

بررسی نقش جدایش بلوری، آلایش پوسته‌ای و آمیزش ماگمایی در تشکیل توده‌های نفوذی میزبان فیروزه در معدن فیروزه- طلای دامغان، جنوب دامغان

امیر امام جمعه^{*}، احمد جهانگیری، محسن مؤذن

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

(دریافت مقاله: ۹۹/۳/۳۱، نسخه نهایی: ۹۹/۷/۱۲)

چکیده: توده‌های نیمه‌عمیق دیوریتی، گرانودیوریتی و گنبد ریولیتی در معدن فیروزه- طلای دامغان به سن ائوسن در غرب کمربند ماگمایی ترو-چاه شیرین، توالی‌های آتشفشانی ائوسن پیشین را قطع کرده‌اند. نتایج این پژوهش نشان می‌دهد که هر سه توده هم خاستگاه هستند و ماگمای مادر آن‌ها در صعود به دلیل فرآیندهای جدایش بلوری، آلایش پوسته‌ای و آمیختگی ماگمایی سبب ایجاد ماگماهای گرانودیوریتی، دیوریتی و ریولیتی شده است. جدایش الیوین، زیرکن، کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز کلسیم و هورنبلند در تشکیل ماگمای گرانودیوریتی نقش مؤثری داشته‌اند. آلایش پوسته‌ای و جدایش آپاتیت و پلاژیوکلاز کلسیم مهمترین نقش را در تشکیل ماگمای ریولیتی داشته است. فلدسپات پتاسیم تا آخرین مراحل جدایش حضور داشته است. در کنار شواهد صحرایی، وجود سوزن‌های آپاتیت، خوردگی و منطقه‌بندی معکوس و نوسانی در پلاژیوکلازهای دارای منطقه بندی، نوع برونوم و شواهد زمین شیمیایی سنگ کل (نسبت‌های Nb/Zr و Nb/Y به Nb/Zr، Rb/Sr، Nb به Rb/Sr، Ti/Zr به Sr/Zr و Rb به Rb/Sr) آمیختگی ماگمایی بین ماگمای گرانودیوریتی با ماگمایی مافیک را تایید می‌کند.

واژه‌های کلیدی: گرانودیوریت؛ آمیختگی ماگمایی؛ جدایش بلوری؛ آلایش پوسته‌ای؛ دامغان.

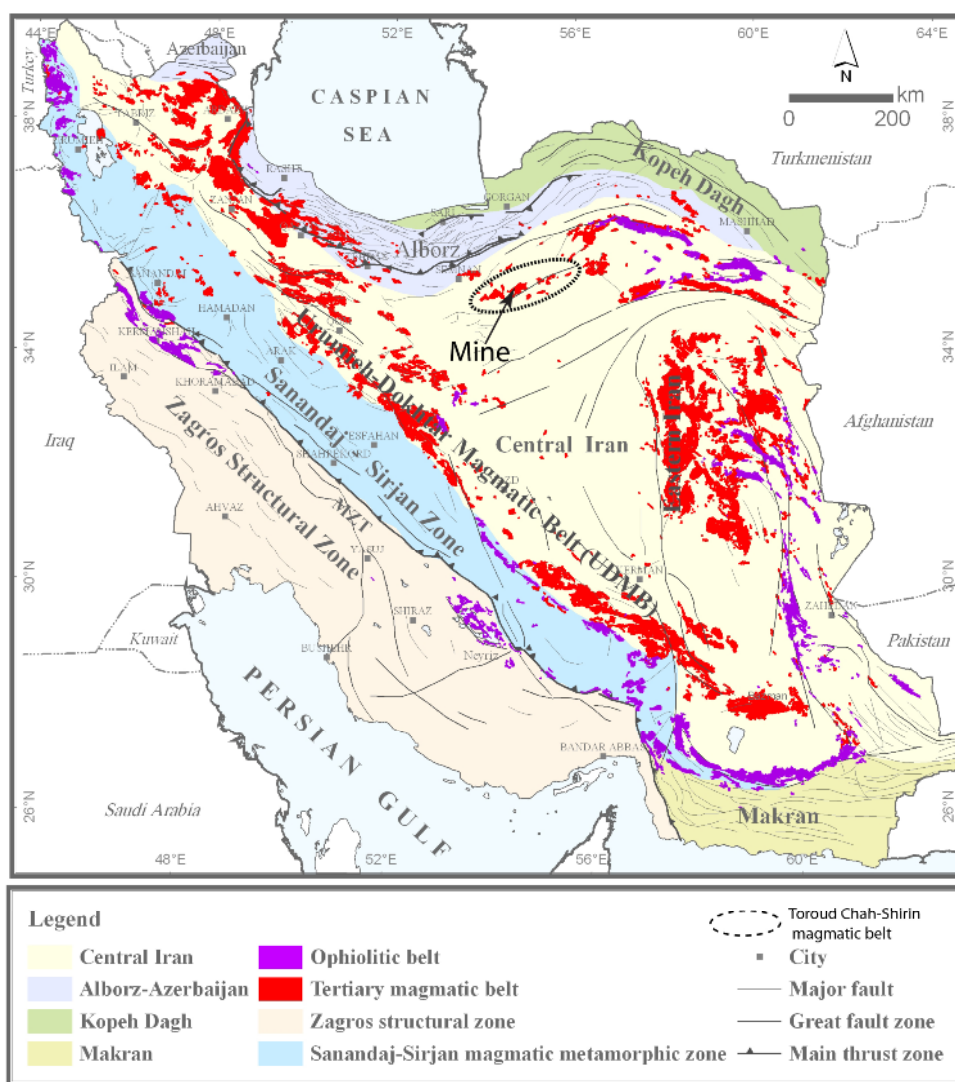
مقدمه

معتقدند که نیروهای کششی در محیطی کششی-جدایشی عامل فعالیت‌های ماگمایی سنوزوئیک این کمان است [۶-۸]. در جدیدترین پژوهش، فعالیت ماگمایی منطقه در ارتباط با فرآیندهای ماگمازایی پسا برخوردی اقیانوس تتیس جوان در نظر گرفته شده است [۹]. در این پژوهش، ما بر پایه بازدیدهای صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی نقش فرآیندهای تبلورجدایشی، آلایش و آمیختگی ماگمایی را در تشکیل ماگماهای گرانودیوریتی، دیوریتی و ریولیتی بررسی کرده‌ایم.

روش پژوهش

بر پایه داده‌های پیشین، بررسی‌های صحرایی با برداشت ۲۰۰ نمونه سنگی (با تمرکز بر توده‌های نیمه‌عمیق میزبان

منطقه مورد بررسی با نام اصلی معدن فیروزه-طلای دامغان (با کوه زر و یا باغو) در استان سمنان و در ۹۰ کیلومتری جنوب شهر دامغان قرار دارد و از راه آسفalte دامغان- سرکوب می‌توان به این منطقه دسترسی داشت. جایگاه منطقه در نقشه فعالیت ماگمایی ایران [۱] در شکل مشخص شده است (شکل ۱). این منطقه در کمان آتشفشان- نفوذی ترو-چاه شیرین و در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ ترو [۲]، در رخنمون‌های آتشفشانی- برشی داسیتی و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان [۳]، در سنگ‌های داسیتی و داسیتی-آندزیتی دگرسان شده [۴، ۵] و توده کوارتز دیوریت و کوارتز مونزودیوریت قرار دارد. بر پایه پژوهش‌های سنگ‌شناسی، عمق جای‌گیری توده‌های نیمه عمیق این کمان دو تا سه و نیم کیلومتر برآورد شده است برخی پژوهشگران



شکل ۱ موقعیت منطقه مورد بررسی و معدن فیروزه- طلای دامغان (علامت پیکان) و کمان آتشفشانی- نفوذی تروود چاه شیرین (منحنی خط چین) در نقشه فعالیت ماگمایی ایران برگرفته از مرجع [۱] با تغییرات جزئی.

عناصر خاکی نادر از تجزیه شیشه‌های ذوب شده همگن به روش LA-ICP-MS در انجمن علوم زمین، دانشگاه لوزان سوئیس به دست آمد. برای اندازه‌گیری مواد فرار (LOI)، ۲ گرم از پودر هر نمونه به مدت ۴ در کوره الکتریکی ساعت ۸۵۰ درجه سانتیگراد قرار داده شد. بهسازی داده‌های LA-ICP-MS با نرم افزار LAM انجام شد. سه عنصر فرعی Ga، V و Cu از نتایج تجزیه XRF (قرص فشرده) برداشت شد شیشه همگن شده استاندارد SRM 612 به عنوان استاندارد خارجی LA-ICP-MS در نظر گرفته شد. تجزیه نقطه‌ای پلاژیکلازهای دارای منطقه‌بندی با ریز پردازشگر الکترونی EPMA مدل JEOL JXA-8530F-Hyperprobe بر مقاطع نازک- صیقلی پوشش داده شده با گرافیت، در همان مرکز

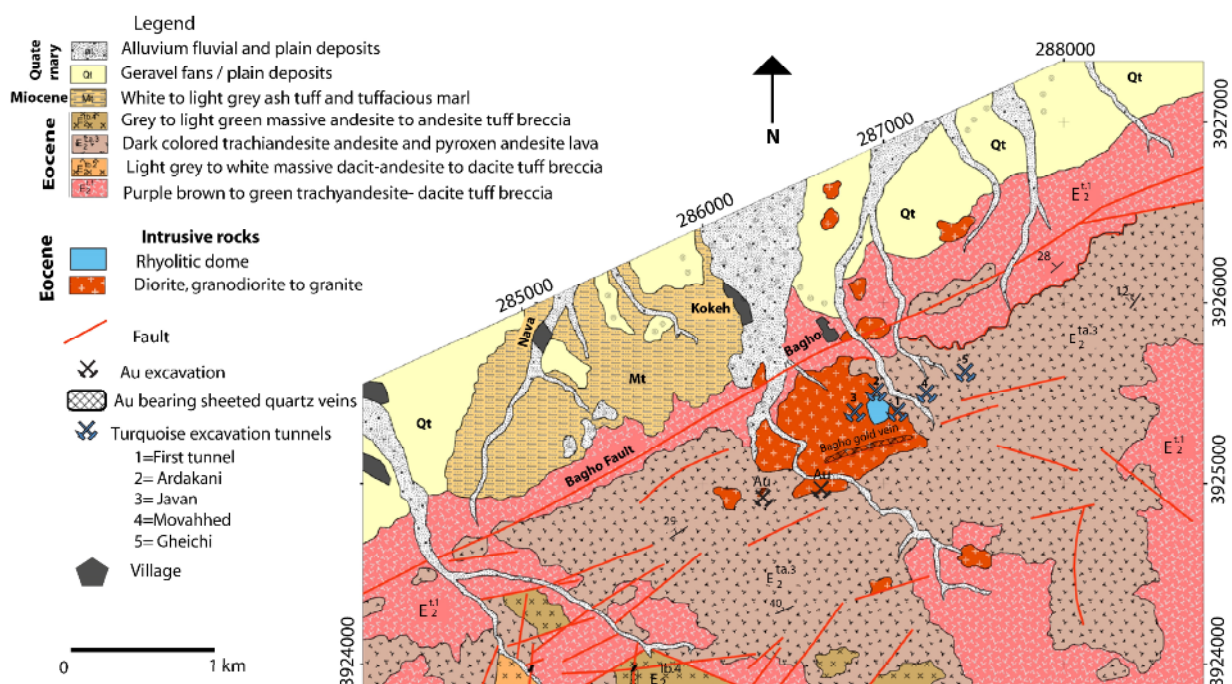
کانی‌سازی فیروزه) انجام شد. پس از تهیه ۶۰ مقطع نازک و نازک- صیقلی و بررسی سنگ‌نگاری آن‌ها، تعداد ۳۳ نمونه سالم و بدون هیچ اثر کانه‌سازی (حتی در مقیاس میکروسکوپی)، برای تجزیه شیمیایی به روش‌های طیف سنجی فلئورسانس پروتوی X (XRF) با دستگاه (PANalytical Axios^{max}) و LA-ICP-MS) با (Agilent 7700) انتخاب شدند. ۵۰ تا ۱۰۰ گرم از هر نمونه با چکش هیدرولیکی خرد و با هاون عقیق پودر شده (کوچکتر از ۱۰۰ میکرومتر) و سپس از آن‌ها قرص فشرده و نیز قرص‌های شیشه‌ای همگن تهیه شد. داده‌های مربوط به اکسیدهای اصلی از تجزیه شیشه‌های ذوب شده همگن (ذوب لیتیوم متا بورات) و عناصر فرعی حاصل تجزیه قرص‌های فشرده هر دو به روش XRF و داده‌های مربوط به

صورت گرفت. محاسبات عنصرسنجی پلاژیوکلازها بر پایه اکسیژن ۸ انجام شده است.

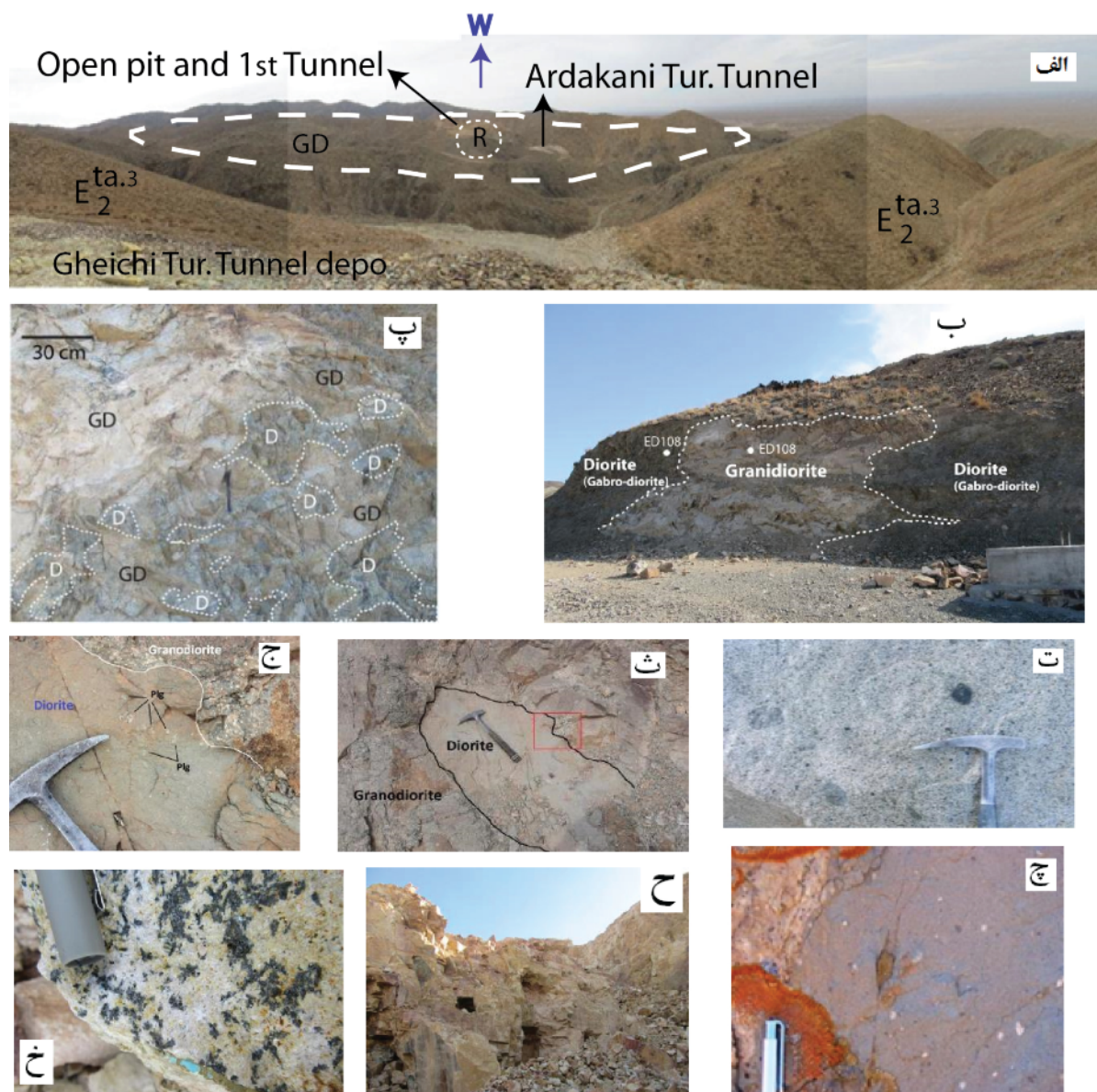
زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد بررسی در کمان آتشفشان-نفوذی تروود چاه شیرین و در پهنه ساختاری شامل ایران میانی یا پهنه گذر ایران مرکزی- البرز جای دارد [۱۰]. این کمان در نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ تروود [۲] و منطقه در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان [۳] قرار دارد. کمان تروود-چاه شیرین شامل توالی‌های رسوبی و سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین تا رسوب‌های تخریبی و تبخیری میوسن به همراه رخساره‌های آتشفشانی ائوسن و توده‌های نفوذی عمیق تا نیمه‌عمیق گرانودیوتی، گرانییتی و مونزونیتی ائوسن- الیگوسن است. دایک‌های مافیک و فلسی آخرین تظاهرات ماگمایی این کمان هستند [۲]. این کمان در مرز بین گسل تروود در جنوب و گسل رباعی-کوه زر در شمال قرار دارد [۱۱، ۶]. سنگ میزبان کانه‌زایی فیروزه و طلا توده گرانودیوتی و گنبد ریولیتی و با اهمیت بسیار کمتر توده دیوریتی است. براساس بررسی‌های صحرایی و نتایج پیشین [۳، ۹، ۱۲]، زمان جایگیری توده‌ها را می‌توان از قدیم به جدید به صورت زیر در نظر گرفت (شکل ۲): ۱- توده نفوذی نیمه‌عمیق پورفیری و گاهی عمیق دانه‌ای با ترکیب صحرایی

گرانودیوتی تا کوارتزمونزونیتی. رنگ نمونه دستی این سنگ‌ها خاکستری روشن است و درشت بلورهای فلدسپات در آن دیده می‌شود. این توده به ویژه در بخش غربی منطقه دارای برونوم‌های ریزبلور مافیک فراوان است (شکل‌های ۳ الف تا ج). ۲- توده‌های نفوذی کوچک ریز بلور و گاهی پورفیری با ترکیب صحرایی دیوریت که در توده گرانودیوتی نفوذ کرده‌اند. رنگ رخنمون و نمونه دستی این سنگ‌ها خاکستری-سبز است و بلورهای پلاژیوکلاز به راحتی در آن دیده می‌شود (شکل‌های ۳ الف تا پ). ۳- توده نفوذی کوچک گنبدی شکل با بافت پورفیری و ترکیب صحرایی ریولیت که فقط در یک بخش از منطقه (حفره روباز قدیمی استخراج فیروزه) رخنمون دارد و توده گرانودیوتی را قطع نموده است. رنگ این توده سفید تا کرم روشن است و بلورهای فلدسپات و تورمالین افشان و شعاعی در آن دیده می‌شوند (شکل‌های ۳ الف، ح و خ). در این توده، هیچ برونوم مرز با توده دیوریتی دیده نشد. ۴- دایک‌های مافیک به عرض نیم تا سه متر و رگه‌های تورمالین-کوارتز به عرض ۱۰ تا ۱۷۰ سانتی‌متر آخرین تظاهرات ماگمایی- گرمایی منطقه هستند [۱۴، ۱۳]. شاهی برای قطع شدن توده گنبدی شکل ریولیتی توسط دایک یا رگه‌های کوارتز- تورمالین دیده نشد.



شکل ۲ موقعیت منطقه مورد بررسی در بخشی از نقشه زمین‌شناسی ۱:۴۰۰۰۰ باغو، دارستان، برگرفته از مرجع [۱۱] با تغییرات.

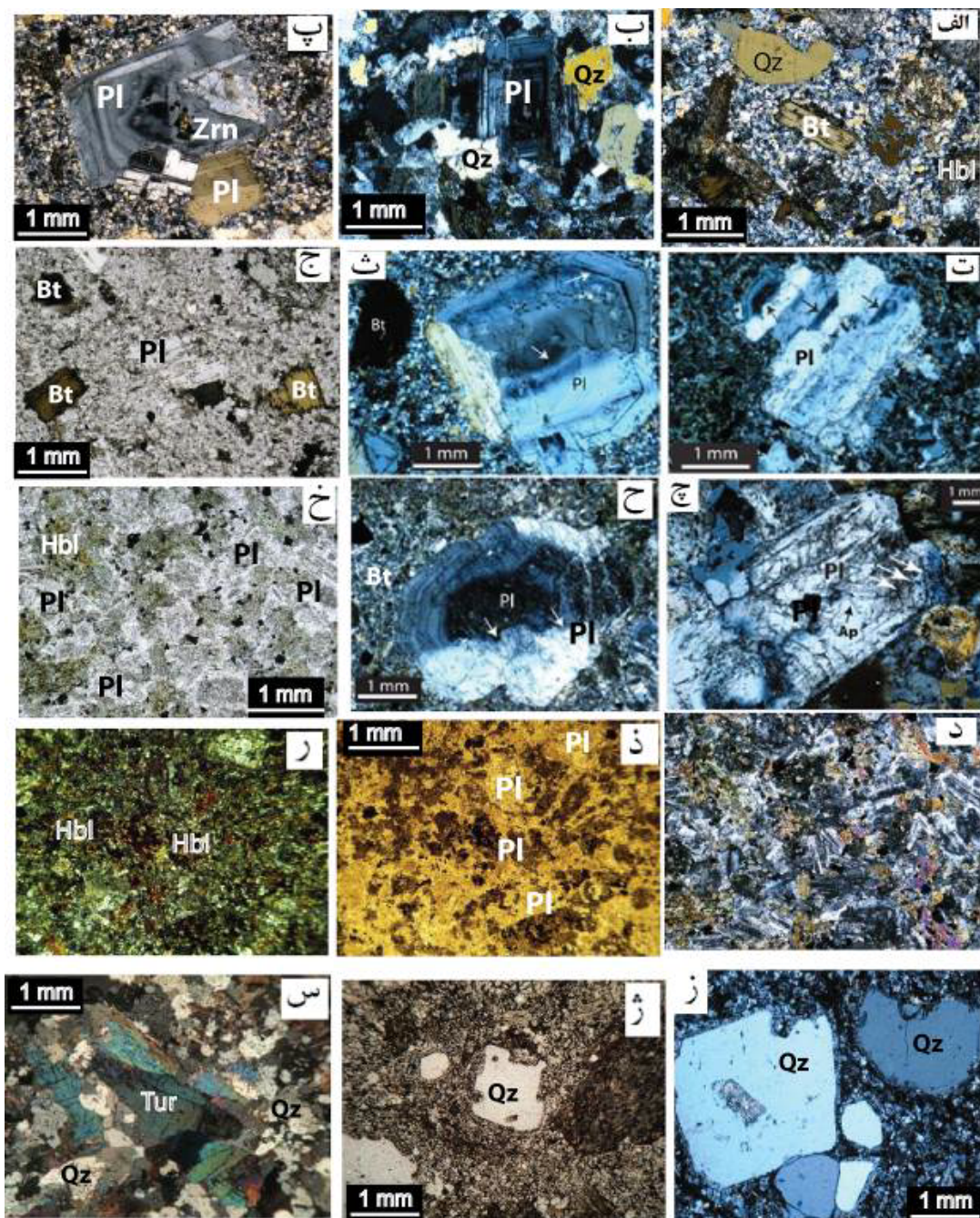


شکل ۳ الف- نمایی از توده گرانودیوریتی (GD)، توده گنبدی شکل ریولیتی (R) و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن $E_2^{ta.3}$ ، دید از تونل قیچی به سمت غرب و شمال غرب. ب - نفوذ توده گرانودیوریتی در توده دیوریتی (نمونه ED108) در محل حفاری‌های قدیمی معدن در جنوب شرق حفره روباز. پ - توده نیمه عمیق گرانودیوریتی همراه با برونوم‌های دیوریتی. ت- درشت بلورهای پلاژیوکلاز نامتجانس در برونوم دیوریتی. ث- نمایی از برونوم‌های مافیک در توده گرانودیوریت با لیه‌های سینوسی. ج: تصویر بزرگ شده مستطیل قرمز تصویر ث که بلورهای پلاژیوکلاز درشت نیز در آن مشخص است. چ - درشت بلورهای پلاژیوکلاز توده گرانودیوریتی در برونوم مافیک. ح- نمایی از توده ریولیتی در محل حفره استخراجی. خ: کانی‌سازی تورمالین شعاعی و رگچه فیروزه در گنبد ریولیتی (GD = توده گرانودیوریتی، R = توده گنبدی شکل ریولیتی و D = توده دیوریتی).

سنگ‌نگاری

جرم (کانی‌های اصلی را تشکیل می‌دهند) (شکل‌های ۴ الف تا ج). زیرکن و آپاتیت به صورت میانبار کانیایی در پلاژیوکلازها و کوارتز دیده می‌شوند (شکل‌های ۴ پ و چ). آثار خوردگی و میانبارهای سوزنی شکل آپاتیت در پلاژیوکلازها از ویژگی‌های پلاژیوکلازهای این توده است که در بحث آمیزش ماگمایی توضیح داده می‌شود (شکل‌های ۴ ت، ث، چ و ح).

گرانودیوریت: توده گرانودیوریت بافتی پورفیری، بلورین و گاهی دانه‌ای همسان دانه دارد. پلاژیوکلاز (۳۰ تا ۴۰ درصد حجمی و بیشتر دارای منطقه‌بندی و ماکل چند ریخت)، کوارتز (۲۰ تا ۲۵ درصد حجمی)، بیوتیت (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی)، ارتوز (۵ تا ۱۰ درصد حجمی) و مقدار کمی هورنبلند (تا ۵ درصد



شکل ۴ الف: تصویر میکروسکوپی کوارتز، بیوتیت و کمی هورنبلند در زمینه‌ای از کوارتز، پلاژیوکلاز و گرانودیوریت در نور قطبیده متقاطع (xpl)، ب: تصویری از بخش‌های عمیق توده گرانودیوریتی که بافت دانه‌ای و بلورهای پلاژیوکلاز با و بدون منطقه بندی، کوارتز و بیوتیت در آن‌ها مشخص است، xpl. پ تا ت: آثار خوردگی و بازجذب در پلاژیوکلازهای با منطقه بندی (با پیکان‌های سیاه و سفید) توده گرانودیوریتی، xpl. بلور میانبار پیش‌زاد زیرکن در تصویر پ دیده می‌شود. ج: بلورهای بیوتیت و پلاژیوکلاز در زمینه بلورین از کوارتز و پلاژیوکلاز نمونه ED181، xpl. چ و ح: آثار خوردگی و بازجذب در پلاژیوکلازهای با منطقه بندی (با پیکان‌های سفید) در توده گرانودیوریت. بلورهای سوزنی شکل آپاتیت در تصویر چ دیده می‌شود. (نمونه ED156، xpl). خ و د: بلورهای پلاژیوکلاز کلسیمی، هورنبلند، کلینوپیروکسن و کمی بیوتیت که سازای اصلی مافیک ترین نمونه توده دیوریتی (دیوریت-گابرو نمونه ED108) هستند، به ترتیب در نور قطبیده صفحه‌ای (ppl) و (xpl). ذ و ز: برونوم دیوریتی در میزبان گرانودیوریتی (نمونه ED-174) که شامل پلاژیوکلازهای کلسیمی، هورنبلند است. به ترتیب ppl و xpl. ز و ژ: بلورهای کوارتز با لبه‌های خلیجی در زمینه‌ای ریز بلور از کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپات پتاسیم در گنبد ریولیتی ED21-5، xpl. س: بلورهای تورمالین خودشکل در زمینه‌ای از کوارتزهای ثانویه گنبد ریولیتی، xpl. زیرکن، Hbl: هورنبلند، Pl: پلاژیوکلاز، Qz: کوارتز، Ap: آپاتیت و Tur: تورمالین [۱۵].

دگرسانی‌ها شامل سریسیتی‌شدن فلدسپات، کلریتی‌شدن بیوتیت‌ها و آمفیبول‌ها و کائولینیتی شدن برخی از ارتوزها هستند. زمینه ریزبلور ولی کاملاً بلورین شامل کوارتز و پلاژیوکلاز است. برونوبوم‌های موجود در این توده ریزبلور، بدون کانی‌های دگرگونی و بدون لبه‌های واکنشی هستند و از دیدگاه سنگ نگاری، بافت و ترکیبی شبیه به نمونه‌های کمتر جدایش یافته و مافیک‌تر توده دیوریتی (نمونه ED108) دارند (شکل‌های ۴ و ۵).

دیوریت: کانی‌های اصلی توده دیوریتی شامل پلاژیوکلاز (۵۰ تا ۶۵ درصد حجمی)، پیروکسن (۱۰ تا ۲۰ درصد حجمی)، بیوتیت (۵ تا ۱۰ درصد حجمی)، کمی آمفیبول (۲ تا ۵ درصد حجمی) و گاهی کوارتز (تا ۵ درصد حجمی) هستند (شکل‌های ۴ و ۵). مرز برونوبوم‌های این توده در گرانودیوریت به صورت منحنی سینوسی و غیر سوخته (غیر واکنشی) دیده می‌شوند. گاهی این توده بافت پورفیری نشان می‌دهد و درشت‌بلورهای پلاژیوکلاز توسط کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در بر گرفته شده‌اند. از دیدگاه سنگ‌نگاری، این توده از گابرو-دیوریت تا دیوریت کوارتزار در تغییر است.

گنبد ریولیتی: کانی‌های تشکیل‌دهنده توده گنبدی‌شکل ریولیتی شامل کوارتزهای خلیجی (۳۰ تا ۴۰ درصد)، ارتوز (۲۰ تا ۳۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۲۰ تا ۲۵ درصد) هستند (شکل‌های ۴ و ۵). بافت این توده پورفیری با درشت‌بلورهای فلدسپات است. کانی تورمالین (افشان و رگچه تورمالین-کوارتز) در بیشتر مناطق توده گنبدی‌شکل ریولیتی دیده می‌شود (شکل ۴). زمینه آن بدون شیشه و ریز بلورتر از زمینه توده گرانودیوریت است. وجود کوارتزهای خلیجی فراوان و تورمالین وجه تفکیک این توده از دیگر سنگ‌های منطقه است.

زمین شیمی

نتایج تجزیه زمین شیمیایی ۳۳ نمونه سنگ کل برای عناصر اصلی و فرعی در جدول‌های ۱ و ۲ ارائه شده‌اند. جانمایی نمونه‌ها در نمودار R1-R2 [۱۶] نشان می‌دهد که نمونه‌های دیوریتی در گستره به نسبت وسیعی از گابرو-دیوریت، دیوریت، مونزودیوریت تا مونزونیت قرار دارند. توده گرانودیوریت در گستره گرانودیوریت تا گرانیت و نمونه‌های توده گنبدی‌شکل ریولیتی در گستره گرانیت (ریولیت) قرار

می‌گیرند (شکل ۵). افزون بر این نمونه‌ها، تعداد ۷ نمونه از بررسی‌های پیشین [۱۷] در نام گذاری و نمودارهای هارکر [۱۸] استفاده شد که با نشانه متفاوت مشخص شده‌اند. بر اساس نمودارهای وابستگی اکسیدهای اصلی با مقدار SiO_2 (شکل ۶)، با افزایش مقدار SiO_2 ، مقدار FeO ، MgO ، TiO_2 ، CaO ، Mg و تا اندازه‌ای Al_2O_3 کاهش یافته و مقدار K_2O ، Na_2O رفتاری کاهشی ولی بی نظم نشان می‌دهد (شکل ۶). افزایش SiO_2 با کاهش مقدار عناصر Eu ، Y ، Sr و افزایش Rb ، Ce/Yb ، La/Yb و نسبت A/CNK همراه است. رفتار باریم افزایشی ولی با الگوی نامنظم است. رفتار زیرکونیوم نسبت به تغییرات SiO_2 الگوی به صورت منحنی زنگوله‌ای شکل را نشان می‌دهد.

مقدار عناصر خاکی نادر نمونه‌ها به‌هنگار شده به کندریت [۱۹] (شکل‌های ۷ الف تا ت)، نشان می‌دهد که همه نمونه‌ها غنی‌شدگی قابل توجهی در عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و غنی‌شدگی جزئی در عناصر خاکی نادر متوسط (MREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند. با وجود الگوی نسبتاً مشابه در روند کلی عناصر خاکی نادر (REE)، تفاوت‌هایی نیز دیده می‌شود. نمونه‌های دیوریتی در HREE شباهت بسیاری به میانگین پوسته بالایی قاره‌ای [۲۰] و تا اندازه‌ای بازالت پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) نشان می‌دهند، ولی در LREE غنی‌شدگی آشکاری نسبت به کندریت‌ها، MORB و میانگین پوسته بالایی قاره‌ای دارند. این تهی‌شدگی از HREE در گرانودیوریت‌ها (شکل ۷ پ) بیشتر و در نمونه‌های ریولیتی (شکل ۷ ت) بسیار بیشتر است. ناهنجاری منفی در Eu در نمونه‌های ریولیت بسیار نمایان است، در صورتی که این تهی‌شدگی در نمونه‌های گرانودیوریتی و دیوریتی دیده نمی‌شود. بیشترین غنی‌شدگی LREE/HREE مربوط به نمونه‌های ریولیتی و کمترین آن مربوط به توده‌های دیوریتی است. همه نمونه‌های ریولیتی ناهنجاری منفی در Eu و تفاوت آشکاری در Eu/Eu^* (۰.۵ تا ۱.۰۴) و مقادیر کلی HREE و MREE با دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهند (شکل‌های ۷ الف تا ت). نمودار عنکبوتی به‌هنگار شده به کندریت [۱۹] نشان می‌دهد که بیشتر عناصر به ویژه K، Rb، Th و U غنی‌شدگی شدید و عناصر Ta، Nb، Ti تهی‌شدگی دارند (شکل ۷ ث). Sr در ریولیت‌ها به شدت تهی شده

دارد. تهی‌شدگی عناصر Ta, Nb و Ti در بهنجارسازی با گوشته اولیه نیز تأیید می‌شود (شکل ۷ ج). تهی‌شدگی Ta و Nb در مقایسه با میانگین پوسته قاره‌ای بالایی (شکل ۷ ج) نیز دیده می‌شود [۲۰، ۲۱]. غنی‌شدگی P و Sr در گرانودیوریت و دیوریت و تهی‌شدگی شدید آن در ریولیت‌ها نمایان است.

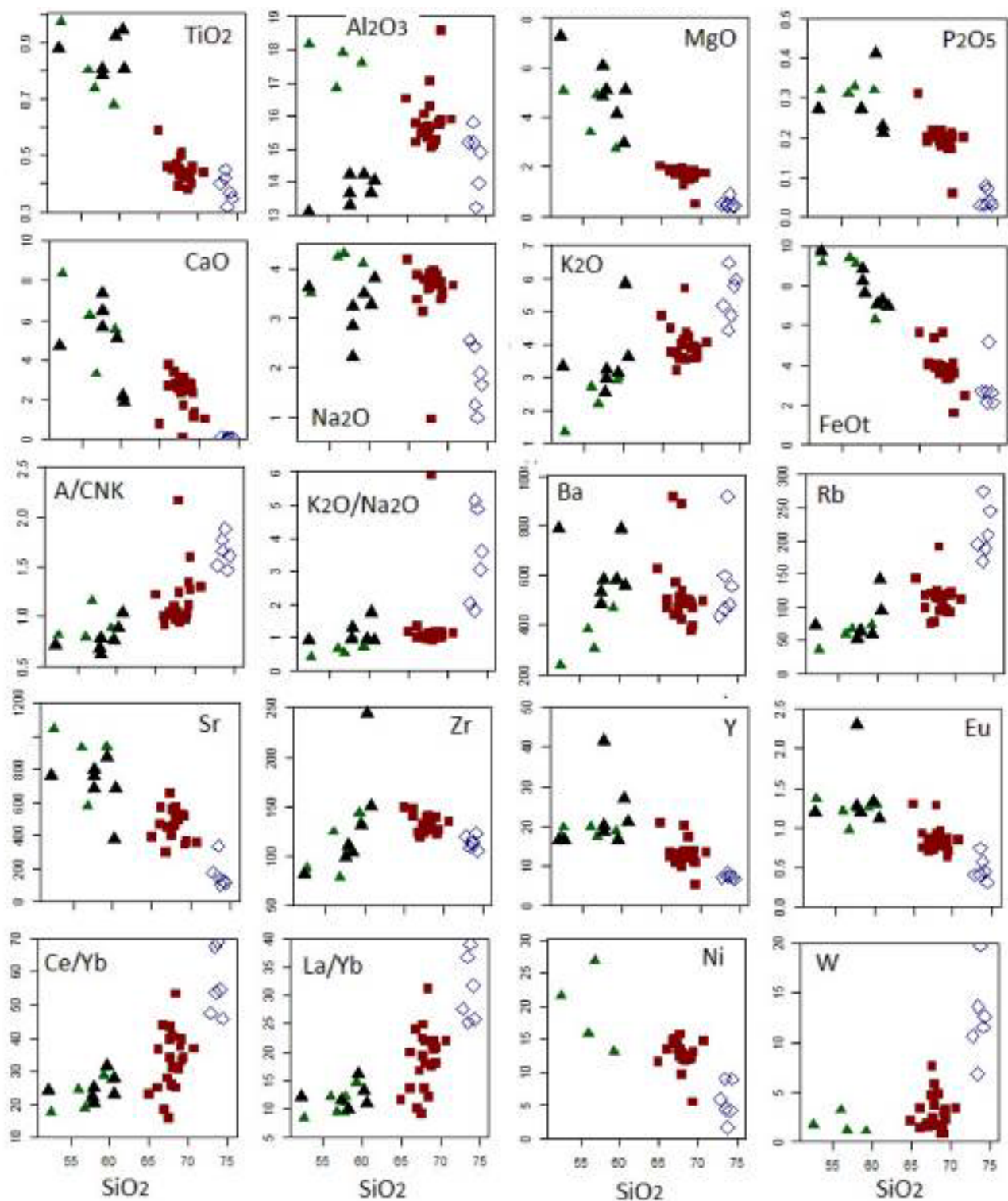
است ولی در بیشتر دیوریت‌ها غنی‌شدگی نشان می‌دهد همچنین بیشترین غنی‌شدگی K و Rb و بیشترین تهی‌شدگی Ti در نمونه‌های ریولیتی دیده می‌شود. بهنجارسازی بر اساس گوشته اولیه [۲۱] (شکل ۷ ج)، نیز نشان از تهی‌شدگی P و غنی‌شدگی شدید Cs, Rb, Ba, Th, U و Pb در ریولیت‌ها

جدول ۱ نتایج تجزیه شیمیایی سی و سه نمونه سنگی به روش XRF (تجزیه شیشه همگن برای اکسیدهای اصلی و قرص‌های فشرده برای عناصر Ga و V, Cu).

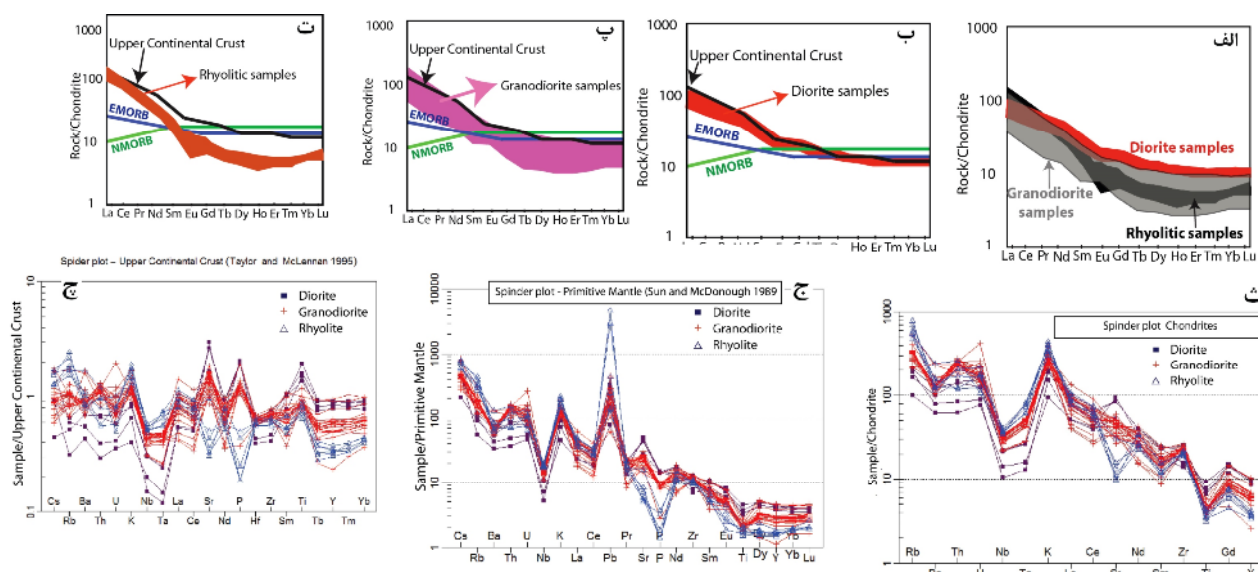
نمونه‌ها	واحد سنگی	XRF													
		SiO ₂ %	TiO ₂ %	Al ₂ O ₃ %	Fe ₂ O ₃ %	MnO %	MgO %	CaO %	Na ₂ O %	K ₂ O %	P ₂ O ₅ %	LOI	V ppm	Cu ppm	Ga ppm
ED104	D	۵۵٫۹۸	۰٫۸۰	۱۶٫۸۴	۹٫۴۱	۰٫۱۲	۳٫۳۹	۶٫۲۱	۴٫۲۵	۲٫۷۲	۰٫۳۱	۱٫۱۴	۲۱۲٫۶۰	۲۸۰٫۹۰	۱۹٫۹۰
ED160	D	۵۹٫۲۵	۰٫۶۸	۱۷٫۵۹	۶٫۲۷	۰٫۱۳	۲٫۷۵	۵٫۵۵	۴٫۱۱	۲٫۹۰	۰٫۳۲	۱٫۰۹	۱۲۹٫۹۰	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	۰٫۳۳	۲٫۶۸	۲۳۲٫۳۰	۱۷۷٫۳۰	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	۷۰٫۱۰۰	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	۴۰۷٫۷۰	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	۶۳٫۳۰	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 LA-ICP-MS شیشه‌های همگن برای سی و پنج عنصر فرعی سوئیس (به گرم در تن).

	Sc	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	W	Th	U
ED104	۸۹,۲۳	۵۲,۵۷	۹۷,۹۳۰	۹۵,۱۹	۵۶,۱۲۴	۶۰,۷	۶۵,۱	۳۲,۲۸۲	۸۲,۲۴	۶۷,۴۹	۹۰,۵	۲۰,۲۴	۷۲,۴	۲۰,۱	۰,۹۴	۵۸,۰	۶۷,۳	۷۱,۰	۹۹,۱	۲۹,۰	۰,۲۲	۳۰,۰	۳۴,۳	۵۳,۰	۱۵,۳	۳۳,۷	۹۶,۱
ED160	۸۲,۱۵	۲۰,۷۳	۸۰,۹۳۷	۶۵,۱۸	۰,۴۱۴۳	۷۶,۷	۴۳,۳	۵۴,۴۶۹	۴۷,۲۷	۵۹,۵۳	۱۳,۶	۲۵,۲۴	۵۲,۴	۲۶,۱	۰,۰۴	۵۲,۰	۲۶,۳	۶۳,۰	۷۸,۱	۲۷,۰	۸۷,۱	۲۹,۰	۷۲,۳	۵۴,۰	۰,۳۱	۰,۷۷	۶۴,۱
ED108	۱۱,۲۳	۰,۵۳۵	۴۴,۱۰۴۵	۶۶,۱۹	۱۳,۸۸	۰,۱۵	۳۹,۳	۳۵,۲۳۶	۳۸,۱۶	۴۲,۳۴	۵۱,۴	۷۱,۱۹	۵۱,۴	۳۶,۱	۲۸,۴	۶۰,۰	۶۳,۳	۷۳,۰	۰,۱۲	۳۰,۰	۹۵,۱	۲۸,۰	۵۰,۲	۳۲,۰	۶۵,۱	۱۳,۳	۰,۰۱
ED164	۹۵,۲۳	۵۸,۶۶	۷۱,۵۷۹	۲۶,۱۷	۳۷,۷۸	۷۲,۳	۰,۷۶	۵۴,۳۰۲	۱۱,۱۶	۲۹,۳۳	۹۶,۳	۴۴,۱۶	۴۹,۳	۹۸,۰	۳۱,۳	۴۸,۰	۰,۴۳	۶۲,۰	۷۳,۱	۲۶,۰	۷۰,۱	۲۶,۰	۲۸,۲	۲۶,۰	۱۲,۱	۲۰,۴	۱۶,۱
ED37	۱۲,۱۲	۲۸,۱۰۴	۵۱,۴۹۱	۱۶,۱۲	۸۵,۱۲۹	۳۱,۱۱	۱۹,۲	۴۷,۴۸۱	۶۳,۴۲	۸۲,۷۲	۹۶,۶	۷۶,۲۲	۳۷,۳	۷۸,۰	۵۹,۲	۳۴,۰	۰,۹۲	۴۱,۰	۲۱,۱	۱۸,۰	۳۶,۱	۲۱,۰	۶۴,۳	۰,۷۱	۶۷,۱	۸۳,۱۳	۲۴,۲
ED78-4	۲۳,۱۲	۹۸,۱۱۵	۱۲,۳۶۲	۱۴,۵	۶۹,۱۲۵	۸۷,۱۱	۵۴,۶	۶۲,۴۶۵	۴۴,۱۴	۴۳,۲۷	۵۶,۲	۴۷,۹	۶۸,۱	۶۲,۰	۳۲,۱	۱۷,۰	۰,۳۱	۲۲,۰	۶۲,۰	۱۰,۰	۸۰,۰	۱۲,۰	۳۳,۳	۹۳,۰	۲۶,۲	۶۳,۱۲	۵۲,۵
ED96	۴۹,۱۱	۵۶,۱۴۲	۷۱,۳۸۷	۸۲,۲۰	۵۹,۱۴۸	۸۲,۷	۱۲,۳	۱۳,۶۲۵	۰,۷۲۵	۶۵,۴۹	۸۰,۵	۵۸,۲۲	۴۵,۴	۳۰,۱	۱۱,۴	۵۹,۰	۸۶,۳	۷۷,۰	۲۴,۲	۳۴,۰	۱۷,۲	۳۴,۰	۰,۲۴	۵۸,۰	۰,۳۲	۷۰,۸	۷۵,۲
ED102	۸۴,۱۱	۵۹,۱۲۱	۴۶,۳۵۶	۰,۴۱۱	۸۰,۱۴۹	۲۳,۱۱	۳۶,۳	۳۳,۳۹۵	۴۱,۲۴	۶۷,۳۹	۵۵,۴	۸۷,۱۵	۷۰,۲	۷۰,۰	۲۷,۲	۳۱,۰	۹۹,۱	۳۹,۰	۰,۷۱	۱۶,۰	۱۷,۱	۱۹,۰	۶۲,۳	۰,۴۱	۱۷,۳	۶۶,۱۲	۰,۰۲
ED107	۳۹,۱۲	۳۷,۷۶	۳۰,۶۵۶	۹۶,۱۲	۵۱,۳۱۱	۴۰,۹	۶۲,۳	۱۹,۵۶۹	۳۵,۲۳	۳۸,۳۷	۱۳,۴	۲۶,۱۵	۸۷,۲	۸۳,۰	۵۴,۲	۳۵,۰	۲۴,۲	۴۴,۰	۳۳,۱	۱۹,۰	۳۴,۱	۲۲,۰	۶۸,۳	۸۴,۰	۴۵,۱	۲۷,۱۱	۸۶,۱
ED109	۶۲,۱۱	۶۸,۱۰۹	۹۵,۴۹۲	۹۴,۱۲	۰,۹۱۴	۸۰,۱۱	۴۰,۲	۴۵,۴۸۳	۳۳,۲۵	۸۵,۴۳	۵۸,۴	۰,۵۱۷	۹۴,۲	۷۸,۰	۴۷,۲	۳۴,۰	۱۷,۲	۴۳,۰	۲۶,۱	۲۱,۰	۴۱,۱	۲۳,۰	۷۰,۳	۰,۷۱	۵۷,۱	۹۷,۱۳	۱۰,۲
ED111	۶۷,۱۲	۶۰,۱۱۳	۷۰,۴۵۵	۹۷,۱۳	۸۸,۱۲۹	۱۶,۱۲	۲۷,۳	۸۹,۴۲۱	۰,۴۲۱	۰,۵۰۴	۴۶,۴	۹۹,۱۶	۲۴,۳	۸۰,۰	۸۶,۲	۲۶,۰	۴۶,۲	۴۹,۰	۳۹,۱	۲۱,۰	۵۷,۱	۲۴,۰	۶۹,۳	۰,۲۱	۷۵,۵	۷۸,۱۱	۹۶,۱
ED153	۸۹,۱۱	۴۰,۱۱۱	۶۵,۳۵۷	۴۴,۱۳	۳۹,۱۲۴	۶۶,۱۱	۰,۵۴	۸۰,۴۹۳	۶۴,۲۹	۶۵,۴۹	۶۶,۵	۹۴,۱۹	۱۱,۳	۸۵,۰	۸۷,۲	۲۸,۰	۳۳,۲	۴۶,۰	۲۹,۱	۲۰,۰	۳۵,۱	۲۱,۰	۶۴,۳	۰,۲۱	۳۳,۳	۰,۵۱۲	۰,۶۲
ED156	۱۲,۱۱	۸۶,۹۶	۵۳,۵۳۰	۹۲,۱۱	۷۳,۱۲۶	۸۴,۱۰	۵۴,۲	۴۸,۵۰۲	۳۶,۲۴	۸۰,۴۴	۴۱,۴	۹۰,۱۵	۶۵,۲	۷۹,۰	۳۲,۲	۳۳,۰	۰,۹۲	۴۱,۰	۱۸,۱	۱۹,۰	۳۹,۱	۲۲,۰	۵۸,۳	۰,۷۱	۸۲,۰	۵۴,۱۳	۷۶,۲
ED157.1	۶۸,۱۱	۰,۹۶۴	۵۷,۵۷۳	۲۲,۱۳	۰,۹۱۲۳	۳۶,۱۰	۸۶,۲	۰,۹۵۳۴	۶۵,۳۱	۱۵,۵۸	۹۵,۵	۷۶,۲۰	۴۶,۳	۹۲,۰	۷۸,۲	۳۷,۰	۳۵,۲	۴۴,۰	۳۱,۱	۲۱,۰	۴۴,۱	۲۲,۰	۵۰,۳	۸۸,۰	۵۷,۱	۲۶,۱۰	۳۱,۲
ED158	۴۱,۱۱	۵۹,۹۱	۸۹,۵۱۳	۹۰,۱۲	۵۴,۱۳۹	۶۴,۹	۲۱,۲	۷۳,۴۹۷	۹۹,۲۸	۱۲,۲۱	۳۰,۵	۶۹,۱۸	۱۴,۳	۷۸,۰	۵۹,۲	۳۴,۰	۲۱,۲	۴۴,۰	۲۴,۱	۱۹,۰	۳۷,۱	۲۳,۰	۸۰,۳	۸۵,۰	۱۸,۱	۹۲,۱۱	۸۷,۱
ED163	۶۴,۱۰	۸۴,۷۴	۵۲,۲۹۸	۷۹,۱۰	۲۶,۱۲۳	۸۳,۱۱	۲۲,۳	۳۳,۹۱۵	۵۳,۲۹	۸۲,۵۳	۵۱,۵	۱۹,۱۹	۹۹,۲	۸۶,۰	۳۹,۲	۳۱,۰	۰,۵۲	۴۰,۰	۱۴,۱	۱۷,۰	۲۳,۱	۲۰,۰	۴۶,۳	۰,۵۱	۵۹,۱	۷۰,۱۱	۳۶,۲
ED169	۷۹,۱۱	۶۰,۹۷	۴۶,۵۶۷	۵۳,۱۳	۰,۱۴۸۱	۵۱,۱۰	۵۴,۳	۴۳,۵۰۱	۲۹,۳۹	۷۳,۵۳	۵۰,۵	۷۶,۱۹	۴۹,۳	۹۳,۰	۷۷,۲	۳۸,۰	۴۳,۲	۴۶,۰	۳۶,۱	۲۰,۰	۴۷,۱	۲۳,۰	۹۸,۳	۹۱,۰	۳۳,۱	۴۴,۱۱	۷۱,۲
ED173	۰,۶۱۱	۳۷,۹۱	۳۱,۵۱۹	۹۰,۱۳	۶۸,۱۲۱	۹۱,۹	۳۱,۳	۲۱,۴۸۶	۲۸,۳۲	۱۰,۵۸	۹۵,۵	۷۲,۲۰	۴۰,۳	۸۶,۰	۷۵,۲	۴۰,۰	۴۰,۲	۴۶,۰	۴۰,۱	۲۰,۰	۴۷,۱	۲۴,۰	۲۸,۳	۹۳,۰	۷۴,۰	۵۴,۱۱	۲۰,۲
ED177	۹۵,۱۰	۳۴,۱۱۹	۸۸,۳۴۳	۲۴,۱۱	۹۵,۱۲۶	۳۱,۱۱	۸۹,۲	۲۴,۳۷۵	۹۶,۲۴	۴۷,۴۰	۵۹,۴	۲۲,۱۶	۸۶,۲	۷۶,۰	۴۷,۲	۳۱,۰	۰,۰۲	۳۸,۰	۱۵,۱	۱۷,۰	۲۲,۱	۱۹,۰	۴۵,۳	۰,۲۱	۸۳,۲	۳۰,۱۲	۶۴,۱
ED181	۳۰,۱۱	۶۸,۱۲۳	۴۵,۵۶۲	۰,۴۱۱	۹۴,۱۲۹	۸۶,۱۱	۸۷,۳	۰,۴۴۸۱	۹۰,۳۰	۰,۴۵۴	۴۷,۵	۷۹,۱۸	۰,۹۳	۸۲,۰	۴۵,۲	۳۳,۰	۹۹,۱	۳۸,۰	۰,۷۱	۱۷,۰	۲۴,۱	۱۸,۰	۶۲,۳	۰,۵۱	۳۷,۲	۷۷,۱۲	۳۵,۳
ED182	۴۳,۱۰	۶۷,۱۱۷	۳۳,۴۶۶	۲۰,۱۲	۰,۱۴۱	۸۳,۱۰	۶۰,۳	۰,۰۴۶۹	۶۳,۳۱۸	۴۳,۳۴	۹۹,۳	۲۳,۱۴	۹۵,۲	۷۵,۰	۲۵,۲	۲۴,۰	۰,۸۲	۴۳,۰	۲۵,۱	۲۰,۰	۳۸,۱	۲۲,۳	۹۷,۰	۳۹,۳	۹۳,۱۱	۱۰,۲	
ED183	۲۲,۱۱	۶۳,۱۲۰	۵۳,۴۵۲	۹۵,۱۰	۹۲,۱۱۸	۷۲,۱۱	۵۳,۳	۲۶,۴۳۳	۹۰,۱۲	۴۳,۳۲	۳۳,۲	۲۷,۱۰	۰,۵۲	۷۱,۰	۳۲,۲	۲۸,۰	۹۵,۱	۳۶,۰	۱۳,۱	۱۷,۰	۲۷,۱	۱۹,۰	۲۹,۳	۰,۰۱	۸۱,۱	۹۶,۱۰	۳۱,۲
ED191	۸۶,۱۰	۰,۹۱۱۳	۴۶,۵۵۰	۰,۸۱۱	۹۸,۱۳۱	۹۴,۱۰	۷۹,۳	۳۳,۵۱۱	۶۷,۲۴	۴۱,۴۳	۵۶,۴	۳۲,۱۶	۸۶,۲	۸۱,۰	۲۲,۲	۳۱,۰	۹۸,۱	۳۸,۰	۱۲,۱	۱۸,۰	۲۸,۱	۲۰,۰	۷۳,۳	۰,۱۱	۶۱,۴	۹۳,۱۲	۰,۰۲
ED192	۳۲,۱۱	۸۲,۱۱۴	۲۰,۳۹۹	۵۵,۱۲	۴۰,۱۲۳	۶۰,۹	۳۸,۴	۴۹,۴۶۹	۵۰,۱۲	۶۶,۲۱	۲۸,۲	۱۹,۹	۰,۳۲	۷۲,۰	۰,۳۲	۳۲,۰	۲۳,۲	۴۳,۰	۲۵,۱	۱۹,۰	۳۸,۱	۲۲,۰	۵۷,۳	۹۳,۰	۵۷,۴	۱۳,۱۳	۸۶,۲
ED193	۲۶,۱۱	۵۷,۱۱۷	۹۳,۵۱۸	۳۷,۱۷	۱۶,۱۳۱	۹۷,۱۰	۴۵,۳	۶۰,۴۹۵	۲۴,۲۳	۵۷,۴۷	۴۸,۵	۱۷,۲۱	۸۷,۳	۹۵,۰	۲۲,۳	۴۵,۰	۰,۳۳	۶۰,۰	۷۴,۱	۲۶,۰	۹۱,۱	۳۰,۰	۷۳,۳	۰,۵۱	۷۸,۴	۳۶,۱۳	۴۶,۲
ED194	۲۸,۱۱	۳۶,۱۱۶	۴۰,۵۵۳	۷۳,۹	۳۸,۱۲۵	۹۷,۱۰	۲۲,۳	۷۹,۴۵۳	۴۵,۲۳	۵۵,۴۱	۲۴,۴	۹۳,۱۴	۶۲,۲	۷۶,۰	۱۸,۲	۲۷,۰	۸۰,۱	۳۴,۰	۰,۱۱	۱۶,۰	۰,۵۱	۱۸,۰	۵۱,۳	۹۸,۰	۵۶,۷	۱۶,۱۲	۸۲,۲
ED196	۳۷,۱۲	۲۶,۱۹۰	۶۹,۴۶۰	۰,۷۲۰	۵۳,۱۳۴	۶۵,۷	۰,۱۶	۴۸,۸۸۵	۵۸,۲۹	۸۰,۵۶	۵۱,۶	۵۰,۲۵	۸۴,۴	۲۸,۱	۱۷,۴	۵۹,۰	۷۱,۳	۷۳,۰	۰,۷۲	۳۰,۰	۱۸,۲	۳۲,۰	۶۶,۳	۵۷,۰	۶۴,۳	۳۳,۹	۲۲,۳
ED21-2	۴۳,۱۱	۹۳,۲۰۸	۵۹,۱۲۵	۲۹,۷	۳۹,۱۲۳	۴۶,۱۴	۷۴,۴	۷۶,۴۸۰	۸۵,۲۸	۷۱,۴۹	۸۱,۴	۱۷,۱۶	۴۱,۲	۴۶,۰	۸۱,۱	۲۱,۰	۲۶,۱	۲۴,۰	۷۹,۰	۱۲,۰	۹۱,۰	۱۵,۰	۷۸,۳	۵۵,۱	۵۳,۱۱	۰,۹۶	۲۹,۲
ED21-3	۰,۸۱۲	۰,۷۱۹۵	۵۸,۱۷۵	۰,۸۷	۱۳,۱۲۰	۵۸,۱۳	۹۳,۵	۴۱,۴۳۴	۴۴,۲۶	۹۲,۴۵	۴۲,۴	۷۳,۱۴	۱۵,۲	۴۱,۰	۶۵,۱	۲۰,۰	۱۳,۱	۲۴,۰	۷۳,۰	۱۳,۰	۹۷,۰	۱۵,۰	۵۶,۳	۴۳,۱	۶۵,۱۰	۳۶,۱۰	۸۱,۲
ED21-4	۳۰,۱۱	۹۳,۱۸۸	۶۸,۱۰۶	۶۶,۷	۳۴,۱۱۴	۰,۳۱۲	۶۴,۴	۹۷,۹۱۶	۹۸,۳۳	۹۴,۹۹	۹۴,۵	۵۹,۲۰	۰,۳۳	۵۸,۰	۱۲,۲	۲۴,۰	۲۹,۱	۲۵,۰	۷۶,۰	۱۱,۰	۸۷,۰	۱۵,۰	۴۵,۳	۶۱,۱	۷۸,۱۹	۰,۰۱۳	۳۹,۱
ED21-5	۳۹,۱۱	۹۷,۲۴۴	۴۰,۱۱۴	۶۹,۶	۵۴,۱۰۵	۰,۲۱۳	۲۹,۶	۷۹,۵۵۷	۱۴,۲۴	۹۲,۴۴	۸۱,۳	۵۴,۱۳	۳۹,۲	۳۱,۰	۲۵,۱	۱۸,۰	۰,۸۱	۲۰,۰	۶۴,۰	۱۱,۰	۹۳,۰	۱۴,۰	۳۳,۳	۶۲,۱	۶۶,۱۲	۵۰,۸	۱۳,۲
ED99	۵۵,۱۲	۰,۲۲۷۵	۱۱,۳۳۷	۲۸,۸	۳۹,۱۱۴	۹۵,۱۲	۶۱,۵	۴۲,۴۶۲	۲۵,۲۴	۶۱,۵۱	۸۱,۴	۱۹,۱۵	۳۳,۲	۷۵,۰	۰,۹۲	۲۶,۰	۷۳,۱	۳۳,۰	۹۳,۰	۱۷,۰	۹۶,۰	۱۹,۰	۴۵,۳	۲۴,۱	۶۳,۱۳	۴۱,۱۰	۲۲,۲
ED101	۰,۵۱۱	۶۸,۱۶۹	۹۶,۱۵۰	۴۳,۷	۱۴,۱۰۹	۶۴,۱۲	۶۵,۴	۶۶,۵۹۸	۰,۴۳۲	۰,۸۵۹	۸۸,۵	۳۰,۲۰	۰,۶۳	۴۱,۰	۰,۳۲	۲۴,۰	۳۴,۱	۲۷,۰	۷۹,۰								



شکل ۶ نمودارهای مقادیر TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , FeO_t , $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, عدد منیزیم، عناصر فرعی، Ba , Rb , Sr , Y ، مثلث سبز کوچک دیوریت، مثلث‌های سیاه بزرگتر داده‌های دیوریتی مرجع [۱۷]، مربع قرمز گرانودیوریت و لوزی‌های آبی توخالی نمونه‌های ریولیتی هستند.



شکل ۷ الف) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر نمونه‌های مورد بررسی بهنجار شده به کندریت [۱۹]، ب تا ت) مقایسه نمونه‌های دیوریتی، گرانودیوریتی و ریولیتی بهنجار شده با کندریت [۱۹]، میانگین MORB غنی شده- عادی (N-E) [۱۷] و میانگین پوسته بالایی قاره‌ای [۲۰]، ث) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر و فرعی بهنجار شده به کندریت [۱۹]، ج) نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر و فرعی، بهنجار شده به گوشته اولیه [۱۹]، چ) نمودار عنکبوتی عناصر، به هنجار شده به میانگین پوسته قاره‌ای بالایی [۲۱]، مثلث‌های آبی = ریولیت، مربع‌های مشکی = دیوریت‌ها و به اضافه‌های قرمز = گرانودیوریت هستند.

بحث و نتیجه‌گیری

بر اساس نمودارهای هارکر (شکل ۶)، رابطه زایشی معناداری بین توده‌های نفوذی منطقه وجود دارد. تحلیل داده‌های زمین شیمیایی اکسیدهای اصلی، عناصر فرعی و خاکی نادر نشان دهنده شباهت‌های فراوان بین سنگ‌های گرانودیوریتی و دیوریتی و تا اندازه‌ای با نمونه‌های ریولیتی است (شکل‌های ۶ و ۷).

داده‌های REE بهنجار شده به کندریت و گوشته اولیه (شکل‌های ۷ الف تا پ) نیز نشان از این شباهت‌ها به ویژه بین نمونه‌های گرانودیوریتی و دیوریتی در بی هنجاری منفی در عناصرتری نیتروتولون (TNT) و غنی‌شدگی از LREE نسبت به HREE دارند. تفاوت این الگوها تهی شدگی شدید Sr در نمونه‌های ریولیتی است (شکل‌های ۷ ب و پ). تفاوت‌هایی نیز در الگوی افزایشی یا کاهش‌ی عناصر و اکسیدها نسبت به افزایش SiO_2 دیده می‌شود (نمودارهای هارکر شکل ۶). از آنجا که این نمودارها نشان از ماگماهای هم خاستگاه دارند، این تفاوت‌ها در الگوهای REE و عناصر اصلی و فرعی می‌تواند با فرآیندهایی مانند آلیش پوسته‌ای ماگمای در حال صعود و هضم و تبلور جدایشی (AFC) و آمیزش ماگمای در حال

صعود با ماگمایی مافیک یا پوسته قاره‌ای ذوب شده توجیه شود [۲۲-۲۷]. در ادامه فرآیندهای AFC و آمیختگی بررسی می‌شوند.

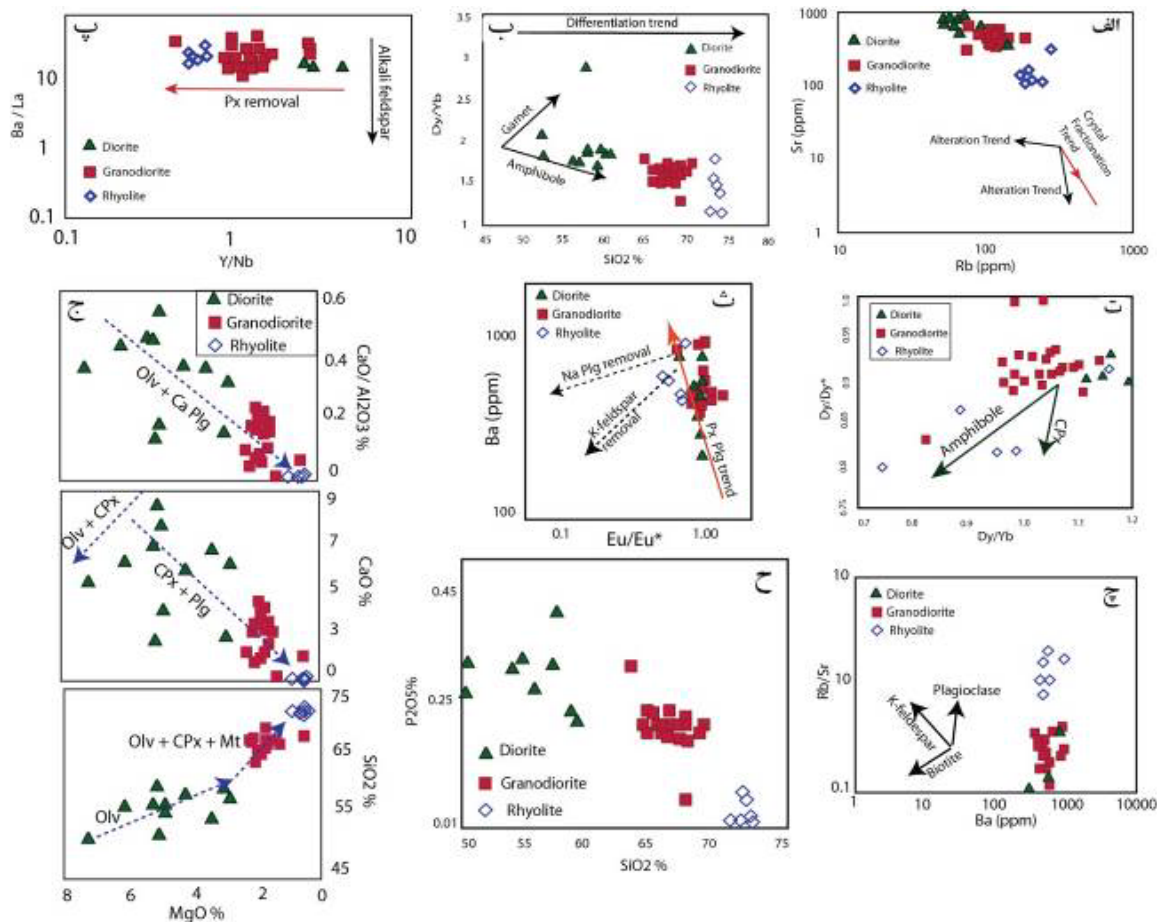
جدایش بلوری کانی‌ها و آلیش با پوسته

در کنار عناصر اصلی و فرعی (شکل ۶)، با مشاهده الگوی REE در همه نمونه‌ها (شکل ۷)، می‌توان نتیجه گرفت که ماگما مادر توده‌های گرانودیوریت و گنبد ریولیتی جدایش یافته است، زیرا غنی‌شدگی LREE نسبت به HREE کاملاً نمایان بوده و نیز کاهش مقدار Zr با SiO_2 در گرانیتوئیدها به دلیل جدایش ماگمایی است [۲۲-۲۴]. بر اساس پژوهش‌های پیشین [۲۸]، مقایسه نسبت Sr به Rb و روند آن در نمونه‌ها، نشان دهنده جدایش ماگمایی و نقش نداشتن دگرسانی در تشکیل سنگ‌هاست (شکل ۸ الف). پیش از توضیح جدایش بلوری، گفتنی است که بر اساس الگوی REE و غنی‌شدگی بسیار LREE نسبت به HREE، می‌توان گفت که گارنت در تشکیل مذاب نقشی نداشته است (شکل ۷). همچنین تغییرات Dy/Yb نسبت به SiO_2 (شکل ۸ ب) نیز تایید کننده این امر است [۲۹].

جدایش یافته، مقدار MgO کاهش و SiO₂ افزایش می‌یابد [۲۴]، ولی اگر همراه با الیون کلینوپیروکسن نیز جدا شود، الگوی CaO و SiO₂ آن تغییر می‌کند. بر اساس شکل‌های ۸ پ تا ج جدایش الیون و پیروکسن انجام شده است. البته با توجه به الگوی کاهشی CaO نسبت به MgO و در مقام بعد الگوی کاهشی K₂O با MgO احتمال جدایش همزمان الیون و کلینوپیروکسن نیز وجود دارد. از طرفی، الگوی مقدار SiO₂ نسبت به MgO جدایش فقط کلینوپیروکسن را تایید نمی‌کند. جدایش پیروکسن سبب تغییر در نسبت Y/Nb می‌شود و این ماگمای جدایش یافته تهی از این نسبت می‌شود [۲۵]. این نسبت که در شکل ۸ ت نشان داده شده است، جدایش پیروکسن را تایید می‌نماید.

نسبت $Eu/Eu^* = 2EuN / (SmN + GdN)$ در همه نمونه‌ها از ۰/۵ تا ۱/۲۹ در تغییر است. بر اساس نمودارهای هارکر، کانی‌هایی جدا شده‌اند که عناصر Y, Sr, Ca و نیز MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃, P₂O₅, Na₂O را همراه داشته و طی صعود از ماگما جدا شده‌اند. در ادامه، جدایش کانی‌های گارنت، پیروکسن، الیون، پلاژیوکلاز کلسیم و سدیم، فلدسپات پتاسیم، آپاتیت و هورنبلند بررسی می‌شوند (شکل ۸).

پیروکسن و الیون: کاهش مقدار MgO و FeO با افزایش SiO₂ می‌تواند به دلیل تبلور بخشی الیون و کلینوپیروکسن و کاهش همزمان FeO, TiO₂, CaO و MgO به دلیل تبلور و جدایش همزمان پلاژیوکلاز، الیون، ایلمنیت، تیتانومگنتیت و پیروکسن باشد. در صورت جدایش الیون در سنگ‌های



شکل ۸ الف: نمودار Sr نسبت به Rb و اثر نداشتن دگرسانی در روند جانمایی نمونه‌ها [۲۶]، ب: روند کاهشی Dy/Yb نسبت به SiO₂ [۲۷] و نبود گارنت در تشکیل ماگمای اولیه. پ: جدایش پیروکسن و جدایش نیافتن فلدسپات پتاسیم [۲۳]، ت: نمودار Dy/Dy* نسبت به Dy/Dy* [۳۰] و جدایش آمفیبول، ث: جدایش پیروکسن و پلاژیوکلاز و جدایش نیافتن فلدسپات پتاسیم و پلاژیوکلاز سدیم نمودار Ba نسبت به Eu/Eu^* [۳۰]، ج: نمودارهای CaO, CaO/Al₂O₃ و SiO₂ نسبت به MgO [۲۴] و جدایش الیون و پلاژیوکلاز کلسیم و پیروکسن و مگنتیت، چ: نمودار Rb/Sr نسبت به Ba [۲۶] و جدایش پلاژیوکلاز و جدایش نیافتن بیوتیت و فلدسپات پتاسیم، ح: همبستگی منفی SiO₂ و P₂O₅.

نمودارهای زمین‌شیمیایی (شکل‌های ۸ پ، ت و ج)، جدایش فلدسپات پتاسیم انجام نشده و این کانی تا آخرین مراحل ماگما حضور داشته است. در صورت جدایش فلدسپات پتاسیم، در نمودار هارکر (شکل ۶) عناصر سنگ دوست K, Ba و Rb (که ضریب جدایش آن‌ها در فلدسپات پتاسیم بالاست) باید در نمونه‌های جدایش یافته ریولیت، همراه با افزایش SiO_2 کاهش نشان دهند که چنین نیست و حتی گاهی در نمونه‌های ریولیت روند افزایشی دارند. بر اساس پژوهش هندرسون [۲۵]، جدایش فلدسپات پتاسیم سبب تغییر در نسبت Ba/La می‌شود. ثابت بودن این نسبت نشان‌دهنده جدا نشدن فلدسپات پتاسیم است (شکل‌های ۸ پ، ت و ج). فراوانی این کانی در نمونه‌های ریولیت که جدایش یافته‌ترین رخمون منطقه است، تاکید کننده این امر است.

آمفیبول: جدایش آمفیبول بر اساس نمودار Dy/Yb نسبت به SiO_2 (شکل ۸ ب) انجام شده است و می‌تواند همراه با جدایش ایلمنیت، اسفن و روتایل [۲۶] دلیل کاهش TiO_2 با افزایش SiO_2 باشد [۲۹]. کمبود هورنبلند در نمونه‌های گرانودیوریت و نبود آن در ریولیت‌ها تایید کننده این جدایش است.

آپاتیت: کاهش P_2O_5 به احتمال بسیار به دلیل تبلور بخشی آپاتیت است [۲۶، ۲۴]. در نمونه‌های مورد بررسی، P به عنوان یک عنصر ناسازگار رفتار کرده است و با افزایش SiO_2 جدایش غلظت آن کاهش می‌یابد (شکل ۸ ح). از این رو، تغییرات P_2O_5 با کلسیم کنترل می‌شود و به دلیل تشکیل آپاتیت، ماگما از کلسیم غنی بوده است. کاهش P_2O_5 با افزایش SiO_2 شاخص گرانیتهای نوع I است [۳۲، ۳۱].

رفتار Y و Zr نسبت به SiO_2 نیز بیانگر جدایش احتمالی کانی‌های آمفیبول، اسفن، آپاتیت و زیرکن است. در ماگمای مافیک، جانشین Ti در اسفن و روتایل می‌شود و در ماگماهای حدواسط، کانی زیرکن تشکیل می‌شود. با جدایش زیرکن، مقدار این عنصر به شدت در ریولیت‌ها و در گرانودیوریت‌های جدایش یافته‌تر تهی می‌شود (شکل ۵). رفتار Y شبیه عناصر خاکی نادر است و مقدار آن به‌طور نسبی با افزایش جدایش و مقدار SiO_2 کاهش نشان می‌دهد. به دلیل کنترل این کانی توسط گارنت، آمفیبول، اسفن و آپاتیت [۲۴]، انتظار می‌رود که در نمونه‌های دیوریتی، فراوانی آن بیشتر و در ریولیت‌ها کمتر باشد. این امر به صورت مشهود در نمونه‌های مورد بررسی دیده می‌شود. به دلیل شباهت رفتار به شدت کاهشی V و Ti نسبت به SiO_2 ، به احتمال بسیار هر دو این عناصر با هم در

پلاژیوکلاز: کاهش مقدار CaO و Al_2O_3 با افزایش SiO_2 می‌تواند به دلیل تبلور بخشی پلاژیوکلاز کلسیمی طی جدایش باشد [۲۴-۲۶]. جدایش پلاژیوکلاز کلسیمی رفتار سازگار Sr در ماگما را توجیه می‌کند، زیرا به دلیل جانشینی Sr به جای Ca در ساختار پلاژیوکلاز کلسیمی و جدایش آن از ماگما، مقدار این عنصر در سری‌های جدایش یافته بسیار کم شده و سبب بی‌هنجاری منفی در نمونه‌های ریولیتی شده است (شکل ۷ ت). Sr به‌طور گسترده جانشین کلسیم در پلاژیوکلاز کلسیمی شده و سپس، جایگزین پتاسیم در فلدسپات پتاسیم می‌شود [۲۴]. داده‌های زمین‌شیمیایی نشان دهنده جدایش نیافتن فلدسپات پتاسیم است (شکل‌های ۷ پ، ت و ج) و بر این اساس، نقش پلاژیوکلاز کلسیمی در کنترل Sr بارزتر می‌شود. بر اساس رفتار سازگار Sr، پلاژیوکلاز کلسیمی در مراحل ابتدایی تشکیل شده است [۲۴]. یوروپیوم نیز با پلاژیوکلاز کنترل شده و هرگونه جدایش این کانی سبب ناهنجاری منفی در این عنصر می‌شود [۲۶]. در بسیاری از نمونه‌ها، یوروپیوم ناهنجاری منفی نشان می‌دهد. جدا نشدن فلدسپات پتاسیم نیز می‌تواند در این امر نقش داشته باشد (شکل ۸ ج). غنی‌شدگی محدود Eu در برخی از نمونه‌های گرانودیوریتی (به ویژه در نمونه ED78-4) می‌تواند به دلیل انباشتگی پلاژیوکلاز در آن‌ها باشد [۲۶]. جدایش همزمان پلاژیوکلاز غنی از کلسیم و پیروکسن بر اساس تغییرات Ba نسبت به Eu/Eu^* در شکل ۸ ت، پیشنهاد می‌شود [۳۰]. جدایش پلاژیوکلاز اثر مشترکی بر کاهش مقدار Sr و ناهنجاری منفی یوروپیوم دارد. جدایش این کانی در بخش‌های جدایش یافته ماگمای گرانودیوریتی شروع شده و پس از آن با سرعت بسیاری در ماگمای ریولیتی دنبال شده که این امر سبب کاهش Sr تا حدود ۱۰۰ ppm در ریولیت‌ها گردیده است. در مورد احتمال جدایش پلاژیوکلاز سدیم باید گفت که کاهش Na_2O با افزایش SiO_2 می‌تواند به دلیل سازگار بودن سدیم و ورود آن در شبکه پلاژیوکلاز سدیم و جدایش آن باشد. روندهای پراکنده Na_2O می‌تواند به دلیل هضم و آمیختگی ماگما طی صعود باشد [۲۳]. کاهش نامنظم Na_2O با افزایش SiO_2 در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که همراه با تشکیل گرانودیوریت، پلاژیوکلازهای سدیمی مصرف شده و به ریولیت نرسیده‌اند. کاهش شدید Na_2O در نمونه‌های ریولیتی بر این اساس توجیه می‌شود.

فلدسپات پتاسیم: افزایش K_2O روندی مشخص در جدایش ماگما بوده که در نمونه‌ها به خوبی مشخص است. بر اساس

کانی‌هایی مانند تیتانومگنتیت، پیروکسن و شاید آمفیبول جانشین شده‌اند.

آمیزش ماگمایی: در پژوهش پیشین در منطقه، فرآیند آمیختگی بررسی شده است [۶]. در آن پژوهش، برونوم‌های مافیک موجود در توده‌های گرانودیوریتی، ماگمایی تشخیص داده شدند و براساس شواهدی مانند الگوی مشابه REE برونوم‌های مافیک ریزبلور با میزبان‌های گرانودیوریتی، شباهت شیمی کانی بیوتیت و پیروکسن برونوم‌ها با بیوتیت و پیروکسن میزبان گرانودیوریتی، نتیجه گرفته شد که ورود ماگمای بازی-حدواسط به مخزن ماگمای گرانیتی-گرانودیوریتی سبب آمیزش ماگمایی شده است. در این پژوهش، با تکمیل یافته‌ها و داده‌های جدید این نظریه دوباره بررسی شد. در ادامه شواهد صحرایی، سنگ‌نگاری، شیمی سنگ کل و شیمی کانی پلاژیوکلاز برای اثبات رخداد آمیختگی بیان می‌شوند. در بررسی‌های صحرایی، وجود مرزهای تورفته و خلیجی در مرز توده گرانودیوریتی و استوک کوچک دیوریتی در جنوب منطقه (شکل ۳) و وجود فلدسپات‌های درشت در برونوم‌های ریزبلور در بخش‌های غربی توده گرانودیوریتی (شکل ۳) نشانگر آمیزش ماگمایی است [۳۲]. همچنین، نبود سوختگی یا سرد شدگی ناگهانی^۱ در مرزهای برونوم و توده گرانودیوریتی نیز پدیده آمیختگی ماگمای گرانودیوریتی و یک ماگمای مافیک را تایید می‌کنند. پژوهشگران دریافته‌اند که در ماگماهایی که آمیختگی را تجربه کرده‌اند، شواهد سنگ‌نگاری مانند خوردگی پلاژیوکلاز (در مرکز و مرزهای رشدی) و مرزهای آمیبی و تورفته برونوم با توده میزبان (در صحرا و در مقیاس میکروسکوپی) دیده می‌شود [۲۷، ۲۳، ۳۳]. این شواهد در بررسی سنگ‌نگاری سنگ‌های گرانودیوریتی منطقه بسیار دیده می‌شود (شکل ۴).

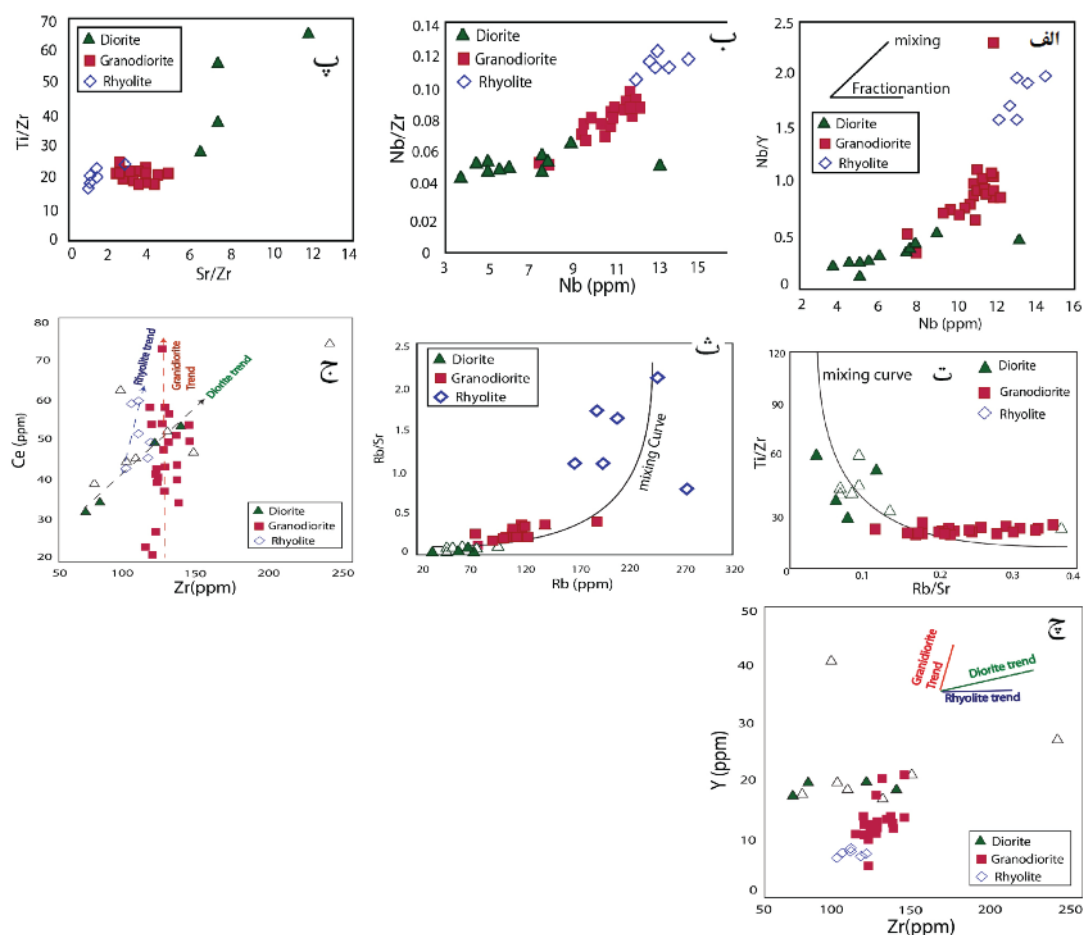
نتایج شیمی کانی‌های پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی در توده گرانودیوریتی، با دستگاه EPMA در انجمن علوم زمین دانشگاه لوزان سوئیس (جدول ۳) و تحلیل آن‌ها، نشان از منطقه‌بندی شیمیایی معکوس و نوسانی در آن‌ها دارد. در این بلورها، بر خلاف روند معمول رشد پلاژیوکلازها که درصد آنورتیت از مرکز به لبه کاهش می‌یابد، در بخش‌هایی از لبه یا مناطق رشدی، درصد آنورتیت بیشتر از مرکز بلور می‌شود (شکل‌های ۹ تا ۱۲). منطقه‌بندی معکوس یا نوسانی در پلاژیوکلازها نشان‌دهنده باز تعادل شیمیایی آن‌ها با ماگما یا

ماگماهای جدید بیشتر مافیک است [۲۳]. به دلیل چگالی به نسبت یکسان پلاژیوکلاز با ماگمای گرانودیوریتی و امکان تعلیق بیشتر آن در مذاب (به نسبت پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت) امکان تغییرات زمین شیمیایی بلورهای تشکیل شده با تپ‌های ماگمایی جدید بیشتر فراهم می‌شود. خوردگی و بازجذب در ساختارهای رشدی نیز خود نشان دهنده ارتباط بلور با ماگمای جدید است که در بسیاری از بلورهای پلاژیوکلاز (هم در بررسی‌های سنگ‌نگاری و هم در تصاویر میکروسکوپی از الکترون‌های پس پراکنده و EPMA) قابل مشاهده است (شکل‌های ۱۰، ۱۱ و ۱۲).

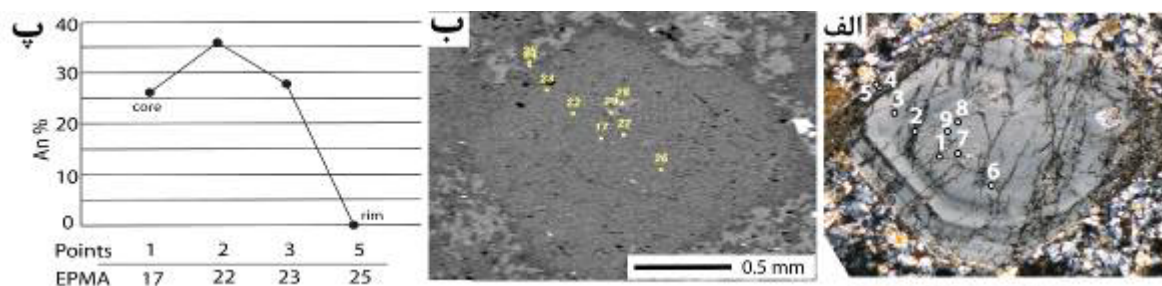
پدیده آمیختگی در شیمی سنگ کل نمونه‌ها نیز قابل بررسی است. همه نمودارهای SiO_2 نسبت به اکسیدهای اصلی و عناصر فرعی و الگوی REE‌ها (شکل‌های ۶ و ۷)، جدای از اختلاف‌ها، نشان از همبستگی زایشی همه توده‌های نفوذی در منطقه دارند. بر اساس نتایج تجزیه سنگ کل توده‌های متفاوت ولی هم خاستگاه که دچار آمیزش ماگمایی شده‌اند، [۳۴-۳۶]، در نمودارهای Nb/Y نسبت به Nb [۳۴]، Nb/Zr نسبت به Nb [۳۵] و Ti/Zr نسبت به Sr/Zr [۳۶]، روند شیب‌دار نمونه‌ها نشانه مهمی از فرآیند آمیختگی است، ولی اگر در راستای یک خط افقی مستقیم قرار بگیرند، به احتمال بسیار ماگمای فلسی از یک ماگمای مافیک تنها بر اثر فرآیند جدایش بلوری تشکیل شده است. نمونه‌های حدواسط-مافیک تا فلسی منطقه مورد بررسی روند خطی افقی را نشان نمی‌دهند و این دلیلی دیگر بر اثر آمیزش ماگمایی در تشکیل توده‌های گرانودیوریتی و با اثر کمتر در توده ریولیتی است. همخوانی نمونه‌ها با منحنی‌های آمیختگی در شکل‌های ۹ ت و ۳۷ و الگوی بی‌نظم کاهشی Na_2O نسبت به SiO_2 (شکل ۶)، از دلایل زمین-شیمیایی برای تأیید آمیزش ماگمای گرانودیوریتی، دیوریتی و ماگمای مافیک‌تر است. نمودارهای Zr نسبت به Y و Ce (شکل‌های ۹ ج و ۳) نیز روند پراکنده‌ای را نشان می‌دهند که می‌تواند به دلیل آمیختگی، ذوب بخشی، هضم و آلایش همراه با جدایش بلوری باشد، زیرا اگر جدایش تنها عامل تکامل ماگماهای هم خاستگاه باشد، روند این دو نمودار افزایشی پرشیب است. در این نمودارها، روند دیوریت‌ها تقریباً پرشیب و افزایشی است و می‌توان گفت که در تکامل دیوریت‌ها جدایش نسبت به دیگر عوامل، نقش پر رنگ تری داشته است.

جدول ۳ نتایج تجزیه نقطه‌ای پلاژیوکلازهای دارای منطقه‌بندی با دستگاه EPMA، (بر حسب درصد وزنی).

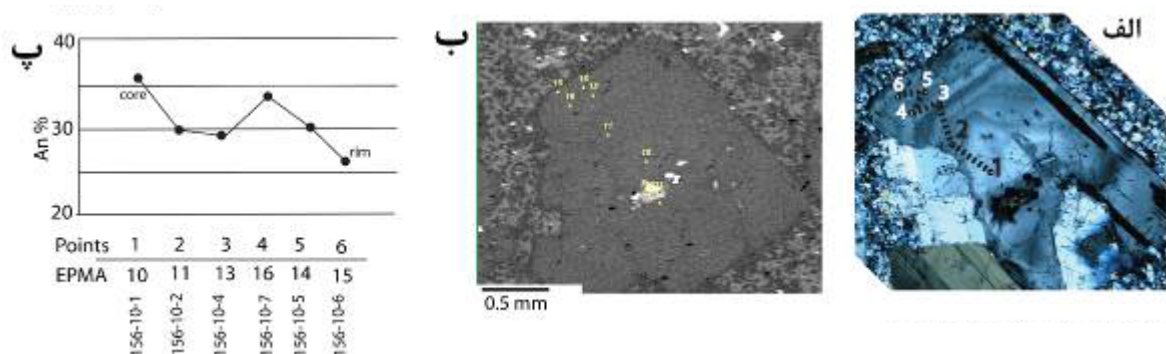
point	17	22	23	25	10	11	13	16	14	15	81	82	83	84	85	86	87	88	89
sample	156-3-1	156-3-1	156-3-2	156-3-4	156-10-1	156-10-2	156-10-4	156-10-7	156-10-5	156-10-6	156-up3-1	156-up3-2	156-up3-3	156-up3-4	156-up3-5	156-up3-6	156-up3-7	156-up3-8	156-up3-9
SiO ₂	۶۱٫۹۵	۵۸٫۸۰	۶۰٫۵۹	۶۴٫۹۴	۵۸٫۹۳	۶۱٫۱۴	۶۱٫۰۱	۶۰٫۰۸	۵۹٫۳۶	۶۱٫۶۵	۶۰٫۳۲	۶۰٫۳۴	۵۷٫۴۶	۵۹٫۵۵	۵۹٫۱۲	۵۷٫۲۸	۶۰٫۴۶	۶۰٫۳۲	۶۰٫۵۶
Al ₂ O ₃	۲۴٫۰۴	۲۵٫۵۱	۲۴٫۲۷	۱۸٫۴۳	۲۶٫۰۴	۲۴٫۶۷	۲۴٫۶۱	۲۵٫۳۷	۲۴٫۸۰	۲۴٫۲۱	۲۵٫۵۵	۲۵٫۳۹	۲۷٫۴۲	۲۵٫۷۷	۲۶٫۲۰	۲۷٫۴۰	۲۵٫۴۷	۲۵٫۶۵	۲۵٫۵۲
FeO	۰٫۲۳	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۰٫۲۰	۰٫۲۲	۰٫۲۶	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۲	۰٫۲۱	۰٫۲۵	۰٫۲۵	۰٫۲۲	۰٫۲۵	۰٫۲۶	۰٫۲۵	۰٫۲۸	۰٫۲۰	۰٫۱۹
MgO	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۰
CaO	۵٫۴۷	۷٫۴۴	۵٫۹۱	۰٫۰۳	۷٫۷۸	۶٫۲۴	۶٫۱۴	۶٫۹۸	۶٫۲۴	۵٫۶۷	۷٫۲۷	۷٫۲۱	۹٫۴۰	۷٫۵۶	۸٫۰۷	۹٫۴۴	۷٫۱۹	۷٫۲۵	۷٫۰۸
Na ₂ O	۸٫۱۳	۷٫۱۲	۸٫۱۹	۰٫۹۹	۶٫۸۱	۷٫۶۶	۷٫۷۲	۷٫۲۵	۷٫۶۲	۸٫۱۳	۷٫۳۶	۷٫۳۵	۶٫۱۱	۷٫۰۶	۶٫۸۰	۶٫۱۲	۷٫۳۱	۷٫۴۰	۷٫۶۰
K ₂ O	۰٫۵۵	۰٫۲۴	۰٫۲۵	۱٫۴۸۹	۰٫۳۸	۰٫۵۳	۰٫۵۵	۰٫۴۰	۰٫۴۰	۰٫۳۶	۰٫۳۰	۰٫۳۳	۰٫۲۴	۰٫۲۲	۰٫۲۹	۰٫۲۳	۰٫۲۹	۰٫۲۴	۰٫۲۹
Total	۱۰۰٫۲۷	۹۹٫۵۵	۹۹٫۵۶	۹۹٫۳۸	۱۰۰٫۱۷	۱۰۰٫۵۱	۱۰۰٫۲۷	۱۰۰٫۴۰	۹۸٫۷۵	۱۰۰٫۲۳	۱۰۰٫۰۶	۱۰۰٫۹۸	۱۰۰٫۹۶	۱۰۰٫۹۲	۱۰۰٫۹۵	۱۰۰٫۸۳	۱۰۰٫۱۱	۱۰۰٫۱۶	۱۰۰٫۲۴
Si	۲٫۷۴	۲٫۶۴	۲٫۷۱	۲٫۰۰	۲٫۶۳	۲٫۷۱	۲٫۶۷	۲٫۶۸	۲٫۷۲	۲٫۷۳	۲٫۶۲	۲٫۶۶	۲٫۶۶	۲٫۶۵	۲٫۶۲	۲٫۶۵	۲٫۶۳	۲٫۶۶	۲٫۶۳
Al	۱٫۲۵	۱٫۲۵	۱٫۲۸	۱٫۰۰	۱٫۳۷	۱٫۲۹	۱٫۲۹	۱٫۳۳	۱٫۳۲	۱٫۲۶	۱٫۲۶	۰٫۸۸	۲٫۸۷	۰٫۹۰	۱٫۲۷	۰٫۹۶	۲٫۶۵	۰٫۸۹	۲٫۶۵
Cr	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰	۰٫۰۰
Fe++	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۰	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱	۰٫۰۱	۰٫۰۱
Ca	۰٫۲۶	۰٫۲۸	۰٫۲۸	۰٫۰۰	۰٫۳۷	۰٫۳۰	۰٫۳۹	۰٫۳۳	۰٫۳۰	۰٫۲۷	۰٫۳۶	۰٫۳۸	۰٫۸۹	۰٫۷۲	۰٫۳۸	۰٫۴۰	۰٫۳۸	۰٫۳۹	۰٫۳۷
Na	۰٫۲۰	۰٫۲۳	۰٫۲۱	۰٫۰۹	۰٫۵۹	۰٫۶۶	۰٫۶۶	۰٫۶۳	۰٫۶۷	۰٫۷۰	۱٫۲۶	۱٫۲۶	۱٫۰۵	۱٫۲۱	۰٫۵۸	۱٫۰۶	۱٫۲۵	۱٫۲۶	۱٫۳۰
K	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۸	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۴	۰٫۰۴	۰٫۰۳	۰٫۰۳
Total	۴٫۹۹	۵٫۰۱	۵٫۰۱	۴٫۹۸	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۵٫۰۰	۴٫۹۹	۴٫۹۹	۵٫۵۵	۴٫۹۸	۵٫۵۴	۵٫۰۰	۵٫۵۲	۴٫۹۷	۵٫۵۴	۴٫۹۹
Alb %	۷۰٫۶۰	۶۲٫۵۰	۷۰٫۰۷	۹۱٫۹۱	۵۹٫۹۴	۶۶٫۸۵	۶۷٫۲۹	۶۴٫۰۷	۶۷٫۲۵	۷۰٫۷۱	۶۳٫۵۹	۶۳٫۲۵	۵۳٫۰۰	۶۱٫۲۲	۵۸٫۲۲	۵۲٫۹۷	۶۲٫۳۶	۶۲٫۶۸	۶۴٫۹۵
Kfs %	۳٫۱۴	۱٫۹۱	۱٫۹۹	۰٫۶۵	۲٫۲۱	۳٫۰۶	۳٫۱۳	۲٫۳۱	۲٫۳۲	۲٫۰۳	۱٫۶۹	۲٫۴۶	۱٫۹۵	۲٫۴۰	۲٫۷۸	۱٫۸۸	۲٫۲۰	۱٫۳۶	۱٫۶۱
An %	۲۶٫۲۵	۲۵٫۵۹	۲۷٫۹۴	۰٫۱۶	۳۷٫۸۴	۳۰٫۰۹	۲۹٫۵۸	۲۳٫۶۲	۳۰٫۴۴	۲۷٫۲۵	۲۴٫۷۱	۲۴٫۲۹	۴۵٫۰۶	۲۶٫۲۹	۲۸٫۵۱	۲۵٫۱۵	۲۴٫۴۴	۲۴٫۹۵	۲۳٫۴۴



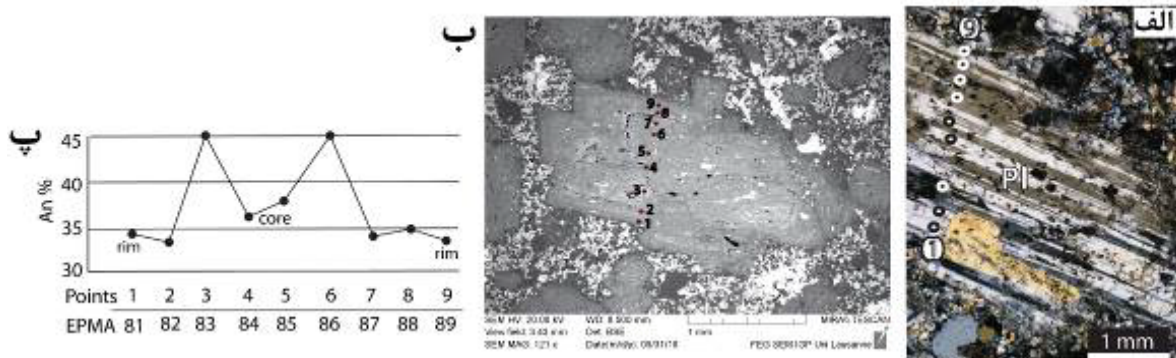
شکل ۹ الف: نمودار Nb/Y نسبت به Nb [۳۲] که در آن، نمونه‌های دیوریتی به نسبت افقی ولی نمونه‌های گرانودیوریتی و ریولیتی کاملاً شیبدار و افزایشی جانمایی شده‌اند ب: نمودار Nb/Zr نسبت به Nb از [۳۳] که نشان‌دهنده روند به نسبت افقی دیوریت‌ها و روند افزایشی غیر افقی نمونه‌های گرانودیوریتی و ریولیتی است. پ: جانمایی نمونه‌ها در نمودار Ti/Zr نسبت به Rb/Sr [۳۴]. ت و ث نمودارهای Ti/Zr نسبت به Rb/Sr و Rb/Sr نسبت به Rb [۳۵] که نشان‌دهنده آمیختگی هستند. ج و چ: در نمودارهای Zr نسبت به Ce و Zr نسبت به Y پراکندگی نمونه‌ها که نیز نشان می‌دهد که عوامل مختلفی در دگرگونی ماگما نقش داشته‌اند.



شکل ۱۰ الف) تصویر xPI میکروسکوپ قطبشی و ب) تصویر الکترون‌های پس پراکنده از مقاطع تجزیه شده با دستگاه EPMA در پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی. پ) نمودار درصد آنورتیت که درصد آنورتیت در هسته حدود ۲۵ است و در منطقه رشدی لبه به ۳۵ درصد می‌رسد در محل ۲۲ (نقطه ۲)، همراه با آثار خوردگی، مقدار آنورتیت افزایش چشمگیری دارد.



شکل ۱۱ تصویر xPI میکروسکوپ قطبشی و ب) تصویر الکترون‌های پس پراکنده از مقاطع تجزیه شده با دستگاه EPMA در پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی. پ) نمودار درصد آنورتیت که فراوانی آنورتیت به صورت نوسانی است و در محل ۴ (نقطه ۱۶) که تصویر میکروسکوپی منطقه تیره‌ای را نشان می‌دهد، افزایش می‌یابد.



شکل ۱۲ تصویر xPI میکروسکوپ قطبشی و ب) تصویر الکترون‌های پس پراکنده از مقاطع تجزیه شده با دستگاه EPMA در پلاژیوکلاز دارای منطقه‌بندی. پ) نمودار درصد آنورتیت که درصد آنورتیت به صورت نوسانی دیده می‌شود و در نقاط ۳ و ۶ همراه با آثار خوردگی، افزایش آشکاری دیده می‌شود.

دانه ریز مافیک همسن با توده میزبان هستند. از دیدگاه سنگ نگاری، برونوم‌های توده گرانودیوریتی در گستره دیوریت-گابرو و دیوریت تا مونزودیوریت قرار دارند. کانی‌های پلاژیوکلاز کلسیم‌دار، هورنبلند، زیرکن و کمی بیوتیت کانی‌های تشکیل دهنده اصلی بیشتر این برونوم‌های ریزبلور مافیک هستند.

برونوم‌ها: بررسی نوع برونوم‌ها نیز می‌تواند به درک شرایط آمیختگی کمک کند. براساس رده‌بندی برونوم [۳۸]، برونوم-های توده گرانودیوریتی مورد بررسی، به دلیل شکل‌های تخم مرغی، لبه‌های مشخص، نداشتن قطعه‌های و کانی‌های دگرگونی، ریزدانه بودن و نبود لبه‌های واکنشی، از برونوم‌های

بنیتا پوتلیتس، الکسی اولینو و الیور روبی در دانشگاه لوزان سوئیس و در پایان از داوران محترم برای نظرات و داوری‌های گرانقدرشان سپاسگزاری می‌نمایند.

مراجع

- [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] Eshraghi S.A., Jalali A., "Geological map of Moalleman", 1:100,000, Geological (2006), Survey of Iran.
- [4] Najjaran M., "Geochemistry and genesis of Baghu turquoise deposit (Damghan)", M.Sc. Thesis, Shiraz University, Shiraz, Iran, (2000) 150 pp, (in Persian).
- [5] Liaghat S., sheykhi V. and Najjaran M., "Petrology, gheochemistry and genesis of Baghu turquoise, Damghan", Journal of Science, University of Tehran, (2008) 133-142, (in Persian).
- [6] 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
- [7] 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.
- [8] 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.
- [9] Emamjomeh A., Jahangiri A., Moazzen M., "Geochemistry and geological setting of turquoise hosted intrusive bodies in Damghan (Baghou) turquoise-gold mine, Torud- Chah Shirin volcano-plutonic segment", Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy (under published).
- [10] Aghanabati A., "Geology of Iran", Geological survey of Iran, (2004), ISBN: 9646178138.
- [11] Khademi M., "Structural characteristics and tectonic setting of Toroud area, south of

مقدار کانی‌های مافیک بین ۴۰ تا ۵۰ درصد در تغییر است. آپاتیت‌های سوزنی کم و بیش در این برونوم‌ها دیده می‌شوند. بیشتر هورنبلندها به کلریت دگرسان شده‌اند. بافت خال خال بافت شاخص برونوم‌های مافیک منطقه بوده (شکل‌های ۳ پ و ت) که بسیار شبیه به بافت نمونه ED108 است (شکل‌های ۳ الف و ب). بافت ریز دانه‌ای در بیشتر برونوم‌ها دیده می‌شود. پژوهشگران بر این باورند که سوزنی بودن آپاتیت نشانه سرد شدن سریع ماگمای برونوم و مشخصه آمیزش ماگمایی است [۳۸-۴۰]. میانبارهای درشت‌بلور پلاژیوکلاز و لبه‌های دنداندار نیز شواهدی دیگر بر آمیختگی هستند. از طرفی، منطقه بندی بودن پلاژیوکلازها و نبود کانی‌های دگرگونی آذرین بودن این برونوم‌ها را قطعی می‌کند. پیشتر قربانی [۶] نیز با مقایسه ترکیب شیمیایی برونوم‌های منطقه باغو و توده‌های گرانودیوریتی نتیجه گرفته است که تغییر ترکیب بین این دو ماگما تدریجی است و هر دوی این سنگ‌ها از جدایش ماگمای مافیک مشترکی شکل گرفته‌اند.

برداشت

بر اساس بررسی‌های صحرایی، سنگ نگاری و تحلیل نتایج تجزیه سنگ کل، توده گرانودیوریتی، گنبد ریولیتی (میزبان‌های فیروزه) و توده دیوریتی در معدن فیروزه-طلای دامغان از خاستگاهی مشترک شکل گرفته و در پی صعود، دچار جدایش بلورین و آمیختگی شده‌اند. جدایش کانی‌های الیوین، زیرکن، پیروکسن، پلاژیوکلازکلسیمی، هورنبلند و آپاتیت در تشکیل ماگمای گرانودیوریتی و ریولیتی و آرایش پوسته‌ای در تشکیل گنبد ریولیتی نقش مهم‌تری داشته‌اند. بر پایه شواهد صحرایی، تحلیل داده‌های زمین شیمیایی سنگ کل (مقادیر Nb/Zr و Nb/Y نسبت به Nb و Ti/Zr نسبت به Sr/Zr و Rb/Sr)، آپاتیت‌های سوزنی و منطقه‌بندی معکوس و نوسانی در پلاژیوکلازهای با منطقه‌بندی و نوع برونوم‌های توده گرانودیوریتی، احتمال آمیزش ماگمای گرانودیوریتی و ماگمایی مافیک بسیار بالاست.

قدردانی

نویسندگان قدردان مدیر عامل شرکت طلای ایران، آقای نقشینه، دانشگاه تبریز و وزارت علوم، تحقیقات و فناوری برای تسهیل شرایط اعزام به فرصت مطالعاتی نویسنده اول به کشور سوئیس هستند. آن‌ها همچنین از دکتر لوکاس بومگارتنر به دلیل فراهم آوردن شرایط فرصت مطالعاتی نویسنده اول، از

- Cretaceous granodiorite and associated dioritic dikes in the Hongqilafu pluton, northwestern Tibetan Plateau: a case for crust-mantle interaction*", *Lithos*, 260 (2016) 300-314.
- [23] 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.
- [24] Wilson M., "Igneous petrogenetic", Chapman & Hall, (1989) 466p.
- [25] Henderson P., "Inorganic geochemistry", Pergamon, Oxford, (1982) 353 p.
- [26] Rolinson H.R., "Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, London (1993).
- [27] Janous'ek V., Braithwaite C.J.R., Bowes D.R., Axel Gerdes A., "Magma-mixing in the genesis of Hercynian calc-alkaline granitoids: an integrated petrographic and geochemical study of the Sa'zava intrusion, Central Bohemian Pluton, Czech Republic", *Lithos* 78 (2004) 67– 99.
- [28] Inger S., Harris N. B. W., "Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya", *Journal of Petrology*, 34 (1993) 345–368.
- [29] Davidson J., Turner S., Plank T., "Dy/Dy*: Variations Arising from Mantle Sources and Petrogenetic Processes", *Journal of Petrology*, 54(3), (2013) 525-535.
- [30] Jarrar G., Manton W.I., Stern R.J., Zachmann D., "Late Neoproterozoic A-type granites in the northernmost Arabian-Nubian Shield formed by fractionation of basaltic melts", *Chemie der Erde Gheochemistry* (2006).
- [31] Chappell B.W., A.J.R. White, "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt", *Earth Environ Sci Trans R Soc Edinb* 83(1992) 1–26.
- [32] Pitcher W.S., "The Nature and Origin of Granite", Springer Netherlands (1997).
- [33] Vernon R.H., "Crystallization and hybridism in microgranitoid enclave magmas: microstructural evidence", *J. Geophys. Res.* 95 (1990) 17849 – 17859.
- [34] Treuil M., Joron J.L., "Utilisation des elements hygromag-matophiles pour la simplification de la modelisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la Dorsale Medioatlantique. Rend. Soc". Ital. Mineral. Petrol. 31 -1, (1975) 125–174.
- [35] Singer B.S., Leeman W.P., Thirlwal M.F., Rogers N.W., "Does Fracture Zone Subduction Increase Sediment Flux and Mantle Melting in Damghan", Unpublished Ph.D thesis in Tectonic, Shahid Beheshti University, Tehran, (2007) 209 pp.
- [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*, (2018), doi: 10.1016/j.oregeorev.2018.01.015
- [13] 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).
- [14] 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.
- [15] Whitney D.L., Evans B.W., "Abbreviations for names of rock-forming minerals", *American Mineralogist*, 95, (2010) 185–187.
- [16] De la Roche H., Leterier J., Grandclaude P., Marchal M., "classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature", *Chemical Geology*, 29 (1980) 183—210.
- [17] Rouhbakhsh Iradi 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.
- [18] Harker A., "The natural history of igneous rocks", Methuen and Co. London (1909).
- [19] 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.
- [20] Rudnick R.L., Gao S., "Composition of the continental crust: Treatise on Geochemistry", 3, (2003)1–64.
- [21] 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.
- [22] Li J.Y., Niu Y.L., Hu Y., Chen S., Zhang Y., Duan M., Sun P., "Origin of the late Early

Eastern Anatolia (Turkey): Implications for magma evolution in extension-related origin", Lithos, 296/299 (2018), 332-351.

[38] Didier J., Barbarin B., "The different types of enclaves in granites—nomenclature. In: Didier, J., Barbarin, B. (Eds.), *Enclaves and Granite Petrology*", Elsevier, Amsterdam, (1991)19 – 24.

[39] Vernon R.H., „Microgranitoid enclaves in granites—globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment“, Nature 309, (1984) 438 – 439.

[40] Reid J.B., Evans J.O .C., Fates D.G., "Magma mixing in granitic rocks of the central Sierra Nevada, California", Earth and Planetary Science Letters, 66 (1983) 243-261.

Subduction Zones? Trace Element Evidence from Aleutian Arc Basalt" In book: Subduction Top to Bottom Edition: Monograph 96 Publisher: American Geophysical Union Editors: G.E. Bebout, D. Scholl, S. Kirby, J.P. Platt (1996).

[36] Karsli O., Chen B., Aydin F., Sen C., "Geochemical and Sr–Nd–Pb isotopic compositions of the Eocene Dölek and Sariçiçek Plutons, Eastern Turkey: Implications for magma interaction in the genesis of high-K calc-alkaline granitoids in a post-collision extensional setting", Lithos, 98 -1-4, (2007)67-96.

[37] Kaygusuz A., Aslan Z., Aydınçakır E., Yücel C., Gücer M.A., Şen C., "Geochemical and Sr-Nd-Pb isotope characteristics of the Miocene to Pliocene volcanic rocks from the Kandilli area,