



پتروژنز و سن‌سنجی زیرکن-اورانیم-سرب سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار اسکارنی شده منطقه بیشه (جنوب بیرجند- شرق ایران)

ملیحه نخعی^{۱*}، سید احمد مظاهری^۱، محمدحسن کریم‌پور^۱، جی لنگ فارمر^۲، چارلز استرن^۲، محمدحسین
زرین‌کوب^۳ و محمدرضا حیدریان شهری^۱

(۱) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

(۲) گروه علوم زمین، دانشگاه کلرادو، بولدر، آمریکا

(۳) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بیرجند، بیرجند، ایران

دریافت: ۱۳۹۳/۱۱/۱۱، پذیرش: ۱۳۹۳/۴/۳۱

چکیده

در منطقه بیشه واقع در شرق بلوک لوت، هورنبلند دیوریت‌های پورفیری در سنگهای رسوبی و آذرین (توفاها و سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار) نفوذ کرده و به ترتیب تشکیل اگزواسکارن و اندواسکارن داده است. بخشهای تغییر نیافته سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار، دارای ماهیت کالک‌آلکان پتاسیم بالا و متآلومین ($A/NK \geq 1/78$ و $A/CNK \leq 0/95$) هستند. نمودار چند عنصری به‌هنجار شده با گوشته اولیه نشان‌دهنده غنی‌شدگی از عناصر LIL مانند Cs, Ba, Rb و تهی‌شدگی از عناصر HFS نظیر Y, Ti, P, Nb و Yb است. نمودار عناصر نادر خاکی بیانگر مقادیر $(La/Yb)_N$ از ۷/۷۵ تا ۸/۶۳ و بی‌هنجاری منفی ضعیف Eu می‌باشد. این خصوصیات به همراه مقادیر بالای Th/Yb و Ta/Yb نشان‌دهنده ماگماتیسم وابسته به مناطق فرورانش حاشیه قاره‌هاست. تهی‌شدگی مشخص Nb و Ti، میزان نسبتاً بالای $Mg^{\#}$ ، نسبتهای اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ (۰/۷۰۶۰۶) و $^{143}Nd/^{144}Nd$ (۰/۵۱۲۴۲۴) و ϵNd (-۳/۰۵) نشان می‌دهد که ماگمای سازنده سنگهای مورد مطالعه از گوشته غنی‌شده منشأ گرفته و دچار آغشتگی پوسته‌ای شده است. مقادیر بالای Th, Rb, K و مقدار پایین P و Ti در سنگهای مورد بررسی مؤید آلودگی ماگما در پوسته فوقانی طی تکامل ماگما است. میزان Ba/Rb پایین (۴/۶-۷/۴) و Rb/Sr بالا (۰/۱۷-۰/۲۲)، نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در گوشته منشأ است. با توجه به میزان بالای $CaO + Al_2O_3$ نمونه‌های مورد مطالعه (متوسط ۲۲/۳ درصد)، می‌توان گارنت پیروکسنیت فلوگوپیت‌دار را به‌عنوان منشأ ماگما در نظر گرفت. سن‌سنجی به روش زیرکن-اورانیم-سرب بر روی پیروکسن دیوریت پورفیری نشان می‌دهد که این ماگماتیسم در ۴۴/۰۷ میلیون سال پیش یعنی در ائوسن میانی (Lutetian) رخ داده است.

واژه‌های کلیدی: لوت، بیشه، Rb-Sr، Sm-Nd، سن‌سنجی زیرکن-اورانیم-سرب، هورنبلند دیوریت پورفیری.

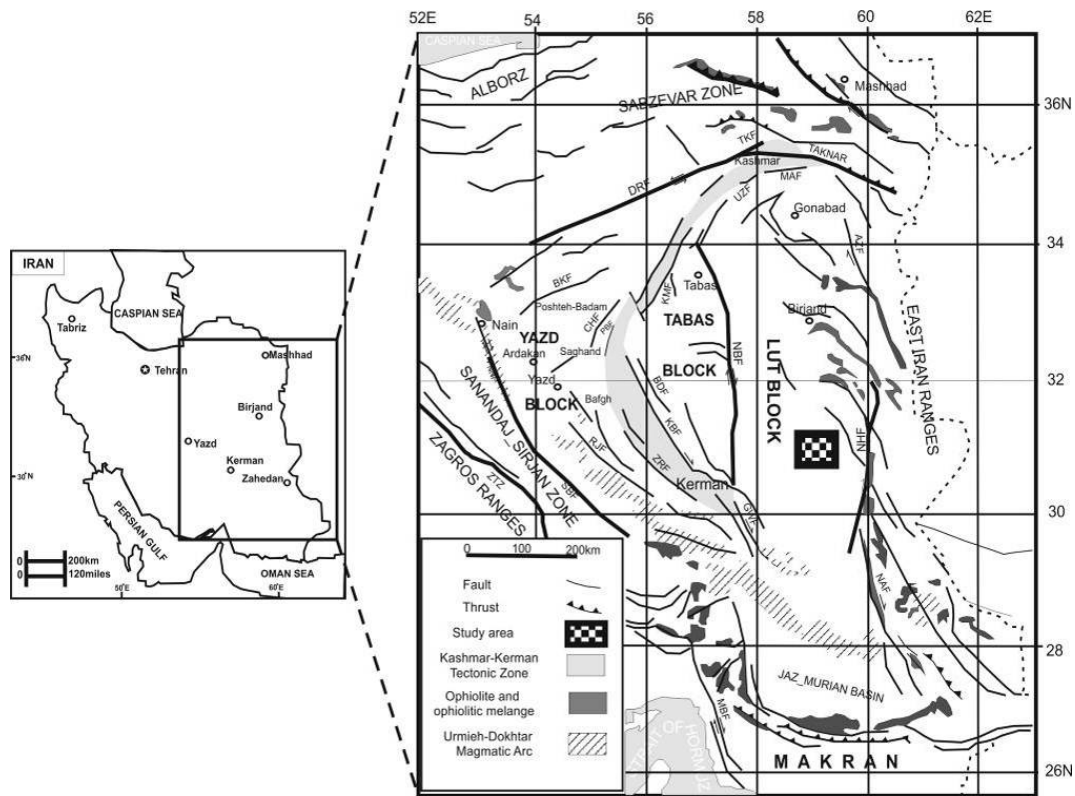
مقدمه

افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر-سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طولی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راست‌گردند، به بلوک لوت، فرونشست طبس و بلوک یزد تقسیم شده است (Berberian, 1981a; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenberg et al., 1984; Haghypour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991). (شکل ۱). بیش از نیمی از سنگهای رخنمون‌یافته در بلوک لوت را سنگهای

منطقه مورد مطالعه در ۱۹۶ کیلومتری جنوب شهرستان بیرجند، دارای موقعیت جغرافیایی $31^{\circ} 44' 13'' - 31^{\circ} 29' 42''$ عرض شمالی و $59^{\circ} 09' 12'' - 59^{\circ} 05' 35''$ طول شرقی در بخش شرقی بلوک لوت (Berberian and King, 1981b) قرار گرفته است (شکل ۱). بلوک لوت، جزئی از خرد قاره ایران مرکزی بوده که این خرد قاره با زمین‌درزهای

(al., 2012) بخشی از این فعالیت‌های ماگمایی و کانی‌زایی اسکارنی در منطقه بیشه صورت گرفته است. این پژوهش برای اولین بار، با هدف بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی، کمیاب و ایزوتوپ‌های Rb-Sr, Sm-Nd توده‌های دیوریتی پیروکسن دار اسکارنی شده، به منظور شناخت پتروژنز آنها و نیز سن‌سنجی دقیق این سنگها صورت گرفته است.

ولکانیکی و پلوتونیک تشکیل می‌دهد. فعالیت ماگمایی در این بلوک از ژوراسیک میانی آغاز شده است که توده‌های نفوذی شاه‌کوه، سرخ‌کوه و کلاته آهنی از قدیمی‌ترین سنگهای رخمون یافته هستند (Esmaily et al., 2005; Tarkian et al., 1983; Moradi Noghondar et al., 2011-2012). فعالیت ماگمایی ترشیری در بلوک لوت چشم‌گیر بوده و در مواردی با کانه‌زایی همراه بوده است (Karimpour et al., 2005; Arjmandzadeh et al., 2011; Richards et



شکل ۱. نقشه تقسیمات ساختاری ایران (Berberian, 1981a; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenberg et al., 1984; Haghypour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991) و موقعیت منطقه بیشه.

Fig. 1. Structural map of Iran (Berberian, 1981a; Jackson and McKenzie, 1984; Lindenberg et al., 1984; Haghypour and Aghanabati, 1989; Alavi, 1991) and location of Bisheh area.

روش مطالعه

XRF مدل X'unique II ساخت شرکت فیلیپس، در دانشگاه فردوسی مشهد مورد تجزیه شیمیایی عناصر اصلی قرار گرفت. تعداد ۱۱ عدد از این نمونه‌ها در آزمایشگاه Acme کانادا به روش ICP-MS (کد 4B03) برای عناصر فرعی و نادر خاکی (REE) به روش ذوب قلیایی آماده و سپس تجزیه شدند. یک نمونه نیز مورد آنالیز ژئوشیمی ایزوتوپی و سن‌سنجی قرار گرفت.

تعداد ۳۵۰ مقطع نازک از سنگهای منطقه (سطحی و مغزه‌های حفاری) تهیه و مورد مطالعه میکروسکپی قرار گرفتند. تعداد ۱۳ نمونه سطحی از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار که دارای کمترین دگرسانی بودند، انتخاب و پس از خردایش (رساندن ابعاد نمونه‌ها به ۱ تا ۲ سانتی‌متر) و نرمایش (رساندن اندازه نمونه‌ها به ۲۰۰ مش) توسط دستگاه

گدازه و توف‌های ائوسن، کنگلومراهای نئوژن به ضخامت ۴۰ تا ۵۰ متر به‌گونه ناهمساز قرار گرفته‌اند. قسمت‌های جنوب شرقی و بخش‌هایی از شمال غرب منطقه دارای پوشش آبرفتی است.

منطقه بیشه به لحاظ کانی‌سازی آهن حایز اهمیت است (Nakhaei et al., 2012). رخنمون اسکارن در منطقه مورد مطالعه کم و شامل عدسیه‌هایی کوچک در بخش جنوب غربی واحد آهنکی و از نوع اگزو اسکارن می‌باشد. بررسی بیش از ۲۸۰۰ متر مغزه حفاری نشان داد که هجوم هورنبلند دیوریت‌های نیمه‌نفوذی در سنگ آهنکها، سنگهای ولکانیکی و سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار باعث تشکیل اگزو اسکارن و اندو اسکارن در منطقه مورد مطالعه گردیده است. شکل ۳ نقشه زمین‌شناسی ساده شده زیر سطحی از تشکیل اسکارن بر مبنای مطالعه ۴ گمانه و شکل ۴ بروز اندو اسکارن در پیروکسن دیوریت‌های پورفیری و هورنبلند پیروکسن دیوریت‌های پورفیری را نشان می‌دهد. در این سنگها رگه‌هایی از کانیهای اسکارنی مانند گارنت، اپیدوت و وزوویانیت به همراه کوارتز و کلسیت دیده می‌شود.

ویژگیهای سنگ‌شناسی پیروکسن دیوریت پورفیری و هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری‌های منطقه مورد مطالعه به شرح زیر است:

پیروکسن دیوریت پورفیری: بافت این سنگها پورفیری با زمینه دانه‌ریز و گاهی گلمروپورفیری است. میزان فنوکریست حدود ۴۵ تا ۵۰ درصد بوده که از این مقدار حدود ۳۰ تا ۳۵ درصد را پلاژیوکلاز و ۱۰ تا ۱۵ درصد را پیروکسن تشکیل می‌دهد (شکل ۵-A). در بعضی نمونه‌ها نیز هورنبلند به صورت فنوکریست و به میزان کمتر از ۴ درصد وجود دارد. اندازه پلاژیوکلازها به طور متوسط از ۰/۷ تا ۱ میلی‌متر و پیروکسن‌ها نیز از ۰/۳ تا ۱/۵ میلی‌متر متغیر است. اسفن و آپاتیت کانیهای فرعی موجود در این سنگها هستند. این واحد تحت تأثیر دگرسانی کلریتی و به‌صورت جزئی کربناتی قرار گرفته است. برخی بلورهای پیروکسن به طور کامل به کلریت آهن‌دار تبدیل شده‌اند و سپس کربنات شکستگیهای آنها را پر کرده است.

هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری: بافت این سنگها پورفیری با زمینه ریزدانه است. فنوکریست‌ها شامل پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۳۰ درصد)، پیروکسن (حدود ۹ درصد) و هورنبلند (۶

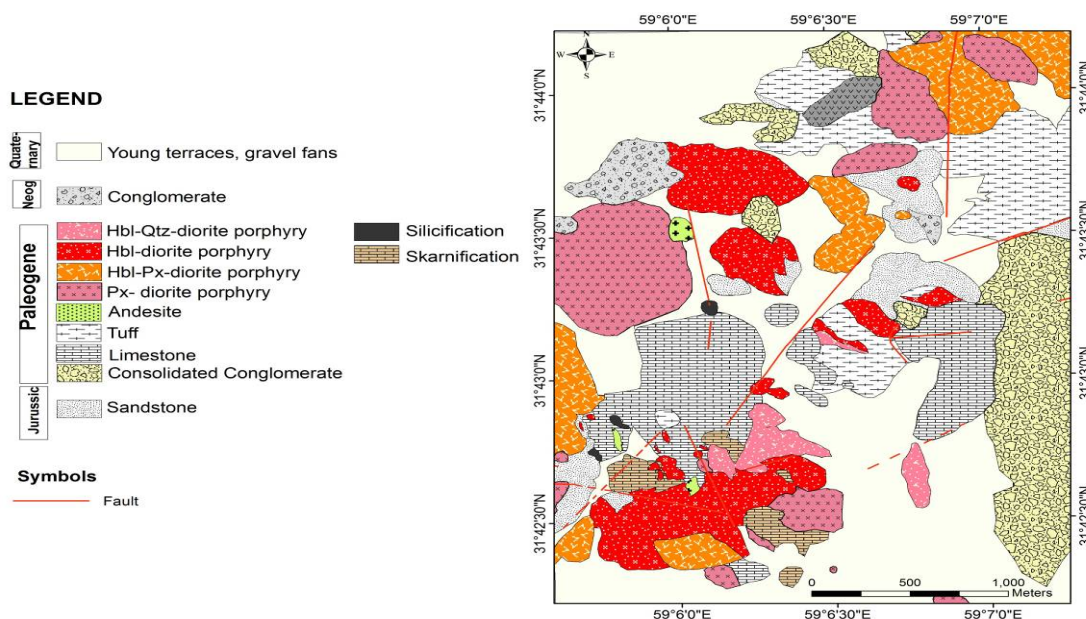
تجزیه ایزوتوپ‌های رادیوژنیک Rb-Sr و Sm-Nd با دستگاه six-collector Finnigan MAT 261 thermal-ionization mass spectrometer در دانشگاه بولدر کلرادو (امریکا) صورت پذیرفت. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ با استفاده از four-collector static mode measurements اندازه‌گیری شده و نتیجه با نمونه استاندارد SRM-987 با مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71028$ (خطای ۲ سیگما) که در حین اندازه‌گیری نمونه مجهول تجزیه شده و مقدار 0.71032 ± 2 را نشان داد، تصحیح شد. همچنین مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ با مقدار اندازه‌گیری شده 0.7219 = $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نمونه استاندارد به‌هنجار شد. تجزیه با dynamic mode- three-collector measurements انجام گرفت و در طول انجام، تجزیه نمونه استاندارد La Nd نیز بارها تکرار شد که مقدار میانگین 0.511838 ± 8 (بر مبنای محاسبه خطای ۲ سیگما) را مشخص کرد. زیرکن‌های جدا شده در مرکز Earth Sciences, Academia Sinica, Taipei laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry (LA-ICP-MS) مورد سن‌سنجی قرار گرفتند.

زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی

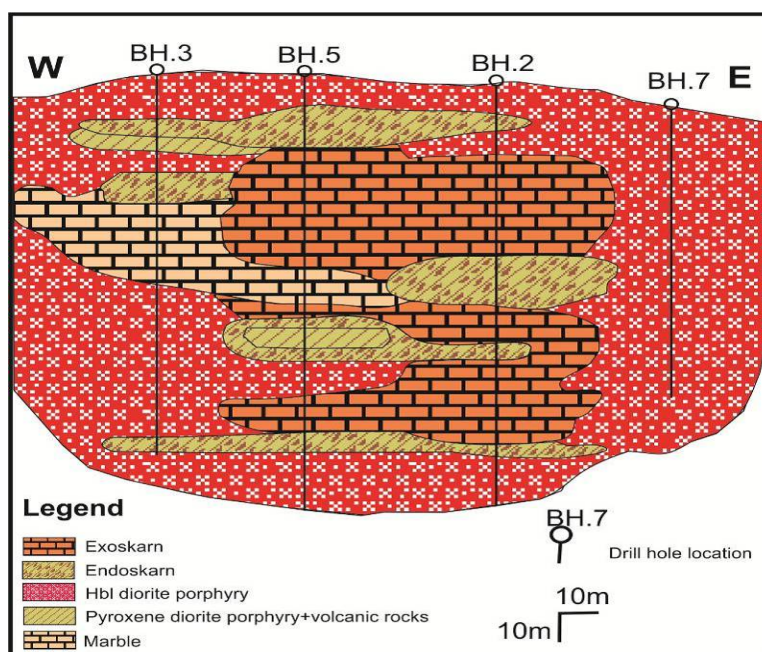
واحدهای سنگی منطقه در پنج گروه سنگهای رسوبی، سنگهای آذرین نیمه عمیق، گدازه‌ها، آذرآواری‌ها و اسکارن‌ها جای می‌گیرند (شکل ۲). قدیمی‌ترین واحد چینه سنگی منطقه مورد مطالعه، شیل و ماسه سنگهای ژوراسیک است (Behrouzi and Nazer, 1992). کنگلومرای قاعده‌ای پالئوسن و آهنکهای توده‌ای و ضخیم‌لایه که دارای ریز فسیل‌های پالئوسن هستند به صورت دگرشیب بر روی شیل و ماسه سنگ ژوراسیک قرار گرفته‌اند. سنگهای آتشفشانی-آذرآواری منسوب به ائوسن (Behrouzi and Nazer, 1992) شامل آندزیت، داسیت و توف‌های داسیتی بوده که توسط سنگهای نیمه‌عمیق حدواسط (دیوریتی) قطع شده‌اند. توده‌های نیمه‌نفوذی پیروکسن‌دار مورد بحث (پیروکسن دیوریت پورفیری و هورنبلند پیروکسن دیوریت پورفیری) بیشتر در بخش‌های شمالی و غربی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند (شکل ۲). در شمال روستای بیشه (که در ۱ کیلومتری جنوب محدوده مورد مطالعه قرار دارد) بر روی

پلاژیوکلازها ۰/۸ میلی‌متر است. اسفن و آپاتیت کانیهایی فرعی و همراهی کلریت، اپیدوت و کربنات سبب بروز دگرسانی پروپیلیتیک گردیده است.

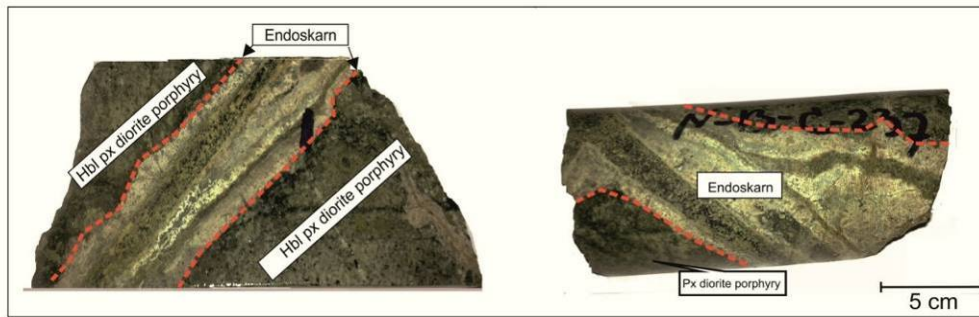
تا ۷ درصد) می‌باشد (شکل ۵- B). پیروکسن با ماکل تکراری و اشکال هشت ضلعی دیده می‌شود. متوسط اندازه موجود در سنگ می‌باشند. آمفیبول و پیروکسن در بعضی از نمونه‌ها به کلریت آهن‌دار تبدیل شده‌اند. در بعضی از نمونه‌های مورد مطالعه پلاژیوکلازها به اپیدوت تبدیل شده‌اند



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه بیشه
Fig. 2. Geological map of Bisheh area.

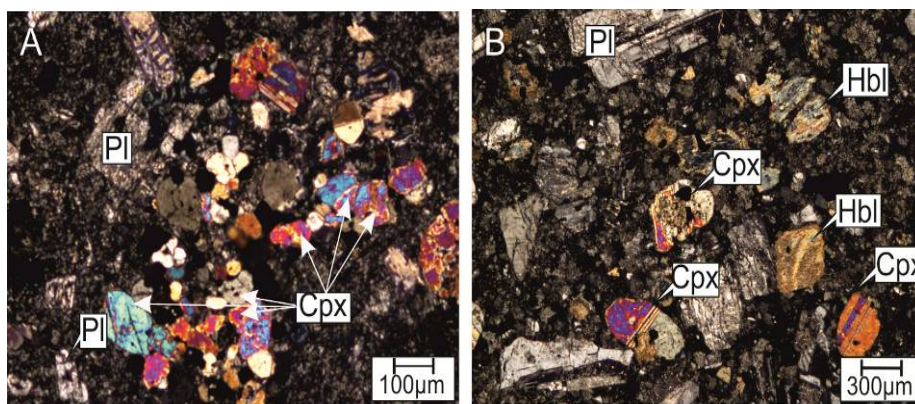


شکل ۳. نقشه زمین‌شناسی ساده شده زیر سطحی از تشکیل اسکارن در منطقه بیشه.
Fig. 3. Simplified subsurface geological map of skarn formation in Bisheh area.



شکل ۴. تشکیل اندو اسکارن در سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار منطقه بیشه.

Fig. 4. Endoskarn formation in pyroxene-bearing dioritic rocks of Bisheh area.



شکل ۵. تصاویر میکروسکوپی از A: پیروکسن دیوریت‌های پورفیری و B: هورنبلند پیروکسن دیوریت‌های پورفیری منطقه بیشه (XPL). علائم اختصاری استفاده شده از (Whitney and Evans, 2010) می‌باشد: Pl: پلاژیوکلاز؛ Cpx: کلینوپیکروکسن؛ Hbl: هورنبلند.

Fig. 5. Photomicrograph of A: Pyroxene diorites porphyry and B: Hornblende pyroxene diorites porphyry of Bisheh area. Abbreviations are from Whitney and Evans (2010): Pl: plagioclase, Cpx: clinopyroxene, Hbl: hornblende.

سنگها می‌باشد (شکل ۶-۳). بر پایه نمودار K_2O در مقابل سیلیس (Peccerillo and Taylor, 1976)، تمام سنگهای منطقه مورد مطالعه در محدوده کالک‌آلکانل پتاسیم بالا واقع شده‌اند (شکل ۶-۳).

بحث

منشأ و محیط تکتونیکی

عناصر کمیاب در تعیین نوع تحولات ماگمایی اعم از ذوب‌بخشی، تفریق بلورین و یا اختلاط ماگمایی کاربرد دارند (Liu et al., 2012; Peccerillo et al., 2003; Schiano et al., 2010; Wang et al., 2010; Zhang et al., 2014; Li et al., 2011). نمودار ژئوشیمیایی La/Sm در مقابل La (Li et al., 2011) نشان‌دهنده نقش ذوب‌بخشی در تحولات ماگمایی و ایجاد خصوصیات ژئوشیمیایی سنگهای دیوریتی مورد مطالعه است (شکل ۷).

ژئوشیمی

نتایج تجزیه شیمیایی ۱۳ نمونه از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار مورد مطالعه در جدول ۱ آمده است. نمونه‌های مورد تجزیه، از مناطق سطحی انتخاب شده‌اند که تحت تأثیر فعل و انفعالات تشکیل اسکارن قرار نگرفته و سالم بوده‌اند. این سنگها با توجه به نمودار Na_2O+K_2O نسبت به SiO_2 (Middlemost, 1994)، در محدوده دیوریت قرار دارند (شکل ۶-۳) که از این جهت با مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد. نمونه‌های نیمه نفوذی مورد مطالعه بر اساس نمودار شاند (Shand, 1943) در محدوده متا‌آلومین و بر اساس تفکیک گرانیتوئیدها توسط (Chappell and White, 2001; Chappell and White, 1974) در گروه گرانیتوئیدهای نوع ۱ قرار گرفته‌اند (شکل ۶-۳). میزان پایین مقادیر محاسبه شده (A.R.) (Geng et al., 2009)، نشان‌دهنده ماهیت کالک‌آلکانل ماگمای تشکیل‌دهنده این

جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و کمیاب (بر حسب گرم بر تن) تعدادی از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار منطقه بیسه.

Table 1. Major (Wt.%) and trace (ppm) element analysis of pyroxene-bearing dioritic rocks of Bisheh area.

| | NB135 | NB139 | NB117 | NB100 | NB147 | NB175 | NB152 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| X | 59° 06' 41" | 59° 06' 49" | 59° 05' 50" | 59° 06' 28" | 59° 06' 40" | 59° 07' 01" | 59° 06' 44" |
| Y | 31° 43' 59" | 31° 44' 10" | 31° 43' 17" | 31° 42' 19" | 31° 43' 45" | 31° 44' 04" | 31° 43' 34" |
| SiO ₂ (wt%) | 56.98 | 58.86 | 58.88 | 58.33 | 59.17 | 57.75 | 58.93 |
| TiO ₂ | 0.78 | 0.76 | 0.76 | 0.82 | 0.79 | 0.74 | 0.84 |
| Al ₂ O ₃ | 14.71 | 15.31 | 14.19 | 14.47 | 15.45 | 14.37 | 14.19 |
| FeO _t | 8.82 | 7.6 | 8.32 | 6.87 | 6.99 | 6.66 | 7.15 |
| MnO | 0.12 | 0.14 | 0.12 | 0.13 | 0.12 | 0.12 | 0.11 |
| MgO | 4.03 | 2.86 | 3.34 | 3.72 | 4.58 | 2.51 | 4.4 |
| CaO | 6.47 | 6.99 | 6.81 | 6.87 | 4.65 | 6.45 | 5.98 |
| Na ₂ O | 2.53 | 2.97 | 2.49 | 2.18 | 2.38 | 2.7 | 2.14 |
| K ₂ O | 3.05 | 3.07 | 3.01 | 3.05 | 3.51 | 3.18 | 3.09 |
| P ₂ O ₅ | 0.22 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| LOI | 1.3 | 1.4 | 2.8 | 3.15 | 1.94 | 1.88 | 2.77 |
| Total | 99.01 | 100.16 | 100.92 | 99.79 | 99.78 | 96.56 | 99.8 |
| Mg [#] | 0.45 | 0.40 | 0.41 | 0.49 | 0.54 | 0.40 | 0.52 |
| A/CNK | 0.76 | 0.73 | 0.72 | 0.74 | 0.95 | 0.73 | 0.80 |
| A/NK | 1.98 | 1.78 | 1.94 | 2.11 | 2.02 | 1.83 | 2.08 |
| Ba(ppm) | | | 520 | 698 | 547 | 645 | 505 |
| Rb | | | 93.3 | 93.1 | 116.4 | 113.1 | 90.7 |
| Sr | | | 430.3 | 524.1 | 526.1 | 553.5 | 485.9 |
| Zr | | | 156.5 | 155.8 | 154.4 | 156.9 | 156.9 |
| Nb | | | 12.7 | 12.3 | 13.2 | 12.5 | 12.6 |
| Y | | | 20.7 | 19.3 | 18.3 | 18 | 18.4 |
| Cs | | | 3.3 | 6.7 | 5.2 | 2.1 | 5.5 |
| Ta | | | 0.9 | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 0.8 |
| Hf | | | 4 | 4 | 4 | 4 | 4.5 |
| Th | | | 9.7 | 9.1 | 9.1 | 9.7 | 8.9 |
| U | | | 2.5 | 2.5 | 2.4 | 2.5 | 2.3 |
| Co | | | 17.9 | 17.7 | 20.1 | 19.4 | 17.8 |
| La | | | 26.2 | 25.2 | 24.4 | 25.4 | 24.7 |
| Ce | | | 53.9 | 48.8 | 48.2 | 48.7 | 48.7 |
| Pr | | | 6.13 | 5.78 | 5.78 | 5.79 | 5.79 |
| Nd | | | 25.7 | 21.1 | 21 | 22.9 | 21 |
| Sm | | | 4.59 | 4.3 | 4.48 | 4.43 | 4.35 |
| Eu | | | 1.12 | 1.14 | 1.11 | 1.11 | 1.05 |
| Gd | | | 4.25 | 4.03 | 3.85 | 4 | 3.92 |
| Tb | | | 0.65 | 0.62 | 0.62 | 0.62 | 0.63 |
| Dy | | | 3.78 | 3.38 | 3.45 | 3.56 | 3.51 |
| Ho | | | 0.73 | 0.74 | 0.7 | 0.75 | 0.7 |
| Er | | | 2.09 | 2.15 | 2.11 | 2.06 | 2.1 |
| Tm | | | 0.32 | 0.28 | 0.31 | 0.28 | 0.3 |
| Yb | | | 2.06 | 2.19 | 2.02 | 2.09 | 1.93 |
| Lu | | | 0.32 | 0.32 | 0.29 | 0.31 | 0.32 |
| (La/Yb) _N | | | 8.57 | 7.75 | 8.13 | 8.1 | 8.63 |
| (Tb/Yb) _N | | | 1.39 | 1.24 | 1.35 | 1.3 | 1.43 |
| Eu/Eu* | | | 0.78 | 0.84 | 0.82 | 0.81 | 0.78 |

ادامه جدول ۱. نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و کمیاب (بر حسب گرم بر تن) تعدادی از سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار منطقه بیشه.

Table 1 (continued). Major (Wt.%) and trace (ppm) element analysis of pyroxene-bearing dioritic rocks of Bisheh area.

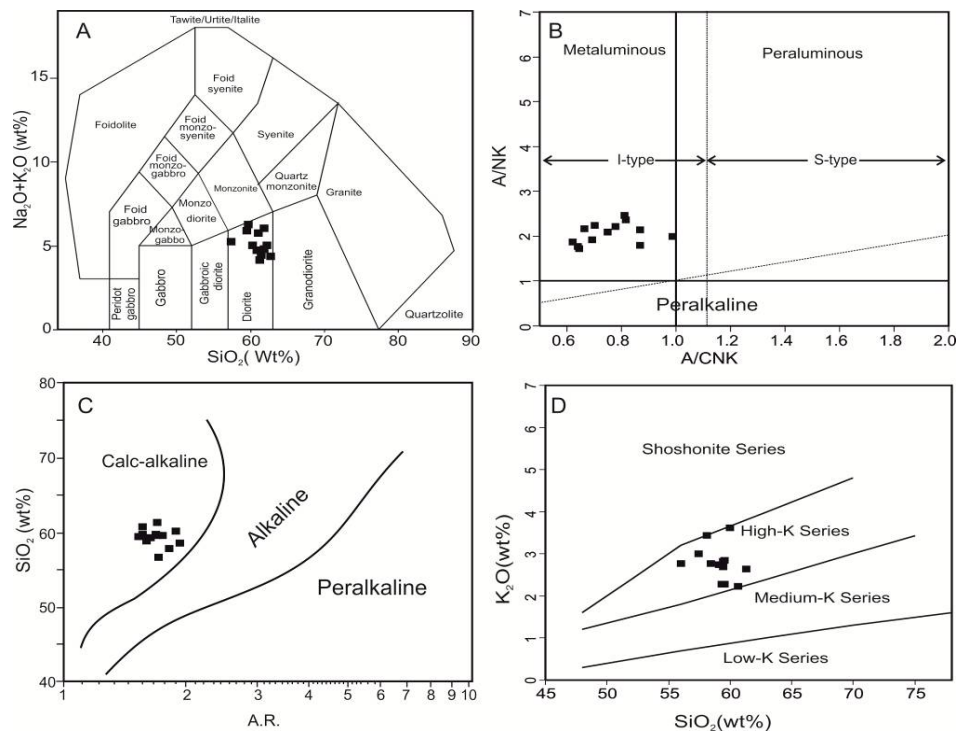
| | NB116 | NB144 | NB3 | NB118 | NB134 | NB109 |
|--------------------------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|
| X | 59° 05' 52" | 59° 06' 34" | 59° 05' 37" | 59° 05' 53" | 59° 06' 41" | 59° 06' 50" |
| Y | 31° 43' 13' | 31° 43' 32" | 31° 42' 38" | 31° 43' 31" | 31° 43' 59" | 31° 42' 07" |
| SiO ₂ (wt%) | 58.68 | 59.91 | 58.79 | 59.55 | 58.91 | 58.15 |
| TiO ₂ | 0.78 | 0.74 | 0.74 | 0.77 | 0.79 | 0.82 |
| Al ₂ O ₃ | 14.81 | 15.27 | 14.95 | 14.54 | 15.18 | 15.48 |
| FeO _t | 6.71 | 6.84 | 6.43 | 6.34 | 7.15 | 7.01 |
| MnO | 0.11 | 0.11 | 0.11 | 0.12 | 0.11 | 0.13 |
| MgO | 3.71 | 3.88 | 4.64 | 3.39 | 3.45 | 4.43 |
| CaO | 6.12 | 5.54 | 6.19 | 6.69 | 6.15 | 5.13 |
| Na ₂ O | 2.22 | 2.49 | 2.12 | 2.28 | 2.3 | 2.79 |
| K ₂ O | 3.03 | 2.97 | 2.78 | 2.75 | 2.78 | 3.41 |
| P ₂ O ₅ | 0.17 | 0.19 | 0.2 | 0.2 | 0.21 | 0.2 |
| LOI | 3.45 | 1.85 | 2.85 | 3.17 | 2.43 | 2.31 |
| Total | 99.79 | 99.79 | 99.8 | 99.8 | 99.46 | 99.86 |
| Mg [#] | 0.49 | 0.50 | 0.56 | 0.49 | 0.40 | 0.53 |
| A/CNK | 0.82 | 0.88 | 0.84 | 0.77 | 0.80 | 0.88 |
| A/NK | 2.15 | 2.10 | 2.32 | 2.17 | 2.17 | 1.88 |
| Ba(ppm) | 543 | 500 | 519 | 546 | 499 | 682 |
| Rb | 95.3 | 102.4 | 96.3 | 92.5 | 87.4 | 124.8 |
| Sr | 479.7 | 563.9 | 495.5 | 500.9 | 488.3 | 655.1 |
| Zr | 151.8 | 168.3 | 165.4 | 162.4 | 158.9 | 151.9 |
| Nb | 12.1 | 13.2 | 12 | 12.7 | 12.4 | 12 |
| Y | 18.4 | 19.7 | 19.7 | 20 | 19.3 | 18.7 |
| Cs | 6.3 | 3.4 | 5.3 | 3.8 | 1.8 | 3.3 |
| Ta | 0.9 | 0.8 | 0.8 | 0.8 | 0.9 | 0.8 |
| Hf | 4.1 | 4 | 4.3 | 4.2 | 3.9 | 3.9 |
| Th | 8.6 | 9.3 | 9.8 | 9.5 | 9.2 | 9.1 |
| U | 2.2 | 2.3 | 2.5 | 2.3 | 2.3 | 2.3 |
| Co | 18.2 | 18.3 | 17.1 | 16.8 | 19 | 18.7 |
| La | 24.4 | 26.8 | 25.6 | 25.6 | 25.9 | 24.1 |
| Ce | 47.3 | 52.9 | 51.6 | 50.3 | 50.1 | 47.9 |
| Pr | 5.65 | 6.19 | 5.95 | 5.9 | 5.93 | 5.64 |
| Nd | 20.8 | 24.6 | 22.4 | 22.4 | 22.2 | 21.3 |
| Sm | 4.26 | 4.78 | 4.34 | 4.48 | 4.47 | 4.22 |
| Eu | 1.05 | 1.24 | 1.13 | 1.08 | 1.15 | 1.1 |
| Gd | 3.77 | 4.1 | 4.03 | 4 | 4.08 | 3.88 |
| Tb | 0.63 | 0.66 | 0.64 | 0.64 | 0.76 | 0.61 |
| Dy | 3.67 | 3.93 | 3.43 | 3.51 | 3.47 | 3.46 |
| Ho | 0.67 | 0.79 | 0.74 | 0.76 | 0.74 | 0.71 |
| Er | 2.06 | 2.33 | 2.06 | 2.18 | 2.12 | 2.05 |
| Tm | 0.3 | 0.31 | 0.31 | 0.3 | 0.3 | 0.28 |
| Yb | 2.11 | 2.11 | 2.12 | 2.03 | 2.04 | 2.06 |
| Lu | 0.32 | 0.32 | 0.31 | 0.3 | 0.32 | 0.3 |
| (La/Yb) _N | 7.79 | 8.52 | 8.14 | 8.5 | 8.56 | 7.88 |
| (Tb/Yb) _N | 1.31 | 1.37 | 1.33 | 1.39 | 1.64 | 1.3 |
| Eu/Eu* | 0.80 | 0.86 | 0.83 | 0.77 | 0.83 | 0.82 |

Yb را نشان می‌دهند. بی‌هنجاری منفی P، Ti و Nb به جدایش آپاتیت، تیتانومگنتیت، روتیل، ایلمنیت و پرووسکیت (Reagan and Gill, 1989) و آغشتگی ماگما با مواد

نمودار عنکبوتی چند عنصری به‌هنجار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989) برای سنگهای مورد مطالعه در شکل A-8 نشان داده شده است. این سنگها، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر P، Nb، Ti، Y و

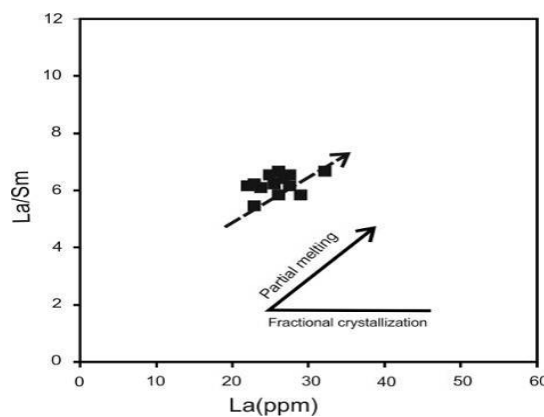
al., 2012; Dong et al., 2012; Eyuboglu et al., 2011; Mirnejad et al., 2013)

پوسته‌ای (Zhou et al., 2009) حین صعود و جای‌گزینی آن در مناطق فرورانش مربوط می‌باشد (Arsalan and Aslan, 2006; Erkül et al., 2008; Ahmadi Khalaji et al., 2007; Kaygusuz and Aydınçakır, 2009; Lin et



شکل ۶. A: نام‌گذاری سنگهای نیمه‌عمیق پیروکسن‌دار بیشه با استفاده از نمودار (Middlemost, 1994)، B: بررسی شاخص اشباع آلومین در سنگهای نیمه‌عمیق مورد مطالعه با استفاده از نمودار (Shand, 1943)، C: نمودار A.R.-SiO₂ (Geng et al., 2009)، D: نمودار K₂O در برابر سیلیس (Peccerillo and Taylor, 1976) A.R. = (Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)/(Al₂O₃+CaO-Na₂O-K₂O)

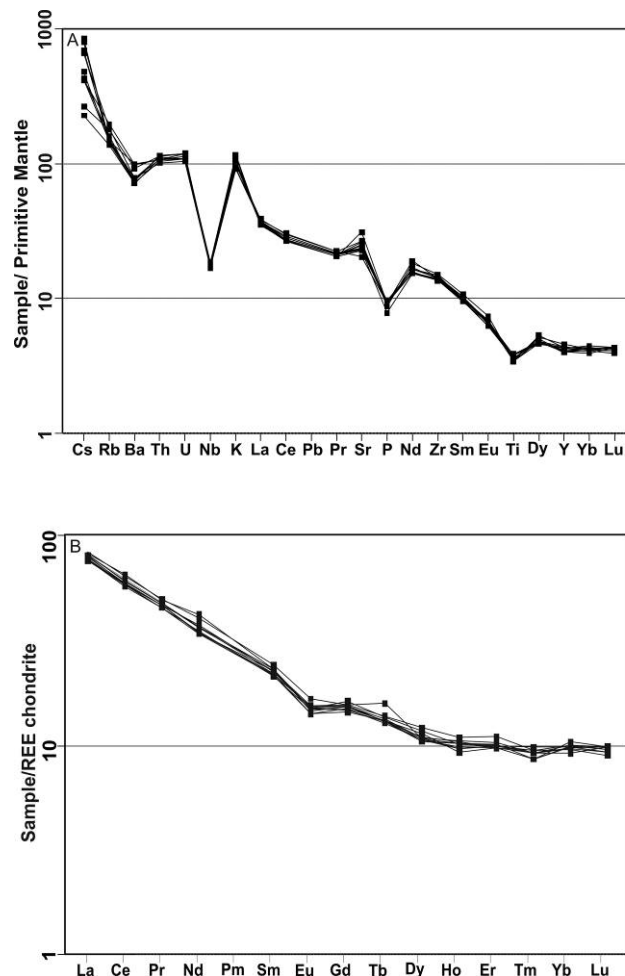
Fig. 6. A: Naming of pyroxene-bearing subvolcanic rocks of Bisheh area with (Middlemost, 1994) diagram, B: Aluminum saturation index of subvolcanic rocks with (Shand, 1943) diagram, C: A.R.-SiO₂ diagram (Geng et al., 2009) A.R. = (Al₂O₃+CaO+Na₂O+K₂O)/(Al₂O₃+CaO-Na₂O-K₂O), D: K₂O versus SiO₂ diagram (Peccerillo and Taylor, 1976).



شکل ۷. نمودار La/Sm در برابر La (Li et al., 2011)، که نشان‌دهنده نقش ذوب‌بخشی در تحولات ماگمایی سنگهای منطقه بیشه می‌باشد. **Fig. 7.** La/Sm versus La diagram (Li et al., 2011) that shows partial melting role in magmatic process of rocks in Bisheh area.

از این است که فلدسپار یک فاز در باقی مانده ذوب نشده، بوده است. غنی‌شدگی نمونه‌ها از LREE و فقیرشدگی آنها از HREE بیانگر ماگماتیسم نفوذی متا آلومین نوع I کمانهای آتشفشانی حاشیه قاره‌هاست که به فرورانش وابسته‌اند (Wilson, 1989).

نمودار فراوانی REE به‌هنگار شده با کندریت (Boynton, 1984) (شکل ۸-B) بیانگر غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین می‌باشد. میزان $(La/Yb)_N$ از ۷/۷۵ تا ۸/۶۳ متغیر بوده که نشان‌دهنده تفریق عناصر نادر خاکی سبک نسبت به عناصر نادر خاکی سنگین است. بی‌هنگاری منفی Eu ($Eu/Eu^* = 0.77-0.86$) حاکی



شکل ۸. A: نمودار عناصر کمیاب به‌هنگار شده با گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)، B: نمودار عناصر نادر خاکی به‌هنگار شده با کندریت (Boynton, 1984) در منطقه بیشه.

Fig. 8. A: Primitive mantle normalized trace elements diagram (Sun and McDonough, 1989), B: chondrite-normalized rare earth elements (Boynton, 1984) in Bisheh area.

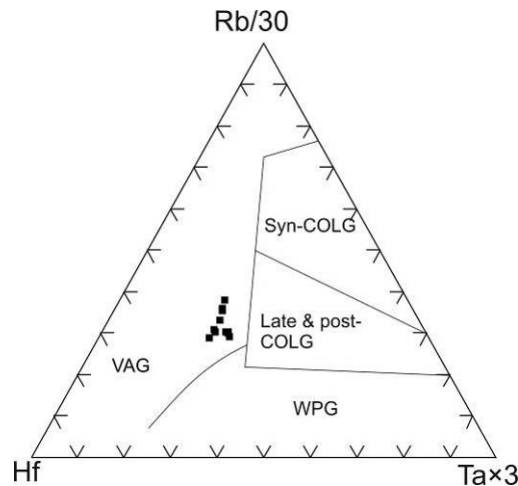
باشند. محققان زیادی با بررسی عناصر کمیاب به تفکیک جایگاه تکتونیکی گرانیتوئیدهای مرتبط با قوس ماگمایی پرداخته‌اند (Condie, 1989; Pearce and Peate, 1995; Dunphy and Ludden, 1998; Schandl and Gorton, 2002). نمونه‌های مورد مطالعه در نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb (Pearce, 1983) (شکل ۱۰-A) که در آن قوس

بر پایه نمودار (Harris et al., 1986) نیز سنگهای مورد مطالعه در گستره کمان ماگمایی وابسته به فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۹).

همان‌گونه که اشاره شد، توده‌های نیمه نفوذی بیشه وابسته به محیط تکتونیکی قوس ماگمایی می‌باشند. این نوع گرانیتوئیدها از نظر جایگاه ممکن است اقیانوسی یا قاره‌ای

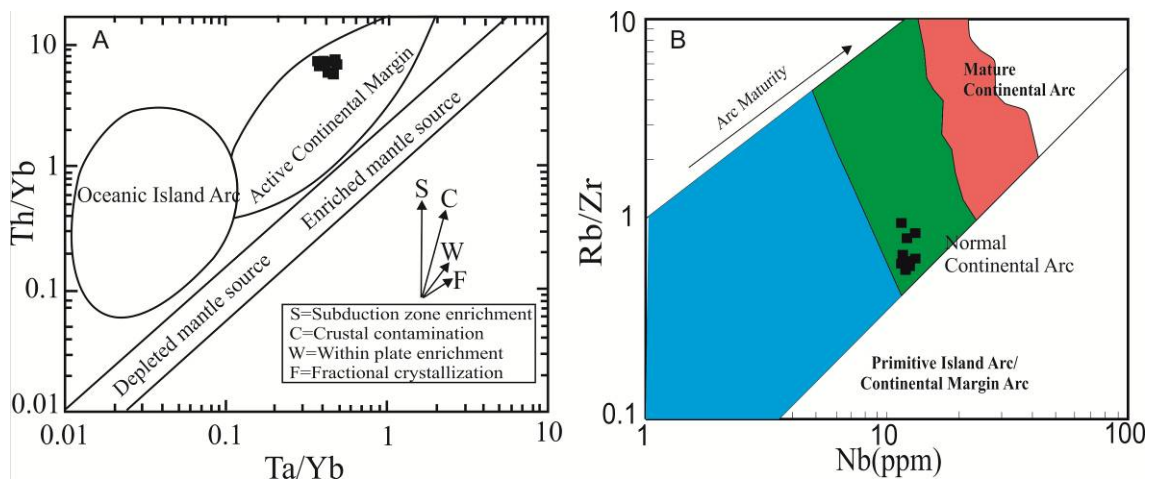
Rb/Zr در مقابل Nb همبستگی مثبت نشان می‌دهد که در آن، مقادیر با افزایش بلوغ کمان افزایش می‌یابند. شکل B-۱۰ نمودار Rb/Zr در مقابل Nb برای توده‌های دیوریتی منطقه مورد مطالعه را نشان می‌دهد. همان‌طور که نشان داده شده است نمونه‌های مورد بررسی در محدوده قوسهای نرمال قرار گرفته‌اند.

ماگمایی وابسته به قاره و اقیانوس از یکدیگر تفکیک شده، در محدوده کمان ماگمایی وابسته به قاره قرار گرفته‌اند. Brown و همکاران (Brown et al., 1984) دریافتند که با افزایش بلوغ، گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی از عناصر Rb، Th، U، Ta، Nb، Hf و Y غنی شده و از عناصر Ba، Sr، P، Zr و Ti تهی می‌شوند. آنها نشان دادند که نمودار دو متغیره نسبت



شکل ۹. نمودار Hf-Rb-Ta (Harris et al., 1986) که مشخص‌کننده کمان ماگمایی وابسته به فرورانش برای نمونه‌های منطقه بیشه می‌باشد.

Fig. 9. Hf-Rb-Ta diagram (Harris et al., 1986) that shows volcanic arc related to subduction zone for Bisheh area samples.



شکل ۱۰. A: نمودار Th/Yb نسبت به Ta/Yb (Pearce, 1983) و B: Rb/Zr نسبت به Nb (Brown et al., 1984) برای جدایش محیطهای زمین‌ساختی مختلف و موقعیت نمونه‌های منطقه بیشه.

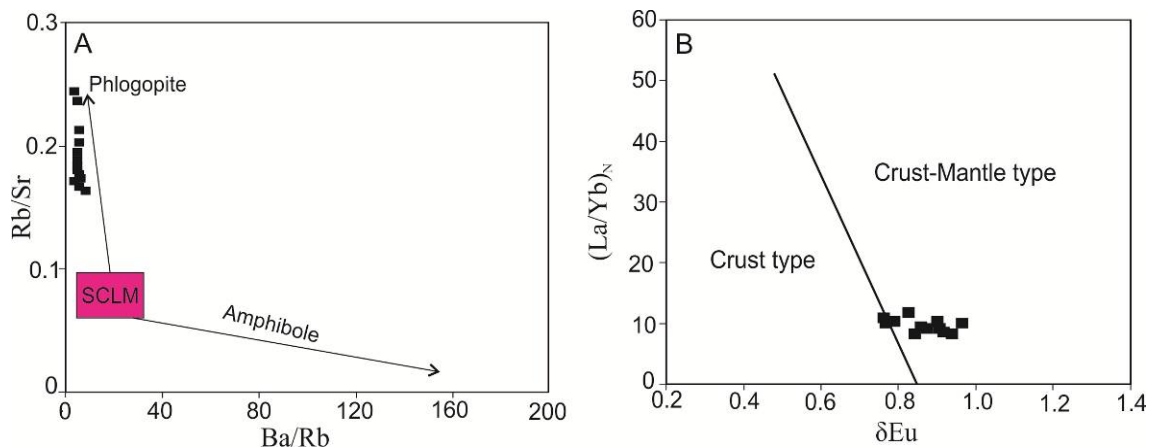
Fig. 10. A: Th/Yb versus Ta/Yb diagram (Pearce, 1983), B: Rb/Zr versus Nb (Brown et al., 1984) for discrimination of different tectonic environments and location of Bisheh area samples.

سنگهای مورد مطالعه است. اگر میزان $Mg^{\#}$ سنگ کمتر از ۰/۴ باشد، ماگمای تشکیل شده از پوسته اقیانوسی و در صورتی که این میزان بیشتر از ۰/۴ باشد، منشأ گوشته‌ای است

ماگمای تشکیل شده در زون فرورانش از گوشته و یا از پوسته اقیانوسی فرورونده منشأ می‌گیرد. یکی از مواردی که می‌تواند جهت تمایز این دو محیط سودمند باشد، میزان $Mg^{\#}$

(Hirschmann, 2001). با توجه به میزان بالای $\text{CaO}+$ Al_2O_3 نمونه‌های مورد مطالعه (متوسط ۲۲/۳ درصد)، می‌توان گارنت پیروکسنیت را به‌عنوان منشأ ماگما در نظر گرفت (Zou et al., 2003). مقادیر بالای K, Th, Rb و مقدار پایین P و Ti در سنگهای مورد بررسی (شکل ۸-A) قابل مقایسه با مذابهای پوسته‌ای بوده و می‌تواند بیانگر آلودگی ماگما در پوسته فوقانی طی تکامل ماگما باشد (Kuşçu et al., 2002). نسبتهای Nb/U و Nb/La نیز یکی از راههای تشخیص آلودگی پوسته‌ای محسوب می‌شود (Pang et al., 2013). بازالت‌های اقیانوسی دارای Nb/U حدود ۵۰ و Nb/La حدود ۱/۳-۰/۹ است (Sun and McDonough, 1989). در حالی که میزان نسبتهای یاد شده برای میانگین پوسته قاره‌ای به ترتیب حدود ۴/۴ و ۰/۳۹ می‌باشد (Rudnick and Gao, 2003). مقادیر Nb/U سنگهای مورد مطالعه ۴/۲۵ تا ۵/۷ (میانگین ۵/۲) و مقدار Nb/La بین ۰/۴۴ تا ۰/۵۴ (میانگین ۰/۴۸) بوده که به مقادیر مذکور برای پوسته قاره‌ای بالایی نزدیک است. نمودار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در مقابل δEu (Zhang et al., 2014) نیز نشان‌دهنده نقش مشترک گوشته و پوسته در تشکیل ماگمای ایجاد کننده سنگهای مورد مطالعه می‌باشد (شکل ۱۱-B).

(Rapp and Watson, 1995). با توجه به میزان نسبتاً بالای مقادیر $\text{Mg}^\#$ در نمونه‌های مورد مطالعه (۰/۴-۰/۵۶) می‌توان نقش گوشته در تشکیل ماگمای سنگهای مورد مطالعه را مؤثر دانست. علاوه بر این به باور (Wang et al., 2013) تهی‌شدگی مشخص Nb و Ta نیز می‌تواند نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای باشد. سنگهای مورد مطالعه دارای میزان Ba/Rb پایین (۴/۶-۷/۴) و Rb/Sr بالا (۰/۱۷-۰/۲۲) بوده، شکل ۱۱-A که نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در گوشته منشأ است (Furman and Graham, 1999). در نتیجه آبدایی و آزاد شدن محلولها از پوسته فرورونده مقدار فراوانی از عناصر و مواد وارد گوشته بالایی شده و فلوگوپیت از جمله کانیهای است که در اثر فرآیندهای متاسوماتیسم به وجود می‌آید (Fyfe and Chakrabarti et al., 2009; McBirney, 1975). حضور فلوگوپیت در منشأ برای تخمین عمق ماگما اهمیت دارد (Green and Falloon, 1998) به طوری که این کانی در گوشته بالایی تا حدود ۱۵۰ کیلومتری پایدار است (Wyllie and Sekine, 1982; Foley, 1993). فلوگوپیت‌دار شامل گارنت پیروکسنیت و گارنت پریدوتیت می‌باشند. ذوب‌بخشی گارنت پیروکسنیت، ماگمایی با غنی‌شدگی از Al_2O_3 و به خصوص CaO ایجاد می‌کند (Hirschmann and Stolper, 1996; Kogiso and



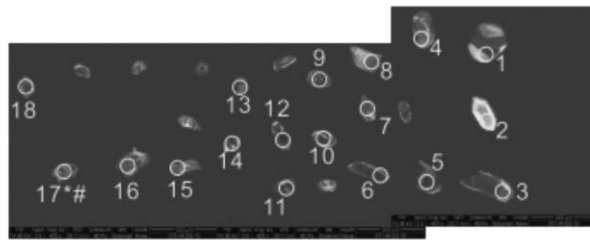
شکل ۱۱. A: نمودار Rb/Sr در مقابل Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) نشان‌دهنده حضور فلوگوپیت در گوشته برای نمونه‌های منطقه بیشه می‌باشد، (SCLM-subcontinental lithospheric mantle)، B: نمودار $(\text{La}/\text{Yb})_N$ در برابر δEu (Zhang et al., 2014) و موقعیت نمونه‌های منطقه بیشه. $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N / 1/2(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$.

Fig. 11. A: Rb/Sr versus Ba/Rb (Furman and Graham, 1999) [50] shows presence of phlogopite in mantle for Bisheh area samples (SCLM-subcontinental lithospheric mantle), B: $(\text{La}/\text{Yb})_N$ versus δEu (Zhang et al., 2014) and location of Bisheh area samples. $\delta\text{Eu} = \text{Eu}_N / 1/2(\text{Sm}_N + \text{Gd}_N)$.

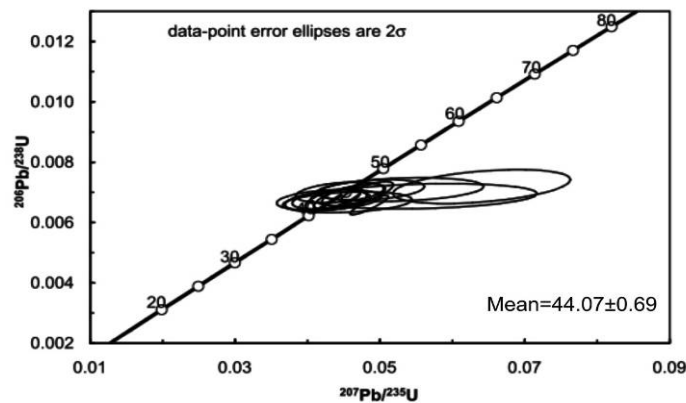
سن سنجی

برای سن سنجی به روش زیرکن- اورانیم-سرب لازم است مقدار کافی از سنگ مورد مطالعه که بسته به ترکیب سنگ متغیر می‌باشد، برداشت شود. دانه‌های زیرکن با استفاده از مایعات سنگین جدا گردیده و سپس فرآیندهای لازم جهت سن سنجی را طی می‌نمایند (Hoskin and Schaltegger, 2003; Parrish and Noble, 2003). زیرکن‌های جدا شده

از نمونه مورد مطالعه در قالب مخصوص چیده شده و سپس از آنها تصویر CL (کاتد لومینسانس) تهیه گردید (شکل ۱۲). نتایج حاصل از سن سنجی، برای تعدادی از دانه‌ها در جدول ۲ و نمودار کنکوردیای مربوطه در شکل ۱۳ نمایش داده شده است. بر اساس نتایج حاصل از این مطالعه، سنگهای مذکور دارای سن 44.07 ± 0.69 میلیون سال (اوسن میانی) می‌باشند.



شکل ۱۲. تصویر CL (کاتد لومینسانس) از دانه‌های زیرکن پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه که مورد سن سنجی قرار گرفته است.
Fig. 12. Cathodoluminescence (CL) images of zircons from the Bisheh pyroxene diorite porphyry which have been dated.



شکل ۱۳. نمودار کنکوردیای برای ۲۰ دانه زیرکن پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه که به روش زیرکن- اورانیم-سرب سن سنجی شده است.

Fig. 13. U-Pb Concordia diagrams for 20 zircon grains of Bisheh area pyroxene diorite porphyry.

هضم شده توسط یک ماگمای نشأت گرفته از گوشته فوقانی هستند (Faure, 1986).

با توجه به مقدار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه بیش از 0.706 ، مقدار $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه حدود 0.512 و ϵNd برابر -3.05 و دیگر خصوصیات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی که قبلاً مورد بررسی قرار گرفت، مشخص می‌شود که ماگمای سازنده این سنگها از گوشته فوقانی منشأ گرفته و دچار آغشتگی در حین صعود گشته است (شکل ۱۴).

مطالعات ایزوتوپی Sr و Nd

اطلاعات ایزوتوپی Rb-Sr و Sm-Nd نمونه N.B.117 در جدولهای ۳ و ۴ ارائه شده است. نسبت $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ اولیه بر اساس سن میانگین 44.07 میلیون سال، به ترتیب 0.70606 و 0.512424 محاسبه گردید. میزان ϵNd برای پیروکسن دیوریت‌های پورفیری برابر -3.05 می‌باشد. سنگهای گرانیتوئیدی با نسبت‌های بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه نمایانگر سنگهای پوسته‌ای گرانیتی شده یا سنگهای دو رگه‌ای هستند که حاوی نسبت‌هایی قابل توجه از مواد سیالی

جدول ۲. نتایج حاصل از سنسنجی ۱۴ نقطه از پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Table 2. Results of dating for 14 points from Bisheh area pyroxene diorite porphyry.

| U-Th-Pb ratios | | | | | |
|-------------------|------|--|----------|--|----------|
| Sample no.N.B.117 | Th/U | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ | $\pm 1s$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1s$ |
| IR13-01 | 1.12 | 0.04349 | 0.00156 | 0.00677 | 0.00015 |
| IR13-03 | 0.57 | 0.04304 | 0.00211 | 0.00676 | 0.00013 |
| IR13-04 | 0.50 | 0.04639 | 0.00178 | 0.00691 | 0.00015 |
| IR13-05 | 0.36 | 0.04420 | 0.00134 | 0.00682 | 0.00015 |
| IR13-06 | 0.82 | 0.04292 | 0.00293 | 0.00675 | 0.00014 |
| IR13-08 | 0.88 | 0.06404 | 0.00500 | 0.00719 | 0.00023 |
| IR13-10 | 0.60 | 0.04883 | 0.00298 | 0.00708 | 0.00014 |
| IR13-11 | 1.27 | 0.04824 | 0.00147 | 0.00699 | 0.00015 |
| IR13-12 | 0.15 | 0.04853 | 0.00108 | 0.00658 | 0.00013 |
| IR13-13 | 0.73 | 0.05280 | 0.00470 | 0.00709 | 0.00016 |
| IR13-14 | 1.43 | 0.05608 | 0.00638 | 0.00687 | 0.00017 |
| IR13-15 | 0.50 | 0.04550 | 0.00364 | 0.00667 | 0.00014 |
| IR13-16 | 0.72 | 0.04279 | 0.00240 | 0.00672 | 0.00014 |
| IR13-18 | 1.08 | 0.04447 | 0.00248 | 0.00700 | 0.00014 |

| U-Th-Pb ratios | | | | Age(Ma) | | |
|-------------------|---|----------|---|----------|--|----------|
| Sample no.N.B.117 | $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ | $\pm 1s$ | $\frac{^{208}\text{Pb}}{^{232}\text{Th}}$ | $\pm 1s$ | $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ | $\pm 1s$ |
| IR13-01 | 0.04657 | 0.00087 | 0.00219 | 0.00005 | 43.5 | 1 |
| IR13-03 | 0.04619 | 0.00161 | 0.00216 | 0.00006 | 43.4 | 0.9 |
| IR13-04 | 0.04869 | 0.00103 | 0.00224 | 0.00006 | 44.4 | 1 |
| IR13-05 | 0.04704 | 0.00067 | 0.00216 | 0.00006 | 43.8 | 1 |
| IR13-06 | 0.04613 | 0.00251 | 0.00217 | 0.00008 | 43.4 | 0.9 |
| IR13-08 | 0.06458 | 0.00331 | 0.00231 | 0.00010 | 46 | 1 |
| IR13-10 | 0.05003 | 0.00233 | 0.00223 | 0.00005 | 45.5 | 0.9 |
| IR13-11 | 0.05004 | 0.00073 | 0.00227 | 0.00005 | 44.9 | 1 |
| IR13-12 | 0.05349 | 0.00052 | 0.00296 | 0.00007 | 42.3 | 0.8 |
| IR13-13 | 0.05398 | 0.00390 | 0.00222 | 0.00004 | 46 | 1 |
| IR13-14 | 0.05919 | 0.00565 | 0.00213 | 0.00004 | 44 | 1 |
| IR13-15 | 0.04950 | 0.00320 | 0.00211 | 0.00006 | 42.8 | 0.9 |
| IR13-16 | 0.04618 | 0.00194 | 0.00215 | 0.00006 | 43.2 | 0.9 |
| IR13-18 | 0.04609 | 0.00193 | 0.00227 | 0.00006 | 45 | 0.9 |

جدول ۳. داده‌های ایزوتوپ Rb-Sr برای نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Table 3. Rb-Sr isotopic data for Px-diorite porphyry of Bisheh area.

| Sample | Rb (ppm) | Sr (ppm) | $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ m (2σ) | R0(Sr) |
|---------|----------|----------|---------------------------------|--|---------|
| N.B.117 | 84 | 407 | 0.59646 | 0.70644 | 0.70606 |

m = measured. Errors are reported as 2σ (95% confidence limit).

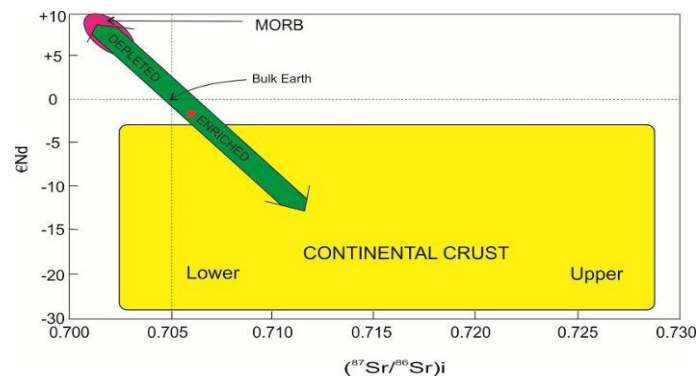
R0(Sr) is the initial ratio of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for each sample, calculated using $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ and ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)m and an age of 44.07 Ma (px-diorite porphyry) (age based on zircon).

جدول ۴. داده‌های ایزوتوپ Sm-Nd برای نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه.

Table 4. Sm-Nd isotopic data for Px-diorite porphyry of Bisheh area.

| Sample | Sm (ppm) | Nd (ppm) | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ m (2σ) | R0(Nd) | εNd I |
|---------|----------|----------|-----------------------------------|--|----------|-------|
| N.B.117 | 4.86 | 24.1 | 0.12200414 | 0.51246 | 0.512424 | -3.05 |

R0(Nd) is the initial ratio of $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ for each sample, calculated using $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ and ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)m and 44.07 Ma (px-diorite porphyry) (age based on zircon). εNdI, initial εNd value.



شکل ۱۴. نمودار $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$ (White, 1997) و موقعیت نمونه پیروکسن دیوریت پورفیری منطقه بیشه. **Fig. 14.** $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i - \epsilon\text{Nd}(t)$ diagram (White, 1997) and location of pyroxene diorite sample from Bisheh area.

نتیجه‌گیری

بر پایه ویژگی‌های پتروگرافی و ژئوشیمیایی، سنگهای مورد مطالعه در محدوده دیوریت قرار می‌گیرند. پیروکسن و در برخی موارد هورنبلند از کانیهای معمول در این سنگها هستند. سنگهای دیوریتی پیروکسن‌دار تحت تأثیر نفوذ هورنبلند دیوریت‌های پورفیری به اندواسکارن تبدیل شده‌اند. میزان پایین ASI، تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا نظیر Ta, Yb, Y, Ti, P, Nb، غنی‌شدگی عناصر نادر خاکی سبک (LREE)، فقیرشدگی عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) و بی‌هنجاری منفی Eu تعلق این سنگها به کمان ماگمایی وابسته به فرورانش را نشان می‌دهد. نمودارهای جداکننده محیطهای زمین‌ساختی نیز جایگاه گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی حاشیه قاره را برای این سنگها تأیید می‌کنند.

بی‌هنجاری منفی Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.77 - 0.86$) حاکی از این است که فلدسپار یک فاز در باقی‌مانده ذوب نشده، بوده است. خصوصیات ژئوشیمیایی مانند میزان بالای $\text{Mg}^\#$ ، کاهیدگی در عناصر با شدت میدان بالا، و میزان نسبتاً بالای $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نشان می‌دهد که ماگمای سازنده این سنگها از گوشته غنی‌شده منشاء گرفته و ضمن بالا آمدن با پوسته آغشته‌گی پیدا نموده است. مقادیر Nb/La و Nb/U سنگهای مورد مطالعه $0.54 - 0.44$ و $5/7 - 4/25$ بوده که آلودگی با پوسته قاره‌ای را تأیید می‌کند. بر اساس نتایج حاصل از این پژوهش، سنگهای نیمه نفوذی منطقه مورد مطالعه حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی به زیر بلوک لوت در زمان ترشیری می‌باشند. سن‌سنجی سنگهای مذکور بر رخداد ماگماتیسم در ائوسن میانی دلالت (Lutetian) دارد.

References

- Ahmadi Khalaji, A., Esmaeily, D., Valizadeh, M.V. and Rahimpour-Bonab, H., 2007. Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 29(5-6): 859–877.
- Alavi, M., 1991. Tectonic map of the Middle East, scale 1:2500 000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Arjmandzadeh, R., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Santos, J.F., Medina, J.M. and Homam, S.M., 2011. Sr–Nd isotope geochemistry and petrogenesis of the Chah-Shaljami granitoids (Lut Block, Eastern Iran). *Journal of Asian Earth Sciences*, 41(3): 283-296.
- Arsalan, M. and Aslan, Z., 2006. Mineralogy, petrography and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the Eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences*, 27(2): 177-193.
- Behrouzi, A. and Nazer, N. Kh., 1992. Geological Map of Basiran, scale 1:100000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Berberian, M., 1981a. Active faulting and tectonics of Iran. *American Geophysical Union, Geodynamic Series*, 3: 33–69.
- Berberian, M. and King, G.C., 1981b. Towards a palaeogeography and tectonics evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Science*, 18(2): 210–265.

- Boynton, W.V., 1984. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P.Henderson (Editor), Rare Earth Element Geochemistry. Elsevier Science Publishing Company, New York, pp. 63-114.
- Brown, C.G., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society*, 141(3): 413-426.
- Chakrabarti, R., Basu, A.R., Santo, A.p., Tedesco, D. and Vaselli, O., 2009. Isotopic and geochemical evidence for a heterogeneous mantle plume origin of the Virunga volcanics, Western rift, East African Rift system. *Chemical Geology*, 259(3-4): 273-289.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 1974. Two contrasting granite types. *Pacific geology*, 8: 173-174.
- Chappell, B.W. and White, A.J.R., 2001. Two contrasting granite types- 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48(4): 489-499.
- Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean-Proterozoic boundary: Identification and significance. *Lithos*, 23(1-2): 1-18.
- Dong, Y. Liu, X., Zhang, G., Chen, Q., Zhang, X., Li, W. and Yang, Ch., 2012. Triassic diorites and granitoids in the Foping area: Constraints on the conversion from subduction to collision in the Qinling orogen, China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 47: 123-142.
- Dunphy, J.M. and Ludden, J.M., 1998. Petrological and geochemical characteristics of a Paleoproterozoic magmatic arc (Narsajuaq terrane, Ungava Orogen, Canada) and comparisons to Superior Province granitoids. *Precambrian Research*, 91(1): 109-142.
- Erkül, S.T., Sözbilir, H., Erkül, F., Helvacı, C., Ersoy, Y. and Sümer, O., 2008. Geochemistry of I-type granitoids in the Karaburun Peninsula, West Turkey: Evidence for Triassic continental arc magmatism following closure of the Palaeotethys. *Island arc*, 17(3): 394-418.
- Esmaily, D., Nedelec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F. and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(6): 961-980.
- Eyuboglu, Y., Santosh, M. and Chung, S.L., 2011. Crystal fractionation of adakitic magmas in the crust-mantle transition zone: petrology, geochemistry and U-Pb zircon chronology of the Seme adakites, Eastern Pontides, NE Turkey. *Lithos*, 121(1-4): 151-166.
- Faure, G., 2013. Principles of Isotope Geology. John Wiley & Sons, United states of America, 589 pp.
- Foley, S.F., 1993. An experimental study of olivine lamproite: first results from the diamond stability field. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57(2): 483-489.
- 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(1-4): 237-262.
- Fyfe, W. and McBirney, A., 1975. Subduction and the structure of andesite volcanic belts. *American Journal of Science*, 275-A: 285-297.
- Geng, H.Y., Sun, M., Yuan, C., Xiao, W.J., Xian, W.S., Zhao, G.C., Zhang, L.F., Wong, K. and Wu, F.Y., 2009. Geochemical, Sr-Nd and zircon U-Pb-Hf isotopic studies of Late Carboniferous magmatism in the West Junggar, Xinjiang: implications for ridge subduction. *Chemical Geology*, 266(3-4): 364-389.
- Green, D.H. and Falloon, T.J., 1998. Pyrolite: a Ringwood concept and its current expression. In: I.N.S. Jackson (Editor), *The Earth's Mantle: Composition, Structure, and Evolution*. Cambridge University Press, New York, pp. 311-380.
- Haghipour, A. and Aghanabati, A., 1989. Geological Map of Iran (2nd edition), scale 1:2,500,000. Geological Survey of Iran, Tehran.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., Tindle, A.G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M.P. Coward and A.C. Ries (Editors), *Collision Tectonics*. Special Publication, Geological Society, London, pp. 67-81.
- Hirschmann, M.M. and Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 124(2): 185-208.
- Hoskin, P.W.O. and Schaltegger, U., 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. In: J.M. Hunchar and P.W.O. Hoskin (Editors), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*.

- Mineralogical Society of America, United states of America, 53(1): 27-62.
- Jackson, J. and McKenzie, D., 1984. Active tectonics of the Alpine-Himalayan Belt between western Turkey and Pakistan. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 77(1): 185-264.
- Karimpour, M.H., Khin Zaw. and Huston, D.L., 2005. S-C-O isotopes, fluid inclusion microthermometry, and the genesis of ore bearing fluids at Qaleh-Zari Fe-Oxide Cu-Au-Ag Mine, Iran. *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 16(2): 153-168.
- Kaygusuz, A. and Aydınçakır, E., 2009. Mineralogy, whole-rock and Sr-Nd isotope geochemistry of mafic microgranular enclaves in Cretaceous Dagbasi granitoids, Eastern Pontides, NE Turkey: Evidence of magma mixing, mingling and chemical equilibration. *Chemie der Erde-Geochemistry*, 69(3): 247-277.
- Kogiso, T. and Hirschmann, M.M., 2001. Experimental study of clinopyroxene partial melting and the origin of ultra-calcic melt inclusions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 142(3): 347-360.
- Kuşcu, I., Kuşcu, G.G., Meinert, L.D. and Floyd, P.A., 2002. Tectonic setting and petrogenesis of the Çelebi granitoid, (Kirikkale-Turkey) and comparison with world skarn granitoids. *Journal of Geochemical Exploration*, 76(3): 175-194.
- Li, J-X., Qin, K-Zh., Li, G-M., Xiao, B., Chen, L. and Zhao, J-X., 2011. Post-collisional ore-bearing adakitic porphyries from Gangdese porphyry copper belt, southern Tibet: Melting of thickened juvenile arc lower crust. *Lithos*, 126(3-4): 265-277.
- Lin, I.J., Chung, S.L., Chu, C. H., Lee, H. Y., Gallet, S., Wu, G., Ji, J. and Zhang, Y., 2012. Geochemical and Sr-Nd isotopic characteristics of Cretaceous to Paleocene granitoids and volcanic rocks, SE Tibet: petrogenesis and tectonic implications. *Journal of Asian Earth Sciences*, 53: 131-150.
- Lindenberg, H.G., Gröler, K., Jacobshagen, V. and Ibbeken, H., 1984. Post-Paleozoic stratigraphy, structure and orogenetic evolution of the southern Sabzevar zone and the Taknar block. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 168: 287-326.
- Liu, S.W., Zhang, J., Li, Q.G., Zhang, L.F., Wang, W. and Yang, P.T., 2012. Geochemistry and U-Pb zircon ages of metamorphic volcanic rocks of the Paleoproterozoic Lüliang Complex and constraints on the evolution of the Trans-North China Orogen, North China Craton. *Precambrian Research*, 222-223: 173-190.
- Middlemost, E.A.K., 1994. Naming materials in the magma/ igneous rock system. *Earth Sciences Review*, 37(3-4): 215-224.
- Mirnejad, H., Lalonde, A.E., Obeid, M. and Hassanzadeh, J., 2013. Geochemistry and petrogenesis of Mashhad granitoids: An insight into the geodynamic history of the Paleo-Tethys in northeast of Iran., *Lithos*, 170-171: 105-116.
- Moradi Noghondar, M., Karimpour, M.H., Farmer, G.L. and Stern, C.R., 2011-2012. Sr-Nd isotopic characteristic, U-Pb zircon geochronology, and petrogenesis of Najmabad Granodiorite batholith, Eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(2): 127-145. (in Persian)
- Nakhaei, M., Karimpour, M.H., Mazaheri, S.A., Heydarian Shahri, M.R. and Zarinkoub, M.H., 2012. Geochemistry of intrusive-subvolcanic bodies of Bisheh skarn and its comparison with bodies associated skarns. Third symposium of Iranian Society of Economic Geology, Shahid Chamran University of Ahvaz, Ahvaz, Iran. (in Persian)
- Pang, K.N., Chung, S.L., Zarrinkoub, M.H., Khatib, M.M., Mohammadi, S.S., Chiu, H.Y., Chu, C.H., Lee, H.Y. and Lo, C.H., 2013. Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications. *Lithos*, 180-181: 234-251.
- Parrish, R.R. and Noble, S.R., 2003. Zircon U-Th-Pb Geochronology by Isotope Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry (ID-TIMS). In: J.M. Hunchar and P.W.O. Hoskin (Editors), *Zircon, Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. Mineralogical Society of America, United states of America 53, pp. 183-213.
- Pearce, J.A. and Peate, D.W., 1995. Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 23: 251-285.
- Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth and M. J. Norry (Editors), *Continental basalts and*

- mantle xenoliths. Shiva Publications, Nantwich, UK, pp. 230-249.
- Peccerillo, A., Barberio, M.R., Yirgu, G., Ayalew, D., Barbieri, M. and Wu, T.W., 2003. Relationship between mafic and peralkaline felsic magmatism in continental rift settings: a petrological, geochemical and isotopic study of the Gedemsa Volcano, Central Ethiopian Rift. *Journal of Petrology*, 44(11): 2003–2032.
- 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(1): 63–81.
- Rapp, R.P. and Watson, E.B., 1995. Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: Implications for continental growth and crust–mantle recycling. *Journal of Petrology*, 36(4): 891–931.
- Reagan, M. K. and Gill, J. B., 1989. Coexisting calcalkaline and high niobium basalts from Turrialba volcano, Costa Rica: implication for residual titanates in arc magma source. *Journal of Geophysical Research*, 94(B4): 4619-4633.
- Richards, J.p., Spell, T., Rameh, E., Raziq, A. and Fletcher, T., 2012. High Sr/Y magmas reflect arc maturity, high magmatic water content, and porphyry Cu ± Mo ± Au potential: examples from the Tethyan arcs of central and eastern Iran and western Pakistan. *Economic Geology*, 107(2): 295–332.
- Rudnick, R.L. and Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. In: R.L. Rudnick (Editor), *Treatise in Geochemistry*. Elsevier-Pergamon, Amsterdam, pp. 1-64.
- Schandl, E.S. and Gorton, M. P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic setting in VMS environment. *Economic Geology*, 97(3): 629-642.
- Schiano, P., Monzier, M., Eissen, J.P., Martin, H. and Koga, K.T., 2010. Simple mixing as the major control of the evolution of volcanic suites in the Ecuadorian Andes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 160(2): 297–312.
- Shand, S.J., 1943. *Eruptive rocks*. Thomas Murby & Co, London, 444 pp.
- Sun, S.S. and McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematic of ocean basalts: implications for mantle composition and process. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society 42, London, pp. 313–345.
- Tarkian, M., Lotfi, M. and Baumann, A., 1983. Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran. Geological Survey of Iran, geodynamic project (geotraverse) in Iran, Tehran, Report 51, 519 pp.
- Wang, W., Liu, Sh., Bai, X., Li, Q., Yang, P., Zhao, Y., Zhang, Sh. and Guo, R., 2013. Geochemistry and zircon U–Pb–Hf isotopes of the late Paleoproterozoic Jianping diorite–monzonite–syenite suite of the North China Craton: Implications for petrogenesis and geodynamic setting. *Lithos*, 162–163: 175–194.
- Wang, X.L., Jiang, S.Y. and Dai, B.Z., 2010. Melting of enriched Archean subcontinental lithospheric mantle: evidence from the ca. 1760 Ma volcanic rocks of the Xiong'er Group, southern margin of the North China Craton. *Precambrian Research*, 182(3): 204–216.
- White, W.M., 1997. *Geochemistry*, on-line textbook. Baltimore, MD: Johns Hopkins University Press. Available at www.geo.cornell.edu/geology/classes/Chapters/.
- Whitney, D.L., Evans, B., 2010. Abbreviations for names of rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 95(1): 185–187.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis A Global Tectonic Approach*. Springer, Verlage, 466 pp.
- Wyllie, P.J. and Sekine, T., 1982. The Formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 79(4): 375-380.
- Zhang, Zh-Y., Du, Y-S., Teng, Ch-Y., Zhang, J. and Pang, Zh-Sh., 2014. Petrogenesis, geochronology, and tectonic significance of granitoids in the Tongshan intrusion, Anhui Province, Middle–Lower Yangtze River Valley, eastern China. *Journal of Asian Earth Sciences*, 79(Part B): 792–809.
- Zhou, M.F., Zhao, J.H., Jiang, C.Y., Gao, J.F., Wang, W. and Yang, S.H., 2009. OIB-like, heterogeneous mantle sources of Permian basaltic magmatism in the western Tarim Basin, NW China: implications for a possible Permian large igneous province. *Lithos*, 113(3-4): 583–594.
- Zou, H.B., Reid, M.R., Liu, Y.S., Yao, Y.P., Xu, X.S. and Fan, Q.C., 2003. Constraints on the origin of historic potassic basalts from northeast China by U – Th disequilibrium data. *Chemical Geology*, 200: 189–201.