

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 wiertniczej

Maria Bała*



Effects of shale content, porosity and water- and gas-saturation in pores on elastic parameters of reservoir rocks based on theoretical models of porous media and well-logging data. *Prz. Geol.* 55: 46–53.

Summary. The paper describes effects of shale content, porosity and water- and gas saturation on elastic parameters of rocks. The analysis was based on theoretical relationships for porous media, known as the Biot-Gassmann's and Kuster and Toksöz's models, and on Raymer-Hunt-Gardner formulas. Well-logging data and results of the quantitative interpretation of well logs were also analysed. The relationships between P-wave and S-wave velocities and reservoir parameters may contribute to solving some problems associated with seismic interpretation of wave forms in Miocene gas deposits in the Carpathian Foredeep.

Key words: P-wave velocity, S-wave velocity, elastic modulus, Poisson ratio, shale content, porosity, water saturation, gas saturation

Minerały ilaste występujące w przestrzeniach porowych skał wywierają zróżnicowany wpływ na właściwości fizyczne tych skał (Ruhovets & Fertl, 1982). W skałach zbiornikowych obecność minerałów ilastych znacząco wpływa na ich parametry złożowe. Minerały z grupy smektytów (montmorillonit, illit) powodują największą redukcję porowatości efektywnej i przepuszczalności. Iły z grupy kaolinitów również obniżają porowatość, ale może się zdarzyć, że podczas krystalizacji kaolinitu w cementie skalnym powstaną wtórne pory.

W skałach porowatych ily mogą występować w postaci (Neasham, 1977):

- oddzielnych, odosobnionych kryształów (kaolinit);
- wyścielających pory otoczek na ziarnach (montmorillonity, illity, chloryty) — wzrost otoczek zmniejsza przestrzenie porów i ich drożność;
- wrostków „mostkujących” pory (illity, chloryty, montmorillonity).

W interpretacji danych geofizyki wiertniczej do opisanego większych skupisk minerałów ilastych w skałach porowatych stosuje się modele uproszczone. Najczęściej stosuje się następujące modele (Schlumberger, 1996):

- a) laminarny;
- b) rozproszony (dyspersyjny);
- c) strukturalny.

Wszystkie formy zailenia mogą występować w danej skale równocześnie, jednak przeważnie jedna z form dominuje. W teoretycznych modelach ośrodków porowatych, wiążących parametry zbiornikowe i sprężyste skał (np. model Biot-Gassmanna), można rozpatrywać wszystkie formy zailenia.

W skałach o strukturalnym typie zailenia inaczej kształtują się parametry modułów sprężystości i inaczej określa się ich wartości dla tzw. fazy stałej niż w skałach, w których dominuje dyspersyjny typ zailenia. Ma to szczególnie duże znaczenie w interpretacji sejsmicznych pól falowych — podczas uwzględniania określonych prędkości propagacji fal P i S z danych geofizyki otworowej.

W pracy badano relacje parametrów sprężystych: prędkości propagacji fal podłużnych i poprzecznych, impe-

dancji akustycznych fal P i S, stosunku V_P/V_S oraz współczynnika Poissona, w zależności od zmiany parametrów zbiornikowych, głównie zailenia i porowatości skał. Przedstawiono rezultaty obliczeń uzyskane na podstawie modeli teoretycznych i pomiarów geofizyki otworowej w otworze Chałupki Dębniańskie-2, oznaczanym dalej ChD-2 (Piet-sch i in., 2004).

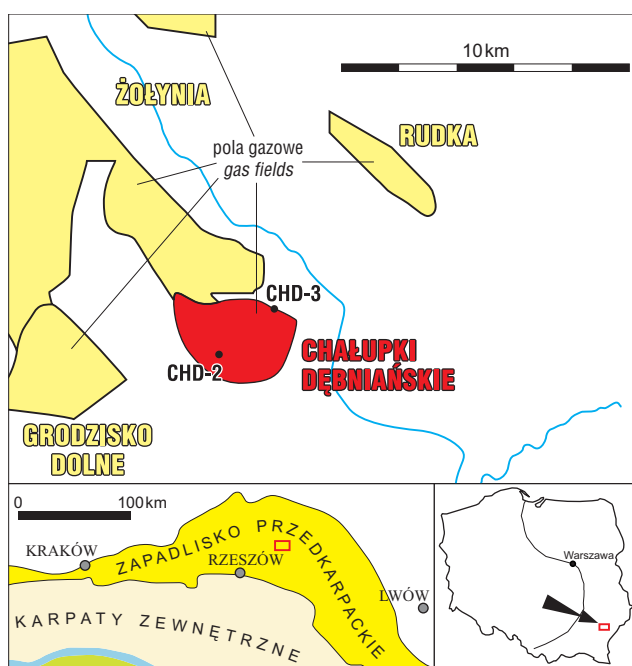
Opis danych pomiarowych

W celu porównania wyników uzyskanych za pomocą modeli teoretycznych i danych z pomiarów geofizyki otworowej wybrano do testowania otwór Chałupki Dębniańskie-2, usytuowany we wschodniej części zapadliska przedkarpacciego, pomiędzy miejscowościami Żołynia, Leżajsk, Sieniawa i Przeworsk. Na ryc. 1 przedstawiono lokalizację otworu ChD-2 i strefy występowania złóż gazu ziemnego. W profilu otworu występują głównie autochtoniczne osady miocenu, który niezgodnie zalega na kambryjskim podłożu. Utwory mioceńskie zbudowane są z ilowców, piaskowców, piaskowców zailonych i mułowców oraz osadów ewaporatowych. Sumaryczna miąższość utworów sarmatu i badenu górnego w otworze ChD-2 wynosi 1331 m. Szczegółowe badania laboratoryjne składu chemicznego i mineralogicznego, właściwości zbiornikowych i filtracyjnych skał, właściwości neutronowych oraz rozkładu uziarnienia zostały wykonane na próbkach skał pobranych z sąsiedniego otworu ChD-3, znajdującego się w odległości około 2 km na NE od otworu ChD-2. Wyniki tych prac były pomocne podczas doboru parametrów szkieletowych skał, stosowanych w obliczeniach wykonywanych w ramach niniejszej pracy (Gašior i in., 2004; Such, 2004; Środoń & Kowalska, 2004).

Pomiary geofizyki otworowej zostały wykonane w 2000 r. przez *Geofizykę Kraków Sp. z o.o.*, głównie przy użyciu aparatury CAG-2. Obejmowały one standardowy zestaw profilowań: profilowanie gamma naturalne i profilowania gamma-gamma (wykonane za pomocą aparatury firmy *Halliburton*), profilowania neutronowe, akustyczne, średnicy otworu i oporności pozornej (rejestrowane sondami gradientowymi i potencjałowymi) oraz pomiar krzywizny otworu.

Przy użyciu programu *ULTRA* zespół pracowników *Geofizyki Kraków Sp. z o.o.* pod kierunkiem mgr. inż. J. Nowa-

*Wydział Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska, Akademia Górniczo-Hutnicza, al. Mickiewicza 30, 30-059 Kraków, bala@geolog.geol.agh.edu.pl



Ryc. 1. Lokalizacja otworów Chałupki Dębniańskie-2 i Chałupki Dębniańskie-3 w strefach występowania mioceńskich złóż gazu ziemnego. Kolorem czerwonym zaznaczono pole Chałupki Dębniańskie a kolorem żółtym występujące w sąsiedztwie pola gazowe Żołyńnia, Grodzisko Dolne i Rudka (na podstawie Borysa & Myśliwca, 2002; dolna część rysunku na podstawie Myśliwca, 2004 b)

Fig. 1. Location of Chałupki Dębniańskie-2 and Chałupki Dębniańskie-3 wells in the area of Miocene gas fields. Chałupki Dębniańskie gas field is marked in red and neighbouring Żołyńnia, Grodzisko Dolne and Rudka fields are marked in yellow (after Borys & Myśliwiec, 2002). The lower part of the plot after Myśliwiec, 2004 b)

ka dokonał interpretacji ilościowej w interwale głębokościowym od 42 do 1366 m (Pietsch i in., 2004).

Wpływ zailenia na prędkość rozchodzenia się fal P i S

Na pierwszym etapie prac zajęto się określeniem wpływu obecności materiału ilastego na prędkość propagacji fal P i S. Obliczenia wykonano z zastosowaniem teoretycznych modeli ośrodków porowatych. Wykorzystano w tym celu: zmodyfikowany model Biota-Gassmana (Krief i in., 1990), Kustera i Toksöza (1974) oraz model Raymera-Hunta-Gardnera (1980). Szczegółowe opisy modeli można znaleźć w wielu publikacjach (np. Bała, 1998; Bała & Cichy, 2003).

Na ryc. 2 przedstawiono zależności prędkości rozchodzenia się fal P i S w funkcji objętościowej zawartości frakcji ilastej V_{sh} . W obliczeniach założono, że porowatość (Φ) modelu zmienia się od 0,05 do 0,25, a objętość frakcji ilastej zmienia się w przedziale od 0,0 do 0,8. Założono też strukturalny typ zailenia. Przedstawiono wyniki obliczeń uzyskane przy użyciu modelu Biota-Gassmana i Raymera-Hunta-Gardnera. Uwzględniając dotychczasowe wyniki badań (Gašior i in., 2004; Such, 2004; Środoń & Kowalska, 2004), przyjęto następujące parametry szkieletowe:

- dla piaskowca:
- $\rho_{ma} = 2,65 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$;
- $K_{ma} = 35,45 \text{ GPa}$;
- $\mu_{ma} = 39,81 \text{ GPa}$;

$DTP_{ma} = 161 \mu\text{s/m}$;

□ dla iłtu:

$\rho_{sh} = 2,60 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$;

$K_{sh} = 16,83 \text{ GPa}$;

$\mu_{sh} = 7,04 \text{ GPa}$;

$DTP_{sh} = 330 \mu\text{s/m}$;

□ dla wody nasycającej (solanki):

$\rho_w = 1,03 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$;

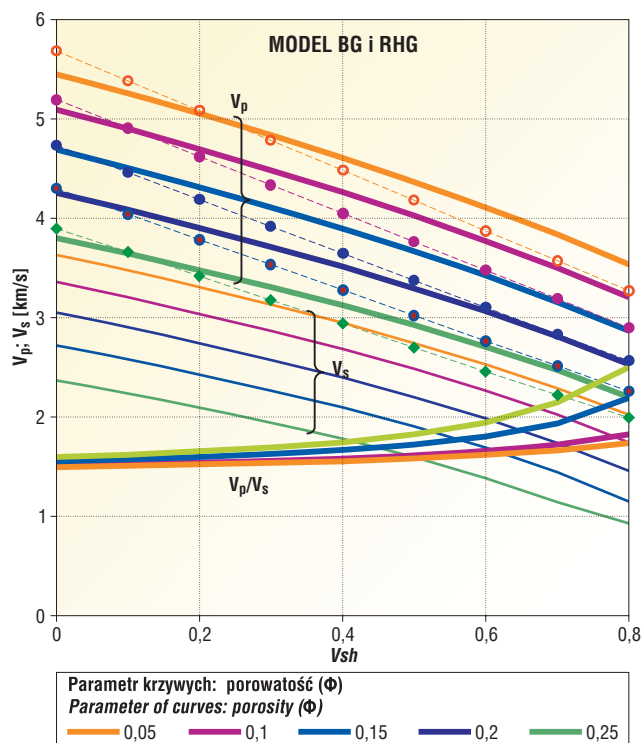
$K_w = 2,638 \text{ GPa}$;

$\mu_w = 0,0 \text{ GPa}$;

$DTP_w = 550 \mu\text{s/m}$,

— gdzie: ρ — gęstość, K — moduł odkształcenia objętości, μ — moduł odkształcenia postaci, DTP — czas interwału przebiegu fali P.

Analizując wyniki obliczeń można zauważyć regularny spadek prędkości V_p i V_s w miarę wzrostu objętości frakcji ilastej. Krzywe prędkości fali P (V_p), obliczone według modeli BG i RHG, różnią się nieznacznie. Stosunek obu prędkości (V_p/V_s) wzrasta wraz ze wzrostem zailenia i w zależności od współczynnika porowatości oscyluje między 1,65 (przy braku zailenia), a 2,3 (przy dużej zawartości frakcji ilastej).



Ryc. 2. Zmiany prędkości fali P i S w funkcji zailenia (V_{sh}). Parametrem krzywych jest porowatość (od 0,05 do 0,25). Do obliczeń wykorzystano model Biota-Gassmana (krzywe ciągłe) i Raymera-Hunta-Gardnera (krzywe przerywane — tylko V_p). W dolnej części wykresu pokazano zmiany V_p/V_s w funkcji zailenia, obliczone dla różnych porowatości

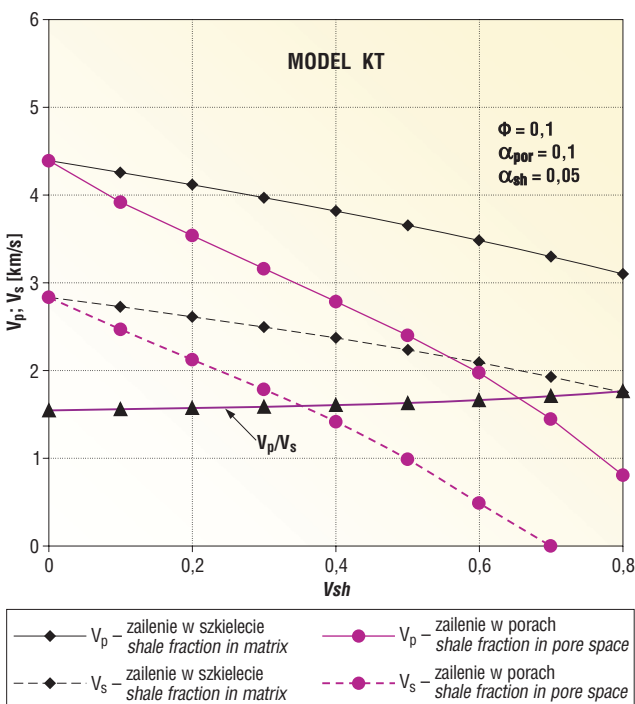
Fig. 2. P-wave and S-wave velocity changes as a function of shale volume (V_{sh}). Parameter of curves: porosity (0.05 to 0.25). The Biot-Gassman model (solid lines) and Raymer-Hunt-Gardner model (dashed lines — V_p only) were used in calculations. Changes of V_p/V_s versus shale content for different porosity are shown in the lower part of the plot

W pracy Zhu i in. (2001) przedstawiono podobne wnioski; zmiany V_p/V_s mają wzrost liniowy — od 1,6 dla „czystych” piaskowców, aż do 2,1 dla „czystych” iłtów. Autor wprowadza pojęcie tzw. krytycznej zawartości iłtów. Gdy

zawartość iłów jest większa od krytycznej, parametry sprężyste mieszaniny piaskowca i łu zmieniają się zgodnie z teoretycznymi obliczeniami. Gdy zawartość iłów jest mniejsza od krytycznej następuje niewielki wzrost V_P i V_S wraz ze wzrostem zawartości frakcji ilastej. Podobne obserwacje co do krytycznej zawartości iłów przedstawił Marion i in. (1992), jednak nie zostały one potwierdzone w innych pracach (np. Castagna i in., 1993; Han i in., 1986).

Na rycinie 3 zaprezentowano wpływ zailenia na prędkość fal P i S, obliczony według modelu Kustera i Toksöza. Założono, że frakcja ilasta występuje w szkieletcie skalnym (wariant pierwszy — krzywe czarne) lub w porach o niskich współczynnikach kształtu $\alpha_{il} = 0,05$ (α oznacza stosunek półosi mniejszej do większej w porach o kształcie elipsoidalnym), podczas gdy woda złożowa wypełnia pory o większych współczynnikach kształtu $\alpha_{por} = 0,1$, a $\Phi = C(\alpha_{por}) = 0,1$ (wariant drugi — krzywe amarantowe). Pozostałe parametry szkieletowe są takie same jak w poprzednich obliczeniach. Zmiany wywołane obecnością iłów są zdecydowanie większe w wariancie drugim (ryc. 3), gdy łu znajduje się w porach skały. Przyjmując założenia pierwszego wariantu otrzymano znacznie niższe wartości V_P i V_S niż posługując się modelem BG czy RHG. Wykres krzywej V_P/V_S w funkcji zailenia uzyskany na podstawie założeń wariantu pierwszego potwierdza omówione poprzednio wnioski. Przyjmując inne parametry modelu uzyskamy nieco inne wartości liczbowe, ale tendencja zmian zostanie zachowana.

Załączone wykresy (ryc. 2 i 3) ukazują bardzo duży wpływ materiału ilastego na prędkość fal P i S oraz inne parametry sprężyste. Wzrost stosunku V_P/V_S ze wzrostem



Ryc. 3. Wpływ zailenia (V_{sh}) na prędkość fal P i S. Obliczenia wykonano przy użyciu modelu KT. Założono, że 1) frakcja ilasta występuje w szkieletcie (krzywe czarne); 2) frakcja ilasta występuje w porach o współczynniku kształtu $\alpha_{sh} = 0,05$ (krzywe amarantowe). Zaznaczono również krzywą V_P/V_S obliczoną dla wariantu 1. **Fig. 3.** Effect of shale volume (V_{sh}) on P-wave and S-wave velocity. KT model was used in calculations. It was assumed that 1) shale fraction there is in matrix (black curves), 2) shale fraction there is in pore space with shape co-efficient $\alpha_{sh} = 0,05$ (red curves). V_P/V_S curve for option 1 is also shown

zailenia (do około 1,97 przy całkowitym zaileniu) pociąga za sobą także wzrost współczynnika Poissona (ν), który można określić ze wzoru:

$$\nu = 0,5 \cdot \frac{(V_P^2 - 2 \cdot V_S^2)}{(V_P^2 - V_S^2)}$$

Odmienne właściwości anizotropowe minerałów ilastych powodują zróżnicowanie wartości V_P/V_S dla różnych minerałów ilastych (Katahara, 1996). Właściwości sprężyste łupków ilastych zależą m.in. od ich składu mineralnego, udziału poszczególnych frakcji, a także kształtów i orientacji ziaren. Jones i Wanght (1981) na przykładzie próbek łupków kredowych z basenu Williston zaprezentowali eksperymentalne pomiary pięciu niezależnych składowych sprężystości, c_{11} , c_{33} , c_{44} , c_{66} i c_{13} , charakteryzujących najprostszyp przypadek anizotropii o symetrii heksagonalnej, tzw. słabej anizotropii (TI — *transverse isotropy*; Thomsen, 1986).

Dla fal propagujących wzdłuż płaszczyzny XY prędkość fali podłużnej w skałach ilastych (V_{Psh}) jest wyrażona za pomocą składowej c_{11} i gęstości łupków (ρ_{sh}), prędkość fali poprzecznej spolaryzowanej w kierunku uwarstwienia (V_{SHsh}) zawiera składową c_{66} , a prędkość fali poprzecznej spolaryzowanej prostopadle do warstwowania (V_{SVsh}) — składową c_{44} .

$$V_{Psh} = \sqrt{\frac{c_{11}}{\rho_{sh}}}; \quad V_{SHsh} = \sqrt{\frac{c_{66}}{\rho_{sh}}}; \quad V_{SVsh} = \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho_{sh}}}$$

Dla fal propagujących wzdłuż osi Z prędkości fal podłużnych (V_{Psh}) i poprzecznych (V_{SHsh}) są wyrażone poprzez składowe c_{33} i c_{44} , a dla propagacji pod kątem 45° do osi Z prędkość fali P zawiera kombinację wszystkich pięciu składowych sprężystości.

Podstawiając powyższe stałe do wzorów na prędkość fal P i S oraz uwzględniając średnią gęstość objętościową łupków ilastych ($\rho_{sh} = 2,65 \text{ g/cm}^3$) uzyskamy bardzo różne wartości w zależności od tego, z jakiej składowej sprężystej będziemy określać prędkości. W związku z tym stosunek V_P/V_S może się zmieniać od 1,795 aż do 2,5, co powoduje zmianę wartości współczynnika ν od 0,275 do 0,4. Na podstawie dysertacji Tosaya (1982) Katahara (1996) podaje średnią wartość $V_P/V_S = 2,12$, dla której współczynnik Poissona przyjmuje wartość 0,357.

Wpływ porowatości na parametry sprężyste w zailonych skałach zbiornikowych

W celu zbadania wpływu porowatości (Φ) utworów mioceńskich na prędkość fal podłużnych rejestrowanych sondą akustyczną, przeanalizowano wyniki pomiarów i wyniki kompleksowej interpretacji profilowań geofizycznych, wykonanych w otworze ChD-2. Na rycinie 4 przedstawiono zależność prędkości fali P, oznaczonej jako V_P (PA), od porowatości (Φ). Rozrzut punktów na wykresie jest bardzo duży. Jednak po zgrupowaniu danych według obecności frakcji ilastej w poszczególnych seriach skalnych (piaskowcach, łupkach ilastych i oddzielenie górnobadeńskim anhydrylic) zależność prędkości fal podłużnych od porowatości jest lepiej widoczna. Porowatość skał sarmatu zawiera się w przedziale od 0 do 0,32, a prędkość fali podłużnej zmienia się od 1,65 do 4,09 km/s.

Punkty rozdzielono według kryteriów litologicznych na:

- piaskowce o małym zaileniu, dla których poziom krzywej gamma GR jest poniżej 45 API;
- łupki ilaste (iłowce), dla których poziom krzywej gamma GR jest powyżej 65 API.

Drugim kryterium rozdziału była głębokość występowania utworów. Wydzielono:

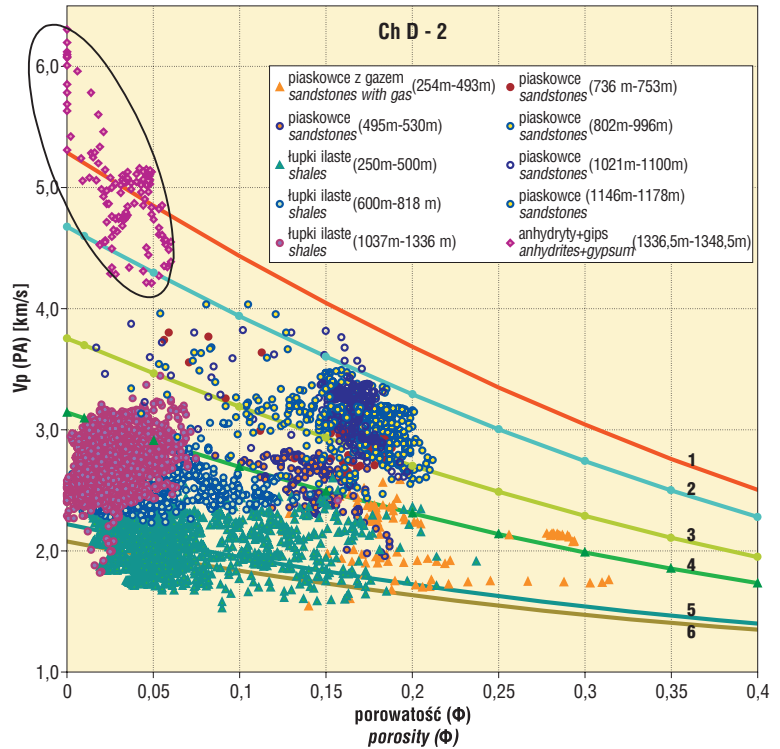
- piaskowce nasycone gazem — wybrane z przedziału 254–494 m (czyli strefy największego nasycenia gazem);
- piaskowce wodonośne — wybrane z przedziałów: 495–530 m, 736–753 m; 802–996 m; 1021–1100 m; 1146–1178 m — charakteryzujące się najniższymi wartościami na profilowaniu gamma;
- łupki — wybrane z przedziałów: 250–500 m; 600–818 m; 1037–1336 m — odpowiadające najwyższym wskazaniom na profilowaniu gamma.

Na wykresie nakreślono również linie obrazujące zależności teoretyczne, obliczone według znanego równania Raymera-Hunta-Gardnera (Raymer i in., 1980): V_p vs. Φ dla różnych, stałych zailień: $V_{sh} = 0, V_{sh} = 0,2, V_{sh} = 0,5, V_{sh} = 0,7$ oraz $V_{sh} = 1$, przyjmując do obliczeń parametry sprężyste najbardziej zbliżone do tych, które charakteryzują utwory autochtonicznego miocenu:

- $V_{pma} = 5,29$ km/s ($DTP_{ma} = 189$ μ s/m) — prędkość i czas interwałowy w szkielecie (matrycy) piaskowca,
- $V_{sh} = 2,22$ km/s ($DTP_{sh} = 450$ μ s/m) — prędkość i czas interwałowy w ilach,
- $V_f = 1,59$ km/s ($DTP_f = 629$ μ s/m) — prędkość i czas interwałowy w filtracji płuczkowym.

Zaznaczone na wykresie linie stałych zailień (ryc. 4) bardzo dokładnie wpasowują się do grupy piaskowców i łupków. Tylko grupa piaskowców nasyconych gazem układa się poniżej przedziału zailenia $V_{sh} = 0,2–0,5$, co jest zupełnie zrozumiałe, bowiem obecność gazu znacznie obniża prędkość rozchodzenia się fali podłużnej (Bała, 1988, 1997; Tatham, 1982). Osobną grupę, zakreśloną elipsą, stanowią punkty odpowiadające górnośląskiemu anhydrytom. Rozrzut tych punktów na skali prędkości może być spowodowany obecnością domieszek gipsów, zidentyfikowanych w toku interpretacji danych geofizyki otworowej.

Podobnie układają się punkty na wykresie obrazującym zmiany impedancji akustycznej fal P w funkcji porowatości (ryc. 5). Obliczone wartości impedancji ($ImP = V_p \times RHOB$ [$km/s \times kg/m^3$]) — gdzie RHOB oznacza gęstość



Ryc. 4. Wykres zależności mierzonej $V_p(PA)$ w funkcji porowatości (Φ) dla utworów miocenicznych. Kolorami zaznaczono utwory o zróżnicowanej litologii i głębokości występowania. Linie obrazują wartości V_p w zależności od objętościowej zawartości ilów i porowatości, obliczone przy użyciu modelu RHG dla następujących parametrów: $V_{pma} = 5,29$ km/s oraz 1) $V_{sh} = 0$; 2) $V_{sh} = 0,2$; 3) $V_{sh} = 0,5$; 4) $V_{sh} = 0,7$; 5) $V_{sh} = 1,0$ dla $V_{psh} = 2,222$ km/s; 6) $V_{sh} = 1,0$ dla $V_{psh} = 2,08$ km/s

Fig. 4. Plot of measured $V_p(PA)$ as a function of porosity (Φ) for Miocene deposits. Rocks with different lithology and depth are marked with different colors. Curves of calculated values for V_p depending on shale volume and porosity (using RHG model) are plotted for the parameters: $V_{pma} = 5.29$ km/s and 1) $V_{sh} = 0$; 2) $V_{sh} = 0.2$; 3) $V_{sh} = 0.5$; 4) $V_{sh} = 0.7$; 5) $V_{sh} = 1.0$ for $V_{psh} = 2.222$ km/s; 6) $V_{sh} = 1.0$ for $V_{psh} = 2.08$ km/s

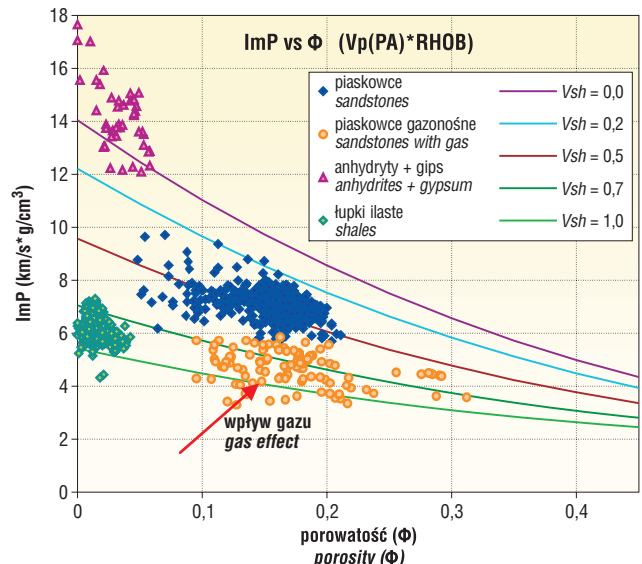
pomierzoną w otworze) jeszcze bardziej podkreślają rozdział punktów na grupy litologiczne.

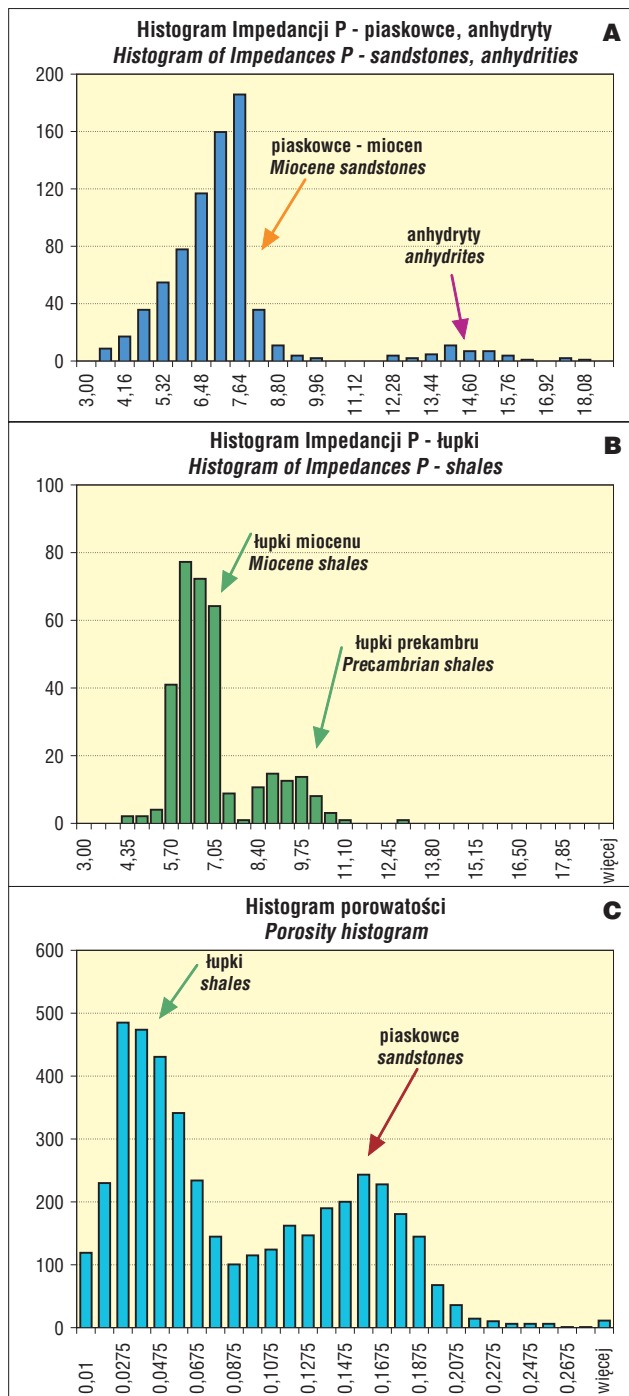
Na rycinie 6 A, B przedstawiono histogramy impedancji akustycznych fal P w piaskowcach miocenicznych i anhydrytach (ryc. 6A) i oddzielnie w łupkach (ryc. 6B). Na ryc. 6A zaznaczają się dwie populacje — piaskowców i pias-



Ryc. 5. Wykres zależności impedancji akustycznej ImP w funkcji porowatości (Φ). Zaznaczono linie odpowiadające stałym objętościom ilów od $V_{sh} = 0$ do 1,0. W obliczeniach przyjęto takie same parametry piaskowca jak na ryc. 4

Fig. 5. Acoustic impedance ImP versus porosity (Φ). Lines corresponding to constant shale volumes, ranging from $V_{sh} = 0$ to 1.0 are plotted. Like in Fig. 4, calculations were made for the same parameters of sandstones





Ryc. 6 A, B, C. A — histogram częstotliwościowy impedancji akustycznej fali P (ImP) w miocেনskich piaskowcach, piaskowcach nasyconych gazem i anhydrytach, B — w łupkach miocেনskich i kambryjskich; C — histogram częstotliwościowy współczynnika porowatości utworów miocেনskich

Fig. 6 A, B, C. Frequency histograms of P-wave acoustic impedance (ImP) for Miocene deposits: sandstones, gas-saturated sandstones, and anhydrites (A), Miocene shales and Precambrian shales (B); frequency histogram of porosity coefficient for Miocene deposits (C)

kowców nasyconych gazem (I populacja — maksimum impedancji P przy 7,64) oraz anhydrytów (II populacja — maksimum przy 14,02), a na ryc. 6B odróżniają się łupki miocенskie (z maksimum przy 6,15 i 6,6) i łupki prekambry (z maksimum przy 8,85 i 9,75). Przedstawiono również histogram współczynnika porowatości całego interwału miocenu autochtonicznego z wyłączeniem anhy-

drytów (ryc. 6 C). Można na nim wyróżnić dwie populacje: I — odpowiadającą skałom ilastym (z maksimum przy 0,03 i 0,04) i II — odpowiadającą piaskowcom (z maksimum przy 0,16 i 0,17).

Wykorzystując modele teoretyczne, wiążące właściwości sprężyste skały z takimi parametrami, jak porowatość, spektrum przestrzeni porowej, nasycenie porów wodą lub gazem, skład mineralny szkieletu oraz zawartość frakcji ilastej (określonymi na drodze interpretacji profilowań geofizyki otworowej), wyliczono parametry sprężyste utworów miocенskich w interwale głębokościowym od 42 do 1358 m (do spągu warstw baranowskich).

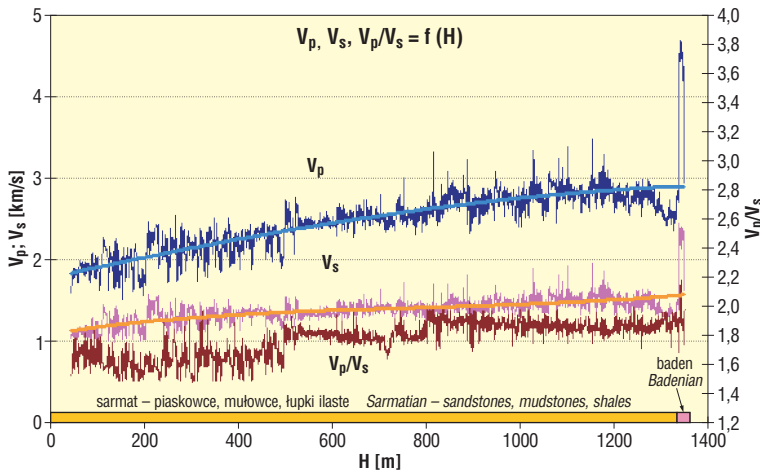
Pakiet programów pod nazwą ESTYMACJA (Bała & Cichy, 2003) umożliwia obliczanie parametrów sprężystych i gęstości objętościowej na podstawie czterech modeli teoretycznych: Biota-Gassmanna, Kustera-Toksöza, Raymera-Hunta-Gardnera i Wylliego. Obliczane parametry to: czasy interwałów fal P i S oraz ich prędkości, moduły sprężystości Younga, odkształcenia objętości i postaci, stosunek prędkości fali P do S oraz współczynnik Poissona.

Jako parametry wejściowe przyjmowano w obliczeniach odpowiednie stałe wartości szkieletowe i gęstości poszczególnych składników mineralnych szkieletu piaskowca i jego domieszek, mułowców i łupków oraz anhydrytów, a także mediów nasycających horyzonty zbiornikowe.

W profilu ChD-2 do głębokości około 190 m występują duże zmiany prędkości fal P i S (ryc. 7). Prędkość fali P oscyluje między 1,48 a 2,00 km/s, a prędkość fali S — od 0,848 do 1,25 km/s. Na głębokości 212,5–229,5 m zaznacza się warstwa o nieco podwyższonych prędkościach rozchodzenia się fal — dotyczy to szczególnie fali S. Następnie do głębokości około 440 m wzrasta prędkość fali P i oscyluje między 1,7 a 2,5 km/s. Wahania prędkości fali S są znacznie większe. Tak niskie prędkości propagacji fal, odnotowane w tym otworze nawet na dużych głębokościach, świadczą o słabym skonsolidowaniu skał oraz o obecności gazu nasycającego wiele horyzontów piaskowcowych i mułowcowych. O obecności warstw gazonośnych świadczy również mała wartość stosunku V_p/V_s — poniżej 1,58 (ryc. 7). W przedziale głębokościowym od 155 m do 491 m wytypowano do opróbowania aż 17 horyzontów, uznając je za gazonośne, i z wielu z nich uzyskano przyplwy gazu o znaczeniu przemysłowym (Zychowicz & Wójtowicz, 2000).

Na rycinie 8 przedstawiono wyniki interpretacji ilościowej danych geofizyki wiertniczej oraz uzyskane przy użyciu modelu Biota-Gassmanna prędkości fal P (V_p) i fal S (V_s), stosunek obu prędkości V_p/V_s , pomierzoną gęstość (krzywa RHOB) oraz obliczone impedancje akustyczne fal P (ImP) i S (ImS) w interwale od 225,0 do 500,0 m. Spadek wartości stosunku V_p/V_s poniżej 1,58 i impedancji fali P poniżej 4,5 bardzo dobrze koreluje się z wyinterpretowanymi horyzontami nasyconymi gazem (Pietsch i in., 2004).

Poniżej głębokości 500 m widać powolny wzrost prędkości P i S wraz ze wzrostem głębokości (ryc. 7). Jednak tuż nad poziomem anhydrytowym zaznacza się wyraźnie spadek prędkości i wzrost wartości stosunku V_p/V_s , co związane jest z podwyższonym zaileniem tych utworów. Zalegające niżej twory badanu górnego (1336–1348 m) zaznaczają się gwałtownym zwiększeniem prędkości obu typów fal. Ich średnie prędkości wynoszą: $V_p = 4,55$ km/s; $V_s = 2,38$ km/s. Stosunek V_p/V_s waha się od 1,7 do 2,18; jego średnia wartość (1,93) jest bardzo zbliżona do wartości charakterystycznej dla anhydrytu (Bała, 1989; Schlumberger, 1996), jednak duży udział gipsu i pewne domieszki



Ryc. 7. Wykres zmian prędkości fal P (V_p) i S (V_s) oraz stosunku V_p/V_s w funkcji głębokości w otworze ChD-2. Prędkości obliczone przy wykorzystaniu modelu BG

Fig. 7. P-wave and S-wave velocity changes and V_p/V_s ratio as a function of depth for ChD-2 well. Velocities calculated with the use of BG model

minerałów ilastych wpływają na dość znaczny rozrzut stosunku V_p/V_s , a tym samym na wielkość współczynnika Poissona.

Wpływ nasycenia gazem

W celu potwierdzenia, że nasycenie przestrzeni porowej gazem powoduje obniżenie prędkości propagacji fal P, wykonano obliczenia, wykorzystując teoretyczne modele Biot-Gassmanna (Krief i in., 1990) i Kustera-Toksöza (1974). Opis wzorów oraz analizę zakresu ich stosowalności przedstawili w publikacjach Krief i in. (1990), Kuster-Toksöz (1974) oraz Bała (1998) i Bała & Cichy (2003).

Najpierw, stosując model Biot-Gassmanna, obliczono i przeanalizowano zmiany prędkości obu typów fal w profilu. Zestawiano V_p^2 w funkcji V_s^2 i zauważono, że relacja jest quasi-liniowa. Na rycinie 9 przedstawiono V_p^2 w funkcji V_s^2 dla piaskowca:

- 1) w 100% nasyconego wodą (linia niebieska);
- 2) w 100% nasyconego gazem (linia czerwona).

Zaznaczono wyniki obliczeń dla piaskowca o $\Phi = 0,25$ i zmiennym nasyceniu wodą i gazem (od $S_w = 100\%$ do $S_w = 0\%$). Kolejne punkty na czarnej linii oznaczają różne nasycenie wodą. Parametry wody i gazu podano w tabeli 1. Punkty białe odpowiadają porowatości ($\Phi = 0,245$) i całkowitemu nasyceniu wodą (na linii niebieskiej) lub gazem (na linii czerwonej). Wpływ nasycenia gazem jest wyraźny — nawet przy niewielkiej objętości gazu — $S_g = 5\%$ ($S_w = 95\%$) do $S_g = 10\%$ ($S_w = 90\%$) — następuje gwałtowne obniżenie V_p^2 . Minimum zostało osiągnięte przy 15-procentowym nasyceniu gazem ($S_w = 85\%$), potem wartość V_p^2 nieznacznie wzrasta wraz ze wzrostem objętości gazu i już przy $S_g = 50\%$ leży na linii całkowitego nasycenia gazem.

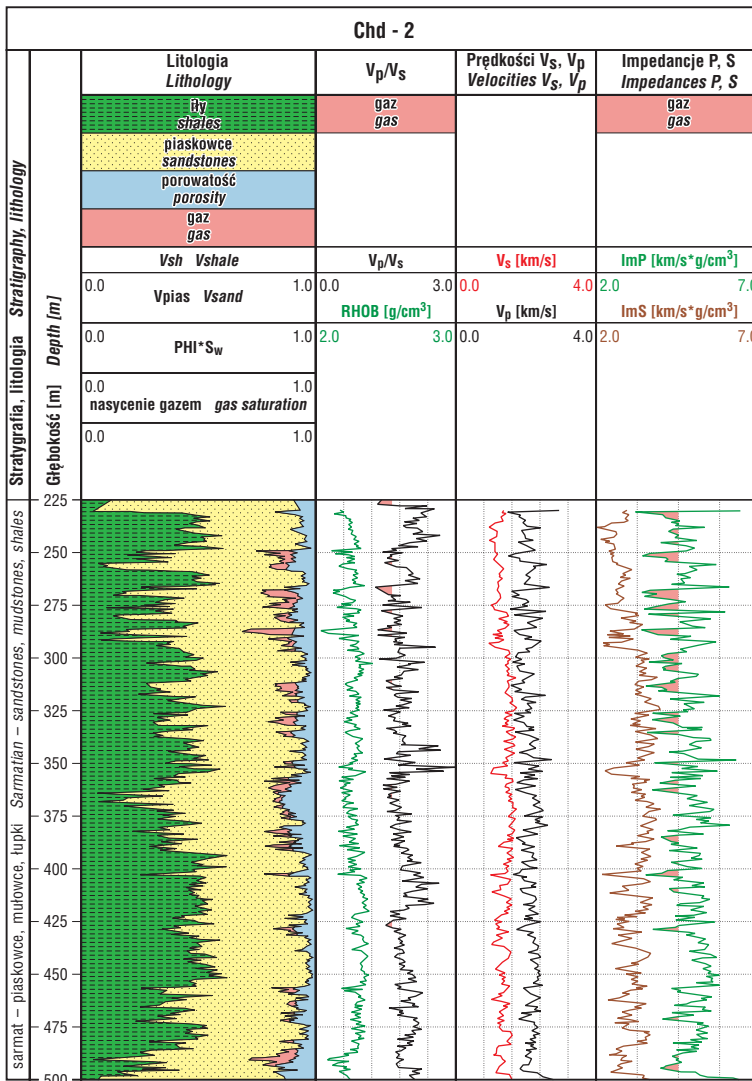
Z wyliczeń wynika również znacznie mniejszy wpływ nasycenia gazem na prędkość fali S (od 2,36 do 2,51 km/s).

Oddziaływanie dwóch faz występujących w przestrzeni porowej skały (wody i gazu) uwzględniano również we wcześniejszych pracach (Bała, 1994, 1998). Zmiany modułu K_f medium nasycającego można obliczać wg równania (Wood, 1957):

$$\frac{1}{K_f} = \frac{S_w}{K_w} + \frac{1-S_w}{K_g}$$

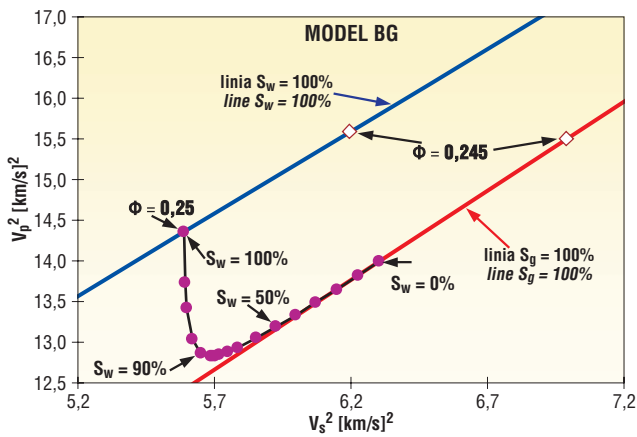
gdzie: $1 - S_w = S_g$ — objętość gazu w medium nasycającym,

K_w, K_g — moduły odkształcenia objętości wody i gazu.



Ryc. 8. Zestawienie wyników interpretacji profilowań geofizyki otworowej: ścieżka 2 — wykres litologiczno-porowatościowy, ścieżka 3 — V_p/V_s i rejestrowana gęstość (RHOB), ścieżka 4 — prędkość V_p (zarejestrowana) i V_s (obliczona przy użyciu modelu Biot-Gassmanna), ścieżka 5 — obliczone impedancje akustyczne fal P i S. Kolorem różowym zaznaczono interwały występowania piaskowców nasyconych gazem. Edytor graficzny ProGeo3.8 (Kowalik, 2000)

Fig. 8. Results of well-logging data interpretation: lithology-and-porosity plot (2nd path); V_p/V_s and recorded density RHOB (3rd path); V_p recorded and V_s calculated using Biot-Gassmanna model (4th path); acoustic impedances calculated for P and S waves (5th path). Intervals of gas-saturated sandstones marked with pink color



Ryc. 9. Wykres V_p^2 w funkcji V_s^2 obliczony dla piaskowca o porowatości $\Phi = 0,25$, $S_w = 100\%$ (linia niebieska), $S_g = 100\%$ (linia czerwona), punkty na czarnej krzywej oznaczają nasycenie wodą i gazem od $S_w = 100$ do 0% . Punkty białe odpowiadają innej porowatości $\Phi = 0,245$ i nasyceniu wodą lub gazem w 100% . Obliczenia wykonano przy wykorzystaniu relacji Biota-Gassmanna

Fig. 9. Plot of V_p^2 versus V_s^2 calculated for sandstone with porosity $\Phi = 0,25$; $S_w = 100\%$ (blue line), $S_g = 100\%$ (red line); red dots correspond to water and gas saturation ranging from 100 to 0% ; white squares correspond to porosity $\Phi = 0,245$ and water and gas saturation of 100% . Calculations were made with the use of Biot-Gassmann model

Tab. 1. Parametry wody i gazu przyjmowane w obliczeniach przy wykorzystaniu modeli teoretycznych

Table 1. Parameters for water and gas used in the theoretical model calculations

Media nasycające pory Pore-saturating media	K_f [GPa]	μ_f [GPa]	ρ_f [kg/m ³]	V_{pf} [km/s]	Autorzy Authors
Solanka Brine	2,40	0,00	1030	1,526	Tatham, 1982
Gaz (powietrze) Gas (air)	0,05 0,01089 $1,5 \times 10^{-5}$	0,00	100	0,707	Bała, 1994

K_f — moduł odkształcenia objętości dla medium nasycającego, μ_f — moduł odkształcenia postaci, ρ_f — gęstość medium nasycającego, V_{pf} — prędkość fali P w medium nasycającym pory
 K_f — bulk modulus for saturating medium, μ_f — shear modulus, ρ_f — density of saturating medium, V_{pf} — P-wave velocity in a porous medium

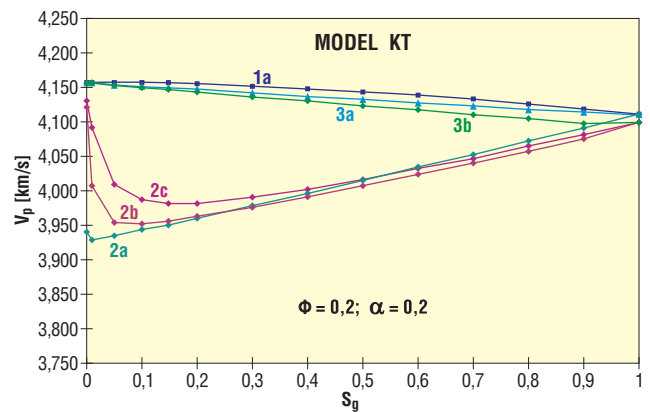
Obecność nawet niewielkiej ilości gazu, o bardzo małej wartości modułu K_g w przestrzeni porowej (Bała, 1989, 2001), znacznie obniża wartość K_f . Obecność ropy, której moduł sprężystości K_o jest zbliżony do modułu wody, powoduje spadek wartości K_f .

W celu zobrazowania zmian prędkości propagacji fal w funkcji nasycenia gazem wykonano obliczenia dla piaskowca, stosując model teoretyczny Kustera i Toksöza (Kuster & Toksöz, 1974; Bała, 1989), w którym przyjęto jednakowe współczynniki kształtu $\alpha = 0,2$ i porowatość $\Phi = 0,2$. Uwzględniono obecność dwóch faz (wody i gazu) w przestrzeni porowej skały przy założeniu trzech wariantów ich występowania (Bała, 1998).

Wariant 1 zakłada występowanie mediów, które mieszają się wzajemnie lub rozpuszczają.

Wariant 2 wprowadza dwie fazy (wodną i gazową) nie mieszające się wzajemnie. Przypadek taki odpowiada np. pęcherzykom gazu w solance.

Wariant 3 opisuje przypadek, gdy woda i gaz występują w oddzielnych porach. Na przykład gaz początkowo zajmuje pory mniejsze o niższych α , w miarę wzrostu nasycenia



Ryc. 10. Zmiany V_p w funkcji nasycenia skał gazem i wodą. Obliczenia wykonano dla piaskowców, przy wykorzystaniu modelu Kustera i Toksöza. Zastosowano trzy warianty nasycenia, oznaczone cyframi 1, 2, 3, dla a) $K_g = 1,5E-4$ GPa, b) $K_g = 0,01089$ GPa, c) $K_g = 0,05$ GPa, przyjęto: $\alpha = 0,2$ i $\Phi = 0,2$ (Bała, 1998)

Fig. 10. V_p changes as a function of water and gas saturation. Calculations were made for sandstones with the use of KT relationship. Three variants for saturation were assumed (marked with 1, 2, and 3, respectively) for: a) $K_g = 1.5E-4$ GPa; b) $K_g = 0.01089$ GPa; c) $K_g = 0.05$ GPa; moreover, $\alpha = 0.2$ and $\Phi = 0.2$ were also assumed (Bała, 1998)

nia gazem, są nim nasycane pory o większych współczynnikach kształtu.

Jeżeli założy się, że w badanych ośrodkach występują pory o jednakowym współczynniku kształtu, to zastosowanie wariantu 1 i 3 daje w wyniku równomierny spadek prędkości fali P wraz ze wzrostem nasycenia porów gazem (ryc. 10).

Zupełnie inny obraz obserwujemy przy założeniu występowania gazu w postaci pęcherzyków (wariant 2). Okazuje się, że nawet mała obecność gazu ($0,01-0,1$) znacznie obniża V_p , szczególnie silnie, gdy zadamy anomalnie niskie $K_g = 1,5E-4$ GPa (krzywa 2a), co może odpowiadać gazom w warunkach

ciśnienia atmosferycznego. Takie zmiany prędkości w funkcji nasycenia wodą i gazem, obliczone na podstawie modelu Kustera i Toksöza potwierdzają wyniki badań laboratoryjnych. Należy dodać, że wszystkie zmiany V_p i $V_s = f(S_g, S_w)$ są znacznie mniej wyraźne, gdy brane są pod uwagę pory o większym α .

Wydaje się, że wariant 2 najlepiej odpowiada warunkom złożowym. Analogiczny przebieg krzywych, wykreślonych na podstawie badań laboratoryjnych, zaprezentował Dvorkin i in. (1999). Wyniki przedstawiające zmiany V_p w funkcji S_w i S_g w warunkach homogenicznego nasycenia porów przez media są zbliżone do wariantu 2, a wyniki w warunkach nasycenia heterogenicznego, występującego w porach w postaci gniazd wypełnionych różnymi mediami (model patchy saturation) odpowiadają wariantom 1 i 3. Podobne stwierdzenie zawarł w swej pracy Myśliwiec (2004).

Zmiany prędkości fali S w funkcji nasycenia wodą i gazem są mniej wyraźne. Powoduje to obniżenie stosunku obu prędkości V_p/V_s , co może być potraktowane jako wskaźnik nasycenia formacji skalnych gazem (Tatham, 1982; Bała, 1988; Bała, 2001).

Wnioski

Przedstawione wyniki badań umożliwiają sformułowanie kilku ważnych wniosków:

1. Istnieje wyraźna zależność prędkości fal sprężystych rozchodzących się w skałach zbiornikowych od ilości występującej w nich frakcji ilastej. Ze wzrostem zailenia maleje prędkość fali P i S; sposób rozmieszczenia ilów ma wpływ na parametry sprężyste skał.

2. Stosunek prędkości obu fal (V_p/V_s) rośnie wraz z zawartością ilów, pociąga to za sobą wzrost współczynnika Poissona.

3. Wartości V_p/V_s dla poziomów ilastych mogą się znacznie różnić, ze względu na zróżnicowaną anizotropię poszczególnych minerałów ilastych. Prędkości fal P i S są uzależnione od kierunku propagacji fal i płaszczyzny warstwowania (w zależności od tego, z jakiej składowej sprężystej będziemy określać wartości prędkości).

4. Zmiany litologii (składu mineralnego szkieletu) skał zbiornikowych powodują zmiany mierzonych parametrów sprężystych — prędkości, impedancji akustycznej itp.

5. Wzrost porowatości skał obniża prędkość obu typów fal oraz ich impedancje akustyczne.

6. Obecność gazu w porach skały obniża prędkość fali podłużnej i jeszcze silniej wpływa na impedancję fali P (Im_p). Prędkość fali S znacznie mniej zależy od obecności gazu.

7. W obecności dwóch faz (wody i gazu) w przestrzeni porowej skał na wyniki obliczeń prędkości fal P w funkcji nasycenia wodą i gazem duże znaczenie ma sposób rozmieszczenia obu mediów złożowych (homogeniczne, heterogeniczne).

8. Teoretyczne modele wykorzystywane do obliczeń parametrów sprężystych dają poprawne wyniki — zgodne z pomierzonymi krzywymi w profilowaniach akustycznych oraz z badaniami laboratoryjnymi.

Praca została wykonana na podstawie wyników uzyskanych w ramach projektu celowego nr 6T12 2003 C/06006, realizowanego w latach 2003–2004 pod kierunkiem K. Pietsch i E. Gruszczaka (Pietsch i in., 2003–2004), oraz w ramach projektu badawczego nr 8 T12B046 20, realizowanego w latach 2001–2003 (Bała i in., 2003) i projektu nr 4T12B05629, realizowanego w I etapie w 2005 r. (Bała i in., 2005).

Literatura

BAŁA M. 1988 — V_p/V_s jako wskaźnik litologii skał, ich porowatości oraz nasycenia węglowodorami. IV Krajowa Konferencja Nauk. Techn. z zakresu Geof. Wiertniczej. Dżonków: 13–19.

BAŁA M. 1989 — Analiza obrazu falowego zarejestrowanego przy profilowaniu akustycznym w odwiercie pod kątem oceny parametrów sprężystych i zbiornikowych skał. Z. Nauk. AGH, Geofizyka Stosowana, 3, 1247: 1–166.

BAŁA M. 1994 — Effect of water and gas saturation in layers on elastic parameters of rocks and reflection coefficients of waves. Acta Geoph. Polon., 42: 149–158.

BAŁA M. 1997 — Changes of Elastic Parameters in Gaseous Formation on the Basis of Theoretical Model of Porous Rocks. 59th EAGE Conference and Technical Exhibition. 26–30 May, Geneva, Rock Physics, P063.

BAŁA M. 1998 — Porównanie prędkości fal sprężystych obliczonych przy pomocy różnych modeli teoretycznych w zależności od parametrów petrofizycznych skał. Tech. Poszuk. Geol., 3: 71–81.

BAŁA M. 2001 — Analiza wpływu obecności gazu w porach skalnych na prędkość fal sprężystych na przykładzie wybranych horyzontów złoża „R”. Prz. Geol., 49: 1167–1175.

BAŁA M., CICHY A. & JARZYNA J. 2003 — Modelowanie prędkości propagacji i tłumienia fal podłużnych i poprzecznych w skałach porowatych w powiązaniu z otworowymi badaniami geofizycznymi. Projekt badawczy KBN nr 8 T12B046 20. Arch. Zakładu Geofizyki Wydziału Geologii i Ochrony Środowiska AGH.

BAŁA M. & CICHY A. 2003 — Estymacja prędkości fal podłużnych i poprzecznych przy wykorzystaniu modeli teoretycznych oraz danych geofizyki wiertniczej. Prz. Geol., 51: 1058–1063.

BAŁA M., WITEK K., WOŹNICKA U. & ZORSKI T. 2005 — Modelowanie wpływu zmiennego nasycenia gazem przestrzeni porowej skał na wyniki pomiarów akustycznych i innych profilowań w otworach oraz sejsmicznych pól falowych. Projekt badawczy nr 4 T12B 056 29, etap 1 2005. Arch. Zakładu Geofizyki Wydziału Geologii, Geofizyki i Ochrony Środowiska AGH.

BORYS Z. & MYŚLIWIEC M. 2002 — Zmiana modelu geologiczno-złożowego w wyniku zastosowania nowej metodyki interpretacji danych sejsmicznych i otworowych na przykładzie rejonu złoża gazu ziemnego Zołunia. Konferencja Naukowo-Techniczna Geopetrol, Pr. Instytutu Nafty i Gazu: 26–38.

CASTAGNA J.P., BATZLE M.I. & KAN T.K. 1993 — Rock physics — the link between rock properties and AVO response, Investigation Geophysics, 8: 3–36.

DVORKIN J., MOOS D., PACKWOOD J.L. & NUR A.M. 1999 — Identifying patchy saturation from well logs. Geophysics, 64: 1756–1759.

GAŚSIOR I., KLAJA J., KOWALSKA S., PRZELASKOWSKA A. & ZALEWSKA J. 2004 — Analiza rozkładu nasycenia wodą przestrzeni porowej skał miocenijskich na podstawie badań metodą NMR. Konferencja Naukowo-Techniczna Geopetrol, 2004. Pr. Instytutu Nafty i Gazu.

HAN D.H., NUR A. & MORGAN D. 1986 — Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. Geophysics, 51: 2093–2107.

JONES L.E. & WANGHT H.F. 1981 — Ultrasonic velocities in Cretaceous shales from the Williston basin. Geophysics, 44: 288–297.

KATAHARA K.W. 1996 — Clay mineral elastic properties. Presented at the 66th Ann. Int. Mtg., Society Expl. Geoph.: 1691–1694.

KOWALIK J. 2000 — ProGeo3.8. Dokumentacja programu w Geofizyce Kraków Sp. z o.o.

KRIEF M., GARAT J., STELLINGWERFF J. & VENTRE J. 1990 — A petrophysical interpretation using the velocities of P and S waves (Full-waveform Sonic). The Log Analyst November–December: 355–369.

KUSTER G.T. & TOKSÓZ M.N. 1974 — Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media. Part I, Theoretical Formulations. Geophysics, 39: 587–606.

MARION D., NUR A. & HAN. D. 1992 — Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. Geophysics, 52: 554–563.

MYŚLIWIEC M. 2004 a — Poszukiwania złóż gazu ziemnego w osadach miocenu zapadliska przedkarpacciego na podstawie interpretacji anomalii sejsmicznych — podstawy fizyczne i dotychczasowe wyniki. Prz. Geol., 52: 299–306.

MYŚLIWIEC M. 2004 b — Typy pułapek gazu ziemnego i strefowość występowania ich złóż w osadach miocenu wschodniej części zapadliska przedkarpacciego. Prz. Geol., 52: 657–664.

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.

PIETSCH K., GRUSZCZYK E., BAŁA M., JARZYNA J., LEŚNIAK A., DANEK T., KOBYLARSKI M., MARZEC P., STADTMÜLLER M., TATARATA A., FRANCZYK A. & WITEK K. 2003–2004 — Opracowanie kryteriów sejsmicznej lokalizacji złóż węglowodorów dla warunków zapadliska przedkarpacciego w oparciu o nowe techniki trójskładowych pomiarów sejsmicznych (3c) i modelowań całkowitego pola falowego. Projekt celowy nr 6T12 2003 C/06006, 2003–2004.

RAYMER L.L., HUNT E.R. & GARDNER J.S. 1980 — An improved sonic transit time to porosity transform 21st SPWLA, July: 8–11.

RUHOVETS N. & FERTL W.H. 1982 — Digital Shaly Sand Analysis Based on Waxman-Smiths Model and Log Derived Clay Typing. 8th Eur. Well Logging Symp., SPWLA/SAID: 107–134.

SCHLUMBERGER Educational Services 1996 — Log Interpretation Charts, Houston.

SUCH P. 2004 — Analiza właściwości zbiornikowych i filtracyjnych rzeni z otworów Chałupki Dębnińskiej 3 i Jasionka 4. Konferencja Naukowo-Techniczna Geopetrol, Pr. Inst. Nafty i Gazu: 793–796.

ŚRODOŃ J. & KOWALSKA S. 2004 — Ocena ilościowa i jakościowa składu mineralnego skał miocenijskich z otworów Jasionka 4 i Chałupki Dębnińskiej 3. Konferencja Naukowo-Techniczna Geopetrol, Pr. Inst. Nafty i Gazu: 779–782.

TATHAM R.H. 1982 — V_p/V_s and lithology. Geophysics, 41: 837–849.

THOMSEN L. 1986 — Weak elastic anisotropy. Geophysics, 51: 1954–1966.

TOKSÓZ M.N., CHENG C.H. & TIMUR A. 1976 — Velocities of seismic waves in porous rocks. Geophysics, 41: 621–645.

TOSAYA C. 1982 — Acoustical properties of clay-bearing rocks. Ph. D. dissertation, Stanford University: 1–128.

WOOD A.B. 1957 — Textbook of Sound; Being an Account of the Physics of Vibrations with Special Reference to Recent Theoretical and Technical Developments. Neil & Co. Ltd., Edinburgh.

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, Expanded Abstract.

ZYCHOWICZ J. & WÓJTOWICZ S. 2000 — Dokumentacja otworu ChD-2, Końcowe orzeczenie geofizyczne. Arch. Geofizyka Kraków S.A.

Praca wpłynęła do redakcji 09.11.2005 r.
Akceptowano do druku 23.03.2006 r.