پتـــــرولوژی، سال اول، شماره چهارم، زمستان ۱۳۸۹، صفحه ۴۹- ۶۶
تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۹/۲۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۱۰/۲۵

تیپولوژی و جایگاه تکتونیکی گرانیتوییید قروه (غرب ایران، کردستان)

اشرف ترکیان *
گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

توده‌های نفوذی گرانیتوییدی جنوب قروه (کردستان) که در سنگ‌های دگرگونهٔ متأثر از کوهزایی سیمرین نفوذ کرده‌اند، در ۸۰ کیلومتری شمال‌غرب همدان قرار دارند. آنها عمدتاً گرانودیوریت و گرانیت هستند و به میزان کمتری با دیوریت و گابرو همراه می‌شوند. ویژگی‌های صحرایی (برای مثال عدم حضور میگماتیت)، و نیز چندین ویژگی پتروگرافی و ژئوشیمیایی، شامل: حضور کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیک، هورنبلند منیزیم‌دار و فقدان کانی‌های سرشار از آلومینیوم (کروندوم و مسکوویت)، ضریب اشباعی آلومینا (ASI<۱)، مقدار مولی Na+K کمتر از مقدار مولی Al، نسبت Na_2O+K_2O- CaO در مقابل SiO_2، کاهش روند اکسید فسفر در نمودار هارکر و همچنین، برخورداری از سدیم و کلسیم بالا گویای ترکیب I ماگمای مادر است. به‌منظور تعیین محیط تکتونیکی نمودارهای سه جزیی Rb/10-Hf-Ta*3 وTh/Yb در مقابلLa/Yb و Yb در مقابل Th/Ta، نمودار عنکبوتی و نیز نمودارهای متمایز کنندهٔ محیط‌های تکتونیکی، استفاده شد. با استفاده از روش Agrawall مشخص شده است که گرانیتوییید مورد مطالعه به‌علت برخورداری از مقادیر R مثبت به گرانیتوییدهای کوهزایی تعلق دارد. به‌طور کلی، نمونه‌های مورد مطالعه منعکس‌کنندهٔ رژیم تکتونیکی مرتبط با قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای هستند و مشابهت این گرانیتوییید را با گرانیتوییدهای مراحل انتهایی کوهزایی نشان می‌دهند. بررسی سرگذشت و رژیم تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان و سن باتولیت‌های گرانیتوییدی این پهنه، تأیید می‌کند که گرانیتوییید مورد مطالعه فرآوردهٔ مراحل پایانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوستهٔ قاره‌ای ایران مرکزی است.

واژه‌های کلیدی: حاشیه فعال قاره‌ای، قروه (کردستان)، قوس آتشفشانی، گرانیت نوع I، کالک‌آلکالن

مقدمه

پهنه سنندج-سیرجان بر اساس عملکرد فازهای مهم کوهزایی، به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم شده است. بخش شمالی آن که متأثر از فازهای کوهزایی سیمرین و کرتاسه پایانی است، تراف همدان- ارومیه Eftekharnejad (۱۹۸۴) نام گرفته و توده‌های نفوذی متعددی، از جمله: الوند (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۵)، بروجرد Masoudi (۱۹۹۷)، احمدی‌خلجی، (۱۳۸۵)، آستانه اراک (طهماسبی و همکاران، ۱۳۸۹)، قروه (ترکیان، ۱۳۸۷، Torkian و همکاران، ۲۰۰۸) و سقز (Sepahi and Athari, 2006) را در خود جای داده است.

به‌علاوه، در طی فعالیت این فازها متحمل دگرگونی ناحیه‌ای نیز شده و سنگ‌های به‌جا مانده از این وقایع،

* a-torkian@basu.ac.ir

Archive of SID
www.SID.ir

درجـات متغیـری از رخسـاره‌هـای شیسـت سـبز تـا آمفیبولیت را نشان می‌دهند (Sabzehei, 1974). شرایط خاص تکتونوماگمایی حـاکم بـر ایـن پهنـهٔ دگرگـونی- ماگمایی، سبب تشکیل و پیدایش نفوذی‌های زنجیره‌ای مذکور با آفینیتی‌هـای کالـک‌آلکـالن، تـولییتی و حتـی آلکالن شده که منعکس‌کننده مراحل مختلف جایگزینی و منشأهای گوناگون آنهاست.

مطالعات متقدمان نشان داده که هر یک از تـوده‌هـا در تیپ‌های مختلف S، I و یا A قرار دارند، به‌عـلاوه، در محیط‌های تکتونیکی متفاوتی جایگزین شده‌اند. باتولیت الوند نوع S (پالین‌ژنتیک) و به گرانیتوییدهای کـوهزایی از نوع قوس- قـاره‌ای تعلـق دارد (ولـی‌زاده و صـادقیان، ۱۳۷۵). احمـــدی‌خلجـــی (۱۳۸۵) گرانودیوریـــت- کوارتزدیوریت بروجرد را گرانیتوییدهای نوع I مرتبط بـا قوس آتشفشانی یک حاشیه فعال قاره‌ای قلمداد نمـوده، حال آن‌کـه گرانیتوییـدهایی بـا ترکیـب مونزوگرانیـت- گرانودیوریت و تونالیت این منطقه را Masoudi (۱۹۹۷) و Masoudi و همکـاران (۲۰۰۲) نـوع S و متعلـق بـه همزمان با تصادم تا پس از کوهزایی دانسته‌اند.

طهماسبی و همکاران (۱۳۸۹) توده نفـوذی آسـتانه اراک را نـوع I تشـخیص داده، تشـکیل آن را متأثـر از فعالیت‌های تکتـونیکی در محـیط فـرورانش مـی‌داننـد. Sepahi و Athari (۲۰۰۶) در سقز از دو نوع گرانیتویید G_1 و G_2 به ترتیب نوع A و I کـه در قـوس آتشفشـانی جایگزین شده‌اند، یاد می‌کنند. با این اوصاف باید یـادآور شد که بررسی ژنز و جای‌گیری این مجموعه‌های نفوذی در درک ژئودینامیک پهنه سنندج-سـیرجان از اهمیـت بسزایی برخوردار است.

مقاله حاضر که بر پایه مشاهدات صحرایی، مطالعـات پتروگرافی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی استوار است، علاوه بـر تعیـین سرشـت و تیپولـوژی ماگمـای واحـدهای گرانیتوییـــدی مجموعـــه پلوتونیـــک قـــروه، محـــیط تکتونوماگمایی آن را نیز مشخص می‌کند. نتایج حاصـل می‌تواند در تبیین فرایندهای موثر بر ژنـز و نیـز تکامـل ساختاری پهنه سنندج-سیرجان در منطقه تحت پوشش این مقاله مؤثر واقع شود.

زمین‌شناسی منطقه

منطقـهٔ مـورد مطالعـه بـا گسـتره‌ای حـدود ۲۵ کیلومترمربع در مختصـات جغرافیـایی ´۴۲ °۴۷ تـا ° ۴۸ طول شـرقی و ´۵۰ °۳۴ تـا ´۱۰ °۳۵ عـرض شـمالی قـرار دارد. مجموعه پلوتونیک جنوب قـروه، بـا رونـد عمـومی شمال‌غرب- جنوب‌شرق، مشتمل بر سنگ‌هـای نفـوذی مافیک (دیوریت‌ها و گابروها) تا فلسیک (گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها) است (شکل ۱). گسترده‌تـرین واحـدها بـه سنگ‌های فلسیک با ۶۵ ٪ و کمترین آنها به مافیـک‌هـا با ۳۵ ٪ فراوانی تعلق دارد. سنگ‌های فلسیک که در این نوشـتار آنهـا را گرانیتویـید مـی‌نـامیم، عمـده‌تـرین و مهم‌ترین واحد سنگی مجموعه پلوتونیک مـذکور اسـت. گرانیتویید به‌صورت استوک رخنمـون دارد و رگـه‌هـای تاخیری و هیدروترمال متعددی آن را قطع می‌کنند.

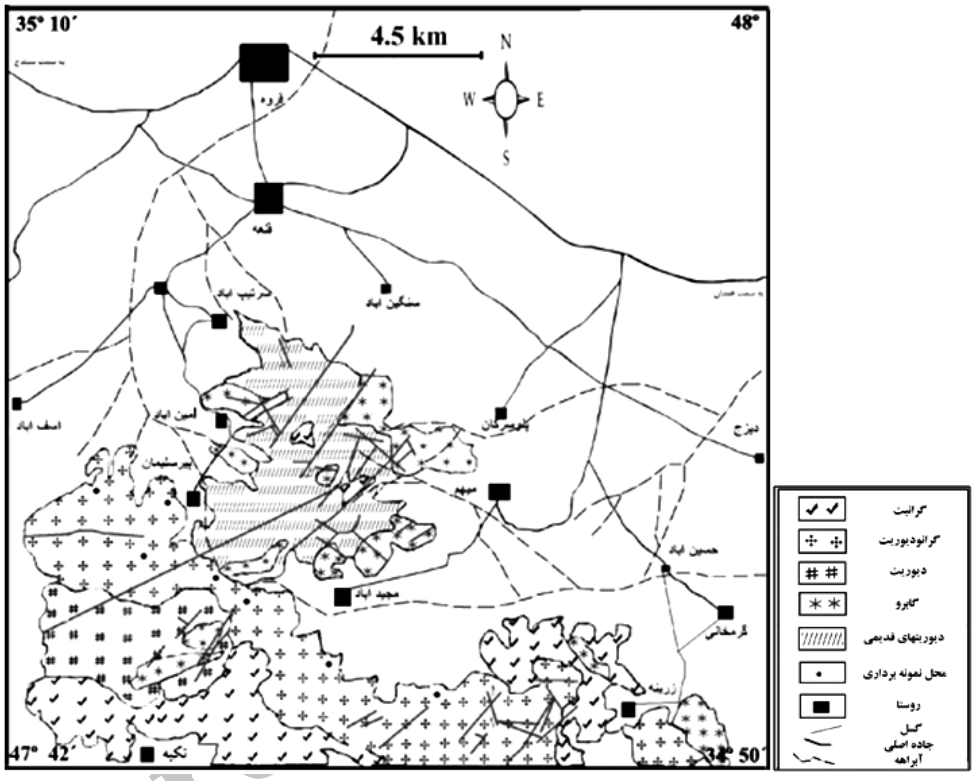
بررسی‌های حسـینی (۱۳۷۶) نشـان مـی‌دهنـد کـه تشکیل هورنفلس‌های آمفیبول- اسکاپولیت- بیوتیـت‌دار به سبب جای‌گیـری ایـن گرانیتویـید در منطقـه اسـت. مجموعه مذکور در میان سنگ‌های دگرگـونی ناحیـه‌ای با درجات متغیر دگرگونی، از رخسـاره شیسـت سـبز تـا آمفیبولیت (Sabzehei, 1974)، نفوذ کرده است.

حســینی (۱۳۷۶) همچنــین، بــه ســه دگرشــکلی مشـخص در مرمریـت‌هـا، آمفیبولیـت‌هـا، شیسـت‌هـا و فیلیت‌ها که حاصل عملکـرد کـوهزایی سـیمرین میـانی است، اشاره میکنـد کـه بـه‌صـورت چـین‌هـای کوچـک مقیـاس و تـورق، ریـز چـین‌هـای نسـل دوم و ایجـاد فولیاسیون گسـترده در سـنگ‌هـای دگرگـونی و حتـی میلونیتی‌شدن سنگ‌های آذرین از قبل موجود مشـاهده

Archive of SID

www.SID.ir

می‌شود. علاوه بر تغییر شکل‌های فوق، تشکیل گسل‌های متعدد با روندهای شمال‌غرب- جنوب‌شرق و شمال‌شرق- جنوب‌غرب نیز متأثر از این واقعه کوهزایی است. گسل‌های اخیر که عمدتاً راستا لغز راست شوند، با سومین دگرشکلی موجود در منطقه همخوانی و هماهنگی دارند.Bellon و Braud (۱۹۷۵) در راستای مطالعه و تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱ : ۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سنقر (کرمانشاه) توده نفوذی گابرو-دیوریتی خرزهره را که در جنوبی‌ترین بخش مجموعه قرار دارد، به روش Ar- K سن‌سنجی نموده و سن رادیومتری معادل ۳۸-۴۰ میلیون سال آن را، به مجموعه پلوتونیک جنوب قروه تعمیم داده‌اند.



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شدهٔ واحدهای گرانودیوریت و گرانیتی مورد مطالعه در مجموعه پلوتونیک جنوب قروه. (مرزبندی بر اساس حسینی، ۱۳۷۶)

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های صحرایی و نمونه‌برداری‌های دقیق و به دنبال مطالعات پتروگرافی مقاطع نازک، به منظور بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های تشکیل‌دهندهٔ گرانیتوئید مورد مطالعه، ۱۵ نمونه به روش XRF برای تعیین مقادیر عناصر اصلی و کمیاب تجزیه شدند. ۹ نمونه نیز برای عناصر نادر خاکی به روش ICP-MS (طیف سنجی جرمی گسیل پلاسمای جفتیده القایی) با دستگاه طیف‌سنج مدل SCIEX ELAN 250 تجزیه شدند. تجزیه‌های شیمیایی در آزمایشگاه ژئوآنالیتیکال دانشگاه واشنگتن (امریکا) به انجام رسیده است. همهٔ نمونه‌ها با هاون آگات پودر شده و وزن آن‌ها برابر ۳/۵ گرم بوده است. حد آشکارسازی غلظت به ترتیب برای عناصر اصلی و عناصر کمیاب ۰/۰۱ تا ۰/۱ (درصد وزنی) و ۱۰ (ppm) است. استانداردهای مورد استفاده BCR-P، MON-01 و GMP-01 هستند. داده‌ها در جدول ۱

www.SID.ir

ارائه شده است. به‌علاوه، تعداد ۵ نمونـه از بیوتیـت‌هـای واحد گرانودیوریتی در آزمایشـگاه میکروپـروب دانشـگاه اکلاهمـا (آمریکـا) بـا اسـتفاده از دسـتگاه الکتـرون میکروپـروب مـدل Cameca SX50، مجهـز بـه پـنج اسپکترومتر غیرهمزمـان بـا طـول مـوج بلنـد و تجزیـه کننده اشعه X مدل PGT PRISM 2000 تجزیه شـدند. این کار با ولتاژ شـتاب دهنـده ۲۰ Kv، باریکـه جریـان ۲۰nA و با قطـر باریکـه‌ای برابـر ۲ mμ صـورت گرفتـه است. نتایج داده‌ها با کانی‌های اسـتاندار شـناخته شـده مصـنوعی و طبیعـی همسـنجی (کـالیبره) شـده اسـت (جدول ۲). ترسیم نمودارها با استفاده از برنامه Minpet از Richard (۱۹۹۵) صـورت پذیرفتـه اسـت و بـرای تفکیـک مقـادیر Fe^{+3} از Fe^{+2} از روش Le Maitre (۱۹۷۶) بهره برده‌ایم.

تعیین تیپ ماگمایی

طیـف وسـیعی از ادبیـات زمـین‌شناسـی بـه ارائـه شاخص‌های تیپ‌های ماگمـایی اختصـاص یافتـه اسـت. به‌منظور تعیین تیپ ماگمایی گرانیتویید مـورد مطالعـه، اختصاصات پتروگرافی، ژئوشیمیایی و محیط تکتـونیکی به‌صورت خلاصه ارائه می‌شود.

(الف) اختصاصات پتروگرافی:

گرانیت: توده نفوذی جنـوب منطقـه مـورد مطالعـه ترکیـب گرانیتـی دارد کـه آپوفیزهـایی از آن نیـز در سنگ‌های دگرگونی مشاهده می‌شود. مجموعهٔ کانی‌های این واحد سنگی موجب شده که سنگ‌هایی بـا ترکیـب مونزوگرانیت، آلکالی‌فلدسپارگرانیت و سینوگرانیت یافت شود. کانی‌های اصلی با بـافتی عمومـاً گرانـولار و گـاهی پورفیرو‌یید‌ی، شامل: آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و پلاژیوکلاز با بیوتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن، آلانیـت و اکسـیدهای آهن است. پلاژیوکلازها دارای ماکل آلبیت- کارلسـباد و به‌صورت نیمه شـکل‌دار متبلـور شـده کـه گـاهی بـا رو رشدی‌هایی از آلکالی فلدسپار پرتیتی احاطه شده‌اند.

گرانودیوریت: سنگ‌های این واحد بیشـتر در بخـش مرکزی و جنوبی منطقه مورد مطالعه رخنمـون دارنـد و ترکیب سنگ‌شناسی آن را تونالیت، کوارتز- مونزونیت و گرانودیوریت تشکیل می‌دهد. این سنگ‌های متوسط تـا درشـت دانـه بـا سـاخت دانـه‌ای نیمـه شـکل‌دار (هیپ‌ایدیومورفیک‌گرانولار) حاوی درصدهای متغیری از کـانی‌هـای فرومنیـزین هسـتند. ترکیـب کـانی‌شناسـی مودال، آن‌ها را پلاژیوکلازهای تیغه‌ای منطقه‌بندی شدهٔ نیمـه شـکل‌دار تـا تمـام شـکل‌دار (٪ ۳۰-۳۸)، آمفیبول‌هایی با بلورهای نیمه شکل‌دار تا کاملاً شکل‌دار از نوع هورنبلنـد سـبز (٪ ۱۰-۲۲)، کـوارتز (٪۱۴-۲۰)، آلکالی‌فلدسپارهایی که عمدتاً به‌صورت ارتـوز پرتیتـی و گـاهی دارای بافـت میرمکیـت هسـتند (٪ ۱۵-۲۰) و بیوتیت (کمتر از ٪۵) تشکیل داده است کـه بـا زیـرکن، آلانیت، آپاتیت، اسـفن و مگنتیـت همراهـی مـی‌شـوند. به‌طور کلی، واحـدهای گرانودیـوریتی و گرانیتـی مـورد مطالعه دارای مرز کاملاً مشخص و ناگهـانی هسـتند. در واحدهای گرانیتوییـد فـوق فراوانـی کـانی‌هـایی، ماننـد پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز کاملاً چشمگیر و بـارز اسـت؛ به‌ویـژه اینکـه بـر اسـاس رده‌بنـدی Leake و همکـاران (۱۹۷۷) آمفیبول‌ها به زیر گروه هورنبلندهای کلسیک از نوع هورنبلند منیزیم‌دار تعلـق دارنـد (ترکیـان، ۱۳۸۷). برخی پترولوژیست‌ها معتقدند که فراوانی هورنبلنـد دال بر پیدایش باقی مانده ذوب بخشی از سنگ‌هـای آذریـن اعماق پوسته است (ر. ک. Best، ۲۰۰۳). به‌علاوه، نبـود کـانی‌هـای سرشـار از آلومینیـوم، نظیـر: آنـدالوزیت، مسکوویت، کردیریت، سیلیمانیت و گارنت و نیـز وجـود بافت‌هایی از قبیل منطقـه‌بنـدی در پلاژیوکلازهـا بـرای تعیـین تیـپ ماگمـایی ایـن سـنگ مشخصـه‌ای مهـم محسوب می‌شود.

Archive of SID

www.SID.ir

(ب) اختصاصات ژئوشیمیایی

اکسیدهای عناصر اصلی حاصل از تجزیه شیمیایی واحدهای گرانیتوییدد در جدول ۱ ارائه شده است. بر پایهٔ این داده‌ها، نفوذی‌های مورد بحث از درصد بالایی از SiO_2 (۷۸-۶۴ در صدوزنی) برخوردارند. مقدار سدیم در گرانودیوریت ۵-۳/۷۰ و در گرانیت ۳/۴ -۵/۸ است و متوسط درصد وزنی پتاسیم در گرانودیوریت ۴/۴۵ است؛ حال آنکه در گرانیت (به استثنای QZR1) بیش از ۵/۲ است.

جدول ۱- داده‌های عناصر اصلی و عناصر کمیاب و نادر خاکی در واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی. (- : عدم تعیین میزان عنصر؛ † : به روش ICP-MS آنالیز شده؛ ❋: برگرفته از ترکیان و همکاران، ۱۳۸۷) (داده‌های مورد استفاده برای بهنجارسازی نمونه‌ها از Nakamura، ۱۹۷۷).

Rock Type	**granodiorites**											**granites**			
Samples No.	QMM11	QT10	QT11	QMJ12	QT6	QMJ2	QMJB2	Q7	Q11	QV5	QZ7	GSB11*	QZR1	QA3	QZ4
(wt%)															
SiO_2	63.76	64.27	67.19	67.21	67.85	67.99	69.79	69.54	69.77	71.67	73.5	73.67	75.77	75.96	78.31
TiO_2	0.61	1.13	0.60	0.37	0.63	0.30	0.33	0.24	0.34	0.26	0.21	0.42	0.15	0.18	0.08
Al_2O_3	16.36	15.68	15.59	15.17	15.21	15.4	12.81	14.71	14.26	14.02	12.43	10.87	13.49	11.41	10.71
Fe_2O_3	2.42	2.02	0.60	1.89	1.20	1.77	0.90	0.56	2.16	1.02	0.30	1.97	0.27	0.48	0.34
FeO	2.84	3.02	1.38	1.32	2.06	1.24	2.15	1.33	1.08	1.01	1.36	1.35	0.46	1.20	0.78
MnO	0.11	0.10	0.03	0.06	0.04	0.06	0.05	0.04	0.05	0.03	0.03	0.05	0.01	0.01	0.01
MgO	0.75	1.45	0.89	0.89	0.73	0.31	0.26	0.14	0.51	0.30	0.05	0.37	0.19	0.23	0.01
CaO	3.06	3.24	2.39	1.94	1.96	1.25	1.24	0.72	1.73	0.93	0.92	2.14	2.05	1.05	0.34
Na_2O	4.90	5.05	4.70	4.15	4.49	4.49	3.70	4.91	4.01	3.94	4.19	3.66	5.82	3.44	3.61
K_2O	3.02	2.94	5.01	4.89	4.44	5.28	6.23	5.43	4.52	4.82	6.27	4.98	0.68	5.29	5.36
P_2O_5	0.16	0.32	0.10	0.07	0.13	0.49	0.06	0.04	0.08	0.05	0.05	0.09	0.01	0.08	0.02
Total	97.99	99.21	98.48	97.96	98.74	98.58	98.07	97.65	98.45	98.05	99.63	99.88	98.90	99.85	99.95
(ppm)															
Ba	620.6	690	872.4	840.6	808.6	975.6	786	138.9	516.5	301.9	380	443	78.2	218	33
Rb	89.7	82.8	86.1	161.9	100.3	166.4	139	188.6	163.2	191	157	121	19.7	188	281
Sr	280	287.8	169.8	127.1	180.5	109.2	81	37.8	128	103.5	46	99	278.7	48	13
†Cs	1.11	0.88	0	2.95	0.78	2.55	-	2.26	2.34	4.3	-	-	0.37	-	-
Ga	29.3	27.6	23.1	24.3	25.7	27.6	-	30.8	26.6	23.9	-	-	30.6	-	-
†Ta	1.94	1.99	-	1.95	1.83	2.19	-	2.36	2.32	2.06	-	-	4.07	-	-
Nb	39.9	39.8	32	30.3	34.9	43.2	15	40.6	40.5	27.6	20	20	48.6	20	15
Hf	13.1	6.78	-	8.33	10.79	8.13	-	11	8.59	7.59	-	-	9.78	-	-
Zr	819.9	378.3	852	432.1	617.8	436.7	223	556.6	422.4	364.8	277	215	434.3	22	34
Y	50.2	53.8	45	47.2	47.1	58.7	25	63	60.8	35.7	30	27	50	29	34
Th	15.8	10.7	19.9	20	22.1	11.4	10	28.5	25	28.4	16	12	114.2	18	40
U	2.6	3.7	5.9	5.5	1.9	3	6	5.2	3.9	5.3	6	1	10.7	7	10
Cr	4.4	3.9	13.9	30.5	8.5	5.1	-	3.9	11.4	5.7	-	-	7.2	-	-
Ni	4	3.1	7.7	15	16.7	1.1	8	2.2	3.4	3.2	7	4	5.6	6	10
Sc	17.9	18.9	8.9	13.3	12.1	10.3	-	6.3	11.4	6.3	-	-	7.1	-	-
V	37.7	115.6	60	33	56.3	11.2	28	6.3	24	19.6	25	33	9.1	25	21
Cu	4.1	8.4	6.3	4.6	17.8	2.4	-	2.16	3.3	2.6	-	-	3.3	-	-
Pb	13.4	6.8	3.9	14.3	4.7	17.5	18	14.5	16.9	15.3	19	18	6.2	10	15
Zn	90.1	63.9	26.7	53.5	35.6	58.7	48	52.5	44.3	33.4	53	40	22	22	34
La	50.8	40.3	53	63.1	67.4	27	-	69.8	60.4	48	-	-	6.2	-	-
Ce	106.3	86.5	113.8	121.3	122.4	64.5	39	150.2	120.8	96.7	52	45	29.6	27	51
†Pr	9.56	8.66	-	10.21	10.45	6.67	-	13.77	11.11	7.84	-	-	3.64	-	-
Nd	40	34.1	32.9	38.5	38.6	29.3	-	53.4	44	29	-	-	18.1	-	-
†Sm	7.42	7.61	-	6.95	7.19	6.66	-	9.27	8.3	4.92	-	-	4.5	-	-
†Eu	2.26	2.18	-	1.32	1.57	1.49	-	0.48	1.16	0.65	-	-	0.17	-	-
†Gd	7.13	7.72	-	6.3	6.63	6.8	-	8.61	7.96	4.48	-	-	5.02	-	-
†Tb	1.2	1.31	-	1.09	1.1	1.27	-	1.47	1.4	0.78	-	-	0.97	-	-
†Dy	7.34	8.23	-	6.79	6.85	8.26	-	9.12	8.8	4.98	-	-	6.46	-	-
†Ho	1.5	1.69	-	1.42	1.39	1.75	-	1.89	1.83	1.04	-	-	1.39	-	-
†Er	4.18	4.61	-	4.01	3.93	4.99	-	5.32	5.13	2.99	-	-	3.98	-	-
†Tm	0.62	0.67	-	0.61	0.58	0.76	-	0.83	0.77	0.48	-	-	0.61	-	-
†Yb	3.92	4.17	-	3.86	3.65	4.99	-	5.37	4.94	3.16	-	-	3.84	-	-
†Lu	0.64	0.65	-	0.61	0.6	0.76	-	0.85	0.76	0.49	-	-	0.54	-	-
Eu/Eu*	0.96	0.87	-	0.48	0.7	0.68	-	0.17	0.44	0.86	-	-	0.11	-	-
$(La/Yb)_N$	8.64	6.44	-	10.9	18.44	3.60	-	12.08	8.15	9.33	-	-	3.5	-	-

Archive of SID

www.SID.ir

وضـعیت آلکالینیتـه واحـدهای سـازنده، از جملـه فاکتورهای مهم در تیپولوژی سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود که به آن نیز توجه شده است. به این منظـور، از ضـریب اشـباعی آلومینـا (ASI) و نیـز نسـبت SiO_2 در مقابـل Na_2O+K_2O-CaO بهـره جسـته‌ایـم. ماگمـای سازندهٔ گرانیتوییدقـروه از نـوع سـاب آلکـالن و در زیـر گروه کالک‌آلکالن‌ها قرار دارد.

بـر مبنـای درجـه اشـباعی آلومینـا، متاآلومینـه (CNK>N> NK) و حاوی پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و از نوع I است که در آن‌ها نسبت A/CNK<1.1 برقـرار است. افزون براین داده‌ها، بـر اسـاس پـژوهش Abdel-Rahman (۱۹۹۴) کـه از فراوانـی اکسـیدهای FeO^{total}، MgO و Al_2O_3 بـرای تعیـین سـری‌هـای گرانیتوییـدها استفاده نمود، ترکیب بیوتیـت‌هـای گرانودیوریـت‌هـا در محدودهٔ گرانیتوییدهای کالـک‌آلکـالن جـای مـی‌گیـرد (جدول ۲ و شکل ۲-B).

مهمترین ویـژگی بیـوتیت‌هـا غنـی بـودن آن‌هـا از آهن است. انـدیس درجـه اشـباعی از آلومینـا (ASI = $Al^{total}/(Ca + Na + K)$) این کـانی بـه‌طـور بـارزی کـم (۱/۴-۱/۶) است (جدول ۲) و منعکس کنندهٔ کم بـودن فعالیت آلومینا در ماگمای در حال تبلور آن است (Zen, 1988).

یکی دیگر از ویژگی‌ها، کاهش درصـد وزنـی اکسـید فسفر با روند افزایشی SiO_2 است که حاکی از سـازگاری این عنصـر در رونـد تحـولی ماگماسـت (شـکل ۲-C) و خصوصیت I را بـرای ایـن ماگمـا مشـخص مـی‌کنـد. از طرفی، دلالت بـر آن دارد کـه منشـأ ماگمـای سـازنده، سنگ‌های مافیک تـا متوسـط مشـتق از بخـش مـادون پوسـته‌ای هسـتند (Chappell and White, 1974; Chappell and Stephens, 1988).

وضعیت بر اساس پارامترهـای ژئوشـیمیایی Forst و همکـــاران (۲۰۰۱) از جملـــه نســـبت FeO^* بـــه FeO^*+MgO سنگ‌های فلسیک منطقه مورد مطالعـه از گروه گرانیتوییدهای کوردیلریـایی -عمـدتاً در قلمـرو گروه منیزین هستند.

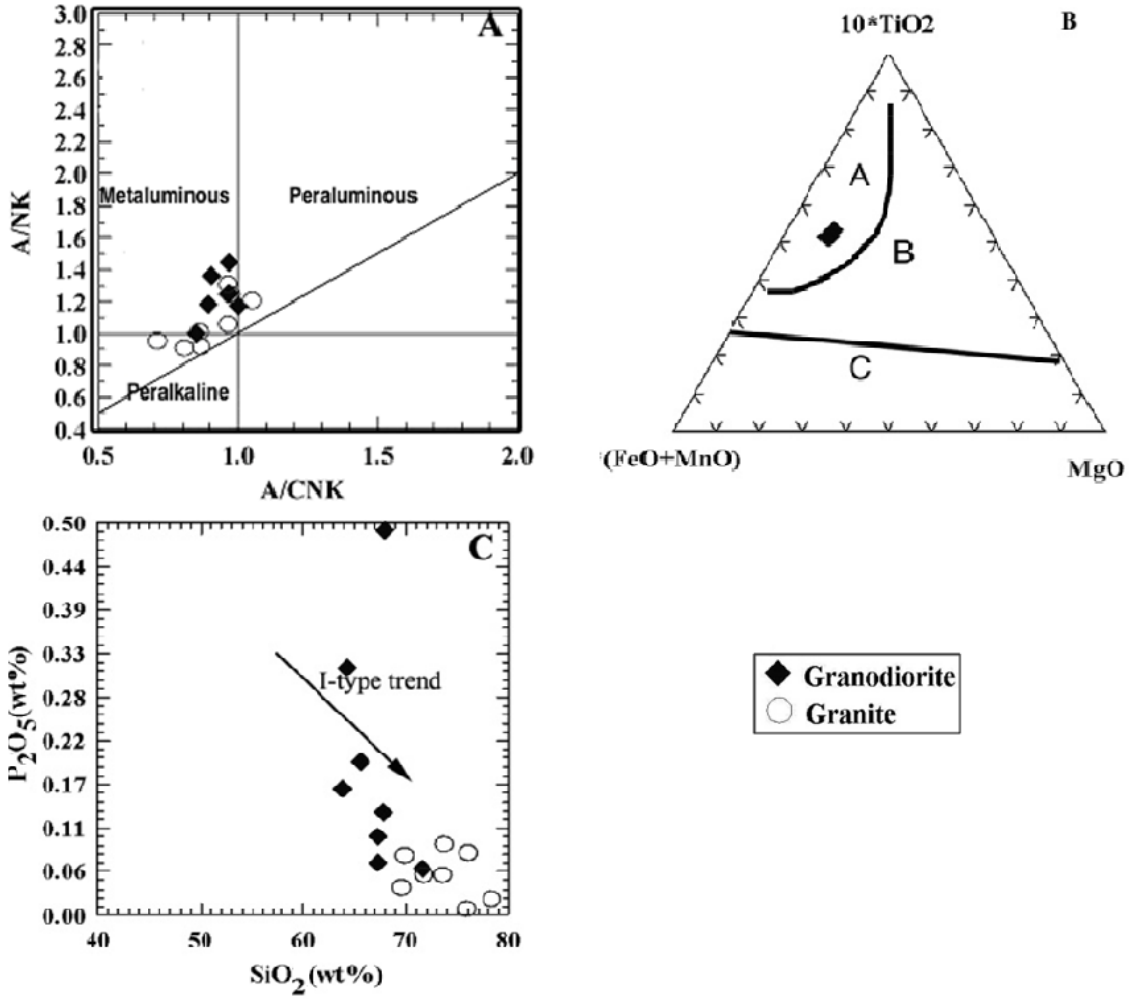
تعداد انـدکی نیزکـه نسـبت FeO^*/FeO^*+MgO آن‌هـا در مقـادیر بـالایSiO_2 بیشـتر از ۷۰٪ اسـت، در قلمرو گروه فرون (Ferroan) قرار دارند. این سنگ‌هـای گرانیتوییـــدی بـــه لحـــاظ داشـــتن انـــدیس MAL (Na_2O+K_2O-CaO)، بیشـتر در قلمـرو سـنگ‌هـای کلسیک‌آلکالیک تا آلکالی‌کلسیک هستند.

جدول ۲- نتایج داده‌های تجزیـه الکتـرون میکروپـروب (برحسـب درصـد وزنـی) پـنج نمونـه بیوتیـت درچهـار سـنگ از واحـد گرانودیوریت.

Rock Samples	QMJB2	QMJ2	QMJ12	QMM11	QMM11
Samples No.	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-4/1	Bt-4/2
SiO_2	35.13	35.32	35.62	35.46	35.07
TiO_2	3.37	3.35	3.52	3.41	3.42
Al_2O_3	14.05	14.31	14.44	14.55	14.52
FeO^{total}	24.69	24.08	23.82	25.08	25.42
MgO	6.83	7.11	7.08	6.96	6.71
MnO	0.24	0.23	0.23	0.24	0.25
CaO	0.12	0.17	0.26	0.07	0.05
SrO	0.01	0.02	0.03	0	0
BaO	0.09	0.09	0.1	0.14	0.03
Na_2O	0.02	0	0	0.02	0
K_2O	8.91	8.47	7.94	9.01	9.31
Total	93.84	93.59	93.55	95.35	95.33
O	22	22	22	22	22
Si	5.63	5.64	5.66	5.60	5.56
Al^{IV}	2.37	2.36	2.34	2.41	2.44
Al^{VI}	0.29	0.33	0.37	0.3	0.28
Fe^{+2}	3.31	3.22	3.12	3.31	3.38
Ti	0.41	0.41	0.42	0.41	0.41
Mn	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Mg	1.63	1.64	1.68	1.64	1.59
Ca	0.02	0.03	0.04	0.01	0.01
Na	0.01	0	0	0	0
K	1.82	1.73	1.61	1.82	1.89
F	0.12	0.17	0.22	0.01	0.24
Total	15.51	15.43	15.32	15.51	15.57
ASI	1.44	1.54	1.63	1.48	1.43
$Fe^{+2}/(Fe^{+2}+Mg)$	0.67	0.66	0.65	0.67	0.68
Al^{total}	2.65	2.69	2.69	2.71	2.71

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۲- A) واحدهای گرانیتوییدقروه از نظر درجه اشباعی از آلومینا در قلمرو متاآلومین قرار دارند ($A/CNK= Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) و ($A/NK= Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$)، B) بیوتیت‌های واحد گرانودیوریتی در قلمرو بیوتیت‌های اولیه تصویر شده‌اند (Nachit, 1985) (A: بیوتیت‌های اولیه؛ B: بیوتیت‌های حاصل از دست‌یابی به تعادل مجدد و C: بیوتیت‌های ثانویه)، C) سیر نزولی فراوانی P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 در گرانیتوییدمورد مطالعه. این روند با شاخص‌های ویژهٔ ماگماهای نوع I هم‌خوانی دارد.

جایگاه تکتونیکی گرانیتوییدها

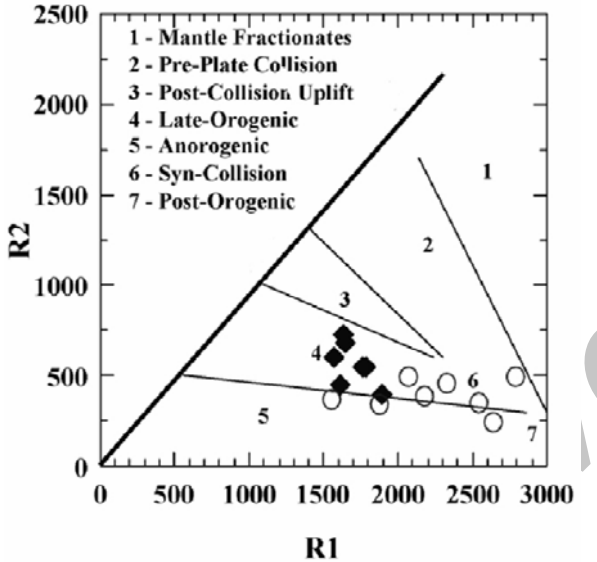
تحول پهنه سنندج- سیرجان که از دیدگاه تکتونیک کلی در میانه نوار چین خورده آلپ- هیمالیا قرار دارد، با حاشیه فعال قاره‌ای در زمین‌درز پوسته اقیانوسی تتیس جوان مرتبط است (آقانباتی، ۱۳۸۳). مطالعه ماگماتیسم و تعیین محیط تکتونیکی در حاشیه‌های فعال قاره‌ای از بسیاری جهات، با پیچیدگی‌ها و تردیدهایی مواجه است و بدین سبب، همواره مورد بررسی بسیاری از پژوهشگران بوده است (برای مثال: Pearce و همکاران، ۱۹۸۴؛ Harris و همکاران، ۱۹۸۶؛ Whalen، ۱۹۸۷؛ Pearce، ۱۹۹۶).

استفاده از عناصر اصلی و کمیاب به تعیین موقعیت و جایگاه تکتونیکی گرانیت‌ها کمک شایانی نموده، بر همین اساس، اجتماعات باتولیتی گرانیتوییدی به دو

www.SID.ir

دسـته اصـلی کـوهزایی و غیرکـوهزایی تقسـیم‌بنـدی می‌شوند (Pitcher, 1982,1987, 1993; Batchelor and Bowden, 1985). همچنین، مدل پیشنهادی Maniar و Piccoli (۱۹۸۹)، به کمک عناصر اصلی K_2O، Al_2O_3 و نیز نسـبت‌هـای $FeO^{total} / FeO^{total} + MgO$، FeO^{total} / MgO، $MgO + FeO^{total} / CaO$ در مقابل فراوانی SiO_2 زیر گـروه‌هـای مهـم گرانیتوییـدهای کـوهزایی (جزایـر قوسی یا IAG، قوس قاره‌ای یا CAG، حاصل از برخورد قاره‌ای COLG، پس از کـوهزایی POG) و غیرکـوهزایی از هم تفکیک کرده است. قبلاً جایگاه محیط تکتـونیکی واحدهای گرانیتوییدی مجموعه پلوتونیک قروه بـه‌طـور دقیق مطالعه و بررسـی نشـده اسـت. در ایـن بخـش از مقاله، سعی شده ابتداً محـیط تکتـونیکی بـا اسـتفاده از داده‌هـــای دقیـــق و جـــامع ژئوشـــیمیایی واحـــدهای گرانودیـوریتی- گرانیتـی بررسـی وسـپس بـا تکیـه بـر مقایسه سـن و موقعیـت جـای‌گیـری گرانیتوییـد مـورد مطالعه، نسبت به سایر توده‌های نفوذی پهنـهٔ سـنندج- سیرجان، صحت نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی آزمایش و محیط تکتونوماگمایی آن تبیین شود.

(الـف) کـاربرد عناصـر اصـلی در تعیـین محـیط تکتـونیکی: بـا اسـتفاده از نمودارهـایی کـه بـر مبنـای اکسـیدهای عناصـر اصـلی تنظـیم شـده، طبقـه‌بنـدی گرانیتوییـــد و تعیـــین جایگـــاه تکتـــونیکی آن امکـان‌پـذیر اسـت. در نمـودار R1-R2 (Batchelor and Bowden, 1988) نمونـــه‌هـــای ســـنگ‌هـــای گرانیتوییـــد جنـــوب قـــروه عمـــدتاً در محـــدوده گرانیتوییـــدهای مراحـــل نهـــایی کـــوهزایی (Late Orogenic) جـای مـی‌گیرنـد و تعـداد سـه نمونـه‌ای که دارای Na و K نسبتاً بیشـتری بـوده‌انـد، بـه سـمت قلمـرو ۶ کشـیده شـده‌انـد (شـکل ۳). بـر پایـهٔ مـدلی کـــه Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) ارائـــه نمودنـــد، سـنگ‌هـای مـورد مطالعـه بـه گرانیتوییـدهای گـروه یـک و یـا گرانیتوییـدهای کـوهزایی تعلـق دارد. بـه‌طـوری‌کـه ملاحظـه مـی‌شـود، تفکیـک انـواع زیرگـروه‌هـای گرانیتوییـدها بـا کمـک نمودارهـای ترسـیم شـده فـوق، بـه گونـه‌ای کـاملاً واضـح، ممکـن نیست (شکل ۴).



شـــکل ۳- نمـــودار R_1-R_2 (R1=4Si-11(Na+k)-2(Fe+Ti), R2=6Ca+2Mg+Al) بـــرای تفکیـــک محـــیط‌هـــای مختلـــف گرانیتوییـدها Batchelor و Bowden (۱۹۸۵). اکثـر نمونـه‌هـای گرانیتوییـد منطقـه در محـدوده گرانیتوییـدهای مراحـل پایـانی کوهزایی (گروه ۴) قرار می‌گیرند و چند نمونه آلکالی‌تر بـه سـمت گروه ۶ کشیده شده است. علایم مشابه شکل ۲ است.

امـــا در روشـــی کـــه Agrawall (۱۹۹۵) ارائـــه نمـوده اسـت مـی‌تـوان بـا اسـتفاده از روش محاسـباتی وی، انـواع گرانیتوییـدهای کـوهزایی و غیرکـوهزایی را متمایز کرد. بنـابر محاسـبات انجـام شـده بـر اسـاس روش نـامبرده، گرانیتوییـد مـورد مطالعـه بـه‌علـت برخـورداری از مقـادیر R مثبـت بـه گرانیتوییـدهای

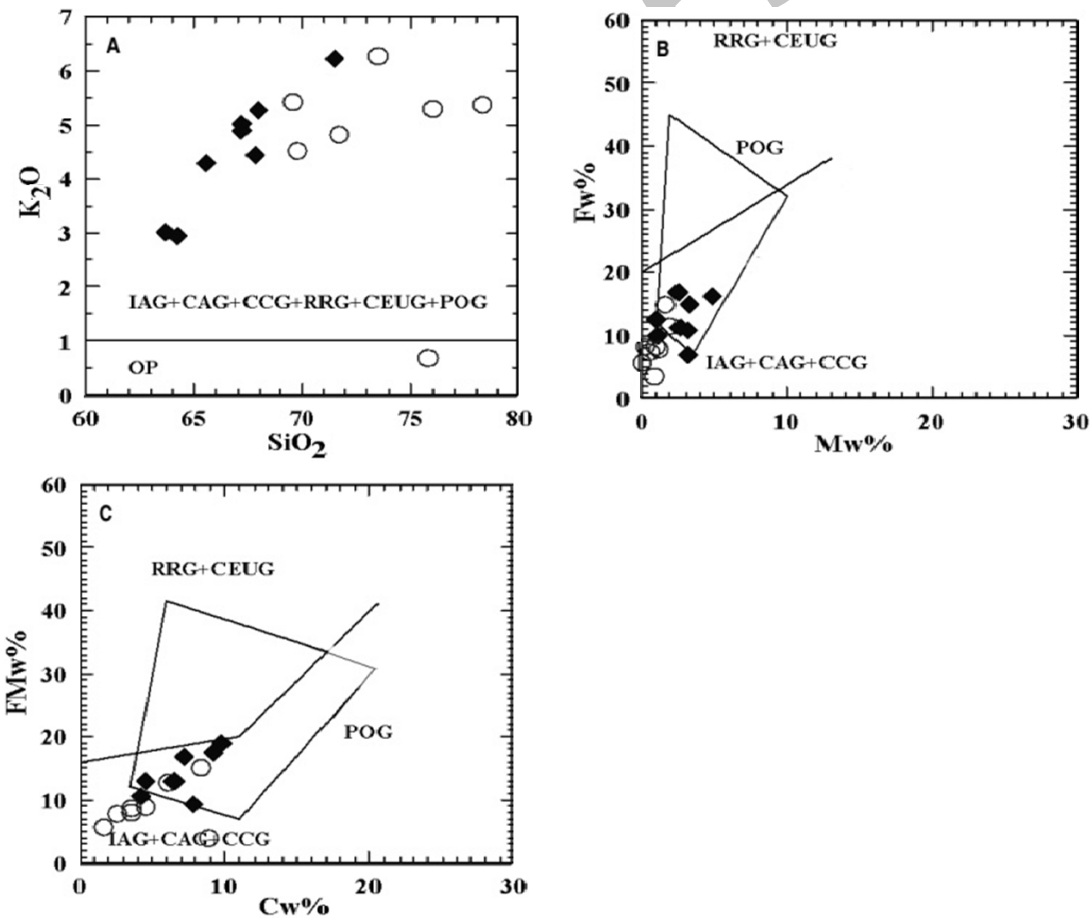
Archive of SID
www.SID.ir

کوهزایی تعلق دارد (جدول ۳). فقط دو نمونه R منفی دارند که آن هم به سبب مجموع مقادیر بالای سدیم و پتاسیم آنها، از فرایندهای بعدی مانند متاسوماتیسم متأثر است.

از مقایسه گرانیتوییدهای محیط‌های تکتونیکی مختلف با اختصاصات گرانیتوییدمورد بررسی، چنین استنتاج می‌شود که واحدهای گرانودیوریت- گرانیتی قروه با ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوییدهای برخورد قاره‌ای مغایرت داشته، ولی با گرانیتوییدهای POG و CAG تشابهات زیادی دارند.

جدول ۳- نتایج حاصل از محاسبات تعیین گروه‌های گرانیتوییدهای کوهزایی و غیرکوهزایی به روش Agrawall (۱۹۹۵).

Sample No.	Di	Di-Ci	Mi-Di	R
QMM-11	-1.501056	-1.7925625	-0.7813	1.127960
QT10	-0.358632	-3.877818	-0.7813	4.963289
QT11	-1.280915	-1.572416	-0.7813	2.012563
QMJ12	-1.4493403	-1.741840	-0.7813	1.822436
QT6	-1.295797	-1.587297	-0.7813	2.031611
QMJ2	1.377318	1.085818	-0.7813	-0.138975
QMJB2	0.916021	0.624521	-0.7813	-0.799335
Q7	1.403617	1.112117	-0.7813	1.423419
Q11	-0.335320	-0.626820	-0.7813	0.802278
QV5	-0.562021	-0.853521	-0.7813	1.092437
QZ7	-0.074259	-0.365759	-0.7813	0.468142
GSB.11*	0.005490	-0.296990	-0.7813	0.380123
QZR1	-4.649843	-4.941343	-0.7813	6.324514
QA3	-0.911777	-1.203277	-0.7813	1.540094
QZ4	-0.175862	-0.467386	-0.7813	0.598185

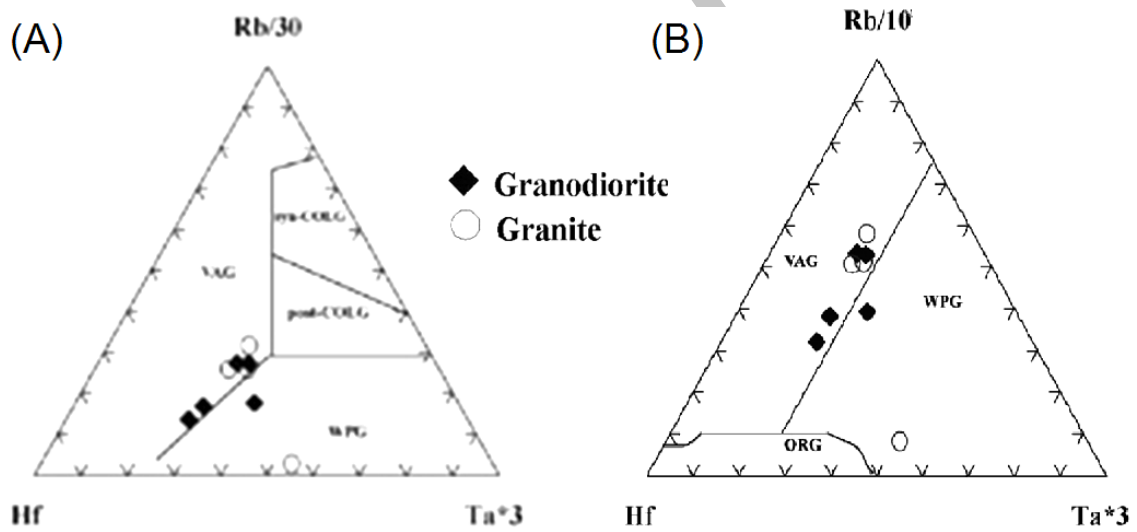


شکل ۴- نمودارهای Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) برای تمایز گروه‌های مختلف گرانیتوییدهای کوهزایی: A) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوییدهای IAG+CAG+CCG+RRG+CEUG+POG، B) و C) در محدودهٔ IAG+CAG+CCG قرار دارند. علایم مشابه شکل ۲ است.

www.SID.ir

(ب) کـــاربرد عناصـــر کمیـــاب در تعیـــین محـــیط تکتونیکی: ترکیب گرانیت‌ها اساساً توسط ترکیب سنگ منشأ کنتـرل مـی‌شـود، نـه توسـط محـیط تکتـونیکی Rollinson (۱۹۹۳)، اما شاخص‌های ویـژه‌ای از غلظـت عناصر کمیاب وجود دارند که می‌توانند گرانیتوییـدهای رژیـم‌هـای مختلـف را متمـایز نماینـد (Pearce *et al.*, 1984).

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتویید مـورد مطالعـه، داده‌هـای عناصـر کمیـاب حاصـل از تجزیـه شیمیایی سنگ کل نمونـه‌هـا (جـدول ۱) نیـز بـر روی نمودارهـــایPearce (۱۹۹۶) و Harris و همکـــاران (۱۹۸۶) نیز تصویر شده‌اند. نمودار متمایزکنندۀ Rb/30-Hf-Ta*3 Harrise و همکاران (۱۹۹۰) (شکل ۵) که در آن گرانیـت‌هـای همزمـان بـا برخـورد قـاره‌هـا، پـس از برخورد، قوس آتشفشانی و درون صفحه‌ای متمایز شده، نشان‌دهندۀ این اسـت کـه نمونـه‌هـای گرانودیـوریتی و گرانیتی در قلمرو گرانیـت‌هـای قـوس آتشفشـانی قـرار دارند. افزون بر این، نمـودار Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986)، نیز رژیم تکتـونیکی قـوس آتشفشـانی را بـرای سـنگ‌هـای مـذکور در مجموعـه مـورد مطالعـه، مشخص می‌نماید. فرایندهای بعدی مانند متاسوماتیسـم که به تغییرات شیمیایی منجر مـی‌شـود، ممکـن اسـت عامل واقع شـدن دو تـا از نمونـه‌هـا در محـدودۀ WPG باشد (ترکیان، ۱۳۸۷).

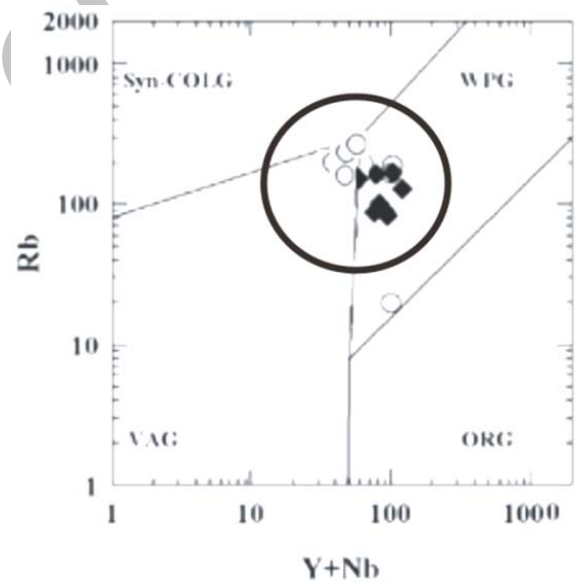


شکل ۵- نمودار سه جزیـی Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) متمایزکننـدۀ گرانیـت‌هـای همزمـان بـا برخـورد، پـس از برخـورد، قـوس آتشفشانی و درون صفحه‌ای. واحدهای گرانیتوییدی عمدتاً در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار دارند. دو نمونه، احتمالاً متأثر از تغییـرات متاسوماتیسم و یا به‌علت فراوانی کانی‌های فرومنیزین، در محدودۀ WPG جای گرفته‌اند. نمودار تفکیک جایگاه تکتونیکی بر اسـاس Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) که در آن گرانیت‌های همزمان با برخورد، قوس آتشفشانی و درون صفحه‌ای به نمـایش گذاشـته شـده اسـت. ایـن شکل به‌طور کلی نشان‌دهنده رژیم تکتونیکی قوس آتشفشانی برای نمونه‌های فلسیک منطقه مورد مطالعه است.

اما موقعیت نمونه سنگ‌های مورد مطالعه در نمـودار Y+Nb در مقابـــل Rb (Pearce, 1996) در منطقـــه مشـــترک گرانیتوییـــدهای درون صـــفحه‌ای (WPG) و گرانیتوییدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرنـد (شکل ۶) که این منطقه از نظر Pearce (۱۹۹۶) قلمـرو تحت پوشش گرانیتوییدهایی است که پـس از فعالیـت-

www.SID.ir

های تکتونیکی تشکیل می‌شوند. در همین ارتباط برخی محققان معتقدند که در مراحل انتهایی، رژیم تکتونیکی کمی به سمت محیط درون صفحه‌ای کشیده می‌شود (Forster *et al.*, 1997). حتی فراوانی کانی‌های فرومنیزین نیز ممکن است در این نمودار سبب تغییر محل گرانیتوییدهای مرتبط با ماگماتیسم مرتبط قوس آتشفشانی شود (Pearce *et al.*, 1986). به‌علاوه، مطالعات صحرایی و پتروگرافی (ترکیان و همکاران، ۱۳۸۷) نیز نشان داده است که در مورد نمونه‌های منطقه مورد مطالعه نمی‌توان تاثیر فرایندهای متأخر مانند متاسوماتیسم را که به تغییرات شیمیایی در آن‌ها منجر شده، نادیده انگاشت.



شکل۶ - نمودار متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی از Pearce (۱۹۹۶). نمونه‌های واحدهای مختلف گرانیتوییدد در مرز محدوده‌های قوس آتشفشانی (VAG) تا درون قاره‌ای (WPG) و در حوضه‌ای که بیانگر قلمرو پست تکتونیک است، قرار می‌گیرند. علایم مشابه شکل ۵ است.

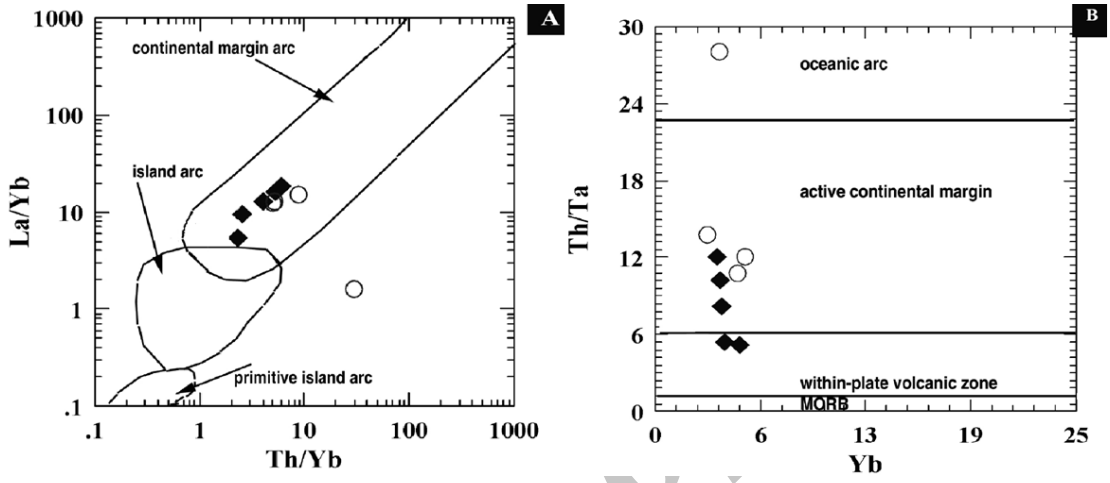
یکی دیگر از نمودارهایی که هم می‌تواند در تعیین محیط تکتونیکی مجموعه مفید واقع شود و هم در تعیین پتروژنز ماگماها، نمودارTh/Yb در مقابل La (شکل ۷-a) است. در ماگماهای درون صفحه‌ای، Th/Yb با افزایش روند تحول ماگما روبه فزونی می‌گذارد. در این نمودار، تغییرات این نسبت‌ها با محیط‌های فرورانش و درون صفحه‌ای سنجیده می‌شود. جا به‌جایی این روندها به سمت Th/Yb بالا ممکن است بر آلایش پوسته‌ای همراه با (یا بدون) تبلور تفریقی دلالت کند و یا نشان‌دهنده اشتقاق از یک منشأ گوشته‌ای غنی شده‌ای باشد که عناصری از ورقه (slab) در حال فرورانش، به آن افزوده شده است (Ilbeyli *et al.*, 2004). نمودار Yb در مقابل Th/Ta (Gorton and Schandl, 2000) نیز نشان می‌دهد که تشکیل این گرانیتوییدد در قوس حاشیه فعال قاره‌ای رخ داده است (شکل ۷-b). لذا به استناد بر کلیه دلایل، بالا جایگاه تکتونیکی شکل‌گیری گرانیتوییدد مجموعه پلوتونیک قروه، محیطی مرتبط با قوس آتشفشانی در حاشیه فعال یک قاره است.

در تأیید نتایج فوق، نمودار عنکبوتی (با داده‌های کندریت (Thompson *et al.*, 1982) به نقل از Richard (۱۹۹۵) بهنجارسازی شده) در این واحدها بیانگر آن است که عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) دارای غنی‌شدگی مشخص و عناصر با شدت میدان قوی (HFSE) مانند Ti تهی‌شدگی بارزی را دارند (شکل ۸). اختصاصات پتروشیمیایی مانند آنومالی منفی Nb، آنومالی نسبتاً کم Ti، Zr و Hf، شیب منفی از LILE به سمت HFSE، غنی شدگی مشخص از عناصر Rb و Ba از اختصاصات گرانیتوییدهای قوس آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش هستند (Wilson, 1989). با این حال، آلایش با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند سبب این تغییرات شود (Rollinson, 1994). در بررسی‌های انجام شده توسط محققان مختلف بر روی محیط تکتونیکی

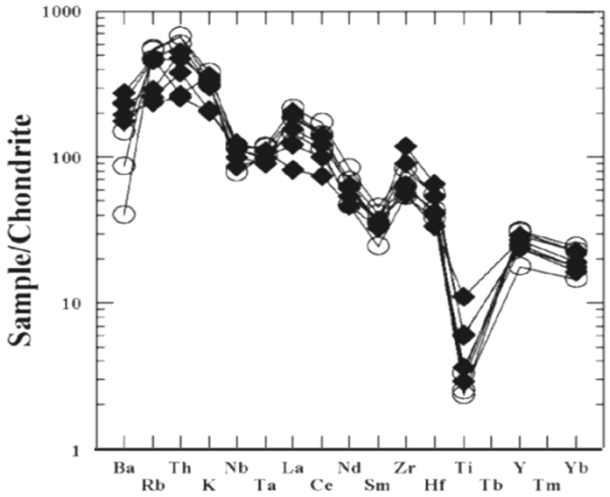
Archive of SID

www.SID.ir

گرانیتوییدها نشان داده است که در بسیاری از رژیم‌های همگرا، داده‌های ژئوشیمیایی انطباق کاملی با رژیم استنتاج شده از نمودارهای متمایزکننده محیط‌های تکتونیکی و به ویژه محیط قوس آتشفشانی ندارد. Forster و همکـــــاران (۱۹۹۷)، Romick (۱۹۹۲) و Romer و همکاران (۲۰۰۱) نیز به‌وجود این مغایرت‌ها اشاره نموده‌اند. نمونهٔ دیگری از این تفاوت‌ها در ترکیه مورد توجه بوده است؛ سرزمینی که از بسیاری جهات دارای ویژگی‌های تکتونیکی و ماگماتیسم مشابه ایران است.



شکل ۷- در نمودار Th/Yb در مقابل La/Yb (Condie، ۱۹۸۹) نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در قلمرو قوس حاشیه قاره متمرکز شده‌اند. Gorton و Schandl (۲۰۰۰) نمودار Yb در مقابل Th/ Ta را برای تفکیک رژیم‌های پشته‌های میان اقیانوسی، مناطق آتشفشانی درون قاره‌ای، حاشیه فعال قاره‌ای و قوس اقیانوسی ارائه نموده‌اند. در این نمودار سنگ‌های پلوتون‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در محدوده حاشیه فعال قاره‌ای جای می‌گیرند. علایم مشابه شکل ۵ است.



شکل ۸- نمودار تغییرات چندعنصری (عنکبوتی) سنگ‌های واحد دیوریتی و واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی. بهنجارسازی شده نسبت به کندریت (Thompson *et al.*, 1982) به نقل از Richard (۱۹۹۵). علایم مانند شکل ۵ است.

Koksal و همکاران (۲۰۰۴) ضمن مطالعه کوارتز-مونزونیت بارانداگ در آناتولی مرکزی (ترکیه) معتقدند که در رژیم‌های انتهای برخوردی تا پس از برخورد قاره‌ها، داده‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسم بیشتر گویای ویژگی‌های پوسته در حال زیرراندگی است، تا علایم مربوط به رژیم تکتونیکی آخرین ماگماتیسم مربوط به آن. بنابراین، تلفیق نتایج حاصل از تجزیه و تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی و نمودارهای متمایز کننده، دال بر آنست که این نشانه‌ها و اختصاصات ژئوشیمیایی در محیط‌های مرتبط با قوس یافت می‌شوند، مضافاً اینکه می‌توانند از علایم ژئوشیمیایی منابع غنی شدهٔ مربوط

Archive of SID

www.SID.ir

به محیط‌های پس از برخورد نیز باشند. داده‌هایی مانند نسبت‌های بالای LILE/HFSE و نیز LREE/HREE منعکس کننده ویژگی‌های ژئوشیمیایی متعلق به منشأ است، تا یک نشانه بارز شیمیایی برای تشخیص رژیم تکتونیکی.

(پ) تعیین محیط تکتونیکی واحدهای گرانیتوییدبا تکیه بر موقعیت پهنهٔ سنندج- سیرجان: نگاهی به زمین‌شناسی پهنهٔ سنندج-سیرجان و رژیم تکتونیکی گرانیتوییدهای قدیمی‌تر این پهنه (جدول ۴) شاید بتواند قطعیت انتخاب یک محیط قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای را جدی‌تر نماید. برای مثال، گرانودیوریت –کوارتزدیوریت بروجرد (۱۷۲-۱۷۱ میلیون سال) به قوس آتشفشانی مرتبط با یک حاشیه فعال قاره‌ای تعلق دارد (احمدی‌خلجی، ۱۳۸۵)؛ باتولیت گرانیتوییدی الوند با ۶۸-۱۰۴ میلیون سال (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۵) و با ۱۶۱-۱۶۳ میلیون سال، Shabazi و همکاران (۲۰۱۰) نیز یک گرانیتوییدبرخوردی با ویژگی‌های ممتاز قوس- قاره است و نیز مجموعه نفوذی اشنویه (۸۰-۱۰۰ میلیون سال) در یک رژیم تکتونیکی قوس آتشفشانی وابسته به حاشیه فعال قاره‌ای شکل گرفته است (امینی و همکاران، ۱۳۸۴).

بنابراین، با توجه به اینکه این گرانیتوییدها همگی قدیمی‌تر از گرانیتویید مورد مطالعه هستند، لذا تشکیل آن‌ها به‌طور یقین همزمان یا قبل از برخورد قاره‌هاست.

اما گرانیتوییدهایی نظیر گرانیت تواندشت-گوشه (۳۵ میلیون سال، احمدی‌خلجی، ۱۳۸۵) متأثر از رخداد تکتونیکی پیرنئن و گرانیتویید جوان‌تر بروجرد (۷۰-۵۲ میلیون سال)، که به‌وسیلهٔ Masoudi (۱۹۹۷) از نوع پس از برخورد تشخیص داده شده، و نیز گرانیتویید مورد مطالعه، باید در یک محیط حاشیه فعال تکتونیکی (رژیم همگرا) در مراحل انتهایی یک فرورانش حاشیه قاره‌ای و برخورد قوس-قاره‌ای مربوط به آن شکل گرفته باشند. با توجه به تاریخچه زمین‌شناسی پهنهٔ سنندج-سیرجان و نتایج بررسی‌های عناصر اصلی و کمیاب، پلوتون‌های گرانیتوییدی مورد مطالعه، فرآورده مراحل پایانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است. با تاکید بر اینکه Mohajjel و همکاران (۲۰۰۳) معتقدند اصلی‌ترین رخداد دگرشکلی پهنه سنندج- سیرجان (برخورد قاره‌ای) در سنوزوییک (میوسن) به وقوع پیوسته است و بر اثر این واقعه، همزمان و پس از آن، توده‌های نفوذی گرانیتوییدی متعددی شکل گرفته و در پهنه مذکور نفوذ کرده‌اند.

جدول ۴ - سن مطلق تعدادی از مجموعه‌های پلوتونیک شمال پهنه سنندج-سیرجان.

منابع	سن (به میلیون سال)	روش سن‌سنجی	نام مجموعه گرانیتوییدی
احمدی‌خلجی (۱۳۸۵)	169-172	U-Pb	Boroujerd Granitoid Complex
Masoudi *et al.* (2002)	120-52	Rb-Sr	Boroujerd Granitoid Complex
Masoudi *et al.* (1997)	99	Rb-Sr	Astaneh-Arak Granitoid Complex
Valizadeh and Cantagrel (1975)	68-104	Rb-Sr	Alvand Granitoid Complex
Valizadeh & Cantagrel (1975)	63-89	K-Ar	Alvand Granitoid Complex
Shahbazi *et al.* (2010)	& 161.7±0.6 163±0.9	U-Pb	Alvand Granitoid Complex
Bellon & Braud (1975)	38-40	K-Ar	Qorveh Granitoid Complex
امینی و همکاران (۱۳۸۴)	80-100	K-Ar	Oshnaviieh Pluton
احمدی‌خلجی (۱۳۸۵)	35	U-Pb	Tavandasht-Gousheh Granitoid

Archive of SID

www.SID.ir

نتیجه‌گیری

شـاخص‌هـای تعیـین تیـپ ماگمـایی پلوتـون‌هـای گرانیتوییدی مجموعه جنوب قروه که شامل اختصاصات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی است، به اختصـار در زیر بیان می‌شود:

- سنگ‌هـای مـورد مطالعـه از طیـف گسـترده‌ای از SiO_2 برخوردارند، و مجموعه بیضوی شکل منطقه‌بنـدی شده (زونینگ) ناقصی را تشکیل می‌دهند.

- در واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی پلاژیـوکلاز و هورنبلند فراوان هستند؛ به ویژه آنکه بر اساس رده‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبـول‌هـا بـه زیـر گـروه هورنبلندهای کلسیک منیزیم دار تعلق دارند.

- فقدان کانی‌های سرشار از آلومینیوم بـرای تعیـین تیپ ماگمایی این سـنگ‌هـا مشخصـه مهمـی محسـوب می‌شود. در ترکیب مودال نیز هورنبلنـد و اسـفن وجـود دارد.

- بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی واحدهای فلسـیک مـورد مطالعـه از نـوع کالـک‌آلکـالن هسـتند و ترکیـب شیمیایی بیوتیـت‌هـا نیـز مؤیـد ترکیـب کالـک‌آلکـالن ماگمای سازنده است.

- با توجه به خصوصیات کانی‌شناسـی و مقـدار ASI کمتر از واحـد و مقـدار مـولی Na + K کمتـر از مقـدار مـولی Al، ایـن گرانیتوییـد در زمـره گرانیتوییـدهای متـاآلومین قـرار مـی‌گیـرد. وجـود بیوتیـت-آمفیبـول و بقایایی از پیروکسن به لحاظ کـانی‌شناسـی ایـن تمایـل (آفینیتی) را تأیید می‌کند.

- درصد وزنی P_2O_5 با رونـد افزایشـی SiO_2 کـاهش نشان می‌دهد که بر سازگاری آن در روند تحولی ماگمـا دلالت دارد.

- بـر اسـاس پارامترهـای ژئوشـیمیایی گرانیتوییـد مـذکور در زمـره گرانیتوییـدهای نـوع کوردیلریـایی و عمدتاً در قلمروگروه منیزین قرار دارد.

در مجمـوع، نتـایج روابـط صـحرایی، پتروگرافـی و داده‌های ژئوشیمیایی فوق نشان می‌دهند که پلوتون‌های گرانیتوییدی قروه در گروه گرانیتوییدهای نوع I طبقـه-بندی می‌شوند. نتـایج دیگـری کـه از بررسـی تغییـرات عناصر اصلی و کمیـاب بـه‌دسـت آمـده، مشـابهت ایـن گرانیتویید را با گرانیتوییدهای مراحل انتهایی کـوهزایی نشان می‌دهد و به روش محاسـباتی Agrawall (۱۹۹۵) گرانیتویید مورد مطالعه دارای مقادیر R مثبـت اسـت و در زمرهٔ گرانیتوییدهای کوهزایی قرار می‌گیرد. بر اساس اختلافات و مشترکات بـین گرانیتویـید مـورد مطالعـه و گرانیتوییدهای برخـوردی و جزایـر قوسـی، گرانیتویـید قـروه از نـوع گرانیتوییـدهای قـوس– قـاره‌ای اسـت. داده‌هـای عناصـر کمیـاب در نمودارهـای سـه جزیـی Rb/30-Hf-Ta*3، Rb/10-Hf-Ta*3 و نمودارهـــــای Th/Yb - La/Yb و Yb -Th /Ta و نیـــز نمودارهـــای متمایز کنندهٔ محیط‌های تکتونیکی، منعکس کنندهٔ نفوذ این واحدها در یک قوس آتشفشانی حاشیهٔ فعال قاره‌ای است. با توجـه بـه سرگذشـت و رژیـم تکتـونیکی پهنـه سنندج-سیرجان و سن باتولیت‌هـای گرانیتوییـدی ایـن پهنه، نفوذی‌های گرانودیوریت- گرانیتی مـورد مطالعـه، فـرآوردهٔ مراحـل پایـانی فـرورانش پوسـته اقیانوسـی نئوتتیس به زیر پوستهٔ قاره‌ای ایران مرکزی است.

سپاسگزاری و تبریک

ضمن تبریک و اظهار مسرت از انتشار مجلـه اختصاصـی «پترولوژی»، از داوران محترم مجله کـه نکـات دقیـق و مهمی را برای اصلاح مقاله تـذکر داده‌انـد، سپاسـگزاری می‌شود.

Archive of SID

www.SID.ir

منابع

احمدی‌خلجی، ا. (۱۳۸۵) پترولوژی توده‌های گرانیتوییدی بروجرد. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران، تهران، ایران.

آقانباتی، س. ع. (۱۳۸۳) زمین‌شناسی ایران. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

امینی، ص.، مظهری، س. ع. و قلمقاش، ج. (۱۳۸۴) پتروژنز توده‌های نفوذی غرب بانه (کردستان). نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم تهران، ۵(۳): ۶۰۱-۶۱۸.

ترکیان، ا. (۱۳۸۷) مطالعه ماگماتیسم توده گرانودیوریتی درمنطقه جنوب قروه – سنندج. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه اصفهان، ایران.

ترکیان، ا.، خلیلی. م. و سپاهی‌گرو، ع. ا. (۱۳۸۷) پتروگرافی و پترولوژی مجموعه پلوتونیک جنوب قروه. مجله علمی-پژوهشی دانشگاه اصفهان، ۳۰(۱): ۱۳۱-۱۴۳.

حسینی، م. (۱۳۷۶) نقشه زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰: ۱ چهارگوش قروه (شرح در پیوست نقشه). سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

طهماسبی، ز.، خلیلی، م.، احمدی‌خلجی، ا. و مکی‌زاده، م. ع. (۱۳۸۹) پتروژنز تودهٔ گرانیتوییدی آستانه (غرب ایران). مجله پترولوژی، دانشگاه اصفهان (زیر چاپ).

محجل، م. و سهندی، م. ر. (۱۳۷۸) تکامل تکتونیکی پهنه سنندج سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن. فصل‌نامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور: ۸(۳۱-۳۲): ۲۸-۴۹.

ولی‌زاده، م. م. و صادقیان، م. (۱۳۷۵) پتروژنز توده گرانیتوییدی الوند. فصل‌نامه علمی- پژوهشی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵(۱۹): ۱۴-۳۱.

Abdel- Rahman, A. (1994) Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. Journal of Petrology 35(2): 525-541.

Batchelor, B. and Bowden, P. (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. Chemical Geology 48: 43–55.

Bellon, H. and Braud, J. (1975) Donnes nouvelles sur le domaine metamorphique du Zagros (zone de Sanandaj- Sirjan) au niveau de Kermanshah- Hamedan (Iran), Nature, age et interpretation des series metamorphiques et des intrusions, evolution structural. Faculty of Sciences Orsay, Paris, 14.

Best, M. G. (2003) Igneous and metamorphic petrology. W. H. Freeman & Company, New York.

Chappell, B. W. and White, A. J. R. (1974) Two contrasting granite types, Pacific of Geology 8: 173-174.

Chappell, B. W. and Stephens, W. E. (1988) Origin of infra-crustal (I-type) granite magmas. In: Origin of granite. Earth Sciences 79(2-3): 71-86.

Condie, K. C., (1989) Geochemical changes in basalts and andesites across the Archean- Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos 23: 1-18.

Eftekharnejad, J. (1984) Structural and sedimentary basin development in Iran. Geological Survey of Iran 51: 20-34.

Forster, H. J., Tischendorf, G. and Trumbull, R. B. (1997) An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. Lithos 40: 261-293.

Frost, B. R., Barnaes, G. G., Collins, W. J., Arculus, R. J., Ellis, D. J. and Frost, C. D. (2001) A geological classification for granitic rocks. Journal of Petrology 42: 2033-2048.

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

Archive of SID

www.SID.ir

Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G. (1986) Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. In: M. P., Coward and A. C., Ries (Eds.): Collision Tectonics. Geological Society of London, Special Publication 19: 67–81.

Harris, N. B. W., Inger, S. and Xu, R. (1990) Cretaceous plutonism in Central Tibet: an example of post-collision magmatism. Journal of Volcanology and Geothermal Researches 44: 21-32.

Ilbeyli, N., Pearce, J. A., Thirlwall, M. F. and Mitchell, J. G. (2004) Petrogenesis of collision-related plutonics in Central Anatolia, Turkey. Lithos 72: 163-182.

Koksal, S., Romer, R. L., Goncuoglu, M. C., and Toksoy-Koksal, F. (2004) Timing of post-collisional H-type to A-type granitic magmatism: U-Pb Titanite ages from the Alpine central Anatolian granitiods (Turkey). International Journal of Earth Sciences (Geol. Rundsch) 93: 974-989.

Leake, B. E., Wolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles, report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. European Journal of Mineralogy 9: 623-651.

Le Maitre, R. W. (1976) The chemical variability of some common igneous rocks. Journal of Petrology 17: 589-638.

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

Masoudi, F. (1997) Contact metamorphism and pegmatite development in the region SW of Arak, Iran. Ph. D. thesis, University of Leeds, UK (In Persian).

Masoudi, F., Yardley, B. W. D. and Cliff, R. A. (2002) Rb- Sr geochronology of pegmatites, plutonic rocks and a hornfels in the region southwest of Arak, Iran. Journal of Sciences I.R. Iran. 13(3); 249-254.

Mohajjel, M., Fergusson, C. L. and Sahandi, M. R. (2003) Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj- Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences 21: 397-412.

Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J. M. and Caron, J. P. (1985) Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoids. C. R. Academic Sciences Paris, Ser. II 301: 813–818.

Nakamura, N. (1977) Determination REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochimica et Cosmochimica Acta. 38: 757-775.

Pearce, J. (1996) Sources and setting granitic rocks. Episodes 19(4): 120-125.

Pearce, J. A., Harris, B. W. H. and Tindie, A. G. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of Petrology 25: 956-983.

Pitcher, V. S. (1982) Granite type and tectonic environment: in mountain building processes. In: K. J. Hsu. (Ed.): Academic press, London 19-40.

Pitcher, W. S. (1987) Granites and yet more granite forty years. Geologische Rundschau 76: 51-79.

Pitcher, V. S. (1993) The nature and origin of granite. Chapman and Hall, London.

Richard, L. R. (1995) MinPet: Mineralogical and petrological data processing system. version 2.02. MinPet Geological Software, Québec, Canada.

Rollinson, H. R. (1993) Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman, New York.

Archive of SID

www.SID.ir

Romick, J. D., Kay, S. M., and Kay, R. M. (1992) The influence of amphibole fractionation on the evolution of calc-alkaline andesite and dacite tehpra from the central Aleutians, Alaska. Contributions to Mineralogy and Petrology 112: 101-118.

Sabzehei, M. (1974) Les mélanges ophiolitiques de la région d'Esfandagheh (Iran méridional). Etude pétrographique et structurale. Ph. D. thesis. Etat, University of Grenoble.

Sepahi, A. A. and Athari, S. F. (2006): Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Zagros Orogen, Iran: with emphasis on A-type granitoids from SE Saqqes area. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 183: 93–106.

Shahbazi, H., Siebel, M., Pourmoafee, M., Ghorbani, M., Sepahi, A. A. Shang, C. K. and Vousoughi Abedini, M. (2010) Geochemistry and U-Pb geochoronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism. Journal of Asian Earth Sciences 39: 668–683.

Torkian, A., Khalili, M. and Sepahi, A. A. (2008) Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 185(2): 131–142.

Valizadeh, M. V. and Cantagrel, J. M. (1975) Premières données radiométriques (K-Ar et Rb-Sr) Sur Les micas du Complexe magmaitque du Mont Alvand, près Hamadan (Iran Occidental). C.R.A. S. Paris, Série D: 1083-1086.

Whalen, J. B., Jenner, G. A., Longstaffe, F. J., Robert, F. and Gariety, C. (1996) Chemical and isotopic (O, Nd and Sr) constraints on A-type granite petrogenesis based on the Topsails igneous suite, Newfoundland Appalachians. Journal of Petrology 37: 1463-1489.

Zen, E. (1988) Tectonic significance of the high pressure plutonic rocks in the Western Cordillera of North America. In: W.G., Ernest (Ed.): Metamorphism and crustal evolution of the Western U.S. Rube, Prentice-Hall. Englewood Cliffs, New Jersey.

Archive of SID

www.SID.ir

Typology and tectonic setting of the Qorveh granitoid (Kurdistan Province, western Iran)

Ashraf Torkain *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Bu-Ali Sina University, Hamadan, Iran

Archive of SID

Abstract

The south Qorveh granitoid plutons (Kurdistan) which have intruded into the regionally metamorphosed rocks (Kimmerian Orogeny) lie in 80 km NW of Hamedan city. They composed predominantly of granodiorite and granite with minor amount of diorite and gabbro. Field characteristics (i.e. absence of migmatite), as well as several petrographical and geochemical features including the presence of Ca-plagioclase, magnesio-hornblende, and the lack of Al-bearing minerals (i.e. corundum, muscovite), the ASI<1, mol Na+K>mol Al, ratio Na_2O+K_2O-CaO/SiO_2, decrease of P_2O_5 in Harker diagram, as well as high abundances of Na and Ca are in favor of I- composition of the parent magma. To determine the tectonic setting of the Qorveh granitoid plutons, several diagrams are used including Rb/10-Hf-Ta*30, La/Yb vs. Th/Yb, Th/Ta vs. Yb, spider diagram, and also discriminating diagrams for tectonic environment. Using Agrawall, the studied granitoid has R>0 and so it is an orogenic granitoid. The studied samples generally reflect the volcanic arc setting in active continental margin and it is similar to late- orogenic granitoids. Investigation of tectonic setting and age of granitoids in Sanandaj-Sirjan Zone (SSZ) show that the granitoid developed by subduction of Neo-Tethyan oceanic crust underneath Central Iran.

Key words: I-type granie, Volcanic arc, Calc-alkaline, Active continental margin, Qorveh (Kurdistan)

* a-torkian@basu.ac.ir

www.SID.ir