

پتروولوژی، سال ششم، شماره بیست و چهارم، زمستان ۱۳۹۴، صفحه ۶۵-۸۶
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۳/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۱۲/۱۷

ژئوشیمی، پتروژنز و تحولات ماگمایی دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب شهرستان گرمی، استان اردبیل

محمد مبشر گرمی^۱، زهره اکبری^۲ و محبوبه جمشیدی بدر^{۳*}

^۱ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه لرستان، خرم‌آباد، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران

^۳ گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران ۳۶۹۷-۱۹۳۹۵، ایران

چکیده

مجموعه‌ای از دایک‌های اولیوین‌گابرو در شمال غرب ایران و در جنوب-جنوب غرب شهرستان گرمی (استان اردبیل) با روند شمالی-جنوبی در پهنه تالش برونزد دارد. کانی‌شناسی اصلی دایک‌های اولیوین‌گابرو شامل: بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن (اوژیت) و اولیوین با کانی‌های فرعی بیوتیت، آمفیبول، آپاتیت، کانی‌های فلزی و زیرکن است. بافت بیشتر این سنگ‌ها پورفیری، گرانولار و افیتیک است و به لحاظ ژئوشیمیایی ماگمای مولد این سنگ‌ها دارای سرشت آکالن است. نمودار عنکبوتی با بی‌هنجاری مثبت سرب نشانگر آرایش پوسته‌ای و غنی‌شدگی با نسبت بالای LREE نسبت به HREE بیانگر خاستگاه مرتبط با گوشته غنی شده است. روند تغییرات اکسیدهای مختلف نسبت به فراوانی SiO₂ بیانگر تحول ماگمایی طی تفریق است. منشأ ماگمای این سنگ با اندکی متاسوماتیسم، وابسته به مذاب و سیال صفحه فرورو است. بر اساس شواهد بیان شده ممکن است این اولیوین‌گابروها در یک حوضه کششی پشت قوس ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی شاخه شمالی نئوتتیس واقع در بین بلوک‌های تورید-آناطولی ارمنستان جنوبی به زیر پوسته قفقاز و ارمنستان تشکیل شده باشند. واژه‌های کلیدی: اولیوین‌گابرو، متاسوماتیسم، سری آکالن، شهرستان گرمی، پهنه تالش

مقدمه

که توسط Shafaii Moghadam و Shahbazi

Shiran (۲۰۱۰) تقسیم‌بندی شده است. بخش البرز غربی یا رشته کوه‌های تالش حاصل حرکت رو به شمال دماغه عربستان در پلیوسن میانی (۳/۵ میلیون سال پیش) است که موجب حرکت‌ها

بخش شمال غرب ایران در سه حوضه رسوبی و کمر بند تکتونوماگمایی شامل: الف) پهنه البرز غربی یا رشته کوه‌های تالش، ب) پهنه ماگمایی ارومیه-دختر وج) حوضه رسوبی جنوب دریای خزر

* m_jamshidi@pnu.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.

دریای خزر (از طرف شرق) و پهنه ماگمایی ارومیه-دختر (از سمت غرب) و خط درز سوان آکرا-قره‌داغ (از شمال) قرار گرفته است، این منطقه بخشی از پهنه ماگمایی البرز غربی یا تالش است (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010).

در انتهای جنوب غربی منطقه، در فاصله ۴۰ کیلومتری گابروهای جنوب شهرستان گرمی، بخش بالا آمده افیولیت ملانژ اله یارلو به نام اهر-مشگین شهر قرار دارد. این افیولیت ملانژ به سن کرتاسه و قبل کرتاسه است و از نظر تکتونیکی ممکن است با خط درزی افیولیت‌های شمال ترکیه (آنکارا-زمیر) آغاز شده باشد. افیولیت ملانژ اله یارلو با افیولیت سوان-آکرا در ارمنستان ادامه دارد و سپس توسط گسل چپ‌گرد شاخه شرقی ارس ادامه پیدا کرده است. گسل چپ‌گرد شاخه شرقی ارس ممکن است قبل از برخورد صفحه عربی با ایران، دارای حرکت راست‌گرد بوده باشد. ادامه این افیولیت ملانژ از کلیبر تا اله یارلو کشیده شده و شاید تا افیولیت‌های اسالم-شاندردن یا افیولیت‌های داخلی ایران ادامه داشته باشد (Sudi and Jahangiri, 2010). پهنه تالش بخشی از البرز است. اما به سبب ویژگی‌های منحصر به فرد خود به صورت یک پهنه جداگانه تقسیم‌بندی می‌شود و این پهنه به عنوان یک پهنه چین‌خورده و تراستی هلالی شکل در نظر گرفته شده که شامل: ولکانیک‌ها و رسوبات تخریبی از پالئوژن تا توالی‌های رسوبی نئوژن است. بررسی رسوبات توالی سنی یاد شده ویژگی‌های آب‌های کم عمق را نشان می‌دهد (Allen et al., 2003). همانند پهنه ماگمایی ارومیه-دختر، اوج ماگماتیسم در آذربایجان و بخش شرقی آن، یعنی پهنه تالش در زمان ائوسن-لیگومیوسن بوده است (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010). در بخش مرکزی و جنوبی این حوضه، فعالیت آتشفشانی شدید رخ داده است. این

و فعالیت گسل‌های ترانسفورم تالش-قفقاز شده است و در نتیجه بین دریای سیاه و حوضه رسوبی دریای خزر فاصله‌ای به وجود آمده است (Golonka, 2004). فاصله بین حوضه رسوبی دریای خزر تا لیتوسفر دریای سیاه از شرق به غرب شامل: خرد قاره‌های قفقاز، ارمنستان، آناتولی در جنوب شرق دریای سیاه، آذربایجان-تریالیت در شمال غربی دریای سیاه و تورید در شمال این دریا است که در ژوراسیک میانی به یکدیگر پیوسته بوده‌اند و در کرتاسه لیتوسفر دریای سیاه (بخش شمالی نئوتتیس) شروع به فرورانش به زیر بلوک‌های پیوسته قفقاز و ارمنستان کرده است (Kazmin and Tikhonova, 2006). در فرورانش شاخه شمالی نئوتتیس، بخش دریای اژه نیز به عنوان باقی‌مانده نئوتتیس با شیب بالایی به زیر بلوک آناتولی فرورانش داشته است (Golonka, 2004). شکاف برداشتن پلاتفرم آذربایجان در پایان کرتاسه و انتقال و جابجایی منطقه شکافته شده از شمال به جنوب و نیز ویژگی‌های آلکان سنگ‌های آتش‌فشانی، گواه بر باز شدن و تکامل حوزه پشت قوس در شرق کمان ماگمایی ارمنستان است (Shahbazi, 2013). فعالیت این حوزه پیش از رسیدن به مرحله تکامل بازشدگی، متوقف شده است (Didon and Gemaine, 1976). در الیگوسن فوقانی یک مرحله فشارشی با جهت شمال-شمال شرقی به جنوب-جنوب غربی مقدمه چین‌خوردگی قفقاز بوده است که با فشار آوردن بر پلاتفرم آذربایجان، این بلوک را در جهت شمال-شمال شرق حرکت داده و آن را با سلسله جبال تازه چین‌خورده البرز مجاور کرده است (Didon and Gemaine, 1976). سنگ‌های ماگمایی جنوب شهرستان گرمی بخشی از پهنه آتشفشانی شمال غرب ایران (ایالت آتشفشانی آذربایجان) هستند که در محدوده حوضه جنوب

جغرافیایی 39° تا $38^{\circ}56'17''$ شمالی قرار دارند (شکل ۱). بر اساس تقسیم‌بندی زمین‌شناسی ساختمانی Nabavi (۱۹۷۶) دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب شهرستان گرمی در پهنه البرز-آذربایجان قرار می‌گیرند و در تقسیم‌بندی حوضه‌های رسوبی ایران توسط Eftekharneshad (۱۹۷۵) بخشی از فرورفتگی خزر جنوبی است و در تقسیم‌بندی‌های Alavi (۱۹۹۶) و Stocklin (۱۹۹۷) در پهنه آتشفشانی ترسیری-کواترنری قرار می‌گیرند. دایک‌های اولیوین‌گابرویی جنوب گرمی در قسمت مرکزی نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ لاهورد معرفی شده‌اند (شکل ۲). دایک‌های اولیوین‌گابرویی جنوب گرمی به دلیل نفوذ در توده‌های بازالتی ائوسن میانی (Mobashergarmi, 2013) و پوشیده شدن با رسوبات الیگوسن (Babakhani and Hosein Khani, 1997) سن ائوسن میانی تا الیگوسن را دارند.

روش انجام پژوهش

نخست محدود دایک‌های اولیوین‌گابروی شهرستان گرمی به کمک تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی ارزیابی شد. با نقشه زمین‌شناسی، ۷۵ نمونه سنگی بر اساس روابط صحرایی و شواهد پتروگرافی برای مطالعه انتخاب شد که ۴۰ مقطع نازک از نمونه‌ها برای مطالعه پتروگرافی تهیه شد. پژوهش‌های پتروگرافی با میکروسکوپ پلاریزان نوع اولیمپوس ساخت کشور ژاپن انجام شد. برای بررسی ژئوشیمی عناصر اصلی، تعداد ۱۰ نمونه دستی سنگ برای تجزیه شیمیایی XRF به سازمان زمین‌شناسی کشور برای عناصر اصلی ارسال شد و همچنین برای تجزیه شیمیایی عناصر فرعی توسط شرکت تجزیه مواد معدنی زرآزما تهران به آزمایشگاه Amdel دانشگاه نیوسالت ولز کشور استرالیا ارسال شد.

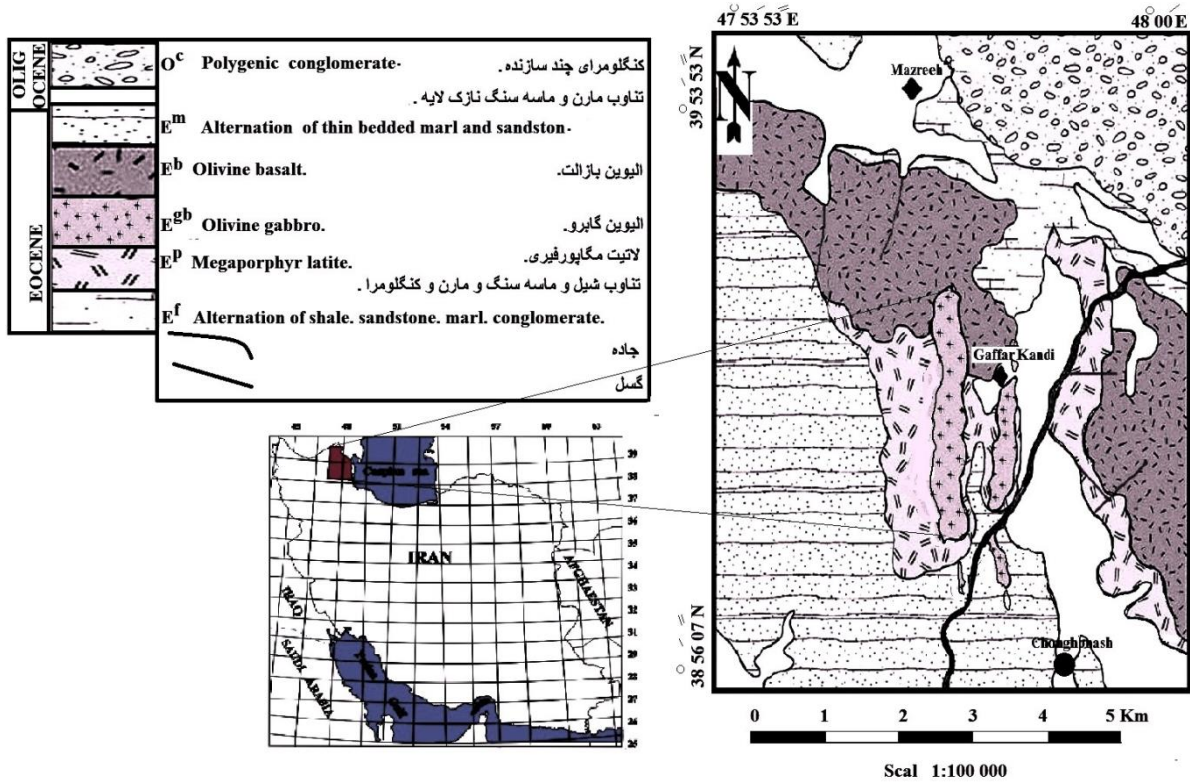
فعالیت از شروع تا اواسط زمان ائوسن زیر دریایی بوده است و گدازه‌های بالشی تولید کرده است. سپس با خروج تدریجی از آب در ائوسن پسین آندزیت و بازالت در خشکی ایجاد کرده که دارای ضخامت زیادی هستند و در سطح منطقه پراکنده شده‌اند (Mobashergarmi, 2013). گدازه‌های آتشفشانی بازی ائوسن پسین نشانگر منشأ گرفتن از یک پهنه مرتبط با فرورانش با درصد اندکی از مذاب استونوسفری است (Shafaii Moghadam and Shahbazi Shiran, 2010). به طور کلی، خاستگاه تکتونیکی سنگ بستر تالش مشخص نیست؛ اما این حوضه به عنوان یک حوضه پشت قوس در زمان ژوراسیک و پالئوژن تا ائوسن عمل کرده است (Allen et al., 2004). در بین بازالت‌های ائوسن پسین بیان شده، دایک‌های اولیوین‌گابروی نفوذی دیده می‌شوند که در مرحله بعد از فوران بازالتی از محل خروج گدازه‌های پیشین بالا آمده‌اند. بخش جنوبی این دایک‌ها در دوران چهارم با رسوبات تخریبی و آبرفت‌ها پوشیده شده است (Babakhani and Hosein Khani, 1997). در این پژوهش، پترولوژی و ژئوشیمی دایک‌های اولیوین‌گابروی نفوذی جنوب گرمی بین آتشفشانی‌های آلکان از نظر خاستگاه و محیط تکتونوماگمایی و ارتباط آنها با محیط‌های پشت قوس فرورانشی در پهنه تالش و پلاتفرم آذربایجان مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. به طور معمول، مطالعه نفوذی‌های بازی و اولترابازی کمک شایانی در شناسایی ویژگی‌های ژئوشیمیایی و محیط تکتونیکی دارد (Fazlnia, 2011).

زمین‌شناسی منطقه

دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب شهرستان گرمی در استان اردبیل و محدوده جغرافیایی بین طول‌های $48^{\circ}53'$ تا $47^{\circ}53'$ شرقی و عرض‌های

جفتیده القایی (ICP) با دستگاه اسپکترومتر مدل JY70PLUS ساخت کارخانه ژوبن ایون فرانسه با روش MMA04 با خطای حداکثر 10 ppm انجام شده است.

مقادیر اکسیدهای اصلی با روش ذوب قلیایی و انحلال اسیدی با دستگاه XRF مدل SRS-303 ساخت شرکت زیمنس آلمان با خطای یک درصد انجام شد. عناصر کمیاب نیز توسط پلاسما



شکل ۱- نمایش دایک‌های اولیوین گابروی جنوب گرمی در نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود با مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ (Babakhani and Hosein Khani, 1997)



شکل ۲- برونزد دایک اولیوین گابروی جنوب گرمی، دید به سمت جنوب

پتروگرافی

سنگ‌ها اولیوین است که به شکل بلورهای با حاشیه کم‌ویش سوخته دیده می‌شود و مقدار آن در نمونه‌ها ۱۰ درصد است. زوایای بین محوری نوری در اولیوین ها $2v=90$ است. بنابراین، از نوع کریزولیت هستند. کانی‌های تیره به صورت پراکنده در سنگ‌ها حضور دارند (شکل ۳-D). آپاتیت به صورت بلورهای تیغه‌ای به تعداد بسیار اندک در خمیره سنگ و به صورت ادخال در داخل کانی‌های پلاژیوکلاز دیده می‌شود (شکل ۳-E). از دیگر کانی فرعی می‌توان به کانی‌های خانواده زیرکن اشاره کرد که به صورت ادخال با حاشیه‌های سوخته مشاهده می‌شوند (شکل ۳-F). آمفیبول‌های مطالعه شده دارای حاشیه سوخته هستند (شکل ۳-G). مقاطع میکروسکوپی حاشیه‌های دایک‌ها نشانگر حاشیه انجماد سریع است (شکل ۳-K).

ژئوشیمی

بررسی داده‌های اکسیدهای اصلی (جدول ۱) و مجاسبه نورم (جدول ۲) نشان می‌دهد تمامی نمونه‌ها دارای اولیوین و گاهی نفلین نورماتیو هستند که نشانگر آلکان بودن ماگمای اولیوین‌گابروها است. تشکیل مقادیر اندک ایلمنیت و عدم ظهور مگنتیت در نورم نیز نشان‌دهنده فعالیت اندک اکسیژن هنگام تبلور است (Yoder and Tilley, 1962).

بحث

در نامگذاری شیمیایی سنگ‌ها از نمودار TAS (Cox et al., 1979) استفاده شده است که نمونه‌ها در محدوده گابرو و محیط

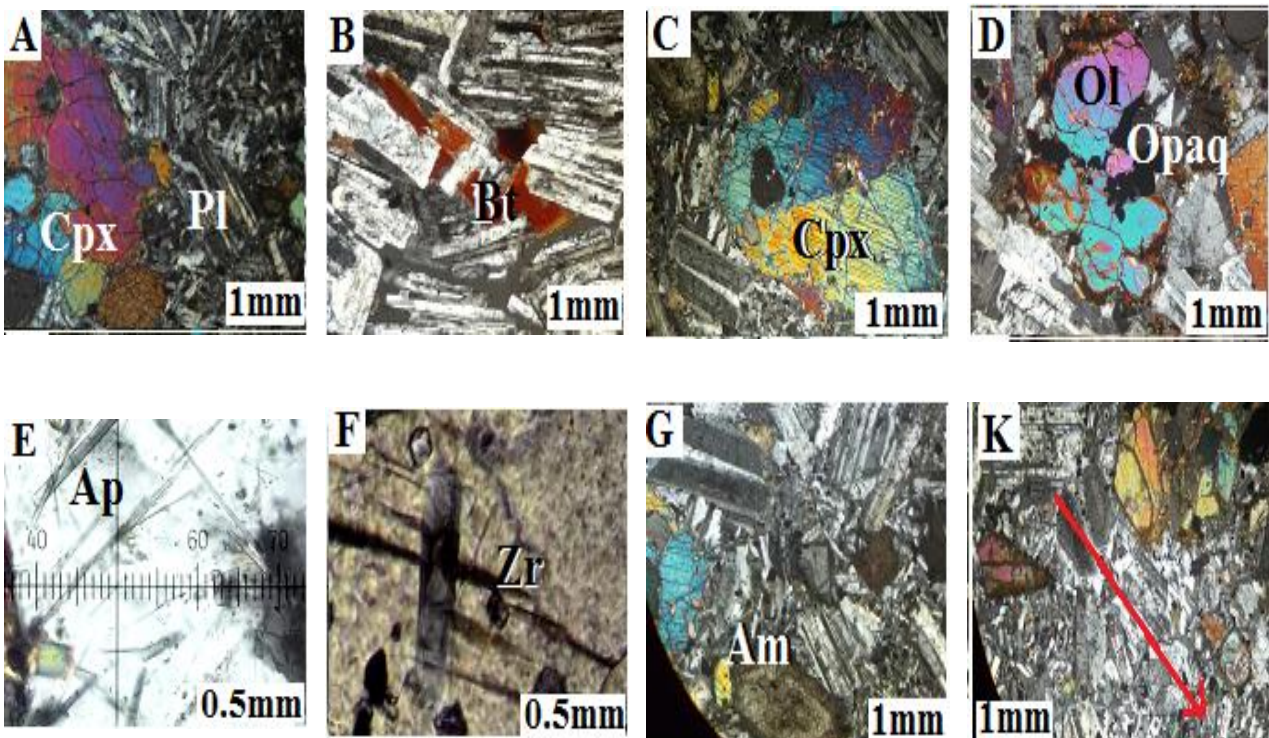
نمونه‌های سنگی دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی در بررسی میکروسکوپی به رنگ خاکستری تیره تا سیاه بوده و از نظر شاخص رنگی ملانوکرات هستند. در بررسی میکروسکوپی، این سنگ‌ها دانه‌درشت دارای بافت پورفیریک و گرانولار هستند (شکل ۳-A). در ترکیب کانی شناسی اولیوین‌گابروی جنوب گرمی به ترتیب پلاژیوکلاز و پیروکسن نقش اصلی را دارند. اولیوین و به مقدار اندکی بیوتیت به صورت کانی همراه ظاهر شده‌اند. بیشترین حجم سنگ را پلاژیوکلازها تشکیل می‌دهند و بلورهای پلاژیوکلاز اغلب سالم و نیمه شکل‌دار بوده و دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند. گاهی پلاژیوکلازها به سریسیت تبدیل شده‌اند. اندازه پلاژیوکلازها در حدود ۱ تا ۳ میلی‌متر است. این پلاژیوکلازها با توجه به اندازه‌گیری حداکثر زاویه خاموشی $n\alpha = 35^\circ$ از نوع پلاژیوکلاز لابرادوریت و آندزین هستند. پیروکسن‌ها و بیوتیت با قرارگیری در فضای بین پلاژیوکلازها بافت افیتیک و بافت اینترگرانولار ایجاد کرده‌اند (شکل ۳-A و B). بلورهای درشت پیروکسن دومین بلورهای مهم سنگ با فراوانی ۱۵ تا ۲۰ درصد هستند. این کانی با ابعاد ۳ تا ۵ میلی‌متر به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل و در بیشتر موارد سالم در سنگ‌ها دیده می‌شود. نوع پیروکسن‌ها با توجه به رنگ‌های تداخلی بنفش-ارغوانی و اندازه‌گیری زوایای خاموشی در پیروکسن $n\gamma = 43^\circ$ اوژیت معرفی می‌شود که بعضی دارای ماکل دوقلویی و بعضی از نمونه‌ها دارای ادخال‌های از نوع کانی‌های اپاک هستند (شکل ۳-C). مهم‌ترین کانی همراه در این

آلکان قرار گرفته‌اند (شکل ۴).

برای تعیین سری ماگمایی دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی از نمودار (Irvine and SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O Baragar, 1971) (شکل A-۵) و نمودار (Winchester and Floyd, Zr برابر در P₂O₅ (شکل B-۵) استفاده شده است که تمام نمونه‌های دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی در محدوده آلکان قرار

می‌گیرند.

اصلی‌ترین کانی‌های تفریق یافته از ماگمای دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی بر اساس نمودارهای Ba-Sr و Y-Zr، اولیوین، پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، آمفیبول و بیوتیت هستند که باعث کنترل تغییرات عناصر باریوم، استرانسیوم، ایتیریم و زیرکونیوم در مذاب و بخش‌های تفریق یافته، شده‌اند (شکل A-۶ و B).



شکل ۳- A) بافت پورفیری، گرانولار و بافت اینترگرانولار در اولیوین‌گابروها؛ B) بافت اینترگرانولار که کانی‌های بیوتیت در بین پلاژیوکلازها قرار گرفته‌اند؛ C) ماگل کارلسباد در پیروکسن اولیوین‌گابروها، حضور کانی‌های بازی داخل آنها و بافت افیتیک حاصل محاط شدن پیروکسن با پلاژیوکلازها است؛ D) بلورهای درشت اولیوین ایدینگزیتی شده در اولیوین‌گابرو؛ E) آپاتیت به صورت ادخال در داخل کانی‌های پلاژیوکلاز اولیوین‌گابروها؛ F) کانی‌های خانواده زیرکن با حاشیه‌های سوخته به صورت ادخال در اولیوین‌گابروها؛ G) آمفیبول با حاشیه سوخته؛ K) حاشیه انجماد سریع در دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی. همه تصاویر (XPL) است. (نام کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است).

جدول ۱- نتایج تجزیه XRF اکسیدهای اصلی دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی که بر اساس درصد وزنی با خطای ۱ درصد و تجزیه ICP عناصر کمیاب بر اساس ppm هستند.

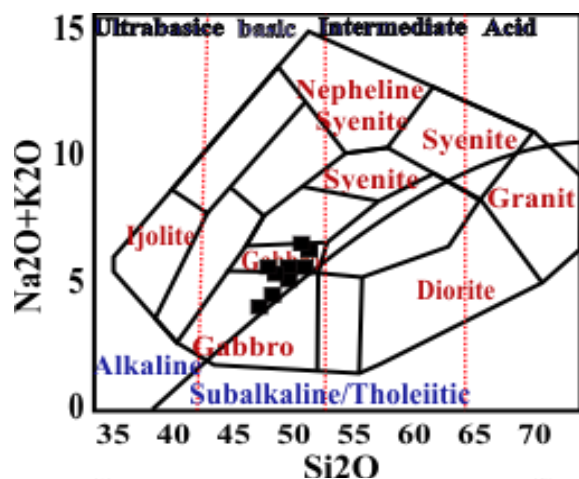
Names	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	46.69	51.11	50.69	49.68	46.61	48.26	51.62	50.12	46.43	49.63
Al ₂ O ₃	14.81	16.01	14.81	14.43	13.95	14.91	15.86	15.29	12.97	14.93
Fe ₂ O ₃	2.69	2.51	2.53	2.57	2.7	2.68	2.52	2.54	2.71	2.58
FeO	9.73	6.92	7.87	8.58	11.51	9.61	7.72	8.43	11.47	8.57
CaO	7.11	7.89	7.11	9.70	7.92	8.49	7.45	9.51	7.81	9.21
MgO	6.19	4.29	5.51	4.80	6.24	6.08	4.30	4.61	7.18	4.85
Na ₂ O	2.46	2.92	2.75	2.61	2.45	2.51	2.82	2.69	2.41	2.59
K ₂ O	2.19	2.69	3.46	2.29	2.18	2.21	3.51	2.33	2.15	2.23
TiO ₂	1.19	1.01	1.03	1.07	1.20	1.18	1.02	1.04	1.21	1.08
MnO	0.16	0.11	0.12	0.14	0.91	0.16	0.11	0.12	0.98	0.15
P ₂ O ₅	0.44	0.49	0.26	0.34	0.34	0.43	0.34	0.36	0.21	0.41
SO ₃	0.03	0.02	0.02	0.06	0.07	0.05	0.01	0.02	0.04	0.01
LOI	1.54	1.26	1.34	1.31	1.29	1.19	1.21	1.49	2.21	1.29
Total	96.49	99.04	98.67	98.57	97.43	98.69	99.64	99.77	98.72	99.52
Ag	0.38	0.98	0.34	0.48	0.29	0.39	0.25	0.87	0.62	0.64
As	5.3	4.1	6.4	6.8	8.1	4.9	5.1	3.9	6.5	7.2
Ba	684	614	659	599	643	665	672	686	669	680
Be	2.2	2.1	2.1	2.2	2.2	2.2	2.2	2.1	2.2	2.1
Cd	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.2	0.2	0.1	0.1	0.2
Ce	71.3	72.1	79.8	82.6	89.1	72.1	80.2	71.3	80.1	79.6
Co	26.2	25.6	29.4	31.7	24.8	28.2	32.1	27.5	28.2	26.2
Cr	96	121	103	98	118	109	96	108	135	112
Cs	1.6	2.5	2.4	2.7	1.9	2	2.3	1.9	2	2
Cu	88.5	59.6	99.4	61.7	118	64.8	69.7	128	89.1	109
Dy	3.12	4	3.5	3.2	3	3.5	3.5	3	3	3
Er	0.95	3.9	3.1	2.7	2.9	2.8	2.7	2.7	2.7	2.9
Eu	1.16	1.54	1.62	1.39	1.42	1.48	1.59	1.52	1.54	1.34
Ga	16.15	15/15	14/95	15.2	16/15	16.05	16.1	16/15	14/95	15.9
Gd	7.15	13	14	12	12	14	15	17	14	15
Hf	4.04	4.8	4.1	4.5	4	4.4	4.3	3.9	3.5	4.7
Hg	0.06	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.06	0.06
Ho	0.84	0.64	0.62	0.6	0.61	0.62	0.69	0.65	0.64	0.59
K	14141	15048	15568	15572	17937	17562	15660	16554	14546	14146
La	23	28	31	31	29	31	30	31	30	29
Li	14.6	13.8	14.5	14.2	13.8	13.2	14.2	13.4	13.6	13.8
Lu	0.28	0.22	0.27	0.25	0.23	0.21	0.22	0.23	0.24	0.25
Mg	19988	19681	18646	17679	18623	18880	18780	18651	18611	17869
Mn	998	997	977	910	957	960	950	959	968	982
Mo	3.3	6	11	7	9	10	5	12	3.2	3.1
Nb	23.8	18.6	22.4	19.7	20.69	23.8	21.5	22.2	22.4	19.2
Ni	55	61	62	64	58	59	65	56	54	51
P	1010	1513	1345	1376	1579	1368	1479	1388	1399	1562

Names	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ادامه جدول ۱-۱.....									
Pb	11.6	10.84	11.54	11.38	11.49	11.61	11.47	11.08	10.26	11.51
Pr	6.5	12.5	9	11	8.5	10.5	8.5	11.5	9.5	9.5
Rb	45.6	38.6	48	39.4	37	44	39.2	42	41	44.5
S	50	161	87	90	134	95	121	119	99	131
Sb	0.8	1.02	1.03	0.89	0.89	0.99	0.98	0.89	0.82	1.01
Sc	19	29	21	28	32	28	18	24	31	17
Sm	2.3	3	5	4	4	4	4	5	5	3
Sn	2.1	3.46	3.73	4.26	6.28	2.1	9.65	9.38	2.18	3.57
Sr	610	584	591	599	594	602	596	609	586	591
Ta	3.2	6	7	4	7	5	2	5	4	2
Tb	1.3	4.1	3.2	2.9	3.8	3.3	2.9	2.2	2.7	3.3
Te	0.2	0.2	0.3	0.6	0.5	0.4	0.6	0.2	0.4	0.3
Th	9.89	9.92	8.98	11.02	9.65	9.81	9.78	9.68	10.01	10.12
Ti	4489	5226	5534	5468	5268	5628	5380	5292	5568	5586
Tm	0.15	0.21	0.3	0.29	0.23	0.3	0.24	0.23	0.29	0.3
U	3.2	3.6	5.6	4.2	4.1	3.9	4.1	3.1	5.1	4.2
V	213	198	213	199	219	215	198	198	211	218
W	2.1	8.4	6.4	4.5	5.9	8.9	2.1	9.2	4.1	7.8
Y	17.6	18.1	16.9	17.5	16.8	17.4	16.9	16.9	17.4	16.2
Yb	2.35	2.4	2.5	2.5	2.4	2.5	2.4	2.4	2.4	2.5
Zn	91.6	112	108	86	194	92.9	132	241	124.8	149
Zr	199	184	201	199	189	192	199	188	194	192
Hf _N	13.07	15.53	13.27	14.56	12.94	14.24	13.92	12.62	11.33	15.21
Sm _N	5.18	6.76	11.26	9.01	9.01	9.01	9.01	11.26	11.26	6.76
Ta _N	78.05	146.3	170.73	97.56	170.73	121.9	48.78	121.9	97.56	48.78
La _N	33.48	40.76	45.12	45.12	42.21	45.12	43.67	45.12	43.67	42.21
Ba/Nb	28.74	33.01	29.42	30.41	31.08	27.94	31.26	30.90	29.87	35.42
Ba/Th	69.16	61.90	73.39	54.36	66.63	67.79	68.71	70.87	66.83	67.19
FeO*/MgO	1.96	2.14	1.84	2.27	2.23	1.98	2.32	2.33	1.94	2.25
La/Nb	0.97	1.51	1.38	1.57	1.40	1.30	1.40	1.40	1.34	1.51
Nb/U	7.44	5.17	4.00	4.69	5.05	6.10	5.24	7.16	4.39	4.57
Nb/Y	1.35	1.03	1.33	1.13	1.23	1.37	1.27	1.31	1.29	1.19
Nb/Zr	0.12	0.10	0.11	0.10	0.11	0.12	0.11	0.12	0.12	0.10
Rb/Y	2.59	2.13	2.84	2.25	2.20	2.53	2.32	2.49	2.36	2.75
Rb/Zr	0.23	0.21	0.24	0.20	0.20	0.23	0.20	0.22	0.21	0.23
Sr/P	0.60	0.39	0.44	0.44	0.38	0.44	0.40	0.44	0.42	0.38
Th/Zr	0.05	0.05	0.04	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
Ti/Y	255.06	288.73	327.46	312.46	313.57	323.45	318.34	313.14	320.0	344.81
Ba/Nb	28.74	33.01	29.42	30.41	31.08	27.94	31.26	30.90	29.87	35.42
Zr/Nb	8.36	9.89	8.97	10.10	9.13	8.07	9.26	8.47	8.66	10.00
Zr/Y	11.31	10.17	11.89	11.37	11.25	11.03	11.78	11.12	11.15	11.85

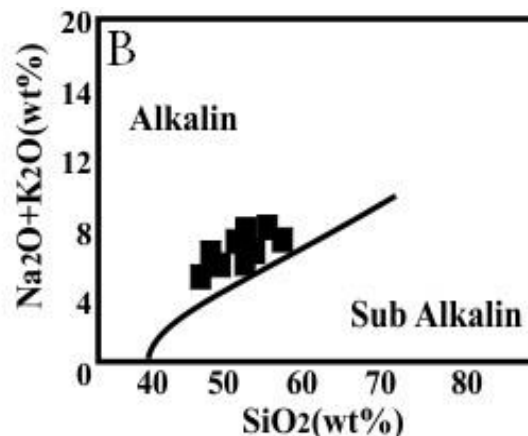
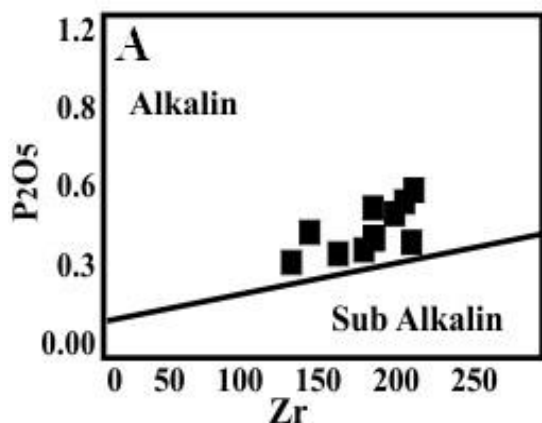
جدول ۲- تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و نورم CIPW دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی برای متوسط همه نمونه‌ها.

* Or= Orthoclase, Ab= Albite, An= Anorthite, Ne= Nepheline, Di= Diopside, Hy= Hyperstene, Ol= Olivine, Hm= Hematite, Tn= Titanite, Ap= Apatite, Pr= periclase, Prv = Perovskite, Il= Ilmenite, Lc= leucite

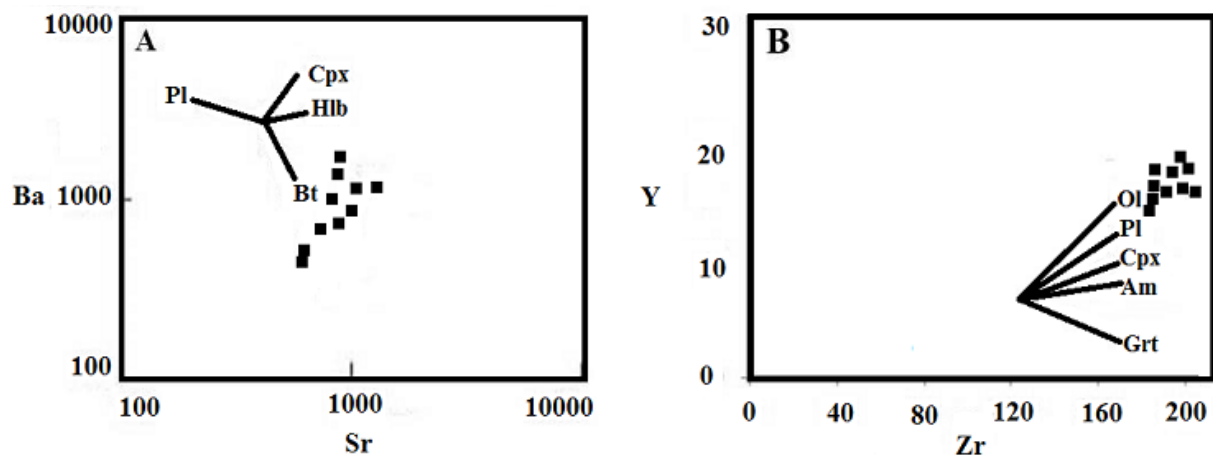
Norm	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Or	12.9	15.9	18.4	13.5	12.9	13.0	17.7	13.7	12.7	13.2
Ab	22.8	19.7	21.7	22.0	18.4	18.2	21.9	18.8	19.4	18.9
An	22.9	22.6	18.8	20.5	20.6	22.8	20.3	22.8	18.2	22.5
Ne	1.0	1.0	0.8	1.1	0.3	1.0	1.0	1.0	0.8	1.0
Lc	2.1	2.2	1.0	1.1	2.5	2.5	0.9	1.8	2.4	2.4
Di	4.2	7.6	9.5	16.2	9.9	8.9	11.1	11.6	13.2	10.3
Ol	10.2	9.7	6.2	9.0	11.3	9.4	9.6	11.0	10.0	10.4
Tn	2.9	2.5	2.5	2.6	2.5	2.9	2.6	3.0	2.7	2.3
Hm	12.3	9.8	9.2	10.0	10.3	12.3	10.0	10.2	13.1	9.0
Prv	4.2	2.1	1.2	2.4	5.6	3.2	1.3	1.0	2.1	4.1
Ap	1.1	1.2	6.2	0.8	0.8	1.0	0.9	0.5	1.0	1.0
Pr	0.3	0.2	0.3	0.2	1.5	0.3	0.2	0.3	1.7	0.3
Il	2.1	2.3	2.2	0.2	0.3	2.1	2.2	2.1	2.0	2.0
Sum	100.0	97.8	98.9	100.0	98.0	98.7	99.7	98.4	99.7	98.0



شکل ۴- نمونه‌های اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی در نمودار TAS (Cox et al., 1979) که در بخش آکالن قرار گرفته‌اند.



شکل ۵- (A) در نمودار آکالن-سیلیس تمام نمونه‌های اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی در محدوده آکالن قرار دارند (Irvine and Baragar, 1971). (B) موقعیت نمونه‌ها در نمودار تفکیکی P₂O₅-Zr نشانگر ویژگی آکالن آنها است (Winchester and Floyd, 1977).



شکل ۶- A) کانی تفریق شده از ماگمای مولد سنگ‌های اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی، مسیر تفریق کانی‌ها (Pearce and Norry, 1979)؛ B) نمودار تعیین اصلی‌ترین کانی تفریق شده از ماگمای مولد سنگ‌ها، مسیر تفریق کانی‌ها (Kim and Cho, 2003؛ Arslan and Aslan, 2006) که در هر دو مورد امتداد توزیع نمونه‌ها با مسیر تفریق کانی‌های پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اولیوین و تا حدودی با مسیر آمفیبول موازی است.

برابر SiO_2 نشانگر روند افزایشی اکسیدهای K_2O ، Na_2O و Al_2O_3 در مراحل تفریق است که این ویژگی‌ها با روند تفریق رایج همخوانی کامل دارد. اکسیدهای MgO ، آهن کل و TiO_2 در مراحل تفریق اولیه با تبلور اولیوین، روند کاهشی نشان می‌دهند که در روند تفریق این ویژگی نیز معمول است. تمام این ویژگی‌ها بیانگر تکوین و تکامل یکسان دایک‌های جنوب گرمی است که تحت تأثیر تفریق قرار گرفته‌اند.

برای درک فراوانی عناصر کمیاب در نمونه‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی از نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and MacDonough, 1989) استفاده شده است (شکل ۸- A). کمبود مقدار Nb، Ta و Ti و دیگر عناصر HfSE می‌تواند نشانگر ارتباط دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی با محیط فرورانشی باشد (Wilson and Downes, 2006). بی‌هنجاری مثبت عناصر Cs و Pb می‌تواند بر اثر آرایش ماگما با مواد پوسته‌ای رخ داده باشد یا به سبب تمرکز این عناصر در پوسته ممکن است غلظت آنها در ماگما نشانگر متاسوماتیسم گوشته‌ای حاصل از عملکرد سیالات

بررسی روند تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس در دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی نشان می‌دهد که با افزایش میزان SiO_2 و فرآیند تفریق، Al_2O_3 روند افزایشی دارد. همچنین، اکسیدهای Fe_2O_3 و MgO با تبلور کانی‌های آهن و منیزیم‌دار از نوع اولیوین، پیروکسن روند کاهشی نشان می‌دهند (شکل ۷). به طور کلی، روند تغییرات CaO نسبت به SiO_2 اندکی شیب دارد و روند این منحنی می‌تواند گویای تبلور اولیوین و سپس تبلور همزمان کانی‌های کلسیم‌دار مثل: پلاژیوکلاز و آمفیبول و کلینوپیروکسن باشد. روند تغییرات Na_2O نسبت به SiO_2 مثبت و افزایشی است. با توجه به این که پتاسیم بیشتر به صورت یک عنصر ناسازگار عمل می‌کند و به واسطه دارا بودن شعاع یونی زیاد قادر به شرکت در ساختمان کانی‌های تشکیل شده در مراحل اولیه تفریق نیست و در بخش‌های پایانی در ساختمان آمفیبول و بیوتیت شرکت می‌کند. در روند تفریق سنگ‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی با افزایش SiO_2 ، مقدار TiO_2 کاهش می‌یابد. به طور کلی، بررسی رفتار اکسیدهای عناصر اصلی در

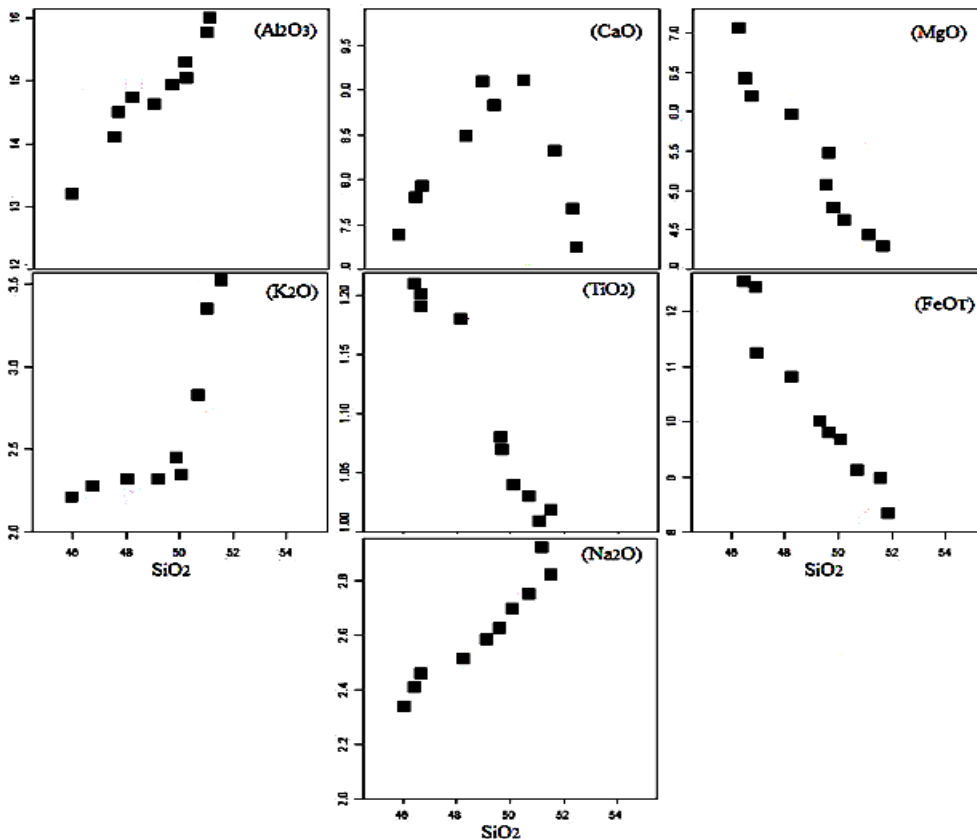
قاره‌ای دارای نسبت $La/Nb > 1$ است (Aldanmaz, 2012). میانگین La/Nb در سنگ‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی برابر $1/38$ است و نسبت Ba/Nb در کمان‌ها ۶۴ تا ۱۲۵، حوضه پشت قوس بالای ۸ تا ۱۶ و حداکثر ۵۲ در شرایط متاسوماتیسم پوسته فرورو قدیمی دارای سیال و رسوب بالاتر یا آرایش قاره‌ای و نهایت در بازالت پشته‌های میان اقیانوسی کمتر از ۸ است (Martinez and Taylor., 2002؛ Taylor and Martinez., 2003). در گابروهای جنوب شهرستان گرمی متوسط این نسبت ۳۰ است. داده‌های ارایه شده نشانگر گوشته غنی شده یا آرایش نمونه‌ها با پوسته قاره‌ای هستند. با توجه به سرشت آلکان نمونه‌ها و نسبت بالای HREE/LREE در دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی، ماگمای سازنده آنها از ذوب بخشی درجه پایین یک منبع گوشته‌ای غنی شده که تحت تأثیر آرایش پوسته‌ای و متاسوماتیسم قرار گرفته است، تشکیل شده است. عناصر کمیاب دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی در نمودار عنکبوتی نیز منشأ یکسان و غنی‌شدگی عناصر نادر سبک در نمونه‌ها را تأیید می‌کند (شکل ۸-A و B).

در تعیین محیط تکنونوماگمایی دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی با توجه به این که ماگماهای داخل صفحه، از عنصر ایتریوم (Y) غنی‌شدگی ندارد (Rollinson, 1997) از نمودار سه‌وجهی $TiO_2-Y/20-K_2O$ (Biermanns, 1996) استفاده شده است. در این نمودار، نمونه‌ها در محدوده درون قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۹). در نمودار تجربی شکل ۱۰-A با توجه به یافته‌های Taylor و Martinez (۲۰۰۳) جدا کردن محیط‌های پشته غنی شده، پشته تهی شده، پشت قوس و کمان پیرامون ماریانا توسط Pearce and Stem, 2013) شکل گرفته است. نمونه‌ها در

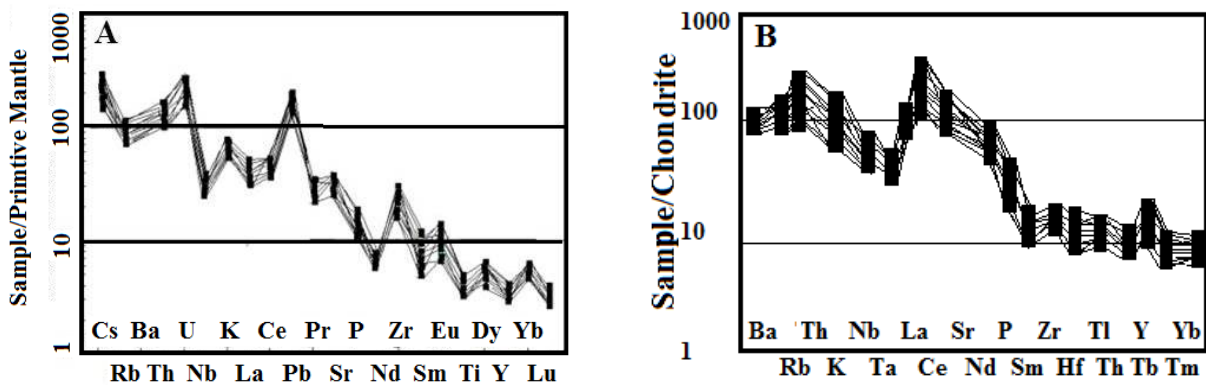
فرورانده ناشی از پوسته فرورو باشد (Rollinson, 1997). طی فرآیند پالایش منطقه‌ای به همراه نفوذ سیالات پوسته‌ای به داخل ماگما یا هضم مواد پوسته‌ای توسط ماگمای سازنده، می‌توانند باعث ایجاد این ناهنجاری‌ها در نمونه‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی شوند (Wang et al., 2003؛ Wayer et al., 2003). غنی‌شدگی در حدود ۱۰۰ برابر از عناصر Rb و U نسبت به گوشته اولیه در نمودار عنکبوتی بیانگر آرایش مواد پوسته‌ای است (Verdler, 2009). میزان بالای ۱۰۰ برابری Ba نسبت به گوشته اولیه با آرایش در هنگام بالا آمدن از مجرای فورانی، حوضه پشت قوس مرتبط است (Kamber, 2012). آرایش به پوسته قاره‌ای باعث غنی‌شدگی سنگ‌ها از LREE می‌شود و غنی‌شدگی Rb و Th نسبت به گوشته اولیه با توجه به محیط تشکیل حوضه پشت قوس سنگ‌ها نیز دلیل بر همین آرایش است (Kamber, 2012). میانگین مقدار Yb_N در سنگ‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی $8/7$ است. همچنین، الگوی HREE در همه نمونه‌ها بر حضور گارنت در میان ذوب بخشی یک منبع گارنت‌دار اشاره دارد (Morata et al., 2005؛ Guest et al., 2007) (شکل ۸-B). در سنگ‌های بازی وابسته به بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی و بازالت‌های جزایر قوسی اقیانوسی، میانگین نسبت Nb/U در حدود ۲۵ است (Hofmann, 2004). اما در دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی میانگین نسبت Nb/U برابر $5/38$ است که این مقدار بسیار اندکی از میانگین سنگ‌های بازی نفوذی اقیانوسی بوده و نشانگر ارتباط این سنگ‌ها با مناطق قاره‌ای است (Harangi and Lenkey, 2007). ماگمای منشأ گرفته از گوشته استنوسفری پشته‌های میان اقیانوسی دارای نسبت $La/Nb < 1$ است و نمونه‌های حاصل از گوشته غنی شده یا آرایش‌یافته با پوسته

پایان الیگوسن که سبب وارونه شدن حوضه تالش و دشت مغان و چین خوردگی واحدهای اتوسن شده است وجود حوزه کششی پشت قوس در منطقه اثبات شده است (Kazmin and Tikhonova, 2008).

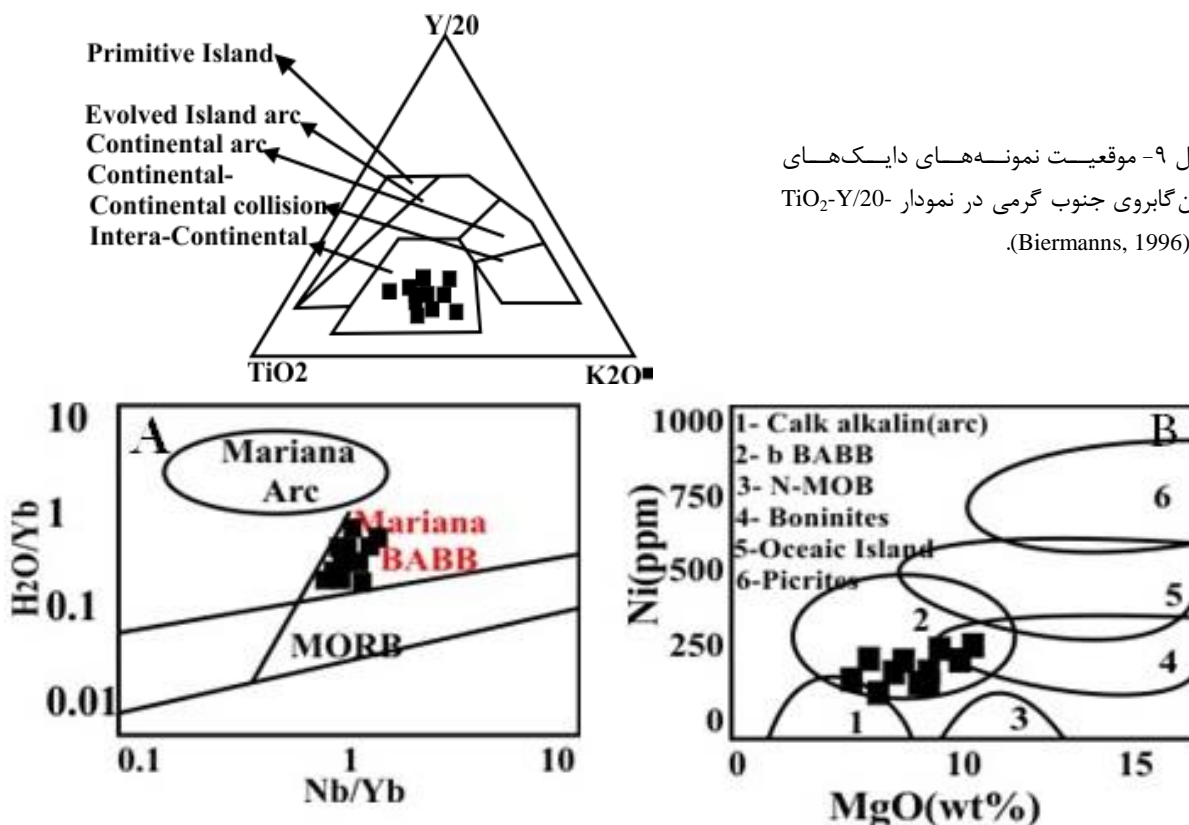
محدوده پشت قوس ماگمایی قرار می گیرند. در نمودار (Juteau and Maury, 1999) (شکل ۱۰- B) نیز نمونه‌ها در محدوده پشت قوس ماگمایی قرار دارند. با توجه به حاکمیت سبک فشارشی پیش از



شکل ۷- تغییرات اکسیدهای عناصر اصلی در برابر سیلیس در دایک‌های اولیون‌گابروی جنوب گرمی (Harker, 1909).



شکل ۸- A) نمودار عنکبوتی بهنجار شده دایک‌های اولیون‌گابروی جنوب گرمی نسبت به گوشته اولیه (Sun McDonough, 1982). B) نمودار تغییرات عناصر REE اولیون‌گابروی جنوب گرمی نرمالیزه شده نسبت به کندریت (Thompson, 1982).



شکل ۹- موقعیت نمونه‌های دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی در نمودار $\text{TiO}_2\text{-Y/20-K}_2\text{O}$ (Biermanns, 1996).

شکل ۱۰- A) موقعیت نمونه‌های دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی (Taylor and Martinez., 2003) که در بخش پشت قوس قرار گرفته است؛ B) موقعیت نمونه‌ها در نمودار Ni در برابر MgO (Juteau and Maury, 1999) که در محدوده پشت قوس قرار گرفته‌اند.

اولیوین‌گابروی جنوب گرمی از نمودار نسبت‌های عناصر Zr-Nb و Zr-Y استفاده شده است (Sun and McDonough, 1989). این عناصر تحرک بسیار پایینی داشته و در درجات بالای دگرسانی برای مطالعه سرزمین‌های آذرین قدیمی نیز استفاده می‌شود (Prytulak and Elliott, 2007). تمامی نمونه‌ها در نمودار بیان شده در محدوده گوشته غنی شده قرار می‌گیرند (شکل ۱۱- A و B). نسبت Zr/Nb در سنگ‌های پوسته در حدود ۲۲ تا ۲۵ است اما در منشأ گوشته‌ای این نسبت به کمتر از ۱۱ ppm می‌رسد (Ntaflou et al., 2007). میانگین این نسبت در دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی ۹/۰۹ است. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت که این سنگ‌ها از گوشته منشأ گرفته‌اند و همچنین، نسبت $\text{Rb/Zr} > 0.12$

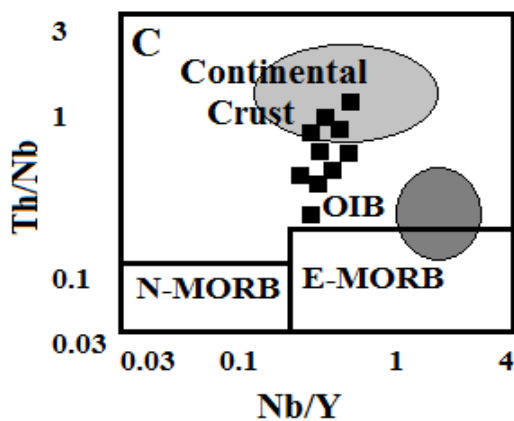
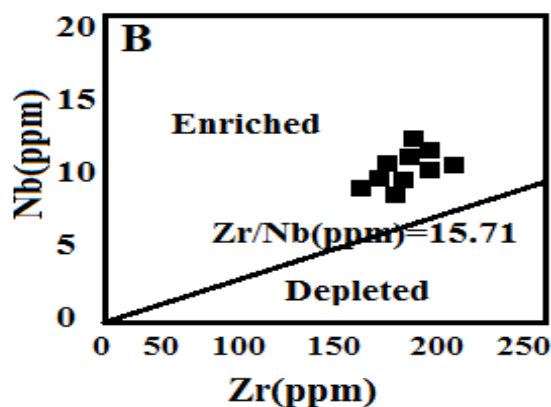
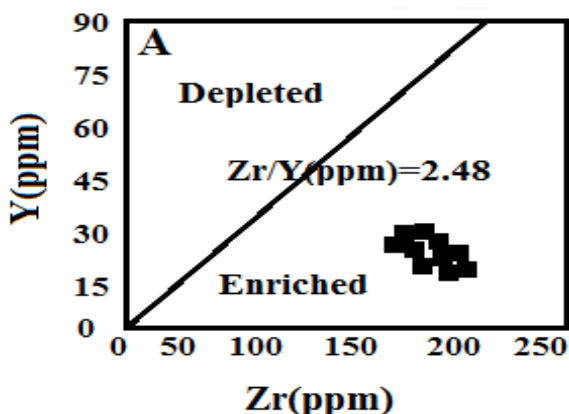
با توجه به نمودار عنکبوتی و دلایل آشکار آرایش ماگمایی، برای بررسی روش غنی‌شدگی ماگمای مولد در پوسته می‌توان بیان کرد که مواد پوسته‌ای از K ، LILE ، Pb و Th غنی و از Ti و P فقیر هستند. بنابراین، آرایش پوسته‌ای فراوانی عناصر دسته اول را در ماگما بالابرده و از Ti و P می‌کاهد. طبق نمودار عنکبوتی وجود بی‌هنجاری بارز منفی Hf ، Nb ، Ta و Ti در این سنگ‌ها به طور کامل با جایگاه بازالت‌های جزایر اقیانوسی متضاد است و با محیط مرتبط با فرورانش همخوانی دارد. بررسی چگونگی آرایش پوسته‌ای با استفاده از نسبت عناصر Hf ، Nb ، Nd ، Ta ، Th ، Yb که در نمودار عنکبوتی بی‌هنجاری منفی نشان داده‌اند انجام شده است (شکل ۸- A). به منظور تشخیص غنی‌شدگی منشأ دایک‌های

شده است. بررسی بیشتر آرایش پوسته‌ای در نمودارهای Zhao و Zhou (۲۰۰۷) نشانگر فاصله در خور توجه از گوشته اولیه است و شدت تأثیر آرایش در حد پوسته بالایی را روی این سنگ‌ها نشان می‌دهد (شکل ۱۲-A, B, C و D).

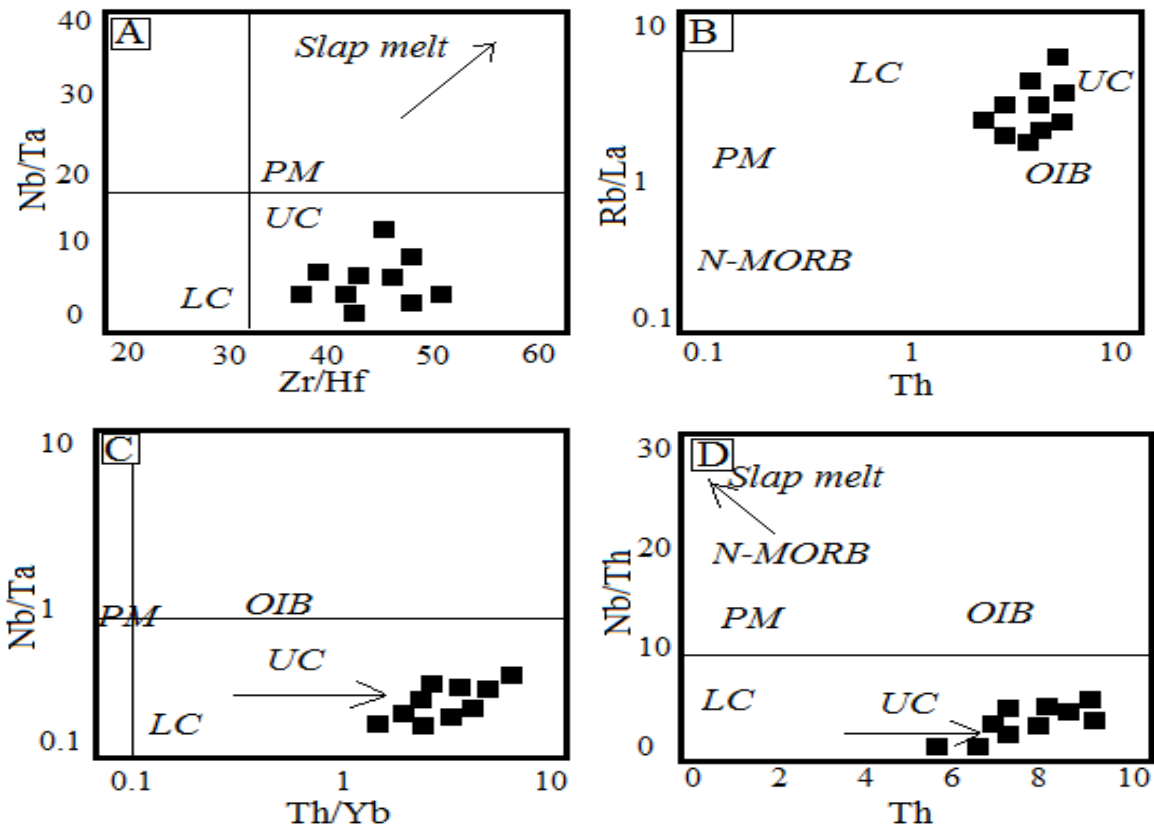
نمودار نسبت $La/Sm_{(N)}$ و $Ta/Th_{(N)}$ از Munker (۲۰۰۰) رفتار ژئوشیمیایی، جایگاه زمین‌ساختی و تکاملی مختلف سنگ‌های بازیک را در محیط‌های زمین‌شناسی (پشته میان اقیانوسی، جزایر داخل صفحه اقیانوسی) را نشان می‌دهد (شکل ۱۳). در این نمودار نمونه‌ها در نزدیکی پوسته فوقانی قرار گرفته و نشانگر تأثیر پدیده AFC است و GLOSS (میانگین سنگ‌های رسوبی موجود در محیط فرورانش) به عنوان هضم شونده در نزدیکی موقعیت نمونه‌ها قرار گرفته است (شکل ۱۳).

نشان‌دهنده یک منبع گوشته متاسوماتیسم شده توسط سیالات صفحه فرورو است (Harangi and Lenkey., 2007) که میانگین این نسبت در توده نفوذی اولیوین‌گابروی جنوب گرمی حدود ۰/۲۲ به دست آمده که شاهد منشأ گوشته غنی شده سنگ‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی است.

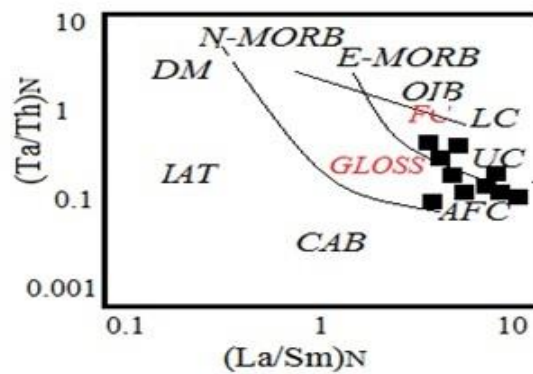
در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Th/Nb (Kamenov, 2004) نمونه‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی روندی از نوع بازالت‌های پشته‌های میان اقیانوسی نوع E به سوی پوسته قاره‌ای را نشان می‌دهند (شکل ۱۱-C). این موضوع، منشأگیری ماگمای اولیوین‌گابروی جنوب گرمی از گوشته‌ای غنی شده را نشان می‌دهد. این غنی‌شدگی همراه با آلودگی پوسته در مناطق درون قاره‌ای مرتبط با فرورانش است که توسط Downes و Wilson (۲۰۰۶) مشاهده و توصیف



شکل ۱۱- A) نمودار تغییرات Zr-Nb (B) نمودار تغییرات Zr-Y؛ (C) موقعیت اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی در نمودار لگاریتمی Th/Nb در برابر Nb/Y (Sun and McDonough, 1989) (Kamenov, 2004).



شکل ۱۲- A, B, C, D) نسبت عناصر کمیاب در اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی برای درک رابطه بین سنگ‌ها با گوشته غنی شده، پوسته بالایی، پایینی و جزایر اقیانوسی (Zhao and Zhou, 2007) که نمونه‌ها بیشتر معرف آرایش با پوسته بالایی هستند. متوسط بازی‌های پشته میان اقیانوسی در نمودارها از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و پوسته از Wedepohl (۱۹۹۵) است. در این نمودارها مقادیر گوشته تهی شده از McKenzie و O’Nions (۱۹۹۱)، پوسته زیرین از Tarney و Weaver (۱۹۸۴)، پوسته بالایی از Taylor و McLennan (۱۹۸۱) و ادامه موارد از Sun و McDonough (۱۹۸۹) گرفته شده است.



شکل ۱۳- نمودار نسبت $(La/Sm)_N$ و $(Ta/Th)_N$ (Munker, 2000) برای اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی که نشانگر نزدیکی آرایش نمونه‌ها به پوسته فوقانی و تأثیر پدیده AFC است. در این نمودار مقدار GLOSS نشان‌دهنده متوسط ترکیب رسوبات مناطق فرورانشی از Plank و Langmuir (۱۹۹۸) و مقادیر گوشته تهی شده از McKenzie و O’Nions (۱۹۹۱)، پوسته زیرین از Tarney و Weaver (۱۹۸۴)، پوسته بالایی از Taylor و McLennan (۱۹۸۱) و ادامه موارد از Sun و McDonough (۱۹۸۹) گرفته شده است.

(2000). عناصر Hf, Nb, Ta, Th و Zr در سیالات آبگین نامتحرک هستند. از این رو، غنی‌شدگی این عناصر در گوه‌گوشته‌ای نشانه آمیختگی مذاب‌های حاصل از صفحه فرورو با ماگمای اصلی است (Plank and Langmuir, 1998). بنابراین، منبع گوشته‌ای که توسط مذاب حاصل از صفحه فرورو تحت تأثیر قرار گرفته باشد دارای نسبت‌های پایین Ba/Th ، Rb/Y ، Th/Zr و Ba/Nb است (Hawkesworth *et al.*, 1997). در صورتی که چهار نسبت بیان شده در اولیون‌گابروهای جنوب گرمی کم و بیش تا چند برابر از استاندارد پیشنهادی بزرگ‌تر هستند. فراوانی در خور توجه LILE در اولیون‌گابروهای جنوب گرمی نیز بیانگر حضور سیالات در حین تشکیل مذاب و تهی‌شدگی از HFSE نشانگر عدم خروج مذاب از صفحه فرورو به صفحه زیرراندن است. بنابراین، مذاب حاصل از صفحه فرورو نمی‌تواند نقش مهمی در متاسوماتیسم و تغییرات ژئوشیمیایی ماگما داشته باشد (شکل ۱۴- A و B).

نتیجه‌گیری

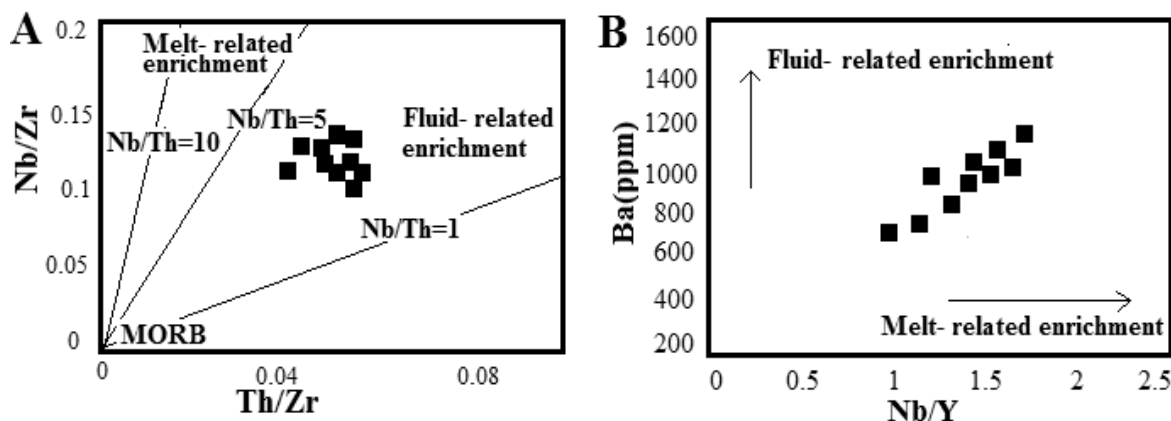
دایک‌های اولیون‌گابروی جنوب گرمی در نمونه دستی دانه‌درشت و شاخص رنگی ملانوکرات دارند. این دایک‌ها در مطالعات میکروسکوپی دارای کانی‌های پلاژیوکلاز از نوع لابرادوریت و آندزین با بافت پلی‌سنتتیک از نوع لابرادوریت و آندزین هستند که گاهی به سریسیت تبدیل شده‌اند. پیروکسن در این سنگ‌ها از نوع اوزیت است که گاهی دارای ماکل دوقلویی بوده و در حواشی دارای ادخال‌هایی از نوع کانی‌های فلزی هستند. کانی فرعی اولیون نوع کریزولیت با حاشیه سوخته، آمفیبول سالم و شکل دار و همچنین، بیوتیت فواصل بین کانی‌ها را پر کرده‌اند. کانی‌های فلزی، آپاتیت و خانواده زیرکن (به صورت ادخال در داخل کانی‌های

بررسی تأثیر متاسوماتیسم روی گوشته:

فراوانی عناصر ناسازگار به شدت توسط فرآیندهای ذوب‌بخشی کنترل می‌شود (Pearce and Peate, 1995). از این رو، می‌توان از این عناصر برای برآورد آهنگ ذوب و میزان تهی‌شدگی منشأ استفاده کرد (Woodhead *et al.*, 1993) به ویژه از عناصر HFSE برای تعیین ماهیت منشأ گوشته‌ای به دلیل خروج مذاب‌های تهی شده پیشین، استفاده می‌شود (Grove *et al.*, 2002). بی‌هنجاری مثبت Ba (بیش از ۱۰۰ برابر PM) علاوه بر آرایش پوسته‌ای، ممکن است نشانه منشأ گوشته متاسوماتیسم شده باشد. سیالات ناشی از واکنش‌های سیال‌زدایی طی فرورانش و سیالات همراه صفحه فرورو مسبب این متاسوماتیسم هستند. نسبت Ba/Nb بزرگ‌تر از ۳۰ معرف مذاب‌های تولید شده در یک گوه‌گوشته‌ای متاسوماتیسم شده در بالای صفحه فرورو است (Hildreth and Moor bath, 1998). در اولیون‌گابروهای جنوب گرمی متوسط این نسبت برای کل داده‌ها کمتر از ۳۰ برابر است. در صورتی که این نسبت در بعضی داده‌ها کمتر از ۲۷ است و نیز نسبت Sr/P در محیط گوشته‌ای متاسوماتیسم شده توسط صفحه فرورو نباید از ۲ کمتر باشد (Borg *et al.*, 1997). اما متوسط این نسبت در سنگ‌های اولیون‌گابروی جنوب گرمی کمتر از ۰/۴ است. بنابراین، مذاب حاصل از صفحه فرورو نمی‌تواند نقش مهمی در متاسوماتیسم و تغییرات ژئوشیمیایی ماگما داشته باشد. ویژگی‌های ژئوشیمیایی گوه‌گوشته‌ای بالای پهنه فرورانش توسط بخش‌های صفحه فرورو زیر رانده تغییر می‌کند. این بخش‌ها عبارت‌اند از: نفوذ سیالات ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی (Turner *et al.*, 1997)، آب‌زدایی رسوبات فرورونده (Class *et al.*, 2000) یا اضافه شدن مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (Munker, Stern and Kilian, 1996).

تکتونوماگمایی مربوط به مناطق درون قاره‌ای و پشت قوس هستند. نسبت Zr/Nb در دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی برابر $9/0.9$ است که گویای منشأ گوشته‌ای و نسبت Rb/Zr در حدود $0/22$ نشانگر منبع گوشته‌ای متاسوماتیسم شده است. نسبت Ba/Nb کمتر از ۲۷ تا ۳۰ معرف تولید شدن مذاب در بالای صفحه فرورو است. نسبت‌های پایین Th/Zr ، Rb/Y ، Ba/Nb ، Ba/Th و فراوانی در خور توجه LILE طی غنی‌شدگی بیانگر نقش بالای سیالات در متاسوماتیسم این ماگما است و تهی‌شدگی ملایم HFSE گویای خروج اندک مذاب از صفحه فرورو است. بنابراین، سیالات حاصل از صفحه فرورو نسبت به مذاب صفحه فرورو در متاسوماتیسم مذابی که باعث ایجاد دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی شده، تأثیر بیشتری داشته است و ماگماتیسیم درون صفحه‌ای در منطقه کششی پشت قوس ناشی از فرورانش شاخه شمالی نئوتتیس به زیر پوسته قفقاز و ارمنستان باعث تشکیل دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی شده است.

پلاژیوکلاز) دیده می‌شود. بافت عمده در مقاطع با بافت پورفیریک، گرانولار تا اینترگرانولار نشانگر فرصت کافی برای تبلور در شرایط یکسان است. ترتیب تبلوری در دایک‌های گابروی جنوب گرمی بر مبنای نمودار $Y-Zr$ و $Ba-Sr$ نخست اولیوین و سپس تبلور همزمان پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن است. تبلور آمفیبول می‌تواند همزمان یا پس از تبلور کلینوپیروکسن باشد. اما بیوتیت دارای تبلور تأخیری است. ظهور اولیوین و نفلین نورماتیو در نمونه‌ها نشانگر آلکال بودن ماگمای اولیوین‌گابروها است. ظهور ایلمینیت، فوگاسیته پایین ماگما را نشان می‌دهد. تعیین سری ماگمایی، گویای آلکال بودن دایک‌های اولیوین‌گابروی است. رفتار اکسیدهای عناصر اصلی در برابر شاخص SiO_2 در مراحل تبلور نشانگر روند تفریق عادی است. افزایش ۱۰۰ برابری مقدار Pb نسبت به گوشته اولیه نیز گویای آلیش پوسته‌ای است. این روندها نشانگر ارتباط ژنتیکی سنگ‌ها با یک ماگمای بازیک و تفریق ماگمایی در خور توجه با توجه به همبستگی دوگانه Ca است. دایک‌های اولیوین‌گابروی جنوب گرمی از نظر



شکل ۱۴- A) نمودار Nb/Zr نسبت به Th/Zr برای اولیوین‌گابروهای جنوب گرمی که نحوه غنی‌شدگی توسط سیال آزاد شده از صفحه فرورونده را نشان می‌دهد (Zhao and Zhou, 2007). موقعیت بازی‌های پشته اقیانوسی از Sun و McDonough (۱۹۸۹) و پوسته از Wedepohl (۱۹۹۵) است؛ B) نمودار نسبت Nb/Y در مقابل Ba که نوع غنی‌شدگی سیال ماگمایی را نشان می‌دهد (Zhu et al., 2010).

دانشگاه‌های تبریز، پیام نور، ارومیه و لرستان که در به اتمام رساندن این پژوهش همکاری صمیمانه داشتند، تشکر و قدردانی می‌نمایند.

سپاسگزاری
نگارندگان از معاونت محترم پژوهشی دانشگاه تبریز و از نظرات ارزشمند اساتید محترم

منابع

- Alavi, M. (1996) Tectonostratigraphic synthesis and structural style of Alborz mountain system in northern Iran. *Journal Geodynamic* 21: 1-33 (in Persian).
- Aldanmaz, E. (2012) Trace element geochemistry of primary mantle minerals in spinel-peridotites from polygenetic MOR SSZ suites of SW Turkey: constraints from an LA-ICP-MS study and implications for mantle metasomatism. *Geological Journal* 47: 59-76.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M. and Qorashi, M. (2003) Accomodation of the late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. *Journal of Structural Geology* 25: 659-672.
- Allen, M. B., Jackson, J. and Walker, R. (2004) Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. *Tectonics* 23: 1-16.
- Arslan, M. and Aslan, Z. (2006) Mineralogy, petrology and whole-rock geochemistry of the Tertiary granitic intrusions in the eastern Pontides, Turkey. *Journal of Asian Earth Sciences* 27: 177-193.
- Babakhani, A. R. and Hosein Khani, N. (1997) Geological Quadrangle Map and report 1:100000, No. 5567, Geological Survey of Iran, Lahrud (in Persian).
- Biermanns, L. (1996) Chemical classification of gabbroic-dioritic rocks, based on TiO_2 , SiO_2 , FeO_{total} , MgO , K_2O , Y and Zr . Symposium International sur la Geodynamique Andine 3. Saint-Malo, France.
- Borg, L., Nyquist, L., Taylor, L., Weismann, H. and Shih, C. H. (1997) Constraints on Martian differentiation processes from Rb-Sr and Sm-Nd isotopic analyses of the basaltic shergottite QUE 94201. *Geochemical et Cosmochimica Acta* 61: 4915-4931.
- Class, C., Miller, D. M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H. (2000) Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 1(6): 10.1029/1999GC000010.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurts, R. J. (1979) *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin, Sydney.
- Didon, J. and Gemaine, Y. M. (1976) Le Sabalan, volcan Plio-Quaternaire de l Azerbaïdjan oriental (Iran): etude geologique et petrographique de le difice et de son environment regional. PhD thesis, Université de Grenoble, Grenoble, France.
- Eftekharneshad, I. (1975) Briefhistoy and structural development of Azerbaijan. International Report, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Fazlnia, A. (2011) Geochemical and petrological reconstruction of the Talle-Pahlevani mafic ultramafic intrusions Shahre-Babak, Iran. *Journal of Petrology* 2(5): 93-112 (in Persian).
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235-273.
- Grove, T. L., Parman, S. W., Bowring, S. A., Price, R. C. and Baker, M. B. (2002) The role of an H_2O -rich fluid component in the generation of primitive basaltic andesites and andesites from the Mt. Shasta region, N. California. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142: 375-396.
- Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J. and McIntosh, W. C. (2007) Middle to late Cenozoic

- basin evolution in the western Alborz Mountains: implications for the onset of collisional deformation in northern Iran Tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences* 4(25): 26-27.
- Harangi, S. and Lenkey, L. (2007) Genesis of the Neogene to Quaternary volcanism in the Carpathian-Pannonian region: role of subduction, extension, and mantle plume. In: *Cenozoic volcanism in the Mediterranean area* (Eds. Beccaluva, L., Bianchini, G. and Wilson, M.) Special Paper 418: 67-92. Geological Society, American.
- Harker, A. (1909) *The natural history of igneous rocks*. Methuen, London.
- Hawkesworth, C. J., Turner, S. P., McDermott, F., Peate, D. W. and Van Calsteren, P. (1997) U-Th isotopes in arc magmas: implication for element transfer from subducted crust. *Science Journal* 276: 551-555.
- Hildreth, W. and Moorbath, S. (1998) Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98: 455-489.
- Hofmann, A. W. (2004) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements, (Ed. Carlson, R. W) *The mantle and core, Volume 2 of treatise on geochemistry* (Eds. Holland, H. D. and Turekian, K. K.) 61-101. Elsevier, Amsterdam.
- Irvine, T. N. and Baragar, W. R. A. (1971) Guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8(5): 523-548.
- Juteau, T. and Maury, R. (1999) *The oceanic crust, from accretion to mantle recycling*. Springer, Verlag, Berlin.
- Kamber, E. (2012) Back arc basing in the Coatmalia zone in Africa. *Journal of Geophysical* 92: 34-62.
- Kamenov, B. (2004) The olivine basalts from Livingston island, west Antarctica: petrology and geochemical comparisons. *Bulgarian Academy of Sciences, Geochemistry, Mineralogy and Petrology* 41: 71-98.
- Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2006) Late Cretaceous-Eocene marginal seas in the Black sea-Caspian region: paleotectonic reconstructions. *Geotectonics* 40(3): 169-182.
- Kazmin, V. G. and Tikhonova, N. F. (2008) Cretaceous-Paleogene Back-arc basin in the Iran Afghanistan-Pamirs segment of the Eurasian active margin. *Earth Sciences* 24: 118-120.
- Kim, J. and Cho, M. (2003) Low-pressure metamorphism and leucogranite magmatism, NE Yeongnam massif, Korea. *Precambrian Research* 122: 235-251.
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming mineral. *American Mineralogist* 68: 227-279.
- Martinez, F. and Taylor, B. (2002) Mantle wedge control on back-arc crustal accretion. *Nature* 416: 417-420.
- McKenzie, D. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Mobashergarmi, M. (2013) Petrography, petrology, geochemistry and petrogenesis survey to basalts in the south of Talesh. MSc thesis, University of Tabriz, Tabriz, Iran (in Persian).
- Morata, D., Oliva, C., Cruz, R. and Suarz, M. (2005) The bandurrias gabbro: late Oligocene alkaline magmatism in the patagonian cordillera. *Journal of South American Earth Sciences* 18: 147-162.
- Munker, C. (2000) The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil river system, New Zealand: identification of four source components. *Journal of Petrology* 41: 759-788.
- Nabavi, M. H. (1976) *Introduction to geology of Iran*. Geological survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Ntaflos, T., Bjerg, E. A., Labudia, C. H. and Kurat, G. (2007) Depleted lithosphere from the mantle wedge beneath Tres lagos, southern Patagonia, Argentina. *Lithos* 94: 46-65.
- Pearce, J. A. and Norry M. J. (1979) Petrogenic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic

- rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69: 33-47.
- Pearce, J. W. and Peate, D. W. (1995) Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 23: 251-285.
- Pearce, J. A. and Stern, R. J. (2013) Origin of back-arc basin magmas: trace element and isotope perspectives. American Geophysical Union, Washington.
- Plank, T. and Langmuir, C. H. (1998) The chemical composition of sub ducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145: 325-394.
- Prytulak, J. and Elliott, T. (2007) TiO₂ enrichment in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 263: 388-403.
- Rollinson, H. R. (1997) Using geochemical data: evaluation, interpretation, presentation. Longman, London.
- Shafaii Moghadam, M. H. and Shahbazi Shiran S. H. (2010) Geochemistry and petrogenesis of volcanic rocks from the northern part of the Lahrud region (Ardabil): an example of shoshonitic occurrence in northwestern Iran. *Journal of Petrology* 1(4): 16-31(in Persian).
- Shahbazi, S. H. (2013) Petrogenesis of Quaternary shoshonitic volcanism in NE Iran (Ardabil): implication for postcollisional magmatism. *Journal of Geological Research* 12(11): 11-23.
- Stern, C. R. and Kilian, R. (1996) Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral volcanic zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123: 263-281.
- Stocklin, J. (1997) Structural correlation of the alpine ranges between Iran and Central Asia. *Société géologique de France, Paris* 1(8): 333-353.
- Sudi, M. and Jahangiri, A. (2010) Petrography and tectonic setting from ophiolite complex of Allah Yarlu, 29th Symposium Geoscience, Tehran, Iran.
- Sun, S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts. implication for mantle composition and processes. *Geological Society of London, Special Publication* 42: 313-345.
- Taylor, B. and Martinez, F. (2003) Back-arc basin basalt systematics. *Earth Planet Science Letters* 210: 481-497.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1981) The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society* 301: 381-399.
- Thompson, R. N. (1982) Magmatism of the British Tertiary volcanic province. *Scottish Journal of Geology* 18:49-107.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I. (1997) U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61: 4855-4884.
- Verdle, C. (2009) Cenozoic geology of Iran: an integrated study of extensional tectonics and related volcanism, PhD. thesis, California Institute of Technology, Pasadena, California.
- Wang, Y., Fan, W. and Guo, F. (2003) Geochemistry of early Mesozoic potassium-rich dioritesgranodiorites in southeastern Hunan province, south China, petrogenesis and tectonic implications. *Geochemical Journal* 37:427-448.
- Wayer, S., Munker, C. and Mezger, K. (2003) Nb/Ta, Zr/Hf and REE in the depleted mantle: implications for the differentiation history of the crust-mantle system. *Earth and Planetary Science Letters* 205: 309-324.
- Weaver, B. and Tarney, J. (1984) Empirical approach to estimating the composition of the continental crust.

- Nature 310: 575-580.
- Wedepohl, K. H. (1995) The composition of the continental crust. *Geochemistry Cosmochemistry Acta* 59: 1217-1232.
- Wilson, M. and Downes, H. (2006) Tertiary-Quaternary intraplate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics 147-166, Geological Society, London.
- Winchester, J. A. and Floyd, P. A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology* 20: 325-343.
- Woodhead, J. D., Eggins, S. and Gamble, J. (1993) High field strength and transition element systematics in island arc and back-arc basin basalts: evidence for a multiphase melts extraction and a depleted mantle wedge. *Earth and planetary Sciences Letters* 144: 491-504.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E. (1962) Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology* 3: 342-532.
- Zhao, J. H. and Zhou, M. F. (2007) Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzihua district (Sichuan province, SW China). implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research* 152: 27-47.
- Zhu, L., Zhang, G., Guo, B., Lee, B. and Wang, F. (2010) Geochemistry of the Jinduicheng Mo-bearing porphyry and deposit, and its implications for the geodynamic setting in east Qinling, P. R. China. *Chemie der Erde Geochemistry* 70: 159-174.

Geochemistry, petrogenesis and magmatic evolution in the olivine gabbro dikes of south of Germe city

Mohammad Mobasher Germe¹, Zohreh Akbari² and Mahboobeh Jamshidibadr^{3*}

¹ Department of Geology, Faculty of Sciences, Lorestan University, Khorramabad, Iran

² Department of Geology, Faculty of Earth Sciences, Shahid Beheshti University, Tehran, Iran

³ Department of Geology, Payame Noor University, 19395-3697 Tehran, I. R. of Iran

Abstract

An association of olivine-gabbroic dikes is located in the northwest of Iran, south-southwest of Germe city (Ardebil province), with N-S trend in the Talesh zone. Mineralogically, these rocks consist of phenocrysts of plagioclase, clinopyroxene (augite) and olivine with minor minerals of biotite, amphibole, apatite, opaque and zircon. The dominant textures in these rocks are porphyry, granular and ophitic. From the chemical aspect, the parent magma is alkaline nature. The spider diagram with a positive lead anomaly indicates the crustal assimilation process with LREE enrichment compared to HREE which is related to enriched mantle. The trend of major oxides vs. SiO₂ on Harker diagrams indicates evolution process through differentiation, with slight metasomatism which can be related to subducted slab derived fluid. Based on the aforementioned evidences, the olivine gabbros were formed from an extensional back arc basin resulting from subducting oceanic crust in the northern branch of NeoTethys located between the blocks of Toriid-Anatolli in the south of Armenia beneath the crust of Quafqaz and Armenia.

Key words: Olivine gabbro, Metasomatism, Alkaline series, Germe city, Talesh zone

* m_jamshidi@pnu.ac.ir

Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot change it in any way or use it commercially.