

بررسی زمین شیمی و جایگاه زمین ساختی ماگمایی توده‌های نفوذی میزبان فیروزه در معدن فیروزه- طلای دامغان (باغو)، کمان آتشفشانی-نفوذی ترود-چاه شیرین

امیر امام جمعه*، احمد جهانگیری، محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز

(دریافت مقاله: ۹۸/۱۲/۵، نسخه نهایی: ۹۹/۳/۲۴)

چکیده: توده‌های نفوذی نیمه عمیق دیوریتی و گرانودیوریتی به سن ائوسن میانی و توده‌های گنبدی شکل ریولیتی در غرب کمان آتشفشانی-نفوذی ترود-چاه شیرین، سنگ‌های آتشفشانی ائوسن پیشین را قطع کرده‌اند. توده‌های گرانودیوریتی و ریولیتی میزبان اصلی کانه‌سازی فیروزه و طلا در معدن دامغان (باغو) هستند. این توده‌ها سرشت آهکی-قلیایی غنی از پتاسیم، متآلومین (دیوریت‌ها و بخشی از گرانودیوریت‌ها) تا پرآلومینوس (ریولیت‌ها و بخشی از گرانودیوریت‌ها) دارند. مقایسه مقادیر $\text{TiO}_2\text{-La-Hf}$ و Zr-Nb و $\text{Ce/P}_2\text{O}_5$ و همچنین نسبت‌های Rb به Y+Nb نشان دهنده ارتباط فعالیت ماگمایی با محیط‌های پس برخوردی تتیس جوان است. از طرفی دگرنهادی گوشته زیر کمان در اثر آزاد شدن سیال‌ها از رسوب‌ها و ورقه فرورونده سبب ناهنجاری منفی عناصر Ta و Nb ، Ti و نسبت بالای عناصر سنگ دوست بزرگ یون به عناصر با شدت میدان بالا (LILE / HFSE) در گوشته و ماگمای برآمده شده است. ذوب بخشی گوشته سبب تشکیل ماگمای اولیه‌ای شده که در اثر جدایش بلوری، آلایش پوسته‌ای و آمیختگی، ماگماهای دیوریتی، گرانودیوریتی و ریولیتی را بوجود آورده است.

واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت؛ پس برخوردی؛ باغو؛ دامغان؛ فیروزه.

مقدمه

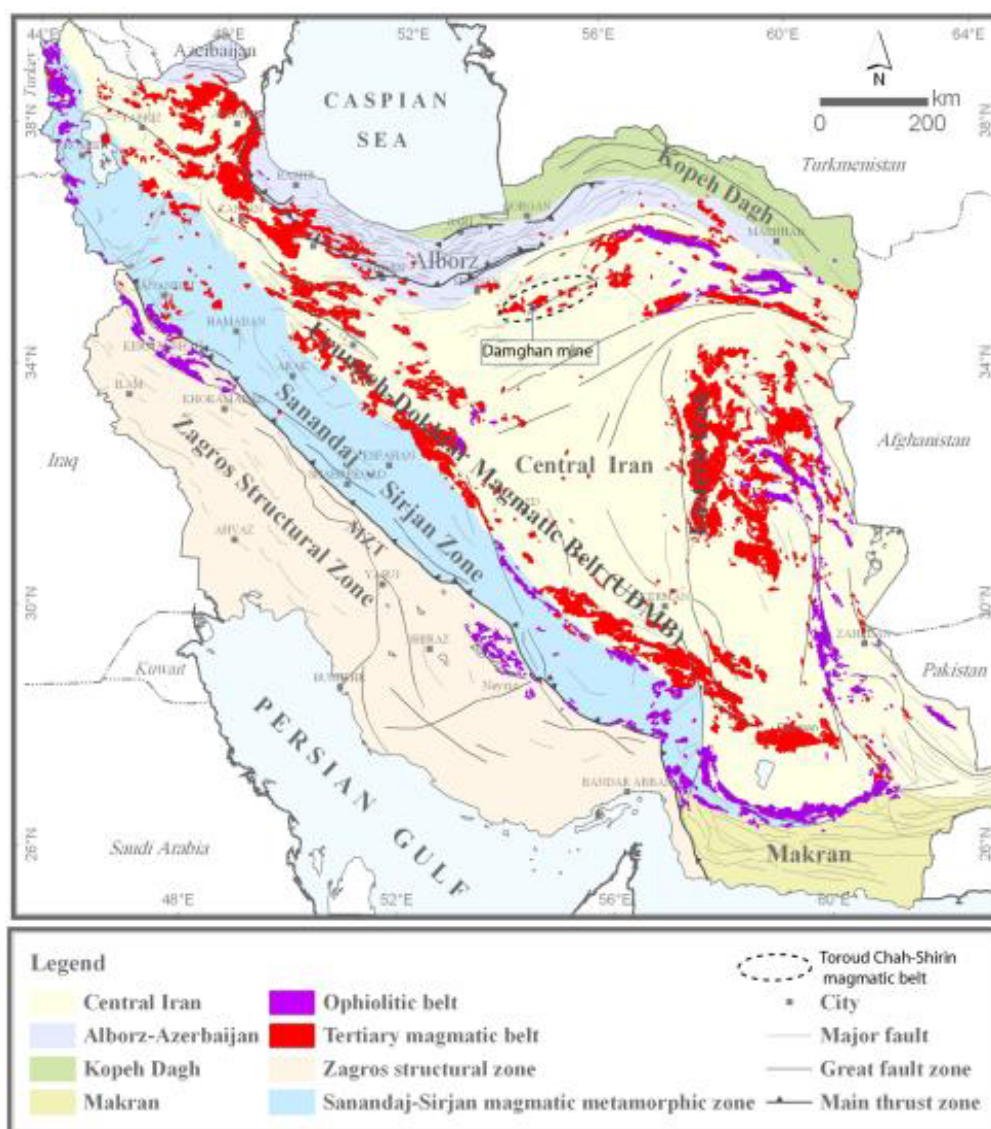
اساس نتایج زمین‌شیمیایی، این توده‌ها آهکی-قلیایی پتاسیم بالا تا شوشونیتی و نوع I هستند و در محیط کرانه فعال قاره‌ای (نوع آند) تشکیل شده‌اند [۷]. قربانی [۸-۱۰] عمق جایگیری توده‌های نیمه عمیق این کمان را ۳/۵-۲ کیلومتر برآورد کرده و معتقد است که نیروهای کششی در محیطی کششی-جدایشی عامل فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک این کمان هستند. ایشان با بررسی برونوم‌های مافیک موجود در توده‌های گرانودیوریتی، پس از تایید ماگمایی بودن آنها، برپایه شواهدی مانند منطقه-بندی معکوس در پلاژیوکلازها، الگوی مشابه عناصر خاکی نادر (REE) برونوم‌های مافیک ریزبلور با میزبان‌های گرانودیوریتی، شباهت شیمی کانی بیوتیت و پیروکسن برونوم‌ها با بیوتیت و پیروکسن میزبان گرانودیوریتی و وجود پلاژیوکلازهای جعبه‌ای شکل، معتقد است که ماگمای بازیک-حدواسط به مخزن

منطقه مورد بررسی با نام‌های معدن فیروزه-طلای کوه‌زر، دامغان یا باغو، در ۹۰ کیلومتری جنوب دامغان، در مسیر جاده دامغان به معلمان، ۸ کیلومتری شرق روستای کوه زر و یک کیلومتری جنوب کلاته خالی از سکنه باغو قرار دارد (شکل ۱). این منطقه در کمان آتشفشانی-نفوذی ترود-چاه شیرین در نقشه ۱:۲۵۰۰۰ ترود [۲] و در پهنه ساختاری شمال ایران میانی یا پهنه گذر ایران مرکزی-البرز جای دارد [۳]. در نقشه نام برده، این منطقه در رخنمون‌های آتشفشانی برشی داسیتی و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰ معلمان [۴]، در سنگ‌های داسیتی و داسیتی-آندزیتی دگرسان شده [۵، ۶] و توده کوارتز دیوریت و کوارتز مونوزودیوریت قرار دارد. رشید نژاد [۷] معتقد است که سن توده‌های گرانیتوئیدی، ائوسن پسین-الیگوسن است و بر

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۴۳۹۴۳۸۲، نمابر: ۰۴۱۱۳۳۵۶۰۳۱، پست الکترونیکی: miremamj@yahoo.com

دیوریت پورفیری (نمونه G44) را 39.78 ± 0.73 میلیون سال (اوسن میانی- بارتونین) در نظر گرفته‌اند و توده‌های دیوریتی را آخرین فاز فعالیت ماگمایی در منطقه بر شمرده‌اند. آنها توده‌های کم عمق ریولیتی گنبدی شکل را تفکیک نکرده‌اند. نیرومند و همکاران [۱۲]، سن رخمون‌های آتشفشانی میزبان توده‌ها، میکروگرانودیوریت و دایک‌های دیوریتی را به ترتیب 47.5 ± 2.4 میلیون سال (مرز اوسن پیشین و میانی)، 1.3 ± 43 میلیون سال (اوسن میانی-لوتسین) و 38 ± 0.87 میلیون سال (اوسن میانی-بارتونین) تعیین کرده‌اند. نامبردگان نیز توده گنبدی شکل ریولیتی و توده‌های مافیک-حدواسط دیوریتی-گابروبی را تفکیک نکرده‌اند.

ماگمای گرانیتی-گرانودیوریتی وارد شده و آمیختگی ماگمایی انجام شده است. برخی پژوهشگران کمان ترو-چاه شیرین را بخشی از کوهزاد البرز و فعالیت‌های ماگمایی منطقه را در ارتباط با فروانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر خرده قاره ایران مرکزی می‌دانند [۱۱] و بر اساس نسبت‌های استرانسیوم ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ اولیه 0.70429 تا 0.70456) و مقدار $\epsilon\text{Nd}(i)$ ($+1.72$ تا $+2.56$)، تشکیل سنگ‌های ماگمایی منطقه را ناشی از ذوب بخشی گوشته (اسپینل فلوگوپیت لرزولیتی) در نظر گرفته‌اند [۱۱]. ایشان بر اساس سن سنجی اورانیوم-سرب یک نمونه، سن توده‌های گرانودیوریتی نیمه‌عمیق در ارتباط با کانی سازی طلا را 44.37 ± 0.57 میلیون سال (اوسن میانی، لوتسین) و سن توده‌های پیروکسن



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی و راه دسترسی به آن از جاده آسفالت دماغان-معلمان، برگرفته از مرجع [۱] با تغییرات جزئی.

روش پژوهش

پس از بررسی داده‌های پیشین، بررسی‌های صحرایی با برداشت دویست نمونه سنگی (با تمرکز بر توده‌های نیمه‌عمیق میزبان کانی‌سازی) انجام شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری ۶۰ مقطع نازک و نازک- صیقلی، تعداد ۳۳ نمونه سالم برای تجزیه شیمیایی به روش طیف‌سنجی فلئورسانس پرتوی x (XRF) با دستگاه PANalytical Axios^{max} و طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت شده القایی سایش لیزری (LA-ICP-MS) با طیف‌سنج چارقطبی Agilent 7700 انتخاب شدند. داده‌های مربوط به اکسیدهای اصلی برآمده تجزیه شیشه‌های ذوب شده همگن (ذوب لیتیوم متابورات) و عناصر فرعی از تجزیه قرص‌های فشرده هر دو به روش XRF و داده‌های مربوط به عناصر خاکی‌نادر از تجزیه شیشه‌های ذوب شده همگن به روش LA-ICP-MS در انجمن علوم زمین، دانشگاه لوزان سوئیس به دست آمدند. بهسازی داده‌های LA-ICP-MS با نرم افزار LAM انجام شد. سه عنصر فرعی V، Ga و Cu از نتایج تجزیه XRF (قرص فشرده) برداشت شدند.

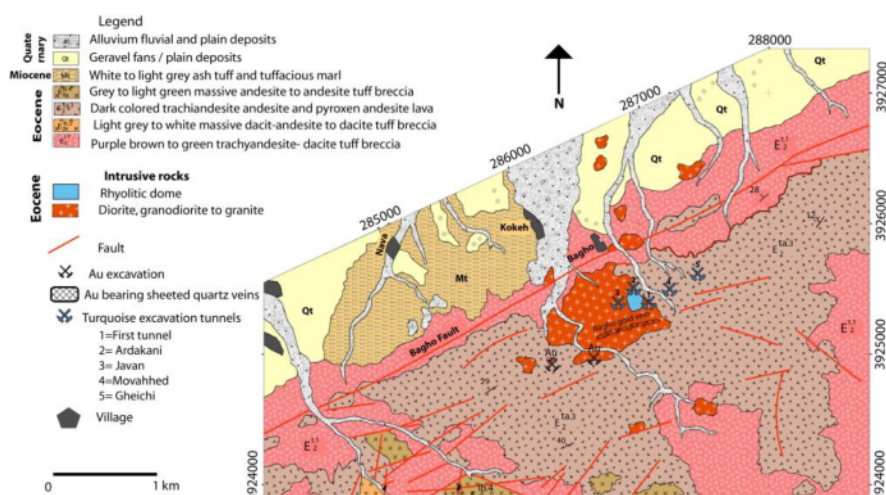
زمین‌شناسی

کمان ماگمایی ترو-چاه شیرین میزبان کانه‌سازی‌های فلزی و غیرفلزی عمده‌ای است و توالی‌های رسوبی و دگرگونی پرکامبرین تا کرتاسه پیشین به صورت منقطع در آن تشکیل شده‌اند. برای این کمان، هیچ فعالیت ماگمایی از ژوراسیک تا پایان کرتاسه گزارش نشده است و نشانه‌ای از فعالیت ماگمایی و حتی رسوبگذاری در دوران سوم در پالئوسن پیشین نیز دیده نمی‌شود و این نشانگر خروج این بخش از ایران مرکزی از کرتاسه پسین تا ائوسن از آب است. رسوبگذاری در دوران سنوزوئیک با کنگلومرا و آهک‌های نومولیت‌دار قاعده ائوسن شروع می‌شود و از آغاز ائوسن تا آغاز الیگوسن توالی‌های آتشفشانی در این کمان رخنمون دارند. الیگومیوسن با کنگلومرای قاعده سازند قم شروع می‌شود و در برخی مناطق، مارن‌ها و توف‌های میوسن توالی‌های آتشفشانی ائوسن را می‌پوشانند. توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه‌عمیق گرانودیویتی، گرانیتی و مونزونیتی توالی‌های آتشفشانی ائوسن را قطع می‌کنند. دایک‌های مافیک و فلسیک آخرین جلوه‌های ماگمایی این کمان هستند [۲].

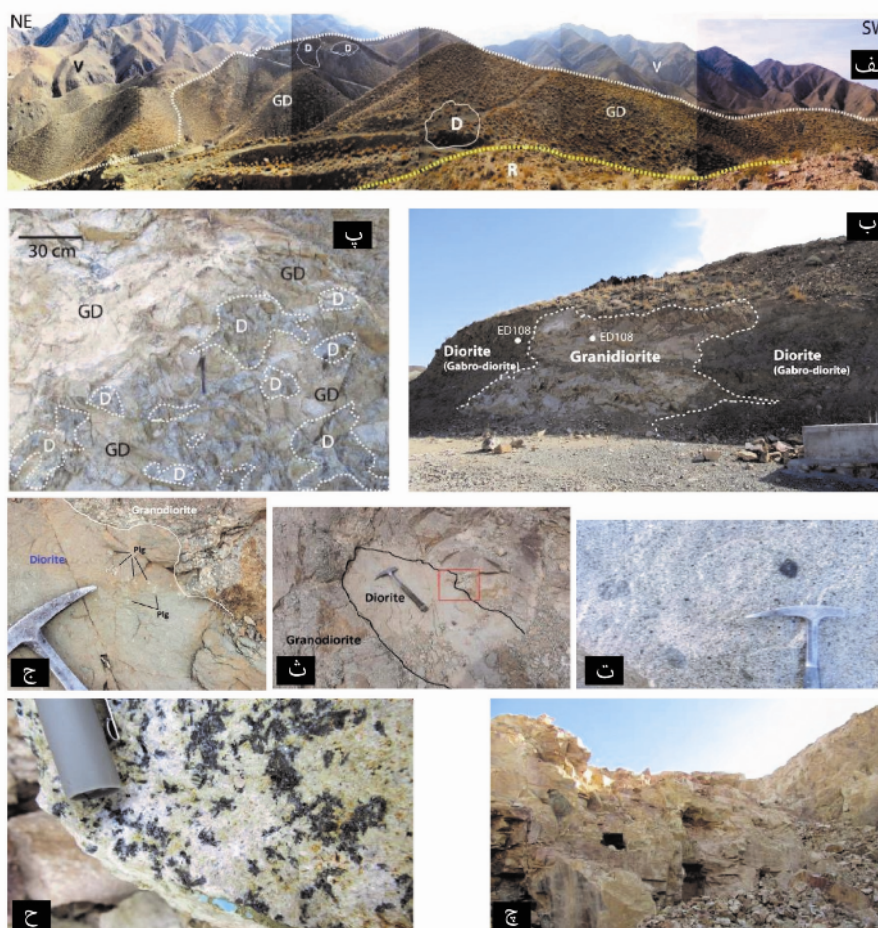
از دیدگاه زمین‌ساختی، این کمان در مرز بین گسل رباعی-کوه زر [۱۳، ۸] در شمال و گسل ترو-چاه در جنوب قرار دارد. این گسل‌ها هر دو راستگرد با مولفه معکوس و روند N60E هستند. تکامل زمین‌ساختی این کمان در ارتباط با گسل‌های تراکشی یا حوضه‌های کششی-جدایشی (Pull-apart) برآمده از گردش خرده قاره ایران مرکزی است و نظام منطقه ترو-چاه از اواخر کرتاسه تا اواخر ائوسن واتنش لغزشی- کششی راستگرد بوده

که سبب تشکیل حوضه‌های کششی-جدایشی و فعالیت‌های ماگمایی در ائوسن، ایجاد گسل‌های عادی در سنگ‌های کرتاسه و جوانتر با روند NW-SE و گسترش گسل ترو-چاه به سمت شرق شده است [۳، ۸، ۱۳]. از الیگوسن تاکنون، نظام لغزشی- فشارشی راستگرد بر منطقه حاکم بوده و حرکت فعلی گسل ترو-چاه راستگرد است [۱۳، ۸].

براساس بررسی‌های صحرایی و داده‌های پیشین، توده‌های منطقه را می‌توان بر پایه زمان جایگیری از قدیم به جدید به صورت زیر در نظر گرفت (شکل ۲): ۱- توده‌های نفوذی کوچک ریز بلور و گاهی پورفیری با ترکیب‌های صحرایی گابرو دیوریت که در توده گرانودیوریتی نفوذ کرده‌اند و رنگ رخنمون و نمونه دستی این سنگ‌ها از سیاه تا خاکستری-سبز در تغییر است (شکل‌های ۳ الف و پ). این توده‌ها به صورت برونزدهای کوچک ۱۰ تا ۶۰ متری در توده گرانودیوریتی دیده می‌شود و در نقشه ارائه شده (شکل ۲) قابل جانمایی نیستند. مرزهای نفوذ به جز در پایان تونل طلا و در محل حفاری‌های قدیمی (در جنوب تونل اول فیروزه) به راحتی قابل تفکیک نیست (شکل ۳ ب). روحبخش و همکاران [۱۱] با سن‌سنجی یک نمونه از سنگ پیروکسن دیوریت پورفیری و تعیین سن 0.73 ± 39.78 میلیون سال (ائوسن میانی-بارتونین)، باور دارند که توده‌های دیوریتی توده اصلی گرانودیوریتی را قطع کرده و جوانترین توده منطقه هستند. این موضوع در ادامه تحلیل می‌شود. ۲- نوع دوم توده نفوذی نیمه‌عمیق پورفیری و گاهی عمیق تمام بلورین با ترکیب گرانودیوریتی تا کوارتزمونزونیتی به سن 0.57 ± 44.37 میلیون سال (ائوسن میانی-لوتسین) [۱۲] یا 0.3 ± 43 میلیون سال (ائوسن میانی-لوتسین) [۱۱] است. رنگ نمونه دستی این سنگ‌ها خاکستری روشن است و درشت بلورهای فلدسپات در آن دیده می‌شود. این توده در بخش‌های محدودی تمام بلورین کامل بوده و تقریباً همیشه به ویژه در بخش‌های مرکزی و غربی منطقه دارای برونوم‌های تیره رنگ ریزبلور مافیک است (شکل ۳ الف تا ج). ۳- توده بعدی توده نفوذی کوچک گنبدی شکل با بافت پورفیری و ترکیب صحرایی ریولیت بوده که در محل حفره روباز قدیمی معدن در توده گرانودیوریتی نفوذ کرده است. این توده اغلب دگرسان است و رنگی روشن دارد (شکل‌های ۳ الف، چ و ح). در این توده، برونوم‌ی دیده نشد. ۴- گروه چهارم دایک‌های فلسیک و رگه‌های کوچک و گاهی بزرگ تورمالین-کوارتز هستند. شواهدی بر قطع شدن گنبد ریولیتی توسط دایک‌ها دیده نشد. دایک‌های فلسیک و مافیک و رگه‌های سبتر تورمالین-کوارتز آخرین جلوه‌های ماگمایی-گرمایی منطقه هستند [۱۴، ۱۵].



شکل ۲ موقعیت منطقه مورد بررسی در بخشی از نقشه زمین شناسی ۱:۴۰۰۰۰ باغو و دارستان. برگرفته از مرجع [۱۲] با تغییرات.

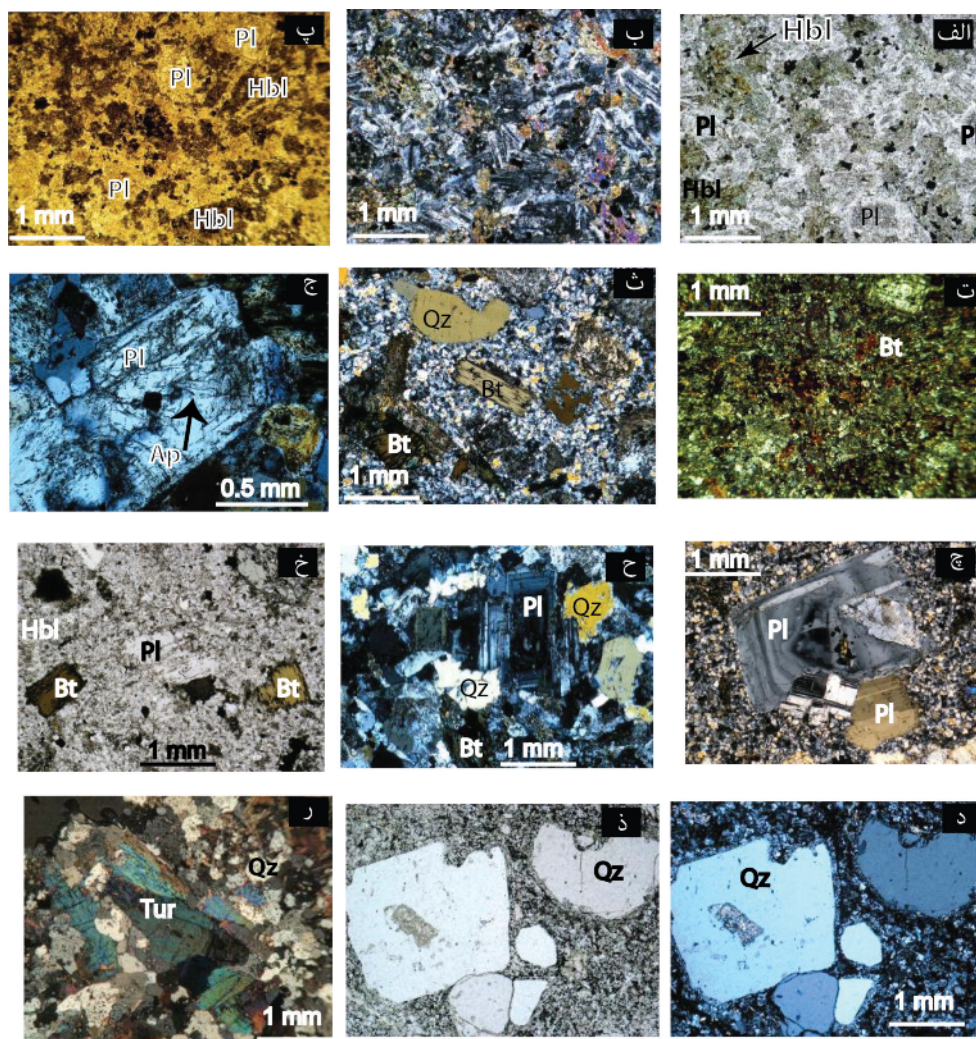


شکل ۳ الف- نمایی از هر سه توده و سنگ‌های آتشفشانی میزبان، دید به جنوب شرق. عکس از دیواره جنوبی حفره روباز (تونل اول) گرفته شده است. مقیاس تکه‌های دیوریتی کمی بزرگنمایی شده است. ب- نمایی از محل حفاری‌های قدیمی که تنها محلی است که می‌توان نفوذ توده گرانودیوریتی را در توده دیوریتی (در این محل گابرو-دیوریت) دید. پ- بخشی از مرز غربی نفوذ در عکس ب که نشان‌دهنده تکه‌هایی از توده دیوریتی در توده گرانودیوریتی است. ت: نمایی نزدیک از توده نیمه عمیق گرانودیوریتی همراه با برونوم‌های دیوریتی. ث- نمایی از برونوم‌های مافیک در توده گرانودیوریت با مرزهای دنداندار، ج: تصویر بزرگ شده کادر قرمز در تصویر ج. درشت بلورهای پلاژیوکلاز نامتجانس در برونوم. چ- نمایی از توده ریولیتی در محل حفره استخراجی فیروزه، ح: کانی سازی تورمالین و رگچه فیروزه در گنبد ریولیتی. D=Diorite, R=Rhyolite, GD=Granodiorite

سنگ‌نگاری

کانی‌های اصلی توده دیوریتی شامل پلاژیوکلاز، پیروکسن، هورنبلند، کمی بیوتیت و گاهی کوارتز است (شکل‌های ۴ الف و ب). نمونه ED108 ویژگی‌های یک گابرو-دیوریت ریز بلور را نشان می‌دهد، ولی از نظر سنگ‌نگاری، بیشتر نمونه‌های این توده در گستره دیوریت و کوارتز دیوریت قرار دارند و واژه

دیوریت برای نامگذاری کل این توده به کار می‌رود. برونوم‌های موجود در توده گرانودیوریتی نیز ویژگی‌های سنگ‌نگاری شبیه به توده دیوریتی (با تمایل بیشتر به گابرو-دیوریت) دارند و شامل پلاژیوکلازهای کلسیک، پیروکسن و هورنبلند هستند (شکل‌های ۴ پ و ت).



شکل ۴ الف وب: بلورهای پلاژیوکلاز کلسیک، هورنبلند، کلینوپیکروکسن و مقدار کمی بیوتیت که سازای اصلی توده دیوریت (دیوریت-گابرو) هستند در نمونه ED108، (به ترتیب در نور قطبیده صفحه‌ای (ppl) و نور قطبیده متقاطع (xpl)، با بزرگنمایی 40x)، پ و ت: برونوم دیوریتی در میزبان گرانودیوریتی (نمونه ED-174) شامل پلاژیوکلازهای کلسیک، هورنبلند (به ترتیب در ppl و xpl با بزرگنمایی 40x)، ت تا خ: توده گرانودیوریتی، ت: پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی و جعبه‌ای شکل در زمینه بلورین کامل از پلاژیوکلاز، کوارتز و بیوتیت. (ED181xpl 40X) ج: بلورهای خودشکل آپاتیت سوزنی به صورت میانبرهای جامد پیش‌زاد در پلاژیوکلاز، و بیوتیت xpl-ED156.100X ج: درشت‌بلور پلاژیوکلاز منطقه‌بندی با میانبر پیش‌زاد زیرکن. ED156.xpl. 40 x ج: نمونه ED169 گرانودیوریت با بافت دانه‌ای و بدون زمینه شامل بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی، بیوتیت، و کوارتز xpl 40 X ج: درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت در زمینه پلاژیوکلاز و کوارتز ED156.ppl 40 X د و ذ: بلورهای کوارتز با لبه‌های خلیجی در زمینه‌ای ریز بلور از کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپارتاسیم در گنبد ریولیتی ED21-5 به ترتیب در ppl و xpl با بزرگنمایی 40x ر: بلورهای تورمالین خودشکل در زمینه‌ای از کوارتزهای ثانویه در گنبد ریولیتی xpl 40x. نشانه‌های اختصاری کانی‌ها برگرفته از مرجع [۱۶] است

زمینه بدون شیشه و ریز بلورتر از گرانودیوریت است. ویژگی این توده گنبدی شکل، کوارتزهای خلیجی فراوان و وجود تورمالین است.

زمین شیمی: نتایج تجزیه ۳۳ نمونه سنگ کل در جدول های ۱ تا ۳ ارائه شده است. از نتایج تجزیه های زمین شیمیایی پیشین [۱۱]، ۷ نمونه دیوریت تا کوارتز دیوریت و سه نمونه گرانودیوریت، در نام گذاری ها و نمودارهای هارکر [۱۷] استفاده شده است (جدول ۲). جانمایی نمونه ها در نمودار قوش و همکاران [۱۸] نشان می دهد که نمونه های مافیک تا حدواسط در گستره گابرو-دیوریت، دیوریت، کوارتز دیوریت، مونزونیت و مونزدیوریت، نمونه های توده گرانودیوریتی در گستره گرانودیوریت، کوارتز مونزونیت تا گرانیت و نمونه های گنبد فلسیک در گستره گرانیت (ریولیت) قرار دارند (شکل الف ۵).

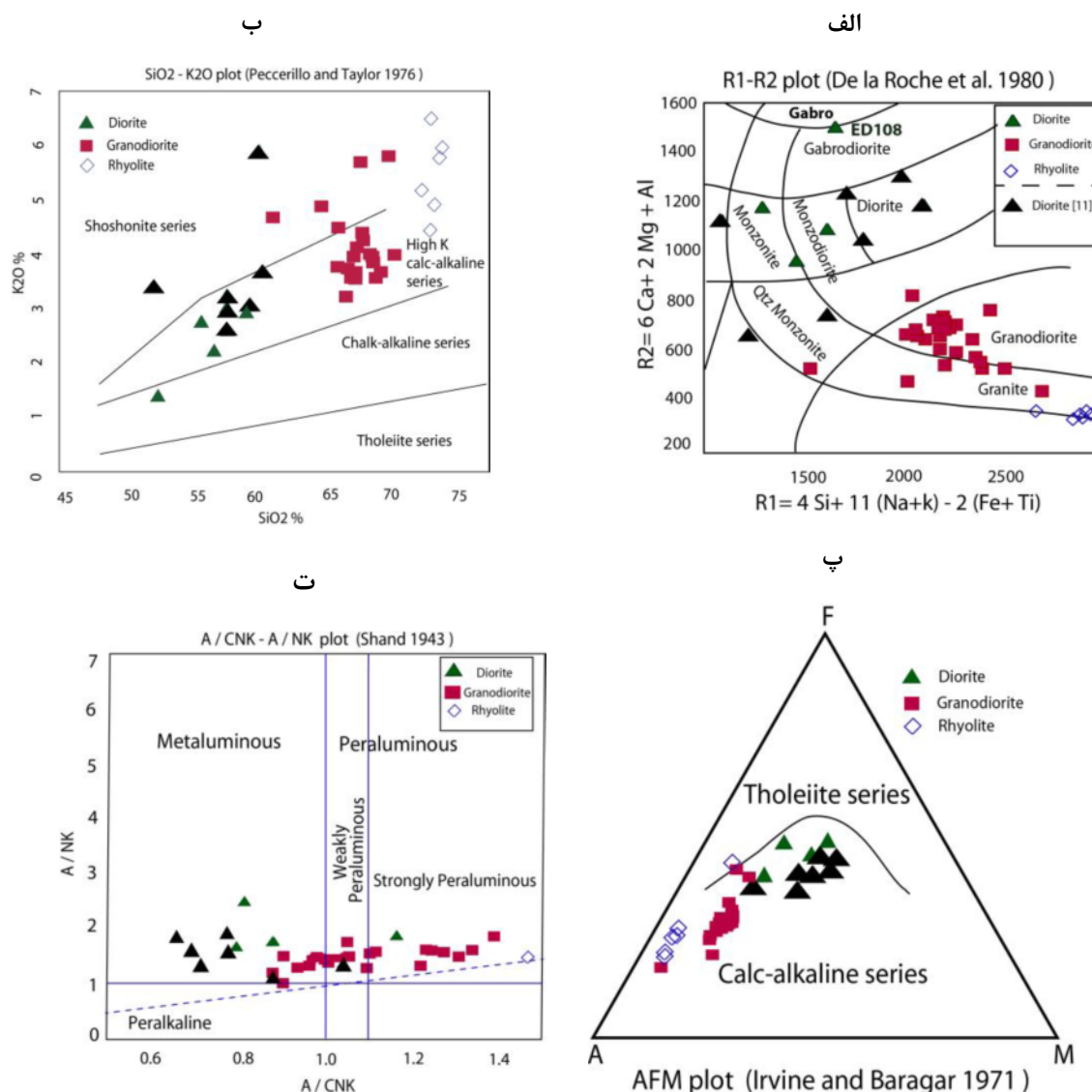
گرانودیوریت ها، شبه-پورفیری و گاهی تمام بلورین و از کانی های شامل پلاژیوکلاز (بیشتر دارای ماکل چندریخت و منطقه بندی و شکل جعبه ای)، کوارتز (بین بلوری و گاهی خلیجی)، بیوتیت به نسبت فراوان، ارتوز و مقدار کمی هورنبلند تشکیل شده اند (شکل های ۴ تا ۸). آپاتیت، کانی های کدر و به مقدار بسیار کم زیرکن کانی های فرعی هستند. میانبرهای زیرکن و آپاتیت در پلاژیوکلاز و کوارتز دیده می شوند (شکل ۴ج). دگرسانی ها شامل سریسیتی شدن فلدسپات، کلریتی شدن بیوتیت و هورنبلند و کائولینیتی شدن برخی از ارتوزها هستند. زمینه بلورین کامل (ریزبلور) و شامل کوارتز و پلاژیوکلاز است. کانی های تشکیل دهنده توده شبه پورفیری ریولیتی شامل کوارتزهای خلیجی، پلاژیوکلاز و ارتوز (کم) هستند (شکل های ۴ د و ۵). کانی تورمالین (افشان و رگچه تورمالین-کوارتز) در کل توده ریولیتی دیده می شود (شکل ۴ر).

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی ۳۳ نمونه سنگی به روش XRF (تجزیه شیشه همگن برای اکسیدهای اصلی) و پودر فشرده برای عناصر V, Cu, Ga در انجمن علوم زمین، دانشگاه لوزان، سوئیس. نتایج بر اساس حذف مواد فرار (LOI) دوباره محاسبه شده اند.

نمونه	واحد سنگی	XRF													
		SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	LOI	V ppm	Cu ppm	Ga ppm
ED104	D	۵۵.۹۸	۰.۸۰	۱۶.۸۴	۹.۴۱	۰.۱۲	۳.۳۹	۶.۲۱	۴.۲۵	۲.۷۲	۰.۳۱	۱.۱۴	۲۱۲.۶۰	۲۸۰.۹۰	۱۹.۹۰
ED160	D	۵۹.۲۵	۰.۶۸	۱۷.۵۹	۶.۲۷	۰.۱۳	۲.۷۵	۵.۵۵	۴.۱۱	۲.۹۰	۰.۳۲	۱.۰۹	۱۲۹.۹۰	۹۵.۹۰	۱۹.۲۰
ED108	D	۵۲.۵۳	۰.۹۷	۱۸.۱۷	۹.۱۷	۰.۲۱	۵.۰۵	۸.۳۶	۳.۵۱	۱.۳۶	۰.۳۲	۱.۴۱	۲۴۰.۹۰	۱۳۳.۸۰	۲۱.۶۰
ED164	D	۵۶.۸۲	۰.۷۴	۱۷.۹۲	۹.۱۳	۰.۰۸	۴.۸۹	۳.۳۰	۴.۳۰	۲.۱۹	۰.۳۲	۲.۶۸	۲۳۲.۳۰	۱۷۷.۲۰	۱۸.۶۰
ED37	GD	۶۸.۳۷	۰.۴۲	۱۵.۲۳	۳.۵۱	۰.۰۶	۱.۵۲	۲.۵۸	۳.۹۵	۴.۲۲	۰.۱۸	۱.۳۷	۵۲.۲۰	۱۵۲.۵۰	۱۵.۱۰
ED78-4	GD	۶۹.۴۰	۰.۴۶	۱۸.۵۹	۱.۵۷	۰.۰۱	۰.۴۹	۱.۱۰	۳.۴۶	۳.۶۴	۰.۰۶	۳.۶۹	۴۷.۲۰	۷۰.۱۰	۱۶.۳۰
ED96	GD	۶۴.۹۷	۰.۵۹	۱۶.۵۱	۵.۶۲	۰.۰۴	۲.۰۲	۰.۷۸	۴.۱۸	۴.۸۷	۰.۳۱	۲.۲۲	۱۲۳.۳۰	۱۰۷.۲۰	۱۶.۲۰
ED102	GD	۶۹.۴۳	۰.۴۵	۱۵.۸۶	۳.۶۱	۰.۰۲	۱.۷۱	۱.۳۸	۳.۵۲	۳.۸۵	۰.۲۰	۱.۸۶	۵۷.۸۰	۴۰.۷۷	۱۶.۴۰
ED107	GD	۶۷.۳۱	۰.۴۷	۱۶.۰۴	۴.۰۱	۰.۰۵	۱.۹۱	۲.۵۰	۳.۷۹	۳.۵۵	۰.۲۰	۱.۸۲	۱۰۴.۱۰	۱۹۸.۱۰	۱۶.۲۰
ED109	GD	۶۸.۱۱	۰.۴۲	۱۵.۰۳	۳.۶۸	۰.۰۷	۱.۶۰	۲.۶۰	۳.۹۴	۴.۳۴	۰.۱۹	۱.۱۹	۵۱.۸۰	۱۵۶.۷۰	۱۵.۴۰
ED111	GD	۶۷.۹۹	۰.۵۱	۱۶.۲۷	۳.۶۱	۰.۰۲	۱.۵۵	۱.۶۸	۳.۷۹	۳.۵۲	۰.۲۲	۲.۸۰	۸۸.۷۰	۱۴۸۷.۸۰	۱۷.۶۰
ED153	GD	۷۰.۷۴	۰.۴۴	۱۵.۸۸	۲.۴۶	۰.۰۲	۱.۷۳	۱.۰۱	۳.۶۶	۴.۰۷	۰.۲۰	۱.۶۷	۶۷.۶۰	۱۴۵.۴۰	۱۵.۷۰
ED156	GD	۶۸.۷۸	۰.۳۸	۱۵.۲۷	۳.۳۸	۰.۰۷	۱.۴۹	۲.۸۷	۳.۸۸	۳.۸۷	۰.۱۷	۰.۷۵	۵۰.۷۰	۹۴.۸۰	۱۵.۶۰
ED157-1	GD	۶۸.۰۷	۰.۴۴	۱۵.۶۲	۳.۸۶	۰.۰۶	۱.۷۰	۳.۰۹	۳.۹۷	۳.۵۳	۰.۲۰	۰.۸۱	۶۳.۵۰	۲۹.۸۰	۱۶.۱۰
ED158	GD	۶۹.۰۷	۰.۴۳	۱۵.۷۴	۳.۷۰	۰.۰۷	۱.۶۲	۲.۷۴	۳.۷۱	۳.۹۵	۰.۱۸	۰.۸۵	۶۱.۶۰	۱۱۶۵.۵۰	۱۵.۴۰
ED163	GD	۶۶.۸۵	۰.۴۵	۱۵.۴۵	۵.۳۴	۰.۱۳	۱.۶۹	۳.۳۷	۳.۱۴	۳.۲۰	۰.۲۲	۳.۹۵	۶۲.۳۰	۱۸۷.۴۰	۱۵.۳۰
ED169	GD	۶۶.۱۷	۰.۴۶	۱۵.۷۶	۴.۰۶	۰.۰۷	۱.۹۱	۳.۷۴	۳.۸۶	۳.۷۵	۰.۱۹	۰.۹۰	۶۵.۳۰	۸۱.۵۰	۱۶.۶۰
ED173	GD	۶۹.۲۴	۰.۴۰	۱۵.۷۱	۳.۷۶	۰.۰۳	۱.۵۲	۲.۳۱	۳.۷۲	۳.۵۷	۰.۱۷	۱.۵۰	۶۱.۱۰	۳۷۴.۸۰	۱۵.۸۰
ED177	GD	۶۹.۲۶	۰.۴۶	۱۵.۸۳	۴.۱۲	۰.۰۳	۱.۸۲	۱.۱۷	۳.۳۷	۳.۸۷	۰.۲۱	۵.۳۹	۶۵.۷۰	۱۸۳.۹۰	۱۶.۵۰
ED181	GD	۶۷.۷۳	۰.۴۵	۱۵.۳۵	۳.۹۶	۰.۰۴	۱.۹۲	۲.۵۳	۳.۶۲	۳.۹۵	۰.۲۱	۱.۸۸	۶۹.۲۰	۱۰۳.۴۰	۱۵.۸۰
ED182	GD	۶۶.۱۵	۰.۴۶	۱۵.۱۹	۴.۰۲	۰.۰۵	۱.۸۲	۲.۷۰	۳.۳۷	۴.۴۷	۰.۲۰	۲.۱۵	۶۰.۸۰	۸۳.۹۰	۱۶.۲۰
ED183	GD	۶۷.۰۱	۰.۴۵	۱۵.۶۴	۳.۸۸	۰.۰۴	۱.۸۳	۲.۸۷	۳.۷۹	۳.۷۰	۰.۲۱	۲.۴۱	۷۳.۴۰	۳۹.۷۰	۱۶.۰۰
ED191	GD	۶۷.۷۳	۰.۴۳	۱۵.۵۸	۳.۵۹	۰.۰۴	۱.۷۰	۲.۳۲	۳.۷۴	۴.۱۶	۰.۱۹	۱.۴۶	۶۳.۲۰	۳۷۰.۳۰	۱۶.۱۰
ED192	GD	۶۷.۵۳	۰.۳۹	۱۵.۳۵	۳.۵۸	۰.۰۵	۱.۷۸	۳.۱۱	۳.۵۹	۴.۰۰	۰.۲۰	۲.۳۸	۸۲.۵۰	۵۰۴.۰۰	۱۶.۲۰
ED193	GD	۶۸.۴۶	۰.۴۴	۱۵.۱۲	۳.۳۱	۰.۰۶	۱.۸۲	۲.۴۹	۳.۶۶	۴.۲۳	۰.۲۰	۱.۸۸	۵۹.۹۰	۴۶۲.۰۰	۱۵.۸۰
ED194	GD	۶۷.۶۸	۰.۴۴	۱۵.۶۸	۳.۸۲	۰.۰۴	۱.۸۶	۲.۸۰	۳.۹۰	۳.۵۸	۰.۲۱	۲.۰۵	۶۳.۹۰	۲۲.۴۰	۱۶.۳۰
ED196	GD	۶۷.۹۳	۰.۵۰	۱۷.۰۴	۵.۶۵	۰.۰۱	۱.۲۵	۰.۰۷	۰.۹۶	۵.۶۹	۰.۱۸	۴.۲۹	۱۲۶.۶۰	۶۹.۰۰	۱۸.۴۰
ED21-2	R	۷۴.۱۲	۰.۳۷	۱۳.۹۶	۲.۶۵	۰.۰۰	۰.۴۱	۰.۰۷	۱.۹۰	۵.۷۸	۰.۰۴	۱.۴۹	۵۴.۸۰	۱۲.۳۰	۱۴.۲۰
ED21-3	R	۷۲.۸۱	۰.۴۰	۱۵.۱۹	۲.۶۸	۰.۰۰	۰.۴۹	۰.۱۲	۲.۵۶	۵.۱۸	۰.۰۳	۱.۷۸	۵۶.۹۰	۸۵.۸۰	۱۴.۹۰
ED21-4	R	۷۳.۷۷	۰.۳۲	۱۳.۲۲	۵.۱۸	۰.۰۰	۰.۸۸	۰.۰۴	۱.۰۰	۴.۸۹	۰.۰۷	۲.۲۵	۴۳.۷۰	۱۰.۰۰	۱۱.۷۰
ED21-5	R	۷۴.۳۵	۰.۳۵	۱۴.۸۹	۲.۱۰	۰.۰۰	۰.۴۲	۰.۰۳	۱.۶۶	۵.۹۶	۰.۰۳	۱.۶۳	۴۳.۶۰	۲۰.۲۰	۱۴.۰۰
ED99	R	۷۳.۴۹	۰.۴۵	۱۵.۲۰	۲.۱۲	۰.۰۰	۰.۵۰	۰.۰۴	۱.۲۶	۶.۴۷	۰.۰۸	۲.۸۳	۶۶.۷۰	۴۲.۵۰	۱۵.۲۰
ED101	R	۷۳.۴۲	۰.۴۲	۱۵.۸۱	۲.۶۷	۰.۰۰	۰.۴۲	۰.۰۶	۲.۴۳	۴.۴۳	۰.۰۳	۲.۳۳	۶۰.۲۰	۳۱.۱۰	۱۵.۴۰

جدول ۲ نتایج تجزیه سنگ کل ۷ نمونه از رخنمون‌های دیوریتی (نمونه‌های KP1 تا G44) با روشهای XRF و ICP-MS به ترتیب در ایران و کانادا. [۱۱].

	KP1	KP52	KP85	KP103	KP67	KP41	G44	G6	G22	G8
Petrography	Px Diorite por	Bt Hbl px Diorite	Px Monzodiorite	Px Monzodiorite	Px Diorite por	Px Diorite por	Px Diorite por	Bt Granodiorite	Hbl Diorite	Bt Granodiorite
SiO ₂	۵۷٫۸۲	۵۹٫۴۸	۵۲٫۲۷	۶۰٫۲۸	۶۰٫۶۳	۵۷٫۷۷	۵۷٫۷۱	۶۸٫۱۵	۷۰٫۱	۶۸٫۹
TiO ₂	۰٫۸	۰٫۹۲	۰٫۸۸	۰٫۹۴	۰٫۸۱	۰٫۷۸	۰٫۸	۰٫۵۱	۰٫۵۱	۰٫۵۲
Al ₂ O ₃	۱۴٫۲۲	۱۴٫۲۶	۱۳٫۰۳	۱۳٫۶۸	۱۴٫۰۴	۱۳٫۳۳	۱۳٫۶۶	۱۳٫۸۸	۱۲٫۵	۱۲٫۹
FeO	۷٫۶۲	۷٫۱۵	۹٫۸۴	۷٫۳۶	۶٫۸۹	۸٫۸۲	۸٫۲۲	۴٫۰۳	۳٫۵۶	۳٫۷۷
MnO	۰٫۱۴	۰٫۱۳	۰٫۲۲	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۲	۰٫۱۴	۰٫۰۵	۰٫۰۹	۰٫۰۵
MgO	۵٫۱۴	۴٫۱۶	۷٫۲۱	۲٫۹۳	۵٫۰۵	۶٫۰۶	۴٫۸۷	۲٫۱۹	۱٫۶۶	۲٫۰۸
CaO	۶٫۴۹	۵٫۱۷	۴٫۷۲	۲٫۰۷	۱٫۸۴	۵٫۶۸	۷٫۳۸	۱٫۳	۱٫۱۳	۲٫۲۱
Na ₂ O	۳٫۲۳	۳٫۴۸	۳٫۶۳	۳٫۳	۳٫۸۲	۲٫۲۳	۲٫۸۳	۳٫۶	۳٫۳۴	۳٫۸۴
K ₂ O	۳٫۲۳	۲٫۰۱	۲٫۴	۵٫۸۸	۳٫۶۳	۳	۲٫۵۸	۴٫۰۴	۵٫۷۹	۴٫۰۲
P ₂ O ₅	۷٫۶۲	۰٫۴۱	۰٫۲۷	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۸٫۸۲	۰٫۲۷	۰٫۱۹	۰٫۱۹	۰٫۲
LOI	۰٫۸۳	۱٫۵۸	۴٫۳	۳٫۰۱	۲٫۷۴	۱٫۵۸	۱٫۳	۱٫۸۹	۰٫۹	۱٫۳۲
TOTAL	۱۰۶٫۳۱	۹۸٫۱۷	۹۵٫۴۷	۹۶٫۷۸	۹۷٫۰۱	۱۰۶٫۷۸	۹۸٫۴۶	۹۷٫۹۴	۹۸٫۸	۹۸٫۵
Mg#	۶۱٫۱۲	۵۷٫۵۵	۶۳٫۰۶۷	۴۸٫۱۲۶۵	۶۳٫۰۷	۶۱٫۵۵۶۶	۵۷٫۹۹۶	۵۵٫۸۷۸	۵۲٫۱	۵۶٫۳
Ba	۵۷۶	۵۷۸	۷۸۶	۷۸۰	۵۵۳	۵۳۲	۴۹۰	۴۲۹	۸۲۵	۵۱۰
Rb	۶۷٫۷	۵۷٫۶	۷۱٫۶	۱۴۱٫۹	۹۴٫۴	۶۲٫۸	۵۲	۱۱۷٫۱	۱۲۴	۱۰۱
Sr	۷۹۷٫۴	۸۶۹٫۸	۷۶۶٫۲	۳۷۴٫۵	۶۸۱٫۴	۶۷۶٫۴	۷۶۰٫۸	۳۸۹٫۲	۵۶۵	۵۵۳
Zr	۱۱۲٫۴	۱۳۳٫۷	۸۳٫۷	۲۴۳٫۳	۱۵۱٫۱	۱۰۲	۱۰۶	۱۳۵٫۱	۱۳۶	۱۲۶
Nb	۶	۸٫۹	۴٫۵	۱۳٫۱	۷٫۵	۵٫۱	۵٫۵	۱۲	۷٫۵	۱۱٫۶
Ga	۱۶٫۷	۱۷٫۱	۱۶٫۴	۱۷٫۱	۱۷٫۳	۱۶٫۸	۱۶٫۶	۱۵٫۷	۱۱٫۴	۱۴٫۶
La	۲۲٫۳	۲۷٫۱	۱۹٫۵	۳۶٫۲	۲۳٫۱	۲۷٫۷	۲۱٫۱	۲۷٫۹	۱۹٫۴	۲۶٫۱
Ce	۴۵٫۴	۵۲٫۴	۳۹٫۱	۷۴٫۱	۴۶٫۸	۶۲٫۴	۴۴٫۱	۴۹٫۸	۴۰٫۷	۴۸
Pr	۵٫۴۹	۶٫۳۳	۴٫۸۸	۸٫۵۷	۵٫۶۷	۷٫۸۱	۵٫۴۱	۵٫۱۹	۴٫۷۵	۴٫۸۳
Nd	۲۲٫۱	۲۵٫۲	۱۹٫۹	۳۲٫۲	۳۱٫۲	۳۳٫۶	۲۲٫۲	۱۷٫۲	۱۸٫۵	۱۷٫۲
Sm	۴٫۴۸	۴٫۶۵	۴٫۲۲	۶٫۲۹	۴٫۵۷	۸٫۲۸	۴٫۴۳	۳٫۰۸	۳٫۱۴	۲٫۸۱
Eu	۱٫۲۴	۱٫۲۹	۱٫۲۱	۱٫۲۹	۱٫۱۳	۲٫۳۱	۱٫۲۸	۰٫۸	۰٫۶۱	۰٫۸
Gd	۴٫۰۴	۳٫۹۷	۳٫۸۷	۵٫۸۶	۴٫۳۶	۹٫۲۵	۴٫۱۶	۲٫۵۴	۲٫۷۹	۲٫۶۷
Tb	۰٫۵۹	۰٫۵۴	۰٫۵۶	۰٫۸۴	۰٫۶۳	۱٫۴۶	۰٫۵۹	۰٫۳۵	۰٫۴۱	۰٫۳۷
Dy	۳٫۵۳	۳٫۲	۳٫۳۴	۵٫۰۵	۳٫۸۳	۸٫۶۴	۳٫۵۷	۲٫۱۹	۲٫۸	۲٫۴۳
Ho	۰٫۶۳	۰٫۵۸	۰٫۶۱	۰٫۹۶	۰٫۷۱	۱٫۴۶	۰٫۶۵	۰٫۳۸	۰٫۵	۰٫۴۳
Er	۱٫۹	۱٫۶۴	۱٫۸۱	۲٫۷۲	۲٫۰۴	۳٫۷۳	۱٫۹۱	۱٫۲۳	۱٫۵۳	۱٫۳۷
Tm	۰٫۲۷	۰٫۲۵	۰٫۲۷	۰٫۴۱	۰٫۳۲	۰٫۵	۰٫۲۸	۰٫۱۸	۰٫۲۵	۰٫۱۹
Yb	۱٫۸۳	۱٫۶۸	۱٫۶	۲٫۷۲	۲٫۰۷	۲٫۹۶	۱٫۹۱	۱٫۳	۱٫۶۹	۱٫۴۳
Lu	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۲۶	۰٫۴۳	۰٫۳۳	۰٫۴۱	۰٫۲۹	۰٫۲	۰٫۲۵	۰٫۲
Y	۱۸٫۸	۱۷	۱۷٫۷	۲۷٫۲	۲۰٫۹	۴۱٫۲	۱۹٫۷	۱۲٫۶	۱۴٫۵	۱۳٫۲
A.CNK	۰٫۶۸	۰٫۷۷	۰٫۷۱	۰٫۸۷	۱٫۰۳	۰٫۷۷	۰٫۶۵	۱٫۰۹	۰٫۹	۰٫۸۷
Eu/Eu*	۰٫۸۹	۰٫۹۲	۰٫۹۲	۰٫۶۵	۰٫۷۷	۰٫۸	۰٫۹۱	۰٫۸۷	۰٫۶۳	۰٫۸۹
CeN_YbN	۶٫۴۲	۸٫۰۷	۶٫۳۲	۷٫۰۵	۵٫۸۵	۵٫۴۵	۵٫۹۷	۶٫۲۳	۹٫۹۱	۸٫۶۸



شکل ۵. جانمایی نمونه‌ها در الف: نمودار R1-R2 [۱۸] که باساز آن، نمونه ED108 مافیکترین و بازیگترین نمونه بوده که میزبان نفوذ توده گرانودیوریتی است. ب: نمودار K_2O نسبت به SiO_2 که نشان دهنده ماهیت کلسیمی-قلیایی غنی از پتاسیم نمونه‌هاست [۲۰]. پ: نمودار AFM [۲۱] که نشان دهنده کلسیمی-قلیایی بودن همه نمونه‌هاست. ت: نمودار اصلاح شده $A/CNK-A/NK$ [۲۲] که نشان می‌دهد که همه نمونه‌های ریولیتی در گستره پرالومین، گرانودیوریتی متالومین-پرالومین و همه نمونه‌های دیوریتی متالومین هستند. مثلث سبز کوچک نشانگر دیوریت، مثلث‌های سیاه بزرگتر داده‌های دیوریتی مرجع [۱۱]، مربع قرمز گرانودیوریت و لوزی‌های آبی توخالی نمونه‌های ریولیتی هستند.

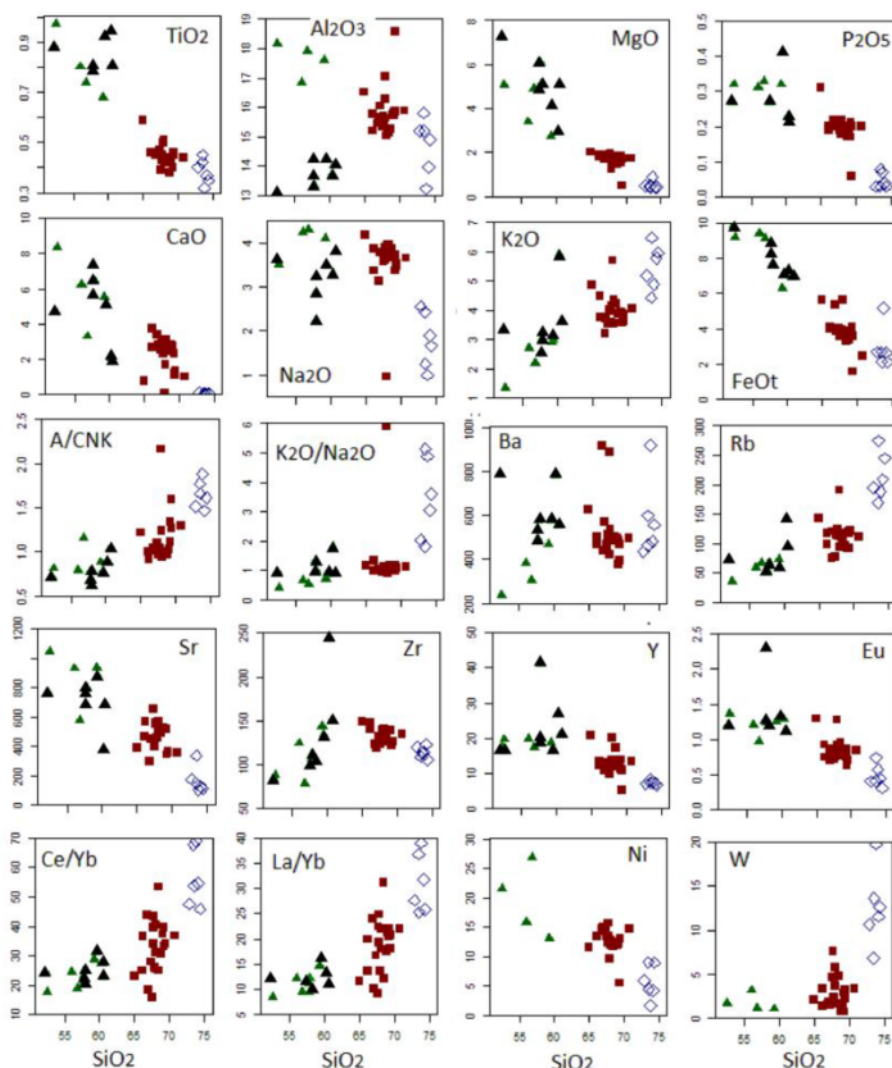
نمودارهای هارکر (عناصر اصلی و فرعی): بر اساس نمودارهای همبستگی اکسیدهای اصلی با مقدار SiO_2 [۱۷]، رابطه زایشی معناداری بین سنگ‌های متفاوت وجود دارد (شکل ۶). بر اساس این نمودارها، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار TiO_2 ، Al_2O_3 ، FeO ، MgO ، CaO ، P_2O_5 و تا اندازه‌ای K_2O کاهش می‌یابد. از طرف دیگر با افزایش SiO_2 ، مقدار K_2O افزایش می‌یابد و رفتار Na_2O رفتاری کاهشی ولی بی نظم است. با افزایش SiO_2 ، عناصر Sr ، Ni ، Eu ، Yb و تا اندازه‌ای Y کاهش نشان می‌دهند. از طرفی با افزایش SiO_2 ، عناصر

دلیل نام‌گذاری گنبد با نام ریولیت و نه گرانیت، به دلیل ریزبلور بودن سنگ است [۱۹] و به معنای خروجی بودن این سنگ‌ها نیست. نام دیوریت نیز معرف بیشتر رخنمون‌های این توده‌های کوچک مافیک بوده و از گابرو-دیوریت تا مونزونیت با تمرکز بیشتر بر دیوریت در تغییر است. توده‌ها در گستره آهکی-قلیایی و بیشتر در گستره آهکی-قلیایی غنی از پتاسیم، پرالومین (ریولیت‌ها و بخشی از گرانودیوریت‌ها) و در متالومین (بخشی از گرانودیوریت‌ها و دیوریت‌ها) قرار دارند [۲۰-۲۲].

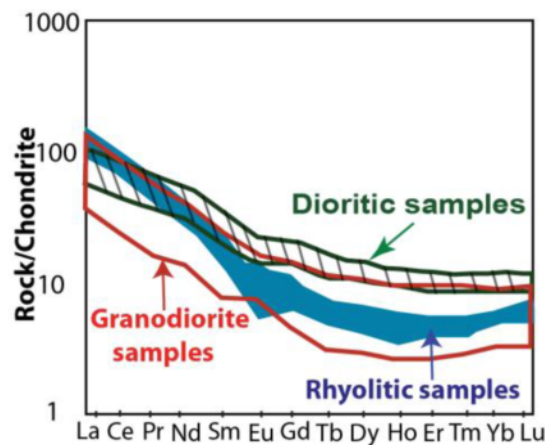
شاخصی و عناصر Ti , Nb , Ta (TNT) تهی‌شدگی دارند و Sr در ریولیت ناهنجاری منفی و در بیشتر دیوریت‌ها ناهنجاری مثبت نشان می‌دهد. بیشترین غنی‌شدگی K و Rb و بیشترین تهی‌شدگی Ti در نمونه‌های ریولیتی دیده می‌شود. در مقایسه، عناصر خاکی نادر با کندریت [۲۳]، غنی‌شدگی قابل توجهی در LREE و غنی‌شدگی جزئی در MREE دیده می‌شود. نسبت $La(N)/Yb(N)$ (جدول ۴) نشان می‌دهد که بیشترین جدایش REEها مربوط به ریولیت و کمترین آن مربوط به دیوریت است. گرانودیوریت غنی‌شدگی مشخصی در LREE دارد، به ویژه در نمونه ED37 که دارای بیشترین مقدار REE (157.71) است. نسبت‌های $La(N)/Sm(N)$ و $Eu/Yb(N)$ غنی‌شدگی نسبی LREE به عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) و MREE به HREE را نشان می‌دهند (جدول ۴).

Rb , W , La/Yb , Ce/Yb , و نسبت‌های A/CNK و K_2O/Na_2O افزایش چشمگیری نشان می‌دهند. رفتار باریم افزایشی ولی با الگوی نامنظم است. رفتار زیرکونیوم نسبت به تغییرات SiO_2 الگوی منحنی را نشان می‌دهد. عناصر خاکی نادر سبک (LREE) (Ce و La) تا اندازه‌ای ناسازگار و عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) رفتاری سازگار دارند و با افزایش مقدار SiO_2 ، کاهش نشان می‌دهند. علت این تغییرات در ادامه توضیح داده می‌شود.

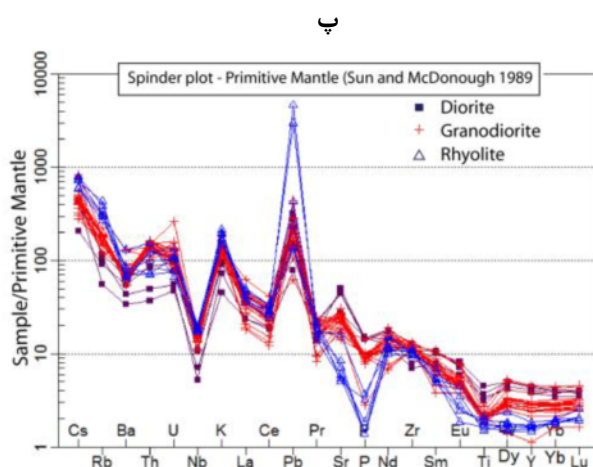
نمودارهای عنکبوتی عناصر فرعی و خاکی نادر: به هنجارسازی نمونه‌ها بر اساس میانگین کندریت، گوشته اولیه و میانگین پوسته قاره‌ای بالایی (شکل ۷) نشان داده شده است. بهنجارسازی نمونه‌ها به کندریت [۲۳، ۲۴] نشان می‌دهد که نمونه‌ها در بیشتر عناصر به ویژه K , Rb , Th و U غنی‌شدگی



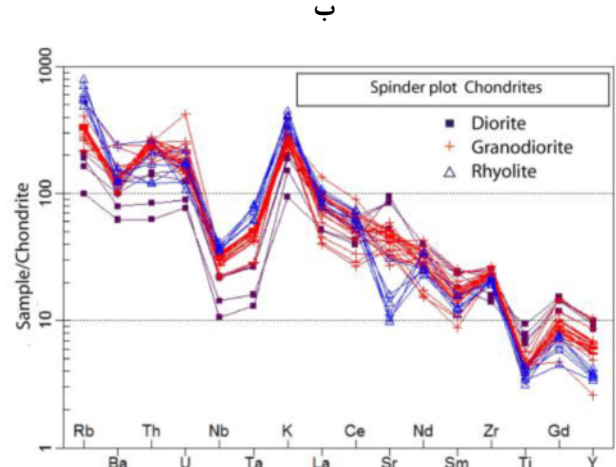
شکل ۶ نمودارهای TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , P_2O_5 , CaO , Na_2O , K_2O , FeO , A/CNK , K_2O/Na_2O (به درصد) و عناصر فرعی Ba , Rb , Sr , Zr , Y , Eu , Ce/Yb , La/Yb , Ni , W (به ppm) نسبت به SiO_2 . نشانه‌ها شبیه شکل ۵ هستند.



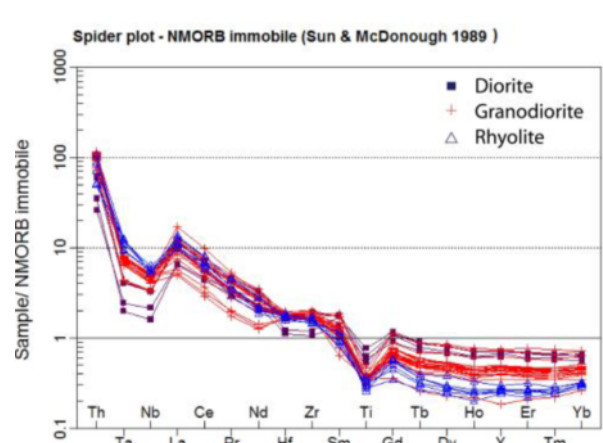
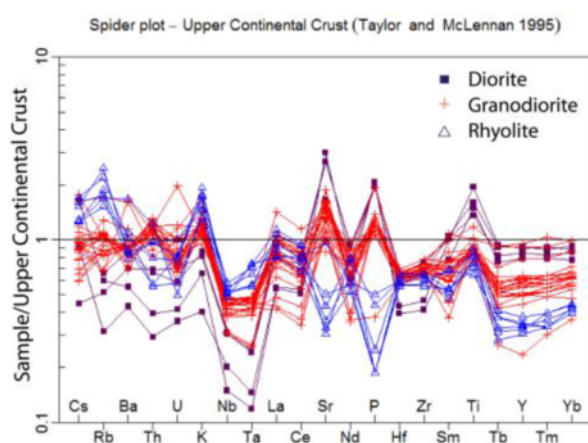
الف



ب



پ



شکل ۷ نمودارهای عنکبوتی (الف) عناصر خاکی نادر نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده به کندریت [۲۳]، ب- عناصر خاکی نادر و فرعی بهنجار شده به کندریت [۲۴]، پ: عناصر خاکی نادر و فرعی بهنجار شده به گوشته اولیه [۲۴]، ت- عناصر غیرمتحرک بهنجار شده به میانگین بازال-های پشته‌های میان اقیانوسی عادی (NMORB)، [۲۴] و ث- عناصر بهنجار شده به میانگین پوسته قاره‌ای بالایی [۲۵]. مثلث‌های آبی نشانگر ریولیت، مربع‌های مشکی، دیوریت‌ها و علامت جمع قرمز گرانودیوریت هستند. D=Diorite, GD=Granodiorite, R=Rhyolite.

جدول ۴ شاخص های زمین شیمیایی مهم سه توده مورد بررسی، داده های عناصر خاکی نادر به کندریت [۲۳] به هنجار شده اند.

ویژگی های ژئوشیمیایی	دیوریت	گرانودیوریت	ریولیت
SiO ₂ محدوده	۵۲.۵۹-۵۳.۵۲	۷۴.۷۰-۹۷.۶۴	۳۵.۷۴-۸۱.۷۲
saturation index Aluminum = ASI	۰.۱۱-۰.۹۳	۵۵.۱-۹۶.۰	۵۲.۱-۱۹.۱
A/NK	۵۱.۲-۷.۱	۲۰.۲-۳۴.۱	۹۱.۱-۴۹.۱
A/CNK	۸۸.۰-۷۹.۰	۱۷.۲-۹۲.۰	۸۹.۱-۴۷.۱
D.I. ضریب تفریق	۶۲-۴۲	۸۴-۷۲	۹۱-۸۵
FeO/FeO _T +MgO	۷۱.۰-۶۲.۰	۸.۰-۵۶.۰	۸۵.۰-۷۹.۰
REEs (ppm)	۱۳۰-۷۹۴	۷۱۵۷-۵۶	۱۳۰-۹۱
Eu/Eu* (N)	۹۵.۰-۸۵.۰	۲۹.۱-۸.۰	۰.۴۱-۵.۰
(N) La/Yb	۱۵.۸-۶.۵	۹.۲۰-۰.۳۶	۰.۳۲۶-۸۴.۱۶
La/Sm (N)	۷.۳-۲.۲	۷۸.۷-۴۶.۳	۶.۷-۲.۶
Eu/Yb (N)	۹.۱-۶.۱	۲۵.۲-۴۲.۱	۲.۲-۹۵.۰

برداشت

براساس داده ها، دگرگونی های ماگمایی از قدیم به جدید به صورت زیر رخ داده است. سنگ های آتشفشانی با ترکیب آندزیت، تراکی آندزیت و پیروکسن آندزیت با سرشت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین در مرز ائوسن پیشین-میانی (۴۷.۵±۲.۴ میلیون سال) [۱۲] تشکیل شده اند. توده های حدواسط تیره رنگ دیوریتی (از گابرو دیوریت، دیوریت، مونزونیت و مونزودیوریت تا کوارتز دیوریت با بافت ریز بلور و گاهی شبه پورفیری) با سرشت آهکی قلیایی و متآلومین در این رخسارها نفوذ کرده اند. توده نیمه عمیق و گاهی عمیق با ترکیب کلی گرانودیوریت، با سرشت آهکی قلیایی پتاسیم بالا و متآلومین تا کمی پرآلومین به سن لوتسین ۴۴.۳۷±۰.۵۷ میلیون سال (ائوسن میانی-لوتسین) [۱۱] و ۱۳±۰.۴۳ میلیون سال [۱۲] توده های دیوریتی را قطع کرده اند. در آخرین مرحله، توده ریولیتی جدایش یافته (آهکی قلیایی پتاسیم بالا و پرآلومین)، به صورت گنبدی در توده گرانودیوریتی نفوذ کرده و در کنار توده گرانودیوریتی میزبان کانی سازی فیروزه است. توده های ریولیتی جوانتر از ائوسن پسین (۳۸ میلیون سال) هستند و با توجه به پوشیده شدن آخرین جلوه های ماگمایی منطقه توسط مارن ها و ماسه سنگ های میوسن [۴]، سن نسبی جایگیری این گنبد ائوسن پسین تا پایان الیگوسن در نظر گرفته می شود. دایک های دیوریتی ریزبلور تیره به سن ۳۸±۰.۹ میلیون سال [۱۲] آخرین جلوه های ماگمایی منطقه هستند. گفتنی است که گروهی از پژوهشگران [۱۱] بر اساس داده های سن سنجی، دیوریت ها را آخرین و جوانترین توده منطقه به سن ۳۹.۷۸±۰.۷۳ میلیون سال (ائوسن میانی-بارتونین) می دانند، ولی بر پایه این پژوهش و شواهد صحرایی، این توده قدیمی ترین توده نفوذی منطقه است. اختلاف سن به دست آمده (۳۹.۷۸±۰.۷۳ میلیون سال) با شواهد صحرایی و شباهت بسیار آن با سن دایک های دیوریتی به سن ۳۸±۰.۸۷

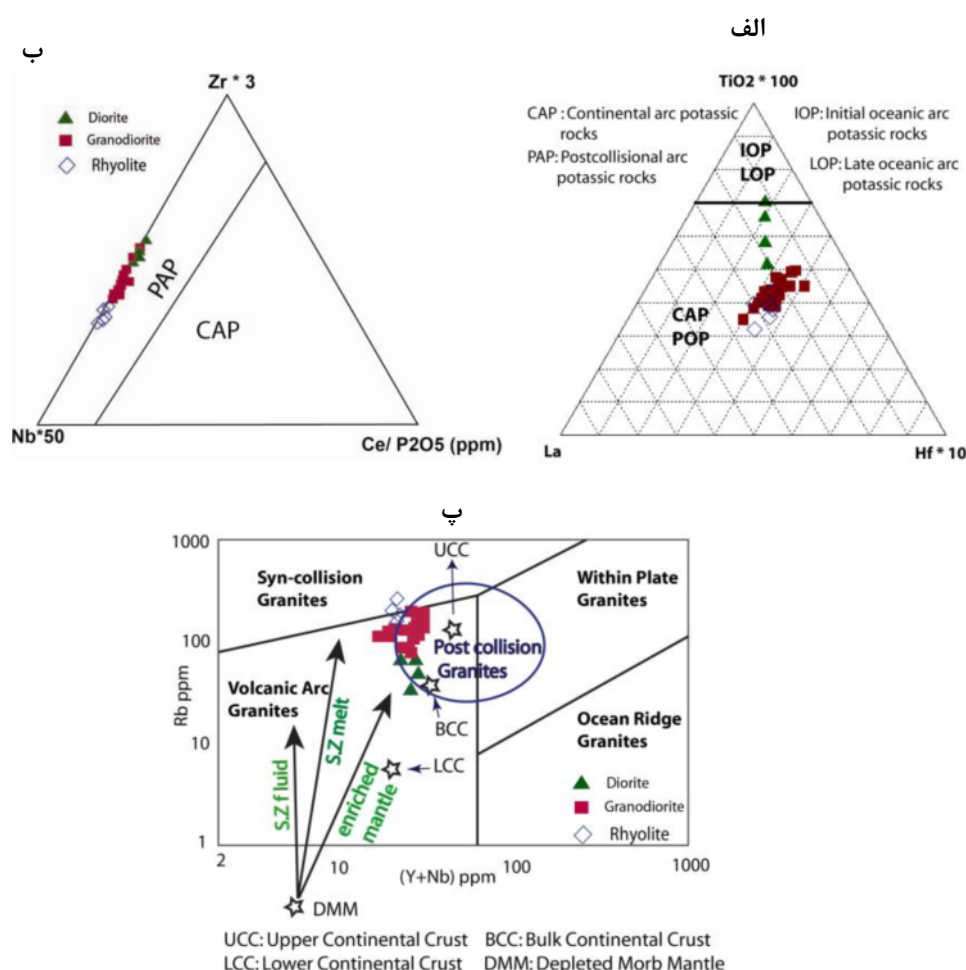
در کنار شباهت بسیار الگوهای REE توده ها، نمونه های ریولیتی تفاوت آشکاری در Eu/Eu* با دیگر نمونه ها نشان می دهند. همه نمونه های ریولیتی ناهنجاری منفی در Eu نشان می دهند و مقدار کلی HREE و MREE آنها کمتر از نمونه های گرانودیوریت و دیوریت است. بهنجارسازی بر اساس گوشته اولیه [۲۴] (شکل ۷ پ)، نیز نشان از تهی شدگی P و غنی شدگی شدید Pb, Cs, Rb, Ba, Th, U دارد. برای عناصر بهنجار شده نسبت به بازالت های پشته های میان اقیانوسی (MORB) [۲۴]، تهی شدگی مشخصی در Nb و در نمونه های گرانودیوریت و دیوریت تهی شدگی در Ti و غنی شدگی شاخص K و Pb دیده می شود (شکل ۷ ت). تهی شدگی شدید در عناصر TNT نیز در این مقایسه تایید می شود. تهی شدگی Nb و Ta در مقایسه با میانگین پوسته قاره ای بالایی نیز در شکل ۷ ت دیده می شود [۲۵]. غنی شدگی P در گرانودیوریت و دیوریت و تهی شدگی شدید در ریولیت ها مشهود است. علت این تغییرات در ادامه بیان می شود.

محیط زمین ساختی: در نمودار سه گوش TiO₂*100-La-Hf*10 (شکل های ۸ الف) که برای تعیین محیط زمین ساختی سنگ های پتاسیک کاربرد بسیار دارد، همه نمونه ها در گستره پس برخوردی و کرانه فعال قاره ای قرار داشته و براساس نمودار سه گوش Zr*3-Nb*50-Ce/P2O5 [۲۶] (شکل ۸ ب)، همه نمونه ها در گستره پس برخوردی قرار دارند (شکل ۸ ب). در نمودار اصلاح شده مرجع [۲۷]، بیشتر نمونه ها در گستره پس از برخوردهای دارند (۸ پ). افزون بر این، به دلیل نسبت بالای HREE / LREE و ناهنجاری منفی در Nb, Ta و Ti ویژگی های زمین شیمیایی محیط های فرورانس نیز دیده می شود [۲۸]. این تناقض در ادامه توضیح داده می شود.

برخی از نمونه‌های ریولیتی و گرانودیوریتی در نمودار مرجع [۲۷]، در گستره کرانه فعال قاره‌ای و یا همزمان با برخورد قرار می‌گیرند. در صورت چشم‌پوشی از خطاها و همپوشی همیشگی منحنی‌های زمین‌شیمیایی برای تعیین محیط زمین‌ساختی، در باید انتظار وجود ماگماهای نوع S و دیده باقیمانده‌های ذوب سنگ‌های دگرگون شده، میگماتیت، افیولیت و آثار بزرگ مقیاس برخورد را در این کمان داشته باشیم که این نشانه‌ها نه فقط در کمان تروود چاه شیرین بلکه در کمان‌های مشابه آن در جنوب، غرب و شرق این کمان دیده نمی‌شود. در کمان ماگمایی تروود-چاه شیرین، از ژوراسیک تا آغاز ائوسن هیچ فعالیت ماگمایی گزارش نشده است. در زمان فروانش پوسته اقیانوس تتیس جوان به زیر اوراسیا و ایران مرکزی، این کمان در فاصله حدودی ۵۰۰ کیلومتری از آن واقع شده بود و هیچ فعالیت ماگمایی از آن زمان در این کمان گزارش نشده است.

میلیون سال [۱۲]، به احتمال بسیار به دلیل نمونه‌برداری از دایک دیوریتی توسط روحبخش و همکاران [۱۱] و ربط آن به توده‌های دیوریتی باشد.

در بحث تعیین جایگاه زمین‌ساختی ماگمایی، چنان که گفته شد نمودارهای $\text{TiO}_2^*100\text{-La-Hf}^*10$ ، $\text{Zr}^*3\text{-Nb}^*50$ ، $\text{Ce/P}_2\text{O}_5$ و Rb/Y+Nb نشان‌دهنده محیط پس برخوردی است، ولی از طرفی ناهنجاری منفی در Ti ، Ta و Nb [۲۸]، غنی‌شدگی LILE، LREE به HREE و عناصر BA, Th, U, Rb و Pb و نسبت کم Nb/U (نسبت به گوشته اولیه و کندریت) نشان از تأثیر فروانش بر تشکیل ماگماست. این امر نشان‌دهنده نقش مؤثر فروانش به صورت دگرنهاد نمودن گوه گوشته‌ای توسط سیال‌های آزاد شده از ورقه فروورونده اقیانوسی است [۲۷-۳۰].



شکل ۸. نمودارهای تعیین محیط زمین‌ساختی بر اساس عناصر. الف: نمودار سه گوش $\text{TiO}_2^*100\text{-La-Hf}^*10$ (همه به گرم بر تن) ویژه سنگ‌های غنی از پتاسیم [۲۶] که براساس آن، همه نمونه‌ها در گستره پس برخوردی و کرانه فعال قاره‌ای جای دارند ب: نمودار سه گوش $\text{Zr}^*3\text{-Nb}^*50\text{-Ce/P}_2\text{O}_5$ (گرم بر تن)، ویژه سنگ‌های غنی از پتاسیم [۲۶] که براساس آن، همه نمونه‌ها در گستره پس برخوردی جای دارند. پ: نمودار اصلاح شده مرجع [۲۷] که براساس آن بیشتر نمونه‌ها در گستره پس از برخورد (بیضی آبی) قرار دارند.

پس از پایان فرورانش و در زمان برخورد در کرتاسه پسین- پالئوسن پیشین، نیز نشانه‌ای از فعالیت ماگمایی و حتی رسوب گذاری دیده نمی‌شود، زیرا این بخش از ایران مرکزی خارج از آب بوده و آثار فشارشی در سراسر پالئوسن در این کمان گزارش شده است [۱۳]. از این رو بر اساس شواهد زمین- شناسی و زمین‌شیمیایی، محیط زمین‌ساختی کرانه فعال قاره‌ای (مشابه آند) و همزمان با برخورد تایید نمی‌شوند و بهترین گزینه نسبت دادن این گرانیتوئیدها به فرآیندهای پس از بسته‌شدن و برخورد آخر اقیانوس تتیس جوان است. روشن است که کشش‌های ناشی از گسل‌های تراکشی و ایجاد حوضه‌های کششی-جدایشی گسل‌های ترو در جنوب و گسل رباعی-کوه زر در شمال کمان [۸، ۱۳]، طی ائوسن و الیگوسن نقش مهمی در تشکیل ماگما از گوشته دگر نهاده داشته است.

بر اساس داده‌ها، می‌توان گفت که ماگمای اولیه در اثر ذوب بخشی خاستگاه گوشته‌ای اسپینل فلوگوپیت لرزولیتی [۱۱] تشکیل شده است. در کنار این امر و بر اساس بازدیدهای صحرایی (برونبوم‌های مافیک درون گرانودیوریت‌ها با مرزهای دنداندار، درشت بلورهای پلاژیوکلاز گرانودیوریتی در برونبوم- های مافیک [۳۱])، بررسی‌های میکروسکوپی، زمین شیمیایی و داده‌های پیشین [۸-۱۰]، پدیده آمیختگی ماگمایی نقش مهمی در تشکیل ماگماهای گرانودیوریتی داشته است. از طرفی، فرآیندهای هضم و تبلور جدایشی (AFC) نیز نقش بسیار مهمی در شکل‌گیری ماگما داشته‌اند به طوریکه ماگمای ریولیتی، که در پژوهش‌های پیشین به آن پرداخته نشده است، در اثر جدایش ماگماهای گرانودیوریتی و آلیش و هضم پوسته تشکیل شده است. نسبت بالای Ce/Yb در ریولیت‌ها (۶/۶ تا ۱۷/۵) نشانگر جدایش شدید در ماگمای زاینده این سنگ- هاست. الگوی مسطح HREE و Eu/Yb بهنجار شده پایین در هر سه توده (۰/۹۵ در ریولیت تا ۲/۲۵ در برخی از گرانودیوریت‌ها) نشانگر تشکیل مذاب در عمقی است که گارنت پایدار نیست. بر اساس تفسیر نمودارهای هارکر [۱۷]، طی صعود ماگما، کانی‌های الیون، پلاژیوکلاز کلسیک، کلینوپیروکسن از ماگمای حدواسط- مافیک و آپاتیت و هورنبلند از ماگماهای حدواسط گرانودیوریتی جدا شده‌اند. ناهنجاری شدید منفی P در نمونه‌های ریولیتی و ناهنجاری منفی متوسط در گرانودیوریت‌ها به دلیل جدایش آپاتیت است. فلدسپات پتاسیم تا مراحل پایانی تشکیل ماگما حضور داشته

است و شواهد سنگ‌نگاری نیز این امر را تایید می‌نماید. تبلور جدایشی هورنبلند رخ داده است و می‌تواند یکی از عوامل ناهنجاری منفی Ti و Y باشد. پلاژیوکلاز کلسیک در مراحل اولیه تشکیل شده است و جدایش آن سبب ناهنجاری منفی Eu در ریولیت‌ها، ناهنجاری منفی Sr در ریولیت‌ها و برخی از نمونه‌های جدایش یافته تر گرانودیوریت‌ها، کاهش شدید Ca در ریولیت‌ها و پرآلومین شدن آنها شده است. البته دگرسانی حتی در مراحل ضعیف می‌تواند سبب تهی‌شدگی Sr شود [۳۲]. افزایش مقدار K₂O با افزایش SiO₂ روندی عادی در جدایش ماگما است و رفتار زیرکونیوم نسبت به تغییرات SiO₂ الگوی زنگوله‌ای شکل دارد که نشانگر افزایش زیرکونیوم در ماگماهای حدواسط تر است. در ماگماهای گابرویی- دیوریتی، مقدار عنصر زیرکونیوم به حدی نیست که کانی مستقل بسازد، بلکه در شبکه کانی‌های پیش‌زاد وارد می‌شوند. این در حالی است که در ماگمای حدواسط گرانودیوریتی، زیرکن به صورت کانی مستقل تشکیل شده و در روند جدایش از ماگما جدا شده و از این رو در ماگمای ریولیتی بسیار کاهش یافته است. شواهد زمین‌شیمیایی چون تهی‌شدگی از Sr، Ti، Nb، بالا بودن LREE/HREE، بالا بودن نسبی LILE و غنی‌شدگی Ce و Sm نسبت به عناصر کنار خود در نمودارهای عنکبوتی ریولیت‌ها، غنی‌شدگی Rb و Th نسبت به Nb و Ta، کاهش مقدار عناصر از Rb تا Yb در نمودارهای عنکبوتی همه نمونه- های ریولیت، غنی‌شدگی Rb، Pb، Ba، Th، U، K و Sr و رفتار افزایشی ولی بی‌نظم باریم نسبت به SiO₂ در نمودارهای هارکر، نشان می‌دهد که دخالت و مشارکت پوسته قاره‌ای [۳۳] در تشکیل ماگمای ریولیتی و به مقدار کمتر در تشکیل ماگمای گرانودیوریتی پرآلومین جدایش یافته‌تر نقش مهمی داشته است.

بر اساس ویژگی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و زمین- شیمیایی، توده‌های گرانودیوریتی و ریولیتی در گستره گرانیت‌های گرانیتوئید آهکی قلیایی غنی از پتاسیم (KCG) قرار دارند [۳۴]. تفاوت زمین شیمیایی نمونه‌های مورد بررسی با گرانیت KCG، پرآلومین بودن (ضعیف تا متوسط) نمونه‌ها و مقدار FeO_T/FeO_T+MgO بالاتر است که هر دو با جدایش بلوری گسترده کانی‌های منیزیم‌دار و پلاژیوکلاز کلسیک (کاهش شدید Ca در نمونه‌های جدایش شده) قابل توجیه است (جدول ۵). بر اساس نظر کاسترو و همکاران [۳۵، ۳۶]، نیز،

در این مدل تشکیل، فرآیندهای AFC نیز طی صعود ماگما نقش بسیار مهمی در تغییر زمین‌شیمی ماگما دارند [۴۱،۴۰،۳۸]. در مناطق و رژیم‌های همزمان تا پس از برخورد، ذوب‌بخشی سنگ‌های آبدار آهکی‌قلیایی مافیک تا حدواسط دگرگون شده پوسته‌ای قدیمی (به جز متابازالت و متاگابرو) می‌تواند گرانودیوریت‌های آهکی‌قلیایی غنی از پتاسیم نوع I را به وجود آورد [۳۹]. وجود همزمان ویژگی‌های زمین‌شیمیایی گوشته‌ای و پوسته‌ای نشان از آمیختگی مذاب گوشته‌ای با سنگ‌های پوسته‌ای و فرآیند AFC (مدل نخست) دارد. بر این اساس و حتمی بودن شواهد آمیختگی که در بالا به آن اشاره شد، مدل آمیختگی (AFC) [۴۳،۴۲] می‌تواند مدلی مناسب برای تشکیل ماگماهای دورگه در محیطی پس برخوردی باشد. ماگمای مادر از ذوب‌بخشی گوشته‌ای اسپینل لرزولیتی تشکیل شده که پیشتر در اثر آبدایی ورقه فرورونده اقیانوس تتیس جوان دگر نهاده شده است.

ماگمای زاینده گرانودیوریت‌ها، دورگه و از نوع H است. سنگ برآمده از این نوع دورگه شدگی ویژگی‌های گرانیات S یا گرانیات گوشته‌ای M را نشان نمی‌دهد، کانی‌های آلومینیوم‌دار مانند سیلیمانیت و کاردیریت وجود ندارد، سرشار از برونوم‌های مافیک هستند و منطقه‌بندی پیچیده یا معکوس و نشانه‌های بازجذب در پلاژیوکلازها را به خوبی نشان می‌دهند [۱۳، ۳۴، ۳۷]. بررسی‌های ویژگی‌های صحرایی، میکروسکوپی و زمین‌شیمیایی برونوم‌های موجود در توده‌های نفوذی منطقه نشان داده است که برونوم‌ها ماگمایی، هم‌خاستگاه با سنگ میزبان و نشانه آمیختگی ماگمایی ماگمای اسیدی- حدواسط با ماگمایی مافیک است [۹]. بر اساس نظر برخی پژوهشگران [۳۸-۴۰]، فرآیند تشکیل‌دهنده ماگمای گرانودیوریتی محیط‌های همگرای مربوط به فرورانش در اثر یکی از دو فرآیند AFC یا ذوب پوسته است. فرایند AFC در مناطق کمان‌های قاره‌ای مذاب از گوشته‌ای به وجود می‌آید که خود پیشتر توسط سیال‌ها و مذاب‌های برآمده از ورقه فرورونده دگر نهاده شده‌اند.

جدول ۵ مقایسه ویژگی‌های گرانودیوریت‌ها و ریولیت‌ها با انواع گرانیوتیدهای Barbarin 1999 [۳۴].

منبع	Barbarin 1999						پژوهش حاضر	
حروف اختصاری	MPG	CPG	KCG	ACG	RTG	PAG	GD	R
نوع سنگ	muscovite-bearing peraluminous granitoids	cordierite-bearing and biotite-rich peraluminous granitoid	K-rich porphyritic calc-alkaline granitoids	Amphibole-rich calc-alkaline granitoids	arc tholeiitic granitoids	peralkaline and alkaline granitoids	k-rich porphyritic CA granodiorite	K-rich porphyritic CA rhyolite
اندیس آلومینیوم	A > CNK		CNK > A > NK			A ≤ NK	A > CNK A < CNK	A > CNK
A _۰ CNK	۱ ≥		۱ <			alkaline	۶۴/۱ - ۹۴/۰	۵۱/۱ - ۱۸/۱
FeO _T (FeO+MgO)	۸۰ <		۰/۱ - ۸۰	۸۰ <	۸۰ >	۸۰ >	۰۲/۳ - ۴۲/۱	۸۸/۱ - ۴۱/۱
سنگ‌های همراه								
دگرگونی	-	آناکسی و میگماتیت	-	-	-	-	-	-
آتشفشانی	-	-	گدازه اسیدی و توف	آندزیت و داسیت	توله ایت	گدازه های آکالین	گدازه های اسیدی تا حدواسط	توف
توده های مافیک و حدواسط	-	کوارتز دیوریت	کوارتز دیوریت و گابرو	گابرو (فراوان)	گابرو (فراوان)	گابرو (فراوان)	کوارتز دیوریت و دیوریت	
آنگلاوهای مافیک	-	کم	متوسط	زیاد	زیاد	کم	زیاد	-
منشأ ماگما	پوسته	پوسته (گوشته)	پوسته و گوشته	گوشته (پوسته)	گوشته	گوشته	پوسته و گوشته	پوسته (گوشته)
محیط ژئودینامیکی	برخوردی	برخوردی	بالا آمدگی پس برخوردی، رهایش پوسته قاره ای	حاشه فعال قاره ای	بازشدگی و ریفت اقیانوسی و قاره ای		پس برخوردی	پس از کوهزایی

قدردانی

نویسندگان سپاس بی‌کران را نثار پرفسور لوکاس بومگارتنر می‌نمایند که شرایط فرصت مطالعاتی نویسنده اول را در دانشگاه لوزان کشور سوئیس فراهم نمود. آنها از دکتر بنیتا پوتلیتز، دکتر الکسی ایلینوو، دکتر الیور روبی در همان دانشگاه نیز سپاسگزار هستند. همچنین از شرکت طلای ایران و مدیر عامل آن آقای مهندس نقشینه، برای در اختیار گذاشتن کمپ و امکان نمونه‌برداری، از دانشگاه تبریز برای تسهیل شرایط اعزام به فرصت مطالعاتی نویسنده اول به کشور سوئیس نیز سپاسگزاری می‌شود. نویسندگان همچنین قدردان داوران محترم برای نظرها و داوری‌های گرانبشان هستند.

مراجع

- [8] Ghorbani Gh., *Petrology of magmatic rocks from south of Damghan*, Unpublished Ph.D thesis in geology/ petrology, Faculty of earth science, Shahid Beheshti University, (2005) 356 p
- [9] Ghorbani G., *Chemical composition of minerals and genesis of mafic microgranular enclaves in intermediate - acidic plutonic rocks from Kuh -e- Zar area (southeast of Semnan)*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 15-2 (2007) 293-310, (in Persian).
- [10] Ghorbani G., Vossoghi Abedini M., Ghasemi H., *Geothermobarometry of granitoids from Torud-Chah shirin area (south Damghan)*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 13-1 (2005) 95-106, (in Persian).
- [11] Rouhbakhsh P., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., *Mineralization and fluid inclusion studies in the northern part of the Kuh Zar Au-Cu deposit, Damghan (Firuzeh-Gheychi area)*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 26-3 (2018) 611-624, (in Persian).
- [12] Niroomand S., Hassanzadeh J., Tajeddin H.A., Asadi S., *Hydrothermal evolution and isotope studies of the Baghu intrusion-related gold deposit, Semnan province, north central Iran*, Ore Geology Reviews, 95, (2018) 1028–1048.
- [13] Khademi M., *Structural characteristics and tectonic setting of Toroud area, south of Damghan*, Unpublished Ph.D thesis in Tectonic, Shahid Beheshti University, Tehran, (2007) 209 pp.
- [14] Moradi S., Hassannejad A.K., Ghorbani G., *Investigation of mineralogy and geothermometry of quartz and tourmaline veins at the Baghu area, southeast of Damghan*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy 24-4 (2017) 661-674, (in Persian).
- [15] Taghipour B., *Tourmaline-turquoise paragenesis in the phyllic alteration zone, copper-gold deposit, Kuh-Zar, South of Semnan*, Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy. 23-1(2015) 3-14.
- [16] Whitney D.L., Evans B.W., *Abbreviations for names of rock-forming minerals*, American Mineralogist, 95, (2010) 185–187.
- [1] Heidari SM., Mossavi Makooi SA., Mirzakhani M., Rasoli F., Ghaderi M., Abadi AR., *A review of tectono-magmatic evolution and gold metallogeny in the inner parts of Zagros orogeny: a tectonic model for the major gold deposits, W Iran*, Eurasian Mining, 1(2006) 3-20.
- [2] Hushmandzadeh A., Alavi-Naini M., Haghipour A., *Geological evolution of Torud area with 1:250000 scale map of Torud*, Tehran, (1978), Geological Survey of Iran (in Persian).
- [3] Aghanabati A., *Geology of Iran*, Geological survey of Iran, (2004), ISBN: 9646178138 (in Persian).
- [4] Eshraghi S.A., Jalali. A., *Geological map of Moallemman*, 1:100,000, Geological (2006), Survey of Iran.
- [5] Liaghat S., Sheykhi V., Najjaran M., *Petrology, geochemistry and genesis of Baghu turquoise, Damghan*, Journal of Science, University of Tehran, (2008) 133-142, (in Persian).
- [6] Najjaran M., *Geochemistry and genesis of Baghu turquoise deposit (Damghan)*, M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, (2000) 150 pp, (in Persian).
- [7] Rashid Nejad Omran N., *Petrography and magmatic changes study and Relationship with Au mineralization in Baghu area, (S-SE of Damghan)*, M.Sc. Thesis, Tarbiat Moallem Unuversity, Tehran, Iran, (1993) 256 pp, (in Persian).

- Earth and Planetary Science Letters 226 (2004) 415 – 432.
- [29] Walker J.A., Patino L.C., Carr M.J., Feigenson M.D., *Slab control over HFSE depletions in central Nicaragua*, Earth and Planetary Science Letters, 192 (2001) 533-543.
- [30] Wilson M., *Igneous petrogenetic*, Chapman & Hall, (1989) 466p.
- [31] Perugini D., Poli G., *The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: Analogies and differences*, Lithos, (2012), DOI: 10.1016/j.lithos.2012.02.002.
- [32] Nesbitt H.W., Markovics G., Price R.C., *Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering*, Geochim. Cosmochim. Acta 44 (1980) 1659–1666.
- [33] Rolinson H.R., *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*, Longman Scientific and Technical, London (1993).
- [34] Barbarin B., *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*, Lithos 46 (1999) 605–626.
- [35] Castro A., Moreno-Ventas I., de la Rosa J.D., *H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature*, Earth Science Review, 31(1991) 237-253.
- [36] Castro A., PatinÃ o Douce A.E., Guillermo Corretge Â.L., de la Rosa J.D., Mohammed El-Biad M., El-Hmidi h., *Origin of peraluminous granites and granodiorites, Iberian massif, Spain: an experimental test of granite petrogenesis*, Contrib Mineral Petrol, 135(1999) 255-276.
- [37] Sverrisdottir G., *Hybrid magma generation preceding Plinian silicic eruptions at Hekla, Iceland: Evidence from mineralogy and chemistry of two zoned deposits*, Geological Magazine. 144-4 (2007) 643–659.
- [38] Li J.Y., Niu Y.L., Hu Y., Chen S., Zhang Y., Duan M., Sun P., *Origin of the late Early Cretaceous granodiorite and associated dioritic dikes in the Hongqilafu pluton, northwestern Tibetan Plateau: a case for crust-mantle interaction*. Lithos, 260 (2016) 300-314.
- [17] Harker A., *The natural history of igneous rocks*. Methuen and Co. London (1909).
- [18] De La Roche H., Leterrier J., Grandclaude P., Marchal M., *A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature*, Chemical Geology, 29 (1980) 183-210.
- [19] Gillespie M.R., Styles M.T., *BGS rock classification scheme, V:1, Classification of Igneous rocks*, British Geological Survey Research Report, 2nd edition, RR 9606.
- [20] Peccerillo A., Taylor S. R., *Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey*, Contrib. Mineral. Petrol. 58 (1976) 63-81.
- [21] Irvine T.N., Baragar W.R.A. *A guide chemical classification of the common volcanic rock*, Canada J. Earth Sci. 8 (1971) 523–548
- [22] Shand Eruptive Rocks. John Wiley & Sons, (1943).
- [23] Nakamura N., *Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites*, Geochimica et Cosmochimica Acta 38, no. 5 (1974) 757-775.
- [24] Sun S.S., McDonough W.F., *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: Implications for mantle composition and processes*, Geological Society of London, No. 42-1 (1989) 313-345.
- [25] Taylor S.R., McLennan S.M., *The Continental Crust: Its Composition and Evolution: An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks*, Oxford, Blackwell Scientific, (1985) 312 p.
- [26] Müller D., Rock NMS., Groves D.I., *Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: A pilot study*, Mineralogy and Petrology, 46 (1992) 259-289.
- [27] Pearce J.A., *Source and setting of granites rocks*. Episodia, 19-4, (1996) 120-125.
- [28] Schmidt M.W., Dardonb A., Chazotb G., Vannuccic R., *The dependence of Nb and Ta rutile–melt partitioning on melt composition and Nb/Ta fractionation during subduction processes*,

- [41] De Paolo D., *Neodymium isotopes in the Colorado Front Range and crust-mantle evolution in the Proterozoic*. Nature, 291 (1981) 193–196.
- [42] Baxter S., Feely M., *Magma mixing and mingling textures in granitoid: examples from the Galway granite, Connemara, Ireland*, Mineralogy and Petrology, 76 (2002) 63-77.
- [43] Woods A.W., Cowan A., *Magma mixing triggered during volcanic eruptions*, Earth and Planetary Science Letters 288 (2009) 132–137 , doi:10.1016/j.epsl.2009.09.015.
- [39] Roberts M. P., Clemens J. D., *Origin of high-potassium, calcalkaline, I-type granitoids*. Geology 21 (1993) 825-828.
- [40] Zhang X., Zhang H., Jiang G.N., Zhai ZhangY., *Early Devonian alkaline intrusive complex from the northern North China craton: a petrological monitor of post-collisional tectonics*, Journal of the Geological Society, London, 167 (2010) 717–730.