



زئولیت‌های پُرکنده‌ی حفره‌ها و بادامک‌ها در سنگ‌های آتشفسانی شمال غرب کوه دوازده امام، شمال ایران مرکزی

سحر کوه فر^{*}، امیر علی طبّاخ شعبانی^۱، کمال الدین بازرگانی گیلانی^۲، مرتضی دلاوری کوشان^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 آتشفسانی- رسوی کوه دوازده امام، در شمال ایران مرکزی و در ۱۳۵ کیلومتری جنوب شرق تهران واقع است. گدازه‌ها و دایک‌های حدتواسط- بازی و بیشتر بازی اؤسن و الیگوسن این مجموعه در اثر سیال‌های گرمابی، احتمالاً همراه با مشارکت آب‌های جوی دستخوش درجات مختلفی از دگرسانی شده‌اند. این دگرسانی‌ها در دو مرحله سبب تشکیل زئولیت و دیگر کانی‌های ثانویه گردیده است. فعالیت سیال گرمابی در مرحله‌ی نخست، سبب تنشینی فیلوسیلیکات‌های مافیک (سلادونیت، لایه‌های ترکیبی سلادونیت- نانترونیت، اسمکتیت)، کلسیت و زئولیت‌های سدیمی (آنالسیم، تتراناترولیت، ناترولیت و شابازیت- Ca) شده است؛ در مرحله‌ی دوم، فعالیت سیال‌های گرمابی احتمالاً همراه با مشارکت آب جوی شرایط را جهت شکل‌گیری زئولیت‌های کلسیمی- سدیمی و در نتیجه نهشته شدن استیلیبیت- Ca، مزولیت و تامسونیت فراهم کرده است. تغییر در دما، pH، مقادیر CO_2 و H_2O و نسبت Si/Al و نوع سنگ بستر، عواملی هستند که سبب تنوع کانی‌زایی طی این دو مرحله شده‌اند. بالاترین و پایین‌ترین دمای زئولیت‌زایی مرحله‌ی نخست را می‌توان حدود 145°C برای آنالسیم و 90°C برای شابازیت- Ca و برای مرحله‌ی دوم، حدود 75°C برای استیلیبیت- Ca و 65°C برای تامسونیت در نظر گرفت.

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

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

مقدمه

گدازه‌های بازالتی فراوان ترین سنگ‌های پوسته‌ی زمین هستند [۱] و می‌توانند آبخوان‌های گستردۀ‌ای جهت ذخیره و مهاجرت آب‌های زیرزمینی [۲،۳] و سیال‌های زمین‌گرمابی [۴] تشکیل دهند. وقتی که گدازه‌های بازالتی در سطح زمین جای می‌شوند، نخستین فازهای ماقمایی که طی سرد شدن تشکیل شده بودند نیمه‌پایدار می‌گردند. طبیعت بسیار واکنش‌پذیر گدازه‌های بازالتی در سطح زمین یا نزدیک آن، سبب تجزیه و آب کافت فازهای ماقمایی اولیه می‌شود که این امر، اجزا و سازنده‌های شیمیایی اصلی گدازه را برای تشکیل فازهای آبدار آزاد می‌کند؛ آن‌ها توسط فرایندهای انتشار و پهن‌رفت، در

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۹۷۵۶۲۷۷۲، پست الکترونیکی: Koohfarsahar@yahoo.com

میکروسکوپ قطبشی Leitz صورت گرفت. ترکیب شیمیایی چهار نمونه از سنگ‌های میزبان به روش طیفسنجی فلئورسانس پرتو x (XRF) در شرکت زرآزما تعیین شد. به منظور شناسایی فازهای تشکیل دهنده زئولیت، سه نمونه زئولیت (حدود ۲/۵cm) که تنها نمونه‌های جدا از سنگ بستر در گسترهای پیمایش شده بودند، پس از خالص‌سازی در هاوی از جنس عقیق پودر و در شرکت زرآزما پراش‌سنجد پرتو x (XRD) شد. چهار مقطع نازک‌صیقلی که شامل متون‌ترین زئولیت‌ها بودند، جهت تعیین ترکیب شیمیایی زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه 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 جريان کاوه ۱۵nA انجام گرفت. تصاویر میکروسکوبی مقاطع نازک نیز با استفاده از میکروسکوپ عکس‌برداری Axioplan مدل ZEIIIS تهیه شد.

محیط زمین‌شناسی

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

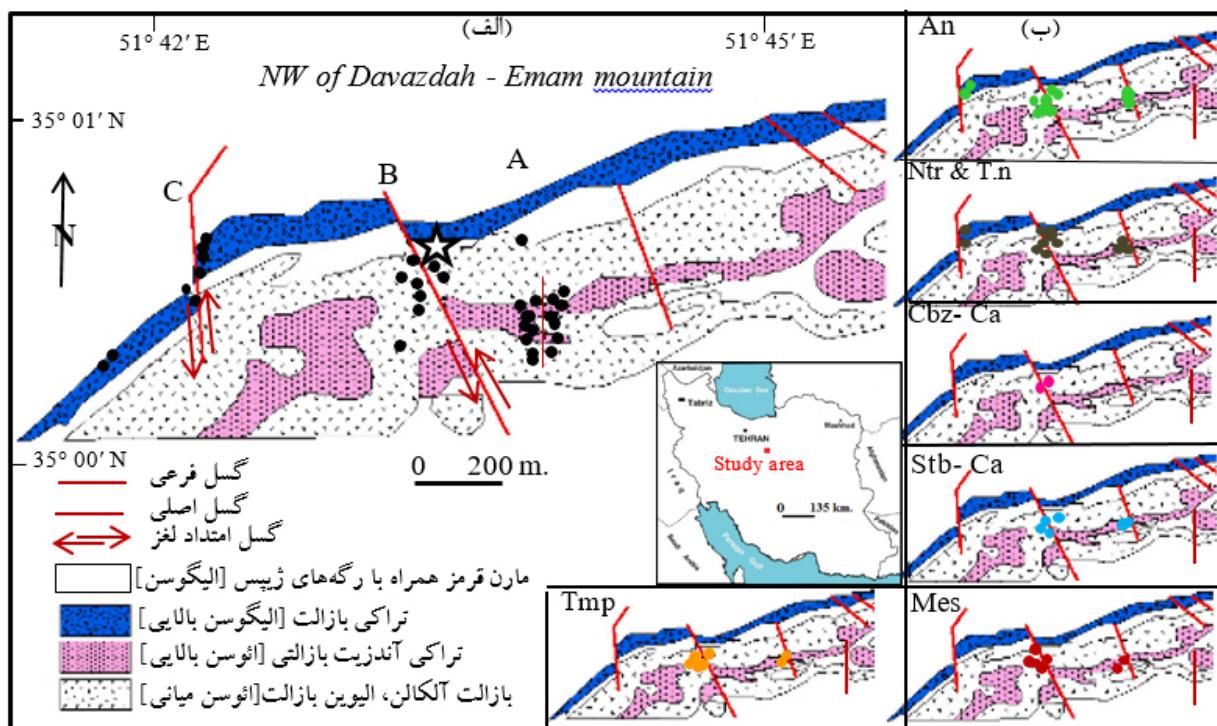
گرمابی که به درون حفره‌ها و شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند، به وجود می‌آید. زئولیت‌های گرمابی معمولاً در حفره‌ها و رگه‌های سنگ‌های آتشفسانی حدّاً سطح و بازی دیده شده‌اند [۹-۱۱]. گزارش‌های کمی از تشکیل زئولیت‌های گرمابی در شکستگی‌های سنگ‌های گرانیتی و گنیس [۱۲] و رخداد آن‌ها در مراحل پایانی تبلور پگماتیت‌ها [۱۳] منتشر شده است. ۲- زئولیت‌های درونزاد-رسوبی طی فرایندهای درونزایی، در سنگ‌های رسوبی (شامل نهشته‌های آتشفسان آواری)، در محیط‌های زمین‌شناسی یا سیستم‌های آب شناسی تشکیل می‌شوند [۱۴]. ۳- زئولیت‌های دگرگونی طی دگرگونی‌دفعی در رخساره‌ی زئولیتی که یک رخساره‌ی دگرگونی دما پایین است شکل می‌گیرند [۱۵]. این نوع از زئولیت‌ها، از رخساره‌ی دگرگونی‌دفعی درجه‌پایین تا درجه‌متوسط گدازه‌های بازالتی [۱۵، ۱۶]، بازالت‌های کف اقیانوسی [۱۷] و همچنین دگرگونی-دفعی درجه‌پایین سنگ‌هایی با خاستگاه آتشفسان آواری [۱۸] گزارش شده است. ۴- آنالیزم دیوتربیک به صورت درشت بلور معمولاً در سنگ‌های آتشفسانی بازی به وجود می‌آید [۸]. بازرنگانی و همکاران [۱۰] تشکیل زئولیت‌ها در بادامک‌ها، رگه‌ها و رگچه‌های سنگ‌های آندزیتی و بازالتی کوه اراده را نتیجه‌ی فعالیت سیال گرمابی دانسته‌اند. زئولیت‌های حفره‌ای و رگه‌ای در بازالت‌های ترشیری منطقه‌ی آیزل اسکای در نتیجه‌ی فعالیت سیال‌های گرمابی، طی 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 گستردۀ 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 آتشفسانی بازی ترشیری در شمال‌غرب کوه دوازده امام در جنوب ورامین و تعیین ترکیب شیمیایی و طرز تشکیل آن‌ها است.

نمونه‌برداری و روش بررسی

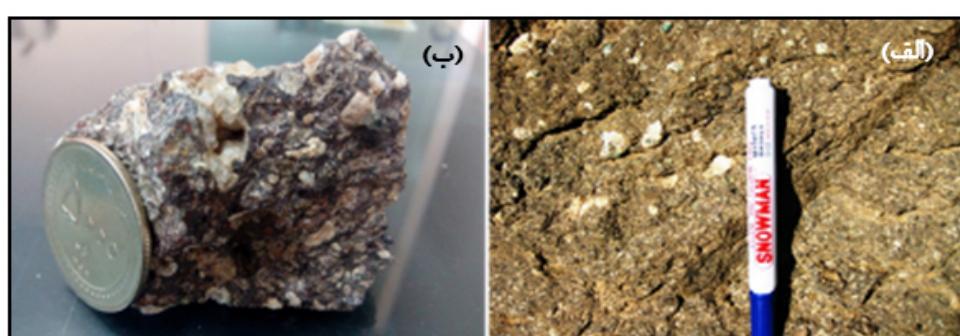
با شناسایی مقدماتی منطقه، سه مسیر برای پیمایش و نمونه‌برداری از زئولیت‌ها و سنگ‌های میزبان آن‌ها انتخاب شد که از آن‌ها ۳۵ نمونه جمع‌آوری و مقطع نازک تهیه گردید. بررسی‌های میکروسکوبی در دانشگاه خوارزمی تهران با استفاده از

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 زئولیت‌ها را نشان می‌دهد. حضور بادامک‌های زئولیت در سنگ‌های میزبان نیز در شکل ۲ دیده می‌شود.

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



شکل ۱ (الف) نقشه‌ی زمین‌شناسی ساده شده‌ی شمال‌غربی کوه دوازده امام (برگرفته از نقشه‌ی ۱/۱۰۰۰۰ 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 زئولیتی جهت بررسی XRD است. (ب) نمایش توزیع و پراکندگی مکانی زئولیت‌ها در گستره‌های بررسی شده برای هر نوع زئولیت به صورت مجزا. علامم اختصاری عبارتند از: An: آنالسیم، Ntr: ناترولیت، T.n: تتراناترولیت، Cbz- Ca: شابازیت- Ca، Stb- Ca: استیلوبیت- Ca، Mes: مژولیت، Tmp: تامسونیت.



شکل ۲ بادامک‌های زئولیت در سنگ میزبان (الف) گستره A و (ب) گستره B.

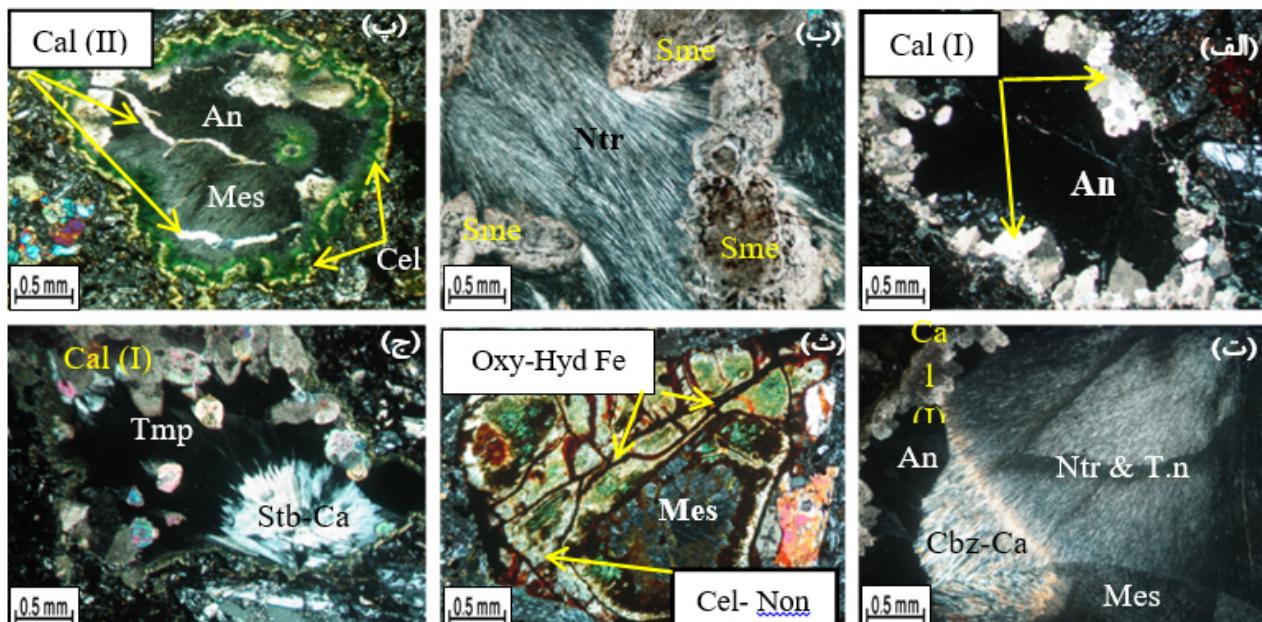
میکای سبزرنگ دو هشت وجهی رایج در دگرسانی‌های گرمابی یا دگرگونی‌های درجه‌پایین (خساره‌ی زئولیت) سنگ‌های آتشفسانی است [۲۹]، که معمولاً به صورت الیاف سبز رنگ دیده می‌شود و در راستای محور X چندرنگی سبز-زرد دارد (شکل ۳ پ). اسمکتیت یک اصطلاح عمومی برای گروهی از کانی‌های رسی گروه اسمکتیت است [۳۰] و در نور قطبی، بی‌رنگ تا متمایل به قهوه‌ای دیده می‌شود (شکل ۳ ب). کلسیت به صورت 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 عددودی از موارد، به صورت 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 پرکننده‌ی 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 به صورت پرکننده‌ی

سنگ‌های میزبان زئولیت‌ها

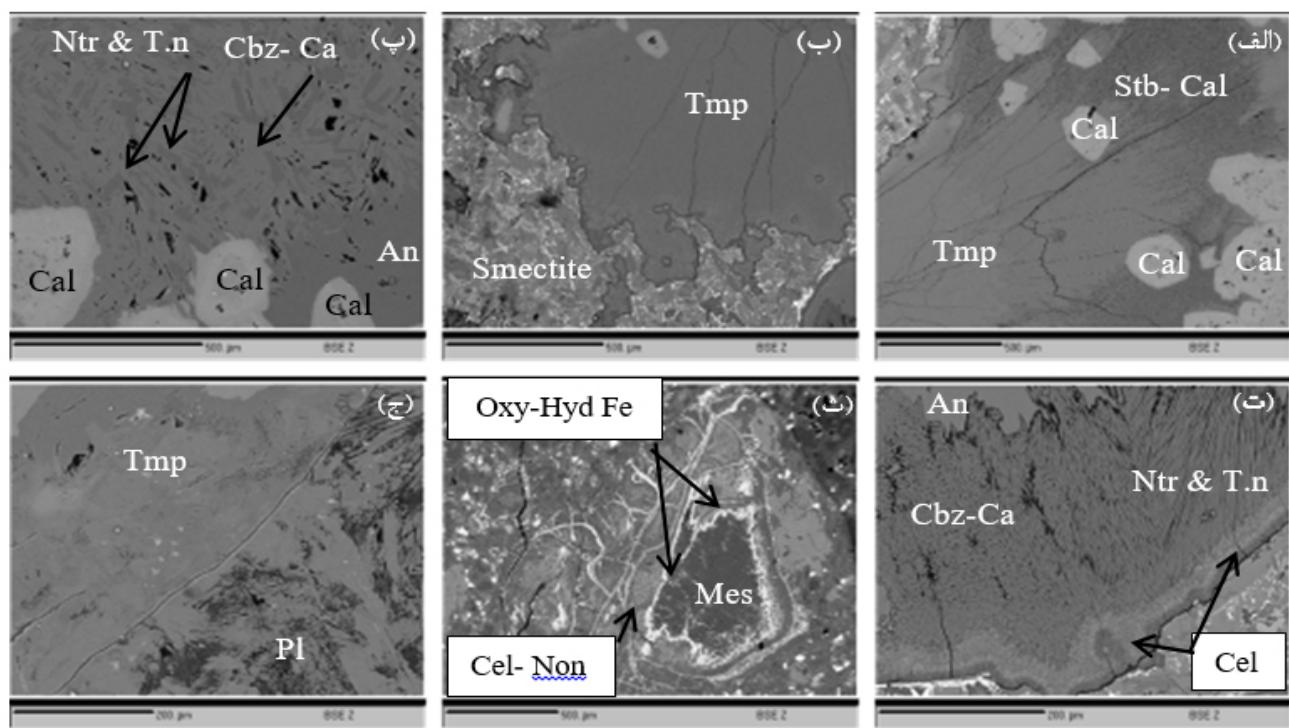
سنگ‌های میزبان زئولیت‌ها در اصل بازالت و الیوین‌بازالت و به‌ندرت تراکی‌بازالت بوده و سری ماقمایی آن‌ها قلیایی سدیمی‌پتابسیمی است، به جز یکی از نمونه‌ها که ماهیت شوشویتی دارد. پلاژیوکلازها آثار قابل ملاحظه‌ای از دگرسانی نشان می‌دهند و به طور جزئی با فیلوسیلیکات‌های مافیک و کلسیت جایگزین شده‌اند. تجزیه EPMA از پلاژیوکلازها و کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های میزبان به ترتیب نشان‌دهنده‌ی ترکیب لابرادوریت-بیتونیت و دیوپسید-اوژیت است. همه کانی‌های الیوین 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 به جای درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و رشد آن‌ها در برخی از الیوین‌های ایدینگسیتی شده که این حالت بهندرت رخ داده است. دیگر کانی‌های ثانویه از قبیل سladonیت (یا لایه‌های ترکیبی سladonیت-نانترونیت)، اسمکتیت و کلسیت وابسته به زئولیت‌ها هستند. سladonیت یک



شکل ۳ تصاویر میکروسکوپی از زئولیت‌های شمال غرب کوه فر کانی شناسی ایران. (الف) Cal (II)؛ (ب) Sme، Ntr؛ (ج) Cal (I)؛ (د) Oxy-Hyd Fe، Mes؛ (ه) Ca، T، An، Ntr & T.n، Cbz-Ca؛ (ف) Mes. مذکور شده است: Mes: موزولیت؛ Ca: استنلیت-Ca؛ T: ناترولیت؛ T.n: تتراناترولیت؛ Cbz-Ca: سladonیت-نانترونیت؛ Cel-Non: Cel-Non؛ An: آنالسیم؛ Ntr: ناترولیت؛ T: تتراناترولیت؛ Mes: شابازیت-اسمکتیت؛ Pl: پلاژیوکلاز.



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

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

ترکیب شیمی زئولیت‌ها

تفاوت در شیمی زئولیت‌ها به تفاوت در شیمی سیال‌ها، دما و فشار تشکیل آن‌ها وابسته است. نسبت کاتیون‌های اصلی تشکیل دهندهٔ زئولیت‌ها، یعنی Na و Ca و همچنین نسبت- های T_{Si} و Si/Al ($T_{Si} = R_a = Si/Si+Al$) از عوامل مناسب جهت شناسایی انواع زئولیت‌ها به شمار می‌روند [۳۲، ۳۱]. نتایج تعدادی از تجزیه‌های ریزپردازش الکترونی زئولیت‌های 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 Ca, Na, K, Mg, Sr در چارچوب ساختاری هر یک از انواع زئولیت‌های 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 به صورت رشته‌های بی‌رنگ و در نور قطبی متقاطع بهرنگ خاکستری دیده می‌شوند. شابازیت- Ca نادرترین زئولیت 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). مزولیت به صورت پُرکنندهٔ حفره و بادامک (شکل ۳ پ) و همچنین رشد در الیوین ایدینگسیتی دیده شده است (شکل ۳ ث). این کانی به صورت 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. استیلیبیت- Ca به صورت پُرکنندهٔ 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

است، به طوریکه می‌توان گفت که تمام فضای فراشبکه‌ای در بلورهای آنالسیم منطقه با Na اشغال شده است. در ناترولیت و پس از آن در تتراناترولیت 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 فراشبکه ای 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.

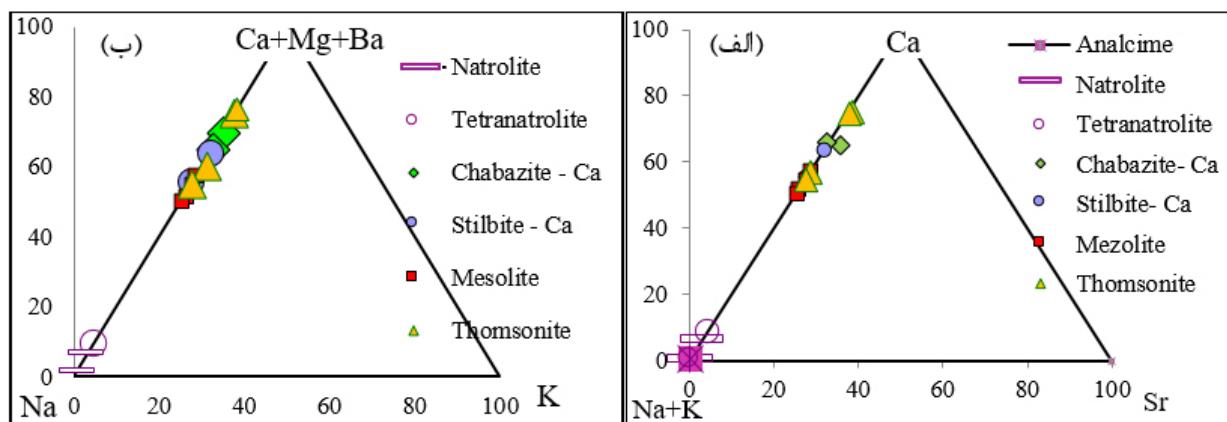
مقادیر بیشتری کلسیم دارند وارد شده است (شکل ۵ الف؛ جدول‌های ۱ و ۲ را ببینید). شابازیت برای پایدار شدن، نیازمند حضور Sr در سیال است [۵]. ساختار تامسونیت نیز به‌گونه‌ای است که اجرازه‌ی تغییرات شیمیایی گستردگی را نسبت به دیگر زئولیت‌های رشته‌ای (مانند ناترولیت و مزولیت) می‌دهد [۳۲]. با توجه به نمودارهای شکل ۵، در شابازیت-Ca، استیلیبیت-Ca و تامسونیت، Ca کاتیون فراشبکه‌ای غالب در چارچوب است، در صورتیکه در آنالسیم، Na کاتیون غالب

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

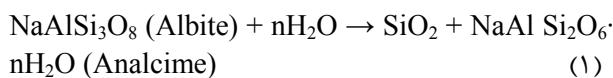
زئولیت اکسیدها	Ca	شابازیت-	Ca	شابازیت-	ناترولیت	ناترولیت	تتراناترولیت	آنالسیم	آنالسیم	استیلیبیت-Ca
SiO ₂	۴۶,۷۴		۴۶,۷۹		۵۳,۰۷	۵۴,۲۶	۵۴,۴۳	۵۵,۸۶	۵۶,۲۴	۵۰,۰۸
Al ₂ O ₃	۲۵,۷۱		۲۵,۹۶		۲۹,۸۳	۲۷,۹۶	۲۸,۱۶	۲۵,۴۴	۲۵,۱۵	۲۰,۵۸
TiO ₂	-		-		۰,۰۱	-	۰,۰۱	-	-	۰,۰۱
FeO	۰,۰۲		۰,۰۱		-	-	-	۰,۰۱	-	۰,۰۴
MnO	۰,۰۲		۰,۰۱		-	-	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 زئولیت‌های 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.

زئولیت اکسیدها	مزولیت	مزولیت	تماسونیت	تماسونیت	کلیست	اسمکتیت	سلادانویت-نانترونیت	سلادانویت- 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	۱,۸۹
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	۷,۰۵	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	-	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	-	-	-	۰,۱
Fe	۰,۰۶	۰,۱۰	۰,۰۱۷	۰,۰۰۴	-	۰,۶۱	۰,۶۷	۱,۳۴
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	۲,۶۴
Ca	۱۳,۲۰	۱۳,۱۶	۶,۶۵	۶,۶۸	۹,۷۱	۱,۴۹	۱,۰۲	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	۱,۱۰	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	۰,۲۲	-	-	-	-



شکل ۵ نمودار توزیع کاتیون‌های فراشبکدای (الف) Na–Ca+Mg+Ba–K و (ب) Na+K–Ca–Sr در زئولیت‌های منطقه.

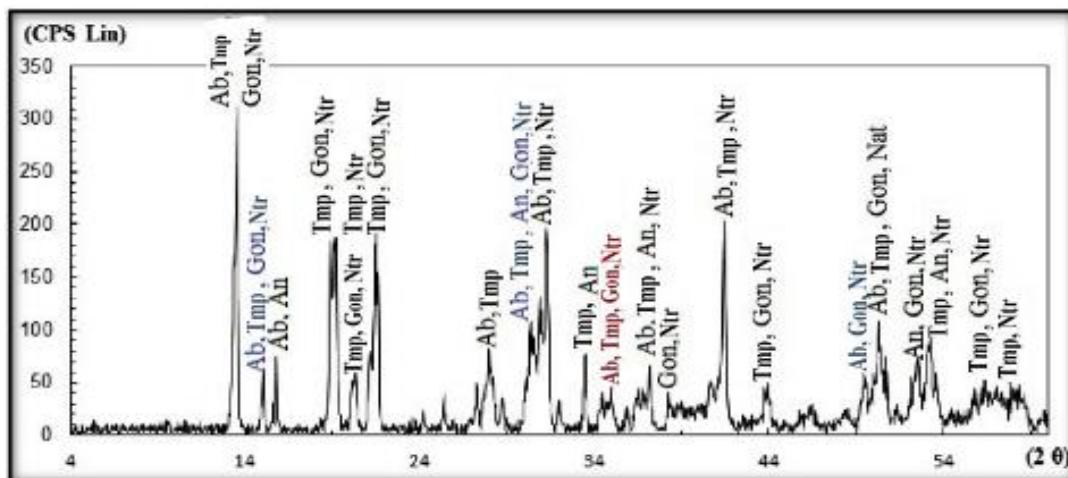


تعیین نوع و چگونگی تشکیل زئولیت‌ها

با توجه به موارد زیر، زئولیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی از نوع گرمابی هستند و توسط دگرسانی گرمابی و در اثر محلول‌های گرمابی رایج در مناطق آتشفسانی شکل گرفته‌اند؛ با این حال نقش آب‌های جوی که می‌تواند به صورت آب‌های زیرزمینی بر واکنش‌ها اثر بگذاردید را نمی‌توان نادیده گرفت: ۱- تتراناترولیت به عنوان زئولیتی که به طریق گرمابی نهشته می‌شود شناخته شده است [۳۳]. ۲- زئولیت‌های رشته‌ای از قبیل ناترولیت و تتراناترولیت در حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های آتشفسانی بازی فراوان هستند، این در حالی است که آن‌ها به عنوان کانی‌های درونزad، بسیار نادر و کمیاب‌اند [۱۰].

پراش‌سنجدی پرتوی ایکس (XRD)

در الگوی به دست آمده از پراش‌سنجدی پرتوی ایکس، چهار نوع زئولیت و یک کانی غیرزئولیتی شناسایی شد که عبارتند از ناترولیت و گناردیت (فراوان‌ترین فاز)، آنالسیم، تامسونیت و آلبیت (فازهای با فراوانی کمتر) (شکل ۶). پارامترهای شبکه Unite Cell [۳۴] برپایه روش کمترین مربرات به دست آمده است (جدول ۳ و ۴). همراهی آلبیت با آنالسیم در نمونه‌ی $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ بررسی تشابه فرمول کانی‌شناسی آن‌ها (آلبیت: $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$ و این حقیقت که فلدسپات-ها از جمله کانی‌های پیش‌ساز زئولیت‌ها محسوب می‌شوند، می‌تواند بیانگر آن باشد که در کوه دوازده امام، آلبیت یکی از مواد پیش‌ساز برای تشکیل زئولیت‌های سدیمی، به‌ویژه آنالسیم بوده است:



شکل ۶ الگوی پراش پرتوی ایکس (XRD) زئولیت‌های شمال‌غرب کوه دوازده امام.

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

فرمول عمومی زئولیت‌ها	فرمول و ترکیب شیمیایی زئولیت‌های مطالعه شده
نام زئولیت	فرمول شیمیایی ایده‌آل زئولیت‌ها
آنالسیم	$\text{Na}_{16} [\text{Al}_{16} \text{Si}_{32} \text{O}_{96}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ [۳۵]
تتراناترولیت	$(\text{Na}, \text{Ca})_{16} [\text{Al}_{19} \text{Si}_{21} \text{O}_{80}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ [۳۲]
ناترولیت	$\text{Na}_{16} [\text{Al}_{16} \text{Si}_{24} \text{O}_{80}] \cdot 16\text{H}_2\text{O}$ [۳۵]
شاپازیت-	$(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}_{0.5})_4 [\text{Al}_4 \text{Si}_8 \text{O}_{24}] \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ [۳۲]
استیلیت-	$\text{Na Ca}_4 [\text{Al}_9 \text{Si}_{27} \text{O}_{72}] \cdot 28\text{H}_2\text{O}$ [۳۵]
مزولیت	$\text{Na}_{16} \text{Ca}_{16} [\text{Al}_{48} \text{Si}_{72} \text{O}_{240}] \cdot 64\text{H}_2\text{O}$ [۳۶]
تامسونیت	$\text{Na}_5 \text{Ca}_7 [\text{Al}_{19} \text{Si}_{21} \text{O}_{80}] \cdot 24\text{H}_2\text{O}$ [۳۵]

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

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

است که تحرک Ti، Al و Fe بهشدت افزایش یافته است [۴۲]. سپس، الیوین و پلازیوکلاز نیز دگرسان می‌شوند و می‌توانند عناصر شیمیایی لازم جهت تشکیل کانی‌های ثانویه و زئولیت‌ها را تأمین کنند [۱۱، ۳۰، ۴۳]. در نتیجه‌ی این دگرسانی‌ها، عناصر لازم جهت تشکیل سladونیت و سladونیت- نانترونیت فراهم می‌شود. سladونیت- نانترونیت (به صورت هم‌آمیز) و همچنین سladونیت، 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 سladونیت شده است. تهنشینی سladونیت 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 زئولیت‌های غنی از Na کمک کند [۴۴]. البته پیش از شکل‌گیری زئولیت‌های 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

آنالسیم گرمابی با نسبت Si/Al کمتر از ۲ در بسیاری از بادامک‌های سنگ‌های آتشفشاوی مناطق مختلف دنیا شناخته شده است [۳۲، ۳۳، ۳۵]، این در حالیست که در آنالسیم‌های درونزد- رسوی، نسبت Si/Al بالاتر از ۲ بوده و تشکیل آن‌ها به همراه دیگر زئولیت‌ها، در توف‌ها و توفیت‌ها گزارش شده است [۴۰، ۱۰].

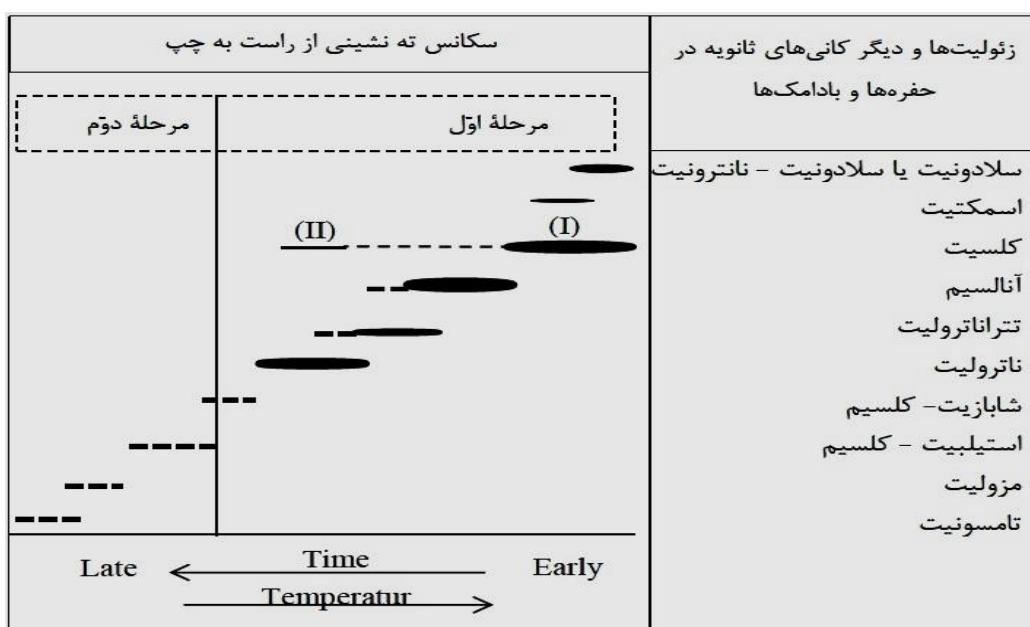
توالی همبرزایی زئولیت‌های منطقه (شکل ۷) که بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی و تجزیه EPMA مشخص شده است، تنوع بالای زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه‌ی مرتبط با آن‌ها را نشان می‌دهد. توزیع بی‌ترتیب و نامنظم زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه در هر یک از حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های میزبان، به عواملی مانند موضعی بودن جریان گرمابی، 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 زئولیت‌ها، در اثر سیال‌های گرمابی دچار دگرسانی شده‌اند. دگرسانی شیشه‌ی آتشفشاوی در مرحله‌ی نخست، سبب شسته‌شدن و کاهش مقادیری از کاتیون‌های Na، K و Si می‌شود، این در حالی

دمای سیال با گذر زمان، انباستگی بیشتر CO_2 را در پی خواهد داشت. رخداد کلسیت نسل (II) به عنوان آخرین توالی بلور در معدودی از بادامک‌ها، می‌تواند نتیجه‌ی غلیظ شدگی 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 گرمایی هستند که می‌توانند به عنوان 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 $^{\circ}\text{C}$ ۱۴۵ برای آنالسیم و $^{\circ}\text{C}$ ۹۰ برای شابازیت- Ca برآورد کرد. بیشینه‌ی دمای زئولیت‌زایی در مرحله‌ی دوم را می‌توان حدود $^{\circ}\text{C}$ ۷۵ برای استیلوبیت- Ca و کمینه‌ی آن را حدود $^{\circ}\text{C}$ ۶۵ برای تامسونیت در نظر گرفت. با اینحال تعیین دقیق‌تر دمای تشکیل زئولیت‌ها نیازمند بررسی سیال در گیر 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، تراناترولیت 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. استیلوبیت- Ca ، مزولیت و تامسونیت، سدیم کمتر و کلسیم بالاتری دارند که در نتیجه‌ی فعالیت بیشتر Ca^{2+} موجود در سیال، به عنوان کانی‌های زئولیتی بعدی در داخل حفره‌ها و بادامک‌ها نهشته شده‌اند. کاهش ویژگی قلیایی سیال، موجب بالا رفتن فعالیت سیلیسیم می‌شود [۴۶]. بلور این زئولیت‌ها، بر دمای نسبتاً پایین‌تری اشاره دارد و به نظر می‌رسد که سیال گرمایی 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 همبزایی عمومی زئولیت‌ها و کانی‌های ثانویه‌ی وابسته به آنها در حفره‌ها و بادامک‌های سنگ‌های آتشفسانی شمال غرب کوه دوازده امام، ضخامت میله‌ها نشان دهنده‌ی فراوانی نسبی کانی‌های است.

بحث

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

برداشت

بر اساس بررسی‌های میکروسکوپی، EPMA و XRD، در مجموع ۸ نوع زئولیت شامل آنالسیم، تتراتاترولیت، ناترولیت، شابازیت-Ca، استیلیبیت-Ca، مژولیت، تامسونیت و گناردیت در منطقه شناسایی شد. تشکیل آنالسیم نسبت به انواع دیگر زئولیت، نیازمند مقادیر کمتری H_2O است، بهنظر می‌رسد که نبود غیبت کانی‌های آبدار در سنگ‌های میزبان و مقادیر کم Na^+ موجود در سیال گرمابی همراه با فعالیت بالای H_2O 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 زئولیت‌های کلسیمی-سدیمی در مرحله‌ی دوم مؤثر بوده و با تأمین این کاتیون، تأثیر بسزایی در جلوگیری از رخداد زئولیت‌های کلسیمی (مثل لامونیت) داشته است و واکنش‌ها به سمت شکل‌گیری زئولیت‌های کلسیمی-سدیمی تغییر جهت داده‌اند. این تفاسیر بر تأثیری که آب جوتی (از طریق اتحلال و حمل Na^+) بر تشکیل زئولیت‌های کلسیمی-سدیمی در مرحله‌ی دوم زئولیت‌زایی داشته است می‌افزاید. ناگفته نماند که تراکم بالای CO_2 نیز در جلوگیری از تشکیل زئولیت‌های کلسیمی بی‌تأثیر نبوده است، زیرا حتی با وجود مقادیر مناسب Ca برای تشکیل این زئولیت‌ها، بالا بودن تراکم CO_2 به واسطه فراهم

چنان که بیان شد، بالاترین دمای تشکیل زئولیت در گستره مورد بررسی، احتمالاً حدود $145^\circ C$ و مربوط به کانی آنالسیم است؛ این در حالی است که آنالسیم تا دمای $300^\circ C$ نیز پایدار است [۴۸]؛ بنابراین، دمای سیال به وجود آورندهٔ زئولیت‌ها به‌طور کلی پایین بوده است. پایین بودن دمای سیال و احتمالاً حجم کم آن دلیلی بر عدم شکل‌گیری زئولیت‌های درشت است. همچنین با توجه به این موضوع بهنظر می‌رسد که pH سیال گرمابی (سیال ماقمایی + آب جوتی) پایین‌تر از $9/5$ بوده است، زیرا نهشته‌های بزرگ زئولیت، در pHهای به شدت قلیایی ($pH=10-9/5$) 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 سازندهٔ آنالسیم) کاهش یافته است. حضور چندربیخت‌های 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 چندربیخت‌های سیلیس در محیط‌های زمین‌گرمایی، نشان دهنده سیالی با pH کم است [۱۵]. تنوع کانی‌شناسی زئولیت‌ها در بخش A و C است (بیشتر شامل زئولیت‌های 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 سازندهٔ زئولیت‌های دربردارنده کلسیم (مژولیت، تامسونیت، استیلیبیت-Ca) به‌شمار می‌رود، کمتر است. به نظر می‌رسد که زمین‌ساخت منطقه نیز نقش بسزایی در فراوانی و پراکندگی مکانی زئولیت‌ها در منطقه داشته است، زیرا در یک واحد زمین‌شناسی، با جنس و سن مشخص، هرجا که نمونه‌برداری از محل گسل خوردگی و مجاور آن انجام شده

- [11] Triana J. M., Herrera J. F, Rios C. A., Castellanos O., Henao J., Williams C., Roberts C., "Natural zeolites filling amygdales and veins in basalts from the British Tertiary Igneous Province on the Isle of Skye, Scotland", Earth Sciences Reaserch 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., Scortecci 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 PJ., Ledesert B, Day J., "Organozelitic 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] Arnorsson 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", Join 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-Aradeh, 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 tetrnatrolite from Mont Saint-Hilaire, Québec, and its chemical and structural relationship to parnatrolite 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 pf 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 Deposits Division – Association géologique du Canada, Division des gîtes 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 fields 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] Kristmannsdóttir 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 RC., "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-Chiaromonti P., "The Teic Dam analcimite (Eastern Azarbaijan, north- estern Iran)", Bull. Soc. Fr. Minéral Cristallogr 100 (1977) 113.