

مطالعه کانه‌زایی تیتانیم در مجموعه افیولیتی کهنوج با استفاده از داده‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی، جنوب استان کرمان

محمدعلی رجب‌زاده^{۱*}، منصور قربانی^۲ و منیر سعادت^۱

^۱ بخش علوم زمین، دانشکده علوم، دانشگاه شیراز، شیراز، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه هرمزگان، بندرعباس، ایران

چکیده

مجموعه افیولیتی کهنوج در جنوب استان کرمان به صورت یک فرا زمین بین دو گسل شمالی-جنوبی جیرفت و سبزواران بر روی زمین جایگیری شده است. این افیولیت یک مجموعه کامل نبوده، عمدتاً شامل گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، دایک‌های ورقه‌ای، پلاژیوگرانیت‌ها و گدازه‌های بالشی همراه با رادیولاریت‌ها و سنگ‌های آهکی پلاژیک است. ایلمنیت کانی اصلی تیتانیم است که به صورت بین‌بلوری پس از تبلور کانی‌های پلاژیوکلاز، الیوین و کلینوپیروکسن و اغلب همراه با آمفیبول ایجاد شده است. تشکیل توده‌های عظیم گابرویی که با تبلور وسیع پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن همراه است موجب ایجاد سیال غنی از آهن و تیتانیم در زمان تشکیل سنگ فروگابرو، میزبان اصلی ذخایر ایلمنیت می‌شود. کاهش عناصر سازگار با فرآیند تبلور نظیر Mg و Cr و افزایش پیوسته عناصر ناسازگاری مانند Mn، Na و Ti از بخش‌های زیرین به سمت مناطق فوقانی مجموعه افیولیتی نشان‌دهنده تشکیل مجموعه افیولیتی از طریق فرآیند تفریق بلورین از یک ماگمای تولییتی غنی از تیتانیم است.

واژه‌های کلیدی: کانه‌زایی، تیتانیم، افیولیت، کهنوج، ژئوشیمی

مقدمه

آن به شکل تکتونیک در سطح زمین رورانده می‌شود و در این صورت به آن افیولیت اطلاق می‌شود (Knipper *et al.*, 1986; Nicolas, 1989; Boulin, 1991). مجموعه بازیگ کهنوج شامل گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، دایک‌های ورقه‌ای، پلاژیوگرانیت و

پوسته اقیانوسی از بخش‌های بازالتی، دایک‌های دیابازی، گابرویی، پریدوتیتی به همراه سنگ‌های آهکی پلاژیک و رادیولاریتی تشکیل شده است که در فرآیند فرارانش بر روی پوسته قاره‌ای همه و یا بخش‌هایی از

تشکیل می‌دهد. ذخایر تیتانیوم کهنوج در جنوب استان کرمان در دو بخش آبرفتی رودخانه کهنوج (۱۸۰ میلیون تن) و در بخش مجموعه عظیم گابرویی (۳۰۰ میلیون تن) قرار می‌گیرند. علی‌رغم پایین بودن عیار در نهشته‌های آبرفتی با عیار متوسط ۳/۵ درصد TiO_2 ، هم اکنون از آنها بهره برداری صورت می‌گیرد. از ذخایر آبرفتی پس از خردایش در آسیاب‌های گلوله‌ای به روش‌های معمول مغناطیسی و الکتریکی کنسانتره ۴۰ درصد به‌دست می‌آید که برای تهیه TiO_2 مصنوعی مورد مصرف در کشور در کارخانه کوچک مجاور ذخایر معدنی ذخیره می‌شود. با توجه به این‌که اکثر مطالعات گذشته بر روی وضعیت سنگ‌شناختی و ژئوتکتونیک توده‌های گابرویی انجام شده است و یا جنبه کاملاً معدن‌کاری ترکیبات تیتانیوم را در منطقه اکتشاف شده دارند، انجام مطالعات در زمینه کانه‌زایی ترکیبات تیتانیوم در ارتباط با ماگمای افیولیتی کهنوج ضروری به‌نظر می‌رسد. در این مقاله با استفاده از شواهد سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی تشکیل بخش‌های مختلف مجموعه افیولیتی بررسی شده و چگونگی کانه‌زایی تیتانیوم در واحدهای سنگی گابرویی بحث شده است.

زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

قسمت اعظم مجموعه سنگ‌شناختی افیولیت کهنوج از گابروها، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های پلاژیوگرانیته تشکیل شده است. این مجموعه در بین طول‌های جغرافیایی $57^{\circ} 37'$ و $57^{\circ} 50'$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $27^{\circ} 35'$ و $27^{\circ} 55'$ شمالی با مساحت تقریبی ۵۰۰ کیلومتر مربع در جنوب استان

گدازه بالشی همراه با رادیولاریت و سنگ آهک پلاژیک می‌شود و علی‌رغم عدم حضور گسترده سنگ‌های پریدوتیتی، ماهیت افیولیتی آن پذیرفته شده است. نظرات متفاوتی درباره تشکیل و سن اجزای سازنده مجموعه افیولیتی کهنوج به‌وسیله پژوهشگران ارائه شده است. برخی از پژوهشگران با اعتقاد به همزاد بودن بخش‌های مختلف این مجموعه، زمان تشکیل آن را کرتاسه تا پالئوسن تعیین کرده‌اند (Paragon Consulting Engineers, 1985). مهندسین مشاور کاوشگران (۱۳۶۹) با اعتقاد به چندزاد بودن مجموعه کهنوج، آن را شامل سه سری ماگمایی مجزا، با سن‌هایی از پرکامبرین فوقانی-پالئوزوییک زیرین تا پالئوسن فوقانی-ائوسن می‌دانند. سبزه‌یی (۱۳۷۰) معتقد است که مجموعه‌های افیولیتی جنوب شرقی ایران بدون انفصال پتروژئوژیک موهو بوده، واحدهای سنگی اولترامافیک و مافیک هم‌زمان به‌وجود آمده و سپس دگرگون شده‌اند. وی بخش اولترامافیک افیولیت کهنوج را زیر کوهستان بند زیارت در نظر می‌گیرد و توده‌های اولترامافیک کوه سرخ در غرب این مجموعه و نیز توده‌های منطقه فاریاب را نشان‌دهنده وجود آن در زیر توده‌های گابرویی کهنوج می‌داند. داده‌های سنسنجی ایزوتوپی Hassanipak و همکاران (۱۹۹۶) و Kananian و همکاران (۲۰۰۱) نشان‌دهنده تشکیل مجموعه افیولیتی در کرتاسه (نئوکومین) هستند.

توده‌های عظیم گابرویی کهنوج حاوی ذخایر با ارزش تیتانیوم بوده، به‌طوری‌که در محدوده‌ای به مساحت تقریبی ۵ کیلومتر مربع در غرب آن، ذخیره‌ای با بیش از ۳۰۰ میلیون تن و عیار متوسط ۵/۶ درصد TiO_2 بزرگ‌ترین منابع شناخته شده تیتانیوم ایران را

به‌وسیله روش‌های معمول میکروسکوپ نوری انکساری و انعکاسی در بخش علوم زمین دانشگاه شیراز مطالعه شدند.

تجزیه شیمیایی به روش الکترون میکروپروب برای تجزیه نقطه‌ای عنصری کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ (بر روی ۱۲ نمونه) و روش فلئورسنس اشعه ایکس (XRF) برای تعیین ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و فرعی نمونه‌های سنگ (۲۰ نمونه) و تجزیه کانی‌شناسی با استفاده از روش پراش اشعه ایکس (۳۷ نمونه) در بخش ژئوشیمی دانشگاه Göttingen (آلمان) انجام شد. در روش الکترون میکروپروب از دستگاه میکروپروب مدل JEOL JXA 8900 RL با شرایط دستگاهی: قطر اشعه الکترونی ۱ میکرون، ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۶ kV، شدت جریان ۱۵ nA و زمان شمارش در زمینه ۴ ثانیه و در پیک ۸ ثانیه استفاده شده است. از مواد خالص طبیعی و مواد مصنوعی استاندارد برای کالیبراسیون دستگاه استفاده شده است و داده‌های خام به روش PAP (Pouchou and Pichoir 1984, 1991) پردازش شده‌اند. در تجزیه کلی سنگ به روش XRF لیتیم بورات، تترابورات و شیشیه ذوب شده LiF در دستگاه فیلپس مدل PW1480 مجهز به نرم افزار PW X40 به کار گرفته شده است. کالیبراسیون دستگاه با ۱۰۰ ماده طبیعی و مصنوعی متداول به‌عنوان استانداردهای ژئوشیمیایی صورت گرفته است.

در تجزیه عناصر از اشعه رادیم ۳ کلیو ولت برای تحریک عناصر استفاده شده است. تجزیه نمونه‌ها به روش XRD نیز در دستگاه فیلپس ۱۸۰۰ مجهز به نرم افزار APP1700 انجام شده است. داده در شرایط آزمایش: اختلاف ولتاژ ۴۵ کیلو ولت، شدت جریان ۴۵

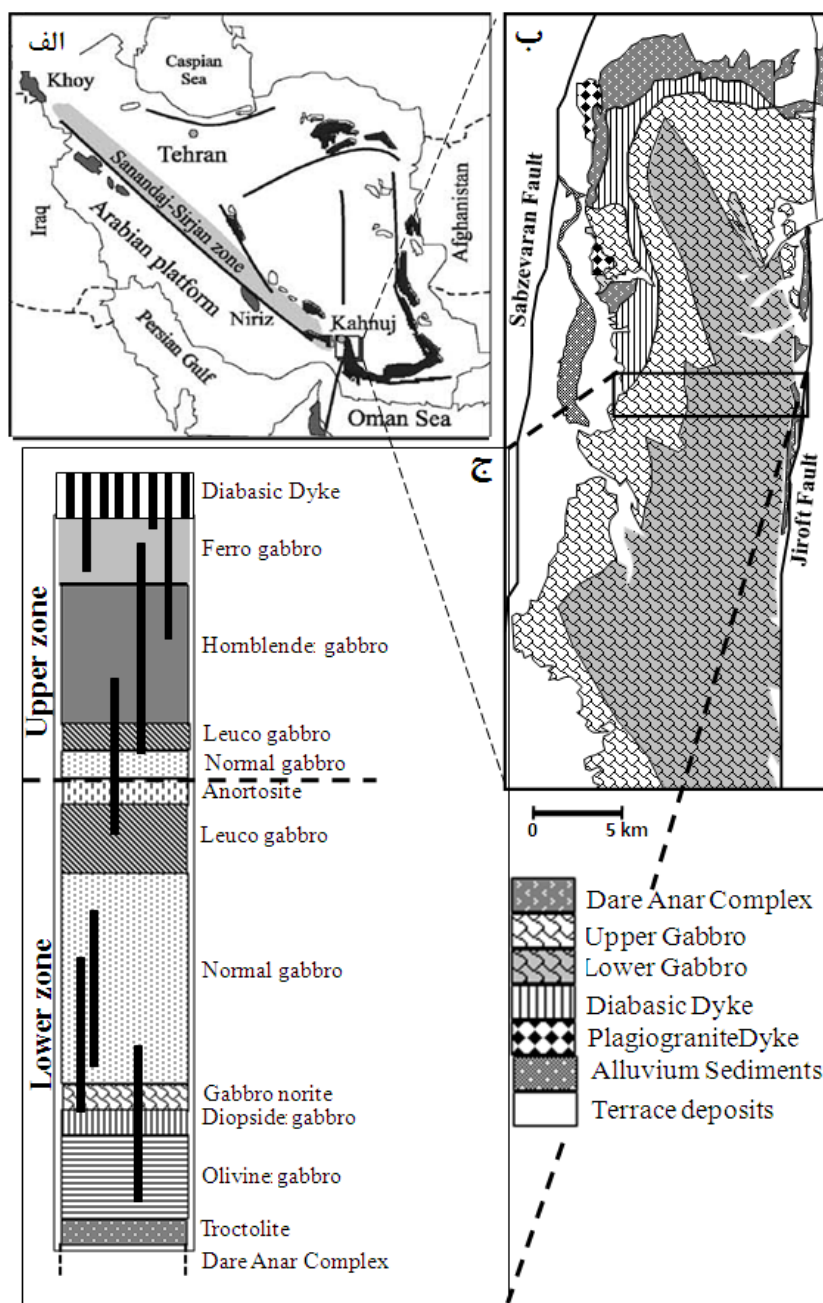
کرمان واقع شده و در شرق جاده اصلی رودان-کهنوج قابل دسترسی است. این منطقه به‌صورت بخشی از یک گستره پهناور در محل برخورد سه زون ساختاری زمین‌شناسی ایران قرار می‌گیرد، به‌طوری‌که از شمال به بلوک لوت، از غرب و شمال غرب به زون سنندج-سیرجان، از شرق به حوزه جازموریان و از جنوب به زون مکران محدود می‌شود. این مجموعه سنگ شناختی در اثر عملکرد دو گسل بزرگ جیرفت در شرق و سبزواران در غرب به‌صورت یک فرازمین بر روی سطح جایگیری شده است. امتداد عمومی مجموعه افیولیتی کهنوج و گسل‌های جیرفت و سبزواران در منطقه مورد مطالعه شمالی-جنوبی است و واحدهای آتشفشانی-رسوبی کرتاسه فوقانی گنج، دره انار، چاه میرک و بیدک در حاشیه توده افیولیتی قرار دارند. بر اساس داده‌های عناصر نادر خاکی (REE)، منشأ بازالیت مجموعه افیولیتی E-MORB در نظر گرفته می‌شود (Ghazi *et al.*, 2004). بر اساس مطالعات Hassanipak و همکاران (۱۹۹۶) و McCall (۱۹۹۷)، واحدهای گابرویی افیولیت کهنوج به دو بخش گابروهای فوقانی و گابروهای زیرین قابل تقسیم هستند. گابروهای فوقانی در بخش غربی مجموعه افیولیتی واقع شده‌اند و گابروهای زیرین قسمت‌های شرقی و مرتفع افیولیت را تشکیل می‌دهند (شکل ۱).

روش انجام پژوهش

در پیمایش‌های صحرایی، تعداد ۶۲ نمونه از سنگ‌های مجموعه افیولیتی کهنوج بر اساس تغییرات سنگ‌شناسی در امتداد بخش‌های زیرین به سمت قسمت‌های فوقانی برداشت شدند. از تعداد ۴۲ نمونه شاخص، مقاطع نازک و نازک صیقلی تهیه و سپس

شده است. ۱۵ نمونه نیز به روش‌های معمول شیمی تر برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و با استفاده از دستگاه جذب اتمی در بخش علوم زمین دانشگاه شیراز تجزیه شیمیایی شدند.

میلی آمپر، تشعشع $Cu-K\alpha$ ، اندازه‌گیری زاویه 2θ بین ۴ تا ۷۰ درجه با چرخش ۱ درجه در دقیقه به دست آمده‌اند. سپس به‌طور نرم‌افزاری و اتوماتیک از فرمول‌های کانئشناسی برای تعیین نوع کانئها استفاده

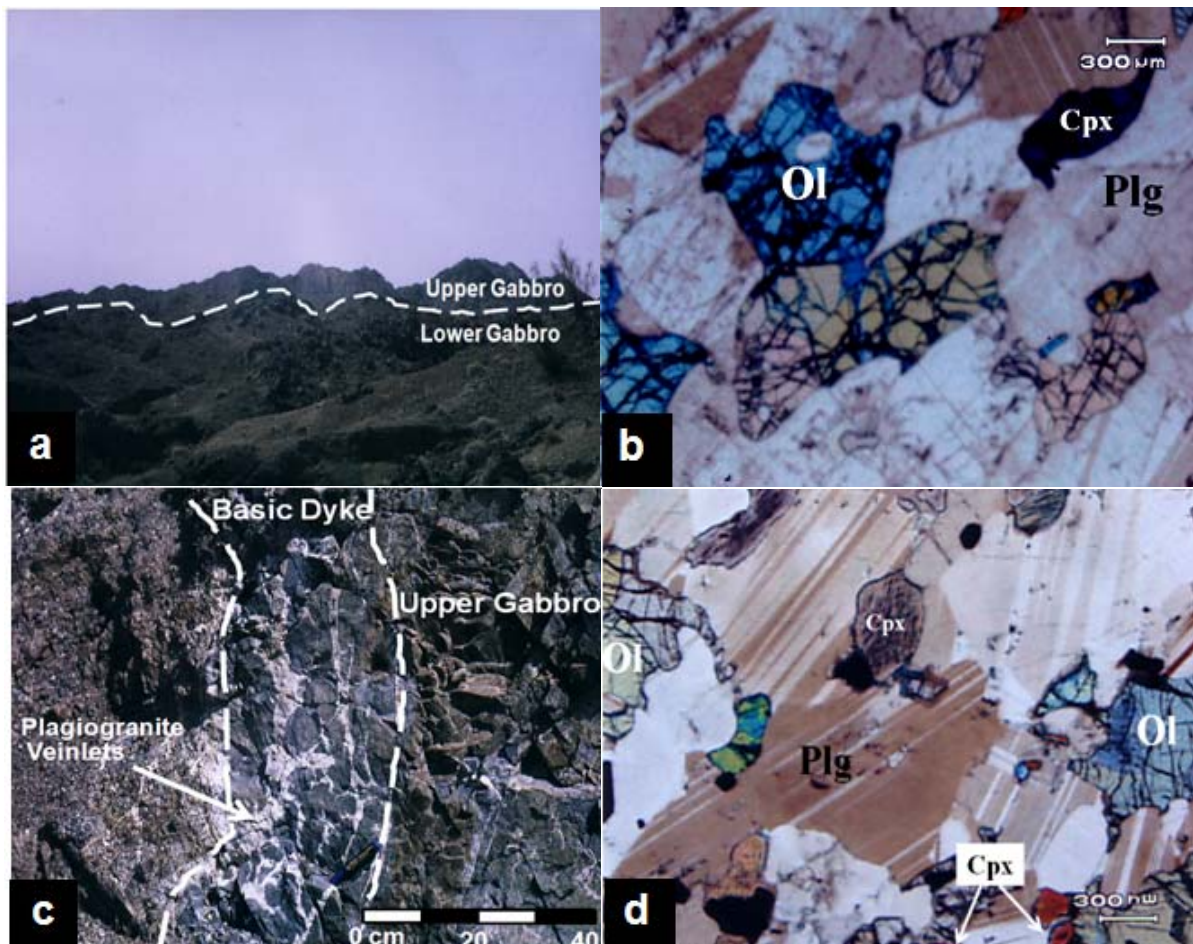


شکل ۱- الف) نقشه زمین‌شناسی توده‌های افیولیتی ایران، ب) نقشه زمین‌شناسی مجموعه افیولیتی کهنوج (برگرفته از نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ میناب، انتشارات سازمان زمین‌شناسی)، ج) ستون سنگ‌شناسی مجموعه افیولیتی کهنوج

سنگ‌شناسی

معمولی، لویکوگابرو و مقادیر کمی آنورتوزیت تشکیل شده‌اند که بیش از ۴۰ درصد کل مجموعه افیولیتی کهنوج را تشکیل می‌دهند (شکل a-۲). در این بخش تروکتولیت لایه‌ای در قسمت زیرین رخمون دارد و به تدریج به سمت قسمت‌های فوقانی به الیون گابرو، دیوپسید گابرو، گابرو نوریت، گابرو معمولی و سپس به لویکوگابرو تبدیل می‌شود. گابروهای کومولایی این بخش نسبت به گابروهای فوقانی کم‌تر دگرسان شده‌اند و بافت آنها از ادکومولا تا اورتوکومولا متغیر است (شکل ۲-b).

گابروهای زیرین با بافت دانه‌ریز تا دانه‌درشت در ستون افیولیتی در زیر گابروهای فوقانی قرار می‌گیرند. انواع دانه درشت تا پگماتیتی عموماً در رخساره شیبست سبز دگرسان شده به طوری که اورالیت از دگرسانی کلینوپیروکسن ایجاد شده است و پلاژیوکلازها سوسوریتی شده‌اند. در فرآیند دگرسانی همچنین، اپیدوت و کلریت از دگرسانی کانی‌های مافیکی نظیر آمفیبول به وجود آمده‌اند. این گابروها از تروکتولیت لایه‌ای، الیون گابرو، دیوپسید گابرو، گابرو نوریت، گابرو



شکل ۲- (a) توده‌های گابرویی زیرین با لایه بندی ماگمایی، (b) سنگ الیون گابرو با بافت ادکومولا، (c) گابرو فوقانی ایزوتروپ همراه با نفوذ دایک دیابازی و رگچه‌های پلاژیوگرانیت، (d) سنگ گابرو معمولی (الیون= Ol، پلاژیوکلاز= Plg، کلینوپیروکسن= Cpx)

کدر نیز فراوان و بیشتر از نوع ایلمنیت و مگنتیت هستند. شواهد پتروگرافی نشان‌دهنده ترتیب تبلور به صورت پلاژیوکلاز + الیوین ← کلینوپیروکسن ← آمفیبول + ایلمنیت و مگنتیت در این سنگ‌هاست. همچنین، روند کاهشی در کانی‌های مافیک و افزایشی از کانی‌های اکسیدی به سمت افق‌های فوقانی‌تر ستون افیولیتی دیده می‌شود. کانی‌های ترمولیت، کلریت، اپیدوت و کلسیت حاصل از دگرسانی گرمایی به‌ویژه به سمت بخش‌های فوقانی‌تر (شمال و غرب توده افیولیتی) به‌وفور دیده می‌شوند.

سنگ فروگابرو در بالاترین سطح بخش گابرویی فوقانی و غرب افیولیت کهنوج قرار گرفته و با بافت دانه‌ریز تا دانه متوسط مشخص می‌شود. این سنگ میزبان اصلی کانی ایلمنیت بوده به طوری که در برخی از نمونه‌ها میزان ایلمنیت به بیش از ۲۰ درصد حجم سنگ می‌رسد و می‌توان آن را ایلمنیت گابرو نامید. بلورهای ایلمنیت مانند پیروکسن و پلاژیوکلاز دانه درشت بوده، در فاز میان‌انباشتی قرار می‌گیرند (شکل ۳-a). در این سنگ کانی آمفیبول نیز به صورت میان‌انباشتی و بی‌شکل در فضای بین بلوری رشد کرده است. حضور ایلمنیت همراه با حاشیه واکنشی در کانی پیروکسن (تشکیل آمفیبول پارگازیت ثانویه) نشان‌دهنده دگرسانی دوتریک سنگ توسط سیال غنی از آب در زمان کانه‌زایی کانی‌های حاوی تیتانیم است (شکل ۳-b).

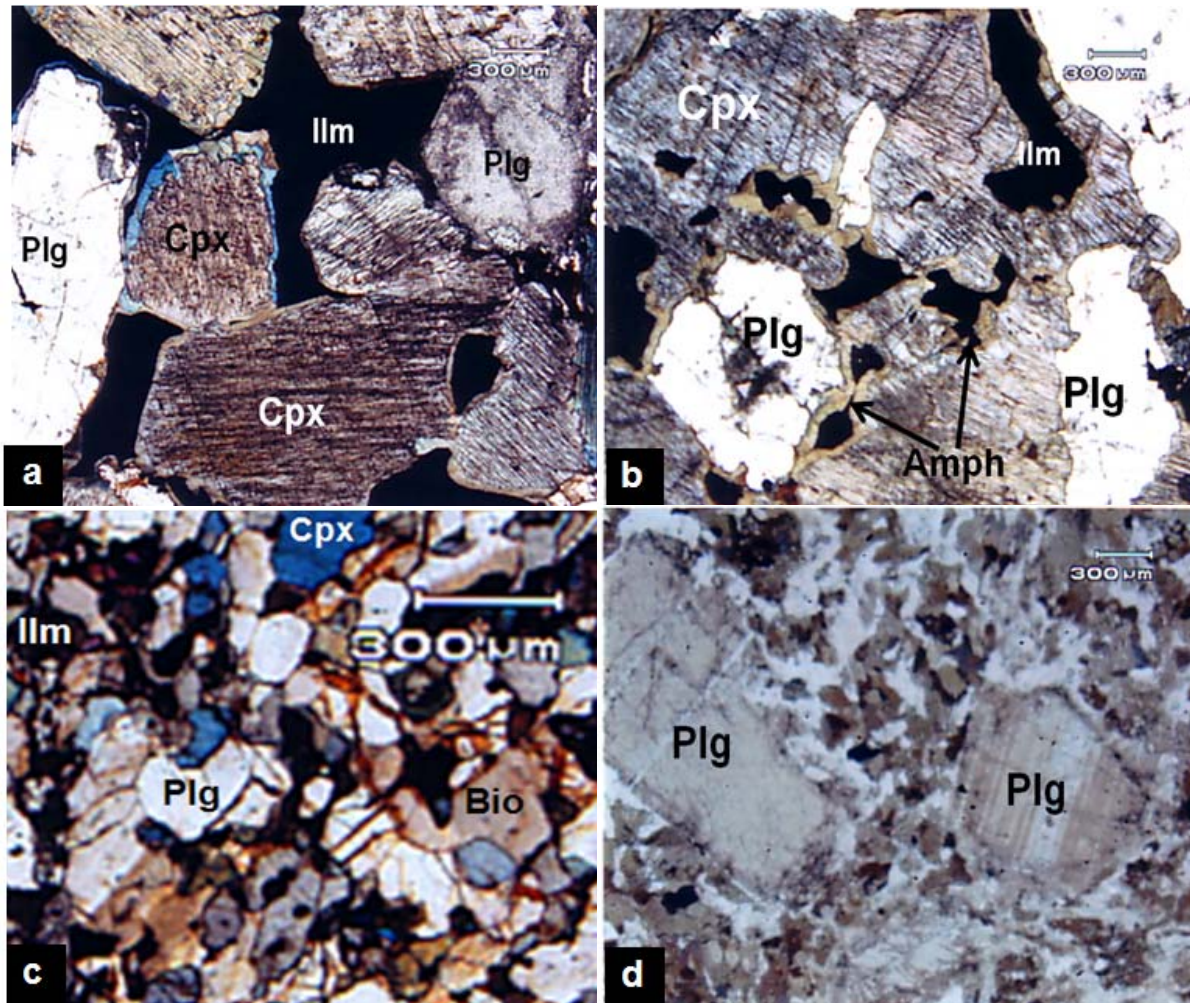
مجموعه‌های دایک دیابازی با روند شمالی-جنوبی در قسمت غرب و شمال مجموعه افیولیتی رخنمون بیشتری داشته و به درون توده‌های گابرویی نفوذ کرده‌اند (شکل‌های ۲-c و ۳-c). این

کانی‌های الیوین و پلاژیوکلاز به صورت فاز انباشتی اولین بلورهایی هستند که متبلور می‌شوند و کانی کلینوپیروکسن به صورت میان‌انباشتی تبلور یافته است. حضور میانبارهای الیوین در پلاژیوکلاز و بالعکس میانبارهای پلاژیوکلاز در الیوین، نشان‌دهنده تبلور هم‌زمان این دو کانی است. کانی‌های آمفیبول بیشتر به رنگ سبز تا قهوه‌ای و به دو شکل اولیه (نیمه خود شکل) و ثانویه (بی‌شکل) دیده می‌شوند. عقیده بر این است که سنگ‌های حاوی آمفیبول اولیه در شرایط فشار کم از تبلور تفریقی ماگما نوع پشته میان اقیانوسی به وجود می‌آیند. سیال به دام افتاده در مرحله بعد از کومولایی به همراه ورود یک سیال غنی از آب به ستون ماگمایی موجب تشکیل آمفیبول می‌شود (Tribuzio et al., 2000). گابروهای فوقانی در بخش غربی توده افیولیتی رخنمون دارند و بیشتر از گابرو معمولی، لویک‌گابرو، هورنبلند گابرو و فروگابرو تشکیل شده‌اند و به دلیل عدم وجود ساخت لایه‌ای منظم، واحد گابرویی ایزوتروپ نامیده می‌شوند.

مرز بین گابروهای بخش‌های زیرین و فوقانی نامشخص و تدریجی است. سنگ‌های این بخش به دلیل دگرسانی شدید در مقابل هوازدگی آسیب پذیر بوده، هوازدگی آنها موجب تجمع کانی‌های با ارزش ایلمنیت و تیتانومگنتیت در رسوبات آبرفتی رودخانه کهنوج شده است (شکل ۲-c). این گابروها از نظر بافتی بسیار متغیر بوده به طوری که از انواع بسیار دانه درشت پگماتوئیدی در نزدیکی مرز گابروهای زیرین و محل نفوذ دایک‌های دیابازی تا انواع دانه ریز با بافت‌های گرانولار، اینترسرتال و یا هیپایدیومورفیک دیده می‌شوند. کانی‌های اصلی این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و آمفیبول بوده، الیوین کانی فرعی آنهاست (شکل ۲-d). کانی‌های

نیز تمایل ژئوشیمی آنها را به بازالت‌های MORB نشان می‌دهند (کنعانیان، ۱۳۸۰؛ McCall، ۱۹۷۷). اندازه‌های بالشی به‌عنوان عضو نهایی سنگ‌های آذرین به‌صورت بین‌لایه‌ای با رسوبات پلاژیک و چرت‌های رادیولاریتی قرار می‌گیرند.

پدیده موجب تغییرات بافتی به‌صورت ایجاد بلورهای درشت در نتیجه تبلور مجدد و دگرسانی به‌صورت تشکیل رگه‌های کوارتز+اپیدوت شده است. از نظر کانی‌شناسی، این دایک‌ها با گابروهای فوقانی تفاوت زیادی نداشته و داده‌های شیمیایی



شکل ۳- (a) فروگابرو با کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت در بخش فوقانی افیولیت کهنوج، (b) حاشیه‌های واکنشی در مرز بین کانی‌های ایلمنیت و کلینوپیروکسن و تشکیل آمفیبول ثانویه، (c) دایک دیابازی دانه‌ریز، (d) پلاژیوگرانیت با بافت پورفیری (پلاژیوکلاز= Plg، کلینوپیروکسن= Cpx، آمفیبول= Amph، بیوتیت= Bio، ایلمنیت= Ilm)

آلکالی‌فلدسپار و هورنبلاند است و مجموعه افیولیتی را به شکل رگه‌های ناپیوسته به‌ویژه در مناطق برشی شده قطع می‌کند (شکل c-۲ و شکل d-۳). این پدیده

پلاژیوگرانیت مهم‌ترین سنگ دگرسان نشده مجموعه افیولیتی کهنوج بوده، بخش کوچکی از آن را تشکیل می‌دهد. این سنگ نفوذی شامل کوارتز، آلبیت،

موجب تبلور مجدد و دگرسانی‌های سدیمی، سوسوریتی، اپیدوتی، کلریتی و سریسیتی شدن بدون تغییر در میزان تیتانیم سنگ‌های میزبان شده است.

در گابروها در دگرسانی سدیم، کانی آلکالی‌فلدسپار به آلبیت تبدیل می‌شود. در دگرسانی پس‌رونده نیز پلاژیوکلازها به سوسوریت و کانی‌های مافیک آبدار به اپیدوت و کلریت دگرسان و کانی‌های فلدسپار پتاسیم‌دار تحت تأثیر سیال اسیدی به سریسیت مبدل می‌شوند.

در کنار این پلاژیوگرانیت‌های مناطق برشی، سنگ‌های مشابهی نیز وجود دارند که همراه با دیوریت بوده، در بخش‌های زیرین دایک‌های ورقه‌ای قرار می‌گیرند. این نوع سنگ‌ها دگرسان شده‌اند و زایش آنها احتمالاً در ارتباط با تبلور سیال غنی از سیلیس است. الگوی به‌دست آمده از عناصر REE نیز دو گروه متفاوت از پلاژیوگرانیت‌ها (گروهی با بی‌هنجاری مثبت و گروهی با بی‌هنجاری منفی عنصر Eu) را در منطقه مشخص می‌کنند (Ghazi *et al.*, 2004).

واحدهای اولترامافیک در این مجموعه بسیار نادر بوده، اغلب به شکل توده‌های دونیتی سرپانتینی شده به‌صورت پراکنده و محدود به برخی مناطق گسلی و بدون هرگونه موقعیت مشخص چینه‌شناسی دیده می‌شوند. کانی‌های اکسیدی آنها کم‌تر از ۵ درصد سنگ را تشکیل داده و عموماً از نوع اسپینل کروم‌دار هستند.

کانی‌شناسی

نتایج تجزیه نیمه‌کمی سنگ‌شناختی به روش XRD در جدول ۱ دیده می‌شوند. این نتایج از یک

سو با داده‌های پتروگرافی و از سوی دیگر با داده‌های شیمیایی مطابقت داشته، نشان‌دهنده تفریق ترکیبات مختلف کانی‌شناسی متناسب با تبلور تفریقی ماگما هستند. این نتایج همچنین، نشان‌دهنده حضور وسیع دیوپسید و به مقدار کم‌تری اوژیت هستند. کانی‌های ارتوپروکسن در داده‌های XRD ثبت نشده‌اند. در این داده‌ها، کانی آمفیبول حضور همیشگی داشته (به‌جز در نمونه پلاژیوگرانیت ۳۴) که با نتایج مطالعات پتروگرافی مطابقت دارد و کانی‌های ثانویه کلریت و ترمولیت نیز فراوان هستند. کانی ایلمنیت در اکثر نمونه‌ها قابل تشخیص بوده، برتری آن بر کانی مگنتیت در داده‌های XRD به‌خوبی ثبت شده است. حضور فراوان و همیشگی کانی آلبیت نشان‌دهنده فراوانی عنصر سدیم در ماگما هنگام تشکیل واحدهای سنگی مختلف است.

نتایج داده‌های تجزیه کانی‌شناسی به روش الکترون مایکروپروب بر روی مرکز، قسمت میانی و بخش حاشیه‌ای کانی‌های ایلمنیت (جدول ۲) نشان می‌دهند که علی‌رغم عدم حضور زونینگ مشخص در این کانی‌ها، روندی تفریقی در ترکیب شیمیایی کانی ایلمنیت افق‌های مختلف مجموعه افیولیتی دیده می‌شود. ترکیب شیمیایی مرکز بلورهای ایلمنیت در سنگ‌های بخش‌های زیرین دارای نسبت بالای از $MgO/(MgO+FeO)$ در مقایسه با انواع موجود در واحدهای سنگی فوقانی‌تر است. چنین وضعیتی در مناطق دیگر نیز گزارش شده است (Robinson *et al.*, 2001).

جدول ۱- نتایج تجزیه کانی‌شناسی با روش XRD. کانی فراوان (+++)، کانی موجود (++)، کانی احتمالی (+)، غیر قابل تشخیص (-)، فروگابرو (۱-۴)، هورنبلندگابرو (۵-۸)، لویکوگابرو فوقانی (۹-۱۲)، گابرو معمولی فوقانی (۱۳-۱۷)، لویکوگابرو زیرین (۱۸-۲۰)، گابرو معمولی زیرین (۲۱-۲۶)، الیون گابرو (۲۷-۲۸)، تروکتولیت (۲۹)، دایک دیابازی (۳۰-۳۲) و پلاژیوگرانیت (۳۳-۳۷)

Sample No.	Olivine	Ilmenite	Chlorite	Augite	Zeolite	Tremolite	Diopside	Hornblende	Anorthite	Albite	Quartz
۱	-	+	+	+	-	+	+++	++	+	+++	-
۲	-	+	-	-	-	-	-	++	+	+++	-
۳	-	+	-	++	-	+	+++	++	++	+++	-
۴	-	+	-	-	-	+	-	++	+	+++	-
۵	-	+	+	-	-	+	-	++	+	+++	-
۶	-	-	+	+	-	+	++	++	+	+++	-
۷	-	+	+	-	-	+	+++	++	-	+++	-
۸	-	+	+	++	-	+	+++	++	-	+	-
۹	-	-	+	+	-	-	++	++	++	+++	-
۱۰	-	-	+	-	-	-	++	++	++	+++	-
۱۱	-	+	-	+	-	+	++	++	+	+++	-
۱۲	-	-	-	-	+	-	+	++	-	+++	-
۱۳	-	+	+	+	-	+	+++	++	++	+++	-
۱۴	-	+	+	+	-	+	+++	++	+	+++	-
۱۵	-	-	+	+	-	+	++	++	++	+++	-
۱۶	-	+	-	+	-	+	+++	++	+	+++	-
۱۷	-	-	+	+	-	+	+++	++	++	+++	-
۱۸	-	+	-	+	-	+	++	++	++	+++	-
۱۹	-	-	+	-	-	+	+	++	-	+++	-
۲۰	-	-	-	+	-	-	++	++	+	+++	-
۲۱	-	+	-	+	-	+	+++	++	++	+++	-
۲۲	-	+	+	+	-	+	+++	++	++	+++	-
۲۳	-	-	+	+	-	+	++	++	+	+++	-
۲۴	-	+	-	+	-	+	++	++	++	+++	-
۲۵	-	-	-	+	-	+	+++	++	++	+++	-
۲۶	-	-	-	+	-	+	+++	++	+	+++	-
۲۷	+	-	-	-	-	+	++	++	-	+++	+
۲۸	+	-	-	-	-	-	+	+	+++	+++	-
۲۹	+	-	-	+	-	-	-	++	-	+++	-
۳۰	+	+	-	-	-	+	-	+++	-	+++	++
۳۱	-	-	-	-	-	+	+	++	-	+++	-
۳۲	-	-	-	-	-	+	-	++	+	+++	-
۳۳	-	-	-	-	-	-	-	++	+	+++	-
۳۴	-	-	-	-	-	-	-	-	+	++	+++
۳۵	-	-	-	-	-	+	+	++	+	+++	-
۳۶	-	-	-	+	-	-	-	++	+	+++	+
۳۷	-	-	-	-	-	+	-	++	++	+++	-

کاهش می‌یابد (جدول ۲). تیتانیوم در سطوح فوقانی با افزایش فوگاسیته اکسیژن در فرآیند توزیع بین کانی‌ها، به شبکه ایلمنیت وارد می‌شود. این داده‌ها نشان‌دهنده رابطه مستقیمی بین میزان TiO_2 و Al_2O_3 هستند.

داده‌های حاصل از تجزیه مرکز کانی‌های مگنتیت نیز به خوبی نشان می‌دهند که در گذر از مگنتیت‌های سطوح پایین به مگنتیت‌های موجود در سنگ‌های سطوح فوقانی تر مجموعه افیولیتی میزان TiO_2 و MgO

جدول ۲- نتایج داده‌های تجزیه کانی‌شناسی به روش الکترون مایکروپروپ کانی‌های ایلمنیت و مگنتیت در سنگ‌های تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی کهنوج. فروگابرو (۱)، هورنبلندگابرو (۲)، لویکوگابرو فوقانی (۳)، گابرو معمولی فوقانی (۴)، لویکوگابرو زیرین (۵)، گابرو معمولی زیرین (۶)، مرکز کانی (C)، حاشیه کانی (B) و بخش میانی کانی (M) (با توجه به محدودیت صفحات مقاله، داده‌های مشابه حذف شده‌اند)

Sample No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	FeO/(FeO+Mg)
-C1	۰/۰۴	۴۹/۷۳	۰/۰۱	۴۸/۱۵	۰/۱۰	۰/۹۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۹۹۸
-B1	۰/۰۱	۴۸/۸۷	۰/۰۱	۴۸/۹۰	۰/۱۲	۰/۸۲	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۹۹۸
-C2	۰/۰۲	۴۹/۴۰	۰/۰۱	۴۷/۶۱	۰/۸۰	۰/۸۲	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۹۸۳
-B2	۰/۰۱	۵۰/۱۸	۰/۰۲	۴۷/۳۲	۰/۳۷	۰/۸۶	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۹۹۲
-M2	۰/۰۱	۴۹/۵۳	۰/۰۲	۴۷/۸۹	۰/۴۳	۰/۶۷	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۹۹۱
-C3	۰/۰۰	۵۰/۸۶	۰/۰۰	۴۵/۵۰	۰/۸۴	۰/۹۷	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۹۸۲
-B3	۰/۰۲	۵۰/۴۷	۰/۰۲	۴۷/۴۸	۰/۶۹	۰/۷۶	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۹۸۶
-M3	۰/۰۳	۵۰/۴۹	۰/۰۳	۴۶/۴۵	۰/۹۸	۰/۷۹	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۷۹
-C4	۰/۰۱	۵۰/۷۶	۰/۰۲	۴۶/۵۹	۰/۹۸	۰/۷۹	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۹۷۹
-B4	۰/۰۱	۵۰/۷۰	۰/۰۵	۴۷/۰۳	۰/۶۶	۰/۷۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۹۸۶
-M4	۰/۰۲	۵۱/۰۵	۰/۰۳	۴۶/۳۴	۱/۰۲	۰/۷۷	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۹۷۸
-C5	۰/۰۳	۵۰/۱۴	۰/۰۲	۴۶/۸۳	۱/۱۱	۰/۷۶	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۹۷۷
-B5	۰/۰۳	۴۹/۴۸	۰/۰۲	۴۸/۰۸	۰/۷۳	۰/۸۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۹۸۵
-C6	۰/۰۹	۵۱/۰۹	۰/۰۲	۴۵/۶۸	۱/۴۰	۰/۸۳	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۹۷
-B6	۰/۰۴	۵۱/۰۶	۰/۰۳	۴۵/۷۹	۱/۳۰	۰/۸۶	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۹۷۲
-M6	۰/۰۰	۵۰/۸۶	۰/۰۴	۴۵/۷۷	۱/۳۴	۰/۸۷	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۹۷۲
Ilmenite									
-C1	۰/۰۶	۰/۸۰	۰/۷۲	۹۰/۳۵	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۹۹۹
-C2	۰/۰۴	۰/۵۲	۰/۸۶	۹۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۹۹
-C3	۰/۰۴	۰/۵۲	۰/۸۶	۹۰/۱۴	۰/۱۱	۰/۰۶	۰/۰۰	۰/۰۳	۰/۹۹۹
-C5	۰/۱۳	۰/۳۷	۰/۵۶	۸۹/۹۴	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۹۹۹
-C6	۰/۰۷	۰/۰۹	۰/۴۷	۹۱/۵۳	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۰	۰/۰۰	۱
Magnetite									

بزرگ و توزیع بی نظم تیغه‌های جدایشی، ترکیب اولیه پلاژیوکلازها با استفاده از روش تجزیه الکترون مایکروپروپ بسیار مشکل است. با این وجود در داده‌های به دست آمده از آنالیز بر روی کانی‌های پلاژیوکلاز مشخص شد که نمونه‌های نزدیک به محل تزریق توده‌های پلاژیوگرانیت (نمونه ۳) دارای TiO₂ و FeO بالاتری نسبت به نمونه‌های با فاصله بیشتر از محل تزریق (نمونه ۲) هستند (جدول ۳).

در کانی‌های کلینوپیروکسن نیز میزان FeO در کانی با نسبت FeO/(FeO+MgO) در سنگ متناسب است. پیروکسن‌های غنی از کلسیم به سمت سطوح چینه‌شناسی بالاتر از آهن غنی‌تر و از منیزیم فقیرتر می‌شوند. همچنین، با افزایش میزان FeO در کانی، میزان TiO₂ و Al₂O₃ نیز افزایش یافته که به خوبی نمایانگر تفریق عناصر آهن، تیتانیم و آلومینیم در تبلور پیش‌رونده ماگماست (جدول ۳). به دلیل اندازه بسیار

جدول ۳- نتایج داده‌های تجزیه کانی‌شناسی به روش الکترون مایکروپروب از مرکز کانی‌های سیلیکاتی در سنگ‌های تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی کهنوج. فروگابرو (۱)، هورنبلندگابرو (۲)، لویکوگابرو فوقانی (۳)، گابرو معمولی فوقانی (۴)، لویکوگابرو زیرین (۵) و گابرو معمولی زیرین (۶). (با توجه به محدودیت صفحات مقاله، داده‌های مشابه حذف شده‌اند).

	Sample No.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	FeO/(FeO+MgO)
Clinopyroxene	۲	۵۰/۸۱	۰/۶۲	۲/۹۰	۹/۴۶	۱۴/۳۶	۰/۲۸	۲۰/۰۶	۰/۲۰	۰/۳۹۷
	۳	۵۱/۵۵	۰/۵۶	۱/۸۶	۹/۰۶	۱۳/۹۹	۰/۳۱	۲۱/۹۸	۰/۳۴	۰/۳۹۳
	۴	۵۰/۷۳	۰/۵۸	۲/۰۵	۹/۱۰	۱۴/۱۳	۰/۲۶	۲۱/۷۳	۰/۳۶	۰/۳۹۲
	۵	۵۱/۴۹	۰/۴۸	۲/۰۳	۸/۹۴	۱۴/۲۲	۰/۲۶	۲۱/۷۸	۰/۴۴	۰/۳۸۶
	۶	۴۹/۱۴	۰/۳۱	۱/۴۹	۸/۶۰	۱۴/۲۱	۰/۳۱	۲۲/۰۷	۰/۴۱	۰/۳۷۷
	Plagioclase	۱	۵۶/۷۹	۰/۰۱	۲۵/۳۱	۰/۱۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۷/۹۸	۷/۰۷
۲		۵۴/۹۷	۰/۰۶	۲۷/۰۶	۰/۱۴	۰/۰۱	۰/۰۱	۹/۷۷	۷/۵۷	۰/۹۳۳
۳		۵۴/۹۷	۰/۱۱	۲۷/۱۲	۰/۱۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۹/۹۰	۶/۰۸	۰/۹۲۳
۵		۵۴/۹۷	۰/۰۹	۲۷/۴۶	۰/۱۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۱۰/۲۹	۵/۸۹	۰/۹۰۹
۶		۵۵/۳۷	۰/۱۳	۲۷/۱	۰/۱۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۹/۵۴	۶/۲۲	۰/۸۴۶
Amphibole		۱	۴۳/۸۷	۲/۱۸	۷/۶۵	۱۸/۳۷	۱۰/۵۶	۰/۳۰	۱۱/۱۹	۱/۷۹
	۲	۴۱/۴۴	۲/۱۲	۱۰/۸	۱۴/۷۶	۱۱/۹۲	۰/۱۸	۱۱/۱۸	۲/۵۹	۰/۵۵۳
	۳	۴۴/۳۱	۲/۱۰	۹/۱۳	۱۴/۹۹	۱۲/۵۹	۰/۲۲	۱۱/۲۳	۲/۱۴	۰/۵۴۴
	۴	۴۴/۶۵	۱/۳۴	۱۰/۴۱	۱۰/۶۴	۱۵/۹۴	۰/۲۱	۱۰/۷۱	۲/۰۲	۰/۴
	۵	۴۶/۴۰	۲/۵۸	۹/۵۳	۱۳/۹۲	۱۲/۹۶	۰/۲۱	۱۱/۳۹	۲/۲۹	۰/۵۱۸
	Chlorite	۱	۲۶/۹۰	۱/۶۰	۱۳/۸۰	۳۰/۱۷	۸/۳۸	۰/۰۹	۰/۴۸	۰/۰۹
۲		۲۸/۶۵	۰/۸۷	۱۵/۱۹	۲۲/۷۳	۱۴/۰۰	۰/۰۹	۰/۳۷	۰/۱۸	۰/۶۱۹
۴		۲۷/۰۶	۰/۱۱	۱۷/۶	۲۳/۷۳	۱۵/۸۷	۰/۰۸	۰/۲۱	۰/۰۹	۰/۵۹۹

که بر اثر دگرسانی پیروکسن و آمفیبول غنی از تیتانیوم، این عنصر در ترکیب کانی ثانویه باقی مانده و به دلیل کم تحرکی از سنگ خارج نمی‌شود، بنابراین، میزان کلی تیتانیوم سنگ، در اثر دگرسانی تغییر نمی‌کند (جدول ۳).

ژئوشیمی

نتایج داده‌های تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و فرعی بر روی سنگ‌های تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی کهنوج به روش دستگاهی XRF در جدول ۴ آورده شده‌اند. در مطالعات تفریق ماگمایی در مجموعه‌های آذرین می‌توان از نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ استفاده کرد (Anant et al., 2001; Dipankar et al., 2005).

تجزیه آمفیبول‌ها نشان می‌دهد که نمونه‌های دگرسان شده (نمونه ۳) نسبت به نمونه‌هایی که کمتر دگرسان شده‌اند (نمونه‌های ۱ و ۲) دارای تیتانیوم مشابهی هستند که می‌تواند شاهدهی بر کم تحرکی تیتانیوم در ضمن متاسوماتیسم باشد (جدول ۳). ترکیب شیمیایی برخی از آمفیبول‌های بین بلورین در کهنوج با منشأ آذرین آنها تطبیق دارد، با این حال ترکیب شیمیایی بسیاری از آنها نیز منعکس کننده تعادل مجدد از طریق انتشار بین بلورین آمفیبول‌های نهشته شده با کانی‌های دیگر در سنگ گابرویی است. در چنین حالتی تغییرات شیمیایی تحت‌تأثیر ترکیب شیمیایی کانی‌های کومولوس است (Tribuzio et al., 2000). بالا بودن میزان تیتانیوم کانی‌های کلریت نیز نشان می‌دهد

افزایش میزان این نسبت در صعود به سطوح فوقانی ستون افیولیتی با تفریق ماگما متناسب است. با این‌که داده‌های Hassanipak و همکاران (۱۹۹۶) از عناصر نادر خاکی در گابروها نشان‌دهنده وجود دو ماگمای بازالتی با ماهیت غنی از عناصر نادر خاکی سبک LREEs (بازالت‌های درون قاره‌ای) و فقیر از LREEs (بازالت‌های معمولی MORB) هستند.

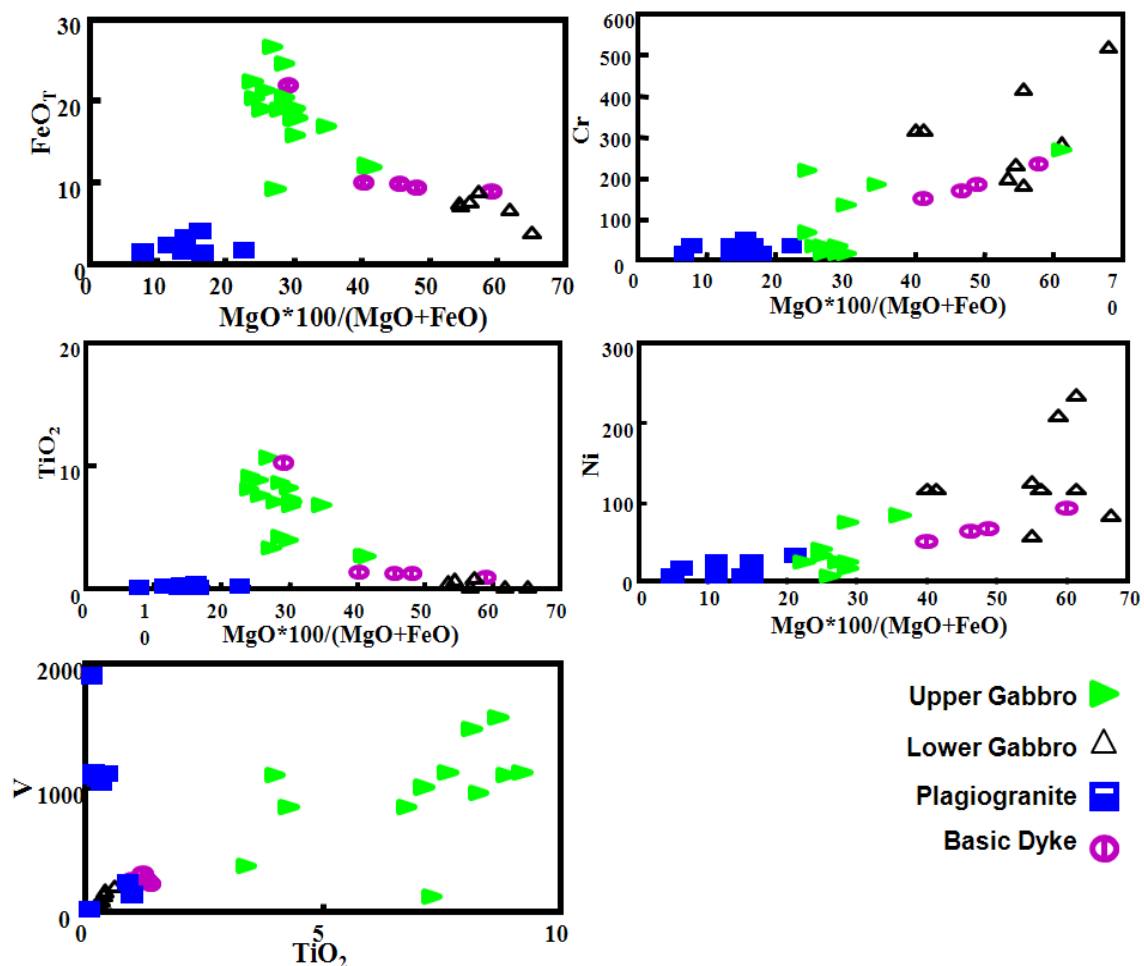
این نسبت در الیوین گابرو بخش گابرویی زیرین (نمونه ۱۴) بسیار پایین (۰/۴۳) است در حالی‌که میزان آن در نمونه‌های فروگابرو بخش گابرویی فوقانی در محدوده معینی بین ۰/۷۴ تا ۰/۷۵ (نمونه‌های ۳-۴) و در پلاژیوگرانیت (نمونه‌های ۱۹-۲۰) بین ۰/۸۷ تا ۰/۹۶ قرار می‌گیرد. این نسبت در پلاژیوگرانیت نمونه ۱۸ فقط ۰/۶ است که نشان‌دهنده تفاوت در منشأ پلاژیوگرانیت‌ها در منطقه مورد مطالعه است.

جدول ۴- نتایج داده‌های تجزیه شیمیایی سنگ‌های تشکیل‌دهنده مجموعه افیولیتی کهنوج به روش تجزیه دستگاهی XRF. فروگابروی دگرسان شده (۱-۲)، فروگابروی سالم (۳-۴)، هورنبلند گابرو (۵-۶)، گابرو روشن بخش فوقانی (۷-۸) و گابرو روشن بخش زیرین (۹)، گابرو معمولی بخش فوقانی (۱۰-۱۱) و گابرو معمولی بخش زیرین (۱۲-۱۳)، الیوین گابرو (۱۴)، تروکتولیت (۱۵)، دایک دیابازی (۱۶-۱۷)، پلاژیوگرانیت (۱۸-۲۰). در این جدول نسبت $Fe\# = FeO/(FeO+MgO)$ است.

Sample No.	۱	۲	۳	۴	۵	۶	۷	۸	۹	۱۰	۱۱	۱۲	۱۳	۱۴	۱۵	۱۶	۱۷	۱۸	۱۹	۲۰
(wt%)																				
SiO ₂	۳۸/۸۰	۳۸/۲۰	۳۶/۵۰	۳۷/۴۰	۴۳/۳۰	۴۰/۱۰۰	۴۴/۵۰	۴۰/۸۰	۳۹/۸۰	۳۸/۸۰	۵۱/۷۰	۴۹/۲۰	۵۰/۷۰	۴۷/۲۰	۴۸/۴۰	۴۳/۱۰	۴۱/۰۰	۸۶/۶۰	۵۴/۶۰	۵۷/۷۰
TiO ₂	۹/۲۰	۸/۱۳	۸/۶۸	۱۰/۳۴	۳/۹۸	۸/۲۸	۵/۸۰	۷/۱۳	۷/۶۴	۸/۸۶	۳/۳۹	۱/۳۷	۱/۴۸	۰/۱۹	۱/۳۹	۶/۷۶	۴/۷۲	۰/۰۷	۰/۹۸	۰/۸۸
Al ₂ O ₃	۱۱/۷۰	۱۱/۱۰	۷/۴۰	۸/۴۰	۱۲/۳۰	۱۱/۲۰	۱۱/۸۰	۱۱/۴۰	۱۱/۲۰	۱۲/۲۰	۱۷/۷۰	۱۷/۲۰	۲۲/۸۰	۲۰/۶۰	۱۶/۱۰	۱۳/۰۰	۱۰/۹۰	۵/۰۰	۱۹/۹۰	۲۰/۰۰
FeO	۲۰/۶۸	۲۲/۶۹	۲۵/۰۴	۲۲/۳۴	۱۸/۲۸	۱۹/۱۹	۱۷/۵۹	۱۹/۲۹	۲۱/۶۶	۱۹/۳۷	۹/۴۳	۱۰/۱۲	۶/۰۹	۷/۵۱	۱۰/۰۳	۱۶/۰۱	۲۰/۷۴	۰/۷۰	۵/۹۱	۵/۹۹
MnO	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۸	۰/۳۰	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۴	۰/۲۳	۰/۲۷	۰/۲۵	۰/۱۳	۰/۱۷	۰/۰۸	۰/۱۱	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲۳	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۵
MgO	۵/۶۴	۶/۱۳	۸/۵۵	۷/۷۸	۶/۶۵	۶/۹۸	۵/۹۳	۶/۳۴	۶/۴۱	۵/۶۳	۳/۰۲	۵/۸۲	۱/۷۵	۱۰/۰۰	۷/۱۴	۵/۸۹	۷/۱۱	۰/۰۴	۳/۰۰	۰/۸۸
CaO	۹/۷۴	۱۰/۳۶	۱۱/۲۱	۱۰/۳۱	۱۰/۹۱	۱۰/۱۰	۹/۳۵	۱۰/۸۲	۱۰/۴۰	۹/۶۹	۷/۲۴	۱۰/۶۰	۹/۷۶	۱۱/۳۱	۱۱/۷۵	۱۱/۲۰	۱۱/۸۶	۵/۶۴	۸/۴۸	۴/۹۶
Na ₂ O	۲/۵۰	۲/۲۹	۱/۵۱	۱/۸۷	۲/۶۶	۲/۳۷	۳/۵۶	۲/۵۶	۲/۳۰	۲/۶۵	۵/۶۳	۳/۹۳	۴/۷۶	۲/۵۵	۳/۴۶	۲/۸۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۵/۲۹	۷/۴۶
K ₂ O	۰/۱۸	۰/۱۱	۰/۰۵	۰/۲۱	۰/۲۵	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۱۳	۰/۲۳	۰/۱۷	۰/۴۱	۰/۳۹	۰/۶۷	۰/۰۸	۰/۲۹	۰/۰۲	۰/۱۱	۰/۰۱	۰/۷۳	۰/۹۰
P ₂ O ₅	۰/۰۴	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۴	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۹	۰/۱۵	۰/۰۸	۰/۰۲	۰/۱۸	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۱۹	۰/۲۸
Fe#	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۷۵	۰/۷۴	۰/۷۳	۰/۷۳	۰/۷۵	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۷۷	۰/۷۶	۰/۶۳	۰/۷۸	۰/۴۳	۰/۵۸	۰/۷۳	۰/۷۴	۰/۹۵	۰/۶۶	۰/۸۷
(ppm)																				
Sc	۵۰	۵۳	۶۶	۷۰	۵۲	۴۷	۵۰	۵۲	۶۰	۵۱	۲۵	۳۰	۱۷	۱۴	۴۱	۶۲	۷۰	۵	۲۶	۷
Co	۶۴	۶۸	۸۵	۷۳	۷۱	۶۳	۶۶	۵۹	۵۹	۷۳	۷۱	۵۹	۳۷	۱۰۱	۴۹	۵۶	۷۷	۳۲۷	۶۰	۴۱
Ba	۳	۴	۴	۴	۲۳	۲	۴۱	۴	۲	۴	۹۲	۴۵	۴۲	۱۴	۸۱	۴	۱۱	۸	۱۰۳	۱۶۳
Rb	۲	۴	۱	۲	۷	۳	۲	۱	۳	۱	۲	۳	۷	۱	۴	۷	۴	۱	۱۰	۷
Sr	۱۷۱	۱۶۴	۹۸	۱۰۸	۱۶۶	۱۶۰	۱۴۲	۱۷۰	۱۵۳	۲۶۶	۲۳۱	۲۲۵	۵۰۸	۲۵۷	۳۸۳	۱۹۲	۱۵۸	۴۵	۳۲۲	۲۵۳
Y	۲۰	۱۹	۲۶	۲۶	۲۱	۲۱	۷۸	۲۳	۲۷	۲۱	۹۸	۴۷	۱۳	۶	۲۸	۲۲	۲۳	۵	۲۵	۶۴
Zr	۸۶	۷۶	۷۳	۸۲	۷۳	۶۹	۱۶۴	۶۹	۸۳	۹۳	۱۳۴	۱۸۳	۴۵	۱۹	۶۸	۶۷	۴۸	۲۳	۲۹۵	۲۰۸۵
Nb	۶	۶	۵	۶	۵	۶	۱۲	۷	۶	۵	۱۹	۶	۰	۳	۶	۸	۲	۴	۷	۱۷
Pb	۲	۳	۱	۴	۱	۲	۱	۳	۱	۱	۴	۲	۱	۳۷	۱	۴	۱	۲	۲	۱
Ga	۱۹	۲۱	۱۶	۱۵	۲۰	۱۵	۱۸	۱۷	۱۹	۱۸	۲۵	۱۸	۲۴	۱۶	۱۷	۱۹	۱۸	۱۶	۲۱	۲۷
Zn	۱۰۴	۱۰۸	۱۱۹	۱۰۵	۱۰۱	۹۷	۱۰۱	۹۴	۱۰۸	۹۹	۳۷	۶۷	۳۱	۱۵	۶۴	۶۸	۱۰۸	۳	۲۳	۶
Cu	۵۲	۵۵	۵۴	۵۲	۵۶	۴۶	۴۷	۴۳	۵۳	۵۹	۲۲	۳۵	۹	۵۸	۵۳	۴۱	۱۹۴	۱	۲۲	۱۵
Ni	۲۶	۲۴	۲۹	۱۸	۳۰	۱۱	۳۱	۱۴	۱۲	۳۷	۱۱	۵۸	۹	۲۴۱	۷۰	۱۴	۷۱	۴	۲۴	۶
V	۱۱۲۴	۱۴۷۵	۱۵۶۸	۱۲۶۱	۱۱۰۴	۹۴۶	۹۴۶	۱۰۰۲	۱۱۲۸	۱۱۰۷	۳۶۷	۲۲۴	۲۷۱	۴۳	۲۵۴	۸۴۸	۱۲۳۴	۱۹	۱۳۷	۲۳۶
Cr	۲	۴۱	۶	۲	۲۹	۳	۱۸	۳	۴	۱۵	۲	۱۳۵	۱۰	۲۷۵	۱۷۲	۲	۸۴	۶	۱۰۷	۷

قرار می‌گیرد که تقریباً با نقطه شروع سری تفریقی (Wilson, 1989; White, 1995). میزان TiO_2 نیز از ۰/۱۹ درصد در یوین گابرو تا ۱۰/۲۴ درصد در فروگابرو افزایش می‌یابد که نشان‌دهنده تفریق شدید تیتانیوم در مراحل نهایی تبلور ماگما و تشکیل کانی‌های ایلمنیت و تیتانومگنتیت در فروگابرو است. در تفریق بلورین مشاهده شده، میزان عناصر Na_2O و K_2O و میزان SiO_2 در مقابل نسبت $Mg/(Mg+Fe)$ به سمت سطوح فوقانی ستون افیولیتی به‌طور پیوسته افزایش می‌یابد (شکل ۴).

نتایج این پژوهش نشان‌دهنده افزایش پیوسته از عناصر آهن، تیتانیوم و وانادیم و کاهش پیوسته در میزان کروم و نیکل از گابروهای زیرین به سمت گابروهای فوقانی افیولیت همراه با جدایش کانی‌های الیوین و پیروکسن غنی از منیزیم در تفریق تدریجی ماگماست. به عبارت دیگر همه گابروها محصول تفریق بلورین از یک مذاب واحد بدون هرگونه تغییر ناگهانی در ترکیب شیمیایی و کانی‌شناسی هستند. میزان $Mg/(Mg+Fe)$ در ماگماهای بازالتی با منشأ MORB که در تعادل با الیوین جبه‌ای هستند در محدوده ۰/۷۰ تا ۰/۷۲



شکل ۴- داده‌های شیمیایی حاصل از تجزیه شیمیایی به روش شیمی تر و XRF نمونه‌های سنگی مجموعه افیولیتی کهنوج. میزان اکسیدها به‌صورت درصد و عناصر به‌صورت ppm هستند.

بحث

درباره ماهیت افیولیتی مجموعه کهنوج اتفاق نظر وجود دارد. گابروهای لایه‌ای، گابروهای ایزوتروپ، دایک‌های ورقه‌ای، پلاژیوگرانیت‌ها و گدازه‌های بالشی همراه با رادیولاریت‌ها و سنگ‌های آهکی پلاژیک وجود دارند، حضور قطعات پریدوتیتی سرپانتینیتی شده در امتداد زون گسلی جیرفت و وجود واحد هارزبورگیتی زیرین در مجموعه افیولیتی رمشک در جنوب شرق مجموعه کهنوج و در موقعیت ژئوتکتونیک مشابه (McCall, 1997)، همراه با ماهیت شبیه به MORB واحدهای بازیک افیولیت کهنوج (Ghazi *et al.*, 2004)، نشان‌دهنده فرارانش تکتونیکی ناقص پوسته اقیانوسی در این منطقه است.

نوع کم در ساخت و بافت سنگ‌های گابرویی به دلیل تبلور آهسته ماگمای بازالتی با گرانیروی کم در محیط‌های پلوتونیک است. علی‌رغم تغییرات پس از تبلور سنگ، بافت اولیه آذرین در بسیاری از سنگ‌های مجموعه افیولیتی کاملاً حفظ شده و امکان تشخیص فازهای انباشته‌ای و پسا انباشته‌ای و در نتیجه تعیین توالی تبلور وجود دارد. این بافت‌ها نشان می‌دهند که الیوین و پلاژیوکلاز اولین فازهایی هستند که متبلور می‌شوند، سپس پیروکسن و در پایان آمفیبول و اکسیدهای آهن-تیتانیم تشکیل می‌شوند. شواهد این نتیجه‌گیری حضور بلورهای بزرگ پلاژیوکلاز خودشکل تا نیمه‌خودشکل، پیروکسن‌های متوسط نیمه خود شکل و سپس حضور کانی‌های آمفیبول و اکسیدی در فضاهای بین‌بلوری است. بافت، ساخت و لایه‌بندی ماگمایی همراه با تغییرات شیمیایی، نشان‌دهنده آن است که گابروهای لایه‌ای از طریق تجمع بلورین در کف یک آشیانه ماگمایی تشکیل شده‌اند به طوری که تغییرات

سنگ‌شناختی به صورت تغییر تدریجی در نسبت کانی‌های اصلی تشکیل دهنده گابروها مشاهده می‌شود. مرز بین گابروهای زیرین و فوقانی تدریجی بوده، هیچ گونه تغییر ناگهانی در مرز این دو بخش مجموعه افیولیتی دیده نمی‌شود.

حضور کانسارهای با ارزش تیتانیم این فرضیه را به وجود می‌آورد که ماگمای مادر افیولیتی مجموعه کهنوج از عنصر تیتانیم غنی بوده است. افیولیت‌های غنی از Ti از نظر ژئوشیمیایی و سنگ‌شناختی شباهت زیادی به حوضه‌های اصلی اقیانوسی و یا حوضه‌های پشت قوسی داشته که در مراحل میانی تا پایانی بازشدگی حوضه‌های پشت قوسی ایجاد می‌شوند در حالی که انواع فقیر از آن از تبلور ماگماهایی که نشان‌دهنده مراحل آغازین بازشدگی هستند به وجود می‌آیند (Serri, 1981; Anant *et al.*, 2001; Hawkins, 1980; Rajish *et al.*, 2004). در سنگ‌های مافیک مجموعه افیولیتی کهنوج، ترکیب اولیه سیلیکات‌های مافیک و اکسیدهای آهن-تیتانیم نشان‌دهنده غنی‌شدگی پیوسته از آهن، تیتانیم، وانادیم و روی و کاهش میزان کروم و نیکل از بخش‌های زیرین به سمت بخش‌های فوقانی ستون افیولیتی است. تفریق پیش‌رونده سیال باقی‌مانده از ماگما (به‌ویژه با تبلور پلاژیوکلازها) موجب غنی‌شدگی آن از Fe و Ti و در نتیجه تمرکز کانی‌های غنی از Fe و Ti در سنگ‌های کم‌تر منیزیمی در بالاترین سطح مجموعه افیولیتی (فروگابرو) می‌شود. میزان TiO_2 در سنگ‌های انباشته‌ای با Ti بالا بعد از این که اکسیدهای Fe-Ti به حالت اشباع برسند به شدت کاهش می‌یابد این حالت وقتی اتفاق می‌افتد که اندیس تیرگی رنگ سنگ بین ۱۶ تا ۷ درصد باشد (حالتی که در افیولیت کهنوج دیده می‌شود). درجه تفریق ماگمایی

رفتار موازی وانادیم با تیتانیم در فرآیند تبلور نیز نشانه خوبی بر توزیع Ti در ایلمنیت یا تیتانومگنتیت بدون تأثیر پذیری از دگرسانی‌های ثانویه است (Kerrich and Wyman, 1997).

پس از تبلور توده‌های گابرویی، این سنگ‌ها تحت تأثیر نفوذ دایک‌های دیابازی و سپس پلاژیوگرانیتی قرار می‌گیرد. به نظر می‌رسد نفوذ دایک‌های دیابازی تأثیر عمده‌ای بر روی ترکیب شیمیایی سنگ‌های گابرویی میزبان نداشته‌اند و فقط به‌طور محلی موجب تغییرات بافتی در اثر واکنش‌های حرارت بالا شده‌اند. دایک‌های دیابازی تفاوت عمده‌ای از نظر ترکیب شیمیایی عناصر اصلی و کانی‌شناختی با گابروها ندارند و نشان‌دهنده تبلور از یک ماگمای یکسان هستند. در مرحله بعد نفوذ پلاژیوگرانیت موجب تبادل متاسوماتیکی محدود بین دو واحد گابرویی و پلاژیوگرانیتی در مرز بین این دو سنگ شده است. در عین حال مشاهدات صحرایی و داده‌های شیمیایی این مطالعه در کنار داده‌های عناصر نادر خاکی به‌دست آمده توسط Ghazi و همکاران (۲۰۰۴) نشان‌دهنده وجود دو سنگ پلاژیوگرانیت با منشأ متفاوت هستند.

نتیجه‌گیری

مجموعه افیولیتی کهنوج احتمالاً بخشی از اقیانوس نئوتتیس بوده که قبل از کرتاسه طی فرآیند تشکیل پوسته اقیانوسی در حاشیه فعال ایران مرکزی تشکیل شده است. بازالت تولییتی غنی از تیتانیم و آهن در زمان صعود و پس از استقرار متحمل تبلور تفریقی شده است. هنگامی که تفریق ماگمایی به نقطه یوتکتیک سه‌تایی می‌رسد (تبلور هم‌زمان الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن)، در شرایط فوگاسیته بالای

وقتی به حداکثر خود می‌رسد که در نقطه یوتکتیک سه‌تایی قرار داشته باشد، یعنی زمانی که در سنگ‌های گابرویی سه کانی کومولوس (کانی‌های الیوین، پلاژیوکلاز و کلینوپیروکسن) متبلور می‌شوند. در این حالت دو مسیر کلی بخصوص از نظر میزان TiO_2 می‌تواند طی شود. در حالتی که میزان مایع بین کومولوس کم‌تر از ۵ درصد باشد (بافت ادکومولا) میزان TiO_2 به حداکثر خود می‌رسد (حالتی که در مجموعه کهنوج دیده می‌شود). در این حالت سنگ‌های فروگابرویی که میزان TiO_2 آنها بسیار بالاست در افیولیت به‌طور گسترده‌ای شکل می‌گیرند. اصولاً در مجموعه گابرویی افیولیت کهنوج با TiO_2 بالا سنگ‌های دونیتی، تروکتولیتی، گابروهای الیوین‌دار و سنگ‌های گابرویی فروگابرو، سنگ‌های انباشته‌ای اصلی هستند. در افیولیت‌های با TiO_2 پایین، نظم تبلور به ترتیب الیوین-ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن-پلاژیوکلاز است (چنین حالتی در مجموعه افیولیتی کهنوج دیده نشده است). این نوع تبلور موجب تشکیل سنگ‌های اولترامافیک حجیم غنی از پیروکسن و انواع گابرونوریت می‌شود (Serri, 1981). تغییرات نسبت $FeO/(FeO+MgO)$ در کانی‌های ایلمنیت با تحول این نسبت در سنگ‌های مورد مطالعه متناسب است که نشان‌دهنده تفریق کانی ایلمنیت همگام با کانی‌های دیگر در طی تحول تفریقی ماگماست و همچنین، نشان‌دهنده این مطلب است که فازهای حامل فلز تیتانیم دارای منشأ اولیه هستند و عامل اصلی کانه‌زایی، تفریق ماگمایی است. رفتار مشابه تیتانیم و آهن در فرآیند تفریق ماگما و مقایسه آنها با میزان کلسیم در گابروهای تحتانی و فوقانی نشان می‌دهد که بیشترین مقدار تیتانیم سنگ همراه با آهن در ایلمنیت تمرکز پیدا کرده و مقدار بسیار کمی از آن در فاز سیلیکاتی تجمع یافته است.

ایجاد تبادل متاسوماتیکی عناصر بین دو واحد گابرویی و پلاژیوگرانییتی، میزان تیتانیم سنگ را تغییر نداده‌اند.

سپاسگزاری

نویسندگان این مقاله از همکاری ارزشمند پروفسور K. Wemmer، پروفسور B. Hartmann و پروفسور A. Kronz در بخش زمین‌شناسی و ژئوشیمی دانشگاه گوتینگن آلمان در تجزیه شیمیایی و کانی‌شناسی نمونه‌ها تشکر و سپاسگزاری می‌کنند.

اکسیژن مذاب غنی از آهن و تیتانیم فضای باقی مانده بین بلورهای پلاژیوکلاز را به صورت بافت بین انباشتی (بین کومولایی) پر کرده و در این مرحله سنگ‌های فروگابرویی که میزان TiO_2 آنها بسیار بالاست ایجاد می‌شود. اگرچه در مرحله بعد توده گابرویی تحت تأثیر نفوذ دایک‌های دیبازی باقی مانده از تبلور توده‌های گابرویی قرار گرفته است اما نفوذ این دایک‌ها تأثیر عمده‌ای بر روی ترکیب شیمیایی سنگ‌های گابرویی میزبان نداشته‌اند. نفوذی‌های پلاژیوگرانییت نیز علی‌رغم

منابع

- سبزه‌بی، م. (۱۳۷۰) گزارش زمین‌شناسی و بررسی منابع معدنی کانه‌های تیتانیم مجموعه افیولیتی کوهستان بند زیارت کهنوج، استان کرمان. گزارش داخلی شرکت تیتانیم.
- کنعانیان، ع. (۱۳۸۰) پتروژنز و ژئوشیمی مجموعه افیولیتی کهنوج. پایان‌نامه دکتری، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران.
- مهندسیین مشاور کاوشگران (۱۳۶۹) گزارش مطالعات سنگ شناختی گابروهای ایلمنیت‌دار در ناحیه سنگ مادر کانسار دره گز. گزارش تفصیلی معاونت فلزات غیرآهنی وزارت معادن و فلزات.
- Anant, S., Rajish, K. S., Chandra, R. and George, A. J. (2001) Fe-Ti-enriched mafic rocks from south Andaman ophiolite suite: Implication of late stage liquid immiscibility. *Current Science* 80: 453-454.
- Boulin, J. (1991) Structures in south east Asia and evolution of the eastern Tethys. *Tectonophysics* 196: 211-268.
- Dipankar, M., Naresh, C. G. and Nilanajan, C. H. (2005) Crystallization history of massif anorthosite in the eastern India shield margin based on borehole lithology. *Journal of Asian Earth Sciences* 25: 77-94.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahonery, J. J. and Duncan, R. A. (2004) Geochemical characteristic, $^{40}Ar/^{39}Ar$ age and original tectonic setting of Band-e- Ziarat-Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S. E. Iran. *Tectonophysics* 393: 175-196.
- Hassanipak, A. A., Ghazi, A. M. and Wampler, J. M. (1996). Rare earth element characteristics and K-Ar ages of the Band Ziarat ophiolite complex, southeastern Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 33: 1534-1542.
- Hawkins, J. W. (1980) Petrology of back arc basins and island arc: their role in the origin of ophiolite. In: *Proceedings of the International Ophiolite Symposium*, Geological Survey Department, Cyprus.
- Kananian, A., Juteau, T., Bellon, H., Darvishzadeh, A., Sabzehi, M., Whitechurch, H. and Ricou, L. (2001) The ophiolite massif of Kahnuj western Makran (Southern Iran): New geological and geochronological data. *Earth and Planetary Science Letters* 332: 543-552.
- Kerrick, R. and Wyman, D. A. (1997) Review of developments in trace- element fingerprinting of geodynamic settings and their implications for mineral exploration. *Australian Journal of Earth Sciences* 44: 465-487.

- Knipper, A., Ricou, L. E. and Dercourt, J. (1986) Ophiolites as indicators of the geodynamic evolution of the Tethyan Ocean. *Tectonophysics* 123: 213-240.
- McCall, G. J. H. (1985) Explanatory text of the Minab quadrangle map 1:250000. Geological Survey of Iran, Report No. J13.
- McCall, G. J. H. (1997) The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of the southern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences* 15: 517-531.
- Nicolas, A. (1989) Structures of ophiolites and dynamics of oceanic lithosphere. Kluwer Academic Publishers, London.
- Pouchou, J. L. and Pichoir, F. (1984) Un nouveau modèle de calcul pour la microanalyse quantitative par spectrométrie de rayons X. Partie I: application a l'analyse des échantillons homogènes. *La Recherche Aéronautique* 3: 167-192.
- Pouchou, J. L. and Pichoir, F. (1991) Quantitative analysis of homogeneous or stratified microvolumes applying the model "PAP". In: Heinrich, K. F. J. and D. E. Newbury (Eds.): *Electron Probe Quantitation* Plenum Press, New York, 31-75.
- Rajish, K., Srivastava Chandra, R. and Shastry, A. (2004) High-Ti type N-MORB parentage of basalts from the south Andaman ophiolite, India. *Earth and Planetary Science Letters* 113: 605-618.
- Robinson, P., Panish, P. T. and McEnroe, S. A. (2001) Minor element chemistry of hemo-ilmenite and magnetite in cumulate rocks from the Sokndal region, south Rogaland, Norway. *American Mineralogist* 86: 1469-1476.
- Serri, G. (1981) The petrochemistry of ophiolite gabbroic complexes: A key for the classification of ophiolites into low-Ti and high-Ti types. *Earth and Planetary Science Letters* 52: 203-212.
- Tribuzio, R., Tiepolo, M. and Thirlwall, M. F. (2000) Origin of titanium pargasite in gabbroic rocks from the Northern Apennine ophiolites (Italy): insights into the late-magmatic evolution of a MORB-type intrusive sequence. *Earth and Planetary Science Letters* 175: 281-293.
- White, W. M. (1995) Geochemical tracers of mantle processes. *Reviews of Geophysics* 33(S1): 19-24.
- Wilson, M. (1989) *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London.

Mineralization study of titanium in Kahnouj ophiolitic complex based on petrological, mineralogical and geochemical data, south of Kerman province

Mohammad Ali Rajabzadeh ^{1*}, Mansour Ghorbani ² and Monir Saadati ¹

¹ Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Shiraz, Shiraz, Iran

² Department of Earth Sciences, Faculty of Sciences, University of Hormozgan, Bandar Abbas, Iran

Abstract

The Kahnouj ophiolitic complex, in south of Kerman Province emplaced as a horst structure between two major north-south trending fault zones of Jiroft and Sabzevaran. The ophiolite is incomplete and is composed mainly of layered gabbros, isotropic gabbros, sheeted dykes, plagiogranites as well as pillow lavas associated with radiolarites and pelagic limestones. Ilmenite is the predominant Ti-bearing mineral often occurred as interstitial with amphibole following plagioclase, olivine and clinopyroxene crystallization. The formation of considerable gabbro masses accompanied by crystallization of large amounts of plagioclase and clinopyroxene leads to the differentiation of Ti-Fe-rich melts at ferrogabbro formation as major ilmenite host rock. Decrease in compatible elements such as Mg and Cr and continuous increase in incompatible elements (e. g. Mn, Na and Ti) from the lower towards the upper parts of the ophiolitic complex indicate that the ophiolitic rocks crystallized from Ti-rich tholeiitic magma during fractional crystallization.

Key words: Mineralization, Titanium, Ophiolite, Kahnouj, Geochemistry

* rajabzad@geology.susc.ac.ir