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

مریم ندری، نعمت اله رشیدنژ ادعمر ان *؛ دانشگاه تربیت مدرس، دانشکدهٔ علوم پایه، بخش زمین شناسی، مهر اج آقاز اده؛ دانشگاه پیام نور ، ایر ان

چکیدہ

تودهٔ بررسی شده در شرق زنجان، با روند شمال غرب-جنوب شرق، برون زد دارد و از نظر ساختاری در پهنهٔ البرز-آذربایجان و زیرپهنهٔ طارم واقع شده است. این توده، از نظر ترکیب سنگ شناختی، دامنهای از مونز وگر انیت، کوار تزمونز ونیت، مونز ونیت، کوار تزمونز ودیوریت و مونز ودیوریت دارد و در واقع یک سری مونز ونیتی را نشان میدهد. کانیهای اصلی تشکیل دهندهٔ توده، فلدسپات پتاسیم، پلاژ یوکلاز ، پیر وکسن (او ژیت- دیوپسید) و کوار تز فستند. بافت اصلی توده گرانو لار، اینترگرانو لار، میکروگرانو لار تا میکروگرانو لار- پور فیریتی است. به لحاظ ژ توشیمیایی، ماهیت آن متالومین و Type است و به سری ماگمایی کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی تعلق دارد. آنکلاوهای موجود در تودهٔ نفوذی، از نوع میکروگرانو لار مافیک، با ترکیب مونز ودیوریتی و کوار تز مونز ودیوریتی است، که نسبت به سنگ میزبان خود دانه بر تر است و بافت میکروگرانو لار - پور فیریتی دارد. طبق نتایج به دست آمده از مباحث ژ توشیمی و پتروژنز ، ماگمای سنگهای منطقهٔ بررسی شده، عمدتاً از ذوب بخشی گوشته ایتوسفری زیر قارهای متاسوماتیزه شده در اثر سیالات و یا منابهای منطقهٔ بررسی شده، عمدتاً از ذوب بخشی گوشته است. با توجه به دیاگر امهای هار کر به نظر می رسد که تقریق ماگمای مونز ودیوریتی به تشکیل مونز ونیت منظر است. با توجه به دیاگر امهای هار کر به نظر می رسد که تقریق ماگمای مونز ودیوریتی به تشکیل مونز ونیت منظر می شود و در نهایت موجب تقریق و تبلور مونز ونیت شده است. بنا بر این، تقریق و تبلور این ماگما، مهمترین می شود و در نهایت موجب تقریق و تبلور مونز ونیتی بوده است. بنا بر این، تقریق و تبلور این ماگما، مهمترین فر آیند کنترل کننده تنوع سنگها در سری مونز ونیتی بوده است. نور این مایم میکره نشان دهندهٔ کمان ماگمایی فر نور به می ماگمای مانته از بر خورد این ماگمای مونز ونیت منجر

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 ۴۸°۴۱ تا ۵۱٬۵۱٬ طول شرقی و ۳۴°۳۶ تا ۳۶°۳۶ عرض شمالی قرار دارد. تودهٔ نفوذی دامنهٔ جنوبی طارم بخشی از باتولیت مرکب طارم بهشمار می رود (شکل ۱).

"تنویسنده مسئول Rashid@modares.ac.ir

واژهای کلیدی: ژئوشیمی، پتروژنز، سری مونزونیتی، کالک آلکالن پتاسیم بالا تا شوشونیتی، طارم، زنجان دریافت ۹۲/٦/۲٦ پذیرش ۹۲/۱۱/۰۱

در تقسیمبندی زون های زمین ساختی - رسوبی ایر ان زمین [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 زون های پویا، به ویژه 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 توده های نفوذی مربوط به اولیگوسن - میوسن در این منطقه است.

در منطقهٔ طارم، بررسیهای متعددی در زمینههای پترولوژی، اکتشاف و کانمز ایی، تکتونیک و آلتر اسیون در قالب پایان نامههای کارشناسی ارشد صورت گرفته است. البته تمرکز بیشتر این پژوهشها در زمینهٔ زمین شناسی اقتصادی و اکتشافی پتانسیل ها و کانسار های این منطقه است [۵]، [۴]، [۷]، [۸]. با وجود پژوهش های متعدد انجام شده در منطقهٔ مورد بحث این تحقیق، تودهٔ نفوذی مورد نظر به طور دقیق و سیستماتیک و مستقل کمتر مورد توجه بوده است. اگرچه، ضمن بررسی های اقتصادی کانسار های آهن منطقه، به عنوان سنگ میزبان کانیز ایی، کم و بیش بررسی شده است، لیکن در این مقاله هدف آن است که تودهٔ مزبور از نظر پتر ولوژیکی دقیق تر بررسی شود و با کاوش های دقیق صحر ایی و پرداز ش و تفسیر داده های آزمایشگاهی، به بعضی از پرسش های اولیه و اساسی در زمینهٔ پتر ولوژی و پتروژنز تودهٔ مورد نظر پاسخ داده شود. برای پژوهش حاضر، محدودهٔ وسیعی از زیر پهنهٔ طارم شامل مناطق سرخه دیزج، مروارید، علی آباد و ذاکر انتخاب شد، تا اطلاعات کافی از تودهٔ نفوذی این منطقه به دست آید. در این تحقیق، ماهیت ژئوشیمی و پتروژنز توده، فرآیندها و روند تحولات ماگمایی دخیل در تحول توده و عوامل مؤثر در جای گزینی تودهٔ بررسی شده است.

روش پژوهش

تحقیقات به عمل آمده در این پژوهش، دربرگیرندهٔ چهار بخش بررسی های کتابخانه ای، صحر ایی، آز مایشگاهی و پردازش و تفسیر داده ها است. بررسی های کتابخانه ای شامل جمع آوری و ارزیابی اطلاعات مربوط به منطقه بررسی شده و مناطق همجوار از جمله گزارش های، پایان نامه ها، مقاله ها، تصاویر ماهواره ای، نقشه های زمین شناسی و توپوگرافی می شود. *پژوهش های صحر ایی* شامل بازدید و بررسی صحر ایی چند مرحله ای و یر سی مامی و توپوگرافی می شود. *پژوهش های صحر ایی* شامل بازدید و بررسی صحر ایی چند مرحله ای و یستماتیک از منطقه، شناسایی فاز های مختلف نفوذی و ارتباط آن ها با یک دیگر و سنگ های دربرگیرنده و در نهایت برداشت ۲۰۱۶ عدد نمونه از رخساره های مختلف تفوذی و ارتباط آن ها با یک دیگر و سنگ های دربرگیرنده و در نهایت برداشت ۲۰۱۶ عدد نمونه از رخساره های مختلف توده نفوذی و است. بررسی های آز مایشگاهی شامل تهیه ای برداشت ۲۰۱۶ عدد نمونه از رخساره های مختلف توده نفوذی و ارتباط آن ها با یک دیگر و سنگ های دربرگیرنده و در نهایت برداشت ۲۰۱۶ عدد نمونه از رخساره های مختلف توده نفوذی و ارتباط آن ها با یک دیگر و سنگ های دربرگیرنده و در نهایت برداشت ۲۰۰۶ عدد نمونه از رخساره های مختلف توده نفوذی است. بررسی های آز مایشگاهی شامل ته و نه سی داشت با دا در و ه عدد تیغه نازک صیقای و انجام پژوه ش های پتروگرافی و کانه نگاری، انتخاب ۲۵ عد نمونه شاخ مای صحر ایی و پتروگرافی بر ای انجام آنالیز های شیمیایی به و شامل ته به مونه شاخ ما استفاده از پژوه ش های صحر ایی و پتروگرافی بر ای انجام آنالیز های شیمیایی به و های در شرکت SGS کانادا است (حدول ۱). در مرحلهٔ آخر داده ها با به کارگیری نرم افزار های پترولوژی کورل^{۱۰} مین پت^{۱۰} ، GCD کاری ^{۱۰} مین پت^{۱۰} ، ای کاری ^۲ ، آرک^۵ GIS پر داز ش شد.

Y. CorelDrowY. Min PetY. ExcelY. KitArc

بحث

زمين شناسى منطقه

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

هیرایاما در سال ۱۹۴۶ ورقهٔ طارم را از نظر ساختمانی، به چهار زیریهنه (طالش، افتادگی قزل اوزن، طارم و اردين) تقسيم كردهاند (شكل ۱). با توجه به قرارگيري منطقهٔ بررسي شده در پهنه البرز-آذربايجان 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 غربي ميانه ادامه دارد. نهشتههاي آذر أواري و گداز ههاي ائوسن با ضخامتي نزديك به ۲ تا ۴ كيلومتر ، تاقديسها 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 ولکانیکهای 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 a ۲) و واحد E k.a ۸ شامل گداز ههای 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 رخنمون هایی از این توده های نفوذی در (شکل c ۲) 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 دور ه اليكوسن 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، تخممر غی، 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 دانه ریزتر است و بافت میکروگرانو لار - پورفیری دارد [۱۰]. آنکلاوها را بر اساس شکل، اندازه، بافت و ترکیب کانی شناسی، به هفت گروه تقسیم کردهاند. بر اساس این تقسیم بندی، آنکلاوهای منطقهٔ بررسی شده از نوع میکروگرانو لار مافیک هستند که کنتاکت مشخصی با سنگ میزبان خود دارند و بافت آذرین ریزدانه اند. بر اساس بررسی های صحرایی، در پژوهش حاضر، مشخص شد که ترکیب سنگ شناسی این توده مونزوگرانیت، کوار تزمونزونیت، مونزونیت، مونزودیوریت و آپلیت است که توده های مونزودیوریتی به سیلهٔ توده های فلسیکتر کوار تزمونزونیت، مونزونیتی قطع شده اند. به طورکلی، سنگ های منطقه از خانواده لوکوگرانیت ها است و در



شکل ۱. نقشهٔزمینشناسی منطقهٔ بررسی شده برگرفته از نقشهٔ زمینشناسی 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.



شکل ۲. a) نمایی از سنگهای ولکانیک (Ek.a^o)، تودهٔ (Qm) و رسوبات کواترنری، دید بهسمت شمال، شکل b) توفهای برشی از واحد Ek.a^A (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 به همراه رگه های تورمالین و یا کوارتزی تورمالین دار در منطقه مروارید (امتداد ماژیک در امتداد رگه ها قرار گرفته است)

ساختار های زمین شناسی 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 ساختار های زمین شناسی این منطقه با دیگر مناطق البرز غربی، که روند شمال غرب- جنوب شرق دارند، همسان است (شکل ۴ a وd).

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. 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 بررسی شده بیشتر از نوع سیلیسی-تورمالینی، اپیدوتی و به مقدار کمتر آرژیلی است. از نظر کانی سازی، تودهٔ نفوذی منطقهٔ بررسی شده و سیالات گرمابی-ماگمایی و ابسته، حامل و عامل کانی سازی آهن هستند، به طوری که چندین معدن فعال و نیمه فعال آهن در این منطقه وجود دارد. چون تودهٔ نفوذی چند فازی است، با بررسی های انجام شده مشخص شد که عمدهترین لیتولوژی این توده که حاوی کانسار آهن است، رخساره کوار تزمونز ونیتی است.

شکل ٤. ساختارهای زمین شناسی مشاهده شده در منطقهٔ ذاکر

بررسى سنگشناسى

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.

مونزوگرانیت ها

در این سنگها، کانی اصلی شامل بلور های نیمهشکلدار تا بی شکل 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.

جدول ۱. پتروگرافی و موقعیت نمونه های برداشت شده از تودهٔ نفوذی بررسی شده	نمونهها / من ^خ ة ها	Еqт	e 2 o	У Ъ Э	1 i M	۰ <i>4</i> M	<i>к</i> 4 М	t n M	M M	MTF	M 7 9	ьлW	ívW	S103	Z83	Z86
	طبقه بندى اشتريكايزن	مونزوگرانیت	آنكلاو	مونزوديوريت	مونزوگرانیت	مونزوگرانیت	مونزوگرانیت	كوارنزمونزونيت	كوارتزمونزونيت	مونزوگرانیت	كوارتزمونزوديوريت	مونزوديوريت	مونزوديوريت	كوارتزمونزونيت	كوارتزمونزونيت	كوارتزمونزونيت
	کانی های تشکیل دهنده	Q , Pl , Kf , Px	Q, Pl , Kf , Px	Q , Pl , Kf , Px	Q , Pl , Kf , Px	Q , Pl , Kf	Q , Pl , Kf , Px	Q, Pl, Kf, Px	Q, Pl , Kf , Px , Amp	Q , Pl , Kf , Px , Bio	Q , Pl , Kf , Px	Q , Pl , Kf , Px , Bio	Q, Pl , Kf , Px			

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).

بر اساس بر رسی های میکر و سکو پی، پیر وکسن این توده از نوع او ژیت است، که تا حدودی او رالیتی 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 بر ابر است و حدود ۷۰ 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 ایک 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. بر اساس بر رسیهای میکروسکوپی، پیروکسن سنگهای مونزودیوریتی بهلحاظ داشتن ویژگیهایی مانند ماکل دوقلویی، لوزی شکلبودن بلور ها 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).

۲. 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 بی شکل و بهصورت دانههای تقریباً هم اندازه هستند (شکل e ۷).

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 عنصر B 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 ۲). وجود سوزنهای شعاعی شکل تورمالین، نشانگر تشکیل آنها در طی مراحل تأخیری ماگمایی و تحت تأثیر محلولهای غنی از عنصر B است [۱۲].

٥. أنكلاو

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

در بعضی از این آنکلاوها، بافت پورفیری در پلاژیوکلاز وبافت گرانوفیری دیده می شود 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.

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، (b) 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) در آنکلاوهای منطقه، (h) بافت گرانوفیری موجود در آنکلاو

(معنیه به ی معنی بر مسب در معد وربی و حسر مرجی بر سب ppm															
Sample/No	E٩٢	M	M۲۰	М۲۸	М٦٢	M٦٩	Ечү	M۲۹	M۸۱	М۳٦	М۳ү	S103	Ζνμ	ZVI	Едо
SiOr	٧ • / ٢ ٤	٧٠/٢١	٦٩/٢٧	٧٠/١٣	79/75	3٣/٣١	٦ • /٩٨	71/05	٦٣/١٥	٦0/•٨	1٣/11	٦٤/٧٣	75/0	٦٤/٣	٥٧/٨١
$\frac{100}{100}$	7/7	7/10	۲/٦	۲/۳	Y/9V	0/85	0/97	0/10	0	1/20	5/1	5/71	٣/٦٩	5/05	0/75
	15/17	١٣/٨٥	1 5 /9	17/07	15/50	10/.7	10/0.	10/57	1 5 / 7 9	10/05	۱ <i>٤/</i> ۸۸	1 5 / 7 V	15/50	10/17	17/09
FeuOt	5/10	٣/٦	5/57	T/OV	٣/٣	0/V	7/77	0/1	7/. 7	5/7	٦.	O/AV	7/.7	٣/٨٩	V/1
$\frac{\Gamma c_{\rm f} O_{\rm r}}{C r_{\rm r} O_{\rm r}}$	•/••9	•/••9	• / •)	• / •)	• / •)	• / •)	•/•)	• /•)	•/••9	•/•)	•/••9	•/••9	• / •)	• /•)	•/••9
MnO	• / • 4	./.9	./	./.9	. / . 4	•/•9	./15	•/)	•/1	./))	./17	•/•٦	•/•V	./.9	•/\٦
MgO	•/٦٢	•/11	•/٦٧	• /\/	./20	7/11	7/19	T/TV	1/57	1/9	۲	1/20	1/21	۲	7/7/
K.O	0/77	0/19	٤/٨٨	0/79	0/77	8/10	٣/٦٩	5/1	£/£V	٣/٨٦	٣/٥	o/VV	0/77	0/11	2/22
$\mathbf{P}_{\mathbf{O}}$./10	•/17	./10	./17	•/12	•/17	./27	./٣0	•/٣٣	•/11	•/٢٦	• / ٣٢	./٣٣	• /٣٢	•/٨٤
$\frac{1}{Na_{*}O}$	5/10	٣/٣٨	5/05	8/10	8/27	٤/٢٣	7/77	5/75	٣/٣٤	0	r/v9	1/90	7/90	۲/9٤	٣/٤٤
TiO	•/07	•/٦٣	•/0V	•/٦	•/٦١	1/10	1/07)	•/٩٩	١/• ٤	•/9 £	۰/۹	۰/۸۹	•/AV	1/1
Ba	٤٢.	٤١.	٤٧.	2.0	290	٧٩.	٨٩.	۷۸۰	1	09.	٨٢.	1	1	1.2.	1.2.
Cs	۱/۲	١	۱/۳	۱/۲	• /V	•/٤	•/0	•/٤	•/0	•/٤	•/0	۱/۲	۱/۲	1/1	١/٦
Sr	۲٧.	۳۱.	۳۲.	۳	۲٧.	٣٤.	50.	۳۷.	٣٤.	٣٩.	۳۳.	۲٩.	۲۸.	۲٨.	٤٣.
Rh	119	۱.۸	1.7	150	١٠٨	٥٩/٨	٧١/٦	۳۳/۲	۸١/٨	۳۰/٦	٦0	٩٨/٢	1.1	1.1	۸۳/۹
Nb	۲۱	19	۱.	۲.	۲۱	15	10	۱.	10	15	١٣	17	١٨	١٢	۲۳
Ga	١٤	١٤	١٤	10	10	١٨	17	17	17	17	17	17	١٦	10	19
Pr	۳/۳۱	٤/•٦	٤/٢١	٤/١٤	0/.7	٤/٤٢	٧/٣	0/21	٦/٠٣	٣/٨٢	٦/٨١	0/.1	0/89	0/37	۱۳/۷
Sm	ź	٤/٢	٤/٦	٤/٨	0	0	٦/٨	٦/٢	0/9	٤/٣	٦/١	0/1	0	0/1	۹/۸
Tb	٠/٧٩	•/٨٢	•/٨٤	• / ٨ ٧	٠/٨١	٠/٨٦	1/.2	1/1	1/.9	•/٨٢	1/.7	•/٨٣	۰/۸۳	۰/۷۳	1/77
Y	۳.	۳.	۳.	٤.	۳.	۳.	٤.	٤.	٤.	۳.	٤.	۳.	۳.	۳.	٤.
Sn	٠/٩	٠/٩	٠/٩	٠/٩	٠/٩	١	١	١	١	٠/٩	١	١	٠/٩	٠/٩	١
Та	١/٧	١/٧	1/٦	١/٧	1/A	١/١	۲/۱	۱/۸	۱/۲	۱/۳	١/١	١/٤	1/٣	۱/۲	1.5
Tm	•/2٨	•/2٨	•/5٣	•/07	./01	./01	•/05	٠/٦١	•/0٣	•/22	•/01	•/5٣	•/27	•/٤٣	٠/٦١
V	37	٤٢	٤٨	۳۲	۳۱	1.1	17.	۱۸٦	90	۹١	٩٢	115	۱۱٦	۱۱۲	۱۱٦
U	۲/۲۹	1/77	1/2	۲/۰۹	۲/۱٥	1/28	۲/٥٤	•//0	۱/۲۲	۱/۲۸	۱۲/۲	۲/۷۸	۲/٦٤	۲/٦٣	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	•/£9	•/£9	•/£9	•/0٣	•/٤٧	٠/٤٩	•/0٦	•/0٦	•/01	•/22	•/07	٠/٤١	•/22	•/20	۰/٦٣
La	۱۳/۱	۱٦/٥	۱٤/٦	10/0	۲ • / ٤	۱٤/٩	۲٤/٦	۱۷/۳	۲۰/۵	۱۳/۱	۲٤/۷	١٤/٥	10	۱٤/۲	٥٣/٦
Nd	۱٤/٤	۲/۷۱	١٦	۱۸/۲	۲ ۰ /٦	١٩	۲۹/۸	۲۳/۸	۲٦/١	۱٦/٧	۲۷/۱	٥/٢٢	۲۲/۸	۲۲/٦	01/9
Zr	۳٦.	٤٠٠	۳۷.	۳٦.	۳٥.	19.	22.	17.	۲۳.	۲۳.	۲۳.	۲۷.	۲٦.	19.	۲۸.
Zn	۲.	٤٠	١٨	٣٤	١٨	22	39	۲0	٤٣	١٩	٤٣	09	71	٤٦	٩٨
Ni	٦	0	0	٧	٦	٨	٨	۱.	٩	٨	٨	۱.	۱.	٩	17
Со	٣/٦	٤	٤	٤/١	٣/٥	٦/٤	۹/۳	Λ/Λ	٧/٦	0/٨	۸/٣	٧/٦	٨/١	٥/٧	10/1
Ce	٤/٨٧	٤/٨	٤/٨٦	0/09	0/17	०/१٣	٦/٤٥	٦/٧٣	٦/٢٨	0/•7	۲ ۲ /	0/.٣	0/1	0/•1	۷/۲۱
Dy	10/1	T1/V	۳۳/٥	۳./٤	۳۹/۱	۳۱/۳	00/7	٤ • /٦	٤٤/٦	۲۷/٦	01/9	٣٤/٩	۳۷	۲/۲۳	117
Cu	٣/٤	۳/۳	٣/٦	٤	۳/٥	٣/٥	۳/۷	٤	۳/۷	۳/۱	۳/۸	۲/۹	۳/۱	٣/٤	٤/١
Yb	٩	٩	0	٨	٧	15	١٦	22	١٦	10	22	۲ ٤	۲0	۲۳	197
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	٤/٢٨	٤/٢٩	٤/0٩	٤/٨٦	0/11	0/11	٦/٧٦	0/91	۲/۱۲	٤/٣٣	۲/۲۱	٤/٨٨	0/1	0/٣	٨/• ٤
Hf	٩	۱.	٩	٩	٩	٥	0	٤	٦	٦	٦	٦	٦	٦	٧
Gd	1/17	1/.9	1/14	1/22	1/17	1/17	1/22	1/37	۱/۳	1/• 2	1/29	1/.4	1/.7	1/• 2	1/24
Mo	1/.0	1/10	1/11	1/17	١/١	۱/۳۷	1/22	171	1/29	1/17	1/21	۱/۲٤	۳۲/۱	٥ ۲/۱	۲/۰۹
Th	10/1	1 2/2	11/4	10/7	1 £/V	٦/٧	٩	٦/٦	٨/١	٧/٦	۱./۸	۹/۷	٩/٣	۹/۱	٦
La	۱۳/۱	١٦/٥	۱٤/٦	10/0	۲ • / ٤	۱٤/۹	۲٤/٦	۱۷/۳	۰/۵	۱۳/۱	۲٤/۷	۱٤/٥	10	۱٤/۲	٥٣/٦
Lu	•/29	•/29	•/29	•/0٣	•/2٧	•/29	./07	•/07	./01	•/22	•/07	•/21	•/22	•/20	•/٦٣

جدول ۲. نتایج آنالیز ژئوشیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و نادر خاکی سنگهای منطقه به روش ICP – MS ،

(اکسیدهای اصلی بر جسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر جسب nnm هستند)

۱. مونزوگرانیتها

نمونهها روی نمودار TAS [۱۳] در محدودهٔ مونزوگرانیت واقع شدهاند (شکل ۸). میزان SiO_۲ (۰۷-۲/۹) (۳۹-۷۰) Na_۲O+K_۲O (%/۱-۲/۵۷) Fe_۲Ot (%/۱-۲/۱) CaO⁽) (%/۱-۵/۰) در این سنگها، تا ۲ درصد است و در نمودارهای K_۲O/Na_۲O (%) است. نسبت K_۲O/Na_۲O در این سنگها، تا ۲ درصد است و در نمودارهای

ردهبندی سنگها [۱۴] در محدودهٔ مونز وگر انیت و گر انودیوریت قر ارگرفتهاند (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 ۲۵۲ (۶۴-۶۲%)، CaO (۵/۵-۵/۵)، FerOr(t)، (۳/۸-۸/۳))، NarO+KrO (۸/۸ -(۳۰۷/۳)، ۲۵۲ (۶۰/۱-۶۸/۰%) و MgO (۲-۶۱/۴)) است. نسبت KrO/NarO در این سنگها، کمتر از ۲ است. در نمودارهای ردمبندی 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 مونزودیوریت ها

نمونهها بر روی نمودار TAS [۱۳] در محدودهٔ میانی خانواده مونزونیتها یعنی کوارتزمونزودیوریت تا مونزودیوریتها واقع شدهاند (شکل ۸). میزان SiO (SiO (۵۹-۴۲%)، (۴/۹-۹/%)، (۴/۹-۹/%)، (۴/۶-۵/۵%)، CaO (۸/۰-۱/۸ (۳/۰-۹/۰ %)، TiO (۱/۰۴) است. نسبت نمودارهای ردهبندی سنگها [۱۴] در محدودهٔ مونزودیوریت تا دیوریت واقع می شوند (شکل ۹)، ولی پژوهشهای صحرایی و پتروگرافی نشان می دهد 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_۲ (۵۵ %)، CaO (۴/۵ %)، محدودهٔ خانواده مونزونیت و آلکالن واقع شده است (شکل ۸). میزان SiO_۲ (۵۵ %)، CaO (۴/۵ %)، محدودهٔ خانواده مونزونیت و آلکالن واقع شده است (شکل ۸)، میزان SiO_۲ (۱/۱%) و ۵<u>0</u> (۲/۱۸ %) است. نسبت (۲) (۲) FerO_۲(t) در این سنگها، کمتر از ۱/۳ است. در نمودار ردهبندی [۱۴] در محدودهٔ مونزونیت واقع می شود (شکل ۹) که با بررسیهای صحرایی و پتروگرافی این نمونه همخوانی ندارد. به طورکلی ترکیبهای سنگی تودهٔ نفوذی منطقهٔ بررسی شده، طبق نمودار که این نمونه همخوانی ندارد. به طورکلی ترکیبهای سنگی تودهٔ نفوذی منطقهٔ بررسی شده، طبق نمودار تغییرات درصد وزنی SiO_۲ در مقابل SiO_۲ ایمونهها در محدودهٔ مونزونیت و ایم می تودهٔ می شود منطقهٔ بررسی شده، طبق نمودار تغییرات درصد وزنی K_۲O در مقابل SiO_۲ (۱/۱۶) نمونهها در محدودهٔ مونزونیت و موده می ترار می گیرند (شکل ۹) که با بررسی شده، طبق نمودار تغییرات درصد وزنی K_۲O در مقابل SiO_۲ در محدودهٔ ساب آلکالن قرار می گیرند (شکل ۱۰)، بر اساس نمودار تغییرات درصد وزنی K_۲O در مقابل SiO^۲ (۱/۱۰) در محدودهٔ ساب آلکالن قرار می گیرند (شکل ۱۰)، بر اساس نمودار تغییرات درصد وزنی K_۲O در مقابل SiO^۲ (۱/۱۰) در محدودهٔ ساب آلکالن قرار می گیرند (شکل ۱۰)، بر اساس نمودار تغییرات درصد وزنی K_۲O

شکل ۸. موقعیت نمونه ها بر روی نمودار TAS [۱۳] شکل۹. ردهبندی سنگ های تودهٔ نفوذی بر اساس نسبت های کاتیونی ۲۹، R [۱۴]

در سنگهای منطقهٔ بررسی شده

داده ها (جدول ۲) و نمودار های هارکر عناصر اصلی (شکل ۱۲) نشان میدهند که در تودهٔ نفوذی بررسی شده، مقدار درصد وزنی SiO_۲ بین ۸/۸۰ تا ۷۰/۲ درصد نوسان دارد. گرچه، نمونه هایی با دامنهٔ نوسان ۳۱ تا ۲۰ درصد فر اوان تر هستند. از سوی دیگر، در فاصلهٔ ۲۰ تا ۲۸ درصد رصد ریک SiO^۲، یک خلاً داده وجود دارد که امکان دارد ناشی از کافی نبودن نمونه برداری به دلیل سختی دسترسی به برخی از رخنمون ها باشد. نزولی بودن روند CaO و ۲۰ مار CaO و ۲۰ مار دارد. می و کاینو پیروکس است.

سدیم و پتاسیم بهدلیل شعاع یونی بزرگ، قادر نیستند در ساختمان کانیهایی که در مراحل اولیهٔ تفریق و تبلور تشکیل میشوند، شرکت کنند. به همین سبب، در مرحله ای که آلکالی فلدسپار و بیوتیت متبلور می شوند، بهترتیب در ساختار آن ها مشارکت میکنند. اگرچه سدیم، به صورت محلول جامد با کلسیم، در ساختمان پلاژیوکلاز هم وارد می گردد.

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

علانم عبارتند از: مونزودیوریت ● کوارتزمونزودیوریت □ گرانیت ■ کوارتزمونزونیت ▲ آنکلاو △ روند کاهشی MgO و FerOr(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 _{Pr}O₀، در نمودار های هارکر، با افزایش سیلیس روندی نزولی است. کاهش مقادیر این عنصر را میتوان به تبلور آپاتیت نسبت داد. این امر با حضور بلور های آپاتیت در سنگهای منطقه قابل اثبات است که در مونزودیوریت ها فراوانی بیشتری دارند و به سمت گرانیت ها از میزان بلور های آپاتیت کاسته می شود.

بنا بر این، با توجه به دیاگر امهای هارکر 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 [۱۹]. آنکلاو از عناصری مانند La, Ce و Pr حدود ۱۰۰ تا ۱۱۰ برابر کندریت [۱۸]، غنی شدگی نشان می دهد. در حالی که، همهٔ سنگهای منطقه از این عناصر حدود ۲۰ 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 شدهاند (شکل ۱۳). الگوی فراوانی عناصر در نمونه آنکلاو به الگوی عمومی فراوانی عناصر سایر سنگهای منطقه شدهاند (شکل ۱۳). الگوی فراوانی عناصر در نمونه آنکلاو به الگوی عمومی فراوانی عناصر سایر سنگهای منطقه شدهاند (شکل ۱۳). الگوی فراوانی عناصر در نمونه آنکلاو به الگوی عمومی فراوانی عناصر سایر سنگهای منطقه شدهاند (شکل ۱۳). می منطقه فریشاوندی بین نمونه هاست. تنها تفاوت آنها در این است که الگوی فراوانی عناصر، به صوص عناصر نادر خاکی سبک و میانه در نمونه آنکلاو، نسبت به سنگهای منطقه و کندریت، غنی شدگی بیشتری را نشان می دهد.

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 (U و LILEs (Rb, K, Zr, Th) 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 به حضور بلورهای فراوان آپاتیت و تیتانومگنتیت در سنگهای منطقه محقق میشود.

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. 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 به عنوان عامل محوری خویشاوندی ماگمایی در سری مونزونیتی منطقه است (شکل ۱۵). سپس در طی زمان و صعود، این ماگمای واحد مافیک گوشته ای 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 ۱۰ 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 (شکل ۱۶). بر اساس این نمودار، نمونههای مافیک (مونزودیوریتی) تودهٔ نفوذی بررسی شده، از ذوب بخشی گوشتهٔ لیتوسفری زیرقارهای متاسوماتیزه شده، با سیالات برخاسته از لبهٔ فرور انده، منشأ گرفته است و فرآیند تفریق سرانجام باعث متبلور شدن سنگهای این منطقه می شود. این نتیجه، با نتایج پژوهشهای راجرز و مولدر [۲۲]، ترنر و آرنود [۲۳]، جیانگ و لینگ [۲۴]، زنگفو و همکاران [۲۵]، فولری و رهلر [۲۴]، پیرس و پارکینسون [۲۷] که منشأ ماگماهای شوشونیتی را از ذوب بخشی گوشتهٔ لیتوسفری زیرقارهای دانستهاند، که با سیالات ناشی از آب زدایی

رسوبات لبه فرور انده متأثر شده، مطابقت میکند. بر اساس پتر ولوژی تجربی نیز، تولید ماگماهای شوشونیتی به ذوب بخشی گوشتهٔ لیتوسفری متأثر از فر آیند متاسوماتیسم، نسبت داده شده است [۲۸]، [۲۹]. ماگمای مولد سری مگنتیتی از منابع گوشتهای تأمین شده، بدون آمیزش با رسوبات لبه فرور انده، در شر ایط اکسیدان در حوضههای کششی صعود کرده و متبلور شده است [۳۹]. در حالیکه، ماگمای سری ایلمنیتی از آمیزش مذاب گوشته ای با مذاب های گوه افز ایشی در شر ایط احیایی، در موقعیت های تکتونیکی فشار شی و Fore Arc تشکیل می شود. بر طبق ردهبندی [۳۸]، [۳۹]، تودهٔ گر انیتوئیدی منطقهٔ بررسی شده، از نوع سری مگنتیتی، اکسیدان است و میتوان استنباط کرد که ماگمای تودهٔ منطقهٔ مذکور، از گوشته تأمین شده است. با توجه به افت نسبی P, Nb, Ti و Ta نمونه ها در نمودار عناصر کمیاب و نادر خاکی عادی سازی شده به گوشتهٔ اولیه [۲۰] (شکل ۱۴)، نشان میدهد که این الگو، از مشخصات توده های نفوذی در کمان های ماگمایی حاشیهٔ قاره ای محسوب می شود [۴۱]، [۴۲]. همچنین، نسبت زیاد LILEs/HFSEs و آنومالی منفی Nb و Ti می تواند از ویژگی های ماگماهای تولید شده از گوشته ای لیتوسفری زیر قاره ای در زون های فرور انشی باشد [۴7]، [۲۷]، [۳۲].

آنومالی مثبت پتاسیم در نمونه های منطقهٔ بررسی شده، بیان گر وجود فاز پتاسیم دار در منشأ ماگمای این سنگ هاست. در طی فر آیند تفریق، این غنی شدگی معمول است، امّا مقدار غنی شدگی مهم است که آن هم بستگی به میزان پتاسیم در منشأ دارد. واکنش سیالات با پریدو تیت گو شته ای، می تواند سبب تولید مذاب پتاسیک شود [۴۴]. چنان که ساجونا و همکاران [٤٥] و ویلسون[٤٦] نتیجه گرفته اند آنومالی منفی Nb و Ti در سنگ های ماگمایی، بیان گر تشکیل این سنگ ها در محیطه ای فرورانشی است. همچنین ساجونا و همکاران [۴۵]، براین باورند که آنومالی مثبت K و Rb نیز نشان گر محیطی فرورانشی برای ماگماتیسم منطقه است.

شکل ۱۲. 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[°] است.

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

^{&#}x27;. post-collision

همچنانکه در نمودارهای تکتونیکی ۲۲۵۰٬۸۱۰۵۰ و ۲۲/۲۱۰۷ و ۲۲/۲۱۰۰ [۴۹] (شکل ۱۹) مشاهده میشود، تمامی نمونهها، در نمودار ۲۲۵۰٬۸۱۰۵۰-۲۲۵۰٬۲۱۷۶، در محدودهٔ قوسهای حاشیه فعال قارهای (CAP) و قوسهای بعد از تصادم (PAP) واقع شدهاند (شکل ۱۹۹) و در نمودار ۲۲۰۵۰-Ce/۲۰۵ در محدودهٔ قوسهای حاشیه فعال قارهای (CAP) قرار گرفتهاند (شکل ۱۹۹).

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 می شود و تا کرتاسهٔ پایانی [۹] ادامه یافته و در ائوسن پایانی با برخورد صفحات عربی-ایران مرکزی، بسته می شود [۲۹]، [۵۰]، [۵۰].

جای گیری توده های پلوتونیکی، پس از برخورد صفحهٔ عربی با ایران مرکزی و در زمان بعد از ائوسن (الیگوسن) رخ داده است. ماگمای اولیهٔ سنگ های منطقه از ذوب بخشی گوشته لیتوسفری -استنوسفری زیرقار های متاسو ماتیزه شده، با سیالات آبکی و یا مذاب های بخشی غنی از آب بر خاسته از لبه فرور انده، پدید آمده است. پس از آن، در طی زمان و صعود این ماگمای واحد مافیک گوشته ای و تفریق آن سنگ های این منطقه تشکیل شده اند.

تشکر و قدردانی

این پژو هش با استفاده از اعتبارات پژو هشی دانشگاه تربیت مدرس در قالب پایان نامهٔ کارشناسی ارشد انجام شده است و از معاونت تحصیلات تکمیلی و پژو هشی 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، (۱۳۰۰).
- 3. J. Stocklin, J. Eftekharnezhad, "Geological map of Zanjan", (1968) 1:250000 GSI.
- M. Alavi, "Sedimentary and structural characteristics of the paleo-Tethys remnants in northeastern Iran", Geological Society of America Bulletin, 103 (1991) 983-992.
- جمشید احمدیان، بر رسی ژئوشیمیایی زون های آلتر اسیون هیدروتر مال با نگرشی بر کانیسازی های انجام شده در منطقه ذاکر (جنوب شرق طارم)، پایان نامهٔ کار شناسی ار شد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).
- ۲. محسن مؤید، مطالعهٔ پتر وگرافی و پتر وشیمیایی سنگهای ولکانیکی و پلوتونیک منطقه ذاکر (جنوب باختری طارم) در ارتباط با ژنز مس، پایان نامهٔ کار شناسی ارشد، دانشگاه تبریز (۱۳۷۰).
- ۷. نسرین خانمحمدی، پتروگرافی و پتروژنز سنگهای پلوتونیک منطقهٔ معدن ذاکر-شمال شرق زنجان، پایاننامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۰).
- ۸. مهر اج آقاز اده، پترولوژی و ژئوشیمی گرانیتوئیدهای انزان-خانکندی و شیورداغ (شمال شرق اهر-آذربایجان خاوری) با نگرشی بر کانیز ایی وابسته، رسالهٔ دکتری، دانشگاه تربیت مدرس (۱۳۸۸).
- M. Berberian, G. Kings, "Towards a paleogeography & tectonic evolution of Iran", Canadian Journal of Earth Sciences, 18(1981) 210-265.
- J. Didier, B. Barbarin, "Enclaves and Granite Petrology", Developments in Petrology, 13 (1991).
- 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.
- D. Shelly, "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman & Hall, London, (1993).
- 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.

- 15. T. Iravine, W. Baragar, "A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks", Canadian, of Earth Science (1971).
- 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).
- N. Nakamura, "Determination of REE, Ba, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites", Geochimica et Cosmochimica Acta, 38 (1974) 757-775.
- 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.
- 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.
- 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.
- 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.

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

- 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.

۰۰. محسن مؤید، *بر رسی پتر ولوژیکی نوار ولکانو - پلوتونیک تر شیری البر ز غربی-آذریایجان با نگر شی ویژ ه بر منطقه* ه*شتجین*، رساله دکتری، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۸۰).

- 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.