

پیروکسن منطقه بندی شده نشانگر فرایندهای ماگمایی در بازالت‌های شمال غرب ایران

مریم یزدانی

گروه مهندسی معدن، مرکز آموزش عالی شهریار باکری میاندوآب، دانشگاه ارومیه، ارومیه، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۱۰/۹، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۱۲/۱۹)

چکیده: منطقه‌بندی پیروکسن نشانگر فرایندهای رخ داده طی تبلور، جایگاه زمین‌ساختی، ترکیب شیمیایی ماگما، جدایش ماگمایی، شرایط ترمودینامیکی، آمیختگی و هضم است. بازالت‌های پیرانشهر دارای کلینوپیروکسن با منطقه‌بندی نوسانی هستند که در اثر فرایند انتشار تدریجی عناصر در کانی پیروکسن شکل گرفته‌اند. منطقه‌بندی کلینوپیروکسن نشان می‌دهد که بخش مرکزی در ماگمای غنی از Mg و کناره‌های کانی در ماگمای فقیر از Mg و غنی از Fe متبلور شده‌اند. بررسی شیمی کانی پیروکسن نشان داد که تبلور کانی در محیط غنی از آب، گریزندگی بالا اکسیژن پهنه ابرفروانشی، مرز پوسته بالایی و گوشته پایینی رخ داده و دگرگونی عناصر در منطقه‌بندی نوسانی پیروکسن ناشی از تبلور جدایشی برآمده از کاهش دما طی تبلور است.

واژه‌های کلیدی: بازالت؛ پیروکسن؛ منطقه‌بندی؛ پیرانشهر؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

فیزیکی ماگما (فسار و دما) در زمان تبلور است [۱۰-۸]، بطوریکه مطالعات انجام شده بر شیمی کلینوپیروکسن در سنگ‌های مافیک نشان داده است که شیمی و ترکیب این کانی با ترکیب ماگمای اولیه، شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور و محیط زمین‌ساختی کنترل می‌شود [۱۱، ۱۲]. از این‌رو، استفاده از ترکیب شیمیایی این کانی در سنگ‌های آذرین می‌تواند به عنوان ابزار قدرتمندی برای شناسایی شرایط تبلور در این سنگ‌ها به کار گرفته شود.

درشت بلورهای پیروکسن کمتر دگرسان شده در سنگ‌های بازالتی افیولیت پیرانشهر فراوان هستند. این پیروکسن‌ها اغلب بافت منطقه‌بندی نشان می‌دهند. در این پژوهش با بررسی چگونگی توزیع عناصر در جایگاه‌های کانی‌شناسی پیروکسن و بررسی منطقه‌بندی آن، شرایط تبلور بازالت‌های منطقه افیولیتی پیرانشهر مشخص شده است.

زمین‌شناسی عمومی

منطقه مورد بررسی در شمال غرب شهرستان پیرانشهر در استان آذربایجان غربی واقع است. بر اساس تقسیم‌بندی

کلینوپیروکسن از فراوانترین کانی‌های سیلیکاتی است که می‌تواند از مذاب‌های بازالتی اولیه یا دگرگون یافته متابولور شود [۲-۱]. کانی‌های خانواده پیروکسن گستره پایداری بالایی دارند و طی تبلور ماگمایی، سریع هسته‌بندی کرده و در مراحل سردشدن ماگمای مافیک و فرامافیک به رشد خود ادامه می‌دهند؛ این ویژگی باعث می‌شود که طی سرد شدن ماگما، ساختار بلوری کانی پیروکسن تغییراتی چون منطقه‌بندی یا میانبار را در خود ثبت کند [۳]. منطقه‌بندی‌های شیمیایی و بافت‌های متنوعی چون خورددگی خلیجی و غربالی در کانی پیروکسن ماگماهای مافیک در محیط‌های مختلف زمین‌ساختی ایجاد می‌شوند که هر یک از بافت‌ها نشانگر فرایندهای رخ داده در اتاق ماگمایی چون تبلور جدایشی، آمیختگی ماگمایی و آلایش پوسته‌ای هستند [۴-۶].

ترکیب پیروکسن نه تنها بازتاب کننده شرایط شیمیایی و سری ماگمایی است [۸، ۷]، بلکه همچنین نشان دهنده شرایط

نویسنده مسئول، تلفن: ۰۴۴-۴۵۲۶۰۷۰، نامبر: ۴۵۲۴۵۷۲۵، پست الکترونیکی:

Copyright © 2024 The author(s). This work is licensed under a Creative Commons Attribution-NonCommercial 4.0

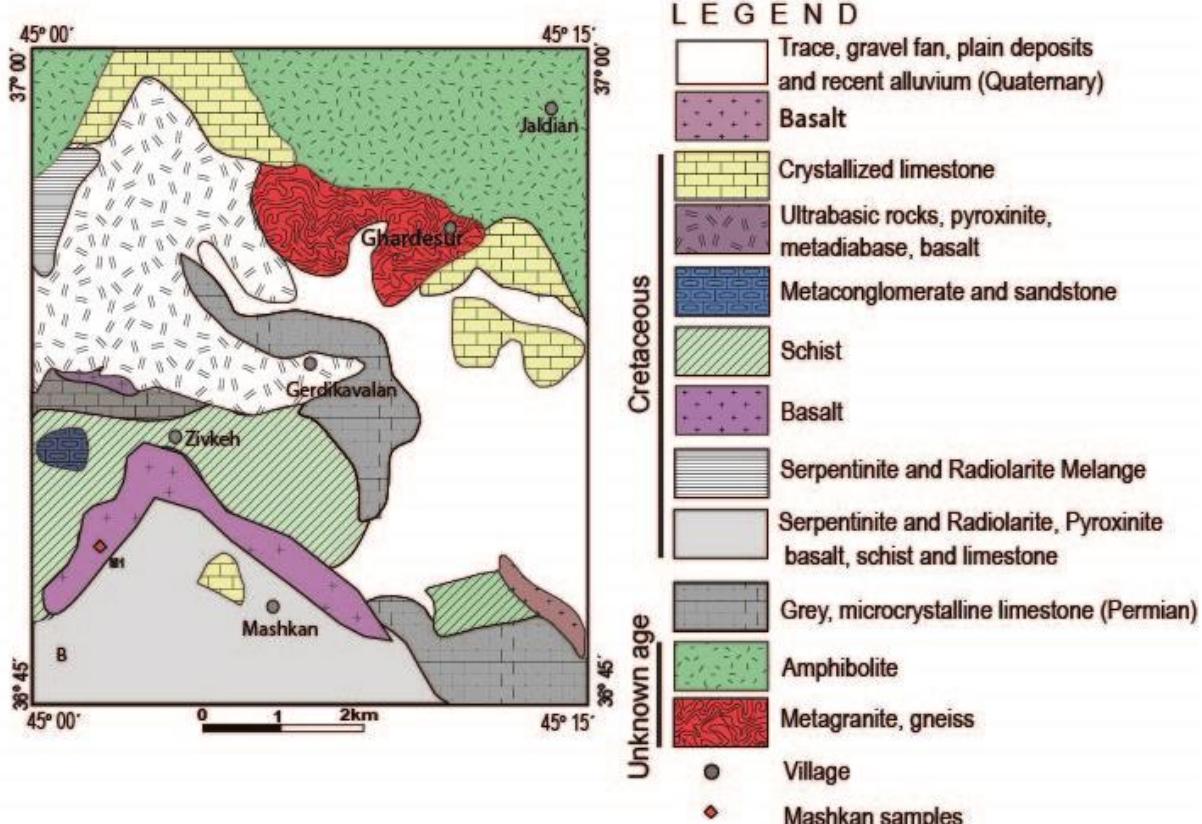
International License (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc/4.0/>) Non-commercial uses of the work are permitted, provided the original work is properly cited



سنگ‌های آهکی و دولومیتی تیره رنگ به سن پرمنین با ضخامت قابل توجه در بخش‌های شمال‌غرب و شرق منطقه بسیار گسترده دیده می‌شوند. آمفیبولیت و گنیس گرانیتی با سن نامشخص [۱۵] نیز از این منطقه گزارش شده‌اند (شکل ۱).

سنگ‌های مافیک این مجموعه شامل بازالت، دیاباز و گابرو هستند که به صورت درهم آمیخته با مجموعه فرامافیک و دگرگونی‌های آمفیبولیتی دیده می‌شوند. سنگ‌های بازالتی در روستای زیوکه در مسیر رودخانه زاب رخمنون دارند (شکل ۲ الف). ساخت غالب سنگ‌های بازالتی پورفیری است و در اعماق دره ویژگی برشی شده نیز نشان می‌دهند (شکل ۲ الف). درشت بلورهای پیروکسن به طول نیم تا یک سانتی متر در خمیره سبز رنگ (ناشی از دگرسانی خمیره) دیده می‌شوند (شکل ۲ ب). بدلیل فراوانی پیروکسن، به عنوان کانی درشت بلور غالباً می‌توان این بازالت‌ها را پیروکسن فیریک بازالت در نظر گرفت.

ساخтарهای زمین‌شناسی ایران [۱۳]، این منطقه بخشی از کمریند دگرگونی و افیولیتی سندج-سیرجان است. در تقسیم‌بندی ساخтарهای زمین‌شناسی ایران [۱۴]، این منطقه در پهنه سندج-سیرجان واقع است. سنگ‌های رخمنون یافته در این منطقه ترکیب سنگ‌شناسی و سنی متنوعی دارند. مجموعه افیولیتی رخمنون یافته در این منطقه به شدت در هم آمیخته است و امکان جدا کردن واحدهای مختلف در آن وجود ندارد. این مجموعه افیولیتی به سن کرتاسه [۱۵]، دارای پریدوتیت‌های سرپانتینی شده گوشته‌ای، دیاباز، بازالت، گابرو و سنگ آهک ریزبلوری (گردابه‌ای) است. سنگ‌های دگرگونی این مجموعه شامل سرپانتینیت، متاپریدوتیت، آمفیبولیت، متاپلیت و شیست‌های متاپلزیک هستند. بیش از ۷۰ درصد رخمنون افیولیت در این منطقه پریدوتیت‌های گوشته‌ای بوده که در بخش غربی منطقه گسترده هستند. پریدوتیت غالب منطقه، دونیت، هارزبوزیت و پیروکسنیت است. گابرو، بازالت و دایک‌های دیابازی با سنگ آهک‌ها و رادیولاریت گردابه‌ای کرتاسه پسین پوشیده شده‌اند [۱۶، ۱۵].



شکل ۱ (الف) نقشه زمین‌شناسی منطقه پیرانشهر برگرفته از مرجع [۱۵].



شکل ۲ تصاویر صحرایی از سنگ‌های بازالتی افیولیت پیرانشهر: (الف) رخمنون سنگ‌های بازالتی، (ب) ساخت برشی شده در سنگ‌های بازالتی، (پ) کلینوپیروکسن شده در نمونه دستی، (ت) کلینوپیروکسن فراوان و درشت در نمونه دستی.

ریز شامل کلینوپیروکسن‌های ریز، پلاژیوکلاز، کانی‌های تیره و سایر کانی‌های فرعی وجود دارند (شکل ۳ الف). کلریت ثانویه برآمده از دگرسانی کانی‌های ریز موجود در زمینه کلینوپیروکسن بازالت‌ها، به فراوانی دیده می‌شود. تصاویر الکترونی پس پراکنده (BSE) از منطقه بندی پیروکسن‌ها در شکل ۳ ب نشان داده شده‌اند.

شیمی کلینوپیروکسن

مقدار عدد منیزیم، $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})/\text{Mg}$ در نمونه‌ها بالا بوده و از ۰,۹۲ تا ۰,۹۰ در تغییر است. فراوانی Ti در کلینوپیروکسن‌های بررسی شده پایین (apfu) است. مقدار Al موجود در ترکیب این نمونه‌ها (apfu ۰,۰۶-۰,۰۸) به نسبت بالاست. مقدار Si در این نمونه‌ها متغیر بوده و از ۱,۶۸ تا ۱,۸۹ اتم در واحد فرمولی در تغییر است. مقدار Ca بازالت (apfu ۰,۹۱ - ۰,۹۲)، در مقایسه با عناصر دیگر، به نسبت پایین است. مقدار Fe^{2+} در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها پایین بوده و از ۰,۰۹ تا ۰,۰۶ اتم در واحد فرمولی در تغییر است.

روش بررسی

برای این پژوهش، پس از بررسی‌های صحرایی، تعدادی مقاطع نازک از نمونه‌های بازالتی تهیه شد. پس از انجام سنگ‌نگاری به منظور بررسی منطقه‌بندی کانی، به تعداد ۹۳ نقطه از پیروکسن با میکروسکوپ الکترونی مدل JEOL, JXA-8200 با ولتاژ شتابدهنده ۲۰nA و شدت جریان ۱۵kV در دانشگاه پتسدام در کشور آلمان تجزیه شدند. نتایج تجزیه تعداد ۴۰ نقطه از کلینوپیروکسن‌ها شامل ۱۰ نقطه از لبه (A)، ۲۰ نقطه از بخش مرکزی کانی و ۱۰ نقطه از لبه (B) در جدول ۱ آورده شده است.

سنگ نگاری

بافت غالب بازالت منطقه، پورفیری و گلومروپورفیری است (شکل ۳ الف). بافت گلومروپورفیری کلینوپیروکسن‌ها نشان می‌دهد که پیروکسن‌ها پیش از خروج مagma از مخزن ماغمایی، متبلور شده و حالت انباشتی پیدا کرده‌اند. کلینوپیروکسن‌ها به دو صورت درشت بلور خود شکل و یا نیمه‌خود شکل با بافت منطقه‌بندی در یک زمینه بسیار دانه

Fe^{3+} نیز از مرکز کانی به سمت هر دو لبه روند بدون تغییری نشان می‌دهد که ثبات شرایط گریزندگی اکسیژن را می‌توان نتیجه گرفت. عنصر Si و Mg از مرکز کانی به سمت هر دو لبه، روند کاهشی نشان می‌دهند و عناصر Al, Ti, Fe³⁺ از مرکز به لبه کانی روند افزایشی دارند در لبه‌های کانی، کمبود عناصر Si, Mg, Al, Ti, Fe³⁺ به احتمال بسیار با ورود

چاروچهی یا هشت وجهی می‌تواند جبران شود.

در شرایط عادی تبلور، تغییرات عنصری قابل دیده‌ای در کانی دیده نمی‌شود که نشانگر پاسخ کانی به حفظ تعادل در شرایط محیط تبلور است.

ترکیب کلینوپیروکسن‌ها در نمودار تقسیم‌بندی پیروکسن‌ها در گستره دیوبسید قرار دارد. کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. در این منطقه‌بندی، در بخش مرکزی کانی، غلظت عنصر منیزیم در گستره ۰,۹۳–۰,۸۳ و در لبه‌ها در گستره ۰,۷۱–۰,۷۹ اتم در واحد فرمولی در تغییر است. غلظت عناصر Si و Cr در لبه‌ها نسبت به مرکز کاهش نشان می‌دهد و غلظت عناصر Ti و Al در مرکز پایین است و در لبه افزایش می‌یابد. Ca در کل بلور تجزیه شده یکسان توزیع شده است. توزیع Fe^{3+} در $\text{Si}, \text{Ti}, \text{Cr}, \text{Al}, \text{Mg}, \text{Ca}, \text{Fe}^{3+}$ در کانی به سمت هر دو لبه روند بدون تغییری نشان می‌دهد.

جدول ۱ نتایج تجزیه نقطه‌ای کلینوپیروکسن.

لبه A	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	۴۸/۰۸	۴۸/۱۵	۴۷/۵۱	۴۷/۸۶	۴۷/۱۴	۴۱/۹۶	۵۱/۵۲	۵۱/۳۶	۵۱/۲۸	۴۹/۸۵
TiO_2	۰,۹۱	۰,۸۲	۰,۹۱	۰,۸۸	۱,۰۶	۰,۶۱	۰,۳۲	۰,۳۲	۰,۳۸	۰,۳۲
Al_2O_3	۵,۱۰	۵,۱۵	۵,۷۳	۵,۳۸	۶,۲۹	۳,۷۸	۱,۹۰	۲,۱۲	۲,۴۱	۳,۸۶
Cr_2O_3	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۴۱	۰,۴۱	۰,۲۳	۰,۰۷
FeO	۷,۹۸	۷,۲۰	۷,۵۰	۷,۵۳	۷,۸۵	۹,۳۸	۳,۵۶	۳,۸۲	۴,۳۷	۵,۶۰
MnO	۰,۱۲	۰,۱۶	۰,۱۱	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۲۳	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۱۳
MgO	۱۳/۷۲	۱۴/۲۶	۱۳/۸۶	۱۳/۶۴	۱۳/۴۲	۹,۵۱	۱۷/۱۱	۱۶/۹۵	۱۶/۴۰	۱۵/۴۳
CaO	۲۲/۹۶	۲۳/۲۵	۲۳/۲۶	۲۲/۹۴	۲۳/۲۵	۲۵/۷۸	۲۴/۰۶	۲۳/۹۵	۲۳/۹۸	۲۳/۷۵
Na_2O	۰,۳۲	۰,۲۷	۰,۳۰	۰,۴۳	۰,۳۲	۱,۵۱	۰,۱۹	۰,۱۷	۰,۲۰	۰,۲۳
K_2O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۷	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲
مجموع	۹۹/۲۲	۹۹/۳۰	۹۹/۲۲	۹۸/۸۹	۹۹/۵۱	۹۲/۷۸	۹۹/۱۵	۹۹/۱۸	۹۹/۳۵	۹۹/۳۸
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱,۷۹	۱,۷۹	۱,۷۷	۱,۷۹	۱,۷۵	۱,۶۸	۱,۸۹	۱,۸۹	۱,۸۸	۱,۸۳
Ti	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲
Al(کل)	۰,۲۲	۰,۲۳	۰,۲۴	۰,۲۵	۰,۲۸	۰,۱۸	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۷
Al ^{IV}	۰,۲۱	۰,۲۱	۰,۲۲	۰,۲۱	۰,۲۵	۰,۱۸	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۷
Al ^{VI}	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰
Fe ³⁺	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۵۳	۰,۱۲	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۱۵
Fe ²⁺	۰,۰۹	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۲۰	۰,۲۰
Mn	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۰,۷۶	۰,۷۹	۰,۷۷	۰,۷۶	۰,۷۴	۰,۵۷	۰,۹۴	۰,۹۳	۰,۹۰	۰,۸۵
Ca	۰,۹۲	۰,۹۳	۰,۹۳	۰,۹۲	۰,۹۳	۱,۱۱	۰,۹۵	۰,۹۴	۰,۹۴	۰,۹۴
Na	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۱۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
مجموع	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۴
Mg/Mg	۱,۰۰	۰,۹۹	۰,۹۵	۰,۹۴	۰,۹۴	۰,۹۹	۱,۰۰	۱,۰۰	۰,۹۶	۰,۹۳

ادامه جدول ۱

مرکز	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	۵۰/۰۰	۴۹/۲۳	۵۰/۶۸	۵۰/۷۴	۵۱/۱۶	۵۱/۲۹	۵۱/۵۲	۵۱/۲۹	۵۱/۲۴	۵۰/۷۸
TiO ₂	۰/۵۳	۰/۷۳	۰/۴۴	۰/۴۹	۰/۳۸	۰/۳۶	۰/۳۳	۰/۴۱	۰/۴۱	۰/۴۶
Al ₂ O ₃	۳/۵۹	۴/۱۴	۳/۰۹	۳/۶۱	۲/۳۶	۲/۴۱	۲/۶۸	۲/۷۲	۳/۰۷	۲/۶۷
Cr ₂ O ₃	۰/۳۰	۰/۲۱	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۵	۰/۱۷	۰/۲۰	۰/۱۶	۰/۱۵	۰/۱۷
FeO	۴/۸۸	۵/۳۷	۴/۷۴	۴/۷۷	۴/۵۰	۴/۲۷	۴/۰۳	۴/۳۵	۴/۲۵	۴/۶۳
MnO	۰/۰۸	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۶	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۵	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۰۶
MgO	۱۵/۷۸	۱۵/۱۸	۱۶/۰۹	۱۶/۱۱	۱۶/۶۳	۱۶/۷۲	۱۶/۶۸	۱۶/۵۷	۱۶/۵۰	۱۶/۱۶
CaO	۲۳/۸۵	۲۳/۷۹	۲۳/۹۸	۲۳/۹۵	۲۴/۰۵	۲۴/۰۵	۲۴/۱۶	۲۴/۱۷	۲۴/۰۴	۲۴/۱۰
Na ₂ O	۰/۲۲	۰/۲۶	۰/۲۱	۰/۲۰	۰/۱۲	۰/۲۰	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۲۱	۰/۱۸
K ₂ O	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Total	۹۹/۱۵	۹۹/۴۳	۹۹/۵۲	۹۹/۵۴	۹۹/۷۰	۹۹/۵۱	۹۹/۷۳	۹۹/۹۲	۹۹/۶۱	۹۹/۶۱
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱/۸۴	۱/۸۱	۱/۸۶	۱/۸۶	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۸۷	۱/۸۸	۱/۸۶
Ti	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
Al(کل)	۰/۱۵	۰/۲۰	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۳
Al ^{IV}	۰/۱۵	۰/۱۹	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۲
Al ^{VI}	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱
Fe ³⁺	۱/۴۰	۱/۴۰	۱/۳۰	۱/۲۰	۱/۳۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۲۰	۱/۲۰
Fe ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۸۷	۰/۸۲	۰/۸۸	۰/۸۸	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۰	۰/۸۸
Ca	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۵	۰/۹۵	۰/۹۴
Na	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Total	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
Mg(Mg+)	۹۰/۱۰	۸۷/۳۲	۸۹/۹۲	۸۴/۸۹	۹۱/۵۰	۱۰۰/۹	۹۶/۳۹	۹۶/۳۶	۹۲/۰۲	۸۷/۹۶

ادامه جدول ۱

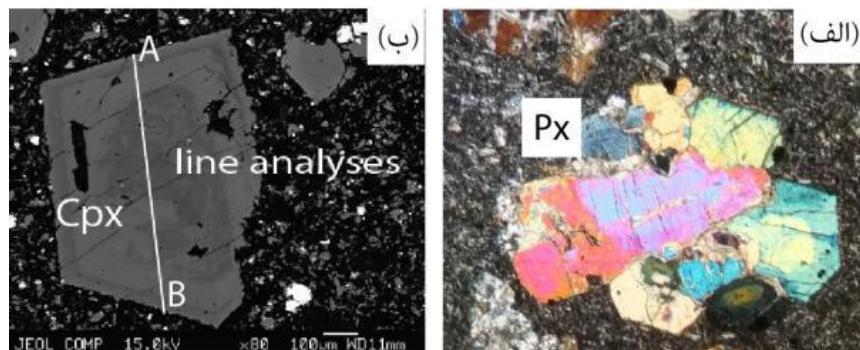
Core	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	۵۱/۰۹	۵۱/۰۷	۵۱/۰۳	۵۱/۷۹	۵۱/۷۷	۵۱/۹۸	۵۱/۲۰	۵۰/۰۵۵	۵۰/۰۵۵	۵۱/۲۱
TiO ₂	۰/۳۷	۰/۳۹	۰/۳۴	۰/۳۵	۰/۳۶	۰/۲۹	۰/۳۷	۰/۴۶	۰/۵۸	۰/۳۷
Al ₂ O ₃	۲/۳۸	۲/۴۰	۲/۴۹	۲/۲۳	۲/۴۸	۲/۱۱	۲/۵۸	۲/۲۳	۳/۷۴	۲/۶۷
Cr ₂ O ₃	۰/۱۰	۰/۴۶	۰/۳۸	۰/۳۵	۰/۳۳	۰/۶۷	۰/۴۳	۰/۳۱	۰/۱۲	۰/۱۳
FeO	۴/۰۳	۴/۲۲	۴/۲۷	۳/۹۹	۴/۰۶	۳/۸۱	۴/۳۵	۴/۶۷	۵/۲۷	۴/۵۰
MnO	۰/۰۷	۰/۰۸	۰/۰۹	۰/۱۰	۰/۰۷	۰/۰۶	۰/۰۸	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۰
MgO	۱۶/۶۹	۱۶/۷۲	۱۶/۶۷	۱۶/۸۰	۱۶/۷۱	۱۷/۰۴	۱۶/۵۱	۱۶/۰۵	۱۵/۶۲	۱۶/۴۵
CaO	۲۴/۷۷	۲۴/۰۵	۲۴/۱۱	۲۴/۱۹	۲۴/۲۰	۲۴/۱۹	۲۴/۱۰	۲۳/۹۹	۲۳/۹۸	۲۴/۲۵
Na ₂ O	۰/۱۷	۰/۲۱	۰/۲۱	۰/۱۸	۰/۱۹	۰/۱۹	۰/۲۳	۰/۲۳	۰/۲۰	۰/۱۹
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰
مجموع	۹۹/۶۴	۱۰/۱۰۰	۴/۱۱۰۰	۰/۸۱۰۰	۱۷/۱۰۰	۲۵/۱۰۰	۹۹/۸۷	۹۹/۹۶	۹۹/۹۲	۹۹/۸۷
فرمول بر پایه ۶ اتم O										
Si	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۸۸	۱/۸۹	۱/۸۸	۱/۸۹	۱/۸۷	۱/۸۵	۱/۸۴	۱/۸۷
Ti	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
Al(کل)	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۲
Al ^{IV}	۰/۱۰	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۱۰	۰/۱۱	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۶	۰/۱۲
Al ^{VI}	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Cr	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۰	۰/۰۰
Fe ³⁺	۰/۱۲	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳
Fe ²⁺	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۳	۰/۰۱
Mn	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
Mg	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۰	۰/۹۱	۰/۹۱	۰/۹۲	۰/۹۰	۰/۸۸	۰/۸۵	۰/۹۰
Ca	۰/۹۵	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۴	۰/۹۵
Na	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۰۱
K	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰	۰/۰۰
مجموع	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰
Mg(٪)	۹۵/۰۳	۹۲/۱۷	۸۸/۴۵	۹۱/۰۶	۸۷/۰۱	۹۷/۱۷	۹۸/۹۶	۹۲/۹۱	۷۹/۸۳	۹۵/۰۳

ادامه جدول ۱

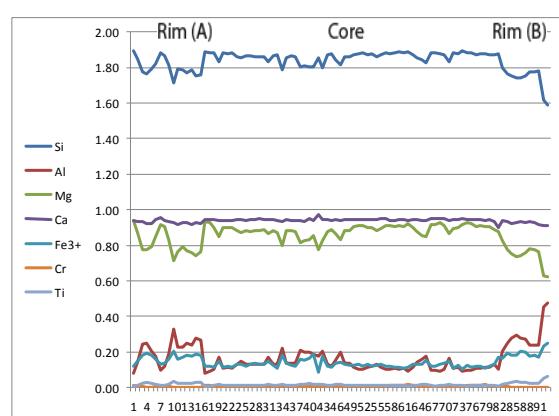
Rim (B)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	۴۷.۴۵	۴۷.۱۵	۴۶.۶۳	۴۶.۷۱	۴۷.۱۲	۴۷.۷۰	۴۷.۷۰	۴۷.۵۹	۴۳.۱۰	۴۲.۲۲
TiO ₂	۰.۸۷	۱.۱۲	۱.۱۵	۱.۰۳	۱.	۰.۹۳	۰.۹۰	۰.۹۰	۱.۸۸	۲.۱۵
Al ₂ O ₃	۵.۶۵	۶.۲۹	۶.۷۳	۶.۳۷	۶.۱۵	۵.۴۶	۵.۳۹	۵.۳۴	۱۰.۲۴	۱۰.۷۶
Cr ₂ O ₃	۰.۲۳	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۱
FeO	۷۱.۰	۷۸.۷	۷۸.۳	۷۸.۷	۷۸.۹	۷۲.۶	۷.۵۲	۷۸.۲	۹.۶۷	۹.۹۴
MnO	۰.۱۲	۰.۱۰	۰.۱۰	۰.۱۷	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۱	۰.۱۵
MgO	۱۳.۹۳	۱۳.۵۶	۱۳.۱۷	۱۳.۳۴	۱۳.۶۷	۱۴.۰۵	۱۳.۹۹	۱۳.۶۹	۱۱.۲۱	۱۱.۰۸
CaO	۲۲.۳۹	۲۲.۲۲	۲۲.۲۱	۲۲.۲۹	۲۲.۳۰	۲۲.۷۷	۲۲.۲۳	۲۲.۸۱	۲۲.۶۸	۲۲.۶۲
Na ₂ O	۰.۳۷	۰.۲۹	۰.۳۰	۰.۳۴	۰.۳۶	۰.۲۷	۰.۲۷	۰.۲۹	۰.۳۹	۰.۳۴
K ₂ O	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۲
مجموع	۹۹.۱۳	۹۹.۶۱	۹۹.۱۲	۹۹.۱۳	۹۹.۳۸	۹۹.۲۰	۹۹.۱۶	۹۸.۶۳	۹۹.۳۰	۹۹.۳۹

فرمول برایه عاتم O

Si	۱.۷۶	۱.۷۵	۱.۷۴	۱.۷۴	۱.۷۵	۱.۷۷	۱.۷۸	۱.۷۸	۱.۶۲	۱.۵۹
Ti	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۶
Al(کل)	۰.۲۵	۰.۲۸	۰.۳۰	۰.۲۸	۰.۲۷	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۲۴	۰.۴۵	۰.۴۸
Al ^{IV}	۰.۲۴	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۵	۰.۲۳	۰.۲۲	۰.۲۲	۰.۳۸	۰.۴۱
Al ^{VI}	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۱۰	۰.۰۱	۰.۰۲	۰.۰۷	۰.۰۷
Cr	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ³⁺	۰.۱۹	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۲	۰.۲	۰.۱۸	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۲۳	۰.۲۵
Fe ²⁺	۰.۰۳	۰.۰۶	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۵	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۷	۰.۰۶
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۰.۷۷	۰.۷۵	۰.۷۳	۰.۷۴	۰.۷۶	۰.۷۸	۰.۷۸	۰.۷۸	۰.۶۳	۰.۶۲
Ca	۰.۹۳	۰.۹۲	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۳	۰.۹۲	۰.۹۱	۰.۹۱
Na	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۳	۰.۰۲
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
مجموع	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰	۴.۰۰
Mg/Mg+	۰.۹۷	۰.۹۲	۰.۹۲	۰.۹۵	۰.۹۵	۰.۹۴	۰.۹۴	۰.۹۱	۰.۹۰	۰.۹۱



شکل ۳ (الف) تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های پیروکسن فیریک بازالت با بافت گلومروپورفیری و بافت منطقه‌بندی کلینوپیروکسن در نور قطبیده (XPL) در خمیره دگرسان شده، (ب) تصویر BSE از منطقه‌بندی پیروکسن‌ها، علائم بکار رفته برگرفته از مرجع [۱۷] هستند.



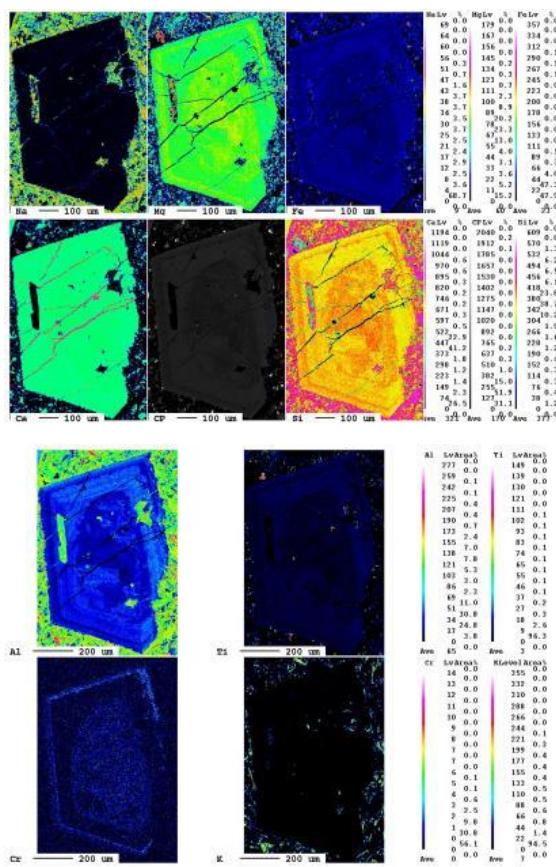
شکل ۴ روند توزیع عناصر در لبه A- مرکز- لبه B کلینوپیروکسن. عنصر Ca و Fe³⁺ از مرکز کانی به سمت هر دو لبه کانی، روند بدون تغییری نشان می‌دهند. عناصر Si و Mg از مرکز کانی به سمت هر دو لبه کانی روند کاهشی دارند.

نمی‌توان به آمیختگی ماقمایی نسبت داد. این خوردگی‌ها به احتمال بسیار در اثر پرشدگی دوباره اتفاق ماقمایی، کاهش فشار یا تغییر نظام دمایی ایجاد شده‌اند. پرشدگی‌های مخزن ماقمایی اغلب همراه با ماقمای دمای بالا و غنی از منیزیم است، در صورتیکه در بررسی‌های توزیع عناصر دیده شد که در لبه‌های کانی، مقدار منیزیم کاهش یافته و این ویژگی با مدل پرشدگی ماقمای در تضاد است. کاهش فشار از دیگر عواملی است که می‌تواند باعث ایجاد خوردگی در کانی شده و همچنین پیروکسن‌هایی با ترکیب جدید ایجاد کند [۲۴]. بررسی فشار تبلور پیروکسن بر پایه شکل ۶ تغییر فشار محیط را تایید نمی‌کند.

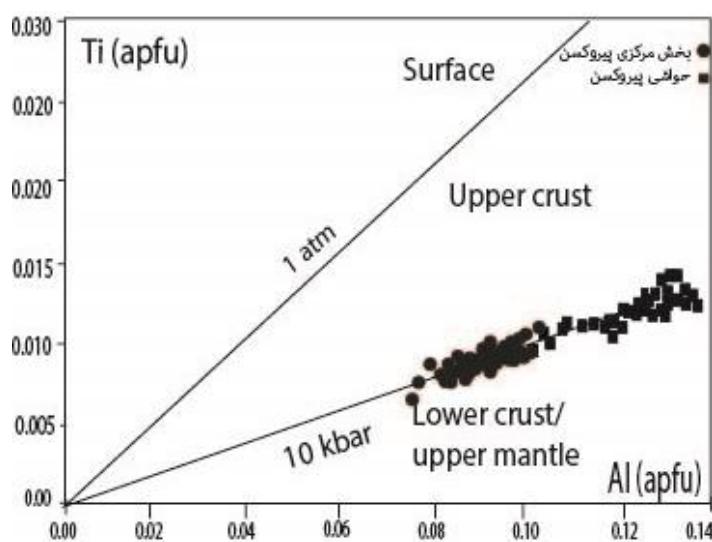
مقدار متوسط تا بالای نسبت Al/Ti، برابر با ۱۱/۵-۷/۸ و تغییرات نسبت $Al_{[6]}/Al_{[4]}$ ، در گستره ۰/۰-۱/۰-۰/۰-۱، نشان‌دهنده فشار پایین تبلور کلینوپیروکسن هستند [۲۵]. فشار پایین تبلور با نمودار Ti/Ni نسبت به Al [۲۶] تأیید می‌شود (شکل ۶). بر این اساس، همه پیروکسن‌ها در مرز بین پوسته‌های بالایی و پایینی در فشار پایین قرار دارند. ورود مقادیر زیادی از عنصر Ti به ساختار پیروکسن در ماقماهای زیر اشباع از SiO_2 در دمای بالا و فشار بالا (۱۰-۲۵ کیلوبار) ممکن است [۲۷].

رونده توزیع عناصر در کانی کلینوپیروکسن در نقشه عناصر نیز دیده می‌شود (شکل ۵)، براساس شکل ۵ و روند توزیع عناصر، کلینوپیروکسن دارای منطقه‌بندی نوسانی است. منطقه‌بندی نوسانی تغییر مکرر یا چرخه‌ای در شیمی بلور است [۱۸]. برای چنین نوسان‌هایی طی رشد کانی دو دلیل احتمالی وجود دارد: (۱) علل بیرونی چون تغییر فشار، دما یا ترکیب ماقمای و (۲) علل ذاتی چون نوسان‌ها بین انتشار و انتقال کاتیون‌ها در مذاب در لایه مرزی درست کنار بلور در حال رشد [۱۷]. مدل‌های مختلف دیگری نیز ارائه شده است [۲۱-۱۹]. یکی از آنها قار گرفتن بلور در محیطی با ترکیب متفاوت از ماقمای اولیه و تبلور بلور ثانویه بوده که در این حالت، تغییر ترکیب دو بخش ناگهانی است [۲۲]. مدل دیگر فرایند انتشار برای رسیدن به تعادل دوباره در بلور است. در این مدل، تغییر ترکیب دو قطعه کنارهم تدریجی است [۲۳]. بررسی توزیع عناصر در کلینوپیروکسن بازالت پیرانشهر نشان می‌دهد که در این پیروکسن، تغییر ترکیب تدریجی است.

شواهد صحرایی و بافتی برای رخداد آمیختگی ماقمایی برای پیروکسن فیریک بازالت‌های پیرانشهر یافت نشده است. از این رو، خوردگی‌های دیده شده در لبه‌های پیروکسن را



شکل ۵ نقشه توزیع عناصر در کانی کلینوپیروکسن.



شکل ۶ نمودار Ti نسبت به Al [۲۶] که همه نقاط بررسی شده در مژ بین پوسته‌های بالایی و پایینی جایابی شده‌اند.

غلظت تقریبی Si بیش از ۱.۸۵ و غلظت Al کمتر از ۱.۵ است و عناصر Si و Al در بخش مرکزی، روی خط اشباع-شدگی واقع هستند. این نشانه‌هندۀ قرارگیری عناصر Si و Al بخش مرکزی پیروکسن در جایگاه چاروجهی است، یعنی Al اضافی برای ورود به جایگاه هشت وجهی وجود ندارد (شکل ۷).

نقشه عناصر نیز این امر را تأیید می‌کند (شکل ۵). نقشه عناصر لبه کانی، غلظت عنصر Si کمتر از ۱.۸۵ و عنصر Al بیش از ۱.۵ است. داده‌های این بخش بالاتر از خط اشباع-شدگی (نشانگر جایگاه چاروجهی) واقع هستند، یعنی عنصر آلومنیوم در لبه‌ها پس از پر شدن جایگاه چاروجهی، وارد جایگاه هشتوجهی شده است (شکل ۷). این ویژگی با نقشه عناصر در شکل ۵ همخوانی دارد.

مقایسه روند تغییرات غلظت عناصر Al , Si , Ti با مقادیر Al پیروکسن از مرکز به سمت لبه کانی مشخص کرده است که با کاهش Si , مقدار Al روند افزایشی دارد (شکل ۸ الف) و همچنین با افزایش Ti , مقدار Al روند افزایشی نشان می‌دهد (شکل ۸ ب).

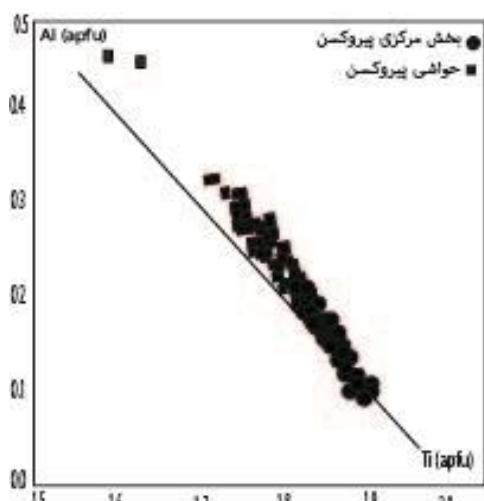
مقایسه روند تغییرات غلظت عناصر Mg , Ti , Al با مقادیر Mg # پیروکسن از مرکز به سمت لبه کانی، مشخص کرده است که با کاهش Mg #، مقدار Al و Ti در لبه‌های کانی روند افزایشی دارد (شکل ۹ الف، ب). می‌توان گفت که روند تغییرات عناصر نشان‌دهنده انجام فرایند جدایش در لبه‌های کانی پیروکسن است.

جدایش Si , Al , Ti در پیروکسن‌ها در اثر ترکیب شیمیایی مagmaها، دما و فشار طی تبلور کنترل می‌شود. ترکیب شیمیایی مagmaها متنوع است و کاهش دما نیز طی جدایش رخ می‌دهد از این‌رو، این دو عامل تغییر شیمیایی و کاهش دما باعث می‌شوند که عناصر با اعداد همارابی متفاوتی در ساختار کانی پیروکسن قرار گیرند. همچنین پیروکسن‌هایی که بخش مرکزی غنی از Mg دارند از magma‌های اولیه و لبه‌های غنی از Fe از magma‌های جدایش یافته تشکیل شده‌اند [۲۸].

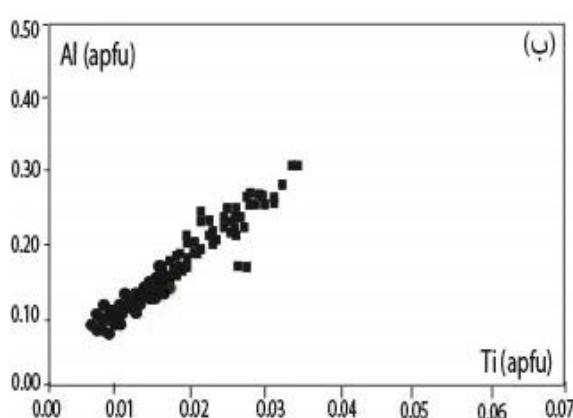
این احتمال وجود دارد که غلظت مولی Si تعیین کننده مقدار آن در جایگاه چاروجهی باشد و اگر Si به مقدار کافی وجود نداشته باشد، عناصر Al , Fe , Ti این جایگاه را پر می‌کنند. عنصر آلومنیوم در شرایط دمایی بالا می‌تواند به جایگاه چاروجهی در ساختار پیروکسن وارد شود [۲۹]. این امر با بررسی مقدار عناصر Al و Si موجود در جایگاه چاروجهی پیروکسن‌های magma‌های تولیتی، قلیایی بدون فلدسپات‌تؤیید و قلیایی دارای فلدسپات‌تؤیید تأیید شده است [۲۹]. همچنین روابط جدایش عنصر Si از عنصر Al در نمودار شکل ۷ بررسی شده است. در این نمودار، خط اشباع شدگی سیلیس و آلومنیوم در جایگاه چاروجهی رسم شده است. قرارگیری نمونه پیروکسن با منطقه بندي نوسانی در بالای خط اشباع شدگی نشان می‌دهد که عنصر آلومنیوم پس از پر کردن جایگاه چاروجهی، وارد جایگاه هشت وجهی شده است (شکل ۷). با توجه به این نمودار و مقایسه بخش مرکزی با لبه‌های کانی پیروکسن، می‌توان گفت که در بخش مرکزی

موازن Al در جایگاه چاروچهی و هشتوجهی ساختار پیروکسن دارد. هرچه مقدار Al چاروچهی بیشتر باشد، امکان ورود عناصر سه ظرفیتی دیگر چون Fe^{3+} به جایگاه هشت وجهی بیشتر است. در نمودار تغییرات $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$ نسبت به $\text{Fe}^{3+} = 0$ قرارگیری در بالا و یا زیر خط $\text{Fe}^{3+} = 0 = \text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ ترتیب نشانگر زیاد و یا کم بودن گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل پیروکسن‌هاست. همچنین هرچه فاصله نمونه از خط تشکیل پیروکسن‌هاست، گریزندگی اکسیژن محیط بیشتر است $\text{Fe}^{3+} = 0$ [۳۶]. براساس شکل ۱۰ الف [۳۶]، کلینوپیروکسن فیریک بازالت پیرانشهر در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده است.

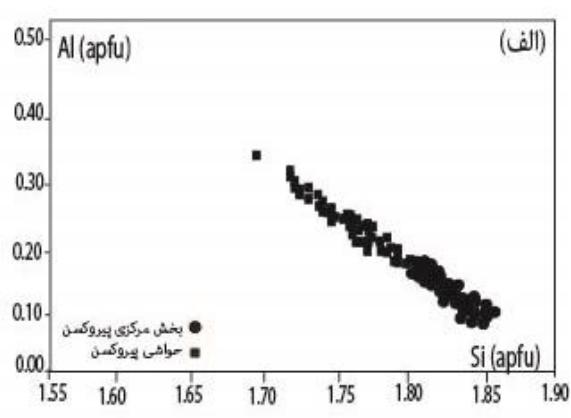
گریزندگی اکسیژن نیز اثر ویژه‌ای در تغییر دمای ذوب و ترکیب مذاب دارد [۳۰] و عامل مؤثری در کنترل فرایندهای ماقمایی، توالی تبلور و نوع کانی‌های تشکیل شده در ماقمایست [۳۲، ۳۱]. مقدار آهن سه ظرفیتی پیروکسن‌ها نیز تابعی از گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل آنهاست و این امر بر پایه نمودار تغییرات $\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Na}$ نسبت به $\text{Al}^{\text{VI}} + 2\text{Ti} + \text{Cr}$ قابل ارزیابی است [۳۳]. این نمودار بر اساس موازن آلومینیوم موجود در جایگاه چاروچهی با آلومینیوم و کروم موجود در جایگاه هشت وجهی طراحی شده است. در ترکیب پیروکسن‌ها، عنصر Fe می‌تواند جانشین عناصر سه ظرفیتی چون عناصر Cr, Al, Ti در جایگاه هشت وجهی شود از این رو، فراوانی Fe در پیروکسن‌ها بستگی به



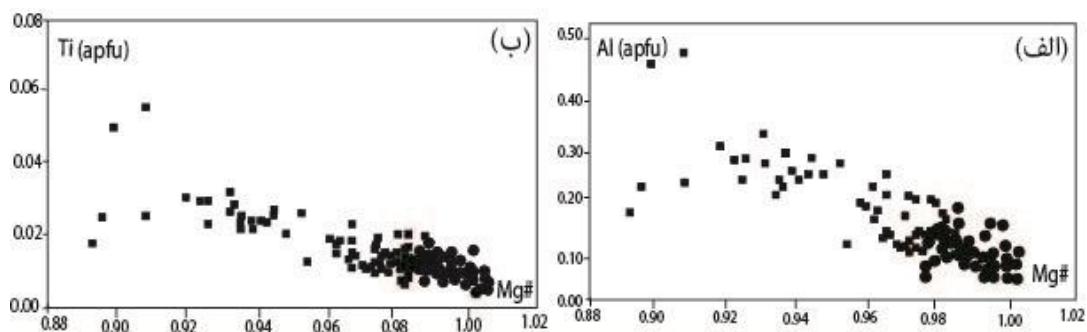
شکل ۷ نمودار Ti نسبت به Al [۲۹]. خط اشباع شدگی سیلیس و آلومینیوم در جایگاه چاروچهی رسم شده است. قرارگیری نمونه‌های پیروکسن در بالای خط اشباع شدگی نشان دهنده مقادیر آلومینیوم است که پس از پر کردن جایگاه چاروچهی، وارد جایگاه هشت وجهی پیروکسن شده‌اند.



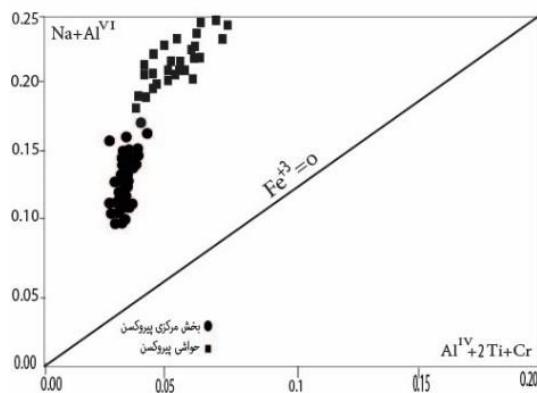
شکل ۸ (الف) نمودار توزیع عناصر Si-Al که با کاهش Al، مقدار Si، مقدار Al روند افزایشی نشان می‌دهد. (ب) نمودار توزیع عناصر Al-Ti که با افزایش Al روند افزایشی نشان می‌دهد.



شکل ۸ (الف) نمودار توزیع عناصر Si-Al که با کاهش Al، مقدار Si، مقدار Al روند افزایشی نشان می‌دهد.



شکل ۹ مقایسه روند تغییرات عناصر (الف) Al و (ب) Ti با # Mg در کلینوپیروکسن. از مرکز به سمت لبه کانی، با کاهش Al و Ti روند افزایشی نشان می‌دهد.



شکل ۱۰ نمودار $\text{Na}+\text{Al}^{\text{VI}}$ برای تعیین گریزندگی اکسیژن در محیط تشکیل کلینوپیروکسن که شرایط اکسیدی در محیط تبلور این کانی‌ها را نشان می‌دهد [۳۲]. همه کلینوپیروکسن‌های فیریک بازالت پیرانشهر در شرایط گریزندگی اکسیژن بالا متبلور شده‌اند.

۲۰ درصد را تجربه کرده است صورت گیرد [۴۰, ۳۹]. بررسی-
ها نشان داده است که پریدوتیت‌های مقاوم نسبت به ذوب در
زیر پوسته‌های اقیانوسی مناطق بازشونده تشکیل می‌شوند که
چنین پریدوتیت‌های تهی شده‌ای فقط در شرایط ذوب بخشی
آبدار می‌توانند مذاب‌هایی با Mg بالا و Ti پایین را تولید کنند
و این شرایط در بیشتر مناطق افیولیتی ابرفرورانشی وجود
دارد [۴۲, ۴۱]. تغییرات نوسانی مagmaهای مناطق قوس
آتششانی در مرحله نخست اغلب در اثر فرایند جدایش است
و در صورتی که تغییر ترکیب magma باعث تولید magmaهایی با
 SiO_2 بیش از ۵۷ درصد (حدواسط و اسیدی) شده باشد،
فرایند آمیختگی magmaهایی می‌تواند موثر باشد [۴۲]. پیشتر نیز
بیان شد که شواهد آمیختگی magmaهایی در این بازالت‌ها وجود
ندارد.

برداشت

پیروکسن فیریک بازالت پیرانشهر با وجود کلینوپیروکسن‌های
فراوان و درشت به عنوان درشت بلور و با وجود پلازیوکلاز و
پیروکسن‌های ریزدانه در خمیره مشخص می‌شوند.

ویژگی‌های سنگنگاری از جمله وجود درشت بلور غالب و
فراوان کانی کلینوپیروکسن و تبلور پلازیوکلاز بصورت ریز در
خمیره نیز تأیید کننده فشار پایین تبلور است، به طوری که به
صورت تجربی دیده شده است که در فشار پایین و شرایط
ماگمایی آبدار، تبلور کانی‌های آهن- میزیم‌دار
(کلینوپیروکسن و هورنبلندر) بر پلازیوکلاز اولویت دارد [۳۷].

محیط ساختاری magma

مقدار عنصر Ti در ترکیب کلینوپیروکسن بازالت‌های مناطق
مختلف افیولیتی برای تشخیص جایگاه ساختاری magmaهای
کف اقیانوسی بسیار مناسب است [۳۸]، بطوریکه غلط باالای
عنصر Ti در magmaهای مناطق پشت‌های میان اقیانوسی، غلط
کم در magmaهای قوس ابرفرورانشی و غلط بسیار کم عنصر
Ti در magmaهای بنوئیتی ابرفرورانشی دیده شده است [۳۸]. غلط
کم عنصر Ti در ترکیب کلینوپیروکسن‌ها درجه تهی شدگی
خاستگاه گوشته‌ای را نشان می‌دهد. برای تشکیل مذاب با
کم و مقدار Mg بالا لازم است که ذوب دوباره در گوشته تهی
شده که چند بار ذوب در حضور آب و با نرخ ذوب بخشی -۳۰

- experimental study applied to the 1980-1986 Mount St. Helens eruptions”, Journal of Geophysics Research, 98, (1993) 19667–19685.*
- [7] Dobosi G., Fodor R.V., “*Magma fractionation, replenishment, and mixing as inferred from green-core clinopyroxenes in Pliocene basanite, southern Slovakia*”, Lithos, 28(2), (1992) 133- 150.
- [8] Dioh E., Béziat D., Grégoire M., Debat P., “*Origin of rare earth element variations in clinopyroxene from plutonic and associated volcanic rocks from the Foulde basin, Northern Kedougou inlier, Senegal, West Africa*”, European Journal of Mineralogy, 21, (2009) 1029-1043.
- [9] Putirka K.D., Mikaelian H., Ryerson F., Shaw H., “*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, (2003) 1542–1554.
- [10] Putirka K.D., “*Thermometers and Barometers for Volcanic Systems*”, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, (2008) 61-120.
- [11] Sisson T.W., Grove T.L., “*Experimental investigations of the role of H₂O in calc- alkaline differentiation and subduction zone magmatism*”, Contrib. Mineral. Petrol. 113, (1993) 143–166.
- [12] Coombs D.S., “*Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram*”, Mineralogical Society of American Special Papers, 1, (1962) 227-250.
- [13] Stocklin J., “*Structures history and tectonic of Iran*”, A review, American Association of Petroleum Geologist Bulletin, 52, (1968) 1229-1258.
- [14] Alavi M., “*Tectonic map of the Middle East, scale: 1:5,000,000. Tehran, Iran*”, Geological Survey of Iran one sheet (1991).
- [15] Khodabandeh A.A., Soltani G.A., “*Naghadeh geological quadrangle map*”, scale 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran (2004) 1 sheet.
- [16] Hajialioghli R., Moazzen M., “*Supra-subduction and mid-ocean ridge peridotites from the Piranshahr area, NW Iran*”, Journal of Geodynamics, 81, (2014) 41–55.
- [17] Fowler A. D., Shore M., “*Oscillatory zoning in minerals; a common phenomenon*”, Canad. Mineral. 34, 1111–1126, (1996).
- [18] Bernstein S., “*In situ fractional crystallization of a mafic pluton: microanalytical study of a Palaeogene gabbronorite plug in East Greenland*”. Lithos 92, 222–237, (2006).
- [19] Andrews B.J., Gardner G.E., Housh T.B., “*Repeated recharge, assimilation, and hybridization in magmas erupted from El Chichón*

کلینوپیروکسن‌ها اغلب دارای منطقه‌بندی نوسانی هستند. بررسی روند توزیع عناصر در این منطقه‌بندی نشان داده است که بخش مرکزی غنی از Mg و بخش لبه‌ای کانی فقیر از Mg و غنی از عناصر Al, Ti, Fe بوده و منطقه‌بندی از نوع نوسانی است. تغییرات تدریجی در بین قطعه‌های منطقه‌بندی دیده می‌شود که در اثر پدیده انتشار درون بلوری برای برقراری تعادل دوباره رخ داده است. بخش مرکزی در تعادل با ماقمای Fe غنی از منیزیم و بخش لبه در تعادل با ماقمای غنی از Ti است. همچنین می‌توان گفت که مقادیر پایین عنصر Mg تأیید کننده تبلور کانی در محیط غنی از آب، گریزندگی اکسیژن بالا در مرز پوسته بالایی و گوشته پایینی در محیط ساختاری ابرفرورانشی هستند و دگرگونی عناصر در منطقه‌بندی نوسانی پیروکسن ناشی از تبلور جدایشی برآمده از کاهش دما طی تبلور است.

قدرتانی

از هیات داوران مجله بلور شناسی و کانی شناسی ایران بابت راهنمایی‌هایشان که باعث ارتقای سطح علمی مقاله شده است کمال تشکر را دارم.

مراجع

- [1] Feig S.T., Koepke J., Snow J.E., “*Effect of water on tholeiitic basalt phase equilibria: an experimental study under oxidizing conditions*”, Contrib. Mineral. Petrol. 152, (2006) 611–638
- [2] Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M., “*Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study*”, Contrib. Mineral. Petrol. 146,(2004) 414–432
- [3] Schoneveld L., Barnes S.J., Makkonen H.V., Le Vaillant M., Paterson D.J., Taranovic V., Wang K.Y., Mao Y.J., “*Zoned Pyroxenes as Prospectivity Indicators for Magmatic Ni-Cu Sulfide Mineralization Louise*”, Front. Earth Sci. 8,256, (2020). doi: 10.3389/feart.2020.00256.
- [4] Ueki K., Iwamori H., “*Geochemical differentiation processes for arc magma of the Sengen volcanic cluster, Northeastern Japan, constrained from principal component analysis*”, Lithos 290, (2017) 60–75.
- [5] Simonetti A., Shore M., Bell K., “*Diopside phenocrysts from nepheline lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda: Evidence for magma mixing*”, Canadian Mineralogist, 34, (1996) 411-442.
- [6] Rutherford M.J., Hill P.M., “*Magma ascent rates from amphibole breakdown: an*

- activity on the oxidation and structural state of Fe in a ferro-basaltic melt”, Geochimistry Cosmochimistry Acta, 69, (2005) 5071–5085.*
- [32] Moretti R., “*Polymerisation, basicity, oxidation state and their role in ionic modelling of silicate melts*”, Annals of Geophysics (2005).
- [33] Schweitzer E., Papike J., Bence A., “*Statistical Analysis of Clinopyroxenes from Deep-Sea Basalts*”, American Mineralogist, 64, (1979) 501–513.
- [34] Marcelot G., Maury R.C., Lefevre C., “*Mineralogy of Errmango Lava New Hebrides: Evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts*”, Lithos, 16, (1983) 135–151.
- [35] Cameron M., Papike J.J., “*structural and chemical variations in pyroxenes*”, American minerals, 66, (1981) 1–50.
- [36] Vieten K., “*The minerals of the volcanic rock association of the Siebenengebirge, 1. Clinopyroxenes, and 2. Variation of chemical composition of Ca-rich clinopyroxenes (salites) in the course of crystallization*”, Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen, 140, (1980) 54–88.
- [37] Simonetti A., Shore M., Bell K., “*Diopside phenocrysts from nepheline lavas, Napak Volcano, Eastern Uganda Evidence for magma mixing*”, The Canadian Mineralogist, 34, (1996) 411–421.
- [38] Beccaluva L., Macciotta G., Piccardo G.B., Zeda O., “*Clinopyroxene composition of ophiolite basalts as petrogenetic indicator*”, Chemical Geology journal, 77, (1989) 165–182.
- [39] Van der Lann S.R., Arculus R.L., Pearce J.A., Murton B.J., “*Petrography, mineral chemistry and phase relations of the basement boninite series of site 786, Izu-Bonin forearc*”, Ocean Drilling Program, Journal of Scientific Research, 125, (1992) 171–201.
- [40] Bebard J.H., “*Cumulate recycling and crustal evolution in the Bay of Island ophiolite*”, Journal Geology, 99, (1991) 225–249.
- [41] Pearce J.A., “*Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries*”, In: Thorpe, R.S. (Ed.), Andesites, Wiley and Sons, New York, (1982), 525–548.
- [42] Vannucci R., Rampone E., Piccardo G.B., Ottolini L., Bottazzi P., “*Ophiolitic magmatism in the Ligurian Tethys: an ion microprobe study of basaltic clinopyroxenes*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 115, (1993) 123–137.
- as recorded by plagioclase and amphibole phenocrysts”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 175, (2008), 415–426.
- [20] Streck M.J., Chesley J., Leemam, W.P., “*High-magnesian andesite from Mount Shasta: A product of magma mixing and contamination, not a primitive mantle melt*”, Geology, 35, (2007) 351–354.
- [21] Tomiya E., Takahashi A.T., “*Evolution of the Magma Chamber beneath Usu Volcano since 1663: a Natural Laboratory for Observing Changing Phenocryst Compositions and Textures*”, Journal of Petrology, 46, (2005) 2395–2426.
- [22] Stewart M.L., Pearce T.H., “*Sieve-textured plagioclase in dacitic magma: Interference imaging results*”, American Mineralogist, 89, (2004) 348–351.
- [23] Streck M.J., “*Mineral Textures and Zoning as Evidence for Open System Processes*”, Reviews in Mineralogy and Geochemistry, 69, (2008) 595–622.
- [24] McCoy T.j., Taylor G.J., Keil K., “*Product of a two-stage magmatic history*”, Geochimica et Cosmochimica Acta, 56, (1992) 3571–3582.
- [25] Liu et al., “*Meiting experimente Wannienta basalt in the Kuanyishan area, northern Taiwan, at pressure up to 2 GPa*”, Journal of Asian Earth Sciences, 18, (2000) 519–531.
- [26] Nekvasil H., Dondolini A., Horn J., Filiberto J., Long H., Lindsley D.H., “*The origin and evolution of silica-saturated alkalic suites: An experimental study*”, Journal of Petrology, 45, (2004) 693–721.
- [27] Venuocen J., “*Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks*”, American Science, 260, (1962) 211–220.
- [28] Deer W.A., Howie R.A., Zussman J., “*An Introduction to the Rock-Forming Minerals*”, Longman Ltd, 696 (1992).
- [29] Kushiro I., “*Si-Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks*”, American Journal of Science, 258, (1960) 548–554.
- [30] France L., Ildefonse B., Koepke J., Bech F., “*A new method to estimate the oxidation state of basaltic series from microprobe analyses*”, Journal of Volcanology and Geothermal Research, 189, (2010) 340–346.
- [31] Botcharnikov R.E., Koepke J., Holtz, F., McCammon C., Wilke M., “*The effect of water*