

تضعیف نوفه همدوس زمین‌غلت با استفاده از ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین

رضا جیریایی شراهی^۱، امین روشندل کاهو^{۱*} و حمیدرضا سیاه‌کوهی^۲

^۱دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه شاهرود، ایران.

^۲موسسه ژئوفیزیک، دانشگاه تهران، ایران.

(تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۰/۵، تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۶/۹)

چکیده

حضور نوفه‌های همدوس در داده‌های لرزه‌ای همواره با همراهی رویدادهای اصلی باعث کاهش نسبت سیگنال به نوفه می‌شود و مشکلات بسیار زیادی در پردازش و تفسیر داده‌های لرزه‌ای ایجاد خواهد کرد. تبدیل ردلرزه شعاعی با برجسته کردن تفاوت در محتوای بسامدی بین رویداد اصلی و نوفه‌های همدوس روشی مناسب برای تضعیف نوفه‌های همدوس به‌خصوص نوفه زمین‌غلت از داده‌های لرزه‌ای است. در این مقاله با استفاده از تبدیل ردلرزه شعاعی، ردلرزه شعاعی محلی تعریف می‌شود. سپس با ترکیب این تبدیل با ابزار فیلتر میانگین نوفه زمین‌غلت از داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی تضعیف می‌شود. به‌منظور بررسی کارایی این روش، نتایج با روش فیلتر سرعتی $f-k$ مقایسه می‌شود. نتایج به‌دست آمده در این تحقیق نشان می‌دهد که روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین ابزاری مناسب برای تضعیف نوفه زمین‌غلت است.

واژه‌های کلیدی: تبدیل ردلرزه شعاعی، ردلرزه شعاعی محلی، فیلتر میانگین، نوفه همدوس خطی، نوفه زمین‌غلت

Ground-roll noise suppression by combining the local radial trace and mean filtering

Reza Jieiaei Shorahi¹, Amin Roshandel Kahoo^{1*} and Hamid Reza Siahkoochi²

¹School of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering, University of Shahrood, Iran.

²Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran.

(Received: 25 December 2012, accepted: 31 August 2013)

Summary

Reflection seismic data is often contaminated by a variety of coherent and incoherent noises. Ground-roll is a type of surface wave. It is a form of coherent linear noise, which propagates at the surface of the earth, at low velocity and low frequency. This kind of noise will often obscure the seismic reflection data.

Various methods have been introduced by many authors to attenuate the ground-roll in reflection seismic data. Most of these methods are based on a transform. Deighan and Watts (1997) tried to eliminate the ground-roll by using the wavelet transform. A number

*Corresponding author:

roshandel@shahroodut.ac.ir

*نگارنده رابط:

of researchers used Karhunen-Loeve transform to suppress the ground-roll noise from seismic data (Liu, 1999; Montagne and Vasconcelos, 2006). Porsani et al. (2009) presented the singular value decomposition (SVD) filtering method for attenuation of the ground-roll. In this method, the seismic data must first be NMO corrected. Naghizadeh and Sacchi (2011) eliminated the ground-roll noise by scale and direction guided curvelet transform.

One of the most important and common methods to attenuate coherent linear noise such as ground-roll in a prestack gather is based on the radial trace transform. It is a simple coordinate transform of offset-time (X-T) into the radial-time (R-T) coordinate. This transform was introduced and developed in the Stanford Exploration Project by Clearbout (1975), Ottolini (1979, 1982) and Taner (1980). They used the radial trace transform for migration of seismic data and multiple attenuation. Clearbout (1983) and Henley (1999, 2000 and 2003) attenuated the coherent linear noise by the radial trace transform.

We can separate the coherent linear noise from reflection seismic data when the transform coordinate paths are appropriately aligned with the coherent noise direction in the X-T domain. Applying the radial trace transform on a seismic shot gather causes coherent linear noise which is distributed across many traces in the X-T domain maps into relatively few radial traces and reduces their frequency. The most straightforward technique to reduce coherent noise in the R-T domain is to apply a high-pass (low-cut) filter to the radial traces. In practice, interpolation is an important stage in the radial transform and can leave a damaging impact on performance. Therefore, application of the transform will result in missing data. However, advanced interpolation methods can reduce the omitted data problem.

In this study, we used a different method based on radial trace filtering, named local radial trace mean filtering that does not require a forward/inverse radial trace transform. Consequently, it does not require interpolation algorithms. To investigate the efficiency of the proposed method, we test the local radial trace mean filtering on both synthetic and real seismic data. We also compare the obtained results by those from the f-k filtering for seismic data ground-roll suppression. To investigate further, we apply the method on synthetic seismic contaminated by random noise and find that the method is not sensitive to the presence of random noise. Also, in cases where the receiver intervals are not the same, unlike the f-k filtering, local radial trace mean filtering is very effective. Therefore, we can say that the local radial trace mean filtering method is a suitable tool for coherent linear noise attenuation, especially the ground-roll.

Keywords: Radial trace transform, local radial trace, mean filter, coherent linear noise, ground-roll

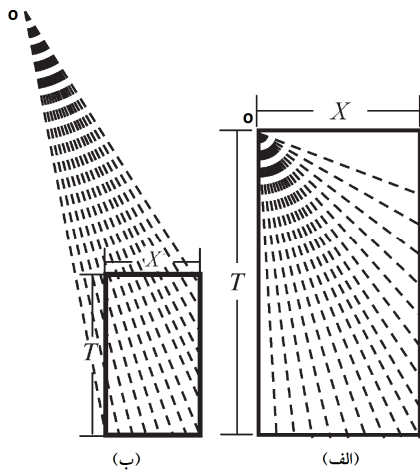
۱ مقدمه

متفاوتی نسبت به حادثه‌های اصلی هستند. این ویژگی راهی مناسب برای تضعیف این‌گونه نوفه‌ها پیش روی محققان گشوده است. یکی از این روش‌ها، تبدیل ردلرزه شعاعی است. در واقع این تبدیل یک تغییر مختصات و انتقال داده‌های لرزه‌ای از حوزه زمان-دورافت (X-T) به حوزه سرعت ظاهری-زمان سیر (R-T) است. تبدیل ردلرزه شعاعی در طرح‌های اکتشافی استنفورد معرفی شد

داده‌های لرزه‌ای معمولاً آلوده به انواع گوناگونی از نوفه‌های همدوس و غیرهمدوس هستند. نوفه زمین‌غلت به‌منزله نوفه خطی همدوس معمولاً با سرعت ظاهری و بسامد پایین‌تر از رویدادهای بازتابی در ثبت‌های چشمه مشترک ظاهر می‌شوند (اولهویچ، ۱۹۶۴). به‌عبارت‌دیگر می‌توان این‌گونه بیان کرد که این نوفه‌ها دارای برون‌راند

تبدیل کارهونن- لاو، کارسلی و بایراک (۲۰۰۸) با استفاده از فیلتر وینر و تبدیل زمان-بسامد، پورسانی و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از نظریه تجزیه مقادیر تکین، ملو و همکاران (۲۰۰۹) با استفاده از فیلترهای دو بُعدی، یارهام و همکاران (۲۰۰۶)، نقی‌زاه و ساشی (۲۰۱۱) و بوستانی (۱۳۹۰) نیز با کمک تبدیل کمانک (curvlet) نوفه زمین غلت را از داده‌های لرزه‌ای تضعیف کردند.

در این مقاله ضمن معرفی ردلرزه شعاعی محلی و ترکیب آن با فیلتر میانگین، نوفه همدوس زمین غلت از داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی تضعیف و نتایج با تضعیف نوفه همدوس به کمک فیلتر سرعتی $f-k$ مقایسه می‌شوند. در نهایت نشان خواهیم داد که روش مبتنی بر تبدیل ردلرزه شعاعی محلی و ترکیب آن با فیلتر میانگین، دارای امتیازهایی نسبت به روش فیلتر $f-k$ در تضعیف نوفه‌های همدوس است. لازم به ذکر است که همه مراحل یاد شده با استفاده از گداهای نگارش شده نویسندگان در محیط نرم‌افزار مت‌لب (MATLAB) صورت گرفته است.



شکل ۱. طرحوار تبدیل ردلرزه شعاعی برای حالتی که مبدا مختصات تبدیل، بر مبدا مختصات داده‌های لرزه‌ای (الف) منطبق باشد و (ب) منطبق نباشد (با تغییر از وو و همکاران، ۲۰۱۱).

و رشد یافت. در آن زمان بیشترین کاربرد این تبدیل در زمینه مهاجرت و تصویرسازی لرزه‌ای بود (کلربات، ۱۹۷۵؛ اتولینی، ۱۹۷۹ و ۱۹۸۲). تانر (۱۹۸۰) از این تبدیل به منظور تضعیف بازتاب‌های تکراری با طول موج بلند بهره جست. کلربات (۱۹۸۳) نیز از خواص این تبدیل اولین بار در تضعیف نوفه‌های همدوس زمین غلت استفاده کرد. سپس هنلی (۱۹۹۹، ۲۰۰۰ و ۲۰۰۳) به توسعه کاربرد تبدیل ردلرزه شعاعی برای تضعیف نوفه‌های همدوس پرداخت. در ایران، این روش را باقری و ریاحی (۱۳۸۷) برای تضعیف امواج زمین غلت و شکست مرزی مورد استفاده قرار دادند.

هنگامی که مسیر تغییر مختصات با روند نوفه‌های همدوس در حوزه $X-T$ تقریباً یکسو شود، آن‌گاه می‌توان انتظار داشت که در حوزه $R-T$ بتوان جبهه موج نوفه‌های همدوس خطی را از جبهه موج امواج بازتابی جدا کرد. همچنین نوفه‌های خطی که در حوزه $X-T$ در تعداد زیادی از ردلرزه‌ها حضور داشتند، پس از تبدیل در تعداد کمی از ردلرزه‌های شعاعی مشاهده می‌شوند و از آن گذشته بسامد آنها نیز در محدوده خارج از محدوده بسامدی داده‌های لرزه‌ای انتقال پیدا می‌کند (هنلی، ۲۰۰۳). معمولاً این انتقال به سمت بسامدهای کم است. این دو خاصیت سبب شده است که تبدیل ردلرزه شعاعی در حکم ابزار مناسبی برای تضعیف نوفه‌های همدوس مورد استفاده قرار گیرد. به راحتی می‌توان با استفاده از یک فیلتر بالاگذر مناسب در حوزه $R-T$ نوفه‌های همدوس خطی را تضعیف کرد. اما از آنجا که درونیابی یکی از مراحل تبدیل ردلرزه شعاعی در عمل است، بنابراین رفت و برگشت به حوزه $R-T$ همواره با از دست دادن داده‌ها همراه است.

البته روش‌های دیگر با میناهای متفاوت برای تضعیف امواج زمین غلت معرفی شده است. دیقان و وات (۱۹۹۷) با استفاده از تبدیل موجک، لیو (۱۹۹۹)، مونتاگن و واسکنسلوس (۲۰۰۶) و سیاه‌کوهی (۱۳۷۹) با استفاده از

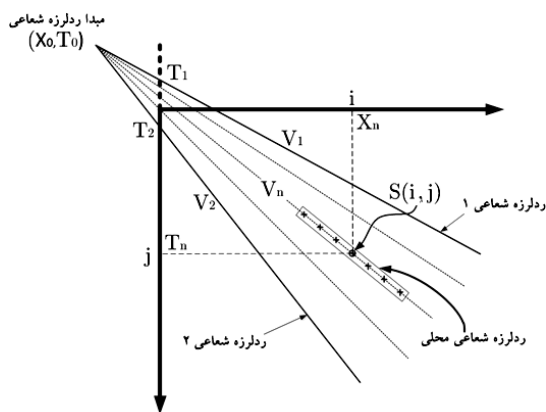
ردلرزه شعاعی محلی مربوط به نمونه $S(i, j)$ است. همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود:

$$\begin{aligned} V_1 &\geq V_n \geq V_2 \\ T &\leq T_2 \end{aligned}$$

با استفاده از این اطلاعات می‌توان مختصات مبدا مختصات تبدیل ردلرزه شعاعی (X_0, T_0) را به صورت رابطه (۲) به دست آورد (ژو و همکاران، ۲۰۰۴).

$$X_0 = \frac{T_2 - T_1}{1/V_1 - 1/V_2} \quad (2)$$

$$T_0 = T_2 + X_0/V_2$$



شکل ۲. مفهوم ردلرزه شعاعی محلی (با تغییر از ژو و همکاران، ۲۰۰۴).

حال می‌توان سرعت ردلرزه شعاعی محلی برای نمونه $S(i, j)$ با مختصات (X_n, T_n) را به صورت رابطه (۳) به دست آورد.

$$V_n = \frac{X_n - X_0}{T_n - T_0} \quad (3)$$

بنابراین با استفاده از نتایج به دست آمده می‌توان ردلرزه شعاعی محلی را برای نمونه $S(i, j)$ به کمک درونیابی در حوزه زمان با استفاده از چندین ردلرزه اطراف نمونه اصلی به دست آورد. لذا برای یک دورافت دلخواه x ، زمان ردلرزه شعاعی محلی t به صورت رابطه (۴) به دست می‌آید (ژو و همکاران، ۲۰۰۴).

$$t = T_n + \frac{x - X_n}{V_n} \quad (4)$$

۲ تبدیل ردلرزه شعاعی

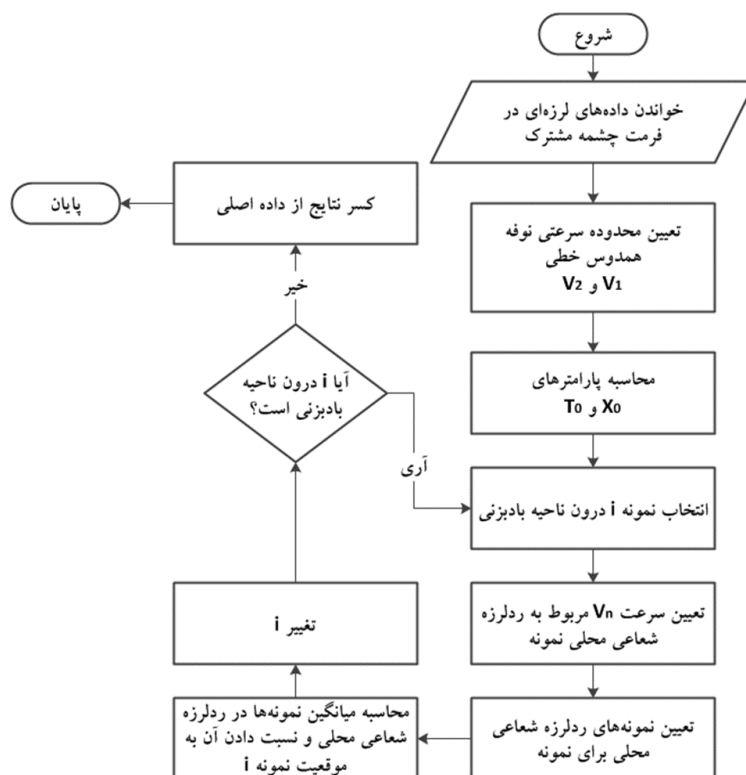
تبدیل ردلرزه شعاعی در واقع تبدیل دستگاه مختصات از زمان-دورافت $(X-T)$ به زمان-شعاع $(R-T)$ است. در این تبدیل محور زمان بدون تغییر باقی می‌ماند، در حالی که پارامتر دورافت داده‌ها به سرعت ظاهری مربوط به هر یک از ردلرزه‌های شعاعی تغییر می‌یابد. تبدیل ردلرزه شعاعی و معکوس آن را می‌توان با یک نگاشت خطی به صورت رابطه (۱) نشان داد (هنلی، ۱۹۹۹).

$$\begin{cases} t' = t - t_0 \\ v = \frac{x - x_0}{t - t_0} \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} S(x, t) \Rightarrow S'(v, t') \\ S'(v, t') \Rightarrow S(x, t) \end{cases} \quad (1)$$

که $S(x, t)$ داده‌های لرزه‌ای در حوزه $X-T$ ، $S'(v, t')$ داده‌های لرزه‌ای در حوزه $R-T$ هستند. همچنین x_0 و t_0 مبدا مختصات مربوط به تبدیل ردلرزه شعاعی است که در شکل ۱ توصیف این تبدیل برای دو حالت متفاوت موقعیت مبدا مختصات تبدیل و مبدا مختصات داده‌های لرزه‌ای نشان داده شده است. در شکل ۱-الف) این دو مبدا بر یکدیگر منطبق هستند ولی در شکل ۱-ب) بر یکدیگر منطبق نیستند. تعداد ردلرزه‌های شعاعی بایستی به گونه‌ای انتخاب شود که از دگرنامی مکانی جلوگیری شود و از طرف دیگر همه نمونه‌های حوزه $X-T$ حداقل به یک نمونه در حوزه دیگر تصویر شوند.

۳ ردلرزه شعاعی محلی و تضعیف نوفه همدوس خطی

ردلرزه شعاعی محلی برای یک نمونه در داده لرزه‌ای در حوزه $X-T$ به بخشی از ردلرزه شعاعی گفته می‌شود که از آن نمونه عبور کند و نمونه در مرکز آن قرار گرفته باشد (ژو و همکاران، ۲۰۰۴). در شکل ۲ ردلرزه شعاعی محلی برای نمونه $S(i, j)$ نشان داده شده است. در این شکل، V_1 و V_2 محدوده سرعتی نوفه خطی را مشخص می‌کنند که به ترتیب مربوط به ردلرزه شعاعی ۱ و ۲ با زمان‌های دورافت صفر T_1 و T_2 هستند و V_n سرعت مربوط به



شکل ۳. نمودار گردش روش تضعیف نوفه‌های همدوس خطی با استفاده از ترکیب روش تبدیل ردلرزه شعاعی و فیلتر میانگین.

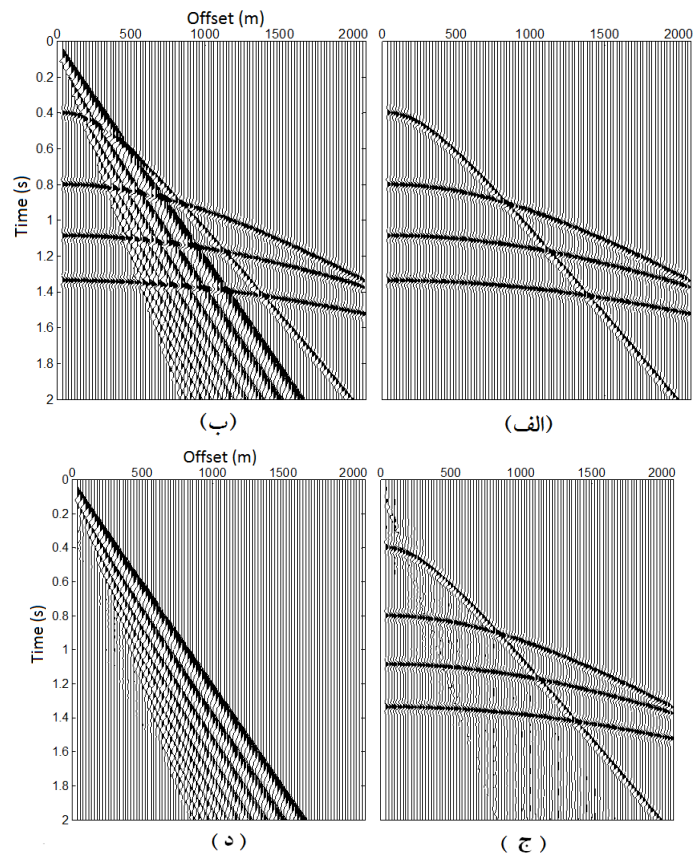
حوزه R-T می‌شود این است که هرچند این روش بر مبنای تبدیل ردلرزه شعاعی استوار است ولی در عمل هیچ‌گونه فرایند رفت و برگشتی بین حوزه X-T و R-T صورت نمی‌پذیرد و لذا هیچ‌گونه از دست دادن داده در اثر رفت و برگشت بین حوزه X-T و R-T و عمل درون‌یابی اتفاق نمی‌افتد (ژو و همکاران، ۲۰۰۴).

۴ اعمال روش بر داده‌های مصنوعی

برای بررسی کارایی روش ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین در تضعیف نوفه همدوس زمین‌غلت، ابتدا یک داده لرزه‌ای مصنوعی با چهار بازتابنده متفاوت و موجک ریکر با بسامد غالب ۱۵ هرتز در نظر گرفته شد و یک ثبت چشمه مشترک با فاصله نمونه‌برداری ۲ میلی‌ثانیه و ۱۰۲ ردلرزه با فاصله ۲۰ متر از یکدیگر تولید شد. سپس به آن نوفه همدوس خطی با استفاده از سیگنال چیرپ با

اگر V_1 و V_2 به‌درستی محدوده سرعتی نوفه همدوس خطی را نشان دهند، آن‌گاه می‌توان انتظار داشت که در حوزه ردلرزه شعاعی، بسامد نوفه‌های همدوس خطی به علت همسو بودن راستای تغییر مختصات با راستای نوفه‌ها به سمت پایین انتقال پیدا کند. لذا با اعمال یک فیلتر میانگین یا میانه (در این مقاله از فیلتر میانگین استفاده شده) روی ردلرزه شعاعی محلی در هر نقطه، بخش بسامد پایین داده‌ها (نوفه‌های خطی همدوس) از بخش بسامد زیاد (داده‌های لرزه‌ای) جدا می‌شود. حال با کسر این نوفه‌های همدوس خطی برآورد شده از داده اصلی می‌توان داده لرزه‌ای که نوفه‌های خطی آن تضعیف شده‌اند را به دست آورد. در شکل ۳ نمودار گردش روش این روش نشان داده شده است.

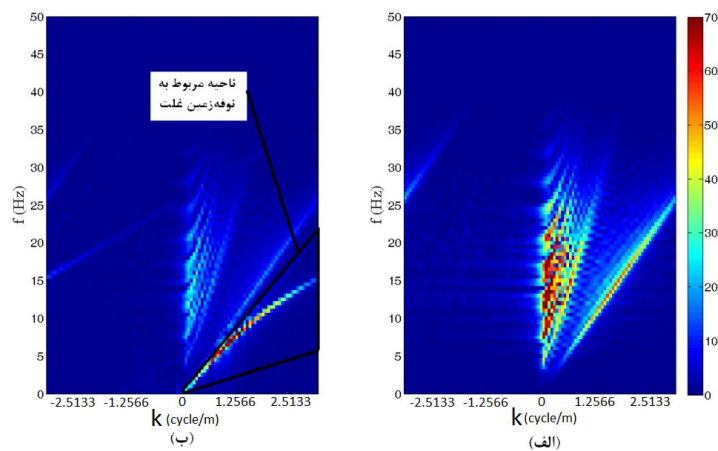
یکی از مزایای مهم و قابل توجهی که باعث تمایز این روش از سایر روش‌های تضعیف نوفه همدوس خطی در



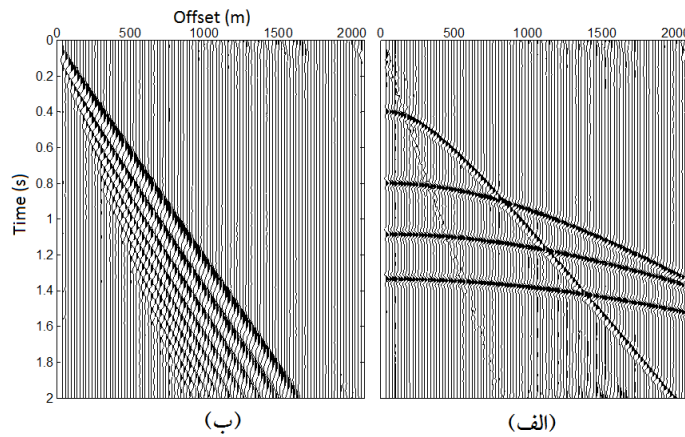
شکل ۴. داده لرزه‌ای بدون نوفه تصادفی (الف) بدون نوفه زمین‌غلت و (ب) همراه نوفه زمین‌غلت. (ج) داده لرزه‌ای مصنوعی بدون نوفه تصادفی بعد از تضعیف نوفه زمین‌غلت با استفاده از روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین و (د) تفاوت بین داده نوفه‌زداد شده و داده همراه نوفه.

داده‌ها اضافه نشده است. در شکل ۴-ج و د به ترتیب نتیجه حاصل از روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین برای تضعیف نوفه زمین‌غلت و اختلاف بین داده نوفه‌زداد شده و داده همراه نوفه نشان داده شده است.

بسامد متغیر ۵ تا ۱۵ هرترز با طول زمانی متغیر در هر ردلرزه اضافه شد. در شکل ۴-الف و ب به ترتیب ثبت چشمه مشترک مصنوعی قبل و بعد از اضافه شدن نوفه زمین‌غلت نمایش داده شده است. در این قسمت نوفه تصادفی به



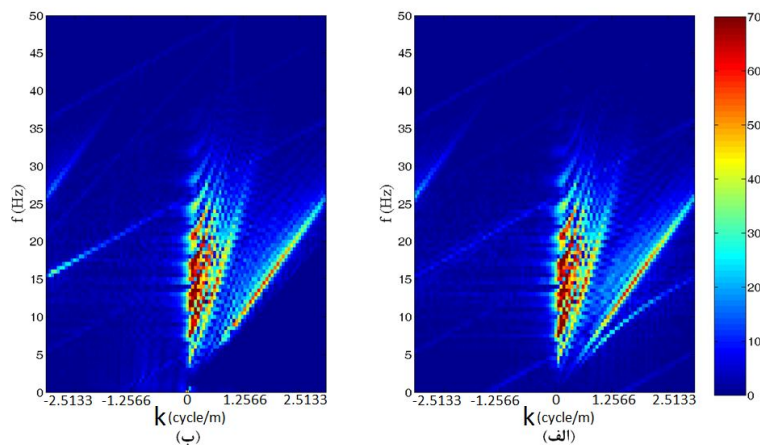
شکل ۵. (الف) طیف f-k مربوط به داده لرزه‌ای شکل ۴ (الف) و (ب) طیف f-k مربوط به داده لرزه‌ای شکل ۴ (ب).



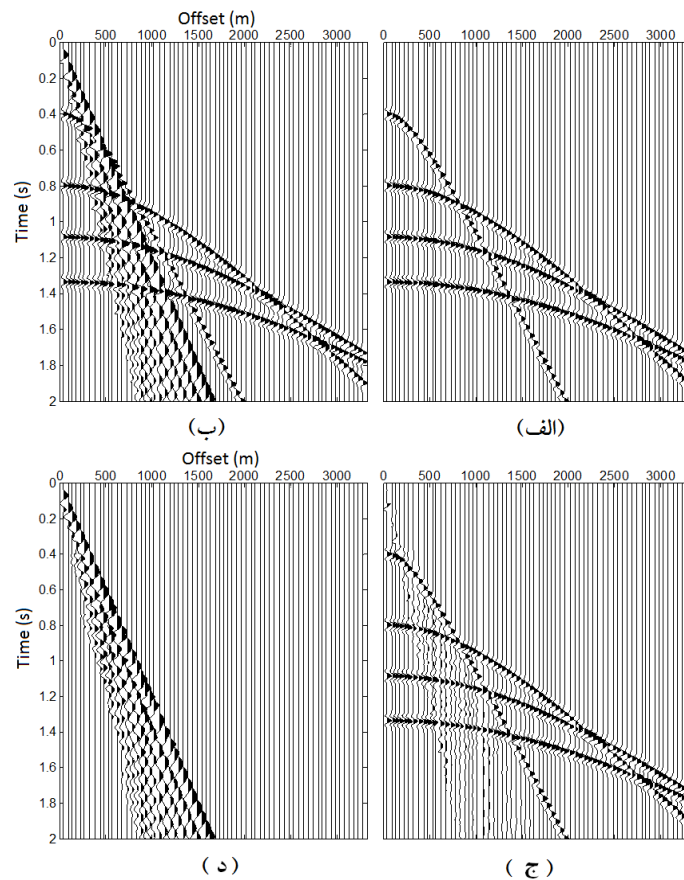
شکل ۶. (الف) داده لرزه‌ای مصنوعی بدون نوفه تصادفی بعد از تضعیف نوفه زمین غلت با استفاده از روش فیلتر $f-k$ و (ب) اختلاف بین داده نوفه‌زدا شده و داده همراه نوفه.

برتری نسبی روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین نسبت به روش فیلتر $f-k$ دارد. همان‌طور که مشاهده می‌شود، در نگاه اول، روش فیلتر $f-k$ مقدار بیشتری از نوفه زمین غلت نسبت به روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین در داده لرزه‌ای تضعیف کرده است. البته با نگاه دقیق‌تر به طیف $f-k$ می‌توان دید که اگرچه مقدار ناچیزی از نوفه زمین غلت در داده باقی مانده است، اما در روش $f-k$ بخش دگرنام شده نوفه زمین غلت کاملاً باقی مانده و علاوه بر آن در روش فیلتر $f-k$ رویدادهای کاذب ایجاد شده در داده به مراتب از روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین بیشتر

برای مقایسه از روش فیلتر $f-k$ نیز برای تضعیف نوفه زمین غلت استفاده شد. در شکل ۵ طیف $f-k$ داده لرزه‌ای مصنوعی قبل و بعد از اضافه شدن نوفه زمین غلت نشان داده شده است که با حذف ناحیه مربوط به نوفه همدوس زمین غلت (روی شکل مشخص است)، داده لرزه‌ای نشان داده شده در شکل ۶-الف به دست می‌آید. در شکل ۶-ب تفاوت بین داده نوفه‌زدا شده با روش $f-k$ و داده همراه نوفه نشان داده شده است. در شکل ۷ طیف $f-k$ مربوط به خروجی هر رد و روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین و روش فیلتر $f-k$ نمایش داده شده است. مقایسه نتایج دو روش در تضعیف نوفه زمین غلت نشان از



شکل ۷. (الف) طیف $f-k$ مربوط به داده لرزه‌ای شکل ۴ (ج) و (ب) طیف $f-k$ مربوط به داده لرزه‌ای شکل ۶ (الف).



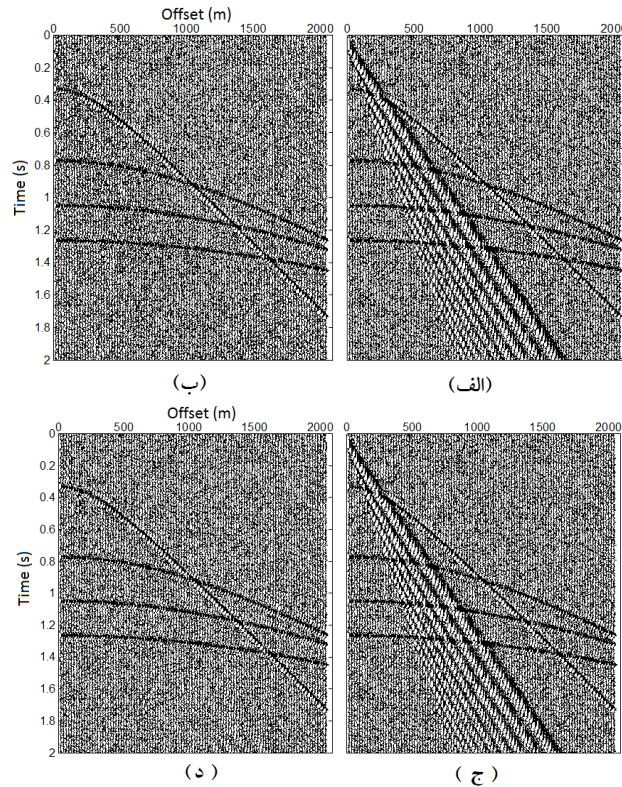
شکل ۸ داده لرزه‌ای بدون نوفه تصادفی و با فاصله‌های گیرنده غیر یکسان (الف) بدون نوفه زمین‌غلت و (ب) همراه نوفه زمین‌غلت. (ج) داده لرزه‌ای مصنوعی بدون نوفه تصادفی و با فاصله‌های گیرنده غیر یکسان بعد از تضعیف نوفه زمین‌غلت با استفاده از روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین و (د) اختلاف بین داده نوفه‌زداد شده و داده همراه نوفه.

و همراه آن را که فاصله گیرنده‌ها در آن یکسان نیست، نشان می‌دهد. در شکل ۸-ج نیز نتیجه اعمال روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین برای تضعیف نوفه زمین‌غلت به نمایش در آمده است که مجدداً کارایی این روش را نشان می‌دهد. در شکل ۸-د تفاوت بین داده نوفه‌زداد شده و داده همراه نوفه نشان داده شده است.

در مرحله بعد به منظور بررسی حساسیت روش به حضور نوفه تصادفی، به داده لرزه‌ای مصنوعی شکل ۴-ب نوفه تصادفی گاوسی با نسبت سیگنال به نوفه ۱۰ دسی‌بل اضافه شد. در شکل ۹ نتیجه حاصل از تضعیف نوفه زمین‌غلت با دو روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و

است که در طیف های $f-k$ این موضوع مشهود است. البته ناحیه مربوط به نوفه زمین‌غلت همواره جدا از محدوده داده اصلی قرار نمی‌گیرد تا جداسازی آن به سادگی امکان‌پذیر باشد. این مسئله مشکلی در روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین ایجاد نمی‌کند.

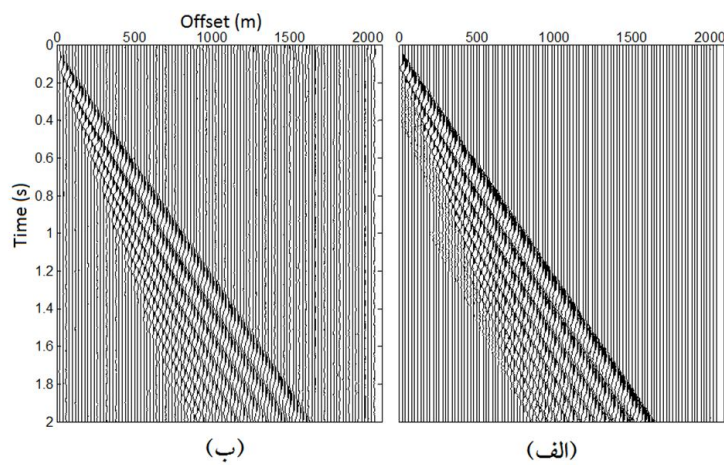
البته ناگفته نماند که چنانچه فاصله نمونه‌برداری مکانی یا به عبارت دیگر فاصله گیرنده‌ها یکسان نباشد (این امر ممکن است در زمان برداشت به علت‌های زیادی از جمله وجود موانع طبیعی رخ دهد)، دیگر روش فیلتر $f-k$ قابل اجرا نیست ولی همچنان روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین می‌تواند کارساز باشد. شکل ۸-الف و ب به ترتیب داده لرزه‌ای مصنوعی بدون نوفه زمین‌غلت



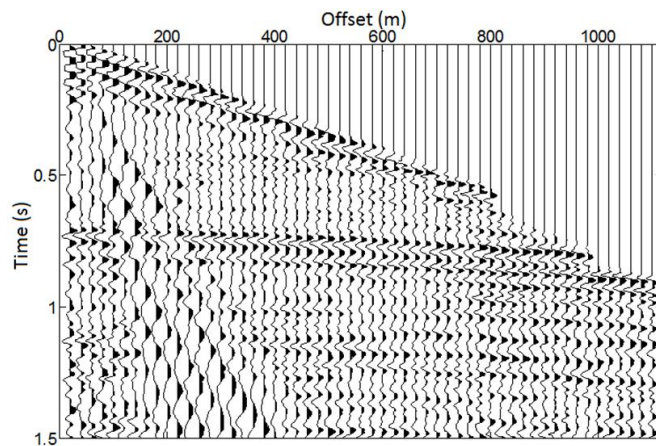
شکل ۹. داده لرزه‌ای مصنوعی با نوفه تصادفی ۱۰ دسی‌بل و نوفه زمین‌غلت (الف) قبل و (ب) بعد از تضعیف نوفه زمین‌غلت با استفاده از روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین. داده لرزه‌ای مصنوعی با نوفه تصادفی و نوفه زمین‌غلت (ج) قبل و (د) بعد از تضعیف نوفه زمین‌غلت با استفاده از روش فیلتر f-k.

معرفی شده در این مقاله را در حضور نوفه تصادفی نیز نشان داد و به عبارت دیگر می‌توان گفت که این روش به نوفه تصادفی حساسیتی ندارد.

فیلتر میانگین و فیلتر f-k نشان داده شده است. در شکل ۱۰ نیز تفاوت بین داده نوفه‌زدا شده و داده همراه نوفه با دو روش مشاهده می‌شود. نتایج مجدداً کارایی مناسب روش



شکل ۱۰. اختلاف بین داده نوفه‌زدا شده و داده همراه نوفه با استفاده از روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین و (ب) فیلتر f-k.

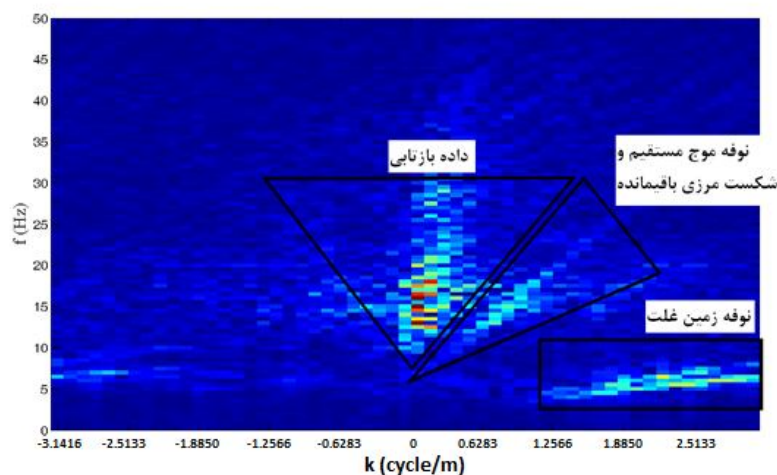


شکل ۱۱. ثبت لرزه‌ای چشمه مشترک واقعی که امواج شکست مرزی و مستقیم آن بریده شده است.

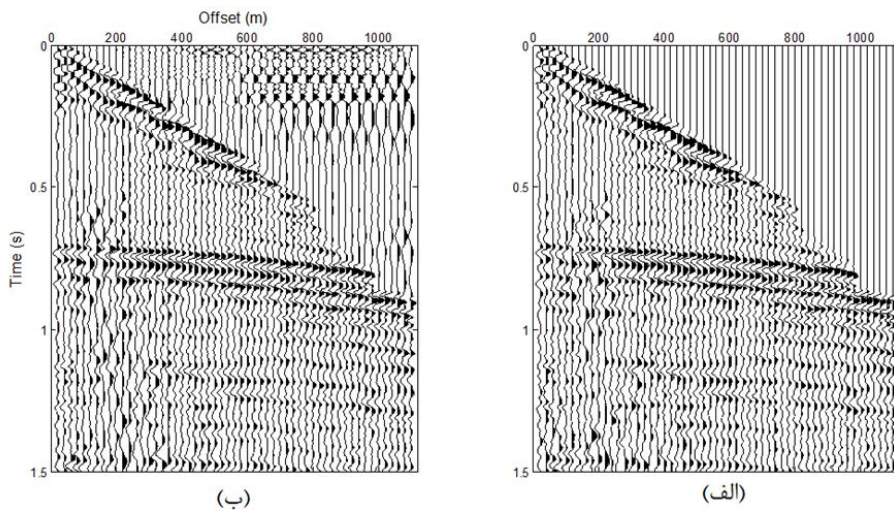
۵ اعمال روش بر داده‌های واقعی

مقایسه نتایج حاکی از آن است که در مورد داده واقعی نیز روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین نیز به خوبی عمل می‌کند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، به علت وجود دگرنامی مکانی در نوفه خطی زمین‌غلت، مقداری از نوفه پیش‌گفته در نتیجه حاصل از روش فیلتر $f-k$ باقی مانده است. همچنین به سبب رفت و برگشت به حوزه $f-k$ رویدادهای کاذبی در نتیجه به وجود آمده است؛ درحالی‌که در نتایج حاصل از روش معرفی شده در این مقاله، رویداد کاذبی ایجاد نشده و دگرنامی نوفه خطی تاثیری روی نتایج نداشته است.

حال که صحت و درستی روش معرفی شده در این مقاله روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی تایید شد، روش روی یک ثبت لرزه‌ای چشمه مشترک واقعی اعمال و نتایج حاصل با روش فیلتر $f-k$ مقایسه می‌شود. این داده لرزه واقعی دارای ۵۵ ردلرزه به فاصله ۲۰ متر از یکدیگر و فاصله نمونه‌برداری ۲ میلی‌ثانیه است. در شکل ۱۱ این داده لرزه نشان داده شده است و در شکل ۱۲ طیف $f-k$ مشاهده می‌شود. نتایج حاصل از تضعیف نوفه زمین‌غلت با استفاده از دو روش پیش‌گفته در شکل ۱۳ نشان داده شده است.



شکل ۱۲. طیف $f-k$ مربوط به داده لرزه‌ای واقعی در شکل ۱۱.



شکل ۱۳. ثبت لرزه‌ای چشمه مشترک واقعی بعد از تضعیف نوفه زمین‌غلت با استفاده از روش (الف) ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین و (ب) فیلتر f-k.

۶ نتیجه‌گیری

ایجاد رویدادهای کاذبی در نتیجه می‌شود، در روش معرفی شده در این مقاله، چنین مشکلی وجود ندارد. همچنین دگرنامی نوفه خطی در روش ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین تاثیری ندارد، اما در روش f-k سبب باقی ماندن بخشی از انرژی نوفه خطی می‌شود.

در این مقاله، روش جدیدی بر مبنای تبدیل ردلرزه شعاعی معرفی شده است که نیازی به رفت و برگشت به حوزه R-T ندارد و بنابراین پدیده‌های کاذب ناشی از درون‌یابی در رفت و برگشت به حوزه R-T در این روش وجود نخواهد داشت. علاوه بر آن سرعت اجرای این روش از روش متداول که نیاز به رفت و برگشت به حوزه R-T دارد، بیشتر است. این روش از ترکیب ردلرزه شعاعی محلی و فیلتر میانگین برای تضعیف نوفه همدوس خطی زمین‌غلت استفاده می‌کند. الگوریتم روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی اعمال شد. با توجه به نتایج به‌دست آمده می‌توان مشاهده کرد که روش معرفی شده در این مقاله در حضور نوفه تصادفی نیز به‌خوبی نوفه خطی زمین‌غلت را تضعیف می‌کند و حساسیتی به حضور نوفه تصادفی در داده ورودی ندارد. همچنین چنانچه در مواردی فاصله گیرنده‌ها یکسان نباشند، بر خلاف تبدیل f-k که در این حالت قابل اجرا نیست، روش پیش‌گفته به‌خوبی عمل می‌کند. علاوه بر این، بر خلاف روش f-k که معمولاً به علت رفت و برگشت به آن حوزه باعث

منابع

- باقری، م.، و ریاحی، م.، ۱۳۸۷، تضعیف نوفه‌های زمین‌غلت در حوزه ردلرزه شعاعی، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۴(۴)، ۳۳-۴۷.
- بوستانی، ب.، ۱۳۹۰، تضعیف نوفه‌های تصادفی و زمین‌غلت در داده‌های لرزه‌ای با استفاده از تبدیل curvelet، پایان‌نامه کارشناسی ارشد رشته مهندسی نفت-اکتشاف، دانشکده مهندسی نفت، دانشگاه صنعتی امیرکبیر.
- سیاه‌کوهی، ح.، ۱۳۷۹، استفاده از تبدیل Karhunen-Loeve در پردازش داده‌های لرزه‌ای سه‌بُعدی، مجله فیزیک زمین و فضا، ۲۶(۱)، ۹۷-۱۰۶.
- Claerbout, J. F., 1975, Slant-stacks and radial traces: Stanford Exploration Project Report, SEP-5, 1-12.

- curvelet transform: 73rd Annual International Meeting, EAGE, Expanded Abstracts, 23-26.
- Olhovich, V. A., 1964, The causes of noise in seismic reflection and refraction work: *Geophysics*, **29**, 1015- 1030.
- Ottolini, R., 1979, Migration of radial trace sections: Stanford Exploration Project Report, SEP-20, 97-115.
- Ottolini, R., 1981, Downward continuation of common midpoint gathers by transformation into Snell trace coordinates: Stanford Exploration Project Report, SEP-26, 83-94.
- Porsani, M. J., Silva, M. G., and Melo, P. E. M., 2009, Ground-roll attenuation based on SVD filtering: 79th Annual International Meeting, SEG, Extended Abstracts, 3381-3385.
- Taner, M. T., 1980, Long-period sea-floor multiples and their suppression: *Geophysical Prospecting*, **28**, 30-48.
- Wu, N., Li, Y., and Yang, B., 2011, Noise attenuation for 2-D seismic data by radial-trace time-frequency peak filtering: *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, **8**, 874-878.
- Yarham, C., Boeniger, U., and Herrmann, F., 2006, Curvelet-based ground roll removal: 76th Annual International Meeting, SEG, Extended Abstracts, 2777-2780.
- Zhu, W., Kelamis, P. G., and Liu, Q., 2004, Linear noise attenuation using local radial trace median filtering: *The Leading Edge*, **23**, 728-737.
- Claerbout, J. F., 1983, Ground roll and radial traces: Stanford Exploration Project Report, SEP-35, 43-53.
- Deighan, A. J., and Watts, D. R., 1997, Ground-roll suppression using the wavelet transform: *Geophysics*, **62**, 1896-1903.
- Henley, D. C., 1999, The radial trace transform: an effective domain for coherent noise attenuation and wavefield separation: 69th Annual International Meeting, SEG, Extended Abstracts, 1204-1207.
- Henley, D. C., 2000, Wavefield separation and other useful applications in the radial trace domain: 70th Annual International Meeting, SEG, Extended Abstracts, 2111-2114.
- Henley, D. C., 2003, Coherent noise attenuation in the radial trace domain: *Geophysics*, **68**, 1408-1416.
- Karsli, H., and Bayrak, Y., 2008, Ground-roll attenuation based on Wiener filtering and benefits of time-frequency imaging: *The Leading Edge*, **27**, 206-209.
- Liu, X., 1999, Ground roll suppression using the Karhunen-Loeve transform: *Geophysics*, **64**, 564-566.
- Melo, P. E. M., Porsani, M. J., and Silva, M. G., 2009, Ground roll attenuation using a 2D time derivative filter: *Geophysical Prospecting*, **57**, 343-353.
- Montagne, R., and Vasconcelos, G. L., 2006, Optimized suppression of coherent noise from seismic data using the Karhunen-Loève transform: *Physical Review E*, **74**, 1-9.
- Naghizadeh, M., and Sacchi, M., 2011, Ground roll elimination by scale and direction guided