



دانشگاه صنعتی شاهرود

دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک
مهندسی معدن گرایش اکتشاف

رساله دکتری

بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس با استفاده از شرط تصویرسازی و حل معادله

موج

نگارنده: فرزاد مرادپوری

استاد راهنما

پروفسور دکتر علی مرادزاده

اساتید مشاور

دکتر مهرداد سلیمانی منفرد

دکتر رینام کروز پستانا

تیر ۱۳۹۵

شماره: ۲۶۹۵۱۷۶۴
تاریخ: ۹۵.۵.۱۱
ویرایش:

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره ۱۲: صورت جلسه نهایی دفاع از رساله دکتری (Ph.D)
(ویژه دانشجویان ورودی های ۹۴ و ما قبل)

بدینوسیله گواهی می شود آقای فرزاد مرادپوری دانشجوی دکتری رشته مهندسی اکتشاف معدن به شماره دانشجویی ۹۱۲۵۰۵۵ ورودی ماه مهر سال ۹۱ در تاریخ ۹۵/۴/۲۳ از رساله نظری ☒ عملی ☐ خود با عنوان: بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس با استفاده از شرط تصویرسازی و حل معادله موج ^(نور و صوت) عالی دفاع و با اخذ نمره ۱۹.۵ به درجه: عالی نائل گردید.

- الف) درجه عالی: نمره ۱۹-۲۰ ☒ (ب) درجه بسیار خوب: نمره ۱۷-۱۸/۹۹ ☐
ج) درجه خوب: نمره ۱۵-۱۶/۹۹ ☐ (د) غیر قابل قبول و نیاز به دفاع مجدد دارد ☐
ه) رساله نیاز به اصلاحات دارد ☐

ردیف	هیئت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱	دکتر علی مرادزاده	استاد راهنما	استاد	
۲	دکتر مهرداد سلیمانی منفرد	مشاور	استادیار	
۳	Dr. Reynam da Cruz Pestana	مشاور	دانشیار	
۴	دکتر محمد علی ریاحی	استاد مدعو خارجی	دانشیار	
۵	دکتر محمدرضا بختیاری	استاد مدعو خارجی	استادیار	
۶	دکتر امین روشندل کاهو	استاد مدعو داخلی	استادیار	
۷	دکتر ابوالقاسم کامکار روحانی	سرپرست (نماینده) تحصیلات تکمیلی دانشکده	دانشیار	

مدیر محترم تحصیلات تکمیلی دانشگاه:

ضمن تأیید مراتب فوق مقرر فرمائید اقدامات لازم در خصوص انجام مراحل دانش آموختگی آقای فرزاد مرادپوری بعمل آید.

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر علیرضا عرب امیری
تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:



تقدیم اثر

به پاس همدلی، همراهی، صبر و زحمات بی‌دریغ همسرم در طول دوره‌های خدمت سربازی، کارشناسی ارشد و دوره دکتری، رساله دکتری خود را به ایشان و همچنین به فرزند عزیزم امیرسام که انشالله به زودی به جمع ما خواهد پیوست تقدیم می‌کنم و از خداوند منان می‌خواهم که به این بنده حقیر توفیق سپاسگزاری و خدمت به این عزیزان را مرحمت فرماید.

تشکر و قدردانی

سپاس خدای را که سخنوران، در ستودن او بمانند و شمارندگان، شمردن نعمت‌های او ندانند و کوشندگان، حق او را گزاردن نتوانند. و سلام و درود بر محمد و خاندان پاک او، طاهران معصوم، هم آنان که وجودمان وامدار وجودشان است؛ و نفرین پیوسته بر دشمنان ایشان تا روز رستاخیز...

در اینجا، بر خود لازم می‌دانم از زحمات استاد راهنمای گرانقدر رساله دکتری خویش، جناب آقای پروفسور علی مرادزاده که همواره با اشتیاق و علاقه تمام مراحل انجام رساله دکتری اینجانب را پیگیری نموده و نظرات ارزشمند خود را به بنده انتقال دادند، تشکر و قدردانی نمایم.

همچنین شایسته است مراتب تشکر و قدردانی خود را از اساتید مشاور گرامی، جناب آقای دکتر رینام کروز پستانا و جناب آقای دکتر مهرداد سلیمانی منفرد به پاس کمک‌های بی دریغ‌شان ابراز نمایم.

تعهد نامه

اینجانب فرزاد مرادپوری دانشجوی دوره دکتری رشته اکتشاف معدن دانشکده مهندسی معدن، نفت و ژئوفیزیک دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده رساله بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس با استفاده از شرط تصویرسازی و حل معادله موج تحت راهنمایی دکتر علی مرادزاده متعهد می شوم.

- تحقیقات در این رساله 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 رساله 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 می باشد و مقالات مستخرج با نام « دانشگاه صنعتی شاهرود » و یا « **Shahrood University of Technology** » به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی رساله تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از رساله رعایت می گردد.
- در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که از موجود زنده (یا بافتهای آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این رساله، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است اصل رازداری ، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است

۹۵/۵/۳۰

فرزاد مرادپوری

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.

چکیده:

ساختارهای زمین‌شناسی پرشیب در محیط‌های زمین‌شناسی پیچیده غالباً به عنوان تله‌های مواد هیدروکربنی حائز اهمیت هستند. ساختارهای فوق در سال‌های اخیر بسیار مورد توجه هستند. تصویرسازی این قبیل ساختارها به دلیل سازوکار روش‌های مرسوم تصویرسازی که در قالب روش‌های پرتو-مبنا و روش مهاجرت معادله موج مبنا یک طرفه انجام می‌شوند، بخوبی انجام نمی‌شود. از اینرو، جهت تصویرسازی مناسب این ساختارها از روش مهاجرت زمانی معکوس (RTM) داده‌های لرزه‌ای به عنوان یک روش معادله موج-مبنا استفاده می‌شود. روش RTM علاوه بر مزیت‌های آن به عنوان یک روش تصویرسازی برتر، با چالش‌هایی همانند نوفه‌های فرکانس پایین نیز مواجه است. در این رساله، ضمن استفاده از روش تصویرسازی RTM، به بهبود آن در قالب ارائه یک روش برونمایی میدان موج تحت عنوان روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM) و همچنین ارائه یک شرط تصویرسازی نوین برای حذف یا تعدیل پدیده‌های کاذب شاخصه روش RTM پرداخته شده است. از اینرو، در ابتدا چگونگی ارائه یک انتگرال‌گیر ترکیبی بر اساس روش بسط سریع (REM) و لیپفراگ (L) بر اساس روابط موجود بحث شده و سپس برای اولین بار فرمول‌بندی جدیدی برای برونمایی میدان موج و مشتق آن ارائه شده است. بطوریکه نتایج حاصل بخوبی نشان می‌دهد که استفاده از روش ترکیبی ارائه شده برای برآورد میدان موج و مشتق آن دارای سطح دقت و پایداری بسیار بالایی نسبت به سایر روش‌های مشابه است. علاوه بر آن با توجه به نتایج می‌توان گفت که این روش محدود به بازه خاصی از نمونه‌برداری‌های زمانی نبوده و هیچگونه مشکلی در رابطه با پراکندگی عددی و پایداری ندارد. روش عددی ارائه شده بسط سریع-لیپفراگ (L-REM)، نه تنها برای فواصل نمونه‌برداری زمانی کوچک نسبت به سایر روش‌ها دارای دقت بسیار بالاتری است، بلکه با افزایش فواصل زمانی نیز دقت و پایداری خود را حفظ می‌کند. در مرحله بعدی، به بهبود شرط تصویرسازی به عنوان قلب روش RTM، برای تصویر نمودن ساختارهای پرشیب و حذف نوفه‌های فرکانس پایین برای تولید یک تصویر با کیفیت بالا پرداخته شده است. در این راستا از نتایج برونمایی میدان موج و مشتقات آن در جهت محاسبه بردار-

های پوئین‌تینگ استفاده شده است. سپس این بردارها برای جداسازی میدان موج به مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده و همچنین برای محاسبه زوایای بازتاب در جهت ارائه یک تابع وزنی استفاده شده است. در نهایت شرط تصویرسازی جدیدی بر مبنای مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده و تابع وزنی فوق‌الذکر، برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه برای ارائه شده است. با توجه به تولید نوفه‌های فرکانس پایین در زوایای بزرگتر از ۶۰ درجه، جداسازی میدان موج به مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده منجر به تعدیل بخشی از نوفه‌های فرکانس پایین در زوایای ۶۱ تا ۹۰ درجه شده است. جهت حذف و یا تعدیل بخش باقی‌مانده از نوفه‌های فرکانس پایین، بازه زاویه‌ای مذکور از طریق تابع وزنی اشاره شده به سه زیر بازه تقسیم شده و با توجه به نسبت مستقیم تولید نوفه با افزایش زاویه بازتاب، به هر زیر بازه یک وزن اختصاص داده شده و شرط تصویرسازی بصورت کامل ارائه شده است. در نهایت الگوریتم بهبودیافته RTM، بر روی چند مجموعه داده مدل‌های مصنوعی مختلف و یک مورد داده لرزه‌ای میدانی آزمایش شد. نتایج حاصل نشان از قابلیت‌ها و برتری‌های روش پیشنهادی در تصویر نمودن ساختارهای پرشیب و تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین در مقایسه با دیگر روش‌های تصویرسازی داده-های لرزه‌ای است. همچنین در هر مورد نشان داده شد که تصویر مهاجرت یافته نهایی با روش بهبود یافته دارای کیفیت و وضوح بالا حاصل می‌شود.

کلمات کلیدی: ساختارهای پرشیب، مهاجرت زمانی معکوس (RTM)، نوفه‌های فرکانس پایین، روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM)، بردار پوئین‌تینگ، شرط تصویرسازی.

لیست مقالات مستخرج از رساله:

- 1- Moradpouri, F., Moradzadeh A., Pestana R. C., Soleimani Monfared, M., (2016). Seismic reverse time migration using a new wave-field extrapolator and a new imaging condition. *Acta Geophysica*. (In press).
- 2- Moradpouri, F., Moradzadeh A., Pestana R. C., Soleimani Monfared, M., (2016). An improvement in RTM method to image steep dip petroleum bearing structures and its superiority to other methods. *Journal of Mining and Environment*. (Published online).
- ۳- مرادپوری، ف.، مرادزاده، ع.، پستانا، ر.، سلیمانی منفرد، م. ۱۳۹۴. ارائه یک روش نوین عددی جهت حل معادله موج کامل در مدل سازی لرزه ای، مجله روش های تحلیلی و عددی در مهندسی معدن، دانشگاه یزد. جلد ۵، شماره ۱۰، ص ۴۱-۴۸.
- ۴- مرادپوری، ف.، مرادزاده، ع.، پستانا، ر.، سلیمانی منفرد، م. ۱۳۹۵. ارائه فرمول بندی جدید جهت برونیابی پاسخ میدان موج لرزه ای و مشتقات آن، مجله مدلسازی پیشرفته ریاضی. جلد ۵، شماره ۲، ص ۴۷-۵۸.
- ۵- مرادپوری، ف.، مرادزاده، ع.، سلیمانی منفرد، م.، پستانا، ر.، ۱۳۹۵. ارائه شرط تصویر سازی جدید در روش تصویرسازی لرزه ای RTM با استفاده از بردارهای پوئین تینگ. مجله مهندسی معدن. (در دست چاپ)
- ۶- مرادپوری، ف.، مرادزاده، ع.، پستانا، ر.، سلیمانی منفرد، م. ۱۳۹۴. بهبود شرط تصویر سازی در روش مهاجرت زمانی معکوس جهت حذف نویز های فرکانس پایین، سی و چهارمین گردهمایی و دومین کنگره بین المللی تخصصی علوم زمین. اسفند ۹۴، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ۷- مرادپوری، ف.، مرادزاده، ع.، پستانا، ر.، سلیمانی منفرد، م. ۱۳۹۴. تعیین جهت انتشار میدان موج با استفاده از بردارهای پوئین تینگ، چهل و ششمین کنفرانس ریاضی ایران، ۲-۶ شهریور، دانشگاه یزد.
- ۸- مرادپوری، ف.، مرادزاده، ع.، پستانا، ر.، سلیمانی منفرد، م. ۱۳۹۴. بهبود شرط تصویرسازی و تولید گروه های تصویر مشترک جهت تضعیف پدیده های کاذب در روش مهاجرت زمانی معکوس، سومین همایش ملی نفت و گاز و صنایع وابسته، ۲۲-۲۳ مهر، دانشگاه شهید باهنر کرمان.
- 9- Farzad Moradpouri, F., Moradzadeh A., Pestana R. C., Soleimani Monfared, M., (2016). Improvement of seismic imaging condition to suppress RTM artifacts. *Geophysics*. (Under review)

فهرست علائم اختصاری استفاده شده در متن

اصطلاح انگلیسی	مخفف	معادل به فارسی
Reverse Time Migration	RTM	مهاجرت زمانی معکوس
One-way Wave Equation Migration	OWEM	مهاجرت معادله موج یک طرفه
Wave Equation-based Migration	WEM	مهاجرت معادله موج-مبنا
Partial Differential Equation	PDEs	معادلات دیفرانسیلی جزئی
Common Mid Points	CMPs	نقاط میانی مشترک
Common Depth Points	CDPs	نقاط عمقی مشترک
Isotropic Wave Equation	ISO	معادله موج ایزوتروپ
Fast Fourier Transform	FFTs	تبدیل فوریه سریع
Society of Exploration Geophysicist	SEG	انجمن ژئوفیزیکدانان اکتشافی
Amplitude Versus Angle	AVA	دامنه در برابر زاویه
Migration Velocity Analysis	MVA	تحلیل سرعت مهاجرت
Vertical Seismic Profiling	VSP	مقطع لرزه‌ای قائم
Poynting Vector	PV	بردار پوینتینگ
Common Image Gathers	CIGs	گروه‌های تصویر مشترک
Rapid Expansion Method	REM	روش بسط سریع
Finite Difference	FD	روش تفاضل محدود
Signal to Noise	S/N	سیگنال به نویز
Leapfrog	L	لیپفراگ
Störmer-Verlet	SV	استورمر-فرلت
Störmer-Verlet-Rapid Exoansion Method	SV-REM	روش بسط سریع-استورمر-فرلت
Leapfrog-Rapid Exoansion Method	L-REM	روش بسط سریع-استورمر-فرلت
Symplectic Integrator	SI	انتگرال گیر ترکیبی
Institut Français du Pétrole	IFP	انستیتو نفت فرانسه
Subsalt Multiple Attenuation And Reduction Technology Joint Venture	SMAART JV	اسمارت جی وی
Brandsberg-Dahl and Billette (2004)	BP 2004	مدل BP 2004
Wave-field extrapolation	WE	برونیابی میدان موج
t		زمان
t_{\max}		حداکثر زمان
Δt		گام زمانی
τ		تاخیر زمانی
h		تاخیر مکانی
x		مکان-فاصله در جهت افق
z		محور قائم (عمق)

S		چشمه
R		گیرنده- مقدار اسکالر
P		میدان موج
Q یا \dot{P}		مشتق میدان موج
S_u		میدان موج بالارونده چشمه
S_d		میدان موج پایین‌رونده چشمه
R_u		میدان موج بالارونده گیرنده
R_d		میدان موج پایین‌رونده گیرنده
\mathbf{J}		بردار پوئین‌تینگ
θ		زاویه بازتاب
β		زاویه جهت انتشار میدان موج
$\gamma = 2\theta$		زاویه بین موج تابشی و بازتابی
∇P		گرادیان میدان موج
$\partial P / \partial t$		مشتق زمانی میدان موج
$W(\theta)$		تابع وزنی
$I(x)$		شرط تصویرسازی
c		سرعت صوت
k		عدد موج
f_0		فرکانس
V_P		سرعت موج فشارشی
p		اندازه حرکت
f		نیرو
\mathbf{u}		بردار واحد
H		تابع همیلتون- معادله پیوستگی شار انرژی
Δx		فاصله شبکه در جهت x
Δz		فاصله شبکه در جهت z
∇		عملگر لاپلاسین
L		عملگر دیفرانسیلی مرتبه دو
J_k		تابع بسل
Q_{2k}		چند جمله‌ای اصلاح شده چبیشف
$W(P^{(n)}) = \partial P^2 / \partial t^2$		تقریب مشتق دوم میدان موج

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلیات	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- اهداف تصویرسازی لرزه‌ای	۲
۱-۲-۱- موضوعات اولیه حائز اهمیت در تصویرسازی لرزه‌ای	۳
۳-۱- مهاجرت لرزه‌ای	۴
۱-۳-۱- روش‌های مهاجرت لرزه‌ای	۵
۲-۳-۱- الگوریتم‌های مختلف مهاجرت داده‌های لرزه‌ای	۸
۴-۱- بیان مسئله	۱۲
۵-۱- ضرورت انجام تحقیق	۱۳
۶-۱- سوالات تحقیق	۱۳
۷-۱- هدف از مطالعه و روش تحقیق	۱۴
۸-۱- سازماندهی مطالب	۱۶
فصل دوم: روش تصویرسازی مهاجرت زمانی معکوس	۱۷
۱-۲- مقدمه	۱۸
۲-۲- روش‌های مرسوم تصویرسازی	۱۸
۳-۲- برخی مفاهیم کلیدی روش‌های تصویرسازی معادله موج- مبنا	۱۹
۱-۳-۲- اصل تصویرسازی	۲۰
۲-۳-۲- شرط تصویرسازی	۲۳
۳-۳-۲- برونمایی عمق در مقابل زمان	۲۴
۴-۲- روش معادله موج یک طرفه	۲۷
۵-۲- روش تصویرسازی مهاجرت زمانی معکوس	۳۰
۶-۲- مراحل اجرای مهاجرت زمانی معکوس	۳۵
۷-۲- مزایا و معایب اصلی روش مهاجرت زمانی معکوس	۳۸
۸-۲- پدیده‌های کاذب در روش مهاجرت زمانی معکوس	۴۰

۹-۲- مروری بر پیشینه بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس..... ۴۵

فصل سوم: ارائه روشی برای برونابی میدان موج و مشتقات آن..... ۵۱

۱-۳- مقدمه..... ۵۲

۲-۳- معادله موج ایزوتروپ..... ۵۲

۳-۳- روش‌های حل معادله موج در مهاجرت زمانی معکوس..... ۵۳

۱-۳-۳- روش تفاضل محدود..... ۵۴

۲-۳-۳- روش پیشروی صریح دو مرحله‌ای..... ۵۴

۳-۳-۳- روش بسط سریع..... ۵۵

۴-۳-۳- انتگرالگیرهای ترکیبی..... ۵۶

۴-۳- ارائه روش ترکیبی بسط سریع- لیپفراگ..... ۵۷

۵-۳- آنالیز عددی و تحلیل نتایج..... ۶۷

فصل چهارم: بردارهای پوئین تینگ و ارائه یک شرط تصویرسازی نوین..... ۷۵

۱-۴- مقدمه..... ۷۶

۲-۴- بردار پوئین تینگ..... ۷۶

۱-۲-۴- مفهوم فیزیکی و ریاضیاتی بردار پوئین تینگ..... ۷۷

۳-۴- بردار پوئین تینگ و مهاجرت زمانی معکوس داده‌های لرزه‌ای..... ۸۰

۴-۴- استفاده از بردار پوئین تینگ در شرط تصویرسازی..... ۸۴

۵-۴- ارائه یک شرط تصویرسازی نوین..... ۹۵

فصل پنجم: کاربرد روش بهبودیافته RTM بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی و مقایسه

نتایج با برخی از روش‌های دیگر تصویرسازی..... ۱۰۳

۱-۵- مقدمه..... ۱۰۴

۲-۵- مهاجرت زمانی معکوس پیش از برانبارش عمقی با استفاده از مدل‌های مختلف..... ۱۰۴

۱-۲-۵- نتایج با استفاده از مدل مارموزی..... ۱۰۵

۲-۲-۵- نتایج با استفاده از مدل BP۲۰۰۴..... ۱۱۳

۳-۲-۵- نتایج تصویرسازی لرزه‌ای با روش RTM بهبود یافته برای یک مدل واقعی..... ۱۲۲

فصل ششم: نتیجه گیری و پیشنهادات.....	۱۲۹
۶-۱- جمع بندی و نتیجه گیری.....	۱۳۰
۶-۲- پیشنهادات.....	۱۳۲
منابع.....	۱۳۵
پیوست الف: روش بسط سریع بازگشتی.....	۱۴۴
پیوست ب: معادلات برونابی میدان موج و مشتق آن.....	۱۴۸

فهرست اشکال

- شکل (۱-۱). یک نوع طبقه‌بندی از انواع مهاجرت بر مبنای ماهیت فیزیکی مورد استفاده. ۶
- شکل (۲-۱). انواع مهاجرت به عنوان تابعی از پیچیدگی زمین شناختی و تغییرات سرعت. گران‌ترین و دقیق‌ترین روش مهاجرت، پیش از برانبارش عمقی می‌باشد. ۸
- شکل (۳-۱). برخی از روش‌های موجود جهت انجام مهاجرت لرزه‌ای عمقی. ۱۰
- شکل (۴-۱). فلوچارت مراحل انجام تحقیق. ۱۵
- شکل (۱-۲). ساز و کار روش‌های مهاجرت معادله موج-مبنا. ۱۹
- شکل (۲-۲). شات رکورد و میدان موج. زدهای ثبت شده در سطح به عنوان اثر میدان موج بالارونده $P_{up}(x, z=0, t)$ حاصل از موج بازتابی ناشی از برخورد میدان موج پایین‌رونده به عنوان اثر چشمه در X_s ۲۱
- شکل (۳-۲). شرط تصویرسازی در نقطه بازتاب. با مقایسه بین میدان‌های موج پایین‌رونده و بالارونده در نقاط مختلف (در اینجا نقطه A) می‌توان ضریب بازتاب محلی r را تخمین زد. یک راه معمول تخمین r محاسبه ضریب همبستگی بین دو میدان موج در هر موقعیت می‌باشد. ۲۳
- شکل (۴-۲). مهاجرت برونمایی میدان موج در سه مرحله. محاسبه میدان موج پایین‌رونده از چشمه؛ محاسبه میدان موج بالارونده از شات رکورد و اعمال شرط تصویرسازی (ضریب بازتاب در زمان در همه X و Z ها. ۲۵
- شکل (۵-۲). مقایسه امواج تصویر کننده (الف) یک بازتابنده افقی و (ب) یک بازتابنده شیب تند. زاویه θ زاویه انتشار، α شیب بازتابنده، S موقعیت چشمه و R موقعیت گیرنده می‌باشد. ۲۷
- شکل (۶-۲). ساز و کار مهاجرت معادله موج یک‌طرفه برای یک بازتابنده ساده. (الف) میدان موج پایین‌رونده در طرف چشمه برای انتشار یک طرفه، (ب) میدان موج پایین‌رونده در طرف گیرنده برای انتشار یک طرفه، (ج) اعمال شرط تصویرسازی با ضرب دو میدان موج. ۲۸
- شکل (۷-۲). بازتابنده‌های پرشیب با روش معادله موج یک طرفه ایزوتروپ بخوبی تصویر نمی‌شوند. ۲۹
- شکل (۸-۲). مهاجرت پاسخ ضربه در مدل سرعت سایگزبی (2A). برای روش‌های پرتو-مبنا، (الف) مهاجرت کیرششف، (ب) مهاجرت به گوسین-بیم؛ و برای روش معادله موج-مبنا، (ج) روش معادله موج یک طرفه، (د) روش مهاجرت زمانی معکوس (RTM). ۳۲
- شکل (۹-۲). تغییرات سرعت مدل BP۲۰۰۴. ۳۴
- شکل (۱۰-۲). تصاویر مهاجرت‌یافته از مجموعه داده‌های مدل BP ۲۰۰۴. برای روش‌های پرتو-مبنا، (الف) مهاجرت کیرششف، (ب) مهاجرت به گوسین-بیم؛ و برای روش معادله موج-مبنا، (ج) روش معادله موج یک طرفه (OWEM)، (د) روش مهاجرت زمانی معکوس (RTM). ۳۵
- شکل (۱۱-۲). فلوچارت ساده از اجرای روش RTM. ۳۶
- شکل (۱۲-۲). ساز و کار مهاجرت معادله موج دوطرفه برای یک بازتابنده ساده. (الف) میدان موج پایین‌رونده در طرف چشمه برای انتشار دوطرفه به همراه قسمت بالارونده آن در طرف گیرنده (ب) میدان موج بالارونده در طرف گیرنده برای انتشار دوطرفه به همراه قسمت بالارونده آن در طرف چشمه (ج) اعمال شرط تصویرسازی با ضرب دو میدان موج چشمه و گیرنده؛ همبستگی غیرسازنده که یک نمونه از آن نشان داده شده در هر نقطه غیر از روی بازتابنده اصلی باعث تولید نوفه و ایجاد زون نوفه خواهد شد. ۳۹

- شکل (۲-۱۳). مهاجرت زمانی معکوس یک رکورد چشمه مشترک بر روی مدل دو بعدی سایگزبی ۲A با استفاده از شرط تصویرسازی همبستگی عرضی معادله (۲-۲). ۴۱
- شکل (۲-۱۴). مهاجرت زمانی معکوس بر روی کل داده‌های دوبعدی مدل سایگزبی ۲A با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲). ۴۲
- شکل (۲-۱۵). برخی مسیرهای موج یک میدان موج از یک چشمه نقطه‌ای در سطح زمین. ۴۳
- شکل (۲-۱۶). برخی مسیرهای موج امواج منشوری. ۴۵
- شکل (۳-۱). انتشار موج ایزوتروپ. ۵۳
- شکل (۳-۲). مقایسه دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده با طرح‌های روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM)، بسط سریع- استورمر- فرلت (SV-REM)، لیپفراگ (L) و استورمر- فرلت (SV) برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ ۶۹
- شکل (۳-۳). مقایسه خطای مطلق برای دامنه ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۲-۳). رد لرزه‌ای نرمال شده روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) به عنوان معیار در نظر گرفته شده است. ۶۹
- شکل (۳-۴). مقایسه دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده با طرح روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ و طرح‌های روش بسط سریع- لیپفراگ، بسط سریع- استورمر- فرلت (SV-REM)، لیپفراگ (L) و استورمر- فرلت (SV) برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ۷۰
- شکل (۳-۵). مقایسه خطای مطلق دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۳-۴)، برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ؛ رد نرمال شده روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) به عنوان معیار در نظر گرفته شده است. ۷۰
- شکل (۳-۶). مقایسه دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده با روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) برای نمونه‌برداری زمانی $\Delta t = 1 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 4 \text{ ms}$ و $\Delta t = 8 \text{ ms}$ ۷۲
- شکل (۳-۷). مقایسه خطای مطلق دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۳-۶) برای روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM). (الف) برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، (ب) برای $\Delta t = 4 \text{ ms}$ ، (ج) برای $\Delta t = 8 \text{ ms}$ ، رد لرزه‌ای نرمال شده برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ به عنوان رد معیار در نظر گرفته شده است. ۷۲
- شکل (۳-۸). خطای مطلق برای دو روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) و لیپفراگ (L) برای فواصل نمونه‌برداری زمانی $\Delta t = 2 \text{ ms}$ و $\Delta t = 4 \text{ ms}$ ۷۴
- شکل (۳-۹). خطای مطلق برای دو روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) و روش بسط سریع- استورمر- فرلت (SV-REM) برای فواصل نمونه‌برداری $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 4 \text{ ms}$ و $\Delta t = 8 \text{ ms}$ ۷۴
- شکل (۴-۱). تصویر لحظه‌ای. (الف) مولفه میدان موج در جهت محور x ، $(u_x P)$ ؛ (ب) مولفه میدان موج در جهت محور z ، $(u_z P)$ ۸۱
- شکل (۴-۲). تصویر لحظه‌ای. (الف) مولفه میدان موج در جهت محور x ، $(e_x P)$ ؛ (ب) مولفه میدان موج در جهت محور z ، $(e_z P)$ ۸۳
- شکل (۴-۳). تصویر لحظه‌ای. (الف) بردار پوئین تینگ منفی (J_x^-) از مولفه افقی میدان موج، (ب) بردار پوئین تینگ مثبت (J_x^+) از مولفه افقی میدان موج، (ج) مولفه افقی بردار پوئین تینگ (J_x) ۸۴
- شکل (۴-۴). تصویر لحظه‌ای. (الف) بردار پوئین تینگ منفی (J_z^-) از مولفه قائم میدان موج، (ب) بردار پوئین تینگ مثبت (J_z^+) از مولفه قائم میدان موج، (ج) مولفه قائم بردار پوئین تینگ (J_z) ۸۴

- شکل (۴-۵). نتیجه مهاجرت یک شات با استفاده از مدل دولایه‌ای (الف)؛ (ب) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲)؛ (ج) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) برای مولفه‌های بالارونده چشمه S_u و پایین‌رونده گیرنده R_d ، (د) برای مولفه‌های پایین‌رونده چشمه S_d و بالارونده گیرنده R_u ، (و) برای مولفه‌های پایین‌رونده چشمه S_d و پایین‌رونده گیرنده R_d ۸۶
- شکل (۴-۶). تصویر مهاجرت‌یافته RTM با بکارگیری مدل دو لایه‌ای شکل (۴-۵، الف)؛ (الف) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲)، (ب) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳)..... ۸۷
- شکل (۴-۷). تصویر مهاجرت‌یافته روش RTM با بکارگیری مدل دو لایه‌ای شکل (۴-۵، الف)؛ (الف) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) و اعمال فیلتر لاپلاسی، (ب) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) و اعمال فیلتر لاپلاسی..... ۸۸
- شکل (۴-۸). مدل زمین‌شناسی پیچیده سایگزبی ۲A و تغییرات سرعت در این مدل..... ۹۰
- شکل (۴-۹). تصویر لحظه‌ای انتشار میدان موج بر روی مدل سایگزبی ۲A..... ۹۱
- شکل (۴-۱۰). تصویر گروه مشترک (CIG) مدل سایگزبی ۲A با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲). (الف) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta$ ، (ب) برای زوایای بازتاب $\theta \leq 60^\circ$ ۹۲
- شکل (۴-۱۱). تصویر گروه مشترک (CIG) مدل سایگزبی ۲A با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۶). (الف) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta$ ، (الف) برای زوایای بازتاب $\theta \leq 60^\circ$ ۹۴
- شکل (۴-۱۲). تصویر مهاجرت‌یافته روش RTM با بکارگیری مدل دو لایه‌ای شکل (۴-۵، الف)، با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۶)..... ۹۵
- شکل (۴-۱۳). تصویر لحظه‌ای. (الف) مولفه بالارونده میدان موج (P_u) ، (ب) مولفه پایین‌رونده میدان موج (P_d) ، (ج) میدان موج اولیه (P) ۹۶
- شکل (۴-۱۴). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی ۲A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۹۸
- شکل (۴-۱۵). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی ۲A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) برای مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۹۸
- شکل (۴-۱۶). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی ۲A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) با استفاده از مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 60^\circ$ ۹۹
- شکل (۴-۱۷). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی ۲A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) با استفاده از مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج برای زوایای بازتاب $61^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۱۰۰
- شکل (۴-۱۸). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی ۲A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۱۰۲
- شکل (۵-۱). تغییرات سرعت در مدل مارموزی..... ۱۰۵
- شکل (۵-۲). تصویر لحظه‌ای از نحوه انتشار میدان موج بر روی مدل مارموزی..... ۱۰۶
- شکل (۵-۳). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۱۰۷

شکل (۴-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) بر اساس صرفاً مولفه های پایین رونده میدان موج چشمه و گیرنده (S_d, R_d) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۱۰۸

شکل (۵-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) و با استفاده از اعمال، (الف) فیلتر بالاگذر، (ب) فیلتر لاپلاسین، برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ ۱۰۹

شکل (۶-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (الف) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه، (ب) برای زوایای بازتاب 0° تا 60° درجه، (ج) برای زوایای بازتاب 61° تا 90° درجه، ۱۱۰

شکل (۷-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه ۱۱۲

شکل (۸-۵). تغییرات سرعت در مدل BP۲۰۰۴ ۱۱۴

شکل (۹-۵). تصویر لحظه ای نحوه انتشار میدان موج بر روی مدل BP۲۰۰۴ ۱۱۵

شکل (۱۰-۵). تصویر مهاجرت یافته عمقی مدل BP۲۰۰۴. (الف) با استفاده از روش کیرشهف، (ب) با استفاده از روش معادله موج یک طرفه ۱۱۸

شکل (۱۱-۵). تصویر مهاجرت یافته عمقی مدل BP۲۰۰۴ با استفاده از روش چشمه هارمونیک ۱۱۷

شکل (۱۲-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای BP۲۰۰۴ با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) و برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه ۱۱۸

شکل (۱۳-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای BP۲۰۰۴ با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (الف) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه، (ب) برای زوایای بازتاب 0° تا 60° درجه، (ج) برای زوایای بازتاب 61° تا 90° درجه ۱۱۹

شکل (۱۴-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای BP۲۰۰۴ با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه ۱۲۱

شکل (۱۵-۵). محدوده برداشت داده های واقعی ۱۲۲

شکل (۱۶-۵). تغییرات مدل سرعت مجموعه داده های واقعی دریای شمال ۱۲۳

شکل (۱۷-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه ۱۲۴

شکل (۱۸-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (الف) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه، (ب) برای زوایای بازتاب 0° تا 60° درجه، (ج) برای زوایای بازتاب 61° تا 90° درجه ۱۲۵

شکل (۱۹-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب 0° تا 90° درجه ۱۲۷

شکل (۲۰-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش OWEM ۱۲۷

شکل (۲۱-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM سه بعدی ۱۲۸

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

امروزه پژوهش‌ها در راستای کشف منابع جدید، به معنی آنست که ما مجبور هستیم تولید مخازن کشف شده را افزایش داده و مخازن جدید را در مناطق پیچیده کشف نماییم، در این راستا اهمیت تصویرسازی لرزه‌ای^۱ به عنوان یک ابزار مهم روز به روز بیشتر و بیشتر می‌گردد (Robein, 2010). تصویرسازی لرزه‌ای مرحله نهایی یک فرآیند زمان‌بر و پیچیده‌ی پردازش داده^۲ است که هدف آن تصویرکردن مناسب پدیده‌های زیرسطحی است که توسط متخصصین علوم زمین تفسیر می‌گردد. دو روش عمده تصویرسازی در صنعت نفت و گاز، تصویرسازی زمانی^۳ و تصویرسازی عمقی^۴ نامیده می‌شوند. هر دو روش مستلزم تخمینی از سرعت سیر امواج لرزه‌ای در هر نقطه داده شده در درون زمین هستند، با این تفاوت که درجه دقت آنها با هم فرق دارد. تفاوت دیگر این دو روش در آنستکه روش تصویرسازی عمقی بر خلاف روش تصویرسازی زمانی نیاز به مدل سرعت دارد. پیشرفت‌های اخیر در نحوه کسب داده‌ها^۵، روش‌های تصویرسازی و انجام محاسبات، امکان تصویرکردن محیط‌های زیرسطحی با پیچیدگی هر چه بیشتر که تصویرکردن آنها تا امروز میسر نبود را فراهم نموده است (Robein, 2010).

۱-۲- اهداف تصویرسازی لرزه‌ای

هدف پردازش و تصویرسازی لرزه‌ای، جابجایی بازتاب‌های ثبت شده در سطح، با دامنه مناسب و مرتبط با ضریب بازتاب محلی به مکان واقعی آنها در زیر سطح می‌باشد. در تصویرسازی زمانی، محور عمودی تصویر بر حسب زمان و در تصویرسازی عمقی، جابجایی دوباره ضرایب بازتاب به طور مستقیم به عمق واقعی آنها مد نظر است.

^۱ Seismic imaging

^۲ Data processing

^۳ Time-imaging

^۴ Depth-imaging

^۵ Data acquisition

در مرحله اکتشاف، تصویر لرزه‌ای، عمدتاً برای تفسیر ساختاری^۱، تخمین ظرفیت سنگ مخزن^۲ یا تعیین بهینه محل چاه استفاده می‌گردد.

در مرحله توسعه میدان^۳، استفاده از اطلاعات لرزه‌ای بیشتر به منظور توصیف مخزن شامل مواردی از قبیل تفسیرهای ساختاری بیشتر، موقعیت دقیق گسل‌ها، تخمین ظرفیت سنگ مخزن، توسعه بهینه مسیر چاه و حتی خصوصیات مخزن از طریق ویژگی‌های لرزه‌ای، امپدانس صوتی و الاستیک (برای به نقشه در آوردن تغییرات تخلخل و غیره) مد نظر است.

۱-۲-۱- موضوعات اولیه حائز اهمیت در تصویرسازی لرزه‌ای

اولین موضوع مورد توجه در تصویرسازی لرزه‌ای لزوماً بر روی مشخص نمودن محیط زیرسطحی حقیقی تمرکز می‌کند. به وضوح، دقت این اطلاعات به طور قابل توجهی بر روی تمام جوانب فرآیند اکتشاف تاثیر می‌گذارد. حتی در مواردی که تجسمی از جزئیات زیر سطح به طور کامل وجود ندارد، یک تجسم کلی و منطقی می‌تواند به عنوان راهنما برای اکتساب داده در سطح، به گونه‌ای استفاده شود که باعث بهبود تصویر زیرسطحی حاصل شود. مدل زمین شدیداً بر روی انجام مهاجرت (کوچ)^۴ موفقیت‌آمیز داده‌ها و ایجاد یک تصویر بهینه تاثیر می‌گذارد.

موضوع با اهمیت دیگر، انتخاب بهترین الگوریتم تصویرسازی از بین الگوریتم‌های متعدد موجود برای ایجاد تصویری با کیفیت بالا می‌باشد. این انتخاب نیازمند فهم روش‌های تصویرسازی با اهمیت می‌باشد، چرا که توسعه و اجرای الگوریتم، یک چالش ریاضیاتی بسیار مشکل می‌باشد.

شاید آخرین موضوع مهم در تصویرسازی لرزه‌ای داشتن درک واضحی از چگونگی انتشار امواج صوتی باشد (Robein, 2010).

^۱ Structural interpretation

^۲ Rock volume estimation

^۳ Field development

^۴ Migration

۱-۳- مهاجرت لرزه‌ای

مسائل تصویرسازی لرزه‌ای در اشکال و اندازه‌های مختلف، در قالب‌های کوچک و بزرگ، سطحی و عمیق، ساختاری و چینه‌ای^۱ و غیره مطرح می‌گردد. از قدیم، راه حل این مسائل توسط عواملی نظیر عوامل اقتصادی، کسب^۲ و پردازش داده‌های لرزه‌ای و برخی موارد دیگر محدود شده است. هرکدام از محدودیت‌های فوق الذکر در نتیجه نهایی (در تصویر نهایی و قابلیت تفسیر آن)، تاثیرگذار هستند (Gray, 1999).

روش‌های مهاجرت لرزه‌ای زیر مجموعه گسترده‌ای از روش‌های تصویرسازی لرزه‌ای را تشکیل داده و غالباً اصطلاحات تصویرسازی و مهاجرت به جای هم مورد استفاده قرار می‌گیرند که چندان هم غلط نمی‌باشد. در میان راه‌حل‌های زیاد اندازه‌گیری و پردازش داده‌های لرزه‌ای که طی سال‌های گذشته بتدریج توسعه یافته‌اند، گروه خاصی از روش‌های تصویرسازی لرزه‌ای تحت عنوان مهاجرت لرزه‌ای شناخته شده و بطور قابل قبولی توسعه یافته‌اند. این روش‌های مهاجرت قادر هستند که بیشتر مسائل تصویرسازی را بطور قابل قبولی حل نمایند. البته این به معنی اینکه همیشه روش مهاجرت مناسب مورد استفاده قرار می‌گیرد، نمی‌باشد، اما بطور نسبی برای بیشتر مسائل تصویرسازی روش مهاجرت مناسبی توسعه داده شده است.

داده‌های لرزه‌ای نتیجه بازتاب انرژی مکانیکی فرستاده شده به درون زمین توسط چشمه‌های لرزه‌ای می‌باشند. این بازتاب‌ها در فصل مشترک^۳ برخورد بین انواع مختلف لایه‌های سنگ رخ خواهد داد. سپس داده‌های لرزه‌ای در مکان (در سطح زمین) و زمان ثبت می‌گردند، بنابراین بطور طبیعی برخی روش‌ها، داده‌ها را در حوزه زمان و مکان پردازش کرده و همچنین بطور طبیعی انتظار می‌رود که برخی محققین برای استفاده از روش‌های پردازش رقومی سیگنال، داده‌ها را به حوزه فرکانس تبدیل کنند. بنابراین ترکیبات دامنه‌های مختلف برای انواع گوناگون پردازش‌های لرزه‌ای مفید بوده، و غالباً

^۱ Stratigraphic

^۲ acquisition

^۳ Interface

داده‌ها از یک حوزه به حوزه دیگر تبدیل می‌شوند. برای مهاجرت، مفیدترین حوزه‌ها شامل حوزه مکان-زمان^۱ (t-x)، مکان-فرکانس^۲ (f-x) و فرکانس-عدد موج^۳ (f-k) می‌باشد که توسط الگوریتم‌های مختلف مهاجرت مورد استفاده قرار می‌گیرد (Gray, 1999).

پس از انجام پردازش‌های لازم بر روی داده‌ها و بدست آمدن مقطع برانبارش شده^۴، پنداشتن چنین نتیجه‌ای به عنوان تصویر واقعی زیرسطحی بسیار غیر منطقی و گمراه کننده خواهد بود، و این بخاطر ناشناخته بودن نقاط بازتابی است. بنابراین برای تعیین صحیح نقاط بازتابی ساختارهای زیرسطحی، بایستی اثرات انتشار موج به حساب آورده شود (Robinson, 1983). تصحیح نامناسب چنین اثرات نامطلوب هندسی^۵ منجر به تفسیر نادرست و در نتیجه مکان‌یابی غلط چاههای نفت و گاز می‌گردد. این مسئله بوسیله استفاده از فرآیندی به نام مهاجرت لرزه‌ای^۶ مرتفع می‌گردد. بنابراین می‌توان مهاجرت را فرآیند بازسازی مقطع لرزه‌ای تعریف نمود، بگونه‌ای که رخدادهای بازتابی در موقعیت زمانی یا مکانی واقعی خود قرار گیرند (Kearey et al., 2002; Yilmaz, 2001). بطور کلی، مهاجرت، اثرات پیچیدگی ناشی از بازتابنده‌های شیب دار را از روی مقطع لرزه‌ای حذف کرده، همچنین ورودی‌های پراشیده شده^۷ ناشی از ناپیوستگی‌های جانبی تیز^۸ را حذف خواهد کرد (Thorbeck and Berkhout, 1994; Madisetti and Williams, 1998; Dudgeon and Mersereau, 1984; Karam and McClellan, 1997).

۱-۳-۱- روش‌های مهاجرت لرزه‌ای

روش‌های مهاجرت متنوعی بسته به نوع مهاجرت متناسب با داده‌ها یا روش مورد انتخاب کاربر وجود دارد. مهاجرت یک مرحله مهم و پرهزینه است که قبل از تفسیر بر روی داده‌های لرزه‌ای اعمال

^۱ Space-time domain

^۲ Space-frequency domain

^۳ Frequency-wave number domain

^۴ Stacked section

^۵ Undesirable geometrical effects

^۶ Seismic migration

^۷ Diffracted arrivals

^۸ Sharp lateral discontinuities

می‌شود. از آنجایی که مهاجرت آخرین مرحله مهم اعمال شده بر روی داده‌ها می‌باشد، ممکن است نواقصی همانند دامنه‌های متناقض و غیر پیوسته و عدم جزئیات ساختاری به آن نسبت داده شود، هرچند عامل بوجود آورنده آنها برخاسته از مراحل قبلی مانند کسب داده‌ها یا پردازش‌های قبلی باشد (Liner, 1999).

مهاجرت به دو دسته پیش از برانبارش^۱ و پس از برانبارش^۲ طبقه‌بندی می‌شود. در نوع اول، مهاجرت بر روی داده‌ها قبل از عمل برانبارش بر روی رکوردهای چشمه مشترک^۳ یا نقاط میانی مشترک^۴ (CMPs) انجام می‌شود. این روش، در بررسی‌های لرزه‌ای حجیم، نیازمند سیستم‌های با قدرت پردازش و حجم ذخیره‌سازی بالا دارد و زمان‌بر می‌باشد. در نوع دوم، مهاجرت بر روی داده‌های برانبارش شده انجام می‌گردد، این روش بسیار سریع‌تر و کم هزینه‌تر از روش قبلی بوده، اما در محیط‌های زیرسطحی پیچیده دقت کمتری دارد (Liner, 1999).

علاوه بر این، روش‌های مهاجرت می‌توانند بر حسب ماهیت فیزیکی مورد استفاده در الگوریتم و بطور بویژه برای بررسی تغییرات سرعت، طبقه‌بندی شوند. این نوع از طبقه‌بندی بر اساس مهاجرت زمانی در برابر مهاجرت عمقی انجام می‌شود شکل (۱-۱).



شکل (۱-۱). یک نوع طبقه‌بندی از انواع مهاجرت بر مبنای ماهیت فیزیکی مورد استفاده (باتغییر: Mousa and Al-Shuhail, 2011).

^۱ Pre-stack

^۲ Post-stack

^۳ Shot gathers

^۴ Common mid points (CMPs)

بایستی توجه داشت که هر کدام از انواع مهاجرت (پیش از برانبارش و پس از برانبارش) می‌تواند دارای خروجی بر حسب زمان یا عمق باشد. در مناطق با تغییرات سرعت^۱ زیاد، مهاجرت عمقی استفاده شده و نتیجه به صورت مقطع عمقی^۲ ارائه می‌گردد. محیط‌های زمین شناختی همانند روی گنبدهای نمکی^۳ و مناطق زیر- نمکی^۴ دارای تغییرات سرعت شدید یا ترکیبی از این خصوصیات می‌باشند. تفاوت عمده بین مهاجرت عمقی و زمانی عمدتاً در سهولت تهیه مقاطع مهاجرت زمانی نسبت به مقطع عمق است. مهاجرت زمانی تنها هنگامیکه با تغییرات جانبی ملایم سرعت (۱۰٪) تا متوسط (۳۰٪) روبرو باشیم مناسب می‌باشد. در غیر اینصورت، ناچار به استفاده از مهاجرت عمقی هستیم (Liner, 1999).

شکل (۱-۲)، بصورت شماتیک نحوه استفاده از هر کدام از روش‌های مهاجرت را نشان می‌دهد. تا زمانی که مجموعه داده‌ها، دو بعدی^۵ و لایه‌ها تخت باشند، انتخاب ما مهاجرت پس از برانبارش زمانی خواهد بود. نهایتاً، می‌توان مهاجرت را به دو دسته دو بعدی و سه بعدی^۶ طبقه‌بندی نمود. بنابراین با در نظر گرفتن مهاجرت دو بعدی در برابر سه بعدی، پیش از برانبارش در برابر پس از برانبارش و زمان در برابر عمق، انواع مختلف روش مهاجرت بصورت زیر قابل اجرا است (Biondi, 2006).

۱- مهاجرت پس از برانبارش زمانی دو بعدی (سریع‌ترین، کمترین دقت)

۲- مهاجرت پس از برانبارش عمقی دو بعدی

۳- مهاجرت پیش از برانبارش زمانی دو بعدی

۴- مهاجرت پیش از برانبارش عمقی دو بعدی

۵- مهاجرت پس از برانبارش زمانی سه بعدی

۶- مهاجرت پس از برانبارش عمقی سه بعدی

^۱ Velocity variations

^۲ Depth section

^۳ Salt overhangs

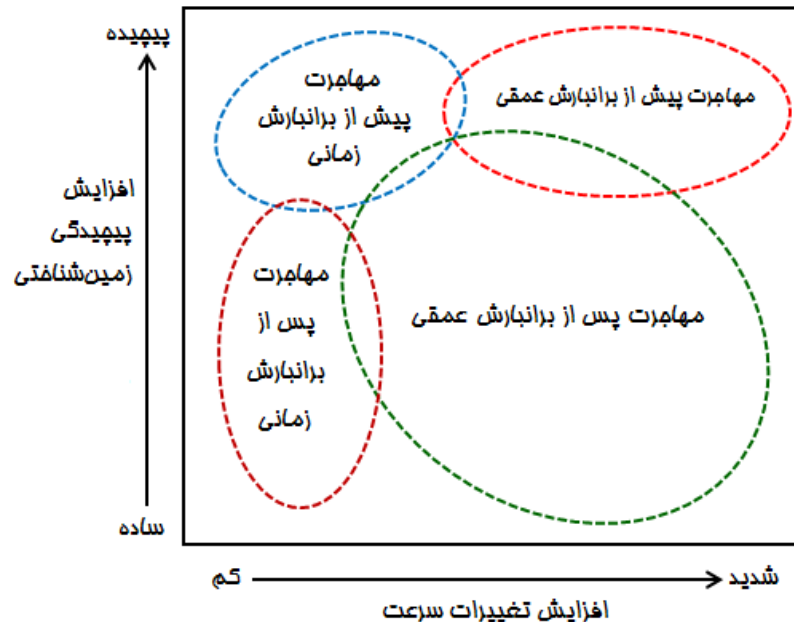
^۴ Sub-salt areas

^۵ Two-dimensional (2D)

^۶ Three-dimensional (3D)

۷- مهاجرت پیش از برانبارش زمانی سه بعدی

۵- مهاجرت پیش از برانبارش عمقی سه بعدی



شکل (۲-۱). انواع مهاجرت به عنوان تابعی از پیچیدگی زمین شناختی و تغییرات سرعت. گران ترین و دقیق ترین روش مهاجرت، پیش از برانبارش عمقی می باشد (با تغییر: Liner, 1999).

۱-۳-۲- الگوریتم های مختلف مهاجرت داده های لرزه ای

عوامل کلیدی در انتخاب یک الگوریتم غالباً شامل تاثیر پدیده دگرنامی^۱ و چگونگی کارکرد روش های پیچیده تر (روش هایی که بر مبنای حل کامل معادله موج بنا نهاده شده اند)، نسبت به روش های ساده تر، در یک شرایط مساوی می باشد. هر چند که درک و مقایسه این مسئله تا حدی زیادی مشکل است.

برخی از انتخاب های ممکن، هنگام تصمیم گیری در مورد روش مهاجرت در شکل (۱-۳)، نشان داده شده است. الگوریتم های مهاجرت عمقی عموماً در دو گروه روش های مهاجرت پرتو-مبنای^۲ و مهاجرت

^۱ Aliasing

^۲ Ray-based

معادله موج-مبنا^۱ (WEM) طبقه‌بندی می‌شوند. هر گروه نیز می‌تواند به زیر مجموعه‌هایی تقسیم شود، روش‌های پرتو-مبنا شامل روش‌های مهاجرت کیرشهف^۲ می‌شوند، حال آنکه گروه معادله موج-مبنا شامل مهاجرت معادله موج یک طرفه^۳ (OWEM) و مهاجرت معادله موج دو طرفه (کامل)^۴ بنام مهاجرت زمانی معکوس^۵ (RTM) می‌شود. از جمله مزایای روش‌های پرتو-مبنا حجم محاسباتی و هزینه کمتر آنها نسبت به روش‌های معادله موج-مبنا می‌باشد، اما این دسته روش‌های تصویرسازی در مناطق با زمین‌شناسی پیچیده با مشکل مواجه می‌گردند. در مقابل روش‌های معادله موج-مبنا دارای حجم محاسباتی بالا بوده، اما در مناطق با زمین‌شناسی پیچیده کارایی بسیار بهتری در تصویر نمودن ساختارهای زیرسطحی، بویژه ساختارهای پرشیب از خود نشان می‌دهند (Liu et al, 2011; Kruger, 2013).

همه انواع مهاجرت از معادله حرکت برای شبیه‌سازی رفتار موج در زیر سطح استفاده می‌کنند. این معادله توسط روش‌های انتگرالی (روش‌های پرتو-مبنا مانند مهاجرت کیرشهف) و معادلات دیفرانسیل جزئی قابل تقریب زدن است. در گذشته مدل‌سازی پیشرو^۶ با استفاده از معادله موج یک طرفه انجام می‌شد، که تنها باعث رفع محدودیت دقت می‌گردد. امروزه معادلات موج دو طرفه، مدل‌های استاندارد صنعتی شده و در حوزه‌های فرکانس، زمان و یا عمق مدل‌سازی می‌شوند (Kruger, 2013). بسته به حوزه انتخاب شده، هر یک از روش‌های تبدیل فوریه سریع^۷، تفاضل محدود^۸ و دیگر روش‌های ترکیبی می‌تواند بکار گرفته شود. روش مهاجرت زمانی معکوس، روشی است که همه انواع موج را بدون محدودیت زاویه‌ای انتشار می‌دهد (Kruger, 2013).

^۱ Wave equation-based migration (WEM)

^۲ Kirchhoff

^۳ One-way wave equation migration (OWEM)

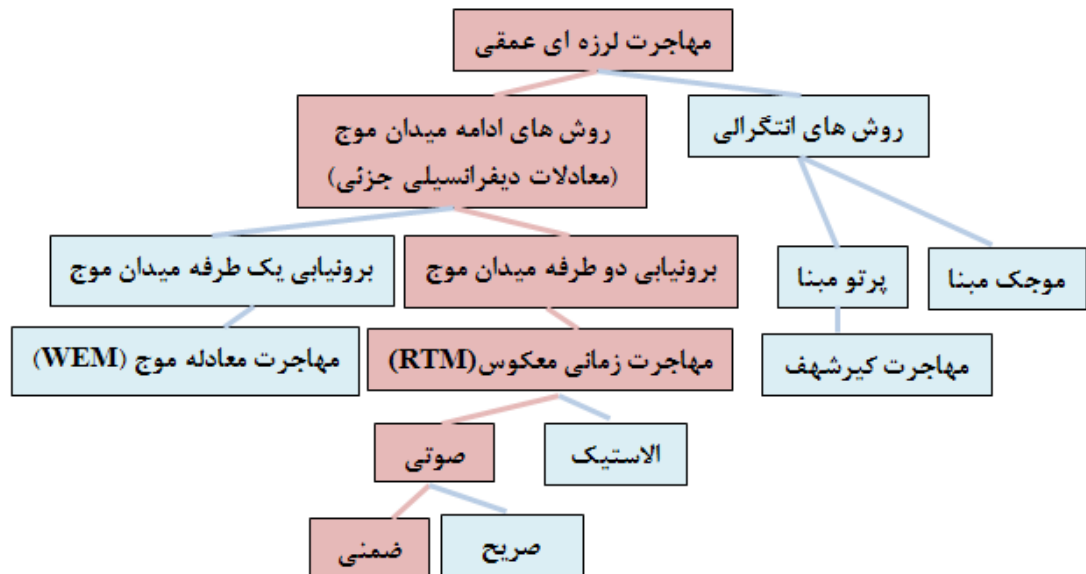
^۴ Two-way wave equation

^۵ Reverse time migration (RTM)

^۶ Forward modelling

^۷ Fast Fourier Transform (FFTs)

^۸ Finite difference



شکل (۱-۳). برخی از روش های موجود جهت انجام مهاجرت لرزه ای عمقی (با تغییر: Kruger, 2013)

روش تصویرسازی کیرشهف تا اواخر دهه ۹۰ میلادی، الگوریتم غالب مورد استفاده در صنعت نفت و گاز به شمار می آمد. این روش می تواند ساختارهای با شیب ملایم و برآمدگی ها^۱ را تصویر کند. این روش یک روش کارآمد و انعطاف پذیر بوده و می تواند به عنوان یک روش هدف محور مورد استفاده قرار گیرد. اما این دسته از روش ها بدلیل روش انجام آنها یعنی ردیابی پرتو^۲ در تصویرسازی محیط های پیچیده، ناکارآمد هستند. این امر به مواجهه آنها با حجم زیاد امواج بازتاب یافته و سایر امواج موجود در محیط های زمین شناسی پیچیده که بعضاً پرشیب نیز هستند، بر می گردد (Liu et al., 2011).

روش های مهاجرت معادله موج یک طرفه، از برونابی میدان موج^۳ در یک جهت خاص از عمقی به عمق دیگر استفاده می کنند. این روش ها در مواردی که امواج با یک زاویه ای خاص از جهت اصلی (معمولاً جهت عمودی) انتشار می یابند، خوب عمل می کنند، اما در مورد امواجی که با زوایای بزرگ و نزدیک ۹۰ درجه یا بیشتر انتشار می یابند (انتشار تقریباً افقی) با شکست مواجه می شوند. روش

^۱ Overhangs

^۲ Ray tracing

^۳ Wave-field extrapolation (WE)

مهاجرت معادله موج یک طرفه نمی‌تواند بازتابنده‌های با شیب تند را بخوبی تصویر کند. اکثر این روش‌ها در نوع تقریب معادله موج صوتی و حداکثر زاویه‌ی شیبی که می‌توانند، پشتیبانی کنند، تفاوت دارند (Etgen et al., 2009).

روش RTM، معادله موج صوتی کامل (دو طرفه) را به ازاء انتشار میدان موج و بدون محدودیت‌های زاویه‌ای حل می‌کند و به همین دلیل می‌تواند در حوزه‌های زمین‌شناختی بسیار پیچیده، روشی با کارایی بالا باشد. این مسئله زمانی بیشتر اهمیت می‌یابد که عملیات اکتشاف مواد هیدروکربنی با تشکیلات زمین‌شناسی بسیار پیچیده‌ای همانند موارد با شیب تند و یا برآمدگی‌هایی مثل گنبد نمکی مواجه گردد، مسئله‌ای که فراتر از حیطه عملکرد الگوریتم‌های مهاجرت معادله موج یک طرفه است. این ساختارهای پیچیده غالباً با تغییرات سرعت جانبی شدید همراه هستند که منجر به چند مسیره شدن قابل توجه امواج می‌گردد، چیزیکه کارایی روش‌های مهاجرت کیرشهف را اساساً دچار اختلال می‌کند. روش RTM، در چنین محیط‌هایی بسیار بهتر از دیگر روش‌های مهاجرت عمل می‌کند (Liu et al., 2011). البته لازم به ذکر است که روش RTM نیز با چالش‌های مخصوص خود روبرو است که در مورد آن بحث خواهد شد.

بطورکلی، دامنه و کیفیت تصویر مهاجرت داده شده توسط عواملی نظیر خطا در مدل سرعت، منظم‌سازی داده‌ها، حذف نوفه و دیگر عوامل تحت تاثیر قرار می‌گیرد (Jones and Fruehn, 2003). علاوه بر عوامل رایج ذکر شده، عواملی ویژه روش مهاجرت زمانی معکوس، نظیر نوع الگوریتم اجرا، انتخاب نوع شرط تصویرسازی^۱، نوفه‌های فرکانس پایین و روش حذف یا تعدیل آنها وجود دارد که دامنه و کیفیت تصویر را تحت تاثیر قرار می‌دهد (Zhang and Sun, 2009; Guitton et al., 2007). با توجه به حل معادله موج کامل در روش RTM، مشکل مواجهه با پدیده‌های کاذب فرکانس پایین^۲ از

^۱ Imaging condition

^۲ Low frequency artifacts

شاخصه‌های این روش است. بر طبق نظر سانتوس^۱ و همکاران (۲۰۱۲)، تاثیر دامنه بزرگتر موج بازتابی در تولید پدیده‌های کاذب فرکانس پایین در تصویر مهاجرت‌یافته بسیار با اهمیت است. از این رو، این پدیده‌های کاذب در مناطق کم عمق تر و با تباین امپدانس شدیدتر^۲، بیشتر حضور داشته و کیفیت تصویر را بشدت کاهش می‌دهد. لذا کیفیت تصویر حاصل به روش بکارگرفته شده برای جداسازی داده‌های بازتابی از نوفه‌های فرکانس پایین در هر مرحله زمانی از همبستگی عرضی میدان‌های موج چشمه و گیرنده بستگی دارد. در فصل‌های آتی در مورد ساز و کار تولید این دسته از نوفه‌ها و تلاش‌های انجام شده در جهت حذف و بهبود کیفیت تصاویر در روش RTM به تفصیل بحث خواهد شد.

۱-۴- بیان مسئله

در روش‌های معادله موج-مبنا تصویر بطور سنتی^۳ با اعمال همبستگی عرضی تاخیر زمانی صفر^۴ بر روی میدان‌های موج منبع و گیرنده برونمایی شده، تولید می‌گردد. این شرط تصویرسازی، سینماتیک صحیح (زمان یکسان^۵، مکان یکسان^۶) را فراهم کرده و آسان اجرا می‌شود. اگرچه این شرط تنها شرط تصویرسازی مورد استفاده نمی‌باشد، اما بطور گسترده‌ای در روش مهاجرت معادله موج یک طرفه استفاده می‌گردد. با توجه به اینکه در روش RTM همه انواع موج شامل امواج سر^۷، امواج بازتابی، امواج منشوری^۸ و امواج واژگون^۹ شده بدون محدودیت زاویه‌ای انتشار می‌یابند. همین مسئله باعث حضور انواع مختلف موج در تصویر مهاجرت‌یافته می‌باشد. همبستگی عرضی بین میدان‌های موج منبع و گیرنده که بترتیب بصورت پیشرو و پسرو^{۱۰} برونمایی شده‌اند نه تنها در نقاط بازتابی بلکه ممکن است

^۱ dos Santos

^۲ Strong impedance contrast

^۳ Conventional

^۴ Zero-lag cross-correlation

^۵ Same time

^۶ Same place

^۷ Head waves

^۸ Prismatic waves

^۹ Turning waves

^{۱۰} Forward and backward

در نقاط غیر بازتابی نیز در تمام طول مسیر انتشار امواج رخ دهد. همبستگی میدان‌های موج در نقاطی که سطح بازتابنده واقعی وجود ندارد، باعث تولید پدیده‌های کاذب فرکانس پایین می‌گردد. این مسئله بویژه در محیط‌های با زمین‌شناسی پیچیده رخ داده و یکی از عمده‌ترین چالش‌های موجود در روش مهاجرت زمانی معکوس می‌باشد. بنابراین بسیار ضروری بنظر می‌رسد تا شرط تصویرسازی بکار گرفته شود که همبستگی ناشی از نقاط غیر بازتابی را که از عوامل اصلی ایجاد کننده پدیده‌های کاذب است را تا حدود زیادی برطرف نماید.

۱-۵- ضرورت انجام تحقیق

عملکرد روش‌های پرتو-مبنا و حل یک طرفه معادله موج در تصویرکردن ساختارهای پرشیب که بعضاً به عنوان تله‌های نفتی^۱ در اکتشافات نفت و گاز حائز اهمیت می‌باشند با مشکل مواجه می‌گردد. در مقابل روش مهاجرت زمانی معکوس روشی کارآمد در تصویرکردن این ساختارها می‌باشد. از طرفی روش RTM روشی معروف در تولید نوفه‌های با دامنه بلند^۲ و فرکانس پایین است که کیفیت تصویر را بشدت کاهش می‌دهد. از این رو، از یک طرف می‌بایست از روش RTM در تصویرسازی ساختارهای پرشیب استفاده نمود و از طرف دیگر باید پدیده‌های کاذب تولید شده در تصویر مهاجرت‌یافته را تعدیل یا حذف نمود. این امر ضرورت بهبود الگوریتم روش RTM است به عنوان روشی برتر در تصویرسازی و رفع چالش‌های آن را نمایان می‌سازد.

۱-۶- سوالات تحقیق

۱- آیا طرح ارائه شده روش بسط سریع- لیپفرگ میدان‌موج و مشتق آن را بطور دقیق برونمایی می‌کند؟

۲- آیا استفاده از روش RTM، باعث تصویرکردن مناسب ساختارهای پرشیب خواهد شد؟

^۱ Oil traps

^۲ Large-amplitude

۳- آیا ارائه شرط تصویرسازی جدید در رساله حاضر منجر به حذف یا تعدیل پدیده‌های کاذب در تصویر روش RTM خواهد شد؟

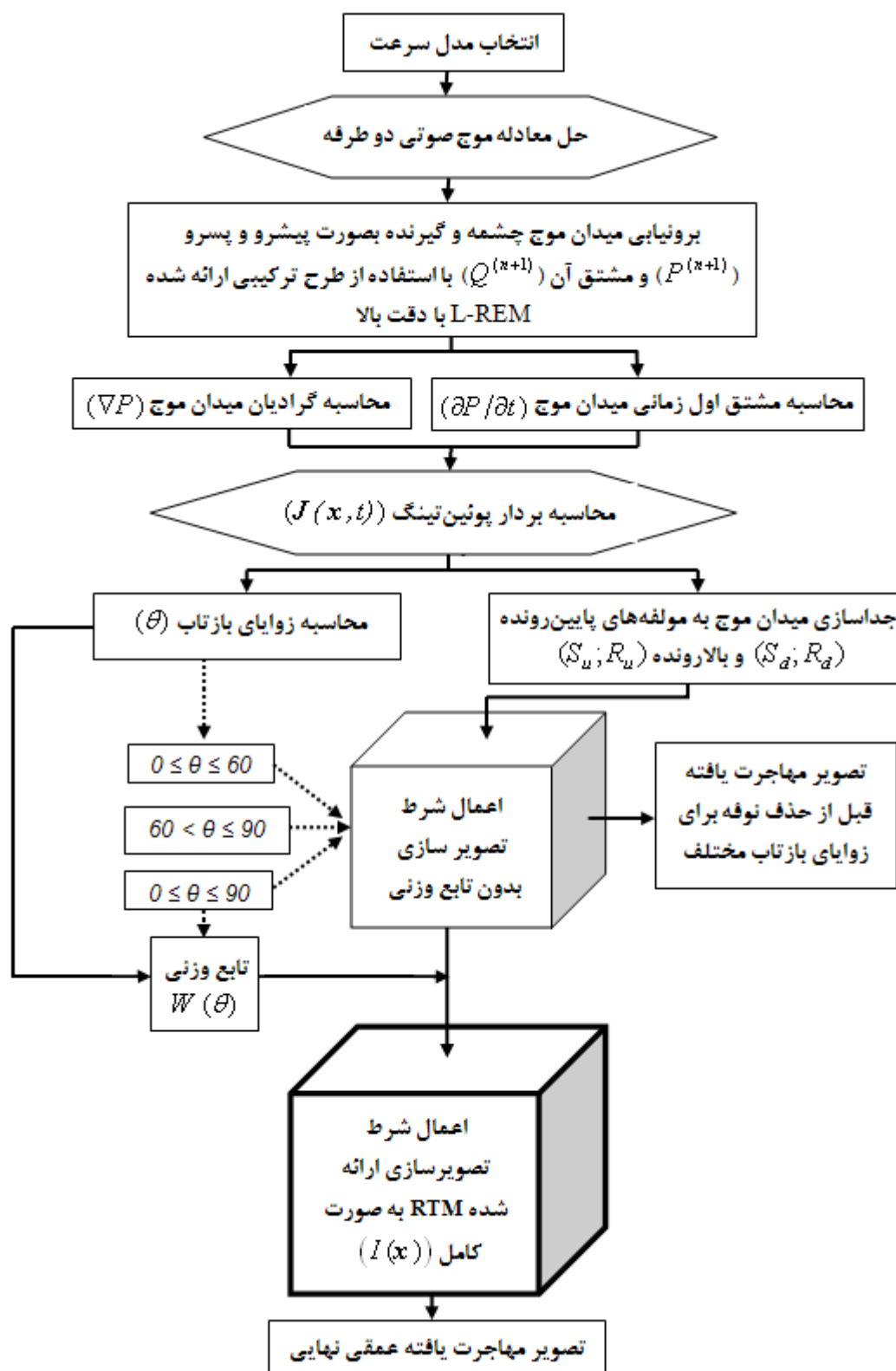
۱-۷- هدف از مطالعه و روش تحقیق

هدف از انجام این رساله، بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس به منظور تصویرکردن مناسب ساختارهای پرشیب است. در این راستا حذف یا تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین نیز از اهداف این رساله می‌باشد. به منظور نیل به این هدف، در ابتدا یک رویه ترکیبی برای حل دقیق معادله موج کامل و برونمایی^۱ میدان موج و مشتق اول آن ارائه می‌شود. سپس بر مبنای نتایج برونمایی میدان موج، بردارهای پوینتینگ^۲ محاسبه شده و از این اطلاعات به منظور محاسبه زوایای بازتاب و جهت انتشار میدان موج برای جداسازی میدان‌های موج استفاده خواهد شد. در ادامه شرط تصویرسازی جدیدی برای حذف یا تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین ارائه خواهد شد. اساس شرط تصویرسازی ارائه شده، استفاده از مولفه‌های جداسازی شده میدان موج و معرفی یک تابع وزنی می‌باشد که با استفاده از اطلاعات زوایای بازتاب حاصل می‌شود.

روش مهاجرت زمانی معکوس در قالب سه مرحله اصلی مدل‌سازی پیشرو و مدل‌سازی پسرو جهت برونمایی میدان موج و اعمال شرط تصویرسازی اجرا می‌شود. روش تحقیق و مراحل انجام کار جهت نیل به هدف موردنظر در فلوچارت شکل (۱-۴) ارائه شده است. شایان ذکر است که روش RTM بهبودیافته در خاتمه بر روی چندین مدل ساده، سه مدل مصنوعی زمین‌شناسی پیچیده با خصوصیات متفاوت و یک مدل واقعی با ساختار زمین‌شناسی پیچیده آزمایش شده و عملکرد روش ارائه شده با سایر روش‌های موجود مقایسه شده است.

^۱ Extrapolation

^۲ Poynting vectors (PV)



شکل (۴-۱). فلوچارت مراحل انجام تحقیق

۸-۱- سازماندهی مطالب

مطالب رساله حاضر، جمعاً در شش فصل تهیه و تدوین شده است. در فصل اول به کلیاتی در مورد تصویرسازی لرزه‌ای و اهمیت آن اشاره شده و در ادامه به بیان مسئله، فرضیات تحقیق و اهداف و روش تحقیق رساله حاضر پرداخته شده است. در فصل دوم، در ابتدا روش تصویرسازی معادله موج یک طرفه معرفی و معایب این روش با ارائه چندین مثال بیان شده است. در فصل دوم به روش مهاجرت زمانی معکوس که موضوع تحقیق حاضر می‌باشد پرداخته شده و ساز و کارهای مرتبط با این روش و چالش‌های موجود مورد نقد و بررسی قرار گرفته و در انتها پیشینه موضوع و مرور منابع ارائه شده است. در فصل سوم پس از ذکر برخی تلاش‌های انجام شده، فرمول‌بندی یک روش ترکیبی نوین برای برونمایی میدان موج و مشتق آن با دقت بالا ارائه شده و نتایج حاصل در مقایسه با سایر روش‌های مشابه نشان داده شده است. لازم به ذکر است که نتایج برونمایی میدان موج با استفاده از روش ترکیبی ارائه شده در محاسبه بردارهای پوئین‌تینگ نیز به کار خواهد آمد که در فصل چهارم در مورد آن بحث شده است. در فصل چهارم ضمن معرفی بردارهای پوئین‌تینگ و کاربردهای آن، روش‌شناسی ارائه یک شرط تصویرسازی نوین برای حذف پدیده‌های کاذب (نوفه‌های فرکانس پایین) بر مبنای جداسازی میدان موج با استفاده از بردارهای پوئین‌تینگ و همچنین محاسبه زوایای بازتاب برای ارائه یک تابع وزنی ارائه شده است. در فصل پنجم نتایج استفاده از روش بهبودیافته در برونمایی میدان موج و اعمال شرط تصویرسازی ارائه شده در روش RTM در قالب چندین مدل مصنوعی با ویژگی‌های متفاوت و یک مدل واقعی مورد آزمایش قرار گرفته است. همچنین در این فصل به فراخور موضوع مطرح شده برخی نتایج سایر روش‌ها جهت بحث و مقایسه ارائه شده است. در نهایت در فصل ششم جمع‌بندی و نتیجه‌گیری به همراه پیشنهادات ارائه شده است.

فصل دوم

روش تصویرسازی مهاجرت زمانی معکوس

۲-۱- مقدمه

با طبقه‌بندی روش‌های اصلی تصویرسازی لرزه‌ای به روش‌های پرتو-مبنا و معادله موج-مبنا، در این فصل، در ابتدا روش‌های مرسوم تصویرسازی به همراه نقاط قوت و ضعف آنها بحث می‌شود. سپس به روش مورد استفاده در رساله حاضر یعنی RTM پرداخته شده و ساز و کار، قابلیت‌ها و چالش‌های پیش روی این روش مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. در انتها پیشینه تحقیقات انجام شده در راستای بهبود این روش شامل بهبود روش برونمایی، بهبود شرط تصویرسازی، حذف نوفه‌های فرکانس پایین و بهبود دامنه و روشنایی تصویر مهاجرت ارائه شده است.

۲-۲- روش‌های مرسوم تصویرسازی

دانستن مکان دقیق مرزهای نمکی و گسل‌ها در اکتشافات لرزه‌ای در مناطق با زمین‌شناسی پیچیده بسیار مهم می‌باشد. یال‌های گنبد نمکی و محیط متخلخل زیر گسل‌ها می‌تواند به عنوان مخازن نفت و گاز احتمالی مورد توجه باشند. مخازن هیدروکربوری در جاییکه ساختارهای مذکور (تله‌ها)^۱ از فرار هیدروکربن جلوگیری می‌کنند، تجمع می‌یابند. غالباً سرعت انتشار در دو طرف مرزهای نمکی و گسلی متفاوت است. از این رو، تصویرکردن دقیق این مرزها در شناخت مکان احتمالی مخازن نفت و گاز بسیار با اهمیت است که توسط روش‌های گوناگونی از دسته روش‌های پرتو-مبنا و یا معادله موج-مبنا انجام می‌پذیرد.

مهاجرت به روش کیرشهف طی یک فرایند مهاجرت پرتو-مبنا و بر اساس ردیابی پرتو و محاسبه زمان سیر^۲ امواج انجام می‌گیرد. این روش مهاجرت در تصویرکردن محیط‌های زمین‌شناسی ساده مورد توجه است، اما در محیط‌های با زمین‌شناسی پیچیده همانند گنبدهای نمکی (مثل مدل سایگزبی^۳)، تغییرات سرعت منجر به کثرت بازتاب‌های چندگانه با پیچیدگی زیاد شده و همین مسئله منجر به شکست ردیابی مسیر پرتو برای نیل به یک تصویر مناسب می‌شود (Yan, 2010; Du, 2007).

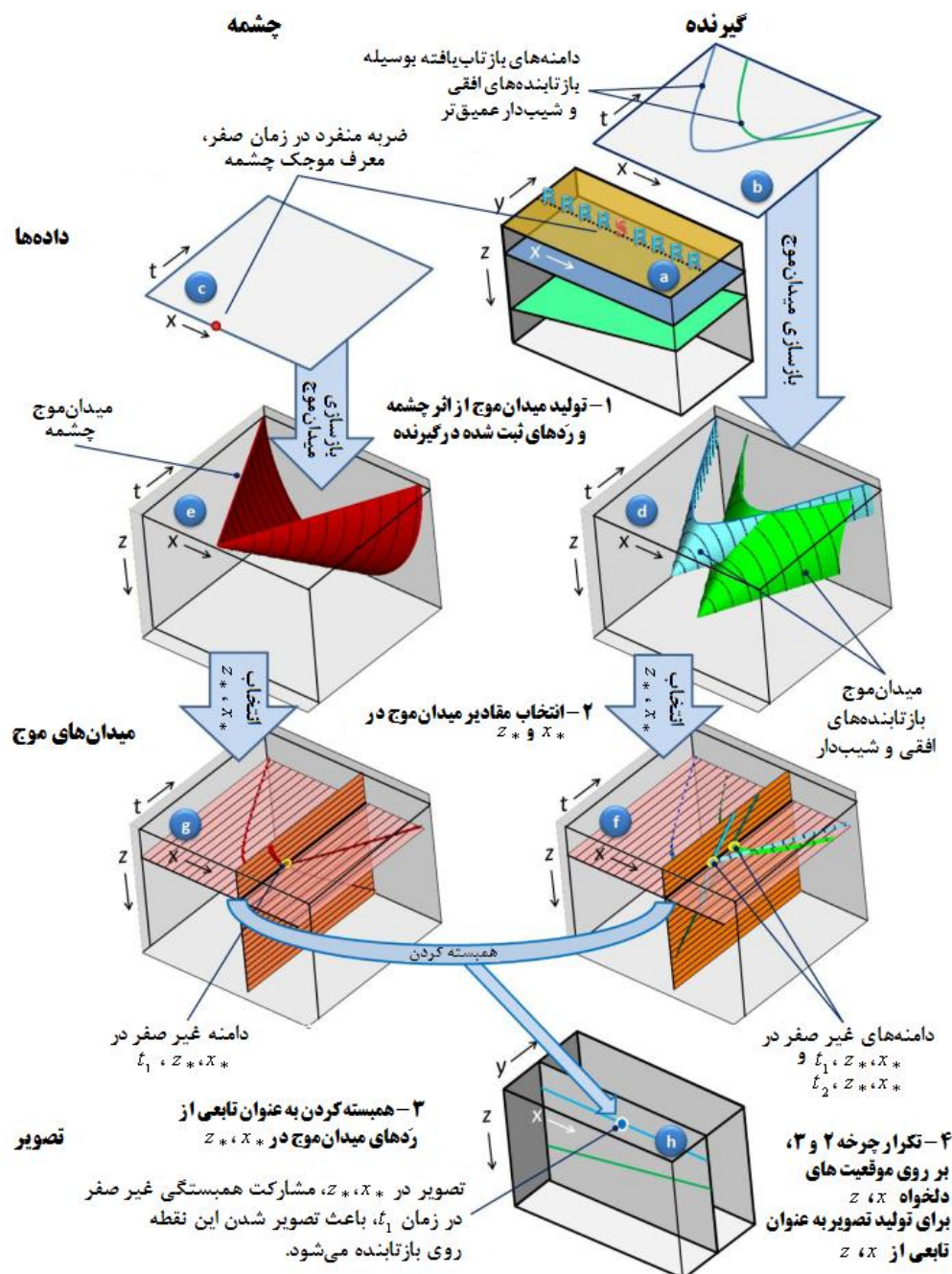
^۱ Traps

^۲ Travel-times

^۳ Sigsbee2A

۳-۲- برخی مفاهیم کلیدی روش‌های تصویرسازی معادله موج- مبنا

بطور کلی روش‌های مهاجرت معادله موج-مبنا شامل روش معادله موج یک طرفه و روش RTM می-باشند. اساس این دسته از روش‌ها، برونمایی میدان موج و اعمال یک شرط تصویرسازی برای نیل به تصویر مهاجرت یافته است. ساز و کار کلی این دسته از روش‌ها در شکل (۲-۱) نشان داده شده است.



شکل (۲-۱). ساز و کار روش‌های مهاجرت معادله موج-مبنا (با تغییر: Sava and Stephen, 2009)

در شکل (۱-۲)، مراحل اصلی اجرای روش‌های معادله موج-مبنا شامل بازسازی میدان موج از چشمه بصورت پیشرو و از گیرنده بصورت پسرو و همچنین عمل همبسته کردن آنها با بکارگیری شرط تصویرسازی نشان داده شده است. در ادامه جهت درک بهتر ساز و کار این روش‌ها، شرح مختصری در مورد برخی از مفاهیم کلیدی از جمله اصل تصویرسازی، برونمایی میدان موج و شرط تصویرسازی ارائه می‌شود.

۲-۳-۱- اصل تصویرسازی

جرقه استفاده از روش‌های معادله موج-مبنا (برونمایی میدان) با مقاله کلربوت^۱ (۱۹۷۱) زده شد، بطوریکه او اصل تصویرسازی^۲ معروفش را تحت عنوان "بازتابنده‌ها در نقاطی از زمین وجود دارند که اولین ورودی میدان موج پایین‌رونده از نظر زمانی با میدان موج بالارونده تطابق زمانی باشند" ارائه کرد.

برای درک بهتر موضوع از مدل ساده شکل (۲-۲) استفاده می‌شود، بطوریکه میدان‌های موج به بالارونده و پایین‌رونده تقسیم می‌شوند، میدان موج پایین‌رونده، فشار یا میدان سرعت ذره‌ای است که توسط چشمه تولید شده و بصورت پایین‌رونده در زیر سطح انتشار می‌یابد. میدان موج بالارونده متناسب با انرژی بازتابی است که در جهت بالا سیر کرده و در سطح زمین ثبت می‌شود.

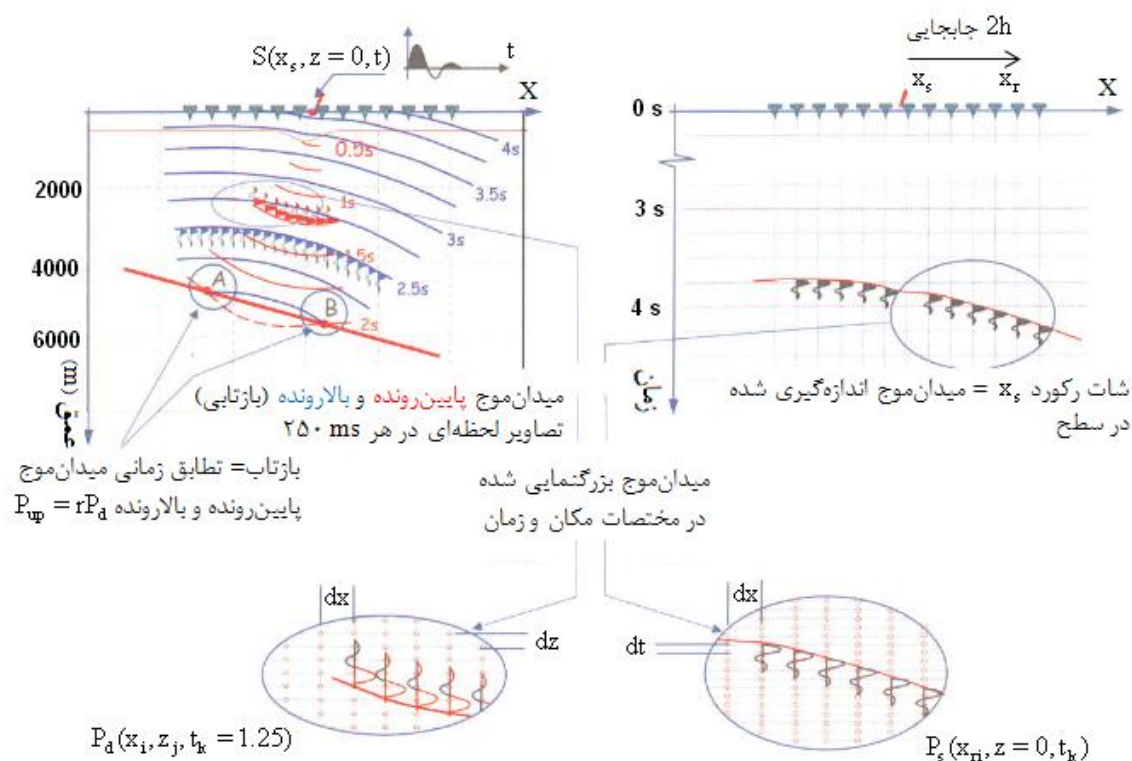
در طرف چپ- بالا از شکل (۲-۲)، میدان موج پایین‌رونده (منحنی قرمز رنگ) توسط یک شات در نقطه X_s و در زمان $t=0$ با استفاده از سیگنال چشمه $S(t)$ تولید شده و با $P_d(x, z, t)$ نشان داده شده است. در این شکل بطور نمادین میدان موج در زمان‌های مختلف نشان داده شده است. به جهت وضوح بیشتر شکل، میدان موج به جزء برای $t=1.25$ s به جبهه موج آن محدود شده است. وقتی که میدان موج پایین‌رونده با یک تباین امپدانس^۳ برخورد می‌کند (بازتابنده‌ای که توسط خط قرمز رنگ نشان داده شده است)، قسمتی از انرژی بصورت بالارونده بازتاب می‌یابد که با $P_{up}(x, z, t)$ نشان داده

^۱ Claerbout

^۲ Imaging principle

^۳ Impedance contrast

شده است (منحنی آبی رنگ). همانند میدان موج پایین‌رونده، یک سری از تصاویر لحظه‌ای از میدان- موج بالارونده با فاصله ۲۵۰ میلی‌ثانیه نشان داده شده است که بجزء برای $t = ۲.۵$ s فقط محدود به جبهه موج می‌باشد. میدان موج بالارونده انتشار یافته و توسط ژئوفون^۱ و یا هیدروفون^۲ به عنوان تابعی از زمان در سطح ثبت می‌شود. نتیجه رکورد چشمه مشترک^۳ می‌باشد که با $P_{up}(x, z=0, t)$ نشان داده می‌شود.



شکل (۲-۲). رکورد چشمه مشترک و میدان موج. ردهای ثبت شده در سطح به عنوان اثر میدان موج بالارونده $P_{up}(x_s, z=0, t)$ حاصل از موج بازتابی ناشی از برخورد میدان موج پایین‌رونده به عنوان اثر چشمه در x_s (با تغییر: (Robein, 2010).

اصل تصویرسازی بوضوح در شکل (۲-۲) قابل مشاهده است، بطوریکه بازتاب (به عبارتی بازتابنده) جایی که میدان موج پایین‌رونده و بالارونده در زمان و مکان منطبق باشند وجود خواهد داشت. بنابراین اصول روش‌های میدان-مینا بصورت ساده عبارتست از:

^۱ Geophone

^۲ Hydrophone

^۳ Shot record

- ۱- برونمایی میدان موج پایین‌رونده $P_d(x, z, t)$ با دانستن سیگنال چشمه $S(t)$ و مدل سرعت؛
 - ۲- بازسازی میدان موج بالارونده $P_{up}(x, z, t)$ بصورت پسرو در زمان در زیر سطح با استفاده از مقدار اندازه‌گیری شده در سطح (رکورد چشمه مشترک $(P_{up}(x, z = 0, t))$).
 - ۳- بکارگیری اصل تصویرسازی برای یافتن بازتابنده‌ها جاییکه دو میدان موج در زمان منطبق هستند.
- محاسبه میدان موج بالارونده و پایین‌رونده از اطلاعات موجود در سطح باعث شده است تا به این دسته از روش‌ها برونمایی میدان موج^۱ نیز گفته شود. اما در هر صورت برونمایی تنها با دانستن اطلاعات سرعت زیرسطحی امکان پذیر می‌باشد. بایستی توجه داشت که در روش‌های برونمایی میدان موج این امر اجتناب ناپذیر بوده و جایگزینی برای آن وجود ندارد. بدیهی است که در دست داشتن اطلاعات سرعت دقیق‌تر منجر به نتایج با کیفیت بالاتر خواهد شد. تهیه مدل سرعت با روش‌های مختلف از جمله روش‌های معکوس‌سازی^۲، تحلیل سرعت^۳ با استفاده از داده‌های لرزه‌ای سطحی، داده‌های چاه همانند لاگ‌های صوتی^۴، چک شات‌ها^۵ و مقطع لرزه‌ای عمودی^۶ قابل انجام است (Fruehn et al., 2008; Jones, 2012 and 2013; Robein, 2010).

لازم به ذکر است که فواصل زمانی و مکانی Δx ، Δy و Δz شبکه مش‌بندی شده بر روی دقت برونمایی تاثیر می‌گذارد. این پارامترها در انجام فرایند تصویرسازی با اهمیت هستند، اگرچه برخی از آنها در هنگام اکتساب داده‌ها ثابت هستند. برای مثال، Δx برای رکوردهای چشمه مشترک (معمولاً فواصل رد لرزه^۷ (نوعاً بین ۱۲/۵ تا ۵۰ متر) و Δt فاصله نمونه‌برداری (نوعاً ۲ میلی‌ثانیه) می‌باشند (Robein, 2010). در برخی موارد مقادیر فوق برای نیل به یک نتیجه بهتر تغییر می‌یابند.

^۱ Wave-field extrapolation (WE)

^۲ Inverse methods

^۳ Velocity analysis

^۴ Sonic logs

^۵ Check shots

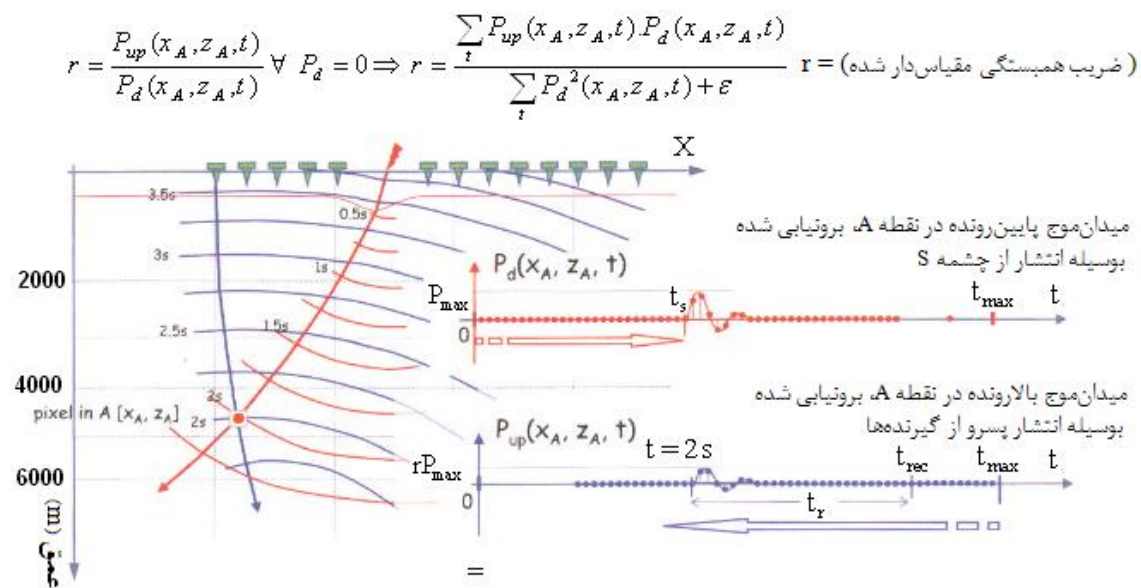
^۶ Vertical seismic profiling (VSP)

^۷ Trace interval

۲-۳-۲- شرط تصویرسازی

در این قسمت جهت روشن شدن اساس کار شرط تصویرسازی بر مبنای همبستگی عرضی میدان‌های موج، با فرض اینکه اکنون میدان‌های موج برونمایی شده بالارونده (P_{up}) و پایین‌رونده (P_d) را در اختیار داریم و هدف تخمین ضرایب بازتاب^۱ در هر موقعیت زیر سطحی است به این مسئله پرداخته می‌شود.

برای این هدف، بر طبق شکل (۲-۳)، نقطه A را به عنوان نقطه‌ای که می‌توان میدان‌های موج را توسط یک گیرنده مدفون در زمین ثبت کرد در نظر می‌گیریم. نقطه A به عنوان یک ایمن از بازتابنده انتخاب شده است. میدان موج پایین‌رونده از زمان صفر ($t=0$) شروع شده و پس از انتشار به مدت زمان t_s به نقطه A می‌رسد. همچنین بازسازی میدان‌موج از چشمه (منحنی قرمز رنگ) امکان مدل-سازی را فراهم می‌آورد.



شکل (۲-۳). شرط تصویرسازی در نقطه بازتاب. با مقایسه بین میدان‌های موج پایین‌رونده و بالارونده در نقاط مختلف (در اینجا نقطه A) می‌توان ضریب بازتاب محلی r را تخمین زد. یک راه معمول تخمین r محاسبه ضریب همبستگی بین دو میدان موج در هر موقعیت می‌باشد (با تغییر: Robein, 2010).

^۱ Reflection coefficients

اگر ضریب بازتاب در نقطه A با r نشان داده شود، در هر نقطه بعد از t_s ، میدان موج بازتابی (P_u) با دامنه‌ای برابر $r.P_d$ شروع شده و به سوی بالا انتشار می‌یابد. هدف برونمایی پسرو میدان موج ثبت شده در سطح، بطور صریح بازسازی جزء $P_{up}(x_A, z_A, t)$ از میدان موج بالارونده است (خط آبی رنگ). خط آبی به معنی بازسازی میدان بالارونده از حداکثر زمان ثبت t_{max} بصورت پسرو تا زمان صفر است. زمان میدان موج چشمه t_s ، زمان میدان موج گیرنده t_r و زمان t_{rec} زمانی است که در آنجا بازتاب در نقطه A در سطح ثبت می‌شود ($t_{rec} = t_s + t_r$).

وجود بازتابنده در نقطه A، توسط شباهت بین دو میدان موج تعیین می‌شود. بطوریکه در هر زمانی بر هم منطبق بوده و تنها در یک فاکتور مقیاس^۱ برابر با ضریب بازتاب محلی^۲ (r) با هم اختلاف دارند. ضریب بازتاب r را می‌توان توسط نسبت بین دامنه دو میدان موج در اطراف لحظه رخداد بازتاب یا توسط میانگین این نسبت در کل زمان بدست آورد. البته نسبت دوم زمانی امکان پذیر است که مقدار میدان موج پایین‌رونده غیر صفر باشد. در شکل (۳-۲)، تصویر شماتیک از یک مدل ساده و شامل فقط یک بازتابنده نشان داده شده است، چیزی که در حالت واقعی بسیار پیچیده‌تر است. یک روش بسیار مرسوم برای تخمین ضریب بازتاب r ، استفاده از از ضرایب همبستگی مقیاس‌دار شده^۳ دو سری زمانی برای میدان‌های موج بالارونده و پایین‌رونده در نقطه A است که فرمول آن در قسمت بالا و سمت راست شکل (۳-۲) نشان داده شده است و بصورت بسیار ساده اصطلاحاً "شرط تصویرسازی" نامیده می‌شود. روش‌های متعدد دیگری برای اعمال شرط تصویرسازی برای بهبود کیفیت نتایج وجود دارد.

۲-۳-۳- برونمایی عمق در مقابل زمان

در قسمت قبل چگونگی بدست آوردن ضریب بازتاب r در نقطه A نشان داده شد. انجام این امر نیاز به میدان موج در آن مکان خاص دارد. از این رو برای تعیین زاویه بازتاب در کل فضا، نیاز به داشتن

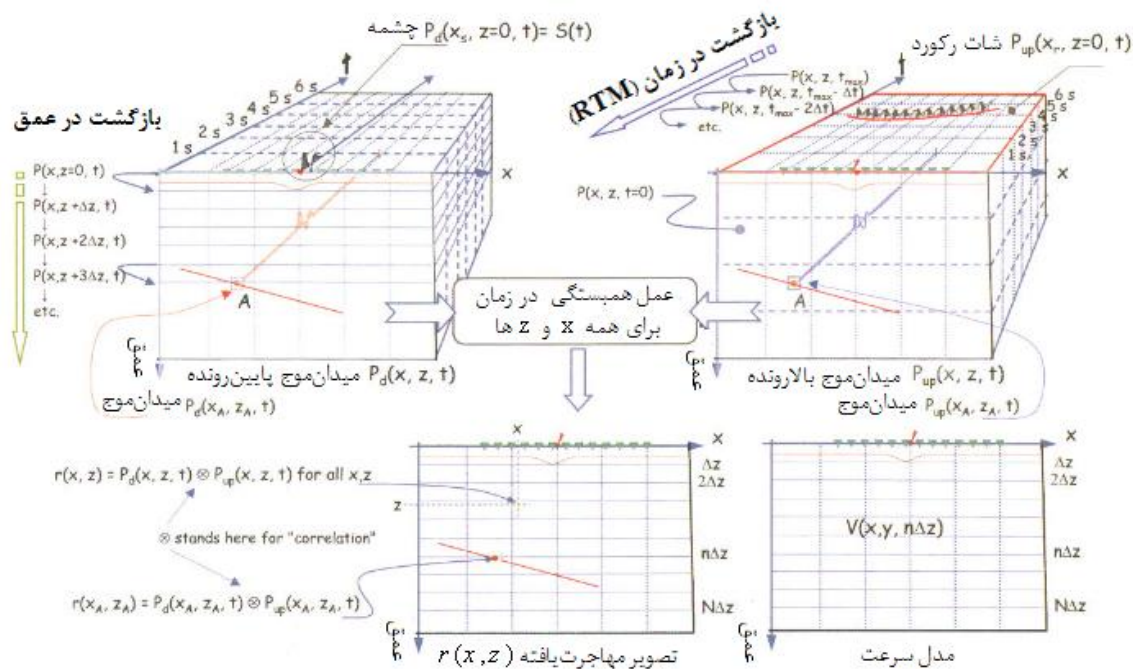
^۱ Scaling factor

^۲ Local reflection coefficient

^۳ Scaled correlation coefficient

مقادیر میدان‌های موج $P_d(x, z, t)$ و $P_{up}(x, z, t)$ در کل فضای مورد بررسی می‌باشد. برای این کار دو روش مورد استفاده قرار می‌گیرد که در شکل (۴-۲) نشان داده شده است.

روش اول شامل محاسبه میدان‌موج بصورت متوالی در عمق است. با در دست داشتن میدان‌موج پایین‌رونده در سطح (سیگنال چشمه در $S(t)$ در مکان x_s) و با داشتن سرعت انتشار در لایه $[0 - \Delta z]$ ، شرایط برای تخمین میدان‌موج پایین‌رونده $P_d(x, z, t)$ در عمق فراهم است. بطور مشابه با داشتن میدان‌موج بالا‌رونده در سطح و سرعت در لایه می‌توان میدان‌موج بالا‌رونده $P_{up}(x, z, t)$ را بصورت پس‌رو در عمق Δz بدست آورد. سپس شرط تصویرسازی در همه نقاط دلخواه x_{im} در عمق Δz اعمال می‌شود. این کار تصویر مهاجرت‌یافته در سطح Δz را بدست می‌دهد. الزاماً نیاز نیست که x_{im} همانند x_r باشد. کافی است تا سه مرحله فوق را در تمام نقاط عمقی بصورت متوالی و بازگشتی برای بدست آوردن تصویر مهاجرت‌یافته تکرار کرد.



شکل (۴-۲). مهاجرت برونمایی میدان‌موج در سه مرحله. محاسبه میدان‌موج پایین‌رونده از چشمه؛ محاسبه میدان‌موج بالا‌رونده از شات رکورد و اعمال شرط تصویرسازی (ضریب بازتاب در زمان در همه x و z ها (با تغییر: Robein, 2010).

به عنوان جایگزین روش بازگشت عمقی^۱، می‌توان میدان موج را بصورت بازگشت زمانی^۲ نیز انجام داد. در این مورد میدان موج پایین‌رونده در همه نقاط فضا در زمان‌های مختلف Δt ، $2\Delta t$ ، $3\Delta t$ و غیره محاسبه می‌شود. قابلیت درک این روش از روش بازگشت عمقی ساده‌تر و شهودی‌تر است. در شروع بازگشت زمانی، فقط بخش بالایی حوزه (x, z) ، تحریک شده و در ادامه کل فضا بصورت پیش‌رونده با افزایش گام‌های زمانی پوشش داده می‌شود.

در طرف بالارونده میدان موج، برعکس، فرایند از زمان حداکثر t_{\max} شروع می‌شود. در این زمان، با داشتن میدان موج در سطح (مقدار اولیه) و میدان سرعت در هر نقطه می‌توان میدان موج را $t_{\max} - \Delta t$ (مقدار ثانویه) بدست آورد. بدین ترتیب بازگشت با استفاده از گام‌های زمانی Δt ، از زمان حداکثر t_{\max} تا زمان صفر و کامل شدن فضا ادامه می‌یابد. اکنون می‌توان شرط تصویرسازی را در هر نقطه از فضا مانند نقطه A بکار برد.

نکته قابل توجه در مورد تفاوت بین دو روش بازگشت عمقی و زمانی آنستکه در مورد اول شرط تصویرسازی در هر گام عمقی n ام اعمال شده و نیاز است تا فقط توالی مقادیر $P_d(x, z=n\Delta z, t)$ و $P_{up}(x, z=n\Delta z, t)$ بخاطر اعمال شرط تصویرسازی و اقدام برای تکرار بعدی^۳ در حافظه نگهداری شود. در بازگشت زمانی، همه تصاویر مهاجرت‌یافته یکبار و در انتهای فرایند بازگشت دریافت می‌شوند. این امر باعث مدیریت زیرکانه داده‌ها برای زمانی خواهد شد که نخواهیم دو میدان موج کامل را برای اعمال شرط تصویرسازی نگهداری کنیم. این مسئله هنگام استفاده از فرایند بازگشت زمانی در روش مهاجرت زمانی معکوس که برونمایی به صورت دو طرفه انجام می‌شود بسیار اهمیت می‌یابد.

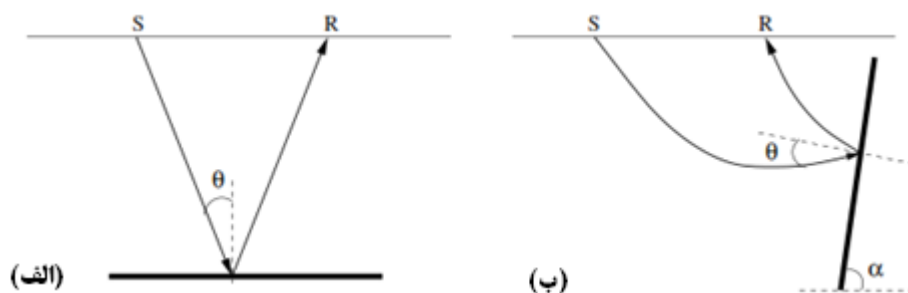
^۱ Depth recursion

^۲ Time recursion

^۳ Next iteration

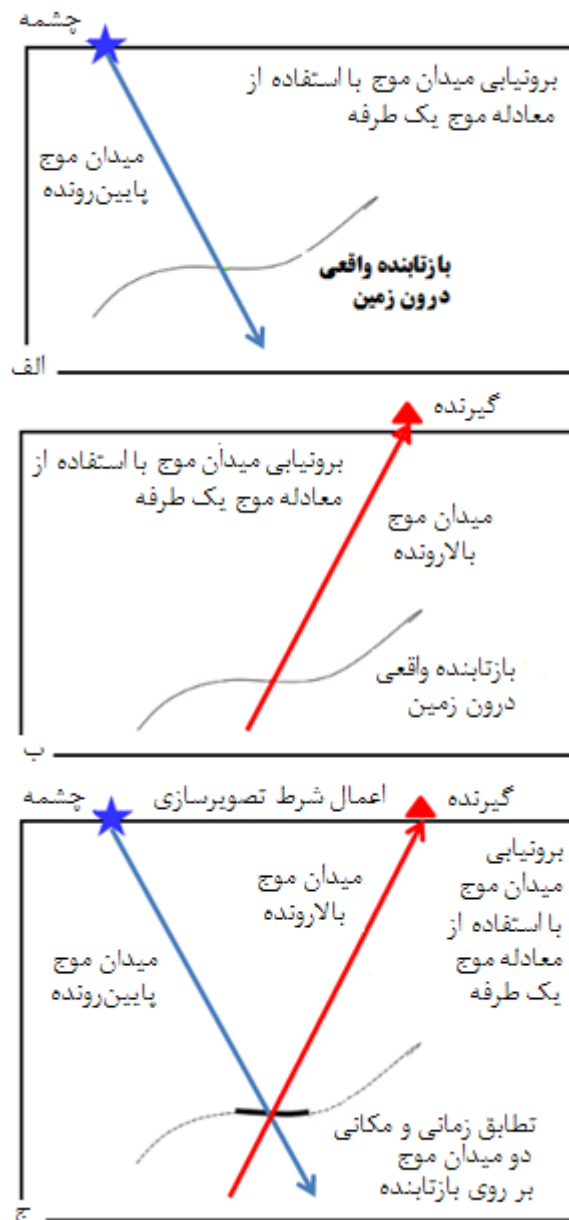
۲-۴- روش معادله موج یک طرفه

روش مهاجرت یک طرفه معادله موج که در دسته روش‌های معادله موج-مبنا قرار می‌گیرد، دارای کارایی بیشتری نسبت به روش‌های پرتو-مبنا در تصویرکردن ساختارهای پرشیب است. این روش برونمایی میدان موج را در یک جهت انجام داده و شرط تصویرسازی را جهت نیل به تصویر مهاجرت‌یافته اعمال می‌کند. این روش نیز دارای محدودیت‌هایی است. بطور مثال، گسل‌ها و یال‌های نمکی^۱ غالباً دارای شیب تند بوده و بعضی از توده‌های نمکی دارای کلاhek می‌باشند. در این روش، مسیر پرتو امواج بازتابنده‌های شیب‌دار را به گونه‌ای کاملاً متفاوت از بازتابنده‌های افقی برجسته می‌کند. در شکل (۲-۵)، امواج تصویرکننده یک بازتابنده شیب‌دار با یک بازتابنده افقی که در آن θ زاویه انتشار، α شیب بازتابنده، S موقعیت چشمه و R موقعیت گیرنده می‌باشند با هم مقایسه شده است. بازتابنده‌های تقریباً افقی معمولاً توسط امواجی که با زاویه کمتر از 40° درجه نسبت به قائم انتشار می‌یابند، تصویر می‌شوند، درحالی‌که بازتابنده‌های با شیب تند توسط امواجی که قسمتی از مسیر آنها افقی یا حتی واژگون است، تصویر می‌شوند. نحوه عملکرد این روش بطور شماتیک برای یک بازتابنده ساده در شکل (۲-۶) نشان داده شده است.



شکل (۲-۵). مقایسه امواج تصویرکننده (الف) یک بازتابنده افقی و (ب) یک بازتابنده شیب تند. زاویه θ زاویه انتشار، α شیب بازتابنده، S موقعیت چشمه و R موقعیت گیرنده می‌باشد (Shan and Biondi, 2005).

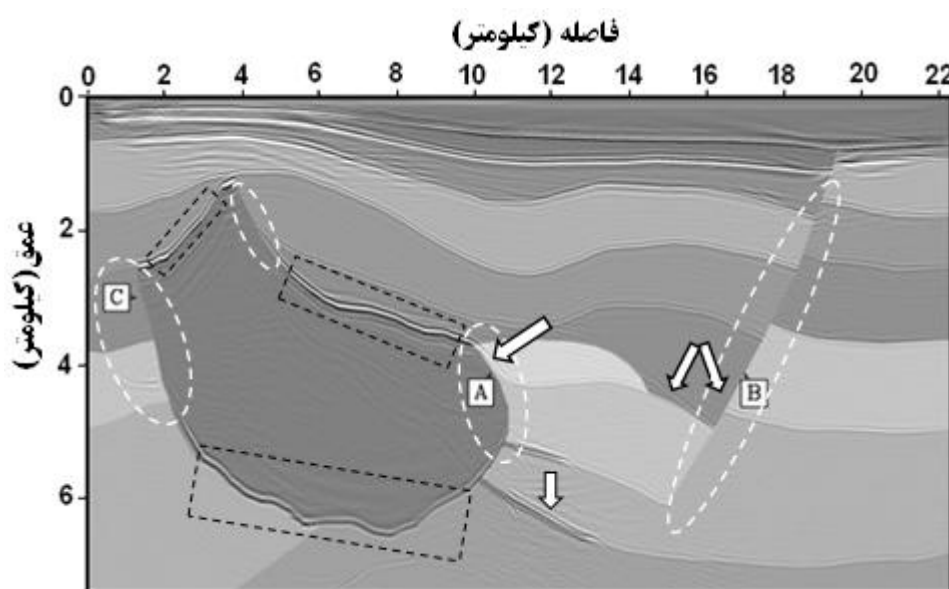
^۱ Salt flanks



شکل (۲-۶). ساز و کار مهاجرت معادله موج یک طرفه برای یک بازتابنده ساده. (الف) میدان موج پایین رونده در طرف چشمه برای انتشار یک طرفه، (ب) میدان موج پایین رونده در طرف گیرنده برای انتشار یک طرفه، (ج) اعمال شرط تصویرسازی با ضرب دو میدان موج (با تغییر: Jones, 2014).

مهاجرت معادله موج یک طرفه میدان‌های موج قائم را برونمایی کرده و نمی‌تواند امواج با مسیر انتشار نزدیک به افقی را برونمایی نماید و این به حل یک طرفه معادله موج بر می‌گردد (Claerbout, 1985). در این روش امواج واژگون شده که قسمتی از مسیر را بالارونده و قسمتی دیگر را پایین رونده سیر می‌کنند، فیلتر می‌شوند. در نتیجه، تصویرکردن بازتابنده‌های با شیب تند با استفاده از روش‌های تصویرسازی که بر مبنای حل یک طرفه معادله موج کار می‌کنند، با مشکل مواجه می‌شود.

شکل (۷-۲)، تصویر بازتابنده‌هایی با پیچیدگی نسبتاً کم را نشان می‌دهد که با روش تصویرسازی حل یک طرفه معادله موج تصویر شده‌اند. اگر چه نادیده گرفتن تغییرات سرعت در تصویرسازی، در مورد بازتابنده‌های با شیب ملایم، مشکل جدی ایجاد نمی‌کند، اما در مورد بازتابنده‌های نسبتاً پرشیب همانند A و B، منجر به تصویر نمودن آنها در موقعیت غیرصحيح می‌شود (چند مورد از قسمت‌هایی که در موقعیت غیرصحيح تصویر شده و با مرز اصلی منطبق نیستند با علامت پیکان در شکل مشخص شده‌اند). همچنین با توجه به ضعف روش معادله موج یک طرفه در انتشار امواج با مسیر نزدیک به افقی، قسمت‌های پرشیب و بویژه یال‌های پرشیب (A و C) در شکل مذکور بخوبی تصویر نشده‌اند. در شکل (۷-۲) برخی از قسمت‌هایی که بخوبی تصویر نشده‌اند (خط چین سفید رنگ) با قسمت‌های خوب تصویر شده (خط چین سیاه رنگ) نشان داده شده است (Shan and Biondi, 2005; Zhang, 2003).



شکل (۷-۲). بازتابنده‌های پرشیب با روش معادله موج یک طرفه ایزوتروپ بخوبی تصویر نمی‌شوند (با تغییر: Shan and Biondi., 2005).

بنابراین بطور خلاصه می‌توان گفت، مهاجرت لرزه‌ای بر مبنای روش معادله موج یک طرفه، یک روش نسبتاً موثر در تصویرکردن ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده زیرسطحی است. اما این روش در تصویرکردن بازتابنده‌های شیب دار مانند گسل‌ها و یال‌های نمکی که در اکتشاف نفت مهم هستند، با

مشکل مواجه می‌گردد. این مشکل در روش مهاجرت زمانی معکوس با توجه به حل دو طرفه معادله موج برطرف می‌شود که در بخش‌های بعد بحث خواهد شد.

۲-۵- روش تصویرسازی مهاجرت زمانی معکوس

روش‌های ادامه میدان موج، امواج را در یک میدان سرعت انتشار می‌دهند. بدلیل عملکرد محاسباتی پایین، در روش‌های اولیه مدل‌سازی موج، از معادله موج یک طرفه استفاده می‌شد. با افزایش توان محاسباتی، استفاده از معادله موج صوتی دو طرفه ایزوتروپ میسر شد که در مقایسه با معادله موج یک طرفه ایزوتروپ، تصاویر با کیفیت بسیار بهتری در مناطق با زمین‌شناسی پیچیده را تولید می‌نماید (Bednar, 2003).

مهاجرت زمانی معکوس (RTM)، یک روش تصویرسازی حل دو طرفه معادله موج است که بر اساس میدان موج پیشرو از چشمه و میدان موج پسرو از گیرنده بنا نهاده شده است. نام‌گذاری این روش به جهت برونمایی زمانی پسرو (معکوس) میدان موج از گیرنده است. این روش یک روش مهاجرت بدون محدودیت زاویه‌ای است که انتشار داده‌ها را به هر دو صورت پایین‌رونده و بالارونده از چشمه به صورت پیشرو و از گیرنده بصورت پسرو در مدل زمین‌شناسی در بر می‌گیرد. به همین دلیل یک روش مهاجرت با کیفیت بالا با حجم محاسباتی بسیار زیاد است. با فرض دقیق بودن مدل سرعت، دو میدان موج پایین‌رونده و بالارونده با همدیگر بر روی سطح بازتابنده در نقطه بازتابی برخورد می‌کنند. در نتیجه سطوح بازتابنده را می‌توان با جمع نمودن^۱ همبستگی عرضی بین میدان‌های موج پایین‌رونده و بالارونده در طول حداکثر زمان ثبت داده‌ها تصویر نمود (Claerbout, 1985).

برطبق مقالات منتشر شده، همون^۲ (۱۹۷۸) اولین نویسنده‌ای است که به مهاجرت زمانی معکوس اشاره کرده است. در سال‌های بعد محققین مختلفی تحقیق در راستای موضوع مطرح شده را شروع

^۱ Summing
^۲ Hemon

کردند. بطور مثال در سال ۱۹۸۳، ویت‌مور^۱، مک‌مچان^۲ و بایسال^۳ و همکاران (۱۹۸۳) سه مقاله با عناوین مختلف در این زمینه ارائه نمودند. ویت‌مور (۱۹۸۳) در جریان یک کارگاه آموزشی از مجمع سالیانه ژئوفیزیکدانان اکتشافی^۴، روشی کاربردی و موفقیت‌آمیز را برای تصویر نمودن چین‌خوردگی‌های رورانده^۵ و گنبدهای نمکی ارائه کرد که بعداً مهاجرت زمانی معکوس نام گرفت. اصطلاح مهاجرت زمانی معکوس برای اولین بار توسط بایسال و همکاران (۱۹۸۳) مورد استفاده قرار گرفت. امروزه در صنعت نفت، معروف‌ترین روش حل معادله موج برای مهاجرت زمانی معکوس روش تفاضل محدود می‌باشد.

دونگ^۶ و مک‌مچان (۱۹۹۳) از دانشگاه تگزاس^۷ در دالاس^۸ استفاده از این روش را از حالت پس از برانبارش به پیش از برانبارش توسعه دادند. اما استفاده از این روش تا سال‌های اخیر بدلیل هزینه‌های محاسباتی و زمان بر بودن چندان مرسوم نبوده است.

امروزه با توسعه قابلیت‌های محاسباتی و سخت افزاری رایانه‌ای، امکان استفاده از این روش بسیار بیشتر شده است. به همین دلیل از سال ۲۰۰۶، در نتیجه استفاده از تقریب‌های شبه-صوتی^۹ روش مهاجرت زمانی معکوس توسط محققان زیادی توسعه داده شده است (Zhou et al., 2006; Du et al., 2008; Duveneck, 2008; Fletcher et al., 2008).

در شکل (۲-۸)، پاسخ مهاجرت ضربه^{۱۰} برای روش‌های پرتو-مبنا (مهاجرت کیرشهف و گوسین-بیم^{۱۱}) و روش‌های معادله موج مبنای معادله موج یک طرفه (OWEM) و دوطرفه (RTM) نشان داده

^۱ Whitmore

^۲ McMechan

^۳ Baysal

^۴ Society of Exploration Geophysicist (SEG)

^۵ Overthrust folds

^۶ Dong

^۷ Texas

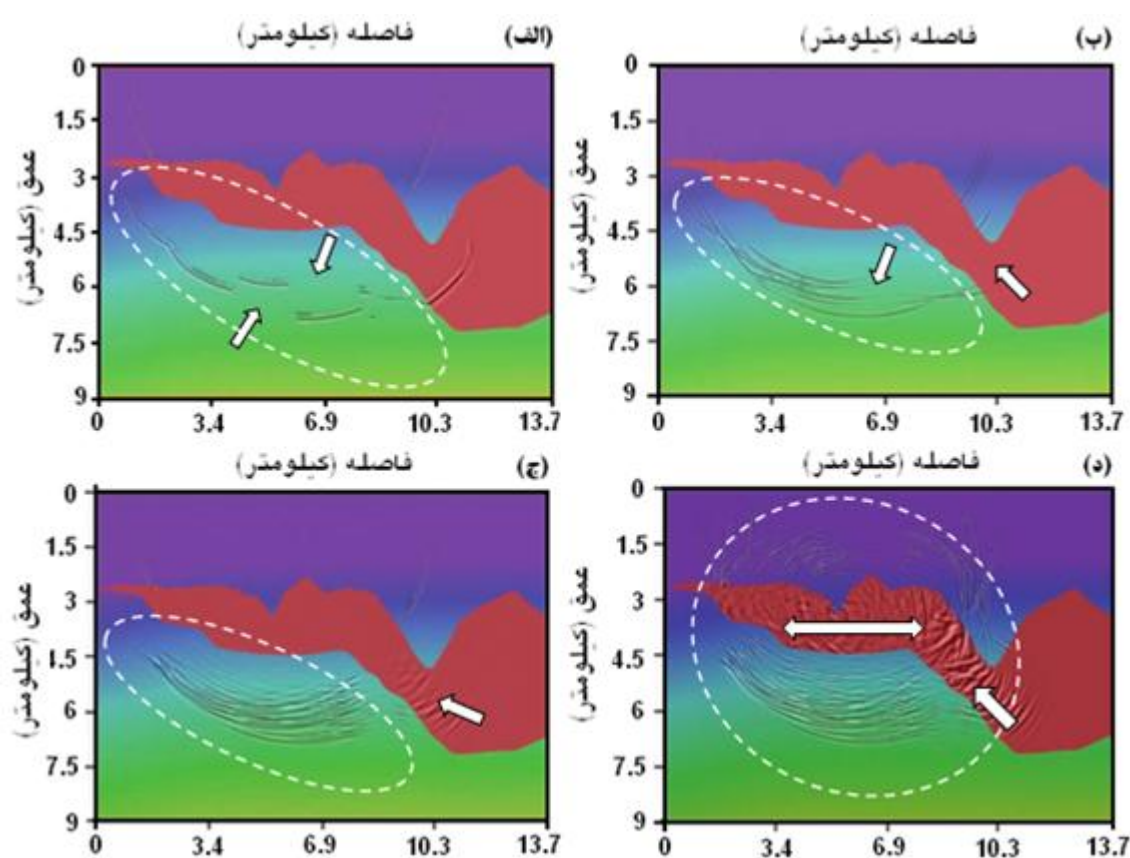
^۸ Dallas

^۹ Pseudo-acoustic approximations

^{۱۰} Migration impulse response

^{۱۱} Gaussian-beam

شده است. هدف از ارائه این شکل صرفاً نشان دادن نتیجه انتشار میدان موج ناشی از ضربه در داخل ساختار است. همانطور که دیده می‌شود با دقیق‌تر شدن روش مهاجرت، پاسخ ضربه نیز پیچیده‌تر می‌شود که نتیجه آن تصویرشدن بهتر ساختار زیرسطحی در قالب تصاویر مهاجرت یافته است که در فصل‌های آتی به آن پرداخته خواهد شد. در ادامه، نتیجه انتشار موج هر کدام از روش‌های فوق با یکدیگر مقایسه می‌شوند. این مقایسه، نقاط ضعف و قوت این روش‌ها را تا حدودی نشان می‌دهد (Etgen et al., 2009).



شکل (۲-۸). مهاجرت پاسخ ضربه^۱ در مدل سرعت سایگزبی (2A). برای روش‌های پرتو-مبنا، (الف) مهاجرت کیرشلف، (ب) مهاجرت به گوسین-بیم؛ و برای روش معادله موج-مبنا، (ج) روش معادله موج یک طرفه، (د) روش مهاجرت زمانی معکوس (RTM)، (با تغییر: Etgen et al., 2009).

مقایسه اول شامل بکارگیری روش‌های مهاجرت فوق در تشکیلات زمین‌شناسی نمکی و پیچیده مدل سایگزبی 2A است (Paffenholz, 2001).

^۱ Impulse response

شکل (۸-۲)، عملکرد روش‌های مختلف مهاجرت برای یک رخداد منفرد^۱ در زمان $t = ۶$ ثانیه را بر روی یک رد لرزه ورودی فاصله صفر^۲ نشان می‌دهد. پاسخ مهاجرت کیرشهف (شکل ۸-۲، الف)، ناپیوستگی‌های مشهودی را در تنها-ورودی^۳ این روش نشان می‌دهد (نمونه این ناپیوستگی‌ها با علامت پیکان در شکل مشخص شده است). این ناپیوستگی در نحوه انتشار موج نه تنها منجر به بد تصویر شدن ساختار زیرسطحی می‌شود، بلکه میزان قابل توجهی نوفه را در تصویر مهاجرت یافته تولید می‌کند. این نوفه‌ها در نهایت برای همه ردها بر روی هم انباشته می‌شوند.

مهاجرت گوسین-بیم (شکل ۸-۲، ب)، پاسخ کامل‌تری از انتشار میدان موج و با ناپیوستگی کمتری از روش کیرشهف را بدست می‌دهد (بطور نمونه با خط چین سفید رنگ و پیکان در شکل مشخص شده است). از ویژگی‌های روش گوسین-بیم پتانسیل بالای ایجاد چندگانه‌ها^۴ در این روش است، اگر هم شامل انواع مختلف چندگانه‌ها نباشد، ورودی‌های هندسی (پرتو)، تصویر را تحت تاثیر قرار خواهند داد. علی‌رغم این مسئله، این روش تعداد کمی از رخدادهای مهاجرت‌یافته رفتارهای جنبشی (سینماتیک) غیرصحیح را هنگام عبور از رسوبات به نمک از خود نشان می‌دهند. این امر نتیجه این حقیقت است که برخی پرتوهای مرکزی مربوط به رخدادهای خاص (پرتوها^۵)، در تشخیص سرعت ساختار، نه دقیقاً روی مسیر که در فضای نزدیک پرتو مشکل دارند.

تصاویر OWEM و RTM (شکل ۸-۲، ج و د)، میدان‌های موج کامل‌تری را نسبت به تصاویر روش‌های پرتو-مبنا نشان می‌دهند. روش‌های معادله موج-مبنا محدودیت‌های مرتبط با رخدادهای هندسی^۶ را ندارند. مقایسه پاسخ مهاجرت اشعه با پاسخ مهاجرت معادله موج در این مدل نشان می‌دهد که زمانیکه بالای توده نمکی پیچیده است، چقدر از انرژی موج می‌تواند توسط ورودی‌های غیرهندسی

^۱ Single event

^۲ Zero-offset input trace

^۳ Single arrival

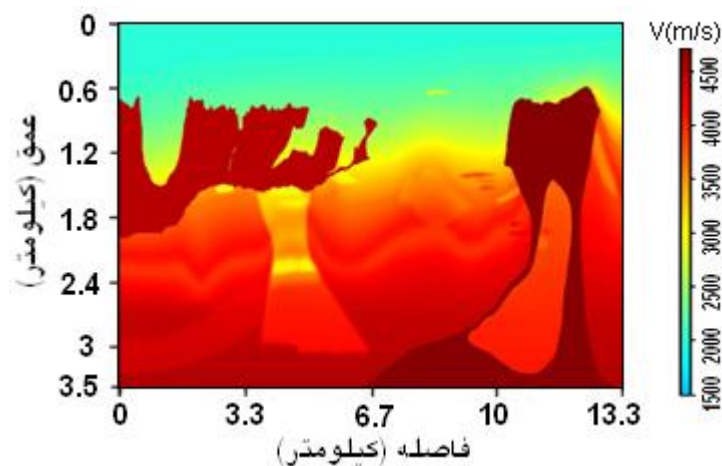
^۴ Multipathing

^۵ Beams

^۶ Geometry events

منتقل شود. در حقیقت تصویر RTM پیچیده‌تر از تصویر OWEM است، این امر بیانگر حجم اطلاعات میدان موجی است که در روش OWEM از دست می‌رود. علاوه بر شیب‌های تند^۱ و امواج برگشتی^۲، تصویر RTM شامل میزان قابل توجهی از انرژی چندگانه بین لایه‌ای و انرژی‌های برگشتی است که تحت عنوان نوفه بررسی می‌شوند. تاکنون تلاش‌های زیادی در راستای استفاده از مزایای روش RTM صورت گرفته است (Etgen et al., 2009).

در دومین مثال صرفاً عملکرد روش‌های تصویرسازی فوق‌الذکر بر روی داده‌های مدل BP 2004 نشان داده شده در شکل (۹-۲) پرداخته می‌شود. این مجموعه داده‌ی پیچیده، برای به چالش کشیدن قابلیت روش‌های فوق بسیار مناسب است. این مدل شامل دو توده نمکی، یکی با توپوگرافی زیاد در بالای توده و دیگری در برگیرنده یال‌های پرشیب است. قسمت بالای توده سمت چپ می‌تواند باعث حرکت‌های بی‌نظم رفتار پرتو شود (Brandsberg-Dahl and Billette, 2005).



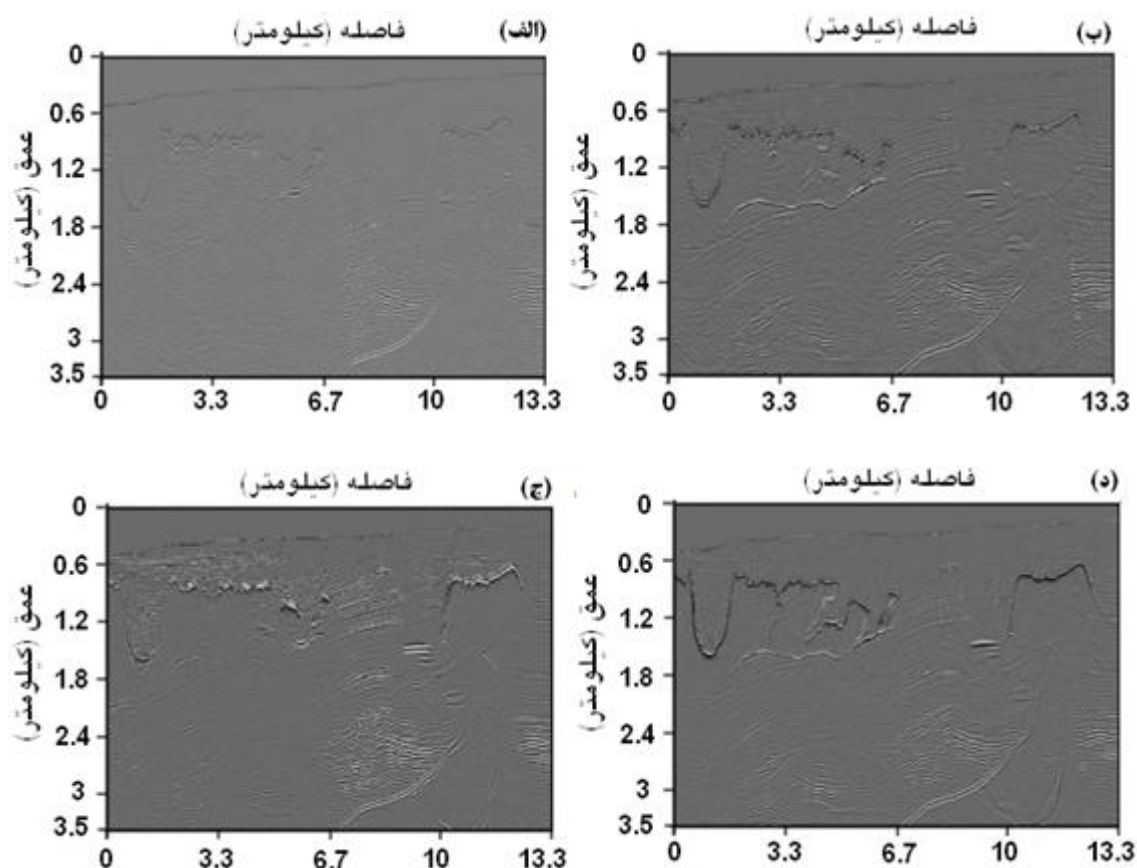
شکل (۹-۲). تغییرات سرعت مدل BP2004 (با تغییر: Brandsberg-Dahl and Billette, 2005)

تصاویر ارائه شده در شکل (۱۰-۲) و کیفیت پایین این تصاویر بوضوح سختی تصویر نمودن اینگونه مدل‌ها با روش‌های تصویرسازی مختلف را نشان می‌دهد. از چهار تصویر موجود در شکل (۱۰-۲)، تصویر تولید شده در روش کیرشهف شکل (۱۰-۲، الف) بدترین نتیجه موجود و تصویر حاصل از روش

^۱ Steep dips

^۲ Turning waves

RTM در شکل (۲-۱۰، د) در مقایسه با سه تصویر دیگر، بوضوح تصویر بهتری را نشان می‌دهد. کیفیت تصاویر روش‌های گوسین-بیم شکل (۲-۱۰، ب) و روش OWEM شکل (۲-۱۰، ج) بین دو حالت فوق قرار می‌گیرد.



شکل (۲-۱۰). تصاویر مهاجرت‌یافته از مجموعه داده‌های مدل BP 2004. برای روش‌های پرتو-مبنا، (الف) مهاجرت کیرشهف، (ب) مهاجرت به گوسین-بیم؛ و برای روش معادله موج-مبنا، (ج) روش معادله موج یک طرفه (OWEM)، (د) روش مهاجرت زمانی معکوس (RTM)، (با تغییر: Etgen et al., 2009).

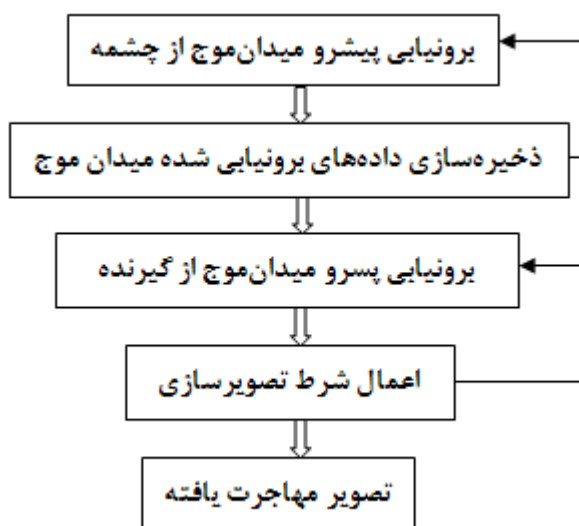
۲-۶- مراحل اجرای مهاجرت زمانی معکوس

کلربوت^۱ (۱۹۷۱)، برای اولین بار تصویرسازی لرزه‌ای با استفاده از میدان موج بالارونده و پایین‌رونده و اصل تصویرسازی معروفش را معرفی کرد. بطوریکه میدان موج از چشمه به صورت پایین‌رونده انتشار می‌یابد و با $S(\mathbf{x}, t)$ نشان داده می‌شود، که در آن $\mathbf{x} = (x, y, z)$ است. اولین میدان موج بازتابی ثبت شده نیز به صورت پسرو و معکوس انتشار می‌یابد و با $R(\mathbf{x}, t)$ نشان داده می‌شود. از این رو، در

^۱ Claerbout

یک نقطه عمقی خاص، بازتابنده واقعی زمانی وجود خواهد داشت که اولین ورودی^۱ موج پایین‌رونده پیشرو با موج بالارونده پسرو از نظر زمانی منطبق باشد. با توجه آنکه فرایند کلی اجرای روش‌های معادله موج-مبنا به تفصیل در ابتدای این فصل شرح داده شد، در اینجا صرفاً فرایند کلی اجرای روش RTM بصورت بسیار ساده و در قالب فلوچارت شکل (۲-۱۱) نشان داده شده است.

با توجه به آنکه روش RTM همه انواع موج را بدون محدودیت زاویه‌ای شبیه‌سازی می‌کند. این امر باعث می‌گردد تا بتوان امواج را حتی در مورد بازتابنده‌های با شیب زیاد و با تغییرات قوی سرعت، از طریق بکارگیری معادله موج کامل تصویر نمود. این روش شامل سه مرحله اصلی بصورت زیر است (Kruger, 2013):



شکل (۲-۱۱). فلوچارت ساده از اجرای روش RTM

الف) انتشار میدان موج چشمه^۲: میدان موج چشمه عبارتست از فشار^۳ یا میدان سرعت ذرات^۴ که از چشمه رو به پایین در زیر سطح انتشار می‌یابد. در ابتدا میدان موج چشمه بصورت پیشرو در زمان، از یک سیگنال چشمه مصنوعی شبیه‌سازی شده در زمان صفر برونابی می‌گردد. برونابی میدان موج معمولاً توسط حل عددی معادله موج انجام می‌گیرد.

^۱ First arrival

^۲ Source wavefield

^۳ Pressure

^۴ Particle velocity field

ب) انتشار میدان موج گیرنده^۱: میدان موج گیرنده، انرژی بازتابی است که رو به بالا سیر کرده و در گیرنده ثبت می گردد. میدان موج گیرنده به صورت معکوس در زمان از سیگنال های دریافت شده در سطح شروع شده و برونمایی می گردد.

ج) اعمال شرط تصویرسازی: این شرط نقاط چشمه و گیرنده را در زمان همبسته می کند، تا تصویر نهایی زیرسطحی تولید گردد. به عبارت دیگر استخراج اطلاعات بازتاب پذیری با مقایسه میدان های موج چشمه و گیرنده صورت می پذیرد. با اعمال شرط تصویرسازی، نقشه بازتاب پذیری در همه موقعیت ها به عنوان تابعی از زاویه برخورد و بازتاب تولید می شود. این اطلاعات در تحلیل سرعت مهاجرت^۲ (MVA)، و تحلیل دامنه در برابر زاویه^۳ (AVA) بکار گرفته می شود.

بنابراین بطور خلاصه می توان گفت که در روش RTM، انتشار میدان های موج چشمه و گیرنده با استفاده از معادله موج کامل زیر انجام می شود (Liu et al., 2011).

$$\frac{1}{c^2(\mathbf{x})} \frac{\partial^2 p(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} = \nabla^2 p(\mathbf{x}, t) \quad (1-2)$$

بطوریکه $p(\mathbf{x}, t)$ فشار میدان موج در $\mathbf{x} = (x, y, z)$ و زمان t ، و $c(\mathbf{x})$ سرعت صوت در محیط انتشار می باشد.

مرحله نهایی اعمال شرط تصویرسازی جهت استخراج تصویر زیرسطحی می باشد (Claerbout, 1971; Fernandez, 2010). تصویر بطور سنتی با بکارگیری شرط تصویرسازی همبستگی عرضی صفر بین میدان های موج چشمه و گیرنده مذکور، تولید می گردد. همبستگی عرضی صفر بین میدان موج چشمه و گیرنده بصورت زیر تعریف می گردد (Liu et al., 2011):

$$I(\mathbf{x}) = \int_0^{t_{\max}} S(\mathbf{x}, t) R(\mathbf{x}, t) dt \quad (2-2)$$

^۱ Receiver wavefield

^۲ Migration velocity analysis (MVA)

^۳ Amplitude versus angle (AVA)

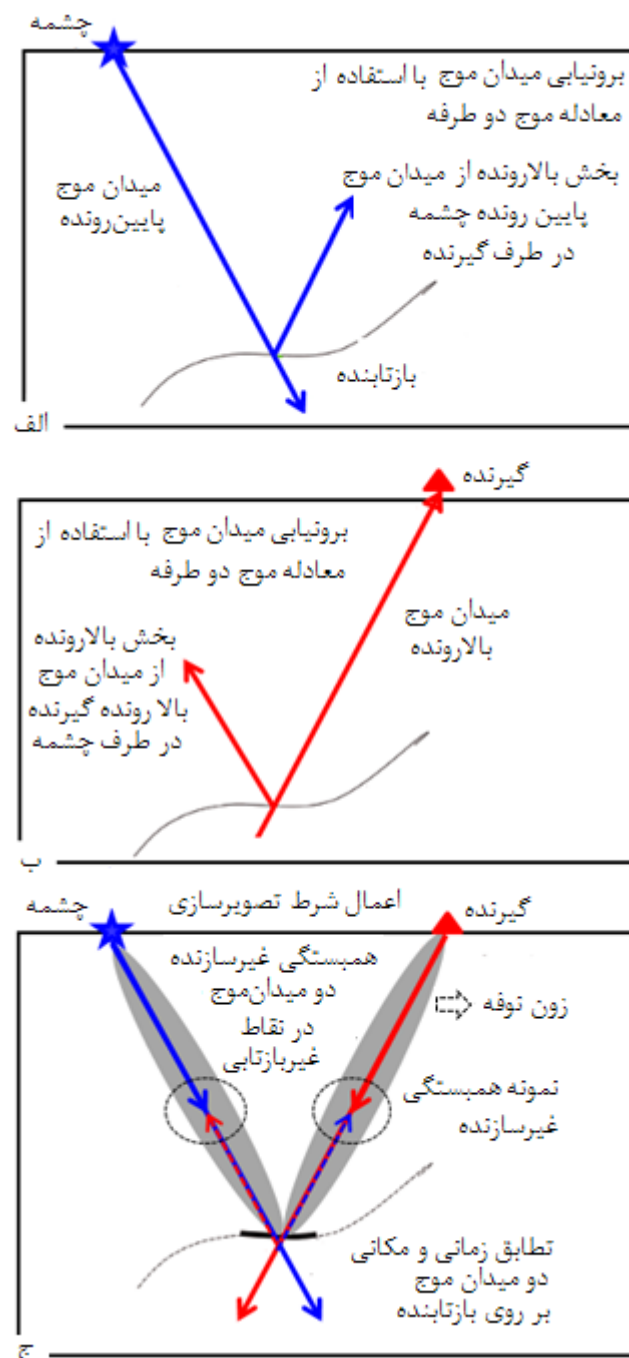
بطوریکه، $S(x, t)$ و $R(x, t)$ بترتیب میدان موج چشمه و گیرنده می‌باشند که در مکان x و زمان t ، بصورت پیشرو و پسرو برونمایی شده‌اند، t_{\max} بیانگر ماکزیمم زمان برونمایی می‌باشد.

در شکل (۱۲-۲) انتشار دو طرفه میدان موج چشمه و گیرنده (شکل ۲-۱۲، الف و ب) و سپس اعمال شرط تصویرسازی در مورد دو میدان موج بطور ساده نشان شده است (شکل ۲-۱۲، ج). همانطور که در شکل (۲-۱۲، ج) دیده می‌شود، همبسته شدن میدان موج چشمه و گیرنده در نقاط غیربازتابی (نقاطی که روی بازتابنده واقعی نباشند) منجر به تولید نوفه شده است که در ادامه بحث خواهد شد.

۲-۷- مزایا و معایب اصلی روش مهاجرت زمانی معکوس

روش مهاجرت زمانی معکوس جواب عمومی معادله موج را بدست می‌دهد، بطوریکه می‌تواند بصورت دوطرفه در زمان توسعه داده شود. از نظر محاسباتی امواج را می‌توان به صورت پیشرو یا پسرو در زمان با درجه پیچیدگی یکسان انتشار داد (Kruger, 2013). عمده ترین مزیت روش RTM آنست که نسبت به محدودیت‌های زاویه‌ای و نوع امواج محدودیت نداشته (بدلیل استفاده از حل معادله موج و آن هم دو طرفه) و در مناطق با پیچیدگی زمین‌شناسی زیاد (چین خوردگی‌های رورانده و یال‌های پرشیب گنبدی‌های نمکی) بسیار راه‌گشا می‌باشد، بطوریکه تصویر تولید شده در این روش دارای کیفیت بالاتری نسبت به سایر روش‌ها است.

در عین حال، روش RTM، برخی جنبه‌های منفی خاص خود را نیز دارد. اولاً این روش بدلیل حجم محاسباتی بالاتر در مقایسه با سایر روش‌های تصویرسازی روشی گران محسوب می‌شود. الگوریتم روش RTM می‌بایست در کل حجم داده موجود به صورت همزمان به اجرا در آمده و امکان تفکیک آن به زیر بخش‌های مجزا وجود نخواهد داشت (Clapp and Fu., 2010).



شکل (۲-۱۲). ساز و کار مهاجرت معادله موج دوطرفه برای یک بازتابنده ساده. (الف) میدان موج پایین‌رونده در طرف چشمه برای انتشار دوطرفه به همراه قسمت بالارونده آن در طرف گیرنده (ب) میدان موج بالارونده در طرف گیرنده برای انتشار دوطرفه به همراه قسمت بالارونده آن در طرف چشمه (ج) اعمال شرط تصویرسازی با ضرب دو میدان موج چشمه و گیرنده؛ همبستگی غیرسازنده که یک نمونه از آن نشان داده شده در هر نقطه غیر از روی بازتابنده اصلی باعث تولید نوفه و ایجاد زون نوفه خواهد شد (با تغییر: Jones, 2014).

عمده‌ترین چالش و شاخصه روش RTM تولید پدیده‌های کاذبی (نوفه فرکانس پایین) است که باعث پوشانیدن ساختارهای زمین‌شناسی در تصویر نهایی می‌گردد. این مسئله بویژه در مناطق با تباین سرعت بالا، همانند ساختارهای نمکی بسیار اتفاق می‌افتد (Yan and Xie, 2009).

۲-۸- پدیده‌های کاذب در روش مهاجرت زمانی معکوس

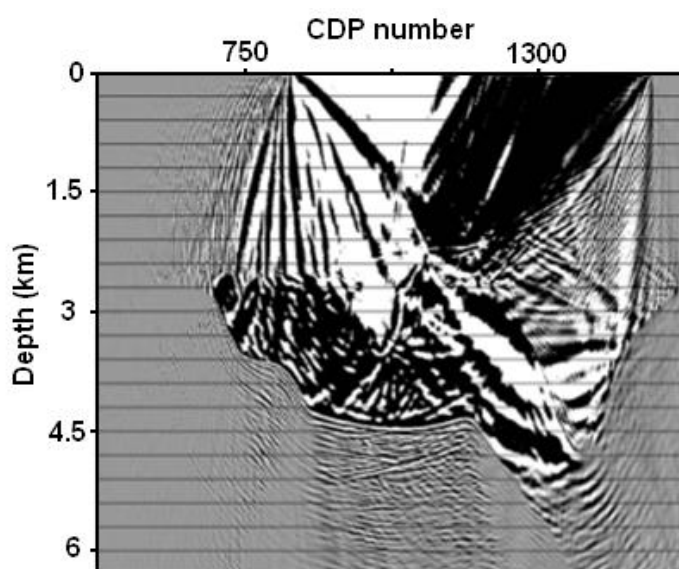
برتری روش RTM نسبت به سایر الگوریتم‌های تصویرسازی به استفاده این روش از معادله کامل موج صوتی در جهت برونمایی میدان موج بر می‌گردد. زیرا این معادله، انتشار موج در همه جهات را شبیه‌سازی می‌کند، در نتیجه محدودیت‌های زاویه‌ای را برطرف نموده و حتی امواج منشوری و وارون شده^۱ را نیز تصویر می‌کند.

همانطور که اشاره شد، در روش RTM، میدان‌های موج چشمه و گیرنده با استفاده از معادله (۲-۱)، برونمایی شده و تصویر بطور سنتی با بکارگیری شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) بین این دو میدان موج تولید می‌گردد. معادله (۲-۲)، حرکت صحیح (زمان یکسان، مکان یکسان) را برای بازتابنده‌ای که میدان‌های موج تابشی و بازتابی آن در مکان و زمان منطبق هستند، فراهم آورده و با توجه به آنکه فقط نیازمند دو میدان موج چشمه و گیرنده در یک مرحله زمانی مجزا در هر مکانی می‌باشد، در اجرا از نظر محاسباتی، بسیار مناسب و موثر عمل می‌کند. (Crawley, 2012; Liu et al., 2011; Costa et al., 2014).

به رغم قابلیت بالای روش RTM در تصویر کردن ساختارهای پیچیده با انبوهی از امواج واژگون شده و دارای جهت افقی، استفاده از شرط تصویرسازی همبستگی عرضی معادله (۲-۲)، باعث ایجاد میزان قابل توجهی پدیده‌های کاذب در تصویر می‌شود. این امر به همبسته شدن امواج در نقاط غیربازتابی بر می‌گردد. زیرا این شرط تصویرسازی قادر به تمیز انواع مختلف موج و تشخیص همبستگی‌های کاذب نمی‌باشد. مثال‌هایی از حضور این پدیده‌های کاذب در شکل (۲-۱۳) و شکل (۲-۱۴) نشان داده شده

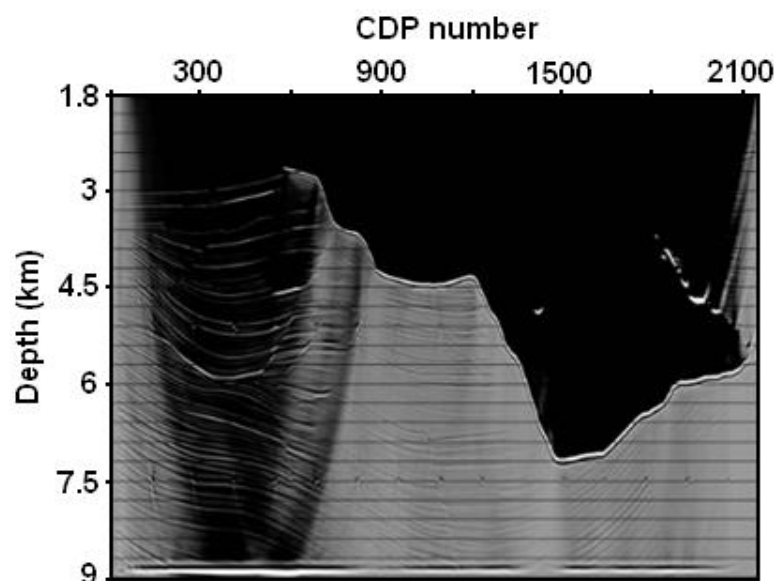
^۱ Overturned

است. شکل (۲-۱۳)، نتایج روش RTM بر روی یک رکورد چشمه مشترک از داده‌های مدل مصنوعی سایگزبی 2A، با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) را نشان می‌دهد، همچنین در شکل (۲-۱۴)، نتایج در کل خط برداشت لرزه‌ای نشان داده شده است. بوضوح دیده می‌شود که نوفه‌های با دامنه بلند و فرکانس پایین که معمولاً در تباین‌های شدید سرعت در مدل سرعت یا در نقاط غیربازتابی رخ می‌دهند، تصویر را به شدت تحت تاثیر قرار داده و بخش بالایی تصویر را پوشانده است. اگر چه بنظر می‌رسد که نوفه‌های فوق‌الذکر دارای فرکانس پایین‌تری نسبت به سیگنال‌ها هستند، اما بکارگیری فیلتر بالاگذر یا میان‌گذر^۱ نمی‌تواند این نوفه‌ها را بطور کامل حذف کند و از طرفی ممکن است به سیگنال مطلوب آسیب وارد نماید. این نوع نوفه مختص روش RTM بوده و در شرایط مساوی در مورد روش‌های مهاجرت معادله موج یک طرفه رخ نخواهد داد (Crawley, 2012; Liu et al., 2011; Costa et al., 2014).



شکل (۲-۱۳). مهاجرت زمانی معکوس یک رکورد چشمه مشترک بر روی مدل دو بعدی سایگزبی 2A با استفاده از شرط تصویرسازی همبستگی عرضی معادله (۲-۲) (Liu et al., 2011).

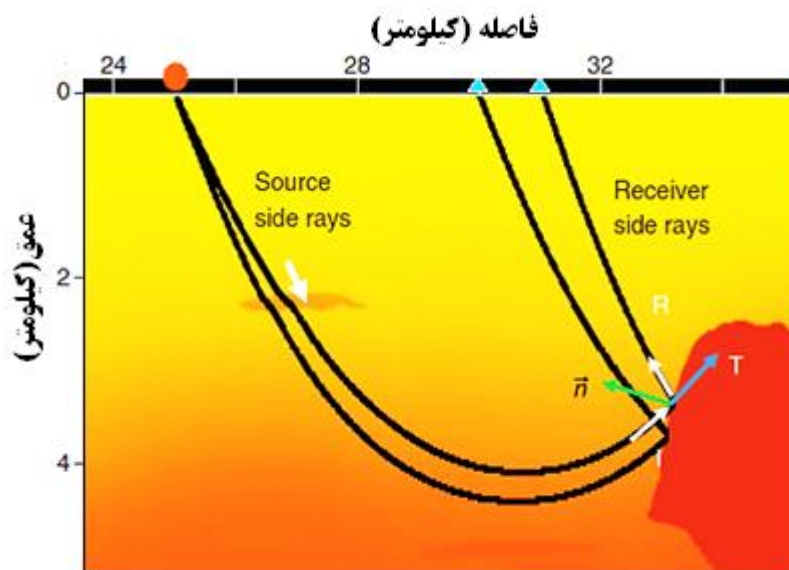
^۱ High-pass or ban-pass filter



شکل (۲-۱۴). مهاجرت زمانی معکوس بر روی کل داده‌های دوبعدی مدل سایگزبی 2A با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) (Liu et al., 2011).

نحوه تولید این دسته از نوفه‌ها برای یک بازتابنده ساده در اثر همبستگی غیرسازنده دو میدان موج در شکل (۲-۱۲، ج) نشان داده شد. برای درک بهتر چگونگی تولید این نوفه‌ها در روش RTM، مسیرهای موج نشان داده شده در شکل (۲-۱۵)، که از یک چشمه در سطح زمین سرچشمه می‌گیرد، مورد بررسی قرار می‌گیرند. هنگام انتشار میدان موج پایین‌رونده از چشمه، در برخورد با یک سطح مشترک، انرژی به دو قسمت تقسیم می‌شود. یک قسمت در برخورد با سطح مشترک عبور کرده و انتشار می‌یابد، درحالی‌که قسمت دوم بازتاب می‌یابد. معادله کامل موج صوتی قادر است تا بخوبی انتشار انرژی انتقالی و بازتابی را تشریح کند. در شکل (۲-۱۵)، مسیرهای موج با I برای موج تابشی، T برای موج انتقالی و R برای موج بازتابی نشان داده شده است. به هر حال، در جریان یک عملیات لرزه‌نگاری، میدان موج دقیقاً در نتیجه برهمکنش‌های درون زمین در گیرنده ثبت می‌گردد. بطوریکه، در روش RTM میدان‌های موج شبیه‌سازی شده و ثبت شده در چشمه و گیرنده در امتداد خطی که انرژی آنها همبسته می‌شود، دارای مسیرهای یکسانی هستند. همبستگی بین این دو میدان موج نه تنها در نقاط بازتابی که در دیگر نقاط غیربازتابی مسیر نیز تولید دامنه می‌کند. عمل همبستگی دو میدان موج در نقاط غیربازتابی باعث تولید نوفه‌های فرکانس پایین بویژه در اعماق کم و در سطوح

مشترک تیز می‌شود که این امر در نتیجه پهن‌شدگی یا افزایش پریود سیگنال یا موجک رخ می‌دهد. بایستی توجه کرد که در امتداد مسیر موج، میدان موج چشمه و گیرنده همیشه در جهت یکسان منتشر می‌شوند، مگر در نقاط روی بازتابنده که بازتاب صورت گرفته و میدان موج بازتابی در جهت مخالف موج تابشی نسبت به جهت عمود بر بازتابنده (بردار \vec{n} در شکل ۲-۱۵)، انتشار می‌یابد. این امر باعث می‌شود تا مولفه‌های تصویر شده^۱ امواج تابشی و بازتابی بر روی صفحه عمود بر بازتابنده دارای جهت مخالف هم باشد. بنابراین فقط همبستگی بین میدان‌های موج تجزیه شده‌ی^۲ چشمه و گیرنده‌ای که دارای جهت مخالف نسبت به صفحه عمود بر بازتابنده هستند، تصویر بازتابنده را تولید خواهد کرد. هیچ تصویری در نقاط غیر بازتابی ساخته نخواهد شد، زیرا حداقل یکی از مولفه‌های میدان موج صفر خواهد بود (Fletcher et al., 2006; Liu et al., 2011).



شکل (۲-۱۵). برخی مسیرهای موج یک میدان موج از یک چشمه نقطه‌ای در سطح زمین (با تغییر: Liu et al., 2011).

بدون از دست‌رفتن کلیت موضوع، یک بازتابنده وقتی تخت قلمداد می‌شود که میدان‌های موج تابشی و بازتابی و در نتیجه میدان‌های موج مربوطه بترتیب پایین رونده و بالارونده باشند. در RTM

^۱ Projected components

^۲ Decomposed

میدان‌های موج برونیایی شده چشمه و گیرنده با استفاده از معادله کامل موج صوتی دارای دو مولفه هستند که می‌توان از نظر ریاضیاتی آنها را به صورت زیر تفکیک نمود (Liu et al., 2011).

$$S(x, t) = S_d(x, t) + S_u(x, t) \quad (۳-۲)$$

و

$$R(x, t) = R_d(x, t) + R_u(x, t) \quad (۴-۲)$$

بطوریکه $S_d(x, t)$ ، $S_u(x, t)$ و $R_d(x, t)$ ، $R_u(x, t)$ ، بترتیب مولفه‌های پایین‌رونده و بالا‌رونده میدان-موج چشمه و گیرنده هستند. معادلات (۳-۲) و (۴-۲) در قالب معادله (۲-۲)، بصورت زیر بازنویسی می‌شوند.

$$I(x) = \int_0^{T_{\max}} S_d(x, t) R_u(x, t) dt + \int_0^{T_{\max}} S_u(x, t) R_d(x, t) dt + \int_0^{T_{\max}} S_d(x, t) R_d(x, t) dt + \int_0^{T_{\max}} S_u(x, t) R_u(x, t) dt \quad (۵-۲)$$

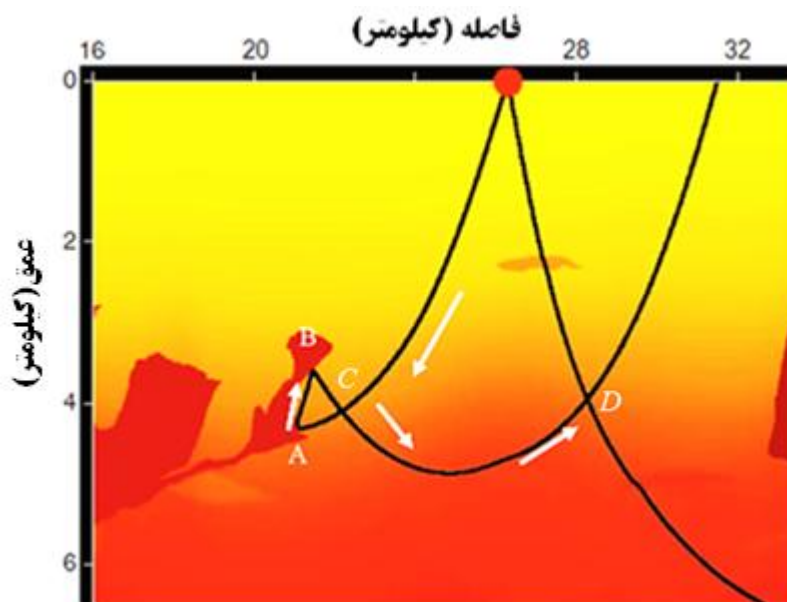
$$= I_{z_1}(x) + I_{z_2}(x) + I_{z_3}(x) + I_{z_4}(x)$$

بطوریکه، I_{z_1} ، همبستگی بین میدان‌موج پایین‌رونده چشمه و بالا‌رونده گیرنده می‌باشد، بوضوح این دقیقاً همان چیزی است که در مهاجرت معادله موج یک طرفه وجود دارد. I_{z_2} همبستگی بین میدان‌موج بالا‌رونده چشمه و پایین‌رونده گیرنده است. شکل (۲-۱۶)، مسیر پرتوهای موج منشوری از طریق ردیابی مسیر موج^۱ را نشان می‌دهد. در نقطه A، موج تابشی پایین‌رونده و موج بازتابی به سمت بالا انتشار می‌یابد. در طرف دیگر، در نقطه B، موج بالا‌رونده موج تابشی و موج بازتابی پایین‌رونده است. بنابراین چنین ردی تنها زمانی که هر دو بازتاب (در نقاط A و B) به حساب آیند، می‌تواند بخوبی تصویر شود. برای این منظور هر دو عبارت I_{z_1} و I_{z_2} نیاز خواهند بود.

دو عبارت باقیمانده I_{z_3} و I_{z_4} در معادله (۵-۲)، عامل ایجاد نوفه مشاهده شده در تصاویر شکل (۲-۱۳) و شکل (۲-۱۴) می‌باشند که همبستگی بین دو میدان موج هم جهت پایین‌رونده یا بالا‌رونده عامل ایجاد آنها است (همبستگی در نقاط C و D). یک شرط تصویرسازی کارآمد می‌بایست به‌گونه‌ای

^۱ Ray tracing

فرمول‌بندی شود که تنها دو عبارات اول در معادله (۲-۵) را حفظ و اثر دو عبارت دیگر را تعدیل کند (Fletcher et al., 2006; Liu et al., 2011).



شکل (۲-۱۶). برخی مسیرهای موج امواج منشوری (با تغییر: Liu et al., 2011).

۲-۹- مروری بر پیشینه بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس

در سال‌های اخیر تلاش‌های فراوانی به منظور بهبود روش RTM انجام گرفته است. برخی از این تحقیقات در زمینه بهبود دقت برونمایی میدان‌موج و برخی دیگر در زمینه بهبود شرط تصویرسازی در راستای افزایش دقت، کاهش زمان محاسبات و حذف یا تعدیل نوفه به انجام رسیده است. مواردی از این تلاش‌ها نیز شامل بهبود دامنه و اعمال فرایندهایی همانند فیلترکردن جهت تعدیل نوفه است که در ادامه به مواردی از این تحقیقات اشاره می‌شود.

کلریوت (۱۹۷۱) دو روش را برای شرط تصویرسازی ارائه نمود، یکی نسبت دامنه میدان‌موج بالارونده به دامنه میدان‌موج پایین‌رونده و دیگری همبستگی عرضی بین میدان‌های موج پایین و بالارونده که برای هر دو حوزه زمان و فرکانس فرمول‌بندی شدند. لیلی^۱ (۱۹۸۳) و تارانتولا^۲ (۱۹۸۴) نشان دادند

^۱ Lailly
^۲ Tarantola

که تابع حداقل - مربعات عدم برازش^۱ یا مشتقات فرچت^۲، با ماتریس کرنل حساسیت^۳ استفاده شده در وارون سازی شکل موج داده های لرزه ای بازتابی مرتبط است، که همین مسئله به میزان زیادی به تصویر سازی در مهاجرت لرزه ای بر اساس اصل تصویر سازی کلربوت (۱۹۷۱) مرتبط است. بایسال و همکاران (۱۹۸۴)، روش حل معادله موج را به شکل موثری برای مهاجرت پس از برانبارش معرفی کردند که با توجه به مکانیزم ایجاد نوفه های فرکانس پایین برای مهاجرت پیش از برانبارش عمقی RTM کارایی چندانی نداشت. چانگ و مک‌مچان^۴ (۱۹۸۶) از ردیابی پرتو برای محاسبه شرط تصویر سازی در هر نقطه استفاده نمودند که اشکال اصلی روش ارائه شده توسط آنها بود. همچنین ویت‌مور و لاینز^۵ (۱۹۸۶)، روش همبستگی عرضی نرمال شده چشمه را ارائه کردند که هر چند باعث بهبود دامنه و روشنایی تصویر شد، اما موفقیت نسبتاً خوبی در حذف نوفه های فرکانس پایین نداشت. لوونتال^۶ و همکاران (۱۹۸۷) از مهاجرت پس از برانبارش با استفاده از هموار نمودن^۷ مدل سرعت استفاده کردند که در زمان خود سریع و کارآمد بود. اما در روش پیش از برانبارش با توجه به اینکه بازتاب های با سرعت یکسان تحت زاویه برخورد صفر و امپدانس یکسان هنوز رخ می دهند، کارایی استفاده از روش های پس از برانبارش بسیار کم می شود. بنابراین این دسته نوفه ها بایستی توسط رویکردهای دیگر حذف می شدند. لوونتال و هو^۸ (۱۹۹۱) دو روش، یکی معیار حداکثر دامنه^۹ و دیگری استفاده از معیار حداکثر زمان^{۱۰} را پیشنهاد کردند. هر کدام از روش های ارائه شده توسط آنها در زمان خود تا حدودی باعث بهبود تصویر مهاجرت یافته گردید. شایان ذکر است که روش های ارائه شده در این سال ها تا حدود زیادی از ساز و کارهای مشابهی استفاده می نمود. یون و ژائو^{۱۱} (۲۰۰۱)، از فیلتر

^۱ Least-squares misfit function

^۲ Fréchet derivatives

^۳ Sensitivity kernels

^۴ Chang and McMechan

^۵ Whitmore & Lines

^۶ Loewenthal

^۷ Smoothing

^۸ Hu

^۹ Maximum amplitude criteria

^{۱۰} Maximum time criteria

^{۱۱} Youn & Zhou

بالاگذر برای حذف نوفه استفاده نمودند که با توجه به همپوشانی فرکانس سیگنال و نوفه در بعضی دامنه‌ها با اشکالاتی همراه بود.

همچنین شین^۱ و همکاران (۲۰۰۱) شرط تصویرسازی حداقل مربعات را در راستای بهبود و حفظ دامنه با استفاده از تئوری معکوس سازی استفاده نمودند. بیوندی و شان^۲ (۲۰۰۲) و بیوندی (۲۰۰۳) بر روی پایدارسازی روش همبستگی عرضی تحقیقات خود را ارائه نمودند. آنها این کار را با انتشار میدان موج چشمه و گیرنده به صورت مستقل از هم انجام دادند که از جمله معایب این روش بشمار می‌آمد. مالدر و پل‌سیکس^۳ (۲۰۰۴) از فیلتر بالاگذر هموارساز سرعت برای حذف نوفه‌ها و بهبود نتایج مهاجرت استفاده کردند، هرچند که استفاده از فیلتر بالاگذر بدلیل همپوشانی فرکانسی سیگنال و نوفه، بدون از دست دادن برخی سیگنال‌های مطلوب ممکن نبود. فلچر^۴ و همکاران (۲۰۰۵ و ۲۰۰۶)، استفاده از فاکتور میرانده^۵ و میرا کردن جهتی^۶ در سطح مشترک را برای حذف نوفه تصویرسازی ارائه کردند. گوتن^۷ و همکاران (۲۰۰۶)، تلاش کردند تا با استفاده از فیلتر حداقل مربعات^۸ این نوع پدیده‌های کاذب را حذف کنند، آنها همچنین طی تحقیق دیگری از فیلترهای بالا گذر برای حذف نوفه فرکانس پایین استفاده نمودند (Guitton et al., 2007). کی‌لین و گوتن^۹ (۲۰۰۶)، همبستگی عرضی نرمال شده توسط میدان موج گیرنده را ارائه کردند که مشابه روش‌های هموارسازی با میدان-موج چشمه بود و بیشتر باعث بهبود دامنه و روشنایی تصویر می‌شد. یان و ساوا^{۱۰} (۲۰۰۷) شرایط تصویرسازی الاستیک را برای استفاده از حداکثر اطلاعات ممکن در تصویرسازی پیشنهاد دادند که روش مناسبی بود. لی^{۱۱} و همکاران (۲۰۰۸) از تابع هموارساز گوسی برای شرط تصویرسازی استفاده

^۱ Shin

^۲ Biondi & Shan

^۳ Mulder and Pelssix

^۴ Fletcher

^۵ Damping factor

^۶ Directional damping

^۷ Guitton

^۸ Least square filter

^۹ Kaelin & Guitton

^{۱۰} Yan and Sava

^{۱۱} Li

کردند که تا اندازه‌ای باعث پایداری شرط تصویرسازی و تعدیل نوفه‌ها گردید. کتوپدی^۱ و مک‌مچان (۲۰۰۸) برخی از شرط‌های تصویرسازی رایج را در مقام مقایسه قرار دادند، از جمله این روش‌ها می‌توان به شرط‌های تصویرسازی تحریک زمان^۲ که مشابه روش‌های لوونتال و هو (۱۹۹۱) بود و شرط تصویرسازی همبستگی عرضی و نسبت دامنه میدان موج‌های بالارونده و پایین‌رونده اشاره نمود. ویواس^۳ و همکاران (۲۰۰۹) از شرط تصویرسازی حداقل مربعات پایدار شده برای حذف نوفه‌های فرکانس پایین استفاده نمودند. لوو^۴ و همکاران (۲۰۰۹) و ژو^۵ و همکاران (۲۰۰۹) رابطه بین تصویرسازی و معکوس‌سازی را پیدا نموده و با استفاده از ماتریس حساسیت امپدانس^۶ مثال‌های عددی را ارائه کردند که در آنها تصاویر کمتر تحت تاثیر نوفه‌های فرکانس پایین قرار گرفته بودند. ژانگ و سان^۷ (۲۰۰۹) از روش چشمه هارمونیک برای ارائه یک روش نسبتاً کارآمد تاخیر شات^۸ یا موج صفحه‌ای^۹ مهاجرت زمانی معکوس استفاده کردند. آنها با اینکار، قصد ارائه یک روش مهاجرت دامنه واقعی^{۱۰} را داشتند. آنها دو روش را جهت تعدیل این نوع پدیده‌های کاذب پیشنهاد دادند، روش اول توسط میرایی گروه‌های زاویه^{۱۱} قبل از برانبارش و روش دوم شامل استفاده از فیلتر لاپلاسی بر روی تصویر برانبارش شده بود که از اشکالات آن تغییر فاز و دامنه در تصویر مهاجرت یافته بود. پس از آن دوما^{۱۲} و همکاران (۲۰۱۰) نشان دادند که برای یک محیط صوتی ایزوتروپ با چگالی ثابت، ماتریس امپدانس دور از چشمه برای یک محیط با زمینه هموار، با تصویر بدست آمده از اعمال فیلتر لاپلاسی در روش RTM برابر است. بنابراین فیلترکردن لاپلاسی مورد استفاده در RTM کاربردی، برای حذف پدیده‌های کاذب اشاره شده، به ماتریس حساسیت امپدانس بسیار مشابه است.

^۱ Chattopadhyay

^۲ Excitation-time imaging conditions

^۳ Vivas

^۴ Luo

^۵ Zhu

^۶ Impedance sensitive kernel

^۷ Zhang and Sun

^۸ Delayed-shot RTM

^۹ Plane-wave RTM

^{۱۰} True amplitude migration method

^{۱۱} Angle gathers

^{۱۲} Douma

لیو و همکاران (۲۰۱۱)، تفکیک میدان موج قبل از اعمال شرط تصویرسازی را ارائه نمودند. آنها شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) را بر اساس مولفه‌های سازنده و غیرسازنده آن تفکیک نمودند و همین امر باعث تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین به نحو مناسبی شد. اشکال روش ارائه شده توسط آنها افزایش بسیار زیاد در زمان محاسبات بود. همچنین دو^۱ و همکاران (۲۰۱۲)، روش همبستگی عرضی نرمال شده چشمه را با انجام تصحیحاتی در مهاجرت زمانی معکوس بکار بردند. ویت‌مور و کرولی^۲ (۲۰۱۲)، براندسبرگ-دال^۳ و همکاران (۲۰۱۳) یک روش تصویرسازی بر اساس دو تصویر را ارائه کردند: که یکی محصول مشتقات زمانی^۴ میدان موج چشمه و گیرنده و دیگری حاصل گرادیان مکانی^۵ میدان‌های موج چشمه و گیرنده می‌باشد. این تصاویر سپس برای تولید تصویر نهایی با هم ترکیب می‌گردند. این روش تصویر پراکنش معکوس^۶ نامیده می‌شود که بر اساس تئوری پراکنش معکوس تعمیم یافته استوار است (Stolk et al., 2009). پستانا^۷ و همکاران (۲۰۱۳) ترکیب ماتریس حساسیت امپدانس و بردار پوئین‌تینگ را به جای شرط تصویرسازی سنتی برای حذف نوفه استفاده کردند. از اشکالات روش ارائه شده توسط آنها، ترکیب دو روش با حساسیت‌های مختلف بود که روی کارآمدی این روش در حذف نوفه‌های فرکانس پایین تحت تاثیر است. آروجو^۸ و همکاران (۲۰۱۴)، از تولید گروه‌های تصویر مشترک^۹ (CIGs) برای حذف نوفه استفاده نمودند که اشکال آن استفاده از شرط تصویرسازی همبستگی عرضی سنتی می‌باشد که غالباً خود از عوامل تولید کننده نوفه در زوایای بزرگ است. شن و آلبرتین^{۱۰} (۲۰۱۵) از انتشار میدان موج بطور سنتی چشمه و میدان موج بدست آمده از تبدیل هیلبرت^{۱۱} زمانی چشمه جهت یک میدان موج تحلیلی برای جداسازی میدان موج و

^۱ Du^۲ Whitmore and Crawley^۳ Brandsberg-Dahl^۴ Time derivatives^۵ Spatial gradient^۶ Inverse scattering image^۷ Pestana^۸ Araujo^۹ Common image gathers (CIGs)^{۱۰} Shen and Albertin^{۱۱} Hilbert transform

استفاده در شرط تصویرسازی استفاده نمودند. یائو و جاکوبیکز^۱ (۲۰۱۶)، روش مهاجرت زمانی معکوس حداقل مربعات را با حل مسئله معکوس خطی^۲ با استفاده از موجک‌های اصلاح شده چشمه ارائه کردند. سیلوستروف^۳ و همکاران (۲۰۱۶) تصویرسازی پس از برانبارش پراش‌های کوچک مقیاس^۴ مقیاس^۴ در محیط‌های زمین شناسی پیچیده را با استفاده از روش مهاجرت زمانی معکوس ارائه کردند. آنها اینکار را با استفاده از جداسازی پراش‌ها از بازتاب‌ها در حوزه زاویه انجام دادند. دیاز و ساوا^۵ ساوا^۵ (۲۰۱۶)، از یک روش تئوری و تحلیلی برای استخراج بیشترین اطلاعات مفید از انرژی بازتابی و تفکیک آن از نوفه‌های فرکانس پایین قبل از حذف این نوفه‌ها استفاده کردند. آنها در روش ارائه شده خود با توجه به حساسیت مدل سرعت، سعی کردند تا خطای آن را به حداقل ممکن برسانند.

همچنین تاکنون تلاش‌های متعدد دیگری در جهت بهبود کیفیت تصویر در روش مهاجرت زمانی معکوس از جمله استفاده از برانبارش هوشمند^۶ و مهاجرت زمانی معکوس دامنه واقعی حوزه زاویه^۷ انجام شده است (Zhang and Sun, 2009; Compton & Stork, 2012; Whiteside et al., 2012). علاوه بر آن استراتژی‌های متعددی توسط محققین مختلف برای شناخت بیشتر میدان موج و انرژی برگشتی و استخراج اطلاعات از آنها در راستای تمیز بین انواع مختلف موج و استفاده در شرط تصویرسازی پیشنهاد شده است (Sava and Fomel, 2006; Alkhalifah and Fomel, 2001; Sava and Vasconcelos, 2011).

^۱ Yao and Jakubowicz

^۲ Linear inverse problem

^۳ Silvestrov

^۴ Small-scale diffractions

^۵ Diaz and Sava

^۶ Smart stacking

^۷ True-amplitude RTM angle domain

فصل سوم

ارائه روشی برای برونپایی میدان موج و مشتقات آن

۳-۱- مقدمه

در این فصل، امکان ارائه یک انتگرال گیر ترکیبی^۱ منتج شده از روش لیپفراگ^۲ (L) و روش بسط سریع^۳ (REM) برای تغییرات سرعت با مکان، مورد بحث و بررسی قرار می گیرد. در ابتدا معادله موج بر اساس معادلات همیلتونی^۴ بازنویسی می شود. این مسئله، حل دقیق معادله موج صوتی با سرعت متغیر را برای شبیه سازی پاسخ فشار میدان موج در هر زمان فراهم می نماید. در ادامه برای برونمایی میدان موج و مشتقات آن، چگونگی ارائه انتگرال گیری ترکیبی بر اساس روش بسط سریع و لیپفراگ بر اساس روابط موجود و منطقی بحث می شود و سپس برای اولین بار فرمول بندی جدیدی برای برونمایی میدان موج و مشتق آن در گام های مختلف ارائه خواهد شد. در نهایت نتایج عددی برای برآورد میزان دقت روش ارائه شده در برآورد میدان موج و مشتق آن ارائه می شود.

۳-۲- معادله موج ایزوتروپ

بطور کلی فرض می شود که انتشار موج لرزه ای توسط معادله موج کنترل می شود. برای انتشار میدان موج، معادلات موجی نظیر معادله موج الاستیک یا معادله با پیچیدگی کمتر یعنی صوتی مورد استفاده قرار می گیرد. استفاده از معادله موج الاستیک کامل نیازمند محاسبه ۲۱ پارامتر است که همین مسئله استفاده از آن را مشکل می کند، بطوریکه نیازمند استفاده از یک توان محاسباتی بسیار عظیم می باشد. از اینرو، غالباً از معادله موج صوتی برای انتشار میدان موج در زمین استفاده می شود (Kruger, 2013). معادله موج ایزوتروپ صوتی^۵ از سرعت موج تراکمی^۶ (V_p) به عنوان تنها خاصیت الاستیک استفاده می کند، در این حالت فرض بر این است که انتشار در جهت تمام محورها ایزوتروپ است. همین فرض باعث ساده نمودن معادله موج در سه بعد به صورت معادله (۳-۱) می شود.

^۱ Symplectic integrators

^۲ Leapfrog (L)

^۳ Rapid expansion method (REM)

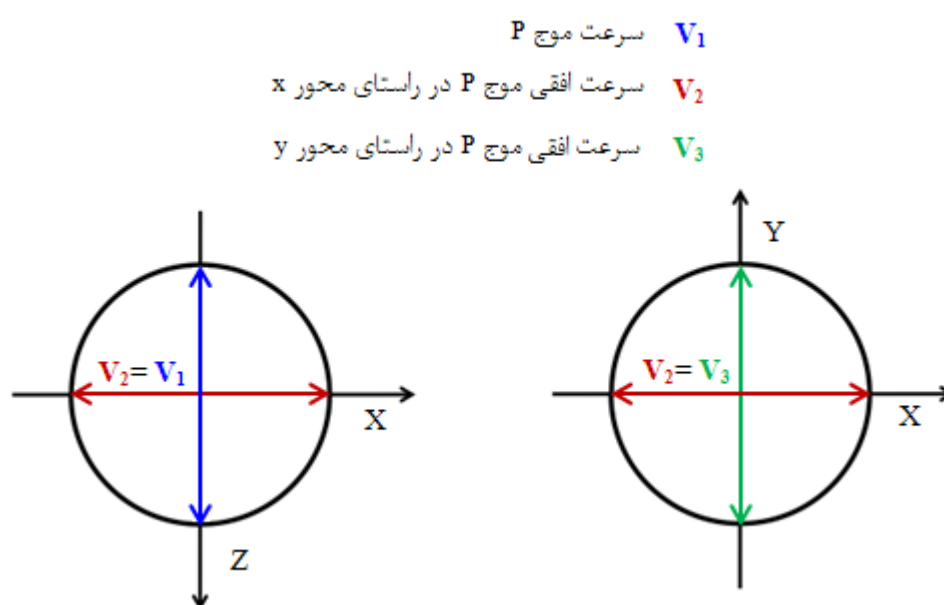
^۴ Hamilton equations

^۵ Acoustic isotropic

^۶ Compressional wave (P-wave)

معادله موج ایزوتروپ بطور گسترده در مدل سازی لرزه‌ای استفاده می‌شود. این معادله قابل فهم‌تر بوده و با توجه به حجم بالای محاسبات لرزه‌ای توان محاسباتی کمتری نیاز دارد، چیزیکه قابلیت سیستم‌های محاسباتی موجود را کارآمدتر می‌نماید.

انتشار سه بعدی موج ایزوتروپ در صفحه دوبعدی $x - z$ (سمت چپ) و برای صفحه $x - y$ (سمت راست) در شکل (۱-۳) نشان داده شده است. بطوریکه فقط یک سرعت میدان موج فشاری برای همه محورها در نظر گرفته می‌شود ($V_1 = V_2 = V_3$).



شکل (۱-۳). انتشار موج ایزوتروپ (با تغییر: Kruger, 2013)

۳-۳- روش‌های حل معادله موج در مهاجرت زمانی معکوس

پاسخ عددی معادله موج صوتی و الاستیک بطور معمول برای تولید داده‌های مصنوعی در مدل سازی لرزه‌ای مورد استفاده قرار می‌گیرد. این قبیل شبیه سازی‌ها همچنین اساس مهاجرت زمانی معکوس هستند. تاکنون روش RTM با حل معادله موج دو طرفه توسط روش‌های مختلف ریاضی اجرا شده است. در بین روش‌های صریح^۱، روش‌های زیر برای حل معادله موج وجود دارند.

^۱ Explicit methods

۳-۳-۱- روش تفاضل محدود

روش تفاضل محدود که از بسط تیلور استفاده می‌کند. یک ابزار معروف و محبوب عددی برای گسسته‌سازی معادله موج است که در آن عملگر زمان توسط یک تقریب مرتبه دو^۱ و مشتقات مکانی توسط یک رویه مرتبه چهار تقریب زده می‌شوند. تقریب مشتق زمان به این صورت باعث ایجاد خطای عددی^۲ می‌گردد که با انتخاب گام‌های زمانی کوچک می‌توان از آن جلوگیری کرد، همین مسئله باعث افزایش زمان محاسبات می‌شود (Etgen, 1986).

با وجود آنکه بهبود مشتقات زمانی راه حل ساده و روشنی ندارد، برخی محققین عملگرهای مشتق زمانی را بر مبنای محاسبه روش‌های تفاضل محدود مرتبه بالاتر ارائه کرده‌اند (Dablain, 1986; Etgen, 1986; Chen, 2007; Soubaras and Zhang, 2008; Zhang and Zhang, 2009). همچنین روش اجزاء محدود^۳ برای حل معادلات موج مورد استفاده قرار گرفته است که با توجه به حجم بسیار بالای محاسباتی در مدل‌سازی لرزه‌ای بویژه مهاجرت زمانی معکوس کارایی چندانی ندارد (Schmidta et al., 2015; Stanglmeiera et al., 2016). در همین راستا بالداساری^۴ و همکاران (۲۰۰۹) از روش اجزاء محدود در مدل‌سازی لرزه‌ای به روش مهاجرت زمانی معکوس استفاده نموده و نشان دادند که از جمله معایب عمده این روش می‌توان به مواجهه با دستگاه‌های معادلاتی عظیم با چندین میلیون درجه آزادی و حجم بسیار بالای محاسبات اشاره نمود.

۳-۳-۲- روش پیشروی صریح دو مرحله‌ای

روش پیشروی صریح دو مرحله‌ای^۵ که از بسط چند جمله‌ای برای مرتبه‌های بالاتر استفاده می‌کند، توسط سوباراس و ژانگ^۶ (۲۰۰۸) توسعه داده شد که اجازه استفاده از Δt نایکوئیست^۷ را فراهم می‌کند.

^۱ Second order approximation

^۲ Numerical error

^۳ Finite element

^۴ Baldassari

^۵ Two-step explicit marching method

^۶ Soubaras & Zhang

^۷ Nyquist

نماید. آنها یک روش دو مرحله‌ای برونابی میدان موج را برای محیط‌های زمین‌شناسی پیچیده در قالب بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس ارائه کردند. روش ارائه شده توسط آنها بر مبنای عملگرهای دیفرانسیلی مرتبه بالاتر بنا نهاده شده بود که امکان برونابی میدان موج با استفاده از گام‌های زمانی بزرگتر را در قالب حل مسئله بهینه‌سازی ضرائب فراهم می‌آورد.

۳-۳-۳ روش بسط سریع

روش بسط سریع^۱ (REM) پیشنهاد شده توسط کوزلوف و همکاران (۱۹۸۹) که از بسط چبیشف^۲ استفاده می‌کند را می‌توان به عنوان جایگزین روش‌های تفاضل محدود برای نیل به یک انتگرال‌گیری دقیق زمانی بکار برد (Kosloff et al., 1989; Pestana & Stoffa, 2010). این روش از مفاهیم مشابه روش معرفی شده توسط تال‌اِذر^۳ و همکاران (۱۹۸۷) استفاده می‌کند، بطوریکه از چندجمله‌ای‌های چبیشف در روش بسط سریع برای توسعه عملگر کسینوس استفاده می‌شود. ترکیب روش REM با روش فوریه برای دستیابی به مشتقات مکان، در مقایسه با روش‌های تفاضل محدود سنتی برای یک سطح خطای یکسان، منجر به نتایج دقیق‌تر با پایداری بیشتر و زمان محاسبات کم می‌شود. تِسمِر^۴ (۲۰۱۱) نشان داد که استفاده از روش بسط سریع در مقایسه با روش تفاضل محدود (مرتبه دو در زمان) بسیار دقیق‌تر است، بویژه اگر گام‌های زمانی بزرگ انتخاب شود. پستانا و استوفا (۲۰۰۹، ۲۰۱۰) چگونگی اجرای طرح گام به گام روش بسط سریع را برای گام‌های زمانی کوچک و بزرگ توصیف کردند. پستانا و همکاران (۲۰۱۲) همچنین نشان دادند که بسط تابع کسینوس با استفاده از چندجمله‌ای چبیشف با در نظر گرفتن یک عبارت تحلیلی خاصی برای تابع بسل^۵، با بسط تیلور برابر است. آنها همچنین نشان دادند که در صورت استفاده از دو عبارت اول چندجمله‌ای چبیشف، معادلات برابری با تقریب زمانی تفاضل محدود مرتبه دو بدست می‌آید.

^۱ Rapid Expansion Method (REM)

^۲ Chebyshev expansion

^۳ Tal-Ezer

^۴ Tessmer

^۵ Bessel function

۳-۳-۴- انتگرال گیرهای ترکیبی

انتگرال گیر ترکیبی^۱ یک طرح انتگرال گیری عددی برای گروه خاصی از معادلات دیفرانسیلی مربوط به مکانیک کلاسیک و هندسه ترکیبی^۲ است (Yoshida, 1990). انتگرال گیرهای ترکیبی یک زیر - مجموعه از انتگرال گیرهای هندسی را تشکیل می دهند. طبق تعریف، آنها تبدیل های متعارفی^۳ (گردش بآیین) هستند که شکل معادلات همیلتون^۴ را حفظ می کنند (Deriglazov and Filgueiras, 2009). نوشتن معادله موج به شکل دستگاه معادلات همیلتون اجازه استفاده از گروهی از انتگرال گیر- های ترکیبی را برای انتگرال گیری در زمان به ما می دهد. روش های ترکیبی برای دستگاه معادلات به شکل همیلتون، یکسان و پایدار می باشند (Skell et al., 1997).

انتگرال گیرهای ترکیبی، به عبارتی دسته دیگری از روش ها برای حل معادله موج هستند که برای تولید مجموعه داده های مصنوعی مورد استفاده در روش RTM استفاده می شوند. علت استفاده انتگرال گیری ترکیبی افزایش دقت با کاهش فواصل نمونه برداری زمانی و همچنین کاهش زمان محاسبات است که در روش RTM بسیار با اهمیت می باشد. در روش های تفاضل محدود اولیه برای گسسته سازی زمانی، جلوگیری از خطاهای انباشته^۵، در شبیه سازی های کوتاه و بلند مدت عددی معادلات دیفرانسیل جزئی بسیار مشکل است. از طرف دیگر، الگوریتم های ترکیبی بواسطه ویژگی حفظ ساختار و شبیه سازی های بلند مدت، معروف می باشند. این خصوصیات جالب الگوریتم های ترکیبی باعث کارآمدی آنها در بزرگتر نمودن فواصل زمانی و مکانی کوچک می شود (Skell et al., 1997).

انتگرال گیرهای ترکیبی را می توان برای محاسبه پاسخ عددی معادله موج و مشتق اول زمانی آن مورد استفاده قرار داد. یکی دیگر از جنبه های جالب انتگرال گیرهای ترکیبی در این است که میدان موج

^۱ Symplectic integrators

^۲ Symplectic geometry

^۳ Canonical transformations

^۴ Hamilton equations

^۵ Accumulated errors

برآورد شده برای محاسبه مشتق میدان موج نسبت به زمان در همان گام زمانی مورد استفاده قرار می‌گیرد. آروجو و پستانا (۲۰۱۴)، روش ترکیبی تحت عنوان روش بسط سریع استورمر-فرلت^۱ (SV-REM) را ارائه کردند که قادر به برونابی میدان موج با دقت بالاتر نسبت به سایر روش‌های از این دست است. از جمله روش‌های مشابه می‌توان به روش استورمر-فرلت^۲ (SV) که مرتبه دو در زمان است و روش لیپفراگ^۳ (L) که مرتبه چهار در زمان است و توسط بونومی^۴ و همکاران (۱۹۹۸) ارائه شده است، اشاره نمود.

در رساله حاضر و برای اولین بار برای برونابی میدان موج و مشتق آن، از قابلیت‌های بالای روش بسط سریع و روش لیپفراگ در راستای ارائه یک طرح ترکیبی نوین بنام روش بسط سریع-لیپفراگ^۵ (L-REM)، استفاده می‌شود. از انتگرال‌گیری ترکیبی ارائه شده به منظور حل عددی معادله موج برای مهاجرت زمانی معکوس داده‌های لرزه‌ای استفاده شده و دقت آن برای برونابی میدان موج در قالب مثال‌های عددی با سایر روش‌های مشابه اشاره شده، مقایسه شده است. می‌توان با استفاده از روش پیشنهادی در زمان و روش بسط سریع ترکیب شده با روش تبدیل فوریه برای مشتق مکان، فرایند برونابی را برای گام‌های زمانی بزرگتر نیز استفاده نمود. با روش پیشنهادی، پاسخ معادله موج و مشتق اول آن نسبت به زمان در هر گام زمانی مورد استفاده بدست می‌آید.

۳-۴- ارائه روش ترکیبی بسط سریع - لیپفراگ

جنبش موج صوتی در زمان و مکان، بطور کلی با معادله تفاضلی درجه دو زیر توصیف می‌شود.

$$\frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 P(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} - \nabla^2 P(\mathbf{x}, t) = S(\mathbf{x}, t) \quad (۱-۳)$$

^۱ Störmer-Verlet-Rapid Expansion Method (SV-REM)

^۲ Störmer-Verlet (SV)

^۳ Leapfrog (L)

^۴ Bonomi

^۵ Leapfrog-Rapid Expansion Method (L-REM)

که در آن $P(x, t)$ ، میدان موج در زمان t ، و مکان $x = (x, y, z)$ است. همچنین $c = c(x)$ سرعت

انتشار صوتی و $S(x, t)$ ، مقدار موجک چشمه می‌باشد. علاوه بر آن، $\nabla^2 = \left(\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} \right)$

عملگر لاپلاسین در مختصات کارتزین^۱ می‌باشد.

معادله (۳-۱) را می‌توان به شکل عمومی‌تر زیر بازنویسی نمود.

$$\frac{\partial^2 P(x, t)}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 P(x, t) \quad (۳-۲)$$

یک سیستم همیلتونی، دستگاهی از معادلات است که بشکل زیر تعریف می‌شود (Chen, 2009):

$$\frac{dx}{dt} = \frac{\partial H}{\partial p} = p, \quad \frac{dp}{dt} = -\frac{\partial H}{\partial x} = f \quad (۳-۳)$$

بطوریکه، x ، p و f بترتیب بردارهای n بعدی یک مختصات تعمیم‌یافته (مختصات لاگرانژی)، اندازه

حرکت و نیرو هستند. t متغیر زمانی مستقل و $H = H(x, p)$ تابع همیلتونی می‌باشد. مجموعه

مکان و مختصات اندازه حرکت (x, p) مختصات متعارف (استاندارد) نامیده می‌شود.

دستگاه همیلتونی را می‌توان بصورت زیر نیز نوشت:

$$\begin{bmatrix} \frac{dx}{dt} \\ \frac{dp}{dt} \end{bmatrix} = J \begin{bmatrix} \frac{\partial H}{\partial x} \\ \frac{\partial H}{\partial p} \end{bmatrix} \quad (۳-۴)$$

ساختار ترکیبی که در آن J توسط ماتریس زیر معرفی می‌شود.

$$J = \begin{bmatrix} 0 & I \\ -I & 0 \end{bmatrix} \quad (۳-۵)$$

از اینرو، می‌توان فرمول‌نویسی همیلتونی برای معادله (۳-۲)، را بشکل زیر معرفی کرد (Arnold, 1989).

$$\frac{\partial P}{\partial t} = Q, \quad \frac{\partial Q}{\partial t} = c^2 \nabla^2 P \quad (۳-۶)$$

^۱ Cartesian coordinates

بنابراین، همه روش‌های توسعه‌یافته برای حل معادله (۳-۳)، را می‌توان برای حل معادله (۳-۶)، نیز بکار گرفت، زیرا هر دو معادله دارای شکل ریاضیاتی یکسانی هستند.

معادله موج (۳-۶) امکان استفاده از خانواده روش‌های ترکیبی برای انتگرال‌گیری در زمان را فراهم می‌آورد. بر طبق نظر اسکال^۱ و همکاران (۱۹۹۷)، روش‌های ترکیبی شکل یکسان خاصی از دستگاه همیلتونی را با دقت قابل توجهی برای فواصل انتگرال‌گیری بزرگ حفظ می‌کنند، بطوریکه برای برونابی خطی با اندازه گام به اندازه کافی کوچک، پایدار می‌باشند.

یوشیدا^۲ (۱۹۹۰) انتگرال‌گیرهای ترکیبی را برای حل معادله (۳-۳)، ارائه کرد که برای معادله (۳-۶)، نیز قابل استفاده است. یکی از این راه‌حل‌های ترکیبی روش استورمر-فرلت بصورت زیر می‌باشد.

$$\begin{aligned} Q^{(n+\frac{1}{2})} &= Q^{(n)} + \frac{1}{2} \Delta t c^2 \nabla^2 P^{(n)}, \\ P^{(n+1)} &= P^{(n)} + \Delta t Q^{(n+\frac{1}{2})}, \\ Q^{(n+1)} &= Q^{(n+\frac{1}{2})} + \frac{1}{2} \Delta t c^2 \nabla^2 P^{(n+1)}. \end{aligned} \quad (۷-۳)$$

بیشینه گام زمانی مورد استفاده در این طرح می‌بایست شرط زیر را تامین نماید.

$$\Delta t \leq 2 / \left(c_{\max} \pi \sqrt{\left(\frac{1}{\Delta x} \right)^2 + \left(\frac{1}{\Delta z} \right)^2} \right) \quad (۸-۳)$$

بطوریکه c_{\max} سرعت بیشینه در شبکه و Δx و Δz فواصل شبکه می‌باشند.

اکنون به منظور حل معادله موج با استفاده از روش‌های ترکیبی، معادله (۳-۱) بصورت زیر بازنویسی می‌شود (پیوست الف).

$$\frac{\partial^2 P(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} = -L^2 P(\mathbf{x}, t) \quad (۹-۳)$$

بطوریکه $-L^2 = c^2(\mathbf{x}) \nabla^2$ است.

^۱ Skell

^۲ Yoshida

پاسخ معادله (۹-۳)، با شرایط اولیه $\frac{\partial P(x,t)}{\partial t}|_{t=0} = \dot{P}_0$ و $P(x,t=0) = P_0$ بصورت زیر است.

$$P(x,t) = \cos(Lt)P_0 + L^{-1} \sin(Lt)\dot{P}_0 \quad (۱۰-۳)$$

در این مورد، وقتیکه $P(t)$ تابعی از یک متغیر منفرد است (L ثابت است)، معادله (۱۰-۳)، پاسخ عمومی^۱ یک معادله دیفرانسیل معمولی درجه دو همگن است. اما وقتیکه $P(x,t)$ یک تابع پیوسته است که از متغیرهای x و t تشکیل شده است، L یک عملگر دیفرانسیلی مکانی درجه دو^۲ می‌باشد. همچنین برای مورد گسسته، L یک ماتریس می‌باشد. بطور نمادین، معادله (۱۰-۳)، هنوز پاسخ معادله (۹-۳)، می‌باشد (Etgen, 1988).

میدان‌های موج $P(x,t+\Delta t)$ و $P(x,t-\Delta t)$ را می‌توان توسط معادله (۱۰-۳)، برآورد نمود. برای حذف بخش مشتق زمانی میدان موج در این معادله، با اضافه نمودن این دو میدان موج، بخش فرد پاسخ در زمان حذف شده و تنها بخش زوج آن باقی خواهد ماند. در نتیجه:

$$\begin{aligned} P(x,t) + P(x,-t) &= 2 \cos(Lt)P_0 \\ \text{or} \\ P(x,t+\Delta t) + P(x,t-\Delta t) &= 2 \cos(L\Delta t)P(x,t) \end{aligned} \quad (۱۱-۳)$$

در اینجا، برای ارائه روش برونمایی میدان موج از انتگرال گیر ترکیبی و روش بسط سریع استفاده می‌شود. برای شروع، پاسخ تحلیلی معادله (۱۱-۳) در شکل ساده‌تر بصورت زیر نوشته می‌شود (Pestana & Stoffa, 2010).

$$P(t+\Delta t) + P(t-\Delta t) = 2 \cos(L\Delta t)P(t), \quad L^2 = -c^2 \nabla^2 \quad (۱۲-۳)$$

بطوریکه برای محاسبه $\cos(L\Delta t)$ ، می‌بایست عملگر L^2 را بطور صریح محاسبه و سپس از بسط چبیشف ارائه شده توسط کوزلوف و همکاران (۱۹۸۹) استفاده نمود. در اینجا، معادله (۱۰-۳)

^۱ General solution

^۲ Second order spatial differential operator

بازنویسی شده، اما تابع کسینوس با بسط چبیشف آن جایگزین می‌شود (Tal-Ezer et al., 1987; Kosloff et al., 1989; Pestana & Stoffa, 2010):

$$P(t + \Delta t) + P(t - \Delta t) = 2 \left[\sum_{k=0}^{M \rightarrow \infty} C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k}(f) \right] P(t) ; f = \frac{iL}{R} \quad (13-3)$$

که در آن $C_0 = 1$ و $C_k = 2$ برای $k \neq 0$ است، مقدار M بسته به نوع مسئله از صفر تا بی‌نهایت قابل تغییر است. $J_k(\Delta t R)$ معرف توابع بسل^۱ مرتبه k است بطوریکه $z = \Delta t R$ و Q_{2k} چندجمله‌ای اصلاح شده چبیشف^۲ می‌باشند. مقدار R برای انتشار دو بعدی موج بطور تقریبی از رابطه زیر بدست می‌آید.

$$R = \pi c_{\max} \sqrt{\frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta z^2}} \quad (14-3)$$

بطوریکه، R یک مقدار اسکالر بزرگتر از مقادیر ویژه $-L^2$ است. همچنین c_{\max} حداکثر سرعت در شبکه و Δx و Δz فواصل شبکه هستند (Tal-Ezer et al., 1987).

عبارت معادله (۱۳-۳)، تنها شامل چندجمله‌ای‌های اصلاح شده چبیشف زوج است، که رابطه بازگشتی زیر را تامین می‌نماید.

$$Q_{2k+2}(f) = 2(1 + 2f^2)Q_{2k}(f) - Q_{2k-2}(f) \quad (15-3)$$

بنابراین رابطه بازگشتی با دو عبارت زیر شروع می‌شود.

$$Q_0(f) = 1, \quad Q_2(f) = 1 + 2f^2 \quad (16-3)$$

مجموع بسط عبارت $\cos(L\Delta t)$ در معادله (۱۳-۳) بطور نمایی برای $M > \Delta t R$ همگرا می‌شود، بنابراین، با اطمینان می‌توان مجموع بسط را با استفاده از تعیین مقدار M به ازاء مقادیر کمی

^۱ Bessel function

^۲ Modified Chebyshev polynomials

بزرگتر از $\Delta t R$ قطع^۱ کرد (Tal-Ezer et al., 1987). پستانا و استوفا (۲۰۱۰) اثبات نمودند که اگر $M = 1$ ، تنها دو عبارت در مجموع بسط باقی مانده و تقریب تابع کسینوس با استفاده از چندجمله‌ای چبیشف، با طرح تفاضل محدود زمانی مرتبه دو برابری می‌کند. وقتی که $M = 2$ است، عبارت L^4 را شامل می‌شود، این تقریب با طرح تفاضل محدود مرتبه چهار پیشنهاد شده توسط دابلین^۲ (۱۹۸۶) و ایتگن^۳ (۱۹۸۶) برابر است.

برای معرفی طرح ترکیبی روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM)، عبارت $-2P(t)$ به دو طرف معادله (۳-۱۳)، اضافه شده و عبارت $\frac{1}{(\Delta t)^2}$ در هر دو طرف این معادله ضرب می‌گردد، نتیجه بصورت زیر خواهد شد.

$$\frac{P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)}}{(\Delta t)^2} = W(P^{(n)}), \quad (۳-۱۷)$$

بطوریکه

$$\begin{aligned} \frac{P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)}}{(\Delta t)^2} &= W(P^{(n)}) \\ &= \frac{2}{(\Delta t)^2} \left[\sum_{k=0}^{M \rightarrow \infty} C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k}(f) - 1 \right] P(t) \end{aligned} \quad (۳-۱۸)$$

باید توجه شود که عبارت سمت چپ معادله (۳-۱۷)، تقریب تفاضل محدود مرکزی^۴ مرتبه دو برای $\partial^2 P / \partial t^2$ و با $W(P^{(n)})$ برابر است (تقریب مشتق دوم میدان موج با استفاده از تفاضلات محدود مرکزی). در نتیجه می‌توان معادلات (۳-۲)، (۳-۶) و (۳-۱۸) را بشکل واحد زیر با هم مرتبط نمود (Araujo et al., 2013).

$$\frac{\partial P}{\partial t} = Q, \quad \frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 P = W(P^{(n)}) \quad (۳-۱۹)$$

^۱ Truncate

^۲ Dablain

^۳ Etgen

^۴ Central finite difference

اکنون حل معادله (۳-۱۹)، با استفاده از انتگرال گیر ترکیبی معادله (۳-۷)، منتج به ارائه روش ترکیبی معادله (۳-۲۰)، برای برونابی میدان موج و مشتق آن می شود که روش ترکیبی بسط سریع-استورمر-فرلت نامیده می شود (Yoshida, 1990; Araujo et al., 2014).

$$P^{(n+1)} = \Delta t Q^{(n)} + \sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) T_{2k}\left(\frac{iL}{R}\right) P^{(n)},$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} - \frac{(P^{(n)} + P^{(n+1)})}{\Delta t} + \frac{1}{\Delta t} \sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) T_{2k}\left(\frac{iL}{R}\right) [P^{(n)} + P^{(n+1)}]. \quad (20-3)$$

بونومی و همکاران (۱۹۹۸)، انتگرال گیر ترکیبی لیپفراگ (معادله ۳-۲۱) را برای حل معادله (۳-۱۹)، بصورت زیر پیشنهاد کردند.

$$Q^{(n+\frac{1}{3})} = Q^{(n)} + \frac{1}{6} \Delta t c^2 \nabla^2 P^{(n)},$$

$$P^{(n+\frac{1}{2})} = P^{(n)} + \frac{1}{2} \Delta t Q^{(n+\frac{1}{3})},$$

$$Q^{(n+\frac{2}{3})} = Q^{(n+\frac{1}{3})} + \frac{2}{3} \Delta t c^2 \nabla^2 P^{(n+\frac{1}{2})}, \quad (21-3)$$

$$P^{(n+1)} = P^{(n+\frac{1}{2})} + \frac{1}{2} \Delta t Q^{(n+\frac{2}{3})},$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n+\frac{2}{3})} + \frac{1}{6} \Delta t c^2 \nabla^2 P^{(n+1)}.$$

در این طرح، برای پیمایش میدان موج بصورت پایدار، حداکثر زمان نمونه برداری^۱ می بایست شرط زیر را تامین نماید.

$$0 \leq D \leq \sqrt{6} \quad (22-3)$$

که در آن D عبارت است از:

$$D = c_{\max} \Delta t \pi \sqrt{\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta z)^2}} \quad (23-3)$$

^۱ Time sampling

بنابراین

$$\Delta t \leq \frac{\sqrt{6}}{c_{\max} \pi \sqrt{\frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta z)^2}}} \quad (24-3)$$

طرح لیپفراگ به خودی خود امکان بهبود دقت به مرتبه چهار را بدون افزایش حافظه مورد نیاز با استفاده از یک روش تفاضل محدود مرکزی فراهم آورده و برگشت پذیری زمانی^۱ معادله موج را نیز حفظ می کند. این طرح همچنین بطور مستقیم مشتق زمانی میدان موج (Q) را بدست می دهد. تحلیل ها نشان می دهد که شرط پایداری طرح لیپفراگ اجازه انتخاب گام زمانی تا $1/22$ مرتبه بزرگتر از روش تفاضل های مرکزی برای انتگرال زمانی را می دهد (Skell et al., 1997; Sexton and Weingarten, 1992).

با در نظر گرفتن سرعت ثابت و به کمک تبدیل فوری^۲، معادله (۳-۲۱)، را می توان به صورت زیر بازنویسی نمود (Skell et al., 1997).

$$\begin{bmatrix} P^{(n+1)} \\ Q^{(n+1)} \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} P^{(n)} \\ Q^{(n)} \end{bmatrix} \quad (25-3)$$

بطوریکه ماتریس A بصورت زیر می باشد.

$$A = \begin{bmatrix} 1 - \frac{1}{2}(\alpha\Delta t)^2 + \frac{1}{36}(\alpha\Delta t)^4 & \Delta t - \frac{1}{6}(\alpha\Delta t)^2\Delta t \\ -\alpha^2\Delta t + \frac{5}{36}\alpha^4(\Delta t)^3 - \frac{1}{216}\alpha^6(\Delta t)^5 & 1 - \frac{1}{2}(\alpha\Delta t)^2 + \frac{1}{36}(\alpha\Delta t)^4 \end{bmatrix} \quad (26-3)$$

که در آن $\alpha = ck$ بصورت α تعریف می شود.

برای مورد سرعت متغیر، با استفاده از طرح لیپفراگ ارائه شده در معادله (۳-۲۱)، عبارت معادل میدان موج $P^{(n+1)}$ ، در یک گام زمانی یکسان بصورت زیر خواهد بود (جزئیات بیشتر مربوط به محاسبه میدان موج $P^{(n+1)}$ در پیوست ب، ارائه شده است).

^۱ Time-reversibility

^۲ Fourier transform

$$P^{(n+1)} = P^{(n)} + (\Delta t)Q^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t)^2 c^2 \nabla^2 P^{(n)} \quad (27-3)$$

جایگزینی عبارت معادل $-L^2 = c^2 \nabla^2$ در معادله (27-3) نتیجه می‌دهد.

$$P^{(n+1)} = P^{(n)} + (\Delta t)Q^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t)^2 \times \left[\frac{2}{(\Delta t)^2} \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right] P^{(n)} \right] \quad (28-3)$$

با ساده‌سازی عبارت فوق فرمول محاسبه میدان موج $P^{(n+1)}$ بصورت زیر خواهد بود

$$P^{(n+1)} = P^{(n)} + (\Delta t)Q^{(n)} + \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right] P^{(n)} \quad (29-3)$$

همچنین با استفاده از انتگرال‌گیر ترکیبی معادله (3-21)، پس از بسط، جایگزینی و ساده‌سازی، فرمول محاسبه مشتق میدان موج $Q^{(n+1)}$ بصورت زیر خواهد بود که باید عبارت‌های دارای معادل روش بسط سریع در آن جایگزین گردد (جزئیات بیشتر مربوط به محاسبه مشتق میدان موج $Q^{(n+1)}$ در پیوست ب، ارائه شده است).

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + (\Delta t) c^2 \nabla^2 P^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t) c^2 \nabla^2 P^{(n)} \times \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right] \quad (30-3)$$

بنابراین با جایگزینی عبارت معادل $c^2 \nabla^2 P^{(n)}$ و همچنین استفاده از معادله (3-21)، به شکل معادله (3-31)، می‌توان به معادله (3-32)، دست یافت که فرمول محاسبه مشتق میدان موج $Q^{(n+1)}$ خواهد بود.

$$\left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) \right] P^{(n)} = \left(\frac{P^{(n+1)} + P^{(n-1)}}{2} \right) \quad (31-3)$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k} (\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times \left[2P^{(n)} + \frac{1}{6} (P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)}) \right] \quad (32-3)$$

به عنوان نتیجه، با استفاده از راه حل ارائه شده توسط یونومی و همکاران (۱۹۹۸) و بکارگیری روش بسط سریع برای حل معادله (۳-۱۹)، در رساله حاضر برای اولین بار معادلات (۳-۳۳)، تحت عنوان روش ترکیبی بسط سریع-لیپفراگ^۱ (L-REM) برای برونابی میدان موج و مشتق آن ارائه می شود.

$$P^{(n+1)} = P^{(n)} + (\Delta t) Q^{(n)} + \frac{1}{3} \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k} (\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right] P^{(n)},$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k} (\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \times \left(2P^{(n)} + \frac{1}{6} (P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)}) \right). \quad (33-3)$$

طرح عددی معادله (۳-۳۳)، از لحاظ استفاده از بسط چبیشف، مشابه طرح معادله (۳-۱۳)، عمل می کند. فقط نیاز است تا بسط مرتبه دو برای اولین گام زمانی محاسبه شود. روش L-REM میدان موج $P^{(n+1)}$ و مشتق میدان موج نسبت به زمان یعنی $Q^{(n+1)}$ را بدست می دهد. همچنین این روش از میدان موج محاسبه شده $P^{(n+1)}$ برای محاسبه $Q^{(n+1)}$ در همان گام زمانی نیز استفاده می کند که خود نکته قابل توجهی است. مقادیر محاسبه شده میدان موج و مشتق آن برای محاسبه بردارهای پوئین تینگ استفاده می شود. بردارهای پوئین تینگ همچنین برای محاسبه زوایای بازتاب استفاده می - شود که برای ارائه تابع وزنی مورد استفاده در شرط تصویرسازی جدیدی مورد استفاده قرار خواهد گرفت. در فصل بعد به تفصیل در این مورد بحث خواهد شد.

برای حل عددی دستگاه همیلتونی (معادله ۳-۳۳)، محاسبه عملگر لاپلاسین نیاز می باشد که برای این منظور از تبدیل های فوریه گسسته^۲ پیشرو و معکوس همانند معادله (۳-۳۴)، استفاده می گردد.

^۱ Leapfrog-Rapid Expansion Method (L-REM)

^۲ Discrete Fourier Transforms (DFTs)

$$\nabla^2 P = \text{DFT}^{-1} \left[-\|\mathbf{k}\|^2 \text{DFT}(P) \right], \quad (3-34)$$

که در آن $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$ بردار دو بعدی عدد موج است.

با ترکیب روش بسط سریع با روش طیفی (روش فوریه) برای مشتقات مکانی و همچنین با روش ترکیبی برای انتگرال زمانی، دقیق‌ترین اجرای ممکن در زمان و مکان برای شبکه داده شده بدست می‌آید.

۳-۵- آنالیز عددی و تحلیل نتایج

در این قسمت، نتایج عددی با استفاده از طرح‌های عددی در معادلات (۳-۷)، (۳-۲۰)، (۳-۲۱) و (۳-۳۳) ارائه و مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. از طریق این نتایج، می‌توان دقت و رفتار خطای عددی مربوط به روش ترکیبی ارائه شده روش بسط سریع - لپفراگ (L-REM) برای فواصل نمونه‌برداری زمانی مختلف برای برونابی میدان موج را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد. برای انجام این آزمون، از یک محیط با سرعت ثابت و موجک ریکر^۱ با حداکثر فرکانس ۲۵ هرتز، تزریق شده در وسط مدل استفاده شده است. موجک چشمه بصورت معادله (۳-۳۵) با زمان تغییر می‌کند.

$$f(t) = \cos(2\pi f_0 t) \exp \left[-\left(\frac{\pi f_0 t}{2} \right)^2 \right] \quad (3-35)$$

بطوریکه t زمان و f_0 فرکانس می‌باشد.

با توجه به اینکه برای یک نمونه‌برداری زمانی کوچک Δt ، پاسخ عددی به پاسخ تحلیلی همگرا خواهد بود. پاسخ حاصل از ترکیب روش بسط سریع - لپفراگ برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ محاسبه، و به عنوان پاسخ

^۱ Ricker wavelet

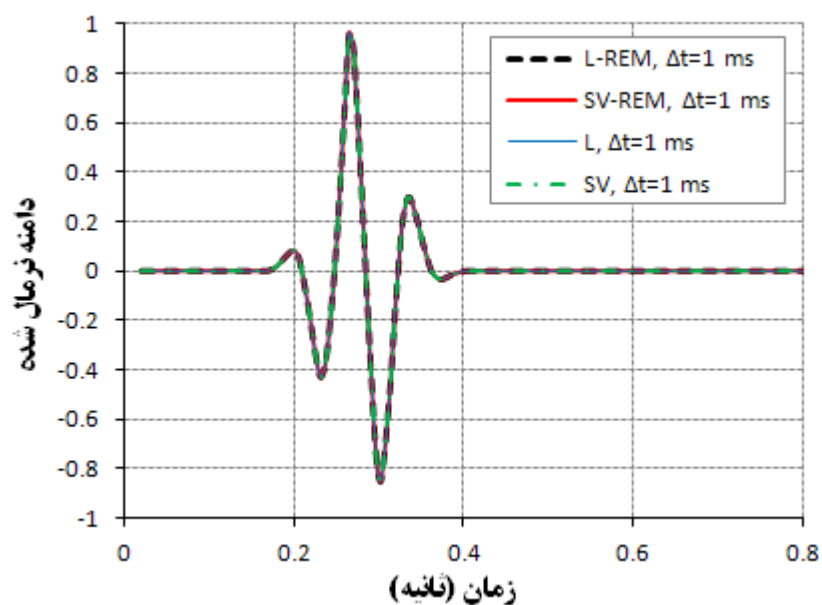
معیار^۱ مورد استفاده قرار می‌گیرد. سپس دامنه نرمال شده پاسخ‌های بعدی برای فواصل نمونه برداری زمانی مختلف با پاسخ معیار در یک نقطه مشخص از حوزه محاسباتی مقایسه می‌شوند.

همانطور که در شکل (۲-۳)، قابل مشاهده است، منحنی‌های دامنه نرمال شده محاسبه شده از طرح‌های عددی معادلات (۷-۳)، (۲۰-۳)، (۲۱-۳) و (۳۳-۳) هنگام استفاده از فاصله زمانی $\Delta t = 1 \text{ ms}$ ، از هم قابل تمیز نیستند. از شکل (۳-۳) می‌توان دریافت که برای این فاصله نمونه‌برداری زمانی، دامنه خطا برای طرح‌های عددی معادلات (۷-۳)، (۲۰-۳)، (۲۱-۳) خیلی کوچک هستند. همانطور که در این شکل دیده می‌شود، خطای طرح استورمر-فرلت (SV) از طرح لیپراگ (L) بزرگتر است. با توجه به ماهیت دو روش، این نتایج دقت کمتر طرح استورمر-فرلت را نسبت به طرح لیپراگ نشان می‌دهد. همچنین با توجه به ترکیب روش بسط سریع با روش استورمر-فرلت (SV-REM)، خطای این روش ترکیبی از هر دو روش استورمر-فرلت و لیپراگ به میزان قابل توجهی پایین‌تر است.

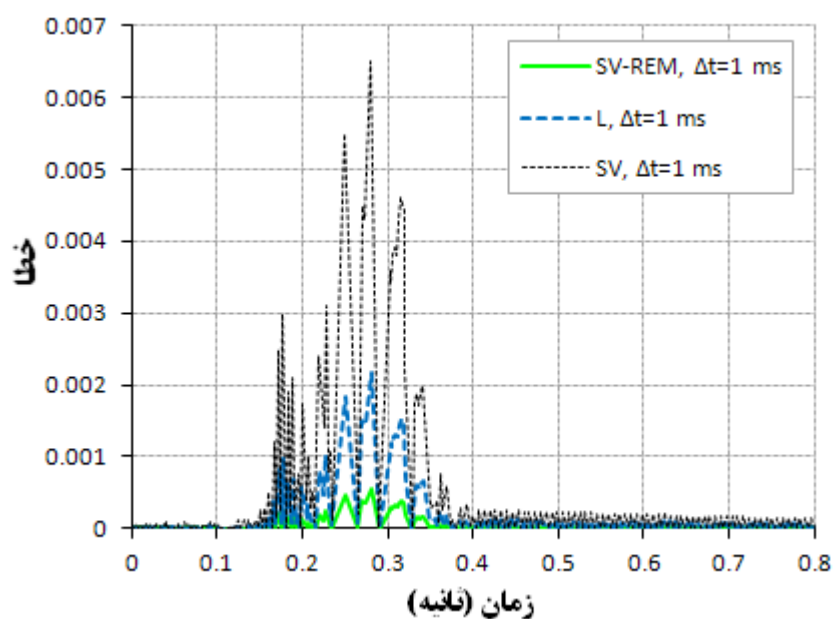
با افزایش فاصله نمونه برداری زمانی به $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، برای طرح‌های عددی ارائه شده در معادلات (۳-۷)، (۲۰-۳)، (۲۱-۳) و (۳۳-۳) نتایج دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده همانطور که در شکل (۴-۳) نشان داده شده است، هنوز هم در مقایسه با نتایج بدست آمده از روش بسط سریع-لیپراگ برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ به عنوان معیار مناسب می‌باشند. همانطور که در شکل (۵-۳)، دیده می‌شود، در مقایسه با خطای مطلق^۲ هر طرح برای فاصله نمونه‌برداری $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، خطای مطلق طرح پیشنهادی روش بسط سریع-لیپراگ (L-REM)، بسیار کمتر و نزدیک به صفر است.

^۱ Reference solution

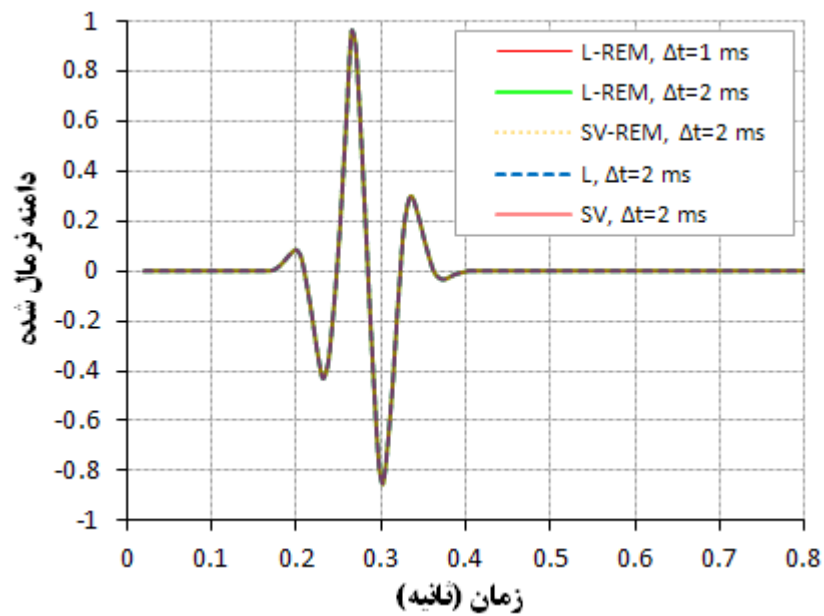
^۲ Absolute error



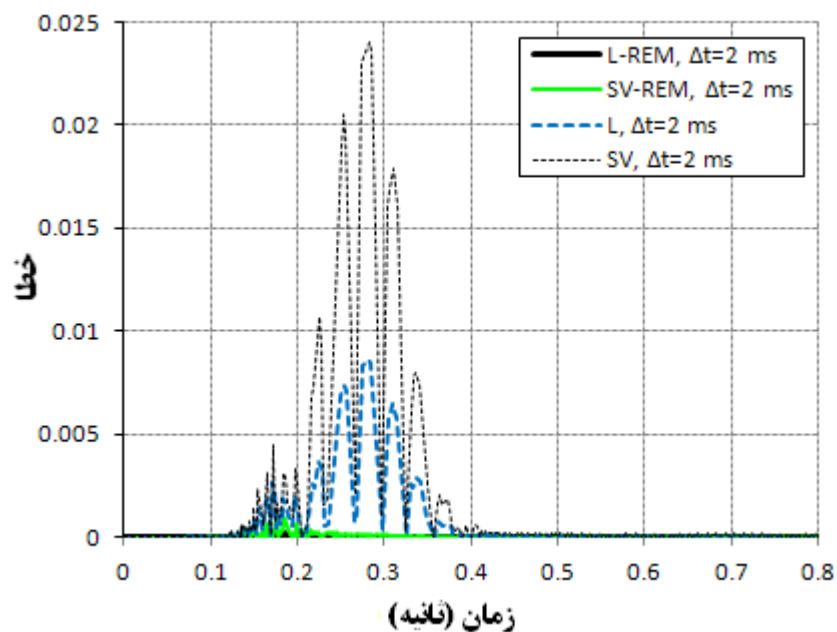
شکل (۳-۲). مقایسه دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده با طرح‌های روش بسط سریع-لیپراگ (L-REM)، بسط سریع-استورمر-فرلت (SV-REM)، لیپراگ (L) و استورمر-فرلت (SV) برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$



شکل (۳-۳). مقایسه خطای مطلق برای دامنه ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۳-۲). رد لرزه‌ای نرمال شده روش بسط سریع-لیپراگ (L-REM) به عنوان معیار در نظر گرفته شده است.

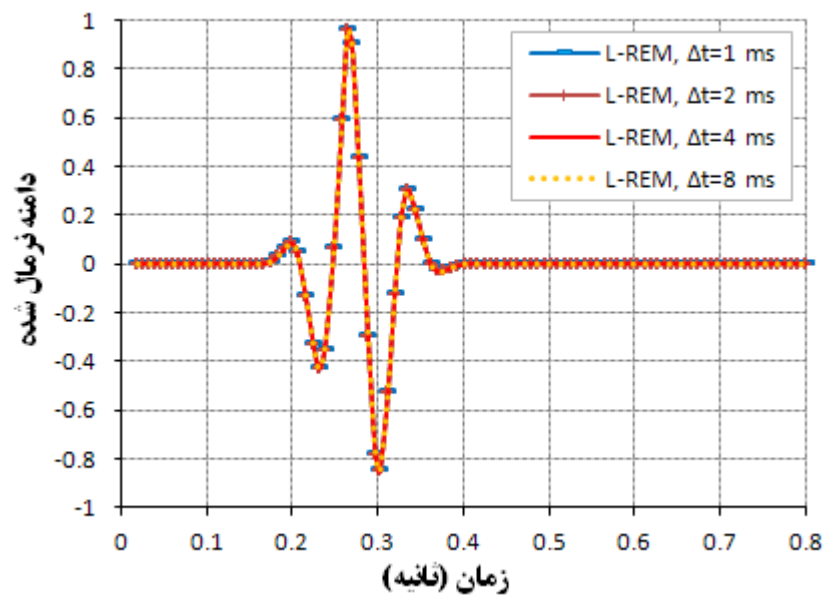


شکل (۳-۴). مقایسه دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده با طرح روش بسط سریع-لیپراگ (L-REM) برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ و طرح‌های روش بسط سریع-لیپراگ، بسط سریع-استورمر-فرلت (SV-REM)، لیپراگ (L) و استورمر-فرلت (SV) برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$

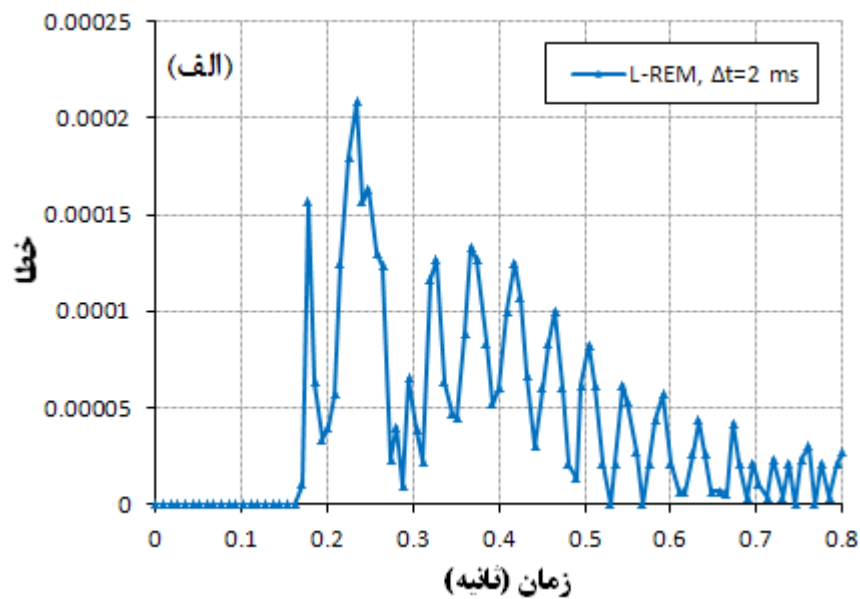


شکل (۳-۵). مقایسه خطای مطلق دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۳-۴)، برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ؛ رد نرمال شده روش بسط سریع-لیپراگ (L-REM) به عنوان معیار در نظر گرفته شده است.

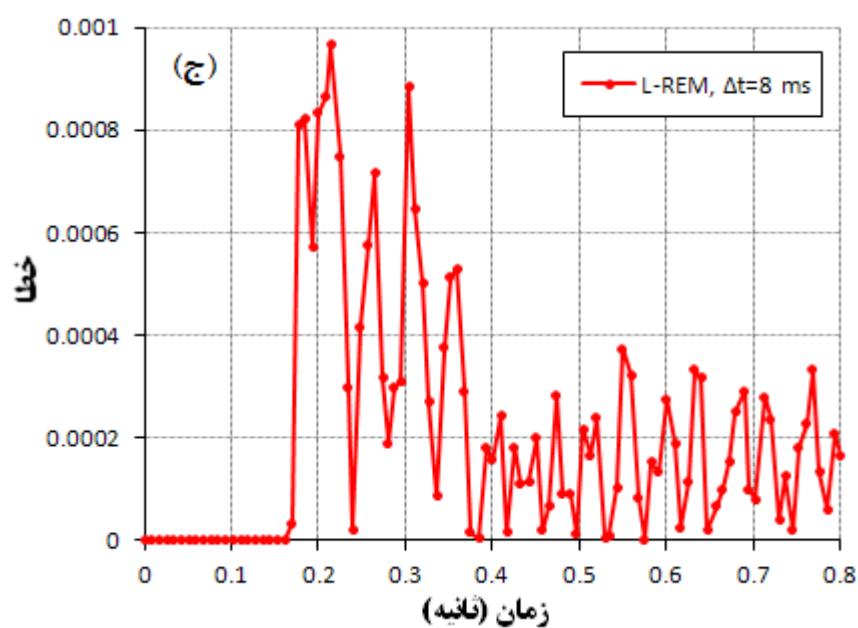
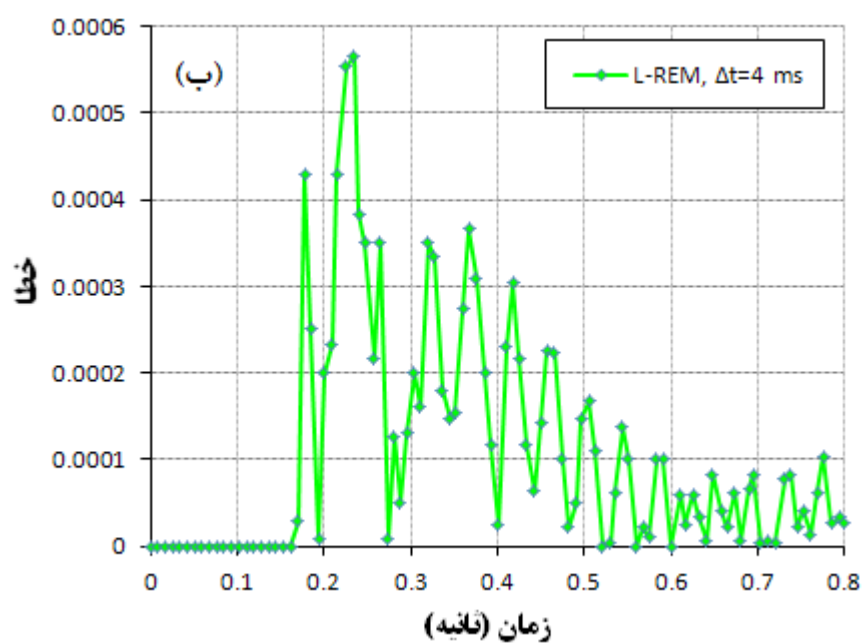
در اینجا، همچنین نتایج بدست آمده از طرح روش بسط سریع- لیپفراگ (L-REM) برای گام‌های زمانی مختلف با هم مقایسه شده است. همانطور که در شکل (۳-۶)، دیده می‌شود، دامنه نرمال شده میدان‌های موج محاسبه شده در یک مکان، یکسان و تقریباً از همدیگر غیر قابل تمیز می‌باشند. در شکل (۳-۷، الف تا ج) خطای مربوط به هر کدام از فواصل نمونه‌برداری زمانی ۲، ۴ و ۸ میلی ثانیه برای روش L-REM به صورت جداگانه نشان داده شده است که برای فواصل نمونه‌برداری مختلف و با افزایش آن، خطای بسیار کوچکی است. همچنین در شکل (۳-۸) و شکل (۳-۹)، خطای مربوط به روش L-REM و خطای حاصل از روش‌های لیپفراگ (L) و SV-REM، برای گام‌های زمانی مختلف ارائه شده است. همانطور که در شکل (۳-۸) دیده می‌شود، خطای روش L-REM برای $\Delta t = 4 \text{ ms}$ بطور قابل توجهی کمتر از خطای اتفاق افتاده برای روش لیپفراگ (L) با فاصله نمونه‌برداری $\Delta t = 2 \text{ ms}$ است. همچنین لازم به ذکر است که خطای روش L-REM برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$ نزدیک به صفر است. از شکل (۳-۹) می‌توان دریافت که حداکثر خطای بدست آمده برای روش L-REM در $\Delta t = 8 \text{ ms}$ اتفاق می‌افتد که از نظر بزرگی بطور قابل توجهی کمتر از خطای اتفاق افتاده برای روش SV-REM با فاصله نمونه‌برداری $\Delta t = 4 \text{ ms}$ بوده و در برخی موارد از خطای حاصل از فواصل نمونه‌برداری $\Delta t = 2 \text{ ms}$ نیز کمتر است. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که استفاده از روش ارائه شده L-REM به طرز قابل توجهی خطای حاصل از افزایش فواصل نمونه‌برداری را کاهش می‌دهد. از طرف دیگر استفاده از نتایج دقیق برونابی میدان موج و مشتق آن با این روش منجر به محاسبه دقیق بردار-های پوئین‌تینگ و زوایای بازتاب خواهد شد که موضوع فصل بعد است. همچنین شایان ذکر است که با توجه به استفاده از روش بسط سریع زمان اجرای الگوریتم با روش پیشنهادی از دو روش استورمر-فرلت و لیپفراگ کمتر بوده و با روش بسط سریع-استورمر-فرلت برای فواصل زمانی یکسان تقریباً برابر است.



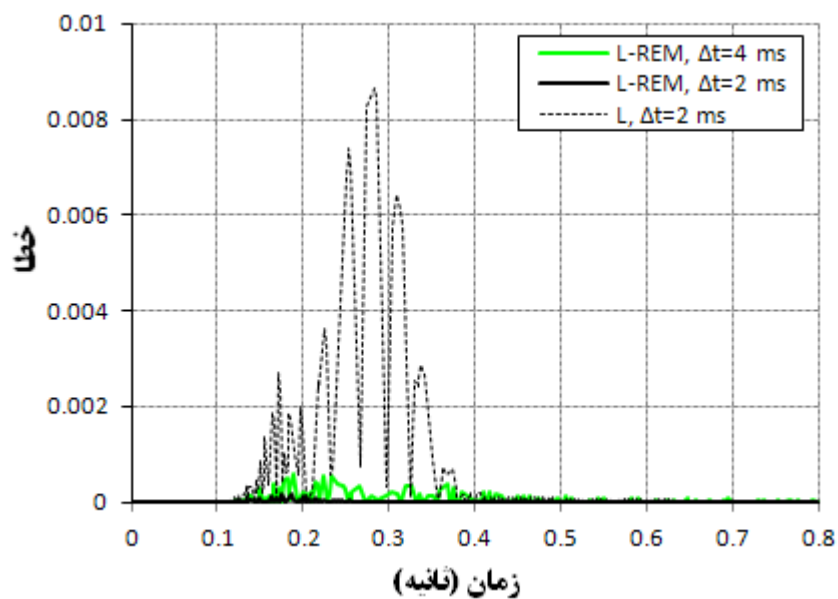
شکل (۳-۶). مقایسه دایمنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای بدست آمده با روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM) برای نمونه‌برداری زمانی $\Delta t = 1 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 4 \text{ ms}$ و $\Delta t = 8 \text{ ms}$



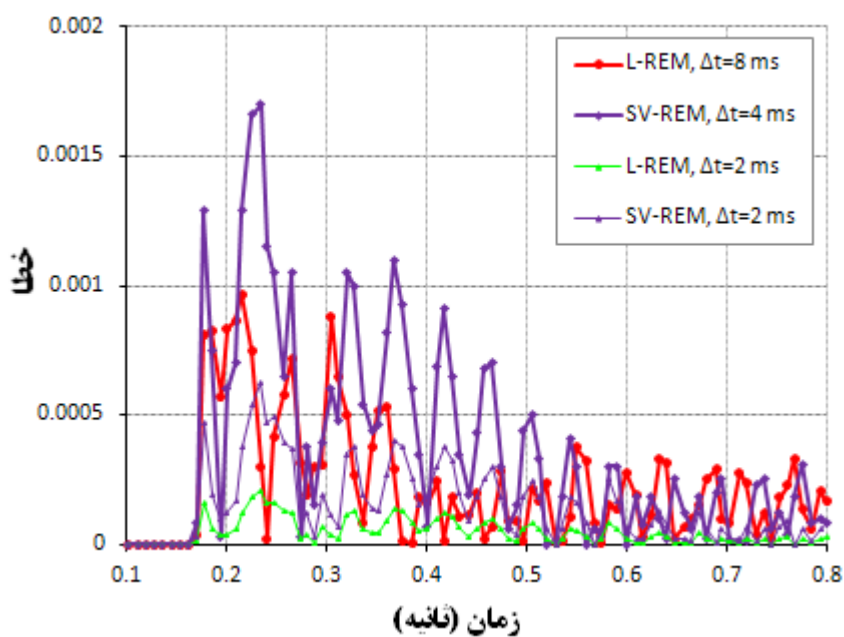
شکل (۳-۷). مقایسه خطای مطلق دایمنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۳-۶) برای روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM). (الف) برای $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، رد لرزه‌ای نرمال شده برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ به عنوان رد معیار در نظر گرفته شده است، (ادامه شکل در صفحه بعد).



ادامه شکل (۳-۷). مقایسه خطای مطلق دامنه نرمال شده ردهای لرزه‌ای نشان داده شده در شکل (۳-۶) برای روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM). (ب) برای $\Delta t = 4 \text{ ms}$ ، (ج) برای $\Delta t = 8 \text{ ms}$ ، رد لرزه‌ای نرمال شده برای $\Delta t = 1 \text{ ms}$ به عنوان رد معیار در نظر گرفته شده است.



شکل (۳-۸). خطای مطلق برای دو روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM) و لیپفراگ (L) برای فواصل نمونه‌برداری زمانی $\Delta t = 2 \text{ ms}$ و $\Delta t = 4 \text{ ms}$.



شکل (۳-۹). خطای مطلق برای دو روش بسط سریع-لیپفراگ (L-REM) و روش بسط سریع-استورمر-فرلت (SV-REM) برای فواصل نمونه‌برداری $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 4 \text{ ms}$ و $\Delta t = 8 \text{ ms}$.

فصل چهارم

بردارهای پوئین تینگ و ارائه یک
شرط تصویرسازی نوین

۴-۱- مقدمه

روش‌های ترکیبی پیش از برانبارش برای مهاجرت زمانی معکوس، بسیار مورد توجه هستند. معمولاً در این نوع مهاجرت، شرط تصویرسازی همبستگی عرضی تاخیر زمانی صفر بین میدان‌موج‌های برونمایی-شده چشمه و گیرنده مورد استفاده قرار می‌گیرد. این نوع شرط تصویرسازی همه انواع موج شامل امواج سر^۱، امواج واژگون شده^۲ و امواج منشوری^۳ را همبسته می‌کند که هیچکدام منتج شده از بازتاب‌های واقعی نمی‌باشند. همبستگی این امواج باعث ایجاد پدیده‌های کاذب در تصویر مهاجرت-یافته می‌شود (Yoon and Marfurt, 2006). تاکنون روش‌های گوناگونی توسط محققین مختلف برای حذف یا تعدیل این پدیده‌های کاذب، از جمله توسعه شرط تصویرسازی سنتی ارائه شده است که در فصل دوم به مواردی از آنها اشاره شد. در این فصل نحوه ارائه شرط تصویرسازی جدیدی بر مبنای استفاده از بردارهای پوئین‌تینگ برای جداسازی میدان‌های موج و ارائه یک تابع وزنی، در راستای بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس داده‌های لرزه‌ای مورد بحث و بررسی و ارائه قرار می‌گیرد.

۴-۲- بردار پوئین‌تینگ

آهنگ انتقال انرژی از واحد سطح در واحد زمان که گاهی نیز به عنوان شدت تعبیر می‌شود، با برداری توصیف می‌شود که این بردار به یاد جان هنری پوئین‌تینگ^۴ که برای نخستین بار خواص آن را مورد بحث قرار داد، بردار پوئین‌تینگ نامیده می‌شود و آنرا با \mathbf{J} نشان می‌دهند. از بردار پوئین‌تینگ می‌توان برای ردیابی جهت شارش (جریان) انرژی از یک مولد تولید انرژی استفاده نمود. برخی محققین از اصطلاحاتی مثل بردار جهت^۵ نیز برای آن استفاده کرده‌اند.

^۱ Head waves

^۲ Turning waves

^۳ Prismatic waves

^۴ John Henry Poynting

^۵ Direction vector

۴-۲-۱- مفهوم فیزیکی و ریاضیاتی بردار پوئین تینگ

برای توصیف معادله پیوستگی شار انرژی موج صوتی می توان از معادله زیر استفاده نمود (Bonomi et al., 1998).

$$H(t) = \int_{\Omega} \left(\frac{1}{2} (\nabla P)^2 + \left(\frac{Q}{c} \right)^2 \right) dV \quad (۱-۴)$$

که در آن $H(t)$ به عنوان انرژی در حجم خاص Ω تفسیر می شود. کمیت Q بصورت زیر تعریف می شود.

$$Q = \frac{\partial P}{\partial t} \quad (۲-۴)$$

مشتق معادله (۱-۴) نسبت به زمان نتیجه می دهد.

$$\frac{dH}{dt} = \int_{\Omega} (\nabla P \cdot \nabla Q + \frac{1}{(c)^2} Q Q_t) dV \quad (۳-۴)$$

بطوریکه:

$$Q_t = \frac{\partial Q}{\partial t} \quad (۴-۴)$$

با استفاده از خاصیت ضرب اسکالر، معروف به بردار همانی^۱ بصورت زیر می توان نوشت. (Gonçaves and Flemming, 2000).

$$\nabla \cdot (\phi \mathbf{f}) = \mathbf{f} \cdot \nabla \phi + \phi (\nabla \cdot \mathbf{f}) \quad (۵-۴)$$

با اعمال بردار (۵-۴) بر روی انتگرال (۳-۴)، نتیجه می دهد.

$$\frac{dH}{dt} = \int_{\Omega} (\nabla \cdot (Q \nabla P) - Q (\nabla \cdot \nabla P) + \frac{1}{(c)^2} Q Q_t) dV \quad (۶-۴)$$

با بازنویسی معادله (۶-۴) به صورت معادله (۷-۴) داریم:

$$\frac{dH}{dt} = \int_{\Omega} (\nabla \cdot (Q \nabla P) - Q (\nabla^2 P) + \frac{1}{(c)^2} Q Q_t) dV \quad (۷-۴)$$

^۱ Identity vector

با استفاده از معادله موج $\nabla^2 P = \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 P}{\partial t^2}$ در انتگرال (۷-۴)، معادله زیر بدست می‌آید.

$$\frac{dH}{dt} = \int_{\Omega} (\nabla \cdot (Q \nabla P)) dV \quad (۸-۴)$$

اعمال قضیه دیورژانس^۱ در سمت راست معادله (۸-۴) نتیجه می‌دهد.

$$\int_{\Omega} (\nabla \cdot (Q \nabla P)) dV = \int_{\partial\Omega=A} (Q \nabla P) \cdot \hat{n} dA \quad (۹-۴)$$

که در آن A معرف سطح است، بنابراین:

$$\frac{dH}{dt} = \int_{\partial\Omega=A} (Q \nabla P) \cdot \hat{n} dA \quad (۱۰-۴)$$

با تعریف بخشی از عبارت سمت راست در معادله (۱۰-۴)، داریم:

$$\mathbf{S} = Q \nabla P \quad (۱۱-۴)$$

عبارت (۱۱-۴) در معادله (۹-۴) چگالی شار انرژی محلی^۲ را بدست می‌دهد و می‌تواند با استفاده از

تعریف عملگر ∇ و Q بصورت زیر بازنویسی شود.

$$\mathbf{S} = \frac{\partial P}{\partial t} \frac{\partial P}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial P}{\partial t} \frac{\partial P}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial P}{\partial t} \frac{\partial P}{\partial z} \hat{k} = S_x \hat{i} + S_y \hat{j} + S_z \hat{k} \quad (۱۲-۴)$$

معادله (۱۱-۴) با علامت منفی، تحت عنوان بردار پوئینتینگ یا بردار جهت نامیده می‌شود. و بصورت

زیر توصیف می‌شود.

$$\mathbf{J} = -Q \nabla P \quad (۱۳-۴)$$

معادله پیوستگی در شکل دیفرانسیلی می‌تواند با استفاده از قضیه دیورژانس بدست آید. با استفاده از

معادله (۱۳-۴) و جایگزینی آن در عبارت (۱۰-۴) داریم:

$$\frac{dH}{dt} = - \int_{\partial\Omega=A} \mathbf{J} \cdot \hat{n} dA \quad (۱۴-۴)$$

^۱ Divergence theorem

^۲ Local energy flow density

عبارت (۴-۱۴) به عنوان معادله پیوستگی در شکل انتگرالی شناخته می‌شود. برای بدست آوردن معادله پیوستگی بصورت دیفرانسیلی، کافیت که انتگرال عبارت (۴-۱) به عنوان چگالی انرژی حجمی^۱ بصورت زیر تفسیر شود (Gonçalves and Flemming, 2000).

$$\frac{1}{2} \left[(\nabla P)^2 + \left(\frac{Q}{c} \right)^2 \right] = \frac{dH}{dV} = h \quad (۴-۱۵)$$

و $\nabla = \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} + \frac{\partial}{\partial z} \hat{k}$ عملگر نابلا^۲ (دیورژانس) در مختصات کارتزین می‌باشد.

همچنین استفاده از عبارت (۴-۱۵) در معادله (۴-۱۴) نتیجه می‌دهد.

$$\frac{dH}{dt} = \frac{d}{dt} \int_{\Omega} h dV = \int_{\Omega} \frac{\partial h}{\partial t} dV = - \int_{\partial\Omega=A} \mathbf{J} \cdot \hat{n} dA \quad (۴-۱۶)$$

با بکارگیری قضیه دیورژانس معادله (۴-۱۷) بدست می‌آید :

$$\int_{\partial\Omega} \mathbf{J} \cdot \hat{n} dA = \int_{\Omega} \nabla \cdot \mathbf{J} dV \quad (۴-۱۷)$$

و

$$\int_{\Omega} \frac{\partial h}{\partial t} dV = - \int_{\Omega} \nabla \cdot \mathbf{J} dV \quad (۴-۱۸)$$

با توجه به تساوی کمیت‌ها در معادله (۴-۱۸)، انتگرال‌ها را می‌توان به یک حجم یکسان تعمیم داد بطوریکه همچنان برابر باشند. در نتیجه:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad \text{or} \quad \frac{\partial h}{\partial t} = - \nabla \cdot \mathbf{J} \quad (۴-۱۹)$$

معادله (۴-۱۹) معادله پیوستگی و بقاء شار انرژی موج صوتی است.

معادله (۴-۱۹) نشان‌دهنده آنستکه \mathbf{J} اندازه آهنگ تغییر چگالی انرژی^۳ در یک نقطه است. وقتی که \mathbf{J} در یک نقطه از فضا مثبت باشد، بیانگر آنستکه چگالی انرژی در این نقطه با زمان کاهش می‌یابد.

^۱ Volumetric energy density

^۲ Nabla operator

^۳ Rate of energy density variation

در این شرایط گفته می‌شود که انرژی در حال توسعه (گسترش) است یا جریان در نقطه چشمه وجود دارد. وقتی که \mathbf{J} در یک نقطه منفی است، عکس این قضیه مصداق پیدا می‌کند.

اگر $\nabla \cdot \mathbf{J}$ در همه نقاط از جمله مرز صفر باشد، یعنی انرژی دارای پایایی است $dH/dt = 0$. به معنی آنکه شار انرژی ورودی و خروجی دقیقاً در حال تعادل است. جریان نه تولید می‌شود و نه از بین می‌رود، یا نه چشمه و نه روزنه تخلیه‌ای در فضا وجود ندارد.

۴-۳- بردار پوئین‌تینگ و مهاجرت زمانی معکوس داده‌های لرزه‌ای

در روش RTM، تصاویر زیرسطحی توسط همبستگی عرضی میدان‌های موج چشمه و گیرنده بدست می‌آیند. همانطور که در فصل دوم شرح داده شد، تصاویر روش RTM غالباً با نوفه‌های فرکانس پایین همراه هستند که می‌توانند توسط روش‌های مختلفی حذف و یا تعدیل شوند. از جمله روش‌های بنیادی در بهبود روش RTM، توسعه شرط تصویرسازی به عنوان قلب این روش می‌باشد. در ادامه نحوه ارائه شرط تصویرسازی نوین مورد استفاده در اجرای روش RTM در رساله حاضر مورد بحث و بررسی قرار خواهد گرفت. از آنجائیکه اساس شرط تصویرسازی ارائه شده در رساله حاضر استفاده از بردارهای پوئین‌تینگ می‌باشد، در این بخش به آن پرداخته خواهد شد.

بردارهای پوئین‌تینگ ابزار بسیار کارآمدی در تعیین جهت انتشار میدان موج لرزه‌ای هستند. می‌توان با استفاده از اطلاعات بردارهای پوئین‌تینگ، جهت انتشار موج را تعیین و از آن برای جداسازی میدان موج و بهبود کیفیت تصویر استفاده کرد. این اطلاعات همچنین برای محاسبه زوایای بازتاب، محاسبه گروه‌های تصویر مشترک در بازتاب حوزه زاویه^۱ و همچنین برانبارش برخی گروه‌های زاویه برای حذف نوفه تولید شده قابل استفاده است (Yoon and Marfurt, 2006; Yoon et al., 2011).

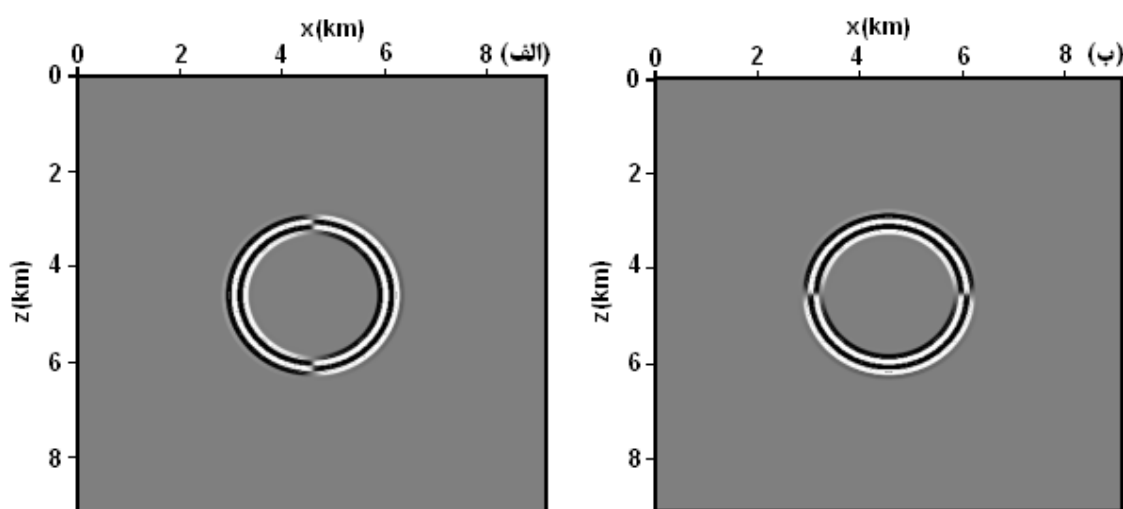
می‌توان با توجه به وجود رابطه مستقیم بین گرادیان و مشتق میدان موج نسبت به زمان (معادله ۴-۱۳) با جهت انتشار، از این حقیقت برای تخمین جهت انتشار میدان موج استفاده نمود. بطوریکه

^۱ Reflection angle domain

ضرب نقطه‌ای بین این دو تخمین، جهت انتشار میدان موج را بدست می‌دهد. این ایده از منظر ریاضیاتی توسط جهت انتشار بردار واحد (\mathbf{u}) بیان شده و توسط رابطه زیر بیان می‌شود (Cunha Filho, 1992).

$$\mathbf{u} = -\text{signal} \left(\frac{\partial P}{\partial t} \right) \frac{\nabla P}{|\nabla P|} = u_x \hat{i} + u_y \hat{j} + u_z \hat{k} \quad (۲۰-۴)$$

معادله (۲۰-۴) بردار پوئین تینگ نرمال شده^۱ است. نتیجه استفاده از این معادله در یک زمان خاص (یک لحظه) برای میدان موج، در شکل (۱-۴، الف) و شکل (۱-۴، ب) نشان داده شده است. بطوریکه محیط همگن و چشمه لرزه‌ای در وسط مدل قرار گرفته است.



شکل (۱-۴). تصویر لحظه‌ای. (الف) مولفه میدان موج در جهت محور x ، $(u_x P)$ ؛ (ب) مولفه میدان موج در جهت محور z ، $(u_z P)$.

در شکل (۱-۴، الف) و شکل (۱-۴، ب)، مناطق سفیدرنگ نشانگر علامت مثبت میدان موج می‌باشند، بطوریکه جبهه موج^۲ در جهت محورهای مختصات x یا z در حال انتشار است. همچنین، مناطق سیاه‌رنگ نشانگر علامت منفی است که جبهه موج در جهت مخالف محورهای مختصات ($-x$ یا $-z$) در حرکت است.

^۱ Normalized Poynting vector

^۲ Wavefront

با تحلیل دو شکل فوق، می‌توان به خطا در تعیین جهت انتشار میدان موج پی برد. در واقع، وارون-شدگی رنگی^۱ (وارونگی جهت انتشار) در امتداد جبهه موج وجود دارد. دلیل این امر تغییر جهت انتشار میدان موج است که به موقعیت آن در فضا (x, y, z) بستگی دارد و به صورت تغییر علامت مثبت و منفی باعث تغییر فاز می‌شود. در این مثال، بردار یکه (\mathbf{u}) اعمال شده بر روی میدان موج یک میدان برداری شعاعی را شکل می‌دهد که منشا آن محل چشمه لرزه‌ای است. برای تصحیح این خطا، ایده استفاده از سیگنال مشتق زمانی کل انرژی (معادله ۴-۱۹)، به جای مشتق زمانی میدان موج برای تعیین جهت انتشار میدان موج مطرح می‌شود، که به صورت معادله (۴-۲۱) ارائه می‌گردد.

$$\mathbf{e} = -\text{signal} \left(\frac{\partial h}{\partial t} \right) \frac{\nabla P}{|\nabla P|} = e_x \hat{i} + e_y \hat{j} + e_z \hat{k} \quad (4-21)$$

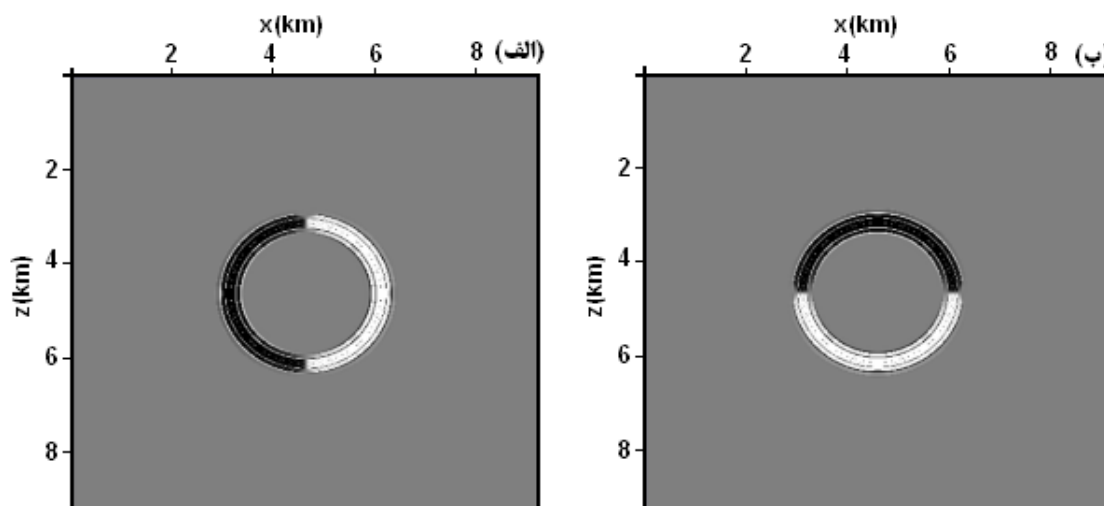
شکل (۴-۲، الف) و شکل (۴-۲، ب)، نتیجه استفاده از معادله (۴-۲۱) را نشان می‌دهد. صرفنظر از ابهام در تعیین جهت انتشار میدان موج در بعضی از نقاط مدل، بهبود قابل توجهی در مقایسه با شکل (۴-۱، الف) و شکل (۴-۱، ب)، رخ داده است.

با تحلیل معادله (۴-۲۱)، می‌توان نتیجه گرفت که در نقاطی که h ، حداقل یا حداکثر است، مشتق آن صفر است. در این نقاط، مشتق h هیچ‌گونه اطلاعاتی در مورد جهت انتشار میدان موج بدست نداده و معادله (۴-۲۱) نمی‌تواند جهت انتشار میدان موج را تعیین نماید. یک راه حل جایگزین ممکن برای این مشکل، می‌تواند بررسی سیگنال دوم h باشد، هرچند که در این شرایط بحث زمان نیز مطرح می‌شود.

یون و مارفرت (۲۰۰۴)، بردارهای پوئین‌تینگ را به عنوان حاصلضرب مشتق میدان موج نسبت به زمان در گرادیان آن محاسبه کردند. این روش به مشتقات عددی دقیق در طول برونمایی میدان موج نیاز دارد و اگر این مشتقات زمانی و مکانی خیلی دقیق نباشند بردارهای پوئین‌تینگ اشتباه محاسبه

^۱ color reversal

خواهند شد. برای معادله موج صوتی، بردار پوئین تینگ \mathbf{J} ، بصورت زیر مشخص می گردد (Yoon and Marfurt, 2004, 2006).



شکل (۲-۴). تصویر لحظه ای. (الف) مولفه میدان موج در جهت محور x ، $(e_x P)$ ؛ (ب) مولفه میدان موج در جهت محور z ، $(e_z P)$.

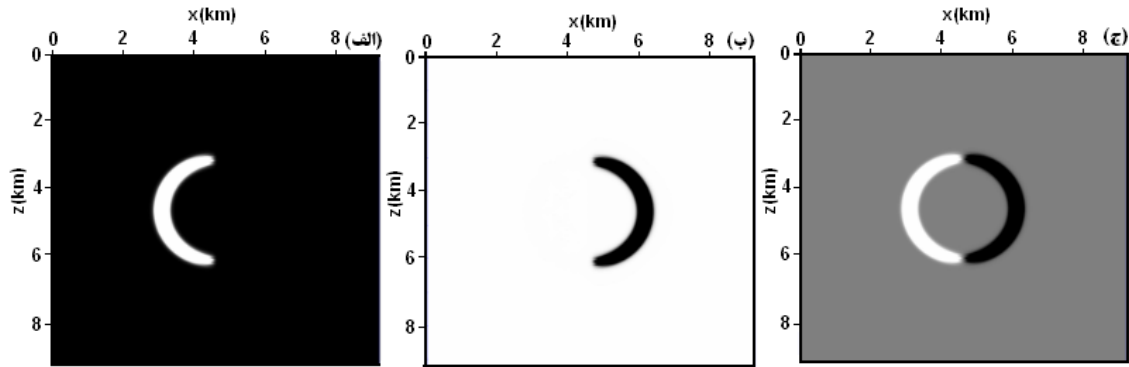
$$\mathbf{J}(x, t) = -\frac{\partial P(x, t)}{\partial t} \nabla P(x, t) \quad (۲۲-۴)$$

بطوریکه $\mathbf{J}(x, t)$ بردار پوئین تینگ و $P(x, t)$ میدان موج می باشند.

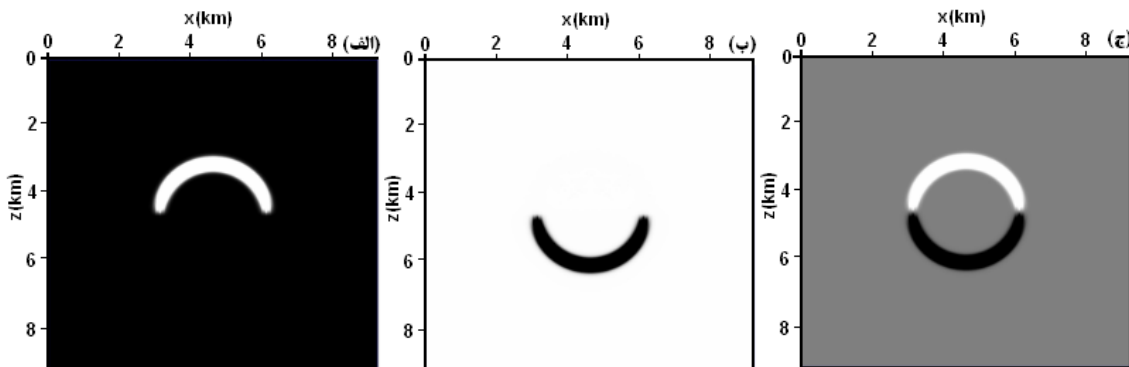
برای محاسبه بردار پوئین تینگ، مشتق زمانی دامنه میدان موج و گرادیان آن باید محاسبه شوند. سپس بردار پوئین تینگ توسط معادله (۲۲-۴) محاسبه می شود.

بردار پوئین تینگ معرفی شده در معادله (۲۲-۴)، یک مفهوم ریاضیاتی برای محاسبه جهت انتشار میدان موج را بدست می دهد. در شکل (۳-۴، الف و ب)، بترتیب بخش های منفی و مثبت بردار پوئین-تینگ از مولفه افقی میدان موج نشان داده شده است. همچنین در شکل (۳-۴، ج)، هر دو بخش با هم نشان داده شده است. همچنین در اشکال (۴-۴، الف و ب)، بخش های منفی و مثبت بردار پوئین تینگ از مولفه قائم میدان موج مربوط به مدل مذکور و در شکل (۴-۴، ج) هر دو بخش با هم نشان داده شده است. در این دو مورد از یک چشمه لرزه ای در وسط یک مدل با سرعت ثابت استفاده شده است.

اشکال این روش آنستکه جهت میدان موج را صرفاً بالارونده، پایین‌رونده، راست‌رونده و یا چپ‌رونده نشان می‌دهد. حال آنکه در واقعیت و با توجه به نوع محیط، امواج لرزه‌ای ممکن است در جهات مختلف انتشار یابند.



شکل (۳-۴). تصویر لحظه‌ای. (الف) بردار پوئین‌تینگ منفی (J_x^-) از مولفه افقی میدان موج، (ب) بردار پوئین‌تینگ مثبت (J_x^+) از مولفه افقی میدان موج، (ج) مولفه افقی بردار پوئین‌تینگ (J_x).



شکل (۴-۴). تصویر لحظه‌ای. (الف) بردار پوئین‌تینگ منفی (J_z^-) از مولفه قائم میدان موج، (ب) بردار پوئین‌تینگ مثبت (J_z^+) از مولفه قائم میدان موج، (ج) مولفه قائم بردار پوئین‌تینگ (J_z).

۴-۴- استفاده از بردار پوئین‌تینگ در شرط تصویرسازی

همانطور که در فصل دوم اشاره شد، شرط تصویرسازی همبستگی عرضی با تاخیر زمانی صفر معادله (۲-۲)، در مورد میدان‌های موج برونمایی‌شده چشمه و گیرنده، همه انواع امواج (از جمله امواج مستقیم، منشوری و واژگون‌شده) را در بر می‌گیرد. لذا، همبستگی این امواج در نقاط غیربازتابی منجر به تولید پدیده‌های کاذب در تصویر مهاجرت‌یافته می‌شود (Liu et al., 2011; Yoon and Marfurt, 2007).

2006). شرط تصویرسازی مذکور، قابلیت تصویرکردن بازتابنده را دارد، این امر زمانی رخ می‌دهد که تطابق زمانی دو میدان موج پیشرو و پسرو در یک مکان یکسان بر روی بازتابنده وجود دارد. در غیر اینصورت همبستگی بین میدان‌های موج ممکن است در نقاطی رخ دهد که چنین تطابق مکانی و زمانی وجود ندارد. نتیجه این امر تولید پدیده‌های کاذب است.

برای حذف این نوفه‌ها راهکارهای مختلفی استفاده می‌شود که از این بین به چند مورد اشاره می‌شود، هموارسازی مدل سرعت، فیلتر لاپلاسین (Youn and Zhou, 2001)، تجزیه میدان موج (Liu et al, 2011)، اعمال فیلتر بالاگذر، فیلتر بر اساس بردار پوئین تینگ (Yoon and Marfurt, 2006) و جداسازی میدان موج با استفاده از بردار پوئین تینگ (Bulcão, 2004).

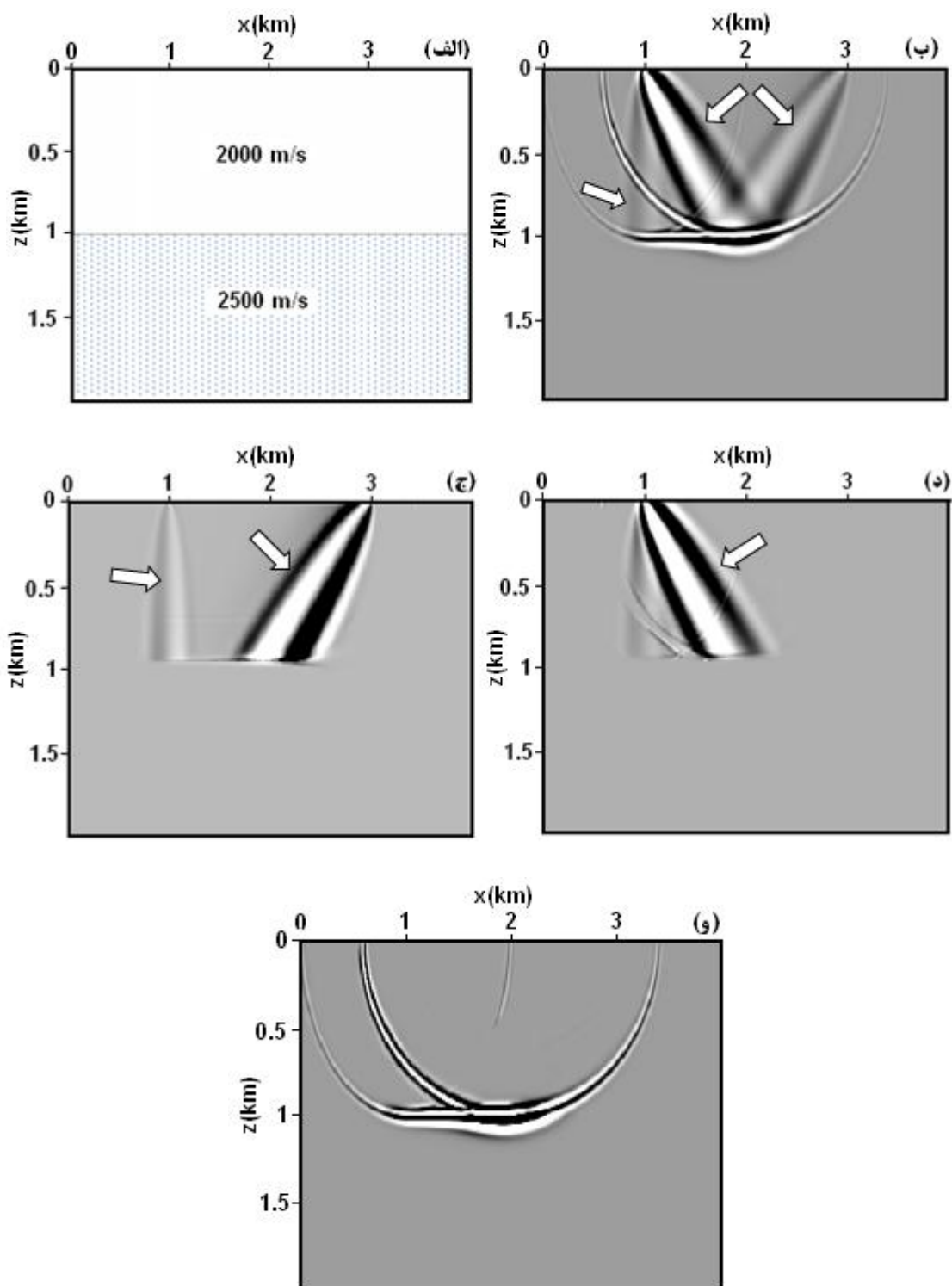
بالکائو^۱ (۲۰۰۴)، ایده جداسازی میدان موج و صرفاً استفاده از مولفه‌های پایین‌رونده میدان موج (S_d و R_d) در شرط تصویرسازی سنتی (معادله ۲-۲) را به شکل معادله (۴-۲۳) مطرح نمود.

$$I(\mathbf{x}) = \sum_{t=0}^{t_f} S_d(\mathbf{x}, t) R_d(\mathbf{x}, t) \quad (۴-۲۳)$$

در شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) اطلاعات مربوط به بخش بالارونده میدان موج (S_u و R_u) حضور ندارد. بنابراین انتظار می‌رود که این شرط تصویرسازی منجر به حذف این دسته از نوفه‌ها گردد.

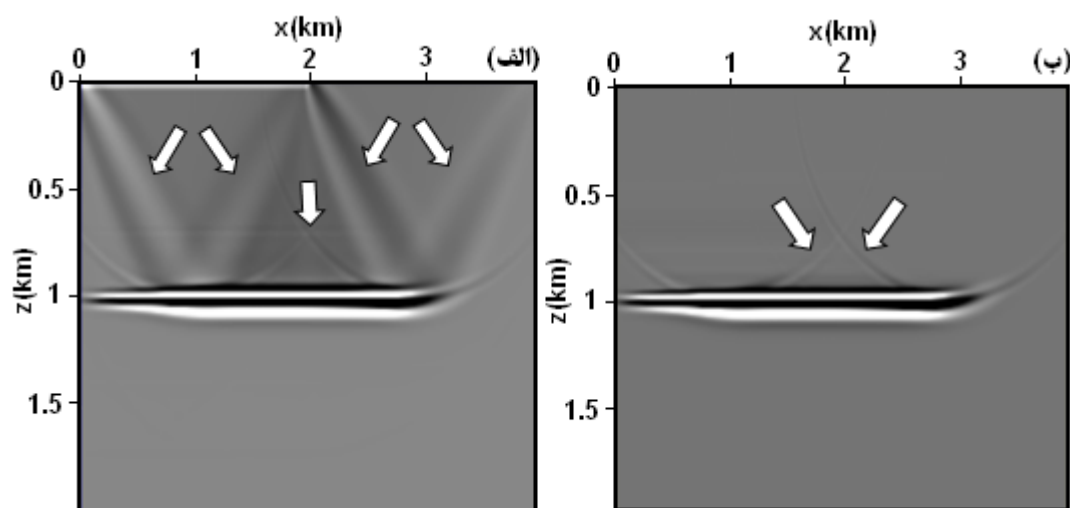
در شکل‌های (۴-۵، ب تا د)، نتایج مهاجرت یک شات برای مدل دولایه‌ای شکل (۴-۵، الف)، با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) و شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) برای حالت‌های مختلف مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج نشان داده شده است (نوفه با علامت پیکان سفید رنگ در اشکال مشخص شده است). نکته قابل توجه آنست که، هنگام استفاده از مولفه بالارونده میدان موج، تصویر تحت تاثیر نوفه قرار می‌گیرد. حال آنکه با استفاده از صرفاً دو میدان موج پایین‌رونده نوفه‌ها به میزان قابل توجهی تعدیل شده‌اند.

^۱ Bulcão



شکل (۴-۵). نتیجه مهاجرت یک شات با استفاده از مدل دولایه‌ای (الف)؛ (ب) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲)؛ (ج) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) برای مولفه‌های بالارونده چشمه S_u و پایین رونده گیرنده R_d ، (د) برای مولفه‌های پایین‌رونده چشمه S_d و بالارونده گیرنده R_u ، (و) برای مولفه‌های پایین‌رونده چشمه S_d و پایین‌رونده گیرنده R_d

نتیجه مهاجرت زمانی معکوس شامل ۲۰۰ شات^۱ برای مدل دو لایه‌ای شکل (۴-۵، الف) با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) در شکل (۴-۶، الف) نشان داده شده است. همانطور که در شکل مذکور دیده می‌شود، نوفه‌های فرکانس پایین در تصویر حضور دارند (نوفه‌ها با پیکان سفید رنگ در تصویر مشخص شده‌اند). همچنین نتیجه با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳)، در شکل (۴-۶، ب) نشان داده شده است. بطوریکه با استفاده از این شرط تصویرسازی پدیده‌های کاذب، بطور قابل توجهی تعدیل شده و کیفیت تصویر بهبود پیدا کرده است. اما کماکان در تصویر نوفه دیده می‌شود. اشکال این روش در استفاده از صرفاً مولفه‌های پایین‌رونده میدان موج است، مسئله‌ای که تصویرسازی مناسب محیط‌های نسبتاً پیچیده‌تر را با مشکل مواجه می‌کند. در فصل بعد برخی نتایج این روش برای محیط‌های پیچیده نیز ارائه می‌شود.



شکل (۴-۶). تصویر مهاجرت یافته RTM با بکارگیری مدل دو لایه‌ای شکل (۴-۵، الف)؛ (الف) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲)، (ب) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳)

همچنین استفاده از فیلترها یکی از اقدام‌های مرسوم برای حذف پدیده‌های کاذب در تصویر می‌باشد. از جمله فیلترهای مورد استفاده می‌توان به اعمال فیلتر لاپلاسین و فیلتر بالاگذر اشاره نمود (Youn and Zhou, 2001; Yoon and Marfurt, 2006). استفاده از فیلتر لاپلاسین بر مبنای معادله (۴-۴)

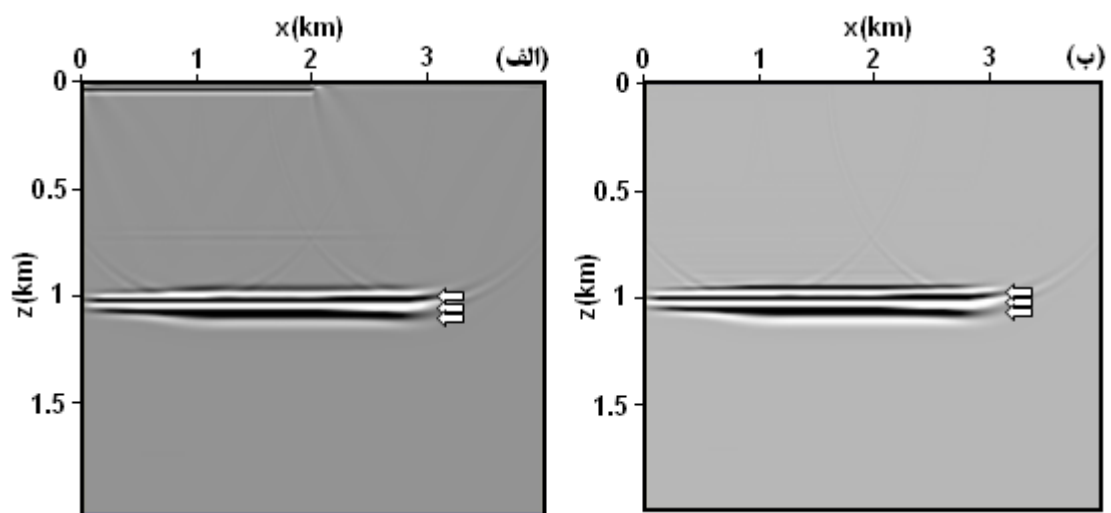
(۲۴) انجام می‌شود (Yoon and Marfurt, 2006).

^۱ Shot

$$I'(x) = \frac{\partial^2 I}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 I}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 I}{\partial z^2} \quad (۴-۲۴)$$

که در آن $I(x)$ تصویر مهاجرت یافته با استفاده از معادله (۴-۲۴) بوده و $I'(x)$ نتیجه اعمال فیلتر لاپلاسین می باشد.

نتیجه اجرای مهاجرت زمانی معکوس با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) و بکارگیری فیلتر لاپلاسین برای مدل شکل (۴-۵، الف) در شکل (۴-۷، الف) نشان داده شده است. همچنین نتیجه مهاجرت زمانی معکوس با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) و اعمال فیلتر لاپلاسین در شکل (۴-۷، ب) نشان داده شده است.



شکل (۴-۷). تصویر مهاجرت یافته روش RTM با بکارگیری مدل دو لایه ای شکل (۴-۵، الف)؛ (الف) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) و اعمال فیلتر لاپلاسین، (ب) تصویر با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) و اعمال فیلتر لاپلاسین

در هر دو تصویر نشان داده شده در شکل (۴-۷، الف و ب)، پدیده های کاذب بطور قابل توجهی تعدیل شده است. اما با مقایسه این اشکال با تصویر ارائه شده در شکل (۴-۶، الف) می توان به وارونگی فاز^۱ ناشی از این فیلتر پی برد که به ماهیت فیلتر لاپلاسین در استفاده از دوم شرط تصویرسازی بر می گردد که باعث تغییر علامت و فاز سیگنال می شود. با مقایسه تصویر شکل (۴-۷) با شکل (۴-۶) این

^۱ Phase inversion

وارونگی بوضوح مشخص است که با تغییر رنگ از سفید به سیاه مشخص شده و با علامت پیکان در شکل (۷-۴) مشخص شده است. بطور کلی می‌توان گفت، مشکل عمده استفاده از فیلتر لاپلاسی، معکوس‌سازی یا تغییر فاز است که در حوزه فرکانس به خوبی قابل مشاهده می‌باشد و بایستی اصلاح گردد. همچنین بکارگیری این فیلتر باعث تغییر دامنه $I(x)$ می‌شود. از دیگر معایب آن، افزایش نوفه‌های فرکانس بالا و حذف اطلاعات مطلوب با فرکانس پایین می‌باشد که در محیط‌های پیچیده‌تر بیشتر مشاهده می‌شود. همچنین استفاده از فیلتر بالاگذر باعث حذف بخشی از اطلاعات مطلوب خواهد شد که فرکانس آنها با فرکانس نوفه همپوشانی دارد.

یکی دیگر از راهکارهای حذف نوفه‌های فرکانس پایین از شرط تصویرسازی استفاده از تولید گروه‌های تصویر مشترک (CIGs) در حوزه زاویه^۱ با استفاده از معادله (۴-۲۵) می‌باشد (Costa et al., 2014).

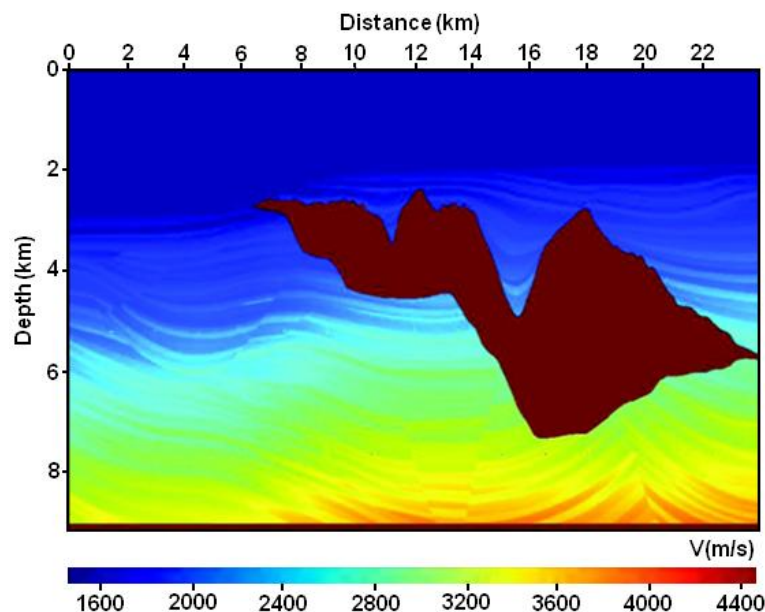
$$\gamma = 2\theta = \arccos \frac{\mathbf{J}_S \cdot \mathbf{J}_R}{|\mathbf{J}_S| |\mathbf{J}_R|} \quad (۴-۲۵)$$

بطوریکه (θ) زاویه بازتاب و نصف زاویه (γ) بین موج تابشی و بازتابی می‌باشد. \mathbf{J}_R و \mathbf{J}_S بترتیب بردارهای پوئین تینگ چشمه و گیرنده می‌باشند.

این معادله زاویه بین بردار پوئین تینگ چشمه (\mathbf{J}_S) و بردار پوئین تینگ گیرنده (\mathbf{J}_R) را بدست می‌دهد. از آنجائیکه نوفه‌های فرکانس پایین در زوایای بزرگ ($60^\circ < \theta \leq 90^\circ$) شروع به تولید شدن می‌کنند (Yoon and Marfurt, 2006)، لذا یکی از راههای حذف این دسته از نوفه‌ها صرفنظر از رخدادهای مربوط به زوایای بزرگتر از 60° درجه و صرفاً لحاظ نمودن رخدادهای مربوط به زوایای صفر تا 60° درجه است (Zhang et al, 2010; Dickens and Winbow, 2011).

در ادامه تولید گروه‌های تصویر مشترک برای حذف یا تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین، بر روی مدل زمین‌شناسی پیچیده سایگزبی 2A در شکل (۴-۸) آزمایش می‌گردد.

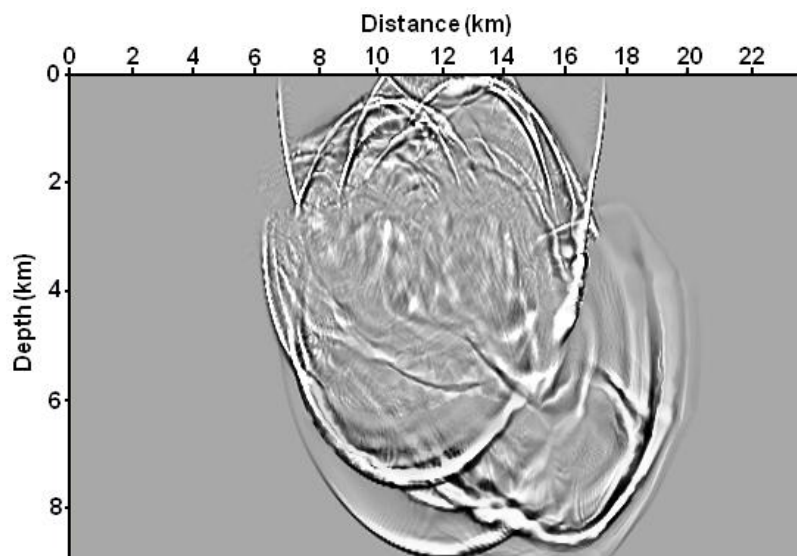
^۱ Angle domain



شکل (۴-۸). مدل زمین شناسی پیچیده سایگزبی 2A و تغییرات سرعت در این مدل (SMAART JV, 2001).

مدل مصنوعی سایگزبی 2A بر مبنای ساختارهای زمین شناسی واقعی در خلیج مکزیک بنا نهاده شده و توسط کنسرسیوم SMAART JV^۱ توسعه داده شده است. SMAART JV یک کنسرسیوم سرمایه گذاری مشترک با حمایت صنعتی است که بر روی طراحی مدل های واقع گرایانه از زمین و اکتساب داده بر روی آنها در راستای آزمایش و اعتبارسنجی روش های مدرن تصویرسازی تمرکز دارد. این مدل یک ساختار زمین شناسی پیچیده با شاخصه تغییرات سریع در خصوصیات زمین شناسی را شبیه سازی می کند. بطوریکه در برگیرنده توالی های رسوبی است که توسط گسل های نرمال و رورانده قطع شده اند. علاوه بر آن یک ساختار نمکی با هندسه بسیار پیچیده در داخل آن قرار دارد که باعث به چالش کشیده شدن روش های پردازش و تصویرسازی لرزه ای می گردد. این مدل دارای یک شبکه با مش بندی ۱۳۶۰ نقطه در جهت محور افقی x و ۶۰۰ نقطه در جهت محور قائم z با فواصل $\Delta x = 23$ و $\Delta z = 15$ متر است. چینه شناسی مدل را می توان جدای از توده نمکی و در قالب بازتابنده ها، گسل ها و نقاط پراش نیز نگریست (Moreira Neto et al., 2005). شکل (۴-۹) یک تصویر لحظه ای از انتشار میدان موج در داخل مدل شکل (۴-۸) را نشان می دهد.

^۱ Subsalt Multiple Attenuation And Reduction Technology Joint Venture (SMAART JV)

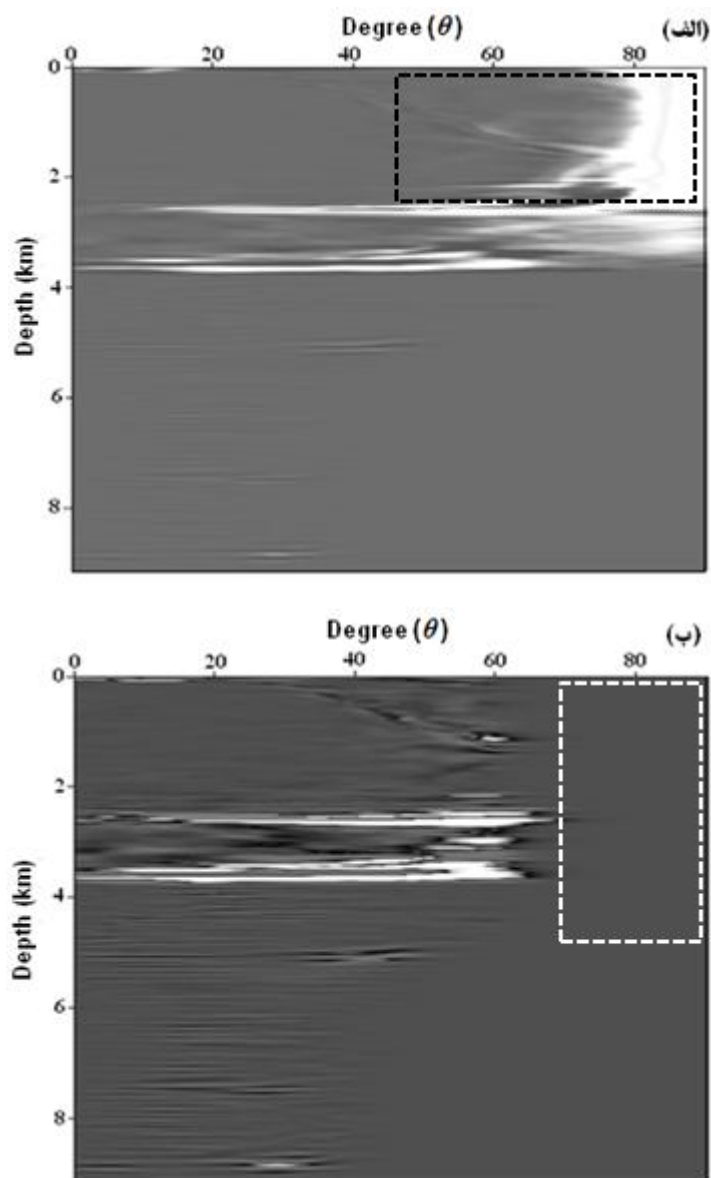


شکل (۴-۹). تصویر لحظه‌ای انتشار میدان موج بر روی مدل سایگزبی 2A

گروه تصویر مشترک (CIG) تولید شده برای زوایای $\theta \leq 90^\circ$ با استفاده از معادله (۴-۲۵) و با بکارگیری شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲)، بر روی مدل سایگزبی 2A در شکل (۴-۱۰، الف) نشان داده شده است. لازم به ذکر است که این تصاویر در حوزه زاویه برای مدل مذکور تهیه شده است. همانطور که در شکل مذکور دیده می‌شود، نوفه پدیده غالب در زوایای بزرگتر از 60° درجه است (در شکل مشخص شده است). برای حذف نوفه‌های مربوط به زوایای بزرگتر از 60° درجه، CIG برای دامنه زاویه‌ای صفر تا 60° درجه با بکارگیری معادله (۴-۲۵) و شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) تولید و در شکل (۴-۱۰، ب) نشان داده شده است. این راهکار اگر چه نوفه‌های موجود در زوایای بزرگتر از 60° درجه را حذف می‌کند، اما بخش مهمی از اطلاعات مطلوب در دامنه زاویه‌ای صفر تا 90° درجه نیز از بین می‌رود.

کرولی^۱ و همکاران (۲۰۱۲) و ویت‌مور و کرولی (۲۰۱۲)، یک شرط تصویرسازی بر مبنای مشتق زمانی و گرادیان میدان موج چشمه و گیرنده ارائه کردند که در رساله حاضر با تغییر آن از تغییر زمانی صفر به تغییر زمانی متغیر بصورت معادله (۴-۲۶) برای تولید تصویر گروه مشترک مورد استفاده قرار گرفت.

^۱ Crawley



شکل (۴-۱۰). تصویر گروه مشترک (CIG) مدل سایگزبی 2A با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲). (الف) برای

زوایای بازتاب $\theta \leq 90^\circ$ ، (ب) برای زوایای بازتاب $\theta \leq 60^\circ$

$$I(\mathbf{x}) = \frac{1}{c^2} \int_{t=0}^{t_{\max}} \frac{\partial}{\partial t} S(\mathbf{x} - \mathbf{h}, t - \tau) \frac{\partial}{\partial t} R(\mathbf{x} + \mathbf{h}, t + \tau) dt + \int_{t=0}^{t_{\max}} \nabla S(\mathbf{x} - \mathbf{h}, t - \tau) \cdot \nabla R(\mathbf{x} + \mathbf{h}, t + \tau) dt \quad (4-26)$$

که در آن c سرعت موج صوتی، ∇ عملگر لاپلاسین، τ و \mathbf{h} به ترتیب تاخیر زمانی^۱ و مکانی نزدیک نقطه در حال تصویر شدن می باشد.

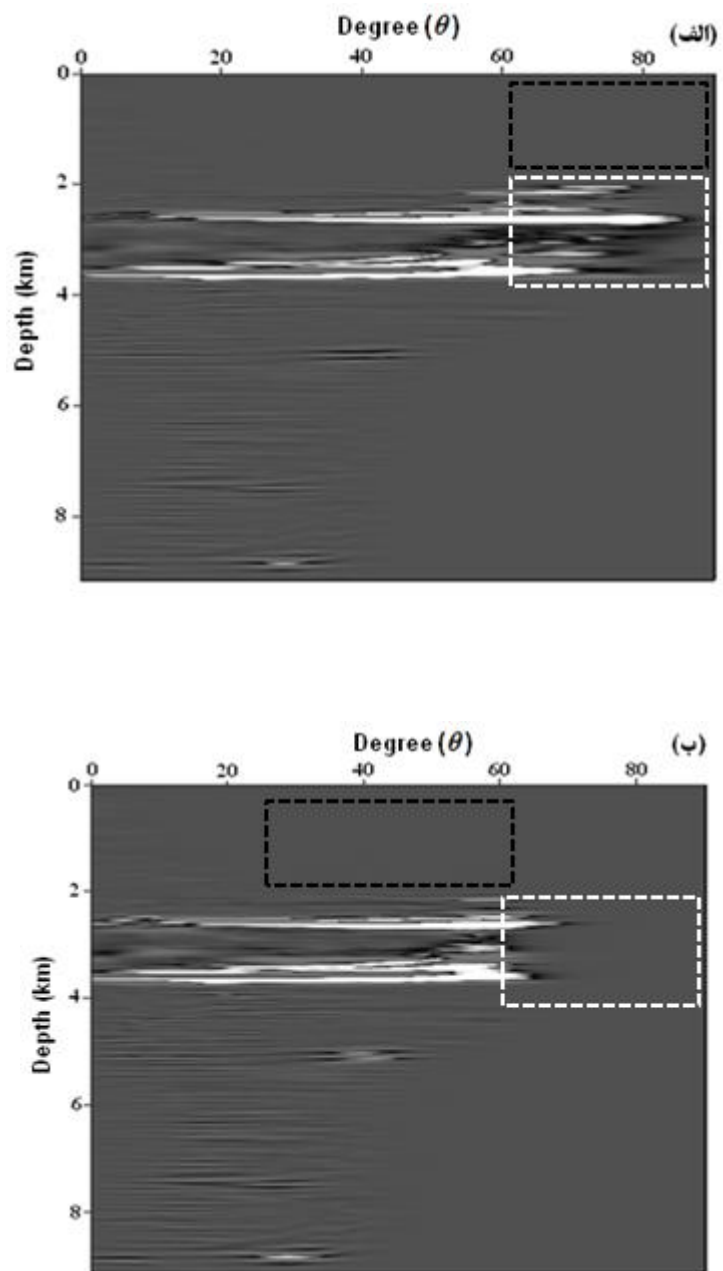
^۱ Time lag

دو عبارت معادله (۲۶-۴) برای زوایای بازتاب بزرگتر از $\theta \geq 60^\circ$ دارای علامت مخالف هم بوده می-باشند. در نتیجه با جمع دو عبارت فوق پدیده‌های کاذب حذف شده و رخدادهای مرتبط با بازتاب-های مطلوب تا زمانی که این دو عبارت علامت یکسانی دارند، حفظ خواهند شد.

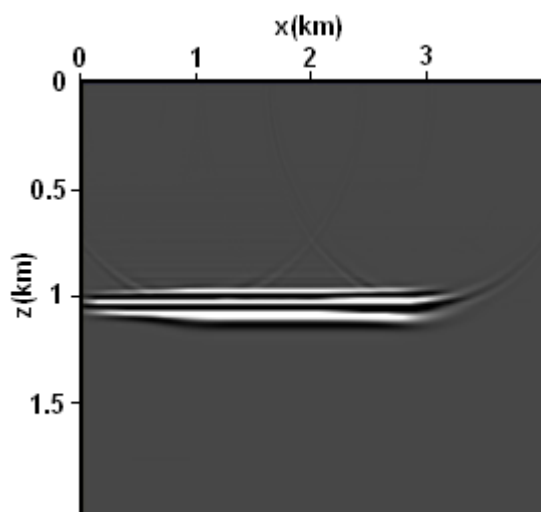
نتیجه استفاده از معادله (۲۵-۴) و شرط تصویرسازی معادله (۲۶-۴)، برای زوایای $\theta \leq 90^\circ$ ، در شکل (۱۱-۴، الف) نشان داده شده است. همانطور که قبلاً اشاره شد تصاویر شکل‌های (۱۱-۴، الف و ب) در حوزه زاویه تهیه شده است. آنچه که در شکل (۱۱-۴، الف) دیده می‌شود بیانگر آنستکه، نه تنها نوفه-های فرکانس پایین مربوط به زوایای $\theta > 60^\circ$ در مقایسه با شکل (۱۰-۴، الف) بطور قابل توجهی حذف شده است (با کادر سیاه رنگ مشخص شده است)، بلکه اطلاعات مطلوب در دامنه‌ی زاویه‌ای ۶۱ تا ۹۰ درجه نیز حفظ شده است (داخل کادر سفید رنگ). همچنین، برای زوایای بازتاب $\theta \leq 60^\circ$ ، نتیجه استفاده از معادله (۲۵-۴) و شرط تصویرسازی معادله (۲۶-۴)، در شکل (۱۱-۴، ب)، نشان داده شده است. این تصویر نتیجه مناسب‌تری و از تصویر ارائه شده در شکل (۱۰-۴، ب) (استفاده از شرط تصویرسازی معادله ۲-۲) برای زوایای $\theta \leq 60^\circ$ را از نظر نبود پدیده‌های کاذب بدست می‌دهد (داخل کادر سیاه رنگ)، اما همچنان بخشی از اطلاعات مطلوب مورد نظر در مقایسه با تصویر شکل (۱۱-۴، الف) از دست رفته است (داخل کادر سفید رنگ).

همچنین، نتیجه استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲۶-۴)، در مورد مدل دولایه‌ای شکل (۵-۴، الف) در شکل (۱۲-۴) نشان داده شده است. آنچه از این تصویر در مقایسه با تصاویر حاصل از بکارگیری فیلتر لاپلاسی در شکل (۷-۴، الف و ب) بوضوح دیده می‌شود. عدم وارونگی فاز در تصویر شکل (۱۲-۴) می‌باشد.

با در نظر گرفتن مزیت شرط تصویرسازی معادله (۲۶-۴) در حذف نوفه‌های فرکانس پایین، اما این شرط تصویرسازی نیز دارای یک عیب اساسی بوده و آن هم دو بخشی بودن شرط تصویرسازی فوق و اجرای آن طی دو فرایند موازی است که باعث کاهش دقت و افزایش زمان محاسبات می‌شود.



شکل (۴-۱۱). تصویر گروه مشترک (CIG) مدل سایگزبی 2A با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۶). (الف) برای زوایای بازتاب $\theta \leq 90^\circ$ ، (الف) برای زوایای بازتاب $\theta \leq 60^\circ$.



شکل (۴-۱۲). تصویر مهاجرت یافته روش RTM با بکارگیری مدل دو لایه‌ای شکل (۴-۵، الف)، با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۶).

۴-۵- ارائه یک شرط تصویرسازی نوین

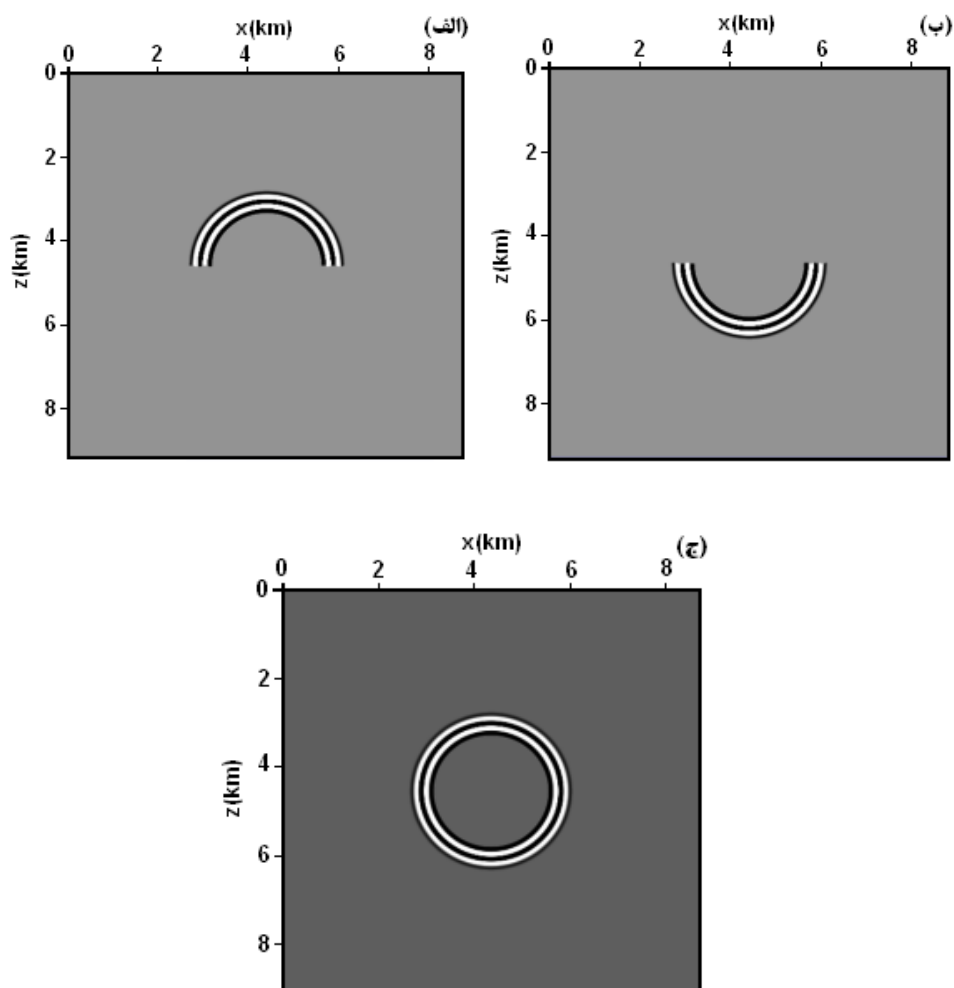
در این بخش مراحل ارائه یک شرط تصویرسازی نوین با ارائه برخی از نتایج، مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرد. در این شرط تصویرسازی، سعی شده است تا نقایص موجود در شرط‌های تصویرسازی اشاره شده مرتفع گردد. در این راستا، در ابتدا میدان موج لرزه‌ای و مشتقات آن توسط روش ترکیبی-L-REM (معادله ۳-۳۳) با دقت بالا برونمایی شده و سپس توسط رابطه (۴-۲۲) برای محاسبه بردارهای پوئین تینگ مورد استفاده قرار می‌گیرد.

در ادامه، ایده جدیدتری از جداسازی میدان موج چشمه و گیرنده با استفاده از بردارهای پوئین تینگ بصورت معادله (۴-۲۷) مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این معادله، زاویه انتشار میدان موج بوسیله استفاده از بردار پوئین تینگ بصورت زیر محاسبه می‌شود (Araujo et al., 2013).

$$\beta = \arctan\left(\frac{J_z}{J_x}\right) \quad (۴-۲۷)$$

بطوریکه β زاویه جهت انتشار میدان موج، J_x و J_z بترتیب مقادیر بردار پوئین تینگ در جهت قائم و افقی هستند.

بنابراین، با استفاده از معادله (۴-۲۷)، جداسازی میدان موج در هر جهتی با استفاده از زاویه مربوطه قابل انجام است. میدان موج بالارونده است اگر $\beta \in [0; \pi]$ ، و پایین‌رونده است اگر $\beta \in [0; -\pi]$. در این شرایط می‌توان یک بخشی از میدان موج دلخواه را انتخاب نمود. یکی از مزیت‌های این روش، عدم تغییر دامنه میدان موج و تغییر فاز است. در شکل (۴-۱۳، الف و ب) نتایج بکارگیری این روش برای یک محیط همگن در یک زمان خاص (یک لحظه) نشان داده شده است. در شکل (۴-۱۳، ج) مجموع هر دو مولفه و در نتیجه میدان موج اولیه نشان داده شده است.



شکل (۴-۱۳). تصویر لحظه ای. (الف) مولفه بالارونده میدان موج (P_u) ، (ب) مولفه پایین‌رونده میدان موج (P_d) ، (ج) میدان موج اولیه (P) .

در این قسمت، با توجه به ساز و کار همبستگی‌های عرضی در نقاط بازتابی (وجود بازتابنده واقعی) و غیربازتابی (نبود بازتابنده) که در فصل دوم به تفصیل در مورد آن بحث شد. در ابتدا نتایج برونمایی

دقیق میدان موج و مشتق آن (رابطه ۳-۳۳) در محاسبه اطلاعات بردارهای پوئین تینگ استفاده می-شود، سپس این اطلاعات با بکارگیری رابطه (۴-۲۷) در تعیین مولفه‌های میدان موج چشمه و گیرنده به بالارونده و پایین‌رونده استفاده می‌شود. بر این اساس، مرحله اول توسعه شرط تصویرسازی با استفاده از این مولفه‌ها و با نوشتن کدهای لازم و اجرای آن در محیط سایز میک یونیکس^۱ تحت لینوکس بصورت معادله (۴-۲۸) ارائه می‌شود. لازم به ذکر است که توسعه بیشتر این شرط تصویرسازی بر اساس نتایج و نقایص موجود در جهت جامع‌تر شدن آن در ادامه شرح داده خواهد شد.

$$I(x) = \frac{\int_0^{t_{\max}} S_d(x,t)R_u(x,t) + S_u(x,t)R_d(x,t)dt}{\int_0^{t_{\max}} S^2(x,t)} \quad (4-28)$$

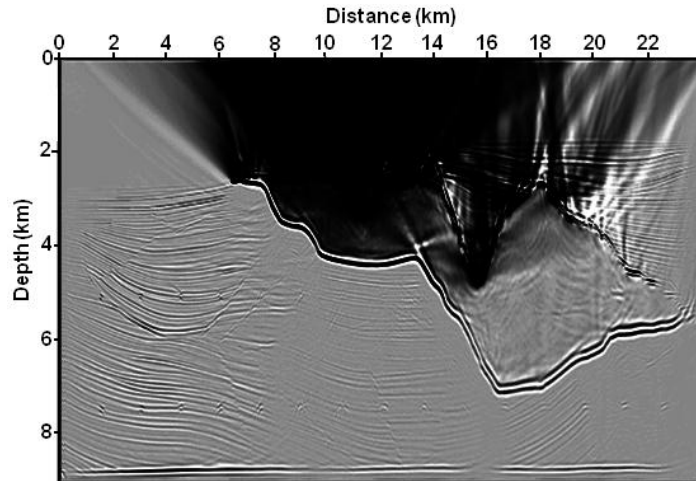
بطوریکه $S_d(x,t)$ و $S_u(x,t)$ ، بترتیب مولفه‌های میدان موج پایین‌رونده و بالارونده چشمه و $R_d(x,t)$ و $R_u(x,t)$ ، بترتیب مولفه‌های پایین‌رونده و بالارونده گیرنده می‌باشند. عبارت $S^2(x,t)$ در معادله فوق، عبارت نرمال‌سازی چشمه می‌باشد که باعث بهبود دامنه و روشنایی تصویر می‌شود.

در این مرحله برای انجام مقایسه، نتایج اعمال شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) به همراه اعمال شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) بر روی مدل سایز بی 2A بترتیب در شکل (۴-۱۴) و شکل (۴-۱۵) نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۴-۱۵) دیده می‌شود، نتیجه انجام جداسازی میدان موج به مولفه‌های پایین‌رونده و بالارونده، باعث حذف بخشی از نوفه‌های فرکانس پایین شده و نسبت به شکل (۴-۱۴) نتیجه بهتری را بدست داده است. از طرفی هنوز بخش قابل توجهی از نوفه‌های مذکور در تصویر دیده می‌شود که بیانگر وجود برخی از همبستگی‌های کاذب رخ داده بین مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده در نقاط غیربازتابی است.

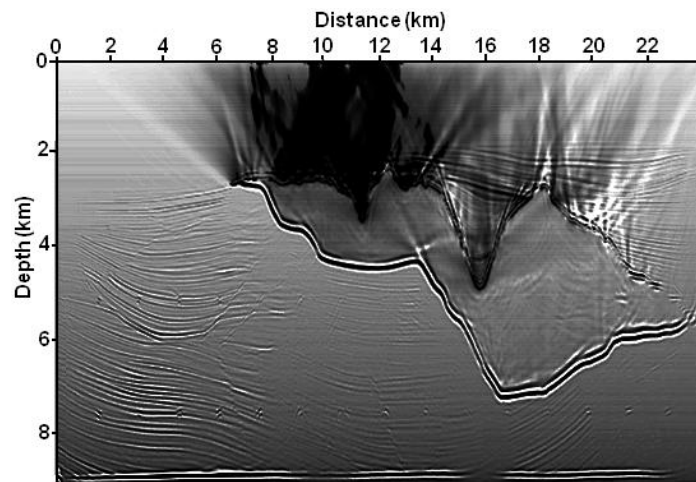
بر طبق انتظار، نوفه‌های مشاهده شده در شکل (۴-۱۵) می‌بایست در زوایای بزرگتر از ۶۰ درجه که این نوفه‌ها شروع به تشکیل می‌کنند، پدیدار شوند. از اینرو تصویر حاصل برای دامنه زوایای بازتاب

^۱ Seismic Unix

صفر تا ۶۰ درجه و ۶۱ تا ۹۰ درجه می‌تواند نشان‌دهنده حقایق بیشتری در راستای توسعه هرچه بیشتر شرط تصویرسازی معادله (۲۸-۴) باشد.



شکل (۴-۱۴). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی 2A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$

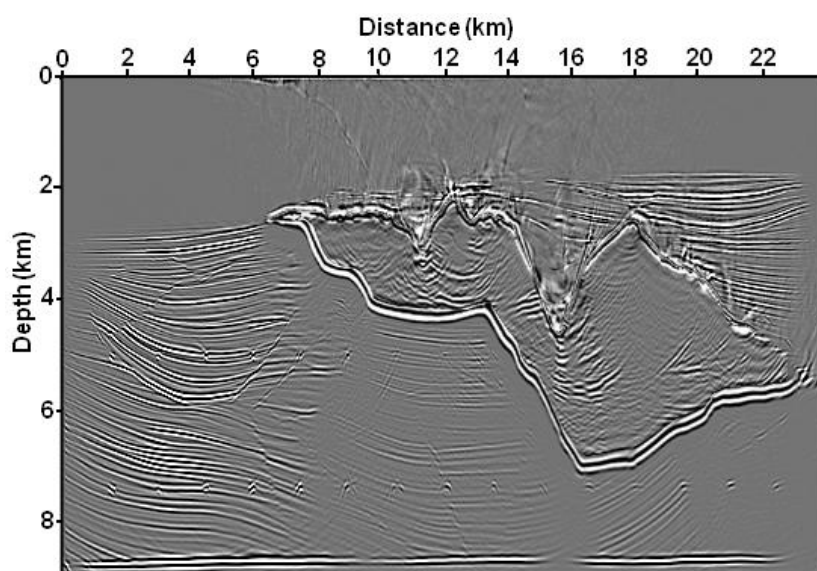


شکل (۴-۱۵). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل سایگزبی 2A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲۸-۴) برای مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$

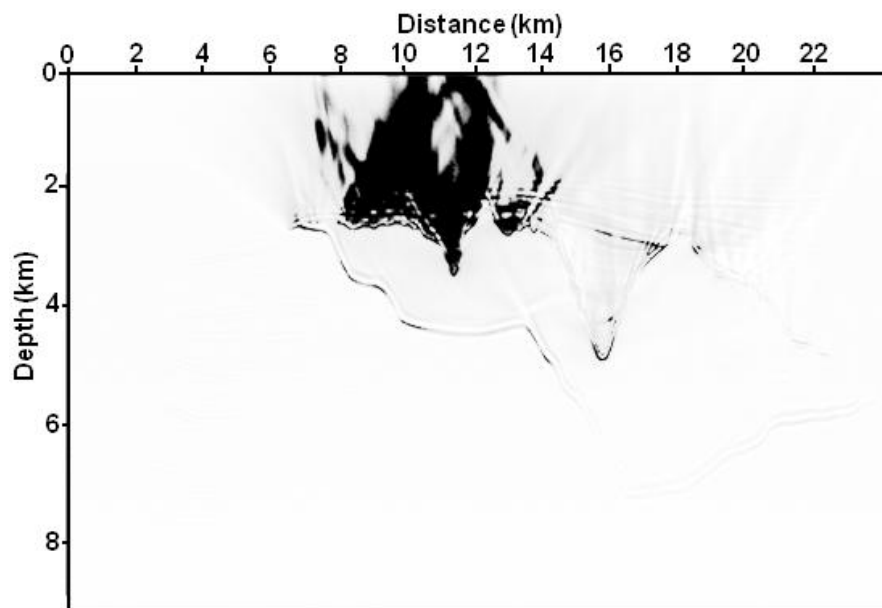
در این راستا، اطلاعات میدان موج برونمایی شده چشمه و گیرنده و مشتقات آنها با استفاده از طرح ترکیبی L-REM، بترتیب بصورت پیشرو و پسرو محاسبه می‌شود. سپس اطلاعات بردار پوئین‌تینگ با استفاده از معادله (۴-۲۲) محاسبه و در ادامه زوایای بازتاب با بکارگیری این اطلاعات و از طریق معادله (۴-۲۵) استخراج می‌شود. تصویر مهاجرت‌یافته روش RTM برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 60^\circ$ با

استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲۸-۴) در شکل (۱۶-۴) نشان داده شده است. همچنین تصویر مربوط به زوایای بازتاب $61^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$ در شرایط برابر با تصویر شکل (۱۶-۴) در شکل (۱۷-۴) نشان داده شده است.

همانطور که در شکل (۱۶-۴) دیده می‌شود، استفاده از اطلاعات مربوط به زوایای صفر تا 60° در جهت تولید تصویر مهاجرت یافته RTM، به میزان بسیار قابل توجهی نوفه‌های فرکانس پایین را تعدیل نموده است. پدیدار شدن این دسته نوفه‌ها در زوایای بزرگ مطابق آنچه در شکل (۱۷-۴) نشان داده شده است تاییدی بر ظهور و تولید این نوفه‌ها در محدوده زاویه‌ای 60° تا 90° درجه است. همانطور که در شکل (۱۷-۴)، بوضوح دیده می‌شود، قسمت اعظم تصویر را نوفه در برگرفته و ساختار زمین شناسی مورد استفاده توسط آنها پوشیده شده است. از طرف دیگر، با دقت در شکل (۱۶-۴)، می‌توان دریافت که صرفنظر از تعدیل نوفه، قسمتی از اطلاعات مطلوب مربوط به زوایای بزرگتر از 60° درجه در بالای ساختار زمین‌شناسی نمکی از دست رفته است.



شکل (۱۶-۴). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه‌ای مدل سایگزبی 2A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲۸-۴) با استفاده از مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 60^\circ$



شکل (۴-۱۷). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل سایگزبی 2A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) با استفاده از مولفه های بالارونده و پایین رونده میدان موج برای زوایای بازتاب $61^{\circ} \leq \theta \leq 90^{\circ}$

با توجه به موارد فوق الذکر، آنچه ضروری بنظر می رسد استفاده از اطلاعات مطلوب در زوایای 61° تا 90° درجه، علاوه بر زوایای کوچکتر از 60° درجه در تصویر مهاجرت یافته روش RTM می باشد، چیزیکه در بسیاری از مطالعات پیشین به جهت حذف نوفه از آنها صرف نظر شده است. استفاده از اطلاعات این محدوده زاویه ای، نیازمند استفاده از راهکاری برای حذف نوفه های این محدوده و توسعه و جامع تر نمودن شرط تصویرسازی ارائه شده در معادله (۴-۲۸)، در جهت استفاده از همه اطلاعات موجود است. در این راستا، تلاش شده است تا با استفاده از اطلاعات زوایای بازتاب و بصورت معادله (۴-۲۹)، تابع وزنی $W(\theta)$ زیر به شرط تصویرسازی ارائه شده در معادله (۴-۲۸) اضافه می گردد.

$$W(\theta) = \begin{cases} 1 & \text{if } 0 \leq \theta \leq 60^{\circ} \\ \cos^n(\theta) & \text{if } 60^{\circ} < \theta \leq 90^{\circ} \quad \forall n = 1, 3/2, 2 \end{cases} \quad (۴-۲۹)$$

در تابع وزنی معادله فوق، محدوده زاویه ای 61° تا 90° درجه به سه زیر دامنه 61° تا 70° ، 70° تا 80° و 80° تا 90° درجه تقسیم شده است. این امر به دلیل نقش غیر مساوی هر یک از دامنه های زاویه ای فوق الذکر در تولید نوفه های فرکانس پایین است. لذا از تابعی باید استفاده شود که وزن متفاوتی را در شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) به هر زیر دامنه اختصاص دهد. با توجه به نسبت مستقیم زاویه

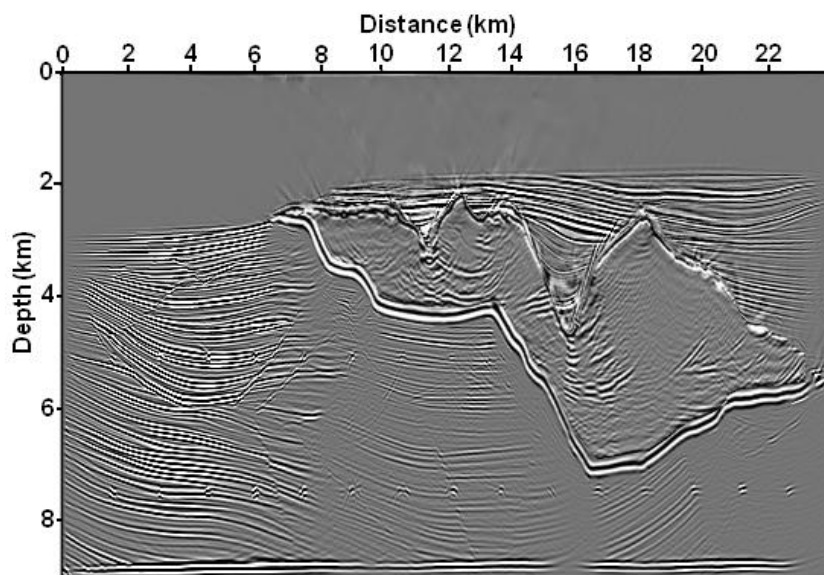
بازتاب و نوفه‌های مذکور، این امر با استفاده از تابع $\cos^n(\theta)$ محقق می‌شود، بطوریکه به هریک از سه زیر دامنه اشاره شده، بترتیب وزن‌های $\cos(\theta)$ ، $\cos^{3/2}(\theta)$ و $\cos^2(\theta)$ اختصاص داده شده است. بدین ترتیب شرط تصویرسازی ارائه شده در معادله (۴-۲۸)، بصورت زیر توسعه داده شده است.

$$I(x) = \frac{\int_0^{t_{\max}} [S_d(x,t)R_u(x,t) + S_u(x,t)R_d(x,t)]W(\theta)dt}{\int_0^{t_{\max}} S^2(x,t)} \quad (۴-۳۰)$$

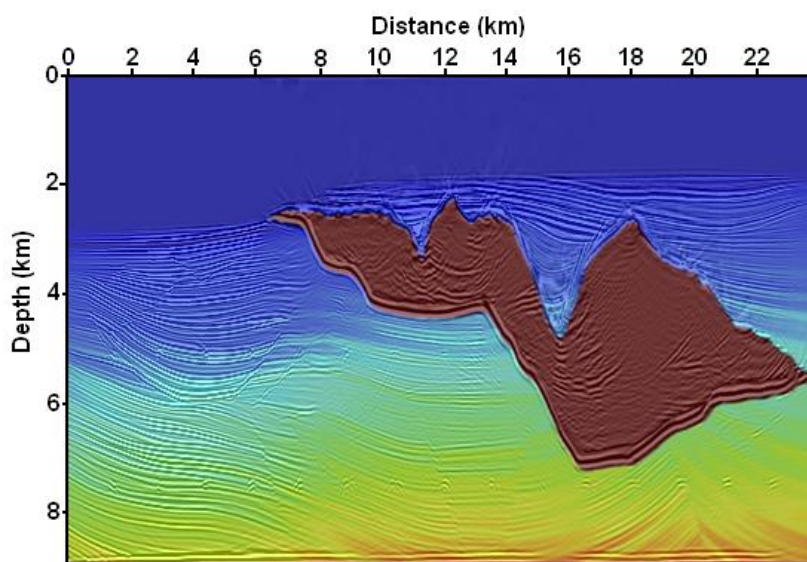
تصویر مهاجرت‌یافته روش RTM با استفاده از شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰)، در شکل (۴-۱۸، الف) نشان داده شده است. آنچه که در این شکل محقق شده است، استفاده از تمام اطلاعات مطلوب مربوط به زوایای صفر تا ۶۰ درجه، به انضمام اطلاعات مفید در محدوده زاویه‌ای ۶۱ تا ۹۰ درجه و همچنین تعدیل قابل توجه نوفه‌های فرکانس پایین تولید شده در این محدوده زاویه‌ای است.

همانطور که در این شکل دیده می‌شود، تمامی قسمت‌های ساختار زمین‌شناسی پیچیده سایگزبی 2A نیز بخوبی تصویر شده است. این مسئله کارآمدی بسیار خوب طرح ارائه شده برای برونمایی میدان موج و مشتقات آن و همچنین شرط تصویرسازی ارائه شده برای روش RTM در استفاده از تمامی اطلاعات مطلوب و حذف پدیده‌های کاذب در جهت نیل به یک تصویر مهاجرت‌یافته با کیفیت را نشان می‌دهد. چیزیکه فراتر از توان دیگر روش‌های موجود بویژه در محیط‌های زمین‌شناسی پیچیده با ساختارهای پرشیب است. همچنین در شکل (۴-۱۹) تصویر حاصل از همپوشانی تغییرات مدل سرعت سایگزبی 2A (شکل ۴-۸) و تصویر مهاجرت یافته شکل (۴-۱۸) جهت مشاهده نحوه درست تصویر شدن ساختارهای زیر سطحی نشان داده شده است که این امر با تطابق و تصویر شدن بسیار خوب ساختارهای زیر سطحی در تصویر نهایی همراه است. در فصل بعد با ارائه نتایج حاصل از کاربرد روش معرفی شده روی داده‌های مصنوعی و واقعی با خصوصیات متفاوت، روی توانمندی‌های روش معرفی

شده بررسی‌های بیشتری صورت گرفته و نتایج حاصل به فراخور موضوع با نتایج دیگر روش‌های مرسوم مقایسه می‌شوند.



شکل (۴-۱۸). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه‌ای مدل سایگزبی 2A با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$.



شکل (۴-۱۹). تصویر حاصل از همپوشانی تغییرات سرعت در مدل سایگزبی (شکل ۴-۸) و تصویر مهاجرت یافته شکل (۴-۱۸).

فصل پنجم

کاربرد روش بهبودیافته RTM بر روی داده‌های
مصنوعی و واقعی و مقایسه نتایج با برخی از
روش‌های دیگر تصویرسازی

۵-۱- مقدمه

همانطور که در فصل اول توضیح داده شد، بی شک مرحله نهایی یک فرایند موفقیت آمیز تصویرسازی لرزه‌ای یا به عبارتی مهاجرت داده‌های لرزه‌ای، تولید تصاویر مهاجرت یافته با کیفیت بالا از ساختارهای زمین‌شناسی ساده و پیچیده زیرسطحی می‌باشد. تصاویری که در نهایت می‌بایست حقایق مطلوب و مورد انتظار را در راستای اهداف مدنظر فراهم نموده و مبنای بسیاری از تفاسیر و تصمیم‌گیری‌های بعدی قرار گیرد.

در این فصل نتایج روش مهاجرت زمانی معکوس بهبودیافته بر روی داده‌های مصنوعی و واقعی ارائه می‌شود. بطوریکه پس از معرفی مدل مورد استفاده، ویژگی‌های خاص هر مدل برای استفاده تشریح و قابلیت روش RTM در راستای هدف مورد نظر مورد بحث و بررسی قرار گرفته و همچنین نتایج حاصل با نتایج برخی روش‌های دیگر تصویرسازی نیز مقایسه می‌شود.

۵-۲- مهاجرت زمانی معکوس پیش از برانبارش عمقی با استفاده از مدل‌های

مختلف

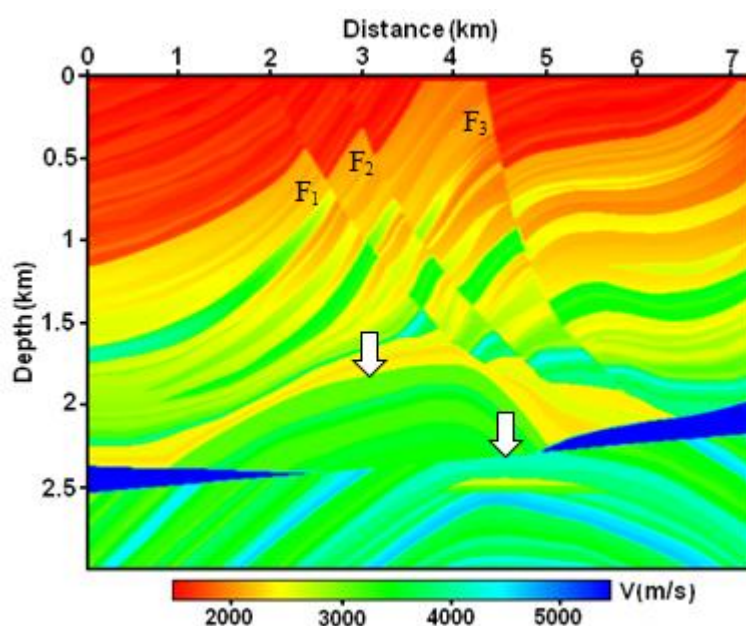
در این بخش، نتایج اجرای الگوریتم RTM بهبودیافته، با استفاده از طرح ترکیبی ارائه شده در معادله (۳-۳۳) برای برونمایی میدان موج و مشتقات آن و همچنین با استفاده از شرط‌های تصویرسازی مختلف برای چندین مدل مصنوعی و واقعی جهت تصویر نمودن ساختارهای زمین‌شناسی پیچیده ارائه خواهد شد. نتایج حاصل از بررسی‌های صورت گرفته در فصل سوم نشان می‌دهد که روش عددی معادله (۳-۳۳) تا زمانی که از روش REM برای بسط تابع $\cos(L\Delta t)$ استفاده می‌کند، مشکلی از نظر پراکندگی عددی و عدم پایداری ندارد.

نتایج ارائه شده برای همه مدل‌ها با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) و با استفاده از شرط تصویرسازی معرفی شده در معادله (۴-۲۸) و بدون لحاظ نمودن تابعی وزنی، بترتیب برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، ۰ تا ۶۰ درجه و ۶۱ تا ۹۰ درجه خواهد بود. در نهایت نتیجه اعمال

شرط تصویرسازی کامل ارائه شده در معادله (۴-۳۰) و تصویر مهاجرت یافته نهایی حاصل از آن ارائه خواهد شد. همچنین در هر قسمت به فراخور موضوع، نتایج حاصل با دستاوردهای روش‌های دیگر تصویرسازی مقایسه خواهد شد.

۵-۲-۱- نتایج با استفاده از مدل مارموزی

مدل مارموزی^۱ یک مدل واقع‌گرایانه است که در سال ۱۹۸۸ توسط انستیتو نفت فرانسه^۲ (IFP) و بر مبنای تشکیلات زمین‌شناسی دریایی حوضه کوانزا^۳ در کشور افریقایی آنگولا ارائه شده است شکل (۵-۱). این مدل به عنوان یکی از معیارهای ارزیابی میزان کارایی الگوریتم‌های مهاجرت لرزه‌ای شناخته می‌شود.



شکل (۵-۱). تغییرات سرعت در مدل مارموزی (IFP, 1988)

این مدل متشکل از یکسری لایه‌ها می‌باشد که توسط چندین گسل قطع شده (F_1 ، F_2 و F_3) و همچنین در برگیرنده دو تاقدیس است (با علامت پیکان سفید رنگ مشخص شده اند)، بطوریکه تاقدیس فوقانی بر روی قسمت فوقانی تاقدیس تحتانی قرار گرفته است. تاقدیس تحتانی برای تجمع

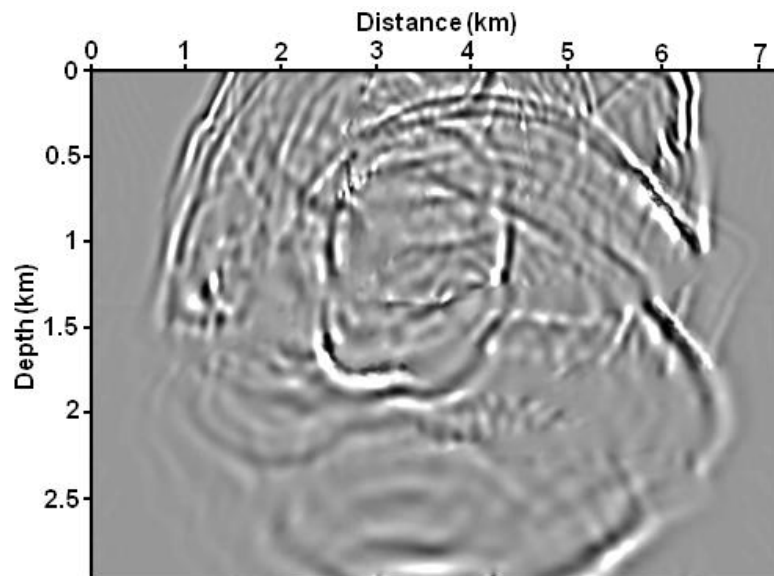
^۱ Marmousi

^۲ Institut Français du Pétrole (IFP)

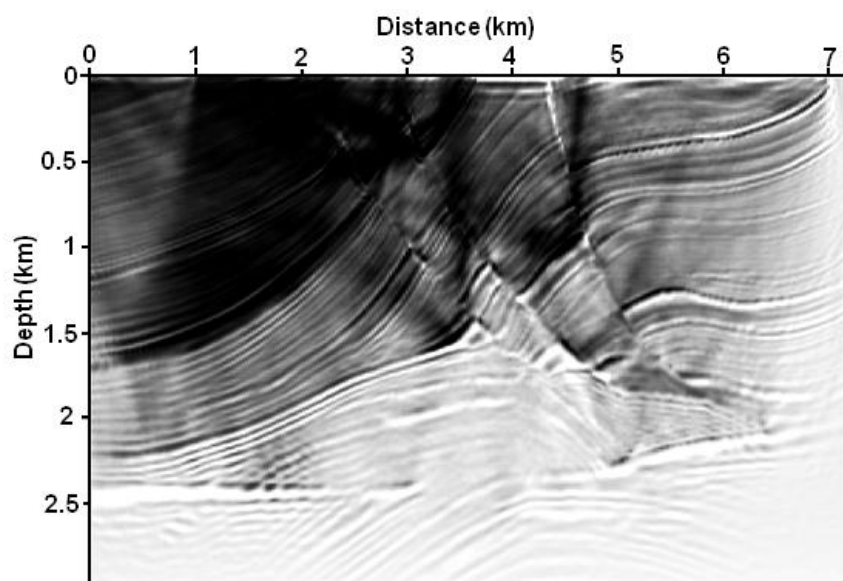
^۳ Cuanza

مواد هیدروکربوری بسیار امیدبخش می‌باشد، اما در عین حال تصویر نمودن آن توسط روش‌های مهاجرت زمانی یا عمقی مرسوم بسیار مشکل می‌باشد (Versteeg and Grau, 1990). در حال حاضر این مسئله اثبات شده است که داده‌های مارموزی برای بهبود روش‌های تصویرسازی بسیار با ارزش می‌باشند، بطوریکه نیازمند روش‌های تصویرسازی پیشرفته، برای نیل به یک تصویر درست زیرسطحی مناسب می‌باشد. به همین دلیل انستیتو نفت فرانسه مدلی مشابه با مدل واقعی ابهام‌برانگیز، تولید و آنرا برای تولید داده‌های لرزه‌ای پیچیده در اختیار جوامع ژئوفیزیکی و محققین قرار داد. این مدل سرعت دربرگیرنده ۳۶۹ نقطه در جهت افقی (x) و ۳۷۵ نقطه در جهت قائم (z) با فواصل $\Delta x = 25 \text{ m}$ و $\Delta z = 8 \text{ m}$ می‌باشد.

تصویر لحظه‌ای نحوه انتشار میدان‌موج بر روی مدل شکل (۵-۱) در شکل (۵-۲) نشان داده شده است. این تصویر پیچیدگی نحوه انتشار میدان‌موج در مدل مارموزی را در یک لحظه نشان می‌دهد. همچنین تصاویر مهاجرت‌یافته عمقی RTM با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه در شکل (۵-۳) نشان داده شده است.



شکل (۵-۲). تصویر لحظه‌ای از نحوه انتشار میدان‌موج بر روی مدل مارموزی

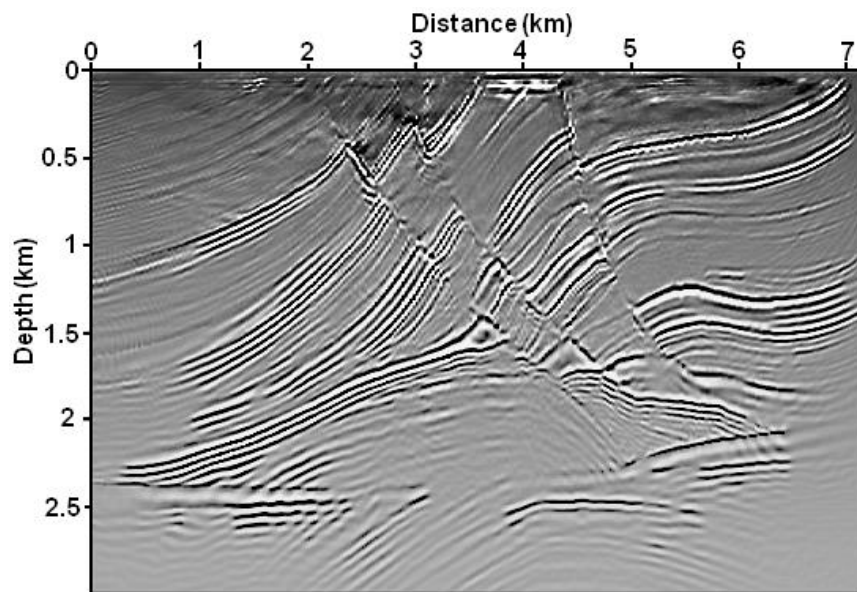


شکل (۳-۵). تصویر مهاجرت یافته داده‌های لرزه‌ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲)-
 (۲) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$.

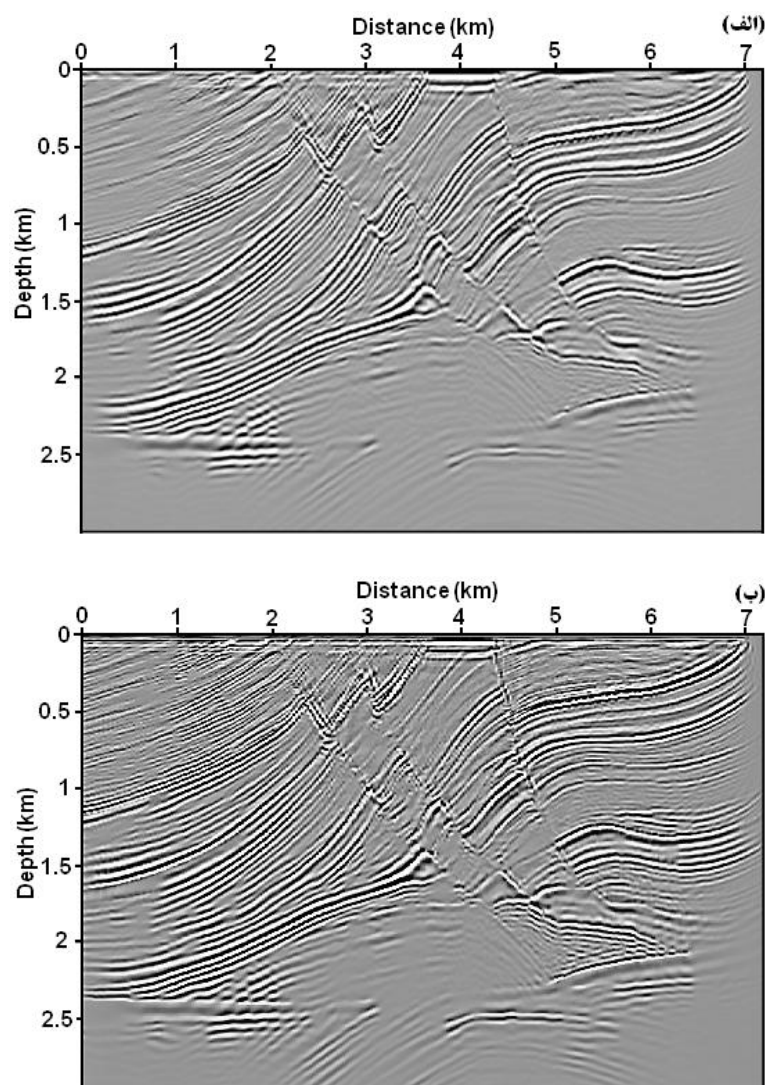
علی رغم قابلیت بالای روش RTM در تصویر کردن ساختارهای پیچیده، شرط تصویرسازی معادله (۲)-
 (۲) همبستگی بین همه انواع موج را حتی در نقاط غیربازتابی فراهم نموده و همین مسئله باعث تولید
 نوفه‌های فرکانس پایین در تصویر مهاجرت یافته در شکل (۳-۵) شده است (در قسمت بالای تصویر
 بویژه سمت چپ-بالا). لازم به ذکر است که سایر قسمت‌های تصویر نیز مات بنظر می‌رسد (قسمت
 پایین تصویر).

در شکل (۴-۵) تصویر مهاجرت یافته RTM صرفاً بر اساس مولفه‌های پایین‌رونده میدان موج (S_d و
 R_d) و با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) نشان داده شده است. در این تصویر اطلاعات
 مربوط به مولفه‌های بالارونده میدان موج (S_u و R_u) وجود ندارد. به همین دلیل انتظار می‌رود که
 نوفه‌ها در تصویر نهایی به میزان قابل توجهی تعدیل شوند. با این حال در این روش نیز برخی از
 اطلاعات مفید از دست رفته است (در اکثر نقاط شکل که ساختار بخوبی تصویر نشده است و دامنه‌ها
 بخوبی مشخص نیستند). همچنین کماکان برخی نوفه‌های فرکانس پایین در تصویر دیده می‌شود (در
 قسمت بالای تصویر).

تصویر حاصل روش RTM با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) و پس از اعمال فیلتر بالاگذر و فیلتر لاپلاسین بر مبنای رابطه (۴-۲۴) در شکل (۵-۵، الف و ب) نشان داده شده است. همانطور که در فصل چهارم اشاره شد، استفاده از فیلترها در حذف نوفه‌های فرکانس پایین، معایبی همچون حذف اطلاعات مطلوب در آن حوزه فرکانسی و تغییر فاز و دامنه را به همراه دارد (در منتهی-الیه سمت راست و چپ و بویژه در پایین تصویر).



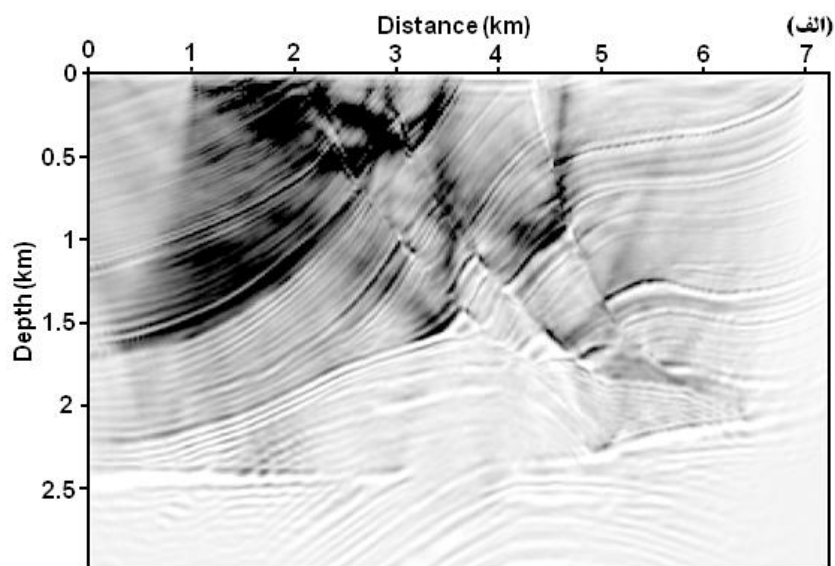
شکل (۵-۴). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۳) بر اساس صرفاً مولفه‌های پایین‌رونده میدان موج چشمه و گیرنده (S_d, R_d) برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$.



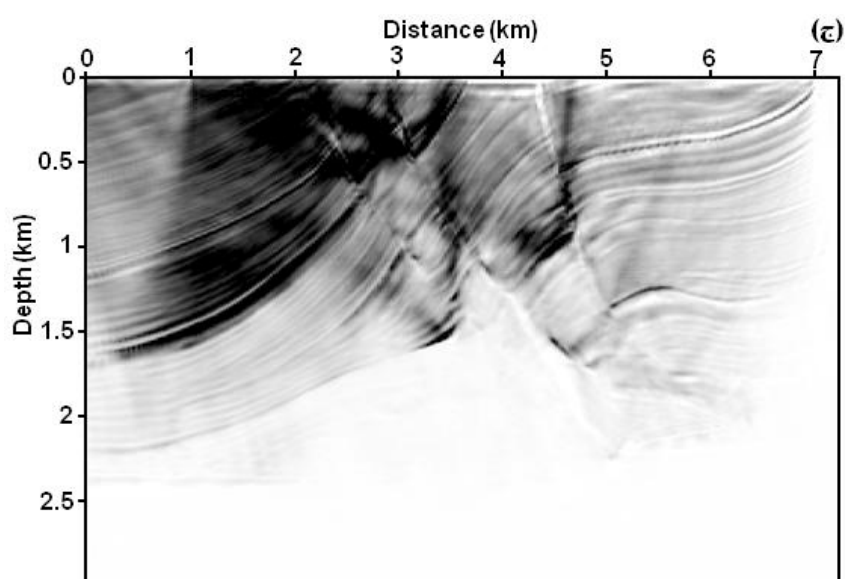
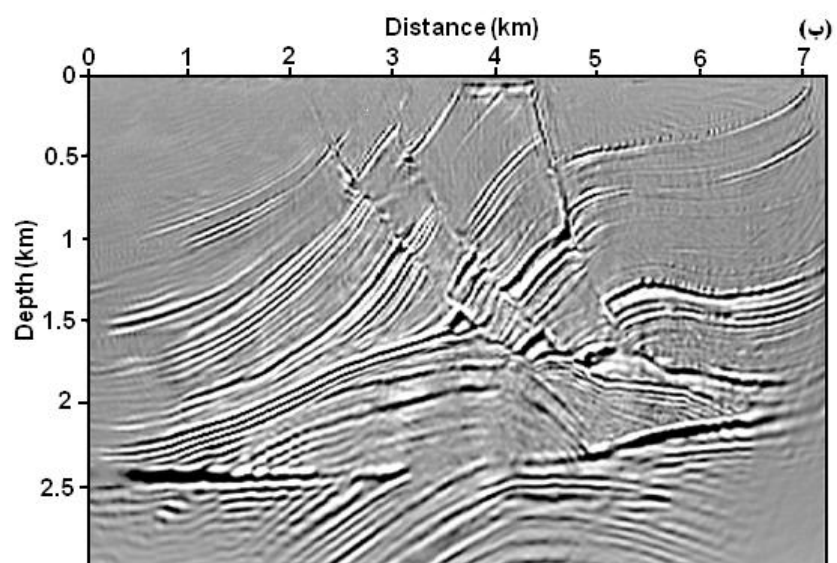
شکل (۵-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۴) و با استفاده از اعمال، (الف) فیلتر بالاگذر، (ب) فیلتر لاپلاسین، برای زوایای بازتاب $0^\circ \leq \theta \leq 90^\circ$.

در ادامه تصویر مهاجرت یافته RTM با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) برای زوایای 0° تا 90° ، 0° تا 60° و 61° تا 90° درجه، بترتیب در شکل (۵-۶، الف تا ج) نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۵-۶، الف) دیده می شود، همبستگی عرضی بین میدان های موج بالارونده و پایین رونده جداسازی شده بر اساس رابطه (۴-۲۷)، در مقایسه با شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) در شکل (۵-۳)، به مقدار قابل توجهی نوفه های فرکانس پایین را تعدیل می کند. اما کماکان نوفه های فرکانس پایین، ناشی از همبستگی عرضی بین امواج در نقاط غیربازتابی حضور دارند (قسمت بالای تصویر، بویژه سمت چپ-بالا). از طرف دیگر، با توجه به آنکه نوفه های فرکانس پایین غالباً در زوایای بازتاب

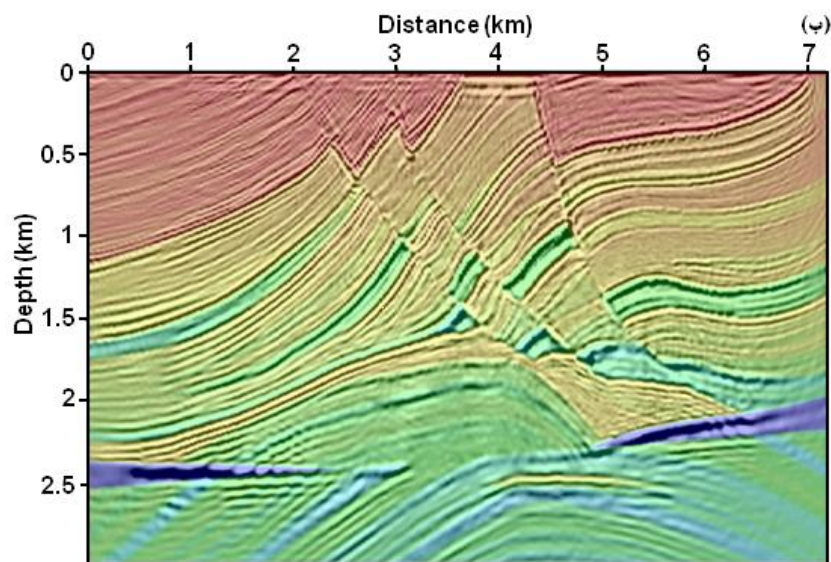
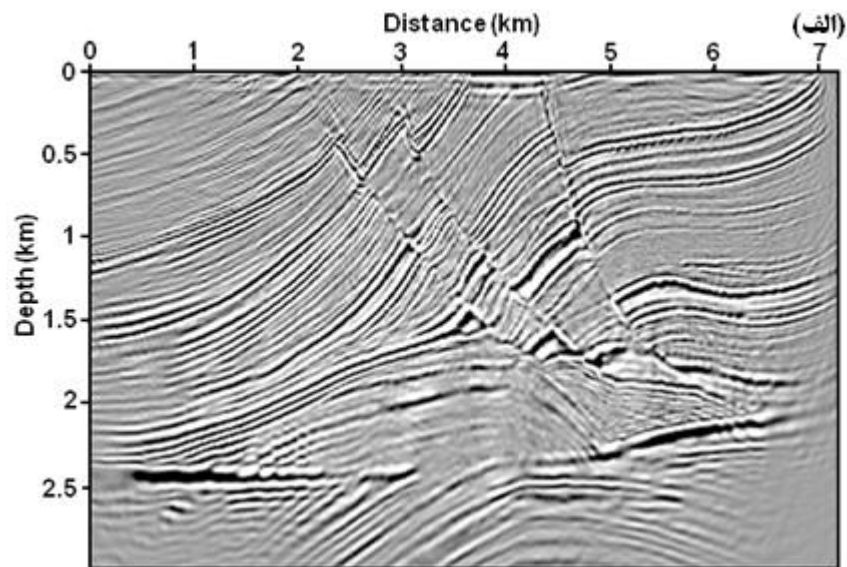
بزرگ و بالاتر از ۶۰ درجه شروع به تولید می‌کنند. تصویر حاصل برای محدوده زاویه‌ای کوچکتر از ۶۰ درجه در شکل (۵-۶، ب) نشان داده شده است. در این تصویر حذف نوفه‌های فرکانس پایین در اژه استفاده از زوایای بازتاب کوچکتر از ۶۰ درجه نسبتاً بخوبی انجام شده است. اما در عین حال قسمتی از اطلاعات مطلوب بویژه در بالای ساختار مورد نظر (اعماق کم) از دست رفته است. از طرف دیگر در استفاده از زوایای بازتاب ۶۱ تا ۹۰ درجه (شکل ۵-۶، ج)، نوفه‌های فرکانس پایین ناشی از همبستگی در نقاط غیربازتابی شدت تصویر را پوشانده است (قسمت پایین، راست و بالا-چپ). از اینرو، می‌بایست نوفه‌های فرکانس پایین در این محدوده زاویه‌ای را تعدیل و اطلاعات مطلوب آن را به تصویر حاصل برای محدوده زاویه‌ای ۰ تا ۶۰ درجه اضافه نمود. این امر با استفاده از شرط تصویرسازی ارائه شده در معادله (۴-۳۰) محقق و در شکل (۵-۷، الف) نشان داده شده است. بطوریکه ساختارها اعم از لایه‌ها، گسل‌ها و دو تاقدیس موجود، بخوبی تصویر و نوفه‌های موجود در آن حذف شده‌اند. شرح سازوکار این شرط تصویرسازی در فصل قبل ارائه شد. همچنین در شکل (۵-۷، ب) تصویر حاصل از همپوشانی تغییرات سرعت مدل مارموزی (شکل ۵-۱) و تصویر مهاجرت یافته شکل (۵-۷، الف) جهت مشاهده نحوه درست تصویر شدن ساختارهای زیر سطحی نشان داده شده است.



شکل (۵-۶). تصویر مهاجرت یافته داده‌های لرزه‌ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (الف) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، (ادامه شکل در صفحه بعد).



ادامه شکل (۵-۶). تصویر مهاجرت یافته داده‌های لرزه‌ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (ب) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ درجه و (ج) برای زوایای بازتاب ۶۱ تا ۹۰ درجه.



شکل (۷-۵). (الف) تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای مدل مارموزی با روش RTM به کمک شرط تصویر سازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، (ب) تصویر حاصل از همپوشانی تغییرات سرعت مدل مارموزی (شکل ۵-۱) و تصویر مهاجرت یافته شکل (۷-۵، الف)

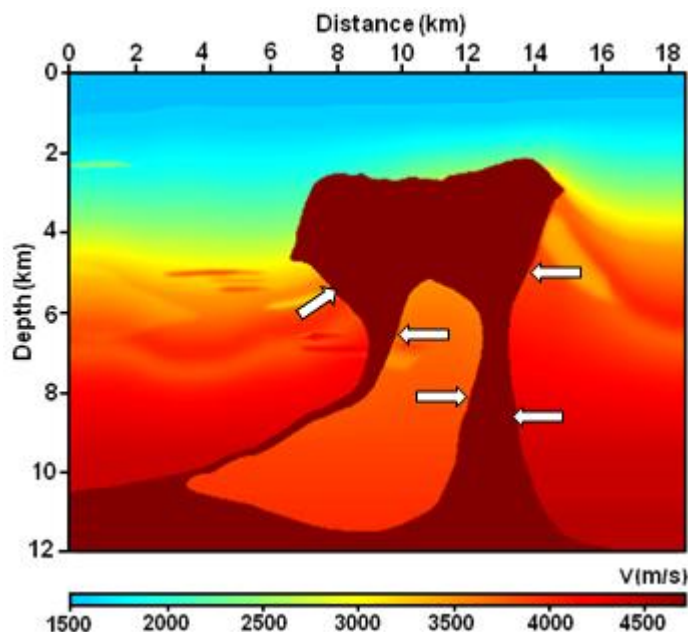
با توجه به شکل (۵-۱) و همچنین شکل (۷-۵، الف و ب) ملاحظه می شود که روش RTM بهبود یافته در این رساله توانسته است نسبت به تصویر نمودن ساختارهای پرشیب و ساختارهای اصلی (گسل ها و تاقدیس ها) که تا عمق بیش از ۲/۵ کیلومتر گسترش داشته اند بخوبی عمل نماید. این درحالیست که هیچ یک از روش های موجود قبلی قادر به تصویر نمودن ساختارهای فوق با چنین دقتی که با مدل سرعت همخوانی داشته باشد نبوده اند. با وجود چنین توانمندی از روش پیشنهادی

بنظر می‌رسد که در نقاط محدودی و آن هم در کناره‌های مدل و در عمق زیاد ممکن است بدلیل تداخل امواج از انواع مختلف کاستی‌هایی بسیار کمی در تصویر نهایی روش بهبود یافته شکل (۵-۷، الف) مشاهده شود که این موضوع نیاز به بررسی بیشتر در کارهای آتی دارد.

۵-۲-۲- نتایج با استفاده از مدل BP2004

براندسبرگ-دال و بیلِت^۱ (۲۰۰۵)، مطالعه تخمین مدل سرعتی را هدایت کردند که امکان مشارکت در آن برای همه علاقه‌مندان وجود داشت. مدل مذکور پس از تولید در اختیار خیلی از محققین قرار گرفت تا نتایج را در کارگاه EAGE 2004 ارائه کنند. در حال حاضر نیز تحقیقات زیادی با استفاده از مدل مذکور در حال انجام است. تولید این مدل در راستای چالش‌های ژئوفیزیکی موجود بویژه در جهت بهبود روش‌های تصویرسازی انجام شد. مدل مذکور در سه بخش طراحی شده است، بطوریکه هر بخش بر مواجهه با یک چالش خاص تمرکز دارد. در این رساله، بخش مرکزی مدل مورد استفاده قرار گرفته است که در شکل (۵-۸) نشان داده شده است. بخش مرکزی مدل در برگیرنده یک توده نمکی با یال‌های پرشیب و بعضاً برگشته است. شیب یال‌ها در این بخش تا زمانیکه تصویر نمودن شیب‌های تند و مرزها مشکل شود، چالش اصلی محسوب می‌شود (در شکل (۵-۸) برخی از آنها با علامت پیکان مشخص شده‌اند). این نمونه معرف مدل‌های موجود در خلیج مکزیک و غرب افریقا نیز می‌باشد. تاکنون تلاش‌های زیادی در جهت تصویر نمودن مناسب ساختارهای مدل مذکور (بویژه قسمت‌های پرشیب آن) با استفاده از روش‌های گوناگون انجام شده است که در ادامه چند نمونه از آنها جهت مقایسه ارائه خواهد شد. در واقع استفاده از این چنین مدل‌هایی می‌تواند نقاط قوت و ضعف هر روش را نمایان سازد. لازم به ذکر است که الزام به استفاده از برتری‌های یک روش همانند RTM ممکن است با چالش‌هایی نیز مواجه شود که باید بر طرف شوند.

^۱ Brandsberg-Dahl and Billette

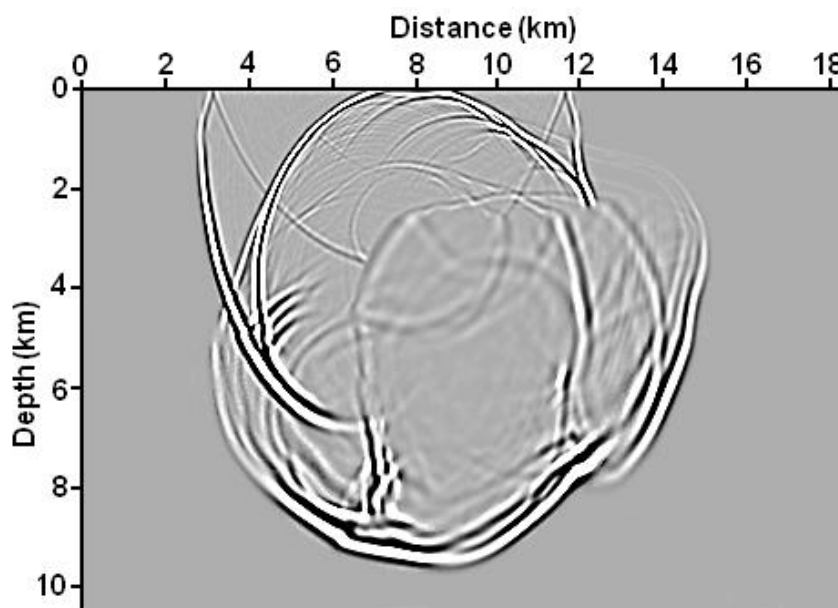


شکل (۵-۸). تغییرات سرعت در مدل BP2004 (Brandsberg-Dahl and Billette, 2005)

داده‌های این مدل سرعت در فاصله‌ای بطول ۱۸ کیلومتر با فواصل گروه ۱۲/۵ متر و فاصله شات ۵۰ متر تولید شدند. حداقل فاصله^۱ از صفر متر شروع شده و افزایش می‌یابد. داده‌ها در یک فاصله ۱۴ ثانیه‌ای و با فاصله نمونه‌برداری ۶ میلی‌ثانیه ثبت شده‌اند. فرکانس غالب نمونه‌برداری ۲۷ هرتز می‌باشد که تا ۵۴ هرتز نیز قابل افزایش بوده است. حجم داده‌ها در کل مدل و شامل همه بخش‌ها ۱۴ گیگابایت و با فرمت SEG-Y تولید شده است. تصویر لحظه‌ای از انتشار میدان موج بر روی مدل مذکور در شکل (۵-۹) نشان داده شده است. این شکل نحوه انتشار پیچیده میدان موج در یک لحظه تحت تاثیر انتشار، بازتاب و برخورد امواج مختلف را نشان می‌دهد.

در ادامه، در ابتدا نتایج استفاده از روش‌های تصویرسازی پرتو-مبنا (مهاجرت کیرشهف) و معادله موج-مبنا (مهاجرت معادله موج یک طرفه-OWEM) در تصویر نمودن مدل شکل (۵-۸) و بخش‌های پرشیب آن ارائه خواهد شد. لازم به ذکر است که نقاط قوت و ضعف روش‌های مذکور در تصویر نمودن این قبیل ساختارها در فصول قبلی به تفصیل شرح داده شد.

^۱ Offset



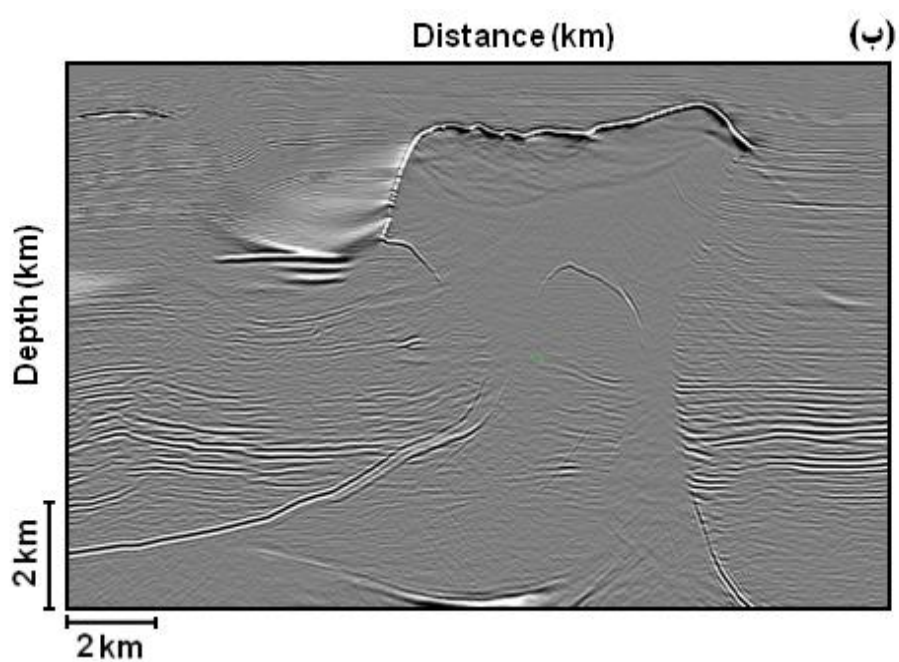
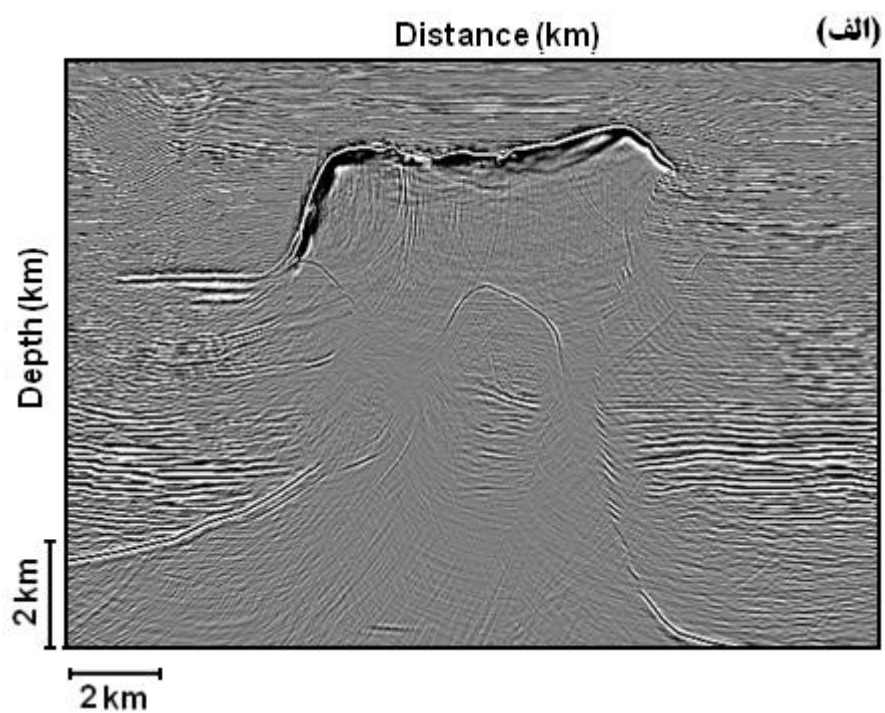
شکل (۵-۹). تصویر لحظه‌ای نحوه انتشار میدان موج بر روی مدل BP2004

در شکل (۵-۱۰، الف و ب)، تصاویر مهاجرت یافته روش کیرشهف و معادله موج یک طرفه بترتیب نشان داده شده است. بر طبق انتظار نتیجه حاصل از روش معادله موج یک طرفه از روش مهاجرت کیرشهف بهتر است، اما همانطور که در بیان نقاط ضعف این روش‌ها در مواجهه با ساختارهای پرشیب در فصل دوم ذکر شد، هیچکدام از روش‌های فوق‌الذکر در تصویر نمودن بخش‌های پرشیب ساختار موردنظر، بخوبی عمل نکرده‌اند (بویژه در مورد یال‌ها). همچنین نتایج استفاده از روش چشمه هارمونیک^۱ به عنوان یک روش مهاجرت زمانی معکوس با ویژگی موج صفحه‌ای^۲ و تاخیر شات^۳ نیز در شکل (۵-۱۱) نشان داده شده است. همانطور که در این شکل دیده می‌شود، تصویر حاضر به نسبت دو تصویر قبل بهتر بوده اما مرز ساختارها بوضوح در این تصویر مشخص نیست، کما اینکه از لحاظ وضوح دامنه‌ها و روشنایی تصویر نیز مشکل وجود دارد.

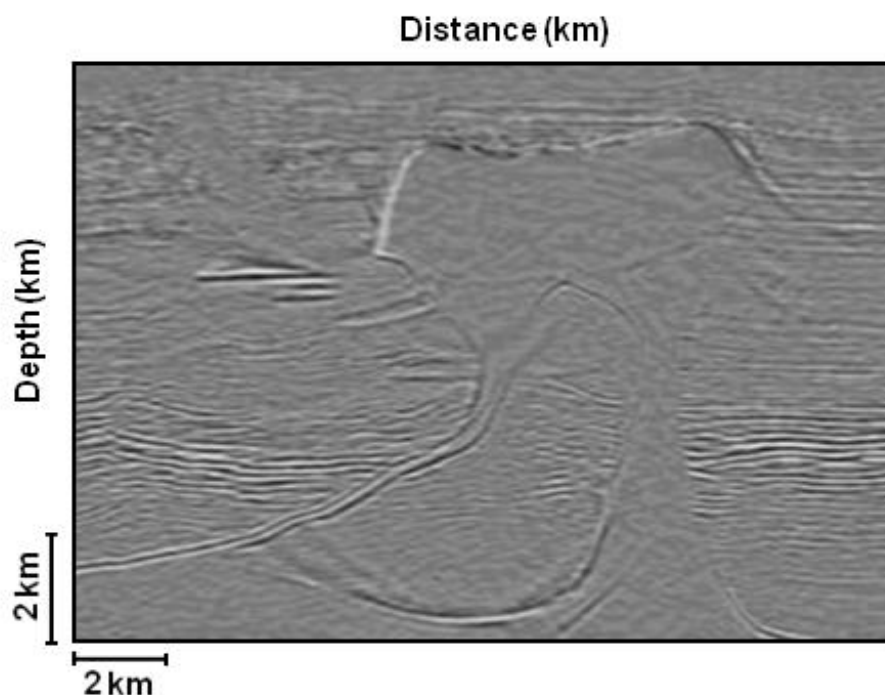
^۱ Harmonic source

^۲ Plane wave

^۳ Delay shot



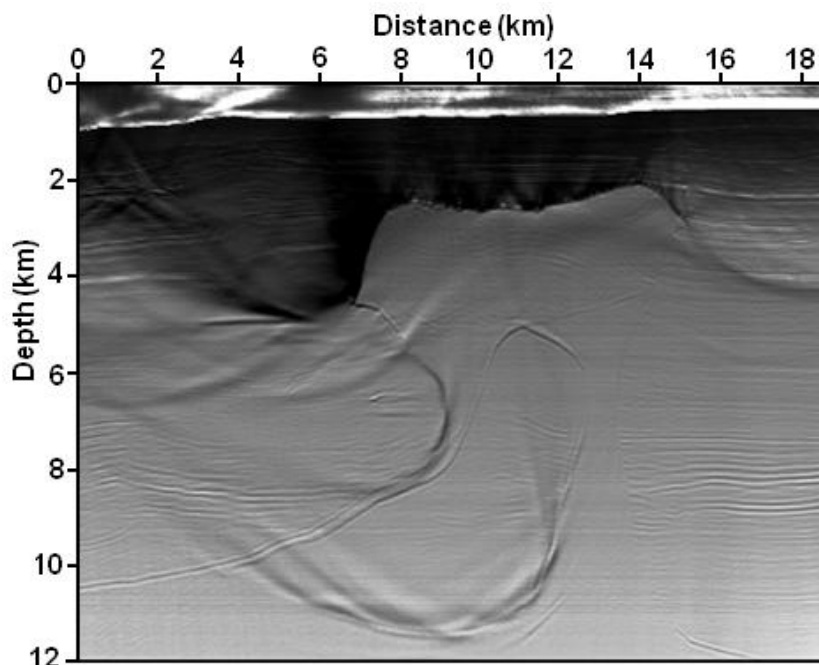
شکل (۵-۱۰). تصویر مهاجرت یافته عمقی مدل BP2004. (الف) با استفاده از روش کیرشهف، (ب) با استفاده از روش معادله موج یک طرفه (Farmer, 2006).



شکل (۵-۱۱). تصویر مهاجرت یافته عمقی مدل BP2004 با استفاده از روش چشمه هارمونیک (Zhang et al., 2007). در ادامه نتایج روش RTM با اعمال شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲)، و شرطهای تصویرسازی نوین معرفی شده در معادلات (۴-۲۸) و (۴-۳۰) ارائه خواهد شد. لازم به ذکر است که ساز و کار شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) در فصل دوم و شرط تصویرسازی ارائه شده در این رساله، در فصل چهارم آمده است. در شکل (۵-۱۲)، تصویر مهاجرت یافته عمقی روش RTM با استفاده از مدل BP2004 و با استفاده از شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲) نشان داده شده است. همانطور که در این شکل دیده می شود، نوفه های فرکانس پایین پدیده غالب در تصویر می باشند که نتیجه آن تصویر شدن ضعیف ساختارها و مات شدن تصویر است. (در سراسر تصویر بویژه در قسمت بالایی آن تا عمق ۴ کیلومتر).

نتایج روش RTM بهبود یافته با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) در شکل های (۵-۱۳، الف تا ج) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، ۰ تا ۶۰ درجه و ۶۱ تا ۹۰ درجه بترتیب نشان داده شده است. همانطور که در شکل (۵-۱۳، الف) دیده می شود، نتیجه حاصل در مقایسه با شکل (۵-۱۲) بهتر بوده، اما همچنان نوفه های فرکانس پایین در تصویر حضور دارند (بویژه در بالای تصویر). از طرف دیگر

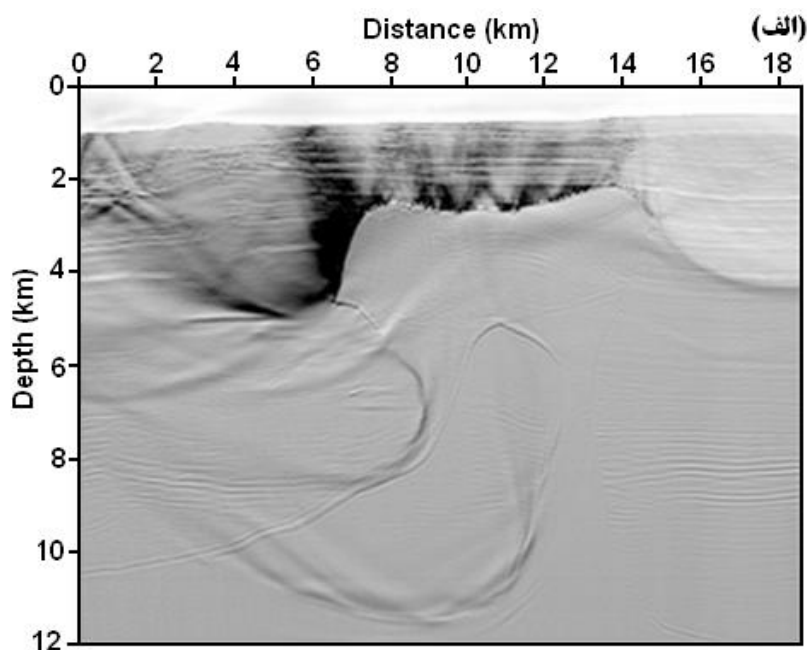
سایر قسمت‌های تصویر از نظر تصویر شدن ساختار ضعیف بوده و مات می‌باشد که از اثرات همین نوفه‌های فرکانس پایین است.



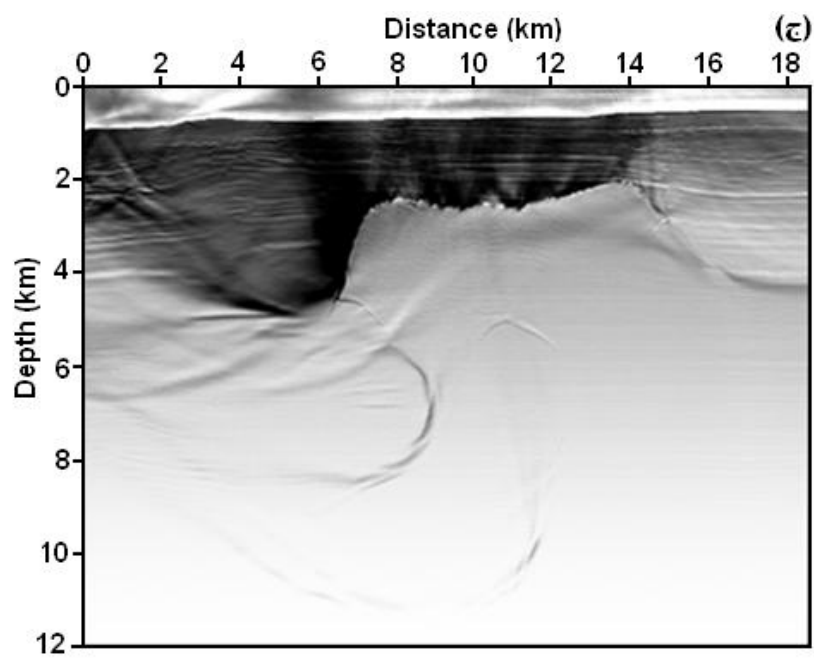
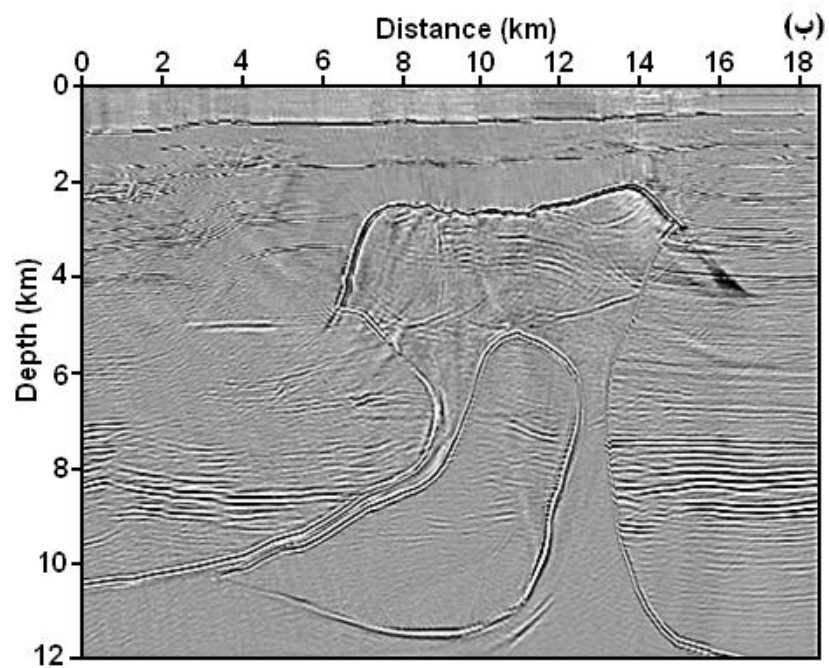
شکل (۵-۱۲). تصویر مهاجرت‌یافته داده‌های لرزه‌ای BP2004 با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) و برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه

با توجه پدیدار شدن نوفه‌های فرکانس پایین در زوایای بازتاب بزرگتر از ۶۰ درجه، تصویر حاصل برای محدوده زاویه‌ای کوچکتر از ۶۰ درجه در شکل (۵-۱۳، ب) نشان داده شده است (صرفنظر از دامنه زاویه‌ای ۶۱ تا ۹۰ درجه). در این تصویر حذف نوفه‌های فرکانس پایین در ازاء استفاده از زوایای بازتاب کوچکتر از ۶۰ درجه نسبتاً بخوبی انجام شده است. اما در عین حال قسمتی از اطلاعات مطلوب بویژه در بالای ساختار مورد نظر (اعماق کم) از دست رفته است. از طرف دیگر در استفاده از زوایای بازتاب ۶۱ تا ۹۰ درجه شکل (۵-۱۳، ج)، نوفه‌های فرکانس پایین ناشی از همبستگی در نقاط غیربازتابی بشدت تصویر را پوشانده است (قسمت پایین و بالای تصویر). لذا باید برای استفاده از کلیه اطلاعات مطلوب، تصویر مهاجرت یافته برای همه زوایای بازتاب ارائه و نوفه‌های فرکانس پایین آن تعدیل شود. این امر با بکارگیری شرط تصویرسازی کامل معرفی شده در معادله (۴-۳۰) محقق می‌شود. از اینرو تصویر نهایی روش RTM بهبود یافته با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۴-۳۰) برای زوایای

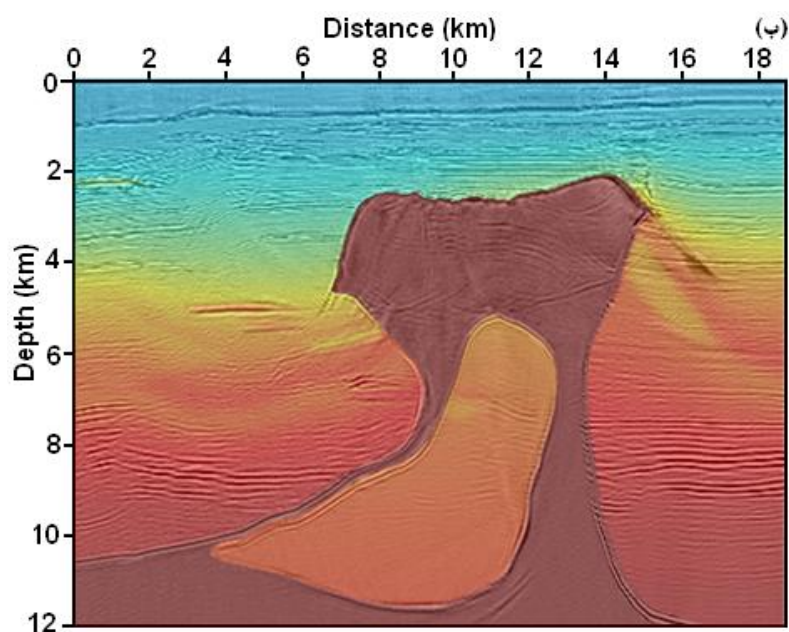
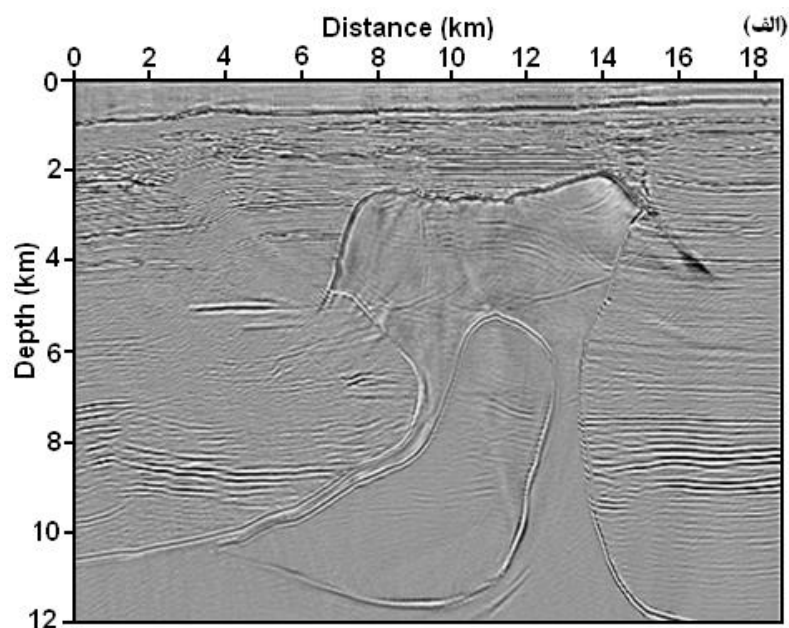
بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه تولید و در شکل (۵-۱۴، الف) نشان داده شده است. همانطور که قبلاً اشاره شد، انجام فرایند RTM ارائه شده در قالب برونمایی دقیق میدان موج با استفاده از طرح ترکیبی پیشنهاد شده در معادله (۳-۳۳) و استفاده از شرط تصویرسازی معرفی شده در معادله (۴-۳۰) نه تنها در تصویر نمودن مدل BP 2004 و قسمت‌های پرشیب و تصویر نشده آن بخوبی عمل نموده، بلکه بطور مناسب نوفه‌های فرکانس پایین را نیز حذف نموده است (۵-۱۴، الف). لازم به ذکر است که اطلاعات مطلوب در قسمت فوقانی ساختار که از دست رفته است (شکل ۵-۱۳، ب) نیز در تصویر شکل (۵-۱۴، الف) بخوبی بازایی شده است. همچنین در شکل (۵-۱۴، ب) تصویر حاصل از همپوشانی تغییرات سرعت BP2004 (شکل ۵-۸) و تصویر مهاجرت یافته شکل (۵-۱۴، الف) جهت مشاهده نحوه درست تصویر شدن ساختارهای زیر سطحی نشان داده شده است که حاکی از تصویر شدن درست ساختارهای مدل سرعت مورد استفاده در تصویر نهایی دارد (شکل ۵-۱۴، ب).



شکل (۵-۱۳). تصویر مهاجرت یافته داده‌های لرزه‌ای BP2004 با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (الف) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، (ادامه شکل در صفحه بعد).



ادامه شکل (۵-۱۳). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای BP2004 با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸)، (ب) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ درجه، (ج) برای زوایای بازتاب ۶۱ تا ۹۰ درجه



شکل (۵-۱۴). (الف) تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای BP2004 با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، (ب) تصویر حاصل از همپوشانی تغییرات سرعت مدل BP2004 (شکل ۵-۸) و تصویر مهاجرت یافته شکل (۵-۱۴، الف)

۵-۲-۳- نتایج تصویرسازی لرزه‌ای با روش RTM بهبود یافته برای یک مدل واقعی

داده‌های واقعی مورد استفاده در رساله حاضر، مربوط به یک توده قارچی شکل می‌باشد که گنبد‌های نمکی بارزی را در حوزه دریای شمال^۱ و در مناطق دریایی کم عمق سواحل نروژ تشکیل می‌دهد. محل دقیق برداشت داده‌های فوق‌الذکر به دلیل وجود محدودیت در نشر محل عملیات‌های اکتشافی مشخص نبوده و به طور تقریبی در شکل (۵-۱۵) نشان داده شده است. در کنار این توده گنبدی شکل، لایه‌های رسوبی بطور پیوسته بر روی هم قرار گرفته و در محل توده نمکی مذکور به سمت بالا برگشته شده‌اند (شکل ۵-۱۶). مدل سرعت مذکور در جریان یک پروژه اکتشافی و تجاری مربوط به سال‌های اخیر بدست آمده و به روش برونمایی میدان‌موج (WE) تهیه شده است (Davison et al, 2000; Thomson, 2004). لازم به ذکر است که در فصل‌های قبلی راجع به روش‌های بدست آوردن مدل سرعت شرح داده شد.

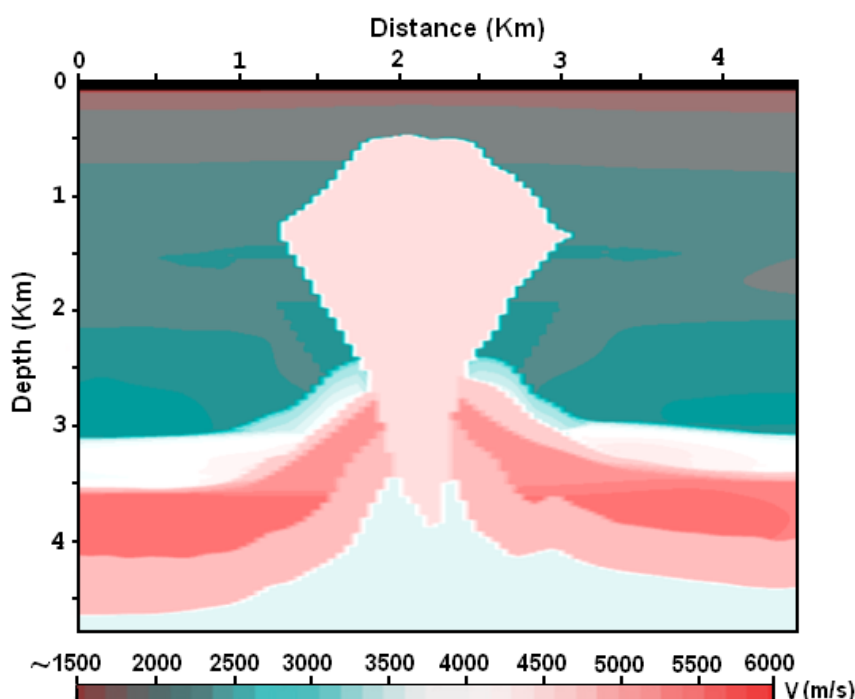


شکل (۵-۱۵). محدوده برداشت داده‌های واقعی (Jones, 2013)

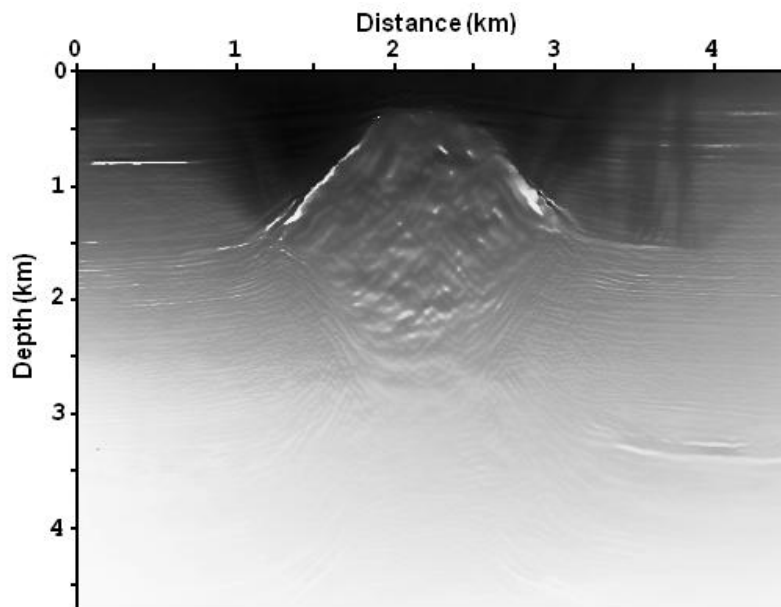
^۱ North Sea

در ادامه، نتایج RTM بهبود یافته با اعمال شرط تصویرسازی سنتی معادله (۲-۲)، و شرط‌های تصویرسازی ارائه شده در معادلات (۴-۲۸) و (۴-۳۰) با استفاده از مدل سرعتی شکل (۵-۱۶) ارائه می‌شود. در

شکل (۵-۱۷) تصویر حاصل با استفاده از شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) نشان داده شده است. آنچه که در این تصویر بوضوح دیده می‌شود، تاثیر غالب نوفه‌های فرکانس پایین است (در سرتاسر تصویر)، که علت آن عدم کارایی مناسب شرط تصویرسازی مورد استفاده در مواجهه با امواج، منشوری، برگشته، چندگانه‌ها و همبستگی در نقاط غیر بازتابی می‌باشد.



شکل (۵-۱۶). تغییرات مدل سرعت مجموعه داده‌های واقعی دریای شمال (Jones, 2013)

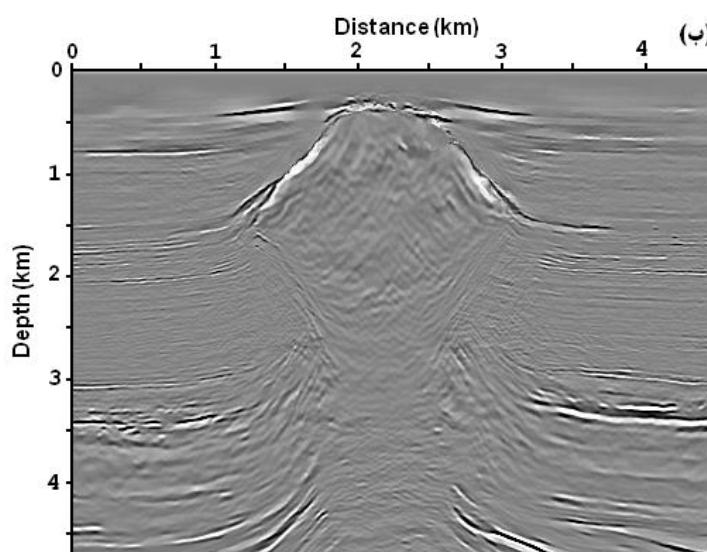
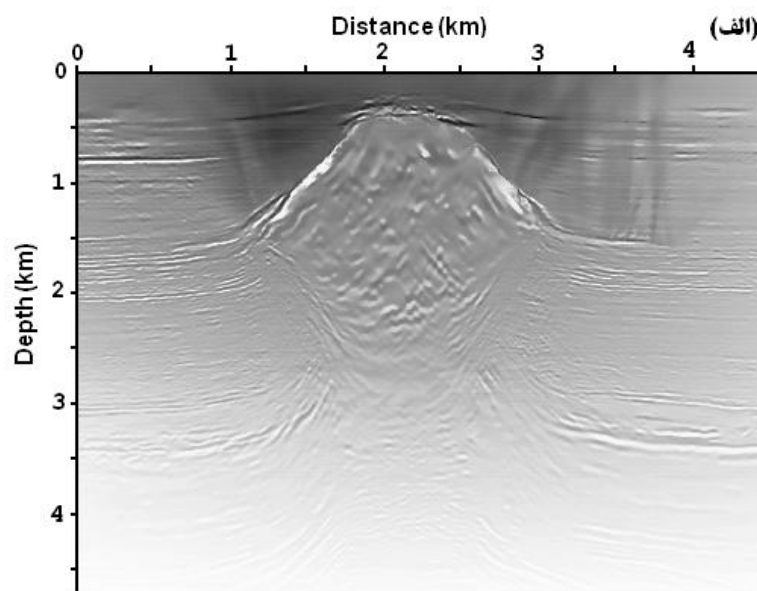


شکل (۵-۱۷). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲-۲) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه

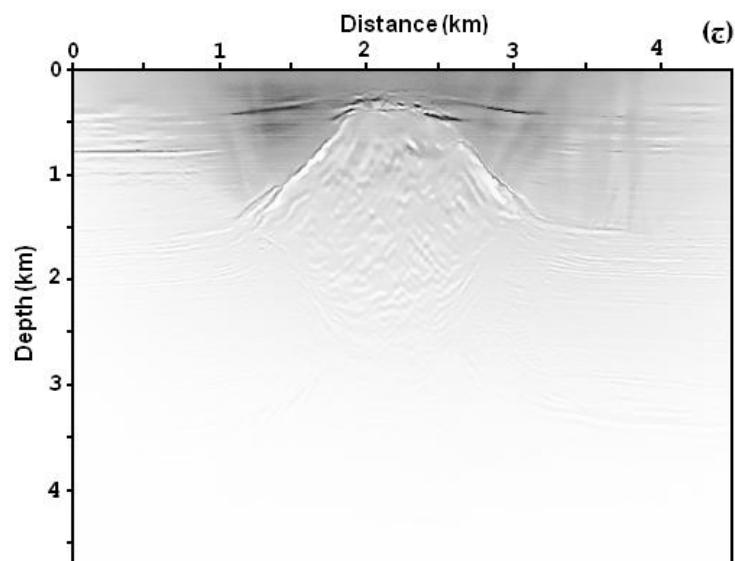
تصویر RTM حاصل با استفاده از مولفه های جدا شده میدان موج (S_d, R_u) و (S_u, R_d) ، با اعمال شرط تصویرسازی معادله (۴-۲۸) و برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه در شکل (۵-۱۸، الف) نشان داده شده است. نتیجه حاصل نسبت به تصویر

شکل (۵-۱۷)، بهتر بوده، اما همچنان همبستگی بین امواج در برخی از نقاط غیر بازتابی باعث تولید نوفه های فرکانس پایین شده است. این نوفه ها علاوه بر مات نمودن تصویر، در قسمت بالای ساختار حضور پر رنگ تری دارند. در شکل (۵-۱۸، ب و ج) تصویر RTM برای زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ و ۶۱ تا ۹۰ درجه، به ترتیب نشان داده شده است. در شرایط حاضر نیز از نظر حضور نوفه و کیفیت، تصویر تولید شده بطور مشابه تحت تاثیر عواملی است که قبلاً در مورد سایر مدل ها توضیح داده شد. تصویر حاصل برای زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ بر طبق انتظار تصویر مناسبی است، هرچند که از دست دادن برخی اطلاعات مطلوب (مربوط به زوایای ۶۱ تا ۹۰) در تصویر شکل (۵-۱۸، ب) هنوز هم مشاهده می شود (قسمت های فوقانی تصویر و سمت چپ و راست ساختار مد نظر). همچنین با توجه به ماهیت تولید نوفه در زوایای بازتاب بزرگتر از ۶۰ درجه، تصویر شکل (۵-۱۸، ج) بشدت تحت تاثیر نوفه قرار

گرفته است. همانطور که در این شکل دیده می‌شود، با توجه به استفاده از زوایای بازتاب بزرگتر از ۶۰ درجه، قسمت پایین تصویر بطور کامل توسط نوفه پوشانیده شده است.



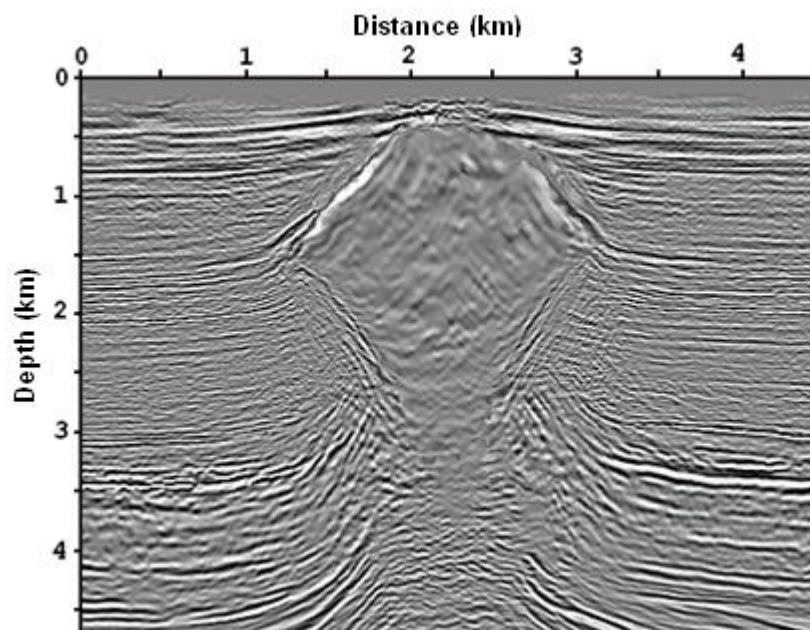
شکل (۵-۱۸). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویر سازی معادله (۴-۲۸)، (الف) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، (ب) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ درجه، (ادامه در صفحه بعد)



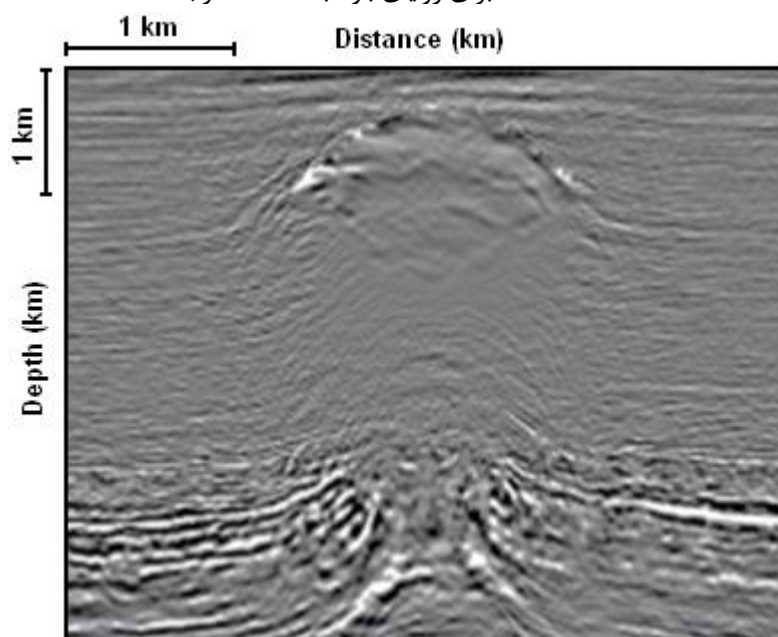
ادامه شکل (۱۸-۵). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی معادله (۲۸-۴)، (ج) برای زوایای بازتاب ۶۱ تا ۹۰ درجه

در نهایت تصویر نهایی RTM بهبود یافته با استفاده از طرح ترکیبی پیشنهادی معادله (۳۳-۳) و شرط تصویرسازی کامل ارائه شده در معادله (۳۰-۴) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه در شکل (۵-۱۹) نشان داده شده است. با توجه به این شکل می توان دریافت که روش تصویرسازی پیشنهادی توانسته ساختار مدنظر در

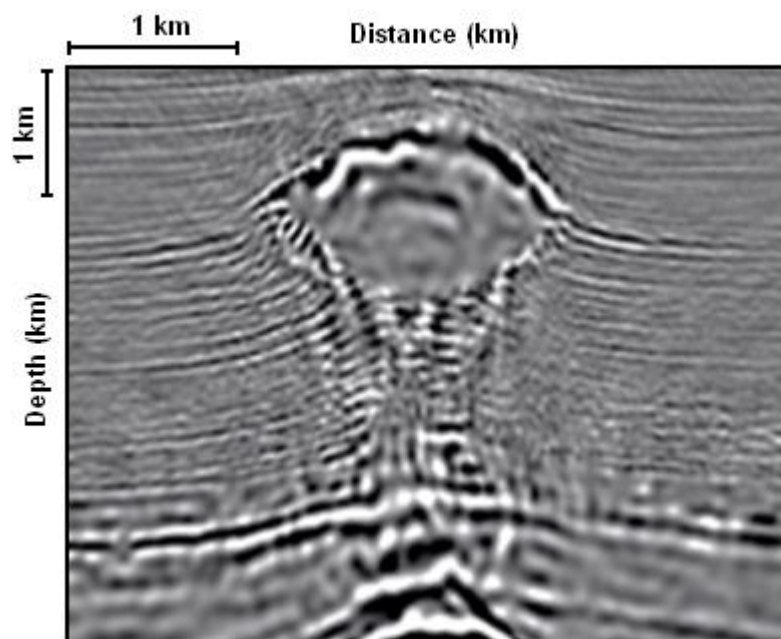
شکل (۱۶-۵) را بخوبی و با روشنایی مناسب و عاری از هرگونه پدیده کاذب تصویر نماید. همچنین جهت مقایسه، تصاویر حاصل با استفاده از روش مهاجرت معادله موج یک طرفه (OWEM) و روش RTM سه بعدی بترتیب در شکل (۲۰-۵) و شکل (۲۱-۵) نشان داده شده است. همانطور که در اشکال فوق دیده می شود تصویر روش RTM سه بعدی از روش OWEM بهتر است، اما در مجموع در تصویر نمودن قسمت های پرشیب و ریشه ساختار مذکور در مقایسه با روش RTM بهبود یافته در شکل (۱۹-۵) نتیجه خوبی حاصل نشده است.



شکل (۵-۱۹). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM به کمک شرط تصویرسازی کامل معادله (۴-۳۰) برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه



شکل (۵-۲۰). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش OWEM (Hall et al., 2015).



شکل (۵-۲۱). تصویر مهاجرت یافته داده های لرزه ای دریای شمال با روش RTM سه بعدی (Hall et al., 2015)

فصل ششم

نتیجه گیری و پیشنهادات

۶-۱- جمع‌بندی و نتیجه‌گیری

در رساله حاضر به بهبود روش مهاجرت زمانی معکوس (RTM) برای تصویرسازی لرزه‌ای ساختارهای پرشیب پرداخته شد. لذا در ابتدا کلیات مرتبط با این روش شامل مفاهیم، سازوکار اجرای آن و همچنین نقاط قوت و ضعف آن در مقایسه با سایر روش‌ها تشریح گردید. در ادامه و در قالب دو بخش اصلی هدف مطالعه، به برونمایی میدان موج بصورت پیشرو و پسرو و توسعه یک شرط تصویرسازی نوین پرداخته شد و سپس با شامل نمودن موارد فوق در الگوریتم روش مهاجرت زمانی معکوس به بهبود این روش پرداخته شد. در خاتمه سعی شده است تا با استفاده از مجموعه‌های متنوع از داده‌های مصنوعی و میدانی لرزه‌ای و با مقایسه نتایج حاصل روش پیشنهادی با نتایج دیگر روش‌های رایج، توانایی و عملکرد روش RTM بهبود یافته در مطالعه حاضر مورد ارزیابی قرار گرفته است. در همین راستا اهم نتایج حاصل از مطالعه را می‌توان به شرح زیر خلاصه نمود:

۱- برای اولین بار فرمول‌بندی جدیدی برای برونمایی میدان موج و مشتق آن تحت عنوان روش بسط سریع- لیمپفراگ (L-REM) در گام‌های مختلف ارائه شد. نتایج حاصل از بکارگیری روش فوق روی مثال‌های عددی نشان دهنده آن است که استفاده از این روش ترکیبی برای برآورد میدان موج و مشتق آن دارای سطح دقت و پایداری بسیار بالایی نسبت به سایر روش‌های مشابه می‌باشد. همچنین این روش محدود به دامنه خاصی از نمونه‌برداری‌های زمانی نبوده و هیچگونه مشکلی در رابطه با پراکندگی عددی و پایداری ندارد.

۲- نتایج حاصل نشان می‌دهند که روش عددی ارائه شده فوق نه تنها برای فواصل نمونه‌برداری زمانی کوچک ($\Delta t = 1 \text{ ms}$)، نسبت به سایر روش‌ها دارای دقت بسیار بالاتری است، بلکه با افزایش فواصل زمانی به $\Delta t = 2 \text{ ms}$ ، $\Delta t = 4 \text{ ms}$ و $\Delta t = 8 \text{ ms}$ نیز دارای خطای به مراتب کمتری نسبت به سایر روش‌ها است.

۳- با استفاده از نتایج برونمایی میدان موج و مشتق آن، اطلاعات بردارهای پوئین‌تینگ برای تعیین جهت انتشار میدان موج محاسبه و از آن در جهت جداسازی مولفه‌های میدان موج به بالارونده و پایین‌رونده و همچنین محاسبه زوایای بازتاب به عنوان اساس معرفی یک تابع وزنی برای توسعه شرط تصویرسازی جدید استفاده شد.

۴- به جهت اینکه در مرحله توسعه شرط تصویرسازی، حذف یا تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین روش RTM مد نظر بوده است. از این رو در ابتدا و بر اساس مولفه‌های بالارونده و پایین‌رونده میدان موج شرط تصویرسازی جدیدی ارائه شد و سپس تصاویر حاصل با استفاده از روش RTM بهبود یافته برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه، ۰ تا ۶۰ درجه و ۶۱ تا ۹۰ درجه تولید شد. نتایج به دست آمده نشان دهنده تعدیل بهتر نوفه‌ها نسبت به تصاویر حاصل از سایر روش‌های مرسوم است ولی نوفه‌های فرکانس پایین همچنان در تصویر مشاهده می‌شود.

۵- نتایج بکارگیری شرط تصویرسازی جدید نشان می‌دهند که روش مورد نظر تصویر بسیار خوبی از ساختارهای زیرسطحی برای زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ درجه ایجاد می‌کند ولی صرف‌نظر نمودن از اطلاعات رخدادهای مربوط به زوایای بازتاب بزرگتر از ۶۰ درجه باعث از دست رفتن برخی اطلاعات مطلوب بویژه در بخش‌های بالایی ساختارهای زمین‌شناسی می‌شود. علاوه بر آن و بر طبق انتظار تصویر حاصل برای زوایای بازتاب ۶۱ تا ۹۰ درجه نیز تحت تاثیر بسیار زیاد نوفه‌ها، پوشیده و مات است.

۶- با توجه به موارد فوق، در مرحله بعدی توسعه شرط تصویرسازی جدیدی برای تولید یک تصویر مهاجرت یافته با استفاده از اطلاعات مربوط به زوایای بازتاب ۰ تا ۶۰ درجه به انضمام اطلاعات مطلوب دامنه زاویه‌ای ۶۱ تا ۹۰ درجه و با حذف نوفه‌های فرکانس پایین این دامنه زاویه‌ای (۶۱ تا ۹۰ درجه) مد نظر قرار گرفت. از این رو به شرط تصویرسازی توسعه داده شده قبلی، یک تابع وزنی اضافه و شرط تصویرسازی نهایی کامل گردید. برای این منظور و با توجه به رابطه مستقیم افزایش زاویه بازتاب با

نوفه‌های فرکانس پایین، دامنه زاویه‌ای ۶۱ تا ۹۰ درجه به سه زیر دامنه تقسیم و بر اساس زاویه بازتاب به هر یک ضریب وزنی خاصی برای تعدیل نوفه‌ها تخصیص داده شد. این امر برای حفظ اطلاعات مفید هر دامنه و تعدیل نوفه‌های فرکانس پایین مربوط به آن انجام شد. در نهایت تصویر مهاجرت یافته با استفاده از روش RTM بهبود یافته و به کمک شرط تصویرسازی کامل برای زوایای بازتاب ۰ تا ۹۰ درجه تولید شد که تصویری با کیفیت بالا و عاری از نوفه است.

۷- نتایج بکارگیری روش RTM بهبود یافته برای تولید تصاویر مهاجرت یافته عمقی روی چندین مورد از داده‌های مصنوعی و یک مورد داده‌های لرزه‌ای میدانی از محیط‌های متنوع و پیچیده زمین-شناسی با ساختارهای پرشیب حاکی از عملکرد بسیار خوب روش RTM معرفی شده در تصویر نمودن ساختارهای پرشیب است. همچنین نتایج حاصل نشان دهنده برتری قابل توجه روش پیشنهادی در مقایسه با سایر روش‌های تصویرسازی مثل روش مهاجرت کیرشهف و معادله موج یک طرفه در نمایش واضح ساختارهای زیر سطحی زمین‌شناسی مرتبط با ساختارهای هیدروکربوری است. علاوه بر آن نشان داده شد که نوفه‌های فرکانس پایین که مشخصه بارز بکارگیری روش RTM است در روش پیشنهادی بطور قابل توجهی حذف و یا تعدیل می‌شوند.

۶-۲- پیشنهادات

۱- به توجه به اینکه شرط تصویرسازی قلب روش RTM محسوب می‌شود، پیشنهاد می‌شود از شروط تصویرسازی دیگر با ساز و کارهای مختلف در روش RTM استفاده و پس از بهبود، نتایج با نتایج موجود در رساله حاضر مقایسه شود.

۲- با توجه به اینکه تاکنون شروع تولید پدیده‌های کاذب زاویه ۶۰ درجه در نظر گرفته شده است، پیشنهاد می‌گردد، در تحقیقات آینده، با استفاده از روش‌های هوشمند زاویه مذکور بصورت دقیق‌تر و بهینه‌تر تعیین گردد

۳- با توجه به آنکه در تحقیقات پیشین اطلاعات مربوط به زوایای بزرگتر از ۶۰ درجه که غالباً شروع تولید پدیده‌های کاذب است حذف می‌شد، در رساله حاضر از یک تابع وزنی ارائه شده، جهت حفظ این اطلاعات به نحو مطلوب استفاده گردید. استفاده از روش‌های هوشمند برای حفظ اطلاعات مربوط به دامنه زاویه‌ای ۶۱ تا ۹۰ درجه، می‌تواند موضوع تحقیقات آینده برای محققین باشد.

۴- با توجه به شرایط زمین‌شناختی درون زمین، پیشنهاد می‌گردد، معادله موج برای حالت الاستیک حل شده و مورد استفاده قرار گیرد. یقیناً حل معادله موج مذکور به شکل کامل یا با لحاظ نمودن برخی قیود، نتایج جدیدتری را بدست خواهد داد.

۵- با توجه به آنکه اجرای روش RTM در قالب برونمایی میدان موج و اعمال شرط تصویرسازی مختلف انجام می‌شود، لذا در هر یک از موارد ذکر شده می‌توان روش نوینی را ارائه یا سایر روش‌های موجود را بهبود، و نتایج بدست آمده را با نتایج سایر روش‌ها در مقام مقایسه قرار داد.

۶- از آنجائیکه یکی از موضوعات مهم در اجرای روش‌های مهاجرت معادله موج-مبنا بویژه روش مهاجرت زمانی معکوس، بحث برونمایی میدان موج چشمه و گیرنده بصورت پیشرو و پسرو است، لذا پیشنهاد می‌گردد از روش‌های ترکیبی متفاوت در این راستا جهت انجام برونمایی در روش RTM استفاده گردد.

- Abramowitz M. and Stegun I.A. (1965). "Handbook of mathematical functions", Dover Publications.
- Alkhalifah T. (2000), "An acoustic wave equation for anisotropic media", **Geophysics**, **65**, 1239-1250.
- Alkhalifah T. and Fomel, S. (2001). "The space-time domain: theory and modelling for anisotropic media", **Geophysical Journal International**, **144**(1), 105-113.
- Araujo E.S., Pestana R.P. and Santos, A.W.G. (2014). "Symplectic scheme and the Poynting vector in reverse-time migration", **Geophysics**, **79**, 1-10.
- Arnold V. I. (1989). "Mathematical methods of classical mechanics", 2nd ed., 60, Springer.
- Baldassari C., Barucq H., Calandra H., Denel B. and Diaz J. (2009). "Ultrasonic Wave Propagation in Non Homogeneous Media: The reverse time migration technique coupled with finite element methods", Springer Berlin Heidelberg, pp 207-216.
- Baysal E., Kosloff D. and Sherwood J.W.C. (1983). "Reverse-time migration", **Geophysics**, **48**, 1514-1524.
- Baysal E., Kosloff D.D. and Sherwood J.W.C. (1984). "A two-way non-reflecting wave equation", **Geophysics**, **49**, 132-141.
- Baysal E., Kosloff D.D. and Sherwood J.W.C. (1983). "Reverse-time migration", **Geophysics**, **48**, 1514-1524.
- Bednar J. B., (2003). "Two-way wave equation migration: Overkill or Necessity", Core Laboratories, Technical report.
- Biondi B. (2003). "Equivalence of source-receiver migration and shot-profile migration", **Geophysics**, **68**, 1340-1347.
- Biondi B. (2006). 3D Seismic Imaging. SEG.
- Biondi B. and Shan G. (2002). "Prestack imaging of overturned reflections by reverse time migration", 72th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1284-1287.
- Bonomi E., Brieger L., Nardone C. and Pieroni E. (1998). "3D spectral reverse time migration with no-wraparound absorbing conditions", 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1925-1928.
- Brandsberg-Dahl S. and Billette F. (2005). "The 2004 BP velocity benchmark", 67th Conference & Technical Exhibition, EAGE, Extended Abstracts, B035-B035.

Brandsberg-Dahl S., Chemingui W.D., Crawley N.S., Klochikhina E. and Valenciano, A. (2013). “3D RTM angles gathers using an inverse scattering imaging condition”, 83rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3958-3962.

Bulcão A. (2004). “modeling and reverse time migration using elastic and acoustic operators”, Ph.D thesis, UFRJ: PEC/COPE, Rio de Janeiro, Brazil.

Chang W. and McMechan G.A. (1986). “Reverse-time migration of offset vertical seismic profiling data using the excitation-time imaging condition”, **Geophysics**, **51**(1), 67-84.

Chattopadhyay S. and McMechan G.A. (2008). “Imaging conditions for prestack reverse-time migration”, **Geophysics**, **73**(3), S81-S89.

Chen J. (2009). “Lax-Wendroff and Nyström methods for seismic modelling”, **Geophysical Prospecting**, **57**, 931-941

Chen J. M. (2007). “High-order time discretizations in seismic modelling”, **Geophysics**, **72**(5), SM115–SM122.

Claerbout J. F. (1971). “Toward a unified theory of reflector mapping”, **Geophysics**, **36**, 467-481.

Claerbout J. F. (1985). “Imaging the Earth’s interior”, Blackwell Scientific Publications.

Clapp R. G. and Fu H. (2010). “Selecting the right hardware for reverse time migration”, **The Leading Edge**, **29**(1), 48-58.

Compton S. and Stork C. (2012). “RTM images from SEAM data show interesting features”, SEG, Expanded Abstracts, 3196-3200.

Costa J. C., Silva Neto F. A., Alcântara M.R., Schleicher J. and Novais A. (2014). “Comparison of methods for extracting ADCIGs from RTM”, **Geophysics**, **79**(3), S89-S103.

Crawley S., Whitmore N. D., Sosa A. and Jones M. (2012). “Improving RTM images with angle gathers”, SEG Annual Meeting, 1-5.

Cunha Filho C. A. (1992). “Elastic modeling and migration in earth models”, Ph.D. Thesis, Stanford University, Stanford, USA.

Dablain M. A. (1986). “The application of high-order differencing to the scalar wave equation”, **Geophysics**, **51**, 54–66.

Davison I., Alsop G.I., Evans, N.G. and Safaricz M. (2000). “Overburden deformation patterns and mechanisms of salt diaper penetration in the Central Graben, North Sea”, **Marine and Petroleum Geology**, **17**, 601-618.

- Deriglazov A.A. and Filgueiras J.G. (2009). “Hamiltonian formulation and canonical transformations in classical mechanics”, Library of Physics Publication, São Paulo.
- Dickens A. and Winbow G. A. (2011). “RTM angle gathers using Poynting vectors”. 81st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3109-3113.
- Díaz E. and Sava P. (2016). “Understanding the reverse time migration backscattering: noise or signal? ”, **Geophysical Prospecting**, **64**(3), 581-594.
- Dong W. and McMechan G. A. (1993). “3D pre-stack migration in anisotropic media”, **Geophysics**, **58**, 79-90.
- Douma H., Yingst D., Vasconcelos I. and Tromp J. (2010). “On the connection between artefact filtering in reverse-time migration and adjoint tomography”, **Geophysics**, **75**, S219-S223.
- Du Q., Zhu Y. and Ba J. (2012). “Polarity reversal correction for elastic reverse time migration”, **Geophysics**, **77**(2), S31–S41.
- Du X. (2007). “Prestack depth migration methods for isotropic and polar anisotropic media”, Ph.D. thesis, University of Calgary.
- Du X., Fletcher R. P. and Fowler P. J. (2008). “A new pseudo-acoustic wave equation for VTI media”, 70th Annual Conference and Exhibition, EAGE, Extended Abstracts, Paper H033.
- Dudgeon D. E. and Mersereau R. M. (1984). “Multidimensional Digital Signal Processing”. Prentice Hall.
- Duveneck E. (2008). “Acoustic VTI wave equations and their application for anisotropic reverse time migration”, 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2186-2190.
- Etgen J. (1986). “High-order finite-difference reverse time migration with the 2-way non-reflecting wave equation”, Stanford Exploration Project, report SEP-48, 133–146.
- Etgen J. (1988). “Accurate wave equation modelling”, Stanford Exploration Project, **60**, 131–147.
- Etgen J., Gray S. H. and Zhang Y. (2009). “An overview of depth imaging in exploration geophysics”. **Geophysics**, **74**(6), WCA5–WCA17.
- Farmer, P.A. (2006). Reverse time migration: Pushing beyond wave equation, the 68th EAGE Conference & Exhibition in Vienna, Austria.
- Fernandez A. B. (2010). “Subsalt seismic imaging illumination study”, M.Sc. thesis. University of Houston.

Fletcher R., Fowler P., Kitchenside P. and Albertin U. (2006). “Suppressing unwanted internal reflections in prestack reverse-time migration”, **Geophysics**, **71**, E79–E82.

Fletcher R., Du X. and Fowler P. J. (2008). “A new pseudo-acoustic wave equation for TTI media”, 78th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2082-2086.

Fletcher R., Fowler P., Kitchenside P. and Albertin U. (2005). “Suppressing artifacts in prestack reverse-time migration”. 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2049-2051.

Fruehn J.K., Jones I.F., Valler V., Sangvai P., Biswal A. and Mathur M. (2008). “Resolving Near-Seabed Velocity Anomalies: Deep Water Offshore Eastern India”, **Geophysics**, **73**(5), VE235-VE241.

Gonçalves M. B. and Flemming D. M. (2000). “Calculation C”, MAKRON Books, São Paulo.

Gray S. H. (1999). “Speed and Accuracy of Seismic Migration Methods”. Amoco Exploration and Production Technology Report.

Guitton A., Valenciano A., Bevc D. and Claerbout J. (2007). “Smoothing imaging condition for shot profile migration”, **Geophysics**, **72**, S149- S154.

Guitton A., Kaelin B. and Biondi B. (2006). “Least-square attenuation of reverse-time migration artifacts”, 76th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2348–2352.

Guitton A., Kaelin B. and Biondi B. (2007). “Least-squares attenuation of reverse-time migration artifacts”, **Geophysics**, **72**, S19–S23.

Hall M.A., Jones I.F., Goodwin M.C. and Berranger I.D. (2015). “Application of Anisotropic 3D Reverse Time Migration to Complex North Sea Imaging”, Search and Discovery Article, CSPG/CSEG 2015 GeoConvention.

Hemon C. (1978). “Equations d’onde et modeles”, **Geophysical prospecting**, **26**, 790 - 821.

Institut Français du Pétrole (IFP). (1988). “Marmousi model and data set”.

Jones I.F. and Fruehn J. K. (2003). “Factors affecting frequency content in preSDM imaging”, **The Leading Edge**, **22**, 128-134.

Jones I.F. (2012). “Tutorial: Incorporating near-surface velocity anomalies in pre-stack depth migration models”, **First Break**, **30**(3), 47-58.

- Jones, I.F. (2013). “Tutorial: The seismic response to strong vertical velocity change”. **First Break**, **31**(6), 43-54.
- Jones, I.F. (2013). “An introduction to velocity model building”, EAGE, Houten.
- Jones, I.F. (2014). “Tutorial: migration imaging conditions”, **First Break**, **32**, 45–55.
- Kaelin B. and Guitton A. (2006). “Imaging condition for reverse time migration”, 18th Annual Meeting, SEG, Expanded Abstract, 2594–2598.
- Karam L.J. and McClellan, J. H. (1997). “Efficient design of digital filters for 2-D and 3-D depth migration”. **Signal Processing, IEEE Transaction on**, **45**(4), 1036-1044.
- Kearey P., Brooks, M. & Hill, I. (2002). “An Introduction to Geophysical Exploration”, 3rd edition, Blackwell Science.
- Kosloff D., Filho A., Tessmer E. and Behle A. (1989). “Numerical solution of the acoustic and elastic wave equation by new rapid expansion method”, **Geophysical Prospecting**, **37**, 383–394.
- Kruger J. T. (2013). “A Semi-Custom Hardware Architecture for Reverse Time Migration”, PhD thesis, Ruperto-Carola University of Heidelberg.
- Lailly P. (1983). “The seismic inverse problem as a sequence of before stack migration: Conference on inverse scattering. Theory and applications”, Society for Industrial and Applied Mathematics, 36, Proceeding, 467–481.
- Li Z. C. and Yang J. L. (2008). “Application of smoothing operator in seismic prestack depth imaging”, **Journal of China University of Petroleum**, **32** (6), 47 – 50.
- Liner C. L. (1999). “Element of 3-D Seismology”. PennWell.
- Liu F., Zhang G., Morton S. A. and Leveille J. P. (2011). “An effective imaging condition for reverse-time migration using wavefield decomposition”, **Geophysics**, **76**, S29–S39.
- Loewenthal D. and Hu L. (1991). “2-methods for computing the imaging condition for common-shot prestack migration”, **Geophysics**, **56**(3), 378–381.
- Loewenthal D., Stoffa P. A. and Faria E. L. (1987). “Suppressing the unwanted reflections of the full wave equation”, **Geophysics**, **52**, 1007–1012.
- Luo Y., Zhu H., Nissen-Meyer T., Morency C. and Tromp J. (2009). “Seismic modeling and imaging based upon spectralelement and adjoint methods”, **Leading Edge**, 568–574.
- Madisetti V. K. and Williams, D.B. (1998). “The Digital Signal Prosscing Handbook”. CRC Press and IEEE Press.

McMechan G. A. (1983). "Migration by extrapolation of time-dependent boundary values", **Geophysical Prospecting**, **31**, 413–420.

Moreira Neto C.A., Pestana R.C. and Aldunate G. C. (2005). Prestack depth migration in the frequency domain plane wave sections, **RBGF**, **23** (4), 359-370.

Mousa W. A. and Al-Shuhail A. A. (2011). "Processing of Seismic Reflection Data Using MatlabTM", A publication in the Morgan and Claypool publishers.

Mulder W. A. and Plessix R. (2004). "A comparison between one-way and two-way wave equation migration", **Geophysics**, **69**, 1491–1501.

Paffenholz J. (2001). "Sigsbee2 synthetic subsalt data set: Image quality as function of migration algorithm and velocity model error", 71st Annual International Meeting, SEG, Workshop W-5.

Pestana R. C., and Stoffa P. L. (2010). "Time evolution of the wave equation using rapid expansion method", **Geophysics**, **75**(4), T121-T131.

Pestana R.C. and Stoffa P.L. (2009). "Rapid expansion method (REM) for time-stepping in reverse time migration (RTM) ", SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009, pp. 2819-2823.

Pestana R.C., dos Santos A.W.G. and Araujo E. S. (2013). "RTM imaging condition using impedance sensitivity kernel combined with Poynting vector", 13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society (SBGF), Rio de Janeiro, Brazil, August 26-29.

Pestana R.C., Stoffa P.L. and dos Santos A.W. G. (2012). "The relation between finite differences in time and the Chebyshev polynomial recursion", Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1-5.

Robein E. (2010). Seismic Imaging, A Review of the Techniques, their Principles, Merits and Limitations, EAGE. pp239.

Robinson E. A. (1983). "Migration of Geophysical data". Intr. Human Recourses Development Corporation.

Santos A.W.G., Pestana R.C. and Araujo E. S. (2012). "Attenuation of reverse migration artifacts in time", In: V Brazilian Symposium of Geophysics, Salvador/Brazil, (sbgf).

Sava P. and Fomel S. (2006). "Time-shift imaging condition in seismic migration", **Geophysics**, **71**, S209-S217.

Sava P. and Stephen J. H. (2009). "Overview and classification of wavefield seismic imaging methods". **The Leading Edge**, **28**(2), 170-183.

- Sava P. and Vasconcelos I. (2011). “Extended imaging conditions for wave-equation migration”, **Geophysical Prospecting**, **59**, 35-55.
- Schmidta K., Diazb J. and Heiera C. (2015). “Non-conforming Galerkin finite element methods for local absorbing boundary conditions of higher order”, **Computers & Mathematics with Applications**, **70**(9), 2252-2269.
- Sexton J. C. and Weingarten D. H. (1992). “Hamiltonian evolution for the hybrid Monte Carlo algorithm”, **Nuclear Physics B**, **380**,3, 665.
- Shan G. and Biondi B. (2005). “3D wavefield extrapolation in laterally-varying tilted TI media”, 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 104–107.
- Shan, G. and Zhang, G. (2003). “Equivalence between shot-profile and source-receiver migration”, SEP-Report, **113**, 121–126.
- Shen P. and Albertin U. (2015). “Up-Down separation using Hilbert transformed source for causal imaging condition”, SEG, Technical Program Expanded Abstracts, 4175-4179.
- Shin C., Jang S. and Min D. J. (2001). “Improved amplitude preservation for prestack depth migration by inverse scattering theory”, **Geophysical Prospecting**, **49**, 592 – 606.
- Sigsbee2A model by Subsalt Multiple Attenuation And Reduction Technology Joint Venture (SMAART JV Consortium-2001).
- Silvestrov L., Baina R. and Landa Y. (2016), “Poststack diffraction imaging using reverse-time migration”, **Geophysical Prospecting**, **64**(1), 129-142.
- Skell R. H., Zhang G. and Schlick T. (1997). “A family of symplectic integrators: Stability, accuracy, and molecular dynamics applications”, **SIAM Journal on Numerical Analysis**, **18**, 203–222.
- Soubaras R. and Zhang Y. (2008). “Two-step explicit marching method for reverse time migration”, 70th Annual International Conference and Exhibition, EAGE, Extended Abstracts, Rome/Italy.
- Stanglmeiera M., Nguyena N.C., Perairea J. and Cockburnb B. (2016). “An explicit hybridisable discontinuous Galerkin method for the acoustic wave equation”, **Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering**, **300**,748–769.
- Stolk C. C., de Hoop M. V. and Root O. (2009). “Linearized inverse scattering based on seismic reverse-time migration”, Proceeding of the Project Review, Geo-Mathematical Imaging Group-Purdue University.
- Tal-Ezer H., Kosloff D. and Koren Z. (1987). “An accurate scheme for forward seismic modelling”, **Geophysical Prospecting**, **35**, 479–490.

- Thomson K. (2004). “Overburden deformation associated with halokinesis in the Southern North Sea: implications for the origin of the Silverpit Crater”, **Vis Geosci**, **9**, 1-9.
- Tarantola A. (1984). “Inversion of seismic reflection data in the acoustic approximation”, **Geophysics**, **49**, 1259–1266.
- Tessmer E. (2011). “Using the rapid expansion method for accurate time-stepping in modeling and reverse-time migration”, **Geophysics**, **76**(4), S177–S185.
- Thorbeck J. W. and Berkhout, A. J. (1994). “3-D recursive extrapolation operator: an overview”, **Geophysics**, Extended Abstract.
- Valenciano A. and Biondi B. (2003). “2-D deconvolution imaging condition for shot-profile migration”, 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2431–2433.
- Versteeg R. and Grau, G. (1990). “Practical aspects of seismic data inversion, the Marmousi experience”, Proceedings of 1990 EAEG Workshop, 52nd Annual Meeting, SEG.
- Vivas F. and Pestana R.P. (2007). “Imaging condition to true amplitude shot-profile migration”, 73rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2398-2402.
- Vivas F., Pestana R. P. and Ursin B. (2009). “A new stabilized least-squares imaging condition”, **Journal of Geophysics and Engineering**, **6**, 264-268.
- Whiteside W., Guo Z. and Wang B. (2012). “Automatic RTM-based DIT scan picking for enhanced salt interpretation”, 81st Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 3295–3299.
- Whitmore D. N. (1983). “Iterative depth imaging by back time propagation”, 53rd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 382–385.
- Whitmore N. and Lines L. (1986). “Vertical seismic profiling depth migration of a salt-dome flank”, **Geophysics**, **51**(5), 1087-1109.
- Whitmore N. D. and Crawley S. (2012). “Application of RTM inverse scattering imaging conditions”, 82nd Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1-6.
- Yan J. (2010). “Wave-mode separation for elastic imaging in transversely isotropic media”, Ph.D. thesis. Center for Wave Phenomena, Colorado School of Mines.
- Yan J. and Sava P. (2007). “Elastic wavefield imaging with scalar and vector potentials”, San Antonio 2007 Annual Meeting, SEG, Expanded Abstract, 2150–2154.

- Yan R. and Xie, X. (2009). “A new angle domain imaging condition for pre-stack reverse time migration”, 79th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2784-2788.
- Yao G. and Jakubowicz H. (2016), “Least-squares reverse-time migration in a matrix-based formulation”, **Geophysical Prospecting**, **64**(3), 611-621.
- Yilmaz O. (2001). “Seismic Data Analysis: Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data”, 2nd edition, SEG.
- Yoon K. and Marfurt K. (2004). “Challenges in reverse time migration”, SEG Technical Program, Expanded Abstracts, 1057-1060.
- Yoon K. and Marfurt K. J. (2006). “Reverse-time migration using the poynting vector”, **Exploration Geophysics**, **37**, 102–107.
- Yoon K., Guo M., Cai J. and Wang B. (2011). “3d RTM angle gathers from source wave propagation direction and dip of reflector”, SEG Technical Program, Expanded Abstracts, 3136-3140.
- Yoshida H. (1990). “Construction of higher order symplectic integrators”, **Physics Letters A**, **150**, 262–268.
- Youn D. K. and Zhou H. (2001). “Depth imaging with multiples”, **Geophysics** **66**, 246-255.
- Zhang Y. and Sun J. (2009). “Practical issues in reverse-time migration, True amplitude gathers, noise removal and harmonic-source encoding”. **First Break**, **26**, 19–25.
- Zhang, Y., Sun, J. and Gray, S. (2007). “Reverse-time migration: amplitude and implementation issues”, 77th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 2145-2149.
- Zhang Y. and Zhang G. (2009). “One-step extrapolation method for reverse time migration”, **Geophysics**, **74**(4), A29–A33.
- Zhang Y., Xu S., Tang B., Bai B., Huang Y. and Huang T. (2010). “Angle gathers from reverse time migration”, **The Leading Edge**, **29**(11), 1364-1371.
- Zhou H., Zhang, G. and Bloor R. (2006). “An anisotropic acoustic wave equation for VTI media”, 68th EAGE Conference and Exhibition, Extended Abstracts, Paper H033.
- Zhu H., Luo Y., Nissen-Meyer T., Morency C. and Tromp J. (2009). “Elastic imaging and time-lapse migration based on adjoint methods”, **Geophysics**, **74**(6), WCA167–WCA177.

پیوست الف

روش بسط سریع بازگشتی

روش بسط سریع بازگشتی

در اینجا، معادله (۳-۱۱) و یا (۳-۱۲) بازنویسی شده، اما تابع کسینوس با بسط چبیشف آن جایگزین می‌شود:

$$P(\mathbf{x}, t + \Delta t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) = 2 \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k}(f) \right] P(\mathbf{x}, t) \quad (\text{الف-۱})$$

چندجمله‌ای‌های چبیشف معرفی شده در معادله (الف-۱) را می‌توان بر حسب $Q_2(f)$ بصورت زیر نوشت.

$$\begin{aligned} Q_0(f) &= 1 \\ Q_2(f) &= 1 + 2f^2 \\ Q_4(f) &= 2Q_2^2(f) - Q_0(f) = 1 + 8f^2 + 8f^4 \\ Q_6(f) &= 4Q_2^3(f) - 3Q_2(f) = 1 + 8f^2 + 48f^4 + 32f^6 \\ Q_8(f) &= 8Q_2^4(f) - 8Q_2^2(f) + Q_0(f) = 1 + 32f^2 \\ &\quad + 160f^4 + 256f^6 + 128f^8 \end{aligned} \quad (\text{الف-۲})$$

روش بسط سریع (REM)، بسته به نوع کاربرد آن، دارای مزیت‌های بالقوه زیادی است. بنابراین یکبار که چندجمله‌ای‌های چبیشف محاسبه شوند، می‌توان میدان موج را در هر زمان و مرتبه زمانی بدست آورد. اینها بطور بازگشتی تولید می‌شوند، بنابراین می‌توان از قبل یا هر وقت که چندجمله‌ای‌های چبیشف اضافی مورد نیاز هستند، محاسبه شوند. بعلاوه نه تنها می‌توان بر حسب بیشترین تعداد مورد نیاز عبارات چندجمله‌ای آن را قطع کرد، بلکه می‌توان اولین عبارت عددی با اهمیت در مجموع (جمع) را توسط مقدار عبارت وزنی تابع بسل در معادله (الف-۳) کنترل کرد. این مقدار تا حد زیادی توسط زمان مورد برآورد کنترل می‌شود.

$$\cos(L\Delta t) = \sum_{k=0}^{M \rightarrow \infty} C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k}(f) \quad (\text{الف-۳})$$

با در نظر گرفتن مقدار کوچک متغیر $z = \Delta t R$ ، می‌توان توابع بسل را بصورت زیر تقریب زد (Abramowitz and Stegun, 1965).

$$|J_k(z)| = \frac{|z|^k}{2^k k!} \quad (\text{الف-۴})$$

جایگزینی معادله (الف-۲) و توابع بسل برای مقادیر تقریبی‌شان (معادله الف-۳) در معادله (الف-۱) و با در نظر گرفتن سهم عبارات در $(fz)^n$ به اِزاء $n = 0, 2, 4$ بدست می‌آید:

$$P(\mathbf{x}, t + \Delta t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) = 2 \left(1 + \frac{z^2}{2} f^2 + \frac{z^4}{24} f^4 + \frac{z^6}{720} f^6 + \frac{z^8}{40320} f^8 + \dots \right) P(\mathbf{x}, t) \quad (\text{الف-۵})$$

بطوریکه، $f = (iL/R)$ و $z = \Delta t R$ می‌باشند. اکنون با در نظر گرفتن دو عبارت اولیه در معادله (الف-۵)، به معنی استفاده از عبارات تا Δt^2 ، نتیجه می‌دهد:

$$P(\mathbf{x}, t + \Delta t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) = 2 \left(1 + \frac{z^2}{2} f^2 \right) P(\mathbf{x}, t) \quad (\text{الف-۶})$$

با جایگزینی f با iL/R و $z = \Delta t R$ ، بدست می‌آید:

$$P(\mathbf{x}, t + \Delta t) - 2P(\mathbf{x}, t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) = -\Delta t^2 L^2 P(\mathbf{x}, t) \quad (\text{الف-۷})$$

بنابراین تقریب تابع کسینوس با استفاده از چندجمله‌ای‌های چبیشف، روش تفاضل محدود مرتبه دو زمانی را در معادله (الف-۷) بدست می‌دهد.

به همین صورت، با در نظر گرفتن عبارات تا Δt^4 در معادله (الف-۵)، تقریب مرتبه چهار بدست می‌آید. بطوریکه خواهیم داشت:

$$P(\mathbf{x}, t + \Delta t) - 2P(\mathbf{x}, t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) = -\Delta t^2 L^2 P(\mathbf{x}, t) + \frac{\Delta t^4}{12} L^4 P(\mathbf{x}, t) \quad (\text{الف-۸})$$

همچنین می‌توان معادله (الف-۸) را بصورت زیر نوشت:

$$\frac{1}{\Delta t^2} \left[P(\mathbf{x}, t + \Delta t) - 2P(\mathbf{x}, t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) - \frac{\Delta t^4}{12} L^4 P(\mathbf{x}, t) \right] = -L^2 P(\mathbf{x}, t) \quad (\text{الف-۹})$$

اگر معادله (الف-۹) را با معادله (۳-۹) مقایسه کنیم، ملاحظه می‌شود که عبارت سمت چپ، تقریب درجه چهار برای مشتق درجه دو زمان است.

$$\frac{\partial^2 P(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} = \frac{1}{\Delta t^2} \left[P(\mathbf{x}, t + \Delta t) - 2P(\mathbf{x}, t) + P(\mathbf{x}, t - \Delta t) - \frac{\Delta t^4}{12} \frac{\partial^4 P(\mathbf{x}, t)}{\partial t^4} \right] \quad (\text{الف-۱۰})$$

بطوریکه

$$\begin{aligned} -L^4 P(\mathbf{x}, t) &= L^2 \frac{\partial^2 P(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \\ &= -\frac{\partial^2}{\partial t^2} (-L^2 P(\mathbf{x}, t)) \\ &= -\frac{\partial^4 P(\mathbf{x}, t)}{\partial t^4} \end{aligned} \quad (\text{الف-۱۱})$$

بنابراین عبارت عملگر L^4 توسط $\frac{\partial^4}{\partial t^4}$ جایگزین می‌گردد.

پیوست ب

معادلات برونیاپی میدان موج و مشتق آن

با استفاده از معادله (۳-۱۳) می توان نوشت:

$$P(t + \Delta t) + P(t - \Delta t) = 2 \sum_{k=0}^{M \rightarrow \infty} C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) P(t) \quad (۹) \quad (۱-ب)$$

افزودن $-2P(t)$ به طرفین معادله (۱-ب) و ضرب آنها در $\frac{1}{(\Delta t)^2}$ نتیجه می دهد.

$$\frac{P(t + \Delta t) - 2P(t) + P(t - \Delta t)}{(\Delta t)^2} = \frac{2}{(\Delta t)^2} \sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) P(t) - 2P(t) \quad (۲-ب)$$

عبارت سمت چپ معادله (۲-ب)، معادل تقریب تفاضل محدود مرتبه بصورت معادله (۳-ب) است،
 $W(P^{(n)})$ به شکل زیر تعریف می شود.

$$\frac{\partial^2 P}{\partial t^2} = c^2 \nabla^2 P = W(P(t))^{(n)} \quad (۳-ب)$$

با استفاده از دستگاه معادلات همیلتونی به شکل معادله (۳-۳)، نتیجه می دهد.

$$\frac{\partial P}{\partial t} = Q, \quad \frac{\partial Q}{\partial t} = \frac{\partial^2 P}{\partial t^2} \quad (۴-ب)$$

اکنون با استفاده از راه حل ترکیبی معادله (۳-۲۱) برای حل معادله (۴-ب) می توان نوشت.

$$Q^{(n+\frac{1}{3})} = Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t) c^2 \nabla^2 P^{(n)} \quad (۵-ب)$$

$$P^{(n+\frac{1}{2})} = P^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t) \left[Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t) c^2 \nabla^2 P^{(n)} \right] \quad (۶-ب)$$

$$Q^{(n+\frac{2}{3})} = Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} + \frac{2}{3}(\Delta t)c^2\nabla^2 \left[P^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t) \left(Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} \right) \right] \quad (\text{ب-۷})$$

$$P^{(n+1)} = \left[P^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t) \left(Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} \right) \right] + \frac{1}{2}(\Delta t) \left[Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} + \frac{2}{3}(\Delta t)c^2\nabla^2 \left[P^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t) \left(Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} \right) \right] \right] \quad (\text{ب-۸})$$

با ساده‌سازی عبارت فوق و صرفنظر از برخی عبارات مرتبه بالا و استفاده از عبارت روش بسط سریع بدست آمده در معادله (ب-۲)، نتیجه می‌دهد.

$$P^{(n+1)} = P^{(n)} + (\Delta t)Q^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t)^2 \left[\frac{2}{(\Delta t)^2} \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right] P^{(n)} \right] \quad (\text{ب-۹})$$

بدین ترتیب عبارت معادله (۳-۲۹) برای برونمایی میدان موج بصورت زیر بدست می‌آید.

$$P^{(n+1)} = P^{(n)} + (\Delta t)Q^{(n)} + \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right] P^{(n)} \quad (\text{ب-۱۰})$$

برای محاسبه مشتق میدان موج $Q^{(n+1)}$ و بصورت زیر داریم:

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n+\frac{2}{3})} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n+1)} \quad (\text{ب-۱۱})$$

$$\begin{aligned}
Q^{(n+1)} = & Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} + \\
& + \frac{2}{3}(\Delta t)c^2\nabla^2 \left[P^{(n)} + \frac{1}{2}(\Delta t) \left(Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} \right) \right] + \\
& + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 \left[P^{(n)} + \Delta t Q^{(n)} + \left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) P^{(n)} \right]
\end{aligned} \tag{ب-۱۲}$$

$$\begin{aligned}
Q^{(n+1)} = & Q^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} + \frac{2}{3}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} + \frac{1}{3}(\Delta t)^2 c^2\nabla^2 Q^{(n)} + \\
& + \frac{1}{18}(\Delta t)^3 c^4\nabla^4 P^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} + \frac{1}{6}(\Delta t)^2 c^2\nabla^2 Q^{(n)} + \\
& + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) P^{(n)} \right]
\end{aligned} \tag{ب-۱۳}$$

با ساده‌سازی عبارت فوق و صرف‌نظر از برخی عبارات مرتبه بالا نتیجه می‌دهد.

$$\begin{aligned}
Q^{(n+1)} = & Q^{(n)} + (\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} \\
& + \frac{1}{6}(\Delta t)c^2\nabla^2 P^{(n)} \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right]
\end{aligned} \tag{ب-۱۴}$$

$$\begin{aligned}
Q^{(n+1)} = & Q^{(n)} + (\Delta t) \left[\frac{2}{(\Delta t)^2} \left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) P^{(n)} \right] + \\
& + \frac{1}{6}(\Delta t) \left[\frac{2}{(\Delta t)^2} \left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) P^{(n)} \right] \times \\
& \times \left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right]
\end{aligned} \tag{ب-۱۵}$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times \\ \times \left[2P^{(n)} + \frac{1}{3} P^{(n)} \left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \quad (\text{ب-۱۶})$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times \\ \times \left[2P^{(n)} + \frac{1}{3} P^{(n)} \left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) \right) - \frac{1}{3} P^{(n)} \right] \quad (\text{ب-۱۷})$$

با استفاده از معادله (۳-۳۱) بصورت زیر داریم:

$$\left[\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) \right] P^{(n)} = \left(\frac{P^{(n+1)} + P^{(n-1)}}{2} \right) \quad (\text{ب-۱۸})$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times \\ \times \left[2P^{(n)} + \frac{1}{3} \left(\frac{P^{(n+1)} + P^{(n-1)}}{2} \right) - \frac{1}{3} P^{(n)} \right] \quad (\text{ب-۱۹})$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times \\ \times \left[2P^{(n)} + \frac{P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)} + 2P^{(n)}}{6} - \frac{1}{3} P^{(n)} \right] \quad (\text{ب-۲۰})$$

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times$$

$$\times \left[2P^{(n)} + \frac{P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)}}{6} + \frac{1}{3}P^{(n)} - \frac{1}{3}P^{(n)} \right] \quad (\text{ب-۲۱})$$

بدین ترتیب عبارت معادله (۳-۳۳) برای برونابی مشتق میدان موج بصورت زیر بدست می‌آید.

$$Q^{(n+1)} = Q^{(n)} + \frac{1}{(\Delta t)} \left[\left(\sum_{k=0}^M C_{2k} J_{2k}(\Delta t R) Q_{2k} \left(\frac{iL}{R} \right) - 1 \right) \right] \times$$

$$\times \left[2P^{(n)} + \frac{1}{6}(P^{(n+1)} - 2P^{(n)} + P^{(n-1)}) \right] \quad (\text{ب-۲۲})$$

Abstract:

Steeply dipping structures in complex geological media have a great capability for petroleum bearing structures. They are becoming more and more important in recent years. Imaging of such complex geological structures is not performed properly using a set of ray-tracing and, wave-field based, one-way wave equation imaging methods. Thus, reverse time migration (RTM), as a two way wave-field based method is used to image these steeply dipping structures. In addition to its superiority, RTM faces to some challenges. In this thesis, it has attempt to improve the RTM imaging method by introducing a new wave-field extrapolation technique named as Leapfrog-rapid expansion method (L-REM) and also to propose a new imaging condition to suppress the low frequencies artifacts of the RTM method. Hence, the possibility of using a symplectic integrator for wave-field extrapolation based on the Leapfrog (L) and rapid expansion method has been discussed and a new scheme (L-REM) was proposed to extrapolate the wave-field and its derivative. The obtained results of this new scheme on numerical examples indicate that using of this method for estimation of wave fields and their derivatives are in high level of accuracy and stability comparing to the similar methods. Furthermore, it is not limited by time steps and dose not faces to the dispersion and stability problems. The results also show that L-REM is not only accurate for small time sampling steps but also is more accurate for large time steps comparing to the other methods. In the next step, it has tried to improve the imaging condition as the heart of RTM method to obtain a high quality image of steep dip structures and to suppress its low frequency noises. The Poynting vectors were then calculated by using the wave-field and its derivative results. These vectors were used to separate the up-going and down-going components of the wave-field. They also used to calculate the reflection angles as a basis for a proposed weighting function. After that, a new imaging condition based on the separated wave-field components was provided. This imaging condition could supress a part of the low frequency noises that start to appear for the reflection angle larger than 60 degree. To supress the remains part of the low frequency noises, the aforementioned weighting function was added to the imaging condition to form a complete new imaging condition. Based of the direct relationship of reflection angles and noise production, the reflection angle range 61 to 90 degree was divided to a triplet domain and a specific weight was allocated for each sub-domain. Finally, the improved RTM algorithm was tested and validated by using some synthetic different models and a

real dataset. The acquired results showed the efficiency and capability of the new RTM procedure for imaging of the subsurface structures in complex geological media. It has also shown that the proposed method is superior than to the others imaging methods of seismic data in imaging of steep dipping structures and handle more properly for the low frequency noises of RTM method. It was also shown this method produce a final migrated image with high quality in each cases.

Keywords: Steeply dipping structures, RTM, low frequency noises, Leapfrog-Rapid Expansion Method (L-REM), poynting vector, imaging condition.



Faculty of Mining, Petroleum and Geophysics

PhD Dissertation in Mining Exploration

**Improvement of reverse time migration using imaging
condition and solving the wave equation**

By: Farzad Moradpouri

Supervisor:

Prof. Dr. Ali Moradzadeh

July 2016