

برآورد پارامتر ناهمسانگردی γ در سازندهای کنگان و دالان با استفاده از نگاره صوتی برشی دوقطبی در یکی از چاه‌های میدان پارس جنوبی

ملیحه سادات کاظمی^{۱*} و محمدکمال قاسم‌العسکری^۲

^۱ عضو هیأت علمی، دانشکده دکتر شریعتی، تهران، ایران

^۲ دانشیار، دانشگاه صنعت نفت، دانشکده مهندسی نفت اهواز، ایران

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/۵/۱۳، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۷، دسترسی برخط: ۱۳۸۹/۱۲/۲۵)

چکیده

تعیین ناهمسانگردی در ژئوفیزیک اکتشافی و ژئوفیزیک مخزن نقش مهمی ایفا می‌کند. نادیده گرفتن تأثیر ناهمسانگردی، عدم تشخیص پارامترهای لرزه‌ای بازتابی و رخساره‌های سنگی را به همراه دارد. در محیط ناهمسانگرد یک موج برشی به دو مولفه برشی عمود بر هم تبدیل می‌شود. یکی از معمول‌ترین روش‌ها برای تعیین ناهمسانگردی، بررسی سرعت‌های امواج برشی در جهت‌های مختلف است. امروزه نیاز به تعیین ناهمسانگردی لرزه‌ای به‌طور قابل ملاحظه‌ای افزایش یافته‌است. با نگاره‌های صوتی برشی دوقطبی (DSI) می‌توان سرعت امواج برشی را تعیین کرد. ابزار صوتی برشی دوقطبی، کندی امواج برشی را در دو جهت روی صفحه عمود بر محور چاه اندازه‌گیری می‌کند. پارامترهای ناهمسانگردی با اندازه‌گیری مولفه‌های سرعت از نمونه‌های مغزه در آزمایشگاه، داده‌های لرزه‌ای ای سه بعدی و داده‌های لرزه‌ای قائم آزیموتی تعیین می‌شوند. در این مقاله، پارامتر ناهمسانگردی γ با استفاده از نگاره‌های صوتی برشی دوقطبی محاسبه شده است. این پارامتر در سازندهای کنگان و دالان، در مجاورت یک چاه اکتشافی در میدان پارس جنوبی تعیین گردید. همچنین پارامتر γ با نمودارهای پرتو گاما برای سازندهای کنگان و دالان مقایسه و میزان ناهمسانگردی به دلیل وجود شیل تعیین شد. ضمناً پارامتر γ با پارامتر ناهمسانگردی برحسب کندی (α_{DT}) مقایسه شد. در این تحقیق همبستگی خوبی بین پارامترهای γ و ناهمسانگردی برحسب کندی به دست آمد. با توجه به نتایج به دست آمده، میانگین پارامتر γ ، در سازند کنگان ۰/۱۵ و در سازند دالان ۰/۲۰ محاسبه شد.

واژه‌های کلیدی: ناهمسانگردی، نگاره صوتی برشی دوقطبی، پارامتر γ ، کندی امواج برشی، سازندهای کنگان و دالان

Estimation of anisotropy parameter γ in Kangan and Dalan Formations by DSI in a well at South Pars field

Malihe Sadat Kazemi^{1*}, and Mohamad Kamal Ghassem Alaskari²

¹Dr. Shariaty College, Tehran, Iran

²Department of Petroleum Engineering, Petroleum University of Technology, Ahwaz, Iran

(Received: 04 August 2010, accepted: 28 December 2010, available online: 16 March 2011)

Summary

Anisotropy has an important role in exploration and reservoir characterization. In practice, the determination of seismic anisotropy is not easy, but it has important

*Corresponding author:

mksazemi18@gmail.com

*نگارنده رابط:

consequences in enhancement of seismic data recording and processing. Anisotropy interacts with reflection seismology, acquisition, processing and interpretation. Ignoring anisotropy can lead to poor seismic imaging, misleading the seismic reflector responses, inaccurate location of well-ties, and incorrect interpretation of seismic arrival times and amplitudes for the determination of lithology and fluid content.

Shear wave velocity anisotropy is commonly referred to as shear wave splitting, because a shear wave traveling in an heterogeneous medium splits into two shear waves. At a given receiver, shear waves are characterized by their orthogonal polarization directions (fast and slow) and a delay between their arrival times.

The most common anisotropic models have been related to the framework of transverse isotropy or a hexagonal isotropy system. When the symmetry axis is aligned with the vertical axis, the model is called vertical transverse isotropy or VTI. For a VTI medium, there are five stiffness coefficients and three independent phase velocities. Thomsen (1986) replaced these stiffness coefficients with two vertical velocities (V_{p0} and V_{s0}) and three dimensionless anisotropy parameters (namely, ϵ , γ and δ). Anisotropy parameters can be determined in several ways, including velocity measurements on core samples in a laboratory or from field data in a VSP experiment. A common form of anisotropy observed in many geological area (thinly horizontal layers or fractures). This involves the reference axis of symmetry being normal to the bedding surfaces. Thomsen (1986) introduced three anisotropic parameters (ϵ , γ and δ) to describe weak anisotropy, which is believed to be the simple model of anisotropy. Thomsen parameters can be computed with the stiffness tensor considered in anisotropic media. Alkhalifah and Tsvankin (1995) showed that, for P-wave Moveout, there exists a range of kinematically equivalent models which are governed by the stacking velocity and introduced by the parameter η .

The Dipole Shear Sonic Imager (DSI) is an example of devices that are used to obtain and analyze sonic measurements of formations surrounding a borehole. The DSI Imager can measure the components of shear slownesses in many directions in a plane perpendicular to a borehole axis. The DSI tool is a full waveform acoustic tool that delivers measurements of sonic waves in a wide variety of formations. In the conventional DSI logging tool, one can present compressional slowness, Δt_c , shear slownesses, Δt_s , and Stoneley slowness, Δt_{st} , each as a function of depth. The DSI tool can estimate the orientation and magnitude of stress from velocity dispersion. By inverting the dispersion curves from DSI logs, one can estimate the horizontal stresses. One type of these special dipole modes enables the recording of both inline and crossline (perpendicular) waveforms. These modes, both called cross receivers (BCR) which are used for anisotropy evaluation.

In this paper, one of the anisotropy parameters of Thomsen (γ) was determined by the use of S-wave velocities and their relationship with the DSI tool used in the Kangan and Dalan gas zones of the South Pars field. Subsequently, the γ parameter was compared with the Gamma Ray log in depth. The results show anisotropy behavior in shaly zones of Kangan and Dalan Formations. It is found that the average of the γ parameter for the Kangan and Dalan Formations are 0.015 and 0.02, respectively. Also, this parameter was compared with slowness based on anisotropy. A good correlation was observed between anisotropy parameter γ and the slowness based on anisotropy (slowness vector).

Key words: Anisotropy, Dipole shear sonic imager, γ parameter, Shear waves slowness, Kangan and Dalan Formations

۱ مقدمه

تعیین میزان ناهمسانگردی لرزه‌ای اغلب در عمل مشکل است، ولی ناهمسانگردی در بهبود نتایج حاصل از داده‌های لرزه‌ای اکتشافی، عملیات ثبت داده‌ها، پردازش داده‌ها و تفسیر داده‌ها کمک می‌کند. از طرف دیگر اطلاعات به‌دست آمده در مورد ناهمسانگردی، در تعیین رفتار سنگ‌های مخزن اهمیت زیادی دارد. انتشار امواج در محیط ناهمسانگرد را فیزیک‌دانان در قرن نوزدهم مورد بررسی قرار دادند. عبارت ناهمسانگردی را اولین بار در ۱۸۷۹ روتلگ برای توصیف خواص انتشار نور در بلورها مورد استفاده قرار داد (آرمسترانگ و همکاران، ۱۹۹۴). ناهمسانگردی نشان‌دهنده تغییر یک یا چند خاصیت از ماده برحسب جهت است (ویترستین، ۱۹۹۰). ناهمسانگردی در حوزه‌های متفاوت به عوامل ساختاری محیط وابسته است. مثلاً در ارتباط با امواج لرزه‌ای به ضریب کشسانی (C_{ijkl}) ، در شاره‌ها به کمیت تراوایی (K_{ij}) ، در الکتریسته به کمیت رسانایی الکتریکی (σ_{ij}) و گذردهی الکتریکی (ϵ_{ij}) و در امواج الکترومغناطیس به نفوذپذیری الکتریکی (μ_{ij}) بستگی دارد (شلمبرژه، ۲۰۰۳).

در آغاز دهه ۱۹۵۰، مفهوم ناهمسانگردی لرزه‌ای در اکتشاف، به‌خصوص در ارتباط با محیط‌هایی شامل لایه‌های نازک و همچنین در مورد همسانگردی عرضی بررسی شد (هلیگ و تامسن، ۲۰۰۵). البته اثر ناهمسانگردی روی داده‌ها با روش‌های اندازه‌گیری در آن زمان قابل تشخیص نبود. لذا این موضوع را تا مدتی فقط چند محقق مورد بررسی قرار دادند. در واقع می‌توان گفت که دهه ۱۹۸۰ آغاز به‌کارگیری ناهمسانگردی در اکتشاف بوده است. در آن هنگام دو مقاله بنیادین از سوی تامسن (۱۹۸۶) و آلفورد (۱۹۸۶) به چاپ رسید (گرچکا، ۲۰۰۱). تامسن روابط پارامترهای ناهمسانگردی را برای ناهمسانگردی ضعیف بیان کرد. لیو و همکاران (۲۰۰۰)

تأثیر شاره درون حفره‌ها و شکستگی‌ها را با پارامترهای ناهمسانگردی بررسی کردند. با وارون کردن منحنی‌های پراکندگی سرعت از نگاره‌های صوتی برشی دوقطبی، می‌توان تنش‌های افقی اصلی را برآورد کرد (چان، ۲۰۰۵). بریمن (۲۰۰۷) پارامترهای ناهمسانگردی تامسن را در مخازن شکاف‌دار بررسی کرد. بندوپادی (۲۰۰۹) تأثیر شاره را در پارامترهای ناهمسانگردی به‌کار برد و روشن ساخت که مقادیر پارامترهای تامسن در شرایط اشباع، کمتر از شرایط خشک ناهمسانگردی را نشان می‌دهد.

ناهمسانگردی لرزه‌ای، با تغییر سرعت تابعی از جهت انتشار امواج است (مائو، ۲۰۰۵). در ارتباط با امواج در محیط ناهمسانگرد ابتدا می‌باید سرعت گروه و سرعت فاز را از یکدیگر متمایز کرد. مسافت و زمان انتشار در اندازه‌گیری‌های میدانی اغلب به سرعت گروه وابسته است. سرعت‌های گروه و فاز، در امتداد مسیرهای خاصی مثل انتشار افقی و انتشار عمودی در محیط همسانگرد عرضی با یک محور تقارن قائم (VTI) هم‌زمان می‌شوند و سرعت فاز، معادل سرعت گروه است. اندازه‌گیری‌های ناهمسانگردی سرعت امواج لرزه‌ای P و S، نشان می‌دهد که سنگ‌های رسوبی ناهمسانگردند (مارتین و دیویس، ۱۹۸۷). ناهمسانگردی لرزه‌ای می‌تواند اطلاعات کمی سنگ‌های رسوبی را مشخص کند (کرامپین و همکاران، ۱۹۸۹) از طرف، دیگر اطلاعات موجود زمین‌شناسی را تکمیل نموده و درک بهتری از لایه‌های مورد بررسی را فراهم کند.

به‌طور کلی هشت سامانه ناهمسانگرد و دو زیرسامانه نیمه‌ناهمسانگرد وجود دارد که می‌توان آنها را با الگوهای ثابت کشسان مشخص کرد. ساده‌ترین نوع ناهمسانگردی که به‌صورت کاربردی در ژئوفیزیک رایج است، همسانگردی عرضی با تقارن شش‌ضلعی است. متداول‌ترین نوع ناهمسانگردی لرزه‌ای، ناهمسانگردی

۲ انتشار امواج در محیط **TI** و تعیین پارامتر γ همسانگردی عرضی افقی (HTI) و همسانگردی عرضی قائم (VTI) برای انتشار امواج در بسیاری از محیط‌های سنگی مدل‌های خوبی را به دست می‌دهند. برای توصیف امواج صفحه‌ای در محیط ناهمسانگرد می‌توان نوشت (تسوانکین، ۲۰۰۱):

$$\rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} - c_{ijkl} \frac{\partial^2 u_k}{\partial x_j \partial x_l} = 0 \quad (1)$$

$$u_k = U_k e^{i\omega(n_j x_j / V - t)} \quad (2)$$

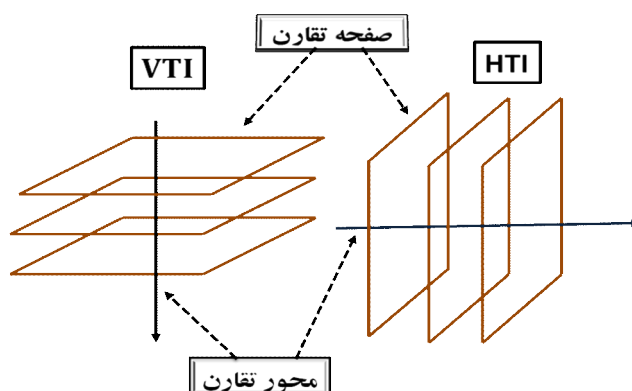
که u_k بردار قطبش U ، ω بسامد زاویه‌ای، v سرعت انتشار موج و n بردار یکه عمود بر جبهه موج صفحه‌ای است. کمیت دیگری که در نظریه موج ناهمسانگرد مطرح می‌شود بردار کندی ($p = n/v$) است. این کمیت با جایگزین کردن موج تخت (۲) در معادله موج (معادله معروف کریستوفل) به دست می‌آید.

$$\begin{bmatrix} G_{11} - \rho V^2 & G_{12} & G_{13} \\ G_{12} & G_{22} - \rho V^2 & G_{23} \\ G_{31} & G_{32} & G_{33} - \rho V^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} U_1 \\ U_2 \\ U_3 \end{bmatrix} = 0 \quad (3)$$

که G_{ik} ماتریس کریستوفل است و به خواص محیط و جهت انتشار امواج بستگی دارد.

$$G_{ik} = c_{ijkl} n_j n_l \quad (4)$$

عمودی با تقارن شش‌وجهی است. لذا تحقیقات صورت گرفته، اغلب در ارتباط با ناهمسانگردی عمودی است. وقتی محور تقارن موازی با محور قائم باشد، همسانگردی عرضی (یا VTI) مطرح می‌شود که ناهمسانگردی جهت‌دار قائم است. وقتی محور تقارن افقی است محیط همسانگرد عرضی افقی (HTI) نامیده می‌شود. همسانگردی عرضی افقی در محیطی رخ می‌دهد که شکاف‌های قائم توسعه یافته‌اند. محیط‌های HTI ساده‌ترین نوع ناهمسانگردی جهت‌دار محسوب می‌شوند که می‌توان آنها را در توصیف مخازن شکاف‌دار قائم به کار برد (تامسن، ۱۹۸۸). در محیط‌های تنشی، امتداد لغزشی و جایی که تنش قائم حداقل است، همسانگردی عرضی افقی رخ می‌دهد. تشکیلات شیلی که به طور افقی لایه‌بندی شده‌اند، دارای تقارن VTI می‌باشند. اگر لایه‌ها شیب‌دار باشند در این صورت محور تقارن می‌تواند نسبت به محور افقی انحراف داشته باشد. چنین محیطی به دلیل تقارن مایل، (TTI) نامیده می‌شود. مدل‌های TTI در نزدیکی گنبد‌های نمکی مشاهده شده‌است. در شکل ۱ ساختار مدل‌های VTI و HTI نشان داده شده‌است.



شکل ۱. مدل VTI دارای محور تقارن قائم و مدل HTI دارای محور تقارن افقی است.

$$V_{p0} = (C_{33}/\rho)^{1/2} \quad (7)$$

$$V_{s0} = (C_{44}/\rho)^{1/2} \quad (8)$$

$$\gamma = (C_{66} - C_{44}) / (2C_{44}) \quad (9)$$

و یا

$$\gamma = (V_{S-fast} - V_{S-slow}) / V_{S-slow} \quad (10)$$

در رابطه (۱۰)، V_{S-fast} سرعت موج برشی سریع و V_{S-slow} سرعت موج برشی کند است. یعنی، $V_{S-slow} = (C_{44}/\rho)^{1/2}$ و $V_{S-fast} = (C_{66}/\rho)^{1/2}$ است (تنگ، ۱۹۹۸).

$$\varepsilon = (C_{11} - C_{33}) / (2C_{33}) \quad (11)$$

$$\delta = ((C_{13} + C_{44})^2 - (C_{33} - C_{44})^2) / 2C_{33}(C_{33} - C_{44}) \quad (12)$$

V_{p0} و V_{s0} مربوط به سرعت انتشار امواج در محیط و ε ، δ و γ پارامترهای ناهمسانگردی هستند.

ناهمسانگردی با روش‌هایی مانند اندازه‌گیری‌های سرعت از روی نمونه‌های مغزه در آزمایشگاه (جانستون و کریستین، ۱۹۹۵) و اندازه‌گیری‌های سرعت از داده‌های میدانی (بانیک، ۱۹۸۴؛ لسی و لاتون، ۱۹۹۹) قابل اندازه‌گیری است. پارامترهایی که برای برآورد ناهمسانگردی به کار می‌روند، زمان رسید و مؤلفه قائم‌گندی است. با استفاده از اختلاف سرعت امواج برشی سریع و کند، می‌توان پارامتر ناهمسانگردی γ را محاسبه کرد (چان، ۲۰۰۵). در حالتی که ناهمسانگردی با شکستگی‌های عمودی (در امتداد محور افقی Y) ایجاد شود، مؤلفه سریع موج برشی با طول موج بیشتری قطبی می‌شود و در جهت موازی با امتداد شکستگی‌ها در چاه عمودی (محور Z) انتشار می‌یابد (شکل ۲).

پارامتر α_{DT} را نیز می‌توان برای برآورد میزان ناهمسانگردی مورد بررسی قرار داد.

$$((DT_{Slow} + DT_{Fast})/2) / \alpha_{DT} = (DT_{Slow} - DT_{Fast}) \quad (13)$$

سرعت‌های امواج در محیط TI (برای نمونه در جایی که ناهمسانگردی القایی وجود دارد یا در جایی که شیب ساختار کم است)، علاوه بر چگالی، مستلزم تعیین پنج پارامتر دیگر است. این پارامترها V_p ، V_s ، پارامترهای تامسن (δ و ε) و پارامتر تسوانکین η می‌باشند. ماتریس سختی در محیط VTI با رابطه (۵) تعیین می‌شود.

$$C^{vii} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{11}-2c_{66} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{11}-2c_{66} & c_{11} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{13} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix} \quad (5)$$

مدل HTI دارای دو صفحه تقارن و یک صفحه همسانگردی است. اگر جهت تقارن با محور X_1 برخورد کند، با جایگزین کردن اندیس‌های ۱ و ۳ تانسور کندی برای مدل VTI به دست می‌آید. ماتریس کندی متناظر با

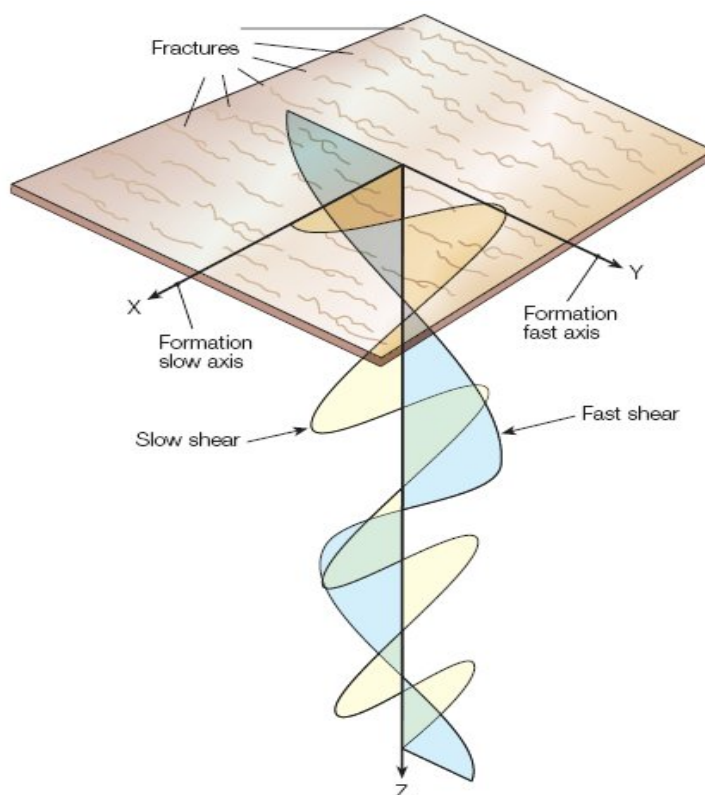
$$C^{hii} = \begin{bmatrix} c_{11} & c_{13} & c_{13} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33} & c_{33}-2c_{44} & 0 & 0 & 0 \\ c_{13} & c_{33}-2c_{44} & c_{33} & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & c_{55} & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & c_{66} \end{bmatrix} \quad (6)$$

یک سنگ ناهمسانگرد جهت‌دار بسته به جهت‌گیری تنش و خواص ذاتی آن دارای ۵، ۹ یا ۱۳ ثابت کشسان است. در محیط ناهمسانگرد امواج برشی با دو سرعت متفاوت منتشر می‌شوند که با توجه به قطبش، به امواج SS (موج برشی کند) و S_f (موج برشی سریع) تقسیم می‌شوند.

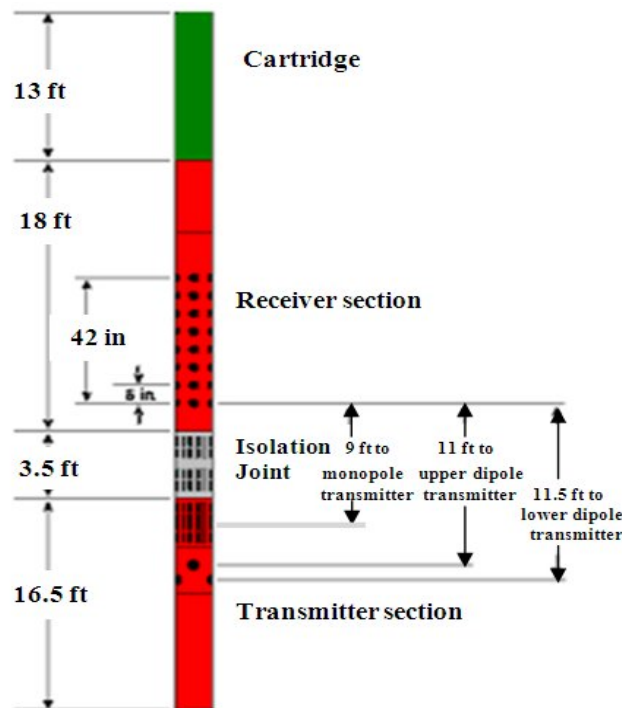
تامسن (۱۹۸۶) یک نوع نمادگذاری با انتخاب سرعت‌های تراکمی و برشی در امتداد محور تقارن در نظر گرفت. در واقع پنج ضریب کشسانی در محیط VTI با سرعت‌های امواج P (V_{p0})، S (V_{s0}) و سه پارامتر بدون بُعد ε ، δ و γ مشخص می‌شوند.

زوج گیرنده‌هایی که در جهت‌های عمود برهم قرار دارند، ثبت می‌شوند. همچنین می‌توان اندازه و جهت تنش‌ها را از منحنی‌های پراکندگی سرعت فاز برآورد کرد. با وارون سازی منحنی‌های پراکندگی (سرعت فاز) از نگاره‌های صوتی برشی دوقطبی، می‌توان تنش‌های اصلی را نیز به دست آورد. این گونه نگاره‌ها در بررسی پایداری دیواره چاه، طول شکستگی‌ها و ناهمسانگردی جهت‌دار، کاربرد فراوان دارند. همچنین با توجه به اینکه در مخازن گازی سرعت موج تراکمی نسبت به سرعت موج برشی چند برابر است، با این نگاره می‌توان به وجود گاز در لایه‌های زمین پی برد. نگاره صوتی برشی دوقطبی در تفسیر لرزه نگاشت‌های مصنوعی چند مولفه‌ای، VSP و AVO نیز کاربرد دارد.

در رابطه (۱۳) α_{DT} ناهمسانگردی برحسب کندی، DT_{fast} کندی برشی سریع و DT_{slow} کندی برشی کند است. در ابزار DSI دو فرستنده دوقطبی عمود برهم و همچنین دو مجموعه گیرنده که آنها نیز در دو راستای عمود برهم تعبیه شده‌اند وجود دارند (شکل ۳). با ابزار DSI امواج با فرستنده‌های دو قطبی در دو جهت عمود برهم به محیط القاء می‌شوند، که یکی در جهت محور X ابزار و دیگری در جهت محور Y آن می‌باشند. امواج برشی که از چشمه دوقطبی تولید می‌شوند، در سازند به دو مولفه عمود برهم قطبیده می‌شوند، به طوری که موج سریع‌تر در جهت موازی و موج کندتر در جهت عمود بر امتداد صفحه شکستگی منتشر می‌شوند. داده‌های DSI با دو گیرنده دوقطبی عمود بر یکدیگر و



شکل ۲. در محیط ناهمسانگرد، امواج برشی دارای مولفه‌هایی با سرعت‌های متفاوت‌اند (بریه و همکاران، ۱۹۹۸).



شکل ۳. ابزار صوتی برشی دوقطبی، فرستنده‌ها و گیرنده‌ها را نشان می‌دهد (شلمبرژه، ۲۰۰۱).

آمد (رابطه ۹). همچنین برای مقایسه α_{DT} با پارامتر γ میزان ناهمسانگردی با توجه به رابطه (۱۳) نیز مورد بررسی قرار گرفت. پارامتر ناهمسانگردی α_{DT} با استفاده از کندی برشی سریع (DT_{fast}) و کندی برشی کند (DT_{slow}) محاسبه گردید. با مقایسه مقادیر γ و α_{DT} همبستگی خوبی بین پارامترهای γ و α_{DT} به دست آمد. همچنین از نمودارهای پرتو گاما (GR) در سازندهای کنگان و دالان برای مقایسه با پارامتر ناهمسانگردی γ استفاده شد.

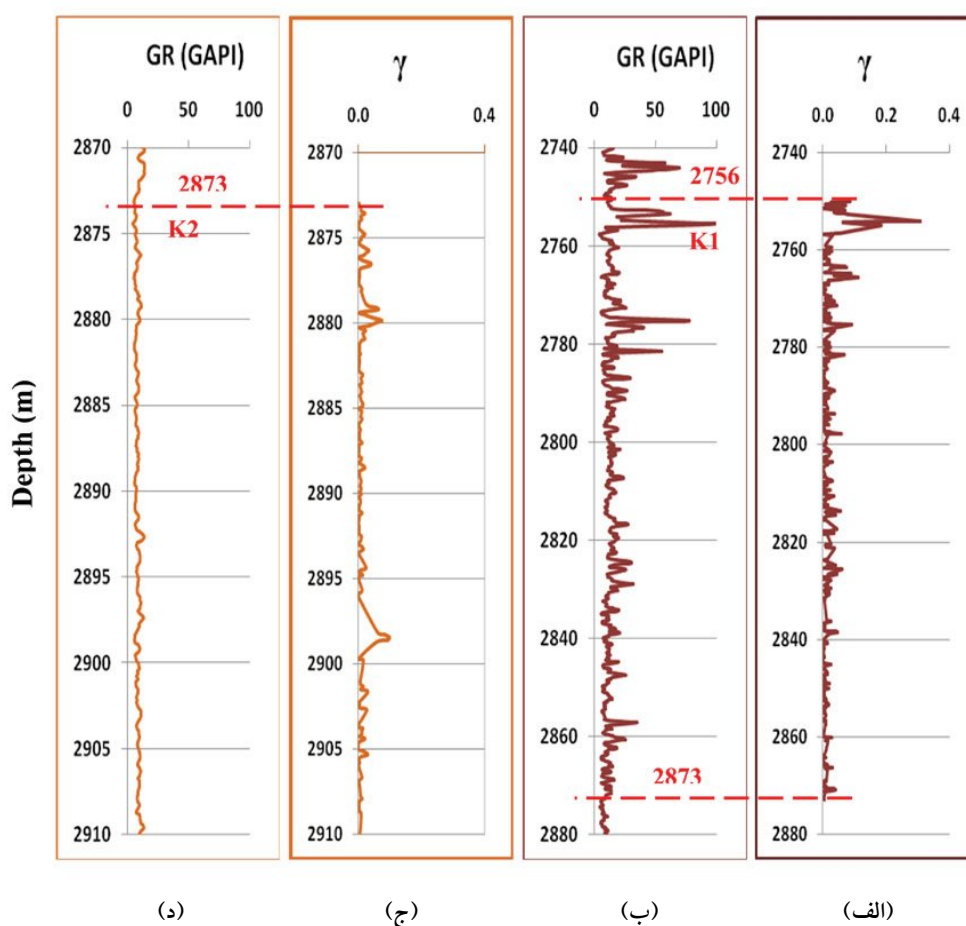
در شکل ۴ نمودارهای γ در مقایسه با نمودارهای پرتو گاما برحسب عمق برای سازند کنگان نشان داده شده است. در شکل‌های ۴-الف و ۴-ج، نمودارهای γ و در شکل‌های ۴-ب و ۴-د، نمودارهای پرتو گاما به ترتیب برای لایه‌های K1 و K2، نشان داده شده‌اند. با توجه به نتایج به دست آمده، میانگین γ ، در لایه K1، ۰/۱۵ و در لایه K2، ۰/۱۳ است. در شکل ۵-الف درجه همبستگی ضرایب سختی C44 و C66 با $R^2 = 0/962$ و در شکل ۵-ب

۳ تعیین پارامتر ناهمسانگردی γ در ناحیه مورد بررسی

با استفاده از نگاره صوتی برشی دوقطبی (DSI) برای چهار لایه مخزنی K1، K2، K3 و K4 در ناحیه‌ای از میدان پارس جنوبی مربوط به سازندهای کنگان و دالان، پارامتر ناهمسانگردی γ تعیین شد. سازند کنگان شامل دو لایه K1 و K2 و سازند دالان شامل دو لایه K3 و K4 است. پارامتر γ در مجاورت چاه با تعیین اختلاف زمان بین سرعت امواج برشی در دو جهت عمود بر یکدیگر تعیین گردید. در این ناحیه مولفه‌های کندی برشی در دو جهت عمود بر یکدیگر اندازه‌گیری شد. در این تحقیق پارامتر ناهمسانگردی γ با استفاده از نگاره DSI در سازند کنگان (لایه‌های K1 و K2) و در سازند دالان (لایه‌های K3 و K4) تعیین شد. با استفاده از نگاره صوتی برشی دوقطبی سرعت امواج برشی در دو جهت عمود بر یکدیگر اندازه‌گیری شد و ثابت‌های کشسان C44 و C66 به دست

نتایج به‌دست آمده، نمودار پرتو گاما در سازند کنگان، در لایه K1 در مقایسه با لایه K2 (احتمالاً به‌دلیل وجود لایه‌های شیلی) مقادیر بزرگ‌تری را نشان می‌دهد. همچنین در سازند دالان، نمودار پرتو گاما در لایه K3 در مقایسه با لایه K4 مقادیر بزرگ‌تری را داراست (احتمالاً به‌دلیل وجود لایه‌های شیلی). به‌طور کلی نمودار پرتو گاما در لایه K2 نسبت به لایه‌های دیگر تغییرات کمتری و در لایه K3 نسبت به لایه‌های دیگر تغییرات بیشتری را نشان می‌دهد.

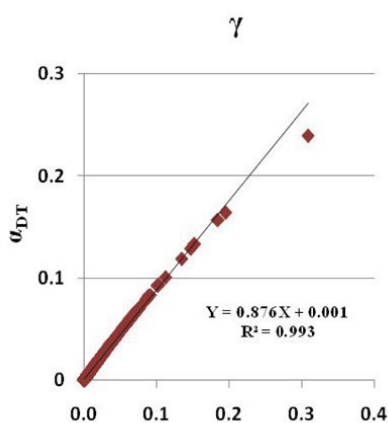
نمودار γ برحسب α_{DT} ، با $R^2 = 0/993$ برای لایه K1 به‌دست آمد. در شکل ۶-الف درجه همبستگی ضرایب سختی C44 و C66 با $R^2 = 0/975$ و در شکل ۶-ب پارامتر γ برحسب α_{DT} ، با $R^2 = 0/999$ برای لایه K2 به‌دست آمد. همچنین در شکل ۷ نمودارهای γ در مقایسه با نمودارهای پرتو گاما برحسب عمق برای سازند دالان نشان داده شده‌است. در شکل‌های ۷-الف و ۷-ج، تغییرات پارامتر γ برحسب عمق قابل مقایسه است. همچنین در شکل‌های ۷-ب و ۷-د، نمودارهای پرتو گاما به‌ترتیب برای لایه‌های K3 و K4، نشان داده شده‌است. با توجه به



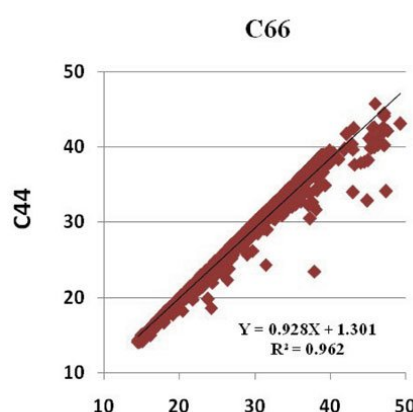
شکل ۴. پارامتر ناهمسانگردی γ در مقایسه با نمودار پرتو گاما برحسب عمق: (الف) γ در K1، (ب) پرتو گاما در K1، (ج) γ در K2 و (د) پرتو گاما در

ب درجه همبستگی پارامتر γ برحسب α_{DT} با $R^2 = 0/997$ برای لایه K3 تعیین شد. برای لایه K4 درجه همبستگی ضرایب سختی C66 و C44 با $R^2 = 0/983$ و درجه همبستگی پارامتر γ برحسب α_{DT} با $R^2 = 0/997$ در شکل ۹-ب مقایسه گردید. در بخش‌هایی از لایه‌های K1 و K3 که مقادیر نمودار گاما نسبتاً زیاد است، مقادیر بیشینه پارامتر ناهمسانگردی γ ، α_{DT} و T_{ani} در لایه‌های K1 و K3 می‌تواند ناشی از وجود شیل در بخش‌هایی از این لایه‌ها باشد.

مقایسه نشان می‌دهد میانگین پارامتر γ در لایه K3 ($\gamma = 0/026$)، بزرگ‌تر از میانگین پارامتر γ در لایه K4 است. میانگین پارامتر γ در لایه K4 برابر با 0/012 محاسبه شد. همچنین درجه همبستگی ضرایب سختی C66 و C44 برای لایه‌های K3 و K4 تعیین شد و به ترتیب در شکل‌های ۸ و ۹ آمده‌است. درجه همبستگی پارامترهای ناهمسانگردی γ و α_{DT} نیز تعیین شد و در شکل‌های ۸ و ۹ مقایسه گردید. در شکل ۸-الف درجه همبستگی ضرایب سختی C66 و C44 با $R^2 = 0/857$ و در شکل ۸-ب

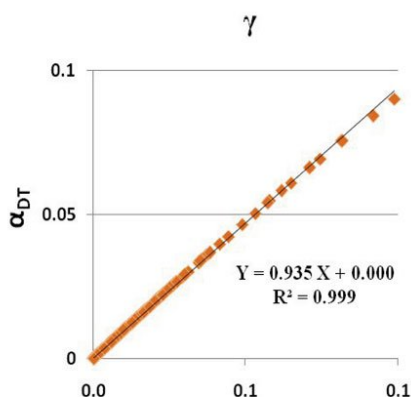


(ب)

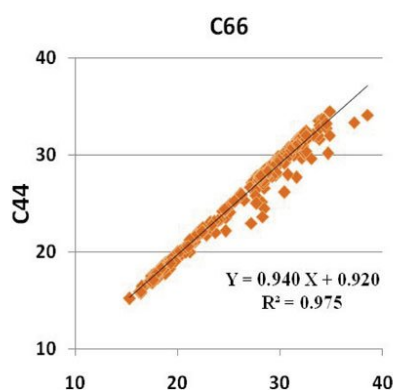


(الف)

شکل ۵. مقایسه ضرایب همبستگی برای لایه K1: (الف) ضرایب سختی C66 و C44 و (ب) پارامتر γ برحسب α_{DT} .

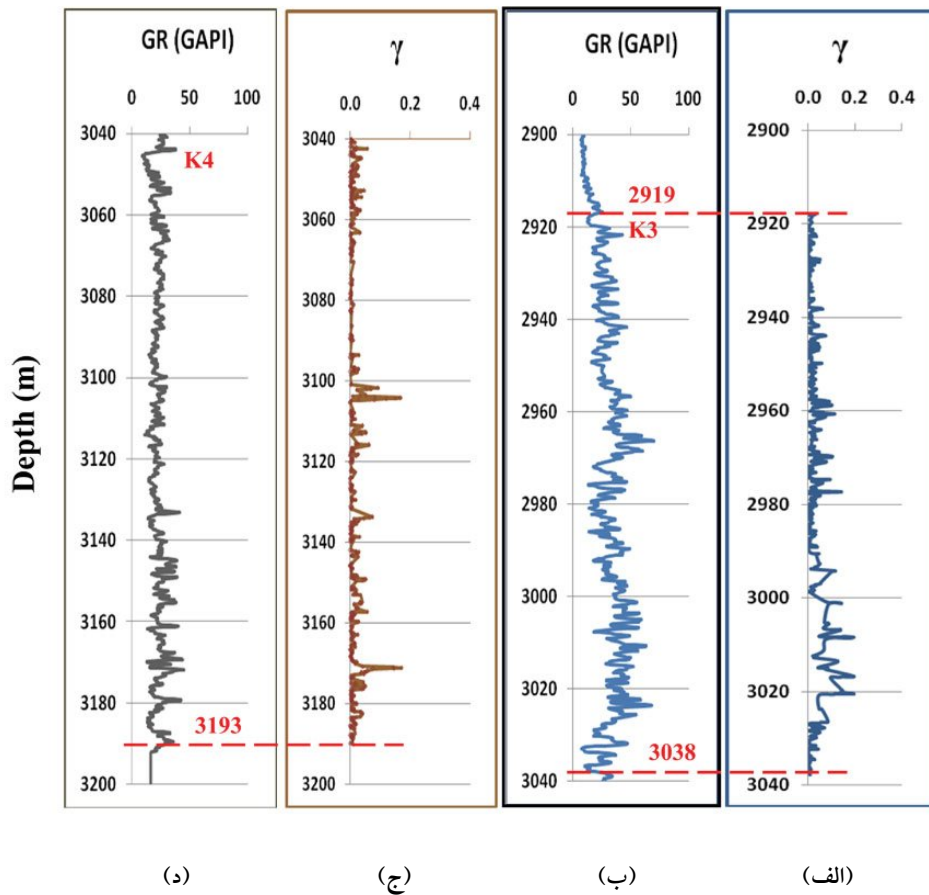


(ب)

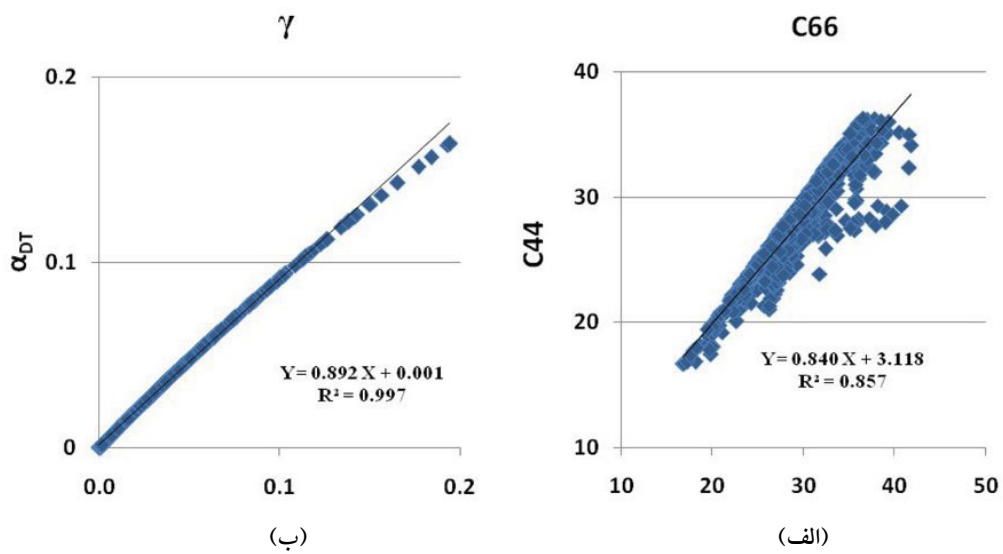


(الف)

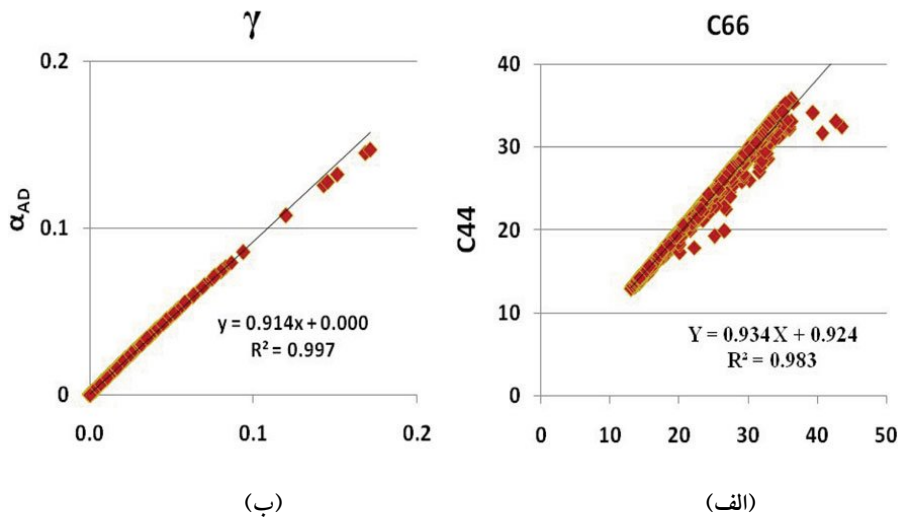
شکل ۶. مقایسه ضرایب همبستگی برای لایه K2: (الف) ضرایب سختی C66 و C44 و (ب) پارامتر γ برحسب α_{DT} .



شکل ۷. پارامتر ناهمسانگردی γ در مقایسه با نمودار پرتو گاما برحسب عمق: (الف) γ در K3، (ب) پرتو گاما در K3، (ج) γ در K4 و (د) پرتو گاما در K4.



شکل ۸. مقایسه ضرایب همبستگی برای لایه K3: (الف) ضرایب سختی C44 و C66 و (ب) پارامتر γ برحسب α_{DT} .



شکل ۹. مقایسه ضرایب همبستگی برای لایه K4: (الف) ضرایب سختی C44 و C66 و (ب) پارامتر γ برحسب α_{DT} .

۴ نتیجه گیری

مقادیر زیاد این دو پارامتر در بخش‌هایی از لایه‌های K1 و K3، می‌تواند ناشی از حضور شیل باشد.

نتایج به دست آمده از این تحقیق طی بررسی‌های به عمل آمده بصورت زیر خلاصه می‌شود:

منابع

- Alford, R. M., 1986, Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 476-479.
- Alkhalifah, T. A., and Tsvankin, I., 1995, Velocity analysis in transversely isotropic media: *Geophysics*, **60**, 1550-1566.
- Armstrong, Ph., Ireson, D., Chmela, B., Dodds, K., Esmersoy, C., Hornby, B., Leaney, S., and Lynn, H., 1994, The promise of elastic anisotropy: *Oilfield Review*, **6**, 36-47.
- Bandyopadhyay, K., 2009, Seismic anisotropy: Geological causes and its implications to reservoir, Stanford University, Ph.D Thesis.
- Banik, N. C., 1984, Velocity anisotropy of shales and depth estimation in the North Sea Basin: *Geophysics*, **49**, 1411-1419.
- Berryman J. G., 2007. Seismic waves in rocks with fluids and fractures: *Geophysical Journal International*, **171**, 954-974.
- Brie, A., Endo, T., Hoyle, D., Codazzi, D., Esmrsoy, C., Hsu, K., and Denoo, S., 1998, New directions in sonic logging: *Oilfield Review*, 40-55.

۱- برای سازند کنگان بیشترین میزان ناهمسانگردی در محدوده عمق ۲۷۵۴ متر و برای سازند دالان در محدوده عمق ۳۰۲۰ متر قرار دارد.

۲- به علت قدرت تفکیک بالای نگاره‌های صوتی برشی دوقطبی نسبت به داده‌های لرزه‌ای، توصیف دقیق‌تری از پارامترهای فیزیکی با این گونه نگاره‌ها به دست آمد.

۳- در سازند کنگان میانگین پارامتر γ برای لایه K1، ۰/۰۱۵ و برای لایه K2، ۰/۰۱۳ بدست آمد که نشان داد لایه K1 سازند کنگان نسبت به لایه K2 سازند کنگان ناهمسانگردتر است.

۴- در سازند دالان میانگین پارامتر γ برای لایه K3 بیشتر از لایه K4 است.

۵- با مقایسه‌ای که بین تغییرات پارامتر ناهمسانگردی γ و تغییرات نمودار پرتو گاما صورت گرفت، بالا بودن

- Proceeding of 91WSA, published by Society of Exploration Geophysicists, 1-19.
- Mao, Y., 2005, Understanding the anisotropy: *Journal of Applied Sciences*, **5**, 207-214.
- Martin, M. A., and Davis, T. L., 1987, Shear-wave birefringence: a new tool for evaluating fractured reservoirs: *The Leading Edge*, **6**, 21-27.
- Schlumberger, 2001, DSI, Dipole Shear Sonic Imager.
- Schlumberger, 2003, Fractured reservoir characterization using seismic anisotropy.
- Teng, L., 1998, Seismic and rock-physics characterization of fractured reservoirs: Stanford University, Ph.D. Thesis.
- Tsvankin, I., 2001, Seismic signatures and analysis of reflection data in anisotropic media, Elsevier Science Publ. Co.
- Thomsen, L., 1986, Weak elastic anisotropy: *Geophysics*, **51**, 1954-1966.
- Thomsen, L., 1988, Reflection seismology over azimuthally anisotropic media: *Geophysics*, **53**, 304-313.
- Winterstein, D. F., 1990, Velocity anisotropy terminology for geophysicists: *Geophysics*, **55**, 1070-1088.
- Chan, A. W. K., 2005, Production-induced reservoir compaction, permeability loss and land surface subsidence: Stanford University, Ph.D. Thesis.
- Crampin, S., Lynn, H. B., and Booth, D. C., 1989, Shear-wave VSPs: A powerful new tool for fracture and reservoir description: *J. Petr. Tech.* **5**, 283-288.
- Grechka, V., 2001, Seismic anisotropy: Yesterday, today, tomorrow: *CSEG Recorder*, 9-10.
- Helbig, K., and Thomsen, L., 2005, 75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismics: A historical review of concepts and methods: *Geophysics*, **70**, 9-23.
- Johnston, J. E., and Christensen, N. I., 1995, Seismic anisotropy of shales: *Journal of Geophysical Research*, **100**, 5991-6003.
- Leslie, J. M., and Lawton, D. C., 1999, A refraction seismic field study to determine the anisotropic parameters of shales: *Geophysics*, **64**, 1247-1252.
- Liu, E., Li, X. Y., and Queen, J. H., 2000, Discrimination of pore fluids from P and converted shear wave AVO analysis: