

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک

گروه نفت و ژئوفیزیک

پایان نامه کارشناسی ارشد

بررسی اثر جایگزینی مقطع برانبارش سطح بازتاب مشترک با نتیجه‌ی برانبارش  
متداول، در تهیه‌ی مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای

فروغ فرخ نیا

اساتید راهنما

دکتر امین روشندل کاهو

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

بهمن ماه ۱۳۹۴

شماره: ۲۶۹۱۶۳۹  
تاریخ: ۹۳/۱۲/۲۷  
ویرایش:

باسمه تعالی



فرم شماره ۶: صورتجلسه دفاع از پایان نامه تحصیلی دوره کارشناسی ارشد

با تأییدات خداوند متعال و با استعانت از حضرت ولی عصر (عج) ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم فروغ فرخ نیا به شماره دانشجویی ۹۲۱۰۷۲۴ رشته مهندسی نفت گرایش اکتشاف تحت عنوان بررسی اثر جایگزینی مقطع برانبارش سطح بازتاب مشترک با نتیجه‌ی برانبارش متداول، در تهیه‌ی مقاطع نشانگرهای لوزه‌ای که در تاریخ ۱۳۹۴/۱۱/۲۶ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می‌گردد:

قبول (با درجه):  امتیاز (۸۸.۵)  دفاع مجدد  مردود

- ۱- عالی (۲۰-۱۹)  
۲- بسیار خوب (۱۸-۱۸/۹۹)  
۳- خوب (۱۶-۱۷/۹۹)  
۴- قابل قبول (۱۴-۱۵/۹۹)  
۵- نمره کمتر از ۱۴ غیر قابل قبول

عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استادهای اول	دکتر امین روشندل کاهو	استادیار	
۲- استادهای دوم	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	استادیار	
۳- استاد مشاور			
۴- نماینده شورای تحصیلات تکمیلی	دکتر آرزو عابدی	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر ایرج بیروز	استادیار	

رئیس دانشکده:



به پاس تعبیر عظیم و انسانی شان از کلمه ایشار و از خودگذشتگان.

به پاس عاطفه سرشار و گرمای امیدبخش وجودشان که در این سردترین روزگار ان، بهترین پشتیبان است. به

پاس قلب های بزرگشان که فریاد رس است و سرگردانی و ترس در پناهشان به شجاعت می گراید و به پاس

محبت های بی دریغشان که هرگز فروکش نمی کند.

تقدیم به پدر و مادر عزیزم

## تشکر و قدردانی

در راه اعتلای علم و دانش همیشه هستند کسانی که خود را وقف کرده تا دیگران از پرتوی علم و دانش آنان بهره‌ها برده و چراغ علم را، روز افزون روشن نگاه دارند. در اینجا جادارد از زحمات اساتید گرامی جناب آقای دکتر امین روشندل کاهو و جناب آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد و که راهمندی این پایان نامه را بر عهده گرفته و موجب پیشرفت این نوشتار گردیدند، قدردانی نمایم.

باشد که توانایی قدردانی از زحمات این عزیزان را در پناه خداوند رحمان داشته باشیم.

## تعهد نامه

اینجانب فروغ فرخ نیا دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته مهندسی نفت (اکتشاف) دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان نامه " بررسی اثر جایگزینی مقطع برانبارش سطح بازتاب مشترک با نتیجه‌ی برانبارش متداول، در تهیه‌ی مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای " تحت راهنمایی دکتر امین روشندل کاهو و دکتر مهرداد سلیمانی منفرد متعهد می‌شوم.

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان‌نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می‌باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا «Shahroud University of Technology» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده‌اند در مقالات مستخرج از پایان‌نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آن‌ها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان‌نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

امضای دانشجو

تاریخ ۱۳۹۴/۱۱/۲۶

### مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه‌های رایانه‌ای، نرم افزارها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه شاهرود می‌باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان‌نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی‌باشد.

## چکیده

نشانه‌های لرزه‌ای ابزارهایی هستند که برای تفسیر بهتر داده‌های لرزه‌ای همراه با اطلاعات پنهان در آن بسیار مورد استفاده قرار می‌گیرند. یکی از عوامل تأثیرگذار بر کارایی عملکرد نشانه‌های لرزه‌ای، کیفیت داده‌های ورودی می‌باشد به گونه‌ای که ممکن است نتایج حاصل از اعمال نشانه‌گر یکسان بر روی یک داده‌ی لرزه‌ای که به روش‌های مختلف پردازش شده است، متفاوت از یکدیگر باشد. در این تحقیق از دو روش برانبارش متداول و برانبارش سطح بازتاب مشترک برای رسیدن به مقطع دورافت صفر استفاده شده است. برانبارش متداول وابسته به مدل سرعت می‌باشد و به علت انتخاب یک خط برای انجام برانبارش میزان نسبت سیگنال به نوفه بالایی ندارد و پیوستگی رخدادها نیز در آن پایین می‌باشد، در حالی که در برانبارش سطح بازتاب مشترک به علت انتخاب یک سطح برای برانبارش، نسبت سیگنال به نوفه در مقطع نهایی بیشتر بوده و رخدادها دارای پیوستگی و کیفیت بالایی می‌باشد. برای محاسبه نشانه‌ها بر روی داده‌های ورودی بهتر است پردازش مهاجرت اعمال شود. در این تحقیق، مقاطع به دست آمده از برانبارش متداول و سطح بازتاب مشترک توسط روش کیرشهف مهاجرت داده شدند و سپس نشانه‌های لرزه‌ای مورد بحث بر روی مقاطع مهاجرت یافته اعمال شدند. نشانه‌های لرزه‌ای مورد استفاده در این تحقیق نیز نشانه‌های بی‌نظمی، همدوسی و بافتی می‌باشند. نشانه‌های بی‌نظمی و همدوسی در شناسایی گسل‌ها و ناپیوستگی‌ها بسیار کارآمد هستند و نشانه‌گر بافتی نیز در تفکیک ناحیه‌ها با بافت‌های مختلف نظیر گنبد نمکی و ... استفاده می‌شود. در نهایت مقاطع نشانه‌های لرزه‌ای حاصل از دو روش برانبارشی با یکدیگر مورد مقایسه قرار گرفتند. نتایج حاصل از آن‌ها نشان داد که روش سطح بازتاب مشترک به علت انتخاب سطح برانبارشی، بهتر از برانبارش متداول عمل می‌کند و پیوستگی و کیفیت مقاطع حاصل از روش سطح بازتاب مشترک بیشتر از روش برانبارشی متداول می‌باشد که باعث می‌شود کارایی نشانه‌های لرزه‌ای در مطالعه و تفسیر آن‌ها، نسبت به مقاطع حاصل از برانبارش متداول بهتر باشد.

واژگان کلیدی: پردازش داده‌های لرزه‌ای، برانبارش سطح بازتاب مشترک، برانبارش متداول و

نشانگرهای لرزه‌ای.



## فهرست

۱	فصل ۱ مقدمه.....
۲	۱-۱ تعریف مساله و اهمیت موضوع.....
۳	۲-۱ تاریخچه و مطالعات قبلی.....
۵	۳-۱ هدف و ضرورت تحقیق.....
۶	۴-۱ ساختار پایان نامه.....
۷	فصل ۲ برانبارش متداول و برانبارش سطح بازتاب مشترک.....
۸	۱-۲ مقدمه.....
۹	۲-۲ برانبارش نقطه میانی مشترک.....
۱۲	۱-۲-۲ برونراند نرمال
۱۳	۲-۲-۲ آنالیز سرعت
۲۰	۳-۲-۲ تصحیح برونراند شیب
۲۳	۴-۲-۲ مهاجرت
۲۶	۳-۲ برانبارش سطح بازتاب مشترک.....
۲۸	۱-۳-۲ موج ویژه
۳۰	۲-۳-۲ زمان رسید CRS
۳۱	۳-۳-۲ مقایسه معادلات زمان رسید
۳۳	۴-۳-۲ برانبارش CRS
۳۵	۵-۳-۲ جستجوی پارامترهای CRS
۴۹	فصل ۳ نشانگرهای لرزه‌ای.....
۵۰	۱-۳ مقدمه.....
۵۰	۲-۳ تقسیم بندی کلی.....
۵۱	۱-۲-۳ نشانگرهای فیزیکی
۵۱	۲-۲-۳ نشانگرهای هندسی
۵۲	۳-۳ نشانگر پوش دامنه.....
۵۲	۴-۳ نشانگر بی‌نظمی و واریانس.....
۵۶	۵-۳ نشانگرهای بافتی.....
۵۶	۱-۵-۳ نشانگرهای بافتی مبتنی بر ماتریس هم‌رخداد سطح خاکستری
۵۸	۲-۵-۳ نشانگرهای بافتی مبتنی بر گرادیان

فصل ۴ پردازش و تفسیر داده‌های واقعی ..... ۶۳

۱-۴ هندسه برداشت ..... ۶۴

۲-۴ برانبارش متداول ..... ۶۶

۳-۴ برانبارش سطح بازتاب مشترک ..... ۶۹

۴-۴ به دست آوردن مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای ..... ۷۶

۱-۴-۴ نشانگر بی‌نظمی و واریانس ..... ۷۶

۲-۴-۴ نشانگر پوش دامنه ..... ۷۹

۳-۴-۴ نشانگر بافتی - جهتی ..... ۸۰

۴-۴-۴ نشانگر بافتی همواری ..... ۸۱

۵-۴-۴ نشانگر بافتی کیفیت لبه ..... ۸۲

فصل ۵ نتایج و پیشنهادات ..... ۸۳

۱-۵ نتایج ..... ۸۴

۲-۵ پیشنهادات ..... ۸۵

فصل ۶ منابع و مآخذ ..... ۸۷

## فهرست شکل‌ها

- شکل ۲-۱. الف) انتشار موج لرزه‌ای، ب) نمایش برداشت با دورافت صفر (مینارتو، ۲۰۱۳). ۹.....
- شکل ۲-۲. الف) هندسه لرزه‌نگاری بازتابی: موقعیت چشمه و رکورد چشمه مشترک، ب) موقعیت رکورد نقطه میانی مشترک (مینارتو، ۲۰۱۳). ۱۰.....
- شکل ۲-۳. نمایش نحوه انتشار موج از چشمه و برخورد آن به بازتابنده و ثبت آن در گیرنده (ایلماز، ۱۹۸۷). ۱۱.....
- شکل ۲-۴. هدلولی زمان رسید رکورد نقطه میانی مشترک الف) قبل و ب) بعد از تصحیح برونراند نرمال (ایلماز، ۱۹۸۷). ۱۲.....
- شکل ۲-۵. تصحیح برونراند نرمال: افزایش زمان رسید با افزایش دورافت (مینارتو، ۲۰۱۳). ۱۳.....
- شکل ۲-۶. آنالیز سرعت  $t^2 - x^2$  برای ۴ هدلولی زمان رسید (ایلماز، ۱۹۸۷). ۱۴.....
- شکل ۲-۷. آنالیز CVP برای یک رکورد نقطه میانی مشترک با سرعت‌های ثابت ۵۰۰۰-۸۹۰۰ (ایلماز، ۱۹۸۷). ۱۵.....
- شکل ۲-۸. آنالیز CVS بر روی ۲۴ رکورد نقطه میانی مشترک با سرعت‌های ثابت متفاوت (ایلماز، ۱۹۸۷). ۱۶.....
- شکل ۲-۹. نمایش روش آنالیز طیف سرعت برای الف) یک هدلولی زمان رسید و ب) سه هدلولی زمان رسید (ایلماز، ۱۹۸۷). ۱۷.....
- شکل ۲-۱۰. نمایش نمودار سرعت - زمان دو طرفه برای روش شباهت آنالیز سرعت بر روی رکورد نقطه میانی مشترک خاص. ۱۹.....
- شکل ۲-۱۱. نتایج حاصل از انتخاب سرعت الف) نادرست، ب) درست و بهینه، ج) کوچکتر و د) بزرگتر از سرعت بهینه برای تصحیح برونراند نرمال (ایلماز، ۱۹۸۷). ۲۰.....
- شکل ۲-۱۲. نمایش نحوه انتشار موج از چشمه و برخورد آن بر لایه شیبدار و ثبت آن توسط گیرنده (ایلماز، ۱۹۸۷). ۲۱.....

- شکل ۲-۱۳. نمایش آزمون  $\theta$  برای یک لایه شیبدار (ایلماز، ۱۹۸۷). ..... ۲۲
- شکل ۲-۱۴. نمایش همزمان جبهه موج‌های N و NIP (اویگ، ۲۰۰۳). ..... ۲۹
- شکل ۲-۱۵. نمایش سطح برانبارش CRS (اویگ، ۲۰۰۳). ..... ۳۱
- شکل ۲-۱۶. نمایش سطوح برانبارش روش‌های مرسوم مهاجرت پیش از برانبارش و مهاجرت به دورافت صفر (فیت و همکاران، ۲۰۰۱). ..... ۳۲
- شکل ۲-۱۷. نمایش سطح برانبارش CRS و انحنای آینه بازتاب در R (هایلمن، ۲۰۰۷). ..... ۳۴
- شکل ۲-۱۸. خلاصه‌ای از روش ارائه شده توسط یاگر (یاگر و همکاران، ۱۹۹۹). ..... ۴۲
- شکل ۲-۱۹. موقعیت نقطه  $P_0$  در داده‌های مصنوعی (یاگر، ۱۹۹۹). ..... ۴۳
- شکل ۲-۲۰. نمایش مکعب همدوسی برای نشانگرهای مختلف حاصل از مدل مصنوعی (یاگر، ۱۹۹۹). ..... ۴۴
- شکل ۲-۲۱. برشی دو بعدی از مقطع همدوسی که با صفحه q مشترک است (یاگر، ۱۹۹۹). ..... ۴۴
- شکل ۲-۲۲. نمودار بنیادی الگوریتم دوم برانبارش CRS (یاگر، ۱۹۹۹). ..... ۴۷
- شکل ۳-۱. پیکان‌ها، بردار گرادیان هر نقطه را در امتداد لایه‌ی بازتابنده نشان می‌دهند (رندن و همکاران، ۲۰۰۰). ..... ۵۳
- شکل ۳-۲. نتایج مختلف به دست آمده از مطالعه‌ی مقادیر ویژه حاصل از تحلیل مولفه‌های اصلی  $\lambda_{\max}$   $\lambda_{\text{mid}}$   $\lambda_{\min}$  می‌باشد. (الف) گرادیان‌ها دارای جهات مختلفی هستند که نشان‌دهنده‌ی گسل و ناپیوستگی می‌باشد ( $\lambda_{\max} \approx \lambda_{\text{mid}} \approx \lambda_{\min}$ )، (ب) دو جهت غالب در آن وجود دارد که نشان‌دهنده‌ی وجود بازتابنده خمیده شکل می‌باشد ( $\lambda_{\max} \approx \lambda_{\text{mid}} \gg \lambda_{\min}$ ) و (ج) دارای یک جهت غالب می‌باشد که نشان می‌دهد که بازتابنده پیوسته است ( $\lambda_{\max} \gg \lambda_{\text{mid}} \approx \lambda_{\min}$ ) (پدرسن، ۲۰۰۲). ..... ۵۵
- شکل ۳-۳. نمایش (الف) مکعب داده لرزه‌ای، (ب) مکعب بی‌نظمی ایجاد شده از داده لرزه‌ای (رندن و همکاران، ۲۰۰۱). ..... ۵۵
- شکل ۳-۴. مقطع لرزه‌ای به همراه گنبد نمکی (هگازی و الرجیب، ۲۰۱۴). ..... ۵۸

- شکل ۳-۵. نمایش گرادیان حاصله از نقاط الف) منطقه نمکی، ب) منطقه غیر نمکی (هگازی و الرجیب، ۲۰۱۴).
- ۵۹ .....
- شکل ۴-۱. نحوه قرارگیری کانال‌ها و نقطه چشمه در خط برداشت داده‌های لرزه‌ای ..... ۶۵
- شکل ۴-۲. نحوه آرایش مختصات چشمه‌ها ..... ۶۵
- شکل ۴-۳. نحوه آرایش مختصات گیرنده‌ها ..... ۶۵
- شکل ۴-۴. نمایش ردلرزه‌های با نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ) ..... ۶۶
- شکل ۴-۵. نمودار شباهت برای نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ) در راستای افقی سرعت و عمودی زمان ..... ۶۷
- شکل ۴-۶. نمایش مدل سرعت انتخاب شده برای نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ) ..... ۶۷
- شکل ۴-۷. نمایش ردلرزه‌های تکرار شده حاصل از برنبارش رکورد نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ) بعد از تصحیح برونراند نرمال ..... ۶۸
- شکل ۴-۸. مقطع نهایی برانبارش معمول ..... ۶۹
- شکل ۴-۹. مقطع بهینه بهینه همدوسی ..... ۷۱
- شکل ۴-۱۰. مقطع بهینه  $\alpha$  که نشان دهنده میزان شیب در داده‌ها می‌باشد ..... ۷۲
- شکل ۴-۱۱. الف) دو نمای متفاوت از عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک برای یک نقطه با دورافت صفر، ب) عملگر برانبارش معمول که فقط به رکورد CMP مرکزی محدود شده است ..... ۷۲
- شکل ۴-۱۲. مقطع نهایی برانبارش سطح بازتاب مشترک ..... ۷۳
- شکل ۴-۱۳. مدل سرعت برای مقطع برانبارش متداول و سطح بازتاب مشترک ..... ۷۴
- شکل ۴-۱۴. مقطع مهاجرت یافته حاصل از برانبارش متداول ..... ۷۴
- شکل ۴-۱۵. مقطع مهاجرت یافته حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک ..... ۷۵

شکل ۴-۱۶. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بی‌نظمی بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک	۷۷
شکل ۴-۱۷. مقاطع نشانگر لرزه‌ای واریانس بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک	۷۸
شکل ۴-۱۸. مقاطع نشانگر لرزه‌ای پوش دامنه بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک	۷۹
شکل ۴-۱۹. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - جهتی بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک	۸۰
شکل ۴-۲۰. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - همواری بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک	۸۱
شکل ۴-۲۱. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - کیفیت لبه بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک	۸۲

## فهرست جدول‌ها

جدول ۴-۱. پارامترهای هندسی برداشت داده‌های لرزه‌ای	۶۴
--	----

$NMO$	برونراند نرمال
$DMO$	برونراند شیب
$CMP$	رکورد نقطه میانی مشترک
$V_{NMO}$	سرعت برونراند نرمال
$\Delta t_{NMO}$	مقدار تصحیح برونراند نرمال
$t$	اولین زمان رسید
$t_0$	زمان صفر بازتابنده
$x$	فاصله بین گیرنده و چشمه (دورافت)
$R$	گیرنده
$Z_0$	مقطع دورافت صفر
$h$	عمق
$\varphi$	زاویه شیب بازتابنده
$\xi_0$	مختصات نقطه‌ای
$\alpha$	زاویه بین قائم سطح و پرتو قائم فرودی





## فصل ۱ مقدمه

## ۱-۱ تعریف مساله و اهمیت موضوع

روش لرزه‌ای یکی از روش‌های متداول ژئوفیزیکی می‌باشد که برای شناسایی ساختارهای زیر سطحی در اکتشاف نفت و دیگر کاربردها مورد استفاده قرار می‌گیرد. این روش به طور غیرمستقیم و با استفاده از داده‌های ثبت شده در سطح زمین، تصویری از زیر زمین به دست می‌دهد. جزئیات و کیفیت تصاویر به دست آمده از زیر سطح زمین با استفاده از روش لرزه‌ای در بررسی و اکتشاف منابع نفتی و آبی و ... بسیار اهمیت دارد.

لرزه‌نگاری بازتابی یکی از شاخه‌های لرزه‌شناسی اکتشافی می‌باشد که به علت دقت جانبی بالا، کیفیت بالای داده‌ها و عمق نفوذ بالایی که دارد یکی از بهترین روش‌ها برای اکتشاف ذخایر هیدروکربوری می‌باشد. در روش‌های معمول لرزه‌نگاری بازتابی به منظور افزایش نسبت سیگنال به نوفه و بهبود کیفیت و پیوستگی بازتابنده‌ها، مراحل مختلف پردازش بر روی رکوردهای نقطه عمقی مشترک انجام می‌شود (نادری و همکاران، ۱۳۸۳). روش مرسوم برانبارش برونراند نرمال یکی از روش‌های معمول پردازش داده‌های لرزه‌ای می‌باشد که مقطع دورافت صفر که ورودی مرحله پردازشی مهاجرت می‌باشد را تولید می‌کند.

برای انجام برانبارش معمول ابتدا باید سرعت برونراند نرمال به دست آید. سرعت برونراند نرمال با استفاده از آنالیز سرعت در زیر مجموعه‌های خط چشمه و خط گیرنده به دست می‌آید و سپس سرعت برونراند نرمال به دست آمده برای همه‌ی ردلرزه‌های موجود درون‌یابی می‌شود. در مرحله بعد، بر روی داده‌های لرزه‌ای تصحیح برونراند نرمال انجام شده و در نهایت برانبارش می‌شوند. با انجام تصحیح برونراند نرمال بر روی رکوردهای نقطه میانی مشترک و برانبارش آن‌ها، هر رکورد نقطه میانی مشترک تبدیل به یک ردلرزه با دورافت صفر می‌شود و در مقطع دورافت صفر در موقعیت مکانی نقطه میانی مشترک قرار می‌گیرد.

منظور از تصحیح برونراند نرمال، حذف اثر دورافت چشمه و گیرنده، یعنی از بین بردن زمان گذر موج است که به واسطه دورافت چشمه و گیرنده ایجاد شده است. برای رسیدن به یک تصویر نزدیک به مقطع زمین‌شناسی بایستی مقطع لرزه‌ای دورافت صفر را مهاجرت داد تا رویدادهای شیب‌دار بر روی موقعیت اصلی خود منتقل شوند.

هدف اصلی در پردازش داده‌های بازتابی، به دست آوردن بهترین تصویر از ساختارهای زیر سطحی است. پردازش در محیط‌های با ساختارهای پیچیده و یا در داده‌های با نسبت سیگنال به نوفه پایین، بسیار مشکل و زمان‌بر است و نیاز به چندین بار تکرار مراحل پردازش دارد. روش‌های پردازش مرسوم در حالت کلی قادر به تهیه تصویری مطلوب از ساختارهای زیر سطحی در مناطق با ساختارهای پیچیده نیستند و یا در بهترین حالت، مقطع به دست آمده از این روش قابلیت تفسیر مناسب را نخواهد داشت (مین<sup>۱</sup>، ۱۹۶۲). از معایب روش برانبارش معمول، وابسته بودن آن به مدل سرعت و پایین بودن نسبت سیگنال به نوفه در مقطع نهایی آن می‌باشد.

## ۱-۲ تاریخچه و مطالعات قبلی

روش برانبارش سطح بازتاب مشترک<sup>۲</sup>، از روش‌های نوین پردازش داده‌های لرزه‌نگاری بازتابی می‌باشد که معادلات آن، حالت کلی‌تر معادلات برانبارش نقطه میانی مشترک را بیان می‌کند (هوبرال<sup>۳</sup>، ۱۹۹۹). تجربه نشان داده است که این روش در ساختارهای معمول، جواب بهتری نسبت به روش پردازش مرسوم نقطه میانی مشترک به دست می‌دهد (برگلر<sup>۴</sup>، ۲۰۰۱؛ هایلمن<sup>۵</sup>، ۲۰۰۷؛ مان<sup>۶</sup> و همکاران، ۱۹۹۹؛ سلیمانی و همکاران، ۲۰۱۰). مزیت این روش نسبت به روش برونراند نرمال وابستگی آن به مدل سرعت کمتر می‌باشد. مفاهیم این روش، ابتدا توسط هوبرال و همکاران (۱۹۹۶) ارائه شد.

---

<sup>۱</sup> Mayne

<sup>۲</sup> Common Reflection Surface – CRS

<sup>۳</sup> Hubral

<sup>۴</sup> Bergler

<sup>۵</sup> Heilmann

<sup>۶</sup> Mann

روش پردازش سطح بازتاب مشترک، از جمله روش‌های نوین در پردازش داده‌های بازتابی است که برخلاف روش نقطه میانی مشترک<sup>۱</sup>، تنها به زیر مجموعه‌ای از داده‌ها محدود نمی‌باشد، بلکه بر روی کل داده‌ها عمل می‌کند. بدین ترتیب تعداد ردلرزه‌هایی که برای برانبارش و اختصاص نتیجه آن به یک نقطه در مقطع دورافت صفر در نظر گرفته می‌شود، بیشتر بوده و لذا نسبت سیگنال به نوفه در مقطع نهایی افزایش چشمگیری خواهد داشت. از طرف دیگر، پیوستگی رخدادها نیز بهبود خواهد یافت.

این روش در محیط‌هایی با بازتابنده‌های منحنی شکل که محیط آن‌ها تا حدی ناهمگن است، حالتی که سایر روش‌ها عملکرد خوبی از خود نشان نمی‌دهند (ریاحی و بازرگانی، ۱۳۸۳)، جواب قابل قبولی به دست می‌دهد. همچنین روش برانبارش سطح بازتاب مشترک نیازی به داشتن اطلاعات درباره‌ی مدل سرعت زیر سطحی ندارد و فقط دانستن مقدار سرعت سطحی برای تعیین عملگر برانبارشی سطح بازتاب مشترک کافی خواهد بود (هوبرال، ۱۹۸۳). بزرگترین مزیت این روش افزایش کیفیت مقطع و همچنین پیوستگی زیاد رخدادها در مقاطع خواهد بود (توره<sup>۲</sup> و دی بازلاری<sup>۳</sup>، ۱۹۹۱).

در لرزه‌نگاری بازتابی، نشانگرهای لرزه‌ای کمیت‌هایی هستند که از داده‌های لرزه‌ای به دست می‌آیند که به منظور آشکارسازی اطلاعات پنهان، افزایش اطلاعات و رسیدن به تفسیر دقیق‌تر مورد استفاده قرار می‌گیرند. نشانگرهای لرزه‌ای در واقع بیانگر خواص داده‌های لرزه‌ای است که در مقاطع معمول لرزه‌ای، قابل مشاهده و تفسیر نمی‌باشند. برخی از مهم‌ترین این نشانگرها عبارتند از دامنه، شیب، فرکانس، فاز و قطبیت. نشانگرها می‌توانند در یک لحظه زمانی یا در یک بازه زمانی محاسبه شوند و ممکن است بر روی یک ردلرزه یا بر روی مقطع داده‌های لرزه‌ای اعمال شوند. نشانگرهای لرزه‌ای برای بررسی کیفیت داده‌های لرزه‌ای، ایجاد نقشه‌های رخساره‌های لرزه‌ای برای پیش‌بینی محیط‌های رسوبی، ارزیابی هیدروکربن، تجزیه و تحلیل خطرپذیری و به دست آوردن خصوصیات مخزن مورد استفاده قرار می‌گیرند.

---

<sup>۱</sup> CMP

<sup>۲</sup> Thore

<sup>۳</sup> De Bazelaire

هرچه مقطع لرزه‌ای کیفیت بهتری داشته باشد، نشانگرهای لرزه‌ای بهتر عمل می‌کنند و تفسیر قابل قبول‌تری ارائه می‌دهند. به عنوان مثال، اگر هدف یافتن ناپیوستگی‌ها توسط نشانگر همدوسی باشد، در صورت وجود ناپیوستگی‌های کاذب در داده‌های ورودی، نشانگر آن‌ها را نیز به عنوان ناپیوستگی شناسایی می‌کند و تفسیری که توسط مقاطع حاصل از این نشانگر لرزه‌ای ارائه می‌شود از صحت خوبی برخوردار نخواهد بود. به همین منظور پوساک<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۱۴) استفاده از برانبارش سطح بازتاب مشترک به جای برانبارش متداول را پیشنهاد دادند که به بهبود کیفیت مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای حاصل از داده‌ی لرزه‌ای بازتابی سه بعدی از ناحیه‌ای در لهستان منجر گردید. هرچه کیفیت و وضوح در نتایج حاصل از برانبارش داده‌های لرزه‌ای افزایش یابد، مقاطع به دست آمده از نشانگرهای لرزه‌ای تفسیر بهتر و قابل اعتمادتری درباره ساختارهای زیر سطحی را نشان می‌دهند.

### ۱-۳ هدف و ضرورت تحقیق

در این پایان نامه، هدف بهبود مقاطع دو بعدی نشانگرهای لرزه‌ای از طریق جایگزینی برانبارش متداول با برانبارش سطح بازتاب مشترک در پردازش داده‌های لرزه‌ای می‌باشد. از آنجایی که در فرآیند پردازش سطح بازتاب مشترک، به جای روند بازتاب نقطه مشترک، از سطح بازتاب مشترک در عملیات برانبارش استفاده می‌شود، کیفیت داده‌های خروجی نسبت به روش متداول بهتر می‌باشد و لذا انتظار می‌رود که مقاطع نشانگرهای حاصل از این داده‌ها نیز بهتر از مقاطع نشانگرهای حاصل از داده‌های برانبارش متداول باشد.

همانطور که گفته شد عملکرد نشانگرهای لرزه‌ای به کیفیت داده‌های ورودی به آن‌ها بسیار حساس می‌باشد. این مساله به قدری تأثیرگذار است که می‌تواند باعث تفسیرهای متفاوت بر روی مقاطع نشانگر استخراج شده از یک داده یکسان با پردازش‌های متفاوت گردد. بدین منظور تحقیقات بر روی تهیه هرچه با کیفیت‌تر مقاطع لرزه‌ای به روش‌های مختلف، از جمله زمینه‌های پژوهشی بسیار مورد استقبال

---

<sup>۱</sup> Pussak

می‌باشد. با توجه به اینکه روش سطح بازتاب مشترک قادر است مقاطع لرزه‌ای با کیفیت قابل قبول ارائه دهد، بنابراین استفاده از این روش می‌تواند داده‌های ورودی مناسبی به منظور استخراج نشانگرهای لرزه‌ای به دست آورد.

روش تحقیق در پایان‌نامه به این صورت می‌باشد که داده‌های لرزه‌ای توسط نرم افزار Promax یا SU، توسط روش‌های برانبارش برونراند نرمال و برانبارش سطح بازتاب مشترک (CRS) پردازش شده و مقاطع برانبارش شده خروجی، به دست می‌آید. سپس نشانگرهای لرزه‌ای توسط نرم افزارهای Petrel و MATLAB از داده‌های بدست آمده از مرحله قبل، استخراج می‌گردد. سپس این مقاطع مورد اعتبار سنجی و تفسیر قرار گرفته، و تاثیر استفاده از روش سطح برانبارش مشترک در تهیه مقایسه نشانگر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

#### ۴-۱ ساختار پایان نامه

این پایان نامه به لحاظ ساختاری در پنج فصل تنظیم و نگارش شده است. در فصل دوم به معرفی و شرح روش‌های برانبارش معمول، آنالیز سرعت، فرآیند مهاجرت، انواع روش‌های مهاجرت، برانبارش سطح بازتاب مشترک و نحوه پیاده سازی آن‌ها و معادلات مربوط به هر یک پرداخته شده است. در فصل سوم به معرفی نشانگرهای لرزه‌ای و طبقه‌بندی آن‌ها پرداخته شده است و نشانگرهای لرزه‌ای که در این پایان نامه مورد استفاده قرار گرفته اند به تفصیل مورد بررسی قرار گرفته‌اند.

در فصل چهارم، نتایج اعمال نشانگرهای لرزه‌ای مورد استفاده در این پایان‌نامه بر روی مقاطع لرزه‌ای حاصل از دو روش برانبارش متداول و سطح بازتاب مشترک آورده و نتایج مقایسه می‌گردد. در نهایت، در فصل پنجم نتایج و پیشنهادات حاصل از انجام این پایان‌نامه ارائه می‌گردد.

## فصل ۲ برانبارش متداول و برانبارش سطح

بازتاب مشترک

## ۱-۲ مقدمه

روش لرزه‌نگاری بازتابی یکی از روش‌های متداول و پرکاربرد برای مطالعات ژئوفیزیکی به منظور اکتشافات هیدروکربوری می‌باشد. این روش به علت دقت بالای جانبی، کیفیت بالا و عمق نفوذ بالایی که دارد یکی از بهترین روش‌ها برای اکتشاف ذخایر هیدروکربوری می‌باشد. پایه و اساس روش لرزه‌نگاری بازتابی انتشار امواج الاستیک درون زمین و ثبت امواج بازتاب شده از مرز لایه‌های زمین می‌باشد. در واقع هدف اصلی این روش به دست آوردن تصویری مناسب از زیر سطح با استفاده از زمان رسیدها و دامنه‌های ثبت شده می‌باشد.

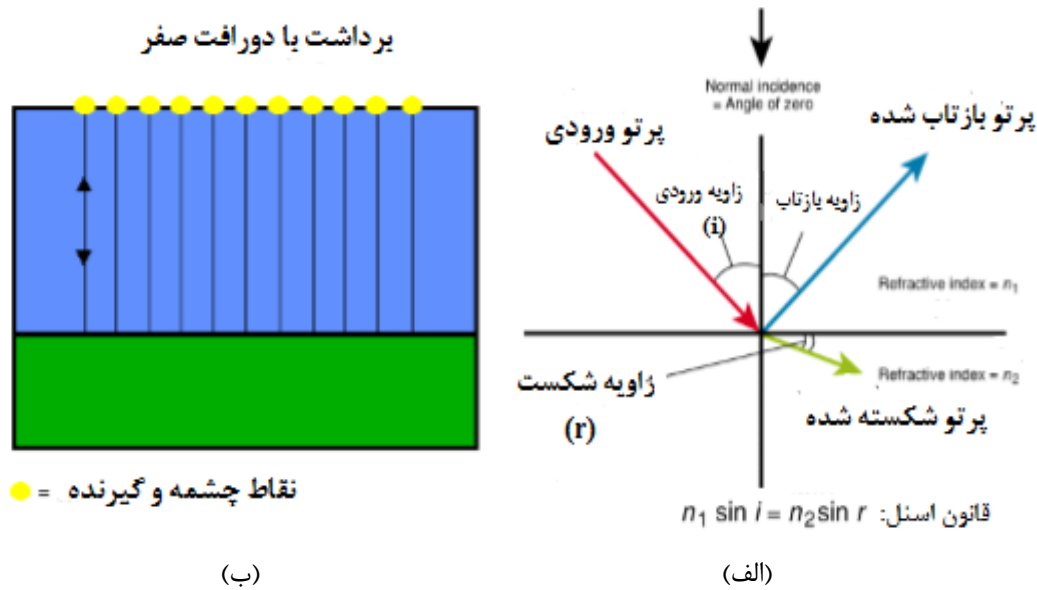
همان طور که در شکل ۱-۲ الف نشان داده شده است، امواج الاستیک تولید شده توسط چشمه پس از برخورد به فصل مشترک دو لایه یا سطح بازتابنده بازتاب می‌شوند. لازم به ذکر است که اگر امواج تحت زاویه حد به بازتابنده برخورد کنند، دچار شکست مرزی می‌شوند. با قرار دادن تعدادی گیرنده با آرایش خاص در سطح زمین دامنه و انرژی امواج بازتابی به سطح زمین و همچنین زمان سیر آن‌ها ثبت می‌شود. لازم به ذکر است که این فصل‌های مشترک مرزهایی در بین ساختارهای زمین‌شناسی هستند که با گذر از هر فصل مشترک به فصل مشترک دیگر حاصلضرب سرعت و چگالی تغییر می‌کند.

یکی از روش‌های آسان برای برداشت داده‌های لرزه‌ای قرار دادن یک چشمه و گیرنده منطبق بر هم به صورت پروفیل و در راستای یک خط بر روی سطح زمین است. به این روش که در شکل ۱-۲ ب نمایش داده شده است، روش دورافت صفر گفته می‌شود؛ زیرا دورافتی بین چشمه و گیرنده وجود ندارد. در این حالت داده‌های لرزه‌ای دارای پوشش<sup>۱</sup> یک می‌باشند؛ زیرا برای هر نقطه در زیر سطح فقط یک ردلرزه برداشت شده است. در اغلب موارد برای رفع مشکلات مربوط به نوفه و تخمین سرعت لایه‌ها، از روش متداول نقطه میانی مشترک استفاده می‌شود.

---

<sup>۱</sup> Fold





شکل ۲-۱. الف) انتشار موج لرزه‌ای، ب) نمایش برداشت داده با دورافت صفر (مینارتو<sup>۱</sup>، ۲۰۱۳).

## ۲-۲ برانبارش نقطه میانی مشترک

به طور کلی در روش‌های برداشت معمول داده‌های لرزه‌ای دو بعدی، چشمه و گیرنده‌ها بر روی یک خط قرار می‌گیرند (شریف<sup>۲</sup> و جلدارت<sup>۳</sup>، ۱۹۹۵؛ ایلماز<sup>۴</sup>، ۲۰۰۱). انرژی لرزه‌ای در موقعیت چشمه  $x_s$  تولید و وارد زمین می‌شود. امواج لرزه‌ای پس از بازتاب از مرز لایه‌ها توسط گیرنده در موقعیت  $x_g$  ثبت می‌شوند و تشکیل یک ردلرزه را می‌دهند. در حالت کلی عملیات به صورت رکورد چشمه مشترک انجام می‌شود.

جهت رسیدن به مقطع لرزه‌ای با دورافت صفر لازم است که داده‌هایی که توسط رکورد چشمه مشترک به دست آمده‌اند، توسط روش دستچین نمودن لرزه نگاشت‌ها به رکوردهای نقطه میانی مشترک تبدیل شوند و پس از انجام تصحیحاتی مانند تصحیح برونراند نرمال و تصحیح برونراند شیب، برانبارش

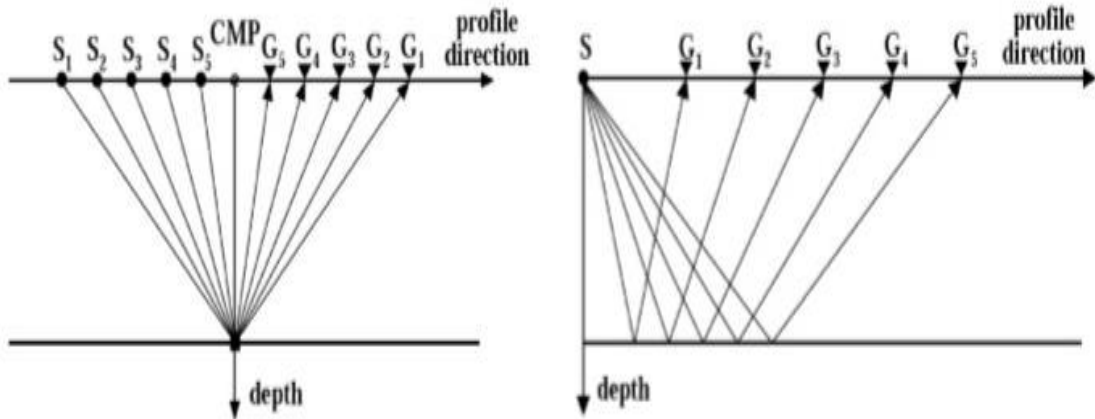
<sup>۱</sup> Minarto

<sup>۲</sup> Sheriff

<sup>۳</sup> Geldart

<sup>۴</sup> Yilmaz

شوند. منظور از نقطه میانی موقعیت میانی بین چشمه و گیرنده است. در رکوردهای چشمه مشترکی که نزدیک به یکدیگر باشند، ردلرزه‌هایی وجود دارند که دارای نقطه میانی یکسانی می‌باشند. رکورد نقطه میانی مشترک شامل ردلرزه‌هایی از رکوردهای چشمه مشترک می‌باشند که توسط روش دستچین نمودن لرزه‌نگاشت‌ها به دست آمده‌اند، همه آن‌ها مربوط به یک نقطه میانی یکسان می‌باشند که هر یک از ردلرزه‌های موجود در آن دارای دورافت‌های (فاصله میان چشمه و گیرنده) متفاوت می‌باشند. در شکل ۲-۲ مفهوم رکورد چشمه و نقطه میانی مشترک نشان داده شده است.



(ب)

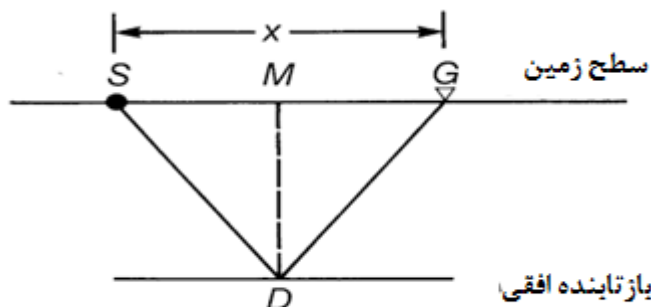
(الف)

شکل ۲-۲. الف) هندسه‌ی لرزه‌نگاری بازتابی: موقعیت چشمه و رکورد چشمه مشترک، ب) موقعیت رکورد نقطه میانی مشترک (مینارتو، ۲۰۱۳).

ردلرزه‌هایی که در رکورد نقطه میانی مشترک قرار می‌گیرند، در حالت ساده بازتابنده افقی می‌توان گفت که حاوی اطلاعات از یک نقطه عمقی می‌باشند و بایستی برای تقویت سیگنال و تضعیف نوفه با یکدیگر جمع شوند که به این مرحله برانبارش می‌گویند. اما زمان رسید داده‌های بازتابی از یک نقطه عمقی مشترک به دلیل اینکه از دورافت‌های مختلف می‌باشد، متفاوت هستند. اگر بازتابنده‌ای افقی مطابق با شکل ۲-۳ فرض شود که موج از نقطه S انتشار یافته و در نقطه‌ای در میان چشمه و گیرنده

D بر روی بازتابنده برخورد کرده و به سمت نقطه گیرنده G بازتاب شود و سپس توسط گیرنده ثبت شود، معادله زمان رسید آن به صورت زیر خواهد بود (هوبرال و کری<sup>۱</sup>، ۱۹۸۰):

$$t^2(x) = t^2(0) + x^2/v_{NMO}^2 \quad (1-2)$$

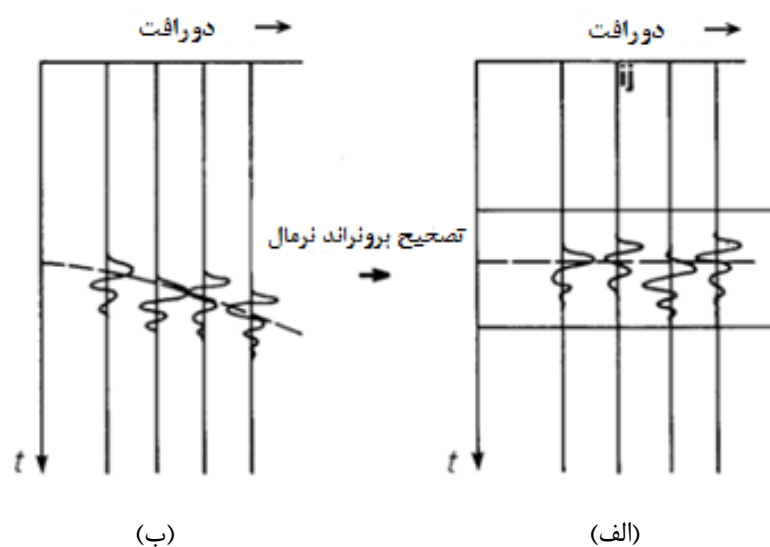


شکل ۲-۳. نمایش انتشار موج از چشمه و برخورد آن به نقطه‌ای بر روی بازتابنده افقی و ثبت آن در گیرنده (ایلماز،

۱۹۸۷).

در معادله (۱-۲)  $x$  فاصله میان چشمه و گیرنده (دورافت) و  $v$  سرعت متوسط لایه و  $t(0)$  زمان رسید دو طرفه در دورافت صفر (مسیر عمودی MD) می‌باشد. این معادله یک هذلولی را در دستگاه مختصات  $x-t$  نشان می‌دهد. این هذلولی نشان دهنده متفاوت بودن زمان رسیدها برای ردلرزه‌های هر رکورد نقطه میانی مشترک می‌باشد که بایستی قبل از برانبارش تصحیح برونراند نرمال انجام شود تا اثر دورافت حذف شود (شکل ۲-۴).

<sup>۱</sup> Krey



شکل ۲-۴. هذلولی زمان رسید یک رکورد نقطه میانی مشترک الف) بعد و ب) قبل از تصحیح برونراند نرمال (ایلماز، ۱۹۸۷).

## ۲-۲-۱ برونراند نرمال

هر یک از ردلرزه‌های رکورد نقطه میانی مشترک به دلیل اینکه دورافت‌های متفاوت دارند، زمان رسیدهای متفاوتی دارند که به این اختلاف زمان رسید، برونراند نرمال گفته می‌شود (بتاگلیا<sup>۱</sup>، ۲۰۱۲). در شکل ۲-۵ همانطور که نشان داده شده است با افزایش دورافت، میزان برونراند نرمال به علت طی نمودن مسیر بیشتری توسط موج در زیر زمین افزایش می‌یابد. زمان  $\Delta t_{NMO}$  تفاوت میان زمان رسید در دورافت مشخص  $x$  و دورافت صفر می‌باشد که به صورت رابطه‌ی (۲-۲) بیان می‌شود (تانر<sup>۲</sup> و کلر<sup>۳</sup>، ۱۹۶۹).

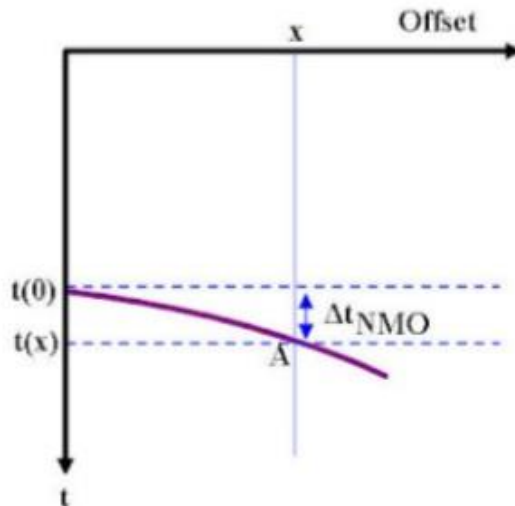
$$\Delta t(NMO) = t(x) - t(0) = t(0) \left\{ \left[ 1 + \left( \frac{x}{v_{NMO} t_0} \right)^2 \right]^{0.5} - 1 \right\} \quad (2-2)$$

<sup>۱</sup> Battaglia

<sup>۲</sup> Taner

<sup>۳</sup> Koehler

این زمان بایستی در هر ردلرزه اصلاح شود تا بازتاب‌های رکورد نقطه میانی مشترک، افقی شوند. همانطور که مشاهده می‌شود، برای انجام این تصحیح نیاز به دانستن مقدار  $v_{NMO}$  (سرعت برونراند نرمال) می‌باشد که از آنالیز سرعت به دست می‌آید.



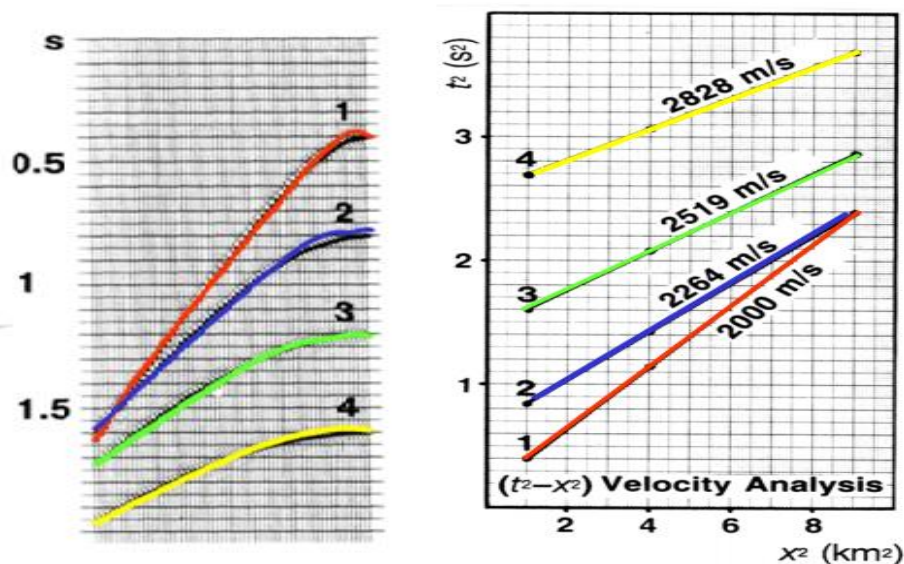
شکل ۲-۵. تصحیح برونراند نرمال: افزایش زمان رسید با افزایش دورافت (مینارتو، ۲۰۱۳).

## ۲-۲-۲ آنالیز سرعت

برای انجام تصحیح برونراند نرمال بایستی ابتدا سرعت برونراند نرمال را به دست آورد که از طریق انجام آنالیز سرعت امکان‌پذیر است. بدون انتخابی مناسب برای سرعت برونراند نرمال، ردلرزه‌های موجود در یک رکورد نقطه میانی مشترک روی یک خط افقی قرار نمی‌گیرند. تخمین درست سرعت برونراند نرمال از طریق آنالیز سرعت انجام می‌گیرد. روش‌های متفاوتی برای بدست آوردن سرعت برونراند نرمال وجود دارد که عبارتند از: آنالیز  $t^2 - x^2$ ، پنل‌های سرعت ثابت، برانبارش سرعت ثابت و طیف سرعت.

### ۱-۲-۲-۲ آنالیز $t^2 - x^2$ :

اگر ردلرزه‌های موجود در یک رکورد نقطه میانی مشترک بر روی نمودار  $t^2 - x^2$  نشان داده شود، شیب نمودار با توجه به معادله (۱-۲) عکس مجذور سرعت برونراند نرمال می‌باشد (شکل ۶-۲). بدین صورت برای هر رکورد نقطه میانی مشترک این نمودار  $t^2 - x^2$  بدست آمده و از روی شیب این نمودار میزان سرعت برونراند نرمال برای آن به دست می‌آید و سپس با توجه به تفاوت دورافت ردلرزه‌ها از دورافت صفر و سرعت برونراند نرمال، تصحیح برونراند نرمال بر روی ردلرزه‌های آن رکورد نقطه میانی مشترک اعمال می‌شود.



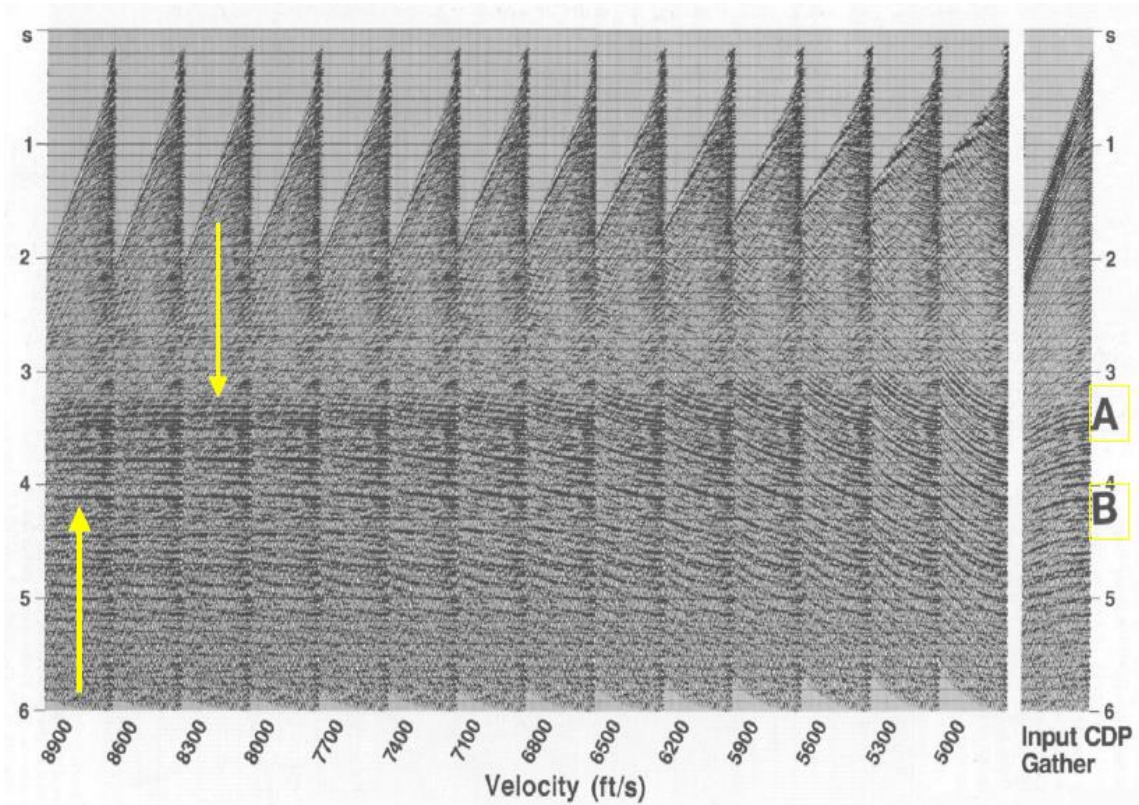
شکل ۶-۲. آنالیز سرعت  $t^2 - x^2$  برای ۴ هذلولی زمان رسید (ایلماز، ۱۹۸۷).

### ۲-۲-۲-۲ پنل‌های سرعت ثابت<sup>۱</sup> (CVP)

در این روش تصحیح برونراند نرمال برای رکوردهای نقطه میانی مشترک با سرعت‌های ثابت متفاوت انجام می‌شود. نتایج حاصل از سرعت‌های ثابت انتخاب شده متفاوت مقایسه شده و سپس همانطور که

<sup>۱</sup> Constant velocity panels

در شکل ۲-۷ نشان داده شده است، آن سرعتی که باعث هموار شدن هذلولی در یک زمان رسید دورافت صفر خاص شود، انتخاب می‌گردد.

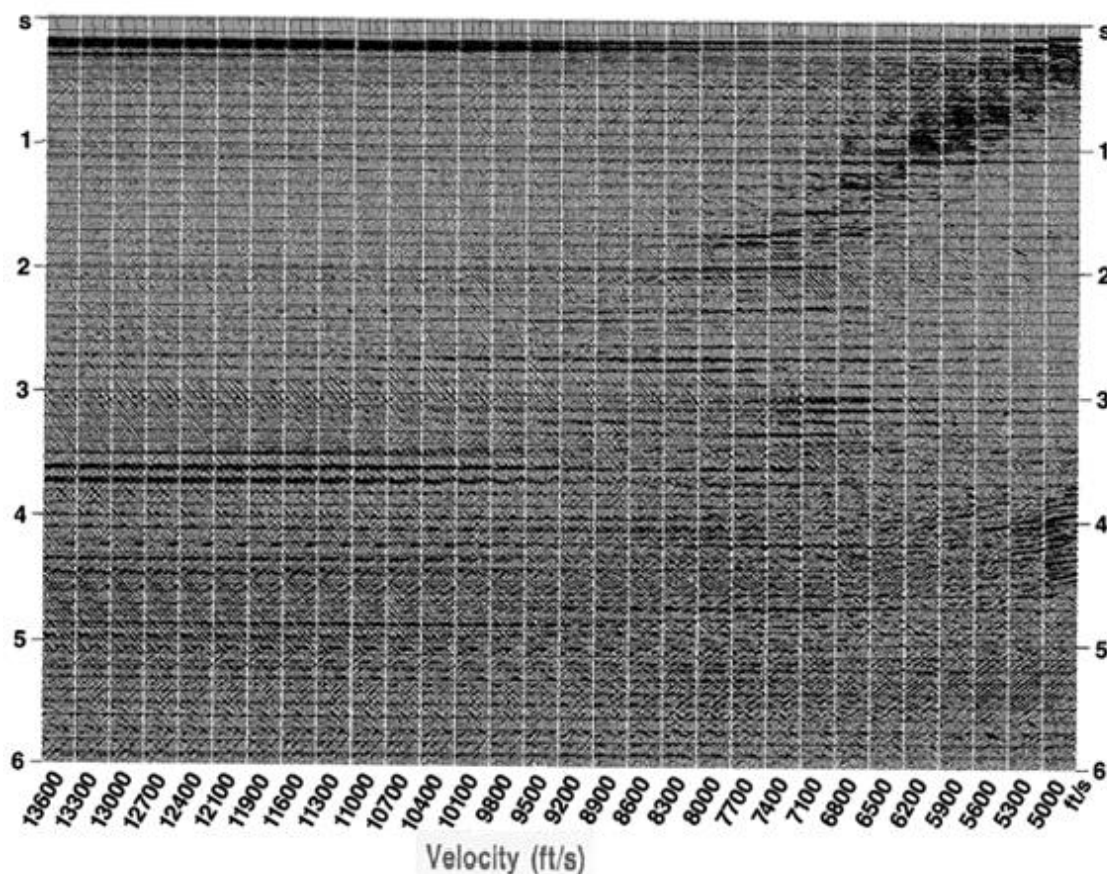


شکل ۲-۷. آنالیز CVP برای یک رکورد نقطه میانی مشترک با سرعت‌های ثابت (۵۰۰۰-۸۹۰۰ ft/s) (ایلماز، ۱۹۸۷).

### ۳-۲-۲-۲ برانبارش سرعت ثابت<sup>۱</sup> (CVS)

روش برانبارش با سرعت ثابت، مشابه با روش CVP تصحیح برونراند نرمال را انجام می‌دهد. برای تعدادی رکورد نقطه میانی مشترک مجموعه‌ای از سرعت‌های مختلف اعمال می‌گردد و سپس تصحیح برونراند نرمال اعمال شده و برانبارش می‌شود. سپس مقاطع برانبارش با سرعت‌های ثابت را در کنار یکدیگر قرار داده و با مقایسه آن در هر زمان رسید دورافت صفر خاص، سرعتی که رویداد مورد نظر را با کیفیت و همدوسی بهتری ایجاد کرده باشد برای انجام تصحیح برونراند نرمال انتخاب می‌شود (شکل ۲-۸).

<sup>۱</sup> Constant velocity stacks



شکل ۲-۸. آنالیز CVS بر روی ۲۴ رکورد نقطه میانی مشترک با سرعت‌های ثابت متفاوت (ایلماز، ۱۹۸۷).

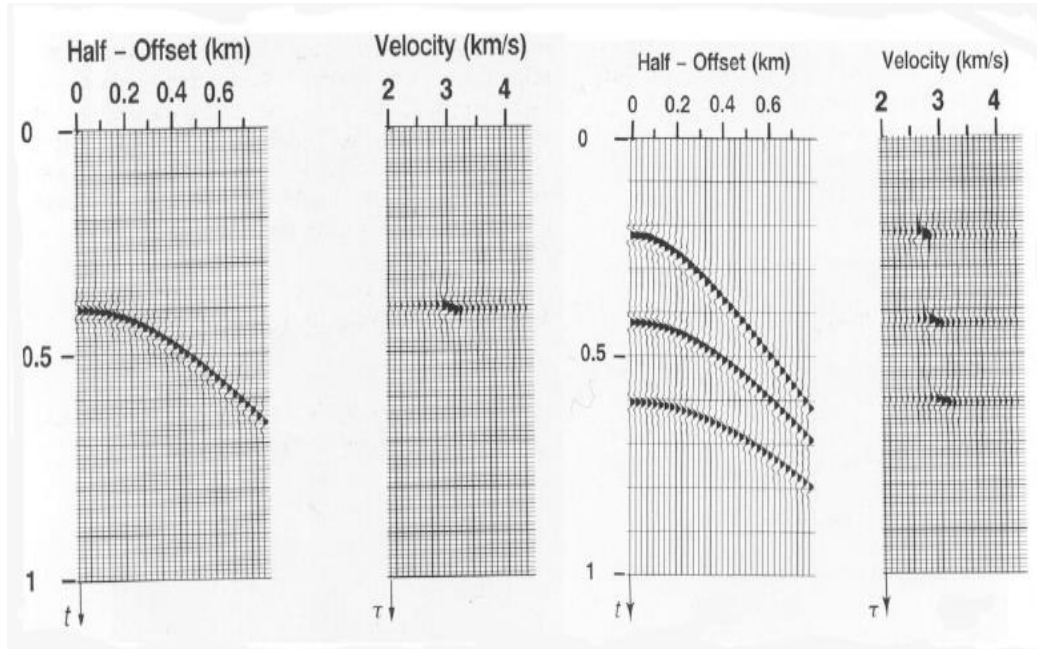
### ۲-۲-۲-۴ طیف سرعت<sup>۱</sup>

این روش توسط تانر و کولر (۱۹۶۹) بیان شد. توسط این روش هذلولی‌های زمان رسید از نمودار دورافت - زمان دو طرفه به نمودار سرعت - زمان دو طرفه منتقل می‌شود. در این روش محدوده‌ای از سرعت‌های متفاوت برای انجام آنالیز سرعت انتخاب می‌شود و سپس با استفاده از اندازه‌گیری همدوسی می‌توان سرعت بهینه برای تصحیح برونراند نرمال را بدست آورد. همانطور که در شکل ۲-۹ مشاهده می‌شود بایستی به تعداد رویدادهای بازتابی موجود در رکورد نقطه میانی مشترک، در نمودار سرعت -

<sup>۱</sup> Velocity-spectrum



زمان دو طرفه نیز رویداد وجود داشته باشد. معیارهای متفاوتی برای محاسبه همدوسی وجود دارد (نیدل<sup>۱</sup> و تانر، ۱۹۷۱) که در ادامه تعدادی از آنها توضیح داده می‌شوند.



(الف)

(ب)

شکل ۲-۹. نمایش روش آنالیز طیف سرعت برای الف) یک هذلولی زمان رسید و ب) سه هذلولی زمان رسید (ایلماز، ۱۹۸۷).

## I. روش برانبارش دامنه‌ها

در این روش دامنه‌های ردلرزه موجود در هر هذلولی زمان رسید با یکدیگر جمع می‌شود و سپس در یک درایه مشخص از ماتریس قرار می‌گیرد. این درایه توسط زمان و سرعت مورد نظر مشخص می‌شود. در نهایت ماتریس مورد نظر برای آنالیز سرعت مورد بررسی قرار می‌گیرد (ایلماز، ۲۰۰۱).

$$S = \sum_{i=1}^m f_{i,t}(t) \quad (2-3)$$

<sup>۱</sup> Neidell

که  $S$  جمع دامنه‌های ردلرزه‌ها،  $f_i$  مقدار دامنه در  $i$  آمین ردلرزه در زمان دو طرفه  $t(i)$  که توسط معادله (۱-۲) به دست می‌آید، می‌باشد.  $m$  نیز تعداد ردلرزه‌ها در رکورد نقطه میانی مشترک است.

### II. روش برانبارش دامنه‌ها نرمال شده

این روش مانند روش برانبارش دامنه می‌باشد با این تفاوت که مقدار مجموع به دست آمده از روش قبلی نرمال شده است. لذا مقدار به دست آمده از طریق این روش که در معادله (۴-۲) بیان شده است، مقداری بین صفر و یک می‌باشد (ایلماز، ۲۰۰۱).

$$NS = \frac{\sum_{i=1}^m f_{i,t(i)}}{\sum_{i=1}^m |f_{i,t(i)}|} \quad (۴-۲)$$

که NS جمع دامنه‌های نرمال شده،  $f_i$  مقدار دامنه در  $i$  آمین ردلرزه در زمان دو طرفه  $t(i)$  و  $m$  تعداد ردلرزه‌ها در رکورد نقطه میانی مشترک می‌باشد.

### III. روش همبستگی متقابل

این روش بر اساس مجموع همبستگی متقابل در یک پنجره زمانی  $t$  است. بسته به طول انتخابی برای پنجره، تعدادی هذلولی زمان رسید انتخاب می‌شود که مجموع همه دامنه‌های این هذلولی‌ها در این فرمول نقش دارند. محاسبه این روش به صورت زیر می‌باشد (ایلماز، ۲۰۰۱).

$$CC = \frac{1}{2} \sum_t \left\{ \left[ \sum_{i=1}^m f_{i,t(i)} \right]^2 - \sum_{i=1}^m f_{i,t(i)}^2 \right\} \quad (۵-۲)$$

که CC مقدار این همبستگی متقابل،  $f_i$  مقدار دامنه در  $i$  آمین ردلرزه در زمان دو طرفه  $t(i)$  و  $m$  تعداد ردلرزه‌ها در رکورد نقطه میانی مشترک می‌باشد.

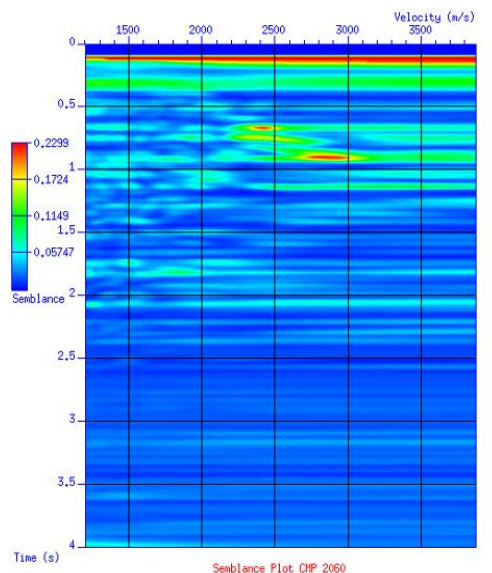
#### IV. روش شباهت<sup>۱</sup>

این روش در واقع نسبت به هنجار شده دامنه خروجی به دامنه ورودی می‌باشد که از معادله زیر محاسبه می‌شود (تانر و کلر، ۱۹۶۹).

$$NE = \frac{\sum_t (\sum_{i=1}^m f_{i,t(i)})^2}{m \sum_t \sum_{i=1}^m f_{i,t(i)}^2} \quad (۶-۲)$$

که NE مقدار شباهت می‌باشد که همواره عددی بین صفر و یک می‌باشد.  $f_i$  مقدار دامنه در  $i$  آمین ردلرزه در زمان دو طرفه  $t(i)$  و  $m$  تعداد ردلرزه‌ها در رکورد نقطه میانی مشترک می‌باشد.

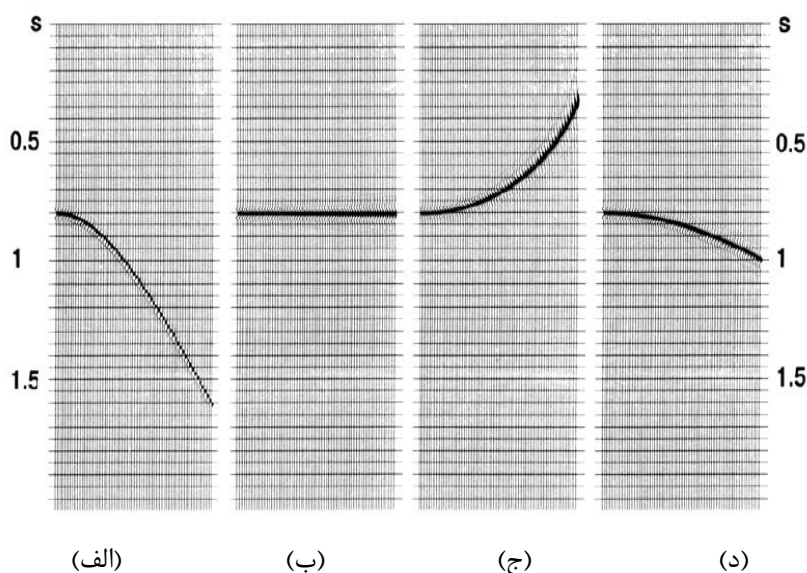
حال با مقادیر ماکزیمم به دست آمده توسط روش‌های آنالیز سرعت و نمایش آن‌ها بر روی نمودار سرعت - زمان دو طرفه می‌توان سرعت بهینه برای هر هذلولی زمان رسید را به دست آورد. (شکل ۲-۱۰) با در نظر گرفتن یک مدل خطی بر روی نمودار سرعت - زمان دو طرفه می‌توان تصحیح برونراند نرمال را بر روی ردلرزه‌های موجود در یک رکورد نقطه میانی مشترک اعمال نمود.



شکل ۲-۱۰. نمایش نمودار سرعت - زمان دو طرفه برای روش شباهت آنالیز سرعت بر روی رکورد نقطه میانی مشترک خاص.

<sup>۱</sup> Semblance

حال با به دست آوردن سرعت برونراند نرمال برای هر رکورد نقطه میانی مشترک و با توجه به اختلاف دورافت ردلرزه مورد نظر نسبت به دورافت صفر، می توان تصحیح برونراند نرمال را توسط رابطه (۲-۲) به دست آورد. نتایج حاصل از تصحیح برونراند نرمال در صورتی که هذلولی زمان رسید را به خطی هموار تبدیل کند، درست می باشد. در غیر این صورت با توجه به شیب خط بعد از اعمال تصحیح برونراند نرمال می توان دریافت که سرعت برونراند نرمال بهینه و درست، کمتر یا بیشتر از سرعت انتخابی می باشد. حال اگر شیب خط بدست آمده بعد از اعمال تصحیح مثبت باشد، سرعت کوچکتر و اگر منفی باشد، سرعت بزرگتر انتخاب شده است (شکل ۲-۱۱).



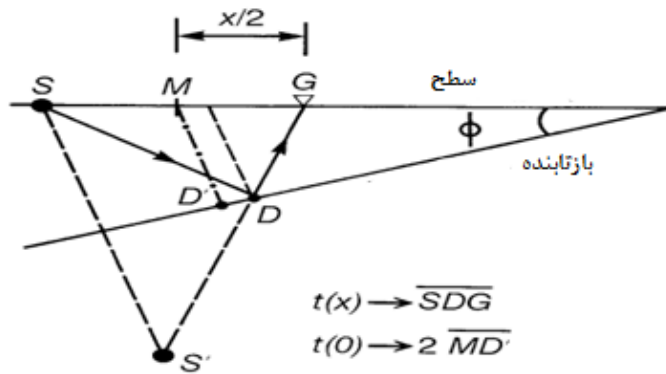
شکل ۲-۱۱. نتایج حاصل از انتخاب سرعت الف) نادرست، ب) درست و بهینه، ج) کوچکتر و د) بزرگتر از سرعت بهینه برای تصحیح برونراند نرمال (ایلماز، ۱۹۸۷).

### ۲-۲-۳ تصحیح برونراند شیب

در تصحیح برونراند نرمال، اختلاف زمان ناشی از دورافت غیر صفر برطرف می شود. زیرا این روش به علت فرض لایه های موازی فقط از داده های بدست آمده از لایه های موازی با شیب صفر پاسخ دقیق و درست می دهد. اما اگر بازتابنده افقی نباشد، پس از تصحیح برونراند نرمال، زمان رسیده های یک بازتابنده در رکورد نقطه میانی مشترک باز هم با یکدیگر اختلاف زمانی خواهند داشت که ناشی از شیب

بازتابنده می‌باشد. برای رسیدن به مقطع دورافت صفر مناسب برای مهاجرت بایستی تصحیح برونراند شیب نیز انجام گیرد.

اگر بازتابنده‌ای شیبدار مانند شکل ۲-۱۲ فرض شود که موج از نقطه چشمه  $S$  انتشار یافته و با برخورد به نقطه  $D$  بازتاب شود و سپس توسط گیرنده  $G$  ثبت شود. نقطه  $D$  که محل بازتاب موج بر روی بازتابنده می‌باشد با نقطه‌ی عمقی میان چشمه و گیرنده  $D'$  به علت شیبدار بودن بازتابنده بر روی یکدیگر قرار نمی‌گیرند.



شکل ۲-۱۲. نمایش نحوه انتشار موج از چشمه و برخورد آن بر لایه شیبدار و ثبت آن توسط گیرنده (ایلماز، ۱۹۸۷).

حال با استفاده از هندسه مسیر موج در شکل (۲-۱۲) معادله زمان رسید برای یک لایه شیبدار با شیب  $\varphi$  به صورت زیر به دست می‌آید (لوین<sup>۱</sup>، ۱۹۷۱).

$$t^2(x) = t^2(0) + x^2 \cos^2 \varphi / v^2 \quad (۷-۲)$$

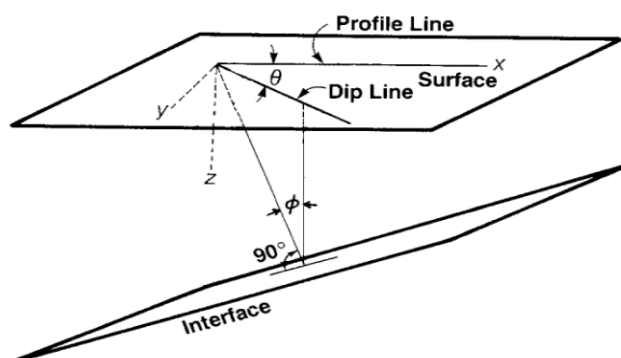
<sup>۱</sup> Levin

این رابطه نیز به شکل هذلولی می باشد که به علت اثر دورافت و تفاوت در زمان رسید ردلرزه های موجود در هر رکورد نقطه میانی مشترک باید تصحیحات برونراند نرمال روی آن انجام گیرد. در حالت شیبدار بودن لایه، سرعت برونراند نرمال به صورت زیر در می آید.

$$v_{NMO} = v / \cos \varphi \quad (۸-۲)$$

رابطه (۸-۲) توسط لوین (۱۹۷۱) با استفاده از آزیموت لایه شیبدار  $\theta$  به صورت رابطه (۹-۲) بازنویسی شد.

$$v_{NMO} = v / (1 - \sin^{-1} \varphi \cos^{-1} \theta)^{0.5} \quad (۹-۲)$$



شکل ۲-۱۳. نمایش آزیموت  $\theta$  برای یک لایه شیبدار (ایلماز، ۱۹۸۷).

آزیموت  $\theta$ ، همانطور که در شکل ۲-۱۳ نشان داده شده است، زاویه میان جهت لایه شیبدار با خط برداشت می باشد. حال می توان زاویه ظاهری را بدست آورده و رابطه دیگری برای  $v_{NMO}$  لایه شیبدار پیشنهاد داد.

$$(۱۰-۲)$$

$$\sin \varphi' = \sin \varphi \cos \theta$$

$$v_{NMO} = v / \cos \varphi' \quad (۱۱-۲)$$

حال با استفاده از معادله زمان رسید هذلولی برای لایه شیبدار (۲-۷) و استفاده از روش‌های آنالیز سرعت که گفته شد، می‌توان اثر شیب لایه و اثر دورافت را نیز بر روی ردلرزه‌های یک رکورد نقطه میانی مشترک از بین برد. با تصحیح برونراند نرمال و برونراند شیب، تمامی ردلرزه‌های هر رکورد نقطه میانی مشترک دورافتی برابر با صفر خواهند داشت. در رکورد نقطه میانی مشترک تمامی ردلرزه‌ها که پس از تصحیح برونراند شیب و نرمال به صورت افقی در آمده‌اند، برای تقویت سیگنال و کاهش نوفه جمع یا برانبارش می‌شوند. در نهایت ردلرزه به دست آمده به آن نقطه میانی مشترک نسبت داده می‌شود.

#### ۲-۲-۴ مهاجرت

مهاجرت یک عملگر پردازشی می‌باشد که سبب قرار گرفتن بازتابنده‌ها در محل واقعی خود و همچنین موجب بالا رفتن قدرت تفکیک جانبی در مقطع نهایی می‌شود. لایه‌های شیبدار، طاق‌دیس‌ها، ناودیس‌ها و نقاط تیز به وجود آمده از گسل در داده‌های لرزه‌ای بعد از تصحیح برونراند نرمال در جایگاه واقعی و حالت واقعی خود نیستند. به طور مثال لایه‌های شیبدار دارای شیب متفاوت با واقعیت و شیب طاق‌دیس‌ها کوچکتر و شیب ناودیس‌ها بزرگتر از واقعیت در داده‌های لرزه‌ای می‌باشند. مهاجرت، بازتابنده‌های شیب‌دار را به موقعیت صحیحشان در زیر سطح انتقال می‌دهد و باعث حذف پراش‌ها (تبدیل پراش به یک نقطه) می‌شود. هدف از انجام مهاجرت، نزدیک ساختن مقطع برانبارش شده به ساختارهای زمین‌شناسی در امتداد خط برداشت داده لرزه‌ای می‌باشد (ایلماز، ۱۹۸۷).

#### ۲-۲-۴-۱ طبقه بندی انواع مهاجرت

روش‌های مختلف مهاجرت به دو طریق طبقه بندی می‌شوند: بر پایه حوزه‌ای که مهاجرت در آن اثر می‌کند و یا بر اساس الگوریتم. براساس حوزه به دو شاخه زمانی و عمقی و دو شاخه پس از برانبارش و پیش از برانبارش دسته‌بندی می‌شود.

## I. مهاجرت پس از برانبارش و پیش از برانبارش

مهاجرت پس از برانبارش بر روی مقطع لرزه‌ای برانبارش شده عمل می‌کند. در بعضی از ساختارهای پیچیده که رخدادهای بازتابی در رکورد نقطه میانی مشترک به صورت هذلولی دیده نمی‌شوند، کوچ پیش از برانبارش می‌تواند کارآمد باشد.

## II. مهاجرت زمانی و عمقی

مهاجرت زمانی روش ساده‌تری است ولی کوچ عمقی دقیق‌تر بوده و قادر به حل مسائل در شرایط پیچیده‌تر است. یکی از تفاوت‌های مهاجرت زمانی و عمقی این می‌باشد که مهاجرت زمانی بازتابنده‌ها را در حوزه زمان رسید رفت و برگشت<sup>۱</sup> قرار می‌دهد، در حالی که مهاجرت عمقی، بازتابنده‌ها را در حوزه عمق قرار می‌دهد.

نوع دیگر طبقه بندی انواع مهاجرت بر اساس الگوریتمی است که برای انجام مهاجرت از آن استفاده می‌شود. بعضی از الگوریتم‌های معمول عبارتند از: روش کیرشهف<sup>۲</sup>، روش تفاضل محدود<sup>۳</sup>، روش فرکانس - عدد موج<sup>۴</sup> و روش اشعه گاوسی.

## ۲-۲-۴-۲ الگوریتم‌های مهاجرت

### I. مهاجرت کیرشهف

مهاجرت کیرشهف به روش جمع پراش‌ها براساس رابطه زیر تعریف می‌شود:

$$(x_0, z_0) = \sum [(x - x_0, t_r)] \text{ضریب فاز} * \text{ضریب مقیاس} \quad (۱۲-۲)$$

که  $(x_0, z_0)$  در این فرمول مختصات نقطه مهاجرت یافته نقطه پراش و  $t_r$  زمان رسید بین دو نقطه  $(x_0, z_0)$  و نقطه‌ی  $(x, 0)$  است (اشنایدر<sup>۵</sup>، ۱۹۸۷). همانطور که رابطه (۱۲-۲) نشان می‌دهد، این

<sup>۱</sup> Two-way traveltime

<sup>۲</sup> Kirchhoff migration

<sup>۳</sup> Finite difference

<sup>۴</sup> F-K

<sup>۵</sup> Schneider



الگوریتم توسط جمع پراش‌ها و بکارگیری یک ضریب مقیاسی و یک ضریب جابجایی فاز قبل از جمع-بندی، به دست می‌آید. ضرایب مقیاس و فاز باعث بازسازی درست دامنه و فاز نمونه‌ها در مقطع مهاجرت یافته می‌باشند. مهاجرت کیرشهف می‌تواند به عنوان مهاجرت زمانی و با استفاده از مدل سرعت RMS و پرتوهای مستقیم و یا به عنوان مهاجرت عمقی با استفاده از مدل سرعت بازه‌ای و ردیابی پرتو انجام شود (شریف<sup>۱</sup>، ۱۹۹۵).

## II. مهاجرت تفاضل محدود

این روش مهاجرت بر اساس مدل بازتابنده انفجاری و به کارگیری اصل تصویرسازی استوار است (کلربوت<sup>۲</sup> و دوهرتی<sup>۳</sup>، ۱۹۷۲). مهاجرت کیرشهف و مهاجرت تفاضل محدود هر دو بر اساس یک معادله که معادله‌ی عددی موج است، استوارند و تفاوت آن‌ها تنها در نحوه‌ی حل این معادله است. مهاجرت کیرشهف بر اساس حل انتگرالی و مهاجرت تفاضل محدود بر اساس حل دیفرانسیلی استوار هستند (ایلماز، ۱۹۸۷ و کلربوت، ۱۹۸۵).

## III. مهاجرت در حوزه‌ی فوریه

این الگوریتم مهاجرت توسط استولت<sup>۴</sup> (۱۹۷۸) معرفی شد. این روش در حوزه‌ی فرکانس - عدد موج کار می‌کنند. این حوزه برای انجام مهاجرت بسیار مناسب و راحت است. اگر فرض شود  $f(t, x, z=0)$  داده‌های ورودی را که در سطح زمین ثبت شده‌اند نشان دهد، عمل انتقال داده‌ها از حوزه‌ی  $(x, t)$  به حوزه‌ی F-K توسط انجام یک تبدیل فوریه صورت می‌پذیرد.

یک نقطه ضعف حوزه‌ی فوریه این است که هیچ‌گونه تمرکزی در حوزه‌ی زمان و مکان ندارد. به عنوان مثال اگر حوزه‌ی فرکانسی در نظر گرفته شود، هر نمونه در این حوزه از تمامی نمونه‌های حوزه‌ی زمان ساخته شده است بنابراین هر عملی که در حوزه‌ی فرکانس انجام شود بر روی تمام نمونه‌های

---

<sup>۱</sup> Sheriff

<sup>۲</sup> Claerbout

<sup>۳</sup> Doherty

<sup>۴</sup> Stolt

حوزه‌ی زمان تأثیر می‌گذارد. همین قضیه در مورد حوزه‌ی عدد موج هم صادق می‌باشد. بنابراین امکان در نظر گرفتن تغییرات سرعت در دو راستای  $x$  و  $z$  وجود ندارد و تعریف مهاجرت عمقی در این حوزه بسیار مشکل است با این وجود ولی الگوریتم‌های گوناگونی با استفاده از تکنیک‌های مختلف برای غلبه بر مشکل ذاتی حوزه‌ی فوریه به وجود آمده‌اند (چان<sup>۱</sup>، ۱۹۸۱).

#### IV. مهاجرت اشعه گاوسی

روش مهاجرت اشعه گاوسی<sup>۲</sup> یک روش مهاجرت عمقی کارآمد و مؤثر در مهاجرت داده‌های با کیفیت پایین و زمین‌شناسی پیچیده می‌باشد. هیل<sup>۳</sup> (۲۰۰۱) مهاجرت پرتو گاوسی را به عنوان یکی از روش‌هایی که انتشار موج را به صورت پیوسته با استفاده از تعیین پارامترهای میدان موج در نظر می‌گیرد، معرفی کرد. تفاوت این روش در مقایسه با سایر تکنیک‌های مهاجرت در این است که این روش، اعداد مختلطی از زمان و دامنه را برای تصویرسازی استفاده می‌کند. این اعداد مختلط، در واقع معادل همان مقادیر زمان رسید هستند که در روش‌های عادی مهاجرت استفاده می‌شوند.

در مهاجرت به روش اشعه گاوسی، بخش حقیقی عدد مختلط، میزان انحنای موج منتشر شده در محیط و بخش موهومی آن، چگونگی مستهلک شدن موج در محیط به شکل نمایی با دور شدن از پرتو را بیان می‌کند. تکنیک مهاجرت اشعه گاوسی می‌تواند در محیط‌های ناهمگن و همسانگرد نیز عمل کند.

#### ۲-۳ برانبارش سطح بازتاب مشترک<sup>۴</sup>

در برانبارش متداول نقطه میانی مشترک فرضیاتی همچون همگن بودن تمامی لایه‌های منطقه مورد نظر و موازی بودن آن‌ها وجود دارد. در این روش تقریب زمان رسید، درجه دوم در راستای محور

<sup>۱</sup> Chun

<sup>۲</sup> Gaussian beam migration, GBM

<sup>۳</sup> Hill

<sup>۴</sup> Common reflection surface

فاصله می‌باشد. روش برانبارش سطح بازتاب مشترک از لحاظ وارد کردن نقاط میانی و در نظر گرفتن تغییرات جانبی با استفاده از مدل‌هایی با سطح منحنی با روش نقطه میانی مشترک تفاوت‌های شایانی دارد.

ایده‌آل‌ترین تقریب برای پاسخ سینماتیکی بازتاب، برای نقطه بازتاب نسبت به آن قطعه، از درجه دوم است. از آنجا که اطلاعات چندانی درباره نقاط بازتابی نداریم، اینکه منحنی نقطه بازتاب مشترک مربوط به یک نقطه است یا از چند نقطه بازتاب به دست آمده است، تعیین پارامترهای داده‌های پیش برانبارش که منحنی بازتاب توسط آن‌ها توصیف می‌شود، به طور ذاتی مبهم است. در نظر گرفتن مفهوم یک قطعه از زیرسطح برای بازتاب، مختصراً اجازه استفاده از بخش بزرگتری از رویدادهای همدوس بازتابی را برای تعیین این پارامترها به ما می‌دهد. علاوه بر این تضعیف نوفه‌های همدوس، تعداد ردلرزه‌های مفید شرکت داده شده در فرآیند برانبارش را به نحو قابل توجهی افزایش می‌دهد.

در روش برانبارش سطح بازتاب مشترک استفاده از یک سطح به جای یک نقطه بازتاب، بر این حقیقت استوار است که ردلرزه‌های ثبت شده در باند کوتاه سیگنال مورد نظر نه تنها اطلاعات نقطه بازتاب را شامل می‌شوند، بلکه از سطوح مجاور موسوم به ناحیه فرنل<sup>۱</sup> نیز اطلاعاتی به همراه دارند. با این حال بین دقت کار و نسبت سیگنال به نوفه تناقضی وجود دارد. هرچه میزان نسبت سیگنال به نوفه بالاتر باشد، اندازه ناحیه فرنل نیز کوچکتر می‌شود.

در چند سال اخیر، روش برانبارش سطح بازتاب مشترک نسبت به دیگر روش‌های برانبارش با استقبال بهتری مواجه بوده است. بدین منظور این روش به عنوان جایگزینی برای روش‌های مرسوم پردازشی مورد استفاده قرار می‌گیرد. شلايشر<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۳) یک مدل مستقل از سرعت را برای زمان رسید پرتو که به ۳ پارامتر وابسته بود، ارائه کردند که اصطلاحاً سطح بازتاب مشترک نامگذاری شد. در این روش از سه نشانگر برای اعمال برانبارش استفاده می‌شود که یکی مربوط به زاویه بحرانی و

<sup>۱</sup> Fresnel zone

<sup>۲</sup> Schleicher

دو تای دیگر مربوط به شعاع انحنای جبهه موج می‌باشند. این نشانگرها محتوای ویژگی‌های انتشار موج را بیان می‌کنند.

این روش در ابتدا برای تولید مقطع برانبارش دورافت صفر طراحی شد (هوست<sup>۱</sup>، ۲۰۰۲ و برگلر، ۲۰۰۴). در سال‌های بعد این روش برای فواصل نامتناهی<sup>۲</sup> (ژانگ<sup>۳</sup> و همکاران، ۲۰۰۱ و برگلر، ۲۰۰۱) نیز پاسخ قابل قبولی ارائه نمود. روش برانبارش سطح بازتاب مشترک یک مدل مستقل برانبارشی می‌باشد که مقطعی با دورافت صفر را ایجاد می‌کند. مهم‌ترین ویژگی این روش عدم نیاز به دانستن مدل سرعت می‌باشد (هوبرال و همکاران، ۱۹۹۶؛ مان و همکاران، ۱۹۹۹؛ یاگر<sup>۴</sup> و همکاران، ۲۰۰۱).

## ۲-۳-۱ موج ویژه<sup>۵</sup>

برانبارش سطح بازتاب مشترک براساس تئوری پرتو هم محور بنا شده است. برای به دست آوردن فرمول زمان رسید موج در مدل محیط دو بعدی ناهمگن برای هر سطح با انحنای دلخواه دو بررسی تئوری وار انجام می‌گیرد که هریک از آن‌ها منجر به یک موج ویژه می‌شود (هوبرال، ۱۹۸۳). یکی از این موج‌های ویژه مربوط به پراشنده‌ای انفجاری می‌باشد که در شکل (۲-۱۴) با NIP<sup>۶</sup> مشخص شده است و موج NIP را با شعاع  $R_{NIP}$  تولید می‌سازد. دیگر موج ویژه مربوط به یک بازتابنده انفجاری بوده که موج نرمال<sup>۷</sup> با شعاع انحنای  $R_N$  تولید می‌کند.

<sup>۱</sup> Hosht

<sup>۲</sup> Finite-offset

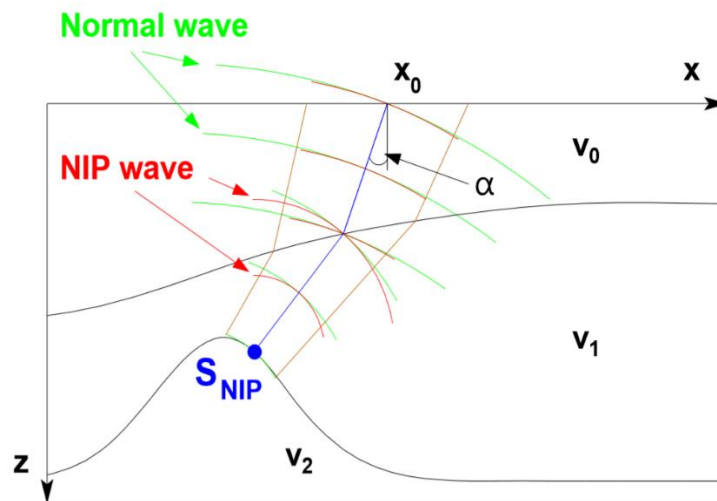
<sup>۳</sup> Zhang

<sup>۴</sup> Jager

<sup>۵</sup> Eighenwaves

<sup>۶</sup> Normal incidence point

<sup>۷</sup> Normal wave



شکل ۲-۱۴. نمایش همزمان جبهه موج‌های N و NIP (اویگ<sup>۱</sup>، ۲۰۰۳).

پرتو جبهه موج NIP با رنگ آبی در شکل ۲-۱۴ مشخص شده است و در نقطه شروع بر بازتابنده عمود می‌باشد. پرتو مرکزی بر اساس قانون اسنل شکسته می‌شود و انحنای جبهه موج برای امواج N و NIP در طول تغییراتی نظیر شکست و انتقال تغییر می‌کند (هوبرال و کری<sup>۲</sup>، ۱۹۸۰). بازتابنده انفجاری با تقریب محلی یک قطعه منحنی حول و حوش NIP، برآورد شده که با رنگ سبز در شکل نمایش داده شده است.

امواج NIP و N موج ویژه هستند زیرا موجی که با شعاع انحنای  $(R_{NIP} || R_N)$   $R_S \rightarrow$  منتشر می‌شود به صورت یک شعاع انحنای همانی برای گیرنده ظاهر می‌شود،  $R_G = R_S$ . دلیل این همانی بودن آنست که امواج مقادیر ویژه ماتریس انتشار T برای پرتو نرمال هستند.

<sup>۱</sup> Ewig

<sup>۲</sup> Krey

## ۲-۳-۲ زمان رسید CRS

شلایشر و همکاران (۱۹۹۳)، کارهای ارسین<sup>۱</sup> (۱۹۸۲) را در بسط هذلولی و سهموی زمان رسید هم محور در مختصات نقطه میانی مشترک و نیم فاصله ادامه دادند. تیگل<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۹۷) از ترکیب نتایج شلایشر و همکاران (۱۹۹۳) در ماتریس انتشار با انحنای جبهه موج به معادله هم محور سهمی گونی دست یافتند که در آن از نشانگرهای برانبارش سطح بازتاب مشترک استفاده شده بود.

$$t_{par}(\xi, h) = t_0 + \frac{2}{V_0} (\xi - \xi_0) \sin \alpha + \frac{\cos^2 \alpha}{V_0} \left[ \frac{(\xi - \xi_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right] \quad (13-2)$$

اگر معادله (۱۳-۲) را مجذور کنیم و تنها مراتب دوم عبارات  $h$  و  $(\xi - \xi_0)$  حفظ شود، معادله زمان رسید هذلولی به صورت زیر به دست می‌آید.

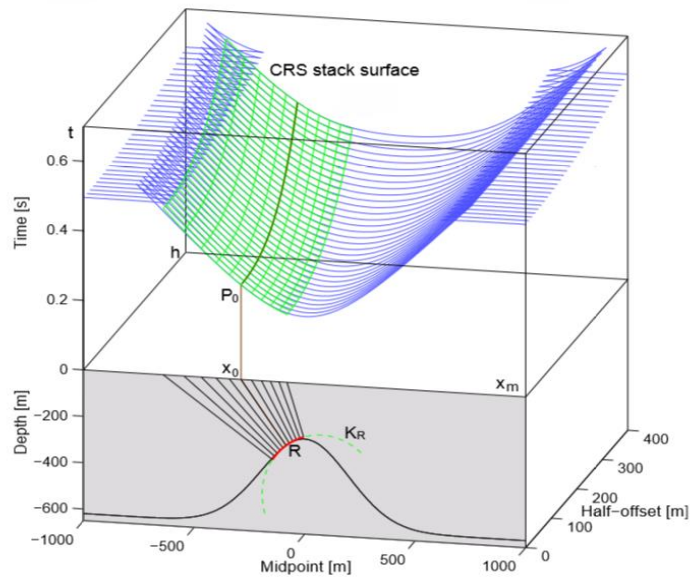
$$t_{hyp}^2(\xi, h) = \left[ t_0 + \frac{2}{V_0} (\xi - \xi_0) \sin \alpha \right]^2 + \frac{2}{V_0} t_0 \cos^2 \alpha \left[ \frac{(\xi - \xi_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right] \quad (14-2)$$

در این معادله فرض بر آن است که سرعت لایه نزدیک به سطح معلوم است. زاویه بحرانی  $\alpha$  زاویه بین قائم سطح و پرتو قائم فرودی می‌باشد. مختصات  $\xi_0$  مختصات نقطه‌ای می‌باشد که قرار است در مقطع دورافت صفر ساخته شود، که اتفاقاً تقاطع پرتو نرمال و پرتو دورافت صفر در  $t_0$  نیز همین مختصات را دارد. در شکل ۱۵-۲ این نقطه با  $P_0$  نشان داده شده است.

---

<sup>۱</sup> Ursin

<sup>۲</sup> Tygel



شکل ۲-۱۵. نمایش سطح برانبارش سطح بازتاب مشترک (اویگ، ۲۰۰۳).

این شکل یک مدل دولایه‌ای با سرعت‌های برابر برای هر دو لایه را نشان می‌دهد که اولین زمان رسیده‌ها در آن مدنظر قرار گرفته‌اند و سطح زمان رسید را در حوزه  $(\xi - h - t)$  نمایش داده است. منحنی قرمز رنگ در شکل انحنا را در سطح بازتابنده در نقطه R نشان می‌دهد. تمامی پرتوهایی که با رنگ سبز نمایش داده شده اند عمود بر این سطح هستند. در شکل، منحنی با رنگ سبز پرتو مربوط به منحنی بازتاب مشترک می‌باشد. سطح سبز، سطح برانبارش می‌باشد که مقطع دورافت صفر را در نقطه مورد نظر  $P_0$  می‌سازد. تمامی سطوح سبزی که توسط منحنی‌های بازتاب مشترک ساخته می‌شوند، عملگرهای CRS در زمان می‌باشند.

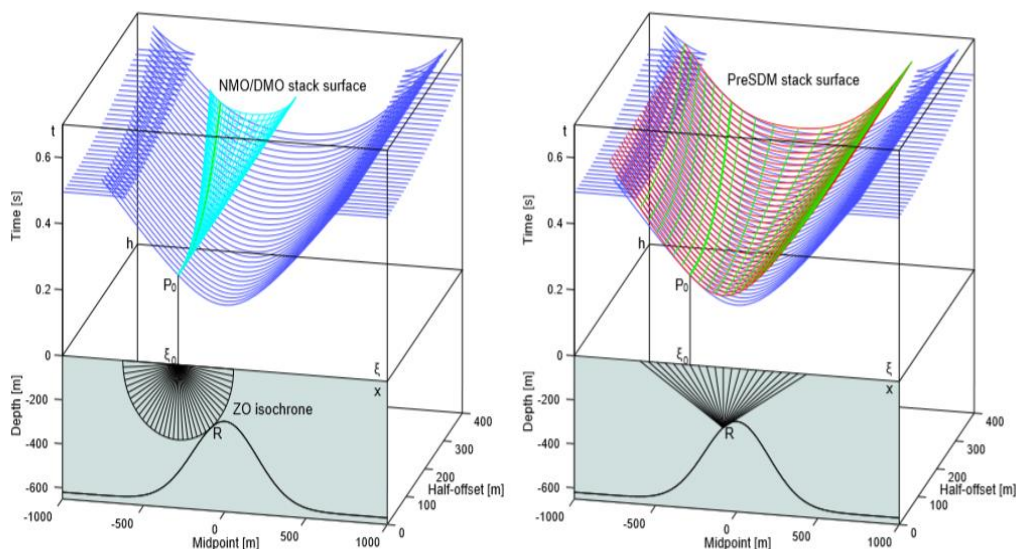
### ۲-۳-۳ مقایسه معادلات زمان رسید

مولر<sup>۱</sup> (۱۹۹۹) و یاگر (۱۹۹۹) زمان رسید معادلات (۲-۱۳) و (۲-۱۴) و سه متغیر فرمول‌های چندکانونی را (گلچینسکی<sup>۲</sup> و همکاران، ۱۹۸۵؛ تیگل و همکاران، ۱۹۹۷) که یک روش مستقل برانبارشی می‌باشد، مقایسه کردند. مطالعات آن‌ها نشان داد که فرمول هذلولی زمان رسید برانبارش

<sup>۱</sup> Muller

<sup>۲</sup> Gelchinsky

سطح بازتاب مشترک بسیار قدرتمندتر است و بهینه‌ترین تعادل را بین دقت و هزینه‌های محاسباتی مانند زمان دارد. در شکل ۱۶-۲ عملگرهای روش مرسوم پردازشی و روش مهاجرت عمقی پیش از برانبارش نشان داده شده است.



(ب)

(الف)

شکل ۱۶-۲. نمایش سطوح برانبارش روش‌های مرسوم (الف) مهاجرت پیش از برانبارش و (ب) دورافت صفر (فیت<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۱).

شکل بادبزی با رنگ آبی متمایل به سبز سطح برانبارش، سطح کوچکتری از داده‌های چندلایه را نسبت به سطح بازتاب مشترک نشان می‌دهد. سطح آبی متمایل به سبز برانبارش مربوط به چند پاسخ اولیه از زمان رسیده‌های بازتابنده می‌باشد که با توجه به هندسه سطح برای زمان‌های یکسان در دایره با دورافت صفر و مماس بر بازتابنده واقعی در  $R$  همانی است. لذا روش برانبارش NMO/DMO در شکل ۱۶-۲ به عنوان پوشش دورافت صفر همزمان‌ها<sup>۲</sup> دیده می‌شود. در مقابل، روش CRS، می‌تواند برای بخشی از منحنی که  $R$  را در بر می‌گیرد، پوششی مشابه انحنای بازتابنده داشته باشد. سطح شکل بادبزی مماس بر سطح زمان رسیده‌های آبی مرتبط با شعاع  $R_{NIP}$  می‌باشد.

<sup>۱</sup> Vieth

<sup>۲</sup> Isochrones



سطح برانبارشی دیگر مربوط به سطح مهاجرت قبل از برانبارش عمقی می‌باشد که با رنگ قرمز نشان داده شده است. سطح مماس بر سطح آبی در طول منحنی CRP سبزرنگ است. حال فرض می‌شود که بازتابنده از تعداد بیشمار پراش دهنده ساخته شده باشد که با اصل هویگنس<sup>۱</sup> مطابقت دارد. بنابراین عملگر مهاجرت عمقی قبل از برانبارش (PreSDM) برای دورافت صفر با لایه‌های همگن یک مجموعه از منحنی‌های زمان رسید هویگنس می‌باشد. برای یک مهاجرت عمقی، نتیجه برانبارش به قله منحنی‌های زمان رسید دورافت صفر محول می‌شود.

در مقایسه با مهاجرت عمقی قبل از برانبارش، عملگر CRS با سطح آبی همخوانی بهتری دارد. عملگر NMO/DMO و عملگر مهاجرت عمقی قبل از برانبارش حالت‌های خاصی از عملگر CRS هستند. فهم این مطالب با فرض اینکه سطح قرمز رنگ روی بازتابنده حول R مثل آینه‌ای عمل می‌کند؛ زمانی ممکن می‌شود که شکل آن حین انطباق با همزمان‌های دورافت صفر مربوط به برانبارش NMO/DMO یا کاهش سطح بازتابنده به یک نقطه پراش دهنده مورد نیاز عملگر مهاجرت عمقی پیش از برانبارش تغییر کند. این آینه با استفاده از سه پارامتر می‌تواند تغییر کند.

فاصله بین نقطه روی سطح  $\xi_0$  با نقطه R روی بازتابنده در این مدل ساده معادل  $R_{NIP}$  می‌باشد. شعاع انحنای آینه،  $R_N$  در نقطه‌ی R است و جهت‌یافتگی این آینه نیز با  $\alpha$  تعیین می‌شود. هر سه نشانگر، انتگرال‌های کمی (مقداری) هستند. مثلاً  $R_{NIP}$  از مقادیر انتگرال برای تمامی امواج عبوری و شکست مرزی‌ها برای پرتو مرکزی از NIP تا  $\xi_0$  به دست می‌آید.

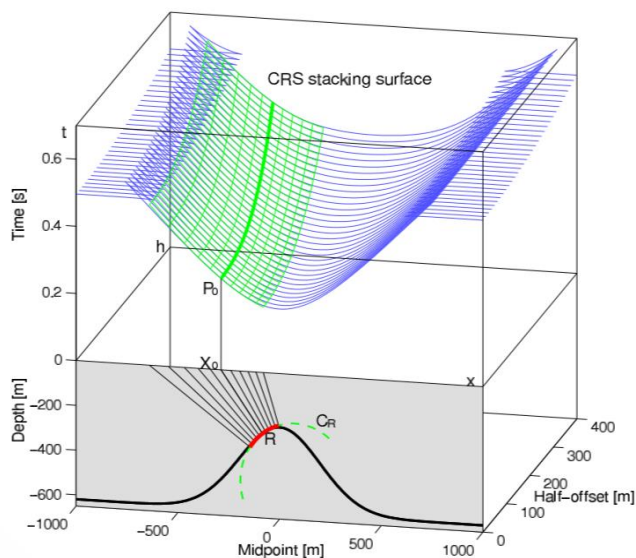
### ۲-۳-۴ برانبارش CRS

شکل ۲-۱۷ دایره‌ای گذرا از نقطه‌ی R را نشان می‌دهد. آن نقطه از بازتابنده که اصطلاحاً آن را آینه بازتاب می‌نامند، انحنایی مشابه با انحنای بازتابنده در نقطه R دارد که می‌تواند تقریب درجه ۲ برای بازتابنده باشد. منحنی‌های  $CRP^2$  که با رنگ سبز نشان داده شده است برای تمام نقاط آینه بازتاب،

<sup>۱</sup> Huygens

<sup>۲</sup> Common reflection point

سطح زمان رسید را در فضای  $(x_m, h, t)$  تعیین می‌کنند. این سطح مماس به سطح زمان رسید CO، در طول منحنی سبزرنگ CRP برای نقطه R است.



شکل ۲-۱۷. نمایش سطح برانبارش سطح بازتاب مشترک و انحنای آینه بازتاب در R. (هایلمن، ۲۰۰۷).

سطح زمان رسید سطح بازتاب مشترک پاسخ بازتاب آینه - بازتاب منتسب به R است که زمان رسید بازتاب روی این آینه - بازتاب را توصیف می‌کند. در حالت سه بعدی، آینه - بازتاب به سطح بازتاب تبدیل شده و به همین علت این روش را سطح بازتاب مشترک می‌نامند. در حالت ساده برای یافتن پاسخ بازتاب زمان رسید در فضای  $(x_m, h, t)$  دو پارامتر لازم است. اولین پارامتر مربوط به زاویه بحرانی  $\alpha$  در  $x_0$  است که پرتو عمود بر بازتاب با سطح می‌سازد و دیگر پارامتر شعاع انحنای بازتابنده  $r$  برای آینه - بازتاب در R است. هر دو پارامتر با یک جستجوی هم‌دوسی از راه زیر به دست می‌آیند: از آینه برانبارشی آزمایشی سطح بازتاب مشترک که بیشترین هم‌دوسی را دارد، پارامترهای  $\alpha$  و  $r$  را که در  $P_0$  بهینه‌ترین سطح برانبارش را تعریف می‌کنند، به دست می‌آیند.

### ۲-۳-۵ جستجوی پارامترهای CRS

مقادیر نشانگرهای برانبارش سطح بازتاب مشترک که بهترین سطح زمان رسید را برای شبیه‌سازی در نقطه  $P_0$  می‌سازد، باید یافت شوند. برای آن که هیچ محدودیتی نباشد حدس اولیه‌ای زده نمی‌شود. تنها محدودیت جستجو برای هر نشانگر در حیطة تعریف شده بر عهده‌ی کاربر است که بهترین مقادیر را برای تحلیل همدوسی تعیین می‌کند. برای اطمینان بیشتر، بهتر است که با در نظر گرفتن حجم محاسبات این بازه به نسبت بزرگ انتخاب شود. نشانگرهای سه‌گانه سطح بازتاب مشترک با یک جستجوی سه پارامتری به راحتی به دست خواهند آمد؛ زیرا این کار فرآیندی بسیار زمان‌بر می‌باشد.

مولر و یاگر (۱۹۹۹) روشی را ارائه دادند که در آن جستجوی هر پارامتر به طور جداگانه انجام می‌گیرد و در نتیجه زمان کمتری صرف محاسبه می‌شود. بهینه‌سازی محلی، زمانی که پارامترهای اولیه پیدا می‌شوند، می‌تواند نقطه شروعی برای بهینه‌سازی سه پارامتر در یک مرحله باشد. اگر در بهینه‌سازی از جستجوی متغیر چندوجهی<sup>۱</sup> استفاده شود، عملیات بسیار زمان‌بر می‌شود (نلدر<sup>۲</sup> و مید<sup>۳</sup>، ۱۹۶۵).

### ۲-۳-۵-۱ روش پیشنهادی فیت

#### I. گام اول

پارامترهای مرکب در رکورد نقطه میانی مشترک جستجو می‌شوند. بنابراین  $\xi = \xi_0$  می‌باشد و معادله (۱۴-۲) به صورت زیر به دست می‌آید.

$$t_{\text{hyp}}^2(\xi, h)|_{(\xi=\xi_0)} = t_0^2 + 2 \frac{t_0}{V_0} \cos^2 \alpha \frac{h^2}{R_{\text{NIP}}} \quad (15-2)$$

می‌توان پارامتر  $q$  را وابسته به  $\alpha$  و  $R_{\text{NIP}}$  در نظر گرفت و توسط این پارامتر رکورد نقطه میانی مشترک را به دست آورد.

<sup>۱</sup> Flexible polyhedron search

<sup>۲</sup> Nelder

<sup>۳</sup> Mead

$$q = \cos^2 \alpha R_{NIP}^{-1} \quad (۱۶-۲)$$

هوبرال و کری (۱۹۸۰) بیان نمودند که پارامتر  $q$  را می‌توان به سرعت  $NMO$  نسبت داد.

$$V_{NMO}^2 = \frac{2V_0 R_{NIP}}{t_0 \cos^2 \alpha} = \frac{2V_0}{t_0} q^{-1} \quad (۱۷-۲)$$

این گام، برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک<sup>۱</sup> نام دارد. این گام مربوط به آنالیز سرعت بر روی رکوردهای نقطه میانی مشترک انتخاب شده می‌باشد. در انتهای این گام، نتایج مربوط به هر نقطه شبیه‌سازی شده بر روی مقطع دورافت صفر قرار می‌گیرد.

## II. گام دوم

در مقطع دورافت صفر ایجاد شده توسط برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک، ساده سازی انجام می‌شود.

$$t_{hyp}(\xi, h)|_{(h=0, R_N=\infty)} = t_0 + \frac{2}{V_0} (\xi - \xi_0) \sin \alpha \quad (۱۸-۲)$$

در این معادله  $(\xi - \xi_0)$  مقدار ناچیزی دارد. اولین تقریب مرتبه اول معادل موج تخت یا  $R_N = \infty$  می‌باشد که زاویه بحرانی  $\alpha$  نیز حاصل برانبارش موج تخت می‌باشد. لذا با یافتن زاویه بحرانی  $\alpha$  و قرار دادن آن در معادله (۱۶-۲) می‌توان مقدار  $R_{NIP}$  به دست آورد.

## III. گام سوم

با معلوم بودن  $\alpha$  پارامتر سوم  $R_N$  نیز توسط معادله زیر به دست می‌آید.

$$t_{hyp}^2(\xi, h)|_{h=0} = [t_0 + \frac{2}{V_0} (\xi - \xi_0) \sin \alpha]^2 + \frac{2}{V_0} t_0 \cos^2 \alpha \frac{(\xi - \xi_0)^2}{R_N} \quad (۱۹-۲)$$

<sup>۱</sup> Automatic CMP Stack

## IV. گام چهارم

تمامی سه پارامتر برای هر نقطه مشخص بر روی مقطع دورافت صفر تعیین شده‌اند. منحنی زمان رسید برانبارش به دست آمده از مراحل قبل را برانبارش سطح بازتاب مشترک اولیه گفته می‌شود؛ زیرا نشانگرهای برانبارش سطح بازتاب مشترک که برای این برانبارش مورد استفاده قرار گرفته‌اند، اولین مقادیر خود را دارند. سپس با استفاده از عملیات بهینه‌سازی، به برانبارش بهینه شده دست می‌یابیم.

## • بهینه‌سازی کلی

تقریب زمان رسید هذلولی برای سطح بازتاب مشترک در دستگاه نقطه میانی و نیم فاصله به صورت زیر می‌باشد.

$$t^2(x_m) = \left[ t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{V_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{V_0} \left[ \frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} + \frac{h^2}{R_{NIP}} \right] \quad (20-2)$$

برای هر نقطه  $P_0$  در مقطع دورافت صفر، سه‌گانه  $(\alpha, R_{NIP}, R_N)$  بهینه تعیین می‌شود. این بهینه بودن مربوط به سطح زمان رسید است که بهترین تناسب را با رویدادهای بازتابی چند لایه دارد. یکی از روش‌های پیدا کردن پارامترها، امتحان کردن تمامی سه‌گانه‌ها و انتخاب سه‌گانه‌ای است که بیشترین میزان همدوسی را دارد. روش دیگر پیدا کردن سه‌گانه‌ها پیدا کردن بیشینه مطلق همدوسی در کوتاه‌ترین زمان می‌باشد که خود تابعی از تمامی سه‌گانه‌ها است.

این روش مشکل عمده مساله بهینه‌سازی عمومی می‌باشد و الگوریتم‌های متفاوتی برای حل آن وجود دارد. پیدا کردن اکستریم‌های عمومی مشکل بوده و موفقیت الگوریتم به رفتار تابع همدوسی بستگی شدیدی دارد که این تابع به سه پارامتر  $(\alpha, R_{NIP}, R_N)$  نیز وابسته است. بهترین روش بهینه‌سازی عمومی روشی است که در آن جستجو از یک حدس اولیه آغاز شود و برای جستجو در یک نقطه، یک سه‌گانه خاص برای شروع در نظر گرفته شود.

برای پیدا کردن اکستریم عمومی توابع چند متغیره (تابعی با چند اکستریم) به طور کلی از دو ابتکار استاندارد برای بهینه‌سازی استفاده می‌شود.

- (۱) پیدا کردن اکستریم‌های محلی که مقادیر گسترده‌تری از متغیرهای مستقل را در بر می‌گیرد و تعیین بیشینه‌ی اکستریم‌ها از میان مقادیر اکستریم‌های محلی.
- (۲) بررسی یک اکستریم محلی با محاسبه گام محدود ثابت دور از آن و بررسی اینکه آیا استفاده از این نقطه‌ی امتحانی منجر به بهبود هر پدیده‌ای می‌شود یا خیر؟

### ۲-۳-۵-۲ روش پیشنهادی یاگر

در این قسمت دو روش برای تعیین نشانگرهای اولیه ( $\alpha_0, R_{NIP}^0, R_N^0$ ) معرفی می‌شود که برای شروع الگوریتم بهینه‌سازی مفید هستند. می‌توان دریافت که معادله (۲۰-۲) به فرم رکورد نقطه میانی مشترک با شرط  $x_m = x_0$  و به فرم مقطع دورافت صفر با شرط  $h = 0$  ساده سازی می‌شود. در مقطع رکورد نقطه میانی مشترک این معادله شبیه به هذلولی نقطه میانی مشترک می‌شود.

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{V_0} \frac{h^2}{R_{NIP}} \quad (21-2)$$

$$t^2(x_m) = \left[ t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{V_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{V_0} \left[ \frac{(x_m - x_0)^2}{R_N} \right] \quad (22-2)$$

این عمل باعث می‌شود که برانبارش CRS به چند مرحله تقسیم شود.

### I. گام اول

اولین گام در این روش استفاده از معادله (۲۱-۲) در رکورد نقطه میانی مشترک می‌باشد. در این گام هذلولی نقطه میانی مشترک بستگی به پارامتر ترکیبی معادله (۱۶-۲) دارد. بنابراین برای هر نقطه  $P_0$ ، یک تک جستجوی پارامتر  $q$  در رکورد نقطه میانی مشترک شکل می‌گیرد و برای هر نقطه، میزان همدوسی برای همه مقادیر  $q$  محاسبه می‌شود و مقداری که بیشترین همدوسی را دارد انتخاب می‌شود.

سپس برای هر نقطه  $P_0$ ، یک برانبارش برای هذلولی بازتاب با استفاده از پارامتر  $q$  شکل می‌گیرد. در ادامه، کار با برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک دنبال می‌شود. در نتیجه این برانبارش سه مقطع به دست می‌آید که عبارتند از:

۱. مقطع دورافت شبیه‌سازی شده

۲. مقطع همدوسی

۳. مقطع پارامتر  $q$

با مقایسه معادله (۲۱-۲) و معادله هذلولی نقطه میانی مشترک، ارتباط بین پارامتر ترکیبی  $q$  و  $V_{NMO}$  به دست می‌آید. این ارتباط در معادله (۱۷-۲) بیان شده است.

$$t^2(h) = t_0^2 + \frac{4h^2}{V_{NMO}^2} \quad (23-2)$$

بنابراین جستجو برای پارامتر  $q$  شبیه به پارامتر  $V_{NMO}$  در مقطع است. پارامتر  $R_{NIP}$  در معادله (۱۶-۲) می‌تواند مقدار منفی به خود بگیرد. می‌توان گفت مقادیر منفی برای پارامتر  $q$  معادل سرعت‌های  $V_{NMO}$  موهومی هستند. به طور معمول پارامتر  $V_{NMO}$  را با استفاده از آنالیز سرعت که نیازمند دقت بالای کاربر می‌باشد، به دست می‌آورند. ولی پارامتر  $q$  به طور اتوماتیک با استفاده از تحلیل همدوسی از مقطع به دست می‌آید. بنابراین برای به دست آوردن پارامتر  $q$  نیاز به هیچگونه مشخصه تصویری و تعیین مدل سرعت یا طیف  $q$  نمی‌باشد.

اگرچه باید آگاه بود که در برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک، تمامی رویدادهای همدوس که با استفاده از تقریب سهموی توصیف می‌شوند از رکورد نقطه میانی مشترک گردآوری می‌شوند. این موضوع برای اولین رویدادها وجود دارد؛ ولی برای تکراری‌ها از معادله (۲۱-۲) باید استفاده شود. تعداد بیشماری از تکراری‌ها در مقطع برانبارش شده با تخمین  $V_{NMO}$  یا  $q$  می‌توانند تعیین شوند. معمولاً بازتابنده‌های اولیه برونراند کمتری (مقدار  $q$  کمتر یا  $V_{NMO}$  بیشتر) نسبت به تکراری‌ها دارند.

ابتدا می توان مقدار حدی  $q$  و  $V_{NMO}$  را تعیین نمود و سپس برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک را انجام داد. برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک می تواند توسط آنالیز سرعت استاندارد و روش مرسوم برانبارش نقطه میانی مشترک جایگزین شود. از این روش های متداول برای حذف تکراری ها نیز می تواند به کار برده شود.

## II. گام دوم

در این گام مقطعی با دورافت صفر حاصل از برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک در اختیار جستجوی نشانگرهایی که در معادله (۲۲-۲) بیان شده است، قرار می گیرد. در یک مقطع دورافت صفر، هذلولی که با توجه به زمان رسید از نظر زمانی جابجا شده است، فقط به  $\alpha$  و  $R_N$  وابسته است. بنابراین برای هر نقطه  $P_0$  باید پارامترهای  $\alpha$  و  $R_N$  به دست آید.

می توان توسط یک جستجوی دوبعدی، جفت پارامترهای  $\alpha$  و  $R_N$  را با محاسبه مقادیر همدوسی در طول منحنی های جابجا شده از معادله (۲۲-۲) به دست آورد. بنابراین جفت پارامترهایی انتخاب می شوند که منجر به بیشترین مقدار همدوسی شوند. می توان یک جستجوی یک بعدی که در آن  $R_N \rightarrow \infty$  می باشد، طراحی نمود. معادله (۲۲-۲) با این فرض به صورت زیر تغییر خواهد کرد.

$$t(x_m) = t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{V_0} (x_m - x_0) \quad (24-2)$$

از معادله (۲۴-۲) می توان مقدار پارامتر  $\alpha$  را به دست آورد. حال جستجوی یک بعدی برای به دست آوردن پارامتر  $R_N$  طراحی می شود. جستجوی دو پارامتری سریع تر از جستجوی تک پارامتری به جواب نهایی می رسد. باید توجه داشت که معادله (۲۲-۲) که مربوط به هذلولی جابجا شده است، برای مراتب دوم  $x_m$  برقرار است ولی معادله (۲۴-۲) برای مراتب اول  $x_m$  صدق می کند.



حال با دانستن مقدار پارامترهای  $\alpha$  و  $q$  که در برانبارش نقطه میانی مشترک در مرحله اول به دست آمده‌اند با استفاده از معادله (۲-۱۶) می‌توان مقدار پارامتر  $R_{NIP}$  را به دست می‌آورد. مقاطع جانبی که در این گام به دست می‌آید عبارتند از:

۱. مقطع شبیه‌سازی شده دورافت صفر

۲. مقطع همدوسی بیشینه

۳. مقطع  $\alpha^0$

۴. مقطع  $R_N^0$

۵. مقطع  $R_{NIP}^0$

عدد صفری که بالای این پارامترها درج شده است، نشان‌دهنده‌ی مقدار اولیه آن‌ها می‌باشد. این مقدار لزوماً بهترین مقدار برای برانبارش نمی‌باشد؛ ولی مقدار اولیه‌ی مورد نیاز برای شروع بهینه‌سازی را تامین می‌کند.

### III. گام سوم

در این گام برای بهینه‌سازی از سطح زمان رسید داده شده توسط معادله (۲-۲۰) استفاده می‌شود، که این سطح زمان رسید بر روی داده‌ها با استفاده از سه‌گانه‌های  $(\alpha^0, R_{NIP}^0, R_N^0)$  به عنوان نقطه شروع بهینه‌سازی اعمال می‌شود. برای بهینه‌سازی از الگوریتم جستجوی متغیر چندوجهی<sup>۱</sup> که توسط نلدر و مید (۱۹۶۵) ارائه شد، استفاده می‌شود. در نهایت با استفاده از بهینه‌سازی نشانگرها و روابط سطح برانبارش سطح بازتاب مشترک که در فضای  $(x_m, h, t)$  اعمال می‌شود، پنج مقطع دیگر به دست می‌آید که عبارتند از:

۱. مقطع نهایی شبیه‌سازی دورافت صفر یا مقطع برانبارش سطح بازتاب مشترک

۲. مقطع بیشینه‌ی همدوسی

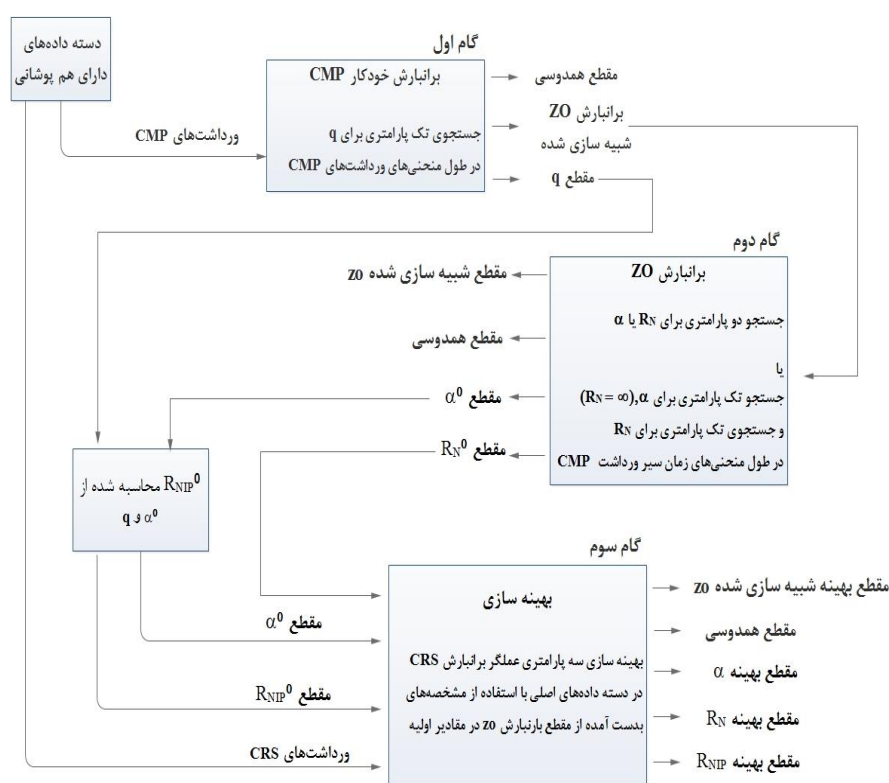
<sup>۱</sup> Flexible polyhedron search

۳. مقطع بهینه  $\alpha$

۴. مقطع بهینه  $R_N$

۵. مقطع بهینه  $R_{NIP}$

زمان برترین گام برانبارش سطح بازتاب مشترک گام بهینه‌سازی می‌باشد. گام‌های اول و دوم برای به دست آوردن پارامترهای اولیه برای الگوریتم بهینه‌سازی در گام سوم می‌باشد. برای استفاده بهتر از تمامی نتایج برانبارش سطح بازتاب مشترک نباید تنها از منحنی‌های زمان رسید محدود به رکورد نقطه میانی مشترک و مقطع دورافت صفر استفاده کرد بلکه باید از سطوح زمان رسید عملگر سطح بازتاب مشترک در فضای  $(x_m, h, t)$  نیز استفاده کرد. تمامی گام‌ها در شکل ۲-۱۸ نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۸. خلاصه‌ای از روش ارائه شده توسط یاگر (یاگر، ۱۹۹۹).

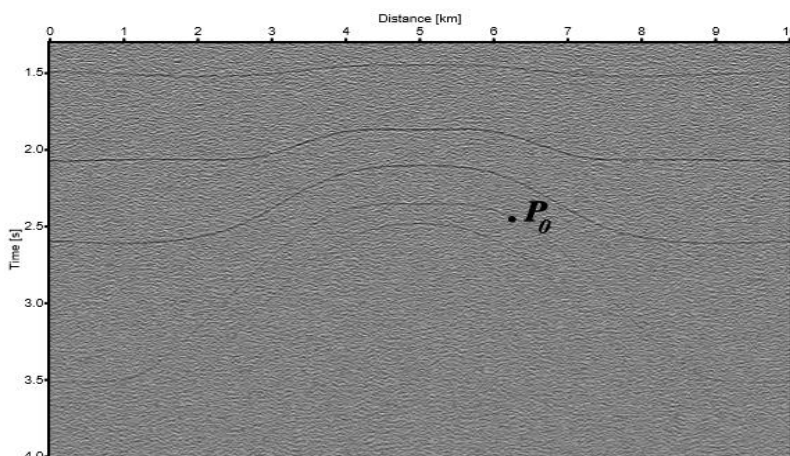
روش جستجویی که در بالا آورده شده است، نتایج ناخواسته‌ای را به همراه دارد که عبارتند از:

در مرحله دوم، ورودی مقطع دورافت صفر که از داده‌های اصلی پیش از برانبارش می‌باشد، استفاده نشده است اما از مقطع شبیه‌سازی دورافت صفر برانبارش نقطه میانی مشترک به عنوان ورودی استفاده شده است. برانبارش نقطه میانی مشترک خیلی از بهینه شدن دور بوده و انتخاب آن به عنوان ورودی مرحله بعد بسیار خطرناک می‌باشد، چون ممکن است خطاهای زیادی را در مراحل بعد وارد محاسبات سازد. استفاده از مقطع شبیه‌سازی با دورافت صفر، باعث شده است که از تمامی داده‌های بازتابی استفاده نشود. با وجود این مشکلات روش دیگری پیشنهاد شده که ممکن است نسبت به این روش نتیجه بهتری به دست آورد.

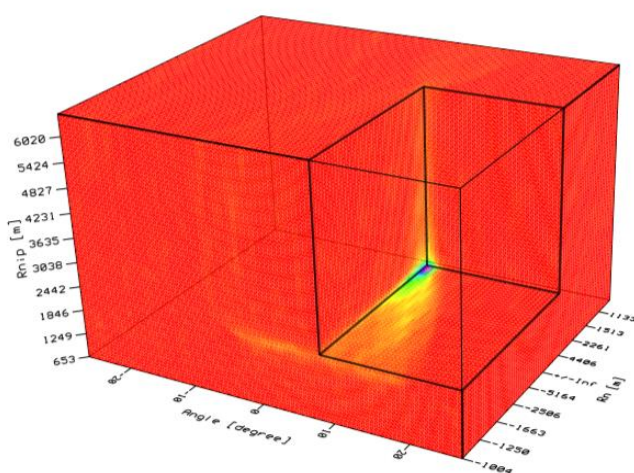
## ۲-۳-۵-۳ روش دوم

### I. گام اول

این گام شبیه به گام اول روش قبل است که قبلاً توضیح داده شد. برای روشن کردن گام دوم، در یک نقطه خاص  $P_0$ ، ارتباط بین پارامتر  $q$  پیدا شده و مکعب همدوسی مرتبط با آن توضیح داده می‌شود. برای شبیه‌سازی هر نقطه  $P_0$  در مقطع دورافت صفر یک مکعب همدوسی مانند شکل ۲-۱۹ محاسبه می‌شود.

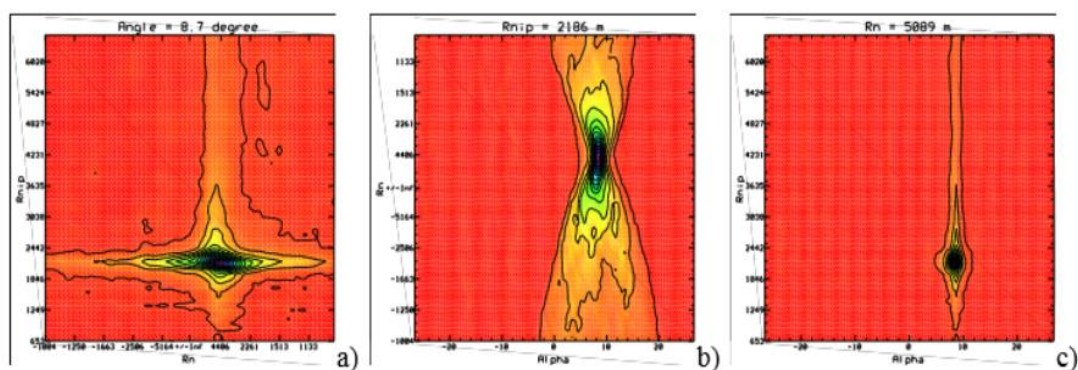


شکل ۲-۱۹. موقعیت نقطه  $P_0$  در داده‌های مصنوعی (یاگر، ۱۹۹۹).



شکل ۲-۲۰. نمایش مکعب همدوسی برای نشانگرهای مختلف - حاصل از مدل مصنوعی (یاگر، ۱۹۹۹).

با توجه به معادله (۲-۱۶) همینطور که از این معادله برای تمامی  $R_N$  بر می آید، بیشینه همدوسی پارامتر  $q$  با استفاده از برانبارش CMP که سطحی را در مکعب همدوسی تعریف می کند و به سطح  $q$  اشاره می نماید، درک می شود. سطح  $q$  برای نقطه  $P_0$  در شکل (۲-۲۰) و (۲-۲۱) نشان داده شده است.



شکل ۲-۲۱. برشی دوبعدی از مقطع همدوسی که با صفحه  $q$  مشترک است (یاگر، ۱۹۹۹).

مقدار  $q$  برای تمامی پارامترهای سه گانه موجود بر روی این سطح مقدار یکسان می باشد. در مورد نقطه  $P_0$  که بر روی رویداد بازتابی با دورافت صفر قرار دارد، یک بیشینه واضح وجود خواهد داشت. اگر فرض کنیم که پارامتر  $q$  بهینه شده است، سطح  $q$  به طور واضحی از بیشینه همدوسی مکعب همدوسی

عبور می کند. بنابراین با دانستن پارامتر  $q$  می توان سه گانه های آزمایشی  $(\alpha, R_{NIP}, R_N)$  را به آن دسته از مقادیر که روی سطح  $q$  هستند، محدود کرد.

## II. گام دوم: برابارش CRS محدود شده

در گام دوم روش قبل بعد از پیدا کردن  $R_N$  و  $\alpha$ ، فقط برای یافتن پارامتر  $R_{NIP}$  دانستن مقطع نشانگر  $q$  ضروری بود. در طول جستجو به پارامترهای  $q$  و  $R_{NIP}$  نیازی نمی باشد، زیرا هذلولی زمان رسید دورافت صفر به  $q$  و  $R_{NIP}$  بستگی نداشت.

به منظور جستجو  $R_N$  و  $\alpha$  به طور مستقیم از داده ی چند لایه و محدود نکردن جستجو به مقطع برابارش نقطه میانی مشترک مربوط به مرحله یک، می توان از معادله (۲-۲۰) استفاده کرد، حتی اگر به  $R_{NIP}$  وابسته باشد. این امر برای تمامی پارامترهای  $R_N$  و  $\alpha$  موجود ممکن می باشد و پارامتر  $R_{NIP}$  با استفاده از سطح  $q$  در فضای جستجو تعیین می شود. بنابراین برای هر جفت پارامتر  $R_N$  و  $\alpha$  مرتبط، با استفاده از معادله (۲-۱۶) و محاسبه میزان همدوسی برای پارامترهای سه گانه حاصل، سطح CRS تعیین می شود.

اگرچه از سه پارامتر  $(\alpha, R_{NIP}, R_N)$  در معادله (۲-۲۰) برای محاسبه ی مقادیر همدوسی استفاده شده است، ولی هنوز یک جستجوی دو بعدی برای ادامه کار استفاده می شود، زیرا  $R_{NIP}$  مربوط به  $\alpha$  توسط نشانگر  $q$  مشخص شده است. حال دو روش برای یافتن  $R_N$  و  $\alpha$  وجود دارد که عبارتند از:

۱. برای تعیین  $R_N$  و  $\alpha$  روی یک شبکه همانطور که در روش اول ذکر شد، با استفاده از معادله (۲-۲۲) از یک جستجوی دو بعدی استفاده می شود.

۲. ابتدا با قرار دادن مقدار  $R_N \rightarrow \infty$  در معادله (۲-۲۰)، دو جستجوی تک بعدی طراحی می شود و سپس با استفاده از معادله زیر مقدار  $\alpha$  به دست می آید.

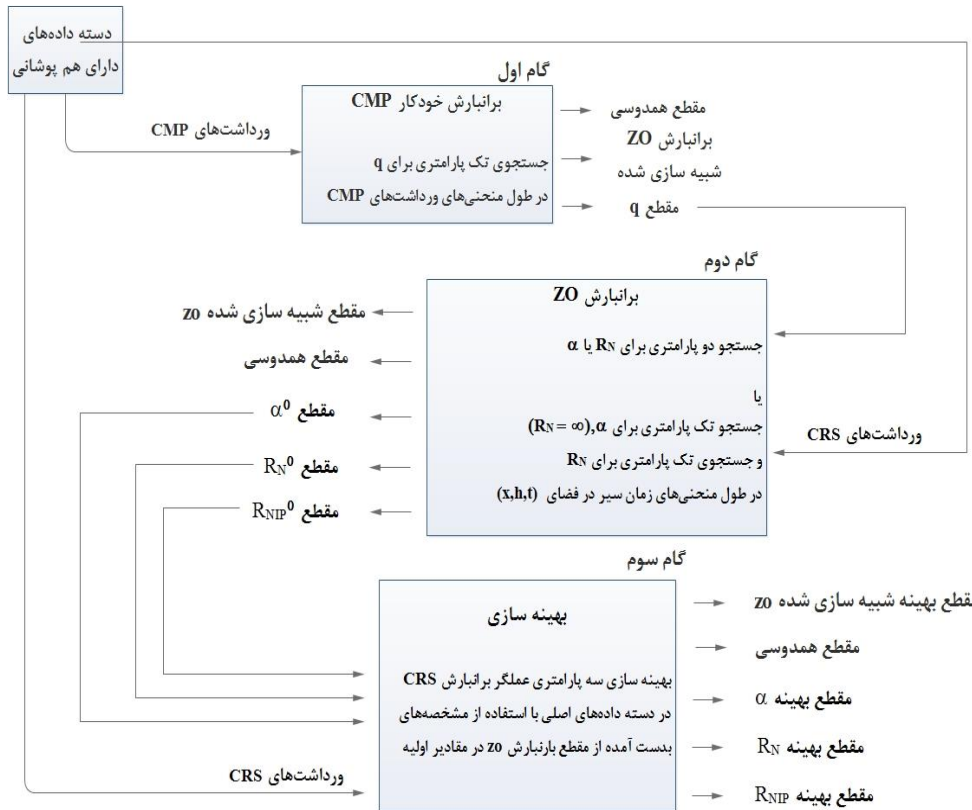
$$t^2(x_m) = \left[ t_0 + \frac{2 \sin \alpha}{V_0} (x_m - x_0) \right]^2 + \frac{2t_0 \cos^2 \alpha}{V_0} \left[ \frac{h^2}{R_{NIP}} \right] \quad (25-2)$$

حال با دانستن مقدار پارامتر  $\alpha$  و جایگذاری در معادله (۲-۲۰) می‌توان با یک جستجوی تک پارامتری دیگر  $R_N$  را به دست آورد. به این دلیل این مرحله را سطح بازتاب مشترک محدود شده می‌نامند چرا که اولاً از تمام سطح زمان رسید سطح بازتاب مشترک در فضا استفاده شده است و ثانیاً فقط مقادیری از سه گانه‌ها که محدود به سطح  $q$  در فضای جستجوی  $(\alpha, R_{NIP}, R_N)$  می‌باشند، آزمایش شده‌اند.

### III. گام سوم: بهینه‌سازی

این گام درست شبیه به گام سوم روش اول می‌باشد. مقادیر اولیه نشانگرها، شروع بهینه‌سازی می‌باشند. گام‌های اول و دوم که خروجی آن‌ها مقاطع برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک و برانبارش سطح بازتاب مشترک محدود شده می‌باشند، مقادیر اولیه پارامترهای سه گانه را برای بهینه‌سازی در گام سوم ارائه می‌کنند. برتری روش دوم نسبت به روش اول در این است که تمام گام‌های جستجو روی اصل داده‌های چندلایه صورت می‌گیرد و از آنجا که در روش اول، از مقطع دورافت صفر حاصل از برانبارش نقطه میانی مشترک به عنوان ورودی استفاده شده، ایراداتی را در پی دارد.

در این روش از پارامتر  $q$  در طول جستجوی  $R_N$  و  $\alpha$  استفاده می‌گردد در حالی که در روش اول فقط بعد از به دست آوردن  $R_N$  و  $\alpha$ ، فقط از پارامتر  $q$  برای تعیین پارامتر  $R_{NIP}$  استفاده می‌شود. ایرادی که گام دوم روش دوم نسبت به روش اول دارد صرف زمان بیشتر بر روی محاسبات می‌باشد. چون در این روش برای هر جفت پارامتر  $R_N$  و  $\alpha$  باید با استفاده از معادله (۲-۲۰) میزان همدوسی در طول سطح بازتاب مشترک در فضای  $(x_m, h, t)$  محاسبه شود در حالی که در روش اول تنها میزان همدوسی در طول هذلولی زمان رسید حاصل از معادله (۲-۲۲) تنها در مقطع دورافت صفر تعیین می‌شود. یکی دیگر از مشکلات روش دوم ارتباط نسبی با پوشش داده‌ها از داده‌های چند لایه است. نمودار این الگوریتم در شکل ۲-۲۲ مشخص شده است.



شکل ۲-۲۲. نمودار بنیادی الگوریتم دوم برانبارش سطح بازتاب مشترک (یاگر، ۱۹۹۹).

## أ) مقایسه روش اول و دوم

روش اول در اغلب اوقات جواب خوبی می‌دهد و پیشنهاد می‌شود به علت وقت گیر بودن روش دوم ابتدا روش اول بر روی مقطع پیاده سازی شود و در صورتی که جواب حاصل از روش اول قابل قبول نبود، از روش دوم استفاده شود. بنابراین از برانبارش اتوماتیک نقطه میانی مشترک، مقطع دورافت صفر شبیه‌سازی شده به همراه مقطع همدوسی به دست می‌آید. در مقطع برانبارش شده نقطه میانی مشترک به خوبی مقطع همدوسی، رویدادها به وضوح تعیین می‌شوند.

به کمک مقطع همدوسی می‌توان دریافت که عملگرهای برانبارش برای یک پارامتر خاص تا چه حد خوب و متناسب با رویدادهای بازتابی است. با گرفتن مقطع همدوسی می‌توان نشانگرهای مرتبط با رویدادهای بازتابی واقعی را از داده‌های بی معنی متمایز ساخت.





## فصل ۳ نشانگرهای لرزه‌ای

## ۳-۱ مقدمه

نشانگر لرزه‌ای به صورت «کمیت‌های اندازه‌گیری شده یا محاسبه شده که از داده‌های لرزه‌ای به دست می‌آیند» تعریف می‌گردد (تانر، ۲۰۰۱). نشانگرهای لرزه‌ای از مهم‌ترین ابزار مورد استفاده در تفسیر داده‌های لرزه‌ای می‌باشند. نشانگرهای لرزه‌ای در واقع اطلاعاتی را به‌وسیله روابط ریاضی در حیطه زمان یا فرکانس از داده‌های لرزه‌ای استخراج می‌کنند که این اطلاعات می‌توانند مانند نشانگر فرکانس لحظه‌ای به صورت لحظه‌ای باشند و یا مانند نشانگرهای شباهت به صورت پنجره‌ای محاسبه گردند (سوبرحمانیام<sup>۱</sup>، ۲۰۰۸).

در واقع با استفاده از این ابزار خصوصیات متعدد ذاتی داده‌های لرزه‌ای مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته و توانایی مفسر را برای تجسم پدیده‌های زمین‌شناسی نهفته در مقطع لرزه‌ای افزایش می‌دهد. معمولاً نشانگرهای لرزه‌ای از داده لرزه‌ای در حوزه زمان به دست می‌آیند و کمتر از داده لرزه‌ای در حوزه عمق استفاده می‌شود. بنابراین مقاطع برانبارش شده نقطه عمق میانی، مقاطع برانبارش شده بعد از اعمال تصحیح دورافت و مقاطع کوچ زمانی قبل و بعد از برانبارش، به منظور محاسبه نشانگرها مورد استفاده قرار می‌گیرند.

## ۳-۲ تقسیم بندی کلی

با گذشت زمان و افزایش تعداد نشانگرها و تنوع آن‌ها، افراد زیادی سعی در تقسیم‌بندی آن‌ها داشته‌اند. تانر و همکاران (۱۹۷۹) به تقسیم‌بندی نشانگرهای لرزه‌ای پرداختند. براساس این تقسیم‌بندی نشانگرهای لرزه‌ای به دو دسته‌ی نشانگرهای فیزیکی<sup>۲</sup> و نشانگرهای هندسی<sup>۳</sup> تقسیم می‌شوند. نشانگرهای فیزیکی به پارامترهای فیزیکی زیر سطح و خصوصیات سنگ‌شناسی وابسته هستند، مانند فرکانس، فاز و دامنه. نشانگرهای هندسی به خصوصیات هندسی داده‌های لرزه‌ای وابسته هستند، مانند شیب، آزیموت و ناپیوستگی.

---

<sup>۱</sup> Subrahmanyam

<sup>۲</sup> Physical Attributes

<sup>۳</sup> Geometric Attributes

### ۳-۲-۱ نشانگرهای فیزیکی

نشانگرهای فیزیکی، اندازه‌گیری‌های لرزه‌ای هستند که مستقیماً به انتشار موج، سنگ‌شناسی و دیگر پارامترهای فیزیکی مرتبط می‌گردند (کوپرا، ۲۰۰۵). نشانگرهای فیزیکی به دو گروه قبل و بعد از برانبارش تقسیم می‌شوند. هر دو دسته نشانگرهای قبل از برانبارش<sup>۱</sup> و بعد از برانبارش<sup>۲</sup> دارای دو زیر شاخه می‌باشند. این دو زیر شاخه شامل نشانگرهای لحظه‌ای<sup>۳</sup> و نشانگرهای موجک<sup>۴</sup> می‌شوند (سوبرحمانیام، ۲۰۰۸). نشانگرهای لحظه‌ای بصورت نمونه به نمونه محاسبه شده و تغییرات پیوسته نشانگرها در امتداد محورهای مکان یا زمان را نشان می‌دهند. نشانگرهای موجک، خصوصیات موجک و طیف دامنه آن را نشان می‌دهند. معمولاً فاصله بین نقاط کمینه دو دامنه مجاور را موجک می‌گویند.

### ۳-۲-۲ نشانگرهای هندسی

نشانگرهای هندسی شامل نشانگرهای شیب، آزیموت و ناپیوستگی می‌باشند. نشانگر شیب یا دامنه داده‌ها در واقع به شیب رخدادهای لرزه‌ای مربوط می‌شود. نشانگر شیب برای شناسایی گسل‌ها بسیار کاربردی می‌باشد. دامنه داده‌ها در نشانگر آزیموت به آزیموت در جهت بیشینه شیب در داده‌های لرزه‌ای وابسته می‌باشد. ناپیوستگی نیز یکی دیگر از نشانگرهای هندسی می‌باشد که در آن بیشترین مقدار دامنه در داده‌ها، نشان‌دهنده ناپیوستگی در داده‌های لرزه‌ای و کمترین مقدار دامنه نشان‌دهنده پیوستگی می‌باشد. ناپیوستگی کمیتی در محدوده صفر و یک می‌باشد که صفر برای نقاط پیوسته و یک برای نقاط ناپیوسته استفاده می‌شود. ناپیوستگی‌هایی مانند گسل‌ها و کانال‌ها به خوبی توسط این دسته از نشانگرها از قبیل همدوسی و یا واریانس قابل شناسایی می‌باشند (باهوریچ<sup>۵</sup> و فارمر<sup>۶</sup>، ۱۹۹۵، مارفورت<sup>۷</sup>

---

<sup>۱</sup> Pre - Stack

<sup>۲</sup> Post - Stack

<sup>۳</sup> Instantaneous Attributes

<sup>۴</sup> Wavelet Attributes

<sup>۵</sup> Bahorich

<sup>۶</sup> Farmer

<sup>۷</sup> Marfurt

و همکاران، ۱۹۹۸؛ پدرسون<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۲). در ادامه نشانگرهای لرزه‌ای مورد استفاده در این پایان‌نامه معرفی می‌شوند.

### ۳-۳ نشانگر پوش دامنه<sup>۲</sup>

نشانگر پوش دامنه یک نشانگر فیزیکی می‌باشد. این نشانگر میزان انرژی لحظه‌ای در سیگنال را نشان می‌دهد و با مقدار ضریب بازتاب نیز متناسب می‌باشد. نشانگر پوش دامنه برای شناسایی ناپیوستگی‌ها، گسل‌ها، تغییرات سنگ‌شناسی، نقطه روشن<sup>۳</sup>، تجمع گاز و اثرات میزان (پدیده هم کوکی)<sup>۴</sup> بسیار مفید می‌باشد. این نشانگر با استفاده از رابطه (۱-۳) به دست می‌آید.

$$E(t) = \text{SQRT}\{T^2(t) + H^2(t)\} \quad (1-3)$$

در این معادله  $T(t)$  ردلرزه و  $H(t)$  تبدیل هیلبرت ردلرزه  $T(t)$  می‌باشد.

### ۴-۳ نشانگر بی‌نظمی<sup>۵</sup> و واریانس<sup>۶</sup>

نشانگر بی‌نظمی یک الگوریتم سه بعدی است که به منظور بهبود نمایش ناپیوستگی‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای توسط شرکت شلومبرژه توسعه یافته است. این الگوریتم به منظور استخراج نواحی ناپیوستگی از تحلیل بردار گرادیان استفاده می‌کند. این روش، خود شامل سه مرحله است:

۱. برآورد بردار گرادیان  $\nabla x(t_1, t_2, t_3)$

۲. برآورد ماتریس گرادیان کوواریانس  $C(t_1, t_2, t_3)$

۳. تجزیه و تحلیل مولفه‌های اصلی

<sup>۱</sup> Pedersen

<sup>۲</sup> Envelope attribute

<sup>۳</sup> Bright Spots

<sup>۴</sup> Tuning

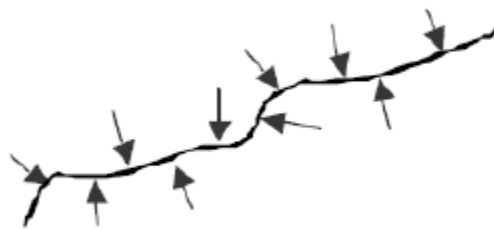
<sup>۵</sup> Chaos attribute

<sup>۶</sup> Variance

بردار گرادیان،  $\nabla x$ ، با محاسبه‌ی مشتق  $x(t_1, t_2, t_3)$  نسبت به هر یک از ابعاد  $(t_1, t_2, t_3)$  در مجموعه داده‌های سه بعدی برآورد می‌شود، که شیب و آزمون محلی هر یک از ابعاد داده‌ی لرزه‌ای را نشان می‌دهد که از رابطه (۲-۳) به دست می‌آید. لازم به ذکر است که هر یک از ابعاد  $(t_1, t_2, t_3)$ ، شیب و آزمون ثابتی دارند (رندن<sup>۱</sup> و همکاران، ۲۰۰۱).

$$\nabla x(t_1, t_2, t_3) = \begin{bmatrix} \frac{\partial x(t_1, t_2, t_3)}{\partial t_1} \\ \frac{\partial x(t_1, t_2, t_3)}{\partial t_2} \\ \frac{\partial x(t_1, t_2, t_3)}{\partial t_3} \end{bmatrix} \quad (2-3)$$

محاسبه‌ی گرادیان هر نقطه نیازمند محاسبه مشتق جزئی  $x(t_1, t_2, t_3)$  نسبت به هر یک از ابعاد  $(t_1, t_2, t_3)$  است. پیکان‌های موجود در شکل ۱-۳، عمود هر نقطه را بر امتداد لایه‌ی بازتابنده، نشان می‌دهد. تغییر شیب بازتابنده‌ی موجود در شکل ۱-۳ منجر به تغییر بردار گرادیان هر نقطه در امتداد لایه‌ی بازتابنده می‌شود. از روی این تغییرات می‌توان شیب و آزمون محلی را به دست آورد، در نتیجه با تحلیل مولفه‌های اصلی بردار گرادیان می‌توان جهت شکستگی‌ها را به دست آورد (رندن و همکاران، ۲۰۰۱).



شکل ۱-۳. پیکان‌ها، بردار گرادیان هر نقطه را در امتداد لایه‌ی بازتابنده نشان می‌دهند (رندن و همکاران، ۲۰۰۱).

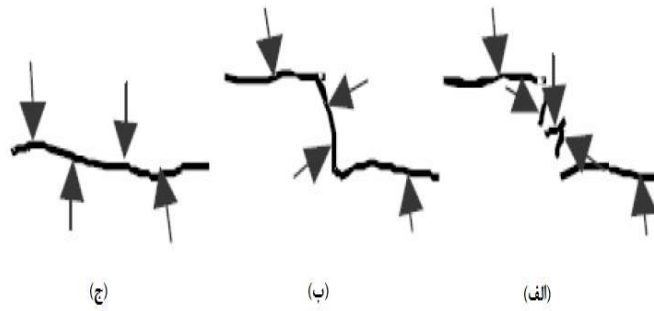
<sup>۱</sup> Randen

جهت شکستگی‌ها را می‌توان با مرتب ساختن بردار گرادیان‌های محاسبه شده، در ماتریس کوواریانس  $C$ ، محاسبه کرد که در رابطه (۳-۳) نشان داده شده است. اساس این روش مبتنی بر کار رندن و همکارانش (۲۰۰۱) می‌باشد.

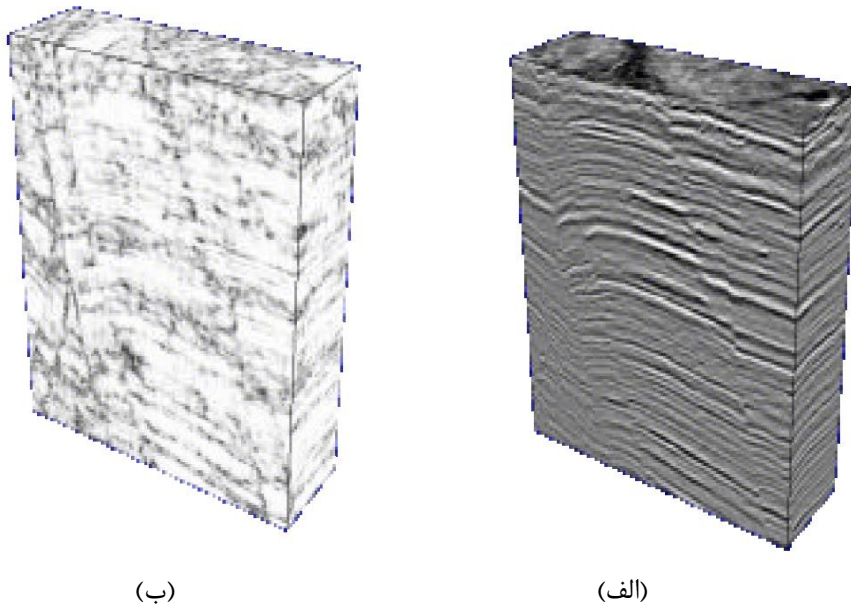
$$C = \begin{bmatrix} C_{11} & C_{12} & C_{13} \\ C_{21} & C_{22} & C_{23} \\ C_{31} & C_{32} & C_{33} \end{bmatrix} \quad (۳-۳)$$

هر یک از بردارهای گرادیان به بردار ویژه و مقادیر ویژه متناظر تجزیه می‌شوند. بردارهای ویژه، با گرادیان در ابعاد  $(t_1, t_2, t_3)$  می‌باشد و مقدار ویژه، اندازه‌ی هر یک از آن‌ها را نشان می‌دهد. با توجه به بردار ویژه‌ای که در ماتریس کوواریانس بیشترین مقدار را دارد، می‌توان جهت غالب را به دست آورد (رندن و همکاران، ۲۰۰۱).

در واقع نشانگر بی‌نظمی با بدست آوردن گرادیان و سپس محاسبه ماتریس کوواریانس و تحلیل مقادیر ویژه ماتریس کوواریانس جهت‌های غالب را به دست می‌آورد و در نهایت با تحلیل جهت‌های غالب به وجود ناپیوستگی‌ها در داده‌ی لرزه‌ای پی می‌برد. یک افق هموار و بدون شکستگی دارای یک جهت غالب می‌باشد و اختلاف بیشترین مقدار بردار ویژه با دیگر مقادیر ویژه بسیار می‌باشد. هر چه میزان این اختلاف بیشتر باشد، پیوستگی در داده لرزه‌ای مورد بررسی بیشتر خواهد بود. در حالی که اگر با یکدیگر برابر باشند، نشان دهنده‌ی ناپیوستگی می‌باشد. شکل ۳-۲، سه حالتی را نشان می‌دهد که با مطالعه‌ی مقادیر ویژه‌ی حاصل از تحلیل مولفه‌ی اصلی بردار گرادیان  $\lambda_{\min}$  و  $\lambda_{\text{mid}}$ ،  $\lambda_{\max}$  مشخص شده است. در صورتی که بی‌نظمی در مقادیر وجود داشته باشد نشان‌دهنده‌ی گسل در داده لرزه‌ای می‌باشد. شکل ۳-۳ نشانگر بی‌نظمی حاصل از یک مکعب داده لرزه‌ای را نشان می‌دهد که ناپیوستگی‌های موجود در آن برجسته شده‌اند.



شکل ۳-۲. این شکل نشان دهنده‌ی نتایج مختلف به‌دست آمده از مطالعه‌ی مقادیر ویژه حاصل از تحلیل مولفه‌های اصلی  $\lambda_{\max}$ ,  $\lambda_{\text{mid}}$ ,  $\lambda_{\min}$  می‌باشد. (الف) گرادیان‌ها دارای جهات مختلفی هستند که نشان‌دهنده‌ی گسل و ناپیوستگی می‌باشد ( $\lambda_{\max} \approx \lambda_{\text{mid}} \approx \lambda_{\min}$ ), (ب) دو جهت غالب در آن وجود دارد که نشان‌دهنده‌ی وجود بازتابنده خمیده شکل می‌باشد ( $\lambda_{\max} \approx \lambda_{\text{mid}} \gg \lambda_{\min}$ ) و (ج) دارای یک جهت غالب می‌باشد که نشان‌دهنده‌ی پیوستگی در بازتابنده است ( $\lambda_{\max} \gg \lambda_{\text{mid}} \approx \lambda_{\min}$ ). (پدرسن، ۲۰۰۲).



شکل ۳-۳. نمایش (الف) مکعب داده لرزه‌ای و (ب) مکعب بی‌نظمی ایجاد شده از داده لرزه‌ای (رندن و همکاران، ۲۰۰۱).

نشانگر واریانس نشان‌دهنده‌ی میزان تغییرات در میان ردلرزه‌ها می‌باشد. در واقع نشانگر واریانس و همدوسی، مرتبط با میزان شباهت در میان ردلرزه‌های یک مقطع لرزه‌ای می‌باشند (تانر، ۲۰۰۱)، با این تفاوت که نشانگر واریانس در صورت وجود تشابه، مقدار آن تقریباً برابر ۰ و نشانگر همدوسی مقداری

تقریباً برابر ۱ را نشان می‌دهند. همچنین در صورت وجود ناپیوستگی و گسل که بیانگر تغییرات می‌باشند، نشانگر واریانس مقداری تقریباً برابر ۱ و نشانگر همدوسی مقداری تقریباً برابر ۰ را نشان می‌دهند.

نشانگر واریانس برای داده‌های لرزه‌ای به معنای ناپیوستگی میان دو یا چند ردلرزه موجود در پنجره‌ای از داده‌های لرزه‌ای می‌باشد که به طور غیر مستقیم میزان ناپیوستگی زمین‌شناسی و وجود گسل را در داده‌های لرزه‌ای بیان می‌کند. با استفاده از کمیت واریانس ناپیوستگی‌ها، گسل‌ها و ... به خوبی مشخص می‌شوند. برای به دست آوردن میزان واریانس همچون نشانگر همدوسی یک پنجره تحلیل با ابعاد مشخص در نظر گرفته می‌شود و سپس تغییرات در میزان تشابه میان ردلرزه‌های موجود در آن پنجره تحلیل محاسبه می‌شود و به نقطه مرکز پنجره تحلیل نسبت داده می‌شود.

### ۳-۵ نشانگرهای بافتی<sup>۱</sup>

#### ۳-۵-۱ نشانگرهای بافتی مبتنی بر ماتریس هم‌رخداد سطح خاکستری

این نشانگر توسط هرالیک<sup>۲</sup> و همکاران (۱۹۷۳) برای استخراج خواص بافتی و طبقه‌بندی آن بیان شد. این نشانگر براساس ماتریس هم‌رخداد سطح خاکستری<sup>۳</sup> به دست می‌آید. GLCM یک جدول‌بندی از چگونگی تغییرات ترکیب مقادیر روشنایی نقاط در تصویر می‌باشد. ماتریس هم‌رخداد سطح خاکستری، یک ابزار قدرتمند در زمینه پردازش تصویر است که به استخراج خواص بافتی یک تصویر می‌پردازد. در نشانگرهای بافتی مبتنی بر ماتریس هم‌رخداد سطح خاکستری، مقطع لرزه‌ای به عنوان یک تصویر در نظر گرفته می‌شود و مشخصه‌های بافتی آن استخراج می‌شود.

در این نشانگر ابتدا برای هر نقطه مورد نظر یک عامل بافتی<sup>۴</sup> انتخاب می‌شود و سپس در آن عامل بافتی ماتریس GLCM به دست می‌آید و به آن نقطه مورد نظر نسبت داده می‌شود. GLCM ماتریسی

<sup>۱</sup> Texture attribute

<sup>۲</sup> Heralick

<sup>۳</sup> Gray Level Co-occurrence Matrix (GLCM)

<sup>۴</sup> Texture element



است که تعداد ستون‌ها و سطرهاى آن برابر با سطح خاکستری  $G$  از تصویر مورد نظر می‌باشد. اجزای این ماتریس  $P(i,j|\Delta x, \Delta y)$  فرکانس‌های نسبی برای دو نقطه با همسایگی  $\Delta x$  فاصله از  $i$  و  $\Delta y$  فاصله از  $j$  می‌باشند. نحوه دیگر به دست آوردن اجزای ماتریس GLCM استفاده از فاصله  $d$  و زاویه  $\theta$  برای مشخص نمودن دو نقطه مورد نظر می‌باشد. اگر یک تصویر با  $m$  سطر و  $n$  ستون فرض شود که دارای  $G$  سطح خاکستری از  $0$  تا  $G-1$  و  $F(m,n)$  شدت نمونه  $m$  ام در ستون  $n$  ام باشد، اجزای ماتریس GLCM به صورت زیر تعریف می‌شود.

$$P(i,j | \Delta x, \Delta y) = WQ(i,j | \Delta x, \Delta y) \quad (4-3)$$

$$W = \frac{1}{(M - \Delta x)(N - \Delta y)} \quad , \quad Q(i,j | \Delta x, \Delta y) = \sum_{n=1}^{N - \Delta y} \sum_{m=1}^{M - \Delta x} A \quad (5-3)$$

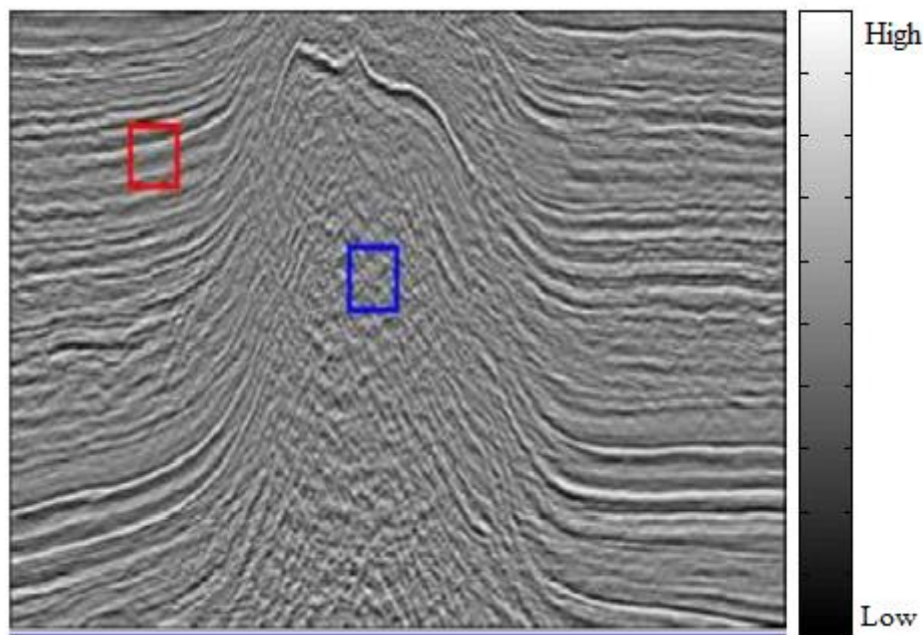
در رابطه (۵-۳)، در صورتی که  $f(m,n)=i$  و  $f(m+\Delta x, y+\Delta y)=j$  باشد، مقدار  $A$  برابر ۱ خواهد بود و در غیر این صورت برابر با صفر می‌باشد. روش GLCM بسیار به ابعاد نمونه‌های بافتی در تصویر بستگی دارد، زیرا سطح‌های خاکستری موجود کمتر می‌شود.

نشانگرهای بافتی در مشخص نمودن گنبد‌های نمکی بسیار اهمیت دارند. برثلوت<sup>۱</sup> و همکاران (۲۰۰۹) برای مشخص نمودن گنبد نمکی از نشانگرهای بافتی در کنار دیگر نشانگرهای معمول استفاده کردند. نتایج حاصل از کار آنها نشان داد که نشانگرهای بافتی جوابی قابل قبول‌تر نسبت به دیگر نشانگرها ارائه می‌دهند و در مشخص نمودن گنبد‌های نمکی بهتر هستند. در این پایان‌نامه به معرفی سه نوع از نشانگرهای بافتی پرداخته می‌شود.

<sup>۱</sup> Berthelot, 2009

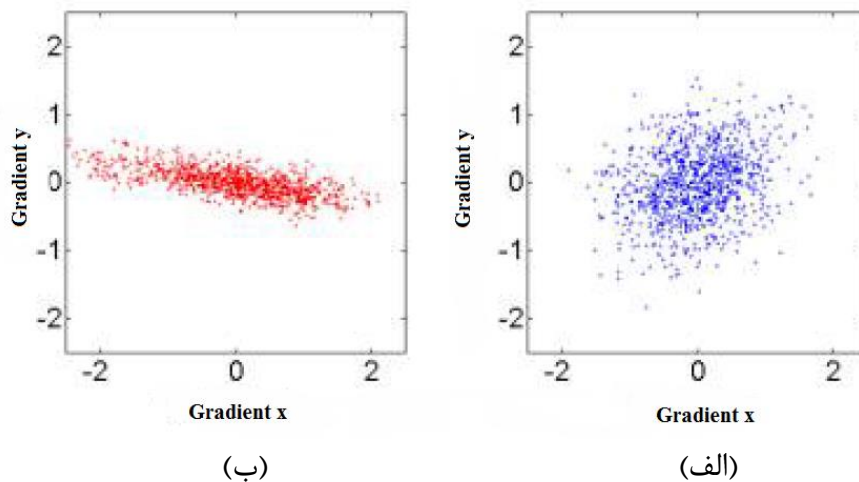
## ۳-۵-۲ نشانگرهای بافتی مبتنی بر گرادیان

اساس این دسته از نشانگرها بر مبنای بی قاعدگی نمودار مولفه‌ی افقی گرادیان بر حسب مولفه‌ی قائم آن می‌باشد. در شکل ۳-۴ یک مقطع لرزه‌ای دو بعدی حاوی یک ساختار گنبدی را نشان می‌دهد. چنانچه دو پنجره با ابعاد یکسان که یکی از ناحیه‌ی گنبد نمکی و دیگری از ناحیه‌ی لایه‌بندی اطراف آن انتخاب شود و نمودار مولفه‌ی افقی گرادیان بر حسب مولفه‌ی قائم برای هر یک از آن‌ها ترسیم شود (شکل ۳-۵)، می‌توان به تفاوت این دو پنجره از نقطه نظر رفتار مولفه‌های گرادیان پی برد. هگازی<sup>۱</sup> و الرجیب (۲۰۱۴) با استفاده از تفاوت رفتاری مولفه‌های افقی و عمودی گرادیان در نمودار سه نشانگر بافتی شامل نشانگر جهتی، نشانگر همواری و نشانگر کیفیت لبه را معرفی نمودند.



شکل ۳-۴. مقطع لرزه‌ای به همراه گنبد نمکی (هگازی و الرجیب، ۲۰۱۴).

<sup>۱</sup> Hegazy



شکل ۳-۵. نمایش گرادیان حاصله از نقاط الف) منطقه نمکی، ب) منطقه غیرنمکی (هگازی و الرجیب، ۲۰۱۴).

### نشانگر جهتی

این نشانگر، تغییرات میان منطقه‌ای که بافت آن دارای جهت کم می‌باشد را با منطقه‌ای که جهت‌دار است، نشان می‌دهد. ساختارهایی نظیر گنبد‌های نمکی دارای بافتی بدون جهت و یا با جهت‌دهی کم می‌باشند، بنابراین می‌توان توسط این نشانگر آن‌ها را مشخص نمود. همانطور که در شکل ۳-۵ مشاهده می‌شود، پنجره انتخاب شده از ناحیه‌ی گنبد نمکی بر خلاف پنجره دیگر دارای جهت یافتگی بسیار کمی می‌باشد.

برای محاسبه این نشانگر نیاز به تعریف تانسور ممان اینرسی می‌باشد که به صورت رابطه‌ی (۳-۶)

تعریف می‌شود (هگازی و الرجیب، ۲۰۱۴).

(۳-۶)

$$I[x, y] = \sum_{[i,j] \in W_{x,y}} \begin{bmatrix} (G_y[i, j] - \overline{G_y})^2 & (G_x[i, j] - \overline{G_x})(G_y[i, j] - \overline{G_y}) \\ (G_x[i, j] - \overline{G_x})(G_y[i, j] - \overline{G_y}) & (G_x[i, j] - \overline{G_x})^2 \end{bmatrix}$$

که  $G_x[i, j]$  و  $G_y[i, j]$  به ترتیب مقدار گرادیان در جهت  $x$  و  $y$  درون پنجره‌ی  $W_{x,y}$  به مرکزیت نقطه‌ای به مختصات  $x$  و  $y$  می‌باشد.  $\overline{G_x}$  و  $\overline{G_y}$  به ترتیب میانگین مقدار گرادیان در جهت  $x$  و  $y$  در پنجره همسایگی نقطه مورد نظر می‌باشد.

مقادیر ویژه تانسور ممان اینرسی به محورهای پیشینه و کمینه ممان اینرسی ارتباط دارد. بنابراین می‌توان از مقادیر ویژه تانسور ممان اینرسی برای تعیین جهت یافتگی بافتی استفاده نمود. اگر  $\Lambda_1[x, y]$  و  $\Lambda_2[x, y]$  نشان‌دهنده‌ی مقادیر ویژه  $I[x, y]$  باشند، نشانگر جهتی را می‌توان از رابطه‌ی (۷-۳) به دست آورد.

$$D[x, y] = 1 - \frac{\text{Min}(\Lambda_1[x, y], \Lambda_2[x, y])}{\text{Max}(\Lambda_1[x, y], \Lambda_2[x, y])} \quad (۷-۳)$$

برای مناطق غیر گنبد نمکی، به علت تغییرات زیاد مولفه افقی گرادیان با میانگین این مولفه نسبت به مولفه عمودی گرادیان با میانگین آن مولفه میزان یکی از مقادیر ویژه بسیار بزرگتر از دیگری می‌باشد، لذا میزان نشانگر جهتی به سمت ۱ میل می‌کند. برای مناطق گنبد نمکی نیز به علت تقریباً یکسان بودن تغییرات دو مولفه گرادیان با میانگین آن‌ها مقادیر ویژه دارای مقداری تقریباً برابر هستند، لذا مقدار نشانگر جهتی برای این مناطق نزدیک به صفر می‌باشد.

### نشانگر همواری<sup>۱</sup>

این نشانگر مشخص کننده‌ی مناطق بسیار هموار می‌باشد. همواری از جمع مقادیر گرادیان در پنجره همسایگی به دست می‌آید و از رابطه ریاضی (۸-۳) زیر برای محاسبه آن استفاده می‌شود.

$$S[x, y] = - \sum_{[i, j] \in W_{x, y}} |G[i, j]| \quad (۸-۳)$$

که  $|G[i, j]| = \sqrt{(G[i, j])^2 + (G[i, j])^2}$  مجموع گرادیان در نقطه  $[i, j]$  می‌باشد. میزان منفی در این رابطه به این علت می‌باشد که برای مناطقی با همواری کم مقادیر کم و برای مناطقی با همواری بالا مقادیر بیشتر نشان دهد. در گنبد نمکی میزان گرادیان بالا و میزان همواری بسیار کم (مقدار منفی) می‌باشد.

<sup>۱</sup> Smoothness

نشانگر کیفیت لبه<sup>۱</sup>

بعضی از مواقع ممکن است لایه‌ای افقی وجود داشته باشد که قسمتی از آن به دلایلی دچار از هم‌گسیختگی شده باشد. در این نقطه، مقدار نشانگر جهتی کم و میزان نشانگر همواری آن نیز کم می‌باشد. این نقاط، نقاط لبه‌ای هستند که تغییرت گرادیان در آن‌ها بالا می‌باشد. نشانگر کیفیت لبه برای مشخص نمودن ناهمواری‌های موجود در یک منطقه بسیار مفید می‌باشد. این نشانگر از رابطه‌ی (۹-۳) به دست می‌آید.

$$E[x, y] = \max |G[i, j]| - \min |G[i, j]|, \quad i, j \in W_{x, y} \quad (9-3)$$

در مناطق گنبد نمکی به علت رفتار بی‌قاعدگی در نمودار مولفه‌های گرادیان، میزان این نشانگر مقادیر کمی را نشان می‌دهد ولی در مناطق غیر گنبد نمکی میزان این نشانگر مقادیر بیشتر می‌باشد.

---

<sup>۱</sup> Edge content



## فصل ۴ پردازش و تفسیر داده‌های واقعی

در این مطالعه به منظور بررسی عملکرد روش‌های برانبارش متداول و برانبارش سطح بازتاب مشترک و نیز تعبیر و تفسیر نشانگرهای لرزه‌ای اعمال شده بر روی مقاطع به دست آمده از هر یک از دو روش مذکور از داده‌های لرزه‌ای دو بعدی متعلق به کشور قزاقستان استفاده شده است. هدف از این پایان‌نامه بررسی کیفیت مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای حاصل از دو روش برانبارشی متداول و سطح بازتاب مشترک است. برای این منظور ابتدا بر روی داده خام برانبارش متداول و سپس برانبارش سطح بازتاب مشترک اعمال شده است. مهاجرت نیز توسط مدل سرعت یکسان با استفاده از روش مهاجرت کیرشهف بر روی مقاطع حاصل از برانبارش متداول و سطح بازتاب مشترک اعمال شد و در پایان با اعمال نشانگرهای مورد نظر توسط نرم افزارهای مربوطه مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای حاصل از دو روش برانبارشی به دست آمد. مقاطع بدست آمده و میزان دقت و وضوح مرز گنبد نمکی در دو حالت با یکدیگر مقایسه شده است.

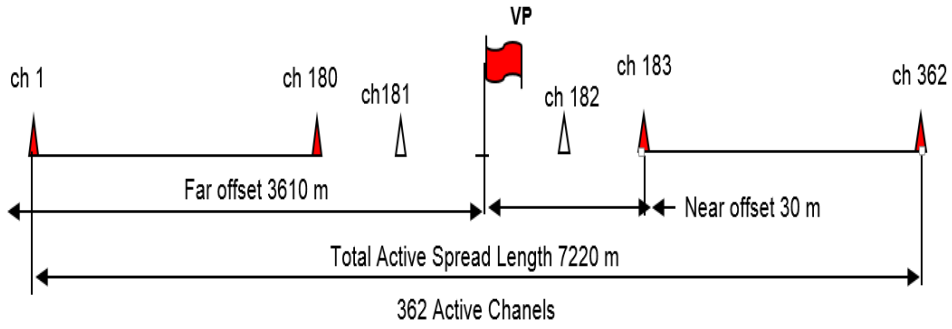
#### ۱-۴ هندسه برداشت

طول خط لرزه‌ای این برداشت ۱۸/۳۲ کیلومتر و جهت آن شمال غربی - جنوب شرقی می‌باشد. این خط برداشت یک گنبد نمکی را نشان می‌دهد. تعداد کانال‌های فعال در این خط برداشت حدود ۳۶۰ و میزان فواصل بین گیرنده‌ها و چشمه‌ها برابر ۲۰ متر می‌باشد. در شکل ۱-۴ نحوه قرارگیری کانال‌ها و نقطه چشمه نمایش داده شده است. حداکثر پوشش داده‌های لرزه‌ای برداشت شده ۱۸۰ و تعداد رکوردهای نقاط میانی مشترک ۱۸۳۳ می‌باشد. در شکل‌های ۲-۴ و ۳-۴ به ترتیب نحوه آرایش نقاط چشمه و نقاط گیرنده نمایش داده شده است.

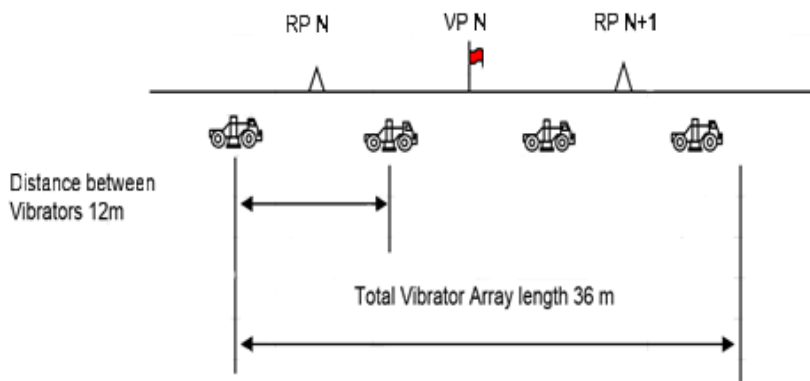
جدول ۱-۴ پارامترهای هندسی برداشت داده‌های لرزه‌ای

هندسه نقطه میانی و دورافت		هندسه چشمه و گیرنده	
۳۰ - ۳۶۱۰ متر	بازه دورافت	۲۰ متر	فواصل بین گیرنده‌ها
۱۸۰	حداکثر تعداد پوشش	۲۰ متر	فواصل بین چشمه‌ها
۱۸۳۳	تعداد CMP		
محتوی فرکانسی		مشخصات ثبت	
۸ - ۹۰ هرتز	بازه فرکانسی	۰/۰۰۴	فواصل نمونه‌گیری

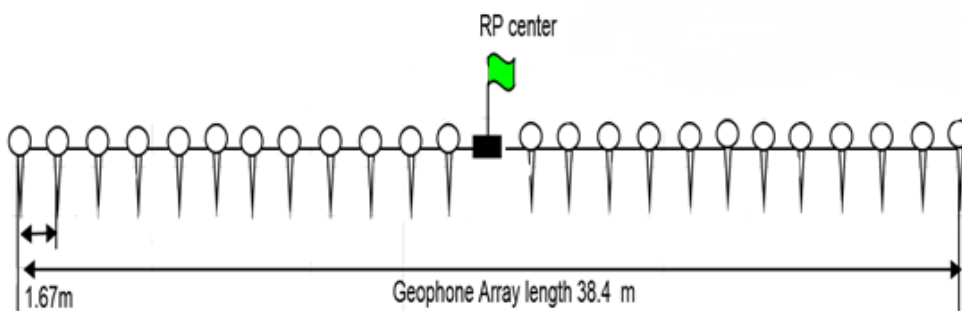




شکل ۴-۱. نحوه قرارگیری کانال‌ها و نقطه چشمه در خط برداشت داده‌های لرزه‌ای.



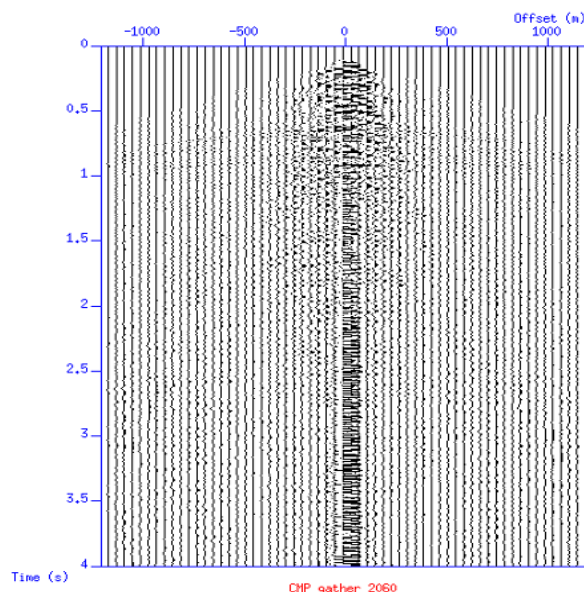
شکل ۴-۲. نحوه آرایش نقاط چشمه‌ها.



شکل ۴-۳. نحوه آرایش نقاط گیرنده‌ها.

## ۲-۴ برانبارش متداول

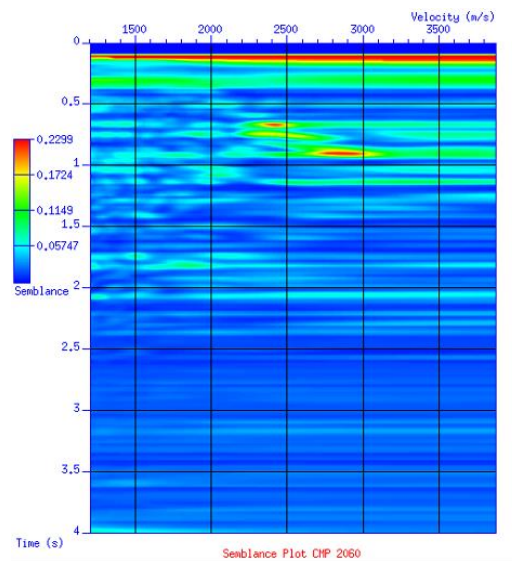
یکی از روش‌های متداول برانبارش روش برونراند نرمال می‌باشد. همانطور که گفته شد این روش برانبارشی وابسته به کاربر می‌باشد. بدین صورت که کاربر در انتخاب تعداد رکوردهای نقطه میانی مشترک مورد نظر و ایجاد یک طیف سرعت بر روی رکوردهای نقطه میانی مشترک مشخص شده تاثیرگذار می‌باشد. از داده‌های لرزه‌ای مورد بحث که دارای ۱۸۳۳ رکورد نقطه میانی مشترک می‌باشند، تعداد ۵۲ نقطه میانی مشترک برای آنالیز سرعت و به دست آوردن طیف سرعت انتخاب شده است. با توجه به اهمیت گنبد نمکی میزان فاصله رکوردهای نقطه میانی مشترک در نظر گرفته شده در محدوده گنبد نمکی نسبت به نواحی دیگر کمتر در نظر گرفته شده است. برای هر یک از رکوردهای نقطه میانی مشترک انتخابی سه نمودار به نمایش در می‌آید (شکل ۴-۴).



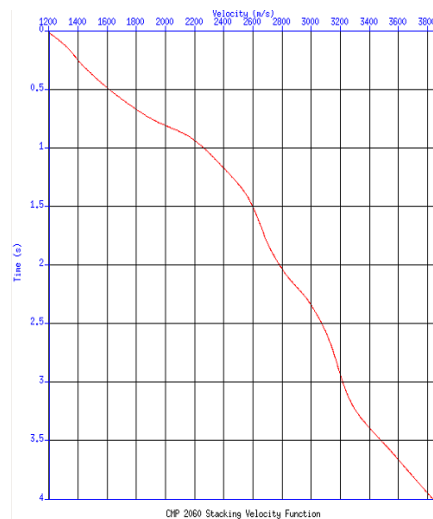
شکل ۴-۴. نمایش ردلرزه‌های رکورد نقطه میانی مشترک (CDP = ۲۰۶۰).

اولین نمودار شکل ۴-۴ است که تعداد مشخصی از ردلرزه‌ها را برای یک رکورد نقطه میانی مشترک نمایش می‌دهد. دومین نمودار شکل ۴-۵ می‌باشد که در آن میزان شباهت بین ردلرزه‌های یک رکورد

نقطه میانی مشترک را نشان می‌دهد. لازم به ذکر است که راستای عمودی زمان و افقی سرعت را نشان می‌دهد. هر نقطه با مقدار شباهت ماکزیمم بر روی نمودار، نشان‌دهنده‌ی سرعت بهینه برونراند نرمال مربوط به یک هذلولی زمان رسید می‌باشد. باید طیف سرعت را به گونه‌ای انتخاب کرد که در زمان صفر سرعت آن حداقل و با گذشت زمان سرعت آن به صورت صعودی افزایش یابد تا به مقدار حداکثر خود برسد. شکل ۴-۶ طیف سرعت را برای رکورد نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ) نشان می‌دهد.

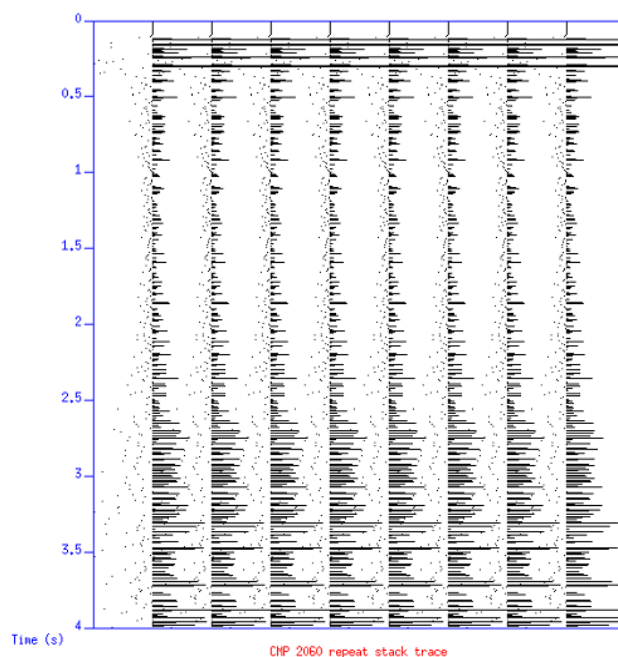


شکل ۴-۵. نمودار شباهت در راستای افقی سرعت و عمودی زمان برای رکورد نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ).

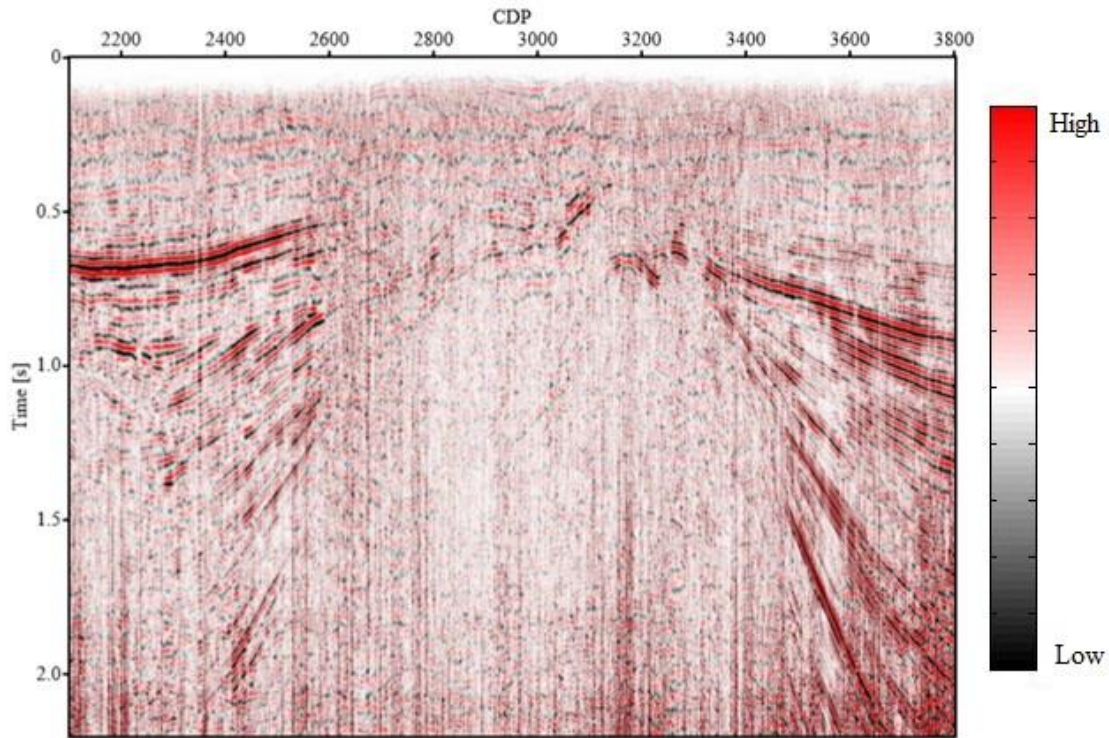


شکل ۴-۶. نمایش طیف سرعت انتخاب شده برای رکورد نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ).

حال با انتخاب طیف سرعت می‌توان رکورد نقطه میانی مشترک مورد نظر و ردلرزه‌های تکرار شده از برانبارش را بعد از اعمال تصحیح برونراند نرمال مشاهده نمود (شکل ۴-۷). با بررسی شکل ۴-۷ می‌توان نحوه‌ی عملکرد طیف سرعت انتخاب شده را بر روی نقطه میانی مشترک مذکور بررسی کرد و در صورت مناسب نبودن نتایج طیف سرعت دیگری را انتخاب نمود. استفاده از این نمودار می‌توان دریافت که طیف سرعت انتخابی برای آن CMP به خوبی عمل کرده است و در غیر این صورت طیف سرعت دیگری انتخاب شود. سپس با جمع‌آوری همه طیف‌های سرعت و تلفیق آن‌ها طیف سرعتی جامع به دست می‌آید. این طیف سرعت نهایی به کل داده لرزه‌ای اعمال می‌شود و سپس برانبارش بر روی آن انجام می‌شود. در شکل ۴-۸ می‌توان مقطع نهایی برانبارش معمول را مشاهده نمود.



شکل ۴-۷. نمایش ردلرزه‌های تکرار شده حاصل از برانبارش برای رکورد نقطه میانی مشترک ( $CDP = 2060$ ) بعد از تصحیح برونراند نرمال.



شکل ۴-۸. مقطع نهایی برانبارش متداول (CDP=2100-3800).

همانطور که در شکل ۴-۸ مشاهده می‌شود پیوستگی بازتابنده‌ها در مقطع حاصل از برانبارش متداول کم می‌باشد و همچنین قسمت بالایی گنبد نمکی و مرزهای اطراف آن به خوبی قادر به شناسایی نمی‌باشند.

#### ۴-۳ برانبارش سطح بازتاب مشترک

همانطور که در فصل دوم اشاره شد، برانبارش سطح بازتاب مشترک دارای سه پارامتر می‌باشد که به کمک این سه پارامتر می‌توان سطح مربوط به برانبارش را برای هر رکورد نقطه میانی مشترک خاص به دست آورد و سپس عمل برانبارش را انجام داد. عملیات برانبارش سطح بازتاب مشترک دارای سه مرحله می‌باشد.

### • گام اول

در این گام برای تمامی رکوردهای نقطه میانی مشترک پارامتر  $q$  با استفاده از معادله (۲-۱۶) در معادله (۲-۲۱) محاسبه می‌شود، سپس میزان همدوسی برای تمامی  $q$  های محاسبه می‌شود و در نهایت  $q$  با بیشترین همدوسی تعیین می‌شود. بنابراین مقطع برانبارش نقطه میانی مشترک با استفاده از پارامتر  $q$  با بیشترین همدوسی برای هر نقطه به دست می‌آید.

### • گام دوم

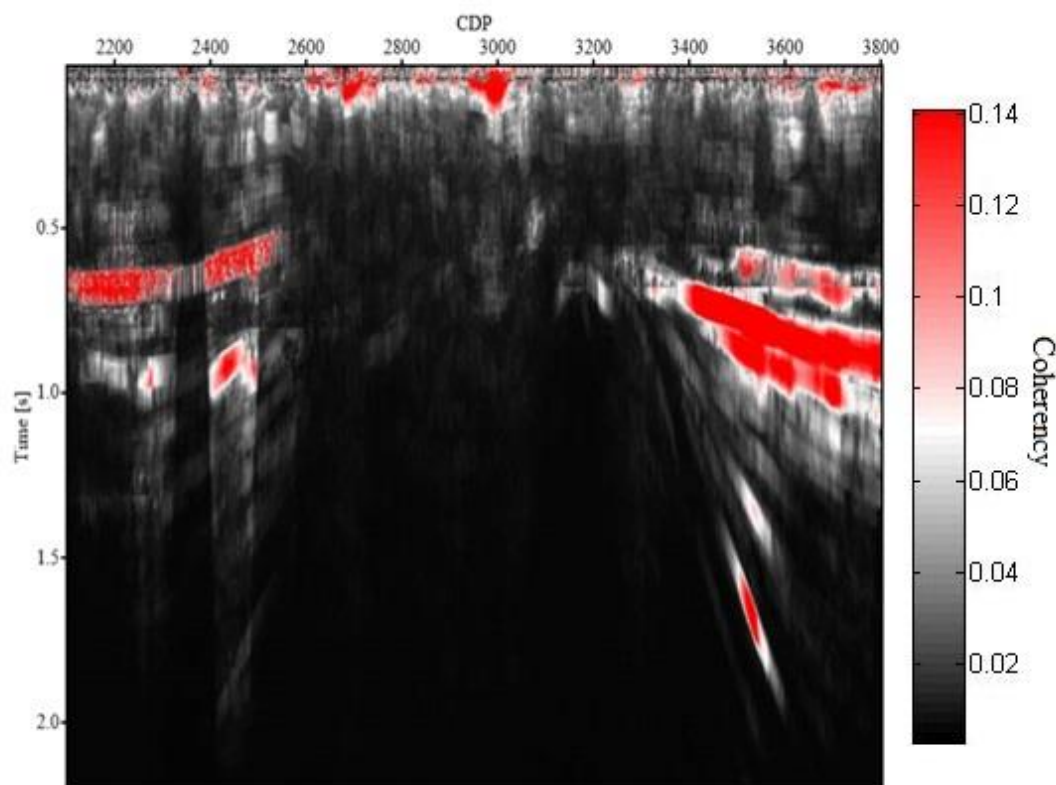
در این مرحله مقطع برانبارش نقطه میانی مشترک براساس پارامتر  $q$  به دست آمده در گام اول برای به دست آوردن دو پارامتر  $\alpha$  و  $R_N$  مورد جستجو قرار می‌گیرد. برای به دست آوردن پارامترها می‌توان از جستجوی دو پارامتری استفاده نمود. بدین صورت که هر دو پارامتر به همراه مقدار همدوسی به دست آیند و در انتها مقدار بیشترین همدوسی انتخاب شود. روش دیگر جستجوی تک پارامتری می‌باشد که پارامتر  $\alpha$  برای هر نقطه با توجه به فرض  $R_N \rightarrow \infty$  و استفاده از معادله (۲-۲۴) محاسبه و در پایان پارامتر  $\alpha$  با بیشترین همدوسی انتخاب می‌شود. در پایان پارامتر  $R_N$  با معلوم بودن پارامتر  $\alpha$  و با استفاده از معادله (۲-۲۲) محاسبه می‌شود. حال با در اختیار داشتن دو پارامتر  $\alpha$  و  $q$  می‌توان از معادله (۲-۱۶)  $R_{NIP}$  را به دست آورد. بنابراین سه پارامتر اولیه برای برانبارش سطح بازتاب مشترک در این مرحله به دست می‌آیند.

### • گام سوم

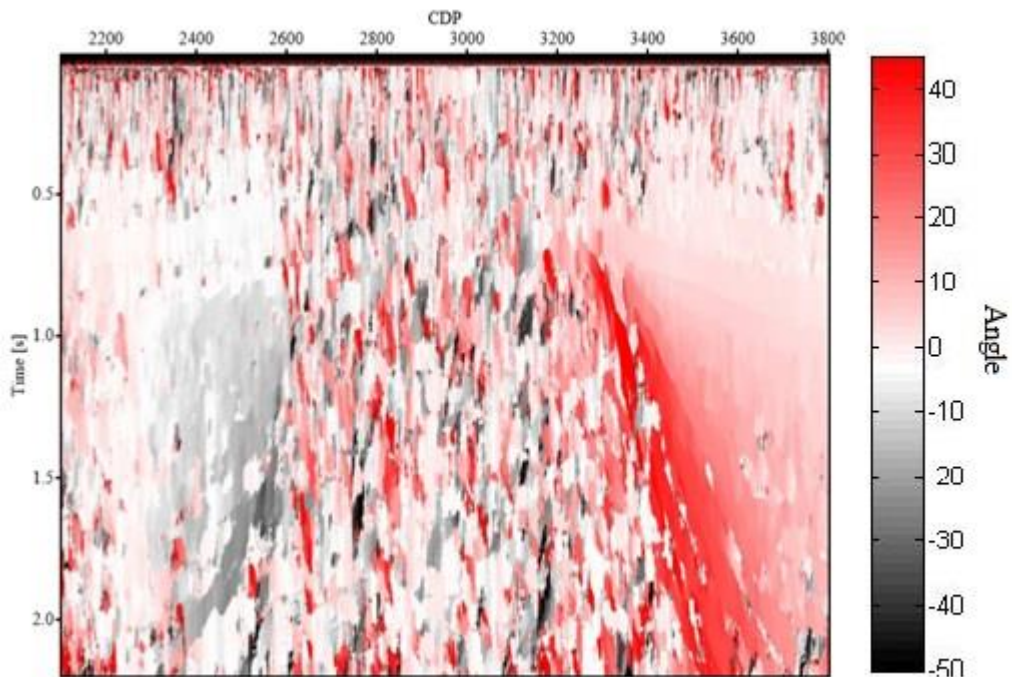
این گام مربوط به عملیات بهینه‌سازی می‌باشد. بهینه‌سازی توسط معادله (۲-۲۰) و با استفاده از مقادیر سه پارامتر به دست آمده از گام دوم که نقطه شروع محسوب می‌شوند، انجام می‌شود. در گام سوم بهینه‌ترین مقدار برای سه پارامتر برای هر رکورد نقطه میانی مشترک مورد نظر و مقطع بهینه پیشینه همدوسی به دست می‌آید (شکل ۴-۹ و ۴-۱۰) و سپس سطح برانبارش بازتاب مشترک برای

هر رکورد نقطه میانی مشترک مورد نظر به دست می‌آید و عملیات برانبارش انجام می‌گیرد. در انتها مقطع نهایی برانبارش سطح بازتاب مشترک به دست می‌آید (شکل ۴-۱۲).

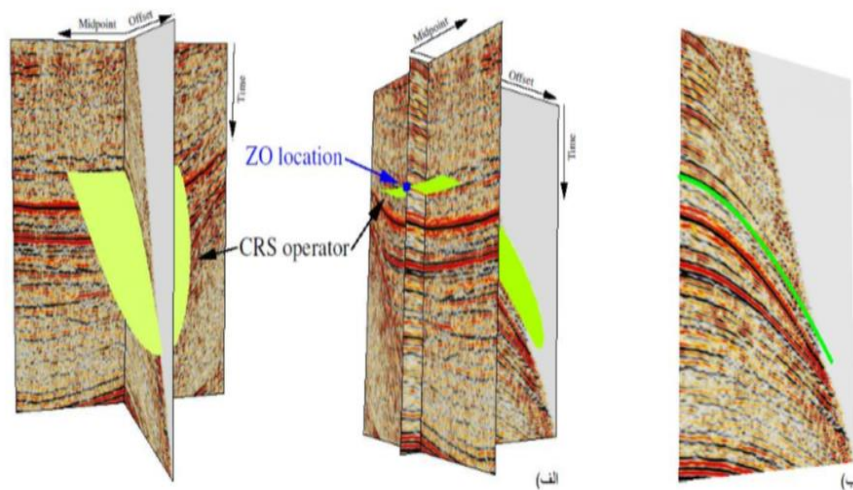
برای انجام برانبارش سطح بازتاب مشترک از یک عملگر سطح بازتاب مشترک به شکل بیضی استفاده شده است. این عملگر به دورافت، نقطه میانی و زمان وابسته است (شکل ۴-۱۱). با تغییر در مقادیر این سه پارامتر اندازه این عملگر بیضی شکل تغییر می‌کند. در انجام مراحل برانبارش سطح بازتاب مشترک، مقدار این سه پارامتر باید به طور حدودی انتخاب شود. این بیضی در محدوده انتخابی کاربر ایجاد شده و برانبارش مراحل خود را طی کرده و در انتها مقطع پایانی را تولید می‌کند. با تغییر در بازه نقطه میانی از مقدار ۵۰-۱۵۰۰ متر و مقایسه مقاطع به دست آمده از آن‌ها و بررسی کیفیت و پیوستگی مقطع لرزه‌ای، مقطع به دست آمده از نقطه میانی با محدوده ۵۰-۵۰۰ متر به عنوان بهترین مقدار برای تولید عملگر بیضی شکل سطح بازتاب مشترک انتخاب شد. با استفاده از این عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک انجام شد و مقطع حاصل از آن در شکل ۴-۱۲ نشان داده شده است.



شکل ۴-۹. مقطع بیشینه بهینه همدوسی (CDP=2100-3800).

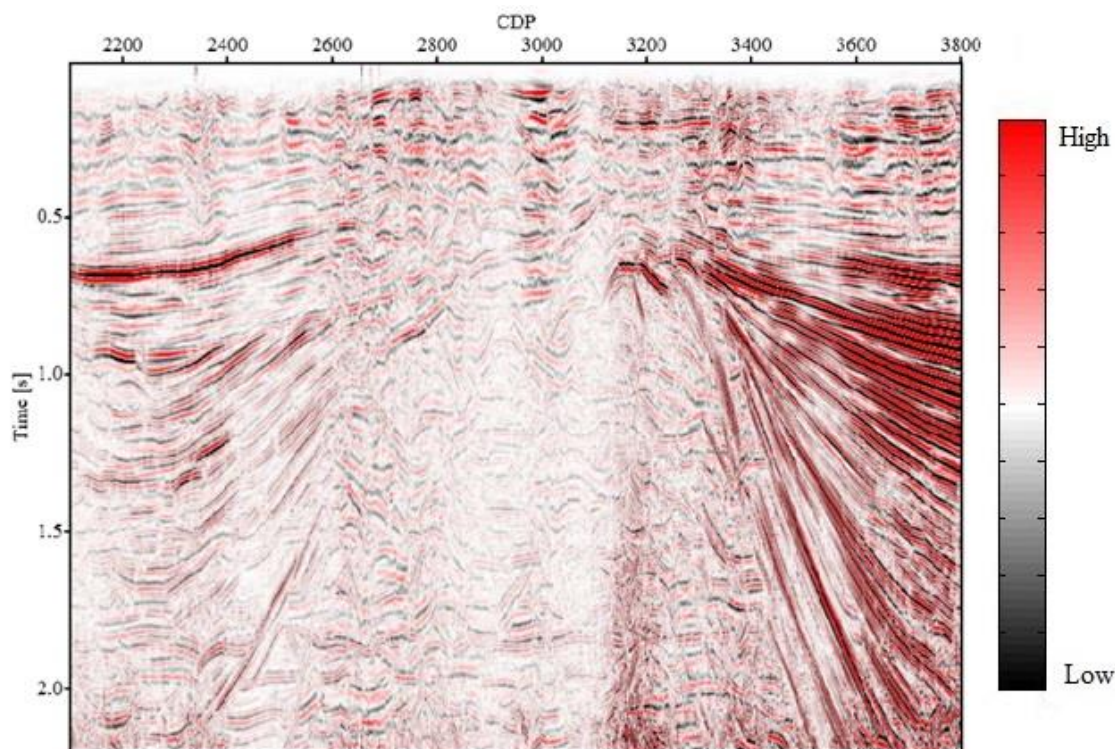


شکل ۴-۱۰. مقطع بهینه  $\alpha$  که نشان دهنده میزان شیب در داده‌ها نیز می‌باشد.



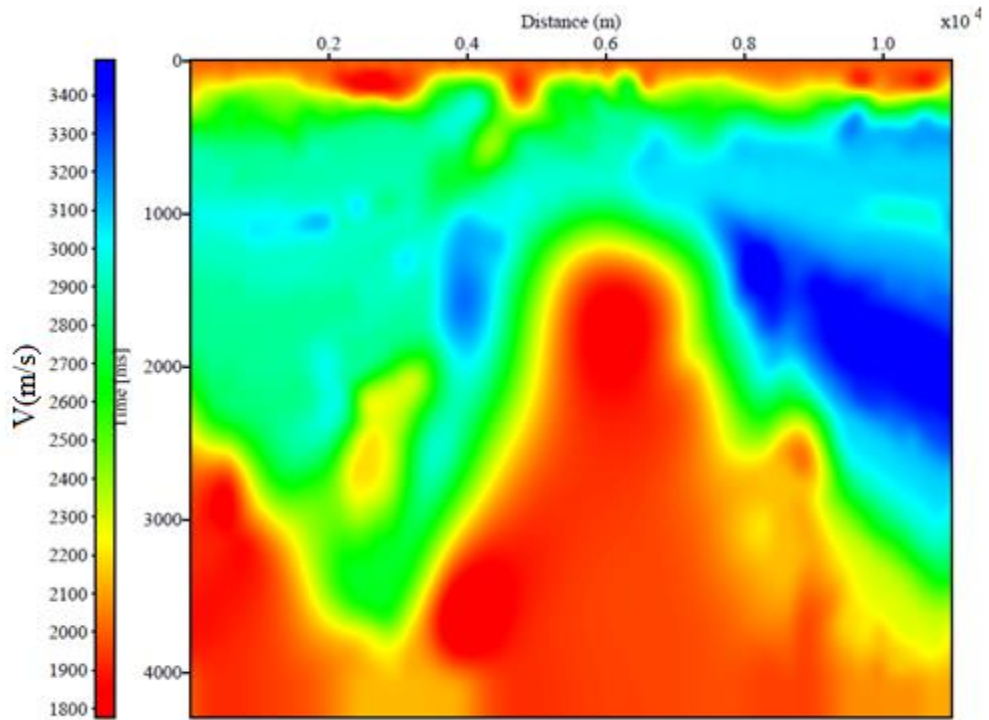
شکل ۴-۱۱. الف) دو نمای متفاوت از عملگر برانبارش سطح بازتاب مشترک برای یک نقطه‌ی مشخص دورافت صفر، ب) عملگر برانبارش معمول که فقط به رکورد نقطه میانی مشترک مرکزی محدود شده است (مان و همکاران، ۲۰۰۷).



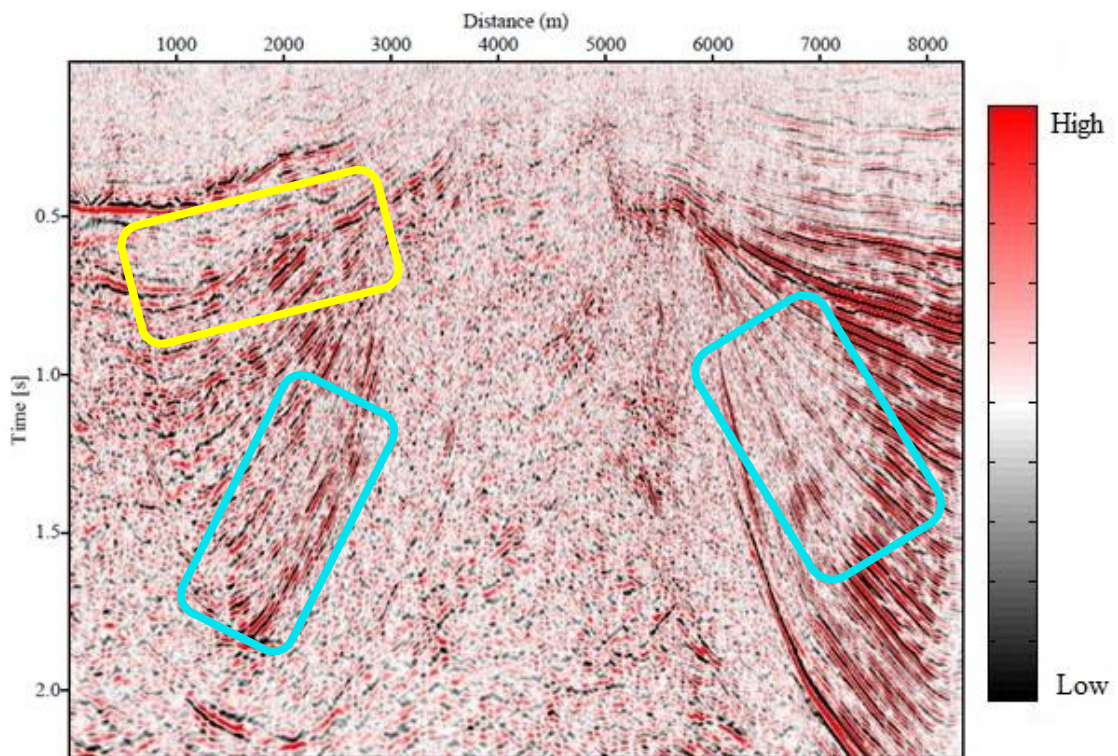


شکل ۴-۱۲. مقطع نهایی برانبارش سطح بازتاب مشترک.

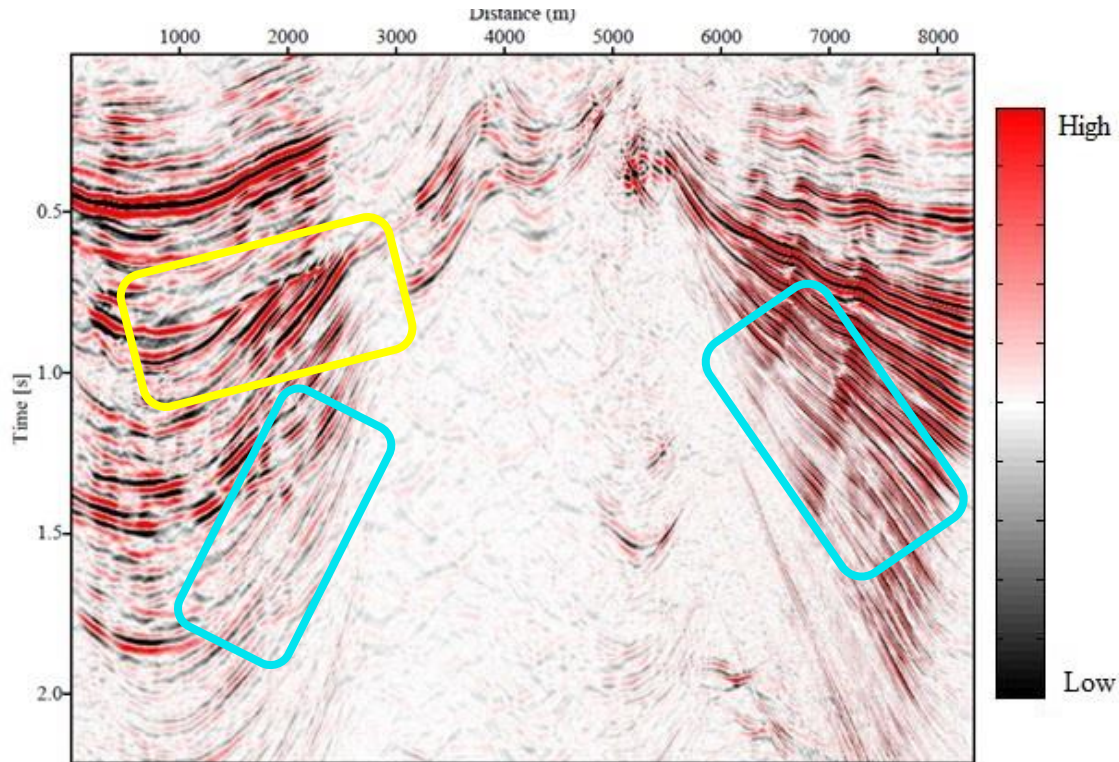
حال برای قرارگیری رویدادها در مکان واقعی و تصحیح شیب لایه‌های شیبدار عملیات مهاجرت بر روی مقاطع حاصل از برانبارش متداول و سطح بازتاب مشترک انجام می‌گیرد. برای انجام مهاجرت نیاز به مدل سرعت برای داده لرزه‌ای مورد نظر می‌باشد. شکل ۴-۱۳ نشان‌دهنده‌ی مدل سرعت می‌باشد که توسط روش توموگرافی برای مقاطع برانبارش متداول و برانبارش سطح بازتاب مشترک به دست آمده است. همانطور که مشاهده می‌شود در این مدل سرعت برای گنبد نمکی میزان سرعت کم تخمین زده شده است ولی چون مقطع زمانی برای مدل سرعت استفاده می‌شود، مشکلی وجود ندارد ولی اگر مدل سرعت برای مقطع عمق باشد باید سرعت در گنبد نمکی اصلاح شود، یعنی مقدار سرعت بیشتر از سرعت اطراف گنبد نمکی برای آن در نظر گرفته شود. برای انجام مهاجرت از روش کیرشهف استفاده شده است که با استفاده از مدل سرعت، مقاطع مهاجرت یافته حاصل از مقاطع برانبارش متداول و برانبارش سطح بازتاب مشترک به دست می‌آید.



شکل ۴-۱۳. مدل سرعت برای مقاطع برانبارش متداول و سطح بازتاب مشترک.



شکل ۴-۱۴. مقطع مهاجرت یافته حاصل از برانبارش معمول.



شکل ۴-۱۵. مقطع مهاجرت یافته حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک.

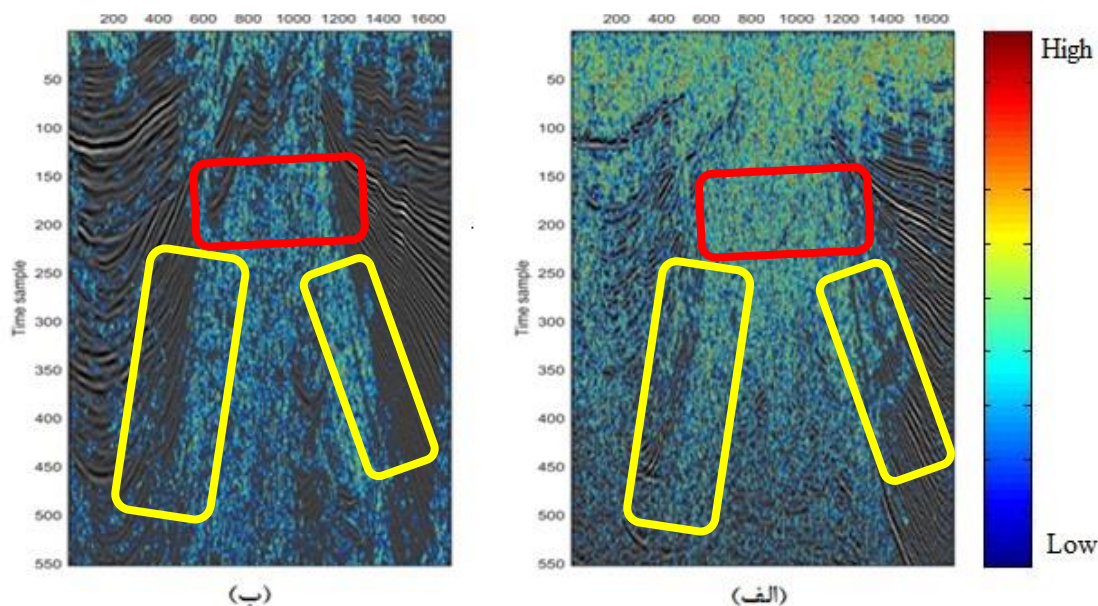
با توجه به شکل‌های ۴-۱۴ و ۴-۱۵ می‌توان مشاهده کرد که به علت انتخاب یک سطح برانبارشی به جای یک خط و تعداد بیشتر ردلرزه‌های استفاده شده برای برانبارش، مقطع سطح بازتاب مشترک کیفیت بهتری دارد. همانطور که در کادرهای زرد در شکل‌های ۴-۱۴ و ۴-۱۵ مشاهده می‌شود، ناپیوستگی در سمت چپ گنبد نمکی وجود دارد که مقطع مهاجرت یافته برانبارش سطح بازتاب مشترک آن را به خوبی نشان می‌دهد. با توجه به محوریت بحث بر روی تشخیص گنبدهای نمکی، در ادامه به تفاوت این دو روش در مرزها پرداخته شده است. کادرهای آبی رنگ در این دو شکل نشان می‌دهند که مرزهای گنبد نمکی در مقطع مهاجرت یافته برانبارش سطح بازتاب مشترک بهتر دیده می‌شود. همانطور که در این دو شکل مشاهده می‌شود، افق‌ها در اطراف گنبد نمکی در مقطع مهاجرت یافته برانبارش سطح بازتاب مشترک دارای پیوستگی و کیفیت بهتری هستند.

#### ۴-۴ به دست آوردن مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای

نشانگرهای لرزه‌ای به منظور تفسیر بهتر مقاطع لرزه‌ای جایگاه بسیار مهمی دارند. در ادامه مقاطع نشانگرهای لرزه‌ای برای هر یک از مقاطع مهاجرت یافته حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک و برانبارش متداول نشان داده شده است. نشانگرهای لرزه‌ای مورد بحث عبارتند از: بی‌نظمی، پوش دامنه، واریانس و نشانگرهای بافتی. نشانگرهای بی‌نظمی، واریانس و پوش دامنه توسط نرم افزار پترل و نشانگرهای بافتی توسط نرم افزار متلب به دست آمده‌اند.

#### ۴-۴-۱ نشانگر بی‌نظمی و واریانس

نشانگر بی‌نظمی همانطور که گفته شد توسط شلومبرژه برای نمایش ناپیوستگی‌های موجود در داده‌های لرزه‌ای بیان شد. این نشانگر با به دست آوردن گرادیان و تحلیل مقادیر ویژه آن در ماتریس کوواریانس و در نهایت یافتن جهت غالب، در شناسایی گسل‌ها و ناپیوستگی‌ها بسیار کاربرد دارد. با توجه به مقاطع به دست آمده از این نشانگر از هر دو روش برانبارشی مدنظر می‌توان دریافت که از آنجا که برانبارش سطح بازتاب مشترک رویدادهای لرزه‌ای را بهتر نمایش می‌دهد، با اعمال نشانگر لرزه‌ای بی‌نظمی روی آن می‌توان مرز گنبد نمکی را شناسایی و مشخص کرد.

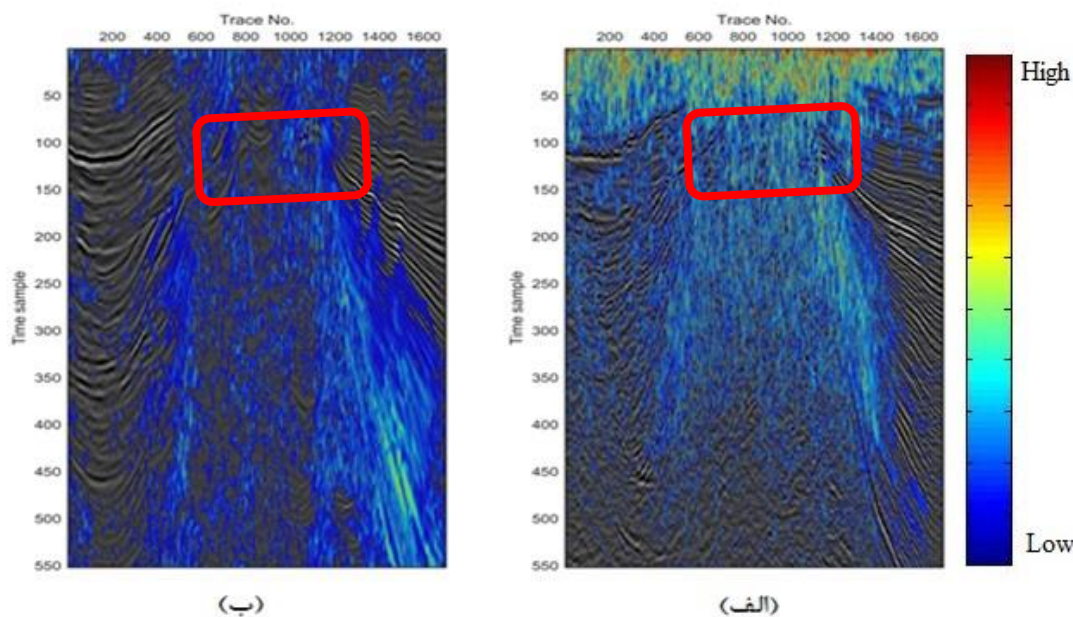


شکل ۴-۱۶. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بی‌نظمی اعمال شده بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک.

با توجه به کادرهای زرد رنگ بر روی شکل ۴-۱۶ الف) و ب) می‌توان مشاهده کرد که نشانگر بی‌نظمی لایه‌های هموار در اطراف گنبد نمکی را در مقطع مهاجرت یافته برانبارش سطح بازتاب مشترک بهتر و پیوسته‌تر از مقطع مهاجرت یافته برانبارش معمول نمایش می‌دهد. همین‌طور این نشانگر به خوبی توانسته است مرزهای جانبی گنبد نمکی را در مقطع مهاجرت یافته برانبارش سطح بازتاب مشترک نشان دهد، درحالی که در مقطع مهاجرت یافته برانبارش متداول این مرزها به خوبی مشاهده نمی‌شوند. همان‌طور که در کادرهای قرمز رنگ مشاهده می‌شود، مرز بالایی گنبد نمکی در مقطع نشانگر لرزه‌ای بی‌نظمی حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک به خوبی قابل به رویت می‌باشد، درحالی‌که در مقطع نشانگر لرزه‌ای حاصل از برانبارش متداول نمی‌توان مرز بالایی گنبد نمکی را شناسایی کرد.

نشانگر واریانس نیز همان‌طور که گفته شد، نشان‌دهنده‌ی تغییرات در ردلرزه‌های داده‌ی لرزه‌ای می‌باشد. این نشانگر برای داده‌های لرزه‌ای به معنای ناپیوستگی دو یا چند ردلرزه موجود در پنجره‌ای از داده‌های لرزه‌ای می‌باشد. توسط این نشانگر می‌توان ناپیوستگی‌ها، گسل‌ها و ... را به خوبی مشخص

نمود. نشانگر لرزه‌ای واریانس برای مناطقی با تشابه بالا مقداری برابر ۰ و در صورت عدم تشابه مقداری برابر ۱ را نشان می‌دهد. این نشانگر لرزه‌ای بر روی مقاطع حاصل از دو روش برانبارشی اعمال شد و نتایج به دست آمده در شکل ۴-۱۷ نشان داده می‌شود.

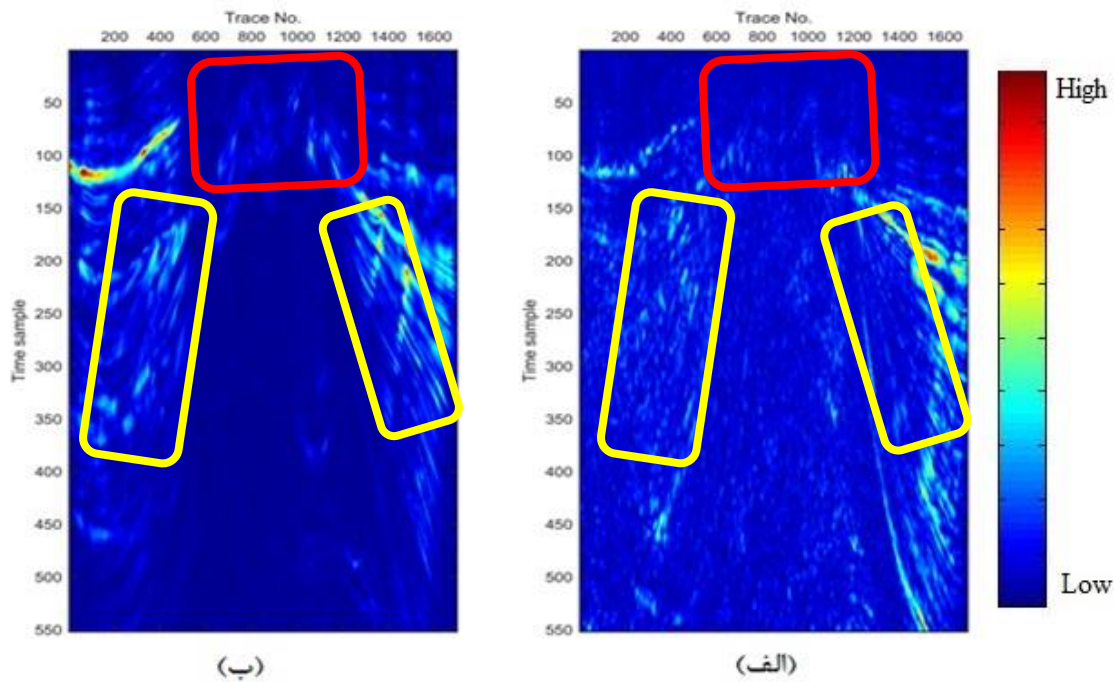


شکل ۴-۱۷. مقاطع نشانگر لرزه‌ای واریانس اعمال شده بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک.

همانطور که در شکل ۴-۱۷ مشاهده می‌شود، در مقطع نشانگر لرزه‌ای واریانس حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک (شکل ۴-۱۷ ب) مرزهای جانبی گنبد نمکی نسبت به مقطع نشانگر لرزه‌ای واریانس حاصل از برانبارش متداول (شکل ۴-۱۷ الف) بهتر قابل شناسایی می‌باشند. با توجه به کادرهای قرمز رنگ در شکل، نشانگر لرزه‌ای واریانس حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک در شناسایی مرزهای بالایی گنبد نمکی نیز بهتر عمل کرده است.

## ۴-۴-۲ نشانگر پوش دامنه

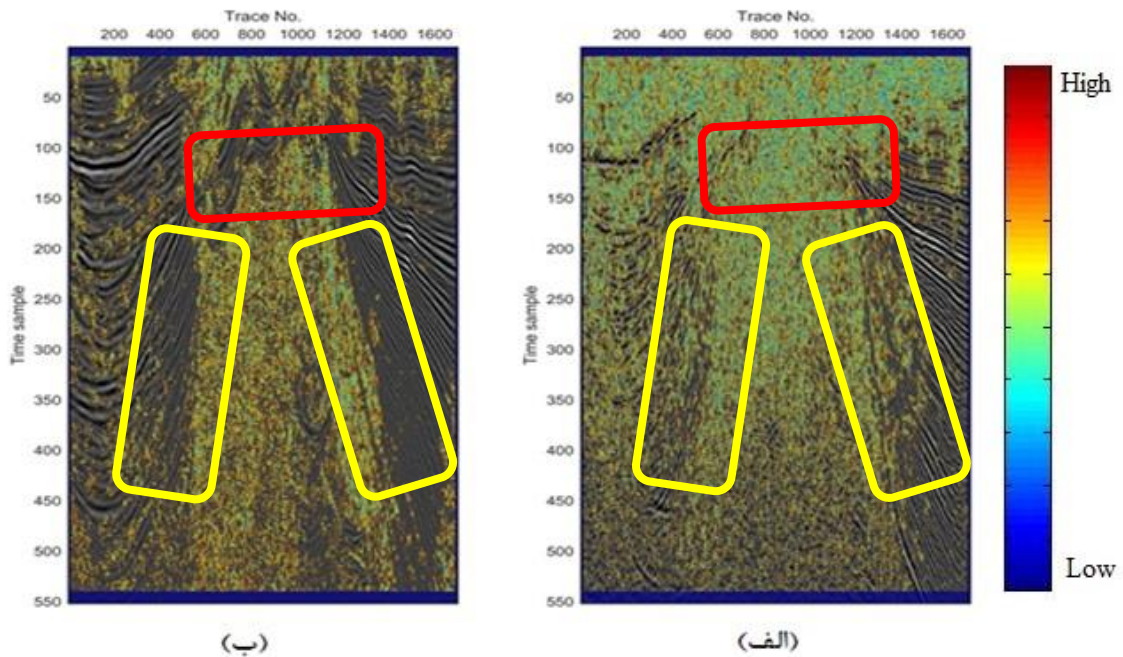
نشانگر پوش دامنه یکی از نشانگرهای فیزیکی است که میزان انرژی لحظه‌ای در سیگنال را نشان می‌دهد. این نشانگر برای شناسایی ناپیوستگی‌ها، گسل‌ها و ... بسیار مفید است. با توجه به کادرهای زرد رنگ در شکل ۴-۱۸ (الف) و (ب) می‌توان دریافت که نشانگر لرزه‌ای پوش دامنه حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک در تشخیص لایه‌های اطراف گنبد نمکی بسیار بهتر از برانبارش متداول عمل کرده است. به گونه‌ای که لایه‌های مجاور در سمت چپ گنبد نمکی، در مقطع نشانگر لرزه‌ای پوش دامنه حاصل از برونراند نرمال قابل به رویت نمی‌باشند. نشانگر لرزه‌ای پوش دامنه حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک، همانطور که در کادرهای قرمز رنگ موجود در شکل مشاهده می‌شود، در شناسایی مرزهای بالایی گنبد نمکی نیز نسبت به برانبارش متداول بهتر عمل کرده است.



شکل ۴-۱۸. مقاطع نشانگر لرزه‌ای پوش دامنه اعمال شده بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک.

### ۴-۳-۴ نشانگر بافتی - جهتی

این نشانگر جزء طبقه‌بندی نشانگرهای بافتی مبتنی بر گرادیان می‌باشد. اساس نشانگرهای بافتی مبتنی بر گرادیان مقدار مولفه‌های افقی و عمودی گرادیان در یک محدوده مورد نظر می‌باشد. نشانگر بافتی جهتی تفکیک کننده‌ی مناطق از نظر جهت‌دار بودن می‌باشد. پایه و اساس این نشانگر به دست آوردن گرادیان در جهات  $x$  و  $y$  و بی‌قاعدگی مقدار گرادیان نقاط مورد نظر می‌باشد.



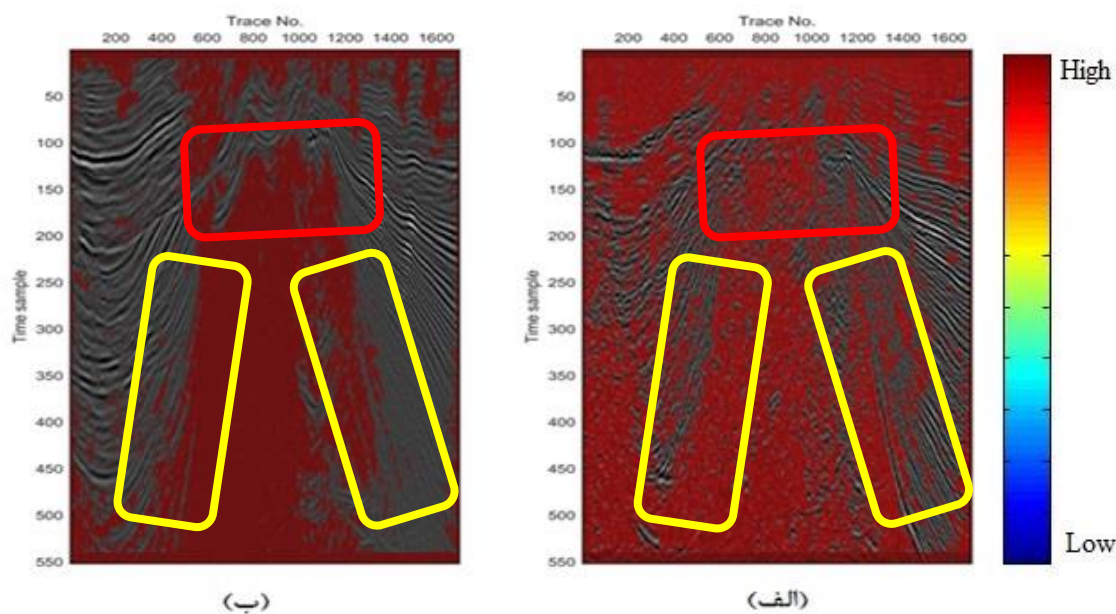
شکل ۴-۱۹. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - جهتی اعمال شده بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک.

همانطور که در شکل ۴-۱۹ مشاهده می‌شود، ساختار گنبد نمکی به خوبی در مقطع نشانگر لرزه‌ای حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک مشخص است. کادرهای زرد رنگ در شکل ۴-۱۹ نشان می‌دهند که نشانگر لرزه‌ای بافتی - جهتی حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک در شناسایی مرزهای جانبی گنبد نمکی نسبت به برانبارش متداول بهتر عمل کرده است و به خوبی مرزهای جانبی قابل به شناسایی هستند. کادرهای قرمز رنگ در شکل نیز نشان می‌دهند که نشانگر بافتی - جهتی حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک در شناسایی مرزهای بالایی گنبد نمکی نیز بهتر می‌باشد.



#### ۴-۴-۴ نشانگر بافتی همواری

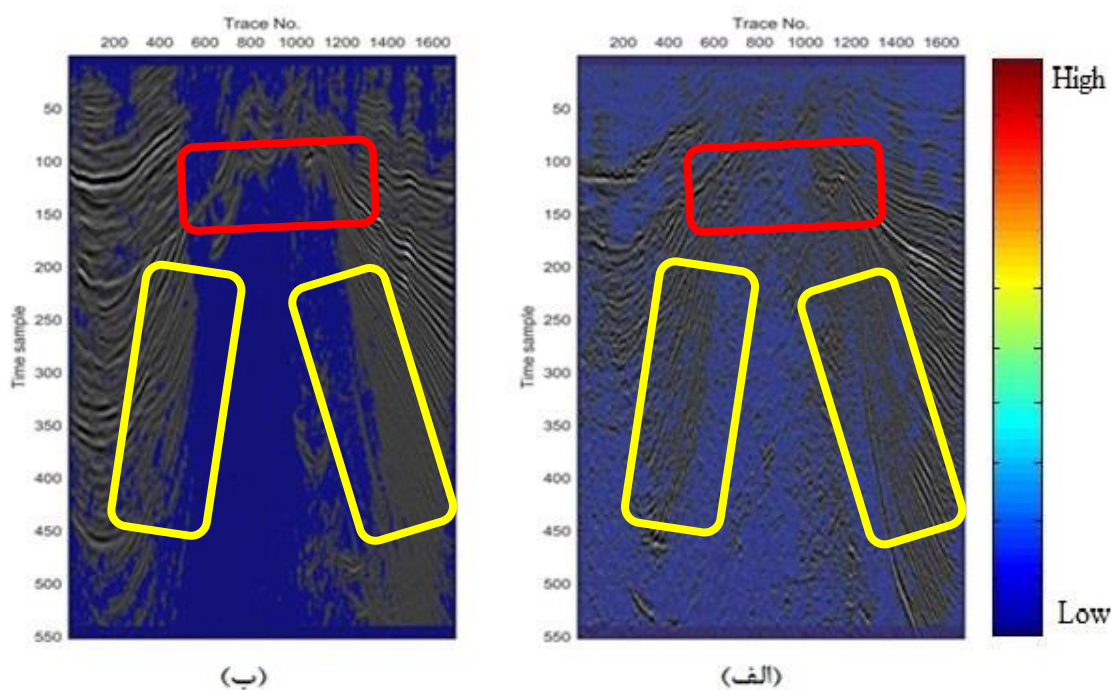
این نشانگر برای مشخص کردن مناطق هموار به کار می‌رود. اساس این نشانگر جمع مقادیر گرادیان در پنجره مورد نظر و نسبت دادن مقدار به مرکز پنجره است که توسط این نشانگر می‌توان افق‌های موجود در مقطع را مشخص نمود. با مقایسه کادرهای زردرنگ در شکل ۴-۲۰ (الف) و (ب) مشاهده می‌شود که مرزهای جانبی گنبد نمکی در مقطع نشانگر همواری حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک نسبت به مقطع حاصل از برانبارش متداول بهتر می‌باشد. همچنین با توجه به کادرهای قرمز رنگ موجود در شکل مقطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - همواری در مشخص نمودن مرزهای بالایی گنبد نمکی نیز بهتر از برانبارش متداول عمل کرده است. در واقع ساختار گنبد نمکی توسط این نشانگر به خوبی مشخص شده است.



شکل ۴-۲۰. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - همواری اعمال شده بر روی (الف) برانبارش متداول و (ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک.

#### ۴-۴-۵ نشانگر بافتی کیفیت لبه

نشانگر کیفیت لبه برای مشخص نمودن ناهمواری‌ها و از هم‌گسیختگی‌های موجود در یک منطقه بسیار مفید می‌باشد. اساس این نشانگر تغییرات حداکثر و حداقل میزان گرادیان در پنجره مورد نظر است. با مقایسه کادرهای زردرنگ در شکل ۴-۲۱ (الف) و (ب) مشاهده می‌شود که مانند دیگر نشانگرهای لرزه‌ای بافتی این نشانگر هم در مقطع برانبارش سطح بازتاب مشترک به خوبی توانسته است مرزهای جانبی گنبد نمکی را مشخص کند. علاوه بر این با توجه به کادرهای قرمز رنگ در شکل مشاهده می‌شود که در مقطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - کیفیت لبه حاصل از برانبارش متداول مرزهای بالایی گنبد نمکی قابل رویت نمی‌باشند، درحالی‌که در مقطع حاصل از سطح بازتاب مشترک به خوبی دیده می‌شوند.



شکل ۴-۲۱. مقاطع نشانگر لرزه‌ای بافتی - کیفیت لبه اعمال شده بر روی الف) برانبارش متداول و ب) برانبارش سطح بازتاب مشترک.

## فصل ۵ نتایج و پیشنهادات

## ۵-۱ نتایج

۱. در مقاطع حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک از آنجا که در فرآیند برانبارش به جای یک روند خط از یک سطح برانبارشی استفاده می‌شود، تعداد ردلرزه‌های بیش‌تری در فرآیند برانبارش مورد استفاده قرار می‌گیرند. در نتیجه نسبت سیگنال به نوفه این مقاطع نسبت به مقاطع برانبارش متداول بیشتر می‌باشد.
۲. پیوستگی رویدادها در مقطع برانبارش سطح بازتاب مشترک به مراتب بهتر از مقطع برانبارش متداول می‌باشد. همچنین بعضی از رویدادهایی که در مقطع حاصل از برانبارش متداول کیفیت و وضوح پایینی دارند یا اصلاً نشان داده نشده‌اند، به عنوان مثال مرزهای گنبد نمکی، در مقطع حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک به خوبی نمایان شده است.
۳. با توجه به حساس بودن نشانگرهای لرزه‌ای به کیفیت مقطع ورودی، از آنجا که مقاطع حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک کیفیت بالاتری دارند، نشانگرهای لرزه‌ای اعمال شده بر آن‌ها نسبت به نشانگرهای اعمال شده روی مقطع حاصل از برانبارش متداول نتایج بهتری به دست می‌دهند.
۴. نشانگرهای لرزه‌ای بی‌نظمی، بافتی - جهتی، بافتی - همواری و بافتی - کیفیت لبه که به ترتیب داده‌های لرزه‌ای را از نظر بی‌نظمی، جهت‌دار بودن، همواری و از هم‌گسیختگی از یکدیگر تفکیک می‌کنند، در مقاطع حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک نسبت به مقاطع حاصل از برانبارش متداول نتیجه بهتری به دست می‌دهند. در واقع ساختار گنبد نمکی و مرزهای آن در این نشانگرهای اعمال شده بر روی مقاطع حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک بهتر نمایان شده است.
۵. نشانگر لرزه‌ای پوش دامنه و واریانس نیز در مقطع حاصل از برانبارش سطح بازتاب مشترک نسبت به مقاطع حاصل از برانبارش متداول، افق‌های زیرسطحی و افق‌های موجود در اطراف گنبد نمکی را بهتر نمایان کرده اند.

۶. در انتها می‌توان گفت برانبارش سطح بازتاب مشترک به علت مستقل بودن از مدل سرعت و نیز انتخاب یک سطح برانبارشی به جای یک خط، دارای کیفیت و وضوح بهتری می‌باشد و تفسیر نشانگرهای اعمال شده به مقاطع حاصل از آن نسبت به نشانگرهای اعمال شده به مقاطع حاصل از برانبارش متداول نتایج دقیق‌تر و قابل اعتمادتری به دست می‌دهد.

## ۲-۵ پیشنهادات

۱. می‌توان به منظور بهبود کیفیت مقاطع، از روش برانبارش سطح پراش مشترک به جای برانبارش سطح بازتاب مشترک استفاده کرد.
۲. با تعریف کمیته‌ای از مجموع سه نشانگر بافتی نام برده شده در پایان نامه (جهتی، همواری و کیفیت لبه) می‌توان به کمیته دست یافت که مرز گنبدهای نمکی را بهتر و دقیق‌تر مشخص کند.



## فصل ٦ منابع و مأخذ

## فهرست منابع

- [۱] ریاحی، م.، بازرگانی، ف.، ۱۳۸۳، بررسی کارایی روش مهاجرت PSPC در پردازش داده‌های لرزه‌ای به دست آمده از محیط‌های دارای تغییرات جانبی سرعت، مجله فیزیک زمین و فضا، ۳۰(۲)، ۷۹-۹۱.
- [۲] سلیمانی، م.، ادیبی، ا.، سکوتی، م. ر.، شاهسونی، ه.، ۱۳۸۹، تصویرسازی لرزه‌ای در کمربندهای رورانده با ساختار پیچیده با نشانگرهای جنبشی میدان موج، مجله ژئوفیزیک ایران، ۷(۴)، ۹۵-۱۱۶.
- [۳] نادری، ا.، جواهریان، ع.، گلال‌زاده، ع.، ۱۳۸۳، حذف اثر شیب به کمک برونراند شیب در رکوردهای چشمه مشترک، یازدهمین کنفرانس ژئوفیزیک ایران، ۱۳۸۳، تهران.
- [۴] Bahorich, M. S., and Farmer, S. L., 1995, 3D seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: the coherence cube, 65<sup>th</sup> Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstract, 93-96.
- [۵] Battaglia, E., 2012, Seismic refraction imaging of near surface structures using the common refraction surface (CRS) stack method. PHD's thesis, Universit\_a degli Studi di Cagliari.
- [۶] Bergler, S., 2001, The common reflection surface stack for common offset –theory and application: M.Sc. thesis, University of Karlsruhe.
- [۷] Bergler, S., 2004, On the determination and use of kinematic wavefield attributes for 3D seismic imaging. Logos verlag, Berlin.
- [۸] Berthelot, A., Solberg, A., and Gelius, L., 2009, Use of seismic attributes in autotracking of salt structures - A feasibility study: presented at the Ninth SEGJ International symposium - Imaging and Interpretation.
- [۹] Chopra, S., and Marfurt, J. K., 2005, Seismic Attributes – A Historical Perspective,



75th Ann of SEG.

[١٠] Claerbout, J. F., 1985, Imaging the earth's interior. Blackwell scientific Publications, Oxford.

[١١] Claerbout, J. F., and Doherty, S. M., 1972, Downward continuation of move out corrected seismograms. Geophysics, 37, 741- 768.

[١٢] Chun, J. H., and Jacewitz, C. A., 1981, fundamentals of frequency domain migration: Geophysics, 46, 717-733.

[١٣] Ewig, E., 2003, Theory and application of residual static correction by means of CRS attributes. PHD's thesis, Karlsruhe University.

[١٤] Fomel, S., 2009, Velocity analysis using AB Semblance, Geophysical Prospecting, 57, 311- 321.

[١٥] Gelchinsky, B., Landa, E., and Shtivelman, V., 1985, Algorithm of phase and group correlation: Geophysics, 553, no. 2, 143-157.

[١٦] Hegazy, T., and Alregib, GH, 2014, Texture attributes for detecting salt bodies in seismic data. Center of Energy and Geo Processing (CeGP), Georgia Institute of technology.

[١٧] Heilmann, Z., 2007, CRS-stack-based seismic reflection imaging for land data in time and depth domains. PHD's thesis, Karlsruhe University.

[١٨] Heilmann, Z., 2007, CRS-stack-based seismic reflection imaging for land data in time and depth domain: Logos Verlag, Berlin.

[١٩] Heralick, R. M., Shanmugam, K., and Dinestein, I., 1973, Textural features for image classification. IEEE Trans. on systems, Man and Cybernetics, Vol. SMC-3, 610-621.

- [٢٠] Hill, N. R., 2001, Prestack Gaussian-beam depth migration. *Geophysics*, 66, 1240-1250.
- [٢١] Höcht, G., 2002, Traveltime approximations for 2D and 3D media and kinematic wavefield attributes. PhD thesis, University of Karlsruhe.
- [٢٢] Hubral, P., 1983, Computing true amplitude reflections in a laterally inhomogeneous earth: *Geophysics*, 48, no. 8, 1051-1062.
- [٢٣] Hubral, P., 1999, Special issue on macro-model independent seismic reflection imaging: *J.Appl. Geophys*, 42, Amsterdam. Elsevier.
- [٢٤] Hubral, P., and Krey, T., 1980, Interval velocities from seismic reflection traveltime measurements: *Soc. Expl. Geophys*.
- [٢٥] Hubral, P., Schleicher, J., and Tygel, M., 1996, A unified approach to 3D seismic reflection imaging, Part I: Basic concepts: *Geophysics*, 61(3), 742-758.
- [٢٦] Jäger, R., 1999, The common-reflection-surface stack – theory and application. Master's thesis, Karlsruhe University.
- [٢٧] Jäger, R., Mann, J., Höcht, G., and Hubral, P., 2001, Common-reflection-surface stack: Image and attributes. *Geophysics*, 66, 97-109.
- [٢٨] Levin, F. k., 1971, Apparent velocity from dipping interface reflections. *Geophysics*, 36, 510-516.
- [٢٩] Mann, J., Schleicher, J., and Hertweck, T., 2007, Crs stacking. A simplified explanation. EAGE 69<sup>th</sup> conference and technical exhibition - london.

- [٣٠] Mann, J., Jäger, R., Müller, T., Höcht, G., and Hubral, P., 1999, Common-reflection-surface stack: a real data example: *J. Appl. Geophys.* 42(4), 301-318.
- [٣١] Marfurt, K. J., Kirlin, R. L., Farmer, S. L., and Bahorich, M. S., 1998, 3D seismic attributes using a semblance - based coherency algorithm: *Geophysics*, 63, 1150-1165.
- [٣٢] Mayne, W. H., 1962, Common reflection point horizontal data stacking techniques: *Geophysics*, 27(6), 927–938.
- [٣٣] Minarto, E., 2013, Optimization of Common Reflection Surface (CRS) attributes based on conjugate direction approach using Powell search method. PHD's thesis, Hamburg University.
- [٣٤] Müller, T., 1999, The common reflection surface stack method seismic imaging with out explicit knowledge of the velocity model. PhD thesis University of Karlsruhe.
- [٣٥] Neidell, N. S. and Taner, M. T., 1971, Semblance and other coherency measures for multichannel data: *Geophysics*, 34, 482-497.
- [٣٦] Nelder, J., and Mead, R., 1965, A simplex method for function minimization: *computer journal*, 7, 308-313.
- [٣٧] Pedersen, S. I., Randen, T., Sonneland, L., and Steen, O., 2002, Automatic fault extraction using artificial ants, Society of Exploration Geophysicists, International Exposition and 72nd Annual Meeting; Technical Program, Expanded Abstracts, Vol. 72, 512-515.
- [٣٨] Pussak, M., Bauer, K., Stiller, M., Bujakowski, W., 2014, Improved 3D seismic attribute mapping by CRS stacking instead of NMO stacking: Application to a geothermal reservoir in the Polish Basin, *J. App. Geophys.* 102, 186-198.

- [٣٩] Randen, T., Pedersen, S.I., and Sønneland, L., 2001, Automatic extraction of fault surfaces from three-dimensional seismic data: expanded abstracts, Int. Mtg., Soc. exploration geophys, 551–554.
- [٤٠] Schneider, W. A., 1978, Integral formulation for migration in two and three dimensions. Geophysics, 43, 49-76.
- [٤١] Schleicher, J., Tygel, M., and Hubral, P., 1993, Parabolic and hyperbolic paraxial two-point traveltimes in 3D media: Geophys. Prosp., 41, no. 4, 495-514.
- [٤٢] Sherif, R. E., 1995, Exploration seismology. 2<sup>nd</sup> edition: Cambridge University Press, New York.
- [٤٣] Sheriff, R. E., and Geldart, L. P., 1995, Exploration seismology, 2<sup>nd</sup> edition. Cambridge University press.
- [٤٤] Soleimani, M., Mann, J., Adibi, E., Shahsavani, M., and Piruz, I., 2010a, Applying the CRS stack method to solve the problem of imaging of complex structures in the Zagros over thrust, south west Iran: In extended abstract, 72<sup>nd</sup> EAGE, Spain, P556.
- [٤٥] Soleimani, M., Mann, J., Adibi, E., and Piruz, I., 2010b, Improving the seismic image quality in semi-complex structures in north east Iran by the CDS stack method: Presented at the 72<sup>th</sup> EAGE, Barcelona.
- [٤٦] Stolt, R. H., 1978, Migration by Fourier transform. Geophysics, 43, 23-48.
- [٤٧] Subrahmanyam, D., and Rao, P. H., 2008, Seismic attributes - A review. 7<sup>th</sup> International Conference and Exposition on Petroleum Geophysics, 398-404.
- [٤٨] Taner, M. T., 2001, seismic attributes. Rock solid images, Houston. U.S.A.

- [٤٩] Taner, M. T. and Koehler, F., 1969, Velocity spectra – Digital computer derivation and applications of velocity functions: *Geophysics*, **34**, 859-881.
- [٥٠] Taner, M. T., Koehler F., and Sheriff, R. E., (1979), Complex seismic trace analysis: *Geophysics*, 44, 1041-1063.
- [٥١] Thore, P., de Bazelaire, E., 1991, Analysis of the common midpoint gather by decomposition into elementary wave fronts: *Geophysical Prospecting*, 39(4), 453–471.
- [٥٢] Tygel, M., Müller, T., Hubral, P., and Schleicher, J., 1997, Eigenwave based multiparameter traveltime expansions: 67<sup>th</sup> Annual Internat. Mtg., Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 1770-1773.
- [٥٣] Ursin, B., 1982, Quadratic wavefront and traveltime approximations in inhomogeneous layered media with curved interfaces: *Geophysics*, 47, no. 1012-1021.
- [٥٤] Vieth, K. U., 2001, Kinematic wavefield attributes in seismic imaging. PHD's thesis, Karlsruhe University.
- [٥٥] Yilmaz, Ö., 1987, “Seismic Data Processing”, Society of Exploration Geophysics.
- [٥٦] Yilmaz, Ö., 2001, Seismic data analysis-processing, inversion and interpretation of seismic data. Society of Exploration Geophysics.
- [٥٧] Zhang, Y., Bergler, S., and Hubral, P., 2001, Common-reflection-surface (CRS) stack for common offset. *Geophys. prosp.*, 49(6), 709-718.



## **Abstract**

Seismic attributes are widely used as a tool for better interpretation of seismic data with their implicit information. One of the factors affecting the performance efficiency of seismic attributes is the quality of the input data, so that the results obtained from applying an identical attribute on a single seismic datum which has been processed with different methods may differ. In this research, two methods – conventional stacking and common reflection surface stacking – were used to obtain zero offset section. Conventional stacking depends on velocity model, and due to the selection of one line for stacking, it does not have a high signal to noise ratio and continuity of events is low in it. This is while in common reflection surface stacking, due to the selection of one surface for stacking, signal to noise ratio in the final section is more and events have higher continuity and quality. To calculate the attributes, it is better that the input data are migrated. In this research, sections obtained from conventional stacking and common reflection surface stacking were migrated by Kirchhoff method, then the intended seismic attributes were applied on the migrated sections. Seismic attributes used in this paper are chaos, coherency and texture attributes. Chaos and coherency attributes are very efficient in identifying faults and discontinuities; texture attributes are used in separating areas with different textures such as salt dome. Finally, seismic attribute sections obtained from the two stacking methods were compared. Results showed that due to the selection of stacking surface, the common reflection surface stacking method acts better than the conventional stacking method, and the continuity and quality of sections obtained from common reflection surface stacking method is more than the conventional stacking method, which leads to more efficiency in studying and interpreting seismic attributes, compared to conventional stacking sections.

**Key words:** *seismic data processing, common reflection surface stacking, Conventional stacking, seismic attributes*



**Shahrood University of Technology**  
**Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics Engineering**

**Petroleum Department**

**Thesis for Master of Science in Petroleum Engineering**

**Study of using the common reflection surface stack section instead  
of conventional stack results on seismic attributes sections**

Foroogh Farokhnia

**Supervisors**

Dr. Amin Roshandel Kahoo

Dr. Mehrdad Soleimani Monfared

February 2016