

سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی سنگ‌های آداکیتی پرسیلیس پسا افیولیتی سبزوار

خدیجه جمشیدی، حبیب‌اله قاسمی* و محمود صادقیان

گروه پتروولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده

در نوار افیولیتی شمال‌غرب-غرب سبزوار، گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس متعددی با ترکیب ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، تراکی‌اندزیت و آندزیت، متعلق به محدوده زمانی ائوسن فوقانی تا پلیوسن، مجموعه افیولیتی کرتاسه-پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و نیز در برخی موارد سنگ‌های رسوبی الیگوسن-میوسن را قطع کرده‌اند و تکه‌هایی از آنها را به صورت بیگانه سنگ دربر گرفته‌اند. اصلی‌ترین کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل: پلاژیوکلاز و آمفیبول است که بافت‌های متنوع فلسیتی پورفیری، میکرولیتی پورفیری، غربالی، جریان‌ی و گلوپورفیری را به نمایش می‌گذارد. حضور حجم زیادی از قطعات تخریبی این گنبد‌ها در کنگلومرای پلیوسن و نبود آنها در واحدهای تخریبی میوسن بیانگر بالازدگی و رخنمون یافتن آنها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن-پلیوسن است. ماگمای سازنده این سنگ‌ها دارای سرشت آهکی-قلیایی و پرآلومین شاخص کمان‌های آتشفشانی است. در نمودارهای تقسیم‌بندی سنگ‌های آداکیتی نیز این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) جای می‌گیرد. نمودارهای چند عنصری بهنجار شده به مورب، گوشته اولیه و کندریت، بیانگر غنی‌شدگی این سنگ‌ها از عناصر نادر خاکی سبک و لیتوفیل بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین (HREE) است. تهی‌شدگی شدید از عناصر با شدت میدان بالا (HFS) مانند: Nb، P و Ti که از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کمانی است، در این سنگ‌ها دیده می‌شود. بر اساس نمودارهای سنگ‌زادی، ماگمای آداکیتی سازنده این سنگ‌ها، از ذوب بخشی یک سنگ منبع اکلوزیتی یا گارنت‌آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرورانده شده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی پهنه البرز شرقی، به وجود آمده است. این ماگما در جریان صعود به ترازهای بالاتر و جایگزینی در نوار افیولیتی، متحمل فرآیندهای تبلور تفریقی همراه با هضم و آرایش پوسته‌ای (AFC) شده است. وجود بیگانه سنگ‌ها، خوردگی و عدم تعادل شیمیایی درشت بلورها و بافت غربالی آنها و همچنین مقادیر نسبت‌های $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_i \approx 0.7045$ در این سنگ‌ها از شواهد رخداد این فرآیندها است.

واژه‌های کلیدی: سنگ‌شناسی، زمین‌شیمی، آداکیت، پسا‌افیولیت، سبزوار، زون افیولیتی سبزوار

مقدمه

شمال‌غرب تا جنوب‌شرق (پهنه ارومیه-دختر)،
پیرامون خرد قاره ایران مرکزی، شمال و شمال‌شرق

گسترش سنگ‌های ماگمایی سنوزوئیک از

ناپیوسته این گنبد‌ها را می‌توان در روستاهای زردکوهی، ساروق، کلاته سادات، کوه سفید، شفیع‌آباد، مهر، سفیدنهر، نامن و مقیسه با ترکیب بیشتر ریولیتی و در اطراف روستاهای شادمان، جغتای، آبرود و جلمبادان با ترکیب آندزیتی، تراکی‌آندزیتی، داسیتی و تراکی‌داسیتی مشاهده کرد (شکل ۱- A و B و شکل ۲).

اگر چه مجموعه افیولیتی و دگرگونه سبزوار که یکی از مهم‌ترین پهنه‌های افیولیتی ایران محسوب می‌شود از دیرباز توجه بسیاری از زمین‌شناسان را به خود معطوف داشته است، با این وجود گنبد‌های نیمه‌عمیق موجود در آن که از منحصر به فردترین پدیده‌های زمین‌شناسی منطقه است کمتر مورد توجه قرار گرفته‌اند و سرنوشت این گنبد‌ها از نظر خاستگاه و موقعیت تکتونیکی با سؤال‌های زیادی روبرو بوده است. با توجه به کمبود تحقیقات جامع و کامل در ارتباط با زمین‌شناسی، ویژگی‌های ژئوشیمیایی و خاستگاه سنگ‌های آذرین پسا‌افیولیتی سبزوار، انجام مطالعه پتروژئولوژیکی بر روی این واحدهای سنگی امری ضروری و اجتناب‌ناپذیر می‌نماید. در این تحقیق سعی شده است با توجه به بررسی‌های زمین‌شناسی در سطح گسترده از جنوب تا شمال و شمال‌غرب کمربند افیولیتی و همچنین، پردازش داده‌های حاصل از تحلیل شیمی سنگ‌های مورد بررسی، سرگذشت زمین‌شناسی سنگ‌های مذکور در منطقه سبزوار تا حد زیادی روشن شود.

زمین‌شناسی منطقه

منطقه بررسی شده در بخش شمال‌شرقی پهنه ایران مرکزی (Aghanabati, 2004) قرار دارد و بخشی از پهنه افیولیتی سبزوار (Alavi, 1991) را در شمال و شمال‌غرب شهرستان سبزوار در بر می‌گیرد (شکل ۱). مجموعه افیولیتی سبزوار به عنوان قدیمی‌ترین سنگ‌های موجود در منطقه با سن

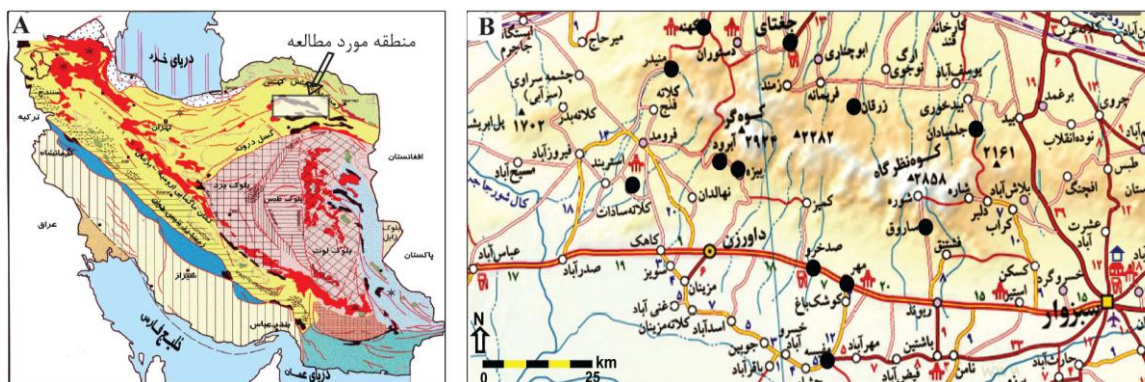
ایران (کمان ماگمایی سبزوار)، از عظمت فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک حکایت دارد. به نظر می‌رسد که فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس در خلال کرتاسه-پالئوسن، عامل اصلی این فعالیت‌های ماگمایی بوده است. چنین حجم بالایی از سنگ‌های آذرین با ماهیت بیشتر آهکی-قلیایی و متالومین همواره مورد توجه زمین‌شناسان مختلف بوده است. اما در سال‌های اخیر، بررسی‌های ژئوشیمیایی دقیق سنگ‌های آذرین بعد از ائوسن در شمال‌شرق ایران منجر به شناسایی و گزارش برخی از آنها به عنوان سنگ‌های آداکیتی مرتبط با فرورانش نئوتتیس در کمان ماگمایی سبزوار و جنوب قوچان شده است (Salehinejad, 2008; Ghasemi et al., 2010; Dehnavi, 2010; Tanha, 2009). آداکیت‌ها به عنوان سنگ‌های آتشفشانی (آندزیت-داسیت-ریولیت) یا نفوذی (دیوریت-تونالیت-ترونجمیت-گرانودیوریت-گرانیت) غنی از سیلیس، غالباً در کمان‌های ماگمایی سنوزوئیک مرتبط با فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی جوان و داغ با سن کمتر یا برابر با ۲۵ میلیون سال دیده می‌شود و دارای ویژگی‌های ژئوشیمیایی ذیل است (Kay, 1978; Defant and Drummond, 1990): $Al_2O_3 \geq 15$ و $SiO_2 \geq 56$: (Wang et al., 2012 درصد وزنی، مقادیر بالای Na_2O ($3.5wt\% \leq Na_2O \leq 7.5wt\%$) نسبت K_2O/Na_2O ≤ 0.5 ، مقادیر Sr بالا (>300 ppm) LILE، $Yb \leq 1.8$ و HREE ($>400-3000$ ppm) پایین ($Y \leq 18$ ppm, ppm).

سنگ‌های آداکیتی پسا‌افیولیتی سبزوار، به صورت گنبد‌های نیمه‌عمیق بزرگ و کوچک و گاهی به صورت دایک، با ترکیب نسبتاً متنوع (آندزیت تا ریولیت) در سنگ میزبان‌های مختلف (افیولیت‌های کرتاسه-پالئوسن تا مجموعه‌های آتشفشانی و رسوبی ائوسن، الیگوسن و میوسن) حضور دارد. رخنمون‌های

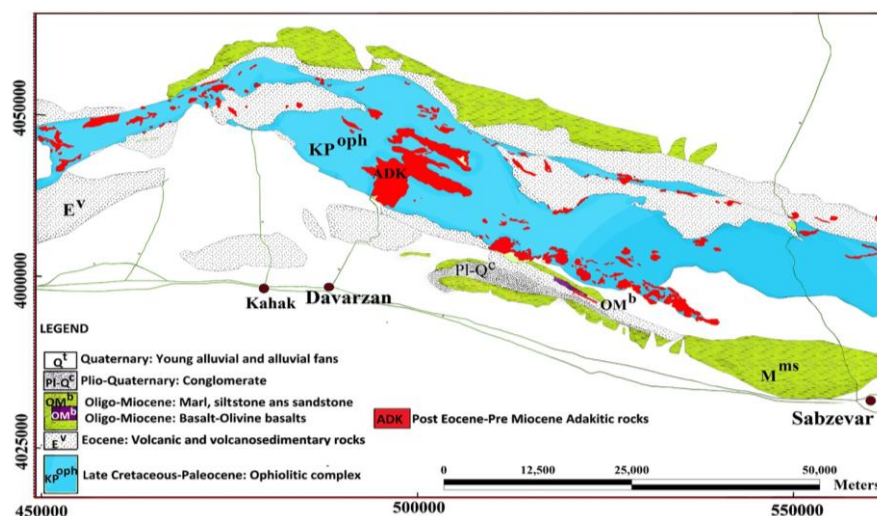
تراکیبی ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت است (شکل ۳-۱). در شمال نوار افیولیتی سبزوار (جنوب غرب جغتای و در اطراف روستاهای نوده انقلاب، دستوران، بید، طبس و غیره)، همین گنبدها با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت، توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن را قطع کرده‌اند. در جنوب نوار افیولیتی نیز در محدوده نامن-مقیسه، گنبدهای آداکیتی مزبور حاوی بیگانه‌سنگ‌های مارنی الیگومیوسن است. حضور بیگانه‌سنگ‌هایی از مجموعه افیولیتی سبزوار سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و مارن‌های الیگومیوسن در این گنبدها (شکل ۳-۲ و ۳-۱) نشان‌دهنده نفوذ آخرین گروه از آنها در اواخر میوسن است. به علاوه، حضور قطعات آنها در کنگلومرای پلیوسن (شکل ۳-۲) بیانگر رخنمون یافتن آنها در سطح زمین در مرز زمانی میوسن-پلیوسن است. داده‌های سنی ایزوتوپی نیز گویای سن متفاوت گنبدها از پالئوسن-ائوسن تا پلیوسن است (Spies *et al.*, 1983). گنبدهای آداکیتی مشابهی نیز در حد فاصل اسفراین-قوچان (در شمال منطقه) دیده می‌شود که بر اساس تعیین سن‌های انجام شده توسط Spies و همکاران (۱۹۸۳) و Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) بسیار جوان (۲ تا ۲۵ میلیون ساله) است.

کرتاسه پایانی-پالئوسن محسوب می‌شود که تکامل ساختاری و تحولات سنگ‌شناختی آن از دیرباز توجه زمین‌شناسان متعددی را به خود جلب کرده است (Lench *et al.*, 1977; Baroz, Noghreyan, 1982). این مجموعه (Shojaat *et al.*, 2003 *et al.*, 1983) در اثر جابه‌جایی و راندگی، به هم ریخته است و اکثر واحدهای سنگی آن با مرز گسلی در کنار یکدیگر قرار دارد. سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن، شامل: تناوبی از گدازه‌های بازیک-حد واسط و سنگ‌های آذرآواری وابسته به همراه میان لایه‌های رسوبی (توف، برش، ماسه‌سنگ، آهک نومولیت‌دار) نیز در منطقه رخنمون دارد (Salehinejad, 2008). سنگ‌های رسوبی بیشتر آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سیلتستون، گل‌سنگ و مارن‌های قرمز گچ‌دار) به همراه چندین روانه بازالتی به سن الیگوسن (Razavi, Ghasemi *et al.*, 2011) (2011) مارن‌های سفید گچ‌دار میوسن، کنگلومرای ضخیم پلیوسن و پهنه‌های آبرفتی پلیوکواترنر از دیگر واحدهای سنگی منطقه است.

گنبدهای آداکیتی بررسی شده در راستای شمال غربی-جنوب شرقی (شکل ۲) به گونه‌ای آشکار سنگ‌های هارزبورژیتی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار را قطع کرده‌اند. رنگ این گنبدها از سفید تا خاکستری مایل به صورتی متغیر بوده، دارای طیف



شکل ۱-۱ (A) موقعیت منطقه سبزوار در نقشه پهنه‌های ساختاری و زمین‌شناسی ایران از Aghanabati (۲۰۰۴) که با کادر سفید مشخص شده است، (B) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به گنبدهای بررسی شده. مناطقی که برای دسترسی به رخنمون‌های آذرین پسا افیولیتی مناسب است، با ● مشخص شده‌اند.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی کلی از موقعیت سنگ‌های آداکیتی بررسی شده در شمال سبزوار که بر اساس تصویر ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرایی رسم شده است.



شکل ۳- (A) رخنمون گنبد ریولیتی شمال روستای مهر در مجموعه افیولیتی سبزوار؛ (B) حضور بیگانه سنگ هارزبورژیتی متعلق به مجموعه افیولیتی سبزوار در آداکیت‌ها؛ (C) حضور قطعاتی از مارن‌های میوسن در در آداکیت‌ها؛ (D) حضور قطعاتی از آداکیت‌ها در کنگلومرای پلیوسن

روش انجام پژوهش

پس از بررسی‌های جامع میدانی و برداشت‌های صحرایی در مناطق یاد شده، تعداد ۱۵۰ عدد مقطع نازک میکروسکوپی برای بررسی‌های سنگ‌شناسی تهیه شد. همچنین، بر اساس تنوع سنگ‌شناسی و موقعیت جغرافیایی گسترش گنبد، تعداد ۲۸ نمونه سنگ کل از آنها انتخاب و برای انجام تحلیل

شیمی به آزمایشگاه ژئوشیمی ACME کانادا ارسال و با روش بسته ترکیبی با کد ICP95A (با روش ICP-AES) برای عناصر اصلی، مواد فرار و برخی از عناصر نادر (Al, Ba, Ca, Cr, Fe, K, Mg, Mn, Na, Nb, P, Si, Sr, Ti, Y, Zr) و بسته ترکیبی با کد IMS95A (با روش ICP-MS) برای بقیه عناصر نادر مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند

(جدول ۱). نتایج حاصل، پس از انجام تصحیحات لازم مربوط به حذف مواد فرار و تعیین نسبت آهن دو ظرفیتی و سه ظرفیتی (Middlemost, 1989) در نمودارهای مختلف مورد استفاده قرار گرفت.

جدول ۱- نتایج تحلیل شیمیایی عناصر اصلی (wt%) کمیاب و کمیاب خاکی (ppm) متعلق به ۲۸ نمونه از سنگ‌های آداکیتی منطقه سبزوار

Samples	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	57.42	58.74	60.10	60.41	55.53	56.86	62.56	62.78	68.61	63.60	69.72	70.23	70.28	70.40
TiO ₂	0.52	0.56	0.50	0.45	0.70	0.64	0.48	0.41	0.15	0.47	0.02	0.04	0.10	0.04
Al ₂ O ₃	18.06	18.59	19.07	17.82	18.24	18.22	17.74	18.31	18.82	17.29	20.64	20.24	18.73	19.81
FeO	2.44	2.19	1.68	1.52	3.03	2.69	1.78	1.63	0.81	1.80	0.25	0.30	0.51	0.28
Fe ₂ O ₃	4.53	4.06	3.12	2.28	4.55	4.03	2.68	1.63	0.81	2.70	0.25	0.30	0.51	0.28
MnO	0.13	0.12	0.04	0.06	0.11	0.11	0.09	0.05	0.08	0.08	0.06	0.04	0.04	0.04
MgO	3.91	2.61	2.06	4.62	4.98	4.38	3.06	2.45	0.75	2.92	0.10	0.18	0.25	0.16
CaO	7.06	6.44	5.21	4.12	4.31	4.40	5.41	3.62	0.87	5.25	1.25	0.46	1.97	0.42
Na ₂ O	3.91	4.06	3.98	4.93	6.05	6.68	4.39	5.27	6.51	4.51	4.57	5.38	5.33	5.37
K ₂ O	1.28	0.59	1.73	1.87	1.23	1.10	0.72	2.05	2.24	0.77	3.57	3.62	2.90	3.48
P ₂ O ₅	0.19	0.16	0.18	0.15	0.11	0.15	0.11	0.22	0.13	0.13	0.03	0.05	0.04	0.03
L.O.I.	2.10	3.30	3.70	3.10	2.70	2.10	2.40	3.10	1.60	1.90	1.10	0.70	0.80	1.10
Ba	357.7	130.1	206.0	381.0	135.7	149.7	130.3	445.6	463.9	132.5	518.0	545.1	481.0	559.6
Co	21.90	13.10	8.70	15.60	24.80	21.00	13.50	9.30	1.20	13.60	2.00	2.00	2.00	1.00
Cs	0.60	0.40	0.50	0.60	1.00	0.10	0.20	0.90	0.80	0.20	<0.5	0.50	1.00	<0.5
Ga	17.40	17.70	16.30	15.80	16.40	17.50	15.90	16.80	17.70	15.80	2.60	1.80	0.80	1.80
Hf	2.00	2.20	2.70	2.90	2.10	2.20	2.40	3.20	2.70	2.80	18.70	16.10	16.40	16.00
Nb	2.00	2.70	4.10	4.80	1.70	1.90	2.40	5.80	7.70	2.60	2.10	1.90	2.00	1.90
Rb	19.80	9.20	22.40	31.80	22.60	10.20	10.10	38.70	43.10	10.5	6.80	3.70	5.00	4.10
Sr	780.6	366.1	470.0	731.7	463.9	208.6	507.1	848.5	673.5	400	70.10	73.60	58.00	68.30
Ta	0.10	0.20	0.30	0.40	0.10	0.20	0.10	0.40	0.60	0.10	337.80	344.50	894.50	335.10
Th	2.50	1.30	1.50	3.00	1.10	0.90	0.80	3.60	3.80	0.70	0.60	0.30	0.30	0.30
U	0.80	0.40	0.50	1.20	0.30	0.40	0.40	1.20	1.20	0.40	1.60	1.70	1.50	1.50
V	208.00	134.00	70.00	76.00	207.00	170.00	86.00	58.00	19.00	90.00	1.80	1.00	1.10	1.00
Zr	69.20	72.60	110.60	103.30	64.60	66.60	85.70	124.30	90.10	88.00	<5	<5	9.00	<5
Y	11.70	14.60	14.50	8.70	17.30	17.10	16.80	9.20	9.20	17.00	38.40	40.50	61.40	38.80
La	10.90	7.50	8.80	11.90	5.80	5.60	6.10	13.00	15.40	6.90	6.30	5.70	3.40	5.50
Ce	23.40	17.20	21.40	22.20	13.10	13.00	15.80	26.40	31.50	16.30	3.80	5.50	5.10	5.90
Pr	2.94	2.31	2.70	2.66	1.92	1.96	2.25	3.04	3.60	2.34	7.50	10.10	9.20	10.20
Nd	12.70	10.70	10.90	10.60	9.60	9.30	10.30	11.10	12.90	10.10	0.93	1.21	1.14	1.29
Sm	2.60	2.30	2.50	2.10	2.70	2.60	2.50	2.10	1.90	2.50	3.50	4.30	4.20	5.10
Eu	0.79	0.72	0.79	0.59	0.77	0.80	0.72	0.61	0.55	0.69	0.80	1.00	0.80	1.00
Gd	2.16	2.81	2.67	1.97	3.12	3.02	2.80	1.59	1.59	2.83	0.26	0.25	0.24	0.29
Tb	0.38	0.45	0.43	0.30	0.55	0.52	0.49	0.27	0.26	0.48	1.02	0.96	0.61	0.97
Dy	2.06	2.62	2.54	1.63	3.21	2.80	2.88	1.46	1.39	2.74	0.18	0.17	0.10	0.16
Ho	0.37	0.50	0.43	0.29	0.61	0.57	0.54	0.29	0.26	0.59	0.96	0.77	0.54	0.91
Er	1.14	1.50	1.35	0.88	1.76	1.84	1.82	0.86	0.78	1.70	0.18	0.16	0.10	0.16
Yb	1.10	1.54	1.35	0.84	1.67	1.73	1.67	0.77	0.78	1.73	0.52	0.43	0.25	0.41
Lu	0.18	0.24	0.23	0.14	0.29	0.28	0.29	0.14	0.13	0.30	0.47	0.38	0.26	0.42
Ce/Yb	21.27	11.17	15.85	26.43	7.84	7.51	9.46	34.29	40.38	9.42	0.07	0.06	0.05	0.06
Sr/Y	66.71	25.07	32.41	84.10	26.81	12.19	30.1	92.22	73.20	23.53	15.96	26.58	35.38	24.29
La/Yb	9.91	4.87	6.52	14.17	3.47	3.24	3.65	16.88	19.74	3.99	53.61	60.43	263.0	60.92

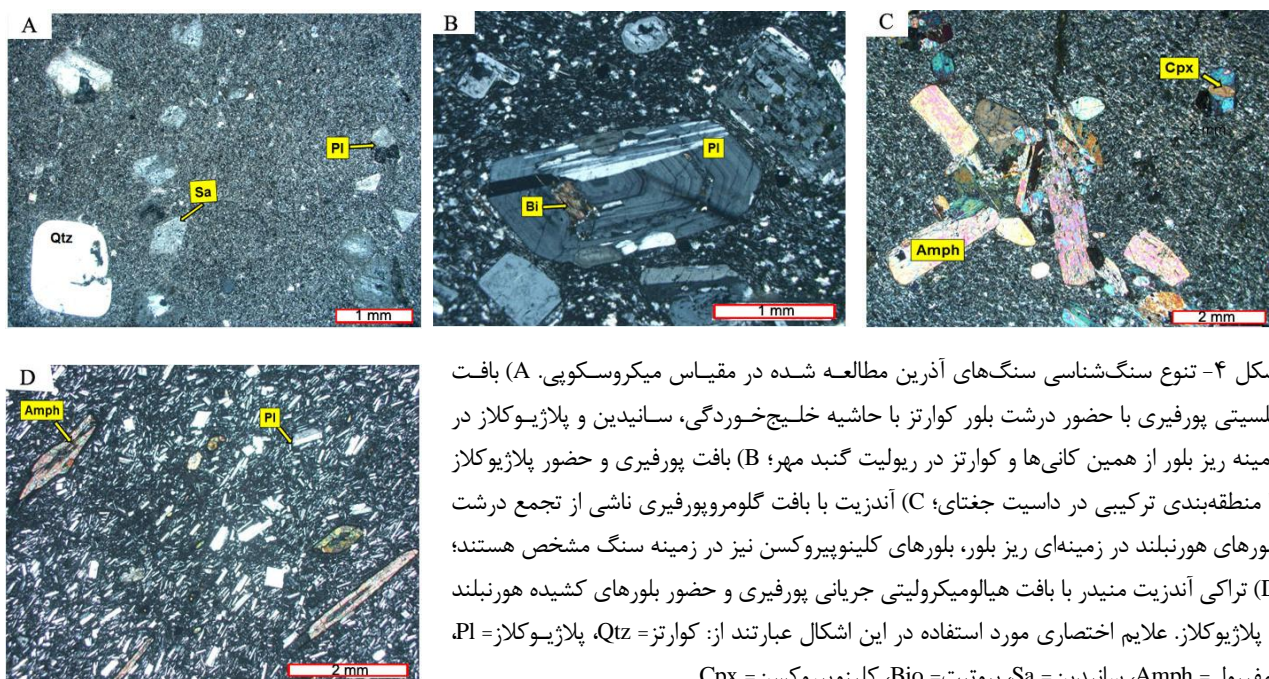
ادامه جدول ۱- ...

Samples	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28
SiO ₂	70.72	70.78	70.95	71.27	71.39	73.22	72.09	72.3	72.32	72.46	72.54	72.64	72.92	73.14
TiO ₂	0.07	0.07	0.08	0.07	0.08	0.02	17.64	17.53	17.62	16.88	16.94	17.23	17.52	17.55
Al ₂ O ₃	18.67	16.60	18.2	17.14	16.63	16.45	0.32	0.34	0.38	0.34	0.28	0.37	0.35	0.36
FeO	0.41	0.36	0.44	0.42	0.66	0.39	0.32	0.34	0.38	0.34	0.28	0.37	0.35	0.36
Fe ₂ O ₃	0.41	0.36	0.44	0.24	0.66	0.39	0.12	0.18	0.24	0.13	0.14	0.18	0.16	0.16
MnO	0.03	0.06	0.04	0.05	0.15	0.08	1.52	0.40	0.26	0.51	0.80	0.60	1.34	1.63
MgO	0.24	0.22	0.23	0.43	0.53	0.13	5.12	6.50	7.07	5.57	5.27	6.22	5.58	5.17
CaO	0.81	2.68	1.81	0.35	0.97	1.19	3.48	3.10	2.65	4.21	3.55	3.17	2.36	2.32
Na ₂ O	5.73	4.85	5.26	6.32	5.27	5.10	0.03	0.05	0.05	0.02	0.02	0.05	0.01	0.01
K ₂ O	3.35	1.92	2.67	3.46	3.50	3.75	0.06	0.04	0.06	0.03	0.01	0.06	0.01	0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.06	0.06	0.17	0.05	0.06	0.03	0.03	0.06	0.09	0.03	0.07	0.06
L.O.I.	1.00	3.50	1.20	0.80	1.40	0.80	0.90	0.70	0.60	1.00	1.50	0.60	0.80	0.70
Ba	539.2	318.5	413.4	424.3	558.9	493.8	507.5	466.5	445.5	510.1	502.8	487.8	310.8	304
Be	2.00	1.00	1.00	1.00	2.00	3.00	1.00	2.00	1.00	3.00	2.00	2.00	1.00	1.00
Cs	1.10	1.20	1.30	0.50	1.30	3.20	2.50	0.70	0.50	1.30	2.00	1.20	1.20	1.70
Ga	17.40	17.20	17.80	16.50	17.40	16.90	18.20	18.40	16.90	18.10	16.80	17.20	18.30	19.80
Hf	1.90	2.10	2.40	2.00	3.20	2.10	2.00	1.90	1.40	2.10	2.10	1.90	1.90	1.70
Nb	5.20	5.40	5.00	5.20	9.40	9.30	7.20	6.40	6.70	9.30	7.10	6.30	10.60	10.60
Rb	65.50	35.70	52.70	65.30	70.90	83.10	72.70	67.80	52.40	92.10	71.30	65.90	46.00	47.50
Sr	811.00	512.2	810.6	208.2	338.8	365.7	475.5	537.7	377.5	459.9	246.7	644.3	283.2	314.10
Ta	0.40	0.30	0.30	0.40	0.80	0.70	0.60	0.50	0.40	0.80	0.70	0.50	1.00	1.00
Th	0.50	0.70	0.70	0.80	4.80	1.70	1.20	1.00	0.10	1.00	2.10	1.20	0.40	0.30
U	1.10	0.70	1.10	1.30	2.60	1.90	1.40	1.70	1.10	2.40	2.00	1.50	1.90	1.70
V	6.00	7.00	7.00	8.00	10.0	<5	<5	5.00	<5	<5	<5	<5	<5	<5
Zr	46.40	50.0	53.8	49.0	74.0	39.50	41.1	43.9	31.60	39.4	41.9	43.70	24.80	24.70
Y	2.90	2.70	3.20	2.70	13.1	3.60	5.60	4.70	2.20	3.40	6.40	4.30	4.80	4.90
La	2.70	2.50	3.40	2.40	15.6	5.10	5.10	4.40	1.00	4.60	4.10	3.40	3.00	2.90
Ce	4.70	4.60	6.80	4.50	30.8	9.90	10.0	7.10	1.40	9.00	7.90	6.90	4.70	5.30
Pr	0.63	0.59	0.82	0.53	3.72	1.19	1.19	0.91	0.17	1.08	0.98	0.84	0.61	0.63
Nd	2.70	2.20	3.20	2.10	13.4	5.00	4.70	3.60	0.70	4.10	3.30	3.60	2.50	2.50
Sm	0.50	0.40	0.60	0.40	2.50	1.00	0.90	0.80	0.20	0.80	1.00	0.70	1.00	1.00
Eu	0.14	0.16	0.18	0.16	0.42	0.24	0.24	0.27	0.13	0.24	0.23	0.26	0.30	0.32
Gd	0.39	0.38	0.50	0.38	2.22	0.94	0.87	0.78	0.28	0.83	1.04	0.64	1.23	1.20
Tb	0.08	0.07	0.09	0.08	0.37	0.14	0.17	0.14	0.06	0.14	0.18	0.14	0.19	0.21
Dy	0.39	0.39	0.45	0.37	2.15	0.72	0.85	0.71	0.36	0.63	0.96	0.68	0.89	1.03
Ho	0.08	0.07	0.09	0.08	0.37	0.09	0.14	0.12	0.05	0.07	0.16	0.12	0.11	0.11
Er	0.21	0.22	0.27	0.20	1.07	0.17	0.41	0.33	0.13	0.14	0.45	0.30	0.19	0.21
Yb	0.17	0.18	0.22	0.19	1.06	0.11	0.40	0.33	0.05	0.10	0.46	0.32	0.08	0.11
Lu	0.03	0.03	0.03	0.03	0.17	0.01	0.06	0.05	0.01	0.01	0.07	0.05	0.01	0.01
Ce/Yb	27.65	25.56	30.91	23.68	29.06	90.00	25.00	21.52	28.00	90.00	17.17	21.56	58.75	48.18
Sr/Y	279.6	189.7	253.3	77.11	25.86	101.58	84.91	114.4	171.5	135.2	38.54	149.8	59	64.10
La/Yb	15.88	13.89	15.45	12.63	14.72	46.36	12.75	13.33	20.00	46.00	8.91	10.63	37.50	26.36

پتروگرافی

بر اساس بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی، سنگ‌های نیمه‌عمیق بعد از ائوسن در سه گروه مشخص ریولیت، داسیت-تراکی داسیت و آندزیت-تراکی آندزیت طبقه‌بندی می‌شود. بافت غالب ریولیت‌ها از نوع فلسیتی پورفیری همراه با فنوکرسیت‌های کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی و سانیدین و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز و بیوتیت در یک زمینه ریزبلور است (شکل ۴-۱). گنبد‌های داسیتی-تراکی داسیتی با ظاهر خاکستری روشن دارای بافت‌های پورفیری با زمینه ریزبلور و جریان‌ی، غربالی و گلومروپورفیری متشکل از مقادیر فراوانی از درشت‌بلورهای سفید رنگ

پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتیک و منطقه‌بندی ترکیبی، همراه با هورنبلند، سانیدین و بیوتیت است (شکل ۴-۲). گنبد‌های تراکی آندزیتی-آندزیتی با ظاهری خاکستری رنگ و بافت‌های پورفیری، جریان‌ی و گلومروپورفیری، سرشار از درشت‌بلورهای هورنبلند با منطقه‌بندی ترکیبی در زمینه‌ای دانه‌ریزتر است (شکل ۴-۳ و ۴-۴). درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی همراه با بلورهای کشیده بیوتیت نیز در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. نمونه‌های برداشت شده از حواشی گنبد‌ها نسبت به نمونه‌های بخش‌های مرکزی، از بافت دانه‌ریزتری برخوردار است.



شکل ۴- تنوع سنگ‌شناسی سنگ‌های آذرین مطالعه شده در مقیاس میکروسکوپی. (A) بافت فلسیتی پورفیری با حضور درشت بلور کوارتز با حاشیه خلیج‌خوردگی، سانیدین و پلاژیوکلاز در زمینه ریز بلور از همین کانی‌ها و کوارتز در ریولیت گنبد مهر؛ (B) بافت پورفیری و حضور پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی ترکیبی در داسیت جغتای؛ (C) آندزیت با بافت گلومروپورفیری ناشی از تجمع درشت بلورهای هورنبلند در زمینه‌ای ریز بلور، بلورهای کلینوپیروکسن نیز در زمینه سنگ مشخص هستند؛ (D) تراکی آندزیت منیدر با بافت هیالومیکروولیتی جریان‌ی پورفیری و حضور بلورهای کشیده هورنبلند و پلاژیوکلاز. علائم اختصاری مورد استفاده در این اشکال عبارتند از: کوارتز = Qtz، پلاژیوکلاز = Pl، آمفیبول = Amph، سانیدین = Sa، بیوتیت = Bio، کلینوپیروکسن = Cpx.

ژئوشیمی

برای بررسی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و فرآیندهای سنگ‌شناختی مرتبط با سنگ‌های آذرین پس از ائوسن از داده‌های عناصر اصلی، فرعی و کمیاب استفاده شده است (جدول ۱). در

نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ از Bas Le و همکاران (۱۹۸۶) سنگ‌های بررسی شده در قلمرو ریولیت، داسیت، تراکی داسیت، آندزیت و تراکی آندزیت قرار می‌گیرد (شکل ۵-۱) که با مشاهدات پتروگرافی

سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون و تهی‌شدگی آنها از عناصر نادر خاکی سنگین و عناصر با شدت میدان بالا (HFS) است (شکل ۷). به علاوه، ریولیت‌ها در مقایسه با آندزیت‌ها و تراکی‌آندزیت‌ها تا ۱۰ برابر از عناصر نادر خاکی سبک و عناصر لیتوفیل بزرگ یون غنی‌شدگی و به همین مقدار از عناصر نادر خاکی سنگین تهی‌شدگی نشان می‌دهد که دلیل روشنی بر منشأ تفریقی آنها از ماگمای حدواسط آندزیتی است. این ویژگی‌های ژئوشیمیایی، شاخص ماگماهای آهکی-قلیایی مناطق فرورانش است که از ذوب بخشی یک پوسته اقیانوسی فرورانده شده و گوه‌گوشته‌ای دگر نهاد روی آن حاصل شده‌اند و سپس در خلال صعود به ترازهای بالاتر متحمل فرآیندهای تبلور جدایشی، هضم و آلیش با مواد پوسته‌ای شده‌اند.

ناهنجاری منفی از عناصر HFS مانند: P، Nb و Ti از ویژگی‌های برجسته محیط‌های کم‌مانی است (Gill, 1981؛ Hawkesworth *et al.*, 1993). این امر اگر چه ممکن است تا حدودی ناشی از آغشتگی ماگما با مواد پوسته‌ای تهی از این عناصر در خلال صعود و جایگزینی آن در مناطق فرورانش باشد، ولی بسیاری از پژوهشگران مانند: Ionov و Hofmann (۱۹۹۵)، Stalder و همکاران (۱۹۹۸) و Ayers (۱۹۹۸) نامحلول بودن این عناصر در فاز سیال آبگون دگر نهاد کننده گوشته و باقی‌ماندن آنها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ‌کره فرورونده (روتیل، ایلمنیت، آمفیبول پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن، آپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این امر می‌دانند. برخی دیگر از پژوهشگران، سیالات غنی از کلر را عامل تهی‌شدگی ماگماهای کمان‌ها از عناصر با شدت میدان بالا و غنی‌شدگی آنها از عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) می‌دانند (Keppler, 1996). حلالیت بالای LILE در این سیالات و شستشو و حمل‌ونقل آنها از سنگ‌کره

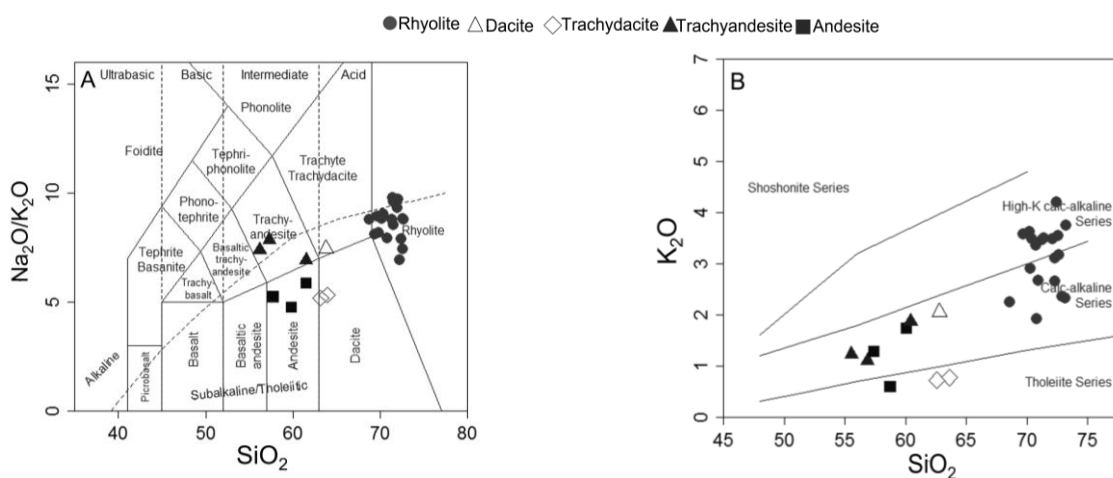
این سنگ‌ها کاملاً مطابقت دارد. در نمودار تغییرات درصد وزنی SiO_2 در مقابل K_2O از Miyashiro (۱۹۷۴) نیز نمونه‌های ریولیتی در محدوده کالک‌آلکالین پتاسیم بالا و ترکیبات حد واسط‌تر (آندزیت و تراکی‌آندزیت) در سری کالک‌آلکالین عادی و طیف کلی نمونه‌ها یک تحول تدریجی و آرام را از آهکی-قلیایی عادی به آهکی-قلیایی پتاسیم بالا نشان می‌دهد (شکل ۵-B). بررسی تحول ژئوشیمیایی سنگ‌های آذرین بررسی شده در نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار در مقابل یکدیگر (شکل ۶-A و B) بیانگر نقش تبلور تفریقی در تشکیل آنها است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که ترکیبات ریولیتی، بخش‌های بسیار تفریق یافته ماگماهایی با ترکیب آندزیت-تراکی‌آندزیت است که پس از تفریق یافتگی به ترازهای بالاتر پوسته صعود کرده و به صورت گنبد جایگزین شده‌اند. نمودار $\text{FeO}_{\text{total}}/\text{MgO}$ در برابر $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ از Pearce و همکاران (۱۹۸۴) نیز نشان‌دهنده نقش تبلور تفریقی فازهای کانیایی اصلی سازنده این سنگ‌ها (آمفیبول و پلاژیوکلاز) در خلال تحول ماگمای مادر سازنده آنها است (شکل ۶-C). روند مشاهده شده در نمودار Rb/Zr در مقابل $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ از Esperanca و همکاران (۱۹۹۲) (شکل ۶-D) و همچنین، مقادیر بالای عناصر لیتوفیل بزرگ یون (نظیر: Sr، Rb، K، Ba) نیز بیانگر نقش فرآیندهای جدایش بلوری و آلیش پوسته‌ای در تحول ماگمای سازنده سنگ‌های بررسی شده است. نمودارهای چند عنصری (عنکبوتی) بهنجارشده عناصر نادر خاکی این سنگ‌ها نسبت به مقادیر گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و کندریت از Sun (۱۹۸۰) بیانگر ارتباط زایشی نمونه‌های سنگی بررسی شده با یکدیگر، غنی‌شدگی نسبی همه آنها از عناصر نادر خاکی

داد. با توجه به نتایج تحلیل شیمیایی سنگ‌های بررسی شده و بر اساس مجموعه نمودارهای مذکور می‌توان نتیجه گرفت که ماگمای سازنده سنگ‌های مورد بررسی از نوع آهکی-قلیایی با پتاسیم متوسط تا بالا بوده، به یک کمان غنی شده حاشیه قاره وابسته است که به دلیل آلودگی با مواد پوسته‌ای، عناصر لیتوفیل بزرگ یون آن افزایش یافته است.

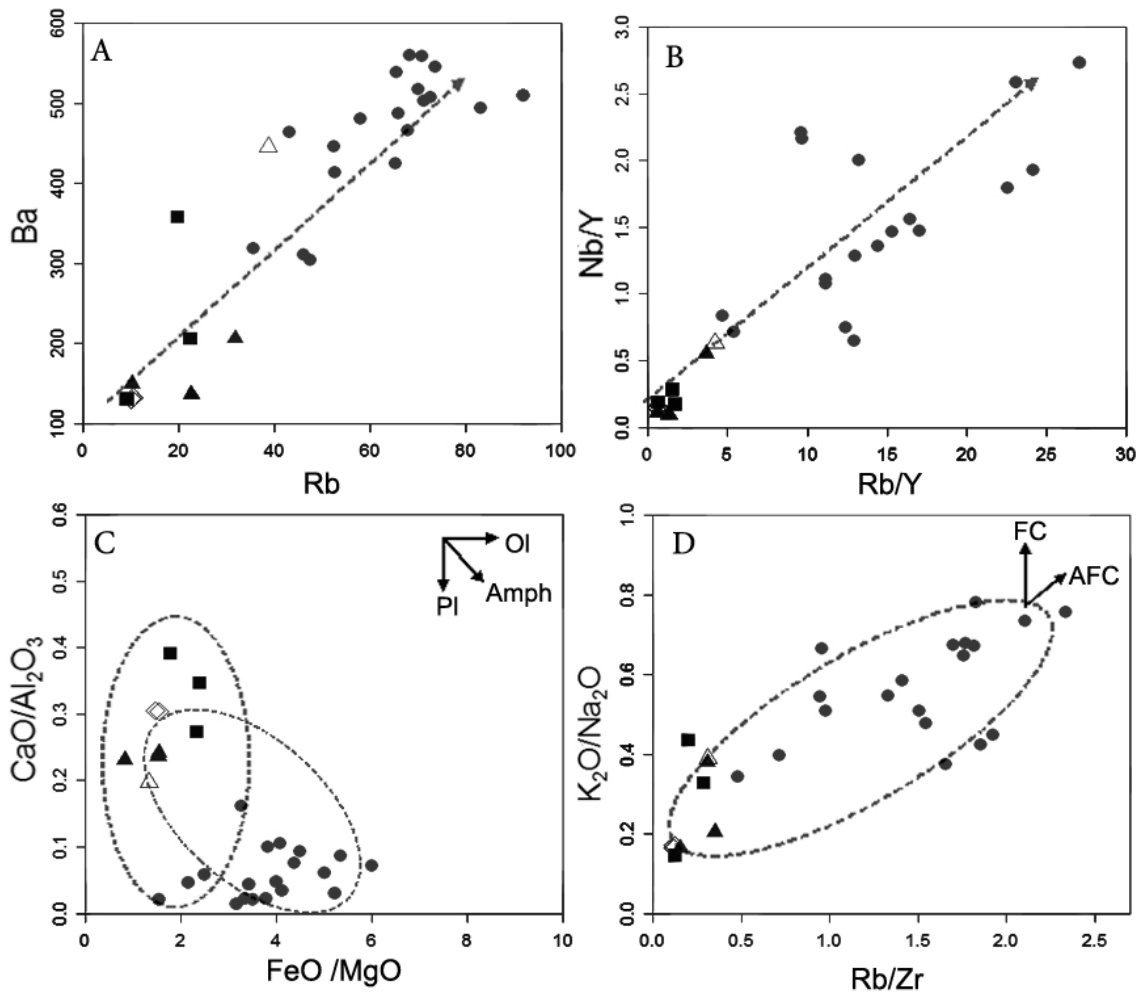
مطالعه نسبت‌های ایزوتوپی Sr^{87}/Sr^{86} اولیه این گنبد در مناطق سبزوار-کاشمر-قوچان توسط Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) نشان می‌دهد که میانگین این نسبت در آنها از ۰/۷۰۴۰ تا ۰/۷۰۵۷ (میانگین ۰/۷۰۴۵) تغییر می‌کند. این مقدار اگرچه پایین است اما از میانگین این نسبت در ماگماهای برخاسته از گوه گوشته‌ای مناطق فرورانش (۰/۷۰۲۵) بالاتر است. با تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های منطقه از ذوب بخشی یک سنگ‌کره اقیانوسی فرورانده شده و رسوبات روی آن و یا ذوب بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاد شده روی آن در یک منطقه فرورانشی حاشیه قاره و آلودگی ماگمای مزبور با مواد پوسته قاره‌ای در خلال صعود و جایگزینی همخوانی دارد.

اقیانوسی فرورونده به داخل گوه گوشته‌ای محل منشأ ماگما و همچنین، نامحلول و نامتحرک بودن عناصر HFS در این رخداد، نقش مهمی در توزیع این عناصر در سنگ‌های ماگمایی مناطق کمانی دارد. برای مشخص کردن محیط زمین‌ساختی تشکیل سنگ‌های آذرین بررسی شده از نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی سنگ‌های گرانیتوئیدی استفاده شده است (Pearce *et al.*, 1984). در این نمودارها که بر اساس مقادیر عناصر کمیاب ترسیم شده‌اند همه سنگ‌های بررسی شده در محدوده گرانیتوئیدهای کمان آتشفشانی واقع شده‌اند (شکل ۸).

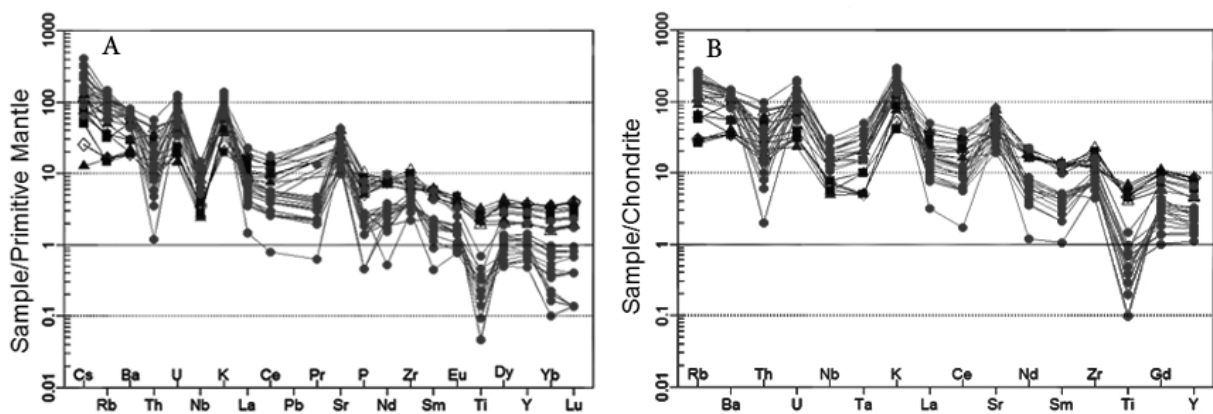
به عقیده Juteau و Maury (۱۹۹۷) کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دو دسته کمان‌های غنی شده ($Ce/Yb > 15$) و کمتر غنی شده ($Ce/Yb < 15$) تقسیم کرد. با توجه به میانگین حدود ۳۰ نسبت Ce/Yb نمونه‌ها، سنگ‌های بررسی شده متعلق به یک کمان آتشفشانی غنی شده است (جدول ۱). این غنی‌شدگی را می‌توان به نرخ پایین ذوب بخشی گوشته محل منشأ، دگرنهادی شدید محل منشأ گوشته‌ای و یا آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای نسبت



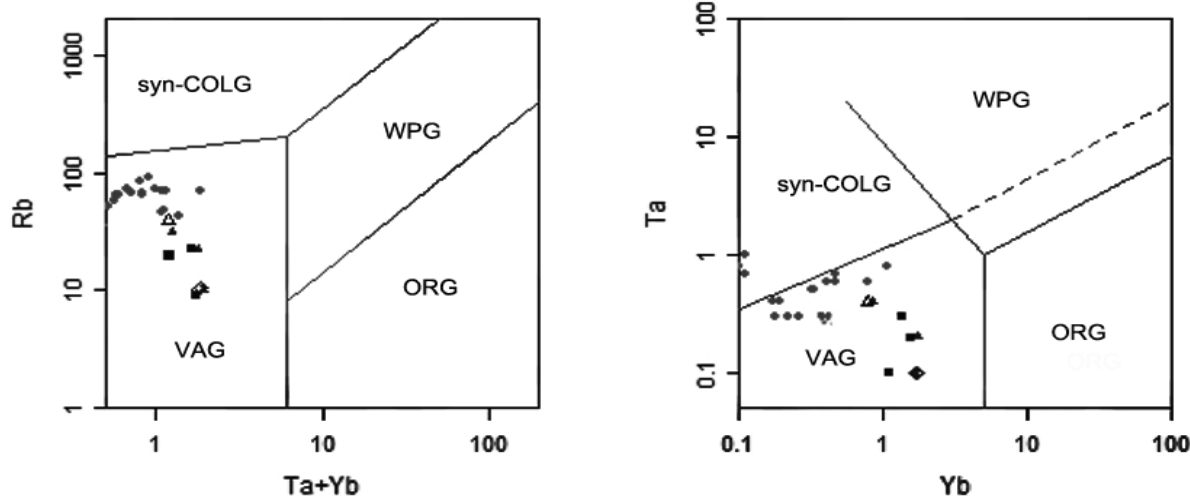
شکل ۵- موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی بررسی شده بر روی نمودارهای طبقه‌بندی و تعیین سری ماگمایی: (A) نمودار SiO_2 در مقابل مجموع آلکالی (Na_2O+K_2O) از Le Bas و همکاران (۱۹۸۶)؛ (B) نمودار K_2O در مقابل SiO_2 از Miyashiro (۱۹۷۴). علائم به کار رفته در تمام نمودارها یکسان است.



شکل ۶- A و B) نمودارهای تغییرات عناصر ناسازگار-ناسازگار و نسبت‌های آنها در مقابل یکدیگر برای نشان دادن نقش جدایش بلوری به همراه هضم در طول تحول ماگمای سازنده سنگ‌های نیمه‌عمیق بررسی شده؛ C) FeO_{total}/MgO در مقابل CaO/Al_2O_3 (Pearce *et al.*, 1984) در برابر Rb/Zr (D) K_2O/Na_2O برابر Rb/Zr (Esperanca *et al.*, 1992).



شکل ۷- نمودارهای چند عنصری برای نمونه‌های آداکیتی موجود در نوار افیولیتی سبزوار: A) بهنجار شده به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)؛ B) بهنجار شده به کندریت (Sun, 1980).



شکل ۸- موقعیت قرارگیری نمونه‌های بررسی شده بر روی نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی گرانیتوئیدها (Pearce *et al.*, 1984)

Dehnavi, 2010؛ Ghasemi *et al.*, 2010؛ Delavar, 2011) می‌توان به ویژگی‌هایی نظیر: غالب بودن مجموعه سنگی ریولیت-داسیت-آندزیت، تمرکزهای خیلی بالای LREE، مقادیر خیلی پایین HREE و Y و نسبت‌های بالای Sr/Y، La/Yb و Dy/Yb اشاره کرد.

کمر بند افیولیتی و دگرگونی سبزوار با درازای ۲۰۰ کیلومتر و پهنای ۱۰ کیلومتر باقی‌مانده پوسته اقیانوسی شاخه شرقی نئوتتیس به شمار می‌آید که در کرتاسه پایانی فعال بوده، به دنبال جنبش‌های کوهزایی آلپی پایانی (لارامید) در اواخر کرتاسه-پالئوسن، شروع به بسته شدن کرده است.

مطالعات پیشین (Bauman *et al.*, 1983؛ Ghasemi *et al.*, 2010) نشان می‌دهد که فرورانش پر شیب و رو به شمال این سنگ‌کره اقیانوسی در طول کرتاسه-پالئوسن منجر به تشکیل یک کمان ماگمایی گسترده (۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر) از نوع جزیره کمانی در نوار شمالی ایران شده است.

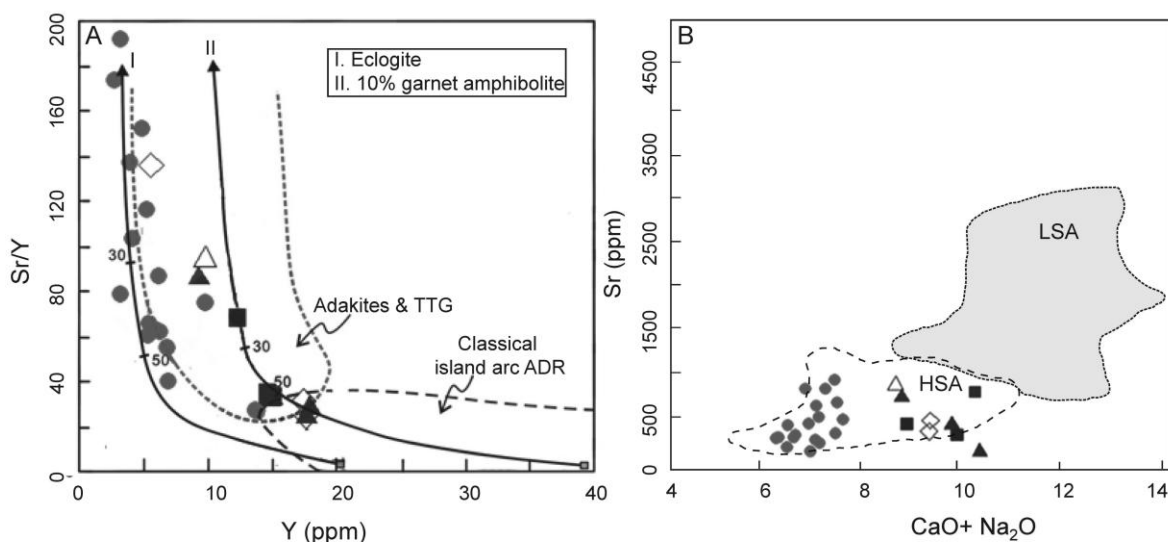
بحث

تحلیل داده‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده و مقایسه آنها با معیارهای سنگ‌شناختی آداکیت‌ها (Castillo, 2006) بیانگر شباهت ژئوشیمیایی بسیار زیاد بین آنها است (جدول ۲). نمونه‌های سنگی بررسی شده در نمودار Y در مقابل Sr/Y از Drummond و Defant (۱۹۹۰) به طور قابل انتظاری در محدوده ترکیبی آداکیت‌ها و دور از محدوده سنگ‌های آندزیتی-داسیتی-ریولیتی معمول کمان (ADR=Andesite, Dacite, Rhyolite) قرار گرفته‌اند (شکل ۹-A). همچنین، با توجه به نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها (شکل ۹-B) و جدول ۳) از Martin و همکاران (۲۰۰۵) سنگ‌های مورد بررسی در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس (HSA High Silica Adakite) طبقه‌بندی می‌شود.

از ویژگی‌های بارز ماگماتیسیم جوان آداکیتی در منطقه بررسی شده که در دیگر نقاط ایران نیز گزارش شده است (Omran *et al.*, 2008)؛

جدول ۲- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی سنگ‌های بررسی شده با ویژگی‌های ژئوشیمیایی مطرح شده توسط Castillo (۲۰۰۶)

معیارهای شناخت آداکیت‌ها	مقادیر میانگین محاسبه شده برای سنگ‌های نیمه‌عمیق پهنا سبزوار
SiO ₂ > ۵۶ Wt%	SiO ₂ = ۵۵/۵ - ۷۳/۲ Wt%
Al ₂ O ₃ ≥ ۱۵ Wt%	Al ₂ O ₃ = ۱۶/۴۵ - ۲۰/۶۴ Wt%
Sr > ۳۰۰ ppm	Sr = ۲۰۸ - ۸۹۴/۵ ppm
فقدان آنومالی منفی Eu	فقدان آنومالی منفی Eu
Y < ۱۸ ppm	Y < ۲/۲ - ۱۷/۳ ppm
Sr/Y > ۲۰	Sr/Y > ۴۸ - ۹۹/۴
Yb < ۱/۹ ppm	Yb < ۰/۰۵ - ۱/۷ ppm
مقدار کم HFSE (Nb, Ta)	مقدار کم HFSE
تمرکزهای خیلی بالای LREE	تمرکزهای خیلی بالای LREE
تمرکزهای خیلی پایین HREE	تمرکزهای خیلی پایین HREE
Sr ⁸⁶ /Sr ⁸⁷ = ۰/۷۰۴۰	Sr ⁸⁶ /Sr ⁸⁷ = ۰/۷۰۴۰



شکل ۹- نمودار Sr/Y در مقابل Sr (A) و اثبات ماهیت آداکیتی سنگ‌های بررسی شده؛ (B) نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها از Martin و همکاران (۲۰۰۵) و قرارگیری سنگ‌های بررسی شده در میدان آداکیت‌های پُرسیلیس.

جدول ۳- مقایسه ویژگی‌های ژئوشیمیایی آداکیت‌های پُرسیلیس و کم سیلیس Martin و همکاران (۲۰۰۵) با میانگین نمونه‌های سنگی بررسی شده در نوار افیولیتی سبزوار

میانگین نمونه‌های بررسی شده	HSA	LSA
SiO ₂	بیشتر از ۶۰ درصد	کمتر از ۶۰ درصد
MgO	۴-۰/۵ درصد فاقد فنوکریست پیروکسن	گاهی حاوی فنوکریست پیروکسن
CaO+Na ₂ O	کمتر از ۱۱ درصد	بیشتر از ۱۰ درصد
Sr	Sr < ۱۱۰۰ ppm آنومالی مثبت کم	Sr > ۱۱۰۰ ppm آنومالی مثبت شدید
TiO ₂	کمتر از ۰/۹ درصد	بیشتر از ۳ درصد
LREE	LREE پایین‌تر در مقایسه با LSA	LREE بالاتر در مقایسه با HSA

کاشمر-سبزوار-قوچان و تعیین سن نمونه‌ها به روش پتاسیم-آرگون توسط Spies و همکاران (۱۹۸۳) نشان داد که این سنگ‌ها در چهار رخداد ماگمایی ائوسن (نمونه‌های با سن ۳۵ تا ۴۲ میلیون سال)، الیگوسن (نمونه‌های با سن ۲۳ تا ۳۲ میلیون سال)، میوسن (نمونه‌های با سن ۵ تا ۱۹ میلیون سال) و پلیوسن (نمونه‌های با سن ۲ تا ۳ میلیون سال) تشکیل شده‌اند. اگرچه سنگ‌های ماگمایی این چهار رخداد تقریباً در تمام این مناطق گسترش دارد اما به طور نسبی بیشتر سنگ‌های ماگمایی جوان نئوژن (میوسن-پلیوسن) در بخش شمالی‌تر این نوار ماگمایی در جنوب قوچان و شمال سبزوار و بیشتر سنگ‌های ماگمایی قدیمی پالئوژن (ائوسن-الیگوسن) در جنوب این نوار ماگمایی در جنوب سبزوار-شمال کاشمر متمرکز است. در نتیجه، می‌توان پذیرفت که جبهه ماگماتیسیم در طول زمان به تدریج از جنوب به سمت شمال مهاجرت کرده است. البته نباید از نقش پدیده عقب نشینی (roll-back) سنگ‌کره فرو رونده در طول زمان برای حضور سنگ‌های جوان در منطقه نزدیک به محل فرورانش چشم پوشی کرد. Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) نیز با تعیین سن نمونه‌های سنگ‌کل نئوژن منطقه مشکان به روش پتاسیم-آرگون رخداد ماگماتیسیم جوان در این منطقه را تأیید کرده‌اند.

با توجه به شباهت سنگ‌شناسی (ترکیب اسیدی-حدواسط)، کانی‌شناسی (حضور پلاژیوکلاز و هورنبلند با منطقه‌بندی ترکیبی) و ژئوشیمیایی (جدول ۲) سنگ‌های آذرین بررسی شده با آداکیت‌ها، منشأ و نحوه تشکیل آنها را باید در چگونگی تشکیل ماگماهای آداکیتی جستجو کرد. در سال‌های اخیر پژوهش‌های گسترده‌ای در مورد خاستگاه آداکیت‌ها انجام شده است اما این بررسی‌ها با مجادلات و سردرگمی‌های بسیاری

در ائوسن، با بسته شدن این اقیانوس و برخورد کمان ماگمایی یاد شده با لبه جنوبی البرز شرقی و در نتیجه، فرا رانده شدن دراز گودال اقیانوسی و بخش‌هایی از سنگ‌کره اقیانوسی بر روی لبه جنوبی البرز، نوارافیولیتی و دگرگونه‌های سبزوار و نوار ماگمایی مرتبط با آن تشکیل شده‌اند. این نوار ماگمایی با فعالیت‌های آتشفشانی گسترده و طولانی مدت در امتداد نوار افیولیتی همراه بوده است (Ghasemi et al., 2000؛ Amini and Khan-Nazar, 2010). این فعالیت‌های آتشفشانی با فوران‌های ائوسن میانی-فوقانی (حدود ۴۰ میلیون سال) شروع شده و تا پایان پلیوسن (۲/۳ میلیون سال) ادامه داشته است (Shabanian et al., 2012). با پیوستن کمان آتشفشانی به لبه جنوبی ورقه شمالی (البرز شرقی)، فعالیت‌های آتشفشانی دارای طبیعت آهکی-قلیایی حاشیه قاره‌ای شده‌اند (Ghasemi et al., 2010). از ائوسن فوقانی-الیگوسن به بعد فرآورده‌های فورانی ناشی از فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس ماهیت آداکیتی به خود گرفته و به شکل گنبد‌های نیمه‌عمیق در داخل مجموعه افیولیتی سبزوار و توالی آتشفشانی-رسوبی ائوسن-الیگوسن و حتی میوسن ظاهر شده‌اند (Salehinejad, 2008؛ Ghasemi et al., 2010). با تداوم فرورانش به سوی شمال ورقه اقیانوسی جبهه ماگماتیسیم آداکیتی نیز در نئوژن به سمت شمال (مشکان در جنوب قوچان) مهاجرت کرده است (Shabanian et al., 2010؛ Ghasemi et al., 2010). این فعالیت‌های آتشفشانی به صورت گنبد‌های آداکیتی پرسیلیس در درون کمان آتشفشانی اسفراین-قوچان (واقع در شمال نوار افیولیتی سبزوار) تظاهر یافته‌اند (Tanha, 2009؛ Shabanian et al., 2010؛ Ghasemi et al., 2010). نمونه‌برداری تقریباً منظم از واحدهای آتشفشانی پسا افیولیتی سنوزوئیک در فاصله بین

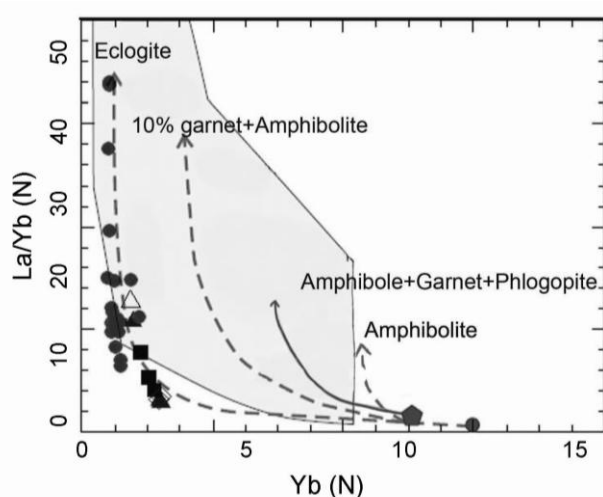
ضخیم و دگرگون شده تا حد رخساره گارنت آمفیبولیت/ اکلوزیت در فشار حداقل ۱۵ کیلوبار و دمای ۷۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد (محدوده پایداری گارنت) می‌تواند به تولید ماگماهایی با ماهیت آداکیتی منجر شود (Zhu *et al.*, 2009; Peacock *et al.*, 1994). سایر مدل‌های ارایه شده برای تشکیل ماگماهای آداکیتی که از مقبولیت کمتری برخوردارند به اختصار شامل موارد زیر است: الف) تبلور تفریقی فشار بالای ماگمای بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت (Zhu *et al.*, 2009)، ب) ذوب مجدد سنگ‌های حاصل از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای (Macpherson *et al.*, 2006) و ج) تولید سنگ‌های آداکیتی از ذوب پوسته قاره‌ای تحتانی لایه لایه شده و فرو افتاده در گوشته در پهنه‌های کششی درون قاره‌ها (Wang *et al.*, 2004).

اکنون مشخص شد که سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی سبزوار در گروه آداکیت‌های پُرسیلیس قرار دارد. به عقیده Martin و همکاران (۲۰۰۵) آداکیت‌های پُرسیلیس، مذاب‌های حاصل از ذوب ورقه اقیانوسی فرو رونده با ترکیب اکلوزیت یا گارنت آمفیبولیت در فشار معادل با فشار محدوده پایداری گارنت است که در خلال صعود از میان گوه گوشته‌ای با پریدوتیت آن واکنش داده‌اند. این سنگ‌ها در نمودار Sr/Y در مقابل Sr و Drummond و Defant (۱۹۹۰) (شکل A-۹) و نمودار (Yb)N در مقابل (La/Yb)N از Martin (۱۹۹۹) در محدوده آداکیت‌های مشتق شده از منابع متابازالتی و اکلوزیتی واقع شده‌اند (شکل A-۱۰). به باور بیشتر سنگ‌شناسان، آداکیت‌های الگو دارای گارنت به عنوان یک فاز اصلی دیرگداز تفاله در محل منبع خود است و بنابراین، ترکیب سنگ‌شناسی محل منبع آنها از نوع اکلوزیت،

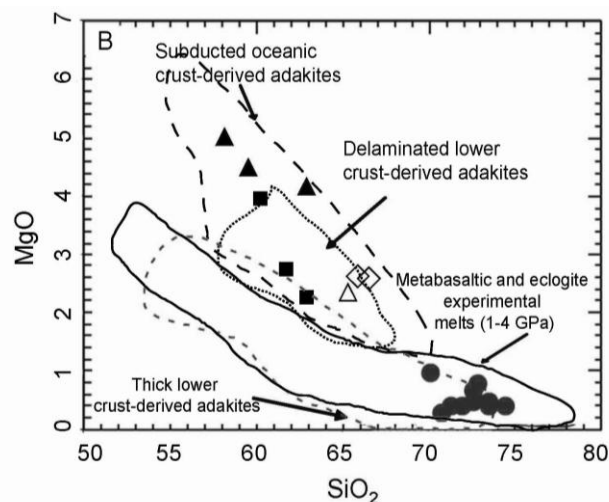
همراه بوده است (Castillo, 2011) مشاهدات و تجارب آزمایشگاهی فرضیه تولید آداکیت‌ها از طریق ذوب بخشی پوسته بازالتی فرو رونده که در حد رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوزیت دگرگون شده را قدرت بخشیده است. تجارب آزمایشگاهی بر روی ذوب متابازالت‌ها و آمفیبولیت‌ها در شرایط فشار بالاتر از ۱۰ کیلوبار (شرایط پایداری گارنت) منجر به تولید مذاب‌های آداکیتی شد (Rushmer, 1991; Beard and Lofgren, 1989). همچنین، حضور آداکیت‌ها در پهنه‌های فرورانش بر یک رژیم دمایی غیر معمول دلالت دارد (Macpherson *et al.*, 2006). پوسته اقیانوسی داغ و جوان در مقایسه با پوسته اقیانوسی سرد و قدیمی‌تر بخش بیشتری از گرمای اولیه خود را حفظ کرده و برای ذوب مستعدتر است (Drummond and Defant, 1990). بنابراین، تشکیل ماگماهای آداکیتی از راه ذوب پوسته اقیانوسی جوان محتمل‌تر به نظر می‌رسد. حضور ادخال‌هایی از شیشه‌های آداکیتی در بیگانه‌سنگ‌های درون گدازه‌های وابسته به فرورانش و حضور سنگ‌های آداکیتی در افیولیت‌ها (مانند منطقه بررسی شده) نیز از دیگر شواهد این خاستگاه است.

به اعتقاد Grove و همکاران (۲۰۰۵) برخی از گدازه‌های آداکیتی از تبلور ماگمای گوشته‌ای آبداری حاصل شده‌اند که گوشته محل منبع آنها قبلاً توسط مذاب بخشی حاصل از ذوب ورقه فرو رو متحمل دگرنهادی شده است. بنابراین، احتمال دارد که بعضی از سنگ‌های آذرینی که ویژگی‌های آداکیتی دارد، در حقیقت مذاب‌های خالص مشتق از ذوب بخشی ورقه فرو رونده نباشد بلکه از ذوب بخشی یک منبع گوه گوشته‌ای دگرنهاد و رگه‌ای شده توسط مذاب‌های حاصل از ورقه فرو رو حاصل شده باشد. ذوب بخشی پوسته تحتانی

مذاب‌های ترنجمیتی را در دگرگونی‌های پهنه افیولیتی شمال شرق سبزوار گزارش کرده‌اند که این نتیجه‌گیری را تأیید می‌کند. در حقیقت، مذاب ترنجمیتی آنها، همان ماگمای آداکیتی پژوهش حاضر است. نمودارهای شکل ۹ نیز نشان می‌دهد که ماگمای آداکیتی سازنده سنگ‌های منطقه در قلمرو مذاب‌های حاصل از ذوب پوسته اقیانوسی متبازیتی گارنت‌آمفیولیتی و اکلوزیتی فرو رانده شده (شکل ۱۰- A) و مذاب‌های تجربی حاصل از ذوب متبازیت‌ها و اکلوزیت‌ها (شکل ۱۰- B) قرار می‌گیرد.



اکلوزیت آمفیبول‌دار یا گارنت-آمفیبولیت واقع در اعماق بیش از ۴۰ کیلومتری (فشار بیش از ۱۲ کیلو بار) است. وقتی که فاز کانی‌شناختی غالب در محل منبع گارنت باشد، نسبت‌های Y/Yb مذاب‌های آداکیتی معمولاً بیشتر از ۱۰ خواهد بود (Wang *et al.*, 2012). میانگین این نسبت در نمونه‌های بررسی شده برابر با ۱۷ است که با این فرض کاملاً سازگار است. به علاوه، Nasrabadی و همکاران (۲۰۱۰) نیز بقایایی از گرانولیت‌های بازیک فشار بالا (گارنت‌دار)، سنگ‌های رخساره شیست آبی (گارنت-آمفیبولیت) و رگه‌هایی از



شکل ۱۰- موقعیت نمونه‌های آداکیتی بررسی شده بر روی نمودارهای تعیین ماهیت منبع: A) $(La/Yb)N$ در مقابل $(Yb)N$ (Martin, 1999); B) MgO در مقابل SiO_2 (Wang *et al.*, 2006).

این سنگ‌ها بخشی از کمان ماگمایی سبزوار است که در ادامه فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس حوضه سبزوار از ائوسن میانی تا میوسن-پلیوسن در یک پهنه فرورانش حاشیه قاره با شیب رو به شمال به وجود آمده‌اند.

بررسی‌های ژئوشیمیایی همراه با بررسی‌های سنگ‌زادی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی یک سنگ منشأ اکلوزیتی یا گارنت‌آمفیولیتی حاصل از دگرگونی ورقه اقیانوسی فرو رانده شده نئوتتیس سبزوار ایجاد

نتیجه‌گیری

سنگ‌های آذرین نفوذی کم‌عمق موجود در نوار افیولیتی و دگرگونی سبزوار با ترکیب سنگ‌شناسی ریولیت، داسیت، تراکی‌آندزیت و آندزیت و ماهیت آهکی-قلیایی و آداکیتی پرسلیس، به صورت گنبد‌های بزرگ و کوچک و دایک، با روند شمال‌غربی-جنوب‌شرقی، مجموعه افیولیتی کرتاسه-پالئوسن، سنگ‌های آتشفشانی-رسوبی ائوسن و الیگومیوسن را قطع کرده و در ابتدای پلیوسن در سطح زمین برونزد یافته است.

اجرای طرح پژوهشی با شماره ۹۱۰۰۰۵۴۸ صندوق حمایت از پژوهشگران، معاونت علمی و فناوری ریاست جمهوری است. نگارندگان از همکاری ارزشمند مسؤولان محترم آن صندوق در تأمین هزینه‌های اجرای طرح تقدیر می‌نمایند.

شده و در خلال صعود متحمل فرآیندهای تبلور تفریقی، هضم و آرایش ماگمایی شده است.

سپاسگزاری

پژوهش حاضر بخشی از یافته‌های حاصل از

منابع

- Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Alavi, M. (1991) Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in Iran. Geological society of America Bulletin 103: 983-992.
- Allahyari, S. (2010) Petrogenesis of upper Eocene igneous rocks of Kahak- Abbasabad magmatic belt. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Amini, B. and Khan-Nazer, N. H. (2000) Geological map of Iran, Mashkan sheet 1:100000, No. 7563, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ayers, J. C. (1998) Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones. Contributions to Mineralogy and Petrology 132: 390-404.
- Baroz, F., Macaudiere, J., Montigny, R., Noghreyan, M., Ohnenstetter, M. and Rocci, G. (1983) Ophiolites and related formations in the Central part of the Sabzevar range (Iran) and possible geotectonic reconstructions. Report no. 51: 205-237, Geological Survey of Iran.
- Bauman, A., Spies, O. and Lensch, G. (1983) Strantium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between Kashmar, Sabzevar and Quchan INE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran, Final report. Report no. 51, Geological Survey of Iran.
- Beard, J. S. and Lofgren, G. E. (1989) Effect of water on the composition of partial melts of greenstones and amphibolites. Science 144: 195-197.
- Castillo, P. R. (2006) An overview of adakite petrogenesis. Chinese Science Bulletin 51: 257-268.
- Castillo, P. R. (2011) Adakite petrogenesis. Lithos 134: 304-316.
- Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347: 662-665.
- Dehnavi, N. (2010) Petrology and geochemistry of igneous rocks of Shahr-e-Firoozeh region (west of Nayshaboor) and their mineralization. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Delavar, Z. (2011) Petrology and geochemistry of subvolcanic domes of southwest of Birjand. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Drummond, M. S. and Defant, M. J. (1990) A model for trondhjemite tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: archaean to modern comparisons. Journal of Geophysical Research 95: 21503-21521.
- Esperanca, S., Crisci, M., Derosa, R. and Mazuli, R. (1992) The role of the crust in The magmatic evolution of The Island lipari (Aeolian island, Italy). contributions to mineralogy to island arc. Journal of Geology 86: 323-334.

- Ghasemi, H., Barahmand, M. and Sadeghian, M. (2011) The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: implication for back-arc basin setting of central Iran Oligo-Miocene basin. *Petrology* 7: 77-94 (in Persian).
- Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) Petrography, geochemistry and radiometric ages of high-silica adakitic domes of Neogene continental arc, South of Quchan. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 3: 347-370.
- Gill, J. B. (1981) *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer Verlag, Berlin.
- Grove, T. L., Baker, M. B., Price, R. C., Parman, S. W., Elkin-Tanton, L. T., Chatterjee, N. and Müntener, O. (2005) Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148: 542-565.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K. and Hergt, J. M. (1993) Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Science* 21: 175-204.
- Ionov, D. A. and Hofmann, A. W. (1995) Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations. *Earth and Planetary Science Letters* 131: 341-356.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) *Geologie de la croûte océanique, pétrologie et dynamique endogènes*. Masson, Paris.
- Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4: 117-132.
- Keppler, H. (1996) Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction zone fluids. *Nature* 380: 237-240.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27: 745-750.
- Lench, G., Mihm, A. and Alavi-Tehrani N. (1977) Petrography and geology of the ophiolite belt north of Sabzevar/Khorasan (Iran). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 131: 156-178.
- Macpherson, C. G., Dreher, S. T. and Thirlwall, M. F. (2006) Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines. *Earth and Planetary Science Letters* 243: 581-593.
- Martin, H. (1999) The adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. *Lithos* 46: 411-429.
- Martin, H., Smithies, R. H., Rapp, R., Moyen, J. F. and Champion, D. (2005) An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution. *Lithos* 79: 1-24.
- Middlemost, E. A. K. (1989) Iron oxidation norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77: 19-26.
- Miyashiro, A. (1974) Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Nasrabad, M., Moivaziri, H., Razavi, M. H. and Mohajjel, H. (2010) Mineralogical paragenesis variations of northwest Sabzevar granulites during metamorphic evolutions. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 4: 544-531 (in Persian).
- Noghreyan, M. K. (1982) *Evolution géochimique, minéralogique et structurale d'un édifice ophiolitique singulier, Le massif de Sabzevar (partie centrale (NE de I, Iran)*. PhD thesis, University of Nancy, France.

- Omrani, J. Agard, P., Witechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L. (2008) Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences. *Lithos* 106: 380-398.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. L. (1994) Partial melting of subducted oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 121: 227-244.
- Pearce, J. A., Harris, B. W. and Tindle, A. G. (1984) Trace element of isrriminat diagrams for tectonic interpretation of granitic rock. *Journal of petrology* 25: 950-983.
- Razavi, R. (2011) Petrology and geochemistry of Eocene volcanic rocks of Davarzan - Sabzevar area. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Rushmer, T. (1991) Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid - absent conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 107: 41-59.
- Salehinejad, H. (2008) Petrological and geochemical investigation of subvolcanic domes of Bashtin area (sw of Sabzevar). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Shabanian, E., Acocella, V., Gioncada, A., Ghasemi, H. and Bellier O. (2012) Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and eastern Turkey. *Tectonics* 31: 3013-3042.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasherb, K. and Ghazi, A. M. (2003) Petrology, grochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, north central Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 21: 1053-1067.
- Spies, O., Lensch, G. and Mihem, A. (1983) Chemistry of the post-ophiolithic tertiary volcanics between sabzevar and Quchan/NE -IRAN. Geodynamic project (geotraverse) in Iran, final report Report no. 51: 247-265, Geology Survey of Iran.
- Stalder, R., Foley, S. F., Brey, G. P. and Horn, I. (1998) Mineral-aqueous fluid partitioning of trace - Elements at 900-1200 °c and 3-5.7 GPA: new experimental data for garnet, clinopyroxene, and rutile, and implications for mantle metasomatism. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62: 1781-1801.
- Sun S.S. (1980) Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of The Royal Society*, 297: 409-445.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) 42: 313-345. Geological Society, London.
- Tanha, A. (2009) Petrogenesis of Neogene igneous rocks in the north Anbar-Abad (Mashkan). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).
- Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L. (2006) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, south China: implications for the genesis of porphyry copper mineralization. *Journal of Petrology* 47: 119-144.
- Wang, Q., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Bao, Z. W., Xu, W. and Xiong, X. L. (2004) Cretaceous high potassium intrusive rocks in the Yueshan-Hongzhen area of east China: Adakites in an extensional tectonic regime within a continent. *Geochemical Journal* 38: 417-434.
- Wang, X. L., Shu, X. J., Xu, X., Tang, M. and Gasching, R. (2012) Petrogenesis of early Cretaceous adakite- like porphyries and associated basaltic andesites in the eastern Jiangnan orogen, southern China. *Journal of Asian Earth Sciences* 61: 243-256.
- Zhu, A. C., Zhao, Z. D., Pan, G. T., Lee, H. Y., Kang, Z. Q., Liao, Z. L., Wang, L. Q., Li, G. M., Dong, G. C. and Liu, B. (2009) Early Cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction?. *Journal of Asian Earth Sciences* 34: 298-309.

Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks

Khadijeh Jamshidi, Habibollah Ghasemi * and Mahmoud Sadeghian

Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences,
Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract

Some high silica adakitic domes with rhyolite, dacite, trachy-dacite, trachy-andesite and andesite compositions belonging to upper Eocene-Pliocene, trending W-NW, intruded in to the Cretaceous-Paleocene ophiolitic complex, the Eocene volcano-sedimentary series and in some cases the Oligocene-Miocene sedimentary rocks, and enclose some fragments of these rocks as xenoliths. The most abundant minerals in these rocks are plagioclase and amphibole with various textures such as felsitic porphyric, microlitic porphyric, sieve, flow and glomeroporphyric. The presence of large volumes of detritic fragments of these adakitic domes in the Pliocene conglomerates and their absence in the Miocene detritus indicate uplifting and exposing of the studied domes in the earth surface in the Miocene-Pliocene interval. The parent magma of these rocks has calc-alkaline and per-aluminous nature which is characteristics of the arc volcanics. These rocks fall into the field of high-silica adakites (HAS) in classification diagrams. Enrichment in light rare earth elements (LREEs) and large ion lithophile elements (LILEs) and depletion in heavy rare earth elements (HREEs) are obvious in their MORB, primitive mantle and chondrite normalized spider diagrams. Strong depletion in HFSEs including Nb, Ti and P which is signature of arc volcanic, can be observed in these rocks. According to the petrogenetic diagrams, the parental magma of the rocks studied generated by partial melting of an eclogitic-garnet amphibolitic source derived from metamorphism of the Sabzevar Neotethyan subducted oceanic slab underneath the southern edge of the eastern Alborz zone. Also, the magma has been subjected to assimilation, fractional crystallization (AFC) and crustal contamination during ascend to higher levels and emplacement into the ophiolitic belt. The presence of the xenoliths, corrosion and chemical disequilibrium of the phenocrysts and their sieve textures and $(\text{Sr}87/\text{Sr}86) \approx 0.7045$ in these rocks support the occurrence of these processes.

Key words: Petrology, Geochemistry, Adakite, Post-ophiolitic, Sabzevar, Ophiolitic Sabzevar zone

* h-ghasemi@shahroodut.ac.ir