تحلیل روابط ژنتیکی بین گدازه‌های آتشفشانی ائوسن در منطقه شیرین‌سو (جنوب لوشان) بر اساس شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیائی

محمدهاشم امامی، ناهید اسدی*، منیره خیرخواه
پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
*مسئول مکاتبات- آدرس الکترونیکی: *na.asadi@gmail.com*
(دریافت: ۸۶/۱۲/۱۱؛ پذیرش:۸۷/۴/۱)

چکیده

سنگهای آتشفشانی ائوسن در منطقه شیرین سو عمدتاً شامل گدازه‌های بازیک با ترکیب آلکالی الیوین بازالت، گدازه‌های حدواسط آندزیتی- تراکی‌آندزیتی و ایگنمبریت‌های داسیتی- ریوداسیتی می‌باشد. روابط بافتی و کانی‌شناسی مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی از جمله حضور اجتماعات گلومروپرفیری و گلومروکریست کانیهای مافیک، وجود بافت‌های غیرتعادلی مانند بافت غربالی پلاژیوکلاز، ترکیب بایمدال فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن، ترکیب ناهمگن خمیره سنگ و حضور انکلاوها و میکروپیلوهای بازیک با زمینه شیشه‌ای کدر در زمینه روشن سنگهای اسیدی، وجود زینولیت‌ها و زینوکریست‌ها با حاشیه واکنشی و غیره و نیز پراکندگی‌ها و روندهای مختلف مشاهده شده در نمودارهای ژئوشیمیائی معلوم می‌دارد گدازه‌های بازالتی و آندزیتی در منطقه هم‌منشاء بوده‌اند و پدیده‌های تفریق، اختلاط ماگمائی (مینگ‌لینگ و بلندینگ) و آلودگی پوسته‌ای در تشکیل آنها مؤثر بوده است. به عبارت دیگر سنگهای حدواسط منطقه حاصل اختلاط بین ماگمای بازالتی با بخش‌های تفریق یافته این ماگما می‌باشند که طی مرحله صعود و جاگیری در پوسته دچار آلودگی‌های پوسته‌ای نیز شده‌اند. بر اساس شواهد موجود ایگنمبریت‌های داسیتی- ریوداسیتی که حجم بسیار زیادی را نیز در منطقه به خود اختصاص داده‌اند، دارای منشاء متفاوتی نسبت به بازالت‌ها و آندزیت‌ها هستند. به احتمال قوی این سنگها حاصل ذوب بخشی پوسته می‌باشند که در عین حال ضمن جایگزینی ماگمای بازیک در پوسته بین دو ماگما پدیده اختلاط (عمدتاً مینگ لینگ) نیز صورت گرفته است.

واژه های کلیدی: شیرین سو، تفریق بلورین، مینگ‌لینگ، بلندینگ، ذوب بخشی، آلودگی پوسته‌ای

۱- مقدمه

منطقه مورد مطالعه در محدوده ´۲۵ °۴۹ تا ´۳۵ °۴۹ طول شرقی و ´۲۰ °۳۶ تا ´۳۰ °۳۶ عرض شمالی واقع شده است. این منطقه در جنوب شهرستان لوشان قرار گرفته و وسعتی حدود ۲۷۰ کیلومترمربع را شامل می‌شود. راه اصلی دسترسی به منطقه جاده آسفالته قزوین- رشت می‌باشد.

همانند سایر نقاط البرز این منطقه نیز دارای توپوگرافی بسیار شدید و ناهموار می‌باشد، بطوریکه ارتفاعات بسیار پرشیب و مرتفع در مجاورت دره‌های عمیق قرار دارند. امتداد کلی بلندی‌ها و دره‌های مهم، شمال‌شرق- جنوب‌غرب است. شکل ۱ مدل ارتفاعی سه بعدی (TIN) منطقه را نشان می‌دهد. در شکل ۲ موقعیت منطقه مورد مطالعه و نقشه پراکندگی واحدهای سنگی منطقه نشان داده شده است، که بر اساس تصویر لندست (ETM^+) تفکیک شده‌اند.

مطالعات انجام شده در منطقه با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی (مقیاس ۱:۱۰۰،۰۰۰ و ۱:۲۵۰،۰۰۰)، نقشه‌های توپوگرافی با مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰ و تصویر ماهواره‌ای لندست (سنجنده ETM^+) و با استفاده از نرم افزارهای ArcGIS 9، Geomatica 9.1 و Minpet صورت گرفته است. آنالیز شیمیائی نمونه‌ها به روش XRF(S4) و در سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور صورت گرفته است.

۲- زمین‌شناسی عمومی:

بر اساس تقسیم‌بندی افتخارنژاد (۱۳۵۹) منطقه مورد نظر جزء زون ساختاری البرز می‌باشد و در بخش غربی این زون قرار گیرفته است. لیتولوژی عمده منطقه شامل واحدهای آتشفشانی به سن ائوسن می‌باشد. آنلز و همکاران (۱۹۷۵) تشکیل سنگهای آتشفشانی ائوسن را به سه مرحله (فاز) نسبت داده‌اند:

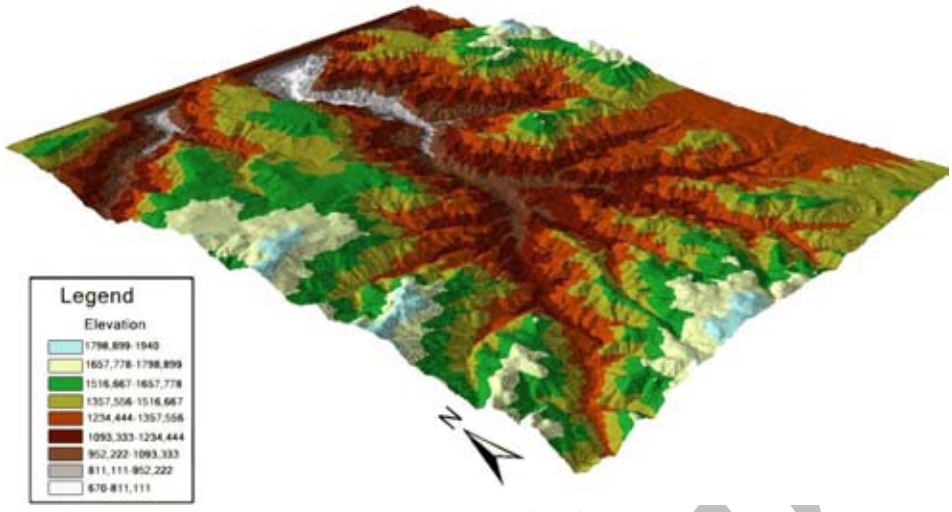
در فاز اول (ائوسن) بیشتر توف‌های زیردریائی به همراه رسوبات دیگر دیده می‌شود. جنس سنگهای آتشفشانی آندزیت و داسیت بوده و ضخامت آنها حدود ۶۰۰۰ متر می‌باشد.

در فاز دوم که با فرونشینی این نواحی ادامه داشته، فوران‌ها از نوع تراکی‌بازالت است. این سنگها از داخل شکافهای گسترده‌ای که در این زمان وجود داشته بیرون ریخته‌اند.

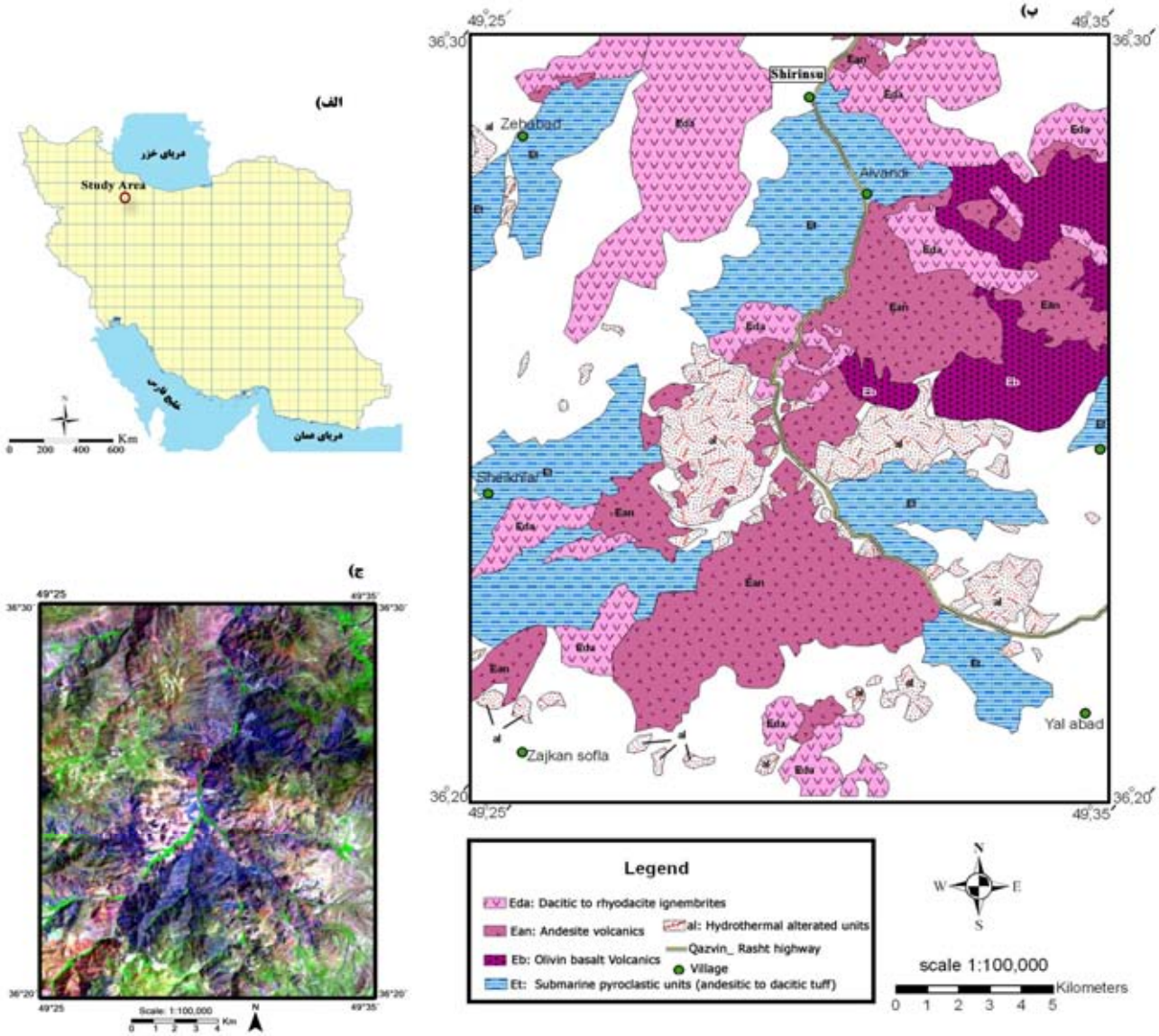
طی فاز سوم فعالیت انفجاری رونق زیادی داشته و طی آن ریولیت

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۱: مدل ارتفاعی سه بعدی (TIN) منطقه بر اساس نقشه توپوگرافی مقیاس ۱:۵۰،۰۰۰.



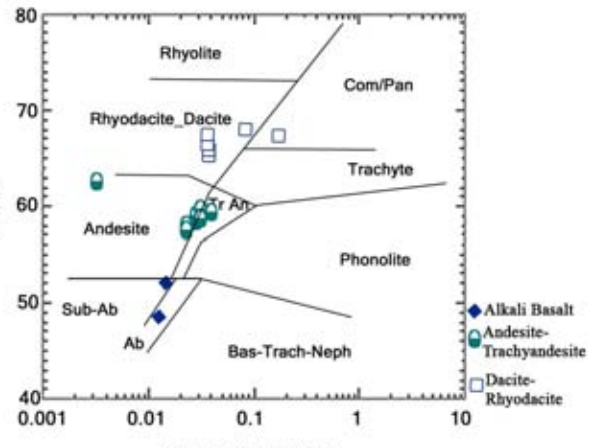
شکل ۲: الف) موقعیت منطقه مورد مطالعه ب) نقشه پراکندگی واحدهای سنگی منطقه تفکیک شده بر اساس تصویر لندست (ETM^{+}) ج) تصویر لندست منطقه(ETM^{+}) با ترکیب باندی RGB =۷،۴،۲.

www.SID.ir

و داسیت همراه با ایگنمبریت‌ها و توف‌های وابسته حجم زیادی را به خود اختصاص داده‌اند. جریان‌های داسیتی با درزه‌های منشوری بصورت پرتگاه در بالای روستای ملاعلی در جاده کوهین - لوشان دیده می‌شوند و ضخامتی حدود ۱۴۰۰ متر دارند.

۳- پتروگرافی:

بر اساس مطالعات صحرائی، مشاهدات میکروسکوپی و نمودارهای رده‌بندی شیمیائی سنگهای آتشفشانی مطالعه شده در منطقه را به سه گروه کلی شامل گدازه‌های بازالتی، گدازه‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی و ایگنمبریت‌های داسیتی- ریوداسیتی تقسیم‌بندی نموده‌ایم. شکل ۳ موقعیت سنگهای منطقه را در نمودار SiO_2 در برابر $Zr/TiO_2\times10^{-4}$ (Winchester & Floyd 1979) نشان می‌دهد.



شکل ۳: نمودار SiO_2 در برابر $Zr/TiO_2\times10^{-4}$ (Winchester & Floyd 1979).

۳-۱- گدازه‌های بازالتی

این واحد که با نماد E^b بر روی نقشه نشان داده شده شامل گدازه‌های خاکستری دانه ریز است. فنوکریست‌های موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱- پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین فنوکریست این سنگها می‌باشد که گاه به صورت منفرد و گاه به حالت تجمعات گلومروپورفیری یا گلومروکریست دیده می‌شود. این بلورها دارای ماکل‌های تکراری ضخیم بوده و با توجه به ویژگی‌های بلورشناسی و نوری ترکیب لابرادوریت تا آندزین دارند. از ویژگی این پلاژیوکلازها وجود بافت غربالی، ماکل تکراری، منطقه‌بندی نوسانی, خوردگی و گاه گردشدگی است.

۲- کلینوپیروکسن: بلورهای کلینوپیروکسن شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و بصورت منفرد یا تجمعی با پلاژیوکلاز و الیوین دیده می‌شوند. ترکیب بلورهای کلینوپیروکسن در حد اوژیت، اوژیت‌ارژین و تیتان‌اوژیت می‌باشد که این ترکیب دلالت بر ماهیت آلکالن بازالت‌های منطقه دارد. از ویژگی‌های بلورهای کلینوپیروکسن در این سنگها خوردگی شدید و اشکال خلیجی است.

۳- الیوین: نکته قابل‌توجه در سنگهای بازالتی حضور الیوین هم بصورت فنوکریست و هم بصورت بلورهای کوچک در زمینه سنگ است. این ویژگی از مشخصات بازالتهای آلکالن می‌باشد و شاهدی بر آلکالن بودن این سنگ‌هاست.

۴- آمفیبول: بلورهای آمفیبول غنی از Fe و Ti با ترکیب احتمالاً کرسوتیتی به مقدار کم به صورت کانی فرعی در این سنگها وجود دارد. این بلورها به رنگ قهوه‌ای تیره بوده و به شدت اپاسیته و اکسیده‌اند.

۵- کوارتز: بلورهای کوارتز در این سنگها بصورت گزنوکریست وجود دارند و در اطراف آنها حاشیه واکنشی شامل بلورهای فیبری ریز پیروکسن تشکیل شده است (شکل ۴-a).

خمیره:

پلاژیوکلاز کانی اصلی سازنده خمیره این سنگهاست و ریز بلورهای پیروکسن و الیوین ایدنگزیتی و کانی‌های اوپاک بصورت اینترگرانولار بین بلورهای پلاژیوکلاز دیده می‌شوند.

۳-۲- گدازه‌های آندزیتی- تراکی‌آندزیتی:

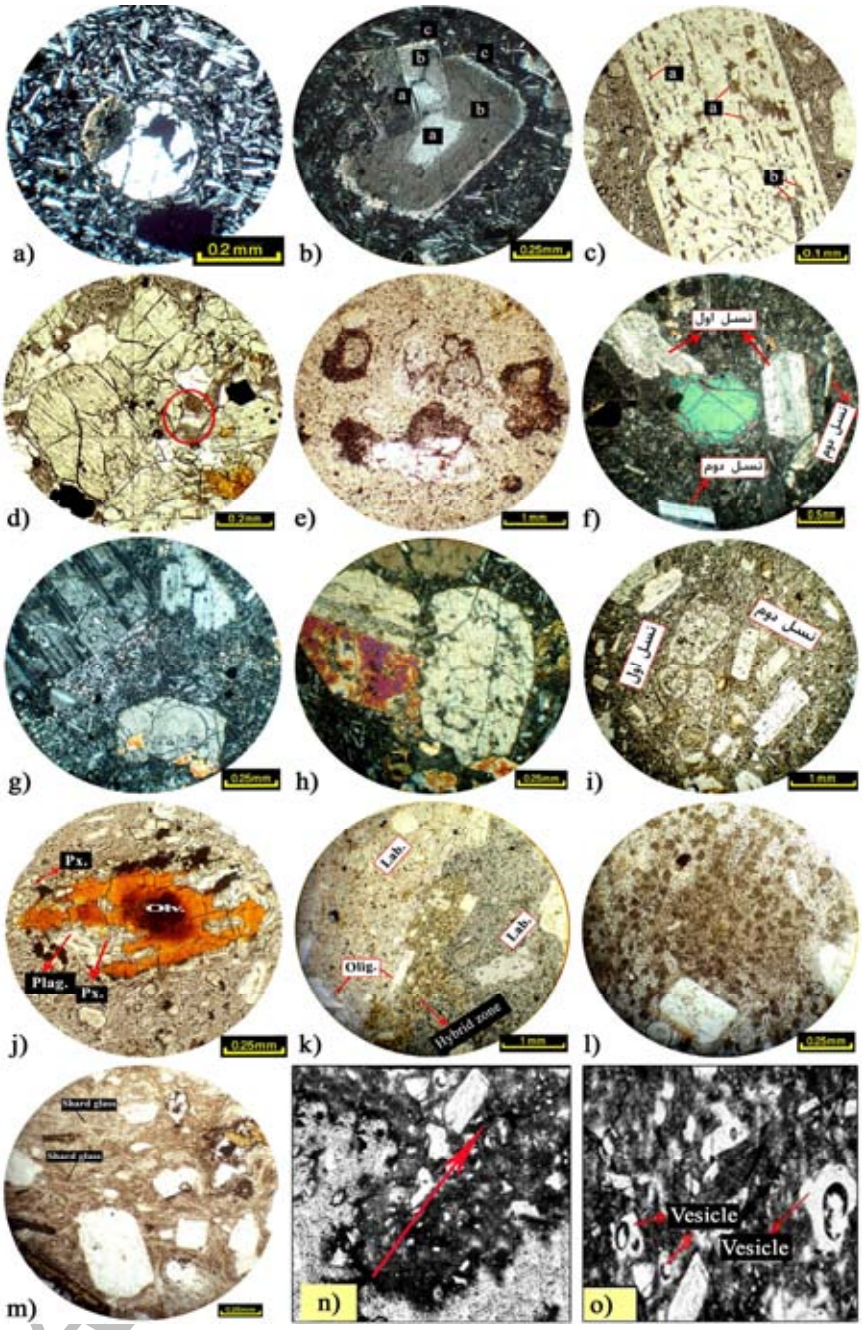
این واحد با نماد E^{an} بر روی نقشه نشان داده شده است. فنوکریست‌های موجود در این سنگها به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱- پلاژیوکلاز: بر اساس مشاهدات میکروسکوپی از لحاظ بافتی و ترکیبی دو نوع پلاژیوکلاز در سنگهای آندزیتی منطقه می‌توان تشخیص داد: اول پلاژیوکلازهایی با ترکیب لابرادوریت تا آندزین که این پلاژیوکلازها دارای ماکل‌های تکراری ضخیم، منطقه‌بندی، خوردگی، گردشدگی، اشکال خلیجی, بافت غربالی و گاه انکلوزیون‌هائی از شیشه بازیک هستند. این شیشه بازیک از لحاظ ترکیبی معادل شیشه‌های به دام افتاده در بخش‌های گلومروپورفیری است (شکل ۴-b, c, d) در مواردی جذب بلور توسط خمیره اسیدی مشاهده می‌شود (پدیده Infilteration). گاهی نیز این پلاژیوکلازها بطور تجمعی با پیروکسن و در مواردی الیوین دیده می‌شوند و بافت گلومروپورفیری ایجاد می‌کنند. تجمع این بلورها را بصورت گلومروکریست و اجتماعات سینوسی نیز می‌بینیم. در بسیاری موارد در اطراف این پلاژیوکلازها یا اطراف تجمعات گلومروپورفیری آنها حاشیه‌ای از یک شیشه بازیک اپاسیته دیده می‌شود (شکل ۴-e).

نوع دوم پلاژیوکلاز این سنگها، پلاژیوکلازهایی با ترکیب سدیک‌تر در حد الیگوکلاز با ماکل‌های تکراری ظریف می‌باشد. این پلاژیوکلازها نسبت به پلاژیوکلازهای نوع اول سالم‌تر و متعادل‌تر و از لحاظ اندازه‌ای

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۴-a) گزنوکریست کوارتز با حاشیه واکنشی در سنگهای بازالتی منطقه، b) بخش‌های ترکیبی سه‌گانه در بلورهای پلاژیوکلاز غربالی نسل اول مربوط به سنگهای آندزیتی،c) حضورانکلوزیون‌های شیشه‌ای دوگانه در بلور پلاژیوکلاز نسل اول مربوط به سنگهای آندزیتی،d) حضور انکلوزیون‌های شیشه بازیک در تجمعات گلومروپورفیری در آندزیت‌های منطقه، e) حاشیه ماگمای بازیک اپاسیته در اطراف بلور پلاژیوکلاز نسل اول مربوط به سنگهای آندزیتی ، f)پلاژیوکلازهای سدیک سالم با ترکیب الیگوکلاز در کنار پلاژیوکلازهای کلسیک با بافت غربالی و خوردگی در سنگهای آندزیتی منطقه، g) ناپایداری کانیهای فاز بازیک در بخش اسیدی، حواشی خورده‌شده و جذب بلورین در بلورهای پلاژیوکلاز (لابرادوریت) و خوردگی و گردشدگی کلینوپیروکسن (تیتان اوژیت) مربوط به سنگهای آندزیتی منطقه، h) پدیده جذب بلورین در بلورهای کلینوپیروکسن نسل اول مربوط به آندزیت‌های منطقه، I) کلینوپیروکسن‌های سدیک نسل دوم با ترکیب اوژیت‌اژرین در کنار کلینوپیروکسن‌های اوژیتی نسل اول مربوط به آندزیت‌های منطقه، j) ناپایداری بلور الیوین و تبدیل آن به پیروکسن، پلاژیوکلاز و کانی‌های اوپاک، k) نمائی از بخش‌های ترکیبی سه‌گانه موجود در سنگهای آندزیتی منطقه، بخش بازیک (سمت راست تصویر) بخش اسیدی (سمت چپ تصویر) و زون هیبرید در مرز این دو بخش، l) نمائی از ماگمای بازیک متلاشی شده که بصورت لکه هائی در زمینه سنگ پراکنده گشته است، مربوط به گروه سنگهای آندزیتی منطقه، m) نمایی ازایگنمبریت‌های منطقه با بافت ویتروکلاستیک جریانی،n) حضور انکلاو مافیک با حاشیه سردشده در سنگهای داسیتی و افزایش اندازه بلورها به سمت مرکز (جهت فلش)، o) نمایی از سنگهای داسیتی منطقه و نمایش پدیده وزیکولیشن در بخش بازیک و حفره دار شدن میکروپیلو در مجاورت ماگمای اسیدی (داسیتی).

www.SID.ir

کوچکتر از آنها هستند. شکل f-۴ دو نوع پلاژیوکلاز موجود در این سنگها را نشان می‌دهد.

۲- کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن نیز مانند پلاژیوکلاز در دو فاز بافتی و ترکیبی مختلف دیده می‌شود. اول کلینوپیروکسن‌هایی با ترکیب تیتان‌اوژیت- اوژیت که حالت خوردگی، گردشدگی و بافت اسکلتی دارند و گاهی منطقه‌بندی نشان می‌دهند. این بلورها حاشیه کاملاً نامتعادل داشته و پدیده جذب بلورین به خوبی در آنها دیده می‌شود (شکل g, h-۴). این کلینوپیروکسن‌ها بیشتر بصورت تجمعی با پلاژیوکلاز یا بصورت گلومروکریست دیده می‌شوند. گاهی نیز یک حاشیه کاملاً اپاسیته در اطراف این کلینوپیروکسن‌ها وجود دارد که باعث شده بلور سالم بماند.

فاز دوم شامل کلینوپیروکسن‌هایی با ترکیب اوژیت تا اوژیت‌اژرین است. این کلینوپیروکسن‌ها نسبتاً سالم و متعادل بوده و بصورت منفرد یا بصورت حاشیه‌ای در اطراف کلینوپیروکسن‌های نوع اول دیده می‌شوند. در اطراف این بلورها ترکیب زمینه اسیدی‌تر است. (شکل i-۴)

۳- الیوین: با توجه به ماهیت آلکالن سنگهای منطقه گاهی الیوین نیز بصورت فنوکریست در سنگهای آندزیتی منطقه دیده می‌شود. بلورهای الیوین به خصوص در بخشهای اسیدی‌تر اغلب حالت نامتعادل دارند و در مواردی حاشیه واکنشی از پیروکسن یا پیروکسن، پلاژیوکلاز و اکسیدهای آهن در اطراف آنها تشکیل شده است (شکل j-۴).

۴-آمفیبول: بلورهای آمفیبول دارای خوردگی‌های خلیجی و حاشیه اپاسیته (واکنشی) نامتعادل می‌باشند و از نوع آمفیبول‌های آهن و تیتان‌دار می‌باشند.

۵- بیوتیت: گاهی بیوتیت نیز بصورت میکروفنوکریست‌هایی دیده می‌شود. در اطراف بیوتیت‌ها نیز حاشیه اپاسیته وجود دارد.

خمیره:

خمیره این سنگ‌ها از لحاظ ترکیبی شامل دو و حتی گاهی سه بخش متمایز است (بخش بازیک- بخش حدواسط و بخش اسیدی). در (شکل k-۴) حضور این سه بخش در کنار یکدیگر نشان داده شده است.

در این سنگها بخش بازیک (سمت راست تصویر) به رنگ تیره دیده می‌شود و اغلب اپاسیته است و بافت میکرولیتی یا هیالومیکرولیتی نشان می‌دهد. این بخش شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین، شیشه بازیک، کانی‌های اوپاک و تجمعات گلومروپورفیری این کانی‌ها می‌باشد. بلورهای پلاژیوکلاز در این بخش بافت غربالی و منطقه‌بندی نوسانی نشان می‌دهند. ترکیب کلینوپیروکسن در بخش بازیک نسبتاً غنی از تیتانیم و در حد تیتان‌اوژیت می‌باشد. بخش اسیدی (سمت چپ تصویر) به رنگ روشن بوده، بافت میکروکریستال پورفیری و فلسیتیک نشان می‌دهد و شامل بلورهای پلاژیوکلاز و فلدسپار می‌باشد. پلاژیوکلازهای لابرادوریتی، الیوین و تیتان‌اوژیت در این بخش ناپایدار بوده بافت‌های نامتعادل نشان می‌دهند. فنوکریست‌های متعادل با این بخش شامل پلاژیوکلازهای سدیک (الیگوکلاز) و پیروکسن‌هائی با ترکیب اوژیت تا اوژیت‌اژرین می‌باشد. آثار جذب (resorption) همواره در بلورهای قرار گرفته در این بخش به خصوص در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز کلسیک دیده می‌شود. بخش شیشه‌ای حدواسط (بخش میانی در تصویر) به رنگ قهوه‌ای روشن بوده و بافت میکرولیتی ریز نشان می‌دهد. ضریب شکست این شیشه از شیشه روشن اسیدی بیشتر و از شیشه تیره بازیک کمتر است. این بخش در حدفاصل بخش اسیدی و بازیک دیده می‌شود.

بخش بازیک گاهی بصورت میکروپیلو و گاه بصورت پچ‌های پراکنده و یا به شکل رگه‌های بازیک در سنگ دیده می‌شود. در مواردی نیز بخش بازیک بصورت لکه‌هائی در زمینه سنگ آندزیتی وجود دارد (شکل l-۴).همچنین بخش شیشه‌ای بازیک بصورت حاشیه‌ای در اطراف فازهای بازیک (پلاژیوکلاز لابرادوریتی، تیتان‌اوژیت، الیوین، کانی‌های اوپاک و تجمعات گلومروپورفیری) حضور دارد.

۳-۳- ایگنمبریت‌های داسیتی- ریوداسیتی:

این واحد با نماد E^{da} بر روی نقشه نشان داده شده است. فنوکریست‌ها به ترتیب فراوانی عبارتند از:

۱-پلاژیوکلاز: بر اساس مشاهدات پتروگرافی ترکیب بلورهای پلاژیوکلاز در این سنگها در حد متوسط تا سدیک است. این پلاژیوکلازها دارای ماکل‌های ظریف بوده و گاهی نیز منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در مواردی حالت گردشده و خلیجی در این بلورها به چشم می‌خورد.

۲- آلکالی فلدسپار: آلکالی فلدسپار در خمیره سنگ فراوان بوده و به مقدار کم بصورت فنوکریست نیز دیده می‌شود.

۳- کوارتز: کمتر بصورت فنوکریست دیده می‌شود و اغلب در خمیره سنگ است. فنوکریست‌های کوارتز خوردگی خلیجی و گردشدگی نشان می‌دهند.

۴- بیوتیت: بلورهای بیوتیت دارای حواشی نامتعادل و اپاسیته‌اند که این حاشیه اپاسیته گاه کل بلور را فرا می‌گیرد.

۵- هورنبلند: بلورهای هورنبلند نیز مانند بیوتیت دارای حاشیه اپاسیته‌اند وگاه با بلورهای کوارتز و فلدسپار پسودومورف شده‌اند.

خمیره:

فنوکریست‌ها، پومیس، قطعات لیتیک و گزنولیت‌ها در خمیره‌ای با بافت ویتروکلاستیک جریانی قرار گرفته‌اند (شکل m-۴). از ویژگی‌های

Archive of SID

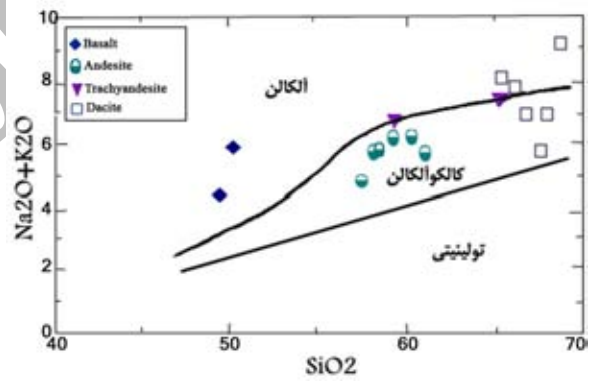
www.SID.ir

مهم این سنگها حضور بخش‌های مافیک در خمیره سنگ است. این بخش‌ها بصورت پچها (تکه‌های) مافیک یا میکروپیلو دیده می‌شوند که حاشیه اپاسیته و ریز بلوری در اطراف آنها دیده می‌شود. در بخش مافیک از حاشیه به سمت مرکز افزایشی در اندازه بلورها مشاهده می‌کنیم (جهت فلش در شکل n-۴). میکروپیلوها حفره‌دار (وزیکولار) بوده (شکل o-۴) و در جهت جریان کشیدگی دارند.

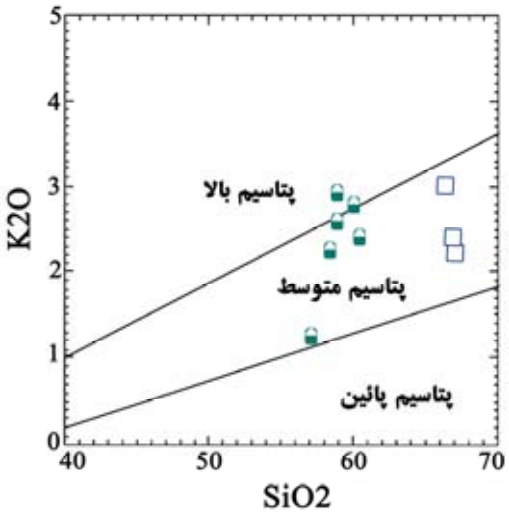
از دیگر ویژگی‌های این سنگها شکستگی و خردشدگی بلورها و وجود قطعات لیتیک، زینولیت و اتولیت در آنهاست.

۴- ژئوشیمی

۴-۱- تعیین سری ماگمائی: در نمودار (Kuno 1968) بازالت‌های منطقه در محدوده سری آلکالن، سنگهای آندزیتی و تراکی‌آندزیتی در محدوده ساب‌آلکالن تا مرز آلکالن و ساب‌آلکالن (کالک‌آلکالن) و نمونه‌های داسیتی در محدوده آلکالن و ساب‌آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار (Le Maitre *et al*, 1989) سنگهای ساب‌آلکالن منطقه در محدوده پتاسیم متوسط تا بالا قرار دارند. (شکل ۶).



شکل ۵: تعیین سری ماگمایی برای گروههای سنگی منطقه در نمودار SiO_2 در برابر مجموع آلکالن (Kuno 1968) (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).



شکل ۶: بررسی محتوای پتاسیم در گروههای سنگی منطقه در نمودار SiO_2 در برابر K_2O (Le Maitre *et al.*, 1989) (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).

۴-۲- نمودارهای تغییرات: شکل ۷ نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) را نشان می‌دهد و در شکل ۸ نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) و نیز نمودارهای انتخابی عناصر کمیاب نشان داده شده است.

۵- بحث:

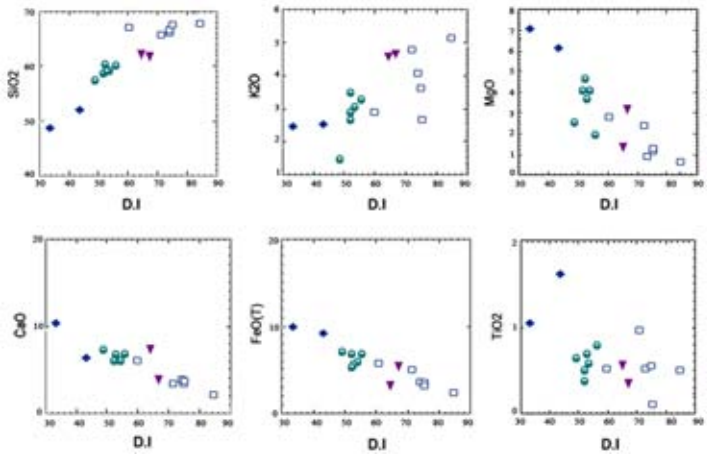
۵-۱- تحلیل مشاهدات بافتی, کانی‌شناسی و ژئوشیمیائی

چنانچه گفته شد فنوکریست‌های موجود در بازالت‌ها شامل الیوین، کلینوپیروکسن (با ترکیب عمدتاً تیتان اوژیت و اوژیت)، پلاژیوکلاز (عمدتاً لابرادوریت) و گاه آمفیبول می‌باشد. در سنگهای آندزیتی مقدار الیوین کاهش می‌یابد و در مواردی نیز فنوکریست‌های الیوین حاشیه واکنشی نامتعادل دارند. در این سنگها ترکیب پلاژیوکلاز به سمت آندزین و کلینوپیروکسن به سمت اوژیت و اوژیت اژرین تغییر می‌نماید.گاه علاوه بر آمفیبول بیوتیت نیز به صورت فنوکریست در آندزیت‌ها ظاهر شده است. تجمعات گلومروپورفیری، گلومروکریست و اجتماعات سینوسی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و الیوین نیز به کرات در آندزیت‌ها و بازالت‌ها مشاهده می‌شود. وجود این تجمعات و تغییرات ترکیبی پیوسته سری واکنشی باون را یادآور شده و تأثیر فرایند تفریق بلورین را در تشکیل این سنگها نشان می‌دهد (اسدی ۱۳۸۶). تجمعات کانی‌های مافیک سنگین معرف مراحل اولیه تفریق بلورین می‌باشد. ترکیب پلاژیوکلاز در سنگهای داسیتی به الیگوکلاز و آلبیت تغییر می‌کند. با توجه به این اختلاف ترکیب و بخصوص با در نظر گرفتن حجم بسیار زیاد سنگهای اسیدی منطقه در مقایسه با بازالت‌ها، تفریق آنها از ماگمای بازیک اولیه بعید بنظر می‌رسد. همچنین در نمودار تغییرات عناصر اصلی (شکل ۷) و عناصر سازگار Ni, Co, Cr در برابر ضریب تفریق (شکل ۸) علیرغم برخی پراکندگی‌ها، تغییر ترکیب پیوسته‌ای بین نمونه‌های بازالتی و آندزیتی مشاهده می‌شود. نمونه‌های داسیتی هر چند در عناصر اصلی پیوستگی نشان می‌دهند، اما در نمودارهای عناصر کمیاب و نمودارهای انتخابی روند مجزائی نسبت به آندزیت‌ها و بازالت‌ها دارند.

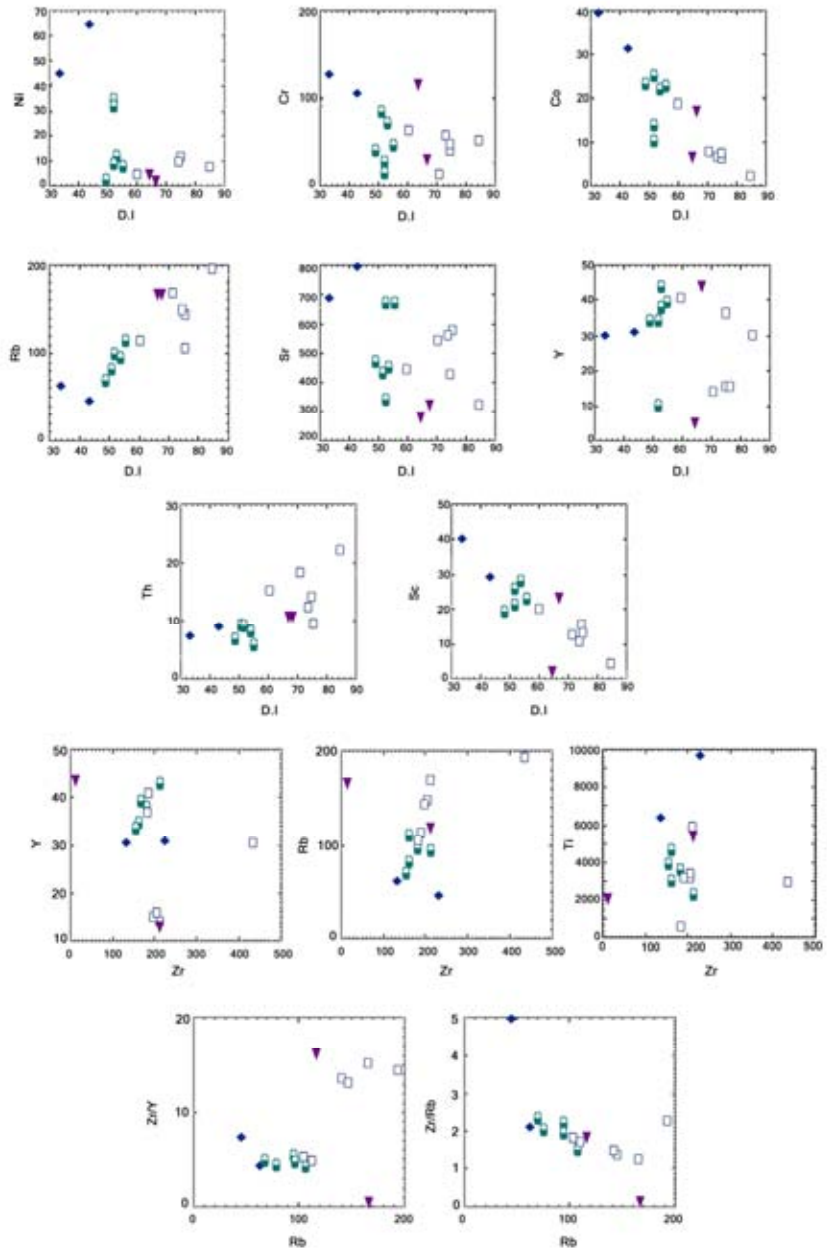
فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن در سنگهای آندزیتی منطقه بایمدال بوده و بطوریکه ذکر شد در دو فاز بافتی و ترکیبی کاملاً مجزا دیده می‌شوند (شکل f-۴ و i-۴). نسل اول این بلورها دارای بافت‌های غیرتعادلی بوده و بصورت نامتعادل در سنگ میزبان قرار گرفته‌اند. از جمله شواهدی که عدم تعادل این بلورها را ثابت می‌کند در مورد پلاژیوکلازها وجود انکلوزیون‌های شیشه‌ای می‌باشد. بطورکلی دو نوع انکلوزیون در این بلورها قابل تشخیص می‌باشد: اول انکلوزیون‌های شیشه‌ای با ترکیب بازیک که در جهت موازی با ماکل پلی‌سنتتیک بلور قرار دارند (انکلوزیون‌های نوع a در شکل c-۴). این شیشه‌ها با زمینه سنگ در تعادل نبوده و دارای ضریب شکست بالاتری

Archive of SID

www.SID.ir



شکل ۷: نمودار تغییرات عناصر اصلی در برابر ضریب تفریق (D.I) (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).



شکل ۸: نمودار تغییرات عناصر کمیاب در برابر ضریب تفریق (D.I) و نمودارهای انتخابی عناصر کمیاب (علائم مشابه با شکل ۵ می‌باشد).

www.SID.ir

از شیشه زمینه سنگ می‌باشند. همچنین از لحاظ ترکیبی این شیشه‌ها مشابه شیشه‌هائی هستند که در توده‌های گلومروپورفیری به دام افتاده‌اند (شکل d-۴). این انکلوزیون‌ها قطراتی از مذاب هستند که هنگام سرد شدن سریع بلور در آن به دام افتاده‌اند و ترکیب مذاب سازنده بلور را نشان می‌دهند. لذا با توجه به این انکلوزیون‌ها می‌توان استنباط کرد که بلورهای پلاژیوکلاز با ترکیب لابرادوریت- آندزین از یک ماگمای بازیک متبلور شده‌اند و اکنون بصورت نامتعادل در سنگ (آندزیتی) قرار گرفته‌اند. دسته دوم انکلوزیون‌های موجود در این بلورها دارای ترکیبی کاملاً مشابه با ترکیب زمینه می‌باشند (انکلوزیون‌های نوع b در شکل c-۴). بنظر می‌رسد زمانیکه بلورهای مزبور وارد بخشهای ماگمائی تفریق یافته‌تر شده‌اند، در مواجهه با محیط دما و فشار جدید ناپایدار شده و دچار انحلال و خوردگی گشته‌اند. نفوذ مذاب به داخل بخشهای خورده شده (پدیده Infilteration) انکلوزیون‌های نوع دوم را بوجود آورده است. همچنین ناپایداری این بلورها اغلب منجر به تشکیل بافت غربالی نیز شده است. در بلورهای غربالی پلاژیوکلاز سه بخش کاملاً مشخص را می‌توان تفکیک کرد (شکل b-۴): بخش مرکزی (a) با ترکیب کلسیک (بیتونیت تا لابرادوریت) که گاه انکلوزیون‌های شیشه بازیک نیز در آن دیده می‌شود. بخش غبارآلود یا زون جذبی (b) حاوی انکلوزیون‌های کوچک و درهم شیشه و دیگر مواد سازنده خمیره سنگ و حاشیه‌ای آلکالن که پس از واکنش بلور با خمیره و برقراری شرایط تعادلی جدید در تعادل با خمیره سنگ تشکیل شده است. ضخامت کم این بخش نشانه توقف کوتاه ماگما در حجره پس از برقراری تعادل مجدد می‌باشد.

با توجه به ترکیب بایمدال پلاژیوکلازهای منطقه و نیز با توجه به تفاوت ترکیب موجود بین هسته و حاشیه بلور در بلورهای پلاژیوکلاز غربالی، تشکیل بافت غربالی نتیجه باز بودن سیستم ماگمائی و فرایند اختلاط ماگمائی بوده است (اسدی ۱۳۸۶).

در بلورهای کلینوپیروکسن نسل اول پدیده جذب بلورین به خوبی دیده می‌شود. این بلورها مانند پلاژیوکلازهای نسل اول دارای حاشیه نامتعادل و خورده شده هستند که این خوردگی‌ها اغلب همراه با گردشدگی نیز می‌باشند. Vernon (2004) ایجاد اینگونه خوردگی‌ها را به تغییر شرایط پایدار ناشی از تغییر فشار و یا ترکیب مذاب هنگام وقوع اختلاط نسبت می‌دهد.

تأثیر حضور فنوکریست‌های بایمدال در نمودارهای ژئوشیمیائی نیز مشهود می‌باشد. در نمودار Sr در برابر D.I بین نمونه‌های آندزیتی روندهای عمودی مشاهده می‌گردد. فرایند غالب خارج کردن Sr از ماگما پذیرفته شدن به جای Ca است. وجود پلاژیوکلازهای سدیک و نسبت فراوانی آنها در مقایسه با پلاژیوکلازهای کلسیک می‌تواند فراوانی متغیر Sr در این سنگها و روند عمودی مشاهده شده را توجیه نماید. همچنین در مورد عنصر Ti روندهای عمودی که در گروه سنگهای آندزیتی دیده می‌شود می‌تواند ناشی از تجمع متفاوت بلورهای تیتان اوژیت و بیوتیت و یا میزان اکسیداسیون نمونه‌ها باشد.

دیگر ویژگی بارزی که هم در سنگهای حدواسط و هم در سنگهای اسیدی منطقه دیده می‌شود حضور بخش‌هائی از یک ماگمای بازیک در متن سنگ می‌باشد. این ماگمای بازیک به اشکال مختلفی در این سنگها وارد شده است و مبین وقوع پدیده اختلاط در این سنگها می‌باشد. بررسی اشکال مختلف این ماگمای بازیک نشان می‌دهد پدیده اختلاط گاه بصورت ناقص (Mingling) و گاه بصورت کامل (Blending یا Mixing) بوقوع پیوسته است (اسدی ۱۳۸۶). بطور کلی ماگمای بازیک به سه شکل در سنگهای آندزیتی و داسیتی منطقه حضور دارد:

۱- انکلاوها (پچ‌های **مافیک**)**:** در این حالت که عمدتاً در سنگهای حدواسط منطقه مشاهده می‌شود بخش ماگمائی بازیک بصورت پچ مانند یا رگه‌ای وارد سنگ میزبان آندزیتی شده است و در حدفاصل این دو بخش چنانچه قبلاً نیز اشاره شد یک زون هیبرید تشکیل شده است که از لحاظ ترکیبی حدواسط دو بخش مزبور می‌باشد (شکل k-۴). با توجه به شواهد ارائه شده ماگمای بازالتی و آندزیتی هم منشاء بوده‌اند و در واقع ماگمای آندزیتی بخش تفریق‌یافته‌تر ماگمای بازالتی است و حضور ماگمای بازیک نشانه تغذیه مجدد حجره می‌باشد. به نظر می‌رسد قسمت اعظم ماگمای بازالتی تزریق شده در حجره در کف حجره تجمع می‌کند و لایه بازیک نیمه‌پایداری ایجاد می‌شود. در اثر انتشار عناصر از سطح تقابل دو ماگما (اسیدی و بازیک)، بین این دو اختلاط شیمیائی (Blending) صورت می‌گیرد و یک لایه ماگمای هیبرید (Blended) با ترکیب حدواسط آندزیتی در حدفاصل دو ماگمای اولیه تشکیل می‌شود (زون هیبرید). به عبارت دیگر وجود این زون هیبرید نشان می‌دهد پدیده اختلاط در این سنگها از نوع اختلاط شیمیائی بوده که از آن به عنوان اختلاط کامل (Blending یا Mixing) نیز یاد شده است (Marshall & Sparks 1984). Yoder (1973) در آزمایشات تجربی خود به تشکیل چنین زون مختلطی اشاره کرده است. به عقیده وی درجه اختلاط و آمیزش بین ماگماهای با ترکیب متباین بستگی به وضعیت هندسی حدفاصل آنها، میزان به هم خوردگی و آشفتگی (Turbulence) و نیز مدت زمان تماس و اقامت دو ماگما در حجره دارد. تغذیه مکرر حجره باعث به هم خوردن لایه‌بندی موجود (ماگمای بازیک درکف حجره، ماگمای اسیدی در بخش‌های فوقانی و زون ماگمای هیبرید در حدفاصل این دو ماگما) و پراکندگی ماگمای مافیک در ماگمای اسیدی خواهد شد. با توجه به تشکیل زون هیبرید در سنگهای مورد نظر می‌توان استنباط نمود که اولاً: اختلاف

Archive of SID

www.SID.ir

حرارت چشمگیری بین دو ماگما وجود نداشته است، ثانیاً: دو ماگما به مدت کافی در تماس با یکدیگر بوده‌اند، بطوریکه انتشار و دیفوژن بین دو ماگما اتفاق افتاده است، ثالثاً: مشاهده این سه زون ترکیبی در یک نمونه واحد و در کنار هم معرف اقامت کوتاه در حجره ماگمائی (پس از اختلاط و انجام تبادلات بین دو بخش) است، بطوریکه ماگمای اسیدی و بازیک توانسته‌اند حدفاصل خود را حفظ کنند. (امامی ۱۳۶۳).

گاه ماگمای بازالتی پس از ورود به بخش تفریق یافته‌تر (و سردتر) حجره متلاشی شده و در اثر حرکات کنوکسیون بصورت انکلاوها و تکه‌هائی در سرتاسر ماگمای میزبان پراکنده می‌شود. این حالت نیز در سنگهای آندزیتی و تفریق یافته منطقه دیده می‌شود (شکل l-۴). همچنین این حالت ممکن است نتیجه ورود ماگمای بازیک به داخل بخش اسیدی تفریق یافته‌تر و سردتر تحت فشار و سرعت بالا ایجاد شده باشد (Coombs *et al* 2002).

در گروه سنگهای داسیتی منطقه همانگونه که دیدیم در بخش اسیدی (تفریق یافته)خمیره سنگ دانه درشت‌تر است و بافت‌های میکروکریستالین تا فلسیتیک شامل موزائیک‌های کوچک کوارتز و فلدسپار را نشان می‌دهد. همچنین فنوکریست‌های مربوط به بخش اسیدی کم هستند و بلورهایی که در آن دیده می‌شود، بیشتر شامل فنوکریست‌های آزاد شده از بخش بازیک است. این حالت می‌تواند مربوط به انتقال حرارت از بخش بازیک به بخش اسیدی باشد که از طرفی باعث انحلال فازهای فلسیک شده و از طرف دیگر دمای این بخش را بالا برده و امکان انتشار را در آن افزایش داده است، لذا بلورهای این بخش درشت‌تر شده است. اشکال خلیجی در فنوکریست‌های بخش بازیک و میکرولیت‌های اسکلتی پلاژیوکلاز نشان‌دهنده یک تغییر منفی و نسبتاً ناگهانی درجه حرارت هستند. این حالت را می‌توان با سرد شدن نسبتاً سریع ماگمای بازیک در مجاورت و یا در داخل بخش اسیدی‌تر و سردتر توجیه کرد.

پراکندگی‌هائی که در مورد عناصری چون Co و Ti مشاهده می‌گردد و روندهای عمودی که در محدوده نمونه‌های آندزیتی وجود دارد، معلول ترکیب ناهمگن این سنگها (حضور ماگمای بازیک) و فراوانی فنوکریست‌های مربوط به ماگمای بازیک در این سنگها است.

۲- میکروپیلو: در سنگهای داسیتی و گاه آندزیتی منطقه شاهد حضور ماگمای بازیک بصورت میکروپیلو هستیم. میکروپیلوها (بالشک‌های مافیک) وقتی تشکیل می‌شوند که اختلاف دمای زیادی بین ماگماها وجود داشته باشد و یا نسبت حجمی ماگمای اسیدی خیلی زیاد باشد، (٪ ۰/۱ >> X (درصد حجمی ماگمای مافیک)) (Sparks & Marshall 1986). در واقع میکروپیلوها حجم کوچکی از ماگمای مافیک را نشان می‌دهند که در حجره ماگمای اسیدی نفوذ کرده است و در حجره به سرعت گرمای خود را از دست داده و حفره‌دار شده است. (مانند آنچه در شکل o-۴ دیده می‌شود) دمای پایین ماگمای اسیدی باعث لخته شدن ماگمای مافیک می‌شود. در نتیجه از دست دادن سریع حرارت میکروپیلوها اغلب دارای حاشیه سرد شده هستند. وجود این حاشیه مانع از انجام تبادلات شیمیائی می‌شود. در واقع وجود میکروپیلوها معرف وقوع یک اختلاط صرفاً فیزیکی است که از آن به عنوان اختلاط ماگمائی ناقص (Mingling) نیز یاد شده است (Marshal & Sparks 1986). در حاشیه انکلاو مافیک بلورها ریزترند و به سمت مرکز اندازه بلورها افزایش می‌یابد. این ویژگی در میکروپیلوهای تشکیل شده در داسیت‌های منطقه بوضوح دیده می‌شود (شکل n-۴). وجود حاشیه سردشده دانه‌ریز به خوبی نشان می‌دهد که ماگمای مافیک یک مرحله تبلور مشخص را پس از ورود به میزبان تحمل کرده است. این تبلور باعث اشباع شدن مواد فرار در مذاب باقیمانده و نهایتاً اکسولوشن مواد فرار و حفره‌دار شدن (Vesiculation) می‌شود (شکل o-۴) که این فرایند خود به شناور شدن ماگمای بازیک در میزبان اسیدی کمک خواهد کرد (Coombs *et al* 2002).

با توجه به اختلاف دمای بالای ماگمای بازیک و ماگمای داسیتی تشکیل میکروپیلوها را به خصوص در سنگهای داسیتی منطقه مشاهده می‌نمائیم. بنظر می‌رسد فنوکریست‌های کوارتز و فلدسپار و بطورکلی فازهای فلسیک در نتیجه افزایش حرارت ناشی از ورود ماگمای داغ در ماگما حل شده‌اند. اشکال خلیجی کوارتز و پلاژیوکلاز می‌تواند نشانگر این مسأله باشد. همچنین اپاسیته شدن بلورهای هورنبلند و بیوتیت را نیز شاید بتوان با ورود یک ماگمای داغ بی‌آب مافیک توجیه کرد.

در نمودار Ni در برابر D.I (شکل ۸) بین سنگهای حدواسط و اسیدی روند خاصی دیده نمی‌شود و در بعضی نمونه‌های داسیتی میزان نیکل در حد آندزیت‌هاست. این مسأله می‌تواند نتیجه وجود مواد بازیک در ترکیب این سنگهای اسیدی باشد. بنابراین نمودار Ni در برابر D.I نیز به وجود پدیده اختلاط ماگمائی و ناهمگنی سنگها اشاره می‌کند.

در نمودار Ti در برابر Zr پراکندگی‌های موجود احتمالاً ناشی از میزان تجمع کانیها و فازهای Ti دار مانند میکروپیلوهای بازیک اپاسیته و شیشه‌های بازیک خمیره، تفاوت در درصد اکسیداسیون نمونه‌ها و اختلاط ماگمائی است که همچنین باعث ایجاد روندهای عمودی نیز شده است.

۳- میکروپیلوهای متلاشی شده: در بررسی سنگهای آندزیتی منطقه مشاهده نمودیم که گاهی ماگمای بازیک بصورت یک حاشیه اپاسیته در اطراف فازهای مافیک (الیوین، پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های نسل اول، هورنبلندهای کرسوتیتی) به جا مانده است (شکل e-۴). وجود حاشیه بازیک در اطراف این بلورها نشانه تعلق این بلورها به فاز بازیک بوده و مرحله‌ای از فرایند همگن شدن

Archive of SID

www.SID.ir

مکانیکی را نشان می‌دهد. در واقع می‌توان گفت این بلورها بخشی از همان میکروپیلوها هستند که طی فرایند همگنی مکانیکی متلاشی شده و اجزاء آنها در سنگ پراکنده شده است. سرد شدن مایع بازالتی در مجاورت ماگمای اسیدی باعث افزایش گرانروی آن می‌شود. بر عکس به علت گرم شدن، بر تحرک و سیالیت ماگمای اسیدی افزوده شده و گرانروی آن به حدی افزایش می‌یابد که زبانه‌ها و زائده‌هایی را در بالشک‌های بازیک ایجاد می‌کند. با ادامه این فرایند بالشک‌های بازیک توسط زوائد ماگمای اسیدی جزء به جزء می‌شوند و بصورت اجزای پراکنده عدسی شکل یا دانه‌ای (به خصوص عناصر بازیک اولیه) در متن اسیدی تظاهر می‌کنند. تراکم این مواد بازیک در اطراف برخی بلورهای اصلی فاز بازیک (مانند الیوین و پلاژیوکلاز) بیشتر است. این بلورها بواسطه اینکه هنوز مواد بازیک تیره رنگ شیشه‌ای (زمینه اولیه بخش بازیک) به قسمتهایی از آنها پیوستگی و چسبندگی دارد در وضعیت تعادلی بوده و شکل هندسی خود را نسبتاً حفظ می‌کنند. (امامی ۱۳۶۳).

در سنگهای هیبرید (حدواسط) منطقه حاشیه واکنشی پیروکسن به خرج الیوین (شکل j-۴) و آمفیبول به خرج پیروکسن مشهود می‌باشد. این تبدیلات مبین افزایش P_{H2O} و افزایش محتوای سیلیس ماگماست. این تغییرات نیز ممکن است هنگام اختلاط ماگمای مافیک با یک ماگمای اسیدی‌تر و آبدارتر اتفاق افتاده باشد.

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیائی پدیده هضم و آلودگی نیز بر سنگهای منطقه تأثیر گذار بوده است. از جمله این شواهد می‌توان به حضور گزنوکریست‌های کوارتز با حاشیه واکنشی و گزنولیت‌های بیگانه اشاره کرد.

وجود گزنوکریست‌های کوارتز در سنگهای بازالتی منطقه که حاشیه واکنشی با ترکیب پیروکسن (احتمالاً کلینوپیروکسن) در اطراف آنها تشکیل شده است (شکل a-۴)، شاهد روشنی بر آلودگی سنگ با مواد پوسته‌ای می‌باشد (اسدی ۱۳۸۶). به عقیده Vernon (2004) انحلال و خوردگی گزنوکریست‌های کوارتز نشان دهنده تمایل مذاب دربرگیرنده این گزنوکریست‌ها برای جذب و بکارگیری آنها در ساختمان ارتوپیروکسن‌ها می‌باشد که با حذف تمام یا بخش قابل توجهی از الیوین در این سنگها نیز همراه است. هضم این گزنوکریست‌ها می‌تواند منجر به تغییر ترکیب ماگما و در نتیجه ظهور بافت‌های غربالی و نیز منطقه‌بندی به خصوص در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز شود.

گزنولیت‌های نیمه‌عمق با ترکیبات دیوریتی، مونزودیوریتی که در سنگهای آندزیتی و داسیتی منطقه مشاهده می‌شود نیز می‌تواند دلیل دیگری بر پدیده هضم و آلودگی باشد. این گزنولیت‌ها ممکن است قطعاتی از سنگ دیواره یا سقف آشیانه ماگمائی و یا سنگهای پوسته‌ای باشند که در مسیر عبور ماگما بوده‌اند و ضمن عبور ماگما کنده شده و وارد آن شده‌اند. گاه ممکن است گزنولیت کاملاً در ماگما حل شده باشد که در این حالت گزنولیتی در سنگ دیده نخواهد شد. بنابراین عدم وجود گزنولیت ضرورتاً به معنی عدم آلودگی ماگما نیست.

مسأله آلودگی سنگهای منطقه با مواد پوسته‌ای را از نمودارهای ژئوشیمیائی نیز می‌توان استنتاج نمود. میزان برخی عناصر نظیر Th، Y، Rb و Sr در تمام گروههای سنگی منطقه بالا بوده و در حد مقادیر پوسته‌ای می‌باشد و در نمودارهای مربوط به این عناصر پراکندگی‌هائی مشاهده می‌شود. عناصر مزبور جزء عناصر ناسازگار هستند که ضمن فرایند تبلور بخشی تمرکز بالائی در پوسته یافته‌اند و لذا به عنوان عناصر پوسته‌ای شناخته می‌شوند. بنابراین پراکندگی‌هائی که در این نمودارها مشاهده می‌گردد می‌تواند دلالت بر آلودگی سنگها با مواد پوسته‌ای داشته باشد. این پراکندگی همچنین در نمودار Y به Zr و Rb به Zr نیز دیده می‌شود. مسلماً انجام مطالعات ایزوتوپی در اثبات این مسأله بسیار مفید خواهد بود.

۵-۲- مدل پتروژنتیکی پیشنهادی:

با توجه به شواهد پتروگرافی و ژئوشیمیائی ارائه شده ماگمای اولیه سازنده سنگهای بازالتی منطقه یک ماگمای آلکالی الیوین بازالتی بوده است. شباهت‌های کانی‌شناسی و ارتباطات پیوسته ژئوشیمیائی که بین گروه سنگهای بازالتی و آندزیتی دیده می‌شود، نشانه وجود رابطه تفریق بین این دو گروه می‌باشد. شواهدی چون ترکیب ناهمگن خمیره و وجود پچ‌های مافیک در زمینه سنگ آندزیتی نشانه صعود ماگمای بازالتی اولیه و ورود آن به بخشهای تفریق یافته حجره بوده و در واقع تغذیه مجدد حجره را نشان می‌دهد. بنظر می‌رسد پس از ورود این ماگما سطح تقابلی بین دو ماگما (ماگمای بازالتی در زیر و ماگمای آندزیتی در رو) ایجاد شده باشد که از این سطح تبادلات حرارتی و شیمیائی انجام می‌شده است. اثرات انتقال حرارت از بخش بازیک به بخش اسیدی‌تر با انحلال فازهای فلسیک و بطورکلی کم بودن فنوکریست‌های این بخش و درشت شدن بافت خمیره این قسمت مشخص می‌گردد. تشکیل زون هیبرید بین بخش بازیک و اسیدی و پراکندگی‌ها و روندهای عمودی مشاهده شده در محدوده نمونه‌های آندزیتی بیانگر تبادلات شیمیائی انجام شده بین این دو بخش و وقوع پدیده اختلاط (شیمیائی) می‌باشد. مشاهده این سه زون ترکیبی در یک نمونه واحد و در کنار هم معرف اقامت کوتاه در حجره ماگمائی (پس از اختلاط و انجام تبادلات بین دو بخش) است بطوریکه ماگمای اسیدی و بازیک توانسته‌اند حدفاصل خود را حفظ کنند.

این ماگما ضمن صعود و جاگیری و توقف در پوسته دچار آلودگی شده است، بطوریکه محتوای عناصر پوسته‌ای در آن بالا رفته و به مقادیر پوسته‌ای نزدیک شده است. نفوذ مکرر ماگمای بازیک در پوسته و توقف آن باعث افزایش حرارت و نهایتاً ذوب بخشی پوسته و تولید

Archive of SID

www.SID.ir

مذابی با ترکیب داسیت- ریوداسیت شده است. حضور میکروپیلوهای بازیک اپاسیته در خمیره این سنگها نشانه ورود ماگمای بازیک در مذاب حاصله و وقوع پدیده اختلاط بین دو ماگما می‌باشد. میکروپیلوها در جهت جریان کشیدگی دارند و به خوبی اختلاط ماگمای بازیک و اسیدی در حالت مذاب را نشان می‌دهند. حجم زیاد ایگنمبریت‌های داسیتی در منطقه و روندهای متفاوتی که در نمودارهای ژئوشیمیائی بین این سنگها و گروه سنگهای بازیک و حدواسط وجود دارد منشاء پوسته‌ای ایگنمبریت‌ها را ثابت می‌کند.

۵-۳- نتیجه‌گیری:

با توجه به مجموع بررسی‌های انجام شده نتایج زیر حاصل شده است:

۱. فرایندهای مؤثر در تشکیل سنگهای منطقه بطورکلی شامل پدیده‌های تفریق بلورین، اختلاط ماگمائی و آلودگی پوسته‌ای می‌باشد.

۲. سنگهای بازالتی و آندزیتی منطقه هم‌منشاء بوده و دارای ماگمای مادر مشابهی می‌باشند. بعبارت دیگر ماگمای آندزیتی حاصل تفریق ماگمای بازالتی است، اما علاوه بر تفریق شواهد اختلاط بین دو بخش نیز وجود دارد. این اختلاط گاه بصورت شیمیائی (Blending) و گاه بصورت فیزیکی (Mingling) بوده است. همچنین بر اساس شواهد موجود گاه آلودگی با مواد پوسته‌ای نیز ترکیب این سنگها را تحت تأثیر قرار داده است.

ایگنمبریت‌های داسیتی موجود در منطقه دارای منشاء متفاوتی بوده و حاصل ذوب بخشی پوسته می‌باشند. نفوذ ماگمای بازیک در پوسته و توقف آن باعث آغشتگی این ماگما با مواد پوسته‌ای و پاره‌ای تبادلات عنصری گردیده است، از سوی دیگر نفوذ مکرر ماگمای بازیک باعث افزایش حرارت و نهایتاً ذوب بخشی پوسته و تولید مذابی با ترکیب داسیت- ریوداسیت شده است. حضور میکروپیلوهای بازیک اپاسیته در خمیره این سنگها نشانه ورود ماگمای بازیک در مذاب حاصله و وقوع پدیده اختلاط بین دو ماگما می‌باشد. بنابراین سنگهای اسیدی منطقه نیز تحت تأثیر فرایند اختلاط بوده‌اند. با توجه به اختلاف حرارت زیادی که بین مذاب بازیک و اسیدی وجود داشته، این اختلاط عمدتاً بصورت فیزیکی (Mingling) صورت گرفته است.

منابع:

اسدی ن. ۱۳۸۶: بررسی پترولوژیکی سنگهای آتشفشانی ائوسن در منطقه شیرین سو (جنوب لوشان) با نگرشی ویژه بر زونهای دگرسانی منطقه. پایان‌نامه کارشناسی ارشد. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، پژوهشکده علوم زمین. ۳۳۳ص.

افتخارنژاد ج. ۱۳۵۹: تفکیک بخش های مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوضه های رسوبی. نشریه انجمن نفت. **۸۲:** ۲۸-۱۹.

امامی م.ه. ۱۳۶۳: شواهد سنگ شناسی مربوط به اختلاط ماگماهای اسیدی و بازیک و ژنز داسیتوئیدهای منطقه قم-آران. سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

Annells R.N., Arthon R.S., Bazley R.A., Davis R.G 1975: Explanary text of the Qazvin-Rasht quadrangle map 1:250,000. Geological Survey of Iran.

Bacon C.R. 1986: Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. *J. Geophys. Res.* **91:** 6091-6112.

Coombs M.L., Eichelberger J.C., Rutherford M.J. 2002: Exprimental and textural constraints on mafic enclave formation in volcanic rocks. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **119:** 125-144.

Kuno H., 1968: Origin of andesite and its bearing on the island arc structure. *Bull. Volcanol.* **32:** 141-176.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A., Keller J., Lameyre Le Bas M.J., Sabine P.A., Schmid R., Sorensen H., Strecheisen A., Woolley A.R. and Zanettin B., 1989: A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell. Oxford.

Marshall L.A., Sparks R.S.J. 1984: Origon of some mixed magma and net-veined ring intrusions. *J. Geol. Soc. Lond.* **141:** 171-182.

Sparks R.S.J., & Marshall L.A. 1986: Thermal and mechanical constraints on mixing between mafic and silicic magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* **29:** 99-124.

Vernon R.H. 2004: A Practical guid to rock microstructures. Cambridge Univ.

Winchester J.A., Floyd P.A. 1977: geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* **20:** 325-343.

Yoder H.S. 1973: Contemporaneous basaltic and rhyolitic magmas. *American Mineralogist.* **58:** 153-171.

Archive of SID

www.SID.ir