

تشخیص دو فاز مختلف از توده‌های گرانیتیویدی دگرگون شده در ناکدیس کوه سفید توتک بر اساس سن سنجی اورانیم-سرب

بهناز حسینی^۱، منصور قربانی^۲، سید محمد پورمعافی^۲ و احمد رضا احمدی^۱

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران.

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۱۲/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۹/۲۲

چکیده

ناقدیس کوه سفید توتک با راستای شمال باختری- جنوب خاوری در زون سنندج- سیرجان جنوبی واقع شده و در بردارنده یک توالی از سنگ‌های پالئوزویک است که در حد رخساره شیت سبز تا آمفیبولیت زیرین دگرگون شده‌اند. در مرکز این ناکدیس، سنگ‌های گرانیتیویدی جای گرفته‌اند که بر اساس رخساره و فابریک به دو گروه سنگ‌های ارتوگنایس چشمی و سنگ‌های متاگرانیتیویدی تقسیم می‌شوند. در مطالعات گذشته، این دو گروه از سنگ‌های گرانیتیویدی، وابسته به یک فاز از ماگماتیسم در مزوزویک در نظر گرفته شده‌اند که متحمل مقادیر متفاوتی از دگرشکلی شده‌اند. در این مطالعه، به تعیین سن این دو گروه از سنگ‌های گرانیتیویدی بر اساس سن سنجی اورانیم-سرب در کانی‌های زیرین پرداخته شده است. بر این اساس سنگ‌های ارتوگنایسی دارای سن 514 ± 24 میلیون سال و متعلق به کامبرین هستند، در صورتی که سنگ‌های متاگرانیتیویدی با سن 173 ± 9 میلیون سال متعلق به ژوراسیک میانی هستند. بر اساس شواهد زمین‌شناسی و ساختاری، ماگماتیسم کامبرین وابسته به زمین‌ساخت کششی در پرکامبرین بالایی- پالئوزویک زیرین و ماگماتیسم ژوراسیک میانی در ارتباط با زمین‌ساخت همگرای مایل راست بر در مزوزویک است.

کلیدواژه‌ها: ناکدیس کوه سفید، زون سنندج-سیرجان، گنایس، کمپلکس توتک، سن سنجی U-Pb

*نویسنده مسئول: بهناز حسینی

E-mail: Be.Hosseini@gmail.com

۱- مقدمه

زون دگرگونی سنندج-سیرجان که عمدتاً از واحدهای رسوبی و آتشفشانی پالئوزویک و مزوزویک دگرگون شده تشکیل شده است (Berberian, 1977)، به صورت یک نوار کشیده با طول در حدود ۱۵۰۰ کیلومتر و عرض تقریبی ۲۰۰ کیلومتر از شمال باختر تا جنوب خاور ایران کشیده شده است.

Berberian & King (1981)، پهنه سنندج-سیرجان را به عنوان یک کمربند باریک درون کراتونی در طی پالئوزویک و یک حاشیه فعال قاره‌ای در طی مزوزویک می‌دانند. از پرکامبرین پسین تا پالئوزویک پسین، صفحه ایران مرکزی (که زون سنندج-سیرجان حاشیه جنوبی آن است (Sheikholeslami et al., 2008; Berberian & King, 1981)) و صفحه عربی به هم متصل بوده‌اند (Berberian & King, 1981). می‌توان شواهدی از نازک‌شدگی پوسته‌ای را به صورت ظهور توده‌های گرانیتی و فعالیت آتشفشانی بازی تا فرا بازی در بخش‌هایی از زون سنندج-سیرجان در زمان پالئوزویک پیشین مشاهده کرد (Rashid Nejad-Omrani et al., 2002; Sabzehei, 1974; Sheikholeslami et al., 2008). به هر حال شواهد مربوط به فازهای زمین‌ساختی مرتبط با آنها، به علت شدت تأثیر فازهای دگرشکلی سیمبرین پیشین از بین رفته است (Sheikholeslami et al., 2008). در نقاط مختلف زون سنندج-سیرجان، شواهدی از دگرشکلی به همراه فوران آتشفشان‌های بازی قلیایی درون صفحه‌ای در توالی‌های سنگی پرمین مشاهده می‌شود که بیانگر تشکیل کافت درون قاره‌ای دیگری در پایان پالئوزویک است (Berberian & King, 1981; Sabzehei, 1974; Sheikholeslami et al., 2008). فعالیت این کافت درون قاره‌ای، آغازی بر تشکیل و توسعه اقیانوس نوتیس بوده که تا تریاس میانی-تریاس بالایی ادامه یافته است. در تریاس بالایی-ژوراسیک، در پی بسته شدن اقیانوس دیرینه تیتیس در شمال ایران، صفحه اقیانوسی نوتیس به زیر صفحه ایران مرکزی، فروانش پیدا می‌کند (Hooper et al., 1994; Berberian & King, 1981). این فروانش اقیانوس نوتیس که تا زمان بسته شدن آن و برخورد صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی در نوژن (Berberian & Berberian, 1981; Agard et al., 2005) ادامه می‌یابد،

افزون بر اعمال فازهای دگرشکلی و دگرگونی بر واحدهای سنگی، این زون باعث ایجاد توده‌های نفوذی کلسیمی-قلیایی در طی مزوزویک شده است که در مناطق مختلفی از زون سنندج-سیرجان مشاهده می‌شوند (Berberian & Berberian, 1981; Berberian & King, 1981; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Sheikholeslami et al., 2008; Omrani et al., 2008).

ناقدیس کوه سفید توتک در زون سنندج-سیرجان جنوبی (افتخارنژاد، ۱۳۵۹)، در بردارنده سنگ‌های رسوبی و ماگمایی دگرگون شده با سن پالئوزویک برای سنگ آغازین است که در مرکز خود، دارای دو گروه از سنگ‌های گرانیتیویدی دگرشکل شده، شامل سنگ‌های ارتوگنایس چشمی و متاگرانیتیویدی است. بر اساس مطالعات صحرایی، ارتوگنایس‌های چشمی به شکل قطعات بیضوی شکل بزرگی هستند که درون سنگ‌های متاگرانیتیویدی قرار گرفته‌اند. به باور نوری خانکهدانی (۱۳۸۴)، هر دو گروه ارتوگنایس‌های چشمی و متاگرانیتیویدا، مرتبط با یک فاز از پلوتونیسیم در زمان مزوزویک هستند. به باور ایشان، سنگ‌های متاگرانیتیویدی، قطعاتی از توده گرانیتیویدی اولیه هستند که کمتر متأثر از دگرگونی دینامیکی شده‌اند، در حالی که سنگ‌های ارتوگنایسی تحت تأثیر دگرشکلی شدید این فاز از دگرگونی کاملاً متحول شده‌اند. در باوری مشابه، احمدی (۱۳۸۳) هر دو گروه این سنگ‌های گرانیتیویدی را وابسته به یک فاز از ماگماتیسم در تریاس میانی-تریاس بالایی می‌داند و اختلاف بافتی و فابریکی آنها را ناشی از تأثیر نیروهای زمین‌ساختی برشی بر ماگمای نیمه متبلور آنها و انتقال محلول‌های غنی از فلدسپار قلیایی به نواحی کم‌فشارتر می‌داند. در این مطالعه، ارتباط این دو گروه از سنگ‌های گرانیتیویدی بر اساس سن سنجی کانی‌های زیرین آنها به روش U-Pb و ارتباط آنها با ژئودینامیک زون سنندج-سیرجان بررسی می‌شود.

۲- زمین‌شناسی

ناقدیس کوه سفید توتک در فاصله حدود ۸۰ کیلومتری خاور دهبید و در خاور و شمال خاور روستای مزایجان، به شکل یک بیضوی با قطر بزرگ در حدود ۲۰ کیلومتر

به صورت گسترده قابل مشاهده است. این ویژگی نتیجه‌ای از عملکرد همزمان دو گسل با ماهیت وارون سوریان در شمال و مزيجان در جنوب تاق‌دیس کوه سفید است. در نتیجه عملکرد این دو گسل، گسل‌های وارون فرعی متعددی با روند شمال باختری - جنوب خاوری در واحدهای منطقه ایجاد شد، که باعث کوتاه‌شدگی و حذف بخش‌هایی از واحدهای منطقه شده‌اند. روند عمومی برگوارگی غالب در منطقه 140-120 N و هم‌روند با ساختارهای عمومی منطقه است که در کلیه سنگ‌های منطقه توسعه یافته‌اند. وجود برخی از شاخص‌های میکروسکوپی و مزوسکوپی همراه با این برگوارگی، مانند نوارهای C-S، میکافیش‌ها و چرخش زیگمایی برخی از پورفیروکلاست‌ها، بیانگر این است که این برگوارگی در طی اعمال یک فاز دگرشکلی برشی خمیری بر منطقه تشکیل شده است (شکل‌های ۳- الف و ج). این برگوارگی در یال شمالی تاق‌دیس به سمت شمال خاور و در یال جنوبی به سمت جنوب باختر شیب دارد. در سنگ‌های متابازیتی، بر روی این برگوارگی، می‌توان خطوطاره‌هایی را که حاصل جهت‌یابی کانی‌های سوزنی آمفیبول است با جهت شمال باختری - جنوب خاوری و با شیب متوسط (Sarkarinejad & Alizadeh, 2009) مشاهده کرد که در یک مدل همگرایی مایل ایجاد شده‌اند.

در شکل ۳- ب، تصویری از میان‌واحد کنگلومرای بودین‌شده مرشدی نشان داده شده است. محور بزرگ قطعات گرانیتوئیدی این کنگلومرا دارای راستای شمال خاوری - جنوب باختری (50-40 N) و تقریباً عمود بر جهت برگوارگی میلوئیتی و محور تاق‌دیس کوه سفید تو تک است. این لایه‌های کنگلومرای بودین‌شده، تحت تأثیر چین‌خوردگی بعدی قرار گرفته‌اند (شکل ۳- ب). این چین‌ها به صورت چین‌های نامتقارن هستند که در طی زمین‌ساخت برشی حاکم بر منطقه ایجاد شده‌اند. شکل نامتقارن این چین‌ها حاکی از راست‌بربودن این زمین‌ساخت برشی در منطقه مورد مطالعه است. همچنین شاخص‌های مزوسکوپی و میکروسکوپی موجود در سنگ‌های منطقه، مانند ساختارهای زیگموئیدی و یا میکافیش‌ها نیز بیانگر برش راست‌بر اعمال شده بر منطقه مورد مطالعه است (شکل‌های ۳- الف و ج).

۴- توده‌های نفوذی

همان‌گونه که اشاره شد، سنگ‌های گرانیتوئیدی مرکز تاق‌دیس کوه سفید تو تک از نظر رخساره و بافتی در دو گروه قرار می‌گیرند. در اینجا ویژگی‌های این سنگ‌ها آورده شده است:

۴-۱. ارتوگنایس‌های چشمی

گروه اول سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه، شامل سنگ‌های ارتوگنایسی است که غالباً دارای ساختارهای چشمی کاملاً مشخصی هستند (شکل ۴- الف). این سنگ‌ها با ترکیب گرانودیوریتی، در مقیاس میکروسکوپی کاملاً جهت‌یافته هستند و بافت میلوئیتی را نشان می‌دهند (شکل ۴- ب). کانی‌های چشمی در این سنگ‌ها را کانی‌های فلدسپار قلیایی با طول تا ۳ سانتی‌متری تشکیل می‌دهند که کانی‌های بیوتیت و مسکوویت به دور آنها چرخیده‌اند. فراوان‌ترین کانی‌های موجود در این سنگ‌ها را کوارتزهای موجی کاملاً دگرشکل‌شده تشکیل می‌دهند. این کانی‌ها گاهی به صورت روبان‌های کشیده دیده می‌شوند که در مواردی به دور پورفیروکلاست‌های فلدسپاری چرخیده‌اند. برخلاف کانی‌های کوارتز، کانی‌های فلدسپاری در طی دگرشکلی‌های اعمال شده به صورت شکننا عمل کرده‌اند. با توجه به رفتار شکل‌پذیر کانی‌های کوارتز و رفتار شکنای کانی‌های فلدسپاری، می‌توان انتظار داشت که زمین‌ساخت برشی حاکم بر این سنگ‌ها، در محدوده حرارتی ۳۰۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گرادی اعمال شده باشد (Passchier & Trouw, 1996). این سنگ‌ها به‌عنوان گرانیتوئیدهای دو میکابی (بیوتیت و مسکوویت) بوده که حاکی از میزان بالای آلومینیم این سنگ‌هاست. تجزیه‌شدگی کانی‌های بیوتیت به کلریت

و قطر کوچک در حدود ۱۰ کیلومتر و با یک روند شمال باختر - جنوب خاور در زون زمین‌ساختی سندج - سیرجان جنوبی واقع شده است. دو گسل بزرگ (گسل سوریان در شمال و گسل مزاجیان در جنوب) با سازوکار وارون و مؤلفه امتداد لغز راست‌بر (Sarkarinejad & Alizadeh, 2009)، این تاق‌دیس را محصور کرده‌اند (شکل ۱). در مرکز این تاق‌دیس، ارتوگنایس‌های چشمی و متاگرانیتوئیدها واقع شده‌اند که توسط توالی ستبری از واحدهای رسوبی - آتشفشانی دگرگون‌شده دربر گرفته شده‌اند. درجه دگرگونی این واحدهای رسوبی - آتشفشانی از مرکز تاق‌دیس به سمت خارج آن و به صورت زونه کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که درجه دگرگونی در مرکز و در همبری با سنگ‌های گرانیتوئیدی در حد رخساره آمفیبولیت زیرین و در خارجی‌ترین بخش‌های تاق‌دیس در حد رخساره شیب‌زایی (زون کلریت) است (احمدی، ۱۳۸۳). قدیمی‌ترین واحدهای رسوبی - آتشفشانی که در منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند، مربوط به واحدهای متاپلیت سیاه‌رنگ به‌همراه میان‌واحدهای متابازیتی است که به باور سیزه‌ئی (۱۳۷۵)، این واحدها معادل اسلیت‌ها و شیب‌های سیاه‌رنگ بخش بالایی کمپلکس روتشون با سن اردوئوسین تا سیلورین پیشین است. در بخش‌های بالایی این واحدهای متاپلیت - متابازیتی، تناوبی از لایه‌های کلسیم‌سیلیکاتی و میکاشیستی دیده می‌شود که در شمال باختری تاق‌دیس، این تناوب دربردارنده واحدهایی کنگلومرای بودین‌شده با نام کنگلومرای مرشدی است که برای اولین بار توسط (Alic & Virlogeux, 1977) معرفی شده است (شکل ۲- الف). این واحد کنگلومرای با ستبرای ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر، به‌طور عمده، دارای قطعاتی از جنس گنایس لوکوکرات به‌همراه میکاشیست، آمفیبولیت و کوارتزیت با ابعاد از چند متر تا چند سانتی‌متر است که در یک خمیره از جنس آرکوز قرار گرفته است و با توجه به جایگاه چینه‌شناسی آن دارای سن دونین پیشین است (Alic & Virlogeux, 1977). یک توالی از مرمرهای سفید رنگ ستبر لایه بر روی این واحدها قرار گرفته است که بخش عمده تاق‌دیس کوه سفید تو تک را تشکیل می‌دهد (شکل ۲- ب). این واحدهای مرمری، در بخش‌های بالایی و انتهایی خود به‌صورت تناوبی از سنگ‌های مرمری و میکاشیستی دیده می‌شوند. بر اساس شناسایی برخی از آثار فسیل‌های مرجانی درون لایه‌های ستبر مرمری توسط پرتو آذر، سن دونین تا اوایل کربنیفر برای بخشی از این ردیف مرمری ارائه شده است (نوری خانکهدانی، ۱۳۸۴). این سنگ‌های مرمری با توجه به پایداریشان در برابر فرسایش، ارتفاعات منطقه را تشکیل می‌دهند، در صورتی که دیگر سنگ‌های تاق‌دیس، به میزان بیشتری از فرایندهای فرسایشی متأثر شده‌اند و توپوگرافی ملایم‌تری را نشان می‌دهند. به‌طور کلی، مجموعه این سنگ‌های متاپلیت، متابازیتی و مرمری با عنوان کمپلکس دگرگونی تو تک معرفی شده‌اند (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹) که بخش اصلی تاق‌دیس کوه سفید تو تک را تشکیل داده است.

در خارجی‌ترین بخش تاق‌دیس کوه سفید تو تک و به‌ویژه در یال شمالی آن، یک توالی از مجموعه سنگ‌های رسوبی - ماگمایی با توپوگرافی ملایم و با درجه ضعیف دگرگونی (زون کلریت) به‌صورت ناپوستگی فرسایشی بر روی واحدهای مرمری کمپلکس تو تک قرار گرفته‌اند که بیشتر شامل فیلیت، کوارتزیت، متاریولیت، متابازیت و مرمر هستند (شکل ۲- ج). مجموعه این سنگ‌های دگرگونی درجه ضعیف با نام کمپلکس سوریان معرفی شده‌اند (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹). در پایان واحدهای آهکی - آواری ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین با مرز گسلی بر روی واحدهای کمپلکس سوریان قرار گرفته‌اند. در قاعده این واحدهای آهکی - آواری، کنگلومرای با قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئید میلوئیتی‌شده تاق‌دیس کوه سفید تو تک قابل مشاهده است.

۳- ساختارها

ویژگی شاخص در منطقه مورد مطالعه، پدیده حذف‌شدگی واحدهاست که

کانی‌های زیرکن توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM)، عکس‌های BSE و CL (Cathodoluminescence) تهیه شد. در این مطالعه، شرایط و مراحل تجزیه ایزوتوپی به کار برده شده، بر اساس Tiepolo (2003) است. در پایان، داده‌های ایزوتوپی به دست آمده توسط نرم‌افزار ISOPLLOT 3.0 پردازش و پیاده شده است.

۶- نتایج

۶-۱. متاکرانیتویدها

بلورهای جدا شده از این سنگ‌ها برای تجزیه، عموماً به صورت کشیده با نوک تیز هستند. این کانی‌ها دارای صفحات کاملاً شفاف با حاشیه‌های کاملاً مشخص هستند. در تصاویر به دست آمده توسط میکروسکوپ الکترونی، کانی‌های زیرکن عموماً به صورت تمام شکل دار هستند و زون‌بندی کاملاً منظمی را نشان می‌دهند (شکل ۵) که بیانگر منشأ ماگمایی این زیرکن‌هاست (Hanchar & Miller, 1993). به طور کلی در این زیرکن‌ها اثری از تشکیل زون‌بندی دگرگونی دیده نمی‌شود. بنابراین سنی که از این سنگ‌ها به دست می‌آید، بیانگر سن تبلور ماگمای گرانیتی است.

۱۳ تجزیه بر روی ۱۳ کانی زیرکن انجام شده است. داده‌های ایزوتوپی به همراه معیار خطای آزمایشگاهی (analytical uncertainties) و سن‌های محاسبه شده، در جدول ۱ آورده شده است. بر اساس مقادیر $^{206}\text{Pb} / ^{238}\text{U}$ برابر $^{207}\text{Pb} / ^{235}\text{U}$ بر روی نمودار هماهنگ-ناهماهنگ، همه تجزیه‌های انجام شده سن هماهنگ (Concordia) را به دست می‌دهند (شکل ۶-الف). این تجزیه‌ها دامنه سنی ۱۹۰-۱۵۰ Ma را نشان می‌دهند (شکل ۶-ب). با قرار دادن همه سن‌های محاسبه شده در نمودار میانگین وزنی، یک سن برابر $173 \pm 9 \text{ Ma}$ برای این گروه از سنگ‌های گرانیتویدی به دست می‌آید (شکل ۶-ج).

۶-۲. ارتوگنایس‌های چشمی

زیرکن‌های استخراج شده از سنگ‌های ارتوگنایسی همانند زیرکن‌های سنگ‌های متاکرانیتویدی عموماً به صورت بلورهای کشیده کاملاً شفاف با صفحات بلوری مشخص هستند. این بلورها در زیر میکروسکوپ الکترونی، کاملاً زون‌بندی ماگمایی نشان می‌دهند (شکل ۷). در مرکز برخی از این بلورها، هسته‌هایی از زیرکن‌های قدیمی‌تر و بدون زون‌بندی دیده می‌شود که می‌توانند به ارث برده شده از سنگ‌های پوسته قاره‌ای مسیر عبور باشند که به دور آنها زیرکن‌های ماگمایی متبلور شده‌اند. از سوی دیگر، در خارجی‌ترین بخش برخی از بلورهای زیرکن، باندهایی کاملاً شفاف دیده می‌شود. این باندهای شفاف امکان دارد که بخشی از بلورهای زیرکن باشند که در طی دگرگونی تبلور یافته‌اند.

در این گروه از سنگ‌های نفوذی، ۱۷ تجزیه بر روی ۱۱ کانی زیرکن انجام شد (جدول ۲). نتایج تجزیه‌های به دست آمده، بر روی نمودار هماهنگ-ناهماهنگ، کاملاً بر روی منحنی هماهنگ قرار می‌گیرند (شکل ۸-الف). در بلورهایی که تجزیه در مرکز و در حاشیه بلور انجام شده است، بخش‌های مرکزی غالباً سنی قدیمی‌تر را نشان می‌دهند. قدیمی‌ترین سن‌های به دست آمده مربوط به دو تجزیه در بلور Zr 9 (با سن ۸۹۶ و ۶۹۷ میلیون سال) است. این سن‌ها که از بخش‌های غیرزونه این بلور به دست آمده است، می‌تواند بیانگر سن‌های زیرکن‌های به ارث برده شده از منشأ ماگماها و یا زیرکن‌های پوسته قاره‌ای باشند که در طی بالا آمدن ماگما، حمل شده‌اند. از سوی دیگر، تجزیه‌های شماره Zr 7 rim، Zr 16 و Zr 23 که در حاشیه‌های شفاف بلورها انجام شده است، سنی جوان‌تر (به ترتیب ۳۶۲، ۴۱۰ و ۴۱۳ میلیون سال) از دیگر تجزیه‌ها به دست می‌دهند. این احتمال وجود دارد که این سن‌ها، بیان‌کننده تبلور بخش‌های حاشیه‌ای این کانی‌های زیرکن در فازی از دگرگونی باشند که در زمان پالئوزویک بالایی بر سنگ‌های منطقه اعمال شده‌اند، هرچند که در مورد فازهای دگرگونی در زمان پالئوزویک در زون سندج-سیرجان هنوز اتفاق نظر وجود ندارد، احتمال دارد که این سن‌های جوان، نتیجه‌ای از

را به صورت گسترده در این سنگ‌ها می‌توان مشاهده کرد. کانی‌های فرعی و ثانویه در این سنگ‌ها، شامل اپیدوت، کلریت، تورمالین، اسفن، زیرکن و گارنت هستند. تجزیه‌شدگی گسترده کانی‌های بیوتیت به کلریت و توسعه کانی‌های اپیدوت در این سنگ‌ها، می‌تواند در طی دگرگونی‌های اعمال شده بر این سنگ‌ها حاصل شده باشند.

۴-۲. متاکرانیتویدها

این سنگ‌ها گسترش بیشتری نسبت به سنگ‌های ارتوگنایس چشمی دارند و در حقیقت حجم اصلی سنگ‌های گرانیتویدی منطقه را تشکیل می‌دهند که سنگ‌های ارتوگنایسی را به صورت قطعاتی بزرگ در خود جای داده‌اند. همچنین در مواردی این سنگ‌ها در برگرنده قطعاتی از سنگ‌های میکاشیستی اطراف خود هستند (شکل ۴-ج). این سنگ‌های گرانیتویدی لوکوکرات تا هولولوکوکرات و از نظر دانه‌بندی، متوسط‌دانه تا درشت‌دانه هستند. در نمونه دستی، کانی‌های بیوتیت، کوارتزهای دودی، پلاژیوکلازهای روشن و فلدسپارهای قلیایی زرد تا نارنجی‌رنگ دیده شد. هرچند این سنگ‌ها متأثر از دگرشکلی‌های وابسته به فرایندهای دگرگونی دینامیکی هستند، اما در مقیاس نمونه دستی و میکروسکوپی کمتر از سنگ‌های ارتوگنایسی این دگرشکلی‌ها را نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها بیشتر شامل کوارتز (۴۰-۳۰ درصد)، پلاژیوکلاز (۳۰-۲۰ درصد)، فلدسپار قلیایی (۲۰-۱۵ درصد) و بیوتیت (۱۵-۱۰ درصد) است. از جمله کانی‌های دیگر می‌توان به مسکوویت، کلریت، زیرکن، اسفن، آپاتیت و کلسیت اشاره کرد که به صورت کانی‌های فرعی و جزئی در این سنگ‌ها حضور دارند. کانی‌های کوارتز با خاموشی موجی، تحت تأثیر دگرشکلی‌های دینامیکی غالباً دارای مرزهای دندانه‌ای هستند و به صورت چفت شده در یکدیگر قرار می‌گیرند. با این حال، شکل روبانی را نمی‌توان در این کانی‌ها مشاهده کرد. کانی‌های پلاژیوکلاز بیشتر به صورت نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل و با ماکل پلی‌ستتیک و پریکلین هستند. این کانی‌ها گاهی تجزیه‌شدگی به سریست و کانی‌های رسی نشان می‌دهند (شکل ۴-د). کانی‌های فلدسپار قلیایی شامل ارتوکلاز و میکروکلین بیشتر به صورت بی‌شکل و خرد شده هستند که گاه بیوتیت‌ها و گاه مسکوویت‌ها به دور آنها چرخیده‌اند و به این شکل، جهت‌یابی سنگ را نشان می‌دهند.

در میکاشیست‌های حاشیه این توده‌های گرانیتویدی، می‌توان آثار از دگرگونی همبری به صورت تبلور کانی‌های درشت بیوتیت مشاهده کرد. با توجه به رابطه این کانی‌های بیوتیت و برگوارگی میلونیتی، تشکیل این کانی‌ها در طی دگرگونی همبری، به صورت همزمان تا اندکی پیش از اعمال زمین‌ساخت برشی در منطقه است (شکل ۴-ه).

۵- روش مطالعه

کلیه مراحل آزمایشی مربوط به سن‌سنجی اورانیم-سرب در این مطالعه، در دانشگاه پاولا ایتالیا انجام شده است. روش تعیین سن، بر اساس روش Laser-ablation است که مجهز به طیف‌سنجی plasma-mass (LA-ICP-MS) شده است. این روش یک روش جدید از میکروپروپ است که برای تعیین سن حوادث ماگمایی به روش U-Pb به کار برده می‌شود. آماده‌سازی نمونه‌ها برای جدایش کانی‌های زیرکن در این مطالعه شامل: خردایش، الک کردن، جدایش و حذف کانی‌های مغناطیسی توسط دستگاه جدایش‌گر مغناطیسی، جدایش کانی‌های سنگین از کانی‌های سبک به روش مایع سنگین و جدایش کانی‌های زیرکن از دیگر کانی‌های سنگین در زیر میکروسکوپ دوچشمی است. پس از جدایش کانی‌های زیرکن، برای تهیه مونت، آنها را در رزین قرار و صیقل دادند. سپس، این مونت‌ها پس از شستشو توسط الکل، با کربن پوشش داده شدند تا از شارژ الکتریکی در طول آنالیز جلوگیری شود. برای بررسی بافت‌های درونی و ماهیت زون‌بندی ترکیبی، از

کنگلومرای بودین شده مرشدی (شکل ۳-ب)، باعث اعمال فازهای دگرگونی ناحیه‌ای بر سنگ‌های منطقه شده است. هم‌روند با سطح محوری این چین‌ها، بر گوارگی میلوئیتی منطقه نیز شکل گرفته است، که بررسی شاخص‌های همراه با این بر گوارگی، حاکی از زمین‌ساخت برشی راست‌بر اعمال شده بر منطقه است. تحت تأثیر این زمین‌ساخت فشارشی که همراه با فرورانش اقیانوس نوتیس است، مرحله دوم ماگماتیسیم نفوذی منطقه، در زمان ژوراسیک میانی (173 ± 9 Ma)، به صورت توده گرانیتوئیدی با ماهیت کلسیمی-قلیایی (احمدی، ۱۳۸۳) روی داده است. این توده گرانیتوئیدی، ضمن در بر گرفتن قطعاتی از سنگ‌های میکاشیستی پیرامون خود، باعث دگرگونی همبری این سنگ‌ها شده است. در منطقه مورد مطالعه، شکل کشیده و سیگما مانند این توده گرانیتوئیدی (شکل ۱)، که محور بزرگ آن هم‌جهت با روند بر گوارگی میلوئیتی و هم‌روند با روند عمومی سندج-سیرجان است، بیانگر جایگیری آن در رژیم زمین‌ساختی برشی حاکم بر منطقه است. از سوی دیگر، با توجه به چرخش بر گوارگی میلوئیتی به دور کانی‌های بیوتیت حاصل از دگرگونی همبری این توده گرانیتوئیدی (شکل ۴-ه)، این زمین‌ساخت برشی در زمان پس از نفوذ توده گرانیتوئیدی (ژوراسیک میانی) و دگرگونی همبری حاصل از آن نیز فعال بوده است.

توده‌های گرانیتوئیدی با سنی مشابه گرانیتوئیدهای ژوراسیک میانی منطقه مورد مطالعه را می‌توان در دیگر نقاط زون سندج-سیرجان جنوبی مشاهده کرد. برای مثال، توده گرانیتی چاه بازرگان در نزدیکی شهر بابک با سن 164 ± 4 میلیون سال (آق‌آبانی، ۱۳۸۳)، توده گرانودیوریتی چاه دزدان با سن 163 ± 5 و گابروی چاه قد با سن 159 ± 5 در حوالی نیریز (Sheikholeslami et al., 2003)، از جمله توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی در زون سندج-سیرجان جنوبی هستند که بیانگر اهمیت این زمان در ماگماتیسیم نفوذی زون سندج-سیرجان است. به باور آق‌آبانی (۱۳۸۳)، بیشتر توده‌های گرانیتوئیدی زون سندج-سیرجان که به ژوراسیک نسبت داده شده‌اند، در سنگ‌های پیش از ژوراسیک بالایی نفوذ کرده‌اند و نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالایی دیده نمی‌شود. به‌طور کلی، رخداد دگرگونی دینامیکی به‌همراه جایگیری توده نفوذی در ژوراسیک میانی حاکی از رخداد زمین‌ساختی سیمین میانی به سن باژوسین-باتونین است که توسط آق‌آبانی (۱۳۸۳) معرفی شده و به باور ایشان با چین خوردگی، تکاپوی ماگمایی و نیز دگرگونی همراه بوده است.

۸- نتیجه‌گیری

بر اساس سن سنجی U-Pb انجام شده بر روی سنگ‌های گرانیتوئیدی مرکز تاق‌دیس کوه سفید توتک، مشخص شد که سنگ‌های ارتوگنایس چشمی و سنگ‌های متاگرانیتوئیدی که بر اساس مطالعات گذشته مربوط به یک فاز از ماگماتیسیم نفوذی در مزوزویک در نظر گرفته می‌شد، در حقیقت دو فاز ماگمایی جداگانه هستند که در دو زمان متفاوت کامبرین و ژوراسیک میانی رخ داده‌اند. وجود توده‌های گرانیتوئیدی با سن کامبرین و همچنین ژوراسیک میانی در نقاط مختلفی از زون سندج-سیرجان، بیانگر اهمیت این زمان‌ها در ماگماتیسیم نفوذی زون سندج-سیرجان است. به‌طور کلی، درباره منطقه مورد مطالعه، فرایندهای متفاوت زمین‌شناسی در تکامل تاق‌دیس کوه سفید توتک مؤثر بوده است که شامل کافت‌های درون قاره‌ای در پرکامبرین پسین-پالئوزویک پیشین و رخداد ماگماتیسیم گرانیتوئیدی کامبرین (ارتوگنایس‌های چشمی) و آتشفشان‌های بازی (آمفیبولیت‌های کمپلکس توتک)، زمین‌ساخت کشتی در راستای شمال‌خاوری-جنوب‌خاوری در پالئوزویک بالایی تا تریاس میانی و در نهایت زمین‌ساخت فشاری به‌همراه چین خوردگی واحدها، دگرگونی ناحیه‌ای، حاکم شدن رژیم زمین‌ساختی برشی و فاز دوم از ماگماتیسیم نفوذی در ژوراسیک میانی است.

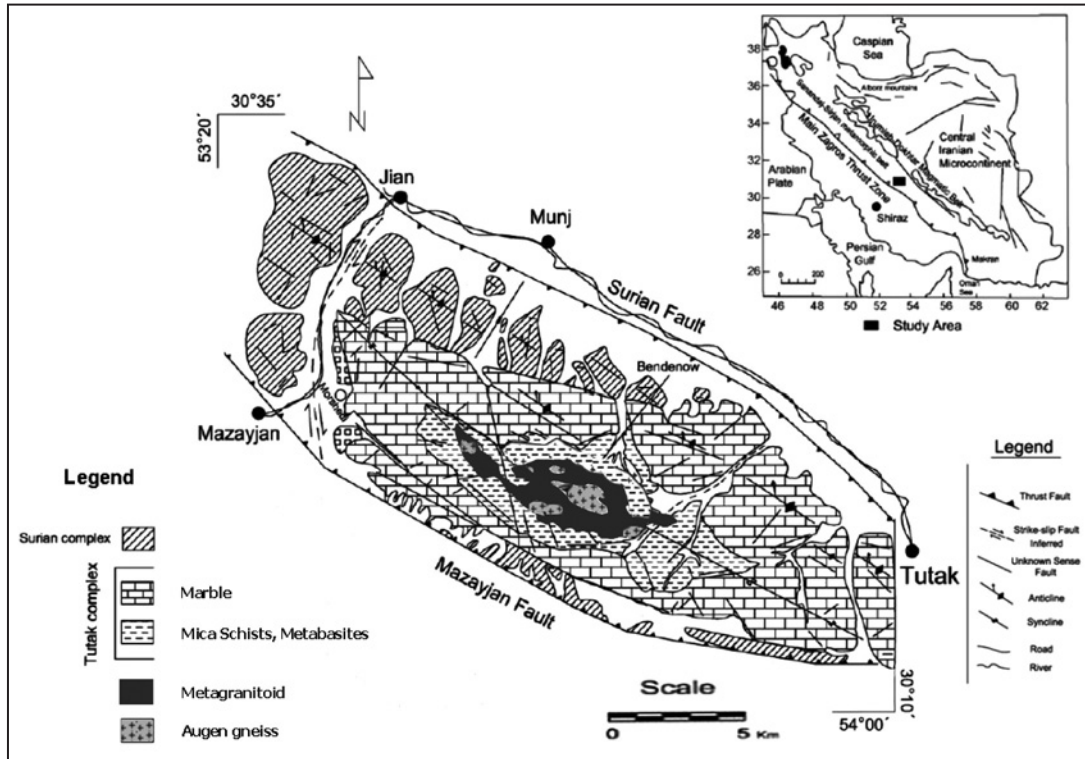
تحرك Pb در کانی‌های زیر کن باشند که در طی فازهای دگرگونی-دگرشکلی حاکم بر منطقه رخ داده باشد و لزوماً بیانگر سنی از این حوادث دگرگونی نباشند. در پایان، بدون در نظر گرفتن نتایج مربوط به زیر کن قدیمی ($Zr\ 9$) و زیر کن‌های با سن پایین ($Zr\ 7\ rim$ ، $Zr\ 16$ و $Zr\ 23$)، یک میانگین وزنی برابر با 24 ± 514 Ma برای ارتوگنایس‌های چشمی مورد مطالعه حاصل می‌شود (شکل ۸-ج).

۷- بحث

همان‌گونه که بر اساس سن سنجی U-Pb مشخص می‌شود، دو گروه مجزا از سنگ‌های گرانیتوئیدی را می‌توان در هسته تاق‌دیس کوه سفید توتک تشخیص داد که متعلق به دو فرایند ماگماتیسیم جداگانه در زمان‌های مختلف هستند. گروه اول که شامل سنگ‌های گرانیتوئیدی می‌شوند و ساختار گنایسی چشمی کاملاً مشخصی دارند، سن 24 ± 514 میلیون سال دارند و مربوط به یک مرحله از ماگماتیسیم در زمان کامبرین هستند. به‌طور مشابه، در قاعده سنگ‌های دگرگونی منطقه شمال‌خاوری نیریز، سنگ‌های ارتوگنایسی وجود دارد که بر اساس سن سنجی U-Pb سن 520 میلیون سال (کامبرین) دارند (Sheikholeslami et al., 2008). سنگ‌های گرانیتوئیدی میلوئیتی شده وابسته به پرکامبرین پسین-کامبرین را در دیگر نقاط زون سندج-سیرجان جنوبی از جمله در حوالی اسفندقه (باباخانی و علوی تهرانی، ۱۳۷۱)، حاجی‌آباد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۳) و همچنین در سندج-سیرجان شمالی از جمله منطقه الیگودرز (سهیلی و همکاران، ۱۳۷۱) و موهه (Rashid Nejad-Omran et al., 2002) نیز می‌توان مشاهده کرد. نکته قابل توجه این است که ماگماتیسیم پالئوزویک زیرین در زون سندج-سیرجان، محدود به فعالیت‌های پلوتونیک به‌صورت توده‌های گرانیتی نمی‌شود. همانند منطقه مورد مطالعه (متابازیت‌های بخش‌های پایینی توالی سنگی کمپلکس توتک)، توالی‌هایی با ستبرای قابل توجه از سنگ‌های آمفیبولیتی با سنگ آغازین از سنگ‌های آتشفشانی بازی تا اولترابازی متعلق به پالئوزویک پیشین را در نقاط متعددی از زون سندج-سیرجان می‌توان ردیابی کرد (Sabzehei, 1974). به‌طور کلی، فعالیت‌های ماگمایی به‌صورت توده‌های نفوذی اسیدی و آتشفشانی بازی-فراابازی، ویژگی مهم زون سندج-سیرجان در زمان پرکامبرین پسین-پالئوزویک پیشین است که به‌طور مشخص نسبت به مناطق همجوار خود متفاوت است. این فعالیت‌های ماگمایی می‌توانند در ارتباط با یک فاز کشتی درون قاره‌ای در پایان پرکامبرین تا پالئوزویک پیشین و بالآمدگی پلوم‌های گوشه‌ای باشد (Sabzehei, 1974).

فاز دوم از کشتی درون قاره‌ای را می‌توان در زمان پالئوزویک بالایی معرفی کرد که با تداوم خود در پایان باعث تشکیل و گسترش اقیانوس نوتیس شده است (Sheikholeslami et al., 2008). در منطقه مورد مطالعه، فراوانی واحدهای آتشفشانی بازی در توالی‌های متعلق به کمپلکس سوربان با سن پرمین پسین-تریاس (اویسی، ۱۳۸۲)، می‌تواند تأییدکننده این فاز کشتی درون قاره‌ای باشد. فرایند بودینی شدن در لایه‌های کنگلومرای مرشدی با سن دونین زیرین (Alric & Virlogeux, 1977)، را می‌توان نتیجه‌ای از اعمال این زمین‌ساخت کشتی در پالئوزویک بالایی دانست. قله‌های این لایه‌های کنگلومرایی که غالباً از جنس سنگ‌های گنایسی هستند، احتمالاً مربوط به ماگماتیسیم گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه در کامبرین هستند. با توجه به اینکه محور بزرگ این قله‌ها، روند شمال‌خاوری-جنوب‌خاوری دارد، زمین‌ساخت کشتی منطقه نیز در جهت شمال‌خاوری-جنوب‌خاوری اعمال شده است.

در مرحله بعد، تغییر رژیم زمین‌ساختی کشتی به یک زمین‌ساخت فشارشی از تریاس میانی به بعد (Sheikholeslami et al., 2008)، هم‌زمان با تشکیل چین‌هایی با روند محوری شمال‌خاوری-جنوب‌خاوری و تشکیل چین‌های نامتقارن در واحد



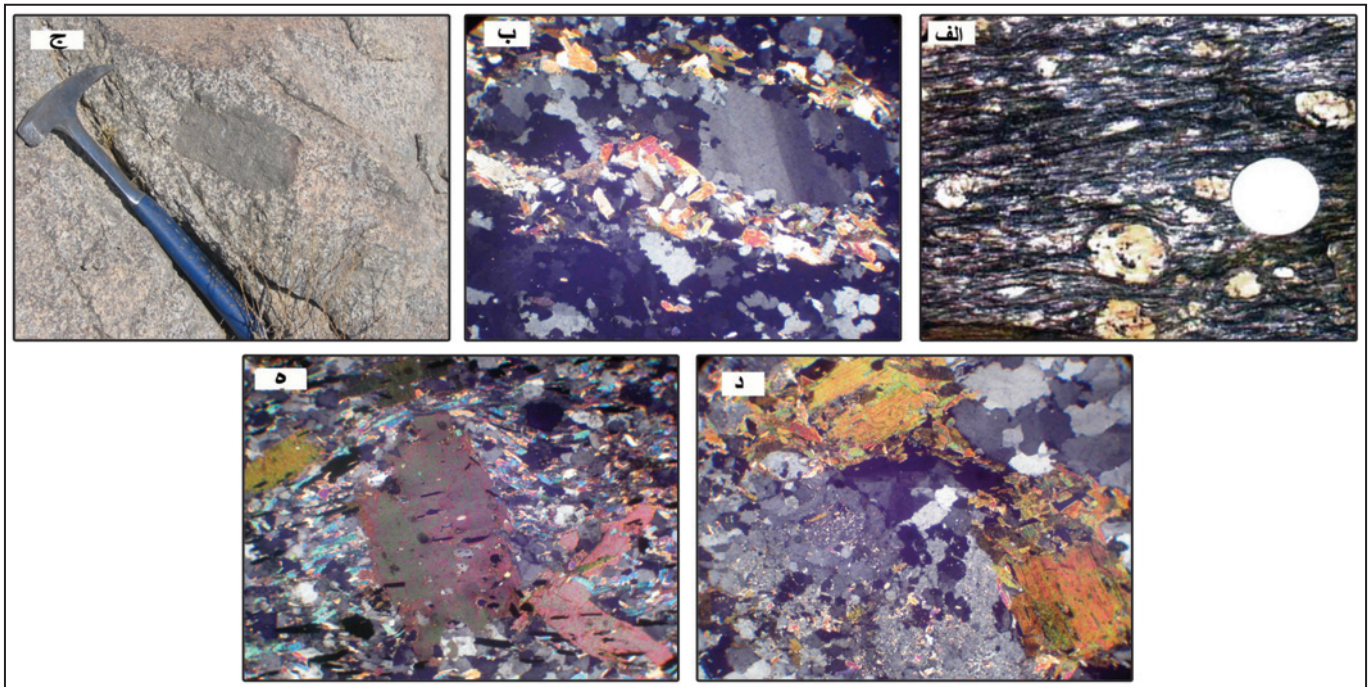
شکل ۱- جایگاه منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران و نقشه واحدهای اصلی منطقه (Sarkarinejad & Alizadeh, 2009)



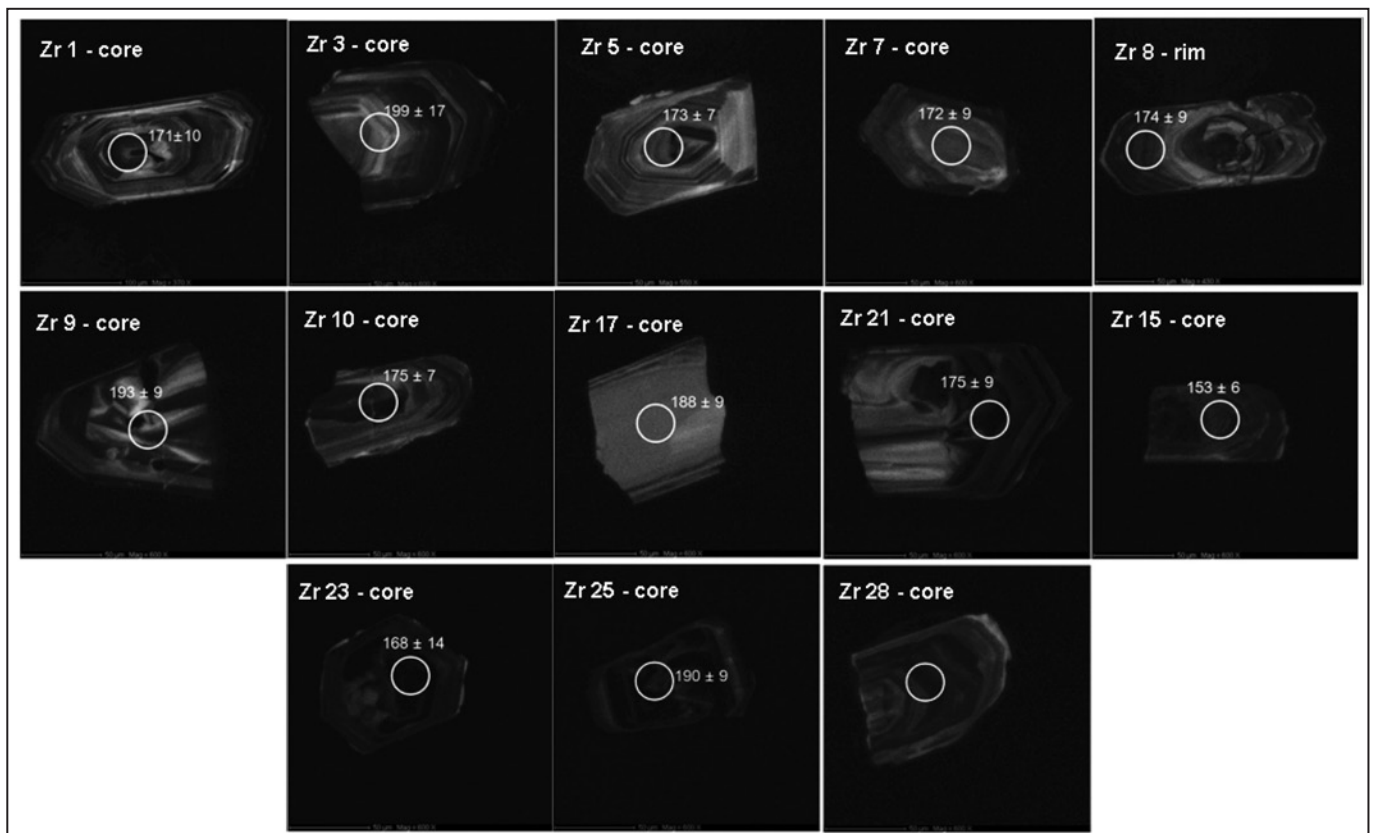
شکل ۲- (الف) میان واحد کنگلومرای مرشدی با قلوههایی از جنس گرانیتوئید، (ب) قرارگیری واحدهای مرمری بر روی واحدهای متاپلیتی- متابازیتی در کمپلکس توتک و (ج) همبری بین کمپلکس های توتک و سوریان در یال شمالی تاقدیس کوه سفید.



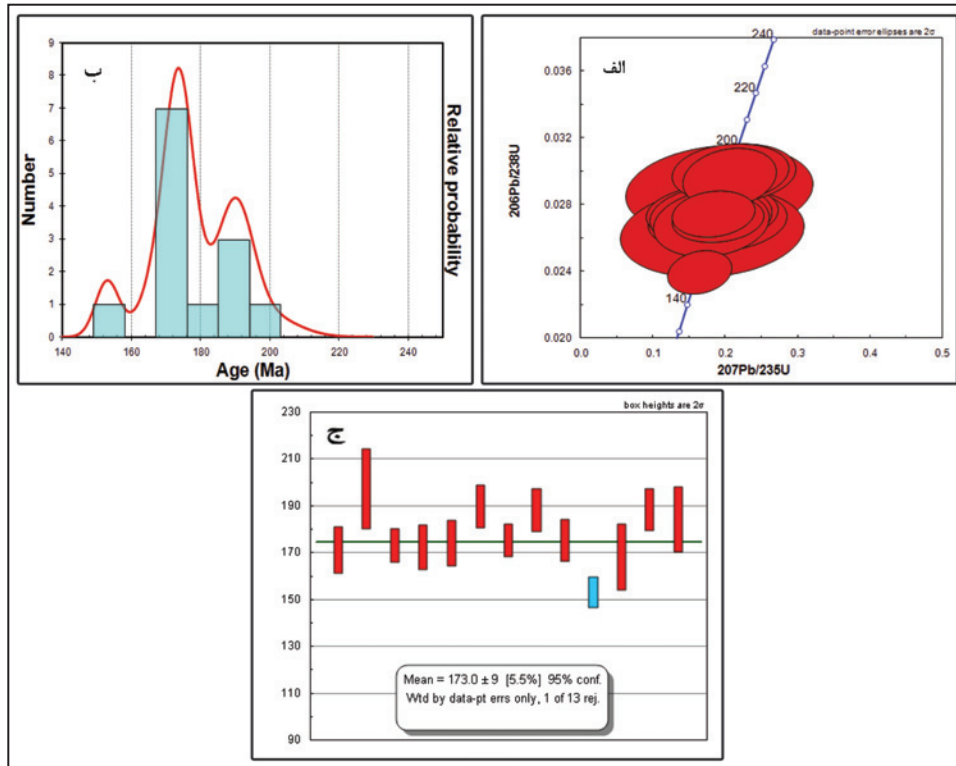
شکل ۳- (الف) ساختار سیگموبیدی در مرمرهای کمپلکس توتک بیانگر زمین ساخت برشی در منطقه است، (ب) چین خوردگی نامتقارن در کنگلومرای مرشدی، (ج) تصویری از میکافیش در سنگ های گنایسی که بیانگر زمین ساخت برشی راست بر در منطقه است.



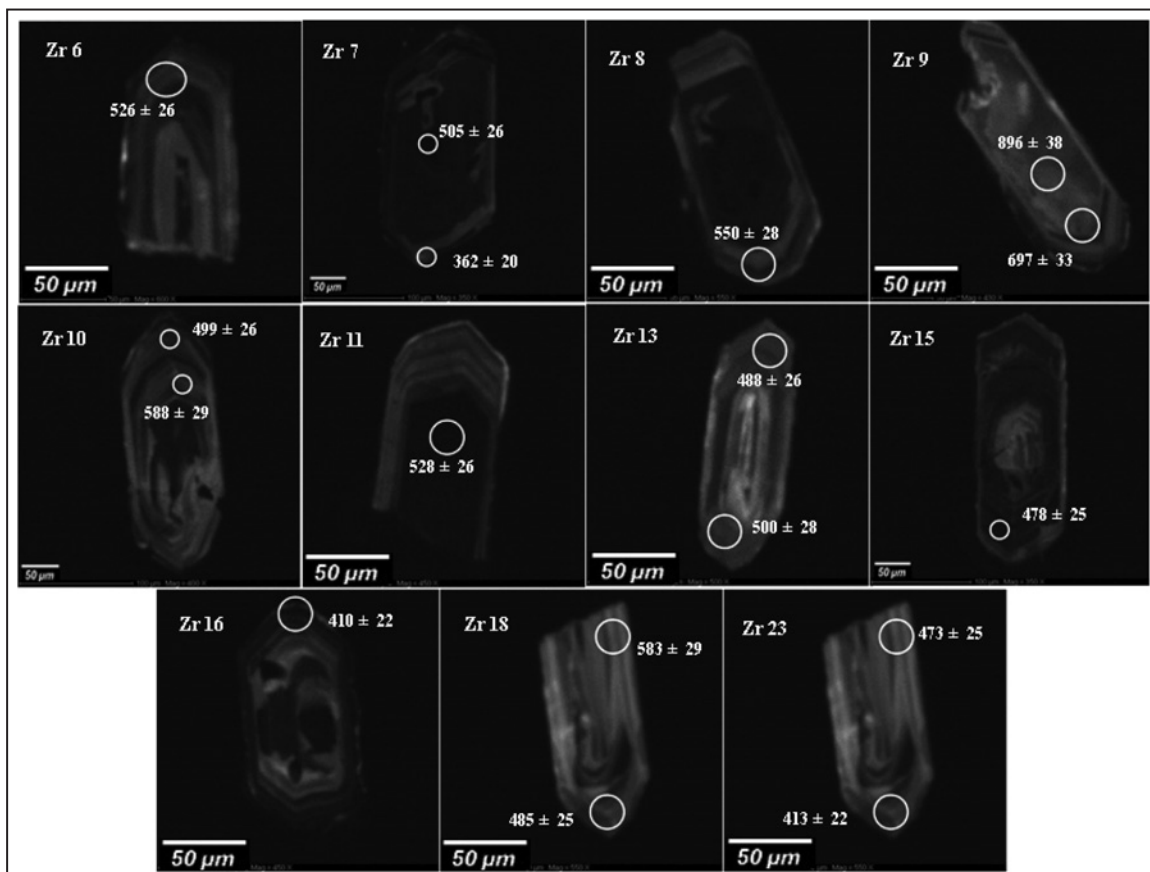
شکل ۴- الف) گنایس‌های کاملاً جهت‌یافته در مرکز تاق‌دیس کوه سفید (عکس بر گرفته از نوری خان‌کهدانی، ۱۳۸۴)، ب) تصویری میکروسکوپی از گنایس‌های چشمی، ج) در بر گرفته شدن میان‌بازهای میکاشیستی توسط سنگ‌های متاگرانیتوییدی، د) تصویری میکروسکوپی از سنگ‌های متاگرانیتوییدی و ه) تشکیل کانی‌های درشت بیوتیت در سنگ‌های متاپلیتی حاصل از دگرگونی همبری.



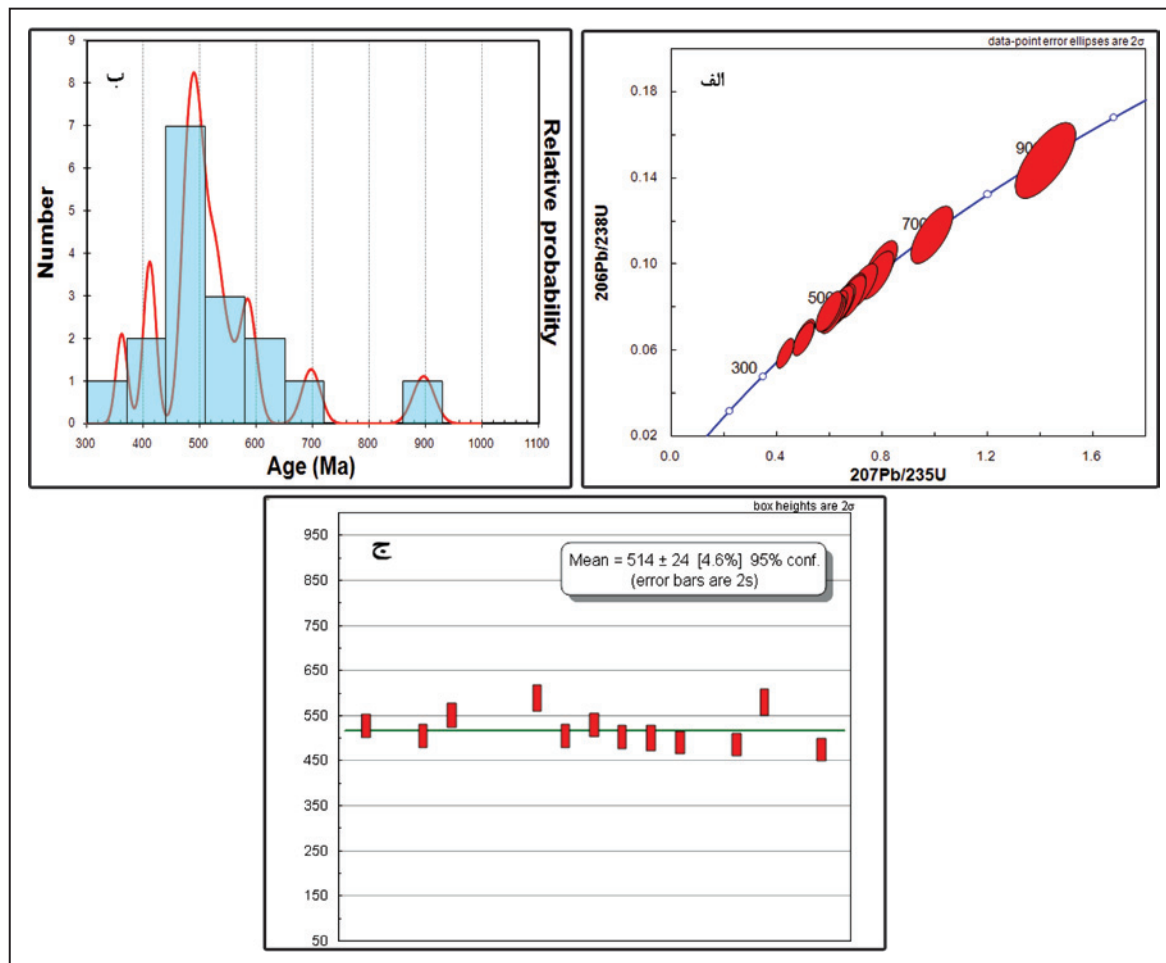
شکل ۵- تصاویر کاتدولو مینسانس از زیرکن‌های تجزیه‌شده در سنگ‌های متاگرانیتوییدی. محل نقاط تجزیه‌شده به همراه سن‌های به‌دست آمده نشان داده شده است.



شکل ۶- نتایج تعیین سن برای سنگ‌های متاگراتیوییدی. الف) نمودار همبستگی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ، ب) نمودار توزیع چگالی برای سن‌های U-Pb و ج) نمودار میانگین وزنی برای سن‌های به‌دست آمده.



شکل ۷- تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های تجزیه‌شده در سنگ‌های ارتوگنایس چشمی. محل نقاط تجزیه‌شده به‌همراه سن‌های به‌دست آمده نشان داده شده است.



شکل ۸- نتایج تعیین سن برای ارتوگنایس‌های چشمی. الف) نمودار همبستگی $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ در برابر $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ ، ب) نمودار توزیع چگالی برای سن‌های U-Pb و ج) نمودار میانگین وزنی برای سن‌های به‌دست آمده.

جدول ۱- نسبت‌های ایزوتوپی Pb/U و سن‌های به‌دست آمده برای هر تجزیه در سنگ‌های متاگرانیتیویدی.

Run	Spot	Grain-position	Pb207/U235	1σ	Pb206/U238	1σ	RHO	Apparent ages (Ma)	2σ
Ja15a028	25	Zr 1- core	0.18032	0.032715705	0.0269	0.0008166	2.141369	171	10
Ja15a029	25	Zr 3- core	0.21025	0.098606608	0.03131	0.0013811	6.037017	199	17
Ja15a031	25	Zr 5- core	0.18935	0.026123831	0.02715	0.0005603	0.149571	173	7
Ja15a032	25	Zr 7- core	0.18817	0.039423542	0.02707	0.0007687	6.727635	172	9.6
Ja15a033	25	Zr 8- rim	0.17947	0.034498064	0.02732	0.0007692	7.426598	174	9.7
Ja15a034	25	Zr 9- core	0.20694	0.034785756	0.03038	0.0007189	6.88027	193	9
Ja15a035	25	Zr 10- core	0.18282	0.023589543	0.02747	0.0005612	7.146018	175	7
Ja15a037	25	Zr 17- core	0.20521	0.026362426	0.02964	0.0007266	4.602489	188	9.1
Ja15a040	25	Zr 21- core	0.18149	0.037301638	0.02749	0.000712	57.99982	175	8.9
Ja15a042	25	Zr 15- core	0.16385	0.018286282	0.02395	0.0005328	29.55678	153	6.7
Ja15a044	25	Zr 23- core	0.18129	0.051919971	0.02637	0.001089	2.618291	168	14
Ja15a045	25	Zr 25- core	0.20613	0.033112384	0.02995	0.0007084	6.991431	190	8.9
Ja15a046	25	Zr 28- core	0.19071	0.052637297	0.02888	0.0011025	6.831463	184	14

جدول ۲- نسبت‌های ایزوتوپی Pb/U و سن‌های به‌دست آمده برای هر تجزیه در ارتوگنایس‌های چشمی.

Run	Spot	Grain-position	Pb207/U235	1 σ	Pb206/U238	1 σ	rho	Apparent ages	
								(Ma)	2 σ
Ja13b005	25	Zr 6- rim	0.68021	0.022256	0.08576	0.004138	0.67812	526	26
Ja13b006	25	Zr 7- core	0.42911	0.014005	0.05866	0.002837	0.67474	362	20
Ja13b007	25	Zr 7- rim	0.645	0.021176	0.08144	0.00392	0.68206	505	26
Ja13b008	25	Zr 8- rim	0.72051	0.024484	0.08986	0.004326	0.70582	550	28
Ja13b009	25	Zr 9- core	1.41484	0.046786	0.14824	0.007153	0.68534	896	38
Ja13b010	25	Zr 9- rim	0.986	0.032593	0.11374	0.005486	0.68537	697	33
Ja13b011	25	Zr 10- core	0.79015	0.026239	0.09923	0.004785	0.68869	588	29
Ja13b012	25	Zr 10- rim	0.63513	0.021053	0.08061	0.003872	0.69016	499	26
Ja13b013	25	Zr 11- core	0.6815	0.022223	0.0847	0.004081	0.67687	528	26
Ja13b014	25	Zr 13- rim	0.61646	0.020783	0.07859	0.0038	0.69718	488	26
Ja13b015	25	Zr 13- rim	0.63571	0.023188	0.08043	0.003889	0.7543	500	28
Ja13b017	25	Zr 15- rim	0.60203	0.019667	0.0775	0.003733	0.67829	478	25
Ja13b018	25	Zr 16- rim	0.4974	0.016202	0.0653	0.003144	0.67649	410	22
Ja13b021	25	Zr 18- rim	0.61046	0.020258	0.07671	0.003707	0.68662	485	25
Ja13b022	25	Zr 18- core	0.77588	0.026207	0.09493	0.004592	0.69823	583	29
Ja13b023	25	Zr 23- rim 1	0.50273	0.016575	0.06683	0.003208	0.68676	413	22
Ja13b024	25	Zr 23- rim 2	0.59475	0.019626	0.07806	0.003763	0.6846	473	25

کتابنگاری

- آقابیانی، ع.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- احمدی، ا.، ر.، ۱۳۸۳- پتروگرافی، پتروژنز و ژئوشیمی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس توتک، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- افتخارنژاد، ج.، ۱۳۵۹- تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲، ص ۲۸-۱۹.
- اویسی، ب.، ۱۳۸۲- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سوریان مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- باباخانی، ع. ر. و علوی تهرانی، ن.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش سبزواران مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سبزه‌ئی، م.، ۱۳۷۳- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش حاجی آباد مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- سبزه‌ئی، م.، ۱۳۷۵- درآمدی بر ویژگی‌های عمومی زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی زون سندج- سیرجان جنوبی، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران.
- سهیلی، م.، جعفریان، م. ب. و عبدالهی، م.، ۱۳۷۱- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش الیگودرز مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- نوری خانکهدانی، ک.، ۱۳۸۴- بررسی ارتباط ژنتیکی و ساختمانی گنیس بن دونو با کمپلکس دگرگونی توتک شرق بوانات، رساله دکتری، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- هوشمندزاده، ع. و سهیلی، م.، ۱۳۶۹- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش اقلید مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401-419.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. V. & Rahimpour-Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 29, 859-877.
- Alric, G. & Virlogeux, D., 1977- Petrographie et geochimie des roches metamorphiques et magmatiques de la region de Dehbid, Bavanat, chaine de Sanandaj-Sirjan, Iran. These 3 eme cycle, Universite Scientifique et Medicale De Grenoble, France 316 P.

- Berberian, F., Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Delany, F.M. (Ed.), Zagros–Hindu Kush–Himalaya Geodynamic Evolution. Geodynamics Series. American Geophysical Union, Washington, D.C., pp. 5–32.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Science 18 (2), 210-265.
- Berberian, M., 1977- Three phases of metamorphism in Haji-Abad quadrangle (southern extremity of the Sanandaj-Sirjan structural Zone): a palaeotectonic discussion. In: Berberian, M. (Ed.). Geological Survey of Iran, Report 40, Tehran, Iran, pp. 239-263.
- Hanchar, J. M. & Miller, C. F., 1993- Zircon zonation patterns as revealed cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. Chem. Geol. 110, 1-13.
- Hooper, R. J., Baron, I., Hatcher, R. D.Jr. & Agah, S., 1994- The development of the southern Tethyan margin in Iran after the break up of Gondwana: implications of the Zagros hydrocarbon province. Geosciences 4, 72-85.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. & Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences. Lithos 106. 380-398.
- Passchier, C. W. & Trouw, R. A., 1996- Microtectonics. Springer, Berlin. Powell, C.McA., 1979. A morphological classification of rock cleavage. Tectonophysics 58, 21–34.
- Rashid Nejad-Omran, N., Hachem Emami, M., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. & Pique, A., 2002- Lithostratigraphie et histoire paleozoique a paleocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridional). 334 C.R. Geoscience, 1185-1191.
- Sabzehei, M., 1974- Les melanges ophiolotiques de la region d’Esfandagheh (Iran meridional), etude petrographique et structurale, these Doct. Etat, Univ, Grenoble, 306 p.
- Sarkarinejad, K. & Alizadeh, A, 2009- Dynamic model for the exhumation of the Tutak gneiss dome within a bivergent wedge in the Zagros Thrust System of Iran. Journal of Geodynamics 47, 201-209.
- Sheikholeslami, M. R., Bellon, H., Hachem Emami, M. & Sabzehei, M., Pique, A., 2003- Nouvelles données structurales et datations 40K–40Ar sur les roches métamorphiques de la région de Neyriz (zone de Sanandaj–Sirjan, Iran méridional). Leur intérêt dans le cadre du domaine néo-téthysien du Moyen-Orient, C.R. Geoscience 335, 981– 991.
- Sheikholeslami, M. R., Pique, A., Mobayen, M., Sabzehei, M., Bellon, H. & Hashem Emami, M., 2008- Tectono-metamorphic evolution of the Neyriz metamorphic complex, Quri-Kor-e-Sefid area (Sanandaj-Sirjan Zone, SW Iran), Journal of Asian Earth Sciences 31, P: 504–521.
- Tiepolo, M., 2003- In situ Pb geochronology of Zircon with laser ablation- inductively coupled plasma- sector field mass spectrometry, Chemical geology 199. 159-177.