مقاله پژوهشی

مطالعه ساختاری گسل‌های تنگه هرمز با استفاده از داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی

نیر بایسته هستی[۱]، محمود الماسیان[۲]* و حسین معتمدی[۳]

[۱] دانشجوی دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، تهران، ایران
[۲] استادیار، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال، تهران، ایران
[۳] دکترا، مدیریت اکتشاف، شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:
تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۵/۲۶
تاریخ پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۲۰
تاریخ انتشار: ۱۴۰۰/۰۸/۱۰

کلیدواژه‌ها:
داده‌های لرزه‌ای سه‌بعدی
زون زمین‌ساختی
زون فرورانش
کوه زاد زاگرس
تنگه هرمز
خلیج‌فارس

چکیده

یکی از راه‌های کشف و به‌دست آوردن اطلاعات از ساختارهای پنهان در بخش زیرین رسوبات، زمانی که برون‌زد ندارند یا در دریا واقع‌شده‌اند، استفاده از داده‌های لرزه‌ای دو یا سه‌بعدی است. خوشبختانه بخش جنوبی ایران شامل خلیج‌فارس و تنگه هرمز دارای منابع غنی از هیدروکربن‌هاست که سبب شده تا داده‌های لرزه‌ای قابل قبولی در این بخش وجود داشته باشند. منطقه تنگه هرمز از نظر زمین‌شناسی ساختمانی در بخش شمال خاوری خلیج‌فارس و بین دو منطقه (zone) زمین‌ساختی، یکی زون زمین‌ساختی زاگرس و دیگری زون فرورانش صفحه عمان واقع‌شده است. تمرکز این پژوهش بر روی نتایج حاصل از داده‌های لرزه‌ای موجود می‌باشد. اولین مرحله از شکل‌گیری حوضه، مرحله باز شدن دریای نئوتتیس است که با رسوب‌گذاری سازندهای دشتک، کنگان و خانه‌کت همزمان‌شده که پس‌ازآن یعنی در تریاس بالایی یک ناپیوستگی نیز روی‌داده و بر روی رسوبات تریاس آغازین تا میانی مشخص‌شده است که می‌توان به‌عنوان توسعه حوضه رسوبی از آن یادکرد. این مرحله از باز شدن حوضه سبب شکل‌گیری گسل‌های بزرگ و به‌احتمال، پی‌سنگی در منطقه شده است که مطالعه این گسل‌ها و حرکات آنها موضوع این مقاله است. مرحله بعدی یعنی تحول و تکامل حوضه زمانی آغاز می‌شود که حوضه شروع به بسته شدن می‌کند و درباره زمان دقیق آن اختلاف‌نظر وجود دارد؛ اما آنچه آشکار است چهار رویداد فشاری است که در زمان‌های سنومانین-تورونین تا ماستریشتین، اواخر پالئوسن- اوایل ائوسن، اواخر الیگوسن- میوسن، اواخر میوسن تا کواترنری روی داده‌اند و به ترتیب سبب فرارانش افیولیت‌ها و در نهایت رسوب‌گذاری گورپی به همراه فرسایش در برخی مناطق، رسوب‌گذاری پابده و همچنین فرسایش منطقه‌ای، فرسایش و ناپدید شدن سازندهایی همچون آسماری و گچساران و در نهایت آخرین فاز همان فاز کوهزایی زاگرس است که فرایند فشارش همچنان ادامه دارد.

۱- پیش‌نوشتار

تنگه هرمز در بخش خاوری حوضه پیش بوم خلیج‌فارس واقع‌شده است که مرز خاوری آن نیز دریای عمان بوده که حوضه‌ای اقیانوسی به‌شمار می‌رود (شکل ۱). در بخش جنوبی تنگه هرمز، جزیره مسندام (Musandam) واقع‌شده که حاصل از فرارانش رسوبات و افیولیت (Searle et al., 2014) می‌باشد. بخش شمالی تنگه هرمز به ساحل هرمزگان می‌رسد. تنگه هرمز محدوده‌ای حدود بیست هزار کیلومترمربع را دربرمی‌گیرد که جزیره‌های هرمز، لارک، هنگام و قشم در آن واقع‌شده‌اند. تنگه هرمز در واقع ژرف‌ترین بخش حوضه خلیج‌فارس را شامل می‌شود که دارای ژرفای میانگین ۱۰۰ متر در ژرف‌ترین بخش آن، یعنی در نزدیکی شبه‌جزیره مسندام می‌باشد. به نظر می‌رسد شیب این منطقه توسط گسل‌هایی ژرف و بزرگی که در سرتاسر آن وجود دارند و از نظر زمین‌ساختی فعال بوده (Agard et al., 2005) و عمدتاً دارای روند عمومی شمالی- جنوبی تا شمال خاور- جنوب باختر هستند، کنترل می‌شود. حوضه خلیج‌فارس یک حوضه با فرونشست زمین‌ساختی کم‌ژرفایی است که در اواخر دوره ترشیری در بخش جنوبی چین‌خوردگی زاگرس تشکیل‌شده است (Purser and Evans, 1973)؛ اما شکل ساختاری و روند اصلی آن در زمان پلیو-پلیستوسن در اثر چین‌خوردگی زاگرس شکل گرفته است. این حوضه، ساختاری نامتقارن دارد و شیب آن در بخش سواحل ایران زیادتر و بیشینه ژرفای آن در این بخش واقع‌شده است. خط‌القعر خلیج‌فارس که در طول آن قرارگرفته است، آن را به لحاظ زمین‌شناسی به دو بخش پایدار عربی در جنوب و بخش ناپایدار چین‌خورده ایرانی تقسیم می‌کند (Motamedi et al., 2011; Jahani et al., 2009, 2017; Perotti et al., 2011, 2016). میزان چین‌خوردگی‌ها در خشکی‌های ایران شدید است (شیب ۵۰ درجه و بیشتر) و با شیب‌های کمتر به‌طرف دریا ادامه دارد به‌گونه‌ای که در دریا به ۱۰ تا ۲۰ درجه می‌رسد. زمین‌ساخت بخش باختری تنگه هرمز در ارتباط با خلیج‌فارس بوده و گنبدهای نمکی تأثیر زیادی بر آن داشته‌اند؛ می‌توان این‌گونه بیان داشت که زمین‌شناسی پیچیده خاور خلیج‌فارس متأثر از زمین‌ساخت گنبدهای نمکی هرمز که از زمان پالئوزوییک آغازین شروع‌شده است، می‌باشد (Motamedi et al., 2011; Jahani et al., 2009, 2017. Perotti et al., 2011, 2016). در بخش مرکزی تنگه هرمز، زمین‌ساخت منطقه توسط گسل‌های قدیمی با روند تقریبی شمال خاور جنوب باختر کنترل می‌شود. بخش خاوری منطقه نیز به‌طور همزمان تحت تأثیر زمین‌ساخت عمان بوده و در نتیجه، شاهد به‌هم‌ریختگی‌های شدیدی در بخش‌های ژرف و قدیمی‌تر از سازندهای گوری هستیم.

از دیدگاه جغرافیایی، برخورد ساختارهای عربی و رشته‌کوه زاگرس، توپوگرافی زیردریایی خلیج‌فارس را شکل داده است. اگرچه شیب بستر بسیار آرام است، ولی حدود ۲۰ جزیره و تعدادی پشته‌های کوتاه و بلند زیردریایی در آن وجود دارند که بی‌هنجاری‌های توپوگرافی را شکل می‌دهند (آقانباتی، ۱۳۸۳). دو گروه عمده جزیره در این بخش وجود دارد که گروه اول درواقع دنباله زاگرس بوده و بر اثر بالا آمدن

* نویسنده مسئول: محمود الماسیان؛ E-mail: ma.almasian@gmail.com
حقوق معنوی مقاله برای فصلنامه علوم زمین و نویسندگان مقاله محفوظ است.
doi: 10.22071/GSJ.2021.242534.1828
dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.8.5
This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License
(https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)

سطح آب به‌صورت جزیره درآمده‌اند. ولی گروه دوم جزئی از گنبدهای نمکی سری هرمز هستند که در اثر بالا آمدن نمک از لایه‌های زیرین به وجود آمده‌اند.

۲- موقعیت منطقه و خاستگاه زمین‌شناسی (شرح چینه‌شناسی و ساختمانی)

به‌طورکلی رسوبات عهد حاضر خلیج‌فارس، از ساحل به اعماق (ژرفای بیشینه ۹۰ متر) دانه‌ریزتر می‌شوند، به‌گونه‌ای که مارن‌ها در بخش مرکزی خلیج‌فارس تشکیل و نهشته می‌شوند. آهک‌های مارنی، ژرف‌ترین رخساره عهد حاضر خلیج‌فارس است (آقانباتی، ۱۳۸۳). همان‌گونه که می‌دانیم، تنگه هرمز در بخش خاوری خلیج‌فارس واقع‌شده و طبیعتاً چینه‌نگاری مشابهی در این بخش دارد. رسوبات بستر در سواحل خاوری و باختری ایرانی خلیج‌فارس دانه‌ریز بوده و از نوع گل و گل‌ماسه‌ای است، درحالی‌که بستر خلیج‌فارس در نواحی دور از ساحل بحرین، قطر، امارات متحده عربی، در اطراف جزایر و در نواحی بلند بستر سنگی با رسوبات دانه‌درشت‌تر ماسه‌ای تا ماسه گلی پوشیده شده است. مارن‌ها جزو رسوبات چیره در این حوضه هستند اما در نواحی ساحلی ایران میزان کربنات‌های موجود در رسوبات به بالاتر از ۵۰ درصد و در نواحی جنوبی این حوضه به سمت بخش باختری و نواحی کم‌ژرفا به ۸۰ درصد افزایش می‌یابد.

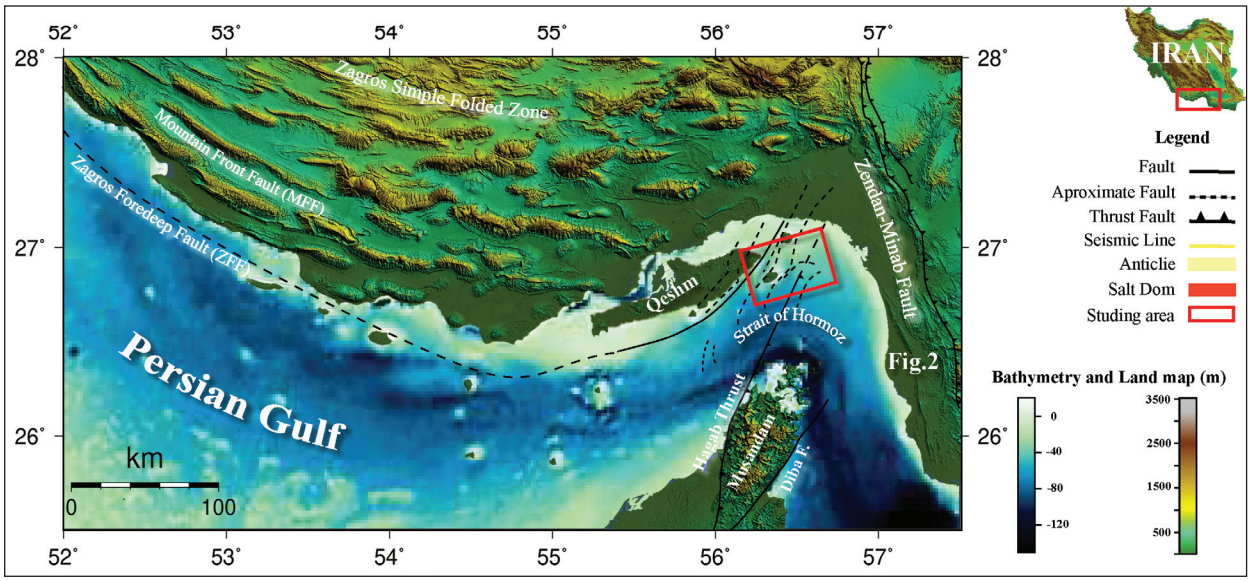
محدوده مورد مطالعه در بخش جنوب خاوری زاگرس یعنی تنگه هرمز و در ۵۵°:۰۰ تا ۵۷°:۰۰ طول خاوری و ۲۶°:۰۰ تا ۲۸°:۰۰ عرض شمالی جای گرفته است (شکل ۱). در جنوب خاوری زاگرس، به‌ویژه در حدفاصل میان گسل کازرون در باختر و گسل میناب در خاور (حوضه فارس)، سنگ‌های پرکامبرین پسین رخساره کولابی - تبخیری دارند. در حال حاضر، رسوب‌های تبخیری و سنگ‌های ماگمایی این حوضه به‌صورت حدود ۱۱۵ گنبد نمکی برون‌زد دارند (مطیعی، ۱۳۷۲). در مورد ستبرای نمک، نظرها بین ۹۰۰ تا ۴۰۰۰ متر، متفاوت است، ولی درمجموع، بیشترین انباشت نمک، در ناحیه بندرعباس و هرمزگان است (مطیعی، ۱۳۷۲)؛ که در محدوده مطالعه شده نیز دو گنبد نمکی موجود سبب بالاآمدگی و تغییر در ساختار رسوبی منطقه شده است (شکل ۲). گنبدهای نمکی در سمت چپ تصویر مشاهده می‌شوند.

سنگ‌های پالئوزوئیک آغازین در خلیج‌فارس مدفون‌شده و داده‌های لرزه‌ای به آن دسترسی ندارد؛ شایان ذکر است که حضور نمک در داده‌های لرزه‌ای تفسیر را مخدوش و گاهی ناممکن می‌کند به عبارت بهتر، امواج لرزه‌ای از نمک عبور نمی‌کنند، بنابراین ساختار نمک و ساختارهای اطراف آن اغلب مخدوش و غیرقابل تفسیر هستند. باید یادآوری کرد که بالاآمدگی نمک سبب تغییر شکل و ستبرای رسوب‌گذاری خواهد شد. بدین‌صورت که با نزدیک شدن به گنبد نمکی شیب لایه‌ها تغییریافته و رسوبات دچار چین‌خوردگی می‌گردد و ساختارهایی به نام Rim syncline را شکل می‌دهند.

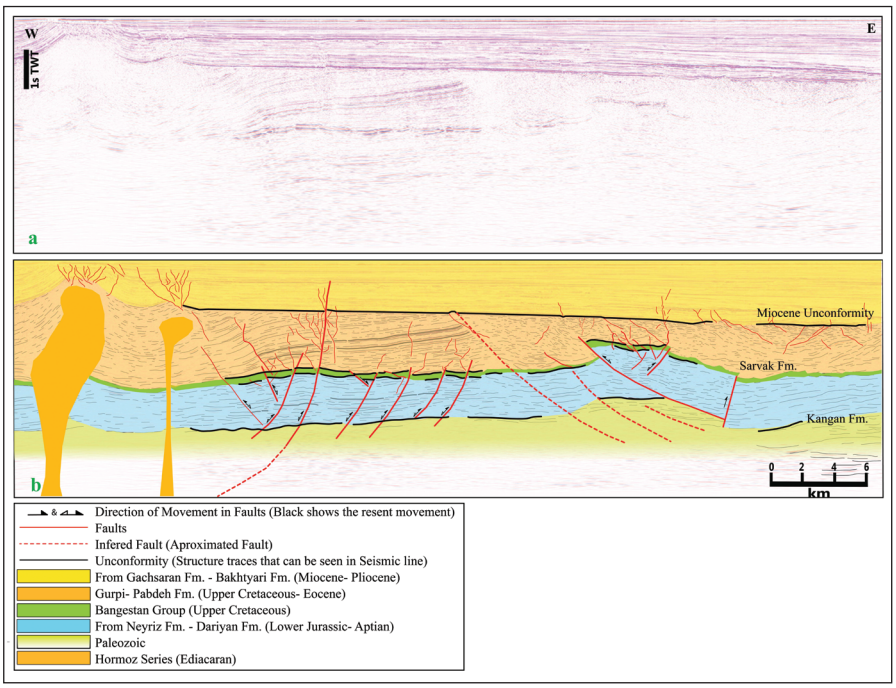
رسوب‌گذاری در منطقه با توجه به داده‌های لرزه‌ای را می‌توان بر اساس دو ناپیوستگی مهم (ناپیوستگی میوسن، ناپیوستگی اواخر کرتاسه) در منطقه به سه گروه عمده تقسیم‌بندی نمود:

- گروه اول: این گروه، لایه‌های رسوبی جوان یا پس از گوری که عمدتاً بدون تغییر و افقی هستند و تنها در برخی موارد گسل‌ها و گنبد نمکی اندکی بر شکل ظاهری آن اثر نهاده‌اند؛ این رسوبات بر روی ناپیوستگی زاویه‌داری که ناپیوستگی میوسن نام‌گذاری شده نهشته شده‌اند و به ترتیب از قدیم به جدید شامل مارن و سنگ‌آهک‌های سازند میشان با سن میوسن میانی تا پایانی، سازند مارنی آغاجاری به سن میوسن پایانی تا پلیوسن و سنگ‌های رسی آهک‌های صدف دار با سن پلیوسن تا هولوسن است.

- گروه دوم: این گروه که در زیر ناپیوستگی میوسن قرارگرفته‌اند، لایه‌های رسوبی پیش از رسوب‌گذاری گوری هستند که شامل سازندهای گچساران، فارس، آسماری، گورپی- تاربور، ایلام، لافان، سروک وکژدمی می‌باشند. با حضور ناپیوستگی در این زمان گاهی یک یا چند سازند در منطقه دچار فرسایش یا نبود می‌شود. سازند آسماری در بخش باختری گسترش بیشتری داشته و با نزدیک شدن به منطقه مورد مطالعه به‌مرور دچار تغییر ستبرا در اثر فرسایش شده تا جایی که در منطقه مورد مطالعه آسماری اصلاً وجود ندارد و در عوض تغییرات ستبرا در سازندهای پابده و گورپی سبب شده تا ستبرای قابل‌توجهی را در منطقه شامل شود.



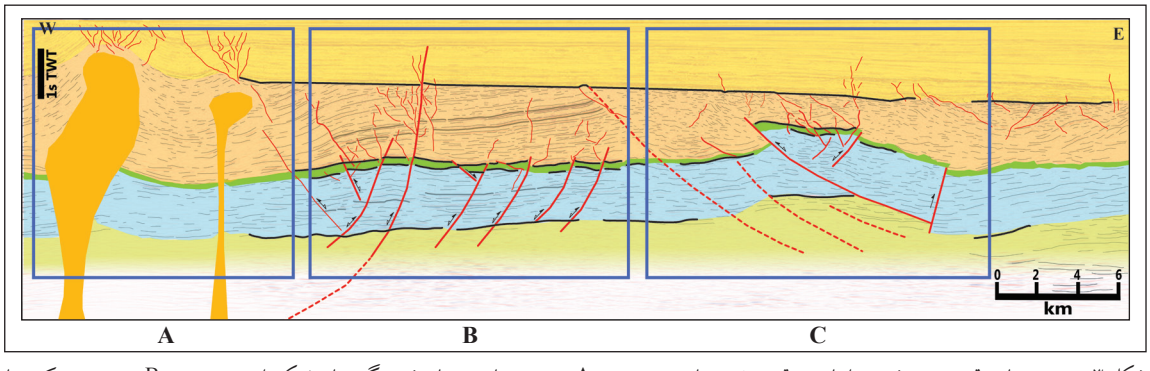
شکل ۱- موقعیت جغرافیایی و زمین‌ساختی محدوده مورد مطالعه که با کادر قرمز رنگ مشخص‌شده، به همراه گسل‌های اصلی و مهم موجود در منطقه که با خطوط سیاه مشخص‌شده‌اند (تصویر تهیه‌شده از ادغام تصاویر عمق سنجی اقیانوسی و ارتفاع سنجی خشکی در Global mapper).



شکل ۲- مقطع عرضی لرزه‌ای تنگه هرمز . الف) تصویر بدون تفسیر از مقطع لرزه‌ای. ب) مقطع عرضی لرزه‌ای تفسیر شده. همان‌طور که در تصویر دوم آشکارشده است، دو ناپیوستگی مهم یکی در مرز میوسن- پلیوسن و دیگری در مرز کرتاسه بالایی قابل‌تشخیص است. (شکل گنبد نمکی به علت کیفیت ضعیف داده‌های لرزه‌ای به‌طور دقیق قابل‌تشخیص نبوده و صرفاً یک نمای شماتیک از آن به تصویر کشیده شده است).

به‌عبارت‌دیگر، در منطقه مورد مطالعه از گروه فارس سازند گوری در زمان میوسن-پلیوسن و سازندهای پابده و گورپی (کرتاسه بالایی- ائوسن) با ستبرای بسیار زیاد مشخص‌شده‌اند. مرز بین این دو واحد با تغییرات شیب در رسوب‌گذاری (ناپیوستگی غیر هم‌شیب) و در برخی مناطق با ناپیوستگی از نوع فرسایشی مشخص‌شده است. مرز بین گروه بنگستان و گورپی نیز به‌صورت غیر هم‌شیب و همراه با تغییرات شیب بسیار ملایم و با تغییر جنس سازند قابل‌تشخیص می‌باشد. مرز گروه بنگستان و سازند داریان با تغییرات شیب همراه نبوده و فقط تغییرات جنس لایه‌بندی از ویژگی‌های شناخت آن به‌شمار می‌رود.

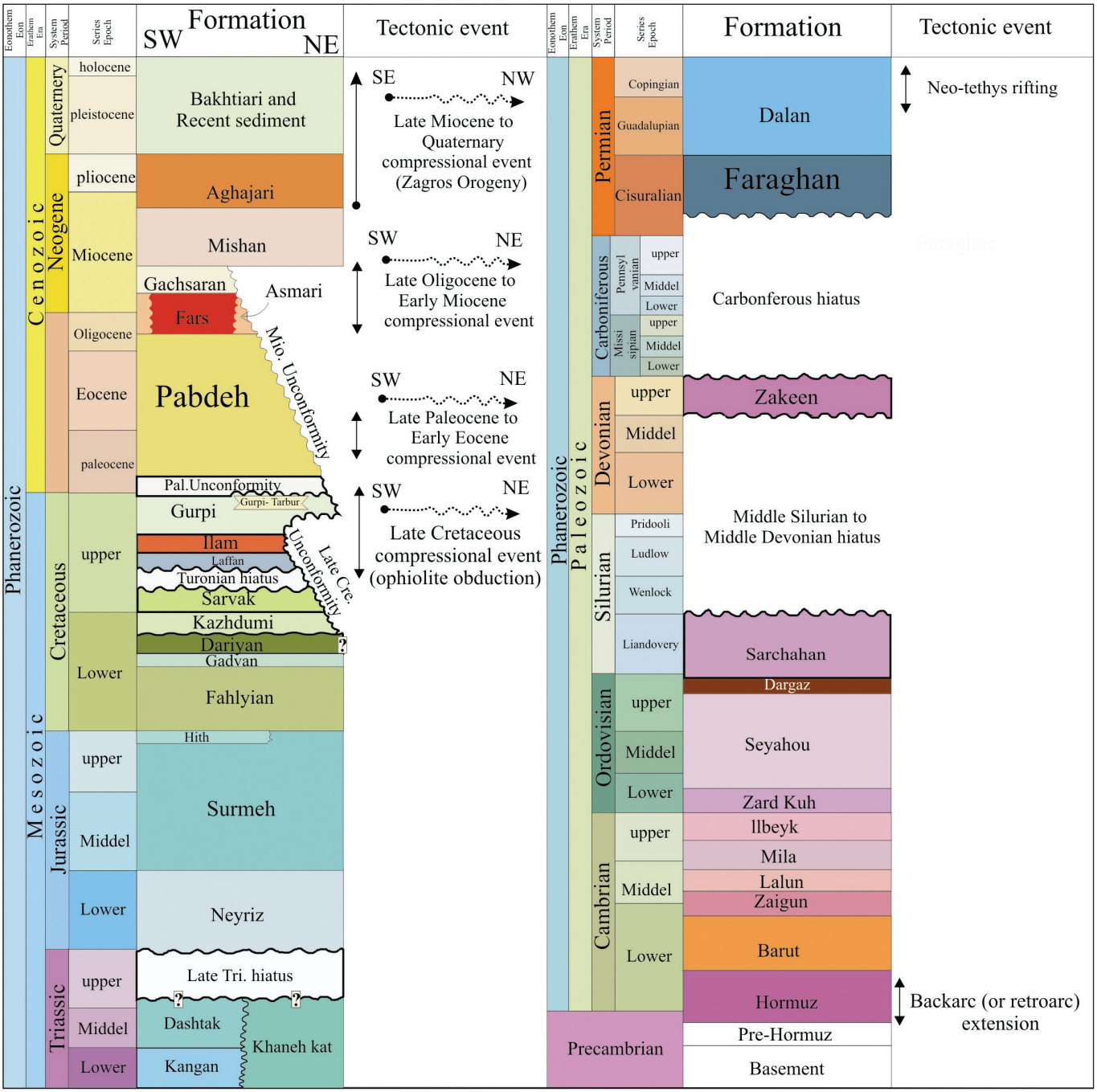
- گروه سوم: این گروه رسوب‌گذاری پیش از ناپیوستگی اواخر کرتاسه را شامل می‌شود و شامل سازندهای داریان، گدوان، فهلیان، هیث، سورمه، نیریز و رسوبات ماقبل آن شامل رسوبات دوره تریاس و پیش از آن می‌باشد. در محدوده مورد مطالعه، با افزایش ژرفا از کیفیت داده‌های لرزه‌ای کاسته شده و تنها تغییر بعدی که پس از سازند داریان قابل‌تشخیص می‌باشد، به نظر می‌رسد که مربوط به اوایل کرتاسه و اواخر ژوراسیک می‌باشد؛ که به‌احتمال‌زیاد سازندهای خانه کت و سورمه می‌باشند. پس از این ژرفا، عملاً داده‌های لرزه‌ای با اختلال مواجه بوده و به علت عوامل مزاحم در عبور امواج لرزه‌ای قابل به استناد نمی‌باشند. امواج لرزه‌ای تا ژرفای ۶ ثانیه قابل‌برداشت هستند، اما فقط تا ژرفای ۴ ثانیه آن قابل‌استفاده می‌باشد؛ بنابراین برای ارائه یک تفسیر بهتر از این ساختار، از قوانین ساختمانی پیروی می‌کنیم (شکل ۳). بر اساس مقاطع عرضی مطالعه شده توسط Tavakoli-Shirazi et al. (2013)، در کمربند کوهستانی زاگرس، سازندهای باروت، زایگون، لالون، میلا، ایلیک، زردکوه، سیاهو، درگز و ساچون که شامل کربنات‌ها، ماسه‌سنگ و شیل هستند، در فاصله زمانی کامبرین تا سیلورین رسوب کرده‌اند.



شکل ۳- محدوده‌های تقسیم‌بندی شده بر اساس موقعیت زمین‌ساختی. محدوده A، محدوده باختری با حضور گنبدهای نمکی است. محدوده B، محدوده مرکزی با حضور گسل‌های فعال است. محدوده C ، محدوده خاوری با به‌هم‌ریختگی زمین‌ساختی و داده‌های ضعیف لرزه‌ای است.

۳- شرح و روش مطالعه

کوه‌زاد زاگرس تأثیر بسیار زیادی بر تحول ساختاری تنگه هرمز یا بخش شمال خاوری خلیج‌فارس نهاده است (شکل ۴). در اثر فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس در جهت شمال خاوری و به زیر پوسته قاره‌ای اوراسیا، کوه‌زاد زاگرس شکل گرفته و همچنین در ادامه این برخورد، صفحات قاره‌ای عربی و اوراسیا در امتداد گسل اصلی زاگرس و گسل میناب به هم برخورد کرده‌اند که سبب گسترش تأثیر این کوه‌زاد شده است (Berberian and King, 1981). حوضه رسوبی خلیج‌فارس در حاشیه خاوری ورقه عربی قرار گرفته و پی‌سنگ آن شامل سپر عربی می‌باشد. نخستین رسوبات این منطقه، شامل رسوبات تبخیری سری هرمز می‌باشد که در زمان پرکامبرین و کامبرین پیشین نهشته شده‌اند (Stocklin, 1964). مطالعه خطوط لرزه‌ای محدوده خلیج‌فارس که به‌عنوان حوضه پیش بوم زاگرس معرفی‌شده، نشان‌دهنده حرکت جانبی و قائم نمک‌های سری هرمز پس از رسوب‌گذاری آن از زمان پالئوزوییک پیشین است (جهانی، ۱۳۹۰). توزیع منظم کنونی دیاپیرهای نمکی مربوط به گسل‌های پی‌سنگی است که در زیر دیاپیرها قرار دارند به‌طوری‌که این گسل‌ها راه فرار را برای حرکت رو به بالای نمک فراهم نموده‌اند (Jahani et al., 2007).

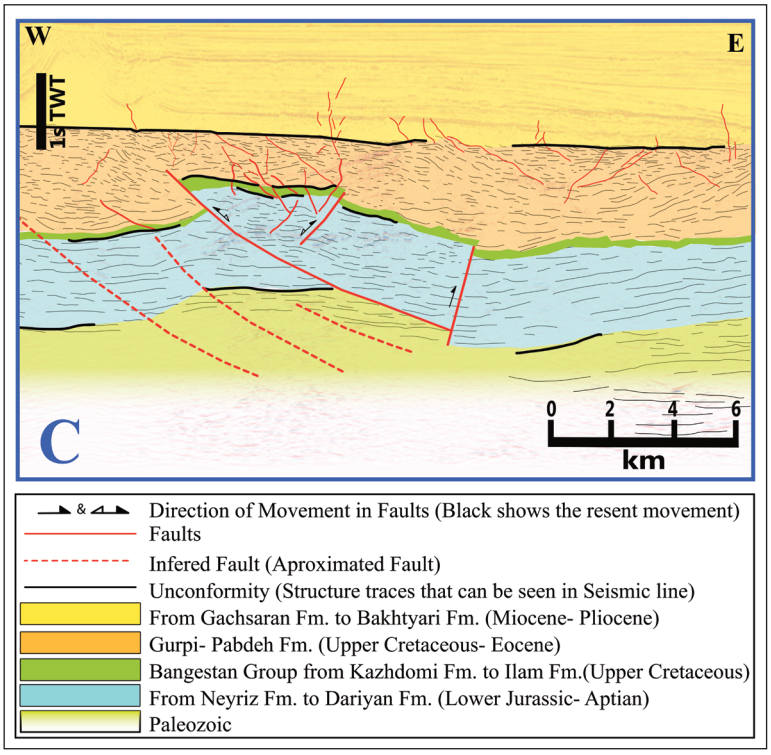


شکل ۴- جدول زمانی سنگ چینه‌ای واحدهای بخش خاوری خلیج‌فارس که شامل اصلی‌ترین رویدادهای زمین‌ساختی و سطوح ناپیوستگی دارای گستردگی می‌باشد. داده‌های این جدول زمانی از مطالعه گزارش‌های چاپ‌نشده و چاپ‌شده در NIOC (Bechennec et al., 1990; Faramarzi et al., 2015; Ghavidel Syooki et al., 2011; James and Wynd, 1965; Saberi et al., 2016; Searle, 1988b, Searle et al., 2014; Stocklin, 1968; Tavakoli Shirazi et al., 2013) به‌دست‌آمده است (Orang et al., 2018).

تحول ساختاری بخش خاوری خلیج‌فارس (در منطقه تنگه هرمز) تقریباً ناشناخته باقی‌مانده است و مقالات مرتبط کمی در این زمینه نوشته‌شده است (Orang et al., 2018; Jahani et al., 2009; Molinaro, 2004; Michaelis and Pauken, 1990). بنا بر برخی مطالعات صورت گرفته، تحول ساختاری این منطقه شامل دو بخش اصلی می‌باشد. اولین رخداد که قدیمی‌تر است مربوط به فرارانش سنگ‌های آلوکتونوس (شامل Sumeini, Hawasina گروه Haybi و افیولیت‌های Semail) می‌باشد که به سمت حاشیه شمال خاوری صفحه عربی یعنی در کوه‌های عمان در کرتاسه پایانی می‌باشد (Searle, 1988a; Searle and Malpas, 1980, 1982; Searle et al., 2003; Searle and Ali, 2009). دومین رویداد زمین‌ساختی در الیگوسن آغازشده و شامل بالاآمدگی و فرسایش بزرگ‌مقیاسی است که در اوایل میوسن پایان‌یافته است (Searle et al., 2014). این رویداد تا شبه‌جزیره مسندام یعنی در کوه‌های شمالی عمان به اتمام می‌رسد (Orang et al., 2018). رخداد دوم به شکل یک ناپیوستگی زاویه‌دار بین کرتاسه پایانی و سکانس زیرین سنوزوییک آغازین تا کرتاسه در خطوط لرزه‌ای مشخص می‌شود (Haffer, 1972; Jahani et al., 2009; Michaelis and Pauken, 1990 Pauken and Hemer, 1991; Agard, 2005). فاز زمین‌ساختی سیمرین پسین در زمان ژوراسیک پایانی و اوایل کرتاسه به‌صورت فشارشی و کوهزایی همراه با سایر نقاط بر خلیج‌فارس تأثیر گذارده، به‌نحوی‌که رسوبات ته‌نشین شده در حوضه، توسط حرکات عمودی و در امتداد گسل‌های پی‌سنگی کنترل می‌گردند (Ghazban, 2007; Leturmy and Robin, 2010).

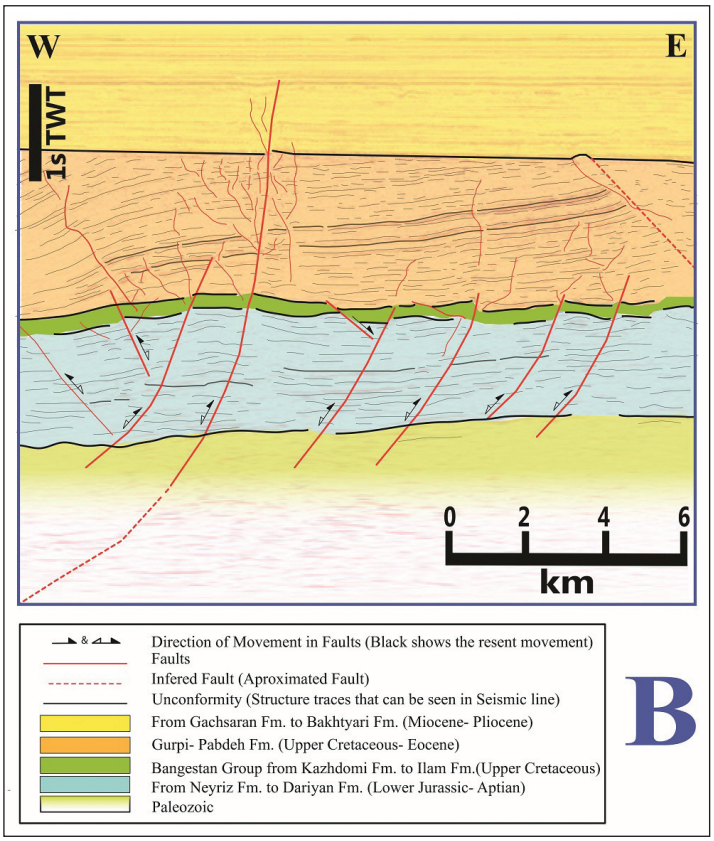
برای بررسی دقیق محدوده مورد مطالعه می‌بایست آن را بر اساس تفاوت‌های ساختاری و شکلی موجود در منطقه تقسیم‌بندی نمود تا مطالعه و بررسی آن با سهولت و دقت بیشتری انجام پذیرد. با توجه به کلیه تفاوت‌های ساختاری موجود، محدوده مورد مطالعه دارای سه پدیده عمده شامل حضور و رشد نمک، حضور گسل‌های پلکانی متعدد و یک ساختار pop-up مانند به همراه به‌هم‌ریختگی است که به ترتیب در بخش باختری، مرکزی و خاوری شکل ۲ واقع‌شده‌اند. بدین منظور با توجه به شکل ۲ که یک نمای کلی از محدوده موردمطالعه را نشان می‌دهد، منطقه به سه بخش خاوری، مرکزی و باختری مطابق شکل ۳ تقسیم گردیده و مورد مطالعه قرار گرفت که به شرح زیر می‌باشند.

– **بخش خاوری:** در بخش خاوری همان‌گونه که در شکل ۵ مشاهده می‌گردد، داده‌های لرزه‌ای در این بخش ضعیف (poor data) بوده و افزون بر این، شاهد به‌هم‌ریختگی شدید در این منطقه هستیم. سطوح فرسایش یافته توسط مرز ناپیوستگی میوسن مشخص‌شده و توسط رسوبات جوان‌تر که تقریباً به‌صورت افقی باقی‌مانده‌اند پوشیده شده‌اند. رسوبات سطح زیرین آن‌که می‌بایست به ترتیب از جوان به قدیمی شامل گچساران، آسماری، پابده و گورپی باشند، تحت تأثیر فرسایش شدید قرارگرفته و سازندهای گچساران و آسماری به‌طور کامل فرسایش یافته و پابده و گورپی نیز به دلیل فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی در این منطقه دچار به‌هم‌ریختگی شده‌است. این به‌هم‌ریختگی به‌وسیله ناپیوستگی دیگری به نام تورونین با سطحی که به نظر می‌رسد سازند سروک (پاژنگ و همکاران، ۱۳۹۵) باشد، مشخص می‌گردد. گسل‌های این محدوده از نوع ساختمانی Pop-Up می‌باشد که فرازمین (Horst) بزرگ را به سمت بالا رانده است. گرچه انتهای این دو گسل آشکارا مشخص نیست، اما می‌توان به‌عنوان یک ساختار تأثیرگذار از آن یادکرد که سبب راندگی رسوبات زیر ناپیوستگی تورونین شده است.



شکل ۵- بخش خاوری (محدوده C). تصویر حاکی از پیچیدگی زمین‌ساختی شدید در این منطقه است زیرا در اثر اعمال فشارهای زمین‌ساختی در دوران مختلف قطعات مختلف سنگی دچار لغزش، ریزش، پیچش و وارونگی شده‌اند و ردیابی امتداد اصلی لایه‌بندی‌های اصلی به همین علت بسیار دشوار است.

– **بخش مرکزی:** این بخش مورد توجه‌ترین بخش در این پژوهش بوده که دارای کیفیت مناسب از نظر داده‌های لرزه‌ای نیز می‌باشد. در این بخش گسل‌های موجود در منطقه آشکارا قابل‌تشخیص‌اند. بیشتر گسل‌ها دارای روند شمال خاور- جنوب باختر و از نوع معکوس تا رانده هستند که با افزایش ژرفا از میزان شیب آن کاسته می‌شود. دگرشیبی میوسن در این بخش نیز آشکارا قابل‌مشاهده بوده و تنها یک گسل در این بخش از لایه‌های جوان‌تر از این دگرشیبی عبور کرده است. در زیر دگرشیبی میوسن شاهد رسوب‌گذاری پابده و گورپی هستیم که همچنان که در شکل ۶ مشاهده می‌گردد، با زاویه‌ای حدود ۱۰-۲۰ درجه نسبت به خط افق قرارگرفته‌اند که حاکی از بالا رانده شدن بخشی از این محدوده می‌باشد که در اثر آن سازندهای فوقانی پابده و گورپی یعنی گچساران و آسماری تحت تأثیر فرسایش از بین رفته و محوشده‌اند. اگر این لایه‌ها را به زمانی که در حالت رسوب‌گذاری بوده‌اند (افقی) برگردانیم، درمی‌یابیم که رسوبات زیرین این بخش نیز با افق زاویه می‌سازند که به دلیل نبود داده‌های حفاری در این عمق بیان‌کننده دو فرضیه احتمالی خواهد بود: اول اینکه لایه‌های زیرین سازندهای پابده و گورپی توالی را حفظ نموده و مطابق شکل ۶ به ترتیب شامل ایلام، لافان، سروک، کژدمی، گروه بنگستان، هیث، سورمه، نیریز، دشتک، کنگان و دالان هستند که در این صورت باید به تغییر ستبرای ایجاد شده در رسوب‌گذاری سازندهای پابده و گورپی توجه نمود که از باختر به سمت خاور ستبرای سازند گورپی به‌طور کاملاً محسوسی افزایش داشته و شکل یک ساختار شیپور مانند را به خود گرفته است. تحلیل این وضعیت به تنش‌های حاکم بر منطقه بازمی‌گردد که می‌توان چنین بیان کرد که در زمان رسوب‌گذاری سازند گورپی منطقه تحت تأثیر تنش کششی گرفته که همزمان با رسوب‌گذاری قسمت خاوری آن دچار فرونشست و گسل خوردگی عادی (نرمال) شده و این تغییر ستبرا را ایجاد نموده است و سبب شکل‌گیری بلوک‌هایی شده که توسط گسل‌ها از یکدیگر جداشده و بر پشت یکدیگر لغزیده‌اند و ساختار دومینو شکلی را ایجاد نموده‌اند و سپس پیش از دگرشیبی میوسن تحت تأثیر تنش‌های فشارشی واقع‌شده‌اند و گسل‌های نرمال به گسل‌های معکوس بدل شده و ساختارها را به سمت بالا رانده‌اند تا جایی که سازندهای گچساران و آسماری از آب خارج‌شده و در نهایت دچار فرسایش شده‌اند.

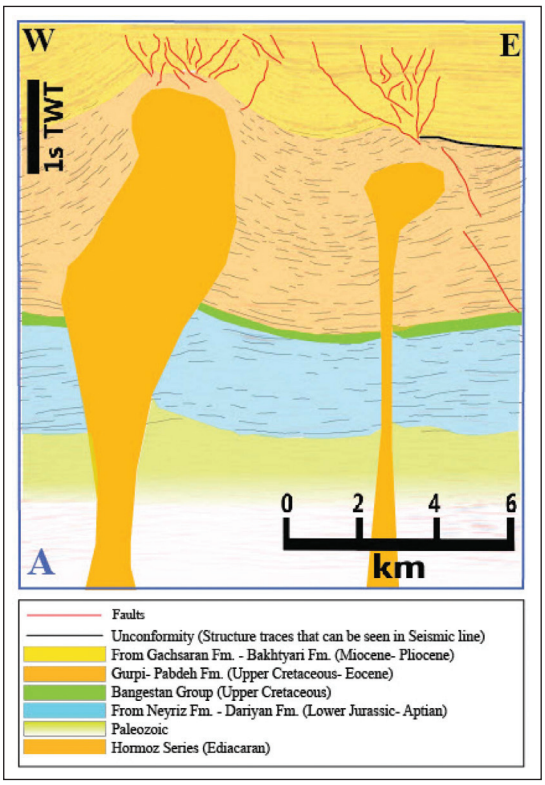


شکل ۶- بخش مرکزی (محدوده B). گسل‌های این محدوده سبب ایجاد اشکال بلوک مانندی شده‌اند که بر روی‌هم لغزیده‌اند. حضور این گسل‌ها در این محدوده گویای دو نوع تنش در دو زمان می‌باشد که اولین تنش از نوع کششی بوده و سبب شکل‌گیری گسل‌های نرمال شده و دومین تنش از نوع فشارشی بوده که سبب تغییر روند گسل‌ها به نوع معکوس گردیده است.

اما فرضیه دوم که به واقعیت نزدیک‌تر بوده و شواهد لرزه‌ای برای آن بیشتر دیده‌شده، ناپیوستگی کرتاسه بالایی است که شامل یک نبود رسوبی به نام تورونین می‌باشد. بر این اساس، سطح زیرین سازند گورپی با یک ناپیوستگی زاویه‌دار مشخص می‌گردد که در آن بخش‌هایی از سازندهای کرتاسه بالایی در اثر نبود رسوب‌گذاری محوشده و آنچه باقی‌مانده بخش‌هایی از سازند سروک است که بارنگ سبز در شکل ۲ مشخص‌شده است و تحت تأثیر کشش ایجادشده سازندهای

سروک و قدیمی‌تر دچار تغییر شیب شده و لایه‌های جوان‌تر به‌صورت زاویه‌دار بر روی آن رسوب نموده‌اند؛ بنابراین نقطه تفاوت این دو فرضیه در پذیرش یا عدم پذیرش رویداد ناپیوستگی یا نبود رسوب‌گذاری تورونین در این محدوده است که در حال حاضر و بدون در دست داشتن اطلاعات حفاری چاه در این عمق اثبات آن ممکن نخواهد بود، زیرا در این عمق کیفیت داده‌های لرزه‌ای ممکن است گول زننده بوده و تغییرات از دیدگاه دو ناظر متفاوت به نظر رسد.

– **بخش باختری:** آنچه بخش باختری را از دو بخش پیشین متمایز می‌کند، حضور گنبدهای نمکی است (شکل ۷). می‌دانیم که گنبدهای نمکی کیفیت داده‌های لرزه‌ای را تحت تأثیر قرار می‌دهند. در این بخش دو گنبد نمکی مشاهده می‌گردد که در اثر نفوذ نمک تمامی سازندهای بالایی خود را تحت تأثیر قرار داده و حتی از ناپیوستگی میوسن نیز عبور کرده است. فشار نمک در سطح زیرین سازندهای جوان سبب شکل‌گیری گسل‌های شعاعی شده که شکل‌گیری این گسل‌ها متأثر از زمین‌ساختی نمک است. به نظر می‌رسد گسل‌های قدیمی موجود در این منطقه نیز بر بالاآمدگی نمک هرمز تأثیر نهاده باشد.



شکل ۷- بخش باختری (محدوده A). گنبدهای نمکی موجود در تصویر ساختارها را تحت تأثیر قرار داده‌اند و گسل‌هایی نیز در بخش سنگ‌پوشش گنبد نمکی ایجادشده‌اند که حاصل فشارش رو به بالای نمک‌ها هستند. به‌طورکلی حضور نمک در لایه‌های زیرین سبب ایجاد اخلال در برداشت داده‌های لرزه‌ای می‌گردد، بنابراین شکل واقعی گنبدها به‌طور قطع قابل‌تشخیص نیست.

۴- نتیجه‌گیری

به نظر می‌رسد چین و راندگی‌های موجود در تنگه هرمز تحت تأثیر دو فعالیت زمین ساختی عمده قرارگرفته است. نخست تحت تأثیر فرایند باز شدن نئوتتیس و سپس تحت تأثیر فرایند بسته شدن آن و در پی آن کوه‌زاد زاگرس واقع‌شده است بدین معنی که در اثر زمین‌ساخت فشاری موجود در این منطقه، ابتدا تحت تأثیر تنش کششی قرارگرفته و گسل‌های نرمال با ابعاد متفاوت، از بسیار ژرف و بزرگ‌مقیاس تا کوچک‌مقیاس را ایجاد نموده است و در فاز دوم که فشارشی بوده، تحت تنش فشارشی قرارگرفته و گسل‌های نرمال موجود تغییر سازوکار داده و به گسل‌های معکوس تا رانده بدل شده است. این دو فرایند سازندهای میوسن زیرین و قدیمی‌تر را تحت تأثیر قرار داده که در اثر این تنش‌ها بخشی از لایه‌ها چین‌خورده، گسل خورده، وارون شده و فرسایش یافته که همه این‌ها بر پیچیدگی مطالعه منطقه افزوده است.

سپاسگزاری

شایان ذکر است کمک های بی دریغ جناب آقایان مهندس ملکی و دکتر عبدالهی‌فرد سبب ساز به انجام رساندن این پژوهش گشته و اگر کمک، هم‌فکری و همکاری ایشان نبود این مهم تحقق نمی‌یافت.

کتابنگاری

آقانباتی، س. ع.،۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۳ صفحه.

پاژنگ س.، زمانی ب.، کدخدایی ع.، برگزیزان م.، یوسف‌پور م.،۱۳۹۵- بررسی و تفسیر ساختارهای زیرسطحی تنگه هرمز با استفاده از داده‌های ژئوفیزیک لرزه‌ای و داده‌های حفاری. مجله ژئوفیزیک ایران، دوره ۱۰، شماره۲، صفحه ۱۳۲-۱۴۳

جهانی س.، ۱۳۹۰- تکتونیک نمک چین‌خوردگی و گسلش در زاگرس و خلیج‌فارس، سی‌امین گردهمایی علوم زمین، تهران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، https://www.civilica.com/Paper-GSI30-GSI30_161.html.

مطیعی، ه .، ۱۳۷۲- زمین شناسی ایران: چینه شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۳۶ صفحه.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences. 94. 401-419. 10.1007/s00531-005-0481-4.

Bechennec, F., Le Metour, J., Rabu, D., Bourdillon-de-Grissac, Ch., De Weaver, P., Beurrier, M., and Villey, M., 1990- The Hawasina Nappes: stratigraphy, palaeogeography and structural evolution of a fragment of the south-Tethyan passive continental margin, in: Robertson, A.H.F.,Searle, M.P., Ries, A.C. (Eds.), The Geology and Tectonics of the Oman Region, Geological Society, London, Special Publication 49, pp. 213–223.

Berberian, M. and King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, Canadian Journal of Earth Sciences. 18, 210-265.10.1139/e81-019. https://doi.org/10.1139/e81-019.

Faramarzi, N., Amini, S., Schmitt, A.K., Hassanzadeh, J., Borg, G., McKeegan, K., Razavi, M.H., and Mortazavi, M., 2015- Geochronology and geochemistry of rhyolites from Hormuz Island,southern Iran: A new record of Cadomian arc magmatism in the Hormuz Formation. Lithos 236-237, 203-211.

Ghavidel Syooki, M., Alvaro, J., Popov, L., Ghobadi Pour, M., Ehsani, M.H., and Suyarkova, A., 2011- Stratigraphy evidence for the Hirnantian (Latest Ordovician) glaciation in the Zagros Mountains, Iran. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 307, 1-16.

Ghazban, F., 2007- Petroleum Geology of the Persian Gulf, University of Tehran.

Haffer, J.H., 1972- Geology of the Strait of Hormuz Region, Southwest Iran and Northern Oman. National Iranian Oil Company. Geological report, 50 p.

Jahani S., Callot J. P., Lamotto D., Letounzey J. and Leturmy P., 2007- The salt diapirs of the eastern Fars province (Zagros, Iran): a brief outline of their past and present, Earth Sciences, Chapter 15, pp.289-308. 2007.

Jahani, S., Callot, J.-P., Letouzey, J., and Frizon de Lamotte, D., 2009- The eastern termination of the Zagros Fold-and-Thrust Belt, Iran: Structures, evolution, and relationships between salt plugs, folding, and faulting, Tectonics, 28, TC6004, doi: 10.1029/2008TC002418.

Jahani, S., Hassanpour, J., Mohammadi-Firouz, S., Letouzey, J., Frizon de Lamotte, D., Alavi, A., and Soleimany, B., 2017- Salt tectonics and tear faulting in the central part of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. Marine and Petroleum Geology. 86. 426–446. 10.1016/j.marpetgeo.2017.06.003.

James, G. A., and Wynd, J. G., 1965- Stratigraphic nomenclature of Iranian oil consortium agreement area. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 52, 1229–1258.

Leturmy, P., and Robin, C., 2010- Tectonic and stratigraphic evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic-Cenozoic: introduction, Geological Society, London, Special Publications 330,1-4, 10.1144/SP330.1. http://sp.lyellcollection.org/content/330/1/1.

Michaelis, P. L. and Pauken, R. J., 1990- Seismic interpretation of the structure and stratigraphy of the Strait of Hormuz. Geological Society, London, Special Publications. 387- 395,10.1144/GSL.SP.1992.049.01.24.

Molinaro, G. M., Guezou, J.C., Leturmy, P., Eshraghi, S., and Frizon de Lamotte, D., 2004- The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran). Marine and Petroleum Geology. 21. 735-752. 10.1016/j.marpetgeo.2004.04.001.

Motamedi, H., Sepehr, M., Sherkati, S., and Pourkermani, M., 2011- Multi-phase Hormuz salt diapirism in the Southern Zagros, SW Iran. Journal of Petroleum Geology 34 (1), 29– 44.

Orang, K., Motamedi, H., Azadikhah, A., and Royatvand, M., 2018- Structural framework and tectono-stratigraphic evolution of the eastern Persian Gulf, offshore Iran. Marine and Petroleum Geology. 91: 89-107. Doi:10.1016/j.marpetgeo.2017.12.014.

Pauken, R. J., and Hemer, D. O., 1991- Tectonics, Stratigraphy and Hydrocarbon Exploration in the Strait of Hormuz. Society of Petroleum Engineers Middle East Oil Show (Bahrain). ESP#21380, 369-380. doi:10.2118/21380-MS.

Perotti, C., Carruba, S., Rinaldi, M., Bertozzi, G., Feltre, L., and Rahimi, M., 2011- The Qatar–South Fars Arch Development (Arabian Platform, Persian Gulf): insights from seismic interpretation and analogue modelling, in: Schattner, U. (Eds.), New Frontiers in Tectonic Research – At the Midst of Plate Convergence, InTech. pp. 325-352.

Perotti, C., Chiariotti, L., Bresciani, I., Cattaneo, L., and Toscani, G., 2016- Evolution and timing of salt diapirism in the Iranian sector of the Persian Gulf. Tectonophysics .679, 180–198.

Purser, B.H., and Evans, G., 1973- Regional Sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. In: Purser B.H. (eds) The Persian Gulf. Springer, Berlin, Heidelberg. 211-231. https://doi.org/10.1007/978-3-642-65545-6_13.

Saberi, M.H., Rabbani, A.R., and Ghavidel Syooki, M., 2016- Hydrocarbon potential and palynological study of the Latest Ordovician-Earliest Silurian source rock (Sarchahan Formation) in the Zagros Mountains, southern Iran. Marine and Petroleum Geology 71, 12-25.

Searle, M. P., 1988a- Structure of the Musandam culmination (Sultanate of Oman and United Arab Emirates) and the Straits of Hormuz syntaxis, Journal of the Geological Society. 831-845, 10.1144/gsjgs.145.5.0831.

Searle, M.P., 1988b- Thrust tectonics of the Dibba zone and the structural evolution of the Arabian continental margin along the Musandam Mountains (Oman and United Arab Emirates). Journal of the Geological Society, London, 145, 43-53.

Searle, M.P., and Ali, M.Y., 2009- Structural and tectonic evolution of the Jabal Sumeini - Al Ain - Buraimi region, northern Oman and eastern United Arab Emirates. GeoArabia, 14(1), 115-142.

Searle, M.P., and Malpas, J., 1980- The structure and metamorphism of rocks beneath the Semail Ophiolite of Oman and their significance in ophiolite obduction. Transactions of the Royal Society, Edinburgh, Earth Sciences, 71, 247-262.

Searle, M.P., and Malpas, J., 1982- Petrochemistry and origin of Sub-Ophiolite metamorphic and related rocks in the Oman Mountains. Journal of the Geological Society, London, 139, 235-248.

Searle, M.P., Cherry, G., Ali, M.A., and Cooper D.J.W., 2014- Tectonics of the Musandam Peninsula and northern Oman Mountains: From ophiolite obduction to continental collision. GeoArabia, 19 (2), 135-174.

Searle, M.P., Warren, C.J., Waters, D.J., and Parrish, P.R., 2003- Subduction zone polarity in the Oman Mountains: implications for ophiolite emplacement, in: Dilek, Y., Robinson, P.T (Eds.),Ophiolites in Earth History. Geological Society, London, 467-480.

Stocklin, J., 1964- New data on the lower Paleozoic and Precambrian of North Iran, Geological Survey of Iran, Rep.No.1.

Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 52, 1229–1258.

Tavakoli-Shirazi, S., Frizon de Lamotte, D., Wrobel-Daveau, J.-C., and Ringenbach, J.-C., 2013- Pre-Permian uplift and diffuse extensional deformation in the High Zagros Belt (Iran): integration in the geodynamic evolution of the Arabian plate. Arabian Journal of Geosciences 6 (7), 2329-2342.

Original Research Paper

The Strait of Hormuz structural study by using of 3D seismic data

N. Bayeste Hasti[1], M. Almasian[2*], H. Motamedi[3]

[1]Ph.D. Student, Faculty of Science, Department of Geology, Islamic Azad University, North Tehran Branch, Tehran, Iran
[2]Assistant Professor, Faculty of Science, Department of Geology, Islamic Azad University of Tehran North, Tehran, Iran
[3]Ph.D., National Iranian Oil Company, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:
Received: 2020 August 16
Accepted: 2021 February 08
Available online: 2021 November 01

Keywords:
3D Seismic data
Tectonic Zone
Subduction zone
Obduction Zone
Zagros Orogeny
Hormuz Strait
Persian Gulf

ABSTRACT

One of the all ways to obtain information of hidden geological structures the sediments when they don't have outcrop or placed under the sea is to use of 2D or 3D seismic data. Fortunately Southern part of Iran including Persian Gulf and the Strait of Hormuz contains rich Hydrocarbon resources that is the main reason for good seismic data. The area of Hormuz Strait is in the structural geology province that is placed in the eastern part of Persian Gulf in the continental plate. This area from a geological of view is belong to the Zagros which is part of Alps- Himalayas orogeny. The formation of this basin is caused by previous tectonic events. Hormuz Strait is placed between two structural zone; first Zagros structural zone and the second subduction zone of Oman plate. Zagros NW-SE general trend and E-w trend of subduction has bounded the Hormuz Strait. This study has focused on the result of seismic data. The first stage of basin formation is the opening of Neo- Tethys Sea which is Simultaneous with Dashtak, Kangan and Khaneh kat Formation and after that on the early to middle Triassic sediments an unconformity that can be named as an expansion of sedimentary basin in the upper Triassic happened. This stage of basin opening caused the formation of big faults and probably basement faults in the area that studying on this faults and their movements is the main goal of this study. The next stage of evolution of basin starts when the basin began to closure and still there is disagreement about the exact time; but the obvious thing is the four compressional events: first, from Cenomanian- Turonian up to Masstrichtian; second, Late Paleocene- Early Eocene; third, Late Oligocene-Miocene and the forth, Miocene up to Quaternary. These all events caused to obduction of ophiolite and sedimentation of Gurpi with partly erosion and Pabdeh with regional erosion, then disappearing formations such as Asmari and Gachsaran and at the end, the late Zagros orogenic phase which is the compression that is continues to this day.

* Corresponding author: M. Almasian; E-mail: ma.almasian@gmail.com
G.S. Journal. All rights reserved.
doi: 10.22071/GSJ.2021.242534.1828
dor: 20.1001.1.10237429.1400.31.3.8.5

This is an open access article Under the by-nc/4.0/ License (https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/)