

مدلسازی عددی توزیع واتنش در ناحیه فارس داخلی، کمر بند چین خورده - رانده زاگرس

مرتضی احمدی رحمت^۱، عزیز رحیمی^{۲*}، نوید دهباشی^۳، حسن محسنی^۴

۱- دانشجوی دکتری زمین‌شناسی تکتونیک، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۲- استادیار زمین‌شناسی تکتونیک، دانشکده علوم، دانشگاه گلستان

۳- دکتری زمین‌شناسی تکتونیک، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران

۴- دانشیار زمین‌شناسی رسوب‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا همدان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۷/۳/۱۱

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۷/۱۱/۱۸

چکیده

بخش میانی ناحیه فارس کمر بند چین خورده - رانده زاگرس دارای پیچیدگی های هندسی و ساختاری زیادی است. یکی از دلایل اصلی این پیچیدگی حضور و فعالیت گسل‌های امتداد لغز احتمالا پی سنگی در این منطقه می‌باشد. در این تحقیق با بهره‌گیری از روش مدلسازی عددی و بررسی سناریوهای مختلف حضور و فعالیت گسل‌های سبزپوشان، سروستان و نظام‌آباد و مدلسازی الگوی توزیع واتنش، به بررسی نقش و تاثیر این گسل‌ها در ایجاد پیچیدگی های هندسی و ساختاری منطقه پرداخته شده است. این مدلسازی با استفاده از روش اجزا محدود و بهره‌گیری از نرم‌افزار ممتیکا و با در نظر گرفتن جهت تعیین شده تنش در بخش میانی فارس و شبیه‌سازی اعمال آن بر منطقه‌ای با حضور گسل‌ها و در سناریوهای حضور و عدم حضور هر یک از گسل‌ها انجام شده است. نتایج به دست آمده دلالت بر نقش پررنگ گسل نظام‌آباد در حضور گسل‌های سروستان و سبزپوشان به‌طور هم‌زمان در توزیع واتنش و ایجاد هندسه فعلی ساختارهای موجود در منطقه مورد مطالعه دارد.

واژه‌های کلیدی: توزیع واتنش، زاگرس، گسل‌های سبزپوشان، سروستان، نظام‌آباد، مدلسازی عددی.

مقدمه

مدل‌های مکانیکی (آزمایشگاهی/فیزیکی یا عددی) می‌تواند پوشش دهنده فاصله بین پیچیدگی‌های ساختاری یک منطقه در طبیعت و اطلاعات بخشی ما در مورد آن منطقه باشد البته مدل‌ها همواره از طبیعت ساده‌ترند اما برای به درک خصوصیات فرآیندهای طبیعی کمک ارزشمندی می‌نمایند (چمندا و همکاران، ۲۰۱۵). مدلسازی عددی به عنوان روشی برای مطالعه اعمال تنش و بررسی آثار و پیامدهای به وجود آمده در رشته-های مختلف علوم از جمله زمین‌شناسی به کار بسته می‌شود (لونیمی و همکاران، ۲۰۱۱؛ بران و بموت، ۱۹۹۵؛ ابرله و همکاران، ۲۰۰۲؛ فریان و راسوسن، ۱۹۸۹؛ جربانت و همکاران، ۲۰۰۳؛ گریا و استخرت، ۲۰۰۵؛ گونزالت و همکاران، ۲۰۰۸؛ کوشیزوکا و همکاران، ۱۹۹۸؛ مایر و اب، ۲۰۰۸؛ مالسرویس و همکاران، ۲۰۰۳؛ ژانگ و همکاران، ۲۰۰۹). هدف از مدلسازی عددی تبیین تاریخ دقیق دگرشکلی نیست بلکه ایجاد زمینه‌ای برای شناسایی تاثیر فرآیندها و پدیده‌ها در دگرشکلی است (فنگ و همکاران، ۲۰۱۶). با توجه به محدودیت‌های موجود در مدلسازی آنالوگ به دلیل وسعت و پیچیدگی فرآیندهای موثر در علوم زمین، استفاده از مدلسازی عددی می‌تواند در شناخت پدیده‌های زمین‌شناسی کمک نماید. در مدلسازی عددی گسل‌ها معمولاً به‌عنوان مناطق خیلی شکل‌پذیر (پریک و همکاران، ۲۰۰۴) و یا ترک و شکاف (نتو و همکاران، ۲۰۰۱) مدلسازی می‌شوند. در تحقیق حاضر گسل‌ها به‌عنوان ترک در نظر گرفته شده‌اند. جهت‌یابی گسل‌های یک منطقه نسبت به هم نقش مهمی در تکامل ساختاری و توزیع دگرشکلی در آن منطقه دارد (فنگ و همکاران، ۲۰۱۵). با توجه به وضعیت قرارگیری گسل نظام‌آباد نسبت به گسل‌های

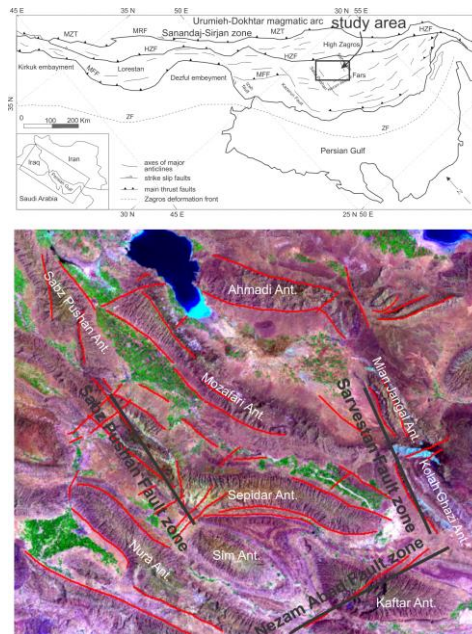
سبزپوشان و سروستان هدف از این مطالعه بررسی نقش به حضور و فعالیت گسل‌های مذکور در توزیع واتنش با در نظر گرفتن حالت‌های مختلف حضور و فعالیت هر یک از گسل‌ها می‌باشد. به این منظور مدلسازی عددی توزیع واتنش با استفاده از نرم‌افزار ممتیکا صورت پذیرفته است.

محدوده مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در بخش میانی پهنه فارس داخلی زاگرس ساده چین خورده حد فاصل شهر شیراز تا فاصله ۱۰۰ کیلومتری جنوب شرق این شهر واقع شده است (شکل ۱ و ۲). قدیمی‌ترین سازند رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه سازندهای ایلام - سروک می‌باشد (شکل ۲) و سازندهای گورپی، تاربور، پابده، ساچون، جهرم، آسماری، رازک، میشان، آغاجری و بختیاری در بخش‌هایی از منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۲). چینه‌شناسی منطقه پرمین - کرتاسه میانی، مشابه دیگر مناطق فارس و بیانگر روند فرونشست تدریجی و پیشروی دریا همراه نوسانات و ناپیوستگی‌های محلی می‌باشد (شارلند و همکاران، ۲۰۰۱) و (کارمیناتی و همکاران، ۲۰۱۶). در فارس داخلی سیلتستون، ماسه‌سنگ‌های غنی از آهن/ گلوکونیت در بخش‌های بالایی سازندهای فهلیان و داریان، بیانگر پسروی و فرسایش در زمان‌های نئوکومین - آپتین پایانی است (نواب پور و همکاران، ۲۰۱۰). شیل و کربنات‌های دریایی کم‌عمق گروه بنگستان و هم‌چنین کنگلومرا و برش‌های تورونین پایانی، بیانگر فعالیت تکتونیکی و بیانگر رسوبات تیبیک نهشته شده در محیط حاشیه غیرفعال می‌باشد. رسوب‌گذاری مارلی گورپی از ماس تریشترین در بخش جنوب شرق دشت سروستان هم‌زمان با رسوب‌گذاری کربنات پلتفرمی غنی از رودیت

تبدیل می‌شود. در ناحیه فارس بخش تبخیری سازند گچساران نادر بوده و به طور محلی عضو چمپه کالک آرنایتی نهشته شده است (آلدگا و همکاران، ۲۰۱۴). سازند میشان (میوسن پایینی - میانی) از مارل خاکستری، شیل آهکی، سیلتستون و ماسه سنگ و با درون لایه دانه درشت کالک آرنایت و آهک تخریبی تشکیل شده است. رسوب‌گذاری در میوسن میانی در زاگرس متأثر از فازهای برخورد بوده است (معمدی و همکاران، ۲۰۱۲). در فارس کربنات‌های قاعده سازند میشان شامل عضو گوری رخنمون دارد. سازند آغاجری توالی ضخیم کنگلومرای آهکی، کالک آرنایت، ماسه سنگ، سیلتستون، مارل و آهک (با میان لایه ژئوپس) می‌باشد. در نهایت سازند بختیاری (پلیوسن - پلیستوسن) از نهشته‌های رودخانه‌ای به طرف بالا درشت شونده ضخیم لایه شامل کنگلومرای پلی میکتیک، ماسه سنگ، سیلتستون و شیل است (آلدگا و همکاران، ۲۰۱۴).

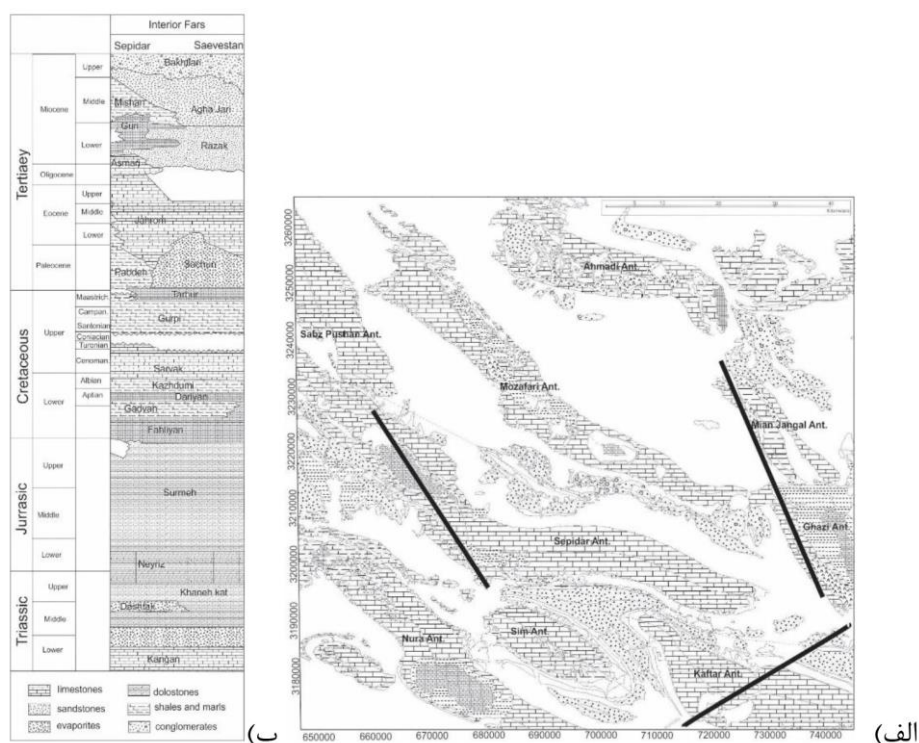
(تاربور) در بخش مرکزی و شمالی منطقه شده است. این تغییر رخساره جانبی به علت فرارانش افیولیت بوده است (کارمیناتی و همکاران، ۲۰۱۶). سازند گورپی گستره بیشتری حضور دارد و در این زمان تقریباً تمام حوضه زاگرس را پوشانده است (سپهر و همکاران، ۲۰۰۴). در طی سنوزوئیک رسوب‌گذاری از نوع دریای باز به محیط قاره‌ای تغییر می‌یابد. شیل و مارل‌های پابده (پالتوسن - ائوسن) به طرف بالا به سازند دولومیتی جهرم یا آهک‌های آب‌های کم عمق حاوی نومولیت سازند آسماری (الیگوسن) تبدیل می‌شود. سازند جهرم به طور محلی بر روی سازند تاربور و یا پابده نهشته می‌شود. مرز پایینی این سازند با سازند پابده تدریجی است و مرز بالایی آن با سازند آسماری از نوع دگرشیبی موازی است و تفکیک فقط از طریق دیرینه‌شناسی امکان‌پذیر است. (آقاناتی، ۱۳۸۳). رسوب‌گذاری در میوسن - پلیوسن به سکانس پس از برخورد پیشرونده و شامل گچساران، میشان آغاجری و بختیاری



شکل ۱: تصویر لندست منطقه مورد مطالعه و موقعیت ساختارهای اصلی. خطواره‌های شناسایی شده بر روی تصویر به رنگ قرمز نمایش داده شده است. موقعیت کلی منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه ساختاری زاگرس ارائه شده است.

احمدی، کلاه قاضی و میان جنگل (کوه سیاه) و نیز گسل‌های معکوس و راندگی مرتبط با چین‌ها و محدود کننده پهلوه‌های چین‌ها نظیر مهارلو و قره و سایر گسل‌های با سازوکار کششی و فشارشی می‌باشد. ساختارهای گسلی امتداد لغز (سروستان، سبزپوشان و نظام‌آباد) که موضوع این تحقیق می‌باشند در ذیل به تفصیل شرح داده می‌شوند:

سازند بختیاری تغییر رخساره و ضخامت جانبی سریع شامل رشد چین‌های^۱ و خم شدگی مرتبط با چین خوردگی نشان می‌دهد (شرکتی و لتوزی، ۲۰۰۴). ساختارهای چین و گسل متعددی در منطقه مورد مطالعه برونزد دارند (شکل ۱) که شاخص‌ترین آنها شامل گسل‌های امتداد لغز سروستان، سبزپوشان و نظام‌آباد، تاقدیس‌های بزرگ شامل سبزپوشان، سپیدار، نورا، سیم، کفتر،



شکل ۲: الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه برگرفته از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کوار، کوشک، سروستان، رونیز، فیروزآباد و فسا. ب) ستون چین‌شناسی منطقه مورد مطالعه با تغییرات برگرفته از (کارمیناتی و همکاران، ۲۰۱۶).

واحدهای چین‌نگاری همسان در دو سوی گسل، خمش‌های ساختاری، و هم‌چنین نموده‌های عمقی نظیر: لزه‌خیزی و رخنمون گنبد‌های نمکی مشخص نمود. گسل سروستان با توجه به اینکه لایه‌های آبرفتی کنگلومرای سروستان را با دوره رسوبی ۳۰ تا ۶ هزار سال پیش را جابجا و کج نموده است (بربریان، ۱۹۹۵). گسل فعال می‌باشد

گسل سروستان: این گسل با روند شمال، شمال غرب - جنوب، جنوب شرق و طول تقریبی ۹۰ کیلومتر در ۷۰ کیلومتری شرق شیراز قرار دارد (شکل ۱ و ۲). این گسل را می‌توان به وسیله نموده‌های سطحی مانند: ظهور چشمه‌های آب شور، همراهی گنبد‌های نمکی، اختلاف روند چین‌خوردگی و اختلاف ارتفاع و دورافتادگی

استفاده از تصاویرهای ماهواره‌ای و نقشه‌های ژئومغناطیسی در مطالعه‌ای که در جنوب شرق کمربند چین خورده زاگرس^۲ صورت گرفته است، گسل‌های عرضی را به دو دسته تقسیم کرده‌اند، دسته اول دارای روند شمال غربی هستند و با هندسه انحنای راست بر لولای چین‌های اصلی، زاینده چین‌های جوان و الگوی پلکانی خطواره‌های سطحی شناسایی می‌شوند. دسته دوم دارای روند شمال شرقی هستند و با جابجایی چپ بر ساختارها و نفوذ نمک در لولای تاقدیس‌ها در امتداد آنها شناسایی می‌شوند. ظهور نمک پروتروزوئیک بالایی در امتداد این گسل‌ها و همین‌طور انطباق با نقشه‌های ژئومغناطیسی دلالت بر پی سنگی بودن این گسل‌ها دارد. امتداد این گسل‌ها با امتداد گسل‌های موجود در بخش شمالی ورق عربی می‌تواند منطبق باشد. نتیجه کلیدی این تحقیق، این است که خطواره‌های شناسایی شده با سنجش از دور و نقشه‌های ژئومغناطیسی، گسل‌های چرخشی مرتبه اول ناشی از دوباره فعال شدن گسل‌های شمالی - جنوبی پی سنگی می‌باشند. تعدادی از این گسل‌های امتداد لغز که تاکنون شناسایی شده‌اند شامل گسل‌های ایزه، بالارود، کازرون، منقارک، سبزپوشان، سروستان و نظام‌آباد می‌باشد. برخی از این گسل‌های امتداد لغز با خطواره‌های مغناطیسی که از تغییرات خطوط هم شدت مغناطیس در نقشه‌های مغناطیس هوایی قابل ردیابی هستند، منطبق بوده اما برای بعضی دیگر وجود عناصر ساختاری در پی سنگ که با تاثیرات سطحی و مطالعات ژئوفیزیکی منطبق باشد، مورد تردید است (بحرودی و تالبوت، ۲۰۰۳). از ویژگی‌های هندسی و ساختاری منطقه مورد مطالعه وجود دشت سروستان به ابعاد ۳۳ در ۴۰ کیلومتر و مساحت حدود ۱.۶ میلیارد مترمربع می‌باشد که

لیکن تاکنون زلزله مستقیمی بر روی این گسل گزارش نشده است ولی احتمالاً زلزله‌ی ۱۸۹۰/۳/۲۵ فسا ناشی از فعالیت این گسل است (بربریان، ۱۹۹۵). گسل سروستان احتمالاً گسل نرمال با روند تقریبی فعلی و با شیب به سمت شرق مرتبط با ریف‌ت پالئوزوئیک - مزوزوئیک بوده است (نواب پور و همکاران، ۲۰۱۰).

گسل سبزپوشان: گسل سبزپوشان یک گسل راست‌الغز راستگرد با روند شمال، شمال غرب - جنوب، جنوب شرق از شمال غرب شیراز تا جنوب شرق قیر گسترش دارد که به صورت پاره گسله‌هایی می‌باشد (صفری، ۱۳۷۹) و پاره گسل شمالی آن در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است (شکل ۱ و ۲). این پهنه گسلی در شرق گسل کره‌بس و غرب گسل سروستان قرار دارد. جابجایی راستگرد و کشیدگی در محور چین‌های با روند شمال‌باختری - جنوب‌خاوری را می‌توان به سهولت در امتداد پهنه گسلی سبزپوشان مشاهده کرد. این پهنه گسلی از یک سری گسله‌های عرضی برشی تشکیل شده که به صورت چپ‌پله باعث خمش راستگرد محور تاقدیس‌های چغال(چنگال)، الهار و بندوبست به صورت راستگرد شده است. گرچه هیچ‌گونه داده لرزه‌خیزی از گسل سبزپوشان در دست نیست اما زمین‌لرزه رویداده در ۲۵ ژوئن ۱۸۲۴ در شمال شیراز با بزرگای ۶.۴ و شدت ۸ به فعالیت این گسل نسبت داده می‌شود (بربریان، ۱۹۹۵).

گسل نظام‌آباد: این گسل پی سنگی ۲۶۵ کیلومتر طول و امتداد آن شمال شرق - جنوب غرب است (برزگر، ۱۹۹۴). گسل نظام‌آباد یک گسل امتداد لغز چپ‌بر است که مقدار جابه‌جایی امتدادی آن ۲/۵ کیلومتر است (شکل ۱ و ۲). این گسل علاوه بر جابه‌جایی امتدادی، جابه‌جایی قائم نیز دارد (برزگر، ۱۹۹۴). یساقی (۲۰۰۶) با

(استرانگ، ۲۰۰۵) این روش در حل معادلات دیفرانسیل جزئی روی دامنه‌های پیچیده (مانند وسایل نقلیه و لوله‌های انتقال نفت)، یا هنگامی که دامنه متغیر است، یا وقتی که دقت بالا در همه جای دامنه الزامی نیست و یا اگر نتایج همبستگی و یکنواختی کافی را ندارند، بسیار مفید می‌باشد (استرانگ، ۲۰۰۵) به عنوان مثال در شبیه‌سازی یک تصادف در قسمت جلوی خودرو، نیازی به دقت بالای نتایج در عقب خودرو نیست. همچنین در شبیه‌سازی و پیش‌بینی هوا روی کره زمین، هوای روی خشکی اهمیت بیشتری نسبت به هوای روی دریا دارد. تقسیم ناحیه به نواحی کوچکتر دارای مزایای زیادی است از جمله: نمایش دقیق هندسه پیچیده، گنجایش ویژگی‌های متفاوت جسم، درک ویژگی‌های موضعی جسم. پیدایش روش اجزاء محدود به حل مسائل پیچیده‌ی الاستیسیته و تحلیل سازه‌ها در مهندسی عمران و هوا فضا برمی‌گردد. این روش حاصل کار هرنیکوف (۱۹۴۱) و کورانت (۱۹۴۲) می‌باشد. با این که روش کار این دو دانشمند کاملاً متفاوت بود، اما یک ویژگی مشترک داشت: تقسیم یک دامنه‌ی پیوسته (ماده) به یک سری زیردامنه (قطعات کوچکتر ماده) به نام المان (اجزاء). (استرانگ، ۲۰۰۵). نرم‌افزار مورد استفاده در این تحقیق 11 wolfram mathematica می‌باشد. این نرم‌افزار یکی از کامل‌ترین ابزارهای محاسباتی جهان می‌باشد و به منظور اجرای محاسبات پیشرفته و در زمینه‌ی آماده‌سازی مستندات و برنامه‌نویسی‌های فعل و انفعالی استفاده می‌گردد. ابتدا با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای موقعیت گسل‌های سرروستان، سبزپوشان و نظام‌آباد استخراج و سپس در محیط اتوکد^۵ موقعیت گسل‌ها نسبت به هم با رعایت مقیاس ترسیم گردید. در این مدلسازی به دلیل

در حدفاصل تاقدیس مظفری و تاقدیس کلاه قاضی قرار گرفته است. این دشت مسطح تقریباً فاقد ساختار تاقدیسی رخنمون دار است (شکل ۲ الف) و در مطالعات لرزه‌نگاری تاقدیس‌های کوچک مدفون شناسایی شده است که دارای ذخائر هیدروکربور در افق بنگستان می‌باشد. مطابق مطالعات انجام شده در منطقه مورد مطالعه افق آسماری - جهرم که در تاقدیس‌های محصورکننده دشت سرروستان نظیر احمدی، مظفری و کلاه قاضی که در سطح رخنمون دارد با اختلاف ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متر در زیر دشت قرار گرفته است (کارمیناتی و همکاران، ۲۰۱۶). تفاوت هندسی و ساختاری بین دشت سرروستان و مناطق مجاور ما را به بررسی دلیل این موضوع و نقش احتمالی گسل‌های بزرگ امتدادلغز در ایجاد این پیچیدگی واداشت.

مواد و روش‌ها

روش اجزاء محدود یا المان محدود^۲ که به اختصار FEM نامیده می‌شود، روشی است عددی که برای حل تقریبی معادلات دیفرانسیل جزئی و نیز حل معادله‌های انتگرالی (کاربرد عملی روش اجزای محدود که معمولاً با نام تحلیل اجزای محدود^۴ خوانده می‌شود) کاربرد دارد. اساس کار این روش حذف کامل معادلات دیفرانسیل یا ساده‌سازی آنها به معادلات دیفرانسیل معمولی، که با روش‌های عددی مانند اویلر حل می‌شوند، می‌باشد. در حل معادلات دیفرانسیل جزئی مسئله مهم این است که به معادله ساده‌ای که از نظر عددی پایدار است و به این معنا که خطا در داده‌های اولیه و در حین حل به حدی نباشد که به نتایج نامفهوم منتهی شود- برسیم. روش‌هایی با مزایا و معایب مختلف برای این امر وجود دارد، که روش اجزاء محدود یکی از بهترین آنهاست

حل شده است به گونه‌ای که پارامترهای مد نظر در این مدلسازی ضریب پواسون و نقطه تسلیم بوده و حاشیه‌ها اجازه واتنش در جهت y و انتها اجازه واتنش در جهت x را دارد. به عبارتی به منظور تصویر وقایع پس از برخورد انتهای مدل بسته شده است. و نیز نسبت واتنش به تدریج از نقطه اعمال تا انتها کاهش می‌یابد. معادله واتنش در حالت واتنش ساده و در مواد ایزوتروپ به صورت معادلات روابط زیر می‌باشد:

محدودیت‌های موجود فقط امتداد گسل‌ها به صورت خطوط مستقیم و با حفظ روند تقریبی گسل‌ها در نظر گرفته شده است و پارامترهای دیگر ساختاری موجود در منطقه نظیر چین‌ها و راندگی‌ها و گسل‌های فشارشی و کششی موجود در منطقه به‌عنوان ساختارهای ثانویه در نظر گرفته شده و در مدلسازی حاضر لحاظ نشده‌اند. در این تحقیق سیستم به صورت یک لایه شبیه‌سازی شده و معادله واتنش با تعریف شرایط مرزی

رابطه (۱)

$$\begin{Bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \tau_{xy} \end{Bmatrix} = [D] \begin{Bmatrix} \varepsilon_x \\ \varepsilon_y \\ \gamma_{xy} \end{Bmatrix}$$

رابطه (۲)

$$[D] = \frac{\gamma}{(1+\nu)(1-2\nu)} \begin{bmatrix} 1-\nu & 0 & 0 \\ \nu & 1-\nu & 0 \\ 0 & 0 & \frac{1-2\nu}{2} \end{bmatrix}$$

رابطه (۳)

$$[D] = \begin{bmatrix} c_{11} & 0 & 0 \\ c_{12} & c_{22} & 0 \\ 0 & 0 & c_{33} \end{bmatrix}$$

رابطه (۴)

$$c_{11} = \frac{\gamma(1-\nu)}{(1+\nu)(1-2\nu)}$$

رابطه (۵)

$$c_{12} = \frac{\gamma\nu}{(1+\nu)(1+\nu)}$$

رابطه (۶)

$$G = \frac{c_{11} - c_{12}}{2} = \frac{\gamma}{2(1+\nu)}$$

عملگر واتنش ساده که در نرم‌افزار مورد استفاده قرار گرفته به صورت معادله رابطه ۷ می‌باشد:

رابطه (۷)

$$\begin{aligned} & \left\{ \nabla_{\{x,y\}} \cdot \left[\left\{ \left\{ 0, \frac{Yv}{-1+v+2v^2} \right\}, \left\{ -\frac{Y}{2(1+v)}, 0 \right\} \right\} \cdot \nabla_{\{x,y\}} V[x,y] \right] \right. \\ & + \nabla_{\{x,y\}} \cdot \left[\left\{ \left\{ \frac{Y-Yv}{-1+v+2v^2}, 0 \right\}, \left\{ 0, -\frac{Y}{2(1+v)} \right\} \right\} \cdot \nabla_{\{x,y\}} u[x,y] \right], \nabla_{\{x,y\}} \cdot \left[\left\{ \left\{ 0, -\frac{Y}{2(1+v)} \right\}, \left\{ \frac{Yv}{-1+v+2v^2}, 0 \right\} \right\} \cdot \nabla_{\{x,y\}} u[x,y] \right] \\ & \left. + \nabla_{\{x,y\}} \cdot \left[\left\{ \left\{ -\frac{Y}{2(1+v)}, 0 \right\}, \left\{ 0, \frac{Y-Yv}{-1+v+2v^2} \right\} \right\} \cdot \nabla_{\{x,y\}} V[x,y] \right] \right\} \end{aligned}$$

تمرکز و تجمع واتنش را در پشت خود و جنوب منطقه مورد مطالعه ایجاد نموده و خطوط هم تراز واتنش در بین دو گسل سبزپوشان و سروستان دارای شدت کمتری است لیکن در طرفین بیرونی این دو گسل به ویژه در دو سر انتهایی گسل‌ها تجمع بیشتری دارد (شکل ۳).

در حالت عدم وجود گسل نظام‌آباد و با حضور گسل‌های سبزپوشان و سروستان از جنوب به شمال از شدت واتنش کاسته می‌شود و در انتهای شمالی گسل‌ها بردارهای واتنش واگرا می‌گردد. در این حالت تفاوت زیادی بین مابین دو گسل و بیرون از آن مشاهده نمی‌شود (شکل ۴).

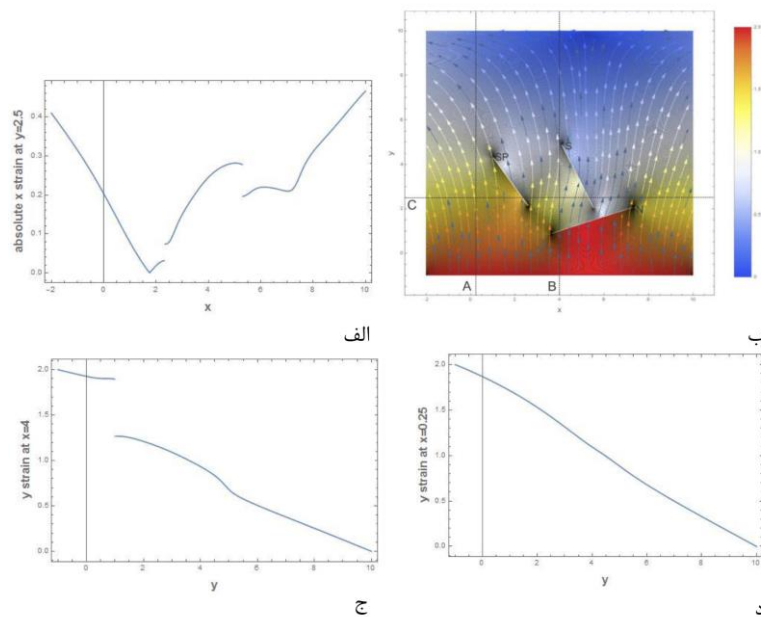
در حالت حضور گسل‌های سبزپوشان و نظام‌آباد و عدم حضور گسل سروستان وضعیت مشابه حالت حضور هر سه گسل (حالت ۱) می‌باشد با این تفاوت که اثر گسل سروستان در تغییرات کنترهای واتنش حذف شده است. یعنی تمرکز واتنش در سمت جنوبی گسل نظام‌آباد دیده می‌شود و شدت واتنش در سمت شمالی این گسل و شرق گسل سبزپوشان کم است (شکل ۵).

در حالت حضور گسل‌های سروستان و نظام‌آباد و عدم حضور گسل سبزپوشان. در این حالت توزیع واتنش مشابه وضعیت ۳ می‌باشد یعنی تجمع تنش در سمت جنوبی گسل نظام‌آباد می‌باشد لیکن منطقه با تنش کمتر در شمال گسل نظام‌آباد محدود به بخش جنوب غربی گسل سروستان شده است (شکل ۶).

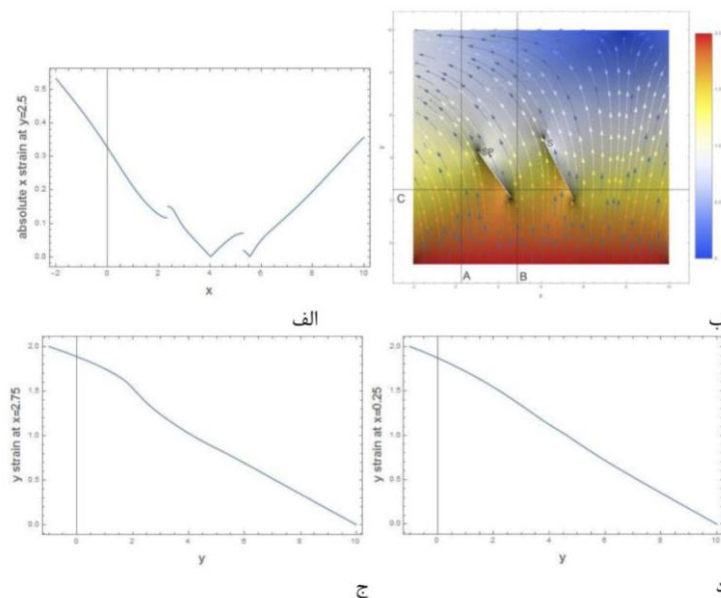
در معادلات بالا v : ضریب پوآسون، Y : تسلیم، u : واتنش در جهت محور x و v : واتنش در جهت محور y ، σ : تنش، ε : واتنش و G : مدول برشی می‌باشد. در مدلسازی عددی خواص مکانیکی تمام واحدها یکسان لحاظ شده است و تغییرات جانبی و عمقی واحدهای رسوبی لحاظ نشده است همچنین گسل‌های سبزپوشان، سروستان و گسل نظام‌آباد به‌عنوان ترک و شکاف لحاظ شده‌اند و شیب گسل‌ها در حد قائم فرض گردیده و نیز فرض بر این بوده است که تمام پوشش رسوبی را بریده‌اند. در منطقه مورد مطالعه پاره گسل شمالی گسل سبزپوشان به طول حدود ۴۴ کیلومتر حضور دارد و گسل سروستان به طول حدود ۶۰ کیلومتر و بخش شرقی گسل نظام‌آباد به طول حدود ۴۳ کیلومتر در منطقه مورد مطالعه حضور دارد که تقریباً با همین نسبت در مدلسازی عددی لحاظ شده‌اند. جهت تنش در منطقه مورد مطالعه N003 بر مبنای مطالعات (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴) لحاظ شده است و محور عمودی در راستای تنش قرار گرفته و کلیه راستای گسل‌ها و مدل به همین میزان چرخیده‌اند. ضریب پوآسون و نقطه تسلیم میانگین سنگ‌های تشکیل دهنده پوسته زمین و پوشش رسوبی لحاظ شده است.

نتایج

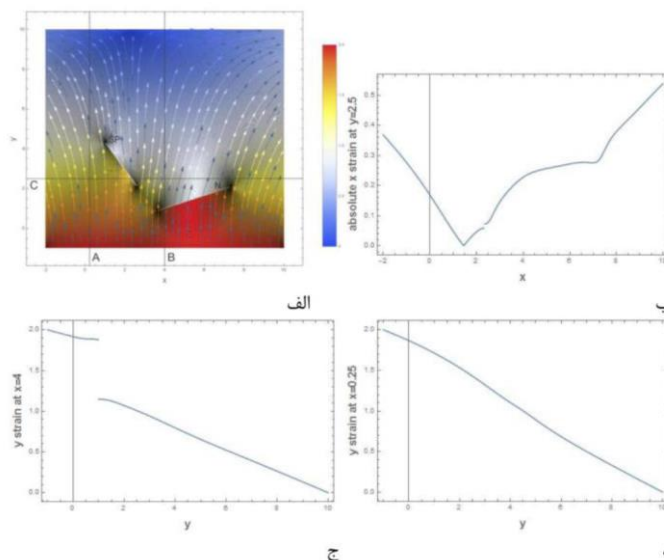
-توزیع استرین با فرض حضور هر سه گسل بیانگر عملکرد گسل نظام‌آباد به‌عنوان سدی می‌باشد که



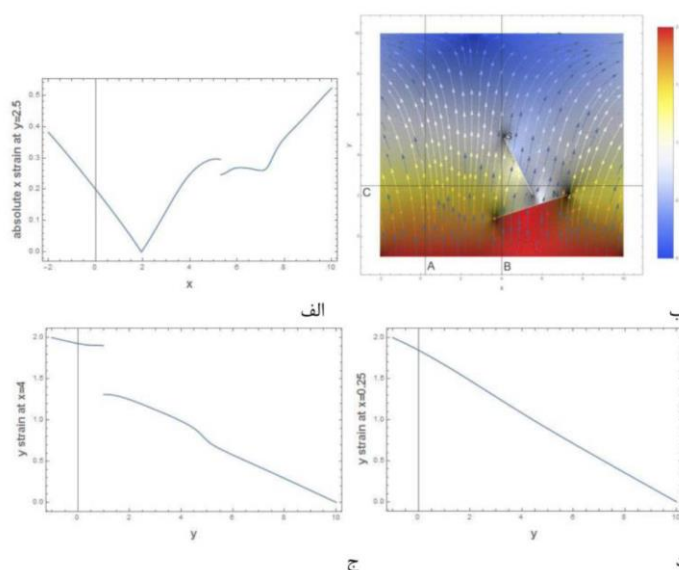
شکل ۳: الف) مدل‌سازی دگرشکلی با حضور گسل‌های نظام‌آباد (N)، سروستان (S) و سبزپوشان (SP). تجمع واتنش در بخش جنوبی گسل نظام‌آباد و ایجاد سایه در بخش شمالی گسل قابل ملاحظه می‌باشد. شدت دگرشکلی از آبی به قرمز افزایش می‌یابد. ب) نمودار تغییرات واتنش در راستای C. تغییرات میران واتنش در راستای محور x و در بین منطقه گسل‌ها با افت ناگهانی در شمال گسل نظام‌آباد و بین گسل‌های سبزپوشان و سروستان مشاهده می‌شود. ج) نمودار تغییرات واتنش در راستای A. کاهش میران واتنش در راستای محور y و خارج از منطقه گسل‌ها تقریباً به صورت یکنواخت قابل مشاهده است. د) نمودار تغییرات واتنش در راستای B. کاهش میران واتنش در راستای محور y و در بین منطقه گسل‌ها با افت ناگهانی در شمال گسل نظام‌آباد مشاهده می‌شود.



شکل ۴: الف) مدل‌سازی توزیع واتنش با حضور گسل‌های سروستان و سبزپوشان (S, SP) و با فرض عدم حضور نظام‌آباد. ب) نمودار تغییرات واتنش در راستای C. ج) نمودار تغییرات واتنش در راستای A. د) نمودار تغییرات واتنش در راستای B. شدت واتنش در بین دو گسل و نزدیک به بخش جنوبی گسل سروستان و بیرون محدوده بین دوگسل و بخش غربی گسل سبزپوشان قابل ملاحظه می‌باشد.



شکل ۵: الف-مدلسازی توزیع واتنش با حضور گسل سبزپوشان و نظام‌آباد (N, SP) و با فرض عدم حضور گسل سروستان. ب) نمودار تغییرات واتنش در راستای C. ج) نمودار تغییرات واتنش در راستای A. د) نمودار تغییرات واتنش در راستای B. تجمع تنش در پشت گسل نظام‌آباد و کاهش شدت تنش در پشت آن و حتی در شرق گسل سبزپوشان قابل مشاهده است.



شکل ۶: الف) توزیع واتنش با حضور گسل‌های سروستان و نظام‌آباد (N, S) و با فرض عدم حضور گسل سبزپوشان. ب) نمودار تغییرات واتنش در راستای C. ج) نمودار تغییرات واتنش در راستای A. د) نمودار تغییرات واتنش در راستای B. تجمع تنش پشت گسل نظام‌آباد و کاهش شدت واتنش در قسمت شمالی حتی اطراف گسل سروستان قابل مشاهده است.

نتیجه گیری

تغییر روند محور تاقدیس احمدی شده است (شکل ۱ و ۷). گسل سبزپوشان از مابین تاقدیس-های سبزپوشان و سپیدار شروع و از میان تاقدیس سپیدار عبور می‌کند و باعث خمش و تغییر

در منطقه مورد مطالعه گسل سروستان مرز غربی تاقدیس‌های کلاه قاضی و میان جنگل (کوه سیاه) است و در بخش شمالی باعث خمش دماغه و

سروستان و سبزپوشان قابل توجه می‌باشد. و این در عدم ظهور سطحی ساختارهای تاقدیسی سعادت‌آباد و سروستان و سالم بودن ساختار آنها (واجد هیدروکربن بودن) و اختلاف ارتفاع حدود ۲۰۰۰ متری سازندهای معادل در تاقدیس‌های حاشیه دشت و ساختارهای مدفون در دشت قابل مشاهده و استناد است. با توجه به هندسه ساختارهای منطقه به نظر می‌رسد بیشترین انطباق الگوی توزیع واتنش در سناریوی حضور همزمان گسل‌های سروستان، سبزپوشان و نظام-آباد مشاهده می‌شود. گراف تغییرات دگرشکلی در جهات عمودی و افقی مدل‌ها نیز کاهش میزان دگرشکل در بین گسل‌ها و شمال گسل نظام‌آباد را نشان می‌دهد. این موضوع نشان می‌دهد اگرچه این سه گسل می‌تواند تاریخ تکامل متفاوتی داشته باشند لیکن هندسه امروزی ساختارها در منطقه بین سه گسل در زمان حضور هر سه گسل تشکیل شده است. اگرچه در این مدل‌سازی از فاکتورهایی نظیر تغییرات جانبی و عمقی لیتولوژی صرف‌نظر شده ولی نمی‌توان از تاثیر خود این گسل‌ها در تغییرات جانبی و عمقی رخساره‌ها را منکر شد.

راستای محور این تاقدیس شده است (شکل ۱). گسل نظام‌آباد باعث قطع و جابجایی بخش شمال غربی تاقدیس کفتر شده است. مابین گسل سبزپوشان و سروستان تاقدیس مظفری شامل دو بخش شمالی به نام کوه قره و جنوبی به نام کوه گشتاسب قرار دارد و حد فاصل تاقدیس مظفری و گسل سروستان که دشت سروستان نامیده می‌شود دو ساختار تاقدیسی پنهان به نام تاقدیس سعادت‌آباد و تاقدیس سروستان ایجاد شده است. در تحلیلی از وضعیت دگرشکلی با توجه به حضور یا عدم حضور ساختارها و شدت دگرشکلی مشاهده می‌شود که شدت دگرشکلی در نزدیکی گسل‌های اصلی بالا می‌باشد و در بین گسل‌ها به ویژه حدفاصل تاقدیس مظفری و گسل سروستان تغییر شکل از شدت کمتری برخوردار بوده و ایجاد ساختارهای تاقدیسی سعادت‌آباد و سروستان با تاخیر همراه بوده و به سطح نرسیده‌اند و نیز این تاقدیس‌ها در افق سروک دارای هیدروکربن قابل استحصال بوده و لذا احتمالاً گسل خورده نمی‌باشد. با توجه به هندسه مشاهده شده و نتایج مدل‌سازی نقش گسل نظام‌آباد در ایجاد سایه دگرشکلی (شکل ۳) در منطقه بین گسل‌های



شکل ۷: گسل سروستان و تاقدیس‌های میان جنگل (کوه سیاه) و احمدی

پانوش

1-Growth strata

2-ZFB

3-Finite Element Method

4-FEM

5-CAD

منابع

- آقاناتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ ص.
- اویسی، ب.، یوسفی، ت. و عندلیبی، م.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فسا.
- صداقت، م.، ۱۳۸۳. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کوشک.
- صداقت، م. و خادمی، الف.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ فیروزآباد.
- یوسفی، ت.، ۱۳۸۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رونیز.
- عندلیبی، م. و یوسفی، ت.، ۱۳۸۵. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ سروستان.
- عندلیبی، م. و یوسفی، ت.، ۱۳۸۴. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ کوار.
- Aldega, L., Corrado, S., Carminati, E., Shaban, A. and Sherhati, Sh., 2014. Thermal evolution of the Kuh-e-Asmari and Sim anticlines in the Zagros fold-and-thrust belt: Implications for hydrocarbon generation, *Marine and Petroleum Geology*, v. 57, p. 1-13, <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.04.017>.
- Bahroudi, A. and Talbot, C.J., 2003. The configuration of the basement beneath the Zagros basin, *Journal of Petroleum Geology*, v. 26 (3), p. 257-282.
- Barzegar, F., 1994. Basement Fault Mapping of Ezagros Floded Belt (S. W. Iran) Based on Space-Born Remotely Sensed Data, *Proceeding of The 10th Thematic Conference On Geologic Remote Sensing: Exploration, Environment and Engineering*, San Antonio, Texas, USA, v. 10, p. 455-466.
- Berberian, M., 1995. Master "blind" thrust faults hidden under the Zagrosfolds: Activebasement tectonics and surface tectonics surface morphotectonics, *Tectonophysics*, v. 241, p. 193-224.
- Braun, J. and Beaumont, C., 1995. Three-dimensional numerical experiments of strain partitioning at oblique plate boundaries: implications for contrasting tectonic styles in the southern Coast Ranges, California and central South Island, *New Zealand Journal of Geophysical Research Atmospheres*, v. 1001, p. 18059-18074.
- Carminati, E. and et al. 2016. Not so simple "simply-folded Zagros": The role of pre-collisional extensional faulting, salt tectonics and multi-stage thrusting in the Sarvestan transfer zone (Fars, Iran), *Tectonophysics*, v. 671, p. 235-248.
- Chemenda, A., Cavalie, O., Vergnolle, M., Bouissou, S. and Delouis, B., 2015. Numerical model of formation of a 3-D strike-slip fault system, *C.R. Geoscience*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2015.09.008>
- Eberle, M.A., Grasset, O. and Sotin, C., 2002. A numerical study of the

- interaction between the mantle wedge, subducting slab, and overriding plate, *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 134, p.191-202.
- Feng, X., Amponsah, P.O., Martin, R., Ganne, J. and Jessell, M.W., 2015. 3-D numerical modelling of the influence of pre-existing faults and boundary conditions on the distribution of deformation: example of North-Western Ghana, *Precambrian Res.*, v. 274, p. 161-179.
- Feng, X., Jessell, M., Amponsah, O., Martin, R., Ganne, J., Liu, D. and Batt, G., 2016. Effect of strain-weakening on Oligocene–Miocene self-organization of the Australian-Pacific plate boundary fault in southern New Zealand: Insights from numerical modelling, *Journal of Geodynamics*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.jog.2016.03.002>.
- Foryan, J.M. and Rasmussen, H., 1989. Numerical methods for viscous flows with moving boundaries, *Applied Mechanics Reviews*, v. 42, p. 323-341.
- Gerya, T. and Stöckhert, B., 2005. Two-dimensional numerical modeling of tectonic and metamorphic histories at active continental margins, *International Journal of Earth Sciences*, v. 95, p. 250-274.
- Gerbault, M., Henrys, S. and Davey, F., 2003. Numerical models of lithospheric deformation forming the Southern Alps of New Zealand, *Journal of Geophysical Research*, v. 108 (B7), 2341 p., <http://dx.doi.org/10.1029/2001JB001716>.
- González, G., Gerbault, M., Martinod, J., Cembrano, J., Carrizo, D., Allmendinger, R. and Espina, J., 2008. Crack formation on top of propagating reverse faults of the Chuculay Fault System, northern Chile: insights from field data and numerical modeling, *Journal of Structural Geology*, v. 30, p. 791-808.
- Koshizuka, S., Nobe, A. and Oka, Y., 1998. Numerical analysis of breaking waves using the moving particle semi-implicit method, *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, v. 26, p. 751-769.
- Longoni, M., Malossi, C., Quarteroni, A., Villa, A. and Ruffo, P., 2011. An ALE-based numerical technique for modeling sedimentary basin evolution featuring layer deformations and faults. *Journal of Computational Physics*, v. 230, p. 3230-3248, doi:10.1016/j.jcp.2011.01.027.
- Mair, K. and Abe, S., 2008. 3D numerical simulations of fault gouge evolution during shear: grain size reduction and strain localization, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 274, p. 72-81.
- Malservisi, R., Gans, C. and Furlong, K., 2003. Numerical modeling of strike-slip creeping faults and implications for the Hayward fault, California, *Tectonophysics*, v. 361, p. 121- 137
- Navabpour, P., Angelier, J. and Barrier, E., 2010. Mesozoic extensional brittle tectonics of the Arabian passive margin, inverted in the Zagros collision (Iran, interior Fars), *Geological Society London Special Publications*, v. 330, p. 65-96.
- Motamedi, H., Sherkati, S. and Sepehr, M., 2012. Structural style variation and its impact on hydrocarbon traps in central Fars, Southern Zagros folded belt, Iran, *Journal of Structural Geology*, v. 37, p. 124-133.
- Neto, C., Wawrzynek, P., Carvalho, M., Martha, L. and Ingraffea, A., 2001. An algorithm for three-dimensional mesh generation for arbitrary regions with cracks, *Engineering with Computers*, v. 17, p. 75-91.
- Peric, C. and Crook, A., 2004. Computational strategies for predictive

- geology with reference to salt tectonics, *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, v. 193, p. 5195-5222.
- Sepehr, M. and Cosgrove, J.W., 2004. Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran, *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 829-843.
- Sherkati, Sh. and Letozey, J., 2004. Variation of structural style and basin evolution in the central Zagros (Izeh zone and Dezful embayment), Iran. *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 535-554
- Strang, G., 2005. *Linear Algebra and Its Applications* (4th ed.), Brooks Cole, ISBN 978-0-03-010567-8
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chéry, J., 2004. Present day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman, *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 381-398.
- Zhang, Y., Gartrell, A., Underschultz, J.R. and Dewhurst, D.N., 2009. Numerical modelling of strain localisation and fluid flow during extensional fault reactivation: implications for hydrocarbon preservation, *Journal of Structural Geology*, v. 31, p. 315-327.