

شیمی کانی ها و محیط تشکیل پریدوتیت های مجموعه افیولیتی گرماب، شمال شرق کامیاران

ایوب ویسی نیا، محمد ابراهیمی*، میرعلی اصغر مختاری؛
دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی،
جمشید احمدیان؛ دانشگاه پیام نور، گروه زمین شناسی،
امیرمرتضی عظیمزاده؛ دانشگاه زنجان، دانشکده علوم، گروه زمین شناسی

پذیرش ۹۶/۱۰/۰۵

دریافت ۹۶/۰۲/۰۲

چکیده

مجموعه افیولیتی کامیاران بخشی از مجموعه معروف به نوار افیولیت-رادپولاریت کرمانشاه را در شمال شرق کامیاران تشکیل می دهد. در این منطقه، توالی کامل افیولیتی مشاهده نمی شود و تنها بخش پریدوتیتی متشکل از هارزبورژیت، لرزولیت و سرپانتینیت وجود دارد که یک سری دایک های گابروبی آن ها را قطع کرده است. بر اساس نتایج حاصل از بررسی های الکترون مایکروپروب روی هارزبورژیت ها و لرزولیت ها، الیوین های موجود در این سنگ ها از نوع فورستریت است و میزان فورستریت (Fo) الیوین ها از ۹۰/۱۱ تا ۹۲/۵۰ متغیر است. کلینوپیروکسن های این سنگ ها از نوع دیوپسید و اوژیت هستند. ترکیب کلینوپیروکسن های دیوپسیدی $Wo_{42.92-46.74}En_{49.15-52.10}Fs_{4.11-5.18}$ و کلینوپیروکسن های اوژیتی $Wo_{27.19}En_{65.86}Fs_{6.95}$ است. ارتوپیروکسن های سنگ های مذکور ترکیب انستاتیت داشته و دارای $Mg\#$ در محدوده ۰/۹۲-۰/۹۱ هستند. پیروکسن های بررسی شده غنی از کروم (با ۱/۳۹-۰/۸۰ درصد کروم) هستند. غنی بودن کلینوپیروکسن ها و ارتوپیروکسن ها از کروم، منعکس کننده درجه ذوب بخشی پریدوتیت ها و مطابق با ماهیت تهی شده این سنگ ها است. ترکیب شیمیایی اسپینل های کروم دار منطقه، غنی از آلومینیم است و به طور متوسط $Cr\#$ برابر با ۰/۳۷ و $Mg\#$ برابر با ۰/۶۹ دارند. شواهد شیمی کانی هارزبورژیت ها و لرزولیت ها نشان گر آن است که این سنگ ها به پریدوتیت های آبیسال شباهت دارند و در گروه پریدوتیت های تهی شده و پسماندی که باقی مانده های ناشی از جدایش مذاب های با ترکیب مورب هستند و احتمالاً در یک محیط حوضه پشت کمان شکل گرفته اند.

واژه های کلیدی: شیمی کانی، پریدوتیت گوشته ای، مجموعه افیولیتی، گرماب، کامیاران.

مقدمه

در سال های اخیر، پژوهش گران مختلف برای تعیین تاریخچه تحولی افیولیت ها، بررسی های خود را روی بخش های گوشته ای افیولیت ها متمرکز کرده اند [۱]، [۲]، [۳]. ترکیب سنگ های گوشته ای موجود در افیولیت ها که به عنوان باقی مانده های ذوب بخشی در نظر گرفته می شوند، می تواند اطلاعات مهمی درباره ماهیت فرآیندهای ممکن برای ذوب بخشی و منشأ مذاب و محیط زمین ساختی-ماگمایی که افیولیت ها را شکل می دهند، ارائه کند. افیولیت ها در پشته های میان اقیانوسی، مراکز گسترش پشت قوس و طی فرآیندهای زمین ساختی در پهنه های فرافورانش به وجود می آیند [۴].

* نویسنده مسئول
ebrahimi@znu.ac.ir

توالی گوشته‌ای مهم‌ترین و عمده‌ترین سنگ‌های موجود در هر مجموعه افیولیتی است که شناخت این توالی می‌تواند اطلاعات ارزشمندی را از ایجاد، مهاجرت و تحول ماده مذاب ارائه دهد. شیمی کانی‌های پریدوتیت‌های افیولیتی به‌ویژه شیمی کروم‌اسپینل، شدیداً تحت تأثیر شرایط فیزیکوشیمیایی تبلور ماگما قرار دارد [۵]. با وجود پیچیدگی فراوان ویژگی‌های زمین‌شناسی پریدوتیت‌ها، داده‌های کانی‌شناسی و سنگ‌شناسی موجود در این سنگ‌ها برای تشخیص جای‌گاه ژئوتکتونیک و تعیین دما و فشار تعادلی مجموعه‌های افیولیتی اهمیت ویژه‌ای دارند [۶].

آثار فرفرورانش نفوتتیس و برخورد قاره‌ای همراه آن در منطقه زاگرس، با جای‌گیری افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز همراه است که در امتداد راندگی اصلی زاگرس [۷]، [۸]، معروف به زون خردشده جای گرفته‌اند. افیولیت‌های کرمانشاه به دو بخش مجزا قابل تقسیم هستند: بخش اول شامل کمپلکس هرسین-صحنه در جنوب شرق و بخش دوم به صورت یک قلمرو ماگمایی از شرق صحنه تا شمال و شمال شرق کامیاران کشیده شده است [۹]، [۱۰]. مجموعه افیولیتی کامیاران را از نظر ویژگی‌های سنگ‌شناسی و ویژگی‌های ساختاری، زمین‌شناسان مختلف بررسی کرده‌اند [۱۱]، ولی بررسی اختصاصی توالی گوشته‌ای افیولیت کامیاران که بخش مهم هر مجموعه افیولیتی است، در این منطقه از نظر دور مانده است. در این پژوهش ضمن مرور بررسی‌های گذشته سعی می‌شود با استفاده از ترکیب کانی‌شناسی و شیمی کانی‌های سنگ‌های پریدوتیتی (هارزبورژیت و لرزولیت‌ها)، منشأ، محیط زمین‌ساختی و ماهیت بخش گوشته سنگ-کره‌ای مجموعه افیولیتی مذکور تعیین شود و هم‌چنین دما و فشار تعادلی تشکیل آن‌ها نیز تخمین زده شود تا از این رهگذر بهتر بتوانیم درباره نحوه تشکیل مجموعه افیولیتی کامیاران اظهار نظر کنیم.

روش بررسی

بعد از انجام برداشت‌های صحرائی و نمونه‌برداری به تعداد بیش از ۶۰ نمونه، تعداد ۵۰ مقطع نازک از آن‌ها تهیه شد و با استفاده از میکروسکوپ دو منظوره Prior مطالعات سنگ‌شناسی در آزمایشگاه کانی‌شناسی دانشگاه زنجان انجام گرفت. سپس از تعدادی از نمونه‌های پریدوتیتی (هارزبورژیت و لرزولیت) و سرپانتینیت‌ها، مقاطع نازک-صیقلی به تعداد ۱۰ نمونه، تهیه و برای انجام تجزیه به‌روش الکترون مایکروپروب (EPMA) به دانشگاه ناروتو کشور ژاپن ارسال شد. تجزیه‌ها با استفاده از دستگاه مایکروپروب Jeol مدل JXA-8800R تحت شرایط ولتاژ شتاب‌دهنده ۱۵ کیلوولت، جریان باریکه ۱۰ نانوآمپر، قطر باریکه ۱ میکرومتر و زمان شمارش ۴۰ ثانیه و مجموعه‌ای از استانداردهای طبیعی و مصنوعی برای سنج‌بندی درونی انجام شد. برای مشخص کردن نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} نیز از روش پیشنهادی [۱۲] استفاده شده است. در تجزیه و تحلیل داده‌ها هم از نرم‌افزارهای PTMAFIC و Minpet استفاده شد.

زمین‌شناسی

مجموعه افیولیتی گرماب در شمال شرق کامیاران رخنمون دارد و بخشی از مجموعه معروف به نوار افیولیت-رادیولاریت کرمانشاه است که از نظر زمین‌شناسی، بین زون سنندج-سیرجان و زون راندگی زاگرس قرار دارد. هم‌چنین این مجموعه به‌عنوان بخشی از زمین‌درز نفوتتیس، محل برخورد دو صفحه ایران مرکزی و عربی است و در محدوده نقشه ۱:۲۵۰۰۰۰ کرمانشاه [۱۳] و در بخش شمال غربی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ میانراهان [۱۴] واقع

شده است. گستره نوار افیولیتی - رادیولاریتی از منطقه صحنه - هرسین (در جنوب شرق) آغاز و با روند شمال غرب - جنوب شرق در امتداد تراست زاگرس در محدوده‌های میانراهان، کامیاران، سهول‌آوا، پیرانشهر [۹]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]، [۱۸]، [۱۹] و پنجوبین در شمال عراق [۲۰] ادامه می‌یابد. افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز و اسفندقه در ایران، افیولیت‌های هاتای، قزل‌داغ و کیلو در ترکیه و افیولیت‌های بارباسیت در سوریه باقی‌مانده‌های پوسته اقیانوسی نئوتتیس هستند [۲۱]، [۲۲]، [۲۳]، [۲۴]، [۲۵]، [۲۶] که در امتداد زون جوش‌خورده زاگرس - بیتلس، افیولیت‌های عمان در آسیا را به افیولیت‌های ترودوس در مدیترانه متصل می‌کنند (شکل ۱ الف). در واقع، افیولیت کرمانشاه بخشی از یک کمربند افیولیتی ۳۰۰۰ کیلومتری است که از سوریه شروع و پس از عبور از جنوب ترکیه و زاگرس به عمان می‌رسد.

مجموعه افیولیتی کامیاران شامل یک قلمرو ماگمایی وسیع از شرق صحنه تا شمال و شمال شرق کامیاران است و رخنمون‌های مجموعه افیولیتی بررسی شده را نیز شامل می‌شود. این مجموعه متشکل از چندین ورقه رورانده شامل سرپانتینیت‌های برشی، جریان‌های گدازه و میان‌لایه‌های رسوبی به سن پالئوسن تا ائوسن میانی هستند [۱۳]. توده‌های نفوذی بزرگ گابرویی و دیوریتی، رسوبات و بازالت‌های پالئوسن - ائوسن را قطع می‌کنند. میان‌لایه‌های مرمر و سنگ آهک سیلیسی شده موجود در بین بازالت‌ها نیز سن پالئوسن - ائوسن دارند [۲۷].

چنان‌که در شکل ۱ ب مشاهده می‌شود، در منطقه کرمانشاه - کامیاران، در راستای جنوب غرب - شمال شرق، چهار واحد اصلی به شرح زیر قابل تشخیص هستند:

۱. واحد رادیولاریت یا زیرزون رادیولاریت

واحد رادیولاریت حدود ۵۰۰ متر ضخامت داشته و شدیداً چین‌خورده است. سن این واحد، تریاس - کرتاسه است [۲۸] و از این نظر به رادیولاریت‌های سازند پیشاکون افیولیت نیریز [۲۹] و رادیولاریت‌های Hawasina در عمان شبیه است.

۲. واحد سنگ آهک‌های ستبر بیستون

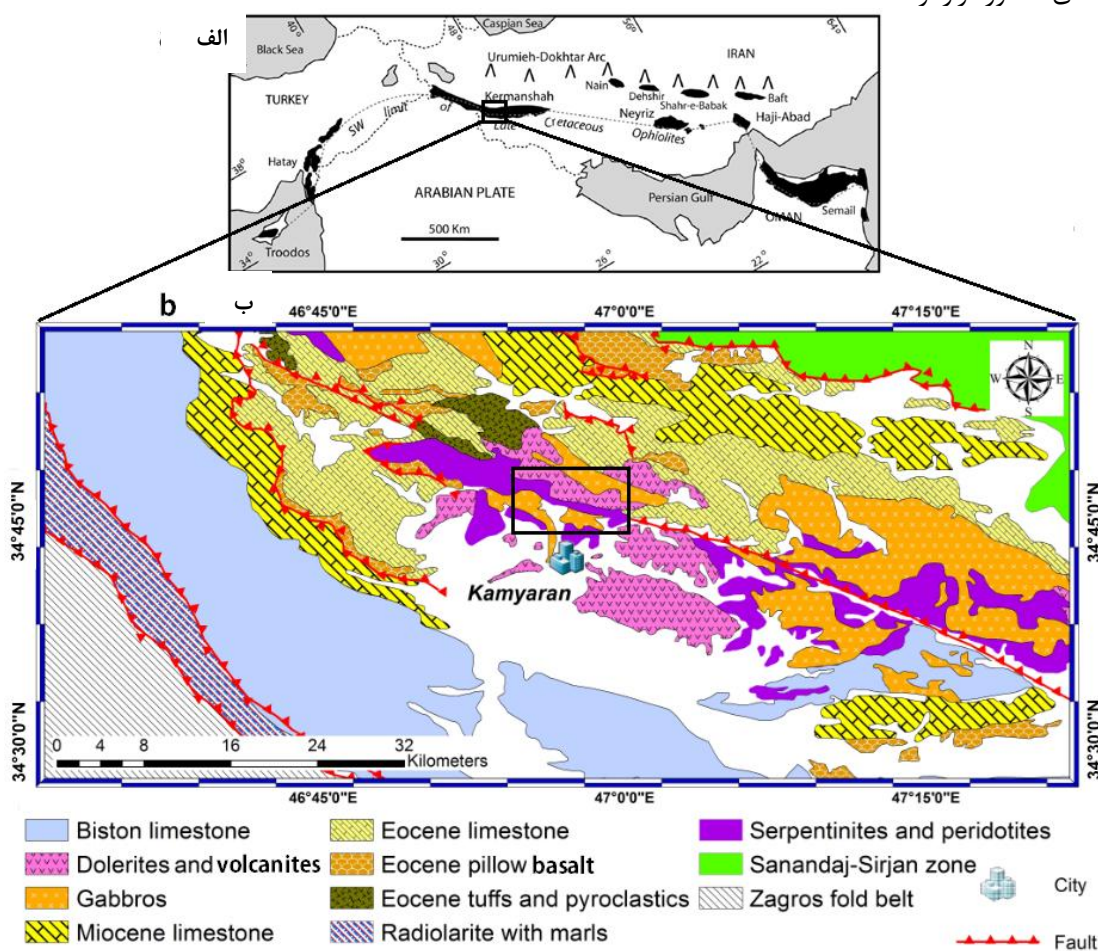
این واحد با حدود ۳۰۰۰ متر ضخامت، سن تریاس پسین - کرتاسه میانی/پایانی را دارد. افیولیت‌های کرمانشاه روی سنگ آهک‌های بیستون رانده شده‌اند. وجود فلیش‌های میوسن در زیر مجموعه افیولیتی [۳۰] نشان‌دهنده فعال شدن دوباره و برخورد راندگی اولیه بدنه افیولیت با سنگ آهک بیستون است.

۳. زیرزون افیولیت

شامل گابروها و پریدوتیت‌های سکانس گوشته‌ای و پوسته‌ای است و در بیش‌تر قسمت‌ها فاقد سنگ‌های آتشفشانی است [۳۰]. سن افیولیت‌ها با استفاده از روش سن‌سنجی K/Ar حدود ۸۳ ± ۶ تا ۸۶ ± ۶ میلیون سال تخمین زده شده است [۲۷]، [۳۱]. شواهد ژئوشیمیایی نشان‌دهنده شباهت سنگ‌های آتشفشانی این مجموعه افیولیتی با تولیت‌های جزایر قوسی و جزایر اقیانوسی [۱۵] است، درحالی‌که گابروها مشابه MORB هستند [۳۲] و در محیط پشته میان اقیانوسی به‌وجود آمده‌اند [۹]، [۱۶]. اولین مرحله راندگی افیولیت کرمانشاه با توجه به سن قطعات افیولیتی و رسوبات رادیولاریتی موجود در سازند کنگلومرای امیران در کمربند چین‌خورده - تراستی زاگرس، به‌نظر می‌رسد که در مایستریشتین - پالئوسن اتفاق افتاده باشد [۲۷].

۴. توالی ترشیری

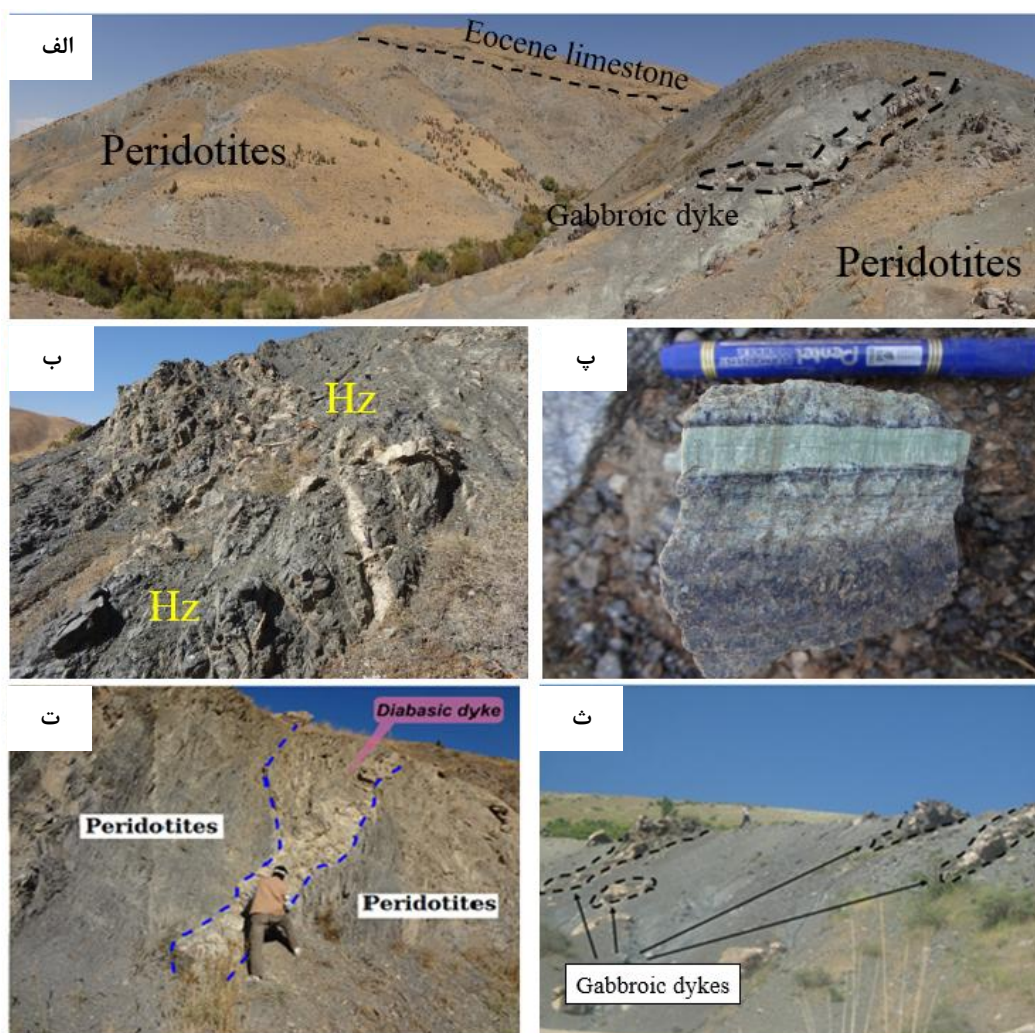
این توالی شامل گدازه‌های بازالتی بالشی است که با سنگ آهک‌های پلاژیک حاوی آلئولینید پالئوسن-ائوسن پایینی و رسوبات فلیشی لوتسین (۴۰/۴-۴۸/۶ میلیون سال) تا پریابونین (۳۳/۹-۳۷/۲ میلیون سال) پوشیده شده‌اند [۳۰]. توالی قبل از رسوب‌گذاری چینه‌ای الیگومیوسن، روی افیولیت‌های کرمانشاه رانده شده است [۳۰]. نفوذی‌های مافیک گابرو-دیوریتی به سن ائوسن [۳۳] (K/Ar: 38-40 Ma) رسوبات فلیشی پالئوسن-ائوسن را قطع می‌کنند [۲۷]، [۳۰]، [۳۴]، و به‌صورت منطقه‌ای از میان افیولیت‌ها می‌گذرند [۳۱]، [۳۲]. نفوذی‌های گابرویی ائوسن دارای تمایلات ژئوشیمیایی کالک‌آلکان و تولیتی هستند [۳۲]. کنگلومراهای الیگوسن بالایی-میوسن زیرین (با خرده‌سنگ‌های رادیولاریت، افیولیت و دگرگونه‌های زون سنندج-سیرجان) و سنگ آهک‌های آکیتانین-بوردیگالین (۲۳/۰۳-۱۶/۹۷ میلیون سال) به‌صورت ناپیوسته روی تمام واحدهای مذکور قرار گرفته‌اند.



شکل ۱. الف) جای‌گاه کمر بند افیولیتی زاگرس به‌عنوان قسمتی از کمر بند افیولیتی کرتاسه بالایی در جنوب شرق آسیا بین عمان و تروُدوس [۳۵]، ب) نقشه زمین‌شناسی ساده شده مجموعه افیولیتی کرمانشاه اقتباس از [۳۶] با کمی تغییرات. منطقه مورد پژوهش با چهار گوش سیاه روی آن مشخص شده است

در مجموعه افیولیتی شمال شرق کامیاران، توالی کامل افیولیتی دیده نمی‌شود و کمپلکس افیولیتی بیش‌تر از بلوک‌های پریدوتیت سرپانتینی شده و دایک‌های گابروی تشکیل شده و با آهک‌های پلاژیک ائوسن پوشیده شده است

(شکل ۲ب). بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهند که سنگ‌های هارزبورژیتی گسترده‌ترین واحد سنگی مجموعه پریدوتیتی منطقه بررسی شده را تشکیل می‌دهند (شکل ۲ب). سنگ‌های لرزولیتی به صورت بخش‌های کوچک عدسی‌شکل در داخل هارزبورژیت‌ها مشاهده می‌شوند. هر دو گروه سنگی (هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها) به‌طور بخشی یا کاملاً سرپانتینی شده (شکل ۲پ) و به‌وسیله دایک‌های دیابازی و گابرویی قطع شده‌اند (شکل‌های ۲ ت و ث). مرز تماس پریدوتیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده با دیگر سنگ‌های موجود در منطقه تماماً گسله و تکتونیک است.



شکل ۲. الف) نمایی کلی از پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی منطقه بررسی شده (شمال روستای مامن) که با آهک‌های ائوسن پوشیده شده و به‌وسیله دایک‌های گابرویی قطع شده‌اند (دید به سمت شمال غرب)، ب) تصویری از سنگ‌های هارزبورژیتی (Hz) با ظاهری سالم و بدون دگرسانی (دید به سمت شمال غرب)، پ) نمونه دستی سرپانتینیت در نمای نزدیک همراه با رگه کریزوتیل، ت) نمایی از دایک دیابازی داخل پریدوتیت‌های دگرسان (دید به سمت شمال غرب)، ث) دایک‌های گابرویی با بافت پگماتوئیدی به‌همراه دایک‌های گابرویی در داخل پریدوتیت‌ها (دید به سمت شمال غرب)

سنگ‌شناسی

پریدوتیت‌های بررسی شده، پایین‌ترین بخش توالی افیولیتی شمال شرق کامیاران را به‌خود اختصاص داده و گسترش چشم‌گیری دارند. این سنگ‌ها عمدتاً تحت تأثیر دگرسانی به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. در نمونه دستی، این

سنگ‌ها در قسمت‌های هوازده، نارنجی تا قهوه‌ای است و در سطوح شکست تازه به رنگ سیاه تا سبزه تیره و دارای استحکام نسبتاً زیاد هستند. در بررسی مقاطع نازک پریدوتیت‌های منطقه سه نوع سنگ: هارزبورژیت، لرزولیت و سرپانتینیت مشاهده می‌شود.

۱. هارزبورژیت‌ها

این سنگ‌ها از کانی‌های اولیه الیوین با ترکیب فورستريت (حدود ۸۰-۷۰ درصد) و ارتوپيروكسن با تركيب انستاتيت (حدود ۲۰-۱۰ درصد) تشکیل شده‌اند. کانی‌های کلینوپيروكسن از نوع دیوپسید (کم‌تر از ۵ درصد) و اسپینل کروم‌دار (کم‌تر از ۲ درصد) نیز به‌عنوان کانی‌های فرعی در آن‌ها دیده می‌شوند. سرپانتین (در سطوح شکستگی‌های الیوین و پیروکسن)، کانی‌های کدر، رگچه‌های کلسیتی، اکتینولیت و کلریت به‌عنوان کانی‌های ثانویه در این سنگ‌ها کم و بیش دیده می‌شوند. بافت غالب در این سنگ‌ها پورفیروکلاستیک است، ولی فرایند سرپانتینی‌شدن سبب ایجاد بافت شبکه‌ای^۱ شده است. الیوین به‌صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار و دارای شکستگی‌های فراوان است و در برخی موارد ماکل مکانیکی از خود نشان می‌دهد (شکل ۳ الف). در برخی بلورهای ارتوپيروكسن، نوارها و ادخال‌های کوچک و ظریفی از کلینوپيروكسن به‌صورت تیغه‌های جدایشی قابل مشاهده‌اند (شکل ۳ ب). تشکیل پیروکسن‌های دگرشکل و خمیده و وجود تیغه‌های جدایشی کلینوپيروكسن درون ارتوپيروكسن از جمله شواهد دگرشکلی گوشته‌ای هستند [۳۷]. این تغییر شکل‌ها زمانی که سنگ‌ها خیلی نزدیک به دمای سولیدوس هستند، رخ می‌دهد [۳۸].

۲. لرزولیت‌ها

لرزولیت‌های عمدتاً از سه کانی الیوین با ترکیب فورستريت (۷۰-۶۰ درصد)، ارتوپيروكسن با تركيب انستاتيت (حدود ۲۰ درصد) و کلینوپيروكسن از نوع دیوپسید (حدود ۱۰ درصد) به‌همراه کانی فرعی کروم‌اسپینل تشکیل شده‌اند. این نمونه‌ها به‌علت مقادیر کم‌تر کانی الیوین، اغلب درجات کم‌تری از تجزیه به سرپانتین را نسبت به هارزبورژیت‌ها نشان می‌دهند و در نمونه دستی سالم‌تر هستند.

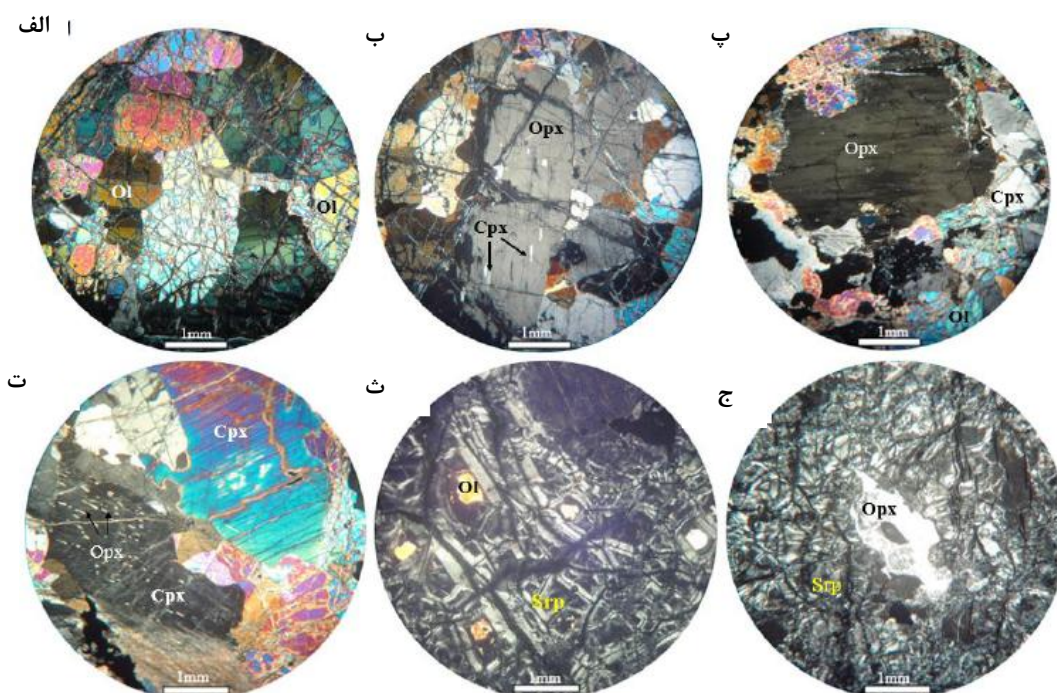
الیوین به دو صورت بلورهای نسبتاً درشت در کل سنگ و هم به‌صورت بلورهای کوچک در اطراف ارتوپيروكسن‌ها مشاهده می‌شود. به‌نظر می‌رسد که بلورهای کوچک الیوین محصول ذوب نامتجانس ارتوپيروكسن باشند که در نتیجه این فرایند، مذاب بازالتی حاصل شده و بلورهای الیوین به‌عنوان پسماند به‌جا مانده‌اند [۳۹]، [۴۰]. الیوین‌ها اغلب دارای شکستگی‌های زیادی است که در امتداد این شکستگی‌ها، به سرپانتین تبدیل شده‌اند و بافت مشبک را ایجاد کرده‌اند. برخی بلورهای الیوین دارای ماکل است و حالت کینک‌بند نشان می‌دهند. اندازه بلورهای ارتوپيروكسن تا ۴ میلی‌متر می‌رسد و دارای ادخال‌هایی از الیوین و کلینوپيروكسن هستند. بلورهای ارتوپيروكسن نیز در برخی موارد دارای ماکل مکانیکی هستند (شکل ۳ پ). بلورهای کلینوپيروكسن به شکل‌های گوناگونی در این نمونه‌ها دیده می‌شوند: الف) به‌صورت بلورهای متوسط‌دانه و حاوی نوارهای جدایشی ارتوپيروكسن (شکل ۳ ت)، ب) به‌شکل بلورهای کوچک درون ارتوپيروكسن‌ها و ج) به‌صورت تیغه‌های جدایشی درون ارتوپيروكسن. دلیل گوناگونی بلورهای کلینوپيروكسن می‌تواند به‌علت دگرشکلی دما بالا گوشته‌ای و یا نتیجه واکنش مذاب-سنگ و اشباع شدن مذاب مهاجر از کلینوپيروكسن در طی مراحل پایانی چرخش و یا نفوذ مذاب ایجاد شده باشند [۴۱]. بلورهای کروم‌اسپینل دارای رنگ قرمز تا قهوه‌ای

1. Mesh texture

است و به صورت بلورهای بی‌شکل و دارای شکستگی‌های متعدد هستند. مقدار کروم‌اسپینل در این سنگ‌ها حداکثر تا یک درصد حجمی سنگ است.

۳. سرپانتینیت‌ها

در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها، بقایایی از کانی‌های اولیه شامل الیوین نوع فورستریت (تا ۱۰ درصد)، ارتوپیروکسن از نوع انستاتیت (تا ۵ درصد)، کلینوپیروکسن با ترکیب دیوپسید (به مقدار محدود) و کروم‌اسپینل (تا یک درصد) در زمینه‌ای از سرپانتین پراکنده هستند. کانی‌های ثانویه کلسیت، تالک، ترمولیت و اکسیدهای آهن نیز دیگر کانی‌های این سنگ‌ها هستند. الیوین‌ها به شدت شکسته و خرد شده‌اند و در سطوح شکستگی‌ها آن‌ها، سرپانتین تشکیل شده است. در مواردی بقایای کانی الیوین را می‌توان در هسته بافت مش مشاهده کرد (شکل ۳ ث). کریزوتیل پلی‌مورف عمده سرپانتین در این سنگ‌ها است و آنتی‌گوریت هم به مقدار جزئی قابل مشاهده است. بقایای ارتوپیروکسن اولیه، پس از الیوین بیش‌ترین فراوانی را در داخل سرپانتینیت‌ها دارند که به صورت درشت‌بلور و بی‌شکل بوده در مواردی به ترمولیت و گاه کلریت تجزیه شده‌اند (شکل ۳ ج). با توجه به ترکیب کانی‌شناسی موجود، به نظر می‌رسد که سنگ اولیه از نوع هارزبورژیت بوده است که بخش عمده الیوین‌ها به سرپانتین تبدیل شده و گاه بقایایی از الیوین به صورت جزیره‌ای در متن سرپانتین حضور دارند. هم‌چنین، حضور ارتوپیروکسن‌های نسبتاً سالم با دگرسانی به ترمولیت حاکی از این است که سرپانتین‌ها محصول دگرسانی الیوین هستند.

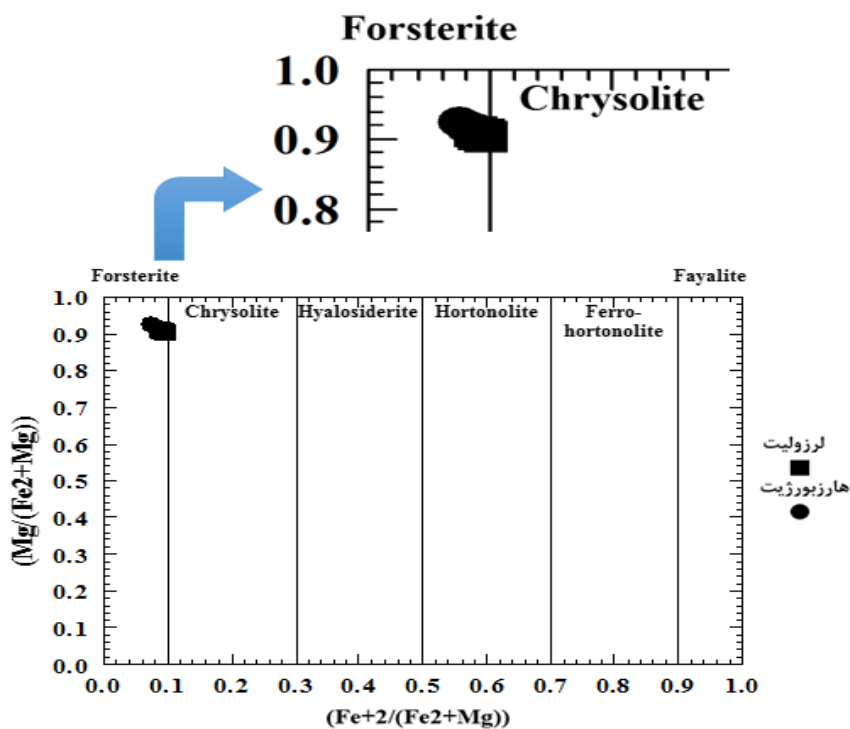


شکل ۳. تصاویر میکروسکوپی پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب. علائم اختصاری کانی‌ها از کرتز [۴۲] گرفته شده‌اند. الف) ماکل مکانیکی در الیوین‌ها، ب) نوارهای جدایشی کلینوپیروکسن در داخل بلورهای ارتوپیروکسن، پ) ماکل مکانیکی در بلور درشت ارتوپیروکسن، ت) تیغه‌هایی جدایشی ظریف از بلورهای ارتوپیروکسن در داخل بلورهای کلینوپیروکسن، ث) بقایایی از الیوین‌ها به صورت جزیره‌ای در زمینه‌ای از سرپانتین، ج) بلور ارتوپیروکسن تجزیه شده به ترمولیت در زمینه‌ای از سرپانتین. همه تصاویر در نور XPL تهیه شده‌اند. علائم اختصاری کانی‌ها: الیوین=Ol، ارتوپیروکسن=Opx، کلینوپیروکسن=Cpx، سرپانتین=Ser

شیمی کانی‌ها

۱. الیون

در مجموع، تعداد ۲۰ نقطه از الیون‌های موجود در سنگ‌های هارزبورژیتی و لرزولیتی تجزیه شده‌اند (جدول ۱). ترکیب متوسط الیون‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها به ترتیب $FO_{90.11}$ و $FO_{92.30}$ است. ترکیب شیمیایی الیون‌ها در نمودار $Mg\#-Fe\#$ [۴۳] نشان می‌دهد که ترکیب الیون‌ها در محدوده فورستریت قرار می‌گیرند (شکل ۴). مقدار NiO در الیون‌ها بین ۰/۳۰ و ۰/۴۵ درصد وزنی در تغییر است و الیون‌های لرزولیت‌ها دارای مقدار NiO بیش‌تری نسبت به نمونه‌های هارزبورژیتی هستند. براساس نتایج تجزیه نقطه‌ای، $Mg\#$ الیون‌ها در لرزولیت‌ها ۰/۹۱ و در هارزبورژیت‌ها ۰/۹۲-۰/۹۱ محاسبه شده است. این مقادیر نشان می‌دهند که ترکیب شیمیایی الیون‌ها تفاوت چشم‌گیری را در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌ها نشان نمی‌دهد. این امر می‌تواند ناشی از واکنش یک مذاب با سنگ‌های پریدوتیتی بوده که منجر به بافر شدن ترکیب الیون‌ها شده و ترکیب آن‌ها را در سنگ‌های بررسی شده، تقریباً یکسان کرده است [۴۱]. میانگین نتایج تجزیه الیون‌های موجود در پریدوتیت‌های افیولیت گرماب، فرمول ساختاری، مقدار $Mg\#$ و درصد اعضای پایانی این کانی بر اساس ۳ کاتیون در برابر ۴ اتم اکسیژن در جدول ۱ آورده شده‌اند.



شکل ۴. ترکیب الیون‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب در نمودار $Mg\# - Fe\#$ [۴۳]

۲. کلینوپیروکسن

در مجموع، ۹ نقطه از کلینوپیروکسن‌های موجود در ۲ نمونه هارزبورژیتی و لرزولیتی تجزیه شدند. فرمول ساختمانی کلینوپیروکسن‌ها براساس ۴ کاتیون در برابر ۶ اتم اکسیژن محاسبه شده است (جدول ۲). در نمودار $Wo-Fs$ [۴۴]، کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های افیولیت گرماب از نوع دیوپسید با گرایش به سمت اوژیت بوده است (شکل ۵) و دامنه ترکیب $Wo_{27.2-46.7}Fs_{4.1-6.9}En_{49.2-65.9}$ دارند. تنها یک نمونه مربوط به هارزبورژیت‌ها دارای ترکیب اوژیت است (شکل ۵). فرمول ساختمانی آن‌ها نیز بدین صورت است:



میانگین مقدار Mg# کلینوپیروکسن‌ها در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها به ترتیب برابر با ۰/۹۱ و ۰/۹۲ است و به استثناء یک نقطه در نمونه هارزبورژیتی که محتوای CaO آن در حدود ۱۳/۵ درصد است، بقیه نقاط دارای محتوای CaO بین ۲۱-۲۲/۸۴ درصد هستند (جدول ۲). کلینوپیروکسن‌های بررسی شده غنی شده از کروم هستند (۱/۳۹- Cr₂O₃=۱/۲۲) و به نظر می‌رسد مانند ارتوپیروکسن‌های همراه، ذوب‌بخشی محدودی را متحمل شده باشند [۴۵]. نتایج اکسیدهای عناصر فوق شبیه کلینوپیروکسن‌های پریدوتیت‌های آبیسال است [۴۵].

جدول ۱. نتایج تجزیه نقطه‌ای الیومین‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های منطقه بررسی شده براساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختمانی بر اساس ۴ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آن‌ها

Rock	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
S. No.	-۱-c	-۳-c	-۳-۱-R	-۴-C	-۱R-	۳۴-۱-۲R	۳۷-۳-۱R	۳۷-۳-۲R	۳۷-۳-۱C	۳۷-۳-۲C	۳۷-۳-۳C
Gps	۳۴° ۴۸' ۵۰" N ۴۷° ۴۲' ۰۷" E						۳۴° ۴۸' ۵۹" N ۴۷° ۵۰' ۹۴" E				
SiO ₂	۴۰.۹۹	۴۰.۷۵	۴۰.۵۴	۴۱.۲۵	۴۰.۶۸	۴۰.۵۷	۴۰.۰۵	۴۰.۳۱	۴۱.۱۴	۴۱.۱۹	۴۰.۸۸
TiO ₂	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ₂ O ₃	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۲	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰
Cr ₂ O ₃	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۲	۰.۰۰
FeO	۹.۵۶	۹.۴۱	۹.۲۰	۹.۴۵	۹.۴۷	۸.۸۲	۸.۳۵	۷.۷۰	۸.۷۹	۸.۴۲	۸.۹۷
MnO	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۳	۰.۱۰	۰.۱۶	۰.۱۲
MgO	۵۱.۵۰	۵۱.۷۳	۵۰.۰۴	۵۱.۹۶	۵۱.۲۱	۵۰.۸۴	۵۲.۹۹	۵۲.۸۷	۵۲.۷۲	۵۲.۲۵	۵۲.۴۰
CaO	۰.۰۵	۰.۰۸	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۵	۰.۰۸
Na ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۳	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱
NiO	۰.۳۷	۰.۳۱	۰.۳۴	۰.۴۲	۰.۳۵	۰.۳۷	۰.۳۲	۰.۴۲	۰.۴۵	۰.۳۳	۰.۳۸
Total	۱۰۲.۶۷	۱۰۲.۴۴	۱۰۰.۳۷	۱۰۳.۲۵	۱۰۱.۹۳	۱۰۰.۸۱	۱۰۱.۸۹	۱۰۱.۵۸	۱۰۳.۲۶	۱۰۲.۴۴	۱۰۲.۸۷
Si	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰	۱.۰۰
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Cr	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ³⁺	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Fe ²⁺	۰.۲۰	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۱۹	۰.۲۰	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۶	۰.۱۸	۰.۱۷	۰.۱۸
Mn	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۱.۸۷	۱.۸۹	۱.۸۴	۱.۸۸	۱.۸۸	۱.۸۷	۱.۹۷	۱.۹۶	۱.۹۱	۱.۸۹	۱.۹۱
Ca	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ni	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
Total	۳.۰۸	۳.۰۹	۳.۰۴	۳.۰۸	۳.۰۸	۳.۰۶	۳.۱۶	۳.۱۱	۳.۱۰	۳.۰۷	۳.۱۱
Mg#	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۲	۰.۹۲	۰.۹۱	۰.۹۲	۰.۹۱
Forsterite	۹۰.۳۹	۹۰.۴۵	۹۰.۵۳	۹۰.۶۱	۹۰.۴۵	۹۰.۹۷	۹۱.۷۴	۹۲.۳۰	۹۱.۳۰	۹۱.۵۰	۹۱.۰۳
Fayalite	۹.۴۱	۹.۳۸	۹.۳۴	۹.۲۴	۹.۳۶	۸.۸۶	۸.۱۱	۷.۵۴	۸.۵۴	۸.۲۷	۸.۷۴
Tephroite	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۱	۰.۱۲	۰.۱۲	۰.۱۶	۰.۱۴

Lz: Lherzolite, Hz: Harzburgite, C: Center, R: Rim.

ادامه جدول ۱

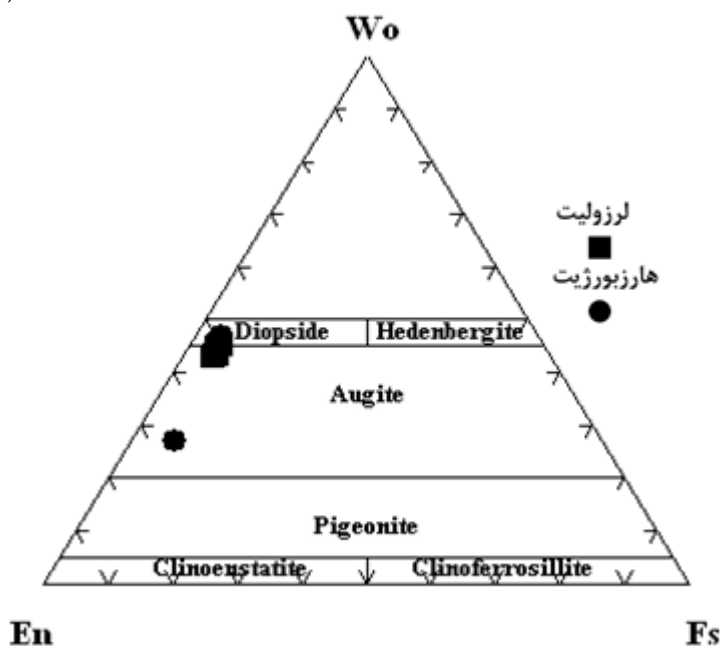
Rock type	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	HZ	HZ	HZ	HZ
S. No.	۲۱-۱-C	۲۱-۲-C	۲۱-۳-C	۲۱-۴-C	۲۱-۵-C	۳۷-۶-R	۳۷-۴-C	۳۷-۴-۳C	۳۷-۴-R
Gps	۳۴° ۴۹' ۵۴" N ۴۷° ۱۴' ۰۱" E					۳۴° ۴۸' ۵۹" N ۴۷° ۵۰' ۹۴" E			
SiO ₂	۴۱,۰۹	۴۱,۰۴	۴۰,۸۹	۴۰,۹۰	۴۱,۰۶	۴۱,۳۱	۴۱,۳۵	۴۰,۶۴	۴۱,۰۰
TiO ₂	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰
Al ₂ O ₃	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱
Cr ₂ O ₃	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۴
FeO	۹,۳۵	۹,۴۲	۹,۱۳	۹,۲۹	۹,۴۲	۸,۷۶	۹,۱۵	۹,۰۹	۸,۵۴
MnO	۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۷	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۱۱
MgO	۴۹,۹۶	۴۹,۶۲	۴۹,۹۳	۴۹,۴۹	۴۹,۶۴	۵۴,۱۳	۵۲,۴۲	۵۲,۲۱	۵۲,۳۳
CaO	۰,۱۲	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۰۵	۰,۰۹	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۴
Na ₂ O	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰
K ₂ O	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰
NiO	۰,۳۸	۰,۳۷	۰,۳۸	۰,۴۰	۰,۴۲	۰,۳۹	۰,۴۱	۰,۳۴	۰,۳۹
Total	۱۰۱,۰۴	۱۰۰,۷۲	۱۰۰,۵۴	۱۰۰,۲۸	۱۰۰,۸۱	۱۰۴,۷۸	۱۰۳,۴۲	۱۰۲,۴۷	۱۰۲,۳۲
Si	۱,۰۰	۱,۰۰	۱,۰۰	۱,۰۰	۱,۰۰	۰,۹۶	۰,۹۸	۰,۹۷	۰,۹۸
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Cr	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Fe ²⁺	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۱۹	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۸	۰,۱۷
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۱,۸۰	۱,۸۰	۱,۸۱	۱,۸۰	۱,۸۰	۱,۸۹	۱,۸۵	۱,۹۱	۱,۸۶
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ni	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱
Total	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۰	۳,۰۳	۳,۰۲	۳,۰۳	۳,۰۲
Mg#	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۰	۰,۹۰	۰,۹۲	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۲
Forsterite	۹۰,۲۴	۹۰,۱۱	۹۰,۵۲	۹۰,۲۵	۹۰,۱۴	۹۱,۵۲	۹۰,۹۷	۹۰,۹۷	۹۱,۴۶
Fayalite	۹,۴۷	۹,۶۰	۹,۲۸	۹,۵۰	۹,۶۰	۸,۳۱	۸,۹۱	۸,۸۹	۸,۳۹
Tephroite	۰,۱۳	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۸	۰,۱۴	۰,۱۵	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۱۱

Lz: Lherzolite, Hz: Harzburgite, C: Center, R: Rim.

جدول ۲. میانگین نتایج ترکیب کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های منطقه گرماب براساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختمانی بر اساس ۶ اتم اکسیژن به‌همراه محاسبه اعضای پایانی آن‌ها

Rock type	Hz	Hz	Hz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz
S. No.	۳۷-۲-R&c	۳۷-۲-R	۳۷-۲-C	۲۱-۱-C	۲۱-۲-C	۲۱-۱-R	۲۱-۴-C	۲۱-۵-R	۲۱-۶-C
Gps	۳۴° ۴۸' ۵۹" N ۴۷° ۵۰' ۹۴" E				۳۴° ۴۹' ۵۴" N ۴۷° ۱۴' ۰۱" E				
SiO ₂	۵۲.۰۹	۵۰.۵۵	۵۱.۴۲	۵۱.۳۴	۵۱.۲۵	۵۱.۷۴	۵۱.۶۶	۵۲.۱۶	۵۱.۹۷
TiO ₂	۰.۰۷	۰.۱۱	۰.۱۴	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۰۸	۰.۱۱	۰.۰۷
Al ₂ O ₃	۴.۶۸	۴.۵۸	۴.۹۴	۴.۴۵	۴.۳۴	۴.۳۳	۴.۷۷	۴.۴۷	۴.۴۴
Cr ₂ O ₃	۱.۲۲	۱.۳۸	۱.۳۳	۱.۳۸	۱.۲۶	۱.۳۷	۱.۳۹	۱.۲۵	۱.۲۴
FeO	۴.۲۸	۲.۴۲	۲.۵۰	۳.۰۱	۲.۸۶	۲.۸۴	۳.۰۴	۳.۲۰	۳.۲۰
MnO	۰.۱۲	۰.۱۵	۰.۰۵	۰.۰۹	۰.۱۰	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۶
MgO	۲۳.۴۱	۱۷.۲۶	۱۷.۴۶	۱۷.۳۲	۱۷.۴۴	۱۷.۷۰	۱۸.۳۲	۱۸.۲۶	۱۸.۳۶
CaO	۱۳.۴۵	۲۲.۸۴	۲۲.۱۸	۲۱.۹۳	۲۲.۱۸	۲۱.۶۸	۲۱.۰۰	۲۱.۳۸	۲۱.۳۸
Na ₂ O	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۶	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۱
K ₂ O	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱	۰.۰۱
NiO	۰.۱۲	۰.۰۵	۰.۰۳	۰.۰۹	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۶
Total	۹۹.۴۸	۹۹.۳۷	۱۰۰.۱۱	۹۹.۷۰	۹۹.۶۲	۹۹.۹۱	۱۰۰.۴۵	۱۰۰.۹۷	۱۰۰.۸۱
Si	۱.۸۶	۱.۸۵	۱.۸۶	۱.۸۷	۱.۸۷	۱.۸۸	۱.۸۶	۱.۸۷	۱.۸۷
Ti	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Al ^{IV}	۰.۱۴	۰.۱۵	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۳	۰.۱۲	۰.۱۴	۰.۱۳	۰.۱۳
Al ^{VI}	۰.۰۶	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۵	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۶
Cr	۰.۰۳	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴	۰.۰۴
T Fe ³⁺	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
M1Fe ³⁺	۰.۰۴	۰.۰۷	۰.۰۲	۰.۰۲	۰.۰۴	۰.۰۱	۰.۰۳	۰.۰۳	۰.۰۴
Fe ²⁺	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۹	۰.۰۷	۰.۰۵	۰.۰۷	۰.۰۶	۰.۰۷	۰.۰۶
Mn	۰.۰۰	۰.۰۱	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Mg	۱.۲۵	۰.۹۱	۰.۸۹	۰.۹۴	۰.۹۵	۰.۹۶	۰.۹۹	۰.۹۸	۰.۹۸
Ca	۰.۵۲	۰.۸۹	۰.۸۶	۰.۸۶	۰.۸۷	۰.۸۴	۰.۸۱	۰.۸۲	۰.۸۲
Na	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
K	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰	۰.۰۰
Ni	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
Mg#	۰.۹۱	۰.۹۳	۰.۹۲	۰.۹۱	۰.۹۱	۰.۹۲	۰.۹۲	۰.۹۱	۰.۹۱
Wo	۲۷.۹	۴۶.۷۴	۴۵.۷۶	۴۵.۲۶	۴۵.۵۰	۴۴.۶۴	۴۲.۹۲	۴۳.۲۴	۴۳.۲۲
En	۶۵.۸۶	۴۹.۱۵	۵۰.۱۳	۴۹.۷۵	۴۹.۷۲	۵۰.۶۸	۵۲.۱۰	۵۱.۴۸	۵۱
Fer	۶.۹۵	۴.۱۱	۴.۱۲	۴.۹۹	۴.۷۴	۴.۶۸	۵.۰۰	۵.۱۸	۵.۱۵
Jad	۰.۲۶	۰.۱۰	۰.۴۴	۰.۰۴	۰.۱۳	۰.۱۵	۰.۰۵	۰.۱۵	۰.۰۸
Cpx Name	Au	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di	Di

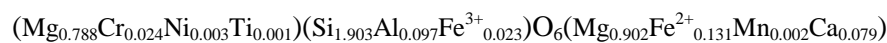
Lz: Lherzolite, Hz: Harzburgite, C: Center, R: Rim.



شکل ۵. ترکیب کلینوپروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های بررسی شده در نمودار En-Wo-Fs [۴۴]

ارتوپروکسن

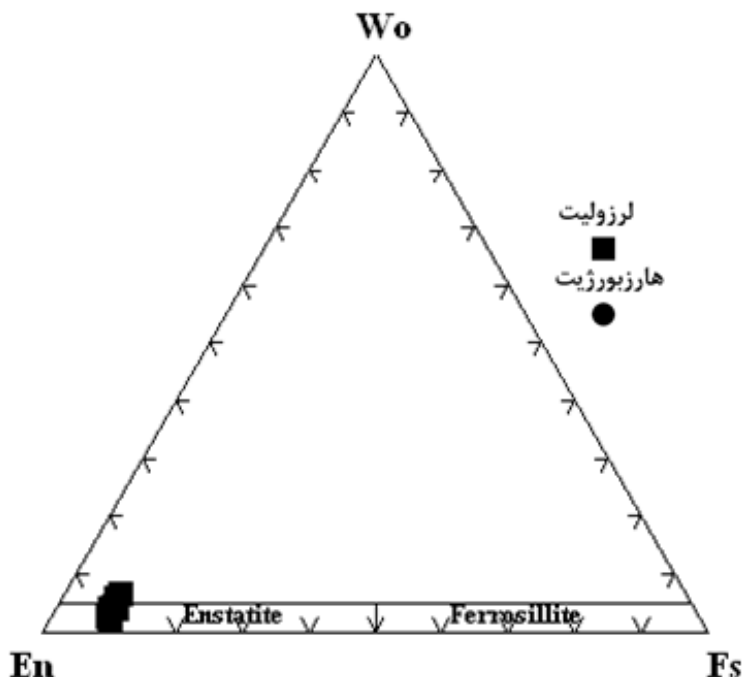
تعداد ۱۴ نقطه از ارتوپروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های منطقه گرماب تجزیه شده که نتایج آن‌ها در جدول ۳ آورده شده‌اند. نتایج تجزیه میکروپروب و محاسبه فرمول ساختاری ارتوپروکسن‌های پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب نشان می‌دهد که این ارتوپروکسن‌ها همگی از نوع انستاتیت با ترکیب $FS_{8.1-9.2}En_{85.9}$ هستند. فرمول ساختاری این کانی در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های بررسی شده به ترتیب عبارتند از:



۹



مقدار Mg# ارتوپروکسن‌ها هم بین ۰/۹۱ تا ۰/۹۲ محاسبه شده است (شکل ۶).



شکل ۶. موقعیت ترکیبی ارتوپیروکسن های پریدوتیت های بررسی شده روی نمودار مثلثی Wo-En-Fs [۴۴] جدول ۳. نتایج تجزیه ارتوپیروکسن های موجود در پریدوتیت های مجموعه افیولیتی گرماب براساس درصد وزنی و داده های محاسبات فرمول ساختمانی بر اساس ۶ اتم اکسیژن به همراه محاسبه اعضای پایانی آنها

Rock type	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Lz	Hz	Hz	Hz	Hz	Hz
S.No.	۲۱-۱-C	۲۱-۲-C	۲۱-۱-R	۲۴-۲-c	۲۴-۳-c	۲۴-۴-c	۲۴-۲-R							
								-R&c	-۴-R					-۶-۲
								۳۴-۲	۳۴	۳۷-۵	۳۷-۵-c	۳۷-۵-R		۳۷
Gps	۵۴" N ۴۷' ۱۴' ۰۱" E			۳۴° ۴۸' ۵۰" N ۴۷° ۴۲' ۰۷" E				۳۴° ۴۸' ۵۹" N ۴۷° ۵۰' ۹۴" E						
SiO ₂	۵۵,۳۴	۵۵,۰۴	۵۵,۷۲	۵۵,۲۴	۵۴,۲۰	۵۵,۰۳	۵۴,۸۲	۵۵,۴۴	۵۴,۶۰	۵۴,۸۱	۵۶,۱۲	۵۵,۶۵	۵۵,۲۶	۵۴,۷۷
TiO ₂	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۱	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۵	۰,۰۰	۰,۰۷	۰,۰۴	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۷
Al ₂ O ₃	۳,۸۴	۳,۵۵	۳,۸۴	۳,۸۴	۳,۱۸	۳,۰۹	۳,۲۹	۳,۱۳	۳,۰۳	۳,۴۷	۳,۴۸	۳,۵۶	۳,۴۶	۳,۹۱
Cr ₂ O ₃	۱,۰۲	۰,۹۰	۰,۸۳	۰,۷۸	۰,۸۷	۰,۸۶	۰,۸۸	۰,۸۶	۰,۸۱	۰,۸۶	۰,۸۱	۰,۸۹	۰,۷۹	۰,۸۹
FeO	۵,۹۰	۵,۸۹	۵,۸۲	۶,۰۷	۵,۶۳	۵,۹۱	۵,۵۳	۶,۰۶	۶,۰۱	۵,۶۸	۵,۷۱	۵,۳۹	۵,۶۹	۵,۶۶
MnO	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۱۳	۰,۱۹	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۱۴	۰,۱۳	۰,۱۱	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۰۷	۰,۱۴	۰,۱۴
MgO	۲۲,۳۵	۲۲,۵۸	۲۲,۳۹	۲۳,۹۵	۲۳,۰۴	۲۳,۰۱	۲۲,۴۹	۲۳,۹۶	۲۳,۰۷	۲۲,۷۶	۲۴,۱۴	۲۳,۱۵	۲۳,۲۸	۲۳,۸۸
CaO	۱,۹۶	۲,۱۹	۲,۱۶	۱,۱۴	۱,۹۹	۲,۷۲	۲,۹۹	۱,۲۲	۱,۸۴	۱,۸۲	۱,۷۴	۲,۱۶	۲,۴۲	۲,۰۵
Na ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰
K ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
NiO	۰,۱۴	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۰۶	۰,۱۱	۰,۰۹	۰,۱۲	۰,۱۴	۰,۰۸	۰,۱۳	۰,۰۴۷	۰,۰۱	۰,۰۸	۰,۰۵
Total	۱۰۰,۷۴	۱۰۰,۴۸	۱۰۰,۰۹	۱۰۰,۴۷	۹۹,۰۲۱	۱۰۰,۸۵	۱۰۰,۲۷	۱۰۰,۲۸	۹۹,۶۶	۹۹,۶۸	۱۰۲,۲۴	۱۰۱,۰۴	۱۰۱,۱۶	۱۰۱,۴۳
Si	۱,۹۱	۱,۹۰	۱,۹۰	۱,۹۰	۱,۹۰	۱,۸۹	۱,۸۹	۱,۸۹	۱,۸۹	۱,۹۰	۱,۸۹	۱,۹۰	۱,۸۹	۱,۸۶
Ti	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Al ^{IV}	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۱۱	۰,۱۴
Al ^{VI}	۰,۰۶	۰,۰۴	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۵	۰,۰۳	۰,۰۲
Cr	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
TFe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
MIFe ³⁺	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۶	۰,۰۶	۰,۰۲	۰,۰۷	۰,۰۹
Fe ²⁺	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۴	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۷	۰,۱۸	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۵	۰,۱۵	۰,۱۶

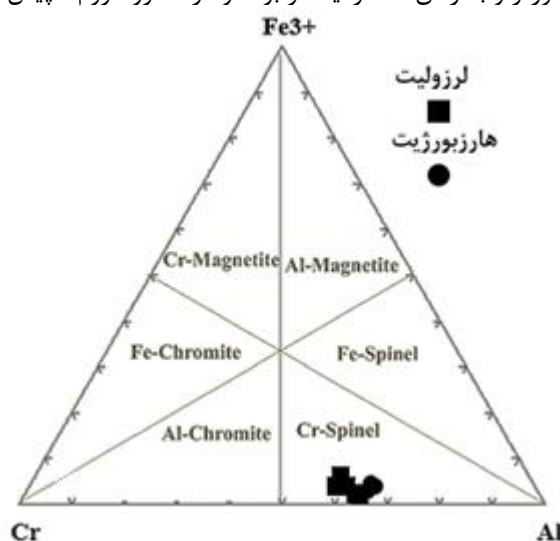
Mn	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Mg	۱,۶۶	۱,۶۷	۱,۶۸	۱,۷۴	۱,۷۱	۱,۶۹	۱,۶۷	۱,۷۳	۱,۷۱	۱,۶۹	۱,۷۲	۱,۶۹	۱,۶۹	۱,۷۲
Ca	۰,۰۷	۰,۰۸	۰,۰۸	۰,۰۴	۰,۰۷	۰,۱۰	۰,۱۱	۰,۰۵	۰,۰۷	۰,۰۷	۰,۰۶	۰,۰۸	۰,۰۹	۰,۰۸
Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ni	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	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	۴,۰۰	۴,۰۰	۴,۰۰	۴,۰۰
Mg#	۰,۹۱	۰,۹۲	۰,۹۲	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۱	۰,۹۲	۰,۹۱	۰,۹۱
Wo	۳,۷۷	۴,۱۹	۴,۱۶	۲,۱۴	۳,۸۰	۵,۰۹	۵,۶۷	۲,۲۸	۳,۴۹	۳,۵۱	۳,۲۴	۴,۱۱	۴,۵۴	۳,۸۱
En	۸۷,۰۸	۸۶,۷۵	۸۶,۸۹	۸۸,۶۸	۸۷,۶۷	۸۶,۱۰	۸۵,۹۱	۸۸,۶۶	۸۷,۳۲	۸۷,۸۳	۸۸,۳	۸۷,۷۸	۸۶,۹۰	۸۷,۷۶
Fs	۹,۱۳	۹,۰۶	۸,۹۵	۹,۱۷	۸,۵۳	۸,۸۱	۸,۴۲	۹,۰۶	۹,۱۹	۸,۶۶	۸,۴۶	۸,۱۱	۸,۵۵	۸,۴۳
Opx	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En	En

Lz: Lherzolite, Hz: Harzburgite, C: Center, R: Rim.

۴. کروم اسپینل

تعداد ۱۲ نقطه از کروم اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب تجزیه و نتایج مربوط همراه با محاسبه فرمول ساختاری آن‌ها بر اساس ۳۲ اتم اکسیژن در جدول ۴ ارائه شده‌اند.

اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها به‌طور میانگین دارای ۳۳/۳۰ درصد وزنی Cr_2O_3 ، ۳۴/۰۲ درصد وزنی Al_2O_3 ، $Cr\#[100Cr(Cr+Al)]$ برابر با ۰/۳۷ و $Mg\#[100Mg(Mg+Fe)]$ برابر با ۰/۶۹ هستند. اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها به‌طور متوسط دارای ۳۰/۱۱ درصد وزنی Cr_2O_3 و همچنین مقادیر $Cr\#$ و $Mg\#$ آن‌ها به‌ترتیب ۰/۳۵ و ۰/۷۳ هستند. مقدار متوسط Al_2O_3 و TiO_2 آن‌ها نیز ۳۷/۷۱ و ۰/۰۶ درصد وزنی است. چنان‌که مشاهده می‌شود، در مقایسه با کروم اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها، میزان Cr_2O_3 در کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها کاهش و اکسید آلومینیم افزایش پیدا کرده است. در نتیجه $Cr\#$ آن‌ها نیز کاهش نشان می‌دهد. موقعیت کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها در نمودار مثلثی $Al^{3+}-Cr^{3+}-Fe^{3+}$ [۴۶] در شکل ۷ نمایش داده است. نمونه‌های مزبور از رئوس Fe و Cr دورتر و به رأس Al نزدیک‌تر بوده و در قلمرو کروم اسپینل واقع می‌شوند.



شکل ۷. الف) ترکیب اسپینل‌های کروم‌دار موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب در مثلث کاتیون‌های سه ظرفیتی $Al^{3+}-Fe^{3+}-Cr^{3+}$ با تغییرات از [۴۶]

جدول ۴. ترکیب اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب بر اساس درصد وزنی و داده‌های محاسبات فرمول ساختمانی آنها با احتساب ۳۲ اتم اکسیژن

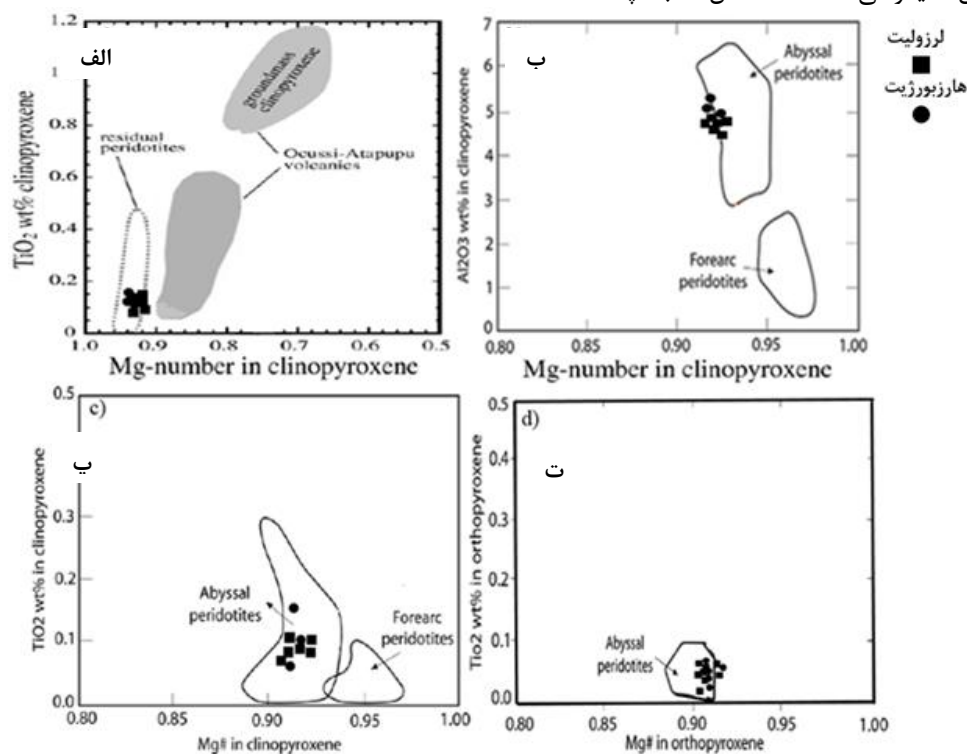
Sample No.	-۳-C	۳۷-۳-R	-۳-R&c	-۱-C	۲۱-۲-R	-۱-C	-۲-R	-۲-C	-۳-R	-۳-C	-۵-C	-۵-R
	۳۷		۳۷	۲۱		۳۴	۳۴	۳۴	۳۴	۳۴	۳۴	۳۴
Rock type	Hz	Hz	Hz	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ
Gps	۳۴° ۴۸' ۵۹" N ۴۷° ۵۰' ۹۴" E			N ۴۷° ۱۴' ۰۱" E ۳۴° ۴۹' ۵۴"		۳۴° ۴۸' ۵۰" N ۴۷° ۴۲' ۰۷" E						
SiO ₂	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۳۲	۰,۰۰	۰,۱۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۲۵
TiO ₂	۰,۰۳	۰,۰۶	۰,۱۳	۰,۰۹	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۵	۰,۱۲	۰,۰۳
Al ₂ O ₃	۳۷,۷۸	۳۷,۸۵	۳۷,۵۰	۳۶,۵۳	۳۶,۶۱	۳۴,۰۷	۳۳,۳۱	۳۳,۸۰	۳۳,۹۸	۳۳,۹۷	۳۳,۷۵	۳۳,۷۲
Cr ₂ O ₃	۲۹,۴۸	۳۰,۲۳	۳۰,۶۳	۳۲,۴۸	۳۲,۱۳	۳۳,۸۴	۳۳,۰۰	۳۳,۳۲	۳۳,۲۹	۳۴,۳۱	۳۴,۰۱	۹۲,۸۷
FeO	۱۴,۳۲	۱۳,۸۲	۱۲,۶۴	۱۳,۷۴	۱۳,۸۳	۱۶,۸۷	۱۷,۴۰	۱۷,۰۴	۱۷,۲۵	۳۴,۳۱	۱۷,۲۹	۱۷,۰۲
MnO	۰,۲۰	۰,۱۹	۰,۲۰	۰,۱۷	۰,۱۳	۰,۲۴	۰,۲۵	۰,۲۶	۰,۲۷	۰,۲۲	۰,۲۵	۰,۲۴
MgO	۱۷,۰۴	۱۷,۲۹	۱۷,۱۴	۱۶,۸۰	۱۶,۶۹	۱۵,۶۹	۱۵,۰۱	۱۴,۹۶	۱۵,۹۷	۱۵,۹۲	۱۵,۷۵	۱۵,۳۵
CaO	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰
Na ₂ O	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۲
K ₂ O	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۴	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
NiO	۰,۲۳	۰,۱۷	۰,۱۶	۰,۱۶	۰,۲۱	۰,۱۸	۰,۰۹	۰,۱۰	۰,۱۵	۰,۱۸	۰,۱۹	۰,۱۲
Total	۹۹,۰۹	۹۹,۶۳	۹۸,۴۵	۱۰۰,۰۳	۹۹,۷۷	۱۰۱,۰۲	۹۹,۴۱	۹۹,۵۳	۱۰۱,۰۷	۱۰۱,۳۷	۱۰۱,۵۲	۹۸,۵۹
Si	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱
Ti	۰,۰۱	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۰
Al	۱۰,۱۳	۱۰,۰۹	۱۰,۱۲	۹,۷۵	۹,۸۴	۹,۲۱	۹,۳۰	۹,۲۹	۹,۱۷	۹,۱۴	۹,۰۹	۹,۰۹
Cr	۵,۳۰	۵,۴۱	۵,۵۴	۵,۸۱	۵,۸۰	۶,۱۳	۶,۱۱	۶,۱۴	۶,۰۲	۶,۱۹	۶,۱۴	۶,۱۲
Fe ³⁺	۰,۵۵	۰,۴۸	۰,۲۹	۰,۴۰	۰,۳۲	۰,۶۲	۰,۶۸	۰,۵۶	۰,۷۹	۰,۶۴	۰,۷۲	۰,۷۷
Fe ²⁺	۲,۱۸	۲,۱۴	۲,۱۳	۲,۳۱	۲,۳۲	۲,۶۲	۲,۷۴	۲,۷۷	۲,۵۲	۲,۵۶	۲,۶۲	۲,۵۹
Mn	۰,۰۲	۰,۰۱	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۲
Mg	۵,۵۸	۵,۸۳	۵,۸۵	۵,۶۷	۵,۶۸	۵,۳۶	۵,۲۴	۵,۲۰	۵,۴۵	۵,۴۲	۵,۳۶	۵,۳۹
Ca	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Na	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
K	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰	۰,۰۰
Ni	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۴	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲	۰,۰۳	۰,۰۳	۰,۰۲	۰,۰۲
Total	۲۳,۱۸	۲۴,۰۱	۲۴,۱۵	۲۴,۰۳	۲۴,۰۶	۲۴,۰۱	۲۴,۰۱	۲۴,۰۰	۲۴,۰۱	۲۴,۰۰	۲۳,۹۹	۲۴,۰۱
Cr#	۰,۳۴	۰,۳۵	۰,۳۵	۰,۳۷	۰,۳۷	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۴۰	۰,۴۰
Mg#	۰,۷۲	۰,۷۳	۰,۷۳	۰,۶۸	۰,۶۸	۰,۶۷	۰,۶۶	۰,۶۵	۰,۶۸	۰,۶۸	۰,۶۷	۰,۶۸

Lz: lherzolite, Hz: harzburgite, C: center, R: rim.

پتروژنز و محیط تکتونیکی

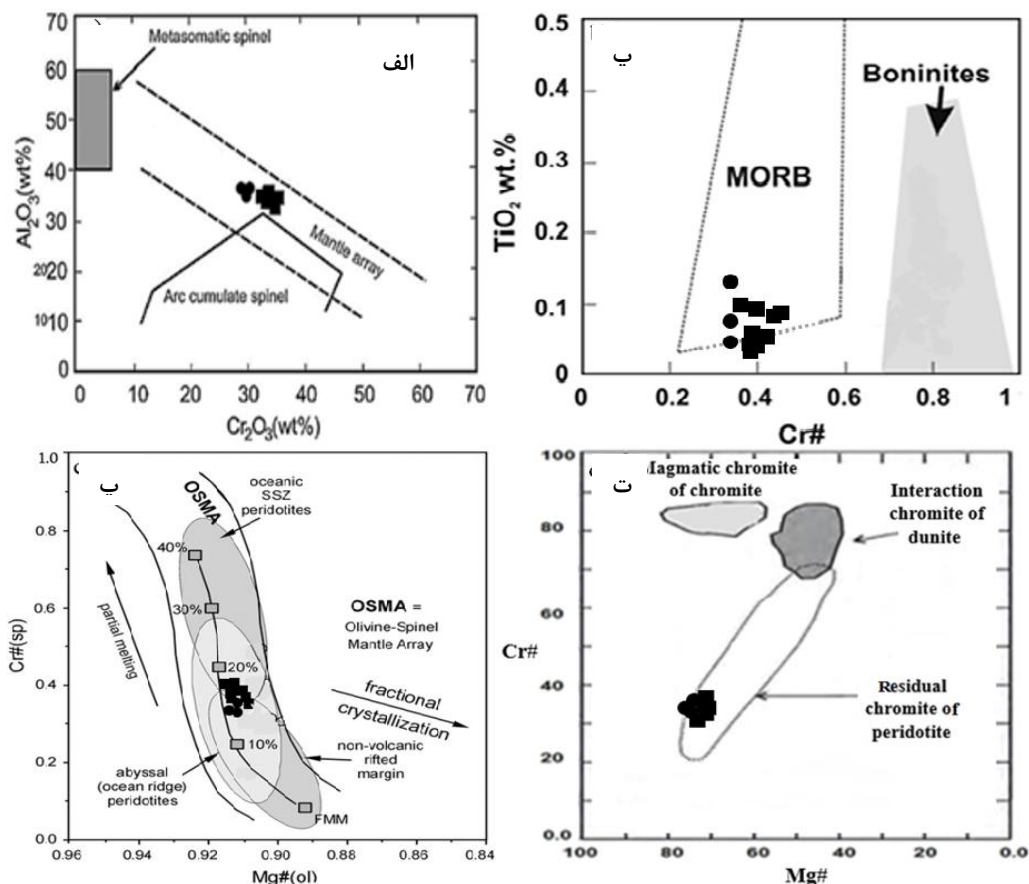
شواهد دگرشکلی در مقیاس میکروسکوپی از جمله وجود بافت پورفیروکلاستیک و حضور پورفیروکلاست‌هایی از جنس الیون، کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن در پریدوتیت‌های موجود، نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای است. بهره‌گیری از داده‌های شیمی کانی‌های تشکیل‌دهنده سنگ‌های آذرین روشی متداول در شناخت تحولات پتروژنز و محیط تکتونیکی آن‌ها به‌شمار می‌رود. پژوهش‌گران نشان داده‌اند که تغییرات ترکیبی کلینوپیروکسن‌ها می‌تواند به‌عنوان شاخصی برای پتروژنز در نظر گرفته شود [۴۷]. کلینوپیروکسن‌ها در بیش‌تر موارد در تعادل شیمیایی با ماگمای میزبان است و ترکیب آن‌ها اطلاعات مختلفی در مورد شرایط آشیانه ماگمایی و تحولات ماگمایی ارائه می‌کند [۴۸]. برای بررسی پتروژنز پریدوتیت‌های منطقه از نمودارهای شامل عدد کروم، عدد منیزیم، مقدار فورستریت و مقادیر اکسید عناصر Ti، Na، Al و Cr موجود در کانی‌های اصلی این سنگ‌ها و ارتباط این عناصر با عدد منیزیم و عدد کروم استفاده شده است.

بررسی ترکیب شیمیایی کانی کلینوپیروکسن بر اساس نمودار Mg# در مقابل TiO_2 [۴۹] حاکی از این است که کلینوپیروکسن‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب در محدوده پریدوتیت‌های بازماندی (تفاله‌ای) قرار می‌گیرند (شکل ۸ الف). هم‌چنین در نمودارهای تغییرات Al_2O_3 و TiO_2 در برابر Mg# پیروکسن‌ها، به‌منظور تعیین محیط تشکیل پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب، این سنگ‌ها مرتبط با پریدوتیت‌های نوع آبیسال (اقیانوسی) هستند (شکل ۸ ب، پ، ت).



شکل ۸. موقعیت کلینوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های بررسی شده روی برخی نمودارهای متمایز کننده، الف) نمودار تغییرات Mg# در مقابل TiO_2 [۴۹]، ب) نمودار عدد منیزیم (Mg#) در مقابل Al_2O_3 ، پ) نمودار عدد منیزیم (Mg#) در برابر TiO_2 ، ت) موقعیت ارتوپیروکسن‌های موجود در پریدوتیت‌های بررسی شده روی نمودار عدد منیزیم (Mg#) در مقابل TiO_2 . در نمودارهای بالا محدوده‌های مربوط به پریدوتیت‌های آبیسال از [۴۵] و پریدوتیت‌های جلوی کمان از [۵۰] هستند

کانی اسپینل از جمله فازهای تشکیل دهنده پریدوتیت‌های گوشته‌ای است که مقاومت زیادی در برابر دگرسانی از خود نشان می‌دهد و از مقادیر $Mg\#$ ، $Cr\#$ و TiO_2 موجود در اسپینل‌ها می‌توان به‌عنوان ملاک تشخیص محیط‌های تکتونیکی استفاده کرد [۵۱]. ترکیب شیمیایی و عدد کروم ($Cr\#$) در اسپینل‌ها نیز به‌عنوان یک نشان‌گر در تعیین خاستگاه پریدوتیت‌ها و تاریخچه آن‌ها استفاده شده است [۵۲]. بنا بر بررسی‌های کامنتسکی و همکاران [۵۲] کروم اسپینل‌ها با میزان کم $Cr\#$ و Al_2O_3 بالا و مقادیر اندک TiO_2 اسپینل‌هایی را نشان می‌دهند که از یک گدازه با ترکیب MORB متبلور شده‌اند، در حالی که اسپینل‌های با میزان زیاد $Cr\#$ ، نشان‌گر تبلور از گدازه‌های بونینی است که حاکی از محیط زمین‌ساختی فرافروانشی است. بر اساس ترکیب کروم اسپینل‌های موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب در نمودار Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 [۵۳]، نمونه‌های بررسی شده ویژگی گوشته‌ای نشان می‌دهند (شکل ۹ الف). چنان‌که در این شکل دیده می‌شود، نمونه‌ها در محدوده آرایه گوشته‌ای قرار دارند. زیاد بودن Al و هم‌چنین مقدار کم Ti در اسپینل‌ها از مشخصه اسپینل‌های مورب است [۵۴]، [۵۵]، که این ویژگی در اسپینل‌های بررسی شده آشکار است. در موقعیت زمین‌ساختی آبیسال نیز اسپینل غنی از آلومینیم است و $Cr\#$ آن ۰/۱-۰/۵۹ است [۵۵]. هم‌چنین آرای [۵۶] پیشنهاد کرد که محتوای TiO_2 و $Cr\#$ کروم اسپینل می‌تواند برای متمایز کردن پریدوتیت‌های تیپ مورب و بونینیت استفاده شود. نمودار محتوای $Cr\#$ در مقابل TiO_2 نشان می‌دهد که اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های بررسی شده در محدوده پریدوتیت‌های MORB واقع شده‌اند (شکل ۹ ب). در نمودار $Mg\#$ الیوین‌های همزیست با کروم اسپینل در برابر عدد کروم ($Cr\#$) اسپینل‌ها [۵۱]، هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌های بررسی شده در محدوده آرایه گوشته‌ای الیوین-اسپینل و پریدوتیت‌های آبیسال قرار گرفته و ذوب‌بخشی حدود ۱۵ تا ۲۰ درصدی را نشان می‌دهند (شکل ۹ پ). بر اساس نمودار $Cr\#$ در مقابل $Mg\#$ نیز [۵۷] کروم-اسپینل‌های موجود در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی گرماب در محدوده پسماندی قرار گرفته و ماهیت تفاله‌ای دارند (شکل ۹ ت).



شکل ۹. موقعیت نمونه‌های بررسی شده روی: الف) تغییرات Cr_2O_3 در برابر Al_2O_3 در کروم‌اسپینل‌های موجود در لرزولیت‌ها و هارزبورژیت‌های بررسی شده [۵۳]، ب) نمودار TiO_2 در برابر $Cr\#$ [۵۶]، محدوده Boninites و MORB به ترتیب از [۵۴] و [۵۵] هستند، پ) نمودار $Mg\#$ الیوین‌های همزیست با کروم‌اسپینل در برابر عدد کروم (Cr#) اسپینل‌ها [۵۱]. گستره پریدوتیت‌های آبیسال، زون سوپراساداکشن و حاشیه‌های ریف‌تی برگرفته از [۵۵]، ت) نمودار $Cr\#$ در برابر $Mg\#$ [۵۷]

تخمین دما و فشار

با استفاده از نتایج حاصل از تجزیه نقطه‌ای کانی‌ها، تعیین فشار و دما در زمان تبلور کانی‌ها در پریدوتیت‌ها با دماسنجی زوج کانی کلینوپیروکسن-ارتوپیروکسن [۵۸]، الیوین-اسپینل و فشارسنجی کلینوپیروکسن و محاسبات دما-فشارسنجی با استفاده از نرم‌افزار رایانه‌ای PTMAFIC [۵۹] انجام گرفت که نتایج این محاسبات در جدول ۵ ارائه شده‌اند. فرمول محاسبه دماسنجی که [۵۸] ارائه کرده، بدین صورت است:

$$T_c = (-10202 / (\ln K) - 7.65 X_{Fe}^{Opx} + 3.88 (X_{Fe}^{Opx})^2 - 4.6) - 273.15$$

$$K = \alpha Mg_2Si_2O_6^{Cpx} / \alpha Mg_2Si_2O_6^{Opx} = (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})^{Cpx} / (X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M1})^{Opx}$$

در این معادله، میزان فعالیت $Mg_2Si_2O_6$ در پیروکسن با استفاده از این رابطه به دست می‌آید:

$$\alpha Mg_2Si_2O_6 = X_{Mg}^{M2} \cdot X_{Mg}^{M2}$$

این معادله میانگین دمای تعادل کانی‌های ارتوپیروکسن-کلینوپیروکسن همزیست را حدود 1100 ± 60 درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهد.

برای تعیین میزان فشار حاکم بر پریدوتیت های مجموعه افیولیتی گرماب از روش [۶۰] و با استفاده از مقدار کروم کلینوپیروکسن استفاده شده است. این روش تحت تأثیر دما و ترکیب کلینوپیروکسن است و فشار را با اختلاف $\pm 2/5$ کیلوبار با استفاده از رابطه زیر محاسبه می کند.

$$P(\text{Kbar}) = -T(\text{K})126.9 * \ln[a^{\text{Cpx}}_{\text{CaCrTs}}] + 15483 * \ln(\text{Cr}^{\text{Cpx}}/T(\text{K}) + T(\text{K})/71.38 + 107.8)$$

$$(\text{Na} + \text{K}) a^{\text{Cpx}}_{\text{CaCrTs}} = \text{Cr} - 0.81\text{Cr}\#$$

متوسط فشار محاسبه شده با این روش برای پریدوتیت های گشته ای بررسی شده در حدود $25 \pm 2/5$ کیلوبار است. جدول ۵. ارزیابی دما و فشار پریدوتیت های مجموعه افیولیتی گرماب بر اساس ترکیب شیمیایی ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن

	Geothermometers	Pressure (Kbar)
Representative Sample	Clinopyroxene Orthopyroxene- Wood and Banoo, 1973	Cr content in Clinopyroxene Nimis and Taylor, (2000)
Harzburgite 37-2-C	1100	22
Harzburgite 37-2-R	1137	24
Lherzolite 21-1-C	1224	27
Lherzolite 21-1-R	1222	26

بحث

بررسی های سال های اخیر حاکی از آن است که بیش تر افیولیت های زاگرس در محیط جزایر قوسی درون اقیانوسی تشکیل شده اند به گونه ای که فرافورانش درون اقیانوسی باعث شکل گیری جزایر قوسی نابالغی قبل از بسته شدن اقیانوس نئوتتیس شده است و اضمحلال زبانه فرورو منجر به ایجاد یک فاز کششی بزرگ مقیاس در ورقه اقیانوسی شده [۶۱] و به موجب آن افیولیت های زون سوپراسابداکشن زاگرس شکل گرفته اند. افیولیت های زاگرس در شمال عراق (پنجوین) توسط الحس [۶۲]، الحسن و هوبارد [۶۳]، یوسیف [۶۴]، یوسیف و همکاران [۶۵]، عزیزی و همکاران [۶۶]، از نظر ژئوشیمیایی بررسی شده اند. این محققان سنگ های محور صحنه-پنجوین را به جزایر قوسی و محیط بالای پهنه فرافورانش نسبت داده اند. افیولیت های کرمانشاه توسط محققان مختلف به عنوان باقی مانده های مجزای قلمرو اقیانوسی ائوسن با گسترش آهسته [۲۷]، افیولیت های پشت قوس [۹] که درست پیش از برخورد بین صفحه عربی و اوراسیا وجود داشته، یا به عنوان افیولیت های زون تحولی اقیانوس-قاره [۶۷] که طی کافت صفحه عربی ایجاد شده اند و در نهایت به عنوان افیولیت زون سوپراسابداکشن که در کرتاسه پسین تشکیل شده [۱۷] در نظر گرفته شده اند. [۱۶] نیز سنگ های اولترامافیک مانند لرزولیت تا هارژبوژیت را به عنوان گوشته باقی مانده غنی از عناصر کمیاب خاکی همراه با مایعات مشتق شده پس از خروج مذاب بونینیتی در یک محیط کمان درون اقیانوسی تفسیر کرده اند. [۶۸] نیز بر این باورند که افیولیت ائوسن کرمانشاه در کامیاران، افیولیت زون سوپراسابداکشن و مرتبط با کمان است که بر اساس مشخصات ژئوشیمیایی آن، در خاستگاه کششی پشت قوس تشکیل شده است. شواهد به دست آمده حاکی از آن است

که افیولیت‌های صحنه و هرسین وابسته به یک قوس ماگمایی هستند که در لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس وجود داشته است، ولی ماگماتیسیم مورب (که داده‌ها و تفاسیر این مقاله موید این موضوع است) در پاسخ به تغییرات صورت گرفته حین هم‌گرایی نئوتتیس نیز صورت پذیرفته است. یعنی شواهد موجود نشان می‌دهند که ماگماتیسیم مورب در حین بسته شدن نئوتتیس حداقل در منطقه بررسی شده روی داده است. توالی نوع MORB در واقع حاصل فرآیند ذوب بخشی در زیر پشته میان اقیانوس است که یک گوشته تهی شده و ماگماتیسیم نوع MORB را نتیجه داده است. در خلال پالئوسن- ائوسن نرخ هم‌گرایی در حاشیه قاره اوراسیا کاهش یافته که ممکن است این کاهش در نرخ هم‌گرایی به دلیل آن باشد که زبانه فرورو به عقب کشیده شده و منجر به ایجاد یک کشش در بخش پشت قوس در حاشیه اوراسیا شده است [۶۹] که می‌تواند توضیحی بر اختلاط و هم‌زمانی ماگماتیسیم‌های نوع مورب و اوپا، شاخص‌های ژئوشیمیایی مرتبط با فرافروانش ماگماتیسیم پالئوسن و نیز فقدان یک سیر تکاملی ماگمایی از سنگ‌های تهی شده به غنی شده در مناطق بررسی شده اند [۷۰]. یعنی می‌توان پریدوتیت‌های مجموعه گرماب را جزئی از گوشته تهی شده زیر پشته‌های در حال گسترش اقیانوسی در نظر گرفت که سپس در شرایط فرافروانش قرار گرفته است. با شروع فرافروانش درون اقیانوسی مشابه تحولاتی که در افیولیت‌های نوع SSZ صورت می‌گیرد، گوشته یاد شده متأثر از سیالات آزاد شده از لیتوسفر فرورونده مجدداً تحت تأثیر ذوب‌بخشی پیشرفته‌تری قرار می‌گیرد و با برجای گذاشتن یک گوشته تهی شده‌تر ماگماتیسیم نوع SSZ (افیولیت‌های کردستان، مریوان و پنجوین) را نتیجه می‌دهد.

نتیجه‌گیری

نتایج حاصل از پژوهش حاضر براساس بررسی‌های شیمی کانی‌ها بیان‌گر این است که، پریدوتیت‌های منطقه گرماب دارای الیون با Mg# برابر با ۰/۹۱-۰/۹۲، ارتوپروکسن از نوع انستاتیت با Mg# برابر با ۰/۹۱-۰/۹۲ و کلینوپروکسن از نوع دیوپسید تا اوژیت با میانگین Mg# برابر با ۰/۹۱ در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها هستند. ترکیب شیمیایی کانی‌های مذکور ارتباط پریدوتیت‌های بررسی شده را با محیط اقیانوسی نشان می‌دهد. هم‌چنین، اعداد منیزیم بالا در این کانی‌ها و مقدار زیاد فورستریت در الیون‌ها، نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای این سنگ‌ها است. ترکیب اسپینل‌ها در پریدوتیت‌های بررسی شده، نشان می‌دهد که از نوع آلومینیم بالا با عدد منیزیم و عدد کروم به ترتیب ۰/۷۳-۰/۵۵ و ۰/۴۶-۰/۳۴ هستند و از این نظر جزء اسپینل‌های تشکیل شده در پریدوتیت‌های آبیسال محسوب می‌شوند.

با توجه به بررسی‌های دما و فشارسنجی، مقادیر دما- فشار محاسبه شده برای پریدوتیت‌های منطقه گرماب با شرایط دما- فشار پریدوتیت‌های گوشته‌ای سازگار است، به گونه‌ای که دمای کلی به‌طور میانگین 100 ± 1100 درجه سانتی‌گراد و فشار حدود $25 \pm 2/5$ کیلو بار برای تعادل کلینوپروکسن و کانی‌های همراه به‌دست آمده است.

قدردانی

نویسندگان مقاله از حمایت‌های مالی دانشگاه زنجان برای انجام این پژوهش تشکر می‌کنند. هم‌چنین نویسندگان بر خود واجب می‌دانند از اساتید ارجمندی که پیش‌نویس این مقاله را داوری کرده‌اند و با ارائه نقطه نظرات ارزشمند علمی خود موجب غنای آن شده‌اند، کمال تشکر را داشته باشند.

منابع

1. Morishita T., Hara K., Nakamura K., Sawaguchi T., Tamura A., Arai S., Okino K., Takai K., Kumagai H., "Igneous, alteration and exhumation processes recorded in abyssal peridotites and related fault rocks from an oceanic core complex along the Central Indian Ridge", *J. Petrol.*, 50 (7) (2009) 1299-1325.
2. Choi S. H., Shervais J. W., Mukasa S. B., "Supra-subduction and abyssal mantle peridotites of the Coast Range ophiolite, California", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156(5) (2008) 551.
3. Zanetti A., D'Antonio M., Spadea P., Raffone N., Vannucci R. and Brugeir O., "Petrogenesis of mantle peridotites from the Izu-Bonin-Mariana (IBM) forearc, Ofioliti, 31 (2006) 189-206.
4. Miyashiro A., "Classification, characteristics and origin of ophiolites" *Journal of Geology*, 83(2) (1975) 249-28.
5. Arif M., Jan M. Q., "Petrotectonic significance of the chemistry of chromite in the ultramafic mafic complexes of Pakistan", *Journal of Asian Earth Sciences.*, 27(5) (2006) 628-646.
6. Ahmed A. H., Arai S., Abdel-Aziz Y. M., Rahimi A., "Spinel composition as a petrogenetic indicator of the mantle section in the NW Eoproterozoic Bou Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco", *Precambrian Research*, 138 (2005) 225-234.
7. Stöcklin J., "Possible Ancient continental margins in Iran. In: Burke, C. A., Drake, C. L. (Eds.), *the Geology of Continental Margins*" Springer-Verlag, New York (1974) 873-887.
8. Berberian F., Berberian M., "Tectono-plutonic episodes in Iran.–In: Gupta, H.K., F.M. Delany (Eds): *Zagros Hindu Kush Himalaya Geodynamic Evolution*", American Geophysical Union, Washington, DC. (1981) 5-32.
9. Whitechurch H., Omrani J., Agard P., Humbert F., Montigny R., Jolivet L., "Evidence for Paleocene-Eocene evolution of the foot of the Eurasian margin (Kermanshah ophiolite, SW Iran) from back-Arc to arc: implications for regional geodynamics and obduction", *Lithos*, 182-183 (2013) 11-32.
10. Braud J., "Geological map of Kermanshah 1/250.000 scale", Geological survey of Iran, (1978).
11. Shojaei A., Rahgoshay M., Shafaii Moghadam H., "Petrology and geochemistry of pillow lavas in Kamyaran ophiolite, north of Kermanshah", 14th Conference of Geological Society of Iran, Urumieh University (2010).

12. Droop G. T. R., "A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometric criteria", *Mineralogical Magazine*, 51(361) (1987) 431-435.
13. Shahidi M. and Nazari H., "Geological map of Harsin, 1/100.000 scale", Geological survey of Iran (1997).
۱۴. شهیدی ع.، نظری ح.، "نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ هرسین" سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۷۶).
15. Ghazi A. M., Hassanipak A. A., "Geochemistry of subalkaline and alkaline extrusives from the Kermanshah ophiolite, Zagros suture zone, western Iran: implications for Tethyan plate tectonics", *Journal of Asian Earth Sciences*, 17(3) (1999) 319-332.
16. Allahyari K., Saccani E., Pourmoafi M., Beccaluva L., Masoudi F., "petrology of mantle peridotites and intrusive mafic rocks from the Kermanshah ophiolitic complex (Zagros belt, Iran): implications for the geodynamic evolution of the Neo-Tethyan oceanic branch between Arabia and Iran", *Ofioliti*, 35(2) (2010) 71-90.
17. Saccani E., Allahyari K., Beccaluva L. and Bianchini G., "Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the Southern Neo-Tethys Ocean", *Gondwana Research*, 24(1) (2013) 392-411.
18. Saccani E., Allahyari K., Rahimzadeh B., "Petrology and geochemistry of mafic magmatic rocks from the Sarve-Abad ophiolites (Kurdistan region, Iran): evidence for interaction between MORB-type asthenosphere and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean", *Tectonophysics*, 621 (2014) 132-147.
19. Allahyari K., Saccani E., Rahimzadeh B., Zeda O., "Mineral chemistry and petrology of highly magnesian ultramafic cumulates from the Sarve-Abad (Sawlava) ophiolites (Kurdistan, NW Iran): new evidence for boninitic magmatism in intra-oceanic fore-arc setting in the Neo-Tethys between Arabia and Iran", *Journal of Asian Earth Sciences*, 79 (2014) 312-328.
20. Aswad K. J., Aziz N. R., Koyi H. A., "Cr-spinel compositions in serpentinites and their implications for the petrotectonic history of the Zagros suture zone, Kurdistan region, Iraq", *Geological Magazine*, 148(5-6) (2011) 802-818.
21. Pearce J. A., Robinson P. T., "The Troodos ophiolitic complex probably formed in a subduction initiation, slab edge setting. *Gondwana Research*, 18 (2010) 60-81.

22. Garfunkel Z., "Neotethyan ophiolites: formation and obduction within the life cycle of the host basins", In *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region* (ed. A.H.F. Robertson), Geological Society of London, Special Publication, 260 (2006) 301-26.
23. Robertson A. H. F., Mountrakis D., "Tectonic development of the Eastern Mediterranean region: an introduction", In *Tectonic Development of the Eastern Mediterranean Region* (ed. A.H.F. Robertson), Geological Society of London, Special Publication, 260 (2006) 1-9.
24. Godard M., Bosch D., Einaudi F., "A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite", *Chemical Geology*, 234 (2006) 58-78.
25. Floyd P. A., Yaliniz M. K., Goncuoglu M. C., "Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites", Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos* 42 (1998) 225-41.
26. Sengor A. M. C., "A new model for the Late Palaeozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", In *The Geology and Tectonics of the Oman Region* (eds A.H.F. Robertson, M.P. Searle and A.C. Ries), Geological Society of London, Special Publication, 49 (1990) 797-831.
27. Braud J., "La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale", *Thèse, Université Paris-Sud* (1987) 489.
28. Braud J., "Les formations du Zagros dans la région de Kermanshah (Iran) et leurs rapports structuraux *Imp. Jouve.* (1970).
29. Ricou L., Braud J., Brunn J. H., "Le Zagros, Mem", *Soc. Geol. Fr.*, 8 (1977) 33-52.
30. Agard P., Omrani J., Jolivet, L., Mouthereau F., "Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation", *International journal of earth sciences*, 94(3) (2005) 401-419.
31. Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and melange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications", *Tectonophysics*, 68 (1-2) (1980) 83-111.
32. Fabien H., "Les ophiolites de Kermanshah (Iran): Naissance dun arc intra-oceanique Eocene en fin de subduction de la Neotethys", *Memori de stage de Recherche Master*, 2 (2005) 57.
33. Braud J., Bellon H., "Données nouvelles sur le domaine métamorphique du Zagros (zone de Sanandaj-Sirjan) au niveau de Kermanshah–Hamadan (Iran): nature âge et interprétation des séries métamorphiques et des intrusions; évolution structurale. *Rapport Université Paris-Sud*", (1974) 1-20.

34. Leterrier J., "Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran)", *Lithos*, 18 (1985) 311-329.
35. BLOME C. D., Irwin W. P., "Equivalent radiolarian ages from ophiolitic terranes of Cyprus and Oman", *Geology*, 13 (1985) 401-4.
36. Ao S., Xiao W., Khalatbari Jafari M., Talebian M., Chen L., Wan B., Ji W., Zhang Z., "U-Pb zircon ages, field geology and geochemistry of the Kermanshah ophiolite (Iran): from continental rifting at 79 Ma to oceanic core complex at ca. 36 Ma in the southern Neo-Tethys", *Gondwana Research*, 31 (2016) 305-318.
37. Juteau T., Maury R., "La croûte Océanique, Pétrologie et Dynamique Engogène", Société Géologique de France Vuibert. Paris, Cedex 13 (2009).
38. Boudier F., Nicolas A., "Harzburgite and lherzolite subtypes in ophiolitic and oceanic environments", *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 76 (1985) 84-92.
39. Niu, Y., "Mantle melting and melt extraction processes beneath ocean ridges: evidence from abyssal peridotites", *Journal of Petrology*, 38 (1997) 1047-1074.
40. Kelemen P. B., Dick H. J. B., Quick J. E., "Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle", *Nature*, 358 (1992) 635-641.
41. Kelemen P., Whitehead J. A., Aharonov E., Joordahl K. A., "Experiments on flow focusing in soluble porous media, with applications to melt extraction from the mantle", *J. Geophys. Res.*, 100 (1995) 475-496.
42. Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals. *American mineralogist*", (68) (1983) 277-279.
43. Deer W. A., Howie R. A., Zussman J., "An Introduction to the rock forming minerals", 2nd ed., Longman, London, (1992) 696.
44. Morimoto N., "Nomenclature of pyroxenes", *Canadian Mineralogist*, 27 (1988) 143-156.
45. Johnson K., Dick H. J., Shimizu N., "Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95(B3) (1990) 2661-2678.
46. Stevens R. E., "Composition of some chromites of the western Hemisphere, *American Mineralogist*, 29 (1994) 1-34.
47. Zhu Y., Ogasawara Y., "Clinopyroxene phenocrysts (with green salite cores) in trachybasalts: implications for two magma chambers under the Kokchetav UHP massif, North Kazakhstan", *Journal of Asian Earth Sciences*, 22(5) (2004) 517-527.

48. Liotard J. M, Briotd, Bivin P., "Petrological and geochemical relationships between pyroxene megacrysts and associated alkali-basalts from Massif Central (France)", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 98 (1988) 81-90.
49. Ishikawa A., Kaneko, Y., Kadarusman, A., Ota, T., "Multiple generations of forearc mafic-ultramafic rocks in the Timor-Tanimbar ophiolite, eastern Indonesia", *Gondwana Research*, 11 (2007) 200-207.
50. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H. and Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125", In: Fryer, 125 (1992) 445-486.
51. Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation", *Chemical Geology*, 113(3-4) (1994) 191-204.
52. Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: An empirical study of associated olivine, Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks", *Journal of Petrology*, 42 (2001) 655-671.
53. Kepezhinskas P. K., Defant, M. J., Drummond M. S., "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 (1995) 1505-1527.
54. Arai S., "Petrology of peridotites as a tool of insight into mantle processes: a review", *Journal of Mineralogy, Petrology and Economic Geology*, 87(9) (1992) 351-363.
55. Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and Alpine-type peridotites and spatially associated lavas", *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 86 (1984) 54-76.
56. Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", *Mineralogical Magazine*, 56 (1992) 173-184.
57. Zhou M. F., Robinson P., Malpas J., Li Z., "Podiform chromites in the Luobusa ophiolite (southern Tibet): Implication for melt rock interaction and chromite segregation in the upper mantle", *Journal of Petrology*, 37 (1996) 3-21.
58. Wood B. J., Banno S., "Garnet orthopyroxene and orthopyroxene clinopyroxene relationships in simple and complex systems", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 42(2) (1973) 109-124.
59. Soto J. I., Soto V. M., "PTMAFIC: software package for thermometry, barometry and activity calculations in mafic rocks using IBM-compatible computer", *Computers and Geosciences*, 21(5) (1995) 619-652.

60. Nimis P., Taylor W. R., "Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-Cpx thermometer", *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 139(5) (2000) 541-554.
61. Mouthereau F, Lacombe O., Vergés J., "Building the Zagros collisional orogen: timing, strain distribution and the dynamics of Arabia/Eurasia plate convergence", *Tectonophysics*, 532–535 (2012) 27-60.
62. Al-Hassan M.E., "Rare earth element pattern of layered gabbro of the Penjwin Complex, NE Iraq", *Ophioliti*, 12 (1985) 437-444.
63. Al-Hassan M. E., Hubbard F. H., "Magma segregations in a tectonic remnant of basalt ophiolite, Penjwin, NE Iraq", *Ophioliti*, 10 (1987) 139-145.
64. Yousif O. M., "Serpentinites and their tectonic signature along the Northwest Zagros Thrust Zone, Kurdistan region, Iraq", *Arabian Journal of Geosciences*, 4(1-2) (2009) 69-83.
65. Yousif O. M., Mekawa H., Lawa F. A., "Mineralogy and origin of Mlakawa albitite from Kurdistan region, northeastern Iraq", *Geosphere*, 3 (2007) 624-645.
66. Azizi H., Tanaka T., Asahara Y., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., "Discrimination of the age and tectonic setting for magmatic rocks along the Zagros thrust zone, northwest Iran, using the zircon U-Pb age and Sr-Nd isotopes", *Journal of Geodynamics*, 52 (2011) 304-320.
67. Wrobel-Daveau J. C., Ringenbach J. C., Tavakoli S., Ruiz G., Masse P., Frizonde Lamotte D., "Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran)", *Arabian Journal of Geosciences*, 3 (2010) 499-513
68. Vincent S. J., Allen M. B., Ismail-Zadeh A. D., Flecker R., Foland K.A., Simmons M. D., "Insights from the Talysh of Azerbaijan into the Paleogene evolution of the South Caspian region", *Geological Society of America Bulletin*, 117(11–12) (2005) 1513-1533.
69. Rosenbaum G., Lister G. S., Duboz C., "Relative motions of Africa, Iberia and Europe during Alpine orogeny", *Tectonophysics*, 359 (2002) 117-129.
70. Kincaid C., Hall P. S., "Role of back arc spreading in circulation and melting at subduction zones", *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B5) (2003).