

پترولوژی، ژئوشیمی و محیط تکتونوماگمایی گرانیتوئید استند، جنوب غرب بیرجند، شرق بلوک لوت

عباداله طولابی‌نژاد، احمد احمدی خلیجی*؛ دانشگاه لرستان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

محمد ابراهیمی؛ دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

حبیب بیابانگرد؛ دانشگاه سیستان و بلوچستان، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی

رسول اسمعیلی؛ دانشگاه آکادمی علوم چین، پکن

دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۱۴۰۰/۰۵/۲۴

دریافت ۱۳۹۹/۰۸/۲۸

چکیده

توده گرانیتوئیدی استند در جنوب غرب بیرجند، در حاشیه شرقی بلوک لوت، در مجاورت گسل نه غربی قرار دارد و شاخه‌هایی از این گسل، این توده نفوذی و سنگ‌های پیرامون آن را قطع کرده‌اند. ترکیب سنگ‌شناسی آن شامل: تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت (مونوزوگرانیت و سینوگرانیت) و کانی‌های آن کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوکلاز، بیوتیت، موسکویت و گارنت هستند. گرانیتوئید استند ماهیت کالک‌آلکالن پتاسیم بالا، پرآلومینوس و نوع S دارد که از یک منشأ متاگری‌وکی فقیر از رس حاصل شده است. روند یکنواخت و هماهنگ نمونه‌ها در نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی به‌نچار شده با کندریت و گوشته بالایی نشان از رابطه ژنتیکی و منشأ مشترک آنها با یک‌دیگر و غنی‌شدگی از عناصر LREE، La، K، U، Th، Pb و تهی‌شدگی از عناصر HREE، Sr، Ti، Nb، P و بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای و مذاب‌های مشتق شده از پوسته است. سنگ‌های این توده نفوذی در یک محیط زمین‌ساختی پس‌برخوردی در یک کمان قاره‌ای برخوردی عادی، بر اثر فرآیند ذوب‌بخشی در پوسته بالایی تکوین یافته‌اند. شواهد ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این توده نفوذی صرفاً از متشکله پوسته‌ای و بدون دخالت گوشته، در اثر آزدایی بیوتیت حاصل شده است و علاوه بر آن گرمای ناشی از مناطق برشی و برخوردی نیز می‌توانسته در ذوب‌بخشی رسوبات منشأ آن نقش داشته باشند. نمودارهای تعیین فشار بخار آب و دما به ترتیب فشار ≤ 5 kbar و دمای $800-750$ °C برای واحدهای توده گرانیتوئیدی و $850-830$ °C برای برونوم‌های آن نمایش می‌دهند

واژه‌های کلیدی: گرانیتوئید نوع S، جایگاه پسا برخوردی، گرانیتوئید استند، بیرجند، بلوک لوت.

Petrology, Geochemistry and Tectono-Magmatic Setting of Estand Granitoid, Southwest of Birjand, East of Lut Block

Ebadolah Toulabi Nejad¹, Ahmad Ahmadi Khalaji^{*1},

Mohammad Ebrahimi², Habib Biabangard³, Rasoul Esmaeili^{2,4}

1. Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University

2. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan

3. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan

4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Abstract

ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir

*نویسنده مسئول

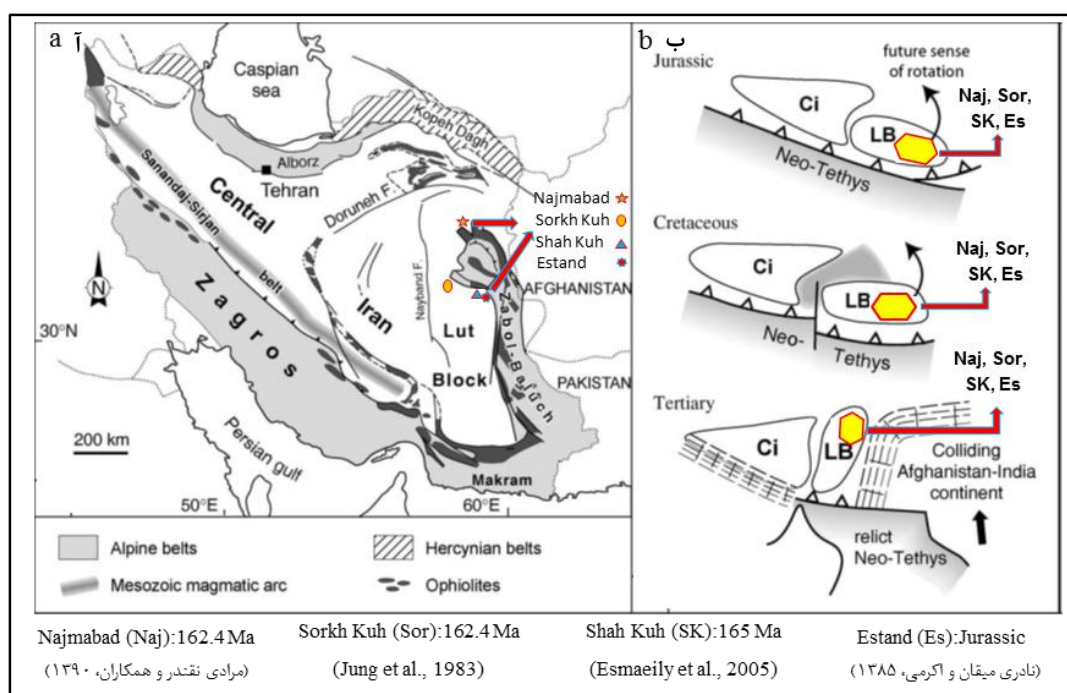
The Estand granitoid pluton is located in the southwest of Birjand, in the eastern edge of the Lut block, it is located near the Neh Western fault, and branches of this fault have cut off this pluton and the surrounding rocks. Its lithological composition includes: tonalite, granodiorite and granite (monzogranite-syenogranite) and its minerals are quartz, plagioclase, microcline, orthoclase, biotite, muscovite and garnet. The Estand granitoid is high-potassium calc-alkaline, peraluminous and S- type, which is derived from a poorly clay metagreywacke source. The uniform and coordinated trend of the samples in the rare earth elements and spider diagrams normalized to the primary mantle and chondrite shows the genetic relationship and they are co-genetic with each other and the enrichment in LREE, Th, U, K, La and Pb elements and the depletion in HREE, Nb, Ti, Sr and P reflect the role of continental crust and crust-derived melt. The rocks of this pluton have formed in a post collisional setting, in a normal continental collision arc, due to the melting process in the upper crust. The geochemical evidence shows that this pluton is derived only from crustal component without intervention of the mantle, by biotite dehydration. In addition, heat from shear zone and collision areas could play a role in melting the sediments of its source. The pressure and temperature diagrams show water pressure of ≤ 5 kbar and temperature of 750 to 800 °C for granitoid pluton and temperature of 830 to 850 °C for its enclave.

Key words: *S type granitoid, post-collisional setting, Estand granitoid, Birjand, Lut Block*

مقدمه

(Berberian & King, 1981) روند بلوک لوت را یک روند شمالی- جنوبی می‌دانند که در شمال به وسیله گسل درونه، در شرق به وسیله گسل نهبندان، در غرب با گسل نایبند و در جنوب با گسل جازموریان محدود شده است (شکل ۱ آ). بلوک لوت در اثر جداشدگی در هنگام باز شدگی نئوتتیس در زمان پرمین از قسمت شمالی گندوانا شکل گرفته است (Crawford, 1972, Stampfli & Borel, 2002) و تاریخچهٔ تکتونیکی آن تا حدودی مشابه با ایران مرکزی است. در نهایت این بلوک در تریاس بالایی به قاره اوراسیا اضافه شده است (Saidi et al., 1997, Bagheri & Stampfli, 2008) و بر اساس نظر (Westphal et al., 1986, Bagheri & Stampfli, 2008) بلوک لوت به احتمال در طول ترشیاری، در مقایسه با موقعیت فعلی، بر اثر برخورد هند و افغانستان با اوراسیا چرخشی ۳۰-۹۰ درجه در خلاف جهت عقربه‌های ساعت داشته است (شکل ۱ ب). بنابراین، مرز شرقی امروزی بلوک لوت نشان‌گر مرز جنوبی آن در زمان مزوزوئیک است که به موازات حاشیه فعال قاره قرار داشته و اقیانوس نئوتتیس به زیر آن فرورانش می‌کرده است (Dercourt et al., 1986). بلوک لوت از سنگ‌های دگرگون شده ماقبل ژوراسیک و رسوبات ژوراسیک تشکیل شده است که با سنگ‌های آتشفشانی همراه است و توده‌های آذرین درونی در آن نفوذ کرده است (Mahmoudi et al., 2010). باز شدن اقیانوس نئوتتیس منجر به حرکت ورقه ایران به سمت ورقه توران و برخورد آن دو با یکدیگر و بسته شدن پالئوتتیس شده است. نتیجه این برخورد در تریاس بالایی شکل‌گیری توده‌های نفوذی برخوردی نوع S مانند دهنو، کوه سنگی و خواجه مراد در محل خط درز بین این دو زون شده است (Karimpour et al., 2006). فعالیت‌های ماگمایی گسترده در این بلوک از ژوراسیک آغاز و در ترشیاری به اوج خود رسیده است که از آن جمله می‌توان به سنگ‌های آتشفشانی- نفوذی ترسیر (ائوسن- الیگوسن) اشاره کرد که محدودهٔ پهناوری در ابعاد ۳۰۰×۴۰۰ کیلومتر را در بر گرفته‌اند (Pang et al., 2013). یکی از شدیدترین فعالیت‌های ماگمایی در ایران مربوط به زمان ژوراسیک میانی است که سبب جای‌گیری توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی (حاصل از فرورانش و برخورد) زیادی شده است به گونه‌ای که این توده‌ها اغلب در حاشیهٔ فعال صفحات جای‌گیر شده‌اند و از آن میان می‌توان زون‌های سنندج- سیرجان، ایران مرکزی و بلوک لوت را نام برد. از جمله این توده‌های نفوذی در زون سنندج- سیرجان می‌توان از توده‌ها یا کمپلکس‌های نفوذی الوند، آستانه، ملایر، الیگودرز، چاه دزدان و بروجرد، در زون ایران مرکزی آیرکان و شیرکوه و در بلوک لوت از سرخ‌کوه، کلات آهنی، نجم‌آباد، استند و شاه‌کوه نام برد. توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی مهمی به‌ویژه در شرق بلوک لوت برونزد

دارند که از آن جمله می‌توان از شاه‌کوه (Esmaily et al., 2005)، ده‌سلم (Arjmandzadeh & Santos, 2014)، چهارفرسخ (بیابانگرد و همکاران، ۱۳۹۵)، قله ریگ (طولایی‌نژاد و همکاران، ۱۳۹۵) و ماهور (میری بیدختی و همکاران، ۱۳۹۳) نام برد. با توجه به موقعیت توده‌های گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک میانی مانند استند (نادری میقان و اکرمی، ۱۳۸۵)، نجم‌آباد (مرادی نقندر و همکاران، ۱۳۹۰)، سرخ‌کوه (Jung et al., 1983) و شاه‌کوه (Esmaily et al., 2005) در شرق بلوک لوت و بر اساس نظر (Westphal et al., 1986, Bagheri & Stamphi, 2008, Mahmoudi et al., 2010) این توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی در زمان ژوراسیک بر اثر فرورانش نئوتتیس به زیر بلوک لوت تشکیل شده‌اند و در زمان ترشیاری بر اثر برخورد هند و افغانستان با اوراسیا دچار یک چرخش پادساعت‌گرد شده و در موقعیت کنونی قرار گرفته‌اند (شکل ۱ ب). گرانیتوئید استند به‌عنوان یکی از توده‌های گرانیتوئیدی برونزد یافته در غرب گسل نه غربی، در نزدیک‌ترین محل به مرز بین بلوک لوت و زمین‌دز سیستان و در شرق بلوک لوت است (شکل ۱ ب) که از گرانیتوئیدهای نزدیک به آن می‌توان از شاه‌کوه (در شمال غرب)، چهارفرسخ (در شمال شرق)، قله ریگ (در جنوب)، ملک چاه روئی و ده‌سلم (در جنوب غرب) را نام برد. در این مقاله، به بررسی توده استند از منظرهای پترولوژی، ژئوشیمی، محیط زمین‌ساختی، خاستگاه و دما- فشارسنجی با استفاده از شیمی سنگ می‌پردازیم. امید است که راهگشای مسائل زمین‌شناسی در این بخش از بلوک لوت و سرزمین ایران باشد.



شکل ۱. ا) موقعیت منطقه بررسی شده به همراه دیگر گرانیتوئیدهای با سن ژوراسیک میانی روی نقشه زمین‌شناسی ایران (Berberian & King, 1981)، ب) بازسازی‌های تکتونیک صفحه‌ای ساده شده (Aubouin et al., 1986) برای توده‌های نفوذی

گرانیتوئیدی با سن ژوراسیک میانی در بلوک لوت

Figure 1. a) Location of the study area along with other granitoids of middle Jurassic age on the geological map of Iran (Berberian & King, 1981), **b)** Simplified plate tectonic reconstructions (Aubouin et al., 1986) of middle Jurassic granitoid intrusions in the Lut block.

زمین‌شناسی منطقه

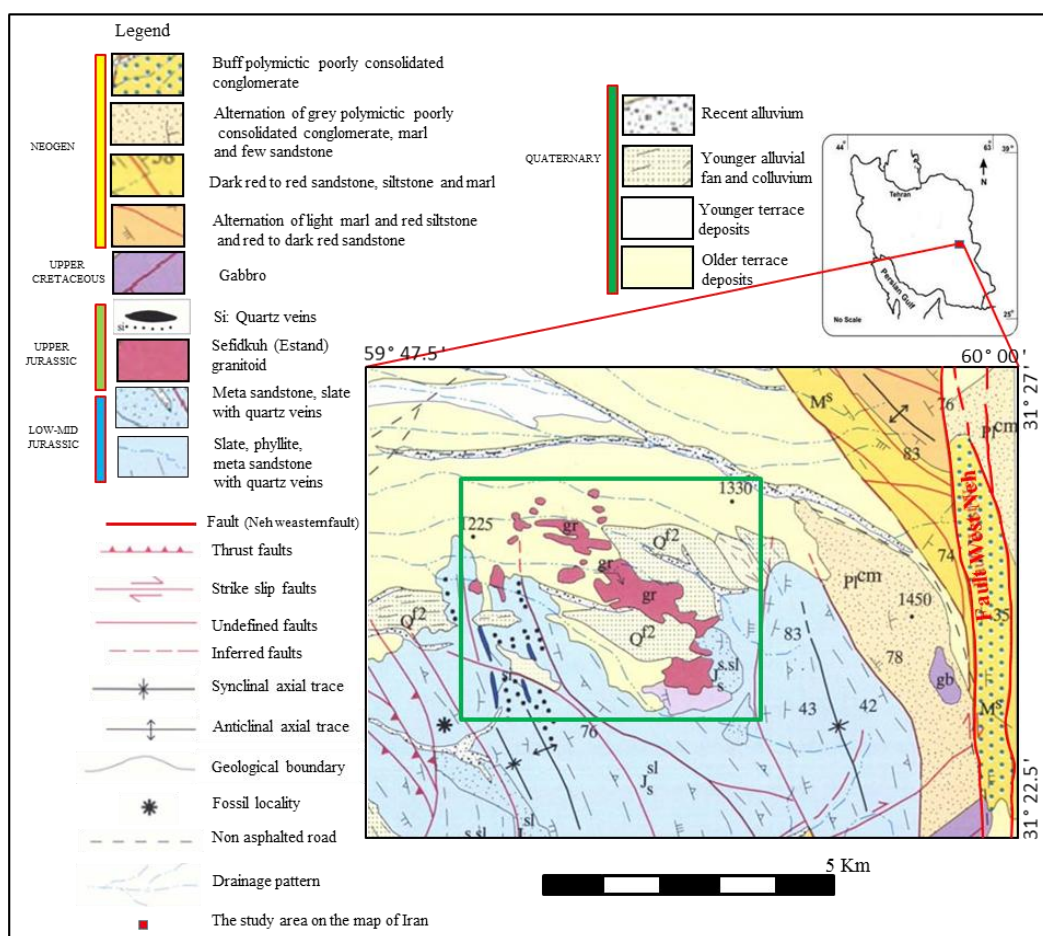
توده گرانیتوئیدی استند در استان خراسان جنوبی و جنوب غرب شهرستان بیرجند، شرق روستای چاه داشی بین عرض‌های شمالی ۲۳° ۳۱' تا ۲۵° ۳۱' و طول‌های شرقی ۴۹° ۵۴' تا ۴۶° ۵۶' قرار دارد.

چنان‌که در (شکل ۲ و ۳ آ) پیدا است توده گرانیتوئیدی استند به صورت تپه‌های منقطع است. این توده نفوذی در داخل مجموعه‌های شیلی و ماسه‌سنگی شمشک نفوذ و باعث تبدیل آنها به ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده و هورنفلس شده است (شکل ۲ و ۳ ب، پ). در حاشیه جنوبی توده گرانیتوئیدی استند، توده تونالیتی در داخل مجموعه‌های رسوبی برونزد یافته است که نسبت به شمال گرانیتوئید استند، ارتفاع بیش‌تری دارد. معمولاً تمام بلورین، دانه متوسط و به‌رنگ خاکستری تیره است، به‌شدت خرد شده و فابریک میلونیتی (شکل ۳ ت) در آن مشاهده می‌شود که به احتمال به علت تأثیر فعالیت شاخه‌های گسل نه غربی روی آن است. توده گرانیتوئیدی استند تحت تأثیر هوازدگی سطحی قرار گرفته و فرسایش پوست پیازی (شکل ۳ ث)، اشکال تافونی و ساختار لانه‌زنبوری در آن دیده می‌شود. در این توده نفوذی دو نوع برونوم آذرین و متاپلیتی مشاهده می‌شود که در بخش‌های حاشیه‌ای توده به مراتب بیش‌تر از بخش‌های مرکزی است. برونوم‌های آذرین ترکیب گرانودیوریت بیوتیت‌دار با بافت گرانولار دارند که معمولاً به اشکال گرد شده (شکل ۳ ج)، عدسی، لایه‌ای و کشیده در اندازه‌های چندین سانتی‌متر تا چندین متر (شکل ۳ چ) در توده به چشم می‌خورند و با رنگ تیره و حالت برجسته خود از توده گرانیتی به‌راحتی قابل تشخیص هستند. سطوح تماس برونوم‌های آذرین موجود در گرانیت‌های بررسی شده به‌صورت نامنظم با حاشیه سریعاً سرد شده به‌طور کامل نمایان است. برونوم‌های متاپلیتی حاصل از سنگ‌های رسوبی (شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند شمشک) است و دگرگون شده‌اند و اغلب در اندازه‌های کم‌تر از یک سانتی‌متر تا ده‌ها سانتی‌متر در توده گرانیتوئیدی استند دیده می‌شوند و در مقایسه با برونوم‌های آذرین اندازه خیلی کوچک‌تر و فراوانی کم‌تری دارند (شکل ۳ ح). سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (هورنفلس‌ها و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده) در شرق و جنوب گرانیتوئید استند رخمون دارند و با رنگ تیره و بافت متراکم و دانه ریز خود به‌راحتی از گرانیتوئید استند قابل تشخیص‌اند، مرز بین آنها کاملاً واضح و مشخص است و نسبت به گرانیتوئید استند ارتفاع بیش‌تری دارند (شکل ۳ ب، پ و شکل ۴ آ). اسلیت، فیلیت، میکاشیست و ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده که در جهات مختلف در اطراف این توده دیده می‌شوند، به سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای تعلق دارند. واحدهای سنگی اسلیت و فیلیت در جنوب شرق، جنوب و جنوب غرب گرانیتوئید استند قرار دارند که کل این مجموعه به‌وسیله گسل‌هایی منشعب شده از گسل نه غربی قطع شده است (شکل ۲). روند عمومی آنها شمال غربی- جنوب شرقی است و به‌وسیله رگه‌های سیلیسی با راستای شمال غربی- جنوب شرقی قطع شده‌اند (شکل ۴ آ). این واحدها به‌صورت تناوبی از اسلیت و فیلیت (شکل ۴ ب) با میان‌لایه‌هایی از ماسه‌سنگ دگرگون شده است. واحد ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده به‌همراه اسلیت با رگه‌های کوارتز در قسمت جنوب شرقی گرانیتوئید استند، در میان واحد شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک قرار دارد و شامل ماسه‌سنگ دگرگون شده است که در بخش‌هایی، به‌گونه بین‌لایه‌ای و در داخل اسلیت و فیلیت جای گرفته است. کالک‌شیست‌ها در غرب گرانیتوئید استند قرار دارند و حالت چین‌خورده و متورق دارند (شکل ۴ پ) و شیل‌های مدادی شکل در جنوب این توده نفوذی دیده می‌شوند.

روش انجام پژوهش

به‌منظور بررسی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی روی سنگ‌های توده گرانیتوئیدی استند و برونوم‌های آن، پس از بررسی‌های میکروسکوپی، از بین نمونه‌های صحرائی برداشت شده، تعداد ۱۱ نمونه (۹ نمونه از توده و ۲ نمونه از برونوم‌های آن) از بهترین و سالم‌ترین آنها انتخاب و جهت آنالیزهای XRF و ICP-MS به مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین (IGG-CAS) ارسال و تجزیه و تحلیل شدند که نتایج آنها در (جدول ۱) آمده است.

تراشه‌های سنگی در آسیاب عقیق پودر شده و ترکیب عناصر اصلی با استفاده از طیف‌سنج فلورسانس اشعه ایکس Philips PW 1500 (XRF) روی صفحات شیشه‌ای ذوب شده ارزیابی شد. غلظت عناصر کمیاب به وسیله طیف‌سنج جرمی پلاسمای جفت شده القایی (ICP-MS) (VG-PQII) در IGG- CAS بررسی و پودرهای نمونه در مخلوطی از HF-HNO_3 تقطیر شده در بشرهای (لیوان‌های آزمایشگاهی) تفلونی Savillex به مدت ۶ روز در دمای ۱۲۰ درجه سانتی‌گراد تجزیه شدند. سپس محلول‌ها خشک شده و باقی‌مانده آنها برای تجزیه ICP- MS در ۵۰ میلی‌لیتر HNO_3 یک درصد حل شد (Lin et al., 2014). ایندیوم به‌عنوان استاندارد داخلی برای اصلاح اثرات ماتریس و انحراف دستگاه استفاده شده است.



شکل ۲. بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ چاه داشی (نادری میقان و اکرمی، ۱۳۸۵) که منطقه بررسی شده با چهارگوش سبز بر روی آن مشخص شده است.

Figure 2. Part of the geological map of 1:100000 Chah Dashi (Naderi Miqan & Akrami, 2006) which the study area is marked with a green rectangle.

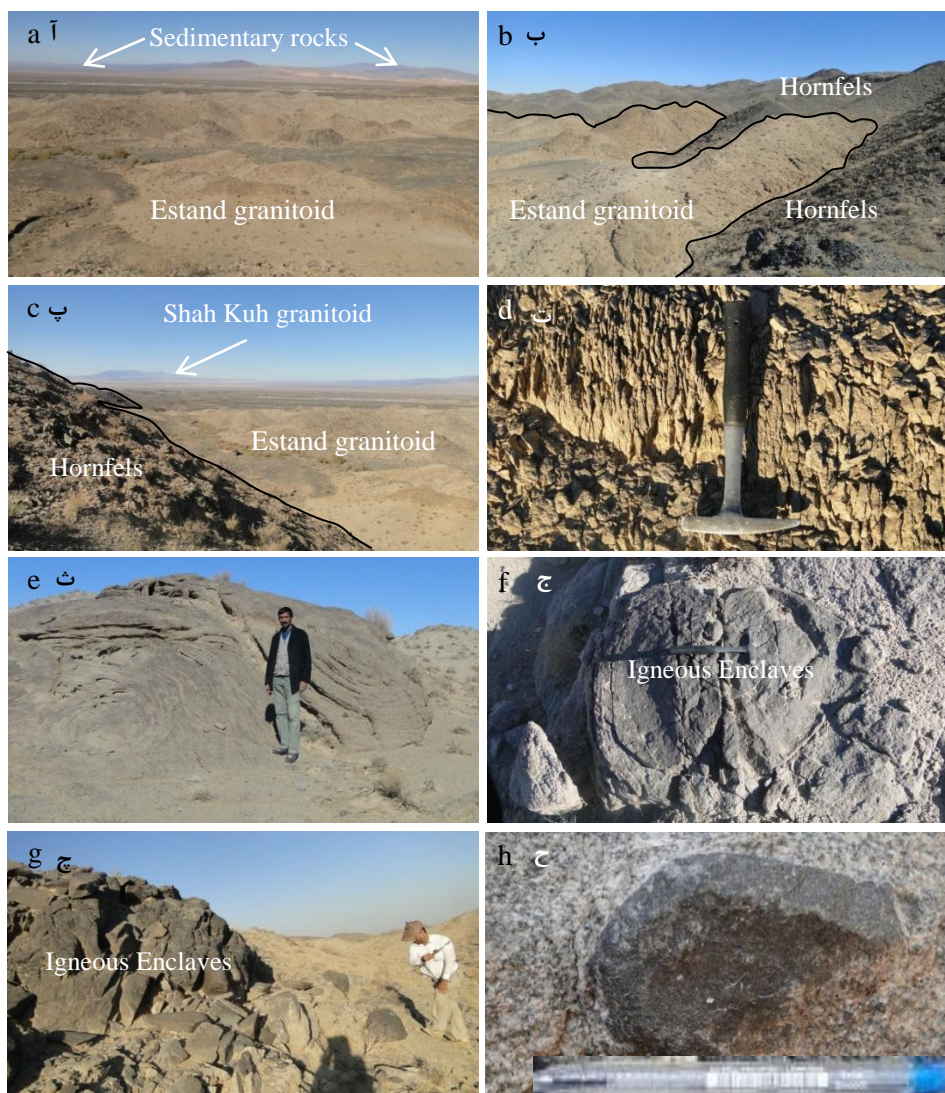
پتروگرافی

بر اساس مطالعات پتروگرافی (بر پایه رده‌بندی مدال در نمودار QAP (Streckeisen, 1976)، ترکیب سنگ‌شناختی واحدهای اصلی گرانیتوئید استند شامل تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت (مونزوگرانیت و سینوگرانیت) است.

تونالیت: این سنگ‌ها به دو صورت تونالیت بیوتیت‌دار و تونالیت میلونیتی‌شده دیده می‌شوند. کوارتز ۳۰ تا ۳۵ درصد حجمی تونالیت بیوتیت‌دار و ۳۵ تا ۴۰ درصد حجمی تونالیت میلونیتی را تشکیل می‌دهند. اغلب دانه‌ها بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار هستند و در تونالیت‌های میلونیتی‌شده می‌توان کوارتزهای تقریباً شکل‌دار را مشاهده کرد. در تونالیت‌های بیوتیت‌دار ادخال‌هایی از کانی‌های بیوتیت و موسکوویت‌های ریز در کوارتز وجود دارد و ریز بلورهای کوارتز فضای بین کانی‌های سنگ و لخته‌های غنی از کانی‌های میکایی (شکل ۵ آ) را پر کرده‌اند. در تونالیت‌های میلونیتی‌شده شکستگی‌های کوارتز به وسیله کانی‌های سریسیت، کلسیت و ریزبلورهای کوارتز پر شده‌اند. کوارتزهای این واحد به علت تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی به شدت خرد شده‌اند، دارای زوایای تیز و برشی هستند و در داخل سنگ پراکنده‌اند. پلاژیوکلازها در تونالیت‌های بیوتیت‌دار ۴۰ تا ۴۵ و در تونالیت‌های میلونیتی‌شده ۴۵ تا ۵۰ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شوند. پلاژیوکلازهای سالم دارای ماکل تکراری هستند، برخی از پلاژیوکلازها به شدت تجزیه شده و به سریسیت تبدیل شده‌اند و تجزیه‌شدگی در برخی نیز فقط در بخش‌های مرکزی صورت گرفته است، منطقه‌بندی را به خوبی نشان می‌دهند و بلورهای آن خود شکل و نیمه‌شکل‌دار هستند. در تونالیت‌های میلونیتی‌شده خردشدگی شدید سنگ به شدت روی پلاژیوکلازها تأثیر گذاشته به گونه‌ای که تقریباً به سختی می‌توان پلاژیوکلازهای سالم را در آن مشاهده کرد. برخی از آنها تا حدودی ماکل خود را حفظ کرده‌اند و در آنها می‌توان ماکل‌های تکراری را مشاهده کرد. میکروکلین‌ها (۳ تا ۵ درصد حجمی) کانی‌های سنگ را تشکیل می‌دهند، اغلب ریز بلورند، بی‌شکل هستند و فضاهای خالی دیگر کانی‌ها را پر کرده‌اند. بیوتیت‌ها در تونالیت‌های بیوتیت‌دار ۱۵ تا ۲۰ و در تونالیت‌های میلونیتی‌شده ۵ تا ۷ درصد حجمی سنگ را شامل می‌شوند. ریز تا درشت‌بلورند، تجزیه‌شدگی دارند و به کلریت و سریسیت تبدیل شده‌اند که این حالت بیش‌تر در امتداد سطوح رخ‌های آن صورت گرفته است. این کانی دارای ادخال‌هایی از کانی زیرکن است و به همراه دیگر کانی‌ها، اطراف لخته‌های غنی از کانی‌های میکایی را در بر گرفته‌اند (شکل ۵ آ) و در تونالیت‌های میلونیتی‌شده اعوجاج نشان می‌دهند. موسکوویت‌ها (۱ تا ۲ درصد حجمی) به صورت بلورهای تقریباً شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. گارنت یکی از مهم‌ترین کانی‌های فرعی در این سنگ‌هاست که ۳ تا ۴ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده است که به صورت شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار مشاهده می‌شود (شکل ۵ ب). کانی کلسیت فقط در تونالیت‌های میلونیتی‌شده وجود دارد و نزدیک به ۴ درصد حجمی از کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل داده است. این کانی در محل حفرات و شکستگی‌های ناشی از تأثیرات عوامل تکتونیکی قرار گرفته و معمولاً در نتیجه دگرسانی برخی از پلاژیوکلازها حاصل شده است. کانی‌های اپاک نیز در تونالیت‌های میلونیتی‌شده دیده می‌شوند و فراوانی آنها تا ۱ درصد حجمی سنگ می‌رسد. تونالیت‌های بیوتیت‌دار دارای بافت دانه‌ای هستند و لخته‌های غنی از کانی‌های میکایی (حاوی موسکوویت، سریسیت، پلاژیوکلاز و کوارتز) در آن قرار دارند که گرده‌گرد آنها را ریز بلورهایی از کانی‌های پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و کلریت در بر گرفته‌اند (شکل ۵ آ) و نشان می‌دهد که این لخته‌ها قبل از تشکیل این سنگ‌ها به وجود آمده و سپس در داخل آنها قرار گرفته‌اند. حاشیه ریزدانه آن نشان‌دهنده یک حاشیه سریعاً سرد شده است. تونالیت‌های میلونیتی‌شده بافت خردشده نشان می‌دهند به طوری که کانی‌های کوارتز و فلدسپار به شدت خرد شده‌اند و به صورت زمینه به همراه بیوتیت و کلسیت‌های ریزدانه، درشت‌بلورهای مصون از شکستگی را در بر گرفته‌اند و یک نوع حالت نسبتاً جریان‌ی نشان می‌دهند.

گرانودیوریت: کوارتزها اغلب به صورت درشت‌بلور و بی‌شکل حدود ۳۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل می‌دهند. پلاژیوکلازها (۴۰ تا ۵۰ درصد حجمی) دارای ماکل تکراری و در برخی موارد منطقه‌بندی دارند. اغلب به صورت شکل‌دار

تا نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و شامل پلاژیوکلازهای سالم و تجزیه‌شده به سریسیت و تا حدودی اپیدوت هستند (شکل ۵ پ). میکروکلین‌ها (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) به صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار هستند، ماکل مشبک تا حدودی در آنها دیده می‌شود و بافت پرتیتی دارند. بیوتیت‌ها (۳ تا ۴ درصد حجمی) به صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار است و گاه به کلریت و سریسیت تجزیه شده‌اند که این حالت بیش‌تر در امتداد سطوح رخ‌ها صورت گرفته است. برخی اعوجاج دارند و دارای ادخال‌هایی از کانی زیرکن هستند. موسکویت‌ها (۱ تا ۲ درصد حجمی) بی‌شکل و ریزبلور هستند.



شکل ۳. آ) نمایی از گرانیتوئید استند که در انتهای تصویر سنگ‌های رسوبی نمایان هستند (دید به سمت شمال)، ب) نمایی از مرز بین گرانیتوئید استند و هورنفلس در جنوب شرق توده نفوذی (دید به سمت شمال شرق)، پ) نمایی از مرز بین گرانیتوئید استند و هورنفلس در جنوب شرق توده نفوذی که در انتهای تصویر گرانیتوئید شاه کوه دیده می‌شود (دید به سمت شمال غرب)، ت) میلونیتی شدن توده تونالیتی، ث) فرسایش پوست پیازی، ج) برونوم آذرین با حاشیه گرد شده، چ) برونوم آذرین با ابعاد بزرگ، ح) برونوم متاپلیتی در گرانیتوئید استند

Figure 3. a) A view of Estand granitoid which is visible at the end of the image of sedimentary rocks (view to the north), b) A view of the boundary between Estand granitoid and hornfels in the southeast of the intrusion mass (view to the northeast), c) A view of the boundary between Estand granitoid and hornfels in the southeast of the intrusion which can be seen at the end of the image of Shah Kuh granitoid (view to the northwest), d) Mylonitization of tonalite mass, e) Onion skin erosion, f) Igneous enclave with rounded margin, g) Large-scale igneous enclave, h) metapelite enclave in Estand granitoid.



شکل ۴. آ) نمایی از رگه‌های سیلیسی که سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای را قطع کرده‌اند. در وسط تصویر گرانیتوئید استند و در انتهای آن هورنفلس‌ها دیده می‌شوند (دید به سمت شمال شرق)، ب) تناوب اسلیت و فیلیت در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، پ) کالک‌شبیست‌های متورق و چین‌خورده در غرب توده گرانیتوئیدی استند

Figure 4. a) A view of the siliceous veins that intersect the regional metamorphic rocks. Estand granitoid is seen in the middle of the image and hornfels at the bottom (view to the northeast), **b)** Alternation of slate and phyllite in regional metamorphic rocks, **c)** The folded and laminate calcschist in the west of Estand granitoid mass.

مونزوگرانیت: کوارتزها بین ۳۵ تا ۵۰ درصد حجمی کانی‌های سنگ را تشکیل داده‌اند، بی‌شکل‌اند و درشت‌بلور تا ریز بلور هستند. پلاژیوکلازها (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی) به‌صورت بلورهای خودشکل و نیمه‌شکل‌دار همراه با ماکل تکراری دیده می‌شوند. بعضی از پلاژیوکلازها سالم هستند و ماکل‌های آنها به‌خوبی دیده می‌شود، در بعضی از آنها تجزیه‌شدگی به‌حدی است که فقط آثاری از آنها باقی‌مانده است (شکل ۵ ت) و برخی از آنها منطقه‌بندی نشان می‌دهند. آلکالی فلدسپارها (۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی) بافت پرتیتی دارند، در مرز با کوارتز بافت میرمکیتی نشان می‌دهند (شکل ۵ ت، ث، ج)، به دو صورت تقریباً خودشکل و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند و دارای ادخال‌هایی از پلاژیوکلاز و موسکوویت هستند. بیوتیت‌ها (۳ تا ۵ درصد حجمی) به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و دارای چندرنگی قهوه‌ای هستند. در امتداد رخ‌ها تجزیه‌شدگی به کلریت دارند و در اطراف، بیوتیت‌ها به موسکوویت‌های ریزی تبدیل شده‌اند. برخی از آنها حالت اعوجاج نشان می‌دهند که این حالت می‌تواند به احتمال ناشی از فشارهای تکتونیکی در منطقه باشد و ادخال‌هایی از کانی زیرکن در آنها دیده می‌شود. موسکوویت‌ها در نمونه‌های مختلف، دارای مقادیر متغیر هستند که در برخی از آنها تا ۳ درصد حجمی کانی‌های سنگ را به خود اختصاص داده‌اند. به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار هستند و ابعاد ریزبلور تا درشت‌بلور دارند.

سینوگرانیت: کوارتزها (۲۰ تا ۴۰ درصد حجمی) به دو صورت درشت‌بلور و ریزبلور دیده می‌شوند و اکثراً بی‌شکل هستند. پلاژیوکلازها (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی) به‌صورت بلورهای خودشکل و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند (شکل ۵ چ) و برخی از آنها منطقه‌بندی دارند (شکل ۵ ح). میکروکلین‌ها در نمونه‌های مختلف دارای درصد متفاوتی هستند و به‌طور میانگین حدود ۳۵ تا ۵۰ درصد حجمی از کانی‌های سنگ را به‌خود اختصاص داده‌اند. به دو صورت خودشکل و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند که در آنها ماکل مشبک به‌خوبی قابل مشاهده است و بافت پرتیتی دارند. بیوتیت‌ها (۵ درصد حجمی) به‌صورت نیمه‌شکل‌دار (شکل ۵ ح) و بی‌شکل با چندرنگی قهوه‌ای است. برخی از بیوتیت‌ها در امتداد سطوح رخ و برخی نیز در حواشی به کلریت تبدیل شده‌اند (شکل ۵ ح) به‌گونه‌ای که برخی از آنها کاملاً کلریتی شده و در هر دو نور به‌رنگ سبز دیده می‌شوند. در حاشیه آنها موسکوویت‌های ریزدانه‌ای به خرج بیوتیت تشکیل شده‌اند و ادخال‌هایی از کانی‌های زیرکن دارند. بیوتیت‌ها از نوع اولیه‌اند و برخی از آنها حالت اعوجاج دارند که این حالت احتمالاً ناشی از تاثیرات عوامل تکتونیکی در منطقه است. موسکوویت‌ها (۱ تا ۲ درصد حجمی) به‌صورت نیمه‌شکل‌دار هستند. زیرکن‌ها دارای هاله چندرنگ است و به‌صورت ادخال در بیوتیت قرار گرفته‌اند و خودشکل و نیمه‌شکل‌دار دیده می‌شوند. بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار تا پگماتیته است و بافت پرتیتی نیز مشاهده می‌شود.

جدول ۱. نتایج تجزیه شیمیایی نمونه‌های توده گرانیتوئیدی استند به روش ICP-MS
Table 1. Results of chemical analysis of Estand granitoid mass samples by ICP-MS method

Rock	Enclave	Enclave	Tonalite	Tonalite	Grano-diorite	Grano-diorite	Grano-diorite	Monzo-granite	Monzo-granite	Syeno-granite	Syeno-granite
Sample No	ESA1	ESA2	ES10	ES20	ES23	ES41	ES44	ES30	ES45	ES27	ES42
SiO ₂	۶۹/۰۸	۷۰/۷	۶۷/۰۳	۶۹/۱	۷۳/۳۰	۷۳/۰۱	۷۲/۲۲	۷۲/۵۷	۷۳/۱۳	۷۲/۸۶	۷۱/۲۶
Al ₂ O ₃	۱۵/۱۴	۱۳/۷	۱۵/۱۱	۱۴/۸	۱۳/۷۱	۱۳/۷۷	۱۴/۵۳	۱۴/۱۸	۱۴/۲۱	۱۴/۰۵	۱۴/۲۱
TiO ₂	۰/۴۷	۰/۳	۰/۴۴	۰/۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۲۷
Fe ₂ O _{3tot}	۴/۷۰	۴/۵	۵/۰۵	۴/۴	۲/۶۸	۲/۸۲	۲/۸۹	۲/۶۱	۲/۵۵	۲/۷۰	۳/۶۲
CaO	۱/۹۴	۲/۶	۳/۱۱	۲/۵	۱/۶۷	۱/۳۱	۲/۰۸	۱/۶۲	۱/۸۵	۱/۶۶	۱/۹۴
MgO	۱/۲۷	۱/۱	۱/۱۵	۱/۱۲	۰/۲۳	۰/۲۶	۰/۳۵	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۶	۰/۶۸
K ₂ O	۳/۳۵	۳/۲	۲/۹۸	۳	۲/۹۳	۱/۵۲	۳/۴۷	۳/۷۹	۳/۶۴	۳/۵۷	۳/۵۳
Na ₂ O	۲/۷۲	۲/۳	۳/۳۰	۲/۴	۳/۳۴	۵/۰۷	۳/۱۳	۳/۴۵	۳/۲۳	۳/۶۰	۳/۲۴
MnO	۰/۱۰	۰/۰۹۵	۰/۱۰	۰/۱	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷
P ₂ O ₅	۰/۰۶	۰/۱	۰/۱۱	۰/۲	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۶	۰/۰۹
LOI	۰/۹۳	۱/۱۳	۱/۴۷	۱/۷	۱/۶۰	۱/۶۱	۰/۶۶	۰/۶۶	۰/۵۷	۰/۲۷	۰/۷۲
Total	۹۹/۷۶	۹۹/۷۲	۹۹/۸۵	۹۹/۷	۹۹/۷۰	۹۹/۶۲	۹۹/۶۴	۹۹/۴۲	۹۹/۶۹	۹۹/۴۱	۹۹/۶۲۵
Ba	۴۷۹	۴۸۲/۹	۴۶۴/۳	۴۶۰	۴۵۰	۴۵۵	۴۸۰	۳۲۰	۳۰۶/۷	۶۶۰/۱	۶۲۷/۵
Ce	۶۶	۶۵/۷	۶۱/۲۰	۶۱/۹	۶۵	۶۹/۳۰	۷۹	۶۲/۲۰	۶۱	۶۳/۸۰	۷۲/۷۰
Rb	۷۸/۵۰	۸۰	۱۸۳	۱۸۰	۶۵	۵۹/۳۰	۷۴	۱۲۴	۱۰۷	۱۲۴	۱۴۴
Th	۱۵/۴۱	۱۵	۱۳/۳۰	۱۳/۱	۱۴/۶۶	۱۲/۹۰	۱۴/۳۴	۱۲/۴۰	۱۳/۹۸	۱۱/۵۰	۱۴/۷۰
U	۱/۵۰	۱/۸	۲/۵۶	۲/۷	۱/۴۰	۱/۳۱	۱/۳۵	۱/۳۶	۱/۳۰	۱/۴۴	۱/۹۶
Nb	۱۳/۲۵	۱۹/۱	۱۴/۳۰	۲۰/۲	۱۲/۵۵	۱۴	۱۲/۹۰	۱۴	۱۲/۸۰	۱۲/۵۰	۱۵
Pb	۶۸	۶۷/۴	۱۵/۶۰	۱۵/۷	۷۶	۷۸/۹۰	۷۲	۱۳۰	۱۰۸	۱۳۲	۸۸/۸۰
Sr	۱۸۷/۵۰	۱۸۲/۴	۲۱۵	۱۸۰/۶	۲۰۷	۲۳۹	۱۹۹	۱۷۲	۱۶۰/۴۰	۲۰۵	۱۹۴
Zr	۱۰۵	۱۰۳	۲۰۰	۱۹۸	۹۳	۱۱۱	۹۹	۱۱۴	۱۰۴	۹۳/۶۰	۱۲۹
Ti	۵/۸۸	۳/۷۶	۵/۵۰	۵	۱/۶۲	۱/۷۵	۲/۷۳	۱/۶۲	۱/۷۵	۱/۶۲	۳/۳۸
Y	۱۸/۹۰	۱۵/۱	۲۴/۹۰	۲۲/۸	۱۹/۹۰	۱۹/۱۰	۲۰/۳۰	۱۹/۸۰	۱۸/۵۰	۱۹	۲۵/۶۰
Ta	۱/۳۲	۱/۳	۱/۳۱	۱/۲۹	۱/۵۱	۱/۴۶	۱/۵۵	۱/۳۱	۱/۴۴	۱/۰۸	۱/۶۵
Hf	۲/۰۹	۳/۱۱	۵/۷۹	۵/۶۷	۳/۵۴	۳/۹۸	۳/۳۲	۳/۹۱	۳/۵۱	۳/۰۲	۴/۱۱
Tb	۰/۵۶	۰/۵۲	۰/۷۸	۰/۷۵	۰/۶۲	۰/۷۶	۰/۶۶	۰/۷۲	۰/۶۶	۰/۷۵	۰/۷۶
Tm	۰/۶۷	۰/۶۲	۰/۴۲	۰/۴	۰/۳۷	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۳	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۴۳
La	۳۴	۳۴/۴	۳۶/۱۰	۳۲/۳	۳۲	۳۸	۴۰	۳۴/۱۰	۳۲	۳۷	۴۰/۶۰
Pr	۸/۲۴	۷/۹	۷/۰۹	۶/۹۵	۸/۵۹	۸/۴۴	۹/۰۸	۷/۵۰	۷/۵۸	۷/۵۲	۸/۳۳
Nd	۳۰	۲۹/۲	۲۵/۶۰	۲۵/۹	۳۰/۹۰	۳۱/۱۰	۳۲	۲۷/۷۰	۳۱/۳۰	۲۷/۷۰	۲۹/۷۰
Sm	۵/۹۲	۵/۵	۵/۱۶	۵	۶/۲۸	۶/۱۶	۶/۳۴	۵/۴۶	۵/۶۵	۵/۷۲	۵/۵۵
Eu	۱/۱۲	۱/۱	۱/۱۲	۰/۹	۱/۰۲	۰/۷۷	۱/۱۶	۱/۰۱	۱/۰۵	۱/۱۲	۱/۰۸
Gd	۴/۹۶	۴/۹	۴/۷۱	۴/۶۵	۴/۸۷	۵/۱۱	۵/۱۲	۴/۷۴	۴/۵۶	۴/۹۱	۴/۹۲
Dy	۳/۲۲	۳/۱	۴/۴۳	۴	۳/۳۴	۴	۳/۴۶	۳/۸۶	۳/۷۱	۳/۸۰	۴/۵۸
Ho	۰/۷۰	۰/۷۲	۰/۸۴	۰/۸۵	۰/۷۲	۰/۷۰	۰/۷۴	۰/۷۱	۰/۶۸	۰/۶۴	۰/۹۱
Er	۱/۶۶	۱/۶	۲/۴۷	۲/۵	۱/۶۹	۱/۸۲	۱/۷۸	۱/۸۷	۱/۵۷	۱/۸۳	۲/۵۰
Yb	۱/۸۲	۲	۲/۷۰	۲/۸	۱/۵۰	۱/۹۲	۱/۶۰	۱/۸۸	۱/۷۰	۱/۹۰	۲/۵۳
Lu	۰/۲۸	۰/۲	۰/۴۳	۰/۲	۰/۲۴	۰/۳۰	۰/۲۶	۰/۲۹	۰/۲۵	۰/۲۹	۰/۴۰
Eu/Eu*	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۷۰	۰/۵۷	۰/۵۷	۰/۴۲	۰/۶۳	۰/۶۱	۰/۶۴	۰/۶۵	۰/۶۴
A/CNK	۱/۵۰	۱/۲۸	۱/۲۱	۱/۴۲	۱/۴۰	۱/۴۵	۱/۳۳	۱/۳۲	۱/۳۲	۱/۲۸	۱/۳۱
C (CIPW)*	۳/۶۵	۱/۹۶	۱/۰۷	۳/۵۹	۲/۱۵	۱/۵۵	۱/۹۸	۱/۶۲	۱/۷۴	۱/۲۱	۱/۷۵
Th/Ta	۱۰/۱۵	۱۱/۵۴	۹/۷۱	۱۰/۱۵	۱۰/۶۵	۹/۴۷	۸/۸۴	۸/۹۱	۹/۲۵	۹/۷۱	۱۱/۶۷
Ce/Yb	۲۲/۶۷	۳۲/۸۵	۴۳/۳۳	۲۲/۱۱	۳۳/۵۸	۳۳/۰۹	۳۶/۰۹	۲۸/۷۴	۴۹/۳۸	۳۵/۸۸	۳۶/۲۶
Rb/Sr	۰/۸۵	۰/۴۴	۰/۳۱	۱	۰/۶۰	۰/۷۲	۰/۲۵	۰/۷۴	۰/۳۷	۰/۶۷	۰/۴۲

کرنوم در نورم =*(CIPW) C

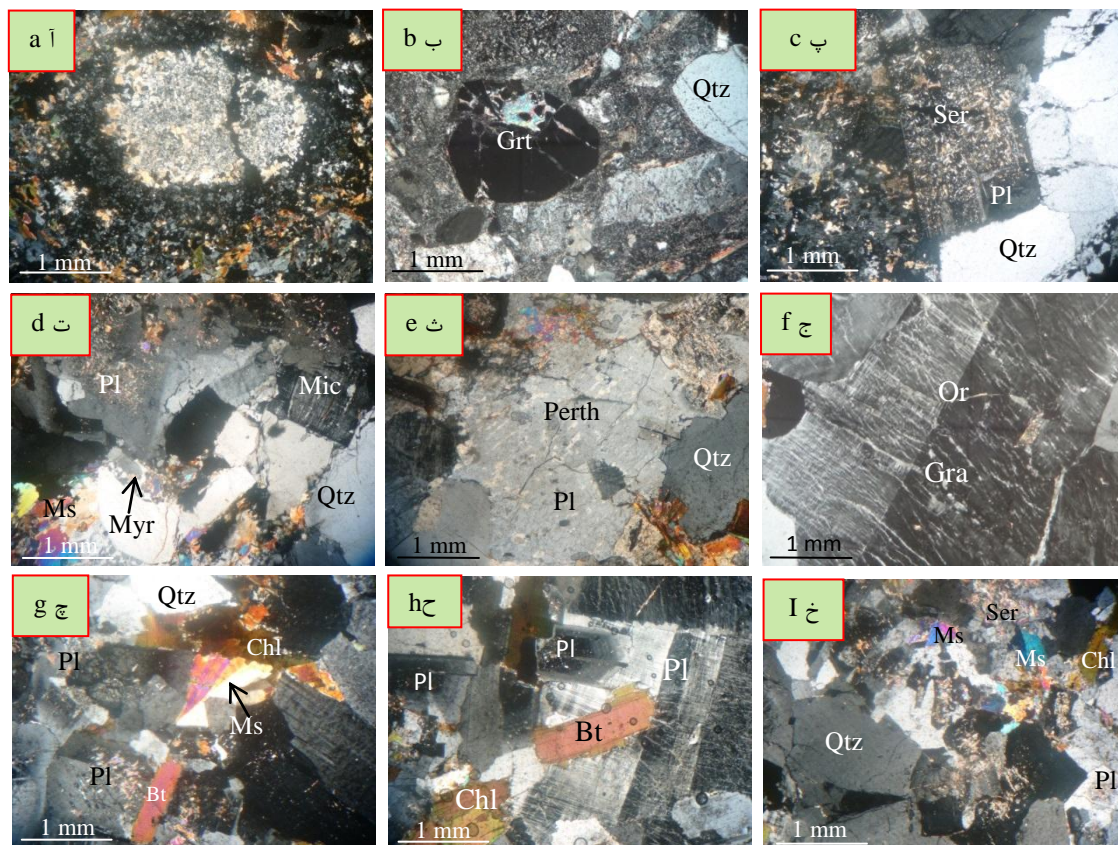
برونوم‌های آذرین: ترکیب سنگی آنکلاوهای آذرین گرانودیوریت با بافت گرانولار است. کوارتزها (۳۰ درصد حجمی) اغلب متوسط بلور و بی‌شکل هستند. پلاژیوکلازها در نمونه‌های مختلف، دارای مقادیر متغیر و ۳۵ تا ۵۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را به‌خود اختصاص داده‌اند. به‌صورت بلورهای خودشکل و نیمه‌شکل‌دار هستند و ماکل تکراری دارند (شکل ۵ خ). میکروکلین‌ها (۱۰ درصد حجمی) اغلب به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار است، ماکل مشبک در آنها به‌خوبی دیده می‌شود و بافت‌های پرتیتی و گرانوفیری در آنها مشاهده می‌شود. مقدار کانی بیوتیت در برونوم‌های مختلف،

متفاوت است و بین ۱۲ تا ۲۰ درصد حجمی کانی‌های به وجود آورنده سنگ را شامل می‌شود. این کانی به صورت بی‌شکل، نیمه‌شکل‌دار و شکل‌دار قابل مشاهده است و برخی از آنها به شدت کلریتی شده‌اند (شکل ۵ خ). در حاشیه بعضی از آنها سربیسیت‌های ریزدانه‌ای قرار دارد که به خرج همین بیوتیت‌ها تشکیل شده‌اند. ادخال‌هایی از کانی زیرکن دارند، در برخی از نمونه‌ها انبوهه‌هایی از کانی‌های بیوتیت و پلاژیوکلاز وجود دارند که این حالت نشان‌دهنده این است که این کانی‌ها از قبل تشکیل شده و بعداً در این سنگ‌ها قرار گرفته‌اند. موسکویت‌ها (۱ تا ۲ درصد حجمی) به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار و خودشکل دیده می‌شوند (شکل ۵ خ). گارنت‌ها به صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار تا ۲ درصد حجمی کانی‌های سازنده سنگ را تشکیل داده‌اند.

ژئوشیمی

نتایج تجزیه اکسیدهای عناصر اصلی و فرعی، عناصر کمیاب و عناصر خاکی نادر توده نفوذی گرانیتوئید استند و آنکلاوهای آذرین آن در (جدول ۱) ارائه شده‌اند. در نمودار QAP بر پایه رده‌بندی مدال (Streckeisen, 1976) (شکل ۶ آ) ترکیب سنگ‌شناختی توده گرانیتوئیدی استند در محدوده‌های تونالیت، گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت، در نمودار طبقه‌بندی ژئوشیمیایی (Middlemost, 1994) این سنگ‌ها در محدوده گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت (شکل ۶ ب)، در نمودار سه متغیره $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{CaO}$ که برای تفکیک گرانیت‌های پرآلومینوس، متآلومینوس و پرآلکالن از یکدیگر و بر حسب مقادیر مولی (Gil, 2010) به کار می‌رود، نمونه‌های گرانیتوئید استند در محدوده گرانیت‌های پرآلومینوس (شکل ۶ پ) و در نمودار تعیین سری ماگمایی با استفاده از اندیس پتاسیم (Peccerillo & Taylor, 1976) نمونه‌ها در محدوده کالک‌آلکالن پتاسیم بالا (شکل ۶ ت) جای دارند. شاخص اشباع از آلومینیوم در این سنگ‌ها بیش‌تر از ۱ (بین ۱/۲۱ تا ۱/۴۵) و برای آنکلاوهای آذرین ۱/۲۸ تا ۱/۵۰) و محتوی کربندوم در نورم ۱/۰۷ تا ۳/۵۹ برای واحدهای توده گرانیتوئیدی و ۱/۹۶ تا ۳/۶۵ برای آنکلاوهای آذرین دارند (جدول ۱).

برای شناسایی نوع سنگ‌های تشکیل‌دهنده توده گرانیتوئیدی استند از نمودار تغییرات SiO_2 در مقابل $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Frost et al., 2001) (شکل ۷ آ) استفاده شد که بر اساس این نمودار همه نمونه‌های گرانیتوئید استند در محدوده گرانیت‌های نوع S جای گرفته‌اند. هم‌چنین، (Clemens et al., 2011) بر اساس مقدار مافیک بودن نمونه‌های گرانیتوئیدی، به منشأ انواع گرانیت‌های نوع I و S پرداخته‌اند و نمودار (Fe+Mg) نسبت به Zr (ppm) (شکل ۷ ب) که بهترین تفکیک را بین گرانیتوئیدها ایجاد می‌کند، نسبت به سایر نمودارها که هم‌پوشانی بیش‌تری داشته‌اند، انتخاب کردند. در این نمودار (شکل ۷ ب) نمونه‌های گرانیتوئید استند در محدوده ترکیبی متعلق به گرانیتوئیدهای نوع S قرار گرفته‌اند. (Chappell & White, 1992, 2001) شاخص اشباع از آلومینیوم را برای گرانیت‌های نوع S بیش‌تر از ۱/۱ و برای گرانیت‌های نوع I کم‌تر از ۱/۱ عنوان کرده‌اند که بر این اساس نیز، گرانیت‌های بررسی شده از نوع S است. پرآلومین بودن و مقدار کم CaO سنگ‌های گرانیتوئیدی نوع S نشان می‌دهد که احتمالاً ماگماهای نوع S در نتیجه ذوب متاسدیمنت‌های پرآلومین تشکیل شده‌اند (Chapple, 1999). بنابراین، به‌منظور پی بردن به منشأ تشکیل‌دهنده این توده نفوذی از نمودارهای $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ (PatiñoDouce, 1999a) (شکل ۸ آ) و نمودار $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در مقابل $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (Altherr et al., 1999) (شکل ۸ ب) استفاده شد که با توجه به این نمودارها، سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توده گرانیتوئیدی از ذوب‌بخشی متاگری‌وک‌ها حاصل شده‌اند.

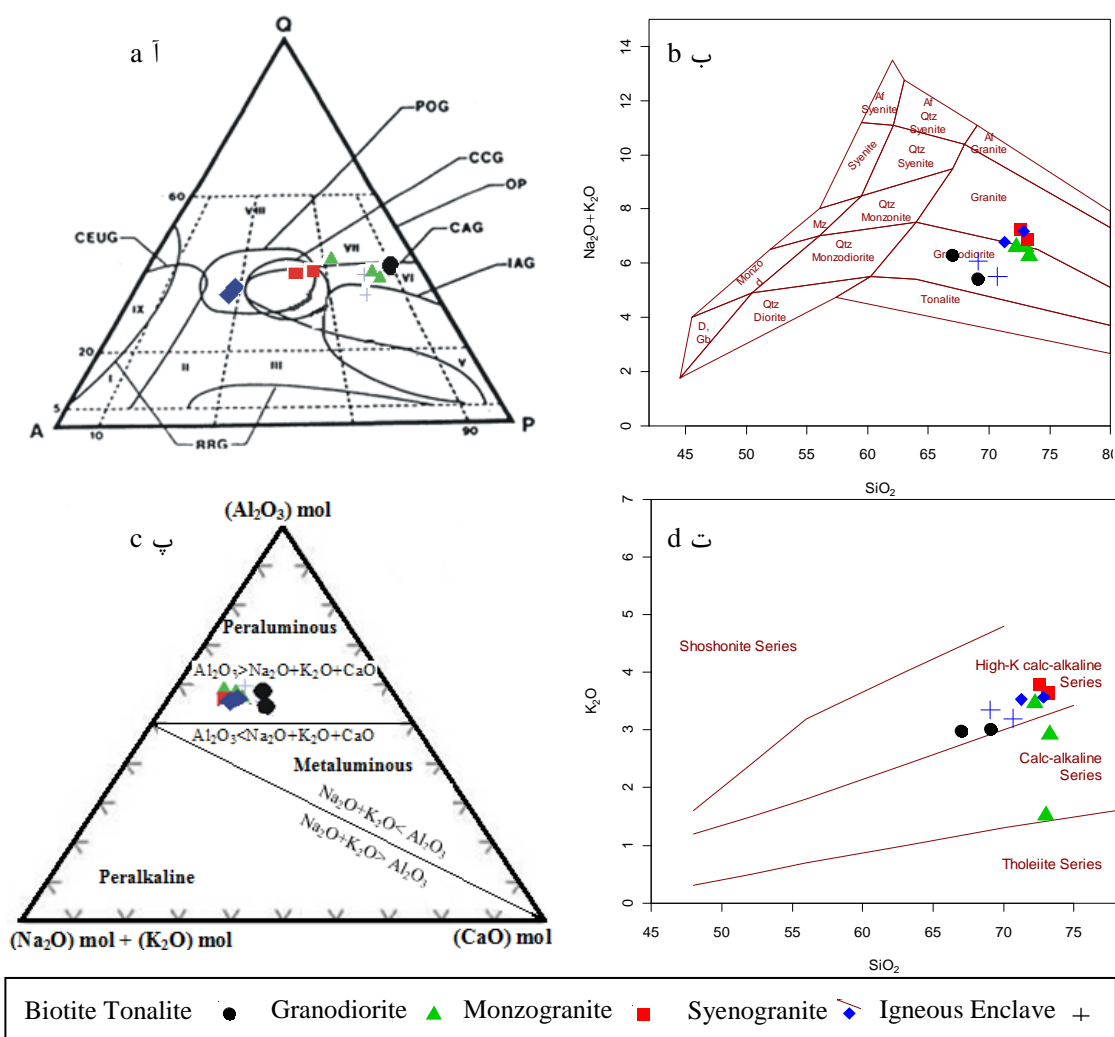


شکل ۵. آ) تصویری از لخته‌های غنی از کانی‌های میکایی در تونالیت‌های بیوتیت‌دار که در اطراف آن کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، بیوتیت و کلریت قرار گرفته‌اند، **ب)** کانی گارنت همراه با پلاژیوکلاز و بیوتیت در واحد تونالیت میلونیتی‌شده، **پ)** درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و کوارتز در واحد گرانودیوریتی، **ت)** درشت‌بلورهای کوارتز، پلاژیوکلاز و میکروکلین با ماکل مشبک، موسکوویت و بافت میرمکیتی در مرز کوارتز با پلاژیوکلاز در واحد مونزوگرانیته، **ث)** بافت پرتیتی در الکالی فلدسپارهای مونزوگرانیته، **ج)** درشت‌بلور ارتوزکلاز با ماکل کارلسباد در واحد مونزوگرانیته، **چ)** کانی‌های موسکوویت، بیوتیت، کلریت، پلاژیوکلاز و کوارتز در واحد سینوگرانیته، **ح)** درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی به‌همراه درشت‌بلور بیوتیت در واحد سینوگرانیته، **خ)** کوارتز و پلاژیوکلازهای سرسیتی شده به همراه موسکوویت و کلریت در آنکلاوهای گرانیتوئید استند

Figure 5. a) An image of mica minerals-rich clots in biotite tonalities surrounded by quartz, plagioclase, biotite and chlorite minerals, **b)** Garnet mineral with plagioclase and biotite in mylonitization tonalite unit, **c)** Plagioclase coarse crystals and quartz in granodiorite unit, **d)** Quartz, plagioclase and microcline coarse crystals with lattice macle, muscovite and myrmekite texture in quartz boundary with plagioclase in monzogranite unit, **e)** Perthitic texture in alkaline feldspars of monzogranites, **f)** Orthoclase coarse crystals with Carlsbad macle in Monzogranite unit, **g)** Muscovite, biotite, chlorite, plagioclase and quartz minerals in syenogranite unit, **h)** Plagioclase coarse crystals with zoning along with biotite coarse crystals in syenogranite unit, **i)** quartz and sericized plagioclase along with muscovite and chlorite in Estand granitoid enclaves.

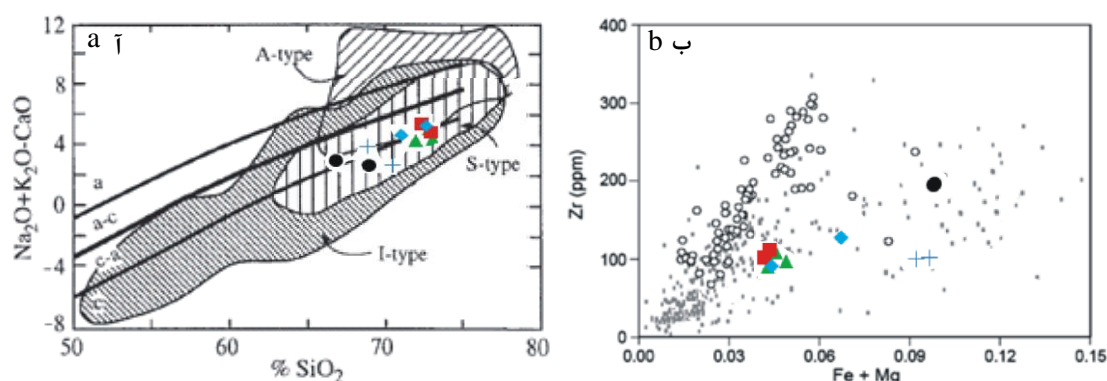
روند بسیار مشابه در نمودارهای نشان دهنده الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر (Nakamura, 1974) (شکل ۹ آ) و نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989) (شکل ۹ ب) و کندریت (Thompson, 1982) (شکل ۹ پ) می‌تواند بیان‌گر رابطه ژنتیکی بین آنها و منشأ مشترک باشد (Chen et al., 2002). نمودارهای الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974) بیان‌گر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREE نسبت به HREE است و در آن نسبت $La_N/Yb_N = 1.28 - 1.5/3.2$ است که بیان‌گر وابستگی سنگ‌های بررسی شده به سری کالک‌آلکان است. همچنین (Gill, 1981) غنی‌شدگی بیشتر عناصر خاکی نادر سبک (LREE) (La-Sm) و غنی‌شدگی کمتر عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) (Gd-Lu) را از خصوصیات بارز ماگماهای کالک‌آلکان می‌داند. (Harris et al., 1993) غنی‌شدگی زیاد از LREE و نسبت زیاد LREE/HREE را از خصوصیات ماگماهای مشتق شده از سنگ مادر پلیتی می‌دانند. در نمودار الگوی تغییرات عناصر خاکی نادر به‌هنجار شده نسبت

به کندریت (Nakamura, 1974) Eu آنومالی منفی نشان می‌دهد. (Saleh & El-Nisr, 2013) معتقدند که بی‌هنجاری منفی Eu/Eu^* (این نسبت در سنگ‌های گرانیتوئید استند بین ۰/۷۰ - ۰/۴۲) نتیجه خروج پلاژیوکلاز از خاستگاه ماگما در اثر جدایش بلورین و یا فلدسپار باقی‌مانده در خاستگاه است. در نمودارهای عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989) (شکل ۹ ب) و کندریت (Thompson, 1982) (شکل ۹ پ) سنگ‌های سازنده گرانیتوئید استند از عناصر Rb, Th, U, K, La و غنی‌شدگی و از عناصر Zr و Nb, Sr, P, Ti تهی‌شدگی نشان می‌دهند. (Harris, 1983) بی‌هنجاری مثبت در عناصری مانند K و Th را حاصل نقش پوسته قاره‌ای در تشکیل و شکل‌گیری ماگماهای این نوع توده‌های نفوذی می‌داند. بی‌هنجاری مثبت Pb و Hf نشان‌گر تأثیر پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری ماگمای مولد این سنگ‌ها است.



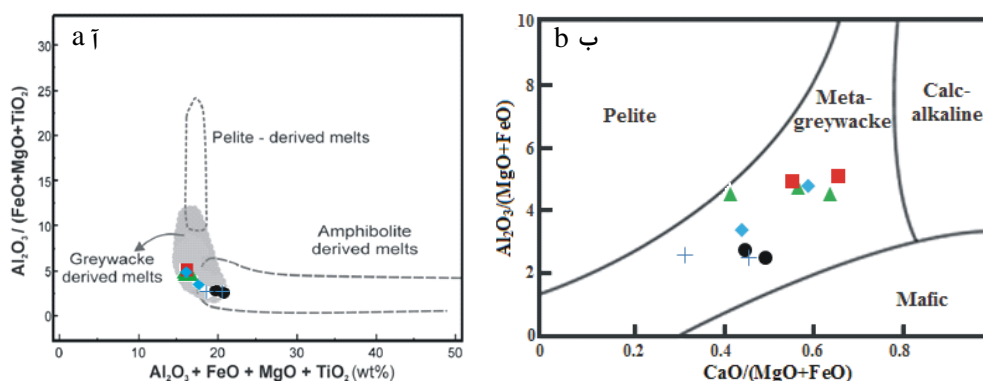
شکل ۶. ا) موقعیت نمونه‌های گرانیتوئید استند در نمودار QAP (Streckeisen, 1976) (IAG: جزایر قوسی، CAG: گرانیتوئیدهای حاشیه قاره‌ها، OP: پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی، CCG: گرانیتوئیدهای تصادم قاره‌ای، POG: گرانیتوئیدهای بعد از کوهزایی، CEUG: گرانیتوئیدهای بالآمدگی اپیروژنیک (خشکی‌زائی)، RRG: گرانیت‌های مرتبط با ریف‌ت، ب) موقعیت نمونه‌های استند در نمودار (Middlemost, 1994)، پ) نمونه‌ها در نمودار (Gill, 2010) در موقعیت پرآلومینوس واقع شده‌اند، ت) نمونه‌ها در نمودار (Peccerillo & Taylor, 1976) بیش‌تر در محدوده کالک‌آلکالین با پتاسیم بالا واقع شده‌اند.

Figure 6. a) Location of Estand granitoid samples in QAP diagram (Streckeisen, 1976) (IAG: Island Arc Granitoids, CAG: Continental Arc Granitoids, OP: Ocean Plagiogranites, CCG: Continental Collision Granitoids, POG: Post-Orogenic Granitoids, CEUG: Continental Epeigenic Uplift Granitoids, RRG: Rift-Related Granitoids), **b)** Location of Estand samples in the diagram (Middlemost, 1994), **c)** Samples in the diagram (Gill, 2010) are located in the peraluminous position, **d)** The samples in the diagram (Peccerillo & Taylor, 1976) are mostly in the range of high-potassium calc-alkaline.



شکل ۷. آ) نمودار SiO_2 در برابر $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ (Frost et al., 2001) که در آن نمونه‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های نوع S واقع شده‌اند، ب) نمودار $(\text{Fe}+\text{Mg})$ بر حسب مول نسبت به Zr (ppm) (Clemens et al., 2011) برای تفکیک گرانیتوئیدهای نوع I از S. دایره‌های توخالی محدوده گرانیتوئیدهای نوع I و مربع‌های خاکستری محدوده گرانیتوئیدهای نوع S است. نمونه‌های بررسی شده در قلمرو گرانیت‌های نوع S واقع شده‌اند. علائم مشابه شکل ۶ است.

Figure 7. a) SiO_2 versus $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO})$ (Frost et al., 2001) diagram in which the studied samples are located in the range of S-type granites, b) The $(\text{Fe}+\text{Mg})$ diagram in mol relative to Zr (ppm) (Clemens et al., 2011) to separate I-type granitoids from S-type. The hollow circles are the range of I-type granitoids and the gray squares are the range of S-type granitoids. The studied samples are located in the range of S-type granites. Symbols as in Figure 6.



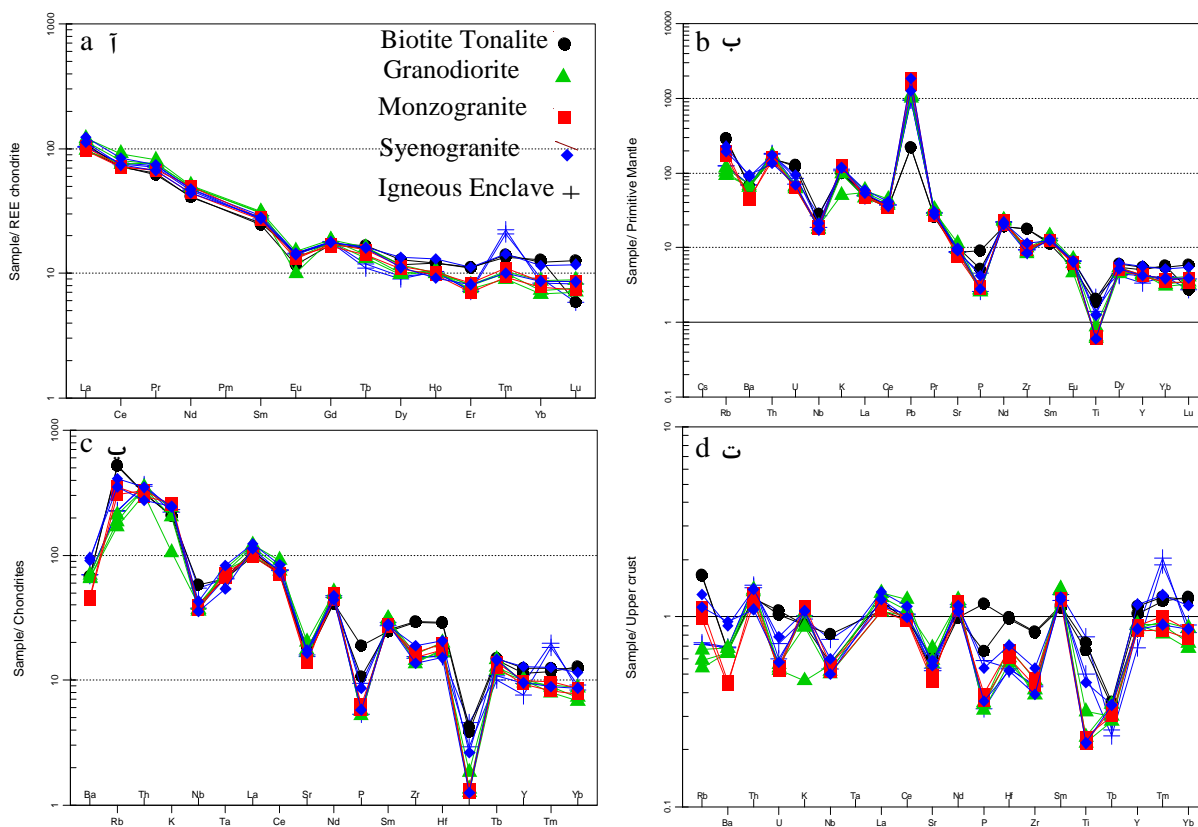
شکل ۸. آ) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ در برابر $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (PatiñoDouce, 1999a) ب) نمودار $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ در مقابل $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})$ (Altherr et al., 1999) برای تعیین منشأ سنگ‌های نفوذی مورد مطالعه. علائم مشابه شکل ۶ است.

Figure 8. a) The $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ (PatiñoDouce, 1999a) and b) The $\text{CaO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}+\text{MgO})$ diagram (Altherr et al., 1999) are used to determine the origin of the studied intrusion rocks. Symbols as in Figure 6.

جایگاه زمین‌ساختی

(Joron & Treuil, 1977) برای تعیین محیط تکتونیکی و خاستگاه، نسبت Th/Ta را یک ابزار مفید و ارزشمند می‌دانند زیرا این عناصر در هنگام فرآیندهای ذوب و تبلور رفتارهای مشابهی نشان می‌دهند. نسبت‌های کم Th/Ta در حدود ۲/۱ محیط تکتونیکی کششی مانند ماگماتیسیم درون صفحه‌ای را نشان می‌دهد و نسبت‌های بیش‌تر از این، بیان‌گر محیط‌های تکتونیکی حاشیه‌های همگرا و فرورانشی است. در گرانیتوئید استند این نسبت از ۸/۳۸ تا ۱۱/۶۷ تغییر می‌کند که نشان‌گر ارتباط این توده نفوذی با محیط‌های تکتونیکی حاشیه‌های همگرا و فرورانشی است. به‌منظور تعیین محیط زمین‌ساختی توده نفوذی گرانیتوئید استند از نمودارهای (شکل ۱۰) استفاده شد. در نمودار $\text{Rb}/30-\text{Hf}$

شکل ۱۰ آ) اکثر نمونه‌های بررسی شده در محدوده گرانیت‌های پسابرخورد واقع شده‌اند. در نمودار Zr نسبت به Nb_N/Zr_N (Thiéblemont & Téguyey, 1994) (شکل ۱۰ ب) نیز، تمام نمونه‌ها در محدوده گرانیت‌های بعد از برخورد قرار گرفته‌اند. بر اساس نسبت Ce/Yb کمان‌های آتشفشانی به دو دسته غنی شده و کمتر غنی شده تقسیم می‌شوند (Juteau & Maury, 1997). کمان غنی شده دارای نسبت Ce/Yb بیش‌تر از ۱۵ و کمان کمتر غنی شده دارای نسبت Ce/Yb کم‌تر از ۱۵ است. میانگین این نسبت برای واحدهای گرانیتوئید استند ۳۳/۸۷ و برای آنکلاوهای آذرین آن ۳۴/۵۵ است. بدین ترتیب واحدهای سازنده این گرانیتوئید به‌همراه آنکلاو آن، در یک کمان غنی‌شده، تشکیل شده‌اند. بنابراین برای تعیین نوع بلوغ کمان از نمودارهای SiO_2 در برابر $\log[CaO/(Na_2O+K_2O)]$ (شکل ۱۰ پ) و Y نسبت به Rb/Zr (Brown et al., 1984) (شکل ۱۰ ت) استفاده شد که نشان می‌دهند واحدهای سازنده این توده نفوذی در یک کمان قاره‌ای برخوردی عادی تشکیل شده‌اند.



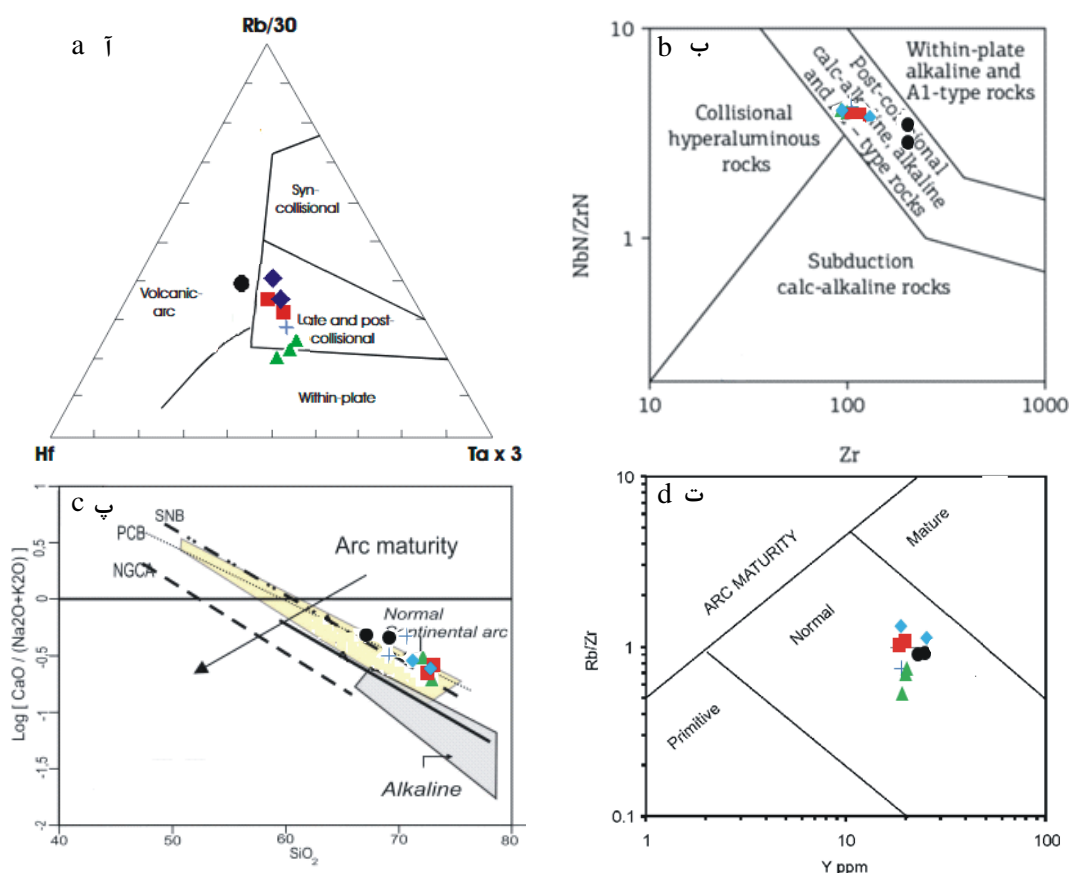
شکل ۹. آ) نمودار عناصر خاکی کمیاب به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Nakamura, 1974)، ب) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun & Mc Donough, 1989)، پ) نمودار عنکبوتی به‌هنجار شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982)، ت) نمودار به‌هنجار شده نسبت به پوسته بالایی (Taylor & McLennan, 1985).

Figure 9. a) Chondrite-normalized rare earth elements diagram (Nakamura, 1974), b) Primitive mantle-normalized spider diagram (Sun & Mc Donough, 1989), c) Chondrite-normalized spider diagram (Thompson, 1982), d) the upper crust-normalized diagram (Taylor & McLennan, 1985).

بحث

در مورد مدل تکتونوماگمایی لوت تاکنون نظریات متفاوتی به وسیله پژوهش گران مختلف مطرح شده است که از آن میان می توان موارد ذیل را نام برد: الف) بسته شدن بدون فرورانش اقیانوس سیستان و فعالیت ماگمایی مبتنی بر کشش (Tarkian et al., 1983, Jung et al., 1983؛ سامانی و اشتری، ۱۳۷۱)؛ ب) نظریات در رابطه با فرورانش که خود به دو دسته تقسیم می شوند: ۱) فعالیت های ماگمایی با توجه به فرورانش فعال پوسته اقیانوسی سیستان به سوی غرب و زیر پهنه لوت (افتخار نژاد، ۱۳۵۹؛ ارجمندزاده و همکاران، ۱۳۹۰؛ Zarrinkoub et al., 2012)؛ ۲) فعالیت های ماگمایی پشت کمان مزوزوئیک نئوتتیس (Verdel, 2009, Verdel et al., 2011)؛ ج) فعالیت های ماگمایی پس از برخورد (Camp & Griffis, 1982, Tirrul et al., 1983, Pang et al., 2013). وجود فعالیت های ماگمایی نوع I در بلوک لوت و اکلوزیت های بیرجند (فتوحی راد، ۱۳۸۳) نشانگر بسته شدن اقیانوس سیستان همراه با فرورانش است و فعالیت های ماگمایی مبتنی بر کشش را در این بلوک رد می کند. از نشانه های فعالیت با منشأ گوشته ای پهنه لوت در ژوراسیک می توان از باتولیت شاه کوه و چهارفرسخ نام برد (آقناباتی، ۱۳۹۳). (Pang et al., 2013) فعالیت های ماگمایی ترشیری این بلوک را از پالئوسن تا ۴۸ میلیون سال پیش و با منشأ پوسته ای عنوان کرده اند که نبود فعالیت ماگمایی با منشأ گوشته ای با ۲۰ میلیون سال، از ائوسن میانی (۴۶ Ma) تا الیگوسن پایانی (۲۵ Ma) فعال بوده است و با فعالیت ماگمایی ارومیه- دختر مشابه است (Berberian & King, 1981). بنا به اعتقاد (Pang et al., 2013) فعالیت گسترده ماگماتیسیم در بلوک لوت از زمان ژوراسیک آغاز شده و در ترشیری به اوج خود رسیده است. هم چنین (Pang et al., 2013) زمان برخورد بلوک لوت با بلوک افغان را به کرتاسه پسین نسبت می دهند. قطع شدگی آمیزه های افیولیتی به وسیله گنبد های داسیتی و آندزیتی- داسیتی ائوسن و فاصله نزدیک سنگ های آتشفشانی با آمیزه افیولیتی، وجود آنکلاوهای افیولیتی و دگرگونی درون آنها در پیرامون بیرجند (یوسف زاده، ۱۳۸۸) و گنبد های داسیتی و آندزیتی- میکرودیوریتی در آمیزه های افیولیتی (Pang et al., 2013) گویای پایان فرورانش و بسته شدن اقیانوس سیستان پیش از ائوسن است.

هم چنین (Sengor & Natalin, 1996) بسته شدن اقیانوس میان بلوک لوت و افغان را مربوط به زمان الیگوسن- میوسن می دانند. پژوهش گران دیگر مانند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱؛ Jung et al., 1983) معتقد به یک محیط ژئوتکتونیکی کششی هستند و فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر بلوک لوت را مردود دانسته اند. (Saccani et al., 2010) نیز معتقدند فرورانش پوسته اقیانوسی به سمت شرق و به زیر بلوک افغان صورت گرفته است. پژوهش گرانی مانند (ارجمند زاده و همکاران، ۱۳۹۰؛ Doglioni et al., 2009) به یک فرورانش دوسویه نامتقارن به زیر هر دو بلوک لوت و افغان اعتقاد دارند. حجم عظیم ماگماتیسیم ترشیری بلوک لوت با ویژگی های ژئوشیمیایی متفاوت و تشکیل کانی سازی های مختلف نشانگر شرایط تکتونیکی متفاوت حاکم بر آن در زمان های مختلف است. صرف نظر از صحت و سقم هر یک از این نظریه ها، آنچه امروزه در این منطقه از زمین شناسی ایران مسلم است، این است که در نهایت برخورد قاره ها و کوهزایی صورت گرفته است. در دوره ژوراسیک میانی علاوه بر ماگماتیسیم، شواهد زمین شناسی این دوره نیز رخداد کوهزایی و برخورد دو قاره را تأیید می کند که این دوره زمانی را از نظر تکتونیک- ماگماتیسیم دوره ای ویژه ساخته است. از جمله این شواهد که نشان از برخورد صفحات دارند، توقف در رسوب گذاری، دگرگونی ناحیه ای، جای گیری افیولیت و کانه زایی مرتبط با موقعیت برخورد است.



شکل ۱۰. نمودارهای تعیین محیط تکتونیکی: (آ) نمودار Rb/30-Hf-Ta*30 (Hariss et al., 1986)، (ب) نمودار Zr نسبت به Nb_N (Thiéblemont & Téguey, 1994)، (پ) نمودار SiO₂ در برابر log[CaO/(Na₂O+K₂O)] (Brown et al., 1984) (SNB: Sierra Nevada Batholith, PCB: Peru Coastal Batholith, NGCA: New Guinea Continental Arc) و (ت) نمودار Y نسبت به Rb/Zr (Brown et al., 1984) برای تفکیک نوع بلوغ کمان. علائم مشابه شکل ۶ است.

Figure 10. Tectonic setting determination diagrams: **a)** Rb/30-Hf-Ta*30 diagram (Hariss et al., 1986), **b)** Zr versus Nb_N/Zr_N diagram (Thiéblemont & Téguey, 1994), **c)** SiO₂ versus log[CaO/(Na₂O+K₂O)] diagram (Brown et al., 1984) (SNB: Sierra Nevada Batholith, PCB: Peru Coastal Batholith, NGCA: New Guinea Continental Arc), **d)** Y versus Rb/Zr diagram (Brown et al., 1984) to differentiate the type of arc maturity. Symbols as in Figure 6.

ژنر گرانیتهای قاره‌ای که بخش عمده‌ای از پوسته قاره‌ای بالایی را تشکیل می‌دهند، ارتباط تنگاتنگی با فرآیندهای زمین‌ساخت و دگرگونی دارد. توده‌های گرانیتهی بزرگ بیش‌تر در محل پوسته قاره‌ای ضخیم شده حاصل از کوه‌زایی، فعالیت قوس قاره‌ای و برخورد قاره‌ای یافت می‌شوند. برای گرانیتهای کالک‌آلکان پتاسیم بالا دو جایگاه زمین‌ساختی پیشنهاد شده است: ۱. جایگاه کمان قاره‌ای و ۲. جایگاه هم‌زمان تا پس از برخورد (Roberts & Clemens, 1993). گرانیتهای تیپ S تنها مربوط به محیط‌های برخوردی قاره-قاره نبوده است و در برخی از منابع محیط کشتی پس از برخورد در محیط کمان ماگمایی، برای تشکیل این نوع از گرانیتهای پیشنهاد شده است (Collins & Richards, 2008). (یونسی و همکاران، ۱۳۹۵) برای سنگ‌های آذرین متآلومینوس نوع I محدوده معدنی-اکتشافی ماهور در باختر ده‌سلم، با توجه به حضور هورنبلند بیش‌تر از بیوتیت، منشأ گوشته-پوسته، مقدار Sr, Rb, Ba, Cs و نسبت Rb/Zr، نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی و شواهد زمین‌شناسی ناحیه‌ای از جمله بسته شدن اقیانوس نفوتیس، نائین-بافت و سیستان و قطع آمیزه‌های افیولیتی به‌وسیله گدازه‌های ائوسن در اطراف بیرجند، معتقد به

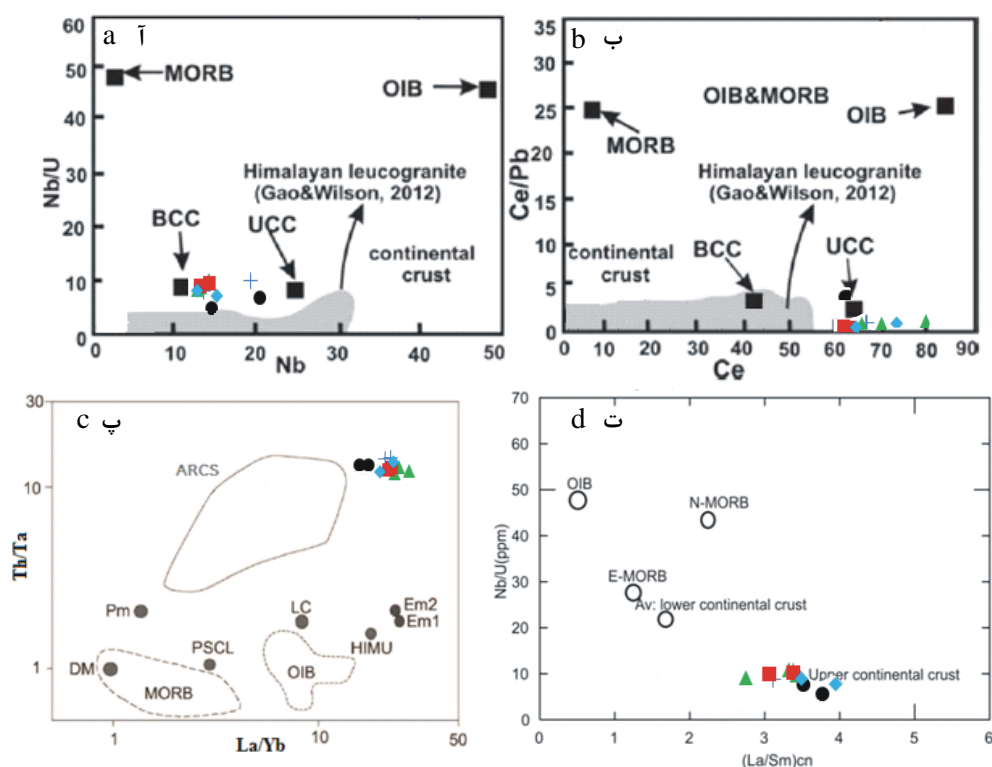
تشکیل فعالیت‌های ماگمایی ترشیری محدوده ماهور و هم‌چنین لوت، در موقعیت زمین‌ساختی پس از برخورد است. بنابراین، برای این منطقه از بلوک لوت فعالیت‌های ماگمایی نوع I و S در یک محیط زمین‌ساختی پس‌برخوردی نیز صورت گرفته است.

(Chappell & White, 1974, 1992) گرانیتوئیدها را به دو دسته I و S طبقه‌بندی کرده‌اند. گرانیت‌های تیپ I، متألومین تا کمی پرآلومین، نسبتاً سدیک و با یک منشأ پوسته زیرین و گوشته و گرانیت‌های تیپ S، به‌شدت غنی از آلومین و نسبتاً پتاسیک با SiO_2 بالا با منشأ پوسته بالایی هستند. (Shand, 1943) دلیل پرآلومین بودن را دو عامل: ۱. تأثیر و دخالت سنگ‌های پوسته‌ای دارای آلومینیوم بالا، یا به بیان دیگر، آلودگی پوسته‌ای در تشکیل ماگمای مولد سنگ‌ها و ۲. تشکیل مقدار زیادی کانی ثانوی، به‌خصوص کانی‌های رسی در سنگ‌ها و خروج Ca و Na به‌دلیل دگرسانی گرمایی که می‌تواند علت غنی‌شدگی آلومینیوم باشند، می‌داند. شواهد صحرایی (همراهی با سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و نبود همراهی با سنگ‌های آتشفشانی)، کانی‌شناسی (طیف سنگ‌شناسی محدود از توانیلت تا گرانیت، عدم حضور آمفیبول و اسفن به صورت اولیه، حضور کانی‌های آلومینوسیلیکات مانند موسکوویت و گارنت در سنگ‌های این توده، حضور آنکلاوهای فلسیک با میکای فراوان)، ماهیت پرآلومینوس و کاردوم در نورم بالای ۱ درصد وزنی، همگی بیان‌گر شباهت توده گرانیتوئیدی استند با گرانیت‌های تیپ S هستند. (Chappell & White, 2001) علاوه بر تأیید طبقه‌بندی قبلی گرانیت‌ها به نوع I و S (Chappell & White, 1974)، معتقدند که این طبقه‌بندی صرفاً به متفاوت بودن سنگ منشأ اشاره ندارد بلکه به سنگ‌های منشأ با خاستگاه‌های اساساً متفاوت زیرپوسته‌ای و فراپوسته‌ای، اشاره دارد. غنی‌شدگی از LREE و LILE، تهی‌شدگی از HFSE همراه با بی‌هنجاری منفی Nb و Ti در نمودارهای چند عنصری به‌هنجار شده با گوشته بالایی و کندریت و عدد منیزیم (۷/۹۰-۱۸/۵۴) در سنگ‌های این توده نشان از تعلق آنها به گرانیت‌های تیپ S دارد و بی‌هنجاری منفی Sr در این سنگ‌ها بیانگر خاستگاه پوسته‌ای این توده نفوذی است. مقادیر بالای Th/Nb نشان دهنده مشارکت مواد پوسته بالایی در تشکیل این سنگ‌ها است (Temel et al., 1998). بی‌هنجاری منفی از عناصر Nb, Ta و Ti می‌تواند به‌دلیل مشارکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی (Dostal et al., 2001, Shang et al., 2004) و پایدار بودن این عناصر در طی فرآیند ذوب‌بخشی و یا جدایش آنها در طی فرآیند جدایش باشد. آنومالی منفی Nb و Ti وجه مشخصه سنگ‌های پوسته قاره‌ای و شرکت پوسته در فرآیندهای ماگمایی است (Kuster & Harms, 1998). (Chappell & White, 1974, Thuy et al., 2004) معتقدند که مذاب‌های حاصل از منشأ پوسته‌ای از عناصر K, Rb و La غنی‌شدگی و از عناصر Nb, Ti و Sr تهی‌شدگی دارند. نسبت بالای Nb/Ta، غنی‌شدگی از عناصری نظیر Rb, Th و Pb و تهی‌شدگی از عناصری مانند Sr, Ti و P در نمونه‌های سنگ‌های این توده گرانیتوئیدی بازتابی از نقش پوسته قاره‌ای در دگرگونی‌های ماگمایی و نشانه‌ای از مذاب‌های مشتق شده از پوسته است (Chappell & White, 1974, Harris et al., 1983). تهی‌شدگی از عناصر Nb, Sr و Ti در نمودارهای عنکبوتی گرانیت‌های بررسی شده از ویژگی‌های گرانیت‌های با خاستگاه پوسته‌ای یا نوع S است. به‌منظور تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای در شکل‌گیری ماگمای توده گرانیتوئیدی استند از نمودارهای Nb در برابر Ce و Nb/U در برابر Hofman et al., (Sun & Mc Donough, 1989) (شکل ۱۱ آ، ب)، نمودار (La/Sm)cn در برابر Nb/U (ppm) (Hofman et al., 1986) (شکل ۱۱ پ) و نمودار Th/Ta نسبت به La/Yb (Whilson, 1989) (شکل ۱۱ ت) استفاده شد که چنان‌که ملاحظه می‌شود می‌توان گفت که پوسته بالایی نقشی مؤثر در شکل‌گیری این توده نفوذی دارد. هم‌چنین تغییرات الگوی عناصر در نمودار (شکل ۹ ت) که سنگ‌های گرانیتوئید استند نسبت به پوسته بالایی (Taylor & McLennan,)

(1985) به‌هنگار شده‌اند، به‌طور کلی یک روند خطی به موازات خط ۱ را نشان می‌دهد که این موضوع می‌تواند بیان‌گر شکل گرفتن این سنگ‌ها از منبع پوسته بالایی باشد.

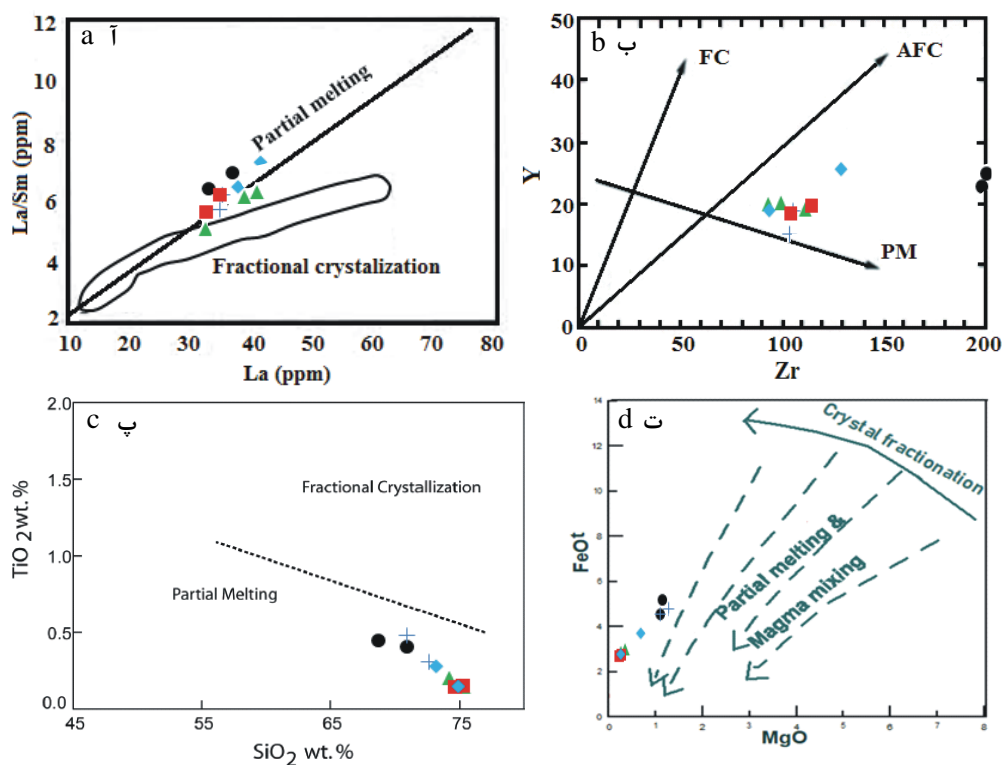
ترکیب شیمیایی سنگ‌های آذرین از جمله گرانیته‌ها، انعکاسی از سنگ منشأ فرآیندهای ژنتیکی و جایگاه تشکیل آنها است (Winter, 2011). دو دیدگاه درباره تکوین سنگ‌های گرانیته‌ی وجود دارد: ۱. بر اساس این نظریه، تبلور بخشی (Eggins & Hensen, 1987) نقش اصلی و بر اساس نظریه ۲. ذوب‌بخشی نقش پایه‌ای (Bullen & Clyne, 1990) را در شکل‌گیری سنگ‌های گرانیته‌ی ایفا می‌کنند. بنابراین، با استفاده از توزیع عناصر می‌توان به نوع فرآیندی (ذوب‌بخشی یا تفریق) که در ژنز ماگماهای فلسیک نقش داشته است، پی برد. به نظر (Barker, 1979) از جمله فاکتورهایی که در این زمینه کاربرد دارد نسبت Rb/Sr است. ماگماهای حاصل از ذوب‌بخشی دارای نسبت Rb/Sr ۰/۱ تا ۰/۱ است و این در صورتی است که ماگماهای حاصل از فرآیند تفریق نسبتی کم‌تر از ۰/۱ دارند. در سنگ‌های گرانیته‌ی استند نسبت Rb/Sr بین ۰/۲۵ تا ۱ است که نقش فرآیند ذوب‌بخشی را در ژنز ماگمای این توده گرانیته‌ی تأیید می‌کند. آنومالی منفی Eu به دو دلیل ۱. کم بودن فوگاسیته اکسیژن به دلیل ورود Eu^{+2} در پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار و ۲. جدایش فلدسپارها به دلیل پدیده تفریق و یا ذوب بخشی و باقی‌ماندن این کانی‌ها در تفاله حاصل از ذوب، اتفاق می‌افتد (Rollinson, 1993). تنها عنصر نادر خاکی که می‌تواند به‌صورت دو ظرفیتی جانشین Ca در شبکه کانی پلاژیوکلاز شود، Eu است. در بسیاری از سنگ‌های پوسته قاره‌ای بی‌هنجاری منفی Eu دیده می‌شود که علت آن تشکیل بسیاری از سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیته‌ی حاصل از ذوب بخشی پوسته است. پس از ذوب‌بخشی، بخش باقی‌مانده غنی از پلاژیوکلاز است، در نتیجه مقدار زیادی از Eu در پوسته زیرین باقی می‌ماند و پوسته بالایی از این عنصر فقیر می‌شود. اگر در ذوب بخشی، پلاژیوکلاز به‌صورت فاز برجای‌مانده باشد و یا در هنگام تبلور پلاژیوکلاز زودتر تشکیل شده باشد و از ماگمای برجای‌مانده جدا شود، هر دو مورد به بی‌هنجاری منفی Eu منجر می‌شود و چنان‌چه در یک سیستم، هر دو مورد ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی رخ داده باشد، بی‌هنجاری منفی Eu شدیدتر می‌شود (Weill & Drake, 2003). آنومالی منفی Eu و نسبت Eu/Eu^* کم‌تر از ۱ نشان‌دهنده شرایط احیایی تشکیل ماگما و یا منشأ گرفتن آن از عمق پایداری پلاژیوکلاز است. در نمودارهای La (ppm) در برابر La/Sm (ppm) (Cheng et al., 2001) (شکل ۱۲ آ)، نمودار Zr در مقابل Y (Abdolah et al., 2001) (شکل ۱۲ ب)، نمودار SiO_2 نسبت به TiO_2 (Koepke et al., 2007) (شکل ۱۲ پ) و نمودار MgO در برابر FeO^t (Zorpi et al., 1989) (شکل ۱۲ ت) که برای تعیین نقش فرآیندهای ذوب‌بخشی و یا تبلور تفریقی استفاده می‌شوند همه نمونه‌های بررسی شده در محدوده ذوب بخشی قرار گرفته‌اند. هم‌چنین از نمودارهای عناصر سازگار- ناسازگار Rb در برابر Sc (شکل ۱۳ آ) و Hf در برابر Sc (شکل ۱۳ ب) نیز به‌منظور تعیین نوع فرآیند مؤثر در شکل‌گیری توده گرانیته‌ی استند استفاده شد. روند خطی و مثبت در این نمودارها نشان‌دهنده نقش فرآیند ذوب‌بخشی در تکوین ماگمای این توده گرانیته‌ی است. نبود همراهی ماگماهای حد واسط و مافیک همزاد با گرانیته‌ی استند و حضور آنکلاوهای متاپلیتی در این توده، بیان‌گر اهمیت بیش‌تر دخالت فرآیند ذوب‌بخشی در ژنز ماگمای گرانیته‌ی بررسی شده نسبت به فرآیند تفریق است. (Sylvester, 1998) برای تعیین نوع سنگ مادری که در تشکیل ماگما نقش داشته است معتقد است که نسبت‌های CaO/Na_2O در گرانیته‌های پرآلومین نوع S به‌وسیله مقدار پلاژیوکلاز در سنگ منشأ بیان می‌شوند. به بیان (Sylvester, 1998)، مذاب‌های پرآلومینی که از منابع غنی از رس (فقیر از پلاژیوکلاز) تولید شده‌اند نسبت‌های CaO/Na_2O کم‌تری ($< 0/3$) نسبت به مذاب‌های مشتق شده از منابع فقیر از رس (غنی از پلاژیوکلاز) ($> 0/3$) دارند. این نسبت برای نمونه‌های گرانیته‌ی استند به‌غیر از یک نمونه گرانودیوریتی که کم‌تر از ۰/۳ است، برای سایر نمونه‌ها بیش‌تر از ۰/۳ است و چنان‌که در (شکل ۱۴ آ) (Sylvester, 1998) مشاهده می‌شود می‌توان یک منبع غنی از پلاژیوکلاز (نمونه‌ها

بین ۶۰ تا ۹۰ درصد از یک منشأ متاگریوکی قرار گرفته‌اند) را برای این توده در نظر گرفت. بافت‌های پرتیتی در واحدهای این توده نفوذی، نتیجه سرد شدن کندانها در مراحل نهایی سرد شدن بوده و نشان می‌دهد که زمان کافی برای تشکیل این بافت وجود داشته است. بافت گرانوفیریک نشان‌گر تبلور سریع و هم‌زمان کوارتز و آلکالی فلدسپار از ماگمای در حال سرد شدن در عمق کم است (Barker, 1983, Clarke, 1992). بافت‌های ریزدانه (تشکیل کوارتزهای ریزدانه) می‌تواند در نتیجه سردشدگی سریع مذاب و یا سردشدگی بخشی از توده نفوذی در عمق کم باشد (Nagudi et al., 2003). از نمودار (شکل ۱۴ ب) (Patiño Douce, 1999b) که از آن برای پی بردن به عمق شکل‌گیری و فشار توده گرانیتوئیدی استند استفاده شد، بیان‌گر تشکیل این توده نفوذی، در فشار بخار آب ≤ 5 kbar است. از نمودارهای $(Na+K+2Ca)/(Al+Si)$ در برابر Zr (ppm) (شکل ۱۴ پ) و $(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$ در برابر Zr (ppm) (Watson & Harrison, 1983) (شکل ۱۴ ت) برای پی بردن به دمای پیدایش توده گرانیتوئیدی بررسی شده بهره گرفته شد. دماهای به‌دست آمده از این نمودارها در بازه ۷۵۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد برای واحدهای توده گرانیتوئیدی و ۸۳۰ تا ۸۵۰ درجه سانتی‌گراد برای آنکلاو آن، محاسبه شده است.

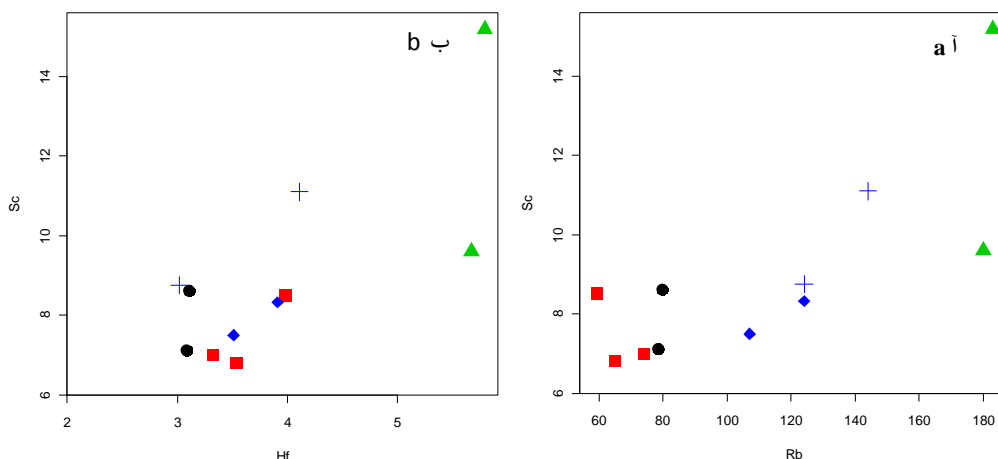


شکل ۱۱. آ، ب) نمودارهای Nb در برابر Nb/U و Ce در برابر Ce/Pb (Sun & Mc Donough, 1989) به منظور تمایز منشأ پوسته‌ای و گوشته‌ای (محدوده لوکوگرانیت‌های هیمالیا از (Gou & Willson, 2012)، پ) نمودار $(La/Sm)_{cn}$ در برابر Nb/U (ppm) (Hofman et al., 1986) به منظور تعیین منشأ توده گرانیتوئیدی بررسی شده، ت) نمودار La/Yb نسبت به Th/Ta (Whilson, 1989) برای تعیین منشأ سنگ‌های بررسی شده (DM: Depleted Mantle، PM: Primitive Mantle، PSCL: Post-Archean subcontinent lithosphere، LC: Lower continental crust، HIUM: High U/Pb mantle source، EM1 and EM2: Enriched Mantle source، UC: Upper Continental crust). علائم مشابه شکل ۶ است.

Figure 11. a-b) Nb versus Nb/U and Ce versus Ce/Pb diagrams (Sun & Mc Donough, 1989) to distinguish between crustal and mantle origin (Range of Himalayan leucogranite from (Gou & Willson, 2012)), c) $(La/Sm)_{cn}$ versus Nb/U (ppm) diagram (Hofman et al., 1986) to determine the origin of the studied granitoid mass, d) La/Yb versus Th/Ta diagram (Whilson, 1989) to determine the origin of the studied rocks (DM: Depleted Mantle, PM: Primitive Mantle, PSCL: Post-Archean subcontinent lithosphere, LC: Lower continental crust, HIUM: High U/Pb mantle source, EM1 and EM2: Enriched Mantle source, UC: Upper Continental crust). Symbols as in Figure 6.



شکل ۱۲. ا) نمودار La (ppm) versus La/Sm (ppm) (Cheng et al., 2001)، ب) نمودار Zr در برابر Y (Abdolah et al., 2001)، ج) نمودار SiO₂ به نسبت به TiO₂ (Koepke et al., 2007) و ت) نمودار MgO در برابر FeO^t (Zorpi et al., 1989) برای تعیین نقش فرآیندهای ذوب‌بخشی و یا تبلور تفریقی در تکوین ماگمای گرانیتوئید هستند. علائم مشابه شکل ۶ است.
Figure 12 . a) La (ppm) versus La/Sm (ppm) diagram (Cheng et al., 2001), **b)** Zr versus Y diagram (Abdolah et al., 2001), **c)** SiO₂ versus TiO₂ diagram (Koepke et al., 2007) and **d)** MgO versus FeO^t diagram (Zorpi et al., 1989) to determine the role of partial melting or fractional crystallization processes in the formation of Estand granitoid magmas. Symbols as in Figure 6.



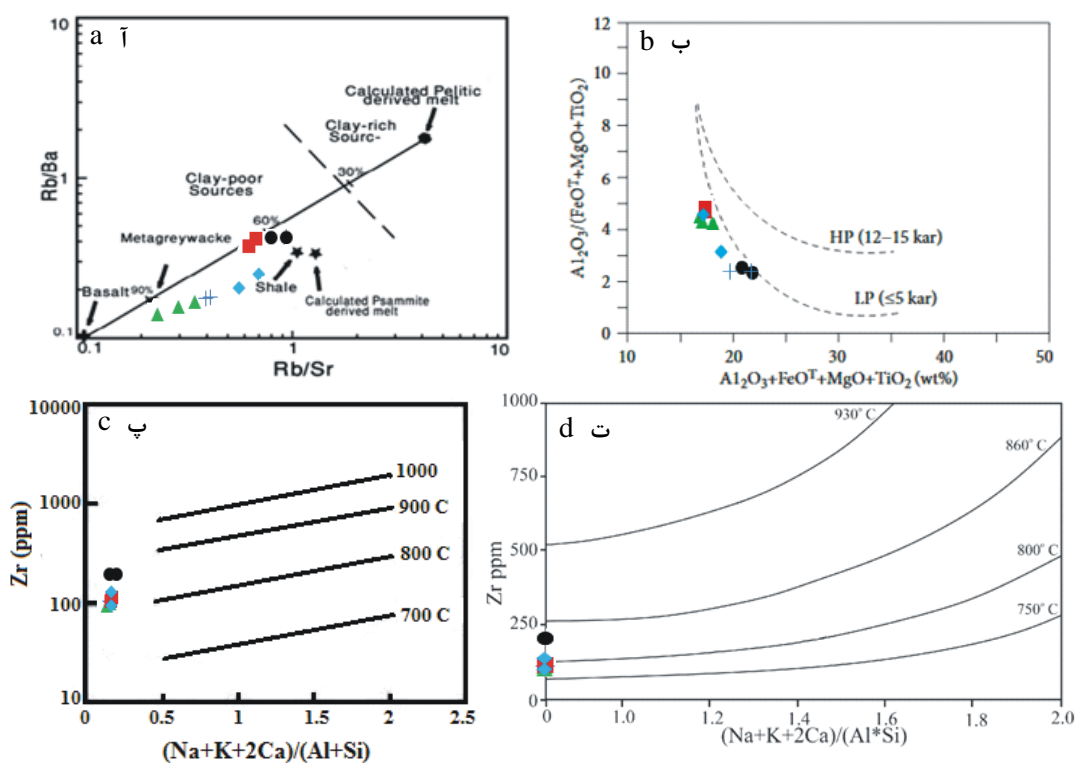
شکل ۱۳. روند خطی و مثبت در نمودارهای عناصر سازگار - ناسازگار: ا) Rb در برابر Sc و ب) Hf در برابر Sc نشان دهنده نقش فرایند ذوب‌بخشی در تشکیل سنگ‌های بررسی شده است. علائم مشابه شکل ۶ است.
Figure 13. Linear and positive trends in compatible-incompatible elements diagrams: **a)** Rb versus Sc and **b)** Hf versus Sc indicates the role of the partial melting process in the formation of the studied rocks. Symbols as in Figure 6.

Clarke, 1992) گرانیت‌ها را عمده‌ترین سنگ‌های پوسته قاره‌ای و فراوان‌ترین سنگ‌های درونی عنوان می‌کند. ترکیب گسترده و منشأهای مختلف از جمله ذوب‌بخشی گوشته، ذوب بخشی پوسته قاره‌ای، اختلاط ماگمایی (ترکیبی

از مذاب‌های پوسته و گوشته) و یا آناتکسی سنگ‌های پیشین برای این سنگ‌ها پیشنهاد شده است (Barbarin, 1999, Frost et al., 2001). مدل‌های سنگ‌زایی مختلفی برای خاستگاه سنگ‌های فلسیک پیشنهاد شده است. یک مدل بیان می‌کند که ماگماهای فلسیک کمان‌های آتشفشانی در اثر فرآیندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) از ماگماهای بازالتی حاصل می‌شوند (Bacon & Druitt, 1988) که این ماگماها با حجم‌های قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های بازیک همراه هستند. بر اساس مدل دیگر، ماگماهای گوشته‌ای موجب ذوب‌بخشی سنگ‌های پوسته‌ای می‌شوند. این مدل از سنگ‌زایی، بیان می‌کند که ماگماهای فلسیک کمان‌های آتشفشانی بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن شدن (MASH) که با آمیختگی ماگمایی بین ماگماهای گوشته‌ای و پوسته‌ای در نزدیکی مرز پوسته و گوشته همراه است، حاصل می‌شوند (Hildreth & Moorbath, 1988). در این مدل، ماگماهای بازالتی گرمای لازم را برای ذوب بخشی سنگ‌های پوسته زیرین فراهم می‌کنند (Roberts & Clemens, 1993, Tepper et al., 1993) در نتیجه منبع گرمایی گوشته فرآیند ذوب پوسته را کنترل می‌کند (Vigneresse, 2004). ماگماهای فلسیک که بر اثر فرآیندهای ذوب، هضم، ذخیره‌سازی و همگن شدن (MASH) حاصل شده‌اند از نظر ژئوشیمیایی قرابت بیش‌تری با سنگ‌های پوسته‌ای دارند و شواهدی از آمیختگی ماگمایی نشان می‌دهند. تمرکز پایین عناصر Ni, Co, Cr و V در سنگ‌های گرانیتوئید استند، عدم حضور سنگ‌های بازیک در این منطقه و نشأت گرفتن آن از پوسته بالایی، شکل‌گیری این توده نفوذی از جدایش یک ماگمای بازالتی برآمده از گوشته را رد می‌کند. فراوانی بالای عناصر La و Ce, Th, U, Rb, K و بی‌هنجاری منفی Nb مشارکت سنگ‌های پوسته‌ای در شکل‌گیری این توده نفوذی را تأیید و عدم حضور آنکلاوهای مافیک ریزدانه، سنگ‌های مافیک و شواهد مربوط به اختلاط ماگمایی نیز، مدل دوم برای تشکیل این توده نفوذی را تأیید نمی‌کنند. علاوه بر این، از نمودار δEu در مقابل $(\text{La}/\text{Yb})_N$ (Lu et al., 2019) (شکل ۱۵ آ) نیز، در جهت تأیید این موضوع استفاده شد که نشانگر نقش پوسته به تنهایی و بدون دخالت گوشته در تشکیل ماگمای گرانیتوئیدی استند است.

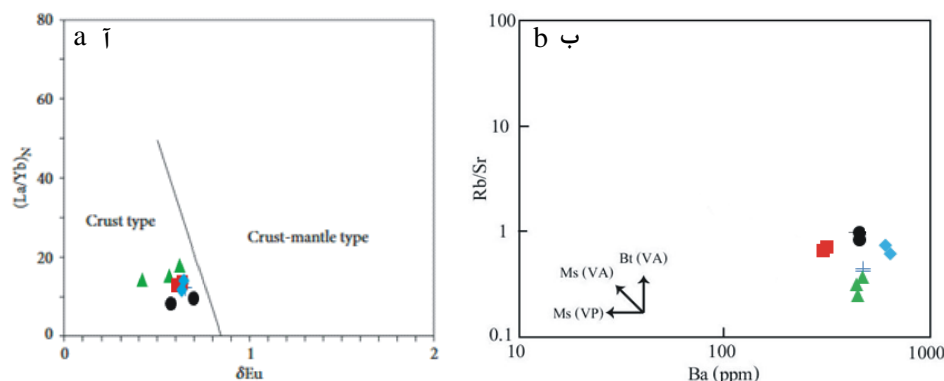
به عقیده (Chappel & White, 1974) در پی برخورد دو سنگ کره قاره‌ای که منجر به تشکیل گرانیتوئیدهای نوع S می‌شود، ذوب بخشی رسوبات، در پی افزایش گرادبان زمین گرمایی صورت می‌گیرد. (Nabelek & Liu, 2004) معتقدند گرمای حاصل از برش (Shear-heating)، در طول پهنه‌های برشی در مقیاس پوسته‌ای، فرآیندی است که می‌تواند موجب ذوب‌شدگی صفحات فوقانی مناطق کوه‌زایی برخوردی، جایی که سنگ مادر پلیتی وجود دارد، شود. عدم حضور کانی‌های فشار بالا در سنگ‌های این منطقه، نشان می‌دهد که گرمای حاصل از برش در متاگرایی‌وک‌ها (متاپلیت‌ها)، می‌تواند گرمای لازم را برای تولید ماگمای این توده گرانیتوئیدی فراهم کند (Goswami, 2013). به باور (Whitney, 1988, 1989) تشکیل ماگماهای گرانیتی نوع S از سنگ‌های پلیتی با مقدار معینی آب، در دمای حدود ۷۰۰ تا ۸۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ می‌دهد. از آن‌جاکه این نوع از گرانیت‌ها از ذوب پلیت‌ها و یا پسامیت‌ها در پوسته میانی تا بالایی حاصل می‌شوند و در چنین جایگاه‌هایی دما به اندازه کافی بالا نمی‌رود، انتقال سیال از طریق تکتونیکی، لیتوسفری و چینه‌نگاری صورت می‌گیرد. علاوه بر آن، (Miller et al., 2003) معتقدند که تزریق‌های متوالی ماگماهای مافیک نیز می‌تواند در این مناطق گرمای لازم را مهیا کند، هر چند که وجود آن همیشه لازم نیست. به‌علاوه، ایزوتوپ‌های رادیوژنیک موجود در پوسته غنی از Th, U و K نیز به افزایش دما کمک می‌کنند (Sylvester, 1998). در متاگرایی‌وک‌های سرشار از پلاژیوکلاز و یا در سنگ‌های ماگمایی حد واسط، رخداد ذوب همراه با آزدایی بیوتیت یا آمفیبول، به پیدایش ماگمای فلسیک منجر می‌شود (Springer & Seck, 1997, Patino Douce & Harris, 1998).

بنابراین برای پی بردن به این موضوع از نمودار Ba (ppm) در مقابل Rb/Sr (ppm) (Inger & Harris, 1993) (شکل ۱۵ ب) استفاده شد که چنانکه مشاهده می‌شود تمام واحدها از آزدایی بیوتیت حاصل شده‌اند. قرار گرفتن نمونه‌های توده گرانیتوئیدی استند در نمودارهای (شکل ۱۱) و (شکل ۱۴ ب) و (شکل ۱۵ آ) نشان می‌دهد که این توده نفوذی تنها از ذوب متشکله پوسته و بدون دخالت گوشته تشکیل شده است هر چند که ممکن است مذاب‌های گوشته‌ای، علاوه بر آزدایی میکاها، گرمای ناشی از مناطق برشی، انتقال سیال از طریق تکتونیک و لیتوسفری در تأمین گرمای لازم برای ذوب بخشی رسوبات پوسته‌ای منشأ آن نقش داشته باشند. به نظر می‌رسد با توجه به ترکیب مشابه آنکلاوها با سنگ میزبان، ترکیب کانی‌شناسی یکسان (با بافت ریزدانه‌تر)، وجود حاشیه‌های انجماد سریع بین آنکلاو و سنگ میزبان، اندازه‌ی خیلی بزرگ آنکلاوها و الگوی عناصر نادر خاکی و فرعی مشابه با سنگ میزبان (شکل ۹)، این آنکلاوها حاشیه انجماد سریع توده بوده است که در نتیجه صعود، بخش اصلی ماگما قطعه‌قطعه شده و به صورت آنکلاوهای اتولیتی در توده قرار گرفته است.



شکل ۱۴. ا) نمودار Rb/Sr در برابر Rb/Ba (Sylvester, 1998) برای تعیین نوع سنگ مادر مشارکت کننده در ژنر ماگمای گرانیتوئید استند، ب) نمودار $Al_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$ (wt.%) در برابر $Al_2O_3 / (FeO + MgO + TiO_2)$ (Patiño Douce, 1999b) به منظور تعیین فشار بخار آب حاکم بر ماگمای توده نفوذی بررسی شده، پ، ت) نمودارهای $(Na+K+2Ca)/(Al+Si)$ در برابر Zr (ppm) و $(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$ در برابر Zr (ppm) (Watson & Harrison, 1983) به منظور پی بردن به دمای تشکیل توده گرانیتوئیدی استند. علائم مشابه شکل ۶ است.

Figure 14. a) Rb/Sr versus Rb/Ba diagram (Sylvester, 1998) to determine the type of parent rock contribute to the genesis of Estand granitoid magmas, b) $Al_2O_3 + FeO + MgO + TiO_2$ (Wt.%) versus $Al_2O_3 / (FeO + MgO + TiO_2)$ diagram (Patiño Douce, 1999b) in order to determine the water vapor pressure governing the magma of the studied intrusion mass, c and d) $(Na+K+2Ca)/(Al+Si)$ versus Zr (ppm) and $(Na+K+2Ca)/(Al*Si)$ versus Zr (ppm) diagrams (Watson and Harrison, 1983) in order to find out the temperature of formation of Estand granitoid mass. Symbols as in Figure 6.



شکل ۱۵. ا) نمودار δEu در مقابل $(La/Yb)_N$ (Lu et al., 2019) برای تعیین نوع منبع شرکت کننده در تشکیل ماگمای گرانیتوئید استند، ب) نمودار Ba (ppm) در مقابل Rb/Sr (ppm) (Inger & Harris, 1993) که نشان از نقش آبزدایی بیوتیت در ماگمای گرانیتوئید استند دارد (Bt: (VA) ذوب آبزدایی بیوتیت؛ Ms: (VA) ذوب آبزدایی موسکوویت؛ Ms: (VP) واکنش ذوب موسکوویت). علائم مشابه شکل ۶ است.

Figure 15. a) δEu versus $(La/Yb)_N$ diagram (Lu et al., 2019) to determine the type of participant source involved in the formation of Estand granitoid magma, **b)** Ba (ppm) versus Rb/Sr (ppm) diagram (Inger & Harris, 1993) which shows the role of biotite dehydration melting, Ms: (VA) Muscovite dehydration melting, Ms: (VP) Muscovite melting reaction). Symbols as in Figure 6.

نتیجه‌گیری

توده گرانیتوئیدی استند یکی از توده‌های نفوذی در شرق بلوک لوت است و در مجاورت گسل نه غربی قرار گرفته است. پیرامون این توده را سنگ‌های رسوبی، دگرگونی‌های ناحیه‌ای و مجاورتی در بر گرفته‌اند و شاخه‌هایی از گسل نه غربی کل این مجموعه را قطع و سبب خردشدگی و میلیونیتی‌شدن آنها شده است. تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت (مونزوگرانیت و سینوگرانیت) که از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، میکروکلین، ارتوکلاز، بیوتیت، موسکوویت و گارنت تشکیل شده‌اند، واحدهای مختلف این توده نفوذی را شامل می‌شوند. این توده نفوذی از نوع کالک‌آلکالین پتاسیم بالا، پرآلومینوس و نوع S است که از یک منشأ متاگری وکی فقیر از رس و سرشار از پلاژیوکلاز حاصل شده است. روند نمونه‌ها در نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی به‌هنگار شده با کندریت و گوشته اولیه بیان‌گر رابطه ژنتیکی نمونه‌ها با هم، منشأ مشترک آنها و نقش و دخالت پوسته در تکوین آن دارد. گرانیتوئید استند در یک محیط زمین‌ساختی پسابروردی شکل گرفته است. نمودارهای تعیین منشأ، متشکله پوسته بالایی را برای منشأ این توده گرانیتوئیدی پیشنهاد می‌دهند و نقش گوشته در تکوین و شکل‌گیری آن را رد می‌کنند. آبزدایی بیوتیت و احتمالاً گرمای ناشی از مناطق برشی و برخوردی می‌توانسته در ذوب رسوبات منشأ آن دخیل باشد. توده گرانیتوئیدی استند در دمای $750-800^{\circ}C$ و آنکلاوهای آن در دمای $830-850^{\circ}C$ حاصل شده‌اند و فشار بخار آب نیز برای توده گرانیتوئیدی و آنکلاوهای آن $5 \text{ kbar} \leq$ است.

منابع

۱. ارجمندزاده، ر.، کریم پور، م. ح.، مظاهری، س. ا.، سانتوز، ژ. ف.، مدینا، ج.، همام، س. م.، " فرورانش دوسویه نامتقارن، نظریه جدید در مورد محیط تکتونوماگمایی و متالوژنی بلوک لوت، شرق ایران"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی ۳ (۱۳۹۰) ۱۷-۳۰.
۲. افتخارنژاد، ج.، "تفکیک بخش‌های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت، شماره ۸۲ (۱۳۵۹) ۱۹-۲۸.

۳. آقاباتی، ع.، "زمین‌شناسی ایران"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۳) ۵۸۶.
۴. بیابانگرد، ح.، نجف زاده خواجهویی، م.، احمدی، ع.، "کانی‌شناسی، ژئوشیمی و خاستگاه سنگ‌های نفوذی و خروجی چهارفرسخ، خاور پهنه لوت"، مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، سال بیست و چهارم، شماره سوم (۱۳۹۵) ۵۱۵-۵۳۰.
۵. سامانی، ب.، اشتری، ش.، "تکوین زمین‌شناسی ناحیه سیستان و بلوچستان"، فصلنامه علوم زمین، شماره ۴، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۷۱).
۶. طولایی نژاد، ع.، احمدی خلجی، ا.، بیابانگرد، ح.، "سنگ‌شناسی و منشأ توده گرینیتوئیدی قله ریگ، جنوب باختری نهبندان، خاور ایران"، مجله یافته‌های نوین زمین‌شناسی کاربردی، دوره ۱۰، شماره ۱۹ (۱۳۹۵) ۸۰-۹۱.
۷. فتوحی راد، غ.، "پترولوژی و ژئوشیمی افیولیت‌های دگرگون شده شرق بیرجند"، رساله دکترا، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۳).
۸. مرادی نقدر، م.، کریم‌پور، م.ح.، لنگ، ف.ج.، استرن، چ.، "ژئوشیمی ایزوتوپ‌های Rb-Sr و Sm-Nd، سن‌سنجی زیرکن U-Pb و پتروژنز باتولیت گرانودیوریتی-گرانیتی نجم‌آباد، گناباد"، مجله زمین‌شناسی اقتصادی، شماره ۲، (جلد ۳) (۱۳۹۰) ۱۲۷-۱۴۵.
۹. میری بیدختی، ر.، کریم‌پور، م.ح.، مظاهری، س.ا.، "پترولوژی و جایگاه تکتونوماگمایی توده‌های گرانیتوئیدی ماهور، جنوب غرب نهبندان"، مجله پترولوژی، سال پنجم، شماره نوزدهم (۱۳۹۳) ۱۲۳-۱۳۸.
۱۰. نادری میقان، ن.، اکرمی، م.ع.، "نقشه زمین‌شناسی چاه داشی، مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۳۸۵).
۱۱. یوسف‌زاده، م.ح.، "پتروگرافی، ژئوشیمی و پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی ترشیری منطقه بیرجند-خوسف با نگرشی ویژه بر برونوم‌های موجود در آن"، رساله دکترا، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۸) ۲۸۶.
۱۲. یونسی، س.، حسین‌زاده، م.ر.، موید، م.، مقصودی، ع.، "بررسی زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و پتروژنز سنگ‌های آذرین محدوده معدنی-اکتشافی ماهور، باختر ده‌سلم، با نگرشی بر جایگاه تکتونوماگمایی لوت"، مجله علوم زمین، سال بیست و پنجم، شماره ۱۰۰ (۱۳۹۵) ۱۷۹-۱۹۸.
13. Abdollah S. A., Said A. A., Visona D., "New geochemical and petrographic data on the gabbro syenite suite between Hargeysa and Berbera shikh (north Somalia)", *Journal of African Earth sciences*, 23 (1998) 363-373.
14. Altherr R., Henes-Klaiber U., Hegner E., Satir M., Langer C., "Plutonism in the Variscan Odenwald (Germany): From subduction to collision", *International Journal of Earth Sciences*, 88 (1999) 422-443.
15. Arjmandzadeh R., Santos S. A., "Sr-Nd isotope geochemistry and tectonomagmatic setting of the Dehsalm Cu-Mo porphyry mineralizing intrusives from Lut Block, eastern Iran", *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)*, 103 (2014) 123-140.
16. Aubouin J., Le Pichon X., and Monin A.S., "Evolution of the Tethys, part II: Maps", *Tectonophysics*, 123 (1986) 1-9.
17. Bacon C.R., Druitt T.H., "Compositional evolution of the zoned calc-alkaline magma chamber of Mount Mazama, Crater Lake, Oregon", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (2) (1988) 224-256.
18. Bagheri B., Stampfli G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications", *Tectonophysics*, 451 (2008) 123-155.

19. Barbarin B., "A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments", *Lithos*, 46 (3) (1999) 605-626.
20. Barker F., "Trondhjemites, dacites and related rocks", Elsevier, Amsterdam, (1979) 659 p.
21. Barker D. S., "Igneous Rocks", Prentice-Hall, New Jersey, (1983) 417.
22. Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences*, 18 (1981) 210-265.
23. Brown G. C., Thorpe R. S., Webb P. C., "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources", *Journal of the Geological Society*, 141 (3) (1984) 413-426.
24. Bullen T. D., Clynne M. A., "Trace element and isotopic constraints on magmatic evolution at Lassen volcanic center", *Journal of Geophysical Research*, 95 (B12) (1990) 19671-19691.
25. Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the sisthan suture zone, eastern Iran", *Lithos*, (1982).
26. Chappell B. W., "Aluminium saturation in I and S type granites and the characterization of fractionated haplogranites", *Lithos*, 46 (1999) 535-551.
27. Chappel B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite types", *Pacific Geology*, 8 (2) (1974) 173-174.
28. Chappell B. W., White A. J. R., "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Transactions of the royal society of Edinburgh: Earth Sciences*, 83 (1-2) (1992) 1-26.
29. Chappel B. W., White A. J. R., "Two contrasting granite types, 25 years later", *Australian Journal of Earth Sciences*, 48 (4) (2001) 489- 499.
30. Chen B., Jahn B. M., Ye K., Liu J. B., "Cogenetic relationship of the Yangkou gabbro-to-granite unit, Su-Lu terrane, eastern China, and implications for UHP metamorphism", *Journal of the Geological Society* 159 (4) (2002) 457-467.
31. Cheng H. C., Shan H. C., Hue H. H., Chang H. C., "Petrology and geochemistry of neogene continental basaltic and related rocks in Northern Taiwan", *Western Pacific earth sciences* 1, (2001) 19-46.
32. Clarke D. B., "Granitoid Rocks", Chapman and Hall, London, (1992) 283.
33. Clemens J. D., Stevens G., Farina F., "The enigmatic sources of I-type granites: The peritectic connexion", *Lithos*, 126 (2011) 174-181.
34. Collins W. J., Richards S. W., "Geodynamic significance of S-type granites in circum Pacific orogens", *Geology*, 36 (7) (2008) 559-562.
35. Crawford A. R., "Iran continental drift and plate tectonics", 24th International Geological Congress, Montreal, Sect, 3 (1972) 106-112.
36. Dercourt J., Zonenshain L. P., Ricou L. E., Kazmin V. G., Le Pichon X., Knipper A. L., Grandjacquet C., Sbertshikov I. M., Geysant J., Lepvrier C., Pechersky D. H., Boulin J., Sibuet J. C., Savostin L. A., Sorokhtin O., Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Biju-

- Duval B., "Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias", *Tectonophysics*, 123 (1-4) (1986) 241-315.
37. Doglioni C., Tonarini S., Innocenti F., "Mantle wedge asymmetries and geochemical signatures along W- and E-NE directed subduction zones", *Lithos*, 113 (2009) 179-189.
38. Dostal J., Church B. N., Reynolds P. H., Hopkinson L., "Eocene volcanism in the Buck Creek basin, central British Columbia (Canada): transition from arc to extensional volcanism", *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 170 (1-3) (2001) 149-170.
39. Eggins S., Hensen B. J., "Evolution of mantle-derived, augite-hypersthene granodiorites by crystal-liquid fractionation: Barrington Tops batholith, eastern Australia", *Lithos*, 20 (4) (1987) 295-310.
40. Esmaeily D., Ne'de'lec A., Valizadeh M.V., Moore F., Cotton J., "Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization", *Journal of Asian Earth Sciences*, 25 (2005) 961-980.
41. Frost B. R., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus S. R. J., Ellis D. J., Frost C. D., "geochemical classification for granitic rocks", *Journal of Petrology*, 42 (2001) 2001-2033.
42. Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics" Berlin, Springer, (1981) 412.
43. Gill R., "Igneous rocks and processes", Wiley-Blackwell, (2010) 480.
44. Goswami T. K., "Geodynamic significance of leucogranite intrusions in the Lohit batholith near Walong, eastern Arunachal Pradesh, India", *Research Communications* 104 (2013) 229-234.
45. Gou Z., Wilson M., "The Himalayan leucogranites: Constraints on the nature of their crustal source region and geodynamic setting", *Gondwana Research*, 22 (2012) 360-376.
46. Harris C., "The petrology of lavas and associated plutonic inclusions of Ascension Island", *Journal of Petrology*, 24 (4) (1983) 424-470.
47. Harris N. B. W., Duyverman H. J., Almand D.C., "The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan", *Journal of geological society of London*, 140 (1983) 245-256.
48. Harris N., Inger S., Massey J., "The role of fluids in the formation of High Himalayan leucogranites, In: M. P. Searle and P. J. Treloar (Eds.), *Himalayan tectonics*", Geological Society of London, Special Publications, 74 (1993) 391-400.
49. Harris N. B., Pearce J. A., Tindle A. G., "Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision tectonics* (Eds. Coward, M. P. and Reis, A. C.)", Geological Society, London, Special Publications, 19 (1) (1986) 67-81.
50. Hildreth W., Moorbath S., "Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98 (4) (1988) 455-489.
51. Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M., White W.M., "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution". *Earth and Planetary Science Letters*, 79(1-2) (1986) 33-45.

52. Inger, S., Harris, N., "Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya", *Journal of Petrology* 34 (2) (1993) 345-368.
53. Joron J. L., Treuil M., "Utilisation des proprietes des elements fortement hygromagmatophiles pour l'etude de la composition chimique et de l'eterogeneite du manteau", *Bulletin de La Societe Geologique France*, 19 (1977) 1197-1205.
54. Jung D., Keller J., Khorasani R., Marcks Chr., Baumann A., and Horn P., "Petrology of the Tertiary magmatic activity the northern Lut area, East of Iran". Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran, 51 (1983) 285-336.
55. Juteau T., Maury R., "Geologie de la Croute Oceanique", *Petrologie et Dynamique Endogenes*, (1997) 569.
56. Karimpour M. H., Farmer L., Ashouri C. Saadat S., "Major, Trace and REE geochemistry of Paleo-Tethys collision-related granitoids from Mashhad, Iran", *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, (17) 2 (2006) 127-145.
57. Koepke J., Berndt J., Feig S. T., Holtz F., "The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 153 (2007) 67-84.
58. Kuster D., Harms U., "Post-collisional potassic granitoids from the southern and northwestern parts of the Late Neoproterozoic East African Orogen: A review", *Lithos*, 45 (1 4) (1998) 177-195.
59. Lin L. N., Xiao W., Wan B., Windley B. F., Ao S., Han C., Feng J., Zhang J. E., Zhang Z., "Geochronologic and geochemical evidence for persistence of south-dipping subduction to late Permian time, langshan area, Inner Mongolia (China): Significance for termination of accretionary orogenesis in the southern Altaids", *American Journal of Science*, 314 (2) (2014) 679-703.
60. Lu S. F., Zhu X. Q., Li X. F., "Geochronology and geochemistry of the five magmatic rocks in the Ningzhen region, China", *Acta Geochemica*, 38 (2) (2019) 241-261.
61. Mahmoudi S., Masoudi F., Corfu F., Mehrabi B., "Magmatic and metamorphic history of the Deh-Salm metamorphic Complex, Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology", *International Journal of Earth Sciences*, 99 (2010) 11153-11165.
62. Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma/igneous rock system: Earth-Science Reviews", 37 (1994) 215-224.
63. Miller C, F., McDowell S, M., Mapes, R. W., "Hot and cold granites? Implications of zircon saturation and preservation of inheritance", *Geology*, 31 (2003) 529-532.
64. Nabelek P. I., Liu M., "Petrologic and thermal constraints on the origin of leucogranites in collisional orogens", *Earth Sciences*, 95 (2004) 73-85.
65. Nagudi B., Koeberal C., Kurat G., "Petrography and geochemistry of the singo granite, Uganda", *Journal of African Earth Sciences*, 36 (2003) 73-87.

66. Nakamura N., "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38 (1974) 757-775.
67. Pang K. N., Chung S., Zarrinkoub M. H., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H., Chu C., Lee H., Lo C., "Eocene-Oligocene post-collisional magmatism in the Lut-Sistan region, eastern Iran: Magma genesis and tectonic implications", *Lithos*, 180-181 (2013) 234-251.
68. Patino Douce A. E., "What do experiment tell us about the relative contribution of crust and mantle to the origin of granitic magmas? In: Castro, A., Fernandez, C., Vigneres se, J.L. (Eds.), *Understanding granite: Intergrating new and classic techniques*", Geological Society, London, Special Publications, 168 (1999a) 55-75.
69. Patiño Douce A. E., "Amphibolite to granulite transition in aluminous greywackes from the Sierra de Comechingones, Córdoba, Argentina", *Journal of Metamorphic Geology*, 17 (4) (1999b) 415-434.
70. Patino Douce A. E., Harris N., "Experimental constraints on Himalayan anatexis", *Journl of Petrology*, 39 (1998) 689-710.
71. Peccerillo A., Taylor S. R., "Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area (northern Turkey)", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58 (1976) 63-81.
72. Roberts M. P., Clemens J. D., "Origin of high-potassium, Calc-alkaline, I-type granitoids", *Geology*, 21 (9) (1993) 825-828.
73. Rollinson H. R., "Using geochemical data: Evaluation, presentation and interpretation", Longman Group UK Ltd., London, UK, (1993) 352.
74. Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean", *Lithos*, 117 (2010) 209-228.
75. Saidi A., Brunet M. F., Ricou I. E., "Continental accretion of the Iran Block to the Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves", *Geodinamica Acta*, (10) 5 (1997) 189-208.
76. Saleh G. M., El-Nisr S. A., "Tow mica granites, southeastern Desert, Egypt: Geochemistry and spectrometric prospecting", *Journal of Geology and Earth Sciences*, 1(2) (2013) 23-42.
77. Sengor A. M. C., Natalin B. A., "Paleotectonics of Asia: Fragment of a synthesis. In: An, Y., Harrison, T. M. (Eds.), *The Tectonic evolution of Asia*", Cambridge University Press, Cambridge (1996) 486-640.
78. Shand S. J., "The eruptive rocks", 2nd edn. New York: John Wiley, (1943) 444.
79. Shang C. K., Satir M., Siebel W., Nasifa E. N., Taubuld H., Liegeoise J. P., Tchoua F. M., "TTG magmatism in the Congo craton: A view from major and trace element geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd systematics: Case of the Sangmelima region, Ntem complex, southern Cameroon", *Journal of African Earth Sciences*, 40 (1-2) (2004) 61-79.

80. Springer W. S., Seck H. A., "Partial fusion of basaltic granulites at 5-15 kbar: Implications for the origin of TTG magmas", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 127 (1997) 30-45.
81. Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones", *Earth and Planetary Science Letters*, 196 (2002) 17-33.
82. Strekeisen A., "To each plutonic rock, its proper name", *Earth-Science Reviews*, 12 (1976) 1-33.
83. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes", (Eds. Saunders, A. S. and Norry, M. J.) *Geological Society, London, UK, Special Publication*, 42 (1989) 313-345.
84. Sylvester P.J., "Post-collisional strongly peraluminous granites" *Lithos*, 45 (1998) 29-44.
85. Tarkian M., Lotfi M., and Baumann A., "Tectonic, magmatism and the formation of mineral deposits in the central Lut, east Iran", *Ministry of mines and metals, GSI, geodynamic project (geotraverse) in Iran*, 51(1983) 357-383.
86. Taylor S, R., McLennan S, M., "The continental crust: Its composition and evolution", *Blackwell Scientific Publication, Carlton*, (1985) 312.
87. Temel A., Gondogu M. N., Gourgaud A., "Petrological and geochemical characteristics of Cenozoic high-K calcalkaline volcanism in Konya (Central Antolia)", *Volcanology and Geothermal Research*, 85 (1998) 327-357.
88. Tepper J. H., Nelson B. K., Bergantz G. W., Irving A. J., "Petrology of the Chilliwack batholith, north Cascade, Washington: Generation of calc-alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 113 (3) (1993) 333-351.
89. Thieblemont D., Tegye M., "Geochemical discrimination of differentiated magmatic rocks attesting for the variable origin and tectonic setting of calc-alkaline magmas", *Comptes Rendus De L Academie Des sciences Serie II*, 319 (1994) 87-94.
90. Thompson R. N., "Magmatism of the British Tertiary volcanic province", *Scottish Journal of Geology*, 18 (1982) 49-107.
91. Thuy N. T. B., Satir M., Siebel W., Vennemann T., Long T. V., "Geochemical and isotopic constrains on the petrogenesis of granitoids from the Dalat zone, southern Vietnam", *Journal of Asian Earth Sciences*, 23 (2004) 467-482.
92. Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The sistan suture zone of eastern Iran", *Geol. Soc. Am. Bull*, 94 (1983) 134-156.
93. Verdel C., "Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism II. Ediacaran stratigraphy of the north American Cordillera: New observations from eastern California and northern Utah", (2009).

94. Verdel C., Wernicke B. P., Hassanzadeh J., Guest B., " A Paleogene extensional arc flare-up in Iran", *Tectonics* 30 (2011).
95. Vigneresse J. L., "A new paradigm for granite generation", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 95 (1-2) (2005) 11-22.
96. Watson E. B., Harrison T. M., "Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types", *Earth and Planetary Science Letters*, 64(2) (1983) 295-304.
97. Weill D. F., Drake M. J., "Europium anomaly in plagioclase feldspar: Experimental results and semiquantitative model", *Science* 180 (2003) 1059-1060.
98. Westphal M., Bazhenov M. L., Lauer J. P., Pechersky D. M., Sibuet J. C., "Paleomagnetic implications on the evolution of the Tethys belt from the Atlantic ocean to the Pamirs since the Triassic", *Tectonophysics*, 123 (1986) 37-82.
99. Whitney J, A., "The origin of granites: The role and source of water in the evolution of granitic magmas", *Geological Society of America, Bulletin* 100 (1988) 1886-1897.
100. Whitney J, A., "origin and evolution of silicic magmas", In: Whitney, J, A and Nalder A, J., eds. *Reviews in Economic Geology*, 4 (1989) 183-201.
101. Wilson, M., "Igneous Petrogenesis: Unwin Hyman press". London, (1989).
102. Winter J., "Principle of igneous and metamorphic petrology", Pearson new international edition, Upper. Saddle River, New Jersey (2011).
103. Zarrinkoub M. H., Pang K. N., Chung S., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H., Lee H., "Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran", *Lithos*, 154 (2012) 392-405.
104. Zorpi M, J., Coulon C., Orsini J, B., Cocirta C., "Magma mingling, zoning and emplacement in calc alkaline granitoid plutons", *Tectonophysics*, 157 (1989) 315-329.

Petrology, Geochemistry and Tectono-Magmatic Setting of Estand Granitoid, Southwest of Birjand, East of Lut block

Ebadolah Toulabi Nejad¹, Ahmad Ahmadi Khalaji^{*1}, Mohammad Ebrahimi²,
Habib Biabangard³, Rasoul Esmaeili^{2,4}

1. Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Lorestan University
2. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Zanjan
3. Department of Geology, Faculty of Sciences, University of Sistan and Baluchestan
4. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, China

Extended Abstract

(Paper pages 161-190)

Introduction

The Estand granitoid pluton is located in the southwest of Birjand, in the eastern edge of the Lut block, it is located near the Neh Western fault, and branches of this fault have cut off this pluton and the surrounding rocks. According to (Westphal et al., 1986; Bagheri and Stamphi, 2008) Lut block probably during the Tertiary, compared to its current position, due to the India - Afghanistan collision with Eurasia had a rotation of 30-90 degrees anti-clockwise. Thus, the present eastern border of the Lut Block represents its southern border in Mesozoic era, which was parallel to the active margin where the Neo-Tethys was beginning to be subducted during the Mesozoic (Dercourt et al., 1986). Extensive magmatic activity in this block began in the Jurassic and has reached its peak in Tertiary, including the Tertiary volcanic-intrusion rocks (Eocene-Oligocene), which cover a width of 300 × 400 km (Pang et al., 2013).

Important granitoid intrusions, especially in the east of Lut block, have outcrops, among them, can represent to Shah Kuh (Esmaeily et al., 2005), Dehsalam (Arjmandzadeh and Santos, 2014), Chahar Farsakh (Biabangard et al., 2016), Ghale-rig (Toulabi Nejad et al., 2016) and Mahour (Miri Beidakhti et al., 2014). Considering the location of granitoid massifs with middle Jurassic age such as Estand (Naderi Miqan and Akrami, 2006), Najmabad (Moradi Naghandar et al., 2011), Sorkh Kuh (Jung et al., 1983) and Shah Kuh (Esmaeily et al., 2005) in the east of Lut block, and according to (Westphal et al., 1986; Bagheri and Stamphi, 2008, Mahmoudi et al., 2010), during Jurassic period. These granitoid intrusions were formed under the Lut block by subduction of Neo-Tethys and due to the India-Afghanistan collision with Eurasia during tertiary period. They have experienced an anti-clockwise rotation and are in the current position.

The Estand Granitoid as one of the extruded granitoid masses in the west of the Neh-Western fault, is located in the closest point to the border between Lut block and Sistan suture zone and in the east of Lut block, and nearby granitoids include Shah Kuh (in the northwest), Chahar Farsakh (in the northeast), Ghale-Rig (in the south), Malek Chah Rouii and Dehsalam (in the southwest). This paper has studied granitoid masses from the perspectives of petrology, geochemistry, tectonic environment, origin and temperature-barometry using rock chemistry.

Summary of petrography and geological settings

The Estand granitoid mass has penetrated into the shale and sandstone assemblages of Shemshak and turned them into metamorphic sandstones and hornfels. In the southern margin of the Estand granitoid mass, the tonalite mass is protruding inside the sedimentary assemblages, which is higher than the northern Estand granitoid mass.

In this intrusion mass, two types of igneous and metapelite enclaves are observed, which are much more in the marginal parts of the pluton than in the central parts. Igneous enclaves have a combination of biotite granodiorite with granular texture and are usually rounded, lenticular, layered, and elongated in sizes from several centimeters to several meters. Metapelite enclaves are composed of sedimentary rocks (shale and sandstones of Shemshak Formation) and have been altered and are often found in sizes less than one centimeter to tens of centimeters in the Estand granitoid mass and compared to igneous enclaves, they are much smaller in size and less frequent.

The contact metamorphic rocks (hornfels and metamorphic sandstones) are exposed to the east and south of the Estand granitoid and are easily distinguishable from the Estand granitoid by their dark color and dense, fine-grained texture. The boundary between them is quite clear. According to petrographic studies (based on the modal classification in the QAP diagram (Streckeisen, 1976)), the lithological composition of the main units of the Estand granitoid includes tonalite, granodiorite and granite (monzogranite and synogranite) and its minerals are quartz, plagioclase, microcline, orthoclase, biotite, muscovite and garnet. Tonalities are seen in two forms: biotite tonalite and mylonitization tonalite.

Material and methods

In order to study the lithological and geochemical studies on the rocks of the Estand granitoid mass and its enclaves, after microscopic studies, 11 samples (9 samples of the mass and 2 samples of its enclaves) were selected from the best and healthiest ones and sent to the Institute of Geology and Geophysics, Chinese Academy of Sciences (IGG-CAS) for XRF and ICP-MS analyzes. The rock chips were pulverized in an agate mill. The major elements composition was measured on the fused glass disks using Phillips PW 1500 X-ray fluorescence (XRF) spectrometer. The concentration of trace elements was analyzed by inductively coupled plasma mass spectrometry (ICP-MS) (VG-PQII) at the IGG-CAS. The sample powders were decomposed in a mixture of distilled HF-HNO₃ in Savillex Teflon beakers for 6 days at 120 °C. Then, the solutions were dried and the remains dissolved in 50 ml 1 percent HNO₃ for ICP-MS analysis (Lin et al., 2014). Indium was used as an internal standard for the correction of matrix effects and instrumental drift.

Results and discussion

In geochemical classification diagram (Middlemost, 1994), these rocks are in the range of granodiorite, monzogranite and synogranite. In the Na₂O+K₂O-Al₂O₃-CaO three-variable diagram, which is used to separate peraluminous, metaluminous and peralkaline granites from each other in terms of molar values (Gill, 2010), the Estand granitoid samples are in the range of peraluminous granites, and in the magmatic series determination diagram using the potassium index (Peccerillo and Taylor, 1976), the samples are in the range of high potassium calc-alkaline.

In order to identify the type of rocks that form the Estand granitoid mass, the SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ diagram (Frost et al., 2001) was used, which according to this diagram, all Estand granitoid samples are in the range of S-type granites. Also, in the $(\text{Fe}+\text{Mg})$ versus Zr (ppm) diagram (Clemens et al., 2011), all Estand granitoid samples are in the composite range of S-type granitoids. In order to find out the constituent origin of this intrusion mass, $\text{Al}_2\text{O}_3+\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{TiO}_2$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t+\text{MgO}+\text{TiO}_2)$ (Patiño Douce, 1999a) and $\text{CaO}/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{FeO}_t+\text{MgO})$ (Altherr et al., 1999) diagrams were used, that regard to these diagrams, the rocks forming this granitoid mass were obtained by partial melting of metagreywackes.

A very similar trend in diagrams showing the changes pattern in rare earth elements (Nakamura, 1974), primitive mantle-normalized spider diagrams (Sun and McDonough, 1989) and chondrite-normalized spider diagram (Thompson, 1982) can be representative of a genetic relationship between them and a common origin (Chen et al., 2002). The changes pattern diagrams of chondrite-normalized rare earth elements (Nakamura, 1974) indicate the enrichment of these rocks by LREEs relative to HREEs. In the primitive mantle-normalized spider diagrams (Sun and McDonough, 1989) and chondrite-normalized spider diagrams (Thompson, 1982), Estand granitoid-forming rocks are enrichment with Rb, Th, U, K, La and Pb and depletion of Nb, Sr, P, Ti and Zr.

In the $\text{Rb}/30\text{-Hf-Ta}^*3$ diagram (Hariss et al., 1986), most of the studied samples are in the range of post collisional granites. In the Zr versus Nb_N/Zr_N diagram (Thiéblemont and Tégéy, 1994), all samples are within the range of post-collisional granites too. Therefore, SiO_2 versus $\log[\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})]$ and Y versus Rb/Zr diagrams (Brown et al., 1984) were used to determine the type of arc maturity, which show that the constituent units of this pluton are formed in a normal arc-continental collision.

In order to distinguish crustal and mantle origin in the formation of Estand granitoid magmas, the Nb versus Nb/U and Ce versus Ce/Pb (Sun and McDonough, 1989), $(\text{La}/\text{Sm})_N$ versus Nb/U (ppm) (Hofman et al., 1986) and the Th/Ta versus La/Yb (Wilson, 1989) diagrams were used to show that the upper crust plays an effective role in the formation of this pluton. In La (ppm) versus La/Sm (ppm) (Cheng et al., 2001), Zr versus Y (Abdolah et al., 2001), SiO_2 versus TiO_2 (Koepke et al., 2007) and MgO versus FeO^t (Zorpi et al., 1989) diagrams which are used to determine the role of partial melting or fractional crystallization processes, all studied samples are in the range of partial melting.

The diagram of (Patiño Douce, 1999b), which was used to determine the depth of formation and pressure of the Estand granitoid mass, shows the formation of this pluton at a water vapor pressure of ≥ 5 kbar. Diagrams used to characterize the formation temperature of the studied granitoid mass were $(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})/(\text{Al}+\text{Si})$ versus Zr (ppm) and $(\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca})/(\text{Al}^*\text{Si})$ versus Zr (ppm) (Watson and Harrison, 1983). The temperatures obtained from these diagrams are calculated in the range of 750 to 800 °C for granitoid mass and 830 to 850 °C for its enclave.

The Rb/Sr versus Rb/Ba diagram (Sylvester, 1998) shows a plagioclase - rich and a clay - poor source for Estand granitoid mass. The δEu versus $(\text{La}/\text{Yb})_N$ diagram (Lu et al., 2019) shows the role of the crust without involvement of the mantle in the formation of Estand

granitoid magma. Also, the Ba (ppm) versus Rb/Sr (ppm) diagram (Inger and Harris, 1993) shows that all Estand granitoid units are derived by biotite dehydration.

Conclusion

- Tonalite, granodiorite and granite (monzogranite and synogranite), which are composed of quartz, plagioclase, microcline, orthoclase, biotite, muscovite and garnet minerals, are different units of Estand granitoid mass.
- This pluton is calc-alkaline with high potassium, peraluminous and S type, which is reached from a origin of clay-poor and plagioclase-rich metagreywacke.
- The trend of the samples in the primitive mantle and chondrite normalized spider and rare earth elements diagrams indicate the genetic relationship of the samples with each other, their common origin and the role and involvement of the crust in its development.
- The Estand granitoid is formed in a post-collisional tectonic setting.
- The origin determination diagrams, suggest the formation of an upper crust for the origin of this granitoid mass and decline the role of the mantle in its development and formation.
- Dehydration of biotite and possibly heat from shear and impact zones could have been involved in the melting of the source sediments.
- The Estand granitoid mass was obtained at a temperature of 750-800 °C and its enclaves were obtained at a temperature of 830-850 °C and the water vapor pressure for the granitoid mass and its enclaves was ≥ 5 kbar.

Keywords: S type granitoid, post-collisional setting, Estand granitoid, Birjand, Lut Block.

*Corresponding Author: ahmadikhalaj.a@lu.ac.ir