

۱۳۹۳/۱۲/۱۸

۵/۱/۰۹/۹۷۱۶

ندارد

باسمه تعالی

«گواهی خاتمه طرح پژوهشی»



## سرکار خانم فریمه آیتی

با سلام و احترام و با درود و صلوات بر خاتم انبیاء(ص)

بدینوسیله اعلام می گردد، طرح پژوهشی (در قالب گرانت) جنابعالی با عنوان "مطالعه توده های ولکانیک جنوب غرب تهران و تعیین ژنز ماگما" با اعتبار ۹۵۲۵۲۰۰۰ ریال (نود و پنج میلیون و دویست و پنجاه هزار ریال) خاتمه یافته است.

حسینعلی قجری  
سرپرست دانشگاه پیام نور تهران

## چکیده:

از لحاظ موقعیت زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی در امتداد زون آتشفشانی ارومیه دختر قرار گرفته است. ساختار کنونی منطقه برآیند جنبش‌های تکتونیکی فازهای نئوآلپی است که بیشتر به صورت گسل‌های راستگرد تظاهر نموده است. براساس آنالیزهای حاصل از تجزیه نمونه‌ها و مطالعات میکروسکوپی، ترم‌های مختلف سنگ‌های منطقه شامل آندزی بازالت، آندزیت، داسیت و نیز دیوریت و کوارتز دیوریت با بافت پورفیری می‌باشد که به صورت ولکانیک و ساب‌ولکانیک در منطقه تظاهر کرده است. سنگ‌های آذرین مورد مطالعه دارای ماهیت ژئوشیمیایی کالکوالکالن می‌باشند. این مجموعه از لحاظ خصوصیات تکتونوماگمایی در محیط فرورانش حاشیه قاره‌ای تشکیل شده و با مناطق کوهزایی و ماگماتیسم بعد از کوهزایی مطابقت بیشتری دارند. مجموعه کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های آذرین مورد مطالعه شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت به همراه پیروکسن و آثاری از فلدسپات پتاسیم می‌باشد. تهی‌شدگی نمونه‌های مورد مطالعه از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا را می‌توان به حضور ماگماتیسم مرتبط با زون فرورانش و حضور یک منشاء گوشته‌ای متاسوماتیز شده توسط فرایندهای سابداکشن و از طرفی به حضور آمفیبول و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگما منسوب دانست. تمرکز پایین تر عناصر نادر خاکی سبک در آندزی بازالت‌ها نسبت به سنگ‌های بیشتر تکامل یافته را می‌توان با تبلور تفریقی توجیه نمود. نسبت‌های ایزوتوپی استرانسیوم سنگ‌های مورد بررسی نیز با اشتقاق یافتن ماگمای والد آنها از یک منشاء لیتوسفر گوشته‌ای متاسوماتیز شده هماهنگی دارد.

کلید واژه‌ها: ارومیه- دختر، نئوآلپی، استرونیوم، ساب ولکانیک

# فصل اول

## کلیات

محدوده مورد مطالعه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ سلفچگان - خورمه (علایی مهابادی و کهنسال، ۱۳۷۹) و ورقه ۱/۲۵۰۰۰۰ قم (امامی، ۱۳۷۰) واقع شده است. در گسترده چهارگوش قم مطالعاتی پیرامون مسائل زمین شناسی ساختمانی، ژئوشیمیایی و سنگ شناسی انجام شده است (امامی، ۱۳۷۰، سجودی کیسمی، ۱۳۷۲، قلمقاش، ۱۳۷۴، شاهرخ، ۱۳۷۵). نوگل سادات<sup>۱</sup> (۱۹۷۸) در مطالعه خمش های ساختاری ایران مرکزی بر اساس نتایج به دست آمده از مطالعات قم، نیروهای تکتونیکی ناحیه قم را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و به طبقه بندی گسل های موجود در منطقه پرداخته است. این تحقیق به بررسی پترولوژی و ژئوشیمی توده های آذرین در ورقه زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰۰ سلفچگان - خورمه و تعیین ژنز ماگما می پردازد.

محدوده مورد مطالعه با توجه به ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰۰ سلفچگان - خورمه در محدوده جغرافیایی " ۰۰' ۳۰" ۵۰° تا " ۰۰' ۱۴" ۳۴° عرض های شمالی قرار گرفته است و روی هم رفته مساحتی در حدود ۶۷۳ کیلومتر مربع را اشغال نموده است.

## روش مطالعه:

مطالعات صحرایی و نمونه برداری در چندین نوبت به انجام رسید. تمامی شواهد صحرایی ثبت و از آنها عکس تهیه گردید. مقاطع نازک از لحاظ کانی شناسی و همچنین آلتراسیون مورد مطالعات پتروگرافی قرار گرفت. چندین نمونه برای انجام آنالیز ICP-MS انتخاب و در آزمایشگاه Amdel (استرالیا) مورد آنالیز قرار گرفت. برای بررسی منشاء و ژنز ماگما، تعدادی از نمونه ها در دانشگاه بروکسل توسط اسپکترومتر جرمی MAT260 مورد آنالیز ایزوتوپ ناپایدار Sr قرار گرفت.

---

<sup>۱</sup> Nogol-Sadat

# فصل دوم

## زمین شناسی و چینه شناسی منطقه مورد مطالعه

### ۱-۲) مقدمه:

محدوده مورد مطالعه از نظر ژئودینامیکی در جوار نوارماگمایی ارومیه - دختر و زون آتشفشانی رسوبی سندج - سیرجان قرار گرفته است که هر دو زون محصول فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس هستند (علوی<sup>۲</sup>، ۱۹۹۴). نوارماگمایی ارومیه - دختر در ارتباط با فرورانش صفحه اقیانوسی نئوتتیس و متعاقباً صفحه عربی به زیر ایران تشکیل شده است. سنگهای تشکیل دهنده آن اساساً سنگهای آتشفشانی با ترکیب متوسط (عمدتاً دارای ترکیب آندزیتی) می باشد. سنگ های گرانیتوئیدی در این کمربند ماگمایی به عنوان محصولات کردیلرای نوع ۱ (فراوان ترین سنگهای گرانیتوئیدی حاشیه فعال قاره) کالک آلکالن رده بندی می شود.

### ۲-۲) چینه شناسی منطقه مورد مطالعه:

قدیمی ترین واحدهای موجود در محدوده مورد مطالعه، تناوبی از مارن قرمز و آهک ماسه ای ( $M^{1m}$ ) به سن میوسن می باشد که هم ارز سازند قرمز بالایی به حساب می آید. بعد از آن لاپیلی توف و برش های آندزیتی خاکستری تیره ( $MP^v$ ) به سن میوسن بالایی - پلیوسن پایینی قرار دارد که مارن های فوق الذکر را می پوشانند (علایی مهابادی و کهنسال، ۱۳۷۹). این سنگ های آذرآواری با بافت و رنگ متفاوت دارای میان لایه هایی از گدازه های آندزیتی و آندزیت بازالتی می باشند و از طرفی میزبان توده های ولکانیک و ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی می باشند (شکل ۱-۲). توده های اخیر تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال، دچار دگرسانی و فرایند کانه زایی شده اند (آیتی و همکاران، ۱۳۸۸).

---

<sup>۲</sup> Alavi

## ۲-۳) زمین شناسی اقتصادی:

کانی سازی سرب: محلولهای گرمابی حاوی سرب، سنگ آهک های ژوراسیک را در جنوب باختری روستای عیسی آباد تحت تاثیر قرار داده اند. فراوانی کانی سازی سرب (گالن) نزدیک به ۲۰ درصد است. این کانساردرگذشته مورد بهره برداری قرار گرفته و هم اکنون متروکه است.

کانی سازی مس: این زون در شمال مزرعه گدرمه گسترش دارد (منطقه دالی) و دربرگیرنده دایکها و استوک هایی که تحت تاثیر محلولهای گرمابی همراه خود قرار گرفته اند، می باشد. ترکیب این دایکها و استوک ها، آندزیت تا داسیت است و دارای بافت پورفیری - پورفیری میکروگرانولار است. در فرایند دگرسانی، ترکیب کانی شناسی خود را به گونه بخشی از دست داده اند و درون آنها می توان فرایند تبدیل کانی مافیک را به کلریت، اپیدوت و کانی های روشن را به کانی های سریسیت و رسی مشاهده نمود. در بخش هایی که فرایند سیلیسی شدن پیشرفته است، همراه سیلیس، کانی هماتیت به گونه آشکار دیده می شود. بنابر بررسی های میکروسکوپی کانی های هماتیت، منیتیت، پیریت، کالکوپیریت، پیروتیت، لیمونیت، گوتیت، مالاکیت، روتیل، کالکوسیت و کولین در این پهنه شکل گرفته اند. بر پایه مطالعات اولیه که در این منطقه از لحاظ پتانسیل کانه زایی صورت گرفته است (دایی جواد، ۱۳۸۴)، احتمال حضور یک کانسارمس پورفیری همراه طلا قابل بررسی می باشد. حفاری های مقدماتی در این منطقه هم اکنون در حال اجرا می باشد.

آهن: محلولهای گرمابی که در راستای گسل های معکوس نزدیک به روستای کهک فعالیت دارند، کانی های هماتیت و گوتیت را به جا گذاشته اند. در قسمت هایی هماتیت در حال تبدیل شدن به لیمونیت و گوتیت است که نشانگر آلتراسیون در محیط های سطحی است.

باریت: در شمال ورقه، باریت به صورت رگه ۲ تا ۵۰ سانتی متری واحد E4 را در نزدیکی روستای جریک آغاجی و E3 را در باختر سرهرود و در مرکز ورقه (شمال غرب روستای کهک و مزرعه قنبرآباد) همراه با کانی آبدار آهن (لیمونیت - گوتیت) و هماتیت، سنگ آهک های کرتاسه را در جاهای گوناگون قطع کرده است. کانسارهای باریتی که در مرکز ورقه برونزد دارند، هم اکنون از آنها بهره برداری می شود.

تراورتن: این سنگ در حدود ۱۵ کیلومتری جنوب غرب اندیس معدنی دالی ازگسترش و فراوانی خوبی برخوردار است و از دیرباز مورد بهره برداری قرار گرفته است و هم اکنون بخش کمی از آن به عنوان سنگ تزئینی استخراج می شود.

سیلیسی شدن و تشکیل سیلیس: تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال، سنگهای قدیمی و نهشته های کواترنری سیلیسی شده اند و پهنه جنوب شرقی ورقه را به وجود آورده اند. از دیدگاه اقتصادی می تواند از جهت اکتشافات طلا مورد توجه قرار گیرد.



# فصل سوم

## مطالعات کانی شناسی - سنگ شناسی منطقه مورد مطالعه

### ۱-۳) مقدمه:

در این تحقیق، مطالعات کانی شناسی به جهت شناسایی نوع کانی ها، پاراژنز و بافت و همچنین بررسی نوع آلتراسیون حائز اهمیت است. در این مسیر مطالعه مقاطع نازک و صیقلی می‌تواند منجر به شناسایی کانی‌های غیرفلزی (سیلیکاتها) و فلزی شود. به جهت مطالعات کانی شناسی و سنگ شناسی در منطقه مورد بررسی، نمونه‌های زیادی از رخنمونهای غیر آثره انتخاب گردید. مجموعه آذرین مورد مطالعه شامل آندزیت بازالتی، آندزیت (پیروکسن دار، هورنبلند دار)، تونالیت، داسیت و همچنین دیوریت - کوارتز دیوریت پورفیری می باشد.

### ۲-۳) دیوریت تا کوارتز دیوریت پورفیری:

این سنگ ها با بافت پورفیری تا پورفیری میکروگرانولار (ساب ولکان) و با رنگ خاکستری تا سبز تیره مشخص می شوند. این مجموعه گاه به صورت دایک‌های تاخیری شکل گرفته اند. اصولاً رنگ تیره سنگ به دلیل بافت نسبتاً ریز دانه آنها و آلتراسیون احتمالی پلاژیوکلاز و حضور کانی های مافیک است. در داخل دودکش آتشفشانی کوه خستک (شمال غرب منطقه) که ظاهراً یک کراتر تشکیل شده است، توده دیوریتی داخل کراتر تحت تاثیر فازهای هیدروترمال قرار گرفته است به طوریکه تخریب کانی های اولیه و کانی زایی ثانوی را در پی داشته است. این توده‌ها گاه ظاهری شبیه به سنگ‌های نفوذی دارند. در این سنگ ها، فنوکریستال های نسبتاً فراوان (۲۵ درصد حجم سنگ) و درشت (۳-۵mm) پلاژیوکلاز به صورت ائوهدرال تا ساب هدرال در یک زمینه فلسیتی قرار دارند. فنوکریست هایی از پلاژیوکلاز با ماکل پلی سنتتیک، زوناسیون مشخص (نوسانی و نرمال) و درموردی با حواشی غبارآلود در مقاطع به چشم می خوردند. فلدسپاتها در اثر دگرسانی هیدروترمال، افزایش آب و پتاسیم به

طور بخشی یا کامل توسط سربیسیت پوشیده می شوند. سربیسیت ها غالباً به طور یکنواخت رشد می کنند (شلی<sup>۳</sup>، ۱۹۹۱). ترکیب میکاهای سفید بستگی به خواص شیمیایی کانی هایی که میکاهای سفید به جای آنها جایگزین شده اند، دارد. برای مثال میکاهای سفید جایگزین شده به جای بیوتیت نسبت به آنهایی که جانشین فلدسپات ها می شوند، میزان مینزیوم بالاتری دارند.

علاوه بر تجزیه به سربیسیت، گاهی آثار تجزیه به کانی های رسی (کائولینیت) و نیز فنوکریسیت های پلاژیوکلاز مشاهده می شود. فنوکریست (۴mm) و میکروفنوکریستال های آمفیبول با مقاطع عرضی و طولی، به صورت ائوهدرال تا ساب هدرال به کلریت، کلسیت، اپیدوت، اپاک و حتی به سربیسیت تجزیه شده (کلسیم و مینزیوم ازننگ دور می شود) و اسفن به خرج فروپاشی هورنبلند شکل گرفته است. فنوکریست های هورنبلند با پلوکروئیسیم سبز کم رنگ حدود ۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می دهند.

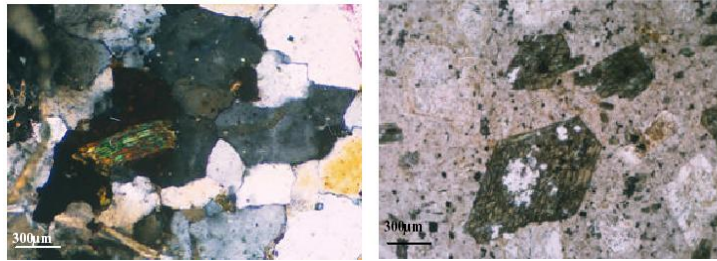
از دیگر موارد مشاهده شده در این مقاطع، حضور فنوکریستالهای پیروکسن به صورت کمیاب و پراکنده می باشد که اکثراً اورالیتی شده اند.

بیوتیت های اولیه و ماگمایی در اثر محلولهای سیلیسی ناپایدار شده و آثار کلریتی شدن و یا سربیسیتی شدن به همراه حضور اپاک در امتداد کلیواژهای آنها به چشم می خورد. بیوتیت های ثانویه (هیدروترمالی) با پلوکروئیسیم غیرعادی و رنگ قهوه ای روشن به صورت جایگزین آمفیبول (فلس های کوچک و ریز که جایگزین هورنبلند شده اند) و یا به صورت بیوتیت های مستقل و آمیبی شکل و به صورت درشت بلورهای تکه تکه همراه با کانی های دیگر به صورت پراکنده در مقاطع به چشم می خورند

دیوریت کوارتزار به رنگ خاکستری روشن دیده می شود و بعد از دیوریت ها در منطقه تشکیل شده است. بافت آنها تا حدودی گرانولار بوده و حاوی بلورهای درشت پلاژیوکلاز، آمفیبول، کوارتز به همراه تورمالین (شاهرخ، ۱۳۷۵)، اسفن و اپاک می باشد.

---

<sup>۳</sup> Shelly

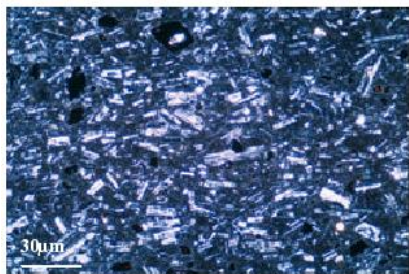


شکل ۳-۱: مقطع عرضی یک فنوکریست آمفیبول

شکل ۳-۲: بیوتیت سبز همراه با کوارتزهای دانه ای ناشی از محلولهای هیدرترمال در آندزیت دگرسان شده

### ۳-۳) آندزیت بازالتی:

گدازه های آندزیت بازالتی به صورت میان لایه و پراکنده در سنگ های آذرآواری به چشم می خورند. در نمونه دستی خاکستری تیره متمایل به قهوه ای هستند و به صورت گدازه و همچنین به صورت قطعات لیتیک در برش ها دیده می شوند. بافت آنها جریانی، میکرولیتیک پورفیریک تا هیالومیکرولیتیک پورفیریک می باشد. بلورهای پلاژیوکلاز به صورت فنوکریستال درخمیره ریز بلور شامل میکرولیت های پلاژیوکلاز قرار دارد. بلورهای میکرولیتی پلاژیوکلاز به صورت خودشکل و کشیده می باشد که حالت ساب و لکانیک بودن این سنگها را تایید می کند. الیوین درمقادیر کم (حدود ۵ درصد) و به صورت پزویدمورف به کلسیت و ایدنگزیت تبدیل شده اند و به صورت پراکنده درمقاطع به چشم می خورد. فنوکریست های پیروکسن به صورت شکل دار با برجستگی متوسط و به صورت منفرد و یا گلومروپورفیریکم و بیش در این مقاطع قابل مشاهده می باشد. این کانی گاهی کاملاً سالم و گاهی به کلی جای خود را به کانی های ثانویه داده است. بلورهای نیمه شکل آمفیبول (هورنبلند) گاهی به دلیل خارج شدن از محدوده پایداری آمفیبول ها در زمان فوران گدازه ها حاشیه سوخته پیدا کرده اند. اکسید آهن در این گدازه ها فراوان می باشد که نشان از محیطی کم عمق در زمان تشکیل این گدازه ها می باشد. اپاک ها حاصل دگرسانی بلورهای فرومنیزین بوده و به صورت پراکنده در مقطع به چشم می خورند. کانی های ثانویه شامل کلسیت، کلریت، اپیدوت و کوارتز می باشند.



شکل ۳-۳: بافت میکرولیتی در گدازه آندزیت بازالتی

### ۳-۴) هورنبلند آندزیت - کوارتز آندزیت:

سنگ‌های آتشفشانی نئوژن منطقه مورد مطالعه اکثراً دارای ترکیب حدواسط بوده و بیشتر حجم سنگ‌های آتشفشانی منطقه را آندزیت به خود اختصاص داده است. به طوریکه سایر سنگ‌های آتشفشانی به حالت پراکنده و میان لایه در پیکره آندزیتی آتشفشان نئوژن قرار گرفته اند. در بررسی‌های میکروسکوپی آندزیت‌ها به صورت گدازه و توف دیده می‌شوند. توف‌ها نتیجه طبیعت انفجاری ماگمای آندزیتی است. این مجموعه آتشفشانی (آندزیت تا کوارتز آندزیت) گاه به صورت منشورهای آندزیتی در منطقه مشاهده می‌شوند. این سنگ‌ها گاه از لحاظ مدال ترکیب داسیتی نشان می‌دهند ولی از لحاظ شیمی آندزیت تا کوارتز آندزیت می‌باشند. بافت آنها اکثراً پورفیری فلسیتی تا میکرولیتی پورفیری می‌باشد. حواشی این توده‌ها به دلیل انجماد سریع، دارای بافت ریزدانه تر و رنگ تیره تری نسبت به مرکز توده می‌باشند. پلاژیوکلاز که فراوان‌ترین کانی این سنگها است (۲۵-۳۵ درصد سنگ) به صورت درشت بلورهای ائوهدرال تا ساب هدرال (ماکزیمم اندازه ۵mm) و یا به صورت میکروفنوکریست و میکرولیت در زمینه مشاهده می‌شوند. این کانی دارای ساختمان منطقه‌ای مشخص، ماکل پلی سنتتیک و گاهی با حاشیه یا مرکز غبارآلود می‌باشد. آمفیبول‌ها که بعد از پلاژیوکلاز، فراوان‌ترین کانی تشکیل دهنده این سنگ‌ها می‌باشند، با چند رنگی سبز یا قهوه‌ای، شکلدار تا نیمه شکل دار با مقاطع طولی و عرضی فراوان و با ماکل ساده یا رگه‌ای در سنگ مشخص می‌شوند. این کانی ۱۵ تا ۲۵ درصد بلورهای سنگ را به خود اختصاص می‌دهد و اندازه آن گاهی به ۵ - ۴ میلی‌متر می‌رسد. گاهی در آمفیبول‌ها اثری از تجزیه به کلسیت، کلریت، اپیدوت و اپاک به چشم می‌خورد. بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه به صورت فنوکریست‌های درشت، با چند رنگی قهوه‌ای و با ماکل مکانیکی واضح که نشان از عملکرد فشارهای تکتونیکی یا فشارناشی از بالا آمدن

توده می باشد و باعث انحنای روی سطوح کلیواژ بیوتیت شده است، در مقاطع به چشم می خورند. کوارتز در زمینه ریز دانه فلسیتی به میزان فراوان حضور دارد ولی گاهی به صورت درشت بلورهای بی شکل با حاشیه خلیج خورده در متن سنگ به چشم می خورد.

# فصل چهارم

## ژئوشیمی سنگ‌های آذرین

۴-۱) مقدمه:

برای بررسی تغییر و تحولات فازهای ماگمایی در منطقه و شناخت ترکیب شیمیایی اولیه ماگما و شناسایی نوع سری ماگمایی حاکم بر منطقه از آنالیزهای شیمیایی سنگ‌ها استفاده می‌شود. برای طبقه بندی ژئوشیمیایی سنگ‌ها، تشخیص نوع ماگما و تعیین محیط تکتونیکی از نمودارهای مختلف استفاده شد که در ادامه این مبحث آورده شده است. به این منظور تعدادی نمونه سنگی از کل منطقه مورد مطالعه مورد آنالیز XRF (اکسیدهای عناصر اصلی)، ICP-MS (عناصر فرعی و نادر) و همچنین آنالیز ایزوتوپ استرانسیوم قرار گرفت که نتایج آنها در جدول ۱ ملاحظه می‌گردد.

## ۴-۲) طبقه بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های آتشفشانی:

۴-۲-۱) نمودار TAS (مجموع آلکالی - سیلیس)، نمودار کاتیونی جنسن<sup>۴</sup> (۱۹۷۶) و نمودار R<sub>1</sub>-R<sub>2</sub>: نمودار مجموع آلکالی - سیلیس یکی از مفیدترین روش‌های طبقه بندی موجود برای سنگ‌های آتشفشانی خیلی معمول و دگرسان نشده میباشد. همانگونه که در شکل ۹-۱ مشاهده می‌شود، نمونه‌ها در محدوده آندزی بازالت، آندزیت و داسیت واقع شده‌اند. از آنجا که این روش برای سنگ‌های غنی از پتاسیم و منیزیم نامناسب است و معمولاً برای سنگ‌های آتشفشانی هوازده، دگرسان شده و دگرگون شده به دلیل

---

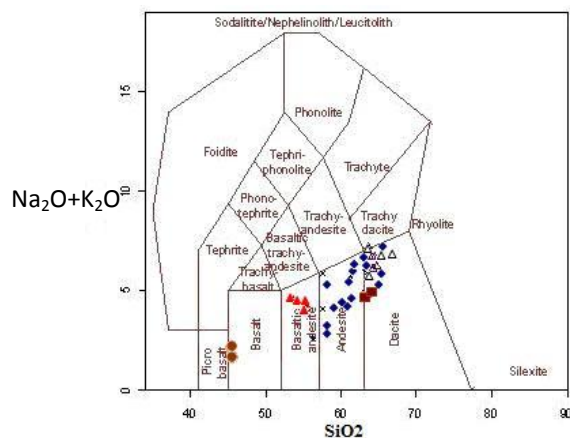
<sup>۴</sup> Jensen



تحرک آلكالی‌ها به كارنمی رود (كریم زاده ثمرین، ۱۳۸۱)، لذا از دیاگرام  $R_1R_2$  (دلارش<sup>۵</sup> و همكاران، ۱۹۸۰) (شكل ۹-۲) و همچنن دیاگرام كاتیونی جنسن در سال ۱۹۷۶ (شكل ۹-۳) كه روشی مناسب برای طبقه بندی سنگ های آتشفشانی كالكو آلكالن می باشد، استفاده گردید. نمونه های مورد بررسی در محدوده بازالت (انكلاو بازیك)، آندزیت و داسیت واقع شده اند.

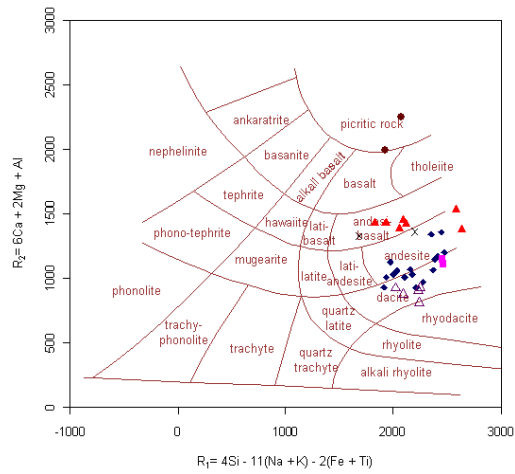
۴-۲-۲) دیاگرام A/CNK در مقابل  $SiO_2$  :

همانطور كه در این دیاگرام ملاحظه می گردد، نمونه ها اكثرًا در محدوده متآلومینه واقع شده اند. نمونه‌هایی كه متحمل آتراسیون‌هایی همچون پتاسيك و سریسیت شده اند و میزان K و Al در آنها بالا رفته است، در محدوده پرآلومین واقع شده اند. اصولاً سیالات متاسوماتیسم عناصر كلسیم، منیزیوم و آهن را بهتر کاهش می دهند تا عناصر آلومینیوم و تیتان را، لذا سنگ های متاسوماتیزه شده، طبیعت پرآلومینه پیدا می كنند.

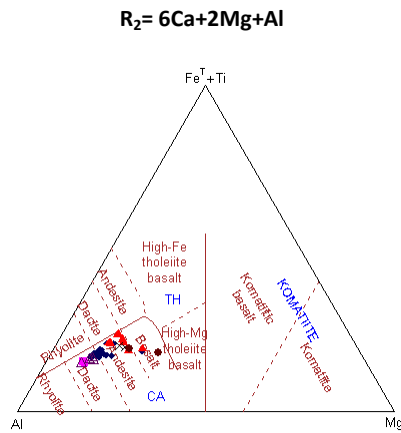


شكل ۴-۱: طبقه بندی ژئوشیمیایی و نامگذاری سنگ‌های آذرین مورد مطالعه با استفاده از نمودار مجموع آلكالی در مقابل سیلیس (میدل ماست<sup>۶</sup>، ۱۹۹۴) . ● انكلاو گابروی ، ▲ آندزی بازالت، ◆ آندزیت، × انكلاو آندزیتی، ▲ داسیت)

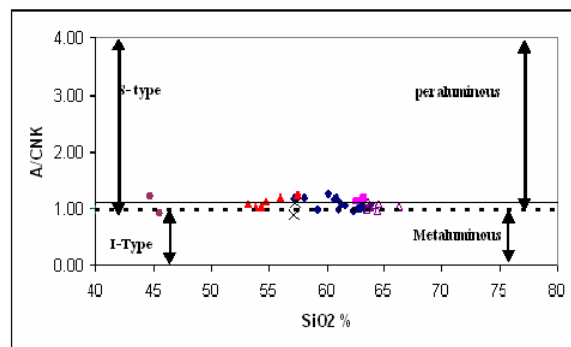
<sup>۵</sup> De la Roche  
<sup>۶</sup> Middlemost



شکل ۴-۲: طبقه بندی سنگ های آتشفشانی با استفاده از پارامترهای  $R_1$  و  $R_2$  (دلارش و همکاران، ۱۹۸۰)،  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$



شکل ۴-۳: طبقه بندی سنگ های آتشفشانی مورد مطالعه بر حسب درصد کاتیونی  $Al$ ،  $(Ti + Fe_{tot})$  و  $Mg$  (جنسن، ۱۹۷۶)



شکل ۴-۵: دیاگرام نسبت مولی  $A/CNK$  در مقابل  $SiO_2$  (دبون و لفورت، ۱۹۸۳)

۳-۴) تعیین نوع و خصوصیت سری ماگمایی:

در این مبحث سعی شده است که با استفاده از ویژگی های ژئوشیمیایی سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه و براساس یک سری شاخص ها، وابستگی و ارتباط این سنگ ها به یکی از سری های ماگمایی عمده به نمایش گذاشته می شود تا بتوان در مورد ویژگی های عمومی ماگمای مادر مجموعه بحث نمود. نمونه های مختلف در منطقه مورد مطالعه عمدتاً دارای  $A/CNK < 1$  می باشد (صرف نظر از نمونه های آلتره)، که از مشخصات مهم گرانیتوئیدهای نوع I کوردیلرایی محسوب می شود (چاپل و وایت، ۱۹۷۴). نوع کوردیلرایی فراوان ترین گروه سنگ های گرانیتوئیدی در حاشیه فعال قاره ای می باشد (میدل موس، ۱۹۸۵). نسبت  $K_2O/Na_2O$  برای سنگ های مختلف محاسبه شد. این نسبت بین ۰/۳ تا ۰/۸ برای سنگ های با  $SiO_2$  بین ۵۵-۶۴٪ می باشد. نسبت  $FeO+Fe_2O_3/MgO$  نیز برای این نمونه ها به دست آمد که بزرگتر از ۲ می باشد. این مقادیر مشابه مقادیر داده شده برای سنگ های ولکانیکی کالکوالکالن حاشیه قاره آند می باشد (جکس و وایت<sup>۸</sup>، ۱۹۷۲).

۱-۳-۴) دیاگرام  $SiO_2/K_2O$  (پسریلو و تایلور<sup>۹</sup>، ۱۹۷۶):

سنگهای آتشفشانی سریهای ساب آکالن بر اساس مقدار  $SiO_2$  و  $K_2O$  به طور جزئی تر تقسیم بندی شده اند. در این نمودار همانطور که ملاحظه می گردد، نمونه ها در محدوده سری پتاسیم پایین تا سری با پتاسیم بالا واقع شده اند که کم و بیش میتوان این مورد را به عملکرد آلتراسیون های رخ داده در منطقه نسبت داد که اثر آن در عناصر  $Rb$ ،  $Th$  و  $Ba$  نیز مشهود می باشد.

۲-۳-۴) دیاگرام  $Na_2O+K_2O/SiO_2$  و  $FeO^*/MgO/SiO_2$ :

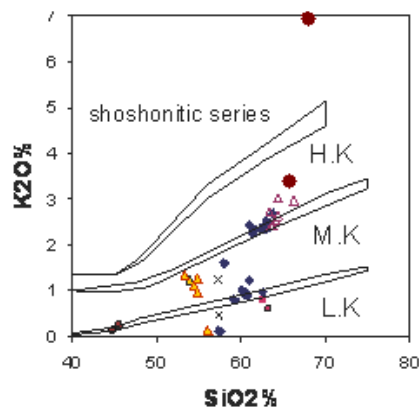
در نمودار مجموع آکالی - سیلیس، سنگ های آتشفشانی به دو سری ماگمایی اصلی تقسیم می شوند: سری آکالن و ساب آکالن. در نمودار (ایروین و باراگار<sup>۱۰</sup>، ۱۹۷۱) همانطور که ملاحظه می شود، تمام نمونه ها

<sup>۸</sup> Jackes & White

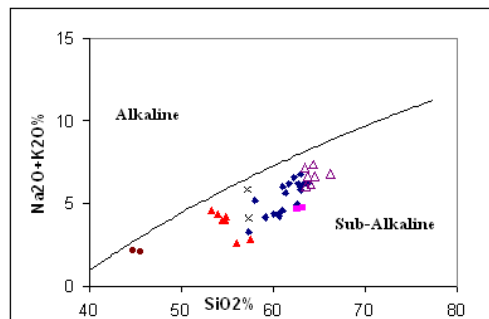
<sup>۹</sup> Peccerillo & Taylor

<sup>۱۰</sup> Irvin & Baragar

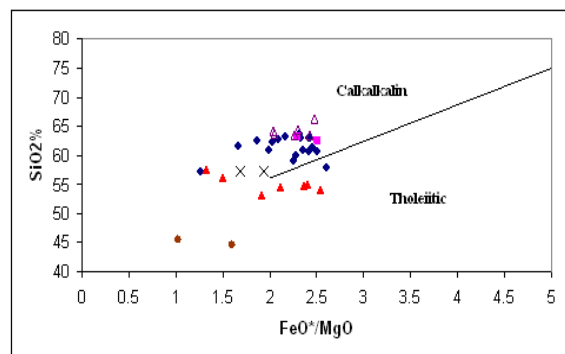
در محدوده ساب آلکان واقع شده اند. دیاگرام میاشیرو<sup>۱۱</sup> (۱۹۷۴) که برای جدا نمودن سری های ساب آلکان (تولیتی و کالکوالکان) به کار برده می شود، نشان دهنده کالکوالکان بودن ماگماتیسیم منطقه میباشد.



شکل ۴-۵: تقسیم بندی سنگهای مورد مطالعه با استفاده از نمودار  $K_2O/SiO_2$  (H.K: high potassic, M.K: medium potassic, L.K: low potassic)



شکل ۴-۶: دیاگرام  $Na_2O + K_2O/SiO_2$  جهت تشخیص سری های ماگمایی (ایروین و باراگار، ۱۹۷۱)



شکل ۴-۷: دیاگرام  $FeO^*/MgO/SiO_2$  جهت تشخیص سری کالکوالکان از تولیتی (میاشیرو، ۱۹۷۴)

<sup>۱۱</sup> Miyashiro

۴-۴) بررسی جایگاه تکتونیکی بر اساس داده های ژئوشیمیایی:

اصولا سنگ های ماگمایی مختلف به طور تصادفی و بی ربط در کنار یکدیگر قرار نمی گیرند. به عبارت دیگر در یک منطقه معین سنگ های به ظاهر مختلف از نظر ژئوشیمیایی، با هم و با رژیم تکتونیکی منطقه روابط شناخته شده و مشخصی دارند. در این رابطه الگوهای تجربی و طبیعی مختلفی وجود دارد که به کمک آنها می توان تا حدودی جایگاه تکتونیکی ماگمایی را مشخص نمود. به همین جهت در این مبحث از نمودارهای زیر استفاده شده است.

۴-۴-۱) نمودار متمایز کننده بر اساس  $Nb - Y$  و  $Rb - (Y + Nb)$ :

نمودار دو متغیره  $Nb$  و  $Y$  می تواند به سه محدوده تقسیم شود که در آنها گرانیت های پشته اقیانوسی<sup>۱۲</sup>، گرانیت های درون صفحه ای<sup>۱۳</sup> و گرانیت های قوس آتشفشانی<sup>۱۴</sup> همراه با گرانیت های همزمان با برخورد<sup>۱۵</sup> قرار می گیرند (پیرس<sup>۱۶</sup> و همکاران، ۱۹۸۴). همانگونه که ملاحظه می گردد جایگاه تکتونیکی نمونه های مورد مطالعه در قوس ولکانیکی می باشد (VAG) یعنی مربوط به منطقه فرورانش. نمودار دو متغیره  $Rb$  و  $Y + Nb$  به طور خیلی موثری گرانیت های همزمان با برخورد را از گرانیت های قوس آتشفشانی متمایز می سازد. در ضمن جدایش مشخصی بین گرانیت های درون صفحه ای و اقیانوسی در این نمودار وجود دارد.

۴-۴-۲) دیاگرام  $La/Yb$  در مقابل  $Th/Yb$  (کندی<sup>۱۷</sup>، ۱۹۸۹):

میزان بالای نسبت های  $Th/Yb$  هماهنگ با میزان بالای  $La/Yb$  در نمونه های مورد مطالعه با ماگما های قوس قاره ای مطابقت دارد.

<sup>۱۲</sup> ORG=Oceanic ridge granite

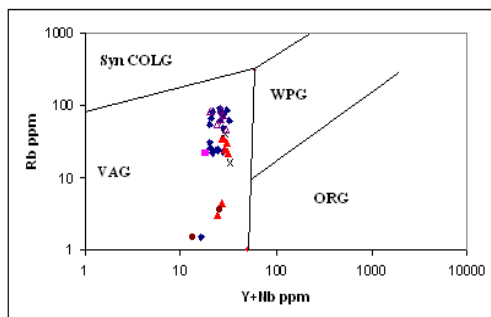
<sup>۱۳</sup> WPG=within plate granite

<sup>۱۴</sup> VAG=volcanic arc granite

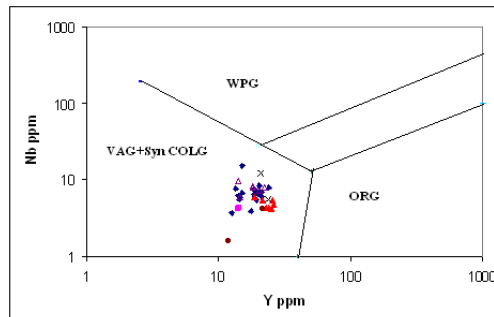
<sup>۱۵</sup> Syn COLG=syncolusion granite

<sup>۱۶</sup> Pearce

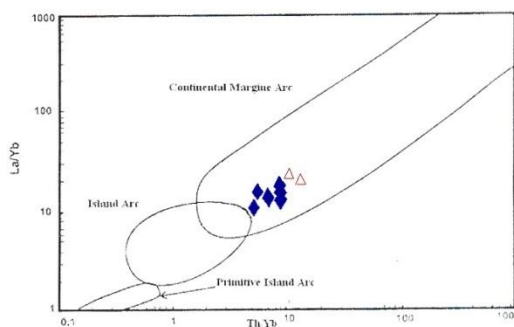
<sup>۱۷</sup> Condie



شکل ۴-۹: نمودار متمایز کننده گرانیتوئیدها براساس  $Rb - (Y + Nb)$  (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)



شکل ۴-۸: نمودار متمایز کننده گرانیتوئیدها براساس  $Nb - Y$  (پیرس و همکاران، ۱۹۸۴)



شکل ۴-۱۰: دیاگرام  $La/Yb$  درمقابل  $Th/Yb$  (کندی، ۱۹۸۹)

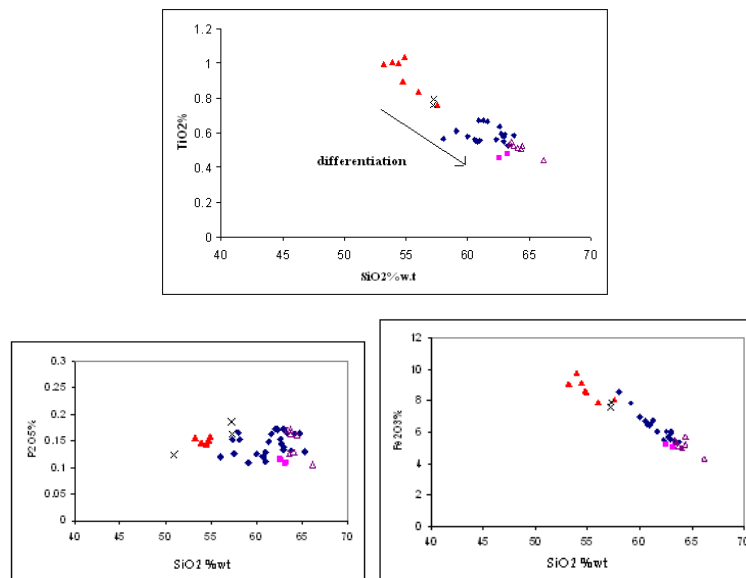
#### ۵-۴) بررسی شیمی ماگما:

دیاگرام های تغییرات شیمیایی برای آشکار ساختن اختلافات و روندهای تغییرات ترکیب شیمیایی موجود در میان یک سری خاص از سنگ ها که نتیجه ذوب بخشی یا تبلور بخشی و نیز اختلاط ماگمایی و پدیده های دیگری چون هضم و آلودگی پوسته ای می باشد، مناسب ترین ابزار به شمار می روند. از آنجا که این دیاگرام ها روابط پتروژنتیکی بین مجموعه ای از ترکیبات را مشخص می سازند می توان از آنها جهت تحلیل، تجزیه و تفسیر اطلاعاتی که از مقایسه و مقابله حجم عظیمی از نتایج تجزیه های شیمیایی به دست می آید، استفاده کرد. این دیاگرام ها را می توان به دلخواه براساس عناصر اصلی و کمیاب و یا ترکیبی از این عناصر ارائه کرد. در این پژوهش به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمی عناصر مختلف در سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه و با هدف شناخت فرایندهای تشکیل و تحول آنها در جریان تبلور، از دیاگرام های مختلف و همچنین

از الگوهای چون عناصر کمیاب نسبت به سیلیس و نیز اکسیدهای اصلی و عناصر کمیاب در برابر عناصر کمیاب دیگری که توسط آنها می توان در مورد فرایند های ذوب و تبلور بخشی حاکم بر ماگما اظهار نظر کرد، استفاده می شود. در میان نمونه های مورد مطالعه درصد وزنی سیلیس دارای دامنه ای از ۵۵ تا ۶۴ درصد می باشد. اکسید عناصر سدیم و پتاسیم با افزایش  $\text{SiO}_2$  افزایش نشان می دهند که نشان از رخداد تفریق می باشد (کریستالیزاسیون پیشرونده پلاژیوکلاز (با ترکیب بیشتر سدیک) و نیز فلدسپات پتاسیم). اکسید آلومینیوم با افزایش سیلیس از آندزی بازالت به سمت داسیت کاهش مختصری نشان می دهد ولی به طور کلی تغییرات این اکسید را به جدایش پلاژیوکلاز نسبت می دهند. اکسید عناصر کلسیم، منیزیم، منگنز و تیتان همگی با افزایش میزان  $\text{SiO}_2$  کاهش می یابند.  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  که معرف آهن کل ترکیبات مورد بررسی است به موازات افزایش سیلیس، کاهش نشان می دهد. این نکته می تواند معرف جدایش اکسیدهای آهن در مراحل اولیه تفریق ماگما در سری کالکوالکالن مربوطه باشد. اکسید تیتانیوم در طی تفریق، روند نزولی نشان می دهد و این کاهش به موازات افزایش سیلیس به صورت پیوسته می باشد. تیتانیوم در سنگ های آذرین اصولاً به صورت ایلمنیت حضور دارد و جانشین آلومینیوم در کوردیناسیون ۶ گردیده و در نتیجه در ساختار پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت اسیر می شوند. آنومالی منفی در تیتان، می تواند نشان دهنده تفریق فازهای حاوی تیتان (مگنتیت، هورنبلند، بیوتیت) باشد. ارتباط منفی  $\text{CaO}$  و  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$  در مقابل  $\text{SiO}_2$ ، تفریق کانی های فرومنیزین و کانی های غنی از کلسیم را در طول کریستالیزاسیون ماگما نشان میدهد (آمفیبول و همچنین کلینوپیروکسن مهمترین و مناسب ترین مورد برای این فرایند در منطقه مورد بررسی می باشند). کاهش میزان  $\text{TiO}_2$  طی تفریق، پایین بودن میزان تیتانیوم در سنگ ها که بین ۰/۴ تا ۱٪ در تغییر است، ارتباط مثبت بین  $\text{TiO}_2$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  و ارتباط منفی بین این اکسید و سیلیس از مشخصات ولکانیسم کالکوالکالن به شمار می رود (گیل<sup>۱۸</sup>، ۱۹۸۱). روندهای خطی مشاهده شده حکایت از آن دارد که سنگ های آتشفشانی منطقه محصول فرایند تفریق از طریق تبلور بخشی می باشند. افزایش در  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  و کاهش در  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$   $\text{P}_2\text{O}_5$  و میزان  $\text{Al}_2\text{O}_3$  در این مجموعه آذرین با تکامل آنها در طول فرایندهای

<sup>۱۸</sup> Gill

کریستالیزاسیون تفریقی سازگاری دارد. کریستالیزاسیون پلاژیوکلاز (در اتاق ماگمایی و یا در طول صعود ماگما) نقش مهمی در پروژنز این گرانیتوئیدها دارد. این موضوع همچنین توسط ارتباط منفی بین  $\text{SiO}_2$  و  $\text{CaO, Al}_2\text{O}_3$  حمایت می شود.



شکل ۴-۱۱: تغییرات عناصر  $\text{TiO}_2$ ،  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  و  $\text{P}_2\text{O}_5$  در مقابل  $\text{SiO}_2\%wt$

ارتباط مثبت  $\text{SiO}_2$  با  $\text{Rb, Ba, Th}$  و همچنین ارتباط منفی آن با  $\text{Co}$  با کریستالیزاسیون تفریقی تطابق دارد (نشان داده نشده). به دلیل جایگزینی یون  $\text{Co}^{3+}$  توسط آهن فرو که در اثر مشابهت شعاع یونی این دو عنصر صورت می گیرد و نیز خروج بخش عمده ای از عنصر کبالت موجود در ماگما در مراحل اولیه تبلور توسط ترکیبات منیزیم دار همچون پیروکسن و یا آمفیبول، فراوانی این عنصر از طرف ترکیبات بازیگ و حد واسط به سمت ترکیبات اسیدی با کاهش مواجه است. اندازه یونی استرانسیوم نشان می دهد که این عنصر می تواند هم جانشین کلسیم و هم جانشین پتاسیم شود، بدین ترتیب که درکانی های کلسیم دار به صورت پذیرفته شده و درکانی های پتاسیم دار به صورت اسیر شده، حضور می یابد (رولینسون<sup>۱۹</sup>، ۱۹۹۲). فرایند

<sup>۱۹</sup> Rollinson



غالب خارج کردن استرانسیوم از ماگما، پذیرفته شدن آن به جای کلسیم است. تغییرات نسبتا مشابه Sr با CaO در نمونه های مورد مطالعه نشان دهنده جانشینی Sr در ساختمان پلاژیوکلاز و همچنین هورنبلند می باشد. در حقیقت این عنصر به صورت سازگار عمل کرده و نشان دهنده نقش تفریق پلاژیوکلاز و هورنبلند در تشکیل این سنگ ها است.

مقدار باریوم در سنگ های آذرین مورد مطالعه از ۴۰ ppm در انکلاو بازیگ تا ۱۱۰۰ ppm تغییر می کند و روی هم رفته روندی افزایشی را در مقابل SiO<sub>2</sub> نشان میدهد. این عنصر جزء عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LIL) می باشد و بسیار متحرک و ناسازگار می باشد ( $Kd < 1$ ) و نمی تواند در سنگ های آذرین کانی مستقلی تشکیل دهد. مقدار این عنصر همواره طی تفریق ماگمایی افزایش می یابد و به همراه پتاسیم در فازهای پایانی وارد ساختمان آلکالی فلدسپاتها، بیوتیت و تا حدی هورنبلند می شود (فیلپاتس<sup>۲۰</sup>، ۱۹۹۰). در نمونه های مورد مطالعه تغییرات Ba شبیه K می باشد. مقدار Rb از ۲ ppm تا ۸۵ ppm تغییر کرده و مانند Ba تطابق مثبت با SiO<sub>2</sub> نشان می دهد. شیب این نمودار نشانگر افزایش این عنصر طی روند تفریق است. علت این پدیده این است که روییدیوم به صورت یک عنصر ناسازگار عمل کرده و طی فرایند تفریق تمایل به باقی ماندن در فاز سیال باقی مانده را دارد. روند افزایشی Rb با K<sub>2</sub>O می تواند نشان دهنده جانشینی این عنصر در ساختار بیوتیت باشد. الکترونگاتیویته هردو عنصر K و Rb مساوی ۰/۸ بوده و فراوانی متوسط روییدیوم در آندزیت های کالکوالکالن حاشیه فعال قاره ای (نوع آند) ۷۵/۴ ppm می باشد. نگاهی به نتایج آنالیز Rb در جدول ۹-۲ نشان دهنده بالا بودن میزان روییدیوم در حد میانگین ۵۰ تا ۹۰ ppm می باشد. مقدار Zr از ۶۰ ppm (انکلاو بازیگ) تا ۱۷۵ ppm در سنگ های اسیدی تغییر کرده و روندی نسبتا افزایشی در مقابل SiO<sub>2</sub> نشان می دهد. زیرکونیوم جزء عناصر لیتوفیل با بار یونی زیاد (HFS) و کم تحرک است و با  $Kd < 1$  جزء عناصر ناسازگار می باشد. به طور کلی مقدار این عنصر در نمونه های مورد مطالعه با پیشرفت روند تفریق کم و بیش افزایش نشان میدهد (نشان داده نشده).

---

<sup>۲۰</sup> Pilpotts

۴-۶) بررسی‌های پتروژنتیکی و منشاء ماگمای مادر:

اگر چه آندزیت‌ها و داسیتها غالباً در محیط‌های کوهزایی و فرورانش گسترش دارند، لیکن انواعی مانند ایسلندیت‌ها، آندزیت‌های اقیانوسی و ایسلندیت‌های جلگه‌ای به عنوان آندزیت‌های غیرکوهزایی شناخته می‌شوند که هنگام بررسی مجموعه‌ای از این سنگ‌ها تفکیک و بازشناخت این دو نوع آندزیت اولین گام به شمار می‌رود. ایسلندیت‌ها نسبت به آندزیت‌های کوهزایی بسیار ریز بلور بوده و دارای آلومین کمتر (میانگین = ۱۵٪) و نیز  $MnO$  و  $TiO_2$  و مجموع آهن کل خیلی بیشتر و مقادیر  $SiO_2$ ،  $K_2O$  و میزان  $Na_2O$  مشابهی می‌باشند. بر پایه این اختلافات یک روش اساسی و قاطع برای تمییز این دو نوع آندزیت استفاده از نسبت  $Al_2O_3/FeO+Fe_2O_3$  می‌باشد به طوری که این نسبت در آندزیت‌های کوهزایی بیشتر از ۲ و در ایسلندیت‌ها کمتر از ۲ می‌باشد (گیل، ۱۹۸۱). بر اساس این معیار تفکیک، نسبت فوق در آندزیت‌های شمال شرق اراک بین ۲ تا ۴ متغیر است و بنابراین جزء آندزیت‌های کوهزایی به شمار می‌روند. با توجه به شباهت عناصر اصلی و فرعی، ارتباط مثبت بین مقادیر  $TiO_2$  و  $P_2O_5$  و همچنین بازه وسیع تغییرات سیلیس (۵۵-۶۴٪)، این سنگ‌ها از نظر ژنتیکی به مجموعه‌های سنگ‌شناسی حواشی فعال قاره‌ای نزدیک می‌باشند.

۴-۶-۱) نمودارهای چند عنصری نرمالیز یا نمودارهای عناصر ناسازگار :

سنجش مقدار عناصر فرعی (عناصر کمیاب و کمیاب خاکی) بنیادهای نوینی را در زمینه بررسی مسائل تکتونوماگمایی در جایگاه‌هایی با دیدگاه‌های زمین‌شناسی مختلف جهان بنا نهاده است و سنجش عناصر فوق، نتایج جالبی را در تعیین خاستگاه سنگ‌ها به بار آورده است. برای این منظور، پژوهشگران مختلف، نمودارهایی را پیشنهاد نموده‌اند که به نمودارهای عنکبوتی شهرت یافته است که از این نمودارها می‌توان در حل مسائل تکتونوماگمایی سنگ‌های مختلف استفاده کرد.

۴-۶-۲) تفسیر نمودارهای عنکبوتی و چند عنصری برای سنگ‌های آذرین منطقه:

نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده برای مطالعه ژئوشیمیایی سنگهای منطقه به کار گرفته شد. ترتیب قرارگیری این عناصر در نمودار به صورتی است که عناصر با تحرک نسبی بیشتر ( $Sr, K, Rb, Ba$ ) در سمت چپ و بر

اساس افزایش ناسازگاری مرتب شده اند و عناصر غیر متحرک نیز از راست به چپ و براساس افزایش ناسازگاری مرتب شده اند. نمودارهای چند عنصری نسبت به نمودارهای REE دارای مخلوط ناهمگنی از انواع عناصر کمیاب هستند. لذا تعداد پستی و بلندی های بیشتری در آنها دیده می شود که نشانگر رفتار متفاوت گروه های مختلف عناصر کمیاب است. برای مثال عناصر متحرک LIL و عناصر کم تحرک HFS رفتارهای متفاوتی دارند. عناصر LIL ای که خیلی متحرک هستند ممکن است توسط سیالات کنترل شوند ولی از آنجا که این عناصر در پوسته قاره ای تمرکز یافته اند، ممکن است غلظت زیاد آنها در ماگما نشانگر آرایش پوسته ای باشد. آلتراسیون گوشته ای و آلودگی پوسته ای طی صعود ماگما به سطح زمین، از مهمترین عوامل در غنی شدگی عناصر LIL در مقایسه با HFS در ماگماهای قوسی به شمار می آیند (لیتوینسکی و همکاران، ۲۰۰۲). مک کولچ و گامبل<sup>۲۱</sup> در سال ۱۹۹۱ با بررسی شواهد تجربی نشان دادند که از دهیدراته شدن لیتوسفر اقیانوسی فرورانده، سیالات آبداری به وجود می آیند که باعث انتقال عناصر LIL به منبع اصلی ذوب می گردند. بدین ترتیب گوه گوشته ای در بالای تخته فرورانش به علت آلتراسیون سیالات آبدار از عناصر LIL غنی خواهند شد. اما عنصری چون تیتان به علت آنکه حلالیت نسبتا کمی در اینگونه سیالات دارند، به صورت نسبتا سازگار عمل نموده و در ماده باقی مانده که به صورت روتیل، اسفن و ایلمنیت می باشد، حفظ می شود. در این صورت اگر روتیل و اسفن در مخازن ذوب شده پس از تولید ماگما باقی بمانند، مواد مذاب اولیه ای که از یک چنین مخزنی حاصل می شوند، آنومالی منفی بارز Ti را نشان می دهند. Nb به دلیل پتانسیل یونی بالایی که دارد در سیالات آبدار حاصل از دهیدراسیون لیتوسفر اقیانوسی فرورانده شده شرکت نمی کند پس تمرکز آن پایین می باشد (پیرس و گیل<sup>۲۲</sup>، ۱۹۷۷) و این نشانه ای از ماگماتیسیم مربوط به قوس می باشد. تهی شدگی Ti-Nb به جدایش کانی های تیتان دار نیز (نظیر اسفن، ایلمنیت و روتیل) مرتبط می باشد. از سوی دیگر برخی محققین نظیر ادواردز<sup>۲۳</sup> و همکاران (۱۹۹۴) تهی شدگی مذکور را به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن ماگماهای زون فرورانش مرتبط دانسته اند. زیرا در شرایطی که فوگاسیته اکسیژن بالا باشد،

---

<sup>۲۱</sup> Mc Culloch & Gamble  
<sup>۲۲</sup> Pearce & Gale  
<sup>۲۳</sup> Edwards

دمای بیشتری برای ذوب کانی های تیتان دار نیاز است. به عقیده یونوف و هافمن<sup>۲۴</sup> (۱۹۹۵) آمفیبول یکی از کانی های مهمی است که درگوشته، میزبان **Nb** می باشد و لذا شکل گیری آنومالی منفی مذکور می تواند توسط آمفیبول کنترل می گردد. از طرفی آنومالی منفی **Nb** شاخص سنگهای قاره ای است و به عنوان مشخص کننده حضور پوسته در فرایندهای ماگمایی می باشد (لن<sup>۲۵</sup> و همکاران، ۱۹۹۶). همچنین همانگونه که ذکر شد، غنی شدگی **LILE** همراه با تهی شدگی **Ti** و **Nb, Ta** می تواند به یک منشاء گوشته ای لیتوسفریک هتروژن نسبت داده شود که توسط فرایندهای سابداکشن غنی شده است (دستال<sup>۲۶</sup> و همکاران، ۲۰۰۱). با این تفاسیری توان ذکر کرد که تهی شدگی نمونه های مورد مطالعه از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند **Ti, P, Nb** و زیرکونیوم را می توان به حضور ماگماتیسیم مرتبط با زون فرورانش و حضور یک منشاء گوشته ای متاسوماتیز و غنی شده توسط فرایندهای سابداکشن و از طرفی به حضور آمفیبول و نیز بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگما منسوب دانست. مطالعات متعدد بر روی سنگ های ولکانیکی سنوزوئیک در زون ولکانیکی آند نشان داده است که **REE** ها عوامل قدرتمندی برای نشان دادن عمق ذوب یا تفریق ماگماهای مربوط به قوس (**Arc**) می باشند (کی<sup>۲۷</sup> و همکاران، ۱۹۹۹). در زیر عمق ۳۰-۴۵ کیلومتر، گارنت می تواند یک فاز باقی مانده مهم باشد و ماگماهایی که در این عمق تفریق می یابند، می توانند تهی شدگی شدیدی در **HREE** نشان دهند. در مقایسه، تفریق آمفیبول می تواند تنها باعث تهی شدگی بیشتری در **MREE** (از **Sm** تا **Ho**) شود (هورنبلند ترجیجا **MREE** ها را در خود نگه می دارد). الگوی **REE** در شکل (۹-۲۵) نشان دهنده رخداد تفریق متوسط در **LREE/HREE** می باشد که از **MREE** به سمت **HREE** پروفیل کمی مسطح شده است. چنین الگویی نقش مهم هورنبلند را نشان می دهد. مطالعات تجربی بر روی ماگماهای کالکوالکالن اشباع از آب (گرو<sup>۲۸</sup> و همکاران، ۲۰۰۳) نشان داده است که آمفیبول کلسیک، فاز فرومیزین

---

<sup>۲۴</sup> Ionov & Hoffmann

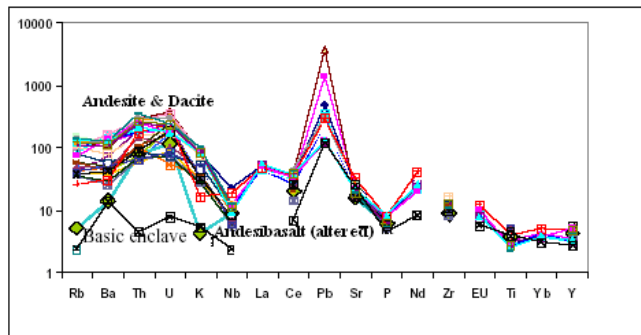
<sup>۲۵</sup> Lan

<sup>۲۶</sup> Dostal

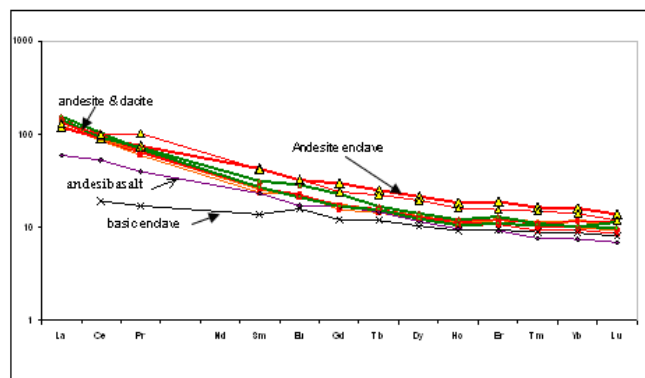
<sup>۲۷</sup> Kay

<sup>۲۸</sup> Grove

اصلی درغیاب یوین است. البته بر خلاف یوین، آمفیبول در تمام طول مدت کریستالیزاسیون از سمت آندزی بازالت به سمت داسیت در مذاب حضور دارد.



شکل ۴-۱۲: فراوانی عناصر کمیاب در سنگ های آذرین منطقه مورد مطالعه که به میانگین ترکیب گوشته نرمالیز شده است. (مقادیر نرمالیز شده از مک دونالد و سان (۱۹۹۵))



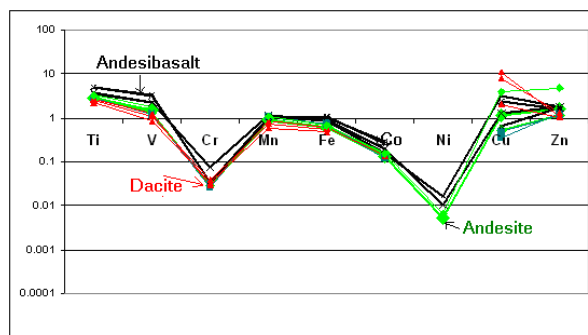
شکل ۴-۱۳: الگوی REE نرمالیز شده نسبت به کندریت در سنگ های آذرین مورد مطالعه

الگوهای REE توسط غنی شدگی در LREE ( $La_N/Yb_N=7-23$ ) و با آنومالی منفی بسیار کم یا بدون آنومالی Eu ( $Eu/Eu^{*29}=0/8-1/1$ ) مشخص می شود. به طور معمول، آنومالی منفی یوروپوم به دلیل کریستالیزاسیون تفریقی پلاژیوکلاز (با ترکیب بیشتر کلسیک) می باشد (هندرسون، ۱۹۸۴). با این وجود فقدان آنومالی Eu می تواند با بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در سنگ های ناحیه مرتبط باشد. زیرا در شرایط با فوگاسیته بالای اکسیژن، یوروپوم بیشتر به صورت  $Eu^{3+}$  حضور خواهد داشت و لذا میزان کمتری از  $Eu^{2+}$

$$Eu/Eu^{*29} = \frac{Eu_N}{\sqrt{Sm_N * Gd_N}}$$

برای حضور در پلاژیوکلاز در دسترس خواهد بود. از سوی دیگر تبلور همزمان آمفیبول و پلاژیوکلاز در سنگ های اسیدی و تبلور همزمان کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز در سنگ های بازیک تر نیز می تواند سبب حذف آنومالی **Eu** شود، زیرا آمفیبول و کلینوپیروکسن دارای آنومالی منفی **Eu** و پلاژیوکلاز واجد آنومالی مثبت **Eu** می باشد. حضور کانی های مذکور در کنار یکدیگر منجر به تعدیل آنومالی **Eu** خواهد شد (مارتین، ۳۰، ۱۹۹۹).

میزان عناصر حدواسط در طول تفریق کاهش می یابد. آنومالی های منفی **Cr** و **Ni** از سمت آندزی بازالت به سمت داسیت عمیق تر می شود که ویژگی مربوط به تکامل مرتبط با قوس کالکوآلکالن است. همانگونه که ذکر شد با تکامل از آندزی بازالت به سمت آندزیت و داسیت با افزایش در **LILE**، **LREE** و تعدادی از **HFSE** ها و از طرفی با کاهش در میزان عناصر واسطه (**Cr, Ni, V, Co**) روبه رو هستیم. در حقیقت در مقایسه با اکثر لاواهای موجود در منطقه، آندزی بازالت ها توسط نسبت پایین **La/Sm** و **La/Yb** مشخص می شوند (به ترتیب برابر ۴ و ۱۰). در طول کریستالیزاسیون تفریقی تمرکز کل **REE** ها عموماً افزایش می یابد ولی شکل الگوی **REE** ها اساساً تغییر نمی کند. لذا تمرکز پایین تر **REE** ها در آندزی بازالت ها نسبت به سنگ های بیشتر تکامل یافته (آندزیت و داسیت) را می توان با کریستالیزاسیون تفریقی توجیه نمود.



شکل ۴-۱۴: الگوی عناصر واسطه نرمالیزشده نسبت به ترکیب پیرولیت در سنگ های آذرین مورد مطالعه (مکدونالد و سان، ۱۹۹۵).

۴-۶-۳) ایزوتوپ ناپایدار استرانسیوم:

برای اظهار نظر قاطع در مورد منشاء سنگهای آذرین مورد مطالعه انجام آزمایشات ایزوتوپی ضروری می باشد. بررسی های ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در تعداد محدودی از سنگ های منطقه مورد بررسی انجام گرفت (جدول ۹-۹). از نظر ایزوتوپی نمونه های مورد مطالعه گستره نسبتا باریکی از مقادیر ایزوتوپ Sr را نشان می دهند (۰/۷۰۵-۰/۷۰۷) که با توجه به مطالعات صورت گرفته بر روی نمونه های متعدد در سراسر جهان این میزان از مقادیر ایزوتوپی، در گستره مقادیر ایزوتوپ استرانسیوم مربوط به منشاء گوشته ای غنی و متاسوماتیز شده<sup>۳۱</sup> قرار می گیرد. متاسوماتیسم و آلتراسیون گوشته تحت تاثیر فرایندهای سابدکشن (آب زدایی صفحه اقیانوسی فرورانده که باعث ایجاد ماگمای کالکوالکالن می شود) و همچنین توسط میزان کمی آلودگی پوسته ای رخ می دهد. آلتراسیون گوشته ای و آلودگی پوسته ای طی صعود ماگما به سطح زمین همانگونه که از نمودارهای عنکبوتی مربوط به نمونه های مورد مطالعه برمی آید، از عوامل مهم در غنی شدگی عناصر LIL در مقایسه با HFS در ماگماهای قوسی به شمار می آیند. همچنین مقدار محاسبه شده Th/U برای سنگ های منطقه مورد مطالعه (۳/۲±۰/۹) نزدیک به مقدار این نسبت در پیرولیت (۳/۵) (مک دونالد و سان، ۱۹۹۵) و نشان دهنده منشاء لیتوسفر گوشته ای برای ماگمای والد این سنگ ها می باشد. همگی نمونه های مورد بررسی دارای مقادیر  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  اولیه نسبتا مشابهی هستند و این مقادیر در سنگ های حدواسط و اسیدی نسبت به سنگ های بازیک افزایش قابل توجهی نشان نمی دهد که پیشنهاد می کند همگی نمونه ها مربوط به یک منشاء می باشند. در مورد ماگماهای قوسی جهت تعیین میزان آلودگی ماگمای اولیه توسط مواد پوسته ای میتوان از غنی شدگی عناصری با ماهیت پوسته ای و تحرک کم در شرایط هیدروترمالی مانند Th و U بهره مند گردید. لذا برای مثال می توان از مقایسه رفتار Th در مقابل  $1/\text{Yb}$  کمک گرفت. بر اساس این دیاگرام، سنگ های با آلودگی پوسته ای، در میزان بالای Th قرار می گیرند (ریچارد<sup>۳۲</sup>، ۲۰۰۲). اکثریت نمونه ها دارای میزان Th بیشتر از 10 ppm می باشند. این نتایج نشان می دهد که آلودگی پوسته ای تا حدودی (نه

5120-0/5122)/704-0/706) (Low Nd=0/0=<sup>۳۱</sup> EMI: Enriched Mantle (Sr ratio

<sup>۳۲</sup> Richards

به میزان زیاد) روی این سکانس آذرین تاثیرگذار بوده است. ارتباط کم و بیش مثبت (البته نه چندان واضح) بین نسبت های ایزوتوپی  $Sr$  و  $Ba/U$  (شکل ۹-۳۰) پیشنهاد می کند که آلودگی پوسته ای کم و بیش در تشکیل این سنگ های آذرین نقش داشته است. این ارتباطات نشان می دهد که سنگ های منطقه مورد مطالعه توسط ترکیبی از کریستالیزاسیون تفریقی و میزان کمی از آلودگی پوسته ای تشکیل شده اند. گیل در سال ۱۹۸۱ بر اساس بررسی های ایزوتوپی آندزیت ها نتیجه گرفت که نسبت های  $Sr$  و  $Nd, Pb$  در اکثر آندزیت های کوهزایی حاکی از این است که ماگماهای این سنگ ها از دو منشأ گوشته و پوسته سیال حاصل شده اند و اگر تمام شواهد هم دال بر منشأ گوشته ای برای آندزیتها باشد، نباید تاثیر آرایش پوسته قاره ای را از نظر دور داشت. در این رابطه هارمون<sup>۳۳</sup> (۱۹۸۴) نسبت های بالای استرانسیوم رادیوژنیک آندزیت های عهد حاضر شمال شیلی (۰/۷۰۵۶-۰/۷۱۴۳) را با آندزیت های عهد حاضر اکوادور (۰/۷۰۴۲) مقایسه نموده و نتیجه گرفتند که در شمال شیلی که پوسته ۷۰ کیلومتر ضخامت دارد، آرایش ماگمای آندزیتی با مواد پوسته ای بیشتر از اکوادور می باشد که پوسته ضخامت کمتری (تقریباً ۴۰ کیلومتر) دارد. ضخامت پوسته نیز در منطقه مورد مطالعه (قسمت مرکزی ایران) توسط دهقانی و ماکریس (۱۹۷۱) محاسبه شده است. براساس این بررسی ها، آنها در قسمت مرکزی ایران مقادیر آنومالی گرانشی را ۱۵۰- میلی گال و ضخامت پوسته را بین ۴۰ تا ۴۲ کیلومتر محاسبه کردند. لذا احتمال تاثیر آلودگی پوسته ای در منطقه مورد مطالعه را نباید از نظر دور نگه داشت.

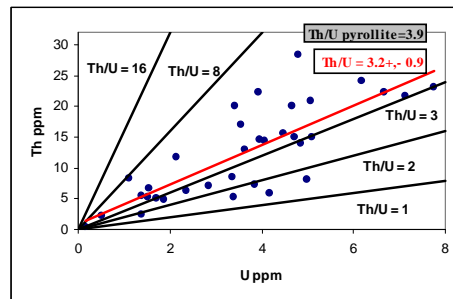
---

<sup>۳۳</sup> Harmon



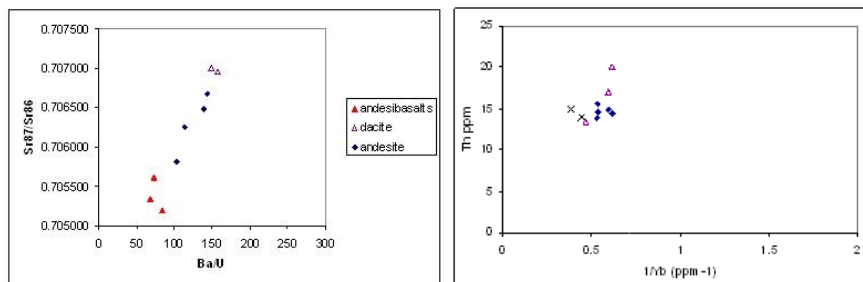
جدول ۴-۱: نتایج آنالیز ایزوتوپی  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در تعدادی از نمونه های مورد مطالعه

|                 | samples                 | $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial |
|-----------------|-------------------------|---|
| Gabbro enclaves | 2II (Enclave)           | 0/707473923                             |
|                 | A. Enc2                 | 0/706832452                             |
| Andesibasalts   | S4                      | 0/705159911                             |
|                 | S1                      | 0/705292202                             |
| Andesites       | IM                      | 0/707016872                             |
|                 | IR                      | 0/707115197                             |
|                 | Spd <sub>2</sub> (dyke) | 0/706618299                             |
|                 | 4II.cen                 | 0/706773907                             |
| Dacites         | 5                       | 0/706887078                             |
|                 | C3                      | 0/706919788                             |



شکل ۴-۱۵: دیاگرام دوتایی  $\text{Th/U}$  برای نمونه های مورد مطالعه.

مقدار  $\text{Th/U}$  پیرولیت از یک دونالد و سان، ۱۹۹۵ می باشد.



شکل ۴-۱۶: نمایش  $\text{Th}$  در مقابل  $1/\text{Yb}$  جهت تعیین میزان آلودگی ماگمای اولیه توسط مواد پوسته ای

شکل ۴-۱۷: دیاگرام  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  در مقابل  $\text{Ba/U}$

# فصل پنجم

### نتیجه گیری:

نتایج حاصل از بررسی های سنگ شناسی - ژئوشیمیایی منطقه مورد مطالعه را می توان به صورت زیر ارائه نمود: منطقه مورد مطالعه در نوار ماگمایی ارومیه - دختر واقع شده است. توده های آندزیتی و سنگ های آذرآواری در این منطقه، میزبان توده های ولکانیک و ساب ولکانیک با ترکیب حدواسط تا اسیدی می باشند. توده های اخیر تحت تاثیر محلولهای هیدروترمال، دچار آلتراسیون و کانه زایی شده اند. در کل مجموعه سنگ های آذرین موجود در منطقه شامل آندزیت بازالتی، آندزیت (هورنبلند آندزیت، پیروکسن آندزیت)، دیوریت - کوارتز دیوریت پورفیری و داسیت پورفیری می باشد.

ولکانیک های نئوژن منطقه مورد مطالعه اکثرا دارای ترکیب حدواسط بوده و لذا بیشتر حجم سنگ های آتشفشانی منطقه را آندزیت به خود اختصاص داده است و سنگ های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالتی به صورت میان لایه و پراکنده در پیکره آندزیتی آتشفشانی نئوژن قرار گرفته اند.

سنگ های آذرین مورد مطالعه دارای ماهیت ژئوشیمیایی کالکوالکالن با میزان پتاسیم کم تا زیاد بوده و از لحاظ تکتونوماگمایی در محیط فرورانش حاشیه فعال قاره ای تشکیل شده اند.

افزایش اکسید سدیم و پتاسیم و کاهش میزان اکسید فسفر، منگنز، منیزیوم، کلسیم، آهن، تیتان و آلومینیوم در این مجموعه آذرین با تکامل آنها در طول فرایندهای کریستالیزاسیون تفریقی سازگاری دارد. توجه به دیگرام های هارکر و سیر تدریجی و پیوسته تغییرات، خویشاوندی و تفریق و تبلور از یک ماگمای والد اولیه و مشترک را نشان می دهد.

تهی شدگی نمونه های مورد مطالعه از عناصر ناسازگار با پتانسیل یونی بالا مانند  $Zr$  و  $Nb, Pt, Ti$  را می توان به حضور ماگماتیسیم مرتبط با زون فرورانش و حضور یک منشاء گوشته ای متاسوماتیز و غنی شده توسط فرایندهای سابداکشن و از طرفی به حضور آمفیبول و بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگما منسوب دانست.

آنومالی منفی  $Ti, P, Nb$  و غنی شدگی از  $Th, U, LREE, Pb, Rb, Sr, Ba, LILE$  در این منطقه و روند تقریباً موازی درالگوی  $HREE, REE$  نسبتاً مسطح و غنی شدگی  $LREE$  درمقایسه با  $HFS$  نشان می دهد که ماگمای منطقه نشانه هایی از ماگماهای مربوط به زون سابداکشن و برخاسته از گوشته (I-Type) را با خود دارد. غنی شدگی  $LREE$  و فقدان آنومالی منفی  $Eu$  و نسبت  $La/Yb=15-20$  و  $Eu/Eu^* \approx 1$  نشان می دهد که هورنبلند از ماگما اشتقاق یافته است.

الگوهای  $REE$  توسط غنی شدگی در  $LREE$  و با آنومالی منفی بسیار مختصر یا بدون آنومالی  $Eu$  مشخص می شود. شیب منفی  $REE$  و غنی شدگی مشخص  $LREE$  نسبت به  $HREE$  از ویژگی ماگماهای کالکوالکالن بوده و مبین نرخ پایین ذوب بخشی درمنبع گوشته، پایداری فازهای فرعی باقی مانده مانند روتیل، زیرکن، اسفن درمنبع گوشته و درعین حال حضور گارنت در باقی مانده ذوب می باشد با تکامل از آندزی بازالت به سمت آندزیت و داسیت ها، افزایش  $LILE, LREE$  و کاهش میزان عناصر واسطه ( $Cr, Ni, Co, V$ ) مشاهده می شود. تمرکز پایین تر  $REE$  ها در آندزی بازالت ها نسبت به سنگ های بیشتر تکامل یافته را می توان با کریستالیزاسیون تفریقی توجیه نمود. چنین الگویی در عناصر  $REE$  و ترکیبات نسبتاً مافیک این لاواها پیشنهاد می کند که این مجموعه (به عنوان ماگمای والد) میزان محدودتری از تفریق را درمقایسه با دیگر ماگمای آندزیتی و داسیتی تجربه کرده است و لذا این لاواها به عنوان ماگمای والد مشتق از گوشته می توانند ماهیت عناصر کمیاب را بیشتر در خود حفظ نمایند.

سنگ های آذرین مورد بررسی دارای مقادیر  $^{87}Sr/^{86}Sr$  اولیه مشابهی هستند که پیشنهاد می کند همگی نمونه ها مربوط به یک منشاء می باشند. شباهت های نسبت های ایزوتوپی بین سنگ های تکامل یافته و آندزی بازالت های همراه و ارتباط کم و بیش مثبت بین این نسبت های ایزوتوپی با  $SiO_2$  و ارتباط منفی آن با  $MgO$  توسط

کریستالیزاسیون تفریقی قابل توجیه می باشد و بیانگر ارتباط ژنتیکی نمونه ها با یکدیگر است. تفاوت های مختصری هم که بین این نسبت های ایزوتوپی وجود دارد ممکن است تا حدی مربوط به هتروژن بودن منشاء ماگما و تا حدی هم مربوط به آلودگی پوسته ای باشد.

## منابع:

- ۱- آسیابانها، ع.، ۱۳۷۴، بررسی میکروسکوپی سنگ های آذرین و دگرگونی، ترجمه، تالیف دیوید شلی، انتشارات دانشگاه بین المللی امام خمینی، ۶۳۰ صفحه.
- ۲- آیتی، ف، نقره ثیان، م.، اسدی، ه.، خلیلی، م و ترابی، ق.، ۱۳۸۵، ژئوترموبارومتری ساب ولکانیک ها در محدوده اندیس مس طلای دالی (اراک)، مجموعه مقالات بیست و پنجمین گردهمایی علوم زمین.
- ۳- آیتی، ف.، اسدی، ه.، نقره ثیان، م. و خلیلی، م.، ۱۳۸۷، گزارش مقدماتی از اکتشاف مس پورفیری در استان مرکزی، مجله علمی - پژوهشی دانشگاه اصفهان، در حال چاپ.
- ۴- اسدی، ه.، ۱۳۸۷، اکتشاف مرحله دوم اندیس مس - طلای دالی، گزارش داخلی شرکت درسا پرداز.
- ۵- امامی، م.، ۱۳۷۱، شرح نقشه زمین شناسی چهارگوش قم، مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، انتشارات سازمان زمین شناسی کشور.
- ۶- سجودی کیسمی، ح.، ۱۳۷۲، بررسی زمین شناسی و پترولوژی سنگ های آذرین جنوب قم، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران
- ۷- شاهرخ، ج.، ۱۳۷۵، پترولوژی و پتروژنز سنگ های آتشفشانی نوژن منطقه سلفچگان - آشتیان، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- ۸- شهاب پور، ج.، ۱۳۸۰، زمین شناسی اقتصادی، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۵۴۳ صفحه.
- ۹- کریم پور، م. ح.، ۱۳۷۴، زمین شناسی اقتصادی کاربردی، انتشارات نشر مشهد و نشر صالح، ۴۲۲ صفحه.
- ۱۰- کریم زاده ثمرین، ع.، ۱۳۸۱، کاربرد داده های ژئوشیمیای، تالیف هاگ رولینسون، انتشارات دانشگاه تبریز، ۵۵۷ صفحه.
- ۱۱- کنعانیان، ع.، نظری وانانی، م. و الیاسی، م.، ۱۳۸۵، بررسی نحوه جایگزینی توده کوارتز دیوریتی سلفچگان بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی، مجله علوم دانشگاه تهران، جلد ۳۲، شماره ۲، صفحه ۹۰-۸۱.
- ۱۲- قلمقاش، ج.، ۱۳۷۴، مطالعه پلوتونیزم ترشیری در منطقه جنوب قم (محدود به ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ کهک)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی.

- 13- Bacon, C. R., 1988, Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks, *Journal of Geophysical Research*, 91, 6091-6112.
- 14- Bacon, C. R. and Druitt, T. H., 1988, Compositional evolution of the zoned calcalkaline magma chamber of Mt. Mazama, Crater Lake, Oregon, *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98, 224-256.
- 15- Bau, M., 1991, Rare earth element mobility during hydrothermal and metamorphic fluid-rock interaction and the significance of the oxidation state of europium, *Chemical Geology*, 93, 219-230.
- 16- Bi, X., Cornell, D. H. and Hu, R., 2002, REE composition of primary and altered feldspar from the mineralized alteration zone of alkaline intrusive rocks, Western Yunnan Province, China, *Ore Geology Reviews*, 19, 69-78.
- 17- Brown, M., 2005. Invited comments on Clemens's Granites and granitic magmas, *Proceedings of the Geologists' Association*, 116, 9-16.
- 18- Crosta, C. R., 2003, Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia - Argentina using ASTER imagery and principal component analysis, *Geosciences Institute, University of Campinas*.
- 19- Dostal, J., Church, B. N., Reynolds, P. H. and Hopkinson, L., 2001, Eocene volcanism in the Buck Creek basin, Central British Columbia: transition from arc to extensional volcanism, *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 107, 149-170.
- 20- Edwards, C. M. H., Menzies, M. A., Thirlwall, M. F., Morrid, J. D., Leeman, W. P. and Harmon, R. S., 1994, The transition to potassic alkaline volcanism in island arcs; the Ringgit-Beser Complex, east Java, Indonesia, *Journal of Petrology*, 35, 1557-1595.
- 21- Emami, M. H., 1981, *Geologie de la region de Qom-Aran (Iran)*, Contribution a l'étude dynamique et geocheique du volcanism tertiaire de l'Iran central, These Doctorat Etat. Grenble, France, 489p.
- 22- Fulignati, P., Gioncada, A. and Sbrana, A., 1999, Rare earth element behavior in the alteration facies of active magmatic hydrothermal system of volcano (Aeolian Islands, Italy), *Journal of volcanology and Geothermal research*, 88, 325-342.
- 23- Gioncada, A., Hauser, N., Matteini M., Mazzuolir, M. and Omarini, R., 2006, Mingling and mixing features in basaltic andesites of the eastern Cordillera (central Andes, 24°S): a petrographic and microanalytical study , *Periodico di mineralogia* ,issue: 2-3, 75, 127 - 140
- 24- Grove, T. L., Elkins Tanton, L. T., Parman, S. W., Chatterjee, N., Muentener, O. and Gaetani, G. A., 2003, Fractional crystallization and mantle melting controls on calc-alkaline differentiation trends, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 145, 515-533
- 25- Nitoi, E., Munteanu, M., Marincea, S. and Paraschivoiu, V., 2002, Magma enclave interactions in the East Carpathian Subvolcanic Zone, Romania: petrogenetic implications, *Journal of Volcanology and Geothermal research*, 118, 229-259.

**ABSTRACT:**

The studied area is located in the Urumieh-Dokhtar magmatic belt. The structure of this area is related to Neo-Alpine orogenic movements which are manifested as right lateral faults. The tension faults that show two direction in this area (N-S, NE-SW), have an important role to create the Neogene volcanics in this area. Based on chemical analyses and petrographic studies, igneous rocks with composition of andesibasalt, andesite, dacite, diorite and Qz-diorite have porphyritic texture and are composed mainly of plagioclase, amphibole, biotite, pyroxene, quartz and traces of K-feldspar. All the intrusive and extrusive rocks show calcalkaline nature with low to high content of potassium and related to a subduction environment. The samples depleted in some elements like Nb, P, Ti. It is because of subduction and show a mantle source that metasomatised by subduction processes. Of course it can be related to occurances of amphibole and to the high oxygen fugacity in magma. The samples are enriched in LREE. They don't show a Eu negative anomaly ( $Eu/Eu^* \approx 1$ ) and the La/Yb is about 15-20. All these evidences show that amphibole is originated from magma. The low amount of REE in andesibasalt can be related to differentiation crystallization. The isotopic data of Sr ( $^{87}Sr/^{86}Sr$ ) confirm that the parental magma originate from a metasomatised mantle lithosphere. The similarity of  $^{87}Sr/^{86}Sr$  ratio in andesibasalts, andesite and dacite, the positive correlation of this ratio with  $SiO_2$  and its negative correlation with MgO, show that differentiation crystallization happens and show that all theses samples have a genetic relation with each other. Of course there is a little difference between these isotopic ratios in some samples that can be related to heterogeneity of the source of magma and related to minor crustal contamination.