


Research Article

Study of structure and morphology of zircons in pelitic migmatites in Hamedan, Touyserkan and Boroujerd regions, Sanandaj-Sirjan zone

Seyedeh Razieh Jafari* , Assistant Professor, Department of Geology, Science Faculty, Payam Noor University, Tehran, Iran
sr.jafari2000@pnu.ac.ir

Abstract

Several outcrops of migmatitic rocks (metatexite to diatexite) developed in the northern part of the Sanandaj-Sirjan zone (Hamedan, Touyserkan and Boroujerd). Two types of inherited zircons (2590 to 190 Ma) and metamorphic zircons (180 to 160 Ma) are found in the mesosome of migmatites. As the cathodoluminescence images display, inherited zircons are euhedral to subhedral with oscillatory zoning, and are jagged their margins in some cases. Metamorphic zircons as thick form grains are characterized by the lack of magmatic zoning and the presence of ghost texture, growing on the margins of the inherited zircons as a thin sheath. In some cases, metamorphic zircons are found as single crystals without any inherited nuclei. As the structural evidence suggests the process of recrystallization formed metamorphic zircons and their elements were moved under sub-solidus conditions. During migmatization, on one hand, the presence of fluid phase due to partial melting, gave rise to the formation of metamorphic zircons showing oscillating zoning and on the other hand, it has precluded the deformation due to shearing in the internal structure of these phases. Metamorphic zircons, belonging to 180 Ma, and younger are possibly nucleated through the Jurassic period thermal-dynamic metamorphism.

Keywords: metamorphic zircon, morphology, migmatite, Sanandaj-Sirjan Zone

* Corresponding author



بررسی ساختار و ریخت‌شناسی زیرکن‌ها در میگماتیت‌های پلیتی مناطق همدان، توپسرکان و بروجرد، پهنه سنندج - سیرجان

سیده راضیه جعفری*^{ORCID}، استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه پیام‌نور، تهران، ایران
sr.jafari2000@pnu.ac.ir

چکیده

در بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان (همدان، توپسرکان و بروجرد)، رخنمون‌هایی از سنگ‌های میگماتیتی حضور دارند که از متاتکسیت تا دیاتکسیت تغییر می‌کنند. در مزوسوم این میگماتیت‌ها، دو نوع زیرکن موروثی (۲ میلیارد و ۵۹۰ میلیون سال پیش تا ۱۹۰ میلیون سال پیش) و دگرگونی (۱۸۰ میلیون سال پیش تا ۱۶۰ میلیون سال پیش) یافت می‌شوند. در تصویرهای کاتدولومینسانس، زیرکن‌های موروثی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و منطقه‌بندی نوسانی و گاه حاشیه مضرس نشان می‌دهند. زیرکن‌های دگرگونی به شکل دانه‌های ستبر، فاقد منطقه‌بندی ماگمایی و با بافت شبیحی هستند و به صورت غلاف نازکی در اطراف هسته‌های موروثی رشد کرده‌اند. گاهی نیز زیرکن‌های دگرگونی شامل بلورهای منفردی هستند که هسته موروثی ندارند. شواهد ساختاری نشان می‌دهد پیدایش زیرکن‌های دگرگونی توسط فرایند بازتبلور و انتقال عنصرهای سازنده آنها در شرایط ساب‌سالییدوس روی داده است. حضور فاز سیال ناشی از ذوب‌بخشی در هنگام میگماتیت‌زایی، از یک سو زیرکن‌های دگرگونی شکل‌دار با منطقه‌بندی نوسانی را پدید آورده است و از سوی دیگر، از دگرریختی ناشی از برش در ساختار درونی این کانی جلوگیری کرده است. زیرکن‌های دگرگونی با سن نزدیک به ۱۸۰ میلیون سال پیش و کمتر، در پی دگرگونی حرارتی-دینامیکی دوره‌های ژوراسیک هسته‌بندی کرده‌اند.

کلیدواژه‌ها: زیرکن دگرگونی، ریخت‌شناسی، میگماتیت، پهنه سنندج-سیرجان

مقدمه

نشانه‌های ایزوتوپی را در خود حفظ می‌کند و از این‌رو، ابزار سنگ‌زایی کارآمدی به‌شمار می‌رود (Rubatto, 2017). تلفیق اطلاعات سنگ خاستگاه نخستین با دیگر اطلاعات مانند پترولوژی، بازسازی جغرافیای دیرینه و دیگر داده‌های زیرکن آواری تفسیرهایی درباره تاریخ یا

کانی زیرکن در شرایط متغیری مانند سنگ‌شدگی تا فرورانش عمیق، تبلور مذاب تا دگرسانی در دمای کم پدید می‌آید و اطلاعات مربوط به زمان، دما، عنصرهای کمیاب و

diagenesis

* نویسنده مسئول



۳- ته‌نشینی از آب‌های دگرگونی (Williams et al., 1996);

۴- باز تبلور زیرکن سنگ‌مادر^۳ (Pan, 1997; Bowring and Williams, 1999).

دریافتن این نکته که کدام‌یک از فرایندهای یادشده پدیدآمدن «زیرکن‌های دگرگونی» را به‌دنبال دارند، برای تفسیر درست داده‌های U-Pb سن‌سنجی بسیار اساسی است. به معنای دقیق، «زیرکن دگرگونی» از ته‌نشینی یک مایع (آبی یا مذاب) در شرایط نادرگونی پدید نمی‌آید؛ بلکه در فشارها و دمای دگرگونی پدید می‌آید. زیرکن‌های پدیدآمده در پی فرایندهای دوم و چهارم، هیچ ساختار درونی (مگر منطقه‌بندی ضعیف احتمالی) از خود نشان نمی‌دهند (Hoskin and Black, 2000). این ویژگی با منطقه‌بندی نوسانی که معمولاً در زیرکن آذرین دیده می‌شود، تفاوت دارد (Hoskin and Black, 2000). اگر پیدایش زیرکن دگرگونی در پی فرایند چهارم کامل نباشد، چه‌بسا بلورهای زیرکن در بخش‌هایی و ویژگی‌های بافت درونی (مانند پهنه‌بندی و نوارهای نوسانی حفظ‌شده) و در بخش‌های دیگر منطقه‌بندی از میان‌رفته از خود نشان دهند (Hoskin and Black, 2000).

پیدایش زیرکن‌های شکل‌دار پیامد حضور سیال‌ها آبکی یا کربنیک و یا تماس با فاز مذاب در میگماتیت‌ها (Corfu et al., 2002) و یا رخداد ذوب‌بخشی (Clemens, 2003) دانسته شده است. زیرکن‌های نیمه‌شکل‌دار نیز شاخصی از زیرکن‌های دگرگونی هستند (Corfu et al., 2002).

خاستگاه مربوطه و رویدادهای دگرگونی سرزمین بررسی‌شده ارائه می‌دهند. سن‌های به‌دست‌آمده از روش U-Pb زیرکن‌های آواری امکان بحث درباره‌الگوهای تکامل زمین‌ساختی نئوپروتروزوییک پایانی تا صفحه‌پالئوزوییک در چارچوبی جهانی را فراهم می‌کنند (Shakerardakani et al., 2021). برای نمونه، Shakerardakani و همکاران (۲۰۲۱) برپایه بررسی زیرکن‌های آواری منطقه سنندج-سیرجان و شواهد زیست‌جغرافیایی، گسترش شبه‌قاره ایران را در همان حاشیه گندوانای شمالی توسعه دانسته‌اند که از بلوک چین جنوبی به‌سوی باختر ایران گسترش می‌یابد. Shirdashtzadeh و همکاران (۲۰۱۸) نیز با بررسی زیرکن و تلفیق آن با دیگر داده‌های زمین‌شناسی و پتروولوژی، زمان همگرایی گندوانا و اوراسیا را کامبرین- اردوویسین دانسته‌اند. Samadi و همکاران (۲۰۲۱) با بررسی زیرکن‌ها و تلفیق با دیگر اطلاعات پتروولوژی، به بررسی فرورانش کادومین و بسته‌شدن اقیانوس پروتوتتیس در شمال ابرقاره گندوانا و ضخیم‌شدن پوسته در اردوویسین پرداخته‌اند.

واژه «زیرکن دگرگونی» برای توصیف زیرکن‌هایی به‌کار برده می‌شود که در شرایط دگرگونی و فرایندهای مختلف زیر پدید آمده‌اند:

۱- رسوب‌کردن از مذاب هنگام ذوب‌بخشی (Roberts and Finger, 1997);

۲- هسته‌بندی و تبلور ساب‌سالیدوس توسط انتشار Zr و Si آزادشده از واکنش‌های شکست سیلیکات‌های اصلی (Fraser et al., 1997) و فازهای جانبی (Pan, 1997);

^۳protolith

^۳Biogeographic

روش انجام پژوهش

مبنای انتخاب نمونه‌های زیرکن بررسی‌های سنگ‌نگاری و حضور دانه‌های زیرکن با ابعاد بیشتر از ۵۰ میکرون در سنگ بوده است. بر این اساس، پس از نمونه‌برداری‌های صحرائی از مناطق بررسی‌شده و تهیه و بررسی مقاطع نازک صیقلی نمونه‌هایی که زیرکن‌های درشت‌تر از ۵۰ میکرون داشتند، برای ارسال آماده شدند. هر یک از نمونه‌ها به صورت مکعب‌هایی در ابعاد ۲۰×۲۰×۱۰ سانتیمتر برش داده شد و برای بررسی‌های سن‌سنجی به دانشگاه کیوشو ژاپن فرستاده شدند. به‌طور کلی، شمار ۷ نمونه بررسی شدند که شامل ۴ نمونه از منطقه سیمین همدان (JSIM 72, JSIM 15)، ۲ نمونه از منطقه دره‌عمر توپسراکان (JSIM 114, JSIM 210)، ۲ نمونه از منطقه دره‌عمر توپسراکان (OMR43- Bt-Qtz rich layer و OMR43- Crd-Spl rich layer) و یک نمونه از منطقه بروجرد (brj 110) بودند.

ارزیابی نسبت‌های ایزوتوپی U-Pb زیرکن روی ۱۷۹ دانه جداشده از مزوسوم میگماتیت‌های همدان، ۴۱ دانه از زیرکن‌های مزوسوم میگماتیت‌های منطقه توپسراکان و ۵۲ دانه برای مزوسوم میگماتیت‌های بروجرد، با به‌کارگیری یک اسپکترومتر جرمی پلاسمای دوقطبی Agilent 7500cx quadrupole و یک دستگاه لیزر ابلیشن UV (213 nm) UP-213Nd-YAG (۲۱۳ نانومتر) در دانشگاه کیوشو ژاپن انجام شد (قطر لیزر دست‌کم ۲۳ میکرون است). دستیابی به بیشترین حساسیت، فرایند تجزیه ICP-MS با به‌کارگیری استاندارد شیشه‌ای SRM-612 مؤسسه استاندارد و فناوری (NIST) بهینه‌سازی شده است. به‌دست آوردن داده‌ها و کالیبراسیون نسبت ایزوتوپی‌های زیرکن با نرم‌افزار GLITTER (Griffin et al., 2008) و برپایه شیوه‌نامه‌های تحلیلی و محاسباتی Jackson و همکاران (۲۰۰۴)

برای تجزیه و زمان انحلال (time-resolve) پردازش شده است. این روش مزیت بالایی برای ارزیابی یکنواختی زیرکن و دوری از تغییرات شیمیایی یا نسبت‌های ایزوتوپی نامعمول در ارتباط با میانبرها، دگرسانی، دامنه‌های موروثی و یا مشترک است که می‌تواند آرایش دانه‌ها را به‌دنبال داشته باشد. در هنگام انجام این تجزیه، تغییرات مهمی در نسبت‌های ایزوتوپی وجود نداشت که به وابستگی زمان شکست عنصرها در هنگام انجام فرایند ابلیشن مربوط باشد. نسبت‌های ایزوتوپی به‌دست‌آمده (مقدار نسبت‌های پیشنهادی Sepahi و همکاران (۲۰۱۹) و Jafari و همکاران (۲۰۲۰) بررسی شود) در برابر زیرکن استاندارد پیشنهادی Black و همکاران (۲۰۰۳) کالیبره شده‌اند. زیرکن استاندارد FC-1 (Paces and Miller, 1993) نیز به‌عنوان استاندارد درونی برای کالیبراسیون به‌کار برده شده است. این استاندارد، استاندارد ثانویه برای نظارت بر دقت نسبت ایزوتوپی‌ها و سن به‌دست‌آمده است. برای تجزیه دانه‌های زیرکن، نمونه‌های سنگ خردشده با استفاده از الاستیسیته، جداسازی مغناطیسی و روش‌های دستی به‌کار برده شده‌اند. دانه‌ها در دیسک‌های اپوکسی گذاشته شدند و برای نشان دادن فضای درونی بلورها جلا داده شدند. بافت‌های درونی زیرکن‌ها با میکروسکوپ الکترونی اسکن (JEOL JSM-5310S)، با دستگاه کاتادولومینسانس^۴ (یا CL) (Gatan Mini CL) در دانشگاه کیوشو برای انتخاب موقعیت دقیق نقاط بررسی شدند. مقدار U، Th، Sc و Y نیز با LA-ICP-MS اندازه‌گیری شد. در این نوشتار، نام‌های اختصاری کانی‌ها از منبع Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده‌اند.

^۴Cathodoluminescence

زمین شناسی مناطق بررسی شده

کوهزاد زاگرس دربردارنده سه واحد زمین ساختی اصلی است. این واحدها شامل کمان ماگمایی ارومیه- دختر، پهنه تکتونوماگمایی و دگرگونی سنندج- سیرجان و پهنه چین خورده- رورانده زاگرس هستند (Mohajjel et al., 2003; Alavi, 1994, 2004; Agard, 2005; Ghasemi, Talbot, 2006; Mohajjel and Fergusson, 2014; Fergusson et al., 2016). پهنه سنندج- سیرجان نزدیک به ۱۵۰۰ کیلومتر درازا و نزدیک

به ۲۰۰ کیلومتر پهنا دارد. برخی پژوهشگران مانند Alavi (۲۰۰۴) پهنه سنندج- سیرجان را بخشی از کوهزاد زاگرس دانسته و آن را زاگرس فلس مانند نامیده اند. به پیشنهاد Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳)، منطقه بررسی شده در زیرپهنه ای با دگرریختی پیچیده جای دارد. برخی از مهم ترین منابع برای داده های سن سنجی رخداد دگرگونی در پهنه سنندج- سیرجان در جدول ۱ آورده شده اند.

جدول ۱- برخی بررسی های انجام شده در زمینه سن سنجی زیرکن های دگرگونی در پهنه سنندج- سیرجان

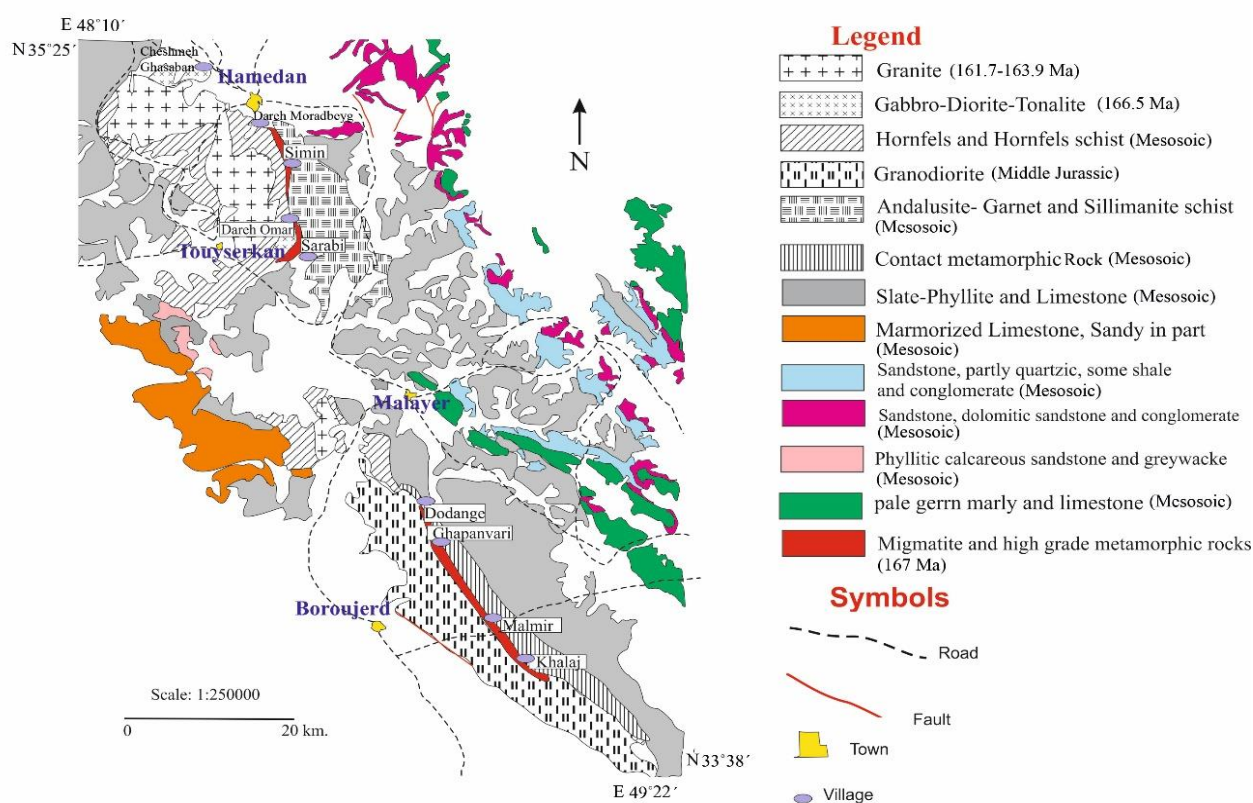
Region	Reference	Method of dating	Rock Type/Age of Metamorphism (Ma)	Rock Type/Age of zircon cores- inherited (Ma)
Hamedan	Sepahi et al. (2019)	U-Pb	Mesosome of politic migmatite/160-180	Mesosome of politic migmatite/ variable ages
Touyserkan	Sepahi et al. (2019)	U-Pb	Mesosome of politic migmatite/160-170	190-2590 Ma (but 200 Ma are also common)
Boroujerd	Jafari et al. (2020)	U-Pb	Mesosome of politic migmatite/169-172	Mesosome of politic migmatite/ variable ages
Neyrize (Qori metamorphic complex)	Fazlnia et al. (2007)	U-Pb	180±21 187±2.6	190-2360 Ma (but 200 Ma are also common)
Zanjan-Takab	Shafaii Moghadam et al. (2016)	U-Pb Hf-O	migmatitic leucosomes/25-28	Mesosome of politic migmatite/2540-210
Galeh-Doz	Shakerardakani et al. (2021)	Th-U-Pb	Garnet-micaschists/306 ± 5, 322 ± 28, 336 ± 39	
Galeh-Doz	Shakerardakani et al. (2021)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Garnet micaschist /180-200	paragneiss and amphibolite melanosomes/variable ages 35-325 Ma
Galeh-Doz	Shakerardakani et al. (2021)	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar	Orthogneiss/260-270	(but older ages > 625 Ma are also common)
Muteh-Golpaygan	Shakerardakani et al. (2019)	U-Pb Hf-O		

آذرین منطقه همدان است که انواع مختلف

توده آذرین درونی الوند مهم ترین پدیده

ماگماهای بازیگ تا اسیدی در چندین مرحله در آن تزریق شده‌اند (Sepahi, 1999). سن‌سنجی Shahbazi و همکاران (۲۰۱۰) درباره سنگ‌های آذرین درونی الوند نشان‌دهنده سن $166/5 \pm 1/8$ میلیون سال پیش برای گابروها، سن $163/9 \pm 0/9$ و $161/7 \pm 0/6$ میلیون سال پیش برای گرانیت‌ها و $153/3 \pm 2/7$ و $154/4 \pm 1/3$ میلیون سال پیش برای لوکوگرانیت‌هاست. Mahmoudi و همکاران (۲۰۱۱) و Chiu و همکاران (۲۰۱۳) نیز سن گرانیت‌های الوند را ۱۶۵ میلیون سال پیش به‌دست آورده‌اند. Sepahi و همکاران (۲۰۱۹) سن سنگ‌های میگماتیتهای را ۱۶۷ میلیون سال

پیش پیشنهاد کرده‌اند. سنگ‌های دگرگونی منطقه همدان شامل طیف گسترده‌ای از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای (اسلیت، فیلیت، گارنت‌شیست، آندالوزیت‌شیست، استارولیت‌شیست، سیلیمانیت‌شیست، آمفیبولیت) تا سنگ‌های دگرگونی همبری (گارنت هورنفلس، کردیریت هورنفلس و فیبرولیت‌گارنت هورنفلس) و میگماتیت هستند (Sepahi, 1999). سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و میگماتیت‌ها در منطقه چشمه‌قصابان (Saki et al., 2020, 2021)، دره مرادیگ، سیمین (همدان) و دره عمر (توپسرکان) رخمون دارند (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده مناطق همدان و توپسرکان و بروجرد که از تلفیق نقشه‌های ۱:۲۵۰,۰۰۰ (Amidi and Majidi, 1997) و لرستان (Soheili, 1992) تهیه شده است (جایگاه میگماتیت‌های بررسی‌شده با رنگ سرخ نشان داده شده است).

متاتکسیت‌هستند و پیامد ذوب‌بخشی و

میگماتیت‌های مافیک چشمه‌قصابان از نوع

هستند. در هر دو منطقه، دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت بالایی و گاه تا آغاز رخساره گرانولیت پیش رفته است و میگماتیت‌ها از متاتکسیت تا دیاتکسیت تغییر می‌کنند (Jafari, 2018).

توده گرانیتوییدی بروجرد (ژوراسیک میانی) مهم‌ترین پدیده آذرین منطقه بروجرد است (Ahmadi Khalaji et al., 2007) فلیت‌های همدان نفوذ کرده و هاله دگرگونی را پدید آورده است (Tahmasbi and Ahmadi, 2010). دایک‌های بازیک، با روند شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، توده‌های گرانودیوریتی ژوراسیک میانی را قطع کرده‌اند (Tahmasbi et al., 2017). انتشار گرمایی از سوی توده بروجرد و ماگماتیسیم مافیک (که انکلاوهایی از آنها در گرانیتوییدها دیده می‌شود) و سیال‌های فروانشی میگماتیت‌ها را پدید آورده‌اند (Heydarianmanesh et al., 2016). Jafari و همکاران (۲۰۲۰) سن میگماتیت‌های بروجرد را ۱۶۰-۱۸۰ میلیون سال پیش پیشنهاد کرده‌اند. در بخش جنوبی توده، دگرگونی همبری به علت گسله‌بودن، ناقص است یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیسست‌های کردیریت‌دار وجود دارد که به اسلیت و پهنه‌های کلریت و بیوتیت می‌رسد. در بخش شمالی توده، میگماتیت‌های پلیتی و هورنفلس‌ها و پهنه سیلیمانیت-پتاسیم‌فلدسپار دیده می‌شوند (Ahmadi Khalaji et al., 2007). رخنمون میگماتیت‌ها در منطقه بروجرد پراکنده است؛ به گونه‌ای که پهنه میگماتیتی در یک توالی (مانند آنچه در همدان و توپسرکان دیده می‌شود) قرار ندارد؛ بلکه رخنمون‌های پراکنده با درجات مختلف

گسترش کم لوکوسوم ترونجمیتی در هورنبلند گابرو به‌شمار می‌روند (Saki et al., 2020). در منطقه سیمین همدان میگماتیت‌ها از نوع پلیتی هستند (Jafari, 2007) و در همبری با گرانیت پورفیروویید گسترش یافته‌اند؛ اما در منطقه توپسرکان، سنگ‌های گابرویی گسترش دارند (Sepahi et al., 2012) و میگماتیت‌های پلیتی در همبری با گابروها هستند (Sepahi et al., 2018). گسترش میگماتیت‌ها در منطقه سیمین همدان از توپسرکان بیشتر است (شکل ۱) و تنوع ساختی و کانی‌شناسی بیشتری دارد.

مهم‌ترین ساخت‌ها در میگماتیت‌های منطقه همدان شامل انواع ساختارهای پتیگماتیک^۶ (شکل ۲- A)، آگماتیک^۷ (شکل ۲- B)، استروماتیک^۸ (شکل ۲- C) و در منطقه دره عمر توپسرکان شامل ساختارهای شبکه‌ای (شکل ۲- D) و استروماتیک (شکل ۲- E) هستند.

از دیدگاه پیدایش، میگماتیت‌های منطقه کمپلکس هستند و به ترتیب اهمیت، فرایندهای ذوب‌بخشی، جدایش دگرگونی^۹ و تزریق در میگماتیت‌زایی آنها نقش داشته‌اند (Jafari, 2007). در منطقه توپسرکان، فابریک‌های نبولیتیک، استروماتیک، شلیرن^{۱۰}، دیاتکسیت^{۱۱} اصلی (Jafari, 2018) و شبکه‌ای (شکل ۲- B) از مهم‌ترین فابریک‌های دیده‌شده در منطقه

^۶metatexite

^۷ptygmatic

^۸agmatitic

^۹stromatic

^{۱۰}metamorphic differentiation

^{۱۱}nebulitic

^{۱۲}schlieren

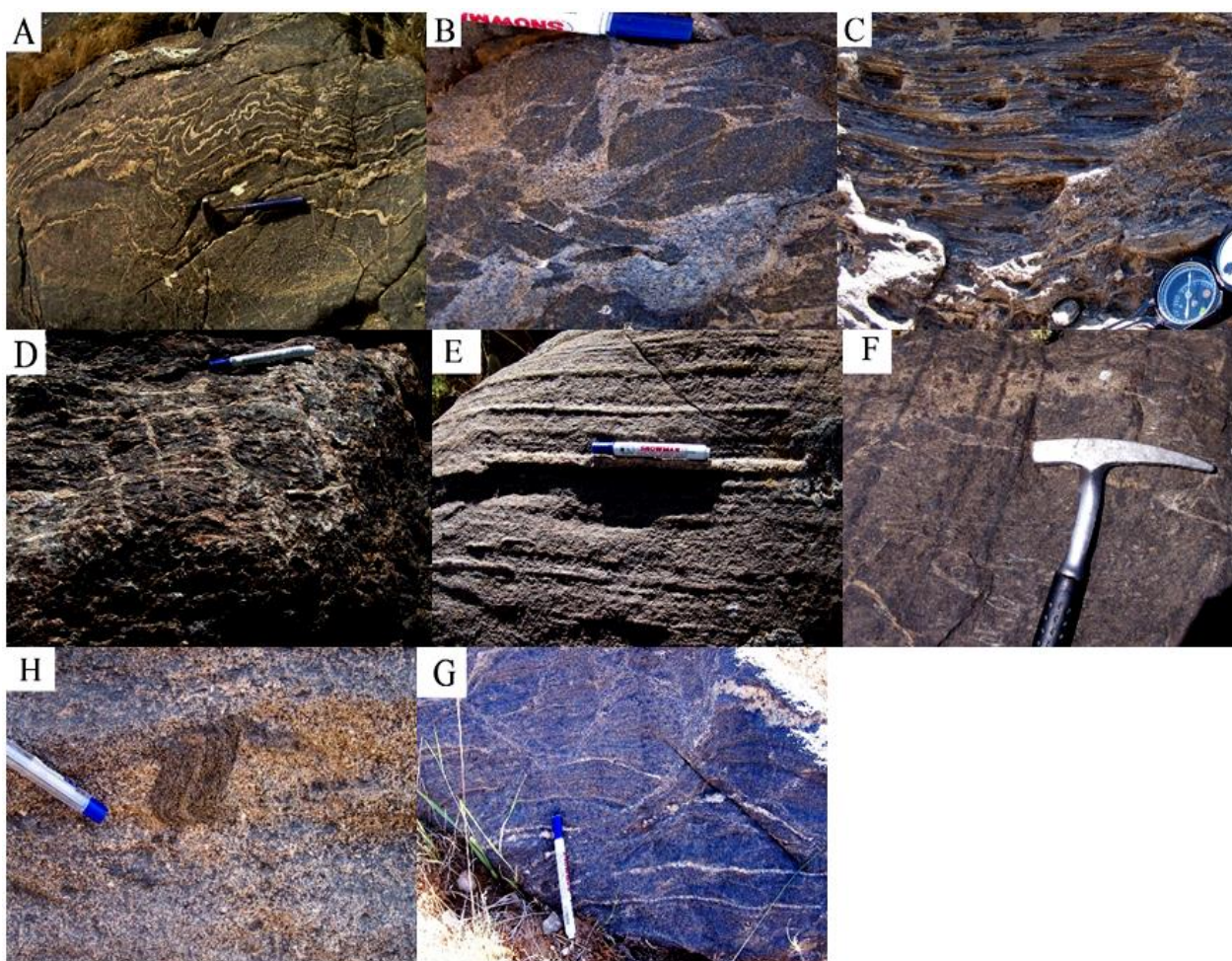
^{۱۳}diatexite

(شکل H-۲) از مهم‌ترین فابریک‌ها در منطقه بروجرد هستند. در منطقه بروجرد دگرگونی تا رخساره آمفیبولیت بالایی و گگهگاه (کانی‌های شاخص پتاسیم‌فلدسپار + کوردیریت یا کوارتز + کرونوم)، تا رخساره گرانولیت پیش‌رفته است (Malehmir-Chegini et. al., 2018) و بیشتر میگماتیت‌ها از نوع متاتکسیت هستند؛ اما رخنمون‌های اندکی از دیاتکسیت نیز در منطقه دیده می‌شوند (Jafari et. al, 2020).

ذوب‌بخشی در مناطق نزدیک به هم قرار دارند؛ به‌گونه‌ای که تمرکز آنها در شمال‌خاوری (روستاهای دودانگه و قپانوری) و جنوب‌خاوری (حوالی روستای مالمیر و هندودر) است (شکل ۱). Malehmir-Chegini و همکاران (۲۰۱۸) حضور کرونوم در میگماتیت‌های مناطق آب‌بخشان، مالمیر و خلج را گزارش کرده‌اند. ساختارهای استیکتولیتیک^۳ (خالدار) (شکل F-۲)، شبکه‌ای (شکل G-۲) و شولن^۴

^۳Stictolithic

^۴Schollen



شکل ۲- A) ساختار پتیگماتیک در میگماتیت‌های منطقه سیمین؛ B) ساختار آگماتیک در میگماتیت‌های منطقه سیمین؛ C) ساختار استروماتیک در میگماتیت‌های منطقه سیمین؛ D) ساختار شبکه‌ای در میگماتیت‌های منطقه دره‌عمر؛ E) ساختار استروماتیک در

میگماتیت‌های منطقه دره‌عمر؛ (F) ساختار استیکتولیتیک (خالداری) در میگماتیت‌های منطقه بروجرد؛ (G) ساختار شبکه‌ای در میگماتیت‌های منطقه بروجرد؛ (H) ساختار شولن در میگماتیت‌های منطقه بروجرد.

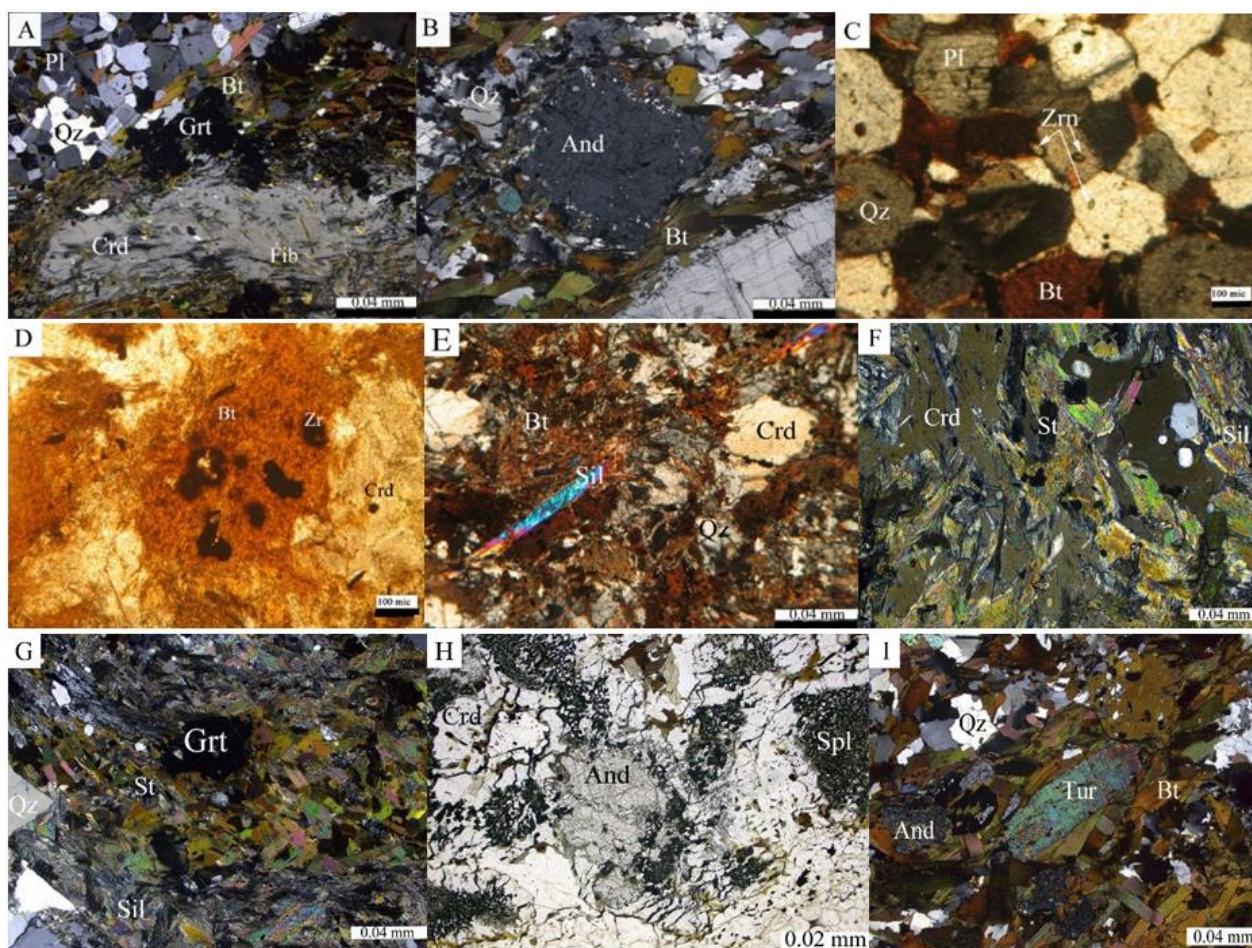
سنگ‌نگاری مناطق بررسی شده

در هر سه منطقه همدان، تویسرکان و بروجرد ویژگی‌های سنگ‌نگاری همانند هستند. لوکوسوم میگماتیت‌ها بافت سنگ‌های آذرین (گرانولار شکل‌دار تا گرانولار نیمه‌شکل‌دار، پرتیت و میرمکیت) را نشان می‌دهد و از ترونجمیتی تا آلکالی‌فلدسپار گرانیتی تغییر می‌کند (شکل ۳- A). در منطقه همدان، بیشتر میگماتیت‌های آلومینوسیلیکات‌دار لوکوسوم ترونجمیتی دارند و میگماتیت‌های کردیریت‌دار لوکوسوم ترونجمیتی تا آلکالی‌فلدسپار گرانیتی دارند (شکل ۳- A). در منطقه بروجرد گاه در یک رخنمون، هر دو نوع لوکوسوم در یک توالی واحد با هم دیده می‌شوند. تفکیک ملانوسوم و مزوسوم در بیشتر موارد دشوار است؛ ملانوسوم بیشتر بافت لپیدوبلاستیک تا پورفیرولپیدوبلاستیک دارد، در حاشیه همه لوکوسوم‌ها وجود ندارد و اگر هم باشد، ضخامت آن بسیار کم است (شکل ۳- B). مهم‌ترین کانی‌سازنده ملانوسوم بیوتیت است؛ اگرچه گارنت و دیگر کانی‌های فرومنیزین نیز گاه در آن یافت می‌شوند (شکل ۳- A). مزوسوم میگماتیت‌ها بافت‌های پوفیروبلاستیک، پویی‌کیلوبلاستیک، پورفیرولپیدوبلاستیک و لپیدوپورفیروبلاستیک دارد و به دو شکل غنی از آلومینوسیلیکات و غنی از کردیریت دیده می‌شود (شکل‌های ۳- A و ۳- B). کانی‌های شاخص متاپلیت‌ها مانند گارنت، بیوتیت، استارولیت، آندالوزیت، سیلیمانیت، کیانیت، فیبرولیت، کردیریت، پلاژیوکلاز، اسپینل و زیرکن در مزوسوم میگماتیت‌ها حضور دارند

(شکل ۳- B). دانه‌های زیرکن بیشتر به صورت میانبار در کانی‌های لوکوسوم (مانند کوارتز و پلاژیوکلاز) و مزوسوم (مانند بیوتیت) دیده می‌شوند. زیرکن‌های لوکوسوم کمابیش شکل‌دار هستند و در زیر میکروسکوپ حاشیه متمایکتی بسیار نازکی نشان می‌دهند (شکل ۳- C). کانی‌های میزبان زیرکن در لوکوسوم‌ها شامل پلاژیوکلاز، ارتوز، کوارتز هستند و احتمالاً جوان‌تر هستند (شکل ۳- C)؛ زیرا پیدایش لایه لوکوسوم پس از اوج دگرگونی و فرایند ذوب‌بخشی روی می‌دهد؛ از این‌رو، زیرکن‌های متبلور شده از آن نیز، سن‌های کمتری نشان می‌دهند. بیشتر زیرکن‌ها در مزوسوم در کانی بیوتیت و گاه گارنت متمرکز شده‌اند و حاشیه متمایکتی ضخیم‌تری دارند (شکل ۳- D)؛ از این‌رو، گمان می‌رود قدیمی‌تر از زیرکن‌های لوکوسوم باشند. بیشتر زیرکن‌های مزوسوم از سنگ مادر به ارث رفته‌اند و از این‌رو، از زیرکن‌های تازه پدیدآمده در لوکوسوم قدیمی‌تر هستند. افزون‌بر این، درجه متمایکتی شدن به محتوای Th-U بستگی دارد. میزان تشعشعات رادیواکتیو این محتوا را تغییر می‌دهد و با تغییر ساختار زیرکن و جایگاه کاتیون Zr ضخامت حاشیه متمایکت شده افزایش می‌یابد (Woodhead et al., 1991). در برخی مقطع‌های بررسی شده از هر سه منطقه، فیبرولیت‌زایی در مرحله پایانی و به‌ازای کانی‌های دیگر روی داده است (شکل ۳- A). در منطقه بروجرد کیانیت دیده نمی‌شود و گسترش گارنت نیز از منطقه همدان کمتر است. وجود هر سه

واکنش‌های پسرونده، برخی در اوج دگرگونی و برخی پس از آن پدید آمده‌اند. این پدیده هسته‌بندی و پیدایش نسل‌های گوناگون برخی کانی‌ها مانند بیوتیت، استارولیت و کردیریت را به‌دنبال داشته است (Sepahi et al., 2018). به‌علت حضور توالی‌های سنگی متنوع و کم‌ضخامت و نیز به‌هم‌ریختگی در پی فرایندهای زمین‌ساختی نمی‌توان پهنه‌های کانی‌شناسی در مناطق بررسی شده را از یکدیگر بازشناخت.

نوع پلی‌مورف آلومینوسیلیکات در مناطق همدان و توپسرکان (شکل ۳- F) نشان‌دهنده شرایط دگرگونی در نقطه سه‌گانه نیست و در شرایط رخداد ذوب‌بخشی، آندالوزیت در آن به‌صورت ناپایدار حضور دارد (Jafari, 2007). در میگماتیت‌های سرابی منطقه توپسرکان نیز کانی ژدریت حضور دارد. کانی‌های یادشده در سنگ‌های دگرگونی با درجه متفاوت دیده می‌شوند و گاه از واکنش‌های پیشرونده و گاهی از



شکل ۳- (A) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از میگماتیت‌های کردیریت‌دار منطقه همدان که دارای مزوسوم و لوکوسوم ترونجمیتی هستند؛ (B) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از مزوسوم میگماتیت‌های آندالوزیت‌دار منطقه بروجرد؛ (C) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از زیرکن‌ها در لوکوسوم میگماتیت‌های منطقه همدان که حاشیه متامیکتی ضخیمی نشان نمی‌دهند؛ (D) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از زیرکن درون مزوسوم میگماتیت‌های همدان که حاشیه متامیکتی ضخیم نشان می‌دهد؛ (E) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از کانی‌های درون مزوسوم میگماتیت‌های منطقه توپسرکان؛ (F) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از سیلیمانیت کردیریت میگماتیت (نمونه JSIM15)؛ (G) تصویر

میکروسکوپی (در XPL) از استارولیت گارنت سیلیمانیت کردیریت میگماتیت (نمونه JSIM72)؛ (H) تصویر میکروسکوپی (در PPL) از آندالوزیت سیلیمانیت اسپینل کردیریت میگماتیت (نمونه OMR43) (Crd-Spl rich layer)؛ (I) تصویر میکروسکوپی (در XPL) از آندالوزیت، سیلیمانیت گارنت میگماتیت تورمالین دار (نمونه brj110) (نام اختصاری کانی‌ها از Whitney و Evans (۲۰۱۰) برگرفته شده است).

گارنت سیلیمانیت کردیریت میگماتیت از منطقه سیمین همدان هستند که به ترتیب از موقعیت‌های جغرافیایی $34^{\circ}37'51''N$ و $48^{\circ}32'20''E$ و نیز $34^{\circ}38'48''N$ و $48^{\circ}33'32''E$ برداشت شده‌اند (شکل ۳-G). نمونه JSIM114 یک اسپینل استارولیت سیلیمانیت کردیریت میگماتیت گارنت دار از منطقه سیمین همدان است که از موقعیت جغرافیایی $34^{\circ}38'04''N$ و $48^{\circ}33'18''E$ برداشت شده است. نمونه‌های OMR43 (Bt-Qtz rich layer) و OMR43 (Crd-Spl rich layer) نیز آندالوزیت سیلیمانیت اسپینل کردیریت میگماتیت از منطقه دره عمر توپسرکان هستند که از موقعیت جغرافیایی $34^{\circ}32'03''N$ و $48^{\circ}30'29''E$ برداشت شده‌اند (شکل ۳-H). نمونه brj110 نیز یک آندالوزیت سیلیمانیت گارنت میگماتیت تورمالین دار از منطقه بروجرد با موقعیت جغرافیایی $33^{\circ}54'20''N$ و $48^{\circ}55'57''E$ است (شکل ۳-I).

زیرکن در فازهای اصلی سیلیکاته و در هر سه بخش لوکوسوم، مزوسوم و ملانوسوم میگماتیت‌ها حضور دارد. بیوتیت، فلدسپار و کوارتز مهم‌ترین کانی‌های میزبان زیرکن هستند. در این پژوهش، زیرکن‌های مزوسوم بررسی شده‌اند. به‌طور کلی، ۲۷۷ نقطه در ۲۶۶ دانۀ زیرکن تجزیه شد که شامل ۳۹ نقطه در نمونه JSIM15، ۶۰ نقطه در نمونه JSIM72، ۵ دانۀ در نمونه JSIM114، ۷۵ نقطه در نمونه JSIM210، ۲۹ نقطه در نمونه OMR43 و ۱۷ نقطه در نمونه OMR (Crd-Spl rich layer) است.

درباره انتخاب زیرکن در مزوسوم باید گفت مزوسوم میگماتیت‌های بررسی شده به‌علت حجم بیشتر در زمینه سنگ به آسانی تفکیک می‌شوند و زیرکن‌ها در آن درشت‌تر و فراوان‌تر از دیگر بخش‌های میگماتیتی هستند. همچنین، ملانوسوم در میگماتیت‌ها یا حضور ندارد یا بسیار کم‌ضخامت است. افزون‌بر این، ضخامت متغیر لوکوسوم‌های میگماتیت‌های بررسی شده که در پی ذوب‌بخشی دچار پیچ و تاب‌های متنوع در سه بعد شده‌اند و گاه بسیار نازک هستند، از جداسازی این بخش جلوگیری می‌کند؛ زیرا قطعه‌های لوکوسوم باید به‌گونه‌ای انتخاب می‌شدند که با بخش‌های مزوسوم و ملانوسوم آمیخته نشوند.

زیرکن‌ها در بخش‌های میگماتیتی بررسی شده به دو گروه جداگانه از هم دسته‌بندی می‌شوند. گروه نخست، زیرکن‌های نیمه‌گردشده‌ای هستند که در زمینه بیوتیت دیده می‌شوند. گروه دوم زیرکن‌های شکل‌داری هستند که در زمینه کوارتز و فلدسپار جای گرفته‌اند.

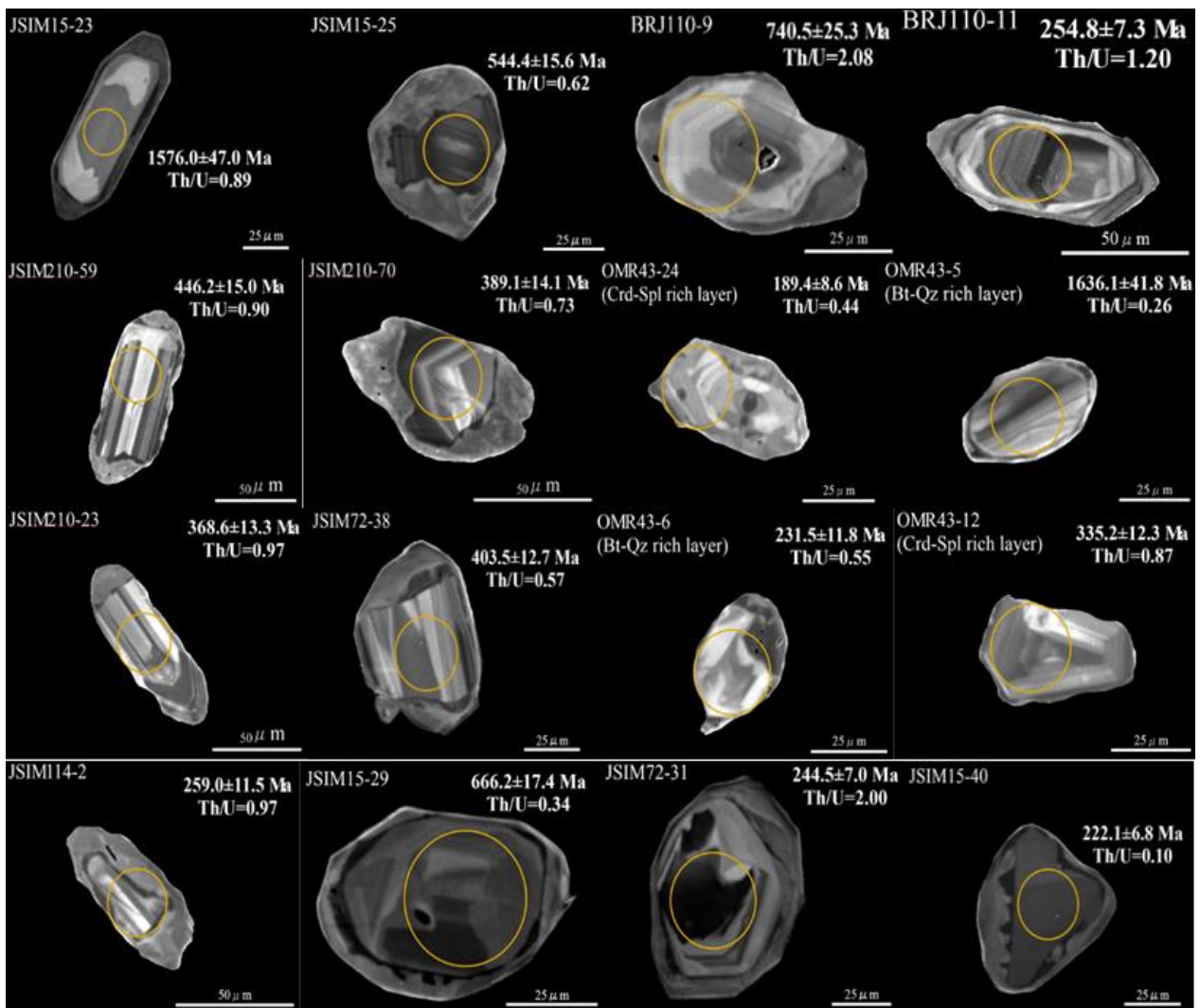
الف - توصیف نمونه‌های بررسی شده

در این بخش به توصیف و معرفی نوع سنگ، شمار دانۀ زیرکن، ویژگی تصویرهای CL، ابعاد دانه‌های زیرکن و ... پرداخته می‌شود. نمونه JSIM15 یک سیلیمانیت کردیریت میگماتیت از منطقه سیمین همدان با موقعیت جغرافیایی $34^{\circ}37'40''N$ و $48^{\circ}32'47''E$ است (شکل ۳-F). نمونه‌های JSIM72 و JSIM210 نیز استارولیت

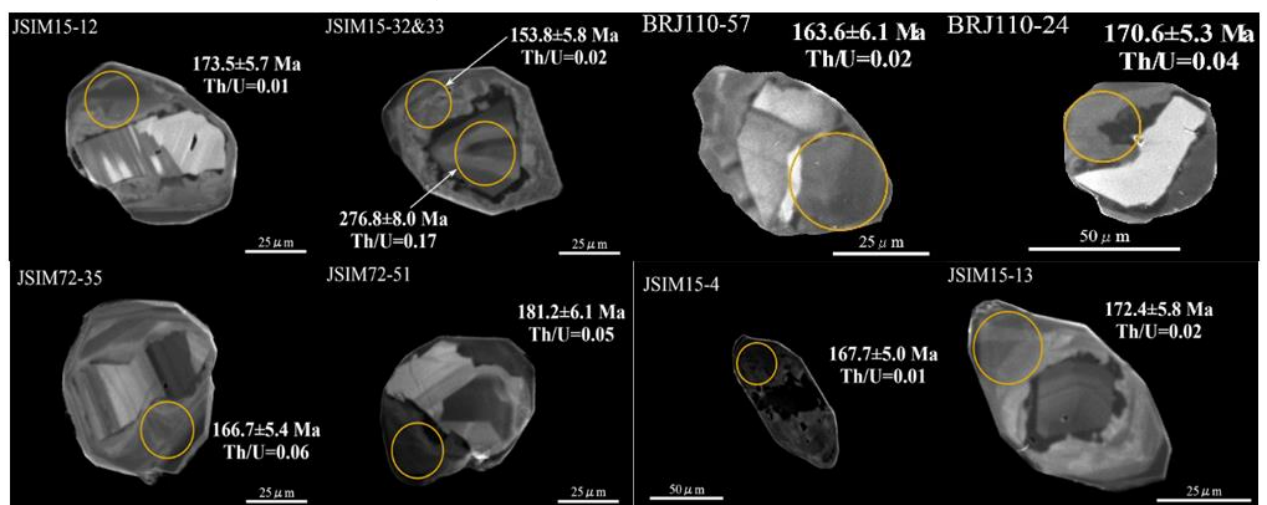
نیمه‌شکل‌دار تغییر می‌کند. کمترین و بیشترین طول دانه‌ها به ترتیب ۳۰ میکرون و ۱۰۰ میکرون است. نسبت طول/پهنای دانه‌ها از ۱/۰ تا ۳/۲ و دامنه تغییرات نسبت‌های Th/U از ۰/۰۱ تا ۳/۱۵ تغییر می‌کند. اطلاعات مربوط به کمترین طول دانه، بیشترین طول دانه، نسبت طول/پهنای دانه، نسبت‌های Th/U به تفکیک نمونه‌های بررسی شده در جدول ۲ آورده شده‌اند. در تصویرهای CL، زیرکن‌های موروثی به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار هستند و حاشیه آنها گاه مژرس است. همچنین، هسته‌های موروثی منطقه‌بندی نوسانی مشخصی دارند (شکل ۳).

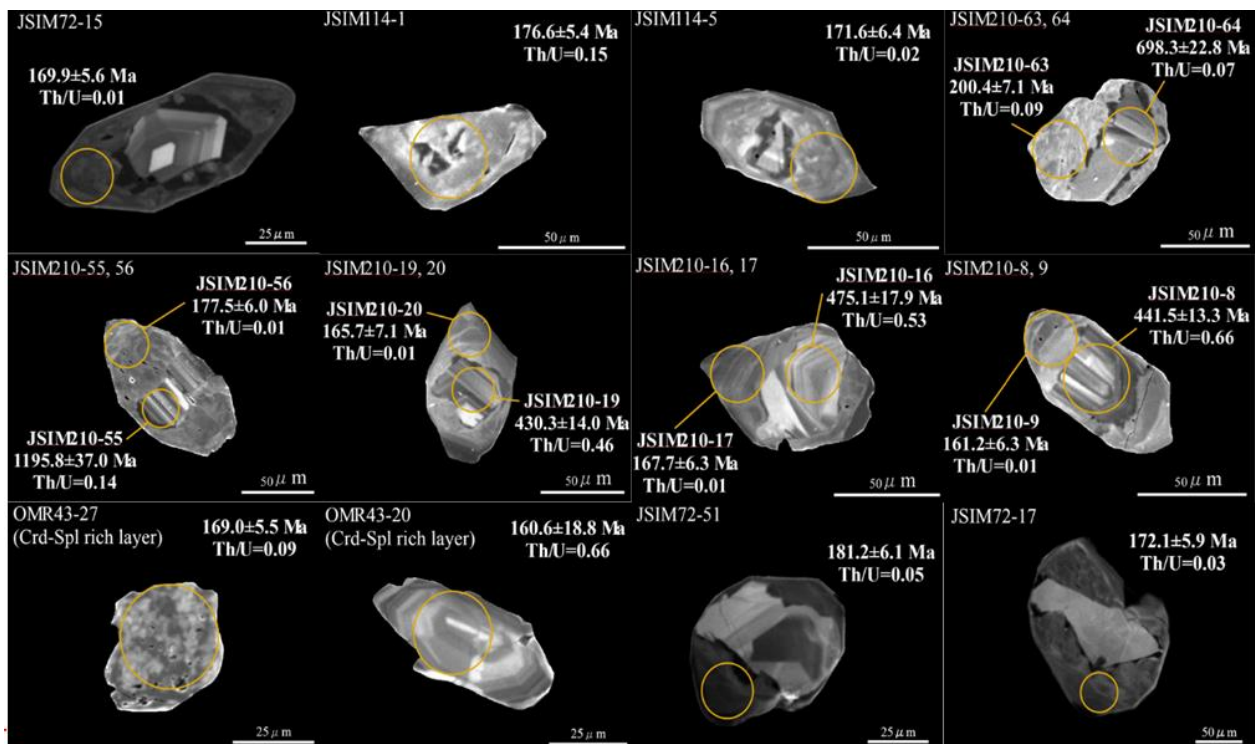
43 (Bt-Qtz rich layer) و ۵۲ نقطه در نمونه‌های brj110 هستند. برخی تصویرهای CL از دانه‌های یادشده زیرکن در شکل‌های ۴ و ۵ آورده شده‌اند. ویژگی‌های مختلف برای هر شش نمونه دانه در تصویرهای CL تقریباً همانند هستند. از این رو، از توصیف آنها برای تک‌تک نمونه‌ها اجتناب می‌شود. به طور کلی، بیشتر دانه‌ها هابیت منشوری دارند؛ اما برخی دانه‌ها گردشده هستند. آنها معمولاً یک هسته با مرز واضح^۵ و نامنظم دارند که حاشیه دگرگونی نازکی آن را دربرگرفته است. ریخت‌شناسی^۶ دانه‌ها از شکل‌دار تا

^۵sharp^۶morphology



شکل ۴- تصویرهای کاتدولومینسانس از زیرکن‌های موروثی درون میگماتیت‌های مناطق بررسی شده (JSIM: منطقه همدان؛ OMR: منطقه تویسرکان؛ BRJ: بروجرد) (دایره‌های روی دانه‌ها نشان‌دهنده قطر لیزر هنگام تجزیه هستند).





شکل ۵- تصویرهای کاتدولومینسانس از زیرکن‌های دگرگونی در میگماتیت‌های مناطق بررسی شده (JSIM: منطقه همدان؛ OMR: منطقه توپسرکان؛ BRJ: بروجرد) (دایره‌های روی دانه‌ها نشان‌دهنده قطر لیزر هنگام تجزیه هستند).

بمباران الکترونی کانی‌های زیرکن به دست می‌آیند (Crookes, 1879). در بررسی ریخت‌شناسی بایستی کوشید تا جای ممکن زیرکن‌های سالم برای بررسی به کار برده شوند. پس از جداسازی زیرکن و تهیه مقطع صیقلی با خمیره الماسه، بهترین روش بررسی شکل و ساختار درونی زیرکن کاربرد تصویرهای کاتادولومینسانس (CL) است؛ زیرا در این تصویرها ریخت‌شناسی و ساختار درونی بلور به خوبی مشخص است. از این رو، در این پژوهش نیز به جای تصویرهای BSE تصویرهای کاتادولومینسانس (CL) به کار برده شدند که جزئیات ساختارهای درونی زیرکن را بهتر نشان می‌دهند.

ب- ریخت‌شناسی و ساختار زیرکن

Corfu و همکاران (۲۰۰۳) در مقاله‌ای با نام ریخت‌شناسی زیرکن، گروه‌های مختلف زیرکن در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی را برپایه شکل ظاهری و منطقه‌بندی از یکدیگر جدا کرده‌اند. تشخیص زیرکن از کانی‌های دیگر مانند مونازیت با میکروسکوپ‌های پلاریزان و بازتابی تا اندازه‌ای دشوار است. بهترین و با کیفیت‌ترین روش برای بررسی ساختار درونی زیرکن‌ها تصویرهای کاتادولومینسانس (CL) و یا تصویرهای الکترونی روبشی^۱ یا BSE هستند. در واقع اینها تصویرهایی هستند که از

^۱Backscattered Electrons

جدول ۲- داده‌های مربوط به کمترین طول دانه، بیشترین طول دانه، نسبت طول/پهنا و نسبت های Th/U برای زیرکن‌های درون مزوسوم میگماتیت‌های مناطق بررسی شده

Samples	JSIM 15	JSIM 72	JSIM 114	JSIM 210	OMR43(Crd-Spl rich layer)	OMR43(Bt-Qtz rich layer)	brj 110
---------	---------	---------	----------	----------	---------------------------	--------------------------	---------

Area	Hamedan (Simin)	Hamedan (Simin)	Hamedan (Simin)	Hamedan (Simin)	Touyserkan (Dareh Omar)	Touyserkan (Dareh Omar)	Boroujerd	
Number of analyzes on zircon grains	39	60	5	75	29	17	52	
Inherited grains	Minimum grain length (microns)	25	35	50	40	30	40	30
	Maximum grain length (microns)	170	100	60	100	90	90	80
	The length/width ratios	1.1-2.5	1.2-3.1	1.5-2.8	1.1-3.1	1.5-3.1	0.1-3.1	1.6-2.8
	Th/U ratios	0.01-1.42	0.09-2.0	0.59-2.0	0.02-3.15	0.02-1.43	0.1-1.25	0.02-2.59
Metamorphic grains	Minimum lengths of zircon grains	70	60	70	70	35	-	40
	Maximum lengths of zircon grains	160	100	90	80	70	-	60
	The length/width ratios of grains	1.6-3.2	1.2-2/12	1.75-2.25	1.75-2.4	1.4-2.4	-	1.5-1.6
	Th/U ratios	0.01-0.02	0.01-0.05	0.02-0.15	0.01-0.09	0.09-0.66	-	0.02-0.04
Age (Ma.)	3.6±172	3.1±173.6	170-180	160-180	160-170	-	160-180	

دیگر در مراحل پایانی به درجه اشباعی از Zr می‌رسند (Hoskin and Black, 2000). به هر روی، حتی در شرایطی که غلظت Zr بسیار کم و یا بسیار بالا باشد، باز هم زیرکن می‌تواند هسته‌بندی کند (Hoskin and Black, 2000). در مواردی که زیرکن در مراحل پایانی جدایش ماگما پدید می‌آید به ندرت سطوح شکل‌دار در بلور پدید می‌آید. با ساییدن مناسب، در برخی مقاطع می‌توان هسته‌های اولیه را شناسایی کرد که زیرکن‌های جوان‌تر به دور آنها رشد کرده‌اند. معمولاً ریخت‌شناسی زیرکن با کاهش در دمای تبلور تغییر می‌کند (Pupin, 1980). همچنین، نقش آب در پیدایش صفحه‌های بلورین در زیرکن، به‌ویژه در ماگماهای گرانیتی اهمیت دارد (Hoskin and Black, 2000). در ماگماهای فقیر از آب، تبلور زیرکن در آغاز سرد شدن ماگما روی می‌دهد؛ اما در ماگماهای غنی از آب، تبلور

زیرکن با سیستم تبلور تراگونال به صورت بلورهای ستونی رشد می‌کند. Pupin (۱۹۸۰) پیشنهاد کرد پارامترهای ریخت‌شناسی زیرکن می‌تواند برای توصیف تکامل سیستم‌های ماگمایی به کار گرفته شود. سرعت تبلور که فاکتور اصلی رشد زیرکن به‌شمار می‌آید نسبت کشیدگی زیرکن را افزایش می‌دهد و بیشتر بلورهای اسکلتی زیرکن در پی سرد شدن سریع پدید می‌آیند که معمولاً چنین زیرکن‌هایی در سنگ‌های آلکالن مافیک و تحت‌اشباع دیده می‌شوند. حتی رشد سریع این بلورهای سوزنی به‌گونه‌ای است که فضای خالی نیز پدید می‌آورد (Hoskin and Black, 2000). در بسیاری از ماگماها هنگامی که ماگما به حالت اشباع از Zr می‌رسد، بلورهای زیرکن پدید می‌آیند. درجه اشباعی زیرکن در ماگماها متفاوت است؛ برای نمونه، برخی ماگماها در مراحل آغازین و برخی

است (Paterson et al., 1992). زیرکن‌هایی که در سنگ‌های دگرگونی پدید می‌آیند، منطقه‌بندی نوسانی نشان نمی‌دهند؛ اما ممکن است منطقه‌بندی منطقه‌ای داشته باشد (Watson and Liang, 1995). الگوهای منطقه‌بندی نوسانی نشان‌دهنده توزیع ناهمگن عنصرهای کمیاب هستند (Hoskin and Black, 2000). تصویرهای CL در نمونه‌های بررسی‌شده برای برخی هسته‌ها دو دوره یا احتمالاً سه دوره گسسته از رشد را نشان می‌دهند (شکل‌های ۴ و ۵). برپایه تصویرهای CL زیرکن دگرگونی به دو نوع دیده می‌شود. زیرکن‌هایی که هسته‌های مستقل پدید آورده‌اند و در پی دگرگونی رشد کرده‌اند (شکل ۵؛ نمونه‌های JSIM114-1 و OMR43-20) و انواعی که به صورت حاشیه نازکی به دور هسته‌های موروثی رشد کرده‌اند (برای نمونه، شکل ۵، نمونه‌های JSIM15-12 و JSIM72-35).

- ساختارهای ثانویه:

مهم‌ترین ویژگی ساختارهای ثانویه در این زیرکن‌ها حضور بلورهای بدون ویژگی خاص است که در تصویرهای CL از سیاهی (بخش تار) پوشیده شده است (شکل ۴، نمونه JSIM15-40 و JSIM72-31؛ شکل ۵، نمونه JSIM15-4). این مناطق به صورت تکه‌ها و وصله‌هایی با حاشیه‌های سینوسی هستند که به سوی بیرون چین خورده‌اند و ممکن است به حالت صاف و ناهموار گسترش داشته باشند (شکل ۵، نمونه JSIM15-40؛ شکل ۶، نمونه JSIM15-4). همچنین، بخش‌های صاف در امتداد لبه‌های دانه رخ می‌دهند (شکل ۶، نمونه‌های JSIM15-12 و JSIM72-17) که با دیگر ساختارهای از قبل موجود تداخل می‌کنند و چه بسا در پی توزیع

زیرکن در آغاز سردشدن و تبلور ماگما آغاز می‌شود و تا پایان فرایند تبلور ادامه می‌یابد. در این هنگام توسعه عنصرهای کمیاب (U، Th، Y، ...) رشد بیش از اندازه با ساختار متمایز منطقه‌ای را به دنبال دارد (Pupin, 1980). نسبت طول به قطر در بلورهای زیرکن از ۱ تا ۵ متغیر است. در واقع این نسبت نشان‌دهنده سرعت رشد بلور است؛ به گونه‌ای که هرچه بلور سوزنی‌تر باشد، نرخ رشد سریع‌تر بوده است (Corfu et al., 2003). با توجه به اینکه سنگ‌های دگرگونی در طول زمان زمین‌شناسی و افزایش تدریجی درجه دما و فشار رشد می‌کنند. زیرکن‌های دگرگونی در مناطق بررسی‌شده نسبت پایینی از فاکتور طول به پهنا دارند و بیشتر آنها ریخت‌شناسی ستبر و شکل‌دار تا کمی نیمه‌شکل‌دار نشان می‌دهند (شکل‌های C-۳ و D-۳ و جدول ۱ بررسی شوند).

- ساختار خارجی:

دانه‌های زیرکن به طور کلی بی‌رنگ هستند و طول آنها از ۶۰ تا ۱۰۰ میکرون متغیر است و نسبت ابعاد آنها (طول به پهنا) از ۱ تا ۳/۲ است. ریخت‌شناسی خارجی غالب در آنها به صورت شکل‌های منشوری است و گاه شکل‌های هرمی نیز در آنها دیده می‌شود (مانند: شکل ۴، نمونه OMR43-12). بیشتر بلورها شکل‌دار و گاه نیمه‌شکل‌دار هستند. برخی بلورها انتهای گرد نشان می‌دهند که گاه ریخت‌شناسی تخم‌مرغی پدید می‌آورد (شکل ۴، نمونه‌های JSIM15-25 و OMR43-6؛ شکل ۵، نمونه‌های JSIM72-51,17).

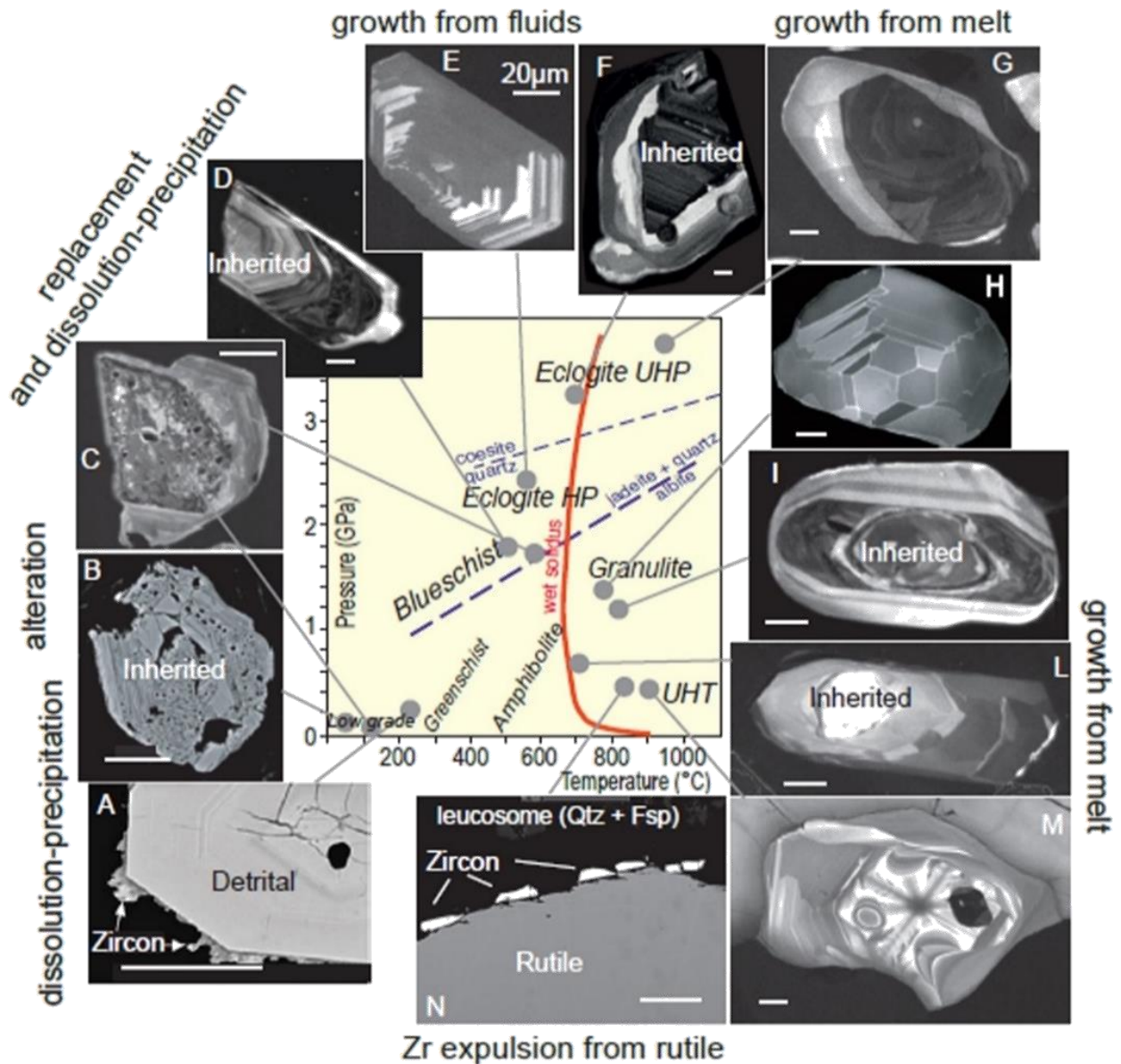
- ساختارهای اولیه:

منطقه‌بندی نوسانی در زیرکن، هنگام تبلور از مذاب پدید می‌آید و یک ساختار اصلی ماگمایی

زیرکن‌های موروثی

بر پایه تصاویرهای CL زیرکن‌های ماگمایی منطقه‌بندی ماگمایی نازکی دارند و به‌ندرت ساخت نبولیتیک نیز در آنها دیده می‌شود (Martínez et al., 2014)؛ اما بسیاری از زیرکن‌های بررسی شده تاریخچه پیچیده‌ای نشان می‌دهند که شامل یک هسته شکسته و ترکیب بلورهای شکسته یا باز تبلور دگرگونی است (مانند شکل ۶، نمونه‌های JSIM15-32,33، JSIM210-16,17، JSIM210-63,64). در بسیاری موارد در زیرکن‌های موروثی منطقه‌بندی نوسانی با بخش‌های دوباره همگن‌شدن زیرکن قطع می‌شود (مانند شکل ۴، نمونه‌های Brj110-9,11، JSIM210-23، JSIM210-70 و ...). منطقه‌بندی پیچ‌وتاب‌خورده که در برخی دانه‌های زیرکن دیده می‌شود (شکل ۴، نمونه OMR43-24) پیامد خالص‌سازی پس از تبلور ساختار بلور با مهاجرت باندهای غنی از عنصرهای کمیاب دانسته می‌شود. در برخی نمونه‌های موروثی (نمونه OMR43-5 در شکل ۴) و دگرگونی (نمونه JSIM72-35 در شکل ۵) نیز بافت متقاطع دیده می‌شود.

عنصرهای کمیاب و انتشار عنصری این حالت‌های پیچیده را پدید آورده باشند. این مناطق همانند مناطق تفسیرشده Pidgeon (۱۹۹۲) و Pidgeon و همکاران (۱۹۹۸) هستند و به‌عنوان یک باز تبلور در مراحل پایانی و در پی از میان رفتن عنصرهای کمیاب پدید می‌آیند. روابط پیش‌رونده و درونی این مناطق و ریخت‌شناسی‌های خارجی با تغییرات کم، با پیدایش آنها توسط باز تبلور سازگار هستند (Pidgeon et al., 1998). بخش‌های باز تبلور در هر جایی از بلور می‌تواند روی دهند؛ اما این پدیده بیشتر در انتهای بلور روی می‌دهد و گمان می‌رود گاه به سطح بلور نمی‌پیوندد (شکل ۶، نمونه JSIM15-32&33). حفظ آثار اولیه قدیمی بافت‌های اولیه (پهنه‌بندی رشد) در مناطقی از باز تبلور اهمیت بسیاری دارد. این برجای مانده‌ها به‌عنوان «بافت شبیحی» خوانده می‌شوند و مسئول سن‌های ایزوتوپی «مختلط» و فراوانی عنصرهای کمیاب میان مناطق با منطقه رشد و کاملاً تبلور یافته هستند (Hoskin and Black, 2000). این بافت‌ها را برای نشان دادن باز تبلور در حالت جامد تفسیر می‌کنند؛ زیرا بافت‌های شبیحی و جداسازی برخی از مناطق تبلور یافته از سطح بلور با یک فرایند انحلال/ تکرار دوباره (مایع) مغایر هستند.



شکل ۶- منطقه‌بندی درونی و بافت‌های زیرکن در درجه‌های مختلف دگرگونی (Rubatto, 2017) (تصویرهای A, B و N در BSE هستند؛ دیگر تصویرها CL هستند. نوار مقیاس افقی در همه تصاویرها ۲۰ میکرون است). A) رشد بیش از اندازه زیرکن روی هسته آواری در شیل رخساره شیست سبز؛ B) زیرکن موروثی دگرسان شده در ماسه‌سنگ دیاژنتیک؛ C) زیرکن با هسته دگرسان شده در طول دگرگونی کف دریا و لبه پدیدآمده در طول دگرگونی فشار بالا؛ D) زیرکن با هسته موروثی و دو لبه دگرگونی از میکاشیست اکلوزیتی؛ E) زیرکن در یک رگه سیال که درون اکلوزیت پدید آمده است؛ F) زیرکن با هسته موروثی

* نویسنده مسئول



و دو لبه دگرگونی از شیبست سفید UHP¹ (G¹) زیرکن در شرایط دگرگونی رخساره گرانولیتی که در UHP بوده است؛ (H پهنه‌بندی بخش درخت صنوبر در زیرکن دگرگونی از اکلوزیت؛ I) زیرکن از گرانولیت با دو رشد بیش از اندازه دگرگونی در اطراف هسته موروثی؛ (L) زیرکن از میگماتیت با دمای کم با دو رشد بیش از اندازه دگرگونی در اطراف هسته موروثی؛ (M) زیرکن از یک رگه لوکوکراتیک که سن دگرگونی UHT² را ثبت می‌کند؛ (N) ریز زیرکن‌های اطراف دانه‌های روتیل که از بیرون‌راندن Zr در پی بازتبلور روتیل در هنگام سرد شدن از دگرگونی UHT پدید آمده‌اند.

¹Ultra-High Pressure

²Ultra-High Temperature

زیرکن‌های دگرگونی

هسته دارند؛ اما تصویرهای کاتدلومینسانس و شیمی متفاوتی دارند (Hoskin and Black, 2000). محتوای Th/U در هسته موروثی از حاشیه دگرگونی بیشتر و نسبت Sc/Y نیز در هسته موروثی از حاشیه دگرگونی کمتر است (جدول ۳).

حاشیه دگرگونی گاه نازک و گاه ضخیم است. ساخت‌های درونی ثانویه گوناگون زیرکن با حاشیه‌های بازتبلور یافته متداول هستند و این بخش‌ها را می‌توان جبهه‌های بازتبلور دانست که مرزهای قابل انطباق با

جدول ۳- مقایسه مقادیر Th/U و Sc/Y در دانه‌های زیرکن واحدی که حاشیه آنها دچار بازتبلور دگرگونی شده است. همه نمونه‌ها مربوط به منطقه همدان است.

Sample No.	Jsim15-32	Jsim15-33	Jsim210-8	Jsim210-9	Jsim210-16	Jsim210-17	Jsim210-19	Jsim210-20	Jsim210-55	Jsim210-56	Jsim210-63	Jsim210-64
	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim	core	rim
	1		2		3		4		5		6	
Sc/Y	00.343	0.604	0.176	0.622	0.314	0.63	0.241	0.533	0.226	0.548	0.425	0.598
Th/U	0.166	0.019	0.657	0.007	0.527	0.013	0.462	0.013	0.141	0.007	0.09	0.069
Pb ²⁰⁶ /U ²³⁸ (Age)	276.8	153.8	441.5	161.2	475.1	167.7	430.3	165.7	1195.8	177.5	200.4	698.3

است. هسته‌های موروثی سن بیشتر، محتوای Th/U بیشتر و نسبت Sc/Y کمتری نسبت به حاشیه دگرگونی دارند (جدول ۳).

در زیرکن‌های دگرگونی که در پی دگرگونی رشد می‌کنند، مرز میان هسته و بخش بیرونی ناصاف و مضرس است. آنها عمدتاً با شکل‌های نیمه‌گرد (به‌علت واکنش) شناخته می‌شوند (شکل ۵، نمونه‌های Brj110-24، JSIM15-12 و JSIM72-51)؛ اما نوع شکل دار آن نیز شاید به‌ویژه در سیستم‌های غنی از سیال رخساره آمفیبولیت، در میکاشیست و یا میگماتیت‌ها پدید آیند (Hoskin and Black, 2000). زیرکن‌های دگرگونی مناطق بررسی شده سطوح بلوری دارند (شکل ۵،

در برخی دانه‌های بررسی شده که یک دانه واحد دارای هسته موروثی و حاشیه دگرگونی با ضخامت مناسب برای اندازه‌گیری بوده است (شکل ۵، نمونه‌های JSIM15-32,33، JSIM210,16-17، JSIM210-63,64، JSIM210,8-9، JSIM210,55-56)، فاکتورهای مختلف هم در حاشیه دگرگونی و هم در هسته یک دانه واحد اندازه‌گیری شده است (جدول ۳). در نمونه‌های بررسی شده نسبت Th/U در هسته‌های موروثی (۰/۶۵۷ تا ۰/۰۹) بیشتر از حاشیه بازتبلوری است که در پی دگرگونی رشد کرده است (۰/۰۶۹ تا ۰/۰۰۷). افزون‌بر این، نسبت Sc/Y نیز در هسته‌های موروثی (۰/۴۲۵ تا ۰/۱۷۶) از حاشیه بازتبلور (۰/۶۳۰ تا ۰/۵۳۳) کمتر

گسترده‌ای در یک دگرگونی پیشرونده باز تبلور می‌یابد (Liati and Gebauer, 1999) یا در دگرگونی پسرونده پدید آید (Hoskin and Black, 2000). زیرکن توسط فرایندهای متنوع در زمان‌های مختلف مانند مراحل پایانی تبلور ماگمایی، در هنگام سردشدن آهسته، تزریقات و نیز رویدادهای دگرگونی متأثر می‌شود. تغییر شرایط فیزیکی شیمیایی در هنگام رخداد دگرگونی در زیرکن‌های سنگ‌های دگرگونی درجه بالا تنوع گسترده و پیچیدگی‌های ساختاری بسیاری پدید می‌آورد که چه‌بسا تغییر و تبدیل ساختارهای پیشین و یا رشد زیرکن جدید را به‌دنبال دارد (Corfu et al., 2002). ذوب‌بخشی و آغاز آناکسی باعث انحلال بخش بزرگی از بلورها و در پی آن، افزایش تحرک Zr می‌شود (Roberts and Finger, 1997). کانی زیرکن حامل اصلی Zr سنگ است و در بیشتر موارد، حتی در حضور مایعات فراوان، در محیط ساب‌سولیدوس نامحلول است (Rubin et al., 1993). تنها مقدار کمی از زیرکن ممکن است از مایعات در محیط‌های خاص مانند مناطق برشی متبلور شود (Hoskin and Black, 2000).

زیرکن‌های موروثی و دگرگونی

سنگ‌نگاری ابزار توانمند و ضروری برای شناسایی زیرکن دگرگونی است (Rasmussen, 2005). در این بخش نخست به تعریف و تفکیک ویژگی‌های زیرکن‌های موروثی و دگرگونی پرداخته می‌شود.

زیرکن‌های موروثی با خاستگاه ماگمایی یا آواری هستند و از سنگ‌مادر اولیه به‌ارث رفته‌اند و با اینکه بافت تعادلی ظاهری با مرز دانه مشخص دارند، اما هیچگونه رابطه‌ی زايشی با کانی میزبان ندارند (Rubatto, 2017). وجود زیرکن‌های موروثی در برخی نمونه‌های دگرگونی دما- فشار بالا نشان می‌دهد زیرکن حتی در شرایط شدید یک فاز پایدار است و سن‌های U-Pb حتی هنگامی که دگرگونی با دگرریختی و ذوب همراه باشد،

نمونه‌های JSIM15-، JSIM72-15، JSIM210-56 (12,13) که بیشتر به‌طور کامل رشد نکرده‌اند. این پدیده را می‌توان پیامد وجود فاز سیال یا حتی رخداد ذوب‌بخشی دانست (Hoskin and Black, 2000). جایگزینی کروی یا بافت باز تبلور در بلور زیرکن در پی رخداد دگرگونی پدید می‌آید (Schaitegger et al., 2002). زیرکن در سنگ‌های دگرگونی درجه بالا تنوع بالا و پیچیدگی بافتی نشان می‌دهد که از تغییرات در شرایط فیزیکی شیمیایی در پی رویدادهای گوناگون دگرگونی متأثر است و باعث تغییرات ساختارهای از قبل موجود و یا رشد زیرکن جدید می‌شود. شمار کمی از دانه‌هایی که بسیار تحت تأثیر قرار گرفته‌اند می‌توانند بخش به‌جامانده منطقه‌بندی اصلی را حفظ کنند و معمولاً به‌طور بخشی با دگرگونی تغییر می‌کنند. از این‌رو، این دانه‌ها بافتی همانند باز تبلور در پایان ماگماتیسیم نشان می‌دهند (Hoskin and Black, 2000). در پاسخ به دگرگونی شاید منطقه‌بندی کم‌کم درهم پیچیده، تار و ضخیم شود (Corfu et al., 2002). به‌طور کلی، زیرکن در سنگ‌های رخساره‌ی گرانولیت با بافت‌های بسیار بی‌نظم شناخته می‌شود (Hoskin and Black, 2000). پهنه‌بندی هم‌مرکز، در صورت پیدایش بسیار نامنظم است و تنها به هندسه موازی ضعیف یا منظم زیرکن ماگمایی پهن‌شده تشبیه می‌شود (Hoskin and Black, 2000).

بحث

بررسی ریخت‌شناسی و ساختار زیرکن‌های دگرگونی در مناطق بررسی‌شده (همدان، توپسرکان و بروجرد) اطلاعاتی درباره‌ی جزئیاتی مانند فرایندهای باز تبلور، حضور سیال‌ها و نیز دگرریختی ارائه می‌کند و درک ژرف‌تری از چگونگی رخداد دگرگونی در مناطق بررسی‌شده فراهم می‌کند.

بررسی‌ها نشان می‌دهند زیرکن در طیف دما-فشار

نوسانی و مشخص زیرکن ماگمایی، منطقه‌بندی ضعیفی دارند. زیرکن پدیدآمده در شرایط ساب‌سالدوس معمولاً هیچ منطقه‌بندی منظمی نشان نمی‌دهد؛ زیرا انتشار CL/BSE همگن یا پهنه‌بندی ابری و نامنظم دارد. با این حال، استثناهایی به‌ویژه برای زیرکن‌هایی وجود دارند که به فرایندهای مرتبط با سیال نسبت داده می‌شوند (مانند رگه‌های دگرگونی یا ژادی‌تیت‌ها). همچنین، زیرکن دگرگونی که در سنگ‌های درجه بالا متبلور می‌شود، منطقه‌بندی درونی ضعیف نشان می‌دهد (Corfu et al., 2003, Rubatto, 2017).

پایدار می‌مانند. از این‌رو، زیرکن‌های موروثی ساختار درونی، ویژگی‌های شیمیایی و محتوای U-Pb نخستین خود را تا اندازه‌ی مطلوبی حفظ می‌کنند (Rubatto, 2017). زیرکن دگرگونی از دیدگاه بافتی و شیمیایی از هسته‌های موروثی متمایز هستند و به‌خوبی سن تبلور را دست‌کم در زیر شرایط UHT (دگرگونی دما بالا) ثبت می‌کنند (Rubatto, 2017).

تنوع بافت‌ها در زیرکن بسیار گسترده است؛ اما برخی قواعد کلی وجود دارد (شکل ۶، جدول ۴). معمولاً زیرکن دگرگونی (مانند زیرکن‌های پدیدآمده در مذاب‌های آناتکتیک) در مقایسه با منطقه‌بندی

جدول ۴- چکیده‌ای از ویژگی‌های زیرکن‌های دگرگونی (Rubatto, 2017)

	Characteristic	Metamorphic conditions	Process and/or cause
Zoning	Regular polygonal zoning, oscillatory or sector, generally weak, and mostly euhedral external shape	Anatexis, granulite facies and hydrothermal conditions	Crystallization from a melt or precipitation from a fluid
	Patchy, mosaic zoning	Subsolidus	Metamictization, fluid alteration, initial stages of replacement
	Unzoned or weak convolute zoning	Subsolidus above greenschist facies	Replacement including dissolution-precipitation
	Sawtooth overgrowths	Diagenesis to low greenschist facies < 400°C	Dissolution-precipitation
Microstructure	Intragrain crystallographic miss-orientation and formation of subgrains	Amphibolite to UHT	High strain rates and mylonitization
	Micro-zircon around major minerals (rutile, ilmenite, garnet)	Cooling from high temperatures	Expulsion of Zr during mineral breakdown or recrystallization
	Porosity and inclusions of Th and U phases	Subsolidus	Dissolution-precipitation
Anomalous composition	Presence of non-formula elements (Ca, Al...)	From diagenesis to extreme conditions	Metamictization and fluid alteration
	Pb nuggets	Ultra high temperature >900°C	Pb mobilization
	Low Th/U	Subsolidus to migmatites, less common in UHT and mafic compositions	Coexistence with Th-rich phase such as monazite or allanite
Chemistry	Flat HREE pattern	Amphibolite, eclogite and granulite facies to extreme P-T	Coexistence with garnet
	Strong LREE depletion and steep REE pattern	Amphibolite to granulite facies	Coexistence with abundant LREE-rich phases such as titanite, allanite, monazite
	Absence of negative Eu-anomaly	Eclogite facies (or assemblages lacking	Lack of significant amount of

	feldspar)	feldspars in the assemblage
Decoupling of U-Pb and Hf systematics	Subsolidus to granulite	Alteration and incomplete replacement

Pb and Black, 2000). فرایند از دست‌دادن رادیوژنیک در ساختار زیرکن ماگمایی هنگامی روی می‌دهد که در یک بازه زمانی کوتاه به صورت پی‌درپی دمای ۶۰۰-۶۵۰ درجه سانتیگراد را تجربه کند؛ زیرا در این شرایط شبکه بلورین کانی زیرکن در پی فروپاشی خودبه‌خود آسیب می‌بیند و Pb رادیوژنیک خود را از دست می‌دهد (Mezger and Krogstad, 1997). در سن‌سنجی زیرکن سنگ‌های دگرگونی درجه بالا، به‌ویژه نمونه‌های گنیسی که از آرکئن و پروتروزوییک به‌دست می‌آیند، تفسیر داده‌ها اغلب دشوار است؛ زیرا دانه‌های زیرکن شاید در طول بیشتر از یک رویداد زمین‌شناسی رشد کنند و یا شاید از چندین فرایند تغییر متأثر شوند (Gerdes and Zeh, 2009).

تصویرهای CL زیرکن‌های بررسی‌شده در این پژوهش، با تصویرهای پیشنهادی Rubatto (۲۰۱۷) در شکل ۵ همخوانی داده شد. همان‌گونه که در این شکل دیده می‌شود، زیرکن‌های دگرگونی بررسی‌شده به تصویرهای L، F، D، C و I زیرکن‌های پیشنهادی Rubatto (۲۰۱۷) شباهت دارند.

با توجه به سن‌های به‌دست‌آمده از زیرکن‌ها، می‌توان دو نوع زیرکن موروثی و دگرگونی را در میگماتیت‌های مناطق بررسی‌شده از یکدیگر بازشناخت. زیرکن‌های موروثی خود دو دسته هستند که دسته نخست آنها در هسته بلور قرار دارند و دسته دوم بلورهای منفردی را تشکیل می‌دهند که در شرایط دگرگونی باز تبلور نیافته‌اند. زیرکن‌های موروثی سن‌های متنوع از ۲ میلیارد و ۵۹۰ میلیون سال پیش تا ۲۵۰ میلیون سال پیش نشان می‌دهند. در منطقه

اصولاً نسبت Th/U در بلورهای زیرکن خاستگاه ماگمایی، موروثی و یا دگرگونی آنها را آشکار می‌کند. زیرکن‌های ماگمایی نسبت به زیرکن‌های دگرگونی مقادیر U و Th بیشتری دارند و نسبت Th/U آنها نیز در مقایسه با زیرکن‌های دگرگونی بیشتر است (Rubatto and Gebauer, 2000). نسبت Th/U از ۳ در زیرکن‌ها نشان‌دهنده سرشت ماگمایی این کانی است (Corfu et al., 2003). Th/U در زیرکن‌های دگرگونی عموماً از ۰/۱ کمتر است (Rubatto and Gebauer, 2000)، با اینکه این مقدار در موارد بی‌شماری مانند زیرکن موجود در میگماتیت‌ها و گرانولیت‌ها و اکلوزیت‌ها معتبر است، اما استثناهایی وجود دارد (Rubatto, 2017). گمان می‌رود استحکام این معیار شیمیایی ساده به فرایندی که زیرکن را پدید می‌آورد وابسته نیست. مقدار Th در زیرکن در درجه نخست با در دسترس بودن Th و U در سیستم تقسیم‌بندی با دیگر فازها کنترل می‌شود. وجود فازهای رایج مانند موناژیت و آلانیت در سنگ‌های دگرگونی پوسته دلیل آشکاری برای کم‌بودن Th/U زیرکن دگرگونی در سنگ‌های رخساره اکلوزیت، آمفیبولیت و گرانولیت است (Rubatto, 2017). از سوی دیگر، رابطه مثبتی میان Th/U و سن‌های U-Pb کانی زیرکن وجود دارد؛ زیرا Pb رادیوژنیک در کانی زیرکن کمابیش ناسازگار است و انتظار می‌رود در پی یک سری فرایندها مانند باز تبلور از شبکه بلورین کانی زیرکن خارج شود (Yuanbao and Yongfei, 2004). همچنین، زمان باز تبلور دگرگونی با بازه سنی زیرکن‌های باز تبلور یافته با کمترین میزان Th/U و جوان‌ترین سن U-Pb نشان داده می‌شود (Hoskin

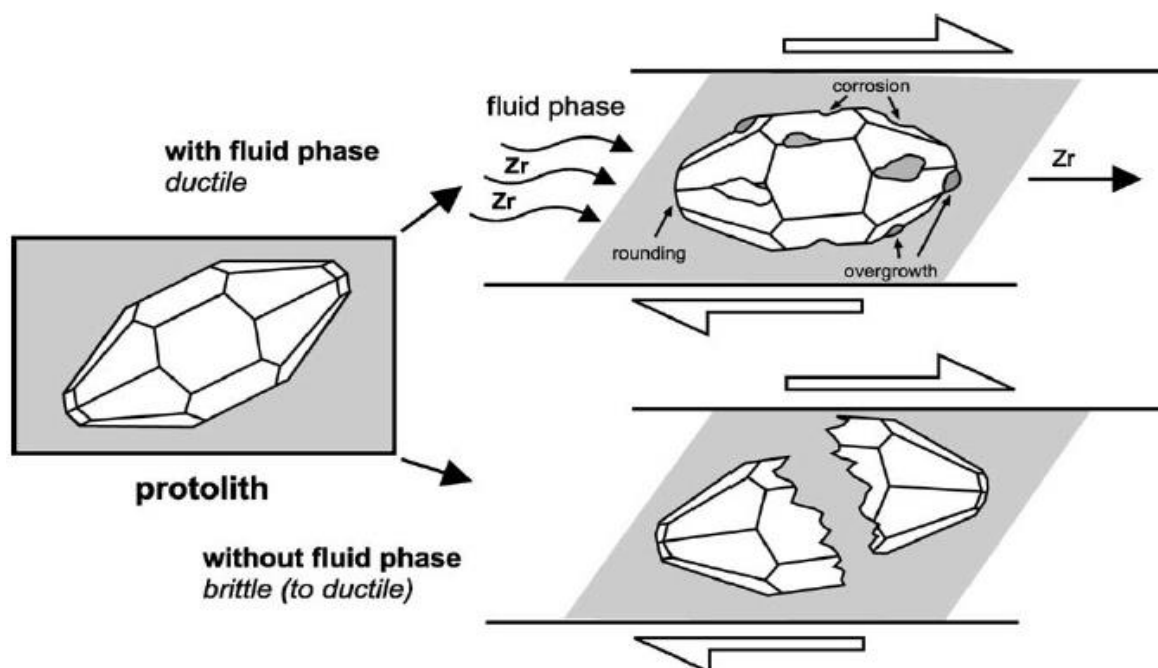
دهد. افزون بر این، بازتبلور در یک فضای سه بعدی از بلور روی می‌دهد که تصویرهای CL دوبعدی در بازتاب آنها محدودیت دارد. از این‌رو، ساختارهای ثانویه را می‌توان به نزدیک سطح محدود کرد. این محدودیت تصویربرداری دو بعدی را برجسته می‌کند که به‌نوبه خود محدودیت قابل‌توجهی در توانایی انجام دقیق محاسبات تعادل جرم عنصرهای کمیاب نیز به‌شمار می‌رود. به باور Roberts و Finger (۱۹۹۷)، رشد زیرکن دگرگونی همیشه نشان‌دهنده اوج دگرگونی نیست و نباید آن را سن شرایط اوج دما- فشار تفسیر کرد. با توجه به اینکه مناطق بررسی‌شده نیز از دگرگونی‌های متعدد ناحیه ای و همبری متأثر شده‌اند و توالی، شمار و همپوشانی آنها مبهم است، تفکیک اینکه هر یک از دگرگونی‌ها در چه زمانی رخ داده است و سن‌های دگرگونی به‌دست‌آمده با کدام رویداد دگرگونی همخوانی دارد، مبهم خواهد بود.

Izadi-Kian و همکاران (۲۰۱۳) چهار گامه دگرریختی در سنگ‌های دگرگونی همدان شناسایی کرده‌اند. از آنجایی که میگماتیت‌های منطقه سیمین همدان در پهنه‌ای برشی گسترش یافته‌اند (Jafari et al., 2008; Izadi-Kian et al., 2011)، انتظار می‌رود کانی‌های سازنده سنگ و نیز زیرکن، از فعالیت‌های زمین‌ساختی منطقه متأثر شده باشند (شکل ۷).

همدان قدیمی‌ترین دانه‌های موروثی در نمونه JSIM114 یافت می‌شوند که سن ۲ میلیارد و ۵۹۰ میلیون سال پیش را نشان می‌دهند. قدیمی‌ترین زیرکن‌ها در منطقه توپسرکان در نمونه OMR43 (Qtz rich layer) و با سن ۲ میلیارد و ۳۶۰ میلیون سال پیش یافت شد (Sepahi et al., 2019). قدیمی‌ترین زیرکن منطقه بروجرد نیز ۲ میلیارد و ۵۴۰ میلیون سال پیش سن دارد (Jafari, 2020).

زیرکن‌های دگرگونی در هر سه منطقه همدان، توپسرکان و بروجرد سن‌های جوانی (منطقه همدان: ۱۶۰-۱۸۰ میلیون سال پیش، منطقه توپسرکان: ۱۶۰-۱۷۰ میلیون سال پیش، منطقه بروجرد ۱۸۰-۱۶۰ میلیون سال پیش) دارند و به دو شکل دیده می‌شوند:

- ۱- زیرکن‌های دگرگونی که در حاشیه زیرکن‌های موروثی رشد کرده‌اند و این حالت در میگماتیت‌های سیمین همدان و بروجرد بسیار متداول است؛
- ۲- زیرکن‌های دگرگونی که بلورهای منفرد و جداگانه‌ای را هستند که هسته موروثی ندارند و این وضعیت تنها در میگماتیت‌های منطقه توپسرکان دیده می‌شود (شکل ۵ نمونه‌های OMR43-6 . OMR 43, 12). به باور Hoskin و Black (۲۰۰۰)، بازتبلور نمی‌تواند در بخش گسترده‌ای از بلور و در حجم چشمگیری روی



شکل ۷- اثرات احتمالی تغییرات شیمیایی و/یا مکانیکی زیرکن‌های جانبی در هنگام دگرریختی. تنها دگرریختی‌های مرتبط با فعالیت مایع می‌تواند برخی از تحرکات Zr را به‌دنبال داشته باشند. فعالیت فاز سیال روی بلورهای زیرکن با گردش، خوردگی (حذف Zr) و رشد بیش از اندازه (تأمین Zr) شناخته می‌شود. هنگام دگرریختی در شرایط نسبتاً خشک، بلورهای زیرکن تنها از نظر مکانیکی آسیب می‌بینند (Steyrer and Sturm, 2002).

شکسته‌شده که در مراحل بعدی دچار باز تبلور شده‌اند، نبود حضور فاز سیال در شرایط پیش از رشد غلاف دگرگونی را نشان می‌دهند.

برداشت

شواهد سن‌سنجی، زمین‌شیمیایی و تصویرهای کاتدولومینسانس از زیرکن‌های درون مزوسوم میگماتیت‌های بخش شمالی پهنه سنندج-سیرجان (همدان، توپسرکان و بروجرد) نشان‌دهنده پیدایش این کانی در پی بیش از یک رویداد زمین‌شناسی است. در مناطق همدان و بروجرد بخشی از این زیرکن‌ها موروثی هستند که گاه از چندین فرایند تغییر نیز متأثر شده‌اند و گاه ساختار هسته در آنها دگرریخت شده است. در پیرامون این هسته‌های موروثی، زیرکن‌های دگرگونی ناشی از باز تبلور در شرایط ساب‌سالییدوس رشد کرده‌اند. در منطقه توپسرکان افزون‌بر هسته‌های موروثی،

با این حال، تصویرهای CL نشان می‌دهند دانه‌های زیرکن دچار شکستگی و حتی خمیدگی ناشی از نیروهای برشی نشده‌اند و از رویداد برشی شدن جان به‌در برده‌اند. روشن است اگر در هنگام دگرریختی فازهای سیال در محیط حضور داشته باشند، نیروهای برشی توانایی گسستن پیوندهای ملکولی و شکستن بلور را ندارند و بلورها سالم می‌مانند. از شواهد حضور فاز سیال در هنگام دگرریخت برشی می‌توان به خوردگی که احتمالاً با خروج Zr از ساختمان کانی همراه بوده است (مانند شکل ۴، نمونه‌های JSIM210-23 و JSIM114-2)، گردشگی (مانند شکل ۴ نمونه‌های JSIM15-25 و JSIM15-29) و رشد بیش از اندازه برخی بخش‌ها که احتمالاً با جذب Zr از فاز سیال توسط ساختمان کانی همراه بوده است (مانند شکل ۴ نمونه‌های SIM210-70 و JSIM72-38) اشاره کرد. هسته‌های موروثی

همیشه نمی‌توان با زمان اوج دگرگونی منطقه منطبق دانست.

سپاس‌گزاری

از آقای پروفسور Osanai برای انجام آنالیزها در دانشگاه کیوشو ژاپن و راهنمایی‌های ارزنده ایشان و نیز آقای دکتر سپاهی و آقای دکتر شهبازی برای بررسی مقاله و توصیه‌های مؤثر ایشان سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین، از داوران ارجمند مجله پتروولوژی که پیشنهادهای علمی ارزنده‌شان این مقاله را بهبود بخشید صمیمانه سپاس‌گزاری می‌شود.

زیرکن‌های دگرگونی به‌صورت بلورهای منفرد و بدون هسته موروثی نیز دیده می‌شوند. حضور فاز سیال در سنگ‌ها موجب شده ست زیرکن‌های مناطق بررسی‌شده از دگرریختی برشی جان سالم به‌در برند؛ اما در بسیاری از موارد، هسته‌های شکسته‌شده موروثی نشان‌دهنده نبود فاز سیال در زمان پیش از دگرگونی هستند. از این‌رو، خاستگاه فاز سیال چه‌بسا سرشت دگرگونی داشته است و با میگماتیت‌زایی و ذوب‌بخشی در منطقه مرتبط بوده است. زیرکن‌های دگرگونی با سن نزدیک به ۱۸۰ میلیون سال پیش و کمتر احتمالاً در پی دگرگونی حرارتی ژوراسیک هسته‌بندی کرده‌اند. این سن را

منابع

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F. (2005) Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94(3): 401-419. <http://www.doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4>
- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M. 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(5-6): 859-877. <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.005>
- Alavi, M. (1994) Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 229: 211-239. [http://www.doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)90030-2](http://www.doi.org/10.1016/0040-1951(94)90030-2)
- Alavi, M. (2004) Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust-belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 30(1): 1-20. <https://www.doi.org/10.2475/ajs.304.1.1>
- Amidi, M. and Majidi, B. (1997) Geological map of Hamedan, scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Black, L. P., Kamo, S. L., Allen, C. M., Aleinikoff, J. N., Davis, D. W., Korsch, R. J. and Foudoulis, C. (2003) TEMORA 1: a new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology. *Chemical Geology* 200: 155-170. [http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541\(03\)00165-7](http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541(03)00165-7)
- Bowring, S. A. and Williams, I. S. (1999) Priscoan (4.00-4.03 Ga) orthogneisses from northwestern Canada. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 134: 3-16. <http://www.doi.org/10.1007/s004100050465>
- Chiu, H- Y., Chung, S- L., Zarrinkoub, M. H., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y. (2013) Zircon U-Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. *Lithos* 162: 70-87.
- Clemens, J. D. (2003) S-type granitic magmas-petrogenetic issues, models and evidence. *Earth-Science Reviews* 61(1-2): 1-18. [http://www.doi.org/10.1016/S0012-8252\(02\)00107-1](http://www.doi.org/10.1016/S0012-8252(02)00107-1)
- Corfu, F., Hanchar, J. M., Hoskin, P. W. O. and Kinny, P. (2003) Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53(1): 469-500. <http://www.doi.org/10.2113/0530469>
- Corfu, F., Krogh Ravn, E. and Kullerud, K. (2002) A late Ordovician U-Pb age for HP metamorphism of the Tromsdalstind eclogite in the Uppermost Allochthon of the Scandinavian Caledonides. In: 12th

- Annual Goldschmidt Conference. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 77: A153.
- Crookes, W. (1879) Contributions to molecular physics in high vacua. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 170: 641-662.
- Fazlnia, A., Moradian, A., Rezaei, K., Moazzen, M. and Alipour, S. (2007) Synchronous activity of anorthositic and S-type granitic magmas in the Chah-Dozdan batholith, Neyriz, Iran: evidence of zircon SHRIMP and monazite CHIME dating. *Journal of Science, Islamic Republic of Iran* 18(23): 221-237.
- Fergusson, C. L. Nutman, A. P. Mohajjel M. and Bennett, V. C. (2016) The Sanandaj–Sirjan Zone in the Neo-Tethyan suture, western Iran: Zircon U–Pb evidence of late Palaeozoic rifting of northern Gondwana and mid-Jurassic orogenesis. *Gondwana Research* 40: 43-57. <http://www.doi.org/10.1016/j.gr.2016.08.006>
- Fraser, G., Ellis, D. and Eggins, S. M. (1997) Zirconium abundance in granulite-facies minerals, with implications for zircon geochronology in high-grade rocks. *Geology* 25: 607–610. [http://www.doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0607:ZAIGFM>2.3.CO;2](http://www.doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0607:ZAIGFM>2.3.CO;2)
- Gerdes, A. and Zeh, A. (2009) Zircon formation versus zircon alteration — New insights from combined U–Pb and Lu–Hf in-situ LA-ICP-MS analyses, and consequences for the interpretation of Archean zircon from the Central Zone of the Limpopo Belt. *Chemical Geology* 261(3–4): 230-243. <http://www.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.03.005>
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J. (2006) A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran). *Journal of Asian Earth Sciences* 26(6): 683-693. <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003>
- Griffin, W., Powell, W., Pearson, N. and O'reilly, S. (2008) GLITTER: data reduction software for laser ablation ICP-MS in the earth sciences. *Mineralogical Association of Canada short course* 40: 204-207.
- Heydarianmanesh, A., Tahmasbi, Z. and Ahmadi Khalaji, A. (2016) Mineral chemistry and thermobarometry of migmatitic rocks of Boroujerd area (north of Sanandaj-Sirjan zone). *Iranian Journal of Petrology*, 7(25): 117-138.
- Hoskin, P. W. O. and Black, L. P. (2000) Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon. *Journal of Metamorphic Geology* 18: 423–439. <http://www.doi.org/10.1046/j.1525-1314.2000.00266.x>
- Izadi Kian, L., Mohajjel Kafshdouz, M., Alavi, S., Sepahi Garoo, A. and Hoseini Dust, S. (2013) Timing of porphyroblasts growth and their relation to deformation stages in metamorphic rocks of the Hamedan area. *Petrology* 4(13): 1-18 (in Persian).
- Izadi-Kian, L., Mohajjel, M., Alavi, S. A. and Jafari, S. R. (2011) Syn-granite intrusion deformation evidence in NW Alvand, Hamedan. The 30th symposium of Geological Survey of Iran (in Persian).
- Jackson, S. E., Pearson, N. J., Griffin, W. L. and Belousova, E. A. (2004) The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211: 47-69. <http://www.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017>
- Jafari, S. R. (2007) Petrology of Migmatites and Plutonic Rocks of South Simin Area, Hamadan. M.Sc. Thesis, University of Bu Ali Sina, Hamedan, Iran (in Persian).
- Jafari, S. R. (2018) Petrology of High Grade Metamorphic Rocks of the Hamadan and the Adjacent Areas in the Sanandaj-Sirjan Zone. Ph.D. thesis, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran (in Persian).
- Jafari, S. R., Izadi-Kian, L., Sepahi, A. A., Mohajjel, M. and Aliyani, F. (2008) Evidence of shear zone and its introduction in the simin migmatites (Southeast of Hamedan). The 26th Symposium of Geological Survey of Iran (in Persian).
- Jafari, S. R., Sepahi, A. A. and Osanai, Y. (2020) LA-ICP-MS zircon U-Pb geochronology on migmatites from the Boroujerd region, Sanandaj-Sirjan zone, Zagros Orogen, Iran: provenance analysis and metamorphic age. *Geopersia* 10: 367-380. <http://www.doi.org/10.22059/GEOPE.2020.288587.648501>
- Liati, A. and Gebauer, D. (1999) Constraining the prograde and retrograde P–T–t path of Eocene HP rocks

- by SHRIMP dating of different zircon domains: inferred rates of heating, burial, cooling and exhumation for central Rhodope, northern Greece. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 135(4): 340–354. <http://www.doi.org/10.1007/s004100050516>
- Mahmoudi, S., Corfu, F., Masoudi, F., Mehrabi, B. and Mohajjel, M. (2011) U–Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 41: 238–249. <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2011.03.006>
- Malehmir-Chegini, S., Baharifar, A. A. and Mahmoudi, S. (2018) Metasomatism and corundum formation in migmatites of Broujerd area, Sanandaj–Sirjan Zone, Iran. In: the 11 Geological National Conference of Payame Noor University and the 21st Symposium of Geological Society of Iran, Payame Noor University of Qom (in Persian).
- Martínez, E. M., Villaseca, C., Orejana, D., Pérez-Soba, C., Belousova, E. and Andersen, T. (2014) Tracing magma sources of three different S-type peraluminous granitoid series by in situ U–Pb geochronology and Hf isotope zircon composition: The Variscan Montes de Toledo batholith (central Spain). *Lithos* 200–201: 273–298. <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2014.04.013>
- Mezger, K. and Krogstad, E. J. (1997) Interpretation of discordant U–Pb zircon ages: An evaluation, *Journal of Metamorphic Geology* 15(1): 127–140. <http://www.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1997.00008.x>
- Mohajjel, M., and Fergusson, C. L. (2014) Jurassic to Cenozoic tectonics of the Zagros orogen in northwestern Iran. *International Geology Reviews* 56(3): 263–287. <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2013.853919>
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 397–412. [http://www.doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00035-4](http://www.doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00035-4)
- Paces, J. B. and Miller, J. D. (1993) Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 98: 13997–14013. <http://www.doi.org/10.1029/93JB01159>
- Pan, Y. (1997) Zircon- and monazite-forming metamorphic reactions at Manitouwadge, Ontario. *Canadian Mineralogist* 35: 105–118.
- Paterson, B. A., Stephens, W. E., Rogers, G., Williams, I. S., Hinton, R. W. and Herd, D. A. (1992) The nature of zircon inheritance in two granite plutons, The Second Hutton Symposium on the Origin of Granites and Related Rocks. <http://www.doi.org/10.1130/SPE272-p459>
- Pidgeon, R. T. (1992) Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110: 463–472. <http://www.doi.org/10.1007/BF00344081>
- Pidgeon, R., Nemchin, A. and Hitchen, G. (1998) Internal structures of zircons from Archaean granites from the Darling Range batholith: implications for zircon stability and the interpretation of zircon U–Pb ages. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 132: 288–299.
- Pupin, J. P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73: 207–220.
- Rasmussen, B. (2005) Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at ~250 °C. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 150: 146–155. <http://www.doi.org/10.1007/s00410-005-0006-y>
- Roberts, M. P. and Finger, F. (1997) Do U–Pb zircon ages from granulites reflect peak metamorphic conditions? *Geology* 25(4): 319–322. [http://www.doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0319:DUPZAF>2.3.CO;2](http://www.doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0319:DUPZAF>2.3.CO;2)
- Rubatto, D. (2017) Zircon: The Metamorphic Mineral. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 83(1): 261–295. <https://www.doi.org/10.2138/rmg.2017.83.9>
- Rubatto, D. and Gebauer, D. (2000) Use of Cathodoluminescence for U–Pb Zircon Dating by Ion

- Microprobe: Some Examples from the Western Alps. *Cathodoluminescence in Geosciences* 15: 373-400. http://www.doi.org/10.1007/978-3-662-04086-7_15
- Rubin, J. F., Henry, C. D. and Price, J. G. (1993) The mobility of zirconium and other “immobile” elements during hydrothermal alteration. *Chemical Geology* 110: 29–47.
- Saki, A. Lucci, F., Miri, M., and White, J. C. (2021) Trondhjemite leucosomes generated by partial melting of a hornblende-gabbro (Alvand plutonic complex, Hamedan, NW Iran). *International Geology Review* 63: 597-630. <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2020.1861554>
- Saki, A., Miri, M. and Oberhansli, R. (2020) High temperature low pressure metamorphism during subduction of neotethys beneath the Iranian plate: Evidence for mafic migmatite formation in the Alvand complex (western Iran). *Mineralogy and Petrology* 6: 539-557. <http://www.doi.org/10.1007/s00710-020-00721-z>
- Samadi, R., Torabi, G., Dantas, E. L., Morishita, T. and Kawabata, H. (2021) Ordovician crustal thickening and syn-collisional magmatism of Iran: Gondwanan basement along the north of the Yazd Block (Central Iran). *International Geology Review*. <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2021.1972352>
- Schaitegger, U., Gebauer, D. and von Quadt, A. (2002) The mafic-ultramafic rock association of Loderio-Biasca (lower Pennine nappes, Ticino, Switzerland): Cambrian oceanic magmatism and its bearing on early Paleozoic paleogeography. *Chemical Geology* 186(3-4): 265-279. [http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541\(02\)00005-0](http://www.doi.org/10.1016/S0009-2541(02)00005-0)
- Sepahi A. A., Jafari, S. R., Osanai, Y., Shahbazi, H., and Moazzen, M. (2019) Age, petrologic significance and provenance analysis of the Hamedan low-pressure migmatites; Sanandaj-Sirjan zone, West Iran. *International Geology Review* 61(12): 1446–1461. <http://www.doi.org/10.1080/00206814.2018.1517392>
- Sepahi, A. A. (1999) Petrology of the Alvand plutonic complex with special reference on granitoids. Ph. D. Thesis, Tarbiat-Moallem University, Tehran, Iran (in Persian).
- Sepahi, A. A., Borzoei, K. and Salami, S. (2012). The study of minerals chemistry, thermobarometry and tectonic setting of plutonic rocks from Sarabi Tueyserkan area (Hamedan province). *Petrology* 3(11): 39-58 (in Persian).
- Sepahi, A. A., Jafari, S. R., Moazzen, M. and Shahbazi, H. (2018) Study of mineral chemistry, thermobarometry and petrogenesis of migmatitic rocks of Hamedan area. *Petrology* 9(33): 164-190 (in Persian).
- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Stern, R. J., Ghorbani, G. and Bakhshizad, F. (2016) Zircon U–Pb ages and Hf–O isotopic composition of migmatites from the Zanzan–Takab complex, NW Iran: Constraints on partial melting of metasediments. *Lithos* 240–243: 34-48. <http://www.doi.org/10.1016/j.lithos.2015.11.004>
- Shahbazi, H., Siebel, W., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A., Shang, C. and Abedini, M. V. (2010) Geochemistry and U–Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj–Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. *Journal of Asian Earth Sciences* 39: 668-683. <http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2010.04.014>
- Shakerardakani, F., Li, X. H., Ling, X. X., Li, J., Tang, G. Q., Liu, Y. and Monfaredi, B. (2019) Evidence for Archean crust in Iran provided by ca. 2.7 Ga zircon xenocrysts within amphibolites from the Sanandaj–Sirjan zone, Zagros orogen. *Precambrian Research* 332: 105390. <http://www.doi.org/10.1016/j.precamres.2019.105390>
- Shakerardakani, F., Neubauer, F., Liu, X., Dong, Y., Monfaredi, B., and Li, X. (2021) New detrital zircon U–Pb insights on the palaeogeographic origin of the central Sanandaj–Sirjan zone, Iran. *Geological Magazine* 1-22. <http://www.doi.org/10.1017/S0016756821000728>
- Shirdashtzadeh, N., Torabi, G. and Schaefer, B. (2018) A magmatic record of Neoproterozoic to Paleozoic convergence between Gondwana and Laurasia in the northwest margin of the Central-East Iranian

- Microcontinent. *Journal of Asian Earth Sciences* 166: 35–47.
[Http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.07.008](http://www.doi.org/10.1016/j.jseaes.2018.07.008)
- Soheili, M. (1992) Geological map of the Khorramabad area, scale 1:250000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).
- Steyrer, H. P. and Sturm, R. (2002) Stability of zircon in a low-grade ultramylonite and its utility for chemical mass balancing: the shear zone at Mie´ville, Switzerland. *Chemical Geology* 187: 1-19.
- Tahmasbi, Z., Ahmadi Khalaji, A. (2010) Using of mineral chemistry to determine the formation conditions of Boroujerd granitoid complex and its metamorphic aureole. *Petrology* 1(2): 77-94 (in Persian).
- Tahmasbi, Z., Ghasemifard, H., Ahmadi Khalaji, A. and Izadikian, L. (2017) Geochemistry and tectonic setting of basic dykes in the Boroujerd area (Sanandaj-Sirjan Zone). *Petrology* 8(29): 153-170 (in Persian).
- Watson, E. B. and Liang, Y. (1995) A simple model for sector zoning in slowly grown crystals: implications for growth rate and lattice diffusion, with emphasis on accessory minerals in crustal rocks. *American Mineralogist* 80(1-12): 1179–1187. <http://www.doi.org/10.2138/am-1995-11-1209>
- Whitney, D. L. and Evans, B. V. (2010). Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 95(1): 185–187. <http://www.doi.org/10.2138/am.2010.3371>
- Williams, I. S., Buick, I. S. and Cartwright, I. (1996) An extended episode of early Mesoproterozoic fluid flow in the Reynolds Range, central Australia. *Journal of Metamorphic Geology* 14(1): 29–47. <http://www.doi.org/10.1111/j.1525-1314.1996.00029.x>
- Woodhead, J. A., Rossman, G. R. and Silver, L. T. (1991) The metamictization of zircon: Radiation dose-dependent structural characteristics. *American Mineralogist* 76(1-2): 74–82.
- Yuanbao, W. U. and Yongfei, Z. (2004) Genesis of zircon and its constraints on interpretation of U-Pb age. *Chinese Science Bulletin* 49(15): 1554-1569. <http://www.doi.org/10.1007/BF03184122>