

بررسی منشأ و شرایط شکل‌گیری آگات‌های خور و بیابانک (استان اصفهان)

فروغ ملک محمودی^{۱*} و محمود خلیلی^۲

(۱) دانشکده منابع طبیعی و علوم زمین، دانشگاه شهرکرد، شهرکرد، ایران

(۲) گروه زمین‌شناسی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران

دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۲۴، پذیرش: ۱۳۹۲/۱۲/۱۲

چکیده

آگات‌های خور و بیابانک در حفرات گدازه‌های آتشفشانی ائوسن با ترکیب بازالت آندزیتی و در دل افق بنتونیتی خور شکل گرفته‌اند. مشاهدات صحرایی حاکی از فراوانی این ترکیبات سیلیسی در مجاورت درزه‌ها و گسلهاست. بر اساس آنالیز XRD ترکیبات پرکننده حفرات در منطقه مورد مطالعه علاوه بر آگات شامل عناصر کلسیت، دولومیت و باریت است. مقایسه عناصر نادر و نادر خاکی در نمونه‌های سیلیسی با سنگ میزبان آندزیتی بیانگر روندی مشابه به همراه تهی‌شدگی شدید در نمونه‌های سیلیسی است. شواهد کانی‌شناسی حاکی از آن است که ژئودهای منطقه طشتاب خور بر اثر خروج متناوب سیالات گرمایی در دمای پایین شکل گرفته‌اند. مطالعات ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریوم نشان می‌دهد سیالات پدید آورنده این ترکیبات سیلیسی دارای منشأ جوی هستند.

واژه‌های کلیدی: آگات، سیالات گرمایی، ایزوتوپ پایدار، خور، ایران مرکزی.

مقدمه

آگاتها جزو انواع سنگهای نیمه‌قیمتی محسوب شده که در طبیعت با ابعاد چند میلی‌متری تا چند متری قابل مشاهده‌اند. این سنگها می‌توانند در محیطهای آذرین، دگرگونی و حتی رسوبی تشکیل شوند (Moxon, 2002). فرآیند تشکیل آگات به درستی شناخته نشده است و تولید آن در آزمایشگاه هرگز موفقیت‌آمیز نبوده است. برخی از چشمه‌های آبگرم با فعالیت زمین‌گرمایی و یا دودکشهای سفید کف اقیانوس، نهشته‌هایی مشابه کلسدونی تولید می‌کنند ولی هیچ‌گاه آگات نمی‌سازند (Hopkinson et al., 1998). آگات‌ها در گستره دمایی وسیعی تشکیل می‌شوند. با توجه به مجموع بررسیهای انجام شده محدوده دمای شکل‌گیری آگات‌ها بین ۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌شود (Moxon and Reed, 2006). مطالعاتی که در ایران در ارتباط با ژئودها و آگات‌ها انجام شده بسیار ناچیز است که از آن جمله می‌توان به مقاله‌های ملک محمودی و همکاران (Malek Mahmoudi et al. 2010)، حاج علیلو و وثوق (Haj Alilou and Vosough, 2009) نظری (Nazari, 2006a; Nazari, 2006b; Nazari, 2004)

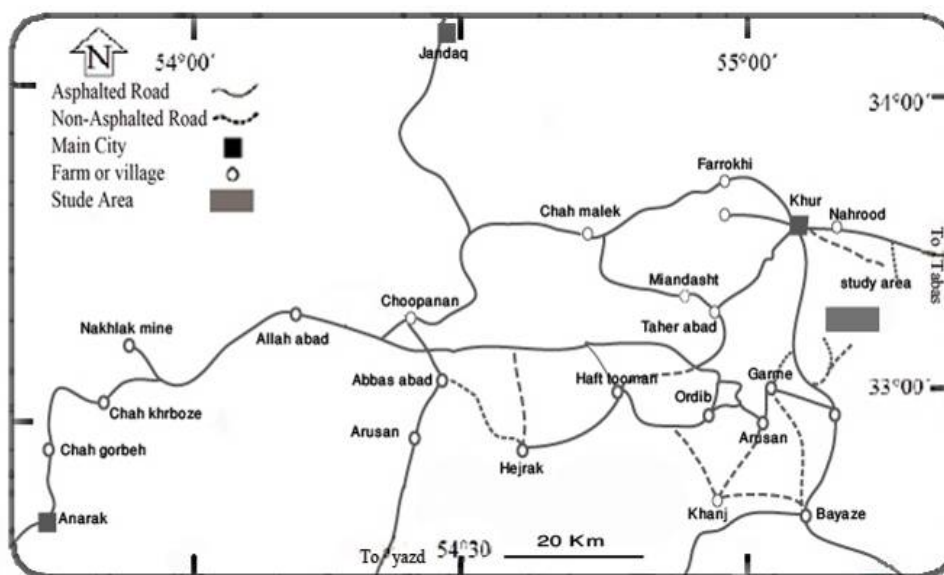
و حاج علیلو و همکاران (Haj Alilou et al., 2011) اشاره کرد.

این مقاله با مقایسه شواهد صحرایی، کانی‌شناسی، شیمی‌کانی و ایزوتوپ‌های پایدار، به بررسی شرایط تشکیل آگات‌ها و ژئودهای خور و بیابانک در استان اصفهان می‌پردازد.

روش مطالعه

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

رشته کوه طشتاب واقع در جنوب شرق شهرستان خور و بیابانک از جمله چین‌خوردگیهای جوان به شمار می‌رود و متعلق به دوران سوم زمین‌شناسی می‌باشد. شکل ۱ موقعیت جغرافیایی منطقه نسبت به شهرهای مجاور و مسیرهای دسترسی به آن را نشان می‌دهد. منطقه مورد مطالعه با طول جغرافیایی "۴۵' ۱۷" ۵۵ - "۱۵' ۱۷" ۵۵ شمالی و عرض "۴۰' ۳۷" ۳۳ - "۳۷' ۳۷" ۵۰ شرقی در شمال شرقی استان اصفهان و جنوب شرق شهرستان خور و بیابانک قرار دارد. این ناحیه که موقعیت زمین‌شناسی آن در شکل ۲ دیده می‌شود بخشی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است. نهشته‌های بنتونیتی این منطقه عمدتاً به فرم ذخایر عدسی‌شکل در منطقه گسترده‌اند.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی منطقه طشتاب خور و راههای ارتباطی آن با شهرستانهای مجاور (Road atlas of Iran, gitashenasi geographical and cartographic institute, 2005)

Fig. 1. Geographic location of Tashtab area and connecting routes with adjacent cities (Road atlas of Iran, Gitashenasi Geographical and Cartographic Institute, 2005)

مطالعات زمین‌شیمی

پس از بررسیهای اولیه میدانی و مطالعه محیط شکل‌گیری آگات‌ها تعدادی نمونه از رگه‌های سیلیسی، ژاسپروئیدها و آگات‌های منطقه به همراه نمونه‌هایی از سنگ میزبان برداشت شد. تعدادی مقطع نازک صیقلی جهت مطالعات میکروسکوپی از این نمونه‌ها آماده شد. تعداد ۶ نمونه از ترکیبات سیلیسی و سنگهای آتشفشانی منطقه برای انجام تجزیه‌های شیمیایی ارسال شدند. آنالیز سنگ کل به دو روش ICP-MS برای عناصر نادر و نادر خاکی و XRF برای اکسیدهای عناصر اصلی در دانشگاه ایالتی واشنگتن (امریکا) انجام شده است. در هر دو روش از کمک ذوب دی لیتیوم تترا بورات به منظور ذوب نمونه‌ها استفاده شده است. در آنالیز ICP-MS محلول‌سازی توسط HF انجام شده است. در این روش سیلیس و ۹۰٪ از ماده کمک ذوب به صورت فلورید گازی از محیط خارج می‌شوند. آزمایش ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریوم جهت بررسی منشأ سیالات بر روی دو نمونه از ترکیبات سیلیسی شامل رگه سیلیسی و آگات در دانشگاه Uregon ایالات متحده انجام شد. به منظور حذف LOI نمونه‌ها حداقل به مدت ۴ ساعت در دمای 150°C در محفظه خلأ قرار داده شدند. آنالیز XRD به منظور تشخیص کانیه‌های موجود در نمونه‌های سیلیسی در دانشگاه SMU توسط دستگاه

منطقه مورد مطالعه بخش شمالی بلوک یزد است. گسلها نقش قابل توجهی در ساختار تکتونیکی این منطقه ایفا می‌کنند. گسل کویر بزرگ با طولی بیش از ۱۰۰۰ کیلومتر مهمترین گسل منطقه است. فعالیت گسلهای اصلی و قدیمی ناحیه (ترکمنی-اردیب، پشت بادام و درونه) در ائوسن سبب ایجاد گرابن خور و هورست کلمرد شده است (Hashemi, 2000). وقوع راندگیهای بزرگ در ناحیه به‌ویژه شکل‌گیری و بالا آمدن ارتفاعات جنوب شرق خور حاصل عملکرد سیستم فشارشی در ناحیه بوده است.

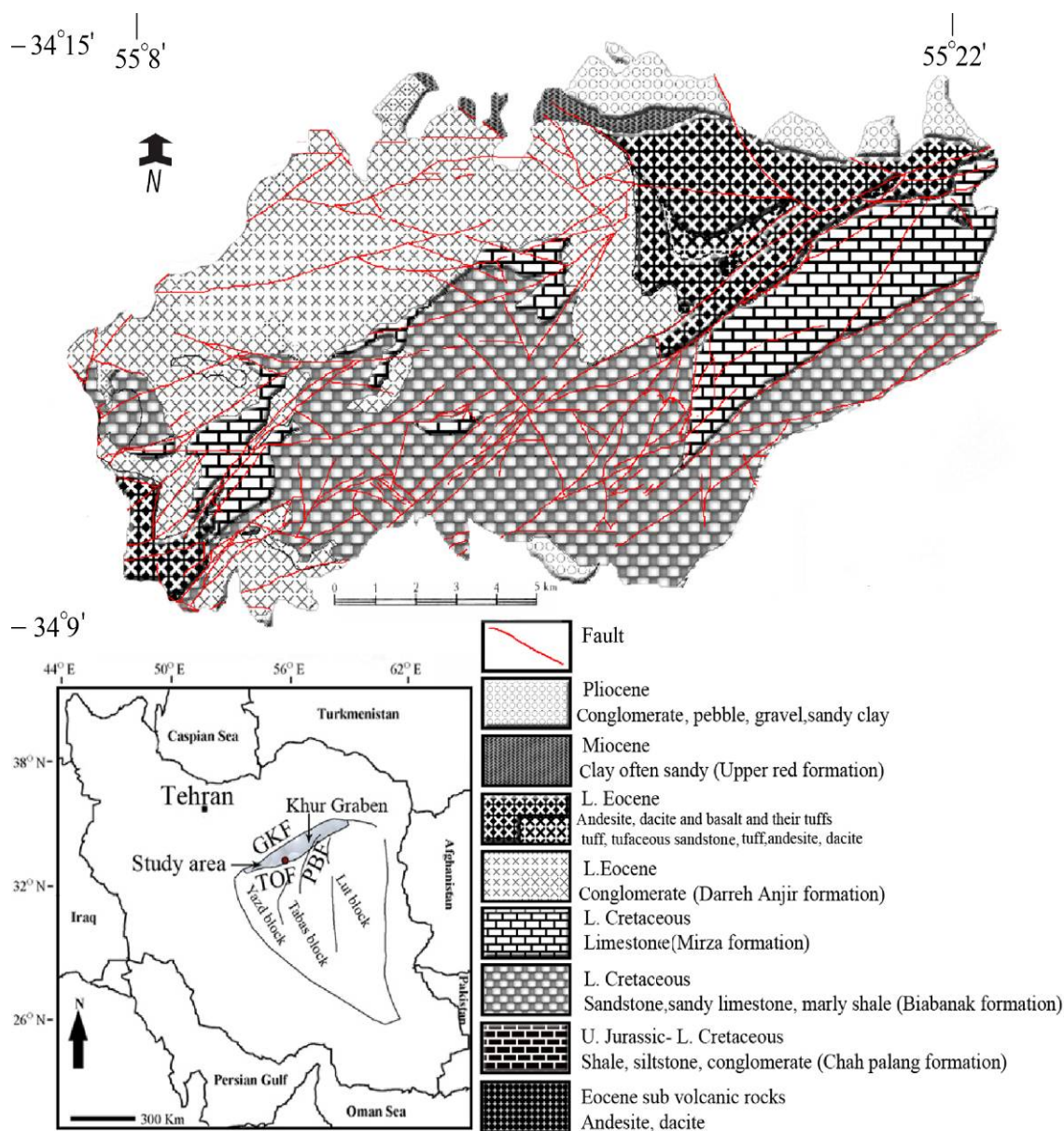
سنگهای آتشفشانی کوه طشتاب خور بر بستر کنگلومرای دره انجیر قرار دارند که معادل کنگلومرای کرمان است. لیتولوژی این سازند شامل کنگلومرای خاکستری‌رنگ، ماسه‌سنگ، مارن و در بخش تحتانی ماسه‌سنگ قرمز رنگ، مارن، گل‌سنگ، کنگلومرا و سنگ آهک است. در انتهای ائوسن زیرین و روی سازند دره انجیر سنگهای آذرین با ترکیب آندزیت، بازالت قرار دارند که در همراهی آنها توف دیده می‌شود (Technoexport, 1984b). در اثر دگرسانی سنگهای آتشفشانی منطقه افق بنتونیتی خور در این ناحیه شکل گرفته است و ژئودهای مورد مطالعه در حفرات این سنگهای آتشفشانی تشکیل شده‌اند (Malek Mahmoudi and Khalili, 2011).

آنها دیده می‌شود. دگرسانی این سنگهای آتشفشانی به شکل‌گیری افق بنتونیتی خور منجر شده است. آنالیزهای XRF و ICP-MS جهت تعیین میزان عناصر اصلی و کمیاب بر روی سه نمونه سیلیسی شامل ژاسپروئید (Si10)، رگه سیلیسی (Tb17) و آگات (Si1) و همچنین سنگ میزبان آتشفشانی انجام شد. نتایج این آنالیزها در جدول ۱ ذکر شده است.

Rigaku Ultimate III و حداکثر توان 50 kV و 50 mA. انجام شد.

بحث

سنگهای آتشفشانی منطقه طشتاب به صورت تپه‌های منفرد و کم ارتفاعی برون‌زدگی دارند (شکل ۳-B). ساخت توده‌ای و بالشی و حفرات حاصل از سرد شدن گدازه‌ها و خروج گازها در



شکل ۲. نقشه ساده شده زمین‌شناسی منطقه طشتاب، اقتباس از (Technoexport, 1984a). بخش هاشور خورده گرابن خور را در میان گسل‌های GKF درونه، TOF ترکمنی-اردیب و PBF پشت بادام را نشان می‌دهد.

Fig. 2. Simplified geological map of Tashtab area after Technoexport (1984a). shaded zone shows Khur graben between Great Kavir Fault, TOF: Torkmani-Ordib Fault and PBF: Posht-e-Badam Fault.

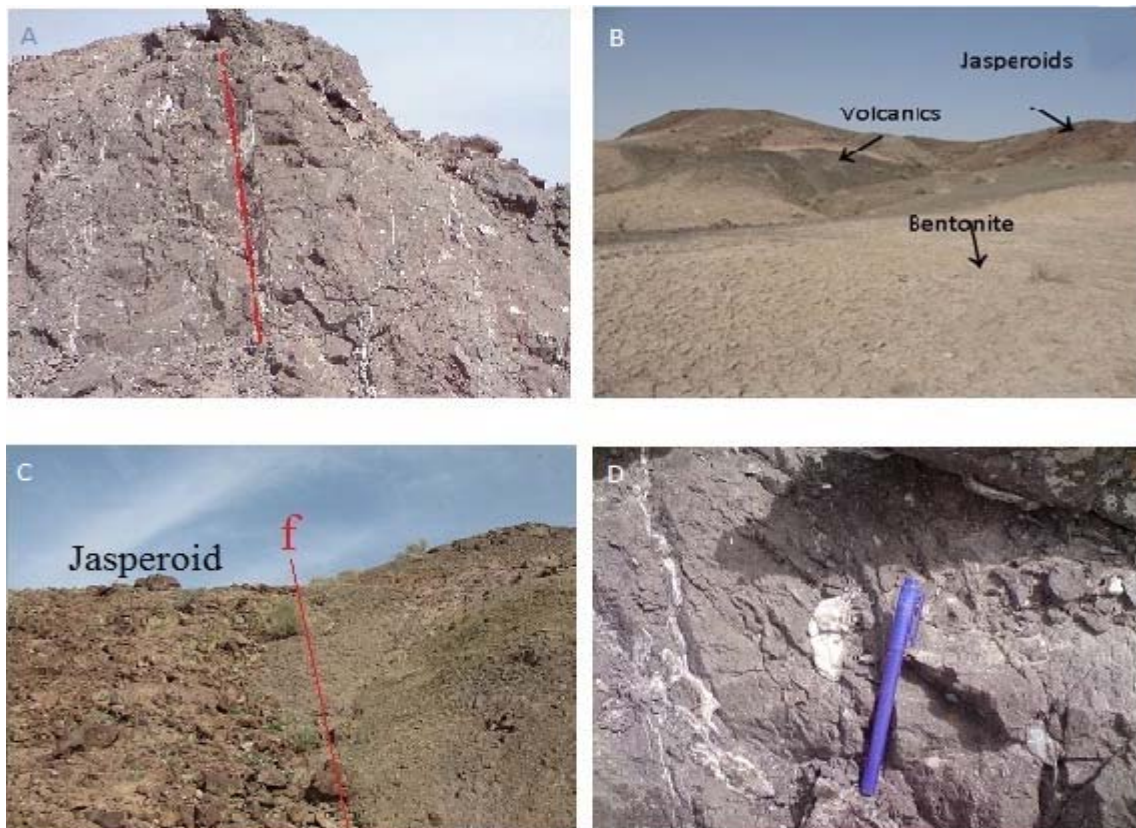
جدول ۱. نتایج آنالیز XRF عناصر اصلی نمونه‌های کوه طشتاب خور بر حسب درصد وزنی به تفکیک نمونه‌های سنگ والد و نمونه‌های سیلیسی

Table 1. XRF whole rock analytical results of Khur volcanic and silica samples.

Sample Wt%	Volcanic Samples			Silica Samples		
	Si3	Si4	Tb15	Si1	Si10	Tb17
SiO ₂	55.41	55.53	52.78	88.96	86.87	88.88
TiO ₂	0.879	0.879	0.904	0.026	0.025	0.025
Al ₂ O ₃	16.46	16.51	15.40	0.86	0.68	0.91
FeO*	6.57	6.28	7.31	2.97	2.97	0.70
MnO	0.092	0.092	0.138	0.053	0.112	0.036
MgO	3.19	3.32	5.44	0.82	0.65	0.25
CaO	8.80	8.81	8.72	1.91	3.64	4.61
Na ₂ O	2.98	2.96	2.94	0.23	0.13	0.16
K ₂ O	3.12	3.08	2.73	0.11	0.09	0.13
P ₂ O ₅	0.384	0.382	0.429	0.014	0.016	0.018
Sum(%)	97.89	97.85	96.80	95.96	95.18	95.73
LOI	2.28	2.51	3.88	3.67	3.71	3.45

ژاسپروئیدهای توده‌ای در امتداد گسلها قابل مشاهده‌اند (شکل ۳- A، C و D). ابعاد این سنگها از اندازه‌های بسیار ریز میلی‌متری تا نمونه‌های چند ده سانتی‌متری متغیر است.

برون‌زدهای گسترده‌ای از ترکیبات سیلیسی در معدن کویر خور و بیابانک وجود دارد. این ترکیبات سیلیسی به صورت پرکننده حفرات، ژئود و آگات، رگه‌ای و یا به شکل

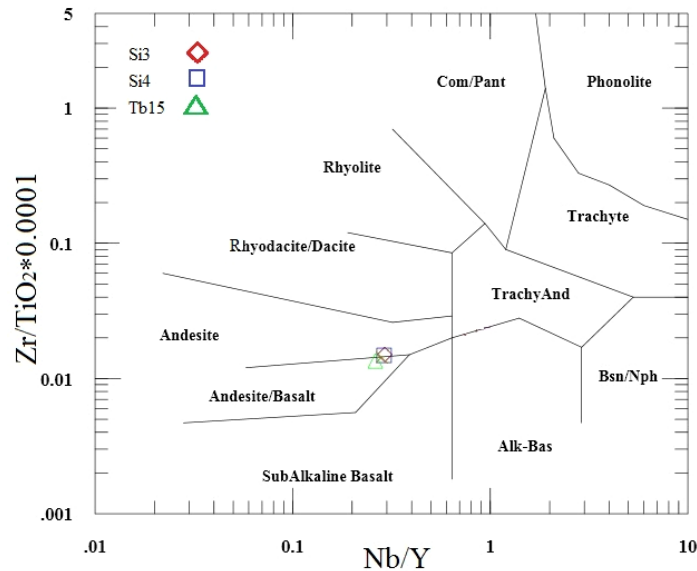


شکل ۳. A: نمای کلی منطقه، شکل‌گیری آگات‌ها و بنتونیت‌ها در کنار سنگهای آتشفشانی، B: تصویری از سطح آینه گسل در کنار رگه‌های سیلیسی C: شکل‌گیری آگات در کنار یک رگه سیلیسی D: انتشار ژاسپروئیدها به یک سمت گسل

Fig. 3. A: Photograph of a mirror fault beside silicic vein; B: landscape of the study area and C: jasperoides dispersion to one side of fault D: agates beside the silica vein

(Floyd and Floyd, 1977) نشان می‌دهد ترکیب این سنگها از نوع آندزیت تا آندزیت بازالت است (شکل ۴).

بررسی شیمیایی سنگهای آتشفشانی طشتاب خور در نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y برگرفته از (Winchester)

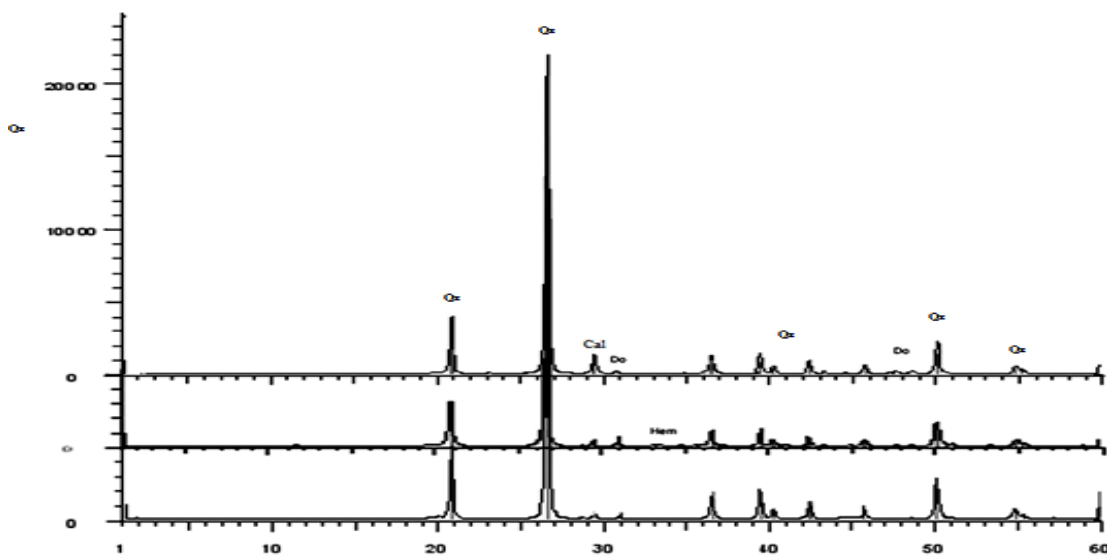


شکل ۴. در نمودار Zr/TiO_2 در مقابل Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977) نمونه‌های سنگ والد آتشفشانی در ناحیه آندزیت و آندزیت-بازالت قرار می‌گیرند.

Fig. 4. In Zr/TiO_2 vs. Nb/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977), the studied samples fall in the andesite and andesite-basalt field.

فوق، (Nazari and Floyd, 2004) به وجود ترکیبات آراگونیت، سیدریت، انیدریت، گوئیتیت، و به میزان کمتر سلاونیت و سلسیت در خور اشاره می‌کند.

انجام آنالیز XRD نشان می‌دهد ترکیب نمونه‌های مورد بررسی عموماً از جنس کوارتز و به میزان کمتر کلسیت، دولومیت و هماتیت است (شکل ۵). علاوه بر موارد ذکر شده



شکل ۵. نتایج آنالیز XRD مربوط به آگاتهای خور. Qz: کوارتز، Cal: کلسیت، Do: دولومیت، Hem: هماتیت

Fig. 5. Representative XRD pattern of the Khur bentonites (Qz. Quartz, Cal. Calcite, Do Dolomite, Hem Hematite)

سیلیسی و آگات‌های خور نشان می‌دهد با توجه به این مسأله که سنگ میزبان در منطقه مورد بررسی از نوع بازیک تا حد واسط است، فرآیند تجزیه سطحی و آزاد شدن سیلیس در اثر تشکیل بنتونیت‌زایی نمی‌تواند چنین حجم عظیمی از سیلیس را در منطقه تأمین کند. به همین دلیل نظریه دوم که تأمین سیلیس توسط سیالات گرمایی است می‌تواند مورد توجه قرار گیرد.

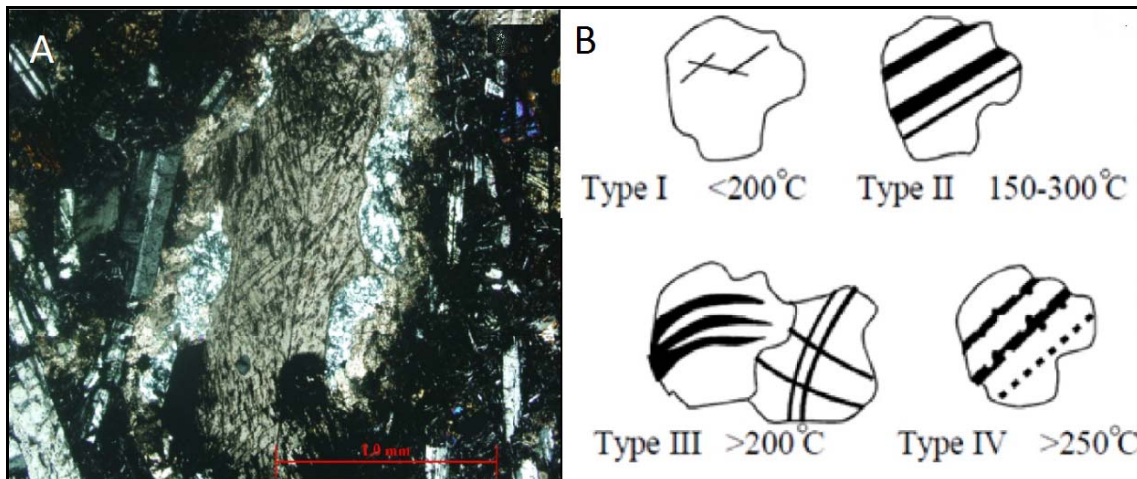
شکل ۶-۱، رشد کلسیت و کوارتز را در کنار هم به صورت بادامکی نشان می‌دهد. شکل و زاویه ماکل‌ها در کانی کلسیت می‌تواند شاخصی برای تعیین حرارت باشد (Passchier and Trouw, 1996). بر اساس طبقه‌بندی (Burkhard, 1993) هندسه ماکل‌های کلسیت به ۴ گروه طبقه‌بندی می‌شود: ماکل‌های گروه اول با باریکه‌های مستقیم حرارت کمتر از ۲۰۰ درجه را نشان می‌دهند. گروه دوم عریض‌تر از گروه قبل بوده و حرارت کمتر از ۳۰۰ درجه را مشخص می‌کند. ماکل‌های گروه سوم متقاطع و خمیده‌اند که در دمای بالای ۲۰۰ درجه تشکیل می‌شوند و نوع چهارم ماکل‌های کلسیت در دمای بالای ۲۵۰ درجه تشکیل می‌شوند و حالت دندانه‌دار دارند که بر اثر مهاجرت در مرز ماکل‌ها ایجاد می‌شود (شکل ۶-۱).

دو نظریه عمده در مورد منشأ سیلیس ارائه شده است. سیلیس سازنده آگات‌ها می‌تواند از انحلال سیلیس سنگ میزبان و سنگ‌های اطراف تأمین گردد که در این حالت همراه با کانیهای رسی و تجمع آلومینیوم، آهن، کلسیم و پتاسیم است. در نظریه دوم نقش سیالات در انتقال سیلیس مطرح می‌شود. در این شرایط تشکیل کلسیت و فلوریت همراه با تجمع عنصر اورانیم و بور می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر سیالات در حمل سیلیسیوم باشد (Moxon and Reed, 2006).

بر اساس نظریه تأمین سیلیس در اثر بنتونیت‌زایی، در زمان آلتراسیون که احتمالاً هم زمان یا بلافاصله بعد از تجمع توف‌های آتشفشانی است، فرآیند تشکیل بنتونیت مطابق رابطه زیر انجام می‌شود. در سمت راست این واکنش علاوه بر بنتونیت مقدار قابل توجهی ژل سیلیسی آزاد می‌شود.

$$\text{Plagioclase} + \text{Mg}^{2+} \rightarrow \text{Si(OH)}_4(\text{Gel}) + \text{Al}^{3+} + \text{Na}^+$$
 (Nazari, 2006a)

این فرآیند را در تأمین سیلیس مورد نیاز جهت ساخت ترکیبات سیلیسی منطقه مؤثر می‌دانند. با وجود این تشکیل ژئود و آگات در کنار بنتونیت تا کنون گزارش نشده است و سیلیس آزاد شده معمولاً به صورت ذرات ریزدانه و یا لایه‌های نازک سیلیسی در کنار بنتونیت‌ها باقی می‌مانند. بررسی‌های انجام شده در مورد منبع تأمین سیلیس در رگه‌های



شکل ۶. A: پرشدگی حفره بازالت توسط کلسیت و کوارتز ریزدانه، B: ماکل‌های کلسیت با نوع ۱ طبقه‌بندی (Burkhard, 1993) مطابقت دارد.

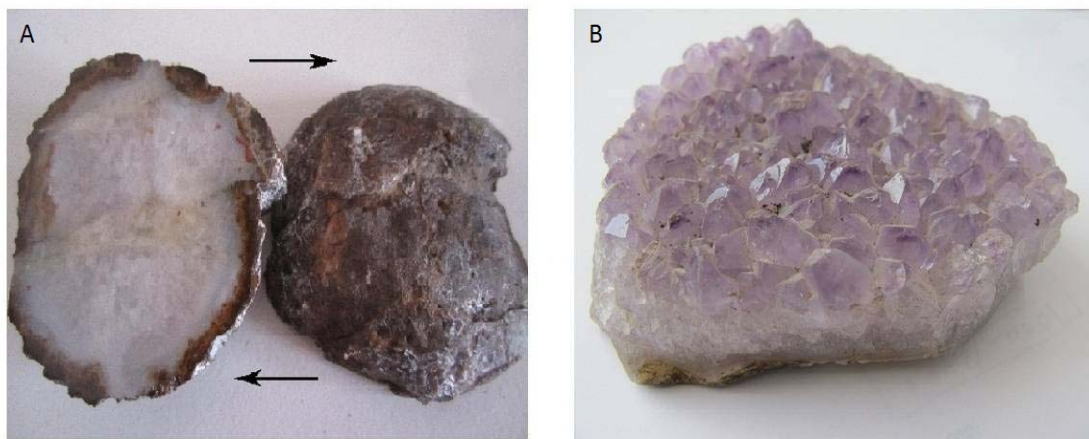
Fig. 6. A: Microscopic image of a nodule filled by quartz and calcite; B: Schematic illustrate that macles are matched with type I (Burkhard, 1993).

نظر می‌رسد که پر شدن حفرات در حوضه رسوبی گرابن خور با pH قلیایی صورت گرفته است (Hashemi, 2000). تشکیل سیلیس‌های ریزدانه احتمالاً در بازه‌های زمانی کوتاه

از آن‌جا که سیلیس و کلسیت نمی‌توانند در یک محیط رسوبی و در کنار هم رشد کنند (Mason and Moore, 2003)، وجود آنها در کنار هم تأمل برانگیز است. این‌طور به

شکل ۷-A تصویری از یک نمونه ژئود را نشان می‌دهد. شکل ۷-B نشان‌دهنده رشد یک آگات در امتداد یک گسل است که همزمان با فعالیت گسل شکل گرفته است.

در اثر خروج یک سیال سیلیسی اتفاق افتاده است و پس از این دوره تشکیل کربنات مجدداً ادامه یافته است. حاشیه مضرس ظریفی که بین این دو کانی وجود دارد شاهدهی بر عدم تعادل این دو کانی است.

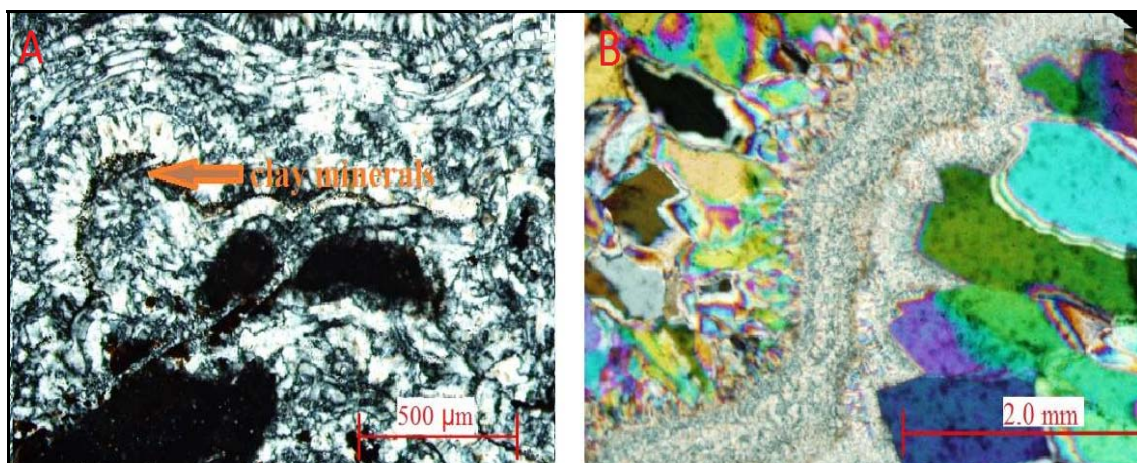


شکل ۷. A: ژئود آمیتیست B: رشد آگات همزمان با فعالیت گسل

Fig. 7. A: an amethyst geode B: Cross section of an agate growing during fault activity

کوارتز کریستالین در سمت مرکز تشکیل می‌شود. در فازهای بعدی تأمین سیلیس این روند مجدداً ادامه می‌یابد تا جایی که حفره مرکزی کاملاً پر شود. شکل ۸-A، کانیهای رسی را در کنار کوارتز نواری نشان می‌دهد. تشکیل این کانیهای رسی مربوط به زمان وقفه بین دو فاز فعالیت گسل و تأمین سیلیس است.

ترتیب تبلور شناخته‌شده در آگات‌ها از خارج به سمت داخل شامل کوارتز نواری، کوارتز کریستالین و حفره مرکزی است (Wang and Merino, 1995). شکل ۸-B کوارتز نواری را بین دو بخش کوارتز کریستالین نشان می‌دهد. این حالت می‌تواند نشان‌دهنده مراحل رشد یک آگات باشد. در هر مرحله با تأمین سیلیس مورد نیاز کوارتز نواری در حاشیه و



شکل ۸. تصاویر میکروسکوپی از یک نمونه آگات A: کوارتزهای درشت‌بلور، ریزبلور و نواری در کنار هم، B: بافت شعاعی و فیبری کانیهای کوارتز و تشکیل کانیهای رسی در کنار کوارتزها

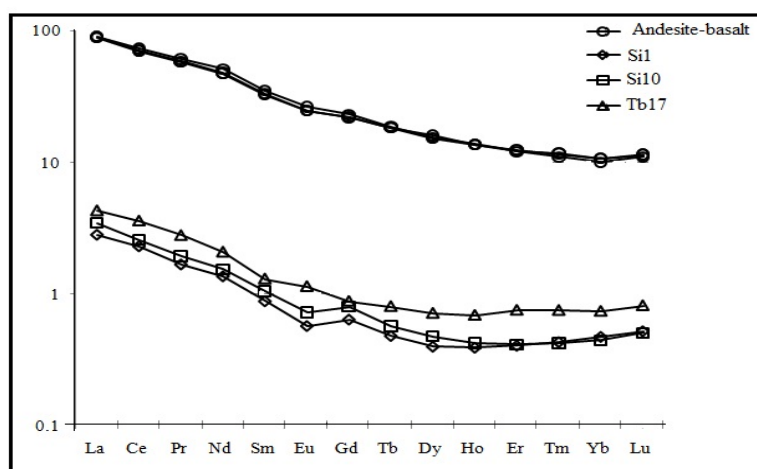
Fig. 8. Microscopic photographs from an agate A: coarse, fine and banded quartz altogether B: spheroidal fibrous quartz mineral and formation of clay minerals beside quartz

سیلیسی وابسته به تجزیه کانیهای پلاژیوکلاز سنگ میزبان است (Gotze et al., 1998). از این لحاظ به نظر می‌رسد رگه سیلیسی به دلیل ارتباط بیشتر با سنگ دیواره، نسبت به دو نمونه دیگر غنی‌شدگی بیشتری را از عنصر یوروپیم نشان می‌دهد در حالی که کانیهای کوارتز در ژئود و ژاسپروئیدها ارتباط کمتری با سنگ میزبان داشته‌اند.

بررسی عناصر نادر در نمونه‌های سیلیسی و مقایسه آن با سنگ میزبان تهی‌شدگی همه عناصر به‌جز مس و سزیم را نشان می‌دهد (شکل ۱۰).

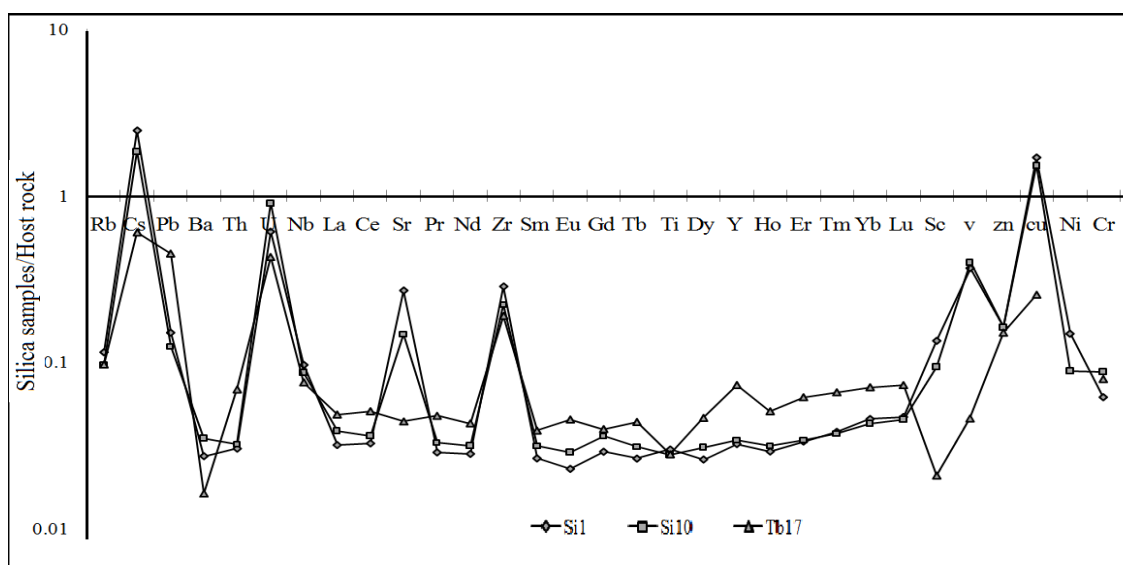
عناصر نادر خاکی در نمونه‌های سیلیسی، روند مشابهی را با سنگ میزبان نشان می‌دهند (شکل ۹). ارتباط عناصر نادر خاکی با سنگ میزبان اسیدی و بازی در آگات‌ها به‌علت چرخش سیال در سنگ دیواره، همزمان و پس از دگرسانی اتفاق می‌افتد (Monecke et al., 2002; Gotze et al., 1998). تهی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سنگین به مقدار جزئی بیش از عناصر سبک است.

آنومالی مثبت ضعیف Eu در نمونه Tb17 و آنومالی منفی Eu در دو نمونه دیگر به چشم می‌خورد. رفتار Eu در نمونه‌های



شکل ۹. نمودار مقایسه‌ای روند عناصر نادر خاکی سیلیسی‌ها در برابر سنگ میزبان به‌هنجار شده به کندریت بر اساس (McDonough and Sun, 1995)

Fig. 9. a comparison of REEs in silica samples and host rock normalized to McDonough and Sun (1995)



شکل ۱۰. نمودار عناصر نادر در نمونه‌های سیلیسی به‌هنجار شده به سنگ میزبان

Fig. 10. Trace elements in silica samples normalized to host rock

2010) به منظور بررسی دقیق‌تر بر روی دو نمونه سیلیسی تجزیه ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریوم انجام شد (Juchem et al., 2009; Duarte et al., 2011). نتایج این آنالیز در جدول ۳ آورده شده است. نمونه S1 متعلق به یک رگه سیلیسی و ag مربوط به یک نمونه آگات است. هیدروژن یکی از سازنده‌های فرعی سنگ‌هاست، بنابراین در فرآیندهای دگرسانی با نسبت‌های بسیار بالای سیال به سنگ، ترکیب ایزوتوپی هیدروژن سنگ و کانیها نسبت به ترکیب ایزوتوپی هیدروژن سیالهای بر هم کنش‌کننده، بسیار حساس است و به سرعت دستخوش تغییر قرار می‌گیرد. از سوی دیگر، اکسیژن ۵۰ درصد وزنی کانیها و سنگهای رایج را تشکیل می‌دهد و بنابراین به جز در نسبت‌های بسیار بالای سیال به سنگ در طول دگرسانی در برابر نسبت ایزوتوپی اکسیژن سیالهای برهم کنش‌کننده حساسیت کمتری نشان می‌دهد (Rollinson, 1993).

مقادیر مطلق D/H و $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ابتدا با طیف‌سنج جرمی اندازه‌گیری شده و سپس نسبت به یک استاندارد به نام میانگین استاندارد آبهای اقیانوسی (SMOW)، به مقادیر نسبی تبدیل می‌شوند و برحسب قسمت در هزار (‰) بیان می‌شوند و با δD و $\delta^{18}\text{O}$ نشان داده می‌شوند که به صورت زیر محاسبه می‌شوند (Mason and Moore, 2003).

$$\delta\text{D} = \left[\frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{sample}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 10^3 \text{‰}$$

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{sample}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] \times 10^3 \text{‰}$$

داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و دوتریوم به‌هنگار شده به میانگین استاندارد آبهای اقیانوسی در جدول ۲ ذکر شده است.

به‌دلیل عدم حضور آب در ساختار کانی کوارتز دوتریوم در ترکیب این کانی وجود ندارد و δD اندازه‌گیری شده در کانی کوارتز به‌طور مستقیم نشان‌دهنده میزان δD محلولهای گرمابی است، زیرا این نسبت مربوط به آب محبوس در میان‌بارهای سیال کوارتز می‌باشد و محتوای این میان‌بارها نمونه واقعی محلولهای سازنده است (Florke et al., 1982). تفریق ایزوتوپی صورت گرفته میان این کانی و محلولهای گرمابی تنها بر روی نسبت ایزوتوپی $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ کوارتز تأثیرگذار بوده است، لذا تصحیح ایزوتوپی برای محاسبه ترکیب ایزوتوپی محلول گرمابی در تعادل با کوارتز فقط برای ترکیب $\delta^{18}\text{O}$ انجام شده‌است.

عناصر استرانسیوم و زیرکونیوم تهی‌شدگی کمتری را نسبت به سایر عناصر نشان می‌دهند. عنصر استرانسیوم می‌تواند جایگزین کلسیم در ترکیبات کربناته شود. اورانیوم تغییری نکرده و در نمونه‌های سیلیسی و سنگ میزبان میزان یکسانی را نشان می‌دهد.

(Moxon and Reed, 2006)، تجمع اورانیوم را در تعدادی از نمونه‌های آگات گزارش می‌کند. بر این اساس، مقدار این تجمع در نمونه‌های بنفش و دودی بیشتر است. تشعشعات رادیواکتیو می‌تواند در ایجاد رنگ دودی نمونه‌های کوارتز مؤثر باشد (Hall, 2000). دو ایزوتوپ ^{137}Cs و ^{135}Cs از محصولات واپاشی اورانیوم ۲۳۵ هستند. غنی‌شدگی از این عنصر که از محصولات واپاشی اورانیوم است (More and Zaeri, 2003) در کنار تشکیل ژئودهای بنفش که رنگ آنها در نتیجه تشعشع تقویت می‌شود احتمال وجود تأثیر ضعیف عناصر رادیواکتیو در منطقه را تقویت می‌کند. عنصر مس با وجود الکترون‌گاتیویته بالا به دلیل ایجاد به‌هم ریختگی، در شبکه بلوری سیلیکات‌ها و ناپایداری انرژی به راحتی وارد شبکه بلوری این کانیها نمی‌شود. غنی‌شدگی از عنصر Cu در مقابل تهی‌شدگی از Ni و Cr که تحرک پایینی دارند نشان می‌دهد که عنصر مس احتمالاً در جریان فعالیت گسلها و طی فرآیند گرمایی وارد محیط شده است. فراوانی عناصر Ge، B، و U در آگاتها می‌تواند نشان‌دهنده نقش سیالات در دگرسانی سنگ میزبان آتشفشانی و تحرک عناصر باشد (Gotze et al., 1998).

منشأ و دمای تشکیل

بررسی سیالات درگیر روش معمول برای تعیین دما و منشأ سیالات سازنده کانیها است. با این حال استفاده از این روش به‌علت کوچک بودن اندازه سیالات درگیر در مقاطع مورد بررسی عملاً امکان‌پذیر نشد. به همین علت و با توجه به این مسأله که همه سیالات درگیر از نوع تک‌فازی مایع بودند اغلب مطالعات انجام شده دمای تشکیل ژئود را بین ۵۰ تا ۱۵۰ درجه سانتی‌گراد برآورد می‌کند (Moxon and Reed, 1998; Gotze et al., 2006). در منطقه مورد مطالعه با توجه به همراهی آگات‌ها با بنتونیت و نقش سیالات گرمابی در شکل‌گیری هر دو گروه، دمای به‌دست آمده برای بنتونیت‌ها قابل تعمیم به هر دو گروه است (Malek Mahmoudi, 2006).

متاثر از تغییرات دمایی است. روشهای گوناگونی جهت تعیین به‌منظور محاسبه ضریب توزیع اکسیژن بین آب و کوارتز استفاده گردید.

$$10^3 \ln \alpha_{(Qz-H_2O)} = (3.38 * 10^{10}) / T^2 * - 2.9$$

با توجه به این موضوع که توزیع ایزوتوپ بین کانی- سیال ضریب توزیع ایزوتوپ اکسیژن بین کوارتز و سیال در دماهای مختلف ارائه شده است. رابطه (Clayton et al., 1972)

جدول ۲. میزان عناصر کمیاب و عناصر نادر خاکی در نمونه‌های آنالیز شده به روش ICP-MS

Table 2. Trace elements and REEs in Tashtab samples analyzed by ICP-MS

Sample ppm	Volcanic Samples			Silica Samples		
	Si3	Si4	Tb15	Si1	Si10	Tb17
Ni	31	33	38	5	3	0
Cr	89	98	154	7	10	9
V	214	211	229	80	87	10
Cu	17	18	18	107	96	16
Zn	80	69	40	13	13	12
Ba	81	84	75	14	18	8
Th	495	494	519	0.18	0.19	0.40
Nb	6.10	5.94	5.54	0.53	0.48	0.42
Y	5.85	5.73	5.08	0.63	0.67	0.43
Hf	20.01	19.71	19.37	0.42	0.34	0.41
Ta	3.57	3.54	3.35	0.02	0.02	0.03
U	0.41	0.40	0.34	0.95	1.41	0.67
Pb	1.62	1.61	1.46	2.00	1.66	5.97
6.8	13.47	13.83	12.71	8.0	6.8	6.8
Cs	79.3	76.8	54.8	7.05	5.30	1.72
Sr	2.22	2.03	4.34	261	143	43
Sc	1012	1062	834	3.4	2.4	0.5
Zr	23.9	23.6	28.0	36	28	24
Sc	132	130	122	4	4	2
Rb	31	33	38	8	6	6
Sr	89	98	154	256	140	42
Zr	214	211	229	36	28	24
La	1.43	1.43	1.53	0.67	0.82	1.02
Ce	4.52	4.49	4.73	1.41	1.58	2.21
Pr	0.68	0.69	0.70	0.16	0.18	0.27
Nd	4.05	3.87	3.86	0.64	0.72	0.98
Sm	0.77	0.77	0.77	0.14	0.16	0.20
Eu	2.06	2.03	1.99	0.03	0.04	0.07
Gd	0.30	0.30	0.28	0.13	0.17	0.18
Tb	1.82	1.82	1.70	0.02	0.02	0.03
Dy	0.29	0.29	0.28	0.10	0.12	0.18
Ho	21.17	20.81	21.40	0.02	0.02	0.04
Er	43.36	42.66	44.68	0.07	0.07	0.12
Tm	5.52	5.45	5.77	0.01	0.01	0.02
Yb	22.36	22.09	23.92	0.08	0.08	0.13
Lu	5.08	4.98	5.38	0.01	0.01	0.02

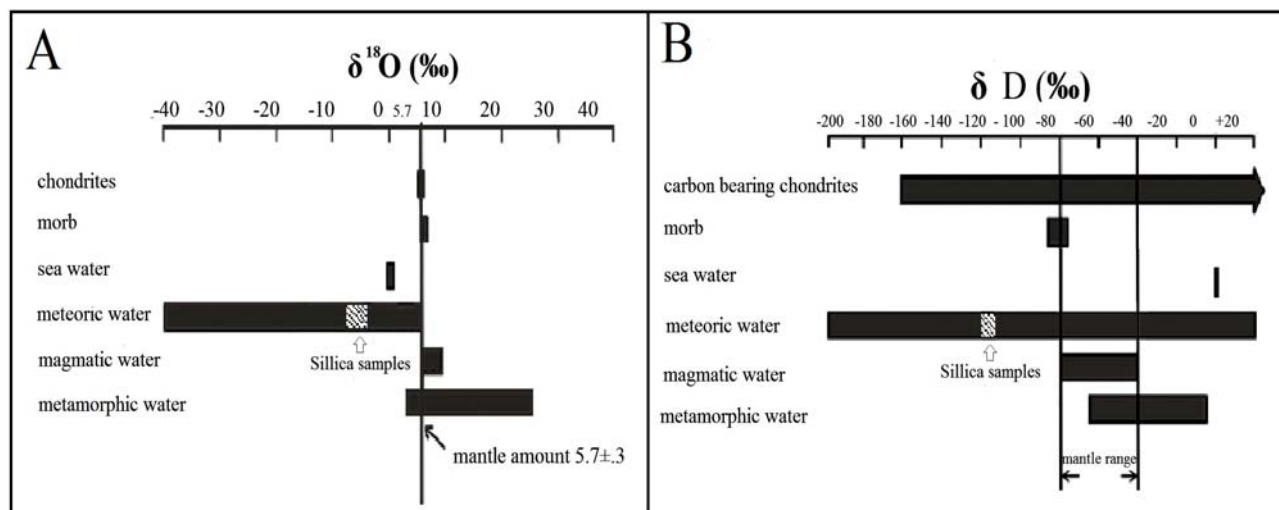
جدول ۳. داده‌های ایزوتوپی اکسیژن و دوتریوم به‌هنجار شده به میانگین استاندارد آبهای اقیانوسی

Table 3. Oxygen and deuterium isotopic data normalized to SMOW

Sample	weight	$\delta^{18}O$ vs. SMOW	δ^2H vs. SMOW
ag-Silica	1.537 mg	-1.16	-119.6
s1-Silica	1.26 mg	-5.37	-118

و دوتریوم (Kyser and ONail, 1984; Deloule et al., 1991)، خاستگاه سیال نمونه‌های سیلیسی را از نوع آبهای جوی مشخص می‌کند (شکل ۱۱-A و B).

بررسی ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریوم (شکل ۱۱-A و B) در ۲ نمونه سیلیسی و مقایسه آنها با مخازن طبیعی اکسیژن (Taylor, 1980; Graham and Harmon, 1983)



شکل ۱۱. مقادیر استاندارد جهت تفکیک اکسیژن (A) و دوتریوم (B) در آبهای مختلف. نمونه‌های مورد بررسی از نظر میزان اکسیژن و دوتریوم در محدوده آبهای جوی قرار می‌گیرند.

Fig. 11. Standard values for oxygen (A) and deuterium (B) in different waters. Studied samples are located within atmospheric water domain.

ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن و دوتریوم نقش سیالات جوی را در شکل‌گیری آگات‌ها نشان می‌دهد. با توجه به بررسی‌های ژئوشیمیایی انجام شده و مشاهدات صحرائی، نقش فرآیند گرمایی در تشکیل نمونه‌های مورد مطالعه قابل توجه است. سیالات جوی که از طریق گسلها در منطقه به اعماق راه یافته‌اند، بر اثر افزایش حرارت قابلیت انحلال و انتقال سیلیس را پیدا می‌کنند. فعالیت‌های تکتونیکی منطقه شرایط رسیدن این سیالها را به سطح زمین فراهم می‌آورد.

قدردانی

نویسندگان مقاله از دانشگاه اصفهان به خاطر حمایت‌های مالی سپاس‌گزاری می‌نمایند.

نتیجه‌گیری

ترکیبات سیلیسی شامل رگه‌های سیلیسی، ژاسپروئیدها، ژئودها و آگات‌ها در منطقه طشتاب خور و بیابانک گسترشی قابل توجه دارند. ترکیب این نمونه‌ها شامل کوارتز، ژاسپر، کلسدونی، کلسیت، دولومیت، هماتیت و باریت است. ژاسپروئیدها به‌طور عمده در امتداد گسلها و درزه‌ها گسترش دارند و ژئودها به‌صورت پرکننده حفرات سنگهای آتشفشانی در کنار رگه‌های کوچک گرمایی دیده می‌شوند. روند عناصر نادر خاکی مشابه با سنگ میزبان بوده و تهی‌شدگی قابل توجهی را نسبت به سنگ میزبان آتشفشانی خود نشان می‌دهند. این امر نشان‌دهنده انتقال عناصر در اثر گردش سیالات در کنار سنگ میزبان است. در میان عناصر نادر آنومالی مثبت سزیم، مس و اورانیوم قابل توجه است. آنالیز

References

Burkhard, M., 1993. Calcite twins, their geometry, appearance and review. *Journal of Structural Geology*, 15(3-5): 351-368.
Clayton, R.N., O'Neil, J.R. and Mayeda, T.K., 1972. Oxygen isotope exchange between

quartz and water. *Journal of Geophysical research*, 77(17): 3057-3067.
Cox A.P. (translated by Moore, F. and Zaeri, K.), 2003. *elements of earth*. Shiraz university Publishing, Shiraz, 414 pp. (in Persian)

- Deloule, E., Albarede, F. and Sheppard, S.M.F., 1991. Hydrogen isotope heterogeneities in mantle from ion probe analysis of amphibole from ultra mafic rocks. *Earth Planetary Science Letter*, 105(4): 543-553
- Duarte, L.C., Hartmann, L.A., Ronchi, L.H., Berner, Z., Theye, T. and Massonne, H.J., 2011. Stable isotope and mineralogical investigation of the genesis of amethyst geodes in the Los Catalanes gemological district, Uruguay, southernmost Paraná volcanic province. *Mineralium Deposita*, 46(3): 239-255.
- Florke, O.W., Kohler-Herberts, B., Langer, K. and Tonges, I., 1982. Water in microcrystalline quartz of volcanic origin: agates. *Contribution to Mineralogy Petrology*, 80(4): 324-333.
- Graham, C.M. and Harmon R.S., 1983. Stable isotope evidence on the nature of crust- mantle xenoliths: Shiva. Nantwich, UK: 20-45.
- Gotze, J., Nasdala, L., Kleeberg, R. and Wenzel, M., 1998. Occurrence and distribution of Moganite in Agate/Calcedony: A combined Micro-roman, Rietveld, and cathodoluminescence study. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 133(1-2): 96-105.
- Haj Alilou, B. and Vosough, B., 2009. Geological source of Mianeh agates. 17th Symposium of crystallography and mineralogy of Iran, Hamedan university, Hamedan. (in Persian with English abstract)
- Haj Alilou, B., Vosough, B. and Moazen, M., 2011. Mineralogy, geochemistry, gemology and variety in colors of Mianeh agates. *Iranian journal of crystallography and mineralogy of Iran*, 19(3): 427-438. (in Persian with English abstract)
- Hall, C., 2000. *Gemstones*. Droling Kindersley Publishing, London, 160 pp.
- Hashemi, A., 2000. *Khur tectonics*. M.Sc. Thesis, Shahid Beheshty university, Tehran, Iran, 271 pp. (in Persian with English abstract)
- Hopkinson, L., Roberts, S., Herrington, R. and Wilkinson, J., 1998. Self-organization of submarine hydrothermal siliceous deposits: Evidence from the TAG hydrothermal mound, 26°N Mid-Atlantic Ridge. *Geology*, 26(4): 347-350.
- Juchem, P.L., Hartmann, L.A., Massonne H.J. and Theye T., 2009. Oxygen isotope composition of amethyst and related silica minerals in volcanic rocks from the Paraná province, southern Brazil. XII Congresso Brasileiro de Geoquímica e VIII Internacional Symposium on Environmental Geochemistry, Ouro Preto. *Geochimica Brasiliensis*.
- Kyser, T.K. and ONail J.R., 1984. Hydrogen isotope systematics of submarine basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48(10): 2123-2133.
- Malek Mahmoudi, F., 2010. Mineralogical and geochemical studies of hydrothermal alteration and mineralization in Tashtab Mounts (NE of Isfahan province). M.Sc. thesis, Isfahan university, Isfahan, Iran, 109 pp. (in Persian with English abstract)
- Malek Mahmoudi, F. and Khalili, M., 2011. The behavior of elements in the process of alteration of andesite - basalt to bentonite in Tashtab Mounts Khur, northeastern Isfahan province. *Journal of Economical Geology*, 4(1): 1-26. (in Persian with English abstract)
- Malek Mahmoudi, F. and Khalili, M., Mackizadeh, M.A., 2010. study of genesis and temperature of Khur agate formation. 17th Symposium of crystallography and mineralogy of Iran, Bu Ali Sina university, Hamedan. (in Persian with English abstract)
- Mason, B. and Moore, G.B. (Translated by Moore, F. and Sharafi, A.A.), 2003. *Principles of Geochemistry*. Shiraz University Press, Shiraz, 566 pp. (in Persian)
- McDonough, W.F. and Sun, S.S., 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120(3-4): 223-253.
- Monecke, T., Kempe, U. and Gotze, J., 2002. Genetic significance of the trace element content in metamorphic and hydrothermal quartz: a reconnaissance study Genetic significance of trace element content in quartz from hydrothermal ore deposit. *Earth and Planetary Science Letters*, 202(3-4): 709-724.
- Moxon, T., 2002. Agate: A study of ageing. *European Journal of Mineralogy*, 14(6): 1109-1118.
- Moxon, T. and Reed S.J.B., 2006. Agate and Chalcedony from Igneous and sedimentary hosts aged from 13 to 3480 Ma: a cathodoluminescence study. *Mineralogical Magazine*, 70(5): 485-498.
- Nazari M., 2004. Agates and Geodes from the Khur area, Central Iran. *Australian Gemmologist*, 22(1): 21-28.
- Nazari, M., 2006a. Mineralogy and Genesis of geodes and agates of east of Khur and its relation with bentonite formation. 2th

- Symposium of geological society of Iran, Ferdwosi university, Mashhad. (in Persian with English abstract)
- Nazari, M., 2006b. study of accessory minerals in khur agates and geodes by electronic microscope. 4th Symposium of geological society of Iran, Tabriz university, Tabriz (in Persian)
- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, New York, 366 pp.
- gitashenasi geographical and cartographic institute, 2005. Road atlas of Iran. 271 pp. (in Persian)
- Rollinson, H.R., 1993. *Using geochemical data, Evaluation, Presentation, Interpretation*. Longman Scientific and Technical, Michigan , 352 pp.
- Taylor, H.P., 1980. The effect of assimilation of country rock by magma on $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Systematics in igneous rocks. *Earth Planetary Science Letter*, 47(2): 243-254.
- Technoexport, 1984a. Geological map of Khur area, scale 1:250,000. Geological Survey of Iran.
- Technoexport, 1984b. *Geology of the Khur area: Ministry of Mines and Metals. Geological survey of iIran, Tehran, Report 20, 132 pp.*
- Wang, Y. and Merino, E., 1995. Origin of Fibrosity and Banding in Agates from Flood Basalts. *American Journal of Science*, 295(1): 49-77.
- Winchester, J.A. and Floyd, P.A., 1977. Geochemical classification of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.