

## سنیابی و تحولات آذرین و دگرگونی تاقدیس کوه سفید توتک در زون سنندج - سیرجان جنوبی

بهناز حسینی<sup>(۱)\*</sup>، منصور قربانی<sup>۲</sup>، سید محمد پورمعافی<sup>۳</sup> و نعمت‌اله رشیدنژاد عمران<sup>۴</sup>

۱. گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۲. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۳. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی
۴. استادیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۰/۸

تاریخ پذیرش: ۸۹/۹/۹

### چکیده

کمپلکس تاقدیس کوه سفید در بخش جنوبی زون سنندج - سیرجان از مناطقی است که واحدهای دگرگونی با سن پالئوزویک را می‌توان در آن مشاهده کرد و در آن کمپلکس سوریان با سن کربنیفر پسین تا پرمین بر روی کمپلکس توتک با سن سیلورین تا کربنیفر پیشین قرار گرفته است. در مرکز این تاقدیس یک توده نفوذی مونزوگرانیته تا گرانودیوریتی نفوذ کرده است که تأثیر گرمایی آن را بر روی سنگ‌های شیستی اطراف می‌توان مشاهده کرد. بر اساس این مطالعه، این توده مونزوگرانیته با ماهیت کلسیمی - قلیایی و پرآلومین حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای است که همزمان با یک رژیم زمین‌ساختی برشی خمیری در سنگ‌های دگرگونی منطقه نفوذ کرده است. تعیین سن به روش اورانیم - سرب بیانگر سن  $173 \pm 9$  Ma (ژوراسیک میانی) برای این توده نفوذی است. بر اساس شواهد ساختاری، دگرگونی و همچنین روابط زمین‌شناختی، می‌توان عنوان کرد که رویدادهای هر سینین، سیمرین پیشین و سیمرین میانی نقش اساسی در تحولات منطقه مورد مطالعه به عنوان بخشی از زون سنندج - سیرجان جنوبی داشته‌اند.

**واژه‌های کلیدی:** زون سنندج - سیرجان، تاقدیس کوه سفید، کمپلکس توتک، کمپلکس سوریان، سن سنجی اورانیم - سرب.

### مقدمه

این زون را به دو بخش تقسیم کرده است: زون سنندج - سیرجان جنوبی (از سیرجان تا گلپایگان) که متحمل دگرگونی و دگرشکلی در تریاس میانی تا تریاس پیسن شده است و زون سنندج - سیرجان شمالی (از گلپایگان تا سنندج) که در طی کرتاسه پسین دگرگون و دگرشکل شده است. توده‌های نفوذی متعددی به صورت دگرشکل شده و یا دگرشکل نشده در نقاط مختلف این زون و در میان سنگ‌های دگرگون‌شده نفوذ کرده‌اند. این توده‌ها غالباً گرانیتویدی هستند با این حال، در بخش جنوبی، تعداد توده‌های بازی با ترکیب گابرویی نسبت به بخش شمالی سنندج - سیرجان بیشتر است (قربانی، ۱۳۸۶). بر اساس مطالعات قبلی انجام شده، سن توده‌های

زون زمین‌ساختی سنندج - سیرجان به صورت یک نوار کشیده (با ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا) با روند شمال باختر - جنوب خاور بین زون‌های زمین‌ساختی ایران مرکزی و زاگرس قرار دارد و شامل مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی - ماگمایی با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسه پیشین است که در طی حوادث دگرگونی و دگرشکلی متعدد متحول شده‌اند. سنگ‌های پرکامبرین - پالئوزویک غالباً در بخش‌های جنوب خاوری این زون مشاهده می‌شود، در حالی که بیشتر واحدهای رخنمون یافته در بخش شمال باختری سن مزوزویک دارند. بر این اساس، افتخارنژاد (۱۳۵۹)،

\* نویسنده مرتبط be.hosseini@gmail.com

### زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

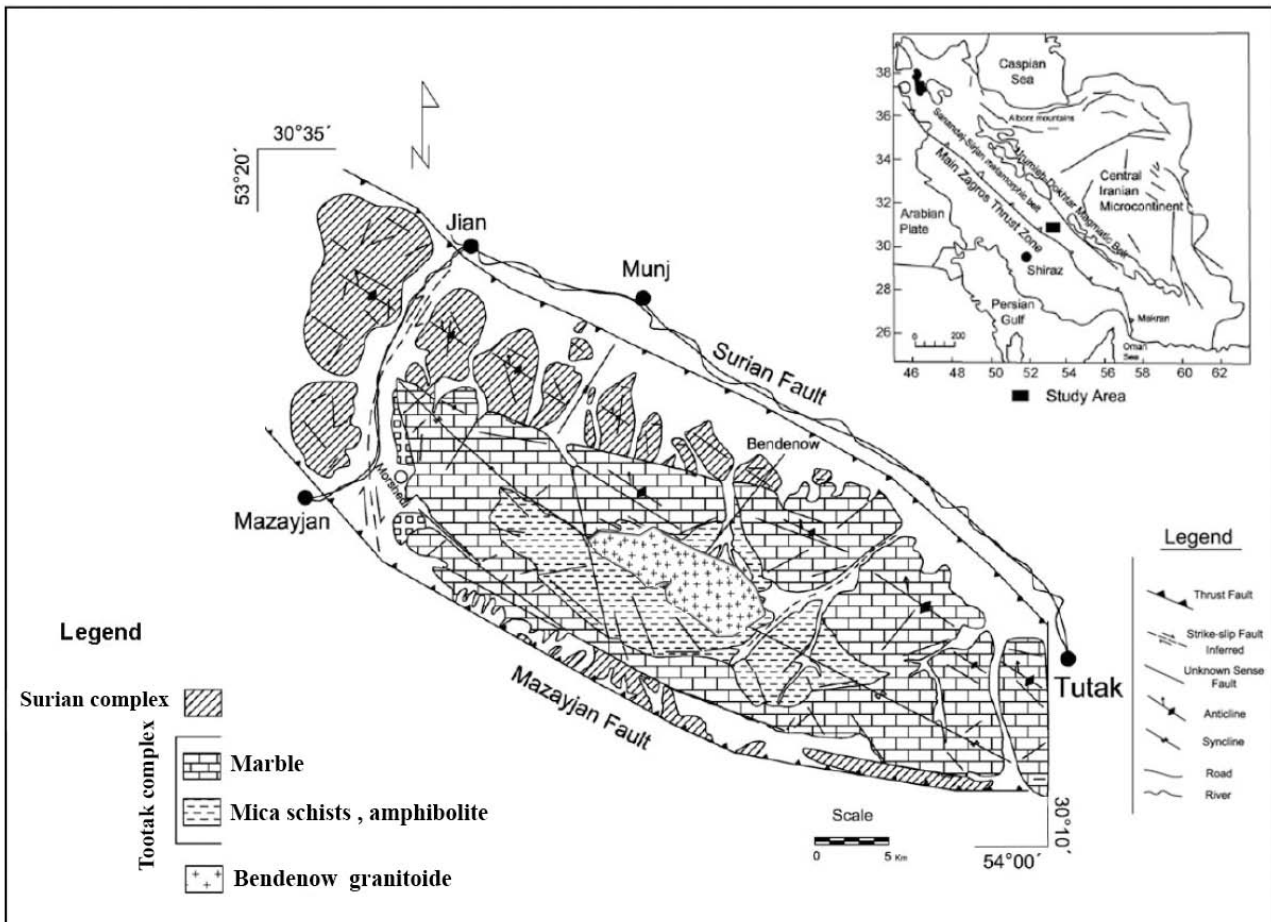
تاقدیس کوه سفید توتک، بخشی از مجموعه دگرگونی زون سنندج - سیرجان جنوبی را تشکیل می‌دهد که دربردارنده سنگ‌های رسوبی و ماگمایی است تحت تأثیر فازهای دگرگونی بعدی قرار گرفته‌اند. این تاقدیس به شکل بیضوی با قطر بزرگ در حدود ۲۰ کیلومتر و قطر کوچک در حدود ۱۰ کیلومتر، با یک روند شمال باختر - جنوب خاور و همروند با راندگی اصلی زاگرس در بین دو گسل عمده (گسل سوریان در شمال و گسل مزاجیان در جنوب) با سازوکار معکوس (با شیب زیاد) و مؤلفه امتداد لغز راست‌بر قرار گرفته است. تاقدیس کوه سفید شامل دو کمپلکس دگرگونی است (شکل ۳-الف) که از مرکز به سمت خارج (و از قدیم به جدید) عبارتند از:

- کمپلکس توتک: که از مرکز به سمت خارج تاقدیس (و از قدیم به جدید) از متاپلیت‌های سیاه‌رنگ، متابازیت و مرم‌های ضخیم‌لایه تشکیل شده که در مجموع در رخساره شیست سبز بالایی تا آمفیبولیت زیرین دگرگون شده‌اند (احمدی، ۱۳۸۳). یک توده نفوذی با ترکیب گرانیتویدی در مرکز این کمپلکس و در درون متاپلیت‌های سیاه‌رنگ نفوذ کرده و ساخت میلونیتی مشخصی را نشان می‌دهد. با توجه به اینکه سنگ‌های این توده گرانیتویدی بیشتر در دره بندنو برونزد دارند، به آن نام گرانیت

نفوذی در بخش جنوبی سنندج - سیرجان غالباً قدیمی‌تر (تریاس) از بخش شمالی این زون (ژوراسیک پسین و کرتاسه پسین) است (قربانی، ۱۳۸۶). با توجه به این مسئله، (Talebian and Jackson) (۲۰۰۴) اعتقاد دارند که آهنگ فرورانش در بخش جنوبی بیش از بخش شمالی زون سنندج - سیرجان است.

تاقدیس کوه سفید توتک در بخش جنوبی زون سنندج - سیرجان از مناطقی است که رخنمون واحدهای متعلق به پالئوزوییک را در آن می‌توان مشاهده کرد. این تاقدیس با عرض جغرافیایی  $30^{\circ} 10'$  تا  $30^{\circ} 35'$  شمالی و طول جغرافیایی  $53^{\circ} 20'$  تا  $55^{\circ} 00'$  خاوری، در حدود ۲۵۰ کیلومتری شمال خاور شیراز و ۸۰ کیلومتری خاور دهبید و در خاور و شمال خاور روستای مزاجیان قرار گرفته است (شکل ۱). این منطقه در نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ اقلید (هوشمندزاده و سهیلی، ۱۳۶۹) قرار می‌گیرد.

در این مطالعه، ابتدا به رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های توده گرانیتویدی بندنو در مرکز این تاقدیس پرداخته می‌شود و سپس سن جایگیری این توده گرانیتویدی بر اساس روش سن‌سنجی U-Pb بر روی کانی‌های زیرکن استخراج‌شده بررسی می‌شود. در نهایت، با بررسی رابطه این توده گرانیتویدی و فازهای دگرگونی اعمال شده بر منطقه، مدل ژئودینامیکی برای این منطقه ارائه می‌گردد.



شکل ۱- جایگاه منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران و نقشه واحدهای اصلی منطقه، برگرفته از Sarkarinejad and Alizadeh, 2009.

در یال شمالی طاقدیس کوه سفید حدود ۲۵۰ متر ضخامت دارد درحالی‌که در یال جنوبی بجز چند متر شیست و مرمر، از این ردیف چیزی دیده نمی‌شود، ردیف  $M_2$  که بخش غالب مرمرهای کمپلکس توتک را تشکیل می‌دهد شامل ضخامت زیادی از مرمرهای سفید تا خاکستری رنگ است و در نهایت ردیف  $M_3$  که تناوبی از آمفیبولیت، مرمر و میکاشیست است در یال شمالی طاقدیس حدود ۳۰۰ متر ضخامت دارد، اما در یال جنوبی به ۱۰ متر آمفیبولیت خلاصه می‌شود.

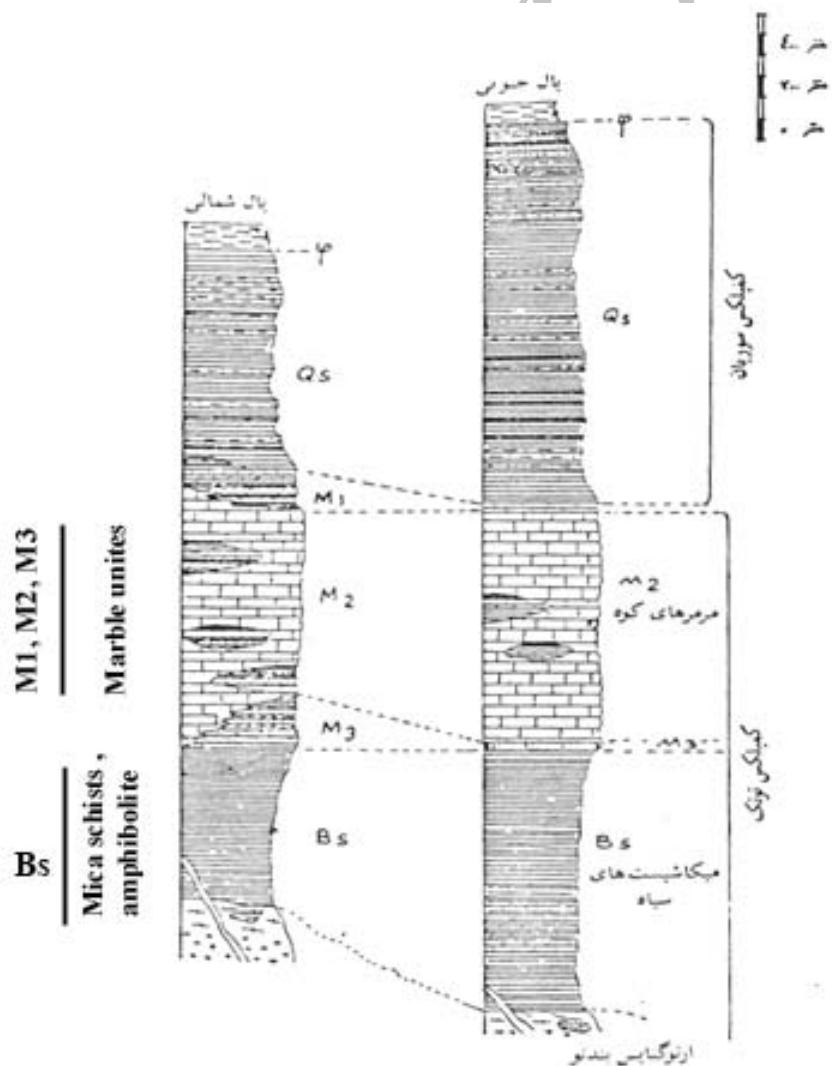
به عقیده سبزه‌ای (۱۳۷۵)، متاپلیت‌های سیاه‌رنگ بخش پایینی کمپلکس توتک معادل اسلیت‌ها و شیست‌های سیاه‌رنگ بخش بالایی کمپلکس روتشون سن اردوویسین پسین تا سیلورین پیشین دارند که از باجگان در انتهای جنوب خاوری زون سنندج - سیرجان تا حوالی اقلید در شمال باختر منطقه مورد مطالعه گسترده‌اند. همچنین شناسایی برخی از فسیل‌ها در ردیف  $M_2$  از مرمرهای کمپلکس توتک توسط پرتوآذر، سن دونین پسین تا اوایل کربنیفر را به این ردیف مرمری داده است (نوری خانکهدانی، ۱۳۸۴).

قابل ذکر است که واحدهای کمپلکس سوریان که عمدتاً دارای

بندنو داده می‌شود.

- کمپلکس سوریان: واحدهای این کمپلکس در یال شمالی و جنوبی تاقدیس با ناپیوستگی فرسایشی بر روی بالاترین واحد مرمری کمپلکس توتک قرار گرفته‌اند. این واحدها از فیلیت، کوارتزیت، متاریولیت، متابازیت و مرمر تشکیل شده‌اند که تحت تأثیر دگرگونی رخساره شیست سبز پایینی قرار گرفته‌اند. واحدهای آهکی - آواری ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین با مرز گسلی بر روی واحدهای کمپلکس سوریان قرار گرفته‌اند. به طور کلی بخش اصلی تاقدیس کوه سفید، توسط کمپلکس توتک ساخته می‌شود و کمپلکس سوریان فقط بخش‌های خارجی تاقدیس مذکور را می‌سازد (شکل ۳-الف). واحد مرمری ضخیم لایه کمپلکس توتک توپوگرافی بلند منطقه را تشکیل می‌دهد، در صورتی‌که کمپلکس سوریان فرسایش یافته و توپوگرافی ملایمی را از خود نشان می‌دهد. مرمرهای کمپلکس توتک توسط Alric and Virlogeux (1977) به سه بخش تقسیم شده‌اند (شکل ۲).

بالاترین بخش، ردیف  $M_1$  که در زیر سنگ‌های کمپلکس سوریان قرار گرفته و از نظر سنگ‌شناسی بسیار ناهمگن است. این ردیف



شکل ۲- ستون چینه شناسی تاقدیس کوه سفید، برگرفته از Alric and Virlogeux (1977).

برشی در کل توده یکسان نیست به‌نحوی که سنگ‌های موجود در مرکز این توده گرانیتویدی، به میزان کمتری از این نیروهای زمین‌ساختی متأثر شده و ساختار متورق به صورت ضعیف‌تری قابل مشاهده است. به طور کلی تورق این سنگ‌ها موازی با برگوارگی اصلی سنگ‌های متاپلیتی و دیگر سنگ‌های موجود در تاقدیس کوه سفید با روند  $N 120-140$  و تقریباً هم‌روند با محور تاقدیس کوه سفید است.

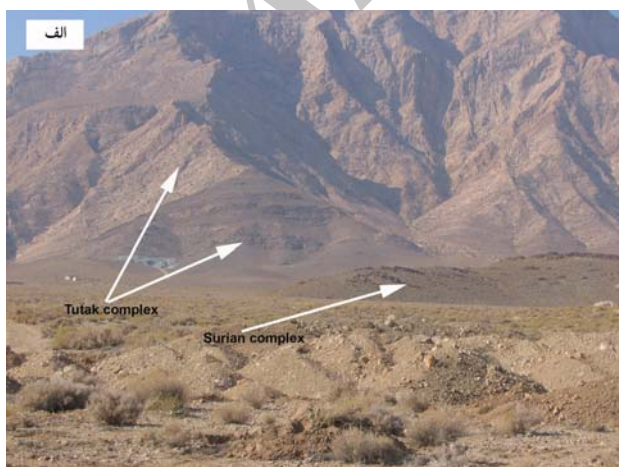
### سنگ‌نگاری سنگ‌های گرانیتویدی

این سنگ‌ها بافت گرانوبلاستیک، لپیدوگرانوبلاستیک و میلیونیتی دارند. کانی‌های عمده موجود در این سنگ‌ها شامل کوارتز ( $30-40$  درصد)، پلاژیوکلاز ( $20-30$  درصد)، فلدسپار قلیایی ( $20-15$  درصد)، بیوتیت ( $10-15$  درصد) و مسکویت (کمتر از  $10$  درصد) است. کانی‌های ایلمنیت، زیرکن، اسفن و روتیل به عنوان کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها حضور دارند. همچنین کانی کلریت به عنوان کانی ثانویه حاصل تبدیل‌شدگی بیوتیت‌ها هستند. بر اساس مطالعات سنگ‌نگاری، این سنگ‌ها را می‌توان مونزوگرانیت تا گرانودیوریت نامید. کوارتزها به عنوان عمده‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها دارای خصوصیتی همچون وجود مرزهای دندان‌ه‌ای، خاموشی موجی و گاه کشیدگی روبانی هستند. این کانی‌های کوارتز، گاهی به صورت رگچه‌های کوچک درون شکستگی‌های کانی‌های فلدسپار ظاهر شده‌اند. کانی‌های پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی عموماً به صورت پورفیروکلاست در سنگ حضور پیدا کرده‌اند که تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی برشی رفتار شکننا از خود نشان داده‌اند. ویژگی عدم آمیختگی به صورت پرتیت و آنتی پرتیت را در کانی‌های فلدسپار می‌توان مشاهده کرد. رفتار خمیری در بلورهای کوارتز و رفتار شکننا در بلورهای فلدسپار حاکی از آن است که نیروهای برشی حاکم بر این سنگ‌ها در دمای بین  $300$  تا  $400$  درجه سانتی‌گراد اعمال شده است (Passchier and Trouw, 1996). کانی‌های بیوتیت فراوانی بیشتری را نسبت به مسکویت

پروتولیت شیلی - ماسه‌سنگی به همراه تناوب‌های مکرر کوارتزیتهی و آهکی هستند و با ناپیوستگی فرسایشی بر روی مرمرهای بالایی کمپلکس توتک قرار گرفته‌اند، یادآور واحدهای مشابه در سازند سردر در ایران مرکزی با سن کربنیفر پسین تا پرمین (Stepanov, 1971) است که با ناپیوستگی فرسایشی بر روی لایه‌های بالایی سازند شیشتو با سن کربنیفر زیرین قرار گرفته‌اند. تفاوت قابل ملاحظه این دو گروه، فراوانی سنگ‌های آتشفشانی در واحدهای کمپلکس سوریان است که با توجه به جایگاه آنها (محیط کشتی زون سنندج - سیرجان در پالئوزویک بالایی) قابل انتظار است. کمپلکس سوریان را می‌توان معادل کمپلکس چاه‌چغوک با سن کربنیفر پسین تا پرمین پیشین دانست که توسط سبزه‌ای معرفی شده است.

### گرانیت بندنو روابط صحرائی

این توده گرانیتویدی در مرکز تاقدیس کوه سفید به صورت بیضوی کشیده با طول حدود  $6$  کیلومتر و عرض حدود  $2$  کیلومتر و موازی با محور تاقدیس کوه سفید قرار گرفته است. بیشترین رخنمون این سنگ‌ها را در دره بندنو می‌توان مشاهده کرد. این توده گرانیتویدی در درون واحدهای متاپلیتی سیاه‌رنگ کمپلکس توتک نفوذ کرده‌اند و قطعاتی از این سنگ‌ها را به صورت درون‌گیر با ابعاد چند سانتی‌متر تا چند متر در خود جای داده‌اند (شکل ۳-ب). محل تماس این سنگ‌ها با متاپلیت‌های همجوار به صورت کاملاً ناگهانی و مشخص است. تأثیر گرمایی نفوذ این توده بر روی سنگ‌های متاپلیتی همجوار به صورت اندک و تنها شامل ایجاد نسل جدیدی از کانی‌های بیوتیت، ایلمنیت و تا حدودی مسکویت در مجموعه کانی‌های متاپلیت‌ها است. همچنین رگه‌های آپلیتی، این توده گرانیتویدی و سنگ‌های همجوار را قطع کرده‌اند. این سنگ‌های گرانیتویدی تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی برشی به صورت جریان‌یافته و متورق ظاهر شده‌اند و گاهی ساخت چشمی کاملاً مشخصی را نشان می‌دهند. با این حال، تأثیر این نیروهای



شکل ۳- (الف) قرارگیری کمپلکس سوریان بر روی واحد مرمری - میکاشیستی کمپلکس توتک در یال شمالی تاقدیس کوه سفید. (ب) میانبار میکاشیستی در برگرفته شده توسط توده گرانیتویدی.

برای تمایز این دو گروه، شواهد مختلفی بیان کرده‌اند. در منطقه مورد مطالعه، ماهیت پرآلومین این سنگ‌های گرانیتوئیدی و نسبت  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O) > 1$ ، وجود میانبرهای میکاشیستی و عدم وجود میانبرهای بازی، ترکیب یکنواخت توده گرانیتوئیدی و همچنین شواهد کانی‌شناسی متعدد از جمله دو میکایی بودن این گرانیت‌ها (مسکوویت به همراه بیوتیت)، نبود هورنبلند و حضور گارنت به عنوان کانی فرعی، همگی حکایت از آن دارد که این ماگماهای کلسیمی قلیایی گرانیتوئیدی از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای نشأت گرفته‌اند.

### تعیین سن روش مطالعه

روش تعیین سن در این مطالعه بر اساس روش Laser-ablation ICP-MS است که مجهز به طیف‌سنجی plasma-mass شده است (LA-ICP-MS). این روش، روشی جدید از میکروپروب است که برای تعیین سن رویدادهای ماگمایی به روش U-Pb بکار برده می‌شود. کلیه مراحل این تعیین سن در دانشگاه Pavia ایتالیا انجام شده است. آماده‌سازی نمونه‌ها برای جدایش بلورهای زیرکن در این مطالعه، شامل خردایش، الک‌کردن، جدایش و حذف کانی‌های مغناطیسی توسط دستگاه جدایش‌گر مغناطیسی، جدایش کانی‌های سنگین از کانی‌های سبک به روش مایعات سنگین و در نهایت جدایش کانی‌های زیرکن از دیگر کانی‌های سنگین در زیر میکروسکوپ بینوکولار است. پس از جدایش بلورهای زیرکن، برای تهیه مونت آنها را در رزین قرار داده و صیقل داده شد. سپس این مونت‌ها پس از شستشو به وسیله الکل، با کربن پوشش داده شده است تا از شارژ الکتریکی در طول تجزیه جلوگیری شود. از بلورهای زیرکن برای بررسی بافت‌های درونی و ماهیت زون‌بندی ترکیبی آنها توسط میکروسکوپ الکترونی (SEM) عکس‌های BSE و همچنین CL (Cathodoluminescence) تهیه شد. شرایط و مراحل تجزیه ایزوتوپی به‌کار برده شده در این مطالعه بر اساس Tiepolo (2003) است. داده‌های ایزوتوپی به‌دست آمده توسط نرم‌افزار ISOPLOT 3.0 پردازش و رسم شده‌اند.

دارند. این کانی‌ها اغلب به صورت تجمع در فضا‌های کم‌فشار، میان بلورهای درشت فلدسپار و کوارتز قرار گرفته‌اند. این کانی‌ها تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی تا حدودی یک جهت‌یافتگی را از خود نشان می‌دهند و یا اینکه به دور پورفیروکلاست‌های فلدسپار و کوارتز چرخیده‌اند.

### رده‌بندی

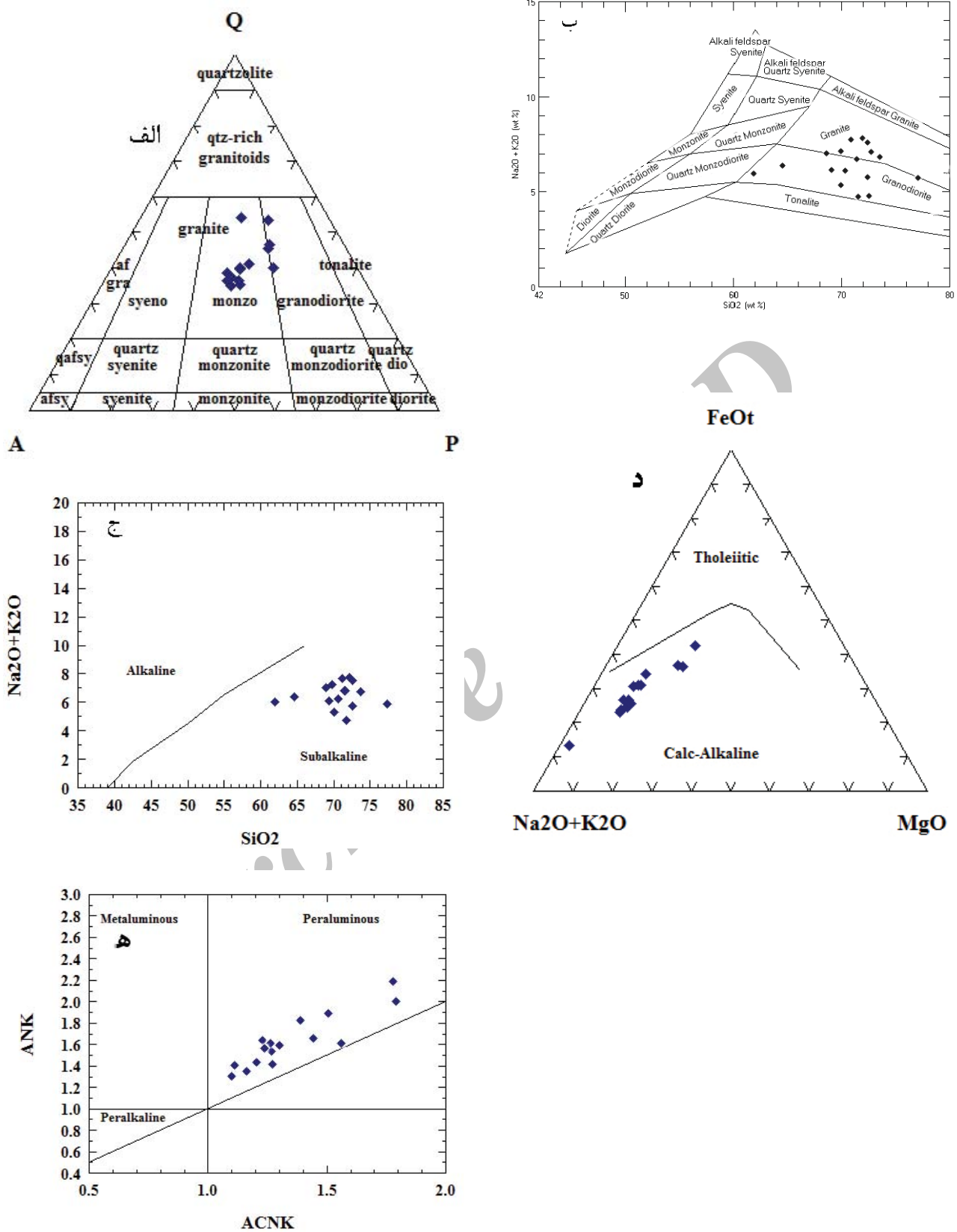
داده‌های عناصر اصلی استفاده شده در این مطالعه، بر اساس تجزیه XRF در سازمان زمین‌شناسی کشور است. ترکیب کانی‌شناسی نورماتیو سنگ‌های گرانیتوئیدی بر اساس این داده‌ها و توسط نرم افزار Minpet محاسبه شده که در جدول ۱ نشان داده شده است.

بر اساس نمودار (Streckeisen (1967)، این سنگ‌ها به طور عمده در محدوده مونزوگرانیت قرار می‌گیرند و تنها تعدادی از نمونه‌ها متمایل به گرانودیوریت می‌شوند (شکل ۴-الف). همچنین این نمونه‌ها در نمودار (Middlemost (1985) در جایگاه گرانیت و گرانودیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب). برای تعیین سری ماگمایی وابسته به این سنگ‌ها، از نمودارهای Irvine and Baragar (1971) استفاده شده است. این سنگ‌ها در نمودار مجموع قلیایی در برابر  $SiO_2$ ، به عنوان سنگ‌های وابسته به سری‌های نیمه‌قلیایی (شکل ۴-ج) و در نمودار AFM به عنوان سری کلسیمی قلیایی معرفی می‌شوند (شکل ۴-د). همچنین برای بررسی درجه اشباع آلومینیم از دیاگرام Maniar and Piccoli (1989) استفاده شده است. بر این اساس، همه نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های پرآلومین جای می‌گیرند (شکل ۴-ه). نسبت  $Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$  در این سنگ‌ها در محدوده ۱/۸ تا ۱/۸ متغیر است.

بر اساس نظر (Chappell and White (1974)، گرانیت‌ها را در دو گروه عمده می‌توان قرار داد. گروه اول گرانیت‌های نوع S هستند که منشأ این ماگمای گرانیتی حاصل از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای است و گروه دوم گرانیت‌های نوع I هستند که تشکیل آنها حاصل تبلور بخشی ماگما‌های گوشته‌ای است. این زمین‌شناسان

جدول ۱- داده‌های عناصر اصلی از سنگ‌های گرانیتوئیدی بندون بر اساس تجزیه XRF.

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	Q	Or	Ab	An
G 12-2	70.6	0.557	12.514	4.38	1.314	1.67	3.13	3.08	0.137	36.38	18.7	28.16	7.7
G- 16	69.82	0.556	12.907	4.165	1.216	1.837	2.583	4.679	0.144	32.18	28.26	22.3	8.45
G- 18	68.89	0.52	12.53	3.18	1.33	1.67	2.29	4.71	0.16	34	29.24	20.31	7.7
G-C- 1	71.54	0.49	12.83	3.24	1.17	1.67	2.48	4.35	0.14	36.26	26.28	21.41	7.63
G-E- 12	72.52	0.5	13.42	3.42	1.11	1.55	2.92	2.83	0.15	40.76	17	25	6.9
G- 1	71.5	0.49	12.72	3.23	1.16	1.66	2.45	4.34	0.14	36.56	26.28	21.2	7.6
G- 10	70.1	0.47	13.44	2.81	0.99	1.55	2.74	2.59	0.13	41.97	16.16	24.42	7.3
G- 10-2	69.422	0.525	12.9	3.66	1.24	1.7226	3.121	2.972	0.114	36.22	18.37	27.57	8.24
G- 11	72.15	0.44	13.83	3.09	1.22	1.23	2.63	5.13	0.16	33.21	30.38	22.25	5.17
G- 12	72.56	0.41	13.68	2.87	1.17	1.68	2.7	4.8	0.14	33.5	28.39	22.82	7.52
G- 16	71.15	0.5	13.7	3.25	1.39	1.68	2.53	5.12	0.17	31.76	30.44	21.49	7.38
G- 5	77.26	0.14	12.12	1.03	0.18	0.1	2.61	3.28	0.05	50.83	20	22.79	0.21
G- M-8	73.74	0.45	13.66	3.13	1.04	1.52	2.78	3.99	0.13	37.66	23.5	23.39	6.75
G-M- 5	71.69	0.92	11.51	4.3	1.91	1.03	2.63	2.11	0.23	45.52	12.94	23	3.9
G- X-1	61.9	0.959	14.878	7.628	3.167	1.282	2.04	4.023	0.201	28.79	24.77	17.95	5.4
G-X-3	64.57	0.88	15.77	5.89	2.88	1.11	2.15	4.23	0.21	30.42	25.61	18.6	4.38

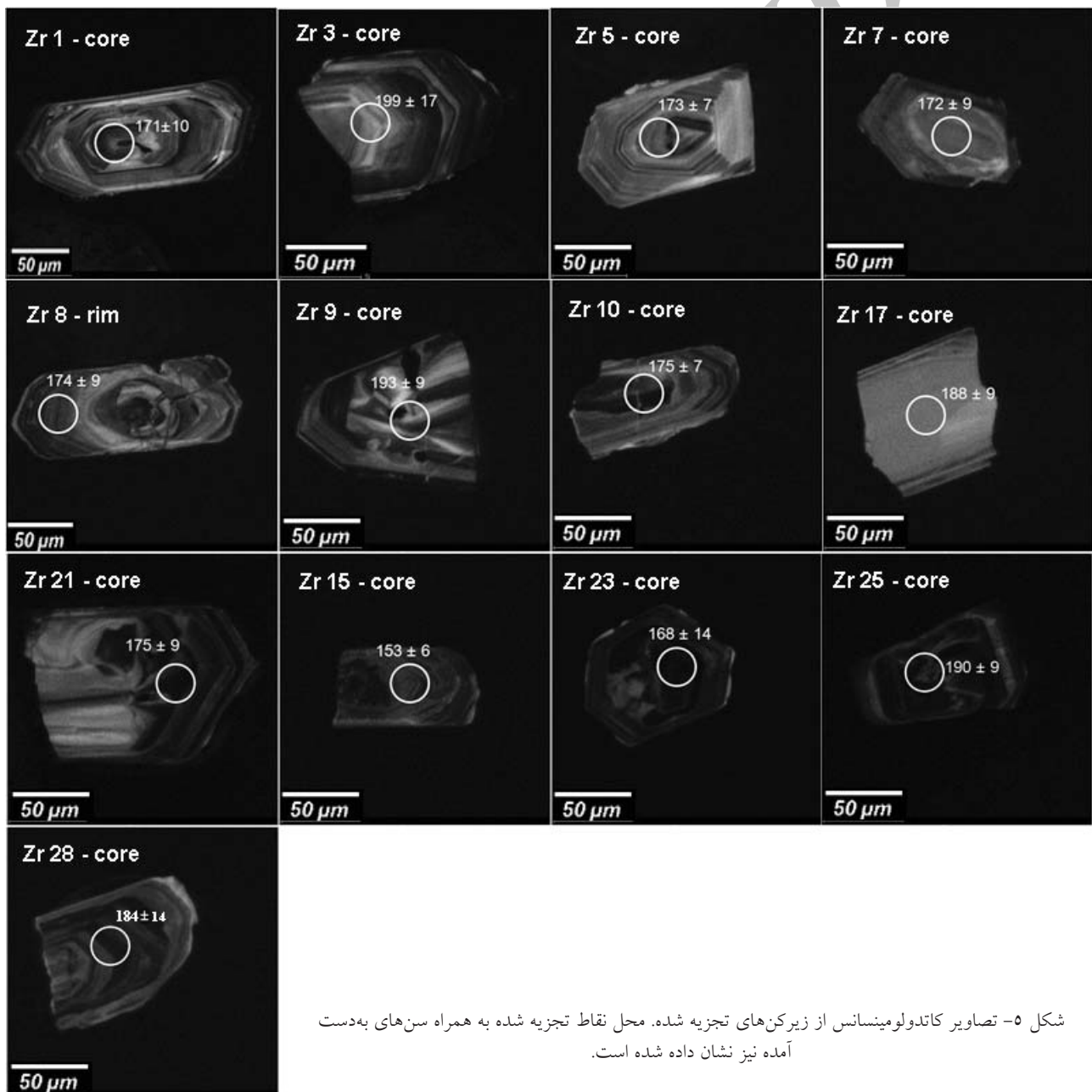


شکل ۴- رده‌بندی شیمیایی سنگ‌های گرانیتوئیدی بندنو: (الف) نامگذاری بر اساس نمودار Streckeisen (1967). (ب) نامگذاری بر اساس نمودار Middlemost (1985). (ج) موقعیت گرانیتوئید بندنو در نمودار مجموع قلیایی در برابر  $SiO_2$  برگرفته از Irvine and Baragar (1971). (د) موقعیت گرانیتوئید بندنو در نمودار مثلثی AFM برگرفته از Irvine and Baragar (1971). (ه) تعیین درجه اشباع از آلومین بر اساس نمودار Maniar and Piccoli (1989).

می‌آید بیانگر سن تبلور ماگمای گرانیتی است. سیزده تجزیه بر روی ۱۳ کانی زیرکن انجام شده است. داده‌های ایزوتوپی به همراه معیار خطای آزمایشگاهی و سن‌های محاسبه‌شده در جدول ۲ آورده شده است. بر اساس مقادیر  $206_{\text{Pb}}/238_{\text{U}}$  در مقابل  $207_{\text{Pb}}/235_{\text{U}}$  بر روی نمودار هماهنگ - ناهماهنگ، همه تجزیه‌های انجام‌شده، سن هماهنگ (Concordia) را به دست می‌دهند (شکل ۶-الف). این تجزیه‌ها یک دامنه سنی  $150-190$  Ma را نشان می‌دهند (شکل ۶-ب). با قرار دادن همه سن‌های محاسبه شده در نمودار میانگین وزنی سنی برابر  $173 \pm 9$  Ma برای این گروه از سنگ‌های گرانیتیویدی به دست

### نتایج

کانی‌های زیرکن جدا شده برای سن‌سنجی، 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 تمام‌شکل دار بوده و زون‌بندی کاملاً منظمی را نشان می‌دهند (شکل ۵) که بیانگر منشأ ماگمایی این زیرکن‌ها است (Hanchar and Miller, 1993). به طور کلی در این زیرکن‌ها اثری از زون‌بندی دگرگونی دیده نمی‌شود. بنابراین سنی که در این مطالعه به دست



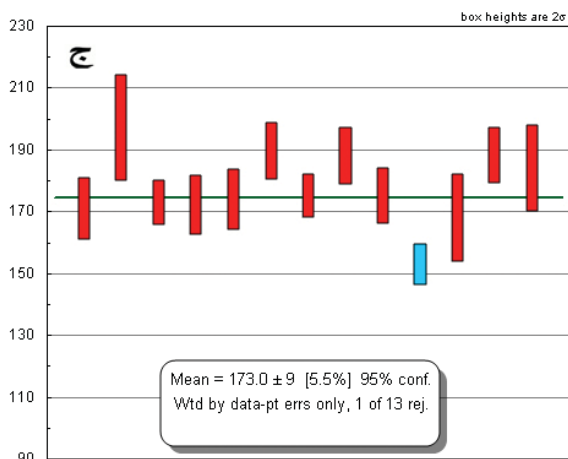
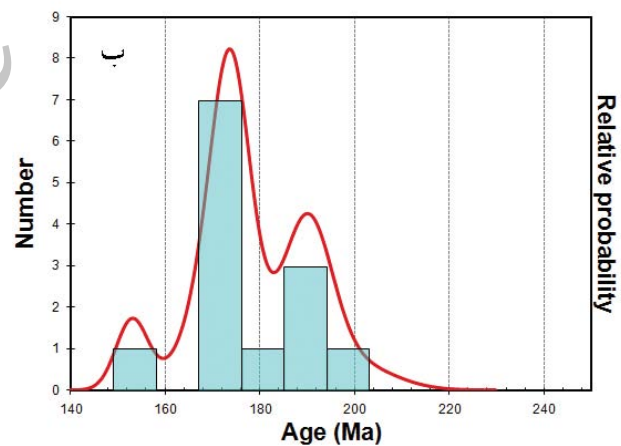
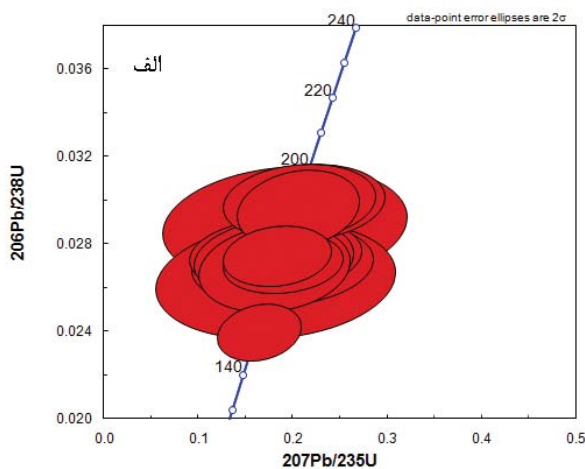
شکل ۵- تصاویر کاتدولومینسانس از زیرکن‌های تجزیه شده. محل نقاط تجزیه شده به همراه سن‌های به دست آمده نیز نشان داده شده است.

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

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

سنگ‌ها بر اساس مطالعه سنگ‌نگاری از نوع گارنت میکاشیست هستند که عمده‌ترین کانی‌های موجود در آنها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت، مسکوویت، گارنت و کانی‌های کدر است. ترکیب این سنگ‌ها با نزدیک شدن به توده گرانیتوئیدی جای گرفته در مرکز کمپلکس توتک، به سمت گارنت میکاشیست‌هایی که دربردارنده پورفایروبلاست‌های درشتی از کانی‌های بیوتیت هستند، تغییر می‌کند. آمفیبولیت‌ها به طور عمده شامل کانی‌های

می‌آید (شکل ۶-ج).  
**فازهای دگرگونی سنگ‌های متاپلیتی و رابطه آنها با توده گرانیتوئیدی**  
 سنگ‌های کمپلکس دگرگونی را می‌توان در ۳ گروه عمده، شامل سنگ‌های میکاشیستی، آمفیبولیتی و مرمری جای داد. میکاشیست‌هایی که قدیمی‌ترین واحدهای سنگی منطقه است، دارای بافت گرانولیدوبلاستیک تا گرانوبلاستیک هستند. این



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

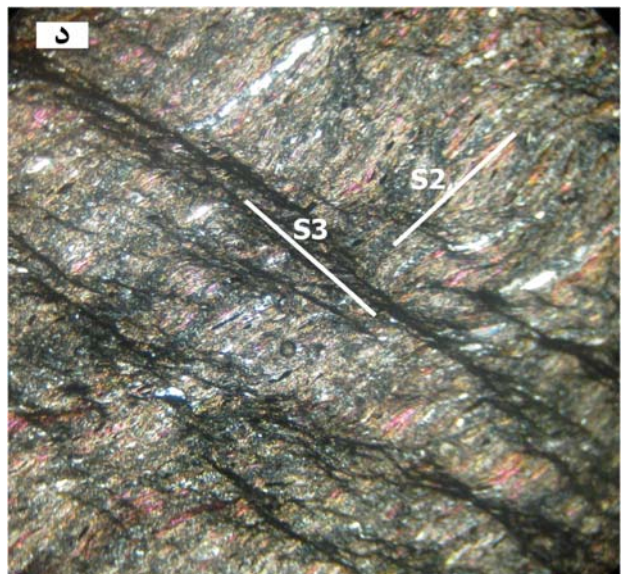
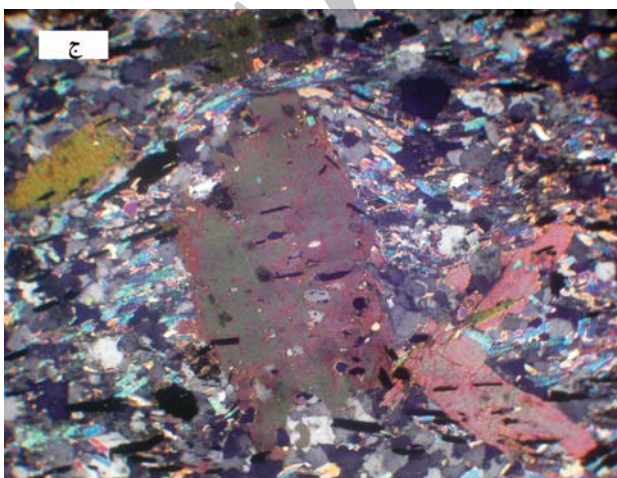
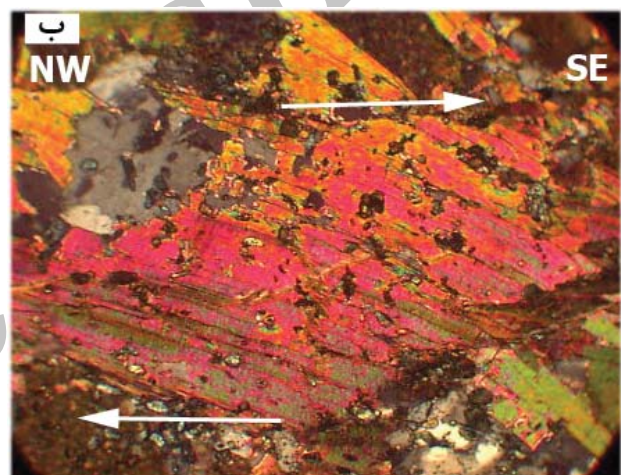
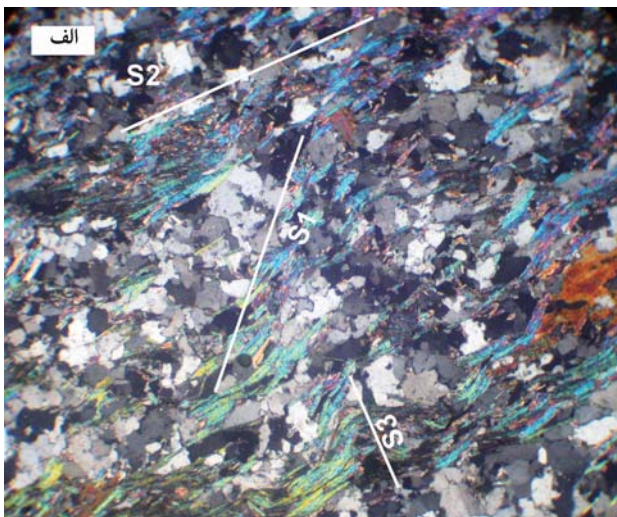


(شکل ۷- الف). برگواری  $S_1$  اولین برگواری است که غالباً در سنگ‌های متاپلیتی و متابازیت‌های کمپلکس سوریان قابل مشاهده است، در صورتی که تشخیص آن در سنگ‌های کمپلکس توتک به سختی امکان پذیر است. این برگواری تنها در مقیاس میکروسکوپی قابل شناسایی است، با این حال در مقاطع نازک جهت دار این برگواری در سنگ‌های هر دو کمپلکس یک روند عمومی شمال باختری - جنوب خاوری تا باختری - خاوری را نشان می‌دهند. در سنگ‌های متاپلیتی و متابازیتی کمپلکس سوریان این برگواری، عموماً توسط جهت‌یابی کانی‌های کلریت و تا حدودی کانی‌های اپیدوت سوزنی‌شکل و مسکوویت معرفی می‌شود. در سنگ‌های متاپلیتی کمپلکس توتک، این برگواری ضعیف به وسیله جهت‌یابی کانی‌های بیوتیت، مسکوویت، ایلمنیت و در مواردی کلریت‌های ریزبلور معرفی می‌شود. یک فاز دگر شکلی غالب، برگواری اولیه ( $S_1$ ) را تحت تأثیر

هورنبلند و پلاژیوکلاز به همراه کانی‌های گارنت هستند که در مواردی بافت آذرین اولیه خود را حفظ کرده‌اند. واحدهای مرمری که به صورت توالی ضخیم در کمپلکس توتک حضور دارند، علاوه بر کانی‌های کلسیت شامل کانی‌های دیگر مانند اکتینولیت و بیوتیت هستند. در مجموع سنگ‌های کمپلکس توتک، بر اساس ترکیب کانی‌شناسی خود، بیانگر دگرگونی در حد رخساره آمفیبولیت هستند.

کمپلکس سوریان که به صورت ناپیوسته بر روی کمپلکس توتک قرار گرفته‌اند، شامل واحدهایی متنوع شامل سنگ‌های شیست سبز، فیلیت، شیست آهکی و آتشفشانی‌های دگرگون شده هستند. مجموعه این سنگ‌ها بیانگر درجه ضعیف دگرگونی در حد رخساره شیست سبز پایینی است.

بر اساس مطالعه مقاطع نازک، سه برگواری مجزا را در سنگ‌های دو کمپلکس توتک و سوریان می‌توان تشخیص داد



شکل ۷- (الف) تشکیل سه نوع برگواری در سنگ‌های میکاشیستی، (ب) تصویری از میکافیش در سنگ‌های گرانیتویدی بندنو نشانگر زمین‌ساخت برشی راست‌بر است، (ج) تشکیل کانی‌های بیوتیت حاصل از دگرگونی مجاورتی به صورت همزمان تا بعد از زمین‌ساخت نسبت به برگواری میونی، (د) چین‌خوردگی بر روی برگواری  $S_2$  و تشکیل برگواری  $S_3$ .

است که در نهایت باعث بازشدگی و گسترش اقیانوس نوتیس در پالئوزویک بالایی شده است. به هر حال، حوضه رسوبی که در زمان پالئوزویک پیشین تشکیل شده بود، همچنان تا زمان پالئوزویک بالایی فعال بوده است و با افزایش کشش پوسته‌ای و عمیق‌تر شدن آن، حجم قابل توجهی از واحدهای عمدتاً کربناتی کمپلکس توتک (ردیف‌های  $M_2$ ،  $M_3$  و  $M_1$ ) را تا کربنیفر پیشین در خود رسوب داده است که آنها را می‌توان معادل سازندهای پادها، سبزار، بهرام و شیشو در ایران مرکزی دانست. سپس با یک ناپیوستگی فرسایشی واحدهای آواری- کربناتی متعلق به کمپلکس سوریان که احتمالاً معادل سازند سردر با سن کربنیفر پسین تا پرمین در ایران مرکزی هستند، بر روی آنها رسوب کرده است که در بین آنها حجم‌های قابل توجهی ماگماهای بازی و اسیدی نیز مشاهده می‌شود.

درباره اولین فاز دگرگونی اعمال شده بر سنگ‌های پالئوزویک زون سنندج - سیرجان، اتفاق نظر وجود ندارد. هر چند که (Sabzehei, 1974) اعتقاد دارد که یک فاز دگرگونی استاتیک و بدون اعمال نیروهای زمین‌ساختی در پالئوزویک اتفاق افتاده است، با این حال، غالباً اعتقاد بر این است که اولین فاز دگرگونی اعمال شده بر واحدهای پالئوزویک، دگرگونی سیمین پیشین در تریاس میانی - پسین است (Sheikholeslami et al., 2008). نکته قابل توجه در مطالعه سنگ‌های تاقدیس کوه سفید، قرار گرفتن سنگ‌های کمپلکس سوریان با سن کربنیفر پسین تا پرمین و با درجه دگرگونی شیبست سبز پایینی (زون کلریت) به صورت ناپیوستگی فرسایشی بر روی واحدهای کمپلکس توتک است که به صورت مشخص دارای درجه دگرگونی بالاتری در حد شیبست سبز بالایی تا آمفیبولیت زیرین (زون گارنت) هستند. این نکته می‌تواند دلیلی بر وقوع رویدادی دگرگونی در حد فاصل این دو کمپلکس دگرگونی باشد. به عبارت دیگر، این حادثه دگرگونی با رخساره شیبست سبز بالایی تا آمفیبولیت زیرین در زمانی رخ داده است که واحدهای کمپلکس سوریان هنوز تشکیل نشده بودند و بنابراین تنها واحدهای کمپلکس توتک را تحت تأثیر خود قرار داده است. قرارگیری واحدهای با درجه دگرگونی پایین‌تر بر روی واحدهای با درجه دگرگونی بالاتر را در دیگر نقاط زون سنندج - سیرجان جنوبی از جمله نیریز (Sheikholeslami et al., 2008) اسفندقه (Sabzehei, 1974) و حاجی‌آباد (Berberian, 1977) نیز می‌توان مشاهده کرد. مرز فرسایشی بین دو کمپلکس دگرگونی توتک و سوریان، می‌تواند بیانگر ناپیوستگی رسوبی به سن ویزن<sup>۱</sup> وابسته به رخداد هر سینین باشد که در نقاط مختلفی از ایران قابل مشاهده است. بنابراین احتمالاً رویداد هر سینین، علاوه بر فرایند خشکی‌زایی، یک تأثیر دگرگونی را بر روی سنگ‌های پالئوزویک موجود در کمپلکس توتک داشته است. عملکرد رویداد هر سینین به صورت یک فاز دگرگونی را در نقاطی دیگر از ایران نیز می‌توان مشاهده کرد. برای مثال، در ناحیه پشت بادام، نادگرگونی‌های پرمین - تریاس بر روی واحدهای دگرگون‌شده

قرار داده و برگراری  $S_2$  را ایجاد کرده است. این برگراری ساختار صفحه‌ای اصلی در منطقه را تشکیل می‌دهد که همه سنگ‌های تاقدیس کوه سفید (کمپلکس‌های توتک و سوریان) را با روند مشابه و موازی با روند عمومی زون سنندج - سیرجان تحت تأثیر قرار داده است. روند غالب این برگراره در سنگ‌های منطقه 140-120 N است که البته ممکن است در برخی نقاط به وسیله عملکرد چین‌ها، گسل‌ها و دیگر رویدادهای زمین‌ساختی تحت تأثیر قرار گرفته باشد. وجود برخی از فابریک‌ها مانند نوارهای S-C، میکافیش‌ها و چرخش برخی از پورفیروبلاست‌های گارنت بیانگر این است که این برگراری در طی اعمال یک فاز دگرشکلی برشی خمیری بر منطقه تشکیل شده است. بررسی این فابریک‌ها دلالت بر آن دارد که این برش خمیری ماهیت راست‌بر دارد (شکل ۷-ب). متشکله‌های کانیاپی برگراری  $S_2$  در سنگ‌های متاپلیتی مشابه برگراری  $S_1$  است. به عبارت دیگر، برگراری  $S_2$  تنها یک ساختار زمین‌ساختی است که بدون ایجاد مجموعه کانی‌های جدید باعث جهت‌یابی مجدد آنها شده است. در سنگ‌های متاپلیتی که در همبری توده گرانیتوئیدی هستند، بلورهای درشتی از کانی‌های بیوتیت (Bt II) می‌توان مشاهده کرد که بدون جهت‌یابی خاصی و به صورت تصادفی در سنگ حضور دارند. این کانی‌های درشت بیوتیت که تنها در همبری توده گرانیتوئیدی تشکیل شده‌اند، مشخصاً نتیجه‌ای از تأثیر گرمایی این توده گرانیتوئیدی بر روی سنگ‌های دربرگیرنده خود در حین جایگیری آن است. این کانی‌های بیوتیت گاه بر روی برگراری میلونیته قرار گرفته‌اند و گاه برگراری میلونیته آنها را دور زده‌اند (شکل ۷-ج). با توجه به این مسئله، تشکیل آنها را باید همزمان تا اندکی پس از تشکیل برگراری میلونیته دانست.

در نهایت  $S_3$  یک کرینولیشن رخ ضعیف است که به صورت ریزچین بر روی برگراری  $S_2$  ایجاد شده است (شکل ۷-د).

## بحث

### تشکیل پروتولیت و فاز اول دگرگونی

وجود حجم قابل توجهی از سنگ‌های پلیتی (شیلی) در بخش زیرین توالی سنگی منطقه مورد مطالعه با سن پالئوزویک پایینی بیانگر یک حوضه رسوبی کم ژرفا در زمان پالئوزویک زیرین در این منطقه است. این واحدها می‌توانند معادل واحدهای سازند نیور در ایران مرکزی باشد که مواد آن معرف رخساره‌های آواری حاصل از کوهزایی کالدونین است (آقاناتی، ۱۳۸۳). به همراه این واحدهای رسوبی، حجم قابل توجهی از سنگ‌های آتشفشانی بازی دگرگون‌شده دیده می‌شود. این گونه فعالیت آتشفشانی را در دیگر نقاط زون سنندج - سیرجان جنوبی از جمله نیریز (Sheikholeslami et al., 2008) و حوالی حاجی‌آباد (سبزه‌ای، ۱۳۷۵) نیز مشاهده می‌شود و می‌تواند حاکی از فازهای ماگمایی مرتبط با کشش پوسته‌ای باشد (Sabzehei, 1974). این فازهای کششی احتمالاً پیش‌درآمدی از زمین‌ساخت کششی درون قاره‌ای

اتفاق افتاده‌اند. همچنین شکل و هندسه بیضوی کشیده و سیگما مانند توده گرانیتوئیدی (شکل ۱) که محور کشیده آن هم‌روند با روند برگوارگی میلوئیتی است، حاکی از آن است که جایگیری این توده نفوذی در یک زون برشی خمیری اتفاق افتاده است. از موارد دیگری که می‌توان به آن اشاره کرد، رفتار برگوارگی میلوئیتی نسبت به کانی‌های بیوتیت حاصل از دگرگونی مجاورتی در سنگ‌های متاپلیتی است، به نحوی که گاه این برگوارگی توسط کانی‌های بیوتیت دربرگرفته شده و گاهی این کانی‌ها را دور زده است (شکل ۷-ج). بنابراین، جایگیری توده نفوذی و دگرگونی همبری ناشی از آن را باید همزمان تا اندکی پس از تشکیل برگوارگی میلوئیتی  $S_2$  دانست. بر اساس موارد اشاره شده در بخش ۳-۳، این گرانیتهای از نوع  $S_1$  با منشأ ذوب پوسته قاره‌ای هستند. با توجه به این که سنگ‌های آتشفشانی بازی همزمان با این سنگ‌های گرانیتوئیدی در منطقه دیده نمی‌شود که بتوان آنها را عامل بالا بردن دما و ذوب بخشی پوسته دانست، بنابراین ذوب بخشی پوسته احتمالاً در اثر برداشت فشار از روی بخش‌هایی از سنگ‌های پوسته، که روی نقطه ذوب خود قرار دارد، انجام شده است. نیروهای کششی محلی می‌تواند یک عامل موثر در برداشت فشار باشد که در پی زمین‌ساخت برشی حاکم بر منطقه ایجاد شده‌اند.

هر چند در پی همگرایی دو صفحه عربی و ایران مرکزی، زمین‌ساخت برشی در زمان‌های بعد و تا زمان حال نیز ادامه داشته است (Sarkarinejad and Alizadeh, 2009)، با این حال این نیروهای زمین‌ساختی عموماً به صورت شکننا عمل کرده و باعث تشکیل گسل‌های راست‌بر متعدد در زون سنندج-سیرجان شده است.

به طور کلی وقوع دگرگونی دینامیکی به همراه جایگیری توده نفوذی در ژوراسیک میانی حاکی از رخداد زمین‌ساختی سیمین میانی به سن باژوسین - باتونین است که توسط آقنابتی (۱۳۸۳) معرفی شده است و به عقیده او با چین‌خوردگی، تکاپوی ماگمایی و نیز دگرگونی همراه بوده است.

توسعه چین‌خوردگی در برگوارگی میلوئیتی و ایجاد شکل کنونی تاقدیس کوه سفید در طی نیروهای فشاری بعدی و احتمالاً در طی رویداد زمین‌ساختی لارامید در کرتاسه پسین شکل گرفته است.

### نتیجه‌گیری

تاقدیس کوه سفید از مجموعه‌ای از واحدهای رسوبی و ماگمایی پالئوزوئیک تشکیل شده است که متحمل فازهای متعدد از دگرگونی شده است. این تاقدیس شامل دو کمپلکس دگرگونی توتک با سن پروتولیت سیلورین تا کربنیفر پیشین و همچنین کمپلکس سوریان با سن پروتولیت کربنیفر پسین تا احتمالاً پرمین است. مرز بین این دو کمپلکس به صورت ناپیوستگی فرسایشی است. کمپلکس توتک به روشنی درجه دگرگونی بالاتری (شیست سبز بالایی تا آمفیبولیت زیرین) نسبت به کمپلکس سوریان

دوینین قرار گرفته‌اند (Haghipour, 1974).

واحدهای کمپلکس سوریان در زمان‌های بعدی و در طی فازی دیگر از دگرگونی بارخساره شیست سبز پایینی (زون کلریت) تحت تأثیر قرار گرفته‌اند. این دگرگونی که اولین دگرگونی اعمال شده بر سنگ‌های کمپلکس سوریان است، نقش یک دگرگونی برگشتی را برای کمپلکس توتک داشته است. این فاز از دگرگونی، عامل به‌وجود آورنده برگوارگی  $S_1$  قابل مشاهده در سنگ‌های کمپلکس توتک و سوریان است. با توجه به اینکه واحدهای ژوراسیک که به صورت ناپیوسته بر روی این سنگ‌ها قرار گرفته‌اند، از این دگرگونی مصون مانده‌اند، بنابراین، این فاز از دگرگونی همان سیمین پیشین است که در زمان تریاس میانی - تریاس پسین رخ داده است.

### نفوذ گرانیتوئید و فاز دوم دگرگونی

در مرحله بعد و در حدود ۱۷۳ میلیون سال پیش (ژوراسیک میانی)، توده گرانیتوئیدی در میان سنگ‌های متاپلیتی کمپلکس توتک نفوذ کرده است که تأثیر گرمایی آن را بر روی سنگ‌های مجاور خود، به صورت رشد بلورهای درشت بیوتیت می‌توان مشاهده کرد. توده‌های گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک میانی را در نقاط دیگر زون سنندج - سیرجان نیز می‌توان مشاهده کرد. برای مثال توده گرانیته - گنایس چاه‌بازرگان در نزدیکی شهر بابک بر اساس سن‌سنجی بر روی کانی‌های بیوتیت سن  $164 \pm 4$  میلیون سال سن دارند (آقنابتی، ۱۳۸۳). همچنین بر اساس سن‌سنجی پتاسیم - آرگون، گرانودیوریت چاه‌دزدان با سن  $163 \pm 5$  و گابروی چاه‌قند با سن  $159 \pm 5$  توده‌های نفوذی ژوراسیک میانی با ماهیت کلسیمی قلیایی در حوالی نیریز هستند (Sheikholeslami et al, 2003). در منطقه بروجرد، سن ۱۷۲-۱۶۹ میلیون سال برای گرانیتوئیدهای این بخش از زون سنندج - سیرجان شمالی ارائه شده است (Ahmadi Khalaji et al., 2007). این توده‌های گرانیتوئیدی با ماهیت کلسیمی قلیایی و با خاستگاهی از جنس پوسته قاره‌ای معرفی شده‌اند (Ahmadi Khalaji et al., 2007). به عقیده آقنابتی (۱۳۸۳)، تقریباً همه توده‌های گرانیتوئیدی زون سنندج - سیرجان که به ژوراسیک نسبت داده شده‌اند، در سنگ‌های پیش از ژوراسیک بالایی نفوذ کرده‌اند و نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالایی دیده نمی‌شود.

### دگرگونی دینامیکی - فاز سوم دگرگونی

با توجه به اینکه این سنگ‌های گرانیتوئیدی منطقه مورد مطالعه ساخت میلوئیتی را نشان می‌دهند، بنابراین زمان اعمال زمین‌ساخت برشی خمیری عامل به‌وجود آورنده برگوارگی  $S_2$  را باید همزمان و یا پس از جایگیری توده گرانیتوئیدی دانست. وجود کنگلومرایی با قطعاتی از سنگ‌های دگرگونی و گرانیتوئید میلوئیتی شده در قاعده واحدهای آهکی - آواری ژوراسیک بالایی - کرتاسه زیرین، بیانگر آن است که دگرگونی دینامیکی اعمال شده بر سنگ‌های تاقدیس کوه سفید قبل از ژوراسیک بالایی

- 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، ۸۲، ۱۹-۲۸.
- سبزه‌ای، م. ۱۳۷۵. درآمدی بر ویژگی‌های عمومی زمین‌شناسی مجموعه دگرگونی زون سنندج- سیرجان جنوبی، طرح تدوین کتاب زمین‌شناسی ایران.
- قربانی، م. ۱۳۸۶. زمین‌شناسی اقتصادی ذخایر معدنی و طبیعی ایران، انتشارات آریز زمین.
- نوری‌خانکهدانی، 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 کشور.
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and 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. and Virlogeux, D., 1977. Petrographie et geo-chimie des roches metamorphiques et magmatiques de la region de Dehbid, Bavanat, chaine de Sanandaj-Sirjan, Iran. These 3 eme cycle, Universite Scientifique et Medica-le De Grenoble, France, 316.
- Berberian, M., 1977. Against the rigidity of the Lut Block, Iran. *Geological Survey of Iran*, 40, 203-228.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrast-ing granite types. *Pacific Geology*, 8, 173-4.
- Haghypour, A., 1974. Etude geologique de la region de Biabanak-Bafgh (Iran central). *Geological Survey of Iran*, 34.
- Hanchar, J.M. and Miller, C.F., 1993. Zircon zonation patterns as revealed cathodoluminescence and backscat-tered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110, 1-13.
- Irvin, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Ca-nadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523-48.
- Maniar, P.D; and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic dis-crimination of granitoids. *Bulletin. Geological Society of*

(شیست‌سبز پایینی) دارد. در میان واحدهای کمپلکس توتک، توده‌های نفوذی بندنو با جنس مونزوگراییتی نفوذ کرده است. این توده مونزوگراییتی که ماهیت کلسیمی قلیایی و پرآلومین دارد، بر اساس سن سنجی اورانیم - سرب بر روی کانی‌های زیرکن دارای سن  $173 \pm 9$  (ژوراسیک میانی) است. این توده مونزوگراییتی که بر اساس شواهد متعدد زمین‌شناسی، کانی‌شناسی و شیمیایی دارای خاستگاه پوسته قاره‌ای است، در یک رژیم زمین‌ساختی برشی خمیری حاکم در زمان ژوراسیک میانی نفوذ کرده است و در حین تأثیر گرمایی بر روی میکاشیست‌های اطراف، خود نیز متأثر از دگرگونی دینامیکی همزمان شده است. بر اساس شواهد ساختاری، دگرگونی و روابط زمین‌شناسی تحولات زیر را می‌توان برای منطقه مورد مطالعه پیشنهاد داد:

۱- رویدادهای زمین‌ساختی کالدونین در ضمن مهیا کردن زمین‌ساخت کششی و تشکیل حوضه‌های رسوبی عمیق برای رسوب‌گذاری توالی ضخیم از واحدهای کربناتی، باعث ایجاد ماگماتیسزم بازی در پالئوزویک پیشین (به‌ویژه در دونین زیرین) شده است. این زمین‌ساخت کششی، مقدمه‌ای برای تشکیل کافت درون قاره‌ای و در نهایت تشکیل اقیانوس نوتتیس در پالئوزویک بالایی است.

۲- اختلاف درجه دگرگونی سنگ‌ها در مرز کربنیفر پیشین به کربنیفر پسین (مرز کمپلکس‌های توتک و سوریان)، می‌تواند بیانگر تأثیر رویداد زمین‌ساختی هرسینین و یک فاز دگرگونی وابسته به این رویداد بر روی سنگ‌های کمپلکس توتک باشد، درحالی‌که در این زمان، هنوز واحدهای کمپلکس سوریان نهشته نشده بودند. در مطالعات گذشته کمتر به نقش رویداد هرسینین به عنوان یک فاز دگرگونی توجه شده است.

۳- رویداد زمین‌ساختی سیمین پیشین در تریاس میانی - تریاس پسین که بعد از ایجاد اقیانوس نوتتیس و جدا شدن زون سنندج - سیرجان از صفحه عربی (به عنوان حاشیه جنوبی ایران مرکزی) روی داده است، باعث ایجاد دگرشکلی به همراه دگرگونی درجه ضعیف شیست‌سبز شده است.

۴- همگرایی صفحه‌های عربی و ایران مرکزی و قرارگیری منطقه مورد مطالعه در یک رژیم زمین‌ساخت فشاری مایل در زمان ژوراسیک میانی، باعث رخداد دگرگونی دیگری به صورت دگرگونی دینامیکی شده است که عامل دگرشکل شدن واحدهای قدیمی‌تر از ژوراسیک میانی شده است. نیروهای کششی محلی که در حین این فاز فشاری مایل ایجاد می‌شود، باعث جایگیری توده گرانیتویدی شده است. این توده گرانیتویدی تحت تأثیر نیروهای زمین‌ساختی برشی به شکل یک بیضوی کشیده میلوئیتی شده ظاهر شده است. این حوادث در ژوراسیک میانی در پی رویداد زمین‌ساختی سیمین میانی روی داده و بیانگر اهمیت آن در تحولات زون سنندج - سیرجان است.

## منابع

- آقاباتی، ع. ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و

America, 101, 635-643.

- Middlemost, E.A.K., 1985. Magmas and magmatit rocks: an introduction to igneous petrology. Longman, London, 266.

- Passchier, C.W. and Trouw, R.A., 1996. Microtectonics. Springer, Berlin, 366.

- Sabzehei, M., 1974. Les melanges ophiolotiques de la region d'Esfandagheh (Iran meridional), etude petrographique et structurale, these Doct. Etat, Universite de Grenoble, 306.

- Sarkarinejad, K. and 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.

- Shand, S.J., 1947. Eruptive Rocks. D. Van Nostrand Company, New York, 360.

- Sheikholeslami, M.R., Bellon, H., Hachem Emami, M., Sabzehei, M. and Pique, A., 2003. Nouvelles données structurales et datations  $^{40}\text{K}$ - $^{40}\text{Ar}$  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. and 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, 504-521.

- Stepanov, D.L., 1971. Carboniferous stratigraphy of Iran. C. R. VI Congress International Stratigraphie Géologique Carbonifère, Sheffield, 4, 1505-1518.

- Streckeisen, A.L., 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks (Final report of an inquiry), Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, 107, 144-240.

- Talebian, M. and Jackson, J., 2004. A reappraisal of earthquake local mechanisms and active shortening in the Zagros mountain of Iran, Geophysical Journal International, 156, 506-526.

- Tiepolo, M., 2003. In situ Pb geochronology of Zircon with laser ablation- inductively coupled plasma- sector field mass spectrometry, Chemical Geology, 199, 159-177.

Archive of SID