

موقعیت چینه‌شناختی و تحلیل بافتی سنگ‌های آتشفشانی نوار آتشفشانی - رسوبی عباس‌آباد، شمال شرق شاهرود

حبیب اله قاسمی، دانشیار دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود*
سمیرا الهیاری، کارشناس ارشد دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود
عزیزاله طاهری، استاد دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود
محمود صادقیان، استادیار دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود

چکیده

نوار آتشفشانی - رسوبی عباس‌آباد، واقع در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی، از داورزن در غرب سبزوار تا میامی در شرق شاهرود امتداد داشته و سپس با تغییر جهت به سوی جنوب، به نوار ماگمایی معلمان - تروند - بیارجمند در جنوب و جنوب شرق شاهرود متصل می‌شود. توالی چینه‌شناسی این نوار در محدوده داورزن - عباس‌آباد از پایین به بالا از سنگ‌های رسوبی آواری پالئوسن - ائوسن (کنگلومر، ماسه‌سنگ، سیلتستون، شیل و گل‌سنگ)، تناوب گدازه‌های بازالتی - آندزیتی کالکوالکالن پتاسیم متوسط تا بالا و آذرآواری‌های وابسته، به همراه میان‌لایه‌های رسوبی (شیل توفی، ماسه‌سنگ توفی، شیل، سیلتستون، ماسه‌سنگ، کنگلومرا و آهک‌نومولیت - دار) به سن ائوسن میانی - بالایی و سنگ‌های رسوبی آواری الیگوسن (کنگلومر، ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل) تشکیل شده‌اند. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی حاکی از برونریزی آرام گدازه‌هایی با ترکیب اولیوین‌بازالت، تراکی بازالت تا تراکی آندزیتی در یک حوضه ناپایدار، از خشکی تا دریایی بسیار کم‌عمق (لاگون و دریای باز) در ائوسن میانی - فوقانی است. حضور روزن داران بدون منفذ در برخی افق‌ها، بیانگر محیط لاگونی محصور با انرژی کم، شوری و شدت نور بالاست. درحالی که همراهی روزنداران منفذدار مانند نومولیت‌های کوچک با روزنداران بدون منفذ، بیانگر ته‌نشست رسوبات در محیط لاگونی نیمه محصور است. در بعضی لایه‌ها، روزنداران منفذدار بزرگ مانند نومولیت‌های کشیده با دیواره‌های نازک دیده می‌شوند که نشانگر بخش‌های کم‌عمق دریای باز با شوری عادی و انرژی کم، می‌باشد. طیف ترکیبی سنگ‌های آتشفشانی مورد مطالعه، بیانگر خط نزول مایع (تفریق مذاب) در یک سری تفریقی از اولیوین‌بازالت تا تراکی آندزیت می‌باشد. تنوع بافتی، تغییر و تحولات پیوسته شامل ظهور و حذف برخی کانی‌ها و حضور بافت‌های ناتعادلی بیانگر مسیر پیچیده شکل‌گیری ماگما، وقوع فرایندهای صورت‌گرفته در آشیانه ماگمایی و صعود ماگمای گوشته‌ای است.

واژه‌های کلیدی: چینه‌شناسی، سنگ‌های آتشفشانی، ائوسن، عباس‌آباد، شاهرود.

مقدمه

نوار آتشفشانی - رسوبی عباس‌آباد متشکل از تناوب سنگ‌های آتشفشانی، آذرآواری و میان‌لایه‌های رسوبی به سن ائوسن میانی - فوقانی، ادامه نوار ماگمایی سبزوآر در لبه شمال شرقی زون ساختاری ایران مرکزی است که از داورزن در غرب سبزوآر تا سه راهی بیارجمند در شرق میامی، در طول آزاد راه شاهرود - سبزوآر امتداد دارد (شکل ۱). این نوار، در غرب عباس‌آباد به سمت جنوب غرب به سوی بیارجمند تغییر روند داده و در ادامه به نوار ماگمایی بیارجمند - ترود - معلمان در جنوب و جنوب شرق شاهرود می‌پیوندد. وجود نشانه‌هایی از کانی‌زایی مس (نظیر معادن متروکه عباس‌آباد و چغندر سر) در سنگ‌های آتشفشانی این نوار، سبب شده که از دیرباز زمین‌شناسان به آن توجه خاصی داشته باشند. اگرچه اغلب مطالعات صورت گرفته در منطقه جنبه اقتصادی یا عمومی داشته‌اند، اما محدود مطالعات پترولوژیکی (نظیر صادق‌زاده ۱۳۷۷؛ بادامه ۱۳۸۲ و موسوی ۱۳۸۸) نیز از ابزارهای لازم نظیر مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی دقیق و بخصوص ژئوشیمی عناصر نادر، نادرخاکی و ایزوتوپی بی‌بهره بوده‌اند و در نتیجه منجر به اظهار نظرهای دقیق و صریح در خصوص محیط زمین‌ساختی - ماگمایی تشکیل این سنگ‌ها نشده‌اند. البته، ادامه شرقی این نوار در حدفاصل کاشمر - سبزوآر - قوچان در پروژه زمین پیمایش ایران (گزارش شماره ۵۱ سازمان زمین‌شناسی) مورد مطالعه قرار گرفته است (Spies et al. 1983; Baumann et al. 1983; Bernhardt 1983). اگرچه، در اغلب مطالعات پترولوژیکی بر سرشت کالکوالکالن - آلکالن و بازیک ماگمای سازنده سنگ‌های آتشفشانی این نوار تأکید شده، اما در خصوص محیط و جایگاه زمین‌ساختی تشکیل این نوار اختلاف نظرهای کلی از محیط کمان حاشیه قاره (الهیاری ۱۳۸۹؛ Spies et al. 1983; Baumann et al. 1983; Alavi 1994; Alavi et al. 1983; Baumann et al. 1983; Verdle 2009; Shabanian 1996; Shojaat et al. 2003;

et al. 2012) تا کافت درون قاره (رشید ۱۳۷۶؛ صادق‌زاده ۱۳۷۷؛ امامی ۱۳۷۹؛ بادامه ۱۳۸۲؛ Bin and Ghasemi and Meiyin 2010) وجود دارد. به اعتقاد Talbot (2006) ماگماتیسیم کالکوالکالن، انتقالی و آلکالن پائوژن در شمال زون آتشفشانی ایران مرکزی می‌تواند متعلق به کافت‌زایی پشت کمان ماگمایی کالکوالکالن نوع آندی ایران مرکزی باشد. طبق نظر Zhao et al. (1995)، سنگ‌های آلکالن تقریباً در تمامی محیط‌های زمین - ساختی - ماگمایی به غیر از پشته‌های میان‌اقیانوسی یافت می‌شوند. این سنگ‌ها، در داخل ورقه‌های قاره‌ای و اقیانوسی و همچنین در حاشیه‌های فعال و غیرفعال قاره‌ها و جزایر کمانی نیز گزارش شده‌اند. ژئوشیمی خاص این سنگ‌ها که شدیداً وابسته به جایگاه زمین - ساختی تشکیل آنهاست، ابزاری ارزشمند در شناسایی فرایندهای پوسته‌ای و گوشته‌ای درگیر در تشکیل و تکامل ماگمایی آنها می‌باشد. نظر به تنوع موضوع‌های مورد بحث و محدودیت صفحات مقالات، در این نوشتار صرفاً به بررسی موقعیت چینه‌شناسی و تحلیل روابط بافتی سنگ‌های آتشفشانی منطقه به منظور شناخت زمان، محیط تشکیل و چگونگی تحول ماگمایی در این نوار آتشفشانی - رسوبی پرداخته‌ایم.

روش کار

تحقیق بر روی این نوار آتشفشانی - رسوبی با استفاده از مطالعات دقیق صحرایی، پتروگرافی و همچنین انجام آنالیزهای شیمیایی دقیق از عناصر اصلی، نادر و نادر خاکی نمونه‌های سنگی آتشفشانی صورت گرفته است.

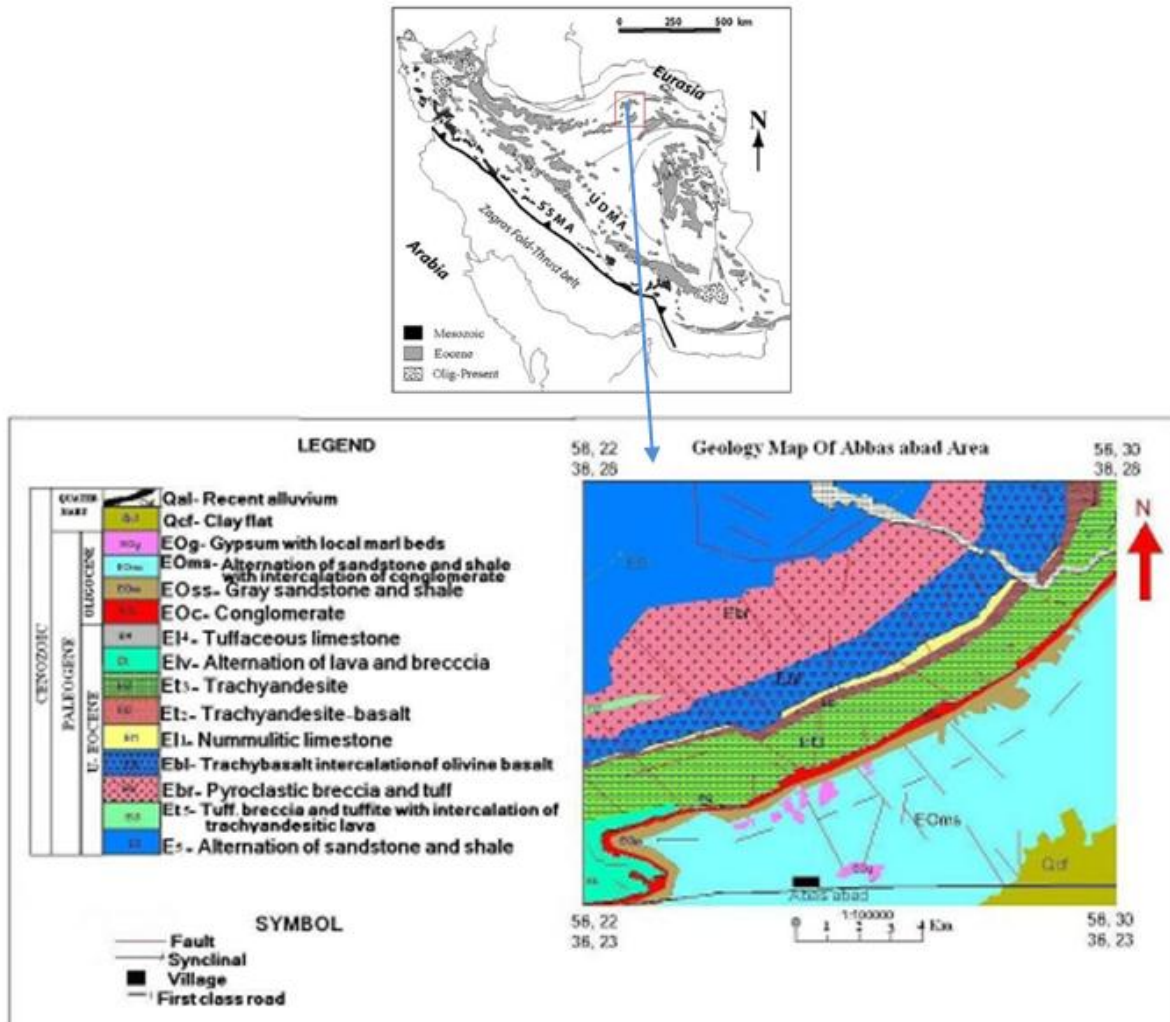
بحث

الف - زمین‌شناسی و توصیف صحرایی واحدهای سنگی منطقه

بر اساس نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ عباس‌آباد (خلعتبری ۱۳۸۰)، میامی (مهرپرتو ۱۳۸۰)، داورزن (رادفر و کهنسال ۱۳۸۱) و نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ جاجرم

میان لایه های رسوبی (شیل، سیلتستون، ماسه سنگ، کنگلومرا و آهک نومولیت دار محیط لاگون تا دریای کم- عمق باز) هستند (شکل ۲). فوران انفجاری ماگما در محیط آب باعث ریزش گدازه با سطح شیشه ای (شکل ۳) و مواد پرتابی بر روی آهک های نومولیتی شده است. تجمع بیش از حد نومولیت ها در این افق های چینه- شناسی نمایانگر مرگ دستجمعی آنها در اثر ورود گدازه داغ به محیط زندگی این روزن داران است (شکل ۴).

(افتخارنژاد و آقانباتی ۱۹۹۲)، پیکره های سنگی اصلی منطقه مورد مطالعه را سنگ های آتشفشانی و آتشفشانی- رسوبی ائوسن میانی- فوقانی، سنگ های رسوبی الیگوسن (آهک، کنگلومرا، شیل، ماسه سنگ و مارن های گچ دار) و نهشته های کوآترنری تشکیل داده اند (شکل ۱). سنگ های ائوسن شامل تناوب گدازه های بازیک- حدواسط (تراکی بازالت با میان لایه های اولیوین بازالت، تراکی- آندزی بازالت و تراکی آندزیت) و سنگ های آذرآواری وابسته (برش، آگلومرا و لاپیلی کریستال توف) به همراه



شکل ۱- موقعیت جغرافیایی منطقه مورد مطالعه در ایران و نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ آن که با استفاده از داده های ماهواره ندست و برداشت های صحرائی تهیه و ترسیم شده است (الهیاری ۱۳۸۹).

آذرآواری شامل توف، برش، آگلومرا و گدازه به عنوان اولین مظاهر آتشفشانی هوایی نهشته شده‌اند. توالی گدازه‌های زیردریایی و اپی‌کلاستیهای همراه آنها نیز در بسیاری از نقاط مشاهده شده است (شکل ۵). بر روی این نهشته‌ها، لایه‌های متناوب گدازه همراه با میان‌لایه‌هایی از آذرآواری‌ها، شیل، ماسه‌سنگ، کنگلومرای درون حوضه‌ای (شکل ۶)، آهک‌های نومولیتی و توفی قرار می‌گیرند. اگرچه، گدازه‌ها با ترکیب کلی بازالتی به‌طور متناوب تکرار می‌شوند، اما در مجموع به سمت بالای توالی و در امتداد یک روند تفریقی، ترکیب آنها از لیوین‌بازالتی به سمت تراکی‌آندزیتی تغییر می‌کند.

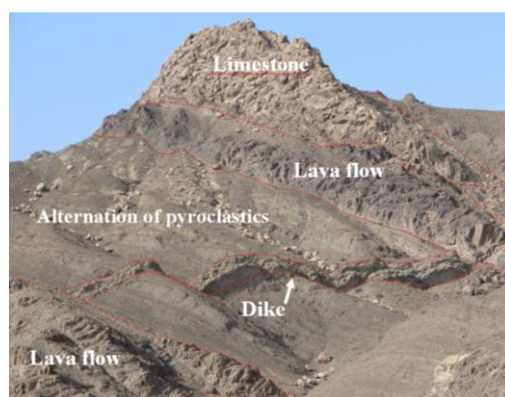


شکل ۵- خروج گدازه بر روی نهشته‌های تخریبی آبرفتی زیر دریایی



شکل ۶- نمایی نزدیک از کنگلومرای درون حوضه‌ای با جورشدگی ضعیف که حاکی از نزدیکی به محل منشأ و فاصله اندک حمل و نقل است

تراکی‌بازالت‌ها، حجم اصلی اولین فازهای خروجی را تشکیل می‌دهند. در داخل آنها، میان‌لایه‌هایی تیره رنگ از لیوین‌بازالت نیز دیده می‌شود. تراکی‌بازالت‌ها، در مقایسه



شکل ۲- تناوب گدازه، مواد آذرآواری و آهک نومولیتی ائوسن در شمال داورزن و یک دایک تراکی‌آندزیتی با طبیعت آداکیتی قطع‌کننده آنها



شکل ۳- سطح شیشه‌ای گدازه‌های بازالتی ائوسن شمال داورزن که حاصل برخورد گدازه با آب و انجماد سریع آن است



شکل ۴- فراوانی نومولیتیدا در افق آهکی زیر گدازه‌ها

پایین‌ترین بخش توالی سنگی منطقه را شیل، ماسه‌سنگ و میکروکنگلومرا، عمدتاً متعلق به محیط کانال رودخانه‌ای تشکیل می‌دهند (الهیاری ۱۳۸۹). سپس، نهشته‌های



شکل ۹- گدازه تراکی بازالتی پلاژیوکلاز- پیروکسن پورفیری



شکل ۱۰- تجمع بلورهای انباشتی کلینوپیروکسن و ایجاد آنکلاو همزاد انباشتی در تراکی بازالتها.

تراکی آندزی بازالتها و تراکی آندزیتها در افقهای بالاتر توالی سنگی به شکل روانه‌های گدازه با رنگ‌های کرم تا قهوه‌ای روشن، در منطقه رخنمون دارند. آنها بر روی آهک‌های نومولیت‌دار و در زیر واحد آهک توفی واقع شده‌اند. در سطح نمونه دستی آنها، فنوکریست‌های درشت پلاژیوکلاز و پیروکسن و همچنین جهت یافتگی و گرد شدگی پلاژیوکلازها با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. دبی دیاکلازی، فرسایش پوست پیازی و همچنین آنکلاوهای تیره رنگ همزاد (تراکی بازالت‌های روانه‌های قبلی) در آنها دیده می‌شوند. مشاهدات میکروسکوپی، تشابه ترکیب آنکلاوهای همزاد را با سنگ میزبان تأیید می‌کنند. آنکلاوهای همزاد، بخش‌های زودرس ماگما بوده‌اند که پس از انجماد، دوباره شکسته شده و در ماگمای در حال صعود وارد شده‌اند. در

با البوین بازالت‌ها دارای رنگ روشن‌تری هستند و برخی از روانه‌های آنها تاحدودی ساخت منشوری ناشی از فوران هوایی را نشان می‌دهند (شکل ۷). این سنگ‌ها در نمونه‌های دستی به شکل گدازه‌های پیروکسن پورفیری (شکل ۸)، پلاژیوکلاز پورفیری و پیروکسن- پلاژیوکلاز پورفیری (شکل ۹). با ساخت‌های پورفیری، حفره‌ای و بادامکی دیده می‌شوند. لخته‌هایی متشکل از تجمع بلورهای انباشتی کلینوپیروکسن به شکل آنکلاو در آنها دیده می‌شود (شکل ۱۰). کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز به عنوان کانی‌های اصلی آنها در نمونه دستی بخوبی قابل تشخیص هستند. در سطح نمونه‌های دستی میان لایه‌های اولیوین بازالتی، فنوکریست‌های اولیوین ایدنگزیتی شده (قرمز رنگ) دیده می‌شوند. کانی‌های ثانویه مانند کلسیت، کوارتز و زئولیت، حفرات بادامکی این سنگ‌ها را پر کرده‌اند.



شکل ۷- ساخت منشوری در گدازه‌های ائوسن شمال داورزن که حاکی از فوران و خروج ماگما در محیط خشک است



شکل ۸- گدازه تراکی بازالتی پیروکسن پورفیری

در هسته ناودیس عباس آباد (شکل ۱)، یک واحد کنگلومرای چندزادی به رنگ خاکستری تا قهوه‌ای، بر روی سنگ‌آهک توفی و در زیر شیل‌ها و ماسه سنگ‌های الیگوسن، رخنمون دارد. این واحد، از قطعات آذرین و رسوبی سنگ‌های ائوسن تشکیل شده است. قطعات عمدتاً تراکی‌بازالتی و تراکی‌آندزیتی موجود در این واحد با خمیره گلی و گاهی اوقات با سیمانی از جنس کربنات‌کلسیم، به یکدیگر متصل شده‌اند (شکل ۱۲). قطعات مذکور دارای جورشدگی و گردشدگی نسبتاً خوبی هستند. همچنین، قطعات آهک نومولیت‌دار ائوسن میانی- فوقانی نیز در آن مشاهده شده‌اند. ابعاد قطعات این واحد کنگلومرانی از چند میلیمتر تا بیش از ۵۰ سانتیمتر متغیر است. وجود قطعات ریز و درشت، از جنس واحدهای رسوبی و آذرین ائوسن میانی- فوقانی منطقه در کنار یکدیگر در این واحد کنگلومرایی، از تغییرات زیاد انرژی آب در محیط رسوبی (محیط ساحلی کم‌عمق) و نزدیکی محیط ته‌نشست به محل منشأ (کنگلومرای درون حوضه‌ای) ناشی شده است.



شکل ۱۲- نمایی از تناوب شیل و ماسه سنگ‌های الیگوسن در شمال غرب عباس آباد.

کنگلومرانی و در زیر مارن‌ها قرار دارند. این واحد در شمال غرب کاهک به طور وسیعی رخنمون دارد و به

شکستگی‌ها و شکاف‌های عمودی و افقی موجود در این سنگ‌ها که غالباً در اثر انجماد سریع گدازه و یا تحت تأثیر تنش‌های کششی ایجاد شده‌اند، کانی‌های ثانویه کلسیت، زئولیت و کوارتز تشکیل شده‌اند (شکل ۱۱). زئولیت‌ها، غالباً دارای تجمع شعاعی و رنگ سفید بوده و براساس آنالیزهای XRD انجام شده بر روی آنها، از نوع ناترولیت، آنالسیم و مزولیت هستند (الهیاری ۱۳۸۹). کانه زائی مس، به صورت رگه‌ای و افشان با ترکیب کانی‌شناسی کالکوسیت، کولین، مس خالص و ملاکیت، اساساً در واحدهای تراکی‌بازالتی، تراکی‌آندزیتی و تراکی‌آندزیتی مشاهده می‌شود.



شکل ۱۱- تجمع زئولیت‌های شعاعی در شکستگی یک نمونه تراکی‌آندزیتی.

پیوستگی روابط صحرایی روانه‌های گدازه با یکدیگر در ستون چینه‌شناسی منطقه، به همراه کاهش میزان فنوکریست‌های اولیوین و پیروکسن و افزایش فنوکریست‌های فلدسپار، از اولیوین‌بازالت‌ها در پایین ستون چینه‌شناسی به سمت تراکی‌آندزیت‌ها در بالای ستون را می‌توان شاهدی بر منشأ واحد و مشترک این سنگ‌ها با یکدیگر و رابطه خویشاوندی آن‌ها از طریق تبلور تفریقی دانست. این امر در نمودارهای تغییرات شیمیایی عناصر اصلی و نادر بخوبی تأیید گردیده است (الهیاری ۱۳۸۹).

شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های خاکستری تا قهوه‌ای با لایه‌بندی نازک مربوط به الیگوسن (شکل ۱۳) بر روی واحد

ژئولیت‌ها را از این محلول‌ها فراهم می‌کنند. به عبارت دیگر، شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها به مرور زمان در محلول‌های قلیائی انحلال می‌یابند. این عمل باعث افزایش غلظت یون‌های سدیم و آلومینیم در داخل آب‌های درون منفذی شده و در مراحل بعدی، ژئولیت از این محلول‌ها رسوب می‌کند (Neuhoff et al. 2000). آنالیزهای انجام شده بر روی این نمونه‌ها نشان می‌دهند که از ژئولیتها نوع آنالسیم، ناترولیت و مزولیت می‌باشند (الهیاری ۱۳۸۹).

ب- پتروگرافی

به منظور تعیین سن توالی سنگی ائوسن منطقه و شناسایی رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی آن، نهشته‌های کربناته موجود در این توالی مورد بررسی قرار گرفته است. سنگ آهک‌های این توالی از اجزای کربناته درون حوضه‌ای، آذرآواری و اپی‌کلاستیکی تشکیل شده‌اند و در برخی افق‌ها به صورت سنگ آهک‌های توفی دیده می‌شوند. در لایه‌های آهکی نومولیت‌دار و آهک توفی واقع در بین گدازه‌ها، فرامینیفرهای زیر که شاخص ائوسن میانی - فوقانی هستند، تشخیص داده شده‌اند (شکل ۱۴).

Discocyclina cf. discus; Alveolina cf. elliptica; D. sella; Heterostegina sp. ; Operculina sp.; Alveolina cf. munieri, A. sp.; Nummulites. cf. aturicus; Triloculina sp.; Actinocyclina sp.; Coskinolina sp.; Assilina exponens; Alveolina aragonensis; Alveolina sp.; Assilina cf. exponens.

دلیل قرار گرفتن بر روی لایه آهکی فسیل‌دار ائوسن بالایی، از نظر سنی به الیگوسن نسبت داده شده است (خلعتبری ۱۳۸۰). میکروکنگلومرها به صورت بین لایه‌ای در این واحد به چشم می‌خورند. ساخت‌های رسوبی مانند ریپل مارک‌های نامتقارن و چینه‌بندی مورب در لایه‌های ماسه‌سنگی دیده می‌شوند. این آثار، از نشانه‌های بارز محیط ساحلی کم‌عمق و پرنرژی می‌باشند.



شکل ۱۳- نمائی از کنگلومرای چندزادی الیگوسن در شمال غرب عباس آباد.

در منطقه مورد مطالعه، ژئولیت با بافت شعاعی و به رنگ سفید به صورت پراکنده ولی فراوان، در داخل برخی واحدهای آتشفشانی (عمدتاً تراکی آندزیتی) دیده می‌شود (شکل ۱۱). اما به دلیل ذخیره کم، از نظر اقتصادی قابل بهره‌برداری نیست. ژئولیت‌ها، حفرات و شکاف‌های سنگ‌های آتشفشانی را در مراحل آخر فعالیت‌های گرمایی پر می‌کنند. در اثر واکنش‌های شیمیائی بین سیالات قلیائی با شیشه‌های آتشفشانی و پلاژیوکلازها، محلول‌های غنی از مواد قلیائی بوجود می‌آیند که در شرایط فیزیکوشیمیائی خاص امکان نهشته شدن



a



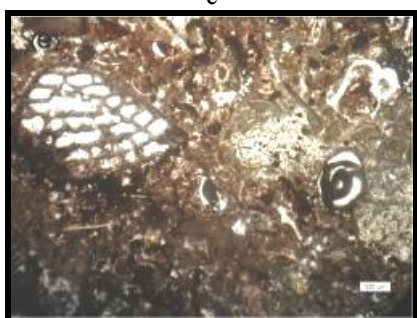
b



c



d



e



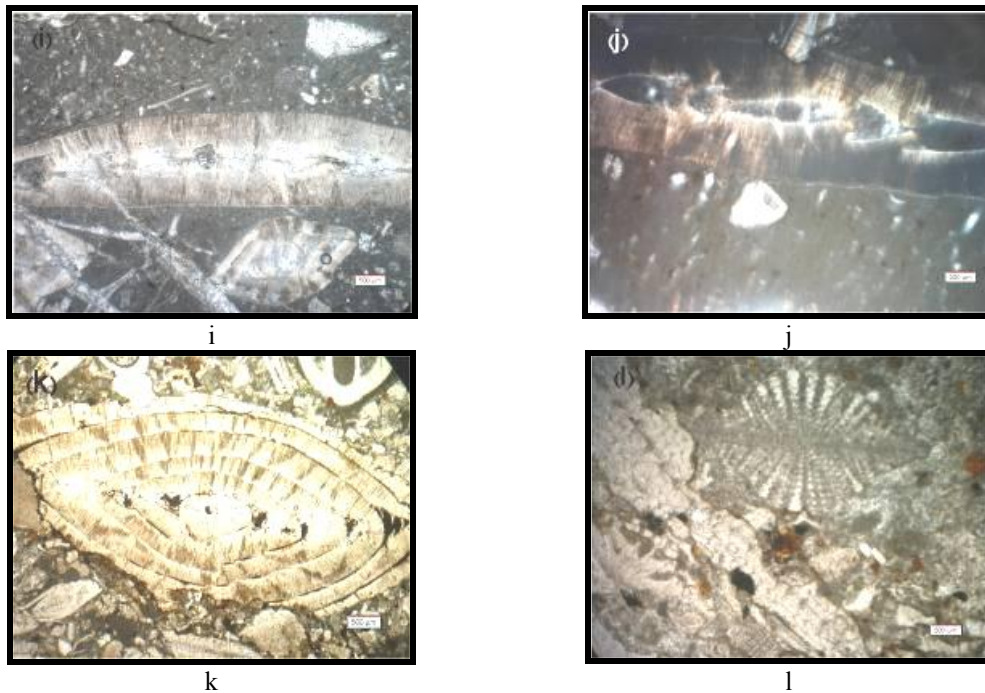
f



g



h



a) *Alveolina* sp. b) *Alveolina* cf. *munieri*, *Alveolina* sp. c) *Alveolina* cf. *eliptica* d) *Alveolina aragonensis* e) *Coskinolina* sp. f) *Triloculina* sp. g) *Heterostegina* sp.+ *Operculina* sp.+ *D.sella*. h) *Actinocyclina* sp. i) *Assilina* cf. *exponens* j) *Assilina* cf. *exponens*. k) *Nummulites* cf. *aturicus* l) *Discocyclina* cf. *discus*.

شکل ۱۴- تصاویری از حضور روزنداران مختلف در افقهای آهکی موجود در بین توالی آتشفشانی - رسوبی ائوسن عباس آباد.

شرایط کمبود غذا شده است (Beavington and Racey 2004).

جهت تشخیص رخساره‌های میکروسکوپی و محیط تشکیل آنها از شواهد سنگ‌شناسی، محتوای فسیلی و ساخت‌های رسوبی استفاده شده است. بر اساس پخش و توزیع روزنداران بتتیک در توالی مورد مطالعه، بخش‌های مختلف حوضه رسوبی از یکدیگر قابل تفکیک می‌باشند. مطالعات نشان می‌دهند که حضور روزن داران بدون منفذ (شکل ۱۴-e-f)، بیانگر محیط لاگونی محصور با انرژی کم، شوری و شدت نور بالا می‌باشد. حضور روزنداران منفذدار مانند نومولیت‌های کوچک و روزنداران بدون-منفذ بیانگر ته‌نشست رسوبات در محیط لاگونی نیمه-محصور است (شکل ۱۴-a-b-c). حضور روزنداران منفذدار بزرگ مانند نومولیتید و دیسکوسیکلینیدهای کشیده با دیواره نازک (شکل ۱۴-g-i-k) نشانگر

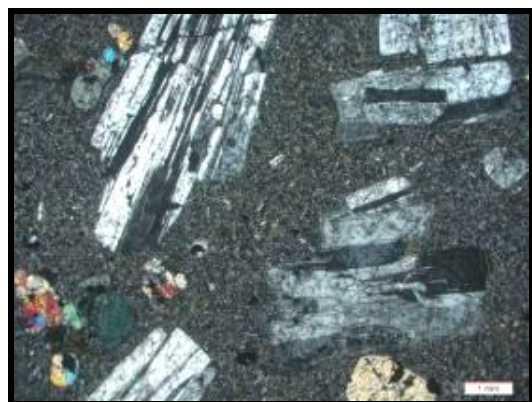
این روزنداران در تشکیل پلاتفرم‌های کربناته نقش مهمی ایفا می‌کنند و به عنوان یک ابزار با ارزش برای تعیین عمق نسبی محیط رسوبی و بازسازی محیط‌های قدیمی استفاده می‌شوند (Geel 2000; Romero et al. 2002). توزیع مجموعه‌های روزنداران بر روی پلاتفرم‌های کربناته توسط عواملی مانند ساختار اسکلتی، نوع زندگی، نیازهای غذایی و شرایط دریایی کنترل می‌شود (Brandano et al. 2009). آنها در پلاتفرم‌های کربناته پائوسن تا ائوسن زیرین شروع به فراوانی و افزایش کرده و در زمان ائوسن میانی به حداکثر گسترش خود رسیده‌اند. حضور آنها عمدتاً به دوره‌های گرم شدن جهانی، کمبود منابع غذایی، افزایش سطح آب و کاهش چرخه آب ارتباط داده می‌شود (Hallock and Glenn 1986). در طی این زمان‌ها، چرخش منابع غذایی به آب‌های سطحی کاهش یافته و باعث به وجود آمدن

در سطح زمین (تشکیل شیشه) است. ابتدا، در آشیانه‌های ماگمایی موجود در اعماق زمین، تعداد کمی هسته در زیر دمای لیکیدوس مذاب تشکیل می‌شود. سپس، رشد این هسته‌ها، فنوکریست‌های نسبتاً بزرگی را تولید می‌کند. صعود ماگما به داخل آشیانه‌های ماگمایی کم‌عمق و توقف کوتاه مدت مذاب در این آشیانه‌ها باعث رشد لایه‌های جدید بر روی درشت بلورهای قبلی و بزرگ‌تر شدن آنها و همچنین هسته‌بندی و رشد میکروولیت‌ها می‌گردد. در نهایت، خروج ماگما در سطح زمین و کاهش سریع دمای آن، منجر به انجماد گدازه و تشکیل زمینه‌ای شیشه‌ای یا بسیار دانه‌ریز در اطراف فنوکریست‌ها و میکروولیت‌ها و ایجاد بافت هیالومیکروولیتی پورفیری می‌شود. اگرچه، سنگ‌شناسان مختلف (Cox et al. 1979; Best 2003; Le Maitre 2004) مسیره‌های کینتیکی دیگری را نیز برای تشکیل بافت پورفیری ذکر کرده‌اند، اما این بافت معمولاً در سنگ‌های آتشفشانی به طریق توصیف شده تشکیل می‌گردد.

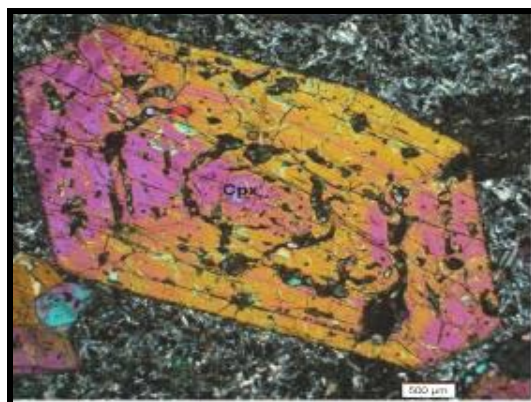
بخش‌های کم‌عمق دریای باز (بخش بالایی سراسیمی) با شوری نرمال و انرژی کم، می‌باشد. بر این اساس، توالی ائوسن منطقه در محیط‌های خشکی و دریایی کم‌عمق (لاگون محصور، لاگون باز و دریای باز) نهشته شده است.

سنگ‌های آتشفشانی این نوار دارای بافت‌های مختلف هیالومیکروولیتی پورفیری، گلوپورفیری، تراکتی، غربالی و ایترگرانولار هستند. نظر به اهمیت پترولوژیکی این بافت‌ها و نقش آنها در روشن ساختن مراحل تشکیل و تکوین این سنگ‌ها به شرح مختصر نحوه تشکیل آنها می‌پردازیم.

بافت هیالومیکروولیتی پورفیری از بافت‌های غالب در این سنگ‌هاست (شکل ۱۵). محققین مختلف، حضور درشت بلورها در داخل یک زمینه دانه‌ریز و تشکیل بافت پورفیری را به عنوان یک فرایند چندزادی تفسیر نموده‌اند. احتمالاً سازوکار اصلی ایجاد این بافت حداقل شامل سه مرحله اصلی سرد شدن مذاب در اعماق زیاد (تشکیل درشت بلورها)، متوسط (تشکیل میکروولیت‌ها) و



ب



الف

شکل ۱۵- بافت هیالومیکروولیتی پورفیری در تراکی بازالت‌ها با الف- پیروکسن پورفیری و ب- پلاژیوکلاز پورفیری (نور XPL).

کوچک و حتی ناپیدا بلور شود. ولی اگر آهنگ هسته‌بندی کند و آهنگ رشد سریع باشد، تعداد کمی هسته تشکیل می‌شود اما اندازه آن‌ها بزرگتر و آشکار بلور می‌شوند (Best 2003). اندازه دانه نیز توسط نسبت

اما تشکیل بلورها در سنگ‌های ماگمایی شامل دو فرایند مکمل هسته‌بندی و رشد بلور است. اگر آهنگ هسته‌بندی سریع، ولی آهنگ رشد نسبتاً کند باشد، ممکن است هسته‌های زیادی تشکیل شوند، اما اندازه آنها نسبتاً

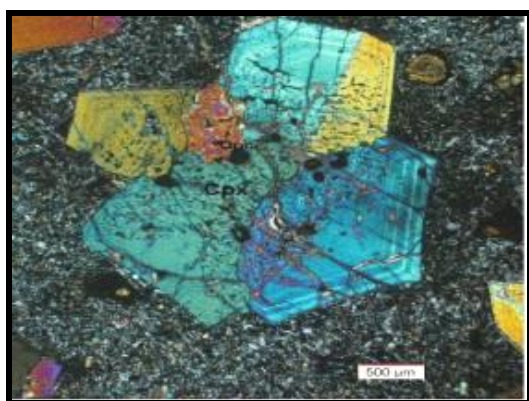
آب ماگما بالا می‌رفت و ضمن انحلال پلاژیوکلاز، به جای کلینوپیروکسن نیز آمفیبول متبلور می‌شد که در سنگ‌های منطقه دیده نمی‌شود. حضور همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن و گاهی الومین با وزن مخصوص‌های متفاوت در گدازه‌های منطقه، فرضیه‌های تبلور تفریقی و شناوری پلاژیوکلاز در سقف آشیانه ماگمایی و تفریق جریان را نیز منتفی می‌سازد. بنابراین، مهمترین علل تشکیل این گدازه‌ها، پایین بودن فشار بخار آب در ماگما و تبلور آن در ترازهای فوقانی پوسته در فشار کمتر از ۵ کیلو بار در میدین پایداری پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و خط کوتکتیک این دو کانی است. بافت گلومروپورفیری نیز از دیگر بافت‌های شایع در این سنگ‌هاست (شکل ۱۶). این بافت، حاصل تجمع کانی‌های مشابه (فنوکریست‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز)، در ابعاد تقریباً یکسان در زمینه دانه‌ریز سنگ است (Best 2003). محققان نشان داده‌اند که اغلب اجتماعات فنوکریستی و گلومروپورفیری در سنگ‌های آتشفشانی پورفیری، در مرحله تبلور زیرزمینی در اتاق ماگمایی و قبل از فوران ایجاد می‌شود (Barbey et al. 2005; Milovanovic et al. 2005; Samuel et al. 2007). بنا به عقیده Kirkpatrick (1977) تجمع بلورهائی از یک نوع و تشکیل گلومرول، نتیجه نطفه‌بندی ناهمگن این بلورهاست. Shelly (1993) نیز معتقد است که بلورها در خلال صعود ماگما با یکدیگر برخورد می‌کنند و در صورتی که شبکه بلوری آنها با یکدیگر موازی باشد و یا بلورها در جهت روابط اپی‌تاکسیالی مناسب قرار گیرند، به همدیگر چسبیده و گلومرول‌ها را ایجاد می‌کنند. به عبارت دیگر، سازوکار تشکیل این بافت را اتصالات سینوسی می‌داند.

سرعت رشد بلور (ϕ) به سرعت هسته بندی (n) و به شکل زیر کنترل می‌شود:

$$\phi \sim (\phi/n)^{1/4}$$

همچنین، براساس اصل بلوغ بافتی استوالد، تبدیل بلورهای کوچکتر به بلورهای بزرگتر، باعث کاهش نسبت سطح به حجم بلورها و در نتیجه، کاهش انرژی آزاد سطحی دانه‌های بزرگتر و پایداری بیشتر آنها می‌شود. بعلاوه، گرانبوی پایین ماگمای بازالتی نیز سبب بالارفتن آهنگ انتشار مواد و تسهیل فرایند رشد بلورها می‌گردد (Best 2003). تأثیر مشترک تمام این فرایندها سبب تشکیل بافت پورفیری و حتی مگاپورفیری در این سنگ‌ها و رشد فنوکریست‌های مختلف پیروکسن و پلاژیوکلاز در آنها شده است.

از سوی دیگر، روانه‌های مختلف بازالتی موجود در منطقه، در مجموع از سه نوع پیروکسن پورفیری، پلاژیوکلاز پورفیری و پیروکسن-پلاژیوکلاز پورفیری هستند. این امر حاکی از شرایط فیزیکی و شیمیایی متغیر حاکم بر آشیانه ماگمایی و تبلور مذاب در میدان تبلور و پایداری پیروکسن و پلاژیوکلاز است. در خصوص تشکیل گدازه‌های پلاژیوکلاز پورفیری نظرات مختلف وجود دارد. آلودگی پوسته‌ای به منظور تأمین آلومینیم مورد نیاز برای تبلور پلاژیوکلاز، تبلور تفریقی و شناوری پلاژیوکلاز در سقف مخزن ماگمایی، تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتوستاتیک و در نتیجه، افزایش میدان پایداری (تبلور) این کانی از جمله نظریات مطرح شده هستند (Best 2003). در سنگ‌های منطقه، آرایش پوسته‌ای مهمی که منجر به ذوب و هضم قابل توجه مواد آلومینی شده باشد، رخ نداده است. بعلاوه، در صورت هضم سنگ‌های پوسته‌ای در ماگمای بازیک سازنده سنگ‌های منطقه، میزان فشار



ب



الف

شکل ۱۶- تجمع گلومرولی و ایجاد بافت گلومروپورفیری در تراکی بازالت‌ها الف- پلاژیوکلاز پورفیری و ب- پیروکسن پورفیری (به ادخال‌ها، بافت غربالی و منطقه‌بندی در فنوکریست‌ها نیز توجه کنید) (XPL).

نتیجه، فنوکریست‌های سنگین‌تر به کف آشیانه ماگمایی سقوط کرده و کومولاه‌ها، یا بلورهای انباشتی را ایجاد می‌کنند. در این حالت مقداری از ماگماهای حاصل از اختلاط در بین فنوکریست‌های انباشتی به دام می‌افتد. آشیانه ماگمایی مذکور ممکن است توسط دایک‌های متعددی با آشیانه ماگمایی عمیق‌تر در ارتباط باشد.

مرحله سوم: در این مرحله، از طریق سیستم‌های دایکی موجود، یک ماگمای اولیه و چگال، به داخل آشیانه ماگمایی اولیه، نفوذ می‌کند و با حرکت صعودی خود موجب آشفته‌گی مخزن، انتقال مذاب و در نهایت اختلاط مجدد می‌شود. این دایک‌ها تنها به عنوان راهی برای نفوذ ماگمای عمیق‌تر عمل نمی‌کنند، بلکه بر اساس قانون پاسکال، باعث انتقال فشار از آشیانه ماگمایی عمیق‌تر به آشیانه ماگمایی فوقانی (کم عمق‌تر)، می‌شوند. این عامل باعث برهم خوردن ترکیب و فشار ماگمای اولیه می‌شود. با افزایش فشار بر ماگمای موجود در آشیانه ماگمایی فوقانی، اگر ازدیاد فشار بیشتر از مقاومت سنگ‌های میزبان باشد، موجب خرد شدن سنگ‌های میزبان می‌شود. در این حالت مذاب توسط گرادیان فشار به درون شکستگی‌ها نفوذ کرده و آنها را پر می‌کند. سپس این ماگما به سمت بالا حرکت کرده و در یک آشیانه ماگمایی کم عمق‌تری جایگزین می‌شود. در این زمان با

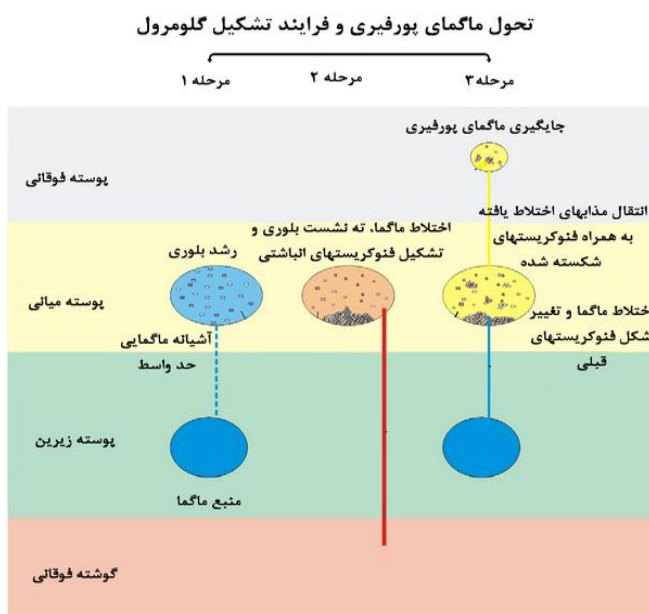
به عقیده Winter (2001) و Best (2003) بلورهای معلق و هم منشأ و یا بلورهای حاصل از شکسته شدن لخته‌ها و دیواره‌های متبلور اتاق ماگمایی، بافت گلومروپورفیری را تشکیل می‌دهند. اما طبق نظر Xu et al. (2009) این بافت نتیجه انباشت کومولایی فنوکریست‌ها در کف مخزن ماگمایی، گسیخته شدن انبانه‌ها و در نهایت، ایجاد لخته‌هایی پراکنده در مذاب بوده (شکل ۱۰) و شامل سه مرحله ذیل است (شکل ۱۷):

مرحله اول: تشکیل فنوکریست‌ها در خلال جایگزینی و توقف طولانی مدت ماگمای بازالتی اولیه در آشیانه ماگمایی عمیق در پوسته میانی در مراحل اولیه تبلور. در این مرحله، فنوکریست‌هایی نظیر کلینوپیروکسن (اوزیت)، پلاژیوکلاز و به میزان کم‌تر، الیوین، متبلور می‌شوند.

مرحله دوم: تزریق تصادفی و مکرر مذاب تازه به درون آشیانه ماگمایی در حال تبلور و ایجاد مذاب‌های مختلط. در این مرحله که می‌توان آن را مرحله اختلاط نامید، مذاب یا مذاب‌های بازالتی جدید با ترکیب اولیه به طور تصادفی به درون آشیانه ماگمای بازالتی در حال تبلور تزریق می‌شود و به ایجاد مذاب‌های مختلط منجر می‌گردد. این اختلاط می‌تواند منجر به کاهش چگالی و گرانیروی مذاب دربرگیرنده فنوکریست‌ها شده و در

گلو مروپورفیری می شوند. در نهایت، صعود و انجماد سریع مذاب های باقی مانده باعث انجماد زمینه و دربرگرفتن تجمعات فنوکریستی و گلو مروپورفیری قدیمی می شود. در بیشتر سنگ های آتشفشانی مناطق مختلف، این فرایند را می توان عامل اصلی ایجاد بافت گلو مروپورفیری دانست.

کاهش فشار (در اثر کاهش عمق)، نیروی انبساطی عظیمی بر فنوکریست های انباشتی اعمال می شود و سبب جوشش مذاب و احتمالاً انفجار آن می شود. در حالی که تزریق و انتقال مذاب، تنش برشی را بین مذاب و فنوکریست ها ایجاد می کند، نیروهای کششی و تنش های برشی ایجاد شده باعث قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید تجمعات و لخته های



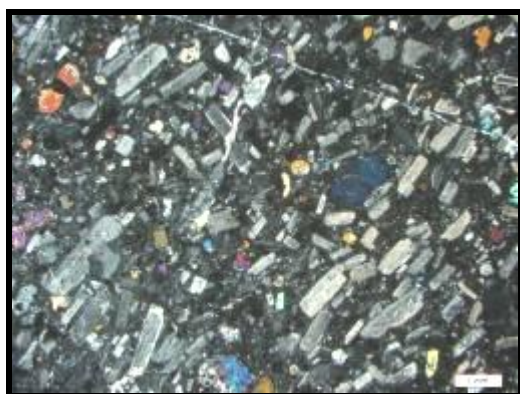
شکل ۱۷- مدل سه مرحله ای برای تشکیل بافت گلو مروپورفیری در سنگ های منطقه (برگرفته از Xu et al. 2009)

ادخال هایی از سایر کانی ها هستند. بافت غربالی، حاصل به دام افتادن ادخال های مذاب در بلور است. تشکیل این بافت و ایجاد خوردگی در بلورها، دارای تفسیرهای سنگ زادی متفاوت از قبیل بروز تغییرات ترکیبی، گرمایی و فشاری در ماگمای در حال تبلور می باشد. در یک آشیانه ماگمایی فعال و باز، ورود ماگمای تازه به داخل آشیانه در حال تبلور و انجام اختلاط ماگمایی، هضم و آرایش ماگما با مواد خارجی سنگ دیواره و بالاخره، انجام حرکات همرفتی در یک مخزن ماگمایی با

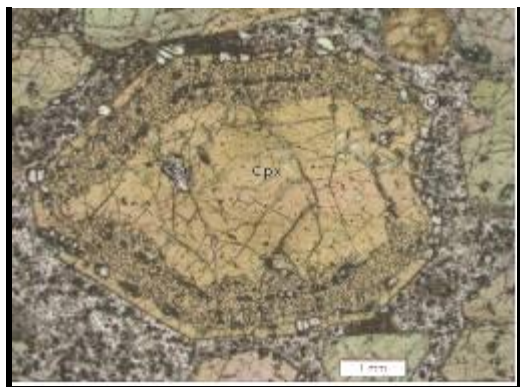
بافت تراکیتی نیز از دیگر بافت های موجود در برخی از روانه ها بخصوص گدازه های تراکی آندزیتی است. این بافت در اثر جهت یافتگی بلورهای فلدسپار در جهت جریان گدازه حاصل می شود (شکل ۱۸). از دیگر مشخصه های عمده سنگ های آتشفشانی منطقه، وجود منطقه بندی ترکیبی، بافت غربالی و حالت های عدم تعادل در فنوکریست های اولیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن است (شکل های ۱۹-۲۴). در برخی موارد، فنوکریست های این کانی ها، دارای شکل اسکلتی، حالت خوردگی و

ماگما می‌باشند. وجود آنها نشان‌دهنده عبور سریع ماگما از میان لیتوسفر و انتقال از محل منشأ به سطح، بدون آرایش قابل توجه است. به همین دلیل شاخص مناسبی جهت بررسی فرآیندهای موجود در اتاق ماگمایی محل منبع هستند (Aldanmaz et al. 2006).

با توجه به وجود یک سری سنگی تفریقی هم‌ماگما در منطقه مورد مطالعه و حضور فنوکریست‌های خودشکل در کنار انواع غربالی و بازجذبی و همچنین وجود آنکلاوها، می‌توان نقش تمام موارد فوق‌الذکر را در ایجاد شرایط ناتهادلی و بروز این ویژگی‌های بافتی در سنگ‌های منطقه، محتمل دانست.

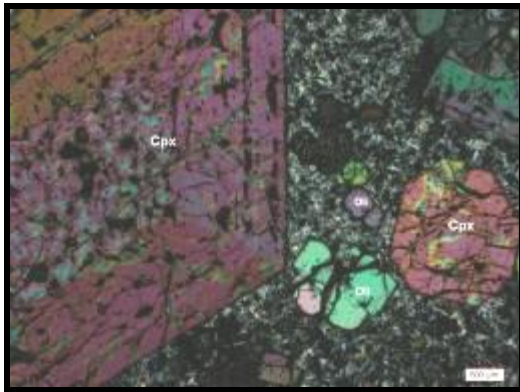


شکل ۱۸- بافت تراکتیتی در تراکی آندزیت‌ها (XPL).

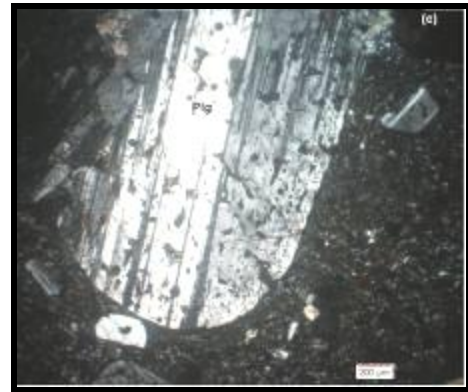


شکل ۱۹- تصویری از فنوکریست پیروکسن در اولیوین بازالت، منطقه بندی ترکیبی، ادخال و حاشیه واکنشی اولیوین در حاشیه پیروکسن مشهود است (PPL).

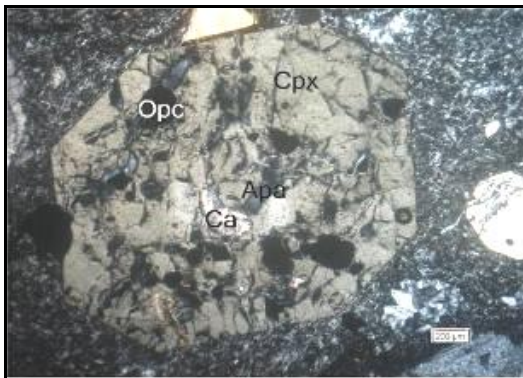
منطقه‌بندی حرارتی و احتمالاً ترکیبی قائم، همگی می‌توانند سبب تغییر ترکیب ماگمای درحال تبلور و ایجاد بافت غربالی یا خوردگی و بازجذب بلور شوند. Tsuchiyama (1985) به نقش حرکات همرفتی در فرورفتن بلورهای پلاژیوکلاز سدیک‌تر لایه‌های سردتر بخش بالایی مخزن و قرارگرفتن آنها در لایه‌های گرم‌تر بخش‌های پایین مخزن و در نتیجه، عدم تعادل ترکیبی آنها در شرایط جدید برای تشکیل این بافت و بازجذب بلورها اشاره می‌کند. بعلاوه، Stewart and Pearce (2004) به ناپایداری بلورهای پلاژیوکلاز در حین حرکت سریع ماگما به سمت بالا و در نتیجه، کاهش فشار وارد بر بلورها و تحلیل رفتگی و انحلال آنها، بخصوص در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها اشاره می‌کند. Nixon and Pearce (1987) ورود ماگمای گرم‌تر به درون مخزن ماگمایی تحول‌یافته درحال تبلور، که طبیعتاً با تغییر در ترکیب شیمیایی ماگما نیز همراهی می‌شود را عامل ایجاد این ویژگی‌ها در بلورها می‌دانند. به اعتقاد Best (2003) تحلیل رفتگی یک فاز جامد در یک فاز مذاب، نشانه تحت اشباع بودن مذاب مزبور از آن فاز است؛ یعنی فازی که قبلاً به علت اشباع بودن مذاب اولیه از مواد سازنده آن، متبلور شده است، اکنون به واسطه تغییر شرایط محیطی و تحت اشباع شدن مذاب از مواد سازنده آن، دوباره دچار انحلال گردیده است. تغییر ترکیب مذاب، ناشی از تغییرات ناگهانی دما، فشار، فوگاسیته اکسیژن، فشار بخار آب، هضم سنگ‌های درون‌گیر و یا اختلاط با مذاب‌های دیگر است. خوردگی سطوح و کناره‌های بلورها، نشان‌دهنده عدم تعادل آنها در مذاب، در شرایط فیزیکوشیمیایی یا ترمودینامیکی جدید است. یکی دیگر از ویژگی‌های سنگ‌های آتشفشانی منطقه، یافت شدن زینولیت گوشته‌ای از نوع لرزولیت در آنهاست (شکل ۲۵). زینولیت‌های مذکور در واقع تکه‌های دیرگداز کنده شده از گوشته محل منبع و یا مسیر عبور



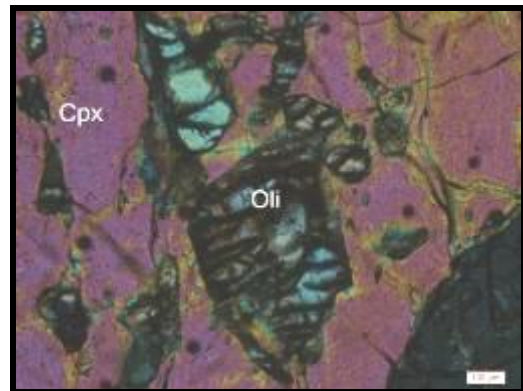
شکل ۲۳- تصویری از حضور فنوکریست های کلینوپیروکسن خودشکل و اولیوین های خورده شده و نامتعادل در اولیوین بازالت ها (نور XPL).



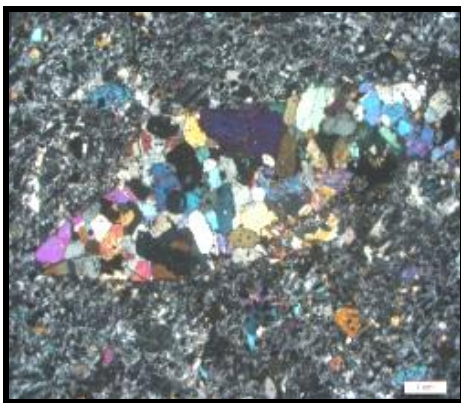
شکل ۲۰- تصویری از فنوکریست پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت (لبه ها کاملاً گرد شده اند و بافت غربالی در آن مشهود است) (XPL).



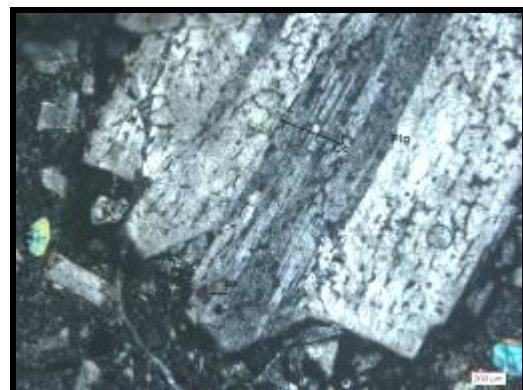
شکل ۲۴- تصویری از حضور کانی های اپک، آپاتیت و کلسیت به صورت ادخال در کلینوپیروکسن (XPL).



شکل ۲۱- تصویری از بلورهای اسکلتی اولیوین در اولیوین بازالت (XPL).



شکل ۲۵- حضور آنکلاو گوشته ای (لرزولیت) در تراکی- بازالت های منطقه (XPL).



شکل ۲۲- بافت غربالی در فنوکریست پلاژیوکلاز در تراکی آندزیت ها (نور XPL).

نتیجه‌گیری

نوار آتشفشانی - رسوبی کاهک - عباس آباد، ادامه غربی نوار آتشفشانی ترشیری اطراف سبزوار است که از تناوب گدازه‌های بازیک - حدواسط فوران یافته در محیط خشکی و دریا، آذرآواری‌های محیط‌های خشکی و دریایی و نهشته‌های رسوبی محیط خشکی، لاگون محصور و نیمه محصور، و دریای کم‌عمق باز تشکیل شده است. این سنگ‌های آتشفشانی یک طیف تفریقی متشکل از اولیوین بازالت، تراکی‌بازالت، تراکی‌اندزی - بازالت و تراکی‌اندزیت را در امتداد خط نزول مایع (تفریق) نشان می‌دهند. توالی آتشفشانی - رسوبی مزبور در حوضه‌های کشتی محلی داخل کمان آتشفشانی سبزوار - عباس‌آباد در ائوسن میانی - فوقانی نهشته شده است. این کمان، از بسته شدن شاخه شرقی نئوتیس در سبزوار و فرورانش لیتوسفر اقیانوسی آن به زیر لبه جنوبی حوضه البرز شرقی ناشی شده است که از کرتاسه فوقانی - پالئوسن شروع گردیده و فعالیت آتشفشانی آن در ائوسن میانی - فوقانی آغاز و تا پلیوکواترنر ادامه یافته است.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله از حوزه معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود به خاطر حمایت مالی از انجام این تحقیق سپاسگزارند.

منابع

آقنابتی، ع.، ۱۳۸۳، زمین‌شناسی ایران: انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ ص.
افتخارنژاد، ج.، آقنابتی، ع.، ۱۹۹۲، نقشه زمین‌شناسی جاجرم به مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

الهیاری، س.، ۱۳۸۹، پتروژنز سنگ‌های آذرین ائوسن فوقانی نوار ماگمایی کاهک - عباس آباد، پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی: دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۵۲ص.

امامی، م.، ه.، ۱۳۷۹، ماگماتیسم در ایران: سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۸ص.

بادامه، ع.، ۱۳۸۲، پتروژنز سنگ‌های آتشفشانی منطقه میان‌دشت (شرق شاهرود): پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۳۱ص.

خلعتبری، م.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی عباس آباد به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

رادفر، ج.، کهنسال، ر.، ۱۳۸۱، نقشه زمین‌شناسی داورزن به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

رشید، ح.، ۱۳۷۶، ولکانیسم ترشیری منطقه عباس آباد (غرب سبزوار - ایران مرکزی): پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تبریز، ۲۵۵ص.

صادق زاده، ش.، ۱۳۷۷، پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی منطقه شمال شرق میان‌دشت: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۱۴ص.

موسوی، ا.، ۱۳۸۸، پترولوژی و ژئوشیمی سنگ‌های آتشفشانی منطقه چغندرسر (جنوب غرب عباس آباد) و کانه زائی وابسته به آن: پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، ۱۴۸ص.

مهرپرتو، م.، ۱۳۸۰، نقشه زمین‌شناسی میامی به مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰: انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

- Cox, K. G., J.D., Bell and R. J., Pankhursts, 1979, The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, 450 p.
- Geel, T., 2000, Recognition of stratigraphic sequences in carbonate platform and slope deposits: empirical models based on microfacies analysis of Paleogene deposits in southeastern Spain: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* v. 155, p. 211–238.
- Ghasemi, A., and C.J., Talbot, 2006, A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan zone (Iran): *Journal of Asian Earth Sciences* v. 26, p. 683–693.
- Hallock, P., Glenn, E.C., 1986, Larger foraminifera: A Tool for Paleoenvironmental analysis of Cenozoic carbonate depositional facies: *Palaios* v. 1, p. 55–64.
- Kirkpatrick, R.J., 1977, Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii: *Geol. Soc. Am. Bull.*, v. 88, p. 78–84.
- Le Maitre, R.W., 2004, *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the IUGS, Subcommission on the Systematic of Igneous Rocks*: Cambridge University Press, 236p.
- Milovanović, S., Banješević, M., 2005, Petrology of alkali basalts of Zlot, Timok Magmatic Complex (Eastern Serbia): *Tectonophysics* v. 410, p. 501–509.
- Neuhoff, P.S., Fridriksson, T., Bird, D.K., 2000, Zeolite paragenesis in the north Atlantic Igneous Province: Implications for geotectonics and groundwater quality of basaltic crust: *International Geology Review*, v. 42, p.15–44.
- Nixon, G.T., and T.H., Pearce, 1987, Laser-interferometry study of oscillatory zoning in plagioclase: The record of magma mixing and phenocryst recycling in calc alkaline of magma chamber Iztaceihaut volcano, Mexico: *American Mineral*, v. 72, p.1144–1162.
- Romero J., E., Caus and J., Rossel 2002, A model for the palaeoenvironmental distribution of larger foraminifera based on Late Middle Eocene deposits on the margin of the south Pyrenean Basin (SE Spain): *Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol*, v. 179, p.43–56.
- Samuel, M.D., H.E., Moussa and M.K., Azer, 2007, A-type volcanics in Central Eastern Sinai, Egypt: *Journal of African Earth Sciences* v.47, p.203–226.
- Alavi, M., 1994, Tectonics of Zagros Orogenic belt of Iran, new data and interpretation: *Tectonophysics*, v. 229, p. 211–238.
- Alavi, M., 1996, Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran: *Journal of Geodynamics*, v. 21, p. 1–33.
- Aldanmaza, E., N., Koprubasi, O.F., Gurera, N., Kaymakci and A., Gourgaud, 2006, Geochemical constraints on the Cenozoic, OIB-type alkaline volcanic rocks of NW Turkey: Implications for mantle sources and melting processes: *Lithos*, v. 86, p. 50–76.
- Barbey, P., D., Ayalew and G., Yirgu, 2005, Insight into the origin of gabbro-dioritic cumulo-phyrlic aggregates from silicic ignimbrites: Sr and Ba zoning profiles of plagioclase phenocrysts from Oligocene Ethiopian Plateau rhyolites: Contribution to Mineralogy and Petrology, v. 149, p. 233–245.
- Baumann, A., Spies, O., Lensch, G., 1983, Strontium isotopic composition of post-ophiolitic Tertiary volcanic between Kashmar, Sabzevar and Quchan, NE Iran: *Rep. Geol. Min. Surv. Iran*, v. 51, p. 267–275.
- Beavington-Penney, S.J. and Racey, A., 2004, Ecology of extant nummulitids and other larger benthic foraminifera: applications in paleoenvironmental analysis: *Earth Sci*, v. 67, p. 219–265.
- Berberian, M., and G. C. P., King, 1981, Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Can. J. Earth Sci.*, v. 18, p. 210 – 256.
- Bernhardt, U., 1983, Middle Tertiary volcanic rocks from the southern Sabzevar Zone, Khorasan, NE Iran. *Rep. Geol. Min. Surv. Iran*, v. 51, p. 277–284.
- Best, G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. Blackwell Science, 729p.
- Bin, Z., and D., Meiyin, 2010, Geological setting of Garmsar block, Iran. *International Conference on Challenges in Environmental Science and Computer Engineering*, IEEE Computer Society. DOI 10.1109/CESCE.2010.172. 433–437.
- Brandano, M., V., Frezza, L., Tomassetti and M., Cuffaro, 2009, Heterozoan carbonates in oligotrophic tropical waters: the Attard Member of the Lower Coralline Limestone Formation (Upper Oligocene, Malta): *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 274, p. 54–63.

- Tsuchiyama, A., 1985, Dissolution kinetics of plagioclase in melt of the system diopside – albite – anorthit and origion of dusty plagioclase in Andesite: *Contrib. Min, Petrol.*, v. 89,p.1-16.
- Verdle, C., 2009, Cenozoic geology of Iran: An intergrated study of extentional tectonics and related volcanism. Ph.D. Thesis. California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Winter, O., 2001, An introduction of igneous and metamorphic petrology. Department of Geology Whitman College, 697p.
- Xu, X.W; N., Jiang, K., Yang, B.L., Zhang, G.H., Liang, Q., Mao, J.X., Li, S.J., Du, Y.G., Ma, Y., Zhang ans K.Z., Qin, 2009, Accumulated phenocrysts and origin of feldspar porphyry in the Chanho are. Western Yunnan, China. *Lithos* v. 113, p.595 – 611.
- Zhao, J.X., K., Shiraishi, D.J., Ellis and J. W., Sheraton, 1995, Geochemical and isotopic studies of syenites from the Yamato mountains, east Antarctica: implications for the origin of syenite magmas: *Geochimica et Cosmohimica Acta* v. 59, 1363 – 1382.
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H., Bellier, O., 2012, Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and Eastern Turkey: *Tectonics*, v.31,TC3013, doi: 10.1029 /2011 TC003042.
- Shelly, D., 1993, Igneous and metamorphic rocks under microscope: classification features, microstructures and mineral preferred orientations: Chapman & Hall, London, 405p.
- Shojaat, B., A., Hassanipak, k., Mobasher and A.M., Ghazi, 2003, Petrology, geochemistry and tectonics of the sabzevar ophiolite's North Central Iran: *Journal of Asian Earth Science* v. 21, p.1053 – 1067.
- Spies, O., G., Lensch, and A., Mihem, 1983, Chemistry of the post – ophiolitic tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan, NE – IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran: Final report. Geo. Suv of Iran. Report no. 51, p. 247-266.
- Stewart, M.L., and T.H., Pearce 2004, Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results: *Amer. Min.* v. 89, p.348-351.