پتروگرافی، ژئوشیمی و خاستگاه مجموعهٔ نفوذی آلوت، شمال غرب سقز

*نعمت‌اله رشیدنژاد عمران، مریم هنرمند، محمد محجل؛
دانشگاه تربیت مدرس، دانشکده علوم، بخش زمین‌شناسی

چکیده

مجموعهٔ گرانیتوئید آلوت در بخش شمال غرب پهنه سنندج - سیرجان قرار گرفته است. این مجموعه از سه واحد سنگ‌شناختی اصلی تشکیل شده که عبارتند از توده‌های مونزوگرانیتی تا گرانودیوریتی (SiO_2 = 65–77 wt%) که بیش‌ترین رخنمون را در این مجموعه دارند، واحد کوارتز دیوریت تا تونالیت (SiO_2 = 52–63 wt%) که به صورت دو استوک نفوذی در این مجموعه دیده می‌شوند و توده‌های گرانیتوئید میلونیتی شده که به‌صورت چندین رخنمون در ناحیهٔ برونزد دارند. مجموعه نفوذی آلوت، از لحاظ ژئوشیمیایی، متاآلومین تا اندکی پرآلومین، متعلق به سری کالک آلکالن تا تحولی پتاسیم پایین و گرانیتوئیدهای نوع I است و خصوصیات ژئوشیمیایی توده‌های نفوذی در حواشی فعال قاره‌ایی را نشان می‌دهد (برای مثال تهی‌شدگی واضح از Nb، Ti، P و Sr). شواهد ژئوشیمیایی مربوط به واحد کوارتزدیوریت تا تونالیت نشان می‌دهد که ذوب پوستهٔ تحتانی مافیک تحت تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای مهم‌ترین عامل در به‌وجود آمدن ماگمای کوارتز دیوریتی بوده است. همچنین ذوب سنگ‌های متاسدیمنتری (حاوی کانی‌های آب‌دار مانند بیوتیت) در فشارهای نسبتاً پایین را می‌توان به‌عنوان منشأ احتمالی ماگمای مولد واحد مونزوگرانیتی تا گرانودیوریتی در نظر گرفت. وجود آنکلاوهای دانه‌ریز مافیک دلالت بر اختلاط ناقص ماگمای مافیک و فلسیک برای تشکیل ماگمای مولد توده‌های گرانودیوریتی تا گرانیتی در منطقه بررسی شده دارد.

مقدمه

زون سنندج- سیرجان که در بخش غربی ورقه ایران و شرق تراست اصلی زاگرس قرار گرفته است، در ناحیهٔ گلپایگان به دو بخش شمالی و جنوبی تقسیم می‌شود [۱]. سنندج- سیرجان جنوبی عمدتاً از سنگ‌های دگرشکل یافته و دگرگونی مربوط به تریاس میانی تا تریاس پایانی تشکیل شده است در حالی‌که سنندج- سیرجان شمالی از سنگ‌های دگرگونی کرتاسه پایانی تشکیل شده و مورد هجوم توده‌های فلسیک زیادی قرار گرفته است [۱]. در عین حال تعدادی رخنمون مربوط به واحدهای دگرگونی پرکامبرین و پالئوزوئیک، سنگ‌های غیردگرگونی و همچنین مقادیر زیادی آندزیت‌ها و بازالت‌های کرتاسه با خاصیت کالک آلکالن در سنندج-سیرجان شمالی گزارش شده است [۲]. در سنندج- سیرجان شمالی همانند بخش جنوبی، تعداد زیادی توده‌های گرانیتوئیدی

واژه‌های کلیدی: ژئوشیمی، خاستگاه، گرانیتوئید، ذوب بخشی، مجموعه نفوذی، آلوت، سقّز
دریافت ۹۰/٤/۱۱ پذیرش ۹۱/۸/۳۰
*نویسنده مسئول Rashid@modares.ac.ir

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

با سن ژوراسیک تا سنوزوئیک نفوذ کرده‌اند. پژوهش‌هایی برروی این توده‌های گرانیتوئیدی انجام شده است [۳]-[۱۴].

بسیاری از این محققان بر این باورند که توده‌های نفوذی در زون سنندج- سیرجان غالباً دارای ترکیب گرانیت و گرانودیوریت با ماهیت کالک آلکالن و همچنین توده‌های دیوریت و گابرو هستند. در عین حال شهبازی و همکاران [۱۲]، ماهیت تولئیتی را برای ناحیهٔ همدان ذکر می‌کنند. تمامی این شواهد نشان‌دهندهٔ تشکیل توده‌های نفوذی زون سنندج- سیرجان در محیط حاشیهٔ فعال قاره‌ای، حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس به زیرپهنهٔ سنندج- سیرجان، هستند.

در این مقاله مجموعهٔ گرانیتوئیدی آلوت بررسی شده است که در شمال غرب شهرستان سقز واقع است و شامل توده‌های مونزوگرانیتی تا گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی تا تونالیتی است. در رابطه با مباحث پترولوژیکی و ژئوشیمیایی، پژوهشی که به‌طور اختصاصی به‌ویژگی‌های مجموعه نفوذی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ آلوت پرداخته باشد، تا به حال انجام نشده است. به همین دلیل در این پژوهش سعی بر آن است تا با استفاده از همهٔ شواهد صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی به بررسی توده‌های نفوذی در این بخش از پهنه سنندج- سیرجان شمالی پرداخته شود و در پایان ضمن ارائه مدل پترولوژیکی بر اساس شواهد ذکر شده برای توده‌های نفوذی آلوت، مقایسه‌ای نیز با دیگر توده‌های مشابه این مجموعه در بخش شمالی زون سنندج- سیرجان صورت می‌گیرد. قابل ذکر است که سنگ‌های گرانیتی و ریولیتی که در بخش‌های شمالی محدودهٔ مورد نظر (در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ مهاباد) برونزد دارند و تشکیل این واحدهای سنگی حاصل ذوب بخشی سنگ‌های پوسته‌ای در دماهای نه چندان بالا معرفی گردیده است [۱۵].

سن‌های به‌دست آمده برای برخی از مجموعه‌های آذرین بزرگ، که در زون سنندج- سیرجان جای‌گزین شده‌اند به کرتاسه و پالئوسن نسبت داده شده‌اند (برای مثال [۱۶]). شایان ذکر است که سن‌های به‌دست آمده برای گرانیتوئید موته [۱۶] به روش K-Ar است و مربوط به سن حادثه دگرگونی در منطقهٔ موته است. در رابطه با سن تبلور مجموعه نفوذی آلوت، افتخار نزهد [۱۷] آن‌ها را معادل گرانیت تیپ دوران (پرکامبرین پایانی) معرفی کرده است. در حالی‌که، عمرانی و همکاران [۱۸] تبلور این توده‌ها را مربوط به بعد از کرتاسه دانسته‌اند. برای سن‌سنجی رادیومتری این توده‌ها تنها مأخذی را که می‌توان به آن اشاره کرد مربوط به حسن‌زاده و همکاران است که با استفاده از روش U-Pb زیرکن برای گرانودیوریت شیخ چوپان و گرانیت بوبکتان (شکل۱) به‌ترتیب سن ۵۵۱ میلیون سال و۵۴۴ میلیون سال را معرفی کرده‌اند. طبق نظر حسن‌زاده و همکاران گرانیتوئیدهای مذکور، در داخل سنگ‌های دگرگونی تزریق نشده‌اند و می‌توان آن‌ها را معادل پروتولیت (فاقد دگرشکلی) سنگ‌های دگرگونی دانست [۱۹].

روش پژوهش

ضمن انجام بررسی‌های صحرایی، نمونه‌برداری و بررسی‌های دقیق پتروگرافی، تعداد ۱۱ نمونه مناسب از بخش‌های مختلف مجموعه مورد نظر (شامل توده‌های گرانیتوئیدی، آنکلاو و آپلیت)، که متحمل هوازدگی و

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

دگرسانی کم‌تری شده بودند، برای انجام آنالیز ژئوشیمیایی به‌روش ICP-Ms انتخاب و به شرکت Als Chemex در کانادا ارسال شدند. نتایج پژوهش‌های کانی‌شناسی مودال در این نمونه‌ها در جدول ۱ و نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی در جدول ۲ ارائه شده‌اند. در پایان، نتایج آنالیزهای ژئوشیمیایی مربوط به انواع رخنمون‌های این مجموعه نفوذی با یک‌دیگر مقایسه وبرای پی بردن به منشأ ماگماهای مولد این توده‌ها و نیز ارتباط ژنتیکی این توده‌ها با یک‌دیگر استفاده شد.

بحث

زمین‌شناسی منطقه

چنان‌که ذکر شد منطقه بررسی شده در پهنهٔ شمالی زون سنندج- سیرجان، شمال غرب شهرستان سقز و در عرض‌های جغرافیایی ´ ۱۲ °۳۶ و´ ۳۰ °۳۶ شمالی و طول‌های جغرافیایی´ ۵۲ °۴۵ و ´ ۵۹ °۴۶ شرقی، قرار گرفته است (شکل۱) [۲۰]. پهنه سنندج- سیرجان را در امتداد جنوب غرب به سمت شمال شرق به پنج زیر پهنه تقسیم کرده‌اند. منطقه بررسی شده در زیر زون با دگرشکلی پیچیده قرار گرفته است که از ویژگی‌های آن می‌توان به‌وجود سنگ‌های شدیداً دگرشکلی یافته و همچنین فراوانی واحدهای شیستی، فیلیتی و سنگ‌های آتشفشانی دگرگون شده اشاره کرد. مجموعهٔ آذرین مورد بحث در این نوشتار، با ترکیب عمدهٔ مونزوگرانیتی، گرانودیوریت، کوارتزدیوریتی و تونالیتی، با وسعتی بالغ بر۱۴۰ کیلومترمربع به‌داخل مجموعهٔ دگرگونی (شیست، فیلیت و اسلیت) نفوذ کرده است. در همبری گرانیت با سنگ در برگیرنده، بخشی تیره‌تر دیده می‌شود که اثر حرارتی بر سنگ دربرگیرنده را نشان می‌دهد. این مشاهده نیز حاکی از تزریق و جای‌گیری توده‌نفوذی در سنگ‌های دگرگونه میزبان است. از سوی دیگر، مشاهده ارتباط چین‌خوردگی مرحلهٔ اول در سنگ‌های میزبان این توده‌ها و پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و همچنین حضور توده‌های گرانیتوئیدی فراوان در این منطقه (که بخشی از آن‌ها در پهنه‌های برشی نفوذ یافته‌اند)، نشان می‌دهد مجموعهٔ دگرگونی (میزبان این توده‌ها، شکل ۱) که به پرکامبرین نسبت داده شده است (برای مثال [۱۸])، منسوب به مزوزوییک است که در طی باز شدن نئوتتیس جای‌گیر شده‌اند و با فرآیند بسته شدن آن در انتهای کرتاسه و سنوزوییک چین‌خورده و تکوین یافته‌اند [۲۱].

مجموعهٔ شیست، فیلیت و اسلیت (Sch) (شکل۱)، قدیمی‌ترین و در عین حال وسیع‌ترین واحد زمین‌شناسی در ناحیهٔ مورد نظر است. این واحد روند عمدتاً شمال غربی- جنوب شرقی و موازی با روند راندگی اصلی در منطقه را دارد. سنگ مادر مجموعه Sch عمدتاً از نوع تخریبی (شیل، ماسه سنگ و سیلت سنگ) است و سازنده توفی در درجهٔ دوم اهمیت در آن قرار دارد. در واقع واحد Sch اساساً یک توالی رسوبی- آتشفشانی است که در بالای ستون به یک واحد نه چندان ضخیم متاریولیتی و متاداسیتی Mr تبدیل می‌شود [۱۸]. از لحاظ درجهٔ دگرگونی، واحد Mr نیز مانند شیست‌ها، در حد رخساره شیست سبز است. افتخار نزهد معتقد است که این

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

متاریولیت‌ها و متاتوف‌های اسیدی هم ارز خروجی گرانیت دوران هستند که در شیست‌های پرکامبرین (واحد Sch) نفوذ کرده، اما خود در زیر سازند بایندر (جنوب مهاباد) جای گرفته‌اند [۲۲].

بررسی سنگ‌شناسی

بخش عمده‌ای از مجموعهٔ نفوذی مورد بحث، ترکیب مونزوگرانیتی دارد. بزرگ‌ترین برونزد آن تودهٔ گرانیتی شیخ چوپان است (شکل ۱) که در حواشی ترکیب گرانودیوریتی نشان می‌دهد. توده‌های نفوذی منطقه شامل توده‌های مونزوگرانیتی تا گرانودیوریتی اسکی بغداد، شیخ چوپان و چهاردیوار، توده کوارتز دیوریتی تا تونالیتی قازانتا و حمزه‌آباد و گرانیتوئید میلونیتی درویشان و غرب اینکج است. توده‌های گرانیتوئیدی بررسی شده به‌وسیلهٔ دایک‌های آپلیتی و بازیک تا حدواسط قطع شده‌اند. زینولیت‌هایی از سنگ‌های میزبان و آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک نیز در نقاط مختلف این توده‌های گرانیتوئیدی دیده می‌شوند.

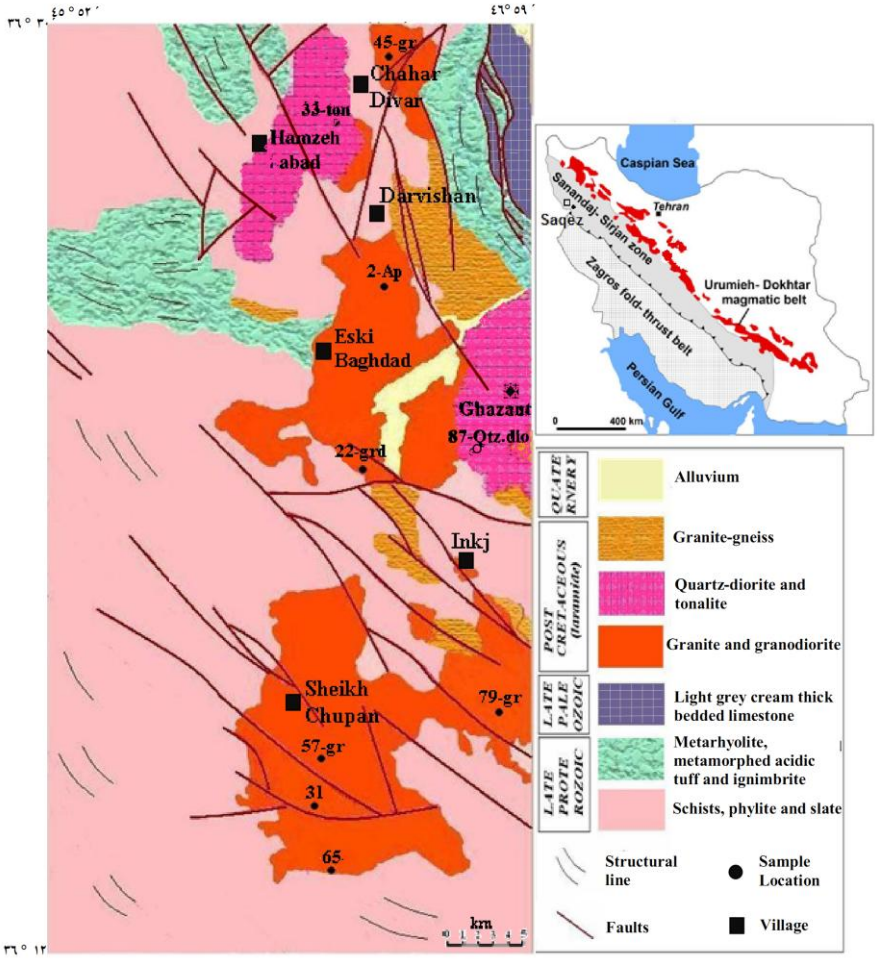
۱. تودهٔ کوارتز دیوریتی تا تونالیتی قازانتا و حمزه‌آباد

این توده در بخش‌های شمالی و جنوبی روستای قازانتا و در اطراف روستای حمزه‌آباد قرار گرفته است (شکل ۱) و ترکیب آن از کوارتزدیوریت تا تونالیت تغییر می‌کند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و کوارتز هستند. از کانی‌های فرعی این سنگ‌ها می‌توان به آلکالی فلدسپار، آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اپک اشاره کرد. این سنگ‌ها دارای بافت گرانولار است، پلاژیوکلازها به‌صورت بلورهای شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار با ترکیب غالب لابرادوریت و در برخی موارد آندزین (تعیین ترکیب به روش میشل لوی) و دارای منطقه‌بندی دیده می‌شوند. پلاژیوکلازها به سریسیت، اپیدوت و سوسوریت تجزیه شده‌اند و همچنین در برخی موارد ماکل‌های خمیده در آن‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۲. A). از آن‌جا که دگرشکلی بستر مناسبی را برای تجزیه و دگرسانی بسیاری از کانی‌ها و از جمله بیوتی‌ها فراهم می‌کند، ورقه‌های بیوتیت‌ها ضمن دگرشکلی و چین‌خوردگی (شکل ۲. B)، تجزیه شدن به کلریت و یا مجموعه‌ای از اسفن، پرهنیت، مسکوویت و کانی‌های اپک را نیز نشان می‌دهند. زیرا آمفیبول‌ها نیز به‌صورت بلورهای منشوری شکل‌دار است و در برخی موارد تجزیه به بیوتیت، کلریت، اپیدوت و پرهنیت (دگرسانی سوسوریتی) را نشان می‌دهند. یک جهت‌یافتگی بارز در کانی‌ها (به‌ویژه بیوتیت‌ها) در مقاطع مربوط به این سنگ‌ها دیده می‌شود. بلورهای کوارتز، در شرایط دگرشکلی حالت جامد، تبلور دوباره یافته و خاموشی موجی نشان می‌دهند.

۲. توده‌های مونزوگرانیتی

توده‌های نفوذی در مناطق چهاردیوار، اسکی بغداد، بوبکتان و شیخ چوپان (شکل ۱) ترکیب مونزوگرانیتی دارند. در تودهٔ شیخ چوپان ترکیب توده در حواشی بیش‌تر به‌سمت گرانودیوریت متمایل می‌شود. در حقیقت می‌توان گفت بیش‌ترین رخنمون‌های سنگی در منطقه ترکیب مونزوگرانیتی تا گرانودیوریتی دارند.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۱. موقعیت منطقهٔ بررسی شده در نقشه ایران که با علامت (□) در شمال غرب سقز مشخص شده است و نقشهٔ زمین‌شناسی منطقه در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ [۱۸])، به همراه موقعیت نمونه‌های آنالیز شده در این پژوهش

این سنگ‌ها در نمونهٔ دستی به رنگ خاکستری روشن و دارای جهت‌یافتگی هستند که نشان‌دهندهٔ جای‌گزینی این توده‌ها در یک محیط فشارشی است. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل کوارتز (در برخی مقاطع دارای حاشیهٔ دندانه‌ای و ماکل موجی (شکل ۲. C)، آلکالی فلدسپار، بیوتیت و پلاژیوکلاز با ترکیب غالب الیگوکلاز (تعیین ترکیب به روش میشل‌لوی) است. از کانی‌های فرعی موجود در این سنگ‌ها می‌توان به آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اپک اشاره کرد. در مونزوگرانیت شیخ چوپان آمفیبول از نوع هورنبلند نیز در مقاطع مربوط به این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. در این مقاطع یک سری رگچه‌های باریک کلینوزوئیزیت دیده می‌شود که در جهات مختلف کانی‌های موجود در مقطع را قطع کرده‌اند. تجمعی از کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار و آمفیبول نیز در برخی موارد دیده می‌شود.

۳. گرانیتوئید میلونیتی درویشان و غرب اینکج

این سنگ‌ها عمدتا از کوارتز و فلدسپار (شامل آلکالی فلدسپار و پلاژیوکلاز) تشکیل شده است و به شدت دچار دگرشکلی شده‌اند. به‌دلیل شدت دگرسانی نمی‌توان ترکیب پلاژیوکلازها را با دقت تعیین کرد. بلورهای کوارتز به‌صورت چشمی در متن حاوی کوارتزهای دانه‌ریز دیده می‌شوند. در برخی موارد این بلورهای ریز

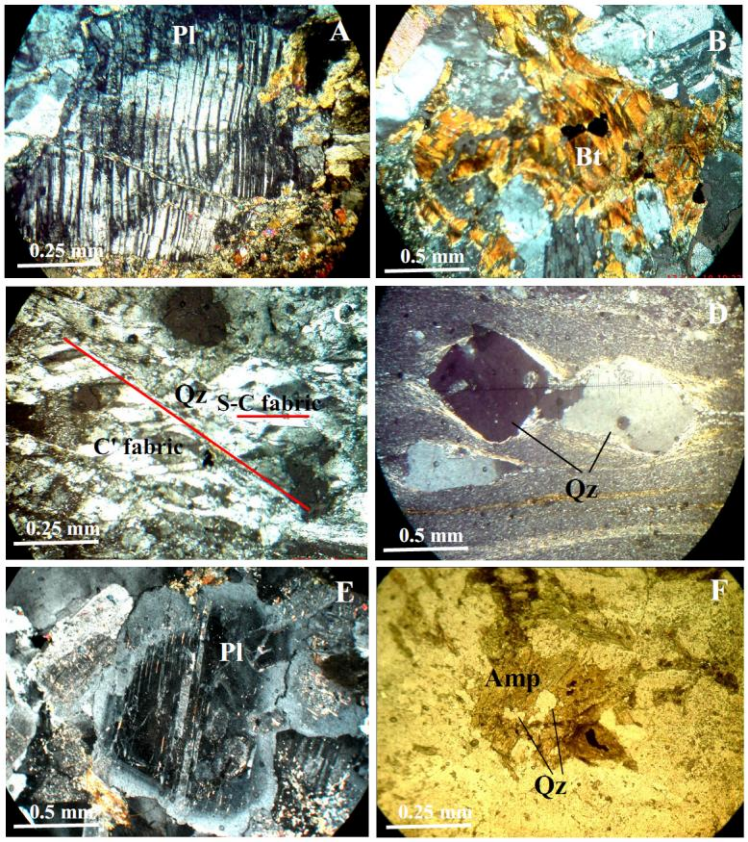
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

زمینه به داخل فنوکریست به‌صورت رگچه نفوذ کرده‌اند. به‌طورکلی در مقاطع این سنگ‌ها، پرفیروکلاست‌های کوارتز و فلدسپار بافت سیگموئیدال (چشمی) نشان می‌دهند (شکل ۲. D). به‌دلیل دگرگونی دینامیکی شدیدی که این سنگ‌ها متحمل شده‌اند، کانی‌شناسی مدال در این نمونه‌ها با اشکال مواجه می‌شود. اما با توجه به بررسی‌های پتروگرافی و ترکیب کانی‌شناسی، تودهٔ درویشان عمدتاً در محدوده گرانیت تا گرانودیوریت قرار می‌گیرد (نمونه‌های فلسیک تر در بخش مرکزی توده هستند). کانی‌های بیوتیت ± آمفیبول از دیگر کانی‌های مشاهده شده (به مقدار کم‌تر نسبت به کوارتز و فلدسپار) در این سنگ‌ها هستند.

۴. آنکلاوها

بررسی آنکلاوها اطلاعات مفیدی درباره منشأ و تحول سنگ‌های گرانیتی در اختیار قرار می‌دهند. بر اساس پژوهش‌های پتروگرافی در منطقهٔ آلوت، آنکلاوهای موجود در توده‌های اسیدی و حدواسط منطقه، غالباً ترکیب کوارتز مونزودیوریت، کوارتزدیوریت و گرانودیوریت دارند. در صحرا هاله واکنشی بین آن‌ها و سنگ میزبانشان دیده نمی‌شود و مرز آن‌ها با سنگ میزبان کاملاً مشخص است. حاشیه‌های آن‌ها از حالت تقریباً زاویه‌دار تا گرد شده در تغییر است، اما به‌طور عمده تقریباً بیضوی شکل است و در ابعاد میلی‌متری (به‌صورت لخته‌های مافیک در مقاطع میکروسکوپی) تا حدود ۲۰ سانتی‌متر، غالباً در بخش‌های حاشیه‌ای توده‌ها دیده می‌شوند. آنکلاوها اکثراً حالت کشیده داشته و محور طولی آن‌ها با جهت‌یافتگی ترجیحی در سنگ میزبان هم‌سو است. این آنکلاوها از نوع میکروگرانولار مافیک است و از لحاظ پتروگرافی و کانی‌شناسی شبیه به سنگ میزبان، ولی همواره نسبت به آن‌ها دانه‌ریزتر هستند. کانی‌های اصلی موجود در آن‌ها شامل پلاژیوکلاز با ترکیب غالب آندزین و در برخی موارد لابرادوریت (تعیین ترکیب به روش میشل‌لوی)، آمفیبول و به مقدار کم‌تر کوارتز و بیوتیت هستند. پلاژیوکلازها در دو اندازه ریز و درشت در این سنگ‌ها دیده می‌شوند و نسبت به انواع موجود در سنگ میزبان از آنورتیت غنی‌تر بوده و ترکیب بازیک تری دارند. انواع دانه درشت در برخی موارد منطقه‌بندی نوسانی همراه با حاشیهٔ خورده شده نشان می‌دهند (شکل ۲. E). شکل ۲. F نیز حضور بلورهای کوارتز در داخل آمفیبول را که یکی از نشانه‌های آمیزش ماگمایی است نشان می‌دهد [۲۴]. مقدار بیوتیت‌ها از آمفیبول‌ها کم‌تر است (جدول ۱) و در برخی موارد به کلریت تجزیه شده‌اند. از کانی‌های فرعی مشاهده شده در مقاطع مربوط به آنکلاوها می‌توان به بلورهای اسفن (به دو شکل اولیه و حاصل دگرسانی آمفیبول و بیوتیت)، آپاتیت، کانی اپک و زیرکن اشاره کرد. در رابطه با نحوهٔ پیدایش این آنکلاوها و مقایسهٔ آن‌ها با شیمی گرانیت میزبان در قسمت ژئوشیمی بحث شده است. علاوه بر آنکلاوهای میکروگرانولار مافیک، زینولیت‌هایی از سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای، میزبان توده‌های نفوذی، نیز در گرانودیوریت‌ها دیده می‌شوند. این زینولیت‌ها همانند سنگ‌های دگرگونی درونگیر که در کنتاکت با توده قرار گرفته‌اند تحت تأثیر حرارت توده قرار گرفته است و به‌همین دلیل حالت هورنفلسی پیدا کرده‌اند. زینولیت‌ها از لحاظ کانی‌شناسی شبیه به شیست‌های میزبان توده هستند و عمدتاً در حاشیهٔ توده‌های گرانیتی منطقه دیده می‌شود (شکل ۳).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۲. A) خمیدگی ماکل‌ها در پلاژیوکلاز (Pl) مربوط به یک نمونهٔ کوارتزدیوریتی در نور XPL، B) بلور بیوتیت (Bt) که شدیداً چین‌خورده (مجّعد) است (در نور XPL). با وجود دگرشکلی شدیدی که در این‌جا اعمال شده پلاژیوکلازها (Pl) همچنان به‌صورت تیغه‌های کشیده در مقطع حضور دارند، C) بلورهای شدیداً دگرشکل یافته از کوارتز (Qz) همراه فابریک‌های S-C و 'Cدر این تصویر مشخص شده‌اند (در نور XPL)، D) بافت چشمی در بلورهای کوارتز (Qz) در نمونه مربوط به گرانیتوئید میلونیتی درویشان (در نور XPL)، D) پلاژیوکلاز با منطقه‌بندی نوسانی و حاشیه‌های خورده شده در یکی از نمونه‌های آنکلاو (در نور XPL) و F) تشکیل آمفیبول (Amp) در اطراف بلورهای کوارتز (Qz) (در نور PPL)



شکل ۳. A) تصویری از زینولیت مربوط به سنگ‌های متاولکانیک میزبان در داخل حاشیهٔ جنوبی توده شیخ چوپان، B) آنکلاوهای کوارتزدیوریتی در داخل توده گرانیت

۵. دایک‌های منطقه

توده‌های نفوذی منطقه را رگه‌های سیلیسی و دایک‌های متعدد آپلیتی و انواع حدواسط قطع کرده است. کانی‌های دیده شده در آپلیت‌ها شامل کوارتز، آلکالی فلدسپار و به مقدار کم‌تر پلاژیوکلاز، مسکوویت و کانی اپک هستند. امتداد دایک‌های آپلیتی غالباً NW-SE و در موارد اندکی در جهت NE-SW مجموعه نفوذی مورد نظر را قطع کرده‌اند.

دایک‌های حدواسط با روند NE-SW و در مواردی روند تقریباً N-S دارند. بافت آن‌ها دانه‌ریز است و کانی‌های تشکیل دهندهٔ آن‌ها شامل پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت، کلریت، اپیدوت و اسفن هستند. ترکیب این دایک‌ها در کل

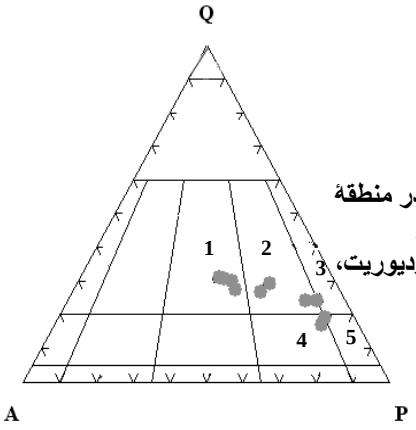
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

میکروکوارتزدیوریت است. از آن‌جاکه سنگ‌های این دایک‌ها به‌شدت دچار دگرسانی شده‌اند، به‌همین‌دلیل آنالیز شیمیایی از آن‌ها انجام نشده است. اما با توجه به شباهت‌های کانی‌شناسی این سنگ‌ها با سنگ‌های توده‌های کوارتزدیوریتی می‌توان گفت که دایک‌های مذکور از نوع تغذیه‌کننده هستند که بخش اعظم آن به‌صورت توده‌های کوارتزدیوریتی تا تونالیتی جای‌گزین شده و سپس باقی‌مانده آن به‌صورت دایک‌های کوارتزدیوریتی پس از جای‌گزینی توده‌های مونزوگرانیتی به داخل آن‌ها نفوذ کرده است. از آن‌جاکه دایک‌های حدواسط توسط دایک‌های آپلیتی قطع شده‌اند، بنا بر این نفوذ دایک‌های آپلیتی را می‌توان به‌عنوان جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه تصور کرد.

نتایج بررسی مدال برروی توده‌های نفوذی بررسی شده بر روی نمودار طبقه‌بندی مودال [۲۳] (شکل ۴) و در جدول ۱ ارائه شده است.

جدول ۱. نتایج آنالیزهای مدال سنگ‌های استفاده شده در آنالیز ژئوشیمیایی مربوط به توده‌های نفوذی آلوت (برحسب درصد حجمی)

Rock type	monzogranite				Tonalite	Quartz-diorite	Enclave		Granodiorite	
Sample no.	A-45	A-57	A-31H	A-79	A-33	A-87	A-31En	A-65En	A-22	A-65
Qtz	۲۷	۲۴	۲۹	۳۰	۲۱	۱۴	۲۲	۱۷	۲۵	۲۲
Pl	۳۸	۳۹	۳۷	۳۷	۵۸	۶۱	۵۹	۶۴	۴۶	۴۳
Kfs	۲۶	۲۵	۲۸	۳۰	۸	۱۰	۱۱	۹	۱۶	۱۸
Bt	۵	۶	۵	۴	۴	۳	۴	۳	۳	۴
Hlb	۲	۲	۲	۳	۸	۹	۱۱	۸	۴	۶



شکل ۴. نتایج حاصل از شمارش مدال کانی‌ها در نمونه‌های آنالیز شده در منطقهٔ بررسی شده برروی نمودار [۲۳]، نمونه‌ها عمدتاً در محدوده‌های ۱. مونزوگرانیت، ۲. گرانودیوریت، ۳. تونالیت، ۴. کوارتزمونزودیوریت، ۵. کوارتزدیوریت قرار می‌گیرند

دگرشکلی مجموعهٔ نفوذی

در بیش‌تر نمونه‌های منطقه کوارتزها دگرشکلی شکل‌پذیر[۱] نشان می‌دهد، در حالی‌که، فلدسپارها غالباً دگرشکلی از نوع شکنا[۲] را نشان می‌دهند. از نظر ورنون[۳] [۲۵] در یک سنگ گرانیتی که کوارتز (کانی کم قوام در برابر دگرشکلی) با فلدسپار (کانی مقاوم) به‌طور هم‌زیست قرار گرفته اند، چنان‌چه در دماهای نسبتاً اندک (کم‌تر از ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) دچار دگرشکلی شود، فلدسپار قبل از این‌که متحمل تغییرشکل شکنا گردد، صرفاً به میزان اندکی دگرشکلی شکل‌پذیر پیدا می‌کند. حال آن‌که، کوارتز به‌صورت شکل‌پذیر دچار دگرشکلی می‌شود و تبلور مجدد می‌یابد و معمولاً به‌صورت نوارهایی از تجمعات دانه‌ریز کوارتز (حاصل از تبلور مجدد) در می‌آید (مانند شکل ۵. A)؛ حال آن‌که، در دماهای بالاتر از ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، دگرشکلی

۱. ductile ۲. Brittle ۳. Vernon

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

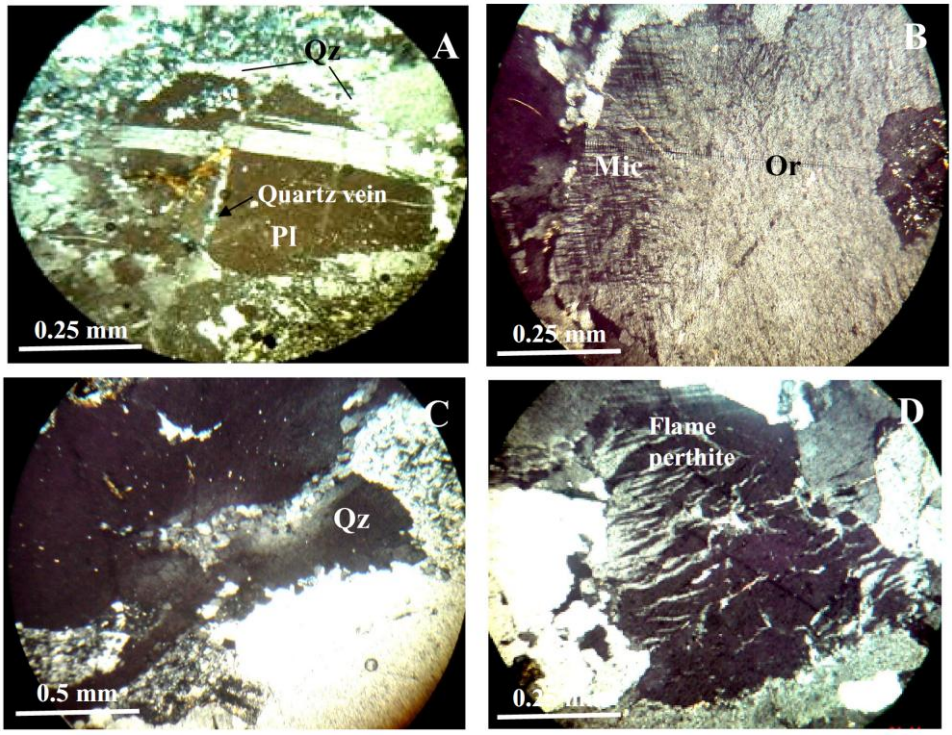
شکل‌پذیر راحت‌تر و بیش‌تر صورت می‌پذیرد و در نتیجه فلدسپار نیز به‌صورت یک کانی شکل پذیر عمل می‌کند [۲۶]. بنا بر این، دگرشکلی منطقه به احتمال زیاد در دماهای پایین‌تر از ۵۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد رخ داده است. در عین حال، یکی از شواهد دگرشکلی در دمای نسبتاً زیاد را می‌توان وجود شکستگی‌های باریک در پلاژیوکلاز دانست که با بلورهای بسیار ریزی از کوارتز و یا سایرکانی‌های مراحل آخر پر شده‌اند [۲۷]، [۳۸]. در حقیقت با توجه به شکستگی‌هایی که در فلدسپارها با کوارتز پر شده‌اند شکل ۵. A) می‌توان تصور کرد که دگرشکلی در درجه حرارت نسبتاً زیاد رخ داده است. در این‌جا احتمال می‌رود که دو مرحلهٔ تنش اتفاق افتاده باشد، مرحلهٔ اول همان جای‌گزینی سیلیس در شکستگی‌های فلدسپارهاست، و مرحلهٔ دوم در امتداد شکستگی‌های این مرحله فلدسپار سریسیتی شده است (شکل ۵. A).

هم‌چنین دگرشکلی در دمای نسبتاً زیاد در حالت جامد را می‌توان با مشاهدهٔ خمیدگی در ماکل پلاژیوکلازها (شکل ۲. A) و یا انقطاع در ماکل آن‌ها مشاهده کرد [۲۹]. در برخی از مقاطع تعدادی از بلورهای ارتوز از حاشیه در حال تبدیل به میکروکلین هستند (شکل ۵. B). از آن‌جاکه دمای تبدیل ارتوکلاز به میکروکلین بر اثر دگرشکی۵۰ ±۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است [۳۰]، به احتمال زیاد دمای دگرشکلی این توده‌ها نزدیک به ۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد است. شکل ۲. C تصویری از نوارهای مرکب از یک نوع بلور[۱] از کوارتز در یکی از نمونه‌های گرانیتی که در پهنهٔ برشی دچار دگرشکلی شده است. فابریک‌های S-C و 'C در این تصویر مشخص شده‌اند. مهاجرت مرزی بین بلورهای کوارتز، که منجر به تشکیل بلورهای ریز و تازه تشکیل شده در اطراف بلورهای بزرگ‌تر می‌شود نیز در شکل ۵. C نشان داده شده است. از طرف دیگر پرتیت شعله‌ای[۲] که در آن لامل‌های آلبیت به شکل شعله‌های آتش در متن فلدسپار پتاسیم (به‌ویژه در حاشیه‌های بلور و در مکان‌های با استرس زیاد) دیده می‌شوند، در یکی از نمونه‌های گرانیت دگرشکل شده منطقه دیده می‌شود (شکل ۵. D). تشکیل این نوع پرتیت در این سنگ‌ها نشان‌دهندهٔ وقوع دگرشکلی در توده‌های منطقه در حد رخساره شیست سبز است (در حالت دگرشکلی شکل‌پذیر) و تغییر ترکیب کانی بر اثر استرین و در دمای ۴۰۰-۳۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد را نشان می‌دهد [۳۱]). شکل ۲. B بلوری درشت بیوتیت را نشان می‌دهد که شدیداً دچار دگرشکلی شده و فابریک مجّعد[۳] در آن مشاهده می‌شود (نمونه مورد نظر در نزدیکی حاشیهٔ تودهٔ حمزه‌آباد قرار دارد). این فابریک، به موازات فابریک مشابه در کوارتزهای مجاور است. باوجود دگرشکلی شدیدی که در این‌جا اعمال شده است، ساختارهای ماگمایی باقی‌مانده (از جمله تیغه‌های کشیده پلاژیوکلاز) نیز وجود دارند. شواهد ساختاری در قسمت‌های مختلف توده متاثر شدن آن‌را از دگرریختی نشان می‌دهد. بخش‌هایی از گرانیت تحت تأثیر تغییر شکل برشی نیز قرار گرفته است. با توجه به شواهد مشاهده شده دگرشکلی عمدتاً از نوع شکل‌پذیر است. حادثهٔ اصلی دگرشکلی در منطقه به احتمال زیاد مربوط به فاز کوه‌زایی سیمرین پسین (ژوراسیک پایانی) است.

---

۱. mono mineral ribbon ۲. Flame perthite ۳. kink band

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۵. A) دگرشکلی شکننده در فلدسپار پلاژیوکلاز (Pl) در مقابل دگرشکی شکل‌پذیر در کوارتزهایی که تبلور دوباره یافته‌اند، B) بلور ارتوز (Or) که حاشیهٔ آن در حال تبدیل به میکروکلین (Mic) است، C) مهاجرت مرزی بین بلورهای کوارتز (Qz) و فرآیند تجدید تبلور و D) پرتیت شعله‌ای در یکی از نمونه‌های گرانیت دگرشکل شده، همهٔ تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند

ژئوشیمی و خاستگاه تکتونیکی

در این‌جا از روش رده‌بندی شیمیایی [۳۲] برای طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه استفاده شده است (شکل ۶. A) که بر اساس آن مجموعه نفوذی آلوت از نظر سنگ‌شناسی شامل کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و گرانیت هستند. همچنین بر روی دیاگرام AFM [۳۳] نمونه‌ها در محدودهٔ کالک آلکالن تا تحولی قرار می‌گیرند (شکل ۶. D, B). مطابق با رده‌بندی [۳۴] نمونه‌های منطقه (شکل ۶. C) عمدتاً در محدودهٔ متاآلومین قرار می‌گیرند (به‌استثنای یک نمونه از گرانیت‌ها که احتمالاً به‌دلیل تأثیر آلتراسیون و کاهش مقادیر عناصر آلکالی به‌ویژه K_2O در محدودهٔ پرآلومین قرار گرفته‌اند). بر روی نمودار K_2O در مقابل SiO_2 (شکل ۷ اقتباس از [۳۵]) نمونه‌های کوارتز دیوریت، تونالیت، گرانودیوریت و آنکلاوها در سری کالک آلکالن تا تحولی پتاسیم متوسط و اندک و گرانیت‌ها (به‌استثنای نمونهٔ مربوط به تودهٔ شیخ چوپان) در محدودهٔ کالک آلکالن پتاسیم زیاد قرار می‌گیرند. از آن‌جاکه رگه‌های آپلیتی مربوط به مراحل آخر ماگمایی هستند، انتظار می‌رود که مقادیر پتاسیم در این سنگ‌ها بیش‌تر از سایر نمونه‌های منطقه باشد. اما چنان‌که در نمودار شکل ۷ ملاحظه می‌شود نمونهٔ آپلیتی حاوی پتاسیم اندکی است که می‌تواند مربوط به دگرسانی نسبی در این نمونه باشد، زیرا پتاسیم جزء عناصر متحرک است. تفاوت موجود در سری‌های ماگمایی سنگ‌های منطقه، مربوط به ذوب منابع پوسته

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

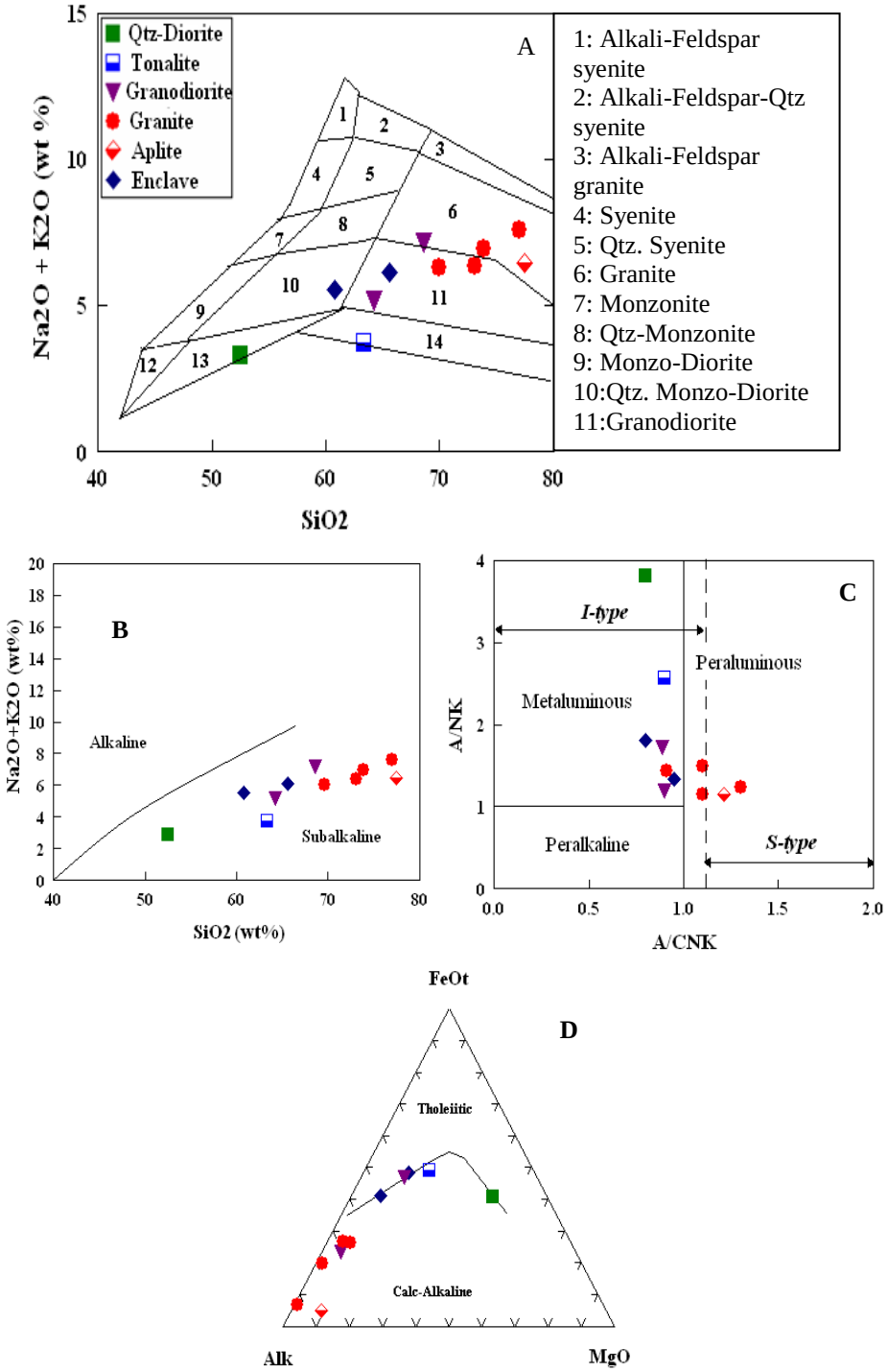
قاره‌ای و اختلاط ماگمایی است. شکل ۷ نمودارهای مربوط به تغییرات عناصر اصلی در مقابل SiO_2 را نشان می‌دهد. چنان‌که در این نمودارها ملاحظه می‌شود، مقدار اکسیدهای MgO، Fe_2O_3، MnO، TiO_2، CaO، Al_2O_3، همراه با افزایش SiO_2 کاهش می‌یابند. در مورد اکسیدهای Al_2O_3، CaO و P_2O_5 می‌توان روند کاهشی این نمودارها را مربوط به تغییر ترکیب پلاژیوکلازها از انواع با آنورتیت بیش‌تر به سمت انواع با آلبیت بیش‌تر (در نمودارهای Al_2O_3 و CaO) و نیز زیاد بودن مقدار آپاتیت (در نمودار P_2O_5) در سنگ‌های حدواسط منطقه دانست. کاهش اکسیدهای MgO، TiO_2، Fe_2O_3 و MnO نیز مربوط به تبلور تفریقی ماگما و جای‌گیری این عناصر در ساختار کانی‌های فرومنیزین و یا اپک مانند پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و اکسیدهای آهن و تیتانیم‌دار است، زیرا فراوانی این کانی‌ها در واحدهای نفوذی حدواسط منطقه بیش‌تر از انواع اسیدی است. بر خلاف عناصر قبلی، نمودارهای مربوط به اکسیدهای Na_2O و K_2O روند کاهشی یا افزایشی مشخصی را نشان نمی‌دهند. با توجه به متحرک بودن این عناصر، این موضوع را می‌توان مربوط به دگرسانی نسبی در سنگ‌های این منطقه دانست. زیرا مراتب شدت و ضعف دگرسانی وابسته به‌شدت و ضعف دگرشکلی و یا دانسیته ساختارهای تکتونیکی است که در آن صورت حجم سیال و زمان واکنش اهمیت کلیدی دارند. اما مجموع عناصر آلکالی در سنگ‌های منطقه روند صعودی نشان می‌دهد. زیرا با پیشرفت تبلور، مقادیر این عناصر در مذاب باقی‌مانده افزایش یافته و در مراحل آخر، وارد شبکه آلکالی فلدسپار می‌شوند. بنا بر این، طبیعی است که میزان این عناصر با فراوانی آلکالی فلدسپار در سنگ‌های منطقه همخوانی داشته باشد. در شکل ۸ نمودارهای مربوط به تغییرات عناصر کمیاب در مقابل SiO_2 نشان داده شده است. همراه با افزایش SiO_2 مقادیر عناصر Ni، Co، V، Sr، Cu و Zn کاهش و مقادیر مربوط به عناصر Rb، U، W، Th و Ta روند افزایشی نشان می‌دهند. عناصر Zr، Y، Nb و Ga در نمونه‌های حدواسط مقدار حداکثر را دارد و سپس به سمت نمونه‌های اسیدی کاهش نشان می‌دهد.

نتایج آنالیز شیمیایی مربوط به عناصر کمیاب و نادر خاکی در جدول ۲ و الگوهای عادی شده این عناصر نسبت به فراوانی آن‌ها به کندریت در شکل ۹ ارائه شده است. براوانی عناصر کمیاب نسبت به [۳۶] و عناصر نادر خاکی نسبت به [۳۷] نرمالایز شده‌اند. چنان‌که در گرانیتوئیدهای کالک آلکالن مرتبط با قوس آتشفشانی قابل انتظار است (برای مثال [۳۸]) و در نمودار نیز مشاهده می‌شود، عناصر Ba، Nb، Ta، Sr، P و Ti آنومالی منفی نشان می‌دهند. آنومالی منفی Nb شاخص سنگ‌های قاره‌ای است و می‌تواند نشان‌دهندهٔ مشارکت پوسته در فرایندهای ماگمایی باشد. آنومالی منفی در Ti و P را می‌توان مربوط به تبلور فازهای فرعی اسفن و آپاتیت دانست. در مورد Sr باید اشاره شود که جانشینی آن با Ca و K در ساختار فلدسپارها، Ba به‌علت جانشینی با K در بیوتیت‌ها و آلکالی فلدسپار نیز می‌توانند چنین آنومالی‌های منفی را ایجاد کنند [۳۹]. به عقیده کاپل[۱] و وایت[۲] [۴۰] در گرانیت‌های تیپ I، مقدار Th با افزایش SiO_2 زیاد می‌شود. در حالی‌که، در گرانیت نوع S تغییرات

۱. Chappell ۲. White

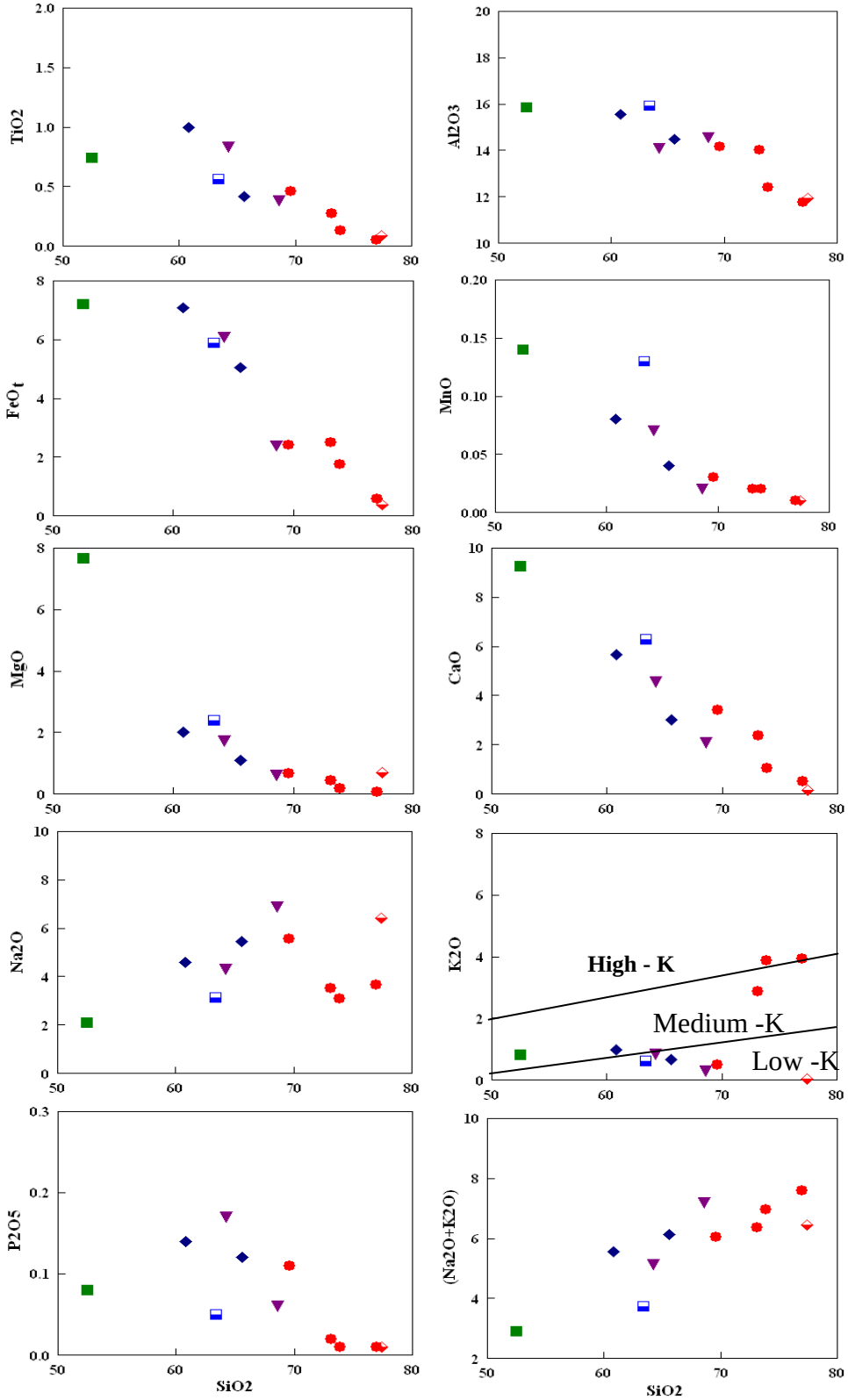
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

مهمی بین آن‌ها دیده نمی‌شود. چنان‌که در نمودار شکل ۸ نیز ملاحظه می‌شود، مقادیر Th در سنگ‌های منطقه متناسب با افزایش SiO_2 ، روند افزایشی نشان می‌دهد.



شکل ۶. A) موقعیت نمونه‌های آنالیز شده بر روی نمودارهای [۳۲]، نمودارهای B و D از [۳۳] وC) نمودار [۳۴] همراه با راهنمای علائم استفاده شده در همهٔ نمودارها

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۷. نمودارهای تغییرات اکسید عناصر اصلی در برابر SiO_2، نمادها نظیر شکل ۴ هستند

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

تغییرات وانادیم نیز تا حدودی شبیه تغییرات TiO_2 و تا حدی Fe_2O_3 (شکل ۷) است. عنصر V در سنگ‌های کم‌تر تفریق یافته منطقه دارای حداکثر و در سنگ‌های اسیدی منطقه حداقل مقدار خود را دارد. به‌نظر می‌رسد که این تغییرات از فراوانی مودال کانی مگنتیت در سنگ‌های منطقه تأثیر پذیرفته، زیرا V می‌تواند به‌جای Fe^{3+} در شبکهٔ مگنتیت وارد شود. نسبت Nb/U در نمونه‌های کوارتز دیوریت و تونالیت منطقه به‌ترتیب ۵/۶۸ و۶/۰۳ و نسبت Ce/Pb به‌ترتیب ۱/۷۶ و ۳/۰۴ است، که به‌طور واضح کم‌تر از بازالت‌های پشته میان اقیانوسی و یا بازالت‌های جزایر اقیانوسی است (به‌ترتیب ۴۷ و ۲۷ از [۴۱]. این موضوع می‌تواند مؤید وجود مواد پوسته‌ای در ناحیه منبع و یا مشتق شدن ماگمای مولد این سنگ‌ها از مواد پوسته‌ای باشد [۴۲].

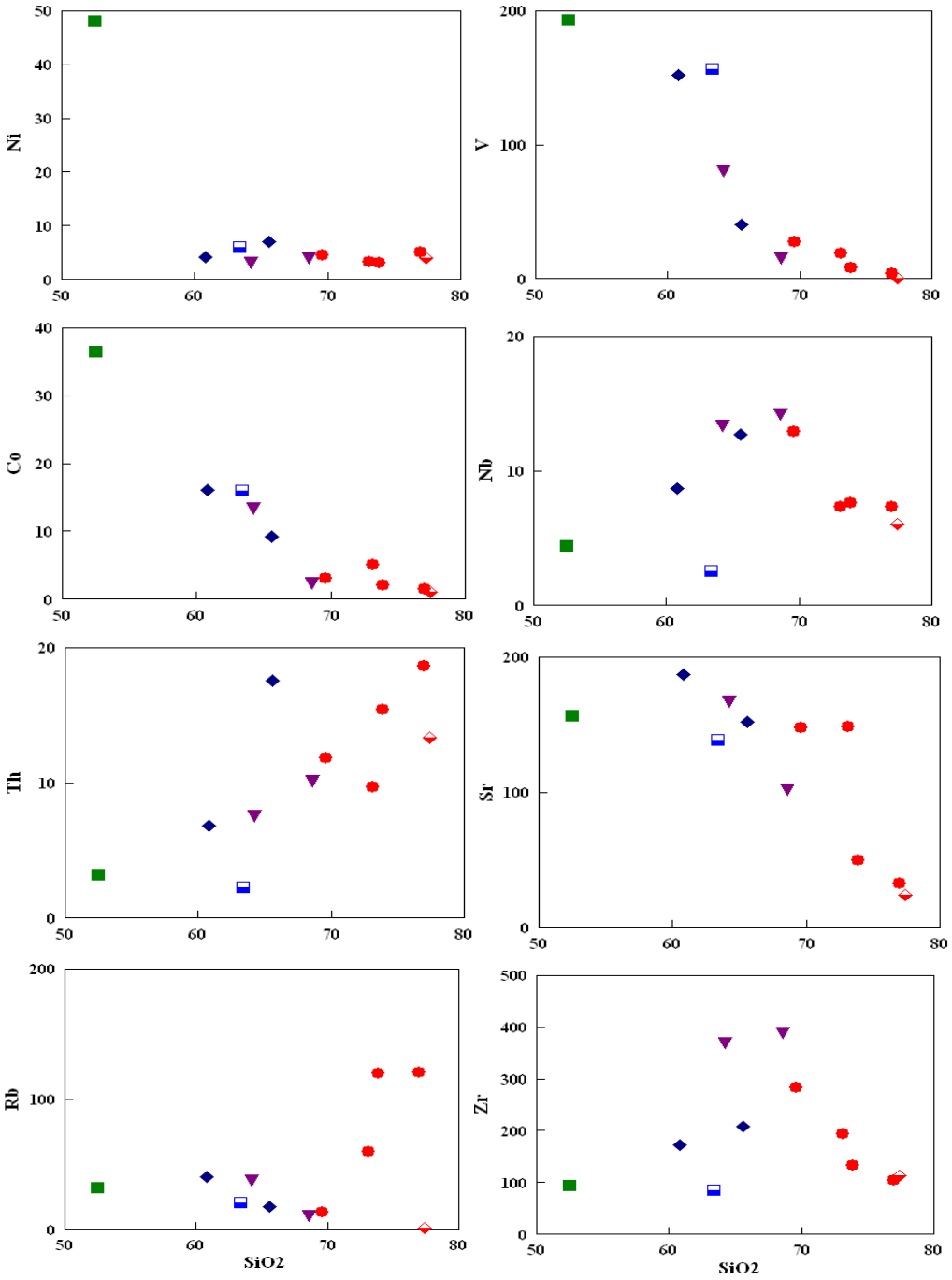
چنان‌که در نمودار شکل ۹ نیز ملاحظه می‌شود، عناصر نادر خاکی سنگین[۱] به‌طورکلی الگوهای تفریق نیافته‌ای را نشان می‌دهند (این موضوع می‌تواند مربوط به وجود نداشتن گارنت در منشأ مذاب باشد). هم‌چنین آنومالی منفی عنصر Eu احتمالاً ناشی از تبلور تفریقی پلاژیوکلاز در طی پیشرفت تبلور در ماگما است. در عین‌حال، در نمونه کوارتز دیوریت و تونالیت عنصر Eu آنومالی منفی نشان نمی‌دهد که می‌تواند مربوط به فراوانی پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها باشد (هم‌چنین می‌تواند مربوط به نبود پلاژیوکلاز در پسمانده حاصل از ذوب در منشأ ماگمای کوارتز دیوریتی باشد). در نمودار شکل ۹، عناصر با شعاع یونی بزرگ[۲] (مانند Rb، Th و K به استثنای K در آپلیت) وعناصر نادر خاکی سبک[۳] (مانند La، Ce، Pr و Nd) نسبت به عناصر با شدت میدان زیاد[۴](مانند Nb، Ta، Zr، Hf، Ti و Y و عناصر نادر خاکی سنگین مانند Yb) غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این غنی‌شدگی از عناصر با شعاع یونی بزرگ و عناصر نادر خاکی سبک را می‌توان مربوط به رسوبات و مایعات مرتبط با محیط‌های فرورانش دانست که باعث غنی‌شدگی غیرعادی عناصر کمیاب در این محیط‌ها می‌شوند [۴۳]، [۴۴]، [۴۵]، نسبت (Nb/Th<3) در سنگ‌های کالک آلکالن در قوس [۴۶]، و غنی‌شدگی Th نسبت به Nb [۴۶]، [۴۷]، [۴۸] می‌تواند تأییدی بر محیط قوس آتشفشانی باشد. برای سنگ‌های منطقهٔ مورد نظر این نسبت از ۰/۳۹ تا ۱/۷۷ است. چنان‌که در نمودارهای (شکل ۱۰) [۳۸] ملاحظه می‌شود نمونه‌ها عمدتاً در محدودهٔ مربوط به قوس‌های آتشفشانی قرار می‌گیرند.

کوشنی [۴۹] با استفاده از نمودارهای نسبت‌های عناصر سازگار و ناسازگار، سه فرایند ذوب بخشی، تبلور بخشی و اختلاط ماگمایی را از هم متمایز کرد. زیرا عناصر سازگار و ناسازگار در فرایندهای ذوب بخشی و تبلور بخشی رفتار متفاوتی نشان می‌دهند. بدین صورت که چنان‌چه نمونه‌ها برروی دیاگرام‌های عناصر سازگار در مقابل ناسازگار به‌صورت يك خط صاف و افقی قرار بگیرند نشان‌دهندهٔ ذوب بخشی، اگر خطوط حاصل از نقاط به‌صورت يك خط مستقیم و قائم باشد نشان‌دهندهٔ تبلور بخشی و چنان‌چه نمونه‌ها به‌صورت يك منحنی مقعر قرار بگیرند فرایند مؤثر در تحول ماگما به احتمال قوی اختلاط ماگمایی است. چنان‌که در نمودار شکل ۱۱ (تغییرات Ce/Nb در مقابل Th/Nb) مشاهده می‌شود نمونه‌ها یک روند تقریباً افقی تا کمی شیب‌دار را نشان

۱. Heavy rare earth elements ۲. large-ion lithophile elements
۳. Light rare earth elements ۴. high field strength elements

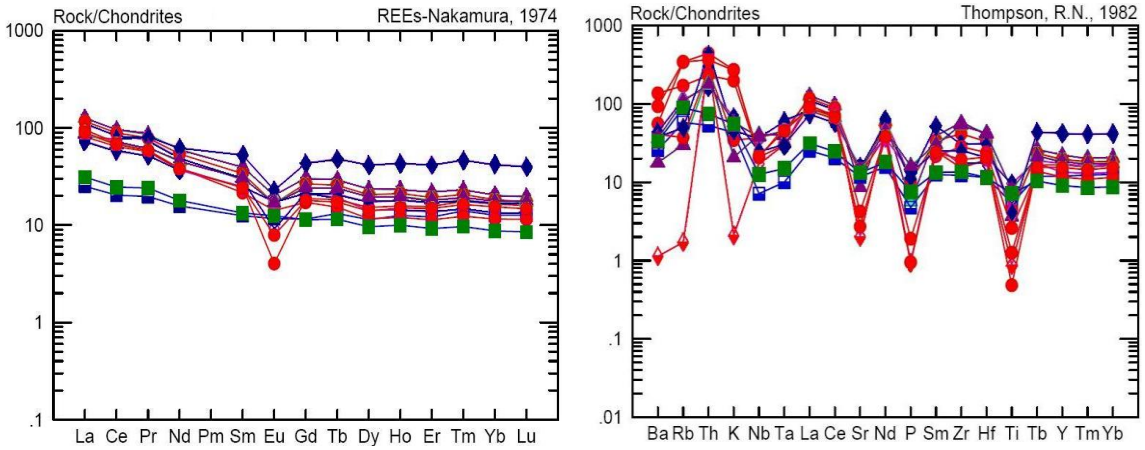
[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

می‌دهند. بنا بر این، ذوب‌بخشی تنها مؤلفه کنترل‌کننده ماهیت توده‌های مورد بحث نیست، بلکه عوامل دیگری مثل اختلاط (مذاب دورگه) و تبلور بخشی نیز مشارکت دارند. در نمودار [۵۰] (شکل ۱۱. B) نیز ملاحظه می‌شود که نمونه‌ها عمدتاً در داخل و یا نزدیک محدودهٔ OGT (گرانیتوئیدهای مناطق کوه‌زایی، شامل انواع گرانیت‌های I-S و M، که به‌طریق تفریق بلوری ایجاد نشده‌اند) قرار می‌گیرند. محدودهٔ FG مربوط به گرانیت‌های I و S تفریق یافته است.

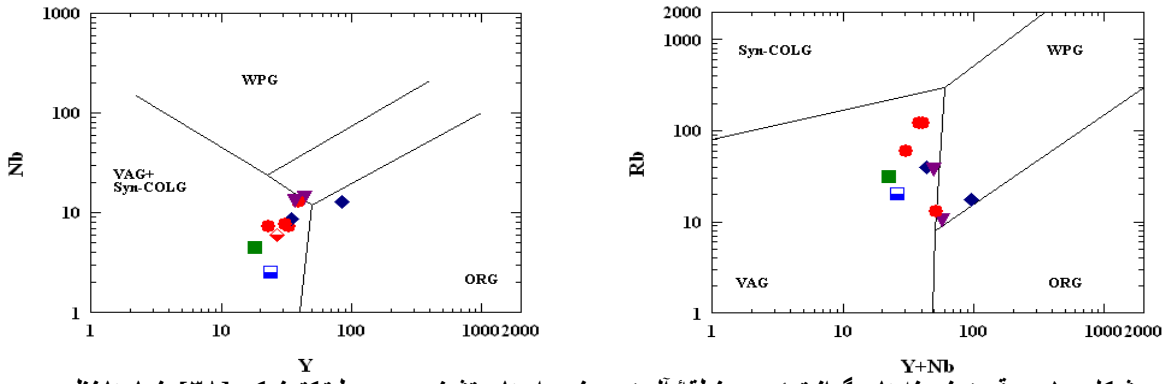


شکل ۸. نمودارهای تغییرات عناصر کمیاب (بر حسب ppm) در برابر SiO_2، نمادها نظیر شکل ۴ هستند

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۹. نمودارهای فراوانی و الگوهای عناصر ناسازگار در سنگ‌های مجموعهٔ نفوذی منطقه نسبت به ترکیب کندریت [(۳۶] و عناصر نادرخاکی نسبت به کندریت [۳۷])، نمادها نظیر شکل ۴ هستند



شکل ۱۰. موقعیت نمونه‌های گرانیتوئیدی منطقهٔ آلوت در نمودارهای تشخیص محیط تکتونیکی [۳۸]. نمادها نظیر شکل ۴ هستند

در نمودار La/Yb در مقابل La [۵۱] (شکل ۱۲) ملاحظه می‌شود که نمونه‌ها با روند ذوب بخشی در این نمودار هماهنگی بیش‌تری نشان می‌دهند. در نمودارهای شکل ۹ نیز با مقایسه الگوهای مربوط به سنگ‌های کوارتز دیوریتی و تونالیتی با سنگ‌های گرانودیوریتی و گرانیتی مشخص می‌شود که شباهت زیادی بین آن‌ها دیده نمی‌شود. همین موضوع، مشتق شدن گرانودیوریت‌ها به‌واسطه فرآیند تفریق از مذاب کوارتز دیوریتی را با احتمال کمی مواجه می‌کند (دلیل دیگر برای کاهش احتمال وقوع تفریق می‌تواند روابط حجمی رخنمون‌ها در منطقه باشد. زیرا واحدهای گرانودیوریتی و گرانیتی حجم بیش‌تری نسبت به کوارتز دیوریت‌ها و تونالیت‌ها نشان می‌دهند).

برای تشکیل کوارتز دیوریت‌ها سه منشأ احتمالی را می‌توان در نظر گرفت [۵۱]: الف) ذوب پوستهٔ تحتانی مافیک، ب) ذوب گوشتهٔ فوقانی غنی‌شده، ج) ذوب گوشتهٔ کم‌تر غنی‌شده یا تهی شده و فرآیندهای بعدی آلودگی پوسته‌ای. چنان‌که قبلاً نیز ذکر شد، برخی از خصوصیات سنگ‌های منطقه با ماگماهای حاصل از ذوب گوشته فوقانی که تحت تأثیر سیالات و یا مذاب‌هایی از پوسته اقیانوسی فرورانده (زون فرورانش) بوده است، مطابقت می‌کنند. برای مثال مقادیر Y و Sr/Y در همهٔ نمونه‌های آنالیز شده در منطقه آلوت، نشان‌دهندهٔ ماگماهای مشتق

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

شده از گوشته در نواحی فرورانش هستند [۵۲]. آنومالی منفی Nb نیز از دیگر شواهد مربوط به ماگماهای حاصل از گوشته متاسوماتیزه در نواحی فرورانش است [۵۳]. از سوی دیگر با توجه به عدم مشاهدهٔ سنگ‌های مافیک‌تر از کوارتز دیوریت‌ها در منطقه و مقادیر نسبتاً کم Sr، احتمال مشتق شدن مستقیم ماگمای مولد این سنگ‌ها از گوشته، کم است.

به احتمال زیاد ذوب پوستهٔ تحتانی مافیک تحت تأثیر مذاب‌های گوشته غنی‌شده در محیط فرورانش، در تشکیل ماگمای مولد کوارتز دیوریت‌ها دخیل بوده است. شکل ۱۲. B نیز تأییدی بر این مطلب است. در این نمودار، نمونه‌های کوارتز دیوریت و تونالیت در محدودهٔ مذاب‌های حاصل از آمفیبولیت قرار می‌گیرند. هم‌چنین، برخی از خصوصیات شیمیایی کوارتز دیوریت‌ها با مذاب‌های بخشی مشتق از سنگ‌های متابازالتی مطابقت دارند. از جمله، این سنگ‌ها مقادیر اندک SiO_2، مقادیر نسبتاً زیاد Al_2O_3، نسبت زیاد Na_2O/K_2O و فراوانی نسبتاً زیاد عناصر نادر خاکی سبک و آنومالی بسیار ضعیف Eu نشان می‌دهند. با توجه به مقادیر کم TiO_2 و نسبت‌های کم Rb/Sr و K/Rb در کوارتز دیوریت‌ها، یک پسمانده ذوب حاوی آمفیبول برای آن‌ها مناسب به نظر می‌رسد [۵۴] . آزمایش‌های تجربی [۵۵]، [۵۶]، [۵۷]، [۵۸] نشان داده‌اند که بازالت اولیه بدون آب در پوسته تحتانی می‌تواند حجم‌های چشم‌گیری از مذاب‌های بخشی مافیک ایجاد کند (به‌ویژه در محیط‌های با جریان حرارتی زیاد). آزمایش‌های مربوط به ذوب‌بخشی ترکیب بازالتی تحت فشارهای پوسته‌ای، نشان می‌دهند که شرایط ذوب (به‌ویژه از لحاظ میزان آب)، تأثیر زیادی برروی ترکیب مذاب‌بخشی و تفالهٔ حاصل از ذوب دارند. برای مثال ذوب آب‌زدایی آمفیبولیت در دماهای ۹۰۰-۱۰۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، ۱۰-۶۰ درصد مذاب با ترکیب کوارتز دیوریت تا تونالیت ایجاد می‌کند. در حالی‌که، همین ترکیب اولیه، در شرایط اشباع از آب و حرارت ۸۵۰ تا ۹۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد، مذاب‌های با ترکیب گرانودیوریت تا گرانیتی ایجاد می‌کند [۵۱]. خصوصیات عناصر اصلی و کمیاب کوارتز دیوریت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها حاصل ذوب‌بخشی سنگ‌های متابازالتی در حرارت‌های زیاد در پوسته تحتانی هستند. حاصل این فرآیند ذوب، مذاب کوارتز دیوریتی همراه با تفاله آمفیبول‌دار است. الگوی تفریق نیافته عناصر نادر خاکی سنگین در دیاگرام شکل ۹ و عدم مشاهده آنومالی مربوط به عنصر Eu، می‌تواند نشان‌دهندهٔ عدم حضور گارنت و پلاژیوکلاز در تفاله حاصل از ذوب باشد. در نمودارهای شکل ۹ میزان عناصر نادر خاکی به‌ویژه نادر خاکی سنگین در یکی از آنکلاوها (HA-3-31En) بیش‌تر از میزبان آن است. این موضوع احتمالاً مربوط به تبادلات شیمیایی با ماگمای میزبان است که موجب تبلور تأخیری فازهای فرعی در آنکلاو می‌شود [۵۹]. علاوه بر فاکتورهای کانی شناسی، توزیع انتخابی عناصر نادر خاکی بین مذاب‌های مافیک و فلسیک می‌تواند دلیل دیگری بر این غنی‌شدگی باشد [۶۰].

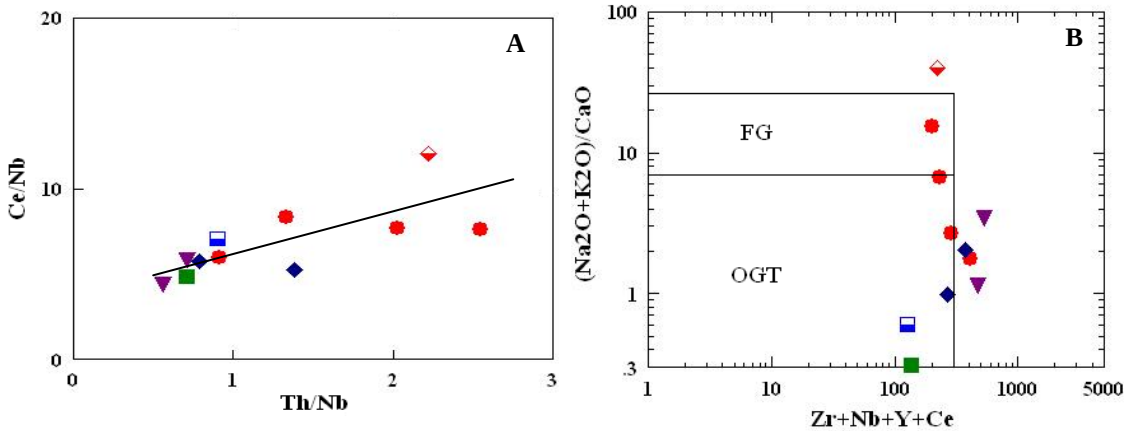
الگوی تفریق نیافته عناصر نادر خاکی سنگین در دیاگرام شکل ۹ و عدم مشاهده آنومالی مربوط به عنصر Eu، می‌تواند نشان‌دهندهٔ عدم حضور گارنت و پلاژیوکلاز در تفالهٔ حاصل از ذوب باشد. در نمودارهای شکل ۹

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

میزان عناصر نادر خاکی، به‌ویژه عناصر نادر خاکی سنگین، در یکی از آنکلاوها (HA-3-31En) بیش‌تر از میزبان آن است. این موضوع احتمالاً مربوط به تبادلات شیمیایی با ماگمای میزبان است که موجب تبلور تأخیری فازهای فرعی در آنکلاو می‌شود [۵۹]. علاوه بر فاکتورهای کانی شناسی، توزیع انتخابی عناصر نادر خاکی بین مذاب‌های مافیک و فلسیک می‌تواند دلیل دیگری بر این غنی شدگی باشد [۶۰].

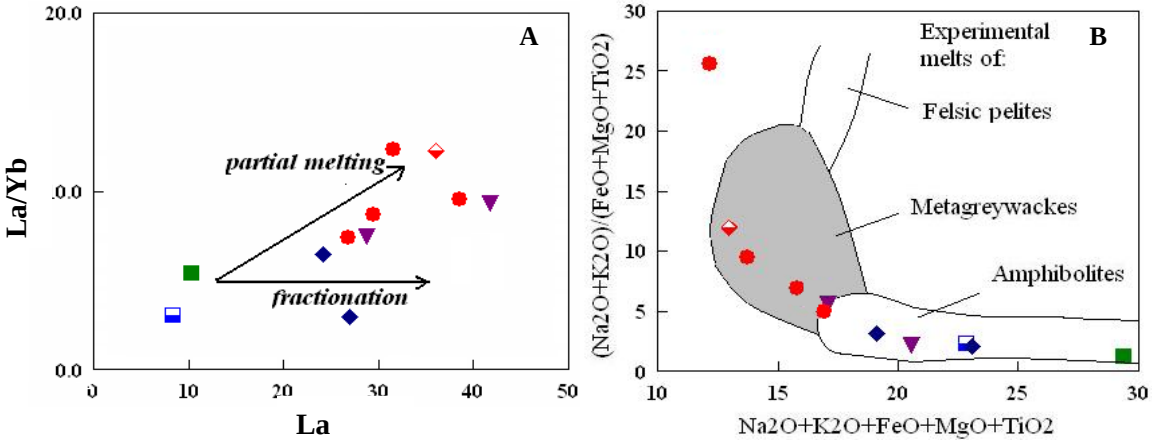
در پایان به‌منظور ارزیابی شباهت‌ها و تفاوت‌ها در مقیاس ناحیه‌ایی، ترکیب ژئوشیمیایی گرانودیوریت‌ها و مونزوگرانیت‌های آلوت و نیز تحولات ماگمای تشکیل‌دهندهٔ آن‌ها با تعدادی از مجموعه‌های گرانیتی I-type در پهنهٔ سنندج- سیرجان مقایسه گردید. به‌همین منظور تعدادی از توده‌های گرانیتی که در پهنه سنندج- سیرجان قرار داشته و ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی مشابه با گرانیت‌های آلوت دارند برای مقایسه ناحیه‌ای با منطقهٔ بررسی شده انتخاب شدند. در شکل ۱۳ الگوهای ژئوشیمیایی سنگ‌های گرانودیوریتی الیگودرز [۶۱]، گرانودیوریت دهنو [۶۲]، گرانودیوریت بروجرد [۶۳]، و گرانیت نوع I حسن سالاری [۱۲] با الگوی ژئوشیمیایی توده‌های گرانودیوریتی و مونزوگرانیتی آلوت و الگوی گرانیتوئیدها در مناطق حاشیه فعال قاره‌ای [۶۳] مقایسه شدند.

فراوانی عناصر کمیاب در نمودار شکل ۱۳ نسبت به [۶۴] نرمالایز شده‌اند. چنان‌که در این نمودار هم مشاهده می‌شود الگوی ژئوشیمیایی گرانیت‌ها و گرانودیوریت‌های آلوت همخوانی نسبتاً زیادی با الگوی ژئوشیمیایی دیگر گرانیت‌های واقع در پهنه شمالی سنندج- سیرجان و همچنین با الگوی ژئوشیمیایی گرانیت‌ها در مناطق حاشیه فعال قاره‌ایی دارند. بنا بر این بر اساس شواهد ژئوشیمیایی، محیط تکتونیکی احتمالی که برای تشکیل این مجموعه نفوذی می‌توان در نظر گرفت محیط قوس آتشفشانی است. فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس از زمان ژوراسیک بالایی تا کرتاسه موجب دگرشکلی، دگرگونی و دگرشیبی در زیر پهنه سنندج- سیرجان شده است [۶۵]. همچنین با توجه به شواهد مربوط به دگرگونی میزبان [۲۲] و دگرشکلی در توده‌های منطقه (که از نوع ductile و با فاز کوه‌زایی سیمرین پیشین همخوانی دارد) و نیز تشابه‌های ژئوشیمیایی با گرانیتوئیدهای I-type پهنهٔ سنندج- سیرجان شمالی، به‌نظر می‌آید قدیمی‌ترین سنی که برای مجموعه آلوت می‌توان در نظر گرفت، ژوراسیک پایانی است.

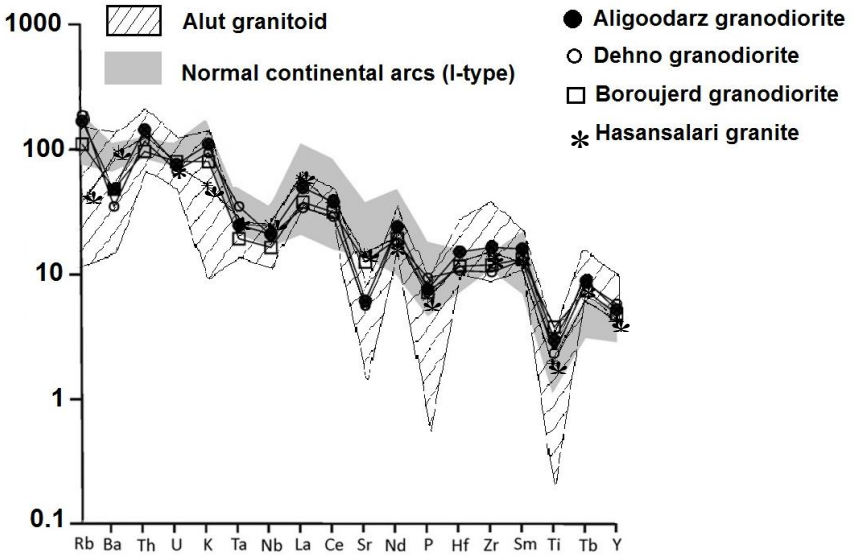


شکل ۱۱. A) نمودار تغییرات Ce/Nb در مقابل Th/Nb [۴۹] و B) نمودار [۵۰]. نمادها نظیر شکل ۴ هستند

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]



شکل ۱۲. A) نمودار تغییرات La/Yb در مقابل La [۵۱] و B) نمودار [۵۷] مربوط به تفکیک مذاب‌های بخشی حاصل از منابع مختلف پوسته‌ای. نمادها نظیر شکل ۴ هستند



شکل ۱۳. نمودارهای فراوانی و الگوهای عناصر ناسازگار مربوط به تعدادی از مجموعه‌های نفوذی در زون سنندج سیرجان و مقایسه آن با کمان قاره‌ایی [۶۳]، مقادیر نرمالیزاسیون از [۶۴]. نمادها نظیر شکل ۴ هستند

نتیجه‌گیری

پژوهش‌های صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی نشان می‌دهند که مجموعهٔ نفوذی آلوت دارای تنوع سنگ‌شناسی مونزوگرانیتی، گرانودیوریتی و کوارتزدیوریتی تا تونالیتی است. ترکیب کانی‌شناسی اصلی این توده‌ها شامل کوارتز، پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، آمفیبول و بیوتیت به‌نسبت‌های مختلف هستند. کانی‌های فرعی شامل آپاتیت، زیرکن، اسفن و کانی‌های اپک است و کلریت، سریسیت، کلسیت، اپیدوت و کانی‌های رسی از جمله کانی‌های ثانویه مشاهده شده در این سنگ‌ها هستند. سنگ‌های این مجموعه گرانیتوئیدی مشخصات ماگمایی کالک آلکالن تا تحولی، کلسیک منیزیم‌دار، متاآلومین و از تیپ I هستند. شواهد بافتی و کانی‌شناسی حاکی از دگرشکلی این توده در دمای حدود ۴۰۰ درجهٔ سانتی‌گراد هستند. به‌طورکلی دگرشکلی این توده‌ها عمدتاً از نوع

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

جدول۲. نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های بررسی شده در منطقه (اکسیدهای عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر کمیاب بر حسب PPM هستند).mg: مونزوگرانیت، gd: گرانودیوریت، Q-di: کوارتزدیوریت،To :تونالیت، En: آنکلاو، Ap آپلیت

Sample	87 Q.di	31 En	65 En	22 gd	65 gd	mg 45	mg 57	31H mg	mg 79	Ap 2	33 To
SiO2	۵۲/۵	۶۵/۶	۶۰/۸	۶۸/۶	۶۴/۲	۷۷	۶۹/۶	۷۳/۱	۷۳/۹	۷۷/۴	۶۳/۴
TiO2	۰/۷٤	۰/٤۲	۱	۰/۳۸	۰/۸۳	۰/۰۵	۰/٤٦	۰/۲۷	۰/۱۳	۹/۰۹	۰/۵٦
Al2O3	۱۵/۸۵	۱٤/۵	۱۵/۵۵	۱٤/۵۵	۱٤/۱	۱۱/۷۵	۱٤/۱۵	۱٤	۱۲/٤	۱۱/۹۵	۱۵/۹
Fe2O3	۸/۰۲	۵/٦٤	۷/۹۱	۲/٦۷	٦/۸	۰/٦٤	۲/٦۸	۲/۷۸	۱/۹٤	٤۲/۰	٦/۵۷
MnO	۰/۱٤	۰/٤۰	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۳
MgO	۷/٦٤	۱/۰۸	۲/۰۲	۰/٦	۱/۷۲	۰/۰۷	۰/٦۷	۰/٤٤	۰/۱۸	۰/٦۹	۲/۳۷
CaO	۹/۲۳	۳/۰۱	۵/٦۵	۲/۰۹	٤/۵۵	۰/۵	۳/٤۲	۲/۳۸	۱/۰۳	۰/۱٦	٦/۲٦
Na2O	۲/۰۹	۵/٤٦	٤/۵۸	٦/۸۸	٤/۳	۳/٦٦	۵/۵۵	۳/۵	۳/۰۷	٦/٤۲	۳/۱۱
K2O	۰/۸	۰/٦٦	۰/۹۸	۰/۳	۰/۸٤	۳/۹٤	۰/۵	۲/۸۷	۳/۸۸	۰/۰۳	۰/٦۲
P2O5	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰۵	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۰۷	۰/۰۰۵	۰/۰۲
Total	۹۷/۰۳	۹٦/٤۳	۹۸/۵۹	۹٦/۱	۹۷/٤۳	۹۷/٦۳	۹۷/۰۸	۹۹/۳۸	۵٦/۹٦	۹۷/۱۸	۹۸/۹٤
Ni	٤۸	۷/۰	٤/۰	٤/۰	۳/۵	۵	٤	٤	٤	۳	٦
Cr	٤۹۰	۲۳۰	۲۱۰	۱۳۰	۱۲۰	۳۳۰	۱٦۰	۲۲۰	۱۷۰	۱۹۰	۱۷۰
Co	۳٦/٤	۹/۲	۱٦/۱	۲/۳	۱۳/۳	۱٤	۳/۱	۵	۲/۱	۱/۱	۱۵/۹
V	۱۹۳	٤۰	۱۵۲	۱۵	۸۰	٤	۲۷	۱۹	۸	٤	۱۵٦
Cs	۰/۹	۰/۱۹	۰/٤۳	۰/۱۹	۰/٤۸	۰/٤	۰/۰۹	٤۰	۰/۹۲	۰/۰۲	۰/٦۵
Rb	۳۱/۳	۱۷/٤	٤۰	۱۰/۵	۳۷/۷	۱۲۰/۵	۱۳	۵۹/۹	۱۲۰	۰/٦	۲۰/۳
Sr	۱۵٦	۱۵۲	۱۸۷	۱۰۲	۱٦۷	۳۲/۱	۱٤۸	۱٤۸/۵	٤۹/۸	۲۳/٦	۱۳۸/۵
Ba	۲۲۹	۲۵۱	۳۰۵	۱۲۳	۲۵۰	۳۸٦	۲۸۲	۹٤٤	٦٤۳	۷/۸	۱۷۸/۵
Th	۳/۱۳	۱۷/۵۵	٦/۸٤	۱۰/۱	۷/۵	۱۸/٦	۱۱/۸	۹/۷۱	۱۵/٤	۱۳/۳	۲/۲٤
U	۰/۷۳	٤/۷۵	۱/۳۵	۱/۷۵	۱/۵	۳/۰۸	۲/٤٤	۱/۷۸	۲/۹٤	۱/٤۳	۰/٤٤
Ta	۰/۳	۱/۲	۰/٦	۰/۸	۰/۹	۱	۰/۹	۰/٦	۰/۹	۰/٦	۰/۲
Nb	٤/٤	۱۲/۷	۸/۷	۱٤/۲	۱۳/۳	۷/۳	۱۲/۹	۷/۳	۷/٦	٦	۲/۵
Pb	۰/۷	۱۰	۷/۰	۷/۰	۸/۰	۱۲	٦	۸	۱۹	٤	۱۰
La	۱۰/۳	۲۷	۲٤/۱	٤۱/۸	۲۸/۸	۲٦/۸	۳۸/۵	۳۱/۵	۲۹/۵	۳٦	۸/۳
Ce	۲۱/۳	٦٦/۳	٤۹/۷	۸۲/۷	۵۸/۳	۵۵/٦	۷۷	٦۰/۸	۵۸/٦	۷۲/٤	۱۷/٦
Pr	۲/۷	۹/۰۳	۵/۸۳	۹/٦	۷/۰۳	٦/۳۸	۸/۸۲	٦/۵٦	٦/۵۵	۸/۳٦	۲/۲
Nd	۱۱/۳	۳۹/۲	۲۳/۱	۳۷/۸	۲۸/٤	۲۳/٤	۳٤	۲٤/۲	۲٤/۱	۳۰/۹	۹/۹
Sm	۲/۷۱	۱۰/٦۵	۵/۰۱	۸/۰	٦/۱۷	۵/۰۵	٦/۸۸	٤/۳۸	٤/۹۲	۵/۹۳	۲/۵٤
Eu	۰/۹٦	۱/۷٦	۱/۳٤	۱/۵۷	۱/۳۱	۰/۳۱	۱/۲۹	۱/۰۹	۰/٦۱	۰/۷۱	۰/۹
Gd	۳/۱٤	۱۱/۹	۵/۷۹	۸/۳۷	٦/۷۳	۵/۱۸	۷/۳۵	٤/۷۳	٤/۹۵	۵/۹	۳/۱۹
Tb	۰/۵٤	۲/۲٦	۰/۹۸	۱/۳۸	۱/۱۲	۰/۸٦	۱/۲۱	۰/۷۲	۰/۸۱	۰/۹	۰/٦۲
Dy	۳/۳۱	۱٤/۲۵	۵/۹۲	۸/۰۱	٦/۷۱	۵/۲۲	۷/۰۳	٤	٤/۷۹	٤/۸۷	۳/۹۱
Ho	۰/۷	۳/۰۳	۱/۲۵	۱/٦۳	۱/۳۸	۱/۱	۱/٤۸	۰/۸٤	۱/۰۵	۱/۰۱	۰/۸۸
Er	۲/۰۸	۹/۳۲	۳/۸۳	٤/۹۲	٤/۰۷	۳/۵	٤/۳۳	۲/۵۵	۳/۳۵	۳/۰۷	۲/۷۳
Tm	۰/۲۹	۱/۳۹	۰/۵٤	۰/٦۹	۰/۵۸	۰/۵۳	۰/٦۲	۰/۳۷	۰/٤۹	۰/٤٤	۰/٤۲
Yb	۱/۹۲	۹/۲۲	۳/۷٤	٤/٤۸	۳/۸٦	۳/٦۳	٤/۰۳	۲/۵۵	۳/٤	۲/۹٤	۲/۷۸
Lu	۰/۲۹	۱/۳٦	۰/۵٦	۰/٦٦	۰/۵۹	۰/۵٤	۰/۵۹	۰/۳۹	۰/۵	۰/٤۵	۰/٤۳
Y	۹۳	۲۰۸	۱۷۲	۳۸۸	۳٦۹	۱۰٤	۲۸٤	۱۹٤	۱۳۳	۱۱٤	۸٤
Hf	۲/۳	٦/۳	٤/۲	۸/٤	۸/۳	۳/۹	٦/٦	٤/۸	٤/۲	۳/٦	۲/۳
Zr	۹۳	۲۰۸	۱۷۲	۳۸۸	۳٦۹	۱۰٤	۲۸٤	۱۹٤	۱۳۳	۱۱٤	۸٤
Zn	٦۹	۳۰	٤۷	۱٤	٤۳	٤	۱٤	۱۳	۳۰	٤	٦٦
Ga	۱٦/۹	۲۲/٦	۲۰/۳	۲۳/۱	۱۹/٦	۱٦/۳	۱۹/۳	۱۸/۹	۱٦/۷	۱۵/۷	۱٦/٦
Sn	۱/۰	٦/۰	٤/۰	٤/۰	٤/۰	۳	٤	۲	۲	۲	۱
W	۳/۰	۱٦	۱۳	۹/۰	۷/۰	۲۰	۱۰	۱٤	۱۰	۱۳	۱۱

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

ductile است و به احتمال زیاد مربوط به فاز کوه‌زایی سیمرین پسین (ژوراسیک پایانی) است. نمودارهای تعیین خاستگاه تکتونیکی، محیط قوس آتشفشانی را برای مجموعه نفوذی آلوت نشان می‌دهند. رفتار عناصر کمیاب نمونه‌های گرانیت آلوت با گرانیت‌های مربوط به الیگودرز، دهنو، بروجرد و حسن سالاری و همچنین الگوی گرانیتوئیدها در مناطق حاشیه فعال قاره‌ای مشابه است.

بنا بر آنچه گفته شد، بر اساس شواهد موجود می‌توان گفت که توده‌های نفوذی بررسی شده به‌واسطهٔ ذوب‌بخشی منابع پوسته‌ای با ترکیب‌های متفاوت (در یک چنین حاشیهٔ فعال و دگرشکل شده قاره‌ای) تشکیل شده‌اند. در چنین محیطی مهم‌ترین عامل در تشکیل ماگماهای مولد این گرانیتوئیدها به احتمال زیاد ذوب پوسته تحتانی مافیک، تحت تأثیر مذاب‌های گوشته‌ای (به‌عنوان عامل مهمی برای تأمین مواد و گرما) بوده است. با توجه به تشابه الگوی عناصر کمیاب منطقهٔ بررسی شده با تعدادی از گرانیتوئیدهای I-type در زون سنندج-سیرجان می‌توان خاستگاه تکتونوماگمایی قوس آتشفشانی و سن جای‌گزینی در حدود ژوراسیک پایانی را برای مجموعه گرانیتوئید آلوت در نظر گرفت.

تشکر و قدردانی

از معاونت امورمالی و اداری دانشگاه تربیت مدرس برای فراهم آوردن تسهیلات لازم برای انجام پروژهٔ صحرایی این پژوهش، سپاس‌گزاریم.

منابع

1. A. Ghasemi, C. J. Talbot, "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran)", Journal of Asian Earth Sciences, 26 (2006) 683-693.
2. H. Azizi, A. Jahangiri, "Cretaceous subduction-related volcanism in the northern Sanandaj-Sirjan Zone", Iran, Journal of Geodynamics, 45 (2008) 178-190.
3. Berberian, I. D. Muir, R. J. Pankhurst, M. Berberian, "Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran", Journal of the Geological Society of London, 139 (1982) 605-615.
4. D. Esmaeily, A. Nédélec, M. V. Valizadeh, F. Moore, J. Cotton, "Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization", Journal of Asian Earth Sciences, 25 (2005) 961-980.
5. A. A. Sepahi, S. F. Athari, "Petrology of major granitic plutons of the northwestern part of the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Zagros Orogen Iran: with emphasis on A-type granitoids from the SE Saqqez area", Neues Jahrbuch für Mineralogie, 183 (2006) 93-106.
6. M. Arvin, Y. Pan, S. Dargahi, A. Malekizadeh, A. Babaei, "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman Iran: implications for initiation of Neotethys Subduction", Journal of Asian Earth Sciences, 30 (2007) 474-489.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

7. A. Ahmadi Khalaji, D. Esmaeily, M. V. Valizadeh, H. Rahimpour-Bonab, "Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 29 (2007) 859-877.

8. A. Torkian, M. Khalili, A. A. Sepahi, "Petrology and geochemistry of the I-type calc-alkaline Qorveh Granitoid Complex Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", Neues Jahrbuch für Mineralogie, 185 (2) (2008) 131-142.

9. J. Ghalamghash, A. Nedelec, H. Bellon, M. Vousoughi Abedini, J. L. Bouchez, "The Urumieh plutonic complex (NWIran): a record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times", Part I. Petrogenesis and K/Ar dating, Journal of Asian Earth Sciences, 35 (2009) 401-415.

10. S. A. Mazhari, S. Amini, J. Ghalamghash, F. Bea, "Petrogenesis of granitic unit of Naqadeh complex, Sanandaj-Sirjan Zone, NW Iran", Arabian Journal of Geosciences, 4 (2009) 59-67.

11. A. A. Sepahi, S. R. Jafari, S. Mani-Kashani, "Low pressure migmatites from the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt in the Hamedan region (Iran)", Geologica Carpathica, 60 (2009) 107-119.

12. H. Shahbazi, W. Siebel, M. Pourmoafee, M. Ghorbani, A. A. Sepahi, C. K. Shang, M. Vousoughi Abedini, Geochemistry and U-Pb zircon geochronology of the Alvand plutonic complex in Sanandaj-Sirjan Zone (Iran): new evidence for Jurassic magmatism, Journal of Asian Earth Sciences, 6 (2010) 668-683.

13. M. Mansouri Esfahani, M. Khalili, N. Kochhar, L. N. Gupta, "A-type granite of the Hasan Robat area (NW of Isfahan, Iran) and its tectonic significance", Journal of Asian Earth Sciences, 37 (2010) 207-218.

14. Sh. Mahmoudi, F. Corfu, F. Masoudi, B. Mehrabi, M. Mohajjel, U-Pb dating and emplacement history of granitoid plutons in the northern Sanandaj- Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 41 (2011) 238-249.

۱۵. ح. شهبازی، *جایگاه تکتونیکی سنگ‌های آذرین نفوذی و خروجی تیپ دوران و قره داش منطقهٔ زنجان مهاباد (غرب ایران)*، پایان نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران (۱۳۷۸).

16. N. Rachidnejad-Omran, , M. H. Emami, , M. Sabzehi, , E. Rastad, , H. Belon, , A. Pique, "Lithostratigraphie et histoire paleozoique a Paleocene des complexes metamorphiques de la region de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran meridional)", Comptes Rendus Geosciences. 334 (2002) 1185-1191.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

17. J. Eftekhar-Nezhad, "The Mahabad Quadrangle map (scale 1:250,000)", Geological Survey of Iran. Tehran, Iran (1973).

۱۸. ج. عمرانی، ع. خبازنیا، *نقشهٔ زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ آلوت*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۸۲).

19. J. Hassanzadeh, D. F.Stockli, B. K. Horton, G. J. Axen, L. D. Stockli, M. Grove, A. K. Schmitt , J. D. Walker, "U-Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: Implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement", Tectonophysics, 451 (2008) 71-96.

۲۰. م. محجل، ر. سهندی، *تکامل تکتونیکی پهنه سنندج- سیرجان در نیمه شمال باختری و معرفی زیر پهنه‌های جدید در آن*، فصلنامه علوم زمین شمارهٔ۳۱-۳۲، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۸).

۲۱. م. محجل ، *ساختار در پهنه‌های برشی طلادار منطقه آلوت (کردستان)*، بیست و سومین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (بهمن ۱۳۸۳).

22. J. Eftekharnejhad, "Explatory Report for MahabadQuadrangle Map, 1:250,000", English version of the thesis submitted to the Universite de Paris sad (Centre drasy), Geological Survey of Iran, No. B4 (1980).

23. A Streckeisen, "To each plutonic rocks its proper name", Earth Science Review. Vol (1976) 12: 1-33.

24 .S. Baxter, M. Feely, "Magma mixing and mingling textures in granitoids: examples from the Galway Granite", Connemara, Irland., Mineralogy and Petrology, 76 (2002)63-74.

25. R. H. Vernon, "A practical Guide to Rock Microstructure, Cambridge University Press", Cambridge (2004).

26. Tullis, J., "Deformation of feldspars. In Ribbe, P.H (ed): Feldspar Mineralogy (second edition)", Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy, 2 (1983) 297-323.

27. R. Vernon, "Review of microstructural evidence of magmatic and solid state flow", Geoscience Electronics, 5, 2 (2000).

28. J. L. Bouchez, C. Deals, G. Gleizes, A. Nédélec, , M. Cuney, "Submagmatic microfractures in granites", Geology, 20 (1992) 35-38.

29. M. G. Lo´pez de Luchi, A. E. Rapalini, E. Rosello, S. Geuna, "Rock and magnetic fabric of the Renca Batholith (Sierra de San Luis, Argentina): constraints on emplacement", Lithos, 61 (2002) 161-186.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

30. P. Pandey, R. S. Rawat, T. N. Jowhar, "Structural state transformation in alkali feldspar: evidence for post-crystallization deformation from Proterozoic granite", Kumaun Himalaya (India), Journal of Asian Earth Sciences, 25 (2005) 611-620.

31 C. W. Passchier, R. A. J. Trouw, "Microtectonics, second edition", Springer-Verlag, Berlin, (2005).

32. E. A. K. Middlemost, "Magmas and magmatic rocks, an introduction to igneous petrology", Longman Groupuk, UK (1985).

33. T. N. Irvine, W. R. A. Baragar, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian Journal of Earth Sciences, 8 (1971) 523-548.

34. P. D. Maniar, P. M. Picooli, "Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America Bulletin", 101 (1989) 635-643.

35. P. C. Rickwood, "Boundary lines whitin petrologic diagrams, which use oxides of major and minor elemenths", Lithos, 22 (1989) 247-263.

36. A. B. Thompson, "Magmatism of the British Tertiary Volcanic Province", Scottish Journal of Geology, 18 (1982) 49-107.

37. N. Nakamura, "Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in arbonaceous and ordinary chondrites, Geochimica et Cosmochimica acta", 38 (1974) 757-775.

38. J. A. Pearce, N. B. W. Harris, A. G. Tindle, "Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks", Journal of Petrology, 25 (1984) 956-983.

39. B. M. Wilson, "Igneous Petrogenesis, A Global Tectonic Approach. Unwin Hyman", London (1989).

40. B. W. Chappell, A. J. R. White, "I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, Transactions of the Royal Society of Edinburgh", Earth sciences, 83 (1992)1-26.

41. A. Hofmann, K. Jochum, M. Seufert, M. White, "Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution", Earth and Planetary Science Letters, 33 (1986) 33-45.

42. J. H. Yang, S. L. Chung, S. A. Wilde, F. Wu, M.F. Chu, C.H. Lo, H.R. Fan, "Petrogenesis of post-orogenic syenites in the Sulu Orogenic Belt, East China: geochronological, geochemical and Nd–Sr isotopic evidence", Chemical Geology, 214 (2005) 99-125.

43. P. A. Floyd, J. A. Winchester, "Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements", Earth and Planetary Science Letters, 27 (1975) 211-218.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

44. G. Rogers, C. Hawkesworth, "A geochemical traverse across the north Chilean Andes evidence for crust generation from the mantle wedge", Earth and Planetary Science Letters, 91 (1989) 271-285.

45. F. G. Sojana, R. C. Maury, H. Belon, J. Cotton, M. Defant, "High field strength elements of Pliocene-Pliestocene island arc basalts Zamboanga Peninsula", Western Mindanao (Philippines), Journal of Petrology, 37 (1996) 693-726.

46. J. B. Whalen, V. J. McNicoll, C. R. van Staal., C. J. Lissenberg, F. J. Longstaffe, G. A. Jenner, O. van Breeman, "Spatial, temporal and geochemical characteristics of Silurian collision-zone magmatism, Newfoundland Appalachians: An example of a rapidly evolving magmatic system related to slab break-off", Lithos, 89 (2006) 377-404.

47. J. B. Whalen, G. A. Jenner, F. J. Longstaffe, C. Gariepy, B. Fryer, "Implications of granitoid geochemical and isotopic (Nd,O,Pb) data from the Cambro–Ordovician Notre Dame arc for the evolution of the Central Mobile Belt, Newfoundland Appalachians. In: Sinha, A. K., Whalen, J. B., Hogan, J. P. (Eds.), The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen", Geological Society of America Memoirs, 191 (1997) 367-395.

48. H. S. Swinden, G. A. Jenner, Z. A. Szybinski, "Magmatic and tectonic evolution of the Cambrian-Ordovician Laurentian margin of Iapetus: geochemical and isotopic constraints from the Notre Dame Subzone, Newfoundland. In: Sinha, A. K., Whalen, J. B., Hogan, J. P. (Eds.), The Nature of Magmatism in the Appalachian Orogen", Geological Society of America Memoirs (1997) 191-365.

49. A. Cocherie, "Systematic use of trace element distribution patterns in log-log diagrams for plutonic suites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 50 (1986) 2517-2522.

50. J. B. Whalen, K. L. Currie, B. W. Chappell, "A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis", Contribution to Mineralogy and Petrology, 96 (1987) 407-419.

51. S. Jung, P. Masberg, D. Mihm, S. Hoernes, "Partial melting of diverse crustal sources Constraints from Sr-Nd-O isotope compositions of quartz diorite-granodiorite-leucogranite associations (Kaoko Belt, Namibia)", Lithos, 111 (2009) 236-251.

52. H. Martin, "The mechanism of petrogenesis of the Archean continental crustcomparison with modern processes", Lithos, (1993) 30, 373-388.

53. M. Wilson, "Igneous Petrogenesis", Springer Verlag (2007).

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]

54. N. Petford, M. Atherton, "Na-rich partial melts from newly underplated basaltic crust: the Cordillera Blanca batholiths", Peru. Journal of Petrology, 37 (1996) 1491-1521.

55. T. Rushmer, "Partial melting of two amphibolites: contrasting experimental results under fluid absent conditions", Contributions to Mineralogy and Petrology, 107 (1991) 41-59.

56. J. S. Beard, G. E. Lofgren, "Dehydration melting and watersaturated melting of basaltic and andesitic greenstones and amphibolites at 1, 3 and 6.9 kbar", Journal of Petrology, 32 (1991) 365-402.

57. M. B. Wolf, J. P. Wyllie, "Dehydration-melting of amphibolite at 10 kbar: the effects of temperature and time", Contributions to Mineralogy and Petrology, 115 (1994) 369-383.

58. R. P. Rapp, E. B. Watson, C. F. Miller, "Partial melting of amphibolite/eclogite and the origin of Archaean trondhjemites and tonalities", Precambrian Research, 51 (1991) 1-25.

59. S. Y. Sahin, "Geochemistry of mafic microgranular enclaves in the Tamdere Quartz Monzonite, south of Dereli/Giresun", Eastern Pontides, Turkey, Chemie der Erde geochemistry, 68 (2008) 81-92.

60. A. J. Stimac, H. A. Clark, Y. Chen, S. Garcia, "Enclaves and their bearing on the origin of the Cornubian batholith, southwest England", Mineralogical Magazine, 59 (1995) 273-296.

61. A. Esna-Ashari, M. Tiepolo, M. V. Valizadeh, J. Hassanzadeh, A. Sepahi, "Geochemistry and zircon U-Pb geochronology of Aligoodarz granitoid complex, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 43 (2012) 11-22.

62. M. Rajaieh, M. Khalili, I. Richards, "The significance of mafic microgranular enclaves in the petrogenesis of the Dehno Complex, Sanandaj-Sirjan belt, Iran", Journal of Asian Earth Sciences, 39 (2010) 24-36.

63. G. C., Brown, R. S., Thorpe, P. C., Webb, "The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources", Journal of the Geological Society of London, 141(1984) 413-426.

64. D. A., Wood, J. L., Joron, M., Treuil, M., Norry, J., Tarney, "Elemental and Sr isotope variations in basic lavas from Iceland and the surrounding ocean floor", Contributions to Mineralogy and Petrology 70 (1979) 319-339.

65. M. Mohajjel, C. L. Fergusson, M. R. Sahandi, "Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran", OriginalResearchArticle Journal of Asian Earth Sciences, 21 (2003) 397-412.

[Downloaded from ndea10.khu.ac.ir on 2026-11-02]