

شیمی کانی، دما- فشارسنجی و ژنز کلینوپیروکسن‌های مجموعه دایک‌های شمال خاوری مشکین‌شهر، شمال باختر ایران

محمد فدائیان^{۱،۲*}، احمد جهانگیری^۳ و محسن مؤید^۳

^۱ دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۲ مربی، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

^۳ استاد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۸/۰۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۰/۲۸

چکیده

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال شهرستان مشکین‌شهر جای دارد. بیش از ۲۰۰ دایک با ترکیب سنگ‌شناسی بازالتی، تفریتی، آندزیتی و تراکی آندزیتی به سن ائوسن در این ناحیه رخنمون دارند. کانی‌های کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، آنالسیم و گاه الیوین به صورت درشت بلور در این سنگ‌ها حضور دارند. مطالعات شیمی کانی، نوع کلینوپیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه را دیوپسید معرفی می‌کنند. این پیروکسن‌ها عدد منیزیم به نسبت بالای میان ۰/۷۷ تا ۰/۹۹ دارند. وجود انواع منطقه‌بندی نوسانی عادی و وارون در کلینوپیروکسن‌ها نشان‌دهنده نقش و عملکرد گسترده فرایند تفریق در تکامل سنگ‌های این ناحیه است؛ غنی‌شدگی عناصر K، Na، Al، Ti و هسته پیروکسن‌ها به سوی حاشیه می‌تواند تأثیر فرایند متاسوماتیزم گوشته‌ای را در هنگام بالاآمدگی ماگمای بازیک با ترکیب بازالتی تقویت کند. نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی و همچنین مقایسه ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه با پیروکسن‌های موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف، نشان می‌دهد که کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با ترکیب آلکالین انطباق خوبی با محیط زمین‌ساختی کمان ماگمایی از خود نشان می‌دهند. طبق مطالعات دما- فشارسنجی، فشار تبلور محاسبه شده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه میان ۷ تا ۱۴ کیلو بار و دمای تبلور میان ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد محاسبه شده است. ژرفای تشکیل و تبلور پیروکسن‌ها در ماگمای سازنده میان ۵۵ تا ۶۵ کیلومتر و به طور متوسط حدود ۶۰ کیلومتر برای سنگ‌های مورد مطالعه برآورد می‌شود.

کلیدواژه‌ها: دما- فشارسنجی، مینرال شیمی، کلینوپیروکسن، مشکین‌شهر، ایران.

* نویسنده مسئول: محمد فدائیان

E-mail: mfadaeyan@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها را می‌توان با فرمول عمومی $M_2MIT_2O_6$ نشان داد که شامل یک موقعیت تراهدری و دو موضع اکتاهدری است. بر پایه مطالعات Morimoto et al. (1988) در موقعیت T کاتیون‌های Si^{4+} ، Al^{3+} و سپس Fe^{3+} جایگزین می‌شود و مجموع کاتیون‌های موقعیت T برابر ۲ است. مجموع کاتیون‌های موقعیت M1 برابر ۱ است و کاتیون‌های Al^{3+} و Fe^{3+} باقیمانده از موقعیت T در این مکان قرار می‌گیرند. در صورتی که Al^{3+} و Fe^{3+} کافی برای پرشدن مکان M1 نباشد، کاتیون‌هایی مانند Ti^{4+} ، Zr^{4+} ، Cr^{3+} ، V^{3+} ، V^{5+} ، Ti^{3+} ، Sc^{3+} ، Zn^{2+} ، Mg^{2+} و سپس Mn^{2+} می‌توانند در این موضع قرار گیرند. کاتیون‌های باقیمانده از موقعیت M1 مانند Mg^{2+} ، Fe^{2+} و Mn^{2+} در موقعیت M2 و سپس در مرحله بعدی کاتیون‌های Li^{+} ، Ca^{2+} و Na^{+} در موقعیت M2 قرار می‌گیرند و ظرفیت آن حدود ۱ است. پژوهشگران بسیاری (Le Bas, 1962; Leterrier et al., 1982; Beccaluva et al., 1989) بر وابستگی ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به ترکیب شیمیایی ماگمای میزبان تأکید کرده‌اند، این امر سبب اهمیت کلینوپیروکسن‌ها در تعیین سری ماگمایی سنگ میزبان و تعیین موقعیت زمین‌ساخت- ماگمایی آنها شده است. از سوی دیگر ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به شرایط فیزیکی و شیمیایی ماگما مانند دما، فشار و فوگاسیته اکسیژن وابسته است و ابزار ارزشمندی برای سنجش شرایط فیزیکوشیمیایی ماگما به شمار می‌رود. در این نوشتار با توجه به فراوانی کلینوپیروکسن‌ها در دایک‌هایی با ترکیب بازالتی، آندزیتی، تفریتی و همچنین دگرسانی بسیار ناچیز آنها، به کمک ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها به بررسی شیمی کانی، دما- فشارسنجی، محیط زمین‌ساختاری و شرایط فیزیکی و شیمیایی حاکم بر شکل‌گیری پیروکسن‌ها و همچنین دایک‌ها پرداخته می‌شود.

۲- روش مطالعه

پس از مطالعات صحرایی گسترده، از سنگ‌های دارای کانی پیروکسن که بیشتر

در سنگ‌های بازالتی، آندزیتی، تفریتی این دایک‌ها هستند، ۲۵ نمونه برای تهیه مقاطع میکروسکوپی انتخاب شد. پس از مطالعات سنگ‌نگاری دقیق و مشخص کردن روابط بافتی میان کانی‌ها، ۱۲ نمونه برای تجزیه نقطه‌ای به آزمایشگاه پژوهشکده زمین‌شناسی و ژئوفیزیک آکادمی علوم چین فرستاده شد. تجزیه نقطه‌ای توسط دستگاه میکروپروپ JEOL, JXA-8100، با ولتاژ ۲۰ kV، شدت جریان ۲۰ nA و قطر نقطه تجزیه ۳ μm انجام شد. ۱۸۰ نقطه از کانی‌های پیروکسن در سنگ‌ها انتخاب و تجزیه شد. تصحیحات زمینه با استفاده از الگوریتم PAP (Pouchou & Pichoir, 1985) انجام شده است. مقادیر به دست آمده از تجزیه به صورت اکسید است که مقادیر هر عنصر (pfu) بر پایه ۴ کاتیون و ۶ اتم اکسیژن بر پایه روش Droop (1987) به دست آمده است. محاسبه هر کدام از مقادیر Fe^{3+} و Fe^{2+} توسط برنامه‌های کامپیوتری بر پایه روش Papike et al. (1974) انجام شده است (جدول ۱). در مرحله بعدی داده‌های حاصل از این تجزیه، به کمک نرم‌افزارهای PTMafic و Minpet تحلیل و تفسیر شده‌اند. نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} در کانی‌های فرومنیزین با استفاده از موازنه کاتیون‌ها در ساختمان کانی‌ها (Droop, 1987) به دست آمده است.

۳- زمین‌شناسی منطقه

منطقه مورد مطالعه در استان اردبیل و شمال خاوری شهرستان مشکین‌شهر در محدوده جغرافیایی بین طول‌های ۳۴° ۴۷' تا ۵۴° ۴۷' و عرض‌های ۳۸° ۴۱' تا ۳۸° ۵۰' شمالی جای گرفته است. این ناحیه در پهنه البرز باختری و آذربایجان و پهنه ماگمایی ترشباری قرار گرفته است (Stöcklin, 1968 & 1977; Nabavi, 1976). همچنین به باور Alberti et al. (1981) این ناحیه در ایالت ماگمایی آذربایجان قرار دارد که میان دریای خزر و دریای سیاه قرار گرفته و به

کلبیوپروکسن و الیون تشکیل شده‌اند (شکل ۲-ب). کانی پیروکسن به عنوان فراوان‌ترین درشت‌بلور در این سنگ‌ها حضور دارد و فراوانی آن ۲۵ تا ۴۰ درصد است. اندازه این بلورها گاه تا ۲ میلی‌متر نیز می‌رسد و منطقه‌بندی ساعت شنی در برخی از آنها وجود دارد. ادخال‌های موجود در این پیروکسن‌ها شامل کانی‌های کدر، زیرکن و شیشه است. تجزیه به روش میکروپروب، نوع پیروکسن‌ها را دیوپسید معرفی می‌کند. در این گروه سنگی خمیره بیشتر شامل بلورهای پیروکسن و بلورهای میکرولیتی و ریزبلورهای پلاژیوکلاز است. فراوانی میکرولیت‌های پلاژیوکلاز از ۳۰ تا ۴۰ درصد در تغییر است و در بیشتر موارد تجزیه شده‌اند. الیون به صورت کانی فرعی و با فراوانی کم (۵ تا ۸ درصد) در تعدادی از نمونه‌ها دیده می‌شود و بیشتر نیمه‌شکل‌دار است و آثار تجزیه به ایدنگسیت در آنها دیده می‌شود. از کانی‌های جزئی می‌توان به زیرکن و آپاتیت اشاره کرد که به صورت ادخال درون دیگر کانی‌ها دیده می‌شوند.

۵- شیمی کلبیوپروکسن‌ها

۵-۱. تغییرات ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها

به‌طور معمول کانی پیروکسن غنی از منیزیم و فقیر از آهن است. مقدار عددی منیزیم $(Mg\# = Mg/(Mg+Fe^{2+}))$ به عنوان یک شاخص مهم در بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد. محدوده $Mg\#$ همه پیروکسن‌ها میان ۰/۷۷ تا ۰/۹۹ قرار می‌گیرد. به تفکیک نوع سنگ‌ها این محدوده تغییر می‌کند؛ به طوری که مقادیر $Mg\#$ مربوط به پیروکسن‌های آندزیتی‌ها ۰/۷۷ تا ۰/۹۷، تفریتی‌ها ۰/۷۸ تا ۰/۹۸، و بازالیت‌ها ۰/۷۸ تا ۰/۸۷ است. ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها در سنگ‌های مورد مطالعه بر پایه نتایج تجزیه میکروپروب و درصد اکسیدها به صورت SiO_2 (47.2-54.3Wt%)، Al_2O_3 (2.95-5.25Wt%)، FeO (2.95-5.25Wt%)، MgO (13.85-17.25Wt%) و CaO (19.45-23.59Wt%) اجزای اصلی تشکیل‌دهنده ترکیب پیروکسن‌هاست و اکسیدهای TiO_2 (0.40-1.90Wt%)، MnO (0.00-0.54Wt%)، Na_2O (0.00-0.17Wt%)، K_2O (0.00-0.05Wt%)، Cr_2O_3 (0.00-0.01Wt%) و NiO (0.00-0.04Wt%) به مقادیر کمتری در ترکیب پیروکسن‌ها حضور دارند. تغییرات زیاد در مقادیر اکسیدها می‌تواند بیانگر تأثیر فرایند تفریق از سنگ‌های بازیک تا اسیدی‌تر باشد. برای بررسی تغییرات ترکیب شیمیایی کلبیوپروکسن‌ها در سنگ‌های مختلف از نمودار تغییرات $Mg\#$ در برابر دیگر عناصر بر پایه مقادیر apfu استفاده شده است (شکل ۳). با افزایش مقدار $Mg\#$ در پیروکسن‌ها مقادیر Si ، Mn و Fe^{2+} به شیب منفی از سوی سنگ‌های مافیک به حدواسط کاهش می‌یابند. از سوی دیگر با افزایش مقدار $Mg\#$ در پیروکسن‌ها مقادیر Al^{III} ، Ca ، Mg ، Fe^{3+} ، Cr ، K ، Ni با شیب مثبت افزایش می‌یابند. با وجود اینکه مقادیر Na و K در پیروکسن‌ها پایین است ولی افزایش مقادیر این دو عنصر در سنگ‌های بازیک و کاهش آن در سنگ‌های حد واسط، با توجه به اینکه در یک مذاب آلکالین بازالیتی با افزایش روند تفریق مقادیر عناصر آلکالین به سرعت افزایش می‌یابد، می‌تواند نشان‌دهنده ترکیب آلکالین مذاب اولیه باشد. وجود همبستگی مثبت میان Ti و Al^{III} در برابر عدد آهن $(Fe\# = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg))$ نیز می‌تواند عملکرد فرایند تفریق در سیستم تبلور پیروکسن‌ها را نشان دهد (شکل ۴). همچنین نبود اکسیدهای آهن به صورت ادخال در پیروکسن‌ها دلیلی بر عملکرد فرایند تفریق در پیروکسن‌ها است (Marcelot et al., 1988). در نمودار $Mg\#$ در برابر $(Ca\#/Ca/(Ca+Mg))$ (شکل ۴) پیروکسن‌ها عدد $Ca\#$ بالایی نشان می‌دهند ($Ca\#$ 0.47-0.58).

۵-۲. نام‌گذاری و سازوکار جانشینی در پیروکسن‌ها

برای نام‌گذاری پیروکسن‌ها از نمودارهای مختلفی استفاده شده است؛ به طوری که در نمودار Q در برابر J که توسط Morimoto (1989) ارائه شده است، پیروکسن‌ها در محدوده $Ca-Mg-Fe$ قرار می‌گیرند و در نمودار Al در برابر Fe^{3+} (Morimoto et al., 1988)

سوی باختر به درون آناتولی مرکزی کشیده شده است (شکل ۱). ظهور برش‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیت بازالیتی، تراکی آندزیتی، بازالیتی و تفریتی با زمینه توفی و هیالوکلاستیکی اولین نشان از فعالیت آتشفشانی در منطقه مورد مطالعه است و نیز کهن‌ترین سنگ‌های منطقه را شامل می‌شوند که روی سنگ‌های آهکی کرتاسه بالایی قرار می‌گیرند و سن ائوسن برای آنها در نظر گرفته شده است (باباخانی، ۱۳۷۵). این واحد در برخی نقاط ویژگی آتشفشان‌های زیردریایی را از خود نشان می‌دهد و قطر قطعات آن از ۵ تا ۲۰ سانتی‌متر متغیر است. فعالیت آتشفشانی به صورت جریان‌های گدازه‌ای با ساخت منشوری و با ترکیب بازالیتی، تراکیتی و تراکی آندزیتی ادامه یافته است. در این ناحیه بیش از ۲۰۰ دایک در وسعتی حدود ۱۰۰ کیلومتر مربع برونزد دارند و در بیشتر موارد برش‌های آتشفشانی را قطع کرده‌اند. این دایک‌ها ترکیب بازالیتی، آندزیتی، تراکی آندزیتی و تفریتی دارند و احتمالاً دایک‌های تغذیه‌کننده فعالیت‌های بعدی هستند (فدائیان، ۱۳۸۲). این دایک‌ها روند شمال باختری- جنوب خاوری از خود نشان می‌دهند و گاه یکدیگر را قطع می‌کنند. عملکرد گسل‌ها و شکستگی‌های اولیه در این ناحیه از عوامل مهم کنترل‌کننده روند دایک‌هاست.

۴- سنگ‌نگاری

دایک‌های این منطقه را می‌توان بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمیایی در ۴ گروه تقسیم‌بندی کرد که شامل دایک‌های تراکی آندزیتی، آندزیتی، تفریتی و بازالیتی هستند. دایک‌های تراکی آندزیتی با بافت پورفیریک و خمیره میکرولیتی، ریزبلورین و بیشتر دارای درشت‌بلورهایی از کانی‌های پتاسیم فلدسپار، پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت هستند. بلورهای شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار پتاسیم فلدسپار با فراوانی ۳۰٪ تا ۳۵٪ و به اندازه ۳ تا ۴ میلی‌متر به صورت درشت‌بلور و بلورهای ریزتر در زمینه سنگ حضور دارند. بلورهای پلاژیوکلاز به مقدار کم هم به صورت درشت‌بلور و هم در زمینه این سنگ‌ها حضور دارند. بلورهای آمفیبول با فراوانی ۱ تا ۱۰ درصد بیشتر به صورت درشت‌بلورهایی به اندازه ۰/۵ تا ۱ میلی‌متر حضور دارند و برخی از آنها در اثر دگرسانی به کانی‌های کربناتی و کدر تجزیه شده‌اند. بلورهای کانی بیوتیت نیز بیشتر به کلریت تجزیه شده‌اند. دایک‌های آندزیتی با بافت پورفیریتیک و خمیره میکرولیتی و شامل کانی‌هایی مانند پلاژیوکلاز، کلبیوپروکسن و آمفیبول هستند (شکل ۲-الف). پلاژیوکلازها شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار و بیشتر دارای ماکل پلی‌سنتتیک هستند. البته برخی از بلورهای پلاژیوکلاز منطقه‌بندی نوسانی از خود نشان می‌دهند و گاه بخش‌هایی از آنها به سریست دگرسان شده‌اند. کانی کلبیوپروکسن که بیشتر ترکیب دیوپسید دارند به صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار به صورت درشت‌بلور و نیز ریزبلور در خمیره سنگ حضور دارند. تعداد کمی نیز کانی آمفیبول به صورت درشت‌بلور و ریزبلور در خمیره این سنگ‌ها حضور دارند. کانی آپاتیت و زیرکن گاه به صورت میانبار در کلبیوپروکسن‌ها وجود دارند. دایک‌های تفریتی با بافت پورفیریتیک و خمیره میکرولیتی بیشتر از کانی پلاژیوکلاز، آنالسیم و کلبیوپروکسن تشکیل شده‌اند (شکل ۲-ب). بلورهای پلاژیوکلاز با ساخت منطقه‌بندی بلورین و ماکل تکراری، شکل‌دار و نیمه‌شکل‌دار هستند و برخی از آنها از حاشیه و در امتداد شکستگی‌ها به سریست تجزیه شده‌اند. کانی کلبیوپروکسن بیشتر شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار و اندازه آنها از ۰/۲ تا ۲ میلی‌متر متغیر است. فراوانی درشت‌بلورهای پیروکسن تا ۱۲ درصد می‌رسد. پیروکسن‌ها در بیشتر موارد دارای ساخت ساعت شنی هستند. بر پایه مطالعات سنگ‌نگاری، پیروکسن‌ها دارای ادخال‌هایی از آپاتیت و کانی‌های کدر هستند. همچنین خود پیروکسن‌ها به صورت ادخال درون پلاژیوکلازها و درشت‌بلورهای آنالسیم دیده می‌شوند. بر پایه نتایج تجزیه میکروپروب ترکیب پیروکسن بیشتر دیوپسید است. دایک‌های بازالیتی با بافت پورفیریتیک و خمیره میکرولیتیک بیشتر از پلاژیوکلاز،

Cr و Al^{VI} به همراه مقادیری از Mg، سایت M1 را در ساختمان پیروکسن پر کرده‌اند. همه Ca و Na به همراه باقیمانده Mg در سایت M₁ هستند. ترکیب پیروکسن در هسته و حاشیه آن تقریباً یکنواخت است (شکل ۶). ترکیب اعضای پایانی کلاینوپیروکسن‌های مورد مطالعه به‌طور متوسط به‌صورت $Hd\% = -94.2-8.32, Di\% = 0.44-99.30$ و $Jd\% = -2.32-97.35$ و $Ae\% = 0.00-3.25$ است.

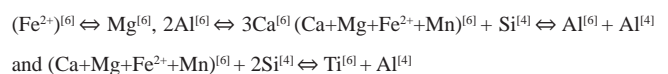
۵-۳. تغییرات عناصر در کلاینوپیروکسن‌های زونه

به منظور بررسی تغییرات ترکیب عنصری بلورهای پیروکسن‌های زونه نیم‌رخ‌هایی طولی و عرضی در بلورهای مختلف پیروکسن توسط دستگاه میکروپروب تهیه شد. این نیم‌رخ‌ها نشان می‌دهد که بلورهای پیروکسن که ساخت منطقه‌بندی بلورین دارند و در هسته نسبت به عناصر Si، Ca و Mg فقیر و در حاشیه کانی غنی‌شدگی نشان می‌دهند. از سوی دیگر به سوی هسته به مقدار عناصر Fe و Al افزوده شده است. انواع منطقه‌بندی نوسانی عادی و وارون و نیز منطقه‌بندی بخشی در این کلاینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود. منطقه‌بندی نوسانی در بیشتر کلاینوپیروکسن‌ها دیده می‌شود و با وجود نوارهای متفاوت از دید رنگ و ترکیب شیمیایی قابل شناسایی هستند. در منطقه‌بندی نوسانی عادی به‌طور معمول حاشیه نسبت به هسته و دیگر بخش‌های بلور از Al، Fe، Ti و غنی‌شدگی بیشتری نشان می‌دهد. در حالی که Ca و Mg در حاشیه تپی‌شدگی نشان می‌دهد. مشاهده این گونه روندها با تغییرات تدریجی، نتیجه فرایند تفریق ماگمایی است. در منطقه‌بندی نوسانی وارون عموماً بخش هسته بلور با مقدار Mg کم و در برابر Fe، Al و Ti بیشتر مشخص می‌شود. این بخش از بلور تقریباً دارای ترکیب همگنی است. ولی در بخش هسته بلور که روند وارون دارد مقدار Mg زیاد و در برابر Fe، Al و Ti کم است. این بخش از بلور Si بالایی نیز دارد. در کلاینوپیروکسن‌های مربوط به سنگ‌های آندزیتی (شکل ۷) پیروکسن‌ها ویژگی‌های منطقه‌بندی نوسانی عادی را از خود نشان می‌دهند. در حالی که پیروکسن‌های مربوط به سنگ‌های تقریبی منطقه‌بندی نوسانی وارون دارند. در شکل ۸ نقشه عنصری بلور کلاینوپیروکسن بر پایه عناصر Ca، Fe، Al و Mg نشان داده شده است که نقش منطقه‌بندی بلورین در رشد و تبلور آن را مشخص می‌کند.

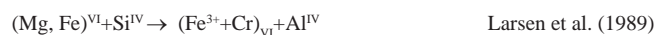
۵-۴. دلایل شکل‌گیری انواع منطقه‌بندی بلورین

فشار می‌تواند یک عامل برجسته در کنترل ترکیب شیمیایی کلاینوپیروکسن‌ها و نیز بروز منطقه‌بندی عادی باشد (Dobosi et al., 1989; Wass, 1979; Aoki & Kushiro, 1968). افزایش فشار سبب افزایش مقادیر Na و AIVI می‌شود. بنابراین حاشیه بلور دارای Ti و AIIIV بیشتر و در برابر Na و AIVI کمتر نسبت به هسته و دیگر بخش‌های بلور خواهد بود. در کلاینوپیروکسن‌های موجود در سنگ‌های منطقه این تغییرات دیده می‌شود؛ ولی این تفاوت‌ها به اندازه‌ای نیست که قابل توجه باشد و تنها فشار عامل منطقه‌بندی عادی تلقی شود. این امر دخالت یک عامل دیگر در پیدایش منطقه‌بندی بلورین عادی در کلاینوپیروکسن‌ها را تقویت می‌کند. آمیختگی دو ماگمای مجزا و یا آمیختگی دو بخش ماگمایی در اتاقک ماگمایی مشترک می‌تواند سبب بروز آثار و نشانه‌هایی از منطقه‌بندی بلورین در کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ شود (Couch et al., 2001)؛ وجود منطقه‌بندی وارون و بافت‌های نشان‌دهنده عدم تعادل از جمله این موارد هستند. بافت غیر تعادلی همچون میانبار مذاب از شواهد آمیختگی ماگمایی به شمار می‌رود؛ همچنین بافت غربالی (Tsuchiyama, 1985) و حاشیه واکنشی در پلاژیوکلازها می‌تواند از دیگر شواهد آمیختگی ماگمایی باشد. رابطه موجود میان درجه انتشار یون‌ها در ماگما و میزان رشد بلور، منطقه‌بندی نوسانی را کنترل می‌کند. زمانی که بلور وارد مرحله جدیدی از تبلور می‌شود، در لایه جدید در حال شکل‌گیری، تمرکز یون‌ها کاهش می‌یابد و موقعیت آنها توسط دیگر یون‌های موجود در ماگما اشغال می‌شود (Winter, 2001). وجود منطقه‌بندی نشان‌دهنده نبود تعادل در سیستم ماگمایی در طول تبلور و یا به علت تغییر در سرعت رشد بلور است؛ همه این موارد بیانگر تغییر ترکیب ماگما، دما و فشار است (Dobosi & Fodor, 1992). نبود یکنواختی

پیروکسن‌ها در محدوده غنی از آلومینیم قرار می‌گیرند (شکل ۵). در نمودار En-Fs-Wo (Deer et al., 1978)، نمودار En-Fs-Wo (Rock, 1990) و نمودار مثلثی $CaSiO_3$ - $MgSiO_3$ - $FeSiO_3$ (Poldervaart & Hess, 1951) پیروکسن‌ها در محدوده دیوپسید جانمایی می‌شوند. همچنین در نمودار Ti-Na- AIIIV (Papike et al., 1974) پیروکسن‌ها بیشتر ویژگی‌های غنی از کلسیم (CATS) از خود نشان می‌دهند (شکل ۵). سازوکار جانشینی در پیروکسن‌ها با تغییرات شرایط فیزیکی و شیمیایی و نیز تغییرات ترکیب شیمیایی ماگما می‌تواند در سطح گسترده‌ای ایجاد شود. میان اعضای انتهایی پیروکسن‌ها سری محلول کامل جامد برقرار است و جانشینی کاتیون‌های مختلف می‌تواند رخ دهد. مقادیر متفاوت (2.95 - 5.25) Al_2O_3 در پیروکسن‌ها می‌تواند سازوکار جانشینی زیر را در آنها نشان دهد (شکل ۶):



و نسبت Ti/Al در محدوده 1:5-1:20 تغییر می‌کند. این ویژگی‌ها نشان می‌دهد که عنصر آلومینیم به‌صورت جانشینی به‌صورت Ca-tschermaks molecule (cats) در ساختمان پیروکسن‌ها حضور دارد؛ این موضوع می‌تواند توسط نمودار Ti-Na- AIIIV (Papike et al., 1974) نیز تایید شود (شکل ۶). سازوکار جانشینی $3Ca^{6l} \Leftrightarrow Mg^{6l} \text{ and } 2Al^{6l} \Leftrightarrow (Fe^{2+})^{6l}$ دو روند متفاوت را نشان می‌دهد که می‌تواند سازوکار جانشینی در سنگ‌های بازیک را نسبت به سنگ‌های حدواسط تفکیک کند. از سوی دیگر نمودارهای شکل ۶ نشان می‌دهد که سازوکار جانشینی نقش مهمی در تفکیک نوع سنگ‌های منطقه داشته است. همبستگی بسیار خوبی میان Ti و Si^{6l} در پیروکسن‌ها (شکل ۶) وجود دارد که می‌تواند به علت: (۱) تعادل دوباره در ماگما (ممکن است به علت متاسوماتیزم باشد)؛ (۲) فعالیت زیاد SiO_2 در جدایش ماگما؛ (۳) تعادل دوباره زیر خط سولیدوس (Hébert & Laurent, 1990) باشد. همبستگی خوب میان Ti و Al در این پیروکسن‌ها می‌تواند نشان‌دهنده سازوکار جانشینی در ساختمان آنها به‌صورت $(Mg,Fe)^{VI} + 2Si^{IV} \rightarrow Ti^{VI} + 2Al^{IV}$ باشد. در صورتی که مقادیر Al در پیروکسن‌ها بیش از حد زیاد باشد، همان‌گونه که Gibb (1973) و Gibson (1988) نشان داده‌اند، ممکن است جانشینی‌های زیر رخ دهد:



محصولات این نوع جانشینی تحت عنوان جانشینی چرماک "Tschermaks" شناخته می‌شوند. Herzberg & Chapman (1976) نشان دادند که جانشینی چرماک در کلاینوپیروکسن‌ها با افزایش دما، زیاد می‌شود. از سوی دیگر Gibb (1973) بیان می‌کند که تفریق اکسیدهای Fe-Ti سبب حذف و خارج شدن Ti از مذاب می‌شود. در حالی که تفریق پلاژیوکلازها با کاهش مقادیر Al همراه است (Upton et al., 1984). در نتیجه پیروکسن‌های متبلور شده از این ماگماها دارای مقادیر Ti و Al کمتری خواهند بود. همچنان که در شکل نیز مشخص است، پیروکسن‌های سنگ‌های اسیدی تر مقادیر Ti و Al کمتری دارند. وجود مقادیر زیاد Ti در برخی از پیروکسن‌ها نشان‌دهنده وجود Ti زیاد در ماگمای سازنده آنهاست. عنصر Cr به‌صورت یک کاتیون سه‌ظرفیتی در ماگما حضور دارد؛ بنابراین می‌تواند همراه به Al جانشینی چرماک با Si و Fe تشکیل دهد. همان‌گونه که در شکل ۶ نشان داده شده است، محتوای Cr به شدت کاهش یافته است که می‌تواند نتیجه تفریق بلوری کروم-اسپینل در ساختمان کلاینوپیروکسن‌ها باشد (Gibson, 1988). عنصر Mn نسبت به Mg# همراه با Fe^{2+} شیب منفی نشان می‌دهد که نشان‌دهنده افزایش مقادیر Mn و Fe^{2+} در ماگما هم‌زمان با تبلور پیروکسن‌هاست. همچنین می‌تواند نتیجه جانشینی Mn به جای Fe در ساختمان الومین و یا اکسیدهای Fe-Ti در ماگما باشد. مقادیر Al^{IV} از 0.00-0.67 (a.p.f.u) پر کننده سایت تتراهدردی (T) است. تشکیل‌دهنده‌های Ti، Fe،

در محدوده آلکالین قرار می‌گیرند که نشان‌دهنده غنی‌شدگی عنصر Ca در آنهاست. سایت هشت‌وجهی پیروکسن‌ها بیشتر توسط Si به‌طور کامل پر می‌شود. پیروکسن‌ها مقادیر Al بیش از نیاز برای پر کردن سایت چهاروجهی نشان می‌دهند. این موضوع به خاطر مقدار زیاد Si است که سایت چهاروجهی یا تراهدر پیروکسن‌ها را پر می‌کند و هیچ‌گونه نقص بلوری در سایت چهار وجهی پیروکسن‌ها وجود ندارد. از آنجایی که کمبود در سایت تراهدری از ویژگی‌های مشخصه کلاینوپیروکسن‌های آلکالین است (Conticelli, 1998)، ممکن است پیروکسن‌ها از ماگمای آلکالین سرچشمه گرفته باشند. بنابراین داده‌های شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه با کلاینوپیروکسن‌های مربوط به بازالت‌های آلکالین، گابروهای اقیانوسی آلکالین و پوسته اقیانوسی قدیمی متاسوماتیزه ماگمای آلکالین مقایسه شده است (شکل ۹). این مقایسه نشان می‌دهد که کلاینوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه انطباق خوبی با سنگ‌های متاسوماتیزه آلکالین نشان می‌دهند.

۷- دما- فشارسنجی کلاینوپیروکسن‌ها

برخی از روش‌های دما- فشارسنجی کانی پیروکسن که تا کنون ارائه شده است بر پایه تعادل میان دو پیروکسن (ارتوپیروکسن - کلاینوپیروکسن) هستند که این روش توسط (Lindsley 1983) ارائه شده است. این موضوع سبب محدودیت‌هایی در به‌کارگیری آنها می‌شود؛ به‌طوری‌که در نمونه‌های مورد مطالعه کانی ارتوپیروکسن دیده نشده است. بنابراین به منظور بررسی‌های دما- فشارسنجی نمونه‌های مورد مطالعه از روش‌های ارائه شده بر پایه تعادل میان کلاینوپیروکسن - مذاب و یا ترکیب تک‌بلور کلاینوپیروکسن استفاده شده است. در این روش‌ها، ترکیب‌های مذاب بر پایه کسر کاتیونی ترکیب‌های بدون آب است و کاتیون‌های تشکیل‌دهنده کلاینوپیروکسن نیز بر پایه ۶ اتم اکسیژن به دست می‌آیند. برای محاسبات دما- فشارسنجی از روش‌های ارائه شده توسط (Putrika et al. 1996 & 2003)، (Nimis & Taylor 2000) و (Putrika 2008) استفاده شده است (جدول ۲). همچنین مطالعات جدید نشان می‌دهد که ترکیب شیمیایی کلاینوپیروکسن‌ها در شرایط دما و فشار مختلف، دچار تغییر می‌شود؛ بنابراین شرایط P-T ماگما نقش مهمی در ترکیب کلاینوپیروکسن‌ها دارد (e.g., Dal Negro et al., 1985; Malgarotto et al., 1993; Bindi et al., 1999; Pasqual et al., 1995; Nazzareni et al., 1998; Aydin et al., 2009). کلاینوپیروکسن‌های موجود در ماگماهای بازیک به علت شرایط پایداری در فشارهای مختلف مناسب هستند. مدل‌سازی ساختار بلوری، روش مهمی برای برآورد تغییرات ساختمانی در کلاینوپیروکسن‌هاست. (Del Negro et al. 1989) نشان داد که عامل‌های ساختاری پیروکسن‌ها می‌تواند در مشخص کردن شرایط پتروژنی آنها استفاده شود. محتوای Al یک عامل حساس برای کلاینوپیروکسن‌هاست. (Nimis 1995) برای فشارسنجی کلاینوپیروکسن‌ها برای مذاب‌های بی‌آب با استفاده از مقادیر VCell و VM1 که بر پایه واحدهای سلولی ساختمان کلاینوپیروکسن به دست آمده توسط پراش پرتو X و یا با محاسبه بر پایه کاتیون‌ها (apfu) به دست می‌آیند (در شرایط آزمایشگاهی فشار یک اتمسفر و دمای ۲۵ درجه سانتی‌گراد)، نمودارها و محاسبات مربوط را ارائه کرد که نتایج در جدول ۲ نشان داده شده است. (Nimis & Ulmer 1998) کالیبراسیون جدیدی را برای فشارسنجی پیشنهاد کردند که برای کلاینوپیروکسن‌هایی که دارای شرایط $(Ca+Na) > 0.5$ (apfu), Al_2O_3/SiO_2 (wt%) < 0.375 , (i.e., $Al_2O_3 < 18$ wt) و $Mg/(Mg+Fe^{2+}) > 0.7$ به کار می‌رود. در این روش هم برای محاسبه فشارسنجی کلاینوپیروکسن‌ها در حالت مذاب بی‌آب و نیز مذاب آب‌دار محاسبات مربوط انجام شده که نتایج در جدول ۲ آورده شده است. (Nimis 1999) برای محاسبه فشار تبلور کلاینوپیروکسن‌ها برای محدوده گسترده‌ای از ترکیب‌های ماگمایی از بازیک تا اسیدی و همچنین ماگماهای توله‌ایتی ساب‌آلکالین و آلکالین متوسط و سری‌های

در ترکیب شیمیایی ماگما و تبلور کانی در شرایط نامتعادل در کلاینوپیروکسن‌ها سبب تشکیل چنین حالتی خواهد شد (Harkings & Hollister, 1997). مقادیر Al_2O_3 و TiO_2 در پیروکسن‌های زونه بالاست (wt% Al_2O_3 1.35-6.41, TiO_2 0.13-0.96) مطالعات (Duda & Schmincke 1978) نشان می‌دهد که وجود مقادیر $Al_2O_3 > 4.5$ و مقادیر TiO_2 حدود ۲wt% در سنگ‌های آلکالین معمول است. بنابراین غنی‌شدگی مقادیر Na, Al, Ca, K از هسته به سوی حاشیه می‌تواند نشان‌دهنده تأثیر فرایندهای خارجی تأثیرگذار بر ماگما مانند فرایند متاسوماتیزم آلکالین باشد.

۵-۵. فوگاسیته اکسیژن

فوگاسیته اکسیژن تأثیر ویژه‌ای در تغییر دمای لیکیدوس و ترکیب مذاب دارد (France et al., 2010) و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماگمایی و توالی تبلور و نوع کانی‌های تشکیل شده در ماگماست (Kilinc et al., 1983; Moretti, 2005; Kress & Carmichael, 1991; Botcharnikov et al., 2005). تعیین فوگاسیته اکسیژن از نمودار $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ استفاده می‌شود که توسط (Schweitzer et al. 1979) ارائه شده است (شکل ۹). این نمودار بر پایه موازنه Al موجود در موقعیت تراهدری و Al و Cr در موقعیت‌های اکتاهدری است. در ترکیب پیروکسن‌ها عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه‌ظرفیتی مانند Al, Cr و Ti در موقعیت‌های هشت‌وجهی شود. بنابراین فراوانی Fe در پیروکسن‌ها بستگی به موازنه Al در موقعیت چهاروجهی و هشت‌وجهی ساختمان پیروکسن دارد. هر چه میزان Al^{IV} بیشتر باشد امکان ورود عناصر سه‌ظرفیتی دیگر به جز Al مانند Fe به موقعیت هشت‌وجهی سیستم بیشتر فراهم می‌شود. بنابراین نمونه‌هایی که بالای خط $Fe = 0$ قرار می‌گیرند پیروکسن‌هایی هستند که در محیطی با فوگاسیته اکسیژن بالا متبلور شده‌اند و نمونه‌هایی که در پایین این خط قرار می‌گیرند در فوگاسیته اکسیژن کمتری تشکیل شده‌اند (شکل ۹). (Cameron & Papike 1981) توجه به فاصله نمونه‌ها از خط $Fe = 0$ بیان کردند که هر چه فاصله نمونه‌ها از این خط بیشتر شود، مقدار فوگاسیته اکسیژن در محیط آنها بیشتر بوده است. همان‌گونه که در شکل ۹ نشان داده شده است نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده با فوگاسیته اکسیژن بالا جای دارند.

۵-۶. ارتباط ترکیب شیمیایی پیروکسن‌ها و سنگ میزبان

یکی از بهترین عامل‌ها برای بررسی ارتباط میان ترکیب پیروکسن‌ها با ترکیب شیمیایی سنگ میزبان استفاده از عدد منیزیم (Mg#) است. بدین منظور از نمودار $Mg\#_{Cpx}$ در برابر $Mg\#_{whole\ rock}$ استفاده می‌شود (شکل ۹-الف). همان‌گونه که در شکل مشخص است نمونه‌ها در محدوده بالای خط ۱:۱ قرار می‌گیرند که نشان می‌دهد که میزان Mg در پیروکسن‌ها بیشتر از سنگ میزبان و سنگ میزبان نسبت به آهن غنی‌تر است. این موضوع نشان می‌دهد که آهن بیشتر تمایل دارد به صورت Fe^{2+} در خلال تبلور در شرایط اکسایشی در مذاب حضور داشته باشد و بنابراین آهن جدا و در ساختمان دیگر کانی‌ها مانند مگنتیت وارد می‌شود.

۶- سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی پیروکسن‌ها

مشارکت عناصر Si, Al, Ca, Ti و Na در شبکه کلاینوپیروکسن‌ها وابستگی شدیدی به درجه آلکالینیته ماگمای مادر سنگ‌های آذرین دارد (Le Bas, 1962). (Letierrier et al., 1982) بدین منظور موقعیت پیروکسن‌ها در نمودارهای Al_2O_3 در برابر SiO_2 (Le Bas, 1962) و نمودار Ca+Na در برابر Ti (Letierrier et al., 1982) در شکل ۹ نشان داده شده است. ترکیب شیمیایی کلاینوپیروکسن‌ها در محدوده گسترده‌ای از پرآلکالین تا ساب‌آلکالین تغییر می‌کند؛ ولی بیشتر نمونه‌ها در محدوده آلکالین عادی قرار می‌گیرند؛ این تغییرات می‌تواند به علت تغییرات پیچیده سنگ‌ها در طی تبلور باشد. پیروکسن‌های مربوط به سنگ‌های بازالتی و آندزیتی بیشتر در محدوده آلکالین عادی و پیروکسن‌های مربوط به تفریت‌ها در محدوده گسترده‌ای از پرآلکالین تا ساب‌آلکالین قرار می‌گیرند. در نمودار Ca+Na در برابر Ti بیشتر نمونه‌ها

- در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه منطقه‌بندی نوسانی عادی و وارون دیده می‌شود که نشان‌دهنده نقش و عملکرد فرایند تفریق در زمان تبلور پیروکسن‌هاست.

- غنی‌شدگی عناصر Al ، Ti ، Na و K از هسته پیروکسن‌ها به سوی حاشیه می‌تواند تأثیر فرایند متاسوماتیزم گوشته‌ای را تقویت کند.

- مقادیر فوگاسیته اکسیژن در ماگمای مادر پیروکسن‌های مورد مطالعه بالا بوده است.

- مقادیر Mg در کلینوپیروکسن‌ها نسبت به سنگ میزبان بیشتر و در برابر آن مقدار آهن در سنگ میزبان بیشتر از کلینوپیروکسن‌هاست که نشان می‌دهد آهن به صورت Fe^{3+} در خلال تبلور و شرایط اکسایشی تمایل به حضور در مذاب داشته و در ادامه وارد ساختمان کانی‌های مانند مگنتیت شده است.

- بر پایه نمودارهای تعیین سری ماگمایی و محیط زمین‌ساختی و همچنین مقایسه ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه با پیروکسن‌های موقعیت‌های زمین‌ساختی مختلف، کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با ترکیب آلکالن انطباق خوبی با محیط زمین‌ساختی کمان ماگمایی از خود نشان می‌دهند و تأثیر فرایند متاسوماتیزم حاصل از یک منبع گوشته‌ای پریدوتیتی تهی شده دور از انتظار نیست.

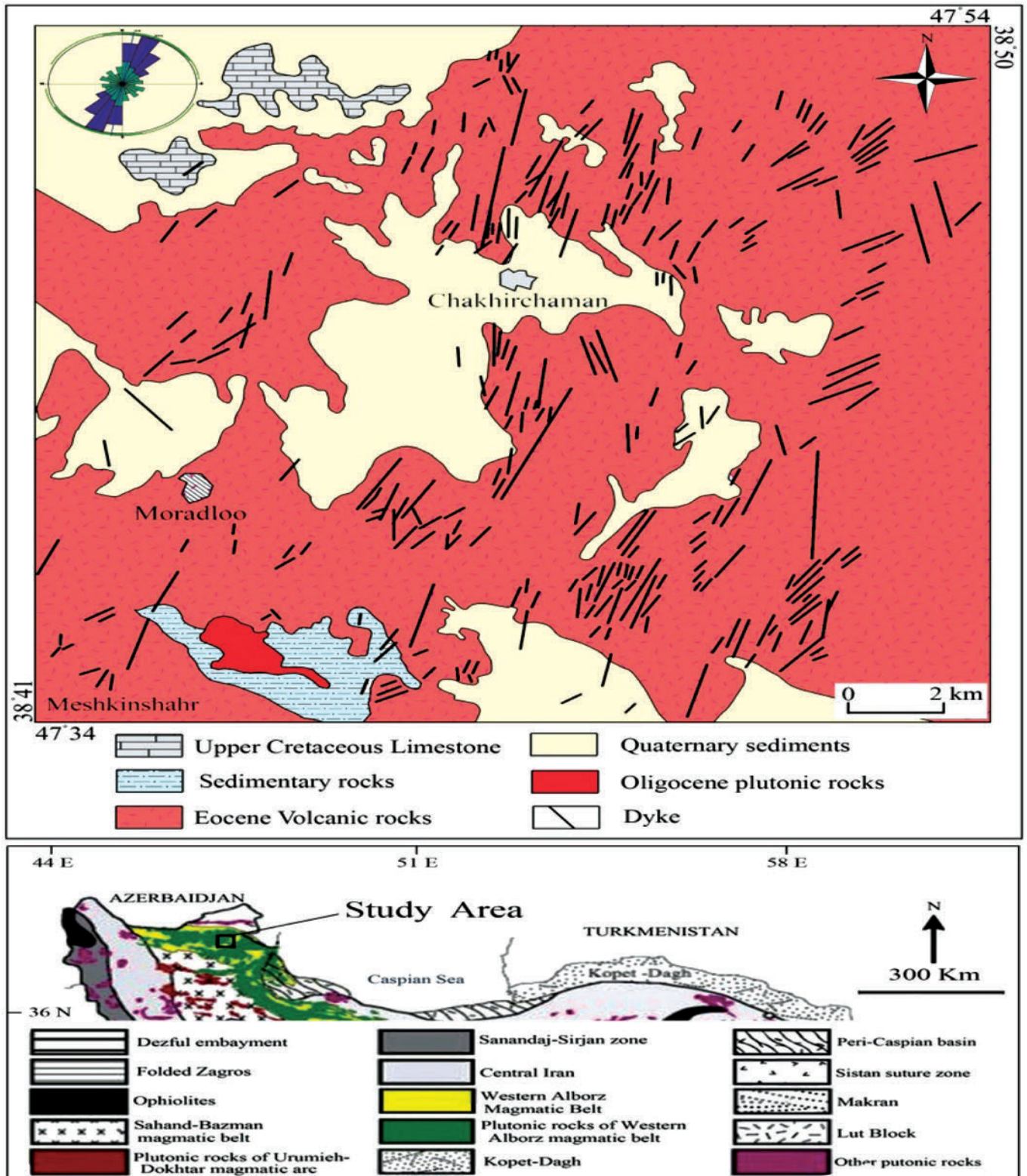
- بر پایه مطالعات دما- فشارسنجی، فشار به دست آمده برای تشکیل کلینوپیروکسن‌های سنگ‌های مورد مطالعه میان ۷ تا ۱۴ کیلوبار و دما میان ۱۱۵۰ تا ۱۲۰۰ درجه سانتی‌گراد است و بر پایه افزایش ۳/۶۵ کیلوبار فشار به ازای هر کیلومتر ژرفا، تشکیل کلینوپیروکسن‌ها در ماگمای سازنده میان ۲۰ تا ۴۰ کیلومتر و به‌طور متوسط حدود ۳۰ کیلومتر برای سنگ‌های مورد مطالعه برآورد می‌شود (شکل ۱۰).

شوشونیتی روابط دیگری ارائه کرد که نتایج در جدول ۲ نشان داده شده است. برای دماسنجی پیروکسن‌ها از روش‌های محاسباتی ارائه شده توسط Dal Negro et al. (1982)، Bertrand & Mercier (1985 & 1986) و Molin & Zanazzi (1991) استفاده شده که نتایج در جدول ۳ آورده شده است. بر پایه محاسبات انجام شده محدوده دمایی تبلور کلینوپیروکسن‌ها میان ۱۱۵۰ تا ۱۲۱۰ درجه سانتی‌گراد و فشار تبلور پیروکسن‌ها در سنگ‌ها میان ۷ تا ۱۴ کیلوبار است. برخی از پژوهشگران مانند Wass (1979) پیشنهاد کردند که نسبت‌های Al^{VI} در برابر $Ti+Al^{IV}/Si$ و $Al^{VI}/(Mg/Mg+Fe)$ در پیروکسن‌ها می‌تواند به عنوان فشارسنج به کار برود. در نمودار Al^{VI} vs. Al^{IV} (Aoki & Kushiro, 1968) Aoki & Shiba, 1973) نمونه‌های مورد مطالعه در گستره فشار متوسط قرار می‌گیرند. نسبت $Al^{VI}/Al^{IV} < 1$ (even < 0.5) نشان‌دهنده فشارهای پایین تبلور کلینوپیروکسن است؛ چون عنصر Al تمایل به جانشینی در فشارهای پایین در موقعیت‌های تتراهدردی دارد. (Simonetti et al. (1996) بر این باور است که $Al^{VI} < 1$ (pfu) نشان‌دهنده تبلور در فشارهای پایین است.

۸- نتیجه‌گیری

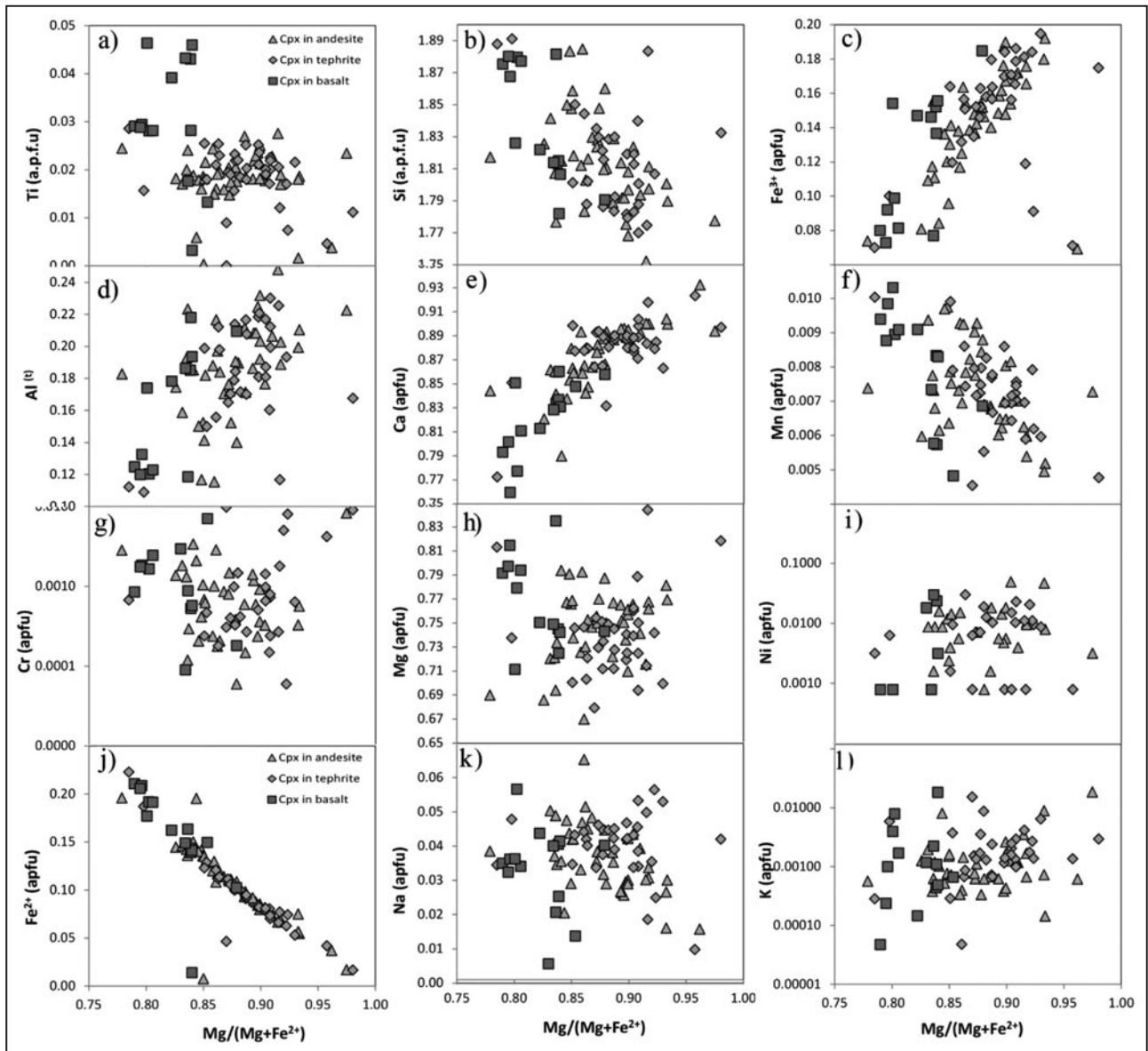
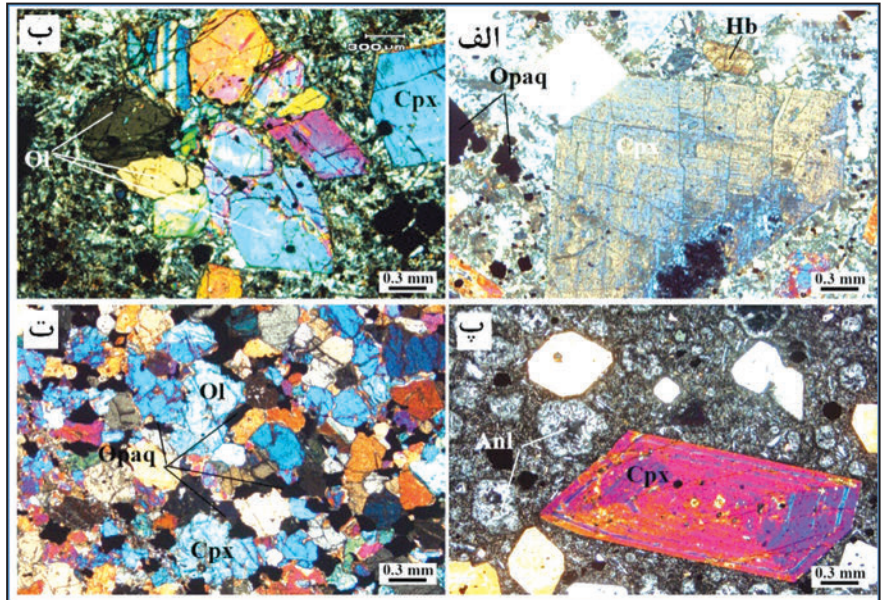
- ترکیب شیمیایی پیروکسن‌های مورد مطالعه در دایک‌هایی با ترکیب بازالتی، تفریتی، آندزیتی و تراکی‌آندزیتی از نوع دیوپسید است.

- سازوکار جانشینی گسترده در کلینوپیروکسن‌های مورد مطالعه با جایگزینی کاتیون‌های مختلف به ویژه Al و Ti در اثر تغییرات شرایط فیزیکی و شیمیایی ماگمای مادر وجود دارد.

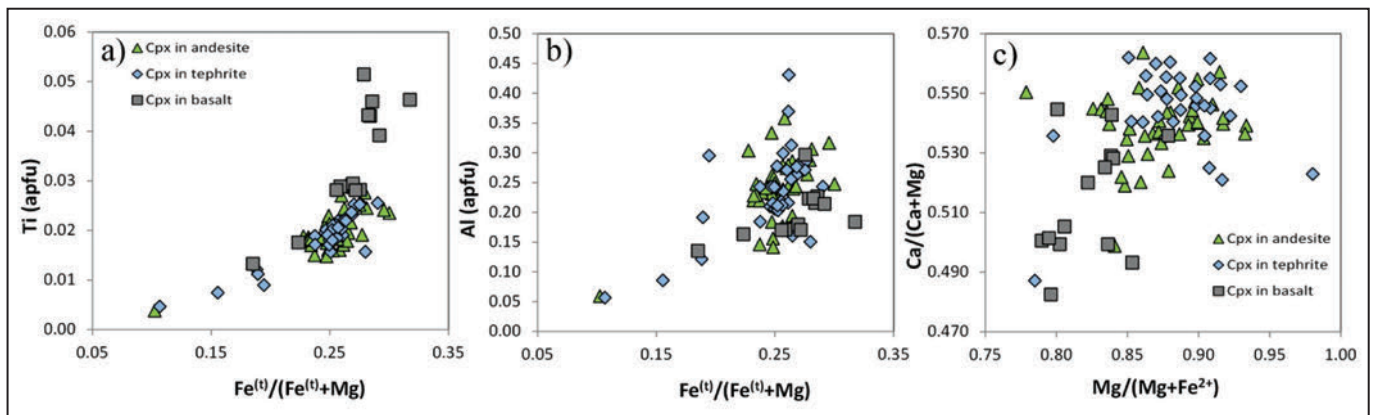


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (فدائیان، ۱۳۹۴) و موقعیت منطقه مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران (Aghanabati, 2004).

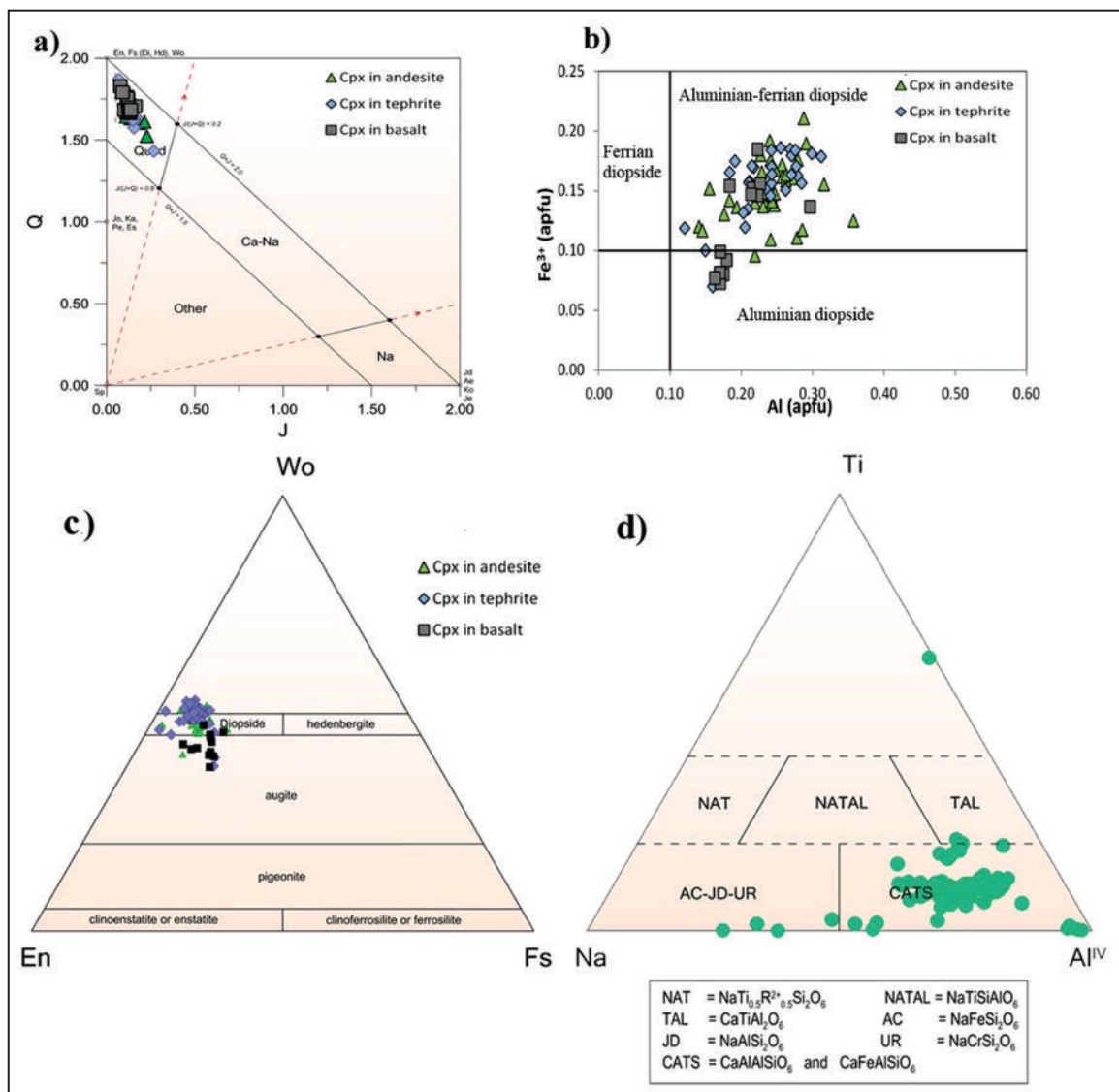
شکل ۲- الف) درشت بلور شکل دار دیوپسید در آندزیت به همراه آمفیبول از نوع هورنبلند در خمیره‌ای از پلاژیوکلاز؛ ب) درشت بلورهای کلینوپیروکسن از نوع دیوپسید به همراه الیون در سنگ بازالت؛ پ) درشت بلور دیوپسید شکل دار به همراه ساخت ساعت شنی و منطقه بندی بلورین به همراه آنالسیم در سنگ تفریت؛ ت) بیگانه بلور (زینولیت) پیروکسنیتی با بافت گرانولار که از کلینوپیروکسن های اوژیت، الیون و کانی های کدر تشکیل شده است.



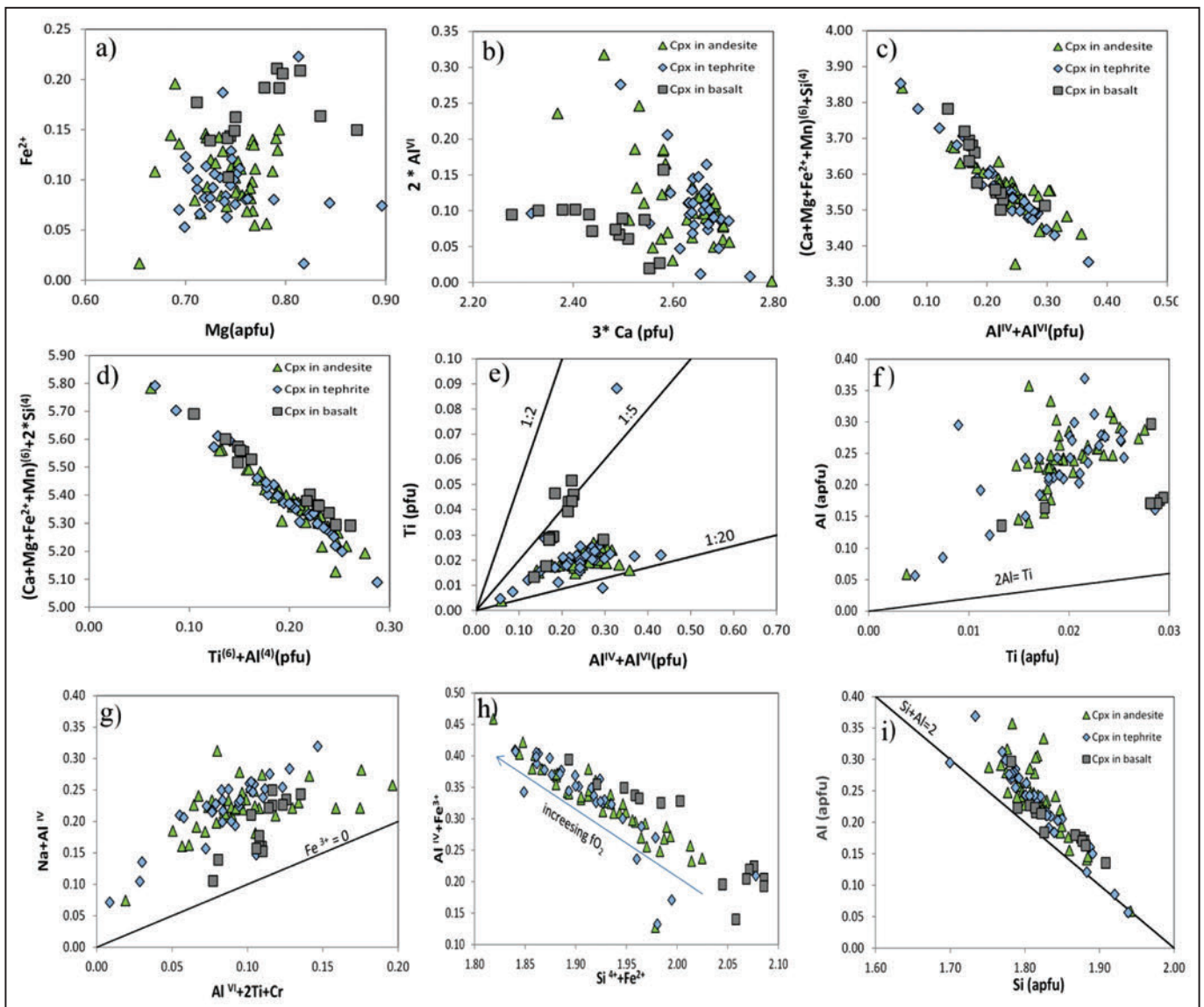
شکل ۳- تغییرات ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن ها در نمودار Mg# در برابر عناصر Ti, Si, Fe, Al, Ca, Cr, Ni, Na, Mg, Mn, K برابر پایه pfu.



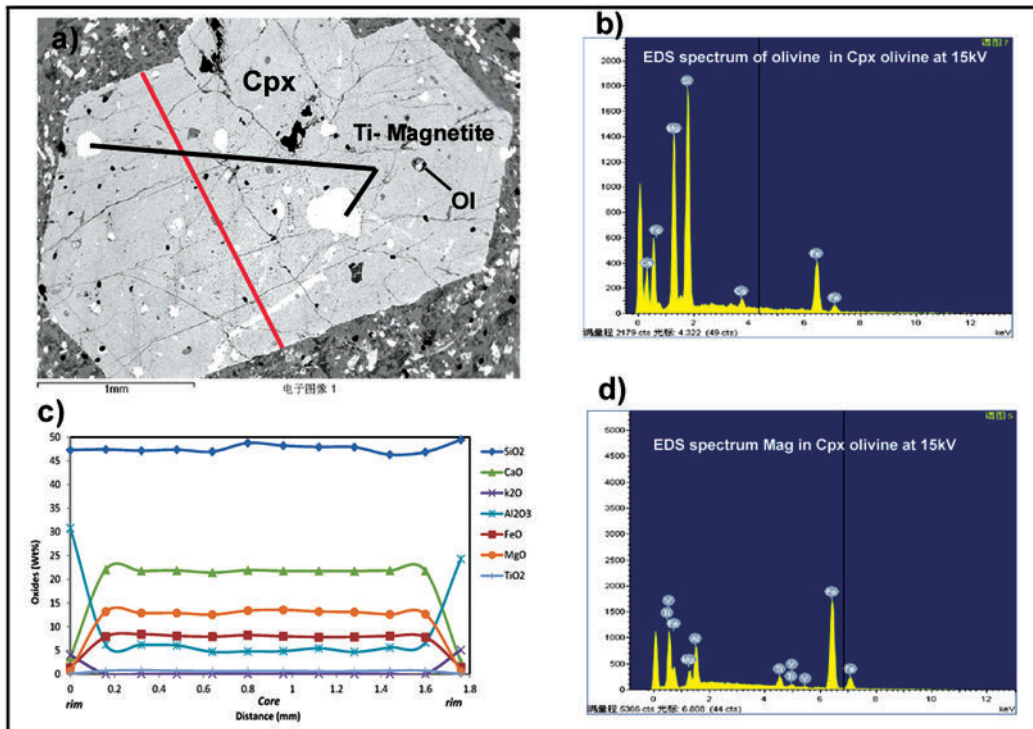
شکل ۴- تغییرات ترکیب شیمیایی کلیئوپیروکسن‌ها در: (a) نمودار Fe# در برابر Ti؛ (b) نمودار Fe# در برابر Al؛ (c) نمودار Mg# در برابر Ca#.



شکل ۵- ترکیب کلیئوپیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه. (a) در نمودار Q در برابر J (Morimoto et al., 1988)؛ (b) نمودار Al(a.p.f.u) در برابر Fe^{3+} (a.p.f.u)؛ (c) در نمودار En-Fs-Wo (Morimoto et al., 1988)؛ (d) نمودار Ti-Na- Al^{IV} (Deer et al., 1978).

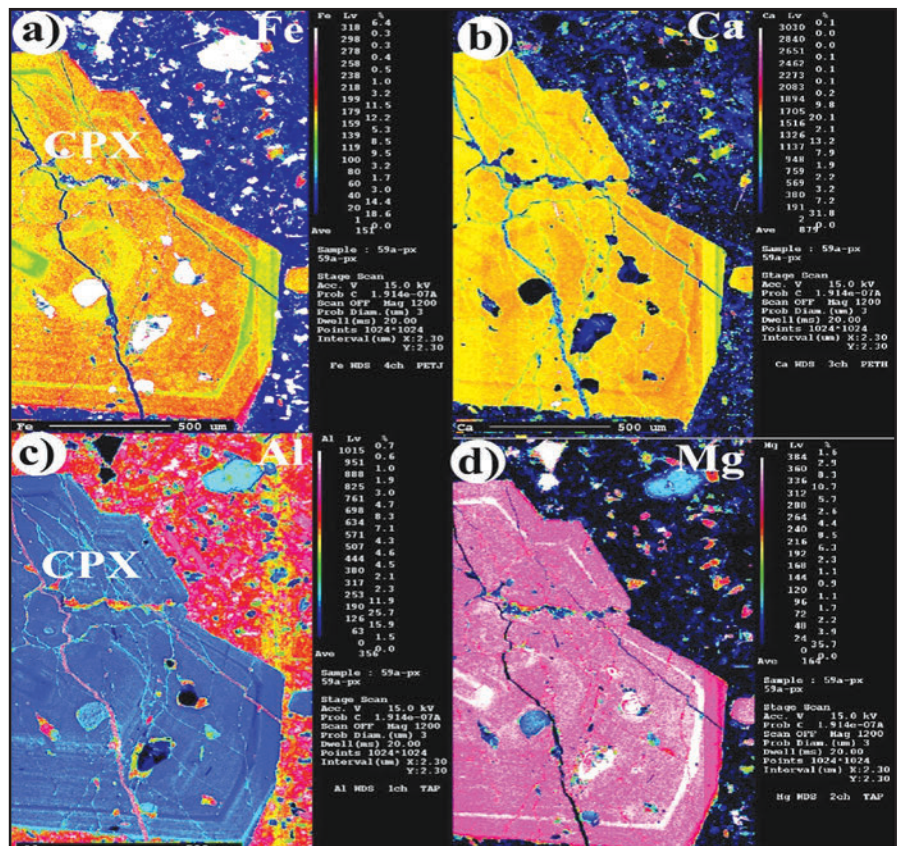


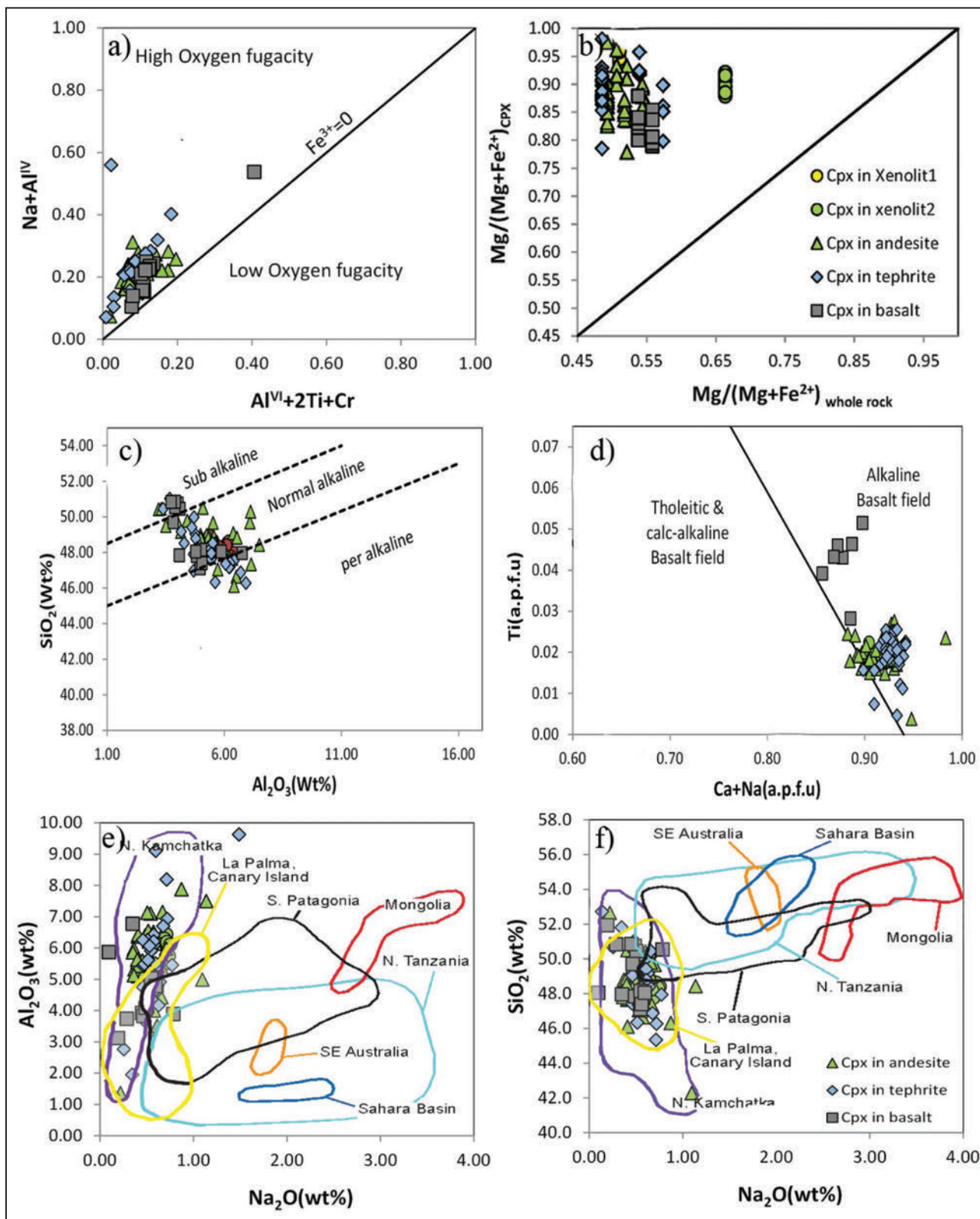
شکل ۶- نمودار $Mg(apfu)$ در برابر Fe^{2+} ; نمودار $3 * Ca$ در برابر $2 * Al^{VI}$; نمودار $(Ca+Mg+Fe^{2+}+Mn)^{(6)}+Si^{(4)}$ در برابر $Al^{IV}+Al^{VI}$; نمودار $(Ca+Mg+Fe^{2+}+Mn)^{(6)}+2 * Si^{(4)}$ در برابر $Ti^{(6)}+Al^{(4)}$; نمودار $Ti (pfu)$ در برابر $Al^{IV}+Al^{VI}$ (e)؛ نمودار $Al (apfu)$ در برابر $Ti (apfu)$ (f)؛ نمودار $Al^{IV}+Fe^{3+}$ در برابر $Si^{4+}+Fe^{2+}$ (h)؛ نمودار $Na+Al^{IV}$ در برابر $Al^{VI}+2Ti+Cr$ (g)؛ نمودار $Al(apfu)$ در برابر $Si(apfu)$ (i)؛ نمودار $Al(apfu)$ در برابر $Si(apfu)$ (i) (Vaca et al., 2012). (after Leterrier et al., 1982)



شکل ۷- (a-v) تصویر BSE از درشت‌بلور کلینوپروکسن در دایک آندزیتی که دارای میانبار الیون و مگنتیت است؛ خط سرخ محل نیمرخ میکروپروپ را مشخص می‌کند؛ (b) طیف EDX از میانبار الیون درون بلور پروکسن؛ (c) مقادیر اکسیدهای اصلی نیمرخ خطی بلور پروکسن و مقایسه آنها نسبت به حاشیه و مرکز و هسته بلور؛ (d) طیف EDX از میانبار مگنتیت درون بلور پروکسن.

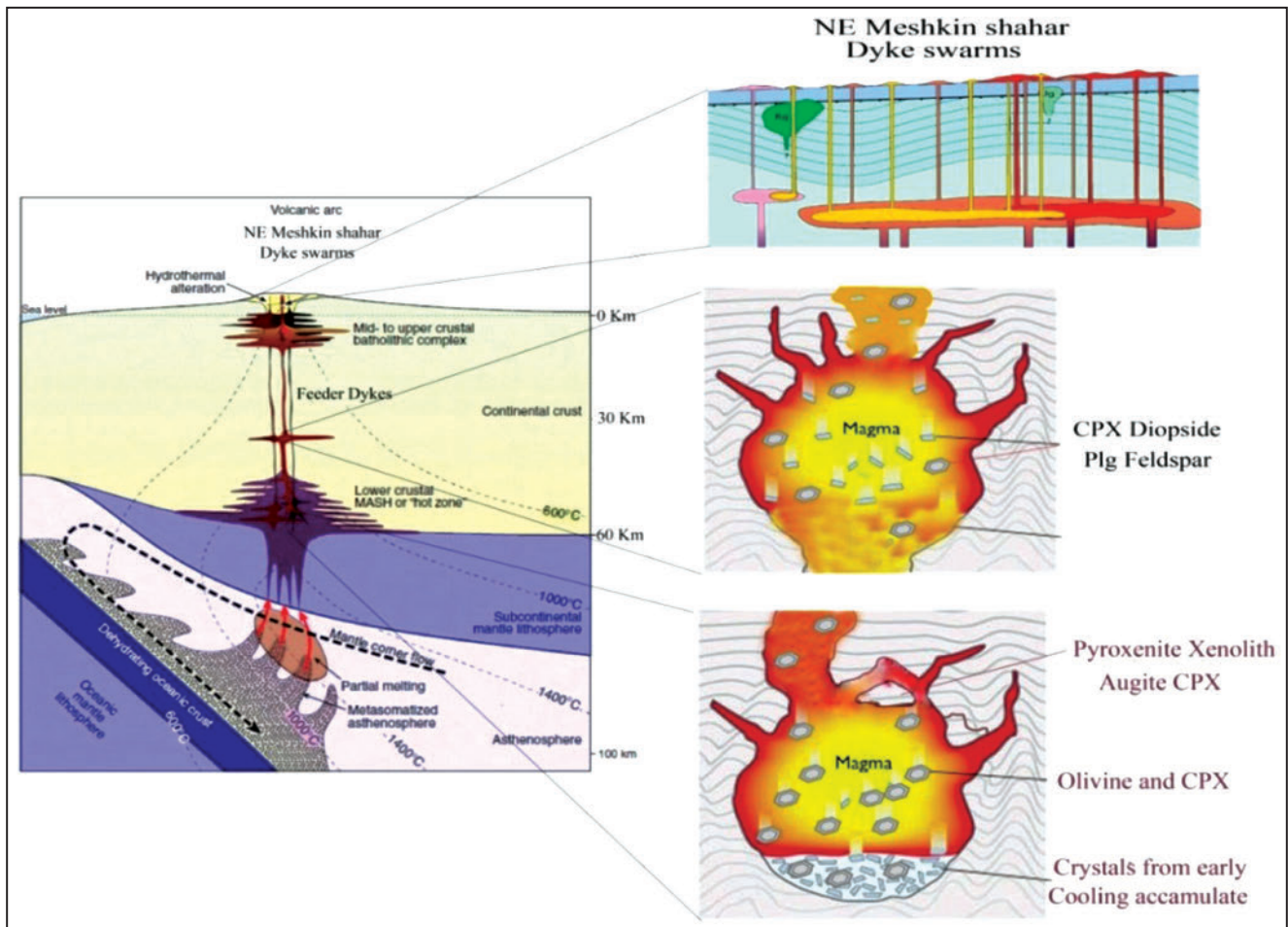
شکل ۸- نقشه عنصری از یک بلور دیوپسید توسط دستگاه میکروپروپ؛ (a) نقشه عنصری Fe؛ (b) نقشه عنصری Ca؛ (c) نقشه عنصری Al؛ (d) نقشه عنصری Mg.





شکل ۹- (a) نمودار تغییرات $Al^{VI}+2Ti+Cr$ در برابر $Na+Al^{IV}$ برای تعیین وضعیت فوگاسیته اکسیژن در نمونه‌های مورد مطالعه؛ (b) مقایسه تغییرات $Mg\#$ در پیروکسن‌ها نسبت به $Mg\#$ در سنگ‌های میزبان؛ (c) موقعیت پیروکسن‌ها در نمودار Al_2O_3 در برابر SiO_2 (LeBas, 1962)؛ (d) نمودار $Ca+Na$ در برابر Al_2O_3 ؛ (e) نمودار Na_2O در برابر Al_2O_3 ؛ (f) نمودار Na_2O در برابر SiO_2 پیروکسن‌های منطقه مورد مطالعه و مقایسه آنها با پیروکسن‌های سنگ‌های بازیک و اولترا بازیک برگرفته از:

(from northern Kamchatka: Kapezhinckas et al., 1995 & 1996), carbonatite metasomatized xenoliths (from Tanzania: Rudnick et al., 1993; southern Australia: Yaxley et al., 1991; Sahara Basin: Dautria et al., 1992; Mongolia: Ionov, 1998), carbonatite metasomatized xenoliths with traces of old basaltic metasomatism (from southern Patagonia: Gorrington & Kay, 2000), and alkaline metasomatized (from La Palma, the Canary Islands: Neumann et al., 2000).



شکل ۱۰- مدل تکامل تبلور کلینوپیروکسن‌ها در آشیانه ماگمایی طبق نمودارهای زمین‌ساخت- ماگمایی و محاسبات دما- فشارسنجی.

Sample Point	Andesite														Tephrite							
	144	145	146	147	179	180	181	182	183	184	42	43	44	45	46	47	77	78	80			
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx			
SiO ₂	49.73	48.26	48.35	48.80	52.65	48.29	48.08	47.69	47.80	48.52	47.43	47.56	47.38	48.26	49.04	47.19	50.68	52.73	51.80			
TiO ₂	0.65	0.68	0.76	0.73	0.14	0.60	0.67	0.66	0.64	0.65	0.89	0.90	0.89	0.77	0.69	0.82	0.43	0.17	0.27			
Al ₂ O ₃	4.00	5.98	5.49	5.00	1.36	5.17	5.47	5.43	5.12	5.63	6.07	6.42	6.10	5.30	4.75	6.26	2.76	1.30	1.95			
FeO	8.48	8.97	8.57	8.28	3.43	7.48	7.81	7.86	7.50	7.48	8.49	8.52	8.59	8.08	7.86	8.29	6.30	3.67	5.33			
MnO	0.25	0.29	0.24	0.29	0.07	0.19	0.17	0.16	0.16	0.21	0.27	0.27	0.24	0.25	0.25	0.23	0.19	0.10	0.20			
MgO	13.79	13.11	13.16	13.56	16.88	13.73	13.67	13.75	13.91	13.71	12.84	12.55	12.69	13.10	13.52	12.61	15.24	17.25	16.22			
CaO	21.55	21.05	21.33	21.88	23.59	22.39	22.47	22.38	22.40	22.42	22.04	21.85	22.02	22.10	22.27	21.93	23.05	23.44	22.28			
Na ₂ O	0.58	0.71	0.58	0.49	0.22	0.46	0.42	0.41	0.36	0.40	0.57	0.58	0.58	0.55	0.46	0.51	0.26	0.14	0.35			
K ₂ O	0.00	0.03	0.02	0.02	0.01	0.04	0.01	0.00	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.00	0.03	0.07	0.00	0.03	0.03			
Cr ₂ O ₃	0.02	0.01	0.02	0.03	0.37	0.00	0.00	0.02	0.01	0.03	0.02	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.06	0.14	0.27			
Sum	99.05	99.09	98.50	99.05	98.71	98.36	98.78	98.38	97.91	99.06	98.64	98.66	98.49	98.42	98.89	97.91	98.97	98.97	98.69			
(O)	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6			
Si	1.86	1.80	1.82	1.82	1.94	1.81	1.80	1.79	1.80	1.81	1.78	1.79	1.78	1.82	1.84	1.79	1.88	1.94	1.92			
Ti	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.00	0.01			
Al	0.18	0.26	0.24	0.22	0.06	0.23	0.24	0.24	0.23	0.25	0.27	0.28	0.27	0.23	0.21	0.28	0.12	0.06	0.09			
Fe	0.27	0.28	0.27	0.26	0.11	0.23	0.24	0.25	0.24	0.23	0.27	0.27	0.27	0.25	0.25	0.26	0.20	0.11	0.17			
Mn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01			
Mg	0.77	0.73	0.74	0.76	0.93	0.77	0.76	0.77	0.78	0.76	0.72	0.70	0.71	0.73	0.75	0.71	0.84	0.95	0.90			
Ca	0.86	0.84	0.86	0.88	0.93	0.90	0.90	0.90	0.90	0.89	0.89	0.88	0.89	0.89	0.89	0.89	0.92	0.92	0.88			
Na	0.04	0.05	0.04	0.04	0.02	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04	0.04	0.03	0.04	0.02	0.01	0.02			
K	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00			
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01			
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00			
Al(IV)	0.14	0.20	0.18	0.18	0.06	0.19	0.20	0.21	0.20	0.19	0.22	0.21	0.22	0.18	0.16	0.21	0.12	0.06	0.08			
Al(VI)	0.03	0.07	0.06	0.04	0.00	0.04	0.04	0.03	0.03	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.04	0.07	0.00	0.00	0.01			
Fe ²⁺	0.13	0.12	0.13	0.11	0.04	0.07	0.07	0.05	0.06	0.09	0.08	0.11	0.09	0.10	0.11	0.10	0.08	0.04	0.07			
Fe ³⁺	0.13	0.16	0.14	0.15	0.07	0.17	0.18	0.19	0.18	0.15	0.18	0.16	0.18	0.15	0.13	0.16	0.12	0.07	0.09			
Mg(MI)	0.68	0.63	0.65	0.68	0.88	0.71	0.70	0.70	0.72	0.69	0.66	0.63	0.65	0.67	0.69	0.65	0.79	0.88	0.81			
Mg(M2)	0.09	0.10	0.09	0.08	0.05	0.06	0.06	0.06	0.06	0.07	0.06	0.07	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.06	0.08			
FeII/(FeII+Mg)	0.15	0.14	0.15	0.13	0.04	0.08	0.08	0.07	0.07	0.10	0.10	0.14	0.11	0.12	0.13	0.12	0.08	0.04	0.08			
Id%	0.96	1.65	1.41	0.89	0.02	0.73	0.62	0.45	0.40	0.87	1.01	1.49	1.10	1.10	0.92	1.21	0.07	-0.07	0.16			
Di%	81.22	81.27	81.21	83.79	94.62	88.30	88.59	90.22	90.51	87.04	85.54	82.22	84.47	83.90	83.93	84.02	89.84	94.80	89.94			
Hd%	14.25	12.99	14.15	12.31	3.75	7.97	7.98	6.41	6.54	9.75	9.74	13.05	10.77	11.69	12.38	11.76	8.19	4.19	7.45			
Ae%	3.57	4.09	3.24	3.02	1.61	3.01	2.81	2.92	2.56	2.34	3.71	3.23	3.66	3.31	2.77	3.01	1.91	1.08	2.45			

ادامه جدول ۱

Sample Point	Tephrite										Basalt									
	23	22	24	25	90	91	92	94	95	97	98	99	232	233	234	235	236	237	246	
Mineral	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	
SiO ₂	46.33	47.90	46.87	49.45	47.96	50.74	50.45	50.53	50.84	49.69	51.94	50.83	47.84	47.10	47.80	47.40	48.15	48.05	54.56	
TiO ₂	0.76	0.63	0.72	0.00	1.01	1.05	1.06	1.00	1.04	0.99	0.48	0.63	1.62	1.80	1.51	1.60	1.53	1.37	0.12	
Al ₂ O ₃	5.61	4.68	6.70	24.31	6.77	4.03	4.12	3.89	3.92	3.82	3.12	3.74	4.08	4.97	4.82	5.05	5.03	4.79	26.56	
FeO	8.04	7.86	7.80	1.43	8.88	9.40	9.71	9.35	9.01	8.63	6.44	7.77	10.38	9.04	9.31	9.32	9.37	9.75	0.45	
MnO	0.23	0.24	0.22	0.03	0.18	0.30	0.31	0.28	0.28	0.28	0.16	0.18	0.32	0.21	0.26	0.26	0.23	0.28	0.00	
MgO	12.60	13.08	12.66	0.52	13.09	14.37	14.76	14.05	14.46	14.10	15.91	15.14	12.51	13.11	13.16	13.07	13.34	13.28	0.06	
CaO	21.86	21.75	21.78	2.57	21.61	20.03	19.15	19.50	20.24	20.03	21.53	21.01	20.81	21.06	20.57	20.35	20.53	20.01	9.58	
Na ₂ O	0.51	0.61	0.68	7.14	0.35	0.49	0.50	0.79	0.45	0.47	0.19	0.29	0.49	0.55	0.55	0.56	0.55	0.59	6.03	
K ₂ O	0.02	0.05	0.09	5.09	0.02	0.00	0.02	0.17	0.01	0.04	0.01	0.05	0.08	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.39	
Cr ₂ O ₃	0.03	0.00	0.01	0.01	0.02	0.03	0.06	0.06	0.06	0.08	0.24	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
Sum	95.97	96.80	97.53	90.55	99.89	100.43	100.14	99.61	100.30	98.14	100.02	99.66	98.12	97.85	97.98	97.63	98.71	98.12	97.75	
(O)	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	6	
Si	1.79	1.83	1.77	1.92	1.78	1.88	1.87	1.88	1.88	1.88	1.91	1.88	1.83	1.79	1.81	1.81	1.81	1.82	2.00	
Ti	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02	0.05	0.05	0.04	0.05	0.04	0.04	0.00	
Al	0.26	0.21	0.30	1.11	0.30	0.18	0.18	0.17	0.17	0.17	0.14	0.16	0.18	0.22	0.22	0.23	0.22	0.21	1.15	
Fe	0.26	0.25	0.25	0.05	0.28	0.29	0.30	0.29	0.28	0.27	0.20	0.24	0.33	0.29	0.30	0.30	0.30	0.31	0.01	
Mn	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	
Mg	0.72	0.74	0.71	0.03	0.72	0.79	0.81	0.78	0.80	0.79	0.87	0.83	0.71	0.74	0.74	0.74	0.75	0.75	0.00	
Ca	0.90	0.89	0.88	0.11	0.86	0.79	0.76	0.78	0.80	0.81	0.85	0.83	0.85	0.86	0.84	0.83	0.83	0.81	0.38	
Na	0.04	0.05	0.05	0.54	0.03	0.03	0.04	0.06	0.03	0.03	0.01	0.02	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.43	
K	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	
Cr	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Sum	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	
Al(IV)	0.21	0.17	0.23	0.08	0.22	0.12	0.13	0.12	0.12	0.12	0.09	0.12	0.17	0.21	0.19	0.19	0.19	0.18	0.00	
Al(VI)	0.04	0.04	0.07	1.03	0.08	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.04	0.04	0.01	0.01	0.03	0.03	0.04	0.04	1.15	
Fe ²⁺	0.07	0.09	0.07	0.05	0.14	0.21	0.21	0.19	0.21	0.19	0.15	0.16	0.18	0.10	0.14	0.14	0.15	0.16	0.01	
Fe ³⁺	0.19	0.16	0.18	0.00	0.14	0.08	0.09	0.10	0.07	0.08	0.05	0.08	0.15	0.18	0.15	0.16	0.15	0.15	0.00	
Mg(M1)	0.68	0.69	0.66	-0.07	0.62	0.63	0.62	0.63	0.64	0.65	0.74	0.70	0.61	0.65	0.63	0.62	0.62	0.62	-0.17	
Mg(M2)	0.05	0.05	0.06	0.10	0.11	0.16	0.19	0.15	0.16	0.14	0.13	0.14	0.10	0.10	0.11	0.12	0.12	0.13	0.17	
FeII/(FeII+Mg)	0.09	0.11	0.08	0.61	0.16	0.21	0.20	0.20	0.21	0.19	0.15	0.16	0.20	0.12	0.16	0.16	0.17	0.18	0.81	
Jd%	0.81	1.02	1.63	85.44	1.04	1.45	1.32	2.05	1.42	1.34	0.69	0.81	0.24	0.31	0.75	0.81	0.89	0.94	68.56	
Df%	86.89	84.34	86.39	5.72	81.51	76.02	76.51	75.36	76.72	77.64	84.11	81.79	76.87	83.91	80.09	80.13	79.72	78.26	5.86	
Hd%	8.79	10.71	7.97	8.84	15.65	20.23	19.59	18.55	19.81	18.71	14.44	16.01	19.13	11.58	15.43	15.26	15.85	16.93	25.58	
Ac%	3.51	3.93	4.02	0.00	1.81	2.30	2.58	4.04	2.04	2.31	0.76	1.40	3.76	4.20	3.74	3.79	3.54	3.87	0.00	

جدول ۲- خلاصه نتایج محاسبه فشارسنجی کلیئوپیروکسن‌های مورد مطالعه به روش‌های مختلف.

Rock Type	Measurement unit	Nimis (1995)	Nimis & Ulmer (1998) Anhydrous	Nimis & Ulmer (1998) Hydrous	Nimis (1999) (Th)	Nimis (1999) (MA)	Nimis & Taylor (2000)	Putrika et al. (1996)	Putrika et al. (2003)	Putrika (2008)
Error	Kbar	±1.75	±1.70	±1.70	±1.00	±1.00	±1.00	±2.30	±2.30	±2.80
Andesite	Minimum	2.09	1.95	14.81	9.88	12.19	4.10	5.26	4.56	0.37
	Maximum	9.93	10.29	25.29	18.11	21.84	29.61	15.90	16.10	16.30
	Average	5.07	5.03	19.18	13.33	16.04	19.41	9.64	9.10	9.81
Tephrite	Minimum	0.85	0.60	12.36	8.67	10.57	3.54	1.56	1.35	3.68
	Maximum	8.19	8.18	22.58	18.35	20.20	25.46	12.83	14.50	13.15
	Average	4.06	3.96	18.30	13.15	15.73	11.85	8.64	9.35	9.57
Basalt	Minimum	0.25	0.96	14.62	10.54	12.98	6.13	2.76	4.56	6.03
	Maximum	9.67	10.00	23.57	16.66	19.30	14.83	11.59	10.24	11.35
	Average	3.71	3.90	17.15	12.17	14.99	11.44	7.80	7.68	9.42

جدول ۳- خلاصه نتایج محاسبه دماسنجی کلیئوپیروکسن‌های مورد مطالعه.

Rock Type	Measurement unit	Bertrand & Mercier (1985/1986)	Nimis & Taylor (2000)	Putrika (2008)	Putrika et al. (2003)	Putrika et al. (1996)	Dal Negro et al. (1982)	Molin & Zanazzi (1991)
Error	°C	± 50	± 30	± 30	± 30	±30	±30	±30
Andesite	Minimum	856	622	1163	1160	1157	904	907
	Maximum	1216	1028	1209	1206	1203	957	924
	Average	1020	775	1185	1183	1181	936	916
Tephrite	Minimum	887	571	1150	1147	1144	869	899
	Maximum	1245	1045	1211	1208	1209	2022	2269
	Average	1011	757	1178	1176	1175	1037	1056
Basalt	Minimum	1009	740	1157	1154	1155	881	901
	Maximum	1262	1086	1243	1240	1237	943	919
	Average	1109	877	1187	1185	1184	920	912

کتابنگاری

- آقابیاتی، ا.، ۱۳۸۳- زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۶ ص.
 باباخانی، ع. ر.، ۱۳۷۵- نقشه زمین‌شناسی چهارگوش لاهرود به مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و تحقیقات معدنی کشور.
 فدائیان، م.، ۱۳۸۲- سنگ‌نگاری و پترولوژی سنگ‌های آذرین شمال مشکین شهر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شهید بهشتی، تهران، ۲۲۰ ص.

References

- Alberti, A., Cominchiaramonti, P., Dibattistini, G., Fioriti, R. & Sinigoi, S., 1981- Crystal fractionation in the eastern Azerbaijan (Iran) lower tertiary shoshonitic suite, *Neuesjhrbuchfur Mineralogie-Monatshefte*, Vol. 1: 35-48.
- Aoki, K. & Shiba, I., 1973- Pyroxenes from lherzolite inclusions of Itinome-gata, Japan. *Lithos*, 6, 41-51.
- Aoki, K. I. & Kushiro, I., 1968- Some clinopyroxenes from ultramafic inclusions in Dreiser Weiher, Eifel. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 18(4), 326-337.
- Aydin, F., Thompson, R. M., Karsli, O., Uchida, H., Burt, J. B. & Downs, R. T., 2009- C2/c pyroxene phenocrysts from three potassic series in the Neogene alkaline volcanics, NE Turkey: their crystal chemistry with petrogenetic significance as an indicator of P-T conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 158, 131-146.
- Beccaluva, L., Macciotta, G., Piccardo, G. B. & Zeda, O., 1989- Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator. *Chemical Geology*, 77(3), 165-182.
- Bertrand, P. & Mercier, J. C. C., 1985- The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: Toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 109-122.
- Bertrand, P. & Mercier, J. C. C., 1986- The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: Toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth and Planetary Science Letters*, 76, 109-122.
- Bindi, L., Cellai, D., Melluso, L., Conticelli, S., Morra, V. & Menchetti, S., 1999- Crystal chemistry of clinopyroxenes from alkaline undersaturated rocks of the Monte Vulture Volcano, Italy. *Lithos*, 46, 259-274.
- Botcharnikov, R. E., Koepke, J., Holtz, F., McCammon, C. & Wilke, M., 2005- The effect of water activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 69, 5071-5085.
- Cameron, M. & Papike, J. J., 1981- Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, 66(1-2), 1-50.
- Conticelli, S., 1998- The effect of crustal contamination on ultrapotassic magmas with lamproitic affinity: mineralogical, geochemical and isotope data from the Torre Alfina lavas and xenoliths, Central Italy. *Chemical Geology*, 149(1), 51-81.
- Couch, S., Sparks, R. S. J. & Carroll, M. R., 2001- Mineral disequilibrium in lavas explained by convective self-mixing in open magma chambers. *Nature*, 411(6841), 1037-1039.
- Dal Negro, A., Carbonin, S., Molin, G. M., Cundari, A. & Piccirillo, E. M., 1982- Intracrystalline cation distribution in natural clinopyroxenes of tholeiitic, transitional, and alkaline basaltic rocks. In S.K. Saxena, Ed., *Advances in Physical Geochemistry*, 2, p. 117-150. Springer-Verlag, New York.
- Dal Negro, A., Carbonin, S., Salviulo, G., Piccirillo, E. M. & Cundari, A., 1985- Crystal chemistry and site configuration of the clinopyroxene from leucite-bearing rocks and related genetic significance: the Sabatini lavas, Roman Region, Italy. *Journal of Petrology*, 26, 1027-1040.
- Dal Negro, A., Molin, G. M., Salviulo, G., Secco, L., Cundari, A. & Piccirillo, E. M., 1989- Crystal chemistry of clinopyroxene and its petrogenetic significance: A new approach. In A. Boriani, M. Bonafede, G.B. Piccardo, and G.B. Vai, Eds., *The lithosphere in Italy: Advances in earth science research. Acc Naz Lincei, Atti Convegni Lincei*, 80, 105-121.
- Dautria, J. M., Dupuy, C., Takheist, D. & Dostal, J., 1992- Carbonate metasomatism in the lithospheric mantle: peridotitic xenoliths from a melittic district of the Sahara basin, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, pp. 37-52.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J., 1978- *Single-chain silicates* (Vol. 2). London: Longman.
- Dobosi, G. & Fodor, R. V., 1992- Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia. *Lithos*, 28(2), 133-150.
- Dobosi, G., 1989- Clinopyroxene zoning patterns in the young alkali basalts of Hungary and their petrogenetic significance, *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101(1), pp.112-121.
- Droop, G. T. R., 1987- A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical magazine*, 51(361), 431-435.

- Duda, A. & Schmincke, H. U., 1978- Quaternary basanites, melilite nephelinites and tephrites from the Laacher See area (Germany).
- France, L., Ildefonse, B., Koepke, J. & Bech, F., 2010- A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 189(3), 340-346.
- Gibb, F. G., 1973- The zoned clinopyroxenes of the Shiant Isles sill, Scotland. *Journal of Petrology*, 14(2), 203-230.
- Gibson, G. M., McDougall, I. & Ireland, T. R., 1988- Age constraints on metamorphism and the development of a metamorphic core complex in Fiordland, southern New Zealand. *Geology*, 16(5), 405-408.
- Gorring, M. L. & Kay, S. M., 2000- Carbonate metasomatized peridotite xenoliths from southern Patagonia: implications for lithospheric processes and Neogene plateau magmatism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 55-72.
- Harkings, E. & Hollister, L. S., 1997- Sector zoning of clinopyroxene from a weakly metamorphosed debase. *American Mineralogist*, 62, 390-394.
- Hébert, R. & Laurent, R., 1990- Mineral chemistry of the plutonic section of the Troodos ophiolite: new constraints for genesis of arc-related ophiolites. *Ophiolites: Oceanic Crustal Analogues. Geol. Surv. Cyprus, Nicosia, Cyprus*, 149-163.
- Herzberg, C. T. & Chapman, N. A., 1976- Clinopyroxene geothermometry of spinel-ilmenite. *Am. Mineralogist*, (United States), 61(7/8).
- Ionov, D. A., 1998- Trace element composition of mantle-derived carbonates and coexisting phases in peridotite xenoliths from alkali basalts. *Journal of Petrology*, Vol. 39, pp. 1931-1941.
- Kepezhinkas, P. K., Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1995- Na metasomatism in the island arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. *Journal of Petrology*, 36, pp. 1250-1267.
- Kepezhinkas, P. K., Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1996- Progressive enrichment of island arc mantle by melt-peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 60, pp. 1217-1229.
- Kilinc, A., Carmichael, I. S. E., Rivers, M. L. & Sack, R. O., 1983- The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air. *Contrib. Mineral. Petrol.* 83, 136-140.
- Kress, V. C. & Carmichael, I. S. E., 1991- The compressibility of silicate liquids containing Fe₂O₃ and the effect of composition, temperature, oxygen fugacity and pressure on their redox states. *Contrib. Mineral. Petrol.* 108, 82-92.
- Larsen, L. M., Watt, W. S. & Watt, M., 1989- Geology and petrology of the Lower Tertiary plateau basalts of the Scoresby Sund region, East Greenland. *Bull. Groenl. Geol. Unders.*, 157, pp. 1-164.
- Le Bas, M. J., 1962- The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American Journal of Science*, 260(4), 267-288.
- Leterrier, J., Maurry, R. C., Thonon, P., Girard, D. & Marchal, M., 1982- Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth and Planetary Science Letters*, 59, 139-154.
- Lindsley, D. H., 1983- Pyroxene thermometry. *American Mineralogist* 68: 477-493.
- Malgarotto, C., Molin, G. & Zanazzi, P. F., 1993- Crystal chemistry of clinopyroxenes from Filicudi and Salina (Aeolian Islands, Italy). *Geothermometry and barometry. European Journal of Mineralogy*, 5, 915-923.
- Marcelot, G., Bardinzeff, J. M., Maury, R. C. & Rançon, J. P., 1988- Chemical trends of early formed clinopyroxene phenocrysts from some alkaline and orogenic basic lavas. *Bulletin of Geological Society of France*, 8, 851-859.
- Molin, G. & Zanazzi, F., 1991- Intracrystalline Fe²⁺-Mg ordering in augite: Experimental study and geothermometric applications. *European Journal of Mineralogy*, 3, 863-875.
- Moretti, R., 2005- Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts. *Annals of Geophysics*.
- Morimoto, N., 1989- Nomenclature of pyroxenes. *Canadian Mineralogist*, 27, 143-156.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K. & Gottardi, G., 1988- Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1133.
- Nabavi, M. H., 1976- An introduction to the geology of Iran. *Geological survey of Iran*, 109.
- Nazzareni, S., Molin, G., Peccerillo, A. & Zanazzi, P. F., 1998- Structural and chemical variations in clinopyroxenes from the island of Alicudi (Aeolian arc) and their implications for conditions of crystallization. *European Journal of Mineralogy*, 10, 291-300.
- Neumann, E. R., Sorensen, V. B., Simonsen, S. L. & Johnsen, K., 2000- Gabbroic xenoliths from La Palma, Tenerife and Lanzarote, Canary Islands: evidence for reactions between mafic alkaline Canary Islands melts and old oceanic crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 103, 313-342.

- Nezafati, N., 2006- Au-Sn-W-Cu-Mineralization in the Astaneh-Sarband Area, West Central Iran: including a comparison of the ores with ancient bronze artifacts from Western Asia” PhD diss., Universität Tübingen.
- Nimis, P. & Taylor, W. R., 2000- Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139, 541–554.
- Nimis, P. & Ulmer, P., 1998- Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 133, 122–135.
- Nimis, P., 1995- A clinopyroxene geobarometer for basaltic systems based on crystal-structure modeling. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 121, 44–125.
- Nimis, P., 1999- Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 135, 62–74.
- Papike, J. J., Cameron, K. L. & Baldwin, K., 1974- Amphiboles and pyroxenes: characterization of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. In *Geological Society of America, Abstracts with Programs* (Vol. 6, pp. 1053-1054).
- Pasqual, D., Molin, G. & Zanazzi, P. F., 1995- Crystal chemistry of Stromboli clinopyroxene: A comparison with analogues from other Aeolian Islands (Italy). *European Journal of Mineralogy*, 7, 369–378.
- Poldervaart, A. & Hess, H. H., 1951- Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. *The Journal of Geology*, 472-489.
- Pouchou, J. L. & Pichoir, F., 1985- Pap. Z procedure for improved quantitative microanalysis. In: *Armstrong, JT (Ed.), Microbeam Anal*, 104-106.
- Putirka, K. D., Mikaelian, H., Ryerson, F. & Shaw, H., 2003- New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist*, 88, 1542–1554.
- Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J. & Walker, D., 1996- Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 92–108.
- Putirka, K. D., 2008- Thermometers and Barometers for Volcanic Systems, *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Vol. 69, pp. 61-120.
- Rock, N. M. S., 1990- The International Mineralogical Association (IMA/CNMMN) pyroxene nomenclature scheme: computerization and its consequences. *Mineralogy and Petrology*, 43(2), 99-119.
- Rudnick, R. L., McDonough, W. F. & Chappel, B. W., 1993- Carbonatite metasomatism in the northern Tanzanian mantle: petrographical and geochemical characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 114, pp. 463-475.
- Schweitzer, E. L., Papike, J. J. & Bence, A. E., 1979- Statistical analysis of clinopyroxenes from deep- sea basalts *American Mineralogist*, 64, 501-513.
- Simonetti, A., Shore, M. & Bell, K., 1996- Diopside phenocrysts from nephelinite lavas, Napak Volcano, eastern Uganda; evidence for magma mixing. *The Canadian Mineralogist*, 34(2), 411-421.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran: a review. *AAPG Bulletin*, 52(7), 1229-1258.
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and Central Asia, *Memoire Hors-Serve*, 8, pp.333-353.
- Tsuchiyama, A., 1985- Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 89(1), 1-16.
- Upton, B. G., Aspen, P. & Hunter, R. H., 1984- Xenoliths and their implications for the deep geology of the Midland Valley of Scotland and adjacent region. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 75(02), 65-70.
- Vaca, S., Bissig, T., Raudsepp, M. & Hart, C. J. R., 2012- Chemical variations of pyroxene and Fe-Ti-oxide crystals in basalts hosting Cu-Au porphyry mineralization in the Quesnel terrane, interior British Columbia (NTS 092H, I, P, 093A, J, N); in *Geoscience BC Summary of Activities 2011*, Geoscience BC, Report 2012-1, p. 69–78.
- Wass, S. Y., 1979- Multiple origins of clinopyroxenes in alkali basaltic rocks. *Lithos*, 12(2), 115-132.
- Winter, J. D., 2001- *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*, Prentice Hall, 697.
- Yaxley, G. M., Crawford, A. J. & Green, D. H., 1991- Evidence for carbonatite metasomatism in spinel peridotite xenoliths from western Victoria, Australia. *Earth and Planetary Science Letters*, 107, pp. 305-317.

Mineral chemistry, thermobarometry and genesis of clinopyroxenes in dyke swarm of Northeast of Meshkinshahr, NW Iran

M. Fadaeian ^{1,2*}, A. Jahangiri ³ & M. Moayyed ³

¹ Ph. D. Student, Department of Geology, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

² Instructor, Department of Geology, Payame Noor University, Tehran, Iran

³ Professors, Department of Earth Sciences, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2015 October 26

Accepted: 2016 January 18

Abstract

The study area is located in the Ardabil province and in the north east of Meshkinshahr city. More than 200 small and large Eocene dykes have outcrops in this area with basaltic, tephritic, andesitic and trachy andesitic compositions. Clinopyroxene, plagioclase, analcime and sometimes coarse olivine crystals are present in these rocks. Mineral chemistry studies show that clinopyroxene in rocks is diopside. Existence of normal and reverse zoning in clinopyroxene indicates that differentiation was an effective factor on evolution of the rocks. Enrichment in Ti, Al, Na, and K in pyroxene crystals from the core towards the rim testifies for metasomatism of the rocks. Tectonomagmatic diagrams and comparing the studied clinopyroxenes' mineral chemistry with those from other tectonic environment suggest that the host rocks are alkaline and are related to volcanic arc setting. According to geothermobarometric studies, clinopyroxenes in the studied rocks were formed at temperature 1150-1200°C and pressure of 7-14 Kbars. The depth for generation of magma was between 55-65 Km and an average depth of 60 Km was estimated for crystallization of clinopyroxene in these rocks.

Keywords: Thermobarometry, Mineral chemistry, Clinopyroxene, Meshkinshahr, Iran.

For Persian Version see pages 19 to 36

*Corresponding author: M. Fadaeian; E-mail: mfadaeyan@yahoo.com