

فرگشت ساختاری - حرارتی و الگوی فرسایش در زاگرس مرکزی

اسماعیل فرحزادی^۱، سید احمد علوی^۲، محمد رضا قاسمی^۳ و شهرام شرکتی^۴

^۱ دانشجوی دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۲ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ استاد، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۴ دکتری، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، تهران، ایران

چکیده

شناخت تاریخچه برخاستگی و چین خوردگی در یک ناحیه، کمک شایانی به درک تاریخچه زایش، مهاجرت و به تلافی هیدروکربن و کاهش ریسک حفاری اکتشافی در آن منطقه می نماید. مدل سازی گرمایی در امتداد برش ساختاری، به درک این تاریخچه و برنامه ریزی های بعدی جهت اکتشاف منابع جدید، کمک فراوانی خواهد نمود. در این مقاله با استفاده از خطوط لرزه ای بازتابی سه بعدی و نقشه های زمین شناسی، یک برش ناحیه ای ترازمند ترسیم و به صورت چند مرحله ای بازسازی شد و با استفاده از آن و مدل گرمایی تولید شده با کمک داده های انعکاس ویترنایت و آپاتیت فیشن ترک، تاریخچه فرایش و فرسایش ناحیه ای بررسی گردید. نتایج این پژوهش نشان می دهد که نهشته های پالئوزویک بر خلاف سری هرمز، از زاگرس بلند تا دشت آبادان ستبرای نزدیک به هم دارند که نشان دهنده این واقعیت است که در زمان پالئوزویک رخدادهای زمین ساختی-رسوبی در سراسر ناحیه یکسان بوده است. داده های آپاتیت فیشن ترک زمان سردشدگی سنگ ها را در بازه زمانی الیگوسن پایانی تا میوسن میانی و بین ۱۴ تا ۲۴ میلیون سال نشان می دهد. براساس نمودارهای تدفین، فرایش پی سنگ از زاگرس بلند به سمت دشت آبادان روندی کاهشی دارد که حاکی از آن است که پی سنگ در بخش شمالی برش ساختاری، زودتر از بخش جنوبی در دگرشکلی درگیر شده است و این درگیری بر تشکیل ساختارها، تغییر رخساره های رسوبی و الگوی فرسایش ناحیه ای مؤثر بوده است.

اطلاعات مقاله

تاریخچه مقاله:

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۱۱/۰۶

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۲/۲۲

تاریخ انتشار: ۱۴۰۱/۰۱/۰۱

کلیدواژه ها:

برش ساختاری عرضی

انعکاس ویترنایت

آپاتیت فیشن ترک

مدل گرمایی

گسل های پی سنگی

۱- پیش نوشتار

در بخش های مختلف زاگرس توسط پژوهشگران مختلفی ترسیم و تحلیل گردیده است (Alavi, 2007; Sherkati et al., 2006; Verges et al., 2019; Molinaro, 2005) ولی زمان درگیر شدن گسل های پی سنگی و نقش آن در الگوی فرسایش ناحیه ای کمتر مورد بحث قرار گرفته است. در این مقاله سعی شده است با ترسیم یک برش سراسری از پهنه برخوردی زاگرس تا دشت آبادان، تاریخچه سردشدگی، فرایش (Exhumation) و فرسایش مرتبط با آن، به ویژه در مناطق مرتبط با حرکات گسل های پی سنگی با استفاده از دما-زمان سنجی درجه حرارت کم (Low temperature thermochronometry) از نوع واپاشی خطی اورانیم (AFT) و تکمیل این فرایند با داده های انعکاس ویترنایت (Ro) مورد بررسی قرار گیرد. لذا سعی بر این است که با استفاده از مجموع نتایج به دست آمده در این مقاله و کارهای انجام شده پیشین در بخش های دیگر زاگرس، یک جمع بندی جامع از پیشینه سردشدگی در این ناحیه به دست آید. تعیین سن فرایش، چین خوردگی و برخاستگی ها به فهم ما در مورد تاریخچه زایش، مهاجرت و به تلافی هیدروکربن کمک فراوانی می کند.

کوهزاد زاگرس به دلایل علمی و غنی بودن از نظر ذخایر هیدروکربنی از دیرباز مورد توجه زمین شناسان مختلف قرار داشته است (Berberian and King, 1981; Sepehr and Cosgrove, 2004; Sherkati et al., 2006; Verges et al., 2019). شروع همگرایی بین صفحه عربی و صفحه ایران مرکزی که از زمان کرتاسه آغاز شده است تا امروز نیز ادامه دارد. این همگرایی سرآغاز دگرشکلی، برخاستگی و کوهزایی در زاگرس بوده است. در این میان برخی پژوهشگران دگرشکلی نازک پوسته را عامل دگرشکلی در زاگرس (Bahroudi and Koyi, 2003; Hessami et al., 2001) و برخی دیگر عملکرد همزمان دگرریختی نازک پوسته و ستبرپوسته را دلیل این دگرشکلی می دانند (Molinaro, 2005; Sherkati et al., 2006). شواهد مختلفی از جمله ژرفای کانونی و سازوکار کانونی زمین لرزه ها، داده های مغناطیس هوایی، بررسی الگوی شکستگی ها و هندسه چین ها گویای تغییر سازوکار نرمال به معکوس در گسل های مرتبط با پی سنگ پس از برخورد قاره به قاره است (Talebian and Jackson, 2002) که این شواهد نظریه دوم را به واقعیت نزدیک تر می کند. اگرچه برش های سراسری

۲- موقعیت زمین‌شناسی منطقه

کمر بند چین خورده - رانده زاگرس به طول ۲۰۰۰ کیلومتر از کشور ترکیه شروع شده و پس از گذشتن از شمال عراق و جنوب باختر ایران، تا تنگه هرمز ادامه پیدا می‌کند (Hessami et al., 2001). آقنابتی (۱۳۸۳)، با خلاصه نمودن تقسیم‌بندی ساختاری مطیعی (۱۳۷۲) که به صورت جانبی است زیرپهنه‌های راندگی‌ها، فروبار کرکوک، لرستان، پهنه‌ایده، فروبار دزفول، دشت آبادان، پهنه فارس و پس‌بوم بندرعباس را برای زاگرس معرفی نموده است. منطقه مورد مطالعه بخش‌هایی از زاگرس بلند، پهنه‌ایده و فروافتادگی دزفول را دربرمی‌گیرد (شکل ۱).

۳- چینه‌شناسی منطقه

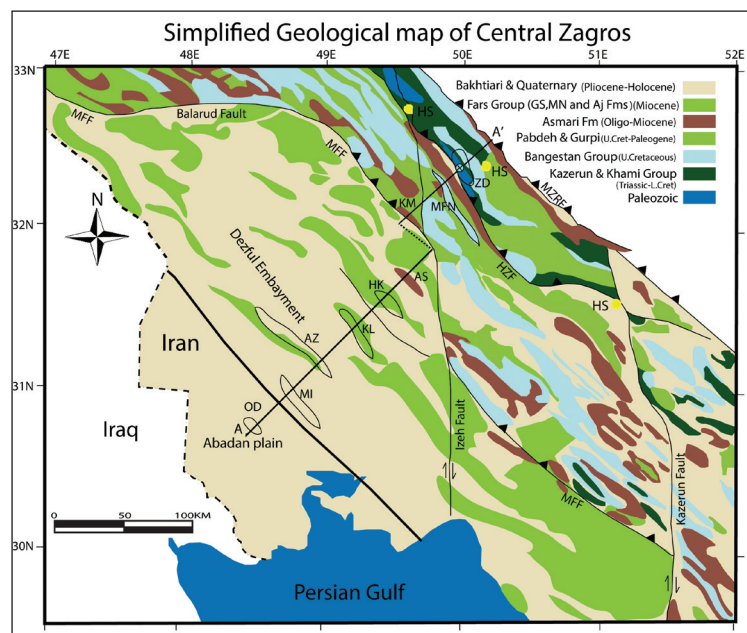
اولین سری رسوبی زاگرس (پرکامبرین-پسین - کامبرین-پیشین) مربوط به سازند تبخیری هرمز است که بیشتر در فارس و زاگرس بلند گسترش یافته است (Sherkati et al., 2006). پالئوزویک زیرین به طور عمده از رسوبات تخریبی تشکیل شده است که در یک محیط اپی‌کنتینتال به وجود آمده‌اند. از زمان پرمین پسین تا زمان کرتاسه‌میانی، صفحه عربی به صورت یک حاشیه غیر فعال اقیانوس ثوتتیس عمل نموده است (Sepehr and Cosgrove, 2004) که رسوب چیره در این زمان کربنات بوده است (سازندهای گروه خامی و بنگستان). این کربنات‌های ستبر به صورت متناوب با سازندهای منطقه ژرف دریا مانند گرو و کژدمی و نهشته‌های تبخیری شامل عدايه و دشتک به طور متناوب قرار داشته‌اند. سازند چیره پالئوژن در فروبار دزفول سازند آهک مارنی تا شیلی پابده است. در طی الیگوسن- میوسن کربنات‌های سازند آسماری، تمام حوضه را می‌پوشاند که به نظر می‌رسد که نشان از آرامش زمین‌ساختی حاکم بر منطقه باشد. رسوب‌گذاری تبخیری‌ها و مارن‌های قرمز (بخش ۶ و ۷) در سازند گچساران، نشان از تغییر محیط رسوبی از دریایی (سازند آسماری) به رسوبات قاره‌ای از میانه میوسن به بعد است. سازند آغاچاری که در بالای گچساران است، از مارن قرمز و ماسه‌سنگ و میکرو کنگلومرا تشکیل شده است.

۴- روش و مراحل انجام کار

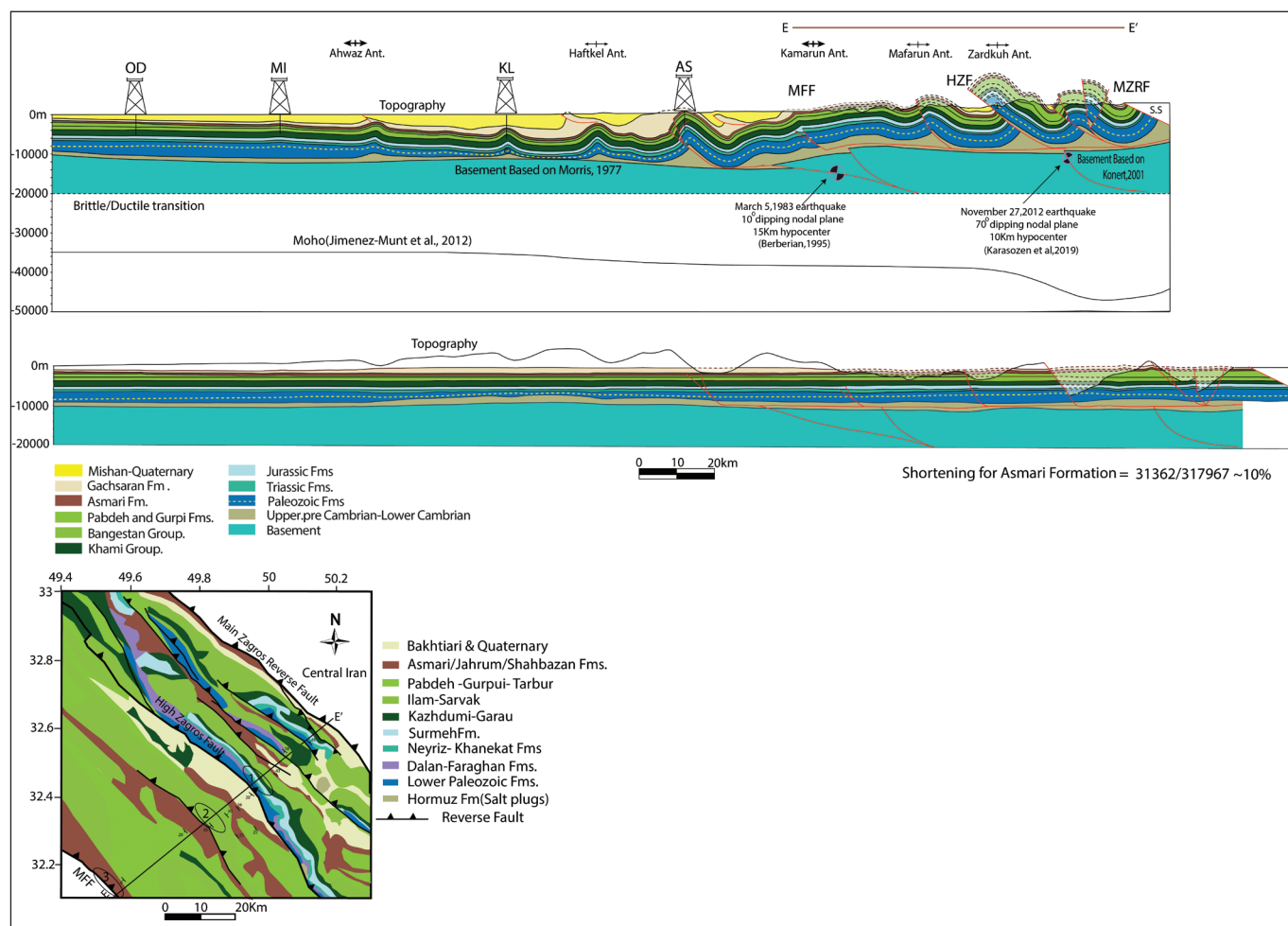
نخستین مرحله در ترسیم برش ساختاری و ترازمند کردن آن تفسیر زمانی افق‌ها و گسل‌ها در خطوط لرزه‌ای و تبدیل آنها به ژرفا است. در این مطالعه جهت ادامه ترسیم برش در پهنه‌ایده و زاگرس بلند (به دلیل نبود داده‌ها و تفسیر لرزه‌ای بازتابی)، از نقشه زمین‌شناسی (شکل ۲) و روش ترسیمی کینک در نرم افزار Move استفاده گردیده است. پس از حذف اثر گسل‌ها از جدید به قدیم، جهت بازسازی برش و حذف اثر تغییر شکل سازند، هر یک از سازندهای زمین‌شناسی با استفاده از داده‌های ژرفای دیرینه رسوب‌گذاری (Paleobathymetry)، به موقعیت ژرفایی زمان رسوب‌گذاری باز می‌گردد و تحت تأثیر ویژگی‌های ژئومکانیکی، تأثیر وزن رسوبات رویی از بین می‌رود و سازندها غیر فشرده می‌گردند. این عمل برای تمامی واحدها به ترتیب از جدید به قدیم انجام گرفته است و در نتیجه رخدادهای زمین‌شناسی همزمان با رسوب‌گذاری هر سازند (تقویم زمین‌ساختی- رسوبی) قابل مشاهده و تحلیل است. همچنین از مدل گرمایی که با استفاده از داده‌های زیادی مانند انعکاس و یترنایت و دمای ته چاه به دست آمده، در ترسیم پیشینه تدفین و میزان فرایش ناحیه و تأثیر آن بر الگوی فرسایش استفاده شده است.

۵- برش ناحیه‌ای

این برش ترازمند شده با طول حدود ۳۰۰ کیلومتر از جهت شمال خاور به جنوب باختر از گسل اصلی زاگرس شروع شده و تا ۲۰ کیلومتر پس از تاقدیس امید در دشت آبادان ادامه پیدا کرده است (شکل‌های ۱ و ۲). در ترسیم این برش از داده‌های لرزه‌ای ۳ بعدی محدوده فروافتادگی دزفول و نقشه زمین‌شناسی گستره‌های پهنه‌ایده و زاگرس بلند استفاده شده است. داده‌های لرزه‌ای بازتابی فروافتادگی دزفول و دشت آبادان با چاه‌های اکتشافی حفاری شده در این نواحی همانند چاه‌های کوه آسماری، کوپال، منصوری و امید کنترل شده‌اند. بیشترین ژرفای حفاری مربوط به چاه کوه آسماری است که تا ژرفای ۴۳۸۰ متری و تا سازند دشتک به سن تریاس حفاری شده است.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده زاگرس مرکزی- مسیر برش ناحیه ای (A-A') و تاقدیس‌های امید (OD)، منصوری (MI)، اهواز (AZ)، کوپال (KL)، هفت کل (HK)، کوه آسماری (AS)، کمستان (KM) و مفارون (MFN) در مسیر برش ساختاری مشخص شده‌اند. HS= نمک هرمز. محل برداشت نمونه‌ها جهت دما - سن سنجی در رسوبات پالئوزویک میانی (سازند زرد کوه) در تاقدیس زرد کوه با علامت ⊗ مشخص گردیده است.



شکل ۲- برش سراسری موازنه شده در ناحیه زاگرس مرکزی- میادین نفتی کوه آسماری (AS)، کوپال (KL)، منصوری (MI)، امید (OD) در مسیر برش ساختاری قرار دارند. MZRF= گسل اصلی معکوس زاگرس، HZF= گسل زاگرس بلند، MFF= خمش پیشانی کوهستان، S.S= سندانج- سیرجان. خط E-E' که بر روی نقشه زمین شناسی و برش ساختاری مشخص شده است، معرف محدوده‌ای است که جهت ترسیم برش ساختاری از نقشه زمین شناسی استفاده شده است. موقعیت سرسازند زردکوه (Top Formation) با خط زرد چین در میانه توالی رسوبی پالئوزوئیک مشخص گردیده است. درباره ژرفای امروزه این سازند در مبحث نمودارهای تدفین توضیح داده شده است. محل برداشت نمونه‌ها جهت دما - سن سنجی در رسوبات پالئوزوئیک میانی (سازند زردکوه) نیز در تاق‌دیس زردکوه با علامت ⊗ مشخص گردیده است. شماره ۱ در نقشه زمین شناسی محل تاق‌دیس زردکوه، شماره ۲ محل تاق‌دیس مفارون و شماره ۳ محل تاق‌دیس کمستان را نشان می‌دهد.

و اعمال ژرفای دیرینه رسوب گذاری (Paleobathymetry) بر روی افق‌های مختلف بازسازی (Restoration) شده است. تاق‌دیس‌های اصلی مسیر این برش شامل: تاق‌دیس زردکوه، مفارون، کمستان، کوه آسماری، هفت‌کل، کوپال، اهواز، منصوری و امید هستند (شکل ۲). تاق‌دیس زردکوه بیشترین فرایش را تحمل نموده و در حال حاضر قله آن در مسیر برش ساختاری، حدود ۳۸۰۰ متر از سطح دریا بالاتر است. در این محل سازندهای پالئوزوئیک رخنمون سطحی دارند و بر اثر فرایش در سطح رخنمون داشته و در کنار سازندهای گروه فارس قرار گرفته‌اند (شکل ۲). نمونه‌های آپاتیت فیشن ترک در رخنمون‌های پالئوزوئیک این تاق‌دیس برداشت شده است. گسل یال جنوبی در تاق‌دیس مفارون نیز پوشش رسوبی را تحت تأثیر قرار داده و سبب دگرشکلی و فرسایش گردیده است ولی میزان فرسایش در این تاق‌دیس نسبت به زردکوه کمتر است. تاق‌دیس کمستان که در جنوب مفارون قرار گرفته، دگرشکلی کمتری را متحمل شده ولی به سمت جنوب و در محل تاق‌دیس کمارون، خمش پیشانی کوهستان (MFF) را می‌توان مشاهده کرد. کوه آسماری با رخنمون سازند آسماری در سطح مشاهده می‌گردد. این تاق‌دیس دارای هندسه تقریباً متقارن در برش ساختاری است که در یال جنوبی آن یک گسل رانندگی مشاهده می‌شود. به نظر می‌رسد که منشأ این گسل یک گسل پی سنگی باشد که پس از عبور از مرز

سنگ‌های لیاث تا ائوسن در زاگرس بلند با ستبرای حدود ۳۵۰۰ متر نهشته شده‌اند. در این بازه زمانی یعنی زمان مزوزوئیک تا اوایل سنوزوئیک زاگرس بلند گودترین بخش زاگرس بوده و رسوب گذاری در آن انجام شده است (آق‌نابتی، ۱۳۸۳). قرارگیری رسوبات دوران اول در کنار رسوبات دوران دوم (شکل ۱) نشان می‌دهد که سنگ‌های دوران دوم فرسایش پیدا کرده و دوران اول در کنار سنگ‌های دوران دوم قرار گرفته‌است. عامل این فرسایش‌های عظیم در پهنه ایزه و زاگرس بلند می‌تواند ناشی از حرکات گسل‌های ژرف پی سنگی (Berberian, 1995) در ناحیه شمالی برش ساختاری باشد (شکل ۲). ژرفای پی سنگ براساس داده‌های واقعی مغناطیس هوایی (Morris, 1977; Konert, 2001) ترسیم گردیده‌است. تغییرات توپوگرافی پی سنگ ناشی از وجود پله‌های پی سنگی بر اثر عملکرد گسل‌های ژرف در پهنه ایزه و زاگرس بلند می‌باشد (Molinario et al., 2005; LeGarzic et al., 2019). موازنه این برش ساختاری ناحیه‌ای براساس قوانین هندسی ثابت بودن طول لایه (Dahlstrom, 1969) (لایه‌های مقاوم) و قوانین مساحت ثابت (لایه‌های دکولمان) انجام گردیده و نشان می‌دهد که میزان کوتاه‌شدگی بر روی افق آسماری حدود ۱۰ درصد است. این برش جهت بررسی رخدادهای زمین ساختی- رسوبی ناحیه‌ای، با حذف تأثیر چین خوردگی، حذف تأثیر وزن رسوبات رویی (Decompaction)

(Apatite fission-track - track) زمان عبور نمونه‌های سنگی از پنجره‌های حرارتی در محدوده ۱۱۰ تا ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد (معادل ژرفای تا ۶ کیلومتری) را ارائه می‌دهد (Lisker et al., 2009) و برای تخمین زمان سردشدگی در محدوده بالایی پوسته زمین به کار می‌روند (Peyton and Carpa, 2013). خطای تکنیک دما-زمان‌سنجی آپاتیت فیشن‌ترک در صورتی که از تلفیق با روش‌های دیگر دما-زمان‌سنجی همانند آپاتیت (U-Th)/He به دست آمده باشند و یا همراه آنها از انعکاس ویترنایت استفاده شود بسیار کمتر خواهد بود. انعکاس ویترنایت افزون بر مشخص کردن درجه پختگی سنگ منشأ در دما-زمان‌سنجی نیز کاربرد دارد. سن‌های سردشدگی مورد استفاده در این مقاله (جدول ۱) براساس آنالیز آپاتیت فیشن‌ترک‌های موجود در نمونه‌های رخنمون یافته پالئوزویک میانی در کوه زردکوه (زاگرس بلند) به دست آمده‌اند. این نمونه‌ها توسط شرکت ژاپنی JOGMEC برداشت و پردازش گردید و در اختیار مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به عنوان کارفرما قرار گرفته است. براساس گزارش شرکت ژاپنی نمونه‌های استفاده شده در این مقاله از نظر طول ترک‌ها، تعداد دانه‌هایی که فیشن‌ترک آنها اندازه‌گیری شده (حداقل ۲۰ عدد) و محتوی اورانیم دارای درجه استاندارد بالایی هستند (JOGMEC, 2005).

پی‌سنگ- پوشش رسوبی وارد پوشش رسوبی مقاوم شده و تمام واحدهای رسوبی از پالئوزویک زیرین تا سازند آسماری را تحت تأثیر قرار داده است. تفسیر لرزه‌ای در محل دو تاقدیس منصوری و امید نشان می‌دهد که این تاقدیس‌ها به دلیل جوان بودن چین‌خوردگی ساده‌تری دارند. بازسازی و حذف اثر دگرریختی در برش ساختاری نشان می‌دهد که کمترین نرخ کوتاه‌شدگی به میزان حدود ۱۰ درصد و در سازند آسماری است. طول اولیه در این سازند برابر ۳۱۷۹۶۷ متر و طول پس از دگرریختی برابر ۲۸۶۶۰۵ متر می‌باشد. اختلاف طول لایه پیش و پس از دگرریختی برابر با ۳۱۳۶۲ متر است.

۶- روش دما- زمان سنجی بر اساس Apatite fission-track (AFT)

دما-زمان‌سنجی‌های گرمایی دما پایین (Low-temperature thermochronometers) برای اندازه‌گیری زمان و نرخ سردشدگی سنگ‌ها به کار می‌روند. به طور کلی سنگ‌ها زمانی سرد می‌شوند که به سمت سطح زمین حرکت کنند و زمانی گرم می‌شوند که توسط رسوبات رویی تدفین بیشتری پیدا کنند و یا تحت تأثیر ماگما و شارهای گرمایی قرار گیرند. دما-زمان‌سنجی با آپاتیت فیشن‌ترک

جدول ۱- نتایج آنالیز نمونه‌های آپاتیت فیشن‌ترک و سن سردشدگی به دست آمده از آنها.

شماره نمونه	مختصات جغرافیایی محل نمونه‌گیری			تعداد دانه	pD* (N _D)	ps* (Ns)	pi* (Ni)	U (ppm)	P(χ ²)	St. dev	سن چینه‌شناسی (۴۴۳-۵۱۰ Ma)	سن فیشن‌ترک (Ma)
	طول جغرافیایی	عرض جغرافیایی	ارتفاع (متر)									
۱	۴۹ ۵۶ ۳۰	۳۲ ۲۷ ۵۶	۲۳۴۸	۲۰	۱/۰۲۰ (۱۵۷۵)	۰/۰۹۵ (۱۷)	۱/۲۹ (۲۳۰)	۱۴	۱۰	۱/۹	M.Ordovician	۱۴/۳ ± ۳/۶
۲	۴۹ ۵۶ ۴۰	۳۲ ۲۷ ۲۸	۲۳۵۶	۲۰	۱/۰۰۸ (۱۵۷۵)	۰/۲۵۵ (۴۱)	۲/۰۰۷ (۳۲۲)	۲۳	۲۹	۱/۳	M.Ordovician	۲۴/۴ ± ۴/۱
۳	۴۹ ۵۶ ۲۲	۳۲ ۲۷ ۵۰	۲۳۱۵	۲۰	۱/۰۲۷ (۱۵۷۵)	۰/۴۶۶ (۹۲)	۳/۶۹۹ (۷۳۱)	۴۱	۶۰	۱/۵	E.Ordovician	۲۴/۱ ± ۲/۸
۴	۴۹ ۵۶ ۲۴	۳۲ ۲۷ ۴۲	۲۳۴۰	۲۰	۱/۰۳۳ (۱۵۷۵)	۰/۱۴۹ (۴۰)	۱/۷۰۴ (۴۵۸)	۱۹	۸۱	۱/۲	E.Ordovician	۱۷/۱ ± ۲/۹

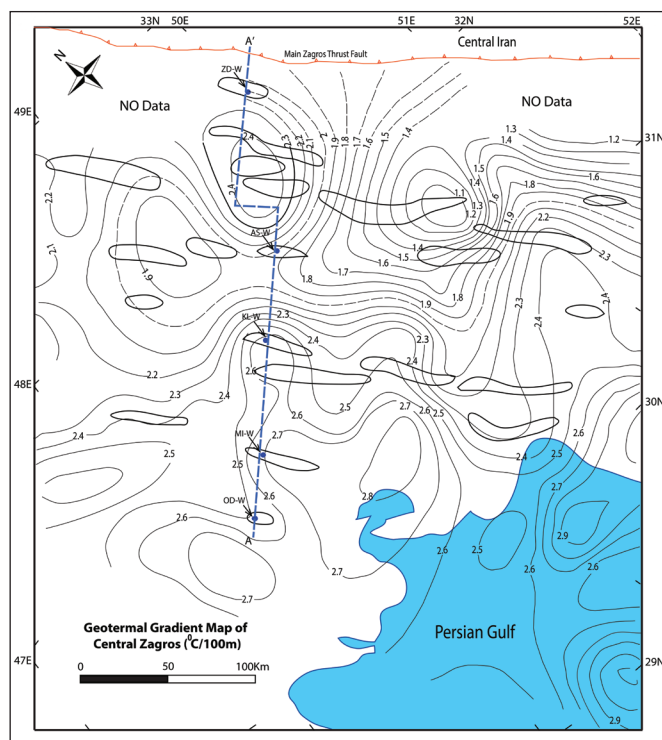
*×10⁶/cm²

pD و ND به ترتیب تراکم و تعداد کل ترک‌ها (Tracks)، ps و Ns به ترتیب تراکم و تعداد فیشن‌ترک‌های خودانگیخته (Spontaneous)، pi و Ni به ترتیب تراکم و تعداد فیشن‌ترک‌های القا (induced)، U مقدار اورانیم هر دانه، P(χ²)= احتمال مربع چی که در صورتی که مقدار آن کمتر از ۵ باشد، مفهوم آن این است که نمونه شامل جمعیت‌های سنی متفاوتی است. St. dev= انحراف استاندارد.

۷- استفاده از آپاتیت فیشن‌ترک و انعکاس ویترنایت جهت تصحیح ژرفی برش ساختاری

داده‌های مربوط به آپاتیت فیشن‌ترک موجود که در کوه زردکوه و از چند نمونه از سازند زردکوه به سن اردوویسین برداشت شده است، نشان می‌دهد که سن سردشدگی یعنی ورود واحدهای سنگی به پنجره دمایی کمتر از دمای التیام (closure temperature) از ۱۴ تا ۲۴ میلیون سال متغیر است (جدول ۱). چون بازه سنی آنها مربوط به مرز الیگوسن- میوسن تا میوسن میانی و نزدیک به پایان رسوب‌گذاری سازند آسماری است (بین ۱۶ تا ۱۸ میلیون سال)، از این نظر جهت کنترل ژرفاها در این زمان، برش مربوطه بر روی سازند آسماری بازسازی گردید (شکل ۸). باتوجه به اینکه شروع تشکیل آپاتیت فیشن‌ترک حدود ۱۲۰ تا ۱۳۰ درجه سانتی‌گراد است

(Peyton and Carpa, 2013)، با تقسیم این عدد بر گرادیان زمین‌گرایی ناحیه زردکوه که حدود ۲۱ درجه است (شکل ۳) و در نظر گرفتن دمای سطحی ۵±۱۰ درجه (Gavillet et al., 2010) ژرفای سازند زردکوه (پالئوزویک میانی) در زمان نهشته‌شدن سازند آسماری حدود ۵/۵ تا ۶ کیلومتر بوده است. این ژرفا با برش ترسیمی تطابق دارد و نشان می‌دهد که برش ترسیمی از دقت خوبی برخوردار است. جهت مطابقت نتیجه به دست آمده از آپاتیت فیشن‌ترک با انعکاس ویترنایت به ساخت مدل گرمایی (Thermal modeling) نیاز است. در مدل‌سازی گرمایی از داده‌های انعکاس ویترنایت، ستبرای سازندها، ژرفای دیرینه (Paleobathymetry)، جریان گرمایی مربوط به سطح در عرض جغرافیایی مربوطه، داده‌های گرمایی مربوط به دمای‌چاه

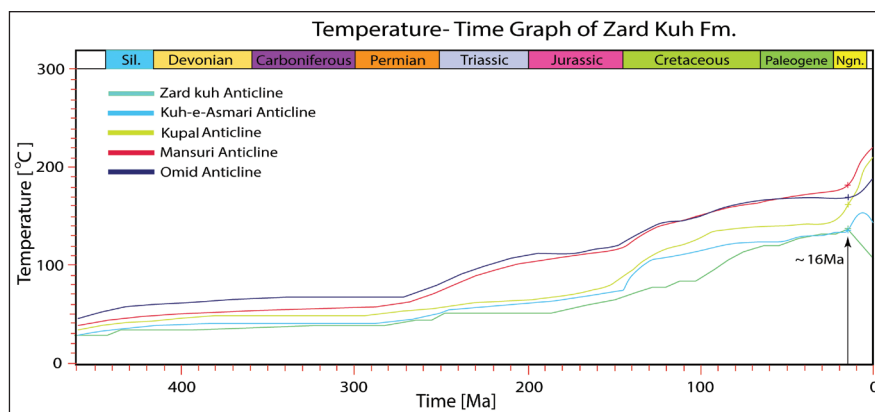


شکل ۳- نقشه گرادیان زمین گرمایی منطقه (برگرفته از سعدونی (۱۳۹۷) با اندکی تغییر). خط چین مسیر برش سراسری و دایره‌های توپر محل چاه‌ها را نشان می‌دهد. ODW= چاه امید، MIW= چاه منصوری، KLW= چاه کوپال، ASW= چاه کوه آسماری، ZDW= چاه مجازی کوه زردکوه.

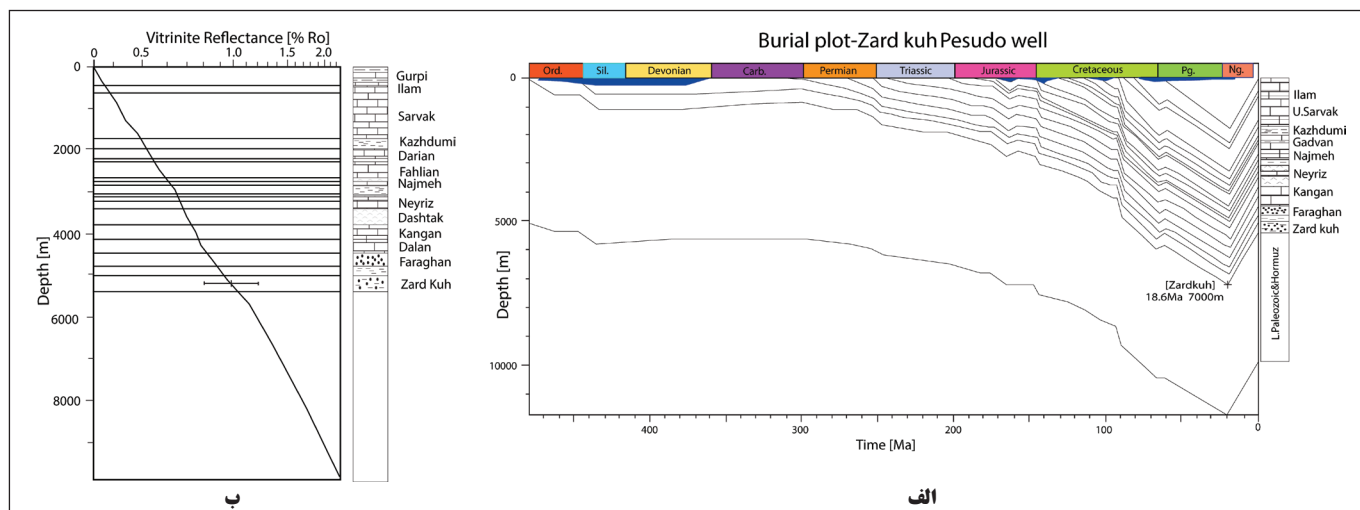
آمده است. براساس نتایج مدل گرمایی تولید شده (شکل ۴) در زمان حدود ۱۶ میلیون سال (سن سازند آسماری) دمای سازند زردکوه ۱۳۲ درجه سانتی‌گراد است که از تقسیم آن بر گرادیان زمین گرمایی در محدوده کوه زردکوه (شکل ۳) و در نظر گرفتن دمای سطحی، ژرفای حدود ۶ کیلومتر به دست می‌آید. بنابراین، از این روش هم ژرفای سازند زردکوه در برش تأیید می‌گردد. نمودار پیشینه تدفین نشان می‌دهد که پیشینه ژرفای تدفین سازند زردکوه حدود ۱۹ میلیون سال پیش و به میزان ۷ کیلومتر بوده است. این سازند اکنون در سطح رخنمون دارد (شکل ۵- الف). نمودار کنترل کیفی مدل براساس ویترنایت نیز آورده شده است که صحت مدل را نشان می‌دهد (شکل ۵- ب).

(در صورتی که چاه حفاری شده باشد) استفاده می‌شود. اگرچه در گزارش شرکت ژاپنی معادل انعکاس ویترنایت نمونه‌ها با روش Burnham and Sweeney (1989) محاسبه شده است، ولی به دلیل امکان خطای انعکاس ویترنایت به روش غیرمستقیم، از انعکاس ویترنایتی که مستقیماً از مواد آلی در کوه زردکوه به دست آمده استفاده گردیده است. انعکاس ویترنایت به دست آمده از مواد آلی در کوه زردکوه در محدوده ۰/۶۶ تا ۱/۰۵ می‌باشد (حمیدی، ۱۳۹۵).

به دلیل اینکه هیچ چاهی در ناحیه زاگرس بلند حفاری نشده است، برای ساخت مدل گرمایی کوه زردکوه از یک چاه فرضی (Pseudo well) استفاده گردید که ستبراهای میانگین در آن از نزدیک‌ترین چاه‌ها و رخنمون سطحی سازندها به دست



شکل ۴- نمودار زمان- گرما برای سازند زردکوه در تقادیس های مسیر برش ساختاری که از مدل سازی گرمایی یک بعدی به دست آمده است.

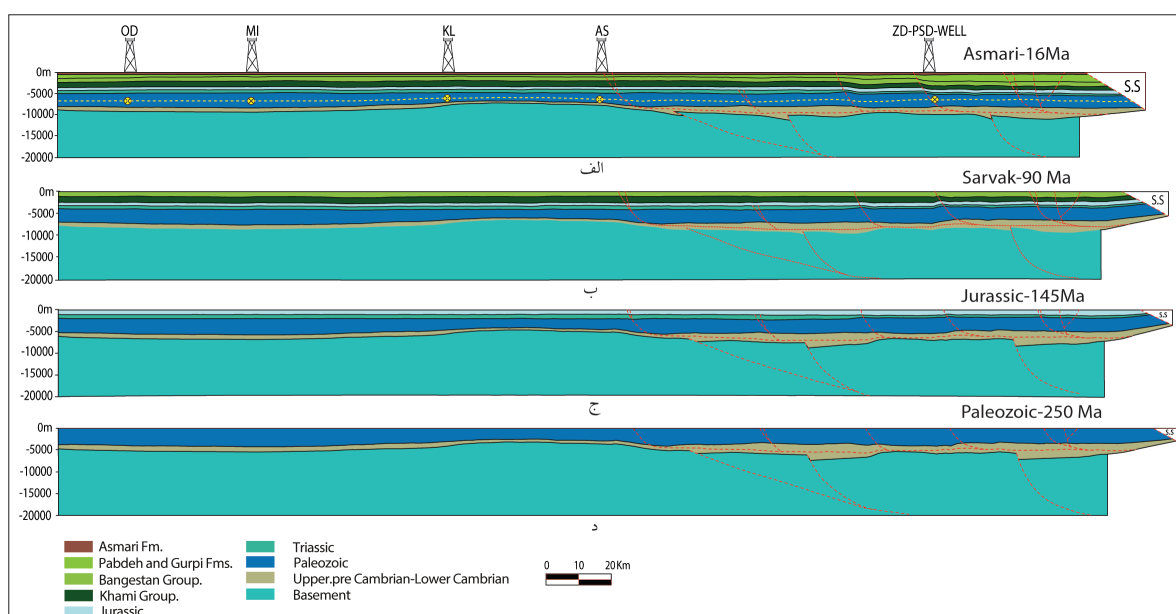


شکل ۵- الف) نمودار تاریخچه تدفین چاه فرضی زردکوه که براساس ستبرای رخنمون‌های سطحی ساخته شده است. ب) نمودار انعکاس ویترینایت در کوه زردکوه که نشان دهنده انطباق داده‌های برداشت شده واقعی با نمودار به‌دست آمده از مدل گرمایی دارد و صحت مدل را تأیید می‌کند.

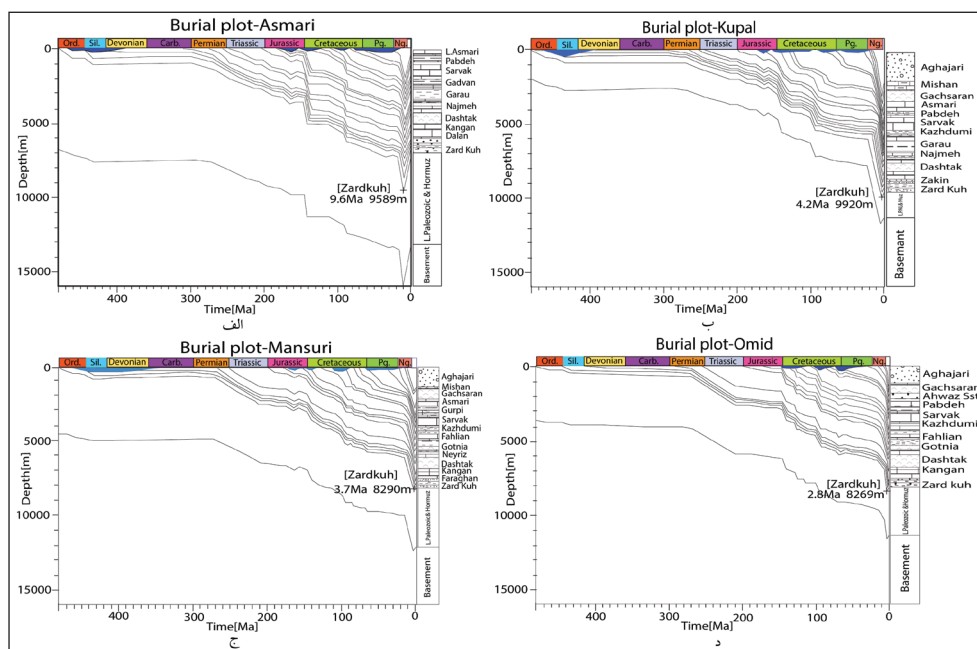
۸- مدل گرمایی یک‌بعدی در چاه‌های فروبار دزفول و در مسیر برش

حداکثر ژرفای تدفین را در زمان ۹/۶ میلیون سال پیش به میزان ۹۶۰۰ متری تحمل کرده است. این سازند اکنون در ژرفای ۶۶۰۰ متری است که نشان دهنده ۳ کیلومتر فرایش این سازند در کوه آسماری است. پی‌سنگ نیز از ژرفای ۱۵۸۰۰ کیلومتر در همین زمان به ژرفای ۱۲۸۰۰ متری در زمان حال رسیده که این نکته نیز نشان دهنده فرایش ۳ کیلومتری پی‌سنگ در این منطقه است (شکل ۷-الف). مدل تدفین برای کوپال نشان می‌دهد که بیشینه ژرفای تدفین برای سازند زردکوه در ۴/۲ میلیون سال پیش و برابر با ۹۵۰۰ متر بوده است که با توجه به ژرفای فعلی این سازند حدود ۲۵۰ متر فرایش را نشان می‌دهد. فرایش پی‌سنگ نیز در همین حدود بوده است (شکل ۷-ب).

در مسیر برش ساختاری، در ناقدیس‌های کوه آسماری، کوپال، منصوری و امید، چاه اکتشافی حفاری شده بود که با استفاده از داده‌های موجود در این چاه‌ها افزون بر اعتبارسنجی در تفسیر برش‌های لرزه‌ای بازتابی، مدل یک بعدی گرمایی نیز ساخته شد. همان گونه که در شکل ۴ مشاهده می‌گردد در زمان ۱۶ میلیون سال پیش سازند زردکوه در ناقدیس‌های کوه آسماری و کوپال به ترتیب گرمای حدود ۱۳۲ و ۱۶۷ درجه را متحمل شده است که با توجه به گرادیان زمین گرمایی (شکل ۳) در این دو میدان و دمای سطحی، سازند زردکوه در این زمان می‌بایست در هر دو میدان در ژرفای حدود ۶ کیلومتری باشد که با برش بازسازی شده بر روی افق آسماری همخوانی دارد (شکل ۶). بر اساس پیشینه تدفین برای کوه آسماری سازند زردکوه



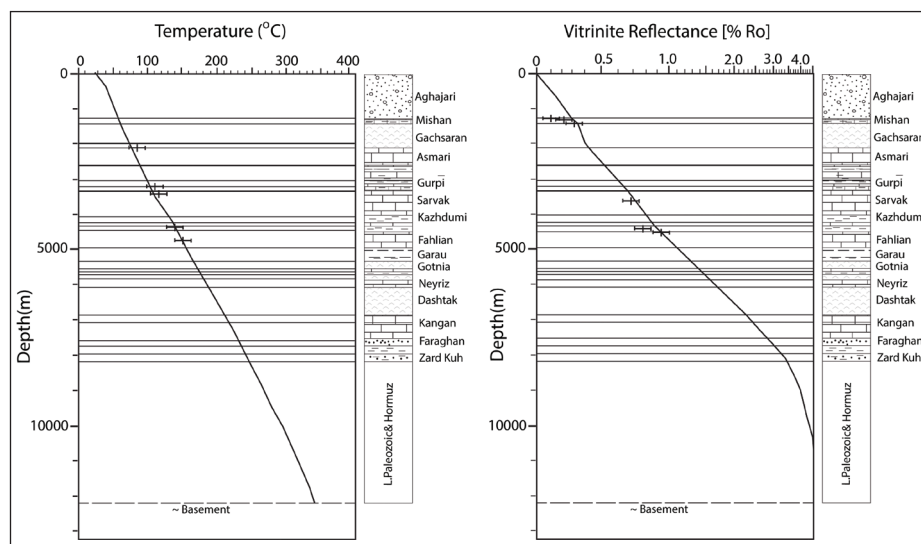
شکل ۶- بازسازی چند مرحله‌ای برش ساختاری برای زمان‌های مختلف زمین‌شناسی- سازند زردکوه با خط چین زرد در توالی رسوبی پالئوزوئیک در برش بازسازی شده بر روی افق آسماری مشخص شده است. دوائر رنگی در برش بازسازی شده بر روی افق آسماری (در توالی پالئوزوئیک)، ژرفایی را نشان می‌دهد که با استفاده از مدل گرمایی برای سازند زردکوه در انتهای رسوب‌گذاری سازند آسماری به‌دست آمده است. موقعیت چاه‌های امید (OD)، منصوری (MI)، کوپال (KL)، کوه آسماری (AS)، و چاه فرضی زردکوه (ZD_PSD_WELL) روی برش مشخص شده است.



شکل ۷- نمودارهای تاریخچه تدفین برای چاه‌های الف) آسماری، ب) کوپال، ج) منصوری و د) امید که در مسیر برش ساختاری قرار دارند.

پیشین باید بیشتر گردد تا سازند زردکوه در ژرفای حدود ۶/۵ کیلومتری قرار گیرد. بر این اساس، ستبرای واحدهای سنگی پالئوزویک در فرو افتادگی دزفول زیاد و تقریباً مشابه زاگرس بلند و پهنه ایذه است (به جز در ناحیه کوپال که یک بلندی قدیمی است)، ولی سری هرمز یا معادل آن یا در فروافتادگی دزفول و دشت آبادان وجود ندارد و یا در صورت وجود نیز ستبرای کمی خواهد داشت. نمودار پیشینه تدفین نشان می‌دهد که پیشینه تدفین برای سازند زردکوه در میدان منصوری در ۳/۷ میلیون سال و برابر با ۸/۳ کیلومتر و برای میدان امید در ۲/۸ میلیون سال و برابر با ۸/۲ کیلومتر است. با توجه به ژرفای فعلی سازند زردکوه که در میدان منصوری و امید ۸/۱ کیلومتر است، میزان فرایش سازند زردکوه در این دو میدان به ترتیب برابر ۲۰۰ و ۱۰۰ متر است که این اعداد برای پی‌سنگ نیز صدق می‌کند (شکل ۷ و جدول ۲). نمودارهای کنترل کیفیت مدل گرمایی در همه چاه‌ها تهیه شده است که نمودارهای میدان منصوری به‌عنوان نمونه آورده شده است (شکل ۸).

بر اساس مدل یک‌بعدی گرمایی ساخته شده در میدان‌های منصوری و امید، گرمای سازند زردکوه (اردوویسن میانی) در زمان حدود ۱۶ میلیون سال پیش ۱۸۵ درجه در میدان منصوری و ۱۷۰ درجه در میدان امید بوده است (شکل ۴). با توجه به گرادیان زمین گرمایی این دو میدان (۲۷ درجه منصوری و ۲۵ درجه امید)، و دمای سطحی 10 ± 5 درجه (Gavilot et al., 2010) ژرفای سازند زردکوه در ۱۶ میلیون سال پیش می‌بایست در هر دو میدان حدود ۶/۵ کیلومتر باشد که این با ستبراهای در نظر گرفته شده ما براساس اطلاعات اداره چینه‌شناسی مدیریت اکتشاف نفت و برش‌های ساختمانی پیشین (نریمانی و همکاران، ۱۳۹۷) مغایرت دارد. جهت رسیدن به ژرفای به‌دست آمده از مدل گرمایی، ستبرای سری نمک هرمز (با توجه به ثابت در نظر گرفتن ژرفای پی‌سنگ) کمتر شده و ژرفای کلی پالئوزویک بیشتر می‌گردد. این نکته مهمی است و نشان می‌دهد که سری هرمز یا معادل آن در فروافتادگی دزفول باید ستبرای کمی داشته باشد ولی در عوض ستبرای پالئوزویک نسبت به داده‌های



شکل ۸- نمودار انعکاس ویتربایت(الف) و دما در برابر ژرفا (ب) در میدان منصوری که از مدل گرمایی به‌دست آمده و درستی مدل را نشان می‌دهد.

جدول ۲- محاسبه نرخ متوسط فرایش یا فرسایش زمین ساختی (exhumation) سازند زردکوه در تاق‌دیس‌های مسیر برش ناحیه‌ای.

نرخ متوسط فرسایش زمین ساختی (cm/y)	میزان فرسایش زمین ساختی (m)	زمان حداکثر تدفین (Ma)	عمق فعلی سازند زردکوه (m)	حداکثر عمق تدفین سازند زردکوه (m)	تاق‌دیس
۰/۰۵	۹۳۵۰	۱۹	+۲۳۵۰	-۷۰۰۰	کوه زردکوه
۰/۰۳۱	۳۰۰۰	۹/۶	-۶۶۰۰	-۹۶۰۰	کوه آسماری
۰/۰۰۶	۲۵۰	۴/۲	-۹۲۵۰	-۹۵۰۰	کوپال
۰/۰۰۵	۲۰۰	۳/۷	-۸۱۰۰	-۸۳۰۰	منصوری
۰/۰۰۴	۱۰۰	۲/۸	-۸۱۰۰	-۸۲۰۰	امید

۹- بازسازی برش ساختاری و پیشینه زمین‌ساختی - رسوبی منطقه

هدف از بازسازی برش‌های ساختاری مرحله به مرحله درک بهتر تحولات زمین‌ساختی- رسوبی در طول زمان زمین‌شناسی در امتداد این برش‌ها است. برش‌های ساختاری در صورتی معتبر هستند که ترازمند شده باشند. در ادامه نتایج و تحلیل‌های به‌دست آمده از بازسازی برش ساختاری یاد شده به طور خلاصه ارائه می‌گردد:

۹-۱. برش پالئوزویک

این برش سازندهای پالئوزویک تا پی‌سنگ را در برمی‌گیرد. گسترش گسل‌های بالقوه پی‌سنگی در زمان پالئوزویک - تریاس با سازوکار کششی در بخش شمالی برش آشکار است (شکل ۶). با توجه به ستبرای زیاد سری هرمز در بخش شمالی برش، می‌توان نتیجه گرفت که این گسل‌ها در زمان پالئوزویک پیشین نیز فعال بوده (Berberian and king, 1981) به طوری که شاهد افزایش ستبرای نمک‌های هرمز در فرادیواره این گسل‌ها می‌باشیم (شکل ۶). آمیزه‌های کافتی با سرشت قلیایی به همراه نهشته‌های تبخیری نظیر واحدهای سنگ چینه‌ای سری ریزو و دزو و یا مجموعه هرمز در جنوب خاوری زاگرس، شواهدی مبنی بر واگرایی دو قاره اوراسیا و گندوانا در زمان پرکامبرین پسین-کامبرین پیشین (۶۵۰ تا ۴۰۰ میلیون سال) می‌باشند. با توجه به فروافتادگی‌های مرتبط با این کافت در حوضه زاگرس و ایران مرکزی (Berberian and King, 1981)، ستبرای زیاد نمک هرمز به‌ویژه در اطراف گسل‌های ناحیه شمالی را می‌توان به این بازشدگی نسبت داد. اگرچه برش بازسازی شده اخیر بر روی پالئوزویک (نریمانی و همکاران، ۱۳۹۸) نشان می‌دهد که ستبرای بخش شمالی نهشته‌های پالئوزویک بیشتر از بخش جنوبی (فرو افتادگی دزفول و دشت آبادان) است ولی نتایج حاصل از این پژوهش با استفاده از اعتبارسنجی برش با داده‌های آپاتیت فیشن‌ترک و مدل گرمایی نشان می‌دهد که برخلاف سری هرمز، نهشته‌های پالئوزویک زیرین تا گروه دهرم از زاگرس بلند تا دشت آبادان ستبرای نزدیک به هم داشته است که نشان می‌دهد که عملکرد رخدادهای زمین‌ساختی - رسوبی در سراسر ناحیه یکسان بوده است. بیشترین کوتاه‌شدگی محاسبه شده مربوط به پالئوزویک و به میزان ۱۱/۵ درصد است.

۹-۲. ژوراسیک میانی تا بالایی

در این زمان رژیم تنش کششی بر منطقه حاکم بوده (Berberian and King, 1981) به طوری که انتظار می‌رود در امتداد گسل‌های پیشین ستبرای رسوبات به دلیل عملکرد کششی و نرمال بیشتر باشد (شکل ۶). ادامه عملکرد گسل‌های بالقوه با ساز و کار کششی که شروع آن از پرموتریاس بوده است (Berberian and king, 1981) و همزمانی با رسوب‌گذاری سازندهای گوتنیا و سرگلو سبب افزایش ستبرای این سازندها در بخش شمالی و نزدیک به محل

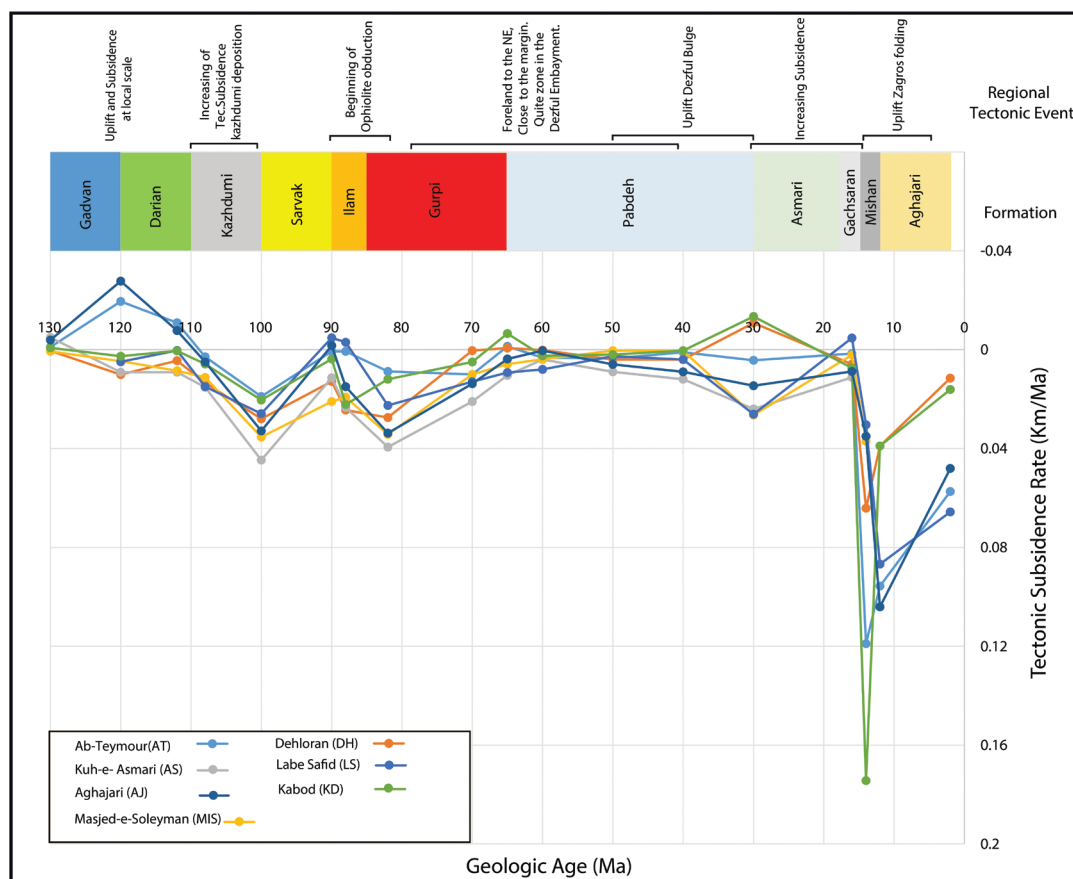
بازشدگی اقیانوس نئوتتیس و محل جدایش دو صفحه ایران و سپر عربی شده است. اگر چه حوضه ژوراسیک حوضه‌ای ژرف بوده و بر اساس نقشه‌های جغرافیای دیرینه‌جهانی در زمان ژوراسیک پسین اقیانوس تتیس بیشترین عرض را داشته است (Stampfli and Borel, 2002) ولی با توجه به آغاز تنش کششی از زمان پرمو- تریاس در ناحیه (Berberian and King, 1981) حوضه ژوراسیک می‌تواند تغییرات ژرفا مربوط به عملکرد گسل‌های نرمال قدیمی را به ارث برده باشد.

۹-۳. کرتاسه

این برش بر روی سازند سروک از گروه بنگستان بازسازی گردیده است. سن سازند سروک سنومانین- تورنین و حدود ۹۰ میلیون سال است. با ادامه باز شدن اقیانوس اطلس و حرکت صفحه آفریقا به سمت شمال‌خاور که مرز بین آپتین- آلپین آغاز شده بود (Torsvik et al., 2009)، تغییر رژیم تنش کششی در اثر معکوس‌شدگی (Inversion) به رژیم تنش فشاری اتفاق افتاده است. کم‌شدن ستبرای سازند کژدمی که در پهنه ایدز ۱۰۰-۱۵۰ متر و در فروفتادگی دزفول ۲۸۰ تا ۳۵۰ متر است می‌تواند دلیلی بر شروع یک مرحله فشاری و کم‌شدن ستبرای رسوبات در این ناحیه و مرتبط با بازشدن اقیانوس اطلس در زمان آلپین باشد. بازسازی بر روی (Top) سازند سروک نشان می‌دهد که در این زمان گسل‌های نرمال قدیمی بر اثر تغییر رژیم زمین ساختی از کششی به فشاری که شروع آن در زمان آلپین-آپتین بوده، به گسل‌های با سازوکار معکوس تبدیل شده‌اند. کم‌شدن ستبرای سازند کژدمی به سن آلپین در پهنه ایدز به نسبت فروبار دزفول، وجود دو رخساره ژرف و کم‌ژرفا در سازند سروک و دگرشیبی بین بخش پایینی (سنومانین) و بالایی (تورنین) در این سازند (آقاباتی، ۱۳۸۳) و همچنین فعال شدن مجدد بلندی‌های قدیمی در فروافتادگی دزفول در این زمان، از شواهد این تغییر رژیم زمین ساختی هستند.

۹-۴. الیگومیوسن

نقشه‌ها و نمودارهای نرخ فعالیت‌های زمین‌ساختی در منطقه مورد مطالعه (Farahzadi et al., 2019) نشان می‌دهد که در زمان رسوب‌گذاری سازندهای پابده و آسماری (۱۶ تا ۶۵ میلیون سال پیش)، ناحیه یاد شده آرامش نسبی زمین‌ساختی را تجربه نموده است (شکل ۹). سازند آسماری که اصلی‌ترین مخزن نفتی زاگرس است، در این دوره آرامش زمین‌ساختی (الیگومیوسن) نهشته شده است. این موضوع در برش ساختاری بازسازی شده بر روی افق آسماری نیز قابل مشاهده است به طوی که تغییر ستبرای محسوسی در سازند آسماری در سراسر برش مشاهده نمی‌گردد که نشان‌دهنده آرامش نسبی حوضه در این زمان است (شکل ۶).

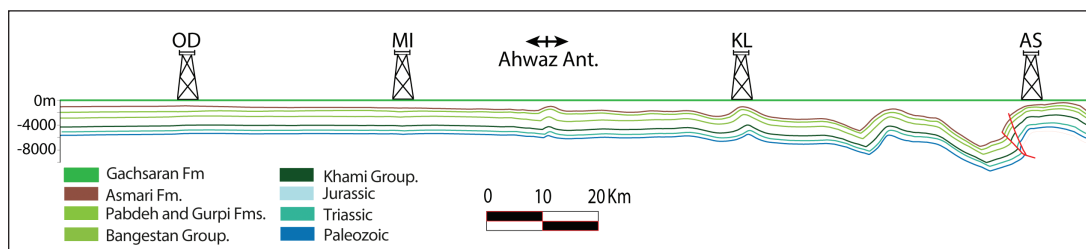


شکل ۹- نمودارهای نرخ فعالیت زمین ساختی از زمان کرتاسه تا زمان حال در فرو افتادگی دزفول شمالی - برگرفته از (Farahzadi et al. (2019).

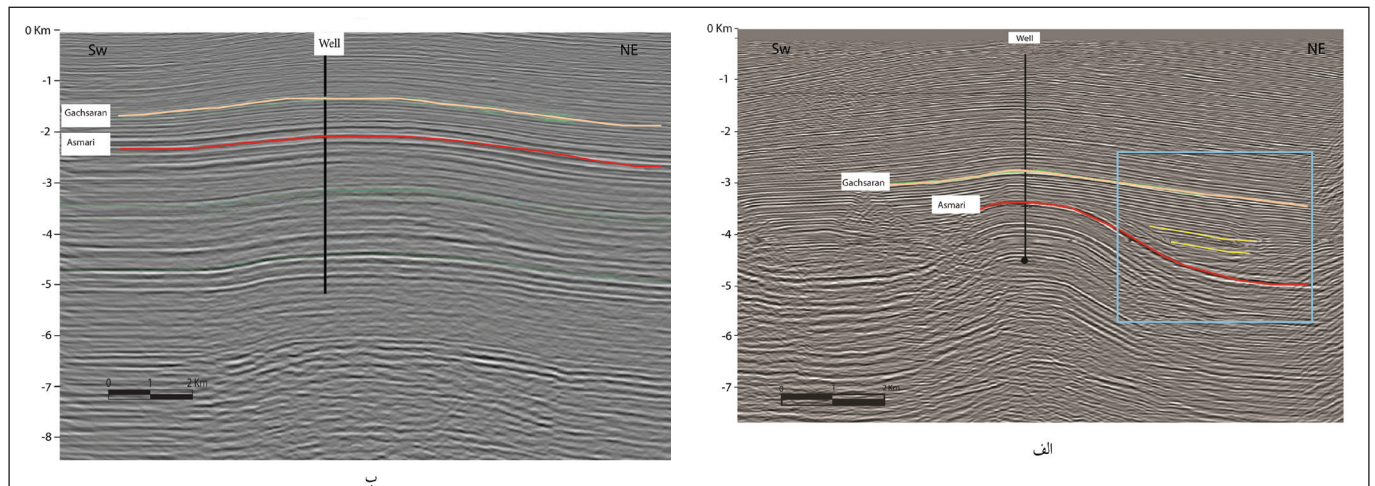
۹-۵. میوسن میانی تا بالایی

منصوری و امید نرسیده است (شکل ۱۰). این موضوع افزون بر برش بازسازی شده بر روی سازند گچساران، در برش های لرزه ای بازتابی کوپال و منصوری نیز قابل مشاهده و قابل اثبات است. همان گونه که از شکل ۱۱-الف مشاهده می شود، در تاقیدس کوپال، بخش های پایین سازند گچساران نسبت به سازند آسماری به صورت top lap و on lap قرار گرفته و تشکیل چینه های رشدی (Growth strata) را داده اند که نشان می دهد سازند آسماری در حین رسوب گذاری سازند گچساران چین خورده و در حال بالا آمدن بوده است ولی شواهدی از چینه های رشدی در تاقیدس منصوری دیده نمی شود (شکل ۱۱-ب).

در زمان میوسن میانی در ناحیه مورد مطالعه سازند گچساران در حال رسوب گذاری بوده است. در این زمان مرحله دیگری از دگرریختی فشاری رخ می دهد که منطبق با کوهزاد زاگرس است. در این زمان گسل های وارونه از پیش موجود و ژرف باز فعال شده اند و چین خوردگی ناحیه ای در حال توسعه بوده است (Abdollahie fard et al., 2006). بازسازی سازند گچساران در امتداد برش ساختمانی نشان می دهد که در این زمان تاقیدس های کوه آسماری، کوپال و اهواز شکل گرفته و چین خوردگی در این مناطق بسیار زودتر از زمان میوسن میانی شروع شده است. ولی در این زمان دگرشکلی و چین خوردگی هنوز به موقعیت فعلی تاقیدس های



شکل ۱۰- برش ساختاری بازسازی شده بر روی افق گچساران (در بخش فرو افتادگی دزفول) که نشان می دهد در زمان رسوب گذاری این سازند تاقیدس های آسماری و کوپال و اهواز تشکیل شده اند ولی چین خوردگی به تاقیدس های منصوری و امید نرسیده است.



شکل ۱۱-الف) برش لرزه‌ای بازتابی از چاه کوپال- بخش‌های پایین سازند گچساران نسبت به آسماری به صورت on lap و top lap قرار گرفته اند (کادر آبی). ب) برش لرزه‌ای بازتابی از چاه منصوری که سازند گچساران و آسماری به صورت هماهنگ چین خورده‌اند و چینه‌های رشدی مشاهده نمی‌شود.

۱۰- الگوی فرسایش ناحیه‌ای

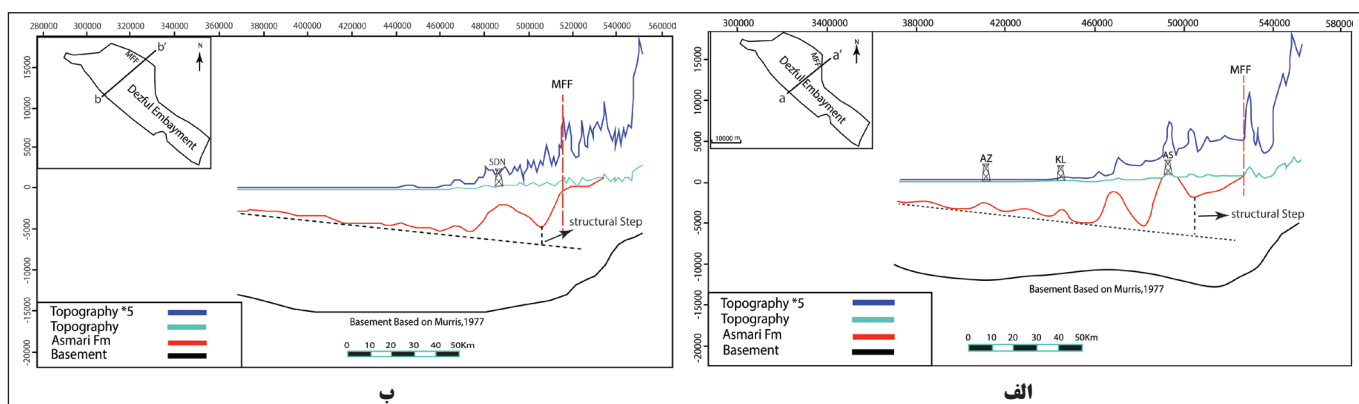
به همین شکل جهت تشکیل شکل هندسی پانه‌ای مرتفع‌تر گردد. اما شکل ۱۲-الف که یک برش عرضی بر روی افق‌های توپوگرافی، آسماری و پی‌سنگ در مسیر برش ناحیه‌ای A-A' است (شکل ۲) نشان می‌دهد که یک بی‌هنجاری یا پله ساختاری در محدوده کوپال و کوه آسماری در افق آسماری و یک پله ساختاری بزرگ‌تر در پهنه ایزه و بعد از خمش پیشانی کوهستان (MFF) در توپوگرافی قابل مشاهده است (سازند آسماری در این ناحیه به سطح رسیده است). اختلاف سطح ایستایی بین ناودیس جنوبی و شمالی تاقدیس کوه آسماری نیز وجود این پله ساختاری و عملکرد گسل پی سنگی در این ناحیه را تأیید می‌کند (شکل ۱۲-الف). در شکل ۱۲ قسمت ب نیز یک پله ساختاری در شمال تاقدیس شهیدان مشاهده می‌گردد. ریخت‌شناسی پی‌سنگ (Morris, 1977) به گونه‌ای است که در بخش میانی فروافتادگی دزفول، نسبت به جنوب (به سمت دشت آبادان) و شمال (به سمت پهنه ایزه) ژرفای بیشتری دارد. این موضوع در شکل ۱۲-ب آشکارا دیده می‌شود. در شکل ۱۲-الف اگر چه پی‌سنگ در بخش میانی به دلیل وجود بلندی قدیمی کوپال کمی بالا آمده است ولی باز به نسبت بخش شمالی و جنوبی فروافتادگی دزفول ژرف‌تر است. شکل ۱۳ یک نقشه هم‌ستبرای بین افق‌های گچساران و توپوگرافی است. جهت تهیه نقشه خطوط هم‌تراز زیرزمینی سر سازند (Top formation) گچساران خط‌های بازتابی لرزه‌ای دو بعدی و سه بعدی موجود در سراسر فروافتادگی دزفول، مورد بازیابی و تفسیر مجدد قرار گرفت. سپس با استفاده از نرم‌افزار پترل یک نقشه هم‌ستبرای بین توپوگرافی و افق گچساران برای نخستین بار تهیه گردید. این نقشه هم‌ستبرای میزان رسوب‌گذاری سازنده‌های میشان تا کواترنری را در فروافتادگی دزفول نشان می‌دهد. با دقت در این نقشه می‌توان مشاهده نمود که میزان رسوب‌گذاری در بخش بالایی گروه فارس (میسان-آغاچاری) و بختیاری از ریخت‌شناسی پی‌سنگ پیروی می‌کند به این صورت که از سمت جنوب نقشه به سمت بخش‌های میانی آن (پیش از تاقدیس کوه آسماری و گسل پیشانی کوهستان) ستبرای رسوبات در حال زیاده‌تر شدن است (پی‌سنگ نیز در این محدوده نسبت به دشت آبادان ژرف‌تر می‌شود (شکل ۱۲)) ولی ناگهان در بخش شمالی (که تحت تأثیر نرخ فرایش زیاد (جدول ۲) و عملکرد گسل‌های پی‌سنگی بوده است) این ستبرای به یکباره کمتر شده به طوری که در بعضی نقاط سازنده‌های آغاچاری میشان و بختیاری به طور کامل حذف شده و گچساران در سطح رخنمون پیدا کرده است. لازم به ذکر است که یکی دیگر

آنچه در این پژوهش بر اساس داده‌های آپاتیت فیشن‌ترک و انعکاس ویتربایت و مدل گرمایی یک بعدی به دست آمده است، فرایش یا فرسایش زمین‌ساختی (معدنی‌پور و همکاران، ۱۳۹۲) است که برای معادل لاتین Exhumation در نظر گرفته شده است. فرسایش زمین‌ساختی پیشینه یا مسیر و آهنگ حرکتی است که یک سنگ در نتیجه روکنی (denudation) به سمت سطح طی می‌کند. تفاوت روکنی با فرسایش زمین‌ساختی در این است که فرسایش زمین‌ساختی باربرداری از یک نقطه یا یک مقطع سنگی قائم است ولی روکنی در یک ناحیه گسترده اعمال می‌شود (معدنی‌پور و همکاران، ۱۳۹۲). جدول ۲ که از نمودارهای تدفین به دست آمده نشان می‌دهد که میزان فرایش یا فرسایش زمین‌ساختی (exhumation) پی‌سنگ و سازند زردکوه از زاگرس بلند به سمت دشت آبادان کاهش پیدا کرده است. بیشترین نرخ فرسایش زمین‌ساختی مربوط به تاقدیس کوه زردکوه در زاگرس بلند است که سازند زردکوه در آن بیشترین مقدار تدفین را به میزان ۷ کیلومتر در ۱۹ میلیون سال پیش تحمل کرده است (شکل ۵-الف). براساس مدل پانه (Wedge model) کمربندهای چین‌خورده-رانده یک هندسه پانه‌ای شکل در برش‌های عرضی از خود نشان می‌دهند که باریک‌شدن آن به سمت پیش‌بوم (foreland) است (Davis et al., 1983; Dahlen, 1984).

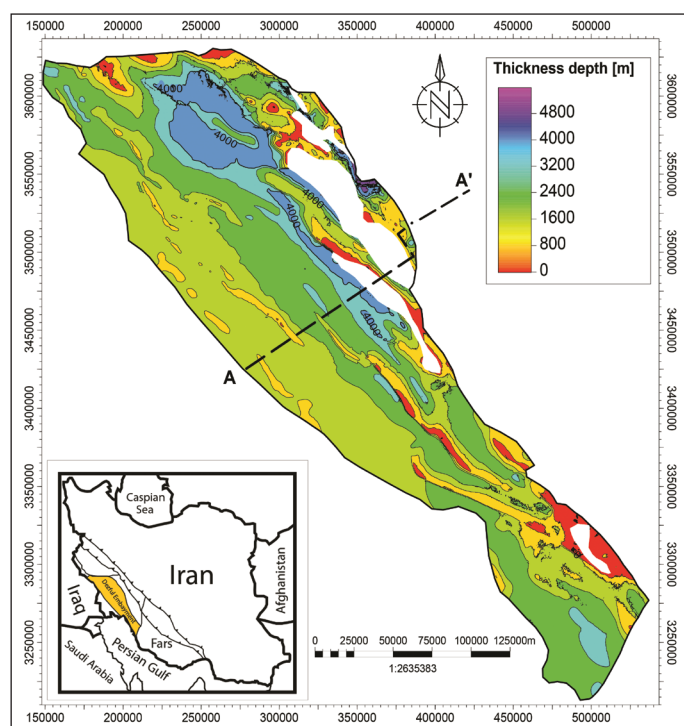
هندسه این پانه با فروریزش‌های کششی (Extensional collapse) در جهت ثابت نگه‌داشتن شیب بحرانی سطحی، پیوسته پایدار می‌ماند (Fossen, 2011). تشکیل پله‌های ساختاری باعث ایجاد بی‌هنجاری در این هندسه می‌شود. یک روش دیگر تشخیص پله‌های ساختاری بر اساس اختلاف ارتفاع بین ناودیس‌های مجاور در کمربندهای کوهزایی است. در صورتی که چین‌خوردگی فقط پوشش رسوبی را در بر گرفته باشد، ناودیس‌های مجاور در سطح تراز ایستایی یکسانی قرار خواهند گرفت ولی در صورت تأثیر گسل‌های پی‌سنگی، ناودیس‌های مجاور در تراز ایستایی متفاوتی قرار خواهند گرفت و تشکیل پله‌های ساختاری و پی‌سنگی را می‌دهند (Sherkati et al., 2006). پله‌های پی‌سنگی نماد درگیر شدن پی‌سنگ در دگرشکلی‌اند. وجود گسل‌های پی‌سنگی در جایی که برجستگی ساختارها مشاهده شود و داده‌های کانونی زمین لرزه‌ها در مرز بین پی‌سنگ پوشش رسوبی به ثبت برسد نیز مورد تأیید است (Karasezon et al., 2019). با توجه به موارد یاد شده، با دور شدن از پیش‌بوم ژرفای پی‌سنگ باید به طور یکنواخت زیاد شود و توپوگرافی نیز

به‌ویژه سازند آغاچاری در این ناحیه باشد که چینه‌های رشدی (Growth Strata) در سازند آغاچاری و سازند بختیاری (تاق‌دیس سردشت) را تشکیل داده‌اند.

از عوامل نبود بعضی از سازندها در بخش شمالی فروافتادگی دزفول و پهنه ایده می‌تواند نرخ بالای چین‌خوردگی نسبت به نرخ رسوب‌گذاری سازندهای یاد شده



شکل ۱۲- برش عرضی نسبت به روند زاگرسی بر روی افق‌های توپوگرافی، آسماری و پی سنگ (الف) در مسیر برش ساختاری سراسری (شکل ۲ و ب) در مسیر تاق‌دیس شهیدان در شمال خاور تاق‌دیس‌های کوه آسماری و مسجد سلیمان. شروع پله‌های ساختاری از شمال تاق‌دیس‌های کوه آسماری و شهیدان است-موقعیت برش‌ها در فروافتادگی دزفول به صورت a-a' و b-b' در نقشه راهنما مشخص شده است. AS و KL, AZ, SDN به ترتیب موقعیت تاق‌دیس‌های شهیدان، اهواز، کوپال، و کوه آسماری و MFF موقعیت خمش جبهه کوهستان را نشان می‌دهد.



شکل ۱۳- نقشه هم‌ستبرای بین توپوگرافی و سر (Top) سازند گچساران- بیشترین ستبرای در بخش میانی منطقه دیده می‌شود در بخش شمالی از ستبرای آن کاسته می‌شود و حتی به صفر (مناطق سفید) می‌رسد. A-A' = مسیر برش ساختاری در شکل ۲ است.

۱۱- بحث

خلاف مطالعات پیشین از زاگرس بلند تا دشت آبادان (به‌جز محدوده بلندی‌های قدیمی) تقریباً یکنواخت است. معکوس شدن رژیم زمین‌ساختی، در زمان آلپین-آپتین به دلیل بازشدن اقیانوس اطلس و حرکت صفحه آفریقا به سمت شمال‌خاور (Torsvic et al., 2009) باعث تغییر رژیم تنش‌کشی به تنش فشاری شده است که حاصل آن معکوس‌شدگی (Inversion) گسل‌های نرمال قدیمی، فعالیت مجدد آنها

بازسازی برش ترازمند شده که با طول حدود ۳۰۰ کیلومتر از زاگرس بلند تا دشت آبادان ادامه دارد، نشان می‌دهد که ستبرای نمک هرمز در بخش شمالی برش بیشتر از جنوبی است که به فعالیت کششی گسل‌های شمالی در این زمان (پروکامبرین پسین- کامبرین زیرین) مربوط است. مدل گرمایی یک بعدی نشان می‌دهد که در زمان پالئوزویک کل ناحیه سرنوشت یکسانی داشته و ستبرای پالئوزویک بر

و تأثیر بر حوضه‌های رسوبی بوده است. آنالیز داده‌های آپاتیت فیشن‌ترک در کوه زردکوه در منطقه زاگرس بلند نشان‌دهنده یک بازه سردشدگی بین ۱۴ تا ۲۴ میلیون ساله است. با توجه به اینکه این ناحیه نسبت به کل زاگرس ناحیه کوچکی است به تنهایی نمی‌تواند نماینده سن رخداد سردشدگی در زاگرس باشد، اما به کمک کارهای پژوهشگران پیشین در بخش‌های دیگر زاگرس (Homke et al., 2010; Gavillot et al., 2010; Khadivi et al., 2010; Nilfouroushan et al., 2013; Koshnow et al., 2020) می‌توان به نتیجه جامع‌تری درباره تاریخچه فرایش و ارتباط آن با رخداد‌های زمین‌ساختی ناحیه پی برد. (Khadivi et al., 2010) بر اساس مطالعه به روش AFT در دانه‌های آپاتیت سازند رازک در شمال فارس اذعان نمودند که سن سردشدگی و فرایش در فرادیواره راندگی اصلی زاگرس حدود ۲۵ میلیون سال است. اگر چه بیشترین سن سردشدگی به‌دست آمده توسط (Gavillot et al., 2010) با روش (U-Th)/He در آپاتیت و زیرکن در ناحیه کوه‌رنگ (نزدیک کوه زردکوه) در زاگرس بلند ۲۶/۷ میلیون سال برآورد شده است ولی آنها نتیجه گرفتند که روراندگی در زاگرس بلند در حداقل ۱۹ میلیون سال پیش در حال انجام بوده و نباید از سن ۲۳ میلیون سال پیش یعنی میوسن قدیمی‌تر بوده باشد. در مقاله ایشان مقدار بیشینه دمای تدفین کمتر از ۱۸۰ درجه است که با توجه به گرادیان زمین‌گرایی برای ناحیه، بیشترین میزان فرایش کمتر از ۷ تا ۹ کیلومتر در بخش مرکزی زاگرس برآورد شده است که با نتایج به‌دست آمده در این پژوهش بسیار نزدیک است. بر اساس مطالعات AFT توسط (Homke et al., 2010) آتشفشان عظیم در سندیج- سیرجان در محدوده ائوسن میانی تا پایی (۳۵ تا ۴۵ میلیون سال) و رخداد سردشدگی الیگومیوسن در حدود ۲۲ میلیون سال پیش در منطقه افرینه لرستان رخ داده است. (Koshnow et al., 2020) با مطالعات دما-زمان‌سنجی (U-Th)/He نتیجه گرفتند که فرایش در بخش شمال‌باختری زاگرس در ۱۴ میلیون سال پیش اتفاق افتاده است. آنچه از مطابقت در مطالعات دما-زمان‌سنجی در این مقاله و مقالات پژوهشگران پیشین می‌توان استنباط کرد این است که بیشترین سن سردشدگی و میزان فرایش به‌دست آمده در این مقاله (حد اکثر 24 ± 4 میلیون سال سن سردشدگی و بیشینه ۹۳۵۰ متر فرایش در ناحیه زردکوه) با مطالعات پیشین در زاگرس مرکزی (Gavillot et al., 2010) همخوانی نزدیکی دارد. مجموع مطالعات یادشده در بخش‌های مختلف زاگرس نشان می‌دهد که یک جوان‌شدگی در سن سردشدگی از ناحیه فارس به سمت ناحیه لرستان و شمال‌باختر زاگرس مشاهده می‌شود. سن محدوده مرکزی زاگرس که در این مقاله به آن پرداخته شده در بازه زمانی ۱۴ تا ۲۴ میلیون سال و در محدوده زمانی مرز الیگوسن- میوسن تا میوسن میانی است. تاقدیس‌های کوه آسماری و کوپال در زمان رسوب‌گذاری سازند گچساران (میوسن) در حال چین‌خوردگی بوده‌اند ولی جنوب ناحیه، جایی که تاقدیس‌های منصوری و امید قرار دارند احتمالاً در رخداد‌های پایانی آلپی (پلیو-پلیستوسن) دچار چین‌خوردگی شده‌اند. در بخش شمالی برش ساختمانی، گسل‌های پی‌سنگی بزرگ عامل فرایش و فرسایش عظیم در ناحیه هستند. این گسل‌های ناحیه‌ای بزرگ که از سطح جدایش زیرین (نمک‌هرمز) منشأ گرفته و به سمت بالا توالی رسوبی را قطع کرده‌اند می‌توانند در ارتباط با حرکات گسل‌های پی‌سنگی باشند (شکل ۲). رخداد‌های سردشدگی در صورتی که درست اندازه‌گیری شده باشند با رخداد‌های زمین‌ساختی ناحیه‌ای منطبق هستند (Homke et al., 2010). زمان شروع فرایش در زاگرس بلند در بخش مرکزی آن در محدوده مرز الیگو-میوسن تا میوسن میانی قرار می‌گیرد. این زمان می‌تواند با رخداد دوباره فعال‌شدن گسل‌های پی‌سنگی در بخش شمالی برش ساختاری، پس از آرامش زمین‌ساختی زمان رسوب‌گذاری سازند آسماری منطبق باشد. برآورد نرخ فرسایش زمین‌ساختی در امتداد برش ساختاری نیز حکایت از این دارد که فعالیت‌های زمین‌ساختی در بخش شمالی خیلی زودتر از بخش جنوبی برش ساختاری آغاز شده به طوری که نرخ فرسایش زمین‌ساختی در ناحیه زردکوه و کوه آسماری بسیار بیشتر از تاقدیس‌های بخش جنوبی یعنی جنوب فروافتادگی دزفول و دشت آبادان است.

با توجه به مقطع عرضی که بر روی افق‌های توپوگرافی، آسماری و پی‌سنگ ترسیم گردیده و انطباق آن با نقشه هم‌سترا بین توپوگرافی و گچساران، می‌توان استنباط کرد که حرکات و هندسه پی‌سنگ کنترل‌کننده حوضه رسوبی بوده به گونه‌ای که با فرایش پی‌سنگ و وجود پله‌های ساختاری که در بخش شمالی مشهود است، میزان فرسایش نیز افزایش پیدا کرده و در بعضی نقاط شمالی فروافتادگی دزفول سازندهای گچساران و آسماری رخمون پیدا کرده و در زاگرس بلند سازندهای پالئوزویک در کنار سازندهای دوران دوم قرارگرفته‌اند. برجستگی ساختاری در توپوگرافی در بخش شمالی فروبار دزفول (شکل ۱۲) از نشانه‌های درگیرشدن پی‌سنگ در چین‌خوردگی است زیرا کوتاه‌شدگی در پوشش رسوبی توپوگرافی ناحیه‌ای را به وجود نمی‌آورد و توپوگرافی‌های بزرگ مرتبط با روراندگی در پی‌سنگ بلورین هستند (Koshnow et al., 2020). با توجه به شواهد بالا و وجود پله‌ها و برجستگی‌های ساختاری در بخش شمالی فروافتادگی دزفول که نماد درگیر شدن پی‌سنگ در چین‌خوردگی هستند (LeGarzic et al., 2019) و همچنین ثبت کانون‌های زمین‌لرزه در پی‌سنگ این ناحیه (Berberian, 1995; Karasezon et al., 2019)، می‌توان استنباط کرد که درگیر شدن گسل‌های پی‌سنگی در بخش شمالی فروافتادگی دزفول و در مرز با سیستم گسلی جبهه کوهستان رخ داده و زمین‌ساخت ستبرپوسته (thick-skinned tectonic) به پیش‌بوم زاگرس نفوذ نموده است. از زمان پلیوسن تا زمان حال دگرشکلی به سمت جنوب‌باختر در حال مهاجرت بوده است به طوری که گسترش گسل‌های پی‌سنگی از زاگرس بلند به سمت جنوب‌باختر باعث رشد خمش جبهه کوهستان گردیده است (Tavani et al., 2020). بیشتر پژوهشگران شروع رشد سیستم گسلی جبهه کوهستان را سرآغاز درگیر شدن پی‌سنگ در چین‌خوردگی می‌دانند که در ناحیه لرستان بر اساس نظر (Homke et al., 2004) بین ۲/۵ تا ۸ میلیون سال بوده است و در ناحیه کردستان عراق حدود ۵ تا ۸ میلیون سال برآورد شده است (Nilfouroushan et al., 2013). ریخت‌شناسی پی‌سنگ نشان می‌دهد که در قسمت‌های شمالی پله‌های پی‌سنگی، در بخش میانی ژرف‌شدگی و در بخش جنوبی نیز به دلیل نزدیک شدن به صفحه عربی از ژرفای آن کاسته می‌شود. اگر چه تغییرات احتمالی در نرخ فرایش در امتداد گسل‌های بزرگ ممکن است تغییراتی جزئی در هندسه و ریخت‌شناسی پی‌سنگ به‌وجود آورده باشد ولی با توجه به الگوی رسوب‌گذاری و فرسایش از افق آسماری تا توپوگرافی، به نظر می‌رسد که حداقل پس از فعالیت مجدد گسل‌های پی‌سنگی در زمان الیگوسن-میوسن میانی، شکل و هندسه کلی پی‌سنگ تغییر پیدا کرده‌است و پس از آن تغییر محسوسی نداشته است.

۱۲- نتیجه گیری

برآورد کوتاه‌شدگی بر روی برش ساختاری ترازمند در افق‌های مختلف نشان می‌دهد که بیشترین کوتاه‌شدگی مربوط به پالئوزویک به میزان ۱۱/۵ درصد و کمترین آن مربوط به سازند آسماری به سن الیگومیوسن و حدود ۱۰ درصد است. مدل‌سازی گرمایی با انعکاس ویترونیات و نتایج دما-زمان‌سنجی می‌تواند برای برآورد ژرفای قرارگیری واحدهای رسوبی در هنگام بازسازی برش ساختاری به کار آیند و از این نظر در نبود چاه حفاری شده و داده‌های لرزه‌ای بازتابی با کیفیت مناسب، می‌تواند تخمین خوبی از ستبرای واحدهای رسوبی مختلف ارائه دهند. با استفاده از این روش در این پژوهش مشخص گردید که سازند زردکوه در سراسر ناحیه باید در زمان رسوب‌گذاری سازند آسماری به طور میانگین در ژرفای حدود ۶ تا ۶/۵ کیلومتری قرارگرفته باشد. این اطلاعات باعث شد که ستبرای پالئوزویک در برش ساختاری تصحیح شده و مشخص شود که ستبرای این توالی در زاگرس بلند و فروافتادگی دزفول به جز محل بلندی‌های قدیمی نسبتاً یکسان است. مدل گرمایی همچنین نشان می‌دهد که سازند هرمز یا معادل آن در فروافتادگی دزفول یا وجود ندارد و یا ستبرای آن به نسبت پهنه ایده و زاگرس بلند بسیار کمتر است. سن سردشدگی به‌دست

فرسایش نیز بیشتر شده است به طوری که در محل وجود پله‌های پی‌سنگی نبود و یا کم‌شدن ستبرای گروه فارس مشاهده می‌شود. براساس نتایج AFT، نمونه‌های به سطح رسیده کنونی پیش از سردشدگی، ژرفای تدفین چند کیلومتری را تحمل کرده‌اند و به سطح رسیدن آنها در زمان حال، نشان‌دهنده فرایش و فرسایش عظیم در این ناحیه است. برجستگی ساختاری در توپوگرافی، کوتاه‌شدگی کم در امتداد برش ساختاری، وجود پله‌های ساختاری در بخش شمالی فروافتادگی دزفول در مرز با سیستم گسلی جبهه کوهستان و ثبت کانون‌های زمین‌لرزه در پی‌سنگ این ناحیه، نشان از فعالیت مجدد ساختارهای پی‌سنگی و نفوذ زمین‌ساخت ستبرپوسته به منطقه شمال فروافتادگی دزفول و پیش‌بوم زاگرس حداقل در محدوده کوه آسماری و تاق‌دیس‌های مسجدسلیمان و شهیدان دارد. اثبات نفوذ ساختارهای پی‌سنگی در سراسر بخش شمالی فروافتادگی دزفول به بررسی‌های بیشتر در سراسر ناحیه نیاز دارد.

سپاسگزاری

نویسندگان از مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران به دلیل حمایت و اجازه چاپ این مقاله تشکر و قدردانی می‌نمایند.

آمده در کوه زردکوه در زاگرس بلند بین ۱۴ تا ۲۴ میلیون سال و در محدوده سنی الیگوسن پایانی تا میوسن میانی است که این سن با مطالعات پیشین با دیگر روش‌های دما-زمان‌سنجی همخوانی نزدیکی دارد. براساس شواهد ساختاری و برش لرزه‌ای بازتابی، در زمان رسوب‌گذاری بخش‌های پایینی سازند گچساران، چین‌خوردگی در بخش‌های شمالی برش ساختاری و در تاق‌دیس‌های کوه آسماری، کوپال و اهواز شروع شده است ولی دگرشکلی در آن زمان به بخش‌های جنوب فروافتادگی دزفول و دشت آبادان یعنی محل تاق‌دیس‌های منصوری و امید نرسیده است. به نظر می‌رسد که شروع چین‌خوردگی بخش شمالی (که با دوباره فعال‌شدن گسل‌های قدیمی پی‌سنگی پس از آرامش زمان رسوب‌گذاری سازند آسماری همراه بوده است) با سن سردشدگی به‌دست آمده از داده‌های آپاتیت فیشن ترک همخوانی داشته‌باشد. برآورد نرخ متوسط فرسایش زمین‌ساختی که از زاگرس بلند به سمت دشت آبادان کمتر می‌شود نشان می‌دهد که رخدادهای زمین‌ساختی در زاگرس بلند و ایزه بسیار زودتر از بخش جنوبی فروافتادگی دزفول و دشت آبادان و حداقل در زمان میوسن زیرین آغاز گردیده است. الگوی فرسایش ناحیه با ریخت‌شناسی پی‌سنگ همخوانی دارد و در جاهایی که پی‌سنگ بر اثر فعالیت گسل‌های پی‌سنگی تشکیل پله‌های ساختاری را داده و به سمت بالا حرکت نموده

کتابنگاری

- آفانباتی، س.ا.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ صفحه.
- حمیدی، ب.، ۱۳۹۵- آنالیزهای مقدماتی ژئوشیمیایی بر روی رسوبات پالئوزوئیک در هفت‌برش سطحی و چهارحلقه چاه‌اکتشافی، بخش دوم: انعکاس ویتربایت (RO) و مطالعات پتروگرافی آلی (TAI)، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، گزارش شماره ۸۹۲۳۰، ۱۳۲ صفحه.
- سعدونی، ج.، ۱۳۹۷- ژئوشیمی آلی چشمه‌های نفتی دزفول شمالی و تطابق با نفت میدان‌های اطراف، پایان‌نامه دکترا، دانشگاه صنعتی امیرکبیر، ۲۵۰ صفحه.
- مطیعی، ه.، ۱۳۷۲- زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران، ۵۸۳ صفحه.
- معدنی پور، س.، یساقی، ع.، رضائیان، م.، بحرودی، ع.، اهلرژ، ت.، انکلمان، ا.، ۱۳۹۲- شروع برخاستگی زمین‌ساختی کوه‌های طالش در الیگوسن آغازی بر پایه دما - زمان‌سنجی درجه حرارت کم، ماهنامه علمی - ترویجی اکتشاف و تولید نفت و گاز، شماره ۱۰۱، صص ۷۳-۷۸.
- نریمانی، ح.، آزادبیخواه، ا.، قزایی، غ.ر.، ۱۳۹۷- بازسازی ساختاری (پالئوزوئیک زیرین- میوسن) ناحیه دزفول شمالی، مدیریت اکتشاف شرکت ملی نفت ایران، گزارش شماره ۲۴۵۶، ۱۰۵ صفحه.

References

- Abdollahie Fard, I., Braathen, A., Mokhtari, M., and Alavi, S. A., 2006- Interaction of the Zagros Fold-Thrust Belt and the Arabian-type, deep-seated folds in the Abadan Plain and the Dezful Embayment, SW Iran. *Petroleum Geoscience*.v. 12,p. 347-362.<https://doi.org/10.1144/1354-079305-706>.
- Alavi, M., 2007- Structures of the Zagros fold-thrust belt in Iran. *American Journal of science*.v. 307,p. 1064-1095.<https://doi.org/10.2475/09.2007.02>.
- Bahrudi, A., and Koyi, H., 2003- Effect of spatial distribution of Hormuz salt on deformation style in the Zagros fold and thrust belt: an analogue modelling approach. *Journal of the Geological Society*.v. 160,p. 719-733.<https://doi.org/10.1144/0016-764902-135>.
- Berberian, M., 1995- Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. *Tectonophysics*.v. 241,p. 193-224.[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00185-C](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C).
- Berberian, M., and King, G., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian journal of earth sciences*.v. v.18,p. p.210-265.<https://doi.org/10.1139/e81-019>.
- Burnham, A. K., and Sweeney, J. J., 1989- A chemical kinetic model of vitrinite maturation and reflectance. *Geochimica et Cosmochimica Acta*.v. 53,p. 2649-2657.[https://doi.org/10.1016/0016-7037\(89\)90136-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(89)90136-1).
- Dahlen, F., 1984- Noncohesive critical Coulomb wedges: An exact solution. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.v. 89,p. 10125-10133.<https://doi.org/10.1029/JB089iB12p10125>.
- Dahlstrom, C., 1969- Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences*.v. 6,p. 743-757.<https://doi.org/10.1139/e69-069>.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F., 1983. Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.v. 88,p. 1153-1172.<https://doi.org/10.1029/JB088iB02p01153>.

- Farahzadi, E., Alavi, S. A., Sherkati, S., and Ghassemi, M. R., 2019- Variation of subsidence in the Dezful Embayment, SW Iran: influence of reactivated basement structures. *Arabian Journal of Geosciences*.v. 12.<https://doi.org/10.1007/s12517-019-4758-5>.
- Fossen, H., 2011- *Structural Geology*, Cambridge University press.463P.
- Gavillot, Y., Axen, G. J., Stockli, D. F., Horton, B. K., and Fakhari, M. D., 2010- Timing of thrust activity in the High Zagros foldthrust belt, Iran, from (U-Th)/He thermochronometry. *Tectonics*.v. 29.<https://doi.org/10.1029/2009TC002484>.
- Hessami, K., Koyi, H. A., Talbot, C. J., Tabasi, H., and Shabanian, E., 2001- Progressive unconformities within an evolving foreland fold-thrust belt, Zagros Mountains. *Journal of the Geological Society*.v. 158,p. 969-981. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-007>.
- Homke, S., Vergés, J., Garcés, M., Emami, H., and Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene-Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters*.v. 225,p. 397-410.<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.07.002>.
- Homke, S., Vergés, J., Van Der Beek, P., Fernández, M., Saura, E., Barbero, L., Badics, B., and Labrin, E., 2010- Insights in the exhumation history of the NW Zagros from bedrock and detrital apatite fission-track analysis: evidence for a long-lived orogeny. *Basin Research*.v. 22,p. 659-680. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00431.x>.
- Jiménez-Munt, I., Fernández, M., Saura, E., Vergés, J., and Garcia-Castellanos, D., 2012- 3-D lithospheric structure and regional/residual Bouguer anomalies in the Arabia-Eurasia collision (Iran). *Geophysical Journal International*.v.190,p. 1311-1324.<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05580.x>.
- JOGMEC, 2005- *Geochemical Evaluation and Basin modeling in Zagros basin of Iran-source rock potential of the paleozoic sequence-*. Vol. 1-4, National Iranian oil company.
- Karasözen, E., Nissen, E., Bergman, E. A., and Ghods, A., 2019- Seismotectonics of the Zagros (Iran) From Orogen-Wide, Calibrated Earthquake Relocations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.v. 124,p. 9109-9129.<https://doi.org/10.1029/2019JB017336>.
- Khadivi, S., Mouthereau, F., Larrasoana, J. C., Vergés, J., Lacombe, O., Khademi, E., Beamud, E., Melinte-Dobrinescu, M., and Suc, J. P., 2010- Magnetochronology of synorogenic Miocene foreland sediments in the Fars arc of the Zagros Folded Belt (SW Iran).*Basin Research*.v.22,p.918-932.<https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2009.00>.
- Konert, G., Afifi, A., Al-Hajri, S., de Groot, K., Al Naim, A., and Droste, H., 2001- Paleozoic stratigraphy and hydrocarbon habitat of the Arabian plate. *AAPG Bulletin*.v. 83, p. 1320-1336, <https://doi.org/10.1306/E4FD4701-1732-11D7-8645000102C1865.D>.
- Koshnaw, R. I., Stockli, D. F., Horton, B. K., Teixell, A., Barber, D. E., and Kendall, J. J., 2020- Late Miocene Deformation Kinematics Along the NW Zagros Fold-Thrust Belt, Kurdistan Region of Iraq: Constraints From Apatite (U-Th)/He Thermochronometry and Balanced Cross Sections. *Tectonics*.v. 39,p. e2019TC005865.<https://doi.org/10.1029/2019TC005865>.
- Le Garzic, E., Vergés, J., Sapin, F., Saura, E., Meresse, F., and Ringenbach, J., 2019- Evolution of the NW Zagros Fold-and-Thrust Belt in Kurdistan Region of Iraq from balanced and restored crustal-scale sections and forward modeling. *Journal of Structural Geology*.v. 124,p. 51-69.<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2019.04.006>.
- Lisker, F., Ventura, B., and Glasmacher, U., 2009- Apatite thermochronology in modern geology. *Geological Society, London, Special Publications*.v. 324,p. 1-23.<https://doi.org/10.1144/SP324.1>.
- Molinaro, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D., and Eshraghi, S., 2005- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold-thrust belt, Iran: From thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics*.v. 24. <https://doi.org/10.1029/2004TC001633>.
- Morris, P., 1977- Basement structure as suggested by aeromagnetic surveys in southwest Iran *Proceedings of the Second Geological Symposium of Iran: March 1977*,. Iranian Geological Institute. Tehran.
- Nilfouroushan, F., Pysklywec, R., Cruden, A., and Koyi, H., 2013- Thermal-mechanical modeling of salt-based mountain belts with pre-existing basement faults: Application to the Zagros fold and thrust belt, southwest Iran. *Tectonics*.v. 32,p. 1212-1226.<https://doi.org/10.1002/tect.20075>.
- Peyton, S. L., and Carrapa, B., 2013- An introduction to low-temperature thermochronologic techniques, methodology, and applications. *American Association of petroleum Geologist Bulletin*.v. 65,p. 15-36.<http://doi.org/10.1306/13381688St653578>.
- Sepehr, M., and Cosgrove, J. W., 2004- Structural framework of the Zagros Fold-Thrust Belt, Iran. *Marine and Petroleum Geology*.v. 21,p. 829-843.<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.07.006>.
- Sherkati, S., Letouzey, J., and Frizon de Lamotte, D., 2006- Central Zagros fold-thrust belt (Iran): New insights from seismic data, field observation, and sandbox modeling. *Tectonics*.v. 25.<https://doi.org/10.1029/2004TC001766>.
- Stampfli, G. M., and Borel, G., 2002- A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*.v. 196,p. 17-33.[https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X).
- Taleblian, M., and Jackson, J., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal International*.v. 150,p.422-439.<https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01711.x>.

- Tavani, S., Camanni, G., Nappo, M., Snidero, M., Ascione, A., Valente, E., Gharabeigli, G., Morsalnejad, D., and Mazzoli, S., 2020- The Mountain Front Flexure in the Lurestan region of the Zagros belt: Crustal architecture and role of structural inheritances. *Journal of Structural Geology*. v. 135. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.1040>.
- Torsvik, T. H., Rouse, S., Labails, C., and Smethurst, M. A., 2009- A new scheme for the opening of the South Atlantic Ocean and the dissection of an Aptian salt basin. *Geophysical Journal International*. v. 177, p. 1315-1333. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04137.x>.
- Vergés, J., Emami, H., Garcés, M., Beamud, E., Homke, S., and Skott, P., 2019- Zagros foreland fold belt timing across Lurestan to constrain Arabia-Iran collision. In: *Developments in structural geology and tectonics*. Vol. 3, ed. ^eds. Elsevier, pp. 29-52. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-815048-1.00003-2>.

Original Research Paper

Structure-thermal evolution and erosion pattern in Central Zagros

Esmail Farahzadi¹, S. Ahmad Alavi^{2*}, Mohammad Reza Ghassemi³ and Shahram Sherkati⁴¹Ph.D. Student, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran²Professor, Faculty of Earth Science, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran³Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran(GSI), Tehran, Iran⁴Ph.D., Exploration Directorate of National Oil Company, Tehran, Iran

ARTICLE INFO

Article history:

Received: 2021 January 25

Accepted: 2021 May 12

Available online: 2022 March 21

Keywords:

Structural cross section

Vitrinite reflectance

Fission track

Thermal model

Basement faults

ABSTRACT

Understanding the history of uplift and folding in an area helps inferring the history of hydrocarbon genesis, migration and trapping and reducing exploratory drilling risks. Thermal model along with structural cross sections help understanding of this history and future plannings for new exploration. In this paper we have used 3D seismic reflective lines and geological maps to construct a regional balanced cross section and restore it in several stages. Combining of this cross section and a thermal model produced using vitrinite reflectance and apatite fission track, the history of exhumation and regional erosion is evaluated. Based on the results of this research, unlike the Hormuz Series, the thickness of the Paleozoic sequence is equal throughout the region. This shows that the sedimentary-tectonic events have been the same in this period. The apatite fission track data indicate that the average time of rocks cooling is between 14 and 24 million years ago (Late Oligocene-Middle Miocene). Based on the burial history graph, exhumation rate of the basement decrease from High Zagros to Abadan plain that show the basement in the northern part is involved in deformation earlier than in the southern part of the region. This involvement has affected the formation of structure, change of the sedimentary facies and the regional erosion pattern.

* Corresponding author: S. Ahmad Alavi; E-mail: a-alavi@sbu.ac.ir

E-ISSN: 2645-4963; Copyright©2021 G.S. Journal & the authors. All rights reserved.

 doi: 10.22071/GSJ.2021.269573.1880 dor: 20.1001.1.10237429.1401.32.1.7.7