

بررسی تأثیر بی‌هنجاری‌های عمیق بر ساختار گوشته بالایی در توموگرافی زمان‌رسید امواج درونی به روش ACH

فروغ کشوری^۱، ظاهر حسین شمالی^{۲*} و نوربخش میرزایی^۳

^۱ دانشجوی دکتری ژئوفیزیک، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۲ استادیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

^۳ دانشیار، گروه فیزیک زمین، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، ایران

nmirzaii@ut.ac.ir, shomali@ut.ac.ir, keshvari@ut.ac.ir

(تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۱۲/۱۷، تاریخ پذیرش: ۱۳۸۸/۶/۲۵)

چکیده

اساس کار روش ACH بر استفاده از داده‌های زمان‌رسید نسبی زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای برای به‌دست آوردن تغییرات سرعت در گوشته بالایی است. در این راستا، سعی می‌شود که تأثیر پارامترهای چشمه و مسیر پرتو از چشمه تا زیر منطقه مورد بررسی کمینه شود. به‌این ترتیب، تنها تأثیر ناشی از ساختار سرعت منطقه در داده‌های زمان‌رسید باقی می‌ماند. هدف این تحقیق، بررسی میزان تأثیر بی‌هنجاری‌های بخش‌های پایین‌تر (مخصوصاً بی‌هنجاری‌هایی که در زیر منطقه مورد بررسی قرار دارند) بر ساختار سرعت منتج است. به همین منظور، با استفاده از یک ساختار فرضی سرعت و قرار دادن بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی، درست در زیر منطقه مورد بررسی، وارون‌سازی برای به دست آوردن ساختار سرعت صورت گرفت. نتایج نشان می‌دهد که این بی‌هنجاری‌ها عمدتاً در عمق‌های بیشتر از ۳۰۰ کیلومتر که قدرت تفکیک در آنجا کمتر است، نفوذ می‌کنند. به‌علاوه، تغییراتی جزئی، در ساختار اصلی فرض شده در منطقه در عمق‌های کمتر از ۱۲۰ کیلومتر نیز، مشاهده می‌شود. باوجود این، همه مدل‌ها توانسته‌اند شکل‌های عمده (زون‌های گذار و بی‌هنجاری‌های اصلی) موجود در ساختار فرضی را بازسازی کنند.

واژه‌های کلیدی: امواج درونی، توموگرافی، روش ACH، ساختار گوشته بالایی

The effects of deep anomalies on upper mantle structures resolved by ACH-based body wave teleseismic tomography method

Forough Keshvari¹, Zaher Hossein Shomali^{1*} and Noorbakhsh Mirzaei¹

¹Earth Geophysics Department, Institute of Geophysics, University of Tehran, Iran

(Received: 17 March 2009, accepted: 16 September 2009)

Summary

Teleseismic body wave tomography beneath a profile of portable seismic stations using the ACH method (named after authors Aki, Christoffersson, and Husebye) is generally based on relative residual data from teleseismic earthquakes. The relative residuals are inverted to retrieve the two dimensional structure of the velocity perturbation relative to a spherical reference Earth model (for example, IASP91) in the structure of interest beneath the profile. This method tries to minimize the influence of extraneous factors, such as

*Corresponding author:

shomali@ut.ac.ir

*نگارنده رابط:

errors in earthquake location or origin time and ray paths from the source to the base of the target volume, by subtracting the mean of the arrival-time residuals for each event, since only the velocity deviations in the target model are investigated. The data are then corrected for crustal travel-time variations *a priori* inversion. Because travel time perturbation reflects the velocity perturbation integrated along the ray path, some perturbations in the target model may be caused by deeper structures in the upper mantle. This paper intends to study whether the de-meaning process used in the ACH method can remove the effects of deeper mantle anomalies (especially those located directly underneath the target region) or deeper heterogeneities that may leak into the velocity structure of the region of interest. Therefore, considering some different hypothetical velocity structures, including positive and negative anomalies (with relatively high and low velocities, respectively), this study targets an area approximately 1% immediately underneath the base of the model at a depth of 460 to 660 km in an attempt to determine how the velocity structure of the upper mantle beneath a profile would be affected by the presence of possible anomalies in greater depths. Hypothetical tests were applied using teleseismic data recorded in a profile across the Zagros collision zone. The Zagros seismic experiment comprised 66 short-period, medium- and broad-band stations deployed along a NE-SW transect from Bushehr to Posht-e-badam in the southwestern part of Central Iran between November 2000 to April 2001. The profile is believed to be almost perpendicular to the main tectonic units of the Zagros collision zone. For the target model, a simplified P-wave structure to a depth of 460 km based on the tectonic observations and previous tomographic results consisting of two relatively high and low velocity anomalies of approximately $\pm 3\%$ at depths of 120 to 300 km, respectively, beneath the Zagros zone and Central Iran were embedded within the reference Earth model. These two anomalies were separated by a sharp sub-vertical transition. Using the target model structure and postulating different anomalies underneath the base of the model, the relative residuals were inverted. The results indicate that these hypothetical heterogeneities in the mantle below the base of the model leads to some effects in the velocity structure of depths lower than 300 km, which have lower resolution. These effects could be attributable to insufficient resolution of the target model at these depths due to a low number of criss-crossing rays. Moreover, there are some deviations in depths of 120 km up to Moho. However, all models retrieve the major features (including transitions and major blocks) available in the hypothetical model, albeit with underestimated amplitude due to the regularization parameters and model parameterization.

Key words: body wave, tomography, ACH method, upper mantle structure

۱ مقدمه

سرعت با استفاده از زمان سیرهای دورلرزه‌ای ابداع شد، اگرچه بعدها در مدل‌سازی ساختار ناهمسانگردی و میرایی نیز به کار رفت (ماسون و ترامپرت، ۱۹۹۷). روش ACH به گونه‌ای تعریف شده است که فقط از بخش انتهایی پرتو رسیده از زمین‌لرزه به ایستگاه لرزه‌ای برای بررسی تغییرات سرعت در منطقه مورد بررسی استفاده می‌کند؛ یعنی، تنها بخش انتهایی پرتو که در منطقه مورد بررسی قرار گرفته است، به صورت سه‌بعدی مدل‌سازی و سپس برای به دست آوردن ساختار سرعت

توموگرافی زمان سیر امواج درونی دورلرزه‌ای به روش ACH، یکی از روش‌هایی است که به‌طور گسترده در تحقیقات توموگرافی برای به دست آوردن اطلاعاتی در مورد بی‌هنجاری‌های موجود در درون زمین و تعیین ساختار سه‌بعدی سرعت پوسته و گوشته به کار می‌رود. مرور بسیار کاملی بر این روش و فرمول‌بندی ریاضی و بیان نقاط قوت و ضعف آن را ایونس و آخوار (۱۹۹۳) عملی ساخته‌اند. این روش، عمدتاً برای بازیابی ساختار

آن، تحقیقات بسیاری در راستای به تصویر کشیدن ساختار سه‌بعدی زمین در مقیاس‌های محلی، منطقه‌ای و جهانی در سراسر دنیا صورت گرفت. به دست آوردن تفاوت بین خواص لرزه‌ای مشاهده‌شده از لرزه‌نگاشت‌ها (مانند زمان‌رسید فازها و شکل موج‌های لرزه‌ای) و پیش‌بینی‌های صورت گرفته با یک مدل زمینه، اساس کار توموگرافی لرزه‌ای را تشکیل می‌دهد.

در توموگرافی لرزه‌ای از انواع گوناگون داده‌ها نظیر امواج درونی، امواج سطحی و نوسان‌های آزاد استفاده می‌شود. این داده‌ها براساس فاصله رومرکز زمین‌لرزه‌ها نسبت به ایستگاه‌های لرزه‌ای به سه دسته تقسیم می‌شوند: داده‌های محلی، منطقه‌ای و دورلرزه‌ای. داده‌هایی که در آن رومرکز زمین‌لرزه‌ها نسبت به ایستگاه‌ها در حدود 1° باشد، داده‌های محلی و داده‌هایی که فاصله رومرکزی آن‌ها به بیش از 30° (تا حدود 90°) برسد، داده‌های دورلرزه‌ای هستند و بین دو فاصله پیش‌گفته برای داده‌های محلی و دورلرزه‌ای، داده‌های منطقه‌ای قرار دارند. به دلیل بعد مسافت، داده‌های دورلرزه‌ای فرصت کافی برای جدایش فازها را ندارند؛ به همین دلیل، فازها، روی رکورد زمین‌لرزه بهتر نمایان می‌شوند. گاهی وقت‌ها برای توموگرافی لرزه‌ای، زمین‌لرزه‌ها و ایستگاه‌ها، هر دو در منطقه مورد بررسی قرار دارند. در این حالت، ابعاد منطقه مورد بررسی از اندازه‌های محلی تا جهانی که در آن ساختار تمام گوشته مورد بررسی قرار می‌گیرد، تغییر می‌کند.

لازم به ذکر است که در این حالت، تعیین سرعت ساختار سه‌بعدی و تعیین محل مجدد کانون زمین‌لرزه بایستی هم‌زمان صورت گیرد (هیراهارا، ۱۹۹۳). در بعضی حالت‌ها نیز، رومرکز زمین‌لرزه‌ها در خارج از منطقه مورد بررسی قرار دارد و فقط ایستگاه‌ها در منطقه هستند. در این حالت که عمدتاً از داده‌های دورلرزه‌ای استفاده می‌شود، نیازی به تصحیح پارامترهای چشمه نیست. گاهی هم زمین‌لرزه‌ها، درون منطقه مورد بررسی قرار دارند و

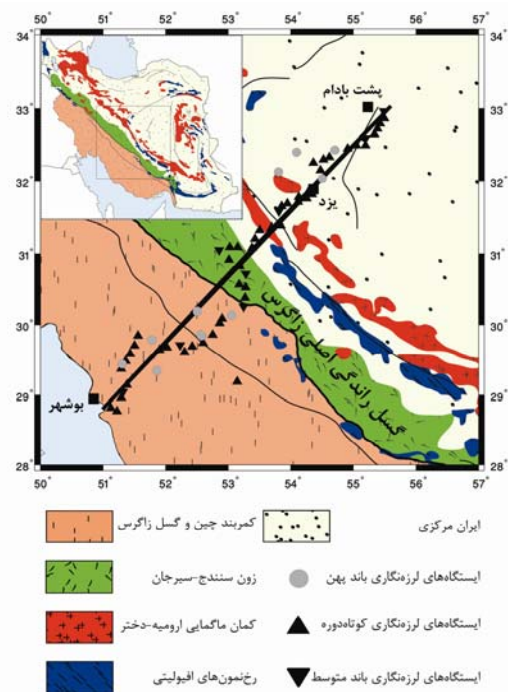
وارون می‌شود. در واقع، در این بین سعی بر این است که تأثیر خطای ناشی از پارامترهای چشمه و بی‌هنجاری‌های موجود در مسیر پرتو تا زیر منطقه مورد بررسی کمینه شود. این بحث، اساس روش ACH است. با این حال، این نکته وجود دارد که آیا به این ترتیب، تأثیر بی‌هنجاری‌های مسیر را می‌توان به طور کامل حذف کرد؟ یا اینکه اثر بی‌هنجاری‌هایی که به‌خصوص در زیر منطقه مورد بررسی قرار دارند، وارد ساختار سرعت به دست آمده در منطقه می‌شود و نتیجه کار را تحت تأثیر قرار می‌دهد؟

در این تحقیق، تلاش شده است که در ابتدا تئوری روش ACH و حذف تأثیر مسیر پرتو در خارج از منطقه مورد بررسی، به تفصیل بیان شود. سپس، با در نظر گرفتن مدل‌های فرضی برای ساختار سرعت و قرار دادن بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در زیر منطقه به گونه‌های متفاوت، داده‌های مصنوعی ایجاد شود و وارون‌سازی صورت گیرد. برای این کار از داده‌های امواج درونی P زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای که در یک نیم‌رخ (پروفیل) از ایستگاه‌های موقت لرزه‌نگاری از بوشهر تا پشت‌بادام در شمال شرق یزد شکل ۱ ثبت شده، استفاده شده است. برای مدل فرضی ساختار سرعت اولیه نیز، از تغییرات عمده سرعت در گوشته بالایی زیر همین نیم‌رخ (شمالی)، مکاتبات شخصی (توموگرافی زمان‌سیر دورلرزه‌ای موج P که از این به بعد مدل نیم‌رخ زاگرس نامیده می‌شود) الهام گرفته شده است.

۲ تئوری

بررسی ساختار درونی زمین و خواص فیزیکی آن تا چند هزار کیلومتر ژرفا از مسائل مورد علاقه دانشمندان علوم زمین است. یکی از روش‌های مناسب برای درک بهتر روند تغییرات زمین‌شناسی و ژئوفیزیکی در پوسته، گوشته بالایی و بخش‌های عمیق‌تر زمین، توموگرافی لرزه‌ای است. این روش به‌خصوص، پس از بررسی‌های اکی و لی (۱۹۷۶) و اکی و همکاران (۱۹۷۷) شکوفا شد و پس از

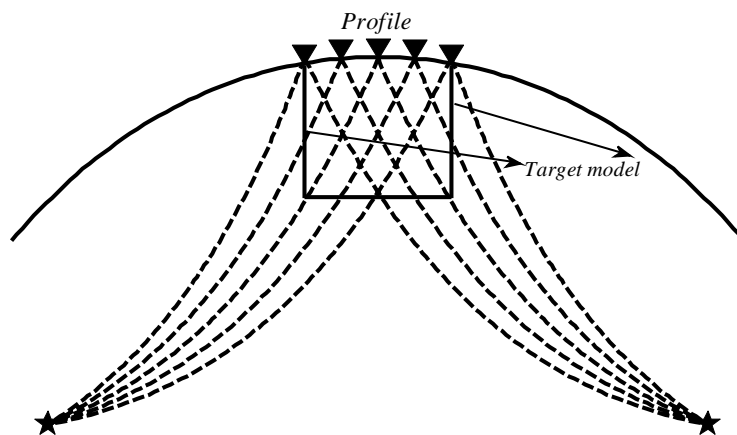
امواج درونی دورلرزه‌ای قرار گرفت و همچنین، یکی از موفق‌ترین روش‌ها برای به دست آوردن تصویری از ساختار سرعت لرزه‌ای زمین شد. این روش پس از کار مشترک اکی، کریستوفرسون و هوسبای (۱۹۷۷) که اولین بار این روش را ابداع کرده بودند، ACH نام گرفت. روش ACH، برای آرایه‌های محدود که تنها بخشی از مسیر کلی پرتو از چشمه تا ایستگاه‌ها را شامل می‌شوند، به کار می‌رود. در این حالت، بررسی ساختار سرعت به حجمی از پوسته و گوشته بالایی زیر آرایه، محدود می‌شود که منطقه مورد بررسی نام دارد. همان‌طور که در بالا اشاره شد، روش ACH زمانی به کار می‌رود که ایستگاه‌ها در بالای منطقه مورد بررسی و زمین‌لرزه‌ها در بیرون آن قرار دارند (شکل ۲). برخلاف توموگرافی‌هایی که در مقیاس جهانی صورت می‌گیرند و تمام مسیر پرتو از کانون زمین‌لرزه تا ایستگاه لرزه‌ای را مورد استفاده قرار می‌دهند، در روش ACH، فقط بخشی از مسیر کلی پرتو که درون منطقه مورد بررسی قرار گرفته است، مدل‌سازی می‌شود. به عبارت دیگر، مسیر پرتو از چشمه زمین‌لرزه تا زیر منطقه مورد بررسی به‌طور تقریبی از مجموعه داده‌ها حذف می‌شود. به همین دلیل، در این روش سرعت مطلق در منطقه محاسبه نمی‌شود، بلکه تغییرات سرعت نسبت به مدل اولیه‌ای که نامعلوم باقی می‌ماند، به دست می‌آید (اکی و همکاران، ۱۹۷۷).



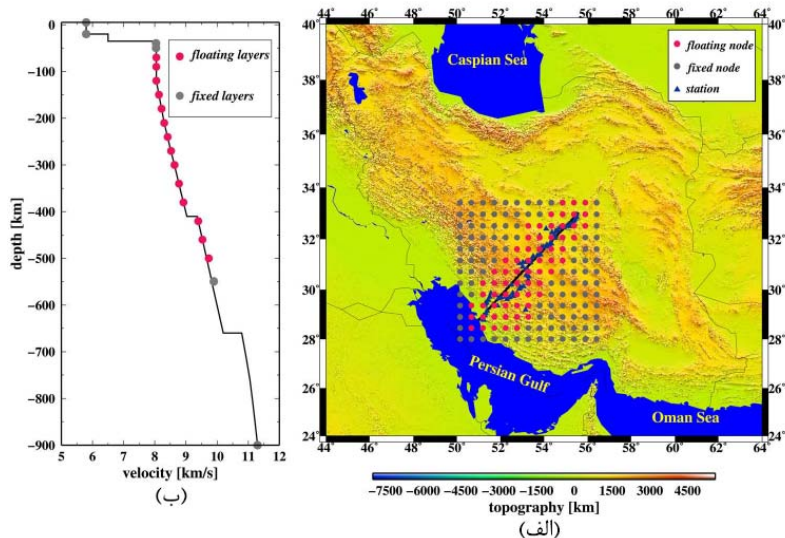
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی منطقه برداشت داده‌ها در نیم‌رخ بوشهر-پشت بادام. خط سیاه‌رنگ، امتداد نیم‌رخ را نشان می‌دهد.

ایستگاه‌های درون و بیرون این منطقه، داده‌ها را ثبت می‌کنند که در این حالت نیز، تعیین محل مجدد کانون زمین‌لرزه ضروری است (هیراهارا، ۱۹۹۳).

اکی و همکاران (۱۹۷۷)، مدل جدیدی از پوسته و گوشته بالایی زیر آرایه را با استفاده از توموگرافی زمان‌سیر امواج درونی زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای به دست آوردند که پس از آن پایه بسیاری از توموگرافی‌های



شکل ۲. مسیر نمادین پرتوهای رسیده از دو زمین‌لرزه دور به ایستگاه‌های یک نیم‌رخ و منطقه مورد بررسی. پرتوها به صورت تقریباً قائم وارد منطقه مورد بررسی می‌شوند.



شکل ۳. پارامتربندی مدل برای نیم‌رخ زاگرس. (الف) تصویر تپوگرافی ایران به همراه نقاط شبکه برای توموگرافی امواج دورلرزه‌ای P در امتداد زون برخوردی زاگرس. (ب) نقاط شبکه تعیین‌شده در عمق منطقه مورد بررسی. خط خاکستری‌رنگ، سرعت مدل زمینه IASP91 را نشان می‌دهد. نقاط خاکستری، نقاطی هستند که سرعت در آنها ثابت در نظر گرفته می‌شود و سرعت نقاط سرخ‌رنگ در طول روند توموگرافی محاسبه می‌شود.

دست آمده برای ساختار منطقه دارد، به هنگام تعیین اندازه بلوک‌ها بایستی در نظر گرفته شود. از همین رو ضخامت لایه‌ها در عمق‌های پایین‌تر منطقه که برخورد پرتوها به میزان قابل ملاحظه‌ای کمتر است (به دلیل اینکه پرتوها به صورت تقریباً قائم وارد منطقه می‌شوند)، بیشتری شود (شکل ۳-ب و شکل ۴-ب). تصویر شبکه‌بندی در جهت قائم و افق برای توموگرافی در امتداد نیم‌رخ زاگرس در شکل ۳ نشان داده شده است. در این شکل، نقاط شبکه سرخ‌رنگ، نقاط شبکه‌ای هستند که سرعت آن‌ها در طی روند وارون‌سازی تعیین می‌شود؛ ولی، نقاط خاکستری‌رنگ در طول وارون‌سازی ثابت فرض می‌شوند. این نقاط در جهت‌های افقی و قائم به ترتیب، در شکل‌های ۳-الف و ۳-ب نشان داده شده است. در شکل ۳-ب، خط خاکستری‌رنگ، سرعت مدل زمینه یک‌بعدی که در این جا مدل IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) است را نشان می‌دهد. تصویر برخی از پرتوهای زمین‌لرزه‌های رسیده به ایستگاه‌ها برای مطالعه مذکور تا عمق ۶۵۰ کیلومتر در سه بخش، از سطح زمین تا عمق ۷۰ کیلومتر، از عمق ۷۰ تا ۴۶۰ کیلومتر و از ۴۶۰ تا ۶۵۰ کیلومتر در

در روش ACH، ابتدا مدل زمین به صورت لایه‌هایی همگن (مدل زمینه) در نظر گرفته می‌شود. منطقه مورد بررسی شامل حجمی در زیر آرایه ایستگاه‌ها است که عمق آن به اندازه تجربی دوسوم طول آرایه (ایونس و آخوار، ۱۹۹۳) در نظر گرفته می‌شود. در این حالت، ساختار بیرون از این منطقه همان مدل زمینه است. داخل منطقه به لایه‌ها و این لایه‌ها به بلوک‌هایی تقسیم می‌شود. تعیین ضخامت لایه‌ها و اندازه بلوک‌ها از جمله بخش‌های مهم در هر کار توموگرافی است. فاصله بین ایستگاه‌های لرزه‌ای، محتوای بسامدی داده‌ها و هندسه پرتوها بر تعیین اندازه بلوک‌ها موثرند (شمالی و همکاران، ۲۰۰۲). از آنجاکه بی‌هنجاری‌های کوچک‌تر از طول موج غالب به صورت جسمی همگن رفتار می‌کنند؛ بنابراین، اندازه بلوک‌ها بایستی کمتر از طول موج سیگنال عبورکننده از محیط در نظر گرفته شود (اکی و همکاران، ۱۹۷۷). همچنین، این بلوک‌ها بایستی طوری تعیین شوند که حداقل یک ایستگاه در بالای بلوک، در سطح قرار گیرد. میزان پرتوهای عبوری و در واقع، میزان برخورد پرتوها در هر بلوک که تأثیر مستقیم بر قدرت تفکیک تصویر به

$$\delta T \approx - \int_{S^0} \frac{\delta V(r)}{V_o^2(r)} ds, \quad (2)$$

که $V_o(r)$ و S^0 به ترتیب، سرعت و مسیر پرتو در مدل زمینه و $\delta V = V - V_o$ است و δT باقی مانده زمان رسیدها نام دارد که عبارت از اختلاف زمان رسیدهای مشاهده‌ای و محاسبه شده در مدل زمینه است. مدل زمینه، مدلی یک بُعدی از سرعت برحسب عمق است. این مدل، شامل لایه‌های همگن با ضخامت و سرعت یکنواخت است. طبق رابطه (۲)، در توموگرافی خطی، ارتباط بین باقی مانده زمان رسیدها و تغییرات سرعت نسبت به مدل زمینه، خطی در نظر گرفته و تغییرات سرعت تحت همین فرض محاسبه می‌شوند و مسیر پرتوها تنها یک مرتبه (با توجه به مدل زمینه) تعیین می‌شود. اما، نکته مهم در توموگرافی زمان سیر امواج درونی این است که مسیر پرتو نیز، به سرعت امواج بستگی دارد. بنابراین، می‌توان حالت دیگری را در نظر گرفت که مسیر پرتو را نسبت به تصحیحات سرعت در طول مراحل وارون‌سازی تصحیح می‌کند. این روش، توموگرافی غیر خطی تکراری نام دارد. به نظر نالت (۱۹۹۳)، میزان این غیر خطی بودن زیاد نیست؛ ولی، نتایج به دست آمده نسبت به روش خطی دارای کیفیت بسیار بهتری است. در هر تکرار، پس از اعمال تصحیحات سرعت، مسیر پرتوها مجدداً تعیین می‌شود و این کار تا زمانی ادامه می‌یابد که داده‌های محاسبه شده و مشاهده‌ای برازش شوند. تجربه نشان داده است که وارون‌سازی پس از چهار تکرار متوقف می‌شود؛ این، زمانی است که اختلاف بین پارامترهای مدل (جمع مربعات نرمال تغییرات مدل) در هر تکرار به مقدار خیلی کمی می‌رسد (شمالی و همکاران، ۲۰۰۲؛ لیبیچ و همکاران، ۲۰۰۳). شکل ۵، واریانس داده‌ها را برحسب تغییرات طول مدل نشان می‌دهد. از این نمودار برای تعیین تعداد تکرارها در طول وارون‌سازی استفاده می‌شود. همان‌طور که مشاهده می‌شود، بیشترین میزان تغییرات

شکل ۴ نمایش داده شده است. منطقه مورد بررسی تا عمق ۴۶۰ کیلومتر شبکه بندی شده است و شکل ۴-ج، صرفاً برای نشان دادن میزان کم برخورد پرتوها در این منطقه نسبت به عمق‌های بالاتر است. با توجه به شکل‌های ۴-الف و ۴-ب، برخورد پرتوها در بخش مرکزی منطقه مورد بررسی (تقریباً در عمق‌های بین ۱۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر) بیشتر از سایر بخش‌ها است که این موجب زیاد شدن قدرت تفکیک در این منطقه می‌شود. با افزایش عمق، از میزان این برخوردها کاسته می‌شود که افزایش ضخامت لایه‌ها (به منظور افزایش برخوردها در هر بلوک) آن‌را جبران می‌کند. در اعماق کم (حدوداً کمتر از ۵۰ km، شکل ۴-الف) که پرتوها به ایستگاه‌ها نزدیک می‌شوند، تقاطع پرتوها به کمترین مقدار می‌رسد. همچنین، در اعماق بیشتر (شکل ۴-ج) هم، میزان برخورد پرتوها به دلیل دور شدن آنها از یکدیگر کم می‌شود. از این رو، توموگرافی زمان سیر دورلرزه‌ای برای این عمق‌ها صورت نمی‌گیرد.

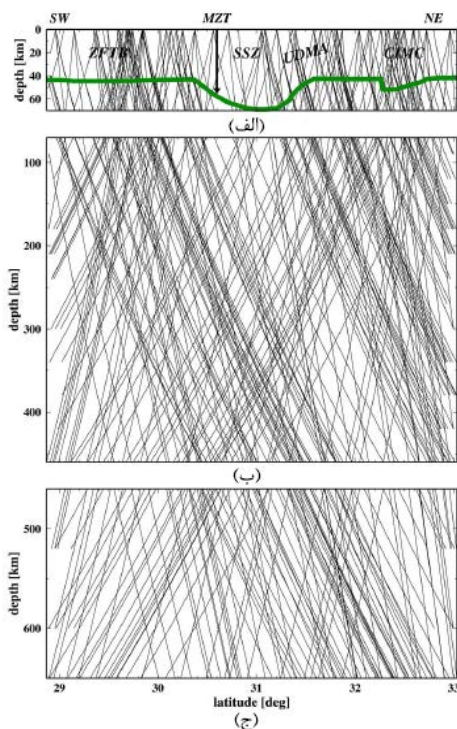
در توموگرافی زمان سیر امواج درونی، رابطه بین زمان سیر امواج درونی و ساختار سرعت زیر آرایه، مورد بررسی قرار می‌گیرد:

$$T = \int_S \frac{ds}{V(r)}, \quad (1)$$

که T زمان سیر، S مسیر پرتو و $V(r)$ سرعت پرتو است. ذکر این نکته ضروری است که زمان سیر و مسیر پرتو به سرعت پرتو ($V(r)$) بستگی دارند. همان‌طور که مشاهده می‌شود، ارتباط زمان سیر و سرعت به صورت غیرخطی است که وابستگی مسیر پرتو به سرعت نیز، بر این نکته تأکید می‌کند. با توجه به اینکه حل مسائل وارون برای روابط غیرخطی بسیار مشکل و اغلب اوقات غیرممکن است، رابطه (۱) مطابق با راه حل نالت (۱۹۹۳) به رابطه خطی تبدیل می‌شود (اثبات این مسئله در ضمیمه الف آمده است):

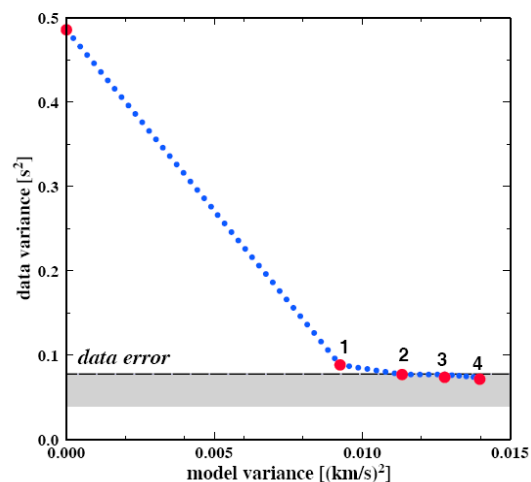
(تغییرات در واریانس داده‌ها) در تکرار اول رخ می‌دهد و تکرارهای بعدی تغییرات کوچکی را به همراه دارند. زمانی که این تغییرات کمتر از خطای پیک کردن داده‌ها (حدود ۰/۰۸ ثانیه برای پیک کردن داده‌ها به روش نسبی) شود، وارون‌سازی متوقف می‌شود.

در توموگرافی زمان‌سیر امواج درونی دورلرزه‌ای، زمین‌لرزه‌ها با آرایه‌ای از ایستگاه‌های لرزه‌نگاری ثبت می‌شوند و اختلاف زمان‌رسید مشاهده‌ای امواج لرزه‌ای رسیده به ایستگاه‌ها و زمان‌رسید تئوری که براساس مدل زمینه به دست می‌آید، وارون می‌شود تا ساختار سه‌بعدی سرعت زیر آرایه نمایان شود. در این راستا، ابتدا بایستی زمان‌رسیدهای مشاهده‌ای تعیین شوند. چون در روش ACH سرعت مطلق محاسبه نمی‌شود؛ بنابراین، نیازی به تعیین زمان‌رسید مطلق امواج وجود ندارد و می‌توان زمان‌رسیدها را به صورت نسبی تعیین کرد. این روش موجب بیشتر شدن دقت در پیک کردن فازها می‌شود. از آنجا که امواج درونی ممکن است بر اثر انتشار در مسیرهای طولانی دچار تغییر شکل شوند، تعیین دقیق نقطه شروع فازها مشکل است. به همین دلیل، روش پیک کردن نسبی فازها پیشنهاد می‌شود. نمونه‌ای از پیک کردن داده‌ها به روش نسبی در شکل ۶ نشان داده شده است. برای پیک کردن داده‌ها به روش نسبی، از میان نگاشت‌های مربوط به یک زمین‌لرزه شکل ۶-الف، نگاشتی که دارای نسبت سیگنال به نوفه زیادی باشد، به مثابه نگاشت مرجع در نظر گرفته می‌شود. اولین پیک یا تراف مشخص فاز مربوطه، در حکم اولین رسید انتخاب می‌شود شکل ۶-ب؛ سپس، این شکل موج روی سایر نگاشت‌ها انداخته می‌شود شکل ۶-ج تا پیک یا تراف‌های مربوطه با توجه به ایستگاه مرجع تعیین شوند (شمالی و همکاران، ۲۰۰۲). این روش برای اجتناب از پاشش موج است (ایونس و آخوار، ۱۹۹۳) و نسبت به زمان‌رسیدهای مطلق تعیین شده، بسیار دقیق‌تر است. میزان دقت در تعیین فاز P به دو روش مطلق و نسبی در جدول ۱ آورده شده

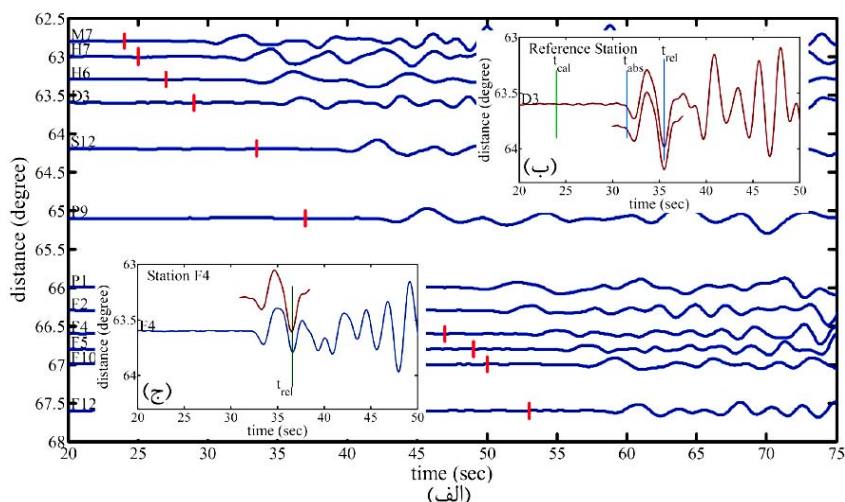


شکل ۴. پوشش پرتوها در زیر نیم‌رخ بوشهر-پشت‌بادام تا عمق ۶۵۰ کیلومتر. (الف) پوشش پرتوها تا عمق ۷۰ کیلومتر. (ب) پوشش پرتوها از عمق ۷۰ تا ۴۶۰ کیلومتر. (ج) پوشش پرتوها از عمق ۴۶۰ تا ۶۵۰ کیلومتر. خط سبز رنگ، عمق موهو را بر اساس تحقیق پال و همکاران (۲۰۰۶) نشان می‌دهد. محل گسل رورانده زاگرس با پیکان سیاه رنگ نشان داده شده است و محل واحدهای تکتونیکی در امتداد نیم‌رخ نوشته شده است.

Number of iteration



شکل ۵. تعیین تعداد تکرارها براساس بررسی واریانس داده‌ها برحسب تغییرات طول مدل برای وارون‌سازی صورت‌گرفته برای داده‌های مصنوعی استفاده‌شده در این تحقیق. در تکرار سوم، واریانس داده‌ها کمتر از میزان خطای تعیین‌شده داده‌ها شده است، لذا وارون‌سازی متوقف می‌شود.



شکل ۶. (الف) تصویر مولفه‌های قائم ثبت شده از زمین لرزه ۲۰۰۱/۳/۲۴ در ژاپن به طول و عرض جغرافیایی ۱۳۲/۵۴ و ۳۴/۱۰۸ و بزرگی $M_w = 6.8$ در دوازده ایستگاه لرزه‌ای نیم‌رخ بوشهر-پشت‌بادام. خط‌های سرخ‌رنگ، زمان‌رسیدهای تئوری با توجه به مدل زمینه IASP91 را نشان می‌دهد. (ب) با انتخاب ایستگاه مرجع، یک کپی از زمان‌رسید نسبی تعیین شده برداشته می‌شود. (ج) این کپی روی بقیه مولفه‌ها قرار داده می‌شود و زمان‌رسید نسبی برای آنها تعیین می‌شود.

واقعی پرتو از چشمه تا منطقه مورد بررسی در زیر آرایه و از زیر منطقه مورد بررسی تا گیرنده است. خط‌های مربوط به چشمه و مسیر تا زیر منطقه مورد بررسی، برای آرایه‌های کوچک در مقایسه با مسیر پرتو از چشمه تا گیرنده برای پرتوهای رسیده به ایستگاه‌ها برای هر زمین لرزه تقریباً ثابت است؛ بنابراین، با حذف میانگین باقی‌مانده زمان‌رسیدها برای هر زمین لرزه، فقط خطای مربوط به مسیر پرتو در منطقه مورد بررسی باقی می‌ماند (ایونس و آخوار، ۱۹۹۳). در حقیقت، با این کار زمین لرزه‌هایی با پارامترهای چشمه متفاوت که در مسیرهای متفاوت منتشر می‌شوند، نسبت به هم نرمال می‌شوند. حذف این مقدار به صورت زیر صورت می‌گیرد (ایونس و آخوار، ۱۹۹۳):

$$\Pi_{ij} = r_{ij} - r_{\text{mean},j}, \quad (4)$$

که در آن $r_{\text{mean},j}$ میانگین باقی‌مانده زمان‌رسیدها برای هر زمین لرزه و Π_{ij} باقی‌مانده زمان‌رسیدهای نسبی است. حذف میانگین باقی‌مانده زمان‌رسیدها، فرضیه اساسی و زیربنای روش ACH (اکی و همکاران، ۱۹۷۷) است. چون، تمام مسیر پرتو وارون نمی‌شود، نمی‌توان سرعت مطلق را با استفاده از باقی‌مانده‌های زمان‌رسید نسبی برای منطقه مورد بررسی محاسبه کرد. به عبارت دیگر، تغییرات

است. همان‌طور که ملاحظه می‌شود، دقت تعیین فاز به روش نسبی به مراتب بیشتر از روش مطلق است. بنابراین، به هنگام تعیین زمان‌رسید فازها برای هر کدام وزنی در نظر گرفته می‌شود که در واقع، میزان دقت تعیین هر فاز را نسبت به سایر فازها برای هر زمین لرزه نشان می‌دهد. فازهای تعیین شده با وزن چهار از مجموعه داده‌ها حذف می‌شوند. با تعیین تعداد فازهای پیک شده با وزن‌های یک، دو و سه، ضرب آنها در میزان خطای مربوطه و تقسیم بر تعداد کل زمان‌رسیدهای تعیین شده، خطای داده‌ها (۰/۰۸s) محاسبه می‌شود. زمان‌رسیدهای تعیین شده همان زمان‌رسیدهای مشاهده‌ای (t_{obs}) هستند. داده‌های زمان‌رسید تئوری (t_{cal}) برای هر زمین لرزه و ایستگاه براساس مدل زمان‌سیر زمینه تعیین می‌شود. باقی‌مانده زمان‌رسیدها از کم کردن زمان‌رسیدهای مشاهده‌ای و تئوری برای چشمه j و گیرنده i به صورت زیر به دست می‌آید (ایونس و آخوار، ۱۹۹۳):

$$r_{ij} = t_{\text{obs},ij} - t_{\text{cal},ij}, \quad (3)$$

که در آن r_{ij} باقی‌مانده زمان‌رسیدها است. باقی‌مانده زمان‌رسیدها، شامل خطای چشمه (تعیین محل رومرکز و زمان وقوع زمین لرزه) و اختلاف بین مدل زمینه و مسیر

جدول ۱. میزان خطا در پیک‌کردن به روش‌های مطلق و نسبی.

وزن داده‌شده	میزان خطا در پیک‌کردن به روش مطلق (S)	میزان خطا در پیک‌کردن به روش نسبی (S)	تعداد داده‌های پیک‌شده به روش نسبی
۱	۰/۲	۰/۰۵	۹۴۳
۲	۰/۳	۰/۱	۱۳۳
۳	۰/۵	۰/۳	۱۰۳
۴	۱	۰/۳	۶۰

سرعت نسبت به لایه‌های میانگینی که سرعت آنها نامعلوم است، به دست می‌آید. اگرچه، محاسبه زمان‌رسیدهای تئوری براساس مدل زمینه معلوم محاسبه می‌شود؛ تغییرات سرعت نهایی به دست آمده از وارون‌سازی، نایستی نسبت به مدل زمینه معلوم در نظر گرفته شود (اکی و همکاران، ۱۹۷۷). این مسئله موجب می‌شود که تغییرات نسبی سرعت، تنها در جهت افقی مدنظر قرار بگیرد و امکان تفسیر این تغییرات در جهت قائم وجود نداشته باشد. بنابراین، تفسیر تصاویر توموگرافی در جهت قائم دچار مشکل می‌شود؛ چون که سرعت‌های به دست آمده در عمق‌های متفاوت، درحقیقت با سرعت‌های لایه‌های میانگین متفاوت مرتبط است (لوک و ماسون، ۱۹۹۹). بنابراین، در این روش قدرت تفکیک در جهت قائم برخلاف جهت افقی، ضعیف است.

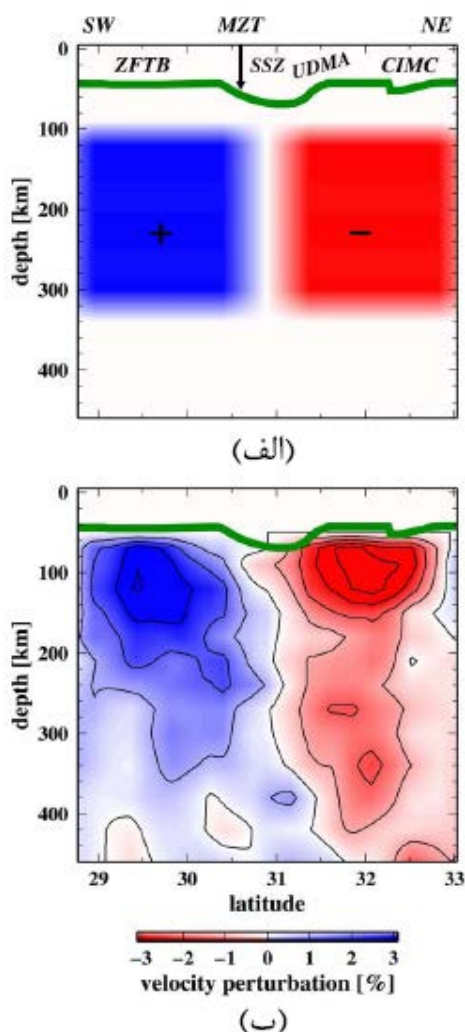
۳-۱ مدل‌های فرض‌شده برای آزمون مصنوعی

مدل فرضی اولیه که حالت صفر نامیده می‌شود، با توجه به ساختار سرعت منطقه زون برخورد زاگرس در امتداد نیم‌رخ بوشهر-پشت‌بادام آورده شده است. همان‌طور که از این منطقه انتظار می‌رود و همچنین، برطبق بررسی‌های توموگرافی قبلی (مانند کاویانی و همکاران، ۲۰۰۷؛ نیم‌رخ زاگرس)، گوشه بالایی در زیر زاگرس دارای تغییرات سرعت نسبی P و S بیشتری نسبت به منطقه زیر ایران مرکزی است. این دو منطقه با زون گذار ناگهانی که با گسل راندگی زاگرس در سطح تقارن دارد و تا عمق حدود ۲۰۰ کیلومتر به صورت تقریباً قائم است (مدل نیم‌رخ زاگرس)، از یکدیگر جدا می‌شوند. بر این اساس، در مدل فرضی از دو بی‌هنجاری مثبت و منفی در عمق‌های بین ۱۲۰-۳۰۰ کیلومتر، به ترتیب در محدوده جغرافیایی $۳۰/۳ - ۲۸/۹$ و $۳۲/۵ - ۳۱/۲$ درجه عرض شمالی استفاده شده است. تصویر این ساختار فرضی در شکل ۷-الف دیده می‌شود. این دو بی‌هنجاری دارای تغییرات سرعت $۳\% +$ و $۳\% -$ هستند که متناسب با تغییرات نسبی سرعت به دست آمده در مدل نیم‌رخ زاگرس است.

سرعت نسبت به لایه‌های میانگینی که سرعت آنها نامعلوم است، به دست می‌آید. اگرچه، محاسبه زمان‌رسیدهای تئوری براساس مدل زمینه معلوم محاسبه می‌شود؛ تغییرات سرعت نهایی به دست آمده از وارون‌سازی، نایستی نسبت به مدل زمینه معلوم در نظر گرفته شود (اکی و همکاران، ۱۹۷۷). این مسئله موجب می‌شود که تغییرات نسبی سرعت، تنها در جهت افقی مدنظر قرار بگیرد و امکان تفسیر این تغییرات در جهت قائم وجود نداشته باشد. بنابراین، تفسیر تصاویر توموگرافی در جهت قائم دچار مشکل می‌شود؛ چون که سرعت‌های به دست آمده در عمق‌های متفاوت، درحقیقت با سرعت‌های لایه‌های میانگین متفاوت مرتبط است (لوک و ماسون، ۱۹۹۹). بنابراین، در این روش قدرت تفکیک در جهت قائم برخلاف جهت افقی، ضعیف است.

۳ انتخاب مدل و وارون‌سازی

همان‌طور که در بالا ذکر شد، در روش ACH اثر مسیر پرتو از چشمه زمین‌لرزه تا زیر منطقه مورد بررسی کمینه می‌شود. در این راستا، انتظار می‌رود که تأثیر ناشی از بی‌هنجاری‌های موجود در مسیر پرتو از چشمه زمین‌لرزه تا زیر منطقه مورد بررسی کاهش یابد. در این تحقیق، هدف این است که تأثیر وجود بی‌هنجاری‌های زیر منطقه مورد بررسی بر ساختار سرعت به دست آمده با وارون‌سازی سنجیده شود. به عبارت دیگر، بررسی این مسئله مدنظر است که آیا اثر این بی‌هنجاری‌ها به خوبی کمینه می‌شود یا اینکه در ساختار منطقه نفوذ می‌کند. بنابراین، مدل اولیه‌ای برای منطقه در نظر گرفته می‌شود و ساختار



شکل ۷. (الف) مقطع عرضی ساختار سرعت فرضی برای نیمرخ زاگرس. بی‌هنجاری آبی‌رنگ ساختار سرعت با $+3\%$ و بی‌هنجاری سرخ‌رنگ ساختار سرعت با -3% را نسبت به مدل یک‌بعدی IASP91 نشان می‌دهد. (ب) مدل بازیابی‌شده از ساختار فرضی پس از تکرار سوم.

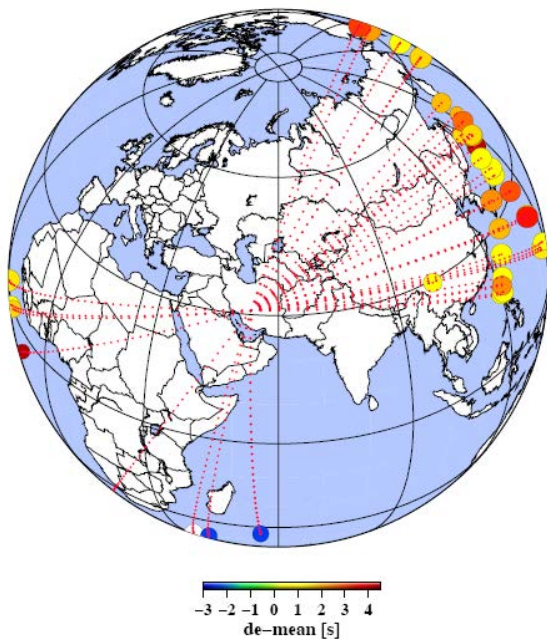
خطی تا عمق ۲۰۰ کیلومتر (کاوایانی و همکاران، ۲۰۰۷) و غیرخطی تکراری تا عمق ۴۶۰ کیلومتر (بر طبق مدل نیمرخ زاگرس) قبلاً عرضه شده است. در این تحقیق از داده‌های زمان‌رسید امواج P زمین‌لرزه‌های دورلرزه‌ای که در مدل نیمرخ زاگرس به کار رفته، استفاده شده است. مسیر دایره بزرگ این زمین‌لرزه‌ها تقریباً در امتداد نیمرخ قرار دارد. این زمین‌لرزه‌ها را می‌توان به دو گروه عمده تقسیم کرد: تعدادی از آنها مربوط به زمین‌لرزه‌های حوالی ژاپن هستند که از جهت شمال شرق به نیمرخ رسیده‌اند و

مرز بین این دو بی‌هنجاری به صورت قائم در نظر گرفته شده است.

دو بی‌هنجاری مثبت و منفی ذکر شده در بالا، در بقیه ساختارهای فرضی سرعت که در ادامه مورد بحث قرار می‌گیرند، با همین شرایط در نظر گرفته می‌شوند. این بی‌هنجاری‌ها در داخل منطقه مورد بررسی قرار دارند. برای بررسی وجود امکان نفوذ بی‌هنجاری‌های موجود در زیر منطقه مورد بررسی، بی‌هنجاری‌های متفاوتی، خارج از منطقه در عمق‌های ۴۶۰-۶۶۰ کیلومتر به میزان ۱٪ تغییرات سرعت محاسبه شده در مدل نیمرخ زاگرس در نظر گرفته شده است. سپس، وارون‌سازی با این داده‌ها تنها تا عمق ۴۶۰ کیلومتر، یعنی فقط درون منطقه مورد بررسی دوباره صورت گرفته است. در کل، هشت حالت متفاوت برای این بخش در نظر گرفته شده است: قراردادن بی‌هنجاری مثبت در عمق ۴۶۰-۶۶۰ کیلومتر در زیر ایران مرکزی (حالت اول) و زیر کمربند چین و گسل زاگرس تا زیر گسل MZT (حالت دوم)، در نظر گرفتن بی‌هنجاری منفی در زیر ایران مرکزی (حالت سوم) و در زیر زاگرس (حالت چهارم)، در نظر گرفتن بی‌هنجاری مثبت و منفی به‌طور هم‌زمان، به ترتیب، در زیر ایران مرکزی و زاگرس (حالت پنجم) و برعکس (حالت ششم) و در آخر هم قرار دادن بی‌هنجاری مثبت و منفی به تنهایی در سراسر زیر مدل (به ترتیب حالت‌های هفتم و هشتم).

۲-۳ وارون‌سازی داده‌های مصنوعی

برای آزمون مصنوعی از داده‌های واقعی که پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله (IIEES) و دانشگاه ژوزف فوریه فرانسه (LGIT)، از نوامبر ۲۰۰۰ تا آوریل ۲۰۰۱ در امتداد مسیر بوشهر در ساحل خلیج فارس تا پشت بادام در شمال شرق شهر یزد در نیمرخ شامل ۶۶ ایستگاه لرزه‌نگاری ثبت کرده‌اند، استفاده شده است. نتایج توموگرافی زمان‌سیر امواج درونی در این منطقه در امتداد نیمرخ به روش ACH به دو صورت توموگرافی



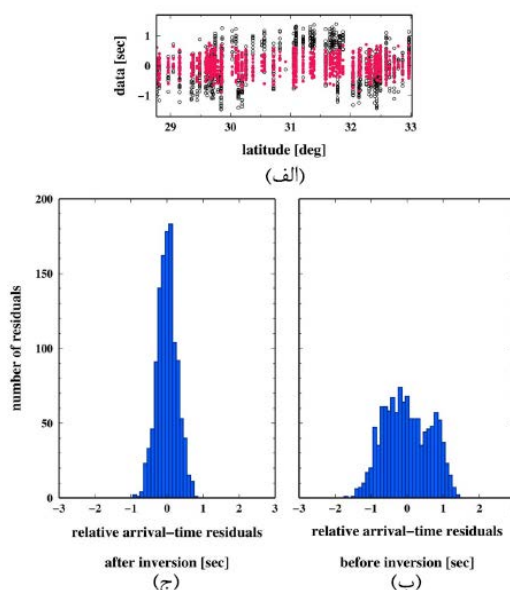
شکل ۸. رومرکز زمین‌لرزه‌های استفاده‌شده در این تحقیق. مسیر دایره بزرگ این زمین‌لرزه‌های با خطوط نقطه‌چین به رنگ سرخ نشان داده شده است. رنگ دایره‌های رومرکز زمین‌لرزه‌ها، میانگین باقی‌مانده‌های نسبی مربوط به هر زمین‌لرزه برای داده‌های واقعی P و بزرگی دایره‌ها، میزان کاهش واریانس را برای هر زمین‌لرزه در حالت صفر نشان می‌دهد.

باقی‌مانده‌های زمان‌رسید نسبی پس از تکرار سوم در شکل ۹-الف نشان داده شده است.

همان‌طور که مشاهده می‌شود، باقی‌مانده‌های زمان‌رسید نسبی مشاهده‌ای نشان می‌دهند که ایستگاه‌های واقع در کمربند چین و گسل زاگرس زودتر از ایستگاه‌های ایران مرکزی پرتوها را دریافت می‌کنند؛ زیرا این پرتوها، بخشی از مسیر خود را در گوشه زیر زاگرس که دارای سرعت بیشتری نسبت ایران مرکزی است طی می‌کنند. بافت‌نگار (هیستوگرام) باقی‌مانده‌های زمان‌رسید نسبی در بازه‌های زمانی ۰/۱ ثانیه، قبل و بعد از وارون‌سازی در شکل‌های ۹-ب و ۹-ج نشان داده شده است. باقی‌مانده‌های زمان‌رسید نسبی پس از وارون‌سازی به بازه زمانی [۱ -۱] کاهش می‌یابند. این کاهش به دلیل روزآمد شدن سرعت پرتو در هر تکرار است که به مقدار واقعی سرعت نزدیک‌تر می‌شود. بنابراین، تفاوت سرعت‌های مشاهده‌ای و محاسبه‌ای در هر تکرار کمتر

تعدادی دیگر شامل زمین‌لرزه‌های اقیانوس اطلس هستند که از سمت جنوب غربی به نیم‌رخ نزدیک شده‌اند. تعداد زمین‌لرزه‌های اقیانوس اطلس کمتر است، به همین دلیل، تعداد پرتوهای رسیده از این زمین‌لرزه‌ها به ایستگاه‌ها کمتر است و این، هندسه پرتوها را به طور قابل‌ملاحظه‌ای ناهمگن کرده است (شکل ۴). رومرکز این زمین‌لرزه‌ها و مسیر دایره بزرگ آنها در شکل ۸ نشان داده شده است. رومرکز زمین‌لرزه‌ها به صورت دایره‌هایی با رنگ و اندازه متفاوت مشخص شده است. رنگ آنها به میزان میانگین باقی‌مانده‌های زمان‌رسید برای هر زمین‌لرزه (برای داده‌های زمان‌رسید واقعی P استفاده‌شده در مدل نیم‌رخ زاگرس) که برای کمینه کردن تأثیر مسیر پرتو از چشمه تا زیر منطقه مورد بررسی از زمان‌رسید پرتوهای ثبت‌شده در هر ایستگاه کم شده است، بستگی دارد. میانگین باقی‌مانده‌های زمان‌رسید برای هر زمین‌لرزه از میانگین تفاوت داده‌های زمان‌رسید مشاهده‌ای و محاسبه‌شده به دست می‌آید. براساس اطلاعات به دست آمده از شکل ۸، این میانگین برای برخی از زمین‌لرزه‌ها مثبت است که نشان می‌دهد، زمان‌رسیدهای مشاهده‌ای در طول مسیر از چشمه تا ایستگاه، بزرگ‌تر از زمان‌رسیدهای محاسبه‌ای IASP91 (کنت و انگدال، ۱۹۹۱) بوده است. در این حالت، پرتو لرزه‌ای دیرتر از زمان تعیین‌شده در مدل‌های زمینه به ایستگاه می‌رسد. برای میانگین‌های منفی، عکس این حالت رخ می‌دهد. اندازه این دایره‌ها نیز، متناسب با میزان کاهش واریانس داده‌ها برای هر زمین‌لرزه در حالت صفر است. این پارامتر، تغییرات نسبی واریانس داده‌ها در مرحله قبل از وارون‌سازی و پس از تکرار سوم را برحسب درصد نشان می‌دهد. این مقدار برای زمین‌لرزه‌های شمال شرق بیشتر است؛ چون زمین‌لرزه‌هایی که از سمت جنوب غرب به ایستگاه‌ها می‌رسند، عمدتاً زمین‌لرزه‌هایی با بزرگی متوسط و عمق‌های کم هستند و در نتیجه نسبت سیگنال به نوفه کمتری دارند. توزیع باقی‌مانده‌های زمان‌رسید نسبی مشاهده‌ای (قبل از وارون‌سازی) و

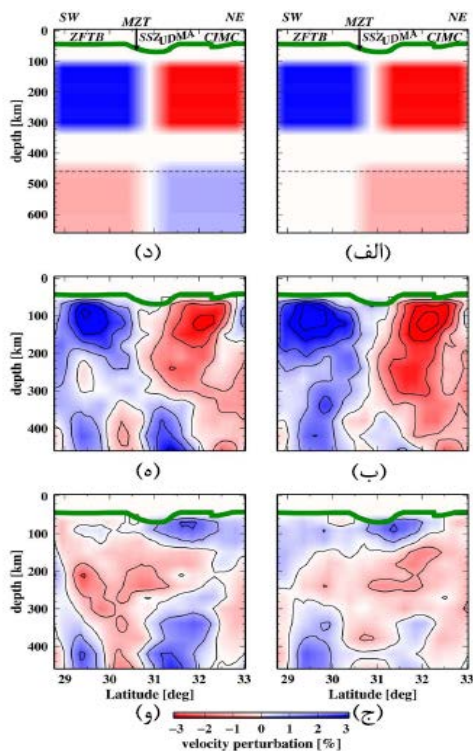
برای مقادیر میرایی متفاوت صورت گرفت و میرایی بهینه برابر با $100 \text{ s}^2 \text{ percent}^{-2}$ برآورد شد شکل ۱۰ که در شکل با علامت دایره سبز رنگ نشان داده شده است. پارامتر میرایی که به صورت پیش فرض برای وارون سازی تعیین می شود، خطای داده ها را نسبت به سختی مدل کمینه می کند و همچنین، موجب پایداری وارون سازی می شود. ۷-ب نشان داده شده است. همان طور که این شکل نشان می دهد، محل بی هنجاری ها تقریباً خوب تعیین شده است؛ فقط، کمی به سمت بالا انتقال یافته اند که دلیل آن طبیعت توموگرافی زمان سیر است که در جهت قائم، قدرت تفکیک خوبی ندارد. همچنین، توموگرافی توانسته است فاصله قائم بین دو بی هنجاری مثبت و منفی در عمق های ۳۰۰-۱۲۰ کیلومتر را به صورت قائم نشان دهد. ولی، بزرگی بی هنجاری ها به خوبی بازیابی نشده است که احتمالاً دلیل آن تاثیر پارامترهایی نظیر میرایی و هموار سازی در حین وارون سازی است. کاهش واریانس داده ها در این حالت ۸۵/۹٪ و طول مدل به دست آمده $(\text{km s}^{-1})^2 / 0.16$ است. سپس، این روند برای حالت یک تا هشت که در بالا اشاره شد، صورت گرفت. تصاویر توموگرافی به دست آمده از این حالت ها در عمق های کمتر، تقریباً با حالت اول مشابه است؛ ولی، در عمق های پایین تر که قدرت تفکیک به دلیل کمبود پوشش پرتوها کاهش می یابد، تفاوت هایی بین دو مدل مشاهده می شود. نتیجه توموگرافی در حالت های گوناگون در جدول ۲ آورده شده است. در اینجا، نتایج به دست آمده در حالت های سوم و پنجم مورد بحث قرار می گیرد. در حالت سوم، دو بی هنجاری مثبت و منفی درون و یک بی هنجاری منفی در زیر بخش شمال شرق نیم رخ در عمق های ۴۶۰-۶۶۰ کیلومتر قرار داده شد (شکل ۱۱). همان طور که در شکل ۱۱-ب مشخص شده است، زون گذار تقریباً قائم و بی هنجاری های مثبت و منفی درون منطقه بازیابی شده اند. مانند حالت صفر، این بی هنجاری ها



شکل ۹. (الف) توزیع باقی مانده های زمان رسید نسبی مشاهده ای (دایره های سیاه) و باقی مانده های زمان رسید نسبی پس از تکرار سوم (دایره های سرخ). (ب) بافت نگار باقی مانده های زمان رسید نسبی مشاهده ای و (ج) بافت نگار باقی مانده های زمان رسید نسبی پس از تکرار سوم.

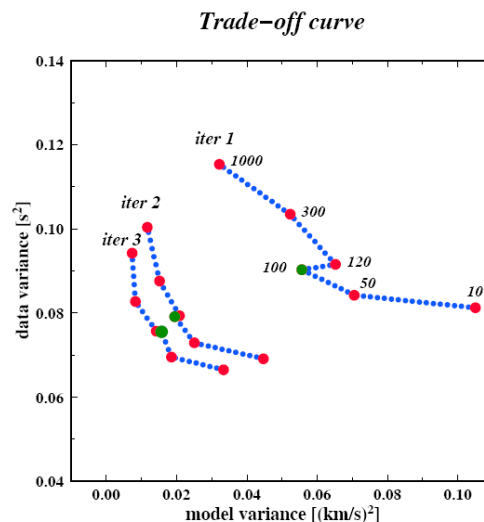
می شود.

برای وارون سازی، ابتدا، بایستی داده های مصنوعی را با توجه به ساختار سرعت فرضی در حالت صفر به دست آورد. با ردیابی پرتوهای P (توسط الگوریتم ردیاب سه بُعدی استک و پروترو، ۱۹۹۱) در این ساختار فرضی و همچنین، در مدل زمینه یک بُعدی IASP91، زمان سیر داده ها در هر دو ساختار محاسبه شده است. سپس، اختلاف این زمان سیرها به زمان سیر داده های P افزوده شده و نوفه نرمال با انحراف معیار برابر با 0.28 s (انحراف معیار داده های مشاهده ای P) به این داده ها اضافه شده تا داده های مصنوعی به دست آید. باقی مانده های زمان رسید نسبی داده های مصنوعی محاسبه شده و برای به دست آوردن ساختار سرعت با روش کمترین مربعات میرایی وزن یافته وارون سازی شدند. پارامتر میرایی بهینه با استفاده از مقادیر میرایی متفاوت بین ۱۰ تا $1000 \text{ s}^2 \text{ percent}^{-2}$ و رسم منحنی موازنه بین واریانس داده ها و طول مدل محاسبه شده (جمع مربعات نرمال شده نوسان های مدل)



شکل ۱۱. مقطع عرضی نتایج برخی از آزمون‌های مصنوعی در امتداد نیم‌رخ. (الف) ساختار سرعت فرضی در حالت سوم، شامل دو بی‌هنجاری مثبت و منفی، به ترتیب در زیر زاگرس و ایران مرکزی در داخل منطقه مورد بررسی و یک بی‌هنجاری مثبت در زیر ایران مرکزی در خارج از منطقه مورد بررسی. (ب) نتیجه توموگرافی به دست آمده برای حالت سوم پس از تکرار سوم. (ج) اختلاف تصویر توموگرافی در حالت سوم و صفر (اختلاف دو شکل ۱۱-ب و ۷-ب). (د) ساختار سرعت فرضی در حالت پنجم، شامل دو بی‌هنجاری مثبت و منفی به ترتیب، در زیر زاگرس و ایران مرکزی در داخل منطقه مورد بررسی و دو بی‌هنجاری مثبت و منفی، به ترتیب، زیر ایران مرکزی و زاگرس در خارج از منطقه مورد بررسی. (ه) نتیجه حاصل از توموگرافی برای حالت پنجم پس از تکرار سوم و (و) اختلاف بین تصاویر توموگرافی در حالت سوم و صفر.

چگالی نسبی پرتوهای متقاطع در آنها کم است. این مناطق شامل اعماق کم (حدود ۵۰-۷۰ کیلومتر) و اعماق زیاد (بیش از ۳۰۰ کیلومتر که البته به طول نیم‌رخ بستگی دارد) هستند. در این مناطق، پرتوها عمدتاً با یکدیگر موازی‌اند و احتمال قطع شدن پرتوها با یکدیگر بسیار ضعیف است. تفاوت بین مدل حالت صفر با سایر مدل‌های بررسی شده شکل ۱۱ نشان می‌دهد که بی‌هنجاری‌هایی با بزرگی $\pm 1\%$ قابل تفسیر نیستند؛ زیرا ممکن است ناشی از نفوذ اثر بی‌هنجاری‌ها از خارج به درون مدل باشند.



شکل ۱۰. منحنی موازنه برای تعیین میرایی بهینه. وارون‌سازی‌هایی با مقادیر میرایی متفاوت صورت گرفته است و مقدار میرایی برابر با $2\text{-percent } 100 \text{ s}^2$ (دایره سبزرنگ) به‌منزله میرایی بهینه انتخاب شده است.

به سمت بالا انتقال داشته‌اند. بی‌هنجاری منفی زیر منطقه، ظاهراً در عمق‌های پایین‌تر تغییرات جزئی ایجاد کرده است. همچنین، به نظر می‌رسد که بی‌هنجاری منفی درون منطقه، تا عمق ۳۰۰ کیلومتر هم خود را نمایان ساخته است. اختلاف تصویر به دست آمده با تصویر حالت صفر در شکل ۱۱-ج نشان داده شده است. اختلاف بین این دو تصویر عمدتاً در مناطق مربوط به زیر موهو و عمق‌های بیشتر از ۳۰۰ کیلومتر است. تصویر ساختار فرضی سرعت در حالت پنجم، نتیجه توموگرافی آن و اختلاف این نتیجه با ساختار بازیابی شده برای حالت صفر در شکل ۱۱-د، ۱۱-ه و ۱۱-ج نشان داده شده است. نفوذ بی‌هنجاری‌ها در عمق‌های پایین‌تر از ۳۰۰ کیلومتر کاملاً مشهود است؛ ولی، بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی (با شیف‌ت رو به بالا) و زون گذار به تصویر کشیده شده‌اند. تفاوت این حالت با حالت صفر هم بیشتر به عمق‌های زیر موهو و عمق‌های بیشتر از ۳۰۰ کیلومتر محدود می‌شود.

تحقیقات صورت گرفته، بر پایه مدل‌های به کاررفته نشان می‌دهد که تأثیر بی‌هنجاری‌های خارج از منطقه مدل‌سازی شده بیشتر روی مناطقی است که پراکندگی و

جدول ۲. نتایج وارون‌سازی آزمون‌های مصنوعی.

وارینانس داده‌ها (s^2)	تغییرات طول مدل ($km s^{-1}$) ²	var_red (%)
حالت	۰/۰۷۴	۸۶
حالت اول	۰/۰۷۱	۸۴/۴
حالت دوم	۰/۰۷۸	۸۸/۶
حالت سوم	۰/۰۷۸	۸۸/۲
حالت چهارم	۰/۰۷۲	۸۳/۴
حالت پنجم	۰/۰۷۱	۸۲/۹
حالت ششم	۰/۰۸۶	۹۰
حالت هفتم	۰/۰۷۳	۸۱/۸
حالت هشتم	۰/۰۷۴	۸۶

۴ نتیجه‌گیری

نیم‌رخ وابسته است. در چنین اعماقی، چگالی نسبی و پراکندگی پرتوهای متقاطع بسیار بیشتر است؛ ولی، هدف نهایی توموگرافی امواج درونی که یافتن بی‌هنجاری‌های عمده است (در اعماقی در حدود ۱۰۰-۳۰۰ کیلومتر)، چندان تحت تاثیر قرار نمی‌گیرد.

در توموگرافی زمان‌سیر براساس روش ACH، سعی می‌شود که تاثیر تغییرات سرعت در بخش‌های پایین‌تر گوشته که در خارج از منطقه مورد بررسی قرار گرفته است، روی پرتوهای P رسیده به ایستگاه‌ها کمینه شود تا بتوان با توجه به تغییرات زمان‌سیر امواج در منطقه زیر آرایه نسبت به مدل زمینه، تغییرات سرعت را محاسبه کرد. با این حال، احتمال نفوذ اثر این بی‌هنجاری‌ها در منطقه مورد بررسی وجود دارد (ماسون و ترامپرت، ۱۹۹۷) و ممکن است تفسیر تصاویر توموگرافی را با مشکل مواجه کند. به همین منظور، با استفاده از داده‌های زمان‌رسید واقعی P ثبت‌شده در نیم‌رخ بوشهر-پشت‌بادام، بی‌هنجاری‌هایی درست در زیر منطقه مورد بررسی در نظر گرفته شد. ساختار سرعت فرضی شامل دو بی‌هنجاری مثبت و منفی در عمق‌های ۱۲۰-۳۰۰ کیلومتر به طور ثابت و بی‌هنجاری‌های مثبت و منفی در عمق‌های ۴۶۰-۶۶۰ کیلومتر در هشت حالت متفاوت در نظر گرفته شده است و سپس، باقی‌مانده‌های نسبی داده‌های مصنوعی حاصل از این ساختار وارون شده‌اند. تصاویر به دست آمده نشان‌دهنده این مطلب است که این بی‌هنجاری‌ها، عمدتاً در عمق‌هایی که قدرت تفکیک، به دلیل چگالی کم پرتوها، کم است، تاثیر گذارند. به عبارت دیگر، بهترین منطقه بازبایی‌شده، مناطقی با اعماق حدوداً ۷۰-۳۰۰ کیلومتر است که حد بالایی آنها (۳۰۰ کیلومتر) به طول

منابع

- Aki, K., and Lee, W. H. K., 1976, Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P-arrival times from local earthquakes, 1, a homogeneous initial model: *J. Geophys. Res.*, **81**, 4381-4399.
- Aki, K., Christofferson, A., and Husebye, E., 1977, Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere: *J. Geophys. Res.*, **82**, 277-296.
- Evans, J., and Achauer, U., 1993, Teleseismic velocity tomography using the ACH method: theory and application to continental-scale studies, in: Iyer, H. M., and Hirahara, K., eds., *Seismic Tomography: Theory and Practice*: Chapman and Hall, London, 319-360.
- Hirahara, K., 1993, Tomography using both local earthquakes and teleseismics: velocity and anisotropy-theory, in: Iyer, H. M., and Hirahara, K., eds., *Seismic Tomography: Theory and Practice*: Chapman and Hall, London, 493-518.
- Kaviani, A., Paul, A., Bourova, E., Hatzfeld, D., Pedersen, H., and Mokhtari, M., 2007, A strong seismic velocity contrast in the shallow mantle across the Zagros collision zone (Iran): *Geophys. J. Int.*, **171**, 399-410.
- Kennett, B. L. N. and Engdahl, E. R., 1991, Traveltimes for global earthquake location and phase identification. *Geophys. J. Int.*, **105**, 429-465.

طرف دیگر، زمان‌سیر موج با توجه به مدل زمینه از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

$$T_i^o = \int_{S_i^o} \frac{ds}{V_o(r)},$$

که در آن T_i^o و S_i^o و $V_o(r)$ به ترتیب، زمان‌سیر و مسیر و سرعت پرتو با توجه به مدل زمینه‌اند. باقی‌مانده زمان‌رسیده‌ها به صورت زیر تعریف می‌شود:

$$\delta T_i = T_i - T_i^o = \int_{S_i} \frac{ds}{V(r)} - \int_{S_i^o} \frac{ds}{V_o(r)}.$$

همان‌طور که گفته شد، سرعت به طور ضمنی در مسیر (S_i) هم حضور دارد. براساس این پیش‌فرض که تغییرات سرعت نسبت به سرعت مدل زمینه ($V_o(r)$) کوچک است؛ طبق اصل فرما، برای دو نقطه ثابت، تغییرات زمان‌سیر در طول مسیر موج نسبت به تغییرات مسیر ثابت در نظر گرفته می‌شود ($\frac{\partial T}{\partial S} = 0$). بنابراین، می‌توان به جای استفاده از مسیر واقعی پرتو، مسیر پرتو در مدل زمینه (S_i^o) را جایگزین کرد:

$$\begin{aligned} \delta T_i &\approx \int_{S_i^o} \left(\frac{1}{V(r)} - \frac{1}{V_o(r)} \right) ds \\ &\approx - \int_{S_i^o} \frac{\delta V(r)}{V_o^2(r)} ds. \end{aligned}$$

Lévêque, J. J., and Masson, F., 1999, From ACH tomography models to absolute velocity models: *Geophys. J. Int.*, **137**, 621-629.

Lippitsch, R., Kissling, E., and Ansorge, J., 2003, Upper mantle structure beneath the Alpine orogen from high-resolution teleseismic tomography: *J. Geophys. Res.*, **108**, 2376.

Masson, F., and Trampert, J., 1997, On ACH, or how reliable is regional teleseismic delay time tomography: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **102**, 21-32.

Nolet, G., 1993, Solving large linearized tomography, in: Iyer, H. M., and Hirahara, K., eds., *Seismic Tomography, Theory and Practice*: Chapman and Hall, London, 227-247.

Paul, A., Kaviani, A., Hatzfeld, D., Vergne, J., and Mokhtari, M., 2006, Seismological evidence for crustal-scale thrusting in the Zagros mountain belt (Iran): *Geophys. J. Int.*, **166**, 227-237.

Shomali, Z. H., R. G. Roberts, and TOR Working Group, 2002, Non-linear body wave teleseismic tomography along the TOR array: *Geophys. J. Int.*, **148**, 562-575.

Steck, L. K. and Prothero, W. A., 1991, A 3-D raytracer for teleseismic body-wave arrival times: *Bull. Seism. Soc. Am.*, **81**, 1332-1339.

ضمیمه الف

رابطه بین زمان‌سیر امواج درونی و ساختار سرعت که در بخش ۲ به آن اشاره شد، به صورت زیر بیان می‌شود:

$$T_i = \int_{S_i} \frac{ds}{V_i(r)},$$

که در آن T_i و S_i و $V(r)$ به ترتیب، زمان‌سیر و مسیر و سرعت پرتو در محیط و اندیس i شماره پرتو هستند. از