بررسی پی‌سنگ قاره‌ای پرکامبرین در ایران با شواهدی تازه از دگرگونی‌های کمپلکس تخت‌سلیمان در شمال خاور تکاب

رباب حاجی‌علی‌اوغلی [1*] و محسن مؤذن [2]

[1] دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران
[2] استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۸۹/ ۰۳/۲۲ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۱۰/۲۱

چکیده

اقیانوس پروتوتتیس دو ابرقاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب را از هم جدا می کرده است. سرزمین ایران همانند سرزمین‌های همسایه در عمان، پاکستان، جنوب خاور ترکیه طی پرکامبرین و پالئوزوییک به ابرقاره گندوانا وابسته بوده است. مناطق پرکامبرین در ایران بیرون زدگی چندانی ندارند و به طور محدود شامل بخش‌های میانی ایران مرکزی در پیرامون ساغند و پشت بادام، ارومیه، زنجان، آنابلاغی میانه و تکاب هستند. کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان در شمال خاور تکاب با طیف‌سنگ‌شناسی گسترده از انواع سنگ‌های دگرگونی متاپلیت، متابازیت، کالک- سیلیکات و سنگ‌های متاالترامافیک تشکیل شده است. بر پایه مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی U/Pb زیرکن، کمپلکس تخت‌سلیمان قابل مقایسه با دگرگونی‌های خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران است. بر پایه داده‌های سن‌سنجی $^{207}Pb/^{206}Pb$ سن کهن‌ترین قطعات سنگی ناهمگن (Heterogeneous) در پوسته قاره‌ای تخت‌سلیمان در حدود ۲۸۰۰ میلیون سال به دست آمده که قابل مقایسه با سن‌های به دست آمده در خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران در حدود ۲۴۰۰ میلیون سال پیش است. دگرگونی‌های پی‌سنگ کمپلکس تخت‌سلیمان احتمالاً مرتبط با رژیم زمین‌ساختی فشارشی فاز کوهزایی کاتانگایی در پرکامبرین است. ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی سپس در طی الیگوسن تا میوسن مرتبط با برخورد پایانی قاره‌ای نئوتتیس رخ داده و سنگ‌های میگماتیتی کمپلکس تخت‌سلیمان تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: پرکامبرین، کوهزایی کاتانگایی، خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران، کمپلکس تخت‌سلیمان، ایران.

***نویسنده مسئول:** رباب حاجی‌علی‌اوغلی

E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir

۱- مقدمه

کمپلکس تخت‌سلیمان در شمال خاور تکاب ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زمین‌ساختی پیچیده‌ای دارد. در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ تکاب (Alavi et al., 1982) و ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۱)، سن مجموعه دگرگونی تخت‌سلیمان به پرکامبرین نسبت داده شده است اما سن دقیق پی‌سنگ دگرگونی تا به حال مشخص نبوده و بنابراین تحولات دگرگونی و زمین‌ساختی- ماگمایی مرتبط با فازهای کوهزایی بسیار در این منطقه به طور دقیق مشخص نشده است. در این مطالعه ویژگی‌های سنگ‌شناسی، چینه‌شناسی و داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی کمپلکس تخت‌سلیمان در مقایسه با سرزمین‌های پرکامبرین در ایران و سرزمین‌های همسایه ایران مورد بررسی قرار گرفته است. به منظور تعیین کهن‌ترین سن در پوسته قاره‌ای کمپلکس تخت‌سلیمان، سن‌سنجی ایزوتوپی به روش U-Pb (SHRIMP II) زیرکن در ملانوسوم میگماتیت‌های مافیک کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان انجام شد. نتایج حاصل از این سن‌سنجی در بررسی تحولات زمین‌ساختی پی‌سنگ دیرینه ایران و ارائه الگوی ژئودینامیکی مناسب در ارتباط با اقیانوس کهن پروتوتتیس در پوسته قاره‌ای ایران و مناطق همسایه آن مفید خواهد بود.

۲- زمین‌ساخت جهانی (Global Plate Tectonic) و موقعیت ایران در آن

خشکی واحد پانگه‌آ در ۱/۷ میلیارد سال پیش در اثر نیروهای کششی و ایجاد یک شکاف عظیم در آن به دو ابر قاره اوراسیا در شمال و گندوانا در جنوب تقسیم و اقیانوس پروتوتتیس میان آن دو تشکیل شده است (Termier & Termier, 1960). سرزمین ایران همانند سرزمین‌های همسایه‌اش در طی پرکامبرین و پالئوزوییک به ابرقاره گندوانا وابسته بوده است(Stocklin, 1968; Berberian & King, 1981; Bechennec et al., 1989). به باور Bechennec et al. (1989) سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ سرزمین عمان (گنیس و میگماتیت) در طی فاز کوهزایی پان‌آفریکن تشکیل و توسط گرانیت‌های با سن ۱۵±۸۴۵ میلیون سال قطع شده است. در پروتروزوییک پایانی فاز کششی بخش‌های مرکزی و جنوب خاوری عمان را تحت تأثیر قرار داده و کافت‌ها و ساختارهای فرازمین و فروزمین را به‌وجود آورده است که فعالیت‌های آتشفشانی فلسیک و مافیک شواهد آن هستند. در عربستان در اواخر پرکامبرین پوسته قاره‌ای کراتونی شده است؛ بدین ترتیب که شماری جزایر کمانی میان‌اقیانوسی با پیوستن به هم به صورت کراتون در آمده‌اند (Berberian & King, 1981). وجود و عملکرد فاز فشاری در پرکامبرین ایران (فاز کاتانگایی) و فاز کششی در پرکامبرین پسین ایران همانند نواحی عمان و عربستان و نشان‌دهنده شباهت ساختاری و یکپارچگی این سرزمین‌ها در پرکامبرین است. از سوی دیگر وجود رسوبات سکویی و نمکی در اینفراکامبرین-کامبرین پیشین نیز نشان از یکسان بودن شرایط زمین‌شناسی و یکپارچگی این سرزمین‌ها دارد. شرایط برابر رسوب‌گذاری سکویی این سرزمین‌ها دست‌کم تا کربنیفر ادامه داشته است. به‌ویژه با مقایسه عملکرد فازهای کوهزایی و رسوبات و سنگ‌های موجود در این مناطق مشخص می‌شود که در پرکامبرین، پروتروزوییک و کامبرین نواحی ایران، عربستان، عمان و بخشی از پاکستان یکسان بوده است (Berberian & King, 1981). همچنین بر پایه بررسی‌های انجام‌شده متکی بر شواهد پارینه مغناطیسی، سنگ‌های پرکامرین بالایی و پالئوزوییک زیرین در نواحی زاگرس مرتفع، رشته نمکی پاکستان، دونین بالایی-کربنیفر زیرین (سازند جیرود البرز) (خسروتهرانی، ۱۳۸۳) و همچنین بر پایه Soffel et al. (1975) و Berberian & King (1981) سنگ‌های پرکامبرین بالایی، اردوویسین و پرمین البرز مرکزی قطبین مغناطیسی مشابه با سرزمین‌های آفریقا- عربستان در همین زمان‌ها دارند که گسترش آنها تا جنوب خاور ترکیه ادامه داشته و نشان‌دهنده آن است که جزیی از ابرقاره گندوانا بوده‌اند. نقشه کلی پراکندگی پوسته‌های آرکئن، پروتروزوییک و فانروزوییک در شکل ۱ نشان داده شده است.

۳- تحولات زمین‌ساختی پرکامبرین در ایران

رویدادهای زمین‌شناسی سرزمین ایران در پرکامبرین در مقایسه با سرزمین‌های

همسایه عمان، عربستان و جنوب خاور ترکیه ناشناخته است. با این حال بر پایه شباهت‌های نسبی بسیاری که بین سرزمین‌های پرکامبرین ایران و عربستان وجود دارد، ثابت شده است که ایران و عربستان در ابتدا سرزمین واحدی در شمال خاور گندوانا بوده‌اند ولی مراحل مختلف تحکیم پی‌سنگ ایران به خوبی مشخص نیست و همه فازهای کوهزایی شناخته شده در سپر عربستان، در ایران به طور کامل شناخته نشده است. موقعیت برخوردی پهنه ایران مرکزی نسبت به صفحات قاره‌ای عربستان در جنوب، افغان در خاور و توران در شمال را می‌توان از دلایل دگرشکلی‌های بسیار و زمین‌ساخت پیچیده این پهنه عنوان کرد.

به طور کلی تحولات زمین‌ساختی پی‌سنگ پرکامبرین ایران زمین به این صورت مطرح است: پوسته قاره‌ای ایران زمین در طی پرکامبرین پایانی در ارتباط با فاز کوهزایی کاتانگایی سخت شده و افزون بر دگرگونی، سبب گرانیت‌زایی، چین‌خوردگی و شکستگی‌های فراوانی در آن شده است. شواهد زیادی نشان می‌دهد که همزمان و پس از فاز کوهزایی کاتانگایی، پوسته قاره‌ای سرزمین ایران مانند کراتون عربی جدا و قطعه قطعه شده و به تدریج به صورت بخش‌های برآمده و فروافتاده فرازمین و فروزمین (هورست و گرابن) درآمده است. این امر موجب پیدایش حوضه‌های رسوبی جدا از هم شده و بنابراین در حوضه‌های رسوبی همسایه، نهشته‌های متفاوتی با ستبراهای متفاوت در طی پالئوزوییک تشکیل شده است. این وضعیت کم و بیش تا اواخر پالئوزوییک و حتی تا تریاس برقرار بوده است (Berberian & King, 1981). برخی از شواهد نشان‌دهنده کشیدگی پوسته قاره‌ای سکوی باختری ایران در طی پرکامبرین پسین عبارتند از:

الف) فعالیت‌های گسل‌های زاگرس، زاگرس مرتفع، چاپدونی، نایبند و دیگر گسل‌های بزرگ سبب جدا شدن حوضه نمکی زاگرس و رسوبات کربناتی همزمان آنها (دولومیت سلطانیه) در البرز و ایران مرکزی شده است (شکل ۲).

ب) رسوباتی با جنس و ستبراهای متفاوت روی این پی‌سنگ یکپارچه تشکیل شده است و فراوانی فعالیت‌های آتشفشانی اسیدی در بیشتر نواحی ایران (پیرامون ساغند، قره‌داش آذربایجان، سری هرمز، پیرامون زرند کرمان، اسفوردی بافق) نشان از قطعه قطعه‌شدن پی‌سنگ ایران و عربستان دارد (شکل ۲). پراکندگی سرزمین‌های پرکامبرین و دگرشکلی این سنگ‌ها را احتمالاً می‌توان در ارتباط با کافت‌شدگی، گسل‌خوردگی و تشکیل حوضه‌های مختلف و رخساره‌های گوناگون در پی‌سنگ ایران در طی پرکامبرین پسین و پالئوزوییک تفسیر کرد.

ج) بالاآمدگی حوضه‌های تبخیری در سپر عربستان مربوط به عملکرد فازهای پس از کوهزایی کاتانگایی و همانند همین وضعیت در ایران، تشکیل حوضه نمکی سری هرمز و راور در پرکامبرین بالایی-کامبرین زیرین است که نشان می‌دهد پی‌سنگ عربستان و پوسته کراتونی‌شده پرکامبرین پسین ایران پیش از ته‌نشینی رسوبات تبخیری (نمک‌های هرمز، پاکستان و عمان) به صورت یکپارچه بوده و رسوبات اینفراکامبرین-کامبرین زیرین از همین زمان در سرزمین یکپارچه عربستان- ایران مرکزی- البرز رسوب کرده است. Berberian & King (1981) تشکیل رسوبات نمکی هرمز با گسترش زیاد در حوضه‌های مسطح و جلگه‌ای عربستان را به پرکامبرین پسین- کامبرین پیشین نسبت داده‌اند.

۴- سرزمین‌های پرکامبرین در ایران

سنگ‌های کهن ایران از نوع دگرگونی با درجات شدید بیشتر گنیس و میکاشیست به سن پرکامبرین (۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال، برگرفته از درویش‌زاده ۱۳۸۳) هستند. Haghipour (1974) سن‌های به دست آمده به روش Sr-Rb سنگ کل را ۲۳۸۲ میلیون سال گزارش کرده است. این سنگ‌ها از تخریب و ته‌نشینی سنگ‌های کهن‌تری تشکیل شده‌اند که ماهیت آنها به طور دقیق مشخص نیست ولی به طور غیرمستقیم می‌توان آنها را از انواع سنگ‌های آذرین اسید و یا معادل دگرگونی آنها در نظر گرفت (درویش‌زاده، ۱۳۸۳).

مناطق پرکامبرین در ایران‌زمین بیرون‌زدگی چندانی ندارند و به طور محدود شامل بخش‌های میانی ایران مرکزی در پیرامون ساغند و پشت بادام (Haghipour, 1981)، زنجان، بخش مرکزی تکاب، آنابلاغی میانه (در شمال خاور تکاب) و ارومیه هستند. به باور درویش‌زاده (۱۳۸۳) قطعاتی از دگرگونی‌های مربوط به پی‌سنگ پرکامبرین نیز در پهنه زاگرس توسط گنبدهای نمکی به سطح زمین آورده شده است و نیز در دامنه شمالی پهنه البرز نیز شیست‌های گرگان و مجموعه دگرگونی اسالم- شاندرمن از دگرگونی‌های پرکامبرین ایران هستند. دگرگونی‌های گرگان شامل اسلیت، فیلیت و شیست با دگرشیبی در زیر واحدهای پالئوزوییک و مزوزوییک قرار گرفته‌اند. Jenny (1977) سن شیست‌های گرگان را بر پایه شواهد چینه‌شناسی به پیش از دونین نسبت داده است. Reyre & Mohafez (1972) پیرامون انارک سنگ‌های دگرگونی به سن پرکامبرین پسین (سن ۸۴۵ میلیون سال به روش Rb-Sr) متشکل از فیلیت‌های گرافیتی، کوارتزیت، سنگ‌آهک‌های متبلور، میکا شیست و گنیس را گزارش کرده‌اند. دگرگونی‌های پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی ستبرترین و گسترده‌ترین سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین ایران را تشکیل می‌دهندکه ستبرای بیرون‌زدگی‌های آن در پشت بادام و ساغند تا حدود ۱۰ کیلومتر می‌رسد. این سنگ‌های دگرگونی تنوع بالایی از درجات دگرگونی شدید تا ضعیف شامل گنیس، آمفیبولیت، کوارتزیت، میکاشیست و اسلیت دارند که در درجات شدید دگرگونی میگماتیت‌ها، گرانیت‌ها و دیوریت‌های آناتکسی نیز تشکیل شده است (Haghipour, 1974, 1981). سن سنگ اولیه دگرگونی در پوسته قاره‌ای زون خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران پالئوپروتروزوییک تعیین شده است (Ramezani & Tucker, 2003; Nadimi, 2006). دگرگونی‌های پرکامبرین تکاب شامل سنگ‌های دگرگونی از درجات دگرگونی شدید تا ضعیف است. این مجموعه‌های دگرگونی با یک روراندگی از رسوبات و سنگ‌های آتشفشانی میوسن جدا می‌شوند (شکل ۳).

۵- زمین‌شناسی کمپلکس تخت‌سلیمان

کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان در شمال خاور تکاب در تقسیم‌بندی ساختاری ایران در پهنه‌های متفاوت ایران مرکزی و سنندج- سیرجان در نظر گرفته می‌شود (شکل ۴).

مجموعه دگرگونی تخت‌سلیمان با انواع سنگ‌شناختی گسترده‌ای از انواع سنگ‌های دگرگونی شامل گنیس، میکاشیست، مرمر، کالک‌سیلیکات، گدازه های بازیک دگرگون‌شده، متاگابرو، گرانولیت، آمفیبولیت، سنگ‌های متاالترامافیک و دولومیت‌های ستبرلایه با میان‌لایه‌هایی از چرت تشکیل شده است. سنگ‌های متاالترامافیک با ترکیب سنگ اولیه هارزبورژیت، دونیت و در مقادیر کمتر لرزولیت، ورلیت و پیروکسنیت تحت تأثیر فرایندهای دگرگونی به شدت به سرپانتینیت و تالک- سرپانتین- شیست تبدیل شده‌اند (Hajialioghli et al., 2007a). عدسی‌هایی از کرومیت به صورت پراکنده درون سرپانتینیت‌ها مشاهده می‌شوند. حضور سنگ‌های متاالترامافیک به همراه گستره پهناوری از مجموعه‌های دگرگونی آمفیبولیت، متاگابرو، گدازه‌های بالشی دگرگون‌شده، مرمر، میکا شیست و گنیس و نیز ذخایر معدنی کرومیت، منیزیت و تالک در منطقه احتمالاً نشان‌دهنده ارتباط مجموعه سنگ‌های دگرگونی تخت‌سلیمان با اجزای یک توالی افیولیتی است (Hajialioghli et al., 2007a). دگرگونی سنگ‌های متابازیک در کمپلکس تخت سلیمان در محدوده گسترده‌ای از دماهای پایین (رخساره شیست‌سبز) تا دماهای بالا (رخساره گرانولیت) متغیر است (Moazzen et al., 2009) و میگماتیت‌های مافیک حاصل از ذوب بخشی سنگ‌های آمفیبولیت در شرایط دگرگونی دما بالا هستند

(Hajialioghli et al., 2007b; Moazzen & Hajialioghli, 2008). این سنگ‌ها به شدت چین‌خورده و توسط گسل‌هایی روی سنگ‌های ترشیری جوان‌تر رورانده شده‌اند. سنگ‌های رسوبی و آتشفشانی میوسن و پلیوسن با یک قاعده از کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ سرخ به صورت دگرشیب روی سنگ‌های دگرگونی کهن قرار گرفته‌اند. سنگ‌های آواری-آتشفشانی و آتشفشانی از برش‌های آتشفشانی، توف برشی، گدازه‌ها و توف‌های داسیتی و گدازه‌های پورفیری آندزیتی به صورت میان‌لایه درون این مجموعه تشکیل شده‌اند.

۵-۱. برخی از ابهامات زمین‌شناسی کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان

منطقه تخت‌سلیمان از دید سنگ‌شناسی و ساختاری ویژگی‌های پیچیده‌ای دارد و به این علت در تقسیم‌بندی‌های ارائه‌شده توسط پژوهشگران مختلف در پهنه‌های ساختاری متفاوت در نظر گرفته شده است. منطقه مورد مطالعه از دید ساختمانی در پهنه خوی- مهاباد (نبوی، ۱۳۵۵)، پهنه سلطانیه- میشو (افتخارنژاد، ۱۳۵۹)، پهنه ایران مرکزی (Berberian & King, 1981) و پهنه سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968; Alavi, 1994, 2004) در نظر گرفته شده است. در نقشه زمین‌شناسی تخت‌سلیمان نیز این منطقه در محل برخورد پهنه‌های ساختاری سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و البرز-آذربایجان قرار گرفته است. سن دقیق پی‌سنگ دگرگونی و فازهای دگرشکلی ثبت‌شده در دگرگونی‌های کمپلکس تخت‌سلیمان تا به حال به طور دقیق مشخص نشده است. سن‌های نسبت داده شده به سنگ‌های دگرگونی منطقه در نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان و ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه‌نشان تنها بر پایه شدت دگرگونی و شواهد چینه‌شناسی، سنگ‌شناختی و فسیل‌شناسی ارائه شده است. حمدی (۱۳۷۴) فسیل‌های کامبرین (*Latouchella* sp., *Bemella* sp., *Halkiera stenobasis*) را در سنگ‌های آهکی با دگرگونی درجه پایین در نزدیکی روستای امیرآباد تخت‌سلیمان گزارش کرده است. Stockli et al. (2004) با استفاده از سن‌یابی ایزوتوپی زیرکن (U/Pb)، سن نفوذ سنگ اولیه گنیس‌های گرانیتی در منطقه ماه‌نشان تخت‌سلیمان را ۵۶۰ میلیون سال معرفی کرده‌اند.

۵-۲. برخی از تشابهات زمین‌شناسی کمپلکس تخت‌سلیمان با پی‌سنگ پرکامبرین خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران

بررسی‌های سنگ‌شناختی، چینه‌شناسی، فسیل‌شناسی و زمین‌ساخت منطقه تخت‌سلیمان نشان می‌دهد که ویژگی‌های زمین‌شناسی کمپلکس تخت‌سلیمان بسیار مشابه با خرده قاره مرکزی- خاوری ایران (Central-East-Iran Microplate, CEIM; Takin, 1972) است (شکل ۵) و بر این اساس به نظر می‌رسد رویدادهای ژئودینامیکی و تحولات زمین‌ساختی کمپلکس تخت‌سلیمان در شمال باختر ایران قابل مقایسه با این تحولات در CEIM باشد (Hajialioghli et al., 2007a). برخی از این موارد عبارتند از:

- برونزد مجموعه دگرگونی در کمپلکس تخت‌سلیمان و CEIM محدود به گسل‌های راندگی است (گسل قینرجه- چهارطاق در مرز باختری مجموعه تخت‌سلیمان و گسل‌های چاتک و پشت بادام در منطقه ساغند در CEIM). مجموعه سنگ‌های متاولترامافیک و سرپانتینیت در امتداد این گسل‌ها رورانده شده‌اند. مهم‌ترین افیولیت‌های منسوب به پرکامبرین مانند افیولیت‌های پان‌آفریقا در آفریقا، آمریکای جنوبی و اطلس شمالی توسط گسل‌های راندگی محدود شده‌اند.

- توده‌های اولترامافیک سرپانتینی‌شده درون مجموعه دگرگونی تخت‌سلیمان در امتداد توده‌های کوچک اولترابازیک و سرپانتینیت‌های مشابه در آنابلاغی (در جنوب خاور میانه و حد شمالی دگرگونی‌های تخت‌سلیمان) قرار گرفته‌اند (درویش‌زاده، ۱۳۷۳). سنگ‌های اولترامافیک به طور مشابه در باختر پشت‌بادام به صورت توده‌های کوچک با رگه‌هایی از پیروکسنیت دگرسان شده و عدسی‌هایی از سرپانتینیت به همراه آمفیبولیت، میکاشیست و متاگری‌وک‌ها برونزد نشان می‌دهند. به نظر می‌رسد احتمالاً بتوان بالاآمدگی سنگ‌های متاولترامافیک و سرپانتینیت در امتداد گسل‌های راندگی در منطقه تکاب و ایران مرکزی را بقایایی از سنگ‌کره اقیانوسی پروتوتتیس در نظر گرفت که در ارتباط با فاز کوهزایی کاتانگایی در پوسته قاره‌ای ایران جایگیر شده‌اند. در منطقه پشت‌بادام رسوبات پرمین به صورت دگرشیب روی مجموعه دگرگونی را پوشانده‌اند و قطعات دگرگونی در کنگلومرای قاعده‌ای آن مشاهده می‌شود که بر این پایه Haghipour (1981) دگرگونی اشاره شده را نشانه‌ای از عملکرد فاز هرسینین در نظر گرفته است. Haghipour (1974) تشکیل سنگ‌های اولترامافیک ایران مرکزی را مرتبط با فروزمین و کافت‌های اینفراکامبرین در نظر گرفته که تشکیل آن احتمالاً تا اوایل پالئوزوییک ادامه داشته و این افیولیت‌ها را افیولیت یا آمیزه‌رنگین (Colored Mélange) کهن نامیده است که روی‌هم‌رفته پیش از پرمین چین‌خورده و دگرگون شده‌اند.

- به نظر می‌رسد ترکیب رسی، آرکوز، گری‌وک، آتشفشانی و آتشفشانی-تخریبی سنگ اولیه سنگ‌های دگرگونی کهن در پی‌سنگ قاره‌ای کمپلکس تخت‌سلیمان قابل مقایسه با ترکیب این سنگ‌ها در پی‌سنگ CEIM (Haghipour, 1981) باشد.

- پی‌سنگ دگرگونی در کمپلکس تخت‌سلیمان و CEIM از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا تا درجه پایین شامل گنیس، میگماتیت، میکاشیست، کوارتزیت، آمفیبولیت، گرانولیت مافیک و سنگ‌های کالک- سیلیکات اسکاپولیت‌دار تشکیل شده است. درجه دگرگونی و دگرشکلی سنگ‌های دگرگونی در هر دو منطقه تخت‌سلیمان و CEIM قابل مقایسه است.

- سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگ در منطقه تخت‌سلیمان و CEIM توسط رسوبات سکوی اینفراکامبرین از نوع رسوبات قاره‌ای یا دریایی کم ژرفا پوشیده شده‌اند. رخساره‌های رسوبی تشکیل شده در حاشیه دریا (Marginal Marin or Outer Shelf-Slop) در منطقه تخت‌سلیمان (سازند کهر) قابل مقایسه با سازند تاشک در CEIM هستند (Nadimi, 2006).

- فسیل‌های کامبرین در سنگ‌های دگرگونی آهکی کمپلکس تخت‌سلیمان (حمدی، ۱۳۷۴) قابل مقایسه با مرمرهای فسیل‌دار سازند سرخک در CEIM (Ramezani & Tucker, 2003) است.

- سن نفوذ سنگ اولیه گنیس‌های گرانیتی در مجموعه دگرگونی تخت‌سلیمان (۵۶۰ ~ میلیون سال، U/Pb زیرکن؛ Stockli et al., 2004) قابل مقایسه با سن ایزوتوپی U/Pb زیرکن در سنگ‌های دگرگونی منطقه ساغند در CEIM است (Ramezani & Tucker, 2003).

- تشکیل سنگ‌های میگماتیت، گرانیت و دیوریت آناتکسی مرتبط با ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی رسی و متابازیک کمپلکس تخت‌سلیمان قابل مقایسه با تشکیل این سنگ‌ها در ساغند مرتبط با عملکرد فازهای کوهزایی آلپی در طی ترشیری است.

۶- روش پژوهش

کانی‌های زیرکن در بخش ملانوسوم نمونه میگماتیتی کمپلکس تخت‌سلیمان که پیش‌تر توسط مطالعات میکروسکوپی و کاتدولومینسانس بررسی شده بود، با استفاده از میکروپروب الکترونی SHRIMP II (Sensitive, High-Resolution Ion Microprobe) به روش U/Pb زیرکن در مرکز مطالعات ایزوتوپی VSEGEI در سن‌پترزبورگ روسیه تجزیه شد. برای تجزیه کانی‌های زیرکن از مقطع نازک و صیقلی زیرکن استاندارد (۹۱۵۰۰) با غلظت اورانیم برابر با ۸۱/۲ ppm (Wiedenbeck et al., 1995) به عنوان کانی مقایسه‌ای (Reference Mineral) استفاده شده است. تبدیل داده‌ها و محاسبات سنی به روش Williams (1998) با استفاده از برنامه (Ludwig, 2000)

SQUID Excel Macro صورت گرفت. برای بهنجار کردن Pb/U نسبت به $^{206}Pb/^{238}U$ زیرکن، از استاندارد ۹۱۵۰۰ به سن ۱۰۶۲/۴ میلیون سال (Wiedenbeck et al., 1995) و مقدار ثابت ۰/۱۷۹۱۷ استفاده شد. خطای تجزیه (نسبت‌های ایزوتوپی و سنی) برابر با 1σ است.

۷- سن سنجی ایزوتوپی U-Pb کانی زیرکن در کمپلکس تخت‌سلیمان

۷-۱. تبلور زیرکن در سنگ‌ها

زیرکن میزبان مهمی برای عناصر رادیواکتیو U و Th است (O'Hara et al., 2001). تبلور زیرکن در سنگ‌های دگرگونی با آزاد شدن زیرکنیم حاصل از تجزیه برخی از کانی‌های اولیه به دلیل تغییرات شرایط فشار و دما رخ می‌دهد. زیرکن ویژگی بی‌همتایی در ثبت دقیق تحولات دگرگونی و حرارتی مهم در تاریخ زمین‌شناسی دارد (Söderlund et al., 2002). رشد کانی زیرکن در سنگ‌های دگرگونی می‌تواند در حالت جامد سنگ (Solid-State)، از منشأ سیال و از منشأ ذوب بخشی صورت گیرد. زیرکن متبلورشده به صورت کانی جدید (New Zircon) تشکیل می‌شود و یا به صورت حاشیه تبلور دوباره (Recrystallization) در پیرامون زیرکن کهن و یا هسته‌ای از کانی‌های دیگر رشد می‌کند (Schaltegger et al., 1999; Rubatto et al., 2001). زیرکن موروثی (Inherited Zircon) از ویژگی‌های شاخص در ملانوسوم میگماتیت‌هاست که تشکیل آن در ارتباط با ویژگی دیرگداز و پایدار زیرکن تحت شرایط ذوب بخشی تفسیر می‌شود.

۷-۲. سن‌سنجی ایزوتوپی U-Pb زیرکن در میگماتیت‌های مافیک کمپلکس تخت‌سلیمان

روش سن‌سنجی U-Pb زیرکن، روش مناسب برای تعیین سن سنگ‌های دگرگونی کهن با تحولات دگرگونی پیچیده است(Wilde et al., 2001) . میگماتیت‌های کمپلکس تخت سلیمان حاصل ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی کهن در شرایط دگرگونی دمای بالا هستند (Hajialioghli et al., 2007b). اندازه کانی‌های زیرکن در مزوسوم، ملانوسوم و لوکوسوم میگماتیت‌های مورد مطالعه متفاوت است. کانی‌های زیرکن دانه درشت و بیشتر بی‌شکل، تا اندازه ۰/۱ میلی‌متر در ملانوسوم تشکیل شده‌اند، که احتمالاً با رشد کانی‌های زیرکن از منشأ مذاب همخوانی دارد (Wu et al., 2007) (شکل ۶). زیرکن گاه به صورت موروثی در مرکز زیرکن‌های درشت مشاهده می‌شود که توسط زیرکن‌هایی جدید با منشأ ذوب بخشی دربرگرفته شده است (شکل ۶).

۷-۳. تفسیر داده‌های ایزوتوپی U-Pb زیرکن در میگماتیت‌های مافیک کمپلکس تخت‌سلیمان

جدول ۱ داده‌های ایزوتوپی U-Pb در زیرکن موروثی در ملانوسوم میگماتیت‌های مافیک کمپلکس تخت‌سلیمان را نشان می‌دهد. نسبت‌های ایزوتوپی و مقادیر ^{204}Pb در زیرکن‌های موروثی در ملانوسوم پایین است. سن‌های واقعی کانی‌های زیرکن که مقادیری از سرب پرتوزاد (رادیوژن) خود را از دست داده‌اند، به روش سن‌سنجی $^{207}Pb/^{206}Pb$ که مقادیر آن نسبت به ^{204}Pb تصحیح شده، تعیین شده است (جدول ۱). بر این پایه، داده‌های سن‌سنجی $^{207}Pb/^{206}Pb$ (تصحیح شده نسبت به ^{204}Pb)، در زیرکن موروثی در ملانوسوم میگماتیت در محدوده ۲۷۷۵ تا ۲۷۹۵ میلیون سال قرار می‌گیرند.

۸- بازسازی تحولات زمین‌ساختی کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان در مقایسه با خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران

با وجود تشابهات زمین‌شناسی بسیار در پی‌سنگ قاره‌ای تخت‌سلیمان و خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران، احتمالاً به دلایل زیر، برخی از پژوهشگران (Stocklin, 1968; Alavi, 1994 & 2004) کمپلکس تخت‌سلیمان را بخشی از پهنه ساختاری سنندج- سیرجان در نظر گرفته‌اند. برخی از این دلایل عبارتند از: ۱) روند ساختارهای زمین‌ساختی چیره در کمپلکس تخت‌سلیمان (روند گسل‌های اصلی، برگ‌وارگی و ...) به موازات گسل راندگی زاگرس در امتداد شمال باختر- جنوب خاور است؛ در صورتی که در خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران این ساختارها به صورت پهنه‌های طویل شده در راستای شمالی- جنوبی جهت‌یابی شده‌اند، ۲) کمپلکس تخت‌سلیمان از دید موقعیت مکانی در شمال باختر ایران قرار گرفته است که از خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران در حدود ۱۰۰۰ کیلومتر فاصله دارد. مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و داده‌های سنی ایزوتوپی در مطالعه حاضر نشان می‌دهد با وجود این که کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان از دید موقعیت مکانی در پهنه سنندج- سیرجان (Stocklin, 1968; Alavi, 1994 & 2004) قرار گرفته است و تفاوت‌های ساختاری قابل ملاحظه‌ای با خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران دارد، ولی از دید ویژگی‌های سنگ‌شناسی، چینه‌ای و داده‌های سنی، مشابه با خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی (Berberian & King, 1981) را تشکیل داده و احتمالاً هر دو بقایایی از زمین‌درزهای اقیانوس پروتوتتیس در ایران هستند. برخی از شواهد نشان‌دهنده آن عبارتند از: الف) داده‌های سن‌سنجی $^{207}Pb/^{206}Pb$ (تصحیح شده نسبت به ^{204}Pb)، زیرکن در ملانوسوم سنگ‌های میگماتیتی کمپلکس تخت‌سلیمان نشان می‌دهد که سن کهن‌ترین سنگ‌ها در پی‌سنگ دگرگونی تخت‌سلیمان حدود ۲۸۰۰ میلیون سال است که این نتایج قابل مقایسه با سن پی‌سنگ در پی‌سنگ خرده قاره مرکزی- خاوری ایران (۲۴۰۰ میلیون سال: Ramezani & Tucker, 2003) است. ب) برونزد سنگ‌های متاولترامافیک و سرپانتینیت در امتداد زمین‌درزهای کهن خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران (Nadimi, 2006) و کمپلکس تخت‌سلیمان احتمالاً مرتبط با عملکرد فازهای کوهزایی کاتانگایی وابسته به بقایایی از پوسته اقیانوس کهن پروتوتتیس هستند (Hajialioghli et al., 2007a). ج) فرایندهای ذوب بخشی و تشکیل میگماتیت‌ها در پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین در کمپلکس تخت‌سلیمان قابل مقایسه با پهنه خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران مرتبط با بسته شدن و برخورد قاره‌ای پایانی نئوتتیس در زمان الیگوسن تا میوسن است (Hajialioghli et al., 2007b; Moazzen & Hajialioghli, 2008).

با در نظر گرفتن کمپلکس تخت‌سلیمان به عنوان بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی، تحولات زمین‌ساختی آن را می‌توان به این صورت خلاصه کرد: سن پوسته قاره‌ای کهن در کمپلکس تخت‌سلیمان مشابه با خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران، پرکامبرین است. این سنگ‌ها قابل مقایسه با سنگ‌های پرکامبرین در مناطق مجاور ایران زمین مانند خاور سپر عربستان (Stoeser et al., 2001) و Menders massif جنوب ترکیه (Kröner & Şengör, 1990; Loos & Reischmann, 1999) است. عملکرد فاز کوهزایی کاتانگایی در پرکامبرین پسین سبب دگرگونی سنگ‌های پوسته‌ای، نفوذ توده‌های گرانیتی به درون این سنگ‌ها، چین‌خوردگی و شکستگی پی‌سنگ پهنه ساختاری ایران مرکزی و مناطق همسایه در صفحه عربستان و جنوب ترکیه (Kröner & Şengör, 1990; Loos & Reischmann, 1999; Stoeser et al., 2001; Stockli et al., 2004) شده است. دگرشیبی میان سنگ‌های آتشفشانی ائوسن و رسوبات کهن، ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی و نفوذ توده‌های آذرین آناتکسی الیگو- میوسن به درون پی‌سنگ دگرگونی کهن در پهنه ساختاری ایران مرکزی (هر دو منطقه تخت‌سلیمان و خرده قاره مرکزی- خاوری ایران) مرتبط با تأثیرات فازهای کوهزایی آلپی (Braud & Ricou, 1971) است.

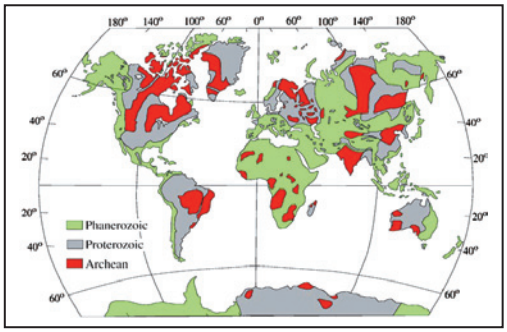
۹- نتیجه‌گیری

کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان در شمال خاور تکاب از انواع سنگ‌های دگرگونی شامل متاپلیت، متابازیت، کالک- سیلیکات و سنگ‌های متاولترامافیک تشکیل شده است. این سنگ‌ها در شرایط رخساره شیست سبز تا گرانولیت دگرگون شده‌اند.

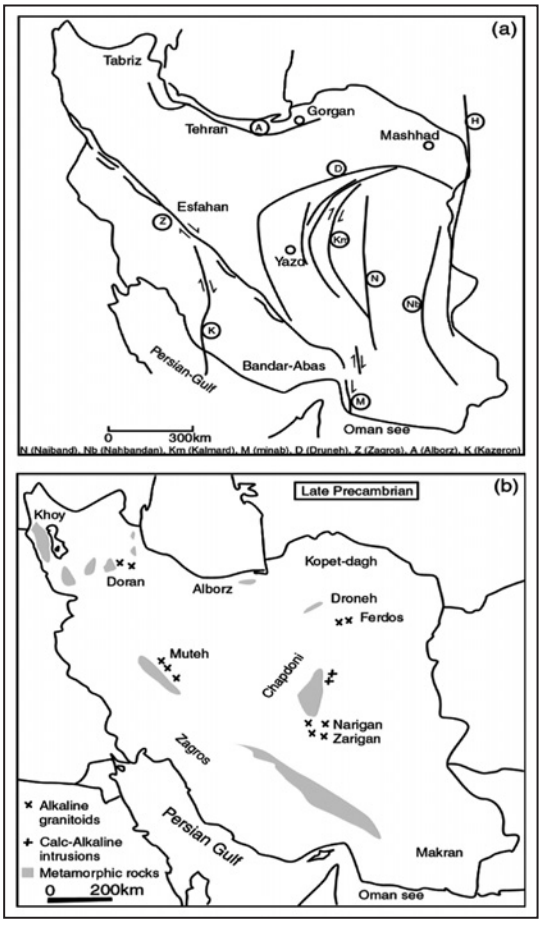
کمپلکس تخت‌سلیمان هر چند از دید موقعیت مکانی در پهنه سنندج- سیرجان قرار گرفته و روندهای ساختاری آن نیز به موازات پهنه زاگرس است اما مطالعات صحرایی، سنگ‌شناسی و داده‌های سن‌سنجی ایزوتوپی U/Pb زیرکن نشان می‌دهد که این کمپلکس قابل مقایسه با دگرگونی‌های معادل در خرده‌قاره مرکزی- خاوری ایران است. بر پایه داده‌های سن‌سنجی $^{207}Pb/^{206}Pb$ سن کهن‌ترین قطعات سنگی ناهمگن در پوسته قاره‌ای تخت‌سلیمان در حدود ۲۸۰۰ میلیون سال به دست آمد. ذوب بخشی سنگ‌های دگرگونی و نفوذ توده‌های آذرین آناتکسی احتمالاً در طی الیگوسن تا میوسن مرتبط با برخورد پایانی قاره‌ای نئوتتیس رخ داده است.

سپاسگزاری

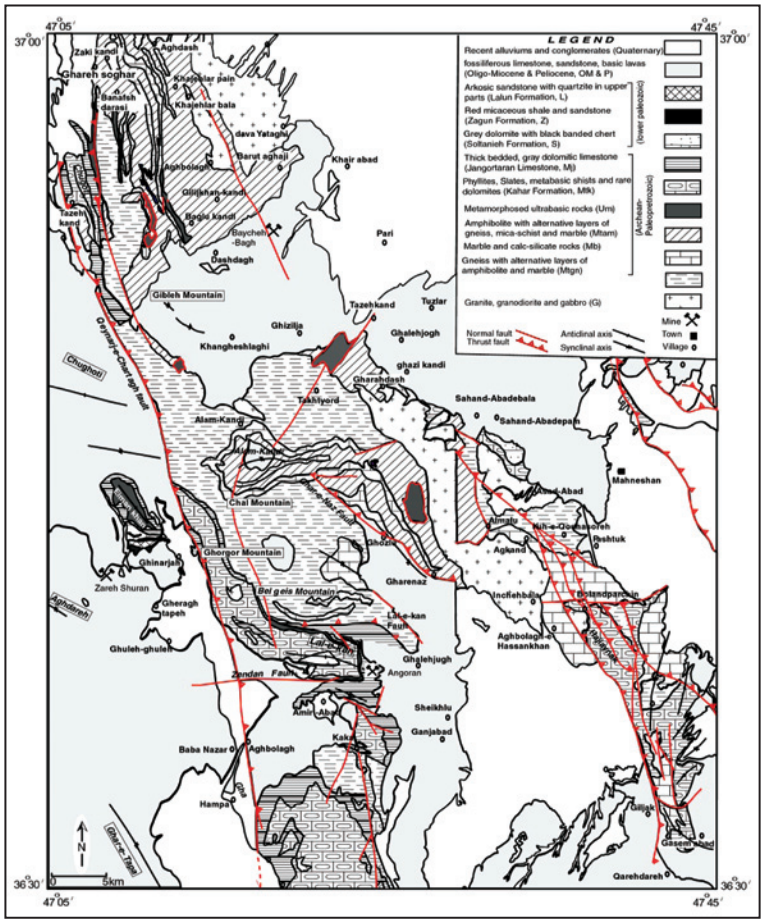
از آقای دکتر احمد جهانگیری استاد گروه زمین‌شناسی دانشگاه تبریز برای راهنمایی‌های علمی ارزنده‌شان سپاسگزاری می‌شود. نگارندگان همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده داوران محترم فصلنامه علوم‌زمین تشکر می‌کنند.



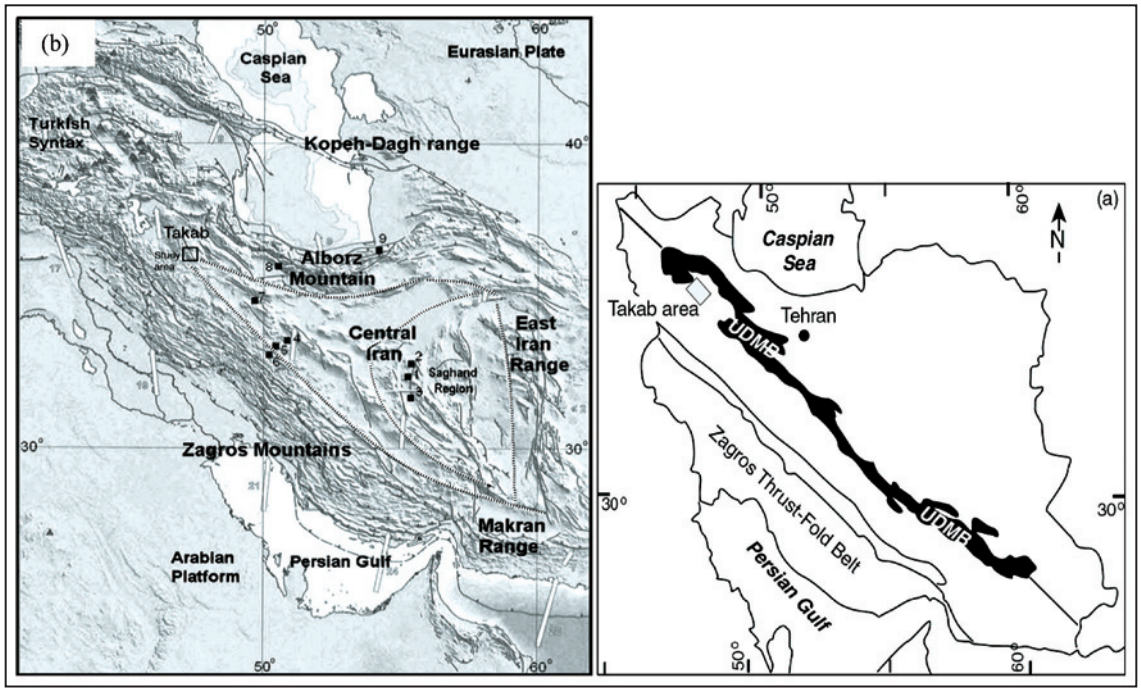
شکل ۱- نقشه کلی توزیع پوسته‌های آرکئن، پروتروزوییک و فانروزوییک (Kerrich & Polat, 2006).



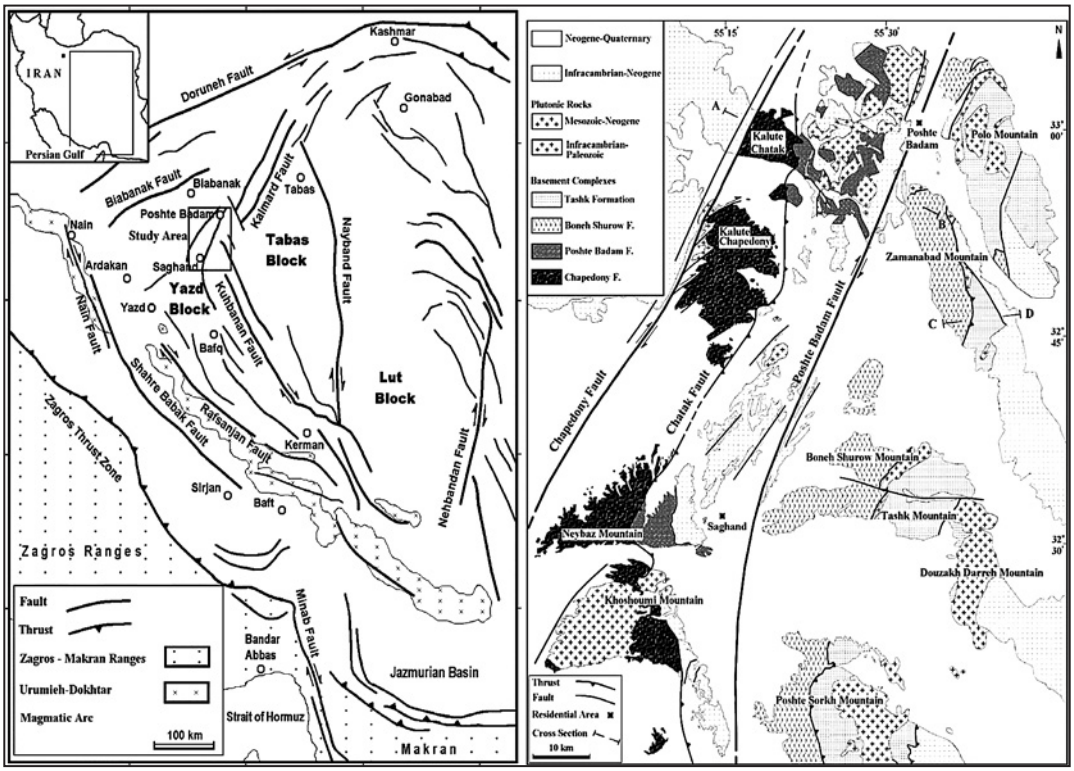
شکل ۲- a) موقعیت گسل‌هایی که دست کم بخش‌هایی از آنها بر اثر عملکرد فاز کوهزایی کاتانگایی یا پیامد آن فعال بوده‌اند. علایم اختصاری روی شکل عبارتند از: Z (زاگرس)، A (البرز)، D (درونه)، Nb (نهبندان)، N (نایبند)، Km (کلمرد)، M (میناب)، K (کازرون) و b) بیرون‌زدگی‌های سنگ‌های دگرگونی و نفوذی پرکامبرین در ایران (برگرفته از درویش‌زاده، ۱۳۸۳).



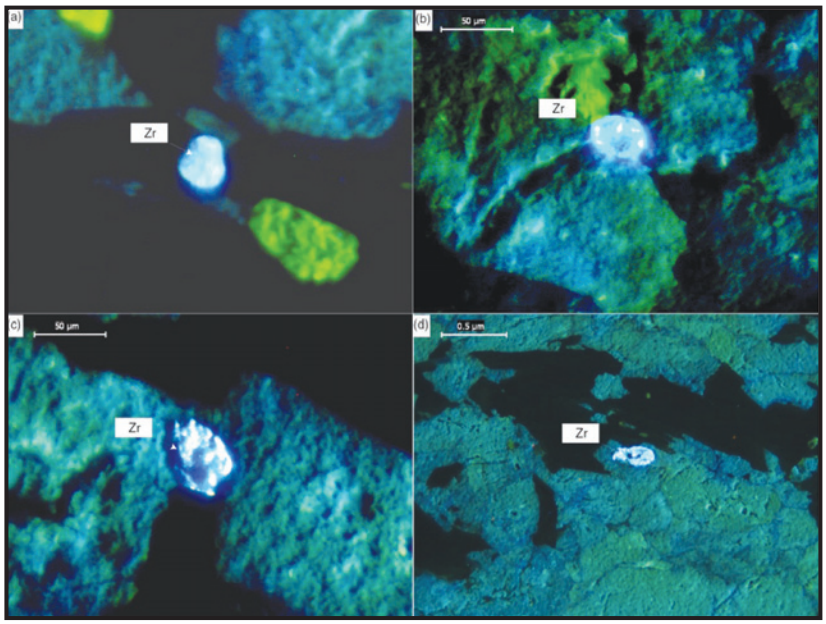
شکل ۳- نقشه زمین‌شناسی کمپلکس تخت‌سلیمان برگرفته از باباخانی و قلمقاش (۱۳۷۱) و لطفی (۱۳۸۰).



شکل ۴- موقعیت منطقه مورد مطالعه a) در پهنه سنندج- سیرجان بر پایه تقسیم‌بندی Stocklin (1968). UDMB (پهنه ماگمایی ارومیه- دختر) و b) در پهنه ایران مرکزی بر پایه تقسیم‌بندی Berberian & king (1981). برونزد سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین (Nadimi, 2006): (۱) چاپدونی، (۲) پشت بادام، (۳) بافق، (۴) موته، (۵) گلپایگان، (۶) الیگودرز، (۷) زنجان، (۸) دره کرج، (۹) گرگان.



شکل ۵- نقشه زمین‌ساختی خرده قاره مرکزی- خاوری ایران CEIM و نقشه زمین‌شناسی پشت بادام و ساغند(Nadimi, 2006) .



شکل ۶- تصاویر کاتدولومینسانس زیرکن در ملانوسوم میگماتیت‌های مافیک کمپلکس دگرگونی تخت‌سلیمان. a, b و c) کانی‌های زیرکن به صورت بی‌شکل هستند و d) رشد دوباره کانی زیرکن در پیرامون زیرکن کهن. هسته زیرکن با رنگ تیره‌تر، متفاوت از کناره‌های روشن آن است.

جدول ۱- داده‌های ایزوتوپی و سنی U-Pb زیرکن در ملانوسوم میگماتیت‌های مافیک تخت‌سلیمان.

Spot	com% ^{206}Pb	ppm U	ppm Th	$^{232}Th/^{238}U$	ppm rad ^{206}Pb	$^{204}Pbcor$-$^{206}Pb/^{238}U$ Age	$^{204}Pbcor$ $^{207}Pb/^{206}Pb$ Age	$^{207}Pbcor$ $^{206}Pb/^{238}U$Age	$^{208}Pbcor$ $^{206}Pb/^{238}U$Age
1.1 (melanosome)	۶/۹۱	۱۹۸	۷۲	۰/۳۷	۸/۶	۲۹۸/۳	۲۷۹۵	۲۴۴۲	۳۱۷/۷
1.1-re (melanosome)	۵/۷۰	۱۷۹	۵۸	۰/۳۳	۶/۱	۲۳۶/۴	۲۷۷۵	۱۹۳۸	۲۵۰/۶

کتابنگاری

افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- طبقه‌بندی تکتونیکی ایران در ارتباط با حوضه‌های رسوب‌گذاری، مجله انجمن نفت ایران، ۸۲، ۱۹- ۲۸.

بابا خانی، ع. و قلمقاش، ج.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت‌سلیمان، سازمان زمین‌شناسی ایران.

خسروتهرانی، خ.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات دانشگاه پیام نور، ۳۲۷ ص.

حمدی، ب.، ۱۳۷۴- رسوبات پرکامبرین- کامبرین در ایران، هوشمند زاده، ع. (مؤلف) زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۲۰، ص. ۵۳۵.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۷۳- زمین‌شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز.

درویش‌زاده، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، چینه شناسی، تکتونیک، دگرگونی و ماگماتیسم، مؤسسه انتشارات امیرکبیر، ۴۳۴ ص.

لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماه نشان، سازمان زمین‌شناسی ایران، تهران.

نبوی، م. ح.، ۱۳۵۵- مقدمه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی ایران، ۱۰۹ ص.

References

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 proforelenad evolution. American Journal of Science, 304: 1–20.

Alavi, M., Hajian, J., Amidi, M. & Bolourchi, H., 1982- Geology of Takab-Shahin-Dez Quadrangle. The Ministry of Mines and Metals of Iran, Tehran, 100 p.

B´echennec, F., Le M´etour, J., Rabu, D., Beurrier, M., Bourdillon-Jeudy-De-Grissac, C., De Wever, P., Tegyey, M. & Villey, M., 1989-G´eologie d'une chaˆıne issue de la T´ethys: les montagnes d'Oman. Bulletin de la Soci´et´e g´eologique de France, (2), 231–40.

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

Braud, J. & Ricou, L. E., 1971- L'accident du Zagros ou Main Thrust, un charriage et un coulissement. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 272: 203–206.

Haghipour, A., 1974- Etude geologique de la region de Biabanak-Bafg (Iran central); petrologie et tectonique du socle Precambrian et de sa couverture. Theses universite scientifique et medicale de Grenoble, Franch, 403p.

Haghipour, A., 1981- Precambrian in central Iran. First Quarter the Iranian Petroleum Institute, Bulletin, 81: 1-17.

Hajialioghli, R., Moazzen, M., Droop, G. T. R., Oberhansli, R., Bousquet, R., Jahangiri, A. & Ziemann, M., 2007a- Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran. Mineralogical Magazine, 71: 155–174.

Hajialioghli, R., Moazzen, M., Jahangiri, A., Droop, G. T. R., Bousquet, R. & Oberhansli, R., 2007b- Petrogenesis of meta-peridotites in the Takab area, NW Iran. Goldschmidt Conference Abstracts, Cologne, Germany, A370.

Jenny, J., 1977- Geologie et stratigraphie de l·Elburz oriental, entre Aliabad et Shahrud, Iran Ne, Geneve, 238p.

Kerrich, R. & Polat, A., 2006- Archean greenstone-tonalite duality: Thermochemical mantle convection models or plate tectonics in the early Earth global dynamics? Tectonophysics, 415: 141–165.

Kröner, A. & Şengör, A. M. C., 1990- Archean and Proterozoic ancestry in late Precambrian to early Paleozoic. Geology; 18: 1186-1190.

Loos, S. & Reischmann, T., 1999- The evolution of the Southern Menderes massif in SW Turkey as revesaled by zircon dating. Journal of the Geological Society, London, 156: 1021-1030.

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

Moazzen, M. & Hajialioghli, R., 2008- Zircon SHRIMP dating of mafic migmatites from NW Iran; Reporting the oldest rocks from the Iranian crust. 5th Annual Meeting AOGS, Busan, Korea SE62.

Moazzen, M., Oberhänsli, R., Hajialioghli, R., Moller, A., Bousquet, R., Droop, G. & Jahangiri, A., 2009- Peak and post-peak P-T conditions and fluid composition for scapolite-clinopyroxene-garnet calc-silicate rocks from the Takab area, NW Iran. European Journal of Mineralogy, 21, 149 - 162.

Nadimi, A., 2006- Evolution of the Central Iranian basement. Gondwana Research, In Press. O'Hara, M. J., Fry, N. & Prichard, H. M., 2001- Minor phases as carriers of trace elements in non-modal crystal-liquid separation processes I: Basic relationships. Journal of Petrology, 42: 1869-1885.

Ramezani, J. & Tucker, R. D., 2003- The Saghand Region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics: American Journal of Science, 303: 622-665.

Reyre, D. & Mohafez, S., 1972- Asirst contribution of the Nioc-Erap egreements to the knowledge of Iranian geology. Edition Technips aris, 58p.

Rubatto, D., Williams, L. S. & Buick, L. S., 2001- Zircon and monazitc response to prograde metamorphism in the Reynolds Range, central Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology, 140: 458-168.

Schaltegger, U., Fanning, M., Günther, D., Morin, J. C., Schulmann, K. & Gebauer, D., 1999- Growth annealing and recrystallisation of zircon and preservation of monazite in high grade metamorphism: conventional and in situ U–Pb isotope, cathodoluminescence and microchemical evidence. Contributions to Mineralogy and Petrology, 134: 186–201.

Söderlund, U., Möller, C., Andersson, J., Johansson, L. & Whitehouse, M., 2002- Zircon geochronology in polymetamorphic gneisses in the Sveconorwegian orogen, SW Sweden: ion microprobe evidence for 1.46–1.42 and 0.98–0.96 Ga reworking. Precambrian Research, 113: 193–225.

Soffel, H. C., Förster, H. & Becker, H., 1975- Preliminary polar wander path of Central Iran. Journal of Geophysics-Zeitschrift für eophysik, 41:541-543.

Stockli, D. F., Hassanzadeh, J., Stockli, L. D., Axen, G., Walker, J. D. & 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.

Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review: American Association of Petroleum. Geologists Bulletin, 52: 1229–258.

Stoeser, D. B., Whitehouse, M. J. & Stacey, J. S., 2001- The Khida Terrane Geology of Paleoproterozoic Rocks in the Muhayil Area, Eastern Arabian Shield, Saudi Arabia". Gondowana Research, 4: 192–194.

Takin, M., 1972- Iranian geology and continental drift in the Middle East. Nature, 235: 147-150.

Termier, H. & Termier, G., 1960- Atlas de Paléogéographie. Paris, Masson Éditeurs, 99 p.

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

Wilde, S. A., Valley, J. W., Peck, W. H. & Graham, C. M., 2001- Evidence from Detrital Zircons for the Existence of Continental Crust and Oceans on the Earth 4.4 Gyr Ago. Nature, 409: 175-178.

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.

Wu, Y. B., Zheng, Y. F., Tang, J., Gong, B., Zhao, Z. F. & Liu, X. M., 2007 -Zircon U–Pb dating of water– rock interaction during Neoproterozoic rift magmatism in South China. Chememical Geology 246, 65–86.

Precambrien Crustal Basement Rocks in Iran New Evidence from the Takht-e-Soleyman Metamorphic Complex from NE Takab

R. Hajialioghli [1*] & M. Moazzen [2]

[1]Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

[2] Professor, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2010 June 12 Accepted: 2012 January 11

Abstract

The Prototethys ocean is formed between tow giant continents of Gondwana in the north and Eurasia in the south. Iranian terrain as neigburhood countries in the Oman, Pakestan, SE Turkey has been belonged to the giant Gondwana during Precambrian and Paleozoic. Precambrian terrains in Iran show limited out crops including of middle part of the Central Iran in Saghand and Poshtbadam regions, Uromiyeh, Zanjan, Golpayegan, Anabolaghi (in Miyaneh) and Takab. The Takht-e-Soleyman metamorphic complex is located in the north eastern Takab. It is composed of variety of metamorphic rocks including metapelites, metabasites, calc-silicates and meta-ultramafic rocks. On the basis of fieldgeology, petrology and zircon U/Pb isotopic data, the Takht-e-Soleyman complex is comparable with the Central Iranian micro-continent. On the basis of $^{207}Pb/^{206}Pb$ isotopic data, age of the oldest hetrogen fragments rocks in the Takht-e-Soleyman continental crust gives ca. 2800 Ma, which is comparable with the ages from the Central Iran Micro-continent (ca. 2400 Ma). The regional metamorphism of the basement rocks in the Takht-e-Soleyman complex occurred during compressional regimes related to the Katangan Orogeny corresponding to the Precambrian. Partial melting of the metamorphic rocks has been occurred during Oligocene to Miocene corresponding to the final continental collision of the Neotethys ocean. Migmatites of the Takht-e-Soleyman complex are formed in this regard.

Keywords: Precambrian, Katangan Orogeny, Central-East- Iran Micro-Continent, Takht-e-Soleyman Complex, Iran

For Persian Version see pages 197 to 204

*Corresponding author: R. Hajialioghli; E-mail: hajialioghli@tabrizu.ac.ir