

تیپولوژی و جایگاه تکتونیکی گرانیتوئید قروه (غرب ایران، کردستان) اشرف ترکیان*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی‌سینا، همدان، ایران

چکیده

توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی جنوب قروه (کردستان) که در سنگ‌های دگرگونه متأثر از کوهزایی سیمین 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 اشیاعی آلومینا ($ASI < 1$)، مقدار مولی $Na+K$ کمتر از مقدار مولی Al ، نسبت $CaO - Na_2O + K_2O$ 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 جزئی Th/Yb و $Rb/10-Hf-Ta^3$ در مقابل La/Yb و Th/Ta ، نمودار عنکبوتی و نیز نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی، استفاده شد. با استفاده از روش Agrawal مشخص شده است که گرانیتوئید مورد مطالعه به‌علت برخورداری از مقادیر R مثبت به گرانیتوئیدهای کوهزایی تعلق دارد. به‌طور کلی، نمونه‌های مورد مطالعه منعکس‌کننده رژیم تکتونیکی مرتبط با قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای هستند و مشابهت این سیرجان و سن باتولیت‌های گرانیتوئیدی این پهنه، تأیید می‌کند که گرانیتوئید مورد مطالعه فرآوردهٔ مراحل پایانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتیس به زیر پوستهٔ قاره‌ای ایران مرکزی است.

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

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 سیمین 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،

تکتونوماگمایی آن را نیز مشخص می‌کند. نتایج حاصل می‌تواند در تبیین فرایندهای موثر بر ژنز و نیز تکامل ساختاری پهنه سندنج-سیرجان در منطقه تحت پوشش این مقاله مؤثر واقع شود.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه با گستره‌ای حدود ۲۵ کیلومترمربع در مختصات جغرافیایی $47^{\circ}42'$ تا 48° طول شرقی و $34^{\circ}50'$ تا $35^{\circ}10'$ عرض شمالی قرار دارد. مجموعه پلوتونیک جنوب قروه، با روند عمومی شمال غرب- جنوب شرق، مشتمل بر سنگ‌های نفوذی مافیک (دیوریت‌ها و گابروها) تا فلسیک (گرانودیوریت‌ها و گرانیت‌ها) است (شکل ۱). گسترده‌ترین واحدها به سنگ‌های فلسیک با ۶۵٪ و کمترین آنها به مافیک‌ها با ۳۵٪ فراوانی تعلق دارد. سنگ‌های فلسیک که در این نوشتار آنها را گرانیتوئید می‌نامیم، عمده‌ترین و مهم‌ترین واحد سنگی مجموعه پلوتونیک مذکور است. گرانیتوئید به صورت استوک رخنمون دارد و رگه‌های تاخیری و هیدروترمال متعددی آن را قطع می‌کنند.

بررسی‌های حسینی (۱۳۷۶) نشان می‌دهند که تشکیل هورنفلس‌های آمفیبول-اسکاپولیت-بیوتیت‌دار به سبب جای‌گیری این گرانیتوئید در منطقه است. مجموعه مذکور در میان سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با درجات متغیر دگرگونی، از رخساره شیست سبز تا آمفیبولیت (Sabzehei, 1974)، نفوذ کرده است.

حسینی (۱۳۷۶) همچنین، به سه دگرشکلی مشخص در مرمیت‌ها، آمفیبولیت‌ها، شیست‌ها و فیلیت‌ها که حاصل عملکرد کوهزایی سیمیرین میانی است، اشاره می‌کند که به صورت چین‌های کوچک مقیاس و تورق، ریز چین‌های نسل دوم و ایجاد فولیاسیون گسترده در سنگ‌های دگرگونی و حتی میلیونیتی‌شدن سنگ‌های آذرین از قبل موجود مشاهده

درجات متغیری از رخساره‌های شیست سبز تا آمفیبولیت را نشان می‌دهند (Sabzehei, 1974). شرایط خاص تکتونوماگمایی حاکم بر این پهنه دگرگونی-ماگمایی، سبب تشکیل و پیدایش نفوذی‌های زنجیره‌ای مذکور با آفینیتی‌های کالک‌آلکان، تولییتی و حتی آلکان شده که منعکس‌کننده مراحل مختلف جایگزینی و منشأهای گوناگون آنهاست.

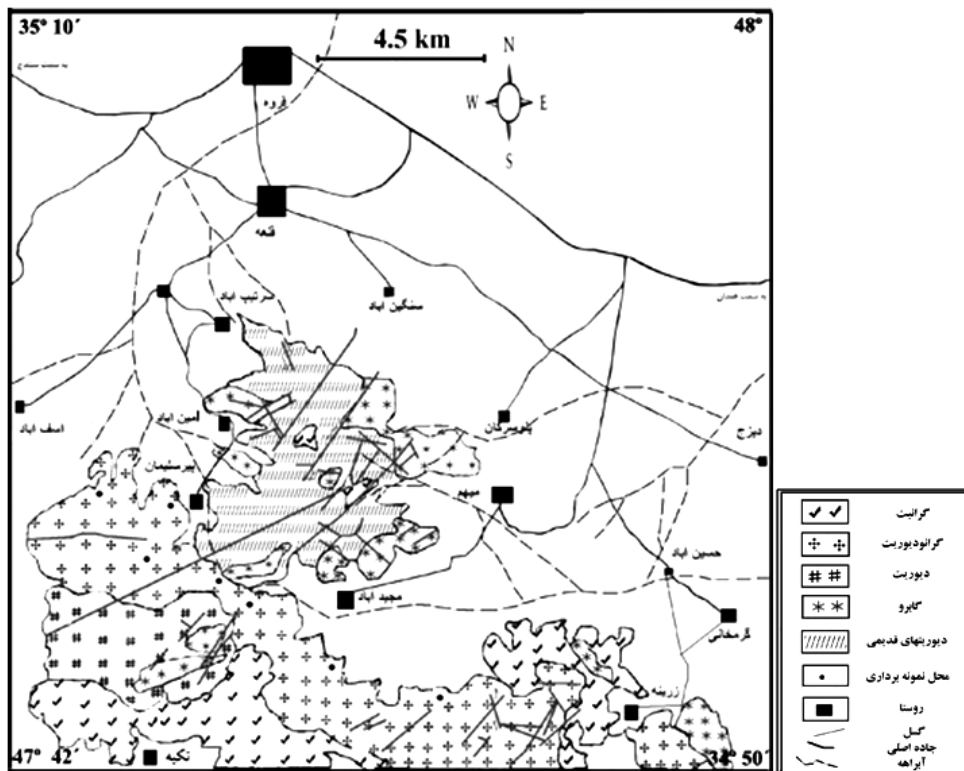
مطالعات متقدمان نشان داده که هر یک از توده‌ها در تیپ‌های مختلف S، I و یا A قرار دارند، به علاوه، در محیط‌های تکتونیک متفاوتی جایگزین شده‌اند. باتولیت الوند نوع S (پالین‌ژنتیک) و به گرانیتوئیدهای کوهزایی از نوع قوس-قاره‌ای تعلق دارد (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۵). احمدی‌خلجی (۱۳۸۵) گرانودیوریت-کوارتزیدیوریت بروجرد را گرانیتوئیدهای نوع I مرتبط با قوس آتشفشانی یک حاشیه فعال قاره‌ای قلمداد نموده، حال آن‌که گرانیتوئیدهایی با ترکیب مونزوگرانیت-گرانودیوریت و تونالیت این منطقه را Masoudi (۱۹۹۷) و Masoudi و همکاران (۲۰۰۲) نوع S و متعلق به همزمان با تصادم تا پس از کوهزایی دانسته‌اند.

طهماسبی و همکاران (۱۳۸۹) توده نفوذی آستانه اراک را نوع I تشخیص داده، تشکیل آن را متأثر از فعالیت‌های تکتونیک در محیط فرورانش می‌دانند. Sepahi و Athari (۲۰۰۶) در سقز از دو نوع گرانیتوئید G_1 و G_2 به ترتیب نوع A و I که در قوس آتشفشانی جایگزین شده‌اند، یاد می‌کنند. با این اوصاف باید یادآور شد که بررسی ژنز و جای‌گیری این مجموعه‌های نفوذی در درک ژئودینامیک پهنه سندنج-سیرجان از اهمیت بسزایی برخوردار است.

مقاله حاضر که بر پایه مشاهدات صحرائی، مطالعات پتروگرافی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی استوار است، علاوه بر تعیین سرشت و تیپولوژی ماگمای واحدهای گرانیتوئیدی مجموعه پلوتونیک قروه، محیط

مطالعه و تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سنقر (کرمانشاه) توده نفوذی گابرو-دیوریتی خزرهره 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 قره تعمیم داده‌اند.

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 راست‌الغز راست شونده، با سومین دگرشکلی موجود در منطقه همخوانی و هماهنگی دارند. Bellon و Braud (۱۹۷۵) در راستای



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی ساده شده واحدهای گرانودیوریت و گرانیتی مورد مطالعه در مجموعه پلوتونیک جنوب قره. (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 تشکیل‌دهنده 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 جفت‌یافته القایی)

با دستگاه طیف‌سنج مدل SCIEX ELAN 250 تجزیه شدند. تجزیه‌های شیمیایی در آزمایشگاه ژئوآنالیتیکال دانشگاه واشنگتن (امریکا) به انجام رسیده است. همه 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 ۰/۱ تا ۰/۱ (درصد وزنی) و ۱۰ (ppm) است. استانداردهای مورد استفاده BCR-۱، MON-01 و GMP-01 هستند. داده‌ها در جدول ۱

رشدی‌هایی از آلکالی فلدسپار پرتیتی احاطه شده‌اند.

گرانودیوریت: سنگ‌های این واحد بیشتر در بخش مرکزی و جنوبی منطقه مورد مطالعه رخنمون دارند و ترکیب سنگ‌شناسی آن را تونالیت، کوارتز-مونزونیت و گرانودیوریت تشکیل می‌دهد. این سنگ‌های متوسط تا درشت دانه با ساخت دانه‌ای نیمه شکل‌دار (هیپایدیومورفیک گرانولار) حاوی درصدهای متغیری از کانی‌های فرومنیزین هستند. ترکیب کانی‌شناسی مودال، آن‌ها را پلاژیوکلازهای تیغه‌ای منطقه‌بندی شده نیمه شکل‌دار تا تمام شکل‌دار (%۳۰-۳۸)، آمفیبول‌هایی با بلورهای نیمه شکل‌دار تا کاملاً شکل‌دار از نوع هورنبلند سبز (%۱۰-۲۲)، کوارتز (%۱۴-۲۰)، آلکالی‌فلدسپارهایی که عمدتاً به‌صورت ارتوز پرتیتی و گاهی دارای بافت میرمیکت هستند (%۱۵-۲۰) و بیوتیت (کمتر از %۵) تشکیل داده است که با زیرکن، آلانیت، آپاتیت، اسفن و مگنتیت همراهی می‌شوند. به‌طور کلی، واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی مورد مطالعه دارای مرز کاملاً مشخص و ناگهانی هستند. در واحدهای گرانیتوئید فوق فراوانی کانی‌هایی، مانند پلاژیوکلاز و هورنبلند سبز کاملاً چشمگیر و بارز است؛ به‌ویژه اینکه بر اساس رده‌بندی Leake و همکاران (۱۹۷۷) آمفیبول‌ها به زیر گروه هورنبلندهای کلسیک از نوع هورنبلند منیزیم‌دار تعلق دارند (ترکیان، ۱۳۸۷). برخی پترولوژیست‌ها معتقدند که فراوانی هورنبلند دال بر پیدایش باقی مانده ذوب بخشی از سنگ‌های آذرین اعماق پوسته است (ر. ک. Best، ۲۰۰۳). به‌علاوه، نبود کانی‌های سرشار از آلومینیوم، نظیر: آندالوزیت، مسکوویت، کردیریت، سیلیمانیت و گارنت و نیز وجود بافت‌هایی از قبیل منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها برای تعیین تیپ ماگمایی این سنگ مشخصه‌ای مهم محسوب می‌شود.

ارائه شده است. به‌علاوه، تعداد ۵ نمونه از بیوتیت‌های واحد گرانودیوریتی در آزمایشگاه میکروپروب دانشگاه اکلاهما (آمریکا) با استفاده از دستگاه الکترون میکروپروب مدل Cameca SX50، مجهز به پنج اسپکترومتر غیرهمزمان با طول موج بلند و تجزیه کننده اشعه X مدل PGT PRISM 2000 تجزیه شدند. این کار با ولتاژ شتاب دهنده ۲۰ Kv، باریکه جریان ۲۰ nA و با قطر باریکه‌ای برابر ۲ mμ صورت گرفته است. نتایج داده‌ها با کانی‌های استاندارد شناخته شده مصنوعی و طبیعی همسنجی (کالیبره) شده است (جدول ۲). ترسیم نمودارها با استفاده از برنامه Minpet از Richard (۱۹۹۵) صورت پذیرفته است و برای تفکیک مقادیر Fe^{+2} از Fe^{+3} از روش Le Maitre بهره برده‌ایم.

تعیین تیپ ماگمایی

طیف وسیعی از ادبیات زمین‌شناسی به ارائه شاخص‌های تیپ‌های ماگمایی اختصاص یافته است. به‌منظور تعیین تیپ ماگمایی گرانیتوئید مورد مطالعه، اختصاصات پتروگرافی، ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی به‌صورت خلاصه ارائه می‌شود.

(الف) اختصاصات پتروگرافی:

گرانیت: توده نفوذی جنوب منطقه مورد مطالعه ترکیب گرانیتی دارد که آپوفیزهایی از آن نیز در سنگ‌های دگرگونی مشاهده می‌شود. مجموعه کانی‌های این واحد سنگی موجب شده که سنگ‌هایی با ترکیب مونزوگرانیت، آلکالی‌فلدسپارگرانیت و سینوگرانیت یافت شود. کانی‌های اصلی با بافتی عموماً گرانولار و گاهی پورفیروئیدی، شامل: آلکالی‌فلدسپار، کوارتز و پلاژیوکلاز با بیوتیت، زیرکن، آپاتیت، اسفن، آلانیت و اکسیدهای آهن است. پلاژیوکلازها دارای ماکل آلبیت-کارلسباد و به‌صورت نیمه شکل‌دار متبلور شده که گاهی با رو

(ب) اختصاصات ژئوشیمیایی

اکسیدهای عناصر اصلی حاصل از تجزیه شیمیایی واحدهای گرانیتوئید در جدول ۱ ارائه شده است. بر پایه این داده‌ها، نفوذی‌های مورد بحث از درصد بالای SiO_2 (۶۴-۷۸) در

صدوزنی) برخوردارند. مقدار سدیم در گرانودیوریت ۳/۷۰-۵ 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 ₂ O 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 ₂ O 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 ₂ O	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 ₂ O	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 ₂ O 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	-	-

وضعیت بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی Forst و همکاران (۲۰۰۱) از جمله نسبت FeO^* به FeO^*+MgO سنگ‌های فلسیک منطقه مورد مطالعه از گروه گرانیتوئیدهای کوردیلریایی - عمدتاً در قلمرو گروه منیزین هستند.

تعداد اندکی نیز که نسبت FeO^*/FeO^*+MgO آن‌ها در مقادیر بالای SiO_2 بیشتر از ۷۰٪ است، در قلمرو گروه فرون (Ferroan) قرار دارند. این سنگ‌های گرانیتوئیدی به لحاظ داشتن اندیس MAL (Na_2O+K_2O-CaO) ، بیشتر در قلمرو سنگ‌های کلسیک‌آلکالیک تا آلکالی کلسیک هستند.

جدول ۲- نتایج داده‌های تجزیه الکترون میکروپروب (برحسب درصد وزنی) پنج نمونه بیوتیت در چهار سنگ از واحد گرانودیوریت.

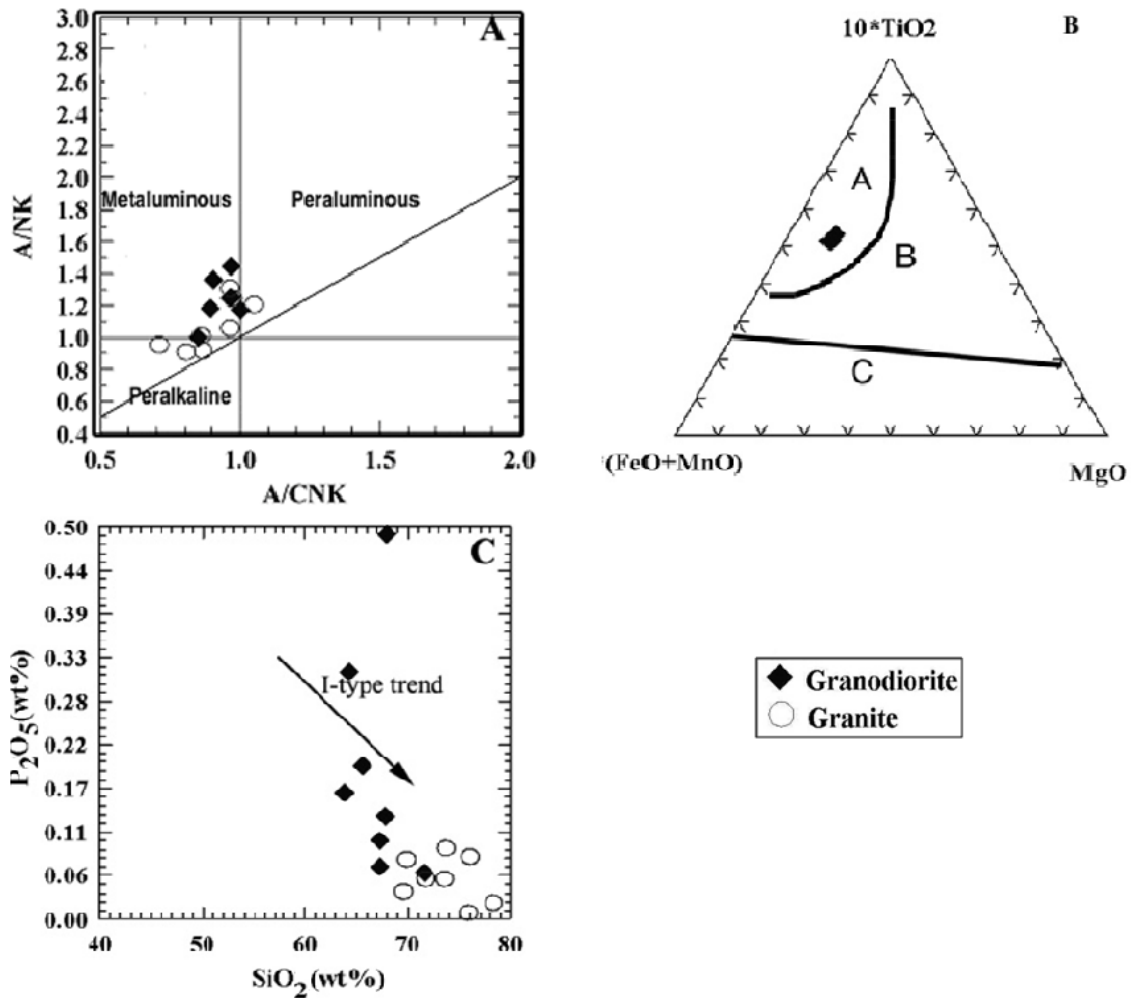
Rock Samples	QMJB2	QMJ2	QMJ12	QMM11	QMM11
Samples No.	Bt-1	Bt-2	Bt-3	Bt-4/1	Bt-4/2
SiO ₂	35.13	35.32	35.62	35.46	35.07
TiO ₂	3.37	3.35	3.52	3.41	3.42
Al ₂ O ₃	14.05	14.31	14.44	14.55	14.52
FeO ^{total}	24.69	24.08	23.82	25.08	25.42
MgO	6.83	7.11	7.08	6.96	6.71
MnO	0.24	0.23	0.23	0.24	0.25
CaO	0.12	0.17	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 ₂ O	0.02	0	0	0.02	0
K ₂ O	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

وضعیت آلکالینیتیه واحدهای سازنده، از جمله فاکتورهای مهم در تیپولوژی سنگ‌های آذرین محسوب می‌شود که به آن نیز توجه شده است. به این منظور، از ضریب اشباعی آلومینا (ASI) و نیز نسبت SiO_2 در مقابل Na_2O+K_2O-CaO بهره جست‌ه‌ایم. ماگمای سازنده گرانیتوئید قروه از نوع ساب‌آلکان و در زیر گروه کالک‌آلکان‌ها قرار دارد.

بر مبنای درجه اشباعی آلومینا، مت‌آلومینه $(CNK > N > NK)$ و حاوی پیروکسن، هورنبلند، بیوتیت و از نوع I است که در آن‌ها نسبت $A/CNK < 1.1$ برقرار است. افزون بر این داده‌ها، بر اساس پژوهش Abdel-Rahman (۱۹۹۴) که از فراوانی اکسیدهای FeO^{total} ، Al_2O_3 و MgO برای تعیین سری‌های گرانیتوئیدها استفاده نمود، ترکیب بیوتیت‌های گرانودیوریت‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای کالک‌آلکان جای می‌گیرد (جدول ۲ و شکل ۲-B).

مهمترین ویژگی بیوتیت‌ها غنی بودن آن‌ها از آهن است. اندیس درجه اشباعی از آلومینا $(ASI = Al^{total}/(Ca + Na + K))$ این کانی به‌طور بارزی کم $(1/4 - 1/6)$ است (جدول ۲) و منعکس کننده کم بودن فعالیت آلومینا در ماگمای در حال تبلور آن است (Zen, 1988).

یکی دیگر از ویژگی‌ها، کاهش درصد وزنی اکسید فسفر با روند افزایشی SiO_2 است که حاکی از سازگاری این عنصر در روند تحولی ماگماست (شکل ۲-C) و خصوصیت I را برای این ماگما مشخص می‌کند. از طرفی، دلالت بر آن دارد که منشأ ماگمای سازنده، سنگ‌های مافیک تا متوسط مشتق از بخش مادون پوسته‌ای هستند (Chappell and White, 1974; Chappell and Stephens, 1988).



شکل ۲- A) واحدهای گرانیتوئید قروه از نظر درجه اشباعی از آلومینا در قلمرو متآلومین قرار دارند ($A/CNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$) و بیوتیت‌های اولیه؛ B: بیوتیت‌های حاصل از دست‌یابی به تعادل مجدد و C: بیوتیت‌های ثانویه)، سیر نزولی فراوانی P_2O_5 با افزایش مقدار SiO_2 در گرانیتوئید مورد مطالعه. این روند با شاخص‌های ویژه ماگماهای نوع I هم‌خوانی دارد.

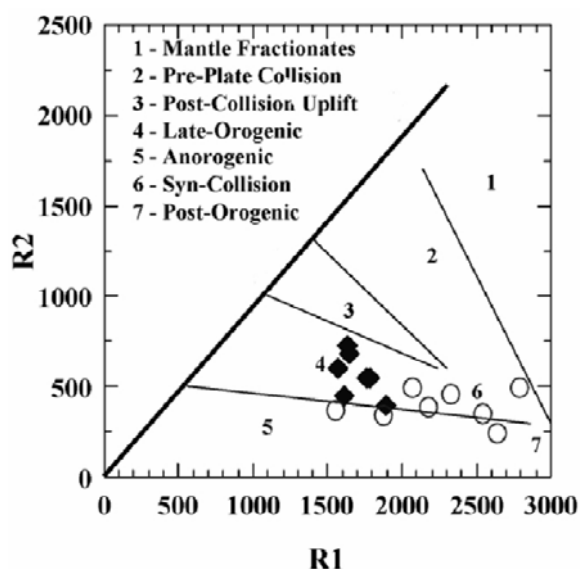
جایگاه تکتونیکی گرانیتوئید

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 تئیس جوان مرتبط است (آقانباتی، ۱۳۸۳). مطالعه ماگماتیسیم 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 گرانیتوئیدی به دو

قلمرو ۶ کشیده شده‌اند (شکل ۳). بر پایه مدلی که Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) ارائه نمودند، سنگ‌های مورد مطالعه به گرانیتوئیدهای گروه یک و یا گرانیتوئیدهای کوهزایی تعلق دارد. به طوری که ملاحظه می‌شود، تفکیک انواع زیرگروه‌های گرانیتوئیدها با کمک نمودارهای ترسیم شده فوق، به گونه‌ای کاملاً واضح، ممکن نیست (شکل ۴).



شکل ۳- نمودار R_1-R_2 ، $R_1=4Si-11(Na+k)-2(Fe+Ti)$ ، $R_2=6Ca+2Mg+Al$ برای تفکیک محیط‌های مختلف گرانیتوئیدها Batchelor و Bowden (۱۹۸۵). اکثر نمونه‌های گرانیتوئید منطقه در محدوده گرانیتوئیدهای مراحل پایانی کوهزایی (گروه ۴) قرار می‌گیرند و چند نمونه آکالی‌تر به سمت گروه ۶ کشیده شده است. علایم مشابه شکل ۲ است.

اما در روشی که Agrawal (۱۹۹۵) ارائه نموده است می‌توان با استفاده از روش محاسباتی وی، انواع گرانیتوئیدهای کوهزایی و غیرکوهزایی را متمایز کرد. بنابر محاسبات انجام شده بر اساس روش نامبرده، گرانیتوئید مورد مطالعه به علت برخورداری از مقادیر R مثبت به گرانیتوئیدهای

دسته اصلی کوهزایی و غیرکوهزایی تقسیم‌بندی می‌شوند (Pitcher, 1982, 1987, 1993; Batchelor and Bowden, 1985). همچنین، مدل پیشنهادی Maniar و Piccoli (۱۹۸۹)، به کمک عناصر اصلی Al_2O_3 , K_2O و نیز نسبت‌های $FeO^{total} / FeO^{total} + MgO$ ، $MgO + FeO^{total} / CaO$ ، MgO / SiO_2 در مقابل فراوانی SiO_2 زیر گروه‌های مهم گرانیتوئیدهای کوهزایی (جزایر قوسی یا IAG، قوس قاره‌ای یا CAG، حاصل از برخورد قاره‌ای COLG، پس از کوهزایی POG) و غیرکوهزایی از هم تفکیک کرده است. قبلاً جایگاه محیط تکتونیکی واحدهای گرانیتوئیدی مجموعه پلوتونیک قروه به طور دقیق مطالعه و بررسی نشده است. در این بخش از مقاله، سعی شده ابتدا محیط تکتونیکی با استفاده از داده‌های دقیق و جامع ژئوشیمیایی واحدهای گرانودیوریتی-گرانیتی بررسی و سپس با تکیه بر مقایسه سن و موقعیت جای‌گیری گرانیتوئید مورد مطالعه، نسبت به سایر توده‌های نفوذی پهنه سنندج-سیرجان، صحت نتایج حاصل از بررسی‌های ژئوشیمیایی آزمایش و محیط تکتونوماگمایی آن تبیین شود.

الف) کاربرد عناصر اصلی در تعیین محیط

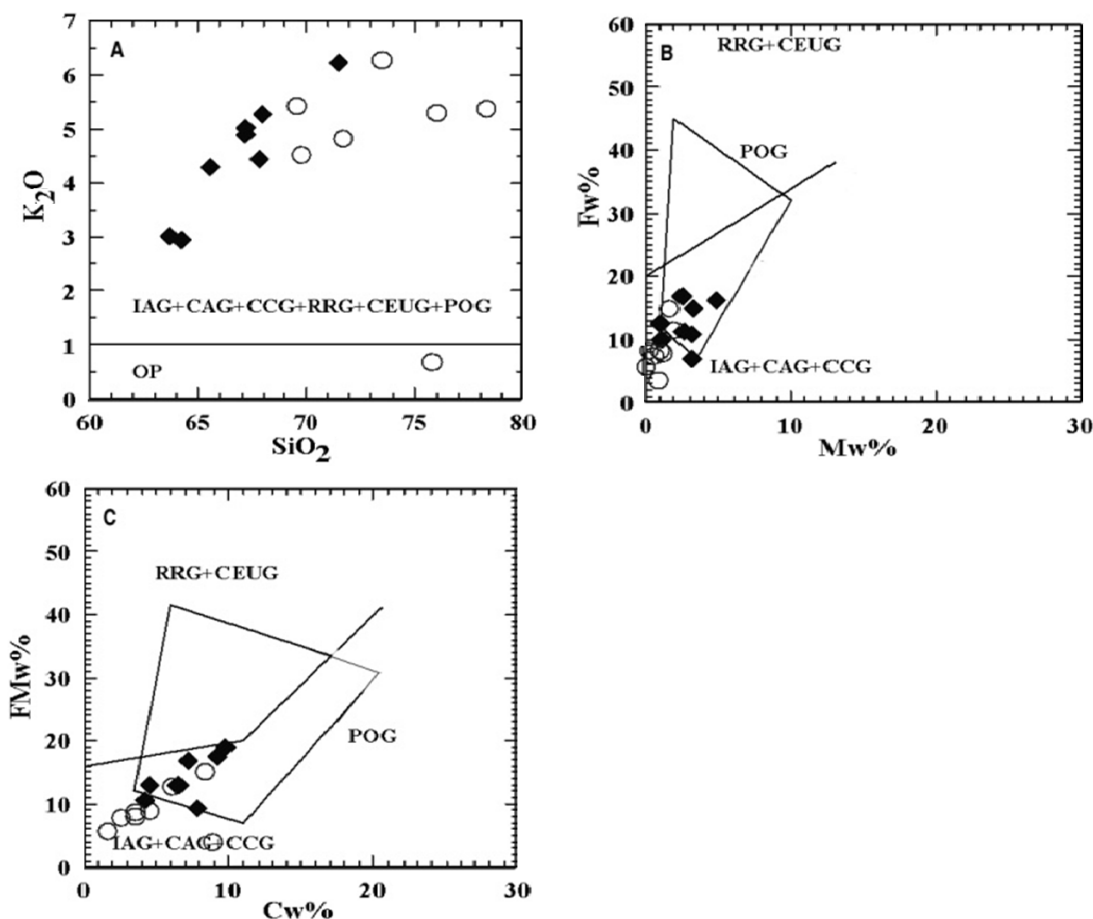
تکتونیکی: با استفاده از نمودارهایی که بر مبنای اکسیدهای عناصر اصلی تنظیم شده، طبقه‌بندی گرانیتوئید و تعیین جایگاه تکتونیکی آن امکان‌پذیر است. در نمودار R_1-R_2 (Batchelor and Bowden, 1988) نمونه‌های سنگ‌های گرانیتوئید جنوب قروه عمدتاً در محدوده گرانیتوئیدهای مراحل نهایی کوهزایی (Late Orogenic) جای می‌گیرند و تعداد سه نمونه‌ای که دارای Na و K نسبتاً بیشتری بوده‌اند، به سمت

جدول ۳- نتایج حاصل از محاسبات تعیین گروه‌های گرانیتوئیدهای کوهزایی و غیرکوهزایی به روش Agrawal (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

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 گرانیتوئیدهای محیط‌های تکتونیک مختلف با اختصاصات گرانیتوئید مورد بررسی، چنین استنتاج می‌شود که واحدهای گرانودیوریت-گرانیتی قروه با ویژگی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای برخورد قاره‌ای مغایرت داشته، ولی با گرانیتوئیدهای POG و CAG تشابهات زیادی دارند.



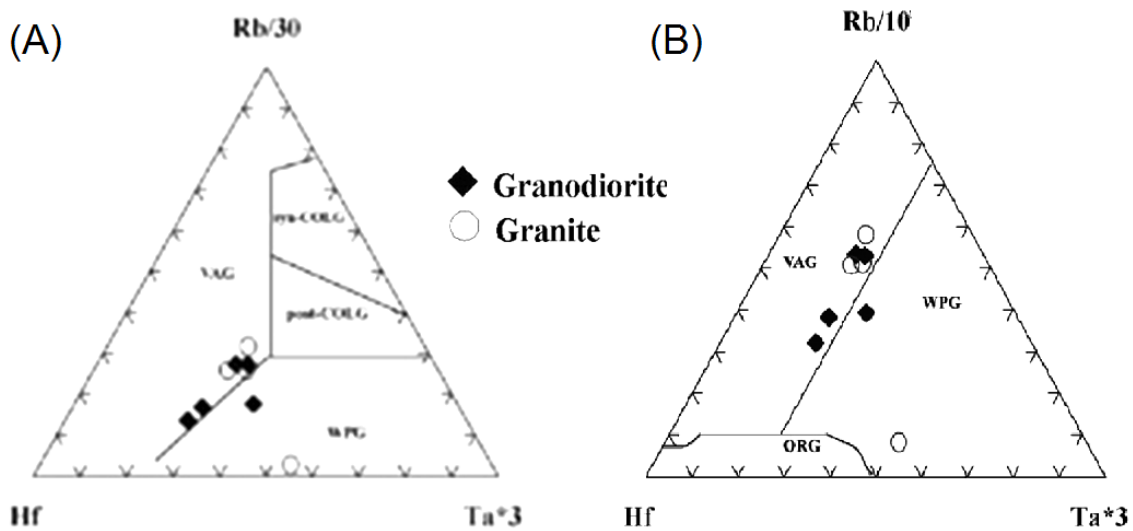
شکل ۴- نمودارهای Maniar و Piccoli (۱۹۸۹) برای تمایز گروه‌های مختلف گرانیتوئیدهای کوهزایی: (A) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده گرانیتوئیدهای (IAG+CAG+CCG+RRG+CEUG+POG, B) و (C) در محدوده IAG+CAG+CCG قرار دارند. علائم مشابه شکل ۲ است.

Hf-Ta*3 Harrise و همکاران (۱۹۹۰) (شکل ۵) که در آن گرانیت‌های همزمان با برخورد قاره‌ها، پس از برخورد، قوس آتشفشانی و درون صفحه‌ای متمایز شده، نشان‌دهنده این است که نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار دارند. افزون بر این، نمودار Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) نیز رژیم تکتونیکی قوس آتشفشانی را برای سنگ‌های مذکور در مجموعه مورد مطالعه، مشخص می‌نماید. فرایندهای بعدی مانند متاسوماتیسم که به تغییرات شیمیایی منجر می‌شود، ممکن است عامل واقع شدن دو تا از نمونه‌ها در محدوده WPG باشد (ترکیان، ۱۳۸۷).

(ب) کاربرد عناصر کمیاب در تعیین محیط

تکتونیکی: ترکیب گرانیت‌ها اساساً توسط ترکیب سنگ منشأ کنترل می‌شود، نه توسط محیط تکتونیکی Rollinson (۱۹۹۳)، اما شاخص‌های ویژه‌ای از غلظت عناصر کمیاب وجود دارند که می‌توانند گرانیتوئیدهای رژیم‌های مختلف را متمایز نمایند (Pearce *et al.*, 1984).

به منظور تعیین جایگاه تکتونیکی گرانیتوئید مورد مطالعه، داده‌های عناصر کمیاب حاصل از تجزیه شیمیایی سنگ کل نمونه‌ها (جدول ۱) نیز بر روی نمودارهای Pearce (۱۹۹۶) و Harris و همکاران (۱۹۸۶) نیز تصویر شده‌اند. نمودار متمایزکننده Rb/30-



شکل ۵- نمودار سه جزئی Rb/30-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) متمایزکننده گرانیت‌های همزمان با برخورد، پس از برخورد، قوس آتشفشانی و درون صفحه‌ای. واحدهای گرانیتوئیدی عمدتاً در قلمرو گرانیت‌های قوس آتشفشانی قرار دارند. دو نمونه، احتمالاً متأثر از تغییرات متاسوماتیسم و یا به علت فراوانی کانی‌های فرومنیزین، در محدوده WPG جای گرفته‌اند. نمودار تفکیک جایگاه تکتونیکی بر اساس Rb/10-Hf-Ta*3 (Harris *et al.*, 1986) که در آن گرانیت‌های همزمان با برخورد، قوس آتشفشانی و درون صفحه‌ای به نمایش گذاشته شده است. این شکل به‌طور کلی نشان‌دهنده رژیم تکتونیکی قوس آتشفشانی برای نمونه‌های فلسیک منطقه مورد مطالعه است.

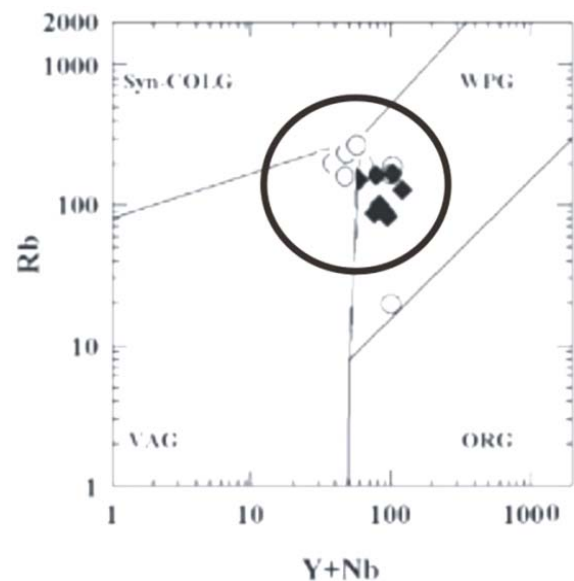
گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند (شکل ۶) که این منطقه از نظر Pearce (۱۹۹۶) قلمرو تحت پوشش گرانیتوئیدهایی است که پس از فعالیت-

اما موقعیت نمونه سنگ‌های مورد مطالعه در نمودار Y+Nb در مقابل Rb (Pearce, 1996) در منطقه مشترک گرانیتوئیدهای درون صفحه‌ای (WPG) و

تعیین پتروژنز ماگماها، نمودار Th/Yb در مقابل La (شکل ۷-ا) 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 آلیش 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 گرانیتوئید در قوس حاشیه فعال قاره‌ای رخ داده است (شکل ۷-ب). لذا به استناد بر کلیه دلایل، بالا جایگاه تکتونیکی شکل‌گیری گرانیتوئید 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، غنی‌شدگی مشخص از عناصر Rb و Ba از اختصاصات گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی مرتبط با مناطق فرورانش هستند (Wilson, 1989). با این حال، آلیش با مواد پوسته‌ای نیز می‌تواند سبب این تغییرات شود (Rollinson, 1994). در بررسی‌های انجام شده توسط محققان مختلف بر روی محیط تکتونیکی

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 گرانیتوئیدهای مرتبط با ماگماتیسزم 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 متاسوماتیسزم را که به تغییرات شیمیایی در آن‌ها منجر شده، نادیده انگاشت.

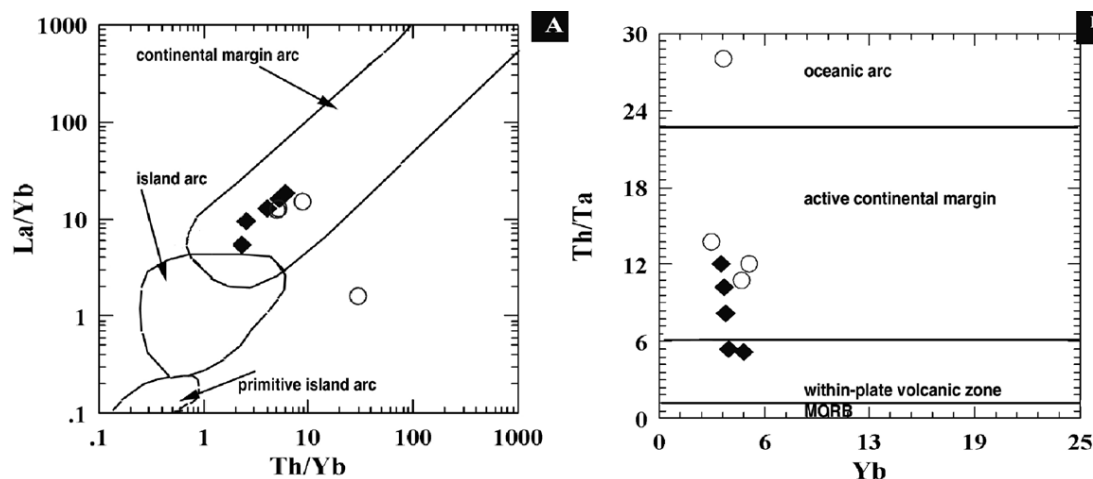


شکل ۶ - نمودار متمایز کننده محیط‌های تکتونیکی از Pearce (۱۹۹۶). نمونه‌های واحدهای مختلف گرانیتوئید در مرز محدوده‌های قوس آتشفشانی (VAG) تا درون قاره‌ای (WPG) و در حوضه‌ای که بیانگر قلمرو پست تکتونیک است، قرار می‌گیرند. علائم مشابه شکل ۵ است.

یکی دیگر از نمودارهایی که هم می‌تواند در تعیین محیط تکتونیکی مجموعه مفید واقع شود و هم در

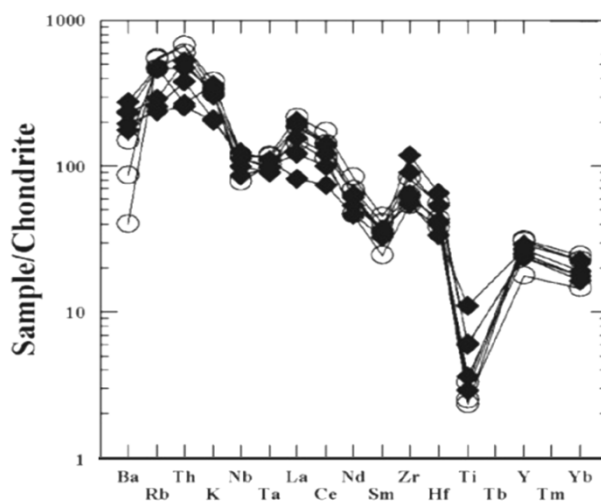
Romer و همکاران (۲۰۰۱) نیز به وجود این مغایرت‌ها اشاره نموده‌اند. نمونه دیگری از این تفاوت‌ها در ترکیه مورد توجه بوده است؛ سرزمینی که از بسیاری جهات دارای ویژگی‌های تکتونیکی و ماگماتیسم مشابه ایران است.

گرانیئویدها 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 همکاران (۱۹۹۷)، Romick (۱۹۹۲) و



شکل ۷- در نمودار Th/Yb در مقابل La/Yb (Condie, ۱۹۸۹) نمونه‌های گرانودیوریتی و گرانیتی در قلمرو قوس حاشیه قاره متمرکز شده‌اند. Schandl و Gorton (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. علائم مشابه شکل ۵ است.

Koksal و همکاران (۲۰۰۴) ضمن مطالعه کوارتز-مونزونیت باراناداگ در آناتولی مرکزی (ترکیه) معتقدند که در رژیم‌های انتهایی برخوردی تا پس از برخورد قاره‌ها، داده‌های ژئوشیمیایی ماگماتیسم بیشتر گویای ویژگی‌های پوسته در حال زیرراندگی است، تا علائم 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 علائم ژئوشیمیایی منابع غنی شده مربوط



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). علائم مانند شکل ۵ است.

بنابراین، با توجه به اینکه این گرانیتوئیدها همگی قدیمی تر از گرانیتوئید مورد مطالعه هستند، لذا تشکیل آن‌ها به طور یقین همزمان یا قبل از برخورد قاره‌هاست. اما گرانیتوئیدهایی نظیر گرانیت تواندشت-گوشه (۳۵ میلیون سال، احمدی خلجی، ۱۳۸۵) متأثر از رخداد تکتونیکی پیرنن و گرانیتوئید جوان تر بروجرد (۷۰-۵۲ میلیون سال)، که به وسیله Masoudi (۱۹۹۷) از نوع پس از برخورد تشخیص داده شده، و نیز گرانیتوئید 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 پهنه سنندج-سیرجان و نتایج بررسی‌های عناصر اصلی و کمیاب، پلوتون‌های گرانیتوئیدی 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 سنوزویک (میوسن) به وقوع پیوسته است و بر اثر این واقعه، همزمان و پس از آن، توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی متعددی شکل گرفته و در پهنه مذکور نفوذ کرده‌اند.

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 گرانیتوئید

با تکیه بر موقعیت پهنه سنندج-سیرجان: نگاهی به زمین‌شناسی پهنه سنندج-سیرجان و رژیم تکتونیکی گرانیتوئیدهای قدیمی تر این پهنه (جدول ۴) شاید بتواند قطعیت انتخاب یک محیط قوس آتشفشانی در حاشیه فعال قاره‌ای را جدی تر نماید. برای مثال، گرانودیوریت -کوارتزدیوریت بروجرد (۱۷۱-۱۷۲ میلیون سال) به قوس آتشفشانی مرتبط با یک حاشیه فعال قاره‌ای تعلق دارد (احمدی خلجی، ۱۳۸۵)؛ باتولیت گرانیتوئیدی الوند با ۶۸-۱۰۴ میلیون سال (ولی‌زاده و صادقیان، ۱۳۷۵) و با ۱۶۱-۱۶۳ میلیون سال، Shabazi و همکاران (۲۰۱۰) نیز یک گرانیتوئید برخوردار 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).

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

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

نتیجه‌گیری

شاخص‌های تعیین تیپ ماگمایی پلوتون‌های گرانیتوئیدی مجموعه جنوب قروه که شامل اختصاصات صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی است، به اختصار در زیر بیان می‌شود:

- سنگ‌های مورد مطالعه از طیف گسترده‌ای از SiO_2 برخوردارند، و مجموعه بیضوی شکل منطقه‌بندی شده (زونینگ) ناقصی را تشکیل می‌دهند.

- در واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی پلاژیوکلاز و هورنبلند فراوان هستند؛ به ویژه آنکه بر اساس رده‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷)، آمفیبول‌ها به زیر گروه هورنبلندهای کلسیک منیزیم دار تعلق دارند.

- فقدان کانی‌های سرشار از آلومینیوم برای تعیین تیپ ماگمایی این سنگ‌ها مشخصه مهمی محسوب می‌شود. در ترکیب مودال نیز هورنبلند و اسفن وجود دارد.

- بر اساس داده‌های ژئوشیمیایی واحدهای فلسیک مورد مطالعه از نوع کالک‌آلکالن هستند و ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نیز مؤید ترکیب کالک‌آلکالن ماگمای سازنده است.

- با توجه به خصوصیات کانی‌شناسی و مقدار ASI کمتر از واحد و مقدار مولی $Na + K$ کمتر از مقدار مولی Al، این گرانیتوئید در زمره گرانیتوئیدهای متاآلومین قرار می‌گیرد. وجود بیوتیت-آمفیبول و بقایایی از پیروکسن به لحاظ کانی‌شناسی این تمایل (آفینیتی) را تأیید می‌کند.

- درصد وزنی P_2O_5 با روند افزایشی SiO_2 کاهش نشان می‌دهد که بر سازگاری آن در روند تحولی ماگما دلالت دارد.

- بر اساس پارامترهای ژئوشیمیایی گرانیتوئید

مذکور در زمره گرانیتوئیدهای نوع کوردیلریایی و عمدتاً در قلمروگروه منیزین قرار دارد.

در مجموع، نتایج روابط صحرایی، پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی فوق نشان می‌دهند که پلوتون‌های گرانیتوئیدی قروه در گروه گرانیتوئیدهای نوع I طبقه‌بندی می‌شوند. نتایج دیگری که از بررسی تغییرات عناصر اصلی و کمیاب به‌دست آمده، مشابهت این گرانیتوئید را با گرانیتوئیدهای مراحل انتهایی کوهزایی نشان می‌دهد و به روش محاسباتی Agrawal (۱۹۹۵) گرانیتوئید مورد مطالعه دارای مقادیر R مثبت است و در زمره گرانیتوئیدهای کوهزایی قرار می‌گیرد. بر اساس اختلافات و مشترکات بین گرانیتوئید مورد مطالعه و گرانیتوئیدهای برخوردی و جزایر قوسی، گرانیتوئید قروه از نوع گرانیتوئیدهای قوس-قاره‌ای است. داده‌های عناصر کمیاب در نمودارهای سه جزئی $Rb/10-Hf-Ta*3$ ، $Rb/30-Hf-Ta*3$ و نمودارهای $Yb-Th / Ta$ و $Th/Yb - La/Yb$ و نیز نمودارهای متمایز کننده محیط‌های تکتونیک، منعکس کننده نفوذ این واحدها در یک قوس آتشفشانی حاشیه فعال قاره‌ای است. با توجه به سرگذشت و رژیم تکتونیک پهنه سندنج-سیرجان و سن باتولیت‌های گرانیتوئیدی این پهنه، نفوذی‌های گرانودیوریت-گرانیتی مورد مطالعه، فرآورده مراحل پایانی فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیر پوسته قاره‌ای ایران مرکزی است.

سپاسگزاری و تبریک

ضمن تبریک و اظهار مسرت از انتشار مجله اختصاصی «پتروولوژی»، از داوران محترم مجله که نکات دقیق و مهمی را برای اصلاح مقاله تذکر داده‌اند، سپاسگزاری می‌شود.

منابع

- احمدی‌خلجی، ا. (۱۳۸۵) پترولوژی توده‌های گرانیتوئیدی بروجرد. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تهران، تهران، ایران.
- آقائباتی، 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 ماگماتیسیم توده گرانودیوریتی در منطقه 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 ۱:۱۰۰۰۰۰ 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 توده گرانیتوئیدی 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 گرانیتوئیدی 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.
- Eftekharnjad, 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.

- 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 granitoids (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.

- 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 tephra 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 geochronology 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 magmatique 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.

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

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 $ASI < 1$, $\text{mol Na+K} > \text{mol Al}$, ratio $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO} / \text{SiO}_2$, 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 $\text{Rb}/10 - \text{Hf} - \text{Ta} * 30$, La/Yb vs. Th/Yb , Th/Ta vs. Yb , spider diagram, and also discriminating diagrams for tectonic environment. Using Agrawal, 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