

پترولوژی و پتروژنز گرانیتوئیدهای داخل افیولیت ملانژ شمال خوی - شمال غرب ایران

مروت فریدآزاد^(۱*)، محسن مؤید^۲، منصور مجتهدی^۲ و محسن مؤذن^۲

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

۲. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

تاریخ دریافت: ۸۷/۱۲/۶

تاریخ پذیرش: ۸۸/۹/۹

چکیده

در داخل کمپلکس دگرگونی شرقی افیولیت ملانژ خوی، سنگ‌های گرانیتوئیدی مختلفی رخنمون یافته‌اند. مطالعه ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها بیانگر حضور حداقل دو نوع گرانیتوئید مختلف در داخل این کمپلکس می‌باشد. این دو نوع گرانیتوئید عبارتند از گرانیتوئیدهای نوع اول (از نوع گرانیتوئیدهای نوع فرارانش، پرآلومین و S-type) که در دمای بین ۷۶۰-۶۲۶ درجه سانتیگراد تشکیل شده‌اند و احتمالاً حاصل ذوب بخشی پوسته قاره‌ای (بعد از بسته شدن حوضه کششی پشت قوس سیالیک خوی) و قابل مقایسه با گرانیتوئیدهای پرآلومین همانند گرانیت‌های هیمالیا می‌باشند. گرانیتوئیدهای نوع دوم (که از نوع تفریق، متآلومین و I-type می‌باشند) در دمای بین ۸۸۴-۷۸۶ درجه سانتیگراد و احتمال می‌رود در زمان ایجاد پوسته اقیانوسی در داخل حوضه کششی پشت قوس سیالیک خوی تشکیل گردیده‌اند و با پلاژیوگرانیت‌های افیولیت‌های تیتسی قابل مقایسه می‌باشند. بنابراین گرانیتوئیدهای نوع اول احتمالاً می‌تواند سن بسته شدن حوضه کششی پشت قوس خوی، و گرانیتوئیدهای نوع دوم سن تشکیل پوسته اقیانوسی این حوضه را نشان دهند.

واژه‌های کلیدی: تفریق، گرانیتوئید، خوی، فرارانش، پشت قوس سیالیک.

مقدمه

زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ خوی و (Radfar and Amini, 1993) در راستای تهیه نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ خوی و (Khala - bari-jafari et al., 2004; 2005) مورد مطالعه قرار گرفته است. بخشی از گرانیتوئیدهای منطقه نیز توسط عزیزی و همکاران (۱۳۸۰) از دیدگاه پتروفابریکی مورد تحقیق قرار گرفته است. تعدادی از محققین از جمله (Ghoraiishi and Arshadi, 1978) و (Radfar and Amini, 1993) گرانیت‌های شمال خوی را گنیس‌های پرکامبرین و گنیس‌های مزوزوئیک دانسته‌اند ولی عزیزی و همکاران (۱۳۸۰) این سنگ‌ها را گرانیت‌های میلوئیتی دانسته و سن نسبی آنها را براساس روابط چینه‌ای بعد از کرتاسه و قبل از الیگو-میوسن در نظر می‌گیرند. لازم به ذکر است که این تعیین سن بر روی گرانیتوئیدهای نوع اول (توده آق درق) مورد بحث در این مقاله صورت گرفته و تعمیم این سن نسبی به تمامی رخنمون‌های گرانیتوئیدی موجود در داخل کمپلکس

سنگ‌های گرانیتی به ویژه گروهی با عنوان پلاژیوگرانیت اقیانوسی (Coleman and Peterman, 1975) حجم کمی را در داخل افیولیت‌ها به خود اختصاص می‌دهند و لیکن نقش مهمی در شناخت ویژگی‌های زمین‌شناختی مناطق افیولیتی ایفاء می‌کنند. مطالعات پتروژنزی این نوع از سنگ‌های گرانیتی برای درک تحول افیولیت‌ها از شروع گسترش کف اقیانوسی تا فرارانش و جایگیری روی پوسته اقیانوسی بسیار مهم هستند. منطقه مورد بررسی در شمال غرب ایران و در شمال شهرخوی (آذربایجان غربی) واقع شده است و از نظر تقسیم بندی زون‌های ساختمانی - رسوبی ایران در محدوده بین دو زون البرز غربی و آذربایجان (ایران مرکزی) و زون آمیزه رنگین شمال غرب ایران قرار می‌گیرد. این منطقه در گذشته توسط محققین متعددی از جمله (Ghoraiishi and Arshadi, 1978) در راستای تهیه نقشه

* نویسنده مرتبط

و به کمپلکس دگرگونی شرقی (Khalatbari-Jafari et al., 2004) تعلق دارد. کمپلکس دگرگونی شرقی دارای روند شمال غرب و جنوب شرق بوده و برپایه مطالعات (Khalatbari-Jafari et al., 2004). این کمپلکس در حاشیه شمال شرقی، با حاشیه بلوک ایران مرکزی تماس تکتونیکی داشته و در جهت جنوب غربی بر روی آن رانده شده است. در حاشیه جنوب غربی آن، سنگ های دگرگونی بر روی توریدایت ها و سری های رسوبی - آتشفشانی افیولیت غیردگرگونی رانده شده اند. این زون دگرگون شده دارای بخش های تکتونیکی گسترده ای از افیولیت های دگرگون شده است که عمدتاً شامل پریدوتیت های سرپنتینی شده با متاگابروهای همراه آنها هستند. این کمپلکس شامل واحدهای زیراست:

الف- واحد دگرگونی شرقی

این واحد بخشی از کمپلکس دگرگونی شرقی بوده و خود به ۴ واحد فرعی به ترتیب زیر تقسیم گردیده است:
 ۱) شامل میکاشیست، آمفیبولیت ها و گنیس می باشد.

۲) شامل آمفیبولیت های ریزدانه به همراه متاکوارتزیت و گنیس های لپتینیته بوده که قطعات تکتونیکی بزرگی از سنگ های پلوتونیکی افیولیتی شامل لرزولیت فولیاسیون دار و تکتونیت های هارزبورژیتی و هم چنین متاکومولاهای اولترامافیکی می باشد که به همراه این سنگ ها، سیل ها و دایک های فراوانی از متاگابروها (آمفیبولیت ها) دیده می شوند.

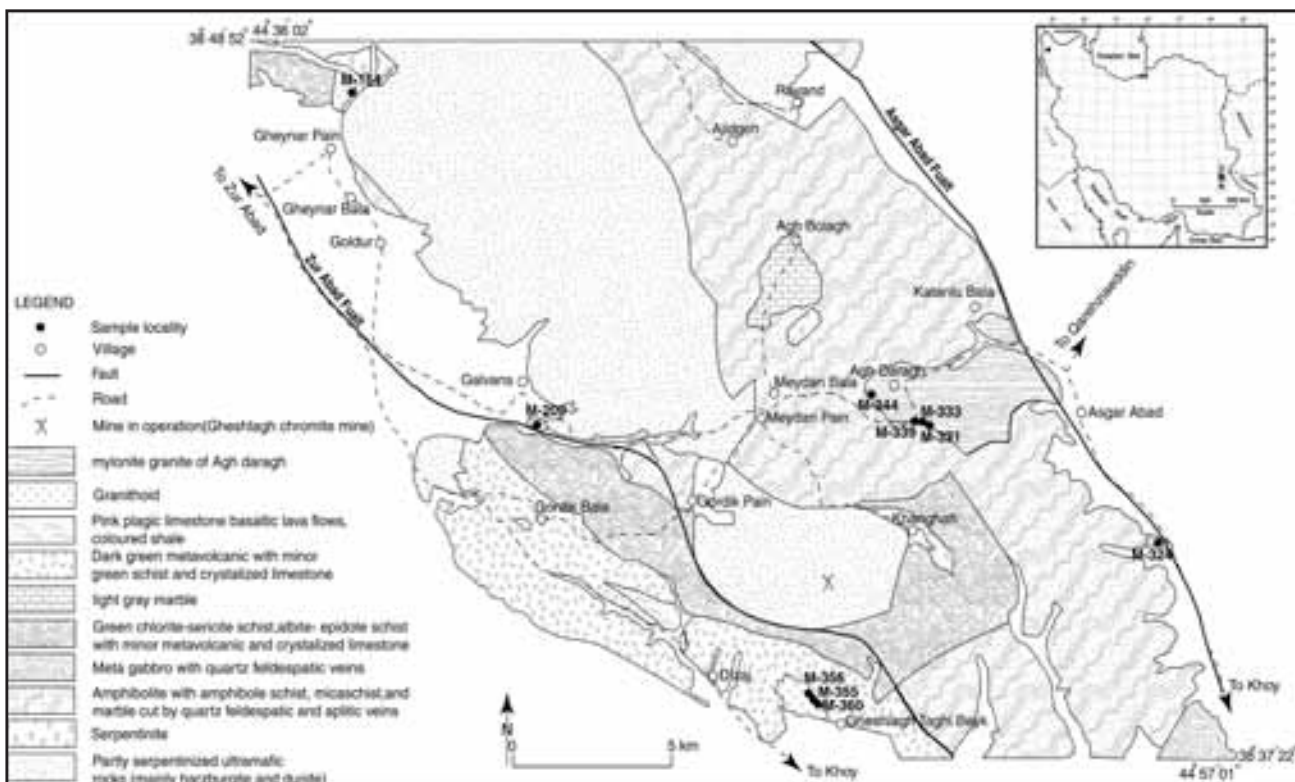
دگرگونی شرقی (Khalatbari-Jafari et al., 2004) خوی درست نمی باشد. تاکنون مطالعه پترولوژیکی و ژئوشیمیایی جامع برای تفسیر منشأ و تکامل توده های فوق انجام نشده است و این تحقیق سعی در پر کردن این خلأ دارد.

روش ها

بعد از انجام پیمایش های صحرائی و برداشت نمونه ها، نسبت به تهیه مقاطع میکروسکوپی و مطالعه آنها اقدام گردیده است. برای تعیین غلظت عناصر اصلی و کمیاب با دستگاه ICP-MS، تعداد پنج نمونه از میان نمونه هایی که کمترین دگرسانی را نشان می دادند، جهت آنالیز به شرکت ALS CHEMEX (کانادا) ارسال شده است. هم چنین از داده های (Khalatbari-jafari et al., 2004) و عزیزی و همکاران (۱۳۸۰) که به روش تجزیه فلورسانس پرتوی (XRF) در دانشگاه شهید بهشتی تهران انجام شده، استفاده گردیده است. نتایج آنالیز نمونه ها در جدول (۱) ارائه شده است.

زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

منطقه مورد مطالعه در شمال غرب ایران و در مختصات جغرافیایی $38^{\circ} 37' 22''$ تا $38^{\circ} 48' 52''$ عرض شمالی و $44^{\circ} 36' 02''$ تا $44^{\circ} 57' 01''$ طول شرقی در استان آذربایجان غربی و در شمال شهر خوی واقع شده است (شکل ۱). این محدوده بخشی از مجموعه افیولیتی شمال غرب ایران (افیولیت ملائز خوی-ماکو) بوده



شکل ۱- نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه با تغییرات (Radfar and Amini, 1993) و محل های نمونه برداری.

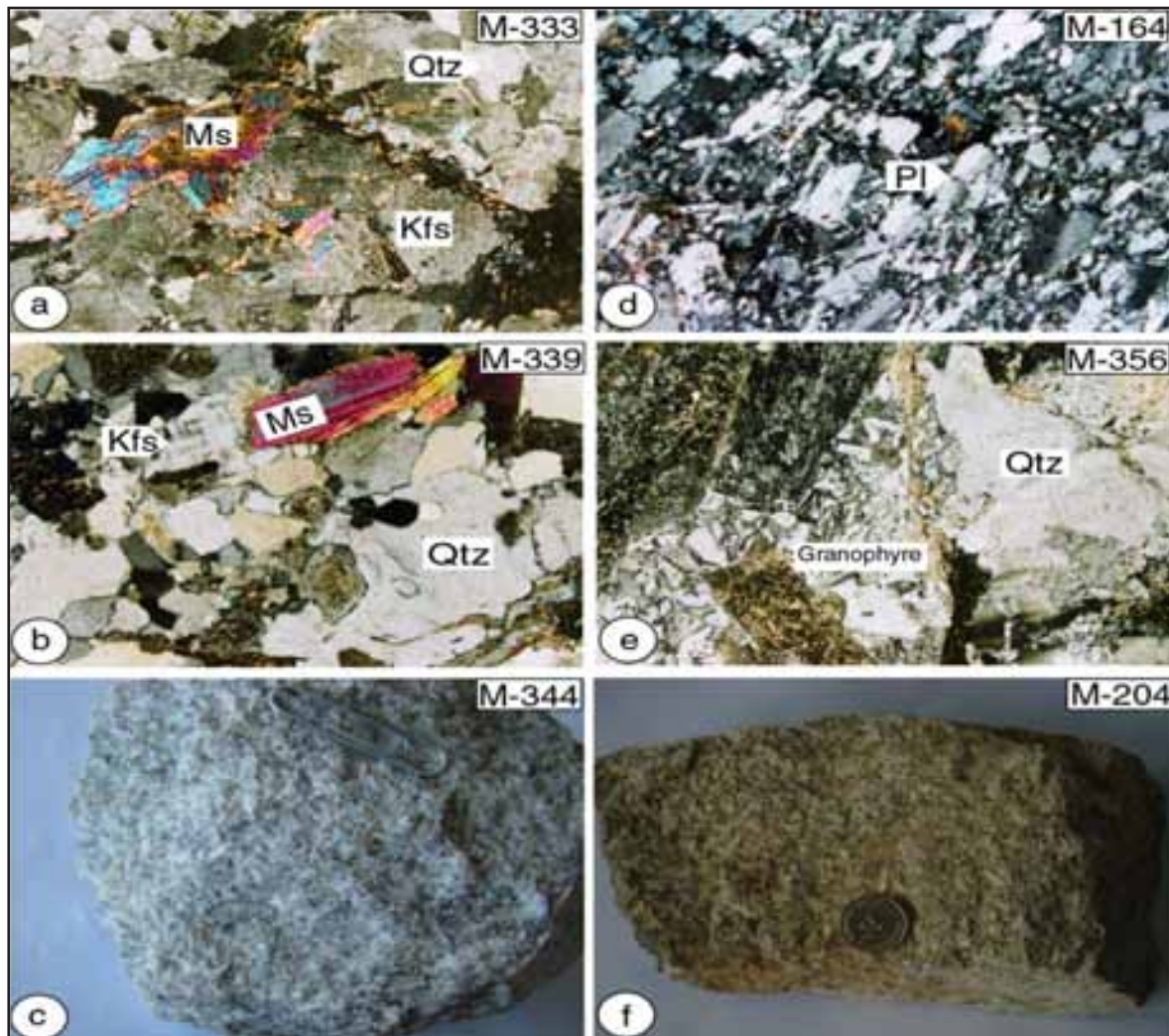
مختلف می باشد. این سنگ ها با وجود تکتونیزه بودن شدید، یک مجموعه متافیولیتی گسیخته^۱ را تشکیل می دهند که شامل متاتکتونیت ها (هارزبورگیت ها و دونیت ها)، متاکومولیت ها (دونیت ها، متاگابروهای نواری و هورنبلدیت ها) و انواع مختلف آمفیبولیت های ریزدانه و متاآکارامیت می باشد. این قطعات تکتونیکی متافیولیتی در مناطق مختلف توسط سیل ها و دایک های وسیع و یا توده های نفوذی کوچکی از متاگابروها قطع شده اند.

سن سنجی انجام شده بر روی موسکوویت و بیوتیت یک نمونه از گرانیتوئیدهای این واحد (با موقعیت به مختصات جغرافیایی

گنیس های فوق برطبق مطالعات انجام یافته توسط عزیزی و همکاران (۱۳۸۰)، گرانیت های میلونیتی می باشند. زیر واحد (۳) شامل شیست های سبز، متاولکانیک ها و متاآکارامیت می شود. زیر واحد (۴) شیست های سبزرده پایین تر را نشان می دهد.

ب- قطعات تکتونیکی متافیولیتی

قطعات تکتونیکی سنگ های مافیک و اولترامافیک به طور گسترده ای در وسط کمپلکس دگرگونی شرقی دیده می شوند که نشاندهنده تماس های تکتونیکی سیستماتیک با واحدهای



شکل ۲- مقاطع میکروسکوپی و نمونه های دستی از گرانیتوئیدهای مورد مطالعه:

- a- رخداد کوارتز، موسکوویت و آلکالی فلدسپار در نمونه M-333 از توده آق درق، XPL.
- b- رخداد کوارتز، موسکوویت و آلکالی فلدسپار (میکروکلین) در نمونه M-339 از توده آق درق، XPL.
- c- نمونه دستی از توده گرانیتوئیدی آق درق.
- d- رخداد بافت تراکتوئیدی در نمونه M-164 از گرانیتوئید شرق زورآباد، XPL.
- e- رخداد بافت گرانوفیری در نمونه M-356 از توده شمال غرب قشلاق تقی بیگ، XPL.
- f- نمونه دستی از توده گرانیتوئیدی شمال غرب قشلاق تقی بیگ.

جدول ۱- تجزیه عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی نمونه های گرانیتوئیدی از منطقه شمال خوی. نمونه های شماره M-164، M-209، M-360، M-339، M-333 با دستگاه ICP-MS توسط مولفین و نمونه های شماره، G411، G400، AM73، AM36، B5، B4، M-360، Q9، Q6، Q5، Q3، GZ12، HP37، K18 توسط (عزیزی و همکاران، ۱۳۸۰) با دستگاه XRF و نمونه شماره mt13-gr توسط (Khalatbari-Jafari et al., 2005) مورد تجزیه قرار گرفته است.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	
SiO ₂	66.1	66.7	70.3	70.3	62.2	69.87	72.86	70.7	76.66	74.96	69.24	70.76	76.02	73.7	69.29	72.99	73.92	70.61	76.01	76.01	71.2	70.01	76.01	76.01	71.2	70.01	76.01	76.01	71.2	70.01	76.01
TiO ₂	14.8	13.67	13.4	14.4	13.2	16.71	16.88	16.17	16.43	14.96	13.35	14.46	13.46	13.7	13.27	14.8	13.7	13.8	13.8	13.2	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8	13.8
Al ₂ O ₃	19.9	19.81	20.9	22.9	24.9	22.1	20.9	22.1	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7	20.7
FeO	8.16	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1	8.1
MnO	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
CaO	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Na ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
K ₂ O	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
Total	100.22	100.11	101.22	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12	101.12

الف - گرانیتوئیدهای دارای درصد کوارتز بالا (SiO₂) بیش از ۷۰ درصد: در این سنگ ها علاوه برکانی کوارتز که درصد بالایی را به خود اختصاص می دهد، کانی های دیگری از قبیل موسکویت، بیوتیت، آلکالی فلدسپار (ارتوز، میکروپرتیت و میکروکلین)، پلاژیوکلاز به همراه کانی متفرقه آپاتیت دیده می شوند. کوارتزها اکثراً خاموشی موجی از خود نشان می دهند و کانی های سریسیت، اپیدوت و کلریت حاصل تجزیه پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و بیوتیت به عنوان کانی های ثانویه در این سنگ ها حضور دارند. در بعضی از نمونه های این نوع از گرانیتوئیدها آلپیت صفحه شطرنجی نیز دیده می شود. کانی های اوپیک به مقدار کم به صورت اولیه و در مواردی به صورت ثانویه حاصل از تخریب کانی های فرومنیزین دیده می شوند. بافت شاخص در این سنگ ها، بافت میلوئیتی، کاتاکلاستیکی تا گرانولار و میکروپرتیتی می باشد. این ویژگی ها اکثراً در نمونه های توده آق

۵۵' ۵۰" ۳۸ شرقی و ۴۵' ۴۳" ۴۴ شمالی) به روش ⁴⁰K/⁴⁰Ar (Khalatbari-Jafari et al., 2004) سن ایزوتوپی ۱/۶ ± ۷/۵ میلیون سال را مشخص کرده است. برطبق مطالعات انجام یافته توسط عزیزی و همکاران (۱۳۸۰)، کمپلکس دگرگونی شرقی مجموعه افیولیتی خوی شامل سه مجموعه سنگی می باشد: متابازیت ها، متاسدیمنت ها و گرانیتوئیدهای میلوئیتی. توده های گرانیتوئیدی مورد مطالعه در داخل این کمپلکس دگرگونی قرار گرفته اند و خود آنها نیز تا حدودی دگرگونی ضعیفی را متحمل گشته اند.

پتروگرافی

گرانیتوئیدهای موجود در داخل کمپلکس دگرگونی شرقی خوی از لحاظ کانی شناسی به دو گروه قابل تقسیم می باشند:

ژئوشیمی عناصر کمیاب

تمرکز عناصر کمیاب تابع تمرکز آنها در منشأ، درجه و نحوه ذوب بخشی و تمام فرایندهای بعدی تفریق مذاب- بلور- سیال است. تغییر در غلظت عناصر کمیاب در تعیین فرایندها بیشتر از تعیین منشأ کاربرد دارد (Clark, 1992).

بررسی روند تغییرات $Ba, Ce, Cr, La, Rb, Sr, Y, Zr$ در مقابل سیلیس در گرانیتوئیدهای شمال خوی، به طور مشخصی دو نوع متفاوت گرانیتوئید را از هم متمایز می کند (شکل ۵).

ژئوشیمی عناصر نادر خاکی

فراوانی عناصر کمیاب در گرانیتوئیدهای نوع اول نسبت به کندریت نرمالیزه شده است (شکل ۶-a). همانطوری که ملاحظه می شود، الگوهای REE در گرانیتوئیدهای نوع اول شیب کلی منفی نسبتاً زیادی نشان می دهد و این مسئله بیانگر جدایش شدید عناصر نادر خاکی سبک از سنگین می باشد. نمونه M-209 تفریق یافته تر از بقیه بوده و عنصر Eu در آن آنومالی منفی نشان می دهد که نشان از باقیماندن پلاژیوکلاز در منبع ماگمایی دارد. برای تفسیر مراحل تکامل فرایندهای تفریق و منشأ گرانیتوئیدهای شمال خوی، از نمودارهای چند عنصری استفاده شده است (شکل ۶-b). همانطوری که دیده می شود این الگو نیز دارای شیب منفی و تفریق یافته بوده و در عناصر Sm، Nb، Ti آنومالی منفی نشان می دهد که حاکی از منشأ پوسته ای این نوع از گرانیتوئیدها است. هم چنین شواهدی از قبیل حضور کربنوم در نورم نیز منشأ قاره ای این گرانیتوئیدها را اثبات می کند (جدول ۱).

الگوهای REE و چند عنصری نمونه های این گرانیتوئیدها (گرانیتوئیدهای نوع اول) با الگوی REE و چند عنصری شاخص گرانیتوئیدهای نوع فرارانش در داخل افیولیت ها (Pearce, 1989) (Skjerlie et al., 2000; Whitehead et al., 2000) مورد مقایسه قرار گرفته اند و انطباق زیادی با این نوع از گرانیت ها نشان می دهند (شکل های ۶-a و ۶-b).

این تیپ گرانیت (تیپ فرارانش) به وسیله آناتکسی سنگ های رسوبی در حوضه های حاشیه ای زیر صفحات رانده افیولیتی در طول فرارانش افیولیت ها روی پوسته اقیانوسی تولید می شوند. چنین گرانیت هایی در افیولیت های "سمعیل" در عمان و امارات متحده عربی (Pearce, 1989; Whitehead et al., 2000)، کمپلکس افیولیتی "گوگولی" در شمال یونان (Pearce, 1989)، کمپلکس "لیزارد" در جنوب غرب انگلستان (Pearce, 1989)، افیولیت "سولوند-استاویورد" در غرب نروژ (Skjerlie et al., 2000) و افیولیت "تفوردمین" در آپالاشین کانادایی (Whitehead et al., 2000) تشکیل شده اند. این گرانیت ها معمولاً به درون سکانس پریدوتیت گوشته و یا سکانس کومولیت در بخش پایینی توالی پوسته اقیانوسی نفوذ می کنند و تغییرات ژئوشیمیایی گسترده ناشی از اشتقاق از منابع مختلف را در شرایط P-T متفاوت را دارا می باشند. آنها اکثراً بوسیله ترکیبات ایزوتوپی پوسته ای (مقادیر ϵ_{Nd} منفی و نسبت های $^{87}Sr/^{86}Sr$ بالا ناشی از ذوب بخشی رسوبات و یا مخلوط رسوبات و بازالتهای

درق (شکل ۱) دیده می شوند. شکل های (۲-a)، (۲-b) و (۲-c) کانی های موجود در این گرانیتوئیدها و بافت های شاخص آنها را نشان می دهند. این توده های گرانیتوئیدی به داخل سازندهای قبلی نفوذ کرده اند.

ب- گرانیتوئیدهای با درصد کوارتز پایین (SiO_2 کمتر از ۷۰ درصد): در این سنگ ها کانی کوارتز نسبت به نوع قبلی از درصد پایینی برخوردار بوده و کانی های اصلی این نوع گرانیتوئیدها علاوه بر کوارتز عبارتند از: پلاژیوکلاز، آمفیبول (هورنبلند)، بیوتیت، آلکالی فلدسپار (ارتوز). آپاتیت نیز جزو کانی متفرقه معمول در این سنگ هاست. کوارتزهای این گرانیتوئیدها نیز همانند گرانیتوئیدهای نوع قبلی اکثراً خاموشی موجی از خود نشان می دهند و کانی های سریسیت، اپیدوت، کلریت و کلسیت حاصل تجزیه پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و هورنبلند به عنوان کانی های ثانویه در این سنگ ها حضور دارند. مقدار کانی های ثانویه در این سنگ ها نسبت به گرانیتوئیدهای قبلی درصد بالایی را به خود اختصاص می دهد. در بعضی از نمونه های این نوع گرانیتوئیدها، تیتانیت به صورت شکل دار تا نیمه شکل دار در کنار کانی های اپیدوت دیده می شوند. هم چنین مقدار زیادتری از کانی های اوپیک حاصل از تخریب کانی های فرومنیزین به صورت اولیه و (گاهی ثانویه) نسبت به گرانیتوئیدهای قبلی دیده می شوند. بافت شاخص در این نوع سنگ ها بافت میکروگرانوفیری است که به طور ویژه در نمونه های توده شمال غرب قشلاق تقی بیگ دیده می شود و در نمونه شرق زورآباد بافت تراکتیوئیدی شاخص می باشد. شکل های (۲-d)، (۲-e) و (۲-f) کانی های موجود در این گرانیتوئیدها و بافت های شاخص آنها را نشان می دهند. این نوع گرانیتوئیدها به غیر از توده آق درق در بقیه رخنمون ها مشاهده می شوند (شکل ۱).

نام گذاری سنگ های مورد مطالعه

برای نام گذاری گرانیتوئیدهای مورد مطالعه از روش نام گذاری شیمیایی استفاده شده است. براساس نام گذاری شیمیایی $Q=Si/3-(K+Na+2Ca/3)$ در مقابل (Debon and Le Fort, 1983) $P=K-(Na+Ca)$ ، سنگ های مورد مطالعه در محدوده های گرانیت، آداملیت، گرانودیوریت، تونالیت و کوارتز دیوریت قرار می گیرند (شکل ۳).

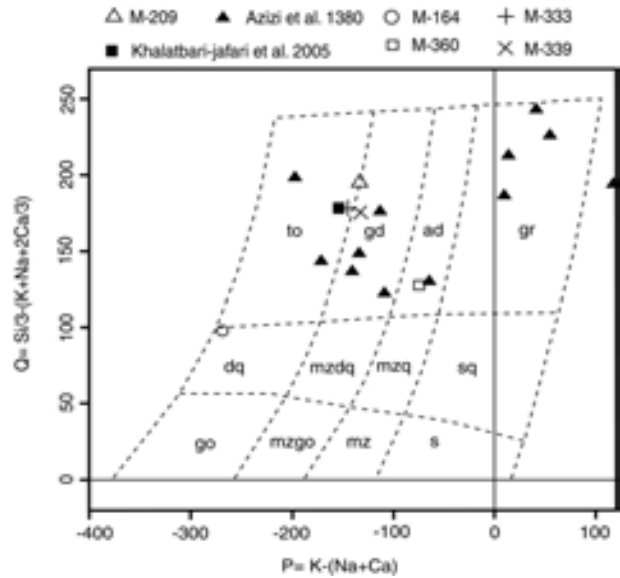
ژئوشیمی عناصر اصلی

بررسی انجام شده نشان داده است که روند تغییرات میزان $FeO, CaO, Na_2O, TiO_2, P_2O_5, MgO$ در مقابل سیلیس در گرانیتوئیدهای شمال خوی نزولی است به عبارت دیگر نشان دهنده تطابق معکوس بین عناصر اصلی فوق و سیلیس وجود دارد. هم چنین K_2O روند افزایشی و Al_2O_3 روند تقریباً ثابتی را نشان می دهد. تغییرات عناصر اصلی با سیلیس به صورت پیوسته و منظم نمی باشد (شکل ۴). بررسی این نمودارها به وضوح دو تیپ گرانیتوئیدی متفاوت را نشان می دهد.

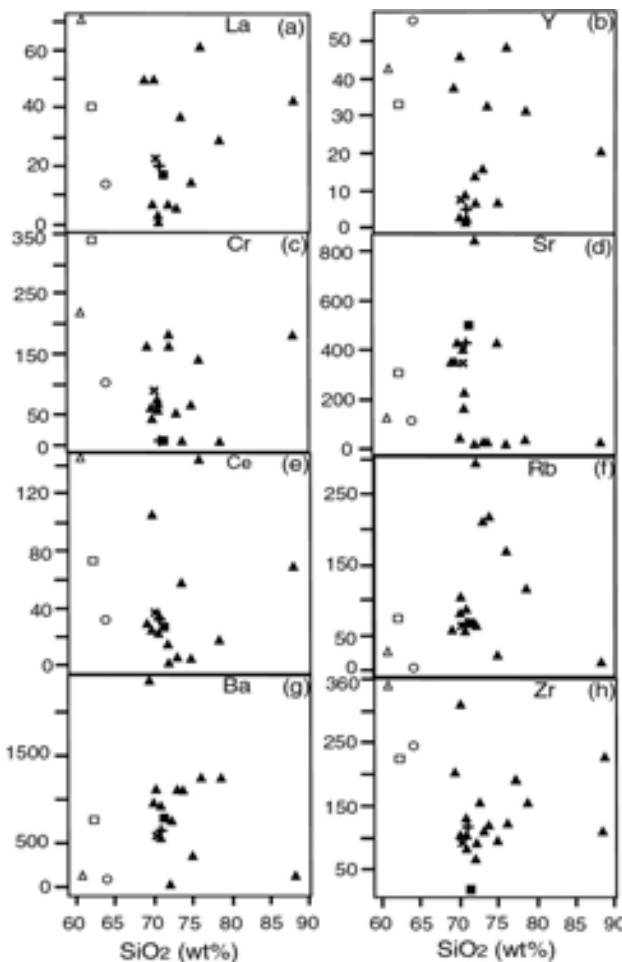
مشخص می شوند. (Whitehead et al., 2000 ; Skjerlie et al., 2000)

مقادیر فراوانی عناصر کمیاب در گرانیتوئیدهای نوع دوم نسبت به کندریت نرمالیزه شده است (شکل a-V). همانطوری که ملاحظه می شود الگوهای REE در گرانیتوئیدهای نوع دوم مسطح تا شیب منفی کم تغییر می کنند و نشان دهنده جدایش کم عناصر نادر خاکی سبک از سنگین می باشد. نمونه M-160 آنومالی منفی ضعیفی در عنصر Eu نشان می دهد که نشان از باقی ماندن پلاژیوکلاز در منبع ماگمایی دارد. این گرانیتوئیدها در نمودارهای چند عنصری، الگوی با شیب منفی کم تا مسطح و برای عناصر Sr ، Nb و Ti آنومالی منفی نشان می دهند که حاکی از دخالت پوسته در رز این نوع از گرانیتوئیدها است (شکل b-V).

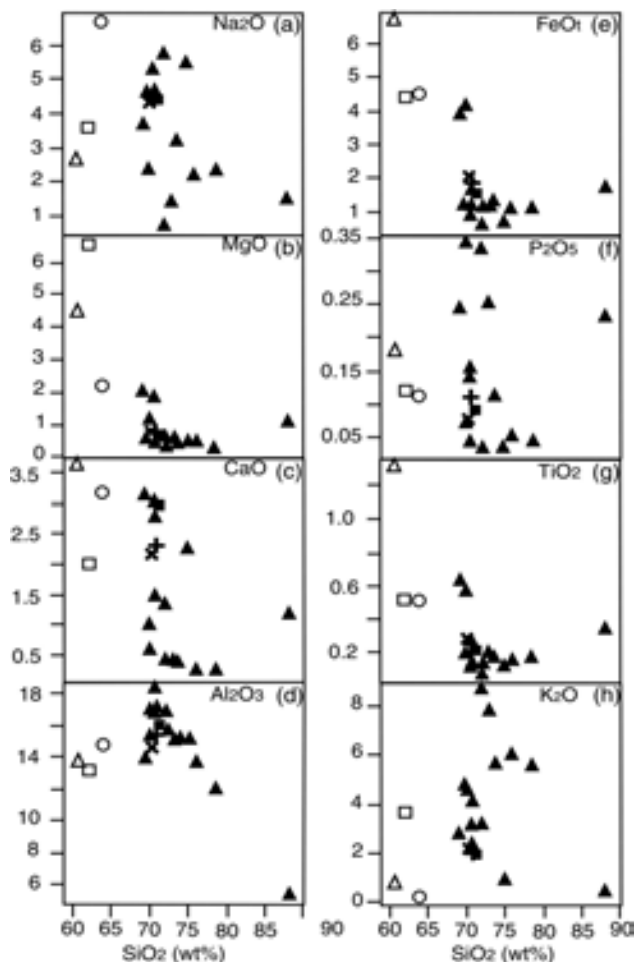
الگوهای REE و چند عنصری نمونه های این گرانیتوئیدها (گرانیتوئیدهای نوع دوم) با الگوی REE و چند عنصری گرانیتوئیدهای تپ تفریق در داخل افیولیت ها از (Coleman & Donato, 1979 ; Aldiss, 1981 ; Pearce et al., 1984 ; Floyd et al., 1998) مورد مقایسه قرار گرفته اند و همانطوری که دیده



شکل ۳- نمودار نام گذاری شیمیایی Q-P (Debon and Le Fort, 1983).



شکل ۵- نمودار تغییرات SiO_2 (درصد وزنی) در مقابل $Ba, Ce, Cr, Y, Zr, Sr, Rb, Ni, La$ (پی پی ام) برای سنگ های مورد مطالعه. علائم همانند شکل ۳ می باشد.



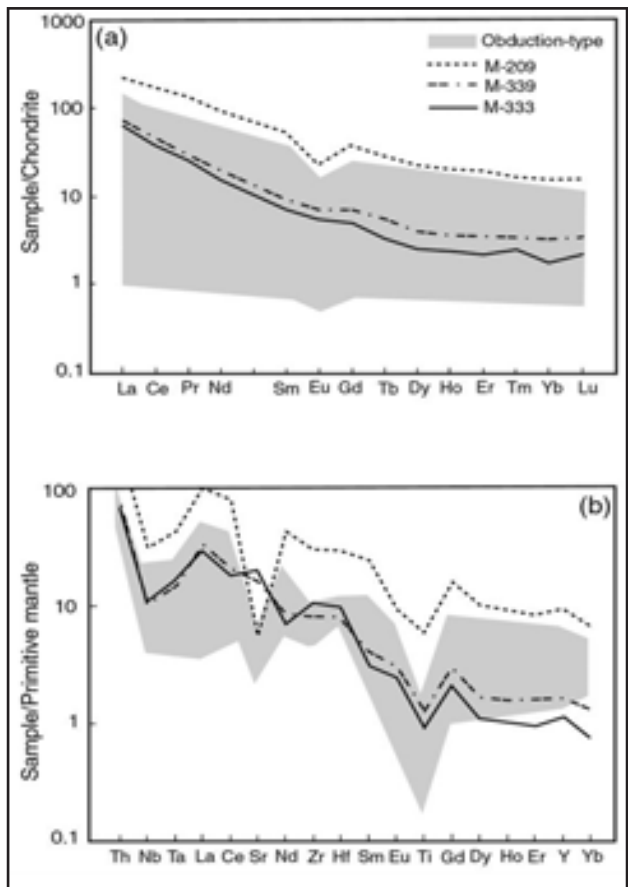
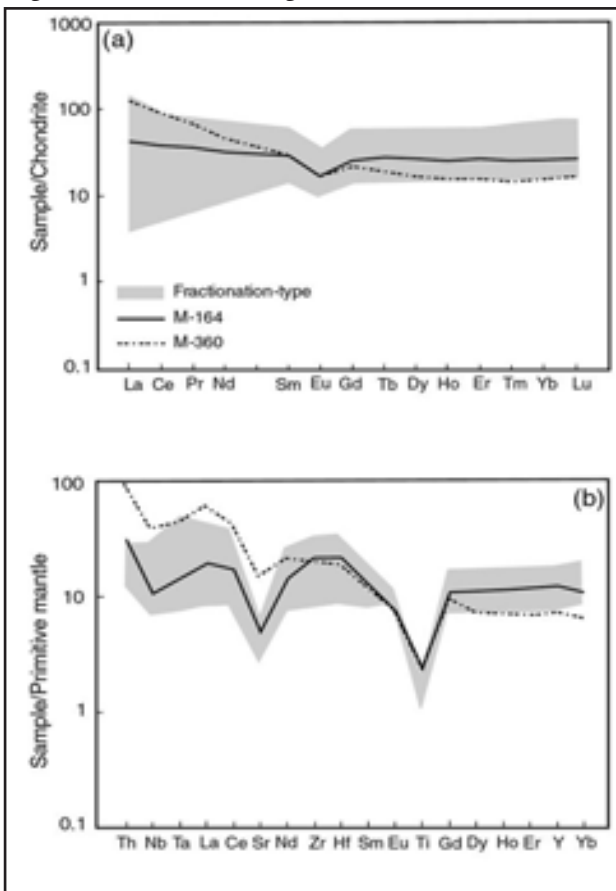
شکل ۴- نمودار تغییرات SiO_2 (درصد وزنی) در مقابل $Al_2O_3, CaO, MgO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5, FeO$ (درصد وزنی) برای سنگ های مورد مطالعه. علائم همانند شکل ۳ می باشد.

تعیین سری ماگمایی و محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها

جهت تعیین سری ماگمایی سنگ های مورد مطالعه از نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (Peccerillo and Taylor, 1976) استفاده شده است (شکل ۸). براین اساس گرانیتوئیدهای نوع اول به سری های کالک آلکالن و کالک آلکالن با پتاسیم بالا و گرانیتوئیدهای نوع دوم به سری توله ای تی متعلق می باشند. براساس نمودار Rb در مقابل (Ta+Yb) (Pearce et al., 1984) گرانیتوئیدهای شمال خوی به گرانیتوئیدهای قوس های آتشفشانی (VAG)، درون صفحه ای (WPG) و پشته های میان اقیانوسی (ORG) تعلق دارند (شکل ۹-ا) و برطبق نمودار تکمیل شده پیرس (Pearce, 1996) تعدادی از نمونه ها به محیط بعد تصادم مربوط می شوند (شکل ۹-ب). در این نمودارها نیز دو نوع متفاوت گرانیتوئیدها قابل تمایز می باشند که گرانیتوئیدهای نوع اول در محدوده (VAG) و گرانیتوئید نوع دوم به محدوده های (WPG) و (ORG) متعلقند. جهت تعیین منشأ گرانیتوئیدهای شمال خوی از نمودار (Wh-Y+Ce+Nb+Zr) استفاده شده است. در نمودار تغییرات K_2O+Na_2O/CaO در مقابل Ga/Al (شکل ۱۰-ا) و

می شود انطباق زیادی با این تیپ از گرانیت ها نشان می دهند (شکل های (V-a) و (V-b)).

این گرانیت ها (تیپ تفریق) شامل کلیه پلاژیوگرانیت ها در داخل افیولیت ها بوده و بوسیله تبلور تفریقی گسترده ماگمای بازالتی در سطوح بالا (به عبارت دیگر فشار پایین)، با تبلور کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، هورنبلند و اکسید آهن-تیتان بوجود می آیند (Coleman and Donato, 1979; Aldiss, 1981; Pearce et al., 1984; Floyd et al., 1998). بدین ترتیب سن تبلور این تیپ از گرانیت، برآوردی از حداقل سن تشکیل پوسته اقیانوسی می باشد. پلاژیوگرانیت های تیپ تفریق از نظر زمانی عمدتاً همراه با گابروها و گدازه های بازالتی در قسمت بالایی سکانس پوسته اقیانوسی هستند. اکثراً متالومین، گرانیت های با حجم کمتر و شدیداً تفریق یافته متمایل به پرآلومین هستند. Na_2O بالا، K_2O پایین (کمتر از درصد) و Al_2O_3 (کمتر از ۵ درصدوزنی) و به طورکلی الگوهای REE مسطح تا تهی شده از $LREE$ ($[La/Yb]_N \leq 1$)، الگوهای عناصر فرعی نسبتاً مسطح با آنومالی منفی بزرگ Sr و Ti و ترکیبات ایزوتوپی Nd، Sr شبیه مورب دارند.



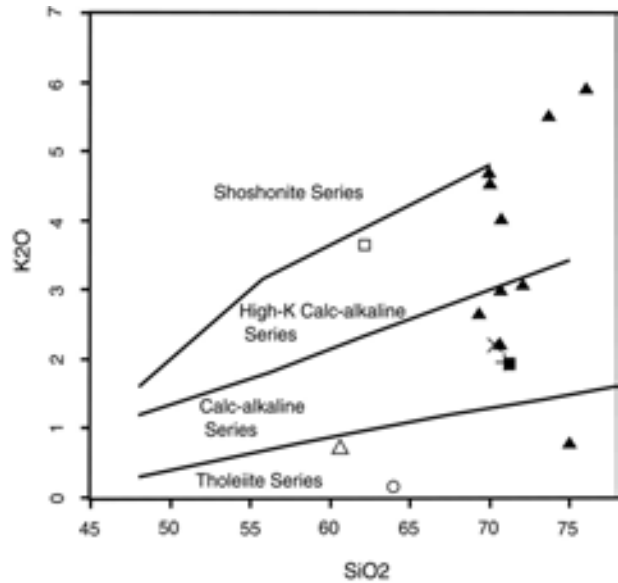
شکل ۷- مقایسه ا- الگوهای REE و b- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب گرانیت تیپ تفریق داخل افیولیت ها با نمونه های مورد مطالعه (Pearce, 1989; Skjervlie et al., 2000; Whitehead et al., 2000). et al., 1984; Floyd et al., 1998)

شکل ۶- مقایسه ا- الگوهای REE و b- نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب گرانیت نوع فرارانش داخل افیولیت ها با نمونه های مورد مطالعه (Pearce, 1989; Skjervlie et al., 2000; Whitehead et al., 2000).

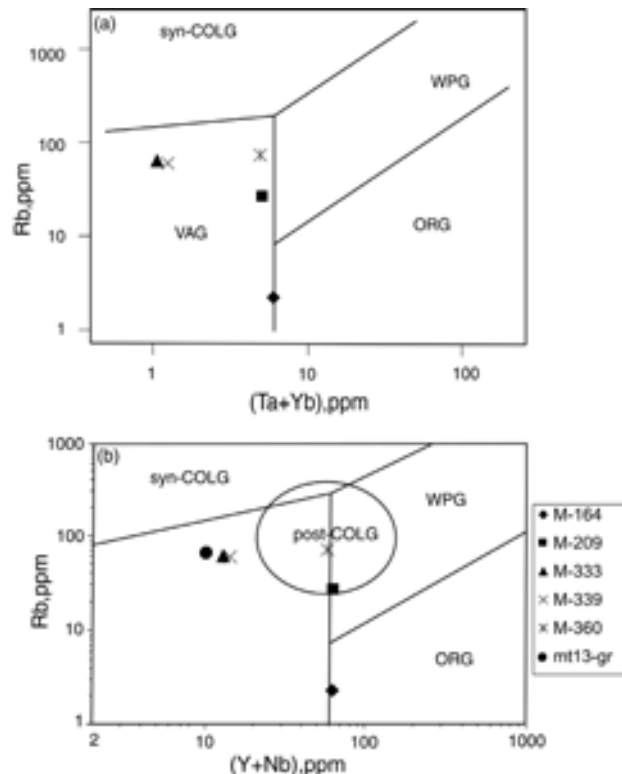
(شکل b-10)، تمامی نمونه‌ها در محدوده گرانیتوئیدهای تفریق نیافته تیپ‌های S، M، I، O، S (OGT-I-, M- Unfunctional and S) (Type garaties) گرفته‌اند. بنابراین به احتمال قوی می‌توان گفت که این گرانیتوئیدها متعلق به تیپ A نیستند. بررسی نمودار تغییرات A/CNK در مقابل A/NK (Shand, 1947) و هم چنین نمودار تغییرات سیلیس در مقابل A/CNK (Shand, 1947) نشان می‌دهد که گرانیتوئیدهای شمال خوی به دو گروه پرآلومین و متآلومین قابل تفکیک هستند (شکل 11). نمودار شند توسط چاپل و وایت (Chappell and White, 1974) تکمیل گردیده و محدوده گرانیت‌های I و S نیز به آن افزوده شده است. بر اساس نمودار تکمیل شده فوق، گرانیتوئیدهای نوع اول از نوع گرانیت‌های S و گرانیتوئیدهای نوع دوم به گرانیت‌های I تعلق دارند. منشأ گرانیتوئیدهای گروه S پوسته قاره‌ای است، در صورتی که منشأ گرانیتوئیدهای I خارج از محدوده پوسته قاره‌ای بوده و نتیجه تفریق می‌باشد. گرانیت‌های نوع S در زون تصادم قاره‌ها دیده می‌شوند و نتیجه ذوب بخشی سنگ‌های پوسته قاره‌ای‌اند.

بنابراین با توجه به اینکه گروهی از گرانیتوئیدهای شمال خوی از نوع پرآلومین می‌باشند، می‌توان نتیجه گرفت که محیط تکنونیک آنها از نوع مناطق تصادم قاره‌ای است (عزیزی و همکاران، 1380). این تیپ از گرانیتوئیدها را با توجه به سن نسبی (عزیزی و همکاران، 1380) و ایزوتوپی (Khalatbari-Jafari et al., 2004) می‌توان حاصل برخورد ورقه عربی با آذربایجان در کرتاسه فوقانی یا بعد از آن دانست. ولی با توجه به اینکه محل برخورد ورقه عربی با پوسته ایران در جنوب غرب زون دگرگونی سندانج - سیرجان و منطبق بر راندگی اصلی زاگرس است با این وصف نمی‌توان افیولیت‌های خوی و خط درز موجود در این منطقه را مربوط به برخورد ورقه عربی با ایران و یا آذربایجان قلمداد کرد. اگر حوضه خوی یک حوضه کششی پشت قوس درون قاره‌ای یا سیالیک باشد که در ورای قوس حاشیه فعال قاره شکل گرفته است، در این صورت زمیندرز مذکور و گرانیتوئیدهای پرآلومین این منطقه محصول بسته شدن حوضه کششی پشت قوس سیالیک بوده و محصول برخورد قاره عربی و آذربایجان نمی‌باشند (مؤید، 1380 و 1381).

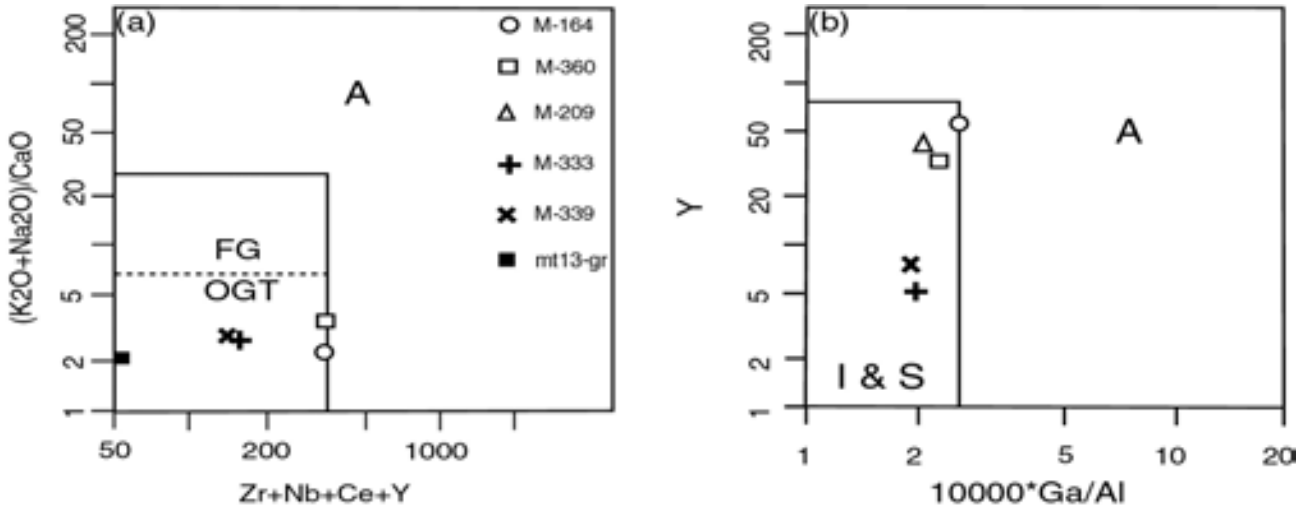
اما گروه دیگری از گرانیتوئیدهای شمال خوی که در رده گرانیت‌های متآلومین واقع می‌شوند، بیانگر تشکیل در یک محیط فرورانش می‌باشند و احتمالاً این گرانیتوئیدها قبل از گرانیتوئیدهای فوق‌الذکر در مرحله تشکیل حوضه کششی پشت قوس و در ارتباط با فرورانش لیتوسفر اقیانوسی نئوتیس به زیر پوسته ایران مرکزی و آذربایجان به وجود آمده‌اند.



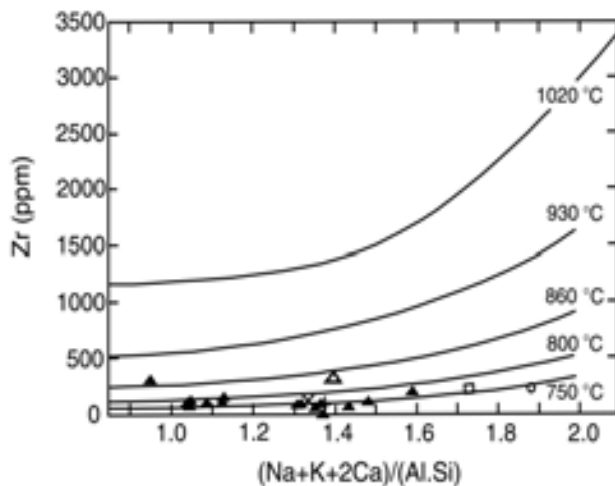
شکل ۸- نمودار K₂O (درصد وزنی) در مقابل SiO₂ (درصد وزنی) (Peccerillo and Taylor, 1976). علائم همانند شکل ۳ می‌باشد



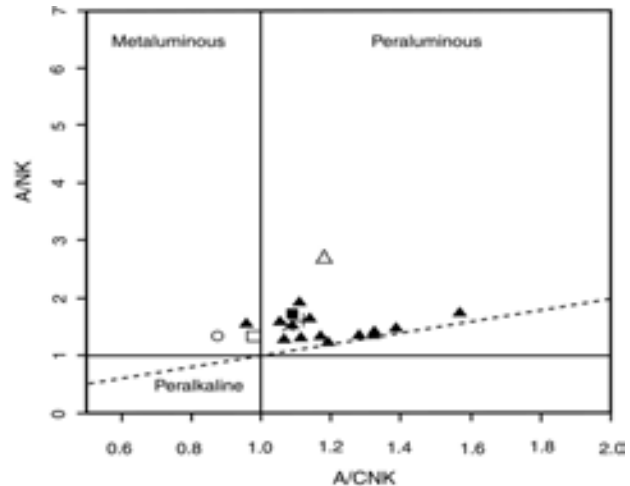
شکل ۹- نمودارهای متمایز کننده محیط تکنونیک گرانیت‌ها (Pearce et al., 1984) Rb-(Ta+Yb) -a و Rb-(Y+Nb) (Pearce, 1996) -b



شکل ۱۰- نمودارهای متمایز کننده گرانیتوئیدهای تیپ (A) از سایر تیپ های گرانیتوئیدی (Whalen et al., 1987) OGT: (Unfractionated M-, I- and S type granites field) ، محدودده گرانیت های تفریق یافته) ، FG: (Fractionated felsic granites field) ، محدودده گرانیت های نوع I ، M و S تفریق نیافته).



شکل ۱۲- ترسیم حلالیت زیرکن به عنوان تابعی از نسبت کاتیون مذاب (Watson and Harrison, 1983). با توجه به این نمودار گرانیتوئیدهای نوع اول و دوم در محدوده های دمایی متفاوتی تشکیل شده اند. علائم همانند شکل ۳ می باشد.



شکل ۱۱- نمودار اندیس شند A/CNK در مقابل A/NK (Maniar and Piccoli, 1989) علائم همانند شکل ۳ می باشد.

شرایط جایگیری

تخمین دمای ماگما به وسیله دماسنجی اشباع زیرکن امکان پذیر می باشد (Watson and Harrison, 1983). بدین ترتیب مقادیر Zr پایین (کمتر از ۱۲۰ ppm)، موجود در تعدادی از نمونه ها (گرانیتوئیدهای نوع اول) دمای تخمینی ۶۲۶-۷۶۰ درجه سانتیگراد ارائه می کند (شکل ۱۲) که مشابه با لویکوگرانیت های هیمالیای مرتفع (HHL) است (Zhang et al., 2004a; Zhang et al., 2004b). در تعداد دیگری از این گرانیتوئیدها (گرانیتوئیدهای نوع دوم)، مقدار زیرکن برابر با ۱۳۵-۲۱۰ ppm می باشد و دمای آن ها در محدوده ۷۸۶ تا ۸۸۴ درجه سانتیگراد تخمین زده می شود. بنابراین گرانیتوئیدهای نوع دوم نسبت به گرانیتوئیدهای نوع اول در دمای بیشتری تشکیل شده اند.

نتیجه گیری

بررسی گرانیتوئیدهای موجود در افیولیت ملانژ شمال خوی نشان می دهد که دو گروه اصلی گرانیتوئیدی در این مجموعه دیده می شوند:

گرانیتوئیدهای نوع اول، از نوع گرانیت های تیپ فرارانش، پرآلمین و S-type بوده و در دمای بین ۶۲۶-۷۶۰ درجه سانتیگراد تشکیل شده اند و احتمالاً حاصل ذوب بخشی پوسته قاره ای می باشند. و بعد از بسته شدن حوضه کششی پشت قوس سیالیک خوی بوجود آمده اند. گرانیتوئیدهای نوع دوم

- Ghoraishi, M., and Arshadi, S., 1978. Geology Map of the Khoy Quadrangle (1:250,000). Geological Survey of Iran.

- Khalatbari-jafari, M., Juteau, T., Bellon, H., Whitechurch, H., Cotton, J., and Emami, H., 2004. New Geological, Geochronological and Geochemical Investigation on the Khoy Ophiolites and Related Formations, NW Iran. *Journal. Asian Earth Sciencos.*, 23, 507-535.

- Khalatbari-jafari, M. Juteau, T. and Cotton, J., 2005. Petrological and Geochemical Study of the Late Cretaceous Ophiolite of Khoy (NW Iran) and Related Geological Formations. *Journal. Asian Earth Sciences.* 10, 1-38.

- Maniar, P.D., and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of Granitoids. *Journal. Geological. Society &. Amercia. Bulletin*, 101, 635-642.

- Pearce, J.A., 1989. High T/P Metamorphism and Granite Genesis beneath Ophiolite Thrust Sheets. *Ophiolite*, 14, 195-211.

- Pearce, J.A., 1996. Sources and Settings of Granitic Rocks. *Episodes*, 19, 120-125.

- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. *Journal of Petrology*, 25, 956-983.

- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contrib. Mineralogy. Petrology.*, 58, 63-81.

- Radfar, J., and Amini, B., 1993. Geology Map of the Khoy Quadrangle (1:100,000). Geological Survey of Iran.

- Shand, S.J., 1947. *Eruptive Rocks*. T. Murby, London, 488.

- Skjerlie, K.P., Pedersen, R.B Wennberg, O.P., and De La Rosa, J., 2000. Volatile Phase Fluxed Anatexis of Sediments during Late Caledonian Ophiolite Obduction: Evidence from the Sogneskollen Granitic Complex, West Norway. *Journal. Geology. Socciety. London*, 157, 1199-1213.

- Watson, E.B., and Harrison, T.M., 1983. Zircon Saturation Revisited: Temperature and Composition Effects in a variety of Crustal Magma Types. *Earth Planetary Science. Letter.*, 64, 295-304.

- Whalen, J. B., Currie, K. L. and Chappell, B. W., 1987. A-type Granites: Geochemical Characteristics, Discrimination and Petrogenesis. *Contrib. Mineralogy. Petrology.*, 95, 407-419.

- Whitehead, J., Dunning, G.R., and Spray, J.G., 2000. U-Pb Geochronology and origin of Granitoid rocks in the Thetford Mines Ophiolite, Canadian Appalachians. *Geology. Society & Amercia. Bulletin.*, 112, 915-928.

- Zhang, H.F., Harris, N., Parrish, R., Kelley, S., Zhang, L., Rogers, N., Argles, T., and King, J., 2004a. Causes and Consequences of Protracted Melting of the Mid-crust Exposed in the North Himalayan Antiform. *Earth Planetary Science. Letter*, 228, 195-212.

- Zhang, G.W., Hua, R.M., Wang, R.C., Li, H.M., and Chen, P.R. 2004b. Single Zircon U-Pb Isotopic age of the Wuliting Granite in Dajishan area of Jiangxi and its Geological Implication. *Acta Geology. Sin.* 78, 352-358.

از نوع تفریقی، متآلومین و I-type بوده و در دمای بین ۸۸۴-۷۸۶ درجه سانتیگراد تشکیل شده اند و احتمالاً در زمان تشکیل پوسته اقیانوسی حوضه کششی پشت قوس سیالیک خوی وجود آمده اند. بنابراین این گرانیت (تیپ تفریق) احتمالاً می تواند سن تشکیل پوسته اقیانوسی حوضه کششی پشت قوس خوی و گرانیتوئیدهای تیپ فرانش سن بسته شدن این حوضه را نشان دهند.

حضور کانی های شاخص رخساره شیبست سبز از جمله کلریت، اپیدوت و کلسیت نشان گر تأثیر دگرگونی درجه پایین بوده، هم چنین بافت های میلونیته و نیز کوارتزهای با خاموشی موجی نشان دهنده تأثیر نیروهای تکتونیکی بر این سنگهاست.

سیاسگزاری

نویسندگان مقاله مراتب سپاس و تشکر خود را به داوران فصلنامه زمین شناسی ایران به خاطر نظرات سازنده شان ابراز می نمایند. هم چنین از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تبریز به خاطر حمایت مالی تشکر و قدردانی می شود.

منابع

- عزیزی، ح. معین وزیری، ح. یعقوب پور، الف. محجل، م. ۱۳۸۰. گرانیتوئیدهای میلونیته در شمال خوی. *مجله علوم، دانشگاه تهران*، ۲۷، ۱۰۱-۸۱.

- مؤید، م، ۱۳۸۰. بررسی های پتروژنیکی نوار ولکانو- پلوتونیک ترشیری البرز غربی - آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین. پایان نامه دکتری، دانشگاه شهید بهشتی، ۳۲۸.

- مؤید، م، ۱۳۸۱. نگرشی نو بر تکوین و تکامل نئوتیس و ارتباط آن با ماگماتیسیم ترشیری ارومیه - دختر و البرز غربی - آذربایجان. *فشرده مقالات ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه شهید باهنر کرمان*، ۳۷۸-۳۷۴.

- Aldiss, D.T., 1981. Plagiogranites from the Ocean Crust and Ophiolites. *Nature*, 289, 577-578.

- Chappell, B.W., and White, A.J.R., 1974. Two Contrasting Granite Types. *Pac. Geology*, 8, 173-174.

- Clark, D.B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman and Hall, 283.

- Coleman, R.G., and Donato, M.M., 1979. Oceanic Plagiogranite Revisited. In: Barker, F. (Ed.), *Trondhjemites, Dacites and Related Rocks*. Amsterdam. Elsevier, 149-168.

- Coleman, R.G., and Peterman, Z.E., 1975. Oceanic Plagiogranite. *Journal Geophysical Research*, 80, 1099-1108.

- Debon, F., and Le Fort, P., 1983. A Chemical-Mineralogical Classification of Common Plutonic Rocks and Associations. *Trans. Earth Science.*, 73, 135-149.

- Floyd, P.A., Yaliniz, M.K., Goncuoglu, M.C., 1998. Geochemistry and Petrogenesis of Intrusive and Extrusive Ophiolitic Plagiogranites, Central Anatolian Crystalline Complex., Turkey. *Lithos*, 42, 225-241.