

پتروولوژی، ژئوشیمی و محیط زمین‌ساختی گابروی کرتاسه جواهردشت واقع در دامنه شمالی البرز، شرق گیلان، شمال ایران بخشی از مجموعه افیولیتی یا کافت درون قاره‌ای؟

شهر روز حق نظر *

گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران

چکیده

گابروهای کرتاسه در منطقه جواهردشت واقع در دامنه شمالی البرز در شرق گیلان برون‌زد دارند. این گابروها از نظر ساختاری در بخش زیرین دارای ساختمان لایه‌ای و در بخش بالایی ایزوتروپ هستند. کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، اوژیت، اولیوین، بیوتیت و مگنتیت است. از نظر ژئوشیمیایی، این گابروها جزو سری انتقالی محسوب می‌شوند. بی‌هنجاری‌های مثبت Pb، K، Th و Rb و بی‌هنجاری‌های منفی Nb، Zr، Ba، P و نشان آرایش این گابروها با پوسته قاره‌ای است. در نمودارهای تشخیص جایگاه‌های تکتونیکی، این گابروها در محیط‌های درون صفحه قاره‌ای قرار می‌گیرند به نحوی که مقادیر $(Nb/Nb^*)Pm \approx 0.89$ در این گابروها مشابه بازالت‌های کافت درون قاره‌ای همراه با آرایش پوسته‌ای است. الگوی عناصر REE در این گابروها مشابه بازالت‌های تحولی و ساب‌آلکانل مناطق کافت درون قاره‌ای بوده و مقادیر $(Ce/Yb)N \approx 3/9$ و $(Dy/Yb)N \approx 1/3$ ، نشان حضور اسپینل در ناحیه منشأ گوشته‌ای این سنگ‌هاست. مقادیر بالای Th/Nb و مقادیر $ANb > 0$ ، نشان از نشأت‌گیری ماگماها از پلوم‌های گوشته‌ای منبع مورب (P-MORB) همراه با آلودگی پوسته‌ای دارد.

واژه‌های کلیدی: گابروی جواهردشت، سری انتقالی، آرایش پوسته‌ای، کافت درون قاره‌ای

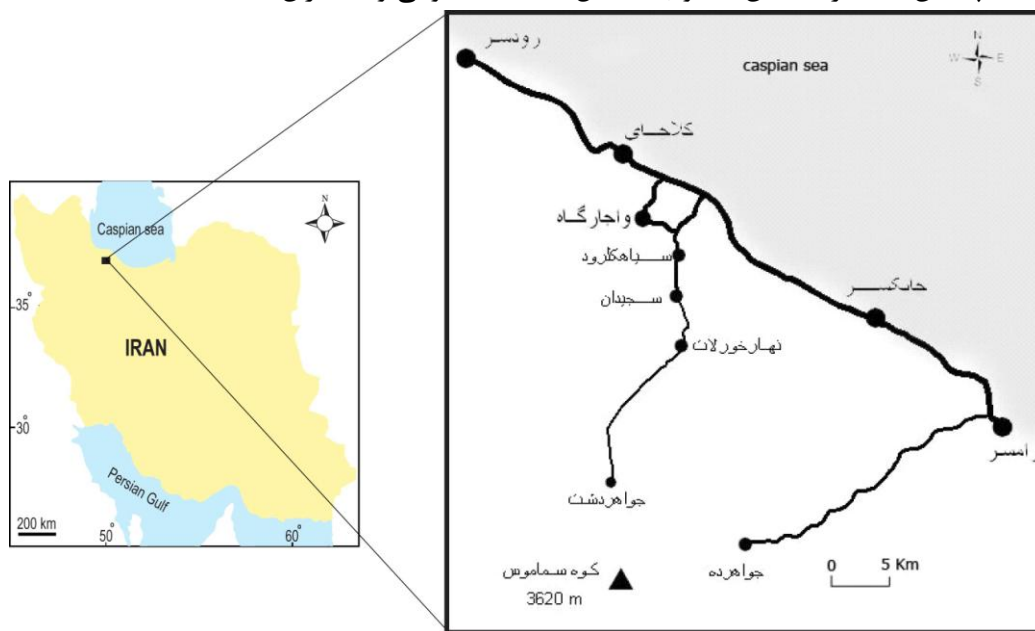
مقدمه

منطقه جواهردشت در ۴۵ کیلومتری جنوب‌شرق شهرستان‌های رودسر و کلاچای در شرق استان گیلان واقع شده است (شکل ۱). در این منطقه سنگ‌های آذرین بازالتی و گابرویی به سن کرتاسه برون‌زد دارند. به‌طور کلی در خصوص جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌های

ماگمایی کرتاسه در این بخش از البرز، نظرات گوناگون و گاهی متضادی ابراز شده و مطالعاتی که تاکنون انجام شده، نتایج متفاوتی را در مورد مسائل پتروژنتیک و زمین‌ساخت البرز در کرتاسه به همراه داشته است. صلواتی (۱۳۸۷) و Salavati (۲۰۰۸) سنگ‌های ماگمایی کرتاسه در این بخش از البرز را به مجموعه‌های

گلوبوترونکانا پوشیده شده‌اند. به عقیده این محققین سنگ‌های اولترامافیک، تنها ۱۰ درصد کل گستره افیولیتی را شامل شده که در مسیر جاده بیلاقی روستای جواهردشت مشاهده می‌شوند. بر اساس مطالعات ایشان، این سنگ‌ها دارای ماهیت قوس بوده که در یک محیط فرافروانشی (Supra-Subduction zone) تشکیل شده و قابل مقایسه با افیولیت‌های کرتاسه در مدیترانه شرقی و افیولیت‌های ترکیه هستند (صلواتی و همکاران، ۱۳۸۸).

افیولیتی نسبت داده و یک مجموعه افیولیتی جدید نئوتیتس در شمال ایران به نام (The Southern SCO Caspian Sea Ophiolite) یا مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر را معرفی می‌نماید. به عقیده صلواتی و همکاران (۱۳۸۸)، این مجموعه شامل تنها بخش پوسته اقیانوسی بوده که شامل انباشته‌های اولترامافیک، گابروهای لایه‌ای، گابروهای توده‌ای، دایک‌های صفحه‌ای، گدازه‌های بالشی است که در نهایت توسط آهک‌های کامپانین-ماستریشین حاوی فسفیل



شکل ۱- راه‌های دسترسی به منطقه جواهردشت در شرق گیلان (شمال ایران)

حاشیه ایران مرکزی در کرتاسه نسبت می‌دهد. حق‌نظر (۱۳۸۸)، با مطالعات ژئوشیمیایی و ایزوتوپی بر روی بازالت‌های کرتاسه در منطقه جواهردشت، آن‌ها را در ارتباط با کافت‌های درون قاره‌ای و جزو بازالت‌های انتقالی دانسته و معتقد است که ماگما از یک پلوم گوشته استنوسفری با منبع مورب در اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتر و فشارهای بین ۱۵ تا ۲۰ کیلوپار، نشأت گرفته که با درجاتی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده و به همین دلیل ویژگی‌های مناطق فرورانش را به‌طور کاذب نشان می‌دهد (حق‌نظر و همکاران، ۱۳۸۷). بیش‌ترین مشکلات مربوط به مطالعه گابروهای منطقه، به‌دلیل

زعیم‌نیا و همکاران (۱۳۸۹) نیز با بررسی سنگ‌های آلکان منطقه جنوب املش در شرق گیلان نظرات مشابهی را عنوان نموده‌اند. به عقیده Alavi (۱۹۹۶)، Graham (۲۰۰۰) و Allen و همکاران (۲۰۰۶)، حوضه خزر جنوبی و دامنه شمالی البرز، یک حوضه کششی پشت کمان است که تا حد تشکیل پوسته اقیانوسی خزر جنوبی بیش رفته است. اما در مقابل موسوی (۱۳۸۲) با مطالعه سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده ضمن اشاره به آرایش پوسته‌ای این سنگ‌ها، آن‌ها را در ارتباط با کشش هم‌زمان با کوه‌زایی دانسته و آن‌ها را به فعالیت‌های کافت‌زایی

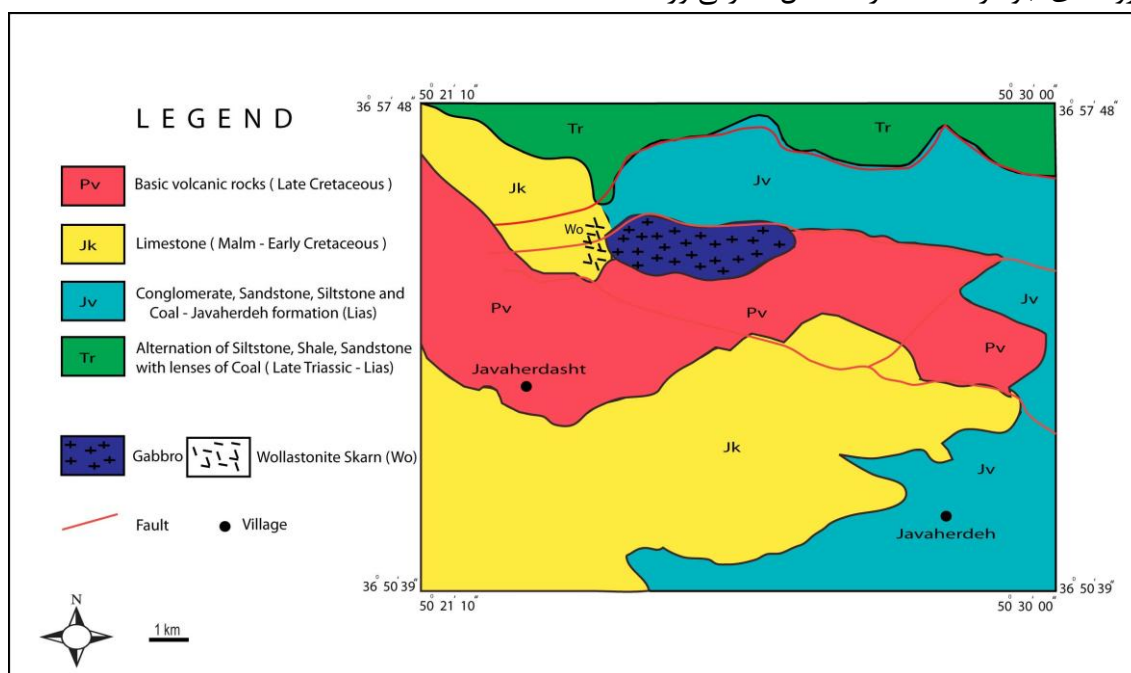
۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده بین طول‌های $۳۶^{\circ} ۵۵'$ و $۳۶^{\circ} ۵۶'$ شرقی و عرض‌های $۵۰^{\circ} ۵۳'$ و $۵۰^{\circ} ۵۶'$ شمالی به صورت یک توده مشخص شده‌اند (شکل ۲).

این منطقه از نظر ساختاری، در دامنه شمالی بخش غربی زون البرز مرکزی و در نوار چین‌خورده حاشیه شمالی مزوزوئیک قرار گرفته است (Engalenc, 1968). رخنمون عمده سنگ‌های منطقه به دوران مزوزوئیک تعلق دارد که به ترتیب، از قدیم به جدید، شامل نهشته‌های شیلی، ماسه‌سنگی و کنگلومرای زغال‌دار تریاس بالا- ژوراسیک زیرین به نام سازنده جواهرده، نهشته‌های کربناته ژوراسیک بالایی- کرتاسه زیرین و سنگ‌های آذرین بازالتی و گابرویی به سن کرتاسه هستند.

صعب‌العبور بودن، پوشش گیاهی گسترده و جنگلی بودن منطقه است که در اکثر اوقات سال به دلیل بارندگی و مه‌آلود بودن، قابل مطالعه نیست. به همین دلیل تفکیک و تشخیص تنوع گابروهای منطقه بسیار مشکل است. در این نوشتار، یک گابروی شاخص در منطقه جواهردشت که دارای همبری گرم با سنگ‌های کربناته کرتاسه زیرین بوده و به احتمال قوی به سن کرتاسه بالایی است، به عنوان رخنمونی از توده‌های نفوذی کرتاسه انتخاب شده تا از نظر صحرایی، پتروگرافی و ژئوشیمیایی با الگوهای سنگ‌های ماگمایی اقیانوسی و قاره‌ای مقایسه شده و در مورد جایگاه زمین‌ساختی آن‌ها اظهار نظر شود.

زمین‌شناسی منطقه

گابروهای جواهردشت در شمال شرقی ورقه



شکل ۲- موقعیت گابروی جواهردشت در گوشه شمال شرقی ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده

از یکدیگر تفکیک نمود. گابروهای نوع اول، برون‌زد قابل توجهی در مسیر جاده جواهردشت داشته و مورد هجوم دایک‌های متعدد قرار گرفته‌اند (شکل ۳). مطالعات صحرایی نشان می‌دهد که این گابروها شامل دو بخش قاعده‌ای به صورت لایه‌ای (layered gabbro) و بخش

مطالعات اولیه در این منطقه توسط حق‌نظر (۱۳۸۸) انجام شد. بر این اساس توده گابرویی جواهردشت که در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ به صورت یک توده نشان داده شده، در واقع یک توده گابرویی نبوده، بلکه حداقل دو نوع گابرو را می‌توان از نظر ساختاری، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی

صحرايي نشان مي دهد که همبري اين گابرو با گابروي نوع اول در تمامي جهات گسله است.

با توجه به مشخصات ژئوشيميائي و کاني شناسي بسيار متفاوت با گابروهاي نوع اول (حق نظر، ۱۳۸۸)، به نظر مي رسد سن اين توده به کرتاسه تعلق نداشته و احتمالاً به عقیده نگارنده، قديمي تر است که البته مطالعه سن سنجي ايزوتوبي براي اثبات اين موضوع ضروري به نظر مي رسد.



شکل ۴- نفوذ گابرو نوع اول جواهردشت به آهک های کرتاسه زيرين و ايجاد اسکارن ولاستونيت

بالايي به صورت توده اي و ايزوتروپ است. اين گابرو، به درون سنگ هاي کربناته ژوراسيک بالايي - کرتاسه زيرين نفوذ کرده و يک هاله دگرگوني در حد ايجاد اسکارن ولاستونيت با پارائنز ولاستونيت، اوژيت- هدينرژيت، گارنت، اسفن و آلبيت ايجاد کرده است (مختاريان، ۱۳۹۰). بنابر اين، سن جايگزيني توده به احتمال زياده، کرتاسه بالايي تعيين مي شود (شکل ۴). گابروي نوع دوم به صورت لايه اي بوده و مطالعات



شکل ۳- برون زد گابرو نوع اول جواهردشت که مورد هجوم دايک هاي متعدد قرار گرفته است

جواهردشت داراي دو بخش بالايي و زيرين بوده که بخش بالايي به صورت توده اي و بخش زيرين لايه اي است. گابروهاي بخش بالايي، داراي بافت گرانولار و پويي کيليتيک بوده و کاني هاي تشکيل دهنده آنها به ترتيب فراواني شامل پلاژيوکلاز، پيروکسن، اوليوين، بيوتيت و مگنتيت هستند. پلاژيوکلاز، فراوان ترين کاني سنگ را تشکيل داده و ميزان آن به ۴۵ درصد تا ۵۰ درصد حجمي سنگ مي رسد و اغلب به صورت نيمه خودشکل تا خودشکل با ماکل پلي سنتتيک ديده مي شود. پلاژيوکلازها گاهاً به صورت پويي کيليتيک داخل پيروکسن و اوليوين مشاهده مي شوند. از طرفي حضور پلاژيوکلاز در درون اوليوين و برعکس (اوليوين داخل پلاژيوکلاز) دلالت بر هم زماني تبلور دو کاني دارد (شکل ۵). کاني کلينو پيروکسن، دومين کاني فراوان بوده که مقدار آن به ۳۰ درصد حجمي سنگ مي رسد. اين کاني حاوي ادخال هايي

روش انجام پژوهش

با توجه به پوشش گياهي انبوه و صعب العبور بودن منطقه سعی شد با توجه به رخنمون هاي موجود، از بخش هاي مختلف گابروهاي جواهردشت نمونه برداري شود. از تعداد ۵۰ نمونه از گابروهاي نوع اول مقطع نازک تهيه و مطالعه ميكروسکوپي شد. ترکيب پيروکسن ها و پلاژيوکلازها توسط ميز فدوروف تعيين شدند. به منظور مطالعات ژئوشيميائي، تعداد ۸ نمونه براي آناليز عناصر اصلي و فرعي به روش XRF انتخاب شد. مقادير عناصر نادر خاكي ۴ نمونه نيز به روش ICP-MS در آزمايشگاه Amdel استراليا و مقادير عناصر Pd و Pt ۴ نمونه از گابروهاي منطقه به روش ICP-MS در آزمايشگاه Geolabs کانادا تعيين شد. به منظور تجزيه و تحليل داده ها از نرم افزار Igpct 2007 استفاده شد.

پتروگرافي

همان طور که بيان شد، گابروهاي کرتاسه

عدم مطالعه دقیق لایه‌بندی موجود در سنگ‌ها شده است. با وجود این محدودیت، بررسی‌های پتروگرافی گویای وجود سه واحد سنگی در این گابروهاست: الف) اولیوین کلینوپیروکسنیت پلاژیوکلازدار، ب) اولیوین گابرو و ج) آنورتوزیت. وجه اختلاف سه نوع سنگ تغییر در فراوانی‌های مودال کانی‌شناسی سه کانی پلاژیوکلاز، پیروکسن و اولیوین است.

در نوارهایی با ترکیب اولیوین کلینوپیروکسنیت پلاژیوکلازدار، فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده، کلینوپیروکسن است که بعضاً در داخل آن‌ها پلاژیوکلاز به صورت پویی‌کیلیتیک مشاهده می‌شود (شکل ۷). کانی فراوان بعدی، اولیوین است که به اندازه ۱۰ تا ۱۵ درصد حجمی، در سنگ حضور دارد. سومین کانی فراوان که به صورت فاز کومولوس متبلور شده و تا ۱۰ درصد حجمی، در سنگ موجود است، پلاژیوکلاز بدون منطقه‌بندی است. کانی بیوتیت به صورت یک فاز اولیه و اینترکومولوس، بین بلورهای پیروکسن و پلاژیوکلاز دیده می‌شود. معمولاً در همراهی با بیوتیت، کانی‌های اوپاک نیز به صورت فاز اینترکومولوس تا ۱۰ درصد حجمی سنگ دیده می‌شوند. مطالعات مینرالوگرافی نشان می‌دهد که کانی‌های اوپاک بلورهای مگنتیت و تیتانومگنتیت هستند.



شکل ۶- گابروی بیوتیت‌دار که بیوتیتها بلورهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، اولیوین و مگنتیت را در بر گرفته‌اند (XPL)

از اولیوین و پلاژیوکلاز به صورت پویی‌کیلیتیک است. بعضی از پیروکسن‌ها تبدیل‌شدگی به آمفیبول و آمفیبول به بیوتیت را نشان می‌دهند. اولیوین‌ها، تا حدود ۱۰ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده و بعضاً داخل پلاژیوکلازها به صورت پویی‌کیلیتیک دیده می‌شوند (شکل ۵). بیوتیت‌ها، هم به صورت اولیه و هم ثانویه دیده می‌شوند. بیوتیت‌های اولیه به مراتب فراوان‌تر هستند. بیوتیت‌ها گاهی به صورت پویی‌کیلیتیک، بلورهای سالم پلاژیوکلاز، اولیوین، پیروکسن و کانی‌های اوپاک را در برگرفته‌اند که نشان می‌دهد بیوتیت به عنوان یک کانی اولیه تشکیل یافته در فازهای آخر انجماد ماگما بوده و توسط فرآیندهای ساب‌سولیدوس تأخیری تشکیل نشده است (شکل ۶). کانی‌های اوپاک از نوع مگنتیت بوده و در تمامی نمونه‌ها در کنار و یا داخل بیوتیت‌ها قرار گرفته‌اند. این موضوع نشان می‌دهد که احتمالاً بیوتیت و مگنتیت آخرین فازهای متبلور شده از ماگما هستند. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که بخش‌های زیرین گابروی نوع اول دارای ساختمان لایه‌ای بوده که بررسی و نمونه‌برداری از این گابروها به دلیل صعوبت عبور بودن، شیب زیاد و پوشش جنگلی وسیع، بسیار سخت بوده و کم‌بودن رخنمون‌ها باعث محدودیت بررسی و



شکل ۵- قرارگیری پویی‌کیلیتیک اولیوین و پیروکسن داخل پلاژیوکلاز در گابروی نوع اول (XPL)



شکل ۷- اولیوین کلینوپیروکسنیت پلاژیوکلازدار (XPL)

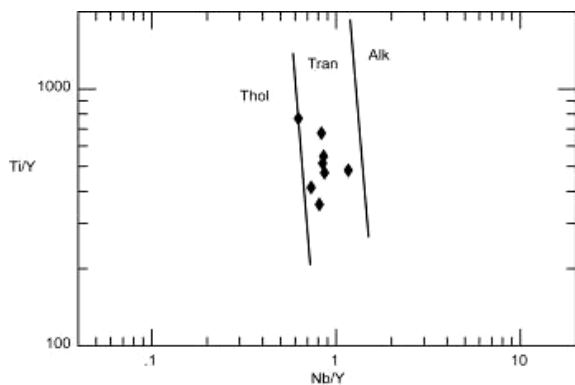


شکل ۸- اولیوین گابرو بخش زیرین گابروی نوع اول (الف و XPL و ب)

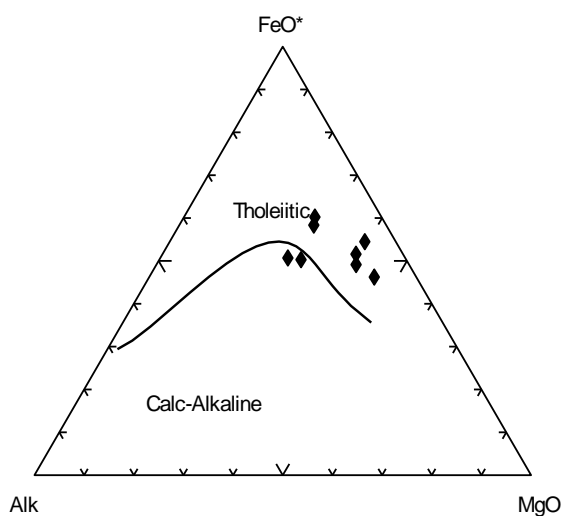
نوارهای اولیوین گابروی از نظر حجمی جزو فراوانترین سنگ‌های تشکیل‌دهنده قسمت زیرین گابروهای نوع اول بوده که دارای کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، اولیوین، بیوتیت و اوپاک هستند (شکل ۸). پلاژیوکلازها، ۶۰ درصد حجمی این سنگ‌ها را تشکیل داده و حداکثر زاویه خاموشی اندازه‌گیری شده، یعنی زاویه بین محور بلورشناسی a و α پلاژیوکلازها حدود ۴۵ درجه است که نوع آن‌ها بیتونیت در نظر گرفته می‌شود. کانی بعدی از نظر فراوانی پیروکسن است که تا ۲۰ درصد حجمی اجزاء سنگ را تشکیل می‌دهد. در داخل پیروکسن، بلورهای پلاژیوکلاز و اولیوین به صورت پویی کیلیتیک دیده می‌شوند. بر اساس داده‌های نوری تعیین شده توسط میزفدوروف، نوع پیروکسن‌ها، اوژیت ($2\gamma=44^\circ$) است. فراوانی اولیوین که گاهی کانی پلاژیوکلاز به صورت پویی کیلیتیک داخل آن‌ها وجود دارد، بعد از پلاژیوکلاز و پیروکسن است. حضور پویی کیلیتیک پلاژیوکلاز داخل اولیوین و پیروکسن بیان‌گر آن است که پلاژیوکلاز قبل و یا همراه این دو کانی تشکیل شده و ترکیب آن بسیار بازیک است. کانی بعدی بیوتیت است که به صورت یک فاز اینترکومولوس متبلور شده و حضور پویی کیلیتیک پلاژیوکلاز و گاهی پیروکسن و اولیوین در داخل آن نشان‌دهنده این است که بیوتیت یک فاز آذرین اولیه بوده و توسط فرآیندهای ساب‌سولیدوس تأخیری تشکیل نشده است.

که در نتیجه طبق تقسیم‌بندی Pearce (۱۹۸۲) و همچنین Winchester و Floyd (۱۹۷۷) جزو سنگ‌های سری انتقالی یا تحولی محسوب می‌شوند (شکل ۱۰). در نمودار AFM نمونه‌ها روند غنی‌شدگی از آهن را که از مشخصات بارز روند تولییتی است، نشان می‌دهند (شکل ۱۱).

این موضوع نیز در سری‌های تحولی مناطق کافت قاره‌ای مثل بوینا در مرکز اتیوپی مشاهده می‌شود. در مناطق کافت درون قاره‌ای در سری‌های تحولی به دلیل عدم تبلور اکسیدهای آهن و تیتان در مراحل اولیه تفریق، به گونه‌ای مشخص، غنی‌شدگی از آهن را که از خصوصیات بارز روند تولییتی است مشاهده می‌شود (Wilson, 1989).



شکل ۱۰- موقعیت گابرو جواهردشت در موقعیت سری انتقالی در نمودار Ti/Y در برابر Nb/Y از (Pearce, 1982)



شکل ۱۱- موقعیت گابرو جواهردشت در نمودار AFM

آنورتوزیت‌ها به صورت نوارهای باریک تا حداکثر ۱۰ سانتی‌متر دیده می‌شوند. حدود ۸۵ درصد کانی تشکیل‌دهنده سنگ پلاژیوکلازهای فاقد منطقه‌بندی است. فضای بین پلاژیوکلازها، توسط بلورهای پیروکسن، بیوتیت و کانی‌های مگنتیت به صورت اینترکومولوس پر شده است (شکل ۹). اولیون در مقادیر بسیار کم دیده می‌شود. حداکثر زاویه خاموشی اندازه‌گیری شده بین محور بلورشناسی a و $n\alpha$ در پلاژیوکلازها ۴۵ درجه است و بنابراین ترکیب آن‌ها بسیار بازیگ و در حد بیتونیت هستند.



شکل ۹- آنورتوزیت که بلورهای مگنتیت و بیوتیت به صورت اینترکومولوس بین بلورهای پلاژیوکلاز متبلور شده‌اند

ژئوشیمی

در جدول ۱ نتایج آنالیز شیمیایی عناصر اصلی و فرعی و در جدول ۲ نتایج آنالیز عناصر REE، Pt و Pd گابروهای نوع اول جواهردشت نشان داده شده است. مقادیر عدد منیزیم (Mg#) در این گابروها بین ۴۳/۸ تا ۶۳/۶۲ متغیر بوده و به طور میانگین ۵۳ است. بیش‌ترین مقدار Mg# مربوط به گابروهای لایه‌ای بخش زیرین و کم‌ترین آن مربوط به گابروهای بالایی هستند. این مقادیر متفاوت عدد منیزیم نشان می‌دهند که نمونه‌ها درجات متغیری از تفریق بلورین را تجربه کرده‌اند. نسبت Nb/Y در این گابروها به طور میانگین ۰/۹ بوده

جدول ۱- نتایج آنالیز شیمیایی XRF عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی بر حسب ppm گابروی جواهردشت

Sample	J-G3	J-G5	J-G11	J-G8	J-D30	j-d30a	J-G21a	J-G21B
wt%								
SiO ₂	50.15	49.03	45.13	45.78	49.73	50.97	47.59	47.68
Al ₂ O ₃	14.23	14.78	17.55	16.5	15.76	18.29	12.70	7.35
TiO ₂	1.07	0.94	1.31	1.15	1.007	0.925	1.254	1.989
Fe ₂ O ₃	10.58	12.15	12.57	11.17	12.73	9.31	12.25	15.04
MnO	0.15	0.12	0.22	0.17	0.175	0.124	0.222	0.234
MgO	4.83	5.08	8.55	8.23	5.02	4.76	10.81	9.76
CaO	11.35	13.42	10.91	13.59	11.40	10.33	12.45	14.87
Na ₂ O	2.91	1.78	1.45	1.11	1.74	2.41	1.24	0.72
K ₂ O	1.53	0.95	0.63	1.07	0.81	1.12	0.78	0.83
P ₂ O ₅	0.27	0.23	0.13	0.11	0.133	0.221	0.068	0.098
L.O.I.	2.55	1.24	1.02	1.14	1.26	1.20	0.59	1.37
Total	99.77	99.89	99.61	99.84	99.76	99.66	99.95	99.94
ppm								
Ba	259	179	51	81	88	282	249	308
Sr	454	460	574	555	522	634	444	198
Cu	280	170	190	220	153	149	41	37
Zn	142	99	121	130	66	56	67	87
Pb	11	13	14	16	4	6	16	16
V	385	354	383	377	377	354	258	546
Co	48	78	95	65	45	32	53	251
Nb	11	14	10	13	11	13	12	10
Zr	70	89	83	80	80	97	74	69
Y	13	12	12	15	15	16	14	16
Rb	31	27	14	19	29	22	19	23
Ni	30	54	71	59	34	19	45	45
Cr	87	66	59	54	62	47	115	60
U	3	1	3	1	1	1	1	1
Th	4	3	4	2	5	2	2	3

جدول ۲- نتایج آنالیز شیمیایی عناصر REE، Pd و Pt به روش ICP-MS (مقادیر REE بر حسب ppm و مقادیر Pt و Pd بر حسب ppb)

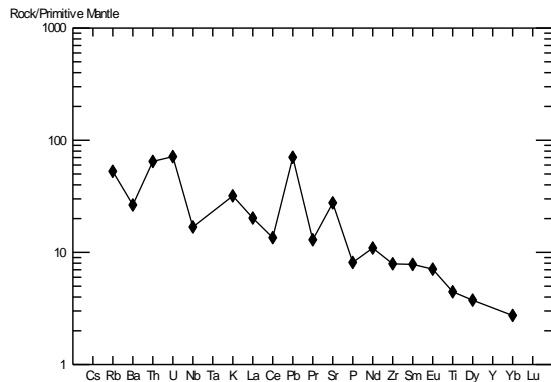
Sample	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Pd	Pt
J-G21A	7.44	14.3	2.27	10.3	2.82	1.14	2.95	0.47	2.51	0.5	1.3	0.18	1.18	0.17	1.2	2.5
J-G21B	6.48	14.6	2.57	12.7	3.71	1.11	4.02	0.64	3.55	0.7	1.85	0.25	1.62	0.22	1.2	0.35
J-D30A	11.4	27.7	3.62	19.6	3.77	1.19	3.87	0.57	2.84	0.56	1.072	0.21	1.36	0.16	8.2	4.7
J-D30	13.9	24	3.57	14.8	3.47	1.19	3.36	0.51	2.76	0.55	1.48	0.21	1.35	0.20	3.1	2.7

در Nb می‌تواند حاصل دخالت سیالات فرورانشی و نشأت‌گیری ماگماها از یک گوشته غنی‌شده یا آرایش پوسته‌ای ماگماها باشد (Kurt *et al.*, 2008). از واضح‌ترین ویژگی نمودارهای عنکبوتی بازالت‌های مناطق فرورانش گودی مشخص در Nb و Ta است. اما این گودی در بسیاری از بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای که با پوسته آلوده شده‌اند هم مشاهده می‌شود (Wilson, 1989). پیچیدگی از اینجا ناشی می‌شود که پوسته قاره‌ای می‌تواند علائم گوشته‌ای را پنهان نموده و علائم مشابه مناطق فرورانش را نشان دهد (Verma, 2009). در شکل ۱۳، الگوی میانگین عناصر ناسازگار گابروی نوع اول جواهردشت در مقایسه با پوسته قاره‌ای از Rudnick و Fountain (۱۹۹۵) به‌هنجار شده با

در شکل ۱۲ الگوی میانگین عناصر کمیاب ناسازگار گابروی نوع اول جواهردشت به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه از Sun و McDonough (۱۹۸۹) نشان داده شده است. بی‌هنجاری‌های منفی Nb، Ce، P، Pr، Zr و Ba و بی‌هنجاری مثبت K، Th، U، Rb و Pb به‌خوبی مشخص است. این بی‌هنجاری‌ها در تفسیر تحولات ماگمایی و محیط‌های تکتونیکی بسیار مهم هستند.

حضور بی‌هنجاری‌های مثبت k و Pb و منفی Nb در الگوی عناصر کمیاب شاخصه درگیر شدن ماگماها با پوسته قاره‌ای هستند (Taylor and McLennan, 1985; Hofmann, 1997). اما بی‌هنجاری منفی Nb به‌ویژه برای تفسیر محیط تکتونیکی مهم است زیرا تهی‌شدگی

مقادیر پوسته‌ای به‌خوبی بر هم‌کنش ماگمای تشکیل‌دهنده گابروها را با پوسته قاره‌ای نشان می‌دهد.



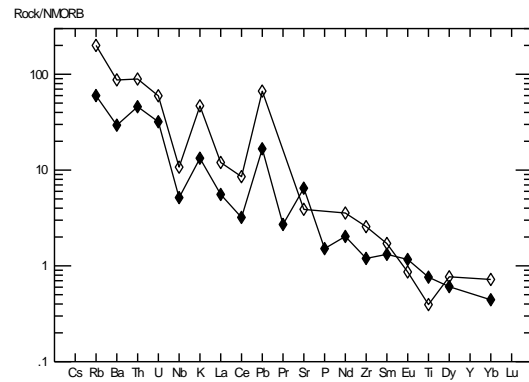
شکل ۱۳- الگوی میانگین عناصر ناسازگار گابروی نوع اول جواهردشت در مقایسه با پوسته قاره‌ای
♦ میانگین گابرو جواهردشت و ◊ میانگین پوسته قاره‌ای

مناطق کافتی همراه با آرایش پوسته‌ای نسبت به بازالت‌های مناطق قوسی دارای بی‌هنجاری منفی کوچک Nb هستند.

به‌عقیده Wilson و Downes (۲۰۰۶) معمولاً بازالت‌های مناطق کوه‌زایی دارای نسبت $K_2O/Na_2O > 1/5$ با مناطق غیرکوه‌زایی دارای نسبت $K_2O/Na_2O < 1$ هستند.

نسبت K_2O/Na_2O در گابروهای منطقه حدود $0/5$ بوده و نشانه مرتبط بودن آن‌ها با مناطق غیرکوه‌زایی است. از نسبت K_2O/P_2O_5 به‌عنوان یک معرف برای آلودگی پوسته‌ای ماگماها استفاده می‌شود. اغلب ماگماهای نشأت گرفته از گوشته دارای نسبت $K_2O/P_2O_5 \leq 2$ هستند. هضم پوسته سبب بالا رفتن نسبت یاد شده می‌شود و این موضوع در بازالت‌های رودخانه کلمبیا در غرب آمریکا مشاهده شده است (Carlson and Hart, 1988). نسبت K_2O/P_2O_5 در گابروهای منطقه به‌طور میانگین $6/3$ بوده که نشانه آلودگی پوسته‌ای این گابروهاست. ارتباط نزدیک میان ترکیب سنگ‌ها و موقعیت ژئوتکتونیکی شکل‌گیری آن‌ها، یکی از موارد کاربرد ترکیب شیمیایی سنگ‌ها

مقادیر مورب نوع N نشان داده شده است. روندهای مشابه، نشیب و فرازهای یکسان نمونه‌های گابرویی با



شکل ۱۲- الگوی میانگین عناصر کمیاب ناسازگار گابروی نوع اول جواهردشت به‌هنجار شده با مقادیر گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989)

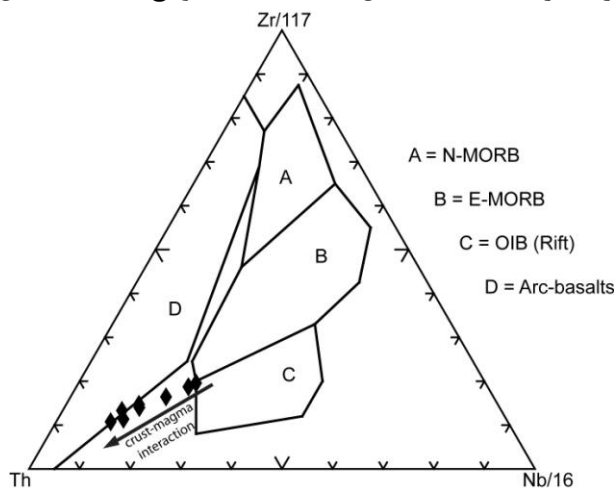
یک پارامتر کمی بی‌هنجاری Nb با عنوان $(Nb/Nb^*)_{pm}$ جهت تفسیر محیط‌های تکتونیکی توسط Verma (۲۰۰۹) معرفی شده است که به‌صورت زیر محاسبه می‌شود:

$$(Nb/Nb^*)_{pm} = 2 \times (Nb_{sa}/Nb_{pm}) / (Ba_{sa}/Ba_{pm}) + (La_{sa}/La_{pm})$$

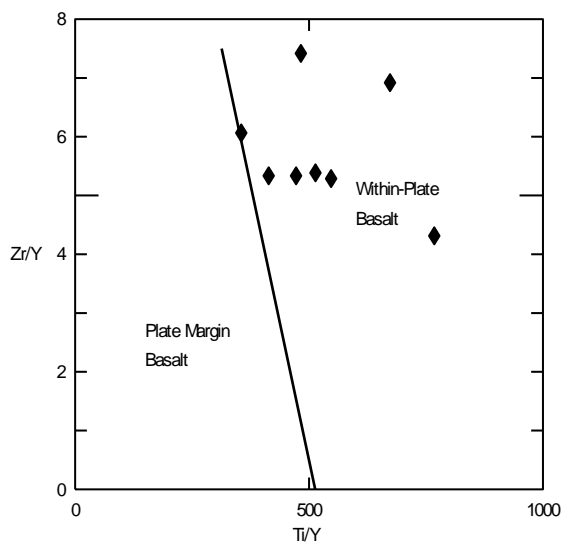
محاسبه این پارامتر در گابروهای منطقه عدد $0/89$ را نشان داده که نشان از بی‌هنجاری منفی Nb دارد. به‌عقیده Verma (۲۰۰۹) چنان‌چه ارزش $(Nb/Nb^*)_{pm}$ کمتر از یک بوده ولی به عدد یک نزدیک باشد یعنی آن نمونه دارای بی‌هنجاری منفی کوچک Nb است و اگر دارای مقادیر پایین نزدیک به صفر باشد، یعنی آن نمونه بی‌هنجاری منفی بزرگ Nb دارد. بازالت‌های جزایر قوسی و قوس‌های قاره‌ای دارای بی‌هنجاری منفی بزرگ Nb بوده و دارای ارزش‌های پایین $(Nb/Nb^*)_{pm}$ بین $0/06$ تا $0/34$ هستند. اما بازالت‌های مناطق کافت و بازالت‌های پشت قوس و مناطق کششی دارای ارزش‌های $(Nb/Nb^*)_{pm}$ بزرگتر از ۱ هستند. اما محدوده تهی‌شدگی $0/37$ تا $0/98$ شاخصه مناطق کافت درون قاره‌ای و مناطق شکست قاره (ایالات‌های طغیانی قاره‌ای) همراه با بی‌هنجاری منفی Nb و آرایش پوسته‌ای است (Verma, 2009). معمولاً بازالت‌های

صفحه با پوسته قاره‌ای تبعیت می‌کنند. در نمودار $Zr/4$ - Nb^*2-Y از Meschede (۱۹۸۶) تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های داخل صفحه واقع شده‌اند (شکل ۱۵). در نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y از Pearce و Gale (۱۹۷۷) تمامی نمونه‌ها در محدوده بازالت‌های داخل صفحه واقع شده‌اند (شکل ۱۶).

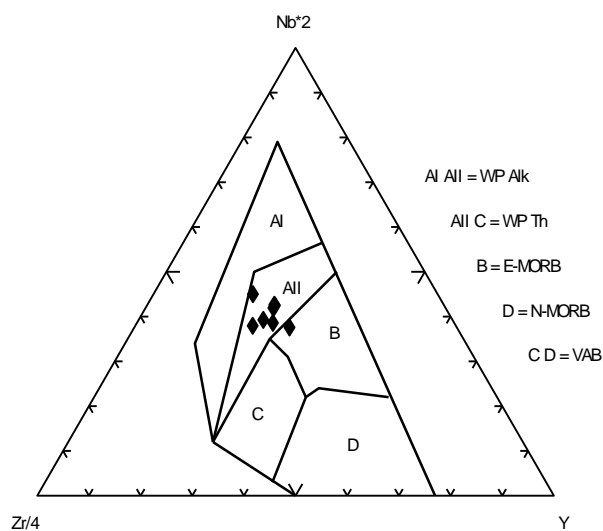
به‌منظور تمایز جایگاه تکتونیکی آن‌هاست (Jianguo, 2006). در شکل ۱۴ در نمودار مثلثی $Th-Zr/117-Nb/16$ از Wood (۱۹۸۰) نمونه‌ها روندی از سمت محدوده C یعنی بازالت‌های درون صفحه به سمت قطب Th و محیط‌های قوسی نشان داده و به‌خوبی از بردار تأثیر متقابل ماگماهای نشأت گرفته از محیط‌های داخل



شکل ۱۴- موقعیت گابروها در نمودار مثلثی $Th-Zr/117-Nb/16$ از Wood (۱۹۸۰)



شکل ۱۶- موقعیت گابروها در نمودار Zr/Y در برابر Ti/Y از Pearce و Gale (۱۹۷۷)

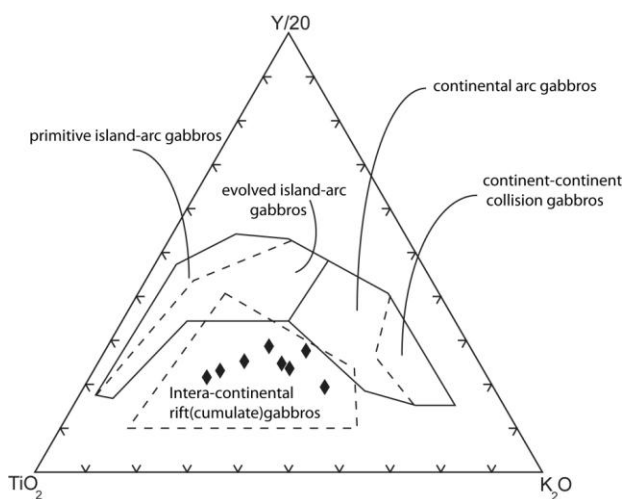


شکل ۱۵- موقعیت گابروها در نمودار $Zr/4-Nb^*2-Y$ از Meschede (۱۹۸۶)

محدوده مربوط به بازالت‌های درون صفحه قاره‌ای را نشان می‌دهد. محیط IV_1 مربوط به تولیت‌های کافت‌های درون صفحه قاره‌ای و کافت‌های حواشی

در نمودار لگاریتمی Th/Zr در برابر Nb/Zr از Shuqing و همکاران (۲۰۰۳) نمونه‌ها روندی از سمت IV_1 به IV_2 نشان می‌دهند. در این نمودار محیط IV_1

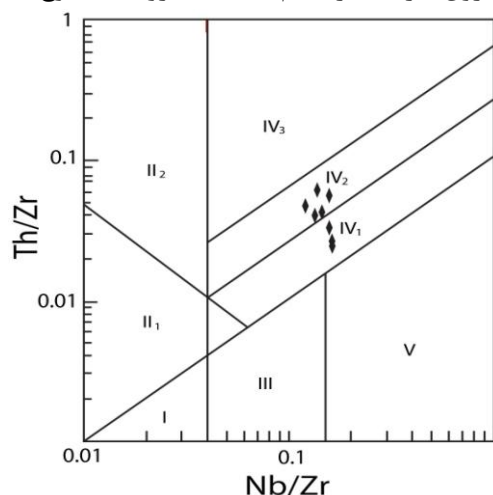
جواهردشت در محدوده گابروهای کافت‌های درون قاره‌ای واقع شده‌اند (شکل ۱۸). از شواهد ژئوشیمیایی این نکته بر می‌آید که بی‌هنجاری منفی Nb مشاهده شده در این گابروها نه به دلیل تشکیل این سنگ‌ها در یک محیط فرورانشی، بلکه در اثر آلودگی پوسته‌ای ماگماها در محیط کافت درون قاره‌ای به وجود آمده است.



شکل ۱۸- موقعیت گابروها در نمودار $\text{TiO}_2\text{-Y}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ از Biermanns (۱۹۹۶)

تدریجی در رژیم تکتونیکی کافت قاره‌ای به کافت اقیانوسی با تغییرات تدریجی در شیمی ماگماهای بازالتی همراهی می‌شوند. بر اساس مطالعات Mohr و Kampunzu (۱۹۹۱) بازالت‌های مناطق کافت درون قاره‌ای دارای نسبت‌های پایین و تقریباً ثابت Zr/Nb بوده در حالی که نسبت Zr/Y در تشکیلات اقیانوسی پایین و تمایل به ثابت ماندن را نشان می‌دهند. بنابراین این دو محقق نسبت Zr/Y و Zr/Nb را به‌عنوان شاخصه درجه کشش لیتوسفریک در محیط‌های کافتی استفاده نمودند. در شکل ۱۹، نمودار Zr/Y در برابر Zr/Nb ، که محدوده ماگماهای کافت درون قاره‌ای، ماگماهای حوضه‌های پیش از اقیانوسی و ماگماهای مرتبط با مناطق اقیانوسی از یکدیگر تفکیک شده‌اند، گابروهای منطقه در برابر مقادیر ثابت Zr/Nb

قاره‌ای و IV_2 مربوط به بازالت‌های مناطق شکست قاره یا کافت اولیه است (شکل ۱۷). معمولاً در ماگماهای داخل صفحه، عنصر ایتریوم (Y) غنی‌شدگی ندارد (Rollinson, 1993). بر این اساس در نمودار $\text{TiO}_2\text{-Y}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O}$ از Biermanns (۱۹۹۶) که به‌منظور تفکیک گابروهای مناطق فرورانشی از گابروهای مناطق کافت درون قاره‌ای ترسیم شده، گابروهای نوع یک

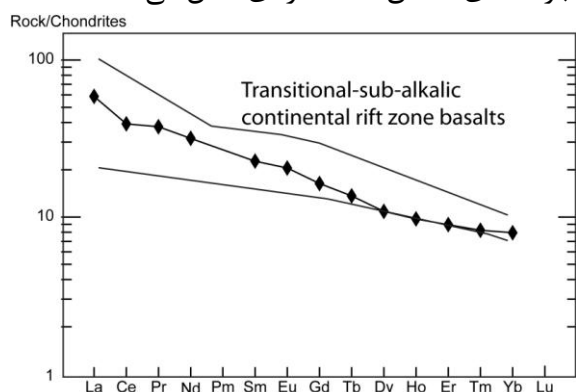


شکل ۱۷- موقعیت گابروها در نمودار لگاریتمی Th/Zr در برابر Nb/Zr از Shuqing و همکاران (۲۰۰۳)

بحث

همان‌طور که بیان شد در مورد جایگاه زمین‌شناسی سنگ‌های ماگمایی کرتاسه در البرز شمالی اتفاق نظر وجود ندارد. برخی، آن‌ها را مربوط به مجموعه افیولیتی مرتبط با مناطق قوسی و پشت قوس و از نوع سیستم پشته‌ای نوع کند (صلواتی، ۱۳۸۷؛ صلواتی و همکاران، ۱۳۸۸؛ زعیمنیا و همکاران، ۱۳۸۹؛ Alavi, 1996) دانسته، در حالی که برخی، معتقد به افیولیتی بودن این سنگ‌ها نبوده و به دلیل آرایش پوسته‌ای این سنگ‌ها، محیط کافت قاره‌ای را پیشنهاد نموده‌اند (موسوی، ۱۳۸۲؛ حق‌نظر، ۱۳۸۸). در این بخش، این موضوع در مورد گابروهای منطقه به‌عنوان بخشی از ماگماتیسم کرتاسه در البرز شمالی، به‌طور دقیق‌تر بررسی می‌شود: به‌عقیده Tempo و همکاران (۱۹۹۹) تغییرات

به عقیده سبزه‌یی (۱۳۷۵) پیکره‌های مافیک-گابرو لایه‌ای افیولیت‌های ایران بدون استثناء علاوه بر داشتن نمودهای ساختاری، دارای بافت دگرگونه بوده که با نمودهای دگرشکلی و دگرگونی متعدد آشکار می‌شود. اما در گابروهای کرتاسه در منطقه جواهردشت هیچ‌گونه برشی شدن و آثار مبنی بر دگرگونی، فولیاسیون و دگرشکلی‌های خاص مناطق اقیانوسی و افیولیتی مشاهده نشده است و از طرفی همبری گرم این گابرو با آهک‌های کرتاسه زیرین و ایجاد اسکارن و لاستونیت نشان می‌دهد که این گابروها در محیط قاره‌ای جایگزین شده‌اند. در شکل ۲۰ الگوی میانگین عناصر REE گابروهای نوع یک جواهردشت با محدوده تغییرات عناصر REE سنگ‌های سری انتقالی و ساب‌آلکانل مناطق کافت درون قاره‌ای از Wilson (۱۹۸۹) نشان داده شده که مشابهت الگوی تغییرات را بین گابروها و بازالت‌های مناطق کافت قاره‌ای نشان می‌دهد.

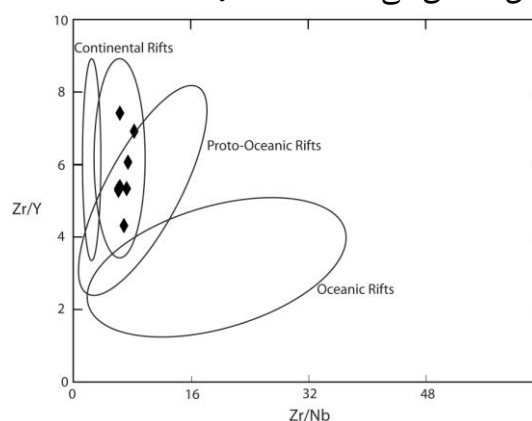


شکل ۲۰- الگوی میانگین عناصر REE گابرو جواهردشت با محدوده تغییرات عناصر REE سنگ‌های سری انتقالی و ساب‌آلکانل مناطق کافت درون قاره‌ای از Wilson (۱۹۸۹)

میانگین $3/9$ بوده که به عقیده Frey (۱۹۸۲) نسبت $2 < (Ce/Yb)_N < 5$ شاخصه‌ای است که ماگماها در عمق‌های محدوده پایداری اسپینل تشکیل شده‌اند. با توجه به این که بر اساس نمودار McKenzie و O'Nions (۱۹۹۱) و Ellam (۱۹۹۲)، محدوده پایداری اسپینل، اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری است، بنابراین، ماگمای

تغییرات در نسبت Zr/Y که از شاخصه‌های مناطق کافت درون قاره‌ای است را به‌وضوح نشان داده و از روند ماگماهای کافت‌های درون قاره‌ای (کافت اتیوپی) پیروی می‌کنند.

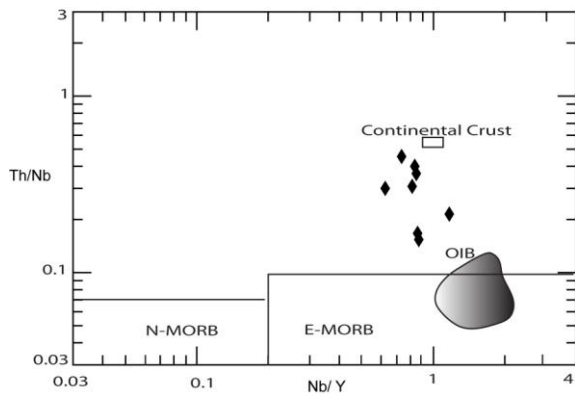
از طرفی، یکی از ویژگی‌های گابروهای مناطق اقیانوسی و افیولیتی، تأثیر فرآیند برشی شدن شدید، دگرشکلی، فولیاسیون و دگرگونی بوده که وقوع چنین رخدادهایی همچون گابروهای برشی شده در مناطق قاره‌ای به‌ندرت اتفاق افتاده و تقریباً غیرعادی است (Scribano *et al.*, 2006). اما از ویژگی‌های گابروهای پشته‌های نوع کند، فعالیت‌های تکتونیکی شدید و تکتونیسم کششی مداومی است که در تمامی موارد، فعال بوده که باعث می‌شود توده‌های گابرویی به شکل نوارهای باریک آمفیبولیتی و فولیاسیون‌دار ظاهر شود و این دگرشکلی‌ها دقیقاً هم‌زمان با گسترش بستر اقیانوس‌ها اتفاق می‌افتد (Juteau and Maury, 1997).



شکل ۱۹- موقعیت گابروها در نمودار Zr/Y در برابر Zr/Nb از Mohr و Kampunzu (۱۹۹۱)

نسبت $(DY/Yb)_N$ در گابروهای منطقه به‌طور میانگین $1/3$ بوده که نشانه عدم حضور گارنت در ناحیه منشأ است. به عقیده Haase و همکاران (۲۰۰۴) تفریق بالای عناصر نادر خاکی سنگین با نسبت $(Dy/Yb)_N > 1/6$ نشانه حضور گارنت در ناحیه منشأ است. نسبت $(Ce/Yb)_N$ در گابروهای منطقه به‌طور

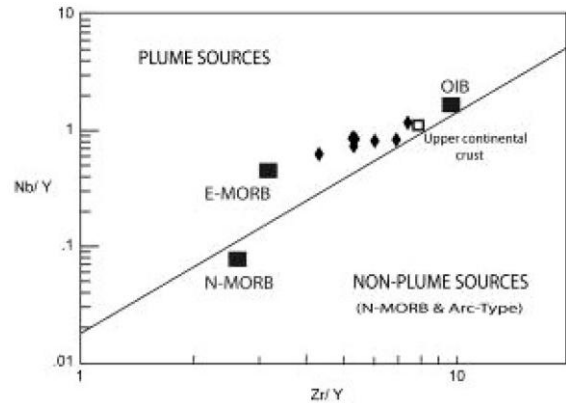
از سمت مورب E به سمت پوسته قاره‌ای نشان می‌دهند. این موضوع، یعنی منشأگیری ماگماها از پلوم‌های گوشته‌ای منبع مورب همراه با آلودگی پوسته در مناطق کافت درون قاره‌ای نیز مشاهده و توصیف شده است (Wilson, 1989). در شکل ۲۳ در نمودار لگاریتمی Pd/Pt در برابر Ni/Cu محدوده‌های تغییرات نسبت‌های فوق در نفوذی‌های لایه‌ای قاره‌ای و بازالت‌های قاره‌ای و افیولیت‌ها از Barnes (۱۹۹۰) مشخص شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود گابروها در محدوده توده‌های قاره‌ای پلات شده‌اند و هیچ‌کدام در محدوده افیولیت‌ها قرار نگرفته‌اند.



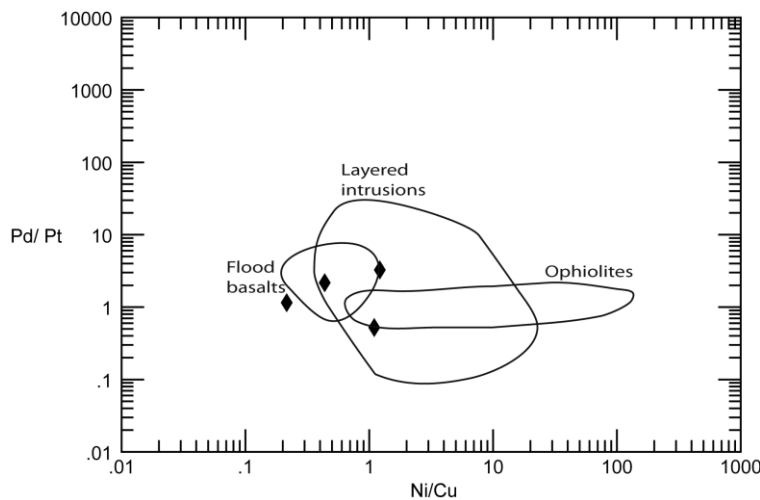
شکل ۲۲- موقعیت گابروها در نمودار لگاریتمی Th/Nb در برابر Nb/Y از Kamenov (۲۰۰۴)

مولد این گابروها از اعماق کمتر از ۶۰ کیلومتری نشأت گرفته‌اند. در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y از Fitton و همکاران (۱۹۹۷)، خط ΔNb به‌منظور تمیز منابع غیرپلوم (منابع مورب نوع N و فرورانشی) از پلوم ترسیم شده است (شکل ۲۱). گابروهای منطقه دارای مقادیر $\Delta Nb > 0$ و مثبت بوده و روندی از سمت منبع مورب غنی‌شده (E-MORB) به سمت پوسته قاره‌ای بالایی نشان می‌دهند. در نمودار لگاریتمی Th/Nb در برابر Nb/Y از Kamenov (۲۰۰۴)، محدوده بازالت‌های اقیانوسی (مورب نوع N و E و OIB) و پوسته قاره‌ای مشخص شده است (شکل ۲۲).

همان‌طور که ملاحظه می‌شود، نمونه‌ها روندی



شکل ۲۱- موقعیت گابروها در نمودار لگاریتمی Nb/Y در برابر Zr/Y از Fitton و همکاران (۱۹۹۷)؛ مقادیر پوسته بالایی از Rudnick و Fountain (۱۹۹۵)



شکل ۲۳- موقعیت گابروها در نمودار لگاریتمی Pd/Pt در برابر Ni/Cu؛ محدوده‌ها از Barnes (۱۹۹۰) اقتباس شده است.

نتیجه‌گیری

مثل بوشولد و اسکارگارد، اما در ابعاد کوچک و محیط کافت درون قاره‌ای تشکیل شده‌اند. حادثه کوه‌زایی لارامید در اواخر کرتاسه (ماستریشتین) تکامل این کافت‌زایی را به‌منظور ایجاد ماگماتیسیم تولییتی و ایجاد حوضه‌های اقیانوسی، ناتمام گذاشته و باعث بسته‌شدن حوضه‌های کافتی پیش از اقیانوس‌زایی در این منطقه شده است. بنابراین بازنگری تئوری‌های مربوط به اقیانوسی و افیولیتی‌بودن سنگ‌های مرتبط با کرتاسه در دامنه شمالی البرز لازم است.

با توجه به شواهد زمین‌شناختی و ژئوشیمیایی، گابروهای نوع یک جواهردشت ویژگی‌های گابروهای مناطق اقیانوسی و افیولیتی شاخص را نشان نداده و در ارتباط با ماگماتیسیم مناطق کافت درون قاره‌ای هستند که با درجاتی با سنگ‌های پوسته قاره‌ای آلوده شده‌اند. قسمت‌های لایه‌ای‌شده بخش زیرین این گابروها در واقع بخش‌های زیرین حجره ماگماهایی بوده که در اثر فرآیندهای مرتبط با لایه‌ای‌شدن توده‌های لایه‌ای بزرگ

منابع

- حق‌نظر، ش. (۱۳۸۸) پتروولوژی سنگ‌های ماگمایی مافیک محدوده جواهردشت در شرق گیلان (جنوب‌شرق شهرستان رودسر). رساله دکتری پتروولوژی، دانشکده علوم‌زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ایران.
- حق‌نظر، ش.، وثوقی‌عابدینی، م. و پورمعافی، م. (۱۳۸۷) خصوصیات ناحیه منشاء گوشته‌ای بازالت‌های جواهردشت (شرق گیلان). فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران ۸: ۹۵-۱۱۰.
- زعیم‌نیا، ف.، کنعانیان، ع. و صلواتی، م. (۱۳۸۹) سنگ‌زایی سنگ‌های قلیایی جنوب املش در جنوب دریای خزر. شمال ایران، فصل‌نامه علوم زمین ۷۸: ۷۸-۶۹.
- سبزه‌یی، م. (۱۳۷۵) پتروولوژی افیولیتی‌های ایران. جزوه درسی، پژوهشکده علوم‌زمین، تهران، ایران.
- صلواتی، م. (۱۳۸۷) پتروولوژی مجموعه افیولیتی شرق گیلان. رساله دکتری پتروولوژی، دانشگاه اصفهان، اصفهان، ایران.
- صلواتی، م.، کنعانیان، ع.، صمدی‌صوفی، ع. ر. و زعیمنیا، ف. (۱۳۸۸) شیمی کانی‌های اصلی سنگ‌های اولترامافیک مجموعه افیولیتی جنوب دریای خزر (خاور گیلان): شواهدی از تفریق بلور در فشار بالا. مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران ۱۷(۱): ۱۴۹-۱۶۶.
- مختاریان، م. ر. (۱۳۹۰) بررسی ژئوشیمی و زمین‌شناسی اقتصادی اسکارن جواهردشت در شرق گیلان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد لاهیجان، لاهیجان، ایران.
- موسوی، ر. (۱۳۸۲) پتروولوژی سنگ‌های آذرین کرتاسه پسین ورقه ۱/۱۰۰۰۰۰ جواهرده با نگرشی ویژه بر سنگ‌های آتشفشانی ناودیس لج. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، پژوهشکده علوم‌زمین سازمان زمین‌شناسی، تهران، ایران.
- Alavi, M. (1996) Tectono stratigraphic synthesis and structural style of the Alborz Mountain system in northern Iran. *Geodynamic* 21: 1-33.
- Allen, M., Blanc, E. J. P., Waler, R., Jackson, J., Talbian, M. and Ghassemi, M. R. (2006) contrasting styles of convergence in the Arabia-Eurasia collision: why Escape tectonics does not occur in Iran. In: Dilck, R. and Pavlides, S. (Eds.): *Postcollisional tectonics and magmatism in the Mediterranean region and Asia*. Geological Society of America Special Paper 26: 579-589.
- Barnes, S. J. (1990) The use of metal ratios in prospecting for platinum group element deposits in mafic and ultramafic intrusions. *Journal of Geochemical exploration* 37: 91-99.
- 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.
- Carlson, R. W. and Hart, W. K. (1988) Flood basalt volcanism in the northwestern United States. In: McDougall, J. D. (Ed.): *Continental basalts*. Kluwer Academic Publication, Netherland.

- Ellam, E. M. (1992) Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20: 153-156.
- Engalenc, M. (1968) *Geologie, geomorphologie, hydrogeologie de la region de Tehran (Iran)*. These es sciences. Montpellier, France.
- Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson, B. S. and Taylor, R. N. (1997) Thermal and chemical structure of the Iceland Plume. *Earth and Planetary Sciences Letters* 153: 197-208.
- Frey, F. A. (1982) Rare earth element abundance in the upper mantle rocks. In: Handerson, P. (Ed.): *Rare earth element geochemistry*. Elsevier, Amsterdam.
- Graham, R. H. (2000) Tectonic study of the South Caspian. *SCSG* 1-9.
- Haase, K. M., Goldschmidt, B. and Garbe-Schonberg, C. D. (2004) Petrogenesis of tertiary continental intra-plate lavas from the Westerwald region, Germany. *Journal of Petrology* 45(5): 883-905.
- Hofmann, A. M. (1997) Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385: 219-229.
- Jianguo, G. (2006) Geochemical discrimination of the geotectonic environment of basaltic andesitic volcanic rocks associated with the Laochang polymetallic ore deposit at Lancang, Yunna. *Chinese Journal of Geochemistry* 25: 402-407.
- Juteau, T. and Maury, R. (1997) *Geologie de la Croute oceanique- petrologie et dynamique endogene*. Masson, Paris.
- Kamenov, B. (2004) The olivine basalts from Livingston Island, west Antractica: petrology and geochemical comparisions. *Bulgarian Academy of Sciences, Geochemistry, Mineralogy and Petrology* 41: 71-98.
- Kampunzu, A. B., Mohr, P. (1991) Magmatic evolution and petrogenesis in the east African rift system. In: Kampunzu, A. B. and Lubala, R. T. (Eds.): *Magmatism in extensional structural settings: the phanerozoic African plate*. Springer, Heidelberg.
- Kurt, H., Asan, K. and Ruffet, G. (2008) The relationship between collision-related calcalkaline and within-plate alkaline volcanism in the Karacadag Area (Konya-Turkiye, Central Anatolia). *Chemie der Erde* 68: 155-176.
- McKenzie, D. P. and O'Nions, R. K. (1991) Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *Journal of Petrology* 32: 1021-1091.
- Meschede, M. (1986) A method of discrimination between types of Mid ocean ridge basalt and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Pearce, J. A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: Thrope, R. S. (Ed.): *Andesites*. Wiley, Chichester.
- Pearce, J. A. and Gale, G. H. (1977) Identification of ore-deposition environment from trace element geochemistry of associated igneous host rocks. *The Geological Society, Special Publications* 7: 14-24.
- Rollinson, H. (1993) *Using Geochemical data: Evolution, presentation, interpretation*. Longman Scientific and Technical, London.
- Rudnick, R. L. and Fountain, D. M. (1995) Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33: 267-309.
- Salavati, M. (2008) Petrology, geochemistry and mineral chemistry of Caspian Sea ophiolite, Northern Alborz, Iran: Evidence of alkaline magmatism in Southern Eurasia. *Journal of Applied Sciences* 8 (12): 2202-2216.
- Scribano, V., Sapienza, G., Braga, R. and Morten, L. (2006) Gabbroic xenoliths in tuff- breccia pipes from the Hyblean plateau: insights into the nature and composition of the lower crust underneath South-

- eastern Sicily, Italy. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 86: 63-88.
- Shuqing, S., Yunliang, W. and Chengjiang, Z. (2003) Discrimination of the tectonic setting of basalts by Th, Nb and Zr. *Geological Review* 49: 40-47.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. and Norry, M. J. (Eds.): *Magmatism in ocean basins*. Geological Society of London, Special Publication, 313-345.
- Taylor, S. R. and McLennan, S. M. (1985) *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford, England.
- Tempo, F., Kampunzu, A. B. and Porada, H. (1999) Tholeiitic magmatism associated with continental rifting in the Lufilian Fold belt of Zambia. *Journal of African Earth Sciences* 28: 403-425.
- Verma, S. P. (2009) Continental rift setting for the central part of Mexican volcanic belt: A statistical approach. *The Open Geology Journal* 3: 8-29.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: a global tectonic approach*. Unwin Hyman Press, London.
- Wilson, M. and Downes, H. (2006) Tertiary-Quaternary intra-plate magmatism in Europe and its relationship to mantle dynamics. *Geological Society of London* 32: 147-166.
- 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.
- Wood, D. A. (1980) 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: 11-30.

**Petrology, Geochemistry and Tectonic setting of Javaherdasht
Cretaceous gabbro in the north part of Alborz Mountains,
East of Guilan, North of Iran:
A part of ophiolite sequence or intra-continental rift?**

Shahrouz Haghazari *

Department of Geology, Faculty of Sciences, Islamic Azad University, Lahijan Branch, Lahijan, Iran

Abstract

The Cretaceous gabbros located in Javaherdasht area in the northern part of Alborz Mountains, south of Guilan province. These gabbros show layered structure at the bottom and the isotropic structure at the top. From the mineralogical point of view, they have plagioclase, augite, olivine, biotite and magnetite. Geochemically, they belong to transitional magmatic series. Positive anomaly of Pb, K, Th, Rb and negative anomaly of Ba, Zr, Nb and P indicate contamination with continental crust. Tectonic setting diagrams of these gabbros suggest a continental intraplate environment, also the value of $(\text{Nb}/\text{Nb}^*)_{\text{pm}} \simeq 0.89$ in the studied gabbros is similar to intra-continental rift basalts with crustal contamination. The REE pattern of the studied gabbros is also similar to transitional-sub alkalic intracontinental rift basalts and the values of $(\text{Ce}/\text{Yb})_{\text{N}} \simeq 3.9$ and $(\text{Dy}/\text{Yb})_{\text{N}} \simeq 1.3$ indicate the presence of spinel in their mantle source. The high ratio of Th/Nb and $\Delta\text{Nb} > 0$ prove that the magma is derived from MORB mantle plumes (P-MORB) which has been contaminated with continental crust.

Key words: Javaherdasht gabbro, Transitional series, Crustal contamination, Intra-continental rift

* haghazari@liau.ac.ir