Archive of SID

فرگشت ساختاری پی‌سنگ و فعالیت ساختارهای نمکی در ناحیه فیروزآباد فارس

نوشته: مرتضی پیروز*، عباس بحرودی، محمدرضا قاسمی*** و عبدالله سعیدی*****

*پردیس علوم، دانشکده زمین شناسی دانشگاه تهران، تهران، ایران؛
**دانشکده فنی دانشگاه تهران، تهران، ایران؛
***پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی واکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

Structural Evolution of the Basement and Activity of Salt Structures in Firuzabad Area, Fars

By: M. Pirouz*, A. Bahroudi , M.R. Ghasemi*** & A. Saeidi*****

*School of Geology, University College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran
**Mining Faculty,Tehran University, Tehran, Iran
*** Research Institute for Earth Sciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۱/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۰۳/۲۰

چکیده

منطقه مورد مطالعه در کمربند ساده چین خورده زاگرس در جنوب فیروزآباد فارس قرار دارد. با استفاده از منحنی‌های هم‌ستبرای واحدهای سنگی ناحیه می‌توان فرگشت شکل بستر حوضه رسوبی و زمان آغاز شکل‌گیری ساختارهای چین خورده، ساخت‌های نمکی و گسل‌ها را بررسی کرد. همچنین از این اطلاعات می‌توان برای تعیین چگونگی ایجاد ساختارها استفاده کرد. در این پژوهش، از منحنی‌های هم‌ستبرای رسوبات واحدهای سنگی گوناگون با سن پرمین تا پالئوسن و الیگومیوسن که توسط شرکت ملی نفت ایران تهیه شده، برای رسم الگوهای سه بعدی بستر حوضه استفاده شده است. اگر این الگوهای سه بعدی بر اساس ارزش‌های منحنی‌های هم‌ستبرا با علامت منفی محاسبه شوند، نشان‌دهنده شکل بستر حوضه رسوبی خواهند بود. با استفاده از این الگوهای سه بعدی، الگویی برای فرگشت حوضه رسوبی، زمان شروع حرکات ساخت‌های نمکی و نحوه عملکرد گسل‌های پی سنگی در ناحیه فیروزآباد پیشنهاد شده است . بر روی گسل پی سنگی منقارک، با رونـــد شمالی ـ جنوبی، در زمان پرمین جابه‌جایی قائم روی داده و از تریاس به بعد عملکرد آن به صورت راستالغز چپ‌بر تغییر کرده است. ساخت‌های کششی نیز در خاور گسل منقارک شکل گرفته‌اند و تا کرتاسه میانی فعال بوده‌اند. همزمان با بسته شدن نوتتیس، ساخت‌های کششی به ساخت‌های فشارشی تبدیل شده و عملکرد گسل منقارک نیز به صورت راستالغز راست‌بر تغییر یافته است. فعالیت ساخت‌های نمکی در راستای پهنه گسل منقارک، مانند دیاپیر کوه جهانی و دیاپیر فیروزآباد، در پرمین فعال بوده و در کرتاسه فعالیت آنها افزایش یافته است.

کلید واژه‌ها: ساختار پی سنگ، ساختار نمکی، فیروز آباد، کمربند ساده چین خورده، زاگرس، گسل منقارک، حوضه رسوبی

Abstract

The study area is located in Zagros simply folded belt, south of Firuzabad city. We have considered sedimentary basin floor deformation, initial time of folding and salt structure upwelling by using isopach data. Moreover, these data can be used to indicate the expanding development. We have used NIOC isopach data for the Permian to Paleocene and Oligomiocene. If isopach data values are reversed and the 3D patterns calculated, they can show sedimentary basin floor shape. According to the 3D patterns, sedimentary basin evolution pattern, primary time of salt structures movements and basement faults movement in Firouzabad area were obtained. Mengharak basement fault with N-S trend activated with vertical displacement in the Permian and its movement changed left lateral strike slip after Triassic. In addition, extensional structures formed in the east of Mengharak

www.SID.ir

Archive of SID

fault continued to middle Cretaceous. At the same time, Neothetys was closed and the extension structures were converted to compression structures and also Mengharak fault movement changed to right lateral strike slip. Activity of salt structures (Jahani and Firuzabad) began in Permian and its activation increased during the Cretaceous in the Mengharak fault zone.

Key words: Basement structure, Salt structure, Firuzabad, Simply folded belt, Zagros, Mengharak fault, Sedimentary basin

۱- مقدمه

کمربند چین- راندگی زاگرس در میان رشته کوه‌های هیمالیا و آلپ قرار گرفته و با طول ۲۰۰۰ کیلومتر از جنوب، جنوب باختر ایران به سمت عراق تا جنوب ترکیه و شمال سوریه کشیده شده است. این کمربند از لحاظ دگرشکلی، همگن نیست و شامل پهنه راندگی فلسی زاگرس (Zagros Imbricate zone) یا زاگرس بلند، کمربند ساده چین خورده زاگرس (Zagros Simply Folded belt)، فرو رفتگی زاگرس (Zagros Foredeep)، حوضه پیش‌خشکی بین‌النهرین ـ خلیج فارس (Mesopotamian and Persian Gulf foreland basins)، سکو یا پیش خشکی عربستان(platform or foreland in Arabia) است (Stocklin,1968; Falcon,1967,1969,1974; Berberian, 1995; Hayens & McQuillan, 1974).

دگرشکلی در این کمربند با چین خوردگی، گسل‌های راندگی و راستالغز به ترتیب به صورت کوتاه‌شدگی و چرخش رخ می‌دهد. در کمربند ساده چین‌خورده زاگرس چندین پهنه گسلی راستالغز با روند شمالی ـ جنوبی وجود دارد که در این بین، می‌توان به خطواره کازرون ـ قطر، منقارک، سبزپوشان و سروستان اشاره کرد (شکل ۱). پهنه گسلی منقارک یا کره بس از ۳۰ کیلومتری باختر شیراز شروع می‌شود و تا جنوب دهرم به طول ۱۴۰ کیلومتر و با راستای شمالی ـ جنوبی ادامه دارد (شکل ۲). دیاپیرهای کوه جهانی، کوه نمک یا فیروز آباد و کوه گچ در راستای پهنه گسلی منقارک قرارگرفته‌اند. دیاپیر کوچکی نیز در بخش جنوبی و در انتهای راندگی کیلاق وجود دارد (شکل ۳). دیاپیرهای ناحیه فیروزآباد دارای توپوگرافی برجسته‌ای هستند، در حاشیه آنها آثار مخروط افکنه‌های آواری دیده می‌شود و در حال حاضر فعال هستند. در پهنه گسلی منقارک جابه‌جایی راستالغز راست بر روی داده است، بیشینه جابه‌جایی در عرض این پهنه ۶ کیلومتر است که در پایانه جنوبی به ۲ کیلومتر کاهش می‌یابد. این پهنه دارای فعالیت‌های لرزه‌ای است و در حال حاضر فعال است. پهنه گسل منقارک یا کره بس، بر اساس بررسی منحنی‌های هم‌ستبرای رسوبات و داده‌های مغناطیسی، یک گسل پی‌سنگی در نظر گرفته می‌شود که کنترل‌کننده نوع رسوبگذاری در حوضه رسوبی بوده است (Bahroudi & Talbot, 2003) .

۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه و پی سنگ زاگرس

در مطالعات قبلی با استفاده از عکس‌های هوایی(McQuillan,1991) و تصاویر ماهواره‌ای (Furst,1990; Barzegar,1994)، ریخت‌شناسی، رسوب شناسی و شواهد لرزه‌ای، ۱۴ پهنه گسل اصلی در کمربند کوهزاد زاگرس تشخیص داده شده است که به احتمال ناشی از فعالیت دوباره گسل‌های قدیمی پی‌سنگ هستند(Murris,1980; Motiei,1995; Koop & Stoneley,1982; Berberian,1995). برای مثال می‌توان به پهنه‌های گسلی کازرون، منقارک (کره بس)، هندیجان، خانگین و سروستان با روند شمالی ـ جنوبی و پهنه گسلی رازک با روند شمال، شمال خاور اشاره کرد. همه این پهنه‌ها دارای شیب زیاد هستند و جابه‌جایی راستالغز نشان می‌دهند(Barzegar, 1994; Berberian, 1995; Kent,1979; Hessami et al.,2001; Bahroudi & Talbot, 2003). سایر گسل‌ها مانند سامانه گسل نجد (Najd Fault system)، راندگی اصلی زاگرس (Main Zagros Reverse Fault)، راندگی زاگرس بلند (Zagros Mountain Front Fault) ، راندگی پیشانی کوهستان(High Zagros Reverse Fault) روند شمال باختر ـ جنوب خاور دارند. در بیشتر گسل‌هایی که دارای روند شمال باختر ـ جنوب خاور هستند، شیب صفحه گسل در حدود ۶۰ درجه به سمت شمال خاور و از نوع معکوس (Reverse Fault) است و در بخش‌های جنوب باختری زاگرس از شیب گسل‌ها کاسته می‌شود (Berberian, 1995; Bahroudi & Talbot, 2003). در باختر گسل کازرون، گسل بستک، گسل نظام آباد و گسل بستانه روند شمال خاور ـ جنوب باختر دارند و حاصل فعالیت گسل‌های قدیمی پی‌سنگی هستند، همچنین گسل بالارود که دارای‌روند خاوری ـ باختری است به‌احتمال در اثر فعالیت یک‌گسل قدیمی پی‌سنگی به‌وجود آمده‌است (Motiei, 1995; Hessami et al., 200l; Bahroudi & Talbot 2003). روند ساختارهایی که دارای روند شمالی ـ جنوبی هستند با قرار گرفتن در محدوده پیشانی دگرشکلی زاگرس به شمال باختر ـ جنوب خاور تغییر می‌کند ولی روند شمالی- جنوبی قدیمی آنها تا پیش از قرارگیری در پیشانی دگرشکلی قابل تشخیص است (Berberian, 1976, 1981, 1995; Talbot & Alavi, 1996; Hessami et al., 2001; Bahroudi &

www.SID.ir

Archive of SID

Talbot ,2003). همچنین می‌توان با در نظر گرفتن الگوی مخازن روند این ساختارها را تشخیص داد (Berberian, 1995; Talbot & Alavi, 1996). بیشتر گسل‌های پی‌سنگی با کمک داده‌های زمین‌لرزه‌ای قابل ردگیری هستند این در حالی است که داده‌های سامانه موقعیت‌یابی جهانی (GPS) نشان می‌دهد که کوتاه‌شدگی پوشش رسوبی و پی‌سنگ بدون فعالیت لرزه‌ای است (Hessami,2002).بر اساس مطالعات‌اخیر (Bahroudi&Talbot,2003) با استفاده از داده‌های شدت میدان مغناطیسی، گرادیان دما و منحنی‌های هم‌ستبرای سازندها در زمان های مختلف زمین‌شناسی، گسل‌های پی‌سنگی ردگیری شده‌اند و بخشی از سپر عربی به نام بلوک زاگرس ـ عربستان خاوری(East Arabian – Zagros Block) معرفی شده است. بر همین اساس پی‌سنگ زاگرس از جنوب باختر محدود به فروبوم عربستان مرکزی (Central Arabian Graben)، از شمال محدود به گسل راندگی اصلی زاگرس، و از خاور محدود به گسل راستالغز نسا ـ صهبا (Nisah-Sahba Strike-Slip Fault) است. گسل نسا – صهبا در ارتباط با گسل راستالغز خلیج فارس (Trans Persian Gulf)بوده و پس از عبور از شمال جزیره قشم به گسل راستالغز بستک و بستانه می‌پیوندد (Bahroudi and Talbot, 2003). مرزهای خاوری و باختری عربستان تا گسل راندگی اصلی زاگرس ادامه دارد(شکل ۴).

۲–۲– ساختارهای پی‌سنگی زاگرس

پی‌سنگ زاگرس بخشی در ادامه پی‌سنگ عربستان قرار گرفته و در هیچ جای زاگرس رخنمون ندارد. ستبرای پوشش رسوبی پی‌سنگ به سمت جنوب‌باختر کاهش می‌یابد،به گونه‌ای که‌این پی‌سنگ درعربستان‌رخنمون می‌یابد (Falcon, 1967, 1969; Al Laboun, 1986;Alsharhan and Nairn, 1997). نمونه‌های احتمالی پی‌سنگ زاگرس که با دیاپیرهای نمکی به سطح رسیده‌اند شامل آهک‌های گارنت‌دار و سنگ‌های میلونیتی(Harrison,1930,1931)، گابرو تونالیت و گرانیت‌های میگماتیتی (در جزیره هنگام) (Gansser, 1960, 1992) ، شیست(Kent, 1970,1979) و گِل‌سنگ‌های دگرگون شده(Kent,1979) است. پی‌سنگ زاگرس به دلیل نا کافی بودن داده‌های ژئوفیزیکی، از لحاظ تعداد قطعات تشکیل‌دهنده، نحوه قرارگیری قطعات نسبت به یکدیگر و بازه زمانی بین فعالیت‌های گسل‌های موجود در پی‌سنگ به‌خوبی شناخته شده نیست. پی‌سنگ زاگرس که ادامه آن در سپر عربی ـ نوبی (Arabian-Nobian) رخنمون دارد، دارای دو روند کلی زمین‌ساختی است (Bahroudi & Talbot, 2003). دو روند چیره در پی‌سنگ زاگرس وجود دارد یکی روند شمالی– جنوبی است که منسوب به زمین‌درزی (Suture zone) است که در پی‌سنگ پان‌آفریقایی به‌وجود آمده است (Edgell,1991;Talbot&Alavi,1996;Bahroudi&Talbot,2003)و دیگری روند شمال باختر ـ جنوب خاور با جابه‌جایی چپ‌بر که امتداد شمالی ـ جنوبی افیولیت‌های عمان جابه‌جا کرده است. فعالیت مجدد سامانه گسلی نجد(Najd Fault System) پان‌آفریقایی است. تاقدیس‌های پهن و ملایم، ناودیس‌های باریک و فروبوم‌هایی با روندهای مختلف همگی به دلیل متفاوت بودن ستبرای پوشش رسوبی و متأثر از گسل‌های پی‌سنگی بر روی سپر عربستان است (AlLaboun,1986;Alsharhan&Nairn,1997).همچنین‌ساختارهایی‌مانند خطواره‌ها (lineament)، یا گسل های کور(blind fault) یا گسل‌های مخفی(hidden fault) (Berberian,1995;Bahroudi & Talbot,2003)، خمش‌های زمین (geo-flexures) (falcon, 1974) ، پیچ و تاب‌های زمین (geo-warps) (Ameen, 199la, 1991b, 1992) و چین‌های پرده‌ای (drape fold) (Edgell, 1991) ممکن است در ارتباط با گسل‌های پی سنگی باشند. در اثر فعالیت دوباره ساختارهای پی‌سنگی تاقدیس‌هایی با روند شمالی– جنوبی در عربستان و پهنه‌های گسلش راستالغز با همان روند در زاگرس شکل گرفته‌اند.

۲–۲– فرگشت حوضه رسوبی زاگرس

۲–۲–۱– نئوپروتروزوییک تا کربنیفر

به باور Alavi (2004) در این بازه زمانی حوضه‌های رسوبی در ابتدا به صورت حوضه‌های کششی (Pull apart) و سپس به صورت حوضه‌های سکوی برقاره‌ای قدیمی (Epicontinental platform)تغییر حالت داده‌اند. قدیمی‌ترین گروه رسوبات در زاگرس دربردارنده رسوبات نئوپروتروزوییک تا دونین در محیط‌های دریایی و غیر دریایی تشکیل شده‌اند و شامل رسوبات ستبرلایه تبخیری، مجموعه‌های آتشفشانی و رسوبات تخریبی است که به وسیله لایه‌های آواری سیلیس‌دار و کربناتی پوشیده شده است. رسوبات کامبرین میانی و بالایی به صورت عمومی کربناتی و دارای قاعده ارتوکوارتزیتی سفید رنگ وکوارتزآرنایت است که در محیط سکوی بر قاره‌ای رسوب کرده است. در رسوبات پیش از پرمین دو واحد بسیار مهم وجود دارد که در فرگشت ساختاری و چینه نگاشتی تأثیر بسیار مهمی گذاشته است. یکی تبخیری‌های نئوپروتروزوییک بالایی ـ کامبرین (سری هرمز)، که به عنوان مهم‌ترین دکولمان افقی در فرگشت ساختاری کمربند چین و راندگی زاگرس اهمیت بسزایی دارد. دیگری شیل‌های گراپتولیتی اردوویسین است.

۲–۲–۲– پرمین تا تریاس

محیط رسوبگذاری پرمین تا تریاس مربوط به سکوی پانگه‌آ (Epi – Pangea platform) بوده است (Alavi, 2004). بخش

www.SID.ir

Archive of SID

بالایی رسوبات نوپروتروزوییک تا دونین با یک ناپیوستگی به‌وسیله کنگلومرا و ماسه سنگ سکوی پانگه‌آیی پوشیده شده است (Szabo & Kheradpir, 1978; Sharief, 1982; Ghavidel Syooki, 1988). رسوبات پرمین تا تریاس در یک محیط بسیارکم‌ژرفا، گرم و استوای قدیمی تشکیل شده و شامل دو توالی بزرگ رسوبی است که با یک ناپیوستگی زاویه‌دار(Disconformity) در مرز پرمین و تریاس از هم جدا می‌شود. این دو توالی بزرگ، بزرگ‌ترین و حاصلخیزترین توالیهای گازدار است. توالی بزرگ پرمین در یک محیط کم ژرفا و ساحلی رسوب کرده و شامل کنگلومرای قاعده‌ای با قلوه‌های چندآمیختی (Polymictic Conglomerate)، آرکوز و سنگ ماسه‌های کوارتزیتی است. در پرمین بالایی رسوبات بخش جنوب باختری شامل دولومیت‌های بین‌لایه‌ای و رسوبات تبخیری، در بخش شمال خاوری به صورت آهک‌های زیست‌آواری مربوط به محیط‌های پر انرژی است. این توالی بزرگ به طور همزمان به سمت خاور و شمال خاور گسترش یافته است. این توالی در پهنه راندگی فلسی زاگرس(Zagros imbricate zone) رخنمون دارد (Alavi, 1994) . هم‌ارز این رسوبات در ایران مرکزی گزارش شده است .(Mahdavi, 1994) یک ناپیوستگی بین رسوبات تریاس بالایی و رسوبات ژوراسیک تا کرتاسه فلات قاره ای وجود دارد که در پهنه راندگی زاگرس رخنمون دارد. توسعه این ناپیوستگی همراه با فعالیت‌های زمین‌ساختی کششی، توده‌های نفوذی، توده‌های خروجی و دگرگونی در پهنه راندگی زاگرس است (Alavi, 1994) . این موضوع در کمربند چین و راندگی زاگرس به صورت یک ناپیوستگی زاویه دار فراگیر بین واحدهای تبخیری و دولومیتی تریاس در فرسایش‌های محلی دیده می‌شود. این ناپیوستگی به گسل‌های کششی در طول حاشیه قاره در طول باز شدگی نوتتیس نسبت داده شده است (Alavi, 1994) .

۲-۲-۳- ژوراسیک تا کرتاسه بالایی

رسوبات مربوط به پایین‌ترین بخش ژوراسیک تا تورونین در قالب چند توالی بزرگ بر روی رسوبات پرمین تا تریاس قرار گرفته‌اند که تجمعی از رسوبات فلات قاره‌ای کم‌ژرفا است(James and Wynd, 1965; Kheradpir,1975; Khalili, 1976). پایین ترین واحد این گروه سازند نی‌ریز به سن ژوراسیک است (Wynd, 1965) . توالی‌های فوق شامل سنگ منشأ و سنگ مخزن نفت است که به خوبی توسط لایه‌های ناتراوا پوشیده شده است (Stoneley,1990;Bordenave & Burwood,1990; Beydoun et al.,1992). توالی‌های فوق به وسیله ناپیوستگی‌هایی از یکدیگر جدا می‌شوند که تنها وقفه‌های کوچک در رسوبگذاری را نشان می‌دهند. در این رسوبات، شکستگی‌های کششی مربوط به باز شدگی نوتتیس دیده می‌شود. واحدهای بالاتر از توالی‌های بزرگ فوق با سن کرتاسه از محیط ساحلی و سابخای آواری، تبخیری در جنوب باختر به آهک های محیط کم‌ژرفا و پر انرژی در شمال خاور تغییر رخساره می‌دهد و سرانجام با رسوبات ژرف دریایی، گل سنگ‌های آهکی پلاژیک و همی‌پلاژیک و مارن خاتمه می‌یابد. تغییرات رخساره‌ای ثبت شده بین سطوح مختلف چینه‌شناسی، حاکی از فعالیت دوباره عناصر ساختاری در پی‌سنگ است (Bahroudi & Talbot,2003; Alavi,2004).

۲-۲-۴- تورونین پایانی تا عهد حاضر

رسوبات تورونین پایانی تا عهد حاضر، شامل توالی قاره‌ای است که با یک ناپیوستگی بر روی رسوبات کرتاسه قرار می‌گیرد و تا رسوبات دریایی عهد حاضر ادامه دارد. این رسوبات تا بخش‌های شمال باختری زاگرس کشیده شده و شامل رسوبات آواری سیلیس‌دار، کربنات‌های دریایی کم ژرفا و ژرف و در بعضی جاها همراه با رسوبات تبخیری است. نوع رخساره‌ها و تغییر ستبرای آنها که روند شمال باختر ـ جنوب خاور دارند و در پیشانی کوهزاد قرار گرفته‌اند، نشان‌دهنده یک حرکت پویای نوسانی (dynamically fluctuating) نامتقارن بلوک‌های پی‌سنگی است (Bahroudi and Talbot,2003; Alavi, 2004).

توالی رسوبی بزرگ این دوره‌ها شامل رسوبات پیش‌خشکی حاصل از تخریب بخش‌های بالا آمده کوهزاد است. رسوبات پیش‌خشکی به صورت پیشرونده (onlap) بر روی رسوبات قدیمی‌تر قرار می‌گیرند و به طور جانبی باریک می‌شوند. ستبرای رسوبات آواری سیلیس دار رسوبگذاری شده در محیط‌های کم ژرفای پیش‌خشکی در حدود ۶۴۸۰ متر است و کربنات‌های نهشته شده در حوضه‌های ژرف‌تر ۱۹۴۰ مترستبرا دارد (Alavi, 2004). رسوبات بر جای مانده نشان‌دهنده این موضوع است که بخش‌هایی از حوضه، ژرف و کم انرژی و بخش‌های دیگر کم‌ژرفا و پر انرژی بوده است که سنگ‌های منشأ و مخزن را به وجود آورده‌اند. بر روی سنگ مخازن، رسوبات تبخیری، رسوبات شیل‌آهکی محیط ژرف، مارن و گل‌سنگ‌های‌آهکی- رسی قرار دارد که مانع از خروج هیدروکربن‌ها می‌شود (Alavi, 2004).

۳- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی بر پایه منحنی‌های هم‌ستبرای رسوبات

فرض بر آن است که ستبرای زیاد رسوب، معرفی کننده بخش ژرف، و ستبرای کم رسوب نشان دهنده بخش کم‌ژرفاست. با دادن علامت منفی به مقادیر مربوط به ستبرا و رسم منحنی‌های سه‌بعدی می‌توان به ریخت بستر حوضه رسوبی دست یافت. با یک مثال می‌توان این روش را شرح داد. اگر دو نقطه را فرض کنیم که ستبرای رسوب در نقطه اول ۴۰۰ متر و ستبرای

www.SID.ir

Archive of SID

رسوب هم‌ارز آن در نقطه دوم ۲۰۰ متر باشد، نقطه دوم در زمان رسوبگذاری نسبت به نقطه اول ارتفاع بیشتری داشته است. اگر مقادیر ستبرا را با علامت منفی در نظر بگیریم نقطه اول ۴۰۰ - و نقطه دوم ۲۰۰ - خواهد شد. با این توصیف نقطه اول (۴۰۰-) در ارتفاع پایین‌تری نسبت به نقطه دوم(۲۰۰-) قرار می‌گیرد و نشان‌دهنده ژرفای بیشتر در زمان رسوبگذاری است (شکل ۵). برای درک بهتر، با معکوس کردن مقادیر مربوط به ستبرا و رسم منحنی‌های سه‌بعدی، می‌توان به ریخت بستر حوضه رسوبی نزدیک شد (شکل‌های ۷ و ۶). از منحنی‌های هم‌ستبرای رسوبات از زمان پرمین تا الیگومیوسن شکل بستر حوضه رسوبی محاسبه شده است. منحنی‌های هم‌ستبرای رسوبات بر اساس داده‌های حفاری رسم شده، سپس از مقادیر منحنی‌ها استفاده شده و شکل بستر برای محدوده‌ای در حدود ۹۰۰۰ کیلومتر مربع بین طول‌های جغرافیایی ۵۲ تا ۵۳ درجه و عرض‌های جغرافیایی ۲۸ تا ۲۹ درجه به دست آمده است.

۳-۱- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در پرمین

با توجه به منحنی‌های سه‌بعدی به دست آمده بستر حوضه رسوبی در زمان پرمین، راستای پهنه گسل منقارک، شمالی ـ جنوبی با جابه‌جایی قائم است. در عرض پهنه گسل منقارک بخش خاوری نسبت به بخش باختری به طرف پایین حرکت کرده است. به نظر می‌رسد ساختار تشکیل شده در بالای پهنه گسل منقارک یک تاقدیس بزرگ با شیب ملایم با روند شمالی ـ جنوبی، مشابه ساختارهای چین خورده فعلی در عربستان است (شکل ۸).

۳-۲- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در تریاس

همزمان با تشکیل اولیه اقیانوس نوتتیس، ساختارهای کششی در حاشیه پی‌سنگ عربی شکل گرفته‌اند. ساختارهای کششی عموماً دارای راستای باختر شمال باختر ـ خاور جنوب خاور بوده و اثرات ساختارهای کششی در منحنی‌های رسم شده از زمان تریاس به بعد آشکار می‌شود. ساختارهای کششی که دارای راستای باختر شمال باختر ـ خاور جنوب خاور هستند، گاهی با ساختارهای قدیمی شمالی جنوبی برخورد می‌کنند و پی‌سنگ را به بخش‌های کوچک‌تری تقسیم می‌نمایند. با توجه به منحنی‌های به‌دست آمده، ساختار کششی موجود در منطقه مورد مطالعه، در اثر برخورد با گسل پی‌سنگی منقارک در بخش باختری پهنه گسل منقارک توسعه کمتری داشته است و بیشتر در بخش خاوری پهنه گسل منقارک توسعه یافته است. بنابراین انتظار می‌رود در اثر کشش‌های بعدی بخش خاوری پهنه گسل منقارک، افتادگی زیادتری نسبت به بخش باختری داشته باشد(شکل ۹).

۳-۳- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در ژوراسیک

در ژوراسیک بستر حوضه رسوبی مشابه زمان تریاس بوده و بخش شمالی در حال فرو افتادن است. در زمان ژوراسیک نیز همانند زمان تریاس، بخش شمالی خاوری فرو افتادگی بیشتری دارد. برجستگی موجود در منحنی با موقعیت ساخت نمکی جهانی همخوانی دارد. در اثر کشش‌های ایجاد شده درز و شکاف‌هایی ایجاد می‌شود که نمک می‌تواند به آسانی به سمت بالا حرکت کند و به صورت ساخت‌های نمکی در سطح زمین رخنمون یابد (شکل ۱۰).

۳-۴- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در کرتاسه زیرین

در زمان کرتاسه زیرین بخش شمال خاوری نسبت به بخش شمال باختری فرونشینی بسیار زیادی دارد. از تریاس تا کرتاسه زیرین اثر فازهای کششی را می‌توان به صورت ساختارهای کششی در منحنی‌های سه‌بعدی مشاهده کرد. در کرتاسه زیرین بیشترین مقدار کشش، اعمال شده است. برجستگی موجود در منحنی با موقعیت ساخت‌های نمکی همخوانی دارد (شکل ۱۱).

۳-۵- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در گذر کرتاسه زیرین به بالایی

در کرتاسه میانی، به دلیل فراوانی ساخت‌های نمکی ریخت کف حوضه رسوبی بسیار متفاوت است. در کرتاسه میانی فازهای کششی در حال اتمام بوده و بیشتر ساختارها در ارتباط با حرکت توده‌های نمکی به سطح زمین است. علاوه بر فعالیت ساخت های نمکی، آثاری از خطواره‌های با روند شمال خاور ـ جنوب باختر دیده می‌شود که در کل زاگرس عمومیت دارد ولی مطالعات زیادی بر روی این ساختارها انجام نشده است (شکل ۱۲).

۳-۶- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در کرتاسه بالایی

ریخت بستر حوضه رسوبی در زمان کرتاسه پسین مشابه کرتاسه میانی است با این تفاوت که برجستگی‌های حاصل از حرکت ساخت‌های نمکی وضوح بیشتری دارد و کمی از ژرفای بخش‌های ژرف‌تر کاسته شده است. حرکت ساخت‌های نمکی در ارتباط با نیروهای کششی، حداکثر تا زمان کرتاسه بالایی در منطقه اعمال شده است. پس از کرتاسه پسین نیروهای کششی پس از یک ایست زمانی به نیروهای فشارشی تبدیل شده که اثرات این تغییر در منطقه مورد مطالعه، با توجه به ستبرای رسوبات بر جای گذاشته شده قابل درک است (شکل ۱۳).

۳-۷- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در پالئوسن

با توجه به ستبرای رسوبات و بستر حوضه رسوبی، به نظر می‌رسد ساختار

www.SID.ir

Archive of SID

کششی موجود در ژرفا، تحت تأثیر نیروی حاصل از برخورد قرار گرفته و تغییر ماهیت داده است. در سطح بخش فروافتاده شمال خاوری در اثر حرکت فشارشی در پی‌سنگ رسوبات بالایی مشابه تاقدیس‌هایی در حال رشد هستند(شکل ۱۴).

۳-۸- بررسی ریخت بستر حوضه رسوبی در الیگومیوسن

در زمان الیگومیوسن و یا پس از برخورد صفحه ایران با صفحه عربستان، در منطقه مورد مطالعه نیز تغییراتی مشاهده می‌شود. این تغییرات شامل کوتاه‌شدگی و تشکیل ساختارهای بالا آمده در این زمان است. با توجه به منحنی‌های ریخت بستر حوضه رسوبی به نظر می‌رسد، بخش شمال خاوری منطقه مورد مطالعه که از تریاس تا اوایل کرتاسه بالایی دچار کشش بوده و ستبرای زیاد رسوب بر جای مانده بود، در دوره‌های پس از پالئوسن دچار کوتاه‌شدگی شده است و ستبرای رسوبات گذاشته شده در این منطقه کاهش یافته است (شکل ۱۵). در شکل ۱۶ تمام نقشه‌های تهیه شده با هم مقایسه شده‌اند.

۳-۲- ارتباط بین ساختارهای نمکی و منحنی‌های هم‌ستبرا

ساختارهای نمکی عوارضی هستند که در اثر مهاجرت نهشته‌های نمکی و رسوبات همراه از ترازهای پایینی به طرف ترازهای بالاتر تشکیل می‌شوند و از لحاظ ساختاری با رسوبات در برگیرنده‌شان ناهماهنگ هستند. در پهنه کوهزایی زاگرس بویژه در کمربند ساده چین خورده، بیش از ۲۰۰ ساختار نمکی شناخته شده است (Richardson, 1926; Harrison, 1930; Kent, 1958,1979; Richou, 1972; Falcon,1974 ; McQuillan,1991; Talbot and Alavi, 1996; Talbot, 2000; Bahroudi,2003). ساختارهای نمکی ایران بیشتر به شکل قارچی(mushrooming) بوده و ابعاد افقی آنها در حدود ۳ تا ۱۰ کیلومتر است (Kent,1958). اندازه بلوک‌های حمل شده توسط ساختارهای نمکی، برای تعیین اندازه دهانه ساختار کاربرد دارد(Kent,1979; McQuillan,1991). به باور (Harrison,1930) نخستین حرکات ساختارهای نمکی در کوهزاد زاگرس، مربوط به میوسن و در بعضی موارد مربوط به پلیوسن پایانی و یا پلیستوسن است و Falcon(1974) حرکت دیاپیرها را مربوط به کرتاسه پایانی دانسته است. ساختارهای نمکی موجود از کمپلکس هرمز ریشه می‌گیرند و پس از پیمودن ستبرای رسوبات بالایی، خود را به سطح زمین می‌رسانند و بر روی زمین جاری می‌شوند که گاهی این روانه‌های نمکی تا ۴ کیلومتر ادامه دارد. به عنوان مثالی از این مورد، می‌توان به ساختار نمکی کوه گچ فیروز آباد اشاره کرد. رسوبات نمکی که در یک حوضه کششی در پروتروزوییک پسین و کامبرین پیشین بر جای گذاشته شده‌اند (Alavi, 2004) به طور وسیعی در میوسن رخنمون یافته‌اند (Falcon,1974). ساختارهای نمکی را می‌توان در سه گروه تقسیم‌بندی کرد (Koyi,1988). ساختارهای نمکی پیش از چین‌خوردگی (Prebuckling diapir)، ساختارهای نمکی حین چین‌خوردگی (synbuckling diapir)، و ساختارهای نمکی پس از چین‌خوردگی (post buckling diaper) گاه آثار دیاپیر در یک ناودیس دیده می‌شود، این نوع دیاپیرها پیش از چین‌خوردگی به سطح رسیده‌اند و قدیمی‌تر هستند. ساختارهای نمکی اغلب از محل درز و شکاف گسل‌ها خود را به سطح می‌رسانند. وجود ساختارهای پی‌سنگی مانند گسل‌ها و حرکت دوباره آنها در طول زمان زمین‌شناسی، باعث شکستن لایه‌های رسوب بالای پی‌سنگ شده، که محل‌های مناسبی برای حرکت نمک به افق‌های بالاتر است. ساختارهای نمکی روکسانا، میشگون، دازبند، فیروزآباد، جهانی و گچ در ارتباط با پهنه گسل منقارک هستند. این ساختارهای نمکی در نتیجه به وجود آمدن حوضه‌های کششی در طول پهنه گسل منقارک ساخته شده‌اند (Kent, 1958,1979; Talbot & Alavi, 1996). ساختارهای نمکی موجود در منطقه مورد مطالعه، شامل ساخت‌های نمکی منطقه فیروزآباد است. در منطقه فیروز آباد ۵ ساختار نمکی وجود دارد که ۳ تای آن فعال و ۲ تای دیگر غیر فعال است. ساختارهای نمکی فعال فیروزآباد و جهانی در ارتباط با پهنه گسل منقارک است.(Kent, 1958, 1979) ساختار نمکی گچ در ارتباط با راندگی‌های موجود در منطقه است و هر سه ساختار نمکی در ارتباط با کوهزایی پلیوسن به سطح رسیده‌اند (Kent,1958). با استفاده از منحنی‌های هم‌ستبرا و قرار دادن موقعیت ساختارهای نمکی در منحنیها می‌توان زمان تقریبی فعالیت ساختارهای نمکی را به دست آورد. اگر ساختار نمکی در زمان رسوبگذاری در حوضه فعال باشد، رسوب گذاشته شده بر روی آن کم ستبرا بوده و منحنی‌های بسته با ستبرای کم را به وجود می‌آورد. با توجه به منحنی‌ها (شکل‌های ۷ تا ۱۴) موقعیت ساختارهای نمکی به غیر از زمان تریاس، تقریباً در تمام منحنی‌های دیگر با کاهش ستبرای رسوبگذاری همخوانی دارد. البته لازم به ذکر است که بر اساس مطالعات پیشین (Bahroudi, 2003; Kent,1958, 1979; Evers et al., 1977) سن آغاز حرکت دیاپیرهای نمکی کرتاسه اعلام شده است. با توجه به منحنی‌های هم‌ستبرای منطقه مورد مطالعه می‌توان نتیجه گیری کرد که ساختارنمکی جهانی در پرمین (شکل ۸) فعال بوده و ساختار نمکی فیروزآباد در ژوراسیک (شکل ۱۰) بر روی منحنی‌های هم‌ستبرا تأثیر گذاشته است. از زمان کرتاسه به بعد (شکل‌های ۱۱ تا ۱۵)، همهٔ ساختارهای نمکی بر روی ستبرای رسوبات تأثیر گذاشته‌اند. اثر ساختار نمکی موجود در راندگی کیلاق، تنها در منحنی کرتاسه میانی مشاهده می‌شود.

www.SID.ir

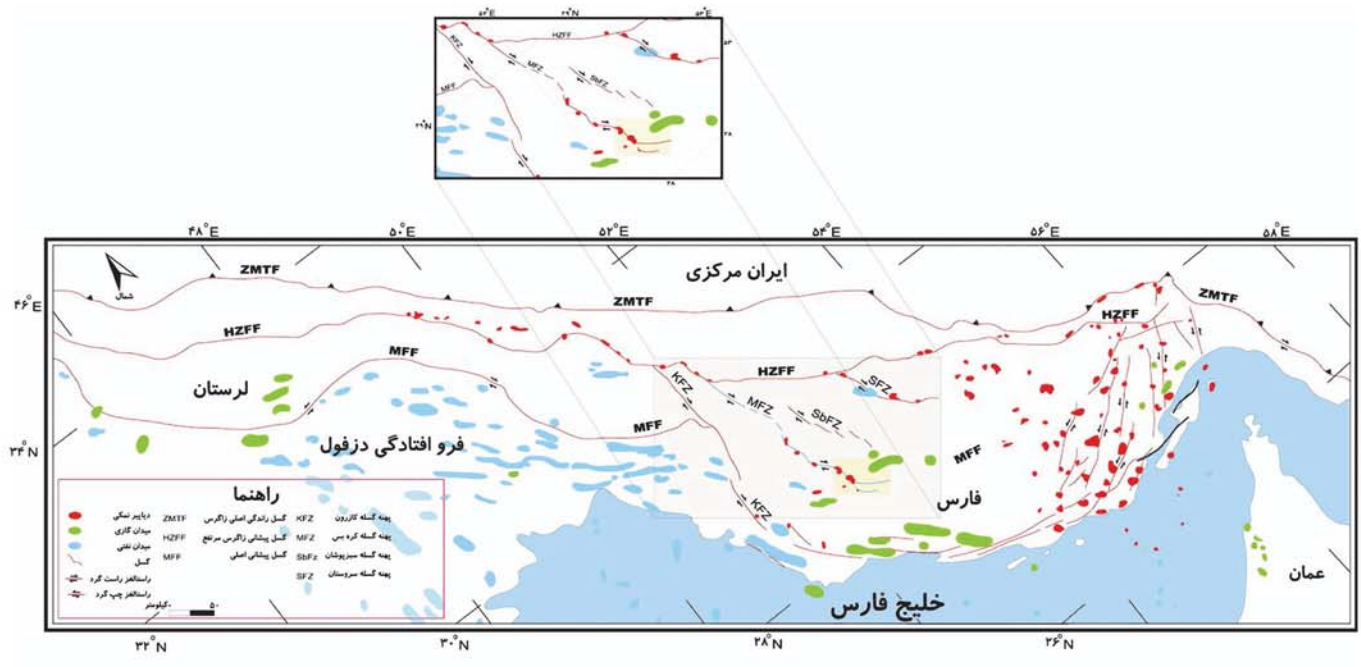
Archive of SID

۳-۳- ارتباط بین منحنی‌های بستر حوضه رسوبی، گسل‌ها و کژها

با توجه به منحنی‌های مربوط به ریخت بستر حوضه رسوبی، تغییر شیب تند می‌تواند نشان‌دهنده اثر یک گسل باشد. اگر تغییر شیب حوضه رسوبی در اثر وجود گسل ایجاد شده باشد تغییر در راستای گسل می‌تواند معرفی‌کننده یک کژ باشد. تغییر شیب ناگهانی بستر حوضه با موقعیت گسل‌های منطقه مورد مطالعه همخوانی دارد.

۴- نتیجه گیری

از توجه به شکل‌های ۸ تا ۱۵ و نیمرخ بازتاب لرزه‌ای آورده شده در شکل ۱۷، می‌توان پیشنهاد کرد که در زمان پرمین، منطقه مورد مطالعه شامل دو بلوک خاوری و باختری در دو سوی پهنه گسل منقارک بود. بلوک خاوری در اثر فاز کششی تریاس با یک شکستگی باختر شمال باختری خاور جنوب خاوری به دو بخش تقسیم شده است. بلوک شمالی خاور پهنه در اثر کشش به سمت شمال حرکت کرده است ولی پس از برخورد صفحه ایران با صفحه عربستان، ساختار کششی تحت تأثیر نیروهای فشارشی قرار گرفته و برخلاف حالت قبل در قالب ساختار فشارشی به سمت جنوب حرکت کرده است. داده‌های مربوط به ژرفای پی‌سنگ نشان دهنده این موضوع است که پی‌سنگ در خاور پهنه گسل منقارک بالاتر است و مقدار حرکت عادی سابق خود را جبران کرده است(شکل ۱۸). مدل ساده شده اشکال به دست آمده به صورت نمودار سه بعدی در شکل ۲۱ ارائه شده است. حرکت ساختارهای نمکی با استفاده از منحنی‌های هم‌ستبرای منطقه، از پرمین آغاز شده و در کرتاسه توسعه زیادی داشته است و تا به حال ادامه دارد. بنابر گزارش ارائه شده توسط Evers et al. (1987) به دلیل وجود قطعات آهکی سیاه رنگ در داخل ساختارهای نمکی و عدم وجود آنها در سازند بختیاری، سن به سطح رسیدن این ساختارها پس از رسوبگذاری سازند بختیاری (پلیوسن - پلیستوسن) پیشنهاد شده است. در مشاهدات صحرایی انجام شده قطعاتی از آهک‌های سیاه رنگ که به نظر می‌رسد آهک‌های سازند میلا باشند، در داخل سازند بختیاری دیده شده است و سن به سطح رسیدن این ساختارهای نمکی را به قبل از رسوبگذاری و یا همزمان با رسوبگذاری سازند بختیاری می‌رساند.

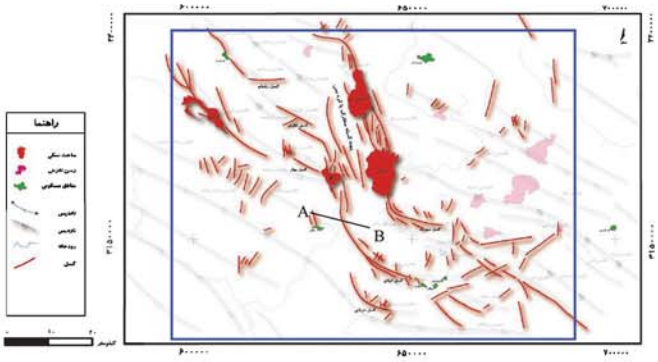


شکل ۱- وضعیت قرارگیری پهنه گسل منقارک در کوهزاد زاگرس و موقعیت میدان‌های نفت و گاز و دیاپیرها (Hubber,1973; Tippee,1999).

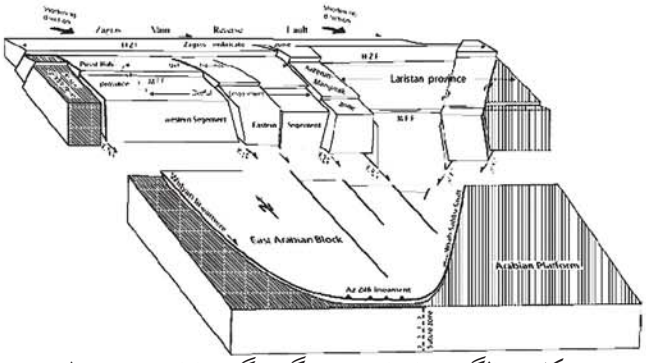
www.SID.ir

Archive of SID

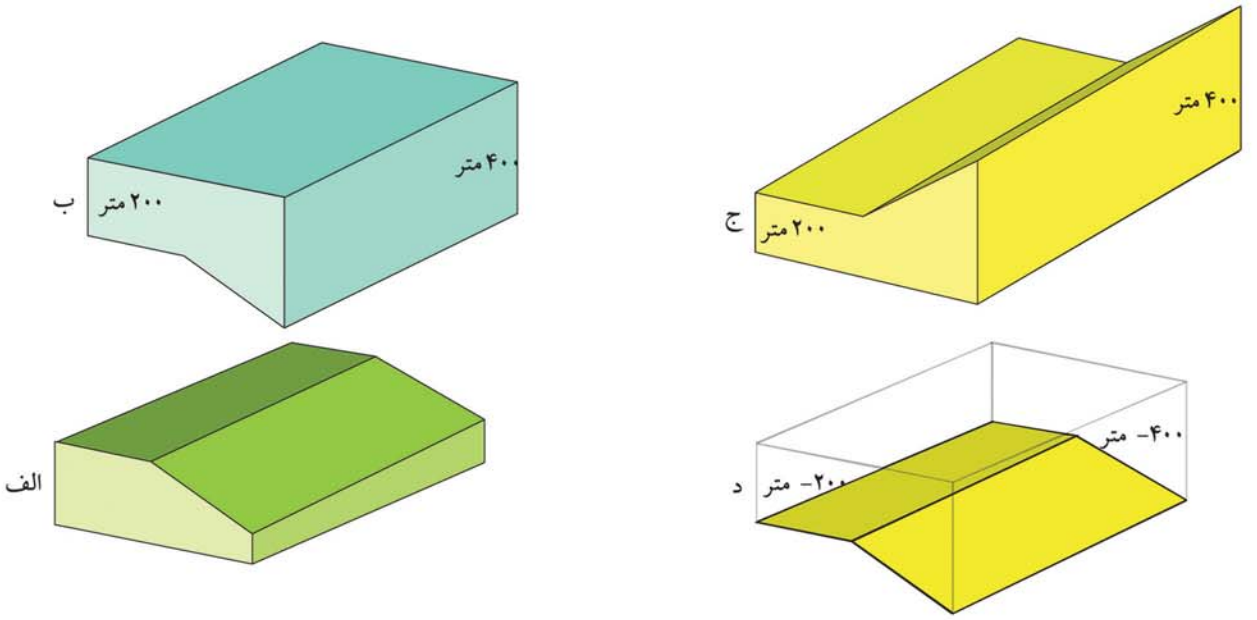
شکل ۲ –تاقدیس کیلاق، دید به سمت شمال، پهنه گسل منقارک، گسل کیلاق با خطوط قرمز نشان داده شده است.



شکل ۳- نقشه ساختاری منطقه مورد مطالعه و محدوده منطقه مورد مطالعه، محل نیمرخ لرزه‌ای نمایش داده شده است.



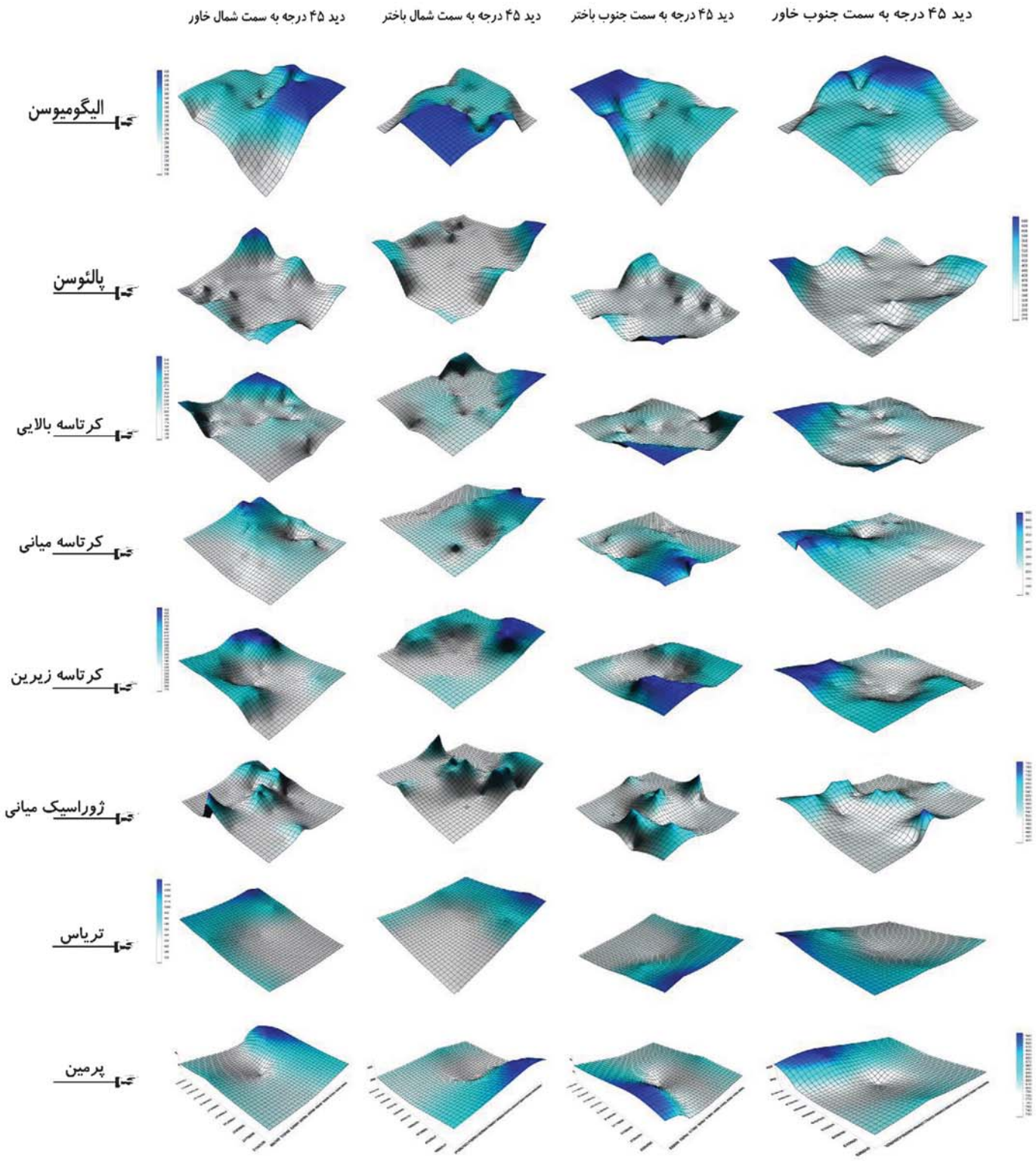
شکل ۴- الگوی ساختاری پی‌سنگ زاگرس ارائه شده توسط Bahroudi and Talbot (2003)



شکل ۵ – الف) شکل بستر حوضه رسوبی، ب) ستبرای متفاوت رسوبات در بخش‌های مختلف حوضه رسوبی، ج) نقشه سه بعدی ستبرای رسوبی بر اساس داده‌های شکل ب، د) نقشه سه بعدی بر اساس داده‌های معکوس شده شکل ب

www.SID.ir

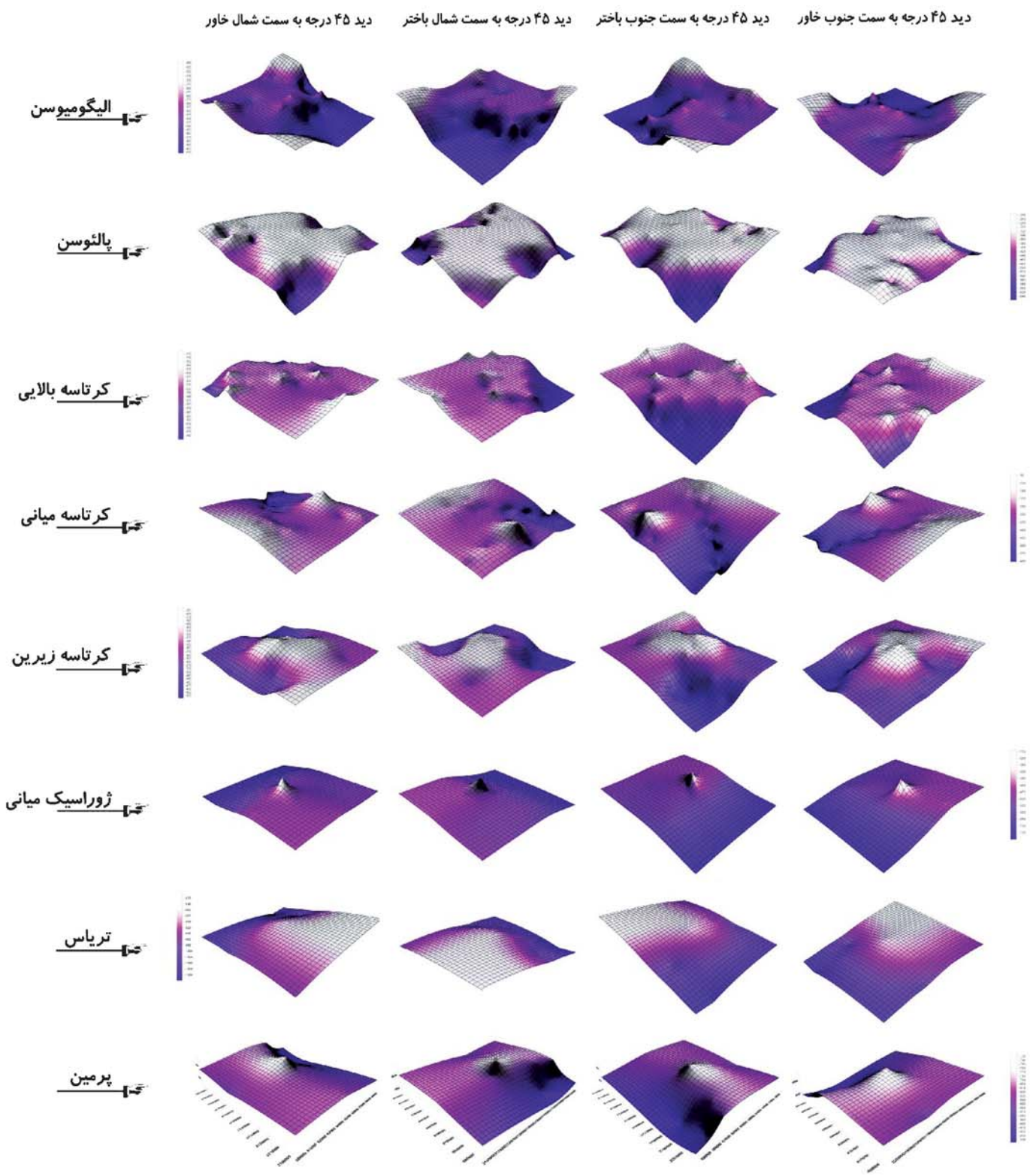
Archive of SID



شکل ۶- منحنی‌های هم‌ستبرای محدوده مورد مطالعه در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی از زوایای متفاوت به نمایش گذاشته شده است. بخش‌های آبی رنگ نشان‌دهنده ستبرای زیاد رسوب و بخش‌های سفید رنگ نشان‌دهنده ستبرای کم رسوب است.

www.SID.ir

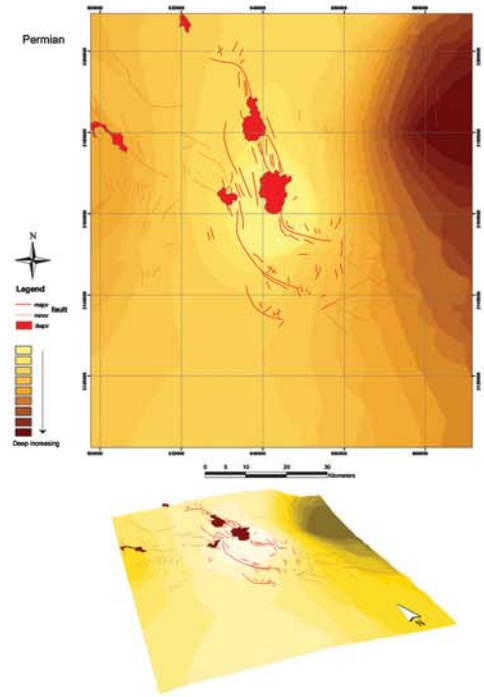
Archive of SID



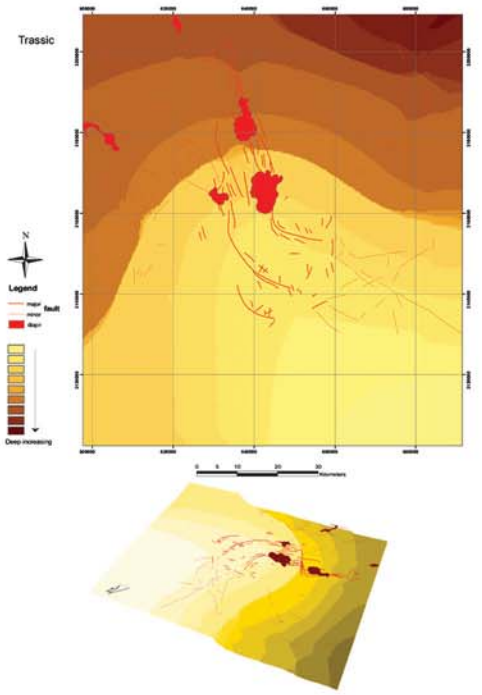
شکل ۷- منحنی‌های مربوط به ریخت بستر حوضه رسوبی مورد مطالعه در زمان‌های مختلف زمین‌شناسی از زوایای متفاوت به نمایش گذاشته شده است. بخش‌های سفید رنگ نشان‌دهنده بخش‌های کم ژرفای حوضه است.

www.SID.ir

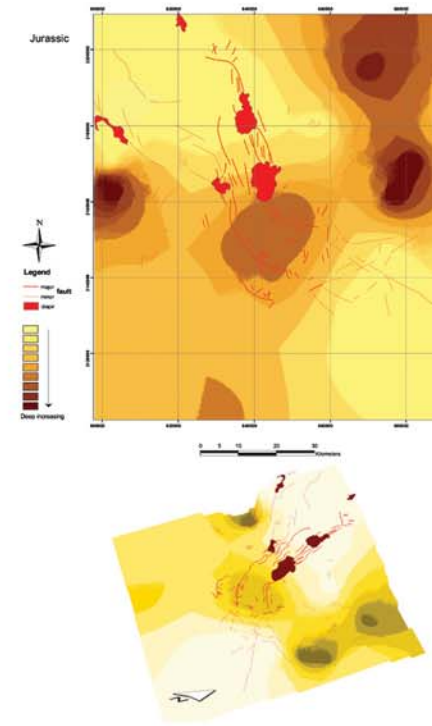
Archive of SID



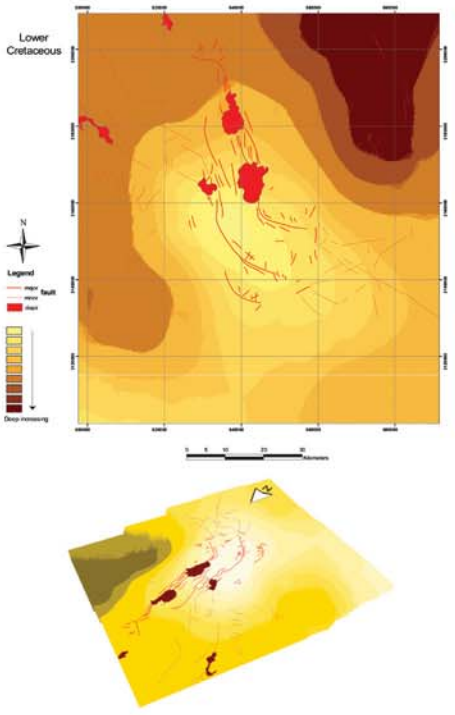
شکل ۸- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان پرمین، شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.



شکل ۹- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان تریاس، شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.



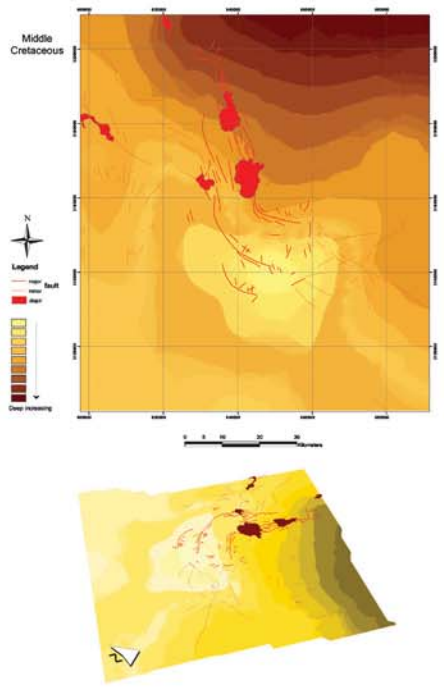
شکل ۱۰- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان ژوراسیک،
شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.



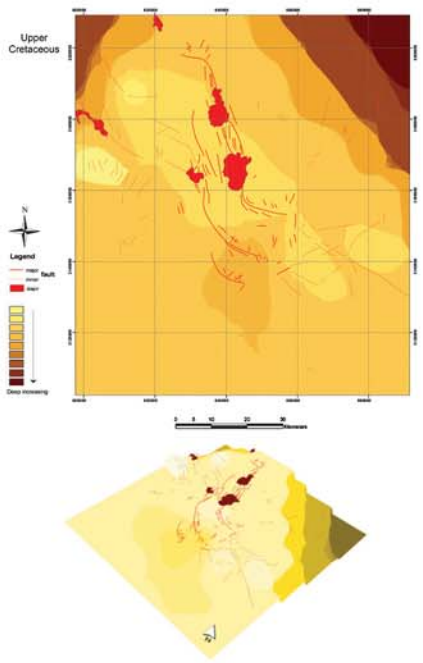
شکل ۱۱- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان کرتاسه زیرین،
شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.

www.SID.ir

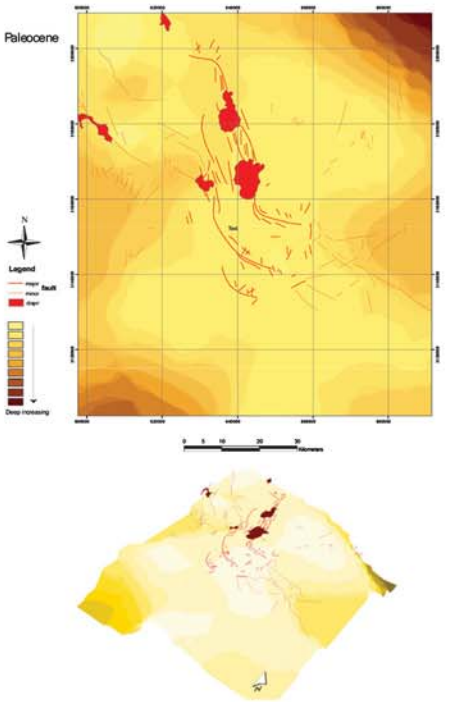
Archive of SID



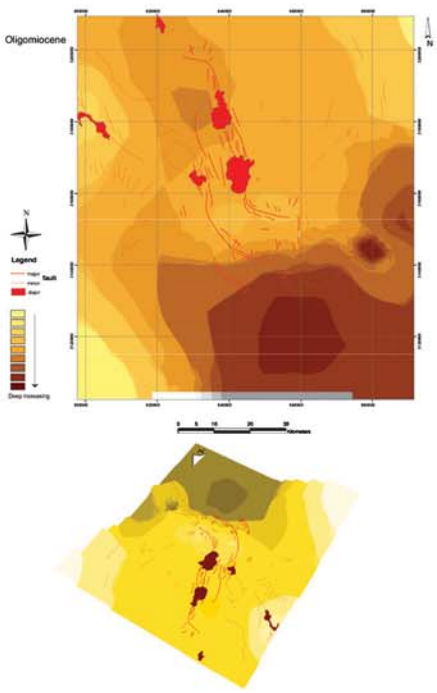
شکل ۱۲- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان کرتاسه میانی، شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.



شکل ۱۳- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان کرتاسه بالایی، شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.



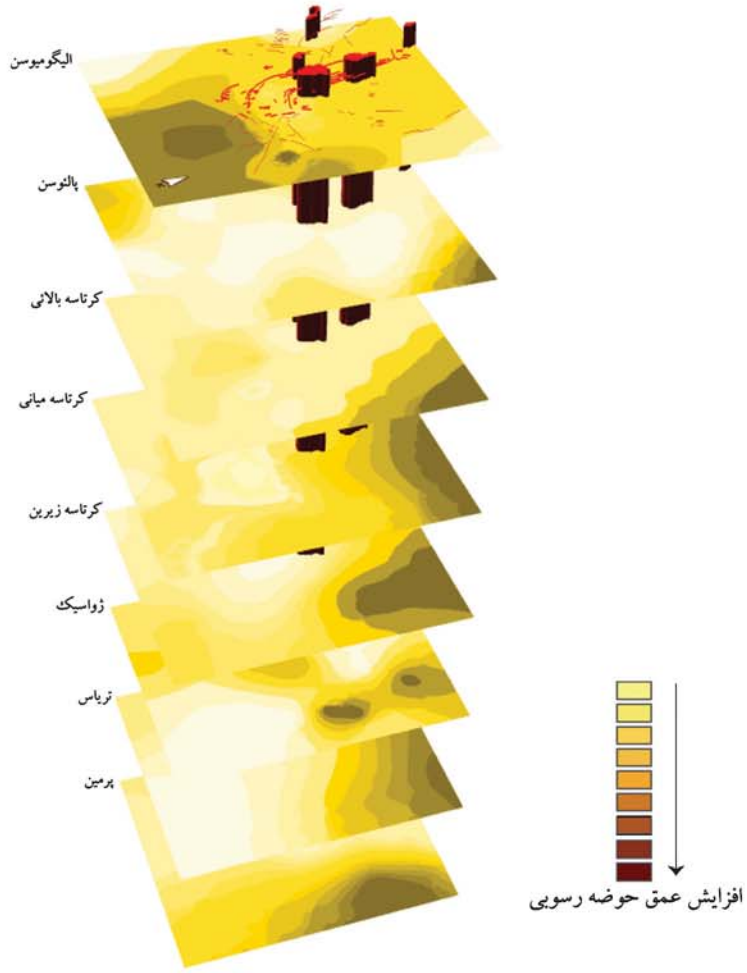
شکل ۱۴- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان پالئوسن، شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.



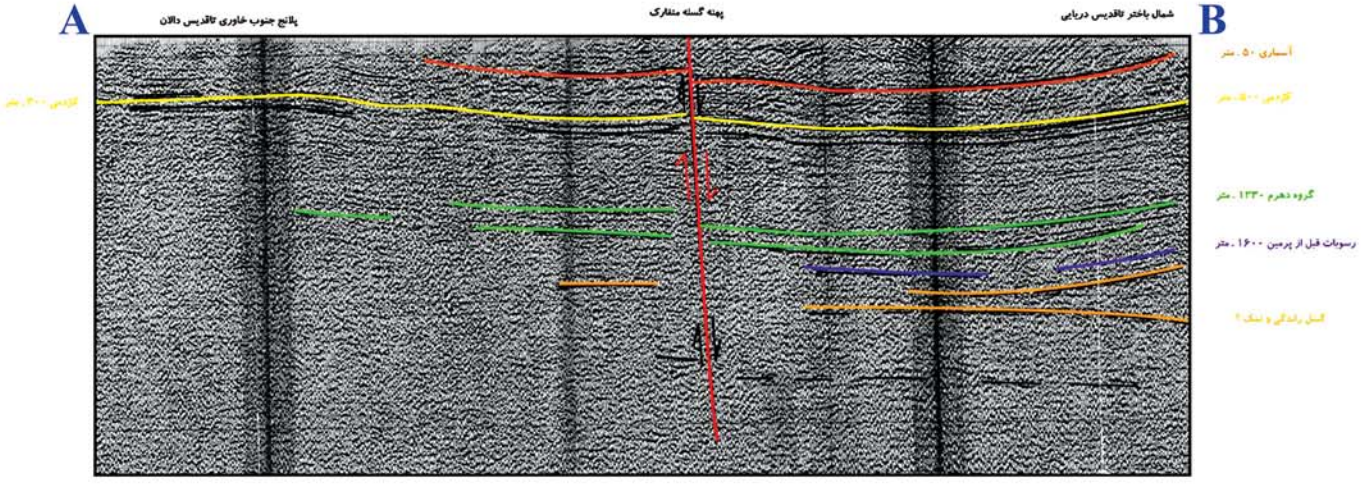
شکل ۱۵- نقشه بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان الیگومیوسن، شکل پایین نمای سه بعدی شکل فوق است.

www.SID.ir

Archive of SID



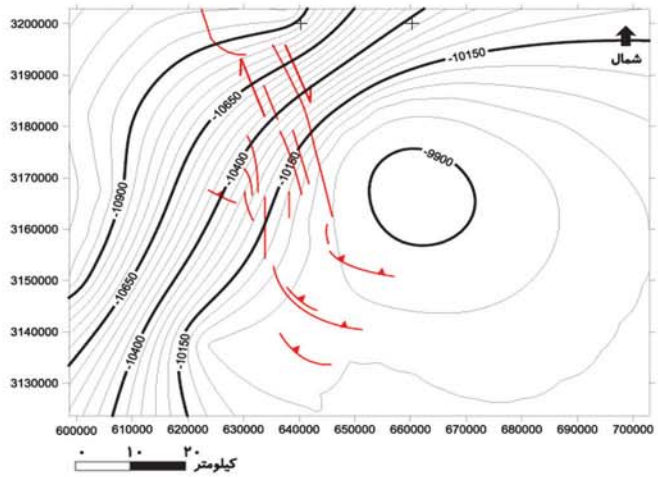
شکل ۱۶- مقایسه نقشه‌های بستر حوضه رسوبی همراه با موقعیت گسل‌ها و ساختارهای نمکی برای زمان‌های پرمین تا الیگومیوسن



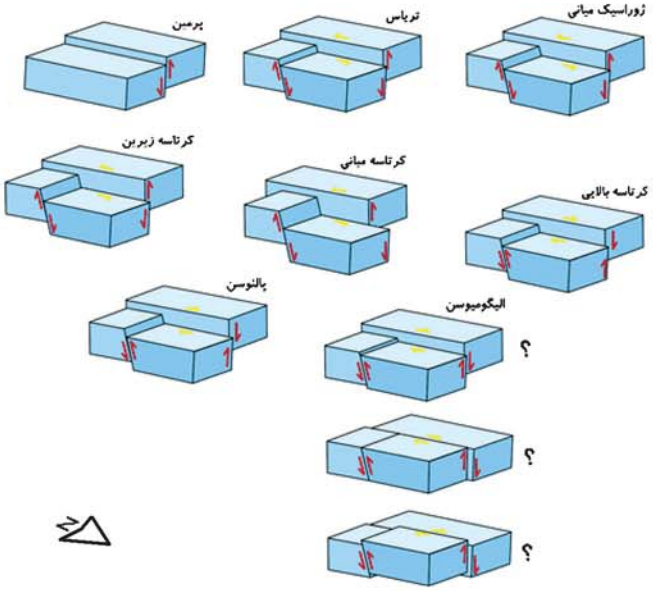
شکل ۱۷- نیمرخ لرزه‌ای در عرض پهنه گسل منقارک

www.SID.ir

Archive of SID



شکل ۱۸- داده‌های مربوط به ژرفای پی‌سنگ در منطقه مورد مطالعه، (Verrall, National Iranian Oil Company,1977)



شکل ۱۹- طرح شماتیک از پی‌سنگ منطقه مورد مطالعه در طول زمان زمین‌شناسی، نحوه حرکت قطعات در زمان‌های مختلف در شکل نمایش داده شده است.

References

Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Jovan Stocklin, 1968. Salt deposits of the middle east. The geological society of America, INC. Special paper 88.

Alavi. M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforland evolution. American Journal of science.

Al Laboun, A. A., 1986- Stratigraphy and hydrocarbon potential of the Paleozoic succession in both the Tabuk and Widyan basins, Arabia. In: Halbouty, M. T. (ed.). Future Petroleum provinces of the world. American Association of Petroleum Geologist Memoir 40, 399-425.

Alsharhan, A. S. & Nairn, A. E.,1997- Sedimentary basins and petroleum geology of me Middle East. Elsevier Science, 843p.

Ameen, M.S., 1991 a- Alpine geowarpings in the Zagros-Taurns range: Influence on hydrocarbon migration and accumulations: Journal of Petroleum Geology 14,417-428.

Ameen, M.S.,1991b- Possible forced folding in the Tourus-Zagros belt of northern Iraq.Geological Magazine 128,561-584.

Ameen, M.S.,1992- Effect of basement tectonics on hydrocarbon generation, migration and accumulation in northern Iraq. American Association of Petroleum Geologist Bulletin 76, 356-370.

Bahroudi, A., 2003- The effect of mechanical characteristics of basal decollment and basement structure on deformation of the Zagros Basin. Uppsala University, pp. 1-43. 16

Bahroudi, A. & Koyi, H. A., 2003- Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in me Zagros fold and thrust belt: an analogue modeling approach. Journal of the Geological Society, London.

www.SID.ir

Archive of SID

Bahroudi, A. & Talbot, C.J., 2003- The configuration of the basement beneath the Zagros basin. Journal of petroleum geology-vol.26 Issu3, P. 257-282.

Barzegar, F., 1994- Basement fault mapping of E Zagros folded belt (S.W. Iran) based on space born remotely sensed data. Proceedings of the 10th Thematic conference on geologic remote sensing: exploration, environment, and engineering. 10, 455-466, San Antonio, Texas, USA.

Berberian, M., 1976- Contribution to the Seismotectonics of Iran (2nd Part). Publ Geol. Surv Iran, 39,518p.

Berberian, M., 1981- Active Faulting and Tectonics of Iran. In: Gupta, H.K., F.M. Delany,(Eds.), Zagros-Hindukush-Himalaya Geodynamic Evolution. Am. Geophys. Union, Geodynamic Ser.,3, 33-69.

Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a Paleogeography and Tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences 18, 210-265.

Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under die Zagros folds: Active tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics 241,193-224.

Beydoun, Z.R., Hughes, M.W., Stoneley, R., 1992- Petroleum in the Zagros basin: A late Tertiary foreland basin overprinted on to the outer edge of the vast hydrocarbon-rich Paleozoic-

Bordenave, M. L., Burwood, R,, 1990- Source rock distribution and migration in me Zagros belt, province of the Asmari and Bangestan reservoir oil accumulations. Organic Geochem., 16, 369-387. 17

Edgell, H. S., 1991- Proterozoic salt basins of me Persian Gulf area and their role in hydrocarbon generation. Precambrian Research 54, 1-14.

Falcon, N. L., 1961- Major earth-flexing in me Zagros Mountains of southwest Iran. Quarterly Journal Geological Society of London, 117,367-376.

Falcon, N.L.,1967-The Geology of the North-East Margin of the Arabian Basement Shield. Advancement Science, 24, 1-12.

Falcon, N. L., 1969- Problems of the relationship between surface structures and deep displacements illustrated by the Zagros Range, m: Kent, G.E., Satterhwaite and Spencer, A.M. (Eds.), Time and Place Orogeny. Geological Society of London, Special Publication 3, 9-22.

Falcon, NJ., 1974- South Iran: Zagros Mountains. In: Spencer, A. M. (Ed.), Mesozoic-Cenozoic Orogenic belts-Data for Orogenic studies. Geological society of London, Special Publication, 4, 199-211.

Furst, N.L, 1990- Strike-slip faulting and Diapirism of me south-eastern Zagros ranges. Proceeding of Symposium on Diapirism (Iran), 149-181.

Gansser, 1960- Uber Schlammvulakane und Salzedome. Vjscher. Naturf. Ges. Zurich. 105, 1-46.

Gansser, 1992- The enigma of the Persian salt dome inclusions. Eclogae Geologica Helveticae85, 825-846.

Ghavidel Sivaki, M., ms, 1988- Paivnostratigraphy and paleoecologv of the Faraghan Formation of southeastern Iran: Ph.D. thesis, Michigan State University, East Lansing, 255 p.

Harrison, J.V., 1930- The geology of some salt structures in Laristan, South Persia. Geol. Soc. London Quart. Jour. 18

Harrison, J.V., 1931- Salt domes in Persia. Journal of Institute of Petroleum Technology 17, 300-320.

Haynes, S. J., McQuillan, H., 1974- Evolution of the Zagros suture zone. Southern Iran. Geol.Soc. Amer. Bull. Vol.85, pp.739-744.

Hessami, K., Koyi, H.A. & Talbot, CJ. 2001- The significance of strike slip faulting in the basement of me Zagros fold-thrust

www.SID.ir

Archive of SID

belt. Journal Petroleum Geology, 24, 5-28.

Hessami, K., 2002- Tectonic History and Present-Day Deformation in me Zagros Fold-Thrust Belt Uppsala University, Ph.D. thesis.

Husseini, M.I., 1989- Tectonic and depositions model of late Precambrian-Cambrian Arabian and adjoining plates: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol.73, p. 1117-1131.

James, G. A., Wynd, J. G., 1965- Stratigraphical nomenclature of Iranian Oil Consortium agreement area: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 49. p. 2182-2245.

Kent, P.E., 1970- The salt Structures of the Persian Gulf Region Leicester Literary and Philosophical Society Transactions 64, 55-58.

Kent, P.E., 1979- The emergent hormoz salt structures of southern Iran. Journal of petroleum geology, 2,2,pp.l 17-144.

Khalili, M., 1976- The biostratigraphic synthesis of Bangestan Group in southwest h-an: Iranian Oil Operating Companies, Geological and Exploration Division, Report 1219, 76 p.

Kheradpir, A., 1975-. Stratigraphy of the Khami Group in southwest Iran: Iranian Oil Operating Companies. Geological and Exploration Division. Report 1235, 67 p.

Koop, W. J., Stoneley, R., 1982- Subsidence history of the Middle East Zagros basin, Permian torecent. In: Kent, P.E., Bott,M.P., McKenzie,D.P. & William, C.A.(Eds-), Philosophical Transactions Royal Society London 305,149-168. 19

Koyi, H., 1988- Experimental modeling of role of gravity and lateral shortening in Zagros mountain belt American Association of Petroleum Geologists Bulletin 72,1381-1394.

Mahdavi, M. A., 1995- Geological map of the Bahabad quadrangle: Geological Survey of Iran,scale 1:100,000.

McQuinan, HL., 1991- The role of basement tectonics in the control of sedimentary facies, structural pattern and salt structure emplacements in the Zagros fold belt of southwest Iran. Southwest Asian Earth Science 5,453-463.

Motiei, H., 1995- Petroleum Geology of Zagros. Geological Survey of Iran (in Farsi), 589p.

Murris, R.J., 1980- Middle East Stratigraphic Evolution and oil habitat. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 64, 597-618.

Richardson, R. K., 1926- Die Geologic und die Salzdome im sudwesdichen Teile desPersischen Golfes: Ver. Der naturh.

Ricou, L.E., Braud, J., Brunn, J.H., 1977- Le Zagros. Memoire hors Serie-Sodete Geologique de France.8,33-52.

Sharief, F. A., 1982- Lifhofacies distribution of me Permian-Triassic rocks in the Middle East:Journal of Petroleum Geology, v. 4, p. 299-310.

Stocklin, J., 1968- Salt deposits of the Middle East. Geological of Society America- Special paper, 88, pp. 157-181.

Stoneley, R., 1990- The Middle East basin: a summery overview, in Brooks, J., editor. Classic petroleum provinces: London, Geological Society Special Publication 50, p. 293-298.

Szabo, F., Kheradpir, A., 1978- Permian and Triassic stratigraphy, Zagros basin, southwest Iran: Journal of Petroleum Geology, v. 1, p. 57-82.

Talbot. C. J., Jarvis R. J., 1984- Age, budget dynamics of an active salt extrusion in Iran. Journal of structural geology. Vol. 6, No. 5, pp.521-533.

Talbot, C. J., Alavi, M., 1996- The past of a father syntaxis across me Zagros, In: Alsop, G.I.Blunderll, D.J., and Davison, I. (Eds), Salt tectonics. Geological Society of London Special Publication 100, 89-109.Mesozoic passive margin shelf. American Association of Petroleum Geologists Bulletin Memoir 55, 307-336.

www.SID.ir