

## ماگماتیسیم وندین در منطقه انجیراوند؛ شمال شرق اردکان یزد

علی کنعانیان

دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم پایه، گروه زمین شناسی

علی درویش زاده و داریوش اسماعیلی

دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

(دریافت: ۷۸/۸/۱۸؛ پذیرش: ۷۹/۴/۱)

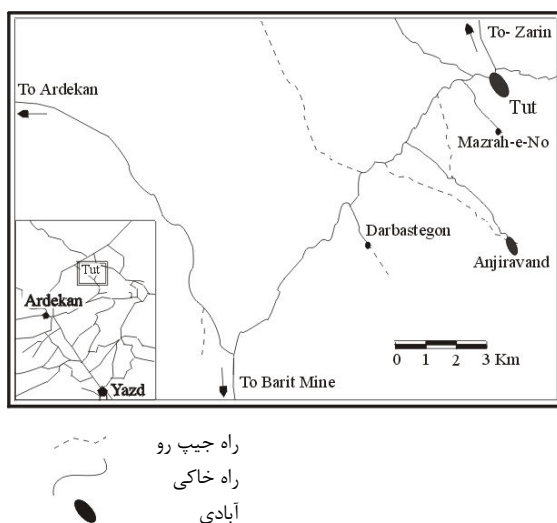
### چکیده

سنگهای آذرین منطقه انجیراوند به سن اواخر پرکامبرین - اوایل کامبرین (وندین)، عمدتاً شامل ریولیت، گرانیت‌های ساب ولکانیک، دایکهای دولریتی و ندرتاً گدازه‌های بازیک می‌باشند. این سنگها که از لحاظ ترکیب سنگ شناسی و ژئوشیمیایی تنوع چندانی ندارند، صرفاً در دو قلمرو اسیدی و بازیک قرار می‌گیرند و ماهیت بایموдал از خود نشان می‌دهند. سنگهای بازیک منطقه با ترکیب آلکالین منشأ گوشته‌ای دارند و در قلمرو ماگماهای بازالتی درون صفحه‌ای قرار می‌گیرند، در حالی که سنگهای اسیدی همسایه آنها از نوع کالک آلکالین بوده و از ذوب بخشی پوسته قاره‌ای بوجود آمده‌اند. بخشهای گرانیتی این مجموعه اسیدی از نوع گرانیت‌های غیر کوهزایی (نوع A) مرتبط با ریفت می‌باشند. از آنجا که ماهیت بایموдал ماگماتیسیم در منطقه حاکی از شکل‌گیری سنگها در محیط ریفت درون قاره‌ای است، لذا تصور می‌شود که در مراحل اولیه ریفت‌زائی، بدنبال کشش و بالا آمدگی لیتوسفر، ابتدا دیاپیرهای بازیک آلکالین از گوشته منشعب و در قاعده بخشهای زیرین پوسته قاره‌ای مستقر شده‌اند و سپس بدلیل افزایش شار حرارتی در اطراف دیاپیرهای مزبور، ماگماهای اسیدی از ذوب بخشی سنگهای پوسته ایجاد و بر فراز دیاپیر بازیک مستقر شده‌اند.

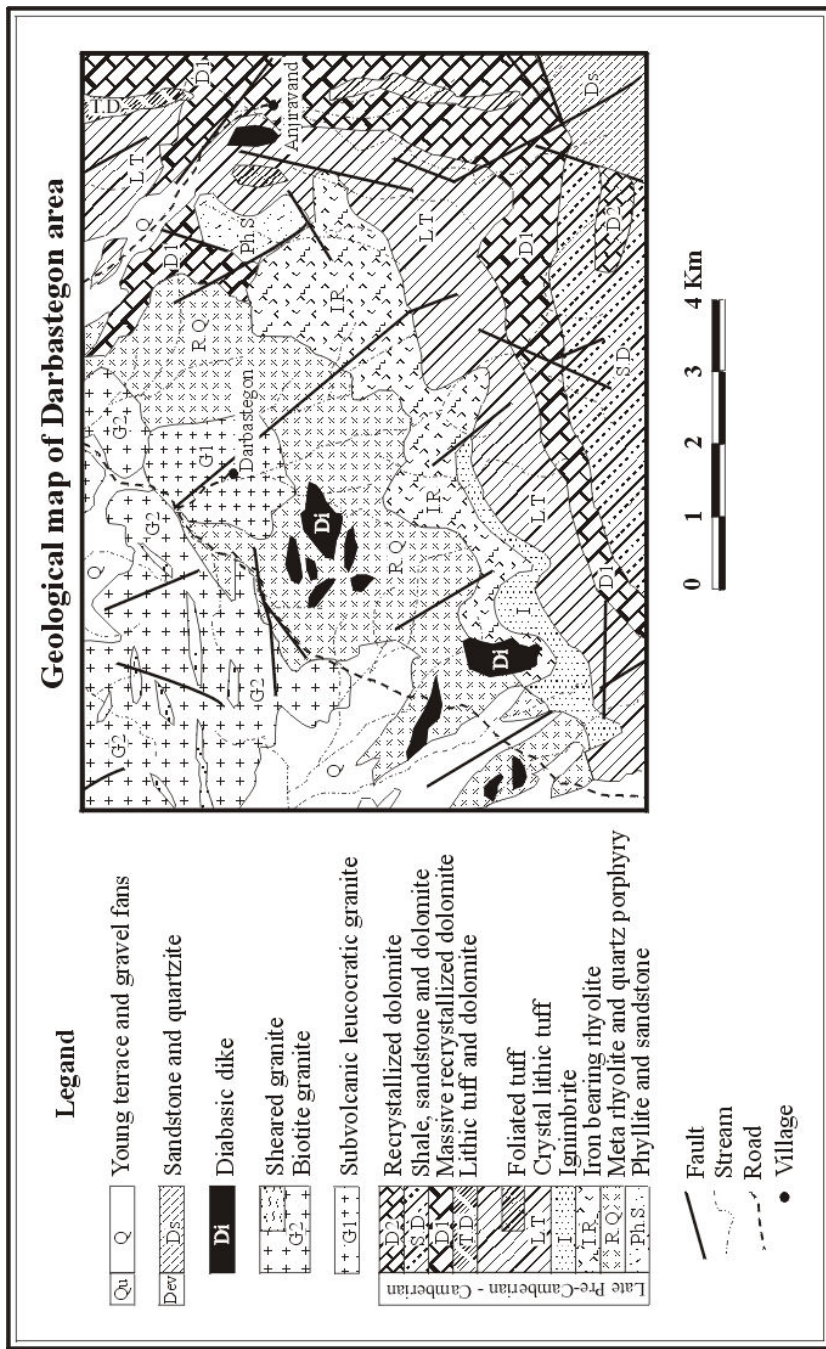
واژه های کلیدی: ریولیت، گرانیت، دایک دیابازی، بایموдал، ریفت، منطقه انجیراوند، ایران.

## مقدمه

منطقه مورد مطالعه در ۲۵ کیلومتری شمال شرق اردکان در محدوده طولهای جغرافیایی  $۳۲^{\circ} ۲۹'$  تا  $۳۲^{\circ} ۲۶'$  شمالی و عرضهای جغرافیایی  $۵۴^{\circ} ۲۶'$  تا  $۵۴^{\circ} ۲۰'$  شرقی واقع است (شکل ۱). این منطقه بخش کوچکی از زون پرتکاپوی ایران مرکزی است و بنظر می‌رسد که ماگماتیسم این منطقه محصول فعالیتهای ماگمایی بعد از کوهزایی کاتانگایی باشد. عمده‌ترین سنگهای مورد مطالعه شامل گرانیت‌های ساب ولکانیک، ریولیتها، کوارتزپورفیرها و دایکهای دولریتی است (شکل ۲) که از لحاظ ژئومورفولوژی رخنمونهای تپه ماهوری کم ارتفاعی را تشکیل می‌دهند. علاوه بر این در جنوب منطقه، کوههای مرتفعی از واحدهای پیروکلاستیک و طبقات رسوبی پرکامبرین پسین - کامبرین زیرین دیده می‌شود که با کنتاکت تدریجی بر روی مجموعه سنگهای ساب‌ولکانیک و آتشفشانی فوق‌الذکر قرار گرفته‌اند. مجموعه سنگهای آذرین و رسوبی مورد بحث، توسط یک توده نفوذی بیوتیت‌گرانیتی جوانتر قطع شده‌اند و در حاشیه این توده متحمل دگرگونی مجاورتی گردیده‌اند. بنابر این مجموعه گرانیت‌های شمال شرق اردکان را می‌توان به دو گروه متمایز از هم تقسیم نمود (کنعانیان، ۱۳۷۱). گروه اول عبارت از گرانیت‌های ساب‌ولکانیک هولولوکوکرات در بستگون که به همراه مجموعه سنگهای آتشفشانی منطقه به سن وندین، موضوع این مقاله را تشکیل می‌دهند، گروه دوم شامل بیوتیت‌گرانیت‌های توت بوده که مجموعه اول را قطع نموده‌اند.



شکل ۱ - راههای ارتباطی منطقه مورد مطالعه.



شکل ۲ - نقشه زمین شناسی منطقه مورد مطالعه.

### ۱- زمین‌شناسی منطقه

قدیمترین سنگها در منطقه مورد مطالعه شامل سنگهای رسوبی اندک دگرگون شده و مجموعه آتشفشانی و گرانیتوئیدهایی است که از لحاظ لیتولوژی و موقعیت چینه‌شناسی بسیار شبیه به سنگهای سری ریزو می‌باشند (Huckriede, *et al.*, 1962).

این مجموعه سنگها با کنتاکت تدریجی در زیر دولومیت‌های چرت‌دار سلطانیه قرار گرفته‌اند. بر روی دولومیت‌های سلطانیه نیز سازندهای باروت، زاگون، ماسه سنگهای لالون و طبقات تریلوبیت‌دار سازند میلا (Haghipour, *et al.*, 1977)، یکی پس از دیگری و بدون نبود چینه‌شناسی نهشته شده‌اند. بنابر این باید مجموعه سنگهای فوق را به ون‌دین محدود دانست که به ترتیب قدمت شامل واحدهای زیر می‌باشند:

#### الف - شیل و ماسه سنگ

این واحد که در حقیقت باید آنرا واحد فیلیت و متاگریوک نامید، شامل تناوبی از شیل و ماسه سنگ است که در اثر تحمل دگرگونی ناحیه‌ای بسیار ضعیف در حد زون کلریت دگرگون شده‌اند (کنعانیان، ۱۳۷۱). سنگهای مزبور در غرب روستای انجیراوند رخنمون دارند و با ضخامتی در حدود ۷۰ متر کهن‌ترین طبقات منطقه را تشکیل می‌دهند. کنتاکت زیرین این طبقات گسلی است ولی کنتاکت فوقانی آن تدریجاً به گدازه ریولیتی و توفهای اسیدی وابسته به آن ختم می‌شود. بخشهای شیلی این واحد واجد پالینومورفهای کیتینوزوآ به سن ون‌دین می‌باشند.

#### ب - ریولیت - کوارتزپورفیر

این واحد باکنتاکت تدریجی و گاه به صورت بین‌انگشتی مستقیماً بر روی واحد شیل و ماسه سنگ فوق قرار داشته و شامل مجموعه‌ای از سنگهای نفوذی ساب‌ولکانیک و ولکانیکهای اسید است که به همراه مقادیر جزئی بین‌لایه‌های ماسه سنگ کوارتزیتی و توف، پهنه نسبتاً وسیعی را اشغال نموده‌اند. ضخامت طبقات ولکانیک این واحد به طور متوسط حدود ۲۰۰ متر است.

### ج - واحد ایگنیمبریت

گدازه‌ها و توفهای ایگنیمبریتی این واحد به ضخامت حدود ۸۰ متر و به حالت توده مانند مستقیماً بر روی واحد قبلی قرار گرفته‌اند. در روی زمین واحد مزبور به واسطه رنگ تیره و سیاه خود به سادگی از سایر واحدها قابل تشخیص است.

### د - توفهای خرده سنگ‌دار

ضخامت توفهای این واحد حدود ۲۰۰ متر است و در داخل آن، لایه‌های کم ضخامت دولومیت و ماسه سنگ نیز یافت می‌شود. حضور بین لایه‌های دولومیت و ماسه سنگ در داخل ریولیتها و واحدهای پیروکلاستیک منطقه، نشانه فورانهای آتشفشانی در زیر آبهای ساحلی و کم عمق دریا است. با توجه به اینکه ماسه سنگ مزبور واحد کوارتز خلیجی و آلکالی فلدسپار می‌باشد، لذا باید نتیجه گرفت که این سنگها در دوره آرامش آتشفشان از تخریب سنگهای آتشفشانی اسید منطقه و در یک منطقه نسبتاً آرام بوجود آمده‌اند. این واحد در قسمت‌های فوقانی، تدریجاً به تناوب دولومیت و طبقات پیروکلاستیک تبدیل شده و نهایتاً به دولومیت‌های توده‌ای چرت‌دار سازند سلطانیه ختم می‌گردد. به نظر می‌رسد شروع رسوبگذاری دولومیت‌های چرت‌دار به منزله ختم فورانهای آتشفشانی و بازگشت آرامش به محیط باشد.

### ۲- پتروگرافی سنگهای آذرین

سنگهای ولکانیک و ساب ولکانیک قدیمی منطقه از لحاظ پتروگرافی به دو گروه کلی قابل تفکیک هستند. نخست سنگهای آذرین اسید که عمدتاً شامل ریولیت، کوارتز پورفیر، ایگنیمبریت، پیروکلاستیکهای اسید و گرانیت‌های ساب ولکانیک هولولوکوکرات می‌باشند. گروه دوم که نسبت به سری اول در سطح منطقه کمتر رخنمون دارند، سنگهای آذرین بازیکنند که اکثراً به صورت دایکهای دولریتی در بین سنگهای اسیدی تزریق گردیده و گاهی نیز به صورت روانه بازلتی در بین ریولیتها ظاهر شده‌اند. حضور گدازه‌های بازالتی در بین ریولیت‌های منطقه دلالت بر همزمانی فعالیت‌های ماگمایی بازیکنند و اسید در منطقه دارد و عدم وجود ترکیبات سنگ شناسی حد واسط، نشانه بایمودال بودن ماگماتیسیم در منطقه است. اختصاصات پتروگرافی سنگهای آذرین منطقه در زیر به طور مجزا تشریح شده است:

#### ۲-۱- ریولیت‌ها و کوارتز پورفیرها

این سنگها که با توپوگرافی ملایم و حالت تپه ماهوری در غرب روستای انجیراوند گسترش قابل توجهی دارند، تقریباً عاری از کانیه‌های فرومنیزین و اکثراً از کوارتز و فلدسپار تشکیل شده‌اند و

در عین حال بطور غیر عادی فاقد کانیهای آبدارند. بافت این سنگها میکروفلسیتی پورفیریک است و حاوی فنوکریستهای کوارتز و فلدسپار در زمینه دانه ریز از همین کانیها می باشند. بلورهای کوارتز با ابعاد حدود ۳ میلی متر، عمدتاً اتومورف و گاهی ساب اتومورفند. در حاشیه این بلورها خلیج خوردگی مشاهده می شود و معمولاً از اطراف توسط یک نوار باریک از کوارتزهای بسیار ریزدانه که محصول سیلیسیفیکاسیون زمینه سنگ می باشند، احاطه شده اند. فنوکریستهای آلکالی فلدسپار نیز اکثراً اتومورف و گاهی ساب اتومورفاند و تا حدی به سریسیت و کائولینیت تجزیه شده اند. ابعاد این بلورها در حدود ۲ میلی متر است و گاهی ماکل کارلسپاد از خود نشان می دهند. خمیره این سنگها عمدتاً از ذرات بسیار ریز و زینومورف کوارتز آلکالی فلدسپار تشکیل شده اند. علاوه بر این، ذرات ریز اسفن، کلریت و کانیهای آپیک نیز به مقدار کم در زمینه پراکنده اند.

## ۲-۲- آلکالی فلدسپار گرانیته در بستگون

نام این گرانیته از مزرعه در بستگون واقع در ۷ کیلومتری جنوب دهکده توت اقتباس شده است. گرانیته مزبور در اطراف مزرعه در بستگون و به صورت یک توده نفوذی کوچک در مرکز گدازه های ریولیتی و کوارتز پورفیری رخنمون دارد. مرز بین ریولیتها و گرانیتهها در صحرا کاملاً تدریجی است بطوری که ضمن حرکت از توده گرانیته به سمت ریولیتها، رفته رفته اندازه دانه های سنگ ریزتر شده و با رسیدن به ریولیتها بافت کاملاً خروجی پیدا می کنند. به عبارت دیگر ریولیتها و کوارتز پورفیرها در ترازهای چینه شناسی پایین تر، تدریجاً بافت هولوکریستالین بخود گرفته و به گرانیته تبدیل می شوند. بنابر این می توان ادعان داشت که گرانیتهای در بستگون فاسیس ساب ولکانیک و نیمه عمیق ریولیتهای حاشیه خود هستند.

ترکیب کانی شناسی این گرانیتهها نظیر ریولیتها و کوارتز پورفیرها، تقریباً کوارتز و فلدسپاری بوده و فاقد کانیهای تیره می باشند و از این نظر می توان آنها را آلاسکیت نامید. بافت این سنگها، هیپ ایدیومورفیک گرانولار و در بخشهایی گرانوفیریک است. ابعاد دانه های تشکیل دهنده گرانیتهها در قسمتهای مرکزی توده، تقریباً هم اندازه (اکوی گرانولار) و بطور متوسط حدود ۳ میلی متر است. ولی در بخشهای حاشیه ای اندازه اکثر دانه ها ریزتر شده و بتدریج بافت میکروگرانولار پورفیری پیدا می کنند. کانیهای اصلی گرانیتهها شامل ۴۰ تا ۵۰ درصد کوارتز زینومورف، حدود ۷ تا ۱۰ درصد پلاژیوکلاز عمدتاً اتومورف با ترکیب آلبیت - الیگوکلاز، حدود ۷ درصد میکروکلین و حدود ۳۵ تا ۴۰ درصد آنتی پرتیت با ابعاد کمتر از یک میلی متر و عمدتاً ساب اتومورف می باشند. میکروکلینها گاهی با کوارتز رشد توأم نشان می دهند. سایر

کانیهای سنگ که معمولاً کمتر از یک در صد حجمی را تشکیل داده‌اند شامل مقادیر بسیار اندک بیوتیت، کمی کلریت و مقداری کانی آپک می‌باشند.

### ۲-۳- ایگنیمبریت

این گدازها که بلافاصله پس از فورانهای ریولیتی به سطح زمین رسیده‌اند، مستقیماً بر روی گدازهای ریولیتی قرار گرفته‌اند و چون برخلاف ریولیتها، کاملاً تیره رنگ می‌باشند، به راحتی از فواصل دور قابل شناسایی هستند. بافت اولیه این سنگها بر اثر تجدید تبلور و سیلیسیفیکاسیون، تا حدی تغییر نموده است به طوری که در نورپلاریزه هیچ اثری از بافت جریان در آنها دیده نمی‌شود، ولی در نور طبیعی بافت اوتاکسی تیک و پزودوفلوئیدال آنها به خوبی قابل مشاهده است. زمینه سنگ در اثر دوتریفیکاسیون و عملکرد دگرگونی بسیار ضعیف، به شدت سیلیسی و تا حدی سریسیتی شده است. فنوکریست در این سنگها کم و انواع موجود اکثراً کوارتز می‌باشند. کوارتزها کم و بیش شکسته و زاویه دارند. ضمناً بر اثر سیلیسی شدن، شاردهای شیشه‌ای به میکروکریستالهای کوارتز تبدیل شده و حفرات پوموسی نیز به وسیله همین کوارتزها پر شده است. در داخل این ایگنیمبریتها زینولیت‌های کوچک از نوع سریسیتوشیست و ریولیت نیز دیده می‌شود. این قطعات به موازات جهت جریان گدازه به دنبال هم ردیف شده‌اند. نظر به شباهتهایی که بین این زینولیتها و سنگهای واحدهای فیلیت و ریولیت در زیر گدازه وجود دارد، تصور می‌شود که خرده سنگهای مزبور به هنگام فوران انفجاری ماگمای اسیدی و غلیظ ایگنیمبریت از سنگهای مجاری آتشفشان کنده و به داخل توده‌های کف مانند ایگنیمبریت وارد شده‌اند.

### ۲-۴- توفهای اسیدی

این واحد با ضخامت نسبتاً زیاد، مستقیماً و با کنتاکت تدریجی بر روی ایگنیمبریت‌های سیاه رنگ قرار گرفته است. این سنگها از لحاظ اندازه ذرات و با توجه به رده‌بندی اشمیت (Schmid, 1981) در رده لاپیلی توف قرار می‌گیرند. اجزاء تشکیل دهنده آنها، کوارتز، فلدسپار و خرده سنگ هستند. دانه‌های کوارتز به طور متوسط حدود ۲ میلی‌متر قطر دارند و اکثراً به شکل یوهدرال با خلیج خوردگی و گاهی شکسته و زاویه‌دار دیده می‌شوند. فلدسپارها به اشکال مختلف یوهدرال تا ساب‌هدرال در سنگ حضور دارند و معمولاً به سریسیت و کائولینیت تجزیه شده‌اند. اغلب سانیدینها به طو بخشی به آلبیت شطرنجی با منظره پرتیتی تبدیل شده‌اند، کالگیر و دپیری (Callegair & Depieri, 1967) و اُبنهلزner (Obenholzner, 1991) ظهور چنین

حالتی را ناشی از دگرسانی سانیدین می‌دانند. خرده سنگها شامل پولکهای سربیسیتوشیست، ذرات چرت و قطعات زاویه‌دار و نامنظم ریولیت و گرانیت ساب ولکانیک در بستگون می‌باشند. به طور کلی در برخی از بخشهای این واحد، بلورها فراوانتر از خرده سنگها و در برخی از بخشها بر عکس است و لذا با توجه به فراوانی این اجزا می‌توان به طور محلی ترمهای مختلف کریستال توف، لیتیک توف و کریستال - لیتیک توف را در آنها شناسایی نمود.

با توضیحاتی که در مورد توفهای اسیدی در بالا گفته شد و با توجه به کنتاکت تدریجی آن با واحد ایگنیمبریتی و شباهت‌های پتروگرافی و صحرایی این دو واحد، توفهای اسید مورد نظر را می‌توان بخش جوش نخورده و سطحی ایگنیمبریت در نظر گرفت (Francis, 1992).

## ۲-۵- دایکهای بازیک

این دایکها از نوع دیابازی بوده و ضخامت آنها بین ۰/۵ تا چند ده متر تغییر می‌کند و درجهات مختلف در داخل ولکانیکهای اسید تزریق شده‌اند. این دایکها علی‌رغم ترکیب بازیک خود، رابطه تنگاتنگی با ولکانیسم اسید منطقه دارند زیرا گاهی به صورت روانه‌های کوچک در بین گدازه‌های ریولیتی و ایگنیمبریتها دیده می‌شوند. این موضوع نشانه همزمانی فوران ماگماهای اسیدی و بازیک در منطقه است.

بافت آنها اینترگرانولار و دلریتی است ولی بافت خروجی پورفیری و تراکیتی نیز از خود نشان می‌دهند. این سنگها از لحاظ کانی شناسی، به دلیل تحمل فرآیند دگرسانی و متاسوماتیسم سدیک (کنعانیان، ۱۳۷۱)، تنوع نسبتاً زیادی دارند. عمده‌ترین کانیها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، کلریت، بیوتیت و کانیهای آپیک می‌باشند. پلاژیوکلازها از نوع آلبیت هستند و ابعادی حدود یک میلی‌متر دارند و عموماً به کائولینیت، سربیسیت، کلسیت و اپیدوت تجزیه شده‌اند و گاهی دارای اذخالهای آپاتیت می‌باشند. آمفیبولها بیشتر سابه‌درال‌اند و اکثراً از نوع ترمولیت - اکتینولیت می‌باشند. بیوتیتها به مقدار خیلی کم و به صورت زینومورف در بین بلورهای دیگر پراکنده‌اند و برخی از آنها واجد سوزنهای نازک روتیل می‌باشند. کلریتها و اپیدوتها نیز به صورت زینومورف در لابلای پلاژیوکلازها پراکنده‌اند و محصول دگرسانی کانیهای فرومنیزین می‌باشند. کانیهای آپیک اساساً از نوع هماتیت و منیتیت بوده و در برخی موارد هماتیت حاصل از دگرسانی ایلمینت به صورت اکسولوشن در داخل بلورهای مانیتیت دیده می‌شود.

به طور کلی با توجه به عدم حضور پیروکسن و هورنبلند در این سنگها و حضور گسترده اکتینولیت و ترمولیت، کلریت و آپیک می‌توان نتیجه گرفت که پیروکسنها و آمفیبولهای اولیه

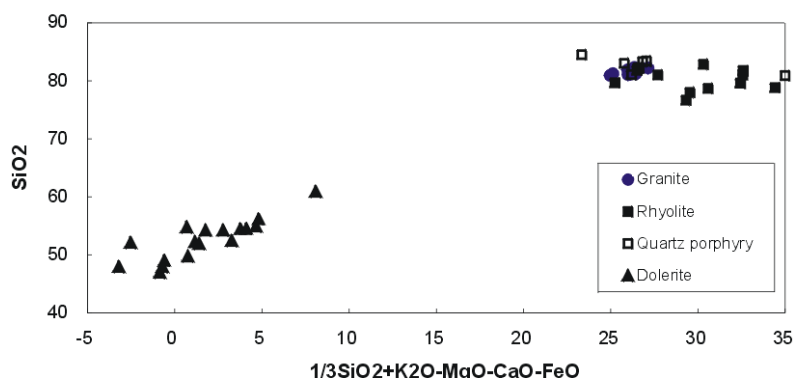


سنگ بر اثر دگرسانی به مجموعه کلریت، اپیدوت، ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده‌اند و در نتیجه مقدار زیادی آهن به صورت هماتیت و مانیتیت آزاد نموده‌اند.

### ۳- ژئوشیمی و پترولوژی

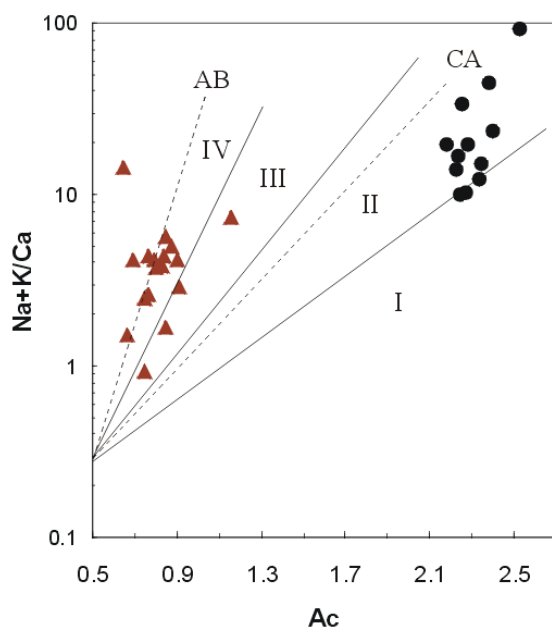
یکی از ویژگیهای ماگماتیسم وندین در منطقه مورد مطالعه، خروج کم و بیش همزمان ماگماهای اسیدی و جایگزینی دایکهای دیابازی در منطقه مورد مطالعه است. این همزمانی که بدون حضور ترمهای سنگ شناسی حد واسط دیده می‌شود، نشانه با یمودال بودن فعالیت ماگماتیسم وندین در منطقه مورد مطالعه است و این نوع ماگماتیسم یکی از ویژگیهای بارز مناطق ریفت درون قاره است (Martin & Plwinski, 1972) ; (Smith, 1976) (Elchelberger, 1978). برای اثبات این امر لازم است اختصاصات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی ماگماتیسم و ندین منطقه را در قالب یک مدل واحد بررسی نمود.

ریولیتها و گرانیتها ساب ولکانیک دربستگون از لحاظ فراوانی عناصر اصلی و فرعی کاملاً با هم مشابه‌اند (جدول ضمیمه). این موضوع ضمن تأیید روابط صحرائی، نشان می‌دهد که ریولیتها و گرانیتها از یک ماگمای واحد بوجود آمده‌اند در صورتی که دایکهای دلریتی که همزمان با فوارن ریولیتها و تزریق گرانیتها ساب و لکانیک به داخل مجموعه‌های آذرین اسید تزریق شده‌اند، روند کاملاً متمایزی را نشان می‌دهند و بر روی نمودارهای تغییرات عناصر اصلی و فرعی، قلمروهای مجزایی را اشغال می‌کنند (شکل ۳).



شکل ۳ - نمودار تغییرات  $SiO_2$  در برابر ضریب لارسن (Larsen, 1938) برای سنگهای آذرین مورد مطالعه.

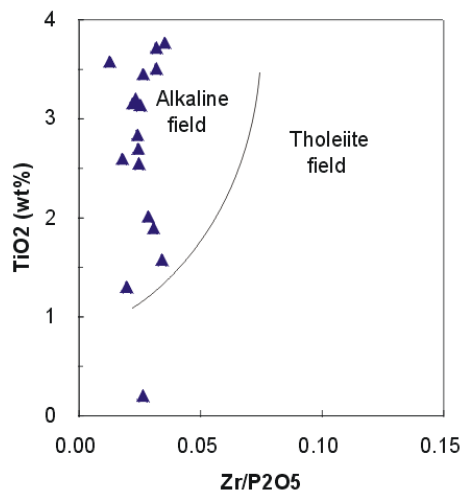
کلیه سنگها از نظر درجه اشباع از سیلیس، در قلمرو سنگهای فوق اشباع قرار می‌گیرند ولی از نظر سری ماگمایی، ویژگیهای متفاوتی را نشان می‌دهند. چنانکه در شکل ۴ ملاحظه می‌شود، از بین نمونه‌های مورد مطالعه، ریولیتها، کوارتزپورفیرها و گرانیت‌های ساب و لکانیک در بستگون با اسیدیته کم و بیش یکسان در قلمرو سنگهای کالک آلکان قرار می‌گیرند ولی دایکهای دلریتی برخلاف سنگهای اسید همسن خود با پراکندگی زیاد در قلمرو سنگهای آلکان و ساب آلکان واقع می‌شوند. از آنجا که نحوه پراکندگی نمونه‌های دایک در نمودار شکل ۴ احتمالاً مربوط به تأثیر پدیده متاسوماتیسم بر روی سنگهای دلریتی (کنعانیان، ۱۳۷۱) و جابجایی عناصر متحرک در آنها بوده است، لذا برای پی بردن به ماهیت واقعی سنگهای بازیک از نمودار وینچستر و فلویید (Winchester & Floyd, 1976) که بر پایه نسبت فراوانی عناصر کم تحرک



شکل ۴ - نمودار AC در برابر Na + K/Ca (Borodin, 1988) و موقعیت نمونه‌های مورد مطالعه بر روی آن.

I = کلسیک، II = کالک آلکان، III = ساب آلکان تا سری تحولی، IV = آلکان، CA = روند اصلی سری کالک آلکان، AB = روند اصلی آلکان، علائم مشابه شکل ۳ است.

بنا شده است، استفاده نموده‌ایم و همانطور که در شکل ۵ ملاحظه می‌شود کلیه دلریتها در محدوده سری آلکالن قرار می‌گیرند. بنابر این می‌توان نتیجه گرفت که ماگماهای اسید منطقه قرابت کالک آلکالن و ماگماهای بازیک قرابت آلکالن دارند.



شکل ۵ - نمودار تغییرات  $TiO_2$  در برابر  $Zr / P_2O_5$  (Winchester & Floyd 1976) و موقعیت دلریت‌های منطقه بر روی آن.

### ۳-۱- منشاء ماگماهای اسید و بازیک

ماگماهای ریولیتی در طبیعت به دو صورت عمده تشکیل می‌شوند، برخی از ریولیتها از تفریق و تبلور جز به جز ماگماهای بازیک بوجود می‌آیند و برخی دیگر محصول ذوب بخشی سنگهای پوسته قاره‌ای می‌باشند (Thompson & Connolly, 1995) ; (Tepper *et al.*, 1993) ; (Barbero *et al.*, 1995) ; (Philpotts, 1990). در منطقه مورد مطالعه با توجه به حجم نسبتاً زیاد سنگهای ریولیتی و برتری چشمگیر ریولیتها نسبت به سنگهای بازیک، بعید است که ریولیتها در اثر تفریق ماگماهای بازیک ایجاد شده باشند. همانطور که قبلاً ذکر گردید، ماگماهای بازیک منطقه ترکیب آلکالن دارند، در صورتی که گدازه‌های ریولیتی جزء سری کالک آلکالن هستند. علاوه بر این اگر فرآیند تفریق در پیدایش این حجم عظیم از ماگماهای اسید نقش می‌داشت، ترمهای حد واسط بین بازالت و ریولیت نیز در منطقه دیده می‌شد، در صورتی که هیچ اثری از سنگهای حدواسط به چشم نمی‌خورد. این شواهد همگی احتمال

تشکیل ماگماهای اسیدی منطقه، از طریق تفریق ماگماهای بازیک را رد کرده و از فرآیند ذوب بخشی پوسته حمایت می‌کنند. همچنین همانطوری که در بخش پتروگرافی و ژئوشیمی دیدیم، ترکیب کانی شناسی و شیمیایی ریولیتها بسیار محدود است و این سنگها بطور غیر عادی فاقد هرگونه کانی فرومنیزین می‌باشند. این موضوع نیز تنها با در نظر گرفتن فرآیند ذوب بخشی نسبتاً اندک (کمتر از ۲۵ درصد) سنگهای پوسته قابل توجیه است. در ارتباط با منشاء دایکهای دلریتی همانگونه که اشاره شد، این سنگها قرابت آلکالن دارند و در حجمهای نسبتاً زیاد در بین ریولیتها تزیق شده‌اند. ماگماهای بازیک آلکالن اصولاً در نتیجه تمرکز عناصر فرآر  $\text{CO}_2$  و  $\text{H}_2\text{O}$  و عناصر آلکالن در گوشته و بر اثر ذوب بخشی سنگهای گوشته ایجاد می‌شوند (Bailey, 1973); (Sleep, 1992); (Wilson, 1993). ضمناً ثابت شده است که پس از فاز کوهزایی کاتانگان، ایران مرکزی تحت تأثیر یک رژیم کششی قرار داشته که تا حد مراحل اولیه تشکیل اقیانوس نیز پیش رفته است (درویش زاده، ۱۳۶۹) که دلیل این امر را وفور فوران‌های ریولیتی و دایکهای دیاباز می‌دانند. همچنین وجود دایکهای آلبیتیت و فلوگوپیتیت در منطقه ساغند و رگه‌های آپاتیت در اسفوردی و جزیره هرمز به سن وندین را نتیجه تأثیرات متاسوماتیسم آلکالن در منطقه ذکر می‌کنند (درویش زاده، ۱۳۶۹). بنابر این می‌توان نتیجه گرفت که ماگماهای بازیک و آلکالن وندین منطقه اردکان از ذوب بخشی گوشته متاسوماتیزه منشاء گرفته اند.

### ۳-۲- محیط تکتونیکی

#### الف - انواع بازیک

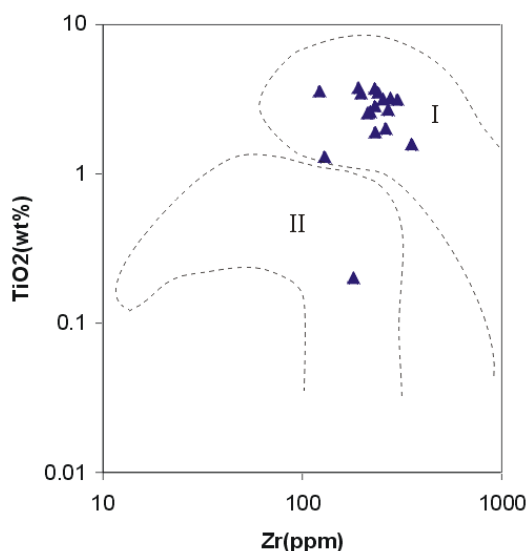
اکثر محققین بر این باورند که منشاء ماگماهای آلکالن را باید گوشته متاسوماتیزه یا غنی از عناصر ناسازگار در نظر گرفت (Foley et al., 1987); (Middlemost, 1974); (Bailey, 1972). با این وجود احتمال تشکیل سنگهای آلکالن از ذوب بخشی قسمت‌های تحتانی پوسته قاره‌ای نیز مطرح می‌باشد (Bailey, 1974); (Middlemost, 1974). بطور کلی سنگهای آلکالن معمولاً در یکی از محیطهای تکتونیکی زیر یافت می‌شوند (Middlemost, 1987):

۱ - پالئوریفته‌ها و ریفتهای قاره‌ای

۲ - جزایر اقیانوسی و سیمونتها

۳ - حاشیه فعال قاره‌ها دور از منطقه فرورانش

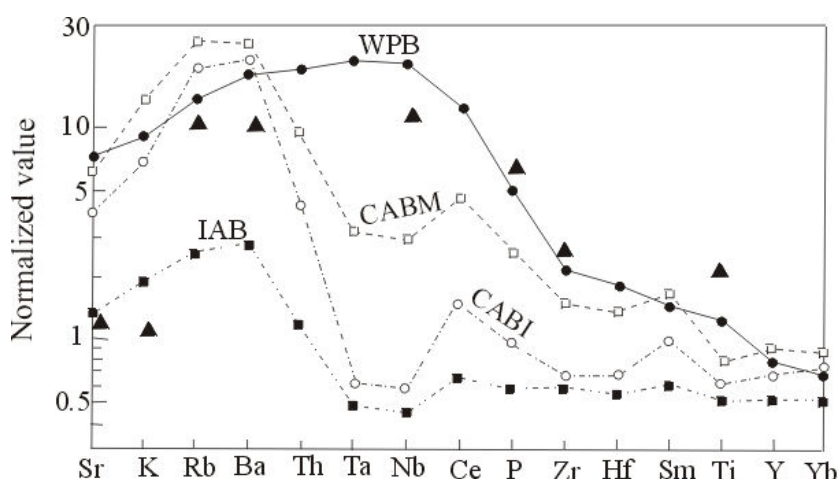
دیابازهای مورد مطالعه همگی حاوی مقادیر زیادی تیتانیوم، زیرکنیم، فسفر، توریم و نیوبیوم می‌باشند و همانگونه که در نمودارهای شکل ۶ دیده می‌شود، در قلمرو گدازه‌های درون ورقه‌ای (Pearce, 1980) قرار می‌گیرند. لذا از بین سه فرضیه فوق، در ارتباط با منشأ این سنگها تنها مورد اول مستندتر به نظر می‌رسد.



شکل ۶ - نمودار لگاریتمی تغییرات  $TiO_2$  برای دیابازهای منطقه که در آن قلمرو گدازه‌های داخل ورقه‌ای [I] از گدازه‌های کمانی [II] تفکیک شده است (Pearce, 1980).

برای مشخص نمودن محیط استقرار دیابازها، مقادیر عناصر کمیاب این سنگها را با فراوانی متوسط عناصر کمیاب گدازه‌های بازالتی در موقعیتهای شناخته شده جهانی مقایسه نموده و در شکل ۷ تصویر نموده‌ایم. براساس این نمودار، ملاحظه می‌شود که بجز دو عنصر متحرک K و Sr، سایر عناصر کمیاب دلریتهای انطباق جالبی را با بازالت‌های داخل ورقه‌ای نشان می‌دهند و در هیچیک از گروههای بازالت تولییتی جزایر قوسی (IAB)، بازالت کالک آلکالن جزایر قوسی (CABI) و یا حتی بازالت‌های حاشیه قاره‌ها (CAB) قرار نمی‌گیرند و به این ترتیب با توجه به ترکیب آلکالن آنها تنها محیط تکتونیکی مناسب برای استقرار این سنگها، محیط‌های ریف‌ت درون قاره‌ای است.

در تائید این مطلب می توان به بایمودال بودن فعالیت ماگماتیسم در منطقه اشاره نمود. زیرا همانطور که قبلاً ذکر شد، فعالیت ولکانیسم بایمودال یکی از اختصاصات بارز مناطق تحت کشش در پوسته قاره‌ای است و از آنجا که پوسته ایران زمین در طی پالئوزوئیک یک رژیم تکتونیکی کششی را تحمل می‌نموده (Berberian & King, 1981) ; (Stocklin, 1968) ; (Davodzadeh & Weber-Diefenbach, 1987) ; (Lensch & Schmidt, 1984) ; (Boulin, 1991); (درویش زاده، ۱۳۷۰)، لذا ظهور اینگونه گدازه‌ها یک امر بسیار عادی محسوب می‌شود.



شکل ۷ - نمودار عنکبوتی برای تشخیص محیط تکتونیکی انواع گدازه‌های بازیک (Condie, 1988) و موقعیت دلریت‌های مورد مطالعه بر روی آن. در این نمودار مقادیر کمیاب سنگهای بازیک با مقدار متوسط این عناصر در بازالت‌های میان اقیانوسی مقایسه شده است.

WPB = بازالت‌های داخل صفحات  
CABM = بازالت‌های کمان آتشفشانی حاشیه قاره  
IAB = بازالت‌های تولنیتی جزایر قوسی  
CABI = بازالت‌های کالک آلکان جزایر قوسی

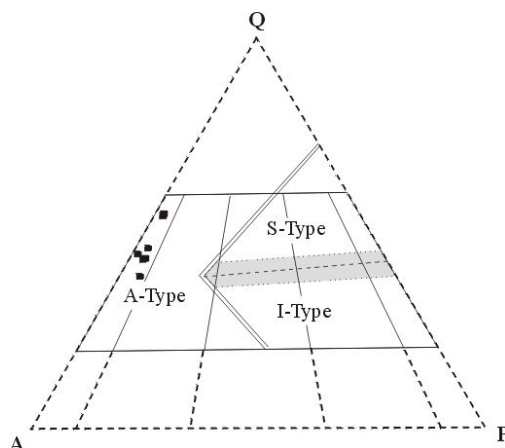
### ب - انواع اسید

باتوجه به قرابت زمانی و مکانی فورانهای آتشفشانی اسید و استقرار دایک‌های دلریتی در منطقه اگر بپذیریم که محیط استقرار دلریت‌ها یک محیط ریفت درون قاره‌ای بوده، باید بتوانیم نشان دهیم که گدازه‌های آتشفشانی اسید و گرانیت‌های ساب ولکانیک منطقه نیز در یک محیط ریفتی تشکیل شده‌اند. در اینجا برای بررسی این موضوع و تائید محیط تکتونیکی استقرار دلریت‌ها، اختصاصات ژئوشیمیایی و پترولوژیکی گرانیت‌های ساب ولکانیک وابسته به آنها را مورد

بررسی قرار می‌دهیم. مقایسه عناصر کمیاب ریولیتها با گرانیت‌های ساب ولکانیک منطقه نشان می‌دهد که گرانیتها از لحاظ عناصر کم تحرک و مقادیر عناصری نظیر Sr و Nb, P, Zr, Ti رفتاری کاملاً مشابه با ریولیتها دارند. هر دو نوع سنگ از تیتانیوم و فسفر فقیرند و از توریم، زیرکنیم، نیوبیوم غنی شده‌اند. از این نظر اختصاصات گرانیت‌های ساب ولکانیک منطقه کاملاً شبیه گرانیت‌های نوع A است و لذا می‌توان نتیجه گرفت که در یک محیط غیر کوهزایی تشکیل شده‌اند. در شکل ۸ ترکیب مدال گرانیت‌های در بستگون بر روی نمودار مثلثی QAP (Bowden *et al.*, 1984) منتقل شده و تمام نمونه‌ها در قلمرو گرانیت‌های نوع A قرار گرفته‌اند.

علاوه بر این اختصاصات کانی شناسی و ژئوشیمیای زیر نیز مؤید فرضیه فوق می‌باشند:

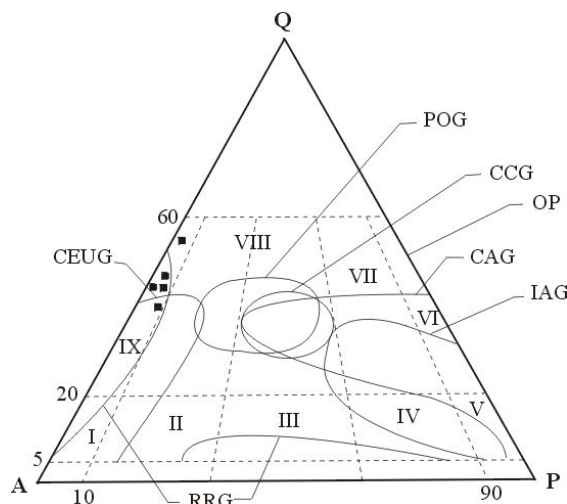
- عدم حضور مسکویت در گرانیت‌های در بستگون.
  - وجود سدیم نسبتاً زیاد در ترکیب شیمیایی این سنگها (بیش از ۵ درصد).
  - ظهور آلکالی متاسیلیکات سدیم، همراه با اکمیت در نورم این سنگها.
  - محدود بودن ترکیب شیمیایی آنها به قلمرو گرانیت.
  - معمول بودن رشد توام میکروگرافیک در آنها.
  - هیپرسولوس بودن گرانیتها و حضور آنتی پرتیت فراوان در آنها.
- لوئیس و ونز (Loiselle & Wones, 1979) و کلیمن و توئیست (Kleemann & Twist, 1989) با برشمردن اختصاصات فوق برای گرانیت‌های نوع A آنها را از گرانیت‌های نوع S و I تفکیک نموده‌اند.



شکل ۸ - نمودار مثلثی QAP اشتراک‌ایزن، برای تفکیک قلمرو گرانیت‌های S, I و A از یک‌دیگر (Bowden *et al.*, 1984) و موقعیت گرانیت‌های ساب ولکانیک در بستگون بر روی آن.

نمودار مثلثی QAP در شکل ۹ برای تشخیص محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها ارائه شده است (Maniar & Piccoli, 1989). همانطوری که در این نمودار نیز ملاحظه می‌شود، نمونه‌های گرانیت در بستگون همگی در قلمرو گرانیت‌های مرتبط با ریفت (RRG) قرار می‌گیرند و هماهنگی جالبی را با محیط استقرار دیابازها عرضه می‌کنند.

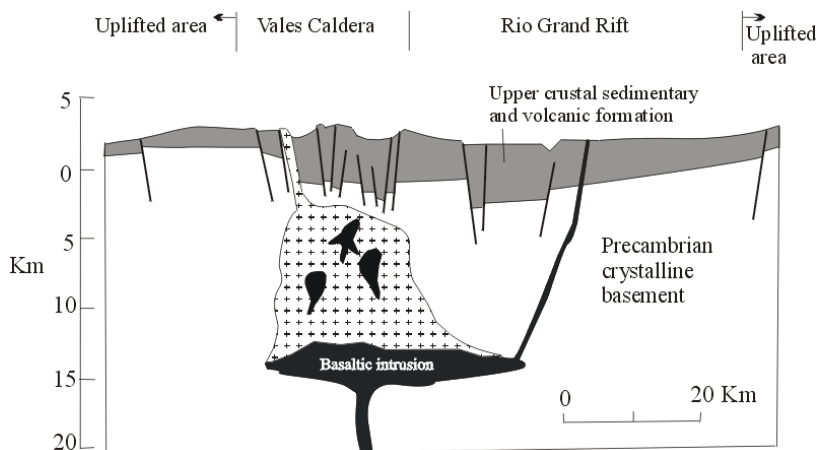
به این ترتیب اختصاصات زمین‌شناسی، ژئوشیمیایی و پترولوژیکی ریولیت‌ها، گرانیت‌های ساب‌ولکانیک و دیابازها همگی دلالت بر تشکیل این سنگها در یک محیط ریفت درون قاره‌ای دارند. با توجه به وقوع ماگماتیسم بایمووال در منطقه و با اتکا به نتایج مطالعات صحرایی و شواهد فوق‌الذکر، سرگذشت ماگماتیسم منطقه را می‌توان به صورت زیر خلاصه نمود: برآمدگی لیتوسفر قاره‌ای در زمان وندین که لازمه تشکیل ریفت در مناطق تحت کشش است، باعث ایجاد مناطق کم فشار در لیتوسفر شده و استقرار ماگمای گوشته‌ای را در پوسته تسهیل نموده است. چون این امر با ذوب بخشی گوشته همراه بوده، پیدایش ماگماتیسم آلكالین در این قبیل مناطق امری طبیعی می‌باشد. از آنجا که نفوذ ماگماهای گوشته‌ای به داخل پوسته می‌تواند منجر به ذوب بخشی سنگهای پوسته شود (McCarthy & Patino Dovec, 1997) (Rapp & Waston, 1975)، لذا جایگزینی ماگماهای بازیک آلكالین که آثار آن به صورت



شکل ۹ - نمودار مثلثی QAP برای تفکیک قلمرو گرانیتوئیدها براساس مقادیر مودال کوارتز، آلكالی فلدسپار، و پلاژیوکلاز (Maniar & Piccoli, 1989) و موقعیت گرانیت‌های ساب‌ولکانیک در بستگون بر روی آن.



دایکهای دولریتی در منطقه به چشم می‌خورد، سنگهای پوسته را در محل تماس با ماگماهای بازیک ذوب کرده و از ذوب بخشی پوسته، حجم قابل توجهی ماگمای اسیدی بر فراز ماگماهای بازیک بوجود آمده است (شکل ۱۰). بدیهی است که با شروع ذوب بخشی و تولید و تجمع ماگماهای اسید در اطراف توده‌های بازیک، نفوذ ماگماهای بازالتی به داخل ماگماهای اسید متوقف می‌شود و صعود آنها به سطح زمین غیر ممکن و یا دشوار می‌گردد (Huppert & Sparks, 1988) ولی با بازشدگی و کشش بیشتر پوسته، امکان صعود ماگماهای بازیک فراهم‌تر می‌شود.



شکل ۱۰ - نمودار شماتیک ریفت ریوگراند در نزدیکی کالدرای آتشفشانی. در این منطقه استقرار توده بازیک در عمق ۱۵ کیلومتری باعث ذوب بخش پوسته در مقیاس وسیع شده و ولکانیسم اسیدی منطقه را تعدیه نموده است (Ankeny *et al.*, 1986).

#### ۴- نتیجه گیری

الف - فراوانترین سنگهای آذرین در منطقه مورد مطالعه، سنگهای آتشفشانی و نیمه آتشفشانی اسید هستند که در بین آنها دایکهای کوچک و بزرگ دیابازی و گاهی گدازه‌های بازالتی یافت می‌شوند. وجود گدازه‌های بازالتی در بین گدازه‌های ریولیتی نشانه همزمانی ماگماتیسم اسید و بازیک در منطقه است و به عبارت جامع‌تر مبین وقوع ماگماتیسم بایمودال در زمان وندین می‌باشد.

ب - سنگهای آذرین اسید از لحاظ بافتی به دو گروه اصلی قابل تقسیم‌اند. گروه اول گرانیت‌های ساب و لکانیک هولولوکوکرآت که تقریباً عاری از کانیه‌های فرومنیزین می‌باشند و در رده آلکالی فلدسپار گرانیت قرار می‌گیرند؛ گروه دوم سنگهای آتشفشانی که به صورت گدازه ریولیتی، کوارتزپورفیر، ایگنیمبریت و سنگهای پیروکلاستیک به سطح زمین رسیده‌اند. گرانیت‌های ساب و لکانیک از لحاظ ترکیب شیمیایی و کانی شناسی کاملاً شبیه به ریولیت‌ها می‌باشند و حتی از لحاظ بافتی نیز حالات حدواسط و کاملاً تدریجی بین آنها دیده می‌شود به نحوی که سنگهای گرانیتی در سقف و حاشیه توده گرانیتی تدریجاً دانه ریز شده و در افق‌های بالاتر بافت خروجی پیدا می‌کنند. این موضوع نشان می‌دهد که گرانیت‌ها و ریولیت‌ها محصول تبلور یک ماگما در اعماق مختلف می‌باشند.

ج - اختصاصات پتروگرافی و ژئوشیمیایی گرانیت‌های ساب و لکانیک نشان می‌دهد که این گرانیت‌ها از نوع غیر کوهزایی (A) بوده و از ذوب بخشی سنگهای پوسته در یک محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. از آنجا که این سنگها از لحاظ ژئوشیمیایی و فراوانی عناصر کمیاب و اصلی باریولیت‌ها، کوارتز پورفیرها و ایگنیمبریت‌های منطقه قرابت زیادی دارند، بنابر این می‌توان نتیجه گرفت که محیط تکتونیکی تشکیل سنگهای آتشفشانی منطقه نیز یک محیط ریفتی بوده است.

د - سنگهای آذرین بازیک از نظر فراوانی عناصر اصلی و کمیاب اختصاصات ماگماتیسم داخل ورقه‌ای (WPB) را نشان می‌دهند و در قلمرو سنگهای آلکالن قرار می‌گیرند. بنابر این می‌توان نتیجه گرفت که این سنگها احتمالاً از گوشته سرچشمه گرفته و نظیر ریولیت‌ها و گرانیت‌ها، در یک محیط ریفت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

### تشکر و قدردانی

بدینوسیله از معاونت محترم پژوهشی دانشکده علوم و حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه تهران که امکان انجام این مطالعه را در قالب یک طرح تحقیقاتی فراهم نموده‌اند، صمیمانه تشکر می‌نمائیم. همچنین از معاونت پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس که در مواردی در انجام این پژوهش همکاری داشته اند تشکر می‌گردد.

ماگماتیسیم و نئیدین در منطقه انجیراوند : شمال شرق اردکان یزد

جدول ضمیمه: نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب سنگهای آذرین منطقه به روش XRF (تجزیه ها در سازمان زمین شناسی کشور انجام شده است).

Sample	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	LOI	Cr	Ni	Co	V	Cu	Zn	Mo	Ba	Sr	Ga	Nb	Zr	Th	U
g1	81.21	0.14	11.68	0.25	0.07	0.03	0.28	0.65	5.29	0.10	0.03	0.53	6	0	62	6	0	21	0.0	12	153	14	0.0	153	0.0	0.0
g2	81.31	0.21	11.35	0.21	0.20	0.03	0.47	0.40	5.22	0.07	0.02	0.71	7	0	74	9	0	12	0.0	21	12	7	0.0	125	0.0	0.0
g3	81.11	0.19	10.99	0.32	0.17	0.01	0.33	0.32	5.97	0.05	0.01	0.31	10	0	92	5	0	19	0.0	18	13	18	0.0	184	0.0	0.0
g4	81.43	0.12	10.74	0.24	0.24	0.02	0.41	0.81	5.32	0.14	0.04	0.49	5	0	85	10	0	16	0.0	14	15	12	0.0	179	0.0	0.0
g5	81.05	0.15	11.78	0.30	0.09	0.04	0.39	0.52	5.47	0.08	0.02	0.76	8	0	54	8	0	29	0.0	13	10	6	0.0	193	0.0	0.0
g6	81.93	0.25	10.49	0.33	0.32	0.04	0.27	0.66	5.70	0.26	0.04	0.59	5	0	49	5	0	16	0.0	25	9	7	0.0	165	0.0	0.0
g7	81.72	0.15	11.28	0.30	0.30	0.04	0.30	0.75	5.41	0.30	0.04	0.67	10	0	31	4	0	22	0.0	10	8	7	0.0	168	0.0	0.0
g8	82.62	0.14	9.26	0.36	0.33	0.04	0.43	0.61	6.17	0.28	0.05	0.47	7	0	24	4	0	17	0.0	9	9	7	0.0	158	0.0	0.0
g9	80.56	0.17	10.69	0.50	0.50	0.01	0.61	1.00	5.36	0.10	0.09	0.59	5	0	80	5	0	0	0.0	4	10	19	0.0	146	0.0	0.0
g10	81.01	0.17	10.58	0.40	0.50	0.01	0.60	0.96	5.34	0.10	0.09	0.58	5	0	105	5	0	0	0.0	11	19	33	0.0	181	0.0	0.0
g11	81.74	0.11	12.39	0.28	0.05	0.02	0.42	0.21	5.21	0.04	0.02	0.58	7	7	81	12	14	6	18.2	0	41	0	18.2	176	13.1	4.0
g12	81.66	0.13	11.88	0.22	0.05	0.01	0.21	0.10	5.06	0.07	0.01	0.07	6	11	81	15	15	34	19.0	0	43	0	19.0	194	16.0	5.9
r1	81.64	0.21	10.90	0.23	0.11	0.03	0.13	0.61	0.23	6.38	0.02	0.47	7	0	64	9	0	17	0.0	73	16	12	0.0	181	0.0	0.0
r2	82.80	0.12	10.88	0.42	0.05	0.02	0.07	0.88	5.04	0.21	0.04	0.97	6	0	89	6	0	26	0.0	182	21	17	0.0	142	0.0	0.0
r3	81.16	0.09	12.08	0.26	0.22	0.01	0.10	0.92	3.25	1.93	0.07	0.62	5	0	68	7	0	13	0.0	223	19	13	0.0	176	0.0	0.0
r4	81.32	0.17	10.39	0.25	0.17	0.01	0.09	0.61	0.17	6.21	0.11	0.71	8	0	79	5	0	30	0.0	54	24	19	0.0	186	0.0	0.0
r5	74.13	0.21	12.73	1.96	1.67	0.03	0.68	0.61	0.17	7.32	0.11	1.83	10	0	60	11	0	18	0.0	249	18	14	0.0	155	0.0	0.0
r6	81.31	0.07	11.65	0.25	0.05	0.04	0.04	0.92	4.88	0.25	0.02	0.94	0	9	64	11	15	30	19.2	0	33	0	21.2	187	14.1	1.0
r7	78.23	0.20	8.79	0.33	0.18	0.04	0.16	0.51	1.18	9.00	0.76	0.45	21	0	29	5	0	13	0.0	1011	9	7	0.0	166	0.0	0.0
r8	79.11	0.10	8.77	0.59	0.45	0.03	0.33	1.59	0.17	8.27	0.06	2.16	5	0	11	5	0	17	0.0	388	9	10	0.0	176	0.0	0.0
r9	79.21	0.30	13.38	0.40	0.50	0.01	0.80	0.91	3.02	0.91	0.12	1.00	10	0	73	12	0	0	0.0	77	24	37	0.0	171	0.0	0.0
r10	75.33	0.19	11.21	2.23	1.95	0.01	0.51	1.02	0.10	7.24	0.12	1.70	5	0	44	7	0	16	0.0	387	39	18	0.0	143	0.0	0.0
r11	73.01	0.27	13.44	1.69	1.52	0.04	0.72	1.45	0.16	7.24	0.08	2.61	10	0	35	18	0	5	0.0	1034	64	20	0.0	174	0.0	0.0
r12	82.86	0.31	10.43	0.29	0.28	0.03	0.71	0.51	0.33	4.19	0.07	0.82	23	0	16	35	0	37	0.0	389	10	10	0.0	162	0.0	0.0
q1	82.56	0.18	9.23	0.44	0.31	0.03	0.30	0.52	5.39	0.20	0.09	0.54	6	0	82	8	0	20	0.0	68	21	10	0.0	166	0.0	0.0
q2	82.56	0.20	9.73	0.50	0.41	0.02	0.10	0.43	6.18	0.10	0.10	0.32	5	0	97	7	0	14	0.0	313	37	8	0.0	163	0.0	0.0
q3	83.80	0.15	8.87	0.38	0.21	0.02	0.15	0.56	5.95	0.17	0.11	0.61	9	0	71	6	0	28	0.0	55	20	18	0.0	198	0.0	0.0
q4	83.14	0.10	4.16	3.03	3.40	0.01	0.51	1.03	3.02	0.10	0.10	2.21	5	0	43	4	0	0	0.0	8	26	6	0.0	178	0.0	0.0
q5	82.89	1.55	7.38	0.52	0.48	0.01	0.50	1.01	5.28	0.10	0.12	0.57	4	0	99	5	0	0	0.0	5	5	8	0.0	171	0.0	0.0
q6	81.56	0.14	10.59	0.50	0.42	0.01	0.10	0.50	6.38	0.20	0.08	0.76	10	0	58	5	0	26	0.0	9	9	4	0.0	170	0.0	0.0
q7	81.20	0.11	7.79	0.55	0.34	0.03	0.16	0.58	0.35	9.12	0.06	0.51	5	0	26	4	0	10	0.0	301	8	6	0.0	182	0.0	0.0
d1	44.95	3.71	18.69	11.07	8.15	0.17	6.71	1.80	3.94	0.15	0.72	0.48	0	33	69	525	0	79	19.1	0	149	0	35.2	231	8.1	2.0
d2	54.65	0.20	16.03	5.28	8.42	0.11	5.59	4.64	3.16	1.05	0.69	1.20	32	0	18	137	0	0	0.0	114	124	14	0.0	180	0.0	0.0
d3	52.11	1.89	15.40	4.35	7.47	0.12	6.01	7.91	2.42	1.48	0.76	1.22	72	0	22	145	0	0	0.0	58	391	14	0.0	232	0.0	0.0
d4	54.06	3.14	14.37	5.97	8.68	0.04	5.09	2.78	4.23	0.21	1.19	1.40	8	0	22	160	0	114	0.0	13	71	14	0.0	300	0.0	0.0
d5	60.47	1.58	14.46	4.94	6.96	0.03	4.34	1.14	4.34	0.20	1.04	1.46	5	0	20	122	0	41	0.0	25	20	12	0.0	354	0.0	0.0
d6	52.67	0.74	17.96	3.08	8.43	0.03	7.92	1.06	4.86	3.17	0.24	0.94	85	0	32	211	0	35	0.0	254	53	24	0.0	105	0.0	0.0
d7	45.33	3.50	18.07	8.95	7.83	0.15	6.82	4.73	3.73	0.17	0.75	0.35	30	0	54	252	0	72	0.0	104	107	12	0.0	240	0.0	0.0
d8	53.27	2.83	15.16	6.04	8.00	0.05	5.00	2.01	4.48	0.94	0.96	0.87	14	0	38	184	0	68	0.0	33	133	21	0.0	231	0.0	0.0
d9	49.11	3.45	17.20	8.13	7.69	0.09	6.54	2.91	4.01	0.20	0.75	1.08	21	0	30	205	0	54	0.0	21	119	12	0.0	197	0.0	0.0
d10	51.34	3.20	15.63	5.97	8.36	0.15	6.02	2.34	4.39	0.81	1.19	1.36	17	0	42	147	0	93	0.0	76	151	17	0.0	277	0.0	0.0
d11	56.44	2.55	15.13	4.99	7.34	0.03	4.91	2.45	4.73	0.77	0.86	1.21	85	0	48	177	0	43	0.0	48	59	18	0.0	213	0.0	0.0
d12	53.13	2.01	15.38	5.02	7.44	0.10	5.94	2.93	4.99	0.99	0.92	0.87	33	0	34	292	0	51	0.0	90	74	13	0.0	264	0.0	0.0
d13	53.70	2.69	15.28	5.08	7.45	0.14	5.32	1.96	4.93	1.05	1.10	1.14	21	0	22	167	0	110	0.0	100	184	11	0.0	269	0.0	0.0
d14	51.21	3.15	16.08	5.94	8.32	0.09	6.01	2.25	4.39	0.31	1.15	0.98	42	0	18	298	0	42	0.0	124	97	14	0.0	254	0.0	0.0
d15	46.96	3.58	17.26	8.96	7.54	0.12	6.32	3.08	3.95	0.21	0.97	0.65	48	0	52	221	0	90	0.0	62	70	15	0.0	122	0.0	0.0
d16	49.32	3.77	17.37	7.54	7.99	0.04	6.27	1.99	4.39	0.40	0.43	0.76	9	0	39	212	0	80	0.0	111	88	14	0.0	196	0.0	0.0
d17	53.66	2.60	15.31	5.05	7.46	0.12	5.56	2.40	4.74	1.00	1.23	1.40	11	0	22	174	0	104	0.0	95	79	24	0.0	219	0.0	0.0

## References

- Ankeny, L.A., Braile, L.W. and Olsen, K.L., (1986) *Upper crustal structure beneath the Temez Mountains volcanic field, New Mexico, determined by three – dimensional simultaneous inversion of seismic refraction and earthquake data.* J.Geophys., Res., **91**,6188–6198.
- Bailey, D.K., (1973) *The Chemical and thermal evolution of rifts.* Tectonphysics, **94**,585 – 597.
- Bailey, D.K.,(1972) *Uplifting and magmatism in the continental plates.* J. Earth Sci. **8**,2.
- Bailey, D.K.,(1974) *Continental rifting and alkaline Magmatism.* In:Sorensen,H.(ed.), *The Alkaline rocks.* John Wiley & sons. London. Ch.3.2,148–159.
- Barbero, L., Villaseca, C., Rogers, G. and Brown, P.E., (1995) *Geochemical and isotopic disequilibrium in crustal melting: an insight from the anatectic granitoids from Toledo, Spain.* J. Geophysical Research. **100**,15745–15765.
- Berberian, M. and King, C.C.P.,(1981) *Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran.* Can. J. Earth. Sci.,**18**, 210–265.
- Borodin, L.S., (1988). *Petrochemical trends and Classification of the Gabbro – Granitoid series.* J. Internaational. Geo. Rev., **30**, 1189 –1198.
- Boulin, J.,(1991) *Structures in south west Asia and evolution of eastern Tethys.* Tectonphysics. **196**,211–268.
- Bowden, P., Batchelor, R.A., Chappel, B.W., Didier, J. and Lameyer, J.,(1984) *Petrological, geochemical and source criteria for the classification of granitic rocks: a discussion.* Phys. Earth. Planet. Inter., **35**,1–11.
- Callegair, E. and Depieri, R.I., (1967) *Unmixing of the sanidines of the “Pietra verda” of the Dolomites.* Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **47**,111–119.
- Condie, K.C., (1988). *Plate Tectonics and crustal evolution.* Mc Graw Hill Book Co., 465 P.
- Davoudzadeh, M., and Weber–Diefenbach, K., (1987) *Contribution to the paleogeography, stratigraphy and Tectonics of the upper paleozoic of Iran.* N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **175**,121 – 146.
- Elchelberger, G.C., (1978) *Andesitic volcanism and Crastal evolution.* Nature **275**,21–270
- Foley, S.F., Venturelli, G., Green, D.H. and Toscani, L., (1987) *The Ultrapotassic rocks: characteristics, classifiction and constraints for petrogenetic models.* Earth. Sci. Rev., **24**,81–84.
- Francis, P., (1992) *Volcanoes. A planetary perspective.* Clarendon Press. 443 pp.
- Haghipour, A., Valleh, N., Pelissier, G., and Davoudzadeh, M., (1977) *Explanatory text of the Ardekan Quadrangle map 1:250000.* Geological survey of Iran. Geological Quaddrangle **H8**,114p.
- Huckriede, R., Kursten, M., and venzlaff, H., (1962) *Zur Geologie des Gebietes zwischen kerman and sagand (Iran).* Geol. Tb. Beih., **51**,197pp.

- Huppert, H.E., and Sparks, R.S.J., (1988) *The Generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust*. J. Petrol., **29**,599–624.
- Kleemann, G.J., and Twist, D., (1989) *The Compositionally-Zoned sheet-like granite pluton of the Bushveld complex: evidence bearing on the nature of A-type magmatism*. J. Petrol., **30**,1383–1414.
- Larsen, E.S., (1938) *Some new variation diagram for groups of igneous rocks*. J. Geol., **46**,505–520.
- Lensch, G., and Schmidt, K., (1984) *Plate Tectonics, Orogeny, and mineralization in the Iranian fold belts. Results and Conclusions*. N. Jb. Geol. Palaont. Abh., **68**,558–568.
- Loiselle, M.c. and Wones, D.R., (1979) *Characteristics and origin of anorogenic granites*. Geol. Sco., Am. Abstr. Prog., **11**, 468.
- Maniar, P.D. and Piccoli, M., (1989) *Tectonic discrimination of granitoids*. Geol., Seol., Am. Bull., **101**,635- 642.
- Martin, R.F. and Plwinski, A.J., (1972) *Magmatism and tectonic setting*. J. Geophys. Res., **77**,4966 – 4975.
- McCarthy, T.C. and Patino Douce, A.E., (1997) *Experimental evidence for high – temperature felsic melts formed during basaltic intrusion of the deep crust*. *Geology*, **25**,463 – 466.
- Middlemost, E.A.K., (1974) *Petrogenetic model for the origin of carbonatites*. Lithous., **7**,275 – 278.
- Middlemost, E.A.K., (1987) *Magma and magmatic rocks: an introduction to igneous Petrology*. Longman, 266 pp.
- Obenholzner, J. H., (1991) *Triassic volcanogenic sediments from the southern Alps (Italy, Austria, Uogoslavia)*. a contribution to the “pietra verde” problem. Sed. Geol., **74**,157 – 171.
- Pearce, J.A., (1980) *Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lava from Tethyan ophiolites*. Proc. Int. Ophiolite symp. Nicosia. Cyprus., 261 – 272.
- Philpotts, A.R., (1990) *Principle of Igneous and metamorphic petrology*. Prentic Hall, Englewood Cliffs, New Jersey. 498 p.
- Rapp, R.P. and Waston, E.B., (1975) *Dehydration melting of metabasalt at 8–32 kbar: implication for continental for growth and crust – mantle recycling*. Journal of petrology. **36**,891 – 931.
- Schmid, R., (1981) *Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendation of the IUGS subcmmission on the systematics of Igneous rocks*, *Geology*, **9**,41 –43.
- Sleep. N.H., (1992) *Hot spot Volcanism and mantle plumes*. Annual review of Earth and Planetary Sciences. **20**,19 – 43.
- Smith, A.G., (1976) *Plate tectonics and orogeny: a review*. Tectonophys, **33**,285–315.
- Stocklin, J., (1968) *Structural history and tectonics of Iran: A review*. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **52**,1229 – 1258.
- Tepper, T.H., Nelson, B.K., Bergantz, G.W., and Irving, A.J., (1993) *Petrology of the Chilliwack batholith, North Cascades, Washington: generation of calc –*

- alkaline granitoids by melting of mafic lower crust with variable water fugacity*. Cont. Min. and petro., **113**, 333 – 351.
- Thompson, A.B., and Connolly, J.A.D., (1995) *Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic setting*. Journal of Geophysical Research, **100**, 15565-15579.
- Wilson, M., (1993) *Geochemical signatures of oceanic and continental basalts: a key to mantle dynamics*, Journal of the Geological Society, **150**, 977-990.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., (1976) *Geochemical magma type discrimination: application to altered and metamorphosed basic igneous rocks*. Earth Planet. Sci. Lett., **28**, 459-469.

درویش زاده، علی (۱۳۶۹)، ویژگیهای زمین شناسی نمکهای اینفراکامبرین خلیج فارس، مجموعه مقالات سمپوزیوم دیپایریسم با نگرشی ویژه به ایران (جلد اول)، وزارت معادن و فلزات، سازمان زمین شناسی کشور، صفحه ۸۱ تا ۱۰۸.

درویش زاده، علی (۱۳۷۰)، زمین شناسی ایران، انتشارات نشر دانش امروز (ندا)، ۹۰۱ صفحه.

کنعانیان، علی (۱۳۷۱)، بررسی پترولوژی و ژئوشیمی سنگهای آذرین شمال شرق اردکان (منطقه توت و انجیراوند)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی، ۲۳۸ صفحه.