

تعیین عوامل ناهمسان گردی مخزن با استفاده از داده‌های لرزه‌ای و تأثیر آن در حفاری و انحراف چاه

یوسف حسن پور^۱، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران

پروژه حاجی محمدی^۲، ابوالقاسم کامکار روحانی^۳، دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیده

در بسیاری از کاربردهای تئوری برای الاستیسیته در ژئوفیزیک مخزن، محیط الاستیک ایزوتروپ فرض می‌شود. اما به صورت تجربی ثابت شده که اغلب سنگ‌های پوسته ناهمسان گرد می‌باشند. تجربیات گذشته نشان داده که یکی از دلایل اصلی انحراف چاه و انحنای آن، سازندهای حاوی لایه‌های متوالی است. این پدیده سبب بروز گشتاور و کشش زیاد، مشکلات راندن لوله، سایش تثبیت کننده‌ها، تخریب لوله‌های جداری و مشکلات کنترل مسیر خواهد شد. در برخی از میداین، عامل انحراف چاه به سمت مسیر نامطلوب، لایه‌های شیلی است. به طور کلی مشاهدات میدانی نشان داده که توالی سازندها می‌تواند موجب انحراف از مسیر مستقیم چاه شود. این پدیده در حفاری معضلی هزینه‌بر است که نیازمند چندین عملیات اصلاحی و استفاده از سیستم‌های حفاری جهت‌دار گران‌قیمت می‌باشد. ناهمسان گردی سازند، ارتباط بین سنگ و سمرته و نیز ارتباط بین سمرته و رشته حفاری را اصلاح می‌کند. بنابراین تعیین عوامل ناهمسان گردی در مخزن امری ضروری به نظر می‌رسد. برای تعیین این عوامل روش‌های متعددی وجود دارد که بهترین آنها استفاده از داده‌های لرزه‌ای است؛ چراکه این داده‌ها می‌توانند محل و جهت حفاری را تعیین کرده و مانع تحمیل هزینه‌های اضافی بر عملیات شوند. در این مطالعه با استفاده از داده‌های لرزه‌ای و روش کندی فاز، عوامل ناهمسان گردی را تعیین کرده و بهترین روش برای استفاده در مطالعات حفاری با دقتی قابل قبول ارائه می‌شود.

واژگان کلیدی | ناهمسان گردی، حفاری، لرزه، عوامل تامسون، انحراف چاه، کندی فاز

مقدمه

تعیین ناهمسان گردی در ژئوفیزیک اکتشافی و ژئوفیزیک مخزن نقش مهمی ایفا می‌کند. نادیده گرفتن تأثیر ناهمسان گردی، عدم تشخیص عوامل لرزه‌ای بازتابی و رخساره‌های سنگی را به همراه دارد. در محیط ناهمسان گرد یک موج برشی به دو مؤلفه برشی عمود برهم تبدیل می‌شود. با توجه به اینکه برداشت‌های لرزه‌ای در مراحل قبل از حفاری‌های اکتشافی صورت می‌گیرد، تعیین بسیاری از عوامل مهم و مؤثر در انتخاب محل حفاری‌های اکتشافی و نیز تولیدی در این مرحله از اهمیت زیادی برخوردار است. عدم اطلاع دقیق از ناهمسان گردی‌های سازند، معضلات هزینه‌بری در حفاری ایجاد می‌کند که منجر به اجرای چندین مرحله عملیات اصلاحی و استفاده از سیستم‌های حفاری جهت‌دار گران‌قیمت خواهد شد. ناهمسان گردی سازند، ارتباط بین سنگ و سمرته و نیز ارتباط بین سمرته و رشته حفاری را اصلاح می‌کند. یکی از معمول‌ترین روش‌ها برای تعیین ناهمسان گردی، بررسی سرعت‌های امواج برشی در جهت‌های مختلف است [۱].

فیزیک‌دانان در قرن نوزدهم انتشار امواج در محیط ناهمسان گرد را مورد بررسی قرار دادند. نخستین بار در سال ۱۸۷۹ روتلگ عبارت ناهمسان گردی را برای توصیف خواص انتشار نور در بلورها استفاده

کرد [۲]. ناهمسان گردی نشان‌دهنده تغییر یک یا چند خاصیت از ماده بر حسب جهت است [۳]. ناهمسان گردی در حوزه‌های متفاوت به عوامل ساختاری محیط وابسته است (به عنوان مثال در امواج لرزه‌ای به ضریب کشسانی (C_{ijkl}) و در شاره‌ها به کمیت تراوایی). تأثیر شاره درون حفره‌ها و شکستگی‌ها را با عوامل ناهمسان گردی بررسی می‌کنند. با وارون کردن منحنی‌های پراکندگی سرعت از نگاره‌های صوتی برشی دو قطبی، می‌توان تنش‌های افقی اصلی را برآورد کرد [۴]. برینمن در سال ۲۰۰۷ عوامل ناهمسان گردی تامسون را در مخازن شکاف‌دار بررسی کرد [۵]. بندوپادی در سال ۲۰۰۹ تأثیر شاره را در عوامل ناهمسان گردی به کار برد و روشن ساخت که مقادیر عوامل تامسون در شرایط اشباع، کمتر از شرایط خشک ناهمسان گردی است [۶].

ناهمسان گردی لرزه‌ای، با تغییر سرعت تابعی از جهت انتشار امواج است. در خصوص امواج در محیط ناهمسان گرد ابتدا باید سرعت گروه و سرعت فاز را از یکدیگر متمایز کرد [۷]. مسافت و زمان انتشار در اندازه‌گیری‌های میدانی اغلب به سرعت گروه وابسته است. سرعت‌های گروه و فاز، در امتداد مسیرهای خاص (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 [۸].

* نویسنده عهده‌دار مکاتبات (m.h.mohamadi66@gmail.com)

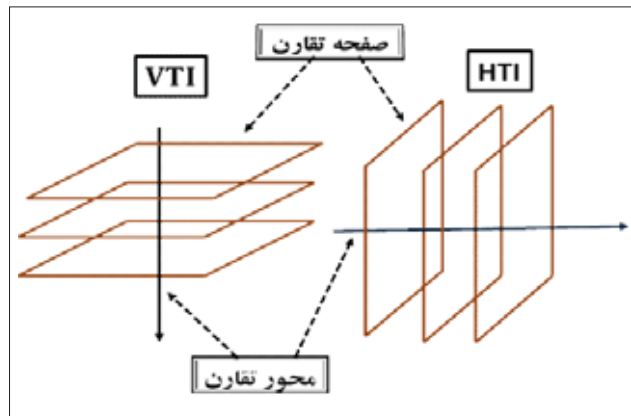
اطلاعات کمی سنگ‌های رسوبی را به دست دهد [۱۴] و از سویی دیگر اطلاعات موجود زمین‌شناسی را تکمیل کرده و درک بهتری از لایه‌های مورد بررسی را فراهم می‌کند.

ساده‌ترین نوع ناهمسان‌گردی که در ژئوفیزیک به شکل کاربردی رایج است همسان‌گردی عرضی با تقارن شش ضلعی است. متداول‌ترین نوع ناهمسان‌گردی لرزه‌ای، ناهمسان‌گردی عمودی با تقارن شش وجهی است. بنابراین تحقیقات انجام شده، اغلب در خصوص ناهمسان‌گردی عمودی است. وقتی محور تقارن موازی با محور قائم باشد، همسان‌گردی عرضی قائم (VTI)^۲ مطرح می‌شود که ناهمسان‌گردی جهت‌دار قائم است. وقتی محور تقارن افقی است محیط همسان‌گردی عرضی افقی (HTI)^۲ 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 [۱۵]. در محیط‌های تنش‌ی، امتداد لغزشی و جایی که تنش قائم حداقل است، همسان‌گردی عرضی افقی رخ می‌دهد. تشکیلات شیلی که به شکل افقی لایه‌بندی شده‌اند، دارای تقارن VTI هستند. اگر لایه‌ها شیب‌دار باشند محور تقارن می‌تواند نسبت به محور افقی انحراف داشته باشند. بنابراین چنین محیطی را به دلیل تقارن مایل (TTI) می‌نامند. مدل‌های TTI در نزدیکی گنبد‌های نمکی دیده می‌شوند (شکل-۱).

۱- روش‌شناسی و انتخاب روش مناسب

تعیین ناهمسان‌گردی توسط داده‌های لرزه‌ای با روش‌های مختلفی از جمله کندی فاز، معکوس‌سازی سیر مستقیم، روش τ - ρ ، معکوس‌سازی DMO، روش تحلیل سرعت برون‌راند هیپربولیک قابل انجام است

در آغاز دهه ۵۰ میلادی، مفهوم ناهمسان‌گردی لرزه‌ای در اکتشاف، به‌ویژه در مورد محیط‌هایی شامل لایه‌های نازک و هم‌چنین در مورد ناهمسان‌گردی عرضی بررسی شد [۹]. البته در آن زمان اثر ناهمسان‌گردی روی داده‌ها با روش‌های اندازه‌گیری قابل تشخیص نبود. بنابراین تا مدتی این موضوع را فقط چند محقق بررسی کردند. در واقع می‌توان گفت دهه ۸۰ میلادی آغاز به کارگیری ناهمسان‌گردی در اکتشاف بوده است. در آن زمان دو مقاله بنیادین توسط تامسون (۱۹۸۶) و آلفورد (۱۹۸۶) به چاپ رسید [۱۰]. تامسون روابط عوامل ناهمسان‌گردی را برای ناهمسان‌گردی ضعیف بیان کرد [۱۱]. به‌عنوان مثال انتشار افقی و انتشار عمودی در محیط همسان‌گردی عرضی با یک محور تقارن قائم هم‌زمان می‌شوند و سرعت فاز، معادل سرعت گروه است [۱۲]. اندازه‌گیری‌های ناهمسان‌گردی سرعت امواج لرزه‌ای P,S نشان می‌دهد که سنگ‌های رسوبی ناهمسان‌گردند [۱۳]. ناهمسان‌گردی لرزه‌ای از سویی می‌تواند



شکل ۱ | مدل VTI با تقارن قائم و مدل HTI با تقارن افقی

مقایسه روش‌های مختلف تعیین ناهمسان‌گردی

روش معکوس‌سازی DMO	روش τ - ρ	روش زمان سیر مستقیم	روش کندی فاز	روش هیپربولیک	
ضعیف	دلخواه	بیضوی	بیضوی	بیضوی	محیط همسان‌گردی عرضی قائم
$X < Z$	$z < x < \rho z$ P برای موج $z < x < 1.5z$	$X < Z$	$X < Z$	$X < Z$	گسترش
سطحی	سطحی، پروفیل لرزه نگاری قائم	پروفیل لرزه نگاری قائم	پروفیل لرزه نگاری قائم	سطحی	داده
موج P	حالت خالص	SH یا P موج	P, SV, SH موج	P-SV, P-SV, SH موج	حالت موج
ثابت	دقت بالا	دقت، نیاز کم به توپوگرافی	هیچ دانش زیر سطحی قبلی ندارد.	موج تبدیل شده	فواید
در بازتابنده با شیب تند کارآیی ندارد.	سرعت عمودی، دقت بالا در داده دورافت بالا، حالت خالص	موارد کمیاب	عملیات برداشت	سرعت عمودی	محدودیت‌ها

متعددی قابل استفاده نیست. بنابراین در این مقاله از روش کندی فاز استفاده می شود.

۱-۱- روش کندی فاز

در عمل، ناهمسان گردی عرضی تقریباً با ناهمسان گردی بیضوی در زوایای انتشار کوچک هماهنگی دارد [۱]. در مورد محیط ناهمسان گرد بیضوی، به صورت معمول تخمین عوامل ناهمسان گردی در قلمرو T-P برای داده های لرزه نگاری قائم با چندین دور افت^۴ به کار می رود. تخمین محلی کندی های افقی و قائم در هر ترکیبی از فرستنده و گیرنده با محاسبه دیفرانسیل برون راند^۵ فرستنده ها برای یک گیرنده ثابت و برعکس آن صورت می گیرد. در مدل زمینی که به صورت جانبی همگن است این تخمین ها ترکیب شده تا سطح کندی فاز در هر عمقی را تولید کنند. سپس با استفاده از کندی فاز قائم و افقی، سرعت های فاز را می یابیم. وایت در سال ۱۹۸۳ و گیسر در سال ۱۹۹۰ روش های کندی فاز را توسعه دادند. روش های آنها به این صورت بوده که برای محاسبه اندازه و جهت سرعت فاز، از فرضیاتی که جبهه موج مسطح از گیرنده ها عبور می کند استفاده کردند. روش گیسر، سرعت فاز همسان گرد عرضی را از داده لرزه نگاری قائم شامل چندین دورافت در فرستنده و چندین گیرنده در اعماق مختلف یک چاه به دست می آورد؛ در حالی که روش وایت سرعت فاز همسان گرد عرضی را از داده لرزه نگاری قائم دو چاه نزدیک به هم به دست می آورد. (شکل های ۲ و ۳). این روش ها در محیط همسان گرد عرضی قائم (VTI) بر پایه تخمین کندی افقی (p) و کندی قائم (q) استوار است. با فرض اینکه محیط به صورت جانبی همگن بوده و ناهمسان گردی بیضوی است، اندازه و جهت سرعت فاز به صورت زیر خواهد بود:

$$v_{ph} = (p^2 - q^2)^{-\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{p}{q}\right) \quad (2)$$

با این فرمول ها می توان عوامل ناهمسان گرد را با بهترین انطباق داده و فرمول سرعت فاز تئوری به دست آورد [۱۶ و ۱۷].

۲- بحث

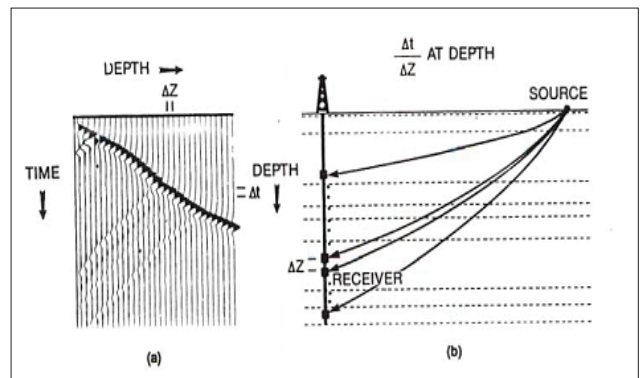
۲-۱- تعیین عوامل ناهمسان گردی

اطلاعات مورد استفاده مربوط به یک چاه اکتشافی حفاری شده در جنوب غربی کشور است. به دلیل ناشناخته بودن منطقه از نظر وضعیت تنش های برجا، وجود لایه های پرفشار و ... حفاری چاه های اکتشافی با ریسک فراوانی همراه است. بنابراین در چاه مورد مطالعه می توان عوامل ناهمسان گردی را که بیانگر شکستگی هاست به دست آورد. داده های برداشت شده در این چاه داده Walkaway VSP است که برای تعیین ارتباط بین زمان و عمق داده های لرزه دو بعدی و بهتر مشخص شدن سازندها و تشخیص گسل احتمالی برداشت شده است.

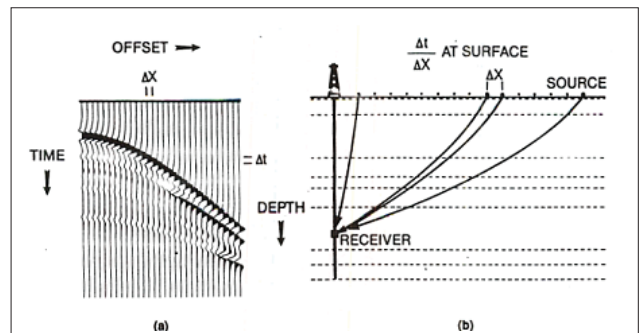
متأسفانه به دلیل توپوگرافی نامناسب منطقه موقعیت برداشت مناسب نبوده و خط انفجار افقی نیست که این امر سبب به وجود آمدن خطاهایی

که اصول همه آنها بر مبنای تخمین عوامل ناهمسان گردی و بیان ناهمسان گردی بر مبنای این عوامل است. پس از تعیین ناهمسان گردی در نقاط مختلف میدان، با حفاری در محل های پیشنهادی می توان تأثیر شکستگی ها و حفارات را مشاهده کرد. هر یک از این روش ها مزایا و معایبی دارند و هر روش با توجه به محل مطالعه و نوع کاربرد مورد استفاده قرار می گیرد. در این بخش برای رعایت اختصار در متن، این مقایسه در قالب جدول ۱ ارائه شده است.

در مطالعات لرزه نگاری مبحث بررسی ناهمسان گردی یکی از مباحث مهم و تأثیر گذار بر عدم انحراف چاه و جلوگیری از هدرروی گل حفاری در داخل مخازن، بازیابی اولیه، ثانویه و حتی ثالثیه مخزن است. برای بررسی عوامل ناهمسان گردی در حفاری، روش کندی فاز کاربردی ترین روش است؛ چراکه اغلب داده های برداشت شده در ایران داده های لرزه نگاری قائم بوده و نیاز چندانی به دانش زیرسطحی دیگری ندارد. از سوی دیگر روش T-P نیز به دلیل دقت زیاد و عدم حساسیت به نوع محیط، انتخاب مناسبی خواهد بود. روش زمان سیر مستقیم نیز از دقت خوبی برخوردار است اما روش پر کاربردی نبوده و در موارد



شکل ۲ | ۲ کندی قائم در عمق (a) داده لرزه نگاری قائم مصنوعی که تخمین کندی قائم $\frac{\Delta t}{\Delta z}$ را تشریح می کند (b) مدل شامل بازه اعماق گیرنده از ۲۱۳/۳۶ تا ۶۷۰/۵۶ در فاصله های ۱۵/۲۴ متری و دورافت های فرستنده ۴۵۷/۲ متری است [۱۶]



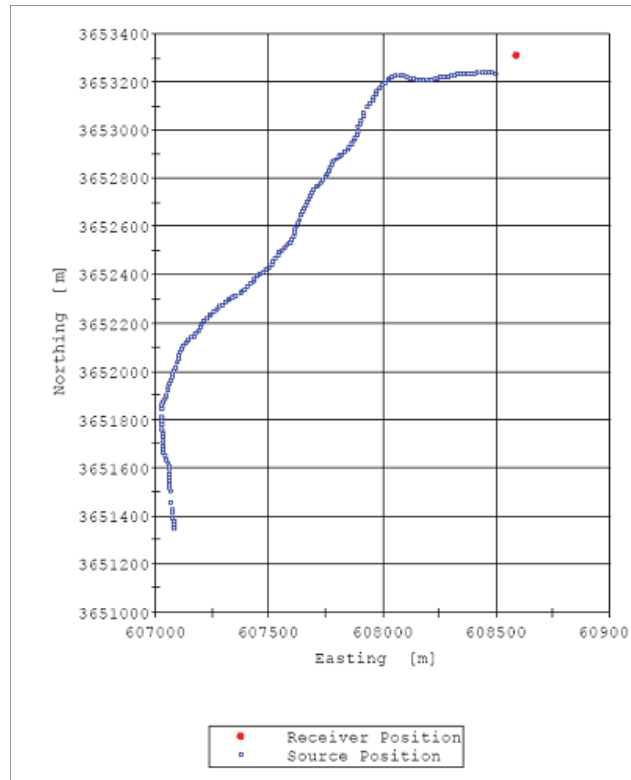
شکل ۳ | ۳ کندی افقی در سطح (a) داده لرزه نگاری قائم مصنوعی که تخمین کندی افقی $\frac{\Delta t}{\Delta x}$ را تشریح می کند (b) مدل شامل عمق گیرنده از ۴۷۸/۶۸ متری و بازه دور افت از ۳۰/۴۸ تا ۱۱۴/۴ متری در فواصل ۳۰/۴۸ متری است [۱۶]



خواهد شد. (شکل-۴).

۲-۲- آماده‌سازی داده‌ها

داده‌های Walkaway VSP در نرم‌افزار VISTA نمایش داده می‌شود و سپس اطلاعات سرچاه و مختصات ژئوفون‌ها و سایر اطلاعات مربوطه



شکل ۴ | خط انفجار در منطقه مورد بررسی

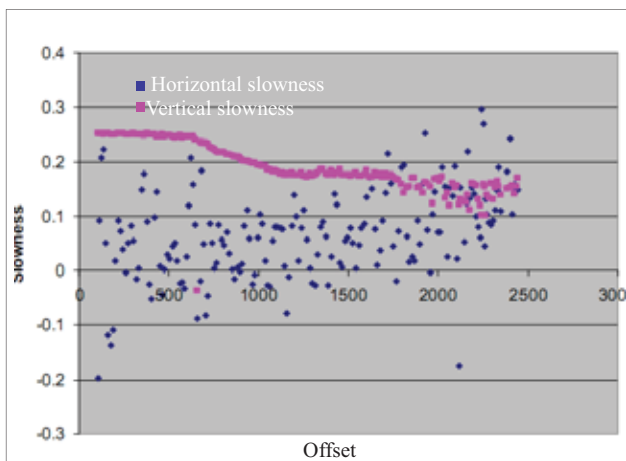
به آن اضافه می‌گردد. پس از آن دورافت مربوط به هر شوت محاسبه می‌شود. در نهایت نیز باید نخستین رسید مربوط به هر خط لرزه‌ای مشخص شده و تصحیحات استاتیک روی داده‌ها اعمال گردد.

۲-۳- ساخت منحنی کندی

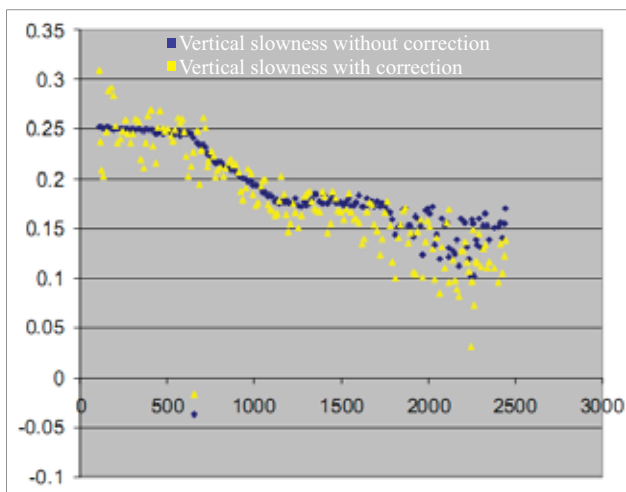
با استفاده از روابط ۳-۴ و ۳-۵ می‌توان منحنی‌های کندی را ساخت. روابط مورد نیاز در این روابط و شکل ۶- دیده می‌شود. چاه مورد نظر ۱۴ درجه انحراف دارد. بنابراین باید بعد از محاسبه کندی افقی و کندی قائم تصحیحات لازم را انجام داد. تصحیحات لازم برای کندی قائم با استفاده از روابط ۵-۶ و شکل ۷- انجام شده است. نتایج حاصل بعد از محاسبه عوامل ناهمسان گردی به شرح زیر است:

$$S_{xi} = \frac{Time(i+1) - Time(i-1)}{Offset(i+1) - Offset(i-1)} \quad (3)$$

$$S_z = \frac{Time(i+1) - Time(i-1)}{Depth(i+1) - Depth(i-1)} \quad (4)$$



شکل ۶ | کندی افقی و قائم در مقابل دورافت بدون تصحیح انحراف چاه



شکل ۷ | کندی قائم با تصحیحات و بدون تصحیحات



شکل ۵ | توپوگرافی منطقه مورد مطالعه

نتیجه گیری

روش کندی فاز برای اپسین در لایه‌های افقی با خطای کاملی حدود ۰/۰۱ حاصل شد. با این روش مقادیر دلتا دقیق نخواهد بود و حداقل خطای کامل آن ۰/۲۵ می‌باشد. بنابراین بهتر است به مقادیر دلتای حاصل از این روش اعتماد نکنیم.

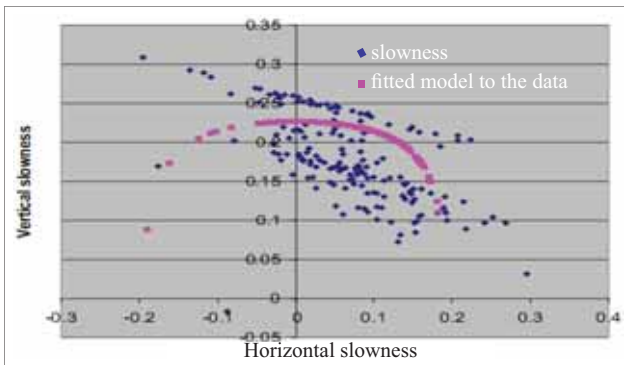
مقادیر اپسین حاصل از این روش برای روباره شیبدار تا حد ۶ درجه نیز قابل اعتماد است. فاصله بیشتر بین ژئوفون‌ها باعث دقت بیشتر این روش خواهد شد؛ به طوری که اگر فاصله ژئوفون‌ها ۳۰ متر باشد مقدار اپسین به پاسخ مورد نظر نزدیک‌تر از حالتی است که فاصله ژئوفون‌ها ۱۵ متر است. ■

$$S_a = S \cdot n = S_x \cdot n_1 + S_y \cdot n_2 + S_z \cdot n_3 \quad (5)$$

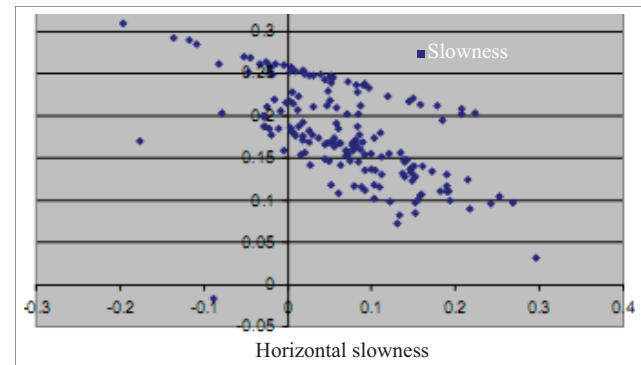
$$S_a = S_z \cdot \cos\Phi + S_x \cdot \sin\Phi \cdot \cos\varphi \quad (6)$$

نتایج حاصل پس از محاسبه عوامل ناهمسان‌گردی دلتا و اپسین جدول ۲- می‌باشد.

عوامل ناهمسان‌گردی دلتا و اپسین	
دلتا	اپسین
-۰/۴۲۵	۰/۳۱۵ ± ۰/۰۵



۹ | مدل انطباق داده شده با داده‌ها



۸ | کندی افقی در مقابل کندی قائم

پانویس‌ها

¹kamkarr@yahoo.com

²Vertical Transversely Isotropy

³Horizontal Transversely

⁴offset

⁵normal move out Isotropy

منابع

[1] Vander Stoep, D.M., Velocity anisotropy measurements in wells, Geophysics, 31, pp. 900-916. 1966

[2] 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.

[3] Winterstein, D, F., 1990, Velocity anisotropy terminology for geophysicist: Geophysics, 55. 1070-1088.

[4] Chan, A. W., 2005, Production-induced reservoir compaction. Permeability loss and land surface subsidence: Stanford University, Ph. D thesis.

[5] Alkhalifah, T. A., and Tsvankin, I., 1995, Velocity analysis in transversely isotropic media: Geophysics, 60, 1550-1566.

[6] Bandyopadhyay, K., 2009, Seismic anisotropy: Geological causes and its implications to reservoir, Stanford University, Ph.D Thesis.

[7] Mao, Y., 2005, Understanding the anisotropy: Journal of Applied Sciences, 5, 207-214.

[8] Schlumberger, 2003, Fractures reservoir characterization of fractured reservoirs: Stanford University, Ph. D. Thesis.

[9] Helbig, K., and Thomsen, L., 2005, 75-plus years of anisotropy in exploration and reservoir seismic: A historical review of concepts and methods: Geophysics, 70, 9-23.

[10] Alford, R. M., 1986, Shear data in the presence of azimuthal anisotropy: 56th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 476- 479.

[11] Grechka, V., 2001. Seismic anisotropy: Yesterday, today, tomorrow: CSEG Recorder, 9-10.

[12] Liu, E., Li, X. Y., and Queen, J. H., 2000, Discrimination of pore fluids from P and converted shear wave AVO analysis: Proceeding of 91 WSA, published by Society of Exploration Geophysicists, 1-19.

[13] Martin, M. A., and Davis. T., 1987. Shear -wave birefringence: a new tool for evaluating fractured reservoirs: The Leading Edge. 6. 21-27.

[14] Crampin, S., Lynu, 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.

[15] Thomsen, L., 1988, Reflection seismology over azimuthally anisotropic media: Geophysics, 53. 304-313.

[16] White J.E., Martineau-Nicoletis, L., and Monash, C., Measured anisotropy in pierre shale, Geophysics Prosp., 31, 709-723. 1983

[17] Gaiser J.E., transversely isotropic phase velocity analysis from slowness estimates, Journal of Geophysical Research, 95, pp. 11241-11254. 1990