

پتسرولوژی، سال ششم، شماره بیست و چهارم، زمستان ۱۳۹۴، صفحه ۱۳۱-۱۵۰
تاریخ دریافت: ۱۳۹۳/۰۹/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۱۹

ویژگی‌های ماگمایی و زمین‌دما-فشارسنجی توده گابرویی وناکو، جنوب‌شرق صحنه با استفاده از شیمی دو کانی پیروکسن و پلاژیوکلاز

فاطمه نوری^۱، حسین عزیزی^{۲*} و نعمت‌اله رشیدنژاد عمران^۱

^۱ بخش زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ گروه مهندسی معدن، دانشکده مهندسی، دانشگاه کردستان، سنندج، ایران

چکیده

توده گابرویی وناکو در جنوب‌شرقی صحنه، در غرب ایران و در امتداد پهنه افیولیتی زاگرس قرار دارد. این توده، دارای ترکیب کانی‌شناسی پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن و اولیوین است و در محدوده گابرو و گابروی اولیوین‌دار قرار می‌گیرد. داده‌های حاصل از تجزیه ریزکاو الکترونی بیانگر آن است که پلاژیوکلازها از نوع لابرادوریت با گستره ترکیبی $An_{60.31-67.53}$ هستند و در دمای ۹۵۰ درجه سانتیگراد و فشار پایین متبلور شده‌اند. پیروکسن‌ها نیز از نوع دیوپسید هستند و در گستره کلینوپیروکسن‌های فشار متوسط تا پایین قرار گرفته‌اند. این کانی در دمایی بین ۸۰۰ تا ۱۱۲۰ درجه سانتیگراد متبلور شده است. مقادیر ناچیز Fe^{3+} در پیروکسن‌ها و مقادیر متوسط آنورتیت در پلاژیوکلازها، نشانگر فوگاسیته پایین اکسیژن در ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است. میزان بالای Al_2O_3 در کلینوپیروکسن‌ها و الگوی عناصر نادر خاکی بهنجار شده با کندریت، بیانگر شکل‌گیری این سنگ‌ها از تفریق یک ماگمای توله‌ایتی است. با توجه به موقعیت ژئودینامیکی منطقه کرمانشاه و تمایل بعضی از نمونه‌ها به محدوده ماگماهای کالک‌آلکالن، محیط تکتونیکی آنها بیشتر سوپراسابداکشن است تا شکاف‌های میان اقیانوسی عادی.

واژه‌های کلیدی: دما-فشارسنجی، کلینوپیروکسن، گابرو، افیولیت، صحنه، پهنه زاگرس

مقدمه

شکل‌گیری و تبلور مذاب‌های ماگمایی دارای اهمیت است. کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز کانی‌های مورد استفاده در بررسی این فرآیندها هستند. کلینوپیروکسن از کانی‌های رایج در سنگ‌های مافیک و اولترامافیک محسوب می‌شود. این کانی، دارای بیشترین تجمع از عناصر کمیاب

مطالعه ضریب توزیع عناصر کمیاب بین مرحله‌های کانی‌شناسی موجود در سنگ‌های آذرین، در حل بسیاری از مشکلات پترولوژی سنگ‌های ماگمایی مانند: تعیین شرایط تشکیل سنگ‌ها و کانی‌های مختلف، فرآیندهای

* h.azizi@uok.ac.ir

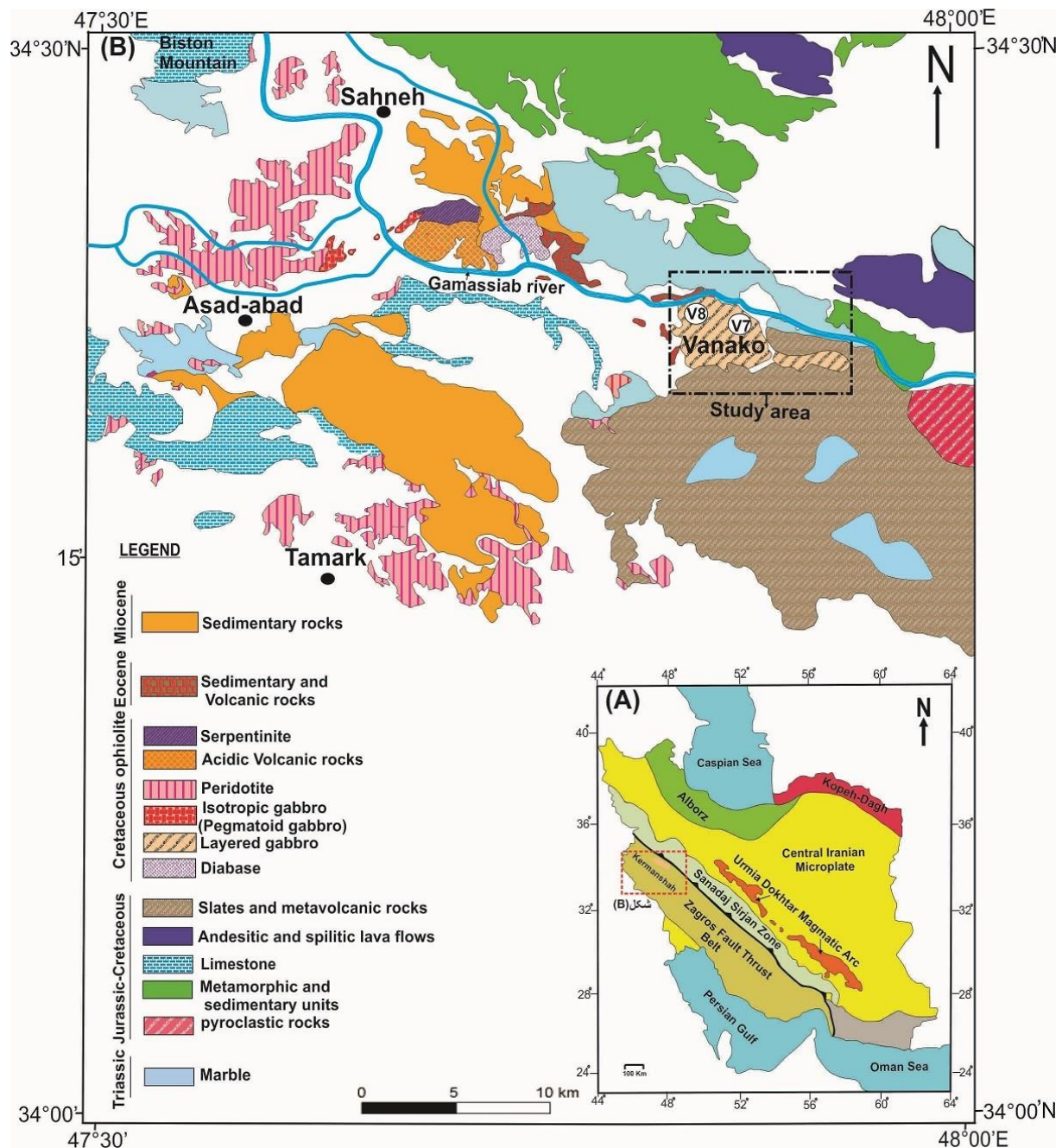
Copyright©2015, University of Isfahan. This is an Open Access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution License (<http://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0>), which permits others to download this work and share it with others as long as they credit it, but they cannot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

(شکل ۱). Nazari و Shahidi (۱۹۹۷) گابروهای لایه‌ای و پریدوتیت‌های همراه آن را در منطقه وناکو در جنوب‌شرق صحنه گزارش کردند (شکل ۱). Wrobel Daveau و همکاران (۲۰۱۰) نیز بر این عقیده هستند که این گابروها در زمان ائوسن پسین روی سنگ‌های کرتاسه رانده شده‌اند. به دلیل طبیعت ملانژی بلوک‌های افیولیتی و پوشش گسترده رسوبات پلیوسن-کواترنری، روابط بین سنگ‌های افیولیتی با مجموعه بازیگ به طور کامل مشخص نیست.

Ao و همکاران (۲۰۱۰) نیز بر اساس سن‌سنجی کانی زیرکن با روش U-Pb سن ائوسن پسین را برای این گابروها در نظر گرفتند. پژوهش‌های فراوانی روی افیولیت‌های کرمانشاه انجام شده است (Shahidi and Nazari, 1997; Allahyari et al., 2010; Wrobel Daveau et al., 2010)، در صورتی که در رابطه با ژئوشیمی توده گابرویی وناکو در جنوب‌شرق صحنه بررسی‌های اندکی انجام شده است. توده گابرویی وناکو در نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ هرسین (Shahidi and Nazari, 1997) تحت عنوان گابروهای لایه‌ای و بخشی از مجموعه افیولیتی معرفی شده است (شکل ۱).

بررسی شیمی کانی‌ها به ویژه کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز، اطلاعات گسترده‌ای برای شناسایی نوع ماگما و محیط زمین‌ساختی این سنگ‌ها ارائه می‌دهد (Fazeli et al., 2013; Gharehchahi et al., 2013). همچنین، شناخت بیشتری از فرآیندهای تبلور و شکل‌گیری ماگمای سازنده گابروهای وناکو فراهم می‌آورد. در این پژوهش با بررسی شیمی کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز سعی شده است موقعیت زمین‌ساختی و شرایط تبلور گابروهای وناکو مورد بررسی قرار گیرد.

است. حضور کلینوپیروکسن‌ها در پاراژنز کانی‌های مختلف نشان‌دهنده تبلور در محدوده وسیعی از شرایط فیزیکیوشیمیایی است. پلاژیوکلاز از دیگر کانی‌های موجود در سنگ‌های آذرین و بیشتر دارای عناصر کمیاب سبک است. نتایج داده‌های ژئوشیمیایی حاصل از توزیع عناصر کمیاب در این کانی‌ها، اهمیت کاربرد آنها را به عنوان یک شاخص تأثیرگذار در حل مشکلات پتروولوژی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک آشکار می‌سازد (Lesnov, 2010). با ترکیب کانی‌های کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز می‌توان به شرایط دما و فشار تشکیل سنگ‌ها و کانی‌های تشکیل‌دهنده آنها پی‌برد (Wass, 1979; Mahood and Baker, 1986; France et al., 2010). رشته کوه زاگرس بخشی از پهنه کوهزایی آلپ-همالیا است که بین صفحات عربی و ایرانی و در غرب ایران قرار دارد. طی مراحل مختلف این کوهزایی مجموعه‌ای از فعالیت‌های آذرین و دگرگونی رخ داده است. در طول این پهنه کوهزایی، مجموعه‌ای از پهنه‌های افیولیتی با امتداد شمال‌غربی-جنوب‌شرقی رخنمون پیدا کرده‌اند که مجموعه افیولیتی کرمانشاه یکی از آنها است. منطقه صحنه در شرق کرمانشاه به عنوان بخشی از مجموعه افیولیتی کرمانشاه معرفی شده است. به نظر Stocklin (۱۹۷۴) این افیولیت‌ها به صورت یک آمیزه رنگی مجزا از هم، از پریدوتیت‌های گوشته‌ای، توالی سنگ‌های گابرویی و مجموعه‌ای از دایک‌ها و بازالت‌های بالشی تشکیل شده است (شکل ۱). پریدوتیت‌ها، گستره در خور توجهی از این افیولیت‌ها را تشکیل داده‌اند که در پاره‌ای مناطق توسط دایک‌های پیروکسنیتی و دونیتی قطع شده است. توالی بازیگ این بخش شامل: گابروهای لایه‌ای و پگماتوئیدی است که به ترتیب در شمال‌غرب و شرق منطقه رخنمون دارند



شکل ۱- (A) نقشه واحدهای ساختمانی ایران (Stocklin and Nabavi, 1973) که موقعیت زمین‌شناسی مجموعه افیولیتی کرمانشاه در آن مشخص شده است؛ (B) نقشه خلاصه شده مجموعه افیولیتی کرمانشاه بر اساس ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ (Shahidi and Nazari, 1997)

روش انجام پژوهش

به منظور بررسی دقیق رفتار ژئوشیمیایی عناصر اصلی در ساختار کانی‌ها و تکمیل بررسی‌های کانی‌شناسی، نخست نمونه‌برداری به طور غیر سیستماتیک و با استفاده از GPS انجام

شد و سپس مقاطع نازک میکروسکوپی تهیه و ۲۷ نقطه از کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز در دانشگاه ناگویا (ژاپن) با دستگاه تجزیه ریزکاو الکترونی از نوع JXA-8800R ساخت کشور ژاپن در شرایط ۱۵ کیلو وات و ۱۲ نانو آمپر تجزیه

دایک‌های دیابازی دارای دگرشکلی و حتی چین‌خوردگی، قطع شده‌اند (شکل ۲-B). ساختارهای ناشی از دگرشکلی دینامیکی حرارت بالا مانند خطواره ناشی از کشیدگی کانی‌ها (Stretching lineation) در بعضی مناطق به ویژه در نزدیکی مناطق برشی دیده می‌شود (شکل ۲-C) اما شدت آن در سنگ‌های منطقه روند مشخصی را نشان نمی‌دهد. گابروهای وناکو، در حوالی روستای هالوچارو بیشتر فیلونیتی و دگرشکل هستند و ارتباط گسلی با شیل‌ها و آهک‌های ندول‌دار تریاس-ژوراسیک را نشان می‌دهند (شکل ۲-D). همچنین، گابروهای وناکو در بعضی قسمت‌ها روی واحدهای تریاس-ژوراسیک رانده شده‌اند و بیشتر در محل تماس، فیلونیتی و سرپانتینی شده‌اند. در بعضی قسمت‌ها، نیز روی واحدهای ائوسن تراست شده است (شکل ۲-E). در این بخش‌ها، بیشتر به صورت لایه‌های چین‌خورده یا عدسی‌های ضخیم و نازک با شیل‌ها و آهک‌های ائوسن دیده می‌شوند که نشانگر ملانژ شدن گابروها با آهک‌های تریاس و ائوسن است. گاهی نیز به صورت تناوبی از گابروهای سرپانتینیزه شده همراه با آهک‌های ائوسن و تریاس دیده می‌شوند که به سمت بالادست از میزان خردشدگی و دگرشکلی سنگ‌ها کاسته می‌شود. گاهی به صورت عدسی‌هایی در درون این واحدها و آهک‌های قرمز پلاژیک قرار گرفته‌اند (شکل ۲-F).

بافت اصلی گابروهای وناکو گرانولار بوده و بافت‌های افیک-ساب‌افیک نیز در بعضی بخش‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-A تا D). پلاژیوکلاز و پیروکسن کانی‌های تشکیل‌دهنده گابروهای وناکو هستند که در بعضی از نمونه‌ها، اندازه آنها به یک سانتی‌متر نیز می‌رسد. میزان اولیوین نیز در بعضی از نمونه‌ها به ۵ درصد می‌رسد اما به عنوان کانی

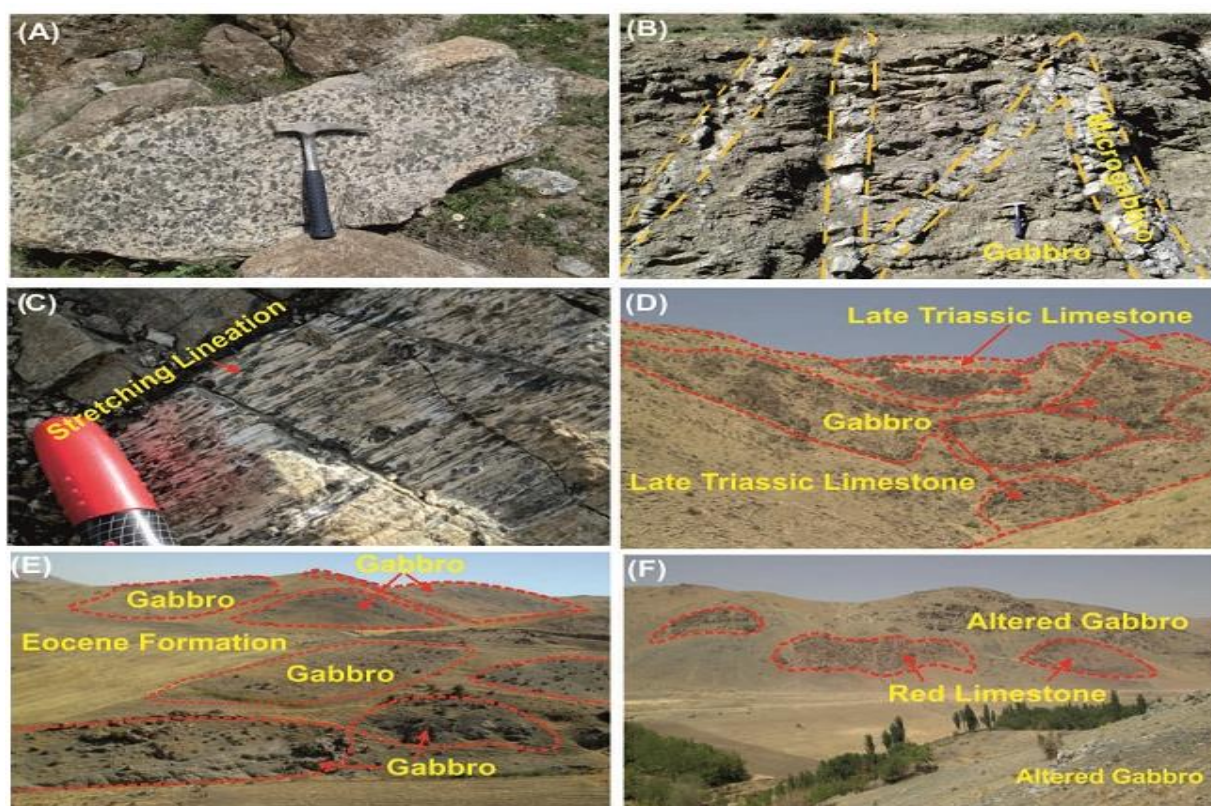
شدند. پس از خردایش توسط سنگ‌شکن فکی و آسیاب میله‌ای در دانشگاه ناگویا، بخش‌های خرد شده از الک ۲۵۰ مش عبور داده شد. برای جدا کردن بخش‌های رسی از کانی‌ها، نمونه‌های مورد نظر چندین بار با آب شستشو و در انتها خشک شدند. سپس نمونه‌ها روی یک سطح ریخته شد و جداسازی اولیه کانی‌های فلزی با آهن‌ربا انجام گرفت و در انتها کانی‌های مختلف سنگ با مگنتومتر و قراردادن دستگاه در محدوده جریان کانی مورد نظر از هم جداسازی شد. ترکیب عناصر فرعی و نادر خاکی هشت نمونه از پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای گابروها، پس از آماده‌سازی نمونه‌ها، با ICP-MS (مدل Agilent 7700x، شرکت Agilent Technologies International Japan ساخت کشور ژاپن) در دانشگاه ناگویا اندازه‌گیری شد. برای اندازه‌گیری این عناصر محلول‌های استاندارد با غلظت بین ۳۰ ppb تا ۰/۰۱ آماده و محلول‌های نمونه با نیتریک اسید ۲ درصد رقیق‌سازی شد. با توجه به همپوشانی مجموعه ایزوتوپ‌های باریم با عناصر نادر خاکی، جداسازی باریم با روش ستون نیتریک اسید بر اساس رزین AG 50W-X8 Resin and Analytical grade (200 - 400 mesh) انجام شد. با توجه به غلظت پایین عناصر نادر خاکی در گابروهای وناکو محلول نهایی بدون رقیق‌سازی تجزیه شد.

پتروگرافی

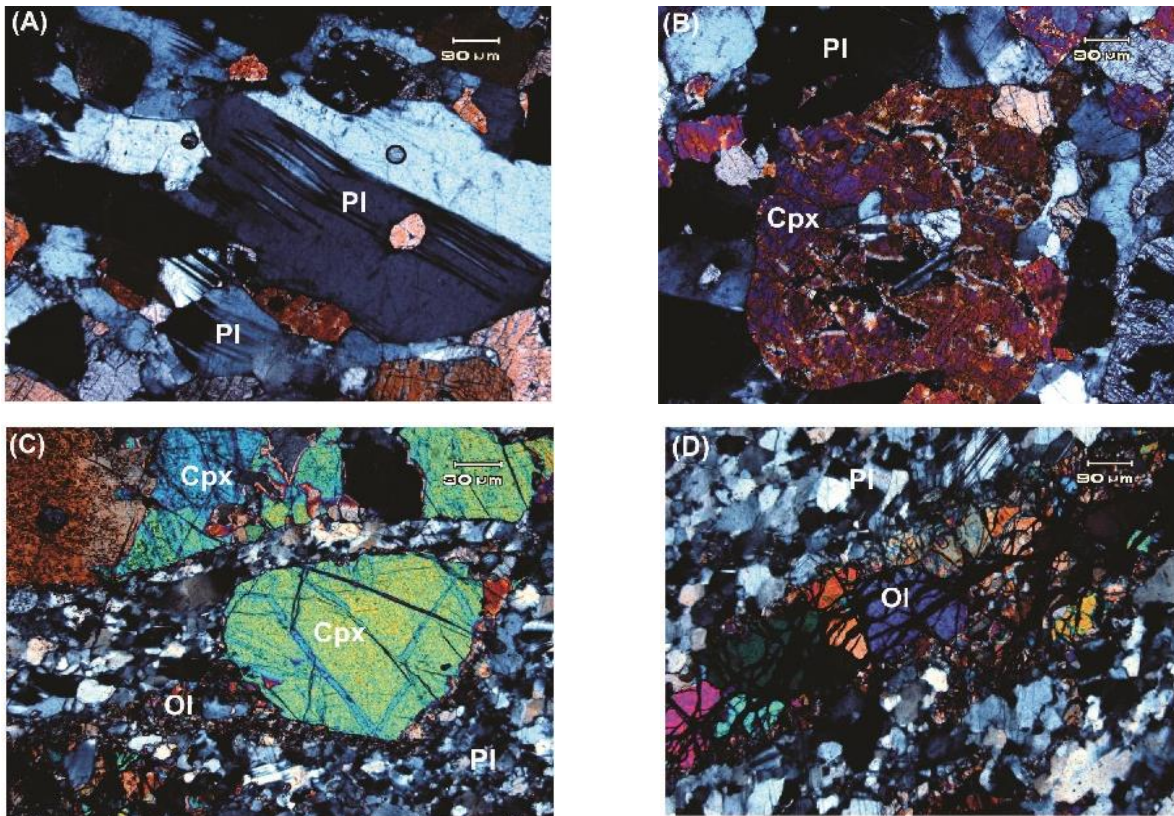
گابروهای وناکو، گسترش وسیعی در محدوده روستاهای وناکو و هالوچارو دارند. در نمونه دستی به صورت درشت تا متوسط بلور و به رنگ خاکستری روشن تا قهوه‌ای هستند. در انواع با دگرشکلی کمتر، درشت‌بلورهای پیروکسن به سادگی قابل تشخیص است (شکل ۲-A). گابروهای وناکو در بعضی قسمت‌ها توسط

(2005). گاهی اولیوین‌های نواری، پوشش‌هایی به دور درشت‌بلورهای پیروکسن تشکیل داده‌اند (شکل ۳-C). اولیوین از جمله کانی‌های تشکیل‌دهنده گابروها است که کمتر از ۵ درصد این سنگ‌ها را شامل می‌شود. این کانی، به صورت درشت‌بلورهای کشیده و شبکه‌های نواری خرد شده در مقاطع با شدت دگرشکلی زیاد دیده می‌شود و بیانگر اختلاف رئولوژی این کانی با کانی‌های مجاور است (شکل ۳-D). این ساختارها بیانگر شکل‌پذیری قوی در گابروهای وناکو است و در بعضی بخش‌ها، همراه با سایر کانی‌های پیروکسن و پلاژیوکلاز منظره لایه‌ای به گابروهای وناکو داده است. از این رو، آنها را از نوع گابروهای لایه‌ای دانسته‌اند. این شواهد بیشتر از یک دگرشکلی دما بالا حکایت دارد تا تفریق ماگما در یک محیط آرام.

اصلی این سنگ‌ها به حساب نمی‌آید. بلورهای پلاژیوکلاز با ماکل سرنیزه‌ای در بعضی از بخش‌های با شدت دگرشکلی کمتر، دیده می‌شوند (شکل ۳-A). در بعضی نواحی با شدت دگرگونی دینامیک زیاد حالت نواری پیدا کرده‌اند. پیروکسن‌ها نیز بیشتر کلینوپیروکسن هستند و به صورت نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل دیده می‌شوند (شکل ۳-B) کلینوپیروکسن حجم عمده کانی مافیک سنگ را تشکیل می‌دهد و در امتداد شکستگی‌ها به آمفیبول و تیتانیت تبدیل شده است. کلینوپیروکسن ریزدانه در زمینه به همراه سایر کانی‌ها حضور دارد و شکل مشخصی را نشان نمی‌دهد. کلینوپیروکسن درشت‌دانه نیز به صورت درشت‌بلورهای لنزی، هسته-پوشش و نوع δ در انواع میلونیتی وجود دارد (Passchier and Trouw,



شکل ۲-A) مگاکریست‌های شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار پیروکسن در انواع با دگرشکلی کمتر؛ (B) دایک‌های دیابازی و میلونیتی که گابروها را قطع نموده‌اند؛ (C) شواهد دگرشکلی و میلونیتی‌شدن در گابروهای وناکو؛ (D, E و F) ملانژ شدن گابروها با واحدهای آهکی تریاس در شرق و نهشته‌های انوسن در جنوب‌غرب.



شکل ۳- (A) بلورهای دگرشکل شده پلاژیوکلاز با ماکل ناقص در گابروهای وناکو؛ (B) ادخال‌های پلاژیوکلاز درون بلورهای کلینوپیروکسن؛ (C) ریزبلورهای اولیوین دگرشکل یافته در حاشیه پیروکسن؛ (D) باندهای نواری اولیوین‌های تغییر شکل یافته در گابروها. علایم اختصاری از Kretz (۱۹۸۳) است. Ol= اولیوین، Cpx= کلینوپیروکسن، Pl= پلاژیوکلاز.

می‌گیرد (شکل ۴- E). بنابراین، موقعیت چهاروجهی این کلینوپیروکسن‌ها به طور کامل با Si و به طور بخشی با $Al(Al^{IV})$ جایگزین شده است. در نتیجه، این موقعیت نمی‌تواند با کاتیون‌های سه ظرفیتی مثل: Cr، Fe^{3+} و Ti اشغال شده باشد. Al اضافی نیز همراه با سایر عناصر سه ظرفیتی وارد موقعیت هشت‌وجهی پیروکسن‌ها می‌شود. قرارگیری نمونه در زیر این خط بیانگر آن است که همه کاتیون‌های Si و Al وارد موقعیت هشت‌وجهی شده است و به دلیل تکمیل نشدن این موقعیت، کاتیون‌های سه ظرفیتی دیگر از قبیل: Cr، Fe^{3+} و Ti نیز وارد آن شده است. از این رو، چنین پیروکسنی فاقد

بحث

شیمی کانی‌ها

کلینوپیروکسن: کلینوپیروکسن پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی گابروهای وناکو است. نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن در جدول ۱ آورده شده است. مطابق این جدول، ترکیب اعضای انتهایی کلینوپیروکسن‌های وناکو برابر با $Fs_{10.5-11}$ ، $En_{41.5-42.3}$ ، $Wo_{47-47.9}$ است. میزان تغییرات Al_2O_3 از ۴/۵ تا ۵ درصد وزنی است و میزان تغییرات CaO نیز از ۲۱/۱۶ تا ۲۲/۶۵ درصد است که تغییرات اندکی را نشان می‌دهد. در نمودار توزیع Al و Si پیروکسن‌های گابروهای مورد مطالعه در بالای خط اشباع در جایگاه چهاروجهی قرار

زیرا با تبلور ایلمنیت، تیتانیم موجود در ماگما بیشتر وارد شبکه ایلمنیت شده و پیروکسن‌های همزیست با ایلمنیت، از تیتانیم فقیر می‌شوند. این موضوع با احاطه شدن کانی‌های کدر توسط تیتانیت در گابروهای وناکو تأیید می‌شود. Ti^{4+} در کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان یک عنصر اصلی قلمداد شود. این عنصر موقعیت هشت‌وجهی M_1 را اشغال می‌کند و به دلیل تفاوت‌های بین ظرفیت Ti^{4+} با Mg و Fe (که در این موقعیت میزبان هستند)، جایگیری Ti در شبکه بلور کلینوپیروکسن نیازمند دو جانشینی همزمان است. بنابراین، نخست باید جانشینی Si^{4+} توسط Al^{3+} در موقعیت هشت‌وجهی انجام شود (Nosava *et al.*, 2002). پیروکسن‌ها در نمودار تغییرات TiO_2 نسبت به Al_2O_3 (LeBas, 1962) در محدوده توله‌ایتی قرار می‌گیرند (شکل ۵-A) و در نمودار دوتایی $TiO_2-Al^{IV} \cdot 100$ (شکل ۵-B)، نمونه‌ها روند مشابه با کمان‌های ماگمایی را نشان می‌دهند (Ao *et al.*, 2010).

در نمودار مثلثی $SiO_2/100-TiO_2-Na_2O$ (Beccaluva *et al.*, 1989) ماهیت ماگمای تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها مورب است (شکل ۵-C) از سوی دیگر، کلینوپیروکسن‌های حاصل از تفریق مذاب نخستین (Berndt *et al.*, 2005) مقادیر بالای Al_2O_3 (بین ۳/۳ تا ۶/۸ درصد) دارند. مقادیر پیروکسن‌های وناکو نیز در محدوده بین ۴ تا ۵ درصد است و در نمودار طبقه‌بندی پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید غنی از آلومینیوم-آهن‌دار و آلومینیوم‌دار قرار گرفته‌اند (شکل ۴-D) این مطلب بیانگر میزان بالای آلومینیوم در پیروکسن‌های وناکو و شکل‌گیری کانی‌ها در مراحل اولیه تفریق است.

آلومینیوم در موقعیت هشت‌وجهی (Al^{VI}) بوده و در جدول ۱ نشان داده شده است.

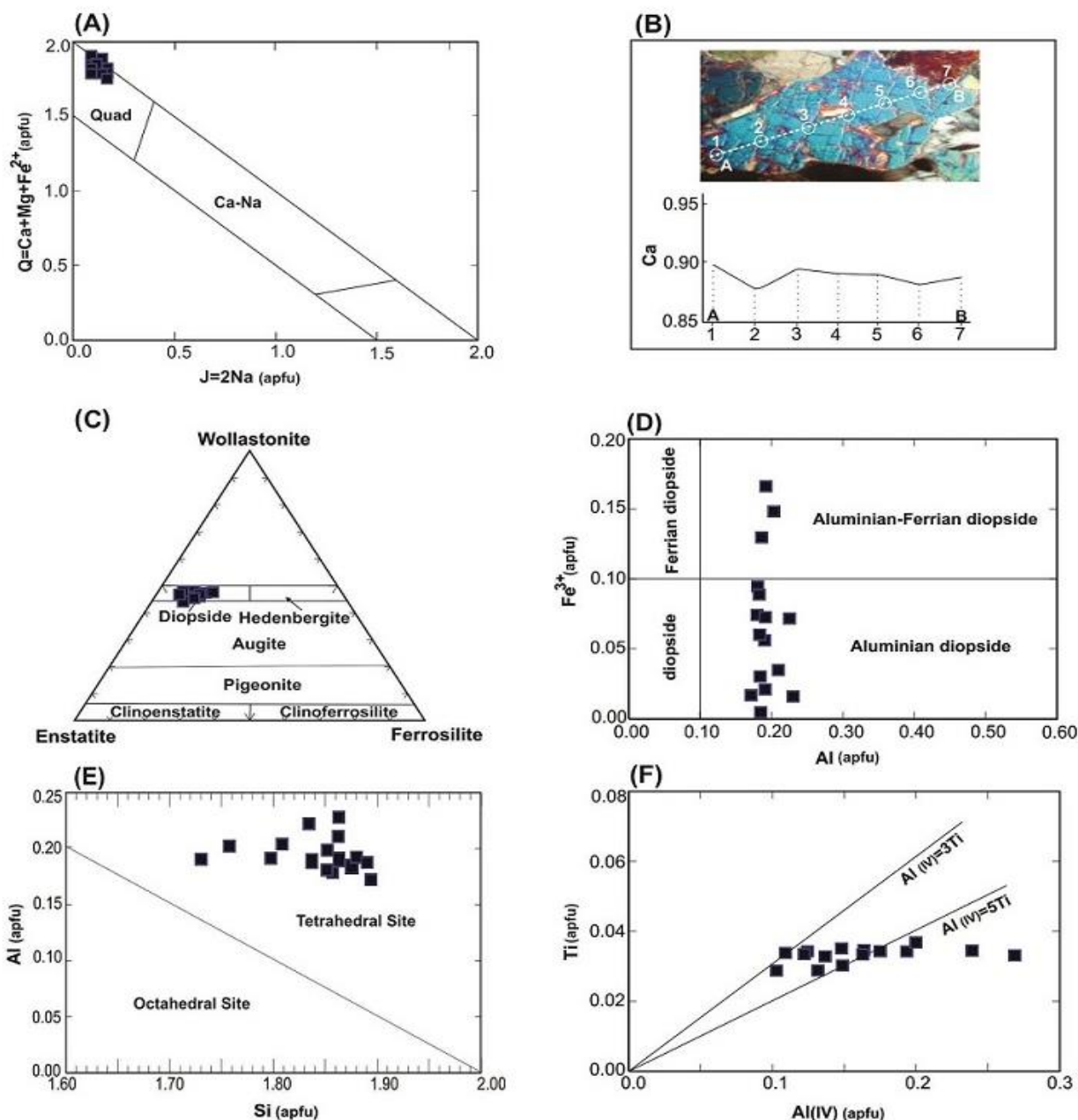
به طور کلی، پیروکسن‌های منطقه در نمودار (Morimoto, 1988) (شکل ۴-A) که برای رده‌بندی این دسته از کانی‌ها پیشنهاد شده است، در گستره وابسته به پیروکسن‌های آهن-منیزیم-کلسیم‌دار (Quad) قرار می‌گیرند. بررسی نقطه‌ای در طول یک بلور سالم پیروکسن از حاشیه به مرکز نشان می‌دهد که این کانی همگن است و تغییرات ترکیب Ca در طول آن بسیار ناچیز است (شکل ۴-B). در نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs همه پیروکسن‌های مورد بررسی در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرد (شکل ۴-C) (Morimoto, 1988). بر اساس نمودار طبقه‌بندی Fe^{3+} نسبت به Al (Bence *et al.*, 1975) دیوپسید غنی از آلومینیوم-آهن‌دار و آلومینیوم‌دار تعیین می‌شود (شکل ۴-D). میزان Fe^{3+} در کلینوپیروکسن‌ها نیز تابعی از گریزندگی اکسیژن و میزان حضور Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی است (Bence *et al.*, 1975)؛ نشانگر میزان فوگاسیته اندک ماگما در هنگام تشکیل این کانی‌ها است. (Schweitzer *et al.*, 1979). مقادیر اندک Fe^{3+}

خطی که مشخص‌کننده جانشینی ایده آل $Ti-Al^{IV}$ در نمودار $Ti-Al^{IV}$ است در شکل ۴-F ترسیم شده است. در این نمودار، نمونه‌ها در پایین خط قرار گرفته‌اند که نشان می‌دهد آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی قرار گرفته است تا دیگر جانشینی‌های دوتایی شامل Ti را جبران کند. میزان تیتانیم اندک در ترکیب این کلینوپیروکسن‌ها به حضور مقدار بیشتر ایلمنیت در گابروها وابسته است (Nosava *et al.*, 2002).

جدول ۱- نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن و ناکو (محاسبات بر مبنای شش اتم اکسیژن است).

Sample	Unit	V1-1	V1-2	V1-6	V1-7	V1-8	V1-9	V2-1	V2-4	V2-5
SiO ₂	%	48.44	50.1	50.1	48.73	49.78	50.59	48.46	50.53	50.16
TiO ₂	%	1.21	1.17	1.03	1.18	1.09	1.20	1.21	1.14	1.01
Al ₂ O ₃	%	5.04	4.34	5.24	4.25	4.16	4.20	4.20	4.21	3.85
FeO	%	6.18	6.41	6.21	5.24	4.25	4.16	4.2	4.2	4.21
MnO	%	0.12	0.21	0.13	0.16	0.16	0.14	0.11	0.19	0.16
MgO	%	13.70	14.08	13.71	14.20	14.27	13.8	14.49	14.20	13.96
CaO	%	21.95	22.3	21.85	22.27	22.18	21.95	24.22	22.26	21.56
Na ₂ O	%	0.53	0.54	0.54	0.49	0.47	0.49	0.47	0.50	0.55
K ₂ O	%	0.01	0.02	0.01	nd	nd	0.01	0.01	0.01	nd
Total	%	97.17	99.16	98.82	97.70	98.31	98.86	97.71	99.36	97.47
Si		1.83	1.86	1.86	1.83	1.86	1.89	1.82	1.82	1.89
Ti		0.03	0.03	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.02
Al		0.20	0.19	0.23	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.17
Fe ⁺³		0.07	0.05	0.01	0.10	0.06	0.00	0.12	0.12	0.01
Fe ⁺²		0.12	0.14	0.17	0.09	0.13	0.20	0.07	0.07	0.17
Mn		0.003	0.006	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.005
Mg		0.77	0.78	0.79	0.79	0.79	0.76	0.81	0.81	0.78
Ca		0.89	0.88	0.87	0.80	0.89	0.87	0.89	0.89	0.87
Na		0.03	0.03	0.04	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04
Al ^(IV)		0.16	0.13	0.13	0.16	0.13	0.10	0.17	0.17	0.10
Al ^(VI)		0.06	0.05	0.09	0.02	0.04	0.07	0.01	0.01	0.06
Ca+Na		0.93	0.92	0.91	0.93	0.92	0.91	0.93	0.093	0.91
Mg#		0.79	0.79	0.79	0.79	0.80	0.79	0.79	0.79	0.80
En	%	41.58	41.77	41.68	41.99	42.34	41.54	42.44	42.44	42.38
Wo	%	47.89	47.56	47.74	47.35	47.32	47.50	46.83	46.83	47.03
Fs	%	10.53	10.67	10.58	10.66	10.34	10.96	10.73	10.73	10.59

Sample	Unit	V2-6	V2-7	V2-8	V2-9	V2-10	V3-5	V4-3	V4-8
ادامه جدول ۱- ...									
SiO ₂	%	48.88	49.90	49.41	49.34	49.36	49.59	49.42	50.42
TiO ₂	%	1.20	1.22	1.25	1.26	1.19	1.08	1.15	1.20
Al ₂ O ₃	%	4.49	4.17	4.46	4.71	4.11	4.10	4.06	4.36
FeO	%	3.85	6.59	6.40	6.39	6.37	6.29	6.51	6.37
MnO	%	0.18	0.18	0.15	0.17	0.17	0.18	0.11	0.18
MgO	%	14.16	13.87	14.02	13.65	14.06	14.26	14.24	14.1
CaO	%	22.21	22.15	22.19	21.8	21.91	22.62	22.34	21.96
Na ₂ O	%	0.47	0.47	0.52	0.52	0.46	0.53	0.47	0.48
K ₂ O	%	0.03	nd	nd	0.01	0.01	nd	nd	0.01
Total	%	97.97	98.43	98.36	97.75	97.64	98.64	98.12	99.06
Si		1.83	1.87	1.85	1.86	1.86	1.85	1.80	1.87
Ti		0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Al		0.19	0.18	0.19	0.20	0.18	0.18	0.17	0.19
Fe ⁺³		0.09	0.03	0.06	0.03	0.05	0.09	0.07	0.02
Fe ⁺²		0.10	0.17	0.13	0.16	0.14	0.10	0.13	0.17
Mn		0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.005	0.005
Mg		0.79	0.77	0.78	0.76	0.79	0.79	0.79	0.78
Ca		0.89	0.89	0.89	0.88	0.88	0.90	0.88	0.87
Na		0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03
Al ^(IV)		0.16	0.12	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.12
Al ^(VI)		0.03	0.05	0.048	0.07	0.047	0.031	0.037	0.069
Ca+Na		0.93	0.92	0.92	0.91	0.92	0.94	0.92	0.91
Mg#		0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79	0.79
En	%	42.04	41.56	41.78	41.50	42.11	41.89	42.16	42.14
Wo	%	47.40	47.71	47.52	47.61	47.18	47.75	47.03	47.18
Fs	%	10.56	10.73	10.70	10.89	10.71	10.36	10.81	10.68



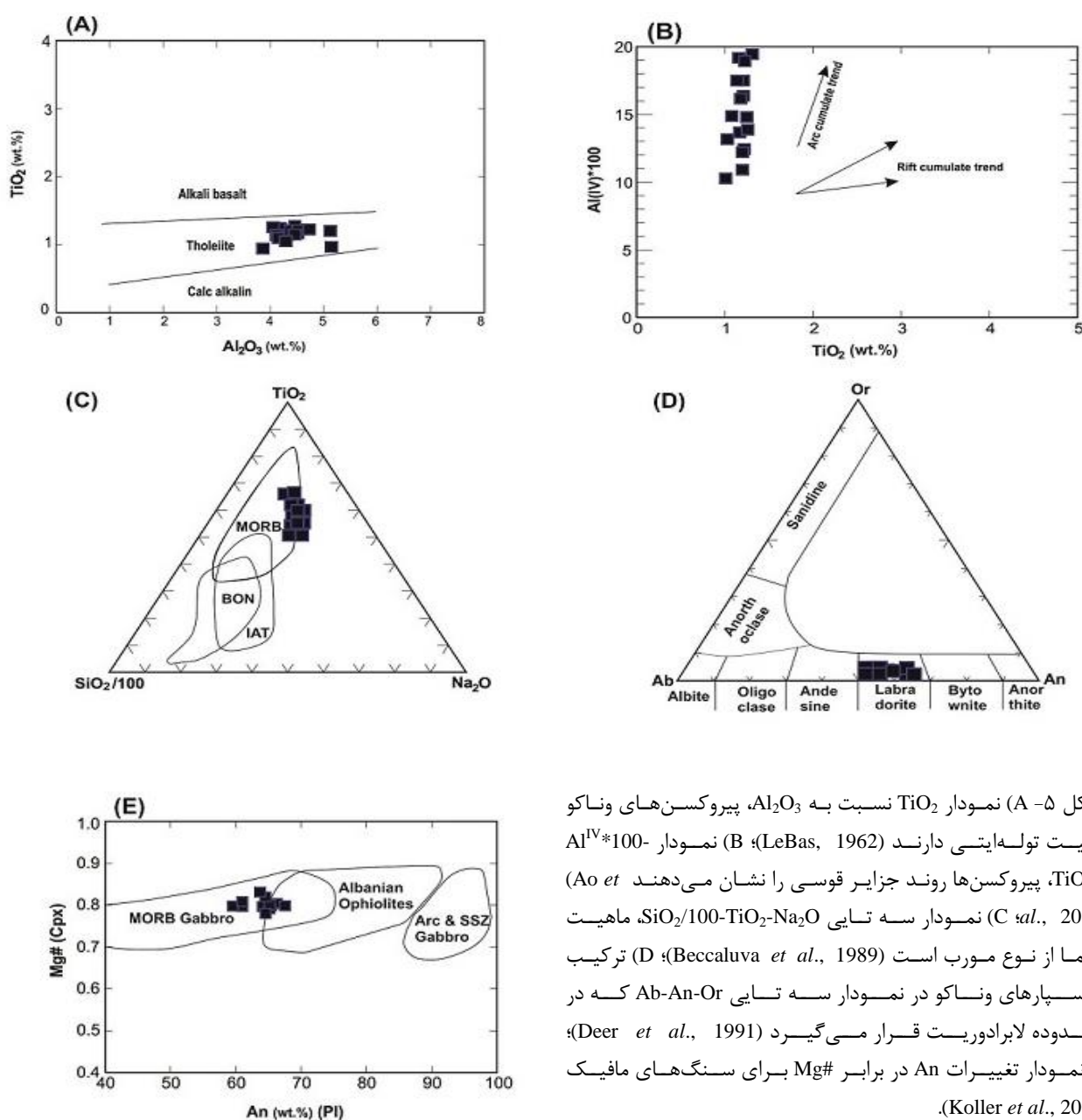
شکل ۴- A) نمودار رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto, 1988). پیروکسن‌های وناکو در محدوده پیروکسن‌های کلسیم-منیزیم- آهن‌دار (Quad) قرار می‌گیرند؛ B) تغییرات میزان Ca در بلور پیروکسن که نشانگر تغییرات بسیار اندک Ca در طول بلور است؛ C) نمودار سه‌تایی En-Wo-Fs برای رده‌بندی پیروکسن‌ها (Morimoto, 1988). کلینوپیکروکسن‌های وناکو در محدوده دیوپسید قرار می‌گیرند؛ D) نمودار رده‌بندی دیوپسید (Morimoto, 1988). پیروکسن‌های وناکو در محدوده دیوپسیدهای آهن- آلومینیوم‌دار و آلومینیوم‌دار قرار می‌گیرند که نشانگر غنی بودن پیروکسن‌های مورد بحث از آلومینیوم است؛ E) نمودار توزیع Al-Si که نمونه‌های وناکو در بالای خط اشباع جایگاه چهاروجهی قرار می‌گیرند و نشانگر قرارگیری کامل Si در موقعیت چهاروجهی کانی پیروکسن است (Nosova et al., 2002)؛ F) نمودار تغییرات $Ti-Al^{IV}$ ، میزان اندک تیتانیوم در کلینوپیکروکسن‌ها بیانگر وجود کانی‌های تیتانیوم‌دار در سنگ است. خط جدا کننده نشانگر میزان جانشینی $Ti-Al^{IV}$ است (Mahood and Baker, 1986).

(Deer *et al.*, 1991). این پلاژیوکلازها فاقد منطقه‌بندی بوده و میزان آنورتیت آنها در طول بلور تغییراتی نشان نمی‌دهد. گابروهای وناکو در نمودار تغییرات میزان آنورتیت پلاژیوکلازها در برابر $Mg\#$ کلینوپیروکسن‌ها (Koller *et al.*, 2006) در محدوده گابروهای مرتبط با پشته‌های میان اقیانوسی قرار می‌گیرند (شکل ۵-E).

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی روشن در گابروهای وناکو است. ترکیب شیمی پلاژیوکلازها در جدول ۲ آورده شده است. محاسبات انجام شده نشان می‌دهد که اعضای خالص آنها از An_{59-67} ، $Or_{0.6-1.20}$ و Ab_{31-39} متغیر است و در نمودار سه‌تایی Ab-An-Or، تمامی پلاژیوکلازها در گستره لابرادوریت قرار می‌گیرند (شکل ۵-D).

جدول ۲- نتایج تجزیه نقطه‌ای فلدسپار وناکو (محاسبات بر مبنای هشت اتم اکسیژن است)

Sample	Unit	V1-3	V1-4	V1-5	V3-2	V3-3	V3-4	V3-6	V4-6	V5-1	V5-2
SiO ₂	%	50.95	50.61	50.72	51.13	50.13	48.97	51.21	50.91	50.81	50.84
TiO ₂	%	0.06	0.04	0.02	0.03	0.07	0.04	0.02	nd	0.04	0.04
Al ₂ O ₃	%	31.11	30.20	29.83	30.85	30.70	30.77	30.82	31.03	30.64	30.44
FeO	%	0.10	0.15	0.16	0.15	0.21	0.19	0.19	0.11	0.20	0.17
MnO	%	0.01	0.02	0.04	0.02	nd	0.01	0.02	0.03	nd	nd
MgO	%	nd	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.00	0.01	0.03	0.03
CaO	%	13.43	13.11	11.42	13.38	13.50	13.87	13.44	13.43	13.29	13.48
Na ₂ O	%	3.84	3.96	4.03	3.65	3.88	3.58	3.87	3.87	3.94	3.97
K ₂ O	%	0.12	0.15	0.18	0.18	0.16	0.16	0.14	0.15	0.17	0.17
Total	%	99.62	98.25	96.74	99.39	98.66	97.61	99.72	99.55	99.12	99.13
Si		2.37	2.33	2.37	2.33	2.30	2.27	2.33	2.32	2.32	2.32
Ti		0.001	0.001	0.005	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Al		1.67	1.64	1.64	1.66	1.66	1.68	1.65	1.66	1.65	1.64
Fe ²⁺		0.003	0.005	0.006	0.005	0.005	0.007	0.007	0.004	0.007	0.006
Mg		0.000	0.001	0.023	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Ca		0.65	0.64	0.57	0.65	0.66	0.69	0.65	0.66	0.65	0.66
Na		0.33	0.35	0.36	0.32	0.34	0.32	0.34	0.34	0.34	0.35
K		0.006	0.008	0.01	0.01	0.009	0.008	0.008	0.008	0.009	0.009
An	%	65.45	64.11	60.31	66.28	65.16	67.53	65.21	65.14	64.42	64.64
Ab	%	33.85	35.03	38.55	32.67	33.92	31.55	33.98	33.97	34.60	34.41
Or	%	0.68	0.85	1.12	1.03	0.90	0.90	0.80	0.88	0.96	0.94



شکل ۵- A نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 ، پیروکسن‌های وناکو ماهیت توله‌ایتی دارند (LeBas, 1962)؛ B نمودار $Al^{IV} \cdot 100$ - TiO_2 ، پیروکسن‌ها روند جزایر قوسی را نشان می‌دهند (Deer *et al.*, 1991)؛ C نمودار سه تایی $SiO_2/100$ - TiO_2 - Na_2O ، ماهیت ماگما از نوع مورب است (Beccaluva *et al.*, 1989)؛ D ترکیب فلدسپارهای وناکو در نمودار سه تایی Ab-An-Or که در محدوده لابرادوریت قرار می‌گیرد (Deer *et al.*, 1991)؛ E نمودار تغییرات An در برابر Mg# برای سنگ‌های مافیک (Koller *et al.*, 2006).

بهنجار شده با کندریت (Sun and McDonough, 1989)، کلینوپيروکسن‌های منطقه الگوی به نسبت همواری از عناصر نادر خاکی نشان می‌دهند (شکل ۶-A). ترکیب شیمیایی کلینوپيروکسن‌ها علاوه بر روند مشابه با پشته‌های میان اقیانوسی تهی شده (NMORB)، تهی‌شدگی اندکی در مقایسه با آن نشان می‌دهد (Liu *et al.*, 2014).

عناصر فرعی و خاک‌های نادر: نتایج به دست آمده از عناصر فرعی و نادر خاکی کلینوپيروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای گابروهای وناکو (جدول ۳) نشانگر غنی‌شدگی نسبی در عناصر فرعی ناسازگار ($Sr(PI) = ppm$ ۶۷۳ تا ۰/۳ تا ۱/۹ و $Zr(PI) = ppm$ ۴۰ تا ۸۳، $Sr(Cpx) = ppm$ ۴ تا ۱۶ و $Zr(Cpx) = ppm$) است. در نمودار عناصر نادر خاکی

1992a). علاوه بر این، روند توزیع عناصر نادر خاکی در این کانی‌ها نیز مشابه با انواع مرتبط با افیولیت است (Lesnov, 2010). پلاژیوکلازهای وناکو آنومالی مثبت Eu و غنی‌شدگی از عناصر نادر خاکی سبک نشان می‌دهند. ویژگی‌های بیان شده به همراه مقادیر غنی‌شدگی Sr در این کانی‌ها (۲۵۸ ppm تا ۶۷۳ (Sr/PI) همخوانی پلاژیوکلازهای وناکو با پلاژیوکلازهایی که در تعادل با مایعات نوع مورب هستند را نشان می‌دهد (Piccardo and Guarnieri, 2011). ویژگی‌های کانی‌شناسی در گابروهای وناکو همخوانی بیشتری با تبلور تفریقی از یک ماگمای تحول یافته در مقایسه با یک ماگمای اولیه دارد. همچنین، وجود مقادیر بالای Sr و متوسط آنورتیت برای پلاژیوکلازهای گابروهای وناکو، نشان‌دهنده شباهت آنها با انواع رایج گابروهای پوسته اقیانوسی (Ross and Elthon, 1993, 1997) و افیولیتی (Borghini et al., 2007) است. پلاژیوکلازهای گابروهای وناکو در نمودار عناصر نادر خاکی بهنجار شده با گوشته اولیه، غنی‌شدگی و تهی‌شدگی‌های مشابهی با پلاژیوکلازهای موجود در یک ماگمای محیط قوس نشان می‌دهند (شکل ۶-D).

Lesnov (۲۰۱۰) در مقایسه‌ای که بین توزیع عناصر نادر خاکی در کلینوپیروکسن‌های گابروهای مرتبط با افیولیت و بدون ارتباط با افیولیت انجام داد، بر این عقیده است که انواع مرتبط با افیولیت، غنی‌شدگی اندکی از عناصر نادر خاکی نسبت به انواع بدون ارتباط با افیولیت دارند. این موضوع بیانگر آن است که پیروکسن‌های وناکو غنی‌شدگی اندکی نسبت به کندریت نشان می‌دهند. با توجه به توزیع مشابه عناصر نادر خاکی با انواع مرتبط با افیولیت، به نظر می‌رسد کلینوپیروکسن‌های گابرو وناکو از نوع مرتبط با افیولیت باشد. در نمودار عناصر بهنجار شده با گوشته اولیه (شکل ۶-B)، پیروکسن‌های وناکو غنی‌شدگی اندکی از Rb, Ba, Pb, Th و U و تهی‌شدگی از عناصری مانند Nb و Zr نشان می‌دهند که چنین ویژگی‌هایی مشابه با پیروکسن‌های موجود در ماگماهای مرتبط با قوس‌های آتشفشانی است (Li et al., 2013). پلاژیوکلازهای این گابروها نیز تهی‌شدگی اندکی نسبت به کندریت نشان می‌دهند (شکل ۶-C). غنی‌شدگی از بعضی عناصر نادر خاکی در این کانی‌ها نیز ممکن است طی آلودگی ماگما با رسوبات رخ داده باشد (Mazzucchelli et al.,

جدول ۳- ترکیب شیمی ۸ نمونه از پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای گابروهای وناکو توسط دستگاه ICP-MS

Sample	IR-FNG32					IR-FNG34				
	Gabbro					Gabbro				
Rock type	Gabbro					Gabbro				
Mineral	Unit	Pl-1	Cpx-1	Pl-2	Cpx-2	Cpx-1	Pl-2	Cpx-2	Pl-2	
V	ppm	6.09	154	16.3	46.6	225	1.85	231	2.59	
Cr	ppm	44.0	1983	140	568	1243	7.1	1202	10.9	
Co	ppm	2.26	37.7	3.73	90.6	27.9	2.07	29.4	2.62	
Ni	ppm	24.7	298	37.7	685	218	44.8	233	54.3	
Cu	ppm	16.5	50.5	19.5	37.6	14.1	36.3	13.7	41.4	
Zn	ppm	5.01	29.5	5.81	60.3	22.5	2.39	22.9	3.32	
Ga	ppm	11.4	5.33	9.48	2.30	6.10	14.9	6.14	14.1	
Rb	ppm	0.73	0.75	0.69	0.48	1.01	5.56	1.27	6.80	
Sr	ppm	311.3	83.0	258.3	40.9	60.4	672.7	68.6	0.484	

Sample	IR-FNG32					IR-FNG34			
	Rock type	Gabbro					Gabbro		
Mineral	Unit	Pl-1	Cpx-1	Pl-2	Cpx-2	Cpx-1	Pl-2	Cpx-2	Pl-2
ادامه جدول ۳-..									
Zr	ppm	0.74	16.7	1.92	4.82	16.1	0.37	11.0	0.026
Nb	ppm	0.074	0.328	0.053	0.149	0.093	0.030	0.058	1.02
Cs	ppm	0.13	0.28	0.14	0.19	0.14	0.88	0.19	40.8
Ba	ppm	19.3	6.74	15.29	3.93	5.02	41.76	5.52	1.14
Pb	ppm	0.49	0.23	0.39	0.17	0.28	1.16	0.29	0.018
Th	ppm	0.01	0.14	0.03	0.05	0.12	0.02	0.11	0.018
U	ppm	0.001	0.037	0.004	0.020	0.044	0.004	0.038	0.006
Y	ppm	0.45	8.97	1.26	2.78	13.3	0.30	12.6	0.346
La	ppm	0.825	0.661	0.842	0.277	0.931	0.689	0.920	0.259
Ce	ppm	1.49	2.35	1.620	0.864	3.33	1.18	3.20	0.910
Pr	ppm	0.166	0.453	0.197	0.155	0.651	0.124	0.615	0.682
Nd	ppm	0.644	2.72	0.852	0.895	3.88	0.439	3.76	1.48
Sm	ppm	0.111	0.976	0.189	0.323	1.36	0.059	1.31	1.11
Eu	ppm	0.342	0.421	0.352	0.155	0.504	0.199	0.499	0.155
Gd	ppm	0.106	1.510	0.242	0.485	2.13	0.047	2.11	0.116
Tb	ppm	0.016	0.257	0.040	0.081	0.384	0.008	0.370	0.560
Dy	ppm	0.093	1.73	0.250	0.548	2.621	0.054	2.49	0.419
Ho	ppm	0.017	0.363	0.051	0.111	0.547	0.011	0.513	0.076
Er	ppm	0.047	1.016	0.137	0.321	1.509	0.032	1.427	0.057
Tm	ppm	0.006	0.140	0.018	0.044	0.208	0.004	0.196	0.272
Yb	ppm	0.036	0.887	0.115	0.292	1.31	0.030	1.23	0.204
Lu	ppm	0.005	0.126	0.017	0.043	0.176	0.003	0.174	0.068

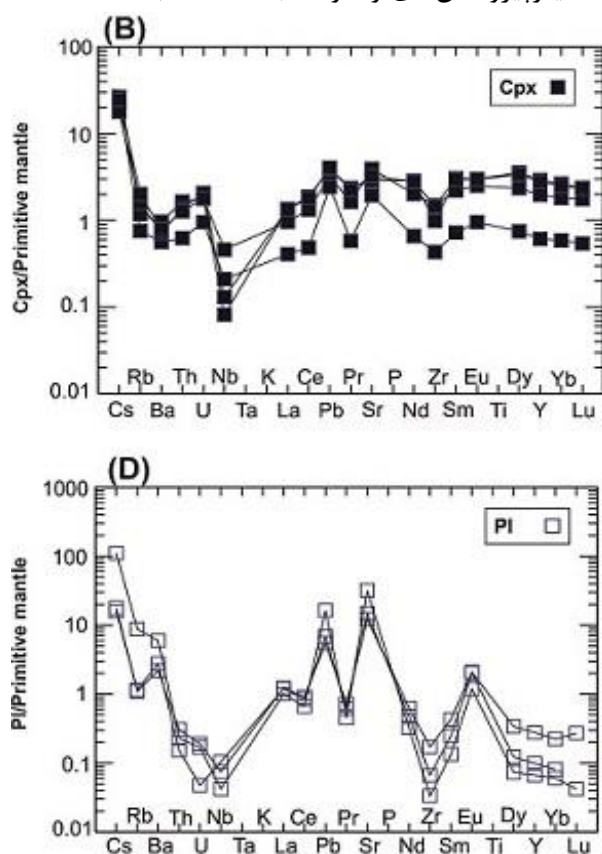
تأکید کرد که توزیع آلومینیوم در موقعیت‌های چهاروجهی و هشت‌وجهی می‌تواند معیار مناسبی برای برآورد مقدار آب ماگما و میزان فشار حاکم بر محیط تشکیل سنگ‌های آذرین باشد. بر اساس این مدل، پیروکسن‌های موجود در گابروهای منطقه وناکو به طور کلی به سمت قلمرو فقیر از آب تمایل دارند (شکل B-۷). به این ترتیب می‌توان گفت کلینوپیروکسن‌ها از یک ماگمای مادر در فشار حدود ۵ کیلو بار متبلور شده‌اند. مقادیر اندک Al^{VI} در پیروکسن‌های مورد نظر (جدول ۱) نیز سازگار با فشارهای تبلور اندک است (Mahood and Baker, 1986). از طرف

دما-فشارسنجی: در این بخش سعی شده است تا به کمک نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها به تعیین فشار و دما در زمان تبلور سنگ‌ها پرداخته شود. به این منظور، کاربردی‌ترین روش تعیین دمای توده‌های گابرویی، روش زمین‌دما-فشارسنجی پیروکسن و پلاژیوکلاز است.

Wass (۱۹۷۹) پیشنهاد کرد که نسبت Al^{VI}/Al^{IV} پیروکسن‌ها می‌تواند برای تعیین فشار تبلور مورد استفاده قرار گیرد. در نمودار Al^{VI}/Al^{IV} (شکل A-۷)، نمونه‌ها در منطقه فشار پایین تا متوسط قرار می‌گیرند. Helz (۱۹۷۳)

دیگر، میزان آنورتیت موجود در پلاژیوکلازهای وناکو (۶۴ تا ۶۷ درصد) و عدد منیزم (Mg#) در پیروکسن‌های مورد بحث (۰/۷۹) نشانگر وجود شرایط دمایی ۹۵۰ درجه سانتیگراد با میزان آب حدود ۱/۱۲ درصد وزنی و فشار اندک در هنگام تشکیل این کانی‌ها از ماگمای اولیه است (Berndt *et al.*, 2005; Piccardo and Guarnieri, 2011). از سویی دیگر، در نمودار تغییرات میزان آنورتیت پلاژیوکلازها در برابر میزان عدد منیزم کالینوپیروکسن‌ها (شکل ۷-C) نمونه‌های بررسی شده در محدوده تفریق خشک قرار می‌گیرند که نشانگر میزان اندک آب در ماگمای تشکیل‌دهنده این کانی‌ها است (Ghiorsso and Sack, 1995).

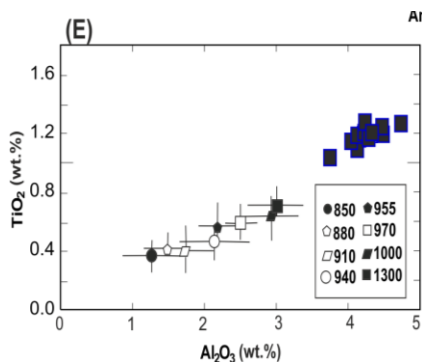
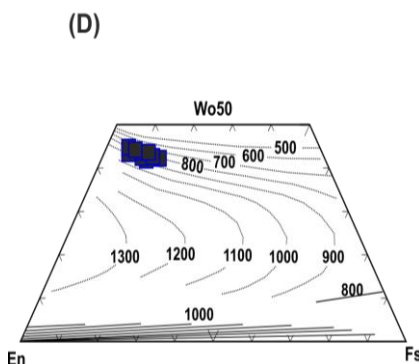
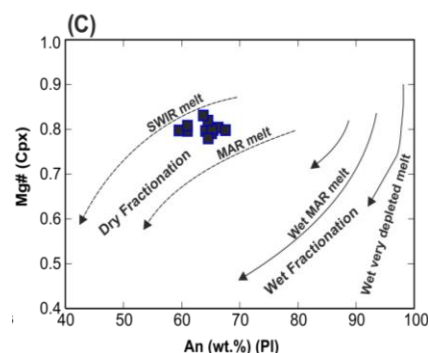
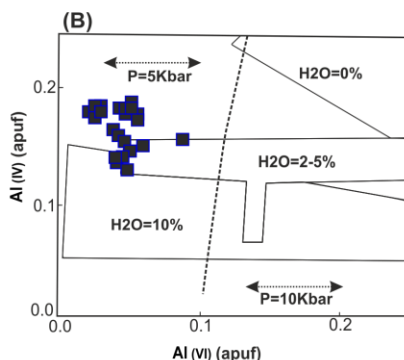
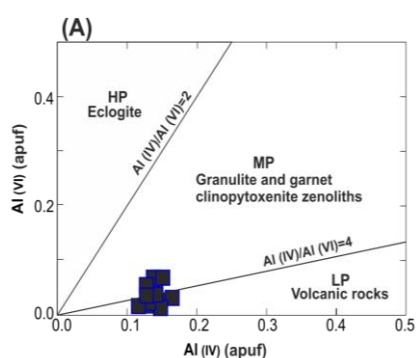
با توجه به میزان آب موجود در پلاژیوکلازهای مورد بررسی و میزان آنورتیت موجود (۵۹ تا ۶۷ درصد) به نظر می‌رسد که میزان فوگاسیته اکسیژن ماگما در هنگام تشکیل این کانی اندک بوده باشد. زیرا انواع با فوگاسیته بالای اکسیژن، دارای مقادیر بالای آنورتیت (An=88%) هستند (Berndt *et al.*, 2005). همکاران (۲۰۰۵) بر این عقیده هستند که کلینوپیروکسن‌هایی با میزان FS_{12} ، En_{42} ، Wo_{46} در حدود ۴/۵۰ درصد آب داشته و از تفریق یک ماگمای پشته‌های میان اقیانوسی ایجاد شده‌اند. به نظر می‌رسد این موضوع با ترکیب کلینوپیروکسن‌های وناکو مطابقت داشته باشد.



شکل ۶- A) نمودار عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989) و مقایسه پیروکسن‌های وناکو با مورب تهیه شده (Workman and Hart, 2005)؛ B) نمودار عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). پیروکسن‌های وناکو الگوی مشابه با ماگماهای قوسی را نشان می‌دهند؛ C) نمودار عناصر خاکی بهنجار شده پلاژیوکلازها نسبت به کندریت (Sun and McDonough, 1989). پلاژیوکلازهای وناکو روندهای مشابه با انواع رایج در گابروهای پوسته اقیانوسی و افیولیتی دارند؛ D) نمودار عناصر خاکی بهنجار شده نسبت به گوشته اولیه (Sun and McDonough, 1989). پلاژیوکلازهای وناکو الگوی مشابه با ماگماهای قوسی را نشان می‌دهند.

رابطه ۱: $T=93.2Al_2O_3+742$
 T، دما بر حسب درجه سانتیگراد و مقدار Al_2O_3 در ترکیب کلینوپیروکسن بر اساس درصد وزنی است. این نتیجه با میزان خطای ± 40 درجه سانتیگراد قابل اندازه گیری است. از آنجا که فشار نیز تحت تأثیر میزان آلومینیوم در کلینوپیروکسن‌ها است، استفاده از این ترمومتر محدود به فشارهای اندک (۵ کیلوبار) است (France *et al.*, 2010). بر اساس این رابطه کلینوپیروکسن‌های موجود در گابروهای وناکو در گستره‌ای بین ۱۱۲۹ تا ۱۱۸۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند.

برای تعیین دمای تبلور توده‌های گابرویی می‌توان از نمودارهای دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها استفاده کرد. با توجه به نمودار دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها برای فشار ۵ کیلوبار (Lindsley, 1983)، ترکیب این کانی‌ها گستره‌ای از ۸۰۰ تا ۹۰۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد (شکل ۷-۱). علاوه بر این، مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در کانی پیروکسن به شدت وابسته به دما است. به طوری که در شکل ۷-۲ مشاهده می‌شود (France *et al.*, 2010) پیروکسن‌های گابرو وناکو در گستره دمای بالا قرار می‌گیرند. همچنین، رابطه بین Al_2O_3 و دما را می‌توان به صورت رابطه ۱ بیان کرد:



شکل ۶-۱) نمودار توزیع آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی و هشتوجهی که نشانگر تبلور سنگ‌های وناکو در یک محیط کم تا متوسط فشار است (Wass, 1979)؛ B) نمودار توزیع آلومینیوم در موقعیت چهاروجهی و هشتوجهی (Helz, 1973). میزان آب ماگما هنگام تبلور کم و فشار حاکم بر محیط تبلور نیز کمتر از ۵ کیلوبار است.

C) نمودار تغییرات آنورتیت در برابر Mg# برای سنگ‌های مافیک، که نشانگر ذوب تفریقی خشک برای تشکیل این سنگ‌ها است (Lindsley, 1983; Ghiorso and Sack, 1995; Kavassnes *et al.*, 2004)؛ D) نمودار دمای تبلور کلینوپیروکسن‌ها برای فشار ۵ کیلوبار (Lindsley, 1983)؛ E) ارتباط بین $TiO_2-Al_2O_3$ در دماهای متفاوت. پیروکسن‌های وناکو در دمای بیش از ۱۰۳۰ درجه سانتیگراد قرار می‌گیرند (France *et al.*, 2010).

نتیجه‌گیری

بر پایه بررسی‌های کانی‌شناختی در توده‌های گابرویی وناکو، پیروکسن‌ها در گستره کلینوپیروکسن‌های کلسیم-منیزیم-آهن‌دار قرار می‌گیرند و از نوع دیوپسیدهای غنی از آلومینیوم-آهن‌دار و آلومینیوم‌دار هستند. میزان آب ماگما هنگام تبلور متغیر و کمتر از ۲ درصد بوده و فشار حاکم بر محیط تبلور کمتر از ۵ کیلوبار است. ترکیب کلینوپیروکسن‌های مورد بررسی گستره‌ای از ۸۰۰ تا ۱۱۲۰ درجه سانتیگراد در فشارهای کمتر از ۵ کیلوبار را نشان می‌دهد. پلاژیوکلازهای مورد بررسی نیز در دمای ۹۵۰ درجه سانتیگراد و فشار اندک تشکیل شده‌اند. بر اساس نتایج حاصل از تجزیه ریزکاو

الکترونی و عناصر نادر خاکی، پیروکسن‌ها و پلاژیوکلازهای مورد بررسی از تفریق یک ماگمای با ماهیت مورب و فوگاسیته اندک اکسیژن در یک محیط دوگانه میان‌اقیانوسی و حاشیه فعال در اعماق کم با ماهیت توله‌ایتی که بیشتر با محیط‌های سوپراسابداکشن همخوانی دارد تشکیل شده‌اند.

سپاسگزاری

نگارندگان از حمایت‌های آقایان دکتر یوشی‌هیرو آسهارا و دکتر سایمون والیس از دانشگاه ناگویا (ژاپن) و دکتر موتوهیرو تسوبوی از دانشگاه کانزی (ژاپن) به خاطر انجام تجزیه نقطه‌ای و جداسازی کانی‌ها تشکر می‌نمایند.

منابع

- Allahyari, K., Saccani, E., Pourmoafi, M., Beccaluva, L. and Masoudi, F. (2010) Petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neotethys oceanic branch between Arabia and Iran. *Ofioliti* 35: 71-90.
- Ao, S. J., Xiao, W. J., Han, C. M., Mao, Q. G. and Zhang, J. E. (2010) Geochronology and geochemistry of early Permian mafic-ultramafic complexes in the Beishan area, Xinjiang, NW China: implications for late Paleozoic tectonic evolution of the southern Altaids. *Gondwana Research* 18: 466-478.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. and Zeda, O. (1989) Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology* 77: 165-182.
- Bence, A. E., Papike, J. J. and Ayuso, R. A. (1975) Petrology of Atlantic island arcs. *Bulletin of Volcanology* 32: 189-206.
- Berndt, J., Koepke, J. and Holtz, F. (2005) An experimental investigation of the influence of water and oxygen fugacity on differentiation of MORB at 200 MPa. *Journal of Petrology* 46: 135-167.
- Borghini, G., Rampone, E., Crispinei, L., De Ferrai, R. and Godard, M. (2007) Origin and emplacement of ultramafic-mafic intrusions in the Erro-Tobbio mantle peridotite (Ligurian Alps, Italy). *Lithos* 94: 210-229.
- Deer, W. A., Howie, R. A. and Zussman, J. (1991) An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London.
- Fazeli, B., Torabi, Gh. and Ayati, F. (2013) Petrography and mineral chemistry of volcanic rocks in Kuh-e-Siah (north of Gavkhuni lagoon, SE of Isfahan). *Petrology* 4(15): 17-38 (in Persian).
- France, L., Koepke, J., Ildfonse, B., Cichy, S. B. and Deschamps, F. (2010) Hydrous partial melting in the sheeted dike complex at fast spreading ridges: Experimental and natural observations.

Contributions to Mineralogy and Petrology 160: 683-704.

Gharehchahi, Z., Torabi, Gh. and Sayari, M. (2013) Petrography and mineral chemistry of the Eocene volcanic rocks in the Posht-e-Badam block. *Petrology* 4(14): 31-48 (in Persian).

Ghiorso, M. S and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes, IV. a revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 119: 197-212.

Helz, R. T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5$ kb as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology* 17: 139-193.

Kavassnes, A. J. S., Strand, H. A., Moen Eikeland, H. and Pedersen, R. B. (2004) The Lyngen gabbro: the lower crust of Ordovician incipient arc. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148: 358-379.

Koller, F., Hoeck, V., Meisel, T., Ionescu, C., Onuzi, K. and Ghega, D. (2006) Cumulates and gabbros in southern Albanian ophiolites: their bearing on regional tectonic setting. In: *Tectonic development of the eastern Mediterranean region* (Eds. Robertson, A. H. F. and Mountrakis, D.) Special Publications 260: 267-299. Geological Society, London.

Kretz, R. (1983) Symbols of rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.

LeBas, N. J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science* 260: 267-288.

Lesnov, F. P. (2010) Rare earth elements in ultramafic and mafic rocks and their minerals. CRC Press, Balkema.

Li, W. X., Mo, X. X., Yu, X. H., Ding, Y., Huang, X. F., Wei, P. and He, W. Y. (2013) Petrology and geochemistry of the early Mesozoic pyroxene andesites in the Maiziu area, west Qiling China: products of subduction or syn collision. *Lithos* 172-173: 158-174.

Lindsley, I. (1983) Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68: 477-493.

Liu, C. Z., Zhang, C., Yang, L. Y., Zhang, L. L. Ji, W. Q. and Wu, F. Y. (2014) Formation of gabbro-norites in the Purang ophiolite (SW Tibet) through melting of hydrothermally altered mantle along a detachment fault. *Lithos* 205: 127-141.

Mahood, G. A. and Baker, D. R. (1986) Experimental constraints on depths of fractionation of mildly alkalic basalts and associated felsic rocks: Pantelleria, strait of Sicily. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 93: 251-264.

Mazzucchelli, M., Rivalenti, G., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., Hofmann, A. W. and Parenti, M. (1992) Primary positive Eu anomaly in clinopyroxenes of low-crust gabbroic rocks. *Geochimica et cosmochimica acta* 56: 2363-2370.

Morimoto, N. (1988) The nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine* 52: 535-550.

Nosova, A. A., Sazonova, L. V., Narkisova, V. V. and Simakin, S. G. (2002) Minor elements in clinopyroxene from Paleozoic volcanics of the Tagil island arc in the Central Urals. *Geochemistry International* 40: 219-232.

Passchier, C. and Trouw, R. A. J. (2005) *Microtectonic*. Springer, Verlag, Berlin.

Piccardo, G. B. and Gaurneri, L. (2011) Gabbro-norite cumulate from strongly depleted MORB in the Alpine-Apennine ophiolites. *Lithos* 124: 200-213.

Ross, K. and Elthon, D. (1993) Cumulates for strongly depleted mid-ocean ridge basalt. *Nature* 365: 826-829.

- Ross, K. and Elthon, D. (1997) Cumulus and postcumulus crystallization in ocean crust: major and trace elements geochemistry of leg 153 gabbroic rocks. In: Proceeding of the ocean drilling program, Scientific Result (Eds. Karson, J. A., Cannat, M., Millet, D. J. and Elthon, D.) Ocean Drilling Program 153: 330-350. College Staion, Texas.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. and Bence, E. (1979) Statistical analysis of clinopyroxenes from deep sea basalts. *American Mineralogist* 64: 501-513.
- Shahidi, M. and Nazari, H. (1997) Geological Map of Harsin 1/100000, No Sheet; 5558, Geological Survey Iran, Tehran.
- Stocklin, J. (1974) Possible ancient continental margin in Iran. In: *The Geology of continental margins* (Eds. Burke, C. A. and Drake, C. L.) 873-887. Springer, Verlag, Berlin.
- Stocklin, J. and Nabavi, M. H. (1973) Tectonic Map of Iran 1/2500000, Geological Survey of Iran.
- Sun, S. S. and McDonough, W. F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic of basalts: implication for mantle composition and processes. In: *Magmatism in oceanic basins* (Eds. Saunders, A. D. and Norry, M. J.) Special publications 42: 313-345. Geological Society, London.
- Wass, S. Y. (1979) Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos* 12: 115-132.
- Workman, R. K. and Hart, S. R. (2005) Major and trace element composition of depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231: 53-72.
- Wrobel Daveau, J. C., Ringenbach, J. C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P. and Frizonde Lamotte, D. (2010) Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences* 3: 499-513.

Magma signification and geothermobarometry of Vanako gabbro, southeast Sahneh, using the pyroxene and plagioclase composition

Fatemeh Nouri ¹, Hossein Azizi ^{2*} and Nematollah Rashidnejad Omran ¹

¹ Department of Geology, School of Basic Sciences, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

² Department of Mine Engineering, Faculty of Engineering, University of Kurdistan, Sanandaj, Iran

Abstract

The Vanako gabbroic body, southwest of Sahneh, extended along the Zagros ophiolite belt, in the west of Iran. The body contains plagioclase and pyroxene with minor amount of olivine and compositionally lie in the gabbro and olivine-bearing gabbro fields. Based on microprobe analyses, plagioclase composition is labradorite with $An_{60.31-67.53}$ which has crystallized in temperature of about 950 °C and low pressure. The composition of pyroxene is diopside and it has developed in medium to low pressure and temperature ranging from 800-1120 °C. The low values of Fe^{3+} in pyroxenes and moderate values of An in the plagioclases point to the low fO_2 in the composition of the parent magm. Also, the high values of Al_2O_3 in the pyroxenes and rare earth elements pattern normalized with chondrite infer that these rocks have been generated from fractionation of MORB type magma. The geodynamics situation of the Kermanshah area and the tendency of some samples to calc-alkaline affinity are further evidence to support a supra-subduction zone for the origin of these rocks rather than Mid-Oceanic Ridge basin.

Key words: Geothermobarometry, Clinopyroxene, Gabbro, Ophiolite, Sahneh, Zagros zone

* h.azizi@uok.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.