پترولوژی توده‌های نفوذی مافیک جنوب بردسکن (شمال‌غرب لوت)

ندا نژادی، محسن نصرآبادی*؛
دانشگاه بین المللی امام خمینی(ره)، گروه زمین‌شناسی
رضا نوزعیم؛ دانشگاه تهران، پردیس علوم، دانشکدهٔ زمین‌شناسی
کاظم قلی‌زاده؛ دانشگاه شهید بهشتی، دانشکدهٔ علوم زمین

دریافت ۹۵/۰۴/۲۱ پذیرش ۹۵/۱۰/۲۸

چکیده:

منطقهٔ بررسی شده در جنوب بردسکن (جنوب‌غرب خراسان رضوی) واقع است. توده‌های نفوذی مافیک با سن ژوراسیک در مناطق رباط زنگیچه و لاخ برقشی پهنه کوه‌سرهنگی به داخل پی‌سنگ گرانیتی و دولومیت سلطانیه تزریق شده‌اند. کانی‌های سنگ‌ساز شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول هستند. با توجه به شواهد پتروگرافی، شیمی کانی‌ها و داده‌های دما-فشارسنجی، آمفیبول‌ها دارای نسل‌های مختلف آذرین و دگرسانی هستند. نتایج دما-فشارسنجی آمفیبول، گستره دما و فشار را به‌ترتیب ۵۴۵ تا ۹۱۱ درجهٔ سانتی‌گراد و ۲/۲ تا ۵/۸ کیلوبار نشان می‌دهد. چنین دامنهٔ گسترده دما و فشار می‌تواند با شرایط متغیر انجماد و فرایندهای دگرسانی تفسیر شود. بر اساس شیمی سنگ کل، نمونه‌های بررسی شده عمدتاً گابرو هستند. نمودارهای عنکبوتی، شاخص‌های ژئوشیمیایی ماگمای مناطق فرورانش را نشان می‌دهند. بر مبنای نمودارهای متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی، ژنز نمونه‌های بررسی شده با هر دو جای‌گاه فرورانش و داخل صفحه‌ای مرتبط است. به‌علاوه شیمی سنگ همهٔ نمونه‌ها با ذوب اسپینل لرزولیت هم‌خوانی دارد. نظر به این که تشکیل حوضهٔ پشت قوس سبزوار با فرورانش نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی شروع شده، ممکن است ماگماتیسم ژوراسیک پشت قوس منطقه بردسکن، تحت تأثیر فرایند فرورانش مشابه و بالاآمدگی استنوسفری همراهی‌کننده آن در یک رژیم کششی ایجاد شده باشد.

واژه‌های کلیدی: توده نفوذی مافیک، دما- فشارسنجی، فرورانش، پی‌سنگ پرکامبرین، جنوب بردسکن

مقدمه

از نظر تکتونیکی صفحه ایران موقعیت ویژه‌ای در قلمرو تتیس دارد و وقایع تکتونیسم، ماگماتیسم و متامورفیسم مرتبط با فرورانش حوضه‌های اقیانوسی پروتوتتیس، پالئوتتیس و نئوتتیس در آن قابل مشاهده است. ماگماتیسم مافیک به سن ژوراسیک و کمی جوان‌تر از آن در پهنه‌های زمین‌شناسی ایران مرکزی [۱]، البرز [۲]، [۳] و سنندج-سیرجان [۴]، [۵] گزارش شده است. پی‌سنگ ایران مرکزی در جنوب بردسکن نیز میزبان توده‌های گابرویی مافیک به سن ژوراسیک [۶] است. در زمان ژوراسیک آغازین- میانی و هم‌زمان با فاز کوهزایی سیمرین میانی، مناطق کششی در پایانه جنوب غربی گسل کوه سرهنگی (رباط زنگیچه) و منطقه ده نمک- چاه تکه ایجاد شده است. حاصل این فرایند نفوذ تودهٔ گابرویی به سن ۱۸۳ میلیون سال در داخل گرانیت رباط زنگیچه و ایجاد حوضه رسوبی سری گردو (ژوراسیک بالایی) در منطقه ده‌نمک جنوب بردسکن است [۶]. در این تحقیق سعی شده است که با استفاده از داده‌های ژئوشیمیایی

*نویسنده مسئول nasrabadi@sci.ikiu.ac.ir

کانی‌ها و سنگ کل این توده‌های نفوذی مافیک، ضمن ارزیابی شرایط جای‌گزینی ماگما و دگرسانی بعدی آن، ژنز ماگما و ارتباط ژنتیکی آن با واقعه فرورانش نئوتتیس زیر خرده قاره ایران مرکزی بررسی شود.

روش بررسی

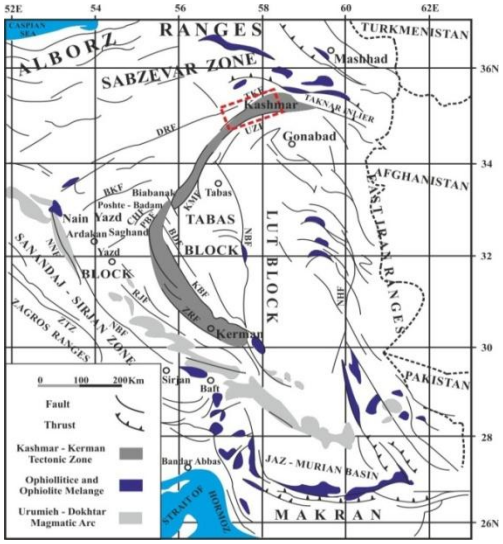
پس از انجام نمونه‌برداری و بررسی‌های میکروسکوپی ۵ نمونه جمع‌آوری شده از توده‌های مافیک نفوذی مناطق لاخ‌برقشی و رباط زنگیچه جنوب بردسکن، که شواهد دگرسانی کم‌تری دارا بودند انتخاب و برای انجام آنالیز سنگ کل به‌روش XRF و ICP-AES (حد آشکارسازی برای عناصر اصلی و فرعی ۰/۱ درصد و برای عناصر نادر یک قسمت در میلیون است)، به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور ارسال شد. سپس به‌کمک نتایج حاصل و با استفاده از نرم‌افزارهای Igpet Excel و Corel Draw به رسم نمودارهای ژئوشیمیایی و تفسیر این نمودارها اقدام شده است. هم‌چنین به‌منظور تعیین شرایط دما و فشار حاکم تبلور ماگما و دگرسانی بعدی آن، از کانی‌های یک نمونه گابروی رباط زنگیچه و ۳ نمونه مافیک لاخ‌برقشی، در مرکز فرآوری مواد معدنی کرج و دانشگاه اشتوتگارت آلمان، آنالیز ریزپردازش نقطه‌ای به‌کمک دستگاه مایکروپروب مدل Cameca SX100 به‌عمل آمده است. در طول انجام آنالیز، ولتاژ ۱۵kV، شدت جریان تأبیده شده ۱۵nA و قطر پرتو استفاده شده ۱ تا ۵ میکرون بوده است. برای محاسبهٔ فرمول ساختاری کانی‌ها نرم‌افزار Calc Min به‌کار گرفته شده و به‌منظور ارزیابی فشار و دمای تبلور و دگرسانی دما-فشارسنج‌های قراردادی استفاده شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

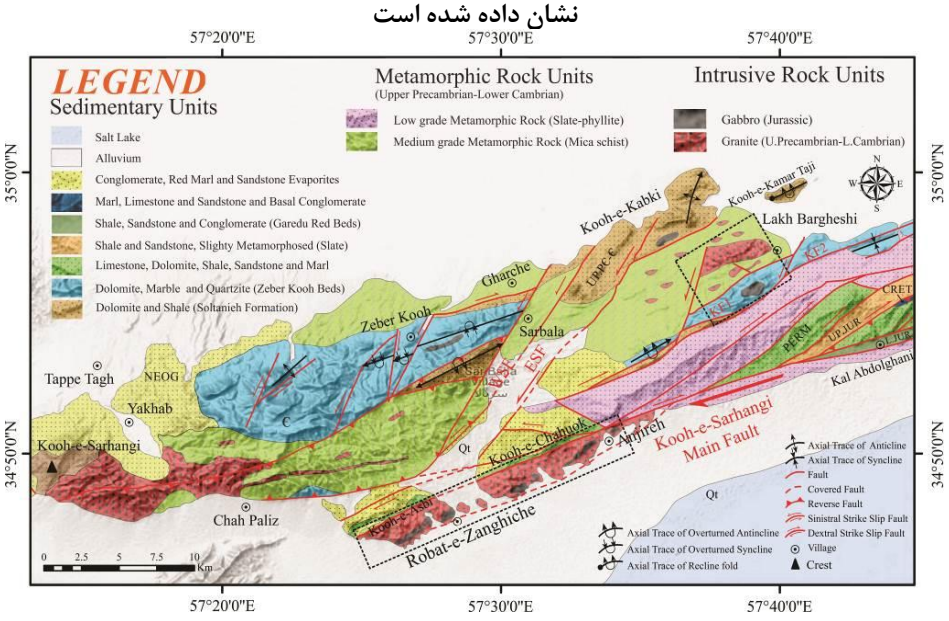
منطقهٔ بررسی شده تحت عنوان کوه سرهنگی بخشی از زون ایران مرکزی است که در جنوب بردسکن (جنوب غرب استان خراسان رضوی) واقع است. [۷] با توجه به‌وفور سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی پرکامبرین پسین، محدوده بین بلوک طبس و یزد را، زیر پهنه کاشمر-کرمان نامیده و بر اساس آن، منطقه کوه‌سرهنگی را در شمال شرقی زیر پهنهٔ کاشمر-کرمان در نظر گرفته‌اند (شکل۱). این منطقه به‌صورت نوار کوهستانی گوه‌ای شکل با راستای شمال‌شرقی -جنوب‌غربی، با طول‌های شرقی ´۱۰ °۵۷ تا °۵۸ و عرض‌های شمالی ´۴۸ °۳۴ تا ´۳ °۳۵ در سمت جنوب‌شرقی جاده طبس- بردسکن و در شمال‌غرب بلوک لوت واقع شده است (شکل ۲).

کهن‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای منطقهٔ کوه سرهنگی اسلیت، میکاشیست و متابازیت‌های پرکامبرین پسین هستند. سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی پرکامبرین پسین- پالئوزوئیک آغازین بیش‌ترین برون‌زد را در منطقه دارند [۸]

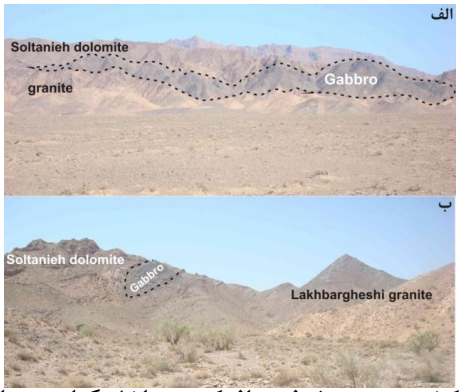
توده‌های مافیک گابرویی با روند شمال شرقی-جنوب غربی، در دو منطقه رباط زنگیچه و لاخ برقشی محدوده کوه سرهنگی به داخل پی‌سنگ گرانیتی و دولومیت سلطانیه نفوذ کرده‌اند. منطقهٔ رباط زنگیچه در نیمهٔ جنوب‌غربی پهنه برشی کوه سرهنگی قرار دارد و عمدتاً در برگیرنده واحدهای سنگی پرکامبرین پسین-کامبرین آغازین است. گابروی منطقهٔ رباط زنگیچه به‌صورت توده‌ای کشیده به داخل گرانیت پرکامبرین رباط زنگیچه تزریق شده است (شکل ۳ الف). در منطقهٔ لاخ برقشی (جنوب‌غرب بردسکن)، قدیمی‌ترین سنگ‌های غیردگرگونی مربوط به توده گرانیتی لاخ برقشی و



شکل ۱. موقعیت منطقه کوه‌سرهنگی در زون تکتونیکی کاشمر-کرمان پهنه ایران مرکزی [۷] به‌صورت چهارگوش نشان داده شده است



شکل ۲. نقشهٔ ساده زمین‌شناسی و ساختاری منطقه بررسی شده (با تغییرات از [۶]). مناطق رباط زنگیچه و لاخ-برقشی به‌صورت چهارگوش نشان داده شده‌اند



شکل ۳. الف) دورنمایی از برون‌زد کشیده توده نفوذی مافیک در داخل گرانیت رباط زنگیچه، ب) برون‌زدی محدود از توده گابرویی موجود در دولومیت سلطانیه منطقه لاخ‌برقشی

دولومیت‌های سازند سلطانیه است. توده گابرویی کوچکی نیز در منطقه لاخ برقشی وجود دارد که به درون دولومیت‌های سلطانیه نفوذ کرده است (شکل ۳ ب). زینولیت‌هایی از جنس گرانیت میزبان در داخل توده گابرویی وجود دارد. اما روابط صحرایی و کانی‌شناسی مبین آن است که شواهدی از تأثیر حرارتی توده‌های نفوذی مافیک در سنگ میزبان دولومیتی و گرانیتی موجود نیست [۶]، [۹] که بیان‌گر همبری تکتونیکی حال حاضر آن‌ها است. در مباحث بعدی ضمن بررسی کانی‌شناسی، شرایط جای‌گزینی و دگرسانی و ژنز توده‌های گابرویی واقع در دو منطقه لاخ برقشی و رباط زنگیچه بررسی می‌شود.

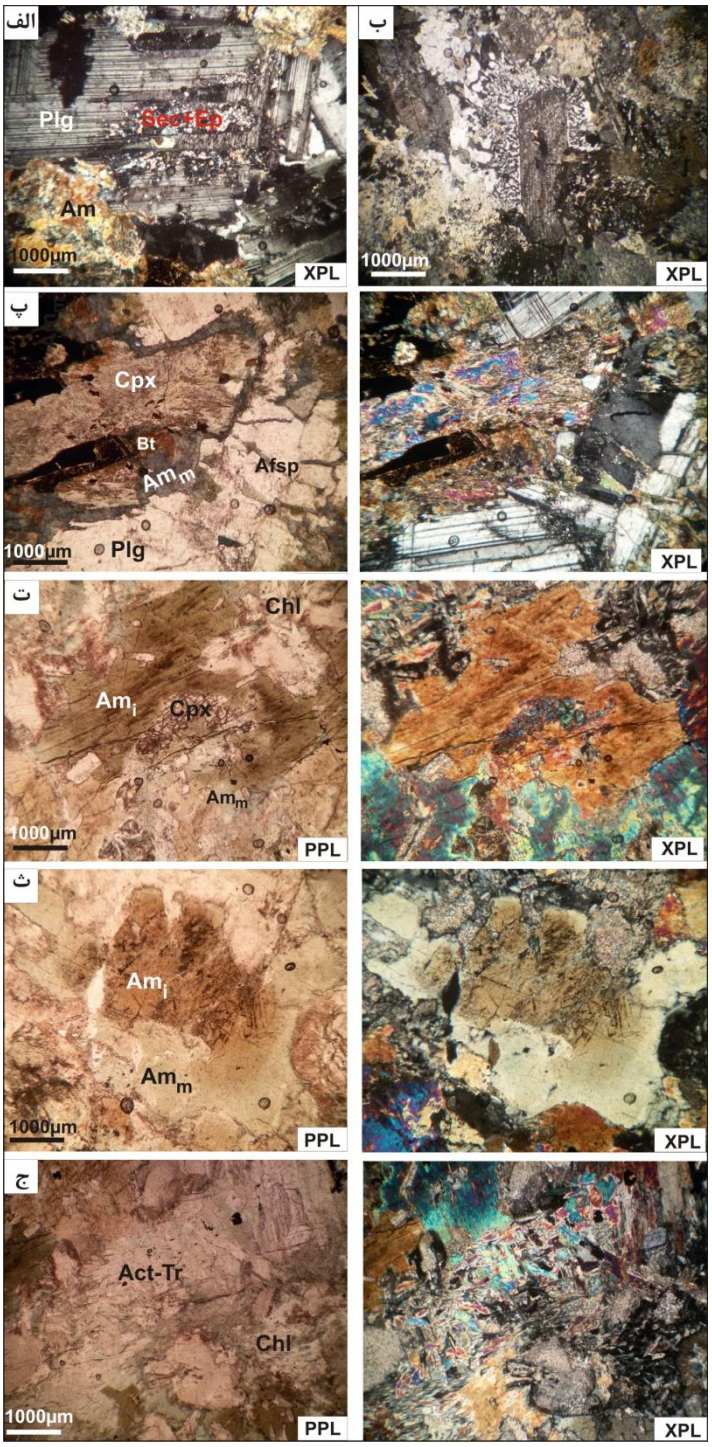
پتروگرافی

کانی‌های سنگ‌ساز نمونه‌های مافیک بررسی شده پلاژیوکلاز (۲۵ تا ۶۵ درصد)، آمفیبول (۳۰ تا ۷۰ درصد) و کلینوپیروکسن (۵ تا ۲۵ درصد) هستند. از کانی‌های فرعی می‌توان به ایلمنیت، اسفن، کوارتز، فلدسپار آلکالن و آپاتیت اشاره کرد. بیوتیت، کلریت، سریسیت و اپیدوت همراه با بخشی از آمفیبول‌ها، کانی ثانوی محسوب می‌شوند. پلاژیوکلاز کانی سنگ‌ساز اصلی نمونه‌های بررسی شده است. این کانی به‌صورت درشت بلورهای شکل‌دار و نیمه شکل‌دار با ماکل پلی‌سنتتیک قابل مشاهده است. اغلب آن‌ها تحت تأثیر فرایندهای دگرسانی سوسوریت‌زایی و سریسیت‌زایی قرارگرفته و دارای ادخال‌هایی از کانی‌های ثانوی گروه اپیدوت و سریسیت هستند (شکل ۴ الف). در بعضی از نمونه‌ها، هم‌رشدی کوارتز و آلکالی فلدسپار به‌صورت بافت گرانوفیری پلاژیوکلاز را احاطه کرده است (شکل ۴ ب). وجود بافت گرانوفیری در سنگ‌های گابرویی منطقه، نشانهٔ تبلور مذاب بین‌بلوری نهایی (مذاب اتکتیک) تحت شرایط کم عمق است.

پیروکسن نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن، در نور طبیعی به‌صورت نیمه شکل‌دار و با رنگ قهوه‌ای تا سبز کم‌رنگ است و در نور پلاریزه با بیرفرنژانس متوسط تا قوی، خاموشی مایل نشان می‌دهند. شواهد کانی‌شناسی، بیان‌گر آن است که پیروکسن توده‌های گابرویی بررسی شده، تحت تأثیر فرایندهای دوتریک و هیدروترمال قرارگرفته و در نتیجه آب‌گیری آن‌ها آمفیبول‌های سبز (شکل ۴ پ) و قهوه‌ای به‌وجود آمده‌اند. داخل آمفیبول‌های با چندرنگی قهوه‌ای، بقایایی از پیروکسن دیده می‌شود (شکل ۴ ت). احتمالاً منشأ این نوع آمفیبول‌ها ماگمایی است (Am_i) و طی تبلور ماگمایی از طریق واکنش‌های ناپیوسته سری واکنشی باون به‌وجود آمده‌اند. چنان‌که در بخش شیمی کانی‌ها نیز ملاحظه می‌کنیم ترکیب این نوع آمفیبول‌ها پارگاسیت است. آمفیبول‌های ماگمایی قهوه‌ای از اطراف با آمفیبول دگرگونی با چندرنگی سبز کم‌رنگ (Am_m) در حال جای‌گزینی هستند. آخرین مرحلهٔ دگرسانی کانی‌های مافیک شامل جای‌گزینی کامل آمفیبول‌های ماگمایی و پیروکسن به‌وسیلهٔ اجتماعات آمفیبول سوزنی ریز حاصل از فرایند اورالیت‌زایی، هم‌زیست با کلریت است (شکل ۴ ث). ترکیب شیمیایی این نوع آمفیبول‌ها، ترمولیت-اکتینولیت است. در بعضی از نمونه‌ها شدت دگرسانی به‌قدری است که هیچ اثری از کانی‌های ماگمایی اولیه باقی نمانده و تنها اپیدوت و آمفیبول کانی سنگ‌ساز هستند.

شیمی کانی‌ها

به‌منظور شناسایی ترکیب شیمیایی کانی‌ها، از کانی‌های ۴ نمونه، تجزیهٔ ریزپردازش نقطه‌ای به‌عمل آمده است. نتایج تجزیهٔ شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن، آمفیبول، فلدسپار، اپیدوت و اسفن این نمونه‌ها در جدول ۱ ارائه شده‌اند. در بخش بعدی به تفصیل ترکیب شیمیایی کانی‌ها بحث خواهند شد.



شکل ۴. تصاویر میکروسکوپی نمونه‌های گابرویی جنوب بردسکن. الف) ادخال‌های ثانوی اپیدوت و سریسیت در بلور پلاژیوکلاز، ب) هم‌رشدی گرانوفیر در اطراف پلاژیوکلاز، پ) جای‌گزینی کلینوپیروکسن از حاشیه با آمفیبول سبز دگرگونی (Am_m). بخشی از این آمفیبول‌ها نیز در حال تبدیل به بیوتیت هستند، ت) بقایایی از کلینوپیروکسن بصورت ادخال در آمفیبول قهوه‌ای با منشأ ماگمایی (Am_i)، ث) آمفیبول‌های ماگمایی قهوه‌ای از اطراف به‌وسیلهٔ آمفیبول دگرگونی حرارت کم در حال جای‌گزینی هستند، ج) اجتماعات اورالیت + کلریت که تحت شرایط دگرسانی حرارت اندک جانشین آمفیبول حرارت بیش‌تر شده‌اند

جدول۱: نتایج آنالیز شیمیایی کانی‌های نمونه‌های مافیک بررسی شده. فرمول ساختمانی کانی‌های آمفیبول، پلاژیوکلاز، پیروکسن، اپیدوت و اسفن به ترتیب بر اساس ۲۳، ۸، ۶، ۱۲/۵و ۴ اکسیژن محاسبه شده‌اند.

نمونه	NJ9 (گابروی لاخبرقشی)					NJ22 (گابروی لاخبرقشی)						
کانی	آمفیبول				اپیدوت	آمفیبول						اسفن
	MHb	MHb	Tr	Tr		Prg	Prg	MHb	MHb	Tr	Tr	
شماره آنالیز	#۲۲	#۲۱	#۲۷	#۲۵	#۲۹	#۱۸	#۱۷	#۱۴	#۱۳	#۲	#۱	#۱۵
SiO_2	۴۷/۱۵	۴۸/۱۳	۵۴/۵۴	۵۴/۷۳	۳۹/۱۴	۴۲/۰۷	۳۹/۵۱	۴۹/۵۲	۵۰/۸۷	۵۳/۶۵	۵۳/۵۱	۳۱/۳۵
TiO_2	۲/۱۶	۱/۹۲	۰/۳۳	۰/۲۳	۰/۰۲	۰/۳۵	۰/۵۴	۱/۰۶	۰/۷۵	۰/۳۶	۰/۲۸	۳۸/۲۸
Al_2O_3	۸/۰۳	۷/۰۱	۳/۳۳	۳/۹۲	۲۷/۶	۱۳/۵	۱۴/۰۹	۵/۱۴	۴/۹۴	۲/۸۷	۲/۸	۱/۰۱
FeO^t	۱۲/۲۳	۱۳/۰۹	۸/۸۵	۷/۷۹	۷/۴۲	۲۲/۲۵	۲۲/۶۲	۱۸/۶۷	۱۵/۵۵	۱۲/۶۵	۱۱/۶۶	۰/۰۰
MnO	۰/۱۵	۰/۱۸	۰/۱۸	۰/۱۷	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۱۷	۰/۱۳	۰/۱۵	۰/۰۲
MgO	۱۴/۷۹	۱۴/۳۶	۱۸/۴۴	۱۸/۴۵	۰/۱۴	۶/۷	۶/۱۶	۱۱/۴۵	۱۳/۹	۱۶/۱۵	۱۷/۰۷	۰/۰۰
CaO	۱۱/۷۴	۱۱/۶۴	۱۲/۶۹	۱۳/۰۹	۲۴/۱۶	۱۱/۰۵	۱۰/۹۵	۱۱/۲۸	۱۱/۱۹	۱۱/۷۹	۱۲/۰۷	۲۹/۰۳
Na_2O	۱/۵۶	۱/۴	۰/۳۸	۰/۳۳	۰/۰۰	۲/۳۸	۲/۶۸	۱/۳	۱/۴۹	۰/۵۴	۰/۶۳	۰/۰۸
K_2O	۰/۴۹	۰/۳	۰/۱۲	۰/۰۳	۰/۰۰	۱/۲۵	۱/۳۲	۰/۶۴	۰/۴۷	۰/۲۹	۰/۱۸	۰/۰۴
Total	۹۸/۳	۹۸/۰۳	۹۸/۸۶	۹۸/۷۴	۹۸/۶۴	۹۸/۶۹	۹۸/۰۲	۹۹/۲۳	۹۹/۳۵	۹۸/۴۳	۹۸/۳۵	۹۹/۸۱
Si	۶/۷۵	۶/۹۲	۷/۵۱	۷/۵۳	۳	۶/۲۸	۶/۰۵	۷/۲۱	۷/۲۵	۷/۵۷	۷/۵۳	۱
Ti	۰/۲۳	۰/۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۶	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۹۱
Al^{IV}	۱/۲۴	۱/۰۷	۰/۴۸	۰/۴۶	۲/۴۹	۱/۷۱	۱/۹۴	۰/۷۸	۰/۷۴	۰/۴۲	۰/۴۶	۰/۰۳
Al^{VI}	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۱۶		۰/۶۶	۰/۶	۰/۰۹	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۰	
Fe^{3+}	۰/۵	۰/۶۷	۰/۵۱	۰/۶۱	۰/۰۰	۱/۵۹	۱/۵۴	۱/۴۶	۰/۸۶	۰/۸۱	۰/۶۳	۰/۰۰
Fe^{2+}	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۵	۰/۲۸	۰/۴۷	۱/۱۸	۱/۳۵	۰/۸	۰/۹۸	۰/۶۷	۰/۷۳	۰/۰۰
Mn	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
Mg	۳/۱۶	۳/۰۸	۳/۷۸	۳/۷۸	۰/۰۱	۱/۴۹	۱/۴	۲/۴۸	۲/۹۵	۳/۳۹	۳/۵۸	۰/۹۹
Ca	۱/۸	۱/۷۹	۱/۸۷	۱/۹۳	۱/۹۸	۱/۷۷	۱/۷۹	۱/۷۶	۱/۷۱	۱/۷۸	۱/۸۲	۰/۰۰
Na	۰/۴۳	۰/۳۹	۰/۱	۰/۰۸	۰/۰۰	۰/۶۸	۰/۷۹	۰/۳۶	۰/۴۱	۰/۱۴	۰/۱۷	۰/۰۰
K	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۳	۰/۲۵	۰/۱۱	۰/۰۸	۰/۰۵	۰/۰۳	۰/۰۰
Sum	۱۵/۲۶	۱۵/۱۹	۱۴/۷۸	۱۴/۸۶	۷/۹۵	۱۵/۶۳	۱۵/۷۸	۱۵/۱۸	۱۵/۱۶	۱۴/۹۲	۱۴/۹۸	۲/۹۳
Mg#	۸۶	۸۲	۸۸	۸۶		۴۸	۴۷			۸۰	۸۵	
$^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)$	۰/۹۵	۰/۸۹	۰/۹۷	۰/۹۸		۰/۹۳	۰/۹۳			۰/۹۴	۰/۹۵	
XPs					۱۵							

ادامه جدول ۱

نمونه	NJ22 (گابروی لاخبرقشی)			Robat (گابروی رباط زنگیچه)		NJ24 (گابروی لاخبرقشی)					
کانی	فلدسپار			آمفیبول	اپیدوت	کلینوپیروکسن			فلدسپار		
				Tr	Tr						
شماره آنالیز	#۲۰	#۱۰	#۹	#۳۶	#۴۷	#۴۴	#۲	#۸	#۳	#۱۴	#۶	#۵
SiO_2	۶۸/۲۴	۶۸/۲۶	۶۸/۹	/۳۳ ۵۱	/۱۶ ۵۳	۳۹/۰۸	/۱۸ ۵۲	/۲۷ ۵۱	۵۰/۴	۵۱/۱۱	۵۳/۵۸	۵۱/۹۲
TiO_2	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۴۳	۰/۴۷	۰/۶۴	۰/۰۴	۰/۱	۰/۰۷
Al_2O_3	۲۰/۸۹	۲۱/۰۲	۲۰/۹۸	۲/۶۸	۱/۳	۱۹/۵۳	۳/۳۱	۳/۶۱	۴/۶۲	۳۱/۳۳	۲۹/۹۱	۳۱/۷۵
FeO^t	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۳	/۳۸ ۱۹	/۰۴ ۱۸	۱۶/۰۴	۵/۹۳	۵/۷۶	۶/۱۵	۰/۸۷	۰/۸۸	۰/۸۲
MnO	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱

ادامه جدول ۱

نمونه	NJ22 (گابروی لاخ‌برقشی)			Robat (گابروی رباط زنگیچه)			NJ24 (گابروی لاخ‌برقشی)					
کانی	فلدسپار			آمفیبول		اپیدوت	کلینوپیروکسن			فلدسپار		
				Tr	Tr							
MgO	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۱	/۱۲ ۱۱	/۷۳ ۱۲	۱/۳۷	۱۶/۱۲	/۳۲ ۱۶	/۵۱ ۱۵	۰/۰۵	۰/۱۱	۰/۰۴
CaO	۰/۲۹	۱/۲۶	۰/۳۳	/۰۵ ۱۲	/۰۳ ۱۲	۲۱/۵۲	/۱۳ ۲۰	۲۰/۶۶	/۳۱ ۲۰	۱۳/۶۹	۱۰/۵۳	۱۲/۵۸
Na_2O	۱۰/۹۱	۱۰/۰۶	۹/۹۹	۰/۵	۰/۲۶	۰/۱	۰/۲۵	۰/۲۲	۰/۲۳	۲/۹۷	۵/۰۴	۳/۶۳
K_2O	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۴	۰/۲۵	۰/۰۹	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۵	۰/۴۴	۰/۲۵
Total	/۴۸ ۱۰۰	/۷۸ ۱۰۰	/۲۹ ۱۰۰	۹۷/۸	/۰۴ ۹۸	۹۷/۷۱	/۵۲ ۹۸	/۴۴ ۹۸	/۹۹ ۹۷	/۳۱ ۱۰۰	/۵۹ ۱۰۰	/۰۷ ۱۰۱
Si	۲/۹۶	۲/۹۵	۲/۹۷	۷/۶۲	۷/۷۷	۳/۱۲	۱/۹۲	۱/۷۲	۱/۸۴	۲/۳۱	۲/۴۰	۲/۳۲
Ti	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Al^{IV}	۱/۰۶	۱/۰۷	۱/۰۶	۰/۳۷	۰/۲۲	۱/۸۴	۰/۰۷	۰/۰۰	۰/۱۵	۱/۶۷	۱/۵۸	۱/۶۷
Al^{VI}				۰/۰۹	۰/۰۰		۰/۰۶	۰/۱۴	۰/۰۴			
Fe^{3+}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۱۴	۱/۸۱	۰/۰۰	۰/۱۶	۰/۱۶	۰/۰۴	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۰۳
Fe^{2+}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۳	۰/۳۵	۰/۹۶	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۱۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۵	۰/۰۵	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۸	۰/۰۱
Mg	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۲/۴۶	۲/۷۷	۰/۱۶	۰/۸۸	۰/۸۱	۰/۸۴	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴
Ca	۰/۰۱	۰/۰۵	۰/۰۱	۱/۹۱	۱/۸۸	۱/۸۴	۰/۷۹	۰/۷۴	۰/۷۹	۰/۶۶	۰/۵۰	۰/۶
Na	۰/۹۱	۰/۸۴	۰/۸۳	۰/۱۴	۰/۰۷	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۳۷	۰/۰۸	۰/۲۶	۰/۴۳	۰/۳۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۴	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۲۵	۰/۰۲	۰/۰۱
Sum	۴/۹۴	۴/۹۱	۴/۸۷	/۰۵ ۱۵	/۹۳ ۱۴	۷/۹۳	۳/۹۳	۳/۹۵	۳/۹۳	۴/۹۶	۵/۰۱	۴/۹۷
Mg#				۵۳	۶۰		۸۴	۸۳	۹۵			
$^{B}Ca/^{B}(Ca+Na)$				۰/۹۷	۰/۹۸							
XPs						۳۴						
Ab	۹۸/۵۵	۹۳/۵۳	۹۸/۲۱							۲۷/۷۶	۴۵/۲۱	۳۳/۷۴
Or	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰							۱/۵۴	۲/۶	۱/۵۳
An	۱/۴۵	۶/۴۷	۱/۷۹							۷۰/۷۱	۵۲/۲	۶۴/۶۹
Wo							/۱۵ ۴۲	/۷۱ ۴۲	/۰۲ ۴۳			
En							۴۶/۹۷	/۹۵ ۴۶	/۷۱ ۴۵			
Fs							۹/۹۲	۹/۵۰	/۳۸ ۱۰			

آمفیبول

با توجه به معیار طبقه‌بندی آمفیبول‌ها [۱۰]، آمفیبول نمونه‌های بررسی شده از نوع کلسیک است $(^{B}Ca/^{B}Ca + Na) \geq 0.75$ و مطابق میزان کاتیون‌های آلومینیم، آهن و تیتانیم جای‌گاه C و سدیم، پتاسیم و کلسیم موجود در جای‌گاه A، پارگاسیت، منیزیوهورنبلند و ترمولیت نام دارند (شکل ۵ الف). بر اساس نمودار متمایزکننده آمفیبول ماگمایی از دگرگونی [۱۱]، آمفیبول‌های بررسی شده عمدتاً از نوع ماگمایی هستند (شکل ۵ ب).

کلینوپیروکسن

مطابق نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن [۱۲]، کلینوپیروکسن موجود در نمونه‌ها از نوع اوژیت است (شکل ۶ الف) و متشکله‌های اصلی آن عبارتند از: ولاستونیت (۴۱ تا ۴۴ درصد)، فروسیلیت (۹ تا ۱۱ درصد) و انستاتیت (۴۵ تا ۴۸ درصد).

فلدسپار

با توجه به نتایج آنالیز شیمیایی فلدسپار، ترکیب شیمیایی فلدسپارهای بررسی شده مطابق نمودار مثلثی تقسیم‌بندی فلدسپارها [۱۳]، آلبیت، لابرادوریت و بیتونیت می‌باشند (شکل ۶ ب). ترکیب آلبیتی پلاژیوکلازها به احتمال زیاد ناشی از فرایندهای دگرسانی بعد از تبلور پلاژیوکلاز آذرین است.

اپیدوت

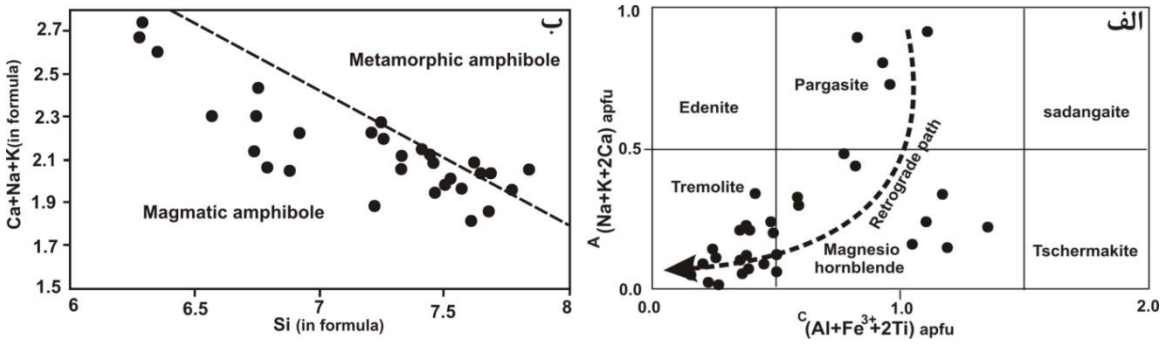
داده‌های تجزیهٔ نقطه‌ای اپیدوت بیان‌گر آن است که سازنده پیستاسیت ($X_{Ps}= Fe^{3+}/Al^{3+} + Fe^{3+}$) موجود در اپیدوت‌ها از ۱۵ تا ۳۴ درصد متغیر است.

ارزیابی شرایط تبلور و دگرسانی ماگما

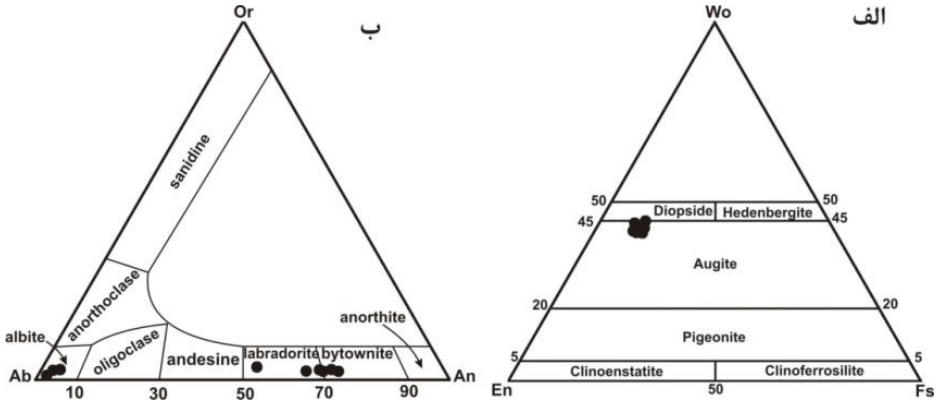
دماسنجی با استفاده از مقدار تیتانیم موجود در آمفیبول

در ترمومتری، به‌روش اوتن [۱۴]، با توجه به مقادیر کاتیون‌های تیتانیم که کم‌تر از ۰/۳۴۴ است در محاسبه دما از فرمول $T^{\circ}C=27*Ti+877$ استفاده شده است. این فرمول دمای ۸۲۱ تا ۹۱۱ درجهٔ سانتی‌گراد را برای آمفیبول‌های ماگمایی با چندرنگی قهوه‌ای (پارگاسیت) نشان می‌دهد که بیان‌گر شرایط دمای تبلور آمفیبول آذرین است اما برای سایر آمفیبول‌های با چندرنگی سبز (آمفیبول‌های دگرسانی) دمای ۵۴۵ تا ۵۹۲ درجهٔ سانتی‌گراد به‌دست آمده (جدول ۲) که نشان‌دهندهٔ شرایط دمایی انجام فرایند دگرسانی بعد از تبلور آذرین است.

اما استفاده از روش ترمومتری [۱۵]، دمای کم‌تری را برای آمفیبول‌های ماگمایی نشان می‌دهد که شامل دمای ۷۲۲ تا ۸۴۳ درجهٔ سانتی‌گراد است. دمای محاسبه شده با این روش برای آمفیبول‌های دگرسانی از ۶۴۰ تا ۷۱۰ درجهٔ سانتی‌گراد متغیر است.



شکل ۵. الف) مطابق نمودارهای تقسیم‌بندی آمفیبول [۱۰]، آمفیبول‌های بررسی شده، از نوع پارگاسیت، منیزیوهورنبلند و ترمولیت هستند، ب) بر اساس نمودار متمایزکننده آمفیبول‌های دگرگونی از انواع آذرین [۱۱]، آمفیبول توده‌های مافیک جنوب بردسکن عمدتاً دارای منشأ ماگمایی هستند



شکل ۶. الف) مطابق نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن [۱۲]، کلینوپیروکسن نمونه‌های بررسی شده‌از نوع اوژیت هستند، ب) با توجه به نمودار مثلثی Ab-An-Or [۱۳]، ترکیب پلاژیوکلازهای نمونه‌های گابرویی بررسی شده از نوع لابرادوریت، بیتونیت و آلبیت هستند

فشارسنجی به‌کمک میزان آلومینیم آمفیبول

وجود یک رابطهٔ تقریباً خطی بین میزان آلومینیم آمفیبول و عمق تبلور توده‌های نفوذی آمفیبول‌دار با بررسی‌های آزمایشگاهی محققان مختلف به اثبات رسیده است [۱۶]، [۱۷]، [۱۸] [۱۹]. با استفاده از این روابط فشار تبلور آمفیبول‌های قهوه‌ای (پارگاسیت) و سبز (منیزیوهورنبلند) ۲/۲ تا ۵/۸ کیلوبار محاسبه شده است (جدول ۲). این دامنه فشاری محاسبه شده مرتبط با شرایط انجماد و تأثیر عوامل دگرسانی بعدی بر توده ماگمایی است.

شیمی سنگ کل

نتایج تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل ۵ نمونه (۳ نمونه رباط زنگیچه و ۲ نمونه لاخ‌برقشی) مافیک جنوب بردسکن در جدول ۳ نشان داده شده است. مطابق نتایج تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل و بر اساس نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین [۲۰]، نمونه‌های بررسی شده گابرو و دیوریت ساب آلکالن هستند (شکل ۷ الف). با توجه به دگرسان شدن سنگ‌های بررسی شده، از نمودارهایی که بر اساس عناصر کمتر متحرک در طی دگرگونی بنا شده‌اند [۲۱]، نیز استفاده شده است. مطابق این نمودار، نمونه‌ها از نوع بازالت آلکالن هستند (شکل ۷ ب).

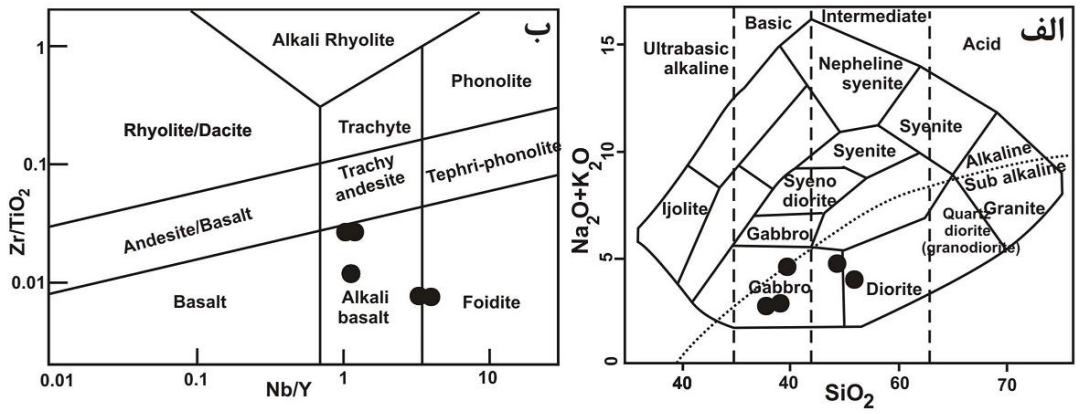
جدول ۲. نتایج محاسبهٔ فشار تشکیل آمفیبول‌های منطقه بر اساس محتوای آلومینیم کل

نوع آمفیبول	Al^{Total}	[۱۴] ±۰/۳ kbar	[۱۵] ±۰/۱ kbar	[۱۶] ±۰/۵ kbar	[۱۷] ±۰/۶ kbar
آمفیبول قهوه‌ای (پارگاسیت)	۱/۸۶۲	۴/۶۳۴	۵/۷۴۱	۴/۴۱۶	۵/۸۵۳
آمفیبول قهوه‌ای (پارگاسیت)	۱/۵۴۲	۳/۵۷۹	۳/۹۳۶	۳/۰۶۲	۴/۳۲۹
آمفیبول قهوه‌ای (پارگاسیت)	۱/۴۵۶	۳/۲۹۳	۳/۴۵۱	۲/۶۹۸	۳/۹۲
آمفیبول قهوه‌ای (پارگاسیت)	۱/۴۴۱	۲/۷۵۹	۳/۳۶۷	۲/۶۳۵	۳/۸۴۹
آمفیبول سبز (منیزیوهورنبلند)	۱/۴۱۰	۳/۵۴۴	۳/۱۹۳	۲/۵۰۵	۳/۷۰۲
آمفیبول سبز (منیزیوهورنبلند)	۱/۳۵۶	۳/۵۰۴	۲/۸۸۷	۲/۲۷۵	۳/۴۴۴

تفسیر جای‌گاه تکتونیکی

در این بخش سعی شده که علاوه بر نمودارهای متداول و مرسوم دهه‌های ۷۰ و ۸۰ قرن میلادی گذشته، از نمودارهای تصحیح شده جدید که بر اساس لگاریتم چندعنصری تعریف شده‌اند نیز برای شناسایی جای‌گاه تکتونیکی

نمونه‌های ماگمایی مافیک جنوب بردسکن استفاده شود. مطابق نمودارهای متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی متداول و مرسوم، جای‌گاه تکتونیکی ماگمای مافیک جنوب بردسکن غالباً مرتبط با جای‌گاه فرورانش است. با توجه به نمودار



شکل ۷. الف) مطابق نمودار نام‌گذاری سنگ‌های آذرین [۲۰]، ترکیب نمونه‌ها گابرو و دیوریت ساب‌آلکالن هستند، ب) با توجه به نمودار دوتایی Nb/Y در برابر Zr/TiO_2 [۲۱]، ترکیب نمونه‌های بررسی شده در محدودهٔ بازالت آلکالن جای دارند

جدول۳. نتایج تجزیهٔ شیمیایی سنگ کل ۵ نمونه از نمونه‌های ماگمایی مافیک جنوب بردسکن. عناصر اصلی و فرعی بر اساس درصد و عناصر کمیاب بر حسب قسمت در میلیون هستند

Sample No.		Nj 9 رباط زنگیچه	Nj 18 رباط زنگیچه	Nj 22 لاخ برقشی	Nj 24 لاخ برقشی	Nj 14 رباط زنگیچه
Major Oxides (%wt)	SiO_2	۴۷/۶	۴۸/۷	۴۹/۳	۵۳/۹	۵۵/۶
	Al_2O_3	۱۴/۴	۱۶/۵	۱۴/۳	۱۴/۳	۱۴/۶
	FeO	۱۱	۱۰/۵	۱۱/۸۳	۹/۹۲	۹/۷۶
	Fe_2O_3	۲/۲	۲/۱	۲/۳۷	۲/۹۸	۲/۹۴
	MgO	۸/۶	۸/۱	۵/۲	۳/۲	۴/۱
	CaO	۹/۲	۸	۸/۱	۶/۲	۶/۱
	Na_2O	۱/۳	۱/۷	۳/۴	۲/۸	۲/۲
	K_2O	۱/۳	۱/۱	۱/۱	۱/۸	۱/۶
	TiO_2	۰/۶	۰/۵	۲/۴	۲/۷	۰/۸
	MnO	۰/۴	۰/۲	۰/۱	۰/۱	۰/۴
	P_2O_5	۰/۱	۰/۰۸	۰/۲	۰/۸	۰/۲
	LOI	۲/۹۱	۲/۳۷	۱/۲۳	۰/۴۹	۱/۴۱
	total	۹۹/۵۱	۹۹/۷۷	۹۹/۳۳	۹۸/۳۹	۹۹/۵۱
LILES (ppm)	Cs	۱/۶۴	۱/۴۱	۲/۵۲	۲/۶	۱/۶۷
	Rb	۶۶/۷۳	۹۲/۰۹	۱۲۹	۱۴۳	۱۰۱
	Ba	۴۰۰	۵۴۸	۱۷۲	۵۷۹	۴۱۲
	Sr	۲۳۸	۳۴۶	۴۳۷	۴۷۱	۳۷۴
	Pb	۲۲۵	۸۴/۶۴	۱۰/۰۶	۱۱/۲۵	۷۳/۷۴
HFSE (ppm)	Th	۶/۹۷	۷/۵۵	۹/۱۹	۸/۱۸	۸/۱۲
	U	۱/۰۹	۰/۶۴	۲	۱/۹	۱/۰۷
	Zr	۹۳/۸۹	۷۹/۳۸	۱۱۲	۱۱۵	۵۷/۸۱
	Ti	۳۷۲۰	۳۳۱۲	>۱۰۰۰	>۱۰۰۰	۵۹۷۹
	Hf	۴/۲۵	۴/۴۳	۵/۴۹	۴/۹۵	۴/۳۵
	Ta	۰/۱	۰/۱۸	۰/۲	۰/۲۸	۰/۲

Sample No.		Nj 9 رباط زنگیچه	Nj 18 رباط زنگیچه	Nj 22 لاخ برقشی	Nj 24 لاخ برقشی	Nj 14 رباط زنگیچه
	Y	۱۲/۵۸	۱۲/۰۱	۲۳/۳۸	۲۰/۸۴	۲۱/۰۳
	Nb	۱۴/۲۷	۱۲/۷۷	۸۰/۵۹	۸۴/۰۷	۲۴/۰۲
REE (ppm)	La	۵/۸۵	۳/۸۸	۱۳/۷۸	۱۷/۴	۱۲/۳۹
	Ce	۱۸/۶۷	۲۰/۱۷	۴۸/۴۱	۴۳/۲۹	۳۹/۶۶
	Pr	۴/۷۳	۴/۱	۶/۰۱	۸/۰۲	۵/۲۵
	Nd	۱۶/۴۱	۱۷/۲	۸۵/۹۴	۱۰۴	۳۴/۷۵
	Sm	۱/۲۹	۲/۲۶	۳/۷۸	۲/۲	۲/۵۹
	Eu	۰/۹۸	۰/۹	۲/۳۱	۲/۷۷	۱/۷۲
	Gd	۴/۱۵	۴/۳۴	۵/۶۹	۵/۷۸	۴/۵۴
	Tb	۰/۹۵	۱/۰۶	۵/۶۹	۶/۰۷	۱/۷
	Dy	۲/۲۵	۱/۴۴	۲/۹۶	۱/۶۱	۲/۵۱
	Ho	۰/۴۹	۰/۵	۰/۸۶	۱/۲۸	۰/۵۲
	Er	۰/۴۸	۰/۴۵	۰/۵۲	۱/۰۶	۰/۷۵
	Tm	۰/۴۱	۰/۴۲	۰/۵	۰/۴۱	۰/۴۶
	Yb	۱/۹۷	۲/۰۲	۳	۲/۵۲	۲/۷۳
	Lu	۰/۱۲	۱/۰۱	۱	۰/۸۹	۰/۸۸
Other (ppm)	Sc	۳۴/۴۸	۳۲/۳۲	۴۹/۳۳	۲۱/۷۴	۳۶/۸۸
	Cr	۳۶۲	۳۴۵	۲۷۱	۱۰۴	۲۰۷
	Ni	۴۴/۳۷	۳۶/۱۶	۳۱/۹۵	۲۹/۸۵	۸/۶۷
	Co	۵۴/۲۷	۴۹/۹	۴۰/۷۷	۳۵/۱۹	۳۲/۹۱
	V	۲۰۱	۱۹۸	۳۹۶	۱۷۰	۲۶۵
	W	۲/۷۷	<۰/۵	۷/۵۴	۵/۵۸	۲/۳۹
	Ga	۱۶/۱۷	۱۴/۹۸	۱۹/۱۵	۲۴/۴۱	۱۹/۲۱
	Zn	۵۱۳	۲۲۳	۲۹/۷۵	۹۸/۵۹	۳۳۹
	Cu	۱۲۶	۶۰/۹	۳۸/۰۸	۲۵/۸۴	۷۵/۳۵
	Ag	<۰/۱	۰/۱۲	۴/۸	۸/۸۳	۳/۶۹
	Ge	<۰/۴	<۰/۴	۰/۴	<۰/۴	<۰/۴
	Hg	<۰/۴	<۰/۴	۰/۰۶	۰/۱	<۰/۴
	In	۱/۲۸	۰/۸۲	<۰/۵	<۰/۵	۱/۵۸
	Li	۴۴/۳۴	۴۶/۳۲	۱۲/۶۵	۲۲/۵۹	۲۴/۱۹
	Mn	۱۷۲۷	۱۲۰۴	۶۶۹	۹۰۳	۲۱۷۶
	P	۴۷۸	۲۹۷	۵۶۴	۵۸۷	۷۷۶
	Be	۰/۴۹	۰/۵۷	۱/۴	۱/۴۹	۱/۱۷
	As	۲/۴۱	۲/۵۸	۳/۱۵	۰/۸۸	۲/۱۴
	S	۱۰۱۳	۲۳۶	۸۲۳	۷۲/۸۴	۴۲۲
	Sb	۲/۳۶	۲/۶۳	۲/۰۹	۱/۹	۱/۷۷
	Se	<۰/۰۵	۲/۴۲	۵/۰۵	۰/۹۷	۱/۸۸
	Sn	۱۶/۸۸	۱۷/۵۸	۲۱/۱۳	۱۸/۹۱	۱۷/۸۱
	B	۸/۴۱	۶/۱۳	۱۴/۵۱	۱۴/۵	۹/۱۴
	Bi	۱۲/۵۸	۷/۹۳	۳۰/۸۹	۲۶/۷۳	۱۴/۶۱
	Tl	<۰/۵	<۰/۵	۰/۸۳	۰/۸۳	<۰/۵
	Cd	۳/۳۲	۳/۱۴	۳/۷۷	۳/۳	۲/۸۷

مثلثی TiO_2-K_2O-P_2O_5 [۲۲]، ماگمای سازنده نمونه‌های بررسی شده در جای‌گاه قاره‌ای تشکیل شده است (شکل ۸ الف). مطابق نمودار مثلثی Nb/8-Y/15-La/10 [۲۳] نمونه‌های مافیک بررسی شده ویژگی‌های ژئوشیمیایی ریفت داخل قاره‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۸ ب). با توجه به نمودار دوتایی Ti/Y در برابر Zr/Y [۲۴]، جای‌گاه تشکیل ماگمای سازنده نمونه‌های مافیک بررسی شده از هر دو نوع حاشیه صفحه‌ای و درون صفحه‌ای هستند (شکل ۸ پ). مطابق نمودار Ta/Yb در برابر $K_2O/Yb*10^{-4}$ [۲۵]، ماگمای نمونه‌های مافیک بررسی شده در جای‌گاه تکتونیکی کمان آتشفشانی تشکیل شده‌اند (شکل ۸ ت). بر اساس نمودار دوتایی Cr در برابر Y [۲۵] و نمودار مثلثی Th-Ta-Hf/3 [۲۶] نیز، جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده کمان آتشفشانی است (شکل‌های ۸ ث، ۸ ج).

مطابق نمودار دوتایی Zr در برابر Zr/Y [۲۷] جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن قوس قاره‌ای است (شکل ۸ چ). از طرفی در نمودار سه‌تایی Zr/4-Nb*2-Y [۲۸] نمونه‌های بررسی شده عمدتاً از نوع بازالت آلکالن داخل صفحه‌ای هستند (شکل ۸ ح).

در تمامی نمودارهای متمایزکننده محیط تکتونیکی که اخیراً معرفی شده‌اند جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده مرتبط با فرورانش است (شکل ۹). در نمودار مثلثی Th-Hf/3-Ta [۲۹] نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن شاخص‌های ژئوشیمیایی جزایر قوسی را نشان می‌دهند (شکل ۹ الف). با توجه به نمودار La/Yb در برابر Th/Nb [۳۰]، جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده قوس قاره‌ای است (شکل ۹ ب). با توجه به نمودار دوتایی تعریف شده بر اساس لگاریتم تغییرات عناصر Ti، Zr، Y و Sr [۲۹] نیز جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده جزایر قوسی است (شکل ۹ پ).

[۳۱] و [۳۲] با توجه به توابع تمایزی تعریف شده، نمودارهای دوتایی متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی را ابداع کرده‌اند. مطابق با توابع تمایز تعریف شده [۳۱] جای‌گاه تکتونیکی بیش‌تر نمونه‌های بررسی شده بازالت‌های جزایر قوسی است (شکل ۹ ت).

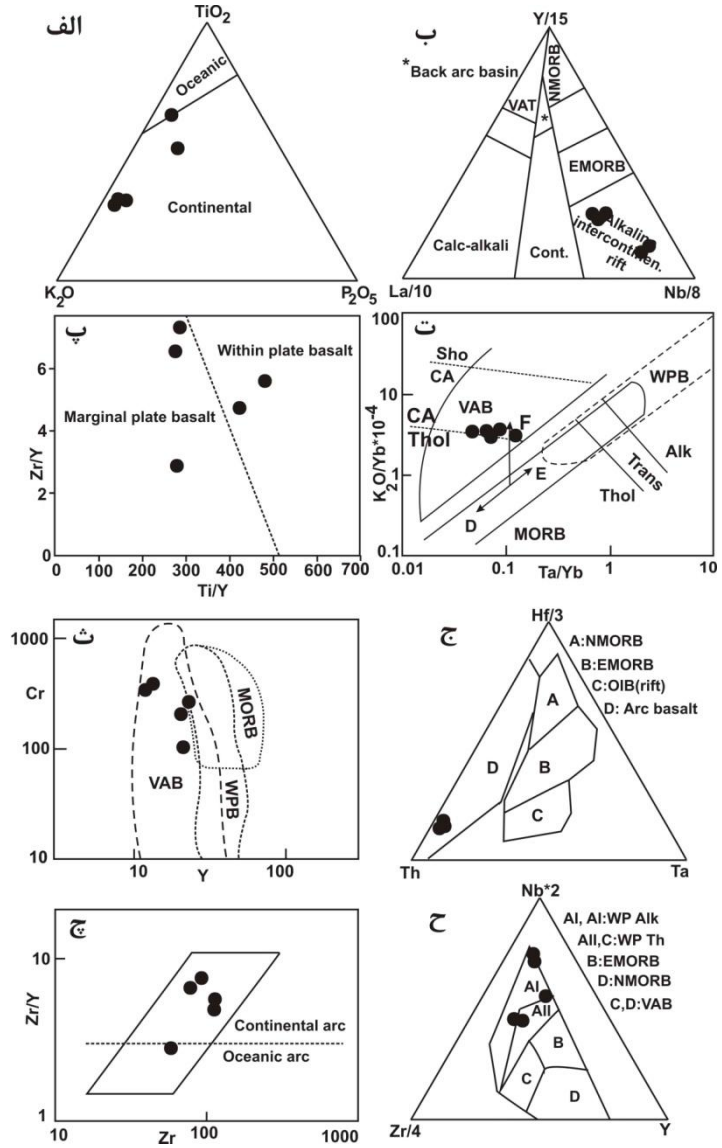
در نمودار دوتایی [۳۲] که بر اساس نسبت‌های عناصر کمیاب تعریف شده، نیز جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده جزایر قوسی است (شکل ۹ ث).

لازم به ذکر است که مطابق تحقیقات [۸] شاخص‌های ژئوشیمیایی کلینوپیروکسن و آمفیبول مشابه انواع موجود در جای‌گاه فرورانش [۳۳]، [۳۴]، [۳۵] است.

بحث

با توجه به مبحث قبل، نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن شاخص‌های ژئوشیمیایی هر دو جای‌گاه ریفت داخل قاره‌ای و فرورانش (جزایر قوسی و حاشیه فعال قاره‌ای) را نشان می‌دهند. در مورد جای‌گاه فرورانش، نظر به تزریق توده‌های مافیک بررسی شده به پی‌سنگ قاره‌ای، حاشیه‌فعال قاره‌ای نسبت به جزایر قوسی، جای‌گاه محتمل‌تری است.

محیط کششی پشت قوس قاره‌ای جای‌گاهی است که ماگمای مافیک گوشته‌ای، شاخص‌های ژئوشیمیایی داخل صفحه‌ای و حاشیه صفحه‌ای را به‌صورت توامان دارد [۳۶]. زیرا در این جای‌گاه فرایند ذوب‌بخشی گوشته متأثر از سیالات آزاد شده از اسلب اقیانوسی فرورو و بالاآمدگی استنوسفر در نتیجه تکتونیک کششی حاکم بر جای‌گاه پشت قوس است.

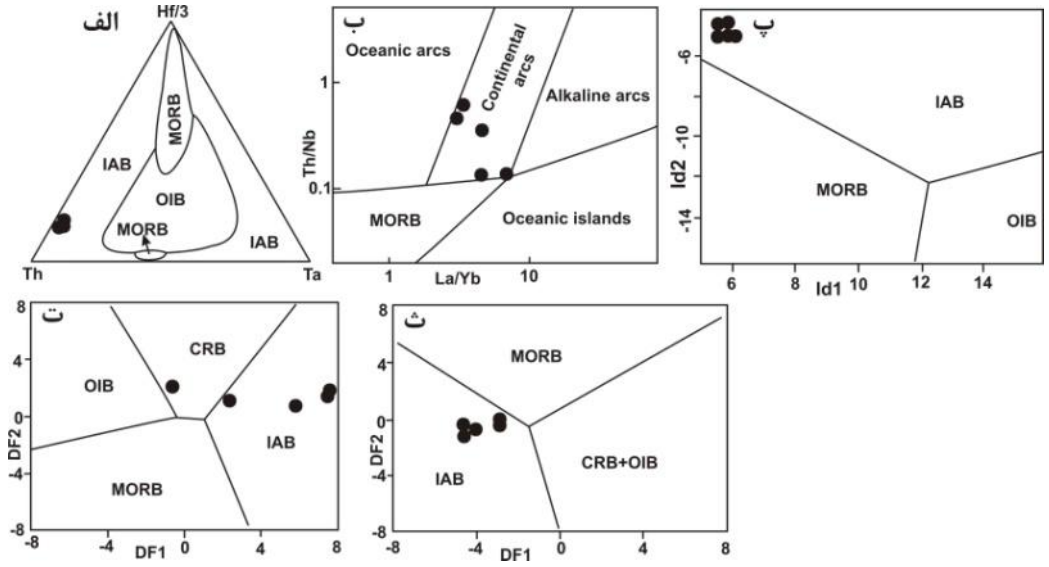


شکل ۸. مطابق نمودارهای متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی متداول و مرسوم، جای‌گاه تکتونیکی ماگمای مافیک جنوب بردسکن غالباً مرتبط با جای‌گاه فرورانش و داخل قاره‌ای است. الف) با توجه به نمودار مثلثی [۲۲]، ماگمای سازنده نمونه‌های بررسی شدهدر جای‌گاه قاره‌ای تشکیل شده است، ب) مطابق نمودار مثلثی Nb/8–Y/15-La/10 [۲۳]، نمونه‌های مافیک بررسی شده ویژگی‌های ژئوشیمیایی ریفت داخل قاره‌ای را نشان می‌دهند، پ) مطابق نمودار Ti/Y در برابرZr/Y [۲۴]، جای‌گاه تشکیل ماگمای سازندهٔ نمونه‌های مافیک بررسی شده از هر دو نوع حاشیه صفحه‌ای و درون صفحه‌ای هستند، ت) مطابق نمودار Ta/Yb در برابر $K_2O/Yb*10^{-4}$ [۲۵]، ماگمای نمونه‌های مافیک بررسی شده در جای‌گاه تکتونیکی کمان آتشفشانی تشکیل شده است، ث) بر اساس نمودار دوتایی Cr در برابر Y [۲۵]، جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های بررسی شده کمان آتشفشانی است، ج) مطابق نمودار مثلثی – Th –Ta Hf/3 [۲۶]، نمونه‌های بررسی شده در محدودهٔ بازالت‌های کمان آتشفشانی واقع شده‌اند، چ) در نمودار دوتایی Zr در برابر Zr/Y [۲۷]، جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن قوس قاره‌ای است، ح) با توجه به نمودار سه‌تایی Zr/4-Nb*2-Y [۲۸]، نمونه‌های بررسی شده از نوع بازالت‌های توله‌ایتی و آلکالن داخل صفحه‌ای هستند.

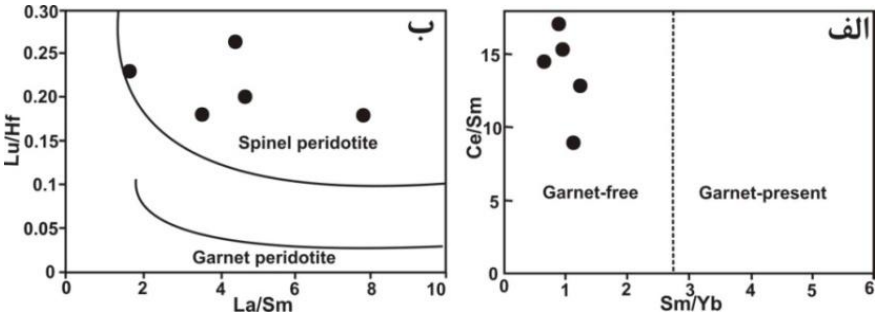
جای‌گاه پشت‌قوس قاره‌ای پیچیده‌ترین محیط تکتونیکی از نظر ژنز ماگما است، زیرا سنگ منشأهای متنوعی، از قبیل گوه گوشته‌ای آستنوسفری و گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای، رسوبات و صفحه اقیانوسی فرورو و پوسته قاره‌ای، در تشکیل و تحول ماگما مشارکت دارند. نظر به ترکیب غالباً گابرویی نمونه‌های بررسی شده، ژنز آن‌ها مرتبط با

ذوب‌بخشی گوشته است. نسبت Sm/Yb شاخص ژئوشیمیایی مناسبی برای تمایز سنگ منشأ گوشته‌ای ماگمای مافیک است [۳۷]. با توجه به مقادیر کم‌تر از ۲/۸ این نسبت در نمونه‌های بررسی شده، سنگ منشأ گوشته‌ای آن‌ها عاری از گارنت بوده است (شکل ۱۰ الف). از طرفی در ماگمای حاصل از ذوب‌بخشی سنگ منشأ گوشته‌ای گارنت‌دار، مقادیر Lu/Hf کم‌تر از ۰/۱ است [۳۸]. مقادیر این نسبت در نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن، بیش‌تر از ۰/۱۵ است که بیان‌گر سنگ منشأ اسپینل لرزولیتی ماگمای بررسی شده است (شکل ۱۰ ب). شاخص‌های ژئوشیمیایی غنی‌شده ماگمای مافیک در این مناطق مرتبط با ذوب‌بخشی گوه گوشته‌ای دگرسان شده و گوشته لیتوسفری زیرقاره‌ای غنی شده یا تأثیر هضم مواد پوسته‌ای است [۳۶]. تمایز نقش هر کدام از این عوامل مستلزم استفاده از داده‌های ایزوتوپی نسبت‌های استرانسیم، نئودیمیوم و سرب است.

مشابه ماگماتیسم مافیک جنوب بردسکن، در منطقهٔ بیارجمند (جنوب شرق شاهرود) نیز، دایک‌های مافیک با سن ژوراسیک به داخل پی‌سنگ دگرگونی تزرق شده [۱] و شاخص‌های ژئوشیمیایی کمان آتشفشانی حاشیهٔ فعال قاره‌ای را نشان می‌دهند.



شکل ۹. مطابق نمودار متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی جدید و انواعی که بر اساس لگاریتم چندعنصری بنا شده و در سال‌های اخیر معرفی شده‌اند ژنز ماگمای مافیک جنوب بردسکن، مرتبط با جای‌گاه فرورانش است. الف) مطابق نمودار سه‌تایی Th-Hf/3-Ta [۲۹]، جای‌گاه تکتونیکی نمونه‌های گابرویی بررسی شدهکمان آتشفشانی است، ب) با توجه به نمودار La/Yb در برابر Th/Nb [۳۰]، نمونه‌های گابرویی بررسی شده در محدوده بازالت‌های کمان قاره‌ای قرار گرفته‌اند، پ) با توجه به نمودار دوتایی ld1 در برابر ld2 [۲۹]، ژنز نمونه‌های بررسی شدهمرتبط با جای‌گاه جزایر قوسی است، ت) مطابق نمودار دوتایی DF1 در برابر DF2 [۳۱]، نیز جای‌گاه تشکیل نمونه‌های مافیک جنوب بردسکن جزایر قوسی است، ث) بر اساس نمودار دوتایی DF1 در برابر DF2 [۳۲]، نمونه‌های بررسی شده در جای‌گاه جزایر قوسی به‌وجود آمده‌اند (بازالت پشته میان اقیانوسی: MORB، بازالت جزایر اقیانوسی: OIB، بازالت جزایر قوسی: IAB، بازالت ریفت قاره‌ای: CRB)

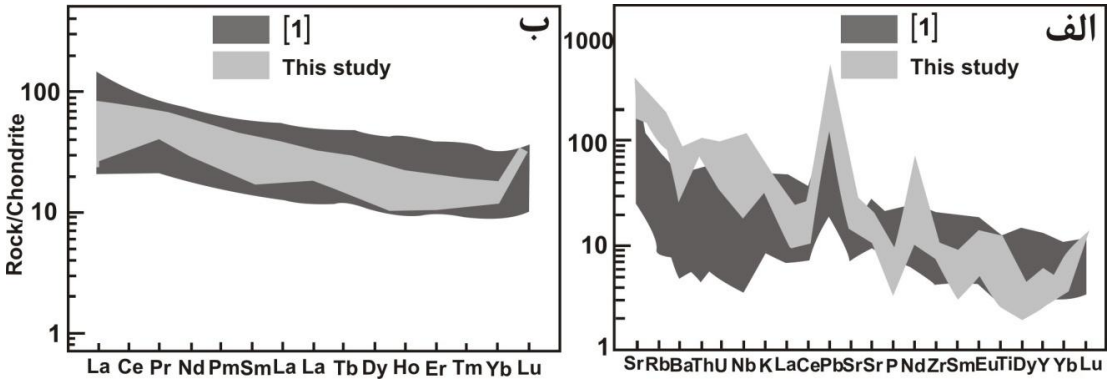


شکل ۱۰. الف) مطابق نمودار دوتایی نسبت Ce/Sm در برابر نسبت Sm/Yb [۳۷]، سنگ منشأ گوشته‌ای نمونه‌های بررسی شدهعاری از گارنت بوده است، ب) با توجه به نمودار دوتایی La/Sm در برابر Lu/Hf [۳۸]، سنگ نمونه‌های مافیک بررسی شده از ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت حاصل شده‌اند

نمونه‌های بررسی شده، در نمودار عناصر نادر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۹]، الگوی عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین غنی‌شده بوده است و نسبت La/Yb در آن‌ها از ۲/۹ تا ۶/۹ متغیر است (شکل ۱۱ الف). داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های مافیک منطقه بیارجمند [۱] نیز به‌منظور مقایسه، ترسیم شده است. هم‌پوشانی نسبتاً چشم‌گیری در الگوی عناصر نادر خاکی ماگماتیسم مافیک جنوب بردسکن و دایک‌های مافیک منطقه بیارجمند مشاهده می‌شود. در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته اولیه (شکل ۱۱ب)، عناصر روبیدیم، توریم، اورانیم و سرب غنی‌شدگی نشان می‌دهند. در بیش‌تر نمونه‌ها، عناصر نیوبیم، زیرکنیم و فسفر دارای آنومالی منفی هستند. این‌چنین شاخص‌های ژئوشیمیایی که در دایک‌های مافیک تزریق شده به پی‌سنگ دگرگونی منطقه بیارجمند نیز موجود است از ویژگی‌های ماگماهای مناطق فرورانش هستند. آنومالی مثبت عناصری مانند سرب، اورانیم و توریم، شاخص آلایش مذاب گوشته‌ای با پوسته قاره‌ای نیز هستند. به عقیدهٔ [۱]، ژنز ماگماتیسم مافیک منطقه بیارجمند مرتبط با ذوب‌بخشی سنگ منشأ اسپینل لرزولیتی در جای‌گاه تکتونیک کششی پشت قوس ناشی از فرورانش نئوتتیس زیر خرده قاره ایران مرکزی است.

صفحه ایران تا پرمین قرابت مکانی نزدیکی با گندوانا داشته و در حاشیهٔ شمالی آن واقع است اما با شروع بسته شدن پالئوتتیس، ریفتینگ درون قاره‌ای منجر به جدایش صفحهٔ ایران از گندوانا گشته و حوضهٔ اقیانوسی نئوتتیس در راستای زاگرس بین صفحه ایران و گندوانا به‌وجود آمده است. بیش‌تر محققانی که به بررسی پالئوژئوگرافی قلمرو نئوتتیس پرداخته‌اند [۴۰]-[۴۷] معتقدند که فرورانش این حوضه اقیانوسی در حاشیهٔ اوراسیا از تریاس بالایی- ژوراسیک زیرین شروع شده است. این واقعه فرورانش ضمن تشکیل حاشیهٔ تیپ کوردیلرن در راستای بلوک سنندج - سیرجان در زمان ژوراسیک تا کرتاسه و انجام فرایندهای ماگماتیسم و متامورفیسم حاشیه فعال قاره‌ای [۴۰]، [۴۸]، [۵۲]، تشکیل حوضه‌های کششی داخل قاره‌ای که با ماگماتیسم مافیک آلکالن مشخص هستند بین پهنه سنندج - سیرجان و خرده قاره ایران مرکزی را سبب شده است [۴۰]، [۵۳]، [۵۴]. از طرفی زایش حوضه‌های پشت‌قوس کرتاسه در شمال خرده قاره ایران مرکزی به نام اقیانوس سبزوار [۵۵]، در جنوب و غرب این خرده قاره اقیانوس فنوج [۵۶] یا نائین-بافت [۴۴] و در شرق، تشکیل اقیانوس سیستان [۵۵] از پیامدهای فرورانش نئوتتیس است.

ماگماتیسم مافیک گوشته‌ای نواحی قاره‌ای تابعی از شرایط ژئودینامیک مرتبط با تنوره‌های گوشته‌ای، ریفتینگ قاره‌ای و جای‌گاه فرورانش و پشت قوس در نواحی حاشیهٔ فعال قاره‌ای است [۳۶].



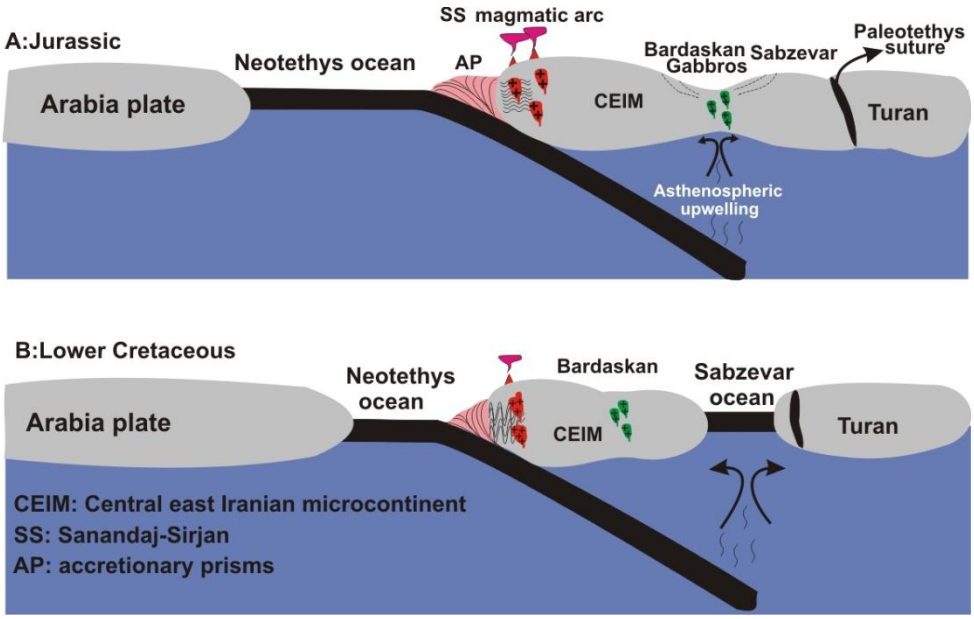
شکل ۱۱. الف) در الگوی عناصر خاکی سنجیده شده نسبت به کندریت [۳۹]، عناصر نادر خاکی سبک نسبت به سنگین نسبتاً غنی‌شدگی نشان می‌دهند. داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های دلریتی ژوراسیک تزریق شده به پی‌سنگ دگرگونی منطقه بیارجمند [۱] نیز به‌منظور مقایسه، ترسیم شده است. ب) در نمودار عنکبوتی سنجیده شده نسبت به گوشته اولیه [۳۹]، نمونه‌ها در مقایسه با ترکیب گوشته اولیه، غنی‌شدگی از عناصر بزرگ یون لیتوفیل (Rb, Th, U, Pb) دیده می‌شود. این‌چنین ویژگی‌های ژئوشیمیایی شاخص جای‌گاه فرورانش یا آلایش با پوسته قاره‌ای است. به‌منظور مقایسه، داده‌های ژئوشیمیایی دایک‌های دلریتی ژوراسیک تزریق شده به پی‌سنگ دگرگونی منطقه بیارجمند نیز ترسیم شده است.

احتمالاً کشش پشت قوس ناشی از فرورانش نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی، در منطقه بردسکن تنها بالاآمدگی آستنوسفر و نازک‌شدگی پوسته‌ای شده و به‌دنبال آن ماگمای مافیک گوشته‌ای در نتیجهٔ ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار در طی ژوراسیک ایجاد شده است. با ادامه فرورانش و ایجاد تکتونیک کششی فراگیر، در منطقه سبزوار زایش حوضه اقیانوسی در ژوراسیک بالایی تا کرتاسه زیرین [۴۶]، [۴۷] صورت گرفته است (شکل ۱۲).

جای‌گیری توده‌های گابرویی ارتباط تنگاتنگی با گسل‌های پی‌سنگی منطقهٔ کوه سرهنگی دارند. نوع حرکت گسل‌های پی‌سنگی در این زمان به‌صورت راستالغز چپ‌گرد و با مؤلفهٔ کششی همراه بوده است. با توجه به آرایش گسل‌های منطقه و نوع حرکت آن‌ها فضاهای کششی در منطقه ایجاد شده و منجر به جای‌گیری تودهٔ گابرویی در بخش انتهایی جنوب غربی گسل اصلی کوه سرهنگی در منطقه رباط زنگیچه و لاخ برقشی در بازه زمانی ژوراسیک میانی شده است [۶].

نتیجه‌گیری

نتایج دما-فشارسنجی آمفیبول نمونه‌های گابرویی جنوب بردسکن دامنه دما و فشار وسیعی را نشان می‌دهند که با شرایط دما و فشار تبلور آذرین تا دگرسانی‌های حرارت کم‌تر بعدی مطابقت دارد. مطابق نمودارهای متمایزکننده جای‌گاه تکتونیکی و الگوی نمودارهای عنکبوتی، ژنز ماگمای مافیک منطقهٔ جنوب بردسکن مرتبط با ذوب‌بخشی اسپینل لرزولیت در جای‌گاه فرورانش و داخل صفحه قاره‌ای است. شاخص‌های ژئوشیمیایی توأمان فرورانش و داخل صفحه قاره‌ای را می‌توان در جای‌گاه پشت قوس قاره‌ای انتظار داشت. احتمالاً فرورانش حوضه اقیانوسی نئوتتیس به زیر صفحه خرده قاره ایران مرکزی، با نازک‌شدگی لیتوسفری و بالاآمدگی استنوسفر همراه بوده است و در نتیجه ذوب‌بخشی حاصل از مشارکت سیالات فرورانش و کاهش فشار منبع اسپینل لرزولیتی، ماگماتیسم مافیک جنوب بردسکن در ژوراسیک به وقوع پیوسته است.



شکل ۱۲. مدل ژئودینامیک تشکیل گابروهای جنوب بردسکن و زایش حوضه اقیانوسی هم‌جوار در سبزوار. الف) در زمان ژوراسیک، فرورانش نئوتتیس به زیر خرده قاره ایران مرکزی ضمن پیدایش جای‌گاه حاشیه فعال قاره‌ای در پهنه سنندج- سیرجان، در منطقه بردسکن به دنبال بالا آمدگی آستنوسفر و ریفتینگ قاره‌ای عقیم، ماگمای مافیک گوشته‌ای در نتیجه ذوب‌بخشی ناشی از کاهش فشار آستنوسفر حاصل شده است. ب) با ادامه فرورانش در کرتاسه زیرین، تکتونیکی کششی پشت قوس به تشکیل حوضهٔ اقیانوسی در شمال بردسکن (اقیانوس سبزوار) منجر گشته است.

منابع

۱. بلاغی ز.، صادقیان م.، قاسمی ح. ا.، محجل م.، مینگو ج.، "کانی‌شناسی، زمین‌شیمی و سن پرتوسنجی دایک‌های مافیک موجود در مجموعه دگرگونی دلبر، بیارجمند (جنوب شرق شاهرود)"، مجلهٔ بلورشناسی و کانی‌شناسی ۹۳ (۱۳۹۴)، ۴۸۴-۴۷۱.

۲ . جمشیدی خ.، "مطالعهٔ ماگماتیسم مافیک قاعده سازند شمشک در زون البرز شرقی"، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشکدهٔ علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود (۱۳۸۶).

۳ . قاسمی ح. ا.، جمشیدی خ.، "زمین‌شناسی و ژئوشیمی سنگ‌های بازیک آلکالن در قاعده سازند شمشک، زون البرز" مجلهٔ بلورشناسی و کانی‌شناسی ۴ (۱۳۹۰)۳۷۰-۳۴۷.

4. Shahbazi H., Siebel W. M., Pourmoafee Ghorbani M., Sepahi A. A., Shang C. K., Vousoughi Abedini M., "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 (2010) 668-683.

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

۶. نوزعیم ر.، "تحلیل دگریختی گستره کوه سرهنگی درشمال باختر بلوک لوت"، پایان‌نامهٔ دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران (۱۳۹۱).

7. Ramezani J., Tucker R. D., "The Saghand region, central Iran: U-Pb geochronology, petrogenesis and implications for Gondwana tectonics", American Journal of Science 303 (2003) 622-665.
8. Sahandi M. R., Baumgartner S., Schmidt K., (1983) "Contributions to stratigraphy and tectonics of Zeber-Kuh range (East of Iran)" final report of geodynamic project in Iran No 51 (1983) 185-204.

۹. نژادی ن.، "پترولوژی توده‌های گابرویی جنوب بردسکن (شمال غرب بلوک لوت)"، پایان‌نامهٔ کارشناسی ارشد، دانشگاه بین‌المللی امام خمینی، قزوین (۱۳۹۴).

10. Hawthorne F. C., Oberti R., Harlow G. E., Maresch W. V., Martin R. F., Schumacher J., C., Welch, M. D., "Nomenclature of the amphibole super group", American Mineralogist 97 (2012) 2031-2048.
11. Giret A., Bonin B., Léger J. M., "Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes", Canadian Mineralogist 18 (1980) 481-495.
12. Morimoto N., "Nomenclature of pyroxene", American mineralogist 73 (1988) 1123-1133.
13. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An introduction to rock forming minerals", London (1992) 528.
14. Otten M. T., "The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites", Contributions to mineralogy and petrology 86 (1984) 189-99.
15. Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M., "Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkalinemagmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes", Contributions to Mineralogy and Petrology 160 (2010) 45-66.
16. Hammarstrom J. M., Zen E., "Aluminum in hornblende: An empirical igneous geobarometer", American Mineralogist 71 (1986) 1297-1313.
17. Hollister L. S., Grissom G. e., Peters E. K., Stowell H. H., Sisson V. R., "Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons" American Mineralogist 72 (1987) 231-239.
18. Johnson M. C., Rtherfurd M. J., "Experimental calibration of the aluminum- in- hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks", Geology 17 (1989) 837-841.

19. Schmidt M. W., "Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al- in hornblende barometer", Contributions to Mineralogy and Petrology 110 (1992) 304-310.
20. Cox K. G., Bell J. D., Pankhurst R. J., "The Interpretation of Igneous Rocks", George Allen and Unwin (1979) London 450.
21. Pearce J. A., "A users guide to basalt discrimination diagrams. In:Wyman, D. A. (eds) Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration", Geological Association of Canada 12 (1996) 79-113.
22. Pearce T. H., Groman B. E., Birkett T. C., "The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts", Earth and Planetary Science Letters 24 (1975) 419-426.
23. Cabanis B., Lacolle M., "Le diagramme La/10- Y/15- Nb/8: un outil pour la discremination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melange et ou de contamination crustale", C. R. Acad. Sci. II, 309 (1989) 2023-2029.
24. Pearce J. A., Gale G. H., "Identification of ore- deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks", Special Publications, Geological Society, London 7 (1977) 14-24.
25. Pearce J. A., "Trace elements characteristic of lavas from destructive plate boundaries", Andesites (Thorpe R. S., ed.), Wiley, New York, (1982) 525-528.
26. Wood D. A., "The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province", Earth and Planetary Science Letters 50 (1980) 11-30.
27. Pearce J. A., "Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins" *in* Hawkesworth C. J., Norry M. J., eds., Continental basalts and mantle xenoliths: Nantwich, UK, Shiva (1983) 230-249.
28. Meschede M., "A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram", Chemical Geology 56 (1986) 207-218.
29. Vermeesch, P., "Tectonic discrimination diagrams revisited", Geochemistry, Geophysics and Geosystem 7 (2006) 1-55.
30. Hollocher K., Robinson P., Walsh E., Roberts D., "Geochemistry of amphibolite-facies volcanics and gabbros of the Stören Nappe in extensions west and southwest of Trondheim,

Western Gneiss Region, Norway: a key to correlations and paleotectonic settings", American Journal of Science 312 (2012) 357-416.

31. Verma S. P., Guevara M., Agrawal S., "Discriminating four tectonic settings: five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log-ratio transformation of major-element data", Journal of Earth System Science 115(5) (2006) 485-528.
32. Agrawal S., Guevara M., Verma S. P., "Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements", International Geology Review 50 (2008) 1057-1079.
33. Nisbet E. G., Pearce J. A., "Clinopyroxene composition of mafic lavas from different tectonic settings", Contributions to Mineralogy and Petrology 63 (1977) 161-173.
34. Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G. B., Zeda O., "Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator", Chemical Geology 77 (1989) 165-182.
35. Coltori M., Bonadiman C., Faccini B., Gregoire M. Y., O'Reilly S., Powell W., "Amphiboles from suprasubduction and intraplate lithospheric mantle", Lithos 99 (2007) 68-84.
36. Wilson M., "Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach" (1989) Unwin Hyman, London.
37. Coban H., "Basalt magma genesis and fractionation in collision-and extension-related provinces: A comparison between eastern, central and western Anatolia", Earth-Science Reviews 80 (2007) 219-238.
38. Regelous M., Hofman A .W., Abouchami W., Galer S. J. G., "Geochemistry of lavas from the Emperor Seamounts and the geochemical evolution of Hawaiian magmatism from 85 to 42 Ma", Journal of Petrology 44 (2003) 113-140.
39. Sun S. S., McDonough W. F., "Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders A. D., Norry M. J. (Eds.), Magmatism in Ocean Basins", Special Publications, Geological Society, London 42 (1989) 312-345.
40. Berberian M., King G. C. P., "Toward a paleogeography and tectonic evolution of Iran" Canadian Journal of Earth Science 18 (1981) 210-265.
41. Besse J., Torcq F., Gallet Y., Ricou L. E., Krystyan L., Saidi A., "Late Permian to late Triassic paleomagnetic data from Iran: constraints on migration of the Iranian block through the Tethyan ocean and initial destruction of Pangea" Geophys. J. Int. 135 (1998) 77-92.

42. Stampfli G. M., Borel G. D., "A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons" Earth and Planetary Science Letters 196 (2002) 17-33.

43. Golonka A. J., "Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic", Tectonophysics 381 (2004) 235-273.

44. Bagheri, S. and Stampfli, G. M., "The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complex in Central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications" Tectonophysics 451(2008) 123-155.

45. Shafaii Moghadam H., Whitechurch H., Rahgoshay M., Monsef I., "Significance of Nain–Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transitional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone" Comptes Rendus Geoscience 341 (2009) 1016-1028.

46. Rossetti, F., Nasrabady M., Vignaroli G., Theye T., Gerdes A., Razavi S. M. H., Moin Vaziri H., "Early Cretaceous migmatitic mafic granulites from the Sabzevar range (NE Iran): implications for the closure of the Mesozoic peri-Tethyan oceans in Central Iran" Terra Nova 22 (2010) 26-34.

47. Nasrabady M., Rossetti F., Theye T., Vignaroli G., "Metamorphic history and geodynamic significance of the Early Cretaceous Sabzevar granulites (Sabzevar structural zone, NE Iran)" Solid Earth 3 (2011) 477-526.

48. Ghasemi A., Talbot C. J., "A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan zone, Iran" Journal of Asian Earth Science 26 (2006) 683-693.

49. Arvin M., Pan Y., Dargahi S., Malekizadeh A., Babaei A., "Petrochemistry of the Siah-Kuh granitoid stock southwest of Kerman, Iran: Implications for initiation of Neotethys subduction" Journal of Asian Earth Science 27 (2007) 1-9.

50. Omrani J., Agard P.,Whitechurch H., Benoit M., Prouteau G., Jolivet L., "Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences" Lithos 106 (2008) 380-398.

51. Fazlnia A., Schenk V., Van der Straaten F., Mirmohammadi M., "Petrology, geochemistry and geochronology of trondhjemites from the Qori complex, Neyriz, Iran" Lithos 112 (2009), 413-433.

52. Agard P., Omrani J., Jolivet L., Whitechurch H., Vrielynck B., Spakman W., Monie P., Meyer B., Wortel R., "Zagros orogeny: a subduction-dominated process", Geological Magazine 148 (2011) 692-725.

53. Ricou L. E., "Le croissant ophiolitique peri-Arabe. Une ceinture de nappes mises en placeau Cretace superieur" Rev Geogr Phys ET Geol Dyn 13 (1971) 327-350.

54. Mehdipour Ghazi J., Moazzen M., Rahgoshay M., Moghadam H. S., "Geochemical characteristics of basaltic rocks from the Nain ophiolite (Central Iran); constraints on mantle wedge source evolution in an oceanic back arc basin and a geodynamical model", Tectonophysics 574–575 (2012) 92-104.

55. Sengör A. M. C., Altmer D., Cin A., Ustaömer T., Hsü K. J., "Origin and assembly of the Tethy side orogenic collage at the expense of Gondwana Land" Geological Society of London Special Publication 37 (1988) 119-181.

56. McCall G. J. H., "The geotectonic history o the Makran and adjacent area of Southern Iran" Journal of Asian Earth Science 15 (1997) 517-531.