مهندسی فناوری اطلاعات مکانی

سال یکم، شماره اول، پاییز ۱۳۹۲
Vol.1, No.2, Autumn 2013

مطالعه رفتار مکانیکی لیتوسفر در منطقه زاگرس با استفاده از مدل‌سازی عددی سه‌بعدی به روش المان محدود

حمیدرضا نانکلی[۱]*، بهزاد وثوقی[۲]، فرهاد ثبوتی[۳]، خالد حسامی[۴]

۱- دکترای ژئودزی، سازمان نقشه‌برداری کشور
۲- دانشیار دانشکده مهندسی ژئودزی و ژئوماتیک، دانشگاه صنعتی خواجه نصیرالدین طوسی
۳- استادیار گروه فیزیک، مرکز تحصیلات تکمیلی در علوم پایه زنجان
۴- استادیار پژوهشگاه بین‌المللی زلزله‌شناسی و مهندسی زلزله

تاریخ دریافت مقاله: ۱۳۹۱/۹/۱۷ تاریخ پذیرش مقاله: ۱۳۹۲/۷/۵

چکیده

مطالعه رفتار و مرز تغییر شکل لیتوسفر به عنوان لایه مکانیکی قوی‌ای که شامل پوسته و مانتل بالایی است، از جمله مباحث روز علوم ژئودینامیک به‌شمار می‌آید. در این مقاله با استفاده از مدل‌سازی عددی سه‌بعدی به روش المان محدود و استفاده از یک ریولوژی ویسکوز وابسته به دما (خزشی) در دو حالت Wet و Dry رفتار مکانیکی لیتوسفر در زاگرس با استفاده از دو ژئوترم Hot و Cold مورد بررسی قرار می‌گیرد. ضخامت پوسته بالا و پایین و همچنین قسمت مانتل بالایی براساس نگاشت‌های زلزله‌شناسی در مناطق مختلف زاگرس در نظر گرفته شده است. گسل‌ها به‌صورت المان‌های ویژه در مدل جاسازی شدند و از قانون کولمب پیروی می‌کنند. نتایج نشان می‌دهند که مرکز تغییر شکل (BDT) برای ژئوترم Cold و رئولوژی wet در عمق ۱۰/۵ کیلومتری و برای ژئوترم Cold و رئولوژی Dry در عمق ۱۴ کیلومتری رخ می‌دهد. همچنین این مرز تغییر شکل (BDT) برای ژئوترم Hot به ترتیب در عمق ۸ و ۱۱ کیلومتری اتفاق می‌افتد. این نتایج با عمق زلزله‌هایی که در منطقه زاگرس رخ می‌دهد، تطابق خوبی دارد و حاکی از آن است که استحکام لیتوسفر در قسمت پوسته متمرکز شده است.

کلیدواژه‌ها: رئولوژی، المان محدود، لیتوسفر، ژئوترم، زاگرس.

* نویسنده مکاتبه‌کننده: تهران، میدان آزادی، خیابان معراج، سازمان نقشه‌برداری کشور، اداره ژئودزی و ژئودینامیک.
تلفن: ۶۶۰۷۱۰۹۲

Email: nankali@ncc.org.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]

[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

۱- مقدمه

چشمه‌های لرزه‌زا[1] عارضه‌هایی هستند که زمین‌لرزه‌ها از آنها منشأ می‌گیرند و موج‌های صادر شده از آنها در تمام جهات در درون زمین پخش می‌شوند. گسل‌ها مهم‌ترین چشمه‌های لرزه‌زا به شمار می‌آیند، اما زمین‌لرزه‌ها ممکن است در موارد نادر بر اثر فعالیت‌های آتشفشانی، ریزش سقف غارها و انفجارهای هسته‌ای نیز ایجاد شوند. حرکت‌هایی که به صورت دائم، کند و نامحسوس در بخش‌های بیرونی زمین روی می‌دهند، سبب ایجاد تنش[2] در پوسته زمین می‌گردند. این تنش‌ها به تدریج انباشته می‌شوند و هنگامی که مقدار آنها از حد مقاومت سنگ‌ها بیشتر گردد، گسیختگی روی می‌دهد؛ و به این ترتیب بخش بزرگی از تنش‌هایی که در طی چند ده، چند درصد یا حتی چند و چندین هزار سال انباشته شده‌اند، در زمانی بسیار کوتاه به ناگهان رها می‌شوند. این فرایند را بازجهش کشسانی[3] می‌نامند. آزادشدن این تنش با انتشار موج‌های لرزه‌ای (زمین‌لرزه) همراه است. بیشتر زمین‌لرزه‌های دنیا در ژرفای نسبتاً کمی از خارجی‌ترین بخش زمین سرچشمه می‌گیرند. بنابراین لازم است که ساختار و رفتار مکانیکی بخش خارجی زمین یا لیتوسفر مورد بررسی قرار گیرد. پوسته زمین در بخش‌های مختلف دارای ضخامت‌های متفاوتی است، اما به طور متوسط می‌توان ضخامتی در حدود ۳۵ کیلومتر را برای پوسته در بخش‌های قاره‌ای (خشکی‌ها) در نظر گرفت. در زیر پوسته مانتل قرار دارد که به علت تفاوت ترکیب سنگ‌شناسی، رفتار مکانیکی‌ای متفاوت از پوسته دارد. در خود پوسته نیز مواد تفاوت‌هایی با هم دارند، اما دو عامل دیگر بر رفتار مکانیکی سنگ‌های پوسته بیشترین تأثیر را می‌گذارند. فشار و دما با عبور از سطح به ژرفای زمین افزایش می‌یابند. در این میان افزایش فشار سبب می‌گردد که مقاومت سنگ‌ها در برابر گسیختگی یا حرکت بر روی گسل‌ها افزایش یابد؛ و افزایش دما موجب می‌شود که سنگ‌ها بیشتر به صورت خمیری رفتار کنند، و نه ترد و شکننده. به عبارت دیگر، تنش وارد شده بر سنگ‌ها در بخش‌های بالایی زمین در فاصله‌های زمانی کوتاه با حرکت بر روی گسل‌ها و شکستگی‌ها آزاد می‌شود اما در بخش‌های ژرف‌تر زمین سنگ‌ها می‌توانند تنش‌های بیشتری را تا مدت زمان‌های طولانی‌تر تحمل کنند و این خود سبب انباشته شدن کرنش کشسان[4] در سنگ‌ها می‌شود. به همین علت است که بیشتر زمین‌لرزه‌های بزرگ، نه نزدیک به سطح زمین بلکه در ژرفا روی می‌دهند.

در سال‌های اخیر مدل‌سازی عددی به عنوان ابزاری توانمند و مفید در بررسی پدیده‌های ژئوفیزیکی مورد استفاده قرار می‌گیرد. روش‌های عددی از جمله المان محدود و تفاضل محدود به صورت گسترده‌ای در مسائل مهندسی و حل معادلات دیفرانسیل به کار می‌روند. امروزه با توجه به قدرت پردازش رایانه‌های جدید مسئله طولانی بودن زمان محاسبات نیز تا حد زیادی از بین رفته است و درواقع مسائل پیچیده و بزرگ عددی با کمترین زمان ممکن حل می‌شوند. این موضوع باعث شده است که روش‌های عددی در تمام زمینه‌های پدیده‌های ژئوفیزیک استفاده شوند، که از آن جمله می‌توان به مدل‌سازی ژئودینامیکی پدیده‌های تکتونیکی ـ مثل فرورانش، کوهزایی و تعیین میدان کرنش ـ اشاره کرد.

در کنار این مقوله، رئولوژی به عنوان یکی از پارامترهای مهم مطرح می‌شود که با آن می‌توان به چگونگی سازوکار یا مکانیسم تغییر شکل مواد و سنگ‌ها پی برد. مکانیسم‌های خزش، شکست، الاستیک، و ویسکوز در تشریح رفتارهای رئولوژیک زمین به کار برده می‌شوند. مهم‌ترین هدف این تحقیق ارائه مدل عددی سه‌بعدی جدیدی برای منطقه زاگرس با توجه به خصوصیات و داده‌های موجود است، تا با آن بتوان به چنین پرسش‌هایی پاسخ داد:

1. seismic sources
2. Stress
3. elastic rebound
4. elastic strain

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

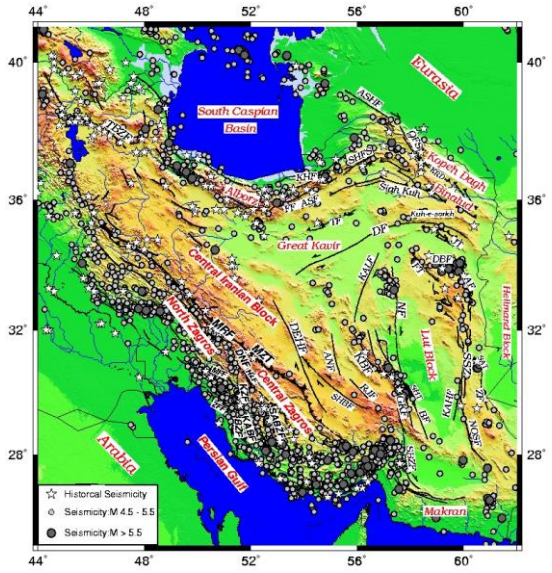
۱. رفتار مکانیکی بلندمدت لیتوسفر چگونه است؟
۲. نقش گرما در این رفتار چیست؟
۳. آب موجود در پوسته چه تأثیری بر رفتار مکانیکی بلندمدت لیتوسفر دارد؟

۲- لرزهٔ زمین‌ساخت ایران

کشور ایران، به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ ـ هیمالیا، در طول تاریخ همواره زلزله‌خیزی بسیاری داشته است، به گونه‌ای که بخش‌های مختلف کشور در پی زمین‌لرزه‌های متعددی تخریب شده‌اند و این پدیده طبیعی مهم‌ترین بلای طبیعی کشور محسوب می‌شود. زمین‌لرزه بازتاب رویدادی زمین‌شناختی است که به صورت جنبش در سطح زمین ظاهر می‌شود. گسیختگی در پوسته جامد زمین که به دلیل جنبش‌های برشی در دو سوی گسل‌ها روی می‌دهد، عامل اصلی بروز زمین‌لرزه است و پیامد مستقیم انباشتگی تنش‌ها در پی جابه‌جایی ورقه‌های زمین‌ساختی با یکدیگر. تنش‌های فشارشی ناشی از بازشدگی دریای سرخ و حرکت ورقه افریقا ـ عربستان در راستای شمال ـ شمال خاوری، و نیز حرکت ورقه هند در راستای شمال ـ شمال باختری موجب حرکت و جابه‌جایی با نسبت‌های متفاوت در پوسته‌ها و قطعات گوناگون قاره‌ای و اقیانوسی ایران می‌شود و در نتیجه عامل فراوانیِ زمین‌لرزه‌ها در ایران به‌شمار می‌آید. براساس زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی دو نوار لرزه‌خیز اصلی را می‌توان در ایران شناسایی کرد: نوار لرزه‌خیز (جنوبی) کوه‌های زاگرس با روند شمال باختری ـ جنوب خاوری و نوار لرزه‌خیز شمالی (کوه‌های البرز و کپه‌داغ) شکل ۱.

مطالعه تاریخچه لرزه‌خیزی زاگرس نشان می‌دهد که رویداد زمین‌لرزه‌های ویرانگر تاریخی و دستگاهی متعدد، مناطق بسیاری را در این گستره از کشور ویران کرده است. حضور گسل‌های بنیادی جنبا و کواترنر باعث شده است که گستره زاگرس به‌عنوان لرزه‌خیزترین گستره ایران پتانسیل خطر لرزه‌ای بالایی داشته باشد. همچنین پیشینه لرزه‌خیزی زاگرس، حکایت از رویداد زمین‌لرزه‌های مخربی در مجاورت شهرهای پرجمعیت این بخش از کشور مانند اهواز، شیراز، بهبهان، کازرون، جزیره هرمز، جزیره کیش و جزیره هنگام دارد که نشان‌دهنده خطرپذیری لرزه‌ای بالای گستره رسوبی ـ ساختار زاگرس است.

از منظر نوزمین‌ساختی، زاگرس چین‌خورده، بر اثر حرکت رو به شمال صفحه عربی و برخورد آن با صفحه ایران در راستای شمال خاوری ـ جنوب باختری فشرده می‌شود؛ و به همین دلیل در زمان حاضر زاگرس تحت تأثیر دگرشکلی ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE-SSW قرار دارد. دگرشکلی‌ها، هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی (NW-SE) و پیش از آلپی (N-S) هستند. از این رو عملکرد مشترک این دو بر روی هم باعث برایند نوزمین‌ساختی و لرزه زمین‌ساختی، و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود.



شکل ۱. نقشه عمومی لرزه‌خیزی کشور ایران در بازه ۱۹۹۹-۱۹۶۴
اقباس از توکلی و همکاران، ۱۳۸۷

مطالعه تاریخچه لرزه‌خیزی زاگرس نشان‌دهنده تمرکز بالای زمین‌لرزه‌های روی‌داده در این پهنه است، به گونه‌ای که در مقایسه با سایر نواحی ایران بیشترین فراوانی را دارد که در تمام سطح این گستره پراکنده‌اند. وجود ضخامت زیادی از رسوبات بر روی پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس باعث شده است که بسیاری از گسل‌های پی‌سنگی و فعال زاگرس در زیر این پوشش رسوبی مخفی بمانند.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

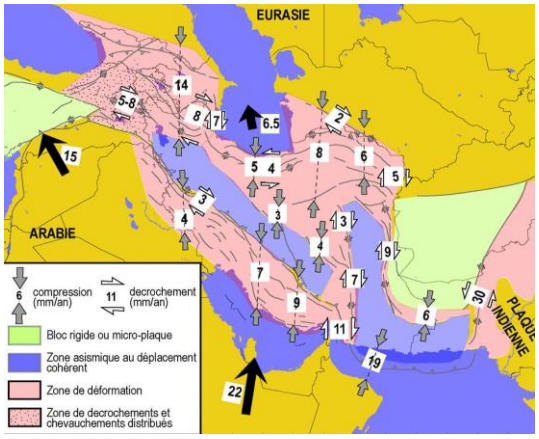
۳- نرخ هم‌گرایی در مناطق مختلف ایران

محققان در گذشته به‌منظور تعیین جهت و نرخ کوتاه‌شدگی در ایران، از جمع برداری حرکات صفحات نسبت به یکدیگر استفاده می‌کردند. بدین طریق [۱] نرخ هم‌گرایی بین صفحات عربستان و اوراسیا در ایران ۴۳ میلی‌متر در سال تعیین شده است. از سوی دیگر [۲] با استفاده از داده‌های مربوط به گسترش کف اقیانوس‌ها ـ آزیموت گسل‌های امتداد لغز و بردار لغزش زمین‌لرزه‌ها، همگرایی شمالی ـ جنوبی‌ای با نرخ حدود ۳۱ میلی‌متر در سال برای ایران در طول جغرافیایی ۵۱/۵ درجه برآورد شده است.

اندازه‌گیری انجام گرفته با استفاده از GPS در سال‌های ۱۹۹۶ و ۲۰۰۱ میلادی داده‌های جدیدی را به‌منظور کمّی کردن حرکات امروزی و تغییر شکل فعال در ایران فراهم ساخته است. سرعت‌های حاصل از اندازه‌گیری با GPS در طول حاشیه شمال‌شرقی صفحه عربستان بیانگر این امر است که صفحه عربستان نسبت به اوراسیا با سرعتی کمتر از آنچه که پیش‌بینی شده بود به سوی شمال در حرکت است.

کوتاه‌شدگی در ایران به دو شکل متفاوت در بخش‌های شرقی و غربی روی می‌دهد. در شرق طول ۵۸ درجه بیشترین کوتاه‌شدگی در پهنه فرورانش مکران اتفاق می‌افتد (۲ ± ۱۹/۵ میلی‌متر در سال) و مابقی آن (یعنی ۲ ± ۶/۵ میلی‌متر در سال) در منطقه کپه‌داغ مستهلک می‌گردد. در غرب طول جغرافیایی ۵۸ درجه تغییر شکل ناشی از هم‌گرایی بر روی چندین کمربند کوهزایی توزیع می‌شود، به طوری‌که در طول جغرافیایی تهران نرخ کوتاه‌شدگی در کوه‌های زاگرس و البرز به ترتیب ۲ ± ۶/۵ و ۲ ± ۸ میلی‌متر در سال است.

نرخ جابه‌جایی در شمال غرب ایران بسیار زیاد، یعنی ۲ ± ۸ میلی‌متر در سال است. بلوک ایران مرکزی به‌طور نسبی به صورت جسمی صلب عمل می‌کند و دارای حرکتی منسجم و یک‌پارچه است (شکل ۲). نقاط واقع در شرق طول جغرافیایی ۶۱ درجه جابه‌جایی بسیار کمی را نسبت به اوراسیا نمایش می‌دهند. تفاوت سرعت و نحوه دگرشکلی مشاهده شده در شرق و غرب ایران در قالب حرکات امتداد لغز در طول حاشیه بلوک لوت خودنمایی می‌کند. پهنه گذر زاگرس به مکران در جنوب شرق ایران با سرعتی معادل با ۲ ± ۱۱ میلی‌متر در سال به صورت راستگرد در حالت حرکت است [۳].



شکل ۲. نرخ کوتاه‌شدگی در بخش‌های مختلف ایران [۳]

۴- تشکیل مدل

همان‌طور که اشاره شد، شبیه‌سازی عددی در این تحقیق براساس روش المانِ محدود است که معادلات حرکت پیوستگی را براساس شرایط مرزی، سرعت در یک پیوستار حل می‌کند و میدان‌های آهنگ کرنش و تنش، سرعت و دما را در یک پیوستار به دست می‌آورد. برای تشکیل مدل، پنج نکته ذیل در نظر گرفته شده است:

۱. براساس نتایج به دست آمده سرعت حرکت صفحه عربستان نسبت به صفحه اوراسیا معادل ۲ ± ۲۲ میلی‌متر در سال در راستای $N8 \pm 5^{o}E$ است. بلوک ایران مرکزی به صورت جسمی صلب عمل می‌کند و دارای حرکتی منسجم و یک‌پارچه است. سرعت حرکت ایران مرکزی نسبت به صفحه اوراسیا ۱۳میلی‌متر در سال است [۳].

۲. دو گسل اصلی عهد حاضر (MRF) و کازرون در مدل جاسازی شده است و براساس نتایج حل مکانیسم کانونی زمین‌لرزه‌ها می‌توان این دو را به صورت گسل‌های قائم در نظر گرفت [۵ و ۴]

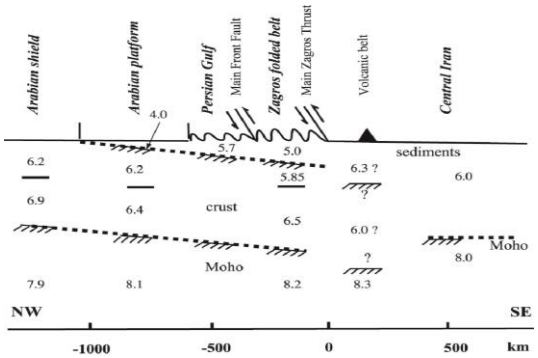
۳. ضخامت پوسته و عمق موهو در زیر زاگرس با استفاده از نگاشت‌های زلزله‌شناسی به‌وسیله [۶] با استفاده از روش تابع گیرنده مشخص است (شکل ۳).

۴. توزیع گرما در عمق را می‌توان با آنالیز گرمایی به دست آورد.

۵. با استفاده از میدان‌های سرعت حاصل از GPS در منطقه زاگرس عملکرد مدل را در حالت بین‌لرزه‌ای می‌توان کنترل کرد.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

مدل المان محدود زاگرس از سه لایه تشکیل شده است. تقسیم‌بندی این لایه‌ها براساس نگاشت‌های دقیق زلزله‌نگاری و با استفاده از روش تابع گیرنده در نظر گرفته شده است. برطبق این مطالعات، پوسته بالایی از لایه‌ای رسوبی به ضخامت ۱۱ کیلومتر و سرعت موج فشاری ۴/۷ که بر روی پی‌سنگ بلورینی به ضخامت ۸ کیلومتر و با سرعت موج فشار حدود ۵/۸۵km/s تشکیل شده است و ضخامت پوسته زیرین در این مطالعه حدود ۲۷ کیلومتر و سرعت موج فشاری آن حدود ۶/۵ است. با این لایه‌بندی ناپیوستگی در زیر زاگرس در عمق ۴۶ کیلومتر قرار دارد.



شکل ۳. مقطع عرضی از لیتوسفر در زاگرس [۶]

با توجه به نتایج مذکور، در این مدل‌سازی پوسته بالایی به ضخامت ۲۰ کیلومتر پوسته پایینی به ضخامت ۲۸ کیلومتر در نظر گرفته شده است. خواص و مواد تشکیل‌دهنده پوسته بالایی به صورت گرانیت، و خواص و مواد تشکیل‌دهنده پوسته پایینی از بازالت فرض شده است. همچنین قسمت بالایی مانتل به ضخامت ۲۲ کیلومتر و ترکیبی از دونیت در نظر گرفته شده است.

دو گسل کازرون و عهد حاضر به‌وسیله المان‌های تماسی در مدل جاسازی شده‌اند. این المان‌ها توانایی لغزش تغییر شکل، نفوذ و انتقال حرارت در یکدیگر را دارند و از قانون کولمب پیروی می‌کنند [۷]:

رابطه (۱) $$CF = \tau + \mu(\sigma_n)$$

ضریب اصطکاک μ استرس برشی بر روی سطح گسل، و τ استرس نرمال‌اند. المان‌های تماسی دارای σ_n و ضخامت نیستند و بر روی سطح المان‌های صفحه گسلی قرار می‌گیرند.

۵- هندسه مدل و شبکه‌بندی

مرزهای جغرافیایی مدل در شکل ۴ نمایش داده شده است. مرزهای مدل به موازات کمربند زاگرس و عمود بر آن‌اند. مرز موازی کمربند از ناحیه عبوری مکران شروع می‌شود و تا ارومیه ادامه می‌یابد. مرز عمود بر کمربند، از گسل اصلی زاگرس (خط درزه) و از هر طرف تا ۳۰۰ کیلومتر ادامه دارد. مرزهای مدل بزرگ‌تر انتخاب شدند تا تأثیر شرایط مرزی را به حداقل برسانند.

شکل ۴. نقشه تکتونیکی ایران خطوط پررنگ مشکی محدوده مدل را نشان می‌دهد که به موازات و عمود بر کمربند زاگرس‌اند.

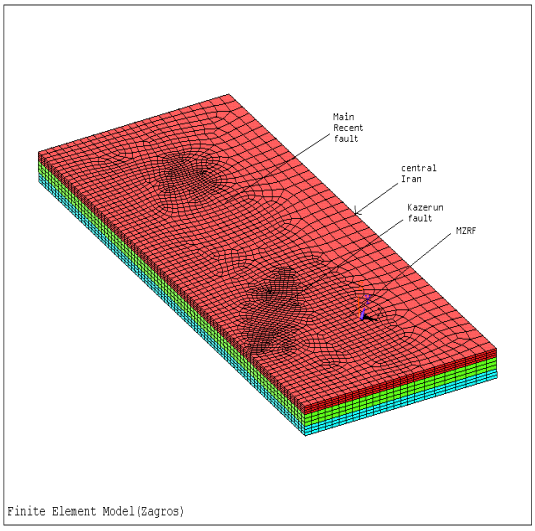
بعد از تعیین مدل هندسی بایستی المان‌های مربوط را انتخاب کرد و خواص آنها را مشخص ساخت. در نرم‌افزار کتابخانه‌ای از انواع المان‌ها و کاربردهای مختلف Ansys وجود دارد. با توجه به سه‌لایه بودن مدل و سه‌بعدی بودن آن المان‌های سه‌بعدی انتخاب

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

گردید که خواص مدل را در دو حالت سازه‌ای ـ حرارتی شبیه‌سازی کنند. این مدل هم رفتار الاستیک را پشتیبانی می‌کند و هم رفتار خزشی را.

۶- شبکه‌بندی مدل

پس از اتمام مدل‌سازی می‌توان مدل را شبکه‌بندی کرد. شبکه‌بندی به معنای تفکیک و تقسیم مدل به بخش‌های کوچک‌تر (المان) است. در این مرحله نیز پارامترهای متعددی مطرح می‌شود که مهم‌ترین آنها انتخاب ابعاد مناسب برای المان‌ها در شبکه‌بندی است. اگرچه ریزتر کردن هر چه بیشتر المان‌ها از یک سو موجب بهبود دقت می‌شود، لیکن از سوی دیگر باعث افزایش زمان مورد نیاز برای حل و تحلیل نیز می‌گردد. شبکه‌بندی مدل به روش دستی انجام گرفته و سعی شده است تا در اطراف گسل‌ها المان‌ها به درجه ریزتر تا ۲ کیلومتر تقسیم شوند و در نواحی دیگر که حساسیتی روی جواب‌ها نبوده، اندازه المان‌ها تا ۲۵ کیلومتر افزایش یافته است. پس از آزمایش‌های مختلف در روی اندازه المان‌ها مدل نهایی شامل ۲۸۱۲۵ المان و ۱۱۹۲۶۰ گره است (شکل ۵)، که رفتارهای الاستیک و خزشی (رئولوژی مدل) را شبیه‌سازی می‌کنند.



شکل ۵. مدل اجزای محدود شبکه‌بندی شده. تمامی المان‌ها خواص ویسکوالاستیک دارند.

۷- خواص مواد

خواص مواد به کار برده شده در این مدل‌سازی براساس نوع مواد تشکیل‌دهنده و سنگ‌شناسی در مناطق قاره‌ای است که ترکیبات Felsic برای پوسته بالایی، ترکیبات mafic برای پوسته پایینی و ultra mafic برای مانتل در نظر گرفته شده است. ثابت یانگ و نسبت پواسون براساس سرعت‌های امواج p و s در منطقه زاگرس محاسبه شده است [۶]. دانسیته برای پوسته بالایی و پایینی و مانتل بالایی براساس نتایج به دست آمده از مدل و پروفیل‌های لرزه‌ای در زاگرس محاسبه شده است [۸]. این مقادیر دانسیته در هر لایه ثابت در نظر گرفته شده؛ یعنی در پوسته بالا $۲۷۷۵kg/m^3$ در پوسته پایینی $۲۹۵۰\ kg/m^3$ در گوشته بالایی $۳۲۰۰kg/m^3$ در نظر گرفته شده است.

۸- شار حرارتی و توزیع گرما در مدل

مکانیسم اصلی انتقال گرما (رسانا) در لیتوسفر به‌وسیله قانون فوریه که در آن شار حرارتی ارتباط مستقیم با گرادیان درجه حرارت دارد، بیان می‌گردد:

$$\nabla(\nabla.T) = -A/k, q = -k\frac{\partial T}{\partial z} \qquad \text{رابطه (۲)}$$

این فرمول برای تعیین چگالی شار حرارتی با استفاده از اندازه‌گیری گرما در چاه آزمایشی و مقادیر آزمایشگاهی ضریب رسانش به کار برده می‌شود.

با در نظرگیری شرایط پایدار در آنالیز گرمایی، یعنی: $\frac{\partial T}{\partial t} = ۰$ معادله‌ای به دست می‌آید که به‌وسیله آن می‌توان به محاسبه ژئوترم پایدار در لیتوسفر رسید.

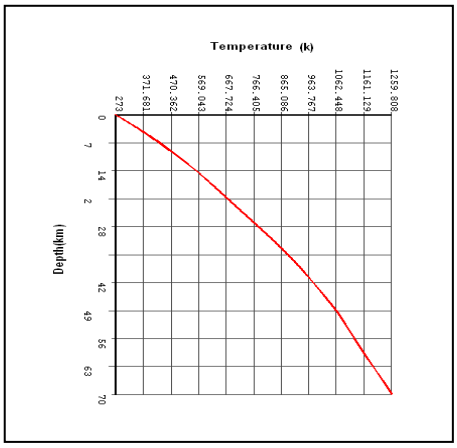
گرما به‌عنوان پارامتر اصلی نقش مهمی در مدل‌سازی تکتونیکی و ریولوژی آن دارد، که از آن جمله می‌توان به وابستگی تغییر شکل خمیری به دما در فرم غیرخطی اشاره کرد.

با توجه به اینکه دو رئولوژی گرم و سرد برای مدل‌سازی در نظر گرفته شده‌اند، لذا ابتدا آنالیز گرمایی برای مدل انجام شد تا مقادیر اولیه گرما و ژئوترم در مدل به دست آید. در شکل‌های ۶ و ۷ ژئوترم‌های به

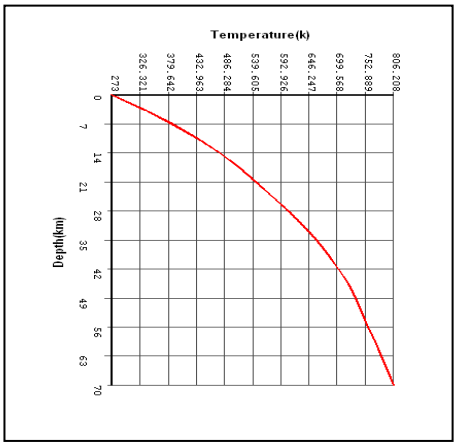
[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

دست آمده از مدل برای بررسی تغییر شکل‌های خمیری نشان داده شده است.

خطوط هم‌گرما در سطح ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد که مرز تغییر شکل‌های شکننده است، در عمق بین ۱۸ و ۳۱ کیلومتر برای ژئوترم سرد و در عمق ۱۷-۱۰ کیلومتر برای ژئوترم گرم قرار دارد. براساس این نتایج درجه حرارت در عمق موهو یعنی ۴۸ کیلومتری برای ژئوترم سرد ۷۳۲ و برای ژئوترم گرم ۱۰۶۲ درجه کلوین است.



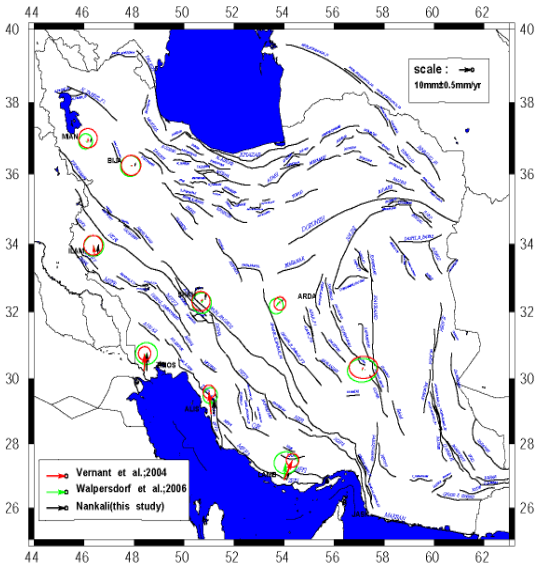
شکل ۶. ژئوترم محاسبه شده برای رئولوژی سرد که در مدل خزشی استفاده می‌شود. محور افقی درجه حرارت برحسب کلوین را نشان می‌دهد و محور قائم عمق برحسب کیلومتر است.



شکل ۷. ژئوترم محاسبه شده برای رئولوژی سرد که در مدل خزشی استفاده می‌شود. محور افقی درجه حرارت برحسب کلوین را نشان می‌دهد و محور قائم عمق برحسب کیلومتر است.

۹- آزمایش مدل

اولین مرحله قبل از شبیه‌سازی عددی برای مدل اجزای محدود زاگرس آزمایش و کنترل عملکرد آن است. برای این منظور آزمایش مشاهدات ژئودتیکی در حالت بین لرزه‌ای بر روی مدل انجام شده است. مشاهدات کوتاه‌مدت ژئودتیک (GPS) میدان تغییر شکل را در حالت بین لرزه‌ای اندازه‌گیری می‌کنند که ترکیبی از تغییر شکل الاستیک زمین در عمق‌های کم و تغییر شکل خمیری در عمق‌های زیاد در پاسخ به حرکت نسبی دو صفحه عربستان و ایران مرکزی است. در این حالت گسل‌های به کار برده شده در مدل در قسمت پوسته بالایی قفل‌اند. نتایج به دست آمده از مدل و سرعت‌های حاصل از GPS در منطقه زاگرس با هم مقایسه شده‌اند، که نشان از تطابق خوبی (۹۲ درصد) دارد. در شکل ۸ نتایج به‌دست آمده نشان داده شده است. میدان‌های سرعت GPS در منطقه زاگرس به‌وسیله [۳] نسبت به ایران مرکزی محاسبه شده است. شرایط مرزی اعمال شده به مدل در این مرحله حرکت صفحه عربستانه نسبت به ایران مرکزی طی ۱۰ سال است. دقیق‌ترین اندازه‌گیری‌های GPS و میدان‌های سرعت طی ۱۰ سال اخیر محاسبه شده است.



شکل ۸. مقایسه سرعت‌های به دست آمده از مدل و نتایج به دست آمده در شبکه ایران سراسری

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]

[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

۱۰- محاسبه رفتار مکانیکی لیتوسفر (سنگ‌کُره)

رفتار مکانیکی لیتوسفر یا سنگ‌کره را می‌توان با قوانین مختلف رئولوژی بررسی کرد که عمدتاً به درجه حرارت، کانی‌شناسی، فشار، کرنش و میزان یا نرخ کرنش بستگی دارد. مهم‌ترین مکانیسم‌های تغییرشکل، رفتار الاستیک شکننده و خمیری‌اند. رفتار الاستیک، کرنش قابل بازگشت مواد را در استرس تفاضلی کم نشان می‌دهد و فقط چند درصد از تغییر شکل را در بر می‌گیرد.

قسمت بالای لیتوسفر شامل صفحات مسطح‌شکننده و گسل‌هاست. با استفاده از قانون آمونتون [۷] و لغزش این صفحات (یا دو طرف گسل نسبت به هم) می‌توان به تغییر شکل‌های شکننده دست پیدا کرد. در این زمینه، ضریب اصطکاک به عنوان پارامتری که مقاومت در برابر لغزش را نشان می‌دهد، به همراه استرس برشی و استرس نرمال تعریف می‌گردد. عمومی‌ترین مکانیسمی که برای تشریح تغییر شکل‌های شکننده در قسمت بالای لیتوسفر (پوسته) استفاده می‌گردد، شکست برشی است که معمولاً با قانون کولمب بیان می‌گردد. این معیار شکست با حذف چسبندگی و با در نظر گرفتن ضریب اصطکاک مشابه قانون آمونتون است. تغییر شکل خمیری در لیتوسفر معمولاً به‌وسیله معادلات خزش و روابط تجربی تشریح می‌گردد. این روابط تجربی با توجه به شرایط لیتوسفر که چیزی فراتر از شرایط آزمایشگاهی است و با استفاده از مدل میکروفیزیک خزش مشخص می‌شوند.

تغییر شکل خمیری و پایدار (یعنی میزان یا نرخ استرین ثابت تحت فشار ثابت) می‌تواند با معادله‌ای اساسی و به صورت خزش از نوع power law که در شرایط تنش و درجه حرارت بالا به کار برده می‌شود و به‌وسیله رابطه (۳) نشان داده شود.

$$\dot{\varepsilon} = A\exp(-Qc/RT)\sigma^{n} \qquad \text{رابطه (۳)}$$

که در آن A [$Pa^{-n}s^{-1}$] ضریب الاستیک و n توان نمایی و Qc [$Jmol^{-1}$] انرژی فعال‌سازی هستند، که از لحاظ تجربی پارامترهای خواص مواد را تعیین می‌کنند [۹]. T نشان‌دهندهٔ دما برحسب کلوین است و R=۸/۳۱۴ $Jmol^{-1}K^{-1}$ ثابت گاز و $\dot{\varepsilon}$ [نشان‌دهنده مقدار نرخ استرین و σ استرس است. واضح است که برای بررسی رفتار مکانیکی لیتوسفر دو نوع تغییرشکل را بایستی در نظر گرفت که عبارت است از تغییر شکل شکننده و تغییر شکل خمیری که درحالت اول ارتباط به زلزله دارد ولی تغییر شکل خمیری قادر به ایجاد زلزله نیست. مرز بین این دو تغییر شکل به نام BDT (عبو از تغییر شکل شکننده به خمیری) نامیده می‌شود. این ناحیه در لیتوسفر، زونی است که زلزله‌ها در آنجا اتفاق می‌افتند. برای بررسی رفتار مکانیکی لیتوسفر برحسب تفاضل تنش‌های اصلی برای ناحیه شکننده و خمیری از رابطه (۴) استفاده می‌شود.

$$\sigma_1 - \sigma_3 = A\rho gz(1-\lambda) \qquad \text{رابطه (۴)}$$

$$\sigma_1 - \sigma_3 = \left(\frac{\dot{\varepsilon}}{A}\right)^{\frac{1}{n}} \exp\left(\frac{Q_c}{nRT}\right),$$

که در آن:

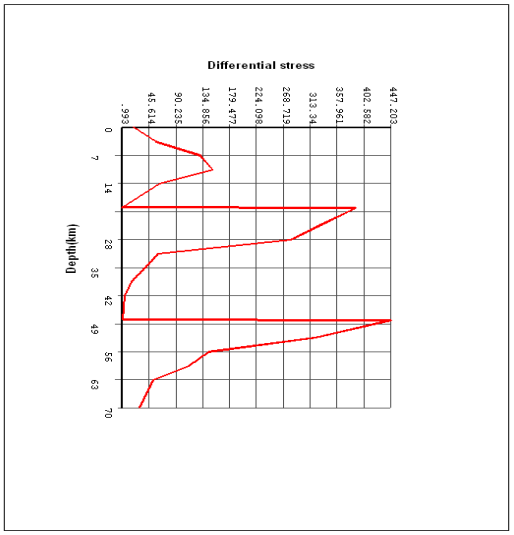
$\dot{\varepsilon}$ نرخ استرین، T درجه حرارت، R ثابت جهانی گاز، Qc انرژی فعال‌سازی، n توان نمایی، A ضریب الاستیک، z عمق، g جاذبه، ρ دانسیته، و λ نسبت فشار حفره‌ای به فشار لیتوستاتیک است.

با توجه به روابط مذکور، رفتار مکانیکی لیتوسفر در منطقه زاگرس با استفاده از مدل اجزای محدود با دو ژئوترم سرد و گرم و دو رئولوژی خشک و تر مورد بررسی قرار می‌گیرد.

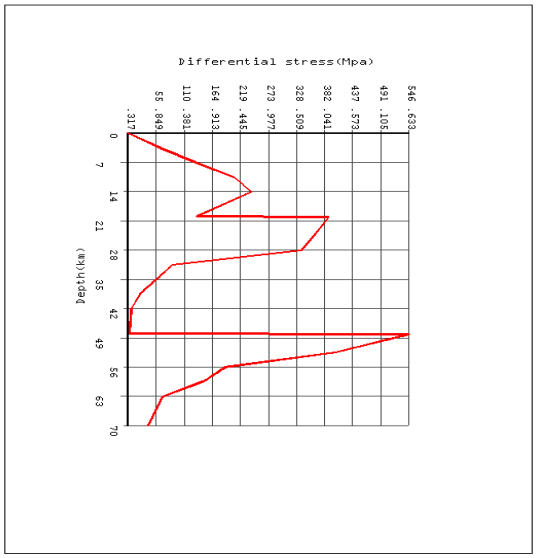
در شکل‌های ۹ و ۱۰ و ۱۱ و ۱۲ رفتار مکانیکی لیتوسفر در منطقه زاگرس برای ژئوترم سرد و گرم در دو رئولوژی تر و خشک نشان داده شده است.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]

[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]



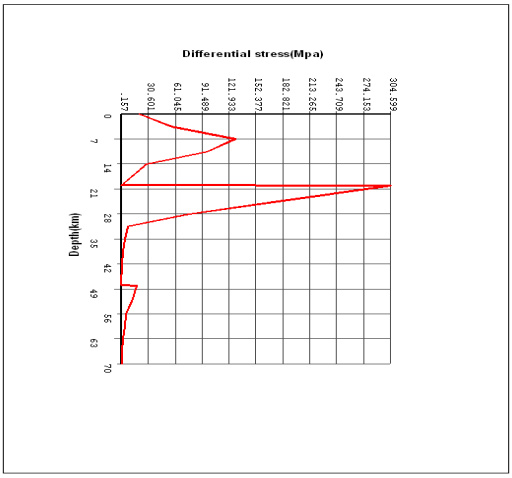
شکل ۹. رفتار مکانیکی لیتوسفر برای ژئوترم سرد و رئولوژی تر



شکل ۱۰. رفتار مکانیکی لیتوسفر برای ژئوترم سرد و رئولوژی خشک

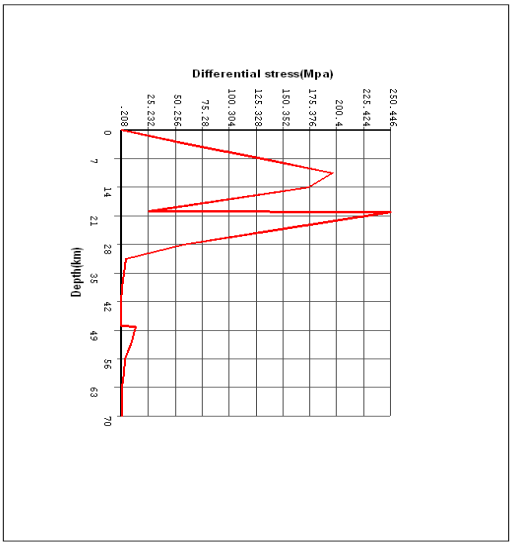
در حالت رئولوژی‌تر و ژئوترم سرد، در جایی که شدت تنش به ۱۵۰ مگاپاسکال می‌رسد، شکست در عمق ۱۰/۵ کیلومتری رخ می‌دهد. از سطح زمین تا عمق ۱۰/۵ کیلومتری تنش افزایش می‌یابد تا به ۱۵۰ مگاپاسکال برسد و از عمق ۱۰/۵ تا ۲۰ کیلومتری در پوسته پایینی مقدار تنش بین ۳۸۰ تا ۴ مگاپاسکال تغییر می‌کند و شکست در عمق ۲۸-۱۱ کیلومتری رخ می‌دهد. در قسمت بالای گوشته نیز مقدار تنش در محدوده ۴۴۷ مگاپاسکال تا ۳۰ مگاپاسکال تغییر می‌کند و هیچ‌گونه شکستی دیده نمی‌شود.

در حالت ژئولوژی خشک و ژئوترم سرد شکست در عمق ۱۴ کیلومتری رخ می‌دهد؛ یعنی در جایی که شدت تنش به ۲۲۰ مگاپاسکال می‌رسد. در هر دو حالت پیش‌گفته سیستم از لحاظ مکانیکی کوپل می‌گردد. در شکل‌های ۱۱ و ۱۲ رفتار مکانیکی لیتوسفر برای رئولوژی تر و خشک با ژئوترم گرم نشان داده شده است. آنچه که اهمیت دارد، این است که مرز تغییر شکل برای رئولوژی تر در عمق ۸ کیلومتری اتفاق می‌افتد و برای رئولوژی خشک در عمق ۱۰/۵ کیلومتری رخ می‌دهد، که خود ناشی از افزایش درجه حرارت است و همچنین شکست در گوشته بالایی در عمق ۴۸ تا ۵۶ کیلومتری رخ می‌دهد، یعنی جایی که میزان تنش در محدوده ۱ تا ۲۰ مگاپاسکال است. در این حالت سیستم از لحاظ مکانیکی کوپل نمی‌شود.



شکل ۱۱. رفتار مکانیکی لیتوسفر برای رئولوژی تر و ژئوترم گرم

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

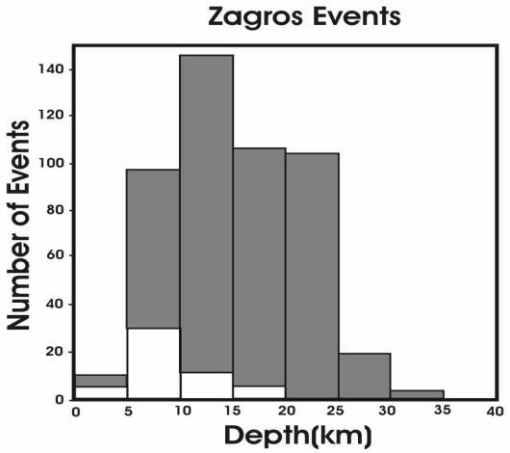


شکل ۱۲. رفتار مکانیکی لیتوسفر برای رئولوژی خشک و ژئوترم گرم

۱۱- بحث

همان‌طور که در شکل ۱۳ نشان داده می‌شود، اکثر زلزله‌های ایجاد شده در زاگرس در عمق بین ۵ تا ۲۰ کیلومتر با اوج ۱۲ کیلومتر رخ می‌دهد.

واضح است که لرزه‌خیزی در قسمت بالای پوست بلورین که در زیر ضخامت ۱۰-۸ کیلومتری لایه رسوبی است رخ می‌دهد. نتایج به‌دست آمده از مدل تطابق خوبی با این داده‌های لرزه‌نگاری دارد.



شکل ۱۳. عمق زلزله‌ها در منطقه زاگرس ــ منطقه سفید با استفاده از روش body wave modeling محاسبه شده است [۱۳]

اگر رئولوژی خشک را با ژئوترم سرد و گرم در نظر بگیریم، تغییر شکل در محدوده ۸ تا ۱۰/۵ کیلومتر است. در پوسته پایینی این مرز در محدوده ۲۸-۲۱ کیلومتر است. برای گرانیت مرز تغییر شکل در محدوده ۳۵۰-۲۵۰ درجه سانتی‌گراد است [۱۰]. با توجه به نمودارهای مربوط به ژئوترم مدل این مرز برای ژئوترم سرد در محدوده ۱۷-۱۰ کیلومتر و برای ژئوترم گرم در محدوده ۲۵-۱۸ کیلومتر است که با نتایج به دست آمده از مدل تطابق خوبی دارد. آنالیز تعداد لرزه‌های ایجاد شده در زاگرس نشان می‌دهد که ۷۵ درصد از این رخدادها در محدوده ۱۵-۱۰ کیلومتر هستند و ۶۵ درصد در محدوده ۲۵-۱۵ کیلومتر [۱۱]. همان‌طور که در نمودارها نشان داده می‌شود، رئولوژی خشک باعث افزایش استحکام لیتوسفر می‌گردد و مرز تغییر شکل را در ژئوترم سرد تا عمق ۱۴ کیلومتر افزایش می‌دهد و همچنین در ژئوترم گرم این مرز به ۱۴-۱۰/۵ کیلومتر می‌رسد. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که درجه حرارت نقش مهمی در رئولوژی لیتوسفر دارد و مرز تغییر شکل را در لیتوسفر تغییر می‌دهد. به نظر می‌رسد که ژئوترم سرد نتایج و تطابق بهتری را با عمق زلزله‌ها در زاگرس ایجاد می‌کند. وابستگی بین شار حرارتی و عمق لرزه‌ها در مناطق قاره‌ای [۱۲] و تغییر شکل گرانیت در محدوده ۳۰۰-۲۵۰ درجه سانتی‌گراد، متناسب با عمق ۱۰ تا ۲۵ کیلومتر در زاگرس است.

۱۲- نتایج

در این تحقیق یک مدل سه‌بعدی ویسکوالاستیک برای بررسی و شبیه‌سازی تغییر شکل‌های لیتوسفر در منطقه زاگرس ساخته شده و دو گسل عمده کازرون و عهد حاضر که نقش مهمی در نحوه تغییر شکل و توزیع آن در زاگرس دارند، در مدل جاسازی شده است. در این شبیه‌سازی با استفاده از خواص مواد در دو حالت مختلف، یا به‌عبارتی استفاده (BDT) از دو رئولوژی خشک و تر رفتار مکانیکی لیتوسفر در این منطقه مشخص گردید. گرما نیز به‌عنوان پارامتری مهم در

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]
[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

تغییر شکل لیتوسفر در این مدل‌سازی استفاده شد و در دو حالت ژئوترم گرم و سرد و نقش هر کدام در تغییر شکل لیتوسفر، مورد بررسی قرار گرفت. نتایج به‌دست آمده نشان می‌دهد که ژئوترم سرد و رئولوژی تر تطابق خوبی با تغییر شکل زمان حاضر زاگرس دارد.

نیروی افقی مورد نیاز برای ایجاد تغییر شکل‌های Inelastic در بین دو صفحه عربی و ایران مرکزی نیز در دو ریولوژی گرم و سرد مورد بررسی قرار گرفت که مقادیر آن در ریولوژی خشک و تر با ژئوترم سرد بین $1/4-10\times10^{12}\,N/m$ و در حالت ژئوترم گرم $0/1-0/4\times10^{12}\,N/m$ است.

۱۳- منابع

[1] McKenzie, D.P., 1972. *Active Tectonics of the Mediterranean Region. Geophys*. J.R, Astron. Soc., 30, 109–185.

[2] DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F. and Stein, S., 1990. *Current Plate Motions.* Geophys, J. Int, 101, 425–478.

[3] Vernant, P. et al., 2004. *Present-day Crustal Deformation and Plate Kinematics in the Middle East Constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman*. Geophys, J. Int., 157, 381–398.

[4] Vernant, P. and Chéry, J., 2006. *Low Fault Friction in Iran Implies Localized Deformation for the Arabia–Eurasia Collision Zone*. Earth and Planetary Science Letters, 246, 197–206.

[5] Tlebian, M. and Jackson, J., 2004. *A Reappraisal of Earthquake Focal Mechanisms and Active Shortening in the Zagros Mountains of Iran*. Geophys, J.Int., 156, 506–526.

[6] Hatzfeld, D., Tatar, M., Priestley, K. and Ghafory-Ashtyany, M., 2003. *Seismological Constraints on the Crustal Structure Beneath the Zagros Mountain Belt (Iran)*. Geophys, J. Int., 155, 403–410.

[7] Ranalli, G., 1995. *Rheology of the Earth*. 2nd edn. London: Allen and Unwin.

[8] Snyder, D.B. and Barazangi, M., 1986. *Deep Crustal Structure and Flexure of the Arabian Plate Beneath the Zagros Collisional Mountain Belt as Inferred from Gravity Observations*. Tectonics, 5, 361–373.

[9] Kirby, S., 1983. *Rheology of the Lithosphere*. Reviews of Geophysics and Space Physics, 21, 1458–1487.

[10] Scholz, C.H., 1990. *The Mechanics of Earthquakes and Faulting*. Cambridge: Cambridge University Press.

[11] Yamini-Fard, F., Hatzfeld, D. and Tatar, M., 2007. *Microearthquake Seismicity at the Intersection between the Kazerun Fault and the Main Recent Fault (Zagros, Iran)*. Geophys, J. Int. 166, 186–196.

[12] Sibson, R.H., 1982. *Fault Zone Model, Heat Flow, and the Depth Distribution of Earthquakes in the Continental Crust of the United States*. Bull. Seism. Soc. Am., 72, 151–163.

[13] Engdahl, E.R., Jackson, J.A., Myers, S.C., Bergman, E.A. and Priestley, K., 2006. *Relocation and Assessment of Seismicity in the Iran Region*. Geophys, J. Int. 167, 761–778.

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]

[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]

K. N. TOOSI UNIVERSITY OF TECHNOLOGY
FACULTY OF GEODESY AND GEOMATICS ENGINEERING

Journal of Geospatial Information Technology
Vol.1, No.1, Autumn 2013
19-30

3D Finite Element Modelling of Lithospheric Strength in Zagros Mountains

Nankali H.R.*[1], Vosooghi B.[2], Sobouti F.[3], Hessami K.[4]

1- Ph.D. of Geodesy, National Cartographic Center of Iran
2- Associate Prof. in Faculty of Geodesy and Geomatics Engineering, K. N. Toosi University of Technology
3- Assisstant Prof. in Dep. of Physics, Institute for Advanced Studies in Basic Sciences, Zanjan
4- Assisstant Prof. in International Institute of Earthquake of Engineering and Seismology

Abstract

A three-dimensional lithosphere model with horizontal dimensions of 1500×600 km. and a depth extent of 70 km. is constructed from available geophysical data to find out strength (as the maximum deviatoric stress the lithosphere supports at a given depth) in Arabia-Eurasia plate boundary zone. The constructed model is first used in the calculation of thermal initial condition and then strength envelopes were calculated using the obtained geotherm and rheological flow laws. Numerical models are run for initial temperature distributions representing cold and hot lithospheres with two different rheologies (wet and dry).The obtained mechanical structures were analyzed and compared with other geophysical data; e.g., seismicity-depth and isotherm-depth distributions. Model results for wet and dry rheologies indicate that the depth of the brittle-ductile transition is about 8 km., and 11 km. for hot geotherm and 10.5 km. to14 km. and 21-28 for the cold one. The results are in good agreement with focal depth in the Zagros that most earthquakes occur in 8 to 15 km. depth (Tatar et al., 2004 and Jackson et al., 2008) that the long-term strength of the continental lithosphere resided only in its upper part, which was contained wholly within the crust.

Keywords: Rheology, Finite-element methods, Brittle, Geotherm, Iran.

Correspondence Address: National Cartographic Center of Iran, Geodesy and Geodynamics Department, Azadi square, Tehran, Iran. Tel: 66071092
Email: nankali@ncc.org.ir

[Downloaded from jgit.kntu.ac.ir on 2026-10-08]

[DOI: 10.29252/jgit.1.1.19]