ژئوشیمی، منشأ و محیط ژئودینامیکی تودهٔ نفوذی ذاکر-سرخه دیزج، دامنهٔ جنوبی زیرپهنهٔ طارم، شرق زنجان

مریم ندری، نعمت‌اله رشیدنژادعمران*؛ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکدهٔ علوم پایه، بخش زمین‌شناسی،
مهراج آقازاده؛ دانشگاه پیام نور، ایران

چکیده

تودهٔ بررسی شده در شرق زنجان، با روند شمال غرب-جنوب شرق، برون‌زد دارد و از نظر ساختاری در پهنهٔ البرز-آذربایجان و زیرپهنهٔ طارم واقع شده است. این توده، از نظر ترکیب سنگ‌شناختی، دامنه‌ای از مونزوگرانیت، کوارتزمونزونیت، مونزونیت، کوارتزمونزودیوریت و مونزودیوریت دارد و در واقع یک سری مونزونیتی را نشان می‌دهد. کانی‌های اصلی تشکیل‌دهندهٔ توده، فلدسپات پتاسیم، پلاژیوکلاز، پیروکسن (اوژیت- دیوپسید) و کوارتز هستند. بافت اصلی توده گرانولار، اینترگرانولار، میکروگرانولار تا میکروگرانولار- پورفیریتی است. به لحاظ ژئوشیمیایی، ماهیت آن متاآلومین و I-type است و به سری ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی تعلق دارد. آنکلاوهای موجود در تودهٔ نفوذی، از نوع میکروگرانولار مافیک، با ترکیب مونزودیوریتی و کوارتز مونزودیوریتی است، که نسبت به سنگ میزبان خود دانه‌ریزتر است و بافت میکروگرانولار- پورفیریتی دارد. طبق نتایج به‌دست آمده از مباحث ژئوشیمی و پتروژنز، ماگمای سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده، عمدتاً از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای متاسوماتیزه شده در اثر سیالات و یا مذاب‌های بخشی برخاسته از لبهٔ فرورانش منشأ گرفته است. با توجه به دیاگرام‌های هارکر به‌نظر می‌رسد که تفریق ماگمای مونزودیوریتی به تشکیل مونزونیت منجر می‌شود و در نهایت موجب تفریق و تبلور مونزوگرانیت شده است. بنا بر این، تفریق و تبلور این ماگما، مهم‌ترین فرآیند کنترل کننده تنوع سنگ‌ها در سری مونزونیتی بوده است. نمودارهای تکتونیکی نشان‌دهندهٔ کمان ماگمایی حاشیهٔ قاره‌ای و محیطی کششی درون کمانی همزمان تا عمدتاً پس از برخورد است.

مقدمه

منطقهٔ بررسی شده در شرق شهرستان زنجان، از روستای سرخه دیزج تا روستای ذاکر و در ورقه صد هزارم طارم قرار گرفته است [۱]. این منطقه در موقعیت جغرافیایی به مختصات ′۴۳ °۴۸ تا ′۵۱ °۴۸ طول شرقی و ′۳۴ °۳۶ تا ′۳۹ °۳۶ عرض شمالی قرار دارد. تودهٔ نفوذی دامنهٔ جنوبی طارم بخشی از باتولیت مرکب طارم به‌شمار می‌رود (شکل ۱).

واژه‌ای کلیدی: ژئوشیمی، پتروژنز، سری مونزونیتی، کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی، طارم، زنجان
دریافت ۹۲/۶/۲۶ پذیرش ۹۲/۱۱/۰۱

*نویسنده مسئول Rashid@modares.ac.ir

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

در تقسیم‌بندی زون‌های زمین‌ساختی- رسوبی ایران‌زمین [۲]، [۳]، [۴] این منطقه در پهنهٔ البرز- آذربایجان، در دامنهٔ جنوبی زیر پهنه طارم [۱] قرار دارد. زون البرز- آذربایجان از نظر ماگماتیسم، از زون‌های پویا، به‌ویژه در طی دوران سنوزوییك بوده است. در این دوران، ماگماتیسم شدت زیادی داشته و اوج آن در ائوسن- اولیگوسن است و باتولیت طارم از مهم‌ترین توده‌های نفوذی مربوط به اولیگوسن- میوسن در این منطقه است.

در منطقهٔ طارم، بررسی‌های متعددی در زمینه‌های پترولوژی، اکتشاف و کانه‌زایی، تکتونیک و آلتراسیون در قالب پایان نامه‌های کارشناسی‌ارشد صورت گرفته است. البته تمرکز بیش‌تر این پژوهش‌ها در زمینهٔ زمین‌شناسی اقتصادی و اکتشافی پتانسیل‌ها و کانسارهای این منطقه است [۵]، [۶]، [۷]، [۸]. با وجود پژوهش*های* متعدد انجام شده در منطقهٔ مورد بحث این تحقیق، تودهٔ نفوذی مورد نظر به‌طور دقیق و سیستماتیک و مستقل کم‌تر مورد توجه بوده است. اگرچه، ضمن بررسی‌های اقتصادی کانسارهای آهن منطقه، به‌عنوان سنگ میزبان کانی‌زایی، کم و بیش بررسی شده است، لیکن در این مقاله هدف آن است که تودهٔ مزبور از نظر پترولوژیکی دقیق‌تر بررسی شود و با کاوش‌های دقیق صحرایی و پردازش و تفسیر داده‌های آزمایشگاهی، به بعضی از پرسش‌های اولیه و اساسی در زمینهٔ پترولوژی و پتروژنز تودهٔ مورد نظر پاسخ داده شود. برای پژوهش حاضر، محدودهٔ وسیعی از زیرپهنهٔ طارم شامل مناطق سرخه دیزج، مروارید، علی‌آباد و ذاکر انتخاب شد، تا اطلاعات کافی از تودهٔ نفوذی این منطقه به‌دست آید. در این تحقیق، ماهیت ژئوشیمی و پتروژنز توده، فرآیندها و روند تحولات ماگمایی دخیل در تحول توده و عوامل مؤثر در جای‌گزینی تودهٔ بررسی شده است.

روش پژوهش

تحقیقات به‌عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرندهٔ چهار بخش بررسی‌های کتابخانه‌ای، صحرایی، آزمایشگاهی و پردازش و تفسیرداده‌ها است. بررسی‌های کتابخانه‌ای شامل جمع‌آوری و ارزیابی اطلاعات مربوط به منطقهٔ بررسی شده و مناطق هم‌جوار از جمله گزارش‌های، پایان نامه‌ها، مقاله‌ها، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی می‌شود. *پژوهش‌های صحرایی* شامل بازدید و بررسی صحرایی چند مرحله‌ای و سیستماتیک از منطقه، شناسایی فازهای مختلف نفوذی و ارتباط آن‌ها با یك‌دیگر و سنگ‌های دربرگیرنده و در نهایت برداشت ۱۰۶ عدد نمونه از رخساره‌های مختلف تودهٔ نفوذی است. بررسی‌های آزمایشگاهی شامل تهیهٔ ۷۸ عدد تیغه نازک و ۵ عدد تیغه نازک- صیقلی و انجام پژوهش*های* پتروگرافی و کانه‌نگاری، انتخاب ۱۵ عدد نمونه شاخص با استفاده از پژوهش*های* صحرایی و پتروگرافی برای انجام آنالیزهای شیمیایی به‌روشICP-MS در شرکت SGS کانادا است (جدول ۱). در مرحلهٔ آخر داده‌ها با به‌کارگیری نرم افزارهای پترولوژی کورل[۱]، مین‌پت[۲] ، اکسل[۳] ، GCD کیت[۴] ، آرک[۵] GIS پردازش شد.

۱. CorelDrow ۲. Min Pet ۳. Excel ۴. Kit ۵. Arc

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

بحث

زمین‌شناسی منطقه

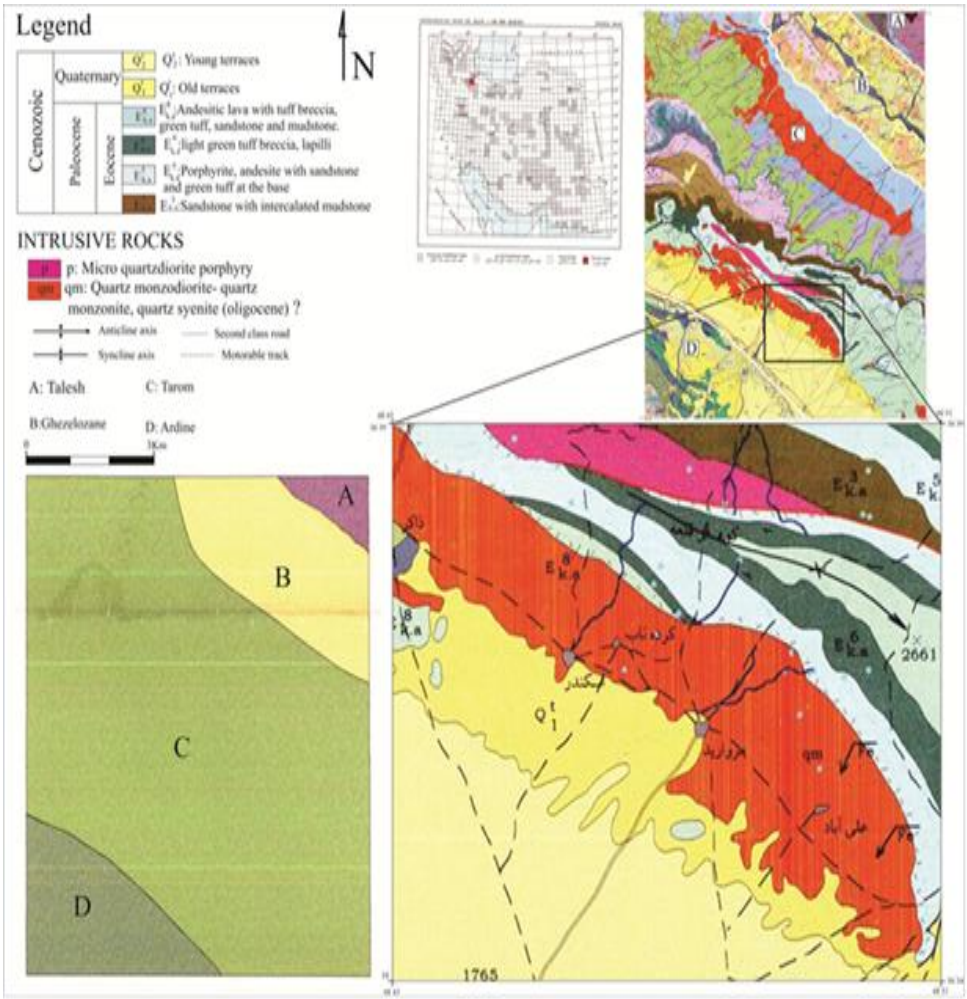
تودهٔ نفوذی دامنهٔ جنوبی طارم (Qm)، از سرخه دیزج تا ذاکر به‌طول ۱۴ کیلومتر گسترش دارد (شکل ۱). از نظر زمین‌شناسی ساختمانی، محدودهٔ بررسی شده در پهنهٔ ساختاری البرز- آذربایجان قرار دارد [۱]، [۳]، [۴]. رسوبات پالئوزوئیك و مزوزوئیک در منطقه گسترش چندانی ندارد، اما نهشته‌های سنوزوئیک، به‌ویژه ائوسن اهمیت شایانی دارد. در ائوسن پایانی- الیگوسن، همزمان با فاز کوه‌زایی پیرنه، نهشته‌های ائوسن و قدیمی‌تر چین‌خورده و توده‌های نفوذی، اغلب کم‌عمق، هم راستا با روند ساختاری NW-SE در آن‌ها جای گرفته است [۱].

هیرایاما در سال ۱۹۶۶ ورقهٔ طارم را از نظر ساختمانی، به چهار زیرپهنه (طالش، افتادگی قزل اوزن، طارم و اردبین) تقسیم کرده‌اند (شکل ۱). با توجه به قرارگیری منطقهٔ بررسی شده در پهنه البرز-آذربایجان و زیرپهنهٔ طارم، زمین‌شناسی این محدوده نیز از این زیرپهنه پیروی می‌کند. زیرپهنهٔ طارم، بخش وسیعی از محدودهٔ طارم را با امتداد ساختمانی شمال غربی- جنوب شرقی در بر می‌گیرد، و از قزوین شروع و تا شمال غربی میانه ادامه دارد. نهشته‌های آذرآواری و گدازه‌های ائوسن با ضخامتی نزدیك به ۲ تا ۴ کیلومتر، تاقدیس‌ها و ناودیس‌های متعددی را تشکیل داده‌اند. ضخامت زیاد محصولات آتشفشانی در ائوسن، وجود توده‌های نفوذی و نیمه‌عمیق متعدد الیگوسن و یا جوان‌تر و نبودن اثری از پی‌سنگ قدیمی از ویژگی‌های این زیرپهنه است. واحدهای سنگی رخ‌نمون یافته در این ناحیه شامل سنگ‌های رسوبی-آذرآواری- ولکانیکی ائوسن و تودهٔ گرانیتوئیدی الیگوسن است. هیرایاما ولکانیك‌های ائوسن منطقه را به دو عضو کردکند (معادل با بخش پایینی سازند کرج) و عضو آمند تقسیم کرده است [۱]. واحدهای رخ‌نمون یافته در محدودهٔ بررسی شده از قدیم به جدید عبارتند از: واحد E k.a۵ با ترکیب ماسه سنگ و توف (شکل ۲ a) و واحد E k.a ۸ شامل گدازه‌های آندزیتی، توف و کمی ماسه سنگ هستند (شکل ۲ b). در این مجموعه رسوبی- آذرآواری- ولکانیکی ائوسن، توده‌های نفوذی نیمه‌عمیق متعددی با بافت و ترکیب متفاوت تزریق شده‌اند و سن الیگوسن یا جوان‌تر دارند [۱]، که رخ‌نمون‌هایی از این توده‌های نفوذی در (شکل ۲ c) نشان داده شده است. سن این توده هنوز به‌طور دقیق مشخص نشده، اما از نظر چینه‌نگاری، با توجه به این‌که نهشته‌های ائوسن را قطع می‌کند، سن آن به بعد از ائوسن و به دورهٔ الیگوسن نسبت داده شده است [۱]، [۹].

در حاشیهٔ داخلی تودهٔ نفوذی، به‌ویژه در بخش کوارتزمونزونیتی، آنکلاوهای مونزونیتی به‌وفور و در اندازه‌های متفاوتی وجود دارند. ابعاد این آنکلاوها از چند میلی‌متر تا حدود ۲۵ سانتی‌متر می‌رسد. این آنکلاوها به شکل‌های گرد شده، تخم‌مرغی، بیضوی کشیده و با حاشیهٔ مشخص و گاه تدریجی دیده می‌شوند (شکل ۲ d). ترکیب آنکلاوهای این منطقه، مونزودیوریتی و کوارتزمونزودیوریتی است، ولی نسبت به سنگ میزبان خود

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

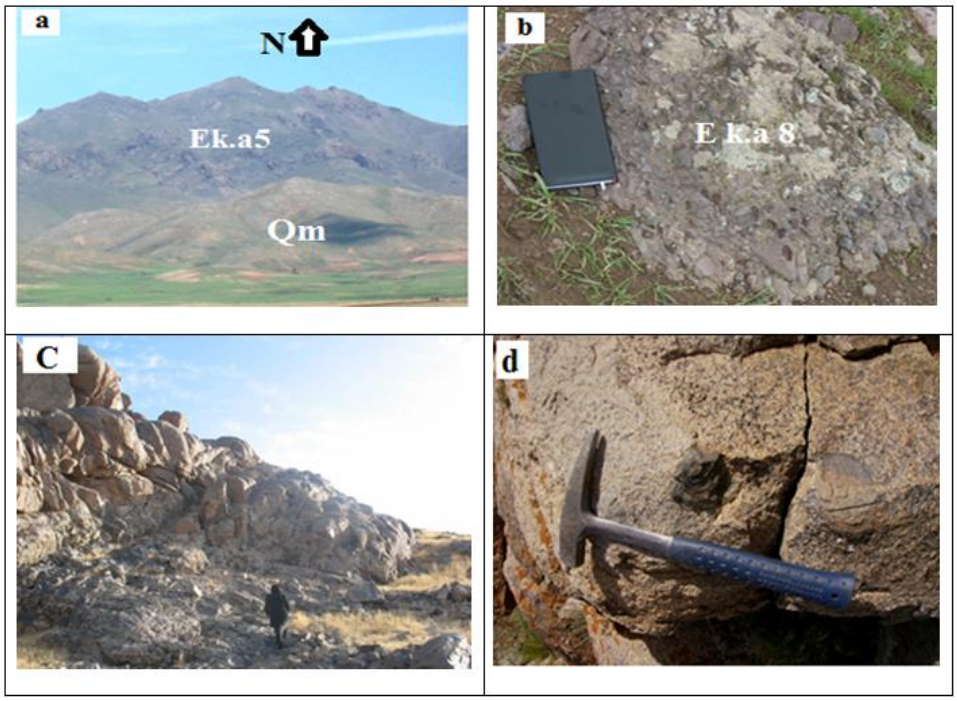
دانه‌ریزتر است و بافت میکروگرانولار- پورفیری دارد [۱۰]. آنکلاوها را بر اساس شکل، اندازه، بافت و ترکیب کانی‌شناسی، به هفت گروه تقسیم کرده‌اند. براساس این تقسیم‌بندی، آنکلاوهای منطقهٔ بررسی شده از نوع میکروگرانولار مافیک هستند که کنتاکت مشخصی با سنگ میزبان خود دارند و بافت آذرین ریزدانه‌اند. بر اساس بررسی‌های صحرایی، در پژوهش حاضر، مشخص شد که ترکیب سنگ‌شناسی این توده مونزوگرانیت، کوارتزمونزونیت، مونزونیت، مونزودیوریت و آپلیت است که توده‌های مونزودیوریتی به‌وسیلهٔ توده‌های فلسیک‌تر کوارتزمونزونیتی قطع شده‌اند. به‌طورکلی، سنگ‌های منطقه از خانواده لوکوگرانیت‌ها است و در حاشیهٔ توده بیش‌تر بخش‌های پورفیری متمرکز شده‌اند.



شکل ۱. نقشهٔ‌زمین‌شناسی منطقهٔ بررسی شده برگرفته از نقشهٔ زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ طارم [۱]

آخرین فازهای تودهٔ نفوذی ترکیب آپلیتی دارد که براثر فعالیت‌های پنوماتولیتی رگه‌های سیلیسی و تورمالین‌دار سنگ‌های توده را قطع کرده است. پهنهٔ آپلیتی شمال روستای مروارید از جمله جوان‌ترین فازهای تودهٔ نفوذی است که با رگه‌های کوارتزی تورمالین‌دار قطع شده است (شکل ۳). این پهنه با سنگ میزبان تودهٔ نفوذی ارتباط فضایی ندارد و در حدود ۱ تا ۱/۵ کیلومتر وسعت دارد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۲. a) **نمایی از سنگ‌های ولکانیک (Ek.a۵)، تودهٔ (Qm) و رسوبات کواترنری، دید به‌سمت شمال، شکل** b) **توف‌های برشی از واحد** E k.a۸ **(انتهای درهٔ گرده ناب در شمال روستای گرده ناب)، دید به‌سمت شرق،** c) **رخ‌نمون‌هایی از تودهٔ نفوذی در منطقهٔ علی‌آباد،** d) **شکل‌های مختلف آنکلاوهای داخل تودهٔ نفوذی کوارتزمونزونیتی روستای مروارید**

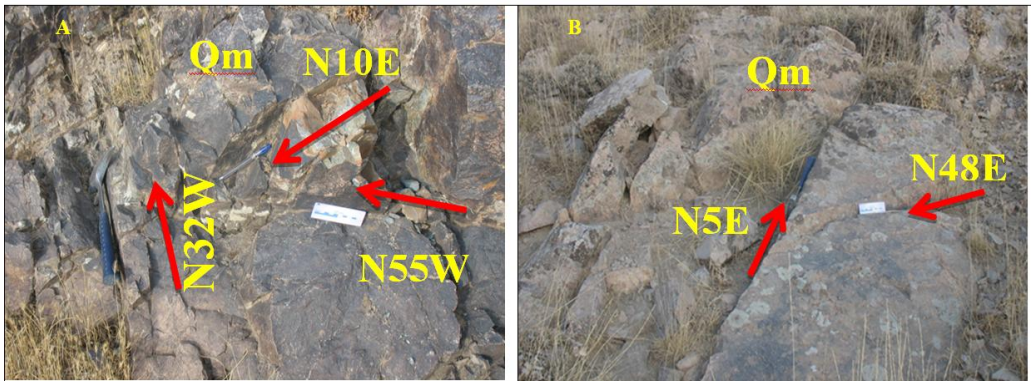
شکل ۳. محصول نهایی پلوتونیسم منطقه با فاسیس آپلیتی به‌همراه رگه‌های تورمالین و یا کوارتزی تورمالین‌دار در منطقهٔ مروارید (امتداد ماژیک در امتداد رگه‌ها قرار گرفته است)

ساختارهای زمین‌شناسی که در منطقه مشاهده شد، سیستم درزه‌های دوتایی و سه تایی است، که باعث قطعه قطعه شدن سنگ‌های نفوذی منطقهٔ مورد بحث، شده است و روند عمومی ساختارهای زمین‌شناسی این منطقه با دیگر مناطق البرزغربی، که روند شمال‌غرب- جنوب شرق دارند، همسان است (شکل ۴ a وb).

بر اساس *پژوهش‌های صحرایی*، مشخص شد که سنگ میزبان تودهٔ نفوذی، بیش‌تر از نوع تراکی بازالت، توف و آندزیت هستند. عمده واحد آذرآواری-آتشفشانی موجود در این منطقه واحد Ek.a۵ است که شامل گدازه‌های اولیوین بازالتی، آندزیت، توف جوش‌خورده، ماسه‌سنگ و توف است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

در بخش شمالی روستاهای اسکند و گرده ناب واحد مزبور شامل گدازه‌های آندزیتی، توف برشی با ترکیب آندزیتی و کمی ماسه‌سنگ در بالاترین قسمت نهشته‌های ائوسن است که در مجاورت تودهٔ نفوذی منطقه دگرسانی گرمابی را متحمل شده است. آلتراسیون در توده‌های نفوذی منطقهٔ بررسی‌شده بیش‌تر از نوع سیلیسی-تورمالینی، اپیدوتی و به‌مقدار کم‌تر آرژیلی است. از نظر کانی‌سازی، تودهٔ نفوذی منطقهٔ بررسی شده و سیالات گرمابی-ماگمایی وابسته، حامل و عامل کانی‌سازی آهن هستند، به‌طوری‌که چندین معدن فعال و نیمه‌فعال آهن در این منطقه وجود دارد. چون تودهٔ نفوذی چند فازی است، با بررسی‌های انجام شده مشخص شد که عمده‌ترین لیتولوژی این توده که حاوی کانسار آهن است، رخساره کوارتزمونزونیتی است.



شکل ٤. ساختارهای زمین‌شناسی مشاهده شده در منطقهٔ ذاکر

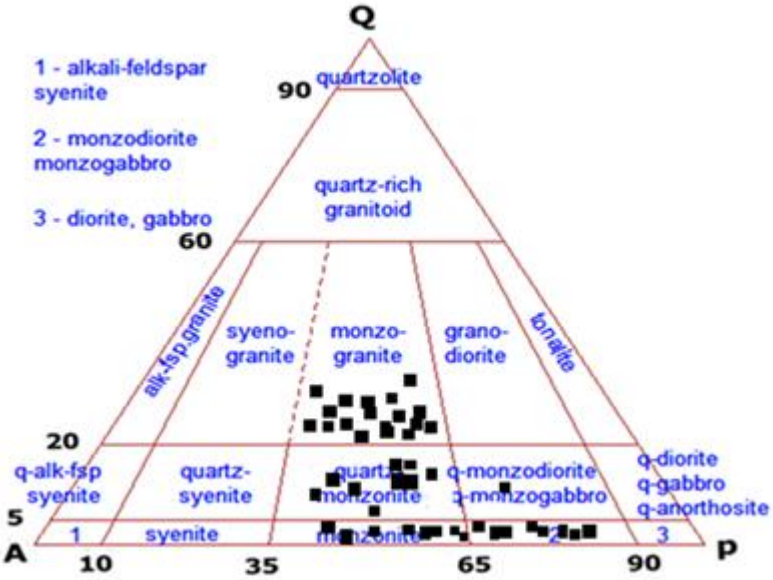
بررسی سنگ‌شناسی

منظور از پتروگرافی یا سنگ‌شناسی، توصیف سیستماتیک سنگ‌ها براساس مجموعهٔ کانی‌ها و بافت آن‌هاست. به‌منظور بررسی‌های پتروگرافی، پس از انجام پژوهش‌های صحرایی و جمع‌آوری نمونه‌ها، تعداد ۱۰۶ نمونه از سنگ‌های منطقه برداشت شده، سپس از نمونه‌های شاخص تعداد ۸۳ عدد مقطع میکروسکوپی تهیه شد، که از این تعداد ۷۸ عدد تیغه نازک است. از بین مقاطع میکروسکوپی که از نمونه‌ها تهیه و بررسی شد، تعداد ۱۵ عدد از نظر کمی و کیفی کانی‌شناسی (مدال) دقیق‌تر بررسی شد که نتایج حاصل در نمودار اشتریکایزن [۱۱] (شکل ۵) آمده است. بر اساس این رده‌بندی، تودهٔ نفوذی منطقه از نظر سنگ‌شناختی، دامنه‌ای از مونزوگرانیت، کوارتزمونزونیت، مونزونیت، کوارتزمونزودیوریت تا مونزودیوریت و در واقع مجموعه‌ای مونزونیتی را نشان می‌دهد. پتروگرافی و موقعیت نمونه‌های برداشت شده از تودهٔ نفوذی بررسی شده در جدول ۱ و شکل ۶ آمده است.

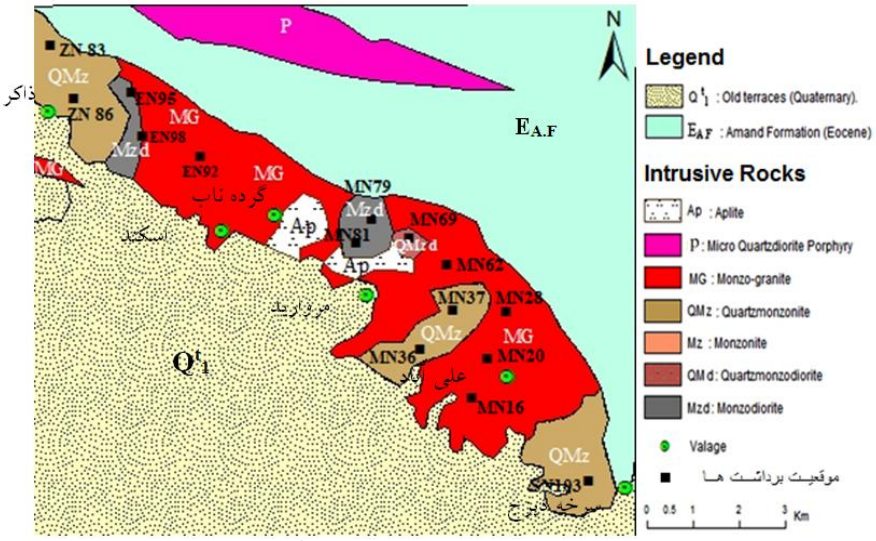
۱. مونزوگرانیت‌ها

در این سنگ‌ها، کانی اصلی شامل بلورهای نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل پتاسیم فلدسپار با ماکل کارلسباد و بافت پرتیت رشته‌ای، پلاژیوکلاز و کوارتز است. پیروکسن تنها کانی فرومنیزین در این سنگ‌ها به‌شمار می‌رود. کانی‌های فرعی این سنگ‌ها کانی‌های اپک (بیش‌تر از نوع مگنتیت ± هماتیت)، اسفن و زیرکن هستند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۵. رده‌بندی مدال سنگ‌های نفوذی بر اساس [۱۱]



شکل ٦. نقشهٔ زمین‌شناسی از توزیع لیتولوژی‌های مختلف تودهٔ نفوذی دامنهٔ جنوبی طارم با مقیاس ۱:۳۰۰۰۰۰

جدول ۱. پتروگرافی و موقعیت نمونه‌های برداشت شده از تودهٔ نفوذی بررسی شده

نمونه‌ها / مشاهده	طبقه بندی اشتریکایزن	کانی‌های تشکیل دهنده
E ۹۲	مونزوگرانیت	Q , Pl , Kf , Px
E ۹۵	آلکالی	Q , Pl , Kf , Px
E ۹۸	مونزودیوریت	Q , Pl , Kf , Px
M ۱۶	مونزوگرانیت	Q , Pl , Kf , Px
M ۲۰	مونزوگرانیت	Q , Pl , Kf
M ۲۸	مونزوگرانیت	Q , Pl , Kf , Px
M ۳۶	کوارتزمونزونیت	Q , Pl , Kf , Px
M ۳۷	کوارتزمونزونیت	Q , Pl , Kf , Px
M ۶۲	مونزوگرانیت	Q , Pl , Kf , Px
M ۶۹	کوارتزمونزودیوریت	Q , Pl , Kf , Px
M ۷۹	مونزودیوریت	Q , Pl , Kf , Px , Amp
M ۸۱	مونزودیوریت	Q , Pl , Kf , Px , Bio
S103	کوارتزمونزونیت	Q , Pl , Kf , Px
Z83	کوارتزمونزونیت	Q , Pl , Kf , Px , Bio
Z86	کوارتزمونزونیت	Q , Pl , Kf , Px

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

کانی‌های ثانویه شامل کوارتز، کلسیت، اپیدوت و سریسیت و بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار و گرانولارپورفیری است. بافت‌های هم‌رشدی گرانوفیری و گرافیکی، بافت پرتیت (بافت اکسولوشن) و مونزونیتی بافت‌های فرعی این سنگ‌ها را تشکیل داده‌اند (شکل ۷ a).

براساس بررسی‌های میکروسکوپی، پیروکسن این توده از نوع اوژیت است، که تا حدودی اورالیتی شده و به آمفیبول تبدیل شده‌اند (شکل ۷ b).

۲. کوارتزمونزونیت‌ها

در این گروه، نمونه‌ها ترکیب کوارتزمونزونیت با دامنهٔ مدال کوارتز از صفر تا ۲۰ درصد کوارتز دارند. در این سنگ‌ها کانی‌های اصلی شامل پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز و ۲۰ درصد کوارتز هستند.

کانی‌های پتاسیم فلدسپار و پلاژیوکلاز از لحاظ درصد حجمی تقریباً برابر است و حدود ۷۵ درصد سنگ را تشکیل داده‌اند. از کانی‌های مافیک می‌توان پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت و از کانی‌های فرعی اپک، اسفن، آپاتیت و زیرکن را در این سنگ‌ها ذکر کرد.

بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار و اینترگرانولار است، ولی بافت‌های مونزونیتی و گرانوفیری از بافت‌های فرعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند (شکل ۷ c). درصد پیروکسن و آمفیبول کم‌تر از ۵ درصد است و در فضای بین دانه‌های فلدسپات و کانی‌های اپک قرار دارند.

۳. کوارتزمونزودیوریت تا مونزودیوریت

در این گروه، نمونه‌ها ترکیب مونزودیوریت تا کوارتزمونزودیوریت دارند که دامنهٔ مدال کوارتز از ۵ درصد تا کم‌تر، یا تقریباً فاقد کوارتز هستند.

کانی‌های اصلی این سنگ‌ها پلاژیوکلاز، مقدار کمی پتاسیم فلدسپار و کوارتز است. در بلورهای پلاژیوکلاز ماکل‌های کارلسباد و پلی سنتتیک و حالت زونینگ ترکیبی نرمال از روی ویژگی‌های نوری قابل تشخیص است، که هسته کلسیک بلورها بیش‌تر آلتره شده است.

کانی مافیک پیروکسن است، که ۱۰ تا ۲۰ درصد حجم نمونه‌ها را تشکیل داده است. براساس بررسی‌های میکروسکوپی، پیروکسن سنگ‌های مونزودیوریتی به‌لحاظ داشتن ویژگی‌هایی مانند ماکل دوقلویی، لوزی شکل‌بودن بلورها و رنگ‌سبز پیروکسن، به‌نظر می‌رسد از نوع اوژیت تا دیوپسید، کانی شاخص پیروکسن در سنگ‌های شوشونیتی دیوپسید است.

کانی‌های فرعی مگنتیت، زیرکن و بافت اصلی این سنگ‌ها گرانولار است. ماکل پلی سنتتیک پلاژیوکلاز در پتاسیم فلدسپار باقی مانده که حاکی از وقوع متاسوماتیسم پتاسیک است. بافت‌های مونزونیتی، گرانوفیری، غربالی و اینترگرانولار از بافت‌های فرعی و موضعی این سنگ‌ها محسوب می‌شوند (شکل ۷ d).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

۴. رگه‌های آپلیت تورمالین دار

در رگه‌ها و پهنه‌های آپلیتی، فراوانی کوارتز ممکن است متغیر باشد و معمولاً به‌صورت ریزبلور و دارای خاموشی موجی است. پلاژیوکلاز به‌مقدار ناچیزی در آپلیت‌ها و به‌صورت درشت‌بلور با ماکل پلی‌سنتتیک وجود دارد که در بعضی نمونه‌ها سریسیتی شده و فاقد منطقه‌بندی است.

بافت اصلی آپلیت‌ها، دانهٔ شکری یا آپلیتی است. بلورها بی‌شکل و به‌صورت دانه‌های تقریباً هم اندازه هستند (شکل ۷ e).

چنان‌که قبلا گفته شد، رگه‌های تورمالین‌دار بیش‌تر در پهنهٔ آپلیتی روستای مروارید، به‌صورت رگه یا کانی‌های پراکنده در تودهٔ نفوذی بر اثر عمل‌کرد فازهای پنوماتولیتی و تأثیر محلول‌های حاوی عنصرB تشکیل شده‌اند. بدین‌صورت که، با تبلور کانی‌های سیلیکاتی، سیالات مذکور به‌سمت بالا و سقف تودهٔ نفوذی صعود کرده و در آن‌جا جمع می‌شوند، در اثر واکنش با سنگ‌های دیواره و با کاهش دما، تورمالین و دیگر کانی‌های همراه آن تشکیل می‌شوند. در نمونهٔ دستی، رنگ تورمالین کاملاً سیاه است و در مقطع نازك به رنگ‌های تداخلی دیده می‌شود (شکل ۷ f). وجود سوزن‌های شعاعی شکل تورمالین، نشان‌گر تشکیل آن‌ها در طی مراحل تأخیری ماگمایی و تحت تأثیر محلول‌های غنی ازعنصر B است [۱۲].

۵. آنکلاو

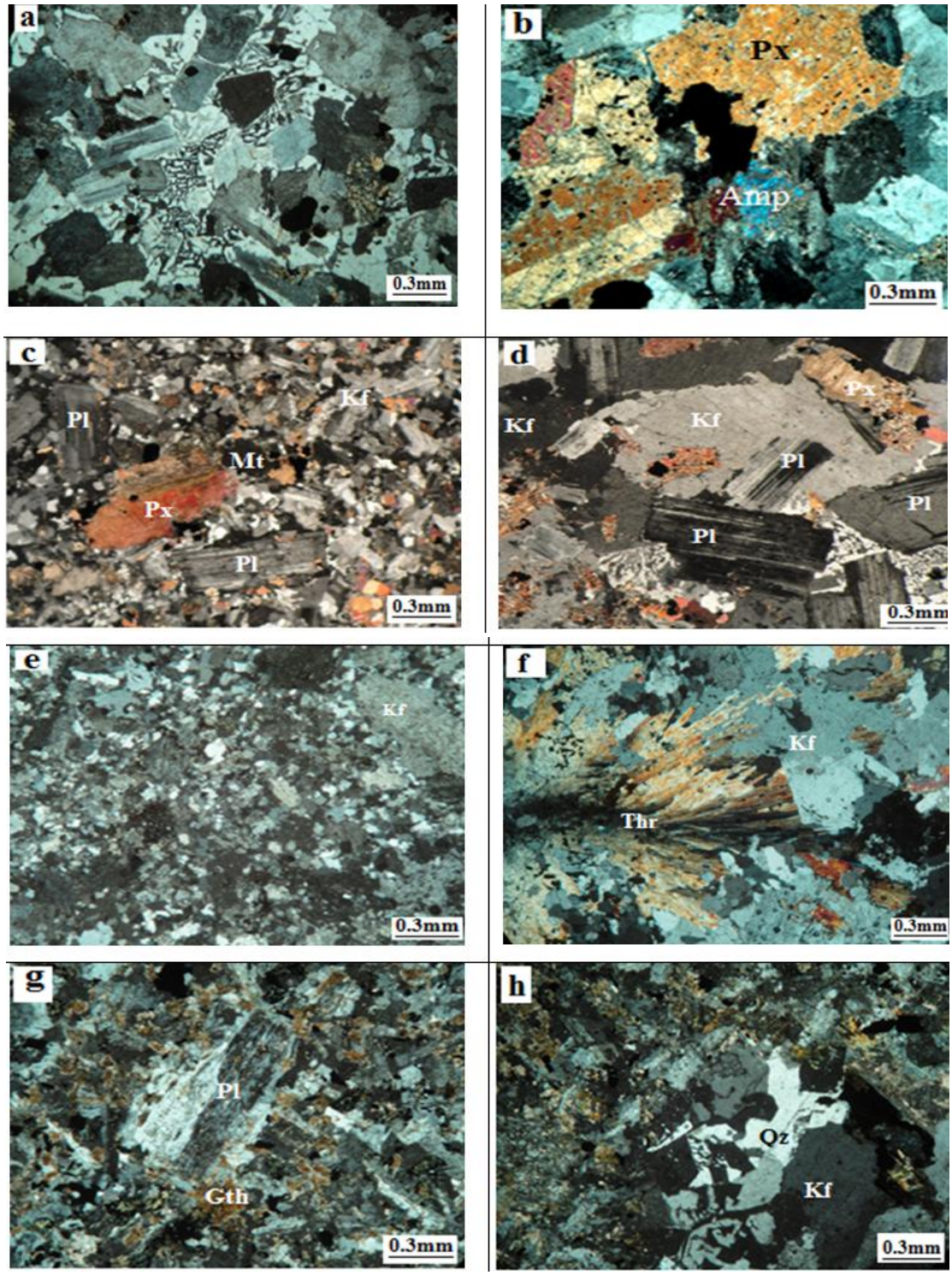
ترکیب آنکلاوهای این منطقه، از جنس مونزودیوریتی و کوارتزمونزودیوریتی است، ولی نسبت به سنگ میزبان خود دانه‌ریزترند و بافت میکروگرانولار- پورفیری دارند. از نظر ترکیب کانی‌شناسی این آنکلاوها، ۴۰ درصد پتاسیم فلدسپار، پیروکسن (اوژیت- دیوپسیدی) دانه‌ریز، پلاژیوکلاز، زیرکن، آپاتیت، هیدروکسیدهای آهن (گوتیت) و مقدار ناچیزی کوارتز به‌صورت اولیه دارند (شکل ۷ g).

در بعضی از این آنکلاوها، بافت پورفیری در پلاژیوکلاز وبافت گرانوفیری دیده می‌شود که در فضای بین توده و آنکلاو تشکیل شده‌اند (شکل ۷ h).

ژئوشیمی و خصوصیات ماگمایی

به‌منظور بررسی‌های ژئوشیمیایی و خصوصیات ماگمایی سنگ‌های مختلف منطقه، ۱۵ نمونه سنگ که حداقل تأثیرات هوازدگی را تحمل کرده بودند، برای آنالیزهای شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی به‌روش ICP-MS در آزمایشگاه SGS کانادا انتخاب شد (جدول ۲). سنگ‌های تودهٔ بررسی شده را از نظر ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده می‌توان به پنج نوع مونزوگرانیت، مونزونیت، کوارتز مونزونیت، مونزودیوریت، کوارتز مونزودیوریت و آنکلاو تقسیم کرد. در زیر، خصوصیات ژئوشیمیایی هر یک از ترکیب‌های سنگی مختلف، بیان خواهد شد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۷. (a) **بافت‌های گرانوفیری و گرافیکی در مونزوگرانیت‌های منطقهٔ مروارید،** (b) **اورالیتی شدن پیروکسن در مونزوگرانیت،** (c) **بافت مونزونیتی و گرانوفیری در کوارتزمونزونیت‌های منطقه اسکند،** (d) **ماکل دوقلویی پیروکسن در مونزودیوریت‌های منطقه اسکند،** (e) **آپلیت با زمینه کوارتز- فلدسپاتی همراه با فنوکریست‌های پتاسیم فلدسپار،** (f)**محاط شدن بلورهای پتاسیم فلدسپار** (Kf) **توسط بلورهای تورمالین** (Tur)**،** (g) **بافت پورفیری فنوکریست پلاژیوکلاز** (Pl) **با زمینه‌ای از پتاسیم فلدسپار** (Kf) **و گوتیت** (Gth) **درآنکلاوهای منطقه،** (h) **بافت گرانوفیری موجود درآنکلاو**

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

جدول ۲. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های منطقه به روش ICP –MS ، (اکسیدهای اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm هستند).

Sample/No	E ۹۲	M ۱۶	M ۲۰	M۲۸	M۶۲	M۶۹	E۹۸	M۷۹	M۸۱	M۳۶	M۳۷	S103	Z۸۳	Z۸۶	E۹۵
$SiO_۲$	۷۰/۲۴	۷۰/۲۱	۶۹/۲۷	۷۰/۱۳	۶۹/۳۴	۶۳/۳۱	۶۰/۹۸	۶۱/۰۴	۶۳/۱۵	۶۵/۰۸	۶۳/۶۲	۶۴/۷۳	۶۴/۵	۶۴/۳	۵۷/۸۱
CaO	۲/۲	۲/۱۵	۲/۶	۲/۳	۲/۹۷	۵/۲۴	۵/۹۶	۵/۲۵	۵	۲/۶۵	۴/۸۱	۳/۶۱	۳/۶۹	۴/۵۲	۵/۶۴
$Al_۲O_۳$	۱۴/۰۲	۱۳/۸۵	۱۴/۹	۱۳/۵۳	۱۴/۲۵	۱۵/۰۲	۱۵/۵۰	۱۵/۴۶	۱۴/۶۹	۱۵/۵۴	۱۴/۸۸	۱۴/۲۷	۱۴/۲۸	۱۵/۱۳	۱۶/۵۹
$Fe_۲Ot$	۳/۱۵	۳/۶	۳/۳۲	۳/۵۷	۳/۳	۵/۷	۶/۷۲	۵/۷۱	۶/۰۳	۴/۶	۶	۵/۸۷	۶/۰۲	۳/۸۹	۷/۶
$Cr_۲O_۳$	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۱	۰/۰۰۹	۰/۰۰۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰۹
MnO	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۰۲	۰/۰۹	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۴	۰/۱	۰/۱	۰/۱۱	۰/۱۲	۰/۰۶	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۱۶
MgO	۰/۶۲	۰/۶۶	۰/۶۷	۰/۷۸	۰/۴۵	۲/۱۱	۲/۱۹	۳/۲۷	۱/۸۳	۱/۹	۲	۱/۴۵	۱/۴۷	۲	۲/۲۷
$K_۲O$	۵/۶۲	۵/۱۹	۴/۸۸	۵/۶۹	۵/۳۷	۳/۰۵	۳/۶۹	۳/۱	۴/۴۷	۳/۸۶	۳/۵	۵/۷۷	۵/۷۲	۵/۸۸	۴/۴۴
$P_۲O_۵$	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۴۳	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۱۱	۰/۲۶	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۸۴
$Na_۲O$	۳/۲۵	۳/۳۸	۳/۵۲	۳/۰۵	۳/۴۶	۴/۲۳	۳/۲۶	۴/۶۴	۳/۳۴	۵	۳/۷۹	۲/۹۵	۲/۹۵	۲/۹۴	۳/۴۴
$TiO_۲$	۰/۵۷	۰/۶۳	۰/۵۷	۰/۶	۰/۶۱	۱/۰۵	۱/۰۶	۱	۰/۹۹	۱/۰۴	۰/۹۴	۰/۹	۰/۸۹	۰/۸۷	۱/۱
Ba	۴۲۰	۴۱۰	۴۷۰	۴۰۵	۴۹۵	۷۹۰	۸۹۰	۷۸۰	۱۰۰۰	۵۹۰	۸۲۰	۱۰۰۰	۱۰۰۰	۱۰۴۰	۱۰۴۰
Cs	۱/۲	۱	۱/۳	۱/۲	۰/۷	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۰/۴	۰/۵	۱/۲	۱/۲	۱/۱	۱/۶
Sr	۲۷۰	۳۱۰	۳۲۰	۳۰۰	۲۷۰	۳۴۰	۳۵۰	۳۷۰	۳۴۰	۳۹۰	۳۳۰	۲۹۰	۲۸۰	۲۸۰	۴۳۰
Rb	۱۱۹	۱۰۸	۱۰۳	۱۳۵	۱۰۸	۵۹/۸	۷۱/۶	۳۳/۲	۸۱/۸	۳۰/۶	۶۵	۹۸/۲	۱۰۱	۱۰۱	۸۳/۹
Nb	۲۱	۱۹	۱۰	۲۰	۲۱	۱۴	۱۵	۱۰	۱۵	۱۴	۱۳	۱۷	۱۸	۱۲	۲۳
Ga	۱۴	۱۴	۱۴	۱۵	۱۵	۱۸	۱۷	۱۷	۱۷	۱۷	۱۷	۱۷	۱۶	۱۵	۱۹
Pr	۳/۳۱	۴/۰۶	۴/۲۱	۴/۱۴	۵/۰۶	۴/۴۲	۷/۳	۵/۴۸	۶/۰۳	۳/۸۲	۶/۸۱	۵/۰۱	۵/۲۹	۵/۳۲	۱۳/۷
Sm	۴	۴/۲	۴/۶	۴/۸	۵	۵	۶/۸	۶/۲	۵/۹	۴/۳	۶/۱	۵/۱	۵	۵/۲	۹/۸
Tb	۰/۷۹	۰/۸۲	۰/۸۴	۰/۸۷	۰/۸۱	۰/۸۶	۱/۰۴	۱/۱	۱/۰۹	۰/۸۲	۱/۰۶	۰/۸۳	۰/۸۳	۰/۷۳	۱/۲۷
Y	۳۰	۳۰	۳۰	۴۰	۳۰	۳۰	۴۰	۴۰	۴۰	۳۰	۴۰	۳۰	۳۰	۳۰	۴۰
Sn	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۰/۹	۱	۱	۱	۱	۰/۹	۱	۱	۰/۹	۰/۹	۱
Ta	۱/۷	۱/۷	۱/۶	۱/۷	۱/۸	۱/۱	۱/۲	۱/۸	۱/۲	۱/۳	۱/۱	۱/۴	۱/۳	۱/۲	1.5
Tm	۰/۴۸	۰/۴۸	۰/۴۳	۰/۵۲	۰/۵۱	۰/۵۱	۰/۵۴	۰/۶۱	۰/۵۳	۰/۴۴	۰/۵۸	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۴۳	۰/۶۱
V	۳۳	۴۲	۴۸	۳۲	۳۱	۱۰۱	۱۲۰	۱۸۶	۹۵	۹۱	۹۲	۱۱۴	۱۱۶	۱۱۲	۱۱۶
U	۲/۲۹	۱/۷۷	۱/۴	۲/۰۹	۲/۱۵	۱/۴۳	۲/۵۴	۰/۸۵	۱/۷۲	۱/۲۸	۲/۲۱	۲/۷۸	۲/۶۴	۲/۶۳	۲/۰۸
Ag	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۰۹
Lu	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۵۷	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۴۵	۰/۶۳
La	۱۳/۱	۱۶/۵	۱۴/۶	۱۵/۵	۲۰/۴	۱۴/۹	۲۴/۶	۱۷/۳	۲۰/۵	۱۳/۱	۲۴/۷	۱۴/۵	۱۵	۱۴/۲	۵۳/۶
Nd	۱۴/۴	۱۷/۲	۱۶	۱۸/۲	۲۰/۶	۱۹	۲۹/۸	۲۳/۸	۲۶/۱	۱۶/۷	۲۷/۱	۲۲/۵	۲۲/۸	۲۲/۶	۵۱/۹
Zr	۳۶۰	۴۰۰	۳۷۰	۳۶۰	۳۵۰	۱۹۰	۲۲۰	۱۶۰	۲۳۰	۲۳۰	۲۳۰	۲۷۰	۲۶۰	۱۹۰	۲۸۰
Zn	۲۰	۴۰	۱۸	۳۴	۱۸	۲۲	۳۹	۲۵	۴۳	۱۹	۴۳	۵۹	۶۱	۴۶	۹۸
Ni	۶	۵	۵	۷	۶	۸	۸	۱۰	۹	۸	۸	۱۰	۱۰	۹	۱۲
Co	۳/۶	۴	۴	۴/۱	۳/۵	۶/۴	۹/۳	۸/۸	۷/۶	۵/۸	۸/۳	۷/۶	۸/۱	۵/۷	۱۵/۳
Ce	۴/۸۷	۴/۸	۴/۸۶	۵/۵۹	۵/۱۲	۵/۹۳	۶/۴۵	۶/۷۳	۶/۲۸	۵/۰۷	۶/۲۲	۵/۰۳	۵/۱	۵/۰۱	۷/۲۱
Dy	۲۵/۱	۳۱/۷	۳۳/۵	۳۰/۴	۳۹/۱	۳۱/۳	۵۵/۲	۴۰/۶	۴۴/۶	۲۷/۶	۵۱/۹	۳۴/۹	۳۷	۳۲/۲	۱۱۲
Cu	۳/۴	۳/۳	۳/۶	۴	۳/۵	۳/۵	۳/۷	۴	۳/۷	۳/۱	۳/۸	۲/۹	۳/۱	۳/۴	۴/۱
Yb	۹	۹	۵	۸	۷	۱۴	۱۶	۲۲	۱۶	۱۵	۲۲	۲۴	۲۵	۲۳	۱۹۷
Eu	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۱/۹۸	۲
Ho	۴/۲۸	۴/۲۹	۴/۵۹	۴/۸۶	۵/۱۱	۵/۱۸	۶/۷۶	۵/۹۸	۶/۱۲	۴/۳۳	۶/۲۱	۴/۸۸	۵/۱	۵/۳	۸/۰۴
Hf	۹	۱۰	۹	۹	۹	۵	۵	۴	۶	۶	۶	۶	۶	۶	۷
Gd	۱/۱۳	۱/۰۹	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۱۶	۱/۱۷	۱/۳۶	۱/۳۷	۱/۳	۱/۰۴	۱/۲۹	۱/۰۷	۱/۰۲	۱/۰۴	۱/۴۷
Mo	۱/۰۵	۱/۱۵	۱/۱۱	۱/۱۷	۱/۱	۱/۳۷	۱/۴۴	۱/۲۱	۱/۴۹	۱/۱۳	۱/۴۱	۱/۲۴	۱/۲۳	۱/۲۵	۲/۰۹
Th	۱۵/۸	۱۴/۴	۱۱/۸	۱۵/۶	۱۴/۷	۶/۷	۹	۶/۶	۸/۱	۷/۶	۱۰/۸	۹/۷	۹/۳	۹/۱	۶
La	۱۳/۱	۱۶/۵	۱۴/۶	۱۵/۵	۲۰/۴	۱۴/۹	۲۴/۶	۱۷/۳	۲۰/۵	۱۳/۱	۲۴/۷	۱۴/۵	۱۵	۱۴/۲	۵۳/۶
Lu	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۴۹	۰/۵۳	۰/۴۷	۰/۴۹	۰/۵۶	۰/۵۶	۰/۵۱	۰/۴۴	۰/۵۷	۰/۴۱	۰/۴۴	۰/۴۵	۰/۶۳

۱. مونزوگرانیت‌ها

نمونه‌ها روی نمودار TAS [۱۳] در محدودهٔ مونزوگرانیت واقع شده‌اند (شکل ۸). میزان $SiO_۲$ (۷۰-۶۹ %)، CaO (۲/۱-۲/۹۷%)، $Fe_۲Ot$ (۳/۵۷-۳/۱%)، $Na_۲O+K_۲O$ (۸/۸-۸/۱ %)، $TiO_۲$ (۱/۰۹-۰/۵ %) و MgO (۳/۲۷-۰/۰۵ %) است. نسبت $K_۲O/Na_۲O$ در این سنگ‌ها، تا ۲ درصد است و در نمودارهای

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

رده‌بندی سنگ‌ها [۱۴] در محدودهٔ مونزوگرانیت و گرانودیوریت قرارگرفته‌اند (شکل ۹) که کاملاً نتایج حاصل از تقسیم‌بندی مدال و ژئوشیمی هم‌دیگر را تأیید می‌کنند.

۲. کوارتزمونزونیت‌ها

نمونه‌ها روی نمودار TAS [۱۳] در محدودهٔ بالای خانواده مونزونیت‌ها یعنی کوارتزمونزونیت واقع شده‌اند (شکل ۸). میزان SiO_2 (۶۴-۶۲%)، CaO (۵/۵-۳/۵%)، $Fe_2O_3(t)$ (۸/۳-۳/۸%)، Na_2O+K_2O (۸/۸ - ۷/۲%)، TiO_2 (۱/۰۴-۰/۸۹%) و MgO (۲-۱/۴%) است. نسبت K_2O/Na_2O در این سنگ‌ها، کمتر از ۲ است. در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌ها [۱۴] در محدودهٔ کوارتزمونزونیت و تونالیت قرار دارند (شکل ۹)، ولی بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی این نمونه‌ها نشان می‌دهد که این نمونه‌ها کوارتزمونزونیت هستند.

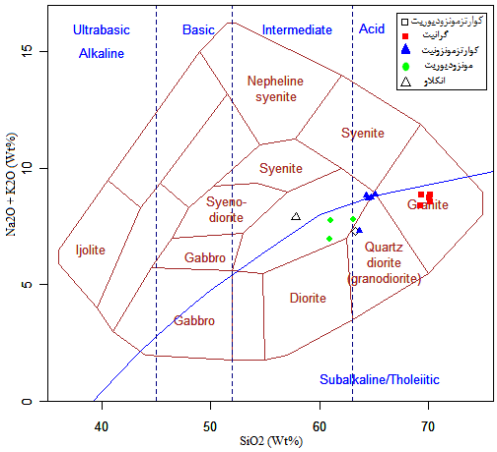
۳. کوارتزمونزودیوریت تا مونزودیوریت‌ها

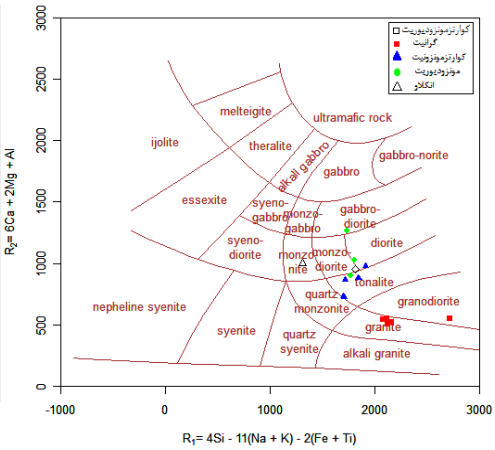
نمونه‌ها بر روی نمودار TAS [۱۳] در محدودهٔ میانی خانواده مونزونیت‌ها یعنی کوارتزمونزودیوریت تا مونزودیوریت‌ها واقع شده‌اند (شکل ۸). میزان SiO_2 (۶۲-۵۹%)، CaO (۷/۵-۴/۹%)، $Fe_2O_3(t)$ (۶/۶-۵/۵%)، Na_2O+K_2O (۷/۷-۶/۴ %)، TiO_2(۱/۰۶-۰/۹۹ %) و MgO (۱/۸-۱/۳%) است. نسبت K_2O/Na_2O در این سنگ‌ها، کمتر از ۱/۳ است. در نمودارهای رده‌بندی سنگ‌ها [۱۴] در محدودهٔ مونزودیوریت تا دیوریت واقع می‌شوند (شکل ۹)، ولی پژوهش‌های صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهد که این نمونه‌ها کوارتز مونزودیوریت و مونزودیوریت هستند.

۴. آنکلاوها

از بین آنکلاوها فقط یک نمونه از نظر شیمیایی آنالیز شد. این نمونه بر روی نمودار TAS [۱۳] در محدودهٔ خانواده مونزونیت و آلکالن واقع شده است (شکل ۸). میزان SiO_2 (۵۵ %)، CaO (۵/۴ %)، $Fe_2O_3(t)$ (۷/۳ %)، Na_2O+K_2O (۷/۵ %)، TiO_2 (۱/۱%) و MgO (۲/۱۸ %) است. نسبت K_2O/Na_2O در این سنگ‌ها، کمتر از ۱/۳ است. در نمودار رده‌بندی [۱۴] در محدودهٔ مونزونیت واقع می‌شود (شکل ۹) که با بررسی‌های صحرایی و پتروگرافی این نمونه همخوانی ندارد. به‌طورکلی ترکیب‌های سنگی تودهٔ نفوذی منطقهٔ بررسی شده، طبق نمودار Na_2O+K_2O در برابر SiO_2 [۱۵] در محدودهٔ ساب آلکالن قرار می‌گیرند (شکل ۱۰)، براساس نمودار تغییرات درصد وزنی K_2O در مقابل SiO_2 [۱۶] نمونه‌ها در محدودهٔ سری‌های شوشونیتی تا کالک آلکالن پتاسیم بالا قرار می‌گیرند (شکل ۱۱).

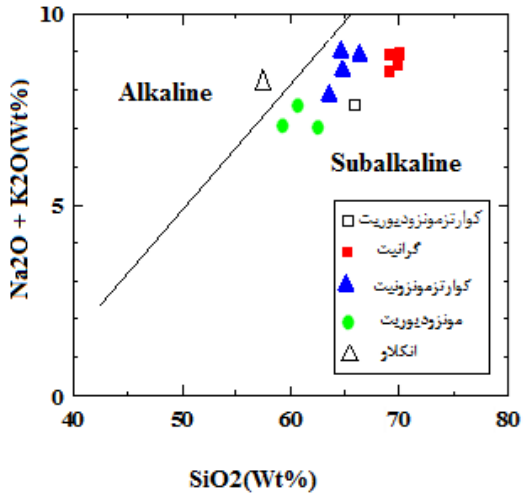
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



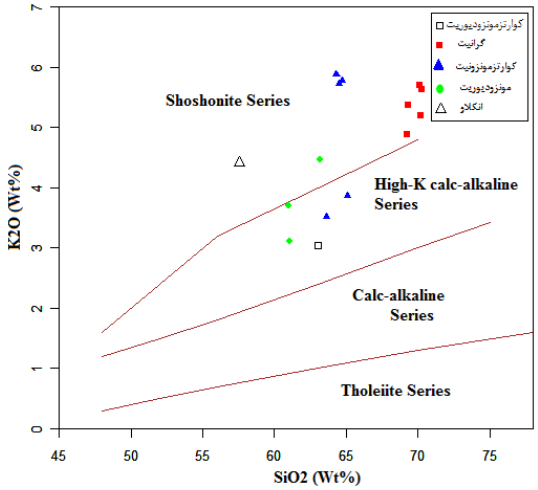


شکل ۸. موقعیت نمونه‌ها بر روی نمودار TAS [۱۳]

شکل۹. رده‌بندی سنگ‌های تودهٔ نفوذی بر اساس نسبت‌های کاتیونی R_1-R_2 [۱٤]



شکل ۱۰. نمودار آلکالی در برابر سیلیس [۱۵] برای تفکیک سری‌های ماگمایی آلکالن و ساب آلکالن در سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده

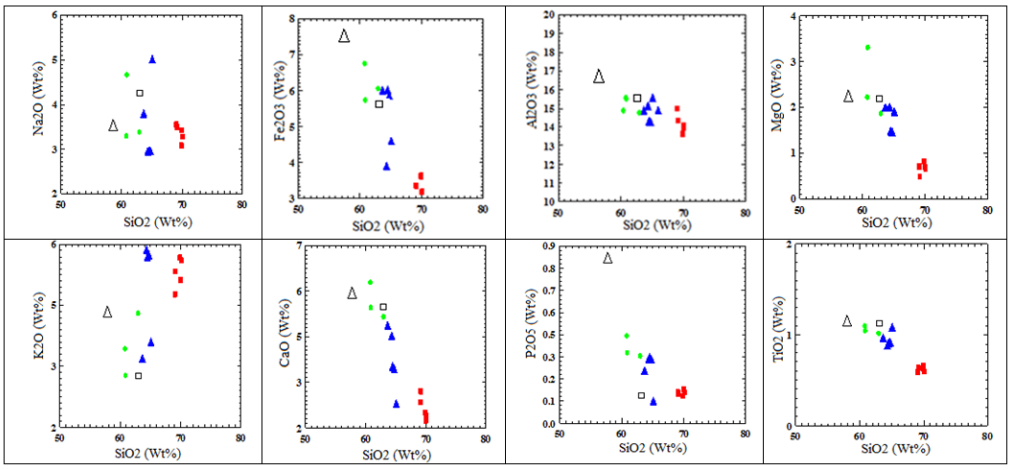


شکل ۱۱. نمودار تعیین سری ماگمایی [۱٦]

داده‌ها (جدول ۲) و نمودارهای هارکر عناصر اصلی (شکل ۱۲) نشان می‌دهند که در تودهٔ نفوذی بررسی شده، مقدار درصد وزنی SiO_2 بین ۵۷/۸ تا ۷۰/۲ درصد نوسان دارد. گرچه، نمونه‌هایی با دامنهٔ نوسان ٦۱ تا ٦۵ درصد فراوان‌تر هستند. از سوی دیگر، در فاصلهٔ ٦۵ تا ٦۸ درصد SiO_2، یک خلأ داده وجود دارد که امکان دارد ناشی از کافی نبودن نمونه‌برداری به دلیل سختی دسترسی به برخی از رخنمون‌ها باشد. نزولی بودن روند CaO و Al_2O_3 به ترتیب تأییدی بر اثرات تفریق پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است.

سدیم و پتاسیم به‌دلیل شعاع یونی بزرگ، قادر نیستند در ساختمان کانی‌هایی که در مراحل اولیهٔ تفریق و تبلور تشکیل می‌شوند، شرکت کنند. به‌همین سبب، در مرحله‌ای که آلکالی فلدسپار و بیوتیت متبلور می‌شوند، به‌ترتیب در ساختار آن‌ها مشارکت می‌کنند. اگرچه سدیم، به‌صورت محلول جامد با کلسیم، در ساختمان پلاژیوکلاز هم وارد می گردد.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]



شکل ۱۲. نمودارهای تغییرات عناصر اصلی در برابر سیلیس، سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده

علائم عبارتند از: مونزودیوریت ● کوارتزمونزودیوریت □ گرانیت ■ کوارتزمونزونیت ▲ آنکلاو △

روند کاهشی MgO و $Fe_2O_3(t)$ از تفریق کانی‌های فرومنیزین ناشی می‌شود. هنگام تبلور ابتدا کاتیون‌های با شعاع یونی کوچک‌تر وارد شبکه می‌شوند. الیوین در حین تبلور ابتدا غنی از منیزیم است و با کاهش دما و ادامه تبلور، آهن هم وارد شبکه می‌شود و مقدار آن‌ها در ماگمای باقی‌مانده کاهش می‌یابد.

تودهٔ نفوذی بررسی شده، ترکیب حدواسط تا اسیدی دارد و در آن الیوین حضور ندارد و قبلاً در رخساره‌های مافیک‌تر (مونزواولیوین گابرو) از ماگمای اولیه تفریق شده‌اند. همچنین تبلور اکسیدهای Fe-Ti نیز روند کاهشی آهن را در حین تفریق کنترل می‌کند.

خصوصیات ژئوشیمیایی تیتانیم شبیه آهن است و در مراحل اولیهٔ تفریق و تبلور ماگما، در ساختمان کانی‌های تیتانومگنتیت، ایلمنیت و سپس در ساختار آمفیبول و بیوتیت وارد می‌شود. در ماگماهای غنی از سیلیس، تیتانیم وارد شبکهٔ بلوری اسفن می‌شود [۱۷]. بنا بر این، با افزایش روند تفریق و تبلور، از میزان این عنصر در ماگمای باقی‌مانده کاسته می‌شود و روند تغییرات اکسید آن در برابر سیلیس، روندی نزولی است.

روند تغییرات P_2O_5، در نمودارهای‌هارکر، با افزایش سیلیس روندی نزولی است. کاهش مقادیر این عنصر را می‌توان به تبلور آپاتیت نسبت داد. این امر با حضور بلورهای آپاتیت در سنگ‌های منطقه قابل اثبات است که در مونزودیوریت‌ها فراوانی بیش‌تری دارند و به سمت گرانیت‌ها از میزان بلورهای آپاتیت کاسته می‌شود.

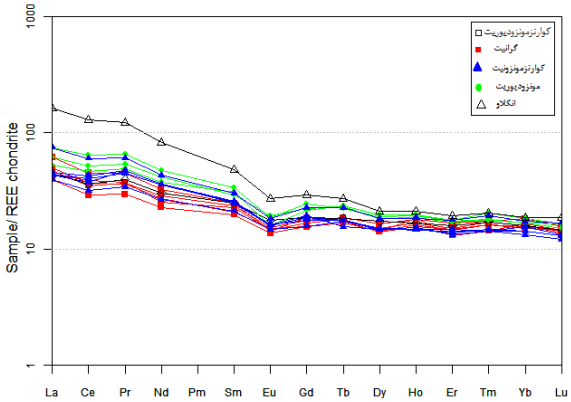
بنا بر این، با توجه به دیاگرام‌های‌هارکر عناصر اصلی به‌نظر می‌رسد که تفریق ماگمای مونزودیوریتی منجر به تشکیل مونزونیت و در نهایت موجب تفریق و تبلور مونزوگرانیت شده است. از این رو، تفریق و تبلور این ماگما، مهم‌ترین فرآیند کنترل کنندهٔ تنوع سنگ‌ها در سری مونزونیتی بوده است.

در نمودار فراوانی عناصر نادر خاکی عادی‌سازی شده به کندریت [۱۸] (شکل ۱۳)، نمونه‌ها غنی‌شدگی از LREEs و تهی‌شدگی از HREEs و افت نسبی Eu را نشان می‌دهند. این الگوی فراوانی عناصر به‌همراه افت نسبی Eu نسبت به الگوی عمومی عناصر در این دیاگرام، بیان‌گر الگوهای مرتبط با زون‌های فرورانش است

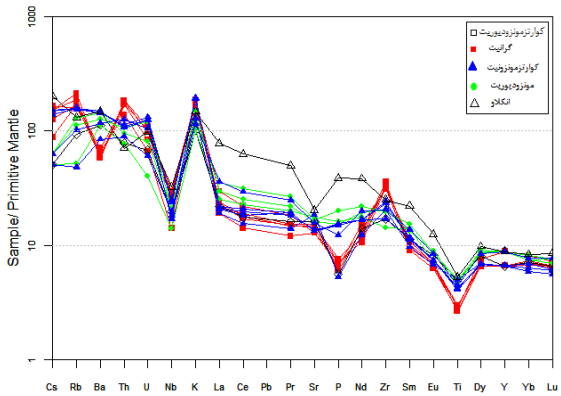
[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

[۱۹]. آنکلاو از عناصری مانند La, Ce و Pr حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ برابر کندریت [۱۸]، غنی‌شدگی نشان می‌دهد. در حالی که، همهٔ سنگ‌های منطقه از این عناصر حدود۵۰ تا ۸۰ برابر نسبت به کندریت [۱۸] غنی شده‌اند (شکل ۱۳). الگوی فراوانی عناصر در نمونه آنکلاو به الگوی عمومی فراوانی عناصر سایر سنگ‌های منطقه شباهت بسیار دارد و بیان‌گر یک رابطهٔ خویشاوندی بین نمونه‌هاست. تنها تفاوت آن‌ها در این است که الگوی فراوانی عناصر، به‌خصوص عناصر نادر خاکی سبک و میانه در نمونه آنکلاو، نسبت به سنگ‌های منطقه و کندریت، غنی‌شدگی بیش‌تری را نشان می‌دهد.

در نمودار فراوانی عناصر کمیاب و نادر خاکی عادی‌سازی شده به گوشتهٔ اولیه [۲۰] (شکل ۱۴)، سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده از عناصر LILEs نسبت به عناصر HFSEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند و عناصر LILEs (Rb, K, Zr, Th و U) آنومالی مثبت دارند و آنکلاو غنی‌شدگی بیش‌تری نسبت به بقیهٔ نمونه‌ها نشان می‌دهد و فقط در میزان Sr یک‌سان است. افت نسبی باریم حاکی از تبلور بخشی و جدایش پلاژیوکلاز در فرایند تفریق است، افت شدید فسفر و تیتانیم هم می‌تواند ناشی از عمل‌کرد فرایندهای فروانشی باشد و هم می‌تواند ناشی از تفریق آپاتیت و تیتانومگنتیت باشد که این امر، با توجه به‌حضور بلورهای فراوان آپاتیت و تیتانومگنتیت در سنگ‌های منطقه محقق می‌شود.



شکل ۱۳. نمودار عنکبوتی عناصر نادر خاکی سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده، که همهٔ داده‌ها به کندریت [۱۸] عادی‌سازی شده‌اند



شکل ۱۴. نمودار عنکبوتی عناصر کمیاب و نادر خاکی سنگ‌های منطقهٔ بررسی شده، که تمامی داده‌ها به گوشته اولیه [۲۰]عادی سازی شده است

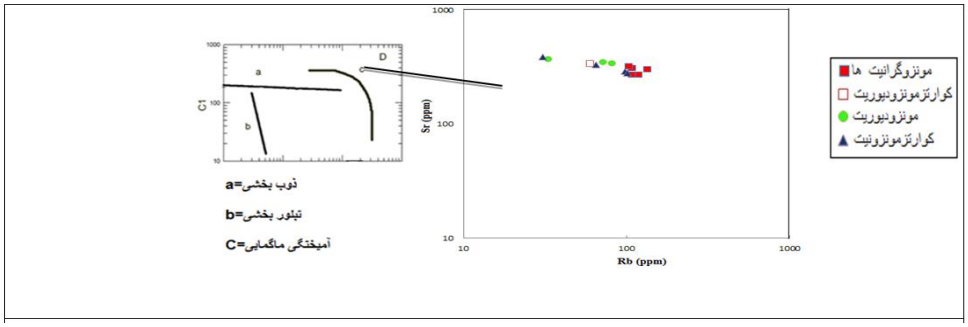
پتروژنز

در این بخش ضمن معرفی سایر ویژگی‌های تودهٔ دیدیم که، تمامی نمونه‌های تودهٔ مورد بحث، در دیاگرام‌های هارکر و فراوانی عناصر کمیاب و نادر خاکی، قرابت و شباهت خوبی داشتند و این می‌تواند نشان‌دهندهٔ رابطه‌ای خویشاوندی بین نمونه‌ها باشد. از همین رو، نمونه‌های تودهٔ نفوذی منطقه ممکن است از تفریق و تبلور ماگمایی مافیک واحد تشکیل شده باشند. البته توده‌های مافیک (گابروئی) در این منطقه رخنمون ندارند، یا دیده نشدند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

به‌منظور درک بهتر فرآیندهای مؤثر در تشکیل سنگ‌های تودهٔ نفوذی منطقه و مقایسهٔ آن‌ها با هم، از تکنیک [۲۱] بهره می‌بریم. در این روش می‌توان با قرار دادن دو عنصر (Sr-Rb) در برابر هم و از روی روندهای به‌دست آمده، سه فرآیند مهم تبلوربخشی، ذوب‌بخشی و آمیزش ماگمایی را تفکیک کرد. روند خطی افقی و متمایل به افق مربوط به ذوب‌بخشی، روند خطی قائم یا متمایل به قائم مربوط به تبلوربخشی و روند منحنی شکل تغییرات این دو عنصر نشانهٔ آمیزش ماگمایی است. براساس این تکنیک، نمونه‌های تودهٔ نفوذی منطقه در راستای روندی خطی متمایل به افق قرار می‌گیرند، که بیان‌گر نقش فرآیند ذوب‌بخشی در گوشتهٔ منبع به‌عنوان عامل محوری خویشاوندی ماگمایی در سری مونزونیتی منطقه است (شکل ۱۵). سپس در طی زمان و صعود، این ماگمای واحد مافیک گوشته‌ای شروع به تفریق و تبلور کرده است.

همچنین، با توجه به دیاگرام‌های هارکر به‌نظر می‌رسد که تفریق ماگمای مونزودیوریتی منجر به تشکیل کوارتزمونزونیت و در نهایت موجب تفریق و تبلور مونزوگرانیت شده است.



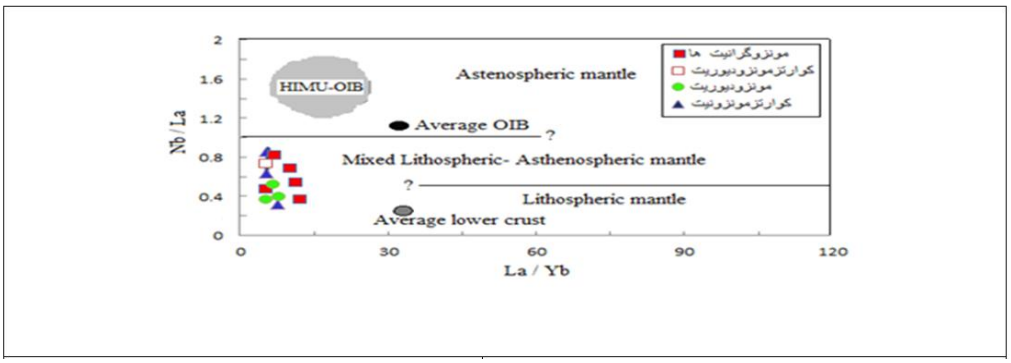
شکل ۱۵. نمودار لگاریتمی عنصر سازگار در برابر ناسازگار [۲۱]، برای سنگ‌های مونزودیوریت منطقه

برای تعیین منشأ ماگما، از نمودار Nb/La-La/Yb استفاده شده است (شکل۱۶). بر اساس این نمودار، نمونه‌های مافیک (مونزودیوریتی) تودهٔ نفوذی بررسی شده، از ذوب‌بخشی گوشتهٔ لیتوسفری زیرقاره‌ای متاسوماتیزه شده، با سیالات برخاسته از لبهٔ فرورانده، منشأ گرفته است و فرآیند تفریق سرانجام باعث متبلور شدن سنگ‌های این منطقه می‌شود. این نتیجه، با نتایج پژوهش‌های راجرز و مولدر [۲۲]، ترنر و آرنود [۲۳]، جیانگ و لینگ [۲۴]، زنگ‌فو و همکاران [۲۵]، فولری و رهلر [۲۶]، پیرس و پارکینسون [۲۷] که منشأ ماگماهای شوشونیتی را از ذوب‌بخشی گوشتهٔ لیتوسفری زیرقاره‌ای دانسته‌اند، که با سیالات ناشی از آب‌زدایی رسوبات لبه فرورانده متأثر شده، مطابقت می‌کند. براساس پترولوژی تجربی نیز، تولید ماگماهای شوشونیتی به ذوب‌بخشی گوشتهٔ لیتوسفری متأثر از فرآیند متاسوماتیسم، نسبت داده شده است [۲۸]، [۲۹]. ماگمای مولد سری مگنتیتی از منابع گوشته‌ای تأمین شده، بدون آمیزش با رسوبات لبه فرورانده، در شرایط اکسیدان در حوضه‌های کششی صعود کرده و متبلور شده است [۳۹]. در حالی‌که، ماگمای سری ایلمنیتی از آمیزش مذاب گوشته ای با مذاب‌های گوه افزایشی در شرایط احیایی، در موقعیت‌های تکتونیکی فشارشی و Fore Arc تشکیل می‌شود. بر طبق رده‌بندی [۳۸]، [۳۹]، تودهٔ گرانیتوئیدی منطقهٔ بررسی شده، از نوع سری مگنتیتی، اکسیدان است و می‌توان استنباط کرد که ماگمای تودهٔ منطقهٔ مذکور، از گوشته تأمین شده است.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

با توجه به افت نسبی P , Nb, Ti و Ta نمونه‌ها در نمودار عناصر کمیاب و نادر خاکی عادی‌سازی شده به گوشتهٔ اولیه [۲۰] (شکل ۱۴)، نشان می‌دهد که این الگو، از مشخصات توده‌های نفوذی در کمان‌های ماگمایی حاشیهٔ قاره‌ای محسوب می‌شود [۴۱]، [۴۲]. همچنین، نسبت زیاد LILEs/HFSEs و آنومالی منفی Nb و Ti می‌تواند از ویژگی‌های ماگماهای تولید شده از گوشته‌ای لیتوسفری زیرقاره‌ای در زون‌های فرورانشی باشد [۲۶]، [۲۷]، [۴۳].

آنومالی مثبت پتاسیم در نمونه‌های منطقهٔ بررسی شده، بیان‌گر وجود فاز پتاسیم‌دار در منشأ ماگمای این سنگ‌هاست. در طی فرآیند تفریق، این غنی‌شدگی معمول است، امّا مقدار غنی‌شدگی مهم است که آن هم بستگی به میزان پتاسیم در منشأ دارد. واکنش سیالات با پریدوتیت گوشته‌ای، می‌تواند سبب تولید مذاب پتاسیک شود [۴۴]. چنان‌که ساجونا و همکاران [٤٥] و ویلسون[٤٦] نتیجه گرفته‌اند آنومالی منفی Nb و Ti در سنگ‌های ماگمایی، بیان‌گر تشکیل این سنگ‌ها در محیط‌های فرورانشی است. همچنین ساجونا و همکاران [۴۵]، براین باورند که آنومالی مثبت K و Rb نیز نشان‌گر محیطی فرورانشی برای ماگماتیسم منطقه است.



شکل ۱٦. نمودار Nb/La در برابر La/Yb برای تمایز منشأ سنگ‌های مونزودیوریتی، داده‌های محدودهٔ OIB از [۳۰]؛ داده‌های پوستهٔ پایین از [۳۱]؛ خطوط تمایز منابع مختلف استنوسفری و لیتوسفری از [۳۲]؛ داده‌های میانگین OIB از [۳۳]

جای‌گاه زمین‌ساختی و مدل ژئودینامیکی واحدهای نفوذی منطقه

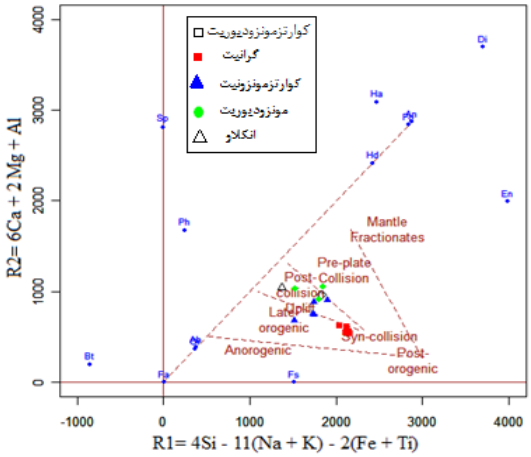
تعیین محیط تکتونیکی با استفاده از داده‌های ایزوتوپی امکان‌پذیر است، ولی در نبود داده‌های ایزوتوپی، استفاده از عناصر نادر و تعدادی از عناصر اصلی می‌تواند بهترین روش برای تعیین محیط ژئودینامیکی به طریق شیمیایی باشد. علاوه بر این، سایر مقایسه‌ها نیز رابطهٔ ماگماتیسم منطقه بررسی شده را با زون‌های فرورانش و برخوردی تأیید می‌کنند. از جمله نمودار بچلر و بودن [۴۷] که بر اساس کاتیون‌ها ارائه شده و در آن محیط تکتونیکی گرانیتوئیدها مشخص شده‌اند. طبق این نمودار (شکل ۱۷) تودهٔ گرانیتوئیدی منطقه متعلق به محیطی همزمان تا عمدتاً پس از برخورد[۱] است.

در نمودار تغییرات Rb در برابر Y+Nb [۴۸]، نمونه‌های توده مورد بحث در محدوده پس از برخورد قرار می‌گیرند (شکل ۱۸).

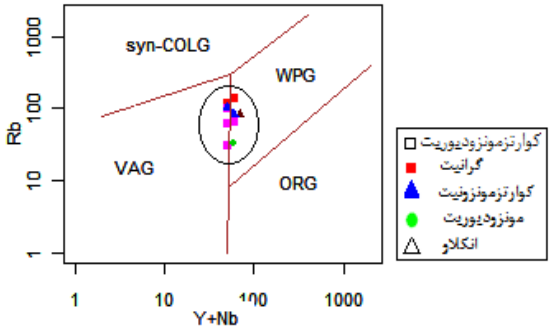
۱. post-collision

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

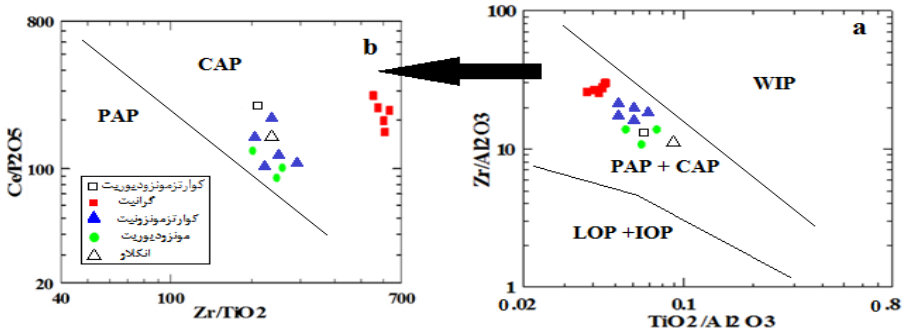
همچنان‌که در نمودارهای تکتونیکی Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3 و Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2 [۴۹] (شکل ۱۹) مشاهده می‌شود، تمامی نمونه‌ها، در نمودار Zr/Al_2O_3-TiO_2/Al_2O_3، در محدودهٔ قوس‌های حاشیه فعال قاره‌ای (CAP) و قوس‌های بعد از تصادم (PAP) واقع شده‌اند (شکل ۱۹a) و در نمودار Ce/P_2O_5-Zr/TiO_2 در محدودهٔ قوس‌های حاشیه فعال قاره‌ای (CAP) قرار گرفته‌اند (شکل ۱۹b).



شکل ۱۷ . نمودار تعیین محیط تکتونیکی گرانیت‌ها [٤٧]



شکل ۱۸. نمودار تعیین محیط تکتونیکی توده‌های منطقهٔ بررسی شده، براساس Rb-Y+Nb برگرفته از [٤٨]



شکل ۱۹. نمودارهای بیان‌گر محیط تکتونیکی [٤٩]

بررسی‌هایی که قبلاً در این پهنه ساختاری صورت گرفته است [۶]، [۸]، [۵۰] نیز حکایت از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی نئوتیتس به زیر خردهٔ صفحهٔ ایران مرکزی دارد. اقیانوس نئوتتیس در مزوزوئیک و تا ابتدای سنوزوئیک ایران را از گندوانا جدا کرده است [۹]. بسته شدن این اقیانوس، از اواخر تریاس میانی یا ژوراسیک، با فرورانش پوستهٔ آن به زیر ایران مرکزی آغاز می‌شود و تا کرتاسهٔ پایانی [۹] ادامه یافته و در ائوسن پایانی با برخورد صفحات عربی-ایران مرکزی، بسته می‌شود [۲۹]، [۵۱]، [۵۲].

جای‌گیری توده‌های پلوتونیکی، پس از برخورد صفحهٔ عربی با ایران مرکزی و در زمان بعد از ائوسن (الیگوسن) رخ داده است. ماگمای اولیهٔ سنگ‌های منطقه از ذوب‌بخشی گوشته لیتوسفری-استنوسفری زیرقاره‌ای متاسوماتیزه شده، با سیالات آبکی و یا مذاب‌های بخشی غنی از آب برخاسته از لبه فرورانده، پدید آمده است. پس از آن، در طی زمان و صعود این ماگمای واحد مافیک گوشته‌ای و تفریق آن سنگ‌های این منطقه تشکیل شده‌اند.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

تشکر و قدردانی

این پژوهش با استفاده از اعتبارات پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس در قالب پایان نامهٔ کارشناسی ارشد انجام شده است و از معاونت تحصیلات تکمیلی و پژوهشی دانشگاه تربیت مدرس تشکر می‌شود.

منابع

1. Hirayama, et al., "Geological Map of Iran 1:100000 Series Sheet Tarom", (1966).

۲. م. نبوی، *دیباچه‌ای بر زمین شناسی ایران*، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، (۱۳۵۵).

3. J. Stocklin, J. Eftekharnezhad, "Geological map of Zanjan", (1968) 1:250000 GSI.

4. M. Alavi, "Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin, 103 (1991) 983-992.

۵. جمشید احمدیان، *بررسی ژئوشیمیایی زون‌های آلتراسیون هیدروترمال با نگرشی بر کانی‌سازی‌های انجام شده در منطقه ذاکر (جنوب شرق طارم)*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).

٦. محسن مؤید، *مطالعهٔ پتروگرافی و پتروشیمیایی سنگ‌های ولکانیکی و پلوتونیک منطقه ذاکر (جنوب باختری طارم) در ارتباط با ژنز مس*، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).

۷. نسرین خان‌محمدی، *پتروگرافی و پتروژنز سنگ‌های پلوتونیک منطقهٔ معدن ذاکر-شمال شرق زنجان*، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۵).

۸. مهراج آقازاده، پترولوژی *و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای انزان-خانکندی و شیورداغ (شمال شرق اهر-آذربایجان خاوری) با نگرشی بر کانی‌زایی وابسته*، رسالهٔ دکتری، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۸).

9. M. Berberian, G. Kings, "Towards a paleogeography & tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 18(1981) 210-265.

10. J. Didier, B. Barbarin, "Enclaves and Granite Petrology", Developments in Petrology, 13 (1991).

11. A. Streckeisen, "Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks", Inter. J. of Earth Sci, 63(1974) 773-786.

12. D. Shelly, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman & Hall, London, (1993).

13. K. Cox, J. Bell, "The Interpretation of the Igneous Rocks", Georg, Allen & Unwin, London, (1979).

14. H. De La Roche, J. Leterrier, "A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analysis-its relationships and current nomenclature", Chem, Geol, 29(1980) 183-210.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

15. T. Iravine, W. Baragar, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian, of Earth Science (1971).
16. R. Peccerillo, S. Taylor, "Geochemistery of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area", northern Turkey, Contribution to Mineralogy and Petrology, 58(1976) 63-81.
17. B. Mason, C. Moore, "Principles of Geochemistry", John Wiley & Sons, New York, (1982).
18. N. Nakamura, "Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 38 (1974) 757-775.
19. H. Rollinson, "Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation", Longman Scientific and Technical, (1993).
20. S. Sun, W. McDonough, "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: A. Saunders & M. Norry, Magmatism in Ocean Basins", Geological Society of London Special, Publication 42 (1989) 313-345.
21. A. Cocherie, "Systematic use of trace element distribution pattern in log-log diagrams for plutonic suite", Geochemical et Cosmochemica Acta, 50 (1986) 2521-2522.
22. N. Rogers, M. De Mulder, "An enriched mantle source for potassic basanites: evidence form Karisimbi volcano, virunga volcanic province", Rwanda, Contributions to Mineralogy and Petrology, 111 (1992) 543-556.
23. S. Turner, N. Arnaud, J. Liu, N. Rogers, C. Hawkesworth, N. Harris, "Postcollision, shoshonitic volcanism on the Tibetan, Plateau: implications for convective thinning of the lithosphere and source of ocean island basalts", Journal of Petrology, 37(1996) 45-71.
24. Y. Jiang, H. Ling, S. Jiang, H. Fan, W. Shen, N. Pei, "Petrogenesis of Late Jurassic peraluminous volcanic complex and its high-Mg potassic quenched enclaves at Xiangshan", southeast China, Journal of Petrology, 46 (2005) 1121-1154.
25. G. Zhengfu, W. Marjorie, L. Jiaqi, M. Qian, "Post-collisional, potassic and ultrapotassic magmatism of the Northern Tibetan Plateau: Constraints on characteristics of the mantle source, geodynamic setting and uplift mechanisms", Journal of Petrology, 47(2006) 1177-1220.
26. S. Foley, G. Wheller, "Parallels in the origin of the geochemical signatures of island arc volcanics and continental potassic igneous rocks: the role of residual titanites", Chem, Geol., 85 (1990) 1-18.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

27. J. Pearce, I. Parkinson, "Trace element models for mantle melting: application to volcanic arc petrogenesis", In Magmatic Processes and Plate Tectonics, Geological Society of London, Special Publication no, 76 (1993) 373-403.

28. R. Conceicao, D. Green, "Derivation of potassic (shoshonitic) magmas by decompression melting of phlogopite+pargasite lherzolite", Lithos, 72 (2004) 209-229.

29. M. Aghazadeh , A. Castro, Z. Bardzadeh, K. Vogt, "Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: The shaivar Dagh plutonic complex", Alborz, Iran, Journal of Geology, 148 (2011) 980-1008.

30. J. Fitton, A. Saunders, M. Norry, B. Hardarson, R. Taylor, "Thermal and chemical structure of the Iceland plume: Earth and Planetary Science Letters", 153 (1997) 197-208.

31. W. Chen, J. Arculusm, "Geochemical and isotopic characteristics of lower crustal xenoliths", San Francisco Volcanic Field, Arizona, U.S.A, Lithos, 36 (1995) 203-225.

32. D. Smith, J. Riter, S. Mertzman, "Water–rock interactions, orthopyroxene growth, and Si-enrichment in the mantle: evidence in xenoliths from the Colorado Plateau", southwestern United States, Earth and Planetary Science Letters, 165 (1999) 45-54.

33. B. Weaver, D. Wood, J. Tarney, J. Joron, "Geochemistry of ocean island basalts from the South Atlantic: Ascension, Bouvet", St. Helena, Gough and Tristan da Cunha, The Geological Society, London, 30 (1987) 253-267.

34. B. Chappell, A. White, "Two contrasting granite types", Geol, 8 (1974) 173-174.

35. M. Loiselle, D. Wones, "Characteristics and origin of anorogenic granites", Geological Society of America Abstracts with Programs 11, 7 (1979).

36. W. Pitcher, "Granite type and tectonic environment, Mountain Building Process", Acadmic Press, London (1983) 19-40.

37. A. Castro, I. Moreno-Ventas, "H-type (hybrid) granitoids: a proposed revision of the granite-type classification and nomenclature", Earth-Science Reviews, 31 (1991) 237-253.

38. S. Ishihara, "The magnetite-series & ilmenite- series granitic rocks", Mining Geology, Japan 27 (1977) 243-300.

39. S. Ishihara, "The redox state of granitoids relative to tectonic setting and earth history: the magnetite-ilmenite series 30 years later, In Fifth Hutton Symposium: The Origin of Granites and Related Rocks (2005)", 95 (2004).

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]

40. M. Takahashi, S. Aramaki, S. Ishihara, "Magnetite series Ilmenite- series vs, I- type & S-type granitoids", Mining Geol, 8 (1980) 13-28.

41. K. Wang, S. Chung, "Geochemical constraints for the genesis of post-collisional magmatism and the geodynamic evolution of the northern Taiwan region", Journal of Petrology, 45 (2004) 975-1011.

42. J. Richards, A. Boyce, "Geologic evolution of the Escondida area, northern Chile: A model for spatial and temporal localization of porphyry Cu mineralization. Economic Geology", 96 (2001) 271-305.

43. J. Pearce, "Trace element characteristics of lavas from destructive plate margins", Thorpe (ed), Andesites: Orogenic Andesites and Related Rocks, Wiley, New York, (1982) 525-548.

44. P. Wyllie, T. Sekinem, "The formation of mantle phlogopite in subduction zone hybridization", Contributions to Mineralogy and Petrology, 79 (1982) 375-380.

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

46. M. Wilson, "Igneous Petrogenesis, A global Tectonic Approach", (1989).

47. E. Batchelor, P. Bowden, "Petrogenetic interpretation of granitoid rock series", using multicationic parameters, Chem, Geol., 48 (1985) 43-55.

48. J. Pearce, "Sources and settings of granitic rocks, Episodes", 19 (1996) 120-125.

49. D. Muller, D. Groves, "Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings", Mineralogy and Petrology, 46 (1992) 259-289.

۵۰. محسن مؤید، *بررسی پترولوژیکی نوار ولکانو- پلوتونیک ترشیری البرز غربی-آذربایجان با نگرشی ویژه بر منطقه هشتجین*، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۰).

51. M. Allen, M. Ghassemi, M. Shahrabi, M. Qorashi, "Accommodation of late Cenozoic shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology 25 (2003) 659-72.

52. M. Aghazadeh, A. Castro, N. Rashidnejad Omran, M. Emami, H. Moinvaziri, Z. Badrzadeh, "The gabbro (shoshonitic)–monzonite–granodiorite association of Khankandi pluton", Alborz Mountains, NW Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 38 (2010) 199-219.

[Downloaded from isharat.khu.ac.ir on 2026-10-29]