

## کانی شناسی، ترکیب شیمیایی و چگونگی تشکیل زئولیت نوع تامسونیت در گدازه‌های مافیک منطقه‌ی حرمک (شمال زاهدان، شرق ایران)

عذرا علافر\*، علی احمدی

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان

(دریافت مقاله: ۹۰/۹/۲۲، نسخه نهایی: ۹۱/۱/۱۷)

**چکیده:** تامسونیت به همراه زئولیت‌هایی نظیر ناترولیت، مزولیت، آنالسیم و به ندرت استلریت در حفره‌ها و رگه‌های گدازه‌های مافیک قلیایی منطقه‌ی حرمک، شمال زاهدان، شرق ایران، به سه شکل بلوکی، تیغه‌ای و مومی تشکیل شده است. ترکیب شیمیایی متوسط تامسونیت در حرمک به ترکیب شیمیایی تامسونیت‌های دیگر در منابع علمی مختلف نزدیک است. نسبت Si/Al در تامسونیت منطقه‌ی حرمک به طور متوسط ۱/۱۶ است. میزان استرانسیم در اغلب نمونه‌های تامسونیت حرمک بالا بوده و به ۲/۹۴ اتم در واحد فرمولی می‌رسد. سدیم و کلسیم کاتیون‌های فراشبکه‌ای اصلی در این کانی هستند که به ترتیب مقادیر متوسط ۴/۷۳ و ۶/۰۱ را نشان می‌دهند. عنصر کلسیم به احتمال زیاد از دگرسانی ترکیب‌های زمینه و یا انحلال کلسیت ثانویه و عنصر سدیم، بیشتر از آب‌های شور و قلیایی دریاچه‌ای وابسته به محیط بیرون‌ریخته‌ی گدازه‌ها تأمین شده است. تامسونیت حرمک در دمای پایین، در گستره‌ی  $100 \pm 40$  درجه‌ی سانتیگراد تشکیل شده است.

**واژه‌های کلیدی:** زئولیت؛ تامسونیت؛ ناترولیت؛ گدازه‌های حرمک.

### مقدمه

دگرسانی گرمابی سنگ‌های آتشفشانی گزارش شده است [۲]. در حاشیه غربی فرونشست هلمند واقع در لبه‌ی شرقی گسل زاهدان، ۵۰ کیلومتری شمال زاهدان و در حوالی روستای حرمک، جریان‌های گدازه‌ای بیرون ریخته‌اند [۳] که سن آن‌ها به روش پتاسیم-آرگون برای کل سنگ،  $27 \pm 4$  میلیون سال (گستره‌ی سنی الیگومیوسن) تعیین شده است [۴]. این گدازه‌ها میزبان گونه‌های مختلف از کانی‌های ثانویه و زئولیتی از جمله تامسونیت‌ها هستند. در این پژوهش ویژگی‌های کانی-شناسی، ترکیب شیمیایی و چگونگی تشکیل سه شکل مختلف از تامسونیت‌های مشاهده شده در منطقه حرمک مورد بحث و بررسی قرار می‌گیرند. شناسایی نوع و ترکیب شیمیایی زئولیت‌های موجود در هر منطقه، بررسی ژئوشیمی و چگونگی تشکیل آن‌ها می‌تواند اطلاعات مفیدی برای بررسی‌های بعدی نظیر

تامسونیت‌ها جزء گروهی از زئولیت‌های رشته‌ای با نام عمومی ناترولیت هستند. اعضای دیگر این گروه عبارتند از ناترولیت، مزولیت، اسکولسیت، تامسونیت، گوناردیت و ادینگتونیت [۱]. تامسونیت‌ها از نظر تفاوت‌های ساختاری و نیز نسبت سیلیس به آلومینیوم از دیگر اعضای این گروه قابل تشخیص‌اند. فرمول شیمیایی ایده‌آل این کانی  $Ca_8Na_4[Al_{20}Si_{20}O_{80}].24H_2O$  است، ولی از آن‌جا که مقدار Si و Na در آن کمی بیشتر از میزان قید شده است و کلسیم کمتری نیز دارد، بهتر است به صورت  $Ca_7Na_5[Al_{19}Si_{21}O_{80}].24H_2O$  بیان شود [۲]. پیدایش این زئولیت شبیه به زئولیت‌های رشته‌ای دیگر بوده و اغلب به صورت پرکننده‌ی حفره‌ها و فضاهای خالی سنگ‌های آذرین و به ندرت سنگ‌های دگرگون، و نیز به صورت فراورده‌ی

ریخته و به هنگام بیرون‌ریزی و یا کمی پس از آن در تماس با آب‌های سطحی و جوی قرار گرفته‌اند [۳].

اغلب سنگ‌های تقریباً سالم منطقه حرمتک جزء الیوین بازالت قلیایی رده‌بندی می‌شوند [۶]. محاسبات معیار، حضور فاز سدیم‌دار نفلین را نیز در اغلب سنگ‌های این منطقه آشکار می‌سازد [۶]. سنگ میزبان کانی‌های زئولیت رشته‌ای این منطقه اغلب دگرسان شده و دارای بافتی متخلخل و حفره‌دارند. کانی‌های تشکیل دهنده‌ی این سنگ‌ها بیشتر شامل پیروکسن، اولیوین، فلدسپات قلیایی، اکسیدهای آهن، و آپاتیت هستند. کانی‌های ثانویه از انواع زئولیت، کربنات، کانی‌های رسی، و فلدسپات تشکیل شده‌اند. اغلب زئولیت‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها، به شکل رشته‌ای-شعاعی، به گروه ناترولیت‌ها وابسته بوده و به صورت پرکننده‌ی حفره‌ها و رگه‌ها مشاهده می‌شوند (شکل ۱ الف و ب).

#### بحث و بررسی

##### ویژگی‌های نوری و شناسایی زئولیت‌های حرمتک

بلورهای تامسونیت در طبیعت اغلب به صورت رشته‌ای تا ستونی و در راستای محور C شکل می‌گیرند [۷]. رنگ آن‌ها در نمونه‌ی دستی سفید تا متمایل به سرخ و یا قهوه‌ای است و جلای شیشه‌ای دارند [۷]. این کانی‌ها در مقاطع نازک بی‌رنگ-اند و مانند ناترولیت‌ها، خاموشی مستقیم دارند. بالاترین رنگ تداخلی تامسونیت بین زرد تا خاکستری سری اول است، و با رخ کامل در سطح {۰۱۰} و قابل تشخیص در سطح {۱۰۰} هستند که این دو دسته رخ با زاویه‌ی ۹۰ درجه هم‌دیگر را قطع می‌کنند (شکل ۲ الف). با تکیه بر شواهد یاد شده و نیز شواهد حاصل از علامت طولیل شدگی، رنگ تداخلی و روابط بافتی مانند چگونگی رشد و تداخل بلورها، شاید بتوان این کانی را از ناترولیت (شکل ۲ ب) و اسکولسیت تشخیص داد. با این وجود، زئولیت‌های رشته‌ای از نظر بلورنگاری بسیار به هم شباهت دارند و به آسانی از هم قابل تشخیص نیستند به طوری که معمولاً شناسایی انواع آن‌ها صرفاً با تکیه بر ویژگی‌های نوری، دشوار و در مواردی ناممکن است. بنابراین علاوه بر بررسی‌های میکروسکوپی، بررسی‌های پراش پرتو ایکس (XRD) و تجزیه‌های شیمیایی ریزکاوش الکترونی نیز برای تشخیص و شناسایی دقیق کانی‌های زئولیتی انجام شده است.

الگوهای پراش پرتو ایکس حاصل از آمیگدال‌های منطقه‌ی حرمتک، حضور زئولیت تامسونیت را به صورت جفت فازهای تامسونیت-ناترولیت، تامسونیت-استریت، و آنالسیم-

خواص ساختاری، قدرت جذب و تبادل یونی، شرایط سنتز مصنوعی و در مجموع امکان بهره‌مندی مطلوب‌تر از این مواد را فراهم آورد.

##### نمونه‌برداری و روش بررسی

با بررسی‌های صحرایی و شناسایی مقدماتی منطقه، چندین مسیر برای پیمایش و نمونه‌برداری از زئولیت‌ها و سنگ میزبان آن‌ها انتخاب، بیش از ۷۰ نمونه دستی برای بررسی‌های دقیق‌تر به آزمایشگاه منتقل شدند و از بین آن‌ها حدود ۴۱ نمونه برای تهیه‌ی مقاطع نازک صیقلی انتخاب شدند. پس از بررسی‌های میکروسکوپی و مقایسه با نمونه‌های دستی، چند نمونه از زئولیت‌های تقریباً خالص برای شناسایی فازهای تشکیل دهنده انتخاب شدند. نمونه‌ها در هاون آگاتی به دقت پودر شده و با پراش سنج پرتو X (XRD) مدل Philips PW1840 در آزمایشگاه طیف کانساران بینالود مشهد مورد بررسی قرار گرفتند. علاوه بر این، به منظور شناسایی قطعی نوع زئولیت و ترکیب شیمیایی، تعدادی از کانی‌ها در مقاطع نازک صیقلی توسط یک دستگاه ریزکاونده‌ی الکترونی (electron microprobe) مدل JEOL JXA-733 و نیز یک میکروسکوپ الکترونی (SEM) مدل JEOL 6400 مجهز به دو طیف سنج WDS و EDS، در دانشگاه نیوبرانزویک کانادا مورد بررسی قرار گرفتند. کلیه تجزیه‌ها به روش EDS انجام گرفت تا از تحرک و تبخیر عناصر قلیایی، به ویژه سدیم در نمونه‌ها جلوگیری شود. درستی تجزیه‌ها با استفاده از دو روش پیشنهادی پاساگلیا (۱۹۷۰) [۵] مورد تأیید قرار گرفتند: ۱- مقدار کاتیون‌های موجود در پیکربندی چاروچی (Si+Al) بسیار نزدیک به نیمی از اتم‌های اکسیژن، و ۲- میزان درصد خطای محاسبه شده (E%) کمتر از ۱۰ بوده است.

##### ویژگی‌های سنگ میزبان

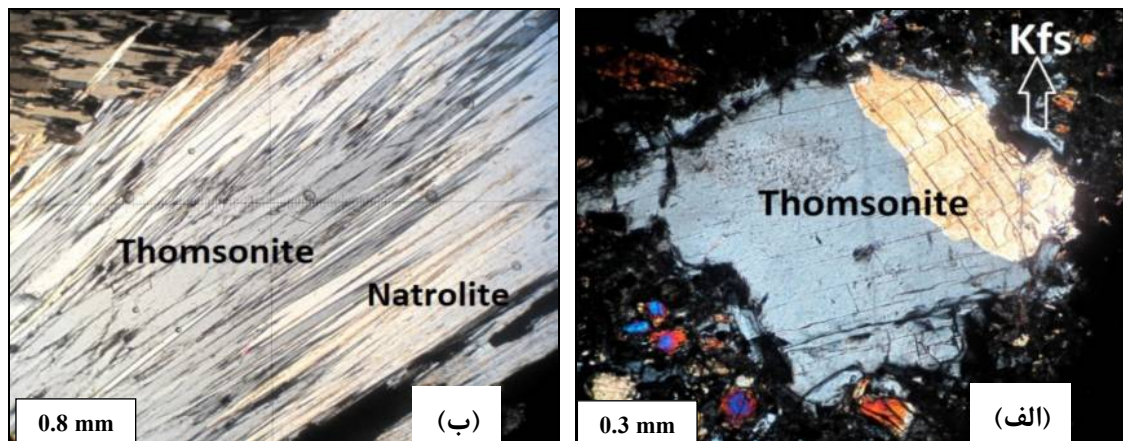
در میان واحدهای تخریبی و به ندرت مارنی الیگومیوسن در منطقه‌ی حرمتک، میان لایه‌هایی از جریان‌های گدازه‌ای به چشم می‌خورند که وسعت تقریبی بخش رخنمون یافته‌ی آن‌ها به ۴۰ کیلومتر می‌رسد [۳]. این گدازه‌ها که به صورت واحدهای جریان‌ی با ضخامت حدود ۱٫۵ کیلومتر رخنمون دارند، در راستای گسل زاهدان بیرون ریخته و نشانگر آتشفشانی شکافی هستند. شواهد صحرایی نظیر ریخت‌شناسی گدازه‌ها و جنس سنگ‌های همبر حاکی است که گدازه‌ها در محیط‌های قاره‌ای آبرفتی-رودخانه‌ای و یا محیط‌های دریاچه‌ای بیرون

حاصل از الکترون‌های ثانویه برگشتی (Backscattered secondary electron image) وابسته به این نمونه، در شکل ۴ نشان داده شده است.

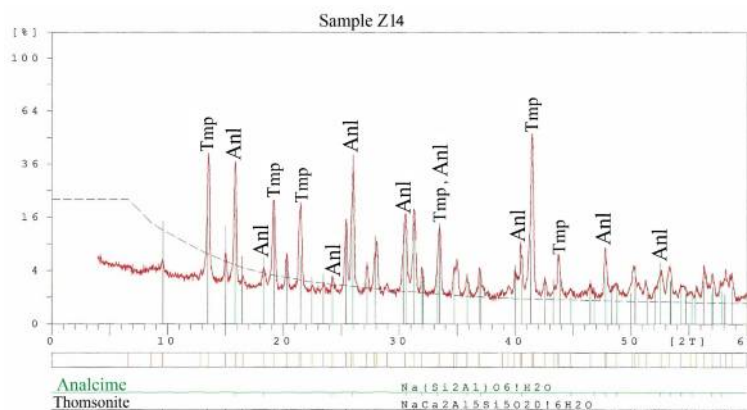
تامسونیت به اثبات رسانده است. شکل ۳ الگوی پراش پرتو ایکس وابسته به حفره‌ی زئولیتی تشکیل شده از دو فاز آنالسیم و تامسونیت را نشان می‌دهد. تصویر میکروسکوپ الکترونی



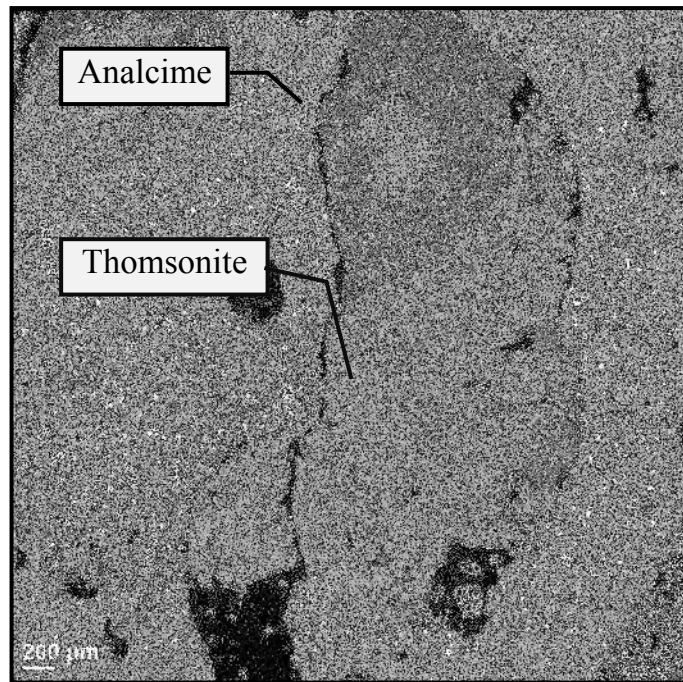
شکل ۱ الف) رشد زئولیت به صورت رگه‌ای و پرکننده حفره‌ها در گدازه‌های منطقه‌ی حرماک. ب) اجتماعی از بلورهای درشت و بلند زئولیت که به صورت شعاعی و اسفرولیتی در حفره‌های رشد کرده‌اند.



شکل ۲ الف) تصویر میکروسکوپی از زئولیت تامسونیت به شکل بلوکی، که در آن دو دسته رخ با زاویه‌ی ۹۰ درجه یکدیگر را قطع کرده‌اند (XPL). ب) تصویر میکروسکوپی از رشته‌های تیغه‌ای شکل تامسونیت در کنار ناترولیت (XPL).

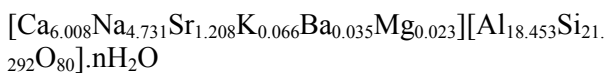


شکل ۳ الگوی پراش پرتو X مربوط به آمیگدال زئولیتی منطقه حرماک که دو فاز آنالسیم (Anl) و تامسونیت (Tmp) در آن قابل تشخیص است. علائم اختصاری از کرتز (۱۹۸۳) است [۸].



شکل ۴ تصویر BSE از حفره پر شده با تامسونیت (قسمت‌های روشن‌تر) به همراه آنالسیم (قسمت‌های تیره‌تر).

کانی هستند. دامنه‌ی تغییر این دو عنصر در تامسونیت‌های منطقه‌ی حرمت، ۴/۰۷ تا ۵/۷۳ برای سدیم و ۵/۱۵ تا ۷/۱۱ برای کلسیم محاسبه شده است. مقدار استرانسیم در اغلب نمونه‌های این منطقه به میزان قابل ملاحظه‌ای بالاست و در مورد نمونه‌ی Z26 به ۲/۹۴ اتم در واحد فرمولی ( $\text{SrO} \sim 9/12$ ) درصد وزنی) نیز رسیده است. به عقیده‌ی برخی از پژوهشگران [۱۱] ساختار تامسونیت به نحوی است که اجازه‌ی تغییرات گسترده‌تر شیمیایی نسبت به زئولیت‌های رشته‌ای دیگر نظیر ناترولیت، مزولیت، و یا اسکولسیت را می‌دهد. بر این اساس به نظر می‌رسد کاتیون استرانسیم موجود در شاره‌ی زئولیت‌ساز، به دلیل شرایط خاص و متفاوت ساختار تامسونیت، تنها وارد جایگاه‌های فراشبکه‌ای در این کانی شده است. البته این می‌تواند به دلیل گرایش همبستگی استرانسیم به عنصر فراوان‌تر کلسیم باشد [۱۲]. بنابراین استرانسیم اغلب در ترکیب زئولیت‌های کلسیم‌دار نظیر تامسونیت وارد شده است [۱۲]. در شکل ۵، نمودار سه‌تایی توزیع کاتیون‌های فراشبکه‌ای  $\text{Ca} - \text{Sr} - \text{Mg} + \text{K} + \text{Ba} + \text{Na}$  در تامسونیت‌های منطقه‌ی حرمت نشان داده شده است. به‌طور متوسط، فرمول محاسبه شده برای تامسونیت‌های منطقه حرمت به صورت زیر است:



#### ترکیب شیمیایی تامسونیت‌های منطقه حرمت

تامسونیت، زئولیت کلسیم و سدیم‌دار است که از دیگر گونه‌های رشته‌ای زئولیت نظیر مزولیت و اسکولسیت با استفاده از نسبت پایین  $\text{Si}/\text{Al}$  مشخص می‌شود. دامنه‌ی تغییر این نسبت در ترکیب شیمیایی تامسونیت به صورت  $1/3 - 1/0 = \text{Si}/\text{Al}$  می‌تواند بیانگر وجود یک محلول جامد بین این کانی و کانی مزولیت باشد که در آن نسبت  $\text{Si}/\text{Al} = 1/5$  است [۹]. بیشتر با نسبت سیلیس به مجموع سیلیس و آلومینیوم ( $T_{\text{Si}} = \text{Si}/(\text{Si} + \text{Al})$ ) در این کانی ۰/۵۳، میانگین مقدار سدیم ۴/۵ اتم در واحد فرمولی و کلسیم ۶/۸، در منابع علمی گزارش شده است [۹]. ترکیب شیمیایی این کانی متغیر است و به طور عمده توسط جانشینی‌های دوطرفه  $\text{CaAl} \rightleftharpoons \text{NaSi}$  کنترل می‌شود.

در جدول ۱ نتایج حاصل از تجزیه‌ی شیمیایی ۱۰ نمونه از تامسونیت‌های منطقه‌ی حرمت با دستگاه ریزکاونده‌ی الکترونی نشان داده شده است. میانگین نسبت  $\text{Si}/\text{Al}$  در تامسونیت‌های منطقه حرمت ۱/۱۶ است. این نسبت ممکن است در انواع تامسونیت با شکل‌های بلوری مختلف، متغیر باشد [۹، ۱۰]. به طور کلی مقدار  $T_{\text{Si}}$  در تامسونیت‌های منطقه‌ی مورد بررسی از ۰/۵۱ تا ۰/۵۵، متغیر است و مقدار میانگین آن در حدود ۰/۵۴ است. سدیم و کلسیم کاتیون‌های فراشبکه‌ای اصلی در این

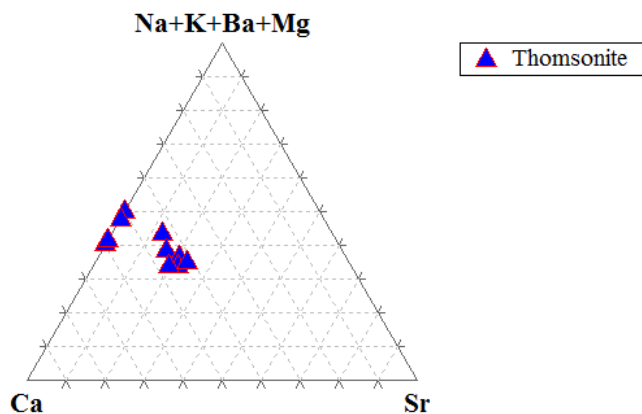


جدول ۱ نتایج تجزیه ریزکاوشی الکترونی تامسونیت‌های منطقه‌ی حریمک. کاتیون‌ها به صورت اتم در واحد فرمولی (apfu) و بر اساس ۸۰ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

شماره نمونه	۵Z	۶-۱Z	۱۳Z	۱۳Z	۲۵Z	۲۵Z	۱۴Z	۲۶Z	۲۶Z	۲۶Z
شماره نقطه	۱	۳	۲	۴	۲	۴	۲	۱	۲	۳
شکل بلوری	بلوکی	مومی	مومی	مومی	بلوکی	بلوکی	بلوکی	بلوکی	تیغ‌های	تیغ‌های
(wt%) SiO <sub>2</sub>	۳۹,۱۸	۴۱,۹۰	۴۰,۳۷	۴۱,۲۷	۳۸,۵۸	۳۷,۹۰	۳۹,۳۷	۳۶,۳۸	۳۷,۴۳	۳۶,۶۶
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۲۸,۱۴	۲۷,۸۵	۲۸,۴۲	۲۷,۷۵	۲۹,۴۹	۲۸,۹۰	۲۸,۴۲	۲۹,۸۴	۲۹,۷۰	۲۹,۱۸
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۲۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۳	۰,۲۱
MgO	۰,۱۰	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Na <sub>2</sub> O	۴,۳۰	۵,۵۴	۵,۰۵	۵,۰۲	۴,۳۶	۳,۹۶	۴,۴۶	۳,۸۲	۳,۸۳	۳,۹۲
K <sub>2</sub> O	۰,۱۷	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۱۹	۰,۰۶	۰,۱۷	۰,۰۵	۰,۱۰
CaO	۱۲,۰۷	۱۰,۳۸	۹,۳۹	۱۰,۰۹	۹,۴۹	۸,۷۰	۱۱,۸۷	۹,۳۴	۹,۷۴	۸,۷۴
MnO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۲۲
BaO	۰,۰۰	۰,۲۴	۰,۳۴	۰,۰۰	۰,۳۲	۰,۱۲	۰,۲۷	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۵۰
SrO	۰,۰۰	۰,۰۰	۵,۲۰	۰,۰۰	۶,۳۶	۷,۸۵	۰,۰۰	۸,۵۵	۷,۴۴	۹,۱۲
Total	۸۳,۹۶	۸۶,۱۱	۸۸,۸۵	۸۴,۲۱	۸۹,۰۵	۸۷,۶۲	۸۴,۶۲	۸۸,۱۰	۸۸,۳۲	۸۸,۶۵
Si (apfu)	۲۱,۵۵	۲۲,۳۴	۲۱,۶۵	۲۲,۴۱	۲۰,۸۶	۲۰,۹۴	۲۱,۵۱	۲۰,۱۷	۲۰,۵۱	۲۰,۳۶
Al	۱۸,۲۴	۱۷,۵۰	۱۷,۹۷	۱۷,۷۶	۱۸,۸۰	۱۸,۸۲	۱۸,۳۰	۱۹,۵۰	۱۹,۱۸	۱۹,۱۰
Fe	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۹	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۹
Mg	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Na	۴,۵۸	۵,۷۳	۵,۲۵	۵,۲۹	۴,۵۷	۴,۲۴	۴,۷۲	۴,۱۱	۴,۰۷	۴,۲۲
K	۰,۱۲	۰,۰۸	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۳	۰,۱۳	۰,۰۴	۰,۱۲	۰,۰۳	۰,۰۷
Ca	۷,۱۱	۵,۹۳	۵,۴۰	۵,۸۷	۵,۵۰	۵,۱۵	۶,۹۵	۵,۵۵	۵,۷۲	۵,۲۰
Mn	۰,۰۰	۰,۱۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۸	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۰
Ba	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۱۱
Sr	۰,۰۰	۰,۰۰	۱,۶۲	۰,۰۰	۱,۹۹	۲,۵۲	۰,۰۰	۲,۷۵	۲,۳۶	۲,۹۴
E%*	-۴,۴۷	-۲,۲۱	-۷,۷۶	۳,۹۷	-۴,۲۵	-۴,۷۵	-۳,۹۷	-۶,۳۵	-۵,۱۰	-۷,۶۸
Si:Al	۱,۱۸	۱,۲۸	۱,۲۱	۱,۲۶	۱,۱۱	۱,۱۱	۱,۱۸	۱,۰۳	۱,۰۷	۱,۰۷
TSi**	۰,۵۴	۰,۵۶	۰,۵۵	۰,۵۶	۰,۵۳	۰,۵۳	۰,۵۴	۰,۵۱	۰,۵۲	۰,۵۲

$$* = \frac{[(Al + Fe^{3+}) - (Na + K) - 2.(Mg + Ca + Sr + Ba)]}{[(Na + K) + 2.(Mg + Ca + Sr + Ba)]. 100}$$

$$** = Si/(Si + Al)$$



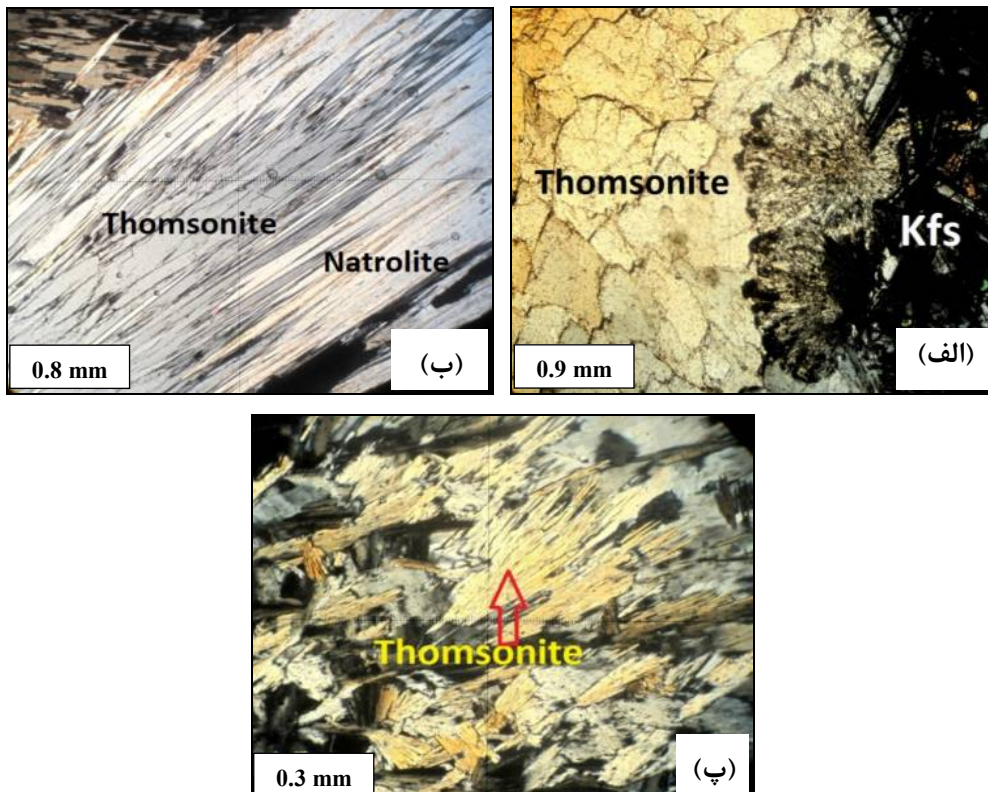
شکل ۵ نمودار سه‌تایی (Na + K + Ba + Mg) - Ca - Sr وابسته به تامسونیت‌های منطقه حریمک که توزیع کاتیون‌های فراشبکه‌ای و قابل مبادله در این زئولیت‌ها را نشان می‌دهد.

رشد کرده‌اند [۹].

در منطقه‌ی حرمتک شکل‌گیری هر سه شکل بلوکی، تیغه-ای و مومی تامسونیت به شکل بادامی‌های مختلف مشاهده شده است (شکل ۶). مقایسه‌ی نسبت  $Si/Al$  در شکل‌های مختلف تامسونیت‌های منطقه‌ی حرمتک با نسبت‌های گزارش شده توسط [۹] جالب توجه است. چنانکه در جدول ۱ مشاهده می‌شود این نسبت برای نمونه‌های مومی‌شکل مقدار  $۱,۲۸$ ،  $۱,۲۱$ ، و  $۱,۲۶$  است که با گستره‌ی قید شده توسط [۹]، با گستره‌ی بین  $۱,۲$  تا  $۱,۳$ ، همخوانی دارد. نسبت  $Si/Al$  در مورد دو نمونه از تامسونیت‌های تیغه‌ای این منطقه  $۱,۰۷$  است که با گستره‌ی گزارش شده ( $۱,۰۵$  تا  $۱,۱۳$ ) همخوانی دارد ولی تامسونیت‌های بلوکی برآزش کمتری در این مورد نشان می‌دهند. مثلاً نسبت  $Si/Al$  برای تامسونیت‌های به شکل تخته سنگی، مقدار  $۱$  اتم در واحد فرمولی گزارش شده است [۹]، در صورتی‌که در نمونه‌های منطقه‌ی حرمتک این نسبت از  $۱,۰۳$  تا  $۱,۱۸$  متغیر است. به نظر می‌رسد که محتوای سیلیس در این شکل از تامسونیت تنها تحت تأثیر شکل بلوری نبوده بلکه ممکن است شرایط دیگری نظیر تغییرات اندک در ترکیب شیمیایی شاره، pH، دما و سرعت رشد نیز مؤثر بوده باشند.

بررسی هم‌بستگی بین ترکیب شیمیایی و شکل بلورین تامسونیت‌های حرمتک

به عقیده‌ی برخی از پژوهشگران [۱۰،۹]، همبستگی قابل توجهی بین شکل بلورین تامسونیت و ترکیب شیمیایی آن وجود دارد. بر این اساس سه شکل مختلف از رخداد تامسونیت متأثر از محتوای سیلیس و سرعت رشد آن گزارش شده است. ۱- منشورهای بلند شعاعی و بلوکی شکل (Blocky crystals)، ۲- دسته‌های شعاعی از بلورهای رشته‌ای به شکل تیغه‌ای و پهن (Bladed crystals)، ۳- اسفرولیت‌های خوشه انگوری و مومی‌شکل (Botryoidal & waxy growths). نسبت  $Si/Al$  در بلورهای بلوکی تامسونیت نزدیک به  $۱$  و در بلورهای تیغه‌ای شکل از  $۱,۰۵$  تا  $۱,۱۳$  گزارش شده است [۹]. شکل سوم که به صورت خوشه انگوری و گرهک‌های مومی دیده می‌شوند از بلورهای بسیار کوچک تشکیل شده و نسبت  $Si/Al$  در آن‌ها  $۱,۲$  تا  $۱,۳$  است [۹]. به این ترتیب، شکل خوشه انگوری غنی-ترین تامسونیت از نظر محتوای سیلیس است و بلورهای کوچک آن در محیطی با غلظت بیشتر سیلیس و در سرعت‌های بالاتر رشد کرده‌اند در حالی که بلورهای بلوکی و تیغه‌ای، میزان سیلیس کمتری دارند و در محیطی آرام و با سرعت بسیار کم



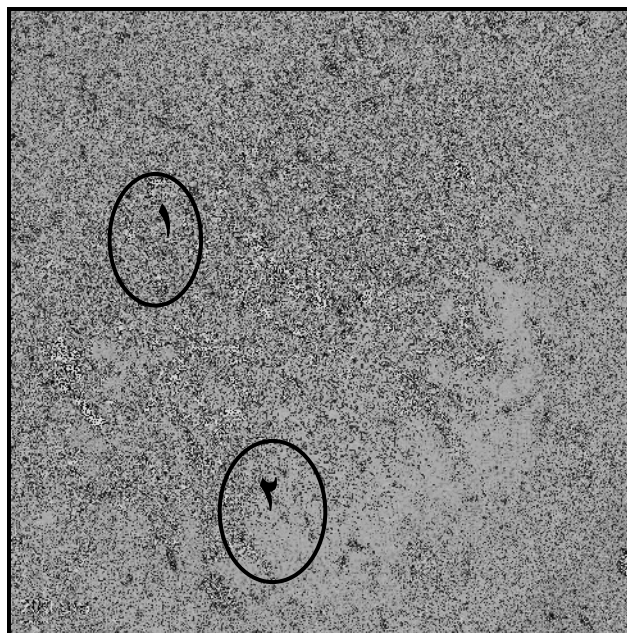
شکل ۶ الف) تامسونیت به شکل بلوکی در کنار فلدسپات (XPL). ب) تامسونیت به شکل تیغه‌ای در کنار ناترولیت (XPL). پ) تامسونیت به شکل بلورهای ریز مومی‌شکل (XPL) در هم‌رشدی با ناترولیت.

در تامسونیت‌های منطقه‌ی حرمک دو شکل بلوکی و تیغه‌ای فراوانی بیشتری دارند. این دو شکل نمایان‌گر فقیرتر بودن محلول زئولیت‌ساز از سیلیس و رشد این تامسونیت در محیطی آرام و کم سرعت هستند. در برخی آمیگدال‌ها نیز شکل‌های اسفرولیتی و مومی، تنها در کناره‌های حفره مشاهده می‌شوند (شکل ۷)، که مبین بالاتر بودن محتوای سیلیس شاره‌ی وارد شده به این حفره‌ها، و سرعت زئولیت‌زایی بالاتر آن در بدو ورود به حفره، نسبت به آمیگدال‌های تامسونیتی دیگر است. اندازه‌ی کوچک این بلورها و بی‌نظمی در ساختار آن‌ها نشانی از رشد سریع و نامتعادل این شکل از تامسونیت است که در نتیجه‌ی جانشینی‌های تصادفی  $\text{SiO}_4$  به جای  $\text{AlO}_4$  در جایگاه‌های چاروجهی رخ می‌دهد. این جانشینی‌ها باعث شده که ترکیب شیمیایی تامسونیت‌های مومی شکل به ترکیب شیمیایی مزولیت نزدیک شود [۹].

#### بررسی چگونگی تشکیل تامسونیت

زئولیت‌ها از معمولی‌ترین فراورده‌های واکنش‌های شیمیایی بین شاره‌ها با سنگ‌های پوسته‌ی زمین طی فرایندهای گرمایی، دیاژنز و دگرگونی کم دما هستند. کانی‌های زئولیتی اغلب در دماهای پایین (کمتر از ۲۵۰ درجه‌ی سانتیگراد)، فشار پایین (کمتر از ۲۰۰ مگاپاسکال)، و در محیط‌های اشباع از آب یا غنی از شاره تشکیل می‌شوند [۱۳]. شاره‌های موجود در محیط‌های تشکیل زئولیت دارای pH خنثی تا قلیایی (۷-۱۰ pH) است.

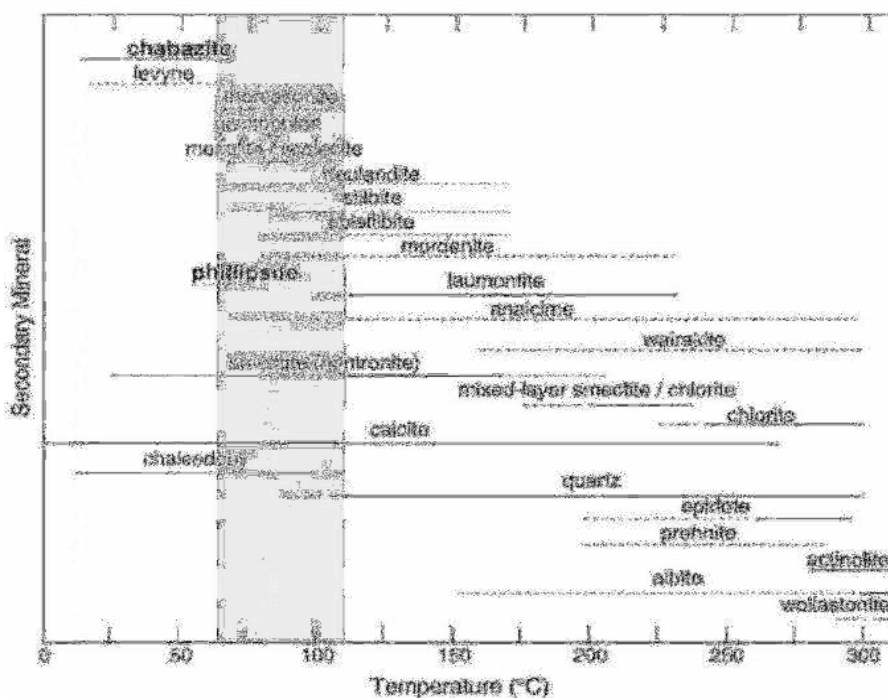
هستند [۱۴]. مقادیر مورد نیاز سیلیس، آلومینیوم، و کاتیون‌های قلیایی و قلیایی خاکی برای تشکیل بیشتر زئولیت‌ها بیشتر از انحلال شیشه‌های آتشفشانی و نیز دگرسانی فلدسپارها و فلدسپاتوئیدها ریشه می‌گیرند [۱۳]. تشکیل تامسونیت در حفره‌های سنگ‌های منطقه‌ی حرمک، علاوه بر سیلیس و آلومینیوم نیازمند حضور یون‌های کلسیم و سدیم است. خاستگاه سدیم در شاره‌ی زئولیت‌ساز به احتمال زیاد از شاره‌های شور و قلیایی دریاچه‌ای محیط بیرون‌ریزی گدازه‌های میزبان زئولیت تأمین شده است. به این نکته نیز باید توجه داشت که حضور نفلین در نورم [ساختار فرضی] برخی سنگ‌های سالم منطقه [۶]، نشان دهنده‌ی ماهیت قلیایی ماگماها و غنی بودن محلول‌های سنگ‌ساز از سدیم است. بنابراین کانی نفلین می‌تواند خاستگاه دیگری برای تأمین یون سدیم به حساب آید. نئوهوف و همکاران [۱۵]، خاستگاه کلسیم در زئولیت‌های کلسیم‌دار موجود در شرق ایسلند را کانی‌های موجود در زمینه‌ی سنگ، پلاژیوکلاز، و کلسیتی که قبلاً در شکاف‌ها تشکیل شده است، عنوان می‌کنند. با توجه به بررسی‌های کانی‌شناختی صورت گرفته روی مقاطع میکروسکوپی حاوی زئولیت در منطقه‌ی حرمک، امکان وارد شدن  $\text{Ca}^{2+}$  از شیشه و ترکیبات زمینه و یا انحلال کلسیت ثانویه موجود در شکاف‌ها، برای تشکیل تامسونیت، فرض قوی‌تری است.



شکل ۷ تصویر BSE از دنباله‌ی کانی‌های زئولیتی. هسته‌های کوچک زئولیت‌زا و سوزن‌های شعاعی تامسونیت در کناره‌های حفره (۱) تا منطقه ناترولیتی خالص در مرکز (۲). فضاهای خالی با رنگ سیاه مشخص شده‌اند.

شرایط هیدروژئوشیمیایی شاره‌ی ژئولیت‌ساز برای تشکیل کانی تامسونیت، و پس از آن شرایط برای تشکیل فاز پایدار ناترولیت فراهم بوده است به طوری که شاهد رشد بلورهای درشت و کشیده از ژئولیت ناترولیت در مرکز اغلب بادامکی‌های ژئولیتی منطقه‌ی حریم هستیم. دما نیز می‌تواند از عوامل تأثیرگذار بر نوع کانی ژئولیتی تشکیل شده در بادامکی‌ها باشد. هر نوع ژئولیت مشخصاً در دامنه‌ی دمایی مخصوصی تشکیل می‌شود. در شکل ۸ [۱۸]، دامنه‌ی پایداری دما برای تشکیل ژئولیت تامسونیت مشخص شده است. هر گاه ترکیب شیمیایی شاره ثابت باقی بماند، نوع ژئولیت تشکیل شده، در اثر تغییرات دما کنترل می‌شود [۱۹]. ژئولیت‌ها فقط هنگامی تشکیل می‌شوند که دمای گدازه‌های در حال سرد شدن به دامنه‌ی دمای پایداری هر یک از آن‌ها برسد. سرعت سرد شدن گدازه نیز، یکی از عوامل مهم در تشکیل ژئولیت‌هاست. اگر سرعت سرد شدن گدازه به گونه‌ای باشد که گدازه برای زمان طولانی‌تر در دامنه‌ی دمایی بهینه برای ژئولیت‌زایی باقی بماند، تشکیل این کانی امکان‌پذیر است [۲۰، ۲۱].

به طور کلی چگونگی تشکیل ژئولیت از جمله تامسونیت در آمیگدال‌های منطقه‌ی مورد بررسی را می‌توان چنین توضیح داد که وقتی محلول نسبت به یک گونه‌ی خاص ژئولیت ابر اشباع می‌شود، هسته‌های بسیاری متبلور شده و بلورهای کوچک فراوانی در کناره‌ها حفره‌ها شکل می‌گیرند [۱۶]. رشد سریع بلورهای کوچک ژئولیتی، شکل‌های بلوری ساده‌ای دارد که از تعداد زیادی هسته‌های ژئولیتی تشکیل شده و اغلب به شکل دندریتی رشد می‌کنند [۹]. تغییر کوچک در ترکیب شیمیایی محلول به خصوص مقدار سیلیس، pH، و ویژگی‌های هیدروژئوشیمیایی، باعث نطفه‌بندی متفاوت از کانی‌های ژئولیتی می‌شود. این تغییر ممکن است بر اثر حرکت شاره در رسوب‌ها و و اکنش با اجزای شیشه‌ای و یا ورود یون‌های مختلف به شاره ایجاد شود. بدین ترتیب شاهد تغییرات شیمیایی، هرچند اندک، در ترکیب شاره‌ی ژئولیت‌ساز و به دنبال آن رشد چند نوع ژئولیت مختلف به صورت متوالی در یک حفره خواهیم بود [۱۷]. شکل ۷ تصویر حاصل از الکترون-های ثانویه برگشتی (BSE) از یک حفره ژئولیتی وابسته به منطقه‌ی حریم را نشان می‌دهد. در کناره‌های این حفره



شکل ۸ دامنه پایداری دما برای کانی‌های ژئولیتی شناخته شده در سنگ‌های آتشفشانی [۱۸]. دامنه‌ی پایداری دو ژئولیت شناسایی شده در منطقه‌ی حریم (تامسونیت و مزولیت) نیز در شکل به صورت خط چین مشخص شده است.



## برداشت

بررسی‌های میکروسکوپی، پراش پرتو ایکس و تجزیه‌ی شیمیایی ریزکاوشر الکترونی، حضور زئولیت رشته‌ای تامسونیت به سه شکل بلوکی، تیغه‌ای، و مومی را در گدازه‌های مافیک و قلیایی منطقه حرمتک نشان می‌دهد. ترکیب شیمیایی تامسونیت‌های حرمتک به طور متوسط  $[Ca_{6.008}Na_{4.731}Sr_{1.208}K_{0.066}Ba_{0.035}Mg_{0.023}][Al_{18.453}Si_{21}O_{292}] \cdot nH_2O$  است که شباهت قابل توجهی با تامسونیت‌های گزارش شده در منابع دیگر نشان می‌دهند.

به طور کلی، عناصر مورد نیاز برای زئولیت‌زایی نظیر سیلیس، آلومینیوم، و کاتیون‌ها طی واکنش‌های دیاژنزی از شیشه آتشفشانی و یا کانی‌هایی نظیر الیون، فلدسپات و نفلین، شسته شده و وارد شاره‌ی زئولیت‌ساز شده‌اند. علاوه بر این به نظر می‌رسد که شاره‌ی زئولیت‌ساز خود دارای خاستگاه دریاچه‌های شور و قلیایی بوده است و بدین ترتیب خاستگاه دیگری برای تأمین کاتیون‌های قلیایی برای زئولیت‌زایی در حرمتک بوده است. پس از فراهم آمدن شرایط هیدروژئوشیمیایی لازم نظیر فعالیت سیلیکات محلول (نسبت Si/Al)، تمرکز کاتیون‌ها و نسبت آن‌ها، pH و دما، این عناصر به صورت کانی‌های ثانویه از جمله زئولیت در حفره‌های گدازه‌های منطقه تشکیل شده‌اند. با توجه به مجموعه زئولیت‌های شناسایی شده در منطقه‌ی حرمتک و مقایسه‌ی آن با نمودار پایداری دما، نتیجه می‌شود که گستره‌ی دمایی  $40 \pm$  درجه، هم‌خوانی قابل قبولی با دمای تشکیل زئولیت‌های رشته‌ای و تامسونیت‌های منطقه حرمتک دارد.

## قدردانی

نویسندگان نهایت سپاس و قدردانی خود را از دکتر توبیاس وایزبرگر استاد دانشگاه فرایبورگ آلمان به دلیل راهنمایی و همکاری صمیمانه، و همچنین از دکتر فرامرز طوطی، دکتر حسن میرنژاد و خانم معصومه کوسه‌لر از دانشگاه تهران ابراز می‌نمایند. از دانشگاه سیستان و بلوچستان نیز به دلیل حمایت مالی تشکر و قدردانی می‌شود.

## مراجع

- D.W. Ming, editors*), Mineralogical Society of America, Geochemical Society, 45 (2001) 69-116.
- [۳] باقری س.، "اکتشاف کانی‌های گروه زئولیت در منطقه شمال زاهدان و استفاده از آن‌ها در جهت بهبود کیفیت آب آشامیدنی و سایر کاربردهای صنعتی آن"، گزارش طرح ملی پژوهشی تحقیقات صنعت و معدن (۱۳۷۸) ۱۰۷ ص.
- [4] Camp V. E., Griffis R. J., "Character, Genesis and Tectonic Setting of Igneous Rocks in the Sistan suture zone, Eastern Iran", lithos 15 (1982) 221-239.
- [5] Passaglia E., "The crystal chemistry of chabazites", American Mineralogist 55 (1970) 1278-1301.
- [۶] کریمی آ.، "سیل بازالتی حرمتک، جنوب شرق ایران: ژئوشیمی منشأ گوشته‌ای بر اساس مدل سازی عناصر ناچیز"، پایان‌نامه کارشناسی ارشد در رشته زمین‌شناسی گرایش ژئوشیمی، دانشگاه سیستان و بلوچستان (۱۳۹۰) ۱۴۴ ص.
- [7] Nesse W. D., "Introduction to optical mineralogy", Oxford University Press (1986) 325 p.
- [8] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.
- [9] Wise W. S., Tschernich R. W., "Habits, crystal forms and composition of thomsonite", Canadian Mineralogist 16 (1978) 487-493.
- [10] Hey M. H., "Studies on the Zeolites, II. Thomsonite (including faroelite) and gonnardite", Mineral Mag 23 (1932) 51-125.
- [11] Gottard G., Galli E., "Natural Zeolites", Springer-Verlag, Berlin, Germany (1985) 409 p.
- [12] Weisenberger T., Personal Communication: tobias.weisenberger@t-online.de.
- [13] Weisenberger T., Spurgin S., "Zeolites in Alkaline Rocks of the Kaiserstuhl Volcanic complex, SW Germany—New Microprobe Investigation and the Relationship of Zeolite Mineralogy to the Host Rock", Geologica Belgica 12 (2009) 75-91.
- [14] Mariner R. H., Surdam R. C., "Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes", Science 170 (1970) 977-980.
- [15] Neuhoff P. S., Fridriksson T., Arnorsson S., "Porosity evolution and mineral paragenesis during low-grade metamorphism of basaltic lavas at Teigarhorn, Eastern Iceland", American Journal of Science 299 (1999) 467-501.
- [16] Fyfe W. S., Price H. J., Thompson A. B., "Fluids in the Earth's Crust", Elsevier, New York (1978) 95-100.

- [1] Breck D. W., "Zeolite molecular sieves", John Wiley and Sons, New York (1974) 771 p.
- [2] Passaglia E., Sheppard R. A., "The Crystal Chemistry of Zeolites. In: Natural Zeolites: Occurrence, Properties, Applications (D.L. Bish,

*emplacement zeolitisation of ignimbrites and geoarchaeological implications for Etruscan tomb construction (6th–3rd century B.C) in the Tufo Rosso a Scorie Nere, Vico Caldera, Central Italy"*, Journal of Volcanology and Geothermal Research 183 (2009) 183-200.

[20] de'Gennaro M, Colella A., "The critical role of temperature in the natural zeolitisation of volcanic glass. *Neues Jahrb*", Mineral, Monatsh 8 (1991) 355–362.

[21] Hall A., "Zeolitisation of volcanoclastic sediments: the role of temperature and pH", J. Sediment, 68 (1998) 739–745.

[17] Morbidelli P., Ghiar M. R., Lonis R., Petti C., "Quantitative distribution and chemical composition of authigenic minerals in clinoptilolite-bearing ignimbrites from northern Sardinia (Italy): inferences for minerogenetic models", *Periodico di Mineralogia*, 70 (2001) 71-97.

[18] Apps J. A., "Hydrothermal evolution of repository groundwaters in basalt", in NRC Nuclear waste Geochemistry'83, U S Nuclear Regulatory Commission Report NUREG/CP-0052 (1983) 14-51.

[19] Bear A. N., Giordano G., Giampaolo C., Cas R. A. F., "Volcanological constraints on the post-