

برآورد موجک لرزه‌ای با فاز مرکب با استفاده از تحلیل صفرهای تابع خودهمبستگی در حوزه Z

امین روشندل کاهو^{۱*} و حمیدرضا سیاه‌کوهی^۲

^۱ استادیار، دانشکده معدن، نفت و ژئوفیزیک، دانشگاه صنعتی شاهرود، ایران

^۲ دانشیار، گروه فیزیک زمین، موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

(دریافت: ۸۸/۱۲/۱۱، پذیرش نهایی: ۹۰/۱۱/۱۱)

چکیده

هدف از لرزه‌شناسی بازتابی رسیدن به مقطعی لرزه‌ای است که تا حد ممکن به مدل واقعی زمین نزدیک باشد. اما محدود بودن باند بسامدی داده‌های ثبت شده و اثر جذب در زمین مانع از رسیدن به این هدف می‌شود و بایستی مراحل گوناگون پردازشی روی داده‌ها اعمال شود. از مراحل اصلی در پردازش داده‌های لرزه‌ای بازتابی برای نیل به این هدف می‌توان به واهمامیخت اشاره کرد. این مرحله به منظور حذف اثر همبستگی موجک با سری بازتاب زمین صورت می‌گیرد. متداول‌ترین روش‌ها در واهمامیخت داده‌های لرزه‌ای فرض می‌کنند که موجک چشمه دارای فاز کمینه باشد. درحالی‌که در اکثر موارد موجک چشمه دارای فاز مرکب است، بنابراین امکان برآورد موجک با فاز مرکب اهمیت بسیار زیادی در پردازش داده‌های لرزه‌ای بازتابی دارد. در این مقاله با استفاده از تحلیل صفرهای برآورد تابع خودهمبستگی موجک و خواص تبدیل Z، موجک چشمه لرزه‌ای با فاز مرکب برآورد می‌شود. این روش بسیار ساده و درعین‌حال کارآمد است. کارایی آن روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی مورد بررسی قرار گرفت و نتایج به‌دست آمده نشان داد که این روش با دقت خوبی موجک چشمه با فاز مرکب را برآورد کرده و از طرفی در مقابل نوفه نیز دارای حساسیت کمی است.

واژه‌های کلیدی: تابع خودهمبستگی، برآورد موجک، فاز مرکب، تبدیل Z، واهمامیخت

Mixed-phase seismic wavelet estimation by analyzing the zeros of autocorrelation function in Z-domain

Roshandel Kahoo, A.¹ and Siahkoohi, H. R.²

¹Assistant Professor, Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

²Associate Professor, Earth Physics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 02 Mar 2010, Accepted: 31 Jan 2012)

Abstract

A seismic section which is very close to the true model of the earth is the goal of reflection seismology. Because raw seismic data are affected by the various ingredients such as geometry, noise and, etc., we are not able to use them for interpretation. Therefore, a processing flow must be applied on the raw seismic data to remove the effects of undesirable ingredients. Deconvolution is one of the most important stages in seismic data processing removed source signature from seismic trace to improve the temporal resolution. Inverse filtering and spiking deconvolution are usual methods in seismic deconvolution.

If the seismic source wavelet is known, it can be removed from seismic trace, easily. But in most cases, the source signature is unknown and there is only an approximation of

the source wavelet autocorrelation function. The usual deconvolution methods work well when the seismic source is of minimum-phase wavelet. Often, the seismic source wavelet is mixed-phase, thus estimation of mixed-phase wavelet is important for deconvolution of seismic data. Moreover, the efficiency of the inversion of seismic data depends on the correlation of the real and synthetic seismic data near the well position. A good estimation of seismic source wavelet can improve the correlation of real and synthetic seismic traces.

In this paper, we estimate the mixed-phase seismic source wavelet by analyzing the zeros of estimated seismic source autocorrelation function. This method is very simple and efficient. We tested the efficiency of mentioned method on both real and synthetic seismic data. It can estimate all of seismic source wavelet type, but given the importance of mixed-phase seismic source wavelet estimation; this paper deals with this issue.

In the most seismic deconvolution methods, the reflection series of the earth is considered as a random series. With this assumption, we can estimate the autocorrelation of source wavelet from seismic trace. Autocorrelation of a signal is equivalent to the convolution of signal with reversed version of it. The reversing effect of a signal simply reciprocates its zeros. Thus, the zeros of autocorrelation function of a signal contain the zeros of original signal combined with zeros of reversed version of it. Let us call the zeros of reversed version of signal as "image" zeros. Because, the image zeros are the complex conjugate of the zeros of original signal, the autocorrelation function is a zero-phase series.

To estimate the original seismic source wavelet, we must find a way to distinguish between the original zeros and its images between the zeros of autocorrelation function. We use a second autocorrelation function calculated from the signal multiplied by exponential, decaying or expanding. Multiplying the original data with an expanding exponential will cause original zeros to move toward the origin along their radials. However, image zeros, being reciprocals of original zeros, will move in the opposite direction away from the origin. Thus, as we observe the movement of the original roots of the autocorrelation function with the expanding exponential multiplication, we see some of the roots move in the expected direction. Therefore, they are the seismic source wavelet roots. Now we can define a process by which the roots of the wavelet Z-transform can be determined uniquely. This will, in turn, define the wavelet phase function.

We tested the efficiency of the proposed algorithm for mixed-phase seismic source wavelet estimation on both synthetic and real seismic data. In the case of synthetic seismic data, first the algorithm was tested on the free noise trace. The estimated mixed-phase wavelet was very similar to that used in the generation of synthetic seismic trace. To investigate the algorithm sensitivity to noise, Gaussian random noise with different signal to noise ratios were added to synthetic trace and mixed-phase wavelet were estimated. We saw that the algorithm can estimate the source wavelet with good accuracy in the presence of random noise with SNR greater than 20 dB. For investigation of efficiency of algorithm on real seismic data, we selected a part of common-midpoint gather with 75 traces and 4 ms sampling interval. We applied the mentioned methods on various traces of CMP.

The theory and obtained results in both synthetic and real seismic data show that: (1) The method has a simple theory, (2) The uncomplicated theory of this method caused it to have low cost of computations and (3) The method has a good efficiency in existence of noise. Therefore, autocorrelation function zeros analysis method for seismic source wavelet estimation is a suitable and efficient algorithm.

Key words: Autocorrelation function, Wavelet estimation, Mixed phase, Z transform, Deconvolution

۱ مقدمه

میسرا و ساشی (۲۰۰۷) از طریق بهینه‌سازی غیرخطی فیلتر تمام‌گذری که اورسین و پورسانی (۲۰۰۰) معرفی کردند، موجک با فاز مرکب را برآورد کردند. دسته‌ای دیگر از روش‌های برآورد موجک با فاز مرکب از محاسبات انباشته‌ای (cumulant) با درجات بالا استفاده می‌کنند (لازیر، ۱۹۹۳؛ ولیس و اولریچ، ۱۹۹۶). در این مقاله با استفاده از تحلیل صفرهای تابع خودهمبستگی در حوزه Z (اپنهیم و همکاران، ۱۹۹۷) موجک چشمه لرزه‌ای با فاز مرکب برآورد زده می‌شود. این روش قادر به برآورد هر موجک با فازهای گوناگون است، اما به دلیل اینکه مشکل اصلی در برآورد موجک چشمه با فاز مرکب است، تاکید این مقاله نیز موجک فاز مرکب است. در ادامه نظریه روش و نحوه تحلیل صفرها در حوزه Z شرح داده می‌شود و سپس کارایی روش روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی مورد بررسی قرار می‌گیرد.

۲ مبانی نظری

چنانچه برای برداشت داده‌های لرزه‌ای از چشمه انفجاری استفاده شود، اطلاع زیادی از موجک چشمه لرزه‌ای در اختیار نیست. در این حالت تنها اطلاعاتی که از موجک چشمه لرزه‌ای در اختیار است، برآوردی از تابع خودهمبستگی موجک است. لذا بایستی رفتار تابع خودهمبستگی در حوزه تبدیل Z مورد بررسی قرار بگیرد. تابع خودهمبستگی یک سیگنال مانند $x(n)$ را می‌توان به صورت رابطه (۱) نوشت (اپنهیم و همکاران، ۱۹۹۷).

$$r_{xx}(n) = \sum_{m=-\infty}^{+\infty} x(m)x(m-n) \quad (1)$$

$$= x(n) * x(-n)$$

که در آن، $*$ علامت همامیخت است. رابطه (۱) به صورت رابطه (۲) در حوزه تبدیل Z نوشته می‌شود.

$$R_{xx}(z) = X(z)X(z^{-1}) \quad (2)$$

داده‌های لرزه‌ای به دلیل اثر تضعیفی عوامل گوناگونی به هنگام عبور از داخل زمین به صورت خام قابل استفاده نیستند و بایستی پردازش‌های گوناگونی روی آنها اعمال شود. یکی از اهداف مهم واهمامیخت به مثابه یکی از مراحل پردازش داده‌های لرزه‌ای، حذف اثر موجک از ردلرزه و افزایش قدرت تفکیک و تیزی (spikeness) ردلرزه است. لذا برآورد دقیق موجک باعث افزایش کارایی واهمامیخت و افزایش قدرت تفکیک زمانی داده‌ها می‌شود. از طرفی در مرحله تعبیر و تفسیر، مهم‌ترین مرحله، وارون‌سازی داده‌های لرزه‌ای به منظور تهیه مدل امیدانسی است. کیفیت وارون‌سازی به همبستگی ردلرزه‌های مصنوعی و واقعی در اطراف چاه‌ها بستگی دارد. با افزایش دقت در برآورد موجک چشمه، این همبستگی افزایش می‌یابد.

چنانچه موجک چشمه لرزه‌ای مشخص باشد، حذف آن از ردلرزه بسیار ساده است، اما تقریباً در تمام موارد، موجک چشمه نامعلوم است و تنها اطلاعاتی که از آن در دسترس است، تقریبی از تابع خودهمبستگی موجک است. روش‌های موجود برای واهمامیخت در اکثر موارد، موجک چشمه لرزه‌ای را کمینه فاز فرض می‌کنند که این فرض نیز در بیشتر موارد فرض درستی نیست و به همین دلیل در چنین حالاتی نتیجه واهمامیخت ضعیف است.

محققان روش‌های متفاوتی برای برآورد موجک معرفی کرده‌اند. از آن جمله می‌توان به روش هم‌ریخت (اولریچ، ۱۹۷۱)، روش حداقل مربعات (برخوت، ۱۹۷۷)، روش خودبرگشتی (نیر، ۱۹۸۳) و روش شبکه عصبی هاپفیلد (ونگ و مندل، ۱۹۹۲) اشاره کرد. موندیم و همکاران (۲۰۰۶) از روش تضعیف نوفه برای برآورد موجک چشمه لرزه‌ای استفاده کردند. اورسین و پورسانی (۲۰۰۰) با استفاده از حل معادله بسط یافته یول - والکر موجک چشمه لرزه‌ای با فاز مرکب را برآورد کردند.

تاخوردۀ جدا کرد و بدین ترتیب موجک چشمه لرزه‌ای را به دست آورد. برای این منظور اگر موجک به صورت $w = \{w_0, w_1, \dots, w_n\}$ فرض شود، تبدیل Z آن به صورت یک چندجمله‌ای از درجه n خواهد بود و بنابراین سری زمانی w دارای n صفر خواهد بود.

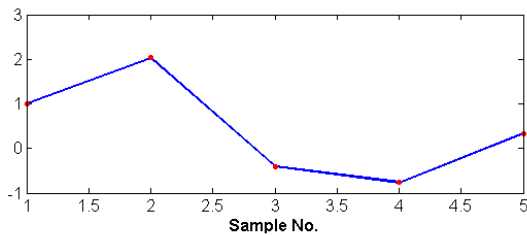
$$W(z) = w_0 + w_1 z + \dots + w_n z^n \quad (۳)$$

حال اگر سری زمانی به صورت $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$ مفروض باشد که ε مقداری مثبت است و به صورت نمونه به نمونه در موجک ضرب شود، آن گاه تبدیل Z موجک به صورت رابطه (۴) نوشته می‌شود.

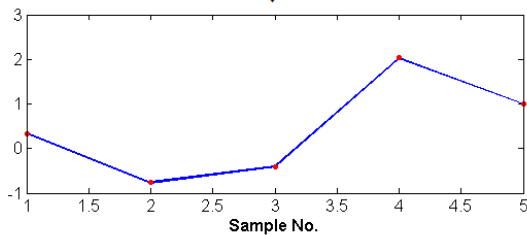
$$\begin{aligned} W_\omega(z) &= w_0 + w_1 \varepsilon z + w_2 \varepsilon^2 z^2 + \dots + w_n \varepsilon^n z^n \\ &= w_0 + w_1 (\varepsilon z) + w_2 (\varepsilon z)^2 + \dots + w_n (\varepsilon z)^n \end{aligned} \quad (۴)$$

با توجه به رابطه (۲) می‌توان دید که تابع خودهمبستگی یک سیگنال شامل صفرهای سیگنال و سیگنال تاخوردۀ است. این صفرها در صفحه Z به صورت مزدوج قرار می‌گیرند و سبب می‌شود که تابع خودهمبستگی دارای فاز صفر باشد. برای مثال سیگنالی به صورت $x = \{1, 61/30, -2/5, -23/30, 1/3\}$ مفروض است. در شکل ۱-الف و ۱-ب سیگنال و صفرهای آن، در شکل ۱-ج و ۱-د سیگنال تاخوردۀ و صفرهای آن و در شکل ۱-ه و ۱-و تابع خودهمبستگی و صفرهای آن نشان داده شده است.

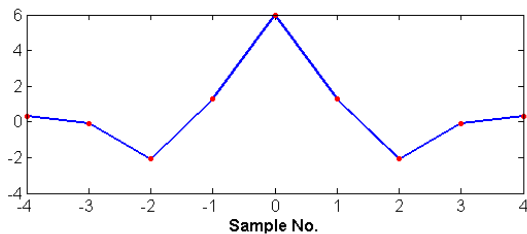
در برآورد موجک چشمه لرزه‌ای فقط کافی است از میان صفرهای تابع خودهمبستگی آن دسته از صفرها را که مربوط به سیگنال است از صفرهای مربوط به سیگنال



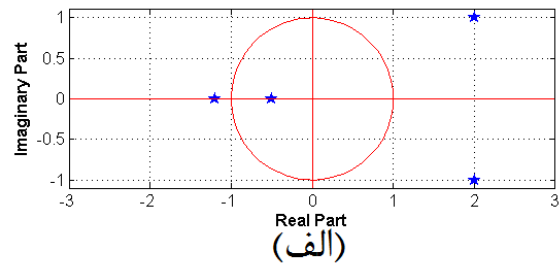
(ب)



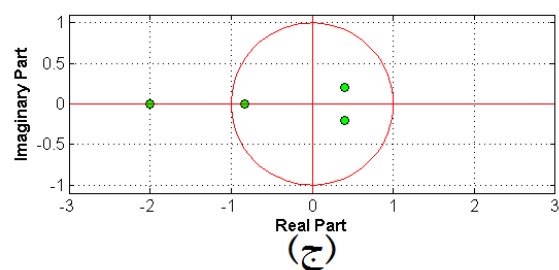
(د)



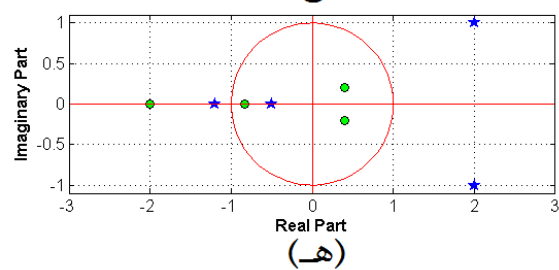
(و)



(الف)



(ج)



(ه)

شکل ۱. (الف) و (ب) صفرها و سیگنال اصلی، (ج) و (د) صفرها و سیگنال تاخوردۀ، (ه) و (و) صفرها و تابع خودهمبستگی (صفرهای سیگنال با ستاره‌های آبی‌رنگ و صفرهای سیگنال تاخوردۀ با دایره‌های سبزرنگ نشان داده شده است).

(دایره‌های سرخ)، به سمت خارج از مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند (پیکان‌های مشکی).

۳ بررسی کارایی روش روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی

به‌منظور بررسی کارایی روش برآورد موجک چشمه لرزه‌ای با فاز مرکب با استفاده از تحلیل صفرهای تبدیل Z تابع خودهمبستگی، الگوریتم روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی مورد بررسی اعمال شد. برای ساخت داده مصنوعی از موجکی با فاز مرکب که مقادیر صفرهای آن در جدول ۱ آورده شده است، استفاده شد. در شکل ۴ موجک مصنوعی، سری بازتاب مورد استفاده، ردلرزه مصنوعی حاصل از هم‌میخت موجک و سری بازتاب و صفرهای موجک مصنوعی نشان داده شده است.

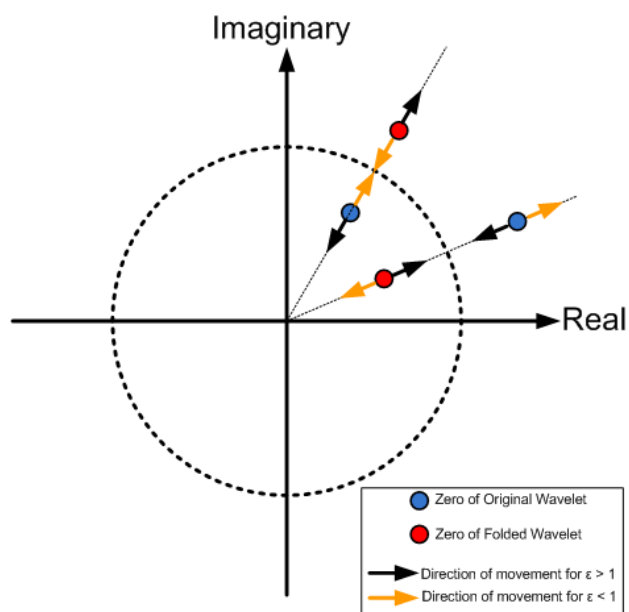
جدول ۱. صفرهای موجک مصنوعی مورد استفاده در ساخت ردلرزه مصنوعی.

No	Zero
1	0.7874
2	1.2195
3	-2.2727
4	-2.4673+2.9028i
5	-2.4673-2.9028i
6	-0.8273+0.1870i
7	-0.8273-0.1870i
8	1+i
9	1-i
10	0.5546+0.5873i
11	0.5546-0.5873i

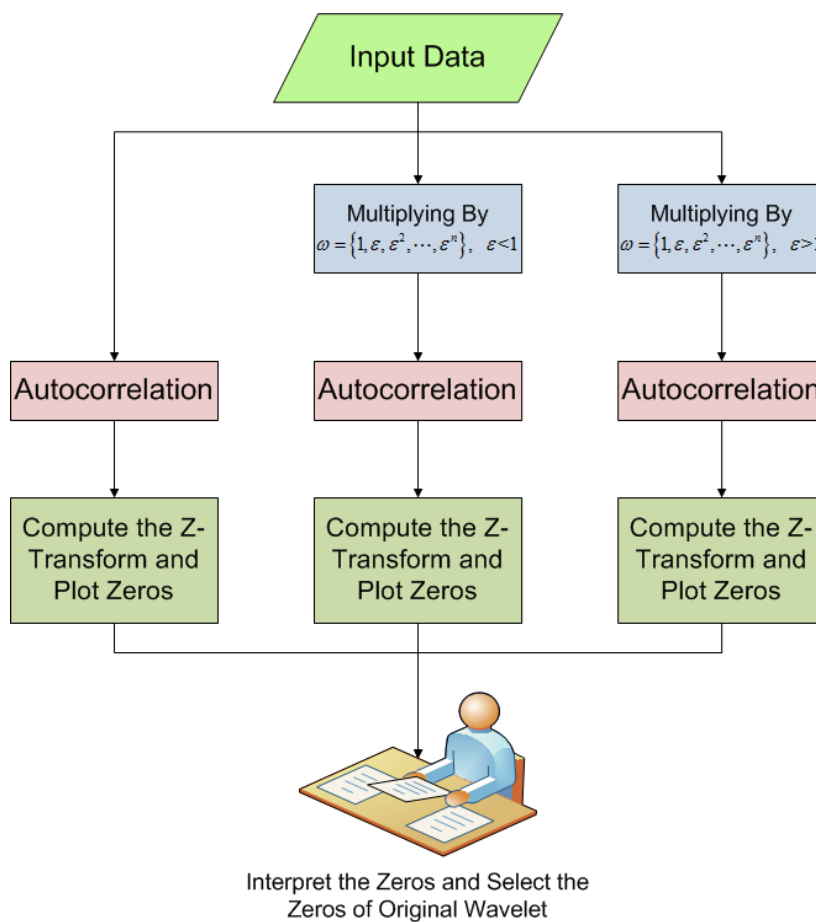
و این بدان معنا است که اگر $\varepsilon < 1$ صفرهای موجک ضرب شده در ω نسبت به موجک اولیه به سمت خارج از مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند و برعکس اگر $\varepsilon > 1$ صفرهای موجک ضرب شده در ω نسبت به موجک اولیه به سمت داخل مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند. حال اگر موجک ضرب شده در ω تاخورد شود، جهت حرکت صفرهای آن نسبت به موجک تاخورد قبل از ضرب عکس حرکت صفرهای موجک اولیه خواهد بود. این موضوع به‌راحتی از تبدیل Z موجک تاخورد قابل درک است.

$$\begin{aligned}
 W_{\omega_{fold}}(z) &= w_0 + w_1 \varepsilon z^{-1} + w_2 \varepsilon^2 z^{-2} + \dots + w_n \varepsilon^n z^{-n} \quad (5) \\
 &= w_0 + w_1 \left(\frac{\varepsilon}{z}\right) + w_2 \left(\frac{\varepsilon}{z}\right)^2 + \dots + w_n \left(\frac{\varepsilon}{z}\right)^n
 \end{aligned}$$

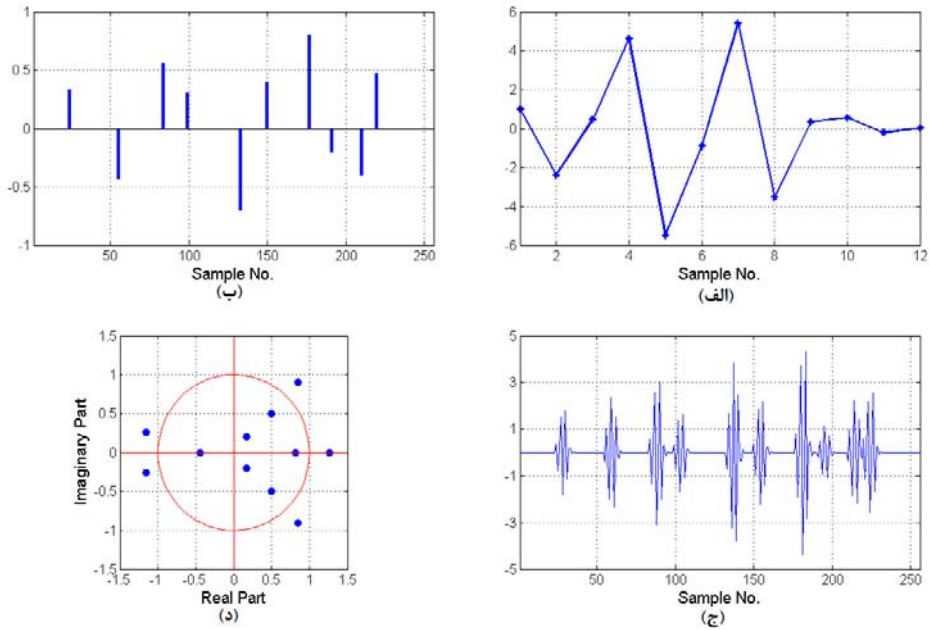
حال با توجه به این مطلب می‌توان الگوریتمی برای شناسایی صفرهای موجک اصلی از موجک تاخورد در تبدیل Z تابع خودهمبستگی به‌دست آورد که در شکل ۲ به‌صورت طرحوار نشان داده شده است و در شکل ۳ نیز نمودار گردشی آن رسم شده است. همان‌طور که در شکل ۲ مشاهده می‌شود چنانچه $\varepsilon < 1$ فرض شود، آن دسته از صفرهای تابع خودهمبستگی که مربوط به موجک واقعی هستند (دایره‌های آبی)، به سمت خارج از مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند (پیکان‌های نارنجی) ولی آن دسته از صفرهای تابع خودهمبستگی که مربوط به موجک تاخورد هستند (دایره‌های سرخ)، به سمت خارج مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند (پیکان‌های مشکی) ولی آن دسته از صفرهای تابع خودهمبستگی که مربوط به موجک تاخورد هستند



شکل ۲. نحوه حرکت صفرهای تابع خودهمبستگی به هنگام ضرب موجک در سری زمانی ω برای شناسایی صفرهای موجک واقعی و تاخورد.



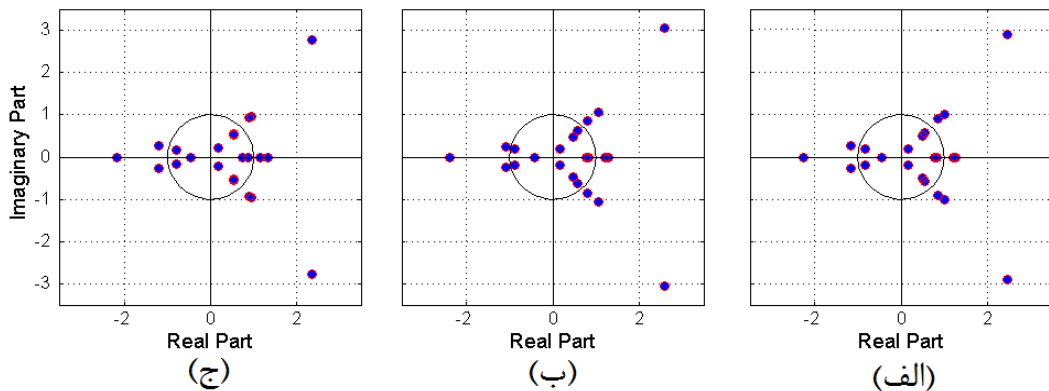
شکل ۳. نمودار گردش شناسایی صفرهای موجک واقعی و تاخورد.



شکل ۴. (الف) موجک مصنوعی با فاز مرکب با صفرهای بیان شده در جدول ۱، (ب) سری بازتاب، (ج) ردلرزه حاصل از هم‌میخت موجک و سری بازتاب و (د) صفرهای موجک مصنوعی.

پس از انتخاب قسمتی از ردلرزه که موجک از آن قسمت برآورد می‌شود، الگوریتم روی آن اعمال شد. شکل ۵ صفرهای تابع خودهمبستگی سیگنال برای سه حالت بدون تغییر در سیگنال (شکل ۵-الف)، سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon > 1$ (شکل ۵-ب) و ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon < 1$ (شکل ۵-ج) را نشان می‌دهد. با تحلیل صفرها با استفاده از شکل ۲ در نهایت موجک برآورد شده در شکل ۶ به همراه موجک اولیه نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود، الگوریتم توانسته است موجک را دقیق برآورد کند.

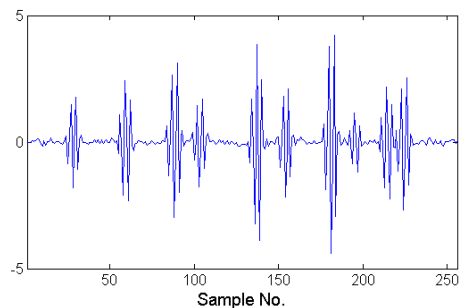
شکل ۵. صفرهای تابع خودهمبستگی (الف) سیگنال ورودی بدون تغییر، (ب) سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon > 1$ و (ج) سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon < 1$.



شکل ۵. صفرهای تابع خودهمبستگی (الف) سیگنال ورودی بدون تغییر، (ب) سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon > 1$ و (ج) سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon < 1$.

سیگنال به نوفه ۱۰ دسی بل تغییر داده و الگوریتم اعمال شد. در هر مرحله ضریب همبستگی موجک برآورد شده با موجک اولیه محاسبه شد که مقادیر حاصل در نموداری در شکل ۱۰ نشان داده شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود الگوریتم تا نسبت سیگنال به نوفه برابر ۲۰ دسی بل پاسخ خوبی دارد و موجک را با دقت زیادی برآورد می‌کند.

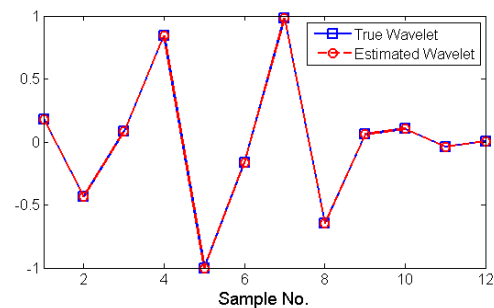
داده لرزه‌ای واقعی که برای برآورد موجک مورد استفاده قرار گرفته است، قسمتی از یک ثبت نقطه میانی مشترک با ۷۵ ردلرزه و فاصله نمونه برداری ۴ میلی ثانیه است که در شکل ۱۱ نشان داده شده است. الگوریتم پیشنهادی روی ردلرزه‌های متفاوتی از ثبت نقطه میانی مشترک مورد نظر اعمال شد و موجک‌های گوناگونی به دست آمد که با میانگین گرفتن از آنها موجک نشان داده شده در شکل ۱۲ به دست آمد. در شکل ۱۳ صفرهای این موجک میانگین به دست آمده نشان داده شده است.



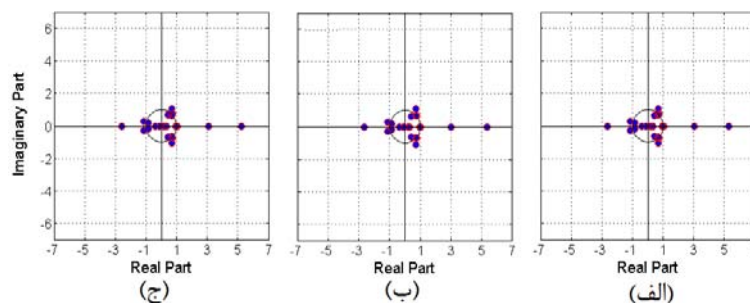
شکل ۷. ردلرزه حاوی نوفه گاوسی به میزان ۳۵ دسی بل.

برای بررسی عملکرد روش در حضور نوفه مقدار ۳۵ دسی بل نوفه اتفاقی گاوسی به ردلرزه مصنوعی اضافه و الگوریتم روی ردلرزه حاوی نوفه اعمال شد. در شکل ۷ ردلرزه حاوی نوفه گاوسی به میزان ۳۵ دسی بل نشان داده شده است. شکل ۸ صفرهای تابع خودهمبستگی سیگنال برای سه حالت بدون تغییر در سیگنال (شکل ۸-الف)، سیگنال ضرب شده با سیگنال (شکل ۸-ب) و $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon > 1$ (شکل ۸-ج) را با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon < 1$ (شکل ۸-د) را نشان می‌دهد و در نهایت موجک برآورد شده همراه موجک اصلی در شکل ۹ نشان داده شده است. مقایسه موجک به دست آمده و موجک اصلی نشان می‌دهد که در حضور نوفه نیز کارایی روش مناسب است.

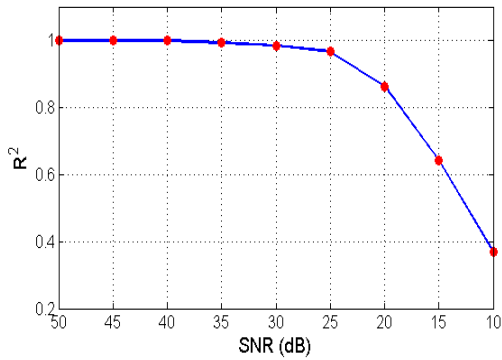
به منظور بررسی حساسیت روش به نوفه، میزان نوفه گاوسی اتفاقی اضافه شده به ردلرزه از مقدار نسبت سیگنال به نوفه ۵۰ دسی بل با گام ۵ دسی بل تا نسبت



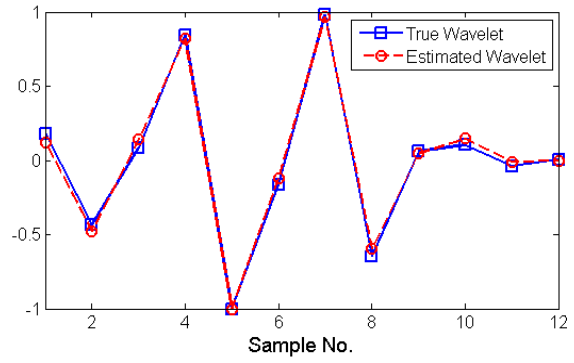
شکل ۸. موجک برآورد شده (خط چین سرخ) و موجک اولیه (خط توپُر آبی).



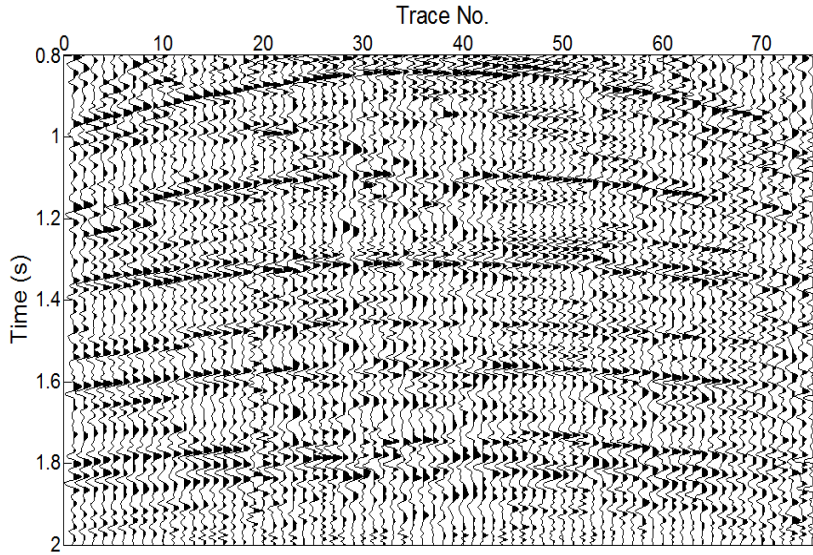
شکل ۸. صفرهای تابع خودهمبستگی (الف) سیگنال ورودی بدون تغییر، (ب) سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon > 1$ (ج) سیگنال ضرب شده با سیگنال $\omega = \{1, \varepsilon, \varepsilon^2, \dots, \varepsilon^n\}$, $\varepsilon < 1$



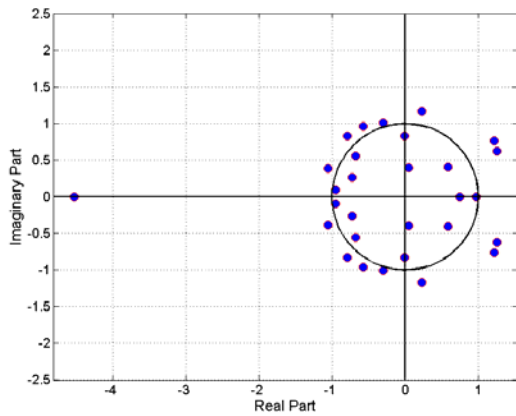
شکل ۱۰. ضریب همبستگی موجک برآورد شده و موجک اولیه برحسب نسبت‌های متفاوت سیگنال به نوفه.



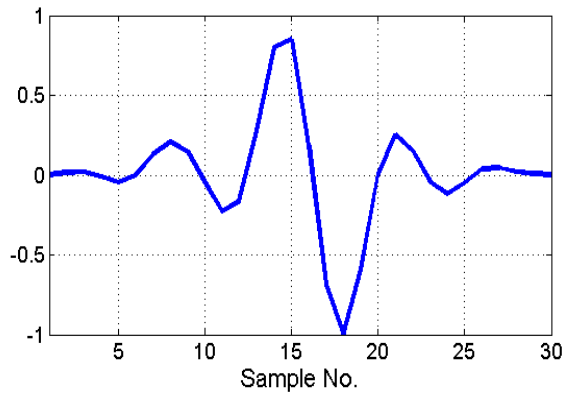
شکل ۹. موجک برآورد شده (خط چین سرخ) و موجک اولیه (خط توپُر آبی) برای حالت ردلرزه حاوی نوفه گاوسی به میزان ۳۵ دسی‌بل.



شکل ۱۱. ثبت نقطه میانی مشترک مورد استفاده در برآورد موجک.



شکل ۱۳. صفرهای موجک میانگین به‌دست آمده در شکل ۱۲.



شکل ۱۲. موجک میانگین به‌دست آمده از روش تحلیل صفرهای تابع خود همبستگی برای ثبت نقطه میانی مشترک شکل ۱۱.

wavelet estimation by non-linear optimization of all-pass operators, *Geophysical prospecting*, **55**, 223-234.

Mundim, E. C., Schots, H. A. and Araujo, J. M., 2006, WTdecon, a colored deconvolution implemented by wavelet transform, *The Leading Edge*, April, 398-401.

Nair, G. J., 1983, Deconvolution of seismograms by autoregressive method, *Geophysics*, **48**, 229-233.

Oppenheim, A. V., Willsky, A. S. and Nawab, S. H., 1997, *Signals and systems*, 2nd edition, Prentice-Hall, Inc., USA.

Ulrich, T. J., 1971, Application of homomorphic deconvolution to seismology, *Geophysics*, **36**, 650-660.

Ursin, B. and Porsani, M. J., 2000, Estimation of an optimal mixed-phase inverse filter: *Geophysical Prospecting*, **48**, 663-676.

Velis, D. R. and Ulrych, T. J., 1996, Simulated annealing wavelet estimation via fourth-order cumulant matching, *Geophysics*, **61**, 1939-1948.

Wang, L. X. and Mendel, J. M., 1992, Adaptive minimum prediction-error deconvolution and source wavelet estimation using Hopfield neural networks, *Geophysics*, **57**, 670-679.

۴ نتیجه گیری

در این مقاله از تحلیل صفرهای تابع خودهمبستگی برای برآورد موجک چشمه لرزه‌ای با فاز مرکب استفاده شده است. همانطور که نشان داده شد، صفرهای تابع خودهمبستگی شامل صفرهای موجک اصلی و موجک تاخوردده است. نتایج به دست آمده نشان داد که ضرب کردن سیگنال در یک تابع نمایی به صورت ε^n می‌تواند در شناسایی صفرهای موجک اصلی از موجک تاخوردده کمک کند. چنانچه $\varepsilon < 1$ باشد، آن دسته از صفرهای تابع خودهمبستگی که مربوط به موجک واقعی هستند، به سمت خارج از مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند ولی آن دسته از صفرهای تابع خودهمبستگی که مربوط به موجک تاخوردده هستند، به سمت مرکز دایره واحد حرکت می‌کنند و برعکس. این روش روی داده‌های لرزه‌ای واقعی و مصنوعی اعمال شد. با توجه به نظریه و نتایج به دست آمده می‌توان گفت که روش تحلیل صفرهای تابع خودهمبستگی برای برآورد موجک چشمه لرزه‌ای:

۱- دارای نظریه بسیار ساده و در عین حال کارآمد است.

۲- دارای حجم محاسبات بسیار کمی است.

۳- در نسبت‌های سیگنال به نوفه کم نیز نتایج قابل قبولی می‌دهد.

با توجه به نتایج به دست آمده از اعمال الگوریتم روی داده‌های لرزه‌ای مصنوعی و واقعی و مطالب مطرح شده، روش تحلیل صفرهای تابع خودهمبستگی برای برآورد موجک چشمه لرزه‌ای روش مناسب و کارآمدی است.

منابع

Berkhout, A. J., 1977, Least-square inverse filtering and wavelet deconvolution, *Geophysics*, **42**, 1369-1383.

Lazear, G. D., 1993, Mixed-phase wavelet estimation using fourth-order cumulants, *Geophysics*, **58**, 1042-1051.

Misra, S. and Sacchi, M., 2007, Non-minimum phase