

سنگ‌شناسی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات توده‌ی گرانیتوئیدی الوند (همدان)

فرهاد آلیانی^{*}، زهرا صبوری، محمد معانی‌جو، علی اصغر سپاهی

دانشگاه بوعلی سینا، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی، همدان

(دریافت مقاله: ۸۹/۱/۱۴، نسخه نهایی: ۸۹/۵/۱۷)

چکیده: گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات غالباً به صورت رگه‌های کم ضخامت و پراکنده میان گرانیتوئیدهای اصلی الوند در منطقه‌ای با طول جغرافیایی ۴۸°۰۰' تا ۴۸°۴۵' شرقی و عرض جغرافیایی ۳۴°۳۰' تا ۳۵°۰۰' شمالی در جنوب و غرب همدان رخنمون دارند. این گرانیتوئیدها براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی در گستره‌ی لوکوتونالیت، لوکوگرانودیوریت و لوکوکوارتز مونزودیوریت قرار گرفته‌اند. بررسی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات از نظر اندازه‌ی دانه‌ها نشان می‌دهد که آن‌ها را می‌توان به دو گروه پورفیروئید و ریزدانه تقسیم کرد. برخوردگاه‌های گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات با گرانیتوئیدهای اصلی الوند به خوبی دیده می‌شوند و تدریجی نیست و نسبت به آن‌ها جوان‌تر (پالئوسن تا پس از پالئوسن) هستند. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از نوع I و آهکی-قلیایی هستند و از نظر درجه‌ی اشباع آلومین (ASI) متاآلومین تا کمی پراآلومین‌اند. این گرانیتوئیدها در نمودارهای عنکبوتی از نظر Sr غنی و از Rb, Nb, Ba و Ti تهی شده‌اند. همچنین مقدار K₂O, MgO و FeO در آن‌ها کمتر و میزان Na₂O, CaO بیش از گرانیتوئیدهای دیگر الوند است. این سنگ‌ها از نظر عناصر LILE و LREE غنی‌شدگی و از عناصر HFSE تهی‌شدگی نشان می‌دهند، و از ویژگی‌های شاخص مناطق فرورانش و حواشی قاره‌ای فعال است. نمودارهای تفکیک محیط زمین‌ساختی جهانی، Rb نسبت به Nb, Ta + Yb نسبت به Y و Rb نسبت به SiO₂ با محیط قوس آتشفشانی (I-type) برای تشکیل گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات توده‌ی الوند هم‌خوانی دارد. که با توجه به پیشینه زمین‌شناسی منطقه، با فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی وابسته است.

واژه‌های کلیدی: الوند؛ گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات؛ نوع I؛ ژئوشیمی؛ آهکی-قلیایی؛ حاشیه‌ی قاره‌ای فعال.

مقدمه

کشیده در درون گرانیتوئیدها و سنگ‌های دگرگون دیگر پراکنده‌اند. نقشه‌ی سنگ‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی الوند و موقعیت گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات در شکل ۱-الف نشان داده شده است. بیرون‌زدگی چشمگیر این سنگ‌ها را در مسیر گنج‌نامه تا میدان میشان و در حاشیه‌ی جاده‌ی همدان-شهرستانه می‌توان مشاهده کرد (شکل ۱-ب). این سنگ‌ها از نظر ویژگی‌های کانی‌شناسی، ضریب رنگی، درصد فلدسپار قلیایی و سن با سایر گرانیتوئیدهای الوند تفاوت دارند.

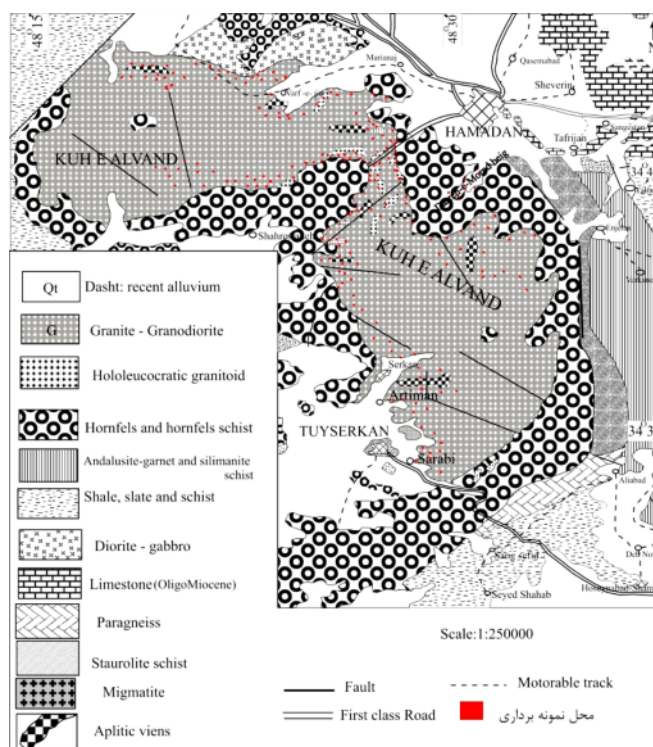
مجموعه‌ی گرانیتوئیدی الوند در کمربند پلوتونیک-دگرگونی سنندج-سیرجان قرار گرفته است و یکی از توده‌های گرانیتوئیدی این زون محسوب می‌شود. بررسی این توده مورد توجه بسیاری از زمین‌شناسان قرار گرفته است [۱-۵]. هدف از این پژوهش بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات این منطقه است. گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات، بیشتر در بخش‌های مرکزی و به صورت رگه‌های با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر و نیز به صورت توده‌های

^{*}نویسنده مسئول، تلفن: ۸۲۳۴۳۴۳ (۰۸۱۱)، نمابر: ۸۲۵۳۴۶۷ (۰۸۱۱)، پست الکترونیکی: alianifarhad@gmail.com

روش بررسی

برای بررسی ویژگی‌های سنگ‌شناسی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات منطقه، ۱۰ نمونه برای تهیه مقطع نازک انتخاب شدند و با میکروسکوپ قطبشی مورد بررسی قرار گرفتند. برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات منطقه، ۶ نمونه از سنگ‌های سالم پس از بررسی سنگ‌شناختی که حداقل هوازدگی و دگرسانی را نشان می‌دادند، انتخاب شدند و پس از پودر کردن آن‌ها در آزمایشگاه دانشگاه بوعلی

سینا، و برای تجزیه‌ی شیمیایی عناصر اصلی و اندازه‌گیری مقادیر عناصر نادر خاکی به آزمایشگاه ALS Chemex کانادا ارسال شدند. عناصر اصلی، عناصر فرعی و نادر خاکی شامل مجموعاً ۵۲ عنصر بودند که برای تعیین عناصر اصلی از روش-های ذوب لیتیم متا بورات و ICP-MS و برای تعیین عناصر فرعی از روش‌های ذوب لیتیم متا بورات و ICP-OES استفاده شد. نتایج در جدول ۱ ارائه شده‌اند.



شکل ۱ الف - موقعیت زمین‌شناسی منطقه در زون سندانج - سیرجان و نقشه‌ی سنگ‌شناسی توده‌ی گرانیتوئیدی الوند (با تغییر از نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ همدان، عمیدی و مجیدی، ۱۳۵۹).



شکل ۱ ب - رگه‌ای از گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات در باتولیت الوند (دید به سمت جنوب).

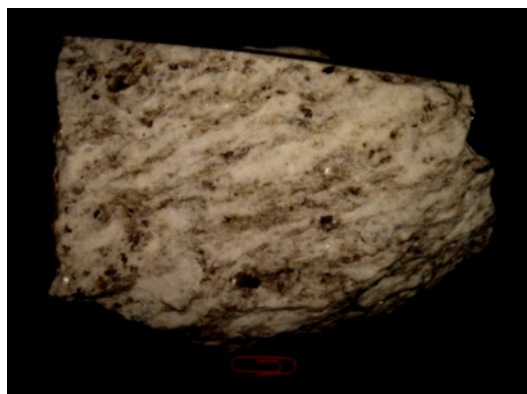
جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی انواع سنگ‌های مورد بررسی (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM در نظر گرفته شده‌اند).

Sample	A.S.G11	A.S6.G21	A.S6.G22	A.S6.G23	A.S7.G4	A.S8.G6
SiO ₂	۶۲٫۳	۶۴	۷۴٫۲	۶۲٫۲	۷۳٫۲	۶۳٫۴
Al ₂ O ₃	۲۰	۲۱٫۶	۱۵٫۰۰	۲۱٫۱	۱۵٫۹۵	۱۶٫۹۵
Fe ₂ O ₃	۰٫۵۷	۰٫۴۰	۰٫۵۲	۰٫۶۲	۰٫۳۷	۰٫۲۸
CaO	۷٫۵۹	۵٫۴۷	۳٫۴۶	۶٫۳۵	۳٫۰۳	۷٫۷۰
MgO	۰٫۲۴	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۳
Na ₂ O	۵٫۹۲	۶٫۹۲	۴٫۹۹	۶٫۴۹	۵٫۹۲	۵٫۰۱
K ₂ O	۰٫۴۲	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۵۴	۰٫۳۶	۰٫۲۳
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۱۵	۰٫۰۷	۰٫۰۵	۰٫۰۷
TiO ₂	۲٫۲۶	۰٫۷۳	۰٫۶۸	۱٫۳۲	۰٫۵۸	۳٫۸۹
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
P ₂ O ₅	۰٫۴۸	۰٫۰۳	۰٫۱۶	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۵۲
SrO	۰٫۰۸	۰٫۰۹	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۷
BaO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۲	<۰٫۰۱	۰٫۰۱
LoI	۰٫۱۰	۰٫۲۰	۰٫۳۹	۰٫۴۰	۱٫۵۰	۰٫۰۰
Total	۱۰۰٫۰	۹۹٫۹	۱۰۰٫۰	۹۹٫۲	۱۰۰٫۰	۹۸٫۲
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ba	۵۳٫۰	۵۰٫۳	۳۸٫۷	۱۴۳٫۰	۳۷٫۰	۶۳٫۹
Ce	۱۳۱٫۵	۱۵٫۸	۳۴٫۴	۵۳٫۶	۵۹٫۳	۲۲۰
Co	۰٫۶	۰٫۷	۰٫۵	۰٫۶	<۰٫۵	<۰٫۵
Cr	۴۶۰	۳۷۰	۹۷۰	۴۳۰	۳۳۰	۴۸۰
Cs	۱٫۵۸	۰٫۵۶	۰٫۷۹	۰٫۲۷	۰٫۸۰	۰٫۷۶
Cu	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵
Dy	۹٫۷۰	۰٫۸۷	۱٫۷۴	۱۱٫۵	۱٫۸۸	۴۱٫۸
Er	۴٫۹۷	۰٫۶۶	۰٫۹۴	۶٫۴۰	۰٫۹۰	۲۴٫۶
Eu	۴٫۴۰	۰٫۸	۱٫۱۵	۱٫۹۸	۰٫۹۳	۷٫۷۲
Ga	۱۵٫۷	۱۱٫۹	۱۱٫۳	۱۶٫۴	۱۲٫۳	۱۷٫۴
Gd	۱۲٫۰۰	۳٫۲	۵٫۳	۱۰٫۱۵	۳٫۸۸	۳۷٫۹
Hf	۴٫۷	۷٫۹	۷٫۷	۷٫۲	۷٫۴	۶٫۴
Ho	۱٫۷۲	۰٫۱۸	۰٫۳۳	۲٫۱۰	۰٫۲۷	۸۰٫۳
La	۶۲٫۵	۸٫۵	۱۸٫۲	۲۵٫۳	۲۸٫۹	۱۰۲٫۰
Lu	۰٫۴۸	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۷۴	۰٫۱۳	۲٫۸۴
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۲۶٫۶	۲۱٫۳	۱۷٫۴	۴۰٫۶	۱۵۰	۵۸٫۶
Nd	۵۸٫۸	۶٫۲	۱۲٫۷	۲۸٫۲	۲۴٫۱	۱۲۲٫۰
Ni	<۵	<۵	۵	<۵	<۵	<۵
Pb	۱۳۸۰	۱۳	۱۹	۱۹	۱۳	۱۶
Pr	۱۵۸۵	۱٫۷۷	۳٫۷۳	۶٫۸۱	۶٫۷۹	۲۸٫۷
Rb	۲۰٫۳	۷٫۸	۹٫۸	۴٫۵	۷٫۷	۹٫۲
Sm	۱۱٫۹۰	۳٫۵۴	۴٫۵	۸٫۷۴	۴٫۶۱	۳۴٫۲
Sn	۷	۱	۲	۶	۱	۷
Sr	۶۳۳	۷۰٫۵	۴۷۶	۵۸۱	۵۷۳	۵۸۰
Ta	۱٫۶	۱٫۵	۱٫۵	۳٫۱	۱٫۴	۳٫۱
Tb	۱٫۷۶	۰٫۱۵	۰٫۳۴	۱٫۸۱	۰٫۴۳	۶٫۵۰
Th	۱۲٫۹۰	۲۵٫۸	۲۱٫۵	۱۳٫۱۵	۱۷٫۰۰	۹٫۲۱
Ti	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵	<۰٫۵
Tm	۰٫۶۰	۰٫۰۹	۰٫۱۴	۰٫۸۲	۰٫۱۲	۳٫۱۸
U	۲٫۵۶	۲٫۳۲	۱٫۷۶	۳٫۶۲	۱٫۱۶	۴٫۶۹
V	۱۰۳	۳۶	۵۱	۱۷	۲۸	۳۵۵
W	۳۰۰	۲۹۰۰	۲۸۰۰	۳۰۰	۱۸۰۰	۳۲۰۰
Y	۴۳٫۴	۴٫۸	۸٫۳	۵۴٫۹	۷٫۳	۲۰٫۹
Yb	۳٫۸۴	۰٫۷۷	۰٫۹۸	۵٫۴۶	۰٫۸۱	۲۱٫۰
Zn	۴۲	۱۷	۲۵	۲۶	۲۶	۴۴
Zr	۱۸۴	۲۹۰	۲۸۴	۲۴۸	۲۶۷	۲۴۶

سنگ‌شناختی

این سنگ‌ها در نمونه‌ی دستی به رنگ سفید شیری و گاه صورتی (به دلیل حضور سوزنی‌های روتیل) دیده می‌شوند و دارای ساختار توده‌ای و گاه پورفیروئید هستند. وجه متمایز کننده‌ی این سنگ‌ها با گرانیت‌های دیگر الوند حضور کانی‌های

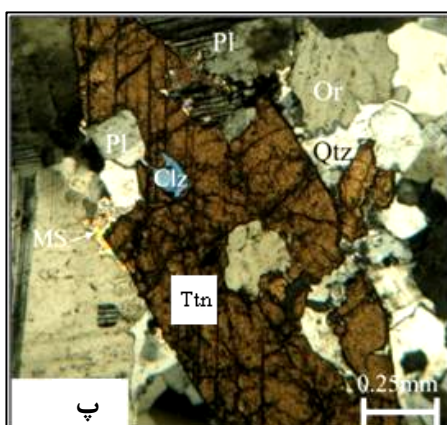
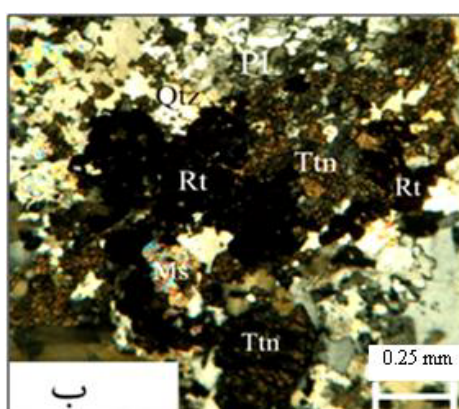
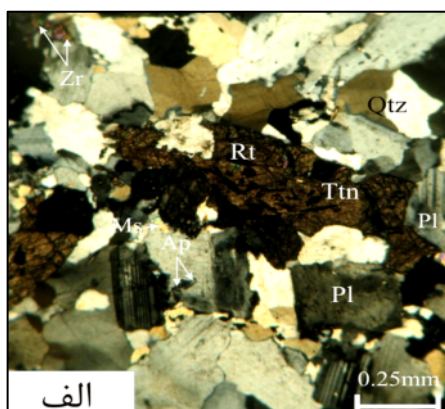
اسفن و روتیل و کمبود بیوتیت است، البته فراوانی سنگ‌های اسفن‌دار بیشتر است (شکل ۲- الف، ب)، تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های مورد بررسی در شکل (شکل ۳- الف، ب و پ) ارائه شده‌اند. بافت اصلی سنگ‌ها نیمه شکل‌دار دانه‌دار است.



شکل ۲ ب- گرانیتوئید هولولوکوکرات روتیل‌دار.



شکل ۲ الف- گرانیتوئید هولولوکوکرات اسفن‌دار.



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های مورد بررسی: الف- رشد توام اسفن با روتیل که بلورهای روتیل به صورت ادخال در آن قرار گرفته‌اند. ب- گرهم‌های روتیل که به دلیل انباشت فراوان روتیل این گرهم‌ها به رنگ تیره دیده می‌شوند. پ- اسفن نیمه‌شکل‌دار در گرانیتوئید هولولوکوکرات اسفن‌دار.

Pl = Plagioclase, Qtz = Quartz, Rt = Rutile, Ttn = Titanite, Or = Orthoclase, Ms = Muscovite, Clz = Clinozoisite, Ap = Apatite, Zr = zircon.

اسفن که به شکل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار و پوئیکلیتی در مقاطع نازک دیده می‌شود، و گاهی با ادخال‌های روتیل همراه است که به نظر می‌رسد بلورهای اسفن از بلورهای تأخیری هستند زیرا به صورت پوئیکلیتی کانی‌ها دیگر را در برمی‌گیرند [۴]. روتیل به صورت بلورهای سوزنی و خوشه‌ای شکل در داخل کانی‌های دیگر یا در حاشیه‌ی بلورهای اسفن دیده می‌شوند و گاهی در رشد توأم با اسفن اند. بیوتیت به-

لوکوتونالیت: در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی سنگ‌ساز عبارتند از: پلاژیوکلاز سدی با ترکیب (الیگوکلاز- آندزین) و معمولاً به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار ($\geq 50\%$)، - فلدسپار قلیایی بیشتر اورتوکلاز و گاه میکروکلین به صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل ($< 10\%$)، بلورهای کوارتز بی- شکل که در فضای بین کانی‌ها و گاهی دارای هم‌رشدی با فلدسپات‌ها یافت می‌شوند ($\approx 25\%$). کانی‌های فرعی شامل

کرمی شکل در زمینه‌ای از پلاژیوکلاز سدیم (معمولاً الیگوکلاز) است، این بافت احتمالاً خاستگاه آذرین داشته و با بافت گرانوفیری وابسته است و ممکن است به علت واکنش‌های جاننشینی نیز تشکیل شده باشد.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی

چنان که در نمودار (شکل ۴-الف) مشاهده می‌شود، براساس رده‌بندی [۸] گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات در گستره‌های کوارتزموئودیوریت، گرانودیوریت و تونالیت، و براساس رده‌بندی نورم [۹] در گستره‌ی تونالیت و ترونجمیت قرار می‌گیرند (شکل ۴-ب).

از روش‌های متداول بررسی رفتار ژئوشیمیایی و شناسایی چگونگی ارتباط عناصر در نمونه‌های مورد بررسی، استفاده از نمودارهای هارکر [۱۰] است. مهم‌ترین کاربرد این نمودارها عبارتند از تعیین و تشخیص فرآیندهایی نظیر تبلور جزء به جزء، هضم، ذوب‌بخشی و نهایتاً تحرک‌پذیری عناصر [۱۱]. با مقایسه‌ی نمودارهای هارکر گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات الوند با نمودارهای هارکر گرانیت‌های دیگر الوند معلوم شد که این گرانیتوئیدها نباید از جدایشی گرانیت‌های دیگر الوند حاصل شده باشند و احتمالاً خاستگاهی متفاوت با گرانیت‌های دیگر توده‌ی الوند دارند. چنان که در شکل ۵ و جدول ۱ دیده می‌شود، درصد SiO_2 نمونه‌های مورد بررسی ۷۳-۶۲ درصد است. تغییرات Al_2O_3 نسبت به SiO_2 یک روند نزولی نشان می‌دهد. روند تغییرات Fe_2O_3 و MgO نسبت به سیلیس چندان قابل توجه نیست زیرا درصد کانی‌های فرومنیزین در این نمونه‌ها بسیار پایین است، ولی به‌طور کلی با افزایش سیلیس، یک روند کاهشی نشان می‌دهند. با افزایش SiO_2 تغییر قابل توجهی در مقدار آهن کل نمونه‌های مورد نظر مشاهده نمی‌شود بنابراین نمی‌توان این گرانیتوئیدها را حاصل جدایش گرانیتوئیدهای دیگر الوند در نظر گرفت. در نمودار $\text{CaO}-\text{SiO}_2$ ، درصد فراوانی کلسیم به علت حضور کانی‌های اسفن و مقادیر اندک آپاتیت در گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات نسبت به گرانیتوئیدهای دیگر منطقه بالاتر است و در مقابل افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهد. روند تغییرات TiO_2 و P_2O_5 نیز نسبت به افزایش سیلیس نزولی است، و روند نزولی P_2O_5

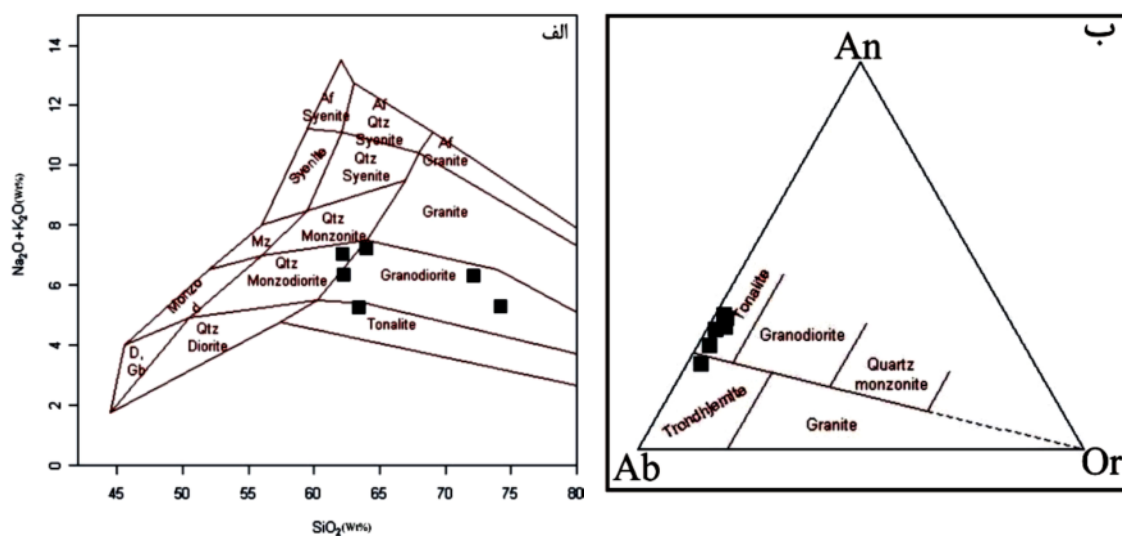
ندرت و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، بین‌روزنه‌ای و کلریتی شده است، و دارای ادخال‌های آپاتیت و زیرکن است.

از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، مسکوویت و کلینوزوئزیت اشاره کرد. کلریت از دگرسانی بیوتیت و کلینوزوئزیت از دگرسانی پلاژیوکلاز حاصل شده است. مسکوویت به‌صورت بلورهای بدون شکل هندسی بوده و حاصل دگرسانی فلدسپات‌هاست.

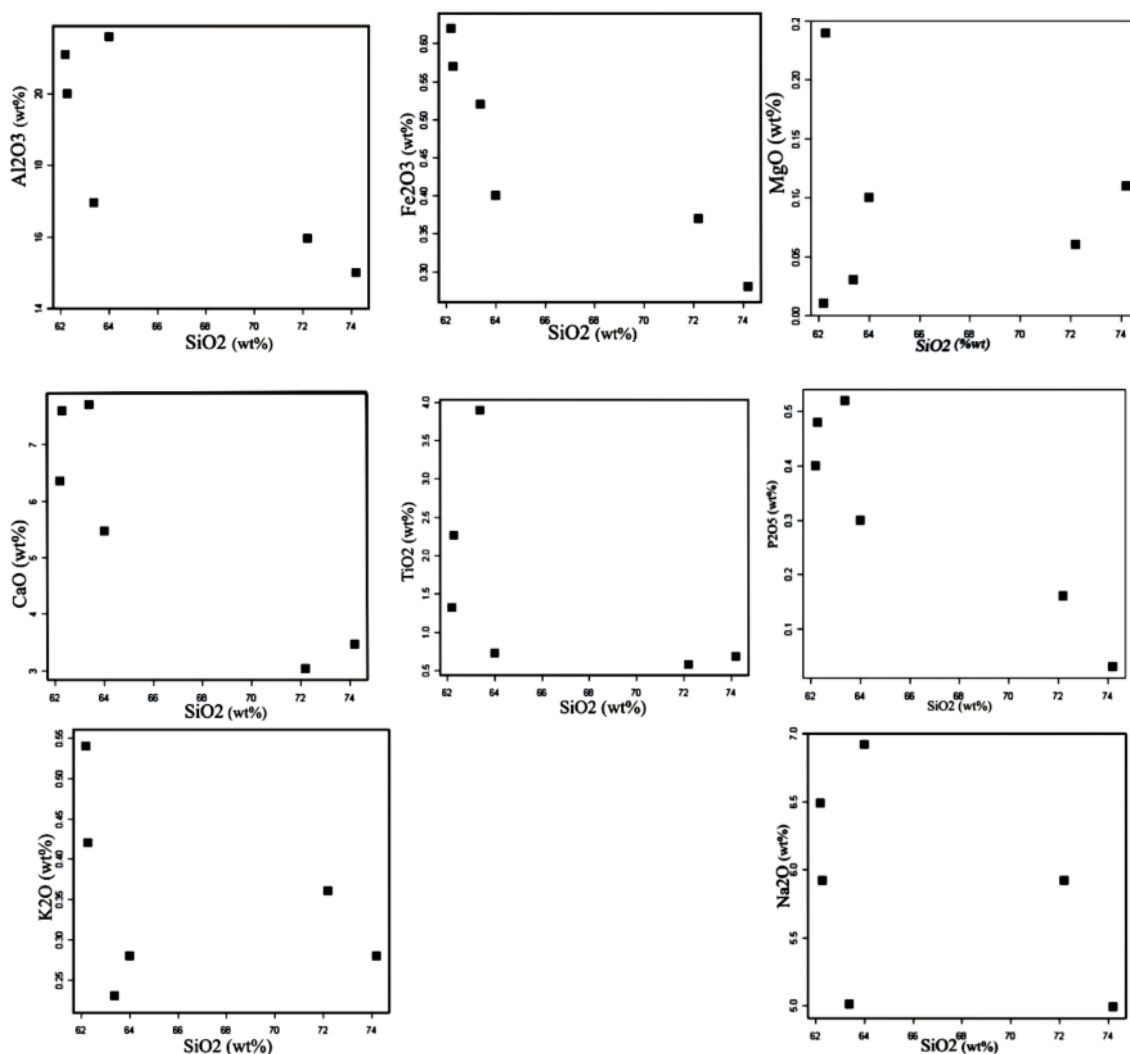
لوکوکوارتزموئودیوریت: در مقاطع میکروسکوپی کانی‌های اصلی عبارتند از: پلاژیوکلاز سدی با ترکیب (الیگوکلاز-آندزین) و معمولاً به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار ($\approx 50\%$)، -فلدسپار قلیایی بیشتر به‌صورت اورتوکلاز و گاه میکروکلین با پیکربندی بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل ($< 10\%$)، بلورهای کوارتز بی‌شکل ($\approx 30\%$). کانی‌های فرعی شامل اسفن به‌شکل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، روتیل به‌صورت بلورهای سوزنی و خوشه‌ای در داخل کانی‌های دیگر یا در حاشیه‌ی بلورهای اسفن، بیوتیت به مقدار کم و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، آپاتیت و زیرکن دیده می‌شوند. از کانی‌های ثانویه می‌توان به کلریت، مسکوویت و کلینوزوئزیت اشاره کرد.

لوکوکوارتزموئودیوریت: پلاژیوکلاز سدی با ترکیب (الیگوکلاز-آندزین) و معمولاً به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار ($\approx 50\%$)، فلدسپار قلیایی بیشتر به‌صورت اورتوکلاز و گاه میکروکلین بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل ($< 10\%$)، بلوری کوارتز بی‌شکل ($\approx 20\%$). کانی‌های فرعی شامل اسفن که به‌شکل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا شکل‌دار، روتیل به‌صورت بلورهای سوزنی و خوشه‌ای، بیوتیت به‌ندرت و به‌صورت بلورهای نیمه‌شکل‌دار، بین‌روزنه‌ای و کلریتی شده، آپاتیت و زیرکن شکل گرفته‌اند. از کانی‌های ثانویه می‌توان کلریت، مسکوویت و کلینوزوئزیت را نام برد.

بافت‌های دیگر مشاهده شده در مقاطع نازک عبارتند از: منطقه‌بندی، پرتیت (این بافت اغلب ناشی از عدم آمیختگی (Exsolution) در حالت جامد یا نیمه جامد در فلدسپارهای قلیایی هستند که به علت سرد شدن آرام فلدسپارها به‌صورت سدیم و غنی از پتاسیم جدا از هم دیده می‌شوند [۷]). به عقیده‌ی [۶، ۷] میرمکیت حاصل رشد توأم کوارتز به‌صورت



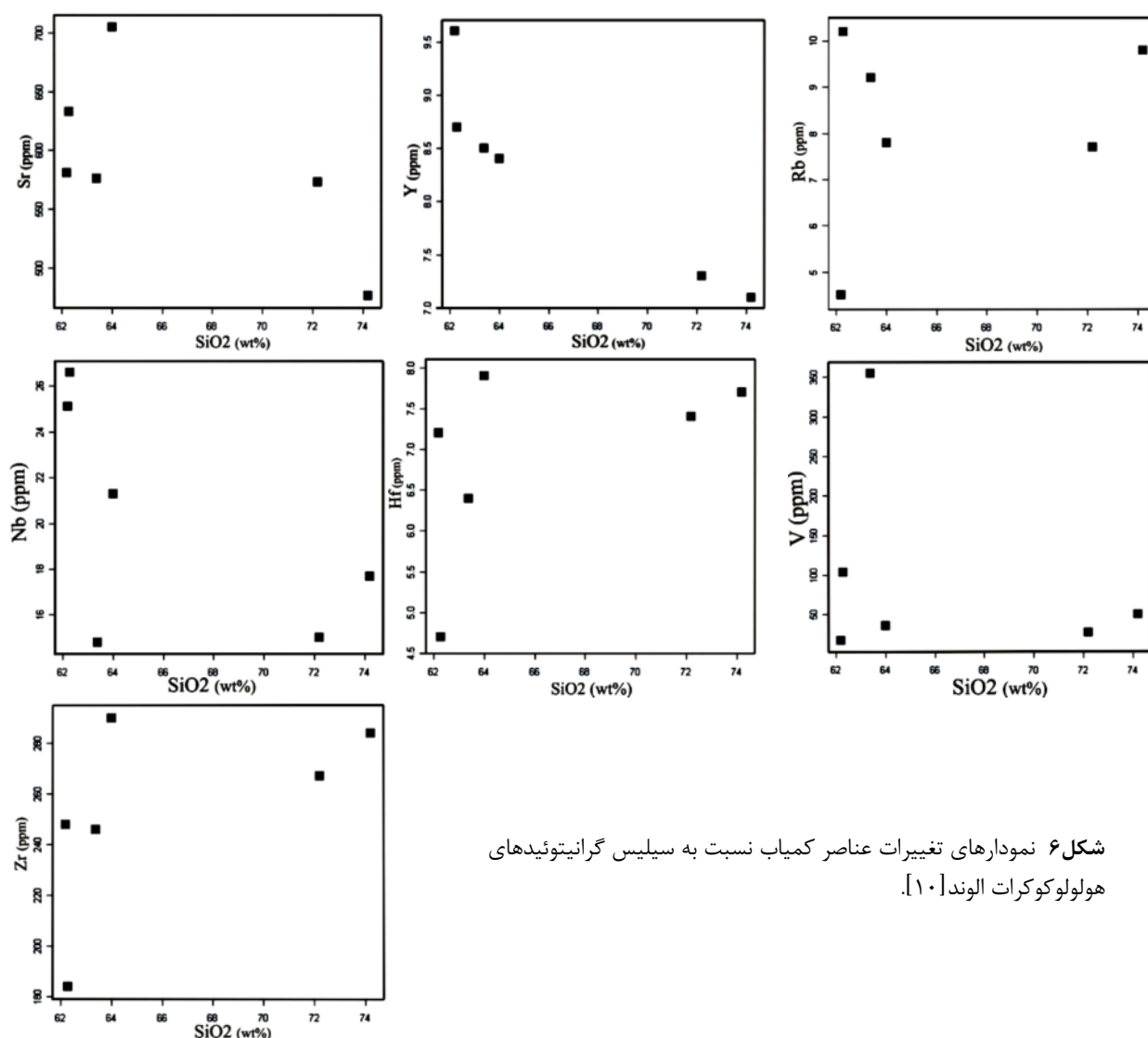
شکل ۴ الف - نمودار [۸] جهت تعیین قلمرو گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات. ب - نمودار [۹] تعیین محدوده سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نورم.



شکل ۵ نمودارهای [۱۰]، تغییرات اکسیدهای اصلی نسبت به سیلیس گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات الوند.

پتاسیم در کانی‌های پلاژیوکلاز، آپاتیت و فلدسپار قلیایی جانشین می‌شود. پراکندگی و افزایش اولیه Sr در آغاز جدایش به‌علت دگرسانی پلاژیوکلاز و بیوتیت است ولی با افزایش روند جدایش و تشکیل فلدسپار قلیایی Sr، جانشین یون‌های Ca و K در شبکه‌ی کانی‌ها شده و در نتیجه پس از این مرحله به علت مصرف Sr مقدار آن در ماگما و نیز در سنگ‌های حاصل، کاهش می‌یابد [۱۲]. عنصر Y با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. این عنصر عموماً به‌صورت یک عنصر ناسازگار شبیه HREE عمل می‌کند و اغلب همراه آن‌ها یافت می‌شود، این عنصر به علت تشکیل کانی‌های آپاتیت، زیرکن و اسفن در ادامه‌ی جدایش یک روند کاهشی نشان می‌دهد [۱۱].

با ویژگی‌های ماگمای نوع I همخوانی دارد. در نمودار تغییرات K_2O نسبت به SiO_2 ، با توجه به پایین بودن کانی‌های حاوی پتاسیم (اورتوکلاز، بیوتیت) میزان K_2O بسیار پایینی دارند ولی با این حال با توجه به فراوانی کانی‌های مسکوویت و - فلدسپار قلیایی در مراحل انتهایی تبلور ماگما (مثل فرآیند مسکوویت شدن)، K_2O تا حدی روند صعودی نشان می‌دهد. درصد فراوانی Na_2O به ترکیب پلاژیوکلاز بستگی دارد ولی به طور کلی با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد. تغییرات عناصر فرعی نسبت به SiO_2 در شکل ۶ دیده می‌شوند. در نمودار Sr- SiO_2 ، روند تغییرات Sr نسبت به افزایش سیلیس کاهشی است، استرانسیم معمولاً به جای کلسیم و



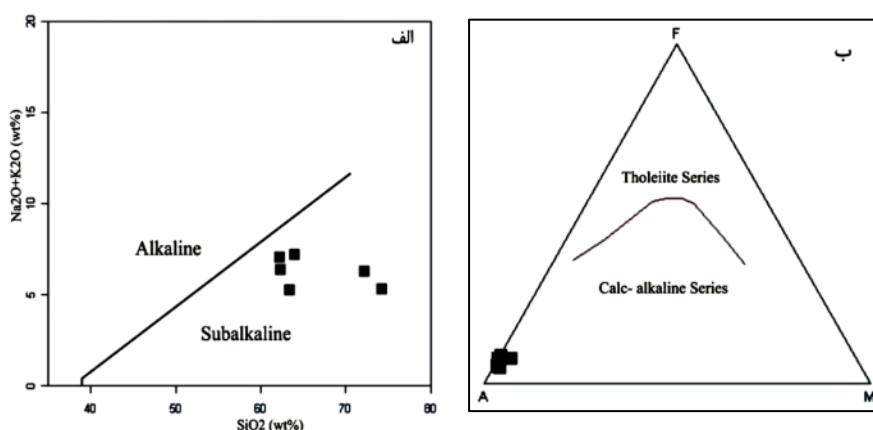
شکل ۶ نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب نسبت به سیلیس گرانیتوئیدهای هولولوکرات الوند [۱۰].

ویژه به‌صورت کانی زیرکن ظاهر می‌شود و در فازهای جدایشی فراوانی آن بیشتر است. به‌طور کلی Zr نسبت به SiO_2 صعودی است.

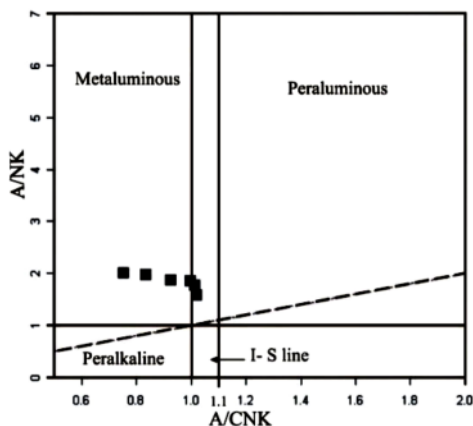
نمونه‌ها در نمودار مواد قلیایی نسبت به سیلیس [۱۳] در گستره‌ی نیمه‌قلیایی (شکل ۷-الف) و در نمودار AFM [۱۳] در گستره‌ی آهکی-قلیایی (شکل ۷-ب) قرار گرفته‌اند. برای جدایی سری‌های آهن‌دار از منیزیم‌دار، از نمودار [۱۴] استفاده کرده‌ایم که در این نمودار $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$ نسبت به SiO_2 رسم شده است. براساس این نمودار نمونه‌های مورد بررسی بیشتر در گستره‌ی آهن‌دار قرار می‌گیرند (شکل ۸).

نمودار A/CNK نسبت به A/NK [۱۵]، برای تقسیم‌بندی ماگماها بر اساس درجه‌ی اشباع از آلومین کاربرد دارد، بنا بر این نمودار نمونه‌های موردنظر در موقعیت مت‌آلومین تا کمی پرآلومین قرار می‌گیرند (شکل ۹).

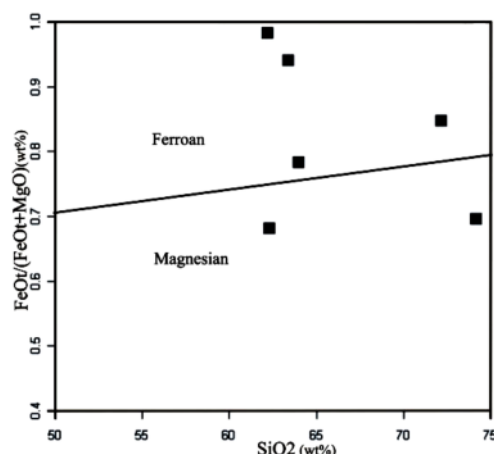
روند تغییرات Rb نسبت به SiO_2 ، تقریباً صعودی و تغییرات Nb نسبت به سیلیس تقریباً نزولی است، Rb و Nb از عناصر ناسازگارند و به‌دلیل دارا بودن اختلاف چشم‌گیر در شعاع یونی و بار الکتریکی جانشین عناصر اصلی نمی‌شوند بلکه بر اساس غلظت پایین در اواخر تبلور ماگمایی به‌صورت غنی شده در آبگون‌های باقیمانده دیده می‌شوند [۱۱]. البته Nb نخست کاهش و سپس در ادامه‌ی روند افزایش یافته است. عنصر Hf نیز یک عنصر ناسازگار است و نخست روند نزولی و در ادامه اندکی صعود می‌کند که این می‌تواند به‌دلیل شرکت Hf در فازهای فرعی مثل اسفن و زیرکن به جای تیتانیم باشد. عنصر V نسبت به افزایش سیلیس کاهش می‌یابد، این عنصر به‌صورت جانشینی آهن، وارد هماتیت شده و طی جدایش خارج می‌شود، عنصر Zr وارد کانی‌های متداول سازنده‌ی سنگ در هر درجه‌ای (آیا منظور از درجه دماست یا چیز دیگری در هر صورت نام آن باید نوشته شود) نمی‌شود ولی در یک فاز



شکل ۷ الف- نمودار کل ماده‌ی قلیایی نسبت به سیلیس. ب- نمودار AFM برای جدایی گستره‌های آهکی-قلیایی و تولییتی [۱۳]، نمونه‌ها در گستره‌ی نیمه‌قلیایی و آهکی-قلیایی قرار دارند.



شکل ۸ نمودار $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t + \text{MgO})$ نسبت به SiO_2 برای جدایی سری‌های آهن‌دار از منیزیم‌دار [۱۴]، نمونه‌ها در گستره‌ی آهن‌دار قرار می‌گیرند.

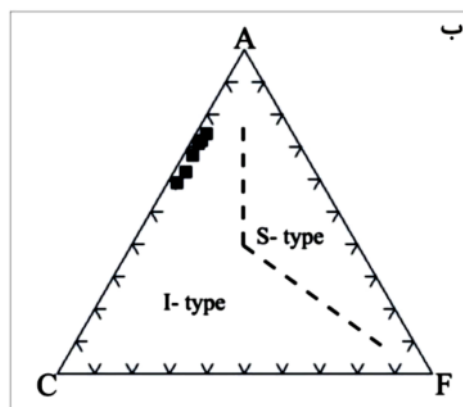
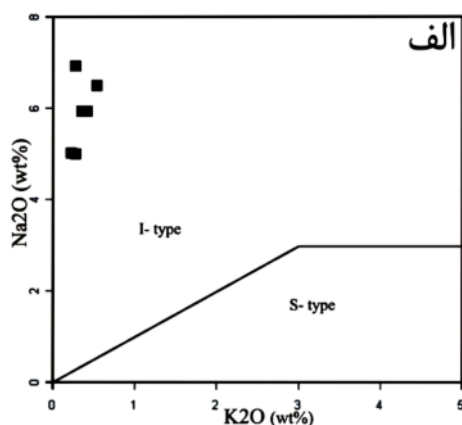


شکل ۹ نمودار تغییرات A_1/CNK نسبت به A_1/NK برای تعیین درجه‌ی اشباع از آلومینا [۱۵]، نمونه‌ها در گستره‌ی شبه آلومین تا کمی برآلومین قرار گرفته‌اند.

بحث و بررسی

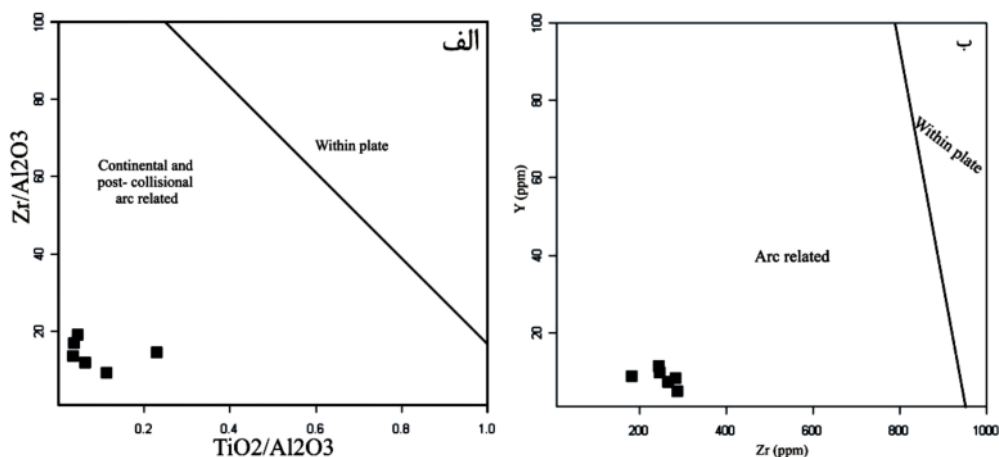
به‌منظور تعیین خاستگاه‌های زمین‌ساختی ماگمایی-گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات منطقه براساس نمودار تغییرات Na_2O نسبت به K_2O [۱۶]، سنگ‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I واقع شده‌اند (شکل ۱۰-الف). نمودار دیگر برای جدایش گرانیتوئیدهای نوع I و S، نمودار ACF [۱۷] است که در این نمودار نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های نوع I تصویر شده‌اند (شکل ۱۰-ب). از نمودارهای Zr - Y و TiO_2/Al_2O_3 - Zr/Al_2O_3 [۱۸] برای جدایش دو نوع اصلی گرانیت‌های درون صفحه‌ای و گرانیت‌های وابسته به قوس استفاده کرده‌ایم. بنا بر این نمودارها، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ای که وابسته به قوس است قرار می‌گیرند (شکل ۱۱-الف، ب).

در نمودارهای عنکبوتی به‌نجار شده بر پایه‌ی [۱۹،۲۰]، گرانیت‌های مورد نظر (شکل ۱۲) از نظر عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) مانند U، La، Rb، K، Ce و Th غنی‌شدگی چشمگیری را نشان می‌دهند و به‌طور نسبی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Nb، Hf و Ti تهی‌شدگی دارند. این ویژگی از ویژگی‌های گرانیتوئیدهای قوس آتشفشانی مناطق فرورانش وابسته‌اند [۲۱]. این نمونه‌ها همچنین اندکی غنی-شدگی در عناصر نادر خاکی سبک (LREE) و تهی‌شدگی در HREE و بی‌هنجاری منفی در Eu را نشان می‌دهند. بی-هنجاری منفی در عناصر Ti، Nb و Ba نشان‌دهنده‌ی توده‌های نفوذی وابسته به فرورانش است [۲۲]. بی‌هنجاری منفی Nb و Ta نشانگر نقش پوسته در تولید ماگماست و شاخص مناطق وابسته به فرورانش و حواشی فعال قاره‌ای است [۲۳].

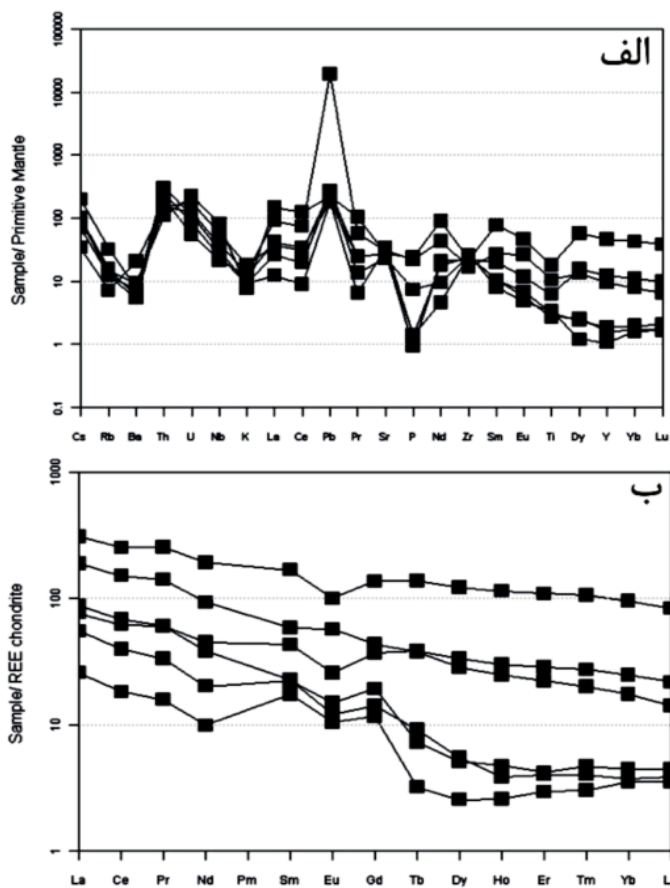


شکل ۱۰ الف- نمودار جدایش گرانیت‌های نوع I و S از یکدیگر [۱۶]. ب- نمودار ACF [۱۷].

(A = Al_2O_3 - Na_2O - K_2O , C = CaO, F = FeO + MgO). نمونه‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های I قرار می‌گیرند.



شکل ۱۱ نمودارهای الف. Zr/Al_2O_3 - TiO_2 - Al_2O_3 و ب. Y - Zr گرانیت‌های درون‌صفحه‌ای از گرانیت‌های وابسته به قوس آتشفشانی [۱۸]، که گرانیت‌های مورد بررسی در موقعیت گرانیت‌های وابسته به قوس قرار می‌گیرند.



شکل ۱۲ الف- نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی گرانیت‌های هولولوکوکرات الوند بهنجار شده براساس Primitive mantle [۱۹] ب- بهنجار شده براساس REE chondrite [۲۰] ترسیم شده است.

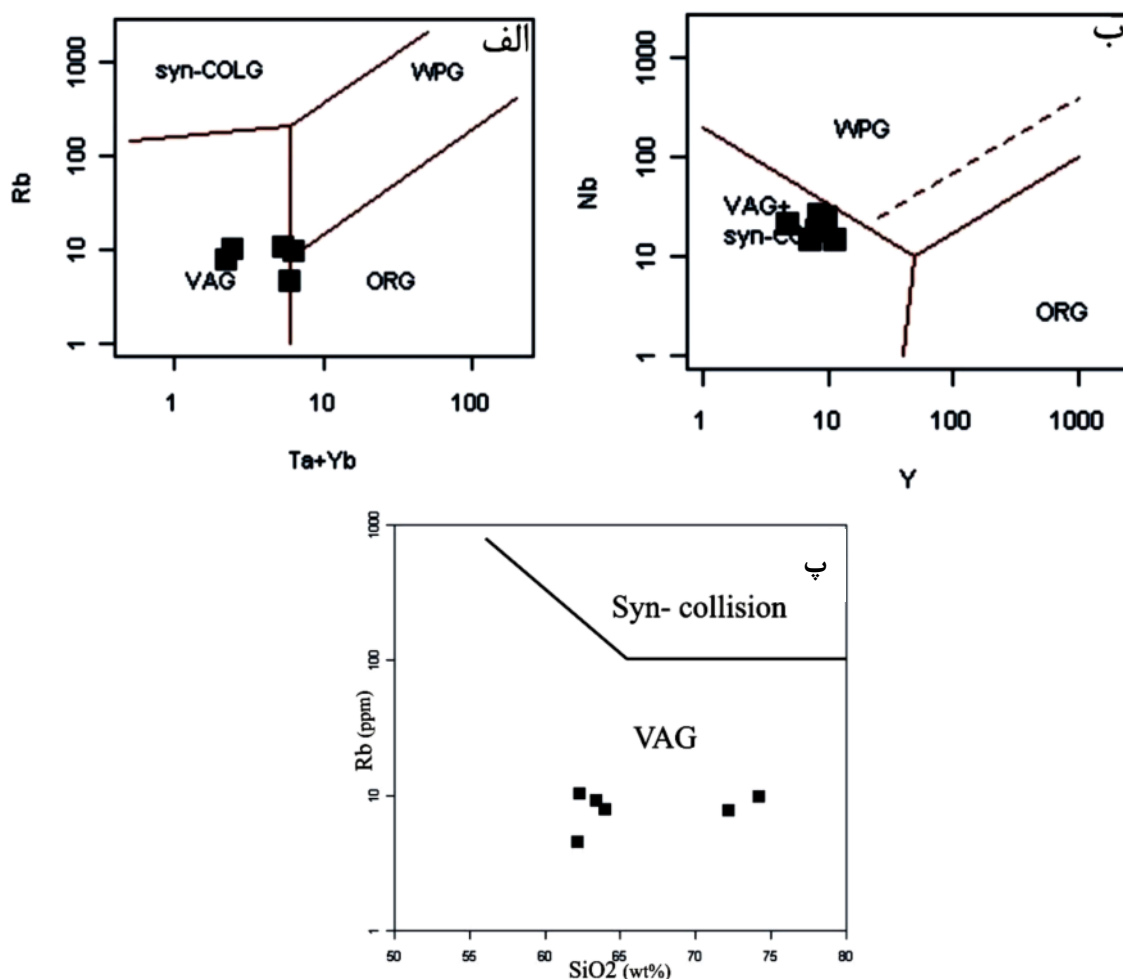
می‌دهند و از گرانیتوئیدهای نوع I هستند (شکل ۱۳ الف، ب و پ).

درنمودارهای پیرس [۲۴، ۲۵]، نمونه‌های گرانیتوئیدی، در گستره‌ی قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند، که ویژگی-های گرانیتوئیدهای وابسته به حواشی قاره‌ای فعال را نشان

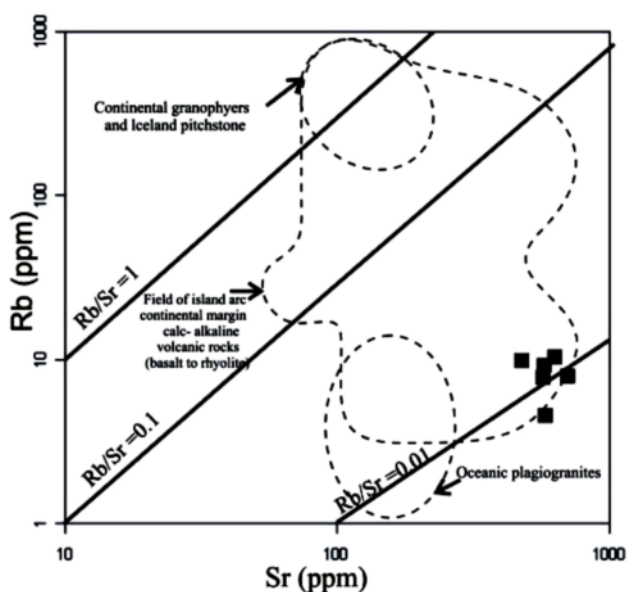
های ریز دانه روشن که کوارتز کمتری دارد (ترکیب آن از کوتکتیک Q-Pl دور می‌شود) تزریق شده است. در فشار ۵ کیلو بار دمای بیشه‌ی لازم برای تشکیل گرانیت روشن پورفیروئید (850°C) کمتر از گرانیت روشن ریز دانه (900°C) بوده است. در این صورت نخست سنگ خاستگاه به-طور بخشی ذوب شده و یک گدازه‌ی غنی از کوارتز تشکیل شده و پس از مدتی تفاله‌ی باقی‌مانده دوباره ذوب می‌شود و این بار گدازه‌ی حاصل فقیر از کوارتز است (در ذوب‌بخشی نامتعادل این روند یک روند طبیعی است) [۹].

نتایج حاصل از مقایسه‌ی ویژگی‌های ژئوشیمیایی، کانی-شناسی و سنگ‌شناسی گرانیت‌های هولولوکوکرات منطقه با ویژگی‌های گرانیت‌های نوع I و S [۲۷] در جدول ۲ ارائه شده-اند، که نشان می‌دهد گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات الوند به گرانیت‌های نوع I وابسته‌اند.

در نمودار [۲۶] که در آن Rb نسبت به Sr ترسیم شده، نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی پایین‌تر از $\text{Rb/Sr} = 0.1$ یعنی در قلمرو تونالیت و ترونجمیت‌های قاره‌ای قرار می‌گیرند (شکل ۱۴)، و از ذوب‌بخشی یک سنگ غنی از پلاژیوکلاز در فشار بالا (پوسته‌ی تحتانی $P > 5\text{Kb}$) می‌توانند حاصل شده باشند. اگر یک سنگ کوارتزیدیوریتی در عمق ۲۵-۲۰ کیلومتری (پوسته‌ی تحتانی) تحت تاثیر ذوب‌بخشی قرار گیرد، بخشی از گدازه‌های اوتکتیک خارج می‌شود و تفاله‌ای فقیر از ترکیبات اوتکتیک باقی می‌ماند. اگر با بالا رفتن دما در منطقه، تفاله دوباره ذوب شود این گدازه بسیار فقیر از کوارتز و غنی از پلاژیوکلاز خواهد بود. تزریق گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات مورد بررسی در دو مرحله‌ی انجام شده است: در مرحله نخست گرانیت‌های روشن پورفیروئید که غنی از کوارتز است (ترکیب آن نزدیک به کوتکتیک Q-Pl) و در مرحله‌ی دوم گرانیت-



شکل ۱۳ نمودارهای تعیین موقعیت زمین‌ساختی [۲۵، ۲۴]، که نمونه‌های مورد بررسی در گستره‌ی گرانیت‌های وابسته به قوس آتشفشانی (VAG) قرار می‌گیرند.



شکل ۱۴ نمودار $\text{LogRb} - \text{LogSr}$ [۲۶]، برای جدایش گرانیت‌های هولولوکوکرات از پلاژیوگرانیت‌های اقیانوسی. نمونه‌های مورد نظر در موقعیت تونالیتی و ترانجمیت قاره‌ای قرار گرفته‌اند.

جدول ۲ ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی گرانیت‌های نوع I و S [۲۷] و مقایسه آن‌ها با گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات الوند. این گرانیتوئیدها با نوع I همخوانی بیشتری دارند.

مشخصات ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی	گرانیت نوع I	گرانیت نوع S	گرانیت هولولوکوکرات الوند
درصد وزنی SiO_2	۵۳-۷۶	< ۶۵	۶۲-۷۳
$\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	< ۱ پایین	> ۱ بالا	۰/۰۴۶-۰/۰۸
درصد وزنی CaO	بالا	پایین	۳/۴۶-۷/۷۰
A/CNK	$< ۱/۱$ (برای توده‌های تفریق یافته‌تر پرآلومین)	$> ۱/۱$ و پرآلومین	متا-پرآلومین
مجموعه کانی‌ها	هورنبلند، بیوتیت، اسفن، مگنتیت	کردپریت، گارنت، سیلیمانیت، ایلمنیت	بیوتیت، اسفن، زیرکن، روتیل
محیط تکتونوماگمایی	زون فروورانش، حواشی قاره‌ای فعال، زون تصادم قاره‌ها (کوهزایی)	زون تصادم قاره‌ها (کوهزایی)	زون فروورانش - حواشی قاره‌ای فعال
ترکیب سنگ‌شناسی	گرانودیوریت، تونالیت	گرانیت	لوکوتونالیت، لوکوگرانودیوریت، لوکومونودیوریت

برداشت

گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات، بیشتر در بخش‌های مرکزی توده‌ی الوند مشاهده می‌شوند و اغلب به‌صورت رگه‌های با ضخامت چند سانتی‌متر تا چند متر و به‌صورت توده‌های کشیده در درون گرانیتوئیدهای دیگر پراکنده‌اند. این گرانیتوئیدها براساس بررسی‌های سنگ‌شناسی در گستره‌ی لوکوتونالیت، لوکوگرانودیوریت و لوکوکواترزمونودیوریت قرار می‌گیرند. از نظر اندازه‌ی دانه‌ها، این سنگ‌ها را می‌توان به دو گروه پورفیروئید و دانه ریز تقسیم کرد. بررسی‌های کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که این سنگ‌ها از نوع I و آهکی-قلیایی هستند و از نظر درجه‌ی اشباع از آلومین (ASI) متاآلومین تا کمی پرآلومین تشکیل شده‌اند. به‌نظر می‌رسد که این سنگ‌ها با ماگماتیسم ناشی از فروران‌ش پوسته‌ی اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه‌ی ایران مرکزی وابسته بوده و در یک محیط زمین‌ساختی وابسته به با حواشی قاره‌ای فعال (VAG) تشکیل شده‌اند. گرانیتوئیدهای هولولوکوکرات توده‌ی گرانیتوئیدی الوند ویژگی‌های ترونجمیت‌های قاره‌ای را نشان می‌دهند و از ذوب‌بخشی یک سنگ کواترزدیوریتی در فشار بالا (پوسته‌ی تحتانی $P > 5\text{Kb}$) تشکیل شده‌اند.

مراجع

- [۱] ولی‌زاده م. و، "بررسی سنگ‌شناسی و شیمی کانی‌شناسی کمپلکس الوند (همدان)"، نشریه دانشکده علوم دانشگاه تهران، جلد ششم، شماره اول، (۱۳۵۳) ص. ۱۴-۳۰.
- [۲] ایرانی م، "بررسی پترولوژی توده گرانیتوئیدی الوند و هاله دگرگونی آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد. دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۲).
- [۳] ترکیان ا، "مطالعه پتروگرافی و پترولوژیکی پگماتیت‌های الوند همدان"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، گرایش پترولوژی، دانشگاه تهران (۱۳۷۴) ۱۷۲ صفحه.
- [۴] سپاهی‌گرو ع.ا، "پترولوژی مجموعه پلوتونیک الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، پایان‌نامه دوره دکتری، دانشگاه تربیت معلم تهران (۱۳۷۸) ۳۲۵ صفحه.

[۵] پادیار ف، "بررسی پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیتوئیدهای

روشن الوند و بررسی پراکندگی تیتانیوم در آن"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۸) ۱۹۷ صفحه.

[6] Vernon R. H., "A practical guide to rock microstructure", Macquarie University Sydney, (2004) 579p.

[7] Philpotts A.R., "Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks", prentice Hall (1989) 178p.

[8] Middlemost E. A. K., "Naming materials in the magma igneous rock system", Earth Sci. Reviews, 37, (1994) 215-224.

[9] O'Connor J. T., "A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios", In: US Geological Survey Professional Paper B525. USGS, (1965) 79-84.

[10] Harker B. R., Mosenfelder J. L., Gnos E., "Thermal and mass implications of magmatic evolution in the Lassen volcanic region, California, and constraints on basalt influx to the lower crust", Journal of Geophysical Research 101 (1996) 3001- 3013.

[11] Rollinson H. R., "Using geological data, evolution, presentation, interpretation", Longman Ltd population, (1993) 214.

[12] Rudnick R. L. (Volume Editor), Holland H. D., Turekian K. K. (Executive editors), "Treatise on geochemistry", Volum 3, The crust. Elsevier Ltd (2004) 661.

[13] Irvine T.N., Baragar W.R.A., "A guide to the chemical classification of common volcanic rocks", Can. J. Earth Science 8 (1971) 523-584.

[14] Frost R. B., Barnes C. G., Collins W. J., Arculus R. J., Ellis D. J., Frost C. D., "A Geochemical classification for Granitic Rocks", Journal of Petrology 42(2001) 2033- 2048.

[15] Shand S. J., "Eruptive rocks", T. Murby, London (1943) 488p.

[16] Chappell B.W., White A.J.R., "I and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", Trans. R.Soc. Edinb. Earth Science 83 (1992) 1-26.

[17] Chappell B.W., White A.J.R., "Two contrasting granite types", Pacific Geology 8(1974), 173-174.

[18] Muller D., Groves D. I., "Potassic igneous rocks and associated gold- copper mineralization", Lecture Notes in Earth Sciences (1997) No.56.

- [23] Maniar P. D., Piccoli P. M., "Tectonic discrimination of granitoids", Geol. Amer. Bull. 101 (1989) 635-643.
- [24] Pearce J., "Sources and setting granitic rocks", Episodes, 19 (4) (1996) 120-125.
- [25] Pearce J. A., Harris N. B., Tindle A. G., "Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks", J. Petrol. 25 (1984) 956-983.
- [26] Coleman R.G., Peterman Z. E., "Oceanic Plagiogranite", Jour. Geophys. Research (1975), v. 80, 1099- 1108.
- [27] Harris N. B. W., Pearce J. A., Tindle A.G., "Geochemical characteristics of collision- zone magmatism", In: Coward, M.P., Ries, A.C. (Eds), Collision Tectonics. Geological Society London, special publication 19 (1986) 67- 81.
- [19] Sun S. S., McDonough W. F., " Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implications for mantle composition and processes", In: Saunders, A. D., Norry, M. J., eds., Magmatism in the ocean basins. Geological Society, Special Publication No. 42 (1989) 313- 345.
- [20] Nakamura N., " Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757- 775.
- [21] Wilson M., "Igneous Petrogenesis", Unwin Hyman, London (1989) 461 pp.
- [22] Foley S. F., Wheller G. E., "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanic and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", Chemical Geology (1990) v.85, 1- 18.