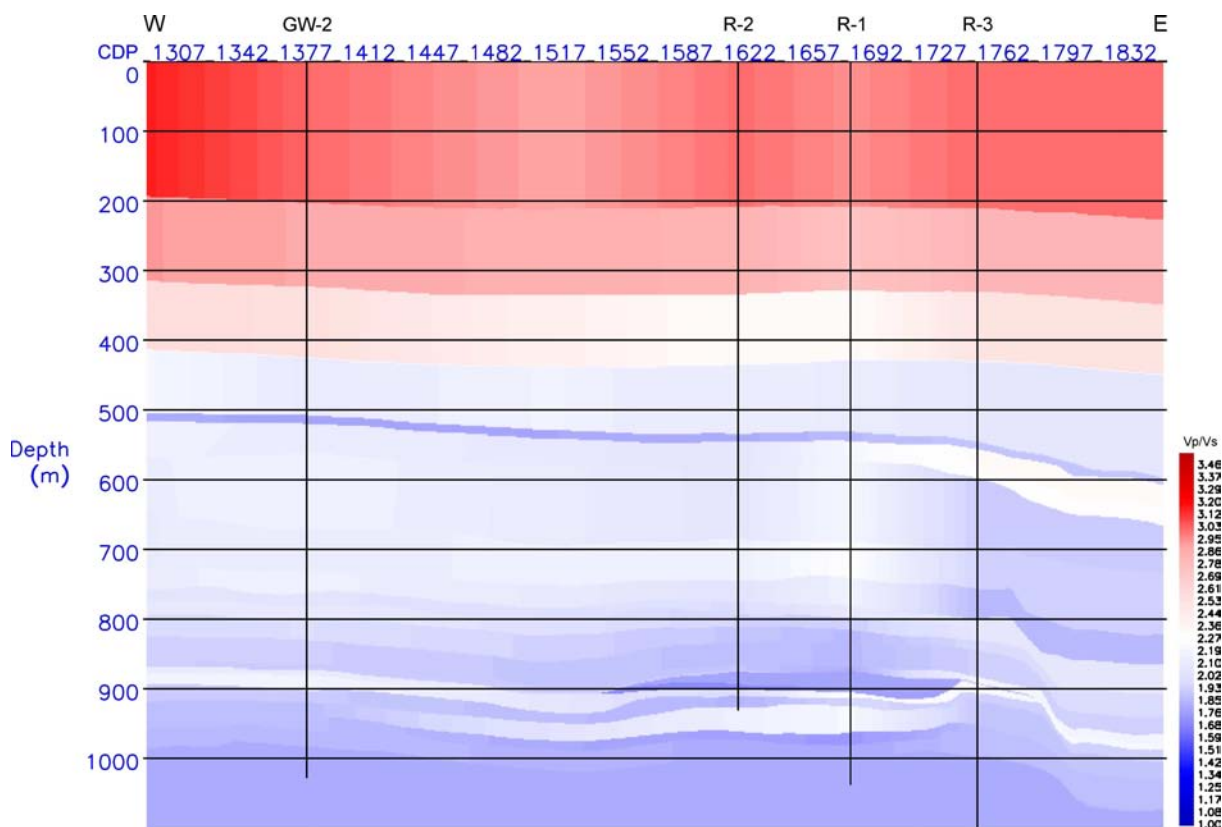


Fig. 6.33 Rozkład V_p/V_s , nieuwzględniający spadku prędkości związanego z nasyceniem, wzdłuż profilu T0041904.

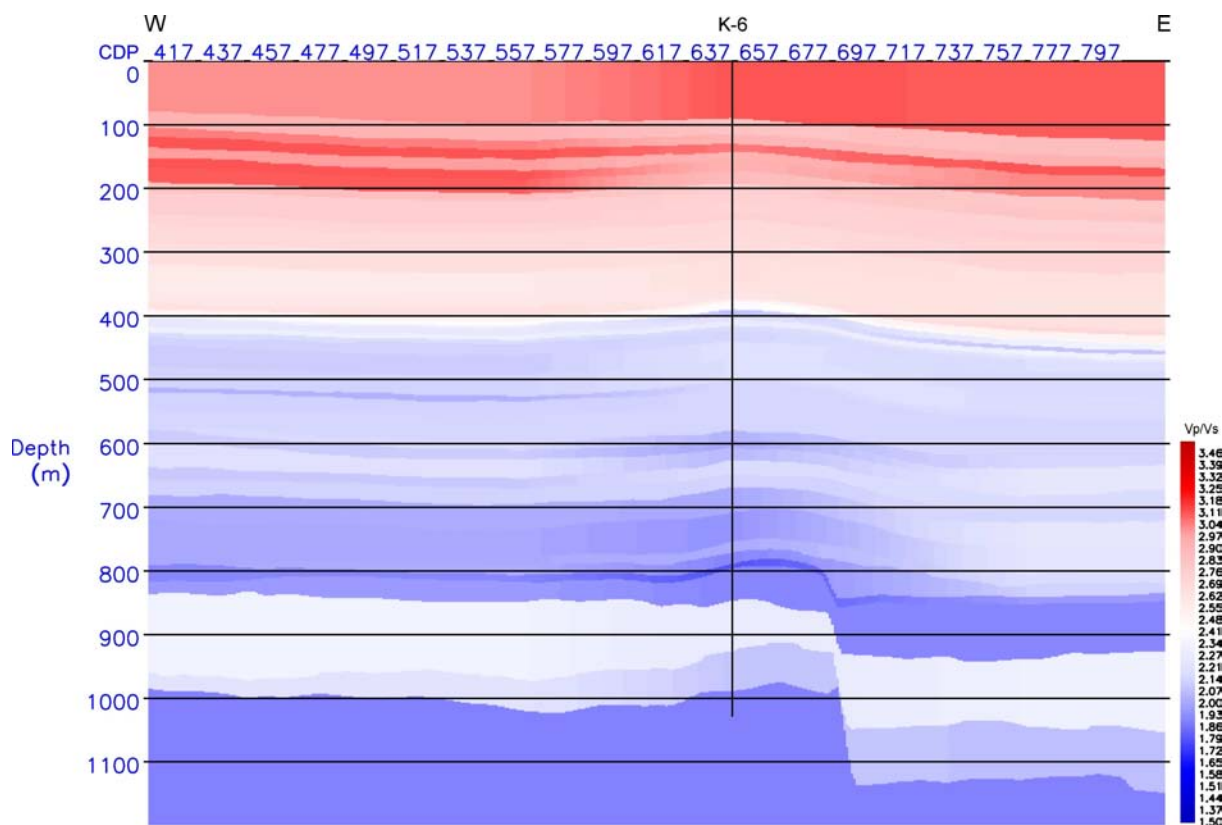


Fig. 6.34 Rozkład V_p/V_s , nieuwzględniający spadku prędkości związanego z nasyceniem, wzdłuż profilu T0061904.

Modelowania w oparciu o zmodyfikowane pola prędkościowe wykonano w wersji offsetowej oraz zerooffsetowej, prezentowane są jednak tylko wyniki modelowań offsetowych. Zarówno wyniki modelowań zerooffsetowych jak i offsetowych mają ten sam charakter. Syntetyczny profil sejsmiczny dla modelu T0041904 dla składowej pionowej przedstawiony jest na Fig. 6.35. W stosunku do modelowań w oparciu o niezmodyfikowany model (Fig. 6.23 do 6.26) obserwujemy zmiany w obrazie sejsmicznym w obrębie strefy nasyconej. Niewielkie zmiany występują także w położeniu horyzontów znajdujących się pod złożem. W poniższym przypadku nie obserwujemy cech sygnatury sejsmicznej złoża gazu, nie występują podwyższenia wartości amplitud na granicach złoża, amplitudy refleksu pochodzącego od stropu cenomanu są na całej długości równomierne. Różnica pomiędzy wynikami modelowań dla składowej poziomej w oparciu o model po oraz przed modyfikacją (Fig. 6.36 oraz 6.27) jest niewielka, nie występują zasadnicze zmiany, wyniki modelowań z uwzględnieniem nasycenia charakteryzują się większymi wartościami amplitud (maksymalnie o kilkanaście procent).

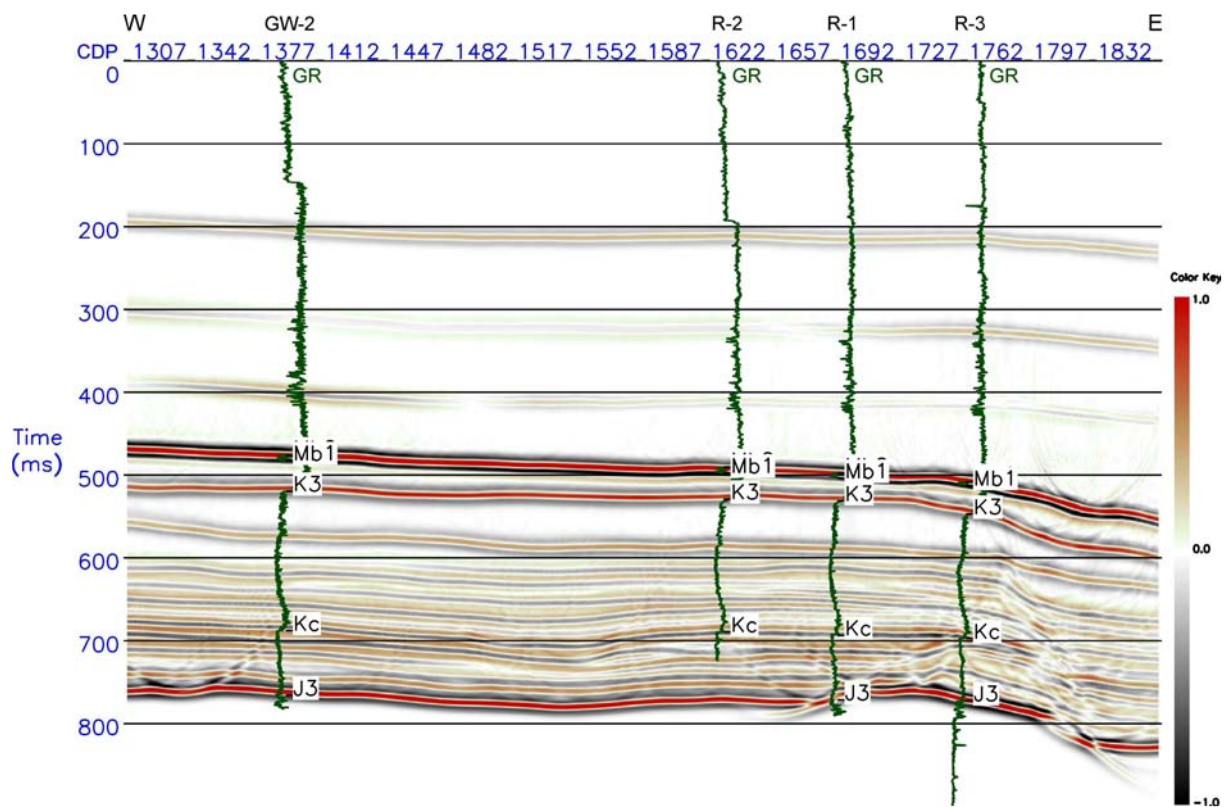


Fig. 6.35 Syntetyczny profil T0041904 „bez złoza”, składowa pionowa, modelowania offsetowe.

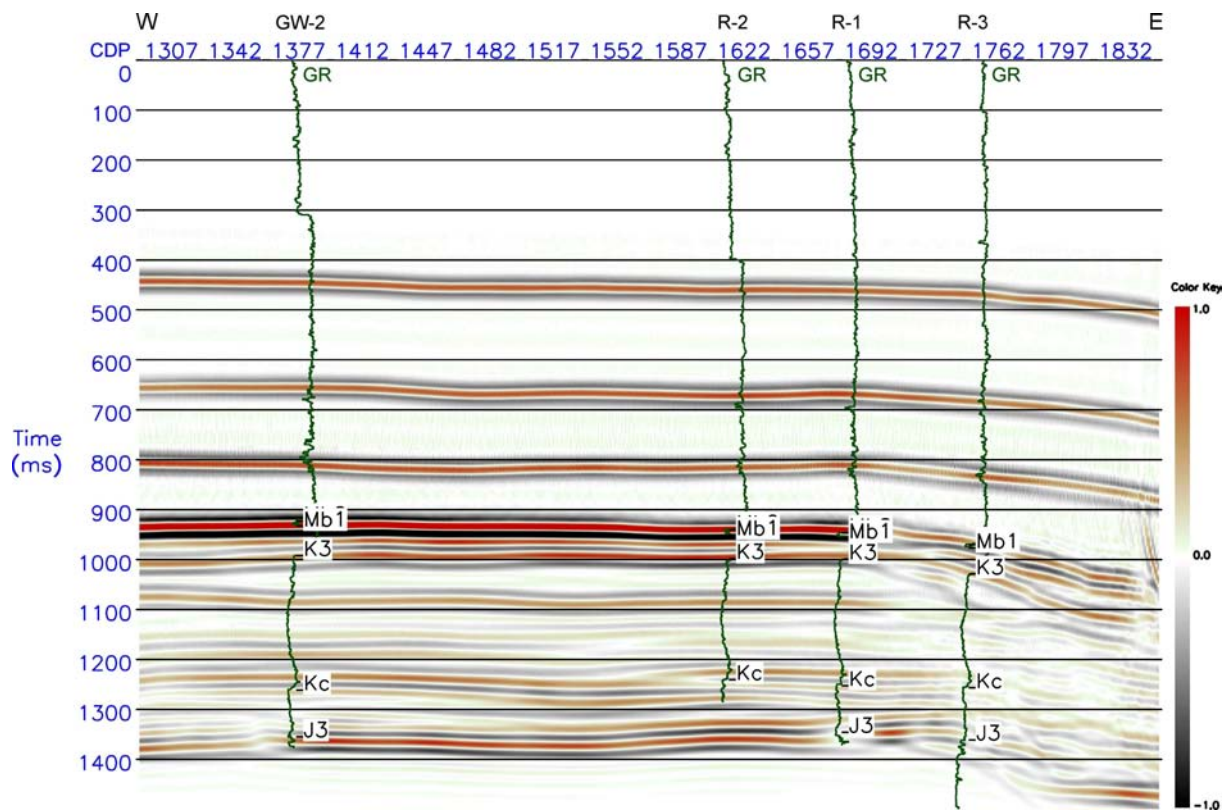


Fig. 6.36 Syntetyczny profil T0041904 „bez złoza”, składowa radialna.

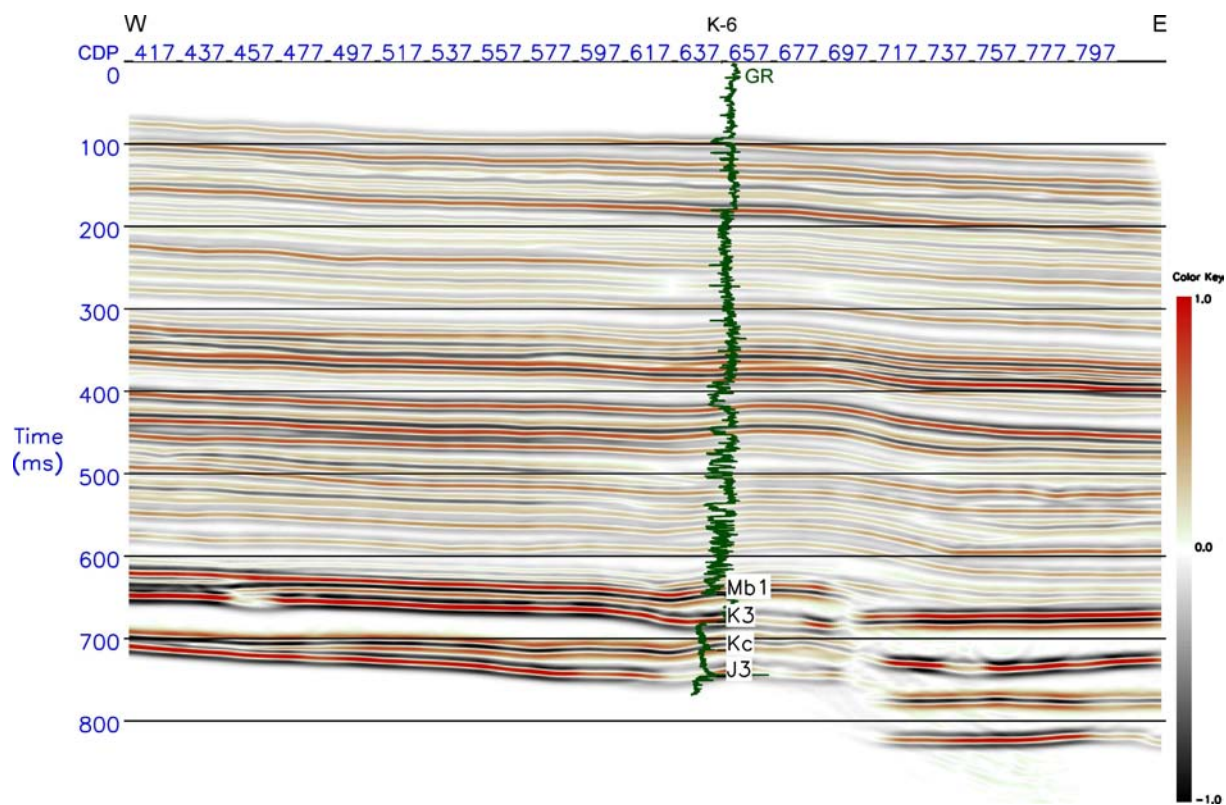


Fig. 6.37 Syntetyczny profil T0061904 „bez złoza”, składowa pionowa, modelowania offsetowe.

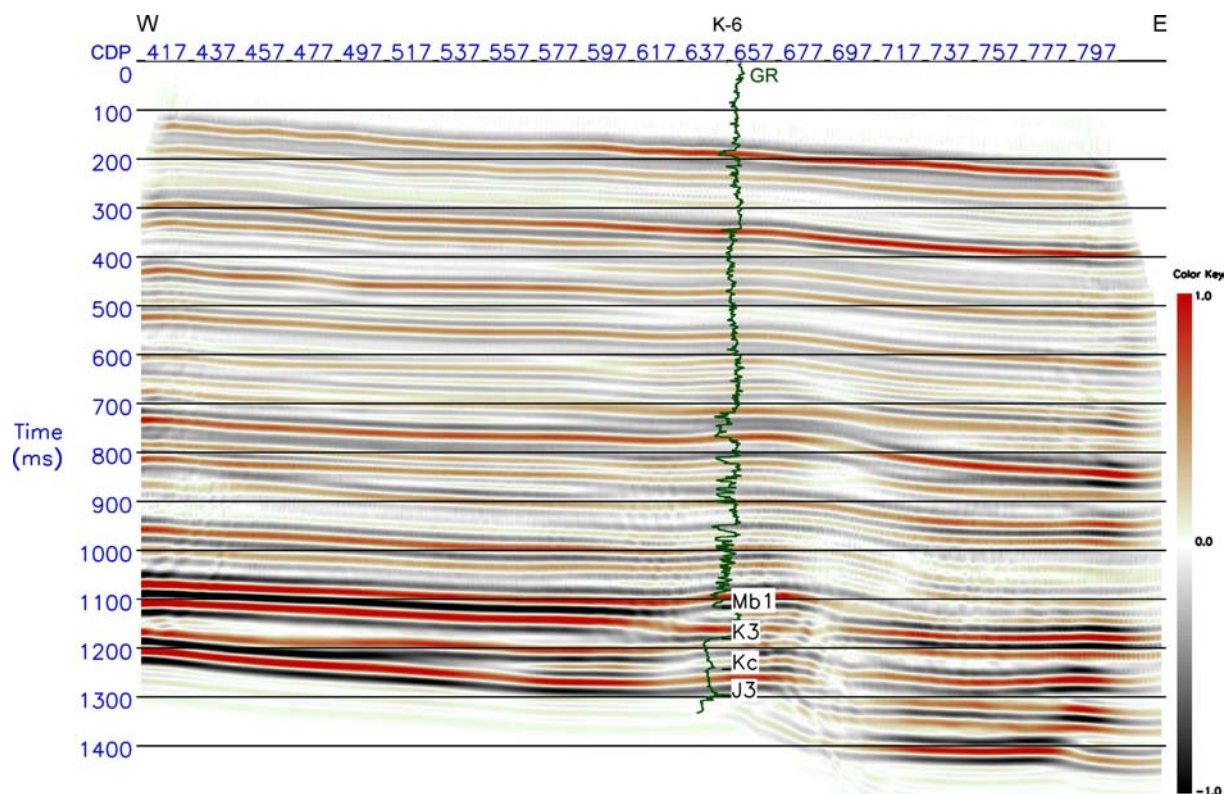


Fig. 6.38 Syntetyczny profil T0061904 „bez złoza”, składowa radialna.

Wyniki obliczeń dla modelu T0061904 dla składowej pionowej przedstawione są na Fig. 6.37. W stosunku do modelowań w oparciu o niezmodyfikowany model (Fig. 6.29 i 6.30) zmiany

w obrazie sejsmicznym widoczne są tylko w obrębie strefy złożowej. W poniższym przypadku nie obserwujemy cech sygnatury sejsmicznej złoża gazu, nie występują podwyższenia wartości amplitud na granicach złoża, część refleksów w obrębie złoża posiada odwrotną polaryzację w stosunku do analogicznych refleksów przy założeniu nasycenia. Różnica pomiędzy wynikami modelowań dla składowej poziomej w oparciu o model po oraz przed modyfikacją (Fig. 6.38 oraz 6.31) jest niewielka, nie występują zasadnicze zmiany, nie zaznacza się zmiana w położeniu refleksów, różnica wielkości amplitud jest nieznaczna, wyniki modelowań uwzględniające nasycenia charakteryzują się większymi wartościami amplitud (średnio o kilkanaście procent).

Opracowane modele obejmują zmienność prędkości fal poprzecznych oraz podłużnych w obrębie badanych stref, zawierających złoża gazu zlokalizowane w obrębie różnych warstw geologicznych. Model opracowany wzdłuż profilu T0041904 obejmuje strefę złożową zlokalizowaną w piaskowcach cenomańskich, model opracowany wzdłuż profilu T0061904 obejmuje wielohoryzontowe złożo gazowe zlokalizowane w obrębie utworów mioceńskich. Obydwa przypadki różnią się pod wieloma aspektami (inne zailenie, porowatość, głębokość strefy złożowej itp.) co jest odzwierciedlone w relacjach prędkości oraz V_p/V_s . Opracowane modele wraz z ich modyfikacjami zakładającymi brak spadku prędkości (a zatem i nasycenia gazem) stanowią podstawę do dalszych, bardziej zaawansowanych analiz mających na celu np. predykcję parametrów zbiornikowych. Modele te, ze względu na zgodność profili teoretycznych z zarejestrowanymi, mogą być także wykorzystywane w obliczeniach inwersji sejsmicznej z wykorzystaniem modelu geologicznego (rozdział 6.3).

Niewielkie różnice w wynikach modelowań w stosunku do danych zarejestrowanych, w szczególności w przypadku składowej poziomej, są spowodowane zarówno słabą jakością danymi (składowa pozioma) jak i faktem, że podstawą do obliczenia modeli zmienności prędkości fali poprzecznej nie była informacja o prędkościach pomierzona w otworach, tylko krzywe prędkości teoretyczne, obliczone na podstawie modelu Biota-Gassmanna (rozdział 4) z wykorzystaniem innych krzywych otworowych. Istotny także jest fakt konieczności aplikacji znacznych poprawek do krzywej prędkości fali poprzecznej w celu dowiązania danych otworowych do sekcji fal przemiennych. Ważną przyczyną różnic pomiędzy zarejestrowanymi a modelowymi polami fal jest uproszczona specyfika modelowań 2D w oparciu o trasowanie promienia sejsmicznego, nieuwzględniająca zakłóceń koherentnych, odbić bocznych itp. Także zastosowana metodyka modelowań polegająca na modelowaniu osobno promieni odbitych dla fal podłużnych oraz przemiennych może powodować wspomniane różnice.

Modele prędkościowe oraz wyniki modelowań – syntetyczne profile sejsmiczne odzwierciedlające w obrazie sejsmicznym założone zmienności prędkości V_p oraz V_s stanowią podstawę do opracowania metodyki uzyskiwania dokładniejszych informacji o innych parametrach petrofizycznych (poprzez powiązanie z prędkościami V_p oraz V_s) na podstawie analizy pól falowych. Metodyka potwierdzona na danych modelowych może być zastosowana do danych zarejestrowanych, w tym wypadku idealna zgodność teoretycznych z zarejestrowanymi pól falowych nie jest konieczna.

6.3 Inwersja sejsmiczna

W rozdziale przedstawiono wyniki oraz sposób obliczeń inwersji sejsmicznej dla profili zarejestrowanych oraz modelowych. Podstawowym celem inwersji było uzyskanie atrybutów – rozkładów impedancji i prędkości wzdłuż wybranych profili oraz ich interpretacja.

Inwersja to proces odwzorowania fizycznej struktury i własności ośrodka węgłbnego na podstawie powierzchniowych pomiarów sejsmicznych. Inwersja, w węższym rozumieniu oznacza odtwarzanie krzywej impedancji akustycznej na podstawie zarejestrowanych tras sejsmicznych. W niniejszej pracy, ze względu na znaczne rozpoznanie budowy węgłbnej ośrodka (opracowane i sprawdzone modele sejsmogeologiczne – rozdział 6.2), zastosowano inwersję z wykorzystaniem modelu geologicznego (*model based inversion*). Ten rodzaj inwersji sejsmicznej oparty jest o iteracyjne generowanie sejsmogramów syntetycznych w oparciu o początkowy model impedancji, który następnie jest zmieniany, aż do uzyskania zgodności wygenerowanych sejsmogramów z zarejestrowanymi trasami sejsmicznymi, mierzonej współczynnikiem korelacji. (Cooke, Schneider 1983, Kasina 1998).

Na podstawie wyników inwersji z reguły można wnioskować o skumulowanym wpływie poszczególnych parametrów petrofizycznych (porowatości, przepuszczalności, nasycenia medium złożowym) (Yilmaz, 2001). Wykorzystując dodatkowo informacje z pomiarów w otworach, można wnioskować o powiązaniu zmiany impedancji ze zmianą wielkości poszczególnej stałej petrofizycznej (np. porowatości, zaileniu, nasyceniu medium złożowym) (Mukerji et al., 2001).

W niniejszej pracy obliczeń inwersji wykonano w module *Strata* systemu *Hampson-Russell Software*. W ich trakcie wykorzystywano sygnał elementarny wyekstrahowany z tras sejsmicznych. W wyniku inwersji rejestrowanych oraz modelowych profili składowych pionowych uzyskano przekroje impedancji akustycznych oraz prędkości inwersyjnych. Prędkości inwersyjne odzyskiwane są z impedancji na podstawie opracowanej zależności logarytmicznej pomiędzy prędkością a impedancją, określanej dla każdego przypadku przy użyciu danych otworowych wykorzystanych w budowie modelu wejściowego.

Bazując na fakcie, że refleksyjność pól fal przemiennych może być pod pewnymi warunkami liniowo zależna od refleksyjności pól fal poprzecznych (Hirshe 2005, Varga et al., 2007) wykonano próbę inwersji z wykorzystaniem modelu impedancji fali poprzecznej, opracowanego w domenie czasu PP oraz z wykorzystaniem horyzontów wypunktowanych na profilach składowych pionowych. Zastosowano inwersję w oparciu o model sejsmogeologiczny (*model based inversion*). W powyższej inwersji wykorzystano profile składowych poziomych przekonwertowane do domeny czasów PP (przedstawione w rozdziale 6.1). W wyniku inwersji otrzymano rozkład pseudoimpedancji fali poprzecznej oraz rozkład prędkości fal S, uzyskany w analogiczny sposób jak dla rozkładu inwersyjnych prędkości fali P. W związku z faktem, iż wykorzystano realistyczny model sejsmogeologiczny, opracowany i sprawdzony w trakcie modelowań sejsmicznych (rozdział 6.2) wyniki powyższej inwersji warte są dokładnej analizy. Tego rodzaju podejście jest spotykane w literaturze (m in. Varga et al., 2007) może służyć do określania anomalnych stref związanych z rozkładem litologii oraz występowaniem nasycenia.

Otrzymując prędkości V_p oraz V_s pochodzące z inwersji dla wybranych profili sejsmicznych obliczono przekroje V_p/V_s . Wykazują one znaczną zgodność z modelowymi rozkładami V_p/V_s (rozdział 6.2) oraz większą rozdzielczość pionową. Otrzymane rozkłady impedancji, prędkości oraz V_p/V_s , pod warunkiem generalnej zgodności z opracowanymi modelami (rozdział 6.2), mogą być wykorzystane do bardziej szczegółowych wnioskowań dotyczących rozkładu wybranych parametrów petrofizycznych z wykorzystaniem zależności opracowanych w oparciu o krzywe otworowe.

Inwersja sejsmiczna danych rejestrowanych na profilu T0041904

Inwersję sejsmiczną dla profilu fal podłużnych T0041904 (Fig. 6.1 oraz 6.2.) wykonano w oparciu o model sejsmogeologiczny impedancji akustycznej z wykorzystaniem modelu prędkości fal podłużnych, opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.17). Wynikiem inwersji jest pole impedancji akustycznej przedstawione na Fig. 6.39. Rozkład wartości impedancji w dobry sposób odzwierciedla budowę geologiczną ośrodka.

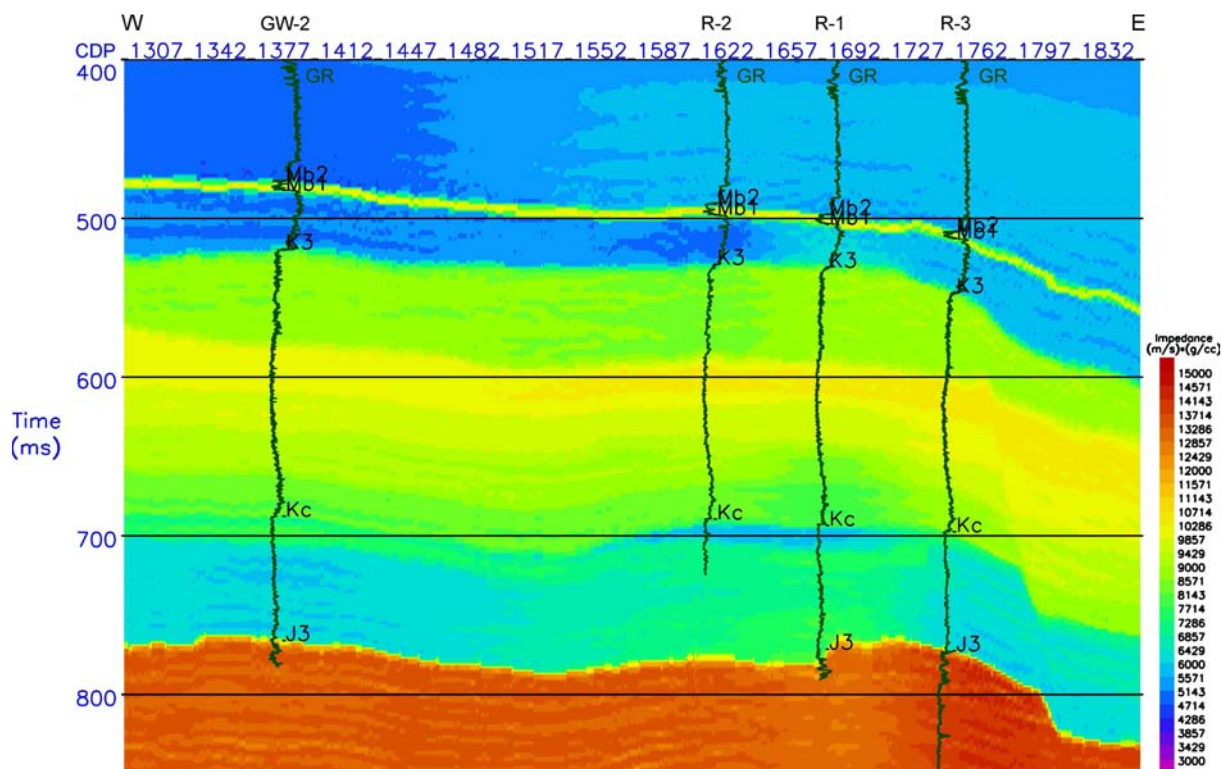


Fig. 6.39 Pole impedancji akustycznej uzyskanej w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal podłużnych T0041904.

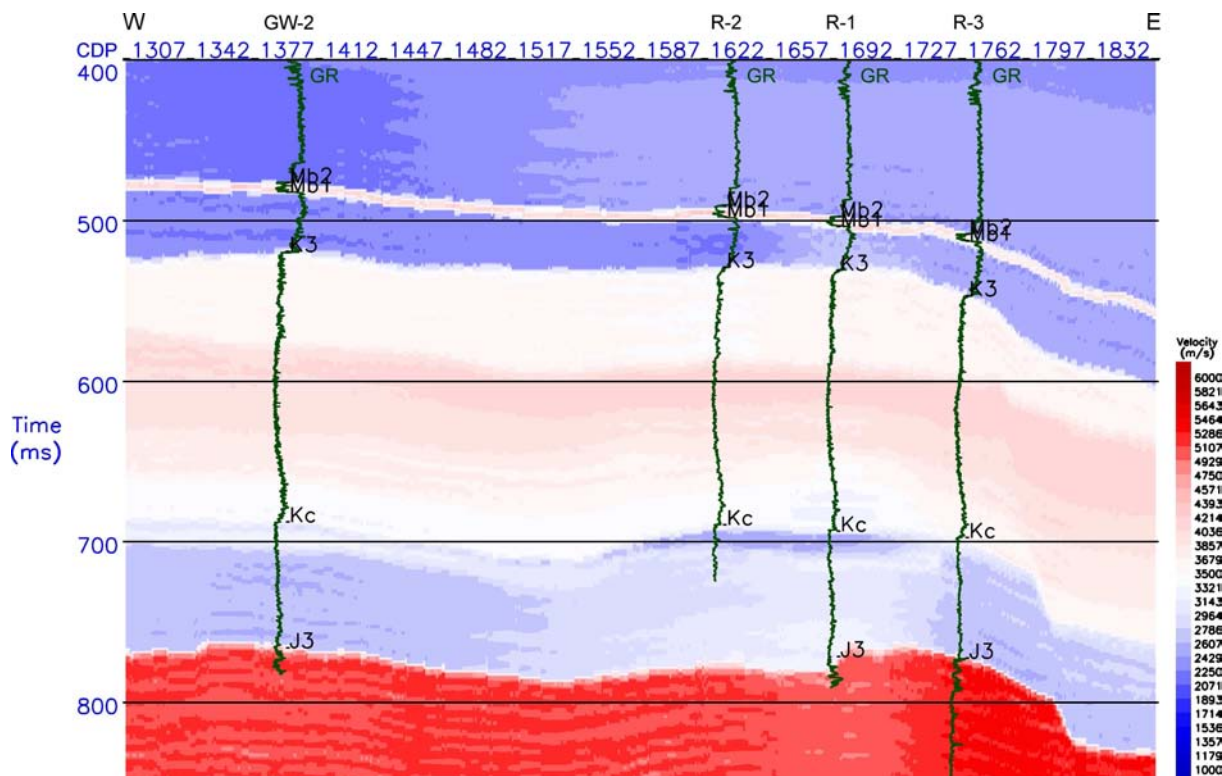


Fig. 6.40 Pole prędkości fali podłużnej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal podłużnych T0041904.

Wysokie wartości impedancji charakteryzują warstwy anhydrytów, niższe wartości w stosunku do otoczenia charakteryzują piaskowce cenomańskie. W obrębie wszystkich kompleksów wartości

impedancji nie wykazują dużych zmian (oprócz strefy nasyconej gazem). Oczekiwane obniżenie w obrębie strefy złożowej w dobry sposób odzwierciedla nasycenie gazem. Rozkład prędkości fali podłużnej uzyskanej z inwersji sejsmicznej przedstawiony jest na Fig. 6.40. Podobnie jak w przypadku pola impedancji także prędkość w dobry sposób charakteryzuje budowę geologiczną badanej strefy. Porównując uzyskane pole prędkości z polem użytym do modelowań sejsmicznych (Fig. 6.17) można stwierdzić, iż oprócz różnicy w prędkości w podłożu generalny charakter zmian prędkości jest podobny.

Inwersję profilu fal przemiennych T0041904 (Fig. 6.3 oraz 6.4) wykonano w oparciu o założenia przedstawione na początku rozdziału. W celu uzyskania pola pseudoimpedancji fali poprzecznej wykorzystano pole fal przemiennych, przekonwertowanych do domeny rejestracji PP, oraz model impedancji fali S zbudowany z wykorzystaniem modelu prędkości fali poprzecznej opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.18). Fig. 6.41 przedstawia pole pseudoimpedancji fali S uzyskanej w wyniku zastosowania powyższego sposobu obliczeń. Podobnie jak w przypadku pola impedancji akustycznej w dobry sposób scharakteryzowane są poszczególne kompleksy geologiczne. Podwyższone wartości charakteryzują kompleks anhydritowy, obniżone wartości w stosunku do otoczenia charakteryzują kompleks cenomański. W obrębie strefy nasyconej gazem, zgodnie z oczekiwaniami, nie występują znaczne zmiany wartości. Fig. 6.42 przedstawia pole prędkości fal poprzecznych uzyskane w wyniku inwersji. Zmienność tego pola jest analogiczna do zmienności pola impedancji fali poprzecznej. Porównując prędkości fali poprzecznej uzyskane w wyniku inwersji z modelem prędkości użytym do modelowań sejsmicznych (Fig. 6.18) można stwierdzić duże podobieństwo oraz większą rozdzielczość w przypadku prędkości inwersyjnych. Wyniki inwersji profilu fal przemiennych mogą także być podstawą predykcji rozkładu parametrów petrofizycznych w obrębie badanej strefy.

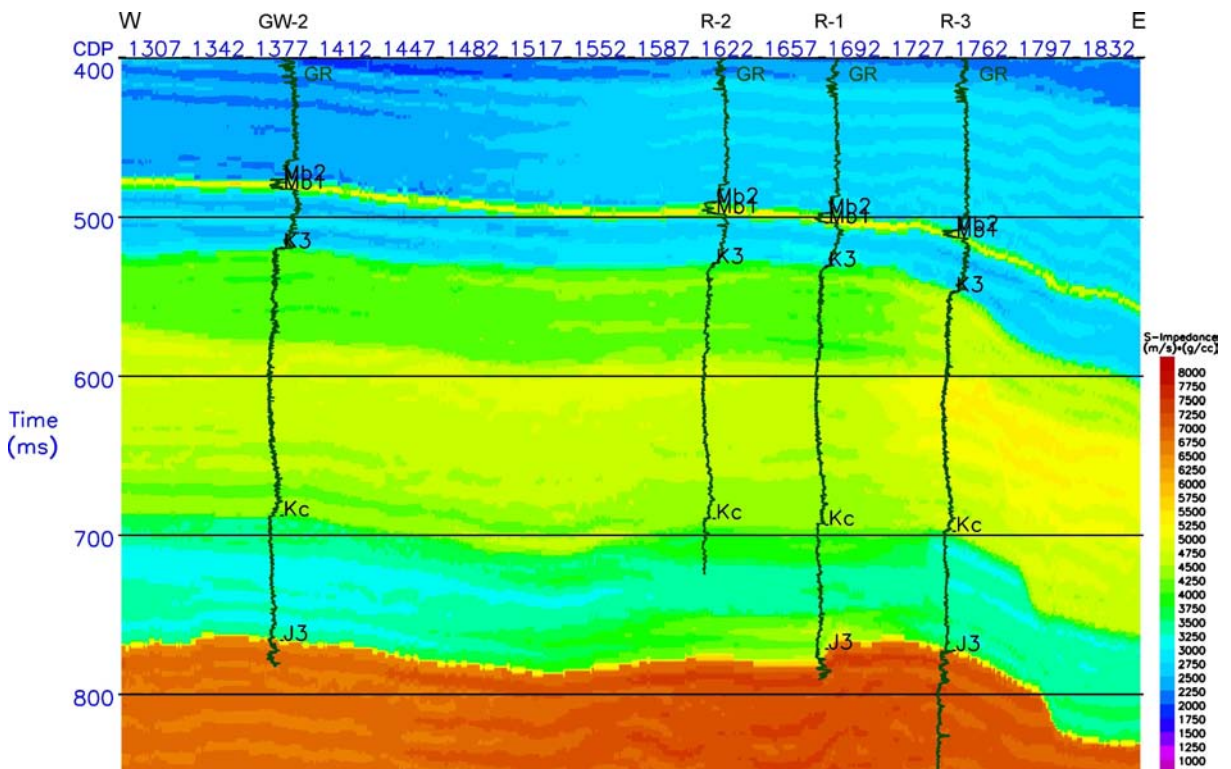


Fig. 6.41 Pole pseudoimpedancji fali S uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal przemiennych T0041904 w domenie PP.

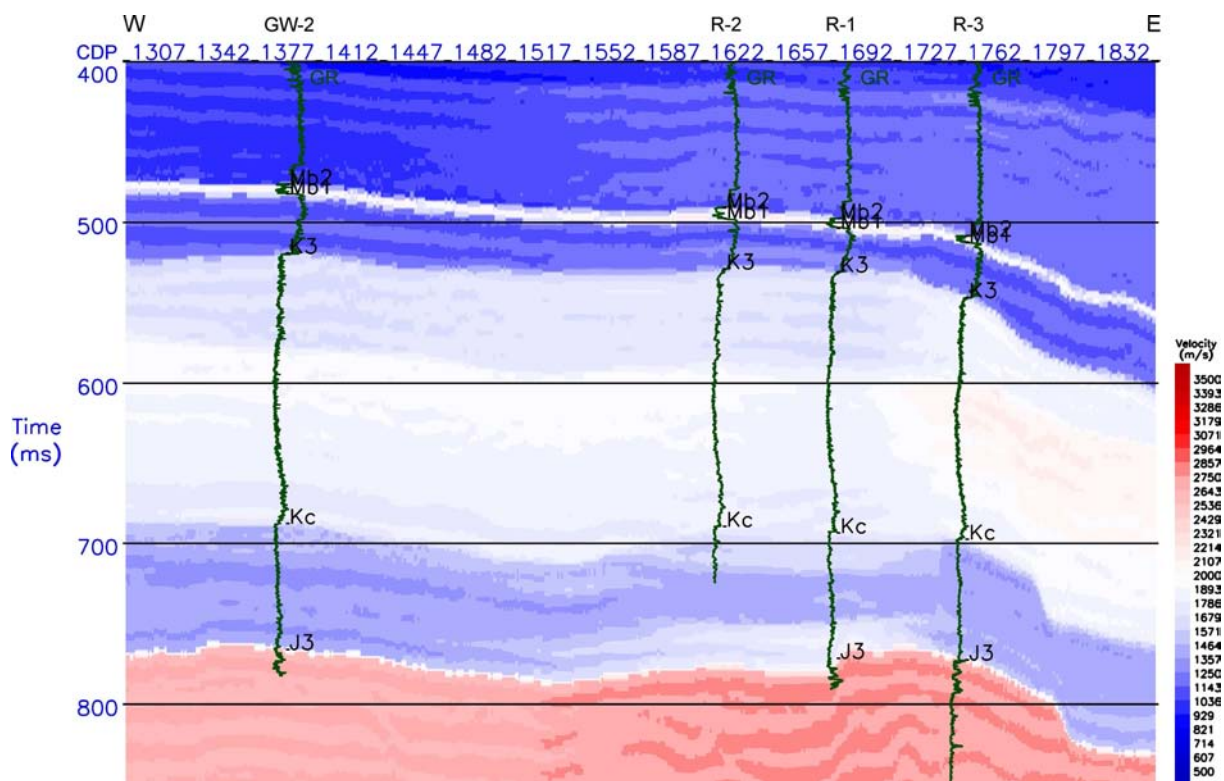


Fig. 6.42 Pole prędkości fali poprzecznej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal przemiennych T0041904 w domenie PP.

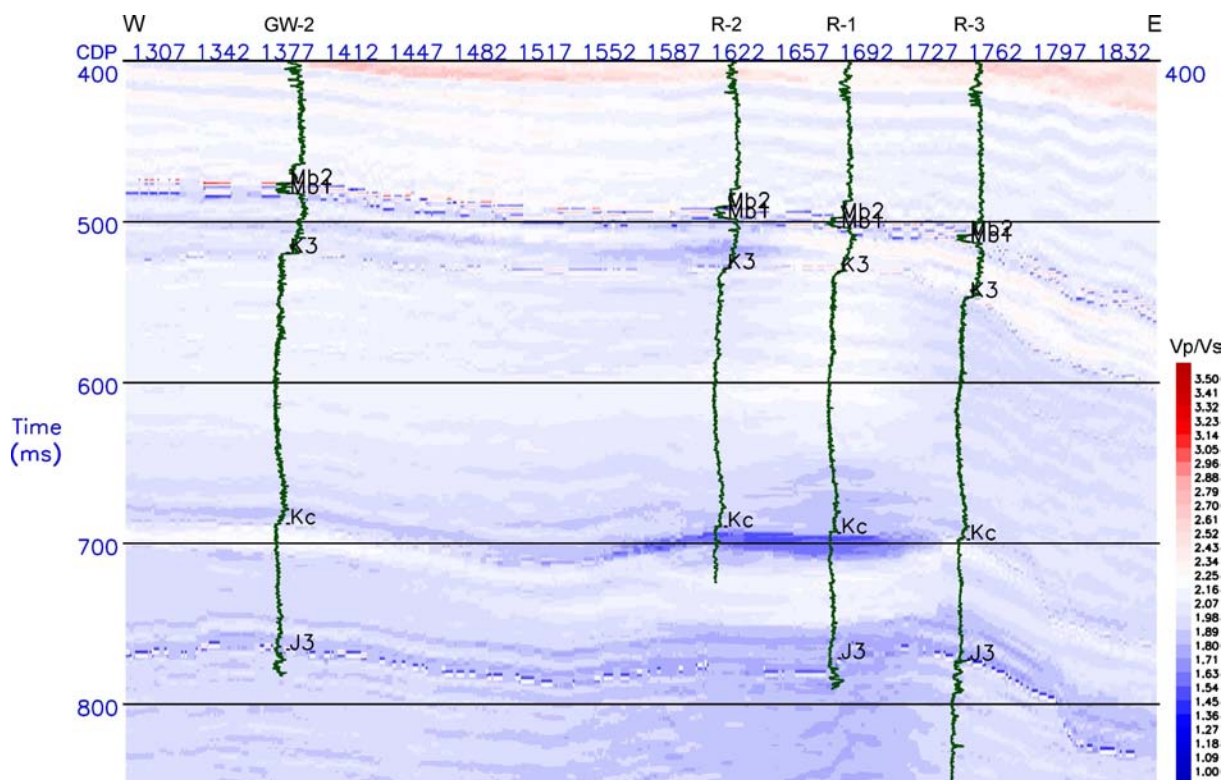


Fig. 6.43 Pole V_p/V_s uzyskane w oparciu o inwersyjne pola prędkości dla profilu T0041904 w domenie PP.

Uzyskanie rozkładu prędkości fali poprzecznej w domenie czasu rejestracji fal PP oraz prędkości fali podłużnej uzyskanej w wyniku inwersji profilu fal podłużnych pozwala na określenie rozkładu wartości V_p/V_s w obrębie badanej strefy, co może być szczególnie pomocne w dokładniejszej charakterystyce własności petrofizycznych poszczególnych kompleksów. Fig. 6.43 przedstawia rozkład wartości V_p/V_s uzyskany na podstawie pól prędkości pochodzących z inwersji. Analizując rysunek można stwierdzić, iż rozkład wartości jest zgodny z oczekiwanym (w granicach 1.45 do 2.1), dużą rozdzielczość oraz obniżenie V_p/V_s do wartości ok. 1.45 w obrębie strefy nasyconej gazem. Charakter zmian wartości w znacznym stopniu podobny jest do rozkładu V_p/V_s opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.19). Zmiany V_p/V_s są bardziej szczegółowe.

Inwersja sejsmiczna profili modelowych T0041904

Inwersję sejsmiczną wykonano dla części modelowych profili T0041904. Podobnie jak w przypadku danych rzeczywistych wykorzystano analogiczne modele sejsmogeologiczne oraz parametry inwersji. Celem inwersji było potwierdzenie poprawności otrzymanych wyników, jeżeli wyniki inwersji danych modelowych nie różnią się znacznie od modelu prędkości opracowanego w trakcie modelowań, można wnioskować, że inwersja jest wykonana poprawnie, jej wyniki prezentują realny rozkład impedancji oraz prędkości w obrębie badanej strefy oraz wyniki inwersji wykonanej dla danych zarejestrowanych (w przypadku zgodności z poprzednimi) także przedstawiają rzeczywisty rozkład prędkości oraz impedancji w obrębie badanej strefy.

W wyniku inwersji otrzymano rozkłady prędkości oraz impedancji wzdłuż profili, jednak w pracy zaprezentowano jedynie rozkłady prędkości.

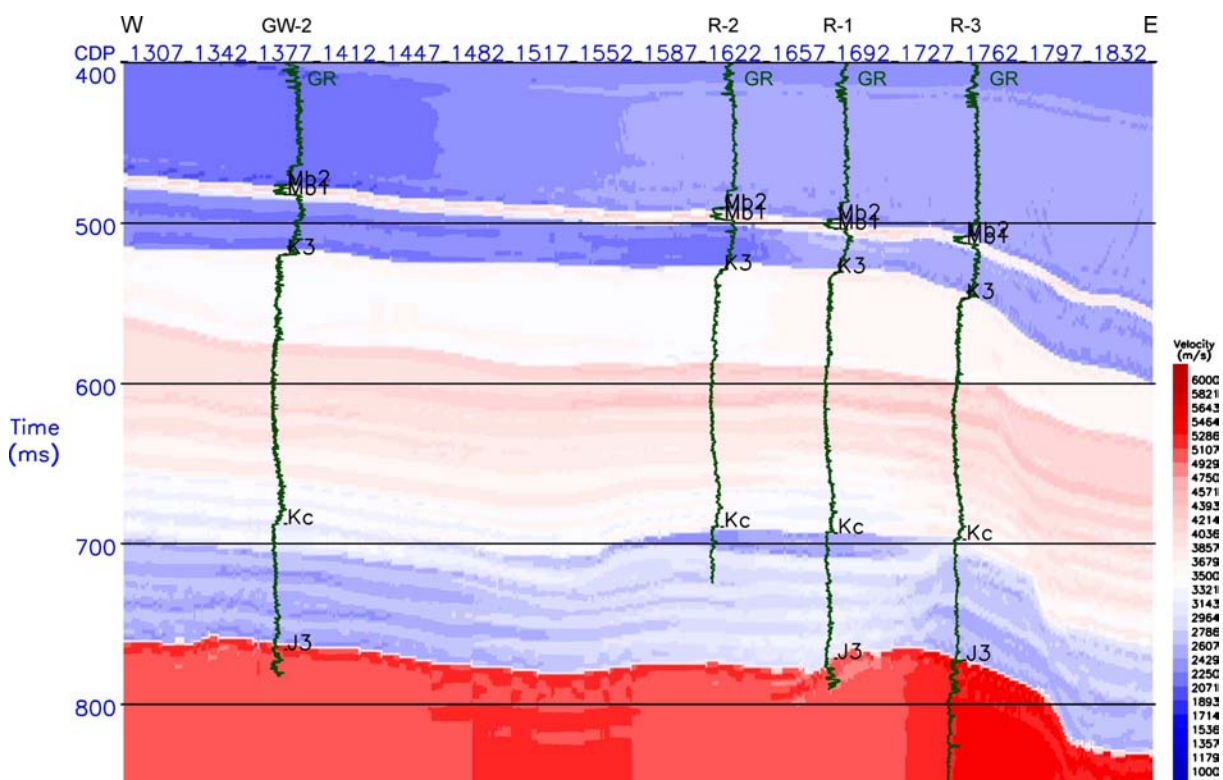


Fig. 6.44 Pole prędkości fali podłużnej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej modelowego profilu fal podłużnych T0041904.

Rozkład prędkości fali podłużnej uzyskanej z inwersji modelowego profilu fal podłużnych T0041904 (Fig. 6.25) przedstawiony jest na Fig. 6.44. Pomimo większych kontrastów prędkościowych spowodowanych brakiem zakłóceń i większą ciągłością granic sejsmicznych, generalny charakter zmian prędkości jest analogiczny do wyników inwersji danych zarejestrowanych (Fig. 6.40) oraz do modelu opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.17).

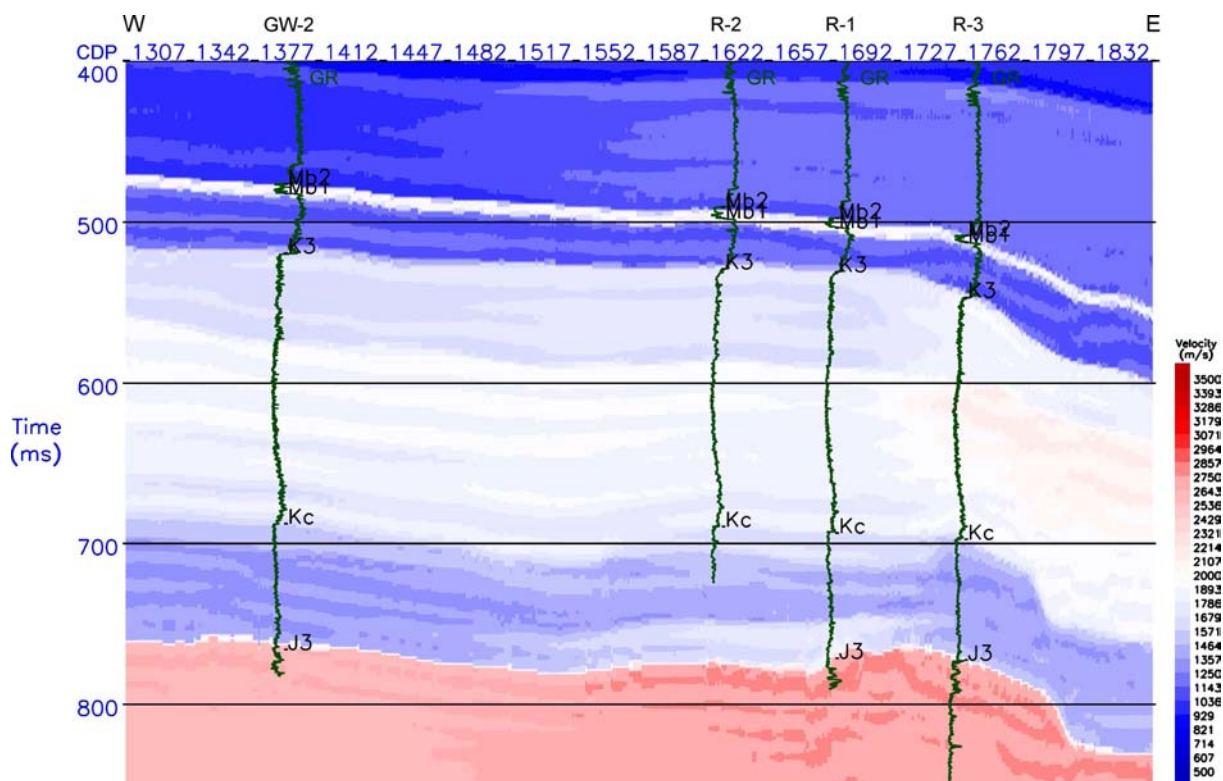


Fig. 6.45 Pole prędkości fali poprzecznej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej modelowego profilu fal przemiennych T0041904 w domenie PP.

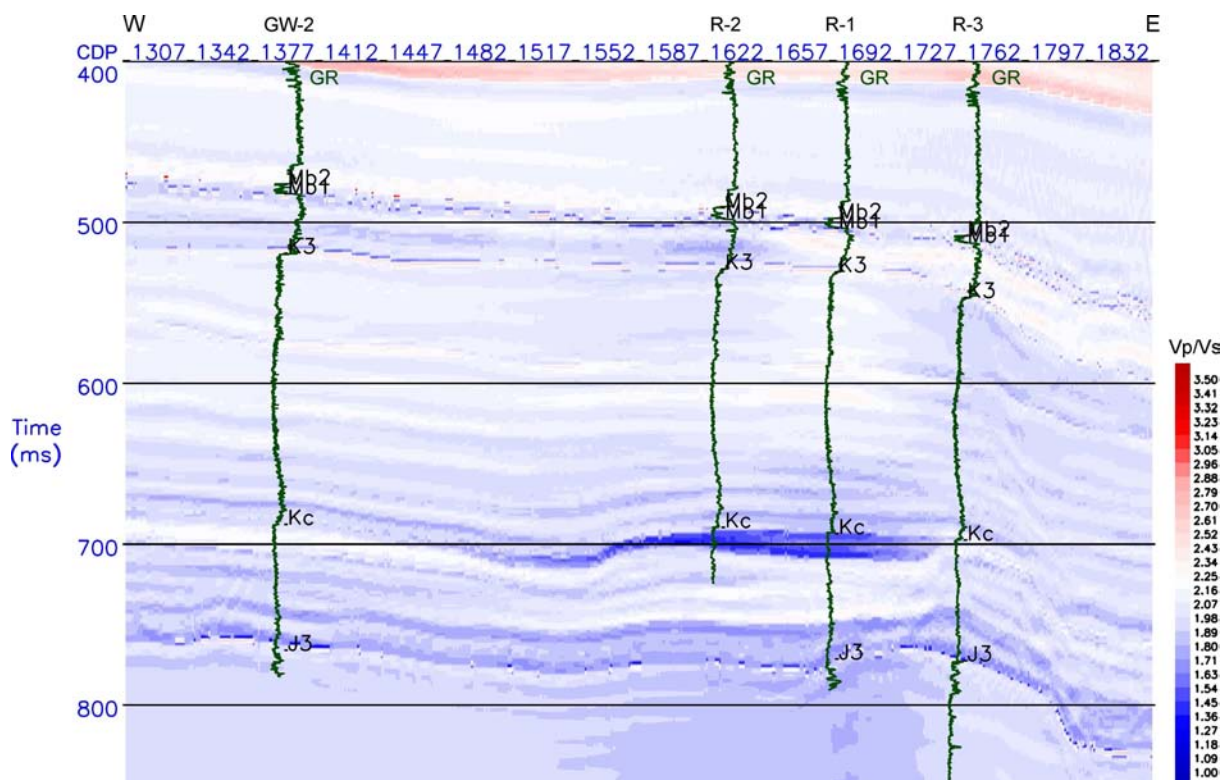


Fig. 6.46 Pole V_p/V_s obliczone w oparciu o inwersyjne pola prędkości dla modelowych profili T0041904 w domenie PP.

Inwersję części modelowego profilu fal przemiennych T0041904 (Fig. 6.27) wykonano w oparciu o analogiczny model oraz parametry inwersji jak w przypadku danych zarejestrowanych. Fig. 6.45 przedstawia pole pseudoimpedancji fali S uzyskanej w wyniku zastosowania powyższego sposobu obliczeń. Pomimo większych kontrastów prędkościowych i większą ciągłością granic sejsmicznych, charakter zmian prędkości fali poprzecznej jest analogiczny do wyników uzyskanych w wyniku inwersji danych zarejestrowanych (Fig. 6.42) oraz do modelu opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.18).

Rozkład wartości V_p/V_s w obrębie badanej strefy, uzyskany z wykorzystaniem pól prędkościowych obliczonych w wyniku inwersji modelowych profili sejsmicznych, przedstawiono na Fig. 6.46. Analogicznie do poprzednich przypadków, także pomimo większych kontrastów wartości rozkład zmian V_p/V_s odpowiada analogicznym rozkładom: uzyskanego w wyniku inwersji danych zarejestrowanych (Fig. 6.43) oraz opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.19).

Inwersja sejsmiczna profili modelowych T0041904 „bez złoża”

Analogiczne metody inwersji zastosowano do modelowych profili obliczonych na podstawie sejsmogeologicznych modeli nieuwzględniających spadku prędkości związanego z nasyceniem gazem. Obliczono zarówno impedancje jak i prędkości fal P i S oraz V_p/V_s . Poniżej zaprezentowano jedynie pole prędkości fal P oraz rozkład V_p/V_s . Fig. 6.47 przedstawia wynikowe prędkości inwersyjne obliczone na podstawie części modelowego profilu (Fig. 6.35). Fig. 6.48 przedstawia obliczony rozkład V_p/V_s na podstawie wyników inwersji.

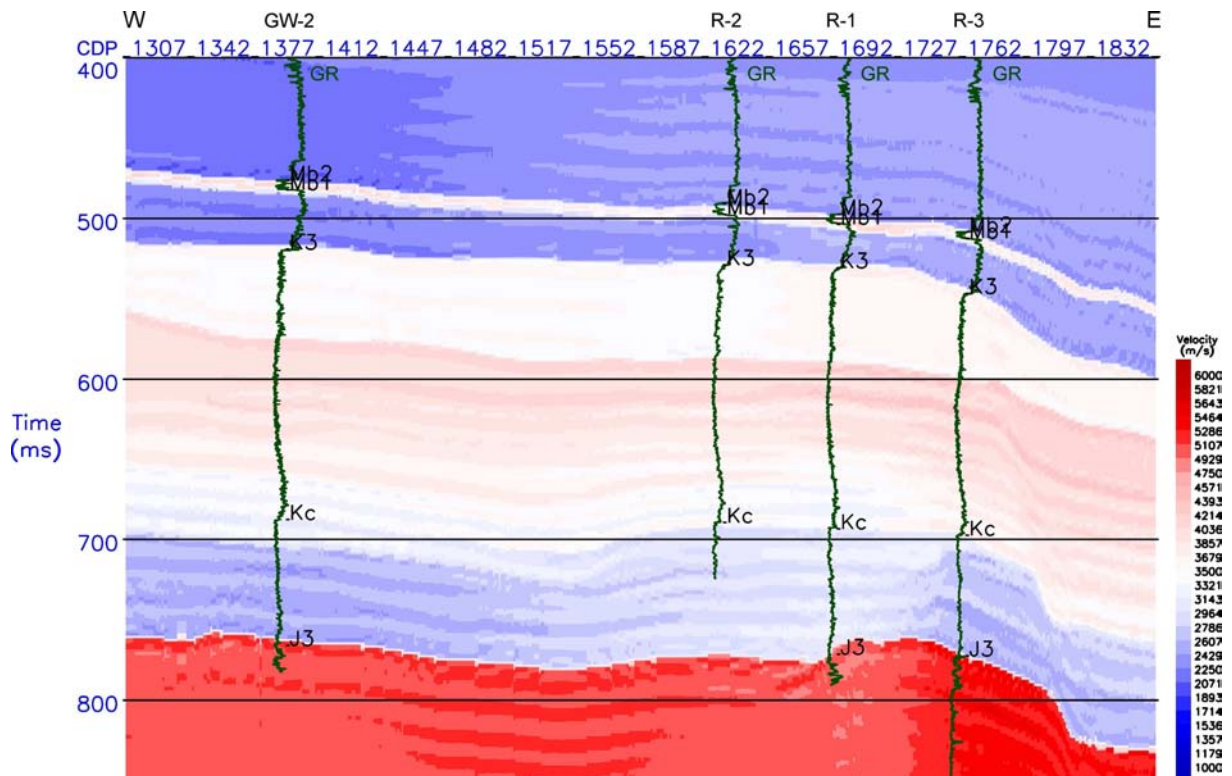


Fig. 6.47 Pole prędkości fali podłużnej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej modelowego profilu fal podłużnych T0041904 „bez złoża”.

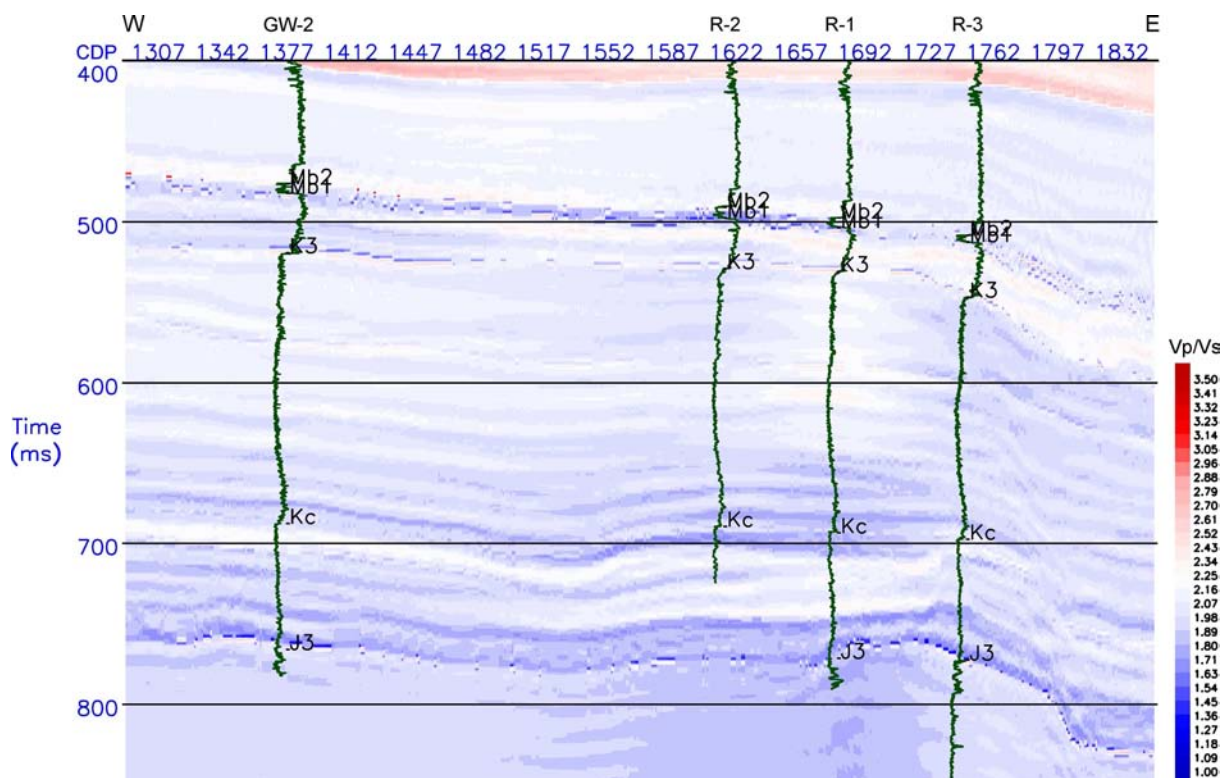


Fig. 6.48 Pole V_p/V_s obliczone w oparciu o inwersyjne pola prędkości dla modelowych profili („bez złoża”) T0041904 w domenie PP.

Analizując uzyskane wyniki, oraz porównując je zarówno z rozkładami prędkości oraz V_p/V_s uzyskanymi z inwersji danych zarejestrowanych, modelowych uwzględniających nasycenie gazem oraz modeli opracowanych w trakcie modelowań sejsmicznych można stwierdzić, iż zasadnicza różnica w obrazach występuje jedynie w obrębie strefy złożowej (dla rozkładów V_p oraz V_p/V_s). W strefie tej w przypadku wyników uzyskanych dla danych nieuwzględniających nasycenia gazu nie występuje spadek V_p oraz V_p/V_s . Tylko bardzo niewielkie różnice występują w polach prędkości poprzecznych co sugeruje możliwość ich wykorzystania do określenia charakteru parametrów zbiornikowych w obrębie stref nasyconych gazem, których interpretacja tylko na podstawie prędkości V_p jest znacznie utrudniona ze względu na gwałtowny jej spadek już przy 5% nasyceniu gazem (Domenico, 1976; Bała 1998, 2007).

Inwersja sejsmiczna danych rejestrowanych na profilu T0061904

Inwersję sejsmiczną dla profili fal podłużnych oraz przemiennych T0061904 wykonano w analogicznych etapach jak w przypadku profili T0041904. Pole impedancji akustycznej otrzymane w wyniku inwersji sejsmicznej dla profilu fal podłużnych T0061904 (Fig. 6.9 oraz 6.10) przedstawiono na Fig. 6.49. Rozkład wartości impedancji w dobry sposób odzwierciedla budowę geologiczną ośrodka. Niskie wartości impedancji charakteryzują kompleks mioceński, zauważalne są większe zmiany impedancji wraz ze zmniejszeniem głębokości. Widoczne są podwyższone wartości charakteryzujące anhydryt oraz cenoman. W obrębie horyzontów nasyconych gazem widoczne są obniżenia impedancji związane ze spadkiem prędkości. Rozkład prędkości fali podłużnej uzyskanej z inwersji sejsmicznej przedstawiony jest na Fig. 6.50. Podobnie jak w przypadku pola impedancji, prędkość także w dobry sposób charakteryzuje budowę geologiczną badanej strefy. Porównując uzyskane pole prędkości z polem użytym do modelowań sejsmicznych (Fig. 6.20) można stwierdzić bardzo dobrą zgodność rozkładu.

Pole pseudoimpedancji fali S, uzyskanej w wyniku inwersji profilu fal przemiennych T0061904 (Fig. 6.9 oraz 6.10), przedstawiono na Fig. 6.51. Podobnie jak w przypadku pola impedancji akustycznej w dobry sposób scharakteryzowane są poszczególne kompleksy geologiczne. Niskie wartości impedancji charakteryzują kompleks mioceński. Widoczne są podwyższone wartości

charakteryzujące anhydryt oraz cenoman. W obrębie strefy nasyconej, zgodnie z oczekiwaniami, nie występują znaczne zmiany wartości. Fig. 6.52 przedstawia pole prędkości fal poprzecznych uzyskane w wyniku inwersji. Zmienność tego pola jest analogiczna do zmienności pola impedancji fali poprzecznej. Porównując prędkości fali poprzecznej uzyskane w wyniku inwersji z modelem prędkości użytym do modelowań sejsmicznych (Fig. 6.21) można stwierdzić duże podobieństwo oraz większą rozdzielczość w przypadku prędkości inwersyjnych. Wyniki inwersji profilu fal przemiennych mogą także być podstawą predykcji rozkładu parametrów petrofizycznych w obrębie badanej strefy.

Rozkład wartości V_p/V_s uzyskany na podstawie pól prędkości pochodzących z inwersji przedstawia Fig. 6.53. Analizując rysunek można stwierdzić rozkład wartości zgodny z oczekiwanym (w granicach 1.6 do ok. 3.1), dużą rozdzielczość oraz obniżenie V_p/V_s do wartości ok. 1.8 w obrębie strefy nasyconej gazem. Charakter zmian wartości V_p/V_s w obrębie badanej strefy w znacznym stopniu podobny jest do rozkładu V_p/V_s opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.22), zmiany wartości V_p/V_s są jednak bardziej szczegółowe.

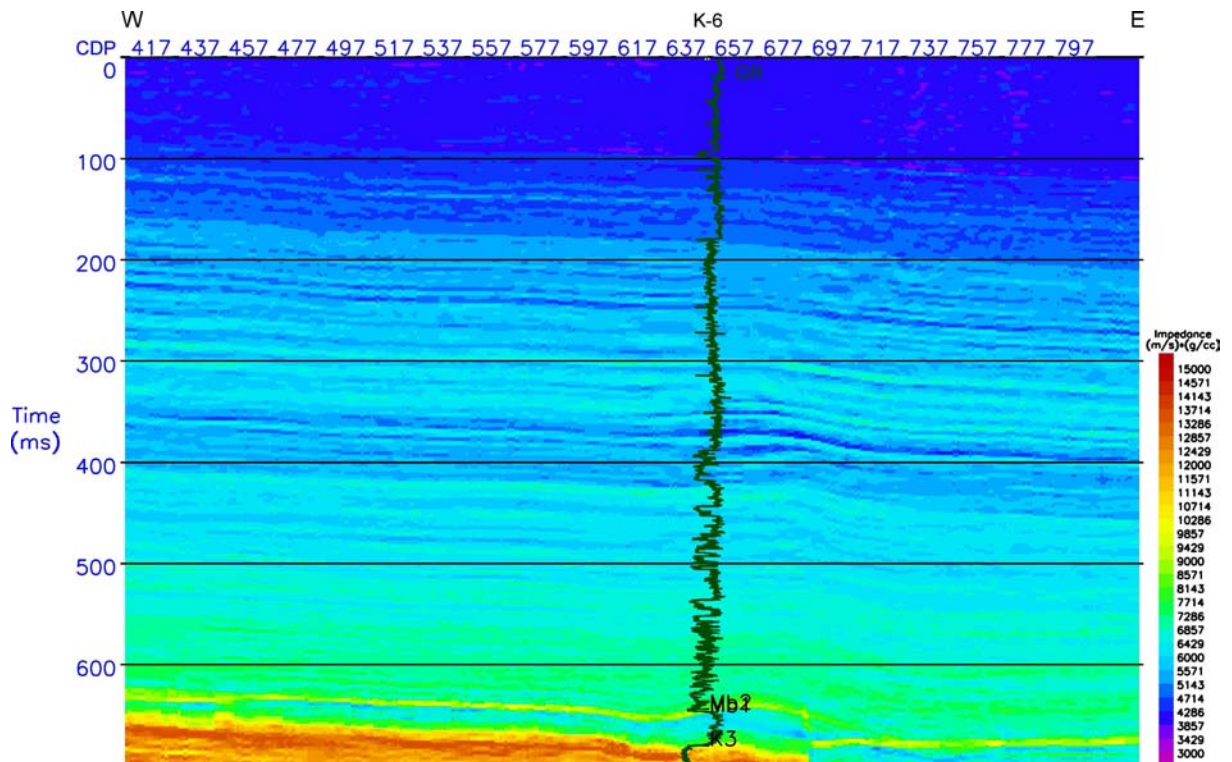


Fig. 6.49 Pole impedancji akustycznej uzyskanej w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal podłużnych T0061904.

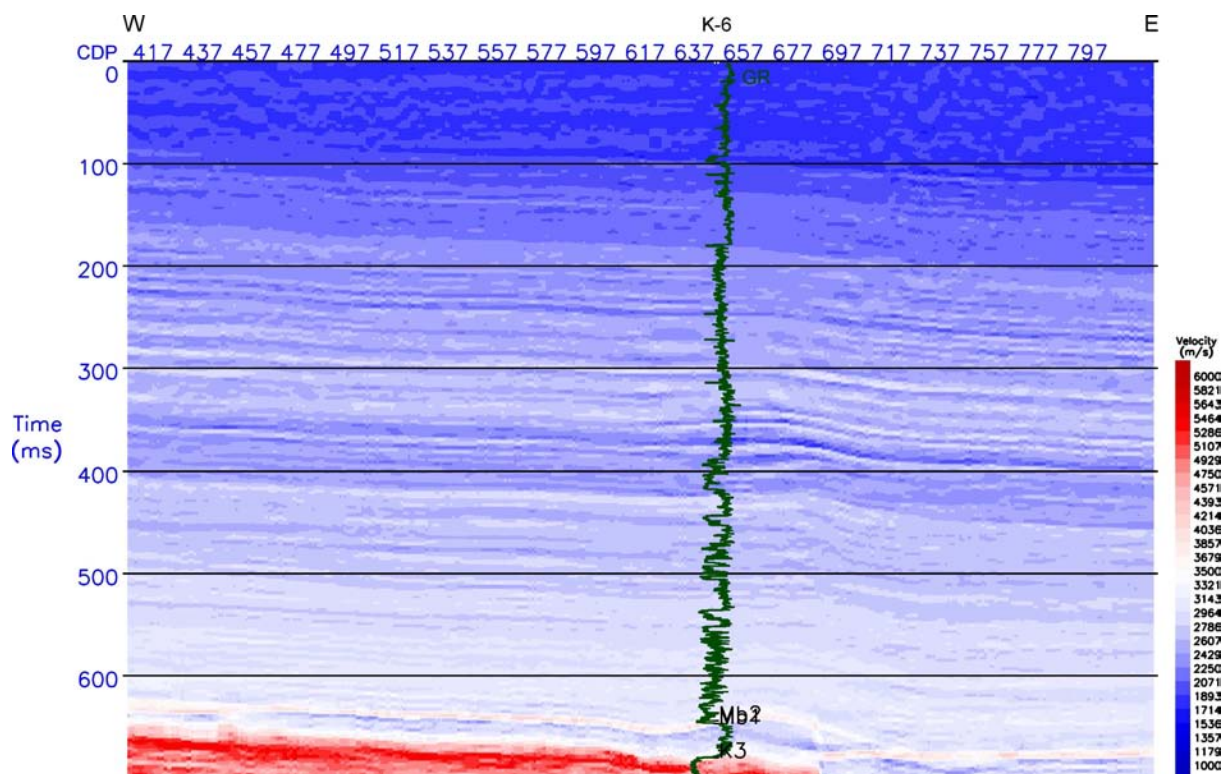


Fig. 6.50 Pole prędkości fali podłużnej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal podłużnych T0061904.

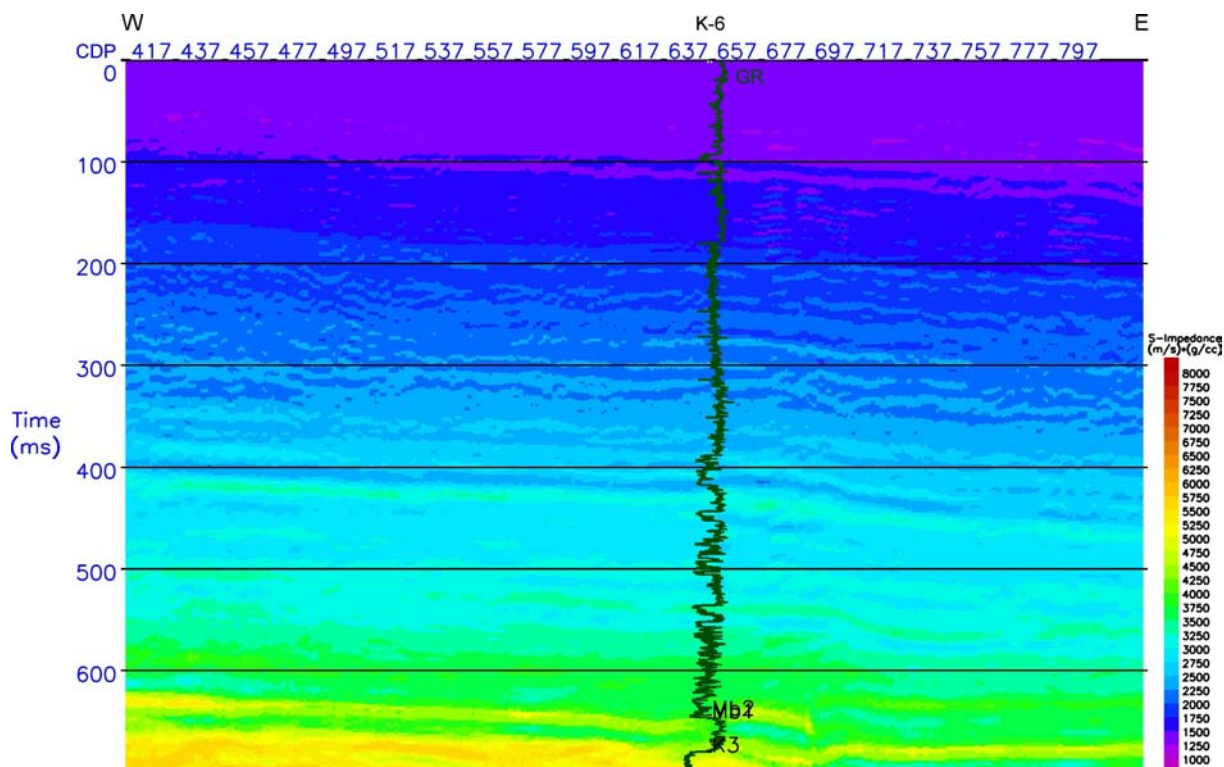


Fig. 6.51 Pole pseudoimpedancji fali S uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal przemiennych T0041904 w domenie PP.

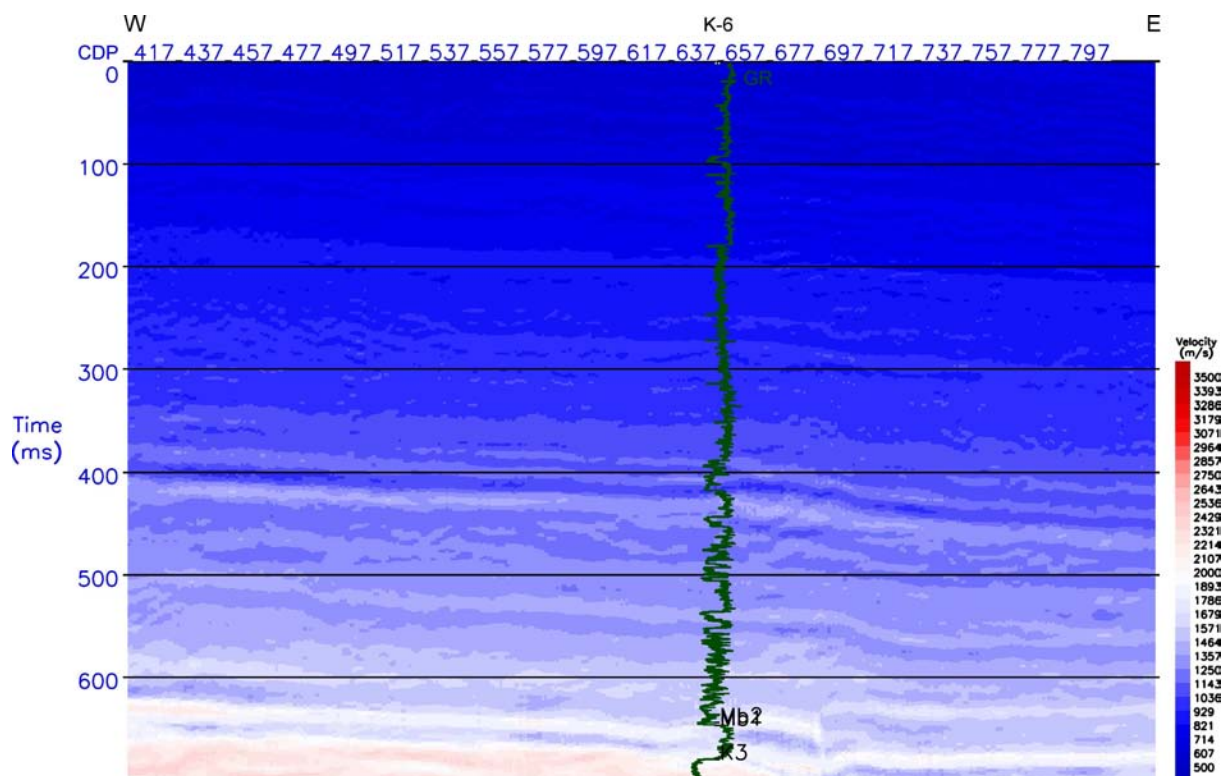


Fig. 6.52 Pole prędkości fali poprzecznej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej profilu fal przemiennych T0041904 w domenie PP.

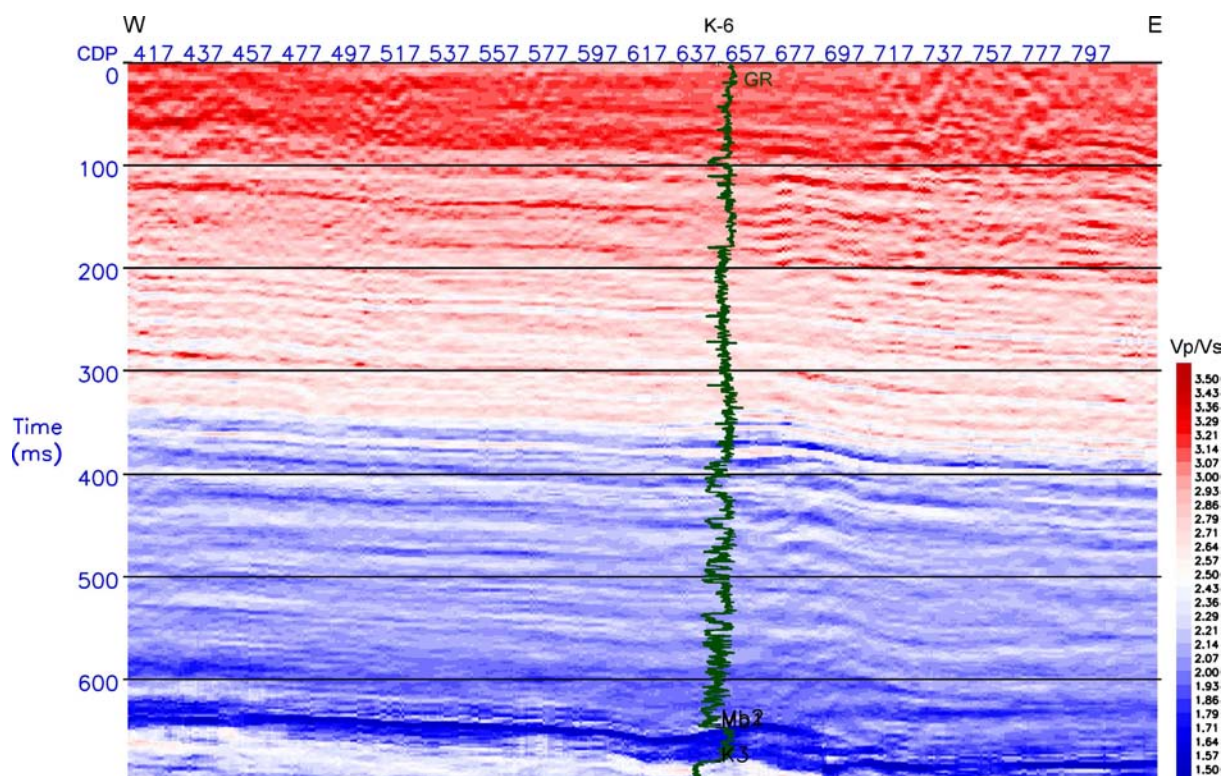


Fig. 6.53 Pole V_p/V_s uzyskane w oparciu o inwersyjne pola prędkości dla profilu T0061904 w domenie PP.

Inwersja sejsmiczna profili modelowych T0061904

Inwersję sejsmiczną dla modelowych profili fal podłużnych i przemiennych profilu T0061904 wykonano w oparciu o analogiczne modele oraz parametry jak w przypadku danych zarejestrowanych. Fig. 6.54 przedstawia rozkład prędkości uzyskanej z inwersji modelowego profilu fal podłużnych T0061904 (Fig. 6.29). Pomimo większych kontrastów prędkościowych, spowodowanych brakiem zakłóceń koherentnych i większą ciągłością poszczególnych granic sejsmicznych, generalny charakter zmian prędkości jest analogiczny do wyników uzyskanych w trakcie inwersji danych zarejestrowanych (Fig. 6.50) oraz do modelu opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.20).

Pole pseudoimpedancji fali S uzyskanej w wyniku inwersji modelowego profilu fal przemiennych (Fig. 6.31) przedstawiono na Fig. 6.55. Generalny charakter zmian prędkości fali poprzecznej jest analogiczny do wyników uzyskanych w trakcie inwersji danych zarejestrowanych (Fig. 6.52) oraz do modelu opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.21).

Rozkład wartości V_p/V_s w obrębie badanej strefy, uzyskany z wykorzystaniem pól prędkościowych obliczonych w wyniku inwersji modelowych profili sejsmicznych, przedstawiono na Fig. 6.56. Analogicznie do poprzednich przypadków, także pomimo większych kontrastów wartości rozkład zmian V_p/V_s odpowiada analogicznym rozkładom: uzyskanego w wyniku inwersji danych zarejestrowanych (Fig. 6.53) oraz opracowanego w trakcie modelowań sejsmicznych (Fig. 6.22).

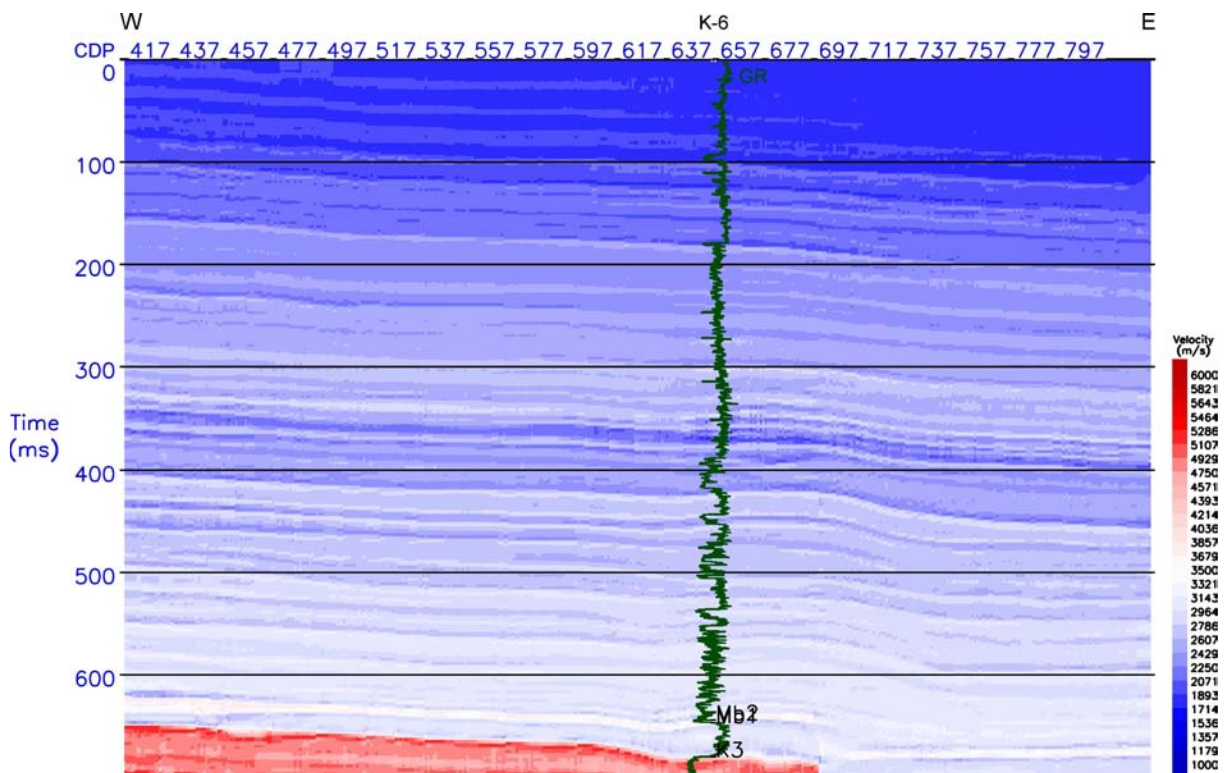


Fig. 6.54 Pole prędkości fali P uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej modelowego profilu fal podłużnych T0061904.

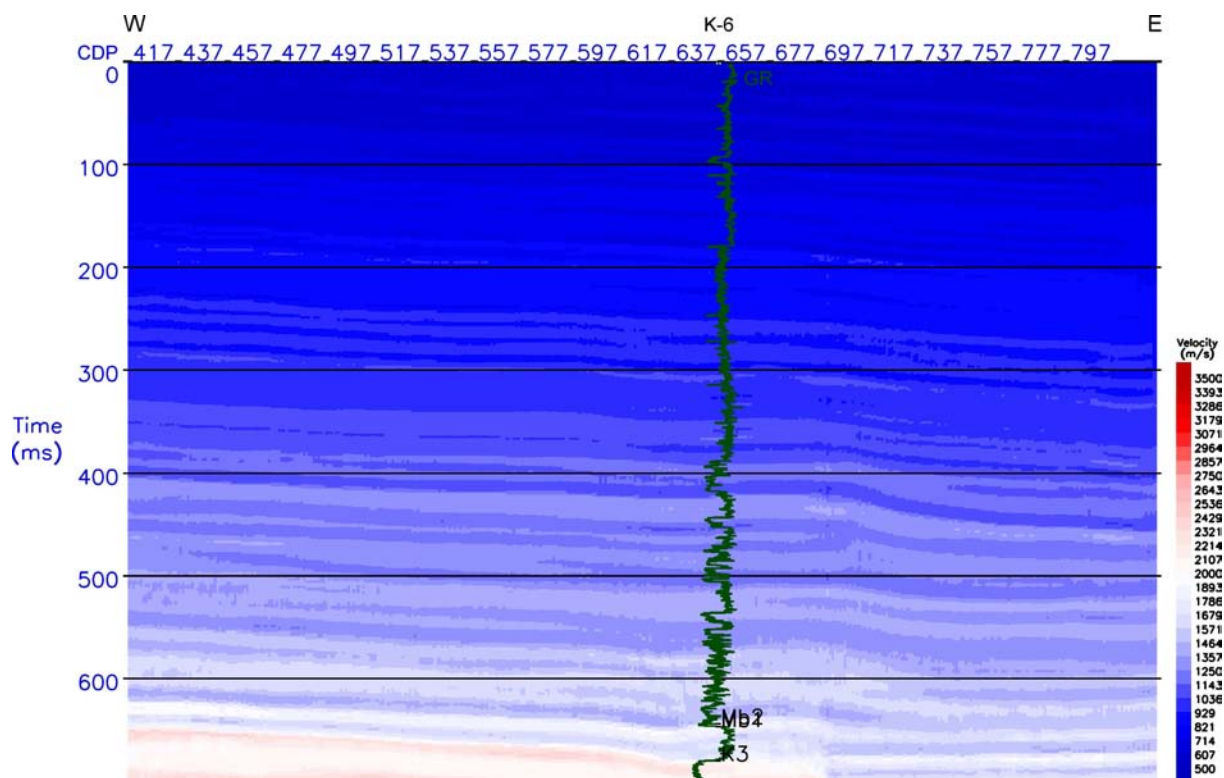


Fig. 6.55 Pole prędkości fali poprzecznej uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej modelowego profilu fal przemiennych T0061904 w domenie PP.

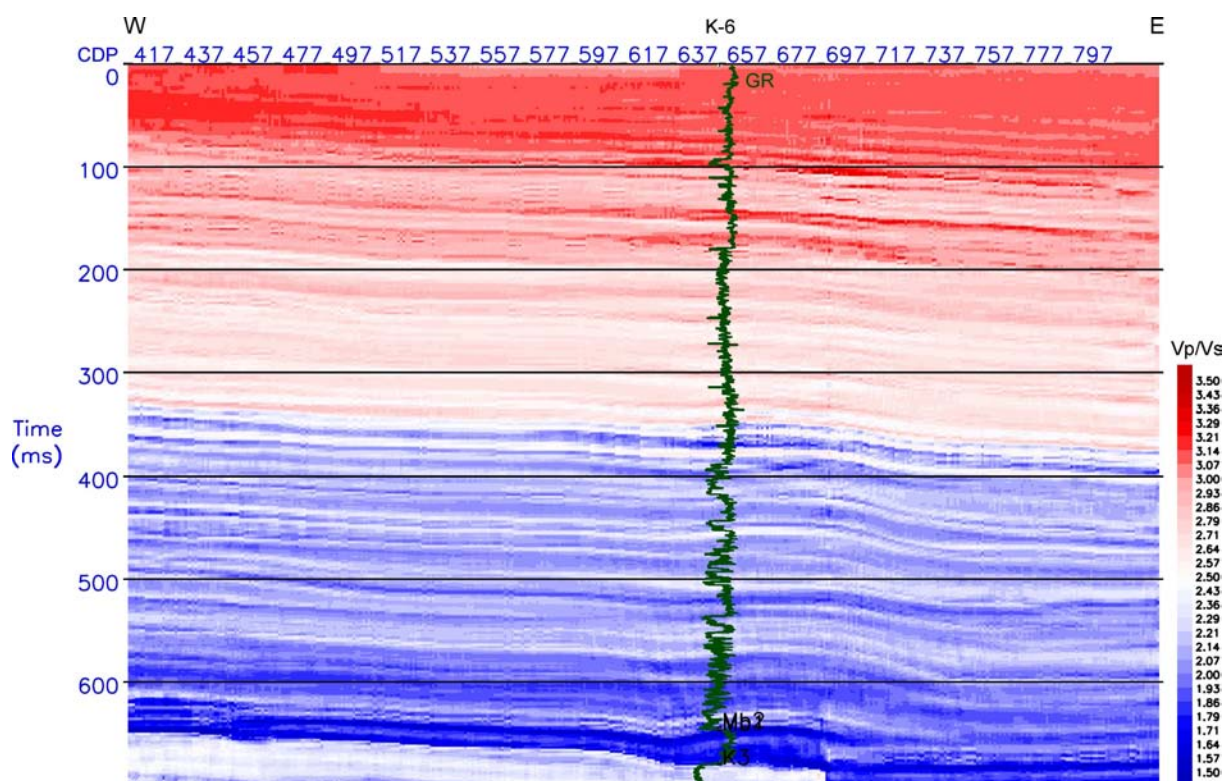


Fig. 6.56 Pole V_p/V_s obliczone w oparciu o inwersyjne pola prędkości dla modelowych profili T0061904 w domenie PP.

Inwersja sejsmiczna profili modelowych T0041904 „bez złoża”

Analogiczne metody inwersji zastosowano do modelowych profili obliczonych na podstawie seismogeologicznych modeli nieuwzględniających spadku prędkości związanego z nasyceniem gazem. Obliczono zarówno impedancje jak i prędkości fal P i S oraz Vp/Vs. Poniżej zaprezentowano jedynie pole prędkości oraz rozkład Vp/Vs. Fig. 6.57 przedstawia wynikowe prędkości inwersyjne obliczone na podstawie części modelowego profilu (Fig. 6.37). Fig. 6.58 przedstawia obliczony rozkład Vp/Vs na podstawie powyższych wyników inwersji.

Analizując uzyskane wyniki, oraz porównując je zarówno z rozkładami prędkości oraz Vp/Vs uzyskanymi z inwersji danych zarejestrowanych, modelowych uwzględniających nasycenie gazem oraz modeli opracowanych w trakcie modelowań sejsmicznych można stwierdzić, iż zasadnicza różnica w obrazach występuje dla strefy złożowej (dla rozkładów Vp oraz Vp/Vs). W strefie tej w przypadku wyników uzyskanych dla danych nieuwzględniających nasycenia gazu nie występuje spadek Vp oraz Vp/Vs. Tylko niewielkie różnice występują w polach prędkości fal poprzecznych co sugeruje możliwość ich wykorzystania do określenia charakteru wybranych parametrów petrofizycznych.

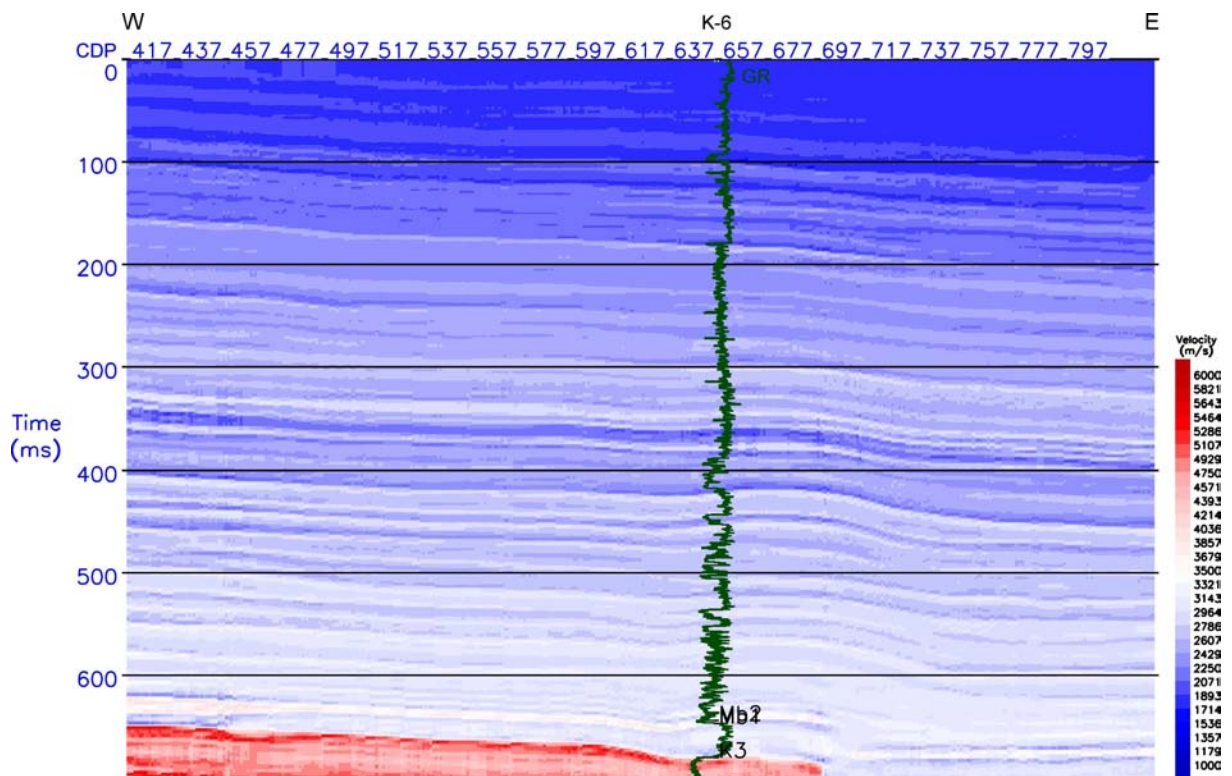


Fig. 6.57 Pole prędkości fali P uzyskane w wyniku inwersji sejsmicznej modelowego profilu fal podłużnych T0061904 „bez złoża”

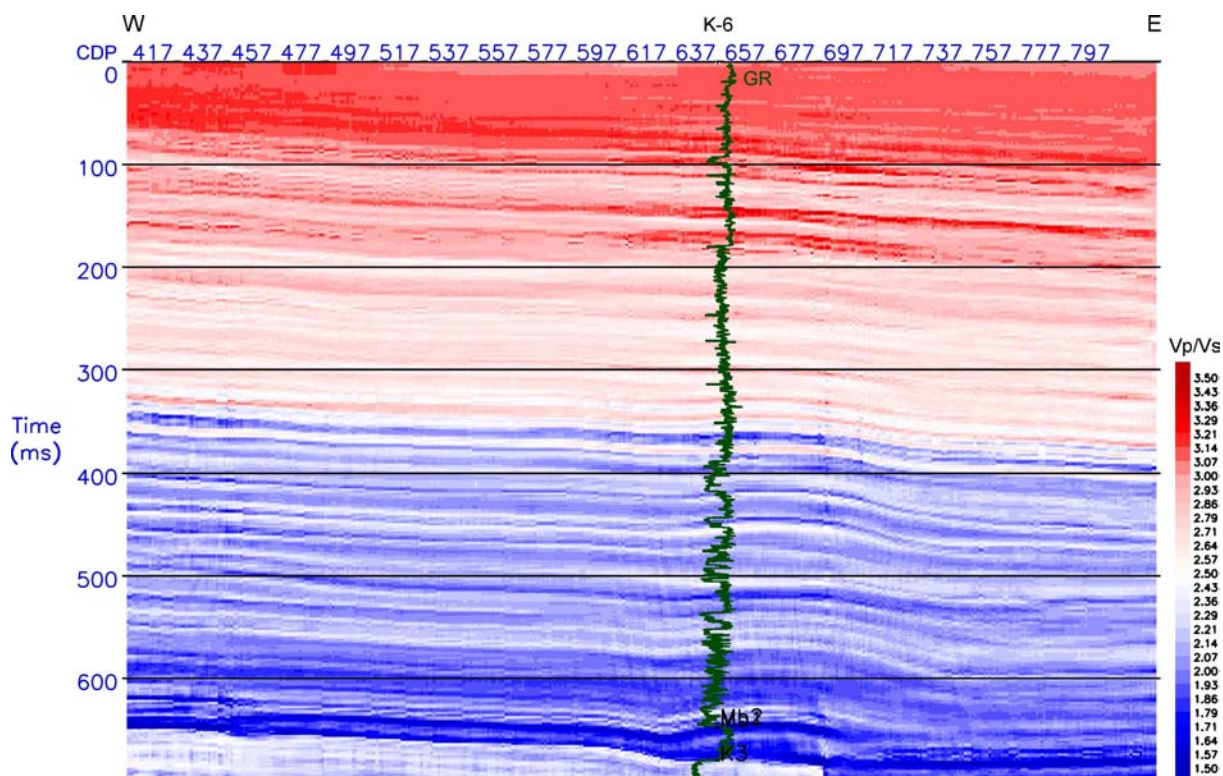


Fig. 6.58 Pole V_p/V_s obliczone w oparciu o inwersyjne pola prędkości dla modelowych profili („bez złoża”) T0061904 w domenie PP.

W rozdziale przedstawiono wyniki inwersji sejsmicznej wykonanej dla profili sejsmicznych fal podłużnych. Podjęto także próbę obliczenia pseudoimpedancji fali S oraz prędkości fali S w oparciu o inwersję profili fal przemiennych. W wyniku obliczeń uzyskano rozkłady impedancji akustycznej, prędkości fali P, rozkłady pseudoimpedancji fali S, prędkości fali S. Na podstawie wyników obliczono rozkłady V_p/V_s . Wykonano interpretację uzyskanych wyników oraz porównano z modelami sejsmogeologicznymi opracowanymi w trakcie modelowań sejsmicznych.

Analizując poszczególne wyniki inwersji dla składowych pionowych oraz poziomych zarówno wykonanych dla danych zarejestrowanych jak i modelowych można stwierdzić, że:

- pola prędkości uzyskane w wyniku inwersji wykazują analogiczne trendy zmian jak pola opracowane w trakcie modelowań sejsmicznych,
- pola inwersyjne dają wyniki bardziej szczegółowe, o większej rozdzielczości,
- dalsze wykorzystanie wyników inwersji składowych poziomych ze względu na zastosowanie realistycznego modelu wejściowego jest możliwe,
- rozkłady V_p/V_s uzyskane na podstawie inwersji także mogą być pomocne w dalszych analizach.

Powyższe wnioski dają uzasadnienie do wykorzystania uzyskanych atrybutów (wyników inwersji) w celu opracowania szczegółowego rozkładu zmian parametrów petrofizycznych w obrębie wybranych profili z wykorzystaniem zależności opracowanych na podstawie krzywych otworowych. Wykorzystanie w szczególności wyników inwersji składowych poziomych oraz V_p/V_s powinno uwzględniać występowanie artefaktów np. związanych z niewielkimi różnicami w położeniu horyzontów spowodowanych błędami w konwersji profili PS do domeny PP.

6.4 Analiza zmian amplitudy z offsetem (*Amplitude Versus Offset*)

W rozdziale przedstawiono wyniki analizy AVO wykonanej dla zarejestrowanych oraz modelowych profili fal podłużnych. Celem obliczeń była interpretacja zmian amplitudy z offsetem oraz porównanie wyników uzyskanych dla profili sejsmicznych zarejestrowanych oraz modelowych uwzględniających nasycenie gazem oraz jego brak.

Analiza zmian amplitudy z offsetem (*amplitude versus offset*) stanowi ważny etap interpretacji danych sejsmicznych. Jest to analiza rutynowo wykonywana w przypadku rejestracji fal podłużnych. Analizie poddane zostają zmiany amplitudy konkretnego refleksu sejsmicznego w funkcji odległości źródło-odbiornik (a zarazem i w funkcji kąta padania promienia sejsmicznego). Zmiana amplitudy z offsetem zależy od relacji prędkości fali podłużnej, poprzecznej oraz gęstości na granicy ośrodków geologicznych, a zatem i kontrastu współczynnika Poissona. W przypadku wstępowania utworów piaskowcowych nasyconych gazem oraz nadległych utworów uszczelniających następuje wzrost bezwzględnych wartości amplitud dla większych wartości offsetów, a zarazem i dla większych kątów padania (Ostrander, 1984). Występują 4 klasy AVO określające różny charakter zmian amplitudy z offsetem (Rutherford, Williams, 1989; Castagna, Swan, 1997).

Równania Zoeppritza (1919) opisują wielkości amplitud fal dobitych i załamanych na granicy sejsmicznej w zależności od kąta padania. Istnieje wiele aproksymacji powyższych równań ułatwiających bezpośrednią interpretację danych sejsmicznych pod kątem analizy AVO, Jedną z nich jest aproksymacja Aki-Richardsa (1980):

$$R(\theta) = I + G \sin^2 \theta + C \sin^2 \theta \tan^2 \theta \quad (6.1)$$

gdzie:

I – *Intercept* – określa miejsce przecięcia z osią x krzywej aproksymującej wielkości amplitud w zależności od $\sin^2 \theta$. Odzwierciedla współczynnik odbicia dla pionowego padania fali na granicę (refleksyjność fali podłużnej). Nie zależy od prędkości fali poprzecznej; G – *Gradient* – nachylenie prostej aproksymującej wielkości amplitud w zależności od $\sin^2 \theta$, zależy od różnicy współczynnika Poissona (a zatem i V_p/V_s); C – *Curvature* – parametr krzywizny zależny od zmiany prędkości fali podłużnej.

Dla przypadku analizy zmian amplitudy z offsetem, do kątów ok. 30° trzeci człon rozwinięcia aproksymacji 6.1 może zostać pominięty. Wyniki analiz AVO przedstawione są często w postaci iloczynu I oraz G (*AVO product*). Wzajemne relacje pomiędzy I oraz G często także są analizowane z wykorzystaniem wykresów krzyżowych.

W niniejszej pracy analizie AVO poddano zarówno kolekcje WPG (CDP) profili zarejestrowanych jak i modelowych odpowiadające części profilu obejmującej złożę gazu. Analizę wykonano w module AVO systemu *Hampson-Russell Software*. Informację o prędkości fali podłużnej niezbędną do obliczenia kątów padania promieni sejsmicznych uzyskano z krzywych otworowych. Analizy wykonano dla zakresu kątów $0 - 35^\circ$, trzeci człon aproksymacji 6.1 pominięto.

Analiza AVO danych rejestrowanych i modelowych dla profilu fal podłużnych T0041904

Analiza AVO wykonana dla kolekcji WPG rejestrowanego profilu T0041904 przedstawiona jest na Fig. 6.59. Tło kolorystyczne odpowiada wartości *AVO product*, trasy sejsmiczne odpowiadają wartościom *Intercept*. W przypadku kompleksu cenomańskiego pozytywna anomalia AVO występuje w obrębie strefy nasyconej. Podwyższone dodatnie wartości *AVO product* wskazują na III klasę AVO, potwierdzającą spadek prędkości oraz V_p/V_s w warstwach nasyconych. Na rysunku widoczne są także anomalie odpowiadające warstwom anhydrytów oraz stopowi jury, związane są one jednak ze znacznymi współczynnikami odbicia występującymi na tych granicach.

Analogiczną analizę wykonano dla danych modelowych. Wykorzystano syntetyczne kolekcje WPG obliczone dla modelu opracowanego dla danej strefy (Fig. 6.17 do 6.19, rozdział 6.2). Wynik powyższej analizy przedstawiony jest na Fig. 6.60. Wyniki analizy w podobny sposób charakteryzują strefę nasyconą. Zgodnie z założonymi parametrami prędkości oraz gęstości w obrębie warstw nasyconych, wynik potwierdza III klasę AVO.

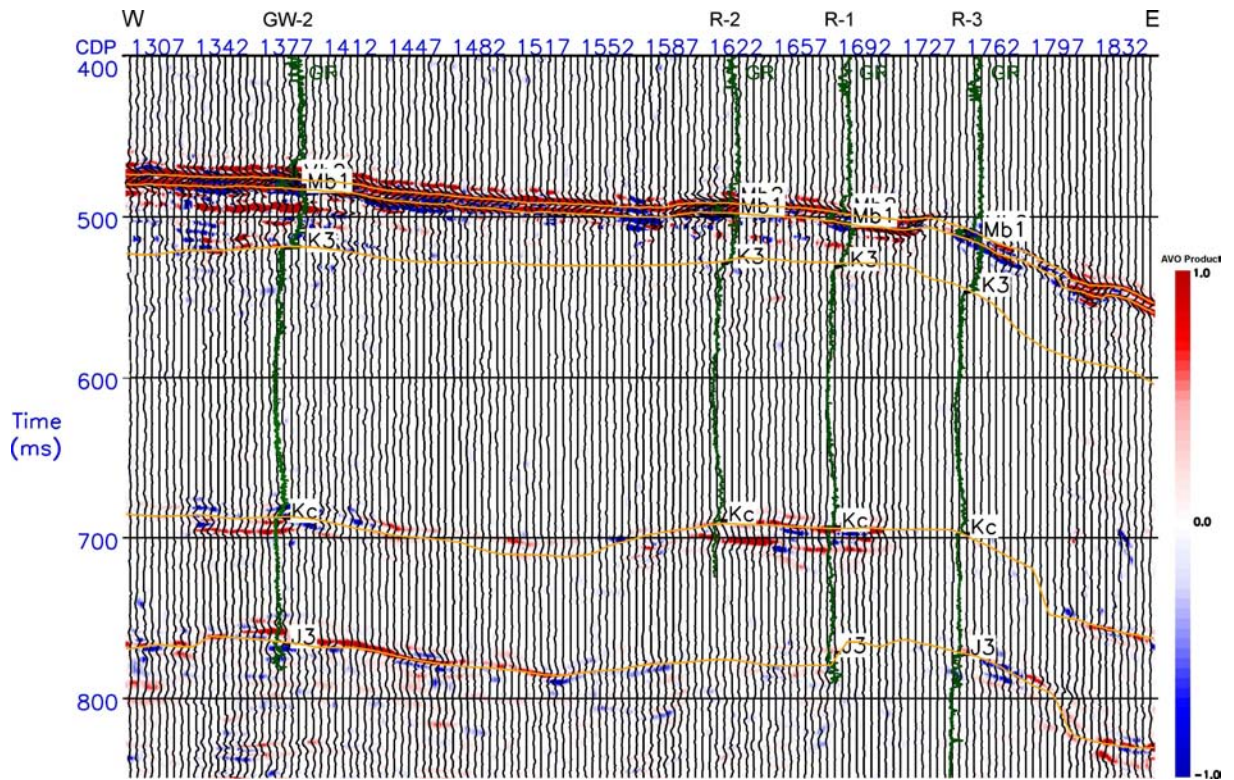


Fig. 6.59 Wynik analizy AVO dla zarejestrowanego profilu fal podłużnych T0041904 (AVO product – skala kolorystyczna, AVO intercept – trasy).

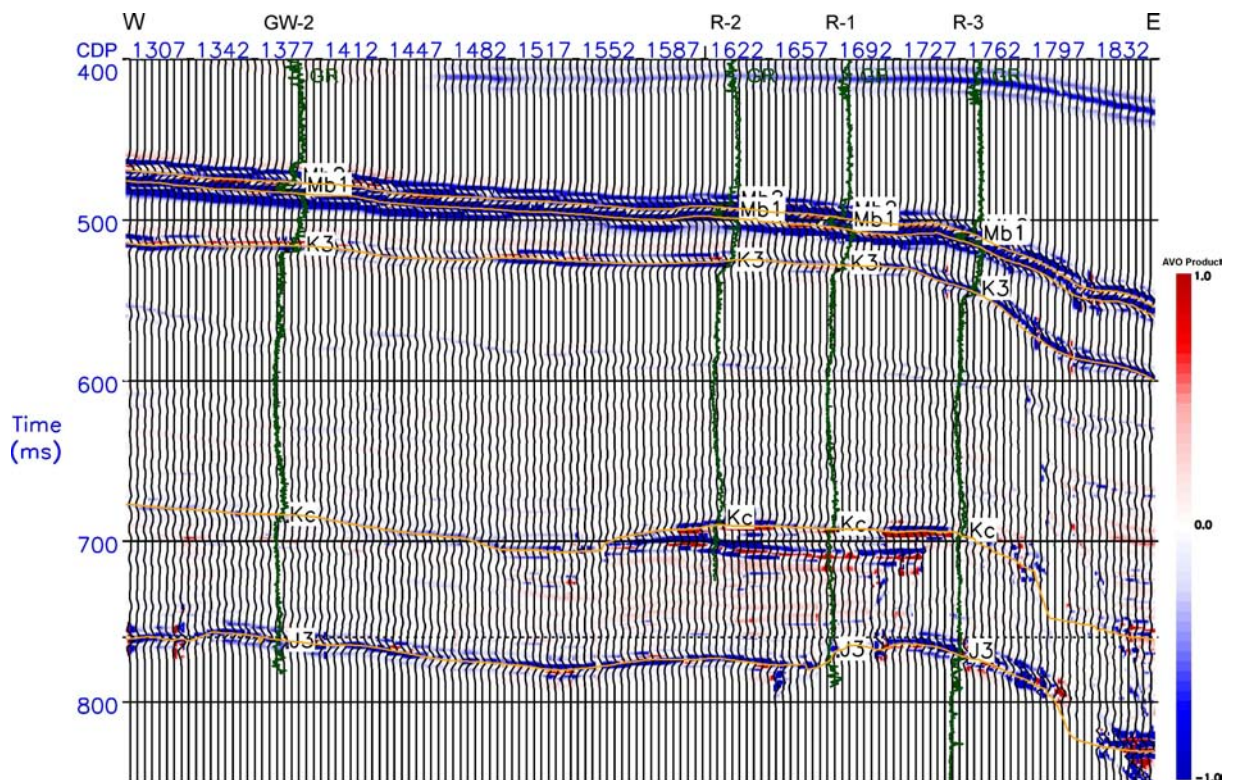


Fig. 6.60 Wynik analizy AVO dla teoretycznego profilu fal podłużnych T0041904 (AVO product – skala kolorystyczna, AVO intercept – trasy).

Wykonane obliczenia dla zmodyfikowanego w strefie złożowej modelu prędkościowego pozwalają na przeprowadzenie analizy AVO dla teoretycznego przypadku, w którym nie występuje spadek prędkości V_p oraz V_p/V_s w obrębie strefy złożowej (Fig. 6.33, rozdział 6.2). Porównując wynik analizy AVO dla powyższego przypadku (Fig. 6.61) z wynikiem analiz dla profilu rejestrowanego (Fig. 6.59) oraz modelowego zakładającego nasycenie gazem (Fig. 6.60) można stwierdzić oczekiwany brak silnych dodatnich anomalii w obrębie analizowanej strefy złożowej.

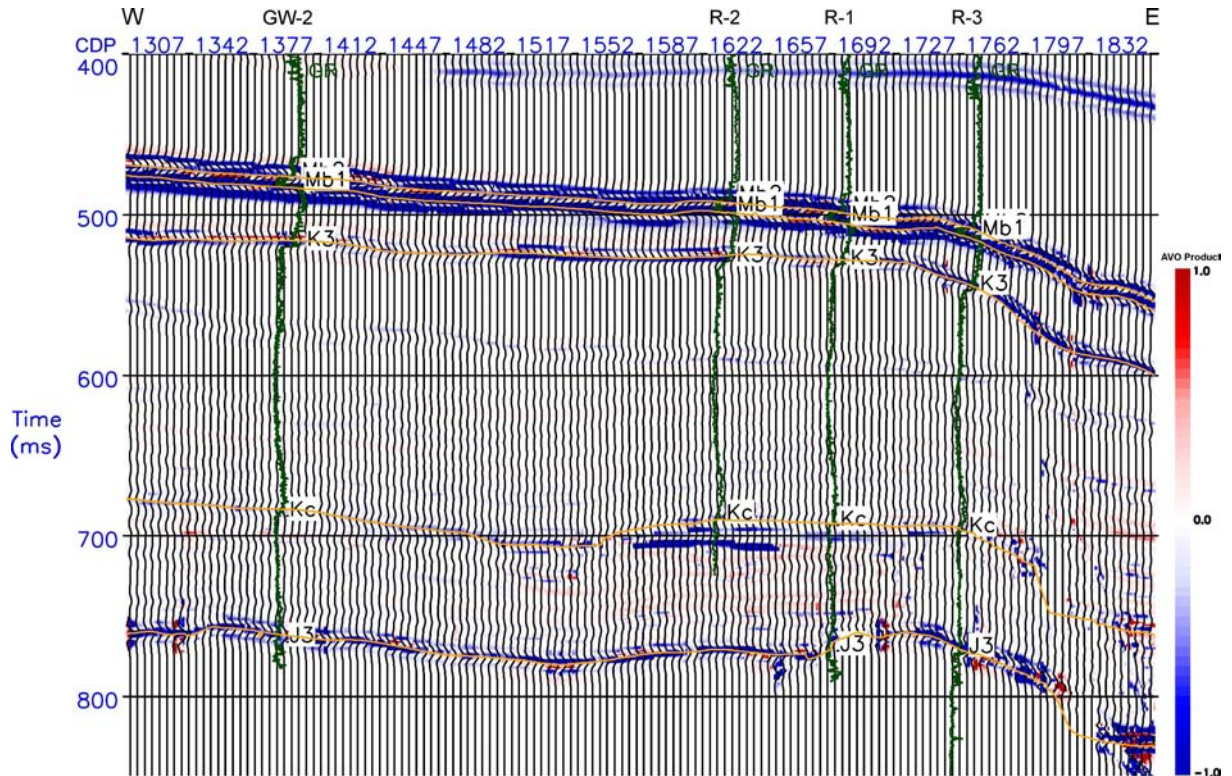


Fig. 6.61 Wynik analizy AVO dla teoretycznego profilu fal podłużnych T0041904 „bez złoża” (AVO product – skala kolorystyczna, AVO intercept – trasy).

Analiza AVO danych rejestrowanych i modelowych dla profilu fal podłużnych T0061904

Analiza AVO wykonana dla kolekcji WPG rejestrowanego profilu T0061904 przedstawiona jest na Fig. 6.62. W tym przypadku występuje także nasycenie gazem jednak kompleksu miocenijskiego – w warstwach o dużym zaileniu. Anomalie AVO widoczne są w obrębie strefy nasyconej. Podwyższone dodatnie wartości AVO product wskazują na III klasę AVO, wskazującą na spadek prędkości oraz V_p/V_s w warstwach nasyconych (który nie zaznacza się w na prędkościowej krzywej otworowej).

Analogiczną analizę wykonano dla danych modelowych profilu T0061904. Wykorzystano syntetyczne kolekcje WPG obliczone dla modelu opracowanego dla badanej strefy (Fig. 6.20 do 6.22, rozdział 6.2). Wynik powyższej analizy przedstawiony na Fig. 6.63 w podobny, w stosunku do danych zarejestrowanych, sposób charakteryzuje strefę nasyconą. Zgodnie z założonymi parametrami prędkości oraz gęstości w obrębie warstw nasyconych, wynik potwierdza III klasę AVO.

Wykonane obliczenia dla zmodyfikowanego w strefie złożowej modelu prędkościowego pozwalają na przeprowadzenie analizy AVO dla przypadku, w którym nie występuje spadek prędkości V_p oraz V_p/V_s w strefie złożowej (Fig. 6.34, rozdział 6.2). Porównując wynik analizy AVO dla powyższego przypadku (Fig. 6.64) z wynikiem analiz dla profilu rejestrowanego (Fig. 6.62) oraz modelowego zakładającego nasycenie gazem (Fig. 6.63) można stwierdzić brak silnych dodatnich anomalii w strefie złożowej.

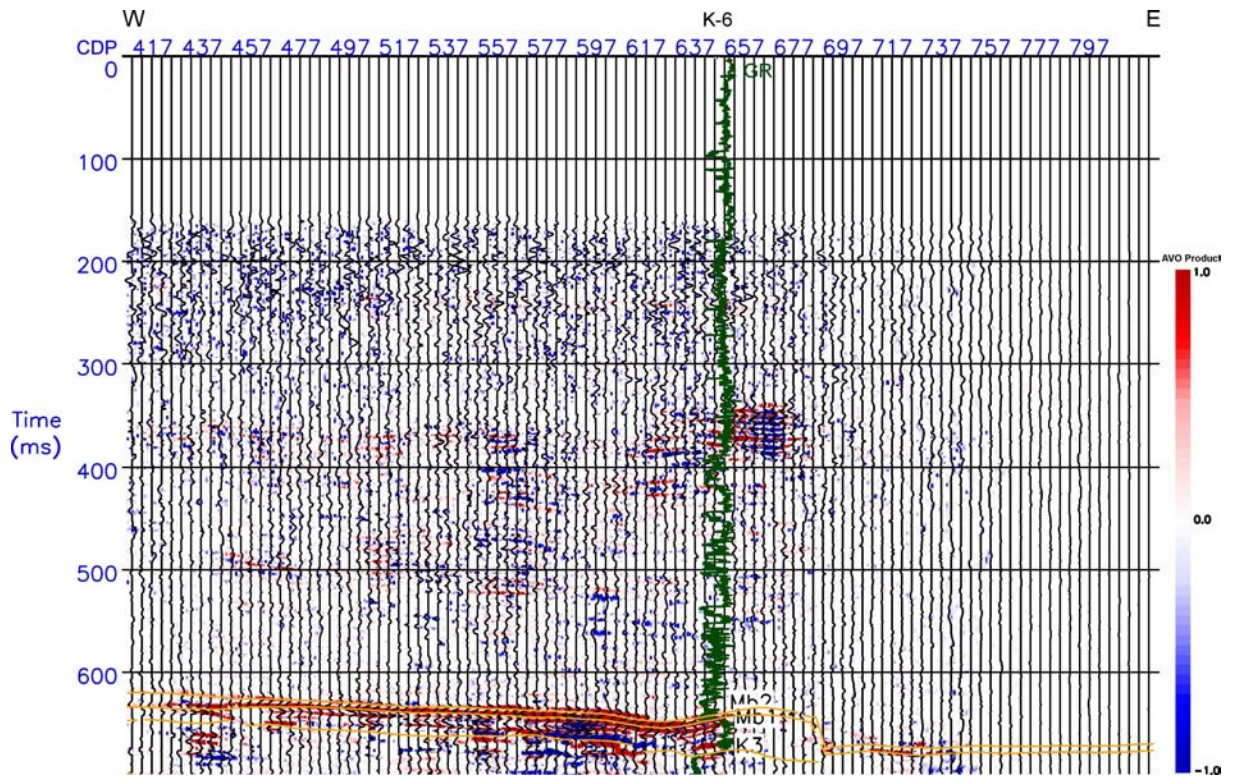


Fig. 6.62 Wynik analizy AVO dla rejestrowanego profilu fal podłużnych T0061904 (AVO product – skala kolorystyczna, AVO intercept – trasy).

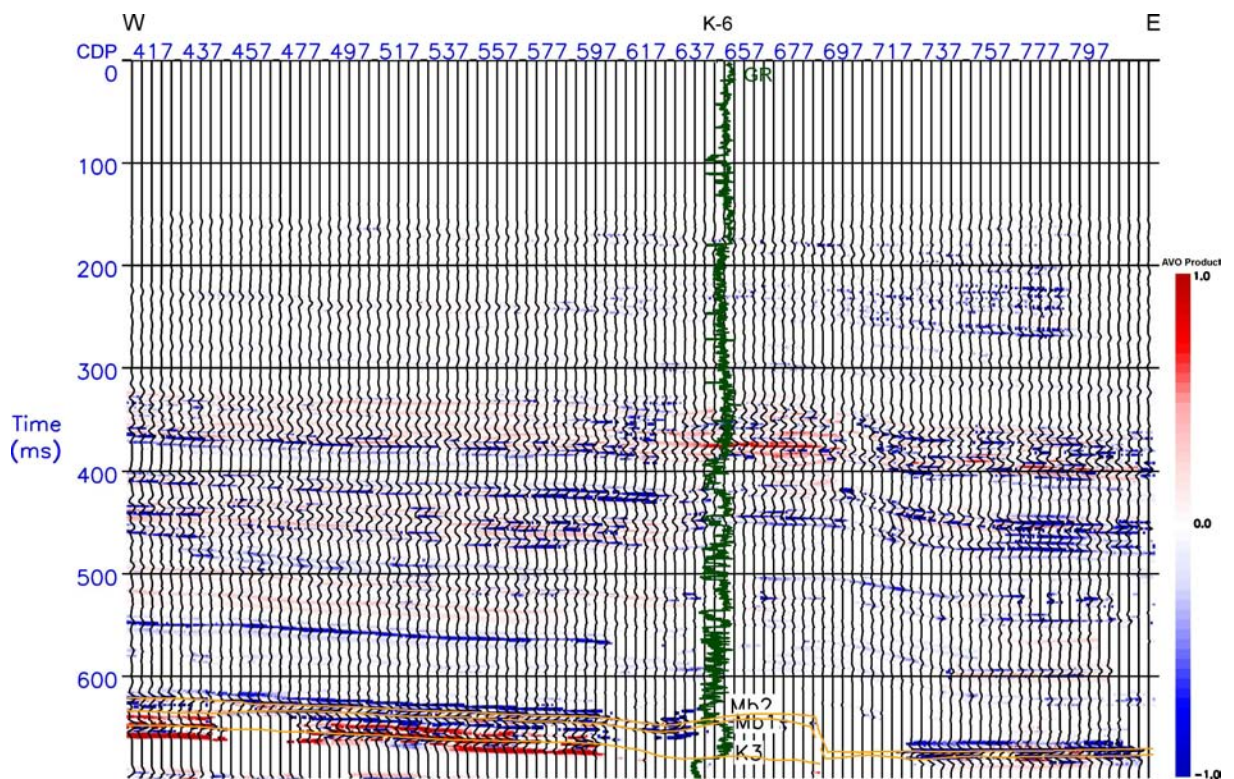


Fig. 6.63 Wynik analizy AVO dla teoretycznego profilu fal podłużnych T0061904 (AVO product – skala kolorystyczna, AVO intercept – trasy).

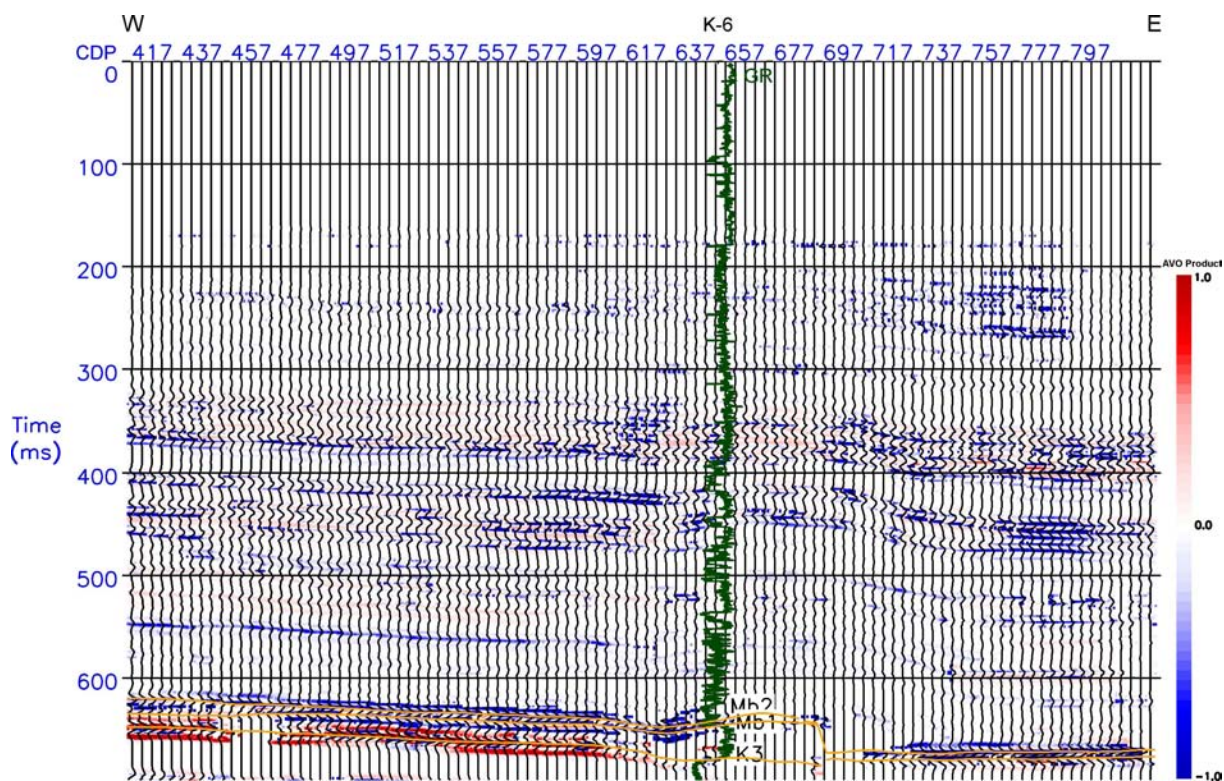


Fig. 6.64 Wynik analizy AVO dla teoretycznego profilu fal podłużnych T0041904 „bez złoża” (*AVO product* – skala kolorystyczna, *AVO intercept* – trasy).

Powyższe analizy zmian wartości amplitud w zależności od offsetu wykonane dla kolekcji WPG składowych pionowych pozwalają określić nasycenie gazem. Anomalie AVO w dobry sposób charakteryzują nasycenie zarówno w obrębie cenomanu jak i miocenu. Wyniki uzyskane dla danych modelowych potwierdzają założone nasycenie oraz jego brak dla przypadku modelowań dla zmodyfikowanych pól seismogeologicznych. Uzyskane atrybuty (np. *AVO product*) mogą być wykorzystywane w predykcji nasycenia gazem jednak analiza taka może być jedynie analizą jakościową.

6.5 Impedancja elastyczna

W rozdziale przedstawiono uzyskane impedancje elastyczne obliczone dla zarejestrowanych profili sejsmicznych. Podstawowym celem była interpretacja uzyskanych wyników.

Impedancja elastyczna (EI) jest uogólnieniem oraz rozszerzeniem zagadnienia impedancji akustycznej. Uwzględnia ona także prędkość fali poprzecznej oraz kąt padania promienia na granicę sejsmiczną. Impedancję elastyczną można przedstawić następującym wzorem (Connolly, 1999):

$$EI(\theta) = V_p^{(1+\sin 2\theta)} V_s^{(-8K\sin 2\theta)} \rho^{(1-4K\sin 2\theta)}$$

gdzie:

K – jest średnią wartością $(V_s/V_p)^2$ w przedziale, w którym liczona jest EI; V_p i V_s są odpowiednio prędkościami propagacji fali podłużnej oraz poprzecznej, ρ jest gęstością; θ jest kątem padania promienia sejsmicznego na granicę ośrodków. Impedancję elastyczną można obliczyć na podstawie sum kątowych, traktowanych jako splot impedancji elastycznej z sygnałem elementarnym danej sumy kątovej.

Obliczenia impedancji elastycznej dokonano w celu oceny jej przydatności do predykcji parametrów petrofizycznych wzdłuż profili oraz w celu porównania wyników predykcji z analogicznymi uzyskanymi za pomocą innych metod (modelowań sejsmicznych oraz inwersji sejsmicznej). Obliczenia w niniejszej pracy wykonano dla profili zarejestrowanych T0041904 oraz T0061904, wykorzystując moduł *AVO* (przygotowanie sum kątowych) oraz *Strata* (inwersja sejsmiczna) systemu *Hampson-Russell Software*. W obydwu przypadkach po analizie sum kątowych dla różnych przedziałów kątów wykorzystano sumy kątowe odpowiadające niewielkim kątom (ok. 7°) oraz większym kątom (ok. 30°).

Impedancja elastyczna dla rejestrowanego profilu fal podłużnych T0041904

Wynik impedancji elastycznej obliczonej dla kąta 7° przedstawiony jest na Fig. 6.65, natomiast dla kąta 30° na Fig. 6.66. Wartości impedancji elastycznej obliczonej dla sumy kątovej 7° są wyższe w stosunku wyników otrzymanych dla 30°. W obydwu przypadkach w obrębie strefy nasyconej gazem występuje relatywny spadek wartości uzyskanych impedancji.

Stosunek $EI(7)/EI(30)$ przedstawiony na Fig. 6.67 pozwala na uzyskanie danych zawierających informację o prędkości fali poprzecznej zawartej w refleksyjności sumy kątovej dla 30°. Analizując rysunek można stwierdzić wyraźne różnice w wartościach charakteryzujących poszczególne kompleksy geologiczne oraz brak znacznych zmian w obrębie złoża gazowego. Cechy te pozwalają na próbę wykorzystania rezultatu do określenia zmienności parametrów petrofizycznych wydzielonych kompleksów geologicznych.

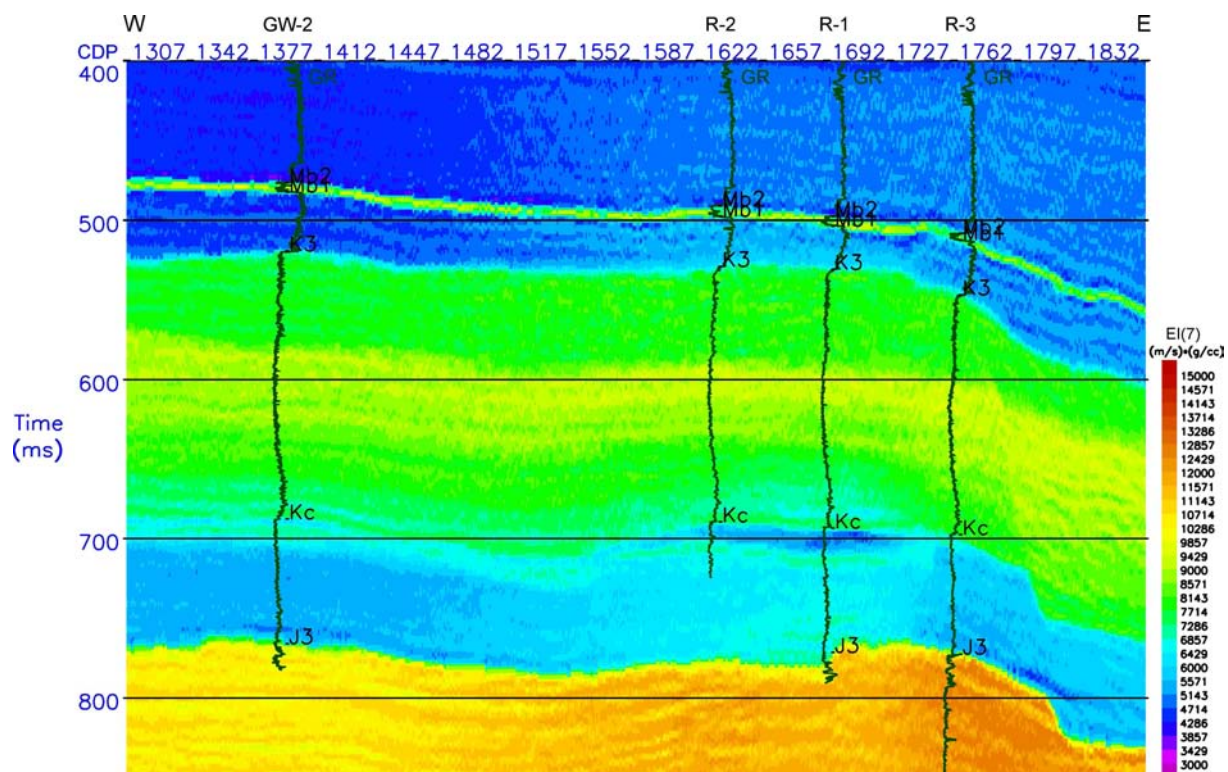


Fig. 6.65 Impedancja elastyczna dla 7° obliczona dla profilu T0041904.

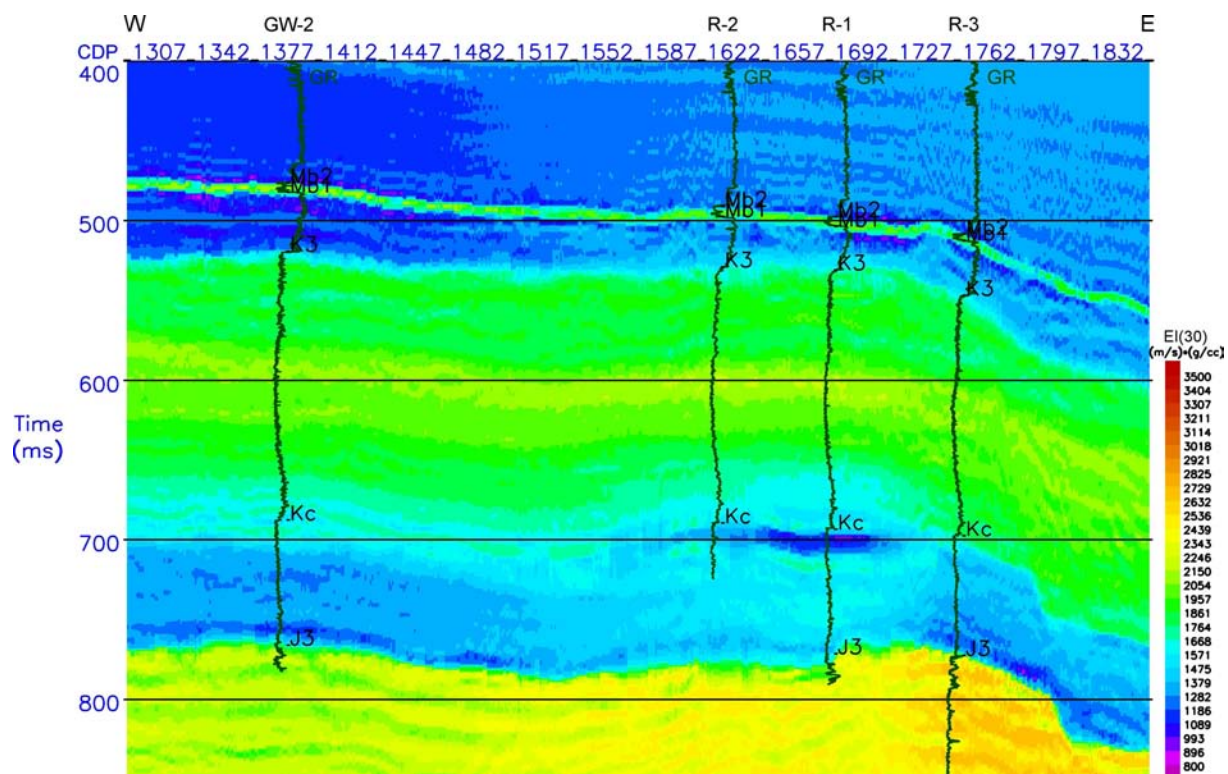


Fig. 6.66 Impedancja elastyczna dla 30° obliczona dla profilu T0041904.

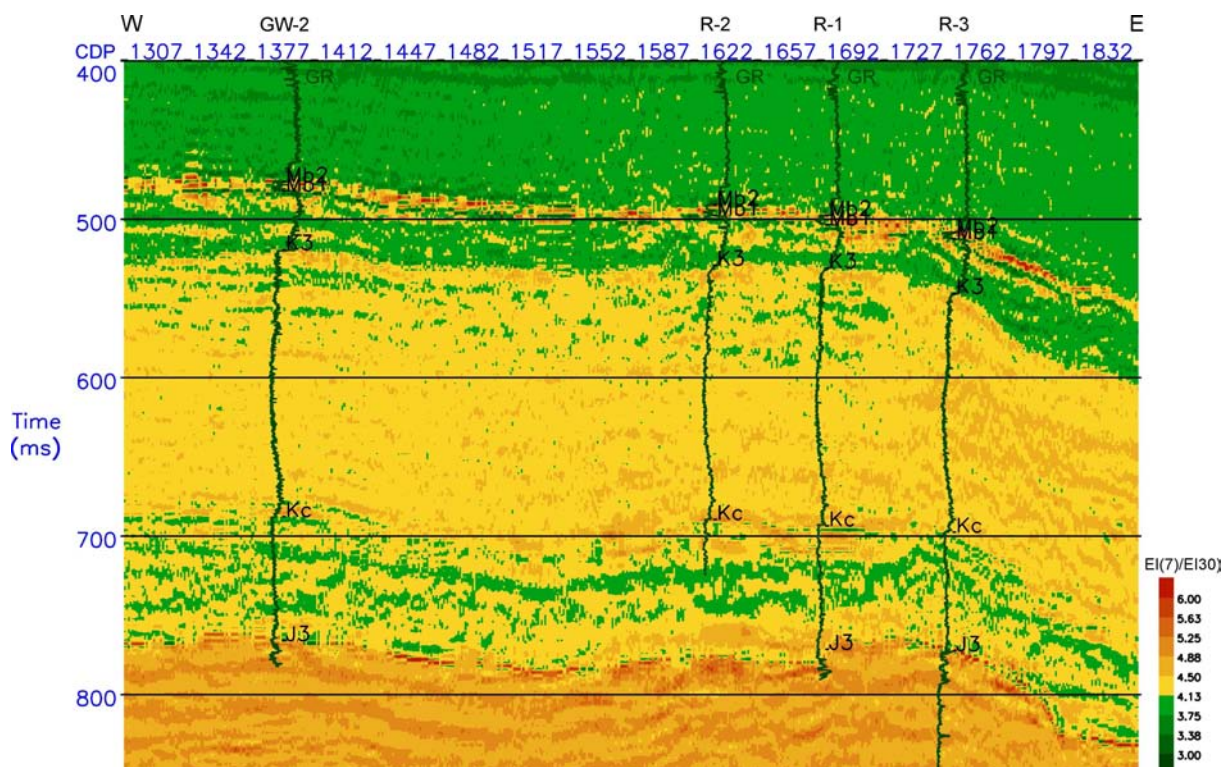


Fig. 6.67 Iloraz impedancji elastycznej dla sum kątowych 7° oraz 30° wykonanych dla profilu T0041904.

Impedancja elastyczna dla rejestrowanego profilu fal podłużnych T0061904

Wyniki impedancji elastycznej obliczonej dla kąta 7° przedstawione są na Fig. 6.68, natomiast dla kąta 30° na Fig. 6.69. Ze względu na muting zastosowany w trakcie przygotowywania danych do analiz wykorzystujących składowe (także do analizy AVO) analiza poniższych profili jest możliwa od czasu 200ms. Wartości impedancji elastycznej obliczonej dla sumy kątowej 7° są wyższe w stosunku wyników otrzymanych dla 30° , w obrębie strefy nasyconej gazem, w obydwu przypadkach, występuje relatywny spadek wartości impedancji.

Analizując rozkład stosunku $EI(7)/EI(30)$ przedstawiony na Fig. 6.70 można stwierdzić wyraźny trend zmian wartości korelujący się w pewnym stopniu z występowaniem warstw iłowcowych i piaskowcowych, co może być pomocne w określeniu zailenia wzdłuż analizowanego profilu.

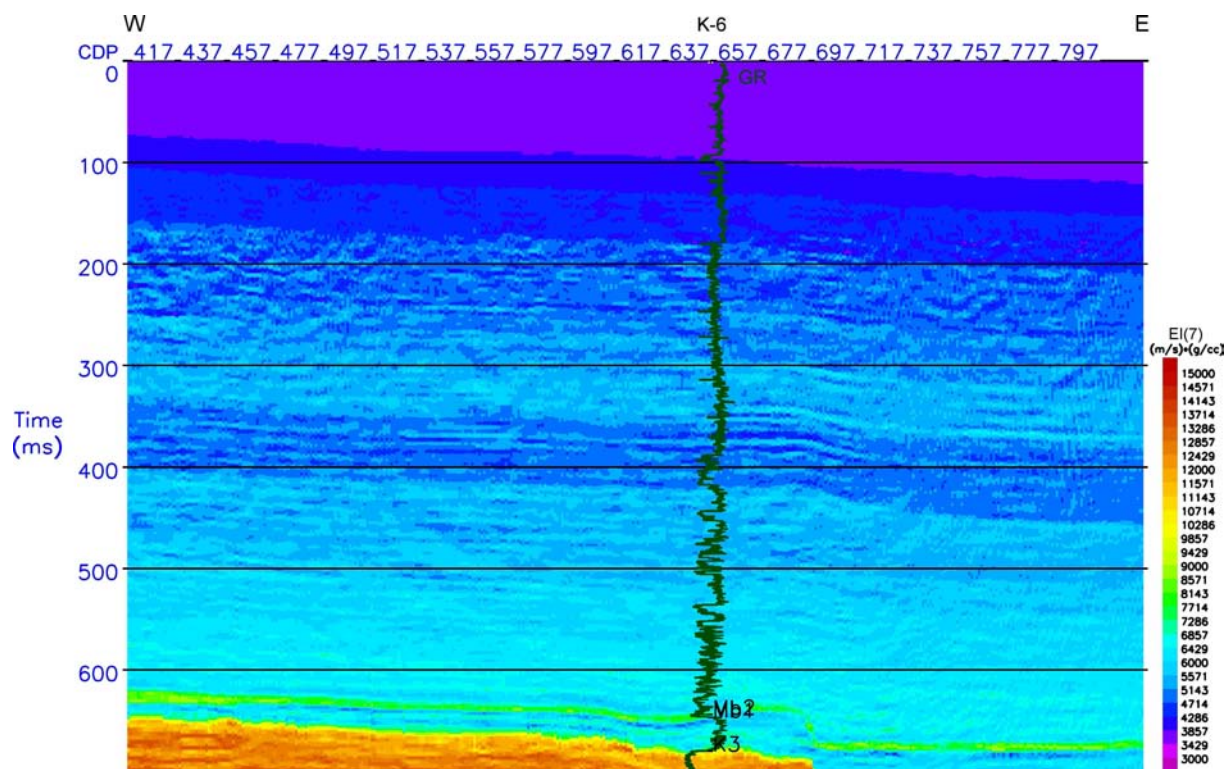


Fig. 6.68 Impedancja elastyczna dla 7° obliczona dla profilu T0061904.

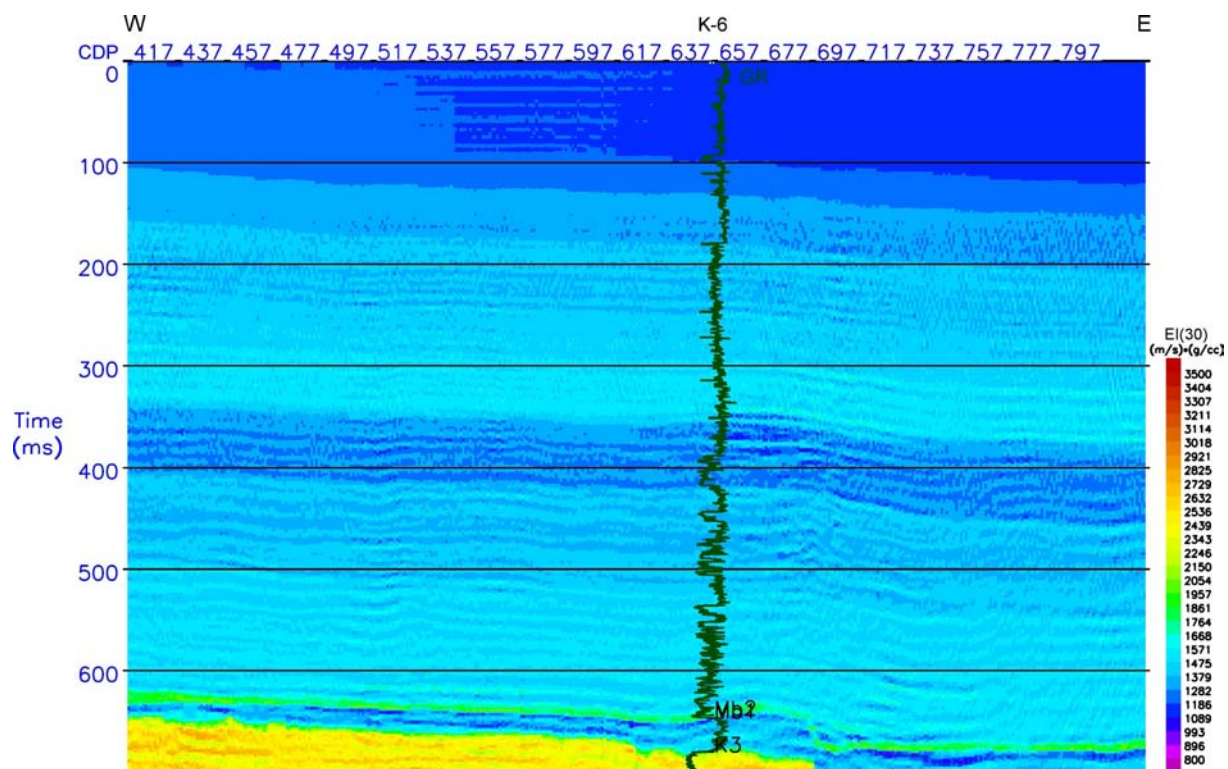


Fig. 6.69 Impedancja elastyczna dla 30° obliczona dla profilu T0061904.

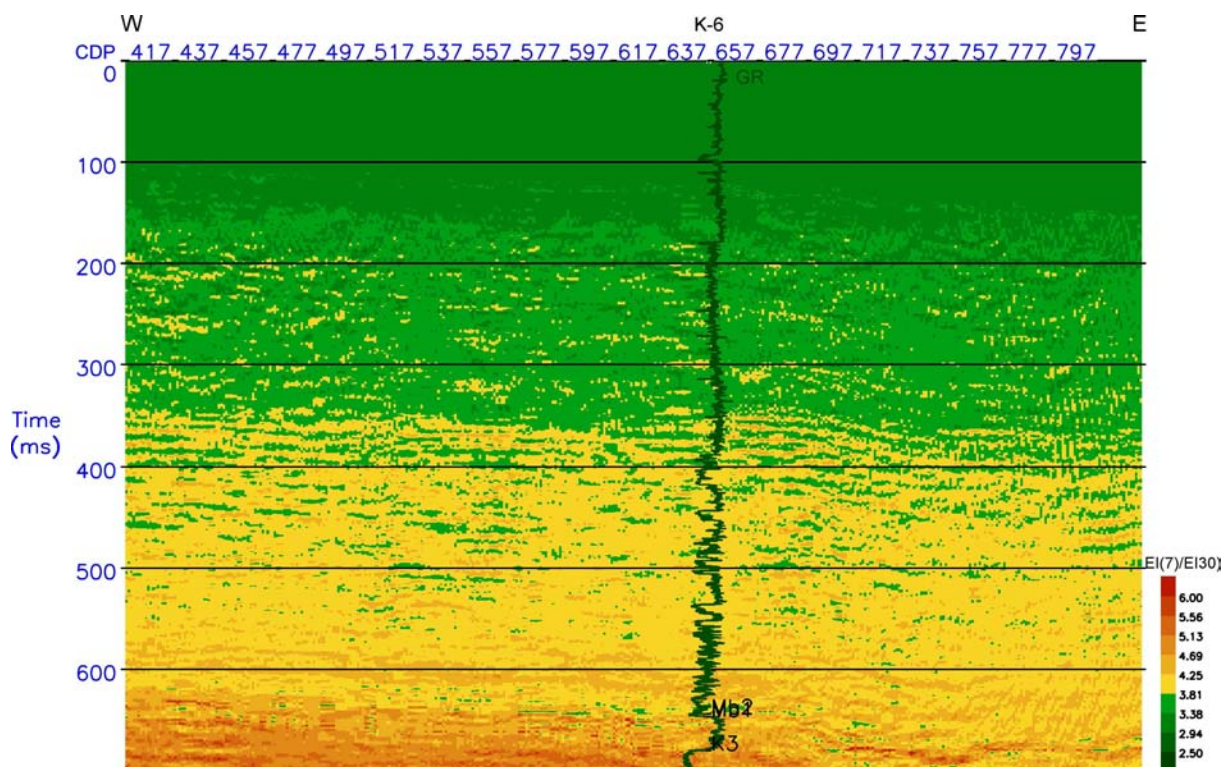


Fig. 6.70 Iloraz impedancji elastycznej dla sum kątowych 7° oraz 30° wykonanych dla profilu T0061904.

Przedstawione wyniki są kolejnymi atrybutami, uzyskanymi na podstawie danych sejsmicznych, niosącymi dodatkowe informacje o badanym ośrodku. Impedancje obliczone dla sum dla niewielkich oraz dużych kątów wykazują spadki wartości w obrębie stref nasyconych gazem. Iloraz impedancji dla niewielkich i dużych kątów w mniejszym stopniu koreluje się z nasyceniem gazem, wykazuje natomiast większą zgodność z występowaniem pakietów np. o różnym zaileniu. Wykorzystanie przedstawionych rozkładów $EI(7)/EI(30)$ może być przydatne w predykcji parametrów petrofizycznych.

7 Predykcja zmienności parametrów petrofizycznych wzdłuż wybranych profili

Predykcja wybranych parametrów petrofizycznych, przedstawiona w niniejszym rozdziale, jest końcowym etapem pracy. W rozdziale przedstawiono próbę określenia rozkładów nasycenia gazem, porowatości oraz zailenia w oparciu o dane otworowe oraz atrybuty obliczone na podstawie profili sejsmicznych (impedancje, rozkłady prędkości, modele sejsmogeologiczne itd).

Wszystkie etapy interpretacji oraz analiz miały na celu zgromadzenie jak największej ilości informacji o charakterze badanych kompleksów geologicznych. Część z nich może jedynie posłużyć do interpretacji jakościowej (np. wyniki analizy AVO), inna część może służyć do ilościowej interpretacji poszczególnych parametrów, pomimo faktu, iż w sejsmice mierzony jest efekt skumulowany wszystkich parametrów. Bardzo istotnym elementem badań było opracowanie oraz potwierdzenie poprawności na drodze modelowań sejsmicznych modeli sejsmogeologicznych. Szczególnie istotny jest fakt dostępności szczegółowej informacji dotyczącej rozkładu prędkości fali poprzecznej, której prędkość jest tylko w bardzo niewielkim stopniu uzależniona od rodzaju medium nasycającego skały. Wyniki inwersji sejsmicznej bazującej na opracowanych modelach dają możliwość dokładniejszej analizy. Także wykorzystanie wyników inwersji elastycznej może być pomocne. Wszystkie powyższe atrybuty otrzymane z wykorzystaniem profili sejsmicznych były podstawą do określenia rozkładu parametrów złożowych wzdłuż wybranych profili.

Obliczeń dokonano w module *Emerge* systemu *Hampson-Russell Software* pozwalającym na określanie przestrzennego rozkładu parametrów w oparciu o określenie zależności, o najlepszych korelacjach, pomiędzy danym parametrem a konkretnym atrybutem (sejsmiką, impedancją akustyczną, elastyczną itp.). Wykorzystano dwie metody bazujące na regresji liniowej, pierwsza z nich (*single attribute analysis*) pozwala na przetestowanie szeregu zależności pod kątem znalezienia najlepszej korelacji, a następnie na aplikację konkretnej zależności na profilu (np. w oparciu o wyniki inwersji). Testowanie zależności pomiędzy danymi z konkretnej krzywej (z jednego lub więcej otworów) a wybranymi atrybutami polega na określaniu współczynnika korelacji oraz błędu, na podstawie wykresów krzyżowych w obrębie obranego przedziału czasowego. Testowane są nie tylko liniowe zależności, ale również eksponentalne, logarytmiczne itd. Błąd definiowany jest przez sumę kwadratów odchyłek między wartością na krzywej a wartością atrybutu określonego za pomocą danej relacji. W wyniku otrzymujemy listę wzajemnych relacji pomiędzy wartościami szukanymi (krzywa) a atrybutami, uporządkowaną malejąco pod kątem korelacji oraz rosnącego błędu. W oparciu o wybraną zależność możemy wyznaczyć rozkład szukanego parametru na profilu. Druga metoda (*multi attribute analysis*) pozwala na wykorzystanie wpływu szeregu parametrów i określenie najlepszej zależności wykorzystującej kilka atrybutów (np. jednocześnie impedancji fali P, pseudoimpedancji fali S). Na początku określana jest zależność na podstawie korelacji z jednym atrybutem (który wykazuje najmniejsze błędy), następnie testowane są kolejne atrybuty i wybierany następny, który powoduje zwiększenie korelacji (oraz zmniejszenie błędu), następnie testowane są kolejne, aż do uzyskania maksymalnej założonej liczby atrybutów (regresja krokowa postępująca; Hampson et al., 2001, Hampson-Russell, 2008).

Predykcję wykonano dla porowatości oraz zailenia formacji geologicznych. Przedstawiono także wyniki dotyczące nasycenia gazem stref złożowych, jednak w tym przypadku jest to analiza jakościowa. Obliczenia wykonano dla poszczególnych kompleksów, gdyż określając jedną tylko zależność (np. porowatość ~ prędkość) dla całego przedziału głębokościowego otrzymalibyśmy błędne wyniki (inna litologia, wpływ kompaktacji itp).

Dla przekroju T0041904 powyższe analizy przeprowadzono dla kompleksu cenomańskiego, wykorzystując dane z otworów Rajsko-1, R-2, R-3 oraz Grobla Wschód-2. Nie dysponowano krzywymi porowatości oraz procentowej zawartości frakcji ilastej (VILL) w otworze Grobla Wschód-2. W przypadku profilu T0061904 analizy wykonano dla kompleksu miocenińskiego odpowiadającego przedziałowi od ok. 300 ms do 650 ms (strop warstw anhydrytowych). Obliczenie zależności na podstawie danych rejestrowanych poniżej 300 ms ogranicza wpływ trendu głębokościowego, zaznaczającego się na krzywych Vs oraz Vp/Vs. Wykorzystanie krzywych z jednego tylko otworu Krzczów-6 powoduje, że wyniki mogą być obciążone znacznym błędem.

W obydwu powyższych przypadkach określono nasycenie, była to jednak analiza jedynie jakościowa. W celu określenia zailenia oraz porowatości uzyskano kilka wyników bazujących na wykorzystaniu różnych atrybutów. W pierwszej fazie wykorzystano jedynie zależności pomiędzy

szukanymi parametrami a impedancją akustyczną w oparciu o metodę *single attribute*, następnie do predykcji wykorzystano impedancje fali P oraz elastyczną (iloraz $EI(7)/EI(30)$). W kolejnym kroku do wyznaczenia porowatości i zailenia wykorzystano impedancję fali P, fali S oraz rozkład Vp/Vs . W ostatnim kroku w obliczeniach wykorzystano wszystkie poprzednie atrybuty (iloraz impedancji elastycznych, impedancję fali P, pseudoimpedancję fali S oraz rozkład Vp/Vs). Powyższy sposób określania zailenia i porowatości pozwala, oprócz otrzymania dokładniejszego wyniku, także na określenie czy dodatkowa informacja o fali S w znacznym stopniu wpływa na poprawność wyniku.

Predykcja nasycenia gazem

Analizy dotyczące nasycenia gazem mają charakter jedynie jakościowy. Do analizy wykorzystano dane wykazujące zmianę wraz z nasyceniem gazem (impedancja fali P, Vp/Vs , *AVO product*).

Wykorzystując jednocześnie zależności pomiędzy nasyceniem gazem a impedancją fali P oraz Vp/Vs obliczono nasycenie w obrębie kompleksu cenomańskiego wzdłuż profilu T0041904 (Fig. 7.1). Analizując rysunek można stwierdzić występowanie nasycenia w obrębie otworów Rajsco-1 oraz R-2 odpowiadające podwyższonym wskazaniom krzywej nasycenia gazem. Zgodnie z oczekiwaniem nasycenie nie występuje w okolicach otworu Rajsco-3.

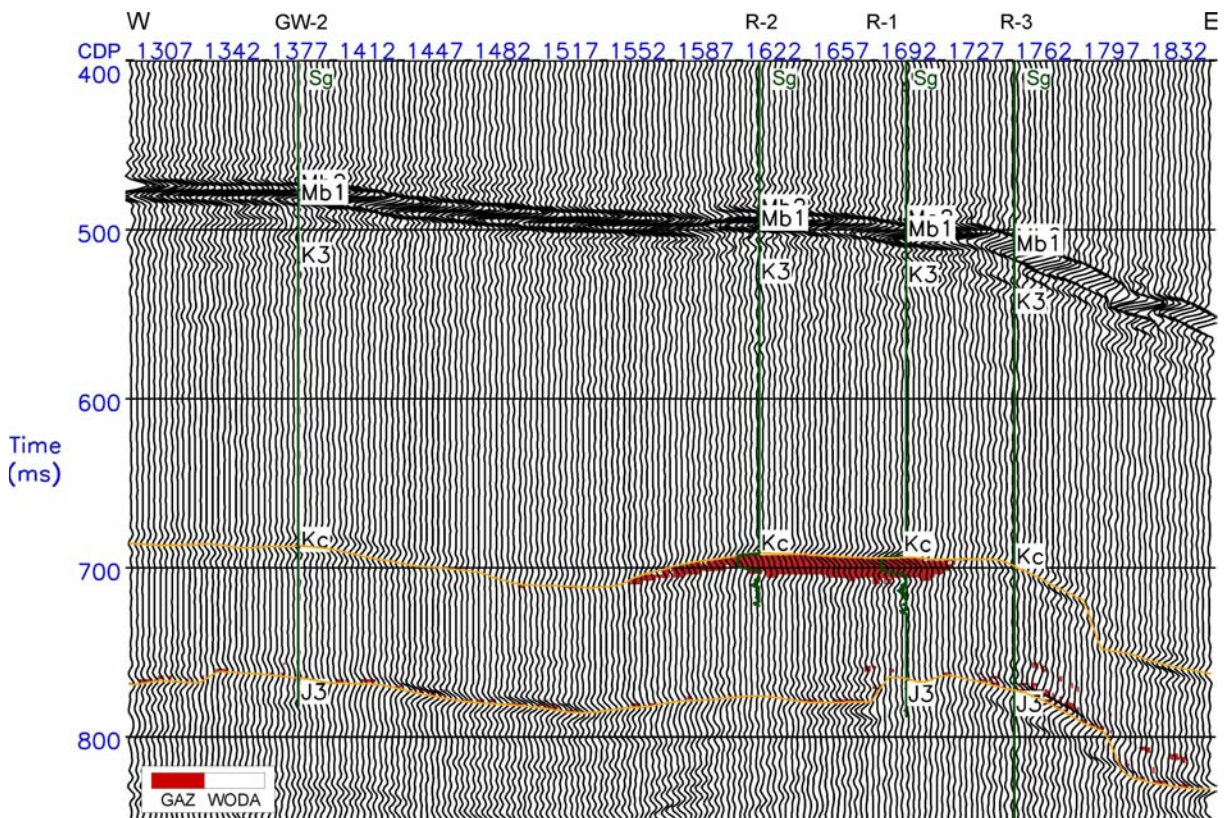


Fig. 7.1 Nasycenie wodą i gazem (w skali kolorystycznej) w obrębie kompleksu cenomańskiego wzdłuż profilu T0041904.

Określenia nasycenia dokonano także wykorzystując inne zależności (jednocześnie impedancję fali P, Vp/Vs , *AVO product* oraz wartości amplitud z tras sejsmicznych), wyniki przedstawione są na Fig. 7.2. Obraz złoża w tym przypadku jest bardzo podobny do poprzedniego, niewielkie różnice występują w obrębie złoża oraz spągu kompleksu cenomańskiego.

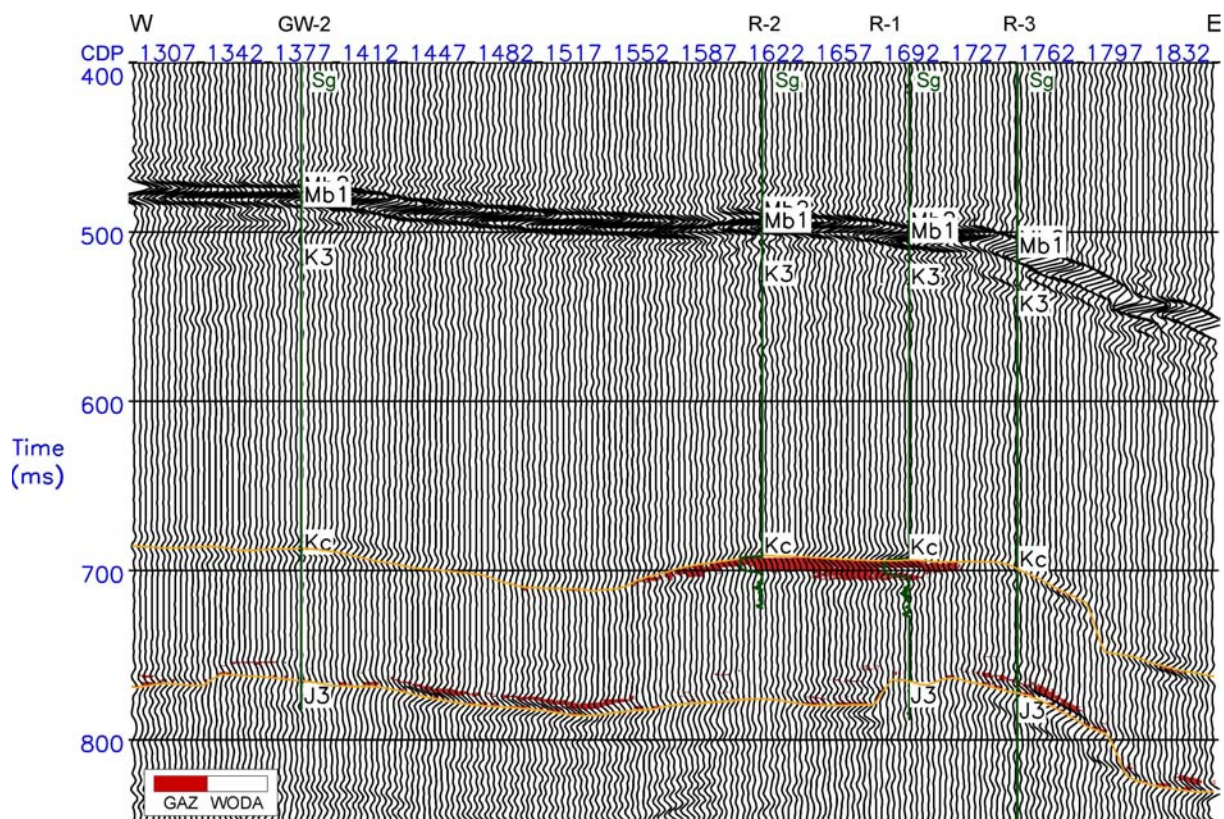


Fig. 7.2 Alternatywny wynik predykcji nasycenia wodą i gazem w obrębie kompleksu cenomańskiego wzdłuż profilu T0041904.

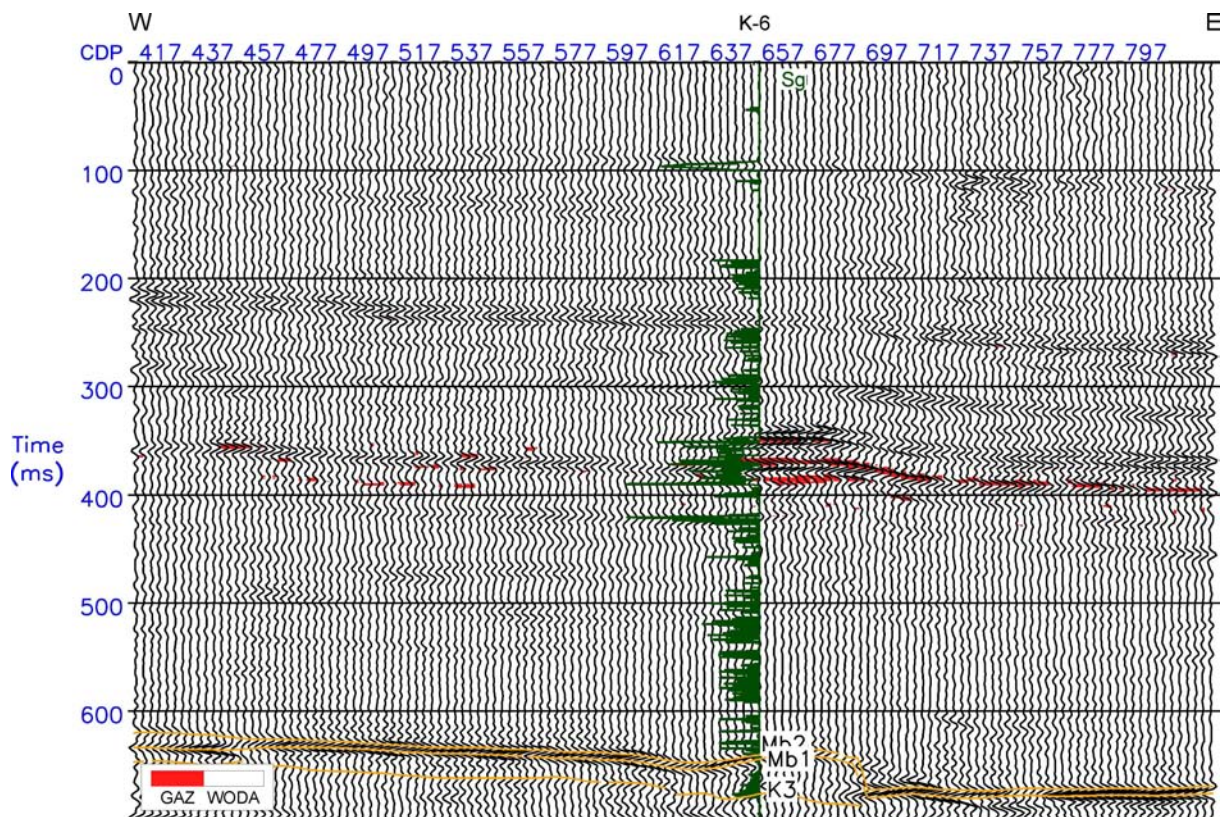


Fig. 7.3 Nasycenie wodą i gazem (w skali kolorystycznej) wzdłuż profilu T0061904.

W przypadku profilu T0061904 obliczono nasycenie z wykorzystaniem także dwóch alternatywnych podejść. Fig. 7.3 przedstawia nasycenie gazem obliczone z wykorzystaniem impedancji fali P oraz V_p/V_s . Analizując rysunek można stwierdzić występowanie nasycenia w obrębie złoża w kilku horyzontach, odpowiadających podwyższonym wskazaniom krzywej nasycenia gazem (S_g). W tym przypadku nie występuje nasycenie w obrębie horyzontu o podobnym wysokim wskazaniu nasycenia na krzywej na czasie ok. 420 ms.

Nasycenie gazem określone na podstawie innych zależności (impedancji fali P, V_p/V_s , *AVO product* oraz wartości amplitud z tras sejsmicznych) przedstawiony na Fig. 7.4 w inny sposób charakteryzuje strefę nasyconą. W tym przypadku nasycenie występuje jedynie dokładnie w strefie charakteryzującej się anomalnym obrazem pola falowego (*bright spot*), co związane jest z wykorzystaniem m.in. *AVO product* w obliczeniach. Obraz strefy złożowej jest zbliżony do pozytywnej anomalii *AVO product* (Fig. 6.62). Na dwóch poniższych rysunkach zakres wskazań krzywych S_g wynosi 0 do 30 %.

W przypadku określania nasycenia dodatkowe informacje o charakterze górotworu (np. pseudoimpedancja fali S) w drastyczny sposób nie zmienia wyniku ze względu na „skokowy” wpływ nasycenia gazem na prędkość fali P oraz V_p/V_s , a zatem i brak jakiegokolwiek relacji ilościowej łączącej nasycenie gazem z dowolnym innym parametrem.

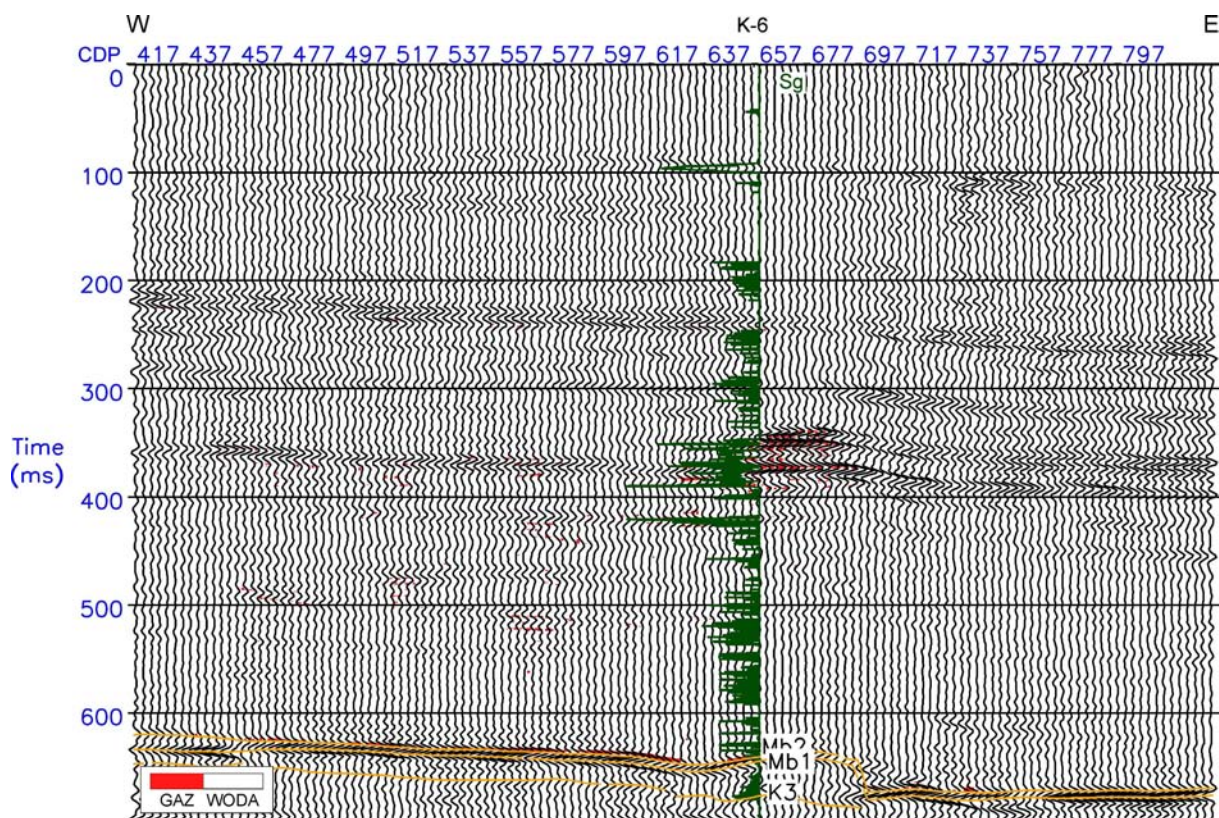


Fig. 7.4 Alternatywny wynik nasycenia wodą i gazem wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904.

Przykład zailenia

Próby predykcji zailenia w przypadku utworów cenomańskich wzdłuż profilu T0041904 podjęto pomimo bardzo niewielkich zmian tego parametru (od ok. 8 % do 14 %) oraz braku jednoznacznych zależności pomiędzy zaileniem a prędkościami oraz V_p/V_s (Fig. 5.15 do 5.18). Wynik i wszelkie wnioski są zatem obciążone dużym stopniem niepewności. Do predykcji wykorzystano dane z otworów Rajsco-1, R-2 oraz R-3, w których dostępne były informacje dotyczące procentowej zawartości frakcji ilastej (VILL). Wykonano także próby określenia rozkładu zailenia z wykorzystaniem krzywych GR (dodatkowo dostępnej w otworze Grobla Wschód-2), jednak ze

względu na występowanie w części kompleksu frakcji węglanowych (spoiwa węglanowego), które zaznacza się podwyższonymi wartościami na krzywej GR, wyniki nie były jednoznaczne.

Rozkład zailenia obliczony w oparciu o zależność zailenia z impedancją akustyczną dla kompleksu cenomańskiego w obrębie części profilu T0041904 przedstawiony jest na Fig. 7.5. Wynik jest analogiczny do rozkładu impedancji akustycznej. W obrębie złoza występuje obniżenie zailenia. W spągowej części kompleksu, pod złoziem występuje wzrost zailenia, co jest niezgodne ze wskazaniami krzywej (niewielkie obniżenie zailenia). W obrębie otworu Rajsco-3 obliczony rozkład zailenia jest zgodny ze wskazaniami krzywej VILL.

Wykorzystanie w analizie jednocześnie informacji o impedancji akustycznej (AI) i elastycznej (ilorazu $EI(7)/EI(30)$) skutkuje otrzymaniem rozkładu zailenia różniącego się nieco od poprzedniego. Obserwowane jest większe zróżnicowanie rozkładu oraz generalne obniżenie zailenia we wszystkich strefach. Generalny trend zmian jest jednak zachowany (Fig. 7.6).

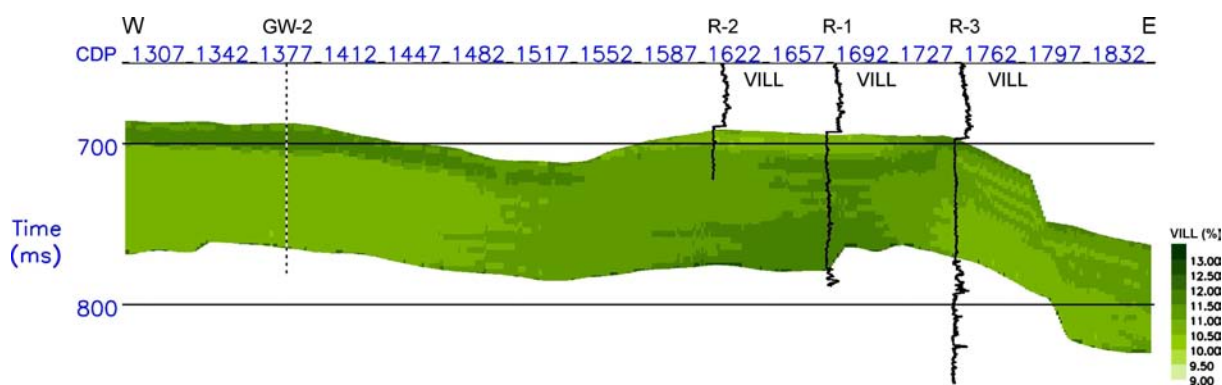


Fig. 7.5 Wynik predykcji zailenia w oparciu o impedancję akustyczną w obrębie kompleksu cenomańskiego na profilu T0041904.

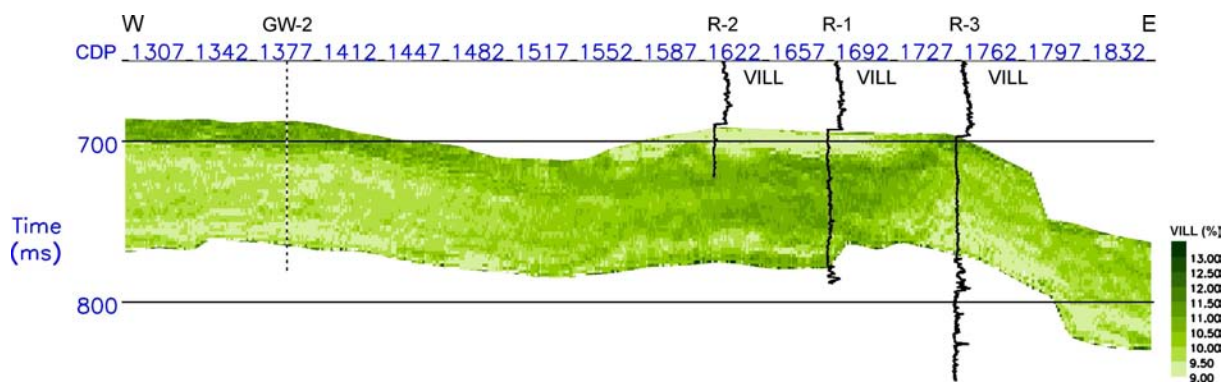


Fig. 7.6 Wynik predykcji zailenia w oparciu o impedancję akustyczną oraz iloraz impedancji elastycznych ($EI(7)/EI(30)$) w obrębie kompleksu cenomańskiego na profilu T0041904.

Obliczenie rozkładu na podstawie impedancji fali P, pseudoimpedancji fali S oraz rozkładu V_p/V_s (Fig. 7.7) wprowadza niewielkie zmiany. W obrębie złoza obserwowane jest obniżenie zailenia ze względu na wykorzystanie rozkładu V_p/V_s w obliczeniach. Ważna zmiana w stosunku do poprzednich rozkładów zaznacza się w spągu kompleksu cenomańskiego (w obrębie otworu Rajsco-1), gdzie występuje spadek zailenia zgodny ze wskazaniami krzywej.

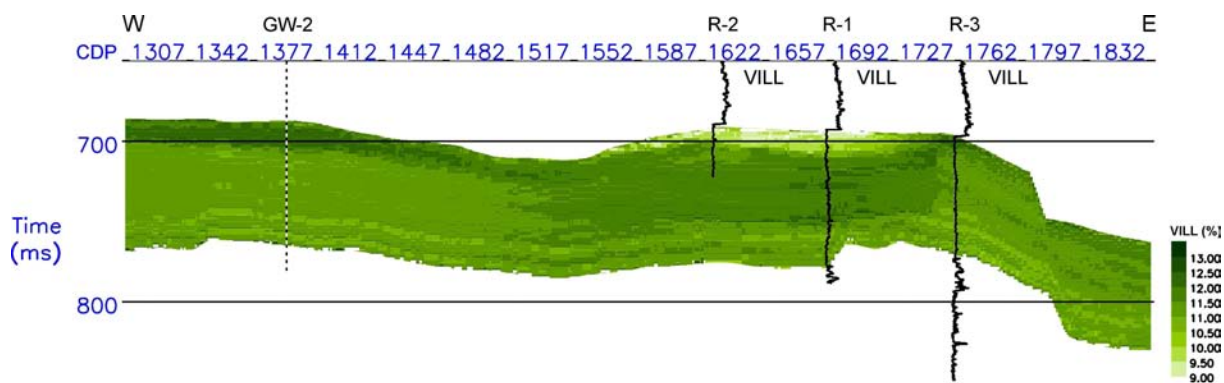


Fig. 7.7 Wynik predykcji zailenia w oparciu o impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s w obrębie kompleksu cenomańskiego na profilu T0041904.

Wykorzystanie jednocześnie wszystkich czterech atrybutów do określenia rozkładu zailenia (ilorazu impedancji elastycznych, impedancji akustycznej, pseudoimpedancji fali S oraz V_p/V_s) daje najlepszy rezultat (Fig. 7.8) zgodny ze wskazaniami krzywych.

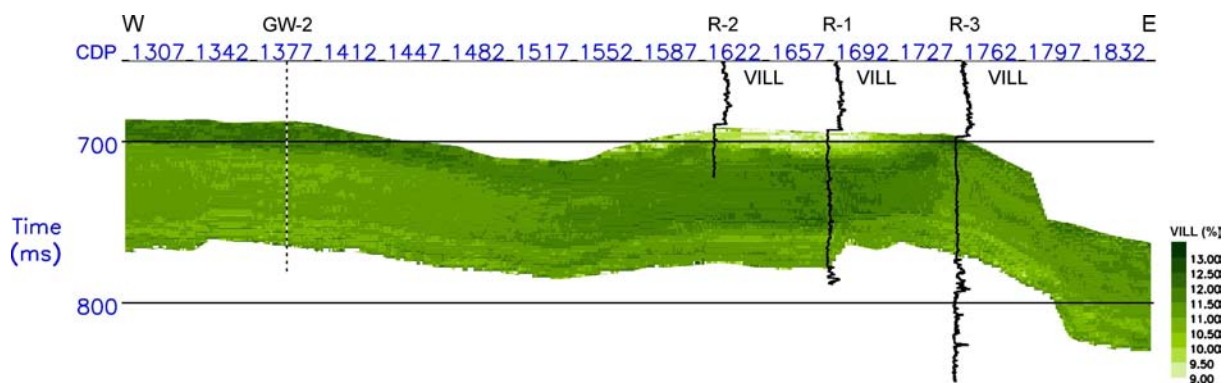


Fig. 7.8 Wynik predykcji zailenia w oparciu o iloraz impedancji elastycznych, impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s w obrębie kompleksu cenomańskiego na profilu T0041904.

Określenie stopnia zailenia w przypadku utworów miocenów w obrębie profilu T0061904 jest skomplikowane ze względu na brak jednoznacznych relacji wiążących zailenie z innymi parametrami (Fig. 5.15 do 5.18), nakładający się trend głębokościowy na zmiany prędkości oraz V_p/V_s oraz fakt, że w tym przypadku dysponujemy tylko jednym otworem Krzczów-6. Analizę wykonano dla przedziału czasowego od ok. 300 do 650 ms (stropu warstw anhydrytowych) w celu zmniejszenia wpływu wspomnianego wcześniej trendu głębokościowego.

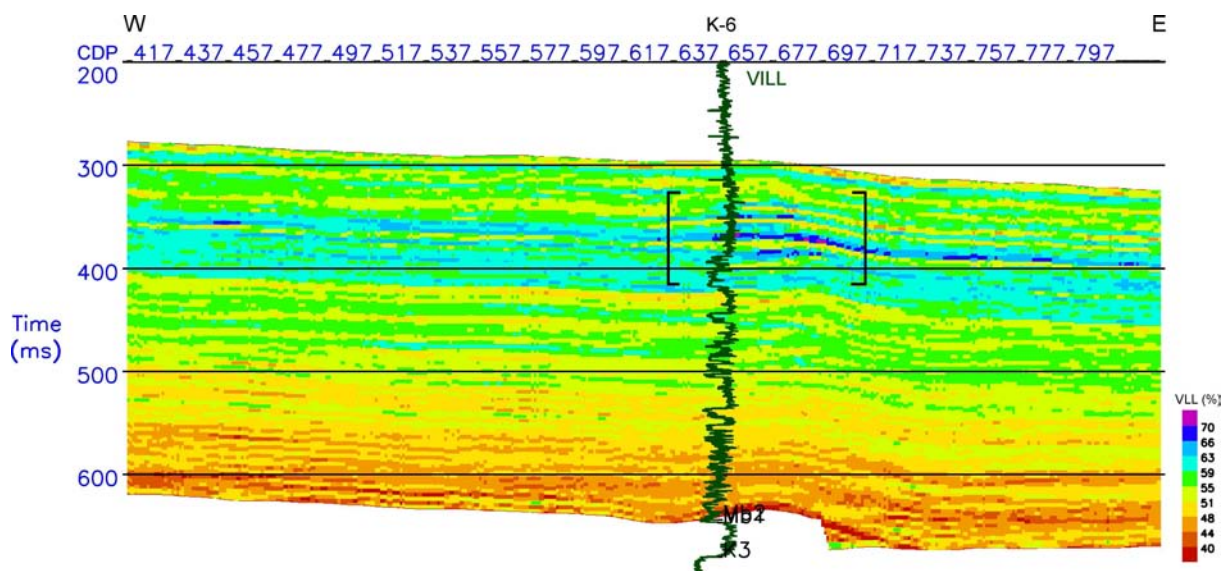


Fig. 7.9 Wynik predykcji zailenia w oparciu o impedancję akustyczną wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

W pierwszym etapie przeanalizowano zailenie obliczone na podstawie zależności z impedancją akustyczną (Fig. 7.9). W związku z faktem, że korelacja pomiędzy zaileniem a impedancją akustyczną, a zarazem i prędkością fali P jest niska (Fig. 5.19) wynik nie odzwierciedla w dobry sposób rozkładu zailenia. W wielu miejscach odpowiadających wysokim wskazaniom na krzywej VILL występuje niskie zailenie. Wyraźne są także skokowe zmiany zailenia analogiczne do zmian impedancji akustycznej oraz podwyższenie zailenia w obrębie horyzontów nasyconych gazem (niska impedancja).

Wykorzystanie dodatkowo w predykcji zailenia informacji o impedancji elastycznej ($EI(7)/EI(3)$) (Fig. 7.10) uszczegółowiło obraz. Znaczne zmiany poprawiające rozkład VILL widoczne są powyżej 400 ms – zailenie w tym kompleksie zgodnie ze wskazaniem krzywej VILL jest wysokie. Nadal obserwowane jest podwyższenie zailenia w obrębie horyzontów gazowych.

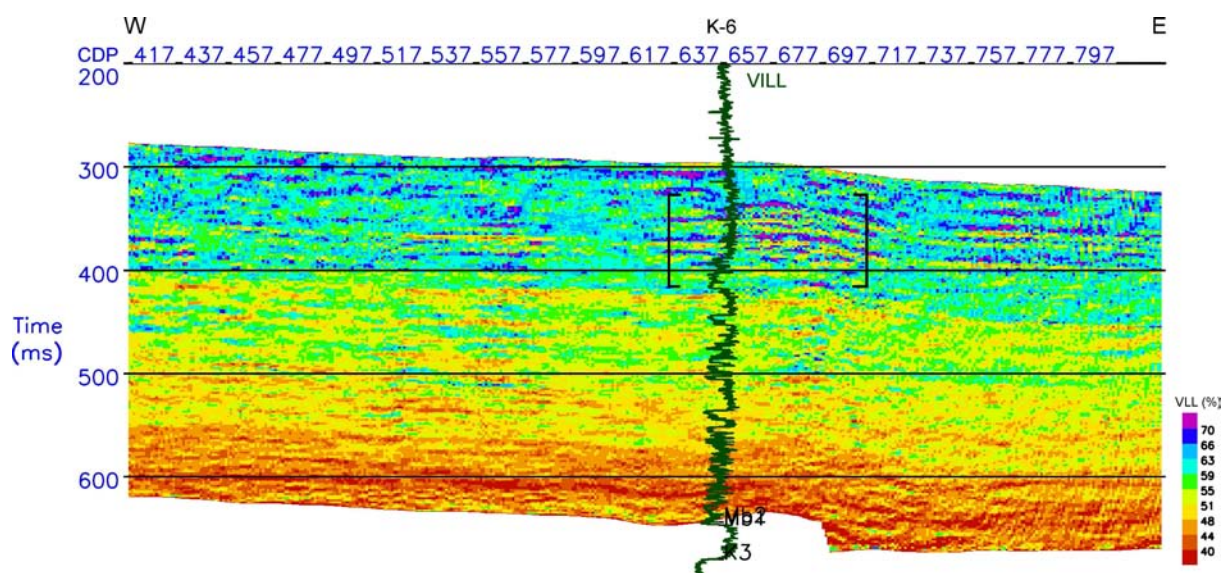


Fig. 7.10 Wynik predykcji zailenia w oparciu o impedancją akustyczną oraz ilorazu impedancji elastycznych wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

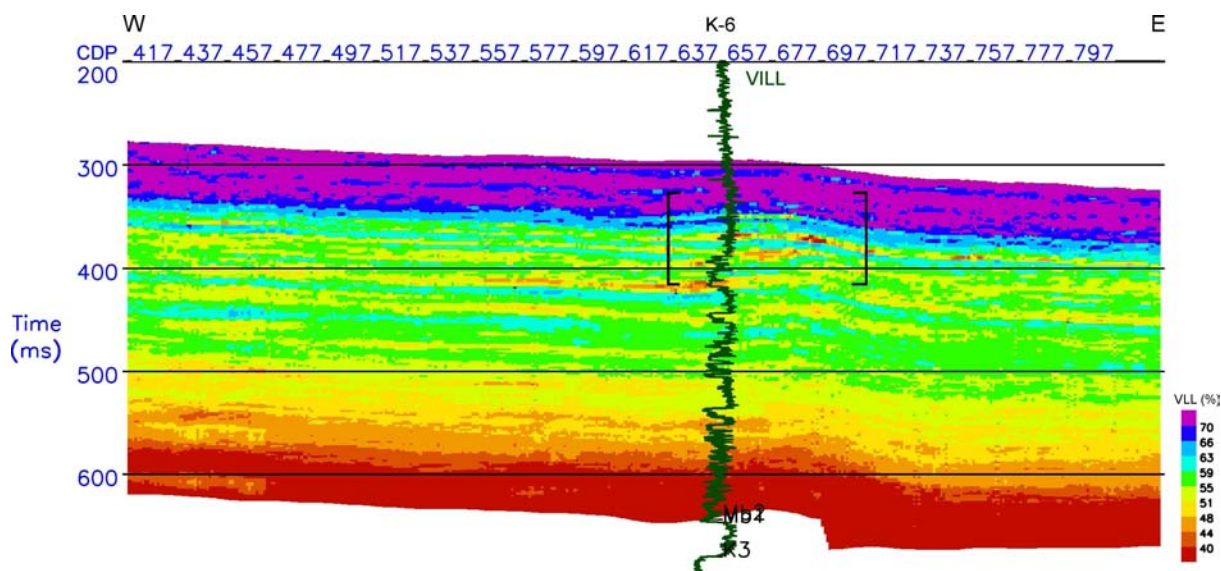


Fig. 7.11 Wynik predykcji zailenia w oparciu o impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

Wykorzystanie dodatkowych informacji o rozkładzie V_s (pseudoimpedancja fali S) oraz V_p/V_s w znacznym stopniu zmienia rozkład zailenia wzdłuż badanej części. Fig. 7.11 przedstawia rozkład zailenia z wykorzystaniem informacji o impedancji fali P, fali S oraz V_p/V_s . Poprawie uległa zgodność obliczonego zailenia z krzywą VILL, w szczególności w strefie od 400 do 500 ms, gdzie spadek zailenia zarówno na krzywej VILL jak i na uzyskanym rozkładzie wskazuje na występowanie piaskowców. Trend zmian zailenia także uległ zmianie, na niższych czasach od 350 ms zauważalne są podwyższone strefy zailenia, które mogą być spowodowane silnym wpływem trendu głębokościowego obserwowanego na V_p/V_s oraz V_s . Istotny jest także fakt, że w obrębie strefy złożowej występują wkładki o obniżonym zaileniu (w przeciwieństwie do powyższych przypadków) potwierdzające możliwość ich nasycenia.

Wykorzystanie dodatkowo informacji o impedancji elastycznej (ilorazu $EI(7)/EI(30)$) oprócz impedancji fali P, fali S oraz V_p/V_s nie zmienia generalnego trendu rozkładu zailenia, wprowadza jedynie zmiany w niewielkiej skali.

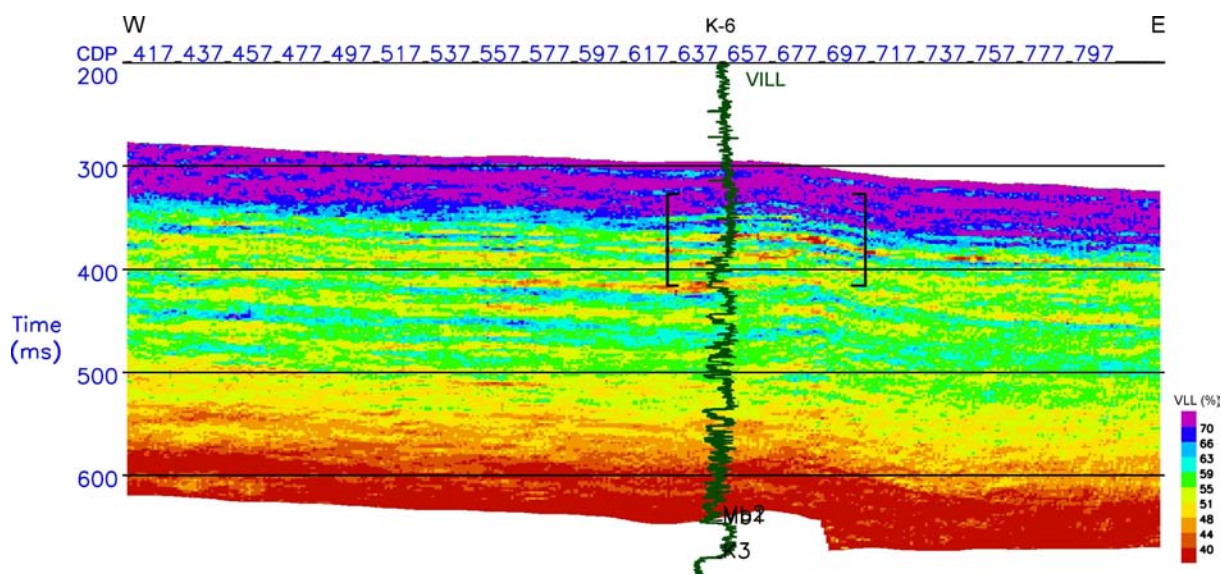


Fig. 7.12 Wynik predykcji zailenia w oparciu o iloraz $EI(7)/EI(30)$, impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

Predykcja porowatości

Analogiczny do powyższego sposób obliczeń przyjęto w celu określenia porowatości. W przypadku kompleksu cenomańskiego zależność pomiędzy porowatością a prędkością fali P wykazuje dobrą korelację, szczególnie dla danych z otworu Rajsko-3 (Fig. 5.20B). Wynik predykcji porowatości w oparciu jedynie o rozkład impedancji akustycznej przedstawiony jest na Fig 7.13 Trend zmian porowatości jest analogiczny do zmian impedancji i odpowiada wskazaniom przedstawionych krzywych. W obrębie otworu Rajsko-3 porowatość zmienia się tylko w niewielkim stopniu. W obrębie otworu Rajsko-1 zmiany porowatości są większe, generalnie także zgodne ze wskazaniami krzywej.

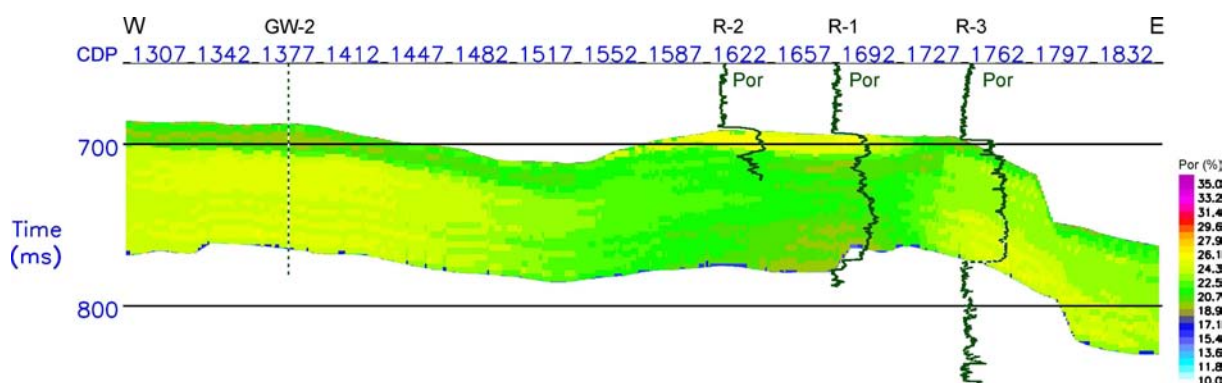


Fig. 7.13 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję akustyczną w obrębie kompleksu cenomańskiego dla profilu T0041904.

Wykorzystanie dodatkowo informacji o impedancji elastycznej (ilorazu $EI(7)/EI(30)$) oprócz impedancji akustycznej zasadniczo nie zmieniło rozkładu porowatości (Fig. 7.14).

Wynik predykcji porowatości z wykorzystaniem impedancji fali P, fali S oraz V_p/V_s przedstawiony jest na Fig. 7.15. Różnice w stosunku do poprzednich rozkładów zaznaczają się w obrębie otworu Grobla Wschód-2 (podwyższenie porowatości) oraz w spągowej części kompleksu w okolicach otworu Rajsko-1 (obniżenie porowatości). Wykorzystanie dodatkowo informacji o impedancji elastycznej prócz poprzednich trzech parametrów nie wprowadza znacznych zmian (Fig. 7.16).

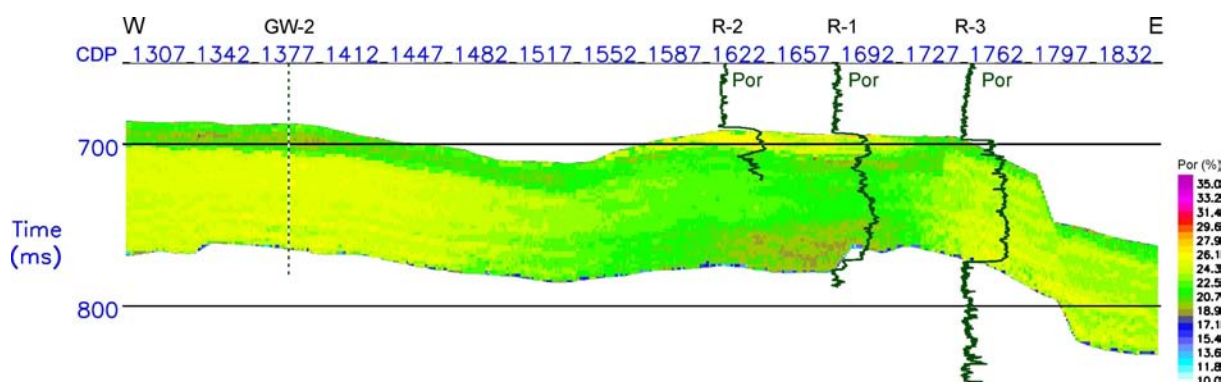


Fig. 7.14 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję akustyczną oraz iloraz $EI(7)/EI(30)$ w obrębie kompleksu cenomańskiego wzdłuż profilu T0041904.

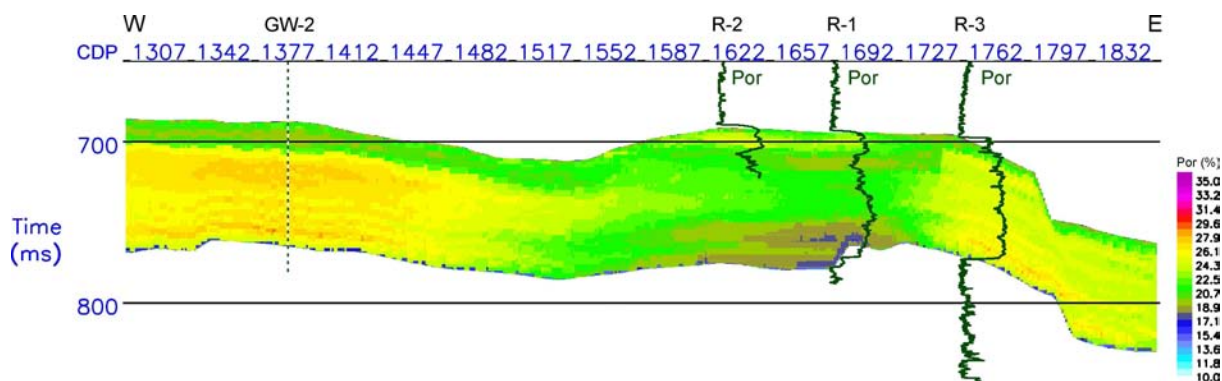


Fig. 7.15 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s w obrębie kompleksu cenomańskiego wzdłuż profilu T0041904.

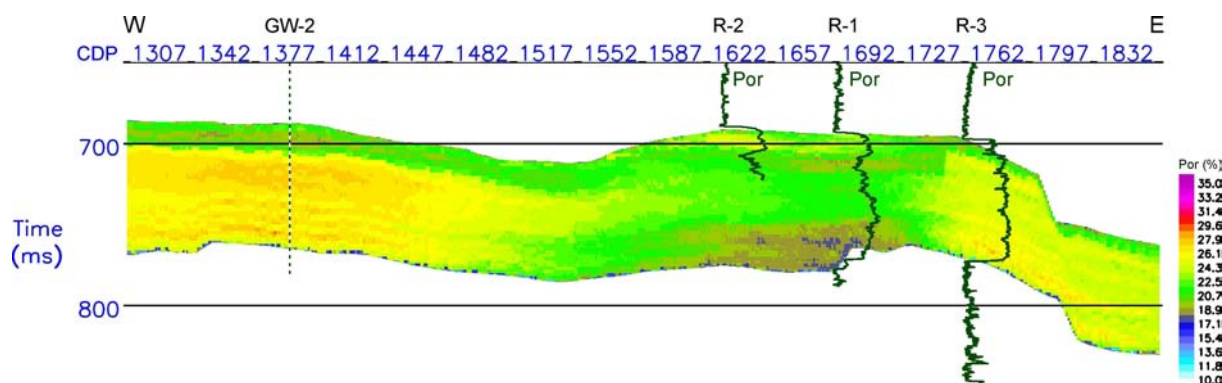


Fig. 7.16 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję fali P, fali S, iloraz $EI(7)/EI(30)$ oraz V_p/V_s w obrębie kompleksu cenomańskiego wzdłuż profilu T0041904.

Analizując poszczególne wyniki można stwierdzić, że wykorzystanie informacji zawierających prędkość fali poprzecznej (pseudoimpedancję fali S oraz V_p/V_s) oprócz impedancji fali P w najlepszym stopniu pozwala określić rozkład porowatości w obrębie kompleksu cenomańskiego. Fakt ten podkreśla współczynnik korelacji pomiędzy wartościami pomierzonymi na krzywej a obliczonymi na podstawie wykorzystania pola V_p , V_s oraz V_p/V_s . W przypadku określenia porowatości tylko z wykorzystaniem impedancji fali P, współczynnik ten wynosi ok. 0.5, gdy dodatkowo wykorzystamy impedancję fali S oraz V_p/V_s wartość współczynnika wzrasta do 0.7.

Wynik predykcji porowatości kompleksu miocenińskiego w obrębie profilu T00601904 w oparciu jedynie o rozkład impedancji akustycznej przedstawiony jest na Fig. 7.17. Trend zmian porowatości jest analogiczny do zmian impedancji. Strefy o podwyższonych wartościach na krzywej w niewielkim stopniu korelują z obliczonym rozkładem porowatości. W obrębie strefy złożowej, w horyzontach nasyconych gazem występują podwyższenia porowatości związane ze spadkiem impedancji związanym z nasyceniem gazem.

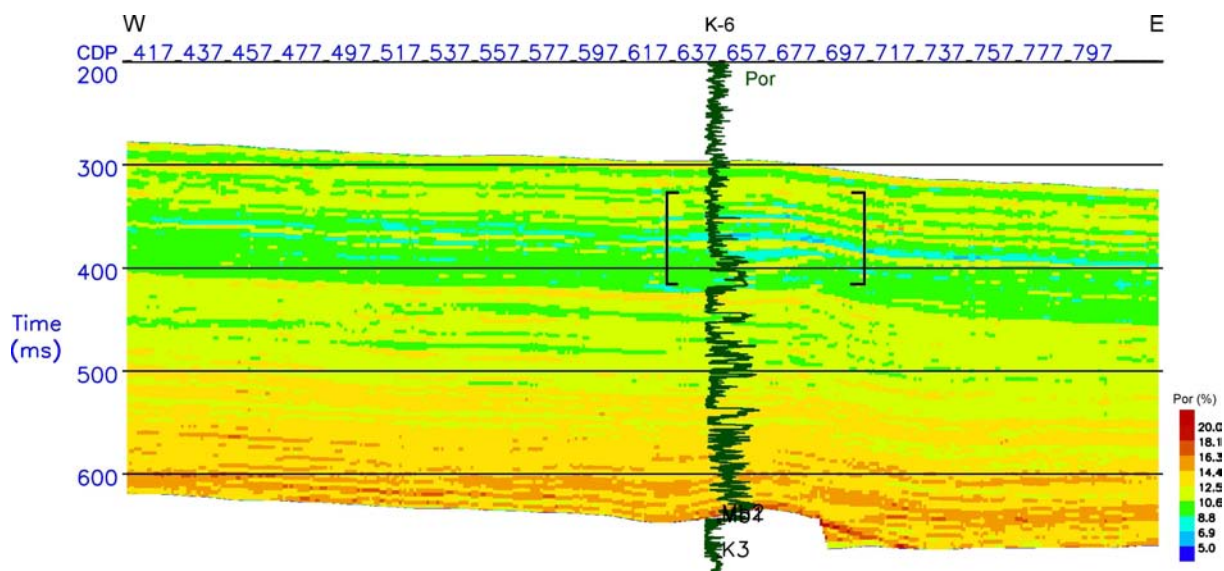


Fig. 7.17 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję akustyczną wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

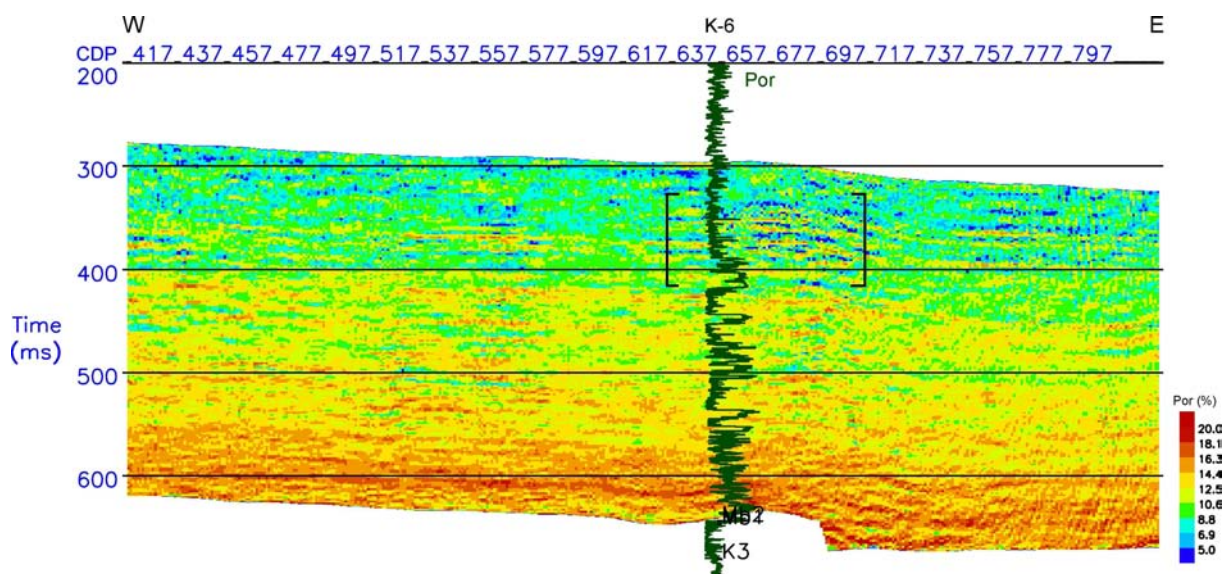


Fig. 7.18 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję akustyczną oraz iloraz $EI(7)/EI(30)$ wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

Wykorzystanie oprócz impedancji akustycznej dodatkowo informacji o impedancji elastycznej (ilorazu $EI(7)/EI(30)$) (Fig. 7.18) uszczegółowiło wynik, wprowadziło oczekiwane zmiany w górnej części profilu (powyżej 350 ms) jednak generalny trend oraz obniżona porowatość w złożu nie zmieniły się.

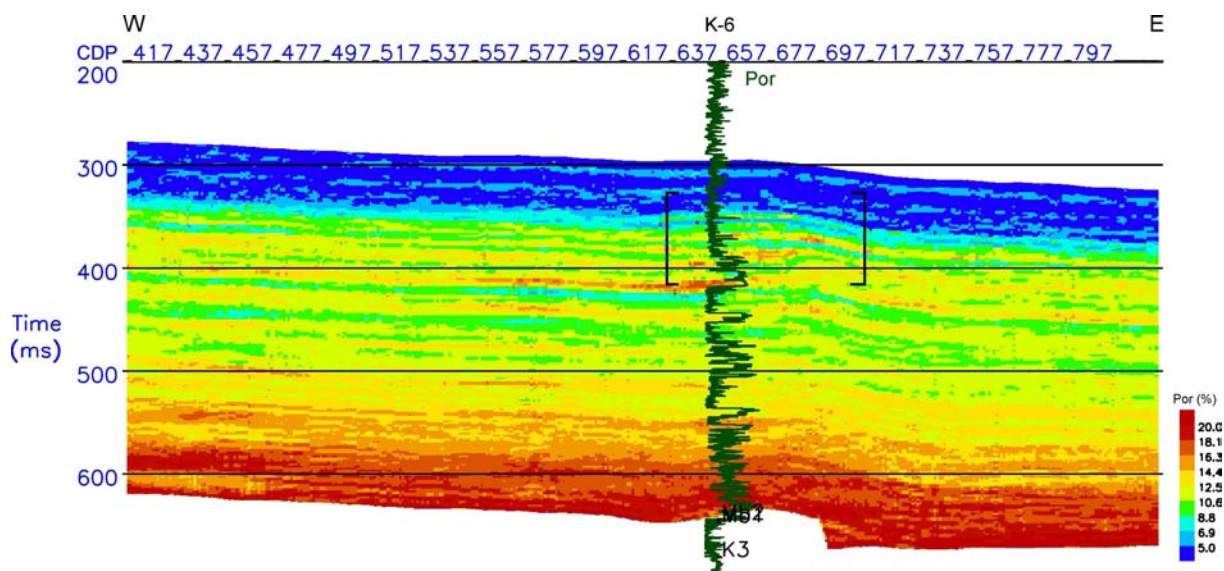


Fig. 7.19 Wynik predykcji porowatości w oparciu o impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

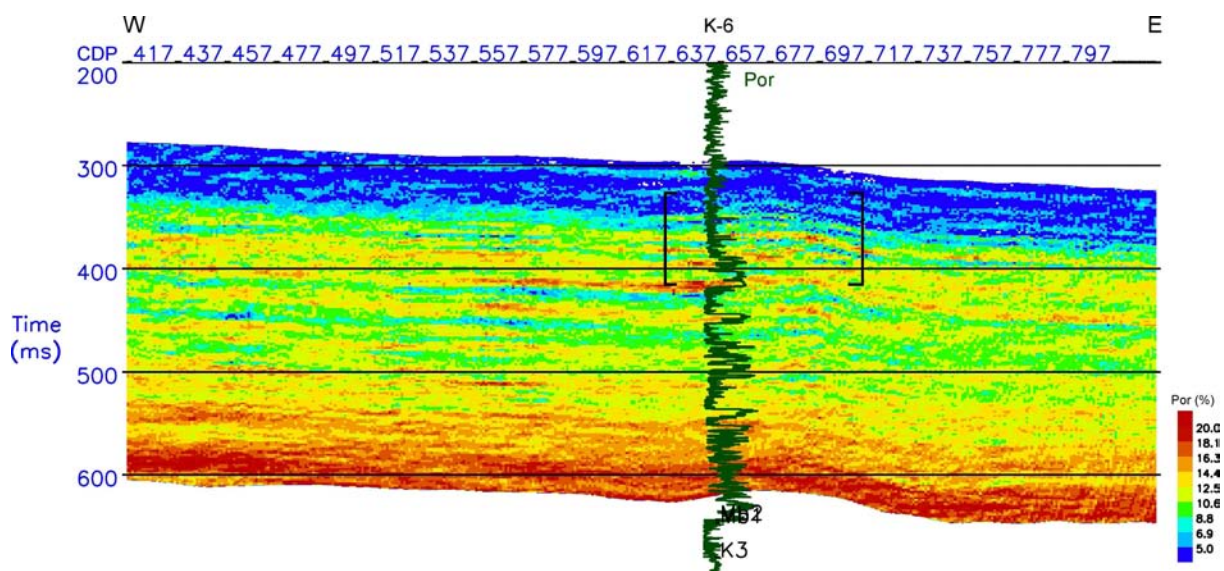


Fig. 7.20 Wynik predykcji porowatości w oparciu o iloraz $EI(7)/EI(30)$, impedancję fali P, fali S oraz V_p/V_s wzdłuż profilu sejsmicznego T0061904 z zaznaczoną strefą złożową.

Wykorzystanie dodatkowych informacji o rozkładzie V_s (pseudoimpedancja fali S) oraz V_p/V_s w znacznym stopniu zmienia rozkład porowatości. Fig. 7.19 przedstawia rozkład porowatości z wykorzystaniem informacji o impedancji fali P, fali S oraz V_p/V_s . Poprawie uległa zgodność obliczonej porowatości z krzywą Por, w szczególności w strefie od 400 do 500 ms. Generalny trend zmian porowatości uległ także znacznej zmianie, poniżej 350 ms zauważalne są obniżone strefy porowatości, które mogą być spowodowane wpływem głębokościowego trendu zmian V_p/V_s oraz V_s . Istotny jest także fakt, że w obrębie strefy złożowej występują wkładki o podwyższonej porowatości (w przeciwieństwie do powyższych przykładów – Fig. 7.17 oraz 7.18) potwierdzające możliwość ich nasycenia. Wykorzystanie dodatkowo informacji o impedancji elastycznej oprócz impedancji fali P, S oraz V_p/V_s nie zmienia generalnego trendu rozkładu zailenia (Fig. 7.20).

W rozdziale przedstawiono wyniki predykcji nasycenia gazem, zailenia i porowatości z wykorzystaniem danych otworowych oraz obliczonych atrybutów na podstawie profili sejsmicznych. W przypadku określenia nasycenia gazem analiza miała jedynie charakter jakościowy, więc wyniki otrzymane na podstawie różnych atrybutów w zasadniczy sposób nie różnią się.

W przypadku predykcji zailenia i porowatości wykorzystanie różnych atrybutów, a w szczególności tych związanych z prędkością fali poprzecznej (pseudoimpedancji fali S, rozkładu V_p/V_s itp.) znacznie wpływa na uzyskane wyniki, pozwala na dokładniejsze określenie rozkładu parametrów. Także w przypadku niskich współczynników korelacji pomiędzy atrybutami a danymi otworowymi, trendu głębokościowego wpływającego na część wykorzystywanych atrybutów oraz niewielkiej ilości otworów, wykorzystanie jednocześnie kilku atrybutów, a w szczególności tych związanych z prędkością fali S jest korzystne.

W przypadku ilościowej predykcji poszczególnych parametrów kluczowe znaczenie mają korelacje występujące pomiędzy parametrami. W przypadku niskich współczynników korelacji pomiędzy atrybutami a danymi otworowymi nawet uzyskanie wyników na podstawie wielu atrybutów obarczone jest dużym błędem.

8 Wnioski

Możliwość dokładnej analizy formacji geologicznych, a w szczególności przestrzennej predykcji parametrów zbiornikowych i złożowych, w oparciu o dane sejsmiczne oraz dane geofizyki otworowej, stanowi kluczowy element zaawansowanej interpretacji danych geofizycznych. Wyniki publikowane w dostępnej literaturze pokazują takie możliwości oraz metodykę wykorzystania informacji uzyskanych z danych sejsmicznych (atrybuty obliczone na podstawie profili fal podłużnych – impedancja akustyczna, wyniki analiz AVO; atrybuty obliczone na podstawie pól fal przemiennych – pseudoimpedancja fali S), i danych geofizyki otworowej (np. parametry zbiornikowe). Jednak metodyka wymagająca tak dużej ilości informacji musi być dobrana z uwzględnieniem dostępności danych geofizycznych (np. prędkości fal S), ich wiarygodności oraz charakteru ośrodka geologicznego. Nie w każdym bowiem warunkach geologicznych taki sam zestaw danych oraz sposób obliczeń przyniesie tak samo wiarygodne rezultaty.

Celem niniejszej pracy było określenie rozkładu wybranych parametrów petrofizycznych wzdłuż wybranych profili w obrębie badanych stref przedgórze Karpat, z wykorzystaniem profili fal podłużnych, przemiennych oraz danych geofizyki otworowej, określenie wpływu na uzyskane wyniki atrybutów obliczonych z przekrojów sejsmicznych PP i PS oraz opracowanie metodyki wyznaczania tych rozkładów w przypadku braku części niezbędnych pomiarów geofizycznych (otworowych prędkości Vs).

W pracy wykorzystano dane sejsmiczne pochodzące ze zdjęcia Krzeczów-Rajsko 2D 3C oraz dostępne krzywe geofizyki wiertniczej pochodzące z otworów zlokalizowanych w obrębie analizowanego rejonu. Badania wykonano dla dwóch stref złożowych występujących w różnych warunkach geologicznych. Przeanalizowano strefę złoża gazu ziemnego Rajsko, zlokalizowanego w piaskowcach cenomańskich o miąższości do 120m (miąższość strefy nasyconej – ok. 20m) oraz wielohoryzontowe złożo gazu Krzeczów, zlokalizowane w obrębie cienkowarstwowych, mioceńskich piaskowców zailonych. Obydwa złoża różnią się pod wieloma aspektami, m.in. występują na różnych głębokościach, charakteryzują się różnymi parametrami petrofizycznymi oraz litologią.

Dla rejonu badań dysponowano niekompletnym zestawem danych geofizycznych. Słabej jakości profile PS, brak otworowych pomiarów prędkości fali porzecznej oraz dostępność pomiarów PPS 3C jedynie z otworu zlokalizowanego poza rejonem badań spowodowało, że wykonanie szczegółowej interpretacji oraz analiz, mających na celu predykcję wybranych parametrów petrofizycznych w oparciu o dane geofizyczne wymagało opracowania adekwatnej do takich danych metodyki.

W ramach realizacji generalnego celu wykonano szereg szczegółowych zadań:

- w związku z brakiem krzywych prędkości fali poprzecznej, uzyskanych z pomiarów otworowych, obliczono teoretyczną krzywą Vs, w oparciu o model Biota-Gassmanna,
- wykonano korelację danych geofizyki otworowej z profilami sejsmicznymi fal podłużnych oraz przemiennych, która pozwoliła na dowiązanie danych otworowych do sejsmicznych oraz na uzyskanie poprawionych krzywych prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych. Modelowe, poprawione krzywe w dobry sposób charakteryzują zmienność ośrodka geologicznego i mogą być podstawą dalszych analiz,
- przeanalizowano obliczone na podstawie danych geofizyki otworowej wykresy krzyżowe pomiędzy prędkościami fal oraz V_p/V_s a parametrami zbiornikowymi litologią. Wykresy te pozwalają na określenie możliwości predykcji wybranych parametrów w oparciu o uzyskane zależności. Analiza ta umożliwia określenie, w jaki sposób poszczególne parametry wpływają na prędkości propagacji fal sejsmicznych. Pozwoliła ona także na porównanie wyników z danymi literaturowymi. Dobrymi parametrami wiążącymi własności petrofizyczne ośrodka z obrazem pól falowych są prędkości propagacji fali podłużnej, poprzecznej oraz V_p/V_s ,
- wykonano interpretacje profili fal podłużnych i przemiennych,
- opracowano dwuwymiarowe modele rozkładu prędkości fal podłużnych oraz poprzecznych dla badanych stref, w oparciu o wyinterpretowane horyzonty sejsmiczne oraz krzywe geofizyki otworowej. Modele te były podstawą powiązania zmienności wybranych parametrów petrofizycznych ze zmiennością pól fal podłużnych oraz przemiennych, oraz stanowiły podstawę dalszych analiz (np. inwersji),

- wykonano modelowania sejsmiczne, których celem było określenie poprawności modeli sejsmogeologicznych (prędkości fal P oraz S) na podstawie zgodności teoretycznych profili sejsmicznych z zarejestrowanymi. Zgodność pól teoretycznych z zarejestrowanymi wskazywała na poprawność opracowanych modeli. Kluczowe znaczenie miała dostępność profili fal przemiennych, pozwalająca potwierdzić poprawność rozkładu prędkości fal poprzecznych,
- wykonano modelowania sejsmiczne dla zmodyfikowanych pól prędkościowych (nieuwzględniających spadku prędkości w obrębie stref nasyconych gazem), które pozwoliły na określenie wpływu braku złoża na pola fal podłużnych oraz przemiennych. Brak spadku prędkości fali podłużnej w obrębie złoża wpływa tylko w niewielkim stopniu na obraz fal przemiennych,
- wykonano inwersję sejsmiczną obliczoną w oparciu o zarejestrowane pole fal podłużnych która daje bardziej szczegółowe wyniki (impedancja, prędkość fali P) nadające się do predykcji rozkładu parametrów petrofizycznych. Metoda określania szczegółowego rozkładu pseudoimpedancji fal poprzecznych w oparciu o inwersję pól fal PS daje także dobre rezultaty, umożliwiające predykcję rozkładu parametrów petrofizycznych,
- wykonano analizy AVO. Interpretacje wyników w przypadku obydwu profili potwierdzają występowanie anomalii AVO III klasy. Wyniki te mogą być wykorzystane w dalszych analizach,
- obliczono impedancję elastyczną która stanowiła dodatkową informację charakteryzującą górotwór. Może ona być także wykorzystana w predykcji parametrów petrofizycznych,
- wykonano predykcję parametrów zbiornikowych oraz złożowych wzdłuż wybranych profili, którą przeprowadzono w oparciu o dane geofizyki otworowej oraz atrybuty uzyskane w wyniku interpretacji oraz analiz profili sejsmicznych (impedancja, AVO itp.). Przeprowadzono analizę możliwości predykcji nasycenia gazem, porowatości oraz zailenia w funkcji użytych atrybutów. Predykcja rozkładu zailenia oraz porowatości daje znacznie lepsze rezultaty w przypadku wykorzystania większej liczby atrybutów, a w szczególności danych zawierających informację o prędkości propagacji fali poprzecznej, czego przykładem jest predykcja porowatości w obrębie utworów cenomanu (Fig. 7.13 do 7.16; wzrost korelacji do 0.7 w przypadku wykorzystania danych zawierających informację o V_s), Analizy wykonane dla kompleksu mioceńskiego oraz cenomańskiego potwierdzają występowanie nasycenia gazem, pomimo diametralnej różnicy w warunkach geologicznych (inny rozkład prędkości, V_p/V_s itp.).

Analizując rezultaty oraz poszczególne etapy badań można stwierdzić, że przyjęta metodyka uwzględniająca: (1) wykorzystanie teoretycznych krzywych prędkości fal poprzecznych, (2) dokładną analizę zależności pomiędzy wybranymi parametrami (nasyceniem gazem, zaileniem, porowatością) a prędkościami fal P oraz V_p/V_s , (3) budowę modeli sejsmogeologicznych oraz określenie ich poprawności na podstawie teoretycznych modelowań sejsmicznych, (4) obliczenie znacznej ilości atrybutów sejsmicznych oraz (5) predykcję parametrów petrofizycznych na bazie analizy możliwości wykorzystania poszczególnych atrybutów, daje zadowalające rezultaty.

Badania przeprowadzone dla dwóch profili pozwalają na wyciągnięcie wniosków oraz porównanie wyników uzyskanych dla stref różniących się pod wieloma aspektami. Różnice te są odzwierciedlone w modelach sejsmogeologicznych. W obrębie badanych stref różnice prędkości, zarówno fal P jak i S są znaczne, także rozkład oraz spadek V_p/V_s w obrębie stref nasyconych jest różny. W przypadku miąższych piaskowców cenomańskich, w obrębie strefy nasyconej V_p/V_s wynosi ok. 1,45 – Fig. 6.19, w przypadku złoża w cienkowarstwowych utworów mioceńskich V_p/V_s wynosi 1,85 – Fig. 6.22. W przypadku obydwu stref występują różnice w zależnościach pomiędzy prędkościami a wybranymi parametrami petrofizycznymi, co w dużym stopniu rzutuje na wiarygodność uzyskanych rozkładów zailenia i porowatości. W utworach cenomańskich, w których zależności te są jednoznaczne (w szczególności $V_p \sim$ porowatość), wyniki predykcji są bardziej wiarygodne. W przypadku występowania zależności o słabszych korelacjach w obrębie utworów mioceńskich, wyniki są mniej wiarygodne. W obydwu przypadkach predykcja nasycenia gazem daje dobre rezultaty, jednak ze względu na charakter wpływu nasycenia gazem na prędkości fal jest to interpretacja jedynie jakościowa.

Wnioski, wypływające z przeprowadzonych badań i uzyskanych wyników pokazują, że dostępność jedynie teoretycznych krzywych prędkości fali S oraz słabe korelacje pomiędzy V_p , V_p/V_s a większością parametrów zbiornikowych i złożowych (zarówno dla warunków mioceńskich jak i cenomańskich) w znaczny sposób ograniczają możliwości predykcji.

Kluczowe zatem znaczenia dla jakości wykonanej predykcji parametrów petrofizycznych ma dostępność i jakość pomiarów sejsmiki 3C oraz dobra znajomość rozkładu prędkości fali S. Dostępność danych 3C pozwala na korelację danych otworowych z profilami fal przemiennych, a co za tym idzie uzyskanie poprawnych krzywych prędkości fali S, co w znacznym stopniu przyczynia się do poprawy rozpoznania parametrów petrofizycznych.

9 Literatura

1. AKI K., RICHARDS P.G. 1980 – Quantitative seismology: Theory and methods. W.H. Freeman and Sons.
2. ALFORD R.M. 1986 – Shear data in the presence of azimuthal anisotropy. Dilly, Texa, 56th Ann. Int. Mtg., SEG Expanded Abstracts, 476-479.
3. ALLEN J.L., PEDDY C.P. 1993 – Amplitude Variation with Offset: Gulf Coast Case Studies. SEG, Tulusa.
4. ANDERSON D. L., LEIBERMAN R. C. 1966 – Sound velocities in rocks and minerals: VESIAC state-of-the-art report. 885-4-X, Univ. of Michigan, Ann Arbor.
5. ATA E., MICHELENA R.J. 1995 – Mapping distribution of fractures in a reservoir with P-S converted waves. The Leading Edge, 14, 664-676.
6. AVSETH P., MUKERJI T., MAVKO G. 2005 – Quantitative Seismic Interpretation. Cambridge University Press.
7. BAŁA M. 1989 – Analiza obrazu falowego zarejestrowanego przy profilowaniu akustycznym w odwiercie pod kątem oceny parametrów sprężystych i zbiornikowych skał. Zesz. Nauk. AGH, 1247, Geof. Stosowana, 3, 1-167.
8. BAŁA M. 1998 – Porównanie prędkości fal sprężystych obliczonych przy pomocy różnych modeli teoretycznych w zależności od parametrów petrofizycznych skał. Tech. Poszuk. Geol. Geosynopt. Geoter., 3, 71-81.
9. BAŁA M. 2001 – Analiza wpływu obecności gazu w porach skalnych na prędkości fal sprężystych na przykładzie wybranych horyzontów złoża „R”. Prz. Geol. 49, 1167-1175.
10. BAŁA M., CICHY A. 2006 – Metody obliczania prędkości fal P i S na podstawie modeli teoretycznych i danych geofizyki otworowej – program Estymacja. Uczelniane Wydawnictwa Naukowe – Dydaktyczne AGH, Kraków.
11. BAŁA M. 2007 – Wpływ obecności ilów, porowatości oraz nasycenia porów wodą i gazem na parametry sprężyste skał zbiornikowych określanych na podstawie teoretycznych modeli ośrodków porowatych i danych geofizyki otworowej. Prz. Geol., 55, 46-53.
12. BARAN U., GLINIĄK E., JAWOR E., URBANIEC A. 1999 – Perspektywiczność kompleksu górnej jury w rejonie Bochnia – Dębica w świetle badań sejsmicznych i wyników geologiczno złożowych. Mat. Konf. „Nauka i Przemysł w XXI wiek”, Raba Niżna.
13. BARKVED O.I., MUELLER M.C., THOMSEN L. 1999 – Vector interpretation of the Valhall 3D/4C OBS dataset. 61th Ann. Conf., Eur. Assn. Geosci. Eng., Extended Abstracts, 6-42.
14. BENZING W.M. 1978 – Vs/Vp relationship in carbonates and sandstones – laboratory data. 48th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys.
15. BERG E., SVENNING B., MARTIN J. 1994 – SUMIC: Multicomponent sea-bottom seismic surveying in the North Sea—Data interpretation and applications. 64th Ann. Intl. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 477-480.
16. BERTEUSSEN K.A., LANGHAMMER J., ANDREASSEN K., SOGNNES H.I., HENNEBERG K. 1999 – Multicomponent sea bottom data in gas hydrate exploration. 61th Ann. Conf., Euro. Assn. Geosci. Eng., Extended Abstracts, 6-20.
17. BIOT M.A. 1956 – Theory of propagation of elastic waves in fluid-saturated porous solid, I. Low frequency range, II. High frequency range. J. Acoustic Soc. Am., 28, 168-191.
18. CARPIN S. 1984 – An introduction to wave propagation in anisotropic media. Geophys. J. R. Astr. Soc., 76, 1-16.
19. CARY P.W., COUZENS R.A. 2000 – Processing 4-C data from MahoganyField, Gulf of Mexico. SEG/EAGE Summer Research Workshop, Boise, Idaho.
20. CASTAGNA J.P., BATZLE M.L., EASTWOOD R.L. 1985 – Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks. Geophysics, 50, 571-581.
21. CASTAGNA J.P., SWAN H.W. 1997 – Principles of AVO Cross Plotting, The Leading Edge, 6, 4, 337-344.
22. CHAN W.K. 1998 – Analyzing converted-wave seismic data. Statics, interpolation, imaging and PP correlation. Ph.D thesis, Univ. of Calgary.

23. CHENG C.H., TOKSÖZ M.N. 1979 – Inversion on seismic velocities for the pore aspect ratio spectrum of a rock. *Journal Geophys. Res.*, 81, 7533-7543.
24. CONNOLLY P. 1999 – Elastic Impedance, *The Leading Edge*, 18, 4, 438-452.
25. COOKE D.A., SCHNEIDER W.A., 1983 – Generalized linear inversion of reflection seismic data. *Geophyscis*, 48, 665-667.
26. CRAMPIN S. 2001 – Shear-wave anisotropy: A new window into the crack-critical rockmass. *Can. Soc. Expl. Geophys. Recorder*, 26, no.7, 11-27.
27. DARIU H., GRANGER P.Y., FJELLANGER J.P., RISTE P. 2003 – Multicomponent AVO inversion using simulated annealing. 65th EAGE Conference & Exhibition, Stavanger, Norway.
28. DOMENICO S.N. 1976 – Effect of brine-gas saturated mixture on velocity in an unconsolidated sand reservoir. *Geophysics*, 41, 882-894.
29. DOMENICO S.N. 1977 – Elastic properties of unconsolidated porous sand reservoirs. *Geophysics*, 42, 1139-1368.
30. DOMENICO S.N. 1984 – Rock lithology and porosity determination from shear and compressional wave velocity. *Geophysics*, 49, 1188-1195.
31. DUFFAUT K., ALSOS T., LANDRØ M., ROGNØ H., AL-NAJJAR N.F. 2000 – Shear-wave elastic impedance. *The Leading Edge* 19, 1222-1229.
32. DUFFOUR J., SQUIRES J., GOODWAY W.N., EDMUNDS A., SHOOK I. 2002 – Integrated geological and geophysical interpretation case study, and Lamé rock parameter extractions using AVO analysis on the Blackfoot 3C-3D seismic data, southern Alberta, Canada. *Geophysics*, 67, 27-37.
33. DUSAK A. 2004 – Opracowanie projektu badań sejsmicznych „Krzeczów – Rajsko 2D 3C”. Prace polowe. Archiwum Przedsiębiorstwa Geofizyka Toruń Sp. z. o.o.
34. (FIZICZESKIJE...) 1984 – Fiziczeskije svojstwa gornych porod i poleznych iskopaemych (Petrofizyka). red N.B Dortman. Nedra. Moskwa
35. FLOREK R., GÓRKA A., ZACHARSKI J. 2006a – Możliwości generacji i akumulacji węglowodorów w utworach mezo – paleozoicznych rejonu Grobla – Strzelce Wielkie – Rajsko, jako przykład schematu systemu naftowego przedgórza Karpat. *Konf. Nauk. –Techn., Geopetrol 2006*, INiG Kraków, Prace nr 137, 39-43.
36. FLOREK R., GÓRKA A., ZACHARSKI J. 2006b – Wpływ architektury mezo – paleozoicznego podłoża miocenu na warunki migracji i akumulacji węglowodorów w utworach cenomanu i części przedgórza Karpat. *Konf. Nauk. –Techn., Geopetrol 2006*, INiG Kraków, Prace nr 137, 231-239.
37. FREISER C., WINTERSTEIN D. 1990 – Analysis of conventional and converted mode reflections at Putah sink, California, using three-component data. *Geophysics*, 55, 646-659.
38. GAISER J.E. 1996 – Multicomponent Vp/Vs correlation analysis. *Geophysics*, 61, 1137-1149.
39. GAISER J.E. 1999 – Applications for vector coordinate systems of 3-D converted-wave data. *The Leading Edge*, 18, 1290-1300.
40. GAISER J.E. 2000 – Advantages of 3-D PS-wave data to unravel S-wave birefringence for fracture detection. 70th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1201-1204.
41. GARDNER G.H.F, GARDNER L.W., GREGORY A.R. 1974 – Formation velocity and density – The diagnostic basis for stratigraphic traps. *Geophysics*, 39, 770-780.
42. GAROTTA R., GRANGER P.Y., DARIU H. 2002 – Combined interpretation of PP and PS data provides direct access to elastic rock properties. *The Leading Edge*, June (6), 532-535.
43. GAROTTA R., MARECHAL P., MAGESAN M. 1985 – Two-component acquisition as a routine procedure for recording P-waves and converted waves. *Can. J. Expl. Geophys.*, 21, 40-53.
44. GASSMANN F. 1951 – Ubert die elastizitat poraser median. *Vierteljahrschr, Natirforsch. Ges. Zuerich*, 96, 1-23.
45. GEERSTMA J. 1961 – Velocity-log interpretation. The effect of rock bulk compressibility. *SPE J.*, 1, 235-248.
46. GOODWAY W., TESSMAN D.J. 2000 – Blackfoot 3C/3D, a Vector- Seis case history. *SEG/EAGE Summer Research Workshop*, Boise, Idaho.

47. GRANLI J.R., SOLLID A., HILDE E., ARNSTEN B. 1995 – Imaging through gas-filled sediments with marine S-wave data. 65th Ann. Internat. Mtg., Soc. Explor. Geophys., Expanded Abstracts, 352-355.
48. GRAY D. 2003 – P-S Converted-wave AVO. CSEG Technical Abstracts.
49. GREGORY A.R. 1976 – Fluid saturation effects on dynamic elastic properties of sedimentary rocks. *Geophysics*, 41, 895-921.
50. GUEST S., VANDER KOLK C., POTTERS H. 1998 – The effect of fracture filling fluids on shear-wave propagation. 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 948-951.
51. GUEVARA S.E. 2000 – Analysis and filtering of near-surface effects in land multicomponent seismic data. M.Sc. thesis Univ. of Calgary.
52. GULIYEV E., DAVIS T.L., MICHELENA R.J. 2006 – Application of multicomponent seismic for Vp-Vs ratio extraction: tight gas sandstones example, Rulison field, Colorado. SEG 2006 Annual Meeting.
53. HABER A, 1993 – Dokumentacja dotycząca zdjęcia sejsmicznego Grobla – Uście Solne 3D. Archiwum Przedsiębiorstwa Geofizyka Kraków Sp. z o.o.
54. HAMILTON E.L. 1976 – Shear-wave velocity versus depth in marine sediments. A review. *Geophysics*, 41, 985-996.
55. HAN D. 1986 – Effects of porosity and clay content on acoustic properties of sandstones and unconsolidated sediments. Unpublished Ph.D. dissertation, Stanford University.
56. HAMPSON D.D., SCHUELKE J.S., QUIREIN J.A. 2001 - Use of multiattribute transforms to predict log properties from seismic data. *Geophysics*, 66, 1, 220-236.
57. HAMPSON-RUSSELL 2005 – Pomoc elektroniczna Hampson-Russell Software CE7 R4
58. HAMPSON-RUSSELL 2008 – Pomoc elektroniczna Hampson-Russell Software CE8 R2
59. HARRISON M.P. 1992 – Processing of P-SV surface-seismic data: Anisotropy analysis, dip moveout and migration. Th.D thesis, Univ. of Calgary.
60. HASHIN Z., SHTRIKMAN S. 1963 – A variational approach to the elastic behavior of multiphase materials. *J. Mech. Phys. Solids*, 11, 127-140.
61. HILTERMAN F.J. 1983 – Stratigraphic interpretation of seismic data: from AAPG Stratigraphic Interpretation of Seismic Data School. Am. Ass. Petr. Geologists Education Dept.
62. HIRSHE K. 2005 – Pomoc elektroniczna systemu Hampson-Russell Software.
63. JAWOR E. 1970 – Wgłębna budowa geologiczna na E od Krakowa. *Acta Geol. Pol.*, 20, 710-769.
64. JAWOR E. 1973 – Warunki złożowe strefy Grobla – Pławowice na tle tektoniki wgłębnej obszaru na E od Krakowa. PAN Prac. Geol., Warszawa.
65. JAWOR E., KOTARBA K. 1993 – Geneza gazu ziemnego zakumulowanego w utworach cenomanu i miocenu w złożu Brzezowiec. *Nafta*, 49, 47-52.
66. JARZYNA J., BAŁA M., ZORSKI T. 1999 – Metody geofizyki otworowej. Pomiar i interpretacja. Wydawnictwa AGH, Kraków.
67. JĘDRZEJOWSKA-TYCZKOWSKA H., LEGIONOWICZ A. 2003 - Sejsmika 3C - kolejny krok w szczegółowym rozpoznaniu charakterystyki złoża. *Konf. Nauk. –Techn., Geopetrol 2002*, Prace INiG Kraków. Prace nr 116, s.151.
68. JĘDRZEJOWSKA-TYCZKOWSKA H., ŻUKOWSKA K. 2004 – Specyficzne aspekty sumowania pola falowego fal przemiennych PS. *Nafta-Gaz*, 9/2004, 423-429.
69. JUCHA S. 1995 – Geologia Naftowa Polski. Wyd. AGH i PGNiG, Kraków – Warszawa.
70. KARNKOWSKI P. 1974 – Zapadlisko przedkarpackie Część wschodnia (na wschód od Krakowa). Budowa geologiczna Polski (Vol. IV(I)). *Tektonika – Niż Polski*. Wyd. Geologiczne, 402-416.
71. KARNKOWSKI P. 1993 – Żłóża gazu ziemnego i ropy naftowej w Polsce. Tom 2 Karpaty i zapadlisko przedkarpackie. Towarzystwo Geosynoptyków „Geos”, AGH, Kraków.
72. KARNKOWSKI P. 1999 – Uwarunkowania akumulacji węglowodorów na obszarze przedgórza Karpat. *Nafta – Gaz* 11, 665-678.
73. KASINA Z. 1998 – Przetwarzanie sejsmiczne. Wydawnictwo Centrum PPGSMiE PAN, Kraków.

74. KELLY K.R., WARD R.W., TREITEL S., ALFORD R.M. 1976 – Synthetic seismograms: A finite difference approach. *Geophysics*, Vol.41.
75. KENDALL R.R., GRAY S.H., MURPHY G.E. 1998 – Subsalt imaging using prestack depth migration of converted waves. Mahogany Field, Gulf of Mexico: 68th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 2052-2055.
76. KITHAS B.A. 1976 – Lithology, as detection and rock properties from acoustic logging systems. Proc. Soc. Prof. Well Log Analysts 17th Annual Logging Symposium, R1-R10.
77. KOTLARCZYK J. 1985a – An outline of the stratigraphy of Marginal Tectonic Units of the Carpathian Orogen in the Rzeszów-Przemyśl area. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpath.-Balkan Geol. Ass., Cracow, Poland 1985, 21-32.
78. KOTLARCZYK J. 1985b – Evolution of the Carpatian tectogene in the Miocene. Geotraverse Kraków – Baranów – Rzeszów – Przemyśl – Ustrzyki Dolne – Komańcza – Dukla. Guide to excursion 4. XIII Congr. Carpath.-Balkan Geol. Ass., Cracow, Poland 1985, 21-32.
79. KOWALCZUK J., ŁASKI J. 1972 – Zarys geofizyki stosowanej. Pod red. Z. Fajkiewicz, Część V Metody Sejsmiczne. Wydawnictwa Geologiczne.
80. KOWALCZUK J., PIETSCH K., BAŁA M., KOBYLARSKI M. 2007 – Identyfikacja stref zmienności parametrów petrofizycznych górotworu zapadliska przedkarpackiego na podstawie zróżnicowania pola fal P i PS z wykorzystaniem modeli sejsmicznych. Projekt badawczy MniI (KBN) nr. 4T12B 065 29.
81. KRIEF M., GARAT J., STELLINGWERFF J., VENTRE J. 1989 – A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (Full-waveform sonic). *The Log Analyst.*, 31, 355-369.
82. KRISTIANSEN O. 2000 – 4 years experience with 4C seismic. What we have learned. SEG/EAGE Summer Research Workshop, Boise, Idaho.
83. KRZYWIEC P. 1997 – Large-scale tectono-sedimentary Middle Miocene history of the central and eastern Polish Carpathian Foredeep Basin – results of seismic data interpretation. *Prz. Geol.*, 45, 1039-1053.
84. KRZYWIEC P. 2001 – Contrasting tectonic and sedimentary History of the central and eastern parts of the Polish Carpathian foredeep basin – results of seismic data interpretation. *Marine and Petroleum Geology*, 18, 13-38.
85. KRZYWIEC P. 2006 – Geodynamiczne i tektoniczne uwarunkowania ewolucji basenów przedgórzskich z odniesieniami do zapadliska przedkarpackiego. *Prz. Geol.*, 5, 404-412.
86. KRZYWIEC P., ALEKSANDROWSKI P., FLOREK R., SIUPIK J. 2004 – Budowa frontalnej strefy Karpat zewnętrznych na przykładzie mioceńskiej jednostki Zgłobice w rejonie Brzeska – Wojnicza – nowe dane, nowe modele, nowe pytania. *Prz. Geol.*, 11, 1051-1059.
87. KRZYWIEC P., JOCHYM P. 1997 – Charakterystyka mioceńskiej strefy subdukcji Karpat Polskich na podstawie modeli ugięcia litosfery. *Przegląd Geologiczny*, 45, 8, 785-792.
88. KSIĄŻKIEWICZ M., SAMSONOWICZ J., RULE E. 1965 – Zarys geologii Polski. Wyd. Geol. Warszawa.
89. KUSTER G.T., TOKSÖZ M.N. 1974a – Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Part I. Theoretical formulations. *Geophysics*, 39, 587-606.
90. KUSTER G.T., TOKSÖZ M.N. 1974b – Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Part II. Experimental results. *Geophysics*, 39, 607-616.
91. LASH C.C. 1980 – Multiple reflections and converted waves found by a deep vertical wave test (vertical seismic profiling). *Geophysics*, 45, 1373-1411.
92. LE STUNFF Y., GOSSELET A., NGUYEN S., BERTHET S., BOELLE J.L. 2000 – 3D PP and PS travel time reflection tomography on a case study. SEG/EAGE Summer Research Workshop, Boise, Idaho.
93. LI X., KUHNEL T., MacBEATH C. 1996 – Converted-wave AVO and its implications. 58th Ann. Conf., Eur. Assn. Geosci. Eng., Extended Abstract, M046.
94. LI X., YUAN J., ZIOLKOWSKI A., STRIJBO F. 1999 – Estimating Vp/Vs ratio from converted waves - a 4C case example. 61th Ann. Conf., Eur. Assn. Geosci. Eng., Extended Abstracts, P066.
95. MacLEOD M.K., HADLEY M.J., REYNOLDS K.J., TURA A. 1999a - Multicomponent analysis of OBC data. 31st Ann. Off. Tech. Conf., OTC 10940.

96. MacLEOD M.K., HANSON R.A., BELL C.R., McHUGO S. 1999b – The Alba field ocean bottom cable seismic survey: Impact on development. Off. Eur. Conf., SPE 56977.
97. MARGRAVE G.F., LAWTON D.C., STEWART R.R. 1998 – Interpreting channels sands with 3C-3D seismic data. The Leading Edge, April (4), 509-513.
98. MARZEC P., KOBYLARSKI M., PIETSCH K., DANEK T. 2004 – Efektywność programów do modelowań sejsmicznych bazujących na falowej i promieniowej teorii propagacji fal. Konf. Geopetrol 2004, Prace INiG nr130.
99. MAZUR M.J., HILDEBRAND A.R., HLADIUK D., SCHAFER A., PILKINGTON M., STEWART R.R. 2002 – The Steen River crater seismic refraction project. 33rd Lunar and Planetary Science Conf., Houston.
100. MICHELENA R.J., DONATI M.S., VALENCIANO A.A., D'AGOSTO C. 2001 – Using multicomponent seismic for reservoir characterization in Venezuela. The Leading Edge, 20, 1036-1041.
101. MILLER S.L.M. 1996 – Multicomponent seismic data interpretation. M.Sc. thesis, Univ. of Calgary.
102. MILLER S.L.M., STEWART R.R. 1990 – The effect of Lithology, porosity and shaliness on P- and S-wave velocities from sonic logs. Can. J. Expl. Geophys., 26, 94-103.
103. MINEAR J.W. 1982 – Clay models and acoustic velocities. Soc. Petr. Eng. Of AIME 57th Annual Tech. Conf & Exhibit.
104. MUKERJI T., JORSTAD A., AVSETH P., MAVKO G., GRANLI J.R. 2001 – Mapping lithofacies and pore-fluid probabilities in a North Sea reservoir: Seismic inversions and statistical rock physics. Geophysics, 66, 4, 988-1001.
105. NATIONS J.F 1974 – Lithology and porosity from acoustic shear and compressional wave transit-time relationship. Proc. Soc. Prof. Well Log Analysts 15th Annual Logging Symposium, Q1-Q16.
106. NEASHAM J.W. 1977 – The Morphology of Dispersed Clay in Sandstone Reservoirs and its Effect on Sandstone Shaliness, Pore Space and Fluid Flow Properties. SPE Journal, paper 6858.
107. NEY R. 1967 – O wglębnym przekroju zapadliska przedkarpackiego w rejonie Krakowa. Spraw. Z Pos. Komis. PAN Oddz. W Krakowie.
108. NEY R. 1668 – Rola rygla krakowskiego w geologii zapadliska przedkarpackiego i rozmieszczeniu ropy i gazu. Prace Geol. Komisji Nauk Geol. PAN nr 45, Kraków.
109. NEY R., BURZEWSKI W., BACHLEDA T., GÓRECKI W., JAKÓBCZAK K., SŁUPCZYŃSKI K. 1974 – Zarys paleogeografii i rozwoju litologiczno-facjalnego utworów miocenu zapadliska przedkarpackiego. Prace. Geol. Komisji Nauk. Geol. PAN nr 82, Kraków.
110. NOLEN-HOEKSEMA R.C. 2000 – Modulus – porosity relations, Gassmann's equations and the low-frequency elastic-wave response to fluids. Geophysics, 65, 1355-1363.
111. OSTRANDER W.J. 1984 - Plane-wave reflection coefficients for gas sands at non-normal incidence, Geophysics, 49, 1637-1648.
112. OSZCZYPKO M. 1997 – The Early-Middle Miocene Carpathian peripheral foreland basin (Western Carpathians, Poland). Prz. Geol., 45, 1054-1063.
113. OSZCZYPKO M. 1998 – The Western Carpathian foredeep development of the foreland basin in front of the accretionary wedge and its burial history (Poland). Geol. Carpathica, 49, 1-18.
114. OSZCZYPKO M. 1999 – Przebieg mioceńskiej subsydencji w polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Pr. Państ. Inst. Geol., 168, 209-230.
115. OSZCZYPKO M. 2004 – The structural position and tectonosedimentary evolution of the Polish Outer Carpathians. Prz. Geol., 52, 780-791.
116. OSZCZYPKO M. 2006 – Powstanie i rozwój polskiej części zapadliska przedkarpackiego. Prz. Geol., 54, 396-403.
117. OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M. 2002 – The new findings of Lower Miocene deposits in the Nowy Sącz area (Magura Nappe, Polish Outer Carpathians). Geol. Quart., 46, 15-30.
118. OSZCZYPKO N., OSZCZYPKO-CLOWES M. 2003 – The Aquitanian arine deposits in the basement of Polish Western Carpathians and its paleogeographical and paleotectonic implications. Acta Geol. Pol., 53, 101-122.

119. OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. 1985 – An attempt to palinspastic reconstruction of Neogene basins in the Carpathian Foredeep. *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 55, 55-76.
120. OSZCZYPKO N., ŚLĄCZKA A. 1989 – The evolution of the Miocene basin in the Polish Outer Carpathians and their foreland. *Geol. Carpathica*, 40, 23-36.
121. OSZCZYPKO N., TOMAŚ A. 1985 – Tectonic evolution of marginal part of the Polish Flysch Carpathians in the Middle Miocene. *Kwart. Geol.*, 29, 109-128.
122. OSZCZYPKO N., KRZYWIEC P., POPADYUK I., PARYT T. 2005 – Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) – its sedimentary, structural and geodynamic evolution. The Carpathians and their foreland: Geology and hydrocarbon resources. *Mem. AAPG*, 84, 293-350.
123. OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA., MENČIK E., DVORAK J., MATEJOVSKA O. 1989 – Geological map of the substratum of the Tertiary of the Western Outer Carpathians and their foreland. *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and their foreland*. Państw. Inst. Geol.
124. PERYT T. M., JASIONOWSKI M. 1994 – In-situ formed and repositioned gypsum breccias in the Middle Miocene Badenian of southern Poland. *Sedimentary Geology*, 94, 153-163.
125. PERYT T. M., KASPRZYK A. 1992 – Earthquake-induced resedimentation in the Badenian (Middle Miocene) gypsum of southern Poland. *Sedimentology*, 39, 235-249.
126. PICKETT G.R. 1963 – Acoustic character logs and their application in formation evaluation. *J. Peth. Tech.*, 659-667.
127. PIETSCH K., MARZEC P., TATARATA A., KOBYLARSKI M., HODIAK R., URBAN A. 2005 – Analiza zmienności sygnału sejsmicznego w strefie Grobla-Okulice-Rajsko pod kątem określenia obiektów do poszukiwań. *Praca Naukowo – Badawcza Departamentu Poszukiwania Złóż PGNiG S.A.*
128. PLEWA M., PLEWA S. 1992 – Petrofizyka. *Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa*
129. POŁTOWICZ S. 1964 – Przedtortońska dolina rzeczna między Rabą a Dunajcem. *Geofizyka i Geologia Naftowa*, 6-7, 176-181.
130. POŁTOWICZ S. 1974 – Wgłębna tektonika brzegu Karpát w okolicy Tarnowa i Pilzna. *Roczn. Pol. Tow. Geol.* T. 44, z. 4.
131. POŁTOWICZ S. 1991a – Miocen strefy karpackiej między Wieliczką a Dębicą. *Geol., Kwart. AGH*, 17, 19-57.
132. POŁTOWICZ S. 1991b – Miocen strefy karpackiej między Dębicą a Przemyślem. *Geol., Kwart. AGH*, 17, 5-27.
133. POŁTOWICZ S. 2004 – Jednostki stebnicka i zgłobicka w budowie Karpát Polskich. *Geologia*, 30, 85-120.
134. PROBERT T., RONEN S., BRYAN R. 2000 – A case study of azimuthal anisotropy analysis from a N. Sea 3D 4C project. *SEG/EAGE Summer Research Workshop, Boise, Idaho*.
135. PURNELL G.W. 1992 – Imaging beneath a high-velocity layer using converted waves. *Geophysics*, 57, 1444-1452.
136. RAYMER L.L., HUNT E.R., GARDNER J.S. 1980 – An improved sonic transit time to porosity transform. *21st SPWLA*, July 8-11.
137. RODRIGUEZ C. 2000 – Advanced marine methods. Ocean-bottom and vertical cable analyses. *Ph. D. thesis, Univ. of Calgary*.
138. ROTH M. 2006 – Practical Interpretation of Multi-Component Seismic Data. *CSEG Recorder (May)*, 23-26.
139. RUSSELL B.H., HAMPSON D., TODOROV T., LINES L.R. 2002 – Combining geostatistics and multi-attribute transforms: A channel sand case study, Blackfoot oilfield (Alberta). *J. Petrol. Geol.*, 25, 97-117.
140. RUTHERFORD S.R., WILLIAMS R.H. 1989 – Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, 54, 680-688.
141. SCHLUMBERGER Educational Services 1996 – *Log Interpretational Charts, Houston*.
142. SEMYRKA R. 2005 - Opracowanie modeli petrofizycznych badanych stref. Projekt Ministerstwa Nauki i Informatyzacji 5 T12B 03723. Odwzorowanie zmienności parametrów petrofizycznych w geofizycznym obrazie stref akumulacji węglowodorów w południowo-wschodniej części zapadliska przedkarpackiego. Kierownik projektu: prof. Dr hab. inż. Kaja Pietsch.

143. SPITZ S., GRATACOS B., HAGGARD W., VUILLERMOZ C. 2000 – Combining geostatistics and multi-attribute transforms. A channel sand case study, Blackfoot oilfield (Alberta). *J. Petrol. Geol.*, 25, 97-117.
144. STEWART R.R., FERGUSON R., MILLER S.L.M., GALLANT E. MARGRAVE G. 1996 – The Blackfoot seismic experiments. Broad-band, 3C-3D, and 3-D VSP surveys. *Can. Soc. Expl. Geophys. Recorder*, 21, no. 6, 7-10.
145. STEWART R.R. 1999 – Converted-wave Seismic Exploartion. SEG Distinguished Educator Program.
146. STEWART R.R., GAISER J.E., BROWN J.R., LAWTON D.C. 2002 – Converted-wave seismic exploration: Methods. *Geophysics*, 67, 1348-1363.
147. STEWART R.R., GAISER J.E., BROWN J.R., LAWTON D.C. 2003 – Converted-wave seismic exploration: Applications. *Geophysics*, 68, 40-57.
148. STEWART R.R., HUDDLESTON P.D., KONG KAN T. 1984 – Seismic versus sonic velocities: A vertical seismic profiling study. *Geophysics*, vol. 49, no. 8, 1153-1168.
149. STEWART R.R., TODOROV T. 2000 – Oil volume estimation using 3C-3D seismic data and well logs. SEG/EAGE Summer Research Workshop, Boise, Idaho.
150. SUCH P. 2000 – Studium badań przestrzeni porowej skał dla potrzeb geologii naftowej. *Prace IGNiG nr 104*, Kraków.
151. TATHAM R.H., McCORMAK M.D. 1991 – Multicomponent seismology in petroleum exploration. SEG, Tulsa.
152. THOMAS D.H. 1978 – Seismic applications of sonic logs. *The Log Analyst*, 19, 1.
153. THOMPSON C., HELGSEN H.K., BATTIE J.E. 2000 – 2D-4C seismic exploration data for risk reduction, Fles prospect, offshore Mid-Norway. SEG/EAGE Summer Research Workshop, Boise, Idaho.
154. THOMSEN L.A. 2001 – Seismic anisotropy. *Geophysics*, 66, 40-41.
155. TOKSÖZ M.N., CHENG C.H., TIUMUR A. 1976 – Velocities of seismic waves in porous rocks. *Geophysics*, 41, 621-645.
156. TOSAYA C.A., NUR A. 1982 – Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. *Geophysics*, 9, 5-8.
157. TOSAYA C.A., NUR A.M, DAPRAT G. 1984 – Monitoring of thermal EOR fronts by seismic methods. *Proceedings 1984 If. Reg. Mtg. Soc. Petr. Eng. SPE*.
158. ULMAN T., DYBALAK R. 2004 – Opracowanie projektu badań sejsmicznych „Krzeczów – Rajsko 2D 3C”. *Przetwarzanie danych sejsmicznych. Archiwum Przedsiębiorstwa Geofizyka Toruń Sp. z. o.o.*
159. VAN DOK R.R., GAISER J.E., JACKSON A.R., LYNN H.B., 1997 – 3-D converted-wave processing: Wind River Basin case history. *67th Ann. Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts*, 1206-1209.
160. VAN DOK R.R., GAISER J.E. 2001 – Stratigraphic description of the Morrow formation using mode-converted shear waves. *Interpretation tools and techniques for three land surveys. The Leading Edge*,
161. 20, 1042-1047.
162. VARGA R.M., STEWARD R.R., BACROFT J.C. 2007 - Inversion and interpretation of multicomponent seismic data: Willesden Green, Alberta. *Mat. Konf. SEG, San Antonio, 1943-1946*.
163. WADOWIARZ S. 1976 – O stosunku Karpat do zapadliska przedkarpackiego w Polsce. *Prz. Geol.* 24, 350-357.
164. WINKLER K.W. 1986 – Estimates of velocity dispersion between seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, 51, 183-189.
165. WINTERSTEIN D.F., MEADOWS M.A. 1991a – Shear-wave polarizations and subsurface stress directions at Lost Hills field. *Geophysics*, 56, 1331-1348.
166. WINTERSTEIN D.F., MEADOWS M.A. 1991b – Changes in shear-wave polarization azimuth with depth in Cymric and Railroad Gap oil fields. *Geophysics*, 56, 1349-1364.
167. WOOD A.B. 1949 – *Textbook of sound*. G.Bell and Sons, Ltd, 361-362.
168. WYLLIE M.R.J. 1958 – An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media. *Geophysics*, 23, 459-494.

169. WYLLIE M.R.J., GREGORY A.R., GARDNER G.H.F 1956 – elastic wave velocities in heterogeneous and porous media. *Geophysics*, 21, 41-70.
170. XU R., STEWART R.R. 2005 – Estimating impedance from PP and PS seismic data at the Ross Lake oilfield, Saskatchewan. CSEG National Convention.
171. YILMAZ O. 2001 – Seismic data analysis. SEG Tulsa.
172. ZARZYCKA M., PŁOCKI R., MULIŃSKA M. 2004 - Opracowanie projektu badań sejsmicznych „Krzeczów – Rajsko 2D 3C”. Prace interpretacyjno dokumentacyjne fali podłużnej PP (składowa pionowa) oraz składowej konwertowanej PS (składowa radialna). Archiwum Przedsiębiorstwa Geofizyka Toruń Sp. z. o.o.
173. ZHANG D.A., LINES R.L. 2006 – The Robustness of Vp/Vs Mapping. SEG Annual Meeting.
174. ZHU F., GIBSON R.L., ESTIL R. 2001 – A Critical Clay Content Model of Sand-Shale Mixtures from Log Data in the Gulf of Thailand. SEG Extended Abstracts.
175. ZHU F., GIBSON R.L., WATKINS J.S., YUH S.H. 2000 – Distinguishing fizz gas from commercial gas reservoirs using multicomponent seismic data. *The Leading Edge*, Nov. (11), 1238-1245.
176. ZIMMER M.A., PRASAD M., MAVKO G., NUR A. 2007 – Seismic velocities of unconsolidated sands. Part I – Pressure trends from 0.1 to 20 Mpa. *Geophysics*, 72, E1-E13.
177. ZOEPPRITZ K. 1919 – Erdbebenwellen VIII B, Über Reflexion und durchgang seismischer wellen durch unstetigkeitsflächen, *Göttinger Nachr.* 1, 66-84.
179. ŻYTKO K., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., ZAJĄC R., GARLICKA I., NEMCOK J., ELIAS M., DVORAK J., STRANIK Z., RAKUS M., MATEJOVSKA O. 1988 – Geological map of the western outer Carpathians and their foreland without Quaternary formations. (w): POPRAWA D., NEMCOK J. (red), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and Their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.
180. ŻYTKO K., ZAJĄC R., GUCIK S., RYŁKO W., OSZCZYPKO N., GARLICKA I., NEMCOK J., ELIAS M., MENCİK E., STRANIK Z., 1989 – Map of tectonic elements of the western outer Carpathians and their foreland. (w): POPRAWA D., NEMCOK J. (red), *Geological Atlas of the Western Outer Carpathians and Their Foreland*. Państwowy Instytut Geologiczny, Warszawa.