

سن سنجی توده نفوذی کوهدم، دایک‌ها و آنکلاوهای موجود در آن به روش اورانیم-سرب

فاطمه سرجوقیان^۱، علی کنعانیان^۲، امیر اثنی‌عشری^۳ و جمشید احمدیان^۳

^۱ استادیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

^۲ استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۶/۱۸

چکیده

مجموعه نفوذی کوهدم، در شمال خاور اردستان در بخش مرکزی نوار ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. این مجموعه ماهیت کالک آلکالین دارد و در دو واحد فلسیک و حدواسط-مافیک قابل مشاهده است. سنگ‌های فلسیک از ترکیب سنگ‌شناسی مونزوگرنائیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت تشکیل شده، در حالی که سنگ‌های حدواسط-مافیک شامل ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت است. این توده و سنگ‌های دربرگیرنده آن میزبان دایک‌های متعدد اسیدی است و آنکلاوهای میکروگرنولار مافیک متعددی با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت در سنگ‌های فلسیک خودنمایی می‌کند. مطالعات سن سنجی اورانیم-سرب با استفاده از روش LA-ICP MS روی بلورهای زیرکن نشان می‌دهد که سن سنگ‌های حدواسط-مافیک حدود $53/9 \pm 0/4$ میلیون سال، سنگ‌های فلسیک حدود $51/1 \pm 0/4$ میلیون سال، آنکلاوها $50/3 \pm 0/8$ میلیون سال و دایک‌های اسیدی $49/95 \pm 0/64$ میلیون سال برآورد شده است. با توجه به این نکته که سن‌های به دست آمده متعلق به ائوسن زیرین تا میانی هستند، می‌توان گفت شکل‌گیری این مجموعه نفوذی همزمان با رخداد فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی است و با مطالعات ژئوشیمیایی مطابقت دارد.

کلید واژه‌ها: سن سنجی، زیرکن، U/Pb، ارومیه-دختر، فرورانش، کوهدم، اردستان.

*نویسنده مسئول: فاطمه سرجوقیان

E-mail: fsarjoughian2@gmail.com

۱- پیش‌نویس

سنگ‌های میزبان، دگرگونی مجاورتی رخ داده و به هورنفلس و اسکارن تبدیل شده‌اند (شکل ۱).

با توجه به اندیس رنگی، توده نفوذی به دو واحد جدا هم قابل تفکیک است.

(۱) بخش فلسیک که طیف سنگ‌شناسی گسترده‌ای از مونزوگرنائیت، گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت و کوارتز مونزودیوریت صورتی تا کرم رنگ را در بر می‌گیرد،

(۲) بخش حدواسط-مافیک که ترکیب سنگ‌شناسی گابرو، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و مونزونیت را نشان می‌دهد و در حاشیه شمالی،

خاوری و جنوب توده با رنگ خاکستری-سبز تیره نمایان است. شواهدی چون: (۱) دانه ریزتر شدن بخش فلسیک در محل کنتاکت با بخش حدواسط-مافیک،

(۲) دگرسانی و اپیدوتی شدن بخش حدواسط-مافیک در محل تماس با سنگ‌های فلسیک، (۳) قطعانی از سنگ‌های حدواسط-مافیک در بخش فلسیک در محل

کنتاکت و (۴) زبان‌هایی از بخش فلسیک درون بخش حدواسط-مافیک از جمله شواهدی هستند که نشان می‌دهد بخش فلسیک نسبت به بخش حدواسط-مافیک

جوان‌تر است (شکل ۲-الف) (سرجوقیان، ۱۳۸۶). این سنگ‌ها مورد هجوم دایک‌های اسیدی فراوانی با ترکیب کوارتز پورفیری، میکروگرنائیت پورفیری،

میکروگرنودیوریت پورفیری و آپلیت‌ها قرار گرفته‌اند به طوری که فراوانی آنها در برخی نواحی، به ویژه در جنوب و جنوب خاور توده نفوذی چشم‌گیر است. این

دایک‌ها با ستبرای متغیر ۰/۵ تا ۲۰ متر، به رنگ کرم و خاکستری روشن بیشتر در سوی شمال خاور-جنوب باختر بوده و دگرسانی کلریتی را متحمل شده‌اند (شکل ۲-ب).

آنکلاوهای مافیک فراوانی با ترکیب دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزودیوریت و کوارتز مونزودیوریت نیز در بخش فلسیک توده نفوذی حضور دارند. این آنکلاوها در

حد چند سانتی‌متر تا چندین متر به شکل کروی تا بیضوی حضور دارند (شکل ۲-ج).

بلورهای آنها دانه ریز است و اندازه بلورها در حاشیه آنکلاو کوچک‌تر نیز می‌شود. افزون بر آن نفوذ رگه‌هایی از سنگ میزبان به درون آنکلاو و وجود حاشیه واکنشی

در محل کنتاکت آنکلاو-سنگ میزبان از دیگر شواهد صحرائی مورد بیان است.

مجموعه نفوذی کوهدم در شمال خاور شهرستان اردستان، در پهنه ایران مرکزی و در کمربند تکتونوماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است و به عقیده بسیاری از

پژوهشگران، این کمربند در اثر فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس به زیر ایران مرکزی در طی کوهزایی آلپ-همیالیا شکل گرفته (Mohajjel et al., 2003; Berberian et al., 1982; Stocklin, 1974; Sengor, 1991; Shahabpour, 2007; Alavi, 1994) و موجب شکل‌گیری فعالیت‌های آذرین بازیک تا اسیدی در این

ناحیه شده است. این فعالیت‌های ماگمایی از ائوسن شروع و تا زمان الیگوسن بالایی-میوسن زیرین ادامه داشته است (Mohajjel et al., 2003; Shahabpour, 2007).

پژوهش‌های پیشین انجام‌شده بر مجموعه نفوذی کوهدم شامل مطالعات ژئوشیمیایی (سرجوقیان، ۱۳۸۶ و ۱۳۹۱)، بررسی‌های کانه‌زایی (ربیعی، ۱۳۸۵) و سن سنجی K-Ar (Technoexport, 1981) از بخش اسیدی توده مورد نظر بوده است

و سن ائوسن بالایی را برای آنها گزارش کرده‌اند. با توجه به انتشار گاز آرگون در این نوع سن سنجی این اشکال بر آن وارد است که ممکن است سن به دست آمده، سن واقعی نباشد، بنابراین در این پژوهش سعی شده است تا با استفاده از سن سنجی

U-Pb روی بلور زیرکن سن دقیقی از این توده به دست آورده شده است. از سوی دیگر واحدهای دیگر این مجموعه نفوذی پیش‌تر مورد بررسی سن سنجی قرار گرفته

نشده‌اند. بنابراین در این پژوهش سعی شده است سن بخش‌های مختلف مجموعه نفوذی کوهدم مورد بررسی قرار گرفته و با نتایج به دست آمده از توده‌های نفوذی

رخنمون یافته در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر مورد مقایسه قرار گیرد.

در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر مورد مقایسه قرار گیرد.

۲- زمین‌شناسی

مجموعه نفوذی کوهدم از لحاظ تقسیمات ساختاری در باختر پهنه ایران مرکزی و در مرکز کمربند ماگمایی ارومیه-دختر قرار گرفته است. این توده درون سنگ‌های

دگرگونه شیست‌ها و فیلیت‌های پالئوزویک، سنگ‌های آهکی کرتاسه و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن زیرین نفوذ کرده است و در مجاورت بلافضل توده نفوذی با

۳- روش کار

به منظور تعیین سن مجموعه نفوذی کوه‌دم، تعداد ۴ نمونه (با وزن تقریبی سه تا هفت کیلوگرم) از سنگ‌های فلسیک، سنگ‌های حدواسط- مافیک، آنکلاوها و دایک اسیدی انتخاب شدند. این نمونه‌ها در ابتدا با آب و اسید کلریدریک رقیق شسته و به وسیله برس کاملاً تمیز شد و سپس نمونه‌ها توسط دستگاه خرد کننده فکی که پیش‌تر کاملاً تمیز شده بود، خرد شدند. در مرحله بعد نمونه‌ها را درون دستگاه لرزان قرار داده تا در مدت ۳۰ دقیقه عمل جدایش بلورها بر اساس اندازه بلور انجام شود. سپس بلورهای بیش از ۳۰۰ میکرون از بقیه جدا و کاملاً شستشو داده شدند. این مرحله چندین بار تکرار شد تا کانی‌های سبک از مانند کانی‌های رسی از بقیه ذرات کاملاً جدا شوند. در مرحله بعد بخش‌های باقی‌مانده در دستگاه آون در دمای حدود ۱۰۰ درجه سانتی‌گراد قرار داده شدند تا پس از حدود ۴ تا ۸ ساعت کاملاً خشک شوند. فرایند بعدی جدایش بلورها توسط دستگاه جداسازی ماگنت گیر Frantz و Forrer بوده است. در این مرحله کانی‌های دارای خاصیت مغناطیسی مانند پروکسن، آمفیبول و بیوتیت از دیگر کانی‌ها (کوارتز، فلدسپار، زیرکن و آپاتیت) جدا شدند. در مرحله بعد برای جدایش کانی زیرکن از دیگر کانی‌های غیر مغناطیسی، مایعات سنگین برموفرم و یدید متیلن مورد استفاده قرار گرفت و زیرکن به دلیل چگالی بالایی که دارد از دیگر کانی‌ها جدا شده و در کف ظرف باقی‌ماند. در مرحله آخر با استفاده از میکروسکوپ بینوکولار، جدایش زیرکن‌ها به صورت دستی انجام گرفته و زیرکن‌های جدا شده به آزمایشگاه Key State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources، در دانشگاه یوهان چین ارسال شد. پیش از ارسال نمونه‌ها برای تجزیه در آزمایشگاه SEM دانشگاه تهران تصاویر SEM از بلورهای زیرکن تهیه شد تا ریخت‌شناسی زیرکن مورد بررسی قرار گیرد. در آزمایشگاه چین، به منظور شناسایی زیرکن‌ها، از تصاویر کاتادولومینسانس (CL) استفاده شده است و سپس تحت تجزیه LA-ICP Ms قرار گرفته‌اند. تصاویر CL ساختار درونی بلورهای زیرکن را نشان می‌دهند و به کمک آنها مکان‌های مناسب برای اشعه لیزر در تجزیه LA-ICP Ms انتخاب می‌شود. از مزایای این روش سن سنجی می‌توان به مواردی چون: (۱) آماده‌سازی سریع در چند دقیقه، (۲) شناسایی بلورهای دارای ادخال، ادخال سیال و هسته موروثی، (۳) اندازه‌گیری در ابعاد کوچک، (۴) تخریب نشدن نمونه و امکان تجزیه دوباره در صورت بروز اشتباه و (۵) اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوپی Hf و عناصر خاکی کمیاب در بلور زیرکن، اشاره کرد.

در روش MC-ICP-MS روش کار بدین صورت است که ابتدا دانه‌های زیرکن در مایع پیروکسی (ترکیبی از چسب و ماده سمی پیروکسی) غوطه‌ور می‌شوند و پس از سخت شدن یکی از سطوح آن سیقلی می‌شود تا همه ناخالصی‌ها زدوده شود و سطح تازه‌ای از نمونه نمایان شود. سپس نمونه در دستگاه اولتراسوند برای تمیز شدن و زدودن ناخالصی‌ها از همه حفرات قرار داده می‌شود. بمباران الکترونی نمونه با لیزر با دستگاه Geolas 2005 انجام شده است. اشعه تولید شده ناشی از فرایند آژرسول (معلق‌سازی ذرات جامد نمونه به صورت گاز) از سلول ablation و بخش ICP-MS و انتقال آن با بهره‌گیری از یک تیوپ ناقل با ابعاد درونی ۳ میلی‌متر است. سلول ablation استاندارد در سیستم Geolas 2005 یک سلول با طراحی بسته‌ای است که اساساً شامل یک سیلندر با حجم ۴۰ سانتی‌متر مکعب است. نمونه سوار شده بر روی اپوکسی درونی این سیلندر قرار می‌گیرد و حجم مؤثر آن به ۱۴ سانتی‌متر مکعب کاهش می‌یابد. یک قطعه Agilent ICP-MS برای اندازه‌گیری سیگنال‌های ناشی از یون‌های عنصری و شمارش و تعیین آنها در این سیستم وجود دارد. هلیوم، گاز حامل و آرگون به عنوان گاز make up در این سیستم وجود دارد که در محلی به نام رابط T به هم ملحق می‌شوند. نیتروژن بعد از گذر از رابط T به این ترکیب گازی اضافه می‌شود و نقش آن در کاهش محدوده شناسایی عناصر از کانی و افزایش دقت

اندازه‌گیری و کاهش ضریب خطا است. هر تجزیه شامل ۲۰ تا ۳۰ ثانیه شات اولیه روی زمینه و ۵۰ ثانیه شات بر روی برداشت واقعی داده از روی نمونه است. در مرحله آخر با رسم نسبت‌های ایزوتوپی به دست آمده بر روی نمودار کنگوردیا با استفاده از نرم‌افزار ایزوپلات (Ludwig, 2003) می‌توان سن نمونه را برآورد کرد.

۴- فراوانی زیرکن در واحدهای مختلف

زیرکن در تمام واحدهای سنگی با فراوانی متغیری قابل مشاهده است. این کانی به فراوانی در سنگ‌های فلسیک دیده می‌شود، در حالی که در بخش حدواسط- مافیک، دایک و آنکلاو فراوانی کمتری دارند (شکل ۳). به عقیده Pupin (1980) در ماگماهای فقیر از آب زیرکن در مراحل اولیه تبلور ماگما تبلور می‌شود، در حالی که حضور زیرکن در همه واحدهای سنگی را می‌توان به آبدار بودن مجموعه نفوذی کوه دم نسبت داد.

۵- ویژگی‌های ظاهری زیرکن‌ها

پیش از ارسال نمونه‌ها برای عمل تعیین سن، تصاویر SEM آنها تهیه شد. این تصاویر در شکل ۴ نمایش داده شده است. زیرکن‌ها در این شکل به صورت منشوری پهن تا کشیده مشاهده می‌شوند. پیش از انجام تجزیه‌ها نیز تصاویر کاتادولومینانس از تمامی زیرکن‌ها تهیه شد (شکل ۴). چنانچه ملاحظه می‌شود زیرکن‌ها غالباً بی‌رنگ، با شکل منشوری پهن تا کشیده بوده و قطری حدود ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرومتر دارند. این بلورها به صورت شکل‌دار تا بی‌شکل نمایان هستند، برخی بلورها شکسته شده و در مواردی دارای سطوح انحلالی و خورده شده هستند و احتمالاً تماس با ماگمای پر حرارت و عملکرد فرایند اختلاط ماگمایی منجر به ایجاد آن شده است (Koksal et al., 2008). بیشتر نمونه‌ها دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. این ویژگی مربوط به زیرکن‌هایی است که حاصل تبلور ماگمایی هستند (Zhai et al., 2007, 2009). همچنین برخی زیرکن‌ها دارای هسته موروثی هستند که تجزیه روی آنها انجام نشده است.

یکی از کاربردهای زیرکن استفاده از ریخت‌شناسی آن در تشخیص نوع گرانیت است. از لحاظ تیپولوژی زیرکن‌های موجود در گرانیت‌های نوع S دارای سطوح منشوری و هرمی پیچیده‌ای هستند، در حالی که گرانیت‌های نوع I و A شکل بلوری ساده‌تری دارند (Koksal et al., 2008). با توجه به شکل بلوری ساده زیرکن‌های مورد مطالعه، می‌توان سنگ میزبان آنها را از نوع I و A در نظر گرفت.

از سوی دیگر به کمک شکل و زونینگ زیرکن‌ها می‌توان منشأ سنگ‌های ماگمایی را تا حدی مشخص کرد (Rubatto & Gebauer, 2000). چنانچه در شکل ۶ ملاحظه می‌شود زیرکن‌ها در سنگ‌هایی که منشأ هیبریدی دارند منشوری بوده و زونینگ منظمی دارند (شکل ۶- الف) در حالی که در سنگ‌های با ماهیت آلکالن شکل منشوری پهن دارند، ساختمان منطقه‌ای نیز کمتر گسترش یافته و ساختمان ناقصی را نشان می‌دهند (شکل ۶- ب). همچنین زیرکن‌های موجود در سنگ‌های با منشأ پوسته‌ای، شکل منشوری کشیده داشته و در بخش حاشیه‌ای دارای ساختمان منطقه‌ای مشخص هستند. این گروه از زیرکن‌ها معمولاً هسته موروثی دارند (شکل ۶- ج) (Koksal et al., 2008).

چنانچه در زیرکن‌های مجموعه کوه‌دم ملاحظه می‌شود، زیرکن‌های موجود در سنگ‌های فلسیک، حدواسط- مافیک و آنکلاوها با سنگ‌های منشأ هیبرید شباهت نزدیکی دارند در حالی که دایک‌ها افزون بر ساختمان منطقه‌ای، دارای زیرکن موروثی هستند و به نظر می‌رسد با منشأ پوسته‌ای هماهنگی بیشتری داشته باشند. این نتایج با مطالعات پیشین که بر روی ژئوشیمی سنگ کل این که بر روی این سنگ‌ها انجام شده مطابقت دارد (سرجوقیان، ۱۳۹۱).

۶- نتایج تعیین سن

کومولا، اتولیت، حاشیه انجماد سریع و رستیت را مردود ساخته است. اگر تشکیل آنکلاو بر اثر فرایندهای فوق صورت می‌گرفت، در این صورت باید سن آنکلاو قدیمی‌تر از سن سنگ میزبان به دست می‌آمد. بنابراین سن محاسبه شده با عملکرد فرایند آمیختگی ماگمایی در شکل‌گیری توده نفوذی کوهدم هماهنگی دارد. (Yang et al., 2007).

مجموعه نفوذی کوهدم بخش کوچکی از کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر است و نتایج سن سنجی بیانگر شکل‌گیری آن در ائوسن زیرین تا میانی است. بسیاری از پژوهشگران (Mohajjel et al., 2003; Berberian & King, 1981; Stocklin, 1974; Sengor, 1991; Alavi, 1994) بر این باورند که کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر بر اثر فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه قاره‌ای ایران مرکزی تشکیل شده است. البته در زمان برخورد نهایی این فرایند اختلاف نظرهای جزئی وجود دارد. (۱) با توجه به آبداکشن افیولیت‌ها در کرتاسه پایانی و گسترش همزمان حوضه پیش بوم در بخش جلویی کمر بند کوهزایی، در حاشیه صفحه عربی، Berberian & King (1981) زمان بسته شدن را در طی فاز لارامید در کرتاسه پایانی پیشنهاد داده‌اند، (۲) Ghasemi & Talbot (2006) بر اساس دگرشکلی در سنگ‌های ائوسن و پیش از ائوسن و فقدان آنها در رسوبات الیگومیوسن، سن برخورد را ائوسن زیرین تا میانی می‌دانند، (۳) Allen & Armstrong (2008) بر اساس شواهد پالئوبیوگرافی، سنگ‌شناسی و ساختاری، سن برخورد را در زمان ائوسن پایانی گزارش کرده‌اند، (۴) McQuarrie et al. (2003) بر اساس شواهد مربوط به تغییر رسوبات دریایی به غیر دریایی، زمان برخورد را میوسن زیرین تا میانی پیشنهاد کرده‌اند، (۵) Robertson (2000) بر اساس دگرشکلی و نهشته شدن رسوبات همزمان با زمین‌ساخت در حاشیه شمالی صفحه عربی زمان برخورد را میوسن زیرین گزارش کرده است، (۶) Mohajjel et al. (2003) بر اساس شکل‌های فلسی شکل، تراست‌های ناپیدا و چین‌خوردگی در تراست چین‌خورده زاگرس زمان برخورد را میوسن می‌دانند، (۷) Allen et al. (2004) بر اساس ورودی ذرات کلاستیک دانه درشت به درون حوضه فورلند و فرونشست سریع دریای کاسپین زمان برخورد را میوسن بالایی تا پلیوسن برآورد کرده‌اند و (۸) Agard et al. (2005) بر اساس فقدان رسوبات در طی ائوسن بالایی- الیگوسن در بخش باختری ایران مرکزی زمان برخورد را ۲۵ تا ۳۵ میلیون سال پیش گزارش کرده‌اند.

با توجه به زمان به‌دست آمده از مجموعه نفوذی کوهدم و سن برخورد صفحه اقیانوسی نئوتتیس به صفحه ایران مرکزی که اکثریت صاحب‌نظران آن را پس از ائوسن میانی گزارش کرده‌اند، بنابراین می‌توان گفت که شکل‌گیری توده نفوذی مورد مطالعه همزمان با فرورانش ایجاد شده و با داده‌های ژئوشیمی مطابقت دارد (سرجوقیان، ۱۳۹۱).

لازم به یاد آوری است که توده‌های نفوذی دیگری نیز در کمر بند ماگمایی ارومیه- دختر وجود دارند که توسط پژوهشگران مختلف تعیین سن شده‌اند. از جمله آنها می‌توان به تعیین سن توده نفوذی نظنز به روش K-Ar اشاره کرد که سن ائوسن و الیگومیوسن برای آن به‌دست آمده است (Pourhoseini, 1983; Chiu et al., 2013). توده نفوذی نیاسر به روش U/Pb تعیین سن شده و سن ائوسن زیرین و میوسن میانی (Honarmand et al., 2013) دارد و توده نفوذی ساوه که به روش U/Pb تعیین سن شده، سن ائوسن (Rezaei et al., 2012) را نشان می‌دهد. همان‌گونه که مشاهده می‌شود تمامی این سن‌ها تأییدی بر عملکرد ماگماتیسم گسترده در کمر بند ارومیه- دختر طی فاصله زمانی ائوسن تا میوسن است.

چنانچه پیش‌تر بیان شد، برای تعیین سن مجموعه نفوذی کوهدم ۴ نمونه از بخش فلسیک (D1)، بخش حدواسط- مافیک (A3)، دایک (S65) و آنکلاوهای موجود در آن (D3) مورد تجزیه LA-ICP Ms قرار گرفته‌اند. برای کسب اطمینان از اینکه سن به دست آمده دقیقاً معادل سن تبلور ماگما است، باید از ماگمایی بودن دانه‌های زیرکن اطمینان حاصل شود. فراوانی Th و U اطلاعات مناسبی را در خصوص ماگمایی بودن دانه‌های زیرکن در اختیار ما قرار می‌دهند. میزان Th/U از ۰/۴۳ تا ۱ در نمونه D1، از ۰/۴ تا ۰/۹۳ در A3، از ۰/۴۲ تا ۰/۸۳ در دایک و از ۰/۴۵ تا ۱ در آنکلاوها تغییر می‌کند. اگر میزان Th/U در سنگ‌های ماگمایی کمتر از ۰/۱ باشد، بیانگر تبلور دوباره زیرکن است و میزان Th/U بالاتر از ۰/۵ نشان از تبلور زیرکن از یک ماگما است (Hoskin & Black, 2000; Belousova et al., 2002). فراوانی Th و U در نقاط تجزیه شده گویای آن است که انتخاب زیرکن‌ها صحیح است و تمامی آنها دارای ویژگی‌های زیرکن‌های ماگمایی هستند. افزون بر ارتباط مثبتی نیز میان فراوانی Th و U مشاهده می‌شود که همگی تأیید کننده منشأ ماگمایی زیرکن‌ها است (Hoskin & Black, 2000; Belousova et al., 2002).

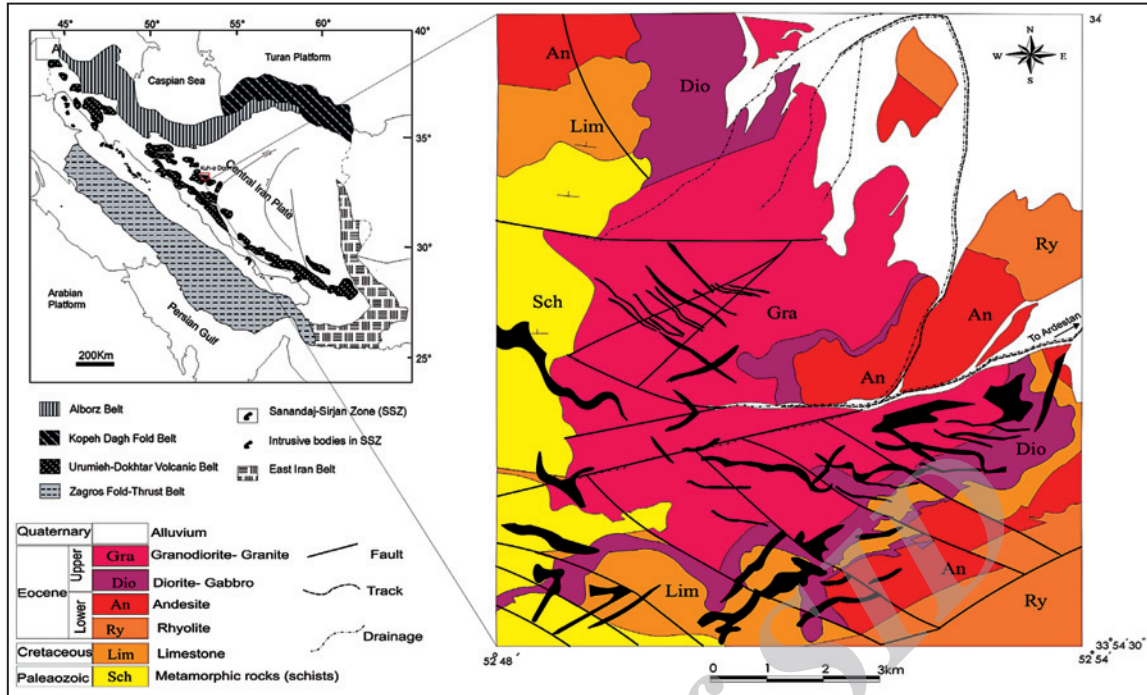
نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی انجام شده روی ۴ نمونه از سنگ‌های مورد مطالعه در جدول ۱ تا ۴ ارائه شده است. سن سنجی اورانیم- سرب روی ۲۳ بلور زیرکن از سنگ‌های فلسیک در نمودار کنکوردیا سن حدود $51/1 \pm 0/4$ میلیون سال (MSWD: 1.04) را نشان می‌دهد. این سن سنجی از ۱۵ بلور زیرکن از واحد حدواسط- مافیک روی نمودار کنکوردیا سنی حدود $52/9 \pm 0/4$ میلیون سال (MSWD: 1.18) را نشان می‌دهد. سن سنجی از دایک‌های فلسیک در منطقه از ۱۴ بلور زیرکن انجام شده و سن حدود $49/95 \pm 0/64$ میلیون سال (MSWD: 2.6) را روی منحنی کنکوردیا نشان می‌دهد. همچنین با استفاده از سن سنجی ۲۴ بلور زیرکن از آنکلاوهای موجود و قرار دادن آن روی منحنی کنکوردیا سنی حدود $50/3 \pm 0/8$ میلیون سال (MSWD: 3.3) به دست آمده است (شکل ۷).

۷- بحث و نتیجه‌گیری

سن‌یابی‌های انجام شده در واحدهای مجموعه نفوذی کوهدم در بخش حدواسط- مافیک، فلسیک، آنکلاو و دایک به ترتیب سنی حدود $53/9 \pm 0/4$ ، $51/1 \pm 0/4$ ، $49/95 \pm 0/64$ و $50/3 \pm 0/8$ میلیون سال را نشان می‌دهند که در اشکوب‌های پیرسین (Yepresian) و لوتین (Lutetian) است و همگی به ائوسن زیرین و میانی تعلق دارند. این نتایج با داده‌های سن سنجی K-Ar که توسط شرکت Technoexpert (1981) انجام شده است و سن ائوسن بالایی را گزارش کرده‌اند، اندکی اختلاف دارد و احتمالاً به دلیل انتشار آرگون در طی فرایند دگرسانی است که سبب جوان‌شدگی آنها شده است.

روابط صحرائی نشان می‌دهد که سنگ‌های فلسیک درون بخش حدواسط- مافیک نفوذ کرده‌اند و جدیدتر هستند و این مشاهدات با نتایج حاصل از سن سنجی تأیید می‌شود. افزون بر آن، نتایج سن سنجی از دایک‌هایی که درون سنگ‌های نفوذی تزریق شده‌اند نیز با مطالعات صحرائی در تطابق بوده و بیانگر آن است که این دایک‌ها جوان‌ترین واحد سنگی در منطقه به شمار می‌آیند.

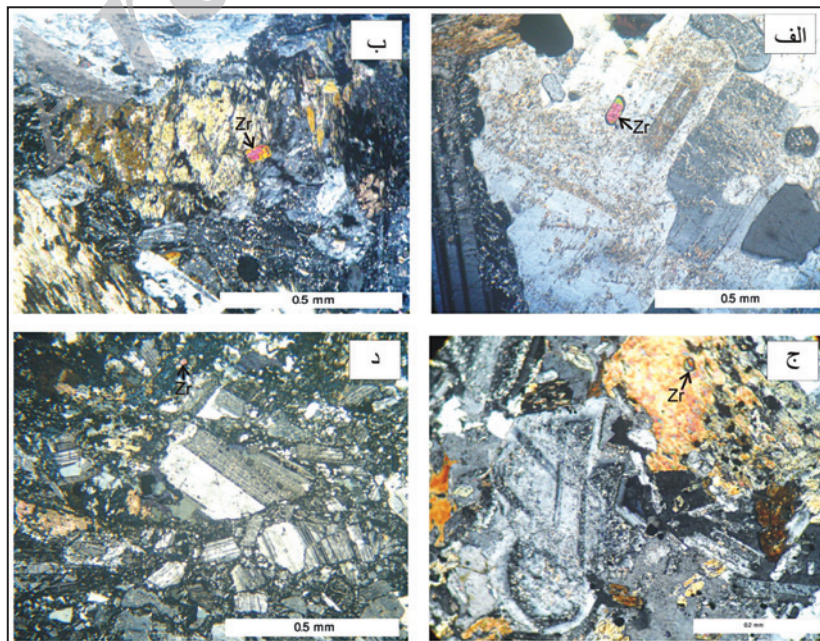
نتایج سن سنجی آنکلاوها و سنگ میزبان (واحد فلسیک) نشان می‌دهد که سن آنکلاوها اندکی کمتر از سنگ میزبان است ولی با در نظر گرفتن خطاهای محاسباتی با هم همپوشانی دارند. سرجوقیان (۱۳۹۱) بر این باور است که آنکلاوها بر اثر فرایند آمیختگی ماگمایی شکل گرفته‌اند و گزینه‌هایی چون زئولیت،



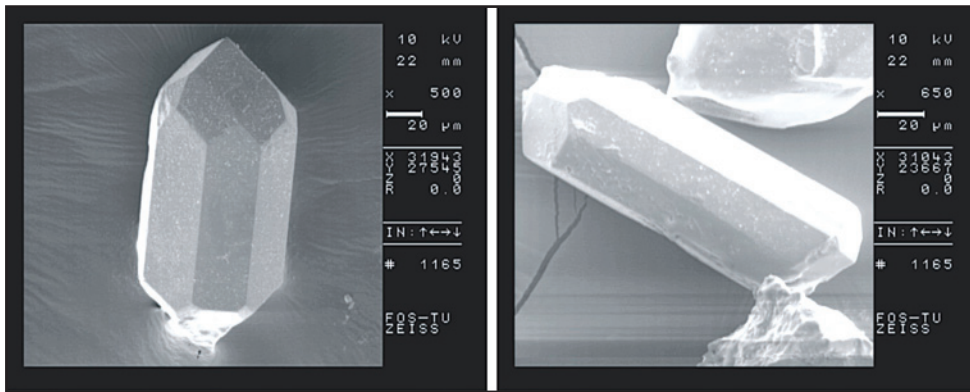
شکل ۱- نقشه زمین شناسی توده نفوذی کوه دم (Technoexport, 1981) و موقعیت آن در کمربند ماگمایی ارومیه-دختر.



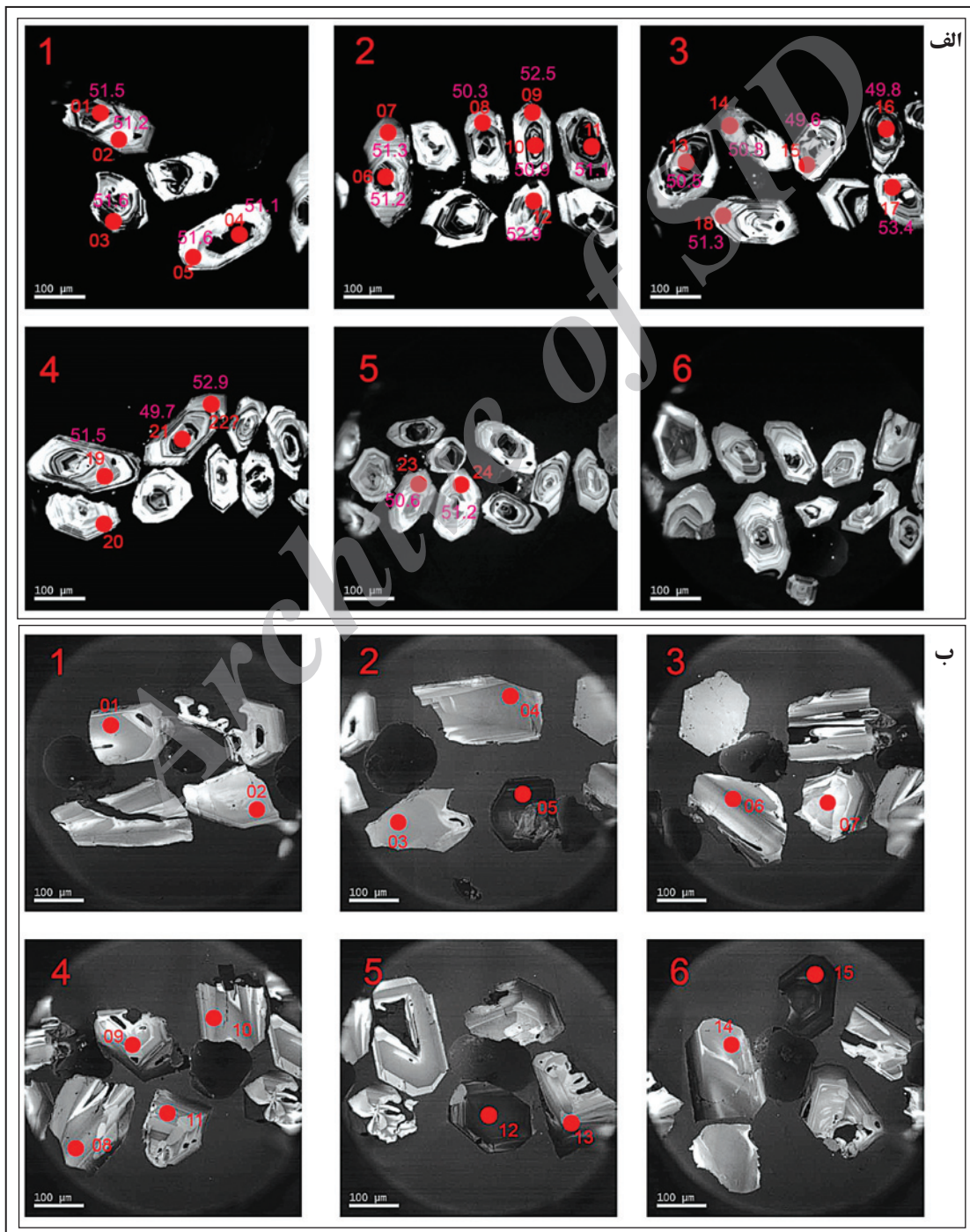
شکل ۲- الف) همبری سنگ های فلسیک با حدواسط- مافیک؛ ب) فراوانی دایک های اسیدی تزریق شده در سنگ های فلسیک؛ ج) نمایی از آنکلاو میکرو گرانولار مافیک درون توده نفوذی.



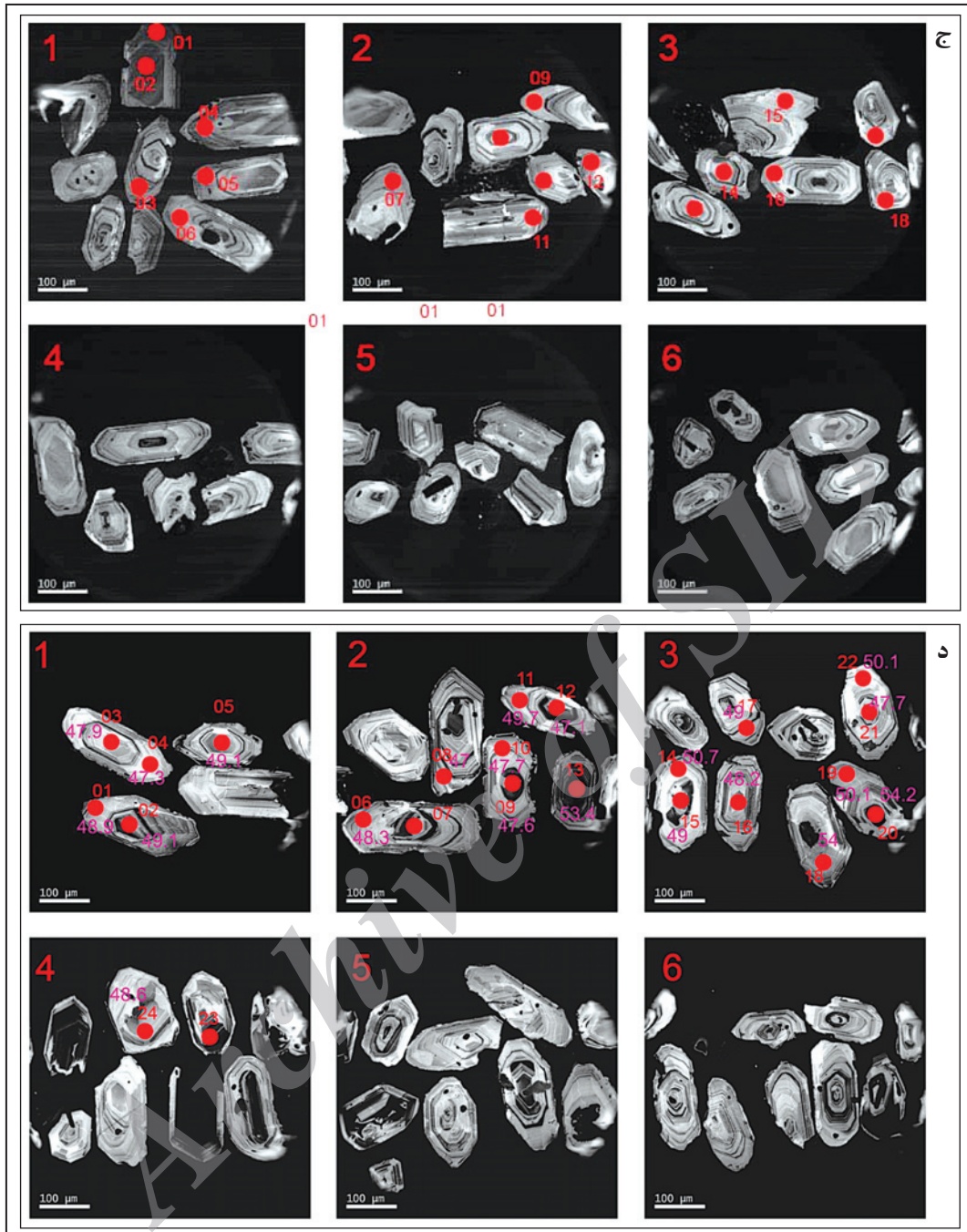
شکل ۳- حضور زیر کن در الف) سنگ های فلسیک؛ ب) سنگ حدواسط- مافیک؛ ج) آنکلاو؛ د) دایک.



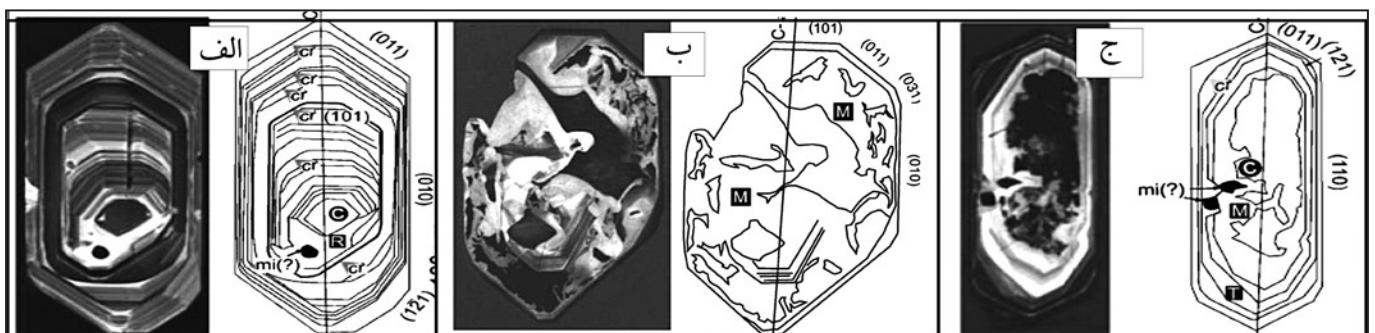
شکل ۴- تصاویر SEM از زیرکن‌های موجود در سنگ‌های نفوذی کوه دم.



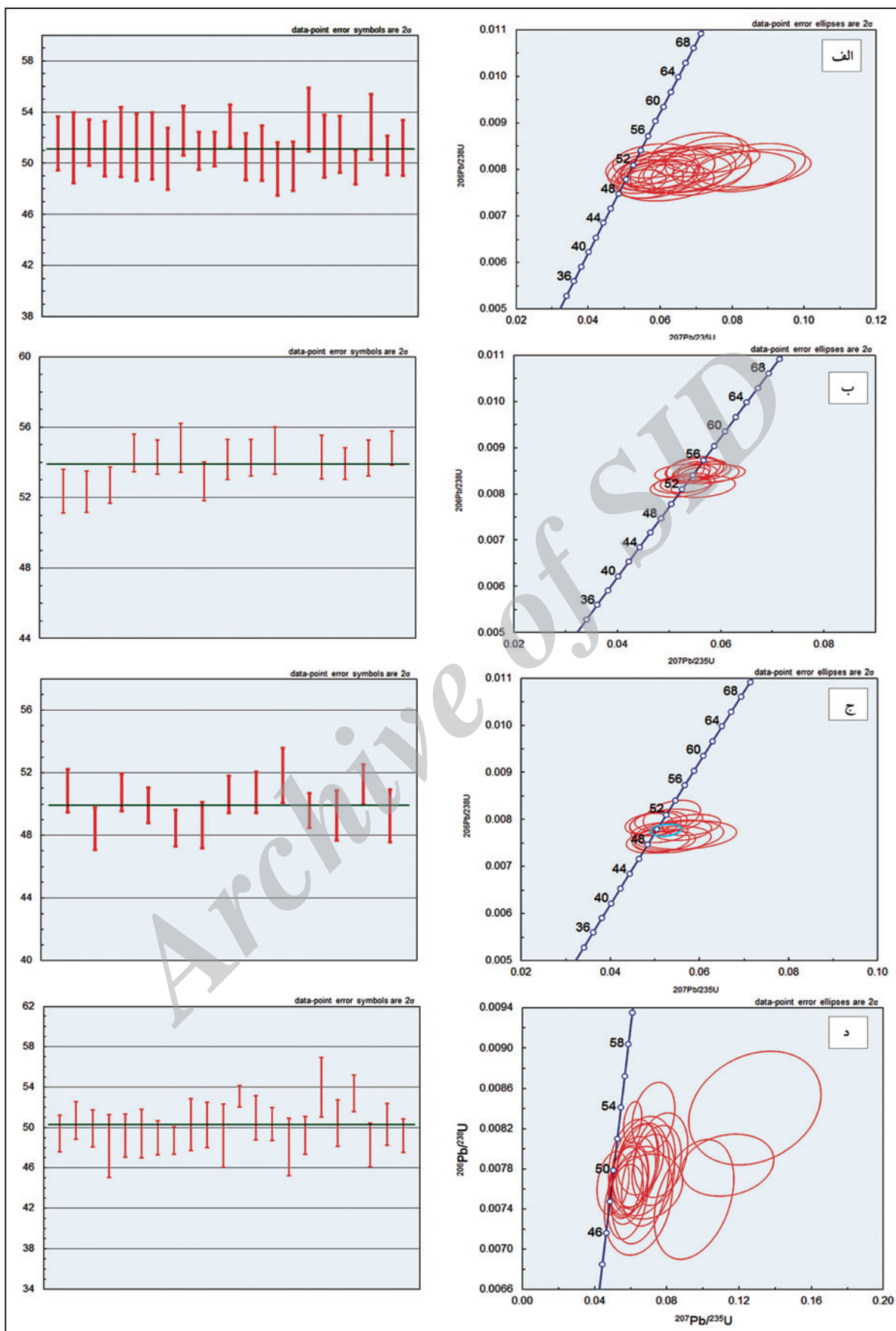
شکل ۵- تصاویر کاتودولومینسانس (CL) از بلورهای زیرکن (الف) سنگ‌های فلسیک؛ (ب) سنگ‌های حدواسط- مافیک.



شکل ۵- تصاویر کاتودولومینسانس (CL) از بلورهای زیرکن؛ (ج) دایک؛ (د) آنکلاو. دایره‌های سرخ موقعیت نقاط تجزیه شده را نشان می‌دهد. شماره هر دایره و سن مربوط به آن در کنار نوشته شده است.



شکل ۶- ویژگی‌های ظاهری و میزان توسعه زونینگ در زیرکن‌های موجود در سنگ‌های (الف) با منشأ هیبریدی؛ (ب) با ماهیت آلکالن؛ (ج) با منشأ پوسته‌ای (Koksai et al., 2008).



شکل ۷- نمودارهای کنکوردیا (شکل‌های سمت راست) و میانگین سن محاسبه شده به وسیله سن سنجی U/Pb روی زیرکن (شکل‌های سمت چپ).
 الف) نمونه فلسیک؛ ب) نمونه حدواسط - مافیک؛ ج) دایک اسیدی؛ د) آنکلاو.

جدول ۱- نتایج تجزیه ایزوتوپی اورانیم- سرب در نمونه فلسیک D1

sample	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U Ma	1sigma
D1-01	4.13	258.4	388	0.67	0.0764	0.0054	0.0858	0.0066	0.0080	0.0002	0.0034	0.0001	51.5	1.1
D1-02	2.06	96	221	0.44	0.0718	0.0066	0.0714	0.0057	0.0080	0.0002	0.0029	0.0002	51.2	1.4
D1-03	4.70	304	483	0.63	0.0491	0.0033	0.0532	0.0034	0.0080	0.0001	0.0027	0.0001	51.6	0.9
D1-04	4.15	301.0	431	0.70	0.0534	0.0046	0.0582	0.0052	0.0080	0.0002	0.0024	0.0001	51.1	1.1
D1-05	1.95	99	202	0.49	0.0834	0.0073	0.0847	0.0064	0.0080	0.0002	0.0032	0.0002	51.6	1.4
D1-06	2.84	169	311	0.54	0.0591	0.0044	0.0634	0.0048	0.0080	0.0002	0.0024	0.0002	51.2	1.3
D1-07	2.29	104	254	0.41	0.0621	0.0066	0.0651	0.0065	0.0080	0.0002	0.0029	0.0002	51.3	1.3
D1-08	3.78	245	401	0.61	0.0573	0.0053	0.0585	0.0050	0.0078	0.0002	0.0025	0.0001	50.3	1.2
D1-09	4.39	296	431	0.69	0.0545	0.0049	0.0583	0.0047	0.0082	0.0002	0.0028	0.0001	52.5	1.0
D1-10	9.02	889	840	1.06	0.0509	0.0032	0.0556	0.0033	0.0079	0.0001	0.0026	0.0001	50.9	0.7
D1-11	11.71	971	1126	0.86	0.0540	0.0030	0.0594	0.0033	0.0080	0.0001	0.0027	0.0001	51.1	0.7
D1-12	8.82	767	769	1.00	0.0656	0.0049	0.0743	0.0055	0.0082	0.0001	0.0031	0.0001	52.9	0.8
D1-13	4.90	252	514	0.49	0.0578	0.0050	0.0602	0.0049	0.0079	0.0001	0.0032	0.0005	50.5	0.9
D1-14	3.01	142	323	0.44	0.0626	0.0050	0.0669	0.0053	0.0079	0.0002	0.0029	0.0002	50.8	1.1
D1-15	4.43	319	460	0.69	0.0591	0.0052	0.0617	0.0054	0.0077	0.0002	0.0027	0.0001	49.6	1.0
D1-16	5.83	409	600	0.68	0.0549	0.0040	0.0572	0.0038	0.0077	0.0001	0.0028	0.0001	49.8	1.0
D1-17	3.19	152	320	0.47	0.0619	0.0049	0.0700	0.0053	0.0083	0.0002	0.0034	0.0002	53.4	1.2
D1-18	2.72	134	285	0.47	0.0643	0.0055	0.0703	0.0061	0.0080	0.0002	0.0032	0.0002	51.3	1.2
D1-19	2.71	144	307	0.47	0.0584	0.0051	0.0621	0.0054	0.0080	0.0002	0.0019	0.0001	51.5	1.1
D1-21	7.27	490	766	0.64	0.0514	0.0029	0.0545	0.0029	0.0077	0.0001	0.0027	0.0001	49.7	0.7
D1-22	3.09	136	311	0.44	0.0664	0.0045	0.0731	0.0048	0.0082	0.0002	0.0035	0.0002	52.9	1.3
D1-23	6.17	456	628	0.73	0.0559	0.0042	0.0594	0.0041	0.0079	0.0001	0.0026	0.0001	50.6	0.8
D1-24	3.26	191	333	0.57	0.0758	0.0068	0.0805	0.0069	0.0080	0.0002	0.0029	0.0002	51.2	1.1

جدول ۲- نتایج تجزیه ایزوتوپی اورانیم- سرب در نمونه حدواسط- مافیک A3

sample	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma
A3-01	5.64	454	523	0.869	0.0507	0.0023	0.0566	0.0025	0.0082	0.0001	0.0026	0.0001	52.4	0.6
A3-02	5.77	404	555	0.727	0.0468	0.0022	0.0522	0.0024	0.0082	0.0001	0.0027	0.0001	52.3	0.6
A3-03	8.88	709	815	0.870	0.0466	0.0020	0.0526	0.0022	0.0082	0.0001	0.0028	0.0001	52.7	0.5
A3-04	9.98	777	895	0.868	0.0488	0.0018	0.0569	0.0021	0.0085	0.0001	0.0028	0.0001	54.5	0.5
A3-05	26.86	1795	2531	0.709	0.0467	0.0011	0.0547	0.0013	0.0085	0.0001	0.0030	0.0001	54.3	0.5
A3-06	10.21	829	914	0.908	0.0465	0.0018	0.0547	0.0021	0.0085	0.0001	0.0030	0.0001	54.8	0.7
A3-07	7.75	595	731	0.814	0.0472	0.0019	0.0536	0.0022	0.0082	0.0001	0.0027	0.0001	52.9	0.5
A3-08	9.30	734	829	0.885	0.0491	0.0022	0.0573	0.0026	0.0084	0.0001	0.0030	0.0001	54.2	0.6
A3-09	6.92	460	651	0.706	0.0460	0.0022	0.0533	0.0025	0.0085	0.0001	0.0027	0.0001	54.3	0.5
A3-10	7.64	617	678	0.910	0.0471	0.0020	0.0549	0.0023	0.0085	0.0001	0.0028	0.0001	54.7	0.7
A3-12	26.3	2192	2351	0.932	0.0462	0.0011	0.0538	0.0013	0.0085	0.0001	0.0028	0.0001	54.3	0.6
A3-13	29.51	1213	2994	0.405	0.0473	0.0011	0.0548	0.0012	0.0084	0.0001	0.0026	0.0000	53.9	0.4
A3-14	8.48	654	763	0.858	0.0498	0.0026	0.0577	0.0029	0.0085	0.0001	0.0025	0.0001	54.3	0.5
A3-15	45.7	2615	4259	0.614	0.0494	0.0010	0.0582	0.0012	0.0085	0.0001	0.0028	0.0000	54.8	0.5

جدول ۳- نتایج تجزیه ایزوتوپی اورانیم-سرب در دایک اسیدی S65

sample	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma
S65-01	4.40	221	477	0.46	0.0474	0.0027	0.0508	0.0026	0.0079	0.0001	0.0024	0.0001	50.9	0.7
S65-02	3.60	227	386	0.59	0.0501	0.0032	0.0506	0.0029	0.0075	0.0001	0.0027	0.0001	48.4	0.7
S65-03	7.33	494	750	0.66	0.0449	0.0021	0.0486	0.0022	0.0079	0.0001	0.0024	0.0001	50.7	0.6
S65-04	5.00	293	527	0.56	0.0533	0.0027	0.0563	0.0026	0.0078	0.0001	0.0024	0.0001	49.9	0.6
S65-05	4.75	310	506	0.61	0.0502	0.0027	0.0523	0.0028	0.0075	0.0001	0.0024	0.0001	48.5	0.6
S65-06	2.75	141	299	0.47	0.0527	0.0037	0.0538	0.0036	0.0076	0.0001	0.0026	0.0001	48.7	0.7
S65-07	4.93	249	507	0.49	0.0542	0.0026	0.0582	0.0027	0.0079	0.0001	0.0027	0.0001	50.6	0.6
S65-09	5.25	428	511	0.84	0.0464	0.0023	0.0501	0.0024	0.0079	0.0001	0.0023	0.0001	50.8	0.7
S65-12	7.12	425	720	0.59	0.0482	0.0023	0.0538	0.0026	0.0081	0.0001	0.0025	0.0001	51.8	0.9
S65-14	4.76	344	489	0.70	0.0482	0.0025	0.0510	0.0026	0.0077	0.0001	0.0024	0.0001	49.6	0.5
S65-15	1.97	98.2	219	0.45	0.0546	0.0044	0.0573	0.0045	0.0077	0.0001	0.0023	0.0001	49.3	0.8
S65-16	3.58	201	364	0.55	0.0489	0.0030	0.0531	0.0031	0.0080	0.0001	0.0028	0.0001	51.2	0.6
S65-18	3.81	202	419	0.48	0.0531	0.0040	0.0553	0.0041	0.0077	0.0001	0.0025	0.0001	49.2	0.8

جدول ۴- نتایج تجزیه ایزوتوپی اورانیم-سرب در آنکلاو D3

sample	Pb	Th	U	Th/U	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1sigma	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1sigma	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1sigma
D3-01	3.42	198	374	0.53	0.0577	0.0051	0.0586	0.0045	0.0077	0.0001	0.0026	0.0001	49.4	0.9
D3-02	3.18	232	331	0.70	0.0620	0.0050	0.0654	0.0052	0.0079	0.0001	0.0025	0.0001	50.7	0.9
D3-03	5.68	426	575	0.74	0.0589	0.0047	0.0619	0.0049	0.0078	0.0001	0.0026	0.0001	49.9	0.9
D3-04	2.05	109	221	0.49	0.0981	0.0107	0.0950	0.0090	0.0075	0.0002	0.0032	0.0002	48.1	1.6
D3-05	4.18	321	437	0.73	0.0570	0.0045	0.0587	0.0046	0.0077	0.0002	0.0024	0.0001	49.2	1.1
D3-06	3.00	159	337	0.47	0.0690	0.0061	0.0696	0.0060	0.0077	0.0002	0.0025	0.0002	49.4	1.2
D3-08	3.79	227	413	0.55	0.0669	0.0078	0.0691	0.0080	0.0076	0.0001	0.0025	0.0001	49.0	0.8
D3-09	6.17	432	652	0.66	0.0555	0.0038	0.0576	0.0038	0.0076	0.0001	0.0025	0.0001	48.7	0.7
D3-10	2.63	157	289	0.54	0.0662	0.0083	0.0670	0.0072	0.0078	0.0002	0.0025	0.0002	50.3	1.3
D3-11	2.60	130	283	0.46	0.0612	0.0050	0.0638	0.0048	0.0078	0.0002	0.0027	0.0002	50.2	1.1
D3-12	3.42	221	358	0.62	0.0678	0.0078	0.0653	0.0065	0.0077	0.0002	0.0027	0.0002	49.2	1.6
D3-13	33.8	3243	2991	1.08	0.0535	0.0018	0.0610	0.0021	0.0083	0.0001	0.0028	0.0001	53.1	0.5
D3-14	2.57	141	279	0.51	0.0720	0.0057	0.0766	0.0061	0.0079	0.0002	0.0024	0.0002	51.0	1.1
D3-15	12.53	1143	1161	0.98	0.1033	0.0092	0.1137	0.0104	0.0078	0.0001	0.0036	0.0002	50.3	0.8
D3-16	2.55	191	276	0.69	0.0638	0.0081	0.0642	0.0077	0.0075	0.0002	0.0024	0.0002	48.1	1.4
D3-17	5.06	426	530	0.80	0.0560	0.0039	0.0573	0.0038	0.0077	0.0001	0.0024	0.0001	49.2	0.9
D3-18	1.92	78.9	192	0.41	0.1220	0.0164	0.1287	0.0150	0.0084	0.0002	0.0037	0.0003	53.9	1.5
D3-19	3.41	176	378	0.47	0.0566	0.0051	0.0612	0.0055	0.0079	0.0002	0.0026	0.0001	50.4	1.2
D3-20	8.04	525	742	0.71	0.0635	0.0042	0.0725	0.0048	0.0083	0.0001	0.0033	0.0002	53.4	0.9
D3-21	4.03	263	449	0.59	0.0582	0.0048	0.0583	0.0045	0.0075	0.0002	0.0025	0.0001	48.2	1.1
D3-22	3.06	197	317	0.62	0.0707	0.0054	0.0744	0.0056	0.0078	0.0002	0.0028	0.0002	50.3	1.0
D3-24	4.20	252	471	0.53	0.0477	0.0034	0.0502	0.0036	0.0077	0.0001	0.0022	0.0001	49.2	0.8

کتابنگاری

- سرجوقیان، ف.، ۱۳۸۶- پترولوژی و ژئوشیمی توده نفوذی کوهدم (شمال اردستان). پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۳۸ صفحه.
- سرجوقیان، ف.، ۱۳۹۱- ماهیت پلوتونیسیم کوهدم (شمال شرق اردستان)، سرگذشت زمین شناسی و تحولات ماگمایی آن، رساله دکتری، دانشگاه تهران، ۲۲۱ صفحه.
- ریبی، ا.، ۱۳۸۵- اکتشاف ژئوشیمیایی ناحیه کوهدم و بررسی ژئاندیس طلای آن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم، ۱۷۲ صفحه.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation, *International Journal of Earth Science*, 94: 401–419.
- Alavi, M., 1994- Tectonic of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229: 211–238.
- Allen, M., Jackson, J. & Walker, R., 2004- Late Cenozoic reorganization of the Arabia–Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates, *Tectonics*, 23, TC 2008.
- Allen, M. B. & Armstrong, H. A., 2008- Arabia–Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265: 52–58.
- Belousova, E. A., Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. & Fisher, N. I., 2002- Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 143: 602–622.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18: 210–265.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and central Iran, *Journal of the Geological Society of London*, 139: 605–614.
- Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M. H. & Mohammadi, S. S., 2013- Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny, *Lithos*, 162–163: 70–87.
- Ghasemi, A. & Talbot, C. J., 2006- A new scenario for the Sanandaj–Sirjan zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683–693.
- Honarmand, M., Rashidnejad Omran, N., Carfu, F., Emami, M. H. & Nabatian, G., 2013- Geochronology and magmatic history of a calc-alkaline plutonic complex in the Urumieh–Dokhtar Magmatic Belt, Central Iran: zircon ages as evidence for two major plutonic episodes *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* 190/1: 67–77.
- Hoskin, P. W. O. & Black, L. P., 2000- Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon, *Journal of Metamorphic Geology*, 18: 423–439.
- Koksal, S., Cemal Goncuoglu, M., Toksoy-Koksal, F., Moller, A. & Kemnitz H., 2008- Zircon typologies and internal structures as petrogenetic indicators in contrasting granitoid types from central Anatolia, Turkey *Mineralogy and Petrology*, 93: 185–211.
- Ludwig, K. R., 2003- User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological tool kit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, Special Publication, 4: 1–71.
- McQuarrie, N., Stock, J. M., Verdel, C. & Wernicke, B. P., 2003- Cenozoic evolution of Neotethys and implications for the causes of plate motions, *Geophysical Research Letters*, 30: 2036.
- Mohajjel, M., Fergusson, C. L. & Sahandi, M. R., 2003- Cretaceous–Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj–Sirjan Zone, Western Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 397–412.
- Pourhoseini, F., 1983- Petrogenesis of Iranian plutons, a study of the Natanz and Bazman intrusive complexes. Geological survey of Iran, Report No: 53.
- Pupin, J. P., 1980- Zircon and Granite Petrology *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 73: 207–220.
- Rezaei-Kahkhaei, M., Francisco, C. G., Pankhurst, R. J. & Esmaily, D., 2012- Magmatic differentiation in the calc-alkaline Khalkhab–Neshveh pluton, Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 42: 499–514.
- Robertson, A. H., 2000- Mesozoic–Tertiary tectonic–sedimentary evolution of a south Tethyan oceanic basin and its margins in southern Turkey. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., & Piper, J. D. A. (Eds.), *Tectonics and Magmatism in Turkey and Surrounding Area: Geological Society of London Special Publication*, 173: 97–138.
- Rubatto, D. & Gebauer, D., 2000- Use of Cathodoluminescence for U–Pb Zircon Dating by Ion Microprobe: Some Examples from the Western Alps, *Cathodoluminescence in Geosciences*, 373–400.
- Sengor, A. M. C., 1991- Late Paleozoic and Mesozoic evolution of the Middle Eastern Tethysides: Implications for the Paleozoic Geodynamics of the Tethyan Realm. IGCP Project 276, Newsletter No. 2, p.III–149.
- Shahabpour, J., 2007- Island-arc affinity of the Central Iranian Volcanic Belt, *Journal of Asian Earth Sciences*, 30: 652–665.
- Stocklin, J., 1974- Possible ancient continental margins in Iran. In: Burk, C. A., & Drake, C. L. (Eds.), *The Geology of Continental Margins*. Springer, Berlin, 873–887.
- Technoexport, 1981- Detail geology prospecting in the Anarak Area Central Iran. Geological Survey of Iran, Report No: 9. 1–154.
- Yang, J. H., Wu, F. Y., Wilde, S. A. & Liu, X. M., 2007- Petrogenesis of Late Triassic granitoids and their enclaves with implications for post-collisional lithospheric thinning of the Liaodong Peninsula, North China Craton, *Chemical Geology*, 242: 155–175.
- Zhai, Q. G., Li, C. & Huang, X. P., 2007- The fragment of Paleo-Tethys ophiolite from central Qiangtang, Tibet: geochemical evidence of metabasites in Guoganjiannian, *Science in China*, 50: 1302–1309.
- Zhai, Q. G., Li, C., Wang, J., Zhan Sheng, J. & Wang, Y., 2009- SHRIMP U–Pb dating and Hf isotopic analyses of zircons from the mafic dyke swarms in central Qiangtang area, Northern Tibet, *Chinese Science Bulletin*, 54: 2279–2285.