Petrology, geochemistry and tectonomagmatic setting of Zajkan granitoid (Tarom- Hashtjin sub-zone, West of Qazvin)

Abbas Seyedqaraeini, Mir Ali Asghar Mokhtari * and Hossein Kouhestani
Geology Department, Faculty of Sciences, University of Zanjan, Zanjan, Iran

Abstract

Zajkan area as a part of Tarom-Hashtjin magmatic belt is dominated by some granitic intrusions intruding the Eocene volcano-sedimentary rocks. The Eocene volcano-sedimentary rocks are as alternation of acidic to intermediate tuffs and lavas. These intrusions composed of gabbro, pyroxene quartz monzodiorite, pyroxene quartz monzonite and granodiorite with high-K calc-alkaline composition and I-type metaluminous nature. On the spider diagrams, the studied rocks have similar trace elements patterns indication of their genetic relation. The rocks also display LILEs enriched along with negative HFSEs anomalies. Based on chondrite-normalized REE patterns, these intrusions are characterized by LREE enrichment, high LREE/HREE and La_N/Yb_N (6.1-9.1). The overall field investigation, petrological and geochemical studies, as well as tectonic setting discrimination diagrams show that the Zajkan intrusions were possibly formed from a subduction related metasomatized lithospheric mantle in a post-collisional setting.

Key words: Geochemistry, Granitoid, Zajkan, Tarom-Hashtjin, Qazvin

* amokhtari@znu.ac.ir

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.118649.1147

پتـــــرولوژی، سال دهم، شماره سی و نهم، پاییز ۱۳۹۸، صفحه ۷۹-۱۰۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۷/۱۲/۱۰ تاریخ بازنگری: ۱۳۹۸/۰۷/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۰۹/۲۶

مقاله پژوهشی

سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی و محیط تکتونوماگمایی تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان زیرپهنهٔ طارم - هشتجین، باختر قزوین

عباس سیدقراعینی، میرعلی‌اصغر مختاری * و حسین کوهستانی
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه زنجان، زنجان ، ایران

چکیده
منطقهٔ زاجکان بخشی از پهنهٔ ماگمایی طارم- هشتجین است. این منطقه دربرگیرندهٔ توده‌های گرانیتوییدی است که در سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. سنگ‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن متشکل از تناوب توف و گدازه‌های اسیدی و حد واسط هستند. بررسی‌های سنگ‌شناسی نشان‌دهندهٔ ترکیب گابرو، پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت، پیروکسن‌کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت برای توده‌های گرانیتوییدی هستند. این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا دارند و در شمار گرانیت‌های نوع I متاآلومین جای می‌گیرند. در نمودارهای بهنجارشده برای عنصرهای کمیاب، این توده‌ها الگوی همانندی نشان می‌دهند. این ویژگی چه‌بسا نشان‌دهندهٔ وابستگی زایشی آنهاست. این نمودارها الگوی سرشار از LILE همراه با بی‌هنجاری منفی از عنصرهای HFSE نشان می‌دهند. الگوی بهنجارشده به ترکیب کندریت برای عنصرهای خاکی کمیاب نشان‌دهندهٔ الگوی کمابیش پرشیب سرشار از LREE با نسبت بالای LREE/HREE است. نسبت La_N/Yb_N برای این سنگ‌ها برابربا ۹/۱ تا ۶/۱ است. مجموعه اطلاعات به‌دست‌آمده از بررسی‌های صحرایی، سنگ‌شناختی، زمین‌شیمی و نمودارهای شناسایی پهنه‌های زمین‌ساختی نشان‌دهندهٔ اینست که توده‌های نفوذی منطقهٔ زاجکان در ارتباط با یک گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای غنی‌شده مرتبط با فرورانش است و شاید در یک محیط پس از برخورد پدید آمده‌اند.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی، گرانیتویید، زاجکان، طارم- هشتجین، قزوین

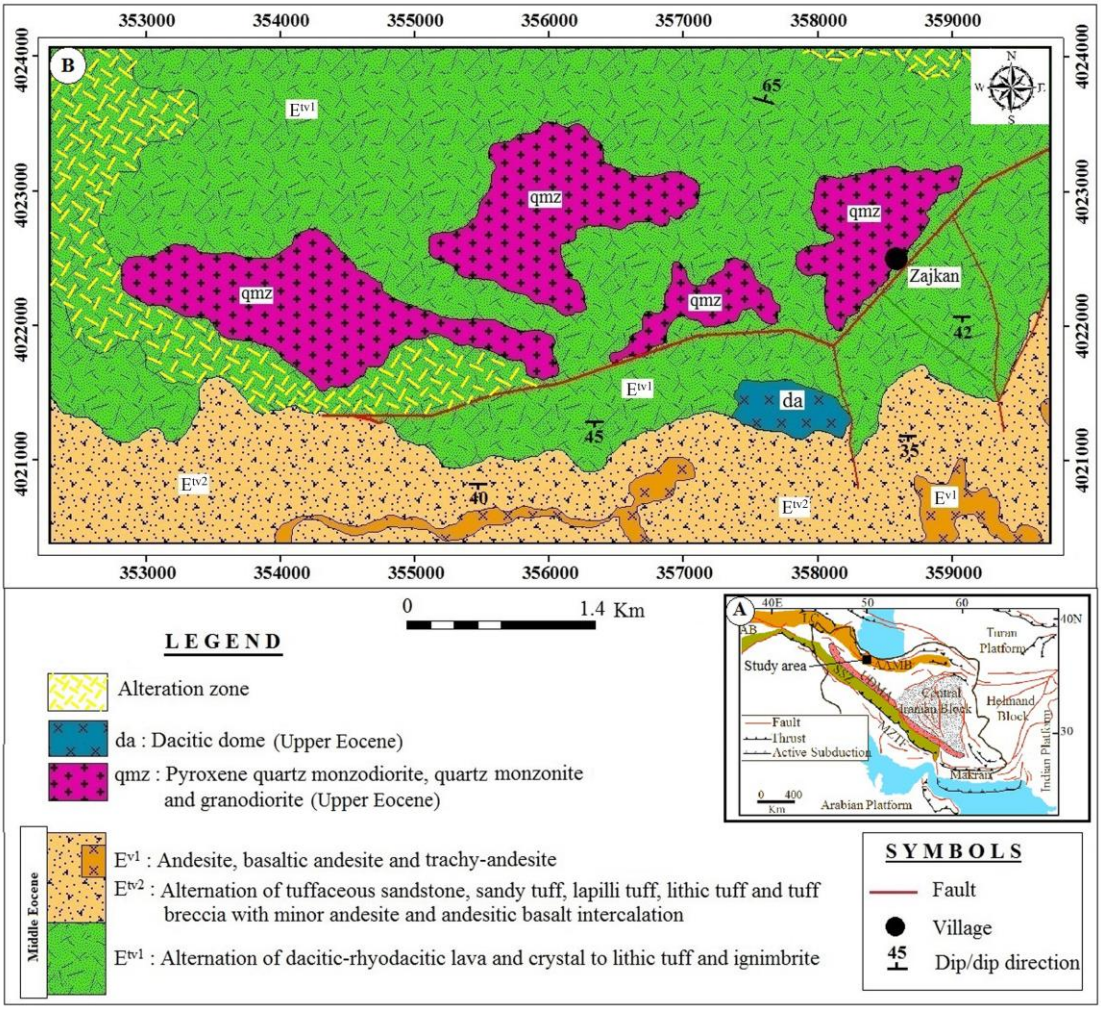
مقدمه
منطقهٔ زاجکان در نزدیک به ۴۰ کیلومتری شمال ابهر و ۶۵ کیلومتری باختر قزوین جای دارد و بخشی از پهنهٔ البرز- آذربایجان (Nabavi, ۱۹۷۶) در زیرپهنهٔ ماگمایی- فلززایی طارم- هشتجین (Hajalilou, 1999; Ghorbani, 2013) است. همانند بسیاری از بخش‌های پهنهٔ البرز- آذربایجان، در این منطقه نیز در پی رویداد کوهزایی آلپی، سنگ‌های آذرین بیرونی، نیمه‌درونی و درونی گوناگونی از ائوسن تا

* amokhtari@znu.ac.ir

DOI: https://doi.org/10.22108/ijp.2020.118649.1147

الیگوسن پدید آمده‌اند. این سنگ‌های آذرین ارتباط فضایی و مکانی نزدیکی با کانه‌زایی‌های فلزی آهن، مس، سرب- روی و طلا دارند. تا کنون بررسی‌های بسیاری روی کانه‌زایی‌های فلزی در بخش‌های گوناگون زیرپهنهٔ طارم- هشتجین انجام شده‌اند (Rahmani *et al.*, 2004; Mehrabi *et al.*, 2009, 2016; Khanmohammadi *et al.*, 2010; Bazargani Guilani and Parchekani, 2010; Ghasemi Siani, 2014; Nabatian *et al.*, 2014a; Hosseinzadeh *et al.*, 2015, 2016; Esmaeli *et al.*, 2015; Mokhtari *et al.*, 2016; Kouhestani *et al.*, 2018, 2019). بررسی‌های انجام‌شده روی توده‌های آذرین درونی نیز بیشتر به پدیده‌های سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوییدی بزرگ همراه با کانه‌زایی‌های در این زیرپهنهٔ پرداخته‌اند (Moayyed, 2001; Naderi, 2011; Nazari Nia *et al.*, 2014; Nabatian *et al.*, 2014b; Aghazadeh *et al.*, 2015; Nabatian *et al.*, ۲۰۱۶, ۲۰۱۸ *et al.*, ۲۰۱۸).

منطقهٔ زاجکان در کرانهٔ جنوب‌خاوریِ پهنهٔ طارم- هشتجین (شکل ۱- A)، دربردارندهٔ توالی آتشفشانی- رسوبی ائوسن (هم‌ارز سازند کرج) است که با توده‌های آذرین درونی به سن ائوسن بالایی (Hosseini *et al.*, 2016) قطع شده‌اند.



شکل ۱ - A) جایگاه منطقهٔ زاجکان روی نقشهٔ ساختاری ساده‌شدهٔ ایران (Ramezani and Tucker, 2003)؛ B) نقشهٔ زمین‌شناسی منطقهٔ

زاجکان با مقیاس ۱:۲۰۰۰۰

برپایـــهٔ نقشـــهٔ ۱:۱۰۰۰۰۰ زمـــین‌شناســـی ابهـــر (Hosseini *et al.*, 2016)، ایـــن تـــوده‌هـــا ترکیـــب سنگ‌شناختی میکرومونزودیوریت و میکروگرانیت دارند. با اینکه این توده با کانه‌زایی‌های سرب- روی- مس منطقه ارتباط فضایی نزدیکی دارد (Kouhestani *et al.*, ۲۰۱۹)، امـــا تـــا کنـــون بررســـی علمـــی دقیقـــی روی ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و سـنگ‌شناسـی آنهـا انجـام نشـده اسـت؛ ازایـن‌رو، در ایـن نوشـتار ویژگـی‌هـای سنگ‌شـناختی، زمـین‌شـیمیایی و پهنـهٔ زمـین‌سـاختی پیدایش ماگمایی تـودهٔ آذریـن درونـی زاجکـان بررسـی شـده‌انـد. ایـن بررسـی‌هـا در شناسـایی وابسـتگی کانه‌زایی‌های سـرب- روی- مـس منطقـه بـا تـوده‌هـای آذرین درونی اهمیت دارند. گفتنی است تهیهٔ نقشه‌هـای زمین‌شناسی با مقیـاس ۱:۲۵۰۰۰۰ زنجـان (Stöcklin and Eftekharnezhad, 1969) و ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهـــر (Hosseini *et al.*, 2016)، بررسـی‌هـای پژوهشـی روی کانه‌زایی سرب- روی- مـس زاجکـان (Kouhestani *et al.*, 2019) و همچنین، فعالیـت‌هـای اکتشـافیِ شـرکت روی‌گداز زنجان دربارهٔ پیجـویی سـرب- روی- مـس در منطقه از بررسی‌های پیشین در این منطقه هستند.

روش انجام پژوهش

این پـژوهش در دو بخـش بررسـی‌هـای صـحرایی و آزمایشگاهی انجام شـده اسـت. در بخـش بررسـی‌هـای صحرایی بـه شناسـایی فازهـای گونـاگون تـودهٔ آذریـن درونی زاجکان و نمونه‌گیری از آنهـا بـرای بررسـی‌هـای آزمایشگاهی پرداخته شد. در این راستا، افزون‌بـر انجـام بررسی‌هـای صـحرایی و تهیـه نقشـهٔ زمـین‌شناسـی بـا مقیاس ۱:۲۰۰۰۰، بیشتر از ۴۵ نمونه برداشت شدند که از میان آنها شمار ۲۴ مقطـع نـازک بـرای بررسـی‌هـای سنگ‌شناختی ساخته شد. نام‌های اختصاری کانی‌هـا در تصویرهای میکروسکوپی برگرفته از Whitney و Evans (۲۰۱۰) هستند. گـزینش نمونـه‌هـای صـحرایی برپایـهٔ تغییرات رنگ، بافت و ترکیب سـنگ‌شناسـی واحـدهای گوناگون است و تا جای ممکن نمونـه‌هـای بـا کمتـرین نشانه‌های دگرسانی برگزیده شدند. پس از بررسـی‌هـای میکروسکوپی، شمار ۱۰ نمونه از سالم‌تـرین نمونـه‌هـایِ فازهای گونـاگون تـودهٔ آذریـن درونـی برگزیـده شـدند. نمونه‌ها نخست با خردکننده فولادی تا اندازه نزدیک بـه ۵ مش خردایش شدند و سپس با آسیاب تنگستن‌کاربید به مدت ۲ دقیقه تا انـدازهٔ نزدیـک بـه ۲۰۰ مـش پـودر شدند. پس از پودرکردن هر نمونه، ماسـه‌هـای کـوارتزی آسیاب شدند تا میزان آلودگی به کمترین برسد. سـپس، میزان ۲۰ گرم از پودر نمونه‌ها برای برای بررسی فراوانی عنصرهای اصلی، کمیاب و خاکی کمیـاب بـه روش‌هـای XRF و ICP-MS به شرکت زرآزمـا در تهـران فرسـتاده شدند. برای تجزیه به روش XRF برای عنصرهای اصلی، قرصـی از نمونـه‌هـای پودرشـده سـاخته شـد. بـرای به‌دست‌آوردن میزان عنصرهای خاکی کمیـاب بـه روش ICP-MS نیـز نزدیـک بـه ۰/۲ گـرم از هـر نمونـه در لیتـیم‌متـابرات/تترابرات ذوب و سـپس در اسـیدنیتریک حل شدند. میزان دقت برای عنصرهای کمیاب و خـاکی کمیـاب میـان ۳ تـا ۵ درصـد بـوده اسـت. مقـدار LOI نمونه‌ها با نگهداری پودر سنگ‌ها در دمای ۱۰۰۰ درجـه سانتیگراد به مدت ۲ ساعت به‌دست آمد.

زمین‌شناسی

منطقهٔ زاجکان بخش کوچکی از ورقهٔ زمـین‌شناسـی ۱:۱۰۰۰۰۰ ابهر (Hosseini *et al.*, 2016) است. برپایـهٔ نقشهٔ یادشده و برپایهٔ بررسی‌های صـحرایی انجـام‌شـده، واحـدهای سـنگی رخنمـون‌یافتـه در ایـن منطقـه، مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی

ائوسن هستند. این سنگ‌ها از قدیم به جدید، گدازه‌ها و توف‌های ریوداسیتی، آندزیت‌داسیتی و ایگنیمبریت‌ها و کریستال‌توف‌های اسیدی همراه با میان‌لایه‌های آندزیت، بازالت و تراکی‌آندزیت و تناوب ماسه‌سنگ‌های توفی، توف ماسه‌ای، لاپیلی‌توف، کنگلومرا و برش‌توفی حد واسط به‌همراه میان‌لایه‌های گدازه‌های آندزیتی، تراکی‌آندزیتی و بازالت‌های آندزیتی و الیوین‌بازالت هستند. برپایهٔ نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقهٔ بررسی‌شده (شکل ۱)، واحدهای سنگی در این منطقه دربردارندهٔ واحدهای آتشفشانی- رسوبی (E^{tv1}، E^{tv2} و E^{v1}) به‌همراه یک گنبد داسیتی (da) و چندین رخنمون تودهٔ آذرین درونی با ترکیب کلی گابرو، پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت، کوارتز مونزونیت و گرانودیوریت (qmz) هستند.

واحد E^{tv1}: این واحد دربردارندهٔ تناوب لایه‌های توفی اسیدی (کریستال‌توف، لیتیک‌کریستال‌توف و لیتیک‌توف) همراه با گدازه‌های داسیتی- ریوداسیتی و گاه ایگنمبریت است که بخش بزرگی از منطقه بررسی‌شده در بخش شمالی آن را دربر گرفته است (شکل‌های ۱ و ۲).

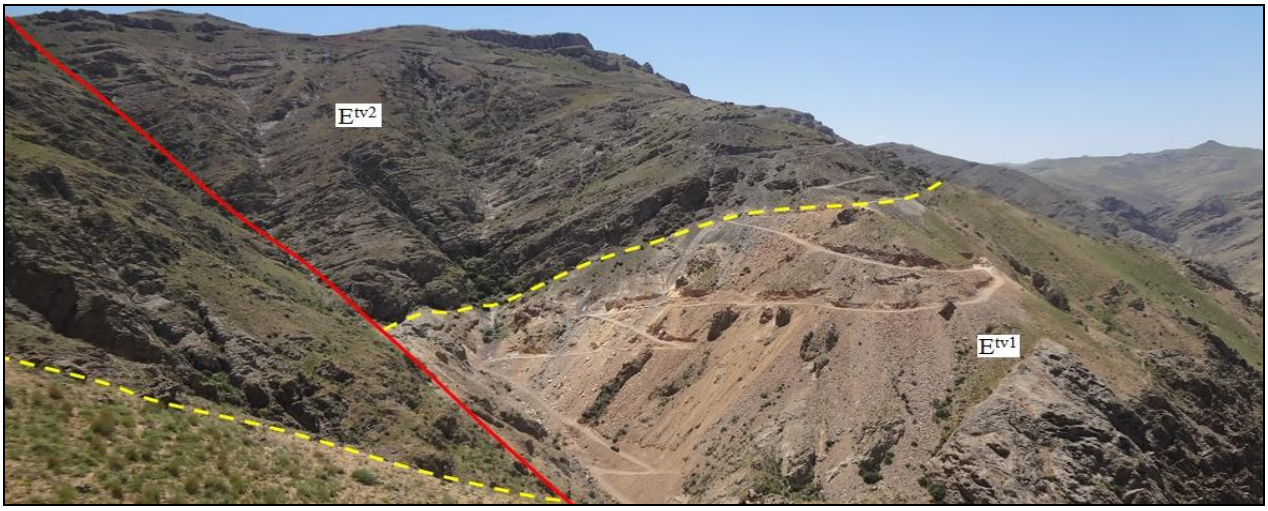
شکل ۲- نمایی از واحد E^{tv1} که با تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان در آن نفوذ کرده است و خود به‌صورت هم‌شیب با واحد E^{tv2} پوشیده شده است (دید رو به باختر)

روند عمومی این واحد، باختری- خاوری با شیب نزدیک به ۶۵- ۴۰ درجه و رو به جنوب است. تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان (qmz) درون این واحد نفوذ کرده است و در مرز همبری با تودهٔ آذرین درونی، نشانه‌های دگرسانی گرمابی به‌صورت آرژیلیکی‌شدن گسترده در این سنگ‌ها دیده می‌شود. شدت دگرسانی آرژیلیکی در بخش‌های خاوری به اندازه‌ای پیشرفته است که پهنهٔ دگرسانی یادشده برای خاک صنعتی (کائولن) در حال بهره‌برداری است. این واحد سنگی به‌سوی بالا با واحد E^{tv2} به‌صورت هم‌شیب پوشیده شده است (شکل ۳).

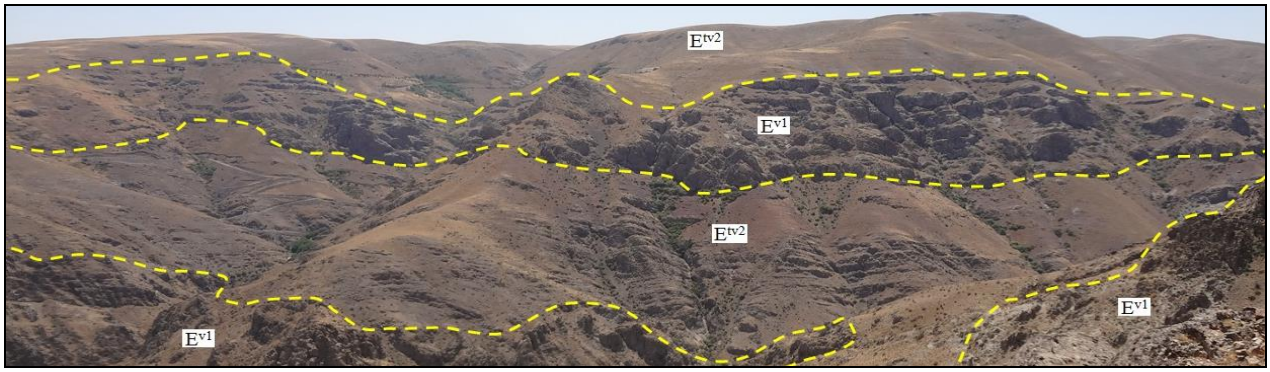
واحد E^{tv2}: این واحد دربردارندهٔ تناوب ماسه‌سنگ توفی، توف ماسه‌ای، لاپیلی‌توف، لیتیک‌توف و توف‌برش با میان‌لایه‌های محدود از گدازه‌های آندزیتی و بازالت آندزیتی است که بخش‌های جنوبی منطقه را دربر گرفته‌اند (شکل‌های ۱ و ۳). روند عمومی این واحد باختری- خاوری با شیب نزدیک به ۵۰- ۳۵ درجه رو به جنوب است و به‌صورت هم‌شیب روی واحد E^{tv1} جای می‌گیرد (شکل ۳).

واحد E^{v1}: بخش‌های گدازه‌ای واحد E^{tv2} در برخی بخش‌ها ستبرای چشمگیری دارد و به‌عنوان

واحد جداگانه‌ای شناخته می‌شود. این سنگ‌ها که بیشتر ترکیب آندزیت، مگاپورفیریتیک‌آندزیت و بازالت‌آندزیتی دارند، با نام واحد E^{v1} در نقشهٔ ۱:۲۰۰۰۰ منطقه نشان داده شده‌اند (شکل‌های ۱ و ۴). ستبرای واحدهای گدازه‌ای یادشده گاه به نزدیک به ۲۰ متر می‌رسد.



شکل ۳- نمایی از واحد E^{tv2} که به‌صورت هم‌شیب روی واحد E^{tv1} جای گرفته است (دید رو به جنوب‌باختری)

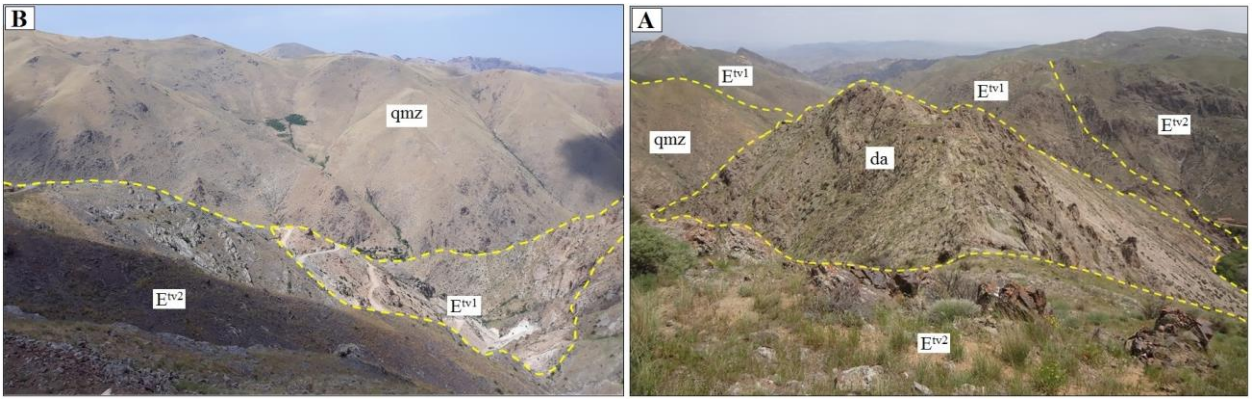


شکل ۴- نمایی از واحد E^{v1} که درون توالی واحد E^{tv2} جای گرفته است (دید رو به جنوب)

گنبد داسیتی (da): در بخش مرکزی تا خاوری منطقهٔ بررسی‌شده و در جنوب تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان، یک تودهٔ داسیتی با ساختار گنبدی‌شکل در مرز میان واحدهای E^{tv1} و E^{tv2} خودنمایی می‌کند (شکل‌های ۱ و ۵- A). توده داسیتی یادشده شکستگی‌های دیاکلازی مشخصی دارد. تودهٔ داسیتی بیضوی شکل است و درازای آن راستای خاوری-باختری نشان می‌دهد.

تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان (qmz): در شمال و باختر روستای زاجکان، تودهٔ گرانیتوییدی درون توالی آتشفشانی- رسوبی واحد E^{tv1} و در هستهٔ تاقدیس زاجکان رخنمون دارد (شکل‌های ۱ و ۵- B). این تودهٔ گرانیتوییدی به‌صورت چند رخنمون جداگانه در منطقه دیده می‌شود (شکل ۱)؛ اما در نقشهٔ ۱:۱۰۰،۰۰۰ ابهر (Hosseini *et al.*, 2016) به‌صورت یک توده نمایش داده شده است. بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهند این توده ترکیب سنگ‌شناسی متنوعی دارد؛ به‌گونه‌ای‌که از باختر به‌سوی خاور، ترکیب

گابرو، پیروکسن کوارتزمونزودیوریت تا پیروکسن کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت نشان می‌دهد. بخش‌های باختری به‌صورت ارتفاعات بلند است و بافت میکروگرانولار دارند؛ اما بخش خاوری در ارتفاعات پایین رخنمون دارد و بافت‌های پورفیری تا پورفیرویییدی و گرانولار نشان می‌دهد. انکلاوهای میکروگرانولار مافیک در برخی بخش‌ها درون این توده دیده می‌شوند. بخش گرانودیوریتی دچار دگرسانی شده است و رگهٔ کوارتزی با کانه‌زایی سرب- روی درون آن (شمال روستای زاجکان) پدید آمده است. همچنین، درون بخش پیروکسن کوارتزمونزودیوریتی (بخش شمالی توده) نیز رگهٔ کوارتزی با کانه‌زایی سرب- روی دیده می‌شود. تودهٔ پیروکسن کوارتزمونزونیتی بافت پورفیری و پورفیرویییدی با فنوکریست‌های درشت دارد؛ اما دگرسانی شاخص و رگه‌های کوارتزی کانه‌دار ندارد.



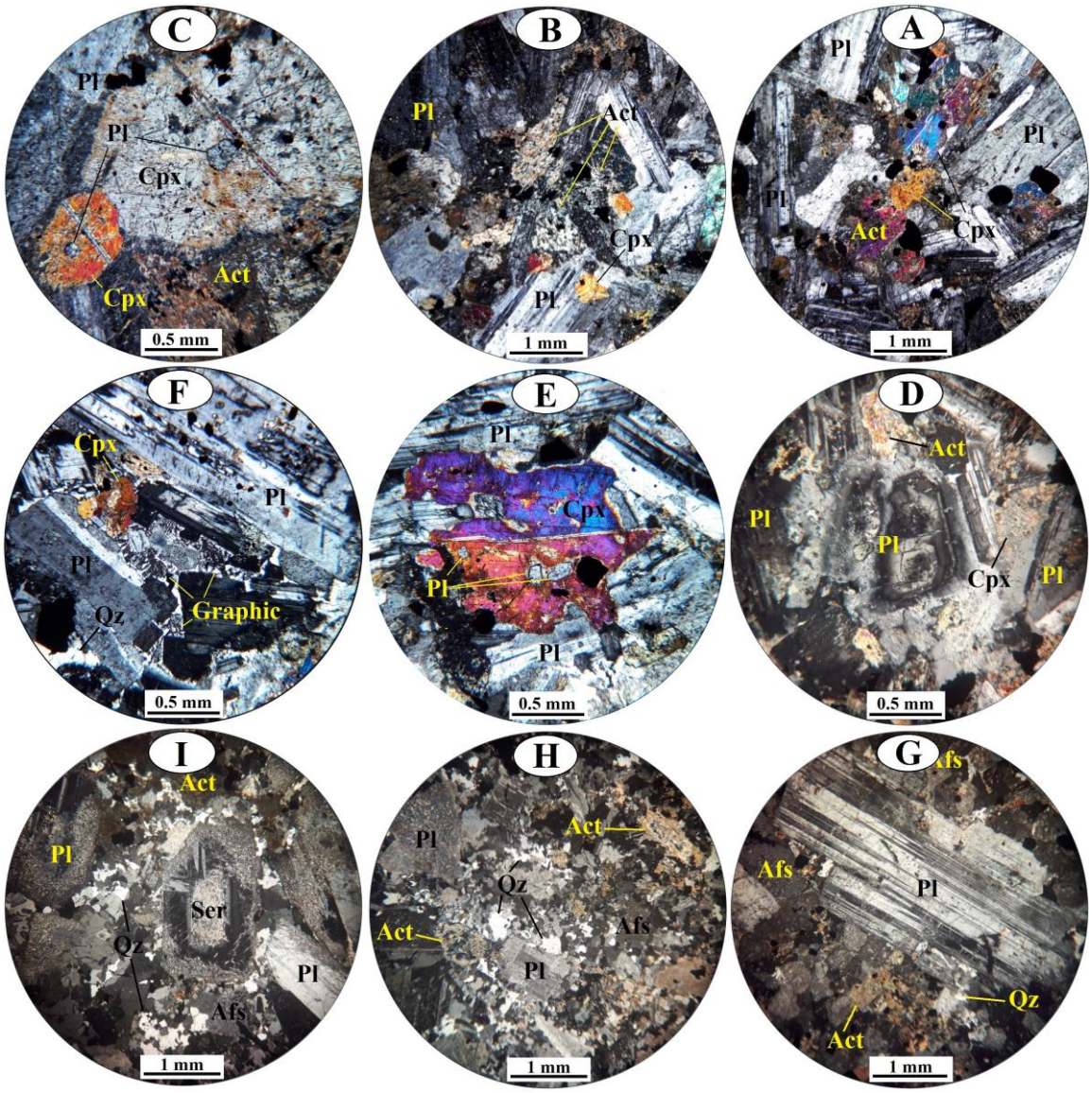
شکل ۵- A) نمایی از گنبد داسیتی (da) در مرز میان واحدهای E^{tv1} و E^{tv2} (دید رو به خاور)؛ B) دورنمایی از تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان (qmz) درون واحدهای آتشفشانی- رسوبی (دید رو به شمال)

سنگ‌شناسی توده‌های آذرین درونی

- گابرو

این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تیره با بافت دانه‌ای دیده می‌شوند و در مقایسه با دیگر گروه‌های سنگی، رنگ تیره‌تری دارند. در مقیاس میکروسکوپی، بافت اصلی سنگ گرانولار است و بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک و پویی‌کلیتیک در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. از دیدگاه کانی‌شناسی، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده از کانی‌های اصلی و آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، کانی‌های کدر و آپاتیت از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها به شمار می‌روند. سریسیت، اکتینولیت و کانی‌های کدر در پی دگرسانی کانی‌های نخستین پدید آمده‌اند. پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ماکل نواری دیده می‌شوند (شکل ۶- A) و برخی از آنها منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در برخی بلورها دگرسانی ضعیف سریسیتی دیده می‌شود. در برخی بلورها، میانبارهایی از کانی‌های کدر، پیروکسن و آپاتیت بافت پویی‌کلیتیک را پدید آورده‌اند. اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز تا ۴ میلیمتر نیز می‌رسد. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۶۵ درصدحجمی است. کلینوپیروکسن‌ها بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار هستند و با درجات مختلف به اکتینولیت دگرسان شده‌اند (شکل ۶- B). در پی دگرسانی به اکتینولیت، کانی‌های کدر نیز پدید آمده‌اند. برخی بلورهای کلینوپیروکسن میانبارهایی از پلاژیوکلاز دارند و این ویژگی بافت افیتیک را پدید آورده است (شکل ۶- C). اندازهٔ پیروکسن‌ها تا ۲ میلیمتر نیز می‌رسد و فراوانی بلورهای آنها نزدیک به

۳۰ درصدحجمی است. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به‌صورت بلورهـای کوچـک و بـی‌شـکل در میـان پلاژیوکلازهـا و پیروکسن‌ها دیده می‌شوند و فراوانی آنها در مجموع از ۳ درصدحجمی کمتر است.



شکل ۶- تصویرهای میکروسکوپی (در نور عبوری پلاریزه متقاطع یا XPL) از کانی‌ها و بافت توده‌های آذرین درونیِ منطقهٔ زاجکـان: A) تجمـع بلورهای پلاژیوکلاز به‌همراه کلینوپیروکسن با بافت گرانـولار در گابروهـا؛ B) بلورهـای کلینوپیروکسـن جـایگزین‌شـده بـا اکتینولیـت در کنـار پلاژیوکلازها در گابروها. میانبار کلینوپیروکسن درون پلاژیوکلاز دیده مـی‌شـود؛ C) میانبـارهـای پلاژیـوکلاز درون بلورهـای کلینوپیروکسـن و پیدایش بافت افیتیک در گابروها؛ D) بلور درشت پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی و با بخش مرکزی با منطقه‌بندی و ویژگی‌های نوری متفاوت نسـبت بـه حاشـیه در پیروکسـن‌کوارتزمونزودیوریـت؛ E) میانبـارهـای پلاژیـوکلاز درون بلورهـای کلینوپیروکسـن و پیـدایش بافـت افیتیـک در پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت؛ F) هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار و پیدایش بافت گرافیک در پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریـت؛ G) بلـور درشـت پلاژیوکلاز در میان بلورهای کوچک‌ترِ آلکالی‌فلدسپار و کلینوپیروکسن اکتینـولیتی‌شـده در پیروکسـن‌کوارتزمونزونیـت؛ H) کـانی‌هـای مافیـک جانشین‌شده با اکتینولیت به‌همراه بلورهای پلاژیوکلاز در زمینهٔ دانه‌ریز کوارتز- فلدسپار در گرانودیوریت‌ها؛ I) بلورهـای درشـت پلاژیـوکلاز بـا دگرسانی سریسیتی در گرانودیوریت‌ها. بلورهای ریز و بی‌شکل کوارتز در فضای میان آنها دیده می‌شوند (Act: اکتینولیت؛ Afs: آلکالی‌فلدسـپار؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Graphic: بافت گرافیکی؛ Pl: پلاژیوکلاز؛ Qz: کوارتز؛ Ser: سریسیت)

- پیروکسن کوارتزمونزودیوریت

این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری تیره و با بافت دانه‌ای ریزبلور دیده می‌شوند. در مقایسه با گابروها، این سنگ‌ها رنگ کمابیش روشن‌تری دارند و ریزبلور هستند. در مقیاس میکروسکوپی، این سنگ‌ها بافت‌های گرانولار ریزبلور تا پورفیرووییدی نشان می‌دهند. بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک، پویی‌کیلیتیک، گرافیکی و غربالی نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. به‌ترتیب فراوانی، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، کوارتز و آلکالی‌فلدسپار از کانی‌های اصلی هستند. بیوتیت‌های کلریتی‌شده، کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن نیز از کانی‌های فرعی شمرده می‌شوند. همچنین، اکتینولیت، سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت و کانی‌های کدر از شمار کانی‌های ثانویه هستند. پلاژیوکلازها که فراوان‌ترین کانی در این سنگ‌ها هستند، به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی دارند. اندازهٔ بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز تا ۲/۵ میلیمتر می‌رسد؛ اما در نمونه‌های با بافت پورفیرووییدی، اندازهٔ آنها به ۶ میلیمتر نیز می‌رسد. برخی بلورهای پلاژیوکلاز میانبارهایی از کانی کدر و پیروکسن دارند و ازاین‌رو، بافت پویی‌کلیتیک نشان می‌دهند. درون برخی بلورهای پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی، بقایایی از پلاژیوکلازهای قدیمی دیده می‌شوند (شکل ۶- D) که گمان می‌رود ترکیب متفاوت‌تری نسبت به بخش حاشیه‌ای دارند. بلورهای پلاژیوکلاز با درجات مختلف به کانی‌های رسی و سریسیت دگرسان شده‌اند. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۵۵ تا ۶۰ درصدحجمی است. کلینوپیروکسن به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و اندازهٔ آنها تا ۳ میلیمتر می‌رسد. بیشتر بلورهای کلینوپیروکسن به اکتینولیت دگرسان شده‌اند. در پی این دگرسانی، کانی‌های کدر نیز پدید آمده‌اند. بقایای پیروکسن درون برخی اکتینولیت‌ها دیده می‌شوند. برخی بلورهای درشت کلینوپیروکسن میانبارهایی از پلاژیوکلاز دارند و ازاین‌رو، بافت افیتیک و ساب‌افیتیک نشان می‌دهند (شکل ۶- E). برخی بلورهای درشت کلینوپیروکسن ماکل نواری دارند. در کل، پیروکسن‌های سالم و اکتینولیتی‌شده نزدیک به ۲۵ درصدحجمی از کل سنگ را دربر می‌گیرند. کوارتز و آلکالی‌فلدسپار به‌صورت بلورهای کوچک بی‌شکل در زمینهٔ سنگ و در فضای میان بلورهای درشت پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن دیده می‌شوند. فراوانی هر کدام از آنها نزدیک به ۵ تا ۷ درصدحجمی است. اندازهٔ بلورهای کوارتز و آلکالی‌فلدسپار از یک میلیمتر کمتر است. در پی هم‌رشدی کوارتز و آلکالی‌فلدسپار، در برخی نمونه‌ها بافت گرافیکی پدید آمده است (شکل ۶- F). معمولاً بافت گرافیکی پیامد تبلور هم‌زمان کوارتز و آلکالی‌فلدسپار در نقطه اوتکتیک دانسته می‌شود. به باور Shelly (۱۹۹۳)، پیدایش بافت گرافیکی پیامد فشار بخار آب بالا هنگام تبلور است. بلورهای ورقه‌ای بیوتیت با اندازهٔ کمتر از یک میلیمتر و با فراوانی کمتر از ۳ درصدحجمی در میان دیگر کانی‌ها دیده می‌شوند. برخی از آنها تا اندازه‌ای با کلریت جانشین شده‌اند.

- پیروکسن کوارتزمونزونیت

این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی بافت پورفیری تا پورفیرووییدی با درشت‌بلورهای فلدسپار دارند و به رنگ خاکستری دیده می‌شوند. بافت این سنگ‌ها بیشتر پورفیرووییدی تا گرانولار است. پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده و کوارتز از کانی‌های اصلی و بیوتیت، کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی آنها هستند. سریسیت، کانی‌های رسی، اکتینولیت، کلریت، کانی‌های کدر و رگچه‌های کلسیت و اپیدوت نیز از کانی‌های ثانویه به‌شمار می‌روند. پلاژیوکلاز به‌صورت بلورهای درشت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده

می‌شود (شکل ۶- G). اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز بیشتر تا ۳ میلیمتر می‌رسد؛ اما بلورهایی به اندازهٔ یک سانتیمتر نیز دیده می‌شوند. برخی بلورهای پلاژیوکلاز به دگرسانی ضعیفی به سریسیت، آن هم بیشتر در حاشیه بلور، دچار شده‌اند. شماری از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی و برخی دیگر از آنها میانبارهایی از کانی‌های کدر، کلینوپیروکسن‌های اکتینولیتی‌شده، آپاتیت و حتی زیرکن دارند. فراوانی پلاژیوکلازها نزدیک به ۳۰ تا ۳۵ درصدحجمی است. آلکالی‌فلدسپارها بیشتر به‌صورت بلورهای کوچک نیمه‌شکل‌دار در زمینهٔ سنگ دیده می‌شوند (شکل ۶- G) و اندازهٔ آنها تا یک میلیمتر نیز می‌رسد. این کانی‌ها با درجه‌های مختلفی به کانی‌های رسی دگرسان شده‌اند. فراوانی بلورهای آلکالی‌فلدسپار نزدیک به ۳۵ درصدحجمی است. کلینوپیروکسن‌ها به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار با فراوانی نزدیک به ۱۵ درصدحجمی در میان فلدسپارها دیده می‌شوند. اندازهٔ بلورهای کلینوپیروکسن تا ۱/۵ میلیمتر می‌رسد. کلینوپیروکسن‌ها با درجات شدیدی به اکتینولیت و گاه به کلریت دگرسان شده‌اند و به‌ندرت بقایای پیروکسن سالم در آنها دیده می‌شود. کوارتز به‌صورت بلورهای کوچک و بی‌شکل در زمینهٔ سنگ و در همراهی با آلکالی‌فلدسپار در فضای میان دیگر کانی‌ها جای گرفته است (شکل ۶- G). اندازهٔ بلورهای کوارتز از یک میلیمتر کمتر است و فراوانی آنها به نزدیک به ۱۰ درصدحجمی می‌رسد. بیوتیت با فراوانی نزدیک به ۲ درصدحجمی به‌صورت بلورهای ورقه‌ای در اندازهٔ کمتر از ۰/۵ میلیمتر در میان دیگر کانی‌ها دیده می‌شود.

- گرانودیوریت

این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی با بافت پورفیری تا گرانولار درشت‌بلور با رنگ خاکستری روشن دیده می‌شوند. نشانه‌هایی از دگرسانی با درجات مختلف در نمونهٔ دستی دیده می‌شوند. این سنگ‌ها بافت پورفیری تا پورفیرو‌یبدی و گرانولار دارند (شکل‌های ۶- H و ۶- I) و از کانی‌های پلاژیوکلاز، آلکالی‌فلدسپار، کوارتز، کانی‌های مافیک کلریتی- اپیدوتی و اکتینولیتی‌شده ساخته شده‌اند. کانی‌های کدر، آپاتیت و زیرکن از کانی‌های فرعی در این سنگ‌ها هستند. سریسیت، کانی‌های رسی، کلریت، اکتینولیت، اپیدوت و کانی‌های کدر نیز به‌صورت ثانویه در این سنگ‌ها پدید آمده‌اند. پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و دگرسانی به سریسیت، کانی‌های رسی و گاه اپیدوت به‌فراوانی در آنها دیده می‌شود (شکل ۶- I). در برخی بلورهای پلاژیوکلاز، منطقه‌بندی آشکاری دیده می‌شود. اندازهٔ بلورهای پلاژیوکلاز تا ۶ میلیمتر می‌رسد. فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۴۰ درصدحجمی است. آلکالی‌فلدسپارها بیشتر به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل با دگرسانی به کانی‌های رسی در زمینهٔ سنگ جای گرفته‌اند (شکل‌های ۶- H و ۶- I). اندازهٔ بلورهای آلکالی‌فلدسپار از یک میلیمتر کمتر است و فراوانی آنها از ۲۵ درصدحجمی کمتر است. کوارتز به‌صورت بلورهای ریز و بی‌شکل زمینهٔ سنگ را پوشش داده است (شکل‌های ۶- H و ۶- I). اندازهٔ بلورهای کوارتز از یک میلیمتر کمتر است. گاه بلورهای کمابیش درشت کوارتز به‌صورت گردشده دیده می‌شوند و اندازهٔ آنها تا ۲ میلیمتر است. فراوانی کوارتز در این سنگ‌ها تا نزدیک به ۲۰ درصدحجمی نیز می‌رسد. کانی‌های مافیک نخستین سنگ به‌طور کامل با مجموعه اکتینولیت- کلریت و کانی‌های کدر جانشین شده‌اند (شکل ۶- H). این کانی‌ها در کل فراوانی نزدیک به ۱۵ درصدحجمی دارند و گمان می‌رود پیامد دگرسانی هورنبلند باشند. اپیدوت به‌صورت بلورهای شکل‌دار کوچک با برجستگی بالا و با فراوانی کم در زمینهٔ دانه‌ریز سنگ پراکنده است.

زمین‌شیمی

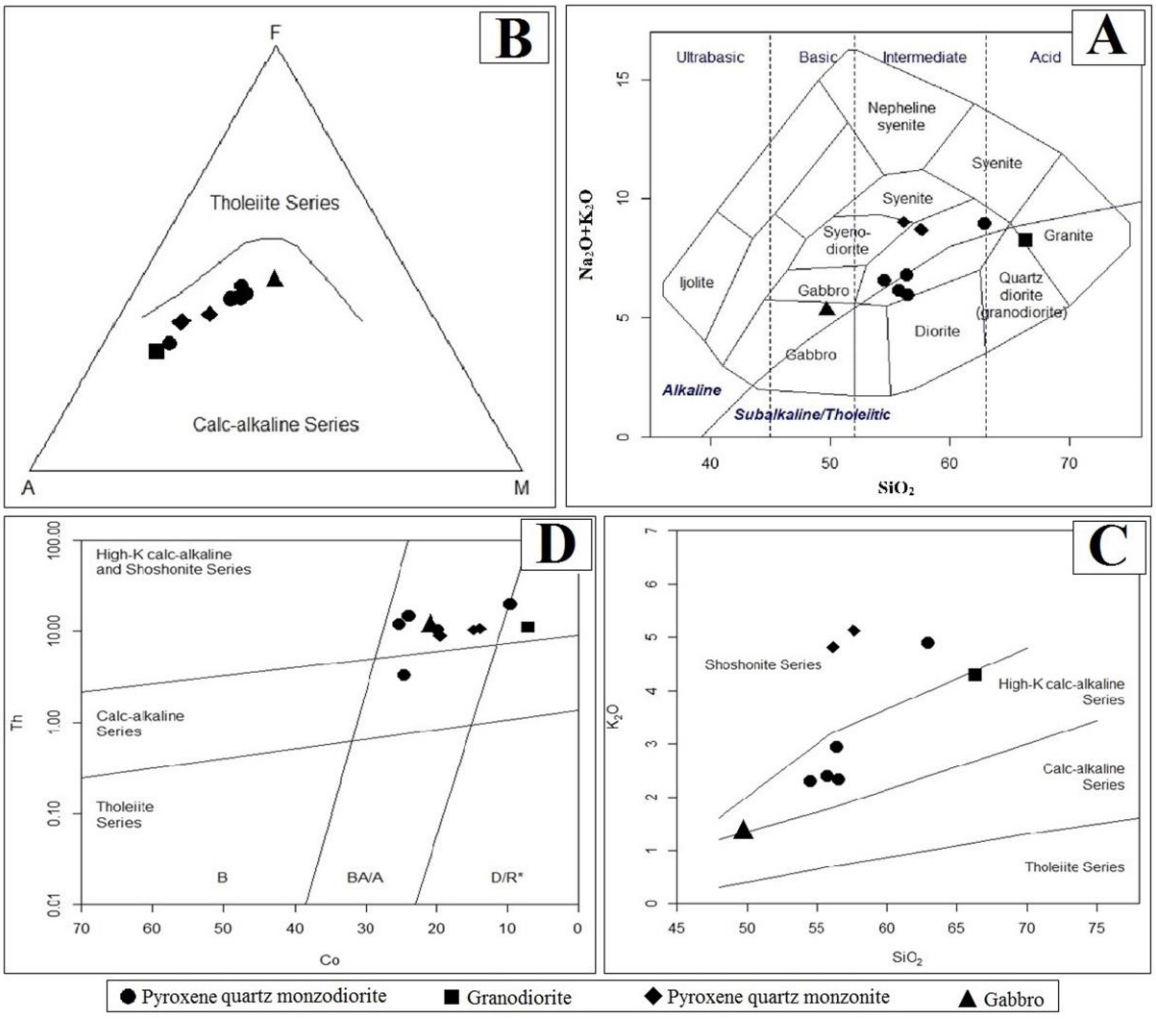
برای بررسی‌های زمین‌شیمیایی فازهای گوناگون

تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان، شمار ۱۰ نمونه از این توده (۵ نمونه از توده پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت، ۳ نمونه از توده پیروکسن‌کوارتزمونزونیت، یک نمونه از تودهٔ گابرویی و یک نمونه از تودهٔ گرانودیوریتی) به روش‌های XRF و ICP–MS در آزمایشگاه شرکت زرآزما در تهران تجزیه شدند (جدول ۱).

جدول ۱- داده‌های تجزیهٔ شیمیایی عنصرهای اصلی (برپایهٔ درصدوزنی یا wt%) و عنصرهای کمیاب (برپایهٔ گرم در تن یا ppm) در نمونه‌های تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان (gb: گابرو؛ qmzd: پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت؛ qmz: پیروکسن‌کوارتزمونزونیت؛ gd: گرانودیوریت)

Sample No.	Za- 01	Za- 02	Za- 04	Za- 05	Za- 07	Za- 08	Za- 09	Za- 10	Za- 11	Za- 12
Rock Type	qmzd	qmzd	qmzd	qmzd	qmzd	gb	qmz	qmz	qmz	gd
SiO_2	55.77	56.53	62.94	54.55	56.41	49.70	57.58	57.69	56.16	66.33
TiO_2	0.98	0.90	0.67	1.05	1.03	0.96	0.94	0.92	0.95	0.53
Al_2O_3	16.65	16.46	15.44	16.90	16.72	17.69	16.69	16.75	16.32	15.12
Fe_2O_3	8.45	7.76	5.26	8.15	7.75	9.59	6.66	6.61	8.17	4.17
MnO	0.14	0.13	0.05	0.10	0.13	0.12	0.22	0.21	0.15	0.08
MgO	3.72	3.87	2.10	4.01	3.55	5.22	2.43	2.34	3.66	1.67
CaO	7.22	6.85	2.96	7.01	6.37	9.20	5.09	5.09	3.99	2.34
Na_2O	3.77	3.61	4.06	4.26	3.86	3.98	3.58	3.57	4.20	3.96
K_2O	2.38	2.33	4.89	2.30	2.94	1.32	5.14	5.12	4.82	4.29
P_2O_5	0.26	0.25	0.16	0.31	0.28	0.38	0.33	0.31	0.26	0.15
LOI	0.53	1.14	1.41	1.25	0.91	1.76	1.27	1.32	1.24	1.27
Total	99.87	99.83	99.92	99.89	99.95	99.92	99.93	99.93	99.92	99.91
As	1.3	2.3	4.2	2.3	3.4	1.8	1.7	1.3	11.1	3.2
Se	1.66	2.74	2.21	1.3	2.5	1.38	1.32	1.54	1.38	0.82
Sc	19	17.1	9.4	18.8	17.7	21.2	12.3	12.9	18.8	8.4
V	169	152	97	165	143	199	104	103	153	77
Cr	24	26	16	25	41	47	20	20	33	6
Co	25.2	23.9	9.6	19.8	20.7	24.5	14.7	13.9	19.5	7.1
Ni	85	21	<1	6	14	28	<1	<1	27	<1
Cu	69	52	36	18	83	12	54	55	45	8
Zn	53	46	48	48	41	50	68	66	54	87
Rb	57	51	164	42	68	15	140	147	121	109
Sr	508.3	499	387.4	487.7	460.9	634.2	349.2	371.1	412.6	253.6
Y	17.5	17.1	14.8	17.4	17.9	14.6	17.7	18.3	17.1	15.6
Zr	127	72	56	46	36	27	48	47	41	40
Nb	20.1	23.6	18.1	20.1	22.3	11.3	27.5	29.6	24.5	18
Cs	2.3	2.5	1.2	1.5	1.8	2.3	1.6	1.7	1.2	0.8
Ba	490	497	670	447	545	345	682	696	692	860
Pb	18	17	15	16	13	12	24	31	45	36
La	23	24	24	23	27	17	26	27	24	21
Ce	49	47	44	45	51	30	50	51	41	35
Pr	7.6	8.39	6.36	7.54	8.35	5.56	7.75	7.71	6.71	5.13
Nd	30.5	32.6	23	30.3	33.4	24	29.2	29.1	25.9	18.8
Sm	6.37	6.21	4.27	6.19	6.6	4.9	5.58	5.82	5.16	3.58
Eu	1.75	1.73	1.12	1.72	1.75	1.77	1.56	1.53	1.41	1.13
Gd	5.62	5.53	3.83	5.78	6.01	4.76	5.21	5.28	4.89	3.3
Tb	0.91	0.9	0.67	0.91	0.93	0.75	0.84	0.9	0.83	0.65
Dy	5.39	5.25	4.13	5.29	5.41	4.5	5.27	5.31	5.05	4.15
Er	2.89	2.94	2.42	2.91	2.87	2.37	2.98	3.03	2.77	2.53
Tm	0.46	0.45	0.39	0.44	0.47	0.37	0.47	0.46	0.43	0.42
Yb	2.2	2.1	1.8	2.2	2.1	1.9	2.1	2.1	2.1	1.8
Lu	0.42	0.4	0.36	0.39	0.38	0.32	0.4	0.42	0.35	0.4
Hf	3.67	2.55	2.44	1.76	1.93	1.61	2.32	2.27	2	1.91
Ta	1.15	1.32	0.83	1.02	1.21	0.67	1.37	1.52	1.32	1.19
Th	12.03	14.68	19.58	10.53	11.14	3.3	10.46	10.78	8.97	11.12
U	3.2	3.7	3.5	2.38	1.8	1.1	2.2	2.2	1.9	2.6

برپایـــهٔ نمـــودار SiO_2 دربرابـــر Na_2O+K_2O، سـنگ‌هـای منطقـه در گسـترهٔ گـابرو، مونزونیـت، گرانودیوریـت و سـیونودیوریت جـای مـی‌گیرنـد (شـکل ۷- A). از سـوی دیگـر، ایـن نمـودار نشـان می‌دهـد بیشـتر نمونـه‌هـای برداشـت‌شـده از منطقـه، در مـرز میـان سـری آلکـالن و سـاب‌آلکـالن هسـتند. در نمـودار AFM نیـز همـهٔ نمونـه‌هـا در گسـترهٔ کالـک‌آلکـالن جـای مـی‌گیرنـد (شـکل ۷- B). برپایـهٔ نمـودار SiO_2 دربرابـر K_2O، نمونـه‌هـای تـوده‌هـای بررسـی‌شـده در گسـترهٔ کالـک‌آلکـالن پتاسـیم متوسـط تـا بـالا جـای مـی‌گیرنـد (شـکل ۷- C). برپایهٔ نمـودار Co دربرابـر Th نیـز بیشـتر نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده در گسـترهٔ کالـک‌آلکـالن پتاسـیم‌بـالا و شوشونیتی جای می‌گیرند (شکل ۷- D).

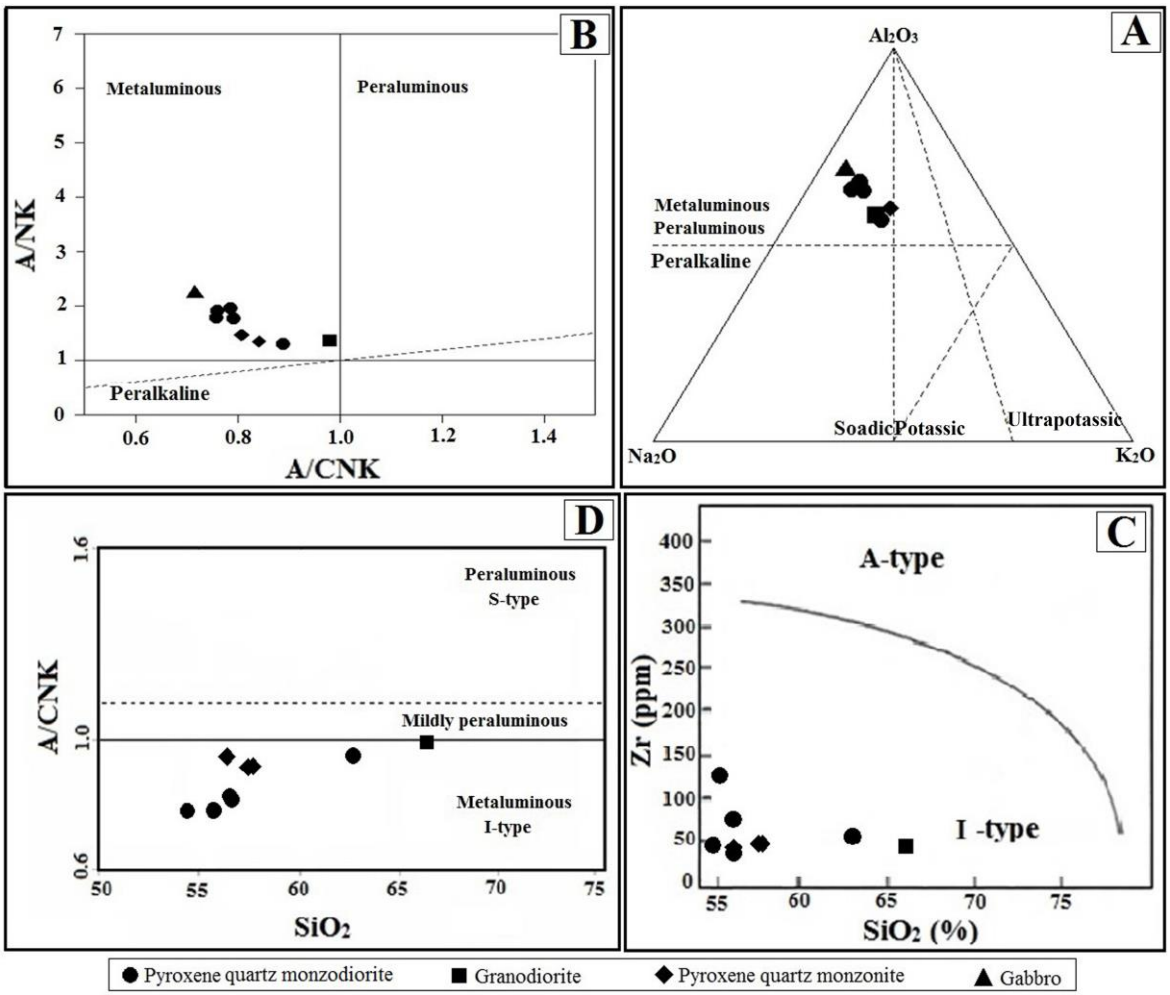


شکل ۷- جایگاه نمونه‌های توده‌های نفوذی منطقهٔ زاجکان روی: A) نمودار SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O (برپایهٔ درصدوزنی) (Cox *et al*., 1979)؛ B) نمودار AFM (Irvine and Baragar, 1971)؛ C) نمودار SiO_2 دربرابر K_2O (برپایهٔ درصـدوزنی) (Peccerillo and Taylor, 1976)؛ D) نمـودار Co دربرابر Th (برپایهٔ ppm) (Hastie *et al*., 2007)

در نمودار سـه‌تـایی Na_2O-Al_2O_3-K_2O، دو گسـترهٔ متاآلومین- پرآلومین و پرآلکالن نشان داده شـده‌انـد. در این نمودار، نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ متاآلومین- پرآلـومین جـای گرفتـه‌انـد (شـکل ۸- A). در نمـودار

A/CNK دربرابر A/NK، همهٔ نمونه‌های بررسی‌شده در گسترهٔ متاآلومین جای می‌گیرند (شکل ۸- B).

برای شناسایی گرانیت‌های نوع I و A، از نمودار SiO_2 دربرابر Zr (Collins *et al.*, 1982) بهره گرفته شد. در این نمودار، همهٔ نمونه‌ها در گسترهٔ گرانیت‌های نوع I جای می‌گیرند (شکل ۸- C). در نمودار SiO_2 دربرابر A/CNK نیز همهٔ نمونه‌ها در گسترهٔ گرانیتوییدهای تیپ I جای می‌گیرند (شکل ۸- D). افزون‌بر نمودارهای یادشده، شواهد و ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی (مانند: حضور کلینوپیروکسن، هورنبلند و نبود مسکوویت، کردیریت، گارنت، آندالوزیت و سیلیمانیت، وجود برخی انکلاوهای میکروگرانولار و نبود انکلاوهای سورمیکاسه، نبود کرندوم در نورم این سنگ‌ها و نیز روند کاهشی P_2O_5 دربرابر SiO_2 که با تبلور آپاتیت در گرانیت‌های نوع I توجیه‌پذیر است (Chappell and White, 1992)) نشان‌دهندهٔ I-type بودن توده‌های نفوذی منطقهٔ زاجکان هستند. افزون‌براین، برپایهٔ رده‌بندی Barbarin (۱۹۹۹) و برپایهٔ ویژگی‌های کانی‌شناسی و شیمیایی نمونه‌های بررسی‌شده، تودهٔ گرانیتوییدی زاجکان از گروه گرانیتوییدهای کالک‌آلکالن آمفیبول‌دار (ACG) دانسته می‌شود.



شکل ۸- جایگاه نمونه‌های توده‌های آذرین درونی منطقهٔ زاجکان روی: A) نمودار سه‌تایی Na_2O-Al_2O_3-K_2O (Villaseca *et al.*, 1998)؛ B) نمودار A/NK-A/CNK (Maniar and Piccoli, 1989)؛ C) نمودار SiO_2 دربرابر Zr (Collins *et al.*, 1982)؛ D) نمودار SiO_2 دربرابر A/CNK (Chappell and White, 1992)

در الگـــوی تغییـــرات عنصـــرهای کمیـــاب بهنجارشـــده دربرابـــر ترکیـــب گوشـــتهٔ اولیـــه (McDonough and Sun, 1995)، همـــهٔ گـروه‌هـای سـنگی الگـوی همانـندی نشـان مـی‌دهنـد (شـکل ۹- A). در ایـن نمـودار، غنـی‌شـدگی عنصـرهای LILE (Rb، Ba، Th و Cs) همـراه بـا آنومـالی منفـی عنصـرهای HFSE (Nb، Ta، Zr، P و Ti) دیـده مـی‌شـود. کمبـود عنصـرهای HFSE پیامـد عوامل گونـاگونی دانسـته مـی‌شـود؛ ماننـد: ماگمـاهـای جـداشـده از گوشـته‌ای متاسوماتیسـم‌شـده در پهنـهٔ فـرورانش و ماگماتیسـم وابسـته بـه فراینـد فـرورانش (Kuster and Harms, 1988; Wilson, 1989)، شرکت پوسـته در فراینـدهـای ماگمـایی (Rollinson, ۱۹۹۳) و فقـر ایـن عنصـرها در خاسـتگاه و همچنـین، پایـداری فـازهـای دارای ایـن عنصـرها هنگـام ذوب‌بخشی و یـا جـدایش آنهـا هنگـام فراینـد جـدایش ماگمـایی (Wu et al., 2003). آنومـالی مثبـت عنصـرهای LILE در همراهـی بـا آنومـالی منفـی عنصـرهای HFSE چـه‌بسـا از ویژگـی‌هـای ماگمـاهـای پدیدآمـده از گوشـتهٔ سـنگ‌کـره‌ای متاسوماتیسـم‌شـده زیـر قـاره‌ای در پهنـهٔ فرورانشـی اسـت (Pearce, ۱۹۸۲; Foley and Wheller, 1990; Pearce and Parkinson, 1993). آنومـالی منفـی Nb و Ti از ویژگـی‌هـای تـوده‌هـای آذریـن درونـی در کمـان‌هـای ماگمـایی مـرز قـاره‌ای بـه‌شـمار مـی‌رود (Wang and Chung, 2004). آنومـالی مثبـت Pb در همـهٔ نمونه‌هـا ویژگـی آشـکار در نمـودار عنصـرهای کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب گوشـتهٔ اولیـه اسـت. ایـن ویژگی شـاید نشـانهٔ تـأثیر پوسـتهٔ قـاره‌ای در پیـدایش ماگمـای مـادر سـنگ‌هـای منطقـه و یـا آلایـش پوسـته‌ای ماگمـای پدیدآمـده از ذوب‌بخشـی گوشـته در تـرازهـای بـالاتر باشـد (Kamber *et al.*, 2002).

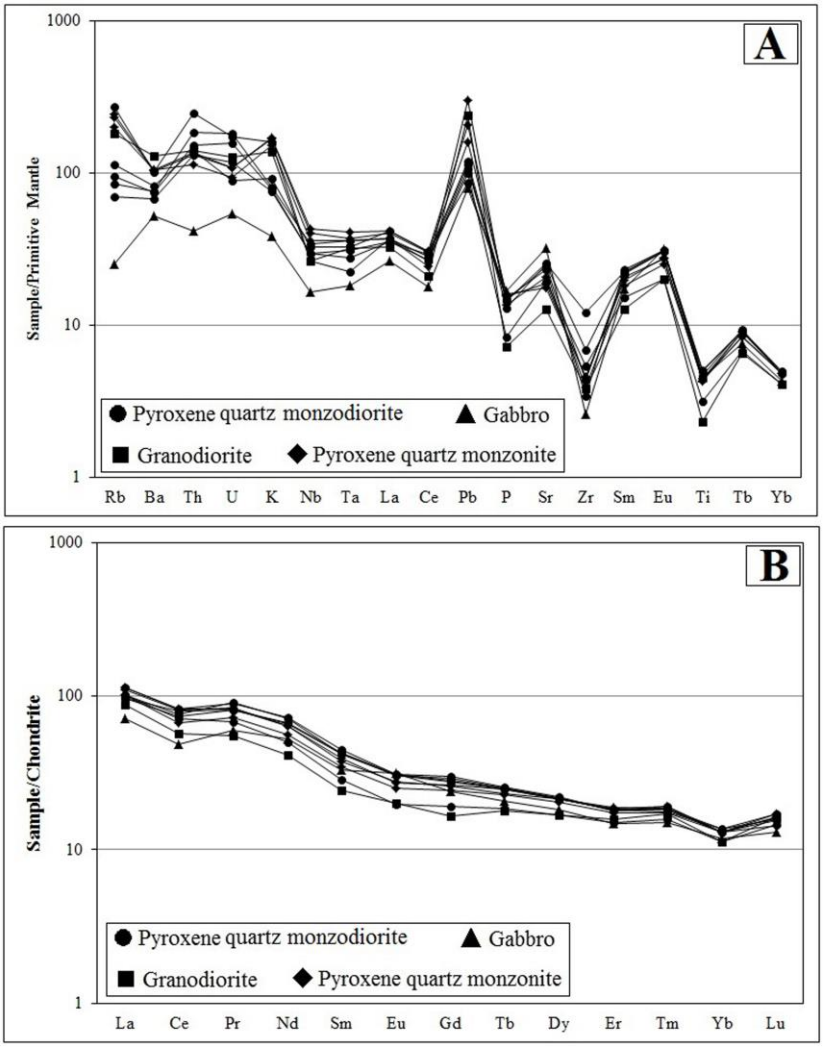
همـراه‌بـودن آنومـالی مثبـت Pb و آنومـالی منفـی Nb و Ta نشـانه ماگمـاهـای پدیدآمـده در کمـان‌هـای آتشفشـانی و ماگماهـای متـأثر از پوسـتهٔ قـاره‌ای اسـت (Hofmann, 1988). در کـل، برپایـهٔ شـکل ۹- A و بـا بـه‌یادداشـتن عوامـل گونـاگون در رویـداد بـی‌هنجـاری‌هـای مثبـت و منفـی عنصـرها، ماگمـای نخستین سـازندهٔ تـوده‌هـای آذریـن درونـی در منطقـهٔ زاجکـان در پهنـه‌ای فرورانشـی و از گوشـته‌ای متاسوماتیسم‌شده پدید آمده است.

در نمـودار عنصـرهای خـاکی کمیـاب بهنجارشـده بـه ترکیـب کنـدریت (McDonough and Sun, ۱۹۹۵)، در همـهٔ نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده الگـوی همانـندی دیـده مـی‌شـود (شـکل ۹- B). نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده الگـویی سرشـار از عنصـرهای LREE دربرابـر HREE و بـا نسـبت بـالای LREE/HREE نشـان مـی‌دهنـد (شـکل ۹- B). عنصـر Eu در بیشـتر نمونه‌ها آنومالی منفـی ضـعیف نشـان مـی‌دهـد؛ امـا در نمونـهٔ گـابرویی، آنومـالی مثبـت ضـعیف دارد (شـکل ۹- B) کـه چـه‌بسـا در ارتبـاط بـا تمرکـز بـالای پلاژیـوکلاز در ایـن نمونـه در مقایسـه بـا دیگـر نمونـه‌هاسـت. عنصـرهای HREE الگـوی کمـابیش همواری را نشان می‌دهند کـه شـاید بـا حضـور گارنـت در ناحیـهٔ خاسـتگاه در ارتبـاط باشـد (Wright and McCurry, 1997). مشـارکت‌نکـردن آنهـا در پیـدایش مـذاب باعـث فقیـرشـدن مـذاب پدیدآمـده از عنصـرهای HREE و پیـدایش الگـوی همـوار در ایـن عنصـرها مـی‌شـود. غنـی‌شـدگی بـالای عنصـرهای LREE نیـز مـی‌توانـد پیامـد درجـهٔ کـم ذوب‌بخشـی و فراوانـی کـم عنصـرهای HREE در ارتبـاط بـا حضـور گارنـت در ناحیـهٔ ذوب باشـد (Wright and McCurry, 1997).

در نمونـه‌هـای پیروکسـن‌کوارتزمونزودیوریـت،

پیروکسن‌کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت نسبت *Eu/Eu برابربا ۰/۹۸- ۰/۸۲ است؛ اما این نسبت در نمونهٔ گابرویی برابربا ۱/۱ است. آنومالی مثبت ضعیف Eu و نسبت بالاتر *Eu/Eu (۱/۱) در نمونه گابرویی نشان‌دهندهٔ تمرکز نسبی پلاژیوکلاز در گابروها و جدایش آن در دیگر فازهای نفوذی بررسی‌شده است. همچنین، نسبت La_n/Yb_n در نمونهٔ گابرویی برابر با ۶/۱ و در دیگر نمونه‌های سنگی برابربا ۹/۱ تا ۷/۱ است. بالابودن مقدار عنصرهای LREE دربرابر HREE از ویژگی‌های آشکار سنگ‌های کمان آتشفشانی در پهنه‌های فرورانش در مرز فعال قاره‌ای است (Pearce, ۱۹۸۲; Wilson, 1989; Ma *et al.*, 2014). آنومالی منفی ضعیف در Yb نیز به حضور گارنت در ناحیه خاستگاه و به جاماندن این عنصر در این کانی مرتبط دانسته می‌شود (Wright and McCurry, 1997).

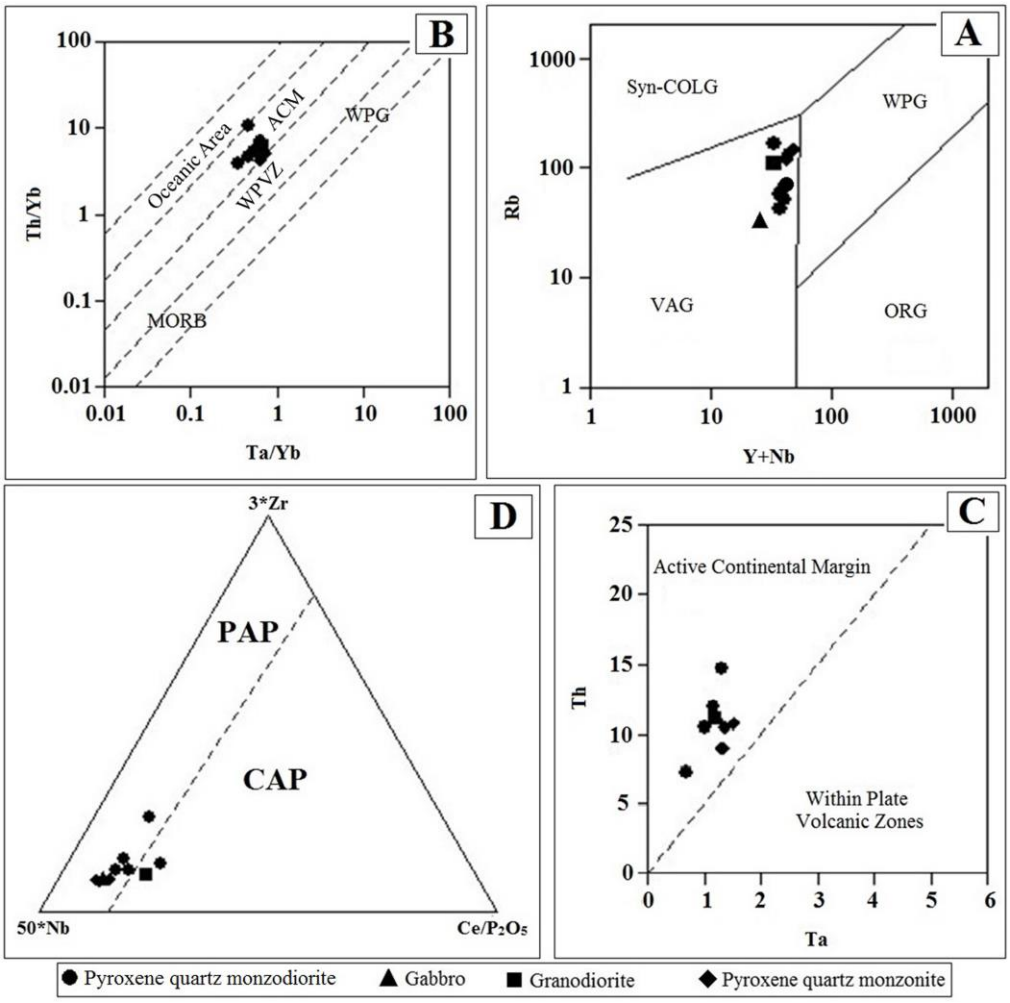
در کل، الگوی کمابیش پرشیب غنی از عنصرهای LREE و الگوی مسطح عنصرهای HREE با نسبت بالای LREE/HREE برای توده‌های آذرین درونی منطقهٔ زاجکان نشان می‌دهند این سنگ‌ها از خاستگاه ماگمایی مشترکی پدید آمده‌اند و پیامد ذوب‌بخشی درجهٔ کم گوشته‌ای غنی‌شده در پهنه‌ای فرورانشی هستند.



شکل ۹- A) الگوی عنصرهای کمیاب نمونه‌های منطقهٔ زاجکان بهنجارشده به گوشتهٔ اولیه (McDonough and Sun, 1995)؛ B) الگوی عنصرهای خاکی کمیاب نمونه‌های منطقهٔ زاجکان بهنجارشده به ترکیب کندریت (McDonough and Sun, 1995)

جایگاه تکتونوماگمایی

نمودارهـــای شناســـایی پهنـــهٔ زمـــین‌ســـاختی پیـدایش ماگمـا، نمودارهـای تغییـرات زمـین‌شـیمیایی هســـتند کـــه برپایـــهٔ آنهـــا، ماگماهـــای پدیدآمـــده در جایگـــاه‌هـــای زمـــین‌ســـاختی گونـــاگون برپایـــهٔ ویژگـی‌هـای شـیمیایی از یکـدیگر شـناخته مـی‌شـوند (Rollinson, 1993). در نمـــودار دو متغیـــره Y + Nb دربرابـــر Rb، ســـنگ‌هـــای بررســـی‌شـــده در گســـترهٔ گرانیـــت‌هـــای کمـــان آتشفشـــانی (VAG) جـــای مـــی‌گیرنـــد (شـــکل ۱۰- A). در نمودارهـــای Ta/Yb دربرابـــر Th/Yb و Th دربرابـــر Ta، ســـنگ‌هـــای بررسـی‌شـده در گسـترهٔ مـرز فعـال قـاره‌ای جانمـایی مـــی‌شـــوند (شـــکل‌هـــای ۱۰- B و ۱۰- C). بـــرای شناسـایی کمـان‌هـای ماگمـایی مـرز فعـال قـاره‌ای و کمان‌های ماگمـایی پـس از برخـورد، نمـودار سـه‌تـایی $Nb-Zr-Ce/P_2O_5$ بـه‌کـار بـرده شـد. در ایـن نمـودار، بیشـتر نمونـه‌هـا در گسـترهٔ کمـان ماگمـایی پـس از برخورد (PAP) جای می‌گیرند (شکل ۱۰- D).



شکل ۱۰- جایگاه نمونه‌های توده‌های آذرین درونی در منطقهٔ زاجکان روی: A) نمـودار Y+Nb دربرابـر Rb (Pearce *et al.*, 1984)؛ B) نمـودار Ta/Yb دربرابر Th/Yb (Gorton and Schandl, 2002)؛ C) نمودار Ta دربرابر Th (Gorton and Schandle, 2002)؛ D) نمودار سـه‌تـایی Nb-Zr-Ce/P_2O_5 (Muller and Groves, 1997) (VAG: گرانیت‌های کمان ماگمایی؛ ORG: گرانیـت‌هـای پشـتهٔ اقیانوسـی، WPG: گرانیـت‌هـای درون صفحه‌ای؛ Syn- COLG: گرانیت‌های همزمان با برخورد؛ ACM: مرز فعال قاره‌ای؛ WPVZ: پهنه‌های آتشفشانی درون‌صفحه‌ای؛ CAP: کمان مرز فعال قاره‌ای؛ PAP: کمان پس از برخورد)

سنگ‌زایی

همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، سنگ‌های منطقه زاجکان با ترکیب گابرو، پیروکسن کوارتزمونزودیوریت، پیروکسن‌کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت از ماگمای کالک‌آلکالن پتاسیم متوسط تا بالا خاستگاه گرفته‌اند. باور بر این است که سنگ‌های ماگمایی کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا بیشتر در کمان‌های ماگمایی و محیط‌های زمین‌ساختی پس از برخورد پدید می‌آیند (Foley and Peccerillo, 1992; Turner *et al.*, ۱۹۹۶) و به‌ندرت در پهنه‌های درون صفحه‌ای دیده می‌شوند (Muller and Groves, 1997; Bonin, 2004). به باور Turner و همکاران (۱۹۹۶) ماگماتیسم پتاسیک پس از برخوردی از ویژگی‌های متداول بسیاری از پهنهٔ‌های کوهزایی برخوردی در جهان است. از سوی دیگر، غنی‌شدگی از LILE و LREE، به‌همراه بی‌هنجاری منفی Nb و Ti، ویژگی ماگماهای وابسته به پهنه‌های فرورانش هستند (Wilson, ۱۹۸۹; Foley and Wheler, 1990; Pearce and Parkinson, 1993; Wang and Chung, 2004; Vetrin and Rodionov, 2008). این ماگماها خاستگاه گوشته‌ای دارند که از عنصرهای LILE با سیال‌های متاسوماتیک جداشده از رسوب‌ها یا صفحهٔ فرورو غنی‌شده است (Pearce, 1982; Hawkesworth *et al.*, 1997; Cameron *et al.*, ۲۰۰۳). ازآنجایی‌که توده‌های آذرین درونی زاجکان از عنصرهای LILE، Th، Pb و LREE غنی‌شدگی و از عنصرهای HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۹)، پیدایش این سنگ‌ها مرتبط با فرورانش دانسته می‌شود.

پیشنهادهای گوناگونی دربارهٔ خاستگاه توده‌های گرانیتوییدی نوع کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا و شوشونیتی ارائه شده است. ذوب‌بخشی سنگ‌های پوستهٔ قاره‌ای زیرین (Bitencourt and Nardi, 2004)، محصول فرایند AFC ماگمای خاستگاه‌گرفته از گوشته (López-Moro and López-Plaza, 2004) و ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای متاسوماتیسم‌شده با فرایند فرورانش و با رگه‌های آمفیبول و فلوگوپیت (Jiang *et al.*, ۲۰۱۲) از شمار این پیشنهادها هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی توده‌های گرانیتوییدی بررسی‌شده با خاستگاه گرفتن با فرایندهای نخست و دوم سازگار نیستند؛ زیرا مذاب‌های کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا و شوشونیتی که از ذوب‌بخشی پوستهٔ زیرین پدید می‌آیند بیشتر از ۴ درصدوزنی Na_2O دارند (Xiao and Clemens, ۲۰۰۷). این درحالی است که بیشتر نمونه‌های بررسی‌شده محتوای Na_2O کمتر از ۴ درصدوزنی دارند (جدول ۱). این نکته نشان می‌دهد توده‌های آذرین درونی زاجکان از ذوب‌بخشی یک خاستگاه پوستهٔ زیرین پدید نیامده‌اند. الگوی عنصرهای کمیاب و خاکی کمیاب در نمودارهای عنکبوتی نیز از الگوی دوم برای خاستگاه گرفتن توده‌های آذرین درونی زاجکان حمایت نمی‌کند؛ به‌گونه‌ای‌که همخوانی مثبتی میان افزایش محتوای SiO_2 و میزان LREE دیده نمی‌شود. هرچند برپایهٔ ستبرای پوستهٔ قاره‌ای البرز (نزدیک به کمتر از ۳۵ کیلومتر؛ Dehghani and Makris, 1984) می‌توان آلایش پوسته‌ای مذاب‌ها هنگام بالاآمدن از پوسته را تا اندازه‌ای متصور شد.

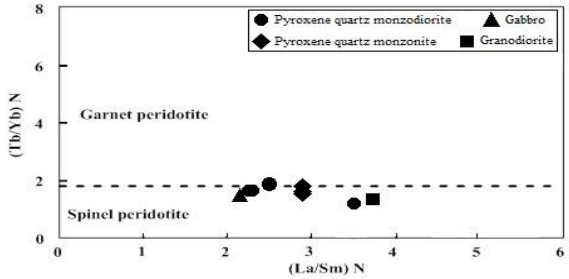
به باور Morata و همکاران (۲۰۰۵)، نسبت‌های Zr/Nb (۷/۶- ۶/۳)، Th/Nb (۰/۱۵- ۰/۰۹)، Ba/Nb (۱۷/۴- ۷/۶)، La/Nb (۱/۰۳- ۰/۷۶)، Th/La (۰/۱۵- ۰/۱۱) و Ba/La

(۱۶/۹- ۱۰) نشـان‌دهنـدهٔ فعالیـت‌هـای ماگمـایی مـرتبط بـا گوشـتهٔ غنـی‌شـده هسـتند؛ امـا ایـن نسبت‌ها در ماگماهـای جداشـده از پوسـته بـه‌صـورت Th/Nb (۰/۴۴)، Ba/Nb (۵۴)، La/Nb (۲/۲) و Zr/Nb(۱۶/۲) گـزارش شـده‌انـد (Weaver and Tarney, 1984). مقایسـه ایـن نسـبت‌هـا بـرای تـوده‌هـای آذریـن درونـی زاجکـان (Zr/Nb = 1.6 - ۶.۳; Th/Nb = 0.36 - 1.08; Ba/Nb = 21.06 - ۴۷.۸; La/Nb = 8.9 - 13.3; Th/La = 0.19 - ۰,۸۱; Ba/La = 19.4 - 40.9)، نشـان‌دهنـدهٔ گـرایش آنهـا بـه ترکیـب حـد واسـط مـذاب‌هـای جداشده از گوشتهٔ غنی‌شده و پوسته است. بـه بـاور DePaolo و Daley (۲۰۰۰)، نسـبت La/Nb در ماگماهـای جداشـده از گوشـتهٔ سـنگ‌کـره‌ای بیشـتر از یک اسـت؛ امـا ایـن نسـبت در ماگماهـای جداشـده از سسـت‌کـره عمومـاً نزدیـک بـه ۰/۷ اسـت. در نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده، ایـن نسـبت برابربـا ۸/۹ تـا ۱۳/۳ اسـت و نشـان‌دهنـدهٔ پیـدایش ماگمـای نخستین از ذوب‌بخشی گوشتهٔ سنگ‌کره‌ای است.

در پهنـه‌هـای فرورانشـی، میـزان Th افـزایش می‌یابد؛ امـا نسـبت Th/Ta در سـنگ‌هـای مـرتبط بـا فـرورانش در مـرز فعـال قـاره‌هـا نزدیـک بـه ۲۰- ۶ اسـت (Gorton and Schandle, 2000). ایـن نسبت برای توده‌هـای آذریـن درونـی زاجکـان برابربـا ۴/۹ تـا ۲۳/۶ اسـت. ایـن نکتـه شـاید نشـان‌دهنـدهٔ پیـدایش سـنگ‌هـای منطقـهٔ زاجکـان در پهنـهٔ فرورانشی مرز فعـال قـاره‌ای باشـد. تـوده‌هـای آذریـن درونـی زاجکـان از عنصـرهای HFSE تهـی هسـتند و نسـبت Nb/Y در آنهـا برابربـا ۱/۶- ۰/۸ (میـانگین: ۱/۲۷) اسـت. نسـبت‌هـای Nb/Y (۰/۳۲ تـا ۱/۷۲) از ویژگـی سـنگ‌هـایی اسـت کـه در کمـان‌هـای ماگمـایی مـرتبط بـا فـرورانش پدیـد مـی‌آینـد (Temel *et al.*, 1998). نسـبت‌هـای Ba/Nb بیشـتر از ۲۸ ویژگـیِ سـنگ‌هـایی اسـت کـه در پهنـه‌هـای فـرورانش و در مـرز فعـال قـاره‌ای پدیـد مـی‌آینـد (Fitton *et al.*, 1988). ایـن نسـبت در نمونـه‌هـای بررسـی‌شـده برابربـا ۲۱/۰۶ تـا ۴۷/۸ (میـانگین: نزدیک به ۲۸/۴) است.

بررسـی‌هـای ایزوتـوپی Nd- Sr تـوده‌هـای آذریـن درونـی در زیرپهنـهٔ طـارم- هشـتجین (Nabatian *et al.*, 2014b, 2016a; Ghasemi Siani *et al.*, ۲۰۱۵) نشـان‌دهنـدهٔ خاسـتگاه گوشـتهٔ سـنگ‌کـره‌ای غنـی‌شـده بـرای ایـن تـوده‌هاسـت. بـر ایـن پایـه، تـوده‌هـای آذریـن درونـی سرشـار از پتاسـیم در منطقـهٔ زاجکـان نیـز در ارتبـاط بـا یـک گوشـتهٔ سنگ‌کره‌ای غنی‌شـده مـرتبط بـا فـرورانش و در یـک پهنهٔ پس از برخوردی پدید آمده‌اند.

بـه پیشـنهاد Furman و Graham (۱۹۹۹)، در مذاب‌های در تعـادل بـا یـک خاسـتگاه فلوگوپیـت‌دار، مقـدار Rb/Sr>0.1 و Ba/Rb<15 اسـت؛ امـا در مـذاب‌هـای در تعـادل بـا خاسـتگاه آمفیبـول‌دار ایـن مقـدارها بـه‌صـورت Rb/Sr<0.06 و Ba/Rb>15 هسـتند. مقـدار نسـبت‌هـای Rb/Sr و Ba/Rb در تـودهٔ گـابرویی (مافیـک‌تـرین سـنگ بررسـی‌شـده) به‌ترتیـب برابربـا ۰/۰۲ و ۲۳ اسـت. ایـن نکتـه نشـان می‌دهد در خاسـتگاه ماگمـای پدیدآورنـدهٔ تـوده‌هـای آذرین درونـی زاجکـان، آمفیبـول نقـش شـاخص‌تـری داشـته اسـت. بخـش‌هـای گونـاگون تـودهٔ گرانیتوییـدی زاجکـان بـا نسـبت La_N/Sm_N بیشـتر از ۲/۱۷ و نسـبت Tb_N/Yb_N کمتـر از ۱/۹۷ شـناخته مـی‌شـوند. ایـن ویژگـی نشـان‌دهنـدهٔ پیـدایش ایـن سـنگ‌هـا از خاسـتگاه گوشـته‌ای بـا ترکیـب اسـپینل‌پریـدوتیت تـا گارنت‌اسپینل‌پریدوتیت است (شکل ۱۱).



شکل ۱۱- جایگاه نمونه‌های منطقه زاجکان روی نمودار La_N/Sm_N دربرابر Tb_N/Yb_N (Wang *et al*., 2002)

برداشت

یافته‌های این پژوهش نشان می‌دهند تودهٔ آذرین درونی زاجکان دربردارندهٔ گابرو، پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت، پیروکسن‌کوارتزمونزونیت و گرانودیوریت با سرشت کالک‌آلکالن پتاسیم‌بالا است. ماگمای مافیک نخستین توده‌های آذرین درونی زاجکان از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ گوشته‌ای متاسوماتیسم‌شده در پی فرایند فرورانش و شاید در یک پهنهٔ پس از برخورد پدید آمده است. در محیط کششی پس از برخورد، بی‌هنجاری دمایی پدیدآمده از بالا آمدن سست‌کره، ذوب‌بخشی سنگ‌کره گوشته‌ای غنی‌شده را به‌دنبال داشته و مذاب پتاسیم‌بالای کمان ماگمایی طارم- هشتجین در طول ائوسن بالایی را پدید آورده است. نازک‌شدن پوسته به‌همراه بالاآمدن مواد داغ سست‌کرهٔ کمان ماگمایی طارم- هشتجین چه‌بسا به‌آسانی ذوب‌بخشی گوشتهٔ ناهمگن متاسوماتیزه را به دنبال داشته و ماگمای نخستین بازیک را پدید آورده است. در ادامه، ماگمای یادشده در پی فرایند جدایش ماگمایی، طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها شامل گابرو تا گرانودیوریت (بیشتر پیروکسن‌کوارتزمونزودیوریت و پیروکسن‌کوارتزمونزونیت) را پدید آورده است.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از پشتیبانی‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند. همچنین، از راهنمایی‌های علمی ارزنده داوران گرامی برای غنای بیشتر مقاله، بسیار سپاس‌گزارند.

منابع

Aghazadeh, M., Badrzadeh, Z. and Castro, A. (2015) Petrogenesis and U-Pb dating (SHRIMP) of Tarom intrusions. Geosciences, Scientific Quarterly Journal 95: 3-20 (in Persain).

Barbarin, B. (1999) A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. Lithos 46: 605- 626.

Bazargani Guilani, K. and Parchekani, M. (2010) Metalogenic Properties of Barik-Ab Pb-Zn (Cu) Ore Deposit with Acidic Tuff Host-Rock, west Central Alborz, NW Iran. Geosciences, Scientific Quarterly Journal 78: 97-104 (in Persian).

Bitencourt, M. F. and Nardi, L. V. S. (2004) The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of the Paleoproterozoic Itapema Granite, a crustally derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil. Lithos 73: 1-19.

Bonin, B. (2004) Do coeval mafic and felsic magmas in post-collisional to within plate regimes necessarily imply two contrasting, mantle and crustal, sources? A review. Lithos 78: 1–24.

Cameron, B. I., Walker, J. A., Carr, M. J., Patino, L. C., Matias, O. and Feigenson, M. D. (2003) Flux versus decompression melting at stratovolcanoes in southeastern Guatemala. Journal of Volcanology and Geothermal Research 119: 21-50.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1992) I- and S-type granites in Lachlan Fold Belt. Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences 83: 1- 26.

Collins, W. J., Beams, S. D., White, A. J. R. and Chappell, B. W. (1982) Nature and origin of

A- type granites with particular reference to south eastern Australia. Contributions to Mineralogy and Petrology 80: 189-200.

Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, R. J. (1979) The interpretation of igneous rocks. Unwin Hyman, London, UK.

Dehghani, G. A. and Makris, J. (1984) The gravity field and crustal structure of Iran. Neues Jahrbuch Für Geologie Und paläontolgie Abhandlungen 168: 215- 229.

DePaolo, D. J. and Daley, E. E. (2000) Neodymium isotopes in basalts of the southwest basin and range and lithospheric thinning during continental extension. Chemical Geology 169: ۱۵۷-۱۸۵.

Esmaeli, M., Lotfi, M. and Nezafati, N. (2015) Fluid inclusion and stable isotope study of the Khalyfehlou copper deposit, Southeast Zanjan, Iran. Arabian Journal of Geosciences 8: ۹۶۲۵-۹۶۳۳.

Fitton J. G., James D., Kempton P. D., Ormerod D. S. and Leeman W. P. (1988) The role of lithospheric mantle in the generation of Late Cenozoic basic magmas in the western United States. Journal of Petrology, Special Volume 1: 331–349.

Foley, S. and Peccerillo, A. (1992) Potassic and ultrapotassic magmas and their origin. Lithos ۲۸: ۱۸۱–۱۸۵.

Foley, S. F. and Wheler, G. E. (1990) Parallels in the origin of the geochemical signature of island arc volcanic rocks and continental potassic igneous rocks: The role of titanites. Chemical Geology 85: 1-18.

Furman, T. and Graham, D. (1999) Erosion of lithospheric mantle beneath the East African Rift system: geochemical evidence from the Kivu volcanic province. Lithos 48: 237-262.

Ghasemi Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Wilkinson, C. M. and Ganerød, M. (2015) Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojeh epithermal gold mineralization, NW Iran. Open Geosciences 7: 207-222.

Ghasemi Siani, M. (2014) Timing and origin of the epithermal veins and geochemical zoning in the Glojeh district, Iran. Ph. D. thesis, Geosciences Department, Kharazmi University, Tehran, Iran (in Persian).

Ghorbani, M. (2013) The economic geology of Iran: Mineral deposits and natural resources. Springer Dordrecht Heidelberg.

Gorton, M. P. and Schandle, E. S. (2000) From continental to island arc: A geochemical index of tectonic setting for arc-related and within plate felsic to intermediate volcanic rocks. Canadian Mineralogist 38: 1065-1073.

Hajalilou, B. (1999) Tertiay Metallogeny in Western Alborz- Azarbaijan (Mianeh-Siahroud) with special attitude on Hashtjin area. Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).

Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F. (2007) Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th-Co Discrimination Diagram. Journal of Petrology 48: 2341-2357.

Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., Mcdermott, F., Peate, D. W. and Van Calsteren, P. (1997) U–Th isotopes in arc magmas: implications for element transfer from the subducted crust. Science 276: 551-555.

Hofmann, A. W. (1988) Chemical differentiation of the earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. Earth and Planetary Science Letters 90: 297-314.

Hosseini, M., Mousavi, E. and Rasouli Jomadi, F. (2016) Explanatory text of Abhar. Geological Quadrangle Map 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M. and Rahmani, A. (2016) Khalifehlou deposit: high sulfidation epithermal Cu-Au mineralization in the Tarom magmatic zone, north Khoram dareh. Geosciences, Scientific Quarterly Journal 99: 179-194 (in Persian).

Hosseinzadeh, M. R., Maghfouri, S., Moayyed, M. Lotfehnia, M. and Hajslilou, B. (2015) Petrology, geochemistry and alteration at the polymetallic (Cu-Pb-Zn) vein and veinlet mineralization in the Luin-Zardeh area, NE Zanjan. Geosciences, Scientific Quarterly Journal 96: 41-52 (in Persian).

Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science 8: 523-276.

Jiang, Y. H., Liu, Z., Jia, R. Y., Liao, S. Y., Zhou, Q. and Zhao, P. (2012) Miocene potassic granite-syenite association in western Tibetan Plateau: Implications for shoshonitic and high Ba-Sr granite genesis. Lithos 134-135: 146-162.

Kamber, B. S., Ewart, A., Collerson, K. D., Bruce, M. C. and McDonald, G. D. (2002) Fluid-mobile trace element constraints on the role of slab melting and implications for Archaean crustal growth models: Contributions to Mineralogy and Petrology 144: 38- 56.

Khanmohammadi, N., Khakzad, A. and Izadyar, J. (2010) Mineralography, structural and textural studies and genesis of Zaker iron- apatite deposit (NE Zanjan). Geosciences, Scientific Quarterly Journal 76: 119-126 (in Persian).

Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Chang, Z. and Johnson, C. A. (2018) Intermediate sulfidation type base metal mineralization at Aliabad-Khanchy, Tarom-Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. Ore Geology Reveiws 93: 1-18.

Kouhestani, H., Mokhtari, M. A. A., Qin, K. and Zhao, J. (2019) Fluid inclusion and stable isotope constraints on ore genesis of the Zajkan epithermal base metal deposit, Tarom–Hashtjin metallogenic belt, NW Iran. Ore Geology Reveiws 109: 564-584.

Kuster, D. and Harms, U. (1998) Post- collisional potassic granitoids form the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: a review. Lithos 45: ۱۷۷-۱۹۵.

López-Moro, F. J. and López-Plaza, M. (2004) Monzonitic series from the Variscan Tormes Dome (Central Iberian Zone): petrogenetic evolution from monzogabbro to granite magmas. Lithos 72: 19-44.

Ma, L., Jiang, S., Hou, M., Dai, B., Jiang, Y., Yang, T., Zhao, K., Wie, P., Zhu, Z. and Xu, B. (2014) Geochemistry of early cretaceous calc-alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China craton. Gondwana research 25: 859-872.

Maniar, P. D. and Piccoli, P. M. (1989) Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin 101: 635-643.

McDonough, W. F. and Sun, S. S. (1995) Composition of the Earth. Chemical Geology 120: ۲۲۳-۲۵۳.

Mehrabi, B., Ghasemi Siani, M., Goldfarb, R., Azizi, H., Ganerod, M and Marsh, E. E. (2016) Mineral assemblages, fluid evolution and genesis of polymetallic epithermal veins, Glojeh district, NW Iran. Ore Geology Reviews 78: 41-56.

Mehrabi, B., Taleh Fazel, A., Ghasemi Syani, M. and Egbali, M. A. (2009) Investigation on genesis and formation condition of Glujeh Cu- Au vein deposit (north of Zanjan) based on

mineralogical, geochemistry and Fluid inclusion evidences. Journal of Science (University of Tehran) 35(4): 185-199 (in Persian).

Moayyed, M. (2001) Petrological studies of western Alborz- Azarbaijan Tertiary volcano-plutonic belt with emphasis on Hashtjin area. Ph. D. thesis, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran (in Persian).

Mokhtari, M. A. A., Kouhestani, H. and Saiedi, A. (2016) Investigation on type and origin of copper mineralization at Aliabad Mousavi- Khanchy occurrence, east of Zanjan, using petrological, mineralogical and geochemical data. Geosciences, Scientific Quarterly Journal ۱۰۰: ۲۵۹-۲۷۰ (□□ □□□□□□□).

Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M. (2005) The Bandurrias Gabbro: Late Oligocene alkaline magmatism in the Patagonian Cordillera. Journal of South American Earth Sciences ۱۸: ۱۴۷-۱۶۲.

Muller, D. and Groves, D. I. (1997) Potassic igneous rocks and associated gold copper mineralization. 2nd edition, Springer, Verlag, Berlin.

Nabatian, G., Ghaderi, M. and Honarmand, M. (2016b) Petrography and mineral chemistry of Tarom plutonic complex, NE Zanjan. Iranian Journal of Petrology 26: 99-116 (in Persain).

Nabatian, G., Ghaderi, M., Corfu, F., Neubauer, F., Bernroider, M., Prokofiev, V. and Honarmand, M. (2014a) Geology, alteration, age and origin of iron oxide–apatite deposits in Upper Eocene quartz monzonite, Zanjan district, NW Iran. Mineralium Deposita 49: 217-234.

Nabatian, G., Ghaderi, M., Neubauer, F., Honarmand, M., Xiaoming, L., Dong, Y, Jiang, S. H., Quadt, A. and Bernroider, M. (2014b) Petrogenesis of Tarom high-potassic granitoids in the Alborz–Azarbaijan belt, Iran: Geochemical, U–Pb zircon and Sr–Nd–Pb isotopic constraints. Lithos 184–187: 324-345.

Nabatian, G., Jiang, S. Y., Honarmand, M. and Neubauer, F. (2016a) Zircon U–Pb ages, geochemical and Sr–Nd–Pb–Hf isotopic constraints on petrogenesis of the Tarom-Olya pluton, Alborz magmatic belt, NW Iran. Lithos 244: 43-58.

Nabavi, M. H. (1976) Intudoction to geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Naderi, M. (2011) Petrology of quartz monzonitic intrusion at the southern range of Tarom sub-zone, east of Zanjan. M. Sc. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persain).

Nazari Nia, A., Rashidenejhad Omran, N., Aghazadeh, M. and Arvin, M. (2014) Petrology and geochemistry of quartz monzonite intrusion at the Tarom sub-zone, NE Zanjan. Iranian Journal of Petrology 20: 91-106 (in Persain).

Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins. In: Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks (Ed. R.S. Thorpe) 525-548. Wiley, New York, US.

Pearce, J. A. and Parkinson, I. J. (1993) Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis. In: Magmatic Processes and Plate Tectonics (Eds. Prichard, H. M., Alabaster, T., Harris, N. B. W. and Neary, C. R.) Special Publications 76:373-403. Geological Society, London, UK.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of rocks. Journal of Petrology 25: 956-125.

Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976) Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. Contributions to Mineralogy and Petrology 58: ۶۳-۸۱.

Rahmani, S., Abedian, N. and Mokhtari, M. A. A. (2004) Geology and Genesis of iron oxide-apatite deposits in Tarom zone (Zanjan). In procceding of the 23th Symposium on Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian).

Ramezani, J. and Tucker, R. D. (2003) The Saghand region, Central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics. American Journal of Science 303: ۶۲۲-۶۶۵.

Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data, evaluation, presentation, interpretation. Longman, Singapore.

Saiedi, A., Mokhtari, M. A. A. and Kouhestani, H. (2018) Petrology and geochemistry of intrusive rocks at Khanchay- Aliabad region (Tarom sub-zone, East of Zanjan). Iranian Journal of Petrology 33: 207-229 (in Persain).

Shelly, D. (1993) Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Chapman and Hall, London, UK.

Stöcklin, J. and Eftekheārnezhād, J. (1969) Explanatory of Zanjan. Geological Quadrangle Map ۱:۲۵۰۰۰۰, □□□□□□□□□□ □□□□□□ □□ □□□□, □□□□□□, □□□□.

Temel, A., Gondogdu, M.N. and Gourgaud, A. (1998) Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high K- calk alkaline volcanism in Konya, Central Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research 85: 327-357.

Turner, S., Arnaud, N., Liu, J., Rogers, N., Hawkesworth, C., Harris, N., Kelley, S., Van Calsteren, P. and Deng, W. (1996) Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts. Journal of Petrology 37: 45-71.

Vetrin, V. R. and Rodionov, N. V. (2008) Sm-Nd Systematics and petrology of post-orogenic Granitoids in the Northern Baltic Shield. Geochemistry International 46: 1090-1106.

Villaseca, C., Barbero, L. and Rogers, G. (1998) Crustal origin of Hercynian peraluminous granitic batholiths of central Spain: petrological, geochemical and isotopic (Sr, Nd) constraints. Lithos 43: 55-79.

Wang, K., Plank, T., Walker, J. D. and Smith, E. I. (2002) A mantle melting profile across the basin and range, SWUSA. Journal of Geophysical Research 107: ECV 5-1–ECV 5-21.

Wang, K. L. and Chung, S. L. (2004) Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region. Journal of Petrology 45: 975-1011.

Weaver B. L. and Tarney J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust. Nature 310: 575-577.

Wilson, M. (1989) Igneous Petrogenesis. Chapman and Hall, London, UK.

Whitney, D. L. and Evans, B. W. (2010) Abbreviation for names of rock- forming minerals. American Mineralogist 95: 185-187.

Wright, J. B. and McCurry, P. (1997) Geochemistry of calc-alkaline volcanic in northwestern Nigeria, and a possible PAN- AFRICAN suture zone. Earth and Planetary Science Letters ۳۷: ۹۰-۹۶.

Wu, F., Jahnb, B., Wildec, S. A., Lod, C. H., Yuie, T. F., Lina, Q., Gea, W. and Suna, D. (2003) Highly fractionated I-type granites in NE China II: isotopic geochemistry and implications for crustal growth in the Phanerozoic. Lithos 67: 191-204.

Xiao, L. and Clemens, J. D. (2007) Origin of potassic (C-type) adakite magmas: experimental

and field constraints. Lithos 95: 399-414.

Yasami, N., Ghaderi, M., Mokhtari, M. A. A. and Mousavi Motlagh, S. H. (2018) Petrogenesis of the two phases of intrusive rocks at Chodarchay, NW Iran: using trace and rare earth elements. Arabian Journal of Geosciences 11: 605.