

BADANIE WPŁYWU ANIZOTROPII I ZAILENIA NA PRĘDKOŚCI ROZCHODZENIA SIĘ FAŁ PODŁUŻNYCH I POPRZECZNYCH ORAZ INNYCH PARAMETRÓW SPRĘŻYSTYCH SKAŁ KLASTYCZNYCH

**Study of the effects of anisotropy and shaliness on velocities
of longitudinal and shear waves and other elastic parameters
of clastic rocks**

Maria BAŁA

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

Abstract: Rock anisotropy has a significant effect on longitudinal and shear wave velocities, that are measured in acoustic logging. This can affect both a single layer (then it is related to the microstructure) and a sequence of layers (a large scale). This paper discusses elastic components of anisotropic media with so-called transverse isotropy (TI) and Thomsen coefficients characterizing the P-wave and S-wave anisotropy and V_p/V_s ratio. The effect of shale rock content on parameters measured in acoustic logging was also studied.

Key words: anisotropy, longitudinal wave, shear wave, elastic modules, shaliness

Słowa kluczowe: anizotropia, fala podłużna, fala poprzeczna, moduły sprężystości, zailenie

ANIZOTROPIA SKAŁ ZBIORNIKOWYCH W POMIARACH AKUSTYCZNYCH

Obecność skał wykazujących anizotropię ma wpływ na mierzone prędkości fal podłużnych i poprzecznych, rejestrowanych przy profilowaniach akustycznych. Serie anizotropowe mogą tworzyć się w wyniku procesów depozycji oraz naprężeń tektonicznych. Anizotropię możemy rozpatrywać w skali makroskopowej, będzie to warstwowanie formacji skalnych, np. łupki ilaste wykazujące wyraźną laminację, i w skali mikroskopowej, np. skały zbiornikowe z frakcyjnym ułożeniem ziaren o różnej wielkości lub o zróżnicowanych rozmiarach porów itp. Podobnie, w skałach charakteryzujących się obecnością szczelin i spękań, obserwowana jest tzw. anizotropia wywołana szczelinami czy mikropeknięciami.

Anizotropia własności sprężystych może dotyczyć pojedynczej warstwy (ma związek z mikrostrukturą) lub obejmuje większą skalę zjawiska – anizotropia związana z sekwencyjnym ułożeniem warstw. W obrębie utworów mioceńskich przedgórze Karpat rozróżniamy niejednorodności związane ze strukturami depozycyjnymi, czyli uławiczeniem, warstwowaniem płasko-równoległym czy też smużystym i laminacją. Struktury te tworzą naprzemianległe kilkunasto, kilkudziesięcio centymetrowe warstewki piaskowca, mułowca i ilowca. Utwory takie wykazują duże zróżnicowanie prędkości, a ze względu na niewielkie ich miąższości, mogą zaburzać zapis czasów interwałowych.

Profilowania akustyczne wymagają w takich ośrodkach wprowadzenia korekty na wpływ anizotropii przed wykorzystaniem ich do interpretacji ilościowej oraz opracowań sejsmicznych.

W skałach anizotropowych występuje zjawisko rozszczepienia się fali S na dwie składowe: fałę poprzeczną, rozchodzącą się wzdłuż uwarstwienia, przemieszczającą się z większą prędkością (SH) i fałę prostopadłą do warstwowania, o mniejszej prędkości (SV). Teoretycznie są one spolaryzowane w płaszczyznach prostopadłych do siebie i przesunięte w fazie o 90° , jednak z praktyki wiadomo, że przesunięcie fazowe jest zależne od rozkładu naprężeń w górotworze i przyjmuje wartości od 80 do 120° . Zjawisko rozszczepienia zachodzi też w ośrodkach spękanych i jest uzależnione od wzajemnej orientacji płaszczyzny drgań fal S i płaszczyzny spękań.

W celu wyjaśnienia wpływu anizotropii formacji na rejestrowany akustyczny obraz falowy przeprowadza się teoretyczne modelowania „odpowiedzi” sond, wykorzystując znane metody różnic skończonych lub elementów skończonych. Najczęściej zakłada się uproszczone ośrodki anizotropowe (Bała *et al.* 2008). Thomsen (1986) przedstawił zagadnienie określania tensorów sprężystości C_{ijkl} w ośrodkach anizotropowych z heksagonalną symetrią, tzw. *transverse isotropy* (TI). Tensory sprężystości C mają w następstwie symetrii wskaźników ij i kl oraz par tych wskaźników (np. $C_{ijkl} = C_{jikl} = C_{ijlk} = C_{klij}$) 21 niezależnych współrzędnych, z ogólnej liczby 81 współrzędnych. Należy przypomnieć, że ilość niezależnych „modułów sprężystości” zależy od wyboru stopnia symetrii i kształtuje się następująco: układ trójskośny – 21 lub 18 (np. polihalit), jednoskośny – 13 lub 12 (np. kainit, diopsyd), rombowy – 9 (np. siarka), trygonalny – 6 (np. kwarc), tetragonalny – 6 (np. chalkopiryt), heksagonalny – 5 (np. cynk), regularny – 3 (halit) (Gawin 1997).

W najprostszym przypadku anizotropii z heksagonalną symetrią (*transverse isotropy*), macierz tensora sztywności ma pięć niezależnych współczynników spośród 12 niezerowych. Są to: C_{11} , C_{12} , C_{13} , C_{33} , C_{44} .

Jak podaje Lo *et al.* (1986), relacje pomiędzy modułami sztywności i prędkościami w ośrodku TI można wyrazić następująco:

$$C_{11} = \rho V_{P11}^2; \quad C_{12} = C_{11} - 2\rho V_{SH1}^2; \quad C_{33} = \rho V_{P33}^2; \quad C_{44} = \rho V_{S3}^2 \quad (1)$$

oraz

$$C_{13} = -C_{44} + \sqrt{4\rho^2 V_{P45}^2 - 2\rho V_{P45}^2 (C_{11} + C_{33} + 2C_{44}) + (C_{11} + C_{44})(C_{33} + C_{44})} \quad (2)$$

gdzie: V_{P11} , V_{P33} , V_{SH1} , V_{S3} oznaczają prędkości fal podłużnych i poprzecznych mierzonych w różnych kierunkach do uwarstwienia, jak zostało zaznaczone na figurze 1A, ρ – gęstość ośrodka

Figura 1B przedstawia uproszczony model ułożenia ziaren w piaskowcach Berea i łupkach Chicopee uwzględnianych w badaniach laboratoryjnych (Lo *et al.* 1986).

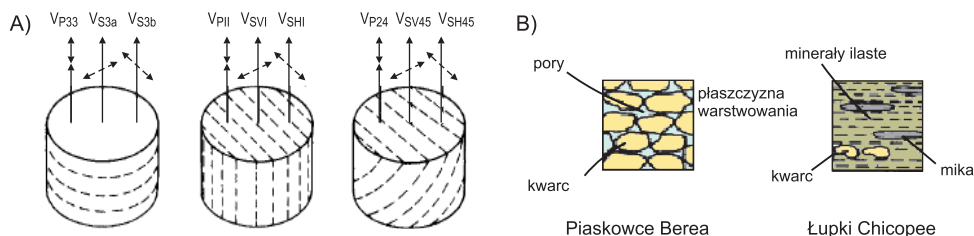


Fig. 1. Mierzone prędkości wzdłuż i prostopadle do uwarstwienia w badaniach laboratoryjnych wykonanych na próbkach piaskowców Berea i łupków Chicopee (A). Uproszczone modele ułożenia ziaren w piaskowcach Berea i łupkach Chicopee (Lo *et al.* 1986) (B)

Fig. 1. Velocities measured horizontally and perpendiculary to bedding planes of Berea sandstone and Chicopee shale (A). Simplified models showing grain orientation in Berea sandstone and Chicopee shale (Lo *et al.* 1986) (B)

Thomsen (1986) wprowadza trzy parametry sprężystości ϵ , γ i δ , definiując je jako kombinację modułów sprężystości $C_{\alpha\beta}$ dla scharakteryzowania ośrodka *transverse isotropy* TI.

$$\epsilon = \frac{C_{11} - C_{33}}{2C_{33}}; \quad \gamma = \frac{C_{66} - C_{44}}{2C_{44}} \quad (3)$$

$$\delta = \frac{(C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2}{2C_{33}(C_{33} - C_{44})} \quad (4)$$

Te parametry decydują o kształcie frontu fal P i S w ośrodkach TI.

Parametr ϵ charakteryzuje różnicę pomiędzy prędkością pionowo i poziomo propagującej fali P, γ – różnicę pomiędzy prędkością fali S rozchodzącą się poziomo i pionowo (spolaryzowaną pionowo SV lub poziomo SH). Parametry te są zwykle określane jako parametry anizotropii fali P i S. Banik (1987) podaje, że z tych trzech parametrów δ ma największy wpływ na amplitudę fali odbitej P, przy małej odległości między punktem wzbudzenia i odbioru.

W publikacjach (Thomsen 1986, Ryan-Grigor 1997) przytoczone są tabele, zaczerpnięte z wielu artykułów, w których badano parametry anizotropii pomierzone na próbkach z różnych skał – piaskowce, wapień, łupki ilaste, iły, kryształy kalcytu, biotyту, apatytu i innych, w zróżnicowanych warunkach pomiarowych (suche, powietrzno suche) przy zadanych ciśnieniach. Tabele zawierają wartości: V_p , V_s , V_p/V_s , ϵ , γ i δ oraz gęstości poszczególnych próbek. Z analizy tych parametrów wynika, że ϵ , γ i δ mogą przyjmować wartości dodatnie i ujemne. Zauważono również, że δ dobrze koreluje ze stosunkiem prędkości fal P rozchodzącej się pionowo i S propagującej wzdłuż osi pionowej. Stosunek C_{13}/C_{44} obliczono na podstawie danych pomiarowych (tabela 1 w pracy Ryan-Grigor 1997) i porównano je z pomierzonymi wartościami V_p/V_s .

Uzyskano związek liniowy:

$$\frac{C_{13}}{C_{44}} = 3.61 \cdot \frac{V_P}{V_S} - 5.06$$

dla którego współczynnik korelacji Pearsona $R = 0.9$. To pozwoliło na obliczenie δ przy znanej wartości V_P/V_S (Ryan-Grigor 1997). Wyniki tych badań skłaniają do wyciągnięcia następujących wniosków:

- jeśli V_P/V_S jest mniejsze od 1.8, to δ zbliża się do zera lub ma niewielkie wartości dodatnie,
- gdy V_P/V_S jest bliskie 2 lub wyższe, to δ staje się ujemne i maleje ze wzrostem V_P/V_S .

Bazując na tych danych wydaje się, że założenie liniowej relacji między C_{13}/C_{44} i V_P/V_S jest sensowną aproksymacją.

Wartość stosunku V_P/V_S można uzyskać z pomiarów akustycznych obrazów falowych rejestrowanych w otworach lub na drodze modelowań przy użyciu teoretycznych relacji dla ośrodków porowatych (np. program ESTYMACJA) (Bała & Cichy 2003).

Formacje anizotropowe można zidentyfikować analizując szczegółowo obrazy falowe rejestrowane przy profilowaniach akustycznych. Modelowania teoretyczne obrazów falowych dla źródeł dipolowych w ośrodkach quasi-anizotropowych (TI) przeprowadzono metodą różnic skończonych w pracy Wang *et al.* (2002). Przyjmowano częstotliwości nadajników 2 kHz oraz nachylenia otworu 0° , 60° i 90° w stosunku do warstwowania. Na figurze 2 przedstawiono obliczony obraz falowy dla fali S i źródeł dipolowych ortogonalnie usytuowanych względem siebie, dla modelu piaskowca przy horyzontalnym otworze. Rozejście się zapisów (czerwony i niebieski) wskazuje wyraźnie na obecność anizotropii ośrodka.

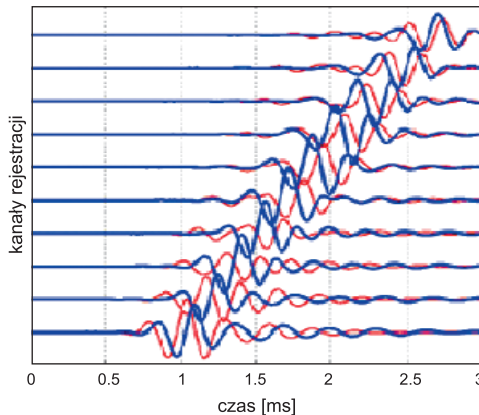


Fig. 2. Obliczony obraz falowy dla źródła dipolowego z orientacją ortogonalną dla fali S. Linie czerwone – orientacja pozioma, niebieskie – orientacja pionowa, częstotliwość 2 KHz, otwór poziomy (Wang *et al.* 2002)

Fig. 2. Waveforms calculated for dipole source with orthogonal orientations. The red line is for horizontal orientation, the blue line for vertical orientation. The borehole is horizontal, the center frequency is 2 kHz (Wang *et al.* 2002)

Okazuje się również, że anizotropia obniża czasy interwałowe fali Stoneleya. Jest to spowodowane tym, że w ośrodkach TI w obszarze niskich częstotliwości fala Stoneleya jest bardziej czuła na składową V_{SH} , która ma większą prędkość niż V_{SV} . Na wykresie krzyżowym (Fig. 3) przedstawiającym kwadrat czasu interwałowego fali Stoneley'a $DTST^2$ i kwadrat czasu interwałowego fali poprzecznej DTS^2 , wyraźnie oddzielają się skały piaskowcowe o podwyższonej przepuszczalności i formacje anizotropowe (Tang & Patterson 2004). Kolorami zaznaczono punkty o zróżnicowanym zaileniu, od niskich wartości GR (punkty zielone), do wysokich (czerwone). Przerywana linia odpowiada skałom izotropowym, nieprzepuszczalnym. Podobne wykresy wykonywano w celu określania współczynnika przepuszczalności na podstawie czasu interwałowego fali Stoneleya (Bała & Jarzyna 2004).

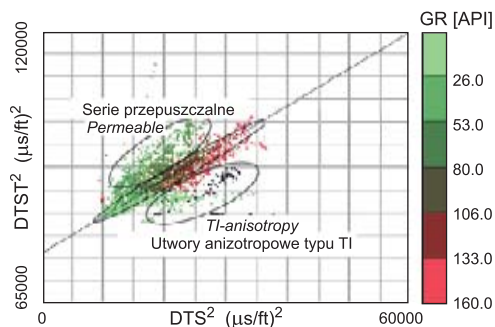


Fig. 3. Wykres kwadratu czasu interwałowego fali Stoneleya $(DTST)^2$ w funkcji kwadratu czasu interwałowego fali poprzecznej $(DTS)^2$, określonych na podstawie akustycznych obrazów fali zarejestrowanych w formacjach piaskowców i łupków ilastych, wykazujących anizotropię lub przepuszczalność (Tang & Patterson 2004)

Fig. 3. The plot of squared Stoneley slowness $(DTST)^2$ in function of squared shear slowness $(DTS)^2$ made on the basis of acoustic full waveforms recorded in formations of sandstones and shales, showing the anisotropy or the permeability (Tang & Patterson 2004)

WPLYW ZAILENIA NA PRĘDKOŚCI FAL V_P , V_S I STOSUNEK V_P/V_S

Zbadano wpływ obecności materiału ilastego na prędkość propagacji fali P i S. Obliczenia wykonano przy zastosowaniu modeli Biota–Gassmanna (BG), Kustera–Toksöza (KT) i Raymera–Hunta–Gardnera (RHG) przy użyciu programu ESTYMACJA, wprowadzając dane parametrów szkieletowych, charakterystyczne dla utworów piaskowcowo-ilastych miocenu, autochtonicznego złoża Żołynia (Bała 2007). Szczegółowy opis modeli można znaleźć w publikacjach (Bała & Cichy 2003, 2007). Analizując uzyskane wyniki obliczeń, daje się zauważyć regularny spadek wartości prędkości V_P i V_S w miarę wzrostu objętości frakcji ilastej, a tym samym obniżania się objętości składnika piaskowcowego. Krzywe prędkości fali P (V_P) obliczone przy wykorzystaniu modeli BG i RHG różnią się nieznacznie między sobą. 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 (dla dużej zawartości frakcji ilastej). Wzrost stosunku V_P/V_S ze wzrostem zailenia (do około 2 przy całkowitym zaileniu)

pociąga za sobą także wzrost współczynnika Poissona ν . Wartości V_P/V_S dla różnych minerałów ilastych mogą się znacznie różnić, ze względu na obserwowaną w nich anizotropię (Katahara 1996). Własności sprężyste łupków ilastych zależą od ich składu, objętości poszczególnych frakcji, kształtów oraz orientacji ziaren.

Dla fal propagujących wzdłuż płaszczyzny XY prędkość fali podłużnej w skałach ilastych V_{Psh} wyrażona jest przy pomocy 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} .

$$V_{Psh} = \sqrt{\frac{c_{11}}{\rho_{sh}}}; \quad V_{SHsh} = \sqrt{\frac{c_{66}}{\rho_{sh}}}; \quad V_{SVsh} = \sqrt{\frac{c_{44}}{\rho_{sh}}} \quad (5)$$

W pracy Zhu *et al.* (2001) przedstawiono podobne wnioski: zmiany V_P/V_S mają charakter liniowy od 1.6 dla „czystych piaskowców” aż do 2.1 dla „czystych iłów”. Autor wprowadza pojęcie tzw. krytycznej zawartości iłów (przy około 40%), poniżej której dla „mieszanej” piaskowca i łu parametry sprężyste zachowują się jak wykazano w teoretycznych obliczeniach. Powyżej zaś tej krytycznej zawartości następuje spadek V_P i V_S ze wzrostem frakcji ilastej. Podobne obserwacje co do „krytycznej” objętości iłów przedstawiono na podstawie badań laboratoryjnych w publikacji Marion *et al.* (1992), co nie zostało potwierdzone w innych pracach (np. Castagna *et al.* 1993, Han *et al.* 1986). Z obliczeń wykonanych przez autorkę przy użyciu modelu BG i KT wynika bardzo silny wpływ materiału ilastego na prędkości fal P i S oraz moduły sprężystości i współczynnika Poissona, jednak również nie obserwuje się obecności krytycznej objętości iłów (Bała 2007).

W pracy Sayersa (2005) przedstawiono zebrane w tabelach parametry sprężystości Thomsona ϵ , γ i δ obliczone dla minerałów ilastych na podstawie pomierzonych składowych C_{11} , C_{33} , C_{44} , C_{66} i C_{13} . Zauważono, że wartości ϵ i γ są dodatnie, natomiast δ są ujemne lub mają niskie wartości dodatnie.

Nowoczesne sondy akustyczne, w których odpowiednie ustawienie nadajników i odbiorników w kierunkach prostopadłych (np. przy źródłach dipolowych, czy też kwadrupolowych), pozwalają na rejestrację obrazów falowych w różnych kierunkach. Takie pomiary umożliwiają określenie parametrów sprężystych w skałach wykazujących własności anizotropowe. Interpretacja zapisów falowych rejestrowanych sondami akustycznymi stosowanymi w Polsce (Long Spaced Sonic lub Full Wave Sonic firmy Halliburton) jest bardzo utrudniona i nie zawsze dostarcza wiarygodnych wyników dla parametrów anizotropowych. Duże częstotliwości źródeł (rzędu 20 kHz) są niekorzystne przy określaniu prędkości fali Stoneleya, dlatego znaczące w świecie firmy konstruują i używają źródeł o niższych częstotliwościach (około 10 kHz).

WNIOSKI

Przedstawiona problematyka pozwala na sformułowanie kilku ważnych dla geofizyków i geologów złożowych wniosków:

- wpływ anizotropii maleje ze wzrostem ciśnienia zewnętrznego na skutek zamykania się porów i szczelin,

- parametry sprężystości Thomsona ϵ , γ i δ dobrze charakteryzują skały anizotropowe: parametr ϵ określa anizotropię fali P, parametr γ związany jest z anizotropią fali S, a parametr δ koreluje ze stosunkiem prędkości V_P/V_S ,
- istnieje wyraźna zależność prędkości fal sprężystych rozchodzących się w skałach zbiornikowych od występującej w nich frakcji ilastej; ze wzrostem zailenia maleje prędkość fali P i S; sposób rozmieszczenia zawartości ilów ma wpływ na parametry sprężyste skał,
- stosunek prędkości obu fal (V_P/V_S) rośnie wraz z zawartością ilów, pociąga to za sobą wzrost współczynnika Poissona i wpływa też na współczynnik δ ,
- wartości V_P/V_S dla poziomów ilastych mogą się znacznie różnić, ze względu na obserwowaną w nich anizotropię. Prędkości fal P i S będą uzależnione od kierunku propagacji fal i płaszczyzny warstwowania (w zależności od tego z jakiej składowej sprężystej będziemy określać wartości prędkości).

Praca została wykonana w ramach projektu badawczego nr 4 T12B, realizowanego od października 2005 do kwietnia 2008 pod kierunkiem Marii Bały, finansowanego przez MNiSW.

Praca była prezentowana na VII Konferencji Naukowo-Technicznej pt. „Geofizyka w geologii, górnictwie i ochronie środowiska” organizowanej z okazji jubileuszu 90-lecia AGH na WGGiOŚ.

LITERATURA

- Bała M., 2007. Wpływ obecności ilów, porowatości oraz nasycenia porów wodą i gazem na parametry sprężyste skał zbiornikowych określonych na podstawie teoretycznych modeli ośrodków porowatych i danych geofizyki wiertniczej. *Przegląd Geologiczny*, 55, 1, 46–53.
- Bała M. & Cichy A., 2003. Estymacja prędkości fal podłużnych i poprzecznych przy wykorzystaniu modeli teoretycznych oraz danych geofizyki wiertniczej. *Przegląd Geologiczny*, 51, 12, 1058–1063.
- Bała M. & Cichy A., 2007. Comparison of P-wave and S-wave velocities estimated from Biot-Gassmann and Kuster-Toksöz models with results obtained from acoustic wave-trains interpretation. *Acta Geophysica Polonica*, 55, 2, 222–230.
- Bała M. & Jarzyna J., 2004. Opracowanie metodyki określania współczynnika przepuszczalności na podstawie czasów interwałowych fali Stoneley'a i fali poprzecznej. *Nafta-Gaz*, LX, 2, 97–103.
- Bała M., Cichy A., Drabina A., Kobylarski M., Krawiec J., Ossowski A., Pietsch K., Rzemieniarz A., Witek K., Woźnicka U., Zorski T. & Danek T., 2008. *Modelowanie wpływu zmiennego nasycenia gazem przestrzeni porowej skał na wyniki pomiarów akustycznych i innych profilowań w otworach oraz sejsmicznych pól falowych*. Wydawnictwo Arbor, Kraków, 155.
- Banik N.C., 1987. An effective anisotropy parameter in transversely isotropic media. *Geophysics*, 52, 1654–1664.
- 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.

- Gawin A., 1997. Zagadnienie „dokładniejszego” opisu propagacji fal sprężystych – sejsmicznych i akustycznych – wzbudzonych w ośrodku skalnym przez dowolne źródła. *Konferencja: Problemy interpretacyjne sejsmiki*, Kościelisko, 4–7 listopad, 1–18.
- Han D.H., Nur A. & Morgan D., 1986. Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstones. *Geophysics*, 51, 2093–2107.
- Katahara K.W., 1996. Clay mineral elastic properties. *66th Ann. Int. Mtg., Society Exploration Geophysicists*, 1691–1694.
- Lo T., Coyner K.B. & Toksoz M.N., 1986. Experimental determination of elastic anisotropy of Barea sandstone, Chicopee shale and Chelmsford granite. *Geophysics*, 51, 1, 164–171.
- Marion D., Nur A. & Han, D., 1992. Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, 52, 4, 554–563.
- Ryan-Grigor S., 1997. Empirical relationships between transverse isotropy parameters and V_p/V_s : implications for AVO. *Geophysics*, 62, 5, 1359–1364.
- Sayers C.M., 2005. Seismic anisotropy of shales. *Geophysical Prospecting*, 53, 667–676.
- Tang X.M. & Patterson D., 2004. Estimating formation permeability and anisotropy from borehole Stoneley waves. *SPWLA, 45th Annual Logging Symposium*, June 6–9.
- Thomsen L., 1986. Weak elastic anisotropy. *Geophysics*, 51, 10, 1954–1966.
- Wang X., Hornby B. & Dodds K., 2002. Dipole Sonic Response in Deviated boreholes penetrating an Anisotropic Formations. *SEG 72nd Annual International Meeting*.
- 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*, 1–5.