Geochemistry and Isotope Geology of Adakitic Domes from Chakane Area in South of Quchan (Northeast of Iran)

Mehdi Rezaei-Kahkhaei*, Ayyoub Taheri-Sarteshnizi
Habiballah Ghasemi and Sara Gardideh
Department of Petrology and Economic Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Abstract
The Chekneh subvolcanic domes with dacite and trachydacite compositions from the Miocene is located 110 km NE of Sabzevar, and are parts of the North Sabzevar-South Ghochan magmatic belt. The dome rocks have porphyry, sieve, trachytic and glomeroporphyritic textures, consisting of plagioclase and amphibole. Primitive mantle normalized spider diagram and chondrite-normalized REE patterns of the study domes suggest that they are enriched in LREE and LILE and are depleted in HREE and HFSE. They are calc-alkaline with significant negative HFSE (e.g., P, Nb and Ti) anomalies and (La/Yb)N>12 which are characteristics of magmas formed in active continental margin. Based on SiO_2, high Sr/Y, low K_2O/Na_2O and low Y, Yb, Cr and $Mg^{\#}$ contents, the study rocks are similar to high-silica adakites (HSA). Thus, it seems that the parent magma of the study domes was originated from amphibole eclogite or garnet amphibolite rocks of metamorphosed Neotethys oceanic lithosphere during its subduction beneath the southern part of eastern Alborz in the Miocene. The initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.7039-0.7043) and εNd_{10Ma} (2.9-4.98) of the Chekaneh domes is similar to MORB composition, which are coincided with those adakites originated from the partial melting of the Cenozoic oceanic lithosphere.

Key words: Dome, Adakite, Geochemistry, Miocene, Chekene, Sabzevar

* rezaei@shahroodut.ac.ir

پتـــــرولوژی، سال نهم، شماره سی و ششم، زمستان ۱۳۹۷، صفحه ۲۵- ۴۸
تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۲/۳۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۱۲/۱۱

زمین‌شیمی و زمین‌شناسی ایزوتوپی گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه در جنوب قوچان (شمال‌خاوری ایران)

مهدی رضایی‌کهخایی *، ایوب طاهری‌سرتشنیزی، حبیبا... قاسمی و سارا گردیده
گروه پترولوژی و زمین‌شناسی اقتصادی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

چکیده
گنبدهای نیمه آتشفشانی منطقهٔ چکنه با ترکیب داسیت و تراکیت و سن میوسن، در ۱۱۰ کیلومتری شمال‌خاوری سبزوار جای دارند و بخشی از پهنه ماگمایی شمال سبزوار- جنوب قوچان به‌شمار می‌روند. سنگ‌های سازندهٔ این گنبدها بافت‌های گوناگونِ پورفیری، غربالی، جریانی و گلومروپورفیری دارند و از کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و آمفیبول ساخته شده‌اند. نمودارهای بهنجارشده و چندعنصری نسبت به ترکیب کندریت و گوشتهٔ اولیه برای این سنگ‌ها نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی نسبی این سنگ‌ها از عنصرهای خاکی نادر سبک و لیتوفیل بزرگ یون (LILEs) و تهی‌شدگی نسبی آنها از عنصرهای خاکی نادر سنگین (HREEs) و عنصرهای با شدت میدان بالا (HFSE) هستند. سرشت کالک‌آلکالن و ناهنجاری منفی آشکار در عنصرهای با شدت میدان بالا (مانند: Nb، P و Ti) و مقدار نسبت La_N/Yb_N>۱۲ در این سنگ‌ها نشان‌دهندهٔ ویژگی‌های ماگماهای مرتبط با حاشیهٔ فعال قاره‌ای است. برپایهٔ مقدار SiO_2، نسبت بالای Sr/Y، نسبت کم K_2O/Na_2O، و مقدارهای کم Y، Yb، Cr و Mg#، این سنگ‌ها سرشت آداکیت‌های پرسلیس (HSA) را دارند. گمان می‌رود ماگمای سازندهٔ این گنبدها از ذوب‌بخشی سنگ خاستگاه اکلوژیتی یا گارنت‌آمفیبولیتی حاصل از دگرگونی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی پهنه البرز خاوری در زمان میوسن پدید آمده است. در گنبدهای آداکیتی چکنه، مقدار نسبت‌های ایزوتوپی اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر با ۰/۷۰۳۹- ۰/۷۰۴۳ و εNd_{10Ma} برابر با ۲/۹ تا ۴/۹۸ است. این مقدارها با ویژگی‌های ایزوتوپی در ترکیب‌های آداکیتی پدیدآمده از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورondهٔ سنوزوییک کاملاً همخوانی دارند.

واژه‌های کلیدی: گنبد، آداکیت، زمین‌شیمی، میوسن، چکنه، قوچان، سبزوار

مقدمه

نخستین‌بار Kay (۱۹۷۸) واژه آداکیت را برای توصیف داسیت‌ها و آندزیت‌های سدیم‌دار سرشار از آلومینیم و استرانسیم در جزایر آداک به‌کار برد. Defant

* rezaei@shahroodut.ac.ir

و Drummond (۱۹۹۰) و Martin (۱۹۹۹) تعریـــف و توصیف دقیق‌تری برای آداکیت‌ها پیشنهاد دادنـد و آنهـا را واحـدهای سـنگی حدواسـط تـا اسـیدی بـا ترکیـب هورنبلند-آنـدزیت تـا ریولیـت و داسـیت دانسـتند کـه فنوکریست‌هایی از پلاژیوکلاز، هورنبلند و بیوتیت دارنـد. فنوکریســـت‌هــای ارتــو- و کلینوپیروکســن تنهــا در آندزیت‌های مافیک دیده مـی‌شـوند و آپاتیـت، زیـرکن، تیتانیـت و تیتانومگنتیـت نیـز از فازهـای فرعـی آنهـا هستند. جدیـدترین تعریـف از آداکیـت‌هـا را Defant و Kepezhinskas (۲۰۰۱) پیشنهاد کرده‌اند که برپایهٔ آن، آداکیت‌ها، گدازه‌های آمفیبول و پلاژیوکلازدارِ سرشـار از سیلیس (بیشتر از ۵۶ درصدوزنی)، آلومین (بیشتر از ۱۵ درصـدوزنی) و سـدیم‌داری (بیشـتر از ۳/۵ درصـدوزنی) هستند که در نمودار سه‌تایی پتاسیم- سـدیم -کلسـیم، در محدودهٔ ترونجمیت جای می‌گیرند. داشتن مقدارهای Sr بیشـــتر از ۴۰۰ppm، Y کمتــر از ۱۸ppm، نســبت Sr/Y بزرگ‌تـر از ۴۰ و نسـبت La/Yb بیشـتر از ۲۰، از ویژگی‌های شاخص آنهاست. این سنگ‌ها بسیار گوناگون هستند و در مقایسه با دیگر سنگ‌های رخنمون‌یافتـه در مرزهای فعال قاره‌ای، نسبت‌هـای Sr/Y و La/Yb بـالا و مقدارهای Y و Yb کمی دارند (Martin, 1999).

پهنــه ماگمــایی ارومیــه- دختــر بــه‌صــورت نــواری آتشفشــانی- نفــوذی طویــل و مــرتبط بــا فــرورانش نئــوتتیس، از بــاختر ترکیــه تــا جنــوب‌خــاوری ایــران کشــیده شــده اســت (Berberian *et al.*, 1982). بــا آغاز فـرورانشِ سـنگ‌کـرهٔ اقیانوسـی نئـوتتیس بـه زیـر لبــه جنــوبی ایــران مرکــزی، پهنــه‌هــای کششــی پشـت‌کمـانی کـوچکی،ماننـد سـبزوار در پشـت‌کمـان ماگمـایی ارومیـه- دختـر پدیـد آمـده‌انـد. بـا گسـترش بیشتر در کرتاسـه بـالایی، ایـن پهنـه‌هـا جـای خـود را بـه پهنـه‌هـای اقیانوسـی کوچـک بـا پوسـته اقیانوسـی جــوان و داغ داده‌انــد. ایــن حوضــه‌هــای اقیانوســی شـاخهٔ خـاوری نئـوتتیس دانسـته شـده‌انـد (Omrani *et al.*, 2008; Shafaii Moghadam *et al.*, 2009; Rossetti *et al.*, 2010; Agard *et al.*, 2011).

هــم‌زمــان بــا آخــرین رویــدادهای فــرورانش و بسته‌شـدن اقیـانوس نئـوتتیس در راسـتای زاگـرس در کرتاســه بــالایی- پالئوســن و در پــی همگرایــی و جمع‌شدن پوسته ایـران، بسـته‌شـدن ایـن حوضـه‌هـای کوچک اقیانوسـی (سـبزوار، نـایین- بافـت و سیسـتان) نیز در کرتاسـه بـالایی- پالئوسـن آغـاز شـده اسـت. در هنگام بسته‌شدن و در پـی فرارانـده‌شـدن تکـه‌هـایی از سـنگ‌کـرهٔ اقیانوسـی ایـن حوضـه‌هـا روی خردقـاره ایران مرکزی، افیولیت‌هـای ایـن پهنـه هماننـد نـایین- بافــت، تربــت حیدریــه، فریمــان و ســبزوار پدیــد آمده‌اند (Rossetti *et al.*, 2010).

در کرانـهٔ شـمال‌خـاوری نـوار افیـولیتی سـبزوار و در لبهٔ جنوبی پهنـه بینـالود، کمـان ماگمـایی جـوانی در جنـوب قوچـان وجـود دارد. ایـن کمـان ماگمـایی دربردارنـدهٔ سـنگ‌هـای آتشفشـانی بـا سرشـت غالبـاً کالــک‌آلکــالن اســت کــه بــه پهنــای ۱۰۰ تــا ۱۵۰کیلـومتر، از شـمال سـبزوار تـا جنـوب قوچـان و بــه درازای ۲۰۰ کیلــومتر از قوچــان تــا اســفراین ادامـه دارد. سـن سـنگ‌هـای آتشفشـانی ایـن نـوار از جنوب (در مجاورت نـوار افیـولیتی سـبزوار) بـه‌سـوی شــمال (قوچــان- اســفراین)، از ائوســن تــا پلیــو- پلیستوســن تغییــر مــی‌کنــد (Fatahi, 2003; Tanha, 2009; Ghasemi *et al.*, 2010). بررســی‌هــای زمــین‌شــیمیایی دقیــق ســنگ‌هــای آذریــن پــس از ائوســن در شــمال‌خــاوری ایــران، شناسایی و گـزارش برخـی از آنهـا بـه‌نـام سـنگ‌هـای آداکیتــی مــرتبط بــا فــرورانش نئــوتتیس در کمــان ماگمایی سـبزوار- جنـوب قوچـان را بـه‌دنبـال داشـته اسـت (Tanha, 2009; Ghasemi *et al.*, 2010; Jamshidi *et al.*, 2014, 2015a, 2015b). بـه بـاور Soltani Dehnavi (۲۰۱۰) و برپایــهٔ بررســی‌هــای

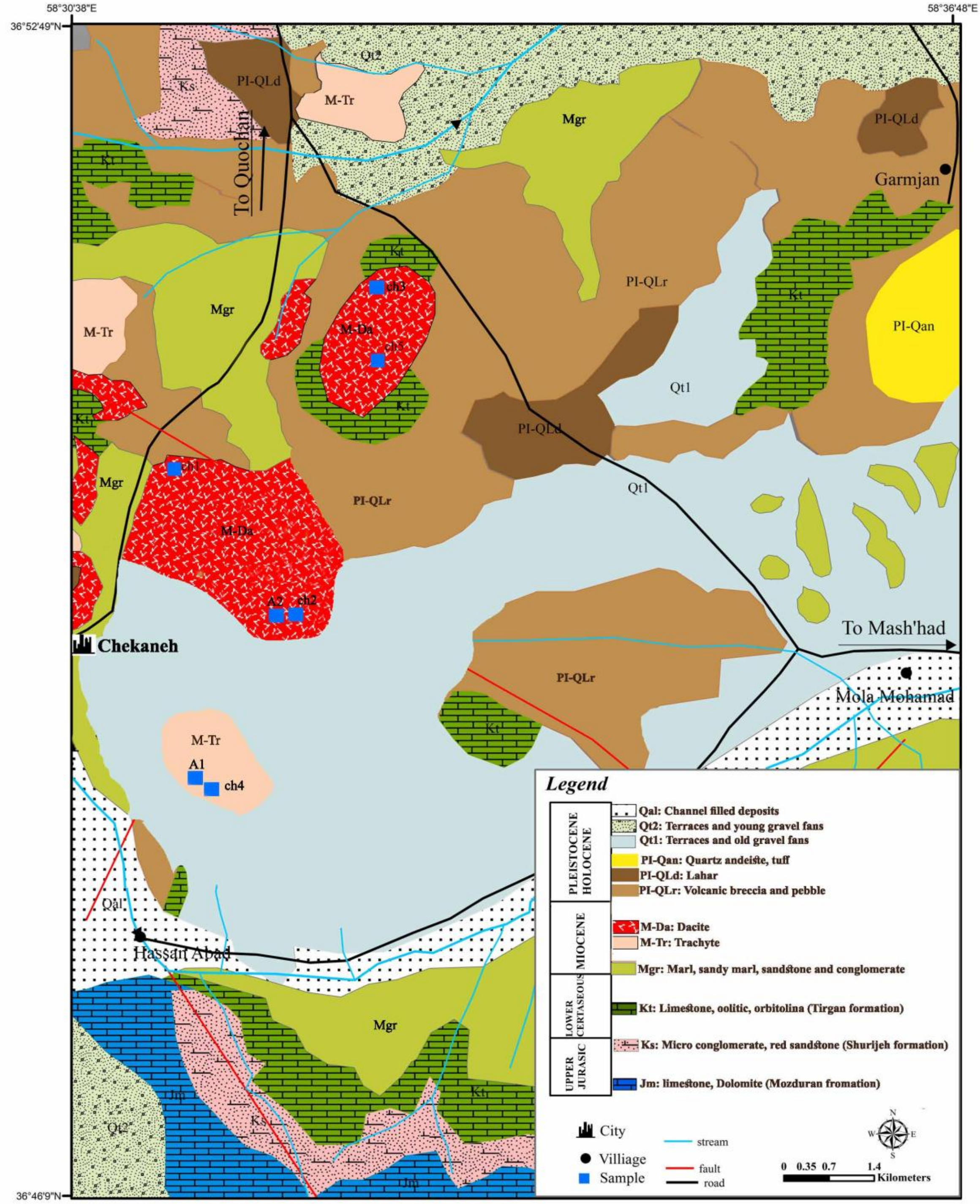
سنگ‌شناسی و زمین‌شیمیایی سنگ‌های آتشفشانی ترشیری شمال‌باختری نیشابور، ذوب لبهٔ اقیانوسی فرورونده پیدایش بازالت و آندزیت‌های بازالتی سرشار از Nb در این منطقه را در پی داشته است. به باور ایشان، سنگ‌های حد واسط و اسیدی این منطقه نیز در پی جدایش بلوری ماگمایی، آلودگی پوسته‌ای و حضور مقادیری از رسوب‌های فرورونده در هنگام فرورانش پدید آمده‌اند. Aghabazzaz (۲۰۱۲) سنگ‌شناسی و زمین‌شیمی آداکیت‌های شمال‌باختری نیشابور را بررسی کرده است. سنگ‌های داسیتی و ریوداسیتی بررسی‌شده ایشان فنوکریست‌های فراوان آمفیبول و به‌میزان کمتر، بیوتیت و پیروکسن و سرشت آداکیتی دارند و از ذوب‌بخشی خاستگاهی اکلوژیتی یا متابازالتی و واکنش آن با پریدوتیت‌های گوشته پدید آمده‌اند. Shabanian و همکاران (۲۰۱۲) به بررسی ارتباط میان فعالیت‌های آتشفشانی کواترنر درون ورقه‌ای و ساختارهای دیده‌شده در ایران و خاور ترکیه پرداخته‌اند. ایشان ماگماتیسم درون ورقه‌ای در ناحیه مشکان در جنوب گنبدهای نیمه‌عمیق چکنه را پیامد گسل‌های راستالغز و معکوس دانسته‌اند. Mohammadi و همکاران (۲۰۱۵) با تکیه بر داده‌های ایزوتوپ‌های Sr-Nd-Pb به بررسی زمین‌شیمی و سنگ‌زایی آداکیت‌های دامنهٔ جنوبی نوار افیولیتی شمال سبزوار پرداخته‌اند و این آداکیت‌ها را پیامد ذوب‌بخشی خاستگاهی گارنت‌آمفیبولیتی دانسته‌اند.

Fathabadi (۲۰۱۴) گنبدهای آداکیتی منطقه مقیسه در جنوب‌باختری سبزوار را بررسی کرد. این گنبدها ترکیب داسیت-ریوداسیت دارند. همچنین، قطعه‌هایی از سنگ میزبان‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و حتی قطعه‌های مارنی الیگومیوسن دارند. در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌های آداکیتی نیز این سنگ‌ها در گروه آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) جای گرفته‌اند. همچنین، گمان می‌رود ماگمای مادر این گنبدها از سنگ منشأ اکلوژیتی یا گارنت‌آمفیبولیتی سرچشمه گرفته باشد که از دگرگونی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورندهٔ نئوتتیس سبزوار به زیر لبه جنوبی پهنه البرز خاوری پدید آمده است (Fathabadi, 2014).

منطقهٔ چکنه بخشی از پهنه ماگمایی شمال سبزوار- جنوب قوچان، در ۱۱۰ کیلومتری شمال‌خاوری سبزوار است. اگرچه، برخی پژوهشگران (Fatahi, 2003; Tanha, 2009; Ghasemi *et al.*, 2010) مناطق همجوار را پیش از این بررسی کرده‌اند، اما هیچ بررسی سنگ‌شناختی دقیقی روی منطقهٔ چکنه انجام نشده است. Taheri-Sarteshnizi (۲۰۱۷) برای نخستین‌بار به بررسی گنبدهای آداکیتی منطقه پرداخته است. در این مقاله برای نخستین‌بار زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، زمین‌شیمی و به‌ویژه زمین‌شیمی ایزوتوپی (نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$) گنبدهای آداکیتی منطقه بررسی می‌شود. همانند دیگر کمان‌های ماگمایی، بررسی این کمان و به‌ویژه گنبدهای آداکیتی آن روزنه‌ای ارزشمندی برای دریافتن فرایندهای درگیر در ذوب پوسته و گوشته در پهنه‌های فرورانش است.

زمین‌شناسی منطقه

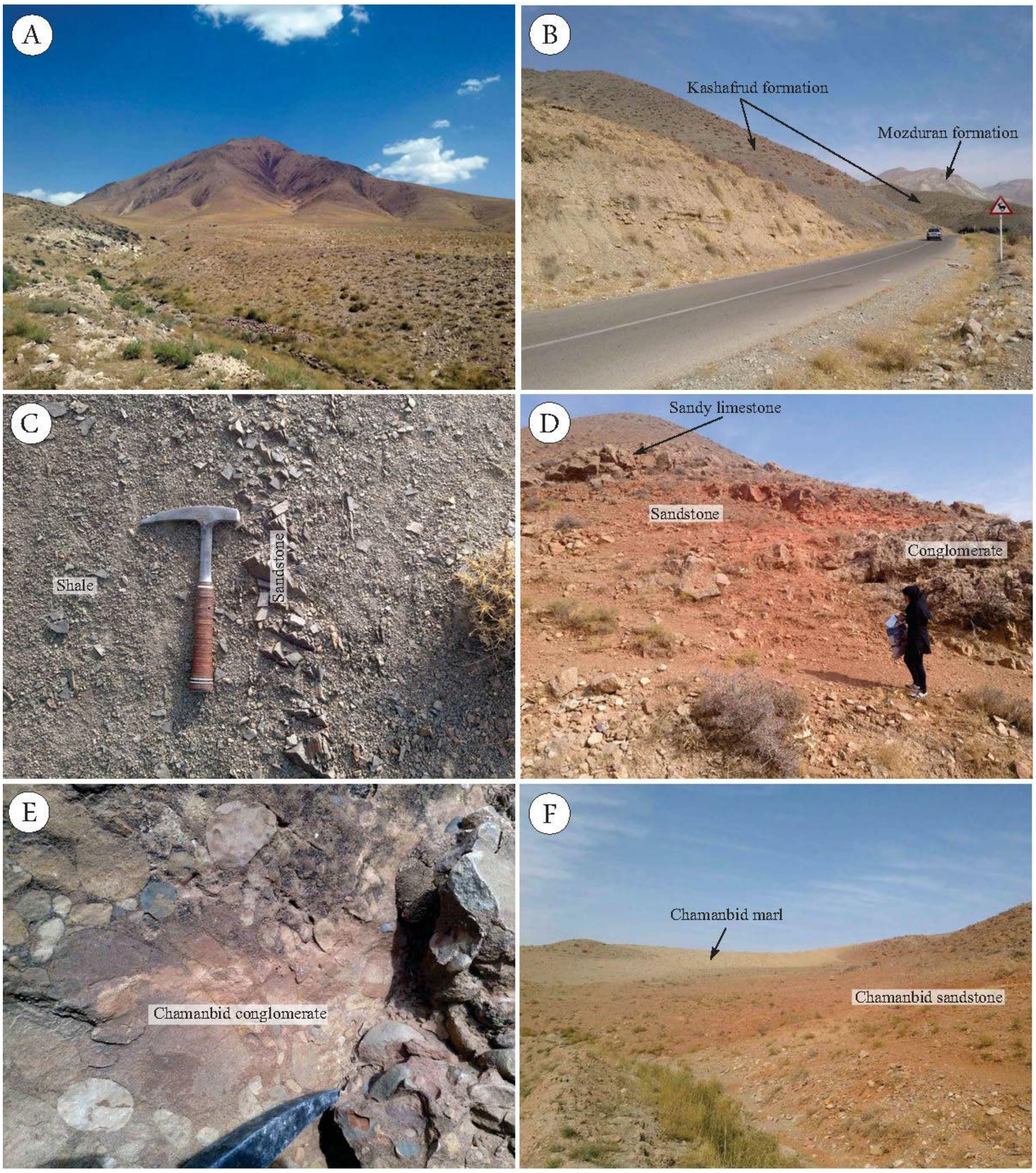
گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه در ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ اخلمد میان طول‌های جغرافیایی خاوری ´۳۰ °۵۸ تا ´۴۸ °۵۸ و عرض‌های جغرافیایی شمالی ´۴۵ °۳۶ تا ´۰۰ °۳۷ درجه هستند و میان دو پهنه زمین‌ساختی البرز خاوری و کپه‌داغ جای گرفته‌اند (شکل ۱).



شکل ۱- نقشه زمین‌شناسیِ گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه (این نقشه به کمک نمونه‌برداری‌های انجام‌شده رسم شده است و برای این پژوهش، عکس‌های ماهواره ای، و نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ اخلمد (Pourlatifi, 2006) رسم شده است)

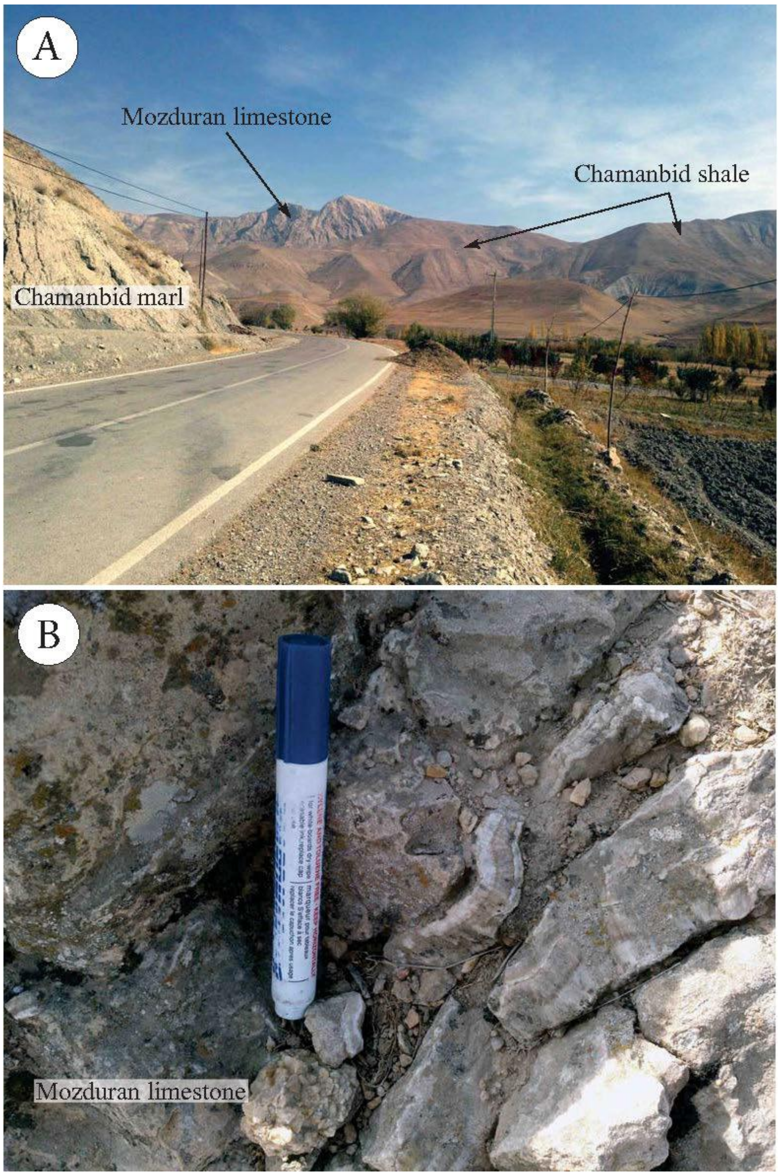
این گنبدها بلندترین ارتفاع‌های منطقه هستند (شکل ۲- A) و سن‌سنجی‌های U-Pb که Gardideh و همکاران (۲۰۱۸) به‌تازگی روی زیرکن‌های جداشده از این گنبدها انجام داده‌اند نشان می‌دهند سن آنها نزدیک به ۱۰ میلیون سال پیش است. کوهزایی پاسادنین از مهم‌ترین رویدادهای زمین‌ساختی منطقه

است که نهشته‌های نئوژن را دچار چین‌خوردگی کرده است. اگرچه رخنمونی از سازندهای پالئوزوییک در منطقه دیده نمی‌شود، وجود آنها در زیر لایه‌های مزوزوییک نیز انکار نمی‌شود.



شکل ۲- A) نمای یکی از گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه در شمال‌خاوری این شهر؛ B) تصویری از شیل و ماسه‌سنگ‌های سازند کشف‌رود و آهک‌های سازند مزدوران (دید رو به خاور؛ تصویر از جنوب منطقه بررسی‌شده و در امتداد جادهٔ چکنه- بقیع گرفته شده است)؛ C) نمای نزدیکی از همان شیل‌های سازند کشف‌رود شکل B که میان‌لایه‌هایی با ضخامت کمتر از ماسه‌سنگ دارند؛ D) سازند چمن‌بید در این عکس دیده می‌شود که از کنلگومرا، ماسه‌سنگ و آهک ماسه‌ای ساخته شده است (دید رو به جنوب‌خاوری)؛ E) نمایی نزدیکی از همان کنگلومراهای شکل D (همان‌گونه‌که در این تصویر دیده می‌شود کنلگومراهای سازند چمن‌بید در این منطقه گردشدگی خوب و جورشدگی بد دارند. همچنین، این لایه‌های کنلگومرایی اساساً از قلوه‌های آهکی تشکیل شده‌اند)؛ F) تصویری از مارن و ماسه سنگ‌های سازند چمن‌بید (دید رو به شمال‌باختری). این مارن‌ها در سمت چپ شکل D جای گرفته‌اند

کهن‌ترین سنگ‌های منطقه، شیل و ماسه‌سنگ‌های سازندهای کشف‌رود به سن ژوراسیک میانی (شکل‌های ۲- B و ۲- C) هستند که کنگلومرا، ماسه‌سنگ و آهک‌های سازند چمن‌بید (شکل‌های ۲- D، ۲- E و ۲- F) روی آنها جای گرفته‌اند. سازند چمن‌بید نیز خود با سنگ‌های کربناته سازند مزدوران (شکل‌های ۳- A و ۳- B) به سن ژوراسیک بالایی پوشیده شده است.



شکل ۳- A) همجواری شیل‌های سازند چمن‌بید در کنار آهک‌های مزدوران در امتداد جادهٔ چکنه- بقیع. مرز این دو واحد گسله است؛ B) نمای نزدیکی از همان آهک‌ها شکل A که رگه‌های نازکی از آراگونیت (در مرکز تصویر) دارند

یکنواختی ضخامت در نهشته‌های فیلیشی ژوراسیک میانی را شاید بتوان پیامد سازوکار جنبش‌های کوهزایی سیمرین پیشین در تریاس میانی و بسته‌شدن تتیس کهن دانست (Aghanabati, 2004). شواهد گویای آن است که در زمان رسوب‌گذاری سازند مزدوران نیز،

حوضه‌ای کم‌ژرفا و وابسته به حاشیهٔ فعال قاره، منطقه بررسی‌شده را دربرگرفته بوده و کم‌کم ژرفای این حوضه افزایش یافته و سنگ‌های آهکی را پدید آورده است (شکل ۳- B). سازند مزدوران حجم بزرگی از سنگ‌های جنوب توده‌های نیمه‌عمیق چکنه را در برگرفته است. در این منطقه، پس از وقفه‌ای در رسوب گذاری سازند شوریجه، پیشروی دریای کرتاسه لایه‌هایی کربناته اُربیتولین‌دار (سازند تیرگان) را به‌گونهٔ هم‌شیب روی نهشته‌های کهن‌تر برجای گذاشته است. ستبرای این سازند در این منطقه نزدیک به ۱۵۰ متر است و فسیل‌های آن به سن بارمین- آپسین هستند (Pourlatifi, 2006).

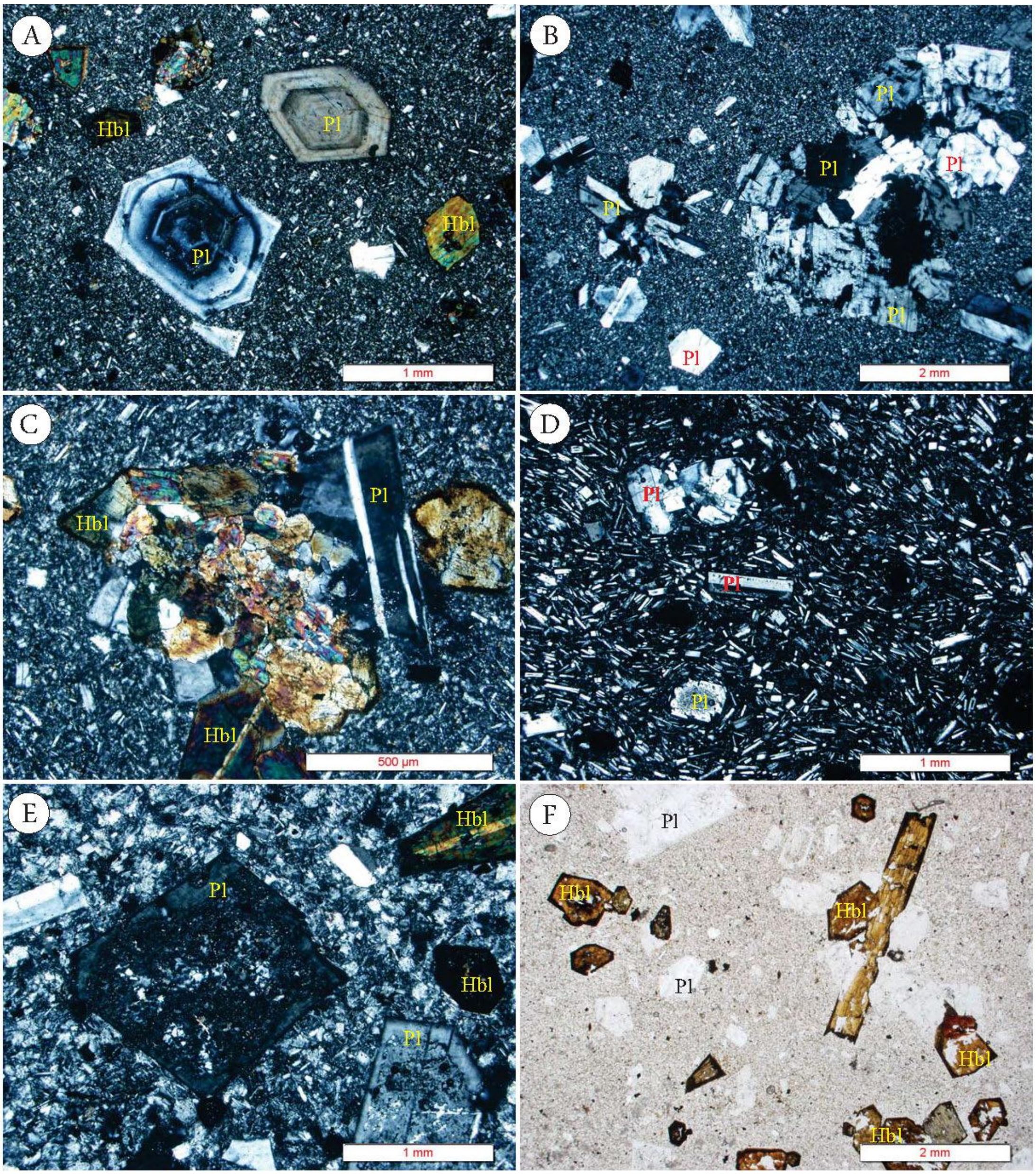
با پیدایش حوضه‌های تبخیری در نئوژن روی سطح ناهمواری‌ها در این منطقه، کنگلومرایی انباشته شده است که قلوه‌هایی از سنگ‌های مزوزوییک دارد و روی این سنگ‌ها به‌صورت دگرشیب و یا گسله جای گرفته است. این کنلگومراها سیمانی قهوه‌ای تا سرخ‌رنگ دارند و در زیرترین بخش پادگانه‌های آبرفتی کواترنر جای گرفته‌اند. قلوه‌های موجود گردشدگی خوبی دارند؛اما جورشدگی آن ضعیف است. در نزدیکی گنبدهای چکنه، تناوبی از شیل و ماسه‌سنگ‌های نئوژن به‌چشم می‌خورند که در پی کوهزایی پاسادنین دچار چین خوردگی شده‌اند.

جوان‌ترین نهشته‌های موجود در منطقه مربوط به آبرفت‌های کم‌ارتفاع و پادگانه‌های آبرفتی جوان هستند که بستر کهن رودخانه‌های با ارتفاع کم را نیز شامل می‌شوند. این نهشته‌ها تا دشت‌ها ادامه دارند.

سنگ‌نگاری و روابط صحرایی

گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه با قطر ۱/۴ تا ۳ کیلومتر، ترکیب داسیت و تراکیت دارند. گنبد جنوبی نیز که در فاصله ۲ کیلومتری شمال‌خاوری روستای حسن آباد است، ترکیب تراکیت دارد؛ اما دو گنبد دیگر که با فاصله ۱ و ۵ کیلومتری در شمال این گنبد جای دارند، ترکیب داسیت نشان می‌دهند (شکل ۱). در بررسی‌های صحرایی روشن شد که این گنبدها رخنمون‌های جدا از هم دارند و هر کدام از آنها ترکیب یکنواختی نشان می‌دهند و تنوع سنگ‌شناسی ندارند.

بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد سنگ‌های سازندهٔ این گنبدها از کانی‌های پلاژیوکلاز، هورنبلند، کوارتز، ارتوکلاز و اکسیدهای آهن- تیتانیم ساخته شده‌اند و بافت‌های گوناگون پورفیری (شکل ۴- A)، میکرولیتی پورفیری و گلومروپورفیری (شکل‌های ۴- B و ۴- C) دارند. در برخی نمونه‌ها، بافت‌های سری‌ایت و جریانی (شکل ۴- D) نیز به‌خوبی دیده می‌شوند. پلاژیوکلاز و هورنبلند از فنوکریست‌های این سنگ‌ها هستند. پلاژیوکلاز، بافت غربالی (شکل ۴- E)، منطقه‌بندی و ماکل پلی‌سینتتیک نشان می‌دهد (شکل ۴- A) که نشان‌دهندهٔ حاکم‌بودن شرایط ناتعادلی در فرایند تبلور ماگما هستند (شکل‌های ۴- A و ۴- E). بافت غربالی در پلاژیوکلاز چه‌بسا پیامد تغییر شرایط فیزیکوشیمیایی حاکم بر ماگمای در حال تبلور باشد که معمولاً به‌دنبال کاهش فشار در پی بالاآمدن و گاززدایی ماگما، رویداد فرایند همرفت در آشیانه ماگمایی، آمیختگی ماگمایی، آلایش و یا ورود ماگمای داغ جدید رخ می‌دهد (Stewart and Pearce, 2004). منطقه‌بندی ترکیبی در پلاژیوکلاز وابسته به تغییرهای بزرگ‌مقیاس در پارامترهای دما، فشار، میزان آب و ترکیب مذاب دانسته شود و چه‌بسا با افزوده‌شدن مذاب جدید به آشیانه ماگمایی همراه است (Foley *et al.*, 2013).



شکل ۴- تصویرهای میکروسکوپی از بافت‌ها و کانی‌هایِ گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان): A) بافت پورفیری با فنوکریست‌های پلاژیوکلاز (Pl) و هورنبلند (Hbl). اندازه فنوکریست‌های پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها نزدیک به ۱ میلیمتر است و منطقه‌بندی زیبا نشان می‌دهند؛ B) بافت گلومرپورفیری که پیامد انباشته‌شدن فنوکریست‌های پلاژیوکلاز؛ C) بافت گلومرپورفیری که در پی انباشته‌شدن بلورهای هورنبلند پدید آمده است؛ D) بافت جریانی که در پی پشت سرهم جای‌گرفتن میکرولیت‌ها و بلورهای پلاژیوکلاز پدید آمده است؛ E) بافت غربالی بلورهای پلاژیوکلاز؛ F) حاشیه سوخته بلورهای هورنبلند در سنگ‌های بررسی‌شده (نام اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) برگرفته شده است)

شماری از هورنبلندها حاشیهٔ سوخته دارند (شکل ۴- F). داشتن حاشیهٔ سوخته در هورنبلندها پیامد بالابودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در هنگام بالاآمدن ماگماست. به باور Best (۲۰۰۳)، هنگام بالاآمدن ماگمای داغ، هورنبلند در مجاورت با محیط اکسیدان با هورنبلند بازالتی جایگزین می‌شود.

در سنگ‌های گنبدهای منطقه، بافت

گلومروپرفیری نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۴- B و ۴- C). تجمع بلورها و پیدایش گلومرول چه‌بسا پیامد هسته‌بندی ناهمگن این بلورها باشد (Kirkpatrichk, 1977). نیروی انبساطی و تنش برشی باعث قطعه‌قطعه‌شدن و برشی‌شدن بلورهای انباشتی در ماگما و پیدایش تجمع‌ها و لخته‌های گلومروپورفیری شده‌اند که همراه با بالاآمدن مذاب، به بالا آورده می‌شوند. بهم‌پیوستن گلومروپورفیرها در مذاب، شاید به کاهش دما و افزایش گرانروی حاصل از آن وابسته است (Baker, 1998). در پایان، بالاآمدن و انجماد سریع مذاب‌های بجامانده، تشکیل زمینه و در برگرفتن تجمع‌های فنوکریستی و گلومروپورفیری قدیمی را در پی داشته است (شکل‌های ۴- B و ۴- C). کلسیت و اپیدوت نیز از کانی‌های ثانویه در گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه هستند.

زمین‌شیمی

پس از انجام دقیق بررسی‌های سنگ‌نگاری روی بیشتر از ۶۰ نمونه سنگی، ۵ نمونه سالم برگزیده و برای انجام تجزیه شیمیایی عنصرهای اصلی و کمیاب سنگ کل به روش‌های ICP-OES و ICP-MS به آزمایشگاه ACME (در ونکوور کانادا) فرستاده شدند (جدول‌های ۱ و ۲). افزون‌براین، ۳ نمونه نیز برای بررسی‌های ایزوتوپی به آزمایشگاه زمین‌شناسی ایزوتوپی دانشگاه آویرو در کشور پرتغال فرستاده شدند (جدول ۳). در پایان داده‌های تجزیه‌ای با نرم‌افزارهای سنگ‌شناسی و اکسل پردازش شدند.

جدول ۱- داده‌های تجزیه شیمیایی اکسید عنصرهای اصلی (برپایهٔ wt%) برای نمونه‌های گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) و درصد نرماتیو کانی‌های آنها

Rock Type	Trachyte	Dacite	Dacite	Dacite	Dacite	
Sample No.	Ch4	Ch1	Ch2	Ch3	Ch5	Average
SiO_2	63.49	66.44	66.80	67.99	68.61	66.67
Al_2O_3	16.68	18.10	17.56	16.49	16.72	17.11
Fe_2O_{3total}	4.25	3.09	3.03	3.16	2.55	3.22
MgO	2.24	1.43	1.35	1.87	1.12	1.60
CaO	3.47	4.55	4.67	4.35	4.48	4.30
Na_2O	5.98	4.02	4.17	3.79	4.26	4.44
K_2O	3.10	1.85	1.92	1.84	1.81	2.11
TiO_2	0.45	0.34	0.34	0.35	0.28	0.35
P_2O_5	0.22	0.13	0.12	0.10	0.12	0.14
MnO	0.12	0.05	0.05	0.05	0.05	0.07
Cr_2O_3	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
L.O.I.	2.40	1.50	2.20	3.30	2.10	2.3
Total	100.00	100.00	100.00	100.01	99.99	100.00
Orthoclase	19.70	5.71	6.34	2.97	6.94	8.33
Albite	50.62	34.05	35.32	32.11	36.05	37.63
Anorthite	3.11	21.72	22.38	20.90	20.82	17.79
Quartz	5.88	26.59	25.52	29.85	27.44	23.06
Apatite	0.51	0.31	0.28	0.24	0.29	0.33
Magnetite	3.08	1.80	1.76	0.57	1.48	1.74
Ilmenite	0.43	0.32	0.32	0.34	0.26	0.34
Biotite	2.46	8.36	8.01	12.98	6.01	7.56
Amphibole	19.45	0.00	0.00	0.00	0.97	4.08
Corundum	0.00	1.50	0.40	0.58	0.00	0.50

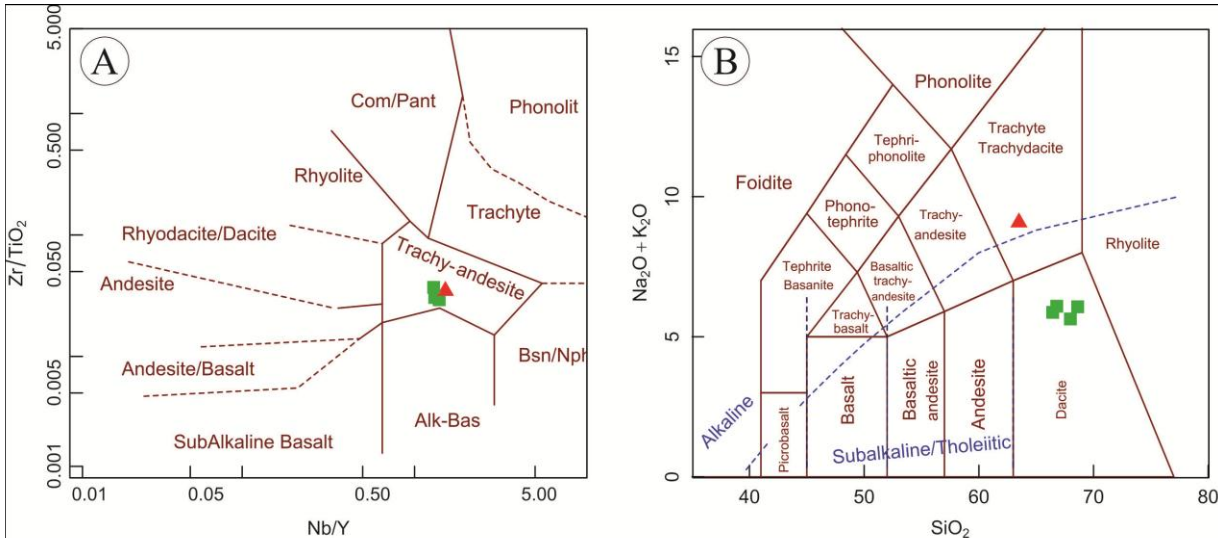
جدول ۲- داده‌های تجزیه شـیمیایی عنصـرهای کمیـاب و خـاکی کمیـاب (برپایـهٔ ppm) نمونـه‌هـای گنبـدهای نیمـه‌عمیـق منطقـهٔ چکنـه (جنوب قوچان)

Sample No.	Ch4	Ch1	Ch2	Ch3	Ch5	average
Ba	554	409	436	433	389	444
Be	1.00	1.00	1.00	2.00	1.00	1.20
Ni	20.00	7.10	7.70	20.00	20.00	14.96
Co	8.50	7.00	6.50	6.80	4.70	6.70
Cs	0.60	0.70	0.70	1.20	1.20	0.88
Ga	15.00	16.30	15.60	15.70	16.80	15.88
Hf	3.50	2.90	2.90	2.80	3.00	3.2
Nb	17.50	10.60	10.00	9.90	8.00	11.20
Rb	61.00	44.80	43.50	45.20	32.80	45.46
Sr	350.80	507.80	516.30	483.30	556.40	482.92
Ta	1.40	0.90	0.90	0.80	0.90	0.98
Th	7.60	7.00	7.00	9.10	4.30	7
U	2.10	2.10	1.90	1.90	1.50	1.90
V	72.00	45.00	41.00	45.00	34.00	47.40
W	0.80	0.70	0.70	0.50	0.50	0.64
Zr	156.70	104.00	99.50	107.80	102.20	114.04
Y	11.60	8.10	7.20	7.20	6.20	8.06
La	25.70	19.30	19.30	19.40	16.20	19.98
Ce	42.00	33.60	31.50	31.50	27.80	33.28
Pr	4.32	3.64	3.43	3.25	2.92	3.51
Nd	15.00	12.90	11.50	11.70	10.70	12.36
Sm	2.51	2.15	1.93	2.05	1.78	2.08
Eu	0.72	0.63	0.60	0.59	0.53	0.61
Gd	2.36	1.84	1.67	1.69	1.60	1.83
Tb	0.36	0.27	0.25	0.26	0.22	0.27
Dy	1.91	1.42	1.29	1.41	1.20	1.45
Ho	0.37	0.28	0.27	0.25	0.21	0.28
Er	1.16	0.79	0.72	0.63	0.67	0.79
Tm	0.18	0.12	0.13	0.10	0.10	0.13
Yb	1.27	0.77	0.72	0.71	0.63	0.82
Lu	0.20	0.12	0.12	0.10	0.09	0.13
Sc	8.00	8.00	7.00	7.00	4.00	6.80
FeO/MgO	0.95	1.30	1.35	1.48	1.37	1.29
Sr/Y	30.24	62.69	71.70	67.13	89.74	64.3
La_N/Yb_N	13.64	16.9	18.07	13.64	17.34	16.87
Mg#	65.25	57.9	57	54.68	56.51	58.27
Yb_N	6.08	3.68	3.45	3.40	3.01	3.92

جدول ۳- داده‌های تجزیه‌هـای ایزوتـوپی Rb-Sr و Sm-Nd بـرای نمونه‌های گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) (سن ۱۰ Ma که برای تعیین مقدارهای اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$، $^{143}Nd/^{144}Nd$ و εNd به‌کار برده شده است، برپایـهٔ سـن‌سـنجی‌هـای جدیـد روی کانی‌های زیرکن در این سـنگ‌هاسـت کـه Gardideh و همکـاران (۲۰۱۸) آن را انجام داده‌اند)

Sample	A1	A2	Ch5
Nd(ppm)	9.10	8.70	10.70
Sm(ppm)	1.55	1.60	1.78
$^{143}Nd/^{144}Nd$	0.512887	0.512783	0.512820
$^{143}Nd/^{144}Nd_{10Ma}$	0.51288	0.51278	0.51281
εNd_{10Ma}	4.98	2.95	3.68
Error(2s)	0.000026	0.000011	0.000011
Rb(ppm)	37.70	36.50	32.80
Sr(ppm)	475.30	553.20	556.40
$^{87}Sr/^{86}Sr$	0.704286	0.704110	0.703927
$^{87}Sr/^{86}Sr_{10Ma}$	0.70425	0.70408	0.70390
Error(2s)	0.000015	0.000021	0.000018

همـان‌گونـه‌کـه در شـکل‌هـای ۴- A تـا ۴- F دیـده مـی‌شـود، زمینـه سـنگ‌هـای سـازندهٔ گنبـدهای نیمـه‌عمیـق منطقـهٔ چکنـه از شیشـه و بلـورهـای کوچـک فلدسـپار و کـوارتز سـاخته شـده اسـت. ازایـن‌رو، بـرای نامگـذاری ایـن سـنگ‌هـا رده‌بنـدی‌هـای شـیمیایی و نرمـاتیو بـه‌کـار بـرده شـد. برپایـهٔ نمـودار رده‌بنـدی شـیمیایی Nb/Y دربرابـر Zr/TiO_2 (شـکل ۵- A) سـنگ‌هـای بررسـی‌شـده در محـدودهٔ تراکـی‌آنـدزیت و در نمـودار رده‌بنـدی شـیمیایی SiO_2 دربرابـر Na_2O+K_2O (شـکل ۵- B) در محدودهٔ داسیت و تراکیت جای گرفته‌اند.



شکل ۵- موقعیت نمونه‌های گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در نمودارهای رده‌بندی: A) Nb/Y دربرابر Zr/TiO_2 (Winchester and Floyd, 1977)؛ B) SiO_2 دربرابر Na_2O+K_2O (Le Bas *et al*., 1986)

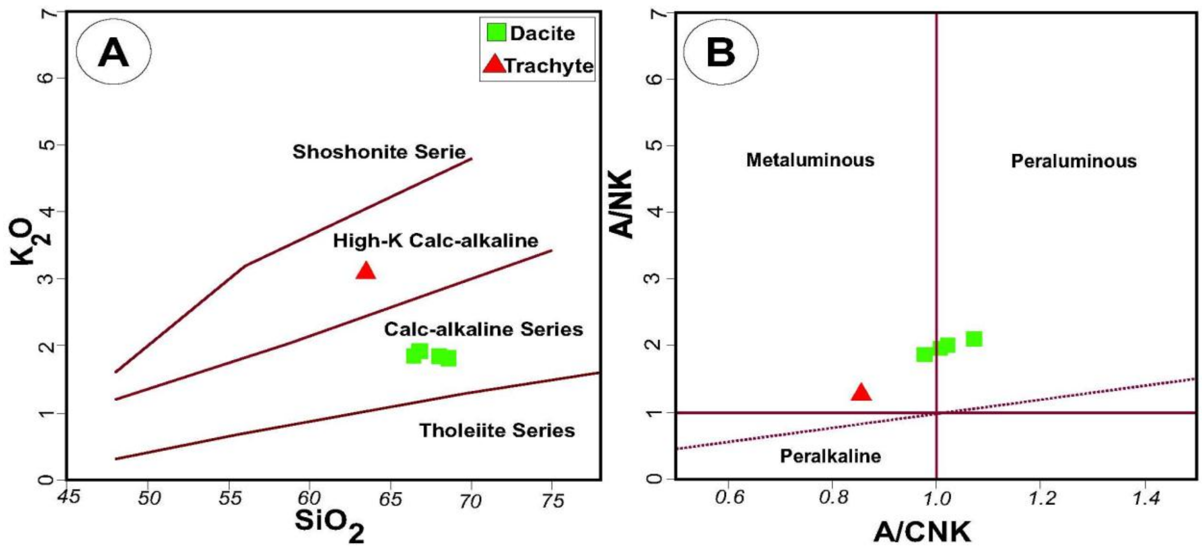
ازآنجایی‌که سنگ‌های سازندهٔ گنبدهای چکنه دارای هورنبلند هستند، گمان می‌رود روش مزونورم گرانیت با هورنبلند (Granite Mesonorm with hornblende; Mielke and Winkler, 1979) برای ارزیابی درصد نورماتیو کانی‌های سازندهٔ آنها روش بهتری باشد. درصد نورماتیو کانی‌های این سنگ‌ها عبارت است از: ارتوکلاز (۳/۰ تا ۷/ ۱۹ درصد)، آلبیت (۳۲/۱ تا ۵۰/۶ درصد)، آنورتیت (۳/۱ تا ۲۲/۴ درصد)، کوارتز (۵/۹ تا ۲۹/۹ درصد)، آپاتیت (۰/۲ تا ۰/۳ درصد)، مگنتیت (۰/۶ تا ۳/۱ درصد)، ایلمنیت (۰/۳ تا ۰/۴ درصد)، بیوتیت (۲/۵ تا ۱۳/۰ درصد)، آمفیبول (۰ تا ۱۹/۵ درصد) و کرندوم (۰ تا ۱/۵ درصد). بر این پایه، نمونه ch4 از نوع تراکیت و نمونه‌های دیگر داسیت نامگذاری می‌شوند (جدول ۱) که با بررسی‌های سنگ‌نگاری نیز کاملاً همخوانی دارد.

نمودار SiO_2 دربرابر K_2O (شکل ۶- A) برای بررسی سری ماگمایی گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه به‌کار برده شد. همان‌گونه‌که دیده می‌شود، سنگ‌های بررسی‌شده سرشت کالک‌آلکالن دارند. همچنین، این سنگ‌ها سرشت متاآلومین تا پرآلومین ضعیفی نشان می‌دهند (شکل ۶- B). بالابودن مقدار K_2O و سرشت پرآلومین سنگ‌های بررسی‌شده با آلایش ماگمای مادر سنگ‌های بررسی‌شده در هنگام گذر از پوستهٔ قاره‌ای توجیه‌شدنی است.

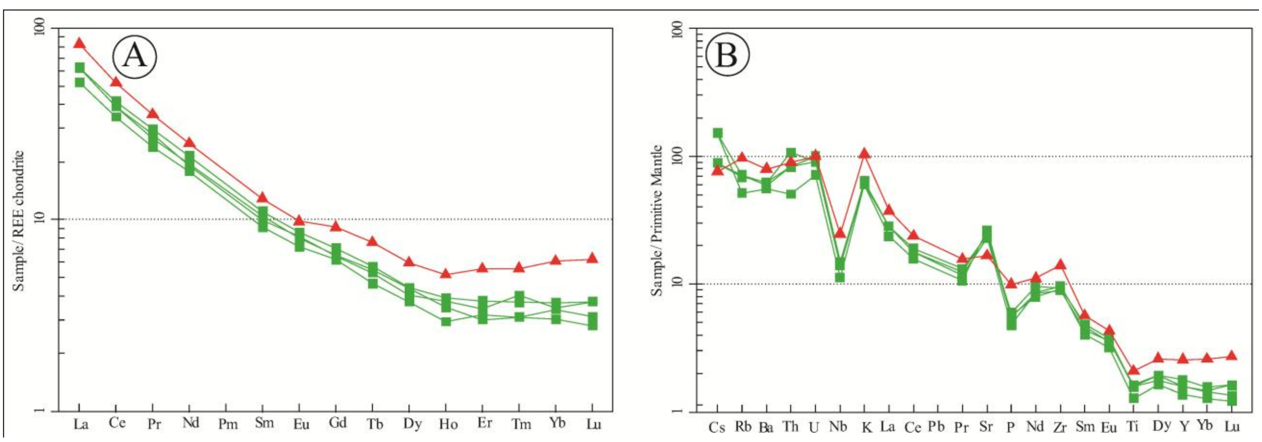
بحث

گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه ترکیب داسیت و تراکیت دارند. این سنگ‌ها سرشت کالک‌آلکالن نشان می‌دهند. نمودارهای چندعنصری و بهنجارشده به ترکیب کندریت (شکل ۷- A) و گوشته اولیه (شکل ۷- B) نشان‌دهندهٔ غنی‌شدگی این سنگ‌ها از LREEs دربرابر HREEs و عنصرهای خاکی کمیاب بزرگ‌یون (K، Ba و Rb) دربرابر عنصرهای با قدرت میدان بالا (HFSE) هستند. همچنین، سنگ‌های گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه از عنصرهای P، Ti و Nb آنومالی منفی نشان می‌دهند (شکل ۷). آنومالی منفی از این عنصرها با کانی‌های فرعی و عارضه‌ای فسفردار و تیتانیم‌دار (مانند: مونازیت، آپاتیت، اسفن، روتیل، ایلمنیت) و برخی

آمفیبول‌ها (انواع دما- فشار بالای پارگازیتی) کنترل می‌شود. با افزایش فشار (در رخساره‌های آمفیبولیت و اکلوژیت در پهنه‌های فرورانش)، حلالیت این فازهای کانیایی در سیال‌های آبدار کاهش می‌یابد. پس کانی‌های یادشده که سرشار از عنصرهای HFS هستند، هنگام فرایندهای ذوب‌بخشی در ژرفای بیشتر از ۳۰ کیلومتر، به‌صورت فازهای دیرگداز در سنگ‌مادرهای آمفیبولیتی و اکلوژیتی پدیدآمده از دگرگونی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده، بجای می‌مانند و با نگهداری این عنصرها در ساختار بلوری خود، در مذاب بخشی تولیدشده آنومالی منفی پدید می‌آورند (Gaetani, 2004). دربرابر، سیال‌ها و مذاب‌های پدیدآمده از آب‌زدایی و ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده، با صعود به گوهٔ گوشته‌ای رویی و متاسوماتیسم‌کردن آن، آنومالی مثبت در عنصرهای خاکی بزرگ یون (LILEs) و آنومالی منفی در عنصرهای با قدرت میدان بالا (HFSE) را پدید آورده‌اند؛ ازاین‌رو، آنومالی‌های مثبت و منفیِ این عنصرهای کمیاب در سنگ‌های منطقه نشان دهندهٔ پیدایش آنها در پهنهٔ فرورانش است.

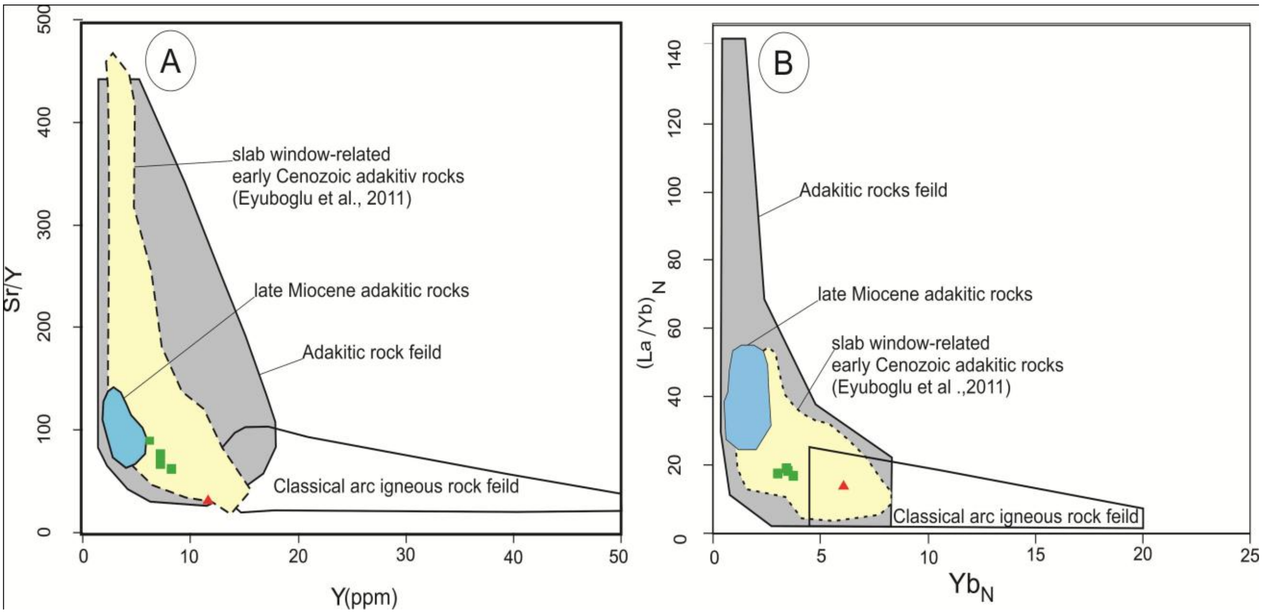


شکل ۶- جایگاه نمونه‌های گنبدهای داسیتی-تراکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در: A) نمودار SiO_2 دربرابر K_2O برای تعیین سری ماگمایی؛ B) نمودار A/CNK دربرابر A/NK (Shand, 1943) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)



شکل ۷- الگوی فراوانی عنصرها در نمونه‌های گنبدهای داسیتی- تراکیتی چکنه (جنوب قوچان) در: A) نمودار بهنجارشده به ترکیب پیشنهادیِ Boynton (۱۹۸۴) برای کندریت؛ B) نمودار چندعنصری (عنکبوتی) بهنجارشده به ترکیب پیشنهادیِ Sun و McDonough (۱۹۸۹) برای گوشته اولیه (نمادها همانند شکل ۶ هستند)

نمونه‌های سنگیِ گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه در نمودارهای Y دربرابر Sr/Y (شکل ۸- A) و Yb_N دربرابر La_N/Yb_N (شکل ۸- B) در محدودهٔ آداکیت‌ها و دور از محدودهٔ سنگ‌های معمول کمان ماگمایی (Classical arc igneous rocks) جای گرفته‌اند.



شکل ۸- جایگاه ترکیبی نمونه‌های گنبدهای داسیتی- تراکیتی چکنه (جنوب قوچان) در نمودارهای Y دربرابر Sr/Y و Yb_N دربرابر La_N/Yb_N (Defant and Drummond, 1990) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)

همچنین، همان‌گونه‌که در این نمودارها دیده می‌شود، نمونه‌های سنگیِ برداشت‌شده از گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه در محدودهٔ آداکیت‌های سنوزوییک و مرتبط با سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده (Eyuboglu *et al.*, 2011) نیز جای گرفته‌اند (شکل ۸). دیگر ویژگی‌هایی که نشان‌دهندهٔ آداکیتی‌بودن ماگمای سازندهٔ گنبدهای منطقهٔ چکنه و پیدایش آن از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده هستند، عبارتند از:

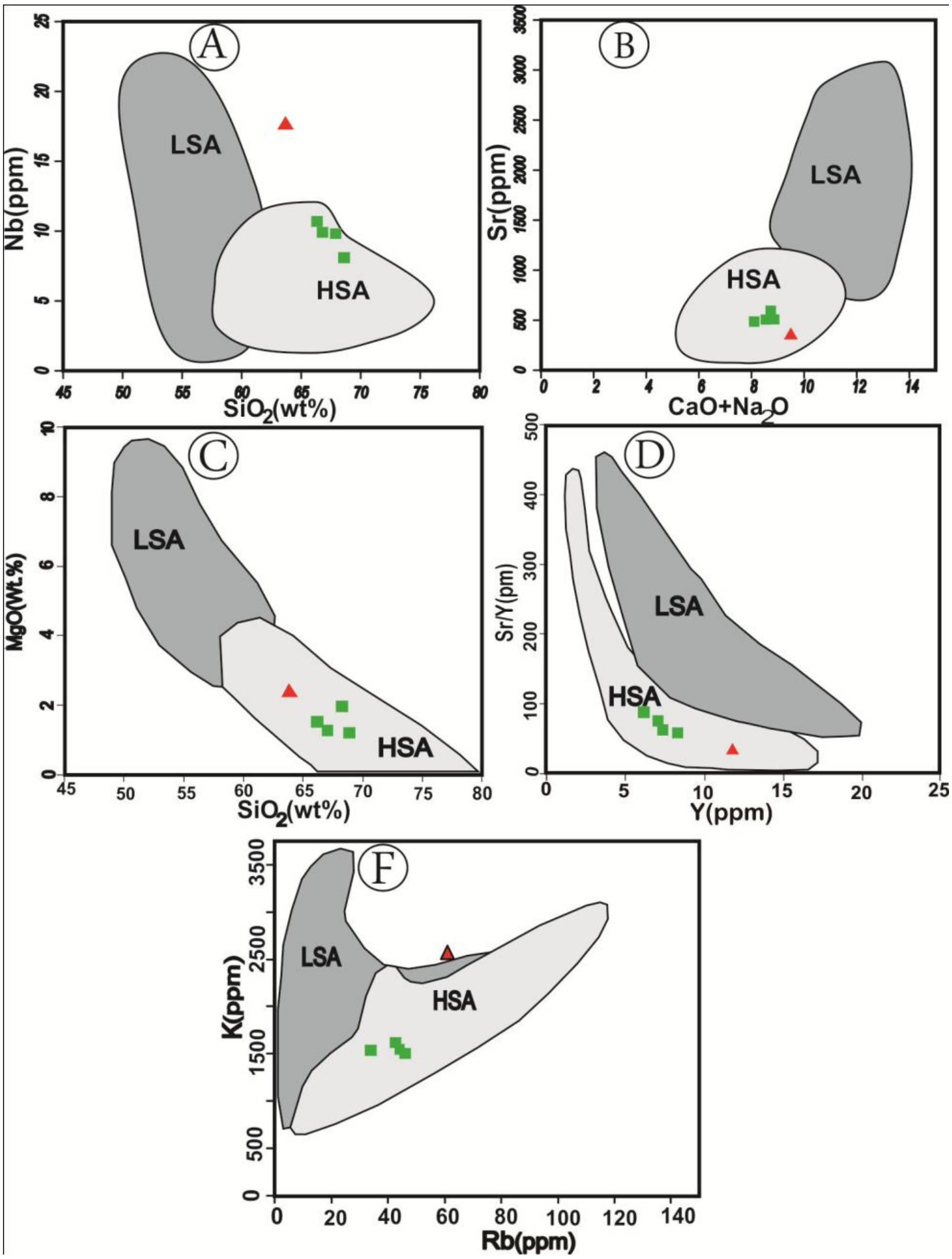
(۱) برپایهٔ پژوهش‌های Kay (۱۹۷۸)، Defant و Drummond (۱۹۹۰) و Martin و همکاران (۲۰۰۵) روی ترکیب‌های آداکیتی، مقدار Sr/Y>۴۰ و La_N/Yb_N >۱۲ از مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آداکیت‌های وابسته به ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی هستند. مقدار این نسبت‌ها در سنگ‌های بررسی‌شده نیز در این بازه جای گرفته است (شکل ۸)؛

(۲) میانگین مقدارهای Yb و Y در این سنگ‌ها به‌ترتیب از ۰/۸۲ و ۸/۰۶ کمتر است و در محدودهٔ مقدارهای مربوط به ماگماهای آداکیتی (Yb <۱/۸ppm و Y<۱۸ppm) جای گرفته است (جدول ۱؛ Martin، ۱۹۹۹)؛

(۳) الگوهای بهنجارشده عنصرهای کمیاب سنگ‌های چکنه مقدارهای Y و HREEs کم و Sr و Sr/Y بالایی نشان می‌دهند (همانند ماگماهای آداکیتی پدیدآمده از ذوب سنگ‌های گارنت‌آمفیبولیتی در ژرفای بیشتر از ۳۵ کیلومتر) (شکل ۷؛ جدول ۱؛ Wang و همکاران، ۲۰۰۶a، b).

Martin (۱۹۹۹) آداکیت‌ها را به دو گروه پرسیلیس

(HSA) و کم‌سیلیس (LSA) رده‌بندی کرده است. در نمودارهای SiO_2 دربرابر Nb (شکل ۹- A)، Na_2O+CaO دربرابر Sr (شکل ۹- B)، SiO_2 دربرابر MgO (شکل ۹- C)، Y دربرابر Sr/Y (شکل ۹- D) و Rb دربرابر K (شکل ۹- F)، نمونه‌های گنبدهای آداکیتی چکنه در محدود HSA جای دارند. این ویژگی آنها با سرشت پرسیلیس این نمونه‌ها همخوانی دارد (Martin *et al.*, 2005).



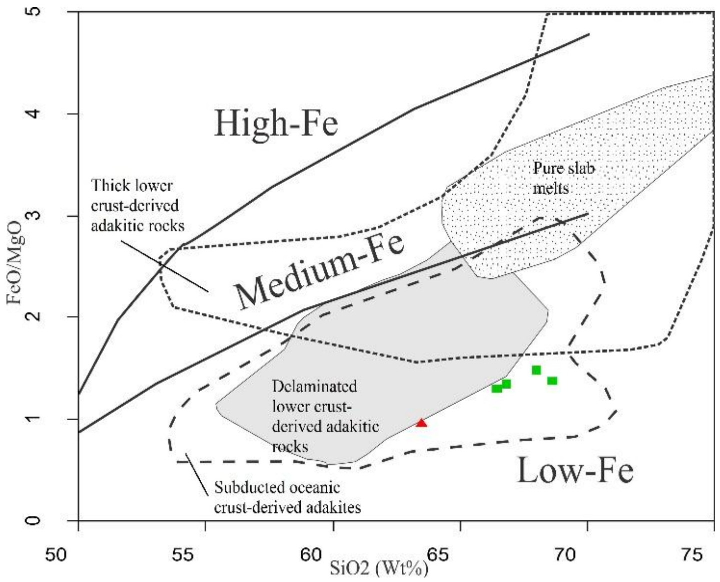
شکل ۹- جایگاه ترکیبی نمونه‌های گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در نمودارهای رده‌بندی آداکیت‌های پرسیلیس (HSA) و کم‌سیلیس (LSA) (Martin *et al.*, 2005) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)

آداکیت‌های پرسیلیس، مذاب‌های پدیدآمده از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده با ترکیب اکلوژیت یا گارنت‌آمفیبولیت در فشار برابر با گسترهٔ پایداری گارنت تفسیر می‌شوند که در هنگام بالاآمدن از گوهٔ گوشته‌ای

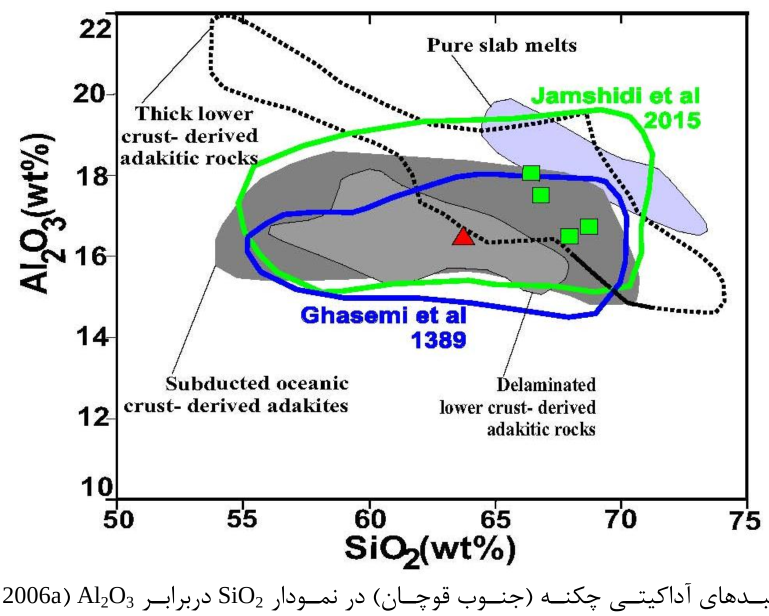
اندکی با پریدوتیت گوشته واکنش داده‌اند (Martin *et al.*, 2005; Rapp *et al.*, 2006).

همچنین، در نمودارهای SiO_2 دربرابر FeO/MgO (شکل ۱۰)، Al_2O_3 دربرابر SiO_2 (شکل ۱۱) و SiO_2 دربرابر Yb (شکل ۱۲؛ Wang *et al.*, 2006a, b)، نمونه‌های تجزیه‌شده از گنبدهای نیمه‌عمیق منطقهٔ چکنه در محدودهٔ آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده جای گرفته‌اند.

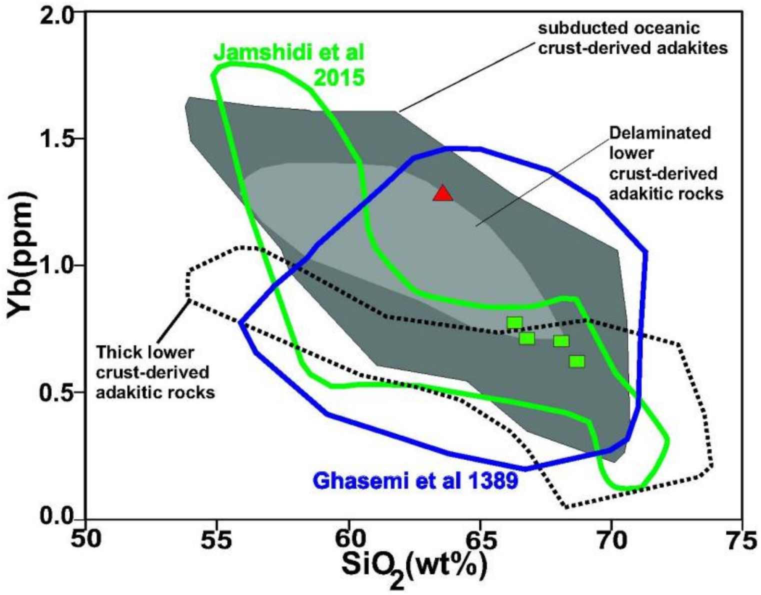
در نمودار Mg# دربرابر SiO_2 نیز این نمونه‌ها در محدودهٔ آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده و در محدودهٔ آداکیت‌های سنوزوییک (Eyuboglu *et al.*, 2011) جای دارند (شکل ۱۳) و این نکته پیدایش این سنگ‌ها از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده را نشان می‌دهد.



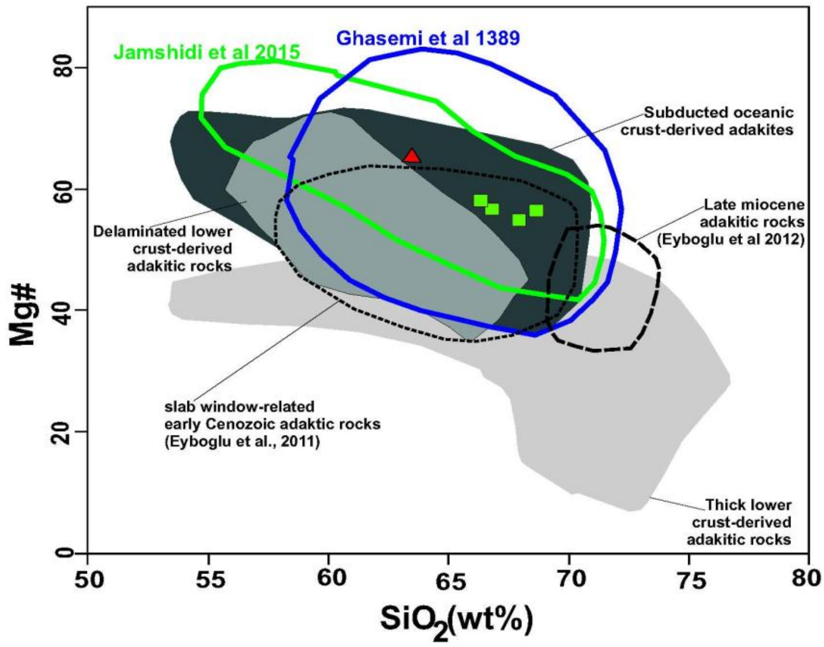
شکل ۱۰- جایگاه ترکیب شیمیایی نمونه‌های گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در نمودار SiO_2 دربرابر FeO/MgO (Wang *et al.*, 2006a) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)



شکل ۱۱- نمونه‌های گنبدهای آداکیتی چکنه (جنوب قوچان) در نمودار SiO_2 دربرابر Al_2O_3 (Wang *et al.*, 2006a) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)



شـکل ۱۲- موقعیـت نمونـه‌هـای گنبـدهای آداکیتـی چکنـه (جنـوب قوچـان) در نمـودار SiO_2 دربرابـر Yb (Wang *et al*., 2006a) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)

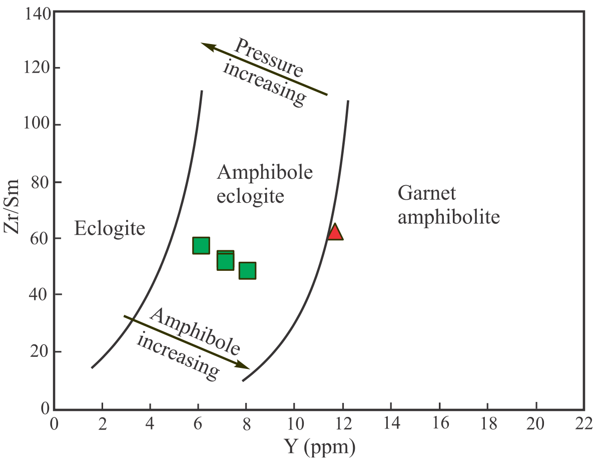


شکل ۱۳- موقعیت نمونه‌های گنبدهای آداکیتی چکنه (جنوب قوچان) در نمودار #Mg دربرابر SiO_2 در محدودهٔ آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده (Wang *et al*., 2006a) و آداکیت‌های حاصل از پنجره اسلب (Eyuboglu *et al*., 2012) (نمادها همانند شکل ۶)

خوشـــبختانه در ســـال‌هـــای اخیـــر گنبـــدهای جنـوب منطقـهٔ چکنـه و اطـراف سـبزوار را بسـیاری از پژوهشـگران (مانند: Tanha, 2009; Ghasemi *et al*., 2010; Fathabadi, 2014; Jamshidi *et al*., 2014, 2015a, 2015b; Jamshidi, 2015; Gardideh *et al*., 2018) بررســی کــرده‌انــد و داده‌هــای شــماری از ایــن پژوهشــگران نیــز بــه شــکل‌هــای ۱۱، ۱۲ و ۱۳ افـزوده شـده است. علـت

انتخاب داده‌های این پژوهشگران، بررسی‌های کامل‌تر آنها در منطقه و داشتن نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ افزون‌بر داده‌های عنصرهای اصلی، کمیاب و سن‌سنجی است. همان‌گونه‌که در این شکل‌ها دیده می‌شود، سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه در محدودهٔ داده‌های Ghasemi و همکاران (۲۰۱۰) و Jamshidi و همکارن (۲۰۱۴، ۲۰۱۵a، ۲۰۱۵b) جای گرفته‌اند. ازاین‌رو، برای سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه نیز خاستگاهی همانند آن گنبدها (یعنی ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده) در نظر گرفته می‌شود. همچنین، ازآنجایی‌که ژرفای موهو در منطقهٔ بررسی‌شده از ۴۴ کیلومتر کمتر گزارش شده است (Dehghani and Makris, 1983) و به باور Wang و همکاران (۲۰۰۵)، پوستهٔ زیرین مسئول پیدایش ماگماهای آداکیتی چکنه نبوده است؛ زیرا به باور نامبردگان، برای پیدایش چنین آداکیت‌هایی به ضخامت بیشتر از ۵۵ کیلومتر نیاز است. افزون‌بر آن، آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب پوستهٔ زیرین، $K_2O>Na_2O$ و آنومالی منفی Sr دارند که برخلاف این ویژگی‌ها در سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه هستند (جدول ۱؛ شکل ۷). ازاین‌رو، اگرچه سنگ‌های بررسی‌شده گاه در بخش مشترک آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده و پوستهٔ زیرین جای گرفته‌اند، برپایهٔ شواهد یادشده، داشتن خاستگاه پوستهٔ زیرین برای آنها منتفی است.

برپایهٔ ویژگی‌های یادشده، گمان می‌رود ماگمای مادر سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده منشأ گرفته است. ازاین‌رو، تهی‌شدگی این سنگ‌ها از HREE و Y به‌همراه مقدارهای بالای نسبت Sr/Y در آنها (جدول ۲)، نشانهٔ حضور گارنت به‌عنوان فاز کانیایی بجامانده در محل خاستگاه ماگما در هنگام ذوب‌بخشی فشار بالاست (Rapp *et al.*, 2006). تهی‌شدگی از عنصرهای HFS (مانند: Nb و Ti) در این سنگ‌ها نیز نشان‌دهندهٔ‌حضور فازهای کانیایی بجامانده معمول (مانند: مونازیت، آپاتیت، اسفن، روتیل، ایلمنیت و آمفیبول پارگازیتی تیتانیم‌دار) در پوستهٔ اقیانوسی دگرگون‌شدهٔ گارنت‌آمفیبولیتی/ اکلوژیتی در سنگ خاستگاه ماگماست (Xiong *et al.*, 2005). این نکته با جایگیری این سنگ‌ها در محدودهٔ اکلوژیت آمفیبول‌دار و گارنت‌آمفیبولیت نیز سازگار است (شکل ۱۴).



شکل ۱۴- جایگاه نمونه‌های گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در نمودار Y دربرابر Zr/Sm (Deng *et al.*, 2017)

همچنین، همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، با افزایش SiO_2 در سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه، مقدار Yb آنها کم می‌شود که این نکته نشان‌دهندهٔ خاستگاه‌گرفتن ماگمای سازندهٔ این سنگ‌ها از ذوب‌بخشی سنگ‌های گارنت و آمفیبول‌دار (اکلوژیت

آمفیبول‌دار و گارنت‌آمفیبولیت) است (شکل ۱۲؛ Dokuz *et al.*, 2006).

زمین‌شیمی ایزوتوپی

در کل، سنگ‌های آداکیتی از سه خاستگاه متمایز سرچشمه می‌گیرند:

(۱) ذوب‌بخشی ورقهٔ اقیانوسی فرورونده با ترکیب بازالتی که مذاب پدیدآمده در هنگام بالاآمدن با پریدوتیت گوهٔ گوشته‌ای اندکی واکنش داده است؛

(۲) ذوب‌بخشی پوستهٔ قاره‌ای زیرین در ژرفای بیشتر از ۵۵ کیلومتر؛

(۳) ذوب گوهٔ گوشته‌ای پریدوتیتی متاسوماتیسم‌شده که ترکیب آن با سیال‌ها و مذاب‌های فلسیک پدیدآمده از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده تحول پیدا کرده است (Martin, 1999; Martin *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2005; Wang *et al.*, 2006a, b).

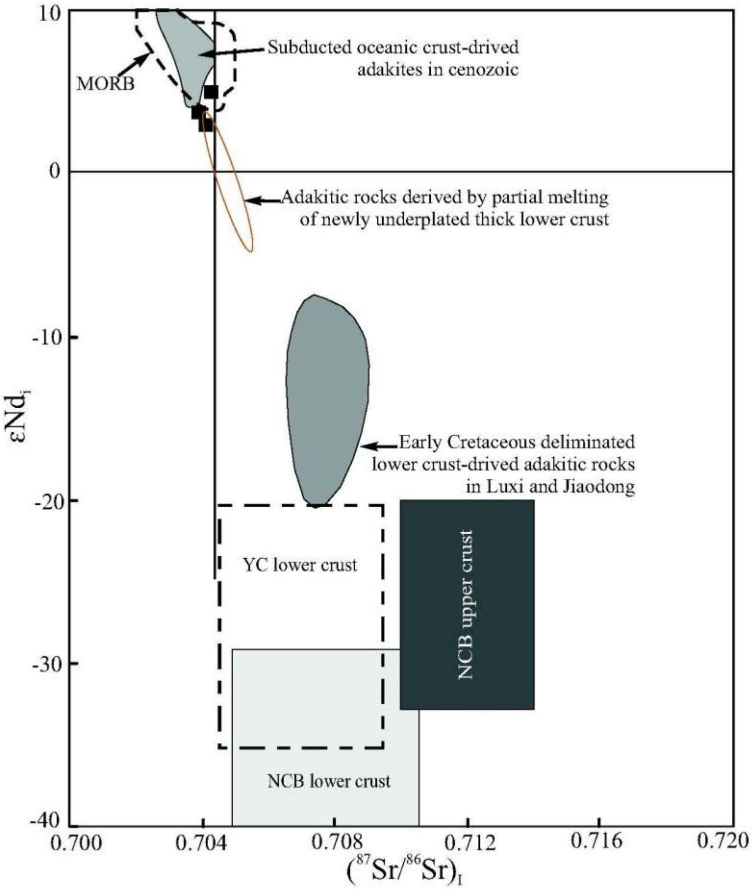
همان‌گونه‌که پیشتر گفته شد، ماگمای مادر سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه از نوع سرشار از سیلیس (HSA) بوده است که با محل خاستگاه شمارهٔ ۱ همخوانی دارد.

برای اطمینان بیشتر دربارهٔ ترکیب محل خاستگاه این سنگ‌ها، از داده‌های ایزوتوپی Sm-Nd و Rb-Sr سنگ کل نیز بهره گرفته شد. مقدارهای نسبت $(^{143}Nd/^{144}Nd)_{10Ma}$ در این سنگ‌ها در محدودهٔ ۰/۵۱۲۸ تا ۰/۵۱۲۹ و مقدارهای نسبت $(^{87}Sr/^{86}Sr)_{10Ma}$ آنها نیز از ۰/۷۰۳۹ تا ۰/۷۰۴۲ متغیر است (جدول ۳). سن ۱۰ میلیون سال پیش که برای به‌دست‌آوردن مقدارهای اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$، $^{143}Nd/^{144}Nd$ و εNd به‌کار برده شده است، برپایهٔ سن‌سنجی‌های جدید روی کانی‌های زیرکن است که Gardideh و همکاران (۲۰۱۸) آن را انجام داده‌اند.

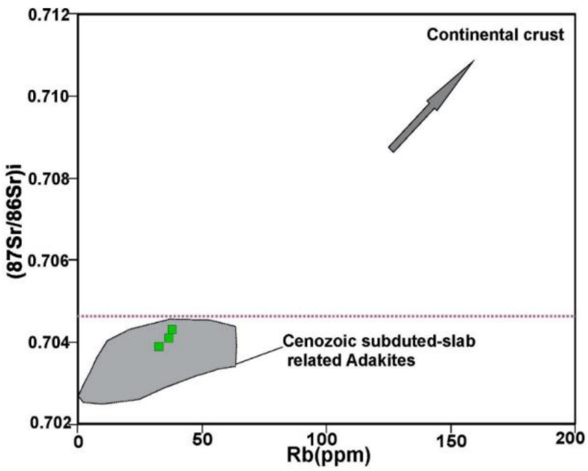
سنگ‌های آداکیتی بررسی‌شده مقدارهای εNd_{10Ma} مثبتی (۲/۹۵ تا ۴/۸) دارند و در نمودار تغییر $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه دربرابر εNd، در محدودهٔ MORB و نزدیک به محدودهٔ آداکیت‌های پدیدآمده از ذوب‌بخشی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده و سنگ‌کرهٔ گوشته‌ای زیر پوستهٔ ضخیم‌شده جای می‌گیرند (شکل ۱۵). همچنین، این سنگ‌ها دور از آداکیت‌های حاصل از ذوب پوستهٔ قاره‌ای زیرین ورقه‌ورقه‌شده (delaminated crust) و محدوده‌های پوسته زیرین و بالایی جای گرفته‌اند (Wang *et al.*, 2015). این نکته نشان می‌دهد آداکیت‌های منطقهٔ چکنه به احتمال بالا از ذوب سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده پدید آمده‌اند؛ زیرا آداکیت‌هایی پدیدآمده از ذوب پوستهٔ زیرین εNd (۲- تا ۵-) و نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه بالایی (۰/۷۰۷۲ تا ۰/۷۰۷۵) دارند (Wang *et al.*, 2005). نمونه‌های بررسی‌شده در نمودار $^{87}Sr/^{86}Sr$ دربرابر Rb (Drummond *et al.*, 1996) نیز در میدان آداکیت‌های برخاسته از پوستهٔ اقیانوسی فرورondهٔ سنوزوییک جای گرفته‌اند (شکل ۱۶).

نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه گنبدهای آداکیتی منطقهٔ چکنه همانندِ نسبت‌های گنبدهای آداکیتی مناطق سبزوار –کاشمر– قوچان (۰/۷۰۳۸ تا ۰/۷۰۴۶؛ Jamshidi و همکاران، ۲۰۱۴) هستند. این مقدارها، گرچه کم هستند، از میانگین این نسبت در ماگماهای برخاسته از گوهٔ گوشته‌ای در پهنه‌های فرورانش (۰/۷۰۳۵) بالاتر هستند (Sun and McDonough, 1989). ازاین‌رو، گمان می‌رود

ماگمای سازندهٔ سنگ‌های منطقه از ذوب‌بخشی یک سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده و رسوب‌های روی آن در یک پهنهٔ فرورانشی در مرز فعال قاره و آلودگی ماگمای یادشده با مواد پوستهٔ قاره‌ای در هنگام بالاآمدن و جایگزینی پدید آمده‌اند.



شکل ۱۵- جایگاه سه نمونه برگزیده از سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در نمودار نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه دربرابر εNd_{10Ma} (این شکل با تلفیق نمودارهای پیشنهادیِ Wang و همکاران (۲۰۱۵) و Liu و همکاران (۲۰۰۹) رسم شده است)

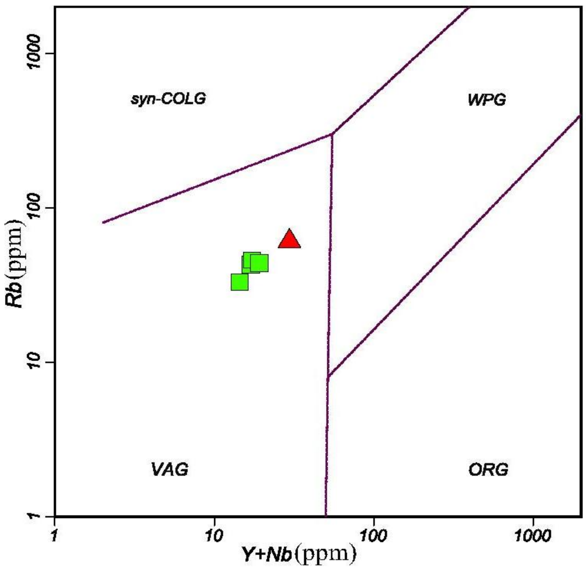


شکل ۱۶- جایگاه سه نمونه برگزیده از سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه (جنوب قوچان) در نمودار Rb دربرابر $^{87}Sr/^{86}Sr$ (Drummond *et al*., 1996)

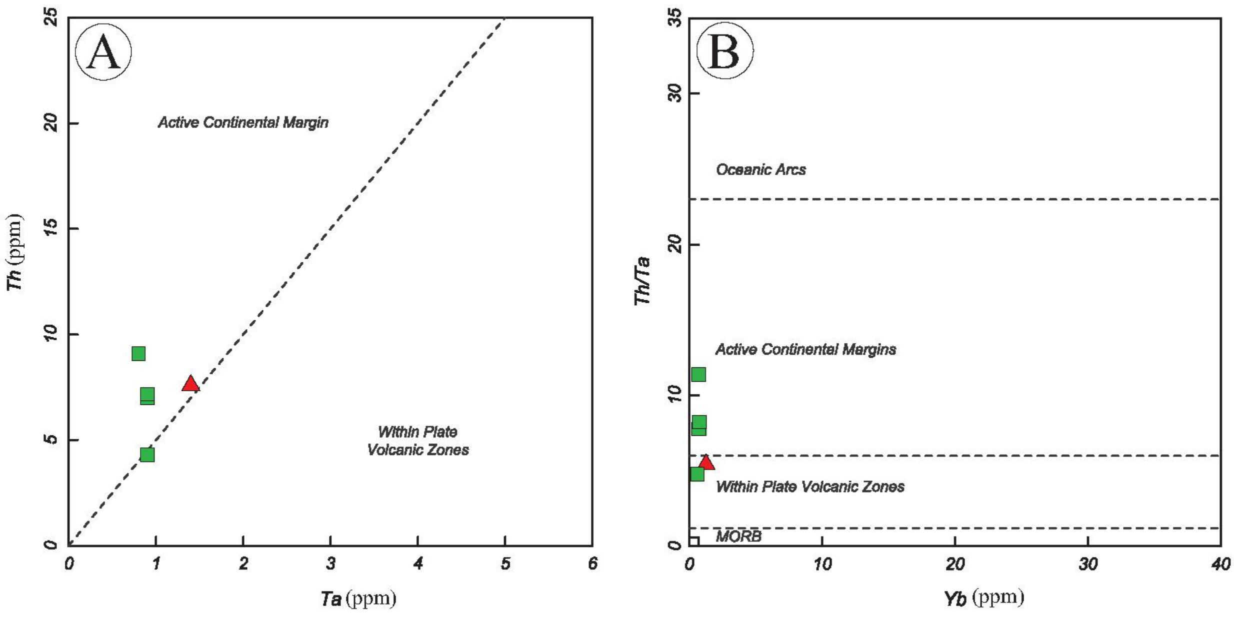
محیط زمین‌ساختی

فرایندهایی مانند دگرسانی پس از جایگزینی شاید ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین‌شیمیایی اولیهٔ سنگ‌های آتشفشانی را تغییر دهند و در بازسازی شرایط دیرینه زمین‌ساخت آنها مشکلاتی پدید آورند. با وجود این، به‌کارگیری نمودارهای محیط زمین‌ساختی برپایهٔ عنصرهای نامتحرک کارگشاست. ازاین‌رو، نمودار دومتغیرهٔ Y+Nb دربرابر Rb (شکل ۱۷) برای شناخت جایگاه زمین‌ساختی و خاستگاه احتمالی پیدایش ماگمای کالک‌آلکالن سازندهٔ سنگ‌های آداکیتی منطقهٔ چکنه به‌کار برده شد. در

ایـــن نمـــودار، نمونـــه‌هـــای بررســـی‌شـــده در گســـترۀ گرانیتوییـــدهای کمـــان آتشفشـــانی جـــای گرفتـــه‌انـــد. همچنـــین، در ایـــن راســـتا نمودارهـــای شناســـایی پهنـــۀ زمـین‌ساختی پیـدایش ماگمـا نیـز بـه‌کـار بـرده شـدند (شـکل ۱۸). در همـه آنهـا، نمونـه‌های بررسـی‌شـده ویژگـی‌هـای حاشـیۀ فعـال قـاره‌ای را نشـان مـی‌دهنـد. این پهنه‌های زمـین‌ساختی بـا جهـت شـیب سـنگ‌کـرۀ اقیانوسـی نئـوتتیس شـاخه سـبزوار کـه در هنگـام فـرورانش بـه‌سـوی شـمال‌خـاوری و بـه زیـر لبـه خـاوری رشته کـوه‌هـای البـرز (پهنـه بینـالود) بـوده اسـت، کـاملاً سـازگار هسـتند. گمـان مـی‌رود سـنگ‌هـای آداکیتـی منطقـۀ چکنـه در پـی ذوب سـنگ‌کـرۀ اقیانوسـی در ۱۰ میلیون سال پیش (میوسن) پدید آمده‌اند.



شکل ۱۷- جایگاه سنگ‌هـای گنبـدهای آداکیتـی منطقـۀ چکنـه (جنوب قوچان) در نمودار شناسایی پهنۀ زمـین‌سـاختی پیـدایش ماگما (Pearce *et al*., 1984) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)



شکل ۱۸- نمونه‌های گنبدهای آداکیتی منطقۀ چکنه (جنوب قوچان) در نمودارهـای شناسـایی پهنـۀ زمـین‌سـاختی پیـدایش ماگمـا (Schandl and Gorton, 2002) (نمادها همانند شکل ۶ هستند)

نتیجه‌گیری

سنگ‌های گنبـدهای آذریـن منطقـۀ چکنـه ترکیـب داسیت و تراکیت دارند و سرشت کالک‌آلکـالن و سرشـت آداکیتی پرسیلیس پدیدآمده از ذوب سنگ‌کرۀ اقیانوسـی فرورونده هستند. ویژگی‌های زمین‌شیمیایی این سنگ‌هـا (مانند: تهـی‌شـدگی از HREE و Y بـه‌همـراه مقـدارهای بالای Sr/Y) نشـان‌دهنـدۀ پیـدایش ماگمـای مـادر ایـن سنگ‌ها در فشار بـالا هسـتند. همچنـین، تهـی‌شـدگی از عنصرهای HFS (مانند: Nb و Ti) در ایـن سـنگ‌هـا نیـز حضور فازهای کانیایی بجاماندۀ دیرگـداز (ماننـد روتیـل و

آمفیبول تیتانیم‌دار) در محل خاستگاه را نشان می‌دهد. همه این ویژگی‌ها بازگوکنندهٔ پیدایش ماگمای سازندهٔ سنگ‌های آداکیتی یادشده از ذوب‌بخشی خاستگاهی گارنت‌آمفیبولیتی یا اکلوژیت آمفیبول‌دار حاصل از دگرگونی سنگ‌کرهٔ اقیانوسی فرورونده سبزوار در زمان میوسن است. نسبت‌های اولیه $^{87}Sr/^{86}Sr$ و $^{143}Nd/^{144}Nd$ این سنگ‌ها نیز این نکته را تایید می‌کنند.

سپاس‌گزاری

نگارندگان از حوزهٔ معاونت پژوهشی دانشگاه صنعتی شاهرود برای حمایت‌های مالی و معنوی از انجام این پژوهش سپاس‌گزاری می‌کنند.

منابع

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R. (2011) Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geological Magazine 148(5-6): 692-725.

Aghabazzaz, F. (2012) Petrogenesis of calc-alkaline and adakitic volcanic rocks in north Firouzeh, west Neyshabour. MSc thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).

Aghanabati, A. (2004) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).

Baker, D. R. (1998) Granitic melt viscosity and dike formation. Journal of Structural Geology 20(9-10): 1395-1404.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. and Berberian, M. (1982) Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. Journal of the Geological Society 139(5): 605-614.

Best, M. G. (2003) Igneous and Metamorphic Petrology. 2nd Edition. Oxford Blackwell Science.

Boynton, W. V. (1984) Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Developments in geochemistry (Ed. Henderson, P.) 2: 63-114.

Defant, M. J. and Drummond, M. S. (1990) Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. Nature 347(6294): 662-665.

Defant, M. J. and Kepezhinskas, P. (2001) Evidence suggests slab melting in arc magmas. EOS, Transactions, American Geophysical Union 82(6): 62-70.

Dehghani, G. A. and Makris, J. (1983) The gravity field and crustal structure of Iran. Geodynamics Project (Geotraverse) in Iran. Geological Survey of Iran, Tehran, Report No. 51: 51–68.

Deng, J., Yang, X., Qi, H., Zhang, Z. F., Mastoi, A. S. and Sun, W. (2017) Early Cretaceous high-Mg adakites associated with Cu-Au mineralization in the Cebu Island, Central Philippines: Implication for partial melting of the paleo-Pacific Plate. Ore Geology Reviews 88: 251-269.

Dokuz, A., Tanyolu, E. and Genç, S. (2006) A mantle and a lower crust-derived bimodal suite in the Yusufeli (Artvin) area, NE Turkey: trace element and REE evidence for subduction-related rift origin of Early Jurassic Demirkent intrusive complex. International Journal of Earth Sciences 95(3): 370-394.

Drummond, M. S., Defant, M. J. and Kepezhinkas, P. K. (1996) Petrogenesis of slab-derived trondhjemite–tonalite–dacite/adakite magmas. Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences 87(1-2): 205-215.

Eyuboglu, Y., Chung, S. L., Santosh, M., Dudas, F. O. and Akaryal, E. (2011) Transition from shoshonitic to adakitic magmatism in the Eastern Pontides, NE Turkey: implications for slab window melting. Gondwana Research 19(2): 413-429.

Eyuboglu, Y., Santosh, M., Yi, K., Bektas, O. and Kwon, S. (2012) 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: 218-232.

Fatahi, A. A. (2003) Petrogenesis, facies and eruption mechanism of Markoh volcano, Sarvelayat area, SW Quchan. M.Sc. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).

Fathabadi, F. (2014) Geology, petrology and geochemistry of subvolcanic domes of Moghiseh area (SW-Sabzevar). M.Sc. thesis, Shahrood University OF Technology, Shahrood, Iran (in Persian).

Foley, F., Norman, J., Pearson, N.J., Rushmer, T., Turner, S. and Adam, J. (2013) Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand. Journal of Petrology 54(4): 703-744.

Gaetani, G. A. (2004) The influence of melt structure on trace element partitioning near the peridotite solidus. Contributions to Mineralogy and Petrology 147(5): 511-527.

Gardideh, S., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2018) Geochemistry, Sr-Nd isotopic ratio and U-Pb dating of Neogene Adakitic Domes of Quchan-Esfarayen magmatic arc, Northeast of Iran. Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26(2): 455-478 (in Persian).

Ghasemi, H., Sadeghian, M., Khanalizadeh, A. and Tanha, A. (2010) 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): 347-370 (in Persian).

Jamshidi, K. (2015) Petrology, geochemistry and petrogenesis of north Bahshtin Adakitic Domes, Sabzevar. Ph.D. thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).

Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Miao, L. (2015a) U-Pb age dating and determination of source region composition of post-ophiolite adakitic domes of Sabzevar. Iranian Journal of Petrology 6(23): 21-138 (in Persian).

Jamshidi, K., Ghasemi, H. and Sadeghian, M. (2014) Petrology and geochemistry of the Sabzevar post-ophiolitic high silica adakitic rocks. Iranian Journal of Petrology 5(17): 51-68 (in Persian).

Jamshidi, K., Ghasemi, H., Troll, V. R., Sadeghian, M. and Dahren, B. (2015b) Magma storage and plumbing of adakite-type post-ophiolite intrusions in the Sabzevar ophiolitic zone, NE Iran. Solid Earth Discussions 6(2): 49-72.

Kay, R. W. (1978) Aleutian magnesian andesites: melts from subducted Pacific Ocean crust. Journal of Volcanology and Geothermal Research 4(1-2): 117-132.

Kirkpatrichk R. G. (1977) Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhe and Alane lava lakes Kilauea volcano, Hawaii. Geological Society of America Bulletin 88: 78-84.

Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. American Mineralogist 68(1-2): 277-279.

Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Journal of Petrology 27(3): 745-750.

Liu, S., Hu, R. Z., Gao, S., Feng, C. X., Yu, B. B., Qi, Y. Q., Wang, T., Feng, G. Y. and Coulson, I. M. (2009) Zircon U-Pb age, geochemistry and Sr-Nd-Pb isotopic compositions of adakitic volcanic rocks from Jiaodong, Shandong province, eastern China: constraints on petrogenesis and implications. Journal of Asian Earth Sciences 35(5): 445-458.

Martin, H. (1999) Adakitic magmas: modern analogues of Archaean granitoids. Lithos 46(3): 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): 1-24.

Mielke, P. and Winkler, H. G. F. (1979) Eine bessere Berechnung der Mesonorm fuer granitische Gesteine. Neues Jahrbuch für Mineralogie, Monatshefte 10: 471-480.

Mohammadi, E., Ghorbani, G. and Shafaii Moghadam, H. (2015) Geochemistry and Petrogenesis of the Adakites in the Southern Domains of the Northern Sabzevar Ophiolites; With Emphasis on Sr-Nd-Pb Isotopes Results. Iranian Journal of Geoscience 24(95): 51-62 (in Persian).

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(3): 380-398.

Pearce, J. A., Harris, N. B. W. and Tindle, A. J. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rock. Journal of Petrology 25: 956-83.

Pourlatifi, A. (2006) Akhlamad Geological Quadrangle Map 1:100000, No. 7763, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

Rapp, R. P., Shimizu, N., Norman, M. D. and Applegate, G. S. (2006) Reaction between slab derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa. Chemical Geology 160(4): 335-356.

Rossetti, F., Nasrabady, M., Vignaroli, G., Theye, T., Gerdes, A., Razavi, S. M. H. and Moin Vaziri, H. (2010) Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): Implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in central Iran. Terra Nova 22(1): 26–34.

Schandl, E. S. and Gorton, M. P. (2002) Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. Economic Geology 97(3): 629-642.

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(3): Tc3013.

Shafaii Moghadam, H. S., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I. (2009) Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): Short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. Comptes Rendus Geoscience 341(12): 1016-1028.

Shand, S. J. (1943) Eruptive Rocks. 2nd Edition, John Wiley, New York, US.

Soltani Dehnavi, A. (2010) Petrology and Geochemistry of Tertiary volcanic rocks from NW Neyshabur, Iran. M.Sc. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (in Persian).

Stewart, M. L. and Pearce, T. H. (2004) Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results. American Mineralogist 89(2-3): 348-351.

Sun, S. S. and McDonough, W. S. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications 42(1): 313-345.

Taheri-Sarteshnizi, A. (2017) Geochemistry and Isotopic Geology of Dacite Domes of Chakaneh Area. MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).

Tanha, A. (2009) Petrogenesis of Neogene Igneous Rocks in the North Anbarabad (Mashkan). MSc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (in Persian).

Wang, H., Fu, B., Xu, Z., Lu, X., Lu, J., Li, H., Qu, W., Yang, X., Chen, W. and Zhang, J. (2015) Geology, geochemistry, and geochronology of the Wangjiazhuang porphyry–breccia Cu (–Mo) deposit in the Zouping volcanic basin, eastern North China Block. Ore Geology Reviews 67: 336-353.

Wang, Q., McDermott, F., Xu, J. F., Bellon, H. and Zhu, Y. T. (2005). Cenozoic K-rich adakitic volcanic rocks in the Hohxil area, northern Tibet: lower-crustal melting in an intracontinental setting. Geology 33(6): 465-468.

Wang, Q., Wyman, D. A., Xu, J. F., Zhao, Z. H., Jian, P., Xiong, X. L., Baoa, Z. W., Lid,. C. F. and Bai, Z. H. (2006a) Petrogenesis of Cretaceous adakitic and shoshonitic igneous rocks in the Luzong area, Anhui Province (eastern China): Implications for geodynamics and Cu–Au mineralization. Lithos 89(3): 424-446.

Wang, Q., Xu, J. F., Jian, P., Bao, Z. -W., Zhao, Z. H., Li, C. F., Xiong, X. L. and Ma, J. L. (2006b) Petrogenesis of adakitic porphyries in an extensional tectonic setting, Dexing, South China: Implications for the genesis of porphyry copper mineralization. Journal of Petrology 47(1): 119–144.

Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology 20: 325-343.

Xiong, X. L., Adam, J. and Green, T. H. (2005) Rutile stability and rutile/melt HFSE partitioning during partial melting of hydrous basalt: implications for TTG genesis. Chemical Geology 218(3-4): 339–359.