



شیمی کانی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه کلاته (شمال-غربی خور): شاهدی بر فعالیت ماقمایی تریاس پسین در پهنه ساختاری ایران مرکزی

سولماز بلوچی^{*}، محمود صادقیان^۱، حبیب ا... قاسمی^۱، جای مینگو^۲، چیولی لی^۲، ژانگ یانبین^۲

۱- دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود، شاهرود، ایران

۲- موسسه زمین‌شناسی و رئوفیزیک، انجمن علوم چین، پکن، چین

(دریافت مقاله: ۹۶/۱۰/۶، نسخه نهایی: ۹۶/۱۲/۱۲)

چکیده: توده‌های نفوذی دیوریتی و دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ منطقه کلاته (شمال غربی شهر خور)، سنگ‌های مجموعه پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی جندق-عروسان را قطع کرده‌اند. بازدیدهای صحرایی، سنگ‌نگاری و بررسی‌های زمین‌شیمیایی بیانگر ماهیت گرانیت‌وئیدی نوع I این توده‌های نفوذی، رابطه همزادی آن‌ها با یکدیگر و ماهیت آهکی-قلیابی پتابسیم متوسط تا پتابسیم بالای آن‌هاست. ماقمایی سازنده آن‌ها، از ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای دگرنهاده روی پهنه فروراش ورقه فروزانده نئوتیس، سرچشمۀ گرفته است. زایش ماقمایی مورد نظر، در یک محیط کششی پشت کمانی درون ورقه قاره‌ای قرار گرفته بر روی پهنه فروراش نئوتیس صورت گرفته است. سن سنجی U-Pb بر زیرکن‌های جداشده از این سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی نشانگر گستره سنی 213.9 ± 1.6 تا 211.6 ± 1.6 میلیون سال پیش (تریاس پسین) برای آن‌هاست. این سنگ‌های آذرین تظاهرات ماقمایی فاز کوهزادی سیمرین پیشین هستند.

واژه‌های کلیدی: دیوریت؛ آلکالی فلدسپار گرانیت؛ تریاس پسین؛ فروراش نئوتیس؛ کلاته؛ خور.

همچنین توده‌های گرانیتی هستند. در این مقاله علاوه بر شیمی کانی‌های سازنده توده نفوذی کوچک دیوریتی و دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی و زمین‌شیمی آنها، برای نخستین بار نتایج سن سنجی آنها که به روش اورانیم-سرب بر دانه‌های زیرکن جدا شده از آنها به دست آمده ارائه می‌شود. این توده‌ها و دایک‌ها، تا کنون مورد بررسی زمین‌شیمیایی، سن و سنگ‌شناسی دقیق قرار نگرفته و ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، سن و خاستگاه ماقمایی آن‌ها مشخص نشده بود.

روش پژوهش

پس از مرور نتایج پژوهش‌های پیشین و انجام بازدیدهای صحرایی، تعداد ۱۱۰ نمونه سنگی با کمترین دگرسانی، جهت بررسی‌های سنگ‌شناسی برداشت شد. مقاطع نازک و نازک-

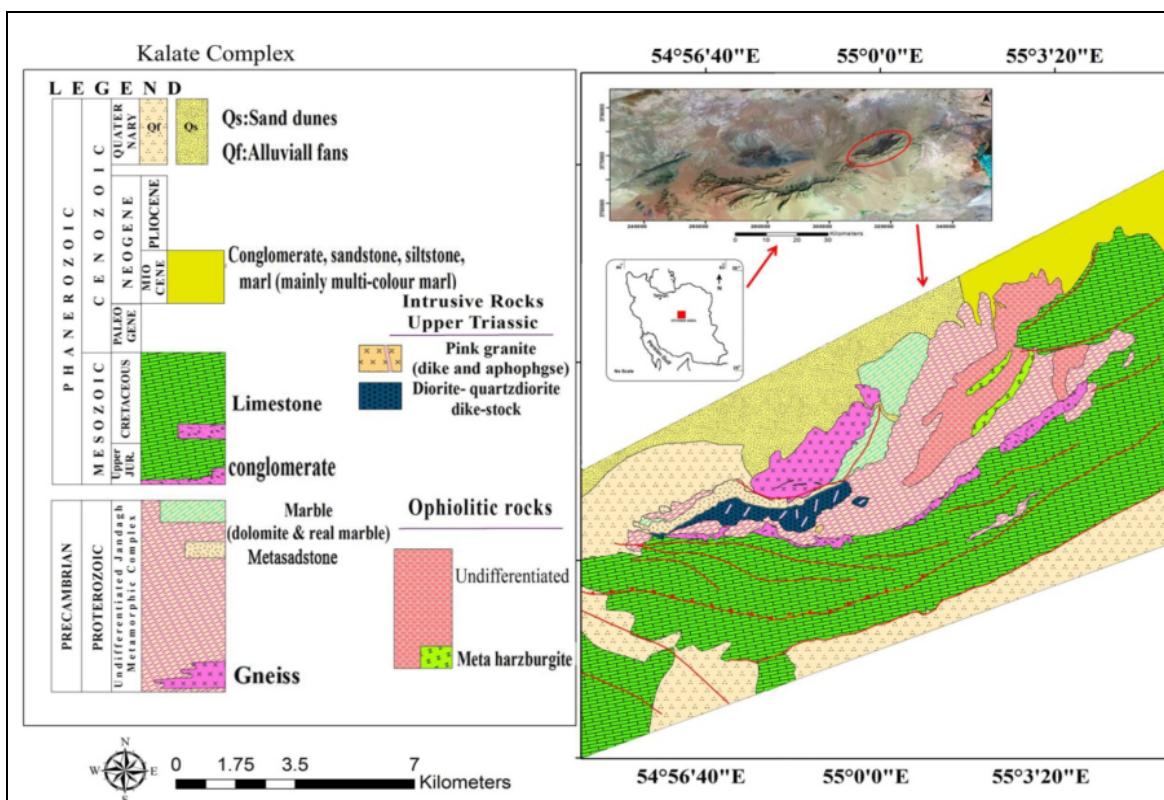
مقدمه

منطقه کلاته، در ۳۵ کیلومتری شمال غربی شهرستان خور در استان اصفهان، بین طول‌های جغرافیایی $54^{\circ}11' - 55^{\circ}27'$ تا $33^{\circ}53' - 34^{\circ}16'$ شمالی، در شرقی و عرض‌های جغرافیایی 41° تا 42° شمالی، در کناره جنوبی پهنه کویر بزرگ واقع است. این منطقه، جزئی از پهنه ساختاری ایران مرکزی است که بخشی از سرزمین‌های آذرین و دگرگونی پی‌سنگی نئوپروتروزوئیک پایانی جندق-عروسان را دربر می‌گیرد. این سرزمین‌های دگرگونی پی‌سنگی دارای طیف سنگ‌شناسی بسیار متنوعی شامل متاپلیت‌ها (میکاشیست‌ها و گنیس‌ها)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دلومیتی)، متاپاریت‌ها (آمفیبولیت‌ها و گارتنت آمفیبولیت‌ها)، مجموعه افیولیتی دگرگون شده (دونیت‌ها، هارزبورزیت‌ها، بازالت‌ها و ...)، متاپسامیت‌ها (متاسندستون و متاگریوک) و

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۴۱۷۷۲۸۰۶، پست الکترونیکی: baluchi.solmaz@yahoo.com

حل و رقیق شدن. عناصر Rb, Sr, Sm و Nd توسط روش کروماتوگرافی جدا شده و با روش TIMS اندازه‌گیری شد. زیرکن‌ها جهت سنجی به روش U-Pb, پس جدایش از نمونه‌های سنگی شده و مونت‌ها با طلا پوشانده شدند. اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوبی U-Pb-Th به روش SIMS توسط دستگاه CAMECA IMS 1280 انجام گرفت. قطر پرتو در نظر گرفته شده برای نقاط مورد آنالیز ۲۰ میکرون است. جهت تجزیه نقطه‌ای سطح مقاطع نازک صیقلی با لایه‌ای از کربن پوشیده و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفتند. دستگاه ریزپردازندۀ از نوع JEOL JXA-8100 ساخت کشور ژاپن و شرایط آزمایش شامل ولتاژ 15kV , جریان ریزکاو $1 \times 10^{-8}\text{ A}$ دمای $22\text{--}23^\circ\text{C}$ و رطوبت 30% بوده و از نمونه استاندارد GB/T 1561-2002 ساخت کشور چین استفاده شده است. قطر نقاط تجزیه شده ۱ تا ۵ میکرون است. سرانجام، براساس برداشت‌های صحرایی و نتایج بررسی‌های آزمایشگاهی به ویژه سن‌های جدید، نقشه جدید زمین‌شناسی منطقه تهیه گردید (شکل ۱).

صیقلی تهیه شده از نمونه‌ها در آزمایشگاه میکروسکوپی دانشگاه صنعتی شاهرود بررسی شد. ۶ نمونه از دیوریت‌ها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ با کمترین دگرسانی جهت انجام تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب و تعیین نسبت‌های ایزوتوبی انتخاب و فرآیند خردایش و نرمایش آنها در دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شد. مقادیر عناصر اصلی به روش طیفسنجی فلئورسانس پرتو X (به روش قرص) و عناصر کمیاب به روش طیفسنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی، ICP-MS (به روش ذوب)، نسبت‌های ایزوتوبی Sr-Nd گرمایی، TIMS، سنجی جرمی یون ثانویه، SIMS، و همچنین تجزیه نقطه‌ای ریزپردازشی، EPMA، تعدادی از کانی‌ها (حدود ۶۰ نقطه) در مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین انجام شد. نمونه‌های سنگی پودر شده جهت بررسی ایزوتوبی Sr-Nd پس از اندازه گیری‌های بسیار دقیق وزنی، بررسی و تعیین نسبت‌های ایزوتوبی اسیدهای $\text{HF} + \text{HNO}_3 + \text{HClO}_4$



شکل ۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه کلاته به همراه جایگاه آن در سرزمین ایران و همچنین تصویر ماهواره‌ای نشان دهنده گستره مجموعه دگرگونی - آذرین جندق عروسان.

شده‌اند. شواهد جدایش ماقمایی از دیوریت‌ها به سوی آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در مقیاس صحرایی تا میکروسکوپی قابل مشاهده و بی‌گیری است.

با توجه به مشاهدات صحرایی، آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ اغلب بصورت دایک دیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و عموماً رخمنون پیوسته و مستقلی از آنها دیده نمی‌شود. پهنانی دایک‌ها و رگه‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ از چند سانتی‌متر تا ۲ متر و طول آنها از چند متر تا ده‌ها متر متغیر است. رنگ صورتی آنها به دلیل فراوانی ارتوز صورتی رنگ و جایگزینی Fe^{+3} به جای Al^{+3} در ساختار این کانی است. در برخی مناطق همچون شمال شرقی چاه حسین آقا، دایک‌ها و رگه‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی و پگماتیتی صورتی رنگ موردنظر، به قدری فراوان‌اند که شبکه شبه داربستی را به نمایش گذاشته‌اند. در بخش‌های پگماتیتی، ساختهای گرافیکی و پرتیتی در مقیاس ماکروسکوپی به روشنی قابل مشاهده هستند. بر اثر گرمای ناشی از توده‌های نفوذی دیوریتی بر سنگ‌های متاکربناتی میزان، این سنگ‌ها دستخوش باز تبلور شده و به مرمرهای آهکی- دولومیتی سفید رنگ دانه درشت تبدیل شده‌اند. به دلیل داشتن مرز تدریجی و ریشه گرفتن گرانیت‌های صورتی رنگ از درون دیوریت‌ها، در برداشت‌های صحرایی کاملاً روشن است که آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ از تبلور جدایشی پیشرفت دیوریت‌ها نتیجه شده‌اند. آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ قادر آنکلاوهای زینولیتی هستند. نبود آنکلاوهای زینولیتی در گرانیت‌های همراه با دیوریت‌ها و گابروها تأییدی بر دگرگونی آن‌ها از طریق تبلور جدایشی ماقمای مافیک است [۱].



(ب)

زمین‌شناسی منطقه
در منطقه کلاته در شمال‌غربی خور، بخشی از سرزمین‌های پی‌سنگی آذرین- دگرگونی نئوبروتروزوئیک پایانی معروف به مجموعه دارای طیف سنگ‌شناسی بسیار متنوعی است. همانند دیگر مجموعه‌های مشابه در مناطق همجوار (جنوب شهرود، ساغند، پشت بادام، نی‌باز، و ...)، متاپلیت‌ها (میکاشیست‌ها و گنیس‌ها)، متاکربنات‌ها (مرمرهای آهکی و دولومیتی)، متاپازیت‌ها (آمفیبولیت‌ها و گارنت آمفیبولیت‌ها)، مجموعه آفیولیتی دگرگون شده (متادونیت، متاهارزبورزیت، متاپلاست و ...)، متاپسامیت‌ها (متاسندستون و متاگری وک) و همچنین توده‌های گرانیتی از اجزای مهم این مجموعه بی‌سنگی هستند. تعدادی توده نفوذی کوچک دیوریتی به همراه دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی به درون این سنگ‌های دگرگونی نفوذ کرده‌اند. توده‌های دیوریتی توسط دایک‌های گرانیتی و رگه‌های پگماتیتی - گرانیتی صورتی رنگ قطع شده‌اند (شکل ۲ الف). ساختهای پگماتوئیدی به طور موضعی، با افزایش مقدار آب و فراهم‌شدن شرایط برای تشکیل هورنبلندهای سبز دانه درشت، آشکارا در مقیاس صحرایی و نمونه دستی قابل مشاهده هستند، بطوری که اندازه بلورهای هورنبلندهای سبز در برخی نقاط تا ۴ سانتی‌متر می‌رسد (شکل ۲ ب). با ادامه روند جدایش ماقمایی و کاهش FeO و MgO از یک سو و افزایش SiO_2 از سوی دیگر، بر مقدار پلاژیوکلاز افزوده شده و کوارتز نیز به صورت یک کانی بین دانه‌ای غیرخودشکل به مجموعه کانیابی سازنده سنگ افزوده شده است. در برخی موارد، مقدار کوارتز به بیش از ۱۰ درصد می‌رسد و می‌توان سنگ را کوارتزدیوریت نامید. در برخی مناطق، دیوریت‌ها به شدت گسل خورده و اپیدوتی



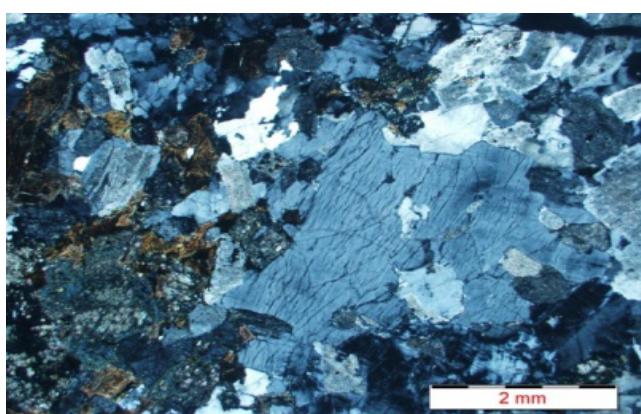
(الف)

شکل ۲ تصاویری از روابط صحرایی بین دیوریت‌ها و دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی. الف) قطع شدگی دیوریت‌ها توسط دایک‌های آلکالی فلدسپار گرانیتی صورتی رنگ و رابطه زایشی نزدیک آن‌ها با یکدیگر، ب) ساخت پگماتوئیدی در پگماتوئید دیوریت‌ها.

سوسوف [۳] به روش‌های اثر شکافت 179 ± 8 میلیون سال پیش و پتاسیم – آرگن 177 ± 5 و 183 میلیون سال پیش برای این سنگ‌ها در نظر گرفته شده است. روشن است که بکارگیری این دو روش برای مجموعه‌های قدیمی و چندفازی کاملاً اشتباه است. سن سنجی‌های جدید بر اساس روش U-Pb بر زیرکن‌های جدا شده از سنگ‌های با ترکیب دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی، سن حدود 221 تا 221 میلیون سال را نشان می‌دهند که معادل تریاس پایانی است. در ادامه، نتایج سن‌سنجی این سنگ‌ها به تفصیل توضیح داده می‌شود. علاوه بر توده‌های آذرین تریاس پایانی، شیل و ماسه سنگ‌های ژوراسیک، آهک‌های کرتاسه، مارنهای میوسن و نهشته‌های کواترنری نیز در منطقه رخنمون دارند که در برخی نقاط بر روی مجموعه پی‌سنگی جندق قرار گرفته‌اند (شکل ۱).

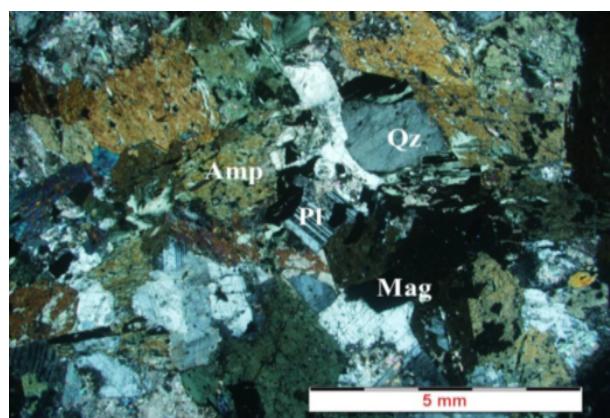
سنگ‌نگاری و شیمی کانی‌ها

دیوریت‌ها دارای بافت‌های دانه‌ای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار، دانه‌متوسط تا دانه‌ریز و بسیار دانه درشت (پگماتوئیدی) هستند (شکل ۳). کانی‌های اصلی سازنده این سنگ‌ها شامل هورنبلندسیز و پلاژیوکلاز هستند. بیوتیت به مقدار کم در این سنگ‌ها یافت می‌شود و با توجه به مقدار فراوانی آن می‌توان بیوتیت را به طور موردنی در زمرة کانی‌های اصلی یا فرعی قرار داد. برخی از پلاژیوکلازها به سریسیت و کلسیت دگرسان شده‌اند. مگنتیت، آپاتیت، ایلمنیت، اسفن و زیرکن جزء کانی‌های عارضه‌ای دیوریت‌ها محسوب می‌شوند. اپیدوت، کلریت، کلسیت و هیدروکسیدهای آهن و منگنز نیز از جمله کانی‌های ثانویه این سنگ‌ها هستند.



(ب)

ابراهیمیان [۲] گرانیتوئیدهای شرق جندق را که سنگ‌های مورد بحث در این پژوهش بخشی از آنها به حساب می‌آیند، بررسی کرده است. او گرانیتوئیدهای این منطقه را که درون یا همراه با مجموعه دگرگونی جندق رخنمون دارند را به چهار فاز تقسیم کرده است که عبارتند از: فاز اول) آلکالی گرانیت، سینینوگرانیت، مونزوگرانیت، گرانودیوریت، کوارتزدیوریت و دیوریت (با ترکیب غالب مونزوگرانیت)، فاز دوم) آلکالی گرانیت، سینینوگرانیت و مونزوگرانیت (با ترکیب غالب گرانیتی قلیایی)، فاز سوم) آلکالی گرانیت، سینینوگرانیت، مونزوگرانیت و گرانودیوریت (با ترکیب غالب گرانودیوریتی) و فاز چهارم) پگماتیت با ترکیب آلکالی گرانیت و سینینوگرانیت. بررسی‌های جدید صحرایی این پژوهش به همراه تعیین سن‌های ایزوتوپی به روش U-Pb بر روی زیرکن نشان می‌دهد که از بین چهار فاز تعیین شده توسط ابراهیمیان، فاز سوم در واقع گنسیس‌های میلیونی‌شده‌ای هستند که بر اساس سن‌سنجی‌های جدید دارای سن 537.6 ± 3.1 میلیون سال هستند و به نئوپروتروزوئیک پایانی تعلق دارند و نسبت دادن آنها به ژوراسیک میانی کاملاً نادرست است. فاز چهارم که شامل سنگ‌های پگماتیتی جنوب معدن میکا-فلدسپار جندق است، با توجه به شواهد صحرایی دارای ارتباط زیشی با سنگ‌های دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی است و در واقع فراورده ذوب بخشی این دگرگونی‌ها در شرایط اوج دما اوج دمای دگرگونی دگرگونی ناحیه‌ای نوع بارووین است و نسبت دادن آنها به ژوراسیک میانی نیز نادرست است. گستره سنی ژوراسیک پیشین تا میانی، براساس تعیین سن‌های انجام شده توسط



(الف)

شکل ۳ (الف) بافت دانه‌ای در دیوریت‌ها به همراه حضور هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، کوارتز و مگنتیت؛ (ب) همرشدی بین ارتوکلاز و آلبیت و ایجاد بافت پریت در آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ. Amp: آمفیبول، Qz: کوارتز، Pl: پلاژیوکلاز، Mag: مگنتیت؛ علامه اختصاری کانی‌ها از

مرجع [۴] برگرفته شده است.

ریزپردازشی، مشاهدات سنگنگاری را تأیید می‌کند.

زمین‌شیمی

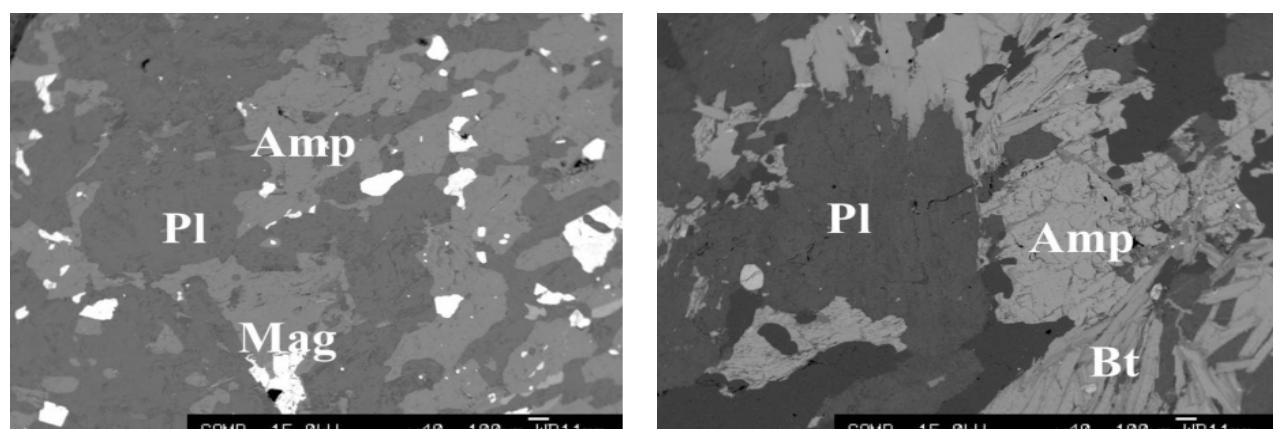
ترکیبات عناصر اصلی، کمیاب و خاکی نادر سه نمونه از دیوریتها و سه نمونه از دایک‌های گرانیتی کلاوه در جدول ۲ آرائه شده است. به دلیل پراکندگی و عدم دقت نتایج داده‌های عناصر کمیاب و خاکی نادر [۲]، تنها از نتایج تجزیه عناصر اصلی مرجع [۲] در برخی از نمودارها استفاده شده است. در نمودارهای نامگذاری سنگ‌های آذرین، از جمله نمودار SiO_2 در برابر $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ [۷]، دیوریتها در قلمرو سنگ‌های گابرویی و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها در قلمرو گرانیت و گرانو‌دیوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵ الف). البته مشاهدات سنگنگاری، نام گابرو را تأیید نمی‌کند. دلیل این امر، حضور گسترده هورنبلندسیز، نبود پیروکسن و حضور پلازیوکلاز آندزینی است. به دلیل فراوانی آب در محیط تبلور ماقمای دیوریتی، تبلور هورنبلندسیز بر پیروکسن برتری یافته است و فراوانی هورنبلند سبز در این سنگ‌ها سبب پایین بودن مقدار SiO_2 و قرار گرفتن آن‌ها در گستره ترکیبی گابرو شده است. با توجه به نمودار زمین‌شیمیایی [۸]، سنگ‌های آذرین درونی مورد مطالعه دارای ماهیت آهکی-قلیایی پتانسیم متوسط تا بالا هستند (شکل ۵ ب). دیوریتها دارای ماهیت متال‌الومین و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ دارای ماهیت پرآلومین ضعیف هستند.

آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ دارای بافت‌های دانه‌ای شکل دار تا نیمه‌شکل دار، خط میخی یا گرافیک، گرانوفیری و پرتیتی هستند. فلدسپارهای پتانسیم‌دار همچون ارتوکلاز و میکروکلین به همراه کوارتز سازندهای اصلی این سنگ‌ها هستند. پلازیوکلاز به مقدار کمتر در آنها یافت می‌شود. زیرکن، مگنتیت و آپاتیت از کانی‌های عارضه‌ای و سریسیت و کلسیت از کانی‌های ثانویه موجود در این سنگ‌ها هستند. رنگ صورتی این سنگ‌ها به دلیل فراوانی فلدسپارهای صورتی رنگ و به واسطه جایگزینی مقادیر کمی Fe^{+3} به جای Al در شبکه بلوری ارتوکلاز است (شکل ۳).

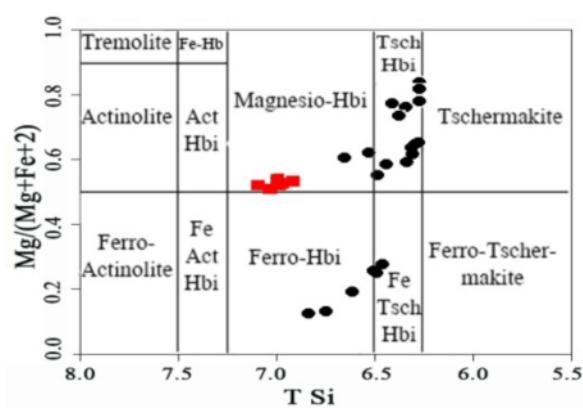
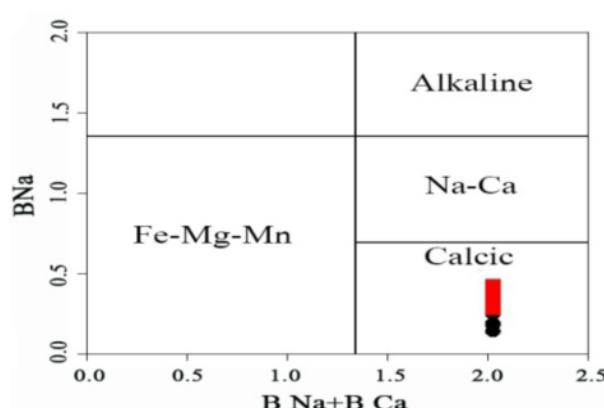
بر اساس داده‌های تجزیه نقطه‌ای (جدول ۱) و با توجه به نمودارهای مراجع [۵، ۶، ۷]، آمفیبولهای موجود در دیوریتها از نوع آمفیبولهای کلسیمی و هورنبلند چرم‌کاکیتی و چرم‌کاکیتی آهن دار هستند. آمفیبولهای موجود در گرانیت‌ها نیز از نوع منیزیوهومنبلند هستند. پلازیوکلازهای موجود در دیوریتها و آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها به ترتیب دارای ترکیب آندزینی و آلبیتی هستند بیوتیت‌های موجود در آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها دارای نسبت $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ بالاتری نسبت به بیوتیت‌های موجود در دیوریت‌ها و در ضمن، دارای Al با همارایی ۴ بیشتری هستند. تعدادی از فلدسپارهای پتانسیمی تجزیه شده نیز در نزدیکی قطب ارتوکلاز قرار می‌گیرند (شکل ۴). با توجه به مشاهدات سنگنگاری فلدسپارهای پتانسیمی از نوع ارتوپرتوکلین و میکروکلین هستند. نتایج به دست آمده از تجزیه

جدول ۱ نتایج میانگین تجزیه نقطه‌ای (EPMA) کانی‌های سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی کلاوه.

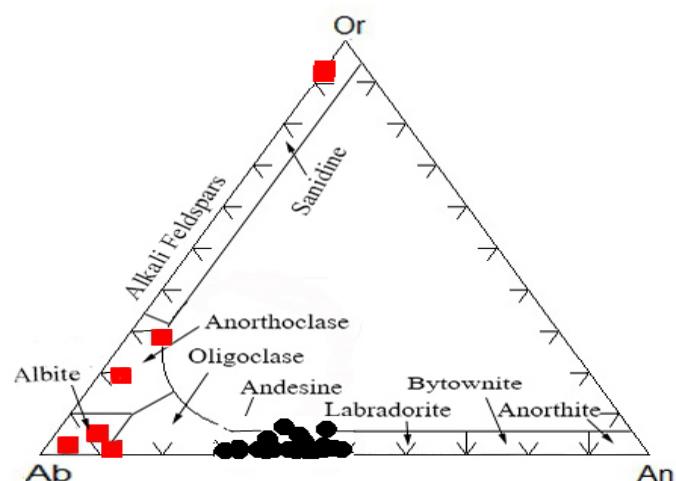
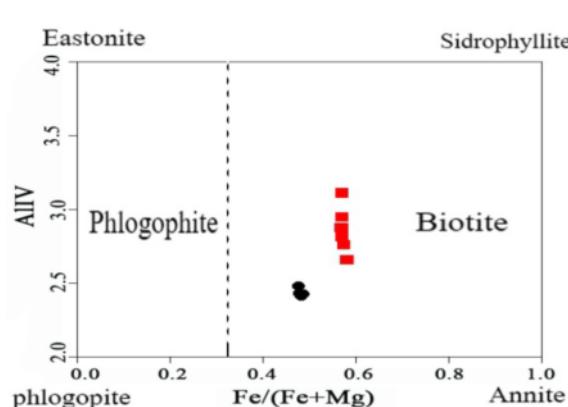
	آمفیبول		بیوتیت		پلازیوکلاز		آلکالی فلدسپار
	دیوریت	گرانیت	دیوریت	گرانیت	دیوریت	گرانیت	
SiO_2	۴۵,۷۵	۴۶,۴۸	۲۶,۲	۳۱,۳۳	۵۷,۴۱	۶۷,۱۲۵۶۷	۶۵,۳۰۲
Al_2O_3	۱۴,۴۳	۷,۸۹	۱۶,۲۹	۱۶,۲۴	۲۶,۳۸	۲۰,۳۳۲۶۷	۱۷,۹۲۲
FeO	۱۲,۶۷	۱۷,۵۵	۱۷,۹۱	۲۵,۴۸	۰,۱	۰,۲۶۵	۰,۰۵۵
MgO	۹,۴۳	۹,۹۱	۱۰,۷۶	۱۰,۶۱	۰,۰۷	۰,۰۹۹	۰
CaO	۱۰,۱۹	۱۱,۸	۰,۰۶	۰,۱۷	۸,۳۲	۱,۳۹۹۶۶۷	۰,۰۱۲
Na_2O	۲,۱۹	۰,۸۶	۰,۲۱	۰,۰۴	۶,۴	۹,۷۵۵	۰,۶۸۵
K_2O	۰,۶۴	۰,۷۹	۸,۸۸	۳,۲۸	۰,۲۸	۰,۴۸۰۶۶۷	۱۵,۲۰۴
TiO_2	۰,۹۱	۰,۸۵	۲,۵۵	۲,۳۳	۰,۰۱	۰,۰۰۵	۰
MnO	۰,۲۸	۰,۴۷	۰,۲۷	۰,۵۳	۰,۰۱	۰,۰۰۷	۰
Cr_2O_3	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱۲۳۳۳	۰
NiO	۰,۰۱	۰,۰۱	۰	۰,۰۲	۰	۰,۰۰۱	۰
مجموع	۹۶,۵۶	۹۶,۶۵	۹۳,۱۶	۹۰,۰۳	۹۹,۰۱	۹۹,۴۸۳	۹۹,۱۸



(الف)



(ب)

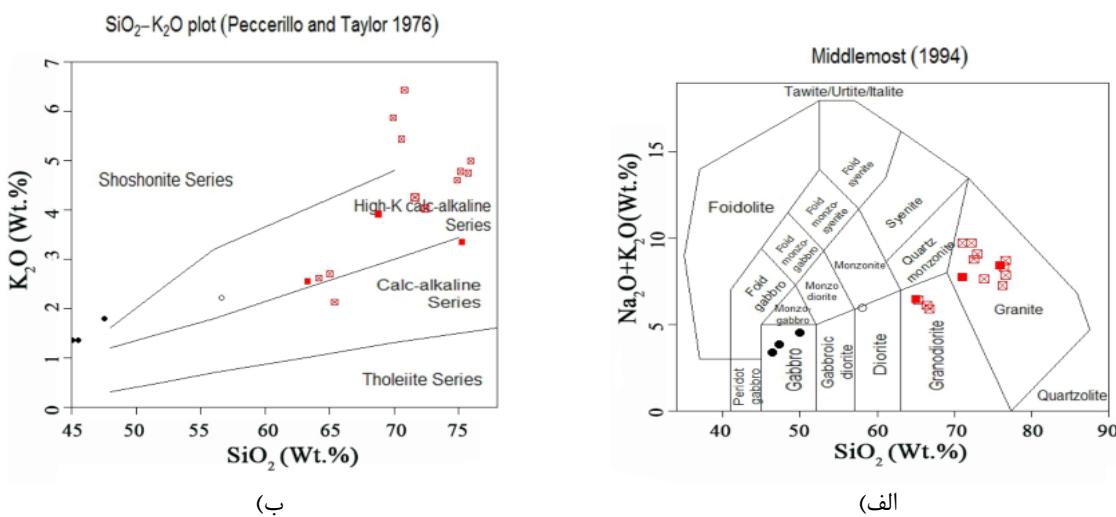


(پ)

شکل ۴ (الف) تصاویر الکترونی پس پراکنشی از برخی از کانی‌های منتخب تجزیه شده به روش EPMA. Amp: آمفیبول، Pl: پلازیوکلاز، Mag: مگنتیت؛ علائم اختصاری کانی‌ها از مرجع [۴] برگرفته شده است. موقعیت آمفیبول‌ها، فلدسپارها و بیوتیت‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در (ب) نمودارهای ردمندی آمفیبول‌ها [۵] و (پ) نمودارهای ردمندی پلازیوکلازها و بیوتیت‌ها [۶]. علامت مرغی: گرانیت‌ها و دایره: دیوریت‌ها. برای توضیحات بیشتر متن را ببینید.

جدول ۲ نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های گرانیت‌وئیدی ترباس پسین منطقه کلاته به روش XRF و ICP-MS

شماره نمونه	BJA-340-5	BJA-341-3	BJA-335	BJA-320-1	BJA-370	BJA-336-1
	دیوریت			آلکالی فلدسپار گرانیت		
SiO ₂ (Wt.%)	۴۵,۰۳	۴۵,۵۲	۴۷,۵۵	۶۹,۵۷	۷۵,۲۷	۶۳,۳۳
TiO ₂ (Wt.%)	۱,۳۹	۱,۰۹	۰,۶۲	۰,۴	۰,۲	۰,۶۱
Al ₂ O ₃ (Wt.%)	۱۸,۱۲	۲۱,۴۳	۱۷,۸۹	۱۴,۱۱	۱۳,۴۴	۱۵,۲۴
Fe ₂ O ₃ (Wt.%)	۱۰,۸۸	۷,۴۶	۹,۸۲	۲,۷۷	۰,۵۴	۶,۰۷
MnO (Wt.%)	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۲۲	۰,۱۱	۰,۰۲	۰,۲۵
MgO (Wt.%)	۸,۹	۷,۱	۸,۵۱	۱,۵	۰,۱۳	۲,۷۵
CaO (Wt.%)	۱۰,۴۴	۱۰,۴۶	۷,۱۷	۱,۱	۱,۱۹	۲,۳۳
Na ₂ O (Wt.%)	۱,۹۱	۲,۳۵	۲,۵	۳,۵۹	۴,۹۸	۳,۷۶
K ₂ O (Wt.%)	۱,۳۵	۱,۳۶	۱,۷۹	۳,۹۹	۳,۳۴	۲,۵۴
P ₂ O ₅ (Wt.%)	۰,۱۶	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۱۲
L.O.I	۲,۱۲	۲,۵۶	۳,۹	۱,۸۲	۱,۱	۲,۱۶
مجموع	۱۰۰,۳	۹۹,۵	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰,۳	۱۰۰,۲
Sc (ppm)	۸۲,۸	۶۶,۳	۴۵,۶	۸,۷۷	۲,۴۹	۱۹,۹
V (ppm)	۶۲۲	۴۲۵	۴۲۴	۵۷,۱	۳,۹۷	۱۲۲
Cr (ppm)	۱۹۹	۵۹,۶	۸۰,۳	۲۸	۱۹,۱	۴۳,۱
Co (ppm)	۴۷,۶	۳۲,۱	۳۷,۲	۷,۹۳	۰,۷۳۲	۱۵,۸
Ni (ppm)	۳۸,۶	۲۵	۱۶,۱	۶,۱۹	۳,۸۶	۱۲,۱
Ga (ppm)	۱۷,۹	۱۷,۱	۱۵,۱	۱۵,۵	۱۴,۲	۱۶,۲
Rb (ppm)	۳۷,۱	۴۱,۷	۶۸,۳	۱۴۶	۱۵۱	۸۰,۳
Sr (ppm)	۴۹۸	۶۴۲	۴۰۸	۲۰۱	۹۲,۵	۳۳۱
Y (ppm)	۲۱,۹	۱۸,۳	۱۵	۲۳,۵	۱۹,۳	۲۰,۹
Cs (ppm)	۱۱,۲	۱۳,۴	۱۳,۴	۵,۹۶	۷,۴۸	۲,۳۹
Ba (ppm)	۲۲۸	۳۲۰	۲۸۰	۵۸۴	۶۶۷	۹۵۳
Th (ppm)	۱,۶	۰,۸۷	۱,۲۵	۱۳	۱۲	۵,۰۹
U (ppm)	۰,۱۹۲	۰,۲۱۷	۰,۳۴۴	۲,۴	۴,۴۸	۱,۶۴
Nb (ppm)	۲,۰۲	۲,۵۵	۲,۱۲	۹,۹۹	۱۱	۸,۹۶
Ta (ppm)	۰,۲۱۷	۰,۱۷۳	۰,۲۶۲	۰,۹	۱,۷۱	۰,۸۸۱
Zr (ppm)	۴۱,۲	۳۳,۳	۲۳,۳	۶۰,۷	۶۱,۴	۵۸,۷
Hf (ppm)	۱,۶۹	۱,۳۴	۱	۲,۳۵	۲,۹۴	۰,۸۴۸
La (ppm)	۹,۶۲	۶,۱۸	۶,۴۴	۲۸,۴	۷,۲۱	۱۵,۳
Ce (ppm)	۱۹,۲	۱۴,۱	۱۴,۴	۵۴,۹	۱۵	۳۲,۷
Pr (ppm)	۲,۶۳	۲,۰۷	۱,۹۴	۶,۲۲	۱,۷۲	۴,۳۸
Nd (ppm)	۱۳,۳	۱۰,۶	۸,۴۵	۲۲,۳	۶,۲۲	۱۹,۳
Sm (ppm)	۳,۶	۲,۷۷	۱,۹۹	۴,۴۹	۱,۶۴	۴,۵۸
Eu (ppm)	۱,۱	۰,۹۱۶	۰,۶۹۱	۰,۸۴۶	۰,۳۱۷	۰,۹۸۳
Gd (ppm)	۳,۵۵	۲,۷۸	۲,۰۵	۴,۲۷	۱,۶۵	۴,۸۳
Tb (ppm)	۰,۷۲۹	۰,۵۶۸	۰,۴۳۹	۰,۷۸	۰,۴۶	۱,۰۲
Dy (ppm)	۴,۱۳	۳,۴۷	۲,۶۲	۴,۴۷	۳,۱	۶,۱۷
Ho (ppm)	۰,۸۴۸	۰,۶۹۱	۰,۵۵۴	۰,۸۴۷	۰,۶۴۸	۱,۲۶
Er (ppm)	۲,۲۳	۱,۸۶	۱,۵۳	۲,۳۹	۱,۹۹	۳,۵۷
Tm (ppm)	۰,۳۶۸	۰,۳۱	۰,۲۷۳	۰,۴۱۶	۰,۴۲۹	۰,۶۵۱
Yb (ppm)	۲,۱۵	۱,۸۳	۱,۷۶	۲,۵۴	۲,۸۷	۴,۰۲
Lu (ppm)	۰,۲۹۲	۰,۲۴۲	۰,۲۳۹	۰,۳۵۹	۰,۴۰۳	۰,۵۵۵



شکل ۵ جایگاه نمونه‌های سنگی متعلق به تودههای دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیت صورتی رنگ تریاسپسین کلاته در (الف) نمودار $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ در برابر SiO_2 [۷]، (ب) نمودار K_2O در برابر SiO_2 [۶]، جهت تعیین سری ماقمایی. علامت مرتع: آلکالی فلدسپار گرانیتهای صورتی رنگ (گرانیتها و گرانودیوریتها) یا به عبارت کلی گرانیتی و دایره: دیوریتها. دایره‌ها و مرتعهای توخالی نشانگر نمونه‌های سنگی برداشت شده توسط ابراهیمیان [۲] و علائم توپر نشانگر نتایج زمین‌شیمیایی این پژوهش است.

رگه‌ها و رگجه‌های غنی از ارتوزهای صورتی رنگ همراه با دیوریتها و کوارتزدیوریتها این موضوع را رد می‌کند و در واقع، این وقهه ناشی از کمبود تعداد نمونه‌های تجزیه شده است.

نمودار تغییرات مقادیر عناصر خاکی نادر بهنجار شده نسبت به کندریت [۱۱] در شکل ۷ الف نشان داده شده است. با توجه به این شکل، عناصر خاکی نادر این سنگ‌ها به ویژه انواع سبک آن، نسبت به کندریت غنی‌شدگی قابل توجه نشان می‌دهند. غنی‌بودن دیوریت‌های مورد نظر از عناصر خاکی نادر سنگین نیز با حضور مقادیر قابل ملاحظه هورنبلند سبز در دیوریتها سازگار است. همچنین غنی‌شدگی نسبی از عناصر خاکی نادر سنگین و الگوی نسبتاً مسطح آنها می‌تواند نشان‌دهنده خاستگاه ماقمایی بدون گارنت و در نتیجه مشتق شدن ماقمای والد از خاستگاه اسپینل لرزولیتی باشد [۱۲]. بعلاوه، این نمودار رابطه زایشی دیوریتها و گرانیتهای به واسطه تبلور جدایشی را نشان می‌دهد. نمودار بهنجار شده نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی نسبت به گوشه اولیه [۱۳] در شکل ۷ ب نمایش داده شده است. روندهای تقریباً مشابه و موازی نمونه‌های مورد نظر در نمودارهای عنکبوتی (بدون در نظر گرفتن برخی از ناهنجارهای ناشی از آلایش پوسته‌ای)، می‌تواند معرف خاستگاه یکسان برای سنگ‌ها باشد [۱۴]. غنی‌شدگی از عناصر Th, Pb و U و تهی‌شدگی از Nb و Ta می‌تواند نشان‌دهنده آلایش ماقمایی سازنده این سنگ‌ها با پوسته قاره‌ای

بحث

بررسی دگرگونی و رابطه زایشی بین دیوریتها و گرانیتها به منظور شناسایی عوامل مؤثر در دگرگونی سنگ‌های آذرین درونی مورد بررسی از نمودارهای دو متغیره هارکر [۹] استفاده شد. چنان که در شکل ۶ دیده می‌شود، با افزایش SiO_2 مجموع مقادیر K_2O و Na_2O افزایش یافته و در مقابل مجموع CaO ، TiO_2 ، Fe_2O_3 ، MgO و Al_2O_3 کاهش یافته‌اند. Na_2O و K_2O در ساختار کانی‌های تشکیل شده در مراحل ابتدایی جداش شرکت نمی‌کنند یا دست کم مشارکت کمتری دارند. این اکسیدها در مراحل پایانی جداش، در ساختارهای آلکالی فلدسپار، بیوتیت و پلازیوکلازهای دارای آلبیت بیشتر وارد می‌شوند. سیر تحولی فرایند تبلور بلورهای بیوتیت، هورنبلند سبز و اکسیدهای آهن-تیتانیم، روند کاهشی مقادیر MgO ، FeO و TiO_2 را در پی داشته است. اکسیدهای CaO و Al_2O_3 با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابند که بیشتر برآمده از تبلور و جداش هورنبلند سبز و پلازیوکلاز است [۱۰]. همچنین عناصر Cr ، Ni و V با افزایش SiO_2 روند کاهشی نشان می‌دهند.

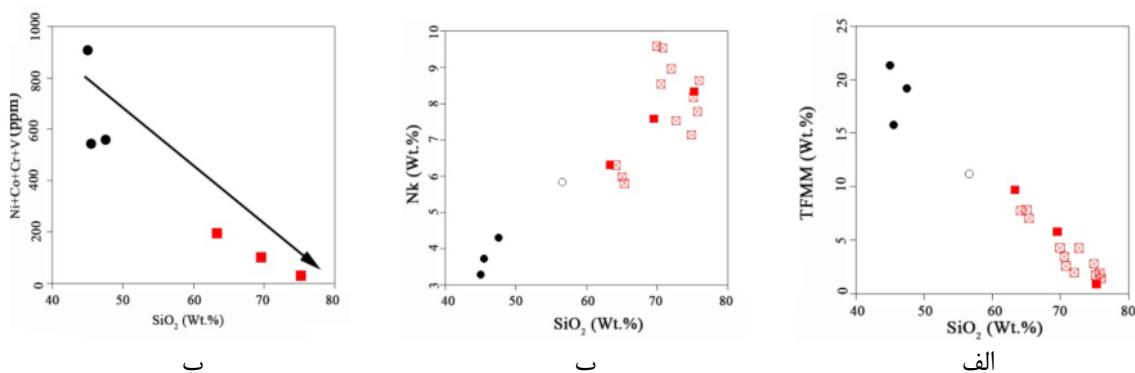
گفتنی است که در نمودارهای هارکر، بین ترکیبات دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی یک وقهه ترکیبی دیده می‌شود. در نگاه نخست می‌توان چنین برداشت کرد که بین این دو گروه سنگی ارتباط زایشی یا همزادی وجود ندارد، ولی شواهد صحرایی از جمله حضور لکه‌های موضعی غنی از ارتوز و

همخوانی خوبی نشان می‌دهد. همچنین بر اساس نمودارهای یادشده، آلکالی فلدسپار گرانیت صورتی رنگ کلاته به همراه دیوریت‌ها، در گستره گرانیت‌های نوع I قرار می‌گیرند. شواهد کانی‌شناسی همچون فراوانی هورنبلند سبز، وجود بیوتیت و مگنتیت، وابستگی این گرانیتوئیدها به گرانیتوئیدهای نوع I را تأیید می‌کند. علاوه بر ویژگی‌های زمین‌شیمیایی و شواهد کانی‌شناسی، مقادیر نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ و $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ نمونه‌ها که به ترتیب برابر ۰,۷۰۸ و ۰,۷۰۶، ۰,۵۱۲۲۲ و ۰,۵۱۲۲۱ برای دیوریت‌ها و ۰,۷۰۸ و ۰,۵۱۲۲۱ برای آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها است و با ماهیت گرانیتوئیدی نوع I آن‌ها همخوانی دارد. مقدار نسبت‌های ایزوتوپی $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ در گرانیت‌های نوع I پایین و بین ۰,۷۰۴ تا ۰,۷۰۸ است [۲۲، ۲۳].

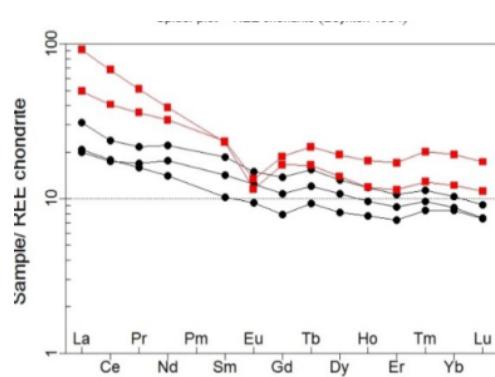
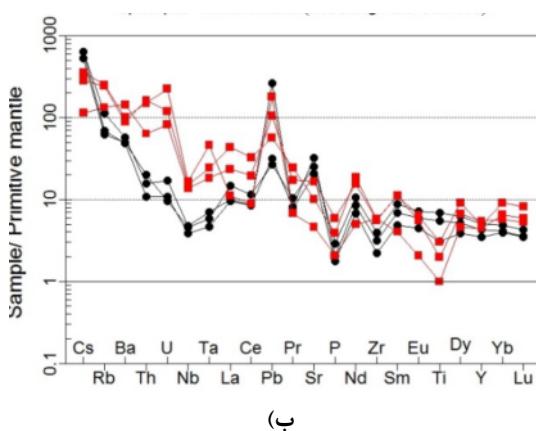
بالایی باشد [۱۵، ۱۶] و یا مطابق با مشتق شدن ماگما از یک گوشته زیر ورقه قاره ای است که توسط سیال‌های مشتق شده از ورقه فرورونده دگرنهاد شده است [۱۷]. همچنین ناهنجاری منفی Nb و Ti به تبلور فازهای تیتانیم‌دار همچون اسفن و ایلمنیت نسبت داده می‌شود [۱، ۱۸].

بررسی ماهیت زمین‌شیمیایی

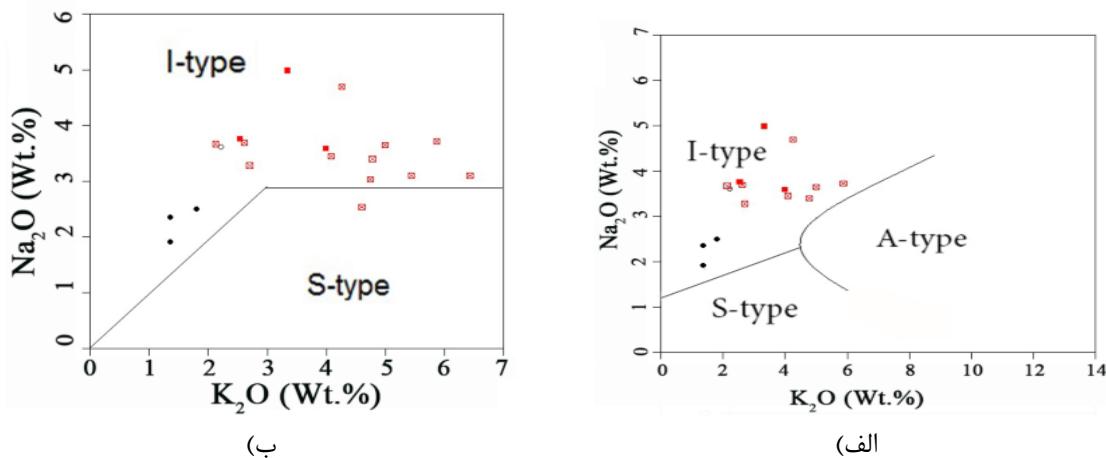
به منظور تفکیک گرانیت‌های نوع A، I و S، از نمودارهای پیشنهادی کولینز و همکاران [۱۹] و چپل و وايت [۲۰] استفاده شده است (شکل ۸). گرانیت‌های نوع I دارای ناهنجاری منفی Nb و Ta [۱۸]، ماهیت متالومین یا پرآلومین ضعیف، مقدار Na_2O نسبتاً بالا (بیشتر از ۳٪ درصد وزنی) و نسبت Ga/Al پایین ($10000^* \text{Ga}/\text{Al} < 26$) [۲۱، ۲۰] هستند. این ویژگی‌ها، با مشخصه‌های گرانیتوئیدهای کلاته



شکل ۶ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در الف و ب - نمودارهای تغییرات مجموع درصد برخی از اکسیدهای اصلی در برابر درصد وزنی SiO_2 در برابر درصد وزنی SiO_2 . برای درک بهتر تغییرات، با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، مجموع تعدادی از اکسیدهای سازگار $\text{Ni}+\text{Co}+\text{Cr}+\text{V}$ در برابر درصد وزنی SiO_2 در برابر درصد وزنی SiO_2 با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی، مجموع عناصر فرعی $\text{NK} = \text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ و $\text{TFMM} = \text{TiO}_2+\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO}+\text{MnO} \cdot \text{SiO}_2$ ، پ - نمودار تغییرات مجموع عناصر فرعی از اکسیدهای اصلی به طور همزمان به عنوان نماینده محور قائم این نمودارها در نظر گرفته شده است. علامت همانند شکل ۵ است.

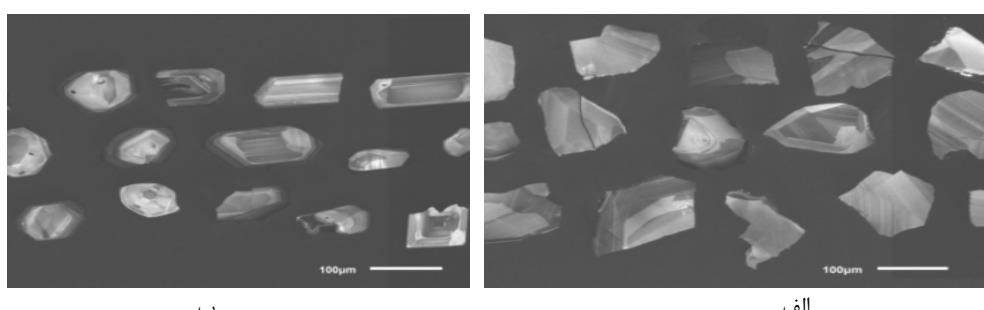


شکل ۷ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در الف - نمودار عناصر خاکی نادر بهنجار شده در برابر کندریت [۱۱] و ب) نمودار عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه [۱۳]. علامت همانند شکل ۴ است.



شکل ۸ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاهه در نمودارهای تعیین نوع گرانیتوئیدهای Na_2O نسبت به K_2O [۱۹، ۲۰]، جهت تفکیک گرانیت‌های A، I و S. علائم همانند شکل ۴ است.

خودشکل، منشوری و دارای منطقه‌بندی ترکیبی هستند. سن-سنجدی به روش SIMS و در آزمایشگاه سن-سنجدی مؤسسه زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین که دارای اعتبار جهانی است انجام شده است لذا نتایج به دست آمده (جدول ۲) از اعتبار خوب و قابل اعتمادی برخوردار است. تصاویر کاتadolominsans برخی زیرکن‌های جدا شده از نمونه‌های سنگی مورد بررسی در شکل ۹ آمده است. نتایج سن-سنجدی دو نمونه از دیوریت‌ها و سه نمونه از آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ نشان می‌دهند که آن‌ها در یک گستره زمانی بسیار کوتاه ۲۱۳ تا ۲۲۱ میلیون سال پیش (اواخر تریاس) تشکیل شده‌اند (جدول ۳ و شکل ۱۰). با توجه به این گستره سنی بسیار کوتاه و نتایج سن-سنجدی (جدول ۳ و شکل ۱۰)، تقدم و تأخیر سنی تزریق توده‌ها تنها بر اساس شواهد صحرایی امکان‌پذیر است. شواهد صحرایی (شکل ۲) آشکارا نشان می‌دهند که آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ، دیوریت‌ها را قطع کرده‌اند و در واقع بخش‌های جدایشی و جوانتر آن‌ها هستند.



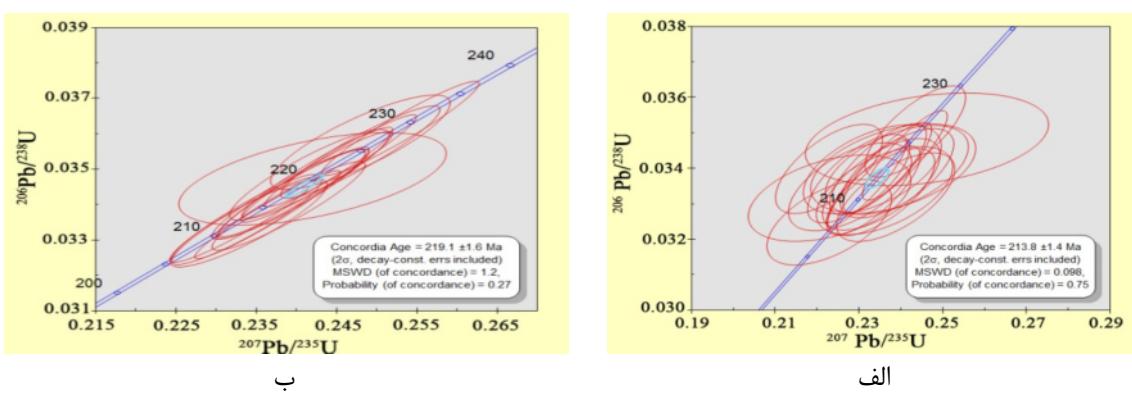
شکل ۹ تصاویر کاتadolominsans از برخی از زیرکن‌های جدا شده از: الف - دیوریت‌ها و ب) آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ کلاهه.

سن-سنجدی

سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی این پژوهش، تاکنون به خوبی بررسی، شناسایی و معرفی نشده‌اند و جایگاه سنی آن‌ها براساس شواهد چینه‌شناسی یا روش‌های سن-سنجدی نامناسب، تعیین و تفسیر شده است. به طوری که در برخی موارد آن‌ها را جزء مجموعه افیولیتی وابسته به پی‌سنگ نئوپروتروزوئیک پایانی منطقه [۲۴] و یا مربوط به ژوراسیک‌میانی [۲، ۳] به حساب آورده‌اند. براساس شواهد صحراایی، توده‌های دیوریتی به درون مجموعه دگرگونی نئوپروتروزوئیک پایانی نفوذ کرده‌اند و در مقابل کنگلومرا، شیل و ماسه‌سنگ‌های ژوراسیک‌پایانی و آهک‌های کرتاسه را قطع نکرده‌اند. در نتیجه از نظر چینه‌شناسی، جایگاه سنی این توده‌های نفوذی از ژوراسیک پسین قدیمی‌تر است. نتایج سن-سنجدی U-Pb بر زیرکن‌های جدا شده از این توده‌ها به روشنی و با دقت و درستی بالا نشان داده شده است. چنان که دیده می‌شود این سنگ‌ها به فازهای ماقمایی تریاس پسین تعلق دارند. زیرکن‌های جدا شده بیشتر

جدول ۳ نتایج تجزیه ایزوتوپی و سن‌سنگی U-Pb به روش SIMS بر زیرکن‌های نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کلاته.

نقطه	^{207}Pb	$\pm\sigma$	^{206}Pb	$\pm\sigma$	ρ	207-corr	$\pm\sigma$	نقطه	^{207}Pb	$\pm\sigma$	^{206}Pb	$\pm\sigma$	ρ	207-corr	$\pm\sigma$
نمونه	^{235}U	%	^{238}U	%		age (Ma)	%	نمونه	^{235}U	%	^{238}U	%		age (Ma)	%
۳۲۰-۱,۰۲	۰,۲۳۲۵۳	۲,۹۸	۰,۰۴۴۵	۱,۶۷	۰,۰۵۵۸۸۴	۲۱۹,۲	۳,۶	۳۴۱,۲۰	۰,۲۳۴۵۴	۲,۰۱	۰,۰۴۴	۱,۴۵	۰,۷۶۷۳	۲۱۵,۵	۲,۳
۳۲۰-۱,۰۳	۰,۲۴۶۸۳	۳,۲۸	۰,۰۴۴۸	۱,۵۹	۰,۰۴۸۴۱۴	۲۲۰,۱	۳,۵	۳۴۱,۱۹	۰,۲۴۰۹۵	۱,۷۲	۰,۰۴۴۴	۱,۰	۰,۸۷۵۱۵	۲۱۷,۷	۲,۲
۳۲۰-۱,۰۴	۰,۲۳۸۲۲	۲,۲۲	۰,۰۴۳۹	۱,۵۱	۰,۰۶۸۱۲۳	۲۱۴,۵	۳,۲	۳۴۱,۱۸	۰,۲۳۶۷۷	۱,۸۲	۰,۰۴۴	۱,۵۲	۰,۸۳۴۲۴	۲۱۵,۷	۲,۲
۳۲۰-۱,۰۵	۰,۲۴۷۷۲	۲,۱۳	۰,۰۴۴۸	۱,۵۲	۰,۰۷۱۳۹۸	۲۲۰,۱	۳,۳	۳۴۱,۱۷	۰,۲۲۲۹۲	۲,۷۳	۰,۰۴۳۵	۱,۵۲	۰,۵۵۵۸۴	۲۰۶,۲	۲,۱
۳۲۰-۱,۰۶	۰,۲۴۸۷۵	۲,۱۲	۰,۰۴۳۶	۱,۵۱	۰,۰۷۱۱۷۷	۲۲۸,۹	۳,۴	۳۴۱,۱۶	۰,۲۳۸۷۷	۲,۴۲	۰,۰۴۳۲	۱,۵۴	۰,۶۳۶۵۴	۲۰۹,۹	۲,۲
۳۲۰-۱,۰۷	۰,۲۴۱۷۲	۲,۰۱	۰,۰۴۴۶	۱,۵۱	۰,۰۷۴۹۹	۲۱۹,۳	۳,۳	۳۴۱,۱۵	۰,۲۳۱۷۶	۱,۶۹	۰,۰۴۳۶	۱,۵۱	۰,۸۹۳۸۵	۲۱۳,۱	۲,۲
۳۲۰-۱,۰۸	۰,۲۴۴۶۳	۵,۵۴	۰,۰۴۳۸	۱,۰	۰,۰۷۱۱۷	۲۲۶,۸	۳,۴	۳۴۱,۱۴	۰,۲۳۹۰۵	۲,۹۲	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۵۱۷۷۲	۲۱۵,۱	۲,۲
۳۲۰-۱,۰۹	۰,۲۴۷۸۱	۱,۸۳	۰,۰۴۳۵	۱,۵۱	۰,۰۸۲۵۹۳	۲۲۴,۵	۳,۴	۳۴۱,۱۳	۰,۲۲۲۸۵	۲,۳۴	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۶۴۶۸۱	۲۱۶,۲	۲,۲
۳۲۰-۱,۱	۰,۲۴۱۵۷	۲,۱۹	۰,۰۴۴۴	۱,۵۵	۰,۰۷۰۹۹	۲۱۸	۳,۴	۳۴۱,۱۲	۰,۲۳۵۳۲	۲,۴۴	۰,۰۴۳۵	۱,۵۷	۰,۶۴۵۷۲	۲۱۲,۶	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۰	۰,۲۵۰۰۵	۲,۸۵	۰,۰۴۳۶	۱,۵۲	۰,۰۵۷۵۶۱	۲۲۸,۱	۳,۴	۳۴۱,۱۱	۰,۲۳۹۰۶	۲,۳۲	۰,۰۴۳۹	۱,۵۱	۰,۶۵۳۲۴	۲۱۴,۵	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۱	۰,۲۵۰۲۸	۲,۸۴	۰,۰۴۳۹	۱,۵۳	۰,۰۵۳۷۲۱	۲۲۰,۸	۳,۳	۳۴۱,۱۰	۰,۲۴۳۴۶	۲,۰۲	۰,۰۴۳۵	۱,۵	۰,۷۷۴۱۲	۲۲۲	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۲	۰,۲۴۵۷۴	۲,۲۹	۰,۰۴۳۵	۱,۵۶	۰,۰۸۲۴۵	۲۲۳,۴	۳,۵	۳۴۱,۹	۰,۲۲۳	۳,۰۵	۰,۰۴۳۲	۱,۵	۰,۴۲۱۹۴	۲۱۰,۷	۲,۱
۳۲۰-۱,۱۳	۰,۲۴۳۵۵	۲,۲	۰,۰۴۳۱	۱,۵۱	۰,۰۸۸۰۸	۲۱۵,۷	۳,۴	۳۴۱,۱۰	۰,۲۳۶۱	۲,۸۲	۰,۰۴۳۴	۱,۵۲	۰,۵۳۸۴	۲۱۱,۳	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۴	۰,۲۳۸۸۴	۳,۱۲	۰,۰۴۳۱	۱,۷۴	۰,۰۵۵۷۲۹	۲۱۶	۳,۷	۳۴۱,۰۷	۰,۲۳۸۱۷	۲,۳۸	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۴۴۷۶۴	۲۱۵,۴	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۵	۰,۲۴۷۷۹	۲,۶۲	۰,۰۴۳۵	۱,۵۶	۰,۰۵۹۳۹	۲۲۴	۳,۵	۳۴۱,۰۶	۰,۲۴۶۲۴	۴,۸۲	۰,۰۴۳۸	۱,۵۳	۰,۳۱۷۷۹	۲۲۰,۴	۲,۴
۳۲۰-۱,۱۶	۰,۲۴۵۵۹	۲,۳۳	۰,۰۴۳۷	۱,۵۹	۰,۰۶۸۳۰۳	۲۲۶,۲	۳,۷	۳۴۱,۰۵	۰,۲۳۳۱۹	۲,۸۸	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۴۲۲۹۳	۲۱۵,۵	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۷	۰,۲۴۸۸۲	۳,۶۷	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۰۴۱۲۷۶	۲۲۴,۲	۳,۴	۳۴۱,۰۴	۰,۲۳۵۲۳	۲,۲۲	۰,۰۴۳۳	۱,۵۱	۰,۶۷۹۵۵	۲۱۱,۱	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۸	۰,۲۳۶۵۵	۲,۸۴	۰,۰۴۳۶	۱,۵۸	۰,۰۵۶۵۸۹	۲۱۲,۸	۳,۴	۳۴۱,۰۳	۰,۲۲۷۸۷	۲,۶۳	۰,۰۴۳۵	۱,۵۱	۰,۵۷۴۸۹	۲۱۲,۶	۲,۲
۳۲۰-۱,۱۹	۰,۲۴۰۴۵	۲,۲۳	۰,۰۴۴۸	۱,۵۱	۰,۰۶۷۸۱۴	۲۲۰,۹	۳,۳	۳۴۱,۰۲	۰,۲۳۳۵۲	۱,۹۵	۰,۰۴۳۴	۱,۵۳	۰,۷۸۴۵	۲۱۱,۵	۲,۲
۳۲۰-۱,۲۰	۰,۲۴۶۷۱	۳,۱۴	۰,۰۴۳۹	۱,۵۴	۰,۰۴۸۹۶۴	۲۲۱,۱	۳,۴	۳۴۱,۰۱	۰,۲۲۹۹۲	۲,۱۷	۰,۰۴۳۷	۱,۵۱	۰,۶۹۷۲۱	۲۱۴	۲,۲
۳۲۵,۱۶	۰,۲۳۰۲۹	۳,۴۶	۰,۰۴۳۹	۱,۵۳	۰,۰۴۴۱۲۵	۲۰۸,۳	۳,۴	۳۷۰,۰۴	۰,۲۳۲۲۳	۱,۰۹	۰,۰۴۳۸	۱,۵۱	۰,۹۰۱۹۸	۲۰۷,۷	۲,۱
۳۲۵,۱۷	۰,۲۲۷۸۷	۲,۴۲	۰,۰۴۳۱	۱,۰	۰,۰۶۲۲۴۳	۲۰۹,۹	۳,۱	۳۷۰,۰۷	۰,۲۳۴۰۸	۱,۷۱	۰,۰۴۳۵	۱,۵۱	۰,۸۸۴۱۷	۲۱۲,۲	۲,۲
۳۲۵,۱۸	۰,۲۲۳۲	۳,۱۲	۰,۰۴۳۴	۱,۶	۰,۰۵۱۱۴۱	۲۱۱,۷	۳,۴	۳۷۰,۰۶	۰,۲۳۳۸۳	۱,۶۳	۰,۰۴۳۵	۱,۵	۰,۹۲۱۸۱	۲۱۲,۶	۲,۲
۳۲۵,۱۹	۰,۲۲۱۰۱	۲,۲۲	۰,۰۴۳۸	۱,۵۱	۰,۰۶۷۶۹۶	۲۱۴,۳	۳,۴	۳۷۰,۰۵	۰,۲۳۳۴۱	۱,۶	۰,۰۴۳۶	۱,۵	۰,۹۳۹۸۹	۲۱۳,۱	۲,۲
۳۲۵,۲۰	۰,۲۲۶۷۸	۲,۹	۰,۰۴۳۸	۱,۵۹	۰,۰۵۵۰۶۳	۲۱۴,۴	۳,۴	۳۷۰,۰۴	۰,۲۳۶۴۲	۱,۰۷	۰,۰۴۳۷	۱,۵۱	۰,۹۶۱۱۲	۲۱۳,۶	۲,۲
۳۲۵,۲۱	۰,۲۳۰۵	۲,۴۷	۰,۰۴۳۹	۱,۵۱	۰,۰۶۳۸۸	۲۱۴,۶	۳,۴	۳۷۰,۰۳	۰,۲۳۹۰۵	۱,۶۳	۰,۰۴۳۴	۱,۵	۰,۹۴۳۷۲	۲۱۵,۱	۲,۲
۳۲۵,۲۲	۰,۲۳۶۶۷	۲,۴۲	۰,۰۴۳۹	۱,۵۱	۰,۰۶۲۶	۲۱۵,۱	۳,۴	۳۷۰,۰۲	۰,۲۳۹۰۶	۱,۶۳	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۹۲۵۶۴	۲۱۷,۳	۲,۲
۳۲۵,۲۳	۰,۲۳۴۹۵	۲,۳۹	۰,۰۴۳۴	۱,۵۵	۰,۰۶۴۷۶۹	۲۱۵,۵	۳,۴	۳۷۰,۰۱	۰,۲۳۹۵۵	۱,۶۱	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۹۳۵۰۶	۲۱۷,۴	۲,۲
۳۲۵,۲۴	۰,۲۳۰۹	۲,۳۳	۰,۰۴۳۴	۱,۵۲	۰,۰۶۵۱۳۴	۲۱۶,۲	۳,۴	۳۷۰,۰۰	۰,۲۳۹۰۵	۱,۶۳	۰,۰۴۳۴	۱,۵	۰,۹۴۳۷۲	۲۱۷,۷	۲,۲
۳۲۵,۲۵	۰,۲۳۷۶۸	۲,۲۶	۰,۰۴۳۴	۱,۵۲	۰,۰۶۷۳۰۶	۲۱۶,۷	۳,۴	۳۷۰,۰۰	۰,۲۳۹۰۶	۱,۶۳	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۹۲۵۶۷	۲۲۰,۱	۲,۴
۳۲۵,۲۶	۰,۲۵۱۲۸	۳,۶۴	۰,۰۴۳۴	۱,۸۳	۰,۰۵۰۱۳۱	۲۱۶,۴	۳,۹	۳۷۰,۰۰	۰,۲۴۱۶۳	۱,۶۸	۰,۰۴۳۸	۱,۵	۰,۸۹۲۸۲	۲۲۰,۱	۲,۳
۳۲۵,۲۷	۰,۲۴۳۸	۲,۶۹	۰,۰۴۴۴	۱,۵۶	۰,۰۵۸۰۴۱	۲۱۶,۹	۳,۴	۳۷۰,۰۳	۰,۲۴۲۶۲	۱,۰۸	۰,۰۴۳۹	۱,۵	۰,۹۵۰۹۶	۲۲۱,۲	۲,۳
۳۲۵,۲۸	۰,۲۳۲۶۵	۲,۶۳	۰,۰۴۳۴	۱,۵۲	۰,۰۵۷۸۹۸	۲۱۸	۳,۳	۳۷۰,۰۰	۰,۲۴۵۰۳	۱,۰۷	۰,۰۴۳۵	۱,۵	۰,۹۵۷۴۴	۲۲۲,۳	۲,۳
۳۲۵,۲۹	۰,۲۳۷۶	۲,۵۷	۰,۰۴۳۴	۱,۶۱	۰,۰۶۲۶۷۳	۲۱۷,۹	۳,۵	۳۷۰,۰۰	۰,۲۴۷۹۷	۱,۶۳	۰,۰۴۳۵	۱,۵	۰,۹۲۰۸۱	۲۲۴,۷	۲,۳
۳۲۵,۳۰	۰,۲۳۹۱۵	۲,۱۹	۰,۰۴۳۴	۱,۵۱	۰,۰۶۹۲۳۶	۲۱۸,۹	۳,۴	۳۷۰,۰۰	۰,۲۶۳۷۶	۱,۰۱	۰,۰۴۳۵	۱,۰۱	۰,۷۸۱۹۷۱	۲۲۵,۴	۲,۴
۳۲۵,۳۱	۰,۲۲۹۴۸	۲,۳۷	۰,۰۴۳۴	۱,۵۶	۰,۰۶۵۷۸۲	۲۲۰,۴	۳,۴	۳۷۰,۰۰	۰,۲۴۷۹۸	۱,۸۴	۰,۰۴۳۵	۱,۰۲	۰,۸۲۶۱۷	۲۲۶,۶	۲,۴
۳۲۵,۳۲	۰,۲۴۹۱۱	۱,۸۳	۰,۰۴۳۹	۱,۵۲	۰,۰۸۳	۲۲۱	۳,۴	۳۷۰,۱۱	۰,۲۵۰۹۷	۱,۰۸	۰,۰۴۳۶	۱,۰۵	۰,۹۵۱۵۶	۲۲۸,۹	۲,۴
۳۲۶,۰۲	۰,۲۲۰۹	۵,۲۱	۰,۰۴۲۷۹	۱,۶	۰,۰۳۰۷۰۶	۲۰۸,۴	۳,۴	۳۲۶,۱۶	۰,۲۳۸۷	۳,۷	۰,۰۴۳۰۹	۱,۰۵	۰,۴۳۲۱۵	۲۰۹,۳	۲,۲
۳۲۶,۱۶	۰,۲۳۴۵۸	۳,۴۴	۰,۰۴۳۴۷	۱,۵۷	۰,۰۴۵۷۸۹	۲۱۷,۵	۳,۴	۳۲۶,۰۱	۰,۲۴۴۲۶	۴,۳۳	۰,۰۴۳۶	۱,۰۶	۰,۴۷۰۵۲	۲۱۲,۶	۲,۴
۳۲۶,۱۵	۰,۲۲۶۸۶	۵,۴۸	۰,۰۴۲۹۷	۱,۷۶	۰,۰۳۲۱۱۹	۲۰۹,۲	۳,۷	۳۲۶,۰۰	۰,۲۵۲۵۵	۴,۴۶	۰,۰۴۳۸۵	۱,۰۵	۰,۴۴۸۰۶	۲۲۰,۳	۲,۴
۳۲۶,۱۳	۰,۲۲۴۴۸	۴,۰۸	۰,۰۴۳۹۳	۱,۶۲	۰,۰۳۹۷۰۶	۲۱۵,۲	۳,۵	۳۲۶,۱۱	۰,۲۳۷۴۲	۳,۴۲	۰,۰۴۳۷۴	۱,۰	۰,۴۳۸۳۹	۲۱۳,۷	۲,۲
۳۲۶,۱۷	۰,۲۴۷۵۲	۳,۱۱	۰,۰۴۳۵۹	۱,۷۴	۰,۰۵۵۸۹۱	۲۲۶,۲	۳,۹	۳۲۶,۰۸	۰,۲۲۷۸۴	۵,۴	۰,۰۴۳۲۶	۱,۰۶	۰,۲۸۹۴۳	۲۱۱,۱	۲,۳
۳۲۶,۱۲	۰,۲۲۷۴۹	۳,۸۷</													

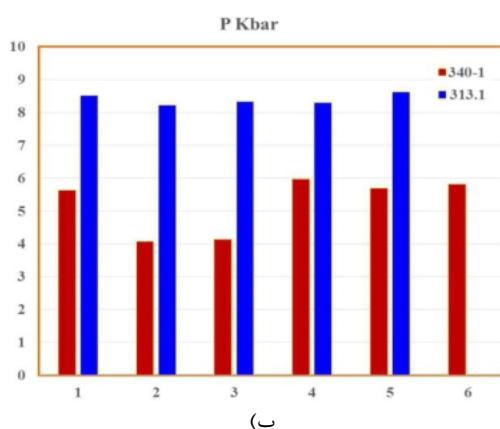


شکل ۱۰ نمودارهای سازگاری سن‌های U-Pb زیرکن‌ها (الف) و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ کلاته.

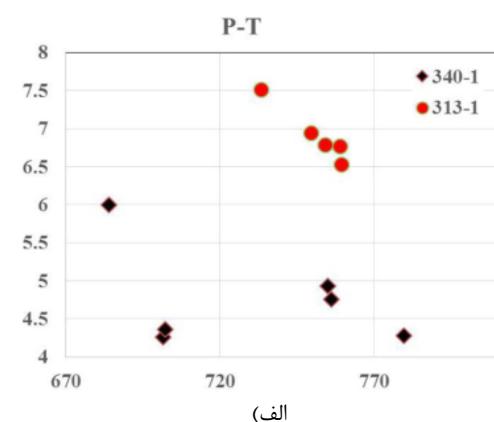
تبادلات زمین شیمیایی (کاتیونی) هستند. فشار محاسبه شده برای یک نمونه بطور میانگین برابر $8/4$ کیلوبار و برای نمونه دیگر برابر با $5/5$ تا 5 کیلوبار است (شکل ۱۱). با درنظر گرفتن ارتباط بین عمق و فشار (با فرض چگالی 2.65 گرم بر سانتی‌متر مکعب) [۳۷] عمق معادل با فشارهای محاسبه شده به ترتیب برابر با 25 کیلومتر و 15 تا 17 کیلومتر است. گفتنی است که فشارهای محاسبه شده، فشار مربوط به به زمان تبلور آمفیبیول همزیست با پلازیوکلаз است و باید در ارتباط با در نظر گرفتن عمق نهایی جایگزینی احتیاط بیشتری به خرج داد. این شواهد نشان دهنده جایگزین شدن توده‌های نفوذی در اعماق مختلف است، بطوريکه برخی از توده‌های دیوریتی در اعماق کمتر نسبت به برخی دیگر جایگزین شده‌اند. شواهد صحرایی نیز جایگزین شدن برخی از دیوریت‌ها در اعماق کمتر را تایید می‌کند، از جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای دیوریتی و انباشت‌های بلوری درشت که نشانگر مناطق با فشار بخار آب بالا و فشار لیتواستاتیک کمتر است، اشاره نمود.

دما-فشارسنجی

آمفیبیول یکی از کانی‌های رایج سنگ‌های آهکی-قلیایی آبدار است که برای برآورد فشار به یکی از شیوه‌های رایج دما-فشارسنجی استفاده می‌شود [۳۰-۲۵]. با استفاده از دما-فشارسنجی آمفیبیول، می‌توان عمق جایگزینی ماقما و اتاق‌های ماگمایی را تعیین کرد [۳۱]. در بررسی سنگ‌نگاری، آمفیبیول و پلازیوکلاز باید بصورت همزیست و در کنار یکدیگر باشند [۲۷، ۳۲]. فشارسنجی براساس مقدار Al کل موجود در هورنبلند آمفیبیول می‌پذیرد. زیرا مقدار آلومینیوم موجود در ساختار انجام می‌پذیرد. زیرا مقدار آلومینیوم موجود در ساختار آمفیبیول رابطه مستقیم با تغییرات فشار دارد [۲۵، ۳۳، ۳۰، ۳۴]. برای تعیین دما و فشار دو نمونه از سنگ‌های دیوریتی کلاته از روش دما-فشارسنجی پلازیوکلاز - هورنبلند [۲۵، ۲۷، ۳۵، ۳۶، ۳۵، ۲۹] و روش فشارسنجی آلومینیم در هورنبلند [۳۵] استفاده شد. دمای محاسبه شده حدود 760 تا 670 درجه سانتیگراد است. دماهای کمتر از 700 درجه سانتیگراد، که در عمل زیر دمای سالیدوس قرار می‌گیرند، معرف دماهای توقف



شکل ۱۱ (الف) نمودار تغییرات دما و فشار برای دو نمونه سنگ دیوریتی کلاته و (ب) نمودار فراوانی تغییرات فشار برای دو نمونه سنگ دیوریتی کلاته.



(الف)

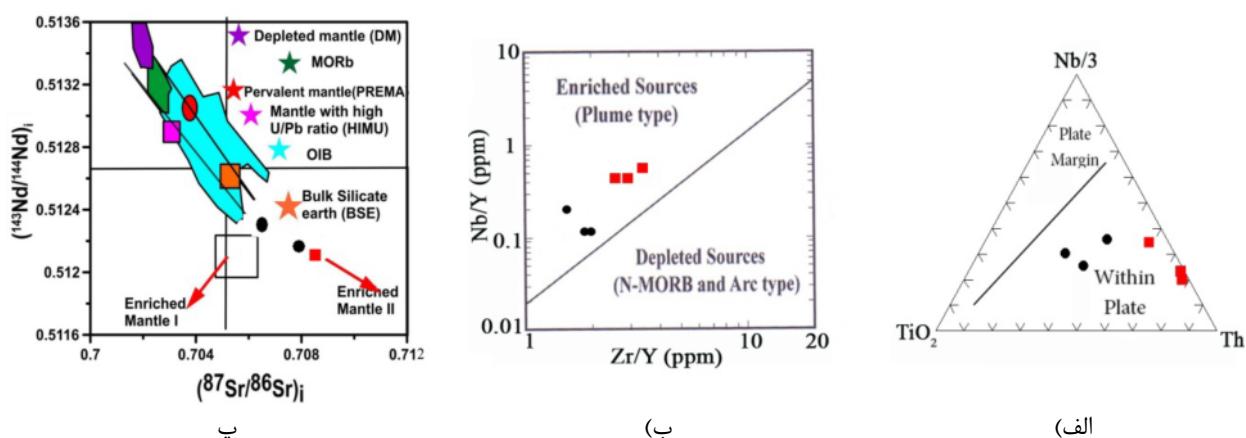
طی صعود و جایگیری، تبلور جدایشی و تغییر و تغییرات کانی شناسی متعددی صورت گرفته است که از آن جمله می‌توان به تشکیل پگماتوئیدهای دیوریتی و جدایش‌یافتنی به سمت تشکیل آلکالی فلدسپار گرانیت‌ها اشاره کرد. این امر به تشکیل طیف تقریباً پیوسته‌ای از سنگ‌های حدواسط دیوریتی تا آلکالی فلدسپار گرانیتی روش منجر شده است. این رخدادها در شکل ۱۴ به صورت نمادین نشان داده شده است. گفتنی است که سنگ‌های بازی، حدواسط تا اسیدی با گستره سنی تقریباً مشابه به شکل روانه‌های بازالتی زبردیابی، تودهای نفوذی کوچک دیوریتی-گرانودیوریتی، آلکالی فلدسپار گرانیتی و یا انباسته‌های دایکی دیابازی در بخش‌های مرکزی و لبه شمالی ایران مرکزی سنگ‌های دگرگونی (با درجه دگرگونی پایین در حد شبیست سبز) و سنگ‌های رسوی سازند شمشک و یا معادل آن در ایران مرکزی را قطع کرده‌اند. از آن جمله می‌توان به جنوب غرب رباط پشت بادام [۴۵]، رضا آباد خارتوران تا بند هزارچاه [۴۶]، جنوب‌غربی میامی [۵۶] و کناره‌جنوبی البرز از شمال شرقی شاهروود تا شمال قزوین [۵۷] و [۵۸] اشاره کرد. به عقیده پژوهشگران حوضه‌ی فروافتاده ژوراسیک پیشین-میانی لبه شمالی ایران مرکزی-البرز شرقی یک حوضه کششی‌پشت کمانی اولیه نابالغ است. به اعتقاد ویلسن و همکاران [۶۱] باز شدن حوضه‌های کافتی پشت کمان در بخش‌های داخلی ایران مرکزی و البرز به سبب کشش ناشی از فرورانش پیشرونده سنگ‌کره اقیانوسی نئوتیس به زیر سنگ کره قاره‌ای ایران مرکزی است. به عقیده وانگ و همکاران [۶۲] این فرایندهای کششی همراه با نازک‌شدگی پوسته سنگ‌کره‌ای، به گسترش فعالیت‌های ماقمایی درون ورقه‌ای در طول کرانه غیرفعال گندوانا منجر شده است. ذوب‌بخشی سنگ کره گوشه‌های زیر قاره‌ای و تشکیل مذاب بازالتی در نتیجه کاهش فشار ناشی از کشش و بازشدگی قاره‌ای، به همراه گرمای ناشی از بالآمدگی گوشه داغ استنسفری است. این مذاب‌های بازالتی از طریق محیط‌های کششی موضعی یا به عبارتی گسل‌ها به ترازهای بالاتر صعود کرده و سپس دچار فرآیندهای سنگ‌شناسی مختلف چون جدایش، هم آمیزی، هضم و آلایش پوسته‌ای شده‌اند.

محیط زمین‌ساختی و خاستگاه سنگ‌زایی

بر اساس نمودار سه تایی $\text{Th} - \text{Nb}/3\text{-TiO}_2$ [۳۸] سنگ‌های دیوریتی و آلکالی فلدسپار گرانیتی تریاس پسین کلاته شمال غربی خور در گستره سنگ‌های آذرین درون ورقه‌ای قرار می-گیرند (شکل ۱۲ الف) و با توجه به نمودار $\text{Y}-\text{Nb}/\text{Zr}$ [۳۹] از یک خاستگاه گوشه‌ای غنی شده سرچشمۀ گرفته‌اند (شکل ۱۲ ب). با توجه به حضور فراوان هورنبلند سبز که نشانه سرچشمۀ گرفتن از یک ماقمای آبدار است [۴۰] و همچنین حضور فراوان بیوتیت و آپاتیت، می‌توان ماهیت دگرنهاده گوشه‌تۀ محل تولید مذاب را تأیید کرد. به علاوه، اندازه‌گیری نسبت‌های ایزوتوبی Sr-Nd (جدول ۴) نمونه‌ها و استفاده از نمودار زیندلر و هارت [۴۱] نیز ماهیت گوشه‌تۀ غنی‌شده محل منبع ماقمای سنگ‌های دیوریتی و گرانیتی را تأیید می‌کند (شکل ۱۲ پ).

نمودار La/Sm در برابر Sm/Yb [۴۲] بیانگر تغییرات درجه ذوب‌بخشی در دو خاستگاه اسپینل لرزولیتی و گارنت لرزولیتی است. نمونه‌های دیوریتی مورد بررسی، خاستگاهی بین گارنت لرزولیت و اسپینل لرزولیت با درجه ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد را نشان می‌دهند (شکل ۱۳ الف). با توجه به نمودار Ce/Sm در برابر Sm/Yb [۴۳] می‌توان گفت که ماقمای تشکیل دهنده دیوریت‌ها از یک منبع ماقمایی گوشه‌ای بدون گارنت سرچشمۀ گرفته است (شکل ۱۳ ب). بر اساس نمودار تمرکز میانگین Sm ، Yb و Ce [۴۴]، ماقمای سازنده دیوریت‌ها از خاستگاهی اسپینل لرزولیتی در عمق حدود ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری زیر سطح زمین ناشی شده است (شکل ۱۳ پ).

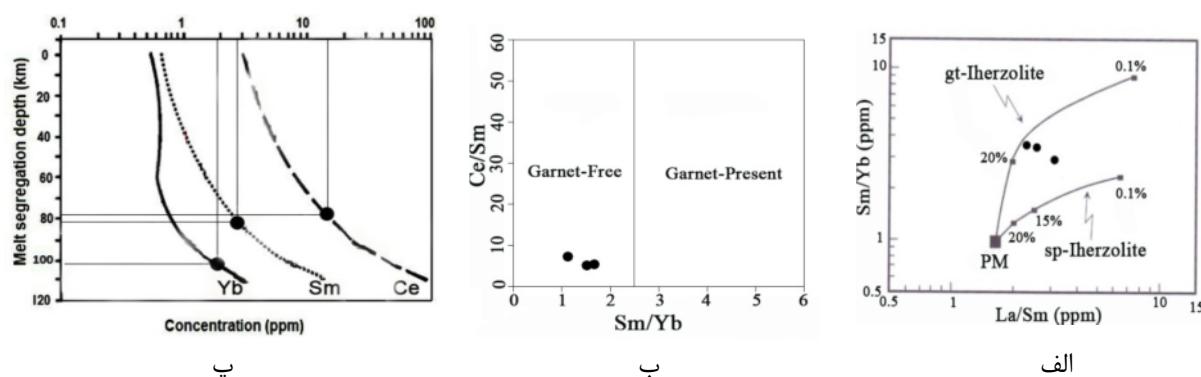
بر اساس نتایج به دست آمده در این پژوهش می‌توان نتیجه گرفت که در اواخر تریاس پسین، بخشی از گوه گوشه‌ای دگرنهاده واقع در بالای ورقه اقیانوسی نئوتیس دچار ذوب‌بخشی شده و ماقمای برآمده از ذوب آن، به سمت بالا صعود کرده و در اعماق مختلف درون سنگ‌های دگرگونی سرزمین-های پی‌سنگی نوپرتوزوئیک پسین جای گرفته و دستخوش تبلور جدایشی شده است. بر اساس معیارهای زمین‌شیمیایی (شکل ۱۳) نرخ ذوب‌بخشی حدود ۱۰ تا ۱۵ درصد بوده است.



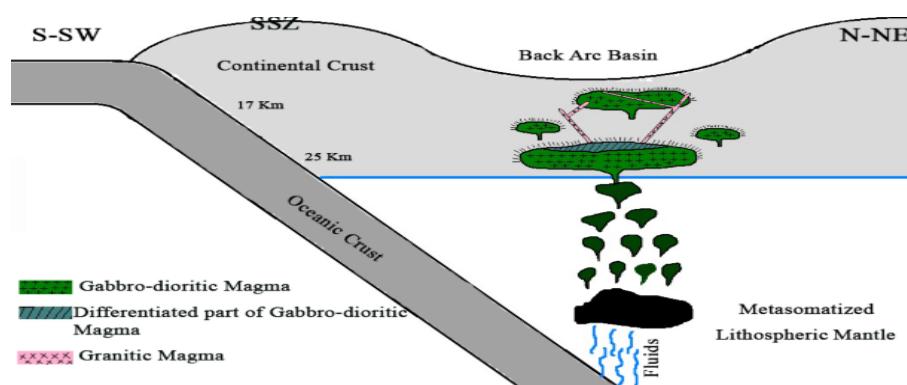
شکل ۱۲ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی و گرانیتی تریاس پسین کلاته در نمودار الف- سه تایی Th - Nb/3-TiO₂ [۳۹] Zr/Y-Nb/Y [۳۸] و پ) جهت تعیین خاستگاه تولید مذاب یا ماقما و پ) تغییرات نسبت ایزوتوپی ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd در زمین ساختی آن‌ها [۳۸]. ب) Enriched Sources (Plume type) و Depleted Sources (N-MORB and Arc type). علائم همانند شکل ۴ است.

جدول ۴ نتایج تجزیه ایزوتوپی نمونه‌های دیوریتی و گرانیتی کلاته.

نمونه	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd _०	اولیه	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr _०	سن (Ma)
۳۲۰,۱	۰,۵۱۲۴۰۲	۰,۵۱۲۲۲۹	۰,۷۱۴۹۳۳	۲,۲۳۵۵	۰,۷۰۸۰۵	۰,۷۰۸۰۵	۲۲۱,۶±۱,۹
۳۲۵	۰,۵۱۲۳۷۳	۰,۵۱۲۱۶۰	۰,۷۱۰۱۶	۰,۵۱۳۲	۰,۷۰۸۵۸	۰,۷۰۸۵۸	۲۱۵,۶±۱,۶
۳۴۱,۳	۰,۵۱۲۵۳۴	۰,۵۱۲۲۹۱	۰,۷۰۶۷۴۶	۰,۱۸۹۰	۰,۷۰۶۱۶۴	۰,۷۰۶۱۶۴	۲۱۳,۸±۱,۴



شکل ۱۳ جایگاه نمونه‌های توده‌های دیوریتی تریاس پسین کلاته در نمودارهای الف) Ce/Sm-Sm/Yb [۴۳] و پ) Sm/Yb [۴۴] در برابر Ce/Sm [۴۳] و ب) تمرکز یا فراوانی میانگین Sm, Yb, Ce و Sm مذاب [۴۲].



شکل ۱۴ الگوی نمادین از شیوه تشکیل مذاب‌هایی که سرانجام به تشکیل سنگ‌های آذرین درونی منطقه کلاته در زمان تریاس پسین منجر شده است. SSZ: موقعیت تقریبی پهنه سندنج سیرجان.

شواهد سنی و چینه‌شناسی مربوط به این فاز ماقمایی اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی بر نوعی جوان‌گرایی از جنوب به شمال در گستره زمانی مورد نظر دلالت می‌کند.

مراجع

- [1] Bi J.H., Ge W.Ch., Yang h., Wang Z.H., Xu L., Yang J.H., Xing D.H., Chen H.J., "Geochronology and geochemistry of late Carboniferous–middle Permian I- and A-type granites and gabbro–diorites in the eastern Jiamusi Massif, NE China: Implications for petrogenesis and tectonic setting", *Lithos*, 266–267(2016) 213-232.
- [2] Ebrahimian Z., "Perrology study of granitoids in west of the Jandaq", Msc thesis, University of Isfahan (2008), (in Persian).
- [3] Susov M., Dvoryankin A., Selivanov E., et al. "Geology and minerals of Jandaq area (Central Iran), Moscow, V/O "Technoexport", Report No. 4 (1979) 171.
- [4] Whitney D., Evans B., "Abbreviations for names of rock forming minerals", *Am. Mineral.*, 95 (2010) 185-187.
- [5] Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J. A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Youzhi G. "Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names", *American Mineralogist* 82(1997) 1019-1037.
- [6] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals", Longman, London (1992).
- [7] Middlemost E.A.K., "Magma and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", Longman Group U.K.,(1985) 73-86.
- [8] Peccerilio A., Taylor S.R., "Geochemistry of Eocene calc-alkline volcanic rocks from the Kastamonu area, North Turkey", *Contr. Miner. Petrrol* 58 (1976) 63-81.
- [9] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen and Co. London (1909) 153- 156.
- [10] Cai Y., Wang Y., Cawood P.A., Zhang Y., Zhang A., "Neoproterozoic crustal growth of the Southern Yangtze Block: Geochemical and zircon U-Pb geochronological and Lu-Hf

داده‌های سن‌سنگی مربوط به سنگ‌های بازی و حدواسط ایران مرکزی که توسط برخی از پژوهشگران به دست آمده است، مؤید سن تریاس پسین- ژوراسیک میانی برای این دسته از سنگ‌هاست، از آن جمله می‌توان به سن 223 ± 2 میلیون سال برای دیوریت‌های چاپدونی [۴۵]، سن 155 ± 35 میلیون سال برای دایک‌های دیابازی دلبر [۴۷] و سن ۱۶۹ تا ۲۳۰ میلیون سال برای گابرو‌دیوریت‌های ماجراج (کرمی، در دست چاپ) اشاره کرد. علاوه بر پهنه‌های ایران مرکزی و البرز، در پهنه سنندج - سیرجان نیز دایک‌های دیابازی مشابهی به سن ژوراسیک میانی مشاهده و گزارش شده است که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی از جمله شیرکوه یزد [۶۳]، بوئین‌میاندشت [۶۵, ۶۴]، گل‌زرد [۶۶]، الوند و بروجرد [۶۷] را قطع کرده‌اند. گفتنی است که این توده‌های گرانیتوئیدی دارای سن حدود ۱۷۰ میلیون سال پیش، معادل ژوراسیک میانی هستند. دایک‌های دیابازی مورد نظر سنگ‌های جوانتر از ژوراسیک را قطع نکرده‌اند. در نتیجه مجموع این شواهد سنی بر خداد یک فاز ماقمایی اغلب بازی- حدواسط و در برخی نقاط اسیدی در اواخر تریاس تا ژوراسیک میانی دلالت می‌کند. از سوی دیگر شواهدی که به آن اشاره شد به نوعی نشان دهنده جوان‌شدگی از جنوب به شمال در فعالیت‌های ماقمایی تریاس پایانی تا ژوراسیک میانی است.

برداشت

توده‌های نفوذی دیوریت و آلکالی فلدسپار گرانیت‌های صورتی رنگ منطقه کلاته واقع در شمال غربی خور دارای سن تریاس پسین هستند. این توده‌های گرانیتوئیدی دارای ماهیت آهکی قلیایی پتاسیم متوسط تا بالا هستند و در رده گرانیتوئیدهای نوع I قرار می‌گیرند. مشاهدات صحرایی و معیارهای زمین- شیمیایی بیانگر آنست که این سنگ‌ها دارای ارتباط زیبی با همدیگر هستند. تبلور جدایشی مهمترین عامل در تحول ترکیبی آنها محسوب می‌شود. ماقمای سازنده سنگ‌های دیوریتی از ذوب‌بخشی ۱۰ تا ۱۵ درصدی یک خاستگاه گوشه‌ای غنی شده و در عین حال فقیر از گارنت (اسپینل لرزولیتی) در عمق ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتری از زیر سطح زمین ناشی شده است. زیب این ماقمایها در یک محیط کششی درون قاره‌ای از نوع پشت کمانی صورت گرفته است. این حوضه کششی پشت کمانی پیامد شروع فرورانش ورقه اقیانوسی نئوتیس به زیر ایران مرکزی در تریاس پسین است. مجموع

- [21] Zhang Q., Jiang Y.H., Wang G.C., Liu Z., Ni C.U., Qing L., "Origin of Silurian gabbros and I-type granites in central Fujian, SE China: Implications for the evolution of the early Paleozoic orogen of South China", *Lithos* 216–217 (2015) 285–297.
- [22] Mazhari N., Malekzadeh Shafaroudi A., Ghaderi M., Star Lackey J., Farmer G.L., Karimpour M.H., "Geochronological and geochemical characteristics of fractionated I-type granites associated with the skarn mineralization in the Sangan mining region, NE Iran", *Ore Geology Reviews* 84 (2017) 116–133.
- [23] Jazi M.A., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroodi A., "A review of the geochemistry and Rb / Sr and Sm / Nd isotopes of middle-Jurassic and tertiary granitoids: a new perspective on tectono-magmatism and mineralization of this period in Iran", *Journal of Economic Geology* 4 (2012) 171–198.
- [24] Torabi GH., "Metamorphism of mantle peridotites in Jandaq ophiolite (Central Iran)" *Journal of Petrology*. 11 (2012) 1–18.
- [25] Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of clac-alkaline plutons", *Am. Mineral.* 72 (1987) 231–239.
- [26] Hammarstrom J.M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", *American Mineralogist* 71 (1986) 1297–1313.
- [27] Holland T., Blundy J., "Non-Ideal Interactions in Calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry", *Contrib. Mineral. Petrol.* 116:4 (1994) 433–447.
- [28] Johnson M.C., Rutherford M.J., "Experimental calibration of the aluminum-in-hornblende geobarometer with applications to Long Valley Caldera (California) volcanic rocks", *Geol. Mag.* 17 (1989) 837–841.
- [29] Anderson J.L., Smith D.R. "The Effects of Temperature and fo_2 on the Al-in-Hornblende Barometer" *Am. Mineral.* 80:5-6 (1995) 549–559.
- [30] Schmidt M.W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer", *Contrib Mineral Petrol* 110 (1992) 304–310.
- [31] Vyhnal C.R., McSween H.Y., Speer J.A., "Hornblende chemistry in Southern Appalachian Granitoids: implications for aluminum hornblende thermo barometry and magmatic epidote stability", *Am. Mineral.* 76 (1991) 176–188.
- isotopic evidence of Neoproterozoic diorite from the Ailaoshan zone", *Precambrian Research* 266 (2015) 137–149
- [11] Boynton W.V., "Cosmochemistry of the earth elements: meteorite studies", Elsevier, Amsterdam (1984) 89–92.
- [12] Xie Q., Zhang Z., Hou T., Santosh M., Jin Z., Han L., Cheng Z., "Petrogenesis of the Zhangmatun gabbro in the Ji'nan complex, North China Craton: Implications for skarn-type iron mineralization", *journal of Asian Earth Sciences* 113:3 (2015) 1197–1217.
- [13] Sun S.S., Mc Donough W.F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D., Saunders and M. J., Norry (Eds): *Magma in ocean basins*", Geological Society of London, U. K. Special Publication 42 (1989) 313–345.
- [14] Rollinson H. R., "Using Geochemical Data: Evaluation, Presentation, Interpretation", John Wiley and Sons, New York (1993).
- [15] Hooper P.R., Bailey D.G., McCarley Holder G.A., "Tertiary calc-alkaline magmatism associated with lithospheric extension in the Pacific Northwest", *J. Geophys. Res.* 100: (1997) 10303–10319.
- [16] Meng Liu F.L., Du L.L., Liu L.H., Liu J.H., "Petrogenesis and tectonic significance of the Baoxing granitic and mafic intrusions, southwestern China: Evidence from zircon U–Pb dating and Lu–Hf isotopes, and whole-rock geochemistry", *Gondwana Research* 28 (2015) 800–815
- [17] Liu Q., Zhao G., Han Y., Eizenhöfer P.R., Zhu Y., Hou W., Zhang X., "Timing of the final closure of the Paleo-Asian Ocean in the Alxa Terrane: Constraints from geochronology and geochemistry of Late Carboniferous to Permian gabbros and diorites", *Lithos* 274–275 (2017) 19–30
- [18] Yang Y.L., Ni P., Yan J., Wu C. Z., Dai B.Z., Xu Y.F., "Early to late Yanshanian I-type granites in Fujian Province, SE China: Implications for the tectonic setting and Mo mineralization", *Journal of Asian Earth Sciences* 137 (2017) 194–219.
- [19] Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W., "Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia", *Contributions to Mineralogy and petrology* 80 (1982) 180–200.
- [20] Chappel B.W., White A.J.R., "Two Contrasting Granite Types: Expanded Abstract", *Pacific Geology* 8 (1974) 173–174.

- [43] Çoban, H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia". *Earth- Science Reviews*, 80 (2007) 219-238.
- [44] Ellam R.M., "Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry", *Geology* 20 (1992) 153- 156.
- [45] Keyghobadi Lamjiri F., "Geochemistry and geochronology of Poshte Badam metabasites, Central Iran" Msc thesis. Damghan University, Iran (2016) (in Persian).
- [46] Balaghi Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Zhai M.G., Mohajjal M., "Zircon U-Pb ages, Hf isotopes and geochemistry of the schists, gneisses and granites in Delbar metamorphic igneous complex, SE of Shahrood (Iran): implications for Neoproterozoic geodynamic evolutions of central Iran", *J. Asian Earth Sci* 92 (2014) 92-124.
- [47] Balaghi Einalou Z., Sadeghian M., Ghasemi H., Mohajjal M., Zhai M., "Mineralogy, Geochemistry and Radiometric Age of Mafic Dikes in Delbar metamorphic complex (Southeast of Shahrood)", *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 22 (3) (2014), 471-84.
- [48] Hosseini S.H., "Petrology, geochemistry and geochronology of Band-e-Hezarchah granitoids (SE Shahrood)", PhD thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2015), (in Persian).
- [49] Hosseini S.H., Sadeghian M., Ghasemi H., "Petrology, Geochemistry and Stratigraphic setting of Diabasic Dyke Swarms Crosscutting the Band-e-Hezarchah Granitoid Pluton (SE Shahrood): an Evidence for Middle Cimerian Magmatism " *Geochemistry. Islamic Azad University Zarand Branch.* 4 (2014) 310-318.
- [50] Hosseini S.H., Sadeghian M., Zhai M., Ghasemi H., "Petrology, geochemistry and zircon U-Pb dating of Band-e-Hezarchah metabasites (NE Iran): An evidence for back-arc magmatism along the northern active margin of Gondwana", *Chemie der Erde* 75 (2015) 207-218.
- [51] Ebtehaj M., "Geology, geochemistry and petrology of diabasic dykes in Band-e Hezarchah region" Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).
- [52] Asgharzadeh Z., "Geology, geochemistry and petrology of diabasic dykes in Delbar region" Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2013), (in Persian).
- [53] Dadpour M., "Petrology and geochemistry of basaltic rocks in the Jurassic sedimentary sequence in Jamil region in eastern Sahl (south [32] Abbasi Dehaghi S., Tababaii Manesh S.M., Irani Nejad M.R., "Mineralogy, geothermobarometry and determination of plutonic magmatic series east of Nabar (SW of Kashan)". *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*.23 (1) (2015) 107-120.
- [33] Molaii Yeganeh T., Torkian A., Sepahi A.S., "Source and geothermobarometry of the gabbrodioritic intrusive body, (S- Qorveh - Kurdistan); with emphasis on minerals chemistry". *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*. 25 (1) (2017)153-166.
- [34] Rezaei Kakhkhaii M., Ali Mousa Z., Ghasemi H., "Determining the physical crystallization condition of Lakhshak granodiorite pluton and its dykes. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy* 25 (2) (2017) 311-328.
- [35] Blundy J. D., Holland T. J. B., "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer", *Contrib Mineral Petrol* 104 (1990) 208-224.
- [36] Anderson J.L., "Status of thermobarometry in granitic batholiths", *Transactions of the Royal Society of Edinburgh* 87 (1996) 125-138.
- [37] Putirka K.D., Mikaelian h., Ryerson F., Shaw H., "New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho" *Am. Mineral.* 88 (2003) 1542–1554.
- [38] Holm P.E, "The geochemical fingerprints of different tectonomagmatic environments using hygromagmatophile elements abundances of tholeiitic basalts and basaltic andesites", *Chemical Geology* 1 (1985) 303-352.
- [39] Fitton J. G., James D., Leeman W.P. , "Basic magmatism associated with Late Cenozoic extension in the Western United States: compositional variations in space and time", *Journal of Geophysical Research* 96 (1991) 13693-13711
- [40] Wang R.Q., Qiu J.S., Yu S.B., Zhao J.L., "Crust-mantle interaction during Early Jurassic subduction of Neo-Tethyan oceanic slab: Evidence from the Dongga gabbro-granite complex in the southern Lhasa subterrane, Tibet", *Lithos* (2017) In Press.
- [41] Zindler A., Hart S., "Chemical Geodynamic", *Earth Planet Sci.* 14 (1986) 493-571.
- [42] Shaw D.M., "Trace element fractionation during anatexis", *Geochim Cosmochim Acta* 34 (1970) 237-243.

- Alborz zone” Iranian Journal of Geology. 27 (2013) 17-29.*
- [61] Wilmsen M., Fursich F., Syed - Emami K., Majidifard M., Taheri J., “*The Cimmerian Orogeny in northern Iran: tectono-stratigraphic evidence from the foreland*”, Terra Nova 21(2009) 211–218.
- [62] Wang Z., Zhao Y., Zou H., Li W., Liu X., Wu H., Xu G., Zhang S., “*Petrogenesis of the Early Jurassic Nandaling flood basalts in the Yanshan belt, North China Craton: A correlation between magmatic underplating and lithospheric thinning*”, Lithos 96 (2007) 543-566.
- [63] Sheibi M., “*Petrology, Geochemistry and Replacement Mechanism of Shirkouh granitoid batholith (Southwest of Yazd)*”. PhD thesis.Tehran University, Iran (2009) (in Persian).
- [64] Ghasemi H., “*Investigation of petrology and geology of intrusive rocks of Boiin-Miandasht, Southeast of Alighoodarz*”. Msc thesis. Tehran University, Iran (1992) (in Persian).
- [65] Valizadeh M., Ghasemi H., “*Petrogenesis of intrusive rocks of Boiin-Miandasht, Southeast of Alighoodarz*”. Scientific Quarterly Journal Geoscience. 7 (1993) 74-83.
- [66] Badrlo S., “*Investigation of Replacement Mechanism of Gole-Zard Granitoid with investigated by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method*”. Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2011), (in Persian).
- [67] Shahbazi H., Siebel W.M., Pourmoafee Ghorbani M., Sepahi A.A., Shang C.K., Vousoughi Abedini M., “*Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): New evidence for Jurassic magmatism*”, Journal of Asian Earth science 39:6 (2010) 668-68
- east of Shahrud) and their geodynamic setting*”. Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2014), (in Persian).
- [54] Khebreh D., Sadeghian M., Ghasemi, H, “*Middle –Jurassic igneous basic rocks of Reza Abad region: Implication for symmerian magmatism on north of Central Iran microcontinent*”, 24th symposium of Crystallography and Mineralogy of Iran, (2017) 776-781.
- [55] Khebreh D., “*Petrology, geochemistry of metamorphic – igneous complex of Reza-Abad (southeast of shahrood)*” Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2017), (in Persian).
- [56] Hemmati A., “*Petrology, geochemistry of SW Mayamey granitoids*” Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2013), (in Persian).
- [57] Sadeghian M., Hosseini S. H., Hemmati A., Shekari S., “*Petrology, geochemistry and geochronology of SW Mayamey granitoids*”, Scientific Quarterly journal, Geosciences, 26, 103, (2017) 61-72.
- [58] Jamshidi KH., “*Study of mafic magmatism in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz zone*” Msc thesis, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran (2010), (in Persian).
- [59] Ghasemi H., Jamshidi KH., “*Geochemistry, petrology and proposed tectonomagmatic model for generation of alkaline basic rocks in the base of the Shemshak Formation, the eastern Alborz zone*” Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. 19 (4) (2012) 699-714.
- [60] Ghasemi H., Jamshidi KH., “*Investigation of source region properties of alkaline basic rocks in the base of Shemshak Formation in the eastern*