



زئولیت‌های پُرکننده‌ی حفره‌ها و بادامک‌ها در سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب کوه دوازده امام، شمال ایران مرکزی

سحر کوه فر^{۱*}، امیرعلی طبّاح‌شعبانی^۱، کمال‌الدین بازرگانی‌گیلانی^۲، مرتضی دلاوری‌کوشان^۱

۱- گروه ژئوشیمی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه خوارزمی، تهران

۲- دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران

(دریافت مقاله: ۹۶/۴/۲۴، نسخه نهایی: ۹۶/۹/۲۷)

چکیده: بخش شمال غربی مجموعه‌ی آتشفشانی- رسوبی کوه دوازده امام، در شمال ایران مرکزی و در ۱۳۵ کیلومتری جنوب شرق تهران واقع است. گدازه‌ها و دایک‌های حدّواسط- بازی و بیشتر بازی ائوسن و الیگوسن این مجموعه در اثر سیّال‌های گرمابی، احتمالاً همراه با مشارکت آب‌های جوّی دستخوش درجات مختلفی از دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی‌ها در دو مرحله سبب تشکیل زئولیت و دیگر کانی‌های ثانویه گردیده است. فعالیت سیّال گرمابی در مرحله‌ی نخست، سبب ته‌نشینی فیلولسیلیکات‌های مافیک (سلادونیت، لایه‌های ترکیبی سلادونیت- نانترونیت، اسمکتیت)، کلسیت و زئولیت‌های سدیمی (آنالسیم، تتراناترولیت، ناترولیت و شابازیت- Ca) شده است؛ در مرحله‌ی دوم، فعالیت سیّال‌های گرمابی احتمالاً همراه با مشارکت آب جوّی شرایط را جهت شکل‌گیری زئولیت‌های کلسیمی- سدیمی و در نتیجه نهشته شدن استیلبیت- Ca، مزولیت و تامسونیت فراهم کرده است. تغییر در دما، pH، مقادیر CO₂ و H₂O، نسبت Si/Al و نوع سنگ بستر، عواملی هستند که سبب تنوع کانی‌زایی طیّ این دو مرحله شده‌اند. بالاترین و پایین‌ترین دمای زئولیت‌زایی مرحله‌ی نخست را می‌توان حدود ۱۴۵ °C برای آنالسیم و ۹۰ °C برای شابازیت- Ca و برای مرحله‌ی دوم، حدود ۷۵ °C برای استیلبیت- Ca و ۶۵ °C برای تامسونیت در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: زئولیت؛ دگرسانی گرمابی؛ کانی‌های ثانویه؛ کوه دوازده امام.

مقدمه

سراسر سنگ حمل شده [۵] و یا به‌صورت فازهای کانی‌های ثانویه، چون رس، زئولیت و کانی‌های سیلیکاتی، ته‌نشین می‌شوند. این فازها حجم مولی نسبتاً بالایی دارند و به‌طور شاخص فضاهای باز را مسدود می‌کنند. انباشت کانی‌های دما پایین (مانند زئولیت‌ها) در سیستم‌های گرمابی و زمین‌گرمایی به درک واکنش‌های سنگ- سیّال کمک می‌کنند [۶]. زئولیت‌ها از جمله رایج‌ترین فراورده‌های واکنش‌های شیمیایی بین آب‌های زیرزمینی و سنگ‌های پوسته‌ی زمین به‌شمار می‌روند [۷] و به چهار نوع رده‌بندی می‌شوند [۸] که در ادامه توضیح داده می‌شوند: ۱- زئولیت‌های گرمابی: معمولاً در ارتباط با سیستم‌های زمین‌گرمایی فعال شناخته می‌شوند و بر اثر فعالیت محلول‌های

گدازه‌های بازالتی فراوان‌ترین سنگ‌های پوسته‌ی زمین هستند [۱] و می‌توانند آبخوان‌های گسترده‌ای جهت ذخیره و مهاجرت آب‌های زیرزمینی [۲،۳] و سیّال‌های زمین‌گرمایی [۴] تشکیل دهند. وقتی که گدازه‌های بازالتی در سطح زمین جای می‌شوند، نخستین فازهای ماگمایی که طیّ سرد شدن تشکیل شده بودند نیمه‌پایدار می‌گردند. طبیعت بسیار واکنش‌پذیر گدازه‌های بازالتی در سطح زمین یا نزدیک آن، سبب تجزیه و آب‌کافت فازهای ماگمایی اولیه می‌شود که این امر، اجزا و سازندهای شیمیایی اصلی گدازه را برای تشکیل فازهای آبدار آزاد می‌کند؛ آن‌ها توسط فرایندهای انتشار و پهن‌رفت، در

گرمایی که به درون حفره‌ها و شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند، به‌وجود می‌آیند. زئولیت‌های گرمایی معمولاً در حفره‌ها و رگه‌های سنگ‌های آتشفشانی حدّ واسط و بازی دیده شده‌اند [۹-۱۱]. گزارش‌های کمی از تشکیل زئولیت‌های گرمایی در شکستگی‌های سنگ‌های گرانیته و گنیس [۱۲] و رخداد آن‌ها در مراحل پایانی تبلور پگماتیت‌ها [۱۳] منتشر شده است. ۲- زئولیت‌های درون‌زاد- رسوبی طیّ فرایندهای درون‌زایی، در سنگ‌های رسوبی (شامل نهشته‌های آتشفشان آواری)، در محیط‌های زمین‌شناسی یا سیستم‌های آب شناسی تشکیل می‌شوند [۱۴]. ۳- زئولیت‌های دگرگونی طیّ دگرگونی دفنی در رخساره‌ی زئولیتی که یک رخساره‌ی دگرگونی دما پایین است شکل می‌گیرند [۱۵]. این نوع از زئولیت‌ها، از رخساره‌ی دگرگونی دفنی درجه پایین تا درجه متوسط گدازه‌های بازالتی [۱۵، ۱۶]، بازالت‌های کف اقیانوسی [۱۷] و همچنین دگرگونی- دفنی درجه پایین سنگ‌هایی با خاستگاه آتشفشان آواری [۱۸] گزارش شده است. ۴- آنالسیم دیوتریک به صورت درشت بلور معمولاً در سنگ‌های آتشفشانی بازی به‌وجود می‌آید [۸]. بازرگانی و همکاران [۱۰] تشکیل زئولیت‌ها در بادامک‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های سنگ‌های آندزیتی و بازالتی کوه اراده را نتیجه‌ی فعالیت سیال گرمایی دانسته‌اند. زئولیت‌های حفره‌ای و رگه‌ای در بازالت‌های ترشیری منطقه‌ی آیزل اسکای در نتیجه‌ی فعالیت سیال‌های گرمایی، طیّ دو مرحله: ۱) با بالاترین فعالیت Si موجود در سیال و تشکیل زئولیت‌های سدیم‌دار و ۲) با پایین‌ترین فعالیت Si و تشکیل زئولیت‌های کلسیم‌دار نهشته شده‌اند [۱۱]. کاربردهای گسترده‌ی زئولیت‌های طبیعی از جمله نرم‌کننده‌ی خاک در کشاورزی [۱۹]، افزودنی در صنعت سیمان [۲۰]، از بین برنده‌ی سختی آب [۲۱]، کاتالیزور [۲۲] انگیزه‌ای برای انجام پژوهش‌های علمی در این زمینه است. هدف از این پژوهش، شناسایی زئولیت‌های پرکننده‌ی حفره‌ها و بادامک‌ها در سنگ‌های آتشفشانی بازی ترشیری در شمال غرب کوه دوازده امام در جنوب ورامین و تعیین ترکیب شیمیایی و طرز تشکیل آن‌ها است.

نمونه‌برداری و روش بررسی

با شناسایی مقدّمات منطقه، سه مسیر برای پیمایش و نمونه‌برداری از زئولیت‌ها و سنگ‌های میزبان آن‌ها انتخاب شد که از آن‌ها ۳۵ نمونه جمع‌آوری و مقطع نازک تهیه گردید. بررسی‌های میکروسکوپی در دانشگاه خوارزمی تهران با استفاده از

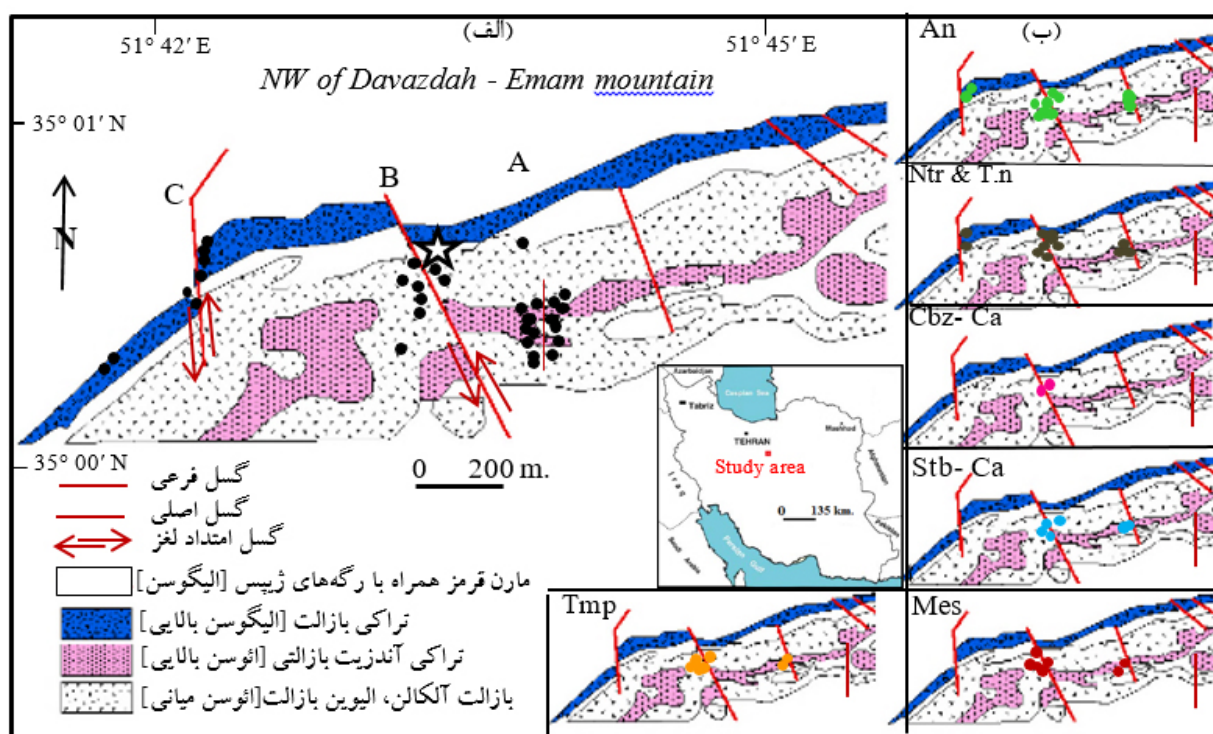
میکروسکوپ قطبشی Leitz صورت گرفت. ترکیب شیمیایی چهار نمونه از سنگ‌های میزبان به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتو x (XRF) در شرکت زرآما تعیین شد. به منظور شناسایی فازهای تشکیل دهنده‌ی زئولیت، سه نمونه زئولیت (حدود ۲/۵cm) که تنها نمونه‌های جدا از سنگ بستر در گستره‌های پیمایش شده بودند، پس از خالص‌سازی در هاوونی از جنس عقیق پودر و در شرکت زرآما پراش‌سنجی پرتو x (XRD) شد. چهار مقطع نازک صیقلی که شامل متنوع‌ترین زئولیت‌ها بودند، جهت تعیین ترکیب شیمیایی زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه‌ی مربوط به آن‌ها به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) از ۵۰ نقطه تجزیه شدند این کار در مرکز تحقیقات فراوری مواد معدنی ایران، با استفاده از دستگاه ریزپردازنده الکترونی مدل Cameca SX100 در ولتاژ شتاب دهنده ۱۵kV و جریان کاوه ۱۵nA انجام گرفت. تصاویر میکروسکوپی مقاطع نازک نیز با استفاده از میکروسکوپ عکس‌برداری ZEISS مدل Axioplan تهیه شد.

محیط زمین‌شناسی

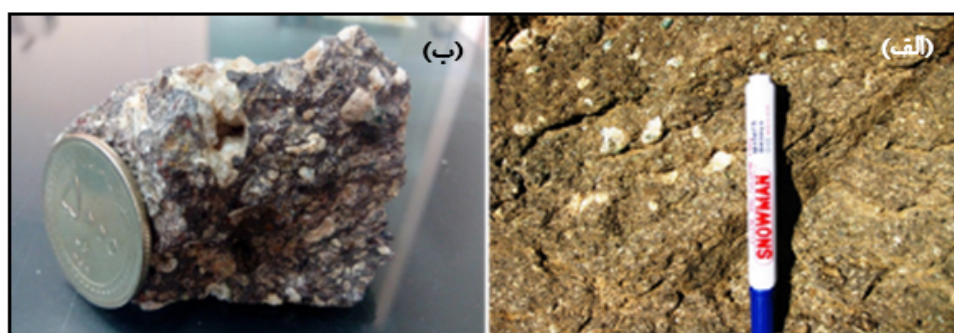
منطقه‌ی مورد بررسی در شمال پهنه ایران مرکزی قرار دارد و شامل نهشته‌های آتشفشانی- رسوبی است که سنّ قدیمی‌ترین آنها ائوسن میانی است [۲۳]. در ایران مرکزی، در اوایل ائوسن، به دلیل چین‌خوردگی، فعالیت ماگمایی و بالآمدگی که طیّ حرکات کوهزایی آلپ میانی و پایانی رخ داده، دگرگونی‌های زمین‌شناسی بسیار فعال بوده‌اند. فعالیت‌های اصلی با گستره ترکیبی وسیع، از زمان ائوسن (۵۰Ma) آغاز شده و تا میوسن میانی (۴۷-۴۲Ma) ادامه یافته است [۲۴]. سنّ سنگ‌های آتشفشانی منطقه که سنگ میزبان زئولیت‌های بررسی شده محسوب می‌شوند، ائوسن میانی، ائوسن پسین و الیگوسن- پسین است. دوره‌ی ائوسن زمان کشش در پوسته‌ی ایران بوده است؛ این کشش با حجم بالایی از رسوبات کم‌عمق دریایی تا آتشفشانی قاره‌ای همراه بوده است [۲۵]؛ مجموعه فسیل‌های دریایی موجود در میان لایه‌ها نیز نشان از نبض آتشفشانی زیردریایی ائوسن دارد [۲۶]. سنگ‌های آتشفشانی ائوسن میانی منطقه در یک نظام کششی تشکیل شده‌اند [۲۷]. نتایج تجزیه عناصر نادر سنگ‌های بازی این دوره، نشان دهنده‌ی محیط قوس قاره‌ای بوده و خاستگاه سنگ‌های آتشفشانی این دوره گوه‌ی گوشته‌ای است [۲۵]. در پاسخ به فرایند کشش، خاستگاه آتشفشانی واحدهای سنگی آتشفشانی ائوسن پسین

و بیشتر نامنظم و نامشخص بهم پیوسته یا جدا از هم تشکیل شده‌اند؛ قطر حفره‌ها و بادامک‌ها در حد چند میلی متر است و تا ۴ cm نیز می‌رسد. شکل ۱ نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی بخش شمال‌غربی کوه دوازده امام، گستره‌های پیمایش شده و نمونه‌برداری و همچنین پراکندگی مکانی ژئولیت‌ها را نشان می‌دهد. حضور بادامک‌های ژئولیت در سنگ‌های میزبان نیز در شکل ۲ دیده می‌شود.

منطقه به‌طور غالب گوشته‌ی سست‌کره‌ای بوده است [۲۵]. سنگ‌های آتشفشانی الیگوسن پسین پس از پایان دوره‌ی فوران‌های عظیم آتشفشانی فوران کرده‌اند. در کل، فاز آتشفشانی این دوره گسترش و حجم کمی داشته [۲۵] و فعالیت آتشفشانی بازالتی الیگوسن وابسته به حوضه‌ی کششی پشت قوس اولیه‌ی نابالغ شناخته شده است [۲۸]. در منطقه‌ی مورد بررسی، رگه یا رگچه‌ی ژئولیتی دیده نشد و ژئولیت‌ها تنها در حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های میزبان، با شکل‌های منظم



شکل ۱ (الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی شمال‌غرب کوه دوازده امام (برگرفته از نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰۰ ورامین؛ [۲۴]). مناطق نمونه‌برداری به سه گستره A، B و C تقسیم شده است؛ نمونه‌های برداشت شده از هر گستره با دایره‌های کوچک توپر مشخص شده و علامت ستاره نشان دهنده‌ی تنها محل برداشت نمونه‌ی ژئولیتی جهت بررسی XRD است. (ب) نمایش توزیع و پراکندگی مکانی ژئولیت‌ها در گستره‌های بررسی شده برای هر نوع ژئولیت به‌صورت مجزا. علائم اختصاری عبارتند از: An: آنالسیم؛ Ntr: ناترولیت؛ T.n: تتراناترولیت؛ Cbz- Ca: شابازیت- Ca؛ Stb- Ca: استیلبیت- Ca؛ Mes: مزولیت؛ Tmp: تامسونیت.



شکل ۲ بادامک‌های ژئولیت در سنگ میزبان (الف) بازالتی، گستره A و (ب) الیوین‌بازالتی، گستره B.

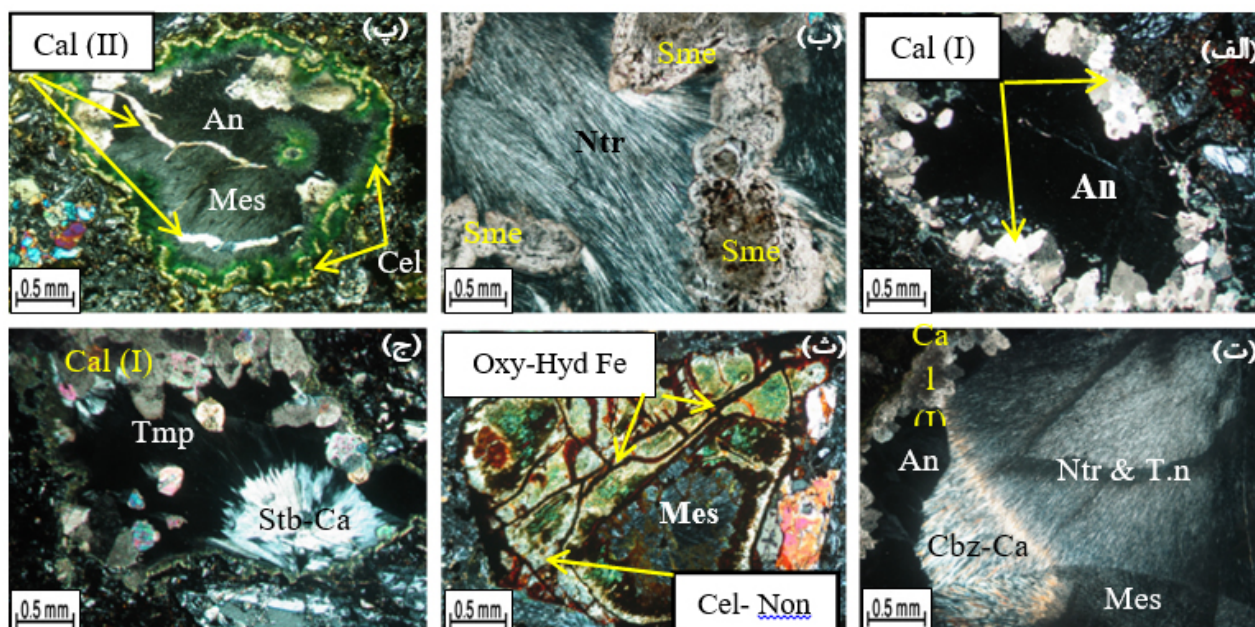
سنگ‌های میزبان زئولیت‌ها

سنگ‌های میزبان زئولیت‌ها در اصل بازالت و الیون‌بازالت و به ندرت تراکی‌بازالت بوده و سری ماگمایی آن‌ها قلیایی سدیمی-پتاسیمی است، به جز یکی از نمونه‌ها که ماهیت شوشیتی دارد. پلاژیوکلازها آثار قابل ملاحظه‌ای از دگرسانی نشان می‌دهند و به‌طور جزئی با فیلسیلیکات‌های مافیک و کلسیت جایگزین شده‌اند. تجزیه EPMA از پلاژیوکلازها و کلینوپروکسن‌های سنگ‌های میزبان به ترتیب نشان‌دهنده ترکیب لابرادوریت-بیتونیت و دیوپسید-اوژیت است. همه کانی‌های الیون نیز به ایدینگسیت دگرسان شده‌اند.

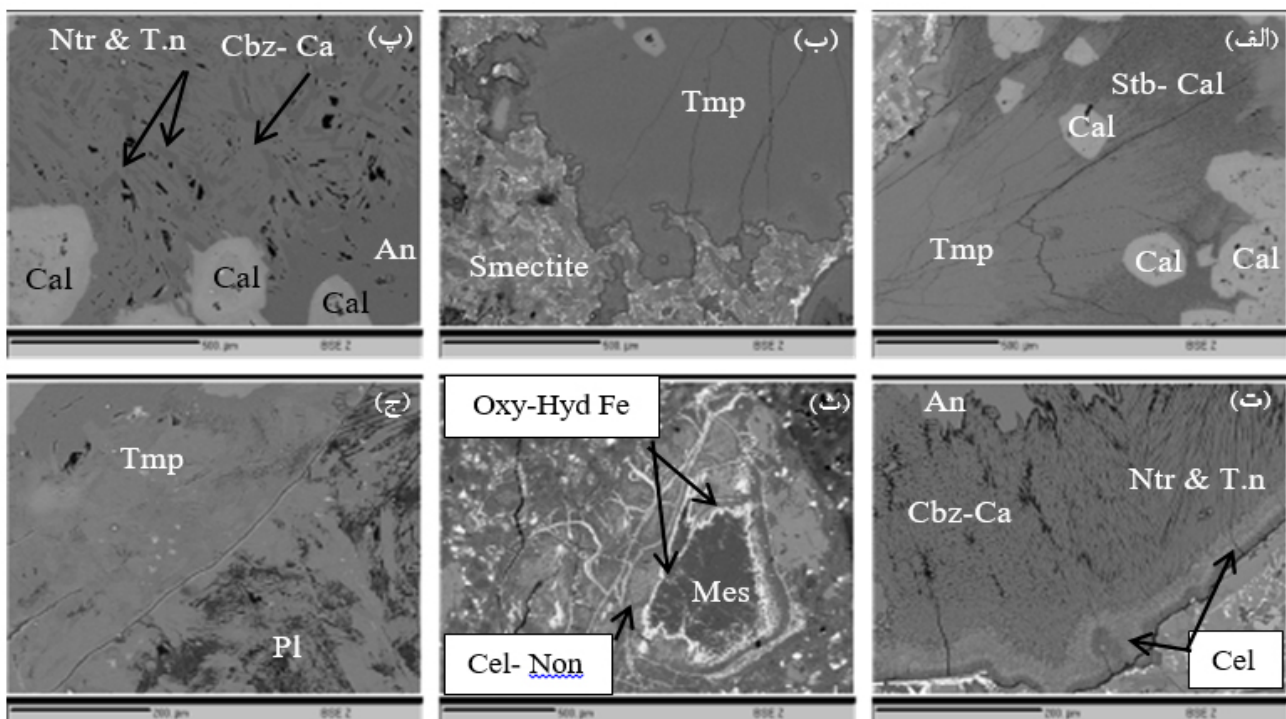
سنگ‌نگاری زئولیت‌ها

تصاویر میکروسکوپی زئولیت‌های منطقه در شکل ۳ آورده شده است. رخداد زئولیت‌ها به سه حالت دیده می‌شود: پُرکنندهی حفره‌ها و بادامک‌ها، جانشینی به‌جای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و رشد آن‌ها در برخی از الیون‌های ایدینگسیتی شده که این حالت به ندرت رخ داده است. دیگر کانی‌های ثانویه از قبیل سلادونیت (یا لایه‌های ترکیبی سلادونیت-نانترونیت)، اسمکتیت و کلسیت وابسته به زئولیت‌ها هستند. سلادونیت یک

میکای سبزرنگ دو هشت وجهی رایج در دگرسانی‌های گرمایی یا دگرگونی‌های درجه پایین (رخساره‌ی زئولیت) سنگ‌های آتشفشانی است [۲۹]، که معمولاً به‌صورت الیاف سبز رنگ دیده می‌شود و در راستای محور X چندرنگی سبز-زرد دارد (شکل ۳ پ). اسمکتیت یک اصطلاح عمومی برای گروهی از کانی‌های رسی گروه اسمکتیت است [۳۰] و در نور قطبی، بی-رنگ تا متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳ ب). کلسیت به‌صورت لایه پوششی، دیواره‌ی درونی حفره‌ها و بادامک‌ها را احاطه کرده (کلسیت نسل اول یا Cal(I)، شکل‌های ۳ الف، ت، ج)؛ گاهی نیز حفره‌ها و بادامک‌ها را کاملاً پُر کرده است و در معدودی از موارد، به‌صورت رگچه‌هایی ظریف درون داخل بادامک و بر کانی‌های زئولیت تشکیل شده است (کلسیت نسل دوم یا Cal(II)، شکل ۳ پ). آنالسیم فراوان‌ترین زئولیت موجود در منطقه است و به صورت پُرکنندهی حفره و بادامک دیده می‌شود. کلسیت و زئولیت‌های رشته‌ای از همراهان اصلی آنالسیم هستند (شکل‌های ۴ الف، پ، ت). ناترولیت پس از آنالسیم فراوان‌ترین زئولیت منطقه محسوب می‌شود (شکل‌های ۳ ب، ت). تتراناترولیت و ناترولیت هر دو به‌صورت پُرکنندهی



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از زئولیت‌های شمال غرب کوه دوازده امام. An: آنالسیم؛ Ntr: ناترولیت؛ T.n: تتراناترولیت؛ Cbz-Ca: شاپازیت- Ca؛ Mes: مزولیت؛ Stb-Ca: استیلبیت- Ca؛ Tmp: تامسونیت؛ Cel-Non: سلادونیت-نانترونیت؛ Cel: سلادونیت؛ Cal: کلسیت؛ Sme: اسمکتیت؛ Pl: پلاژیوکلاز. Oxy-Hyd Fe: اکسی-هیدروکسید آهن.



شکل ۴ تصاویر الکترون برگشتی (BSE) از ژئولیت‌ها و دیگر کانی‌های ثانویه‌ی وابسته به آن‌ها (علائم اختصاری همانند شکل ۳ است).

و به صورت پُرکننده‌ی حفره و بادامک و نیز جانشینی با درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز دیده شده است. این کانی در نور قطبی بی‌رنگ یا قهوه‌ای رنگ است. در بیشتر بادامک‌ها تامسونیت و استیلبیت - Ca با یکدیگر همراه هستند (شکل ۳ ج).

ترکیب شیمی ژئولیت‌ها

تفاوت در شیمی ژئولیت‌ها به تفاوت در شیمی سیال‌ها، دما و فشار تشکیل آن‌ها وابسته است. نسبت کاتیون‌های اصلی تشکیل دهنده‌ی ژئولیت‌ها، یعنی Na و Ca و همچنین نسبت -های $T_{Si} = R_a = Si/(Si+Al)$ و $T_{Si} = Si/Al$ جهت شناسایی انواع ژئولیت‌ها به‌شمار می‌روند [۳۱، ۳۲]. نتایج تعدادی از تجزیه‌های ریزپردازش الکترونی ژئولیت‌های مورد بررسی و نیز دیگر کانی‌های ثانویه‌ی وابسته، همراه با پارامترهای نام برده، در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده است. تصاویر الکترون برگشتی (BSE) و همچنین توزیع کاتیون‌های فراشبکه‌ای Na، Ca، K، Mg، Ba و Sr در چارچوب ساختاری هر یک از انواع ژئولیت‌های منطقه به ترتیب در شکل ۴ و ۵ نشان داده شده است. Sr در شابازیت - Ca و تامسونیت‌هایی که

حفره و بادامک وجود دارند، در نور قطبی به‌صورت رشته‌های بی‌رنگ و در نور قطبی متقاطع به‌رنگ خاکستری دیده می‌شوند. شابازیت - Ca نادرترین ژئولیت موجود در منطقه است و تنها در گستره B (شکل ۱) یافت شد. این کانی در نور قطبی متقاطع به رنگ سفید با رگه‌های نارنجی و صورتی است و در ارتباط با آنالسیم، ناترولیت و تتراناترولیت دیده شد (شکل ۳ ت). مزولیت به‌صورت پُرکننده‌ی حفره و بادامک (شکل ۳ پ) و همچنین رشد در الیوین ایدینگستی دیده شده است (شکل ۳ ث). این کانی به‌صورت بلورهای سوزنی بسیار ظریف تشکیل شده و در برخی موارد در راستای بلورهای ناترولیت رشد کرده است (شکل‌های ۳ ت، پ)؛ مزولیت در نور قطبی بی‌رنگ و در نور قطبی متقاطع خاکستری رنگ بوده و رشته‌های آن نسبت به ناترولیت و تتراناترولیت کوتاه‌تر و ظریف‌تر است. استیلبیت - Ca به‌صورت پُرکننده‌ی بادامک دیده شده (شکل ۳ ج) و فراوانی آن در گستره B (شکل ۱) بیشتر است. این کانی با بلورهای رشته‌ای بسیار ظریف خود قابل شناسایی است و نسبت به ناترولیت و تتراناترولیت ضخامت و طول کمتری دارد. تامسونیت در منطقه‌ی مورد بررسی فراوانی نسبتاً بالایی داشته

مقادیر بیشتری کلسیم دارند وارد شده است (شکل ۵ الف؛ جدول‌های ۱ و ۲ را ببینید). شابازیت برای پایدار شدن، نیازمند حضور Sr در سیال است [۵]. ساختار تامسونیت نیز به‌گونه‌ای است که اجازه‌ی تغییرات شیمیایی گسترده‌تری را نسبت به دیگر ژئولیت‌های رشته‌ای (مانند ناتروولیت و مزولیت) می‌دهد [۳۳]. با توجه به نمودارهای شکل ۵، در شابازیت - Ca، استیلپیت - Ca و تامسونیت، Ca کاتیون فراشبکه‌ای غالب در چارچوب است، در صورتیکه در آنالسیم، Na کاتیون غالب

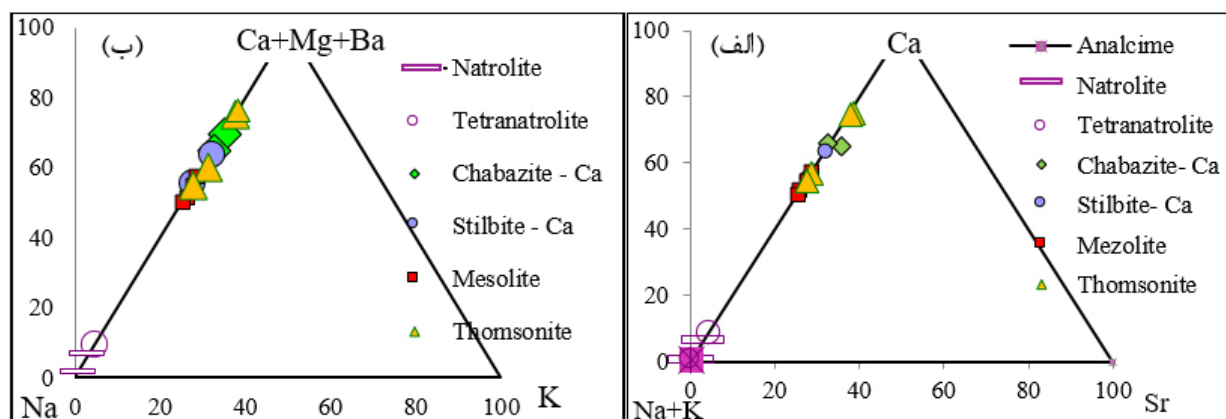
است، به‌طوریکه می‌توان گفت که تمام فضای فراشبکه‌ای در بلورهای آنالسیم منطقه با Na اشغال شده است. در ناتروولیت و پس از آن در تتراناتروولیت نیز، Na غالب است و مقادیر بسیار اندکی از Ca به عنوان کاتیون فراشبکه‌ای در چارچوب این دو کانی وجود دارد. در رابطه با مزولیت نیز در برخی از نمونه‌ها کاتیون‌های فراشبکه‌ای Ca و Na تقریباً به مقدار مساوی در چارچوب ساختاری توزیع شده‌اند و در برخی دیگر، Ca غالب است. مقدار Mg در تمام نمونه‌ها ناچیز است.

جدول ۱ نتایج تجزیه به روش ریزپردازش الکترونی (EPMA) از ژئولیت‌های شمال غرب کوه دوازده امام، همراه با محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر پایه‌ی تعداد اکسیژن‌های مفروض برای هر گونه.

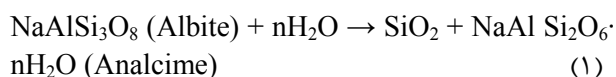
ژئولیت اکسیدها	شابازیت - Ca	شابازیت - Ca	ناتروولیت	ناتروولیت	تتراناتروولیت	آنالسیم	آنالسیم	استیلپیت - Ca
SiO ₂	۴۶٫۷۴	۴۶٫۷۹	۵۳٫۰۷	۵۴٫۳۶	۵۴٫۴۳	۵۵٫۸۶	۵۶٫۲۴	۵۰٫۰۸
Al ₂ O ₃	۲۵٫۷۱	۲۵٫۹۶	۲۹٫۸۳	۲۷٫۹۶	۲۸٫۱۶	۲۵٫۴۴	۲۵٫۱۵	۲۰٫۵۸
TiO ₂	-	-	۰٫۰۱	-	۰٫۰۱	-	-	۰٫۰۱
FeO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	-	-	-	۰٫۰۱	-	۰٫۰۴
MnO	۰٫۰۲	۰٫۰۱	-	-	۰٫۰۱	-	-	۰٫۰۱
MgO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	-	۰٫۰۳	۰٫۰۳	-	۰٫۰۲	۰٫۰۱
CaO	۱۱٫۸۷	۱۰٫۶۷	۰٫۹۳	۰٫۱	۱٫۲۴	۰٫۰۵	۰٫۰۷	۶٫۹۷
Na ₂ O	۲٫۸۳	۳٫۱۷	۷٫۶۷	۷٫۹۷	۷٫۱۴	۱۰٫۴۱	۱۰٫۳	۲٫۶۷
K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۸	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۱
BaO	-	-	۰٫۰۱	-	-	-	-	-
SrO	۰٫۶۸	۰٫۳۸	-	-	-	-	-	-
Total	۸۷٫۹۳	۸۷٫۰۳	۹۱٫۵۳	۹۰٫۵۲	۹۱٫۰۶	۹۱٫۸۱	۹۱٫۸۲	۸۰٫۸۰
O	۲۴	۲۴	۸۰	۸۰	۸۰	۹۶	۹۶	۷۲
Si	۷٫۵۶	۷٫۵۹	۲۵٫۳۷	۲۶٫۱۸	۲۶٫۰۸	۳۲٫۱۳	۳۲٫۳۱	۲۴٫۵۸
Al	۴٫۹۰	۴٫۹۶	۱۶٫۸۰	۱۵٫۸۷	۱۵٫۹۰	۱۷٫۲۵	۱۷٫۰۳	۱۱٫۹۰
Ti	-	-	۰٫۰۰۳۶	-	-	-	-	۰٫۰۰
Fe	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰	-	۰	۰٫۰۰	-	۰٫۰۱
Mn	۰٫۰۰۲	۰٫۰۰	-	-	-	-	-	۰٫۰۰
Mg	۰٫۰۰۷	۰٫۰۰	-	۰٫۰۲	۰٫۰۲	-	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Ca	۱٫۹۷	۱٫۷۸	۰٫۴۷	۰٫۰۵	۰٫۶۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۳٫۶۶
Na	۰٫۸۵	۰٫۹۵	۷٫۱۱	۷٫۴۴	۶٫۶۳	۱۱٫۶۱	۱۱٫۴۷	۲٫۵۴
K	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۴	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۰
Ba	-	-	۰٫۰۰	-	-	-	-	-
Sr	۰٫۰۶۱	۰٫۰۲۹	-	-	-	-	-	-
Si/Al	۱٫۵۴	۱٫۵۲	۱٫۵۱	۱٫۶۴	۱٫۶۴	۱٫۸۶	۱٫۸۹	۲٫۰۶
T _{Si}	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۲	۰٫۶۲	۰٫۶۵	۰٫۶۵	۰٫۷۰
Na/ Na+Ca	۰٫۳۰	۰٫۳۴	۰٫۹۳	۰٫۹۹	۰٫۹۱	۰٫۹۹	۰٫۹۹	۰٫۴۰

جدول ۲ نتایج تجزیه به روش EPMA از ژئولیت‌های شمال غرب کوه دوازده امام و دیگر کانی‌های ثانویه‌ی وابسته به آن‌ها، همراه با محاسبه‌ی فرمول ساختاری بر پایه‌ی تعداد اکسیژن‌های مفروض برای هر گونه.

ژئولیت اکسیدها	مزولیت	مزولیت	تامسونیت	تامسونیت	کلسیت	اسمکتیت	سلادونیت-نانترونیت	سلادونیت- Al
SiO ₂	۴۶٫۶۳	۴۶٫۳۹	۴۰٫۷۴	۴۰٫۲۶	-	۴۷٫۰۷	۴۶٫۳۶	۵۵٫۵۶
Al ₂ O ₃	۲۵٫۶۸	۲۷٫۵۲	۳۲٫۱۶	۳۲٫۱۲	۰٫۰۲	۲۳٫۲۶	۲۴٫۸۷	۵٫۹
TiO ₂	-	-	-	۰٫۰۱	-	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲
FeO	۰٫۰۸	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۱	-	۳٫۹۵	۴٫۵۱	۱۸٫۹
MnO	۰٫۰۱	-	-	۰٫۰۱	۱٫۸	۰٫۰۶	۰٫۱۱	۰٫۰۵
MgO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۱۱	۱٫۷۱	۲٫۶۴	۴٫۶۴
CaO	۷٫۸۸	۷٫۷۶	۱۱٫۸۹	۱۱٫۸۶	۵۵٫۳۱	۷٫۵۵	۷٫۹۷	۱٫۳
Na ₂ O	۴٫۰۶	۴٫۲۴	۲٫۱۸	۲٫۰۴	-	۱٫۱۱	۱٫۱۰	۰٫۳۲
K ₂ O	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۶	-	۱٫۹۷	۵٫۲۸	۹٫۰۸
BaO	-	-	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	-
SrO	-	-	۰٫۲۷	۰٫۲	-	-	-	-
Total	۸۶	۸۴٫۴۰	۸۷٫۳۴	۸۶٫۶	۵۷٫۲۸	۸۶٫۷۲	۹۲٫۹۲	۹۵٫۸
O	۲۴۰	۲۴۰	۸۰	۸۰	۱۰	۲۸	۲۸	۱۲۰
Si	۷۰٫۰۲	۷۲٫۳۱	۲۱٫۲۶	۲۱٫۱۸	۰	۸٫۶۹	۸٫۲۴	۲۹٫۲۷
Al	۴۸٫۰۵	۵۰٫۵۶	۱۹٫۷۸	۱۹٫۹۱	۰٫۰۰۴	۵٫۰۶	۵٫۲۱	۳٫۶۶
Ti	-	-	-	۰٫۰۰۴	-	-	۰	۰٫۰۱
Fe	۰٫۰۶	۰٫۱۰	۰٫۰۱۷	۰٫۰۰۴	-	۰٫۶۱	۰٫۶۷	۸٫۲۴
Mn	-	۰٫۰۱۳	-	۰٫۰۰۴	۰٫۲۵	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲
Mg	۰٫۰۴۷	۰٫۰۶۹	۰٫۰۱	۰٫۰۰۷	۰٫۰۲۷	۰٫۴۷	۰٫۷۰	۳٫۶۴
Ca	۱۳٫۲۰	۱۳٫۱۶	۶٫۶۵	۶٫۶۸	۹٫۷۱	۱٫۴۹	۱٫۵۲	۰٫۷۳
Na	۱۳٫۰۵	۱۲٫۲۷	۲٫۲۱	۲٫۰۸	-	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۳۳
K	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۱	۰٫۰۴	-	۰٫۴۶	۱٫۲۰	۶٫۱۰
Ba	-	-	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰۴	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	-
Sr	-	-	۰٫۰۸۱	۰٫۰۵۵				
Si/Al	۱٫۵۴	۱٫۴۳	۱٫۰۷	۱٫۰۶				
T _{Si}	۰٫۶۰	۰٫۵۸	۰٫۵۲	۰٫۵۱				
Na/ Na+ Ca	۰٫۴۹	۰٫۴۸	۰٫۲۴	۰٫۲۳				



شکل ۵ نمودار توزیع کاتیون‌های فراشبکه‌ای (الف) Na-K-Ca-Mg+Ba و (ب) Na-K-Ca-Sr در ژئولیت‌های منطقه.

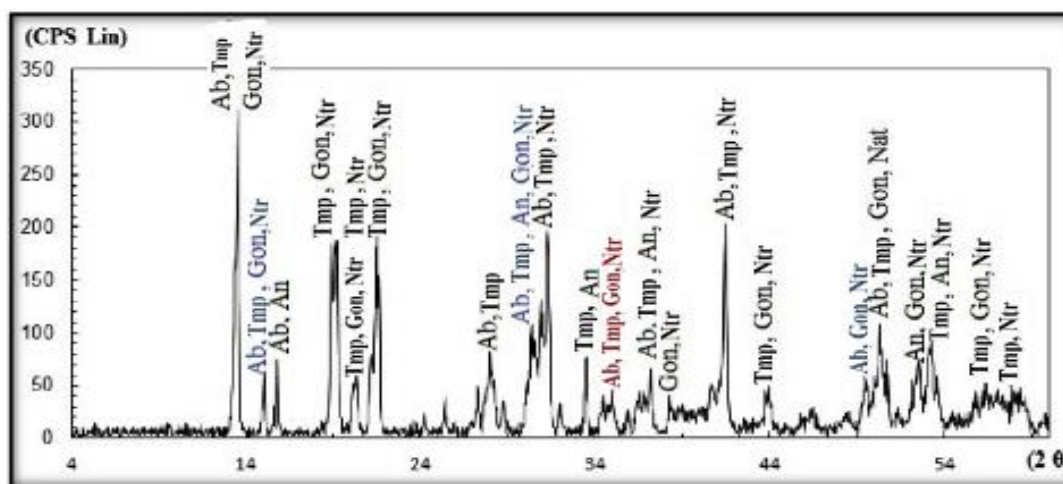


تعیین نوع و چگونگی تشکیل ژئولیت‌ها

با توجه به موارد زیر، ژئولیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نوع گرمابی هستند و توسط دگرسانی‌گرمابی و در اثر محلول‌های گرمابی رایج در مناطق آتشفشانی شکل گرفته‌اند؛ با این حال نقش آب‌های جوی که می‌تواند به‌صورت آب‌های زیرزمینی بر واکنش‌ها اثر بگذارد را نمی‌توان نادیده گرفت: ۱- تتراناتروولیت به‌عنوان ژئولیتی که به‌طریق گرمابی نهشته می‌شود شناخته شده است [۳۳]. ۲- ژئولیت‌های رشته‌ای از قبیل ناتروولیت و تتراناتروولیت در حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های آتشفشانی بازی فراوان هستند، این در حالی است که آن‌ها به‌عنوان کانی‌های درونزاد، بسیار نادر و کمیاب‌اند [۱۰].

پراش‌سنجی پرتوی ایکس (XRD)

در الگوی به دست آمده از پراش‌سنجی پرتوی ایکس، چهار نوع ژئولیت و یک کانی غیرژئولیتی شناسایی شد که عبارتند از ناتروولیت و گناردیت (فراوان‌ترین فاز)، آنالسیم، تامسونیت و آلبیت (فازهای با فراوانی کمتر) (شکل ۶). پارامترهای شبکه بلوری این ژئولیت‌ها با استفاده از نرم‌افزار Unite Cell refinement [۳۴] برپایه روش کمترین مربعات به‌دست آمده است (جدول ۳ و ۴). همراهی آلبیت با آنالسیم در نمونه‌ی مورد بررسی تشابه فرمول کانی‌شناسی آن‌ها (آلبیت: $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; آنالسیم: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) و این حقیقت که فلدسپات‌ها از جمله کانی‌های پیش‌ساز ژئولیت‌ها محسوب می‌شوند، می‌تواند بیانگر آن باشد که در کوه دوازده امام، آلبیت یکی از مواد پیش‌ساز برای تشکیل ژئولیت‌های سدیمی، به‌ویژه آنالسیم بوده است:



شکل ۶ الگوی پراش پرتوی ایکس (XRD) ژئولیت‌های شمال غرب کوه دوازده امام.

جدول ۳ فرمول و ترکیب شیمیایی میانگین برای ژئولیت‌های بررسی شده و مقایسه‌ی آن‌ها با فرمول شیمیایی آرمانی.

نام ژئولیت	فرمول عمومی ژئولیت‌ها $M_x D_y [Al_{x+2y} Si_{n-(x+2y)} O_{2n}] \cdot nH_2O$	فرمول و ترکیب شیمیایی ژئولیت‌های مطالعه شده
آنالسیم	$Na_{16} [Al_{16} Si_{32} O_{96}] \cdot 16H_2O$ [۳۵]	$Na_{11.54} Ca_{0.07} K_{0.02} [Al_{17.14} Si_{32.22} O_{96}] \cdot nH_2O$
تتراناتروولیت	$(Na, Ca)_{16} [Al_{19} Si_{21} O_{80}] \cdot 16H_2O$ [۳۲]	$Na_{6.63} K_{0.02} Ca_{0.64} [Al_{15.90} Si_{26} O_{80}] \cdot nH_2O$
ناتروولیت	$Na_{16} [Al_{16} Si_{24} O_{80}] \cdot 16H_2O$ [۳۵]	$Na_{7.27} K_{0.03} Ca_{0.26} [Al_{32.67} Si_{25.77} O_{80}] \cdot nH_2O$
شبابزیت - Ca	$(Na, K, Ca_{0.5})_4 [Al_4 Si_8 O_{24}] \cdot 12H_2O$ [۳۲]	$Na_{0.93} K_{0.005} Ca_{1.95} Sr_{0.0475} [Al_{4.93} Si_{7.57} O_{25}] \cdot nH_2O$
استیلبت - Ca	$Na Ca_4 [Al_9 Si_{27} O_{72}] \cdot 28H_2O$ [۳۵]	$Na_{2.54} K_{0.02} Ca_{3.71} [Al_{12.29} Si_{24.27} O_{72}] \cdot nH_2O$
مزولیت	$Na_{16} Ca_{16} [Al_{48} Si_{72} O_{240}] \cdot 64 H_2O$ [۳۶]	$Na_{12.05} K_{0.06} Ca_{13.93} [Al_{50.37} Si_{71.17} O_{240}] \cdot nH_2O$
تامسونیت	$Na_5 Ca_7 [Al_{19} Si_{21} O_{80}] \cdot 24H_2O$ [۳۵]	$Na_{3.16} K_{0.19} Ba_{0.005} Ca_6 [Al_{19.11} Si_{21.64} O_{80}] \cdot nH_2O$

جدول ۴ محاسبه‌ی پارامترهای شبکه بلوری ژئولیت‌های دوازده امام و مقایسه‌ی آن‌ها با نتایج سایر پژوهش‌ها.

پژوهش‌های مختلف	ناترولیت (راستگوشی) a (Å)	b (Å)	c (Å)
این پژوهش	۱۸,۰۸۷	۱۸,۵۷۶	۷,۰۹۶
[۳۷]	۱۸,۳۰۰	۱۸,۶۵۹	۶,۵۸۸
[۳۳]	۱۸,۲۹	۱۸,۶۴	۶,۵۹
گناردیت (چارگوشی) a (Å)	b (Å)	c (Å)	
۱۳,۲۵۳	۱۳,۲۵۳	۶,۶۰۱	
[۳۸]	۱۳,۲۶۷	۱۳,۲۶۷	۶,۶۰۲
[۳۹]	۱۳,۲۹	۱۳,۲۹	۶,۵۹
آنالسیم (مکعبی) a (Å)	b (Å)	c (Å)	
۱۳,۶۸۷	۱۳,۶۸۷	۱۳,۶۸۷	
[۳۷]	۱۳,۷۰۶	۱۳,۷۰۶	۱۳,۷۰۶
[۳۲]	۱۳,۷۲۵	۱۳,۷۲۵	۱۳,۷۲۵
تامسونیت (راستگوشی) a (Å)	b (Å)	c (Å)	
۱۳,۰۱۸	۱۳,۳۱۴	۱۳,۱۵۱	
[۳۷]	۱۳,۱۲۲	۱۳,۰۷۷	۱۳,۱۲۲
[۳۲]	۱۳,۱۰۴	۱۳,۰۵۶	۱۳,۲۴۶

آنالسیم گرمایی با نسبت Si/Al کمتر از ۲ در بسیاری از بادامک‌های سنگ‌های آتشفشانی مناطق مختلف دنیا شناخته شده است [۳۲، ۳۳، ۳۵]، این در حالیست که در آنالسیم‌های درونزاد- رسوبی، نسبت Si/Al بالاتر از ۲ بوده و تشکیل آن‌ها به‌همراه دیگر ژئولیت‌ها، در توف‌ها و توفیت‌ها گزارش شده است [۱۰، ۴۰].

توالی همبرزایی ژئولیت‌های منطقه (شکل ۷) که بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه EPMA مشخص شده است، تنوع بالای ژئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه‌ی مرتبط با آن‌ها را نشان می‌دهد. توزیع بی‌ترتیب و نامنظم ژئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه در هر یک از حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های میزبان، به عواملی مانند موضعی بودن جریان گرمایی، فعالیت یونی سیال موجود در منافذ و قابلیت نفوذ سنگ میزبان وابسته است [۴۱] و توالی شکل‌گیری آن‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان این طور توضیح داد که سنگ‌های میزبان ژئولیت‌ها، در اثر سیال‌های گرمایی دچار دگرسانی شده‌اند. دگرسانی شیشه‌ی آتشفشانی در مرحله‌ی نخست، سبب شسته‌شدن و کاهش مقداری از کاتیون‌های Na، K، Ca و Si می‌شود، این در حالی

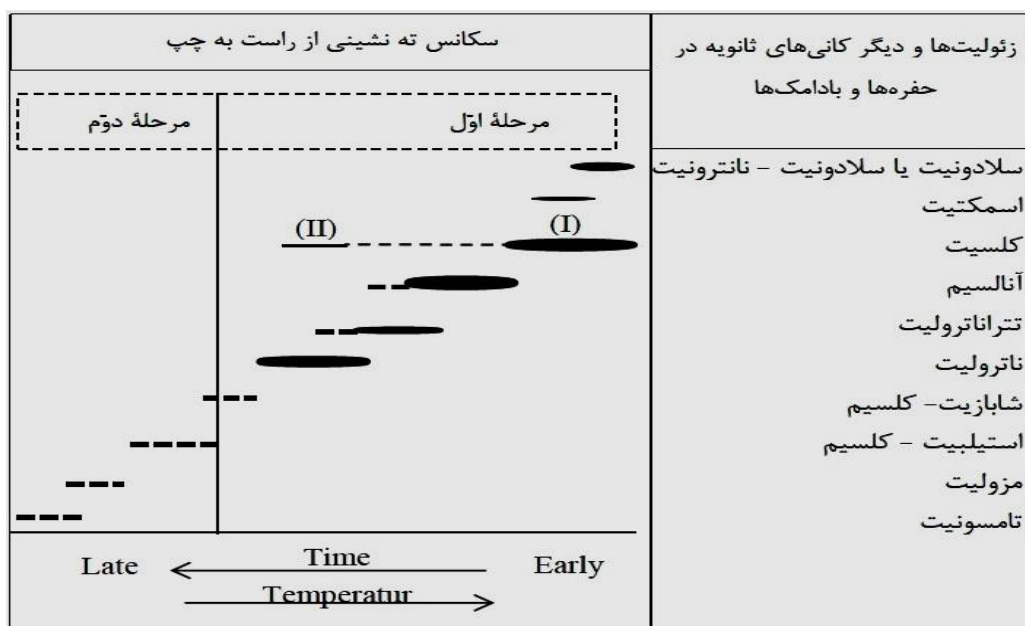
است که تحرک Al، Ti و Fe به‌شدت افزایش یافته است [۴۲]. سپس، الیوین و پلاژیوکلاز نیز دگرسان می‌شوند و می‌توانند عناصر شیمیایی لازم جهت تشکیل کانی‌های ثانویه و ژئولیت‌ها را تأمین کنند [۱۱، ۳۰، ۴۳]. در نتیجه‌ی این دگرسانی‌ها، عناصر لازم جهت تشکیل سلادونیت و سلادونیت- نانترونیت فراهم می‌شود. سلادونیت- نانترونیت (به‌صورت هم‌آمیز) و همچنین سلادونیت، در بیشتر موارد دچار نخستین بلورزایی در دیواره‌ی حفره‌ها و بادامک‌ها شده‌اند. در دگرسانی نزدیک به سطح گدازه‌های بازالتی، پتاسیم تحرک بالایی دارد [۴۳] که در اینجا، طی نخستین مرحله، سبب تشکیل سلادونیت شده است. ته‌نشینی سلادونیت و نانترونیت، از مقدار پتاسیم می‌کاهد و در نتیجه نسبت Na به K در سیال افزایش می‌یابد که این امر می‌تواند در مراحل بعد، به تبلور آنالسیم و دیگر ژئولیت‌های غنی از Na کمک کند [۴۴]. البته پیش از شکل‌گیری ژئولیت‌های غنی از Na، در برخی موارد، اسمکتیت نهشته شده است. عناصر لازم جهت تشکیل اسمکتیت نیز از دگرسانی شیشه‌ی موجود در سنگ میزبان و یا کانی‌های اولیه‌ای همچون الیوین ناشی می‌شود [۳۰]. در ادامه، فعالیت بالای یون کربنات

دمای سیال با گذر زمان، انباشتگی بیشتر CO_2 را در پی خواهد داشت. رخداد کلسیت نسل (II) به‌عنوان آخرین توالی تبلور در معدودی از بادامک‌ها، می‌تواند نتیجه‌ی غلیظ‌شدگی و فعالیت بیشتر CO_2 در دماهای پایین‌تر مراحل پایانی در سیال شامل Ca^{2+} باشد [۱۰].

دمای تشکیل زئولیت‌ها

در همه‌ی میدان‌های زمین‌گرمایی، درک دگرسانی گرمابی و اطلاع از آن، تصویری عمومی از سیستم زمین‌گرمایی گذشته و احتمالاً آینده ارائه می‌دهد. زئولیت‌ها از جمله کانی‌های گرمابی هستند که می‌توانند به‌عنوان زمین‌دماسنج مفید باشند [۴۷]. با توجه به نوع زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه‌ی وابسته و نیز با در نظر گرفتن توالی شکل‌گیری آن‌ها، همچنین با توجه به دماهای زئولیت‌زایی در مراجع به نظر می‌رسد که بتوان بالاترین و پایین‌ترین دمای زئولیت‌زایی در مرحله‌ی نخست را به ترتیب حدود 145°C برای آنالسیم و 90°C برای شابازیت - Ca برآورد کرد. بیشینه‌ی دمای زئولیت‌زایی در مرحله‌ی دوم را می‌توان حدود 75°C برای استیل‌بیت - Ca و کمینه‌ی آن را حدود 65°C برای تامسونیت در نظر گرفت. با اینحال تعیین دقیق‌تر دمای تشکیل زئولیت‌ها نیازمند بررسی سیال درگیر است.

موجود در سیال سبب ته‌نشینی کلسیت (I) می‌شود که به موجب آن مقادیر زیادی از یون Ca نیز مصرف شده و سیال آبدار غنی از قلیایی باقی می‌ماند [۴۵]. مصرف و کاهش چشمگیر مقدار CO_2 از یک سو و بالا رفتن مقدار H_2O از سوی دیگر، شرایط لازم برای تشکیل زئولیت‌ها را فراهم می‌کند. در پی این رخدادها، به ترتیب، زئولیت‌های سدیم‌دار آنالسیم، تتراناتروولیت و ناتروولیت، در حفره‌ها و بادامک‌ها نهشته می‌شوند؛ در دماهای پایین‌تر، Na در ساختار شابازیت جایگیری می‌کند [۱۱]. تشکیل شابازیت نیازمند حضور Sr در سیال است. تشکیل زئولیت‌های سدیمی کاهش ویژگی قلیایی سیال را به دنبال دارد [۵] و بدین ترتیب، شرایط برای شکل‌گیری زئولیت‌های کلسیمی - سدیمی در مرحله‌ی دوم مساعد می‌شود. استیل‌بیت - Ca، مزولیت و تامسونیت، سدیم کم‌تر و کلسیم بالاتری دارند که در نتیجه‌ی فعالیت بیشتر Ca^{2+} موجود در سیال، به‌عنوان کانی‌های زئولیتی بعدی در داخل حفره‌ها و بادامک‌ها نهشته شده‌اند. کاهش ویژگی قلیایی سیال، موجب بالا رفتن فعالیت سیلیسم می‌شود [۴۶]. تبلور این زئولیت‌ها، بر دمای نسبتاً پایین‌تری اشاره دارد و به‌نظر می‌رسد که سیال گرمابی باقی‌مانده از مرحله‌ی نخست، اندکی توسط آب‌های جوی پر شده و مقداری از عناصر لازم برای تشکیل زئولیت‌های مرحله‌ی دوم را فراهم کرده باشد. کاهش بیشتر



شکل ۷ توالی هم‌بزرایی عمومی زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه‌ی وابسته به آنها در حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های آتشفشانی شمال غرب کوه دوازده امام. ضخامت میله‌ها نشان دهنده‌ی فراوانی نسبی کانی‌هاست.

بحث

چنان که بیان شد، بالاترین دمای تشکیل ژئولیت در گستره مورد بررسی، احتمالاً حدود 145°C و مربوط به کانی آنالسیم است؛ این درحالی است که آنالسیم تا دمای 300°C نیز پایدار است [۴۸]؛ بنابراین، دمای سیال به وجود آورنده‌ی ژئولیت‌ها به‌طور کلی پایین بوده است. پایین بودن دمای سیال و احتمالاً حجم کم آن دلیلی بر عدم شکل‌گیری ژئولیت‌های درشت است. همچنین با توجه به این موضوع به نظر می‌رسد که pH سیال گرمایی (سیال ماگمایی + آب جوئی) پایین‌تر از ۹/۵ بوده است، زیرا نهشته‌های بزرگ ژئولیت، در pH‌های به شدت قلیایی ($9.5-10$ pH) ظاهر می‌شوند [۴۹]. در شکل ۱ دیده می‌شود که آنالسیم در هر سه گستره A، B و C یافت شده است (اگرچه مقدار آن در گستره C بسیار کم است). با توجه به فراوانی کم آنالسیم در گستره C می‌توان پیشنهاد کرد که دما، pH و نیز مقدار Na موجود در سیال (کاتیون اصلی سازنده‌ی آنالسیم) کاهش یافته است. حضور چندریخت‌های سیلیس در حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های میزبان گستره C و نبود آن‌ها در گستره‌های A و B، از دیگر دلایل محکم برای کاهش pH در گستره C است، زیرا شکل‌گیری چندریخت‌های سیلیس در محیط‌های زمین‌گرمایی، نشان دهنده سیالی با pH اسیدی است [۱۵]. تنوع کانی‌شناسی ژئولیت‌ها در بخش A و C کم است (بیشتر شامل ژئولیت‌های سدیمی هستند) که می‌تواند بیانگر تغییر جنس سنگ میزبان و محیط زمین‌ساختی منطقه باشد. حالت بازی سنگ میزبان در گستره A پایین‌تر است (تراکی‌بازالت و بازالت) و با حرکت به سمت B بیشتر شده (بازالت و الیوین بازالت) و سپس به طرف گستره C، باز کاهش یافته است (تراکی‌بازالت). در نتیجه در دو گستره A و C، مقدار کلسیم موجود در سنگ‌های میزبان که اصلی‌ترین کاتیون سازنده‌ی ژئولیت‌های دربردارنده کلسیم (مزولیت، تامسونیت، استیلیت - Ca) به شمار می‌رود، کمتر است. به نظر می‌رسد که زمین‌ساخت منطقه نیز نقش بسزایی در فراوانی و پراکندگی مکانی ژئولیت‌ها در منطقه داشته است، زیرا در یک واحد زمین‌شناسی، با جنس و سن مشخص، هرجا که نمونه‌برداری از محلّ گسل‌خوردگی و مجاور آن انجام شده

است، ژئولیت‌ها متنوع‌تر و فراوان‌ترند، درحالی‌که نمونه‌برداری از همان واحد، اما دور از محلّ گسل‌خوردگی، تنوع و فراوانی کمتر آن‌ها را به دنبال داشته است. شیب گسل نیز در این پراکندگی مؤثر بوده است، زیرا هدایت کننده‌ی سیال است و سیال بر اساس جهت شیب گسل مسیر خود را پیدا می‌کند. نمونه‌برداری ژئولیت‌های گستره B از مکانی صورت گرفته است که محلّ عبور یک گسل اصلی امتدادلغز چپگرد، با روند NW-SE بوده و سیال گرمایی توانسته است از طریق آن با سهولت بیشتری سنگ میزبان را تغذیه کند؛ درحالی‌که نمونه‌های گستره A از پیرامون یک گسل فرعی برداشت شده و ژئولیت‌ها فقط در سمت چپ گسل توزیع شده‌اند که این می‌تواند به شیب گسل مربوط باشد (شکل ۱).

برداشت

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، EPMA و XRD، در مجموع ۸ نوع ژئولیت شامل آنالسیم، تتراناترولیت، ناترولیت، شاپازیت - Ca، استیلیت - Ca، مزولیت، تامسونیت و گناردیت در منطقه شناسایی شد. تشکیل آنالسیم نسبت به انواع دیگر ژئولیت، نیازمند مقادیر کمتری H_2O است، به نظر می‌رسد که نبود غیبت کانی‌های آبدار در سنگ‌های میزبان و مقادیر کم H_2O موجود در سیال گرمایی همراه با فعالیت بالای Na^+ شرایط خوبی را جهت تشکیل بلورهای آنالسیم ایجاد کرده است. نزدیکی دریاچه‌ی نمک با منطقه‌ی مورد بررسی در تأمین Na^+ مورد نیاز جهت کمک به شکل‌گیری ژئولیت‌های کلسیمی - سدیمی در مرحله‌ی دوم مؤثر بوده و با تأمین این کاتیون، تأثیر بسزایی در جلوگیری از رخداد ژئولیت‌های کلسیمی (مثل لامونتیت) داشته است و واکنش‌ها به سمت شکل‌گیری ژئولیت‌های کلسیمی - سدیمی تغییر جهت داده‌اند. این تفاسیر بر تأثیری که آب جوئی (از طریق انحلال و حمل Na^+) بر تشکیل ژئولیت‌های کلسیمی - سدیمی در مرحله‌ی دوم ژئولیت‌زایی داشته است می‌افزاید. ناگفته نماند که تراکم بالای CO_2 نیز در جلوگیری از تشکیل ژئولیت‌های کلسیمی بی‌تأثیر نبوده است، زیرا حتی با وجود مقادیر مناسب Ca برای تشکیل این ژئولیت‌ها، بالا بودن تراکم CO_2 به واسطه فراهم

[11] Triana J. M., Herrera J. F, Rios C. A., Castellanos O., Henao J., Williams C., Roberts C., "Natural zeolites filling amygdalae and veins in basalts from the British Tertiary Igneous Province on the Isle of Skye, Scotland", Earth Sciences Research Journal 16 (2012) 41 – 53.

[12] Weisenberger T., Bucher K., "Zeolites in fissures of granites and gneisses of the Central Alps", J. Metam. Geol 28 (2010) 825–847.

[13] Orlandi P., Scortecchi P.B., "Minerals of the Elba pegmatites", Mineral. Rec 16 (1985) 353–364.

[14] Hay R. L., Sheppard R., "Occurrence of zeolites in sedimentary rocks: An overview", In: D.L. Bish and D.W. Ming (eds.), Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 45 (2001) 217–234.

[15] Neuhoﬀ P.S., Fridriksson T., Arnórsson S., Bird D.K., "Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, eastern Iceland", Am. J. sci 299 (1999) 467–501.

[16] Bevins R. E., Rowbotham G., Robinson D., "Zeolite to prehnite-pumpellyite facies metamorphism of the late Proterozoic Zig-Zag Dal Basalt Formation, eastern North Greenland", Lithos, 27 (1991) 155–165.

[17] Liou J.G., "Analcime equilibria", Lithos 4 (1971a) 389–402.

[18] Utada M., "Zeolites in Burial Diagenesis and Low-grade Metamorphic rocks", Shizuoka 413-0231, Japan. (1971) 277–304.

[19] Leggo P.J., Ledesert B, Day J., "Organo-zeolitic treatment of mine waste to enhance the growth of vegetation", Eur J Mineral (2010) 22, 813–822.

[20] Hauri F., "Natural zeolites from southern Germany: applications in concrete In: Bowmann RS, Delap SE (eds) Zeolite'06—7th international conference on the occurrence, properties, and utilization of natural zeolites", Socorro, New Mexico, USA, p 130 Helgeson HC, Delany JM, Nesbitt HW, Bird DK (1978) Summary and critique of the thermodynamic properties of rock-forming minerals. Am J (2006) Sci 278-A: 1–229.

[21] Kallo D., "Applications of natural zeolites in water and wastewater treatment", Rev Mineral Geochem. (2001) 45, 519–550.

کردن یون کربنات، فعالیت H_2O را کاهش داده و واکنش‌ها را به سمت تشکیل کلسیت سوق می‌دهد.

مراجع

[1] Wedepohl K. H., "Composition and abundance of common igneous rocks: New York", Springer, (1969) 227–249.

[2] Manga M., "A model for discharge in spring-dominated streams and implications for the transmissivity and recharge of quaternary volcanics in the Oregon Cascades: Water Resources Research", 33 (1997) 1813–1822.

[3] Rose T.P., Davisson M.L., Criss R.E., "Isotope hydrology of voluminous cold springs in fractured rock from an active volcanic region, northeastern California", Journal of Hydrology, 179 (1996) 207–236.

[4] Arnórsson S., "Geothermal systems in Iceland: Structure and conceptual models. 2. Low temperature Areas: Geothermics", 24 (1995b) 603–629.

[5] Steefel C. I., Lasaga A. C., "Putting transport into water-rock interaction models: Geology", 20 (1992) 680–684.

[6] Weisenberger T., "Zeolite in fissure of crystalline basement rocks", PhD thesis, university of Freiburg im Breisgau (2009) 178p.

[7] Bish D. L., Ming D. W., "Natural Zeolite: Occurrence, properties, application", Reviews in Mineralogy & Geochemistry, 45 (2001) 654 p.

[8] Bazargani – Guilani K., Rabbani M. S. Irajian, A – A., "A Review on the Natural Zeolite of Iran", Joint Meeting of the Geological Society of America, Soil Science Society of America, American Society of Agronomy, Crop Science Society of America, Gulf Coast Association of Geological Societies with Gulf Coast Section of SEPM. Paper No. (2008) 54 – 13.

[9] Gottardi G., "The genesis of Zeolites", Eur. J. Mineral., 1 (1989) 479–487.

[10] Bazargani – Guilani K., Rabbani M. S., "Amygdaloidal and other Cavity Filling Zeolites of Kuh-e-Arاده, Central Iran", University of Tehran, ISSN 1016-1104. Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran 15(2) (2004) 149–157.

- of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names", Canadian Mineralogist 35 (1997) 1571-1606.
- [33] Gottardi G., Galli E., "Natural Zeolites", Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. (1985) p 409.
- [34] Holland J. T. B., Redfern S. A. T., "Unit cell refinement from powder diffraction data: the use of regression diagnostics", Mineralogical Magazine 61 (1997) 65-77.
- [35] Passaglia E., Sheppard R. A., "The Crystal Chemistry of Zeolites", In: Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications (D.L. Bish, D.W. Ming, editors), Mineralogical Society of America, Geochemical Society., 45 (2001) 69-116.
- [36] Armbruster T., Gunter M.E., "Crystal structure of natural zeolites", In D.L. Bish, and D.W. Ming, Eds. Natural Zeolites: occurrence, properties, applications, Mineralogical Society of America, Geochemical Society., 45 (2001) 1-68.
- [37] Abdioğlu E., "Mineralogy and chemistry of zeolites and associated minerals in Tertiary alkaline volcanics from the Eastern Pontides, NE Turkey", N. Jb. Miner 189/1 (2011) 35-47.
- [38] Howard T., Evans JR., Konnert J. A., Malcolm R., "The crystal structure of tetranatrolite from Mont Saint-Hilaire, Québec, and its chemical and structural relationship to paranatrolite and gonnardite", American Mineralogist 85 (2000) 1808-1815.
- [39] Nawaz R., "Gonnardite and disordered natrolite-group minerals: their distinction and relations with mesolite, natrolite and thomsonite", Department of Geology, Ulster Museum, Belfast, Northern Ireland 52 (1988) 207-219.
- [40] Iijima A., Hay R.L., "Analcime composition in tuffs of Green River Formation of Wyoming". Am. Min 53 (1968) 184-200.
- [41] Pe-Piper G., "Mode of occurrence, chemical variation and genesis of mordenite and associated zeolites from the Morden area, Nova Scotia, Canada", The Canadian Mineralogist 38 (2000) 1215-1232.
- [42] Robert Ch., Goffé B., Saliot P., "Zeolitization of a basaltic flow in a continental environment: an example of mass transfer under thermal control", Bull. Minéral 111 (1988) 207-223.
- [22] Weitkamp J., "Zeolites and catalysis, Solid State Ion", (2000) 131, 175-188.
- [23] Sadeghi A., Fonoudi M., "Geological map of 1: 100,000 Varamin", Geological Survey and Mineral Exploration Of Iran., (1385).
- [24] Berberian M., "The southern Caspian: A compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust", Can. J. Earth Sci 20 (1983) 163-183.
- [25] Verdel C. H., "I. Cenozoic geology of Iran: An integrated study of extensional tectonics and related volcanism. II. Ediacaran stratigraphy of the north American cordillera: New observation from eastern California and northern Utah", PhD thesis (2009) 287 p.
- [26] Berberian M., G.C.P. King, "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", Can. J. Earth. Sci., (1981) 18 (2).
- [27] Agard P., Omrani J., Jolivet L., Mouthereau F., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geol. Mag. 148 (2011) 692-725.
- [28] Ghasemi H., Rezaei M., "Petrochemistry and Tectonic Setting of the Davarzan-Abbasabad Eocene Volcanic (DAEV) rocks, NE Iran", Mineralogy and Petrology, (2015) 109 (2): 235-252.
- [29] Wise W.S., Eugster H. D., "Celadonite: Synthesis, thermal stability, and occurrence", Am. Mineral 49 (1964) 1031-1083.
- [30] Thompson A., Thompson J. B., "Atlas of Alteration", Geological association of Canada, Mineral Deposit Division – Association geologique du Canada, Division des gites minéraux. (1996) 125 p.
- [31] Reed J. K., Gipson M., Vass D., "Hydrocarbon potential of sandstone reservoirs in the east Slovakian Basin, part 2: Zeolites and clay minerals", Journal of Petroleum Geology., 16 (1993) 223-236.
- [32] Coombs D.S., Alberti A., Armbruster T., Artioli G., Colella C., Galli E., Grice J.D., Liebau F., Mandarino J.A., Minato H., Nickel E.H., Passaglia E., Peacor D.R., Quartieri S., Rinaldi R., Ross M., Sheppard R.A., Tillmanns E., Vezzalini G., "Recommended nomenclature for zeolite minerals: report of the Subcommittee on Zeolites

- [47] Lagat J., *"Hydrothermal alteration mineralogy in geothermal fieldes with case examples from Olkaria Domes geothermal field, Kenya"*, Presented at Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP, KenGen and GDC, at Lake Naivasha, Kenya. P.O. Box 100746. (2009) 1 – 24.
- [48] Kristmannsodóttir H., Tómasson J., *"Zelite zones in geothermal areas in Iceland"*, In: Sand L.B. and Mumpton F.A. (Eds.) *Natural Zeolites*. Pergamon, Oxford (1978) 277-284.
- [49] Taylor M. W., Surdam R.C., *"Zeolite Reaction in tuffaceous sediments at TeelsMarsh, Nevada"*, *Clays & Clay Minerals*, (1981) 29, 341-352.
- [43] Gíslason S. R., Eugster H. P., *"Meteoric water-basalt interactions"*, I: A laboratory study: *Geochemica et Cosmochimica Acta* 51 (1987a) 2827-2840.
- [44] Alt J.C., Honnorez J., *"Alteration of the upper oceanic crust, DSDP Site 417: mineralogy and chemistry, Contrib"*, *Mineral. Petrol.*, 87 (1984) 149-169.
- [45] Wise W.S., Nokleberg W.J., Kokinos M., *"Clinoptilolite and ferrierite from Agoura, California"*, *Am. Mineral* 54 (1969) 887-895.
- [46] Comin-Chiaramonti P., *"The Teic Dam analcimite (Eastern Azarbaijan, north- eastern Iran)"*, *Bull. Soc. Fr. Minéral Cristallogr* 100 (1977) 113.