

روند تحول ماگمایی در روانه‌های استراتوئید شمال شرق زرجه‌بستان، قزوین، ایران

^۱ علی کنعانیان، ^۱ کیمیا کلانتری و ^۲ عباس آسیابانها

^۱ دانشکده علوم زمین، پردیس علوم، دانشگاه تهران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی قزوین

(دریافت: ۸۳/۳/۲۰؛ پذیرش: ۸۳/۷/۴)

چکیده

سنگ‌های آتشفشانی پالئوژن البرز در شمال شرق روستای زرجه‌بستان (اطراف قزوین) یک توالی آتشفشانی متشکل از یازده روانه استراتوئید با ترکیب تراکی آندزیت تا تراکی آندزیت بازالتی و بافت پرفیری را تشکیل می‌دهند که به صورت متناوب با طبقات پالئوسل قرار گرفته‌اند. شواهد پتروگرافی در گدازه‌ها از قبیل وجود بافت غربالی و زونینگ در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و وجود فنوکریست‌های با حاشیه گرد شده نشانه عدم تعادل بلورهای از قبل موجود با ماگمای جدید الورد است. داده‌های ژئوشیمیایی حاکی از متحول‌تر شدن ماگمای سازنده گدازه‌های منطقه از قاعده به سمت راس توالی می‌باشد، به طوری که در قسمت فوقانی بر فراوانی عناصر ناسازگار افزوده و از فراوانی عناصر سازگار کاسته می‌شود. این تغییرات کاملاً هماهنگ با تغییر فراوانی مدال کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌ها می‌باشد.

واژه‌های کلیدی: توالی آتشفشانی، تحول ماگمایی، بافت غربالی، پالئوژن، قزوین.

مقدمه

منطقه مورد مطالعه در بخش آبیگ، در ۲۵ کیلومتری شمال شرق شهرستان قزوین قرار دارد و جزئی از استان قزوین محسوب می‌شود. این محدوده بین عرض‌های جغرافیایی "۳۶° ۱۰' ۴۸" تا "۳۶° ۱۹' ۱۲" شمالی و طول‌های جغرافیایی "۵۰° ۲۰' ۲۴" تا "۵۰° ۳۰' ۰۰" شرقی واقع شده است. مناسبترین راه دسترسی به منطقه از طریق بزرگراه تهران - قزوین و خروجی روستای انجیلاق در ۳۰ کیلومتری شهرستان قزوین (مقابل نیروگاه تولید برق شهید رجایی) می‌باشد (شکل ۱).

محدوده مورد مطالعه از نظر تقسیمات زمین‌ساختی بخش کوچکی از زون گسترده البرز مرکزی (Stocklin, 1968) محسوب می‌شود. کهن‌ترین سنگ‌هایی که در این محدوده رخنمون دارند، سنگ‌های نوار آتشفشانی پالئوژن هستند که از نظر تقسیمات چینه‌شناسی معادل سازند کرج می‌باشند (Stalder, 1971; Annells *et. al*, 1975).

آنلز و همکاران (Annells *et. al*, 1975) در راستای تهیه نقشه و گزارش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ چهارگوش قزوین - رشت سنگ‌های آتشفشانی نوار پالئوژن را به سه فاز مجزا به شرح زیر تقسیم نموده‌اند:

۱- توف‌های اسیدی و آندزیتی و گلسنگ‌های توفی با سن ائوسن.

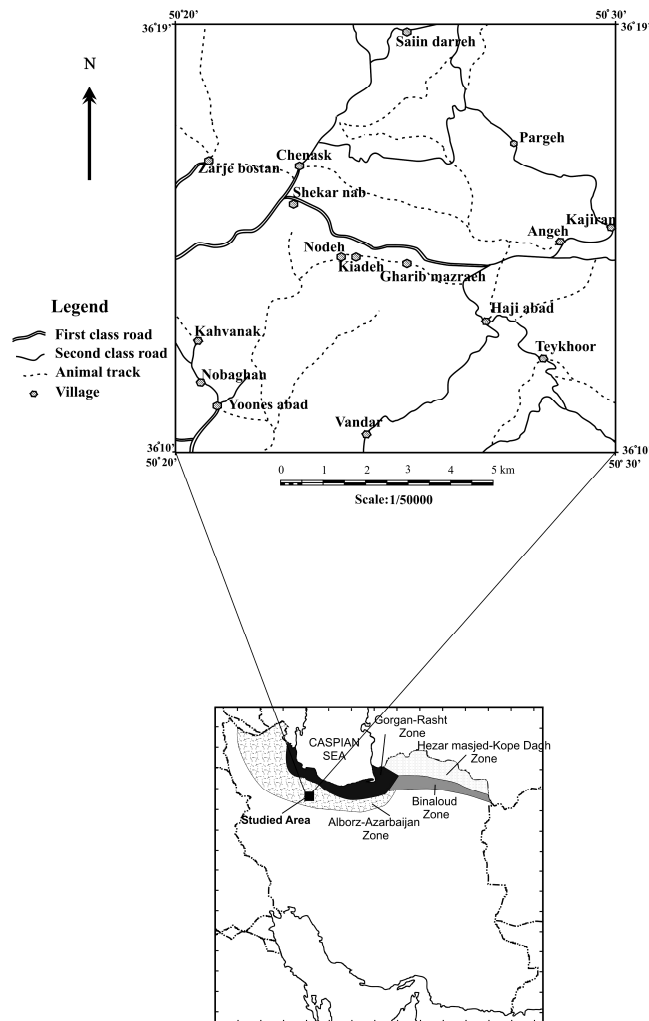
۲- گدازه‌های بازیک با سن الیگوسن.

۳- توف‌های آندزیتی شیشه‌ای با سن الیگوسن.

در منطقه مورد مطالعه از بین فازهای نامبرده فقط رخنمون فازهای یک و دو قابل مشاهده است. سنگ‌های فاز یک اغلب پیروکلاستیک‌های اسیدی نازک تا ضخیم لایه هستند که از گسترش و ضخامت زیادی برخوردارند. این مجموعه شامل آگلومرا، توف آهکی، آهک توفی، کریستال لیتیک و ویتریک توف می‌باشند. سنگ‌های فاز دو که از گدازه‌های بازیک و حدواسط تشکیل شده‌اند، به صورت دگرشیب بر روی پیروکلاستیک‌های فاز یک قرار گرفته‌اند.

موضوع اصلی این مقاله بررسی اختصاصات سنگ‌شناسی گدازه‌های فاز ۲، که در منطقه مورد مطالعه به صورت استراتوئید و در تناوب با طبقات پالئوسل قرار گرفته‌اند، می‌باشد. در این راستا تلاش شده تا با تکیه بر اطلاعات صحرائی، مطالعات پتروگرافی و داده‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها، روند تحولی ماگمای سازنده گدازه‌های حدواسط و بازیک منطقه، مورد مطالعه و بررسی قرار گیرد. از آنجایی که گدازه‌های شمال شرق روستای زرجه‌بستان کامل‌ترین توالی از گدازه‌های مزبور را نشان می‌دهند، به ترتیب از پائین به بالا مورد نمونه‌برداری قرار گرفته‌اند و

اختصاصات سنگ‌شناسی روانه‌ها در بخش‌های فوقانی توالی با بخش‌های تحتانی مقایسه شده است.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در ایران و نقشه راه‌ها و روستاهای موجود در منطقه.

زمین‌شناسی گدازه‌ها

از ویژگی‌های بارز گدازه‌های زرجه‌بستان، وجود ساخت چینه‌ای یا استراتوئید در آنها است (شکل ۲). چنانچه ذکر شد این گدازه‌ها به صورت دگرشیب بر روی سنگ‌های پیروکلاستیک فاز

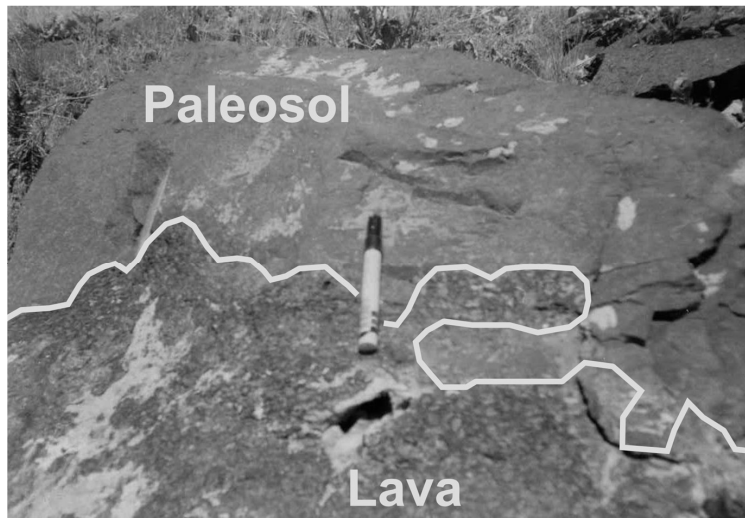
یک از طبقه‌بندی آنلز و همکاران (Annells *et. al*, 1975) قرار گرفته‌اند. از آن جا که در بین سنگ‌های پیروکلاستیک، واحدهای واجد فسیل نومولیت، دیسکوسیکیلینا و آکتینوسیکیلینا شاخص ائوسن و گلوبیژرین شاخص ائوسن بالایی یافت شده است، لذا می‌توان با قاطعیت بیان نمود که سن گدازه‌های قرار گرفته بر روی توف‌ها، بعد از ائوسن و به احتمال زیاد الیگوسن می‌باشد.



شکل ۲- دورنمایی از گدازه‌های استراتوئید منطقه زرجه‌بستان. دید به سمت شمال می‌باشد.

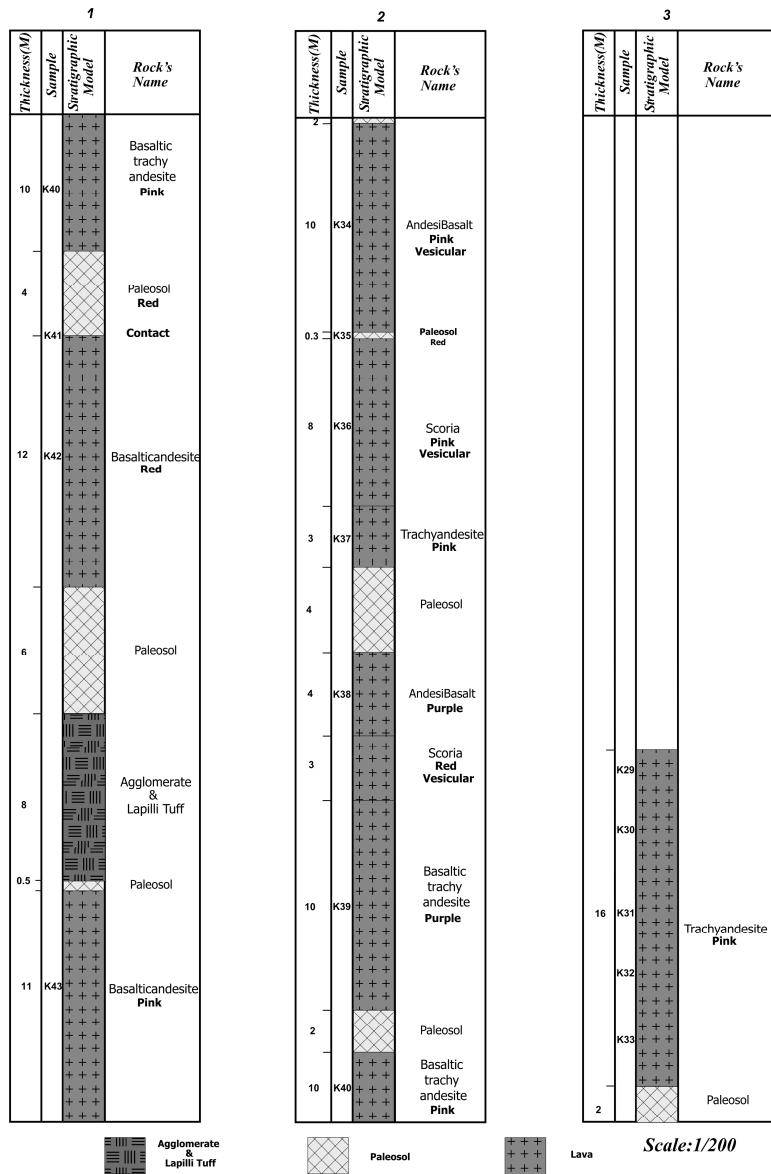
در شمال شرق زرجه‌بستان ۱۱ روانه مجزا با ضخامت‌های متفاوت بین ۳ تا ۱۲ متر قابل شناسایی است که در مجموع حدود ۱۱۴ متر ضخامت دارند. در حد فاصل اکثر روانه‌ها طبقات سست و ناهموار خاک‌های قدیمی با ضخامت حداقل ۳۰ سانتیمتر و حداکثر ۶ متر دیده می‌شود. تناوب فوران‌های آتشفشانی و وجود وقفه‌های زمانی در بین فوران‌های متناوب، توأم با وقوع فرسایش بر روی گدازه‌های قبلی باعث تشکیل قشری از خاک بر روی گدازه‌ها و سپس مدفون شدن این خاک‌ها در زیر روانه‌های بعدی شده است. تناوب گدازه‌های نسبتاً ضخیم و مقاوم در برابر فرسایش، با طبقات سست خاک، منظره‌ای لایه لایه را به وجود آورده است که بعضاً به مرور زمان و بر اثر تحمل فرسایش، به دلیل اختلاف فرسایش بین طبقات روانه و خاک منظره‌ای پله پله در آنها پدید آمده است. حالت پلکانی و چینه مانند حاصل از تناوب روانه‌ها با پالئوسل‌ها از فواصل دور نیز به خوبی به چشم می‌خورد. پالئوسل‌ها بسیار دانه ریز بوده و به رنگ صورتی تا قرمز آجری هستند (شکل ۳). رنگ قرمز آجری پالئوسل‌ها احتمالاً ناشی از

چرخش آبهای نفوذی در داخل گدازه‌های داغ و انتقال آهن سه ظرفیتی از گدازه‌ها به داخل خاک‌های قدیمی زیر آنها (از طریق ترک‌های موجود در گدازه‌ها) می‌باشد. گسترش افقی گدازه‌های استراتوئید بسیار فراتر از منطقه مورد مطالعه بوده و در مناطق همجوار نیز رخنمون پالئوسل‌ها در بین گدازه‌های لایه لایه گزارش شده است (آسیابانها، ۱۳۷۱ و ۱۳۸۰). در زرجه‌بستان گدازه‌های روانه‌های مختلف معمولاً واجد حفرات نسبتاً فراوانی هستند که با کانی‌های ثانویه نظیر کوارتز و کلسیت پر شده‌اند و به این ترتیب اکثراً بافت آمیگدالی نشان می‌دهند. قطر آمیگدال‌ها بین دو تا ده سانتیمتر متغیر می‌باشد. گدازه‌ها اکثراً حالت خرد شده دارند و گاهی واجد درزه‌های انقباضی می‌باشند.



شکل ۳- همبری بین پالئوسل در بالای عکس و گدازه در پائین عکس. موقعیت ژئود موجود در گدازه با فلش نشان داده شده است. دید دوربین به سمت شمال می‌باشد.

در ستون چینه (شکل ۴) توالی گدازه‌ها و پالئوسل‌ها در منطقه زرجه‌بستان به نمایش درآمده است. در این شکل، ضخامت تقریبی، ستون سنگ‌شناسی، وضعیت قرار گرفتن واحدها نسبت به هم، نام سنگ‌ها، خصوصیات صحرایی و شماره نمونه‌های برداشت شده گنجانده شده است.



(Zarjebostan Stratigraphic Chart)

شکل ۴- ستون چینه گذاری‌های موجود در زرجه‌بستان. در این شکل وضعیت قرارگیری گدازه‌ها و پالئوسل‌ها نسبت به هم نشان داده شده است. همچنین ضخامت تقریبی، خصوصیات صحرائی و شماره نمونه‌های برداشت شده آمده است.

پتروگرافی گدازه‌ها

از بین تعداد ۱۱ روانه گدازه استراتوئید موجود در منطقه زرجه‌بستان و پالئوسل‌های بینابین آنها مجموعاً تعداد ۷۷ مقطع نازک میکروسکوپی به منظور شناسایی ترکیب سنگ‌شناسی، روابط بافتی و با هدف انتخاب نمونه‌های مناسب برای انجام آنالیزهای ژئوشیمیایی تهیه و مورد مطالعه قرار گرفتند.

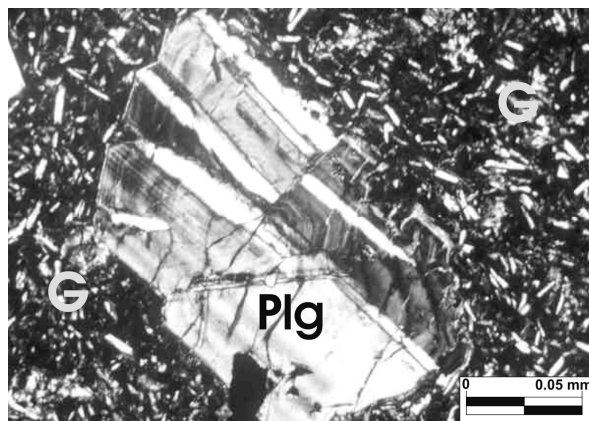
گدازه‌ها در نمونه دستی به رنگ قرمز هستند و به دلیل داشتن بلورهای متوسط و درشت پلاژیوکلاز معمولاً بافت پرفیری نشان می‌دهند. کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گدازه‌ها به ترتیب عبارت از پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن هستند و کانی‌های فرعی شامل الیوین، ارتوپیروکسن، کانی‌های اپاک و آپاتیت می‌باشند.

با توجه به نتایج آنالیز مدال نمونه‌ها (جدول ۱)، پلاژیوکلازها حدود ۲۰ درصد سنگ را تشکیل می‌دهند و اندازه بلور آنها بین ۲ تا ۵ میلیمتر است. پلاژیوکلازها اغلب شکل‌دار تا نیمه شکل دارند و ماکل آلبیت پلی‌سنتتیک و کارلسباد نشان می‌دهند. در برخی از پلاژیوکلازها زونینگ مشاهده می‌شود و بعضی از آنها دارای حاشیه واکنشی و گردشده هستند (شکل ۵) که این امر مبین عدم تعادل بین بلورها با ماگمای دربرگیرنده آنها می‌باشد (Singer et al., 1993). فنوکریست‌های پلاژیوکلاز از لحاظ بافتی به دو گروه قابل تقسیم‌اند. گروهی بافت غربالی دارند و گروهی فاقد آن هستند. در پلاژیوکلازهای گروه اول بافت غربالی یا به طور فراگیر در تمام قسمت‌های بلور توزیع شده و یا فقط در حاشیه کانی متمرکز شده است (شکل ۶). نتایج آنالیزهای مدال نشان می‌دهند که میانگین پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی ۱۲/۷ درصد می‌باشد. با رسم نمودار پلاژیوکلازهای غربالی در برابر توالی تغییرات سنگ‌شناسی گدازه‌ها (شکل ۱۲) مشاهده می‌شود که فقط پلاژیوکلازهای گدازه‌های تحتانی این بافت را نشان می‌دهند و به تدریج از فراوانی آنها در گدازه‌های بالای توالی کاسته می‌شود. علاوه بر بافت غربالی، بافت‌های گلومروپرفیری (که از اجتماع چند پلاژیوکلاز و یا بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن حاصل شده است) (شکل ۷) و پوئی‌کلپتیک (که شامل ادخال‌های فراوان از کانی‌های کلینوپیروکسن، اپاک و سوزن‌های آپاتیت در پلاژیوکلاز می‌باشد) (شکل ۸)، در این سنگ‌ها مشاهده می‌شوند. پلاژیوکلازها کم و بیش به کانی‌های ثانویه اپیدوت، کلسیت و کلریت دگرسان شده‌اند.

جدول ۱- نتایج آنالیز مدال سنگ‌های آتشفشانی منطقه زرجه‌بستان. در این جدول منظور از: UnSplg فنوکریست پلاژیوکلاز بدون بافت غربالی، Splg فنوکریست پلاژیوکلاز با بافت غربالی، Cpx فنوکریست کلینوپیروکسن، Opx ارتوپیروکسن، Ol فنوکریست الیون و Second Min کانی‌های ثانویه می‌باشد.

| <i>Sample</i> | <i>K29</i> | <i>K30</i> | <i>K31</i> | <i>K32</i> | <i>K33</i> | <i>K34</i> | <i>K36</i> | <i>K37</i> |
|--------------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| <i>Phenocrysts</i> | | | | | | | | |
| <i>UnSplg</i> | 6.5 | 6 | 14.5 | 21 | 9 | 12.6 | 6.3 | 7.3 |
| <i>SPlg</i> | | | | | | 2 | | 1.5 |
| <i>Cpx</i> | 0.5 | 0.5 | 0.2 | 2 | 0.1 | 2.1 | 0.6 | 0.4 |
| <i>Opagues</i> | 0.2 | | 0.3 | 1.2 | 0.3 | 1 | 13 | 1.1 |
| <i>Opx</i> | 0.2 | 0.2 | 0.2 | | 0.3 | | | |
| <i>Ol</i> | | | | | | | | |
| <i>Groundmass</i> | 83 | 81 | 74.5 | 59.4 | 81.5 | 79.8 | 71 | 83.4 |
| <i>Apatite</i> | 7.5 | 10.4 | 6.7 | 11.2 | 7.4 | 2.1 | 2.2 | 6.2 |
| <i>Second Min.</i> | 2.1 | 1.9 | 3.6 | 5.2 | 1.4 | 0.4 | 6.9 | 0.1 |

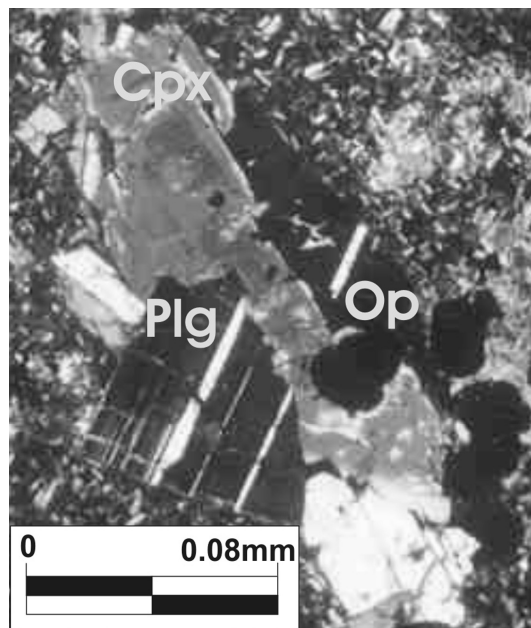
| <i>Sample</i> | <i>K38</i> | <i>K39</i> | <i>K40</i> | <i>K42</i> | <i>K43</i> |
|--------------------|------------|------------|------------|------------|------------|
| <i>Phenocrysts</i> | | | | | |
| <i>UnSplg</i> | 10.3 | 5.1 | 9 | 3.7 | 25 |
| <i>SPlg</i> | 12.8 | 31.6 | 17.4 | 13.5 | 10.4 |
| <i>Cpx</i> | 0.2 | | 0.2 | 6.2 | 3 |
| <i>Opagues</i> | 1 | 1.1 | 1.5 | 1.7 | 0.2 |
| <i>Ol</i> | 1.6 | 0.4 | 1.7 | 0.9 | 2.2 |
| <i>Opx</i> | | | | | |
| <i>Groundmass</i> | 62.7 | 54.2 | 63.1 | 70.7 | 49.7 |
| <i>Apatite</i> | 10 | 6.7 | 4.8 | | 2.4 |
| <i>Second Min.</i> | 1.4 | 0.9 | 2.3 | 3.3 | 7.1 |



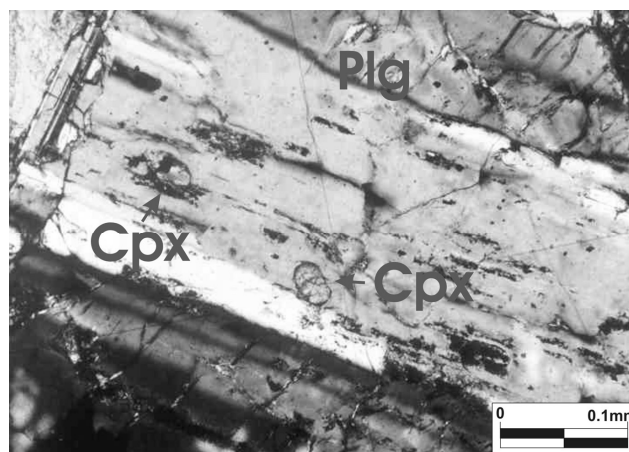
شکل ۵- فنوکریست پلاژیوکلاز که در یک زمینه دانه‌ریز قرار گرفته است و دارای زونینگ و حاشیه گرد شده می‌باشد (نور عبوری پلاریزه).



شکل ۶- بافت غربالی که در تمام بلور پلاژیوکلاز ایجاد شده است (نور عبوری پلاریزه).

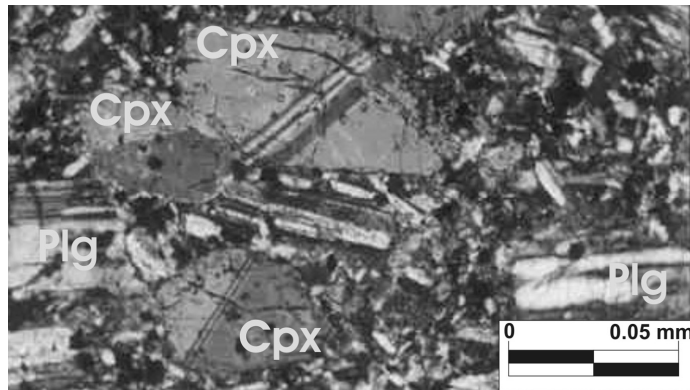


شکل ۷- تجمع فنوکریست‌های کلینوپیروکسن (Cpx)، پلاژیوکلاز (Plg) و کانی‌های اپاک (Op) با بافت گلمروپرفیری در گدازه‌های منطقه (نور عبوری پلاریزه).



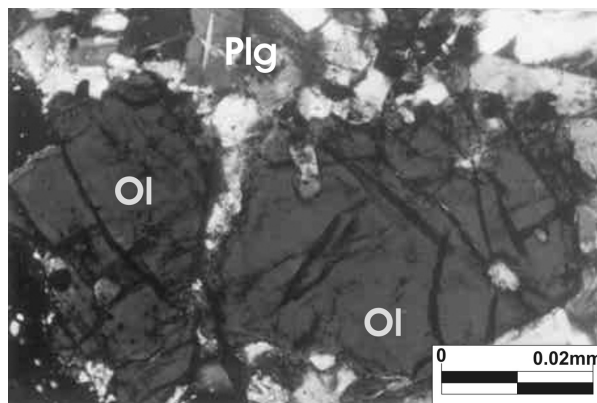
شکل ۸- نمونه‌ای از بافت پوئی‌کلیتیک در گدازه‌های مورد مطالعه. ادخال‌های کلینوپیروکسن با حاشیه گرد شده درون فنوکریست پلاژیوکلاز مشاهده می‌شود (نور عبوری پلاریزه).

پیروکسن‌های موجود در گدازه‌ها عمدتاً از نوع کلینوپیروکسن و به مقدار کم ارتوپیروکسن می‌باشند. میانگین درصد کلینوپیروکسن‌ها ۱/۳ و ارتوپیروکسن‌ها ۰/۲ می‌باشد. لازم به ذکر است ارتوپیروکسن‌ها صرفاً در بخش‌های فوقانی توالی آتشفشانی حضور دارند و در قسمت‌های تحتانی اثری از آنها دیده نمی‌شود (جدول ۱). اندازه کلینوپیروکسن‌ها حدود ۰/۲ تا ۱ میلی‌متر است. این بلورها به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشند و برخی از آنها ماکل پلی‌سنتتیک دارند (شکل ۹).



شکل ۹- نمایش ماکل تیغه‌ای در کلینوپیروکسن‌ها. میکروفنوکریست‌های کلینوپیروکسن با ماکل تیغه‌ای در یک زمینه دانه ریز قرار گرفته‌اند (نور عبوری پلاریزه).

بلورهای الیوین به طور متوسط حدود ۱/۴ درصد حجم سنگ‌ها را اشغال می‌کنند. این کانی‌ها ۰/۱ تا ۰/۵ میلی‌متر قطر دارند و به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار در گدازه‌ها حضور دارند. الیوین‌ها غالباً به صورت میکروفنوکریست‌های ایدنگزیتی شده دیده می‌شوند. گاهی شدت ایدنگزیتی شدن به حدی است که فقط قالب این کانی باقیمانده است (شکل ۱۰). الیوین‌ها برخلاف ارتوپیروکسن‌ها اصلاً در قسمت‌های فوقانی حضور ندارند، و صرفاً در قسمت‌های تحتانی توالی آتشفشانی یافت می‌شوند (شکل ۱۲). میانگین درصد کانی‌های اپاک ۱/۶ می‌باشد و اندازه آنها، بین ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر متغیر است. اغلب کانی‌های اپاک بی شکل هستند.



شکل ۱۰- الیوپن های ایدنگزیتی شده کم و بیش شکل دار در داخل گدازه های مورد مطالعه (نور عبوری پلاریزه).

زمینه

زمینه دانه ریز حدود ۷۰ تا ۷۵ درصد حجم سنگ را به خود اختصاص داده است که در این میان میکروولیت های پلاژیوکلاز با میانگین درصد ۴۴ بیشترین فراوانی را نشان می دهند. کانی های اپاک ۱۲ درصد، سوزن های آپاتیت ۷ درصد و کلینوپیروکسن های ریزدانه ۶/۶ درصد سنگ را تشکیل می دهند. پلاژیوکلازهای زمینه بلورهای کشیده ای هستند که به صورت شکل دار دیده می شوند و بافت میکروولیتی را بوجود آورده اند. در فضای بین میکروولیت ها کلینوپیروکسن ها و کانی های اپاک واقع شده اند. سوزن های آپاتیت به شکل پراکنده در زمینه یافت می شوند.

بافت غالب میکروولیتیک پرفیری تا پرفیری می باشد. اکثر سنگ ها تراکی آندزیت تا تراکی آندزیت بازالتی هستند.

به طور خلاصه از مقایسه اختصاصات پتروگرافی و نتایج حاصل از آنالیز مدال روانه های تحتانی با روانه های فوقانی می توان نتیجه گرفت که در توالی آتشفشانی منطقه زرجهستان از پائین به بالا با تغییرات زیر مواجه هستیم:

۱- کاهش درصد حجمی فنوکریست های پلاژیوکلاز و افزایش میکروولیت های آن (شکل ۱۲).

۲- کاهش گردشگی در اطراف فنوکریست های پلاژیوکلاز.

۳- کاهش بافت غربالی و نبود آن در بخش های فوقانی (شکل ۱۲).

۴- کاهش زونینگ.

۵- کاهش درصد حجمی کلینوپیروکسن‌ها (شکل ۱۲).

۶- کاهش درصد حجمی میکروفنوکریست‌های الیوین و شدت ایدنگزیتی شدن آنها (شکل ۱۲).

وجود بافت غربالی، حاشیه گرد شده پلاژیوکلازها و زونینگ در این بلورها نشانه عدم تعادل بلورهای از قبل تشکیل شده با ماگمای جدید ورود و تغذیه مجدد مخزن ماگمایی در طی فوران‌های پی‌درپی می‌باشد. تشکیل شدن بافت گلمروپرفیری در بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و کانی‌های اپاک علاوه بر این که می‌تواند نشانه ناآرامی مخزن ماگمایی و تکه‌تکه شدن واحدهای ته‌نشین شده در مخزن بر اثر ورود ماگمای جدید به داخل مخزن باشد، از علائم نطفه‌بندی سریع بلور نیز محسوب می‌شود (Kirkpatrick, 1977; Tsuchiyama, 1985; Shelley, 1993, Singer *et. al*, 1995).

ژئوشیمی گدازه‌ها

به منظور شناخت سنگ‌های توالی آتشفشانی شمال شرق روستای زرجه‌بستان ۳ نمونه از بخش‌های تحتانی و ۴ نمونه از بخش‌های فوقانی برای آنالیز ژئوشیمیایی انتخاب گردیدند و در آزمایشگاه ALS-Chemex در کشور کانادا به روش ICP-MS مورد آنالیز قرار گرفتند (جدول ۲). چنانچه در مبحث پتروگرافی اشاره گردید بین بخش‌های تحتانی و فوقانی توالی گدازه‌های منطقه، تفاوت‌های منظم کانی‌شناسی و بافتی به چشم می‌خورد که این تغییرات احتمال وقوع تحولات ماگمایی را در شکل‌گیری گدازه‌های منطقه تقویت می‌نماید، به همین جهت بر آن شدیم که برای بررسی روند تحولات ماگمایی در بخش‌های مختلف توالی علاوه بر بررسی تغییرات اکسیدهای اصلی و تعدادی از عناصر کمیاب، فراوانی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌ها را نیز مورد مطالعه قرار دهیم. با این هدف تعداد ۱۳ نمونه از سنگ‌های توالی ناحیه زرجه‌بستان مورد آنالیز مدال قرار گرفت و طی آن علاوه بر شمارش تعداد کانی‌ها، وضعیت کمی و کیفی بافت غربالی در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز نیز مورد بررسی قرار گرفت. مطالعات اولیه نشان داد که فراوانی کانی‌ها و تنوع بافتی گدازه‌های منطقه از بخش‌های تحتانی به سمت قسمت‌های فوقانی توالی، تغییرات منظمی نشان می‌دهد که این تغییرات هماهنگ با تغییر ترکیب شیمیایی گدازه‌ها است. به همین دلیل برای نمایش و بررسی تغییرات مورد بحث، نتایج آنالیزهای مدال و ژئوشیمیایی بر روی نمودارهای دومتغیره منتقل شده و ویژگی‌های ژئوشیمیایی و کانی‌شناسی گدازه‌ها در کنار یکدیگر مورد بررسی قرار گرفتند (شکل‌های ۱۱ تا ۱۳). در این نمودارها محور عمودی نشان دهنده ترتیب قرارگیری گدازه‌ها در توالی (ترتیب

فوران گدازه‌ها در طول زمان) و محور افقی نشانگر فراوانی اکسیدهای اصلی، عناصر کمیاب و کانی‌ها می‌باشد. برای تحلیل نتایج آنالیز مدال بعضی از کانی‌ها همچون پلاژیوکلازها با توجه به تنوع بافتی‌شان، ابتدا هر سه گروه آنها شامل فنوکریست‌های پلاژیوکلاز با بافت غربالی، فنوکریست‌های پلاژیوکلاز فاقد بافت غربالی و میکروولیت‌های زمینه با هم و تحت نام واحد پلاژیوکلاز در روی نمودارها منتقل و مورد بررسی قرار گرفتند ولی از آنجایی که ادغام نتایج آنالیز مدال پلاژیوکلازهای مختلف و عدم توجه به تنوع بافتی آنها باعث بروز ابهام در تفسیر نتایج می‌شد، بر آن شدیم تا برای هر یک از انواع پلاژیوکلاز نمودار مجزایی ترسیم نماییم. این مشکل در مورد کانی‌های اپاک زمینه و فنوکریست‌هایشان نیز صدق می‌کرد و نشان می‌داد که احتمالاً این گروه کانی‌ها از لحاظ ترکیب شیمیایی با یکدیگر متفاوت هستند. در حالی که فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و ریز بلورهای کلینوپیروکسن موجود در زمینه هر دو با هم روند مشابهی را نشان می‌دهند که این امر می‌تواند نشانه یکنواخت بودن ترکیب شیمیایی آنها باشد.

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب موجود در گدازه‌های محدوده مورد مطالعه.

| Sample | SiO ₂ | K ₂ O | Na ₂ O | Al ₂ O ₃ | MgO | MnO | CaO | FeO |
|--------|------------------|------------------|-------------------|--------------------------------|------|------|------|------|
| S20 | 59.57 | 4.38 | 3.21 | 15.49 | 2.03 | 0.12 | 5.93 | 5.48 |
| K29 | 58.17 | 4.5 | 3.1 | 15.35 | 1.99 | 0.11 | 4.57 | 5.65 |
| K31 | 59.33 | 4.6 | 3.16 | 15.64 | 1.92 | 0.12 | 4.94 | 5.47 |
| K37 | 58.77 | 4.13 | 3.24 | 15.6 | 1.81 | 0.15 | 5.39 | 5.19 |
| K39 | 55.73 | 2.73 | 3.24 | 18.59 | 2.55 | 0.13 | 8.05 | 5.05 |
| K40 | 54.43 | 2.79 | 3.21 | 18.6 | 2.47 | 0.09 | 7.57 | 5.07 |
| K42 | 54.15 | 2.27 | 2.81 | 16.21 | 4.28 | 0.2 | 8.36 | 6.28 |

ادامهٔ جدول ۲

| Sample | Fe ₂ O ₃ | P ₂ O ₅ | TiO ₂ | Eu | Cr | V | Co | Ni |
|--------|--------------------------------|-------------------------------|------------------|-----|----|-----|------|----|
| S20 | 8.27 | 0.4 | 1.27 | 2 | 30 | 170 | 16 | 10 |
| K29 | 8.44 | 0.46 | 1.28 | 1.9 | 30 | 165 | 19 | 15 |
| K31 | 8.24 | 0.4 | 1.27 | 1.9 | 30 | 185 | 17.5 | 15 |
| K37 | 7.78 | 0.41 | 1.22 | 1.9 | 30 | 170 | 18.5 | 15 |
| K39 | 7.39 | 0.23 | 0.98 | 1.5 | 40 | 205 | 20 | 15 |
| K40 | 7.36 | 0.27 | 0.95 | 1.5 | 40 | 195 | 17.5 | 15 |
| K42 | 9.09 | 0.23 | 0.96 | 1.5 | 50 | 255 | 26 | 20 |

ادامهٔ جدول ۲

| Sample | Rb | Sr | Ba | Th | U | Hf |
|--------|-------|-----|-----|----|-----|----|
| S20 | 124 | 369 | 872 | 13 | 3 | 8 |
| K29 | 126.5 | 339 | 806 | 12 | 3 | 8 |
| K31 | 134 | 366 | 887 | 12 | 3 | 8 |
| K37 | 121 | 401 | 810 | 12 | 3 | 7 |
| K39 | 70.6 | 553 | 611 | 7 | 2 | 5 |
| K40 | 73.2 | 550 | 595 | 7 | 1.5 | 5 |
| K42 | 56.2 | 470 | 500 | 6 | 1.5 | 4 |

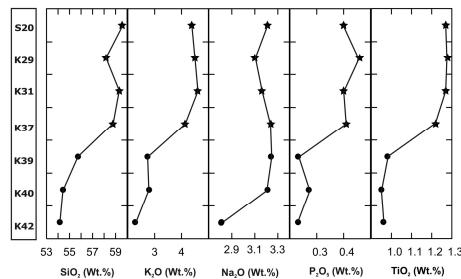
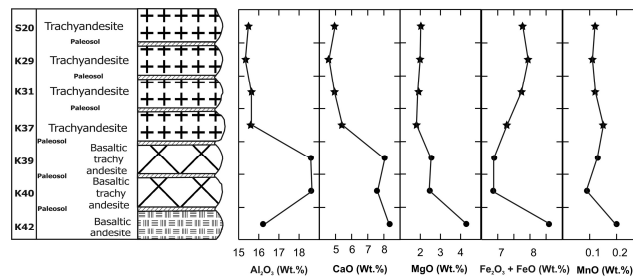
با توجه به موارد یاد شده در بالا می‌توان نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی و مدال را به شرح زیر خلاصه نمود:

۱- همان طور که در (شکل ۱۱) ملاحظه می‌شود، تغییرات Al_2O_3 در بخش‌های تحتانی توالی، نوسان‌های نسبتاً شدیدی را نشان می‌دهد و به طرف رأس توالی با آهن‌گ بسیار ملایم کاهش می‌یابد. در نمودار CaO، از بخش‌های تحتانی به سمت قسمت‌های فوقانی با کاهش میزان CaO مواجه هستیم. میزان MgO نیز با نوسان‌های کم و بیش مشابه با CaO از بخش‌های تحتانی به سمت قسمت‌های فوقانی کاهش می‌یابد. فراوانی آهن کل نیز مانند سایر اکسیدها در بخش‌های تحتانی توالی با نوسان‌های نسبتاً شدید همراه است و در بخش‌های فوقانی توالی روندی معکوس با CaO نشان می‌دهد. به عبارت دیگر در بخش‌های فوقانی میزان FeO^* ، نشانه مقدار اکسید آهن کل است که از مجموع FeO و Fe_2O_3 به دست آمده است) کم و بیش افزایش می‌یابد که این امر مربوط به باقی ماندن Fe در ماگما (در مراحل اولیه تبلور) و در نهایت تبلور آن به صورت مگنتیت‌های دانه ریز و افزایش میزان کانی‌های اپاک زمینه سنگ می‌باشد. چنانچه در شکل ۱۱ دیده می‌شود روند تغییرات MnO نیز تقریباً مشابه با FeO^* بوده، به طوری که در قسمت‌های تحتانی از نوسان‌های بیشتر و در قسمت‌های فوقانی از نوسان‌های کمتری برخوردار است.

در نمودار تغییرات SiO_2 گدازه‌ها در طول زمان (از قاعده توالی به طرف بالا) ملاحظه می‌شود که میزان SiO_2 نمونه‌ها در بخش‌های فوقانی به طور قابل توجهی بیش از بخش‌های تحتانی توالی می‌باشد و در بخش میانی توالی تغییر فراوانی سیلیس آهن‌گ کندتری را عرضه نموده است (شکل ۱۱). در نمودار K_2O تغییرات از پائین به طرف بالای توالی سیر صعودی دارند. تغییرات Na_2O نیز نظیر سایر اکسیدها در بخش‌های تحتانی توالی با نوسان بیشتر و در بخش‌های فوقانی با نوسان کمتر همراه است و روند تغییرات آن کاملاً برعکس روند تغییرات

FeO* در نمونه‌ها است. از مقایسه فراوانی Na₂O با تغییر فراوانی کانی‌های پلاژیوکلاز می‌توان نتیجه گرفت که افزایش فراوانی Na₂O کاملاً هماهنگ با افزایش میکروولیت‌های پلاژیوکلاز می‌باشد و به سمت بخش‌های فوقانی کم و بیش افزایش نشان می‌دهد. فراوانی P₂O₅ در بخش‌های مختلف توالی نوسان‌های بیشتری را نشان می‌دهد به طوری که از قاعده به سمت بالا یک روند صعودی را با آهنگ‌های متغیر عرضه می‌نماید. میزان TiO₂ نیز با نوسان‌های کمتر از بخش‌های تحتانی به طرف بخش‌های فوقانی افزایش می‌یابد.

چنانچه ملاحظه گردید با حرکت از پائین توالی به سمت بالای آن، مقدار اکسیدهای SiO₂، K₂O، Na₂O، P₂O₅ و TiO₂ افزایش یافته و میزان CaO، Al₂O₃، MgO، FeO* و MnO کاهش می‌یابد (شکل ۱۱). افزایش فراوانی عناصر ناسازگار از بخش تحتانی به سمت بخش‌های فوقانی در کنار کاهش فراوانی عناصر سازگار می‌تواند نشانه متحول‌تر شدن ترکیب ماگما در طول زمان باشد. وجود نوسان‌های مختلف، بخصوص در بخش‌های تحتانی توالی، می‌تواند ناشی از تغذیه مکرر مخزن ماگمایی در طول فعالیت باشد.



شکل ۱۱- روند تغییر فراوانی اکسیدهای اصلی در توالی آتشفشانی زرجه‌بستان. علامت ستاره بیانگر نمونه‌هایی است که از بخش‌های فوقانی توالی برداشت شده‌اند و علامت دایره نشانه نمونه‌های قسمت‌های تحتانی می‌باشد. نام سنگ‌ها از نمودار رده‌بندی ژئوشیمیایی لومتر (۱۹۸۹) استخراج شده و در کنار آن شماره نمونه‌ها که در ستون چینه آمده‌اند، قید شده است.

۲- بر اساس آنالیز مدال، به طرف بخش‌های فوقانی توالی، از فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی، فنوکریست‌های فاقد این بافت، فنوکریست‌ها و ریز بلورهای کلینوپیروکسن، میکروفنوکریست‌های الیوین و فنوکریست‌های اپاک کاسته می‌شود (شکل ۱۲). در مقابل بر فراوانی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، کانی‌های اپاک زمینه و آپاتیت افزوده می‌گردد (شکل ۱۲). همچنین گدازه‌های بالای توالی فاقد الیوین و پلاژیوکلازهای با بافت غربالی هستند.

در نمودار تغییرات فراوانی پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی در برابر موقعیت گدازه‌ها در توالی (شکل ۱۲)، نمونه‌های بخش‌های فوقانی توالی فاقد این نوع بلور هستند و این بافت فقط در فنوکریست‌های پلاژیوکلاز قسمت‌های تحتانی تشکیل شده است. از مقایسه این نمودار با تغییرات CaO می‌توان چنین برداشت کرد که پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی از نوع کلسیم‌دار هستند زیرا بین فراوانی پلاژیوکلازهای با بافت غربالی و فراوانی CaO نمونه‌ها یک انطباق مثبت به چشم می‌خورد. تغییرات Al_2O_3 نیز با الگوی مذکور همخوانی دارد. روند تغییرات فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز فاقد بافت غربالی از نوسان‌های زیادی برخوردار است و ظاهر زیگزاگ پیدا کرده است. درصد حجمی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز نیز با نوسان‌های زیادتر به طرف رأس توالی آتشفشانی افزایش نشان می‌دهد و چنانچه در شکل ۱۲ ملاحظه می‌گردد علی‌رغم وجود نوسان‌های چشمگیر، فراوانی این کانی در بخش‌های فوقانی بحدی زیاد است که حدود ۵۰ - ۶۰ درصد حجمی نمونه‌ها را به خود اختصاص داده‌اند. روند تغییرات فراوانی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز فاقد بافت غربالی مخالف روند تغییرات فراوانی میکروولیت‌های آنها است که این امر می‌تواند مربوط به تفاوت نرخ تبلور این کانی‌ها باشد یعنی زمانی که سرعت تبلور کم بوده پلاژیوکلازها به صورت فنوکریست و هنگامی که سرعت تبلور زیادتر شده است این کانی‌ها به صورت میکروولیت متبلور شده‌اند.

از آنجائی که روند تغییر فراوانی فنوکریست‌های کلینوپیروکسن و همچنین کلینوپیروکسن‌های موجود در زمینه در بخش‌های مختلف توالی، از آهنگ مشابهی برخوردارند، مجموع این کانی‌ها یک جا بر روی نمودار تغییرات منتقل شده است. در نمودار مجموع کلینوپیروکسن‌ها در برابر ترتیب زمانی فوران‌ها، به طور کلی از فراوانی کلینوپیروکسن به سمت بالای توالی کاسته می‌شود و دامنه فراوانی این کانی به خصوص در بخش‌های فوقانی از نوسان‌های کمتری برخوردار است. به نظر می‌رسد که این روند با آهنگ تغییرات آهن کل در نمونه‌ها هماهنگ است و تغییرات آهن متناسب با شکل‌گیری و تبلور کلینوپیروکسن در نمونه‌ها است.

میکروفنوکریست‌های الیوین صرفاً در بخش‌های تحتانی توالی ظاهر شده‌اند و چنانچه در شکل ۱۲ ملاحظه می‌شود از پائین توالی به سمت میانه آن از فراوانی الیوین با نوسان‌های نسبتاً شدید کاسته می‌گردد.

تغییرات کانی‌های اپاک زمینه و فنوکریست‌های اپاک نیز مانند انواع پلاژیوکلازها مستقل از هم بررسی شده‌اند، زیرا مجموع این کانی‌ها، تغییرات معنی‌داری را نشان نمی‌دهند. کانی‌های اپاک زمینه از بخش‌های تحتانی توالی به طرف قسمت‌های فوقانی افزایش می‌یابند در حالی که از فراوانی فنوکریست‌های اپاک به طرف قسمت‌های فوقانی کاسته می‌شود. فنوکریست‌های اپاک در بخش‌های تحتانی با نوسان‌های کم و در بخش‌های فوقانی توالی با نوسان‌های شدید کاهش نشان می‌دهند. روند تغییرات اپاک‌های زمینه با نوسان‌های ملایم‌تر درست برعکس روند تغییرات فنوکریست‌های اپاک می‌باشد.

بخش‌های فوقانی توالی عموماً نسبت به بخش‌های تحتانی از سوزن‌های آپاتیت غنی‌تر هستند. این روند تا حدی با روند تغییرات فراوانی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز هماهنگ است و چنانچه در مبحث مربوط به مقایسه فراوانی میکروولیت‌های پلاژیوکلاز با فنوکریست‌های آن متذکر شدیم، میکروولیت‌های پلاژیوکلاز زمانی تشکیل می‌شوند که سرعت تبلور ماگما زیاد باشد. لذا به نظر می‌رسد که فراوانی آپاتیت‌ها هم نظیر میکروولیت‌ها در زمان تبلور سریع‌تر ماگما شکل گرفته‌اند، چرا که در گدازه‌های منطقه آپاتیت فقط به صورت سوزنی مشاهده می‌شود.

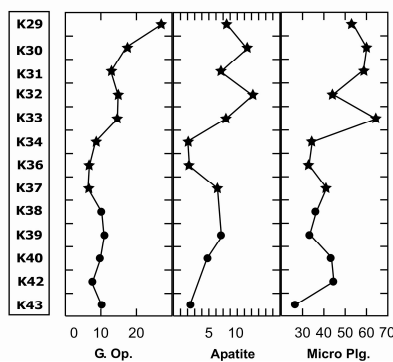
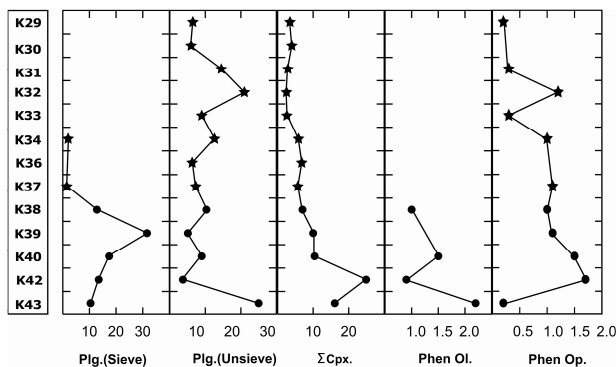
۳- در الگوی تغییرات فراوانی عناصر کمیاب، میزان عناصری مانند U, Th, Hf, Ba, Rb, Sr, Co, V, Cr و Ni کاهش می‌یابد (شکل ۱۳).

روند کاهشی Sr با تغییرات نزولی CaO، Al_2O_3 و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به طرف رأس توالی منطبق است که این امر احتمالاً می‌تواند نشانه جایگزینی Sr^{+2} به جای Ca^{+2} در ساختمان پلاژیوکلازها باشد. داونز و همکاران (Downes et al., 1995)، وینتر (Winter, 2001) و فن و همکاران (Fan et al., 2003) معتقدند که فراوانی مقدار Eu با تبلور پلاژیوکلازهای کلسیم‌دار در ارتباط می‌باشد. به عبارت دیگر Eu^{+2} نیز می‌تواند به جای Ca^{+2} در شبکه بلوری پلاژیوکلازها قرار گیرد و این در حالی است که در نمونه‌های مورد مطالعه Eu برخلاف Sr به طرف بالای توالی سیر صعودی نشان می‌دهد. بنابراین به نظر می‌رسد که Eu موجود در ماگما احتمالاً عدد اکسایش +۳ داشته، که نتوانسته رفتاری مشابه با Sr نشان دهد و این امر می‌تواند

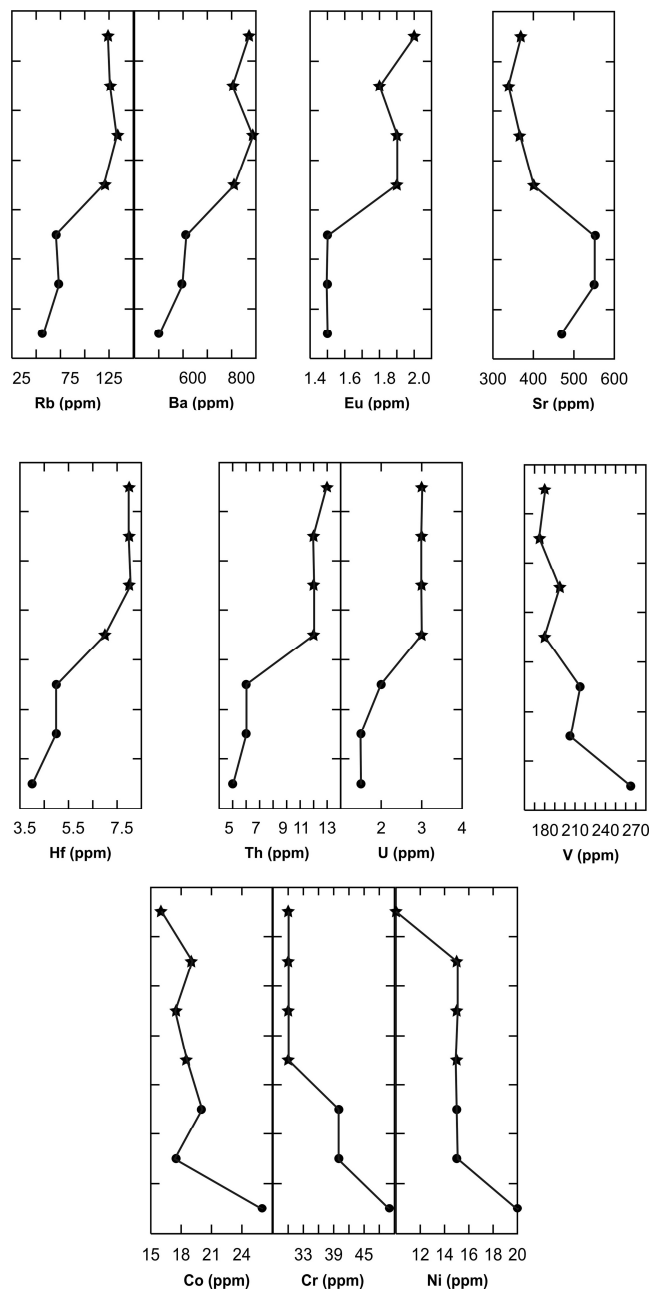
نشانه بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در گدازه‌ها و حاکم بودن شرایط اکسیداسیونی در هنگام تبلور ماگما باشد.

تغییرات کلینوپیروکسن‌ها با تغییرات CaO، FeO* و Cr روندهای مشابهی نشان می‌دهند (شکل‌های ۱۱ تا ۱۳) که این امر می‌تواند ناشی از جایگزینی Cr به جای Fe³⁺ در ساختمان کلینوپیروکسن‌ها باشد (Fan et al, 2003).

تغییرات کانی‌های اپاک زمینه با تغییرات TiO₂ و فراوانی فنوکریست‌های اپاک با مقدار V نمونه‌ها هماهنگ می‌باشد.



شکل ۱۲- روند تغییر فراوانی مدال فنوکریست‌های پلاژیوکلاز دارای بافت غربالی (Plg.(Sieve))، انواع فاقد این بافت (Plg.(Unsieve))، فنوکریست و کانی زمینه کلینوپیروکسن (ΣCpx)، فنوکریست الیوین (Phen Ol)، فنوکریست کانی‌های اپاک (Phen Op)، میکرولیت‌های پلاژیوکلاز (Micro Plg)، کانی‌های اپاک زمینه (G. Op) و آپاتیت (Apatite) از پائین به سمت بالای توالی. نمادهای به کار رفته همانند شکل ۱۱ است.



شکل ۱۳- تغییر فراوانی عناصر کمیاب سازگار و ناسازگار در قسمت‌های مختلف توالی زرجه‌بستان. در این نمودارها ستاره‌ها نشانه گدازه‌های بالای توالی و دایره‌ها گدازه‌های تحتانی هستند.

به این ترتیب می‌توان نتیجه گرفت که تغییرات یاد شده از پائین به بالای توالی زرجه‌بستان ناشی از تحول ماگمای سازنده این سنگ‌ها بوده است چرا که در رأس توالی، مقدار عناصر کمیاب ناسازگار بیشتر شده و از فراوانی عناصر سازگار کاسته شده است. این تغییرات مبین تحول بیشتر بخش‌های فوقانی توالی آتشفشانی در مقایسه با قسمت‌های تحتانی می‌باشد (Allegre and Minster, 1978; Wilson, 1989; Cribb and Barton, 1997) در مراحل ابتدای تبلور، کانی‌های اپاک V دار (اکثراً به صورت فنوکریست)، الیوین، پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های کلسیم‌دار تشکیل شده‌اند و در مراحل پایانی پلاژیوکلازهای سدیم‌دار، کانی‌های اپاک Ti دار (کانی‌های اپاک زمینه) و آپاتیت شکل گرفته‌اند. از طرفی می‌توان گفت که به احتمال قوی پلاژیوکلازهای دارای بافت غربالی از نوع کلسیم‌دار هستند زیرا با کاهش مقدار CaO ، Al_2O_3 و Sr از میزان آنها نیز کاسته می‌شود.

از دیگر مسائلی که می‌توان در توالی مذکور مشاهده کرد، تغییرات مقدار نسبت FeO^*/MgO است. این نسبت در قسمت‌های فوقانی حداکثر ۴/۲۹ می‌باشد، در حالی که مقدار آن در قسمت‌های تحتانی کمتر بوده و به ۲/۹۷ می‌رسد، که نشانه تحول بیشتر ماگما در قسمت‌های بالای توالی می‌باشد. به اعتقاد شینجو (Shinjo, 1998)، ماگماهایی که نسبت FeO^*/MgO بیشتر دارند ماگماهای تفریق یافته محسوب می‌شوند و لذا می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای منطقه تفریق یافته است. برای تأیید این نکته میزان عدد منیزیم را نیز مورد بررسی قرار می‌دهیم. این عدد از رابطه زیر به دست می‌آید:

$$Mg\# = (MgO/MgO+FeO^+) \times 100$$

مقدار عدد منیزیم در یک ماگمای اولیه کمتر از ۶۰ نمی‌باشد (Green and Harry, 1999; Moghazi, 2003). گیل (Gill, 1981) و شینجو (Shinjo, 1998) نیز اشاره کرده‌اند که در یک ماگمای اولیه عدد منیزیم به ۸۸ تا ۹۴ می‌رسد. این در حالی است که در بخش‌های بالای توالی مورد مطالعه این عدد برابر ۱۹ و در بخش‌های پائینی مقدار آن به ۳۲ می‌رسد. همچنین کراسکف و برد (Krauskopf and Bird, 1976) تشکیل شدن یک توالی آتشفشانی را به تفریق کند در محفظه ماگمایی مربوط می‌دانند. ضمناً همان طور که در شکل ۱۳ مشاهده می‌شود تغییرات نیکل در اکثر نمونه‌ها ثابت است و فقط دو نمونه K42 و S20 دارای استثناء می‌باشند. ثابت بودن روند Ni نیز موید تحول یافته بودن ماگمای منطقه می‌باشد (Trumbell et al., 1999).

بهر حال لازم به ذکر است که نتایج فوق‌الذکر با استناد به ترکیب شیمیایی سنگ کل حاصل شده است و بدیهی است که برای اظهار نظر قاطع نیاز به کسب اطلاعات بیشتر راجع به ترکیب شیمیایی کانی‌های پدید آورنده گدازه‌ها می‌باشد.

نتیجه‌گیری

از پائین به سمت بالای توالی زرجه‌بستان، کانی‌های الیوپن، کانی‌های اپاک V دار، پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های کلسیم‌دار بیشتر در قاعده شکل گرفته‌اند و در بخش‌های فوقانی اکثراً پلاژیوکلازهای سدیم‌دار، کانی‌های اپاک Ti دار و آپاتیت تشکیل شده‌اند. همچنین در قسمت‌های فوقانی توالی از فراوانی عناصر سازگار کاسته شده و بر مقدار عناصر ناسازگار افزوده می‌شود. این شواهد همراه با تغییرات عدد منیزیم در طول توالی، نشانه نقش تحول ماگمایی در شکل‌گیری گدازه‌های این ناحیه است. به عبارت دیگر می‌توان بیان نمود که ماگمای سازنده بخش‌های فوقانی توالی نسبت به بخش‌های تحتانی تحولات ماگمایی بیشتری را پشت سر گذاشته است.

وجود روند تغییرات کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی زیگزاگ از پائین به بالای توالی می‌تواند معرف تغذیه مکرر مخزن ماگمایی با ماگمای جدید ورود باشد و چنانچه بیان گردید شواهد کانی‌شناسی و پتروگرافی سنگ‌ها مانند بافت غربالی و حاشیه گرد شده و واکنشی در پلاژیوکلازها نیز موید این مطلب است.

References

- Allegre, C.J., and Minster, J.F. (1978) *Quantitative models of trace element behaviour in magmatic processes*. Earth Planet. Sci. Lett. **38**, 1-25.
- Annells, R.N., Arthurton, R.S., Bazely, R.A. and Davies, R.G. (1975) *Explanatory text of the Qazvin and Rasht Quadrangles Map 1:250000*. G.S.I., 108p.
- Cribb, J.W., and Barton, M. (1997) *Significance of crustal and source region processes on the evolution of compositionally similar calc-alkaline lavas*, Mt. Hood, Oregon. Journal of Volcanology and Geothermal Research. **76**, 229-249.
- Downes, H., Seghedi, I., Szakacs, A., Dobosi, G., James, D.E., Vaselli, O., Rigby, I. J., Ingram, G.A., Rex, D. and Pecskey, Z. (1995) *Petrology and Geochemistry of Late Tertiary/Quaternary mafic alkaline volcanics in Romania*. Lithos. **35**, 65-81.
- Fan, W.M., Gue, F., Wang, Y.J., and Lin, G. (2003) *Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in the northern Da Hinggan Mountains, northeastern China*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. **121**, 115-135.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and Plate tectonics*. Springer, 390p.

- Green, N.L., and Harry, D. (1999) *On the relationship between subducted slab age arc basalt petrogenesis, Cascadia Subduction System, North America*. Earth and Planetary Science Letters, **171**, 367-381.
- Kirkpatrick, R.J. (1977) *Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava Lakes, Kilauea, Hawaii*. Society of America Bulletin, **88**, 78-84.
- Krauskopf, K.P. and Bird, D.K. (1976) *Introduction to geochemistry*. Mc Graw Hill, 788p.
- Moghazi, A.M. (2003) *Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension*. Precambrian Research. **125**, 161-178.
- Shelley, D. (1993) *Igneous and metamorphic rocks under the microscope*. Chapman and Hall, 630p.
- Shinjo, R. (1998) *Petrochemistry and tectonic significance of the emerged late Cenozoic basalts behind the Okinawa Troughs Ryukyu arc system*. Journal of Volcanology and Geothermal Research. **80**, 39-53.
- Singer, S.B., Pearce, H.T., Kolisnik, M.A., and Myers, D.J. (1993) *Plagioclase zoning in mid-Pleistocene lavas from the Seguam volcanic center, central Aleutian arc, Alaska*. Am. Min. **78**, 143-157.
- Singer, S.B.A., Dungan, M., and Layne, D.G. (1995) *Textures and Sr, Ba, Mg, Fe, K, and Ti compositional profiles in volcanic plagioclase: Clues to the dynamics of calc-alkaline magma chambers*. Am. Min. **80**, 776-798.
- Stalder, P. (1971) *Magmatism tertiare et subrecent entre Talegan et Alamout, Elbourz central (Iran)*: Schweiz. Min. Petr. Mitt. **51**, 2-138.
- Stocklin, J. (1968) *Structural history and tectonics of Iran: a review*. Amer. Assoc. Petroleum Geol. Bull. **52**, 1229-1258.
- Trumbull, R.B., Wittenbrink, R., Hahne, K., Emmermann, R., Busch, W., Gerstenberger, H. and Siebel, W. (1999) *Evidence for Late Miocene to Recent contamination of arc andesites by crustal melts in the Chilean Andes (25-26°S) and its geodynamic implications*. Journal of South American Earth Science. **12**, 135-155.
- Tsuchiyama, A. (1985) *Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthosite, and origin of dusty plagioclase in andesite*. Cont.Min.Pet., **89**, 1-16.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman. London. 466p.
- Winter, J.D. (2001) *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 697p.

آسیابانها، ع. (۱۳۷۱) مطالعه پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه ملاعلی (شمال غرب قزوین)، رساله کارشناسی ارشد، دانشکده علوم دانشگاه تهران.

آسیابانها، ع. (۱۳۸۰) زمین‌شناسی و پتروژنز رخساره‌های آتشفشانی منطقه یوزباشی چای (غرب قزوین)، رساله دکتری، دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس.