

مقایسه ویژگی‌های گرانیتوئیدهای کم پتاسیم و غنی از پتاسیم در مجموعه‌ی نفوذی الوند

علی اصغر سپاهی^{*}، طیبه خاکسار

گروه زمین‌شناسی، دانشگاه بوعلی سینا، همدان

(دریافت مقاله: ۹۰/۵/۲۵، نسخه نهایی: ۹۰/۱۲/۱۱)

چکیده: مجموعه‌ی نفوذی الوند در جنوب همدان، در زون سهندج-سیرجان واقع شده است. این مجموعه شامل سنگ‌های مافیک تا فلسیک مانند گابرو، دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت، گرانیت، آپلیت و پگماتیت است. سنگ‌های شبه گرانیتی بخش اعظمی از سنگ‌های این مجموعه را به خود اختصاص می‌دهند که از این میان می‌توان به دو دسته گرانیتوئیدهای پورفیروئید و گرانیتوئیدهای بسیار روشن اشاره کرد. گرانیتوئیدهای پورفیروئید غنی از پتاسیم بوده در حالی که گرانیتوئیدهای بسیار روشن فقیر از پتاسیم هستند. ویژگی‌های سنگ نگاری و زمین شیمی سنگ‌های گرانیتوئیدی نشان می‌دهد که این دودسته از هم مجزا بوده و احتمالاً از جدایی یک ماگما حاصل نشده‌اند. گرانیتوئیدهای بسیار روشن نسبت به گرانیتوئیدهای پورفیروئید از CaO ، Na_2O و Al_2O_3 غنی تر و از K_2O ، FeO و MgO فقیرترند و روند تبلور جدایشی از یک ماگمای مشترک با گرانیتوئیدهای دیگر را نشان نمی‌دهند. دامنه‌ی تغییرات مقدار ΣREE و $(\text{La/Yb})_N$ در گرانیتوئیدهای بسیار روشن گسترده تر از سایر سنگ‌های دیگر است. مقادیر Eu/Eu^* در گرانیتوئیدهای پورفیروئید $0.38-0.61$ ، در گرانیتوئیدهای بسیار روشن $0.52-1.11$ و در آپلیت‌ها $0.15-2.15$ است. بی‌هنجاری منفی Eu در گرانیتوئیدهای پورفیروئید با خاستگاه پوسته‌ای که برای آنها در نظر گرفته شده است، همخوان است. با توجه به اینکه گرانیتوئیدهای بسیار روشن به دلیل مقدار نسبتاً زیاد CaO و Na_2O غنی از پلاژیوکلاز هستند لذا به دلیل جانشینی Eu به جای Ca در شبکه این کانی، این سنگ‌ها از خود بی‌هنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. آپلیت‌ها و پگماتیت‌های منطقه از نظر زمین شیمی بیشتر به گرانیتوئیدهای پورفیروئید شباهت دارند و احتمالاً از جدایی آنها حاصل شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: الوند؛ گرانیتوئید؛ زمین شیمی؛ پورفیروئید؛ بی‌هنجاری Eu .

مقدمه

سنگ‌ها را جالب توجه می‌کنند. در این پژوهش بحث‌های سوال برانگیز چگونگی سنگ‌زایی این مجموعه موردنظر نیست ولی، به طور کلی می‌توان گفت که همان طور که در بعضی از کارهای پژوهشی دیگر نیز عنوان شده است، برای تشکیل واحدهای مختلف سنگی این مجموعه نمی‌توان یک سازوکار ساده و واحدی را در نظر داشت. از جمله تغییرات شیمیایی مهم در گرانیتوئیدهای مجموعه‌ی نفوذی الوند می‌توان به مقدار دوگانه‌ی فراوانی K_2O در آنها اشاره کرد که بر این اساس گرانیتوئیدها را می‌توان به دو دسته غنی از پتاسیم و فقیر از پتاسیم رده‌بندی کرد. تغییر میزان پتاسیم در این سنگ‌ها

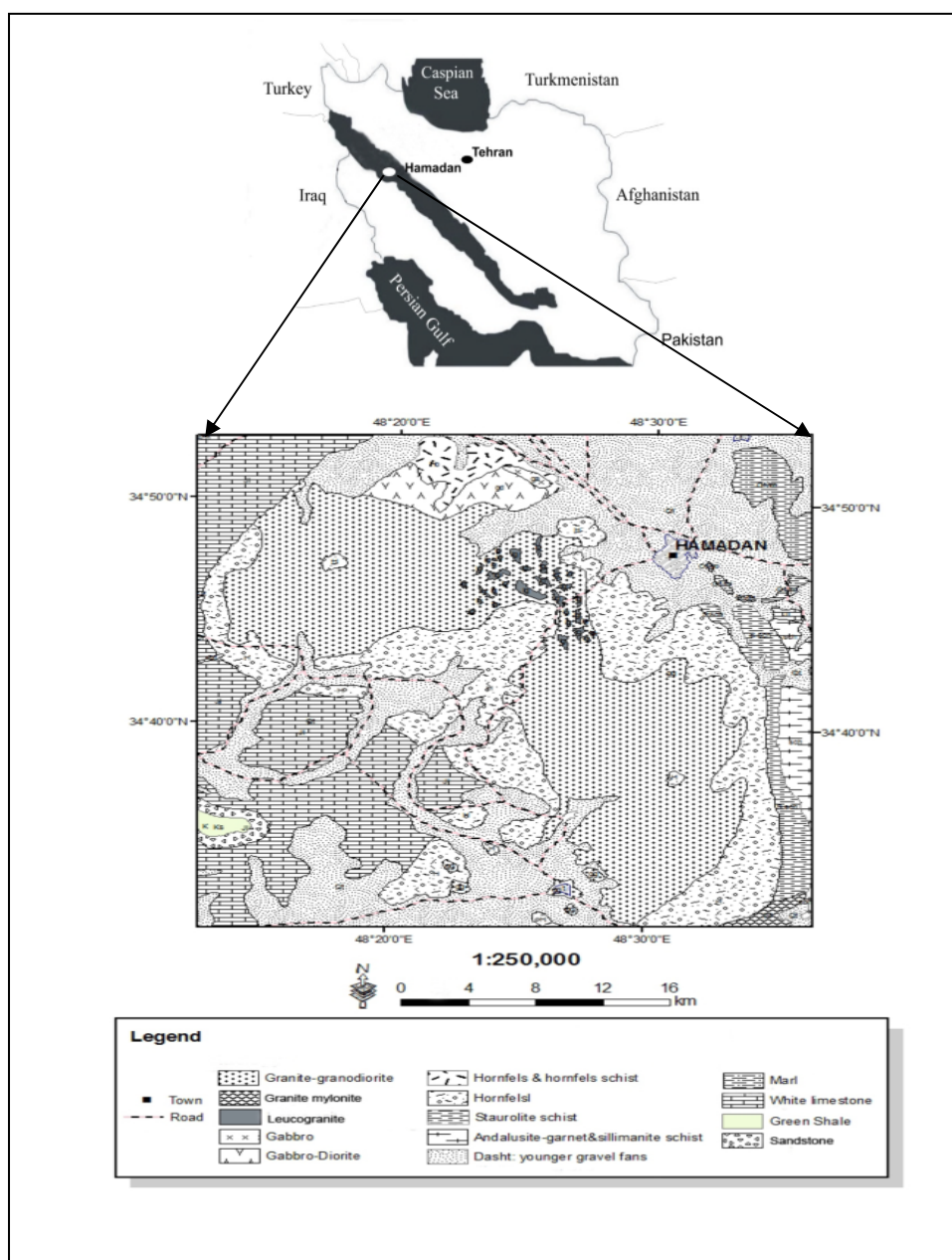
مجموعه‌ی نفوذی الوند یا بخش‌هایی از آن از جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی (به ویژه سنگ‌شناسی) در چند دهه‌ی اخیر مورد توجه پژوهشگران مختلف بوده است [مانند ۱-۱۳]. با این که این مجموعه طیف وسیعی از سنگ‌های مافیک تا فلسیک را شامل می‌شود اما حجم نسبی گرانیتوئیدها بیشتر از سایر سنگ‌هاست و شاید به همین دلیل این مجموعه را با عنوان "گرانیت‌های الوند" می‌شناسند. هم در میان سنگ‌های مافیک و حدواسط و نیز در میان گرانیتوئیدها تنوع کانی‌شناسی و شیمیایی قابل توجهی وجود دارد که بررسی این مجموعه از

* نویسنده مسئول، تلفن-نمبر: ۸۳۸۱۴۶۰ (۰۸۱۱)، پست الکترونیکی: sepahi@basu.ac.ir

موقعیت زمین شناسی

منطقه‌ی مورد بررسی، جنوب همدان و در زون ساختاری موسوم به زون سنندج- سیرجان قرار دارد. این زون را [۱۴] زون زاگرس فلس مانند نامیده است. در رده‌بندی [۱۵] منطقه-ی مورد بررسی در بخشی از زون سنندج-سیرجان به نام زیر زون با دگرشکلی پیچیده قرار می‌گیرد. سنگ‌های دگرگونی و نفوذی بخش مهم سنگ‌های این منطقه را تشکیل می‌دهند (شکل ۱ [۱۶]).

تدریجی نبوده و با یک وقفه قابل توجه همراه است. همچنین اختلافات کانی‌شناسی و شیمیایی دیگری در سنگ‌ها دیده می‌شود که در جای خود به آنها اشاره شده است. با توجه به اختلاف ظاهری دو دسته گرانیتوئید مورد بررسی، در نمونه‌های دستی و رخنمون‌های سنگی، آنها را به دو دسته اصلی گرانیتوئیدهای پورفیروئید (غنی از پتاسیم) و گرانیتوئیدهای روشن (فقیر از پتاسیم) تقسیم کرده‌ایم که به راحتی از یکدیگر تمیز پذیرند. لازم به یادآوری است که سنگ‌شناسی سنگ‌های مافیک این مجموعه در این پژوهش مورد بحث قرار نگرفته است.



شکل ۱ نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد بررسی (با تغییر از [۳]).

سنگ‌های دگرگونی به زمانی پیش از ژوراسیک وابسته است. سن توده‌های نفوذی توسط برخی پژوهشگران [۱۷-۱۹] به روش K-Ar به زمان کرتاسه فوقانی تا پالئوسن نسبت داده شده است، ولی [۱۲،۱۳] به روش U-Pb سن ژوراسیک میانی را برآورد کرده‌اند.

روش کار

طی بررسی‌های صحرایی، تعداد ۶۰ نمونه از سنگ‌های گرانیتهای با ترکیب مختلف نمونه‌برداری شدند و از تعداد ۳۰ نمونه مقطع نازک تهیه و مورد بررسی قرار گرفتند. از میان نمونه‌های با هوازگی کمتر تعداد ۲۶ نمونه انتخاب شدند و برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی به روش ICP-AES و عناصر کمیاب به روش ICP-MS به شرکت ALS Chemex از طریق شرکت کانپژوه ارسال شدند (جدول ۱). پس از دریافت نتیجه‌ی تجزیه‌های شیمیایی با استفاده از نرم‌افزارهای Minpet و GCDKit نمودارهای مورد نظر ترسیم شدند و سپس مورد تعبیر و تفسیر قرار گرفتند.

هم مجموعه‌های نفوذی و هم مجموعه‌های دگرگونی تنوع قابل ملاحظه‌ای از نظر ترکیب سنگ‌شناسی نشان می‌دهند. سنگ‌های نفوذی مافیک تا فلسیک (از گابرو تا گرانیت) با سنگ‌های دگرگونی احاطه شده‌اند. سنگ‌های دگرگونی ناحیه-ای و مجاورتی (در اثر نفوذ پی در پی توده‌های نفوذی) در منطقه برونزد گسترده‌ای دارند. جنس سنگ‌های دگرگونی اغلب متاپلیت است، ولی مقادیری از سنگ‌های با ترکیب بازی، کربناتی و مارنی نیز به صورت میان لایه‌هایی بین سنگ‌های پلیتی گسترش دارند. کانی‌های شاخص دگرگونی مانند گارنت، استارولیت، آندالوزیت، کیانیت، سیلیمانیت و کردیریت از جمله مهمترین کانی‌هایی هستند که در مجموعه‌ی دگرگونی قابل شناسایی هستند. درجه‌ی دگرگونی سنگ‌ها از درجه‌ی کم (در حد رخساره‌ی زئولیت) تا درجه‌ی بالا (در حد رخساره‌ی آمفیبولیت فوقانی - گرانولیت) در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای و در سنگ‌های دگرگونی مجاورتی (تا حد رخساره‌ی هورنبلند هورنفلس و پیروکسن هورنفلس) رسیده است. سن سنگ مادر

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی.

Sample	آپلیت‌ها			گرانیتوئیدهای پورفیروئید						گرانیتوئیدهای بسیار روشن			
Oxides (wt%)	MBG9	MBG7	GRT-AP	EnCMB4	MBG6	MBG8	MBG10	MBG13	SMK47	GJ-shrst	MBG3	LG1	LG2
SiO ₂	۷۶٫۴	۷۵٫۱	۷۵٫۲	۶۲٫۸	۶۱٫۹	۶۸٫۸	۶۵٫۳	۶۵٫۰	۶۶٫۶	۶۲٫۷	۶۸٫۷	۶۰٫۸	۶۰٫۷
TiO ₂	۰٫۱۸	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۹۹	۰٫۷۰	۰٫۵۸	۰٫۷۷	۰٫۷۵	۰٫۷۵	۰٫۴۷	۰٫۳۹	۴٫۸۴	۰٫۸۲
Al2O3	۱۲٫۷۵	۱۳٫۱۵	۱۲٫۸۵	۱۴٫۹۵	۱۶٫۱۵	۱۵٫۲۵	۱۶٫۷۰	۱۶٫۴۰	۱۶٫۴۵	۱۶٫۸۰	۱۸٫۴۰	۱۰٫۱۶	۲۲٫۵
Fe ₂ O ₃	۱٫۶۵	۱٫۴۴	۱٫۲۲	۷٫۲۴	۵٫۵۵	۴٫۷۰	۶٫۰۸	۶٫۲۰	۶٫۰۷	۱٫۳۶	۰٫۸۳	۰٫۵۷	۰٫۲۶
Cr ₂ O ₃	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۱
MgO	۰٫۲۲	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۱٫۷۲	۱٫۲۴	۰٫۹۱	۱٫۴۰	۱٫۳۶	۱٫۵۰	۱٫۶۴	۰٫۱۱	۰٫۲۴	۰٫۰۲
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۱۰	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۱
CaO	۰٫۷۶	۰٫۴۷	۰٫۳۱	۳٫۳۳	۱٫۷۰	۱٫۵۲	۱٫۶۸	۱٫۶۳	۱٫۴۸	۵٫۱۰	۳٫۴۷	۸٫۸۷	۶٫۲۲
Na ₂ O	۲٫۷۷	۲٫۳۲	۲٫۱۱	۲٫۸۱	۲٫۹۰	۲٫۷۳	۲٫۵۱	۲٫۲۵	۲٫۴۳	۵٫۹۷	۶٫۴۲	۴٫۳۴	۶٫۸۸
K ₂ O	۴٫۶۲	۲٫۷۱	۷٫۰۴	۲٫۷۰	۳٫۹۱	۴٫۷۹	۴٫۳۴	۴٫۴۰	۳٫۷۳	۰٫۸۲	۰٫۴۰	۰٫۴۸	۰٫۱۷
P ₂ O ₅	۰٫۰۵	۰٫۱۳	۰٫۱۳	۰٫۲۳	۰٫۱۸	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۲۱	۰٫۲۱	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۵۰	۰٫۰۲
SrO	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۱۰
BaO	۰٫۰۶	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۱	<۰٫۰۱	۰٫۰۱	<۰٫۰۱
LOI	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۴۰	۱٫۶۰	۵٫۴۸	۰٫۸۰	۱٫۳۰	۱٫۶۹	۱٫۱۹	۱٫۳۰	۰٫۴۰	۱٫۴۹	۰٫۹۹
(ppm)													
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ba	۶۱۹	۲۰۵	۱۱۰۵	۴۶۲	۵۵۶	۴۳۴	۶۸۷	۵۹۵	۳۹۸	۷۱۹	۳۶۶	۶۲۵	۴۲۱
Ce	۶۸۵	۱۵۳	۵۱	۷۳۱	۱۰۲۵	۸۱۵	۱۰۵۰	۹۵۹	۱۱۵۵	۲۲۷	۲۷۶	۶۲۴	۱۴۹
Co	۲٫۴	۱٫۲	۱٫۰	۱۷٫۶	۱۰٫۸	۷٫۶	۱۱٫۳	۱۱٫۹	۱۱٫۹	۱٫۷	۱٫۲	۱٫۰	<۰٫۵
Cr	<۱۰	۱۰	۱۰	۳۰	۴۰	۳۰	۴۰	۴۰	۴۰	۵۰	۲۰	۴۹۰	۵۰
Cs	۷٫۹۱	۳٫۸۶	۴٫۲۵	۶٫۰۹	۱۵۶۰	۱۱۶۵	۱۱۰۰	۱۱۰۵	۱۱۴۵	۷٫۹۱	۱٫۴۳	۱٫۲۷	۰٫۴۹
Cu	۱۵	۴۶	۷	۲۳	۲۳	۱۲	۱۹	۲۰	۲۳	۶	۶	۸	۶
Dy	۲٫۴۴	۳٫۷۶	۲٫۶۸	۶٫۲۶	۵٫۹۱	۵٫۶۳	۵٫۹۷	۷٫۱۱	۷٫۳۵	۹٫۴۵	۶٫۷۴	۶۰٫۱۷	۲٫۳۴
Er	۱٫۲۹	۱٫۹۸	۲٫۰۳	۳٫۳۵	۳٫۵۰	۳٫۰۷	۳٫۴۳	۶٫۱۰	۴٫۶۳	۴٫۹۳	۵۰٫۷	۸٫۹۹	۱٫۵۵
Eu	۰٫۵۸	۰٫۱۲	۰٫۵۰	۱٫۳۹	۱٫۴۰	۱٫۱۱	۱٫۵۴	۱٫۵۰	۱٫۱۷	۲٫۲۵	۱٫۴۲	۹٫۲۶	۲٫۲۴
Ga	۱۳٫۶	۱۲٫۸	۱۳٫۸	۲۳٫۷	۲۲٫۳	۲۱٫۰	۲۲٫۰	۲۱٫۶	۲۰٫۹	۱۷٫۵	۱۶٫۱	۱۸٫۵	۱۴٫۳

ادامه جدول ۱

(ppm)	آلیت‌ها			گانتیوئیدهای، یو، فیروئید						گانتیوئیدهای، سیال، روش:			
Gd	۴۰۲	۲۴۵	۰۸۹	۶۹۹	۷۸۴	۷۲۵	۷۹۰	۸۲۰	۸۷۶	۱۳۴۰	۴۱۸	۳۴۷	۲۴۴
Hf	۳۳	۳۱	۱۷	۵۸	۷۲	۶۰	۷۷	۷۲	۶۸	۹۴	۵۹	۳۵	۸۶
Ho	۰۴۵	۰۷۲	۰۶۵	۱۲۳	۱۲۲	۱۰۹	۱۲۱	۱۵۰	۱۵۴	۱۷۹	۱۶۵	۳۲۱	۰۵۱
La	۴۰۳	۶۸	۳۱	۳۶۱	۵۰۸	۴۰۱	۵۱۸	۴۸۱	۵۷۱	۱۱۴۵	۱۴۰	۳۱۲	۶۱
Lu	۰۱۹	۰۲۲	۰۳۵	۰۳۹	۰۴۴	۰۴۱	۰۴۵	۰۶۰	۰۶۳	۰۵۳	۰۷۲	۱۰۹	۰۲۶
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۱۵	۲۵	۱۱	۱۹۶	۲۴۳	۲۰۳	۲۳۰	۲۱۴	۲۲۵	۱۰۴	۱۳۱	۷۰۴	۲۹۰
Nd	۲۴۹	۶۷	۲۰	۳۱۴	۴۳۲	۳۴۱	۴۴۹	۴۲۰	۴۸۶	۷۸۵	۱۳۴	۲۳۵	۹۷
Ni	<۵	۵	<۵	۱۷	۲۳	۱۷	۲۵	۲۶	۳۳	۲۵	۶	۵	<۵
Pb	۳۴	۴۸	۳۸	۲۵	۲۲	۴۲	۲۸	۱۹۶۰	۸۴	۱۴	۱۴	۹	۱۵
Pr	۷۱۴	۱۸۰	۰۵۵	۸۱۹	۱۱۶۰	۹۰۷	۱۱۸۰	۱۱۰۵	۱۳۱۵	۲۳۵	۳۲۶	۶۵۲	۲۱۹
Rb	۱۶۳۵	۱۵۷۵	۱۸۵۰	۱۶۳۰	۲۱۱	۲۱۷	۱۶۹۵	۱۸۴۵	۱۹۲۵	۷۵۱	۱۴۸	۲۶۸	۵۱
Sm	۴۸	۲۳۱	۰۶۵	۶۸۱	۸۰۷	۷۱۵	۸۷۵	۸۲۶	۹۶۷	۱۲۷۵	۲۵۴	۳۶۷	۲۳۴
Sn	۵	۳	۴	۳	۷	۷	۵	۵	۵	۱	۱	۸	۱
Sr	۱۱۵۵	۱۳۶	۶۳۳	۱۶۵۵	۱۳۳۵	۱۱۴۵	۱۵۰۵	۱۳۰۵	۱۰۴۵	۶۱۸	۵۱۳	۵۴۶	۸۶۵
Ta	۱۳	۰۳	۰۲	۱۳	۲۰	۱۷	۱۷	۱۶	۱۴	۱۲	۱۲	۴۰	۱۸
Tb	۰۵۴	۰۵۹	۰۳۱	۱۲۱	۱۱۵	۱۱۴	۱۱۷	۱۳۲	۱۳۸	۱۸۹	۰۹۳	۴۱۷	۰۴۲
Th	۲۴۳	۷۰۸	۲۱۵	۱۶۸۰	۲۰۱	۱۶۰۵	۱۸۲۵	۱۶۹۰	۲۳۲	۴۳۵	۲۵۸	۵۴۳	۲۶۰
Tl	<۰۵	<۰۵	<۰۵	<۰۵	۰۵	۰۵	<۰۵	۰۵	<۰۵	<۰۵	<۰۵	<۰۵	<۰۵
Tm	۰۱۹	۰۲۷	۰۳۶	۰۴۳	۰۴۸	۰۴۲	۰۴۷	۰۶۱	۰۶۵	۰۶۵	۰۷۷	۱۰۷	۰۲۲
U	۲۷۲	۲۱۲	۱۳۹	۱۲۳	۲۳۶	۲۰۲	۲۱۲	۲۷۹	۲۶۶	۱۷۶	۳۹۱	۶۶۴	۳۲۶
V	۸	۵	۵	۹۵	۷۳	۵۰	۷۹	۸۱	۸۱	۸۲	۱۴	۲۶۱	۵۱
w	۲	۳	۲	۳	۳	۳	۳	۳	۳	۱	۲	۱۲	۶
Y	۱۱۵	۲۰۴	۱۸۳	۳۴۸	۳۰۱	۲۶۸	۲۹۰	۳۴۸	۴۰۴	۴۷۸	۴۷۳	۸۲۸	۱۳۶
Yb	۱۲۷	۱۶۷	۲۵۰	۲۶۰	۳۰۶	۲۷۱	۳۰۵	۳۹۶	۴۲۸	۴۱۳	۵۰۴	۶۹۶	۱۵۳
Zn	۲۸	۹	۶	۹۰	۸۲	۷۵	۸۰	۱۴۱	۱۱۱	۳۸	۲۹	۴۳	۱۴
Zr	۱۰۵	۷۱	۳۶	۲۱۴	۲۴۴	۱۹۷	۲۶۵	۲۴۰	۲۴۲	۳۳۵	۱۹۵	۱۱۰	۳۱۴

ادامه جدول ۱

Sample	گانتیوئیدهای، سیال، روش:												
Oxides	LG3	LG6	LG7	LG9	LG12	LG13	LG15	LG17	LG20	LG23	LG24	LG25	LG29
SiO2	۶۱۲	۵۸۷	۵۷۸	۶۲۷	۶۱۲	۵۹۱	۵۲۸	۶۰۸	۶۷۵	۶۰۰	۶۱۲	۶۱۹	۷۲۶
TiO2	۰۷۲	۰۹۴	۰۸۴	۰۶۴	۰۱۸	۰۴۴	۱۷۸	۰۱۰	۰۰۷	۰۰۷	۱۸۸	۰۷۷	۱۰۰
Al2O3	۲۳۲	۲۴۴	۲۲۷	۲۰۸	۲۳۹	۲۴۶	۲۵۸	۲۲۹	۱۹۵۵	۲۴۸	۲۰۶	۲۳۱	۱۵۳۰
Fe2O3	۰۳۰	۰۲۵	۰۲۰	۰۴۶	۰۳۲	۰۳۲	۰۲۷	۰۲۳	۰۳۰	۰۲۳	۰۴۰	۰۴۱	۰۴۲
Cr2O3	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	<۰۰۱	۰۰۱	۰۰۲	<۰۰۱	۰۱/۰	<۰۰۱	۰۰۲	۰۰۱	۰۰۱
MgO	۰۱۱	۰۰۹	۰۰۴	۰۱۱	۰۰۱	۰۱۱	۰۱۹	۰۰۶	۰۰۲	۰۰۲	۰۱۸	۰۱۰	۰۱۰
MnO	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱
CaO	۶۴۲	۶۹۸	۷۹۰	۵۳۶	۵۶۰	۵۲۴	۱۰۲۰	۵۸۷	۴۶۶	۶۶۹	۶۴۸	۶۱۰	۴۶۱
Na2O	۶۴۹	۷۱۵	۶۸۸	۶۹۳	۸۱۳	۷۱۹	۴۷۸	۷۳۳	۶۵۲	۷۱۷	۵۶۹	۷۵۰	۴۸۹
K2O	۰۲۲	۰۱۸	۰۱۹	۰۲۲	۰۱۵	۰۸۸	۱۱۴	۰۱۷	۰۱۲	۰۱۳	۰۷۶	۰۲۱	۰۱۸
P2O5	۰۰۳	۰۰۳	۱/۱۸	۰۲۶	۰۰۶	۰۰۴	۰۰۳	۰۰۱	۰۰۸	۰۰۲	۰۱۲	۰۰۳	۰۲۰
SrO	۰۱۲	۰۱۰	۰۱۱	۰۰۹	۰۱۰	۰۱۳	۰۰۸	۰۱۲	۰۰۸	۰۱۳	۰۰۸	۰۱۰	۰۰۵
BaO	۰۰۱	<۰۰۱	<۰۰۱	<۰۰۱	<۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	<۰۰۱	<۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	<۰۰۱	<۰۰۱
LOI	۱/۱۹	۱/۲۰	۰/۷۹	۰/۷۰	۰/۸۰	۱/۱۰	۱/۵۰	۰/۶۰	۱/۰۹	۰/۴۰	۰/۷۰	۰/۱۰	۰/۵۰
(ppm)													
Ag	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱	<۱
Ba	۴۸۲	۴۹۲	۴۰۹	۴۷۸	۴۶۸	۱۲۷۰	۱۳۳۵	۴۷۵	۳۸۲	۵۴۸	۱۲۵۰	۴۵۹	۳۵۹
Ce	۱۱۳	۲۱۹	۲۰۷	۱۸۹	۱۲۰۵	۸۱	۲۹۳	۶۴	۴۷	۳۰	۱۴۲۵	۱۷۶	۳۱۰
Co	۰/۶	۰/۷	<۰۵	۰/۶	۰/۵	۰/۵	۰/۶	<۰۵	<۰۵	<۰۵	۰/۷	۰/۵	۰/۶
Cr	۵۰	۱۳۰	۶۰	۵۰	۳۰	۴۰	۱۷۰	۱۰	۱۰	۱۰	۱۷۰	۶۰	۶۰
Cs	۰۸۹	۰۸۷	۱۰۵	۰/۷۹	۰/۲۸	۲۴۲	۷۵۰	۰/۴۵	۰/۴۵	۰/۳۶	۴۳۸	۰/۶۴	۰/۶۷
Cu	۶	۵	۵	۷	۶	۵	۵	۵	۶	۶	۶	۶	۸
Dy	۴۳۴	۱/۱۴	۳/۴۲	۴/۵۶	۲/۲۶	۱/۰۶	۱/۹۲	۰/۵۰	۰/۷۵	۰/۳۱	۱۵/۷۵	۳/۲۰	۱۶/۳۵
Er	۲/۷۳	۰/۸۴	۲/۰۲	۲/۶۱	۱/۱۶	۰/۶۳	۱/۲۹	۰/۳۲	۰/۴۳	۰/۲۲	۹/۴۸	۱/۹۹	۹/۱۷
Eu	۱/۸۸	۱/۶۸	۲/۶۹	۱/۷۳	۱/۲۳	۱/۳۱	۲/۹۸	۱/۰۲	۰/۶۷	۱/۳۳	۳/۷۴	۲/۰۲	۲/۹۵
Ga	۱۳۲	۱۸۷	۱۴۵	۱۲۰	۱۸۵	۱۳۳	۱۸۲	۱۱۵	۱۰۰	۱۲/۲	۱۴/۳	۱۱/۸	۱۲/۳

ادامه جدول ۱

(ppm)	گرانیوتیوئیدهای بسیار روشن												
Gd	۳,۴۹	۱,۵۸	۳,۶۴	۴,۰۹	۵,۷۷	۱,۲۵	۳,۱۳	۰,۵۶	۰,۶۵	۰,۳۵	۱۵,۱۵	۳,۰۴	۱۰,۸۰
Hf	۵,۳	۶,۰	۹,۱	۷,۵	۱۲,۸	۴,۲	۴,۳	۲,۸	۲,۴	۳,۷	۳,۲	۷,۳	۷,۸
Ho	۰,۹۵	۰,۲۵	۰,۷۰	۰,۹۳	۰,۳۷	۰,۲۱	۰,۴۱	۰,۱۱	۰,۱۵	۰,۰۷	۳,۲۸	۰,۶۹	۳,۴
La	۳,۴	۹,۱	۸,۸	۸,۳	۶۳,۹	۳,۰	۹,۱	۳,۲	۲,۹	۲,۳	۲۴,۶	۷,۳	۱۳,۱
Lu	۰,۴۲	۰,۱۹	۰,۳۳	۰,۳۴	۰,۲۰	۰,۱۲	۰,۲۵	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۹	۰,۲۹	۰,۹۷
Mo	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲	<۲
Nb	۲,۰۶	۲۵,۵	۲۳,۱	۱۶,۱	۵,۰	۱۱,۴	۲۷,۳	۴,۳	۱,۹	۲,۰	۴۸,۷	۲۷,۴	۲۱,۴
Nd	۹,۷	۱۰,۳	۱۳,۵	۱۲,۵	۴۱,۴	۵,۵	۲۰,۸	۲,۷	۲,۳	۱,۹	۶۵,۳	۱۱,۷	۲۲,۷
Ni	<۵	۶	<۵	۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	<۵	۵	۵	۸
Pb	۹	۱۱	۱۵	۱۳	۱۳	۱۳	۱۲	۱۸	۹	۱۲	۱۳	۲۷	۱۰
Pr	۱,۹۲	۲,۷۶	۳,۰۵	۲,۷۱	۱۲,۲۰	۱,۲۶	۴,۷۳	۰,۷۰	۰,۵۷	۰,۴۷	۱۶,۸۵	۲,۶۲	۴,۵۷
Rb	۹,۰	۸,۲	۸,۲	۹,۳	۲,۳	۵۱,۴	۸۱,۸	۵,۱	۳,۴	۳,۱	۵۵,۲	۸,۳	۸,۸
Sm	۲,۹۹	۱,۶۲	۳,۲۱	۳,۵۸	۶,۱۸	۱,۲۳	۳,۷۳	۰,۵۲	۰,۶۰	۰,۳۶	۱۴,۱۵	۲,۸۹	۸,۳۸
Sn	۱	۱	۱	۱	<۱	۱	۳	<۱	<۱	<۱	۴	۲	۲
Sr	۱۰,۱۵	۱۰,۴۰	۸۸,۱	۷۶,۲	۸۶,۴	۱۱,۰۰	۶۷,۶	۹۹,۶	۷۰,۲	۱۱۱,۰	۷۱,۹	۸۲,۱	۴۳,۳
Ta	۱,۸	۱,۶	۱,۷	۱,۸	۰,۶	۱,۹	۱,۴	۰,۸	۰,۲	۱,۰	۱,۸	۲,۳	۲,۰
Tb	۰,۷۰	۰,۲۳	۰,۶۲	۰,۷۷	۰,۶۲	۰,۲۰	۰,۴۲	۰,۰۹	۰,۱۲	۰,۰۶	۲,۶۸	۰,۵۵	۲,۴۴
Th	۱۵,۷۰	۱۹,۷۰	۲۷,۹	۱۵,۶۵	۲۳,۸	۱۶,۳۰	۴,۴۹	۱۹,۶۰	۲,۳۰	۲,۷۶	۱۲,۰۵	۲۴,۸	۵,۳۵
Tl	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵	<۰,۵
Tin	۰,۴۰	۰,۱۳	۰,۲۹	۰,۳۶	۰,۱۵	۰,۰۹	۰,۱۸	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۴	۱,۲۹	۰,۲۹	۱,۳۰
U	۱,۹۹	۲,۵۵	۳,۷۱	۱,۶۴	۱,۲۸	۱,۹۴	۲,۶۸	۳,۰۰	۰,۵۱	۳,۱۶	۲,۷۴	۲,۷۹	۱,۹۴
V	۵۴	۶۵	۵۴	۵۸	۱۳	۳۸	۸۷	۸	۷	۷	۱۲۳	۶۲	۶۴
w	۳	۳۴	۴	۸	۲	۴	۳۹	۲	۳	۲	۷	۹	۲
Y	۲۵,۰	۷,۲	۱۸,۱	۲۳,۸	۹,۳	۴,۹	۱۰,۱	۲,۶	۳,۹	۱,۸	۸۵,۲	۱۷,۱	۸۰,۵
Yb	۲,۶۹	۱,۰۰	۲,۰۱	۲,۳۳	۱,۱۱	۰,۷۱	۱,۲۸	۰,۳۸	۰,۴۴	۰,۳۷	۷,۹۵	۱,۸۷	۷,۸۴
Zn	۱۷	۲۶	۱۸	۲۱	۱۵	۲۲	۳۲	۱۳	۷	۱۹	۲۹	۲۷	۱۸
Zr	۱۸۱	۲۱۵	۳۲۹	۲۷۴	۴۳۷	۱۳۲	۱۵۶	۷۶	۷۲	۸۱	۱۱۰	۲۴۷	۲۶۰

بررسی‌های صحرایی و سنگ نگاری

بخش اصلی مجموعه‌ی نفوذی الوند را گرانیوتیوئیدهای نسبتاً درشت دانه‌ای تشکیل می‌دهند که در حد گرانیت و گرانودیوریت بوده و به دلیل وجود فنوکریست‌های درشت فلدسپار دارای ساخت پورفیروئید هستند (شکل ۲) و از نظر زمین شیمی به دسته گرانیوتیوئیدهای کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم تعلق دارند. این سنگ‌ها از کانی‌های مافیک مانند بیوتیت نسبتاً غنی هستند و در آنها برونوم‌هایی از رستیت (سورمیکاسه یا غنی از میکا) و بلورهای بیگانه آلومینوسیلیکات و گارنت دیده می‌شوند. این گرانیوتیوئیدها به وسیله‌ی دایک‌های آپلیتی-پگماتیتی و گرانیوتیوئیدهای جوان‌تر که به سبب درصد بسیار ناچیز کانی‌های تیره دارای رنگ بسیار روشن هستند، و از جنبه‌ی زمین‌شیمی فقیر از پتاسیم هستند، قطع شده‌اند. گرانیوتیوئیدهای بسیار روشن و جوان‌تر گسترش محدودی دارند و روی عکس‌های هوایی و ماهواره‌ای و در صحرا به سادگی از سنگ‌های دیگر قابل تفکیک‌اند. این سنگ‌ها معمولاً به صورت توده‌های سفیدرنگ کم ضخامت و کشیده تا عدسی شکل در

درز و شکاف‌های گرانیوتیوئیدهای قدیم‌تر (گرانیوتیوئیدهای پورفیروئید) و گاهی در سنگ‌های میزبان هورنفلسی تزریق شده‌اند (شکل ۳ الف و ب).

تا کنون روی مجموعه نفوذی الوند و هاله‌ی دگرگونی اطراف آن بررسی‌های سنگ‌شناسی نسبتاً زیادی صورت گرفته است [مانند ۱، ۳، ۴، ۵، ۶، ۷، ۹، ۱۰، ۱۱، ۱۲]. [۱۰] توده‌ی نفوذی الوند را توده‌ی آذرین تشکیل داده است که از تزریق پی در پی ماگماهای با ترکیب مختلف و با خاستگاه متفاوت حاصل شده است. شواهد صحرایی و زمین شیمی انقطاع ترکیبی را در بین فازهای مختلف سازنده‌ی این مجموعه نفوذی نشان داده است. سنگ‌های سازنده‌ی این مجموعه نفوذی طیف وسیعی از سنگ‌ها را شامل می‌شود که آنها را می‌توان، به ترتیب از قدیم به جدید، در سه دسته مختلف جای داد:

- ۱- سنگ‌های مافیک و سنگ‌های جدایشی از ماگمای مافیک
- ۲- گرانودیوریت-گرانیت‌های پورفیروئید و
- ۳- گرانیوتیوئیدهای بسیار روشن.

سینوگرانیت و اندکی فلدسپار گرانیت قلیایی، است و سنگ‌های دسته سوم از سنگ‌های خیلی روشن نظیر لوکوتونالیت و برخی سنگ‌های شبیه ترونجمیت یا پلاژیوگرانیت تشکیل شده‌اند.

سنگ‌های دسته‌ی اول عبارتند از الیوین گابرو، گابرو، گابرونوریت، دولریت، دیوریت، کوارتزادیوریت و تونالیت، سنگ‌های دسته دوم متشکل از گرانودیوریت، مونزوگرانیت،



شکل ۲. نمایی از گرانیتوئیدهای پورفیروئید و برونوم‌های درون آنها.



شکل ۳ الف) منظره کلی برونزد گرانیتوئیدهای بسیار روشن (سفید) در زمینه‌ای از گرانیتوئیدهای پورفیروئید (دید رو به غرب)، ب) برونزد دایک‌های آپلیتی و نمای نزدیک تر گرانیتوئیدهای بسیار روشن (دید رو به شرق). دایک‌های آپلیتی گرانیتوئیدهای پورفیروئید و هورنفلس‌ها را قطع می‌کنند اما گرانیتوئیدهای بسیار روشن را که جوان‌ترند قطع نمی‌کنند.

با توجه به اینکه سنگ‌نگاری مجموعه‌ی نفوذی الوند توسط پژوهشگران اشاره شده در بالا، به صورت نسبتاً کاملی مورد بررسی قرار گرفته است، لذا در اینجا از پرداختن به همه آنها چشم‌پوشی کرده‌ایم، و با توجه به اینکه هدف اصلی این پژوهش مقایسه گرانیتهای کم پتاسیم و غنی از پتاسیم است، بنابراین تنها به مقایسه‌ی سنگ‌نگاری و زمین شیمی این دسته از سنگ‌ها پرداخته‌ایم:

۱- گرانیتهای غنی از پتاسیم: این سنگ‌ها عبارتند از گرانودیوریت، مونزوگرانیت و مقدار کمی سینوگرانیت، فلدسپار گرانیت قلیایی و پگماتیت‌ها و آپاتیت‌های وابسته به این سنگ‌ها. حجم سنگ‌های گرانودیوریت و مونزوگرانیت از بقیه‌ی سنگ‌ها به مراتب بیشتر است و به همین دلیل نمونه‌های انتخاب شده برای تجزیه شیمیایی از این سنگ‌هاست.

گرانودیوریت‌ها: این سنگ‌ها متشکل از پلاژیوکلاز، کوارتز، بیوتیت و فلدسپار پتاسیم (ارتوکلاز، گاهی میکروکلین) به عنوان کانی‌های اصلی و زیرکن، آپاتیت، گارنت، آندالوزیت و کانی‌های کدر به عنوان کانی‌های فرعی هستند. کانی‌های دگرسان عبارتند از سرسیت (از دگرسانی فلدسپارها) و کلریت (از دگرسانی بیوتیت). بافت این سنگ‌ها دانه‌ای نیمه شکل‌دار و گاهی پورفیروئید است (شکل ۴ الف).

مونزوگرانیت‌ها: بافت کلی این سنگ‌ها دانه‌ای نیمه شکل‌دار است اما گاهی بلورهای فلدسپار آن درشت بوده و بافت پورفیروئید به سنگ‌ها می‌دهند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، بیوتیت و گاهی مسکویت است. هم رشدی کوارتز و فلدسپارها گاهی بافت ریزنموداری ایجاد کرده است. کانی‌های فرعی شامل زیرکن، آپاتیت، گارنت و آندالوزیت (به صورت زینوکریست) هستند. از کانی‌های دگرسانی مهم در این سنگ‌ها می‌توان به سرسیت، کلریت و کلینوزویت اشاره کرد (شکل ۴ ب).

سینوگرانیت‌ها: این سنگ‌ها به مقدار کم و با تماس تدریجی (نه مشخص) با مونزوگرانیت‌ها قرار دارند. کانی‌های اصلی در این سنگ‌ها کوارتز، ارتوکلاز (میکروکلین)، پلاژیوکلاز و مقدار کمی بیوتیت به عنوان کانی معمولی است. کانی‌های فرعی شامل گارنت، آپاتیت و زیرکن است و کانی ثانویه را سرسیت تشکیل می‌دهد. بافت این سنگ‌ها دانه‌ای نیمه شکل‌دار یا گرانیتهای است که گاهی در اثر نیروهای دینامیکی بعضی از کانی‌های سازنده‌ی سنگ دگرشکل شده‌اند (شکل ۴ پ).

فلدسپار گرانیتهای قلیایی: این سنگ‌ها حجم کوچکی از مجموعه نفوذی را به خود اختصاص داده‌اند که شامل ارتوکلاز

(گاه میکروکلین)، کوارتز و مقدار کمی بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند.

بافت این سنگ‌ها دانه‌ای نیمه شکل‌دار و گاهی پورفیروئید (با ارتوکلازهای درشت) است (شکل ۴ ت). آپاتیت‌ها: این سنگ‌ها را می‌توان به دو دسته آپاتیت‌های گارنت-دار و آپاتیت‌های تورمالین‌دار تقسیم کرد.

الف) آپاتیت‌های گارنت‌دار: این سنگ‌ها متشکل از بلورهای گارنت (چند میلی‌متر تا چند سانتی‌متر) غنی از آهن (آلماندین)، کوارتز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، پلاژیوکلاز و کمی بیوتیت، مسکویت و کلینوزویت هستند. بافت این سنگ‌ها دانه شکری (آپاتیتهای) و در بعضی قسمت‌ها ریزنموداری است (شکل ۴ ث).

ب) آپاتیت‌های تورمالین‌دار: تورمالین در این سنگ‌ها گاهی پراکنده و گاهی به صورت گرهم‌های گرد تا بیضوی دیده می‌شوند. گاهی این کانی با کوارتز رشد نموداری دارد که گاهی در این آپاتیت‌ها حالت نواری دیده می‌شود که تناوبی از لایه‌های غنی از تورمالین با لایه‌های فقیر از تورمالین آنرا ایجاد کرده است. بافت آپاتیت‌ها اغلب دانه شکری (آپاتیتهای) است. کانی‌های سازنده سنگ علاوه بر تورمالین، شامل کوارتز، ارتوکلاز (گاهی میکروکلین) و پلاژیوکلاز است. بلورهای تورمالین گاه شکل‌دار و گاه پوئیکیلیتهای است. ساخت منطقه‌ای (زونینگ) در بعضی از بلورها دیده می‌شود (شکل ۴ ج).

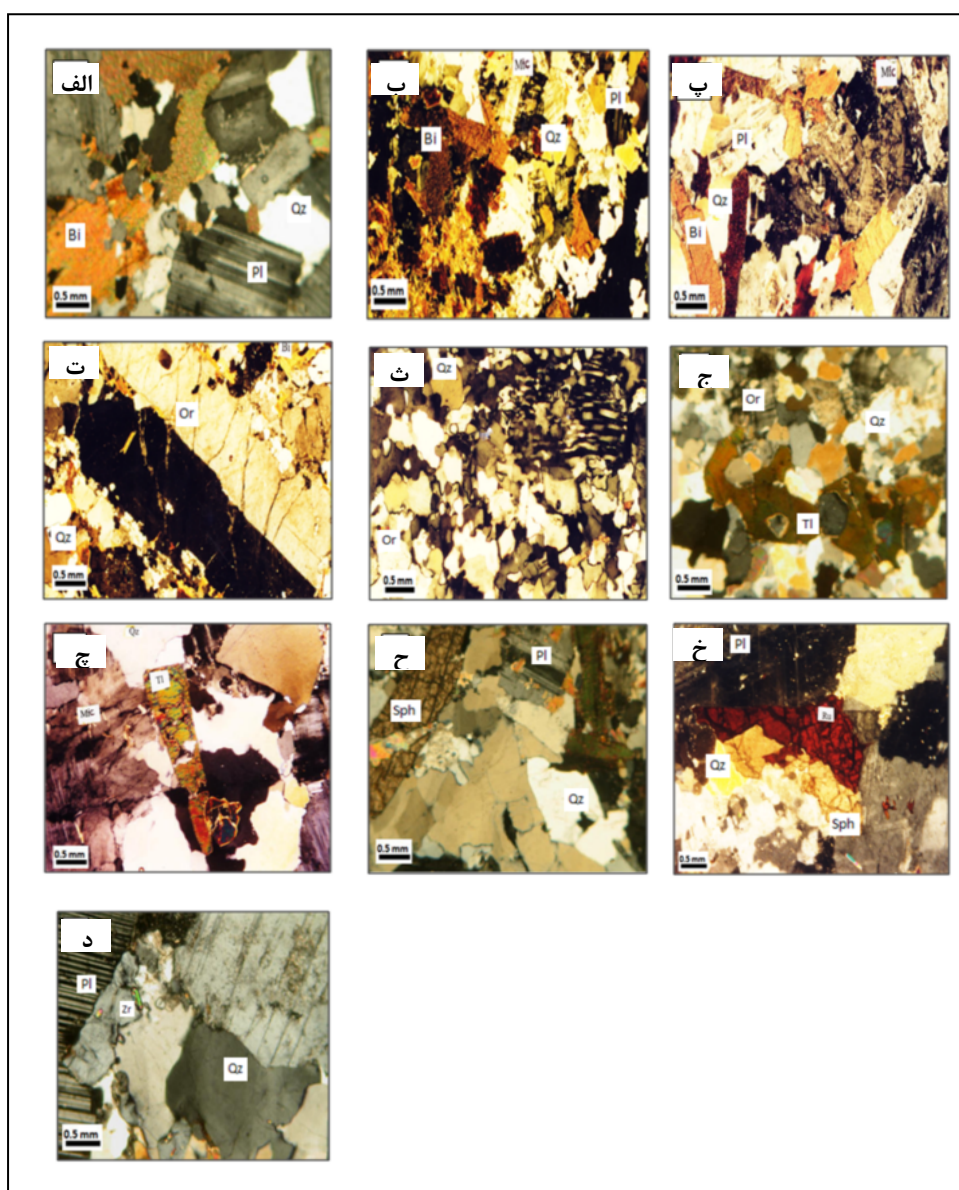
پگماتیت‌ها: در سنگ‌های پگماتیتهای علاوه بر کانی‌های اصلی (کوارتز و فلدسپار) گاهی کانی‌هایی نظیر تورمالین (شکل ۴ چ)، مسکویت، گارنت و چندریخت‌های آلومینوسیلیکات (آندالوزیت، کیانیت و سیلیمانیت) یافت می‌شوند. هم‌رشدی کوارتز-فلدسپار و کوارتز-تورمالین در این سنگ‌ها فراوان است.

۲- گرانیتهای بسیار روشن: از مشخصات این سنگ‌ها مقدار نسبتاً ناچیز کانی‌های مافیک در آنهاست. پلاژیوکلاز معمولاً حجم اصلی این سنگ‌ها را می‌سازد و همراه با آن مقادیر متنوعی از کوارتز دیده می‌شود. کانی‌های ارتوکلاز (گاهی میکروکلین)، تیتانیت (اسفن)، روتیل، بیوتیت، مسکویت، کلریت، زیرکن و آپاتیت به مقدار کم در این سنگ‌ها دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ ح تا ۴ د). بافت این سنگ‌ها دانه‌ای نیمه شکل‌دار و گاهی گرانوفیری، آپاتیتهای و پورفیروئید است. اسفن به صورت بلورهای شکل‌دار تا بی شکل و پوئیکیلیتهای است و گاه دارای اذخال‌های روتیل است. روتیل گاهی به صورت خوشه‌ای

تشکیل می‌دهند.

به طور کلی تفاوت‌های سنگ‌نگاری زیر بین گرانیتوئیدهای بسیار روشن و گرانیتوئیدهای پورفیروئید دیده می‌شوند: -ضریب رنگینی (مقدار کانی‌های مافیک) در گرانیتوئیدهای بسیار روشن به مراتب کمتر است در حالی گرانیتوئیدهای پورفیروئید از بیوتیت غنی‌تر بوده و مقدار این کانی در آنها به حدود ۳۰ درصد هم می‌رسد.

در درون کانی‌های دیگر و گاه در حاشیه بلورهای اسفن دیده می‌شود. بلورهای روتیل گاهی دارای رشد توام با اسفن هستند. بلورهای این کانی از شکل‌دار تا بی‌شکل متغیرند. کلینوزوئیزیت از دگرسانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها حاصل شده است. با توجه به مقدار متغیر کوارتز در این سنگ‌ها، این سنگ‌ها از اسیدی تا حدواسط متغیرند و برخی از آنها از گستره‌ی سنگ-شناسی و زمین‌شیمی گرانیتوئیدها خارج می‌شوند. بخش بزرگ این سنگ‌ها را سنگ‌های مشابه با ترونجمیت یا پلاژیوگرانیت



شکل ۴ تصاویر میکروسکوپی سنگ‌های منطقه‌ی مورد بررسی (XPL، الف) گرانودیوریت، ب) مونزوگرانیت، پ) سینوگرانیت، ت) فلدسپار گرانیت قلیایی، ث) آپلیت ج) آپلیت تورمالین، چ) پگماتیت، ح-خ-د) گرانیتوئیدهای بسیار روشن. Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Bi: بیوتیت، Mic: میکروکلین، Or: ارتوکلاز، Sph: اسفن (تیتانیت)، Tl: تورمالین، Zr: زیرکن، Ru: روتیل.

مقدار فلدسپارها در این دو دسته اختلاف قابل توجهی دارد به طوری که مقدار پلاژیوکلاز در گرانیتوئیدهای بسیار روشن خیلی بیشتر و فلدسپار پتاسیم آنها خیلی کمتر است. -کانی‌های تیتانیت و روتیل از کانی‌های فرعی رایج در گرانیتوئیدهای بسیار روشن هستند در حالی که گرانیتوئیدهای پورفیروئید عاری از این کانی‌ها هستند.

رده بندی و نامگذاری زمین شیمیایی

نمودار R_1-R_2 : در این نمودار [۲۰] گرانیتوئیدهای پورفیروئید اغلب در قلمرو گرانودیوریت و گرانیت قرار گرفته اند، آپلیت‌ها در گستره‌ی گرانیت و گرانیتوئیدهای قلیایی بسیار روشن در قلمرو سنگ‌های مختلفی نظیر تونالیت، مونزونیت و مونزودیوریت قرار گرفته‌اند. چنانکه قبلاً اشاره شد برخی از سنگ‌های بسیار روشن خارج از گستره‌ی گرانیتوئیدها قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف)، زیرا در برخی از این سنگ‌ها مقدار کوارتز کمتر از مقدار لازم برای گرانیتوئیدها بوده و از نظر شیمیایی کم سیلیس‌ترند.

نمودار TAS: در این نمودار [۲۱] نمونه‌های گرانیتوئیدهای پورفیروئید در قلمرو گرانودیوریت و گرانیت قرار می‌گیرند که با ویژگی‌های سنگ‌نگاری این سنگ‌ها نیز همسان است. آپلیت‌ها در قلمرو گرانیت قلیایی واقع می‌شوند. گرانیتوئیدهای بسیار روشن نسبتاً پراکنده هستند (این پراکندگی در مقدار کوارتز سنگ‌ها نیز وجود دارد) و در گستره‌های مونزونیت، مونزودیوریت و تونالیت قرار دارند. البته این سنگ‌ها نسبت به گستره‌ی تصویر شده، کانی‌های مافیک بسیار کمتری دارند که لازم است به آن توجه شود (شکل ۵ ب).

نمودار An-Ab-Or نورماتیو: در این نمودار [۲۲] نمونه‌های گرانیتوئیدهای پورفیروئید اغلب در گستره‌ی گرانیت، ولی نمونه‌های گرانیتوئیدهای بسیار روشن اغلب در قلمرو تونالیت تصویر شده‌اند. یعنی مقدار An نورماتیو آنها از ترونجمیت بیشتر است این در حالی است که این سنگ‌ها از نظر ضریب رنگینی بسیار کمتر از تونالیت‌ها هستند. بنابراین نه به تونالیت‌های معمولی شبیه‌اند و نه به ترونجمیت‌های معمولی، ولی اگر آنها را لوکوتونالیت بنامیم شاید بهتر باشد (شکل ۵ پ).

نمودار AFM: در این نمودار [۲۳] اغلب نمونه‌ها چه گرانیتوئیدهای پورفیروئید و چه گرانیتوئیدهای بسیار روشن در سری کلسیمی-قلیایی قرار می‌گیرند. البته تمایل اندک گرانیتوئیدهای پورفیروئید به سمت سری تولیتی شاید به دلیل مقدار زیاد کانی‌های فرومنیزین مانند بیوتیت در این

سنگ‌هاست (شکل ۵ ت).

نمودار SiO_2-K_2O : در این نمودار [۲۴] نمونه‌های گرانیتوئیدهای پورفیروئید و آپلیت در قلمرو غنی از پتاسیم تا شوشونیتی قرار می‌گیرد، در حالی که نمونه‌های گرانیتوئیدهای بسیار روشن در قلمرو کم پتاسیم (در اینجا تولیتی) دیده می‌شوند (شکل ۵ ث).

نمودار $A/CNK-A/NK$: در این نمودار [۲۵] نمونه‌های گرانیتوئیدهای پورفیروئید و آپلیت‌ها در قلمرو غنی از آلومین و نمونه‌های گرانیتوئیدهای بسیار روشن در گستره‌ی متالومین تا غنی از آلومین واقع می‌شوند (شکل ۵ ج).

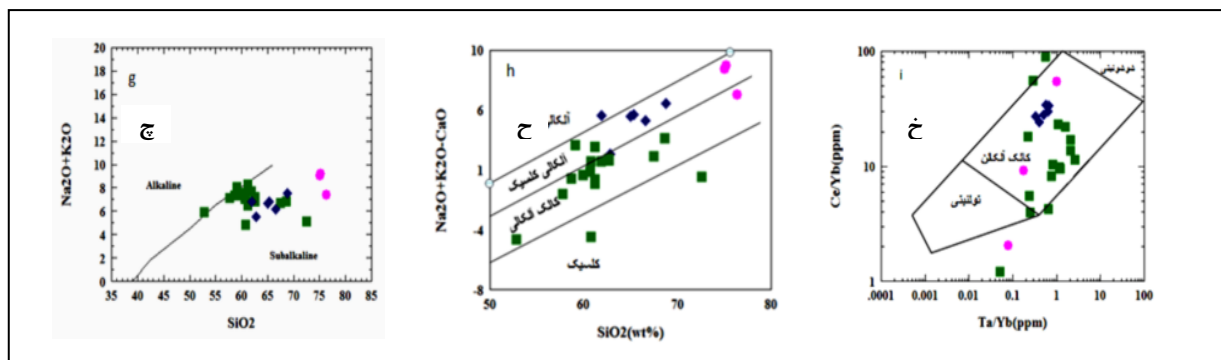
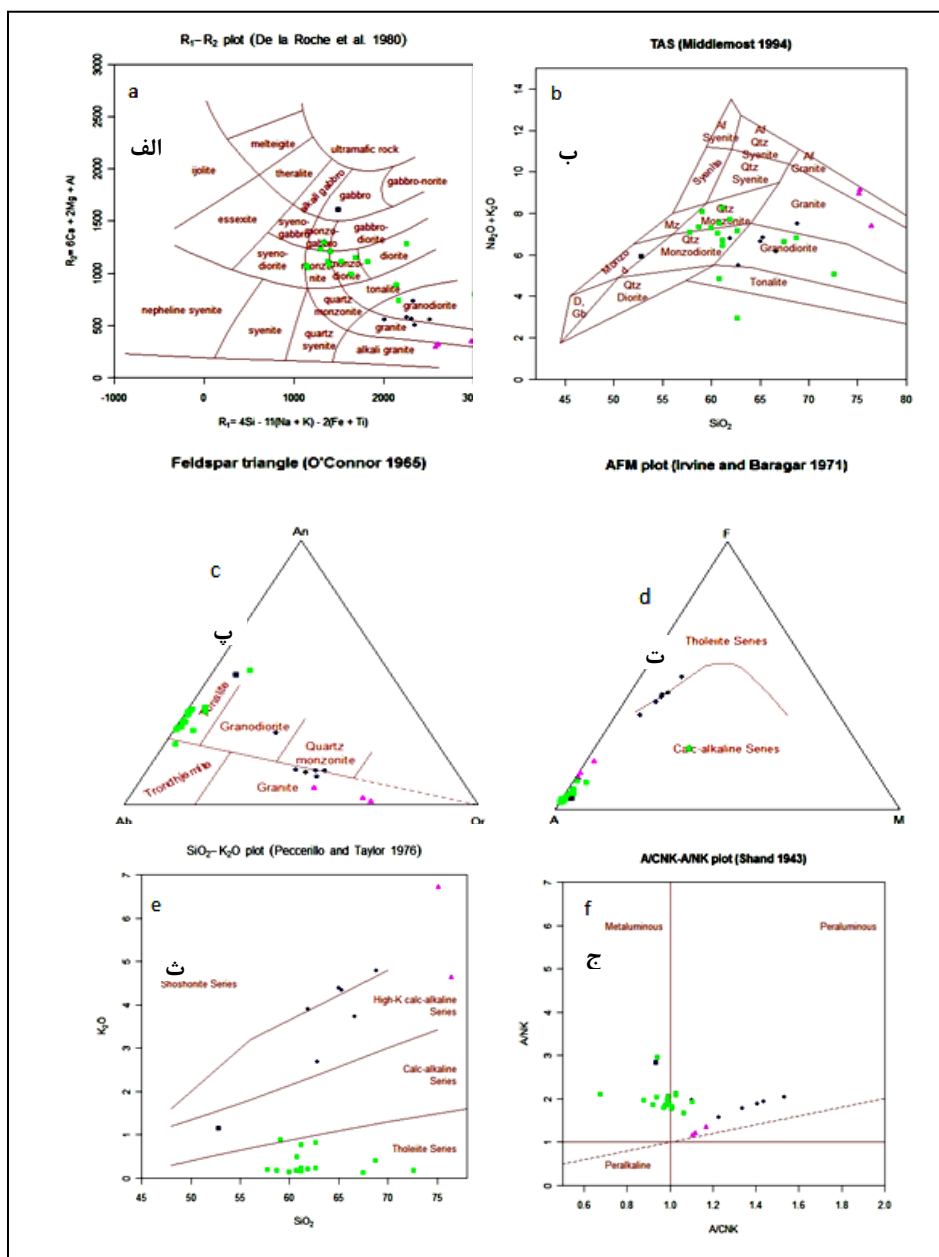
نمودار $(Na_2O + K_2O - SiO_2)$: در این نمودار [۲۳] همه‌ی سنگ‌های مورد بررسی شامل گرانیتوئیدهای پورفیروئید، گرانیتوئیدهای بسیار روشن و آپلیت‌ها در قلمرو سنگ‌های نیمه قلیایی قرار می‌گیرند (شکل ۵ چ).

نمودار $(Na_2O + K_2O - CaO - SiO_2)$: در این نمودار [۲۶] نمونه‌های گرانیتوئیدهای بسیار روشن اغلب کلسیمی-قلیایی هستند و چند نمونه در قلمرو قلیایی-کلسیمی و کلسیمی تصویر شده‌اند. گرانیتوئیدهای پورفیروئید (غنی از پتاسیم) و آپلیت‌ها بیشتر به سنگ‌های قلیایی-کلسیمی شباهت دارند (شکل ۵ ح).

نمودار $(Ce/Yb-Ta/Yb)$: در این نمودار [۲۷] اغلب سنگ‌های مورد بررسی شامل گرانیتوئیدهای پورفیروئید، گرانیتوئیدهای بسیار روشن و آپلیت‌ها بیشتر در قلمرو کلسیمی-قلیایی تصویر شده‌اند که با مشاهدات کانی‌شناسی و سنگ‌نگاری سنگ‌ها نیز هم‌خوانی دارد (شکل ۵ خ).

محاسبه‌ی نورم CIPW

نمونه‌های گرانیتوئیدهای پورفیروئید معمولاً دارای مقدار ۲۰-۳۰٪ کوارتز نورماتیو هستند و نیز در نورم خود دارای کروندوم هستند که این با ویژگی غنی از آلومین آنها همخوانی است. نمونه‌های گرانیتوئیدهای بسیار روشن دارای کوارتز نورماتیو بسیار متغیر هستند (این تنوع در مقدار سیلیس آنها نیز وجود دارد). مقدار کوارتز نورماتیو آنها از ۰/۱ تا ۴۵ درصد در تغییر است که با ویژگی‌های سنگ‌نگاری آنها همخوان است زیرا مقدار کوارتز مدی این سنگ‌ها از مقادیر نزدیک به صفر تا مقادیر بیش از ۴۰ درصد متغیر است. معمولاً در این سنگ‌ها کروندوم نورماتیو دیده نمی‌شود و اغلب دیوپسید نورماتیو هستند (جدول ۲).



شکل ۵ رده بندی و نامگذاری سنگ‌های مورد بررسی، الف) نمودار [۲۰]، ب) نمودار [۲۱]، پ) نمودار [۲۲]، ت) نمودار AFM [۲۳]، ث) نمودار [۲۴]، ج) نمودار [۲۵]، چ) نمودار [۲۳]، ح) نمودار [۲۶]، خ) نمودار [۲۷]. برای توضیح بیشتر به متن مراجعه شود. علامت لوزی تو پر = گرانیتوئیدهای پورفیروئید، مربع تو پر = گرانیتوئیدهای بسیار روشن و مثلث تو پر = آپلیت‌ها.

جدول ۲ محاسبه نورم CIPW سنگ‌های منطقه مورد بررسی.

Sample	آپلیتها			گرانیتوئیدهای پورفیروئید						گرانیتوئیدهای بسیار روشن				
Mineral	MBG7	MBG9	Grt-AP	MBG6	MBG8	MBG10	MBG13	SMK47	EnMB4	MBG3	Gj-Shrst	LG1	LG2	LG3
Q	۳۴/۳۹	۴۰/۰۷	۳۵/۰۲	۲۳/۲۰	۲۷/۹۴	۲۵/۶۵	۲۶/۹۷	۳۰/۰۱	۲۳/۶۹	۲۲/۴۲	۱۱/۹۳	۲۳/۰۸	۶/۹۵	۸/۷۴
Or	۳۹/۹۰	۲۷/۴۹	۴۲/۰۴	۲۴/۵۲	۲۸/۴۵	۲۵/۹۱	۲۶/۴۷	۲۲/۲۱	۱۶/۴۹	۲/۳۹	۴/۹۵	۲/۹۳	۱/۰۳	۱/۳۲
Ab	۱۹/۷۱	۵۵/۲۳	۱۸/۰۱	۲۵/۹۹	۲۳/۱۷	۲۱/۴۱	۱۹/۳۴	۲۰/۶۷	۵۲/۲۴	۵۴/۹۱	۵۱/۵۲	۳۷/۹۱	۵۹/۵۸	۵۵/۵۷
CAn	۱/۵۸	۳/۵۰	۰/۷۸	۷/۸۳	۶/۳۴	۷/۲۹	۶/۹۸	۶/۱۵	۱۵/۶۷	۱۷/۰۸	۲۵/۲۹	۲۳/۷۷	۳۰/۷۱	۱۱/۳۲
Di (wo)	۱/۴۸	۱/۹۱	۱/۶۴	۴/۶۹	۳/۲۶	۵/۲۶	۵/۵۰	۶/۲۰	۱/۸۹	۱/۲۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۶/۶۰
Di (en)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۱	۱/۵۰	۰/۳۴	۰/۰۰
Di (fs)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۹	۰/۶۲	۰/۰۴	۰/۰۰
Hy (en)	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۸۸	۰/۳۳	۰/۰۰
Hy (fs)	۰/۱۵	۰/۵۵	۰/۲۵	۳/۲۹	۲/۲۸	۳/۵۳	۳/۴۶	۳/۷۷	۴/۴۴	۰/۲۸	۴/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۲۸
Mt	۲/۱۲	۲/۱۲	۱/۸۱	۷/۳۷	۵/۹۶	۷/۷۱	۸/۰۰	۷/۷۶	۹/۲۳	۰/۶۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۴۵
He	۰/۳۱	۰/۳۶	۰/۲۷	۱/۲۸	۱/۰۳	۱/۳۳	۱/۳۷	۱/۳۳	۱/۶۳	۰/۱۸	۰/۷۷	۰/۱۳	۰/۰۶	۰/۰۷
Il	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ap	۰/۰۶	۰/۳۴	۰/۰۶	۱/۴۱	۰/۰۰	۱/۴۸	۱/۴۵	۱/۴۳	۱/۹۴	۰/۷۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ap	۰/۲۹	۰/۱۱	۰/۲۹	۰/۴۲	۱/۱۱	۰/۴۲	۰/۴۷	۰/۴۶	۰/۵۲	۰/۱۳	۰/۱۱	۱/۱۳	۰/۰۴	۰/۰۷

ادامه جدول ۲

Sample	گرانیتوئیدهای بسیار روشن											
Mineral	LG6	LG7	LG9	LG12	LG13	LG15	LG17	LG20	LG23	LG24	LG25	LG29
Q	۱/۴۵	۳/۶۶	۱۰/۶۱	۱/۴۸	۲/۵۲	۰/۱	۵/۰۰	۱۹/۴۵	۳/۴۸	۱۲/۲۵	۴/۴۲	۳۴/۵۹
Or	۱/۰۸	۱/۱۵	۱/۳۳	۰/۸۹	۵/۳۲	۶/۹۵	۱/۰۳	۰/۷۲	۰/۷۸	۴/۶۲	۱/۲۴	۱/۰۷
Ab	۶۱/۲۱	۵۹/۴۹	۶۰/۰۸	۶۹/۰۲	۶۲/۰۵	۴۱/۶۵	۶۳/۵۵	۵۵/۷۶	۶۱/۱۲	۴۹/۴۱	۶۳/۳۱	۴۱/۶۲
An	۳۴/۳۵	۱۶/۳۱	۱۶/۲۵	۲۷/۵۷	۲۶/۳۲	۴۶/۹۲	۲۹/۸۰	۳۹/۲۲	۳۳/۳۸	۲۹/۱۷	۲۸/۲۷	۱۹/۳۸
C	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۹	۲/۴۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۸	۰/۷۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Di (wo)	۰/۲۴	۰/۳۹	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۱/۰۷	۰/۵۸	۰/۸۴
Di (en)	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۹	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۶	۰/۱۸	۰/۲۵
Di (fs)	۰/۱۵	۰/۳۱	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۴۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۶۱	۰/۴۳	۰/۶۳
Hy (en)	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۲۷	۰/۰۳	۰/۲۸	۰/۰۰	۰/۱۵	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۷	۰/۰۰
Hy (fs)	۰/۲۳	۰/۰۰	۰/۶۶	۰/۱۸	۰/۴۹	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۳۴	۰/۲۳	۰/۰۰	۰/۱۸	۰/۰۰
Mt	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۵	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹
Il	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۳۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۱۹	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Ap	۰/۰۷	۲/۶۴	۰/۵۸	۰/۱۳	۰/۰۹	۰/۰۷	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۴	۰/۲۷	۰/۰۷	۰/۴۴

نمودارهای هارکر

(MgO-SiO₂): در این نمودار گستره‌ی گرانیتوئیدهای غنی از پتاسیم کاملاً مجزا از گرانیتوئیدهای بسیار روشن بوده و دارای مقادیر بیشتری از MgO هستند. این موضوع با حضور مقادیر قابل توجه بیوتیت به عنوان کانی فرومنیزین در گرانیتوئیدهای

پورفیروئید (غنی از پتاسیم) و عدم حضور کانی‌های فرومنیزین در گرانیتوئیدهای بسیار روشن همخوان است (شکل ۶ الف).
(CaO-SiO₂): نمونه‌های گرانیتوئیدهای بسیار روشن دارای مقادیر بالاتری از CaO هستند و این با مقدار بیشتر پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نسبت به گرانیتوئیدهای پورفیروئید همخوانی

دارد (شکل ۶ ب).

$(\text{Fe}_2\text{O}_3^*-\text{SiO}_2)$: در این نمودار گرانیتهای پورفیروئید (غنی از پتاسیم) و گرانیتهای بسیار روشن (کم پتاسیم) کاملاً مجزا از هم تصویر شده‌اند. مقدار بیشتر FeO در گرانیتهای غنی از پتاسیم با حضور کانی بیوتیت در این سنگها توجیه می‌شود و مقدار بسیار کم FeO در سنگهای بسیار روشن با عدم حضور کانیهای فرومنیزین در این سنگها همخوانی دارد (شکل ۶ پ).

$(\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2)$: در این نمودار می‌توان به دو نکته توجه کرد: ۱- مقدار نسبی Al_2O_3 در گرانیتهای بسیار روشن بیشتر از مقدار آن در گرانیتهای پورفیروئید است. ۲- مقدار نسبی Al_2O_3 با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابد یعنی در سنگهای بازی‌تر نسبت به سنگهای اسیدی‌تر مقدار این اکسید بیشتر است. روند تغییرات Al_2O_3 نسبت به SiO_2 با تبلور زود هنگام پلاژیوکلاز در سنگهای بسیار روشن همخوانی دارد (شکل ۶ ت).

$(\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2)$: در این نمودار گرانیتهای بسیار روشن (کم پتاسیم) به مراتب مقدار Na_2O بیشتری را نشان می‌دهند که با غنی بودن آنها از کانی پلاژیوکلاز همخوانی دارد، ولی گرانیتهای غنی از پتاسیم و آپلیت‌ها مقادیر Na_2O کمتری نشان می‌دهند. در هر دو گروه با افزایش مقدار SiO_2 مقدار Na_2O کاهش می‌یابد که نشانگر تبلور زودرس پلاژیوکلاز می‌باشد یعنی در سنگهای اسیدی تر مقدار این کانی کمتر شده است (شکل ۶ ث).

$(\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2)$: در این نمودار به خوبی دیده می‌شود که گرانیتهای پورفیروئید و آپلیت‌های منشعب از آنها دارای مقدار K_2O به مراتب بیشتری نسبت به گرانیتهای بسیار روشن هستند. همچنین چنانکه نمودار نشان می‌دهد آپلیت‌ها احتمالاً از جدایش گرانیتهای پورفیروئید حاصل شده‌اند و نمی‌توانند از جدایش گرانیتهای بسیار روشن حاصل شده باشند (شکل ۶ ج).

نمودارهای عناصر سازگار نسبت به سیلیس و نسبت به هم

$(\text{Rb}-\text{SiO}_2)$: این نمودار نشانگر آنست که گرانیتهای پورفیروئید (غنی از پتاسیم) مقادیر Rb به مراتب بیشتری دارد و این نکته با جایگزینی Rb به جای پتاسیم در ساختار کانی-هایی مانند ارتوکلاز (میکروکلین) و بیوتیت همخوانی دارد. مقدار Rb در گرانیتهای بسیار روشن (کم پتاسیم) به

مراتب کمتر از مقدار آن در گرانیتهای غنی از پتاسیم است (شکل ۷ الف).

$(\text{Ba}-\text{SiO}_2)$: در این نمودار مقدار نسبی Ba در گرانیتهای پورفیروئید (غنی از پتاسیم) به مراتب بیشتر از مقدار این عنصر در گرانیتهای بسیار روشن (کم پتاسیم) است و این می‌تواند با جایگزینی Ba به جای K در ساختار ارتوکلاز (میکروکلین) و بیوتیت که از کانیهای اصلی گرانیتهای پورفیروئید هستند، برازش داشته باشد (شکل ۷ ب).

$(\text{Sr}-\text{SiO}_2)$: در این نمودار نمونه‌های گرانیتهای بسیار روشن (کم پتاسیم) دارای Sr بیشتر نسبت به نمونه‌های گرانیتهای پورفیروئید هستند و این با جایگیری Sr به جای Ca در ساختار گرانیتهای بسیار روشن که از پلاژیوکلاز غنی‌ترند همخوانی دارد (شکل ۷ پ).

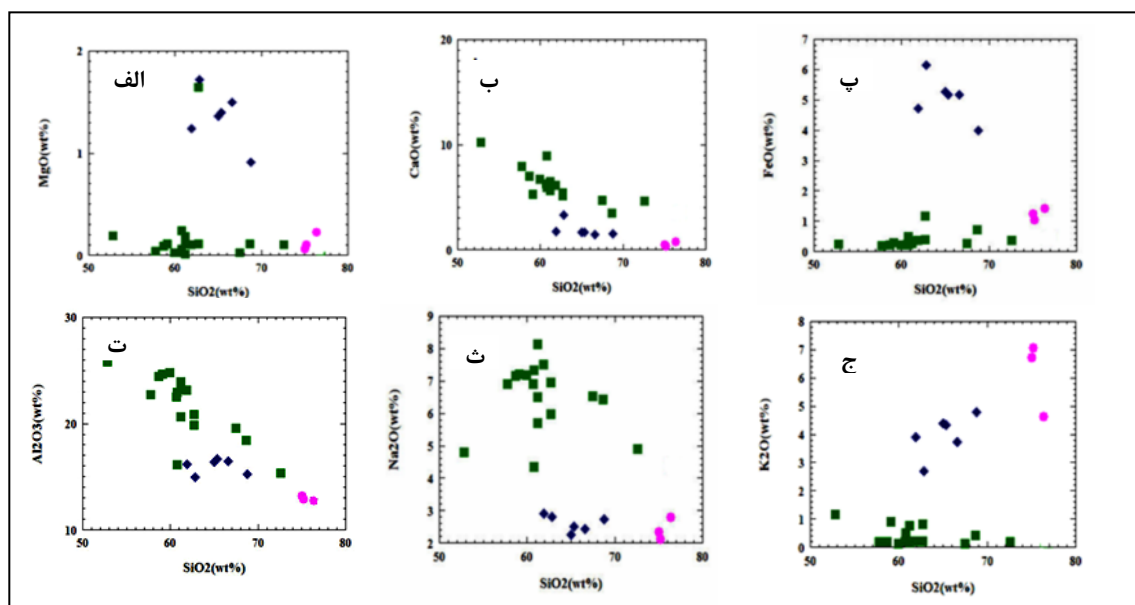
$(\text{K}_2\text{O}-\text{Rb})$: در این نمودار گرانیتهای بسیار روشن با غلظت کم Rb و K و گرانیتهای پورفیروئید و آپلیت‌ها با مقادیر بالاتری از این دو عنصر مشخص هستند (شکل ۷ ت).

$(\text{Rb}-\text{Sr})$: در این نمودار گرانیتهای پورفیروئید و آپلیت‌ها با مقادیر بالای Rb و مقادیر پایین Sr و بر عکس گرانیتهای بسیار روشن با مقادیر کم Rb و مقادیر بالای Sr دیده می‌شوند که این با کانی‌شناسی و زمین‌شیمی عناصر اصلی این سنگها همخوانی دارد زیرا که گرانیتهای بسیار روشن غنی از پلاژیوکلاز و CaO بوده و در نقطه‌ی مقابل گرانیتهای پورفیروئید غنی از ارتوکلاز و بیوتیت و K_2O هستند (شکل ۷ ث).

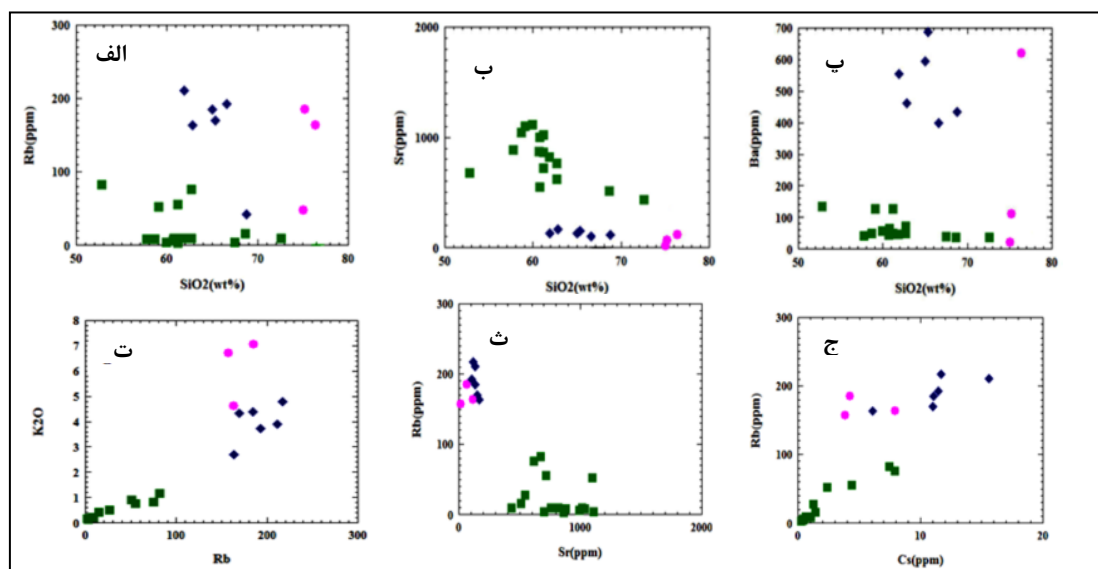
$(\text{Rb}-\text{Cs})$: این نمودار نشان دهنده‌ی مقادیر بالاتری از Rb و Cs در گرانیتهای پورفیروئید نسبت به گرانیتهای بسیار روشن است (شکل ۷ ج).

به طور کلی گرانیتهای بسیار روشن نسبت به گرانیتهای پورفیروئید از CaO ، Na_2O و Al_2O_3 غنی‌تر و از FeO ، K_2O و MgO فقیرترند. گرانیتهای بسیار روشن الوند از چند جنبه نسبت به لوکوگرانیتهای معمول در نقاط دیگر دنیا متمایز هستند:

۱) مقدار SiO_2 آنها بسیار متغیر و گاهی کمتر از سنگهای اسیدی و در حد سنگهای حدواسط هستند (یعنی بعضی از این سنگها با لوکوگرانیتهای مناطق دیگر متفاوتند) (مقادیر SiO_2 بین ۵۰ تا ۸۰ متغیر است). این در حالی است که لوکوگرانیتهای معمولی در گستره‌ی سنگهای اسیدی (گرانیت) قرار می‌گیرند.



شکل ۶ نمودارهای هارکر عناصر اصلی سنگ‌های مورد بررسی، (الف) نمودار MgO-SiO_2 ، (ب) نمودار CaO-SiO_2 ، (پ) نمودار $\text{Fe}_2\text{O}_3^*-\text{SiO}_2$ ، (ت) نمودار $\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ ، (ث) نمودار $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2$ ، (ج) نمودار $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$. به مقدار بیشتر CaO و Na_2O و مقدار کمتر MgO و Fe_2O_3^* و K_2O در گرانیتوئیدهای بسیار روشن توجه شود. علامت‌ها مانند شکل ۳.



شکل ۷ نمودارهای عناصر کمیاب نسبت به سیلیس و نسبت به هم، (الف) نمودار Rb-SiO_2 ، (ب) نمودار Ba-SiO_2 ، (پ) نمودار Sr-SiO_2 ، (ت) نمودار $\text{K}_2\text{O-Rb}$ ، (ث) نمودار Rb-Sr ، (ج) نمودار Rb-Cs . به فراوانی بیشتر Sr و فراوانی کمتر Rb در گرانیتوئیدهای بسیار روشن توجه شود. علامت‌ها مانند شکل ۳.

(۳) بعضی از سنگ‌های بسیار روشن از نظر مقدار سیلیس مشابه ترونجمیت‌ها هستند اما مقدار CaO بالاتر آنها را از این سنگ‌ها متمایز می‌نماید.

(۴) در محاسبه‌ی نورم گرانیتوئیدهای بسیار روشن، مقدار کوارتز نورماتیو (همانند مقدار SiO_2 آنها در تجزیه شیمیایی)

(۲) مقدار CaO موجود در این سنگ‌ها نسبت به لوکوگرانیت‌های معمولی بالاتر است و در حد سنگ‌های تونالیتی است. در حالی که ضریب رنگینی این سنگ‌ها بسیار پایین‌تر از تونالیت‌ها است. شاید برخی از سنگ‌های بسیار روشن را بتوان لوکوئونالیت در نظر گرفت.

یعنی Zr, Nb, Hf و Ta گرانیتهای پورفیروئید دامنه‌ی کوتاهی از مقادیر عناصر HFSE را نشان می‌دهند اما گرانیتهای بسیار روشن (همانند دامنه‌ی گسترده‌ی مقدار سیلیس خود) در مقدار عناصر HFSE نیز دامنه‌ی گسترده‌ای را شامل می‌شوند.

در بررسی زمین شیمی سنگ‌ها مقدار و نسبت‌های وابسته به فراوانی عناصر ناسازگار در مقایسه با عناصر دیگر و نسبت به هم اهمیت دارد. به طور کلی سنگ‌های گرانیتهی نسبت به سایر سنگ‌های دیگر از این عناصر غنی هستند به طوری که در نمودارهای عنکبوتی چند عنصری و عناصر نادر خاکی بهنجار شده این موضوع کاملاً روشن است. در هر دو دسته گرانیتهای، مقدار عناصر LILE نسبت به HFSE بالاتر است که این می‌تواند به ماهیت کلسیمی-قلیایی این سنگ‌ها وابسته باشد، و نیز می‌تواند بیانگر نقش پوسته در تشکیل آنها باشد. نسبت LREE/HFSE در گرانیتهای بسیار روشن نسبت به گرانیتهای پورفیروئید و آپلیت‌ها دارای دامنه‌ی گسترده‌تری است. نسبت‌های عناصر کم تحرک به عناصر متحرک مانند Nb/U و Ce/Pb نیز در گرانیتهای بسیار روشن به مراتب گسترده‌تر از سنگ‌های مورد مطالعه‌ی دیگر است. در نمودارهای عنکبوتی گرانیتهای مورد بررسی غنی شدگی LREE دیده می‌شود و نسبت LREE/HREE بالا مشاهده می‌شود (شکل ۷).

Eu تنها عنصر نادر خاکی است که به صورت دو ظرفیتی می‌تواند جانشین Ca در شبکه‌ی کانی پلاژیوکلاز شود. بی-هنجاری منفی Eu در بسیاری از سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای دیده می‌شود. این بی-هنجاری منفی به سبب این است که بسیاری از سنگ‌های گرانیتهی و گرانودیوریتی حاصل ذوب بخشی در پوسته هستند. بخش باقی‌مانده پس از ذوب‌بخشی غنی از پلاژیوکلاز است، بنابراین مقدار بیشتر Eu در پوسته‌ی زیرین باقی می‌ماند و منجر به این می‌شود که پوسته‌ی فوقانی فقیر از Eu شود. بی-هنجاری مثبت Eu معمولاً در سنگ‌های غنی از پلاژیوکلاز دیده می‌شود. هنگامی که ماگما پلاژیوکلاز را متبلور می‌کند، مقدار زیادی از Eu وارد ساختار این کانی شده و بقیه‌ی ماگما از Eu فقیر می‌شود. اگر پلاژیوکلاز حاصل از ماگما جدا شود سنگ‌های حاصل از بقیه ماگما بی-هنجاری منفی Eu نشان می‌دهند. اگر پلاژیوکلازهای حاصل که مقدار زیادی از Eu در ساختار آنها وارد کرده است، در ماگما باقی بمانند، سنگ‌های حاصل از تبلور این ماگما، بی-هنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند [۲۹].

بسیار متغیر است و گاهی در برخی از نمونه‌ها بسیار اندک است.

(۵) بعضی از سنگ‌های بسیار روشن از نظر مقدار پلاژیوکلاز مانند آنورتوزیت‌ها هستند اما CaO آنها و در نتیجه مقدار آنورتیت پلاژیوکلاز در آنها کمتر است.

زمین شیمی عناصر ناسازگار

با توجه به این که نقش عناصر ناسازگار (اغلب لیتوفیل) در سنگ‌های گرانیتهای بسیار اهمیت دارد، بنابر این در این بخش از مقاله به بررسی نقش این عناصر در شکل‌گیری سنگ‌های مورد بررسی می‌پردازیم. این عناصر را می‌توانیم به چند گروه رده‌بندی کنیم:

(۱) عناصر LILE (شامل پتاسیم، روبیدیم، سزیم، استرونیسم و باریم)

(۲) عناصر HFSE (شامل زیرکونیم، نیوبیم، هافنیم، تانتالیم، اورانیم و توریم به همراه عناصر REE)

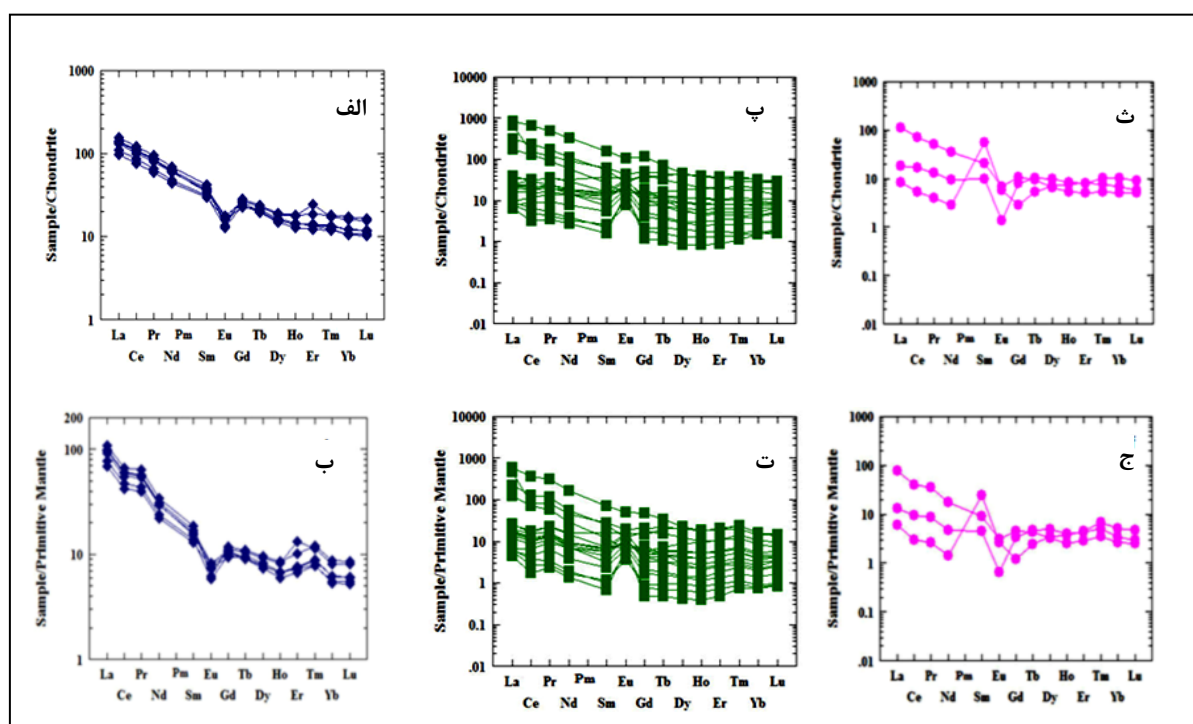
(۳) عناصر REE (شامل LREE (La-Sm) و HREE (Lu-Eu))

چنانکه در نمودارهای هارکر عناصر کمیاب نسبت به سیلیس نشان داده شد، غلظت عناصر Rb و Ba در گرانیتهای غنی از پتاسیم (پورفیروئید) بیشتر از گرانیتهای کم پتاسیم (بسیار روشن) و برعکس غلظت عنصر Sr در گرانیتهای کم پتاسیم بیشتر از گرانیتهای غنی از پتاسیم است که این رفتار با کانی شناسی سنگ‌ها یعنی غنی‌تر بودن سنگ‌های بسیار روشن از پلاژیوکلاز و فقیرتر بودن آنها از فلدسپار پتاسیم همخوانی دارد. در نمودارهای چند عنصری بهنجار شده (شکل ۶) برتری نسبی غلظت عناصر ناسازگار مانند Rb, Cs و Ba بر عناصر سازگار مانند Ni و Cr در گرانیتهای مختلف دیده می‌شود که می‌تواند به نقش پوسته در شکل‌گیری این سنگ‌ها وابسته باشد.

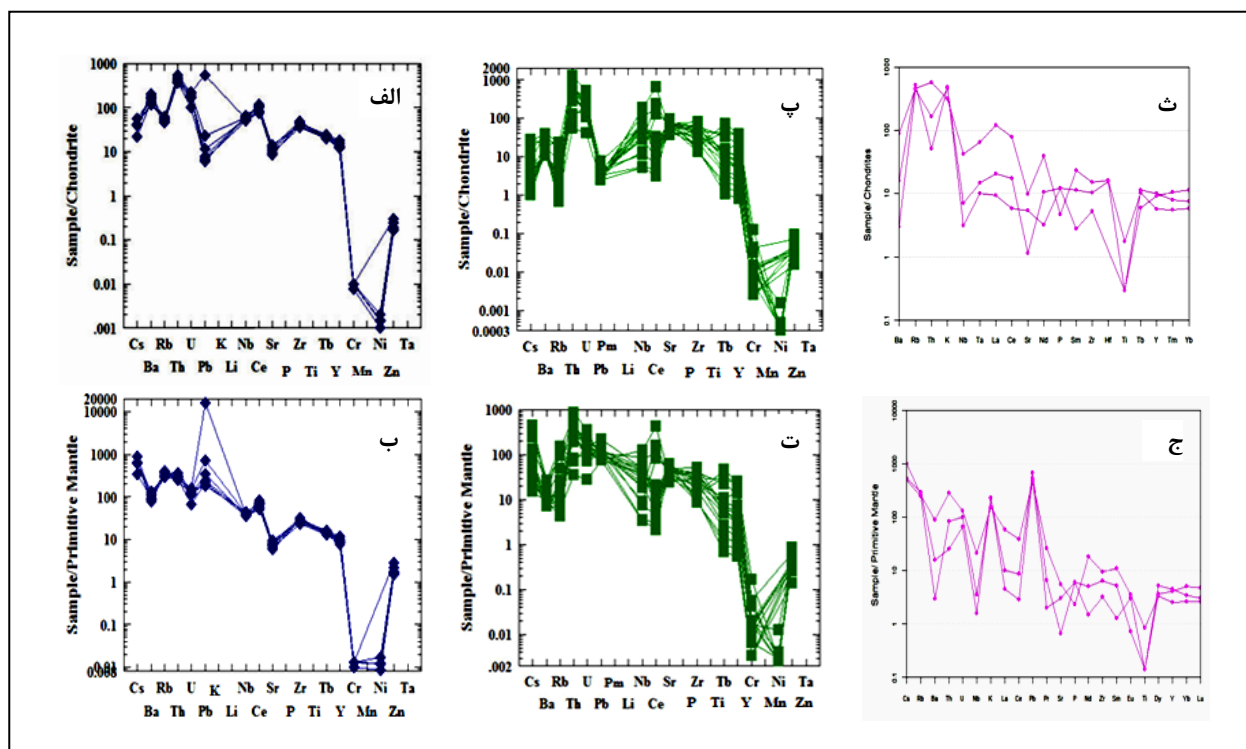
عناصر HFSE که شامل Zr, Hf, Ta و Nb و گاهی Th و U است، به سبب بار یونی زیاد با این که شعاع یونی مناسبی دارند ولی در ساختارکانی‌ها به سادگی وارد نمی‌شوند و از عناصر ناسازگار به حساب می‌آیند (غلظت آنها در گدازه‌ی حاصل از جدایش بیشتر از کانی‌های تشکیل شده از گدازهمذاب است). این عناصر معمولاً نامحلول و نامتحرک نیز هستند. به عنوان مثال مقدار Ta و Nb در ماگماهای زون‌های فروران کم است زیرا آنها در شاره‌های حاصل از آب‌زدایی پوسته‌ی اقیانوسی فروورونده شرکت نمی‌کنند و از منطقه‌ی تشکیل ماگما دور می‌مانند [۲۸]. از نظر مقدار عناصر HFSE

غنی بودن گرانیتوئیدهای بسیار روشن (کم پتاسیم) از پلاژیوکلاز وابسته به بی‌هنجاری مثبت Eu در نمودار عنکبوتی مربوطه است (شکل ۸)، و نیز گرانیتوئیدهای پورفیروئید (غنی از پتاسیم) که [۱۰] آنها را از نوع S در نظر گرفته‌است، با نشان دادن بی‌هنجاری منفی Eu (که از ویژگی‌های سنگ‌های پوسته‌ی قاره‌ای بالایی است) بیانگر همخوانی بررسی‌های زمین‌شیمی با بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری است. بی‌هنجاری منفی و کمبود Sr و Ba در آپلیت‌ها سبب عدم حضور یا کمبود کانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌هاست، زیرا این عناصر می‌توانند جایگزین Ca در شبکه‌ی پلاژیوکلاز شوند که در آپلیت‌ها مقدار این کانی کم و نیز نوع پلاژیوکلاز موجود غنی از سدیم است. تهی‌شدگی از عناصر HFSE مانند Ti و Nb در این سنگ‌ها می‌تواند نقش پوسته را در تکامل این سنگ‌ها نشان دهد (شکل ۹). ضمناً با افزایش جدایش در ماگما (در آپلیت‌ها و پگماتیت‌ها) میزان این عناصر کاهش می‌یابد. بی‌هنجاری مثبت Pb در گرانیتوئیدهای پورفیروئید و آپلیت‌ها هم می‌تواند نشانگر نقش مهم پوسته در شکل‌گیری ماگمایی این سنگ‌ها باشد.

سنگ‌های گرانیتی غنی از پتاسیم (پورفیروئید) معمولاً بی‌هنجاری منفی Eu و سنگ‌های فقیر از پتاسیم (بسیار روشن) بی‌هنجاری مثبت Eu نشان می‌دهند. ماگمای گرانیتی غنی از REE، با نسبت بالای LREE/HREE و بی‌هنجاری منفی Eu از ذوب خاستگاهی حاصل می‌شوند که فلدسپار (به ویژه پلاژیوکلاز) به صورت تفاله (بر جای مانده) در محل خاستگاه باقی می‌ماند. اگر فازهای برجای‌مانده‌ای مانند گارنت، آمفیبول یا پیروکسن وجود داشته باشد نسبت LREE/HREE در ماگما افزایش می‌یابد. همچنین، تبلور تفریقی کانی‌هایی نظیر پلاژیوکلاز (که Eu به جای Ca در ساختار آنها شرکت می‌کند) از یک ماگما سبب می‌شود که سنگ‌های حاصل از گدازه‌ی باقیمانده بی‌هنجاری منفی Eu نشان دهد. اگر در ذوب بخشی، پلاژیوکلاز به صورت فاز برجای مانده باشد و یا اینکه در حین تبلور پلاژیوکلاز زودتر تشکیل شده و از گدازه‌ی بر جای مانده جدا شود، در هر دو حالت بی‌هنجاری منفی Eu ایجاد می‌شود و اگر هر دو پدیده ذوب‌بخشی و تبلور تفریقی در یک سیستم رخ داده باشد، بی‌هنجاری منفی Eu شدیدتر خواهد شد [۲۹].



شکل ۸ نمودارهای عنکبوتی عناصر نادر خاکی، الف) گرانیتوئیدهای پورفیروئید بهنجار شده با کندریت، ب) گرانیتوئیدهای پورفیروئید بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، پ) گرانیتوئیدهای بسیار روشن بهنجار شده با کندریت، ت) گرانیتوئیدهای بسیار روشن بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، ث) آپلیت‌ها بهنجار شده با کندریت، ج) آپلیت‌ها بهنجار شده با گوشته اولیه. بهنجار شده با داده‌های [۳۱،۳۰]، به فراوانی بیشتر عنصر LREE در مقابل HREE و بی‌هنجاری منفی Eu (که معمولاً در اثر تبلور زود هنگام پلاژیوکلاز از ماگما در زمانی که غنی تر از Ca است و به دنبال آن در اثر کمبود Sr، Ca، Eu حاصل می‌شود) توجه شود. علامت‌ها مانند شکل ۳.



شکل ۹ نمودارهای عنکبوتی چند عنصری، الف) گرانیتوئیدهای پورفیروئید بهنجار شده با کندریت، ب) گرانیتوئیدهای پورفیروئید بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، پ) گرانیتوئیدهای بسیار روشن بهنجار شده با کندریت، ت) گرانیتوئیدهای بسیار روشن بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه، ث) آپلیت‌ها بهنجار شده با کندریت، ج) آپلیت‌ها بهنجار شده با گوشته‌ی اولیه. بهنجار شده با داده‌های [۳۰، ۳۱]، به بی‌هنجاری منفی عناصری مانند Ti و Nb که بیشتر در سنگ‌های با منشأ پوسته‌ای یا آلاش یافته با پوسته است، توجه شود. علامت‌ها مانند شکل ۳.

برداشت

روشن تقریباً به طور کامل از پلاژیوکلاز تشکیل شده‌اند اما مقدار CaO کمتر و در نتیجه مقدار آنورتیت کمتر در ترکیب پلاژیوکلاز، آنها را از سنگ‌هایی مانند آنورتوزیت‌ها متمایز می‌سازد. تغییرات مقدار SiO_2 در سنگ‌های بسیار روشن (برخلاف انتظار)، بالاست (بین ۵۲-۷۳ درصد وزنی) اما این مقدار در گرانیتوئیدهای پورفیروئید دامنه‌ی کمتری دارد. این موضوع در فراوانی عناصر سازگار مانند HFSE، LILE و REE نیز دیده می‌شود. بی‌هنجاری منفی Eu در گرانیتوئیدهای پورفیروئید با ماهیت غنی از آلومین و خاستگاه پوسته‌ای آنها همخوانی دارد. آپلیت‌ها و پگماتیت‌های منطقه اغلب از نظر گسترش صحرایی و ویژگی‌های سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی با گرانیتوئیدهای پورفیروئید هماهنگی دارند. به طور کلی برآزش قابل قبولی بین ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی مشاهده شده در سنگ‌های گرانیتوئیدی مختلف در مجموعه نفوذی الوند وجود دارد.

چنانکه از شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی مشخص شد، دو دسته گرانیتوئید مورد بررسی ویژگی‌های متفاوتی از خود نشان می‌دهند که احتمالاً از خاستگاه متفاوت آنها ناشی می‌شود. در گرانیتوئیدهای بسیار روشن (که اندکی جوانتر و کم‌وسعت‌ترند)، کانی تیتانیت (اسفن) به عنوان یک کانی فرعی مهم به شمار می‌آید، ولی گرانیت‌های پورفیروئید عاری از این کانی هستند. کمبود درشت‌بلورهای فلدسپار پتاسیم و کانی‌های مافیک مانند بیوتیت از جمله ویژگی‌های دیگر گرانیتوئیدهای بسیار روشن است. سنگ‌های بسیار روشن با داشتن K_2O ، FeO و MgO بسیار کم و CaO ، Na_2O و Al_2O_3 بیشتر از گرانیتوئیدهای پورفیروئید (که سازنده‌ی اصلی مجموعه نفوذی است)، قابل تشخیص‌اند. مقدار CaO بالاتر، سنگ‌های بسیار روشن را از لوکوگرانیت‌های دیگر شناخته شده در نقاط مختلف جهان متمایز می‌سازد. همچنین این سنگ‌ها در مقایسه با ترونجمیت‌ها CaO بالاتری دارند. بعضی از سنگ‌های بسیار

مراجع

- [۱۰] علی اصغر سپاهی گرو، "پترولوژی مجموعه نفوذی الوند با نگرشی ویژه بر گرانیتوئیدها"، رساله دکتری، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۸).
- [11] Sepahi A.A., "Typology and petrogenesis of granitic rocks in the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran: With emplasis on the Alvand Plutonic Complex", Neues Jahrbuch Fur Geologie Und Palaontologie Abhandlungen, 247 (2008) 295-312.
- [۱۲] شهبازی حسین، "پترولوژی مجموعه سنگهای آذرین و میگماتیت‌های کمپلکس الوند و توده نفوذی آلموقلاغ همدان و ارتباط ژنتیکی بین آنها"، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۹).
- [13] Shahbazi H., Siebel W., Pourmoafae M., Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi- Abedini M., "Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand Plutonic Complex in Sanandaj – Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism", Journal of Asian Earth Sciences 39 (2010) 668-683.
- [14] Alavi M., "Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: New data and interpretation", Tectonophysics, 22a, (1994) 211-239.
- [15] Mohajjel M., Fergusson C. L., Sahandi M. R., "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journl of Asian Earth Sciences. 21, (2003) 397-412.
- [16] Majidi B., Amidi S.M., Hamadan Quadrangle Map (1:250000), Geological Survey of Iran (1977).
- [17] Valizadeh M.V., Cantagrel J.M., "Premieres donnees radiometriques (K-Ar et Rb-Sr) sur les Micas du complexe magmatique du mont Alvand", presd Hamadan (Iran occidental) Comptes Rendus de l, Academie des Sciences de paris, Serie D 281, (1975) 1083-1086.
- [۱۸] برو ژان، "شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش باختران"، س.ز.ک، ترجمه فارسی (۱۹۷۸) ۵۵ صفحه.
- [۱۹] علی اکبر بهاری فر، "پترولوژی سنگهای دگرگونی منطقه همدان"، رساله دکتری، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۸۳).
- [20] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., "A classification of volcanic and plutonic rocks using R_1R_2 -diagram and major
- [۱] سیروس زرعیان، عبدالحسین فرقانی، هاشم فیاض، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، قسمت اول، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد سوم، شماره ۴، (۱۳۵۰) صفحات ۳۷-۴۷.
- [۲] سیروس زرعیان، عبدالحسین فرقانی، هاشم فیاض، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، قسمت دوم، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره اول، (۱۳۵۱) صفحات ۲۳-۲۸.
- [۳] سیروس زرعیان، عبدالحسین فرقانی، هاشم فیاض، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، قسمت سوم، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره سوم، (۱۳۵۱) صفحات ۸۳-۹۰.
- [۴] زرعیان سیروس، عبدالحسین فرقانی، هاشم فیاض، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، قسمت چهارم، نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد چهارم، شماره چهارم، (۱۳۵۱) صفحات ۹۷-۱۰۶.
- [۵] سیروس زرعیان، عبدالحسین فرقانی، هاشم فیاض، "توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، قسمت ششم: چگونگی تشکیل توده گرانیتی الوند. نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ششم، شماره اول، (۱۳۵۳) صفحات ۳۴-۴۰.
- [۶] ولی زاده محمدولی، "بررسی سنگ شناسی و شیمی-کانی شناسی کمپلکس الوند (همدان)". نشریه دانشکده علوم، دانشگاه تهران، جلد ۶، شماره ۱، (۱۳۵۳) صفحات ۱۴-۲۹.
- [۷] ایرانی محسن، "بررسی پترولوژی توده گرانیتی الوند و هاله دگرگونی آن"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۲).
- [۸] مهدی هادی پور جهرمی، "متامرفیسم و ماگماتیسم منطقه همدان- ملایر- تویسرکان". پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم (۱۳۷۳).
- [۹] صادقان محمود، "بررسی پترولوژی سنگهای آذرین و دگرگونی منطقه چشمه قصابان همدان"، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۴).

- [27] Muller D., Groves D.I., "*Potassic igneous rocks and associated gold-copper mineralization*", Springer-Verlag. (1997) 242 pp.
- [28] Albarède F., *Geochemistry: an introduction*. Cambridge University Press (2003).
- [29] Weill D.F., Drake M.J., "*Europium Anomaly in Plagioclase Feldspar: Experimental Results and Semiquantitative Model*", *Science* 180 (2003) 1059–1060.
- [30] Sun S.S., McDonough W.F., "*Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts; implication for mantle composition and process*", In: Saunders, A.D., Norry, M.J., *Magmatism in the ocean basins*. Geological Society, Special Publication No. 42, (1989) 313–345.
- [31] Boynton W.V., "*Cosmochemistry of the rare earth elements, meteorite studies*. In: Henderson, P. (ED.)", *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier Sciences, Amsterdam, (1984) 63–114.
- element analyses – its relationships with current nomenclature*", *Chemical Geology* 29 (1980) 183–210.
- [21] Middlemost E. A. K., "*Naming materials in the magma/igneous rock system*", *Earth-Science Reviews*, 37 (1994) 215–224.
- [22] 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.
- [23] Irvine T. N., Baragar W. R. A., "*A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*", *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, (1971) 523–548.
- [24] Peccerillo A., Taylor S. R., "*Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58 (1976) 63–81.
- [25] Shand S. J., "*Eruptive Rocks Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*", New York: John Wiley & Sons (1943).
- [26] Frost B.R., Arculus R.J., Barnes C.G., Collins W.J., Ellis D.J., Frost C.D., "*A geochemical classification of granitic rocks*", *Journal of Petrology* 42, (2001) 2033–2048.