

# مطالعه سنگ‌نگاری و ریزساختارهای سرپانتینیت‌های کمپلکس سیخوران (جنوب خاوری کرمان)

داریوش اسماعیلی<sup>۱\*</sup>، محبوبه حیدری<sup>۲</sup> و رضا مقدر مشهور<sup>۳</sup>

<sup>۱</sup> استاد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران  
<sup>۲</sup> دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران  
<sup>۳</sup> دانشجوی دکترا، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۱/۱۱/۱۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۲/۰۸/۱۸

## چکیده

کمپلکس اولترامافیک- مافیک سیخوران در پهنه ساختاری سنندج- سیرجان قرار دارد و شامل واحد هارزبورژیت و دونیت پورفیرو کلاستیک و واحد کومولاهای گابرویی لایه‌ای است. با مطالعه ریزساختارها و ویژگی‌های ژئوشیمی سرپانتینیت‌هایی از هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها درک بهتری از فرایندهای سرپانتینیت شدن و جایگیری این کمپلکس به دست می‌آید. بر پایه این مطالعه سه نوع ریزساختار شامل ریزساختار جامد دما بالا که بیشتر در بخش شمال خاوری واحد دونیت پورفیرو کلاستیک دیده می‌شود، ریزساختار حالت جامد دما پایین که در بخش شمال خاوری و مرکزی دونیت‌ها و هارزبورژیت‌ها گسترش یافته و ریزساختارهای ساب‌میلونیتی و میلونیتی بیشتر در بخش هارزبورژیتی گسترش دارند، شناسایی شد. همچنین ریزساختارهای رگه‌ای نیز در بخش میلونیتی و ساب‌میلونیتی دیده شده‌اند. رگه‌های مطالعه شده در اثر دو فرایند (۱) انحلال و (۲) بسته شدن شکاف (Crack - Seal) تشکیل شده‌اند. دگرشکلی‌ها بیشتر در نمونه‌های مجاور گسل آشین متمرکز بوده است. سیال‌های گرمایی سبب سرپانتینیت شدن و تحرک آهن و عناصر دیگر از کانی‌های فرومنیزیم در پریدوتیت اولیه شده‌اند. سرپانتینیت‌ها محدوده  $\text{SiO}_2$  (38.8-41.7wt%) و تهی‌شدگی از  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (0.1-1.3) و  $\text{CaO}$  (0.3-0.9) نشان می‌دهند. تهی‌شدگی از اکسید کلسیم و آلومینیم و غنی‌شدگی از کروم و نیکل نشان‌دهنده سنگ مادر دونیت یا هارزبورژیت گوشته‌ای تهی شده است و آنها در نمودار Cr-TiO<sub>2</sub> در منطقه فرافروانش قرار گرفته‌اند.

**کلیدواژه‌ها:** آنتی گوریت، تبلور دوباره، سیخوران، فرافروانش، دگرشکلی.

\*نویسنده مسئول: داریوش اسماعیلی

Email: esmaili@khayam.ut.ac.ir

## ۱- پیش‌نوشتار

سرپانتینیت‌ها در مکان‌های زمین‌ساختی متفاوت تشکیل می‌شوند و در هر یک از این مکان‌ها توسط بافت، کانی‌شناسی و سنگ مادر خاص مشخص می‌شوند (O'Hanley, 1996). سرپانتینیت شدن پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای به صورت گسترده در مکان‌های زمین‌ساختی جلوی کمان مانند ماریانا رخ می‌دهد. آنها در اثر دگرسانی پریدوتیت‌های غنی از الیون و پیروکسن تشکیل می‌شوند (Fryer et al., 1985) و شامل کانی‌های سرپانتین و فیلوسیلیکات‌های آب‌دار با فرمول  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$  هستند. لیزاردیت و کریزوتیل فازهای دمایی هستند که در نتیجه نفوذ آب دریا در طول دگرسانی گرمایی تشکیل می‌شوند، در حالی که آنتی گوریت فاز دمابالای سرپانتین است (Evans et al., 1976). زمین‌شناسان بسیاری در نقاط مختلف جهان به بررسی و تحلیل ریزساختارها در سرپانتینیت‌ها پرداخته‌اند. بررسی‌های انجام شده روی ریزساختارهای سرپانتینیت‌های آنتی گوریتی نشان داده است که رگه‌های فیبری آنتی گوریت دارای ستبرای ۱ تا ۲۰ سانتی‌متر هستند، و در دمای ۳۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد و فشار ۰/۳ تا ۰/۶ گیگاپاسکال در رخساره شیست سبز و طی دو سازوکار متفاوت (۱) فرایند بسته شدن شکاف و (۲) سازوکار انحلال-خزش سریع تشکیل شده‌اند (Groppo et al., 2004). برخی دیگر از پژوهشگران، اثرات درجه دگرگونی و تغییر شکل ریزساختارها را در سرپانتینیت‌ها مورد بررسی قرار دادند و به این نتیجه رسیدند که ریزساختارها در آنتی گوریت، لیزاردیت و کریزوتیل به دلیل رفتار مکانیکی سرپانتینیت‌ها در زون‌های فرورانش است (Auzende et al., 2006). در منطقه سیخوران فاز ماگمایی ائوسن که پس از جایگیری افولیت رخ داده است، سبب تشکیل و فعال شدن سامانه‌های شکستگی و درز و ترک در پوسته قاره‌ای و فعالیت دوباره گسل‌های کهن شده و با افزایش دمای زمین گرمایی انرژی لازم را برای تشکیل سلول‌های همرفتی و چرخش سیال‌های ماگمایی و دگرگونی فراهم کرده است (قاسمی، ۱۳۷۹). سیال‌ها با عبور از شکستگی‌ها در پریدوتیت‌ها

سبب دگرسانی آنها و تشکیل سرپانتینیت‌ها شده‌اند. چندین بخش سرپانتینیتی در منطقه سیخوران در همسایگی گسل آشین وجود دارد. برای مطالعه و بررسی شرایط جایگیری کمپلکس و تفسیر نیروهای زمین‌ساختی حاکم بر منطقه، مطالعه ریزساختارهای میکروسکوپی و دگرشکلی‌های رخ داده روی کانی‌های موجود در سنگ‌ها می‌تواند بسیار مفید باشد؛ زیرا تغییرات ایجاد شده روی کانی‌ها و تشکیل انواع خاصی از هر کدام از ریزساختارهای میکروسکوپی، مشخص‌کننده مرحله‌ای از روند جایگیری کمپلکس است. هدف از این پژوهش آن است که با استفاده از مطالعات پتروفاوریک و بررسی تغییرات کانی‌شناسی و بافتی سرپانتینیت‌ها و همچنین معیارهایی مانند تغییر در اندازه دانه، شکل و رفتار کانی‌ها در مقیاس میکروسکوپی بتوان دگرشکلی‌ها و ریزساختارهای موجود را مطالعه کرد و ارتباط آنها را با چگونگی جایگیری کمپلکس بررسی کرد و در انتها بر پایه مطالعات ژئوشیمی سنگ کل بتوان سنگ مادر و محیط تشکیل سرپانتینیت‌ها در منطقه سیخوران را مشخص کرد.

## ۲- روش مطالعه

مطالعات صحرایی این پژوهش در سال‌های ۱۳۸۸ و ۱۳۸۹ بیشتر در پیرامون گسل آشین که سنگ‌های اولترامافیک بیشتر به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند صورت گرفت. در نمونه‌برداری تلاش شد تا بیش از ۲۰۰ نمونه از سنگ‌های به‌شدت سرپانتینیتی شده و نمونه‌های کمتر دگرسان شده برداشت شود. در مطالعات آزمایشگاهی در ابتدا از نمونه‌های سنگی مقاطع نازک تهیه و سپس در مطالعات کیفی و کمی از میکروسکوپ نوری و تجزیه پراش پرتو ایکس (XRD) در شرکت کانساران بینالود تهران برای شناسایی کانی‌ها استفاده شد. همچنین ۵ نمونه از انواع سرپانتینیت‌ها (جدول ۱) به روش طیف‌سنجی جرمی گسیلی پلاسمای جفت شده القایی

(ICP-MS) برای عناصر اصلی و کمیاب در آزمایشگاه زمین شیمی Activation کشور کانادا مورد تجزیه قرار گرفت.

### ۳- زمین‌شناسی عمومی

کمپلکس اولترامافیک- مافیک سیخوران در محدوده طول‌های جغرافیایی  $55^{\circ} 56'$  تا  $57^{\circ} 05'$  خاوری و عرض‌های جغرافیایی  $28^{\circ} 20'$  تا  $28^{\circ} 30'$  شمالی که در فاصله حدود ۳۵۰ کیلومتر از کرمان قرار دارد (شکل ۱- الف)، بر پایه تقسیم‌بندی پیشنهادی Stocklin (1968) جزو پهنه سندج- سیرجان به‌شمار می‌آید. آشین در بخش شمال خاوری منطقه قرار دارد و از جابه‌جایی‌های چپ‌گرد رشته‌های سرپانتین، حرکت برشی چپ‌گرد گسل را می‌توان دریافت (قاسمی، ۱۳۷۹). واحدهای سنگی سازنده این کمپلکس شامل توالی‌های گوشته‌ای مشتعل بر هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها، لوزولیت‌ها و سرپانتینیت‌ها به‌همراه دایک‌های گابرویی، لنزهای پیروکسنیتی و گابرو پگماتیتی است. سرپانتینیت‌های این بخش به‌صورت توده‌ای و رگه‌ای دیده شده است. واحد عبوری که شامل دونیت‌ها است به دلیل داشتن بافت درشت‌دانه و وجود گسل‌ها و شکستگی فراوان شرایط مناسبی برای سرپانتینی شدن دارند و بیشتر از نوع رشته‌ای هستند. توالی‌های پوسته‌ای در این کمپلکس شامل کومولا‌های مافیک- اولترامافیک و لایه‌ای هستند. نتایج ژئوشیمیایی به دست آمده از تغییرات عناصر خاکی کمیاب نشان از نقش بنیادین گوشته در تغییر و تحولات ماگمای سازنده کمپلکس سیخوران دارد (قاسمی، ۱۳۷۹). (Harrison 1930) برای اولین بار مطالعه‌ای کلی در جنوب خاوری منطقه اسفندقه روی گنبد‌های نمکی انجام داد. (Sabzehei 1974) در رساله دکتری خود به بررسی سنگ‌شناسی آمیزه‌های رنگین ناحیه اسفندقه و تحول سنگ‌شناسی و ساختاری افیولیت‌های ناحیه اسفندقه پرداخته است. (Arvin & Robinson 1994) درباره پتروژنز و محیط زمین‌ساختی گدازه‌های آمیزه افیولیت بافت مقالاتی منتشر کرده‌اند. قاسمی (۱۳۷۹) سنگ‌شناسی، ژئوشیمی و منابع معدنی مجموعه اولترامافیک- مافیک سیخوران را مطالعه کرده است.

### ۴- سنگ‌نگاری سرپانتینیت‌ها

مطالعات صحرایی و میکروسکوپی نشان می‌دهند که دو گروه اصلی از سرپانتینیت‌های توده‌ای و برشی در بخش‌های هارزبورژیت پورفیروکلاستیک (شکل ۲- الف) و دونیت‌های پورفیروکلاستیک (شکل ۲- ب) در کمپلکس سیخوران وجود دارند که در زیر به اختصار شرح داده می‌شوند.

#### ۴-۱. سرپانتینیت‌های توده‌ای

مطالعات سنگ‌نگاری و تجزیه پراش پرتو ایکس نشان می‌دهد که سرپانتینیت‌های توده‌ای از آنتی‌گوریت، کریزوتیل و لیزاردیت با مقادیر متفاوتی از کلسیت، مگنتیت، تالک و کلریت تشکیل شده‌اند. آنتی‌گوریت کانی اصلی این نوع سرپانتینیت‌هاست و به شکل‌های شعله‌ای یا تیغه‌ای دیده شده است و بافت‌های درون نفوذی (Interpenetrating) و در هم قفل شده (Interlocking) را تشکیل می‌دهد (شکل ۳- الف). کریزوتیل به‌صورت رگه‌های فیبری متقاطع نشان‌دهنده منشأ تأخیری آن است و لیزاردیت به‌صورت بلورهای صفحه‌ای شکل در این نمونه‌ها دیده شده است. کانی کلسیت بیشتر به‌صورت رگه‌ای و کانی‌های کلدِر، مگنتیت و کرومیت هستند؛ مگنتیت به دو صورت اولیه و ثانویه است (Azer & Stern, 2007)؛ نوع اولیه آن به‌صورت دانه‌ریز، بدون شکل تانیمه‌شکل دار و یا به‌صورت ادخال در کانی الیون دیده شده و نوع ثانویه آن در رگه‌ها و یا در سطوح کلیواژ کانی ارتوپیروکسن و یا در شکستگی الیون مشخص شده است. الیون که به کانی‌های سرپانتین تغییر یافته است بیشتر بافت غربالی (Mesh) (شکل ۳- ب) دارد و پیروکسن دگرسان شده باستیت (شکل ۳- ج) را نشان می‌دهد. همچنین مقادیر کمی بروسیت در شماری از نمونه‌ها به روش پراش پرتو ایکس مشخص شده است.

### ۴-۲. سرپانتینیت‌های برشی

سرپانتینیت‌های برشی نسبت به سرپانتینیت‌های توده‌ای در منطقه سیخوران فراوانی کمتری دارند. ترکیب آنها همان ترکیب سرپانتینیت‌های توده‌ای است با این تفاوت که کانی‌ها دارای جهت یافتگی (شکل ۳- د) و به‌صورت محلی در برخی بخش‌ها از کلریت و کربنات غنی‌تر هستند. کلسیت در این نوع سرپانتینیت‌ها به‌صورت بلوری و یا رگه‌ای دیده شده است. کانی‌های کلدِر در سرپانتینیت‌های برشی به‌شدت برشی و کمتر شکل‌دار هستند. کانی‌هایی همچون اورارویت، فلزات خالص، سولفیدهای کم‌مایه از گوگرد و منیزیت نیز در سرپانتینیت‌های سیخوران توسط قاسمی (۱۳۷۹) و کانی کلینوهومیت توسط (Sabzehei 1974) شناسایی شده‌اند.

### ۵- ریزساختارهای میکروسکوپی در سرپانتینیت‌های کمپلکس سیخوران

بر پایه بررسی‌های انجام شده روی نمونه‌هایی از بخش‌های شمالی منطقه سیخوران (شکل ۱- ب) مشخص شد که شدت دگرشکلی‌ها در بخش هارزبورژیت‌های چین خورده بیشتر است. بر پایه مطالعات انجام شده می‌توان ریزساختارها را به شرح زیر تقسیم‌بندی کرد:

#### ۵-۱. ریزساختار ماگمایی و ساب‌ماگمایی

در صورتی که بلورهای اولیه شکل دار و درشت باشند نشان‌دهنده تغییر شکل در حالت ماگمایی و در زمانی است که تنش خاصی به محیط وارد نشده است، ریزساختارهای ساب‌ماگمایی در نتیجه تغییر شکل شکننده در مقیاس دانه‌ای در حضور مذاب باقیمانده تشکیل می‌شوند (Buhez et al., 1992). این نوع ریزساختارها در منطقه مورد مطالعه دیده نشد که بازتابی از دیرینگی و محیط زمین‌شناختی این مجموعه از سنگ‌هاست.

#### ۵-۲. ریزساختار ساب‌سالییدوس حالت جامد دمابالا

ریزساختارهای ساب‌سالییدوس حالت جامد دمابالا با بلورهای درشت تا متوسط کانی‌های اولیه و یا ایجاد خمیدگی و کینگ‌باند در این کانی‌ها مشخص می‌شوند (Esmaeily et al., 2007). این ریزساختار نیز بیشتر در شمال خاوری بخش دونیت‌های پورفیروکلاستیک در کمپلکس سیخوران دیده شده است (شکل ۱- ب). بررسی مقاطع میکروسکوپی این بخش نشان می‌دهد که بلورهای کلینوکلر و آنتی‌گوریت در بیشتر سنگ‌های تغییر شکل یافته خمیدگی و یا کینگ‌باند (شکل‌های ۴- الف، ب) نشان می‌دهند. باید توجه داشت که در بیشتر موارد پیدایش کینگ‌باند در دگرشکلی‌ها به علت لغزش بلورها در امتداد سطوح کلیواژ است (Bouchez et al., 1992). کانی کلینوکلر در بخش‌هایی که شدت دگرریختی بالاست، رفتاری شکل‌پذیر و خمیری از خود نشان داده و به‌صورت عدسی شکل در آمده است (شکل ۴- پ) که نشان‌دهنده بالا بودن دما در پهنه‌های برشی است (Passchier & Troaw, 1996). حاشیه‌های مضرسی در پورفیروکلاست‌های الیون (شکل ۴- ت) و کانی آنتی‌گوریت (شکل ۴- ب) در اندازه‌های درشت و ریز، نشان‌دهنده تبلور دوباره است (Hunter, 1996). همچنین تبلور دوباره در لیزاردیت با مهاجرت مرز دانه به‌صورت آمیبی رخ داده است. وجود شواهد بالا نشان‌دهنده عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی در حالت شکل‌پذیر بر سنگ‌های این پهنه است.

#### ۵-۳. ریزساختار ساب‌سالییدوس حالت جامد دماباین

ریزساختار ساب‌سالییدوس حالت جامد دماباین با تبلور دوباره کانی‌ها (Esmaeily et al., 2007) و تشکیل اجتماع گرانوبلاستیک و تغییر شکل لایه‌ای در آنها مشخص می‌شود (Vernon, 2004). این ریزساختارها با فراوانی کم در شمال خاوری و مرکز بخش هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های پورفیروکلاستیک دیده شده‌اند (شکل ۱- ب). بلورهای درشت الیون در اثر سرپانتینی شدن در محل شکستگی‌ها تکه تکه و به اجتماع دانه ریزی تبدیل شده (بافت غربالی) و اجتماع گرانوبلاستیک را تشکیل داده‌اند (شکل ۵- الف). لیزاردیت کهن توسط لیزاردیت‌های دانه‌ریز جدید

## ۷- موقعیت زمین ساختی

مطالعات سنگ‌نگاری و ژئوشیمی سرپانتینیت‌های منطقه مورد مطالعه این موضوع را تأیید می‌کند که آنها از هارزبورژیت و کمتر دونیت به وجود آمده‌اند. (Bonatti & Michael, 1989) بر پایه مقدار  $Al_2O_3$  سنگ کل موجود در سرپانتینیت‌ها موقعیت زمین‌ساختی آنها را مشخص کردند. سرپانتینیت‌های مطالعه شده همانند پریدوتیت‌های به شدت تهی شده در منطقه فرافورانش (SSZ) مقدار کمی اکسید آلومینیم دارند. سرپانتینیت‌های تجزیه شده منطقه سیخوران با سرپانتینیت‌های دیگر مناطق مقایسه شده است. همان‌طور که در شکل ۸-الف مشخص شده است نمونه‌های مطالعه شده همانند نمونه‌های پان‌آفریکن در خاور صحرای مصر و نمونه‌های حاشیه‌های فعال قاره‌ای هستند. سرپانتینیت‌های سیخوران در شکل ۸-ب در محدوده فرافورانش جانمایی شده‌اند. طبیعت سرپانتینیت‌های تهی از اکسید کلسیم در نمودار  $Al_2O_3$ -CaO-MgO کاملاً مشخص است. مقدار CaO کم، نزدیکی به پریدوتیت‌های اقیانوسی به شدت تهی شده را نشان می‌دهد (Bonatti & Michael, 1989) و همچنین بیان می‌دارد که سنگ مادر آنها فقیر از کلینوپروکسن است. نمونه‌های مطالعه شده در نمودار  $Al_2O_3$ -CaO از اکسید کلسیم و آلومینیم تهی‌شدگی نشان می‌دهند که همانند هارزبورژیت‌هایی است که از جلوی کمان منشأ گرفته‌اند (شکل ۸-ج).

## ۸- بحث

منطقه مورد مطالعه از دیدگاه کلی دارای سامانه کلی شکستگی با روندهای تقریباً خاوری-باختری و شمالی-جنوبی است. دو گسل بزرگ و وارون آشین در شمال و آبشور در جنوب، مرزهای شمالی و جنوبی منطقه را تشکیل می‌دهند. دگرشکلی‌های شکنا که در تنش‌های بالا و دماهای پایین صورت می‌گیرند، بیشتر به صورت گسل‌ها، زون‌های برشی و سامانه‌های شکستگی دیده می‌شوند. در شکستگی‌هایی که درون هارزبورژیت‌ها و دونیت‌های پورفیروکلاستیک وجود دارد، سرپانتین‌ها رشد کرده‌اند. بخش گوشته‌ای واحد هارزبورژیتی پورفیروکلاستیک به دلیل جایگیری در کنار گسل بزرگ آشین به شدت گسلی و شکسته است و بسته به دوری یا نزدیکی به گسل‌ها به درجات متفاوت سرپانتینیت شده است. واحد دونیت پورفیروکلاستیک به دلیل داشتن بافت درشت‌دانه و وجود گسل‌ها و شکستگی‌های فراوان شرایط مناسبی برای سرپانتینیت شدن دارند و بیشتر در امتداد گسل‌های بزرگ و شکستگی‌ها قرار دارند (قاسمی، ۱۳۷۹). سرپانتینیت شدن اولیه پریدوتیت‌های گوشته‌ای احتمالاً در اثر نفوذ سیال از شکستگی‌های موجود در پوسته اقیانوسی گسترش می‌یابد و یا ممکن است در اثر چرخش آب گرم در ژرفای سنگ‌کره اقیانوسی سرد شده در پشته میان‌اقیانوسی باشد (Boudier et al., 2009). کانی چیره در سرپانتینیت‌های سیخوران آنتی‌گوریت است و بنابراین نمونه‌ها در دگرگونی پیشرونده تشکیل شده‌اند و یا اینکه سنگ مادر آنها در شرایط فشار بالا سرپانتینیت شده است (Yoder, 1967). جانشین پسدومورف الیون با کانی دمابالا مانند آنتی‌گوریت نشان می‌دهد که دگرشکلی این بلورها در دمای بالاتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد رخ داده است. وجود کانی‌های کربناتی و تالک، حضور دی‌اکسید کربن را در مرحله پایانی فرایند سرپانتینیت شدن در منطقه مورد نظر نشان می‌دهد (Azer & Khalil, 2005). با توجه به حضور پارازن‌هایی از الیون ← تالک ← آنتی‌گوریت ← لیزاردیت، جذب آب توسط کانی در ابتدای رخساره آمفیبولیت صورت گرفته است و الیون ← لیزاردیت نشان‌دهنده فرایند آب‌گیری در رخساره پره‌نیت-پومپلثیت و یا پارازن آنتی‌گوریت ← لیزاردیت نشان‌دهنده فرایند آب‌گیری در رخساره شیسست سبز است. بنابراین ابتدا طی فرایند متاسوماتیسم دمابالین (۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد) رخساره پره‌نیت-پومپلثیت کانی‌های لیزاردیت و کریزوتیل تشکیل شده و در طی

جایگزین شده است (شکل ۵-ب) و در بخش پایین شکل لیزاردیت‌های دانه‌ریز اجتماع گرانوبلاستیک تشکیل داده‌اند که تبلور دوباره را تأیید می‌کند. تغییرات دگرشکلی روی این کانی‌ها نشان‌دهنده این موضوع است که با اعمال تنش بیشتر و بروز تبلور دوباره اندازه دانه‌ها کاهش یافته است (Ozawa, 1983). کانی کلسیت به صورت پورفیروکلاست در نمونه‌ها دیده شده و تغییر شکل لایه‌ای (Lamellae) نشان می‌دهد (شکل ۵-ج)؛ این نوع تغییر شکل در دمای پایین و تنش بالا شکل می‌گیرد (Drury, 1993).

## ۹-۴. ریز ساختارهای ساب‌میلونیتی و میلونیتی

ریزساختارهای ساب‌میلونیتی و میلونیتی با تبلور دوباره کانی‌ها و تشکیل دانه‌های ریز تا خیلی ریز آنها به‌ویژه در پهنه‌های برشی مشخص می‌شوند. در برخی موارد بلورهای درشت در زمینه دانه‌ریز دیده شده است (Esmaily et al., 2007). این نوع ریزساختارها بیشتر در بخش هارزبورژیت‌های پورفیروکلاستیک سرپانتینیت شده به‌ویژه در کنار گسل آشین دیده شده‌اند (شکل ۱-ب). الیون تجزیه و به کانی‌های ثانویه‌ای همچون آنتی‌گوریت، کریزوتیل و لیزاردیت تبدیل شده است (شکل ۶-الف). بلورهای الیون در دگرشکلی درجه بالا به کانی سرپانتین دمابالای آنتی‌گوریت تغییر می‌یابند. این تغییرات به دلیل تنش شدید تغییرات بنیادین در ساختار و بافت کانی‌ها رخ داده است؛ به طوری که تعیین ماهیت اولیه سرپانتینیت‌ها مشکل است. گاه بقایایی از پورفیروکلاست‌های الیون و ارتوپروکسن در زمینه ریزدانه از کانی‌های سرپانتینیت قرار می‌گیرند. پارازن کانی‌های یادشده نشان می‌دهد که این نوع دگرشکلی به‌طور آشکار در شرایط دگرگونی رخساره شیسست سبز بالا تا آمفیبولیت پایین صورت گرفته است (Evans & Frost, 1975). همچنین در بخش ساب‌میلونیتی و به مقدار کمتر در بخش‌های دیگر، ریزساختارهایی به صورت رگه‌هایی از کانی‌های سرپانتینیت دیده شده است. رگه‌های دیده شده چند نوع هستند؛ ۱) رگه‌های سرپانتینیت به صورت فیبرهای متقاطع از کانی کریزوتیل که به صورت خمیده و یا کینگ‌باند (شکل ۶-ب) هستند. این رگه‌ها از نوع Antitaxial هستند که در آن کانی سازنده رگه (کریزوتیل) و سنگ دیواره (آنتی‌گوریت) متفاوت است (Ramsay & Graham, 1970)؛ ۲) رگه‌های فیبری-لغزشی کریزوتیل. این رگه‌ها در اثر فرایند انحلال تشکیل شده‌اند که در این حالت کانی در مکانی که مقدار تنش بالایی دارد حل و در جایی که مقدار تنش کمتر است ته‌نشین می‌شود (Durney, 1972)؛ ۳) کانی‌های سرپانتینیت شکستگی‌های کانی الیون را پر می‌کند. این نوع رگه‌ها در اثر فرایند بسته شدن شکاف (Crack-Seal) و رشد فیبری کانی‌ها درون شکستگی‌ها به وجود آمده‌اند (Ramsay & Graham, 1970). گاهی فیبرهای آنتی‌گوریت ساختار نواری بی‌همتابی نشان می‌دهند (شکل ۶-پ) و یا این نوع رگه‌ها در اثر فرایند انحلال-خزش سریع تشکیل می‌شوند (Bons & Urai, 1992).

## ۹-۶- ژئوشیمی

پس از مطالعات میکروسکوپی از میان نمونه‌های مطالعه شده تعدادی نمونه از دید شیمیایی مورد آزمایش قرار گرفتند که نتایج آن در جدول ۱ آورده شده است. نمونه‌های سرپانتینیت تجزیه شده گوناگونی گسترده‌ای از  $SiO_2$  (39.2-41.7 %),  $MgO$  (39.53- 46.43 %),  $Fe_2O_3$  (7.32- 9.94 %), Cr (2189- 3968 ppm), Ni (1520- 2510 ppm) دارند. مقدار Ni و Cr بالا در سرپانتینیت‌ها نشان‌دهنده تشکیل آنها از پریدوتیت گوشته‌ای تهی شده است (Azer & Khalil, 2005). سرپانتینیت‌های مورد مطالعه در نمودار  $Al_2O_3$ -MgO-CaO در میدان هارزبورژیت و دونیت قرار می‌گیرند (شکل ۷-الف). همچنین این نمونه‌ها در نمودار Coleman & Keith (1971) در میدان پریدوتیت‌های دگرگونی قرار گرفته‌اند (شکل ۷-ب).

مرکزی، بالا آمدن سیال‌ها از صفحه فروزانده شده و آب بیرون آمده از رسوبات سنگ‌کره اقیانوسی نوتیس سبب واکنش‌های جذب آب و سرپانتینیت شدن شده است و در نتیجه در اثر تفاوت در چگالی میان سنگ‌های بالایی و سرپانتینیت، این سنگ‌ها به صورت دیپایر بالا آمده‌اند.

نکته قابل توجه در زمینه نتایج ژئوشیمی نمونه‌ها بالا بودن مقدار LOI و Ni در سرپانتینیت‌هاست. سرپانتینیت‌ها از دگرسانی الیون و اورتوپروکسن در هارزبورژیت‌ها و دونیت‌ها تشکیل می‌شوند و این کانی‌ها حساسیت‌های متفاوتی به فرایند آب‌گیری دارند. کانی‌های سرپانتین، فیلسیلیکات‌های آب‌دار هستند که تقریباً ۱۳٪ آب دارند. در نمونه‌ها کانی کلریت به مقدار فراوان دیده شده است بنابراین سرپانتینیت‌ها با سیال‌های گرمابی غنی از دی‌اکسید کربن واکنش می‌دهند (Cipolli et al., 2004). از آنجا که در نمونه‌های مطالعه شده مقدار منیزیم و سیلیسیم بالاست؛ سیال دارای کلرید سدیم، هیدروکسید سدیم و یون کلرید است. وجود سیال‌ها و عناصر فرار سبب افزایش مقدار LOI در سرپانتینیت‌ها می‌شود. از سوی دیگر سنگ مادر آنها هارزبورژیت و دونیت است. نیکل در کانی‌های الیون و اورتوپروکسن جایگزین آهن و منیزیم می‌شود و درصد این کانی‌ها و در نتیجه آن عناصر در سنگ‌ها بالاست و از آنجا که نیکل یک عنصر نامتحرک است، در نتیجه درصد آن در سرپانتینیت‌ها بالاست.

#### ۹- نتیجه‌گیری

در توده سیخوران دو نوع اصلی سرپانتینیت‌های توده‌ای و برشی مشاهده شده است. سرپانتینیت‌های توده‌ای از آنتی‌گوریت، کریزوتیل و لیزاردیت با مقادیر متفاوتی از کلسیت، مگنتیت، تالک، بروسیت و کلریت تشکیل شده‌اند. سرپانتینیت‌های برشی همان ترکیب سرپانتینیت‌های توده‌ای را دارند با این تفاوت که کانی‌ها در آنها دارای جهت‌یافتگی هستند.

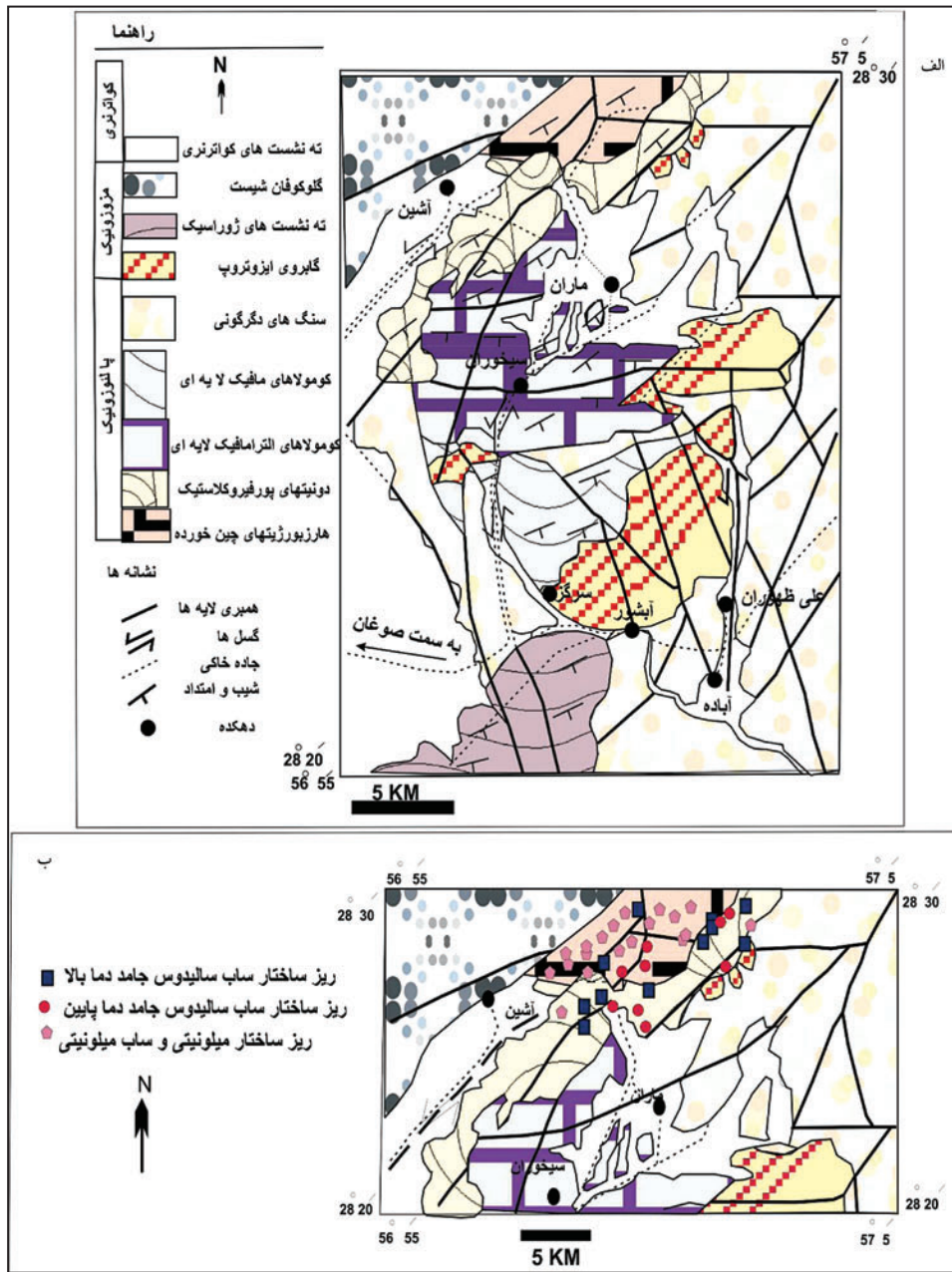
سه نوع دگرشکلی شامل ریزساختار حالت جامد دما بالا، ریزساختار حالت جامد دما پایین و ریزساختار میلونیتی و ساب‌میلونیتی قابل مشاهده است. ریزساختار حالت جامد دما بالا در زمانی که هنوز ماگما به طور کامل متبلور نشده و یا متبلور شده ولی دمای آن نزدیک به سولیدوس بوده، شکل گرفته است؛ در حالی که دو نوع ریزساختار دیگر در دمای پایین و از میان آنها نوع میلونیتی در پهنه‌های برشی شکل گرفته است. ترکیب سنگ کل سرپانتینیت‌های سیخوران بیانگر این مطلب است که آنها طیف بسیار محدودی از اکسید سیلیس دارند و از اکسید آلومینیم، کلسیم، سدیم، تیتان و پتاسیم تهی شده‌اند.

مقدار عناصر کمیاب سازگار کروم، نیکل و وانادیم در این نمونه‌ها به مقدار قابل توجهی بالاست؛ زیرا این عناصر در طول فرایند دگرسانی به نسبت غیر متحرک هستند که این نشان‌دهنده سنگ مادر هارزبورژیت و دونیت گوشته‌ای تهی شده برای آنهاست.

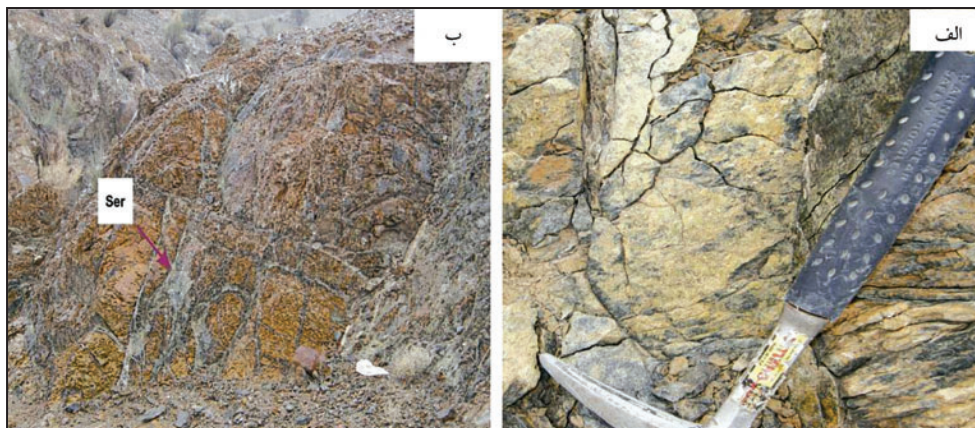
مجموعه شواهد یادشده نشان می‌دهد که سرپانتینیت‌های سیخوران احتمالاً در منطقه فرافورانش - جلوی کمان تشکیل شده‌اند.

دگرگونی پیش‌رونده دما بالا (۲۶۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی‌گراد) در رخساره شیت سبز - آمفیبولیت کانی آنتی‌گوریت تشکیل شده است. نمونه‌ها بیشتر دارای بافت غربالی و ساعت شنی هستند که نشان‌دهنده آن است که از هارزبورژیت و دونیت به وجود آمده‌اند. دگرشکلی‌ها در توده سیخوران بسیار گوناگون هستند. وجود الیون‌های درشت اولیه، بلورهای ریز شده الیون، الیون‌های دگرسان شده، تبلور دوباره در این کانی‌ها، ریزش‌دگی و درجات متفاوت دگرشکلی در کانی الیون و کینگ‌باند در کانی کلینوکلر و آنتی‌گوریت همگی نشان از تنش‌های زمین‌ساختی همزمان و پس از جایگیری توده سیخوران دارد. وجود کینگ‌باند در کانی کلینوکلر تغییر شکل پس از سرپانتینیت شدن را نشان می‌دهد. حالت کشیدگی در الیون و لیزاردیت نشان‌دهنده جریان پلاستیک همزمان با سرپانتینیت شدن پریدوتیت‌ها در دمای بالاست (Suhr, 1993). ریزساختارهای ماگمایی و حالت جامد دما بالا به ترتیب در حضور فاز مذاب باقیمانده و پس از انجماد کامل توده، ولی در دمای بالا تشکیل می‌شوند. دیگر دگرشکلی‌ها پس از جایگیری کمپلکس یعنی زمانی که ماگما به طور کامل متبلور و سرد شده است، شکل می‌گیرند (Benn et al., 1989). شواهد بیان‌کننده این واقعیت است که پهنه‌های حالت ماگمایی و جامد دما بالا، همزمان با جایگیری کمپلکس و پهنه‌های حالت جامد دما پایین، ساب‌میلونیتی و میلونیتی حاصل فعالیت‌های پس از جایگیری کمپلکس هستند. تغییر شکل پلاستیک و تشکیل میلونیت از آنتی‌گوریت احتمالاً در پاسخ به تنش‌های زمین‌ساختی در مرز صفحه ایران مرکزی و صفحه عربی است. عملکرد پهنه‌های برشی موجب افزایش شدت دگرشکلی‌ها و گسترش حالت میلونیتی و ساب‌میلونیتی می‌شود. رگه‌های کریزوتیل و مگنتیت در مراحل اولیه دگرسانی پریدوتیت در شرایط فشار بالای پیش‌رونده تشکیل شده‌اند (Groppo et al., 2004). بر پایه کانی‌شناسی و ریزساختارها می‌توان به این نتیجه رسید که در سرپانتینیت‌های کمپلکس اولتراما فیک - ما فیک سیخوران، رگه‌های آنتی‌گوریت در مراحل متفاوت دگرگونی تشکیل شده‌اند. در پیک‌های دگرگونی، آنتی‌گوریت همراه با آثاری از کانی‌های الیون و اورتوپروکسن تشکیل می‌شود؛ در مراحل انتهایی، آنتی‌گوریت به صورت کانی فیبری با ستبرای حدود ۱ تا ۲۰ سانتی‌متر در رگه‌ها تشکیل می‌شود. همچنین رگه‌ها از نوع موازی هستند. نمونه‌های مطالعه شده از اکسید آلومینیم، کلسیم، تیتان و پتاسیم تهی شده‌اند و از آنجا که مقدار اکسید آلومینیم و کلسیم کمی دارند. بر پایه بررسی‌های انجام شده و مطالعه نمودارها (شکل ۹)، نمونه‌های مورد مطالعه Al/Si کمتری نسبت به گوشته اولیه نشان می‌دهند، نمونه‌ها پریدوتیت‌های مقاوم هستند که پس از ذوب بخشی باقی مانده‌اند، از آنجا که Al یک عنصر به نسبت ناسازگار با کانی‌های گوشته است، در طول ذوب بخشی تهی می‌شود (Hattori & Guillot, 2007). همچنین نمونه‌های منطقه سیخوران مانند نمونه‌های هیمالیا از آلکالی‌ها نیز تهی‌شدگی نشان می‌دهند؛ بر پایه Gill (1981) مقدار آلکالی‌ها در جلوی کمان زیاد نیستند، بنابراین از این مقایسه می‌توان نتیجه گرفت که نمونه‌های سرپانتینیت کمپلکس سیخوران احتمالاً از پهنه فرافورانش - جلوی کمان تشکیل شده‌اند. در این فرایند هنگام همگرایی صفحه عربی و ایران



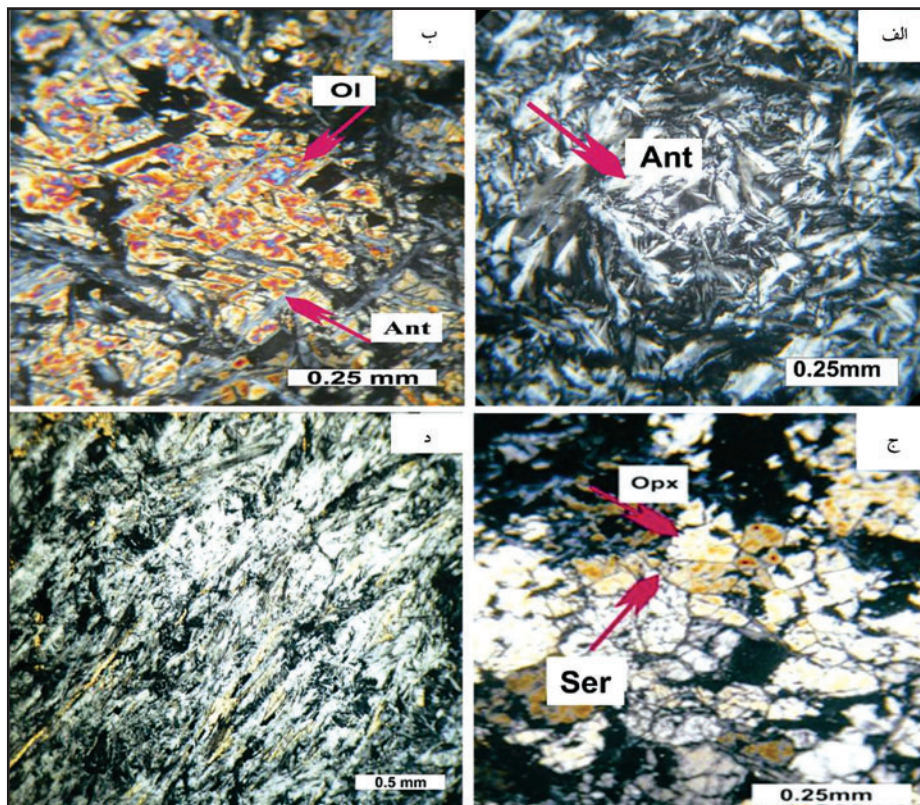


شکل ۱- الف) نقشه زمین شناسی کمپلکس اولترامافیک- مافیک سیخوران؛ ب) نقشه سنگ نگاری و ریز ساختاری منطقه که محل پهنه های دگرسانی روی آن مشخص شده است.

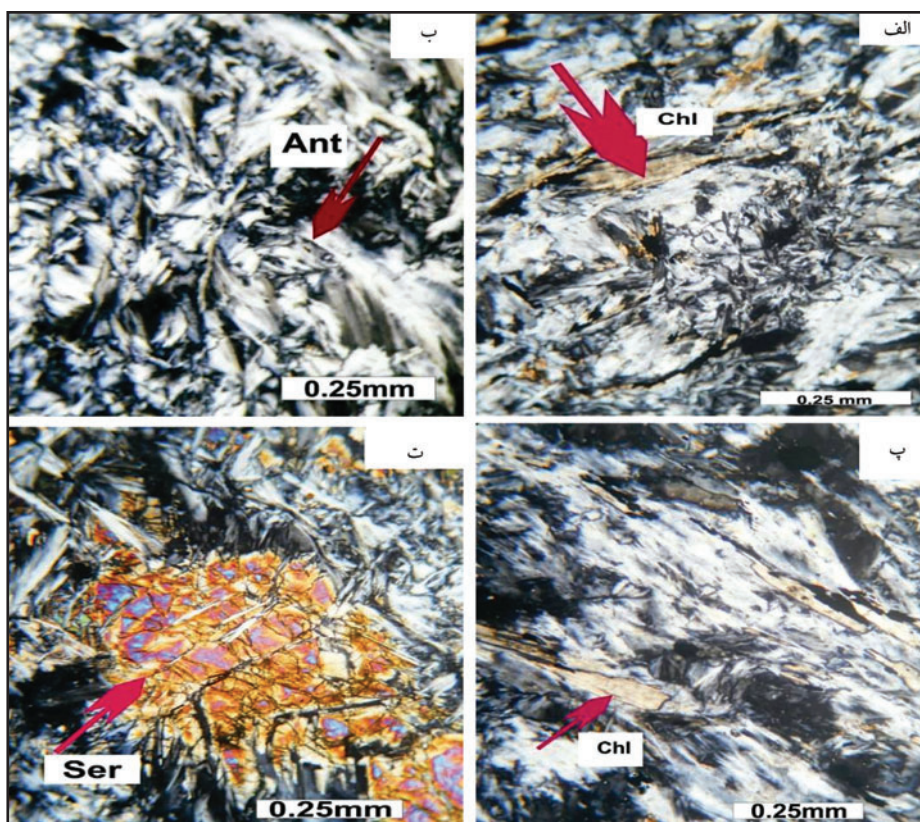


شکل ۲- الف) هارزبورژیت های سرپانتینی شده و هوازده در منطقه مورد مطالعه؛ ب) دونیت های سرپانتینی (Ser) شده.



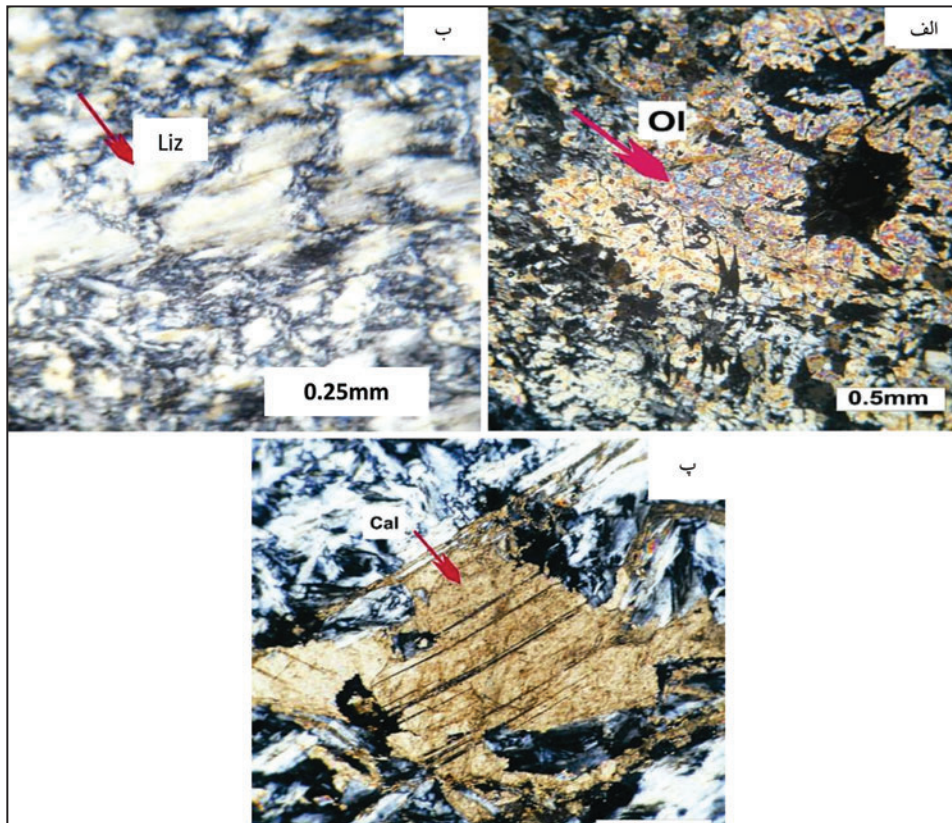


شکل ۳- الف) آنتی گوریت (Ant) شعله‌ای؛ ب) بافت غربالی در الیون؛ ج) باسیت حاصل تجزیه پیروکسن به سرپانتین؛ د) کانی‌های پیروکسن دارای جهت یافتگی در یک سرپانتینیت برشی.

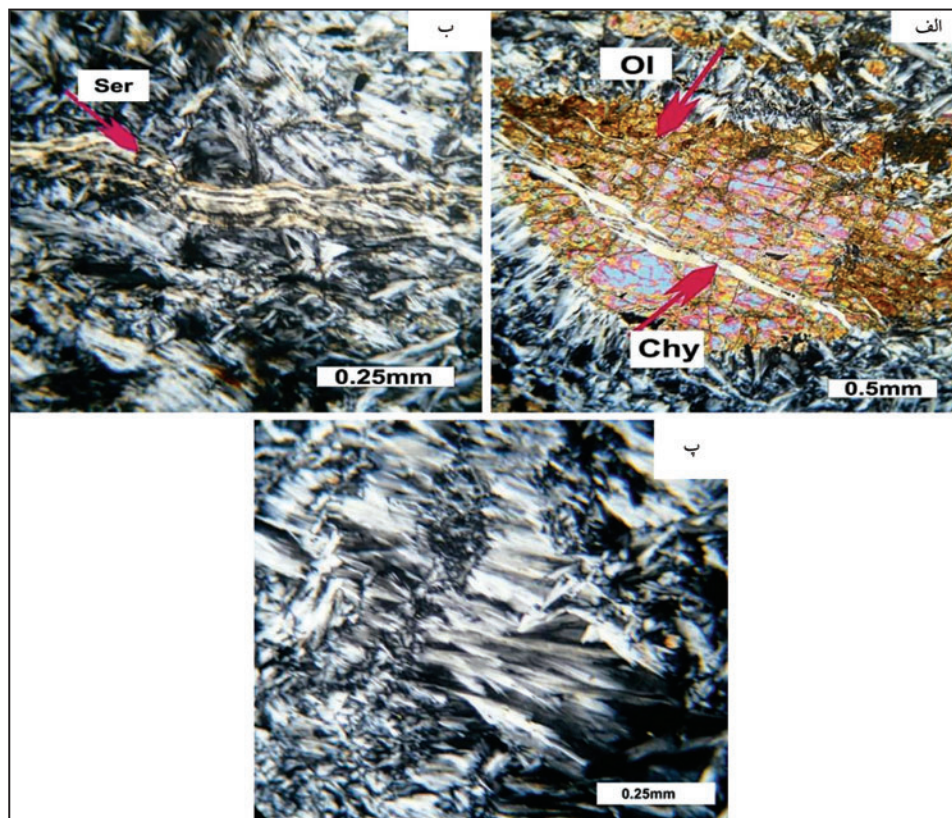


شکل ۴- الف) کینگ‌باند در کلینوکلر (Chl)؛ ب) کینگ‌باند در آنتی گوریت (Ant)؛ پ) حالت عدسی شکل بلور کلینوکلر؛ ت) حاشیه مضرسی در الیون (Ol).

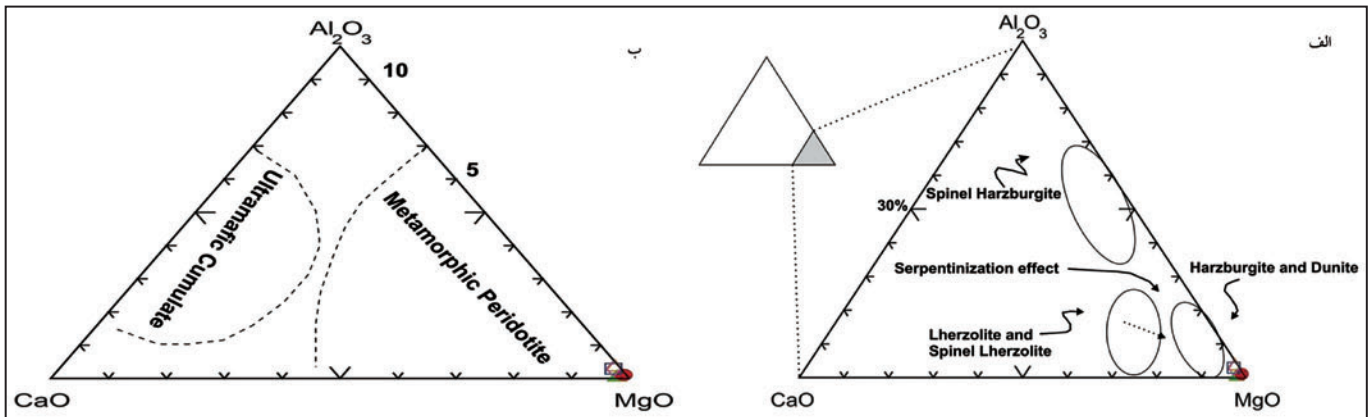




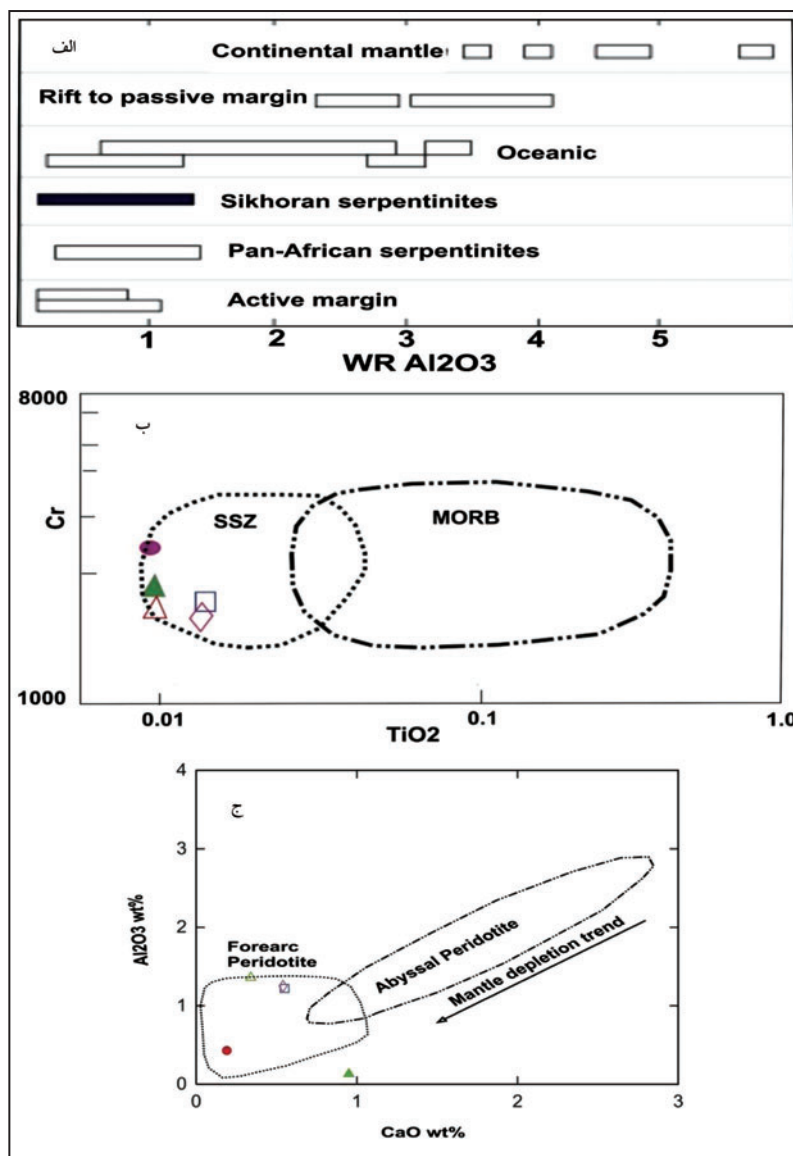
شکل ۵- الف) اجتماع گرانوبلاستیک کانی الیوین (Ol)؛ ب) تبلور دوباره در کانی لیزاردیت (Liz)؛ پ) تغییر شکل لایه‌ای در کانی کلسیت (Cal).



شکل ۶- الف) تغییر کانی الیوین به کانی کریزوتیل (Chy)؛ ب) کینگ‌باند در رگه فیبری سرپانتین (Ser)؛ پ) فیبرهای نواری آنتی‌گوریت.



شکل ۷- الف) نمودار مشخص کننده سنگ مادر سرپانتینیت بر پایه ترکیب سنگ کل (Li & Bucher, 2004؛ ب) نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت‌های دگرگونی قرار گرفته‌اند (Coleman & Keith, 1971).

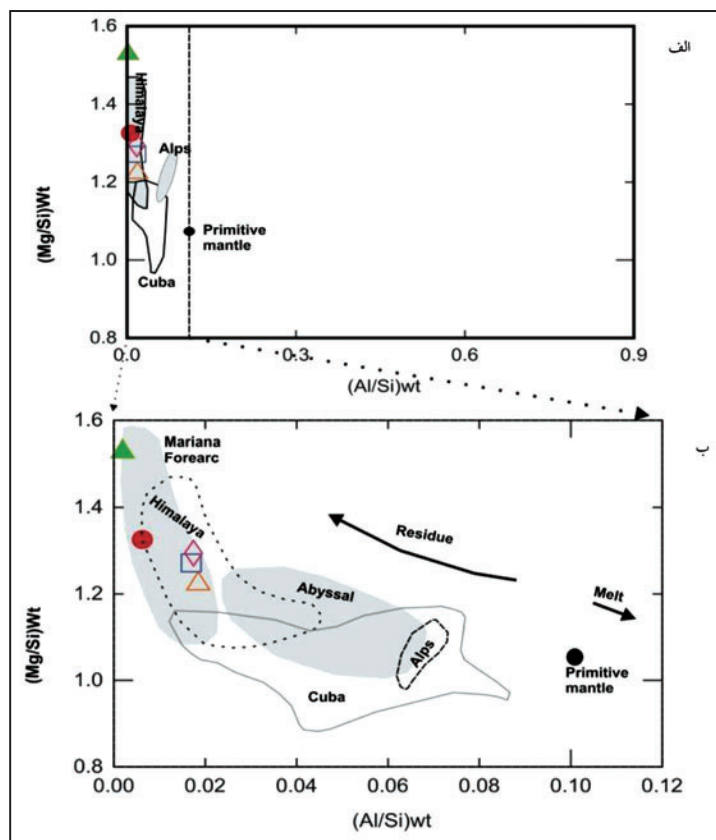


شکل ۸- الف) مقایسه مقدار  $Al_2O_3$  سنگ کل سرپانتینیت‌های مطالعه شده با نمونه‌هایی از مکان‌های زمین‌ساختی دیگر از (Floyd (1991؛ ب) نمودار  $TiO_2$ -Cr (Pearce et al., 1984) و موقعیت نمونه‌های سیخوران روی آن؛ ج) نمودار  $Al_2O_3$ -CaO% (Ishii et al., 1992) و موقعیت سرپانتینیت‌های سیخوران روی آن.



جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی و کمیاب سربانتینیت های منطقه سیخوران به روش ICP- MS.

Sample	H.109.S	H.164.S	H.172.S	H.72.5.S	H.85.S
SiO <sub>2</sub> (wt%)	41.7	39.2	39.2	40.8	40.6
TiO <sub>2</sub> (wt%)	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	1.36	0.13	0.43	1.22	1.25
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	7.6	9.3	9.94	7.32	7.32
MnO(wt%)	0.09	0.13	0.14	0.11	0.11
MgO(wt%)	39.53	46.43	40.28	40.21	40.73
CaO(wt%)	0.34	0.95	0.19	0.55	0.54
Na <sub>2</sub> O(wt%)	<0.1	0.1	<0.1	<0.1	<0.1
K <sub>2</sub> O(wt%)	0.13	0.04	0.01	0.02	0.02
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> (wt%)	<0.01	0.01	0.02	<0.01	<0.01
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (wt%)	0.32	0.37	0.58	0.34	0.34
LOI(wt%)	11.2	6.23	11.1	11.3	11.3
Total(wt%)	102.9	102.1	102.0	102.5	102.5
Ba(ppm)	30	20	10	<10	10
Rb(ppm)	<0.2	0.4	0.4	0.5	0.5
Ni(ppm)	1560	2270	2510	1540	1520
Co(ppm)	99.8	131	123	103	98.2
Zn(ppm)	22	31	34	24	26
La(ppm)	0.8	1.3	1.1	1.2	1.1
Ce(ppm)	0.4	0.6	0.6	0.6	0.8
Nd(ppm)	0.1	0.3	0.2	0.2	0.3
Cs(ppm)	<0.1	0.1	0.1	0.1	0.1
V(ppm)	42	15	42	36	36
Nb(ppm)	<1	<1	<1	<1	<1
Sr(ppm)	<10	50	<10	<10	10
Ga(ppm)	<1	<1	<1	<1	<1
Zr(ppm)	<10	<10	<10	<10	<10



شکل ۹- مقایسه نسبت های وزنی Mg/Si-Al/Si نمونه های سربانتینیت در کمپلکس سیخوران با نمونه های آلپ، هیمالیا و کوبا.

## کتابنگاری

قاسمی، ح.، ۱۳۷۹- پترولوژی، ژئوشیمی و منابع معدنی مجموعه الترامافیک- مافیک سیخوران، رساله دکترا، دانشکده علوم، دانشگاه تربیت مدرس، ۳۸۶ ص.

## References

- Arvin, M. & Robinson, P. T., 1994- The petrogenesis and tectonic setting of lavas from the Baft ophiolitic melange, SouthWest of Kerman, Iran. *Can. J. Earth Sci.* 31, 824-834.
- Auzende, A. L., Guillot, S., Devouard, B. & Baronnet, A., 2006- Serpentinities in an Alpine convergent setting: Effects of metamorphic grade and deformation on microstructures. *Eur. J. Mineral.* 18, 21-33.
- Azer, M. K. & Khalil, A. E. S., 2005- Petrological studies of Pan- African serpentinites at Bir Al- Edeid area, central Eastern desert, Egypt, *Journal of African Earth Sci.* 43: 525-536.
- Azer, M. K. & Stern, R. J., 2007- Neoproterozoic (835-720 Ma) in the Eastern desert, Egypt: Fragments of forearc mantle. *Journal of Geology*, Volume 115, p. 457-472.
- Benn, K., Paterson, S. R., Lund, S., Pignotta, G. S. & Kruse, S., 1989- Magmatic fabrics in batholiths as markers of and plate kinematics: example of the Cretaceous Mt. Stuart batholith. *Physics chemistry Earth (A)*, 26, 343-352.
- Bonatti, E. & Michael, P. J., 1989- Mantle peridotites from continental rifts to oceanic basins to subduction zones. *Earth and planetary Sci letters*, 91, 297-311.

- Bons, P. D. & Urai, J. L., 1992- Syn- Deformational grain growth : microstructures and kinetics. *Journal of structural Geology*, 14, 1101-9.
- Bouchez, J. L., Delas, C., Glezes, G., Nedelec, A. & Cuney, M., 1992- Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20, 35-38.
- Boudier, F., Baronnet, A. & Mainprice, D., 2009- Serpentin mineral replacements of natural olivine and their seismic implication: oceanic lizardite versus subduction- related antigorite. *Journal of petrology*, Doi, 10.1093/petrology/egp 049.
- Cipolli, F., Gambardella, B., Marini, L., Ottonello, G. & Zuccolini, M. V., 2004- Geochemistry of high-PH waters from serpentinites of the gruppodoli voltri(Genova, Italy) and reaction path modeling of CO<sub>2</sub> sequestration in serpentin aquifers, *applied geochemistry*, 19, 787-802.
- Coleman, R. G. & Keith, T. E., 1971- Achemical study of serpentinization- Burro Mountain, California. *Journal of petrology*, 12, 173-183.
- Drury, M. R., 1993- Deformation lamellae in metals and minerals, In Boland, J. N. & Fitz Gerald, J. D. (eds): *Defect and processes in the solid state*. Geoscience Applications. The Mclan volume. Amsterdam: Elsevier, pp, 195-212.
- Durney, D. W., 1972- Solution- Transfer, an important geological deformation mechanism nature, 235, 315-17.
- Esmaily, D., Bouches, J. L. & Siqueira, R., 2007- Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah – Kuh granite pluton ( Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference, *Tectonophysics*, 439, 149-170.
- Evans, B. W. & Frost, B. R., 1975 – Chrome – Spinel in progressive metamorphism- apreliminary analysis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39: 959-972.
- Evans, B. W., Johannes, W., Otterdoom, H. & Tromsdorfs, V., 1976- Stability of chrysotile and antigorite in the serpentine multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt*, 56, 79-93.
- Floyd, P. A., 1991- Oceanic basalts. Blachie and son Ltd, 455 pp.
- Fryer, P., Ambos, E. L. & Hussong, D. M., 1985- Origin and emplacement of Mariana forearc seamounts. *Geology*, 13, 774-777.
- Gill, J., 1981- Orogenic andesites and plate tectonics, 390pp, springer, New York.
- Groppo, C., Gula, A., Compagnoni, R. & Ferraris, G., 2004- Balangerdite from the Lonzo massif (western Alps) revisited : Fibrous vs. prismatic morphology and genetic considerations. 32 Int. Geol. Congress- Florence, 20- 28 Agust, Abstract vol., 249.
- Harrison, J. V., 1930- The geology of same salt plug in Iaristen, south persia. *Quart. y. Geol. Soc. London*, 86, 463-522.
- Hattori, K. H. & Guillot, S., 2007- Geochemical character of serpentinites associated with high- to ultrahigh- pressure metamorphic rocks in the Alps, Cuba, and the Himalayas: recycling of elements in subduction zones. *Earth sci*, vol 8, 1525-2027.
- Hunter, R. H., 1996- Texture development in cumulate rocks. In: Layered intrusions cawthorn, R. G. (Ed). Elsevier, *Sci*, B. V.
- Ishii, T., Robinson, P. T., Maekawa, H. & Fiske, K., 1992- Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara- Mariana forearc, leg 125. In proceedings of the ocean Drilling program, Scientific results 125, College station, Tx, Ocean Drilling program, P. 445-485.
- Li XP. R. M. & Bucher, K., 2004- Serpentinization of the Zermatt- Sas ophiolite complex and their texture evolution. *Jmetamorph geol* ,22. 159-177.
- O'Hanley, D. S., 1996 – Serpentinites: Records of tectonics and petrological history. Oxford University Press, Oxford, p, 269.
- Ozawa, K., 1983- Relations between tectonite and cumulate in ophiolites the Miyamori ultramafic complex, Kitakami mountains, northeast Japan. *Lithos*, 16: 1-16.
- Passchier, C. C. W. & Trouw, R. A. J., 1996- *Microtectonics*. Springer. Berlin.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J. & Roberts, S., 1984- Characteristics and tectonic significance of supra- subduction zone ophiolites. In: Koklaar, B. P., Howlles, M. F. (Eds). *Marginal basin Geology. Geological Sci*. Special publication. Vol. 16, pp. 77-94.
- Ramsay, J. G. & Graham, R. H., 1970- Strain variation in shear belts. *Cana, a journal if earth sci*, 7, 786- 813.
- Sabzehei, M., 1974- Les melange ophiolitiques dela region d'Esfaandagheh (Iran meridional) etude petrological et structural, interpretation dans le cadre Iranian, *These universited de Grenoble*, 205p.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. *Areview. Amer. Assoc. Petrol. Geol*, 52: 1229-1258.
- Suhr, G., 1993- Evaluation of upper mantle microstructures in the table mountain massif (Bay of Islands ophiolite): *Journal of structural Geology*, 15, 1273-1292.
- Vernon, R. H., 2004 – A practical guide to rock microstructure. Printed in the United Kingdom at the university press, Cambridge, p, 594.
- Yoder, H. S., 1967- Spilites and serpentinites. *Carnegie Inst. Washington, Year Book* 65, pp. 269-279.



## Microstructures and Petrography of Sikhoran Complex Serpentinites (SE of Kerman)

D. Esmaily<sup>1\*</sup>, M. Heidari<sup>2</sup> & R. Maghdour-Mashhour<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Professor, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>2</sup> M.Sc. Student, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Ph.D. Student, Faculty of Geology, College of Science, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2013 February 06

Accepted: 2013 November 09

### Abstract

The Sikhoran Mafic-Ultramafic complex is located in the Sanandaj – Sirjan structural zone. The complex consists of two main rock units: the lower harzburgite - porphyroclastic dunite unit and the upper layered gabbroic cumulate unit. The microstructures and geochemical evidences provided a better understanding of serpentinization and emplacement processes of this complex. The petrographic studies revealed three microstructural types including: High T solid slate microstructure, which occurs mainly in NE of the porphyroclastic dunite unit, Low T solid state microstructure in NE and central parts of dunites – harzburgites, and finally mylonitic - sub mylonitic microstructures, which mainly found in harzburgite unit. Moreover, the vein microstructures outcrop in the mylonitic- submylonitic zone. The veins have been formed by two processes of crack seal and dissolution. Deformations have occurred mainly around the Ashin fault. Hydrothermal fluids have resulted in serpentinization and mobility of iron and also other elements from ferromagnesian minerals of primary peridotites. Serpentinites show the SiO<sub>2</sub> amount of 38.8-41.7 wt%, and also depletion of Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and CaO. The depletion in CaO (0.3-0.9 wt %) and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (0.1- 1.3) and enrichment in Cr and Ni indicate the depleted parent rock of mantle harzburgite or dunite, and a supra- subduction zone in Cr - TiO<sub>2</sub> diagram.

**Key words:** Antigorite, Recrystallization, Sikhoran, Supra- Subduction zone, Deformation.

For Persian Version see pages 41 to 50

\*Corresponding author: D. Esmaily; E-mail: E- mail: esmaili@khayam.ut.ac.ir