



سن سنجی U-Pb بر بلورهای زیرکن، نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd و زمین شیمی گنبد‌های آداکیتی نئوژن کمان ماگمایی قوچان - اسفراین، شمال شرق ایران

سارا گردیده*، حبیب الله قاسمی، محمود صادقیان

گروه پترولوژی و زمین شناسی اقتصادی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

(دریافت مقاله: ۹۶/۴/۲۱، نسخه نهایی: ۹۶/۸/۶)

چکیده: نوار ماگمایی نئوژنی قوچان - اسفراین (در شمال نوار افیولیتی سبزوار) دربردارنده گنبد‌های آداکیتی نئوژن با طیف ترکیبی آندزیت تا ریولیت است که آشکارا سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، مجموعه آتشفشانی - رسوبی ائوسن، سنگ‌های رسوبی میوسن و حتی گاهی سنگ‌جوش پلیوسن را قطع کرده‌اند. اصلی‌ترین کانی‌های سازنده سنگ‌های گنبد‌ها را پلاژیوکلاز و آمفیبول تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از بافت‌های متنوع فلسیتی پورفیری، ریزسنگ پورفیری، غربالی، جریان و گلوپورفیری قرار دارند. سرشت آهکی-قلیایی و متالومین تا پرالومین، غنی‌شدگی از عناصر سنگ‌دوست بزرگ یون (LILE) و عناصر خاکی نادر سنگین (LREE) و تهی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و Y در نمودارهای بهنجار شده به ترکیب گوشته اولیه و کندریت، به همراه مقادیر بالای Na_2O ، Al_2O_3 ، Sr، نسبت بالای Sr/Y، نسبت پایین $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ و تهی‌شدگی از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) در این سنگ‌ها از نشانه‌های بارز ماگماهای آداکیتی کمان‌های فروزان‌شان جوان است. به‌علاوه، این سنگ‌ها دارای نسبت‌های ایزوتوپی آغازین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (۰٫۷۰۳۹۰ تا ۰٫۷۰۵۶۲) و $\text{Nd}(t)$ (۰٫۸۶ - تا ۰٫۹۸۸+) هستند که نشان دهنده خاستگاه آنها از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی همراه با آلودگی مواد پوسته‌ای است. سن جایگزینی این سنگ‌ها در نوار ماگمایی قوچان - اسفراین از طریق سن سنجی U-Pb بر زیرکن‌های جدا شده 0.24 ± 17.83 تا 0.34 ± 8.50 میلیون سال به دست آمده است. نتایج نشان می‌دهند که ماگمای مولد آنها از ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فروزانده شده گارنت آمفیبولیتی / اکلوتیتی اقیانوس نئوتتیس سبزوار به زیر سنگ‌کره قاره‌ای بینالود در مرحله پس از برخورد پدید آمده است. وجود بیگانه سنگ‌ها، خوردگی و عدم تعادل شیمیایی درشت‌بلورها، بافت غربالی در پلاژیوکلازها و نسبت‌های ایزوتوپی Sr-Nd این سنگ‌ها، نشانگر عملکرد فرآیندهای تبلور جدایشی همراه با هضم و آلیش پوسته‌ای (AFC) در تشکیل و تکامل سنگ‌های آذرین این نوار است.

واژه‌های کلیدی: زمین‌شیمی؛ سن سنجی؛ گنبد‌های آداکیتی؛ فروزان‌ش؛ نئوتتیس؛ قوچان؛ سبزوار.

مقدمه

این سنگ‌ها پیامد ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فروزانده جوان داغ (با سن کمتر یا برابر با ۲۵ میلیون سال) در رخساره گارنت آمفیبولیت یا اکلوتیت است. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی بارز آداکیت‌ها عبارتند از: $\text{SiO}_2 > 56 \text{ wt.}\%$ و $\text{Al}_2\text{O}_3 > 15 \text{ wt.}\%$ مقادیر بالای Na_2O ($7.5 \text{ wt.}\% < \text{Na}_2\text{O}$)، نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ پائین (۰٫۴۲-)، مقادیر Sr بالا ($> 300 \text{ ppm}$)، LILE بالا ($400 - 3000 \text{ ppm}$) و HREE پائین

واژه آداکیت، نخستین بار توسط [۱] و سپس دفان و دروموند [۲] برای تشریح گروهی از سنگ‌های سرشار از سیلیس آتشفشانی (آندزیت - داسیت - ریولیت) یا نفوذی (دیوریت - تونالیت - ترونجمیت - گرانودیوریت - گرانیت) موجود در کمان‌های ماگمایی نئوژنی وابسته به فروزان‌شان سنگ‌کره اقیانوسی استفاده شد. به نظر این پژوهشگران، ماگمای سازنده

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۵۹۷۸۵۵۳، پست الکترونیکی: sara.gardideh@gmail.com

(Yb ≤ ۱/۸ ppm, Y ≤ ۱۸ ppm) [۳-۸].

از زمان معرفی آداکیت‌ها، سنگ‌زایی و خاستگاه ماگمای سازنده آن‌ها مورد بحث بوده است. اما وجود مقادیر زیادی گارنت ± آمفیبول در مراحل از سنگ‌زایی ماگمای آداکیتی به عنوان فاز باقیمانده/ نخستین انباشته‌های فازی تبلور یافته، حتمی است. اگرچه فراوانی سنگ‌های ماگمایی وابسته به فرورانش در ایران، احتمال حضور سنگ‌های آداکیتی را قطعی می‌نمود، اما تنها در سال‌های اخیر است که گزارش‌هایی از وجود چنین سنگ‌هایی در ایران انتشار یافته است [۹-۲۰]. در شمال نوار افیولیتی سبزوار واقع در لبه جنوبی پهنه بینالود، یک کمان ماگمایی نئوتنی جوان متشکل از سنگ‌های آتشفشانی با ماهیت بیشتر آهکی-قلیایی تشکیل شده است که به عرض ۱۰۰ تا ۱۵۰ کیلومتر از شمال سبزوار تا جنوب قوچان و طول ۲۰۰ کیلومتر از قوچان تا اسفراین ادامه دارد. در این نوار آتشفشانی، فعالیت‌های ماگمایی از ائوسن (حدود ۴۰ میلیون سال پیش) در مجاورت نوار افیولیتی سبزوار شروع شده و تا پلیو- پلیستوسن (حدود ۲/۳ میلیون سال پیش) در سمت شمال (جنوب قوچان- اسفراین) ادامه داشته است [۱۳]. گفته می‌شود که حدود ۱۰۰ میلیون سال پیش، شاخه‌ای از حوضه اقیانوسی فعال نئوتنیس در منطقه سبزوار وجود داشته که در اواخر کرتاسه تا اوایل ترشیری بسته شده است [۲۱]. در ائوسن، سری‌های آتشفشانی - رسوبی در این حوضه بر جای مانده است. حرکات کوهزایی ائوسن پایانی - الیگوسن سبب تغییر نظام دریایی ائوسن به قاره‌ای شده و پس از آن، فعالیت‌های ماگمایی فاز کوهزایی پیرنه در فاصله زمانی الیگوسن - میوسن و پلیو- پلیستوسن، باعث ظهور سنگ‌های آذرین حدواسط تا اسیدی به صورت گنبد‌های نیمه عمیق آندزیتی- داسیتی و روانه‌های بازالتی شده است. در میوسن نیز، سنگ‌های رسوبی مانند کنگلومرا، ماسه سنگ و مارن در حوضه‌های رسوبی منطقه نهشته شده و فاز کوهزایی آلپی پایانی سبب چین‌خوردگی ملایم آن‌ها شده است. حرکات کوهزایی پس از پلیوسن در اوایل کواترنر، سبب چین‌خوردگی نهایی، فعالیت ماگمایی و ایجاد ریخت امروزی منطقه شده است. پژوهش‌های انجام شده پیشین بر گنبد‌های نیمه عمیق این کمان ماگمایی [۱۱-۲۰] نشان دهنده ویژگی آداکیتی آنهاست.

سنگ‌های آذرین پساافیولیتی در پهنه سبزوار واقع در شمال شرق ایران بررسی شده [۱۵] و در دو بخش جنوبی و شمالی پهنه افیولیتی در نظر گرفته شده‌اند که بخش جنوبی با ترکیب اسیدی (ریولیت/ریوداسیت) و بخش شمالی با ترکیب آندزیتی تا تراکی آندزیتی و داسیتی به صورت پراکنده درون مجموعه افیولیتی قابل مشاهده است. با توجه به بررسی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌ها از ماهیت آهکی-قلیایی، متآلومین تا پرآلومین برخوردار هستند و نقش تبلور جدایشی طی دگرگون ماگما برای این سنگ‌ها ثابت شده است. بررسی‌های سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی ماگمایی بر این سنگ‌ها بیانگر تشکیل سنگ‌های پساافیولیتی پهنه سبزوار در یک محیط کمان آتشفشانی است که تشکیل ماگمای آداکیتی سازنده آن‌ها را از ذوب ورقه فروروی اقیانوسی محتمل‌تر می‌دانند. همچنین نتایج سن‌سنجی U-Pb بر دانه‌های زیرکن جدا شده از نمونه‌های سنگی آداکیتی سبزوار گستره سنی ۰/۹۸ ± ۴۰/۸۶ تا ۱ ± ۵۰/۸ میلیون سال را نشان می‌دهند [۱۶]. از بررسی گرانیتوئیدهای آداکیتی درون کانال فرورانش در منطقه سلطان آباد (شمال شرق پهنه افیولیتی سبزوار) [۱۷] نیز نتایج زمین‌شیمیایی مشابهی بدست آمد و سن فعالیت ماگمایی سبزوار با روش U-Pb بر زیرکن و روش $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر میکای سفید و آمفیبول پالئوسن پسین (۵۸ میلیون سال پیش) تعیین شد. شفاف‌مقدم و همکاران [۱۹] با بررسی سنگ‌های آتشفشانی پهنه سبزوار سن آنها را ۴۵-۴۷ میلیون سال برآورد کردند و آنها را پیامد دگرگونی مجموعه آهکی-قلیایی به آداکیتی همراه با جدایش ماگمایی و به ویژه جدایش آمفیبول دانستند. ایشان منابع گوشته‌ای دگرنهاد شده توسط گدازه‌ها یا سیال‌های برآمده از تختال فرورونده نئوتنیس در حوضه‌های اقیانوسی پشت کمانی را مسؤول فعالیت ماگمایی ائوسن در شمال شرق ایران معرفی کردند.

برخی پژوهشگران [۲۲، ۲۱] پیدایش نوار آتشفشانی پساافیولیتی بین سبزوار و قوچان را ناشی از فرورانش شیب‌دار به سمت شمال سنگ‌کره اقیانوسی نئوتنیس حوضه سبزوار و مهاجرت جبهه فرورانش به سمت قوچان، از زمان ائوسن میانی به بعد دانسته‌اند.

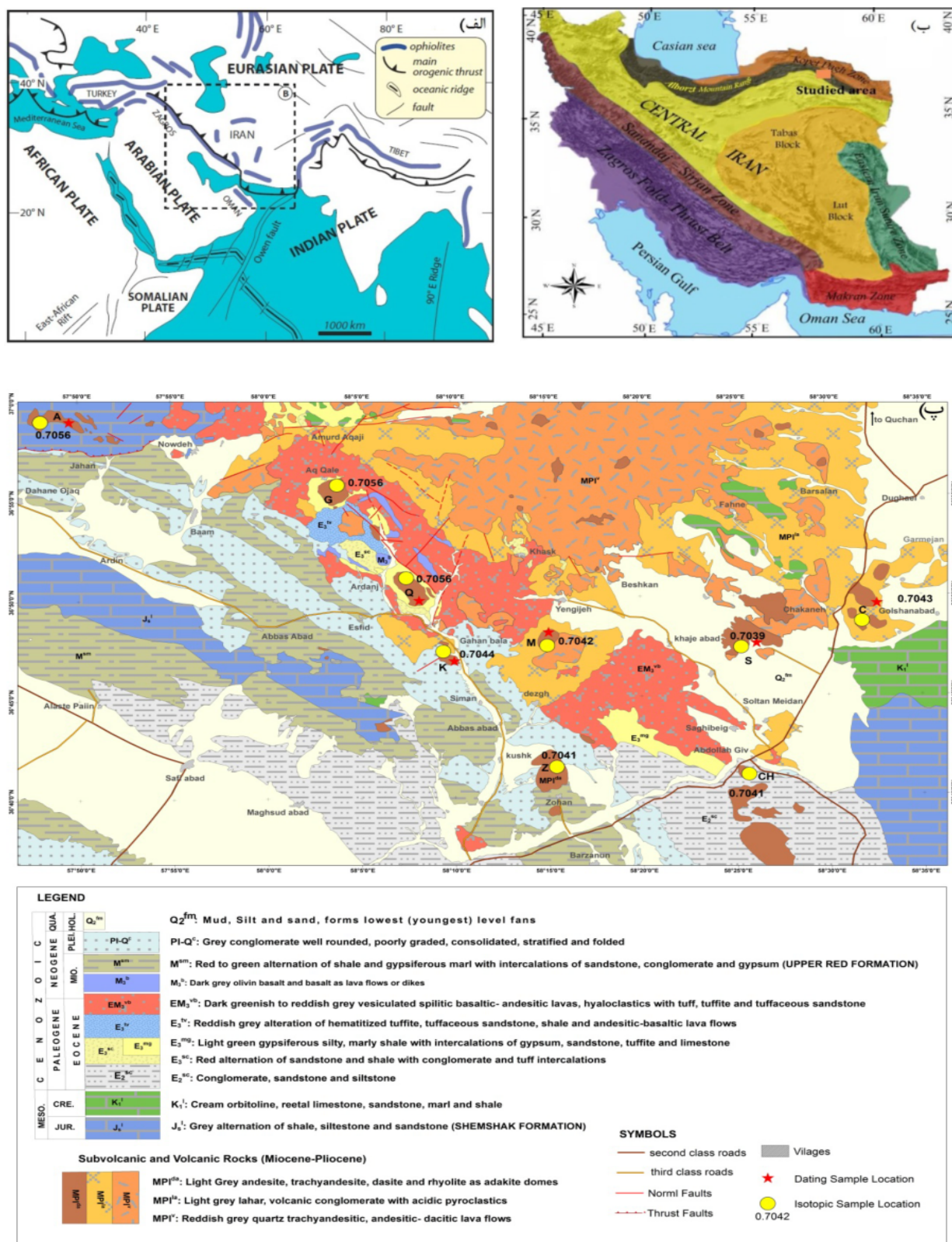
این گنبدها را می‌توان در اطراف روستاهای زهان، کاهان، مارکوه، چکنه، سرآخور، شیخ مصطفی، چارگوشی، قوچ خوار، قوچ قو، ارسنگ و خیران مشاهده کرد. به دلیل ابهام موجود درباره زمان دقیق و چگونگی تشکیل ماگمای سازنده این گنبدها، در این پژوهش، به بررسی آن‌ها با استفاده از داده‌های شیمی سنگ‌کل عناصر اصلی و کمیاب و به ویژه داده‌های ایزوتوپی Sr-Nd و سن سنجی U-Pb بر کانی زیرکن پرداخته-ایم.

زمین‌شناسی عمومی

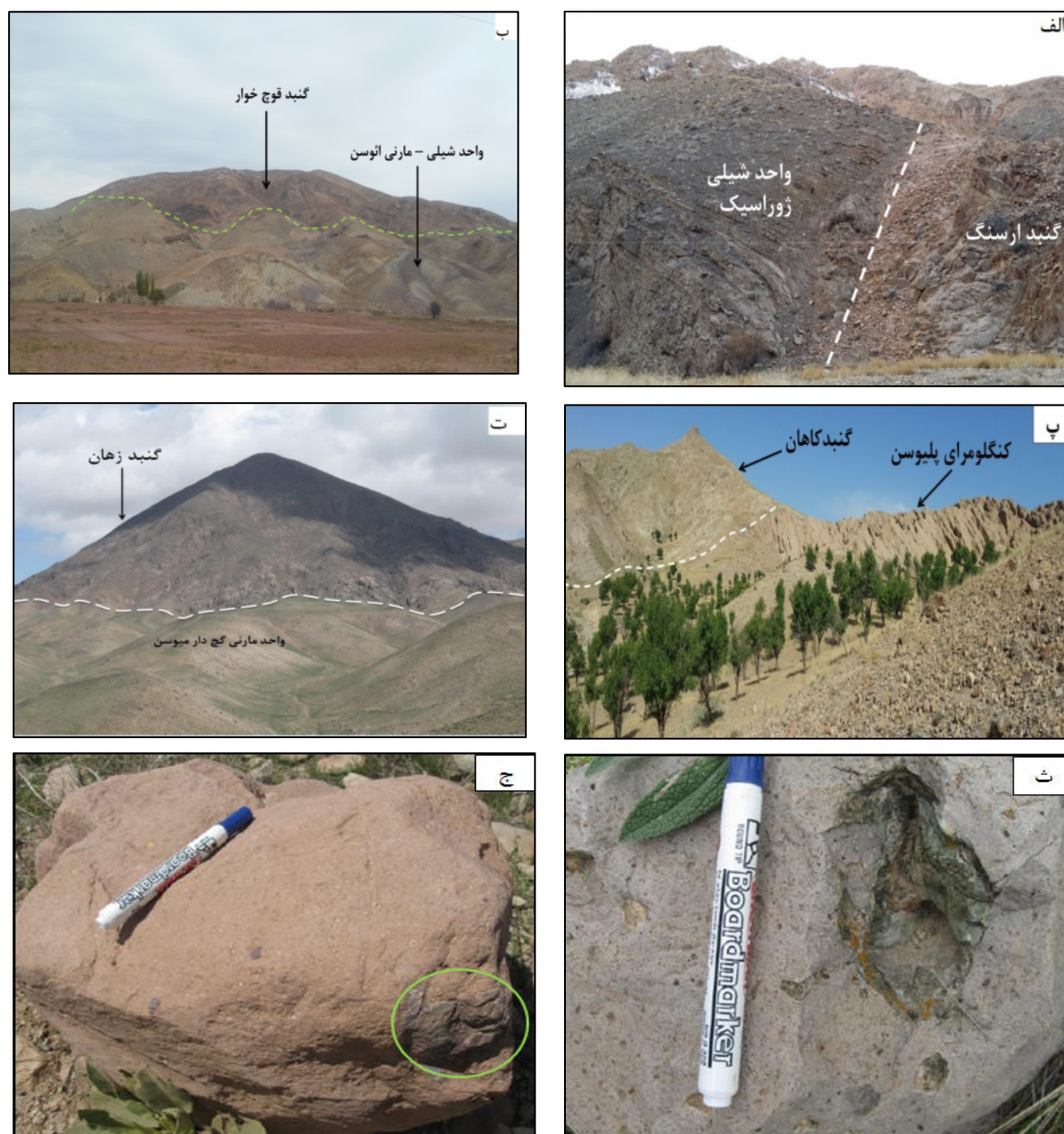
منطقه مورد بررسی به صورت یک نوار ماگمایی متشکل از سنگ‌های آتشفشانی آهکی-قلیایی نفوژنی در شمال نوار افیولیتی سبزوار و در پهنه بینالود واقع است. این منطقه در فاصله ۶۰ کیلومتری جنوب قوچان و ۵۰ کیلومتری شرق اسفراین، در راستای شمال غربی- جنوب‌شرقی به صورت کشیده بین طول‌های جغرافیایی $18^{\circ} 57'$ تا $47^{\circ} 58'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $37^{\circ} 36'$ تا $58^{\circ} 36'$ شمالی قرار دارد (شکل ۱). بخش شمالی این کمان ماگمایی در اصل از واحدهای آذرآواری و گنبدهای آندزیتی، تراکی آندزیتی، تراکی داسیتی، داسیتی و ریولیتی به همراه روانه‌های الیوین بازالتی تشکیل شده است که به شکل گنبد، دایک و استوک در بخش-های مختلف نوار ماگمایی قوچان - اسفراین گزارش شده‌اند [۲۳، ۱۳، ۱۲]. قدیمی‌ترین واحد رسوبی منطقه سازند شمشک به سن ژوراسیک است که گنبدهای نیمه عمیق ارسنگ و خیران در آن نفوذ کرده‌اند (شکل ۲ الف). سنگ‌شناسی این واحد شامل شیل‌های خاکستری تیره تا سیاه همراه با لایه‌های ماسه سنگ دانه‌ریز کوارتز آرنایتی است که در شمال روستای دهنه اجاق گنبد نیمه عمیق ارسنگ آن را قطع کرده است. در محل تماس توده، در شیل‌ها پختگی ایجاد شده و مرز گرمایی به ضخامت حدود یک متر شکل گرفته است. بیشتر گنبدهای نیمه عمیق منطقه به درون توالی‌های آتشفشانی- رسوبی ائوسن نفوذ کرده‌اند. این توالی‌ها بیشتر شامل بازالت و آندزیت به همراه نهشته‌های آذرآواری وابسته (لاپیلی توف، آگلومرا و برش‌های آتشفشانی)، ماسه سنگ، شیل و مارن‌های گچ‌دار ائوسن هستند که به عنوان سنگ میزبان گنبدهای مورد نظر نیز به حساب می‌آیند (شکل ۲ ب). درونبوم‌های سیلتستونی و

مارنی این واحد در تراکی آندزیت‌های گنبد قوچ به فراوانی دیده می‌شود. واحدهای رسوبی میوسن شامل تناوب شیل و مارن گچ‌دار به همراه میان لایه‌های ماسه سنگ، سنگ‌جوش و سنگ گچ به رنگ قرمز تا سبز هستند (شکل ۲ ت). ضخامت این مجموعه به حدود ۹۰۰ متر می‌رسد [۲۵، ۲۴] و در اطراف روستای زهان، قوچ خوار و شمال روستای گل‌بین، گنبدهای نیمه عمیق منطقه و دایک‌های بازالتی آن را قطع کرده‌اند.

گدازه‌های الیوین بازالتی میوسن زیرین با ماهیت قلیایی در نقشه‌های زمین‌شناسی منطقه به ائوسن نسبت داده شده است ولی بررسی‌های صحرایی و تعیین سن صورت گرفته به روش K/Ar توسط قاسمی و همکاران [۱۳]، سن آنها را 19.5 ± 0.5 میلیون سال تعیین نموده است. وجود این بازالت‌ها از ویژگی‌های بارز حوضه‌های کششی پشت کمانی الیگومیوسن شمال شرق ایران مرکزی است [۲۶-۲۸]. برخی از گنبدهای نیمه عمیق منطقه حتی در واحد سنگ‌جوشی پلیوسن نیز نفوذ کرده و آشکارا آن را قطع نموده‌اند (شکل ۲ پ). تعیین سن این گنبدها به روش K/Ar سن 2.33 ± 0.12 میلیون سال (پلیوسن پسین) را برای آن‌ها به دست داده است [۱۳]. از ویژگی‌های بارز گنبدهای نیمه عمیق منطقه، حضور فراوان درونبوم‌ها در آنهاست. برخی از آنها قطعات سنگی (زینولیت) سنگ میزبان هستند که طی صعود ماگما کنده شده و به بالا حمل شده‌اند. این قطعات شامل شیست و گنیس‌های پوسته زیرین تا میانی، بازالت، آندزیت، شیل، مارن، توفی سیلتستون و بیشتر با لایه‌های ذوب شده‌ی شیشه‌ای در اندازه‌های مختلف (۵ تا ۳۰ سانتی‌متر) مربوط به سنگ‌های میزبان بیشتر با سن ائوسن هستند (شکل‌های ۲ ث و ج). اندازه این درونبوم‌ها در ماگماهای اسیدی دما-پایین درشت‌تر از ماگماهای آندزیتی با دمای بالاتر است. وجود درونبوم-هایی از سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، درونبوم‌های شیستی و گنیسی، مارنی، سیلتستونی و صفحه‌ای از نشانه‌های رخداد آرایش ماگمایی در این سنگ‌ها هستند.



شکل ۱ الف، ب) نقشه گسترش باقیمانده‌های اقیانوسی نفوتتیس و موقعیت افیولیت‌های ایران به همراه پهنه‌های زمین‌ساختی [۲۰]، پ) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه مورد بررسی [۲۵]. علائم اختصاری عبارتند از: چکنه، S: شیخ مصطفی، Z: زهان، CH: چارگوشلی، M: مارکوه، Q: قوچ خوار، K: کاهان، G: قوچ قو، A: ارسنگ و خیران



شکل ۲ الف، ب، پ، ت) تصاویر صحرایی از رخنمون‌های گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین در واحدهای مختلف رسوبی منطقه، ث و ج) حضور درون‌بوم‌های واحد شیلی - مارنی ائوسن در سنگ‌های داسیتی مارکوه (جنوب روستای ینگجه).

روش بررسی

از بین ۴۰۰ نمونه از سنگ‌های برداشت شده، تعداد ۲۵۰ مقطع نازک تهیه شد و مورد بررسی سنگ‌نگاری قرار گرفت. با توجه به کمترین دگرسانی و بیشترین گونه‌گونی ترکیبی، ۴۰ نمونه از سنگ‌های گنبد‌ها و دایک‌ها انتخاب و به منظور انجام تجزیه شیمیایی و تعیین مقدار عناصر اصلی و برخی از عناصر کمیاب به روش طیف‌سنجی نشر اتمی پلاسما جفت شده القایی (ICP-AES)، و برای بقیه عناصر فرعی، کمیاب و خاکی نادر

به روش طیف‌سنجی جرمی (ICP-MS) به آزمایشگاه زمین-شیمی ACME ونکوور کانادا ارسال شدند. نتایج بدست‌آمده از تجزیه زمین‌شیمیایی نمونه‌های منتخب (جدول ۱)، جهت تفسیرهای سنگ‌شناسی و تعیین محیط زمین‌ساختی مورد استفاده قرار گرفتند. تجزیه‌های ایزوتوپی و تعیین نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ سنگ کل بر ۱۱ نمونه در آزمایشگاه‌های زمین‌شناسی ایزوتوپی مؤسسه زمین‌شناسی و زمین‌فیزیک دانشکده علوم چین (IGGCAS) در پکن با روش

ارائه شده در مراجع [۳۰، ۲۹] انجام شد. جداسازی عناصر Nd، Rb، Sm، Sr با روش رنگ‌نگاری تبادل یونی دو مرحله‌ای انجام شد و مقادیر آنها با روش طیف‌سنج جرمی یونش گرمایی اندازه‌گیری شد. در جمع آوری داده‌های ایزوتوپی، به منظور ارزیابی دقت و پایداری دستگاه، از نمونه استاندارد (NBS-987) با میانگین نسبت ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 0.000021$) و نمونه استاندارد (Jndi-1) با میانگین نسبت

برای بهنجارش مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ استفاده شد. همچنین، زیرکن‌های موجود در چهارنمونه از سنگ‌های اسیدی و حدواسط منطقه جدا شده و در آزمایشگاه مرکز لیزر کرون آریزونا به روش ارائه شده در مرجع [۳۱] تعیین سن شدند.

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی ۴۰ نمونه از سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین

موقعیت نمونه	ارسنگ				قوچ قو				زهان	
	AR4	AR5	AR8	AR12	GHG1	GHG3	GHG5	GHG13	ZH6	ZH12
SiO ₂	۶۷۳۶	۶۵۳۵	۷۰۴۹	۶۸۸۳	۶۶۸۰	۶۶۶۲	۶۳۴۰	۶۵۵۶	۶۹۵۸	۶۷۹۴
Al ₂ O ₃	۱۵۷۴	۱۹۱۹	۱۹۲۹	۱۵۵۰	۱۵۸۴	۱۵۹۳	۱۹۸۱	۱۷۰۷	۱۶۴۶	۱۷۳۱
Fe ₂ O ₃	۱۹۲	۱۶۰	۰۲۰	۱۳۵	۱۴۶	۱۳۲	۱۴۸	۱۵۴	۰۹۲	۰۹۲
MgO	۱۸۹	۱۴۰	۰۰۸	۱۴۵	۲۴۰	۲۳۴	۲۳۷	۲۶۶	۰۹۲	۰۹۳
CaO	۲۴۰	۲۴۴	۰۳۴	۲۲۸	۳۰۶	۳۴۹	۳۶۴	۴۴۹	۴۲۶	۴۷۰
Na ₂ O	۵۱۹	۵۲۸	۵۹۹	۵۰۲	۷۶۹	۷۹۰	۶۵۴	۴۶۴	۴۳۹	۴۵۰
K ₂ O	۲۸۱	۲۴۱	۲۹۱	۲۸۸	۰۶۴	۰۳۸	۰۷۰	۱۰۶	۶۸	۱۷۵
TiO ₂	۰۵۳	۰۴۶	۰۴۹	۰۴۶	۰۴۵	۰۴۶	۰۴۳	۰۴	۰۲۶	۰۲۷
P ₂ O ₅	۰۱۷	۰۱۶	۰۰۲	۰۱۵	۰۱۵	۰۱۶	۰۱۵	۰۱۷	۰۰۹	۰۲۷
MnO	۰۱۱	۰۰۸	۰۰۱	۰۰۸	۰۰۴	۰۰۳	۰۰۲	۰۰۵	۰۰۵	۰۰۴
Cr ₂ O ₃	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۰	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۱	۰۰۰	۰۰۰
Lol	۱۱۰	۱۷۰	۱۰۰	۱۵۰	۱۰۰	۱۶۰	۱۵۰	۳۴۰	۰۹۰	۰۷۰
Ba	۵۹۵	۴۷۶	۶۸۹	۵۹۲	۳۵۶	۱۲۳	۲۵۸	۳۲۳	۴۲۱	۳۸۹
Cs	۱۱۰	۰۰۵	۰۰۴	۰۰۷	۰۰۳	۰۱۰	۰۲۰	۰۷۰	۰۷۰	۰۹۰
Hf	۳۶۰	۳۲۰	۳۵۰	۳۱۰	۴۱۰	۳۸۰	۳۶۰	۳۷۰	۲۸۰	۲۶۰
Nb	۲۲۱۰	۲۴۴۰	۲۵۶۰	۲۴۳۰	۱۵۰۰	۱۳۹۰	۱۴۶۰	۱۴۴۰	۶۸۰	۶۹۰
Rb	۸۰۳۰	۶۶۴۰	۶۵۶۰	۷۸۴۰	۲۳۰	۹۷۰	۱۶۹۰	۳۲۴۰	۳۶۵۰	۳۷۶۰
Sr	۳۶۰۳۰	۳۶۴۱۰	۲۰۵۳۰	۳۸۲۲۰	۴۴۰۸۰	۳۶۵۶۰	۴۸۹۸۰	۵۱۲۲۰	۵۵۳۲۰	۵۶۳۸۰
Ta	۲۳۰	۲۵۰	۲۴۰	۲۶۰	۱۱۰	۱۲۰	۱۱۰	۱۱۰	۰۵۰	۰۵۰
Th	۱۱۹۰	۱۲۸۰	۷۱۰	۱۳۲۰	۱۰۷۰	۱۰۱۰	۱۰۰۰	۱۰۳۰	۳۹۰	۴۷۰
U	۳۹۰	۳۷۰	۳۸۰	۴۲۰	۲۸۰	۲۰۰	۲۵۰	۲۶۰	۱۲۰	۱۴۰
W	۱۴۰	۱۲۰	۱۰۰	۱۷۰	۰۵۰	۰۵۰	۰۵۰	۰۸۰	۰۵۰	۰۵۰
Zr	۱۳۲۰۰	۱۱۱۴۰	۱۲۱۱۰	۱۱۸۹۰	۱۴۸۶۰	۱۴۶۹۰	۱۳۴۴۰	۱۳۳۱۰	۱۰۰۰۰	۹۳۵۰
Y	۱۱۸۰	۱۱۸۰	۵۲۰	۱۱۴۰	۱۳۴۰	۱۳۳۰	۱۳۴۰	۱۳۳۰	۵۹۰	۱۸۶۰
La	۲۸۷۰	۲۸۹۰	۱۵۲۰	۲۸۴۰	۱۷۸۰	۲۱۷۰	۲۱۱۰	۲۶۰۰	۱۵۴۰	۳۸۱۰
Ce	۴۵۵۰	۴۸۳۰	۲۳۹۰	۴۵۷۰	۳۴۰۰	۳۷۶۰	۴۱۴۰	۴۴۱۰	۲۵۳۰	۷۹۱۰
Pr	۴۵۲	۵۵۰	۲۳۵	۴۶۷	۳۵۱	۳۷۴	۴۵۲	۴۷۲	۲۶۱	۹۰۸
Nd	۱۶۲۰	۱۶۹۰	۷۶۰	۱۵۸۰	۱۳۷۰	۱۴۰۰	۱۵۶۰	۱۶۳۰	۸۷۰	۳۱۶۰
Sm	۲۸۷	۲۶۷	۱۰۸	۲۶۰	۲۳۴	۲۵۴	۲۵۲	۲۷۹	۱۶۰	۴۷۴
Eu	۰۷۶	۰۷۲	۰۳۹	۰۷۳	۰۷۰	۰۶۶	۰۶۸	۰۷۶	۰۴۶	۰۷۹
Gd	۲۵۷	۲۳۸	۰۸۳	۲۴۶	۲۵۷	۲۵۲	۲۵۰	۲۶۲	۱۳۹	۴۴۳
Tb	۳۷	۰۳۶	۰۱۴	۰۳۵	۰۴۳	۰۳۸	۰۳۹	۰۴۰	۰۲۱	۰۶۱
Dy	۱۹۵	۲۰۱	۰۸۱	۱۹۰	۲۳۳	۲۲۸	۲۳۰	۲۲۳	۱۱۵	۳۳۸
Ho	۰۴۰	۰۴۰	۰۱۹	۰۴۰	۰۴۹	۰۴۸	۰۴۵	۰۴۷	۰۱۸	۰۶۲
Er	۱۳۰	۱۱۳	۰۶۱	۱۱۸	۱۳۷	۱۴۳	۱۳۱	۱۲۸	۰۶۳	۱۶۷
Tm	۰۲۱	۰۲۰	۰۱۲	۰۱۹	۰۲۲	۰۲۲	۰۲۱	۰۲۱	۰۱۰	۰۲۵
Yb	۱۲۸	۱۳۱	۰۸۷	۱۱۵	۱۵۲	۱۳۱	۱۳۵	۱۳۹	۰۶۳	۱۳۹
Lu	۰۲۱	۰۲۰	۰۱۶	۰۲۰	۰۲۷	۰۲۳	۰۲۱	۰۲۲	۰۱۱	۰۱۹

ادامه جدول ۱

موقعیت	فوج خوار			کاهان						شیخ مصطفی
نمونه	GHK1	GHK7	GHK9	KN1	KN2	KN3	KN4	KN5	KN6	SYKH1
SiO ₂	۷۵٫۶۳	۷۳٫۰۷	۶۶٫۰۵	۶۷٫۵۴	۶۶٫۴۴	۶۷٫۹۹	۶۸٫۸۰	۶۸٫۲۰	۶۶٫۸۰	۶۶٫۲۷
Al ₂ O ₃	۱۴٫۵۰	۱۶٫۳۸	۳۱٫۴۸	۱۶٫۵۹	۱۸٫۱۰	۱۶٫۴۹	۱۶٫۳۸	۱۶٫۳۰	۱۷٫۵۶	۱۶٫۴۷
Fe ₂ O ₃	۰٫۳۰	۰٫۳۲	۰٫۶۰	۱٫۳۳	۱٫۲۴	۰٫۳۹	۱٫۲۴	۱٫۲۴	۱٫۲۱	۱٫۷۱
MgO	۰٫۱۰	۰٫۲۹	۰٫۴۵	۱٫۵۰	۱٫۴۳	۱٫۸۷	۱٫۱۷	۱٫۵۲	۱٫۳۵	۱٫۶۲
CaO	۱٫۱۵	۰٫۴۴	۱٫۴۵	۴٫۴۲	۴٫۵۵	۴٫۳۵	۴٫۳۶	۴٫۴۹	۴٫۶۷	۶٫۳۷
Na ₂ O	۷٫۵۲	۵٫۳۱	۵٫۰۱	۴٫۱۳	۴٫۰۲	۳٫۷۹	۴٫۰۴	۴٫۰۳	۴٫۱۷	۲٫۶۴
K ₂ O	۰٫۱۷	۳٫۶۵	۳٫۹۸	۱٫۸۶	۱٫۸۵	۱٫۸۴	۱٫۶۸	۱٫۸۱	۱٫۹۲	۱٫۵۷
TiO ₂	۰٫۲۲	۰٫۱۷	۰٫۲۶	۰٫۳۸	۰٫۳۴	۰٫۳۵	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۳۴	۰٫۵۱
P ₂ O ₅	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۳	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۰	۰٫۱۲	۰٫۱۴
MnO	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۶	۰٫۰۴	۰٫۰۵	۰٫۰۸
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱
Lol	۰٫۶۰	۰٫۴۰	۰٫۹۰	۲٫۳۰	۱٫۵۰	۳٫۳۰	۰٫۴۰	۱٫۹۰	۲٫۲۰	۹٫۰۰
Ba	۳۶	۴۸۹	۶۷۲٫۰۰	۴۳۶	۴۰۹	۴۳۳	۳۷۳	۴۳۸	۴۳۶	۱۶۶
Cs	۰٫۱۰	۰٫۷۰	۰٫۴۰	۱٫۰۰	۰٫۷۰	۱٫۲۰	۰٫۸۰	۰٫۷۰	۰٫۷۰	۰٫۵۰
Hf	۳٫۸۰	۴٫۱۰	۴٫۰۰	۲٫۸۰	۲٫۹۰	۲٫۸۰	۳٫۱۰	۳٫۱۰	۲٫۹۰	۲٫۶۰
Nb	۲۹٫۰۰	۲۷٫۹۰	۲۶٫۴۰	۱۰٫۰۰	۱۰٫۶۰	۹٫۹۰	۸٫۹۰	۹٫۶۰	۱۰٫۰۰	۴٫۸۰
Rb	۱٫۵۰	۸۱٫۴۰	۵۸٫۷۰	۴۲٫۹۰	۴۴٫۸۰	۴۵٫۲۰	۳۵٫۲۰	۴۱٫۶۰	۴۳٫۵۰	۱۹٫۰۰
Sr	۲۸۲٫۲۰	۱۳۰٫۵۰	۲۷۰٫۲۰	۵۲۹٫۱۰	۵۰۷٫۸۰	۴۸۳٫۳۰	۵۱۹٫۱۰	۵۴۲٫۶۰	۵۱۶٫۳۰	۲۰۳٫۶۰
Ta	۲٫۹۰	۲٫۳۰	۲٫۳۰	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۸۰	۰٫۸۰	۰٫۹۰	۰٫۹۰	۰٫۴۰
Th	۲۰٫۴۰	۲۳٫۹۰	۱۸٫۳۰	۶٫۴۰	۷٫۰۰	۹٫۱۰	۵٫۱۰	۶٫۷۰	۷٫۰۰	۳٫۶۰
U	۲٫۶۰	۳٫۸۰	۲٫۸۰	۲٫۰۰	۲٫۱۰	۱٫۹۰	۱٫۶۰	۱٫۸۰	۱٫۹۰	۱٫۱۰
W	۰٫۵۰	۱٫۷۰	۰٫۹۰	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۷۰	۰٫۹۰
Zr	۱۵۲٫۷۰	۱۴۰٫۷۰	۱۴۷٫۰۰	۱۰۹٫۸۰	۱۰۴٫۰۰	۱۰۷٫۸۰	۱۲۱٫۷۰	۱۰۹٫۷۰	۹۹٫۵۰	۱۰۳٫۰۰
Y	۹٫۸۰	۱۵٫۶۰	۹٫۸۰	۶٫۹۰	۸٫۱۰	۷٫۲۰	۶٫۶۰	۶٫۹۰	۷٫۲۰	۱۲٫۶۰
La	۱۳٫۷۰	۲۵٫۳۰	۲۳٫۱۰	۱۹٫۷۰	۱۹٫۳۰	۱۹٫۴۰	۲۰٫۵۰	۲۰٫۰۰	۱۹٫۳۰	۱۴٫۴۰
Ce	۳۰٫۹۰	۴۶٫۵۰	۳۵٫۵۰	۳۴٫۸۰	۳۳٫۶۰	۳۱٫۵۰	۳۴٫۰۰	۳۲٫۰۰	۳۱٫۵۰	۲۶٫۰۰
Pr	۳٫۴۹	۵٫۱۴	۳٫۴۲	۳٫۴۳	۳٫۶۴	۳٫۲۵	۳٫۵۵	۳٫۳۵	۳٫۴۳	۲٫۷۷
Nd	۱۲٫۵۰	۱۷٫۴۰	۱۱٫۰۰	۱۱٫۳۰	۱۲٫۹۰	۱۱٫۷۰	۱۲٫۸۰	۱۱٫۷۰	۱۱٫۵۰	۱۱٫۳۰
Sm	۲٫۰۱	۳٫۱۰	۱٫۷۶	۱٫۸۶	۲٫۱۵	۲٫۰۵	۱٫۸۴	۱٫۷۹	۱٫۹۳	۲٫۱۵
Eu	۰٫۲۷	۰٫۵۲	۰٫۶۰	۰٫۶۲	۰٫۶۳	۰٫۵۹	۰٫۶۱	۰٫۶۲	۰٫۶۰	۰٫۶۴
Gd	۱٫۵۸	۲٫۶۳	۱٫۶۱	۱٫۷۶	۱٫۸۴	۱٫۶۹	۱٫۸۵	۱٫۷۴	۱٫۶۷	۲٫۱۱
Tb	۰٫۲۶	۰٫۴۸	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۳۴
Dy	۱٫۶۶	۲٫۷۶	۱٫۵۶	۱٫۴۱	۱٫۴۲	۱٫۴۱	۱٫۱۷	۱٫۱۳	۱٫۲۹	۱٫۸۰
Ho	۰٫۳۰	۰٫۵۳	۰٫۳۲	۰٫۳۰	۰٫۲۸	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۲۰	۰٫۲۷	۰٫۴۰
Er	۰٫۸۸	۱٫۴۵	۰٫۹۸	۰٫۷۵	۰٫۷۹	۰٫۶۳	۰٫۷۵	۰٫۶۹	۰٫۷۲	۱٫۲۶
Tm	۰٫۱۶	۰٫۲۴	۰٫۱۵	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۱۳	۰٫۱۹
Yb	۱٫۱۳	۱٫۵۴	۱٫۱۱	۰٫۸۲	۰٫۷۷	۰٫۷۱	۰٫۶۳	۰٫۶۸	۰٫۷۲	۱٫۲۵
Lu	۰٫۱۹	۰٫۲۲	۰٫۱۹	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۱۲	۰٫۱۲	۰٫۱۸

ادامه جدول ۱

موقعیت	شیخ مصطفی				چکنه					
نمونه	SYKH2	SYKH3	SYKH7	SYKH11	CH1	CH2	CH3	CH4	CH5	CH6
SiO ₂	۶۷٫۲۴	۶۴٫۴۷	۶۳٫۴	۶۸٫۶۱	۶۵٫۰۸	۶۱٫۶۸	۶۰٫۰۰	۶۱٫۳۳	۹۵٫۸۸	۶۴٫۷۳
Al ₂ O ₃	۱۶٫۰۸	۱۶٫۸۷	۱۶٫۶۸	۱۶٫۷۲	۱۸٫۵۰	۱۸٫۱۳	۱۶٫۶۲	۱۸٫۲۶	۱۸٫۳۶	۱۹٫۵۴
Fe ₂ O ₃	۱٫۵۱	۲٫۱۳	۲٫۱۳	۱٫۰۲	۱٫۲۵	۱٫۷۹	۲٫۶۸	۱٫۵۱	۲٫۳۲	۱٫۷۲
MgO	۲٫۲۳	۱٫۰۲	۲٫۲۴	۱٫۱۲	۰٫۷۴	۱٫۸۶	۱٫۷۰	۱٫۹۴	۳٫۵۶	۰٫۳۷
CaO	۳٫۸۸	۳٫۴۹	۳٫۴۷	۴٫۴۸	۳٫۳۶	۶٫۰۴	۵٫۳۰	۷٫۷۷	۴٫۷۲	۳٫۹۹
Na ₂ O	۴٫۱۵	۴٫۷۸	۵٫۹۸	۴٫۲۶	۴٫۶۱	۴٫۱۶	۴٫۲۰	۴٫۱۲	۴٫۱۶	۳٫۸۱
K ₂ O	۲٫۰۱	۳٫۹۵	۳٫۱۰	۱٫۸۱	۴٫۳۱	۲٫۰۴	۱٫۴۴	۱٫۳۶	۲٫۵۰	۱٫۸۲
TiO ₂	۰٫۳۷	۰٫۷۳	۰٫۴۵	۰٫۲۸	۰٫۵۷	۰٫۶۵	۰٫۶۳	۰٫۵۹	۰٫۶۸	۰٫۶۱
P ₂ O ₅	۰٫۱۶	۰٫۲۹	۰٫۲۲	۰٫۱۲	۰٫۲۵	۰٫۳۱	۰٫۳۵	۰٫۲۶	۰٫۳۰	۰٫۲۲
MnO	۰٫۰۶	۰٫۱۶	۰٫۱۲	۰٫۰۵	۰٫۰۵	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۲
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Lol	۳٫۱۰	۳٫۱۰	۲٫۴۰	۲٫۱۰	۲٫۸۰	۲٫۰۰	۱٫۵۰	۲٫۳۰	۲٫۹۰	۱٫۸۰
Ba	۳۱۷	۱۰۸۴	۵۵۴	۲۸۹	۱۱۷۵	۴۶۰	۴۱۰	۵۶۹	۵۷۹	۴۳۶
Cs	۱٫۵۰	۱٫۶۰	۰٫۶۰	۱٫۲۰	۱٫۸۰	۱٫۶۰	۰٫۹۸	۰٫۹۰	۰٫۲۰	۰٫۹۰
Hf	۲٫۶۰	۶٫۲۰	۳٫۵۰	۳٫۰۰	۶٫۹۰	۴٫۳۰	۶٫۴۰	۳٫۴۰	۴٫۲۰	۴٫۵۰
Nb	۹٫۵۰	۷۱٫۸۰	۱۷٫۵۰	۸٫۰۰	۸۱٫۴۱	۲۰٫۹۰	۱۵٫۰۰	۱۶٫۰۰	۲۲٫۱۰	۲۲٫۲۰
Rb	۳۷٫۲۰	۱۱۱٫۶۰	۶۱٫۰۰	۳۲٫۸۰	۱۲۷٫۷۰	۴۶٫۳۰	۳۸٫۰۰	۳۱٫۸۰	۵۷٫۶۰	۴۴٫۹۰
Sr	۳۴۸٫۵۰	۷۹۲٫۸۰	۳۵۰٫۸۰	۵۵۶٫۴۰	۷۵۹٫۷۰	۵۶۳٫۷۰	۴۴۰٫۰	۷۱۰٫۰	۴۶۲٫۵۰	۴۶۹٫۴۰
Ta	۰٫۸۰	۴٫۹۰	۱٫۴۰	۰٫۹۰	۵٫۶۰	۱٫۳۰	۰٫۷۲	۱٫۱۰	۱٫۴۰	۱٫۵۰
Th	۷٫۱۰	۳۰٫۴۰	۷٫۶۰	۴٫۳۰	۳۳٫۷۰	۹٫۵۰	۱۱٫۰۰	۷٫۹۰	۹٫۳۰	۱۱٫۱۰
U	۱٫۸۰	۶٫۴۰	۲٫۱۰	۱٫۵۰	۳٫۹۰	۲٫۱۰	۲٫۱۰	۱٫۶۰	۲٫۰۰	۲٫۰۰
W	۱٫۰۰	۳٫۵۰	۰٫۸۰	۰٫۵۰	۲٫۲۰	۱٫۸۰	۱٫۰۰	۰٫۸۰	۱٫۰۰	۱٫۰۰
Zr	۱۰۴٫۰۰	۲۸۵٫۰۰	۱۵۶٫۷۰	۱۰۲٫۲۰	۲۸۴٫۸۰	۱۶۹٫۱۰	۱۲۱٫۰۰	۱۲۶٫۶۰	۱۶۶٫۸۰	۱۷۰٫۹
Y	۱۱٫۲۰	۱۳٫۴۰	۱۱٫۶۰	۹٫۶۲۰	۱۳٫۳۰	۱۴٫۹۰	۱۶٫۰۰	۹٫۴۰	۱۶٫۱۰	۱۴٫۲۰
La	۱۷٫۴۰	۸۰٫۰۰	۲۵٫۷۰	۱۶٫۲۰	۷۴٫۶۰	۳۲٫۶۰	۲۸٫۰۰	۳۰٫۲۰	۳۶٫۰۰	۲۷٫۵۰
Ce	۳۰٫۱۰	۱۳۰٫۵۰	۴۲٫۰۰	۳۷٫۸۰	۱۲۲٫۰۰	۵۷٫۱۰	۴۹٫۰۰	۵۲٫۸۰	۵۹٫۶۰	۴۹٫۵۰
Pr	۳٫۱۲	۱۱٫۵۷	۴٫۳۲	۲٫۹۲	۱۱٫۳۳	۶٫۱۲	۵٫۱۸	۵٫۵۴	۶٫۱۹	۵٫۴۴
Nd	۱۱٫۵۰	۳۵٫۵۰	۱۵٫۰۰	۱۰٫۷۰	۳۳٫۷۰	۲۱٫۶۰	۱۸٫۰۰	۱۸٫۵۰	۲۰٫۸۰	۲۰٫۱۰
Sm	۲٫۰۶	۴٫۷۶	۲٫۵۱	۱٫۷۸	۴٫۳۸	۳٫۶۳	۳٫۲۰	۲٫۹۱	۳٫۵۰	۳٫۳۷
Eu	۰٫۶۰	۱٫۳۴	۰٫۷۲	۰٫۵۳	۱٫۳۰	۱٫۰۳	۱٫۰۰	۰٫۹۶	۱٫۰۳	۰٫۹۵
Gd	۱٫۹۸	۳٫۷۶	۲٫۳۶	۱٫۶۰	۳٫۴۳	۳٫۱۹	۳٫۲۰	۲٫۵۴	۳٫۰۷	۳٫۲۷
Tb	۰٫۳۱	۰٫۵۰	۰٫۳۶	۰٫۲۲	۰٫۴۴	۰٫۴۹	۰٫۷۲	۰٫۳۶	۰٫۵۲	۰٫۵۰
Dy	۱٫۷۳	۲٫۶۵	۱٫۹۱	۱٫۲۰	۲٫۵۱	۲٫۷۳	۲٫۸۰	۱٫۷۹	۲٫۶۹	۲٫۷۰
Ho	۰٫۳۷	۰٫۴۷	۰٫۳۷	۰٫۲۱	۰٫۴۵	۰٫۵۳	۰٫۴۸	۰٫۳۴	۰٫۵۵	۰٫۵۲
Er	۱٫۰۰	۱٫۳۱	۱٫۱۶	۰٫۶۷	۱٫۲۷	۱٫۵۲	۱٫۶۰	۰٫۹۲	۱٫۵۲	۱٫۴۲
Tm	۰٫۱۸	۰٫۲۰	۰٫۱۸	۰٫۱۰	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۴	۰٫۱۴	۰٫۲۸	۰٫۲۳
Yb	۱٫۱۴	۱٫۴۴	۱٫۲۷	۰٫۶۳	۱٫۳۹	۱٫۵۴	۱٫۴۲	۰٫۸۸	۱٫۵۲	۱٫۳۷
Lu	۰٫۱۹	۰٫۲۲	۰٫۲۰	۰٫۰۹	۰٫۲۲	۰٫۲۳	۰٫۲۲	۰٫۱۴	۰٫۲۶	۰٫۲۱

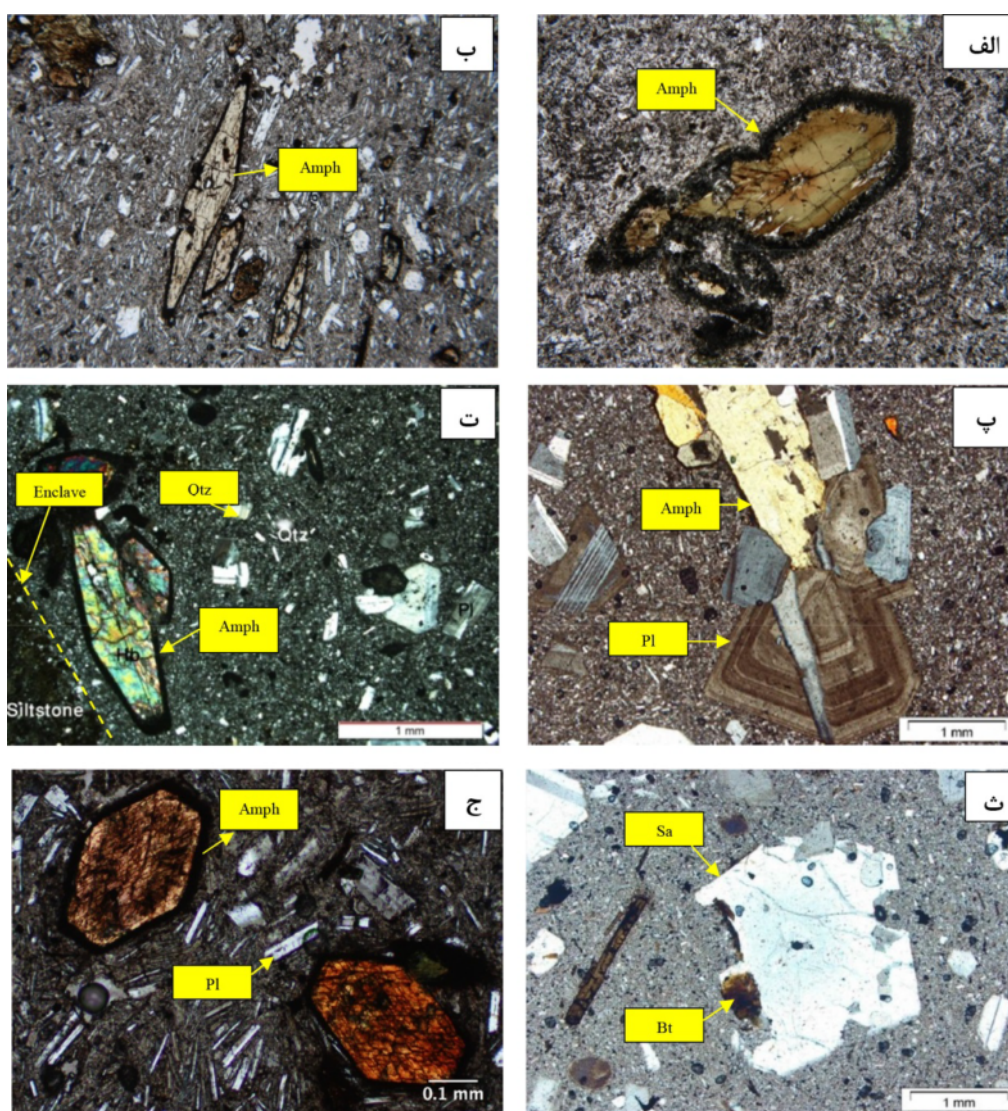
ادامه جدول ۱

موقعیت	چکانه	کارکوه								
نمونه	CH7	MH1	MH2	MH3	MH4	MH5	MH6	MH7	MH8	MH9
SiO ₂	۶۹٫۴۱	۶۹٫۹۱	۷۱٫۱۶	۶۸٫۸۲	۷۰٫۰۲	۶۸٫۶۰	۶۵٫۸۰	۶۵٫۷۲	۶۵٫۷۸	۷۰٫۸۰
Al ₂ O ₃	۱۶٫۷۷	۱۶٫۷۹	۱۵٫۸۶	۱۸٫۷۵	۱۶٫۱۸	۱۶٫۱۰	۱۵٫۹۰	۱۶٫۵۵	۱۶٫۴۷	۱۶٫۰۳
Fe ₂ O ₃	۰٫۸۲	۰٫۷۸	۱٫۰۲	۰٫۷۸	۰٫۸۴	۲٫۵۲	۲٫۲۳	۲٫۱۵	۲٫۱۴	۲٫۰۶
MgO	۰٫۶۹	۰٫۶۹	۰٫۶۱	۰٫۶۴	۰٫۶۰	۱٫۳۶	۰٫۸۰	۱٫۶۹	۲٫۸۰	۰٫۶۵
CaO	۴٫۰۸	۳٫۷۱	۳٫۵۰	۳٫۳۲	۴٫۱۰	۴٫۲۴	۳٫۵۰	۶٫۴۲	۴٫۳۷	۳٫۴۴
Na ₂ O	۴٫۴۵	۴٫۵۰	۴٫۴۸	۴٫۱۹	۴٫۳۸	۳٫۸۰	۴٫۴۰	۳٫۹۲	۴٫۰۷	۴٫۱۹
K ₂ O	۲٫۱۵	۲٫۰۷	۱٫۹۷	۱٫۹۷	۲٫۰۱	۱٫۶۳	۲٫۰۱	۱٫۳۵	۱٫۵۵	۱٫۷۷
TiO ₂	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۳	۰٫۲۳	۰٫۳۵	۰٫۲۶	۰٫۴۲	۰٫۵۲	۰٫۲۵
P ₂ O ₅	۰٫۱۱	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۰	۰٫۰۹	۰٫۱۲	۰٫۱۵	۰٫۲۳	۰٫۱۵	۰٫۱۲
MnO	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۶	۰٫۰۶	۰٫۰۷	۰٫۰۳	۰٫۰۵
Cr ₂ O ₃	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰
Lol	۰٫۹۰	۰٫۵۰	۰٫۶۰	۰٫۹۰	۱٫۱۰	۱٫۰۰	۰٫۲۰	۲٫۴۰	۳٫۵۰	۰٫۶۶
Ba	۴۹۱	۵۰۲	۵۰۲	۴۹۳	۴۷۸	۴۳۰	۴۶۰	۳۷۲	۲۱۷	۴۹۰
Cs	۱٫۰۰	۰٫۸۰	۰٫۵۰	۰٫۶۰	۰٫۷۰	۰٫۶۷	۰٫۷۶	۱٫۱۰	۰٫۴۰	۰٫۸۰
Hf	۲٫۹۰	۲٫۹۰	۳٫۶۰	۳٫۰۰	۲٫۷۰	۵٫۹۰	۷٫۰۰	۲٫۸۰	۲٫۶۰	۶٫۹۰
Nb	۸٫۱۰	۸٫۲۰	۷٫۲۰	۷٫۰۰	۶٫۱۰	۷٫۰۰	۹٫۰۰	۸٫۹۰	۵٫۴۰	۷٫۵۰
Rb	۴۴٫۷۰	۴۳٫۵۰	۳۷٫۵۰	۳۹٫۳۰	۳۷٫۷۰	۴۱٫۰۰	۴۳٫۰۰	۳۱٫۵۰	۱۹٫۴۰	۴۷٫۰۰
Sr	۴۷۰٫۲۰	۴۸۸٫۰۰	۴۷۹٫۵۰	۴۴۲٫۶۰	۴۷۵٫۳۰	۵۰۰٫۰۰	۴۵۸٫۰۰	۵۶۳٫۹۰	۳۰۴٫۲۰	۴۵۵٫۰۰
Ta	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۶۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۹۱	۰٫۷۸	۰٫۷۰	۰٫۴۰	۰٫۶۸
Th	۵٫۱۰	۴٫۵۰	۵٫۲۰	۴٫۹۰	۴٫۸۰	۵٫۵۰	۴٫۸۰	۴٫۴۰	۳٫۶۰	۵٫۰۰
U	۱٫۶۰	۱٫۶۰	۱٫۵۰	۱٫۴۰	۱٫۳۰	۱٫۵۰		۱٫۲۰	۰٫۹۰	
W	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰	۰٫۵۰			۰٫۵۰	۰٫۵۰	
Zr	۹۵٫۰۰	۹۸٫۱۰	۱۱۵٫۷۰	۱۰۵٫۷۰	۱۰۲٫۵۰	۱۳۲٫۰	۱۳۸٫۰	۱۰۴٫۹۰	۱۰۷٫۰	۱۴۰٫۰
Y	۷٫۵۰	۸٫۰۰	۵٫۹۰	۵٫۸۰	۵٫۴۰	۶٫۵۰	۵٫۰۰	۹٫۱۰	۱۰٫۹۰	۶٫۰۰
La	۱۷٫۹۰	۱۹٫۴۰	۱۹٫۲۰	۱۸٫۱۰	۱۶٫۶۰	۱۸٫۰۰	۱۷٫۰۰	۱۸٫۵۰	۱۳٫۴۰	۲۰٫۰۰
Ce	۳۱٫۷۰	۳۴٫۱۰	۳۱٫۴۰	۳۱٫۵۰	۲۷٫۸۰	۳۴٫۰۰	۳۰٫۰۰	۳۳٫۱۰	۲۴٫۵۰	۳۳٫۰۰
Pr	۳٫۳۷	۳٫۶۳	۳٫۲۱	۳٫۳۱	۲٫۷۰			۳٫۴۰	۲٫۶۷	
Nd	۱۱٫۵۰	۱۲٫۶۰	۱۱٫۳۰	۱۱٫۴۰	۹٫۱۰	۱۱٫۵۰	۱۰٫۳۰	۱۱٫۸۰	۱۰٫۶۰	۱۲٫۰۰
Sm	۱٫۹۵	۲٫۰۰	۱٫۶۹	۱٫۸۵	۱٫۵۵	۲٫۲۰	۱٫۸۵	۲٫۳۵	۱٫۹۴	۲٫۰۰
Eu	۰٫۵۳	۰٫۶۰	۰٫۵۴	۰٫۵۲	۰٫۴۷	۰٫۶۴	۰٫۵۵	۰٫۷۰	۰٫۵۸	۰٫۷۰
Gd	۱٫۶۹	۱٫۸۲	۱٫۳۵	۱٫۵۰	۱٫۲۴	۱٫۸۵	۱٫۲۰	۲٫۰۸	۲٫۲۱	۱٫۵۰
Tb	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۲۰	۰٫۲۰	۰٫۱۷	۰٫۴۸	۰٫۵۴	۰٫۳۲	۰٫۳۶	۰٫۶۱
Dy	۱٫۲۷	۱٫۳۷	۱٫۰۹	۱٫۰۴	۰٫۹۴	۱٫۳۰	۰٫۹۰	۱٫۵۶	۱٫۹۳	۱٫۰۰
Ho	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۱۶	۰٫۱۹	۰٫۱۷			۰٫۳۲	۰٫۳۹	
Er	۰٫۶۶	۰٫۶۹	۰٫۵۵	۰٫۵۲	۰٫۵۷	۰٫۷۰	۰٫۵۰	۱٫۰۳	۱٫۱۲	۰٫۰۴۶
Tm	۰٫۱۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۸			۰٫۱۴	۰٫۱۸	
Yb	۰٫۶۴	۰٫۶۵	۰٫۵۷	۰٫۵۲	۰٫۵۴	۰٫۴۶	۰٫۳۷	۰٫۸۴	۱٫۱۷	۰٫۳۵
Lu	۰٫۱۰	۰٫۱۱	۰٫۰۸	۰٫۰۸	۰٫۰۸			۰٫۱۳	۰٫۲۰	

سنگ نگاری

بر اساس بررسی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری، سنگ‌های آداکیتی منطقه شامل آندزیت، تراکی آندزیت، تراکی داسیت، داسیت و ریولیت هستند. سنگ‌های تراکی آندزیتی-آندزیتی با ظاهری خاکستری رنگ و بافت‌های ریزسنگی پورفیری، جریان‌ی و گلومروپورفیری، سرشار از درشت بلورهای هورنبلند با منطقه‌بندی ترکیبی در زمینه‌ای دانه‌ریزتر هستند. این سنگ‌ها در نزدیکی روستاهای آق قایه، چهارگوشلی و شیخ مصطفی، دارای

بلورهای درشت پلاژیوکلاز همراه با آمفیبول‌های سوخته هستند (شکل‌های ۳ الف و ب). پدیده اکسایش سوختگی درشت‌بلورهای آمفیبول به طور گسترده در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود که به طور کامل یا در حاشیه‌ها میدلمست [۳۲] علت اکسایش را عدم تعادل کانی‌های آبدار با محیط بی‌آب و افزایش دما در جریان خروج گدازه بیان می‌کند. برخی نیز [۳۳] اکسایش بلورهای آمفیبول را به افت سریع فشار مربوط می‌دانند.



شکل ۳ الف) آمفیبول با لبه سوخته و دارای منطقه‌بندی ترکیبی در تراکی آندزیت‌های گنبد زهان (XPL، ب) آندزیت گنبد شیخ مصطفی با بافت جریان‌ی پورفیری و حضور بلورهای کشیده هورنبلند و پلاژیوکلاز (XPL، پ) ساختار منطقه‌ای در درشت‌بلور پلاژیوکلاز و بافت گلومروپورفیری در داسیت‌های گنبد کاهان (XPL، ت) حضور درون‌بوم‌های سیلتستونی در سنگ‌های تراکی آندزیتی گنبد قوچ‌خوار (XPL، ث) درشت‌بلور درشت سانیدین با بافت غربالی به همراه بلورهای ریز بیوتیت و آمفیبول سوزنی در ریوداسیت‌های گنبد ماهرخ کوه (XPL، ج) آمفیبول‌های خودشکل با حاشیه سوخته و فراوانی بلورهای ریز و کشیده پلاژیوکلاز با بافت ریزسنگی پورفیری گنبد قوچ‌خوار.

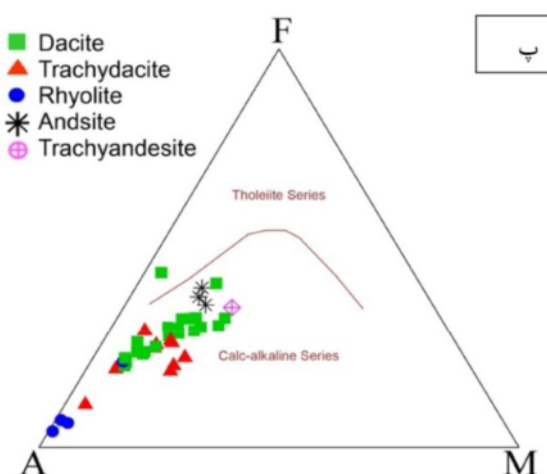
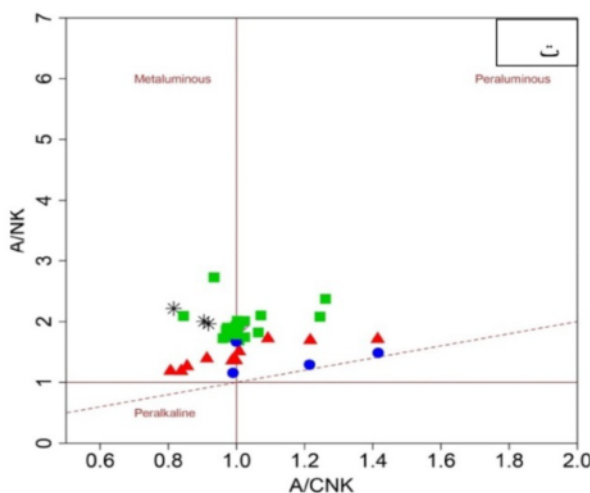
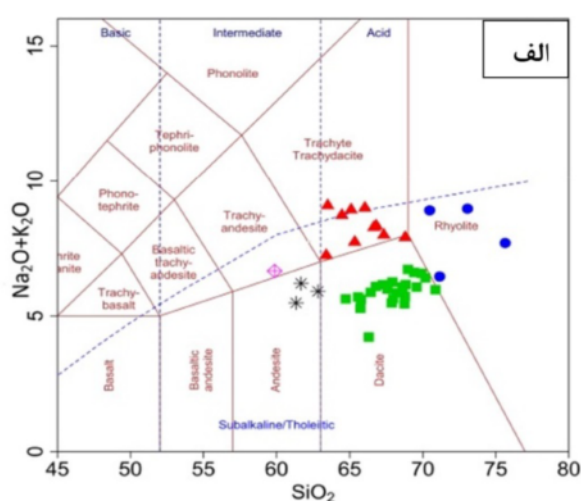
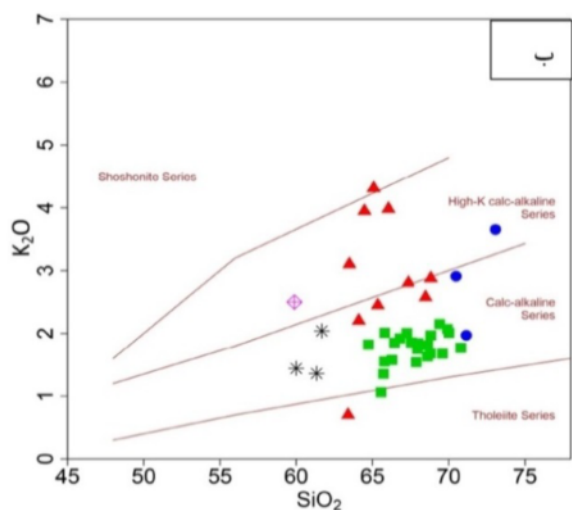
زمین شیمی

در نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) [۳۷]، نمونه‌های برداشت شده از گنبد‌های نیمه عمیق منطقه در گستره آندزیت، تراکی آندزیت، داسیت، تراکی داسیت و ریولیت قرار می‌گیرند (شکل ۴ الف) که با نتایج سنگ‌نگاری این سنگ‌ها کاملاً همخوانی کامل دارد. در نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۸]، نمونه‌ها در گستره آهکی-قلیایی عادی تا آهکی-قلیایی پتاسیم بالا قرار می‌گیرند و طیف کلی نمونه‌ها یک دگرگونی تدریجی و آرام از آهکی - قلیایی عادی به آهکی - قلیایی پتاسیم بالا نشان می‌دهند (شکل ۴ ب). در نمودار AFM نیز، نمونه‌های مورد بررسی روند آهکی - قلیایی از خود نشان می‌دهند (شکل ۴ پ) [۳۹]. بر اساس نمودار ویژگی‌های شاخص A/NK نسبت به A/CNK [۴۰]، نمونه‌های منطقه مورد بررسی ویژگی‌های ماگماهای متاآلومین تا اندکی پراآلومین را نشان می‌دهند (شکل ۴ ت). گفته می‌شود که کمان‌های آتشفشانی را می‌توان بر اساس نسبت Ce/Yb به دوسته کمان‌های غنی شده ($\text{Ce/Yb} > 15$) و کمتر غنی شده ($\text{Ce/Yb} < 15$) تقسیم کرد [۴۱]. با توجه به میانگین حدود ۴۴ برای نسبت Ce/Yb نمونه‌ها، سنگ‌های نیمه عمیق منطقه مورد بررسی مربوط به یک کمان آتشفشانی غنی شده متعلق هستند (جدول ۱). این غنی‌شدگی را می‌توان به نرخ پایین ذوب بخشی گوشته خاستگاه، دگرنهادی شدید خاستگاه گوشته‌ای یا آلیش ماگما با مواد پوسته‌ای نسبت داد. پردازش و تحلیل داده‌های زمین‌شیمیایی نمونه‌ها و مقایسه آنها با معیارهای سنگ‌شناختی آداکیت‌ها [۴۲]، بیانگر شباهت زمین-شیمیایی بسیار زیاد آنهاست. نمونه‌های سنگی بررسی شده در نمودار Y نسبت به Sr/Y [۲] به طور قابل انتظاری در گستره ترکیبی آداکیت‌ها و دور از گستره سنگ‌های آندزیتی - داسیتی - ریولیتی (ADR) معمول کمان قرار گرفته‌اند (شکل ۵ الف). همچنین، با توجه به نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها (شکل ۵ ب) [۶]، سنگ‌های مورد بررسی در گروه آداکیت‌های غنی از سیلیس (HSA) قرار می‌گیرند. نمودارهای بهنجار شده عناصر خاکی نادر سنگ‌های آداکیتی منطقه نسبت به گوشته‌ی اولیه (شکل ۶ الف) [۴۳] و کندریت (شکل ۶ ب) [۴۴]، نشان دهنده ارتباط زایشی نمونه‌های گنبد‌ها با یکدیگر، غنی‌شدگی

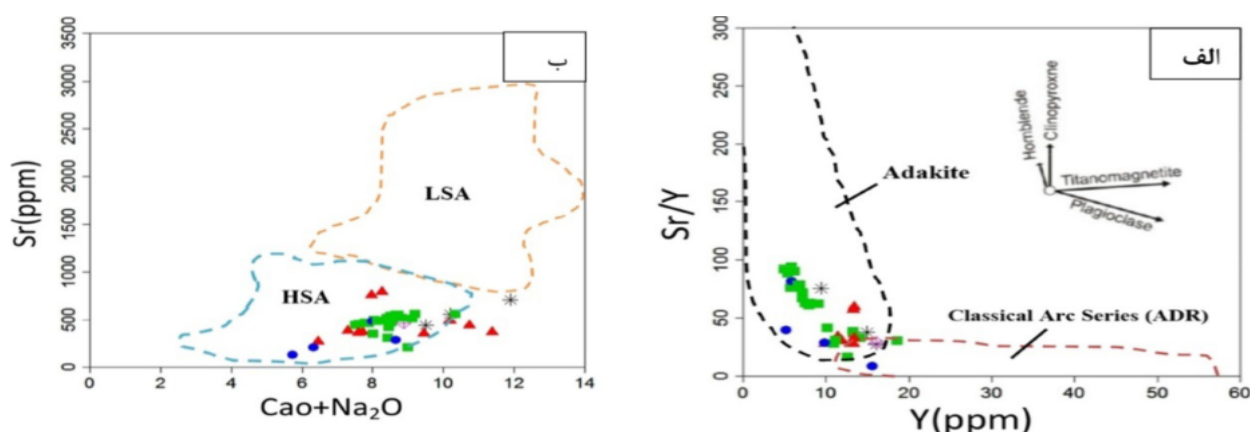
وجود بافت گلومروپورفیری و انباشت بلورها و تشکیل گلومرول در سنگ‌های مورد بررسی می‌تواند ناشی از نطفه‌بندی ناهمگن این بلورها باشد [۳۴]. نیروی انبساطی و تنش برشی باعث قطعه قطعه شدن و برشی شدن بلورهای انباشتی در ماگما و تولید انباشته و لخته‌های گلومروپورفیری می‌شود که با صعود گدازه به طرف بالا آورده می‌شوند. اتصال گلومروپورفیرها در گدازه‌ها، احتمالاً به کاهش دما و افزایش گرانش ناشی از آن مربوط است [۳۵]. در نهایت، صعود و انجماد سریع گدازه‌های باقی مانده باعث انجماد زمینه و در برگرفتن انباشته‌های درشت‌بلور و گلومروپورفیری قدیمی می‌شود (شکل ۳ پ). سنگ‌های داسیتی - تراکی داسیتی بیشترین حجم گنبد‌های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان - اسفراین را تشکیل می‌دهند. در این سنگ‌ها برونوم - های سیلتستونی به وفور دیده می‌شوند (شکل ۳ ت). این سنگ‌ها با ظاهر خاکستری روشن دارای بافت‌های پورفیری با زمینه ریز بلور و جریان، غربالی و گلومروپورفیری متشکل از مقادیر بسیاری از درشت بلورهای سفید رنگ پلاژیوکلاز با ماکل چندعنصری و منطقه بندی ترکیبی، همراه با هورنبلند، سانیدین و بیوتیت هستند (شکل ۳ ج). منطقه بندی در پلاژیوکلازها را می‌توان به تغییرات بزرگ مقیاس در دما، فشار، مقدار آب و ترکیب گدازه نسبت داد که به احتمال زیاد با ورود گدازه جدید به آشیانه ماگمایی همراه است [۳۶]. درشت بلورهای پلاژیوکلاز با بافت غربالی همراه با بلورهای کشیده بیوتیت نیز در مقاطع میکروسکوپی این سنگ‌ها دیده می‌شود. نمونه‌های برداشت شده از کناره‌های گنبد‌ها نسبت به نمونه‌های بخش‌های مرکزی، از بافت دانه ریزتری برخوردار هستند. بافت غالب ریولیت‌ها از نوع فلسیتی پورفیری همراه با درشت‌بلورهای کوارتز با لبه خلیج خوردگی و سانیدین و به مقدار کمتر پلاژیوکلاز در یک زمینه ریزبلور است (شکل ۳ ث). اگرچه بسیاری از درشت‌بلورهای کوارتز دارای لبه‌های صاف هستند، اما بسیاری از آنها، لبه‌های با خلیج خوردگی دارند.

میدان بالا در فاز سیال آبگون دگرنهاد کننده گوشته و باقی ماندن آنها در فازهای تفاله‌ای دیرگداز موجود در سنگ کره فرورونده (روتیل‌دار، ایلمنیت، آمفیبولیت پارگازیتی تیتان‌دار، اسفن، اپاتیت، زیرکن) را عامل اصلی این تهی‌شدگی می‌دانند. الگوی موازی روند تغییرات عناصر کمیاب و خاکی نادر نمونه‌ها در نمونه‌های آداکیتی منطقه می‌تواند نشانگر خاستگاه مشترک نمونه‌ها و نقش برجسته تبلور جدایشی در شکل‌گیری ماگمای سازنده آنها باشد [۵۰].

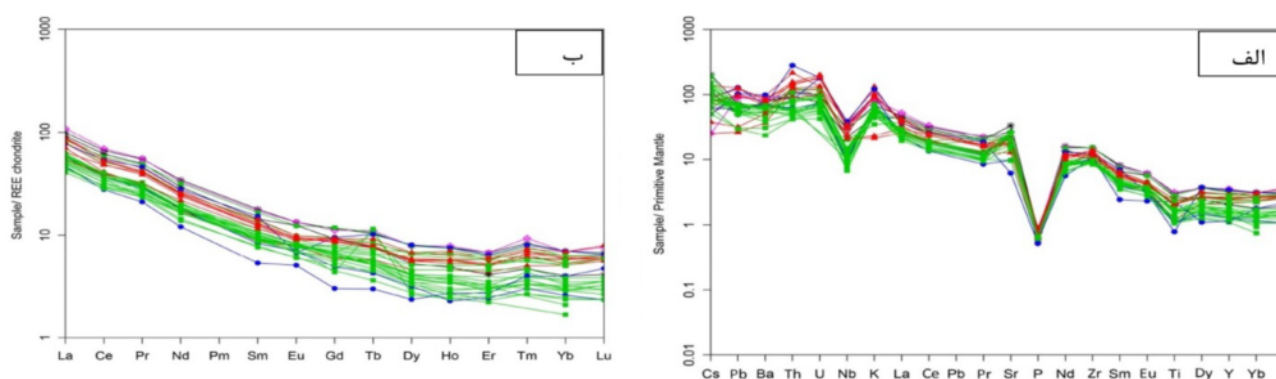
آنها از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ-دوست بزرگ یون و تهی‌شدگی آنها از عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) و عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Ti و Nb، P است. این ویژگی‌ها، شاخص ماگماهای آهکی-قلیایی مناطق فرورانش است که از ذوب‌بخشی یک ورقه اقیانوسی فرورانده شده و گوهی گوشته‌ای دگر نهاد روی آن حاصل شده‌اند و در جریان بالا آمدن دستخوش فرایند تبلور جدایشی، هضم و آرایش با مواد پوسته‌ای شده‌اند [۴۶،۴۵]. بسیاری از پژوهشگران [۴۷-۴۹] نامحلول بودن عناصر با شدت



شکل ۴ الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی بر نمودار SiO_2 نسبت به مجموع قلیایی‌ها ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) [۳۷]، ب) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۳۸]، پ) نمودار AFM و موقعیت نمونه‌ها در گستره سنگ‌های آهکی-قلیایی [۳۹]، ت) نمودار A/CNK نسبت به A/NK که نشان دهنده ماهیت متآلومین تا پرآلومین نمونه‌های مورد بررسی است [۴۰].



شکل ۵ الف) موقعیت قرارگیری نمونه‌های سنگی بر نمودار Y نسبت به Sr/Y [۲]، ب) نمودار تمایز انواع آداکیت‌ها [۶].

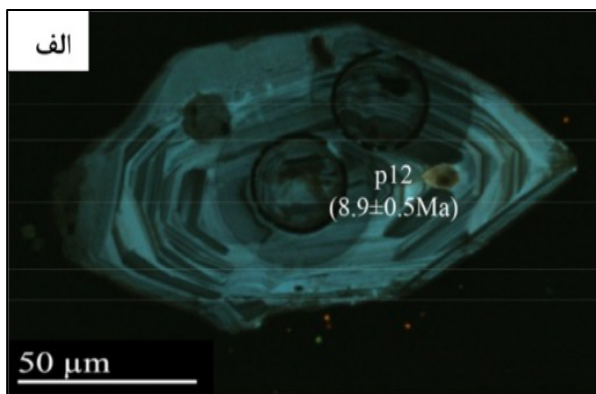
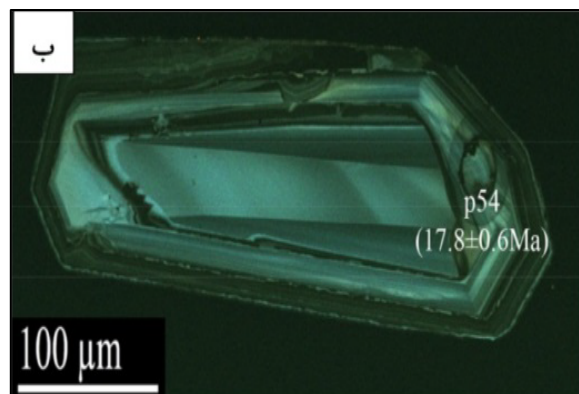


شکل ۶ نمودارهای چند عنصری برای نمونه‌های آداکیتی موجود در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین، الف) بهنجار شده به گوشته اولیه [۴۳] و ب) بهنجار به کندریت [۴۴].

سن‌سنجی U-Pb بر زیرکن

از بررسی زیرکن‌های انتخاب شده با میکروسکوپ دوچشمی، دیده می‌شود که بیشتر آنها شفاف، خودشکل، برخی از آنها نیمه خود شکل، دارای منطقه‌بندی و رنگ صورتی تا زرد و کمی متمایل به قرمز هستند. طول غالب زیرکن‌های مورد بررسی درگستره ۸۰ تا ۲۵۰ میکرون قرار می‌گیرد (شکل‌های ۷ الف و ب). تجزیه دانه‌های زیرکن بر یکی از نمونه‌ها (AR4) با ترکیب تراکی آندزیت نشان می‌دهد که مقدار اورانیوم (U) از ۲۷۸ تا ۳۲۱۷ ppm و مقدار تورنیوم (Th) از ۳۴۸ تا ۴۱۲ ppm متغیر است. همچنین نسبت U/Th درگستره ۰/۸ تا ۴ قرار می‌گیرد که با خاستگاه ماگمایی این سنگ‌ها همخوانی دارد [۵۱] (جدول ۲). نتایج تجزیه شیمیایی اورانیوم - سرب بر ۱۶ نقطه از زیرکن‌های انتخاب شده از نمونه AR4 و ۱۰

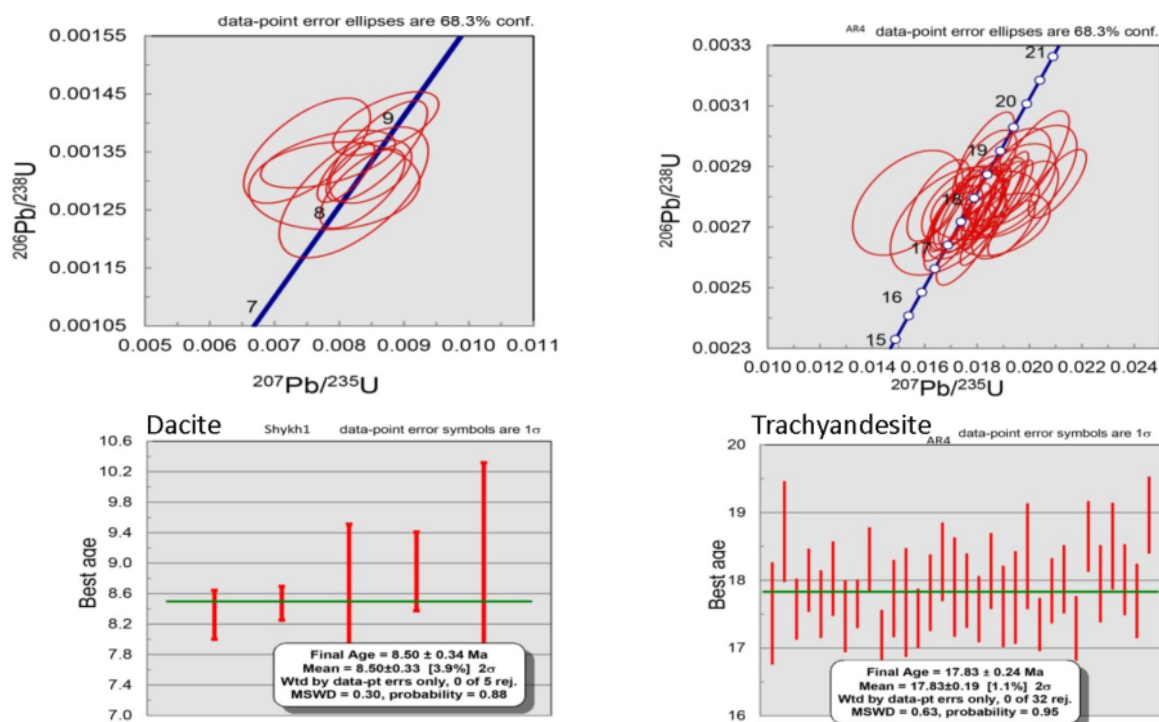
نقطه بر زیرکن‌های نمونه Sheykh1 در جدول ۲ آورده شده است. با توجه به منحنی سازگاری و نمودار میانگین سن، سن $^{206}\text{Pb}/^{338}\text{U}$ ($17.83 \pm 0.24\text{Ma}$) با میانگین مجذور اغراف وزنی (MSWD) برابر با ۰/۶۳ و با سطح اطمینان ۰/۹۵ برای نمونه‌های تراکی آندزیتی و سن $^{206}\text{Pb}/^{338}\text{U}$ ($8.5 \pm 0.34\text{Ma}$) با MSWD برابر با ۰/۳۰ و با سطح اطمینان ۰/۹۰ برای نمونه‌های داسیتی بدست آمد (شکل ۸). سن بدست آمده توسط [۲۱، ۱۳] و به روش K-Ar برای گنبد‌های مورد بررسی در یک نمونه داسیتی $2.3 \pm 0.3\text{Ma}$ و در یک نمونه ریولیتی $2.33 \pm 0.12\text{Ma}$ است. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته سن نمونه‌های سنگی گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان اسفراین را از ابتدای میوسن تا پایان پلیوسن می‌توان در نظر گرفت.



شکل ۷ تصاویر کاتد تابناکی (CL) تهیه شده از نمونه‌های زیرکن جدا شده از دو نمونه، الف) داسیتی (Shykh1) و ب) تراکی آندزیتی (AR4) گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان - اسفراین.

جدول ۲ نتایج سن‌سنجی نمونه‌های سنگی از گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان - اسفراین به روش U-Pb.

Analysis	U (ppm)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	U/Th	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$\pm$ (%)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$	$\pm$ (%)	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm$ (%)	Age (Ma)	$\pm$ (m.y.)
داسیت آداکیتی (نمونه Shykh1 از گنبد شیخ مصطفی)											
Spot 1	۲۴۳	۲۹۷	۱٫۳	۵۵٫۵۷۹۵	۱٫۰	۰٫۰۰۳۵	۱۰٫۰۹	۰٫۰۰۴	۱۳٫۴	۹٫۱	۱٫۲
Spot 2	۲۳۵	۷۱۶	۱٫۲	۱۶٫۰۸۸۰	۷٫۹	۰٫۰۱۱۶	۱۲٫۱	۰٫۰۰۱۴	۹٫۲	۸٫۷	۰٫۸
Spot 3	۸۸۳	۱۸۳۹	۱٫۲	۲۳٫۷۵۸۱	۲٫۷	۰٫۰۰۸۵	۴٫۹	۰٫۰۰۱۳	۲٫۷	۸٫۶	۰٫۳
Spot 4	۵۱۶	۴۱۲	۰٫۸	۸۸٫۰۰۴۵	۴۰٫۷	۰٫۰۰۲۰	۴۰٫۹	۰٫۰۰۱۳	۳٫۹	۸٫۳	۰٫۳
Spot 5	۹۰۸	۲۰۲۳	۱٫۰	۲۲٫۳۶۸۷	۲٫۵	۰٫۰۰۸۱	۳٫۶	۰٫۰۰۱۳	۲٫۶	۸٫۵	۰٫۲
Spot 6	۷۵۹	۹۴۲	۰٫۸	۲۳٫۱۲۷۶	۳٫۸	۰٫۰۰۸۴	۵٫۲	۰٫۰۰۱۳	۳٫۵	۸٫۴	۰٫۴
Spot 7	۹۱۱	۲۱۲۵	۱٫۰	۲۲٫۵۵۲۹	۲٫۲	۰٫۰۰۸۷	۶٫۲	۰٫۰۰۱۴	۲٫۶	۸٫۵	۰٫۲
Spot 8	۷۷۵	۹۸۰	۱٫۸	۳۰٫۸۱۰۰	۱۰٫۵	۰٫۰۰۷۳	۱۰٫۸	۰٫۰۰۱۶	۲٫۵	۱۰٫۵	۰٫۳
Spot 10	۶۹۳	۸۳۵	۱٫۵	۲۱٫۳۶۸۳	۴٫۶	۰٫۰۰۹	۶٫۰	۰٫۰۰۱۳	۴٫۷	۸٫۷	۰٫۵
Spot 12	۸۰۹	۹۴۱	۰٫۵	۲۷٫۰۸۶۶	۷٫۲	۰٫۰۰۷۰	۹٫۲	۰٫۰۰۱۴	۵٫۸	۸٫۹	۰٫۵
تراکی آندزیت آداکیتی (نمونه AR4 از گنبد ارسنگ)											
Spot 36	۲۷۸	۲۳۶۵	۰٫۸	۲۲٫۱۹۰۳	۷٫۵	۰٫۰۱۶۹	۸٫۶	۰٫۰۰۲۷	۳٫۴	۱۷٫۵	۰٫۸
Spot 37	۳۳۲	۲۵۷۹۹	۲٫۴	۲۰٫۰۴۹۸	۳٫۱	۰٫۰۲۰۰	۵٫۰	۰٫۰۰۲۹	۴٫۰	۱۸٫۷	۰٫۷
Spot 38	۴۹۸	۲۲۸۵۱	۲٫۵	۲۱٫۸۵۹۹	۲٫۹	۰٫۰۱۷۲	۳٫۹	۰٫۰۰۲۷	۲٫۶	۱۷٫۶	۰٫۵
Spot 39	۵۵۹	۱۳۵۵۰	۱٫۲	۲۱٫۰۲۰۰	۲٫۳	۰٫۰۱۸۳	۳٫۵	۰٫۰۰۲۸	۲٫۶	۱۸٫۰	۰٫۵
Spot 40	۱۴۱۹	۴۰۵۱۸	۳٫۶	۲۰٫۶۵۰۳	۱٫۴	۰٫۰۱۸۳	۳٫۲	۰٫۰۰۲۷	۲٫۸	۱۷٫۶	۰٫۵
Spot 41	۶۱۲	۱۴۰۱۷	۱٫۹	۲۰٫۶۶۶۸	۲٫۸	۰٫۰۱۸۷	۱٫۴	۰٫۰۰۲۸	۳٫۱	۱۸٫۰	۰٫۵
Spot 42	۶۱۲	۵۰۳۳	۱٫۲	۲۲٫۱۴۰۰	۲٫۲	۰٫۰۱۶۹	۳٫۸	۰٫۰۰۲۷	۳٫۱	۱۷٫۵	۰٫۵
Spot 43	۱۶۳۱	۱۳۸۸۶	۴٫۰	۲۰٫۸۳۲۰	۱٫۸	۰٫۰۱۸۱	۲٫۷	۰٫۰۰۲۷	۲٫۰	۱۷٫۷	۰٫۴
Spot 44	۵۶۰	۶۲۲۷۶	۱٫۶	۱۸٫۶۰۱۶	۲٫۳	۰٫۰۲۱۱	۳٫۵	۰٫۰۰۲۸	۲٫۶	۱۸٫۳	۰٫۵
Spot 45	۷۳۴	۱۲۳۰۵	۱٫۰	۲۰٫۷۰۹۰	۲٫۷	۰٫۰۱۷۶	۴٫۲	۰٫۰۰۲۶	۳٫۳	۱۷٫۷	۰٫۶
Spot 47	۷۰۹	۶۱۹۱	۲٫۶	۲۲٫۱۰۸۶	۱٫۹	۰٫۰۱۷۲	۳٫۸	۰٫۰۰۲۸	۳٫۲	۱۷٫۷	۰٫۶
Spot 48	۵۵۲	۶۱۶۵	۱٫۴	۲۱٫۶۹۹۹	۳٫۱	۰٫۰۱۷۴	۵٫۵	۰٫۰۰۲۷	۴٫۶	۱۷٫۷	۰٫۸
Spot 49	۳۵۲	۳۱۷۴	۲٫۰	۱۹٫۶۴۲۶	۵٫۶	۰٫۰۱۹۰	۶٫۲	۰٫۰۰۲۷	۲٫۵	۱۷٫۴	۰٫۴
Spot 50	۳۵۹	۳۴۳۹۸	۲٫۳	۲۱٫۵۸۸۲	۲٫۸	۰٫۰۱۷۷	۳٫۴	۰٫۰۰۲۸	۳٫۲	۱۷٫۸	۰٫۶
Spot 51	۱۹۹	۳۵۴۷	۱٫۶	۲۰٫۲۹۵۰	۵٫۰	۰٫۰۱۹۳	۵٫۹	۰٫۰۰۲۸	۳٫۲	۱۸٫۳	۰٫۶



شکل ۸. نمودارهای تعیین سن سازگاری و میانگین سن بر اساس نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی U-Pb بر زیرکن جدا شده از نمونه‌های داسیتی (Shykh1) و تراکی آندزیتی (AR4) گنبدی‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان - اسفراین.

بررسی ایزوتوپ‌های Sr-Nd

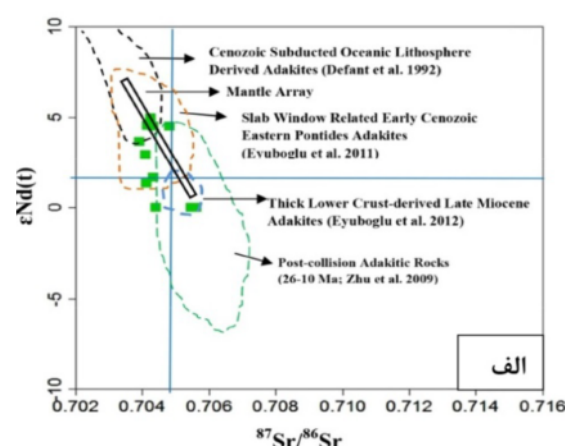
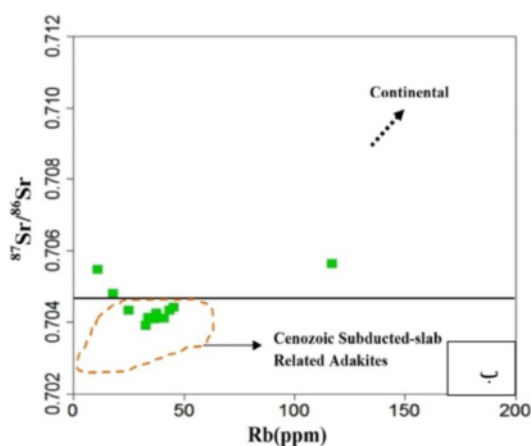
یازده نمونه از سنگ‌های مورد بررسی برای ایزوتوپ‌های استرانسیوم و نئودیمیوم تجزیه شیمیایی شدند که نتایج آن در جدول ۳ دیده می‌شود. مقدار نسبت آغازین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نمونه‌های مورد بررسی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و داسیت و کدهای GKHB1, MH2, MH4, ZH4, ZH6, CHA3, CH12, SYKH11 در گستره ۰/۵۱۲۶۴۱ تا ۰/۵۱۲۸۰۳ قرار دارد و مقدار نسبت آغازین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ این نمونه‌ها بین ۰/۷۰۳۹۰۳ تا ۰/۷۰۴۸۰۳ و مقدار $\text{Nd}(t)$ آنها بین ۱/۳۴+ تا ۴/۹۸+ متغیر است.

همخوانی نسبی مقادیر ایزوتوپی این نمونه‌ها نشانگر ناشی شدن آنها از گدازه‌های مولد یکسان و مخزن مشابه طی فرآیند جدایش ماگمایی است. همچنین نمونه‌های تراکی داسیتی و ریولیتی با کدهای GKH1, SKA22, AR1 دارای نسبت آغازین $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ بین ۰/۵۱۲۵۸۱ تا ۰/۵۱۲۶۲۳ و مقدار نسبت آغازین $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در گستره ۰/۷۰۴۴۰۴ تا ۰/۷۰۵۶۲۷ و مقدار $\text{Nd}(t)$ بین ۰/۸۶- تا ۰/۴۹+ هستند. با توجه به بررسی‌های صحرایی و زمین‌شیمیایی و ویژگی‌های ایزوتوپی همخوان با نمونه‌های پیشین، می‌توان نتیجه گرفت که این نمونه‌ها نیز از ماگمای مولد مشابه اما دارای غنی‌شدگی بیشتر پدیده آمده باشند. همچنین به نظر می‌رسد که این نمونه‌ها

طی صعود در معرض آلودگی با مواد پوسته‌ای قاره‌ای قرار گرفته‌اند. با توجه به نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبت به Nd [۵۲] نمونه‌های مورد بررسی در گستره آداکیت‌های مشتق شده از پوسته اقیانوسی فرورونده و آداکیت‌های ابتدای سنوزوئیک مربوط به پنجره ورقه فرورونده گسیخته شده [۵۳] قرار می‌گیرند. در نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبت به Rb [۵۴] نیز بیشتر سنگ‌های مورد بررسی در میدان آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه فرورنده شده کمان سنوزوئیک قرار گرفته‌اند (شکل‌های ۹ الف و ب). مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ بالاتر و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ پایین‌تر تعداد معدودی از نمونه‌ها با توجه به شواهد سنگ‌نگاری و زمین‌شیمیایی و روند جدایش ماگمایی این سنگ‌ها از تراکی آندزیت به ریولیت به همراه دیگر شواهد صحرایی و زمین‌شیمیایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها نیز دارای خاستگاه مشابه با گروه پیشین سنگ‌ها هستند اما دستخوش فرایندهای آلاش ماگمایی در صعود با سنگ‌های پوسته قاره‌ای شده‌اند. از این رو می‌توان گفت که سنگ‌های نیمه عمیق نوار ماگمایی قوچان اسفراین از ذوب ورقه اقیانوسی فرورانش یافته‌ی نئوتتیس شاخه سبزوار ناشی شده و در جریان صعود دچار آلاش با سنگ‌های پوسته قاره‌ای شده‌اند.

جدول ۳ نتایج تجزیه‌های ایزوتوپی Sr-Nd نمونه‌های سنگی از گنبد‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین.

نمونه	Nd (ppm)	Sm (ppm)	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_i$	$\square\text{Nd}$ (10Ma)	خطا (2s)	Sr (ppm)	Rb (ppm)	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$	خطا (2s)
MH4	۹۱۰	۱۵۵	۰.۵۱۲۸۸۷	۰.۵۱۲۸۸۰	۴.۹۸	۰.۰۰۰۰۲۶	۴۷۵.۳۰	۳۷.۷۰	۰.۷۰۴۲۸۶	۰.۷۰۴۲۵۲	۰.۰۰۰۰۱۵
CHA3	۱۰	۱.۹۶	۰.۵۱۲۸۶۷	۰.۵۱۲۸۶۷	۴.۵۷	۰.۰۰۰۰۱۱	۳۵۹	۳۳.۹	۰.۷۰۴۱۷۷	۰.۷۰۴۱۳۸۲	۰.۰۰۰۰۱۲
ZH6	۸.۷۰	۱.۶۰	۰.۵۱۲۷۸۳	۰.۵۱۲۷۷۶	۲.۹۵	۰.۰۰۰۰۱۱	۵۵۳.۲۰	۳۶.۵۰	۰.۷۰۴۱۱۰	۰.۷۰۴۰۸۲	۰.۰۰۰۰۲۱
SYKH1	۱۰.۷۰	۱.۷۸	۰.۵۱۲۸۲۰	۰.۵۱۲۸۱۴	۳.۶۸	۰.۰۰۰۰۱۱	۵۵۶.۴۰	۳۲.۸۰	۰.۷۰۳۹۲۴	۰.۷۰۳۹۰۳	۰.۰۰۰۰۱۸
ZH4	۹.۱	۱.۵۹	۰.۵۱۲۷۰۱	۰.۵۱۲۶۹۴	۱.۳۴	۰.۰۰۰۰۱۱	۵۴۷	۴۱.۱	۰.۷۰۴۱۴۹	۰.۷۰۴۱۱۸۲	۰.۰۰۰۰۱۸
GhkB1	۲۱.۹۰	۴.۲۲	۰.۵۱۲۸۶۰	۰.۵۱۲۸۴۵	۴.۵۲	۰.۰۰۰۰۲۳	۷۶۰.۳۰	۱۷.۹۰	۰.۷۰۴۸۲۱	۰.۷۰۴۸۰۳	۰.۰۰۰۰۲۰
CH12	۲۲.۸۵	۴.۷۷	۰.۵۱۲۸۶۱	۰.۵۱۲۶۴۱	۴.۵۲	۰.۰۰۰۰۲۳	۶۴۸.۰۰	۲۵.۰۰	۰.۷۰۴۳۶۴	۰.۷۰۴۳۳۴	۰.۰۰۰۰۲۰
AR1	۲۲.۸۸	۳.۸۱	۰.۵۱۲۶۳۰	۰.۵۱۲۶۲۳	-۰.۰۳	۰.۰۰۰۰۱۷	۴۴۳.۰۰	۱۱.۰۰	۰.۷۰۵۴۷۰	۰.۷۰۵۴۶۸	۰.۰۰۰۰۲۰
GKH1	۱۶.۹۰	۲.۹۱	۰.۵۱۲۶۷۰	۰.۵۱۲۶۰۰	۰.۴۹	۰.۰۰۰۰۰۹	۴۰۰.۰۰	۱۱.۷۰	۰.۷۰۵۷۴۷	۰.۷۰۵۶۲۷	۰.۰۰۰۰۱۴
SKA22	۱۱.۷۰	۲.۰۵	۰.۵۱۲۵۸۸	۰.۵۱۲۵۸۱	-۰.۸۶	۰.۰۰۰۰۱۸	۴۸۳.۳۰	۴۵.۲۰	۰.۷۰۴۴۴۳	۰.۷۰۴۴۰۴	۰.۰۰۰۰۲۱
MH2	۱۱.۲۰	۱.۸۳	۰.۵۱۲۷۱۷	۰.۵۱۲۷۱۱	۱.۶۷	۰.۰۰۰۰۰۵	۴۷۷.۰۰	۴۳.۵۰	۰.۷۰۴۳۶۷	۰.۷۰۴۳۳۰	۰.۰۰۰۰۱۸



شکل ۹ الف) نمودار $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ آغازین نسبت به $\epsilon\text{Nd}(t)$ برای سنگ‌های آداکیتی نتوزن در نوار ماگمایی قوچان-اسفراین [۵۲]، ب) نمودار تغییرات $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ نسبت به Rb [۵۷].

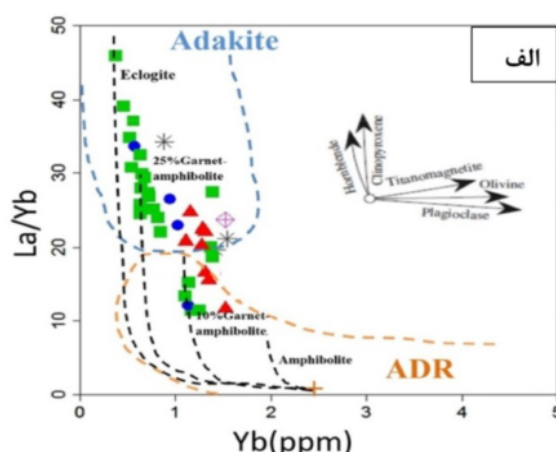
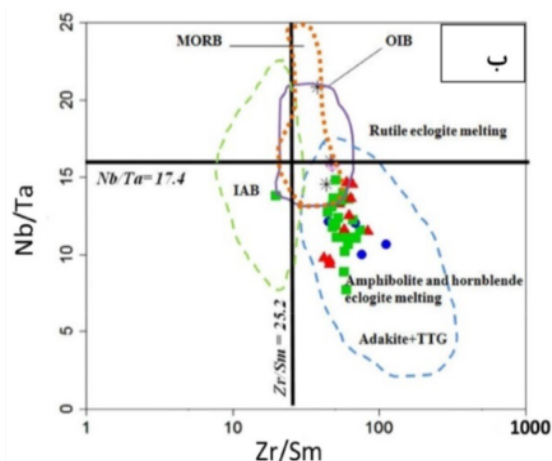
بحث

بازالتی معمول کمان‌ها در میدان پایداری گارنت [۵۹] و یا رخداد جدایش همراه با آلایش [۶۰]، ذوب مجدد سنگ‌های برآمده از انجماد ماگمای مافیک تزریق شده در زیر پوسته ضخیم قاره‌ای [۶۱] و تبلور جدایشی گارنت + آمفیبول از گدازه‌های بخشی معمول برآمده از گوه گوشته‌ای [۶۲] هستند. در نمودار La/Yb نسبت به Yb [۵۵] نمونه‌های آداکیتی مورد بررسی بر منحنی ذوب‌بخشی ورقه اقیانوسی فرورونده قرار می‌گیرند و با ذوب‌بخشی یک خاستگاه گارنت آمفیبولیتی با نرخ حدود ۲۵ درصد همخوانی دارد (شکل ۱۰ الف). ویژگی‌های زمین‌شیمیایی سنگ‌های آذرین نتوزن کمان ماگمایی قوچان-اسفراین، از جمله تهی‌شدگی از HREE ($\text{Y} \sim 10/13 \text{ ppm}$)، Sr/Y (~ 52) و $\text{Yb} \sim 1/0.1 \text{ ppm}$ به همراه مقادیر بالای

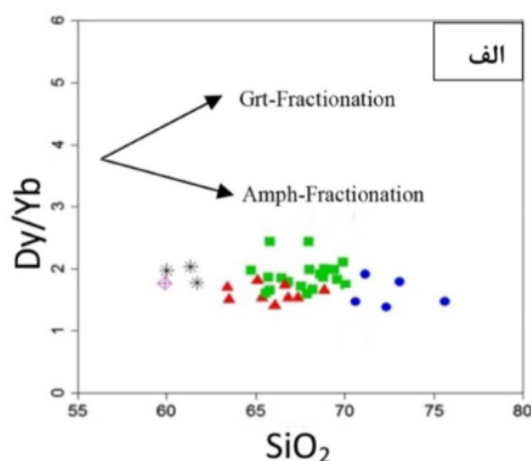
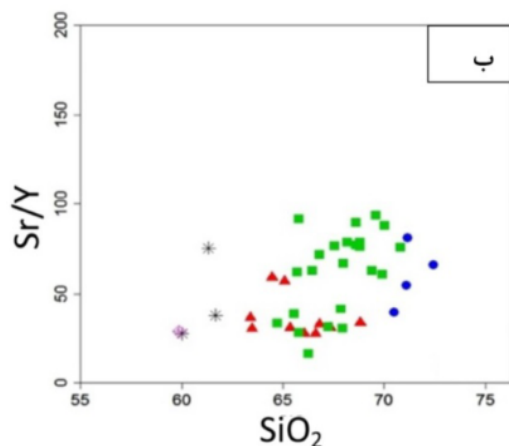
پژوهش‌های مختلف نشان می‌دهد که ذوب‌بخشی سنگ‌های فرابازی در رخساره اکلوزیت تا آمفیبولیت، هم در پوسته اقیانوسی فرورونده شده و هم در پوسته قاره‌ای ضخیم شده، قادر به تولید گدازه‌هایی با ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیت-هاست [۵۷-۵۵]. فروافتادن بخش‌هایی از مواد پوسته قاره‌ای زیرین به داخل گوشته و ذوب‌بخشی آن نیز ممکن است فرآیندی موثر در تولید گدازه‌های آداکیتی باشد [۵۸]. چنین گدازه‌ای در اثر واکنش با پریدوتیت گوشته‌ای، شامل مقادیر بالاتری از Ni ، MgO و مقادیر پایین‌تری از Na_2O ، Al_2O_3 و SiO_2 خواهد بود. سایر مدل‌های ارائه شده برای تشکیل ماگماهای آداکیتی شامل تبلور جدایشی فشار بالای ماگمای

تونالیت - ترانجمیت-گرانودیوریت (TTG)، قرار می‌گیرند که بیانگر ذوب‌بخشی یک خاستگاه با ترکیب آمفیبولیت و یا اکلوژیت هورنبلندار است (شکل ۱۰ ب). مقادیر پایین MREE ($Tb < 0.5$) و Y (۵-۱۶ ppm) به همراه روند تقریباً کاهشی Dy/Yb با افزایش SiO_2 و افزایش نسبت Sr/Y در ترکیبات دگرگون شده‌تر مانند داسیت و ریولیت می‌تواند با تبلور جدایشی آمفیبول به عنوان عامل مهم دگرگونی ماگما توجیه شود [۶۵] (شکل ۱۱). با توجه به نمودار Th نسبت به Th/Ce [۶۶]، نمونه‌های آداکیتی منطقه به دور از گستره گدازه‌های پوسته قاره‌ای زیرین و در میدان آداکیت‌های مشتق شده از ذوب ورقه فروزانده شده و آداکیت‌های پس از برخورد واقع می‌شوند (شکل ۱۲ الف).

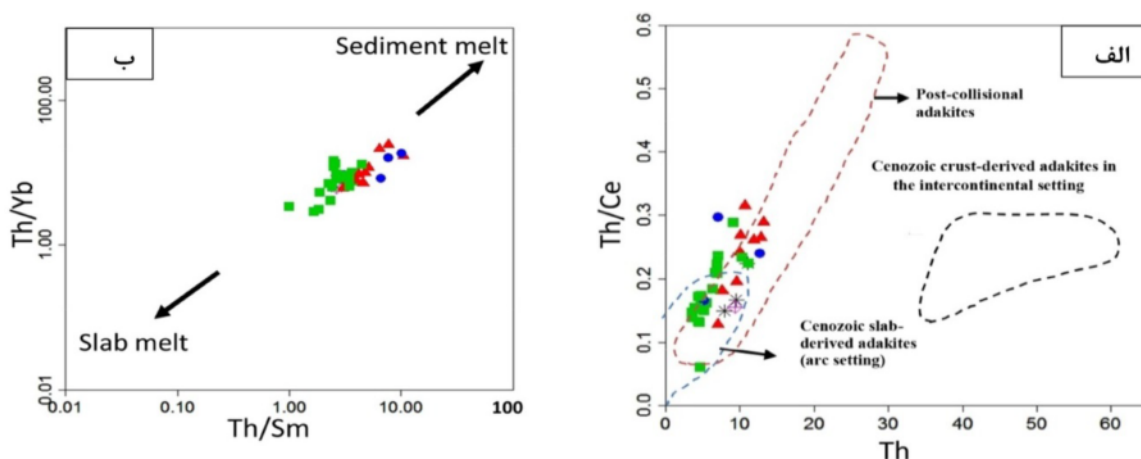
$(Gd/Yb)_N$ که شاخص حضور گارنت به عنوان فاز کانیاپی باقیمانده در محل مخزن طی طول ذوب‌بخشی و شرایط فشار بالای ذوب است و همچنین تهی‌شدگی از عناصر HFS مانند Nb و Ti که بر حضور فازهای کانیاپی باقیمانده روتیل و یا آمفیبول تیتان دار در محل مخزن دلالت دارد [۶۳] و بالا بودن مقدار Sr و نسبت Sr/Y که حاکی از نبودن پلاژیوکلاز به عنوان یک فاز باقیمانده معمول در محل مخزن است، نشان‌دهنده تشکیل ماگمای سازنده سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان-اسفراین از ذوب بخشی یک منبع گارنت آمفیبولیتی یا اکلوژیتی ناشی از دگرگونی ورقه اقیانوسی فروزانده سبزوار است. در نمودار تغییرات Nb/Ta نسبت به Zr/Sm [۶۴] سنگ‌های آداکیتی منطقه در گستره ترکیبات آداکیتی و سری



شکل ۱۰ الف) نمودار تغییرات La/Yb نسبت به Yb که نشان دهنده ماهیت آداکیتی سنگ‌های منطقه مورد بررسی در مقایسه با سنگ‌های شاخص کماتی عادی است [۵۵] و ب) نمودار تغییرات Nb/Ta نسبت به Zr/Sm [۶۴] برای سنگ‌های آداکیتی نوار ماگمایی قوچان - اسفراین.



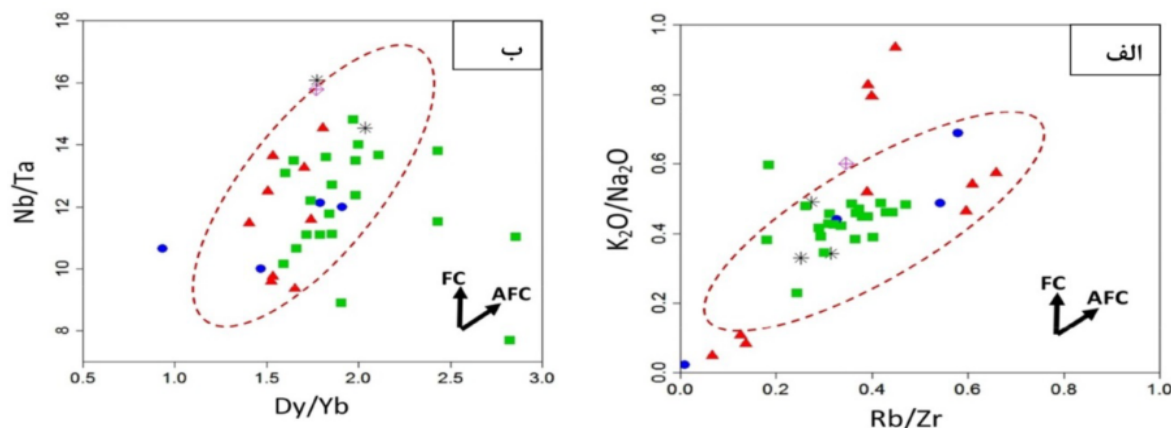
شکل ۱۱ نمودار تغییرات Dy/Yb و Sr/Y نسبت به SiO_2 برای نمونه‌های آداکیتی مورد بررسی.



شکل ۱۲ الف) نمودار تغییرات Th/Ce نسبت به Th که میدان‌های مشخص شده بر نمودار برگرفته از مرجع [۶۶] است، ب) نمودار تغییرات Th/Yb نسبت به Th/Sm برای سنگ‌های آداکیتی نئوژن در منطقه مورد بررسی که نشان دهنده روند خطی و قرارگیری نمونه‌ها در بین گدازه-های برآمده از ذوب ورقه فرورنده و رسوبات است، موقعیت گدازه تختال برگرفته از مرجع [۴۳].

Na_2O یا غنی‌شدگی عناصر ناسازگار LILE مانند Rb ، Th و Ba نسبت به عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) مانند Sr می‌شود [۶۹]. نمودار Nb/Ta نسبت به Dy/Yb و K_2O/Na_2O نسبت به Rb/Zr نشان دهنده نقش فرایند هضم و جدایش بلوری بر دگرگونی سنگ‌های آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان - اسفراین است (شکل ۱۳). همه شواهد زمین‌شیمیایی این پژوهش، نشان دهنده ماهیت آهکی-قلیایی، نقش تبلور جدایشی و فرایندهای هضم و آلیش ماگمایی در شکل‌گیری ماگما، ماهیت فرورانشی کمان قاره‌ای آن، وجود یک مخزن با خاستگاه اکلوژیتی یا گارت آمفیبولیتی برآمده از ورقه فرورنده شده با تأثیر پوسته قاره‌ای زیرین با سرشت آداکیتی در گستره زمانی میوسن زیرین تا پلیوسن پسین است.

در محیط‌های کمانی امروزی که مقادیر قابل توجهی رسوبات به همراه پوسته اقیانوسی فرورنده می‌شوند، نسبت Th/Yb در گدازه از ۲ بیشتر است، اما در محیط‌های کمانی بدون مشارکت رسوبات، این نسبت در گدازه برآمده به کمتر از ۱ می‌رسد [۶۸، ۶۷]. این نسبت در سنگ‌های آداکیتی مورد بررسی تا ۱۰ نیز می‌رسد، همچنین نسبت مقادیر Th/Sm به Th/Nb از یک روند خطی برخوردار است که این امر می‌تواند مشارکت رسوبات روی ورقه فرورنده را در تشکیل گدازه سازنده سنگ‌های منطقه پیشنهاد کند (شکل ۱۲ ب) [۵۹]. همچنین با توجه به مقادیر بالای K_2O ، Rb/Sr ، Th و Y در برخی از نمونه‌ها، به نظر می‌رسد که صعود ماگما از میان پوسته قاره‌ای ضخیم باعث انجام فرایندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) شده است. فرایند AFC با غنی‌شدگی K_2O نسبت به



شکل ۱۳ نمودار تغییرات K_2O/Na_2O نسبت به Rb/Zr و Nb/Ta نسبت به Dy/Yb [۶۹] که نشان‌دهنده‌ی فرایند هضم و تبلور جدایشی (AFC) در نمونه‌های آداکیتی منطقه مورد بررسی هستند.

اثبات فعالیت ماگمایی آداکیتی در منطقه، مدل گسیختگی ورقه اقیانوسی سبزوار و فعالیت ماگمایی پس از برخورد مربوط به فروانش این اقیانوس می‌تواند مهم‌ترین عامل در تشکیل سنگ‌های ماگمایی آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی قوچان - اسفراین شمال شرق ایران باشد.

برداشت

گنبد‌های آداکیتی نئوژن در نوار ماگمایی جنوب قوچان - اسفراین، فرآورده ماگمایی مربوط به افیولیت‌های شمال سبزوار هستند که با روند تقریباً شرقی- غربی و به موازات آن قرار دارند. این گنبد‌ها با ترکیب سنگ‌شناسی ریولیت، داسیت، تراکی آندزیت و آندزیت و ماهیت آهکی- قلیایی به صورت گنبد‌های بزرگ و کوچک، با روند شمال غربی - جنوب شرقی، سنگ‌های رسوبی ژوراسیک، سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی ائوسن و سنگ‌های رسوبی میوسن و پلیوسن را قطع کرده‌اند.

این سنگ‌ها بخشی از کمان ماگمایی قوچان-اسفراین هستند که در ادامه فروانش سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس سبزوار از ائوسن میانی تا میوسن-پلیوسن در یک پهنه فروانش کرانه قاره با شیب رو به شمال به وجود آمده‌اند. با توجه به شواهد زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی، فعالیت ماگمایی یاد شده از نوع آداکیتی پرسیلیس و خاستگاه آن، ذوب ورقه اقیانوسی گسیخته شده سبزوار در زمان میوسن آغازین - پلیوسن پایانی در گستره‌ی پایداری گارنت آمفیولیت یا اکلوژیت است که طی صعود دستخوش فرآیندهای تبلور جدایشی، هضم و آلایش ماگمایی شده است.

مراجع

- [1] Kay R.W., "Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific ocean crust", *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 4 (1978) 117-132.
- [2] Defant M.J., Drummond M.S., "Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere", *Nature* 347(1990) 662-665.

با توجه به وجود بازالت‌های غنی از نیوبوم با سن مشابه [۷۰] در نزدیکی آداکیت‌های نام برده و با رخداد آداکیتی دراز مدت در این منطقه، در فاصله ۲۰ میلیون سال پس از بسته شدن حوضه اقیانوسی سبزوار (پالئوسن پایانی- ائوسن آغازین) و همچنین مشابهت ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی سنگ‌های مورد بررسی با سنگ‌های آداکیتی شرق ترکیه [۷۱] و همچنین مناطق مشابه در ایران مانند شمال غرب ایران [۹] بخش مرکزی ارومیه - دختر در اطراف منطقه انار [۱۰] که جداسدن ورقه نئوتتیس زیر منطقه انار و احتمالاً شمال غرب ایران را علت فعالیت ماگمایی آداکیتی پرسیلیس با گستره‌های سنی بین ۱۰ تا ۱ میلیون سال در این نقاط می‌دانند، فرضیه گسیختگی سنگ‌کره اقیانوسی فرورونده شده سبزوار را می‌توان در گستره زمانی میوسن- پلیوسن مطرح نمود. بسیاری از مدل‌های ارائه شده زمان تاخیری ۲۰ تا ۱۰ میلیون ساله را برای گسیختگی ورقه فرورو، پس از برخورد پیشنهاد می‌کنند [۷۲]. در این فرضیه بخش بالایی ورقه فرورونده در برابر فروانش مقاومت می‌کند در حالی که بخش پایینی ورقه اقیانوسی همچنان در حال فروانش رو به پایین است تا اینکه دچار گسیختگی شود و شروع به فرو رفتن در گوشته و ذوب شدن نماید. گسیختگی ورقه فرورونده و بالا آمدن سست کره داغ از طریق دریچه ورقه اقیانوسی، فرایند قابل توجهی برای توضیح ایجاد و تداوم جریان‌های گرمایی داغ در کمان‌های بالغ است [۷۳]. تولید جریان‌های شدید گرمایی باعث ایجاد گدازه از لبه‌های ورقه اقیانوسی گسیخته شده می‌شود و ماگماهای آداکیتی سیلیس بالا (HSA) تولید می‌کند. از طرفی، گدازه- های داغ گوشته‌ای سست کره از میان پنجره ایجاد شده ناشی از گسیختگی ورقه اقیانوسی، بالا آمده و باعث ذوب بخشی اندک گوه گوشته‌ای دگر نهاد شده می‌شود. این گدازه‌ها می‌توانند سنگ‌های بازالتی با ماهیت قلیایی و غنی از نیوبوم ایجاد کنند [۸، ۵]. در منطقه مورد بررسی، همراهی این بازالت‌های قلیایی غنی از نیوبوم (HNB) را می‌توان با آداکیت‌ها مشاهده کرد [۷۰، ۷۴]. با توجه به داده‌های زمین‌شیمیایی و ایزوتوپی و

- [12] Tanha A., "Petrogenesis of Neogene Igneous rocks, North of Anbarabad (Meshkan)", M.Sc thesis, Earth science faculty, Shahrood University of Technology (2009). 162p (In Persian).
- [13] Ghasemi H., Sadeghian M., Khanalizadeh A., Tanha A., "Petrology, geochemistry and radiometric ages of high silica adakitic domes of neogene continental arc, south of Quchan" Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 18(3), (2010) 347-370. (In Persian with English abstract).
- [14] Shabanian E., Acocella V., Gioncada A., Ghasemi H., Bellier, O., *Structural control on volcanism in intraplate post collisional settings: late Cenozoic to Quaternary examples of Iran and eastern Turkey*, Tectonics 31(2012) 3013-3042.
- [15] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Sadeghian M., "Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks" Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran, Petrology 5(17)(2014), pp 51-68. (In Persian).
- [16] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Miao L., "U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar" Petrology 6(23) (2015b), pp 121-138. Scientific Quarterly Journal of University of Isfahan, Iran. (In Persian with English abstract).
- [17] Rossetti F., Nasrabady M., Theye T., Gerdes A., Monié P., Lucci F., Vignaroli G., "Adakite differentiation and emplacement in a subduction channel: The late Paleocene Sabzevar magmatism (NE Iran)", Geol. Soc. Am. Bull 126 (2014) 317-343.
- [18] Jamshidi Kh., Ghasemi H., Troll V.R., Sadeghian M., Dahren B., "Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran", Journal of Solid Earth 6 (2015) 49-72.
- [19] Shafaii Moghadam H., Rossetti F., Lucci F., Chiaradia M., Gerdes A., Martinez M.L., Ghasem Gh., Nasrabady M., "The calc-alkaline and adakitic volcanism of the Sabzevar structural zone (NE Iran): Implications for the Eocene magmatic
- [3] Maury R., Sajona F.G., Pubellier M., Bellon H., Defant M.J., "Fusion de la croûte océanique dans les zones de subduction/collision récentes: l'exemple de Mindanao (Philippines)", Bulletin De La Societe Geologique De France 167(1996) 579-595.
- [4] Defant M.J., Kepezhinskas P., "Evidence suggests slab melting in arc magmas", EOS, T. Am. Geophys. Union 82 (2001) 62-70.
- [5] Benoit M., Aguillón-Robles A., Calmus T., Maury R.C., Bellon H., Cotten J., Bourgois J., Michaud F., "Geochemical diversity of Late Miocene volcanism in southern Baja California, Mexico: Implication of mantle and crustal sources during the opening of an asthenospheric window", The Journal of Geology, 110 (2002) 627-648.
- [6] Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.F., Champion D., "An overview of adakite, tonalite-trondhjemite-granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution", Lithos 79 (2005) 1-24.
- [7] Richards J., Kerrich R., "Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis", Economic Geology 102 (2007) 1-40.
- [8] Castillo P.R., "Adakite petrogenesis", Lithos 134 (2012) 304-316.
- [9] Jahangiri A., "Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications", J. Asian Earth Sci 30 (2007) 433-447.
- [10] Omrani J., Agard P., Witechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: a new report of adakites and geodynamic consequences", Lithos 106 (2008) 380-398.
- [11] Salehnezhad H., "Petrology and geochemistry of subvolcanic domes of Bashtin (southwest of Sabzevar)", M.Sc thesis, Earth science faculty, Shahrood University of Technology (2008). 153p (In Persian).

- 239-253. Scientific Quarterly Journal of Geological Survey of Iran. (In Persian)..
- [28] Ghasemi H., Sarizan R., Taheri Z., "Source properties and tectonic setting of the basic magmatism in the Lower Red Formation, north of Garmsar". *Petrology* 7(27) (2016) , pp 105-124. (In Persian).
- [29] Yang Y., Heng, Zhang H.F., Chu Z.Y., Xie L.W., Wu F.Y., "Combined chemical separation of Lu, Hf, Rb, Sr, Sm and Nd from a single rock digest and precise and accurate isotope determinations of Lu-Hf, Rb-Sr and Sm-Nd isotope systems using multi-collector ICP-MS and TIMS", *International Journal of Mass Spectrometry* 290 (2010) 120-126.
- [30] Li C.F, Li X.H., Li Q.L., G. J. H., Li, X.H., Yang, Y.H., "Rapid and precise determination of Sr and Nd isotopic ratios in geological samples from the same filament loading by thermal ionization mass spectrometry employing a single-step separation scheme", *Analytica Chimica Acta* 727 (2012) 54-60.
- [31] Gehrels G.E., Valencia V., Ruiz J., "Enhanced precision, accuracy, efficiency, and spatial resolution of U-Pb ages by laser ablation-multicollector-inductively coupled plasma-mass spectrometry" *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9 (2008) 1-13.
- [32] Middlemost E.A., *Magmas and magmatic rocks: An introduction to igneous petrology*, Longman (1986) 266p.
- [33] Rutherford M.J., Devine A.D., *Magmatic conditions and magma ascent as indicated by Hornblende Phase Equilibria and Reactions in the 1995–2002 Soufrière Hills Magma*, *Journal of Petrology* 44 (2003) 1433-1453.
- [34] Kirkpatrick R.G., *Nucleation and growth of plagioclase, Makaopu and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii*, *Geological Society of America Bulletin* 88 (1977) 78-84.
- flare-up in Central Iran*", *Lithos* 248-251 (2016) 512-535.
- [20] Yousefi F., Sadeghian M., Wanhainen C., Ghasemi H., Frei D., "Geochemistry, petrogenesis and tectonic setting of middle Eocene hypabyssal rocks of the Torud–Ahmad Abad magmatic belt: An implication for evolution of the northern branch of Neo-Tethys Ocean in Iran", *Journal of Geochemical Exploration* 178 (2017) 1–15.
- [21] Spies O., Lensch G., Mihem A., "Geochemistry of the post-ophiolitic Tertiary volcanics between Sabzevar and Quchan (NE Iran)", *Geological Survey of Iran, Report 51* (1983) 247-266.
- [22] Bauman A., Spies O., Lensch G., "Strontium isotopic composition of post-ophiolitic tertiary volcanics between kashmar, sabzevar and Quchan NE Iran Geodynamic project (geotraverse) in Iran", Final report. Geo. Surv. of Iran, Report no.51 (1983).
- [23] Gardideh S., Ghasemi H., Sadeghian M., "Geochemistry and determination of source region composition of Neogene adakitic domes (Quchan-Esfarayen magmatic belt)" 24th Symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, Shahrood University of Technology(2017), 235-329.
- [24] Radfar G., "Geological map of Safiabad, scale 1:100 000" Geological survey and mineral exploration of Iran(2001).
- [25] Amini B., Khan-Nazer N.H., "Geological map of Meshkan, scale 1:100 000" Geological survey and mineral exploration of Iran (2000).
- [26] Ghasemi H., Barahmand M., Sadeghan M., "The Oligocene basaltic lavas of east and southeast of Shahroud: Implication for back-arc basin setting of Central Iran Oligo-Miocene basin" *Petrology* 2(7) (2011) pp 77-94. (In Persian).
- [27] Ghasemi H., Rostami M., Sadeghian M., Kadkhodaye F., "Back- arc extensional magmatism in the Oligo-Miocene basin of the Central Iran", *GEOSCIENCES* 25(99)(2016),

- [45] Hawkesworth C. J., Gallagher K., Hergt J. M., *Mantle and slab contributions in arc magmas*. Annual Review of Earth and Planetary Science 21(1993) 175-204.
- [46] Gill J. B., "Orogenic andesites and plate tectonics", Springer Verlag (1981) Berlin.
- [47] Ionov D.A., Ahmadi A., Eleonora B., Sandro C., Ghaderi M., *Nb-Ta-rich mantle amphiboles and micas implications for subduction-related metasomatic trace element fractionations*, Earth and Planetary Science Letters 131 (1995) 341-356.
- [48] Stalder R., Foley S.F., Brey G.P., Horn I., *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 (1998) 1781-1801.
- [49] Ayers J.C., *Trace element modeling for aqueous fluid-peridotite inter action in the wedge of subduction zones*, Contributions to Mineralogy and Petrology 132 (1998) 390-404.
- [50] Rollinson H.R., *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*, John Wiley and Sons, New York (1993).
- [51] Hoskin P.W.O., Black L.P., *Metamorphic zircon formation by solid-state recrystallization of protolith igneous zircon*, Journal of Metamorphic Geology 18 (2000) 423-439.
- [52] Defant M.J., Jackson T.E., Drummond M.S., de Boer J.Z., Bellon H., Feigenson M.D., Maury R.C., Stewart R.H., *The geochemistry of young volcanism throughout western Panama and southeastern Costa Rica: an overview*, Journal of the Geological Society 149 (1992) 569-579.
- [53] Eyuboglu Y., Chung S.L., Santosh M., Dudas F.O., Akaryalı E., *Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the eastern Pontides, NE Turkey: Implications for slab window melting*, Gondwana Research 19 (2011) 413-429.
- [35] Baker D.R., *Granitic melt viscosity and dike formation*, Journal of Structural Geology 20 (1998) 1395-1404.
- [36] Foley F., Norman J., Pearson N.J., Rushmer T., Turner S., Adam J., *Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand*, Journal of Petrology 54 (2013) 1-42.
- [37] Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A., Zanettin B., *A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram*, Journal of Petrology 27 (1986) 745-750.
- [38] Peccerillo A., Taylor S.R., *Geochemistry of Eocene calcalkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*, Contribution to Mineralogy & petrology 58 (1976) 63-81.
- [39] Irvine T.N., Baragar W.R.A., *A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks*, Can. J. Earth Sci., 8 (1971) 523-548.
- [40] Maniar P.D., Piccoli P.M., 1989, *Tectonic discrimination of granitoids*. Geol. Soc. Am. Bull 101 (1989) 635-643.
- [41] Juteau T., Maury R., *Geologie de la croute oceanique, petrologie et dynamique endogens*, Masson, Paris (1997).
- [42] Castillo P.R., *An overview of adakite petrogenesis*, Chinese Science Bulletin, 51 (2006) 257-268.
- [43] Sun S.S., McDonough W.F., *Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes*, in: *Magmatism in oceanic basins*, edited by: Saunders A. D. and Norry M. J., Geol. Soc. London 42 (1989) 313-345.
- [44] Nakamura M., Shimakita S., *Dissolution origin and syn-entrapment compositional chang of melt inclusion in plagioclase*, Earth and Planetary Science Letters 161 (1974) 119-133.

- [62] Grove T.L., Baker M.B., Price R.C., Parman S.W., Elkin-Tanton L.T., Chatterjee N., Müntener O., "Magnesian andesite and dacite lavas from Mt. Shasta, northern California: products of fractional crystallization of H₂O-rich mantle melts", *Contrib. Mineral. Petrol* 148 (2005) 542-565.
- [63] Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., "Growth of early continental crust by partial melting of eclogite", *Nature* 425 (2003) 605-609.
- [64] Condie K.C., "TTGs and adakites: are they both slab melts", *Lithos* 80 (2005) 33-44.
- [65] Davidson J., Turner S., Handley H., Mcpherson C., Dosseto A., "Amphibole "sponge" in arc crust, *Geology*", *Geology* 35 (2007) 787-790.
- [66] Wang Q., Wyman D.A., Xu J.F., Wan Y.S., Li C.F., Zi F., Jiang Z.Q., Qiu H.N., Chu Z.Y., Zhao Z.H., Dong Y.H., "Triassic Nb-enriched basalts, magnesian andesites, and adakites of the Qiangtang terrane (Central Tibet): evidence for metasomatism by slab-derived melts in the mantle wedge", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 155 (2008) 473-490.
- [67] Nebel O., Münker C., Nebel-Jacobsen Y.J., Kleine T., Mezger K., Mortimer, N., "Hf-Nd-Pb isotope evidence from Permian arc rocks for the long-term presence of the Indian-Pacific mantle boundary in the SW Pacific", *Earth and Planetary Science Letters* 254 (2007) 377-392.
- [68] Woodhead J.D., Hergt J.M., Davidson J.P., Eggins S.M., "Hafnium isotope evidence for conservative element mobility during subduction zone processes", *Earth and Planetary Science Letters* 192 (2001) 331-346.
- [69] Esperanca S., Crisci M., de Rosa R., Mazzuli R., "The role of the crust in the magmatic evolution of the island Lipari (Aeolian Islands, Italy)", *Contributions to Mineralogy and Petrology* 112 (1992) 450-462.
- [54] Defant M.J., Richerson M., De Boer J.Z., Strwart R.H., Maury R.C., Bellon H., Drummond M.S., Jackson T.E., "Dacite genesis via both slab melting and differentiation: petrogenesis of La Yeguada volcanic complex, Panama", *Journal of Petrology* 32 (1991) 1101-1142.
- [55] Drummond M.S., Defant M.J., "A model for trondjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archaean to modern comparisons", *Journal of Geophysical Research* 95 (1990) 21503-21521.
- [56] Atherton M.P., Petford N., "Generation of sodium-rich magma from newly underplated basaltic crust", *Nature* 362 (1993) 144-146.
- [57] Wang Q., McDermott F., Xu J.F., Bellon H., Zhu Y.T., "Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting", *Geology* 33 (2005) 465-468.
- [58] Xu J.F., Shinjio R., Defant M.J., Wang Q., Rapp R.P., "Origin of Mesozoic adakitic intrusive rocks in the Ningzhen area of east China: partial melting of delaminated lower continental crust", *Geology* 12 (2002) 1111-1114.
- [59] 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., Liu B., "Early cretaceous subduction-related adakite-like rocks of the Gangdese Belt, southern Tibet: Products of slab melting and subsequent melt-peridotite interaction", *J. Asian Earth Science* 34 (2009) 298-309.
- [60] Garrison J.M., Davidson J.P., "Dubious case for slab melting in the Northern volcanic zone of the Andes", *Geology* 31 (2003) 565-568.
- [61] Macpherson C.G., Dreher S.T., Thirlwall M.F., "Adakites without slab melting: High pressure differentiation of island arc magma, Mindanao, the Philippines", *Earth Planet. Sci. Letter* 243 (2006) 581-593.

numerical models with observations", Earth and Planetary Science Letters 302 (2011) 27-37.

[73] Von Blanckenburg F., Davies J.H., *Slab breakoff, a model for syncollisional magmatism and tectonics in the Alps*", Tectonics 14 (1995) 120-131.

[74] Dehnavi A., *"Petrology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks, Northwest of Neyshabur"*, M.Sc thesis, Science faculty, Tarbiat Modares University (1999).66p (In Persian).

[70] Ghorbani M.M., Hofmann A.W., *Sr isotopic ratios of two magmatic series unraveling the role of crustal contamination in NW Firoozeh , NE Iran*", Earth and Planetary Science 13 (2015) 287-290.

[71] Eyuboglu Y., Santosh M., Yi K., Bektaş O., Kwon S., *Discovery of Miocene adakitic dacite from the Eastern Pontides Belt (NE Turkey) and a revised geodynamic model for the late Cenozoic evolution of the Eastern Mediterranean region*", Lithos 146-147 (2012) 218-232.

[72] Van Hunen J., Allen M.B., *Continental collision and slab break-off: A comparison of 3-D*