

شواهد تازه‌ای از بسته‌شدن نئوتیس در الیگوسن - میوسن در شمال غرب زون سندج - سیرجان، ایران

رباب حاجی علی اوغلی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

تاریخ دریافت: ۸۹/۳/۲۳

تاریخ پذیرش: ۹۰/۸/۱۲

چکیده

ایران از دیدگاه زمین‌ساخت جهانی، بخشی از کمربند چین خورده آلپ - هیمالیا را تشکیل می‌دهد که در ارتباط با بسته‌شدن اقیانوس تیس بین دو قاره بزرگ گندوانا و اوراسیا تشکیل شده است. در مورد زمان شکل‌گیری و بسته‌شدن نئوتیس در ایران مطالعات بسیاری انجام شده و نظرات مختلفی در مورد آن ارائه شده است. در مطالعات انجام شده پیشین، دامنه زمانی برای بسته‌شدن نئوتیس و برخورد قاره‌ای عربستان و ایران از کرتاسه پسین تا نئوژن متغیر است. در این مطالعه بر اساس داده‌های U/Pb زیرکن در لوکوسوم میگماتیت‌های مافیک کمپلکس دگرگونی تخت سلیمان در زون سندج - سیرجان، سن ایزوتوپی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ برای رخداد فرایندهای میگماتیته شدن در طی برخورد قاره‌ای نئوتیس در حدود ۳۲-۲۴ میلیون سال (سن‌های تصحیح شده نسبت به مقادیر ^{204}Pb) و ۲۹-۲۵ میلیون سال (سن‌های تصحیح شده نسبت به مقادیر ^{207}Pb) تعیین شده است. با این فرض احتمالاً بتوان فعالیت‌های ماگمایی وسیع در منطقه را مرتبط با فازهای کششی نئوژن به نازک شدگی پوسته به دنبال برخورد قاره‌ای نسبت داد. داده‌های سن‌سنجی K-Ar سنگ‌های شیستی در منطقه زرشوران، داده‌های ایزوتوپی U-Th/He آپاتیت در منطقه ماه‌نشان و سن‌سنجی $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$ موسکوویت در شیست‌های منطقه زر شوران در مطالعات دیگر فراخاست پی‌سنگ دگرگونی تخت سلیمان در حدود ۲۰ میلیون سال پیشین (میوسن پیشین) را تایید می‌کنند. کوتاه‌شدگی پوسته و افزایش عمق گسل اصلی راندگی زاگرس (احتمالاً تا اعماق موهو) از دیگر شواهد برخورد قاره‌ای میوسن هستند.

واژه‌های کلیدی: تیس، U/Pb زیرکن، کمپلکس تخت سلیمان، زون سندج - سیرجان، شمال غرب ایران

مقدمه

دو قاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب، توجه خاصی را به خود جلب کرده و همزمان با تغییر دیدگاه‌های زمین‌شناسی، تاکنون نظرات متفاوتی در مورد آن ارائه شده است. Şengör (1984) تیس را به‌عنوان یک بزرگ‌ناودیس مرکب در نظر شده است که از پروتروزوئیک پسین وجود داشته و فازهای کاتانگایی، کالدوین، هرسینین و آلپی را شامل می‌شود. با توجه به تفاوت‌های زمانی و مکانی اصطلاح دیرینه تیس (تیس قدیمی) و نئوتیس (تیس جدید) به ترتیب برای تیس واریسکن و آلپی نیز به کار

ایران از دیدگاه زمین‌ساخت جهانی، بخشی از کمربند چین‌خورده آلپ - هیمالیا است. این کمربند در نتیجه بسته‌شدن دریای بزرگی به نام تیس با روند شرقی - غربی بین دو قاره بزرگ گندوانا و اوراسیا تشکیل شده است. کمربند آلپ - هیمالیا در ایران به دو شاخه شامل رشته کوه‌های البرز در شمال و رشته‌کوه‌های زاگرس در جنوب و جنوب غربی تقسیم می‌شود. موقعیت ایران به عنوان بخشی از کمربند آلپ - هیمالیا بین

* نویسنده مرتبط hajialioghli@tabrizu.ac.ir

برده شده است.

لوکوسوم میگماتیت‌های مافیک کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان در زون سنندج - سیرجان، زمان رخداد فرایندهای میگماتیته شدن و ضخیم شدگی پوسته ای در طی برخورد قاره ای در ادامه بسته‌شدن نئوتیس تعیین شده است.

زمین‌شناسی منطقه

کمپلکس تخت‌سلیمان در شمال‌شرق تکاب (غرب ایران) در حد فاصل عرض جغرافیایی $37^{\circ} 30'$ و $36^{\circ} 30'$ شمالی و طول جغرافیایی $47^{\circ} 45'$ و $47^{\circ} 5'$ شرقی واقع شده است. این منطقه از نظر موقعیت مکانی در زون ساختاری سنندج - سیرجان واقع شده است اما از نظر رخدادهای زمین‌شناسی و ویژگی‌های سنگ‌شناسی بسیار مشابه با خرده قاره ایران مرکزی است. به همین دلیل است که توسط محققان مختلف، در زون‌های ساختاری متفاوت (سنندج - سیرجان، خوی-مهاباد و ایران مرکزی) در نظر گرفته شده است (Berberian and King, 1981; Stöcklin, 1968; Alavi, 1994, 2004; Gilg et al., 2006).

کمپلکس تخت‌سلیمان با یک امتداد کلی شمال‌غربی-جنوب‌شرقی هم جهت با امتداد گسل‌های رانده شده با روند NW-SE است و حوضه‌های فروافتاده پری و شیرمرد به ترتیب مرزهای غربی و شرقی آن را تشکیل می‌دهند. سنگ‌های دگرگونی تخت‌سلیمان متشکل از انواع سنگ‌های متاپلیتی، متابازی، کالک-سیلیکات و متاولترامافیک است. سنگ‌های متابازی و کالک-سیلیکات در درجه بالا (رخساره گرانولیت) دگرگون شده‌اند. میگماتیت‌های مافیک، حاصل ذوب بخشی سنگ‌های متابازی هستند. سنگ‌های متابازی و میگماتیت‌های همراه به صورت میان لایه با سنگ‌های کالک - سیلیکات و متاپلیتی برونزد نشان می‌دهند (شکل ۱).

روش پژوهش

کانی‌های زیرکن در قسمت لوکوسوم نمونه میگماتیته برای تجزیه U-Pb زیرکن با استفاده از میکروپروپ یونی SHRIMP II انتخاب شده و با استفاده از میکروپروپ الکترونی تجزیه شدند. برای تجزیه کانیهای زیرکن، از مقطع نازک و صیقلی شده از زیرکن استاندارد (۹۱۵۰۰) با غلظت اورانیم برابر با ppm 2/81 (Wiedenbeck et al., 1995) به عنوان کانی مقایسه‌ای^۱ استفاده شده است.

تبدیل داده‌ها و محاسبه سنی به روش Williams, (1998) با استفاده از برنامه SQUID Excel Macro (Ludwig, 2000) انجام شد. برای بهنجار کردن Pb/U نسبت به $206\text{Pb}/238\text{U}$ زیرکن استاندارد ۹۱۵۰۰ به سن $1062/4$ میلیون سال (Wiedenbeck et al., 1995)، از مقدار ثابت 0.17917 استفاده شد. $1s$ خطاهای داده شده برای تجزیه (نسبت‌های ایزوتوپی و سنی) است.

اقیانوس نئوتیس از تشکیل تا فروانش و بسته‌شدن نهایی

۱- تشکیل اقیانوس نئوتیس

به دنبال فروانش اقیانوس دیرینه‌تیس، کافت درون قاره‌ای

اقیانوس دیرینه‌تیس در ایران، به دنبال کافتش بلوک ایران مرکزی - البرز از صفحه عربستان در اواخر پرمین تا اوایل تریاس تشکیل شده و باعث انتقال قطعات قاره‌ای جدا شده از گندوانا به سمت شمال شده است (Guest, 2004; Guest et al., 2006). اقیانوس دیرینه‌تیس از اواخر دونین تا تریاس پسین و اوائل ژوراسیک با فروانش به زیر اوراسیا (صفحه توران) بسته شده و برخورد بلوک‌های قاره ای اوراسیا با گندوانا رخ داده است (Berberian and King, 1981; Stöcklin, 1974a). زمین‌درز دیرینه‌تیس در شمال ایران در کوه‌های البرز قرار دارد (Stöcklin, 1974b, Berberian and King, 1981; Berberian, 1983). مطالعات پیشین افیولیت‌های جنوب مشهد و اسالم-شاندرمن در جنوب غرب دریای خزر بقایایی از دیرینه‌تیس در محل برخورد هرسینین توران و سکوی Epi-Baikalian عربستان (بخشی از خشکی گندوانا) فرض شده بود (Stöcklin, 1968, 1977; Ma-jidi, 1981; Alavi, 1991).

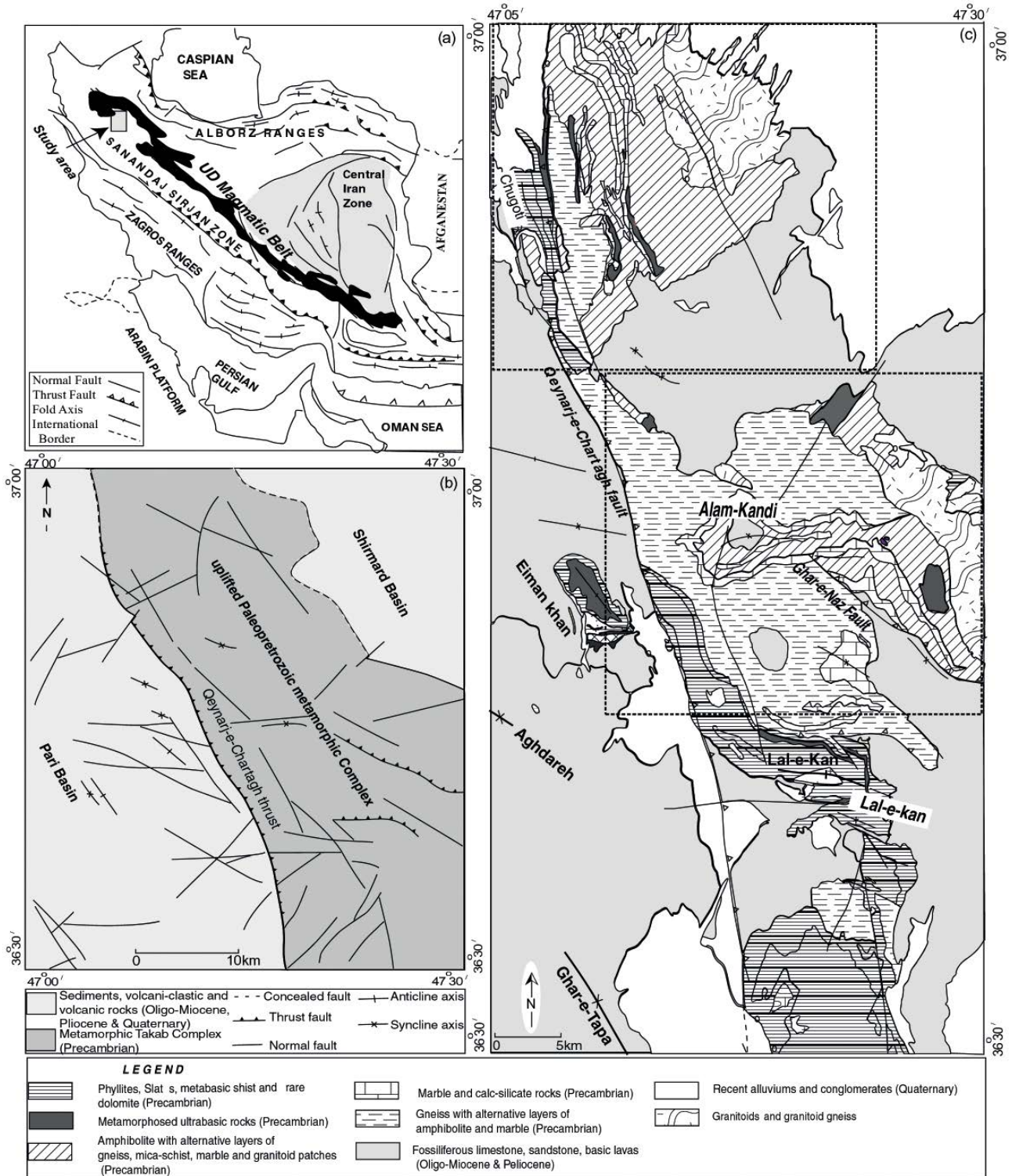
مطالعات بعدی نشان داد که اقیانوس دیرینه‌تیس در ایران دارای دو خاستگاه مختلف بوده است: (۱) اقیانوس دیرینه‌تیس اول (اصلی) که در بخش شمالی صفحه توران بوده و در اواخر پالئوزویک در اثر فاز هرسینین بسته شده است و (۲) اقیانوس دیرینه‌تیس دوم یا دیرینه‌تیس پالئوزویک پایانی و اوایل تریاس که به دنبال بسته‌شدن دیرینه‌تیس اول گسترش یافته و در اثر فاز کوهزایی کیمبرین پیشین در نتیجه گسترش پوسته اقیانوسی نئوتیس بسته شده است. کمر بند افیولیتی دیرینه‌تیس دوم یا Indosinian از رودخانه سرخ ویتنام، شمال تبت و شمال افغانستان تا مرز شمال شرقی ایران قابل تعقیب است (Belov et al., 1986). امتداد کمر بند دیرینه‌تیس دوم را به سمت غرب تا جنوب دریای سیاه (شمال کوه‌های پونتید ترکیه) نیز ادامه داده است. افتخارنژاد و همکاران (۱۳۷۰)، در ادامه این مطالعات بقایای افیولیتی اطراف مشهد و جنوب شرق مشهد و شاندرمن - اسالم را دیرینه‌تیس دوم نسبت داده‌اند.

رسوبات سکوی پرمین تا تریاس البرز در شمال ایران و ایران مرکزی (بطور اصلی کربناتها)، شرایط حاشیه غیر فعال دیرینه‌تیس در گندوانا را نشان می‌دهند (Golonka, 2004)، که از شواهد بسته‌شدن اقیانوس دیرینه‌تیس در ایران در زمان تریاس پسین تا اوایل ژوراسیک است.

در مورد زمان شکل‌گیری و بسته‌شدن نئوتیس در ایران تاکنون مطالعات بسیاری انجام شده و نظرات مختلفی در مورد آنها ارائه شده است. هر چند در مورد زمان تشکیل اقیانوس نئوتیس در ایران (پرمین تا تریاس) تقریباً اتفاق نظر وجود دارد اما وضعیت بسته‌شدن اقیانوس نئوتیس و برخورد قاره‌ای عربستان با ایران مرکزی هنوز تا حد زیادی مبهم باقی مانده است. در مطالعات انجام شده، دامنه زمانی که برای بسته‌شدن نئوتیس در نظر گرفته شده از کرتاسه پسین تا نئوژن متفاوت است.

در این مطالعه بر اساس داده‌های ایزوتوپی U/Pb زیرکن در

1. reference



شکل ۱- (a) موقعیت کمپلکس تخت سلیمان در نقشه ساختاری ایران (b) (Gilg et al., 2006)، روند شمال غربی - جنوب شرقی کمپلکس بالا آمده تخت سلیمان و حوضه های فروافتاده در مرزهای شرقی و غربی آن، (c) نقشه زمین شناسی کمپلکس دگرگونی تخت سلیمان با اقتباس از باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) و لطفی (۱۳۸۰).

در ترکیه گسترش داشته که سکوه های Anatolide-Tauride و در ادامه Bitlis-Poturge را از اوراسیا جدا کرده و شاخه جنوبی آن (در ترکیه)، آنها را از گندوانا جدا کرده است (Şengör and Yilmaz, 1981).

حوضه اقیانوسی زاگرس، به عنوان شاخه جنوبی نئوتتیس در

نئوتتیس در جنوب آن و در سرزمین های شمالی گندوانا در راستای گسل های اصلی و قدیمی شروع به باز شدگی کردند (Stöcklin, 1977). به طور کلی حوضه اقیانوسی نئوتتیس دارای دو شاخه شمالی و جنوبی است. شاخه شمالی نئوتتیس چندبازویی اما شاخه جنوبی آن نسبتاً ساده بوده است. شاخه شمالی نئوتتیس

اٹوسن بقایای این اقیانوس در طول زون حاشیه سندج - سیرجان (زمین درز زاگرس) بسته شده اما بسته‌شدن نهایی آن الیگوسن - اواسط میوسن بوده است (Robertson et al., 1991).

بطور کلی در رابطه با زمان بسته‌شدن نهایی نئوتیس و برخورد قاره‌ای در ایران تا به حال محققان بسیاری نظرات متفاوتی را ارائه داده‌اند، Stöcklin, 1974, Haynes and McQuillan, 1974, Berberian and Berberian, (1981), (1974b) Berberian and King, (1981) و Alavi, (1994) زمان کرتاسه پایانی را به عنوان زمان برخورد قاره‌ای در نظر گرفته‌اند. براساس نظر Braud and Ricou, (1971), Ricou, (1971), Berberian and King, (1981) Stöcklin, (1977) جوان‌ترین سنگ رسوبی تکتونیزه و مخلوط شده با آمیزه افیولیتی مکران، اسفندقه، نیریز و کرمانشاه دارای سن کرتاسه پسین است که در این صورت آخرین قطعه پوسته اقیانوسی نئوتیس در این زمان مصرف شده است. موضوع مهمی که باید به آن توجه داشت این است که نباید تشکیل افیولیتی را در کرتاسه پسین دال بر برخورد صفحه عربستان با ایران دانست. زیرا در کرتاسه پسین چنین آمیزه‌ای در جنوب مکران نیز به وجود آمده است در حالی که در این منطقه برخوردی بین قاره‌ای رخ نداده و فرورانش همچنان ادامه داشته است.

برخی محققان عقیده دارند که برخورد قاره‌ای عربستان با اوراسیا در زمان سنوزویک رخ داده است (برای مثال زمان اٹوسن، Braud, 1987; Şengör et al., 1988, 1993; Ghasemi and Talbot, 2006; زمان اٹوسن-الیگوسن Hooper, 1982; Agard et al., 1994, et al., 2005; زمان الیگوسن Yilmaz, 1993 و Robertson et al., 1991; Golonka, 2004; زمان میوسن Şengör and Dewey, 1979; Şengör and Kidd, 1979, Stoneley, 1981; Woodruff and Savin, 1989; Jackson et al., 1995; Şengör and Natal'in, 1996; Robertson, 2000; Axen et al., 2001; McQuarrie et al., 2003; Mohajjel et al., 2003; Guest, 2004; Homke et al., 2004; Allen Philip et al., 2008; Şengör et al., 2004; et al., 2004; زمان پلیوسن، 1989 و زمان پلیوسن-پلیستوسن Stöcklin, 1977).

بر این اساس، کمر بند ماگمایی ارومیه - دختر کمان آتشفشانی فرورانش نئوتیس است (Khoury and Ashjai, 1979). همچنین به عقیده Hassanzadeh et al., (2004)، کمر بندهای ماگمایی البرز و ارومیه - دختر هر دو، بخش‌های جدا شده از کمان ماگمایی واحد نئوتیس هستند.

Tillman et al., (1981) نیز با مطالعه دقیق تحولات زمین ساختی کمر بند سندج - سیرجان، دگرشکلی‌های منطقه را به عملکرد رژیم همگرایی شمال شرق - جنوب غرب نئوتیس تا زمان ترشیری نسبت داده‌اند. بیشتر این دگرشکلی‌ها که بصورت چین‌خوردگی و رانده‌شدگی رسوبات پوشاننده است مرتبط با عملکرد گسل‌های معکوس و گسل‌های انتقالی در طی رژیم همگرایی در کرتاسه پسین تا پالئوسن است که این مرحله علت رانش ایران مرکزی بر روی زون سندج -

ایران به‌شمار می‌آید (Mohajjel et al., 2003)، تشکیل آن را طی دو مرحله به صورت زیر در نظر گرفته‌اند. در مرحله اول در پرمین بازوی جنوبی نئوتیس در نتیجه گسترش کف دریا به وجود آمده است. تشکیل کافت دوم تریاس پسین در ایران در ادامه تشکیل کافت اول پرمین تشکیل شده است. در این مرحله حاشیه غیرفعال نئوتیس در تریاس پسین دوباره دچار کشش شده و به سمت شمال غرب تا ترکیه هم ادامه یافته است.

بر اساس مطالعات Şengör and Yilmaz, (1981) نیز باز شدگی اقیانوس Bitlis و زاگرس در تریاس میانی - تریاس فوقانی رخ داده است. Golonka, (2004) تشکیل اقیانوس نئوتیس در ایران، بین بلوک لوت و حاشیه شمال شرقی گندوانا در پرمین - تریاس را تایید کرده است (شکل - ۲ a).

۲- فرورانش و بسته‌شدن اقیانوس نئوتیس

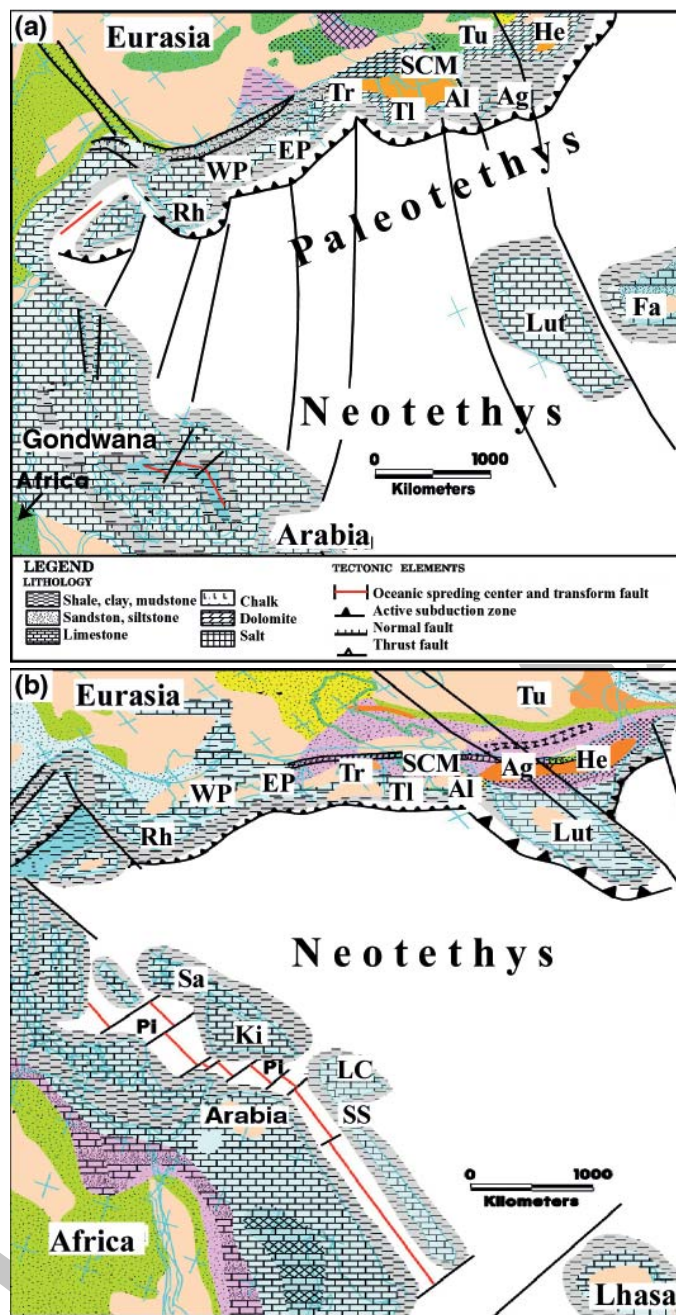
(Gealey, 1988) فرورانش و بسته‌شدن اقیانوس نئوتیس را با احتمال در ارتباط با گشایش کافت اطلس در اواخر ژوراسیک و اوایل کرتاسه در نظر شده است. به این دلیل که اطلس مرکزی، اقیانوس تیس را در دریای کارائیب قطع می‌کرده است، بنابراین گسترش بستر دریا در اقیانوس اطلس شمالی و اطلس جنوبی در کرتاسه و ترشیری باعث همگرایی آفریقا و اوراسیا و در نتیجه تحولات مدیترانه و مناطق شرق آسیای میانه از مزوزوئیک پسین تا حال حاضر شده است (Gealey, 1988).

به عقیده (Golonka, 2004)، فرورانش نئوتیس در کرتاسه اتفاق افتاده است. هر چند این احتمال هم وجود دارد که فرورانش از اواخر ژوراسیک فعال بوده است (Golonka, 2004).

فرورانش به سمت شمال نئوتیس (به زیر سکوی توران در حاشیه جنوبی اوراسیا) در ژوراسیک پیشین باعث جدا شدن مجموعه جدیدی از مناطق با روند شمال غربی از حاشیه غیر فعال گندوانا [شامل خرده‌قاره سندج - سیرجان و Lesser Caucasus (Adamia, 1991; Golonka, 2000) و خرده‌قاره‌های Kirsehir و Sakarya در ترکیه (Robertson et al., 1991, 1996; Golonka, 2000)] و تشکیل اقیانوس pindos شده است (Adamia, 1991; Golonka, 2000) (شکل - ۲ b).

نام اقیانوس pindos از کوه‌های یونان (Robertson et al., 1991) گرفته شده است. موقعیت حوضه اقیانوسی pindos در ایران، بین خرده‌قاره ایران مرکزی و حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان (خرده‌قاره سندج - سیرجان) است و گسترش آن تا اواخر ژوراسیک ادامه دارد (Golonka, 2004) (شکل - ۲ b).

رژیم زمین‌ساختی بین حاشیه عربستان و صفحه سندج - سیرجان، در اواخر کرتاسه از حاشیه غیرفعال به رژیم همگرایی تبدیل شده است (Ricou, 1996; Şengör and Natal in, 1996; Guiraud and Bellion, 1996) و فرورانش به سمت شمال به زیر صفحه سندج - سیرجان رخ داده است. با بسته‌شدن اقیانوس pindos، احتمالاً قبل از پالئوسن، خرده‌قاره سندج - سیرجان به سیستم تالش در اوراسیا متصل شده است (شکل - ۲ b). در



شکل ۲- (a) فروانش اقیانوس دیرینه‌تیس به سمت شمال در تریاس پسین. اقیانوس نوتیس که در نتیجه کافتش صفحه کیمبرین در پرمین تشکیل شده بود، با بسته شدن دیرینه‌تیس گسترش یافته است (b) (Golonka, 2004) باز شدن حوضه اقیانوسی (Pindos (Pi در ایران، بین خرده‌قاره ایران مرکزی و حاشیه شمال شرقی صفحه عربستان (شمال گندوانا) ژوراسیک پیشین تا ژوراسیک میانی (Golonka, 2004). علائم اختصاری در شکل‌های (a) و (b):
 Ag—Aghdarband (southern Kopet Dagh), Al—Alborz, EP—Eastern Pontides, Fa—Farah, Hm—Helmand, KD—Kopet Dagh, Ki—Kirsehir, LC—Lesser Caucasus, Pi—Pindos ocean, Rh—Rhodopes, Sa—Sakarya, SCM—South Caspian microcontinent, SS—Sanandaj - Sirjan, TI—Talysh, Tr—Transcaucasus, Tu—Turan, WP—Western Pontides

سیرجان و چین‌خوردگی‌های درون صفحه ای و تراست شدگی در زون سندج - سیرجان نیز است (Tillman et al., 1981). ادامه همگرایی در تشریری باعث فرونشست گودال در امتداد شمال غرب در جنوب غرب گسل‌های معکوس و فراخاست موازی بلوک‌های مجاور در شمال شرق گسل‌ها شده است. (Mohajjel et al., 2003) در مطالعه برخورد قاره‌ای در زون

سندج - سیرجان، آبداکشن افیولیت‌ها در حاشیه شمال غربی صفحه عربستان را حاصل برخورد جزایر کمانی با حاشیه غیر فعال عربستان در کرتاسه پسین در نظر گرفته اند، اما برخورد نهایی قاره‌ای بین صفحه عربستان و ایران مرکزی را به میوسن نسبت داده اند. (Verdel et al., 2008) بسته شدن نوتیس در ایران را به میوسن نسبت داده اند که در نتیجه همگرایی بین

می‌تواند در ارتباط با توسعه سیستم گسل امتدادلغز مرتبط با شروع شکل‌گیری صفحات امروزی تفسیر شود (Morris et al., 2006). بر این اساس Morris et al., (2006) معتقدند که هندسه حاشیه عربستان (در مقیاس صفحه‌ای) در طی رژیم همگرایی، کنترل‌کننده چرخش بوده است.

با در نظر شدن اینکه مشخص کردن دقیق ساز و کار چرخش خرده‌قاره‌ها به ویژه در شرایطی که جایگیری افیولیت‌ها نیز رخ داده باشد بسیار دشوار است اما ویژگی عمومی مدل‌های ارائه شده در مورد ساز و کار چرخش خرده صفحات (Clube et al., 1985; Robertson, 1990; Robertson, 1986; Clube and Robertson, 1986) این است که فرورانش مورب^۱ شاخه جنوبی نوتتیس در طی حرکت شمال شرق عربستان نسبت به اوراسیا در اواخر کرتاسه تا تریاس، چرخش صفحات را باعث شده است (Dewey et al., 1989).

Şengör and Natal'in, (1996) علت اصلی راندگی در کوه‌های زاگرس را چرخش در پاد ساعتگرد صفحه عربستان عنوان کرده‌اند، اما متأسفانه مطالعات دقیق دیرینه مغناطیسی بر روی افیولیت‌های ایران انجام نشده است. با توجه به اینکه افیولیت‌های ایران نیز بخش‌هایی از تکه‌های اقیانوس حوضه جنوبی نوتتیس هستند که در اواخر کرتاسه تشکیل شده‌اند (Robertson, 1998)، چرخش صفحات در ارتباط با فرورانش نوتتیس در ایران محتمل به نظر می‌رسد. به اعتقاد Morris et al. (2006) نیز برای ارائه الگو و بازسازی مکانیسم چرخش داخل اقیانوس نوتتیس در شرق مدیترانه (Morris et al., 2006) به داده‌های دیرینه مغناطیسی از افیولیت‌های جایگیری شده در افیولیت‌های ایران (کرمانشاه و نیریز) نیاز است.

عربستان و اوراسیا با سرعت همگرایی پایین و نسبتاً ثابت حدود ۲-۳ cm/yr رخ داده است.

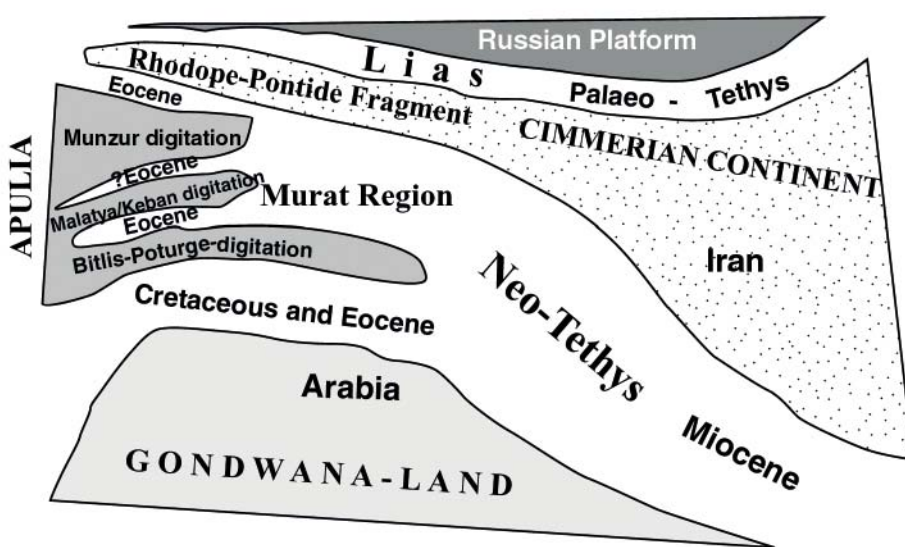
در مطالعات اخیر بر اساس نظر Agard et al., (2008) شروع برخورد نوتتیس در ایران حدوداً از ۲۵-۲۳ میلیون سال پیش بوده و ۲۰-۱۵ میلیون سال ادامه داشته که باعث کوتاه‌شدگی پوسته تا ۷۰ کیلومتر و افزایش عمق گسل راندگی زاگرس (احتمالاً تا اعماق موهو) شده است.

همچنین Şengör et al., (2008)، پیوستن نهایی صفحه عربستان به اوراسیا را در ایران به زمان میوسن میانی نسبت داده اند که با تاخیر زمانی نسبت به برخورد قاره‌ای در ترکیه (اوسن؟) رخ داده است. شکل ۳، طرح شماتیک از بسته‌شدن نهایی اقیانوس نوتتیس در ایران را در مقایسه با ترکیه نشان می‌دهد.

چرخش در افیولیت‌های کرتاسه شاخه جنوبی نوتتیس؟

Morris et al., (2006) بر اساس مطالعات مغناطیسی در افیولیت‌های کرتاسه بالایی در شرق کمربند کوهزایی مدیترانه نشان داده‌اند که چرخش پاد ساعتگرد می‌تواند (الف) در طی تشکیل پوسته اقیانوسی در محور گسترش شاخه جنوبی نوتتیس در ارتباط با زون گسل تراسی اقیانوسی تشکیل شده باشد و یا (ب) بعد از رسیدن حاشیه عربستان به گودال فرورانشی و پیش از جایگیری افیولیت‌ها در حاشیه صفحه عربستان رخ داده است. البته مطالعات انجام شده بر روی توالی رسوبی بالای افیولیت‌های جایگیری شده نشان داده است که افیولیت‌هایی که به طور زمین ساختی در حاشیه قاره‌ها جایگیری شده‌اند مقدار چرخش بیشتری در جهت پاد ساعتگرد را ثبت کرده‌اند که این چرخش بعدی،

LAURASIA



شکل ۳- طرح شماتیک از اجزای قاره‌ای و بسته‌شدن اقیانوس نوتتیس در زمان‌های مختلف در ایران و ترکیه (Şengör et al., 2008).

نئوتیس و بسته شدن آن در ایران تا به حال نظرات متعددی توسط محققان مختلف ارائه شده است.

رخداد فرایندهای میگماتیسی شدن در کمپلکس دگرگونی تخت سلیمان در شمال غرب زون سندج سیرجان را می توان برای برخورد قاره ای و بسته شدن نئوتیس در دو حالت فرضی زیر مورد بررسی قرار داد:

۱- کرتاسه پایانی زمان برخورد نئوتیس: در این حالت برخورد قاره ای در پی بسته شدن نئوتیس در طی فاز لارامید در کرتاسه پسین رخ داده است (Alavi, 1994; Berberian and King, 1981). در این حالت میگماتیسی شدن سنگ های دگرگونی در حدود ۲۶ میلیون سال پیش باید در ارتباط با فرایندهای کششی که به دنبال بسته شدن نئوتیس و فازهای کوهزائی آلیپی در منطقه حادث شده، رخ داده باشد. به دلیل نبود شواهد مبنی بر نازک شدگی و کشش پوسته ای در منطقه مورد مطالعه در زمان الیگوسن - میوسن، این حالت را نمی توان به عنوان ساز و کار محتمل برای تشکیل میگماتیسی های مافیک کمپلکس دگرگونی تخت سلیمان در نظر گرفت.

۲- ترشیری زمان برخورد و بسته شدن نئوتیس: برخورد قاره ای نئوتیس در زمان الیگوسن تا میوسن (Robertson et al., 1991; Jackson et al., 1995; Şengör and Natal`in, 1996; Golonka, 2004; Agard et al. 2005; Şengör et al., 2008; Agard et al., 2008) رخ داده است و میگماتیسی های مافیک تخت سلیمان حاصل

سن سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن در میگماتیسی های مافیک کمپلکس تخت سلیمان

میگماتیسی های کمپلکس تخت سلیمان، حاصل ذوب بخشی سنگ های دگرگونی قدیمی در شرایط دگرگونی دما بالا هستند. هورنبلند و پلاژیوکلاز با نسبت های متفاوت در لوکوسوم، مزوسوم و ملانوسوم، اصلی ترین کانی های تشکیل دهنده اجزاء میگماتیسی های مورد مطالعه هستند. زیرکن متداول ترین کانی کمیاب در اجزای میگماتیسی سنگ های مورد مطالعه است. کانی های زیرکن درشت دانه در لوکوسوم دارای ترکیب تقریباً یکنواخت در هسته و حاشیه هستند.

جدول ۱ داده های ایزوتوپی U-Pb در زیرکن های ماگمایی در لوکوسوم میگماتیسی های مافیک کمپلکس تخت سلیمان را نشان می دهد. بر اساس داده های سنی U-Pb، کانی های زیرکن در لوکوسوم میگماتیسی ها دارای مقادیر کافی از سرب اولیه (^{204}Pb) است (جدول ۱). بر این اساس بسیاری از سن های به دست آمده از نسبت ایزوتوپی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در حدود ۳۲-۲۴ میلیون سال (تصحیح شده نسبت به مقادیر ^{204}Pb) و ۲۹-۲۵ میلیون سال (تصحیح شده نسبت به مقادیر ^{207}Pb) است.

الیگوسن - میوسن زمان برخورد قاره ای نئوتیس در ایران

همان گونه که در قسمت ۴-۲ اشاره شد در رابطه با فروورانش

جدول ۱- داده های ایزوتوپی و سنی U-Pb زیرکن در لوکوسوم میگماتیسی های کمپلکس دگرگونی تخت سلیمان.

| Spot name | $^{3/1}$ (leuc) (میلیون سال) | $^{3/2}$ (leuc) (میلیون سال) | $^{5/2}$ (leuc) (میلیون سال) | $^{8/1}$ (leuc) (میلیون سال) | $^{9/1}$ (leuc) (میلیون سال) |
|---|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| ^{208}Pb cor $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age | ۲۶/۵ | ۲۸/۸ | ۲۷/۲ | ۲۵/۵ | ۲۶/۸ |
| ^{207}Pb cor $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age | ۲۵/۲ | ۲۷/۴ | ۲۷/۴ | ۲۶/۶ | ۲۴/۸ |
| ^{204}Pb cor $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Age | ۲۹۹۰ | ۱۹۸۶ | ۱۶۱۰ | ۳۲۲۷ | ۲۳۱۸ |
| ^{204}Pb cor $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ Age | ۳۲/۳ | ۳۰/۳ | ۲۹/۴ | ۳۶/۲ | ۲۸/۴ |
| $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ | ۰/۹ | ۰/۵ | ۰/۳۷ | ۰/۸۳ | ۰/۳۶ |
| Ppm Th | ۹۴ | ۷۶ | ۳۰ | ۸۹ | ۳۸ |
| Ppm U | ۱۰۸ | ۱۵۷ | ۸۵ | ۱۱۱ | ۱۰۷ |
| % com ^{206}Pb | ۱۱/۷۴ | ۲۵/۵۹ | ۱۲/۵۸ | ۲۲/۴۳ | ۳۴/۶۰ |

شمال‌غرب زون سنندج - سیرجان حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازی در دماهای بالا (رخساره گرانولیت) هستند. بر اساس داده‌های سنی به دست‌آمده از نسبت ایزوتوپی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در زیرکن در حدود ۳۲-۲۴ میلیون سال (تصحیح‌شده نسبت به مقادیر ^{204}Pb) و ۲۹-۲۵ میلیون سال (تصحیح‌شده نسبت به مقادیر ^{207}Pb) پیشنهاد می‌شود رخداد فرایندهای میگماتیسی شدن در کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان احتمالاً در ارتباط با فرایندهای ضخیم‌شدگی پوسته‌ای در طی بسته‌شدن نهایی نوتتیس و برخورد قاره‌ای عربستان با ایران در زمان الیگو-میوسن تا میوسن رخ داده است.

تشکر و قدردانی

از پروفیسور A.S. Sergei در مرکز مطالعات ایزوتوپی VSEGEI در سن‌پترزبورگ روسیه به‌خاطر تجزیه SHRIMP زیرکن نمونه‌ها و دکتر محسن مؤذن و دکتر احمد جهانگیری در دانشگاه تبریز به‌خاطر راهنمایی‌های علمی تشکر و قدردانی می‌شود. از داوران محترم فصلنامه زمین‌شناسی ایران به‌خاطر ارائه نظرات ارزنده در جهت ارتقای سطح علمی مقاله سپاسگزار می‌شود.

منابع

- افتخارنژاد، ج.، اسدیان، ع. و رستگار میرزایی، ع.ر.، ۱۳۷۰. سن مجموعه دگرگونه‌ها و افیولیت‌های شاندرمن - اسالم و ارتباط ژئودینامیکی آنها با پالئوتتیس و پوسته شبه‌اقیانوسی خزر جنوبی. دهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی ایران - تهران.
- بابا خانی، ع. ر. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان. سازمان زمین‌شناسی ایران - تهران.
- لطفی، م.، ۱۳۸۰. نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان. سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

- Adamia, S.A., 1991. The Caucasus oil and gas province, occasional publications. ESRI, New Series 7 (I- II), 53- 74 (Part I).

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

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H. and Monié, P., 2008. Zagros geodynamics, from subduction to collision: the fate of the Neotethys over the last 100 Myrs. The 26th Symposium on Geosciences. Tehran, Geological Society of Iran.

- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East: Tehran, Geological Survey of Iran, scale 1:5,000,000.

ذوب‌بخشی سنگ‌های دگرگونی به دلیل ضخیم‌شدگی پوسته‌ای هستند. چنان‌که سن بسته‌شدن نوتتیس را الیگوسن - میوسن در نظر بگیریم در این صورت داده‌های سنی به دست‌آمده از زیرکن در لوکوسوم میگماتیت‌ها (در حدود ۲۶ میلیون سال) و تشکیل میگماتیت‌های مافیک در کمپلکس تخت‌سلیمان را می‌توان همزمان با برخورد قاره‌ای نوتتیس به فرایندهای ضخیم‌شدگی پوسته‌ای نسبت داد.

بر اساس نظر Tillman et al., (1981) سن فعالیت گسل‌های نرمال بعد از میوسن^۱ در زون سنندج - سیرجان (در گودال‌های تولوگل و گاوخونی)، با زمان فرونشست گودال گاوخونی مطابقت دارد. این گسل‌های نرمال احتمالاً در نتیجه فراخاست ناحیه‌ای بلوک‌های داخل صفحه‌ای تشکیل شده‌اند (Tillman et al., 1981).

مطالعات اخیر Gavillot et al., (2009) بر اساس سن‌های به دست‌آمده از داده‌های ایزوتوپی آپاتیت (U-Th/He) نشان داده است که شروع سن‌های سردشدگی و فراخاست مرتبط با فازهای کششی بعد از برخورد در کمربند زاگرس، در شمال‌غرب (کوه‌رنگ) و مرکز زاگرس مرتفع (کوه لاجین)، در حدود ۲۶/۷ میلیون سال و در جنوب شرق آن در حدود ۱۶/۵ میلیون سال پیش رخ داده است. بر اساس این مطالعات، بیشترین سردشدگی و فراخاست در طول زمین‌درز زاگرس در شمال‌غرب و مرکز کمربند راندگی زاگرس چین‌خورده، اوایل تا اواسط میوسن (در حدود ۱۹-۱۵ میلیون سال) و در جنوب شرق آن میوسن پسین (در حدود ۱۱-۸ میلیون سال) ثبت شده است (Gavillot et al., 2009).

با فرض بسته‌شدن نهایی نوتتیس در میوسن، احتمالاً بتوان فعالیت‌های ماگمایی و آتشفشانی وسیع در منطقه مورد مطالعه را مرتبط با فازهای کششی نئوزن (Stockli et al., 2004)، به نازک‌شدگی پوسته به دنبال برخورد قاره‌ای دانست. نتایج سن‌سنجی K-Ar سنگ‌های شیبستی در منطقه زرشوران (Mehrabi et al., 1999)، داده‌های ایزوتوپی U-Th/He آپاتیت در منطقه ماه‌نشان (Stockli et al., 2004) و سن‌سنجی ^{40}Ar - ^{39}Ar موسکویت در شیبست‌های پلیتی منطقه زرشوران (Gilg et al., 2006)، فراخاست سنگ‌های پی‌سنگ کمپلکس تخت‌سلیمان در حدود ۲۰ میلیون سال پیش (اوایل میوسن) را تایید می‌کنند. این نتایج با مطالعات Tillman et al., (1981) در زون سنندج - سیرجان و نتایج سنی به‌دست‌آمده از مطالعات Gavillot et al., (2009) در زاگرس مطابقت داشته و برخورد قاره‌ای میوسن در ایران را بیشتر تقویت می‌کند.

با این وجود، ارائه مدل ژئودینامیکی دقیق برای بسته‌شدن نوتتیس و برخورد قاره‌ای عربستان با ایران مرکزی نیاز به مطالعات ژئوشیمیایی، ایزوتوپی و زمین‌ساختی بیشتری دارد.

نتیجه‌گیری

میگماتیت‌های مافیک کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان در

1- post Miocene

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: New data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Alavi, M., 2004. Regional stratigraphy of the Zagros Fold-Thrust belt of Iran and its proforenead evolution. *American Journal of Science*. 304, 1-20.
- Allen, M., Jackson, J. and Walker, R., 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates: *Tectonics*, 23 (2), TC2008, doi: 10.1029/2003TC001530.
- Axen, G.J., Lam, P.S., Grove, M., Stockli, D.F. and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. *Geology*, 29.(6), 559-562.
- Belov, A.A., Gatinsky, Yu.G. and Mossakovsky, A.A., 1986. A precise on pre-alpine tectonic history of Tethyan paleoceans. *Tectonophysics*, 127, 197-211.
- Berberian, F. and Berberian, M., 1981. Tectonoplutonic episodes in Iran. In: *Geodynamic Series*, 3, Geological Society of America, Boulder, Colorado, 5-33.
- Berberian, M. and King, G.C.P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18, 210-265.
- Berberian, F., Muir, I.D., Pankhurst, R.J. and Berberian, M., 1982. Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran: *Journal of the Geological Society of London*, 139, 605-614.
- Berberian, M., 1983. The Southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20, 163-3.
- Braud, J., 1987. La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan iranien): Reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale. Unpublished Ph. D. thesis, Université de Paris-Sud, 489.
- Braud J. and Ricou L.E., 1971. L'accident du Zagros ou Main Thrust, un charriage et un coulissement. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences à Paris*, 272, 203-306.
- Clube, T.M.M., Creer, K.M. and Robertson, A.H.F., 1985. The palaeorotation of the Troodos microplate. *Nature*, 317, 522-525.
- Clube, T.M.M. and Robertson, A.H.F., 1986. The palaeorotation of the Troodos microplate, Cyprus, in the Late Mesozoic-Early Cenozoic plate tectonic framework of the Eastern Mediterranean. *Surveys in Geophysics*, 8, 375434.
- Dewey, J.F. and Şengor, A.M.C., 1979. Aegean and surrounding regions: Complex multiplate and continuum tectonics in a convergent zone. *Geological Society of America Bulletin*, 90, 84-92.
- Dewey, J.F., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, S.D., 1989. in M.P. Coward, D. Dietrich, and R.G., Park, eds., *Alpine tectonics*. The Geological Society, London, Special Publication, 45, 265-283.
- Gavillot, Y., Axen, G., Horton, B., Stockli, D. and Fakhari, M.D., 2009. Timing of thrust activity in the high zagros fold-thrust belt, iran, from (u-th)/he thermochronometry. *Portland GSA Annual Meeting*.
- Gealey, W.K., 1988. Plate tectonic evolution of the Mediterranean-Middle East region. *Tectonophysics*, 155, 285-306.
- Ghasemi, A. and Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 26, 683-693.
- Gilg, H.A., Boni, M., Balassone, G, Allen, C.R., Banks, D. and Moore, F., 2006. Marble-hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineral Deposita*, 41, 1-16.
- Golonka, J., 2004. Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics*, 381, 235-273.
- Golonka, J., Oszczytko, N. and Ślaczka, A., 2000. Late Carboniferous -Neogene geodynamic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region and adjacent areas. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 70, 107-136.
- Golonka, J., 2000. Cambrian-Neogene Plate Tectonic Maps. *Wydawnictwa Uniwersytetu, Jagiellońskiego, Kraków*. provenance: the Cyprus case. *Journal of Geology*, 108, 199-218.
- Guest, B., 2004. The thermal, sedimentological, and structural evolution of the central Alborz Mountains of northern Iran: Implications for the Arabia-Eurasia continent-continent collision and collisional processes in general [Ph D. thesis]: University of California, Los Angeles, 292.
- Guest, B., Stockli, D.F., Grove, M., Axen, G.J., Lam, P.S. and Hassanzadeh, J., 2006. Thermal histories from

the central Alborz Mountains, northern Iran: Implications for the spatial and temporal distribution of deformation in northern Iran. *Geological Society of America, Bulletin*, 118, 1507-1521.

- Guiraud, R. and Bellion, Y., 1996. Late Carboniferous to recent geodynamic evolution of the west Gondwanian Cratonic Tethyan margin. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J. (Eds.), *The Oceans Basins and Margin. The Tethys Ocean*, 8, 101-124.

- Hassanzadeh, J., Axen, G., Guest, B., Stockli, D.F. and Ghazi, A.M., 2004. The Alborz and NW Urumieh-Dokhtar magmatic belts, Iran: rifted parts of a single ancestral arc. *Geological Society of America National Meeting. Geological Society of America, Denver, Colorado*, 434.

- Haynes, S.J. and McQuillan, H., 1974. Evolution of the Zagros Suture Zone, Southern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 85, 739-744.

- Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, M. 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*, 225, 397-410.

- Hooper, R.J., Baron, I.R., Agah, S. and Hatcher, R.D., 1994. The Cenomanian to recent development of the Southern Tethyan Margin in Iran, in Al-Husseini, M.I., ed., *Middle East petroleum geosciences. Geology*, 505-516.

- Jackson, D.D., Aki, K., Cornell, C.A., Dieterich, J.H., Henyey, T.L., Mahdyiar, M., Schwartz, D. and Ward, S.N., 1995. Seismic hazards in southern California: Probable earthquakes, 1994-2024. *Bulletin of Seismological Society of America*, 85, 379-439.

- Khoury, S. G. and Ashjai, M., 1979. A review of the geologic and tectonic evolution of Zagros and central Iran: Tehran, Natl. Iranian Oil Company Bulletin.

- Ludwig, K. R., 2000. Decay constant errors in U-Pb concordia-intercept ages. *Chemical Geology*, 166, 315-18.

- Majidi, B., 1981. The geo chemistry of ultrabasic and basic lava flow occurrences in northeast Iran, In *Geodynamic project (geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran Report*, 51, 463-477.

- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. and Wernicke, B., 2003. Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters*, 30(20), 2036.

- Mehrabi, B., Yardley, B. W. D. and Cann, J. R., 1999. Sediment-hosted disseminated gold mineralization at Zarshuran, NW Iran. *Mineralium Deposita*, 34, 673-696.

- Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahandi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 21, 397-412.

- Morris, A., Anderson, M.W., Inwood, J. and Robertson, H.F., 2006. Palaeomagnetic insights into the evolution of Neotethyan oceanic crust in the eastern Mediterranean. *Geological Society, London, Special publications*, 260, 351-372.

- Philip, H., A. Cisternas, Gvishiani, A., and Gorshkov, A., 1989. The Caucasus: An actual example of the initial stages of a continental collision. *Tectonophysics*, 161, 1-21.

- Ricou L.E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 13, 327-349.

- Ricou, L.E., 1996. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: Nairn, A.E.M., Ricou, L.-E., Vrielynck, B., Dercourt, J., (Eds.), *The Oceans Basins and Margin. The Tethys Ocean*, Plenum Press, New York, 8, 3-70.

- Robertson, A.H.F., 1990. Tectonic evolution of Cyprus. In: Malpas, J., Moores, E.M., Panayiotou, A. and Xenophontos, C. (eds) *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Geological Survey Department, Nicosia*, 235-252.

- Robertson, A.H.F., Clift, P.D., Degnanand, P., Jones, G., 1991. Paleogeographic and paleotectonic evolution of eastern Mediterranean Neotethys. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 87, 289-344.

- Robertson, A.H.F., Dixon, J.E., Brown, S., Collins, A., Morris, A., Pickett, E.A., Sharp, I. and Ustaomer, T., 1996. Alternative tectonic models for the Late Palaeozoic-Early Tertiary development of Tethys in the Eastern Mediterranean region. In: Morris, A., Tarling, D.H. (Eds.), *Paleomagnetism and Tectonics of the Mediterranean Region. Special Publication-Geological Society*, 105, 239-263.

- Robertson, A.H.F., 1998. Mesozoic-Tertiary tectonic evolution of the easternmost Mediterranean area: integration of marine and land evidence. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Richter, C. and Camerlenghi, M. (eds) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 160, Ocean Drilling Program, College Station, TX,

723-782.

- Robertson, A.H.F., 2000. Mesozoic-Tertiary tectonic sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey, In: Bozkurt, E., Winchester, J.A. and Piper, J.D.A. (eds) Tectonics and magmatism in Turkey and the Surrounding Area. Geological Society, London, Special Publication, 173, 97-138.

- Şengör, A.M.C. and Kidd, W.S.F., 1979. Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55, 361-376.

- Şengör, A. M. C. and Natal'in, B. A., 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a synthesis, In: Yin, A., M.Harrison, T. (eds.), The Tectonic Evolution of Asia. Cambridge University Press, 486-640.

- Şengör, A. M. C. and Yilmaz, Y., 1981. Tethyan evolution of Turkey: A plate tectonic approach. Tectonophysics, 75, 181-241.

- Şengör, A.M.C., Altiner, D., Cin, A., Ustaomer, T. and Hsu, K.J., 1988. Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. Geological Society, London, Special Publications, 37.

- Sengör, A.M.C., Natal'in, B.A. and Burtman, V .S., 1993. Evolution of the Alaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia. Nature, 364, 299-307.

- Şengör, A.M.C., Özeren, M.S., Keskin, M., Sakıç, M., Özbakır, A.D. and Kayan, I., 2008. Eastern Turkish high plateau as a small Turkic-type orogen: Implications for post-collisional crust-forming processes in Turkic-type orogens. Earth-Science Reviews, 90, 1-48.

- Şengör, A.M.C., 1984. The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America, Spec. Paper., 195, 82.

- Stockli, D.F., Hassanzadeh, J., Stockli, L.D., Axen, G., Walker, J.D. and Dewane, T.J., 2004. Structural and geochronological evidence for Oligo-Miocene intra-arc low-angle detachment faulting in the Takab-Zanjan area, NW Iran. Abstract, Programs Geological Society of America, 36, 319.

- Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: a review. American Association of Petroleum Geolo-

gists Bulletin 52, 1229-1258.

- Stöcklin, J., 1974a. Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C.A. and Drake, C.L. (eds). The Geology of Continental Margins. Springer-Verlag, Berlin, 873-887.

- Stöcklin, J., 1974b. Northern Iran: Alborz Mountains. Geological Society of London Special Publication, 4, 213-234.

- Stöcklin J., 1977. Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. Societd Gdol. France, Mdm. h. sdr, 8, 333-353.

- Stoneley, R., 1981. The geology of the Kuh-e-Dal-neshin area of southern Iran and its bearing on the evolution of southern Tethys. Journal of Geological Society of London, 138, 509-526.

- Tillman, J.E., Poosti, A., Rossello, S. and Eckert, A., 1981. Structural evolution of Sanandaj-Sirjan Ranges near Esfahan, Iran. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65, 674-687.

- Verdel, C., Wernicke, B. and Hassanzadeh, J., 2008. Origin of a Voluminous Pulse of Eocene Arc Magmatism in Iran The 26th Symposium on Geosciences. Tehran, Geological Society of Iran. American Geophysical Union meetings (AGU).

- Wiedenbeck, M., Allé, P., Corfu, F., Griffin, W.L., Meier, M., Oberli, F., Von Quadt, A., Roddick, J.C. and Spiegel, W., 1995. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses. Geostandards Newsletter, 19(1), 1-23.

- Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. In: Mckibben, M.A., Shanks, W.C. and Ridley, W.I. (eds). Applications of Microanalytical Techniques to Understanding Mineralization Processes. Reviews in Economic Geology, 7, 1-35.

- Woodruff, F. and Savin, S.M., 1989. Miocece deepwater oceanography. Paleoceanography, 4, 87-140,

- Yilmaz, Y., 1993. New evidence and model on the evolution of the southeast Anatolian orogen. Geological Society of America Bulletin, 105, 251-271.