



فصلنامه زمین ساخت

زمستان ۱۴۰۱، سال ششم، شماره ۲۴

doi 10.22077/JT.2024.7194.1171

تغییرات رخساره رسوبی میوسن در زاگرس چین خورده، شاهدهی بر فعالیت گسل‌های پی سنگی

مریم مشکل گشا^۱، احمد زمانی^{۲*}، وحید احمدی^۳، کورس یزدجری^۴

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۲- استادیار گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۳- استادیار گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

۴- استادیار گروه زمین شناسی، واحد شیراز، دانشگاه آزاد اسلامی، شیراز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۴۰۲/۱۱/۰۱

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۴/۰۳

چکیده:

زاگرس چین خورده قسمتی از کمربند فعال زاگرس در جنوب غربی ایران است. این منطقه دارای گسل‌های اصلی وپی سنگی فعالی است که فعالیت این گسل‌ها به نوعی بر روی چینه‌ها و رسوبات دوره‌های مختلف زمین شناسی تاثیر گذاشته است. در این مطالعه ابتدا با مطالعه تصاویر ماهواره ای و عکس‌های هوایی پنج مکان در نقاط مختلف از فارس و هینتر لند بندر عباس انتخاب شد و در نهایت تکنو چینه نگاری (تکتونواستراتیگرافی) این مکان‌ها با یکدیگر مقایسه شد. با استفاده از داده‌های بدست آمده پنج مکان از زاگرس چین خورده (بستک، تاقدیس بهار، دشت ارژن، کوه سعدی و یاسوج) ستون چین شناسی و نقشه جغرافیایی دیرینه این مناطق در دوره میوسن بازسازی شد. نتایج بدست آمده و نمودارهای حاصل با استفاده از برنامه زمین شناسی RockWorks بدست آمد. با مقایسه نتایج بدست آمده و نمودارهای حصار و نقشه ایزوپاک کمترین و بیشترین ضخامت سنگ چینه ای سازند دوره میوسن در این پنج نقطه ی مورد مطالعه، به ترتیب مربوط به برش دشت ارژن (۲۰۰ متر) و کوه سعدی (۷۰ متر) است. بررسی دیگر در مورد مقایسه سازند آسماری (الیگو-میوسن) بین مکان‌های مورد مطالعه انجام شد، که بیشترین ضخامت این سازند در برش دشت ارژن و کمترین در کوه سعدی نشان می دهد. تغییرات رخساره ای سنگ های رسوبی دوره میوسن به نظر می رسد که در اثر عملکرد و فعالیت گسل‌های پی سنگی مانند کره بس، سبزپوشان، سروستان و کازرون موجود در منطقه است.

کلمات کلیدی: چینه نگاری تکنیکی، زمین ساخت، زاگرس، ایران، حوضه رسوبی

Changes of the Miocene sedimentary facies in folded Zagros ,evidence of the activity of bedrock faults

Maryam Moshgelgosha ¹, Ahmad Zamani^{2*}, Vahid Ahmadi³, Kouros Yazdjerdi⁴

1- Ph.D. student, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, moshgelgosha45@gmail.com

2- Assistant Professor, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, zamani_a_geol@yahoo.com

3- Assistant Professor, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, v_ahmadi_geo@yahoo.com

4- Assistant Professor, Department of Geology, Shiraz Branch, Islamic Azad University, Shiraz, Iran, kyazd@yahoo.com

Abstract

The folded Zagros is a part of the active Zagros belt in the southwest of Iran. This area has main faults and active rock formations, the activity of these faults has somehow affected the strata and sediments of different geological periods. In this study First, by studying satellite images and aerial photographs, five locations were selected in different parts of Fars and the hinterland of Bandar Abbas, and finally, the tectonostratigraphy of these locations was compared with each other. The sinology column and the paleogeographical map of these regions in the Miocene period were reconstructed Using the data obtained from five places of folded Zagros (Bastak, Bahar anticline, Arjan plain, Saadi mountain and Yasouj). The obtained results and the resulting diagrams were obtained using the RockWorks geological program. the minimum and maximum stratified thicknesses of the Miocene period formation in these five studied points are related to Arjan Plain and Saadi mountain sections By comparing the obtained results and the Hesar diagrams and the isopach map. It was done between the studied locations, which shows the highest thickness of this formation in the Arjan plain section and the lowest thickness is in Saadi Mountain. The facies changes of sedimentary rocks of the Miocene period seem to be due to the operation and activity of bedrock faults such as Kare Bes, Sabzpushan, Sarvestan and Kazeron faults in this region.

Keywords: Tectono-Stratigraphy, Tectonics, Zagros, Iran, Sedimentary Basin

۱- مقدمه

ایران سرزمین پلاتفرمی است که قدیمی‌ترین سنگ‌ها را در پی سنگ متبلور ایران با سن حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال مشخص شده است که در مقایسه با سنگ‌های بسیار قدیمی نسبت به سایر نقاط جهان (با حدود ۳۸۱۱ میلیون سال قدمت)، بسیار جوان هستند (Rahimi et al., 2022).

کمر بند چین خورده و رانده زاگرس شامل یک توالی از پوشش رسوبی به ضخامت ۱۲ - ۷ کیلومتر با ترکیبی از لایه‌های مقاوم و نامقاوم است که از اوایل نئوپروتروزویک تا فانروزویک روی پی سنگ بلورین زاگرس قرار گرفته اند (Allen; Alavi, 2007; and Talebian, 2011). کمر بند کوهزایی زاگرس بخشی از رشته کوه آلپ-همالیا است که در اثر بسته شدن اقیانوس نئوتتیس ایجاد شده است. (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴).

این کمر بند کوهزایی دارای روند شمال باختر - جنوب خاور و دارای سه پهنه زمین ساختی از شمال خاوری به جنوب باختری است که به ترتیب عبارتند از: (۱) کمر بند ماگمایی ارومیه دختر با عرض ۵۰ تا ۸۰ کیلومتر از سنگ‌های آتشفشانی درونی و بیرونی از نوع سنوزویک آند که این زون حاصل برخورد صفحات عربی - اوراسیا و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته ایران در دوران میوسن میانی تا اواخر است. فعالیت آتشفشانی در این منطقه از دوره کرتاسه گسترش یافته است (e.g. Dargahi et al., 2010; Kananian et al., 2014; Rezaei-Kahkhaei et al., 2011; Sarjough-ian et al., 2012). (۲) زون سنندج - سیرجان شامل هسته دگرگونی منطقه ای، حاصل برخورد قاره‌ای زاگرس در باختر ایران است. این منطقه متشکل از گسله تراستی است که ورق‌های متعددی از واحدهای چینه ای فانروزویک دگرگون شده را از محل برخورد در شمال خاور به سمت بخش‌های داخلی ورق عربی (به سمت جنوب باختر) جابه‌جا نموده است (Mohajjz-el et al., 2003) و (۳) کمر بند چین خورده و رورانده زاگرس که بخش خارجی کمتر تغییر شکل یافته کمر بند کوهزایی را تشکیل می‌دهد و شامل ستونی از سنگ‌های چین خورده و گسل خورده به ضخامت ۴ تا ۷ کیلومتر بوده و عمدتاً شامل توالی‌های پالئوزویک

است که توسط ۳ تا ۵ کیلومتر سنگ‌های کربناته و آواری سنوزویک پوشیده شده‌اند. این زون، طول تخمینی ۱۸۰۰ کیلومتر، در اثر برخورد صفحه عربستان و صفحه اوراسیا بوجود آمده‌اند. عدم تطابق در سازند آسماری تحتانی و فوقانی در ائوسن پسین و میوسن اولیه، همچنین در قسمت تحتانی سازند آجاجاری در میوسن میانی و بخش پایینی سازند بختیاری در پلیوسن پسین و اواسط پلیستوسن نشان‌دهنده فعالیت‌های کوه‌زایی منطقه زاگرس هستند.. (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981b; Ghasemi and Talbot, 2006; Mohajjz et al., 2003)

کمر بند کوهزایی زاگرس محصول سه واقعه ژئوتکتونیک است: ۱- فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای (لیتوسفری) ایران در طی کرتاسه آغازین پسین.

۲- فرارانش پوسته اقیانوس نئوتتیس بر روی حاشیه قاره‌ای غیر فعال عربی در کرتاسه پسین (تورونین کامپاین). ۳- برخورد پوسته قاره‌ای عربی با پوسته ایران در کرتاسه پسین و پس از آن (Alavi, 1994). در کمر بند کوهزایی زاگرس، سازوکار پهنه‌های گسلی امتداد لغز با روند شمالی به جنوبی از شمال باختر به جنوب خاور تغییر می‌کند. گسل اصلی زاگرس در بخش شمال خاوری کمر بند زاگرس با روند شمال باختری - جنوب خاوری دارای شیب تند، و در بعضی مکان‌ها بصورت عمود مشخص می‌شود. امتداد این گسل تا میوان لرستان ادامه دارد و پس از ورود به عراق به طرف ایران کشیده شده است و تا نواحی سردشت دیده می‌شود.

در جنوب خاوری ایران، امتداد این گسل با طول کلی ۱۳۵۰ کیلومتر از نواحی فارس (نیریز) می‌گذرد. در نواحی فارس، گسل زاگرس دارای شیب کمتری است و اغلب به صورت روراندگی مشاهده می‌شود (نبوی، ۱۳۵۵).

بر اساس گزارش‌ها، حرکت اولیه گسل زاگرس مربوط به زمان زمین شناسی پرکامبرین است و این حرکت تا زمان حال ادامه دارد. این حرکات و پویایی گسل زاگرس نقش پیوسته ای در جهت چین خودگی‌های اصلی دارد (Hoseinzadeh et al., 2015). کمر بند چین خورده - رانده زاگرس از فعال‌ترین



پهنه‌های لرزه‌خیزی فلات ایران است که رفتار لرزه‌خیزی آن در مناطق مختلفی مورد بررسی قرار گرفته است (صحرایی و همکاران، ۱۳۹۹)

از دیگر گسل‌های منطقه زاگرس که پویا و فعال است و چین خوردگی‌های منطقه خود را تحت تاثیر قرار می‌دهد گسل کازرون با طول حدود ۲۳۵ کیلومتر است. روند این گسل شمالی-جنوبی و با آزمون ۲۵ تا ۳۴۰ درجه است (Berberian and King, 1981a). این گسل یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های عرضی با سازوکار راستالغز راست‌بر است. کنترل‌کننده‌ی رسوبات مرز باختری حوضه نمکی هرمز است. به گونه‌ای که چینه‌ها و رسوبات در پهنه‌های کازرون و برازجان در جهت راست گرد خم کرده و به حرکت درآورده است. تمام بخش‌های گسل کازرون فعال هستند اما به نظر می‌رسد که رفتاری غیر مستقل از یکدیگر در طی شکل‌گیری و دگرشکلی کمربند پیش‌خشکی چین‌خورده-رانده زاگرس نشان می‌دهند (سرکاری نژاد و همکاران، ۱۳۹۴).

از دیگر گسل‌های عرضی با روند شمالی-جنوبی و آزمون ۳۲۵ درجه، گسل کره بس است که خود از چندین پاره گسل تشکیل شده است. سازوکار این گسل امتداد لغز راست گرد است و سبب انحراف محور چین‌های تاقدیس در منطقه شده است. منطقه گذر این گسل به طول ۲۰۰ کیلومتر در ۸۰ کیلومتری خاور پاره گسل -برازجان (بخشی از پهنه گسلی کازرون) و ۴۵ کیلومتری باختر شیراز در منطقه کوهمره است. (Arian and Noroozpour, 2015).

گسل سبزپوشان از دیگر گسل‌های عرضی کمربند چین‌خورده زاگرس که قسمت‌های غربی دشت شیراز را تحت تاثیر خود قرار داده است. این گسیختگی ادامه شاخه جنوب‌خاوری گسل اردکان به نام گسل گویم و گسل زرقان است. با تغییر روند گسل‌های مذکور با راستای شمال به جنوب در آزمون ۳۵۰ درجه این گسیختگی ایجاد شده است. سازوکار این گسیختگی راستالغز راست گرد است. این گسیختگی به صورت پاره گسل‌هایی، سبب انحراف محور و خمش دماغه کوه دراک با سازوکار راست‌بر و تشدید فرایند فرونشینی لرزه‌خیزی کارخانه سیمان (باختر دشت شیراز) گردیده است (یوسفی و همکاران، ۱۳۸۱).

هم‌راستا با رویداد زاگرس، گسل‌های فراوان دیده می‌شود و با حرکت از شمال خاور به جنوب باختر فراوانی و جابه‌جایی آنها کاهش می‌یابد و در ناحیه جنوب باختری نورآباد (زون فروافتادگی دزفول) ظهور گسل‌ها کم است. دلیل این امر می‌تواند پوشش رسوبی ضخیم (حدود ۱۳ کیلومتر) و رخنمون‌های ناپایدار سازندهای گچساران، میشان و آغاجاری است که شرایط مناسبی برای استتار ناهنجاری‌های زیرسطحی بوجود آورده است. (Carruba et al., 2006). تغییرات تکتونیکی در یک زون می‌تواند باعث تغییر شرایط رسوب‌گذاری در حوضه‌های رسوبی شود. این تغییرات در شرایط پیشروی و پسروی آب دریا، ناپیوستگی‌های رسوبات و تغییرات فشار و دمای اعمال شده بر سنگ‌های منطقه می‌تواند اثر قابل توجهی داشته باشد. به عبارت دیگر، رویدادهای زمین‌ساختی باعث تغییرات رخساره سنگ می‌شود. از این رو، مطالعه حوضه‌های رسوبی کلیدی برای شناخت رویدادهای زمین‌ساختی و تغییرات تکتونیکی است (پیروزمندان و احمدی، ۱۳۹۳). در این تحقیق تلاش شده است تا با بررسی قطعات چینه‌شناسی و مقایسه تغییرات ضخامت و ماده سازند در رخساره رسوبی میوسن در محدوده مورد نظر، اطلاعات بیشتری از تغییرات شرایط تکتونیکی منطقه و گسل‌ها و ساختارهای پنهان بدست آید.

۲- مناطق مورد مطالعه:

در این تحقیق پنج مکان در زاگرس چین‌خورده انتخاب شد و نمونه‌های گرفته شده و برش‌های انجام شده در این مکان‌ها مورد مطالعه قرار گرفته شد (شکل ۱)

خصوصیات مناطق مورد مطالعه شامل:

۱-۲- کوه سعدی: منطقه کوه سعدی که در ۲۵ کیلومتری جنوب خاوری شیراز با مختصات جغرافیایی $29^{\circ}31'00''N$ و $48^{\circ}56'00''E$ است. مقطع برداشت شده از سازندهای آسماری (الیگو-میوسن)، جهرم (پالئوسن پسین تا ائوسن میانی) است. در منطقه سازند رازک (میوسن) وجود دارد.

۲-۲- یاسوج: برش چینه‌شناسی از سازندهای آسماری (الیگو-میوسن) و پابده (ائوسن) منطقه یاسوج با موقعیت جغرافیایی $27^{\circ}30'00''N$ $48^{\circ}51'00''E$ مکان دوم انتخابی این تحقیق است.

نزدیکی شهر بستک انتخاب شد و این برش از سازند گچساران (میوسن) با موقعیت جغرافیایی منطقه $23^{\circ}54'00''\text{E}$ و $27^{\circ}12'00''\text{N}$.
 ۲-۵- دشت ارژن: برشی از سازند گچساران در منطقه دشت ارژن در ۶۰ کیلومتری باختر شیراز از کمرند با موقعیت جغرافیایی $51^{\circ}57'00''\text{E}$ $29^{\circ}40'00''\text{N}$ نمونه برداری انجام شد.

۲-۳- تاقدیس بهار: در ۳۱ کیلومتری جنوب غرب فرشبند از کمرند زاگرس مرتفع در فارس داخلی تاقدیسی بنام بهار با موقعیت جغرافیایی $52^{\circ}17'00''\text{E}$ و $28^{\circ}37'00''\text{N}$ که از سازندهای آسماری (الیگو-میوسن) پابده (ائوسن) و گچساران (میوسن) مطالعه انجام شد و برش‌هایی از این منطقه برای تحقیقات استفاده شد.
 ۲-۴- بستک: موقعیت چینه‌شناسی مورد مطالعه در



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی برش‌های مورد مطالعه (کادر قرمز رنگ) - زاگرس جنوب باختری ایران (Google earth)

۳- روش مطالعه:
 پس از انتخاب پنج منطقه از مناطق زاگرس، ابتدا عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای و نقشه‌های زمین‌شناسی لازم تهیه و بررسی شد. با بازدیدهای صحرایی از مناطق، ستون‌های چینه‌شناسی در هر مکان بطور جداگانه تهیه شد. سپس با توجه به ستون‌های چینه‌شناسی زون‌ها، نمودار حصار و نقشه ایزوپاک با استفاده از نرم افزار زمین‌شناسی RockWorks تهیه شد و همچنین نقشه جغرافیای دیرینه در دوره میوسن ترسیم شد.
 برای رسیدن به اهداف تعیین شده در این پژوهش، پس از جمع‌آوری داده‌های اولیه و تهیه ستون‌های چینه‌شناسی با کارهای قبلی مرتبط که پژوهشگران پیشین انجام داده‌اند (مانند توللی، ۱۳۸۹؛ Arian؛ Alavi, 1994؛ Bahroudi and Koyi, 2004؛ and Noroozpour, 2015)

مقایسه انجام شد و مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفت. سپس روند تکاملی محیط رسوبگذاری و نقش تکتونیک و اثر گسل‌ها در نهشته‌های رسوبگذاری تفسیر شد و در نهایت الگوی محیط و نقشه‌های هم‌ضخامت مربوط به دوره میوسن برای همه‌ی مناطق ترسیم شد. با الگوی محیط‌ها و ترسیم این نوع از مدل‌ها به آسانی رسوبگذاری و چینه‌های دوره میوسن می‌توان با یکدیگر مقایسه کرد.
 بر اساس داده‌های موجود، نمودار نرده‌ای مقاطع ترسیم شد و ضخامت سازندها در این مرحله نیز مقایسه شد (شکل ۴).
 نقشه هم‌ضخامت مقاطع در این دوره (میوسن) نیز ترسیم شد.

۴- تجزیه و تحلیل داده‌ها:

به ضخامت تقریبی ۲۵ متر از سازند آسماری و مارن ماسه سنگی از سازند رازک با ضخامت حدود ۸۰ متر مشاهده می‌شود (شکل ۲).

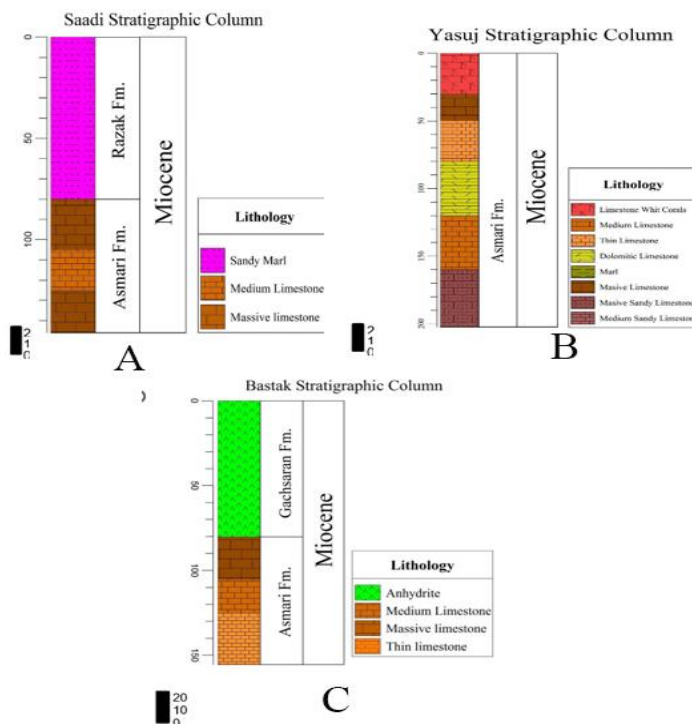
در منطقه یاسوج از سازند آسماری، آهک لایه ضخیم به ضخامت ۲۰ متر و آهک مرجان دار به ضخامت ۳۰ متر نهشته شده‌است. حد زیرین سازند آسماری رخنمون ندارد و دلیل آنرا می‌توان تکتونیک فعال منطقه یاسوج و فرسایش رسوبات تبخیری سازند در نظر گرفت. بدین صورت برش یاسوج را می‌توان یک برش کامپوزیت در نظر گرفت (شکل ۲).

در برش دشت ارژن و تاقدیس بهار انیدریت با ضخامت تقریبی ۸۰ متر از سازند گچساران دیده می‌شود (شکل ۳).

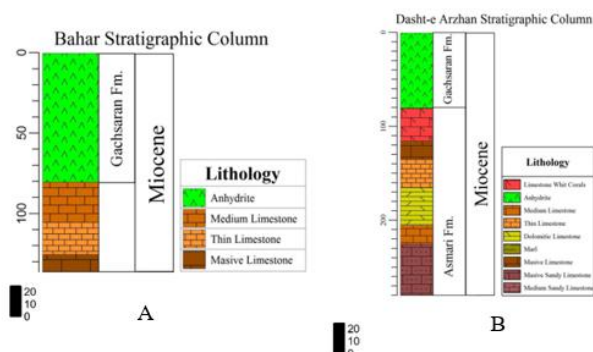
با ترسیم ستون‌های چینه‌شناسی هر منطقه بطور جداگانه، سازندهای هر منطقه تفسیر و با یکدیگر مطابقت داده شد. ضخامت و وضعیت قرارگیری چینه‌های نهشته شده در هر سازند در دوره میوسن هر منطقه تحلیل انجام شد.

در منطقه بستک سازند جهرم به ضخامت ۴۰ متر (در ائوسن) با یک ناپیوستگی زیر سازند آسماری قرار دارد و مرز بالایی سازند آسماری، لایه انیدریت سازند گچساران با ضخامت ۸۰ متر (در انتهای میوسن) است (شکل ۲).

در ستون چینه‌شناسی سعدی آهک میان لایه با ضخامت تقریبی ۲۵ متر و سنگ آهک لایه ضخیم



شکل ۲- ستون چینه‌شناسی منطقه سعدی (A)، یاسوج (B) و بستک (C)



شکل ۳- ستون چینه‌شناسی منطقه دشت ارژن (A) و تاقدیس بهار (B)



سروستان در منطقه، همگی حکایت از فعالیت زمین‌ساختی فعال منطقه دارد. وجود ضخامت زیاد رسوبات آهکی کم‌عمق ائوسن (سازند جهرم) در منطقه و عدم وجود رسوبات دریایی (عمیق) سازند پابده نشان‌دهنده کم‌عمق بودن حوضه رسوبی ائوسن در این منطقه دارد. از این رو عملکرد گسل‌ها و گنبد‌های نمکی مذکور نقش مؤثری در کم‌عمق شدن حوضه رسوبی ائوسن در منطقه داشته است.

هرچند شایان ذکر است که این موضوع در سایر دوره‌های زمین‌شناسی نیز اهمیت دارد. وجود برونزد سازندهای آهکی ریفی در منطقه در کرتاسه بالایی و جایگزینی آن با سازند گورپی نشان می‌دهد که در زمان‌های قدیم این عامل تکتونیکی نقش اساسی در ارتقای حوضه‌های رسوبی داشته است.

یاسوج از نظر ساختاری در زون زاگرس چین‌خورده و زاگرس مرتفع قرار دارد. این زون از نظر چین‌شناسی در منطقه لرستان است. در این منطقه وجود رسوبات شیلی و دریایی سازند پابده به‌طور پیوسته در زیر رسوبات سازند آسماری قرار می‌گیرد و به دلیل عمیق بودن حوضه رسوبی ائوسن، عملکرد فاز پیرنه در این زون دیده نمی‌شود. اما وجود گسل‌های بزرگ کازرون و گسل اصلی زاگرس در منطقه، نشان‌دهنده فعالیت بالای زمین‌ساختی در منطقه است (شکل ۵).

با توجه به وجود گسل‌های فعال در منطقه‌های مورد مطالعه و ترسیم ستون چین‌شناسی هر منطقه به‌طور جداگانه، نقشه‌های هم‌ضخامت سازندهای دوره میوسن ترسیم شد (شکل ۵).

فعالیت گسل‌های پی‌سنگی در این حوضه‌ی رسوبی باعث فرونشست شده است که این موضوع در فروافتادگی دزفول کاملاً مشهود است. یکی از شواهد و تاثیرگسل‌ها بر روی رسوبات این حوضه، ضخامت زیاد رسوبات عمیق سازندهای پابده و گورپی در منطقه است.

با تحلیل نمودار نرده‌ای زیست‌چینه‌ای دوره‌های ائوسن و میوسن در مکان‌های مورد مطالعه شباهت و تفاوت چین‌های دوره میوسن در این نقاط مورد بررسی قرار گرفت (شکل ۶)

گراپن دشت ارژن در زون گسلی چین‌خورده زاگرس و ناحیه داخلی فارس قرار دارد. گذر گسل‌های عرضی

منطقه بستک از نظر تقسیم‌بندی ساختاری در زون چین‌خورده زاگرس قرار دارد و از نظر چین‌شناسی در ناحیه ساحلی فارس یا هینترلند بندرعباس قرار دارد (Hoseinzadeh et al., 2015).

با ترسیم نمودار تطابق چین‌های مناطق مورد مطالعه، لایه‌های رسوبی ته‌نشین شده در هر سازند مورد مقایسه قرار گرفت (شکل ۴)

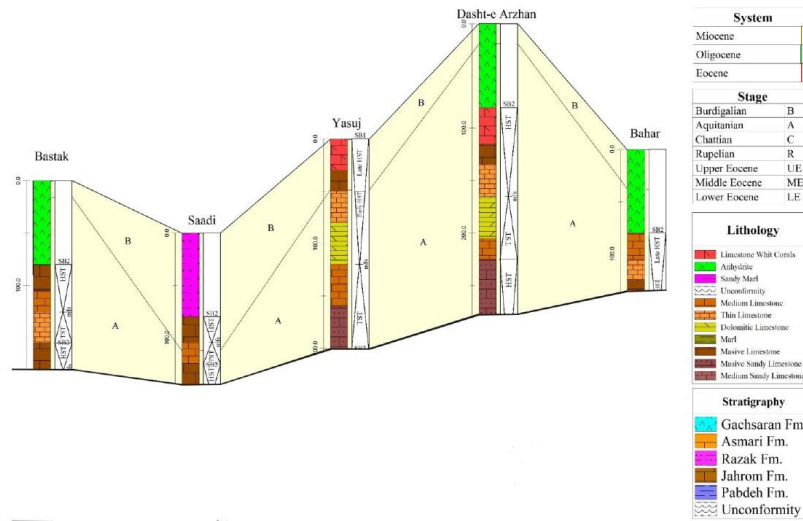
در این پهنه وجود گنبد‌های نمکی و عملکرد گسل‌های مختلف در منطقه از جمله گسل‌های لار و گسل پیشانی کوه‌های زاگرس نشان‌دهنده فعالیت زمین‌ساختی این منطقه است. وجود فازهای ناپیوستگی از جمله ناپیوستگی فرسایشی بین سازندهای جهرم و آسماری به دلیل عدم وجود رسوبات ائوسن بالا قابل مشاهده است (توللی، ۱۳۸۹). همچنین نهشته‌های رسوبی سازند جهرم (ائوسن) معادل رسوبات سازند پابده (ائوسن) از نظر زمین‌ساختی در منطقه بسیار قابل توجه است. در نتیجه، با توجه به اثرات زمین‌ساختی منطقه، وجود این موضوع نقش مؤثری داشته است که می‌توان آن را معادل عملکرد پارامترهای زمین‌ساختی فوق‌الذکر دانست. به‌عبارت دیگر، عملکرد گنبد‌های نمکی و گسل تراست لار و گسل پیشانی زاگرس نقش اساسی در ارتقای حوضه رسوبی ائوسن و رسوبات آهکی کم‌عمق جهرم به‌عنوان معادل‌های جانبی با رسوبات شیلی و عمیق دریایی سازند پابده ایفا کرده‌اند. قابل توجه است که عملکرد فاز کوهزایی پیرنه در طول ائوسن فوقانی-الیگوسن در سراسر زاگرس مشهود بود (توللی، ۱۳۸۹).

منطقه کوه سعیدی از نظر ساختاری در پهنه زاگرس چین‌خورده است. گسل چین‌خورده زون زاگرس و از نظر لایه‌بندی در پهنه داخلی فارس قرار دارد (عبادتی، ۱۳۸۵).

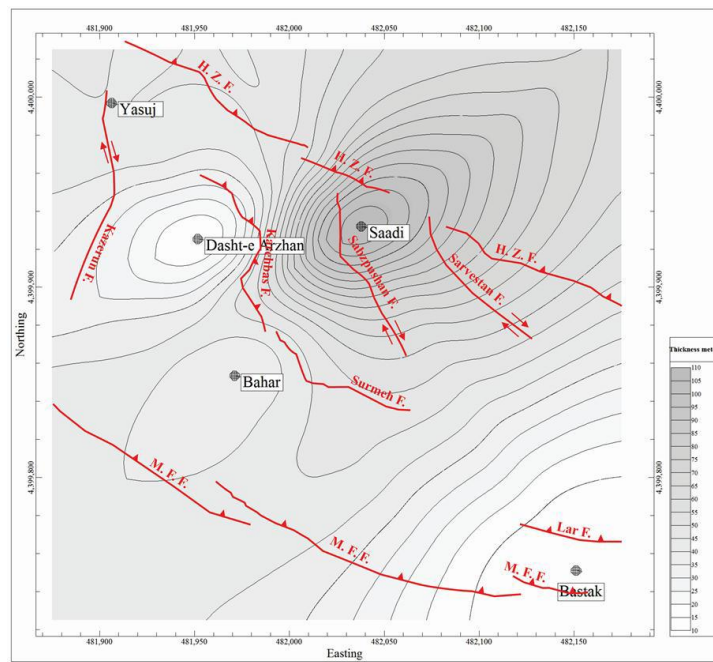
در این منطقه رسوبات ائوسن میانی (سازند جهرم) و رسوبات الیگوسن (سازند آسماری) دارای رخنمون قابل توجهی هستند. در این منطقه وجود ناپیوستگی فرسایشی و عدم وجود رسوبات ائوسن فوقانی را می‌توان مشاهده کرد که می‌توان آن را معادل عملکرد فاز کوهزایی پیرنه در نظر گرفت (خسرو تهرانی، ۱۳۸۴).

همچنین وجود گسل‌های داریان، سروستان و سبزپوشان و گنبد‌های نمکی داریان در نزدیکی کوه گدوان و

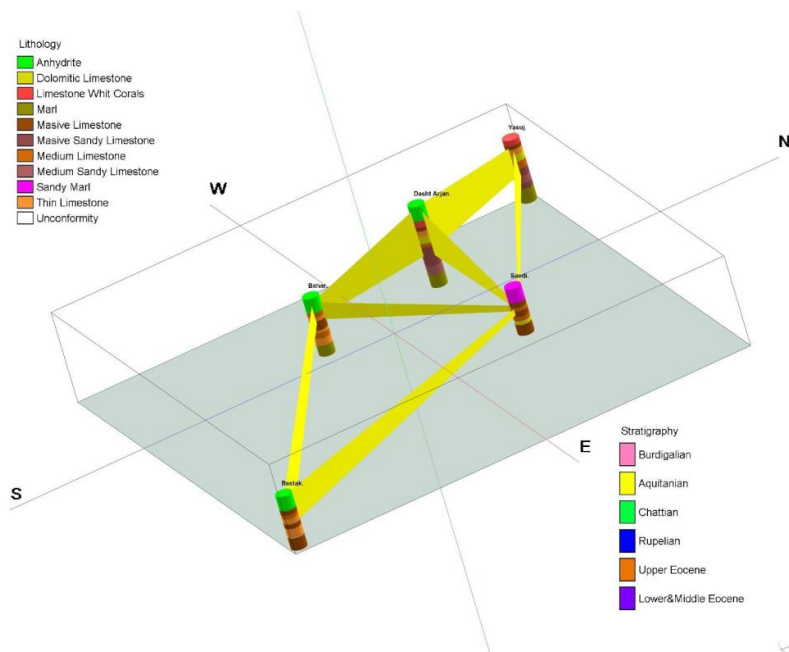
Eocene-Miocene Stratigraphic Correlation



شکل ۴- دیاگرام تطابق سنگ چینه ای رسوبات ائوسن- میوسن با نگرش بر تغییرات ضخامت



شکل ۵- نقشه هم ضخامت چینه های دوره میوسن بالایی با گسل های موجود در منطقه =HZF= گسل زاگرس مرتفع،
=MFF= گسل جلویی زاگرس)



شکل ۶- نمودار نرده ای زمان زیست چینه ای مناطق مورد مطالعه

علاوه بر شرایط تکتونیکی جزئی و محلی، تغییرات شرایط اقلیمی نیز نسبتاً مؤثر است. اما به‌طور کلی عمق رسوبات در سازند رازک قابل توجه است.

۵- بحث و نتیجه گیری:

طبق مطالعه برش‌های تهیه شده و نقشه‌های هم‌ضخامت که از سازندهای منطقه بدست آمده است، بیشترین ضخامت سنگ چینه‌ای در دوره میوسن در برش دشت ارژن (۲۰۰ متر) و کمترین ضخامت مربوط به برش کوه سعدی واقع در غرب شیراز حدود ۷۰ متر است. همچنین سازند آسماری در برش دشت ارژن دارای بیشترین ضخامت و در کوه سعدی کمترین ضخامت را دارا است.

طبق نمودارهای ترسیم‌شده، رخساره‌های رسوبی دارای روند شمال باختر- جنوب خاور از رسوبات انیدریتی سازند گچساران در برش دشت ارژن (کم‌عمق) به رسوبات دریایی سازند رازک و سازند آهکی آسماری (عمیق - پیشروی) در منطقه سعدی تغییر می‌کند که این موضوع نشانگر تغییرات عمق حوضه به دلیل فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه است (شکل ۸).

واحد چینه میوسن با یک روند پسروی سازند گچساران آغاز می‌شود که در نقاط مختلف زاگرس و نواحی مورد مطالعه به سازندهای میشان و حتی آغا جاری نیز ادامه پیدا می‌کند. واحد چینه فوق‌الذکر مربوط به فازهای آخر کوهزایی آلپی است. البته

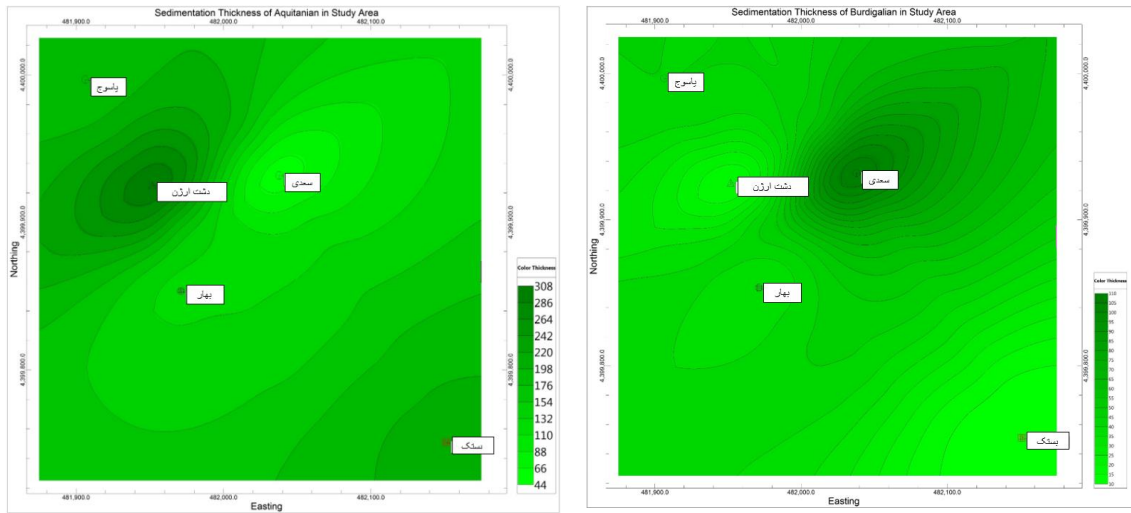
کره بس و سبزپوشان از نزدیکی این منطقه، شواهدی از فعالیت زمین‌ساختی فعال در این ناحیه است.

رسوبات شیلی سازند پابده و تداوم رسوبی بین سازند آسماری در این ناحیه نشان می‌دهد که فاز کوهزایی پیرنه به دلیل عمق زیاد حوضه رسوبی دیده نمی‌شود. شباهت این منطقه با منطقه یاسوج چشمگیر است. بطور کلی در تمامی مناطق مورد مطالعه، نهشته‌های سازند گچساران و سازند رازک رسوبات فوقانی سازند آسماری (الیگوسن-میوسن) را تشکیل می‌دهند. در بستک، تاقدیس بهار، یاسوج و دشت ارژن سازند تبخیری گچساران بر روی سازند آسماری است (شکل ۷).

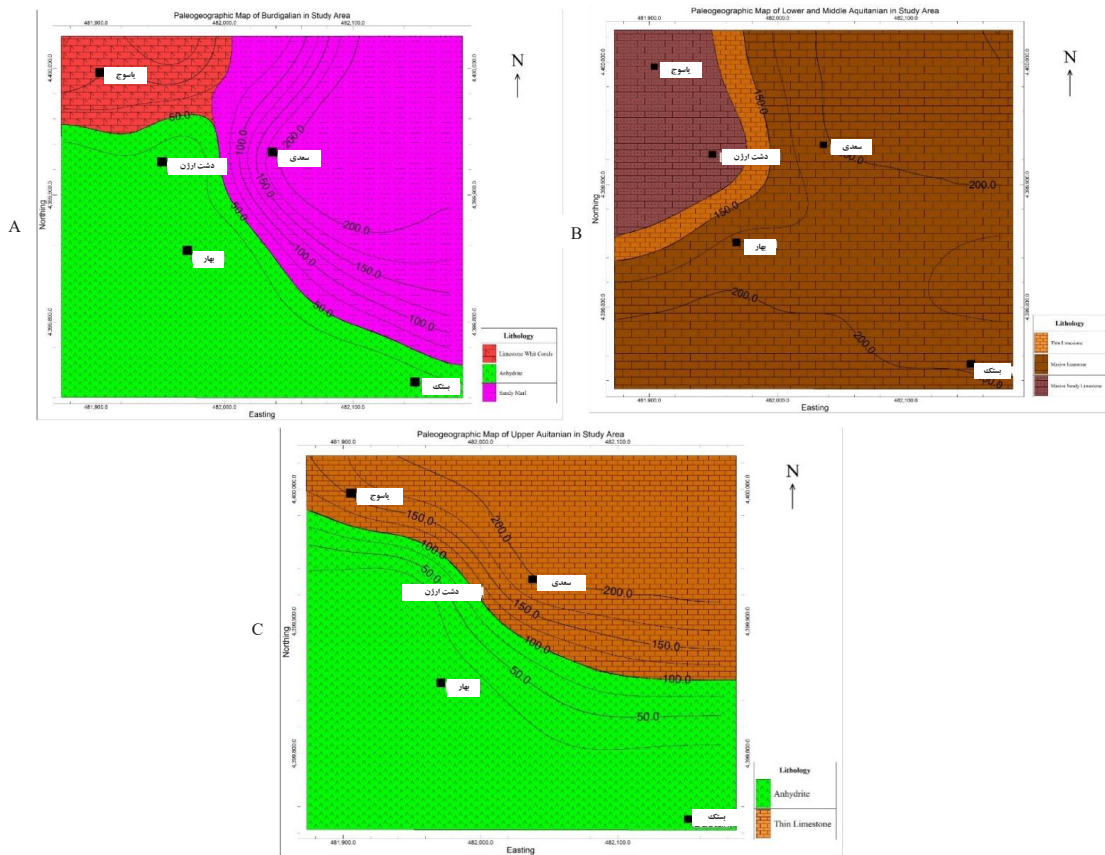
در منطقه سعدی قسمت فوقانی سازند آسماری، مارن ماسه سنگی سازند رازک قابل مشاهده است.

با توجه به این موضوع چین خوردگی در کل منطقه زاگرس مشاهده می‌شود. تغییرات جانبی سازندهای گچساران و رازک را می‌توان در مناطق مورد مطالعه را می‌توان به دلیل فرونشست زمین و عملکرد گسل‌های پی سنگی منطقه دانست.

با مطالعه نمودارهای زیست چینه‌ای در اشکوب آکوئیتانین (Aquitanian) و بوردیگالین (Burdigalian) تغییرات عمق حوضه بررسی شد. لازم به ذکر است که تغییر ضخامت حوضه رسوبی سازندهای گچساران و رازک نسبت به یکدیگر بسیار جزئی است. در نتیجه،



شکل ۷- نقشه ضخامت نهشته شده اشکوب بوردیگالین (Burdigalian) تصویر بالا و اشکوب آکوئیتانین (Aquitanian) تصویر پایین از دوره میوسن در مناطق مورد مطالعه



شکل ۸- نقشه جغرافیای دیرین A-اشکوب بوردیگالین (Burdigalian) B-اشکوب آکوئیتانین پایینی-میانی (Lower-middle Aquitanian) C (Aquitanian) -اشکوب آکوئیتانین بالا (upper Aquitanian) از دوره میوسن

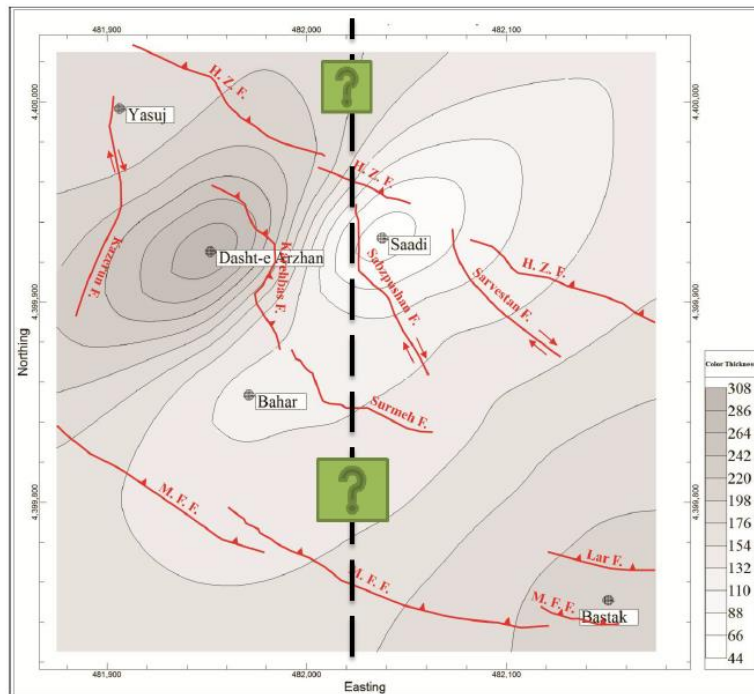


از جمله تغییر رخساره (تبدیل سازند رازک به سازند گچساران) و یا تغییر ضخامت عمق حوضه‌های رسوبی در سایر نواحی را می‌توان نتیجه گرفت. بررسی‌های تکتونو چینه‌شناسی در این مقاله نشان می‌دهد که تغییرات عمق حوضه رسوبی و تغییرات رخساره‌ای در سازندهای منطقه مورد مطالعه تحت تأثیر گسل‌های منطقه و حتی وجود گسل‌های احتمالی پنهان منطقه هستند. برخی از این تغییرات در راستای روند عربی و پیروی از آن و برخی دیگر در راستای روند زاگرس بوده و چینه‌شناسی آنها متأثر از این گسل‌ها بوده است (شکل ۹)

روند‌های پیشروی و پسروی که با دسته رخساره‌های ساکنی قابل مشاهده است، در این واحد به خوبی شهود دارد.

فعالیت تکتونیکی منطقه و عملکرد گسل‌های پی سنگی از جمله گسل کره بس و زاگرس در دوره میوسن بالایی علت تغییر رخساره و ته نشست چینه‌ها در این دوره است.

با توجه به عملکرد گسل‌های مطرح شده، برخی از آنها دارای روند شمالی-جنوبی (گسل کازرون) و برخی دیگر دارای روند شمال غربی-جنوب شرقی (گسل زاگرس) هستند و تأثیر آنها بر زمین ساخت منطقه



شکل ۹- نقشه هم ضخامت میوسن پایینی و بالایی با گسل‌های امروزی و گسل‌های احتمالی (در امتداد روند عربی) (H.Z.F.= گسل زاگرس مرتفع، M.F.F.= گسل جلویی زاگرس)

تنش دیرینه و جنبش شناختی با استفاده از خش لغزهای گسلی قائمیه، جنوب باختر ایران، زمین ساخت، ۱ (۳): ۹۷-۱۱۶.

صحرائی، ح.، علوی، س.ا.، احتشامی معین آبادی، م. ۱۳۹۹. تغییرات لرزه‌خیزی در زاگرس چین - رانده (حدفاصل گسل‌های کازرون و سروستان)، زمین ساخت، ۴ (۱۶): ۱-۲۲. مطیعی، ه. ۱۳۸۲. زمین شناسی ایران، چینه‌شناسی زاگرس، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

نبوی، م. ح. ۱۳۵۵. دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی کشور.

منابع

آقائباتی، ع. ۱۳۸۵. زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

پیروزمندان، م.ع. و احمدی، و. ۱۳۹۳. تکنیک‌های زمین شناسی صحرائی، نشر نگره.

توللی، ر. ۱۳۸۹. مطالعه بایواستراتیگرافی و محیط رسوبی سازند میشان در جنوب غرب بستک (استان هرمزگان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد شیراز.

خسرو تهرانی، خ. ۱۳۸۴. زمین شناسی ایران، انتشارات کلیدر.

سرکاری نژاد، خ.، وقاری، پ.، کمالی، ز. ۱۳۹۴. واکاوی‌های



- W. H., Styles of Continental Contraction: Geological Society of America Special Paper 414, p. 11–32.
- Dargahi, S., Arvin, M., Pan, Y., Babaei, A. 2010. Petrogenesis of post-collisional A-type granitoids from the Urumieh–Dokhtar magmatic assemblage, Southwestern Kerman, Iran: constraints on the Arabian–Eurasian continental collision. *Lithos*, 115(1-4), 190-204.
- Fazeli, Sh., Amiri, V. 2011. Biostratigraphy and Lithostratigraphy Asmari Formation in South East Shiraz (Fars province). Master's thesis, Islamic Azad University, Shiraz branch.
- Ghasemi, A., Talbot, C. J. 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6), 683-693.
- Ghoutbi, N. 2018. Sequence stratigraphy and biostratigraphy of Asmari Formation in the Taghdis-e-bahahr, Fars Province (Zagros zone). Master's thesis, Islamic Azad University, Shiraz branch.
- Hoseinzadeh, M., Daneshian, J., Moallemi, S. A., Solgi, A. 2015. Facies analysis and depositional environment of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Bandar abbas hinterland, Iran. *Open Journal of Geology* 5(04), 175.
- Kananian, A., Sarjoughian, F., Nadimi, A., Ahmadian, J., Ling, W. 2014. Geochemical characteristics of the Kuh-e Dom intrusion, Urumieh–Dokhtar Magmatic Arc (Iran): Implications for source regions and magmatic evolution. *Journal of Asian Earth Sciences* 90, 137-148.
- Lescuyer, J. L., Riou, R. 1976. Géologie de la région de Mianeh (Azerbaijan): Contribution a l'étude du volcanisme Tertiaire de l'Iran. Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Mohajjel, M., Fergusson, C., Sahandi, M. 2003. Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21(4), 397-412.
- Piroozmandan, M., Zamani, A., Ahmadi, V. 2013. Tectonostratigraphy of Lower Cretaceous sediments in Central Iran, Zarand Kerman, Conference Paper
- Alavi, M. 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229(3-4), 211-238.
- Alavi, M., 2007. Structures of the Zagros fold thrust belt in Iran. *American Journal of Science* 307, 1064–1095.
- Allen, M., Talebian, M., 2011. Structural variation along the Zagros and the nature of the Dezful Embayment. *Geological Magazine* 148, 911-924
- Amidi, S. M., Emami, M. H., Michel, R. 1984. Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73(3), 917-932.
- Amidi, S. M., Michel, R. 1985. Cenozoic magmatism of the Surk area (central Iran) stratigraphy, petrography, geochemistry and their geodynamic implications. *Geologie Alpine* 61, 1-16.
- Amirshahkarami, M. 2013. Microfacies correlation analysis of the Oligocene-Miocene Asmari Formation, in the central part of the Rag-e-Safid anticlinal oil field, Zagros Basin, south-west Iran. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22(2), 204-219.
- Arian, M., Noroozpour, H. 2015. Seismic Activity and Fractal Geometry of Kareh Bas Fault System in Zagros, South of Iran. *Open Journal of Geology* 5(05), 291.
- Bahroudi, A., Koyi, H. A. 2004. Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin. *Marine and Petroleum Geology* 21 (10), 1295-1310.
- Berberian, M., King, G. 1981a. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(2), 210-265.
- Berberian, M., King, G. 1981b. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran: Reply. *Canadian Journal of Earth Sciences* 18(11), 1764-1766.
- Carruba, S., Perotti, C. R., Buonaguro, R., Calabrò, R., Carpi, R., Naini, M., 2006, Structural pattern of the Zagros fold-and-thrust belt in the Dezful Embayment (SW Iran), in Mazzoli, S., and Butler, R.



September 2013

Rahimi, M., Zamani, A., Ghotbi, A. R. 2022. The study of seismicity of Alborz (Northern Iran) and Zagros (Southern Iran) regions by using time series analysis. *Acta Geophysica* 70(1), 27-37.

Rezaei-Kahkhaei, M., Galindo, C., Pankhurst, R. J., Esmaily, D. 2011. Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 42(3), 499-514.

Richardsons, R. 1924. The geology and oil measures of southwest Persia: *Journal of the Institute of Petroleum Technology* v. 10.

Rokni, S. 2019. Biostratigraphy and Sequence stratigraphy in Coastal and interior Fars (Zagros zone). Master's thesis, Islamic Azad University, Shiraz branch.

Sabzehei, M. 1974. Les Mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). E'tude pétrographique et structurale, interprétation dans Le Cadre Iranien. Thesis.

Sarjoughian, F., Kananian, A., Haschke, M., Ahmadian, J., Ling, W., Zong, K. 2012. Magma mingling and hybridization in the Kuh-e Dom pluton, Central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 54, 49-63.

Stoecklin, J. 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
Van Bockh, H., Lees, G., Richardson, F., Gregory, J. 1929. Contribution to the Stratigraphy and Tectonics of the Iranian Ranges 1. In: Gregory J.W. (ed), *The Structure of Asia*. Routledge, London, 119 pp.