

پتروولوژی، سال پنجم، شماره بیستم، زمستان ۱۳۹۳، صفحه ۷۱-۹۰  
 تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۲/۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۴/۱۶

## سرپانتینی شدن پریدوتیت‌های پیرانشهر، شمال غرب ایران: مطالعه پلی‌مورف‌های سرپانتین و تحولات دگرگونی متاپریدوتیت‌ها

فرزانه ولی‌نسب زرنق، رباب حاجی علی اوغلی \* و محسن مؤذن

گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

### چکیده

مجموعه افیولیتی پیرانشهر در شمال غرب شهرستان پیرانشهر در استان آذربایجان غربی واقع شده است. سنگ‌های متاپریدوتیت در این منطقه بر اساس مطالعات پتروگرافی، کانی‌شناسی و مشاهدات بافتی، در دو گروه پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌ها دسته‌بندی شده‌اند. انواع سرپانتینیت‌ها بر اساس نوع پلی‌مورف‌های سرپانتین و بافت در سه زیر گروه دسته‌بندی شده‌اند: الف) سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون که بیش تر حاوی پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین (کریزوتیل و لیزاردیت) با بافت‌های سودومورفی غالب غربالی و بستایت است؛ ب) سرپانتینیت‌های دگرگونی دارای آنتی‌گوریت (پلی‌مورف دما بالای سرپانتین) با بافت غالب به هم نفوذ کرده (interpenetrative) که در شرایط درجه دگرگونی به نسبت بالاتر تشکیل شده‌اند و ج) سرپانتینیت‌های لیستونیتی که دارای سرپانتین و کلریت به همراه مقادیر بالایی از کانی‌های کربناته با بافت برشی است. به منظور شناسایی انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین در سنگ‌های مورد مطالعه از طیف‌سنجی رامان و داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی استفاده شده است. تشکیل پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین در سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون به احتمال زیاد مرتبط با دگرسانی درجای پوسته اقیانوسی بوده است. در صورتی که ظهور آنتی‌گوریت (پلی‌مورف دما بالای سرپانتین) در سرپانتینیت‌ها را می‌توان به دگرگونی‌های ناحیه‌ای مرتبط با فرورانش پوسته اقیانوسی و بسته شدن آن نسبت داد. آمفیبول از نوع ترمولیت، کلریت با ترکیب پیکنوکلر و کلینوکلر و اسپینل غنی از آهن از کانی‌های مهم دگرگونی در سرپانتینیت‌های دگرگون شده دارای آنتی‌گوریت است. دما و فشار دگرگونی تشکیل این سنگ‌ها بر اساس واکنش‌های تعادلی ترموکالک به ترتیب ۵۵۰ درجه سانتیگراد و فشار ۷ کیلوبار محاسبه شد. پروتولیت متاپریدوتیت‌های پیرانشهر بر اساس ترکیب نورماتیو اولیوین، اورتوپروکسن و کلینوپروکسن، هارزبورژیت و کمتر لرزولیت تعیین شد. مقادیر بالای MgO و مقادیر به نسبت پایین CaO و  $Al_2O_3$  در ترکیب سنگ کل سنگ‌های مورد مطالعه ویژگی افیولیتی آنها را نشان می‌دهد. با در نظر گرفتن موقعیت مکانی افیولیت‌های پیرانشهر در انتهایی ترین بخش شمال غربی کمربند افیولیتی زاگرس شاید به توان تشکیل سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون و سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریت‌دار را به ترتیب مرتبط با دگرسانی استاتیک کف اقیانوس و دگرگونی‌های دینامیکی مرتبط با فرورانش و بسته شدن اقیانوس نئوتتیس در نظر گرفت.

واژه‌های کلیدی: رامان اسپکتروسکوپی، شیمی کانی، پلی‌مورف‌های سرپانتین، متاپریدوتیت، پیرانشهر، سندرچ-سیرجان

\* hajialioghli@tabrizu.ac.ir

## مقدمه

درک فرآیند سرپانتینی شدن به دلایلی از جمله: تعیین ترکیب سنگ مادر یا معادل سنگ بدون آب، تعیین وضعیت دما و فشاری که در آن هیدراسیون رخ داده، تعیین چگونگی فرآیند سرپانتینی شدن در پوسته یا گوشته، ارزیابی منشأ احتمالی و ترکیب فازهای سیال طی هیدراسیون و به دست آوردن اطلاعاتی از ترکیب سیالات بعد از آلتراسیون مهم است.

تعیین دقیق انواع پلی-مورف‌های سرپانتین و بررسی‌های بافتی آنها در مجموعه‌های افیولیتی می‌تواند اطلاعات مهمی از تشکیل سرپانتینیت‌ها در پوسته‌های میان اقیانوسی، فرورانش پوسته اقیانوسی و ارتباط آن با سیالات آزاد شده از پوسته اقیانوسی فرورونده و بالآآمدگی سنگ‌ها به دنبال بسته شدن اقیانوس داده که در نهایت نقش مهمی را در تفسیر تاریخچه حوادث تکتونیکی منطقه خواهد داشت. تجزیه با روش رامان اسپکتروسکوپی از مهم‌ترین روش‌های تشخیص پلی-مورف‌های سرپانتین است. در این پژوهش، انواع پلی-مورف‌های سرپانتین در سرپانتینیت‌ها بر اساس مطالعات رامان اسپکتروسکوپی و داده‌های تجزیه ریزکاوا الکترونی به طور دقیق تعیین شده است. همچنین، ویژگی‌های کانی‌شناسی و بافتی انواع سرپانتینیت‌ها بررسی شده و تحرک عناصر طی فرآیند سرپانتینی شدن سنگ‌های پریدوتیتی، شرایط ترمودینامیکی دما و فشار دگرسانی و دگرگونی بعدی آنها مشخص شده است.

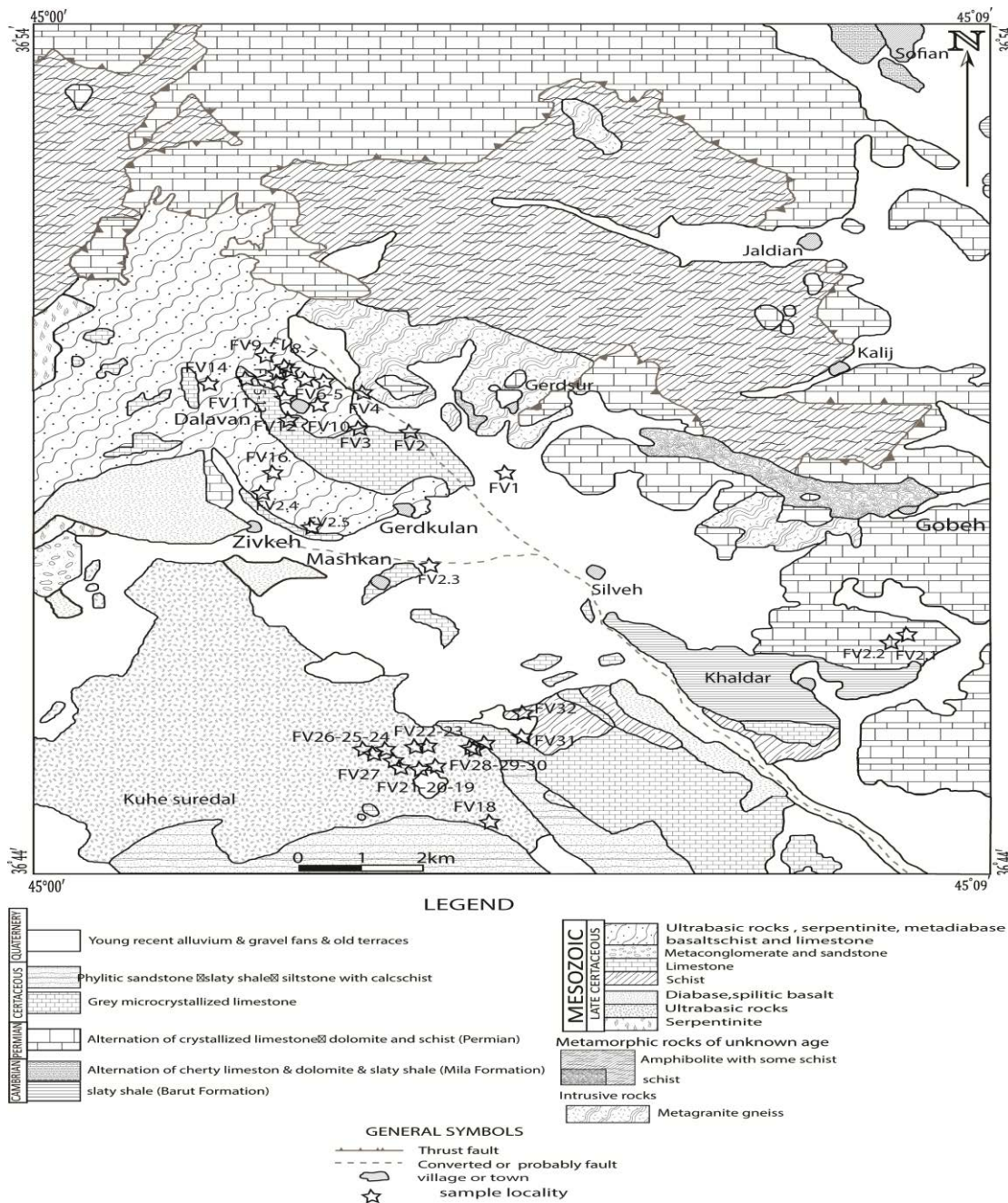
## زمین‌شناسی منطقه

مجموعه افیولیتی پیرانشهر با طول و عرض جغرافیایی  $36^{\circ}44'$  تا  $36^{\circ}54'$  شرقی و  $45^{\circ}00'$  تا  $45^{\circ}10'$  شمالی در مرز غربی ایران با عراق در شمال غرب شهرستان پیرانشهر در استان

فرآیند سرپانتینی شدن حاصل تجزیه شیمیایی و فیزیکی سنگ‌ها بوده که به دلیل هیدراسیون سنگ‌های اولترامافیک یا مافیک در نتیجه واکنش با سیالات با منشأهای مختلف در مناطق مختلف تکتونیکی رخ می‌دهد. Coleman (۱۹۷۱) به لحاظ ویژگی‌های کانی‌شناسی، بافتی و پتروژنز، دو نوع اصلی سرپانتینیت‌ها را تشخیص داده است: الف) سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون که فراوان‌ترین نوع سرپانتینیت‌ها هستند و توسط هیدراسیون پریدوتیت‌ها تشکیل می‌شود. این نوع سرپانتینیت‌ها اغلب بافت سودومورفی دارد و به لحاظ کانی‌شناسی بیشتر از لیزاردیت و به مقدار کمتری از کریزوتیل تشکیل شده‌اند. سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون توسط بافت مشخص سودومورفی خود که نشان‌دهنده جانشینی پسرورنده اولیوین، اورتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و نیز با دارا بودن مقادیر مودال کمتر ترمولیت، تالک و آنتوفیلیت از گروه بعدی تشخیص داده می‌شود و ب) دومین نوع سرپانتینیت‌ها نوع آنتی‌گوریت سرپانتینیت است که توسط تبلور مجدد سنگ‌های سرپانتینیت سودومورفی طی دگرگونی پیش‌رونده تشکیل می‌شود (Wicks and Coleman, 1971). این گروه به لحاظ کانی‌شناسی بیشتر از آنتی‌گوریت‌های صفحه‌ای و به مقدار کمتری از لیزاردیت و کریزوتیل تشکیل شده‌اند. اگر دما طی دگرگونی پیش‌رونده باز هم افزایش یابد این سرپانتینیت‌ها به سنگ‌های آنتی‌گوریت-فورستریت و با افزایش بیشتر دما تا حدی که منجر به از دست دادن کامل آب شود به پریدوتیت‌های ثانویه تبدیل می‌شود (Dungan, 1979).

را به لحاظ لیتولوژی مشابه با پهنه Outer Taurus ترکیه در نظر گرفته است که شماری از سازنده‌های منطقه با پهنه یاد شده در ترکیه قابل مقایسه هستند. در این منطقه سنگ‌های دگرگونی و رسوبی در گستره‌ای بسیار پهناور رخمون دارد (شکل ۱).

آذربایجان غربی واقع شده است. از دیدگاه تقسیمات واحدهای ساختمانی-رسوبی ایران، منطقه مورد مطالعه طبق نظر Nabavi (۱۹۷۶) و Gilg و همکاران (۲۰۰۶) بخشی از کمربند دگرگونی پهنه سوندج-سیرجان دانسته شده است. Khodabandeh (۲۰۰۴) نیز منطقه مورد مطالعه

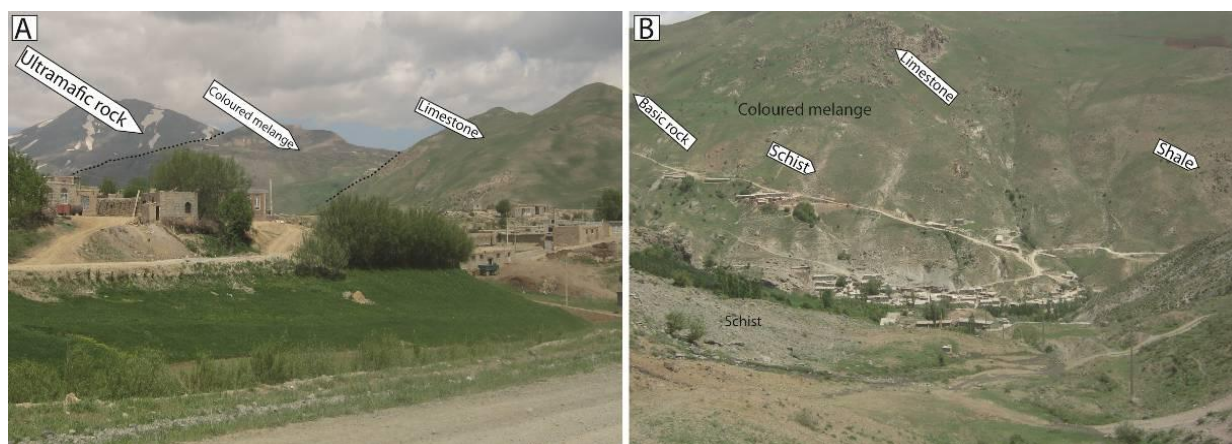


شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی پیرانشهر و موقعیت نمونه‌های منطقه پیرانشهر بر روی آن (اقتباس از نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ نده (Khodabandeh, 2004).

(B-۲).

رخنمون اصلی سنگ‌های متاپریدوتیت در ارتفاعات و در مرز بین ایران و عراق جای گرفته است (شکل ۳- A و B). پریدوتیت‌های سرپانتینی شده به طور کامل سرپانتینی نشده‌اند و در آنها بقایایی از کانی‌های اولیوین و پیروکسن با چشم غیر مسلح قابل تشخیص است. این سنگ‌ها اصلی‌ترین انواع سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده در منطقه مورد مطالعه است. سرپانتینیت‌ها به طور کامل سرپانتینی شده‌اند. سرپانتینیت‌ها در محل پهنه‌های برشی و شکستگی‌ها دگرسان شده و سرپانتینیت‌های لیستونیتی در امتداد این شکستگی‌ها تشکیل شده است (شکل ۳- B). سنگ‌های سرپانتینیت دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا قهوه‌ای کم‌رنگ، سبز تیره و سبز کم‌رنگ است و در برخی موارد رگچه‌های آهکی در داخل آنها مشاهده می‌شود (شکل ۳- C). ساختار سرپانتینیت‌ها به طور شاخص از نوع توده‌ای است. در تعدادی از نمونه‌ها مرحله‌های دگرشکلی در زمینه سرپانتینیت که شاید در حین جایگیری اعمال شده است، به خوبی مشهود است. به طوری که این سنگ‌ها حالت تورق و گاه چین‌خوردگی نیز نشان می‌دهد (شکل ۳- D).

سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای با ترکیب آمفیبولیت و به مقدار کمتری شایست و مرمر در منطقه رخنمون دارد. نهشته‌های کربناته پرمین با مرز گسله بر روی این مجموعه واقع شده است (Khodabandeh, 2004). رخنمون‌های پراکنده مشابه این سنگ‌های دگرگون در شمال منطقه نیز دیده می‌شود که ادامه این دگرگونی‌ها به سمت شمال تا اشنویه است. سن این دگرگونی‌ها مشخص نیست (Khodabandeh, 2004). ملانژ افیولیتی کرتاسه بخشی به نسبت گسترده را در غرب منطقه تشکیل می‌دهد. شکل ۲- A دورنمایی از سنگ‌های کالرد ملانژ و برونزد سنگ‌های اولترامافیک در شمال غرب روستای ماشکان را نشان می‌دهد. سنگ‌های تشکیل‌دهنده این مجموعه دربرگیرنده انواع سنگ‌های اولترابازیک، بیش‌تر پریدوتیت، سرپانتینیت، دیاباز، بازالت و سنگ‌های دگرگونه شایست به همراه سنگ‌های رسوبی نواحی ژرف، مانند: چرت‌های رادیولاریتی و آهک‌های پلاژیک است. با توجه به تکتونیزه بودن منطقه مرز بین واحدها گسلی است. رخنمون این سنگ‌ها همچنین، در غرب روستای زیوکه نیز مشاهده می‌شود که ادامه آن به سمت غرب به ارتفاعات مرزی بین ایران و عراق می‌رسد (شکل



شکل ۲- A) دورنمایی از روستای ماشکان که کالرد ملانژها و سنگ‌های اولترامافیک در غرب آن نمایان است (دید به سمت شمال غرب)؛ B) برونزد کالرد ملانژها در غرب روستای زیوکه. دره بزرگ در این عکس محل گسلی است که سنگ‌های دو طرف را از هم جدا کرده است (دید به سمت غرب).





شکل ۳- (A) برونزد سرپانتینیت‌ها در غرب روستای دلاوان؛ (B) سرپانتینیت لیستونیتی شده به موازات گسل در داخل سرپانتینیت؛ (C) رگچه‌های کربنات در داخل سرپانتینیت‌های سبز تا قهوه‌ای؛ (D) سرپانتینیت‌های چین‌خورده و متورق در اطراف روستای دلاوان.

### روش انجام پژوهش

انواع کانی‌های سرپانتین در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌های پیرانشهر در تعداد دو نمونه از سنگ‌ها با روش طیف‌سنجی Raman توسط دستگاه HORIBA Jobin Yvon، لیزر با ویژگی‌های LabRAM HR800، Nd:YAG و 532 nm میکروسکوپ نوری (Olympus, BX41) و طیف‌سنج چند رنگ با دکتور 256×1024 پیکسل از نوع Si-based CCD (charge-coupled device) در دانشگاه کانازاوا ژاپن تجزیه شد. همچنین، برای تعیین ترکیب شیمیایی انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین و مجموعه کانی‌های دگرگونی، نمونه‌ها با روش تجزیه ریزکاو الکترونی در دانشگاه کانازاوا ژاپن مورد آنالیز قرار

گرفت. شرایط تجزیه accelerating voltage برابر ۱۵ کیلو ولت و beam current برابر با ۲۰ نانو آمگستروم بوده است. تجزیه XRF عناصر اصلی (در شرکت کانساران بینالود) در تعداد چهار نمونه از پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌های پیرانشهر به منظور تعیین ترکیب پروتولیت سنگ‌ها انجام شد.

### مروری بر تفاوت‌های ساختاری و شیمی کانی پلی‌مورف‌های سرپانتین

تنوع ساختاری کانی‌های مختلف سرپانتین در نتیجه عدم مطابقت بین ابعاد جانبی ورقه تراهدرال سیلیسیم‌دار و ورقه اکتاهدرال منیزیم‌دار به علت تفاوت در اندازه ورقه‌ها (ورقه تراهدرال کوچک‌تر از

$Mg_3Si_2O_5(OH)_4$ ، به نسبت مشکل است (Groppo *et al.*, 2006). اندازه بسیار ریز با ویژگی‌های نوری بسیار مشابه از دلایل مهم در عدم تشخیص دقیق انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین بر اساس ویژگی‌های نوری است (Groppo *et al.*, 2006). پلی‌مورف‌های سرپانتین دارای ریزساختارهای (Microstructures) متفاوتی هستند (Wicks and Whittaker, 1975, 1977)؛ Wicks and Plant, 1979؛ Wicks *et al.*, 1977؛ Wicks and O'Hanley, 1988) که هر کدام منعکس کننده شرایط مختلف P-T تشکیل و سیال سازنده خود است (Groppo *et al.*, 2006).

به منظور شناسایی انواع کانی‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر، تعداد دو نمونه از سنگ‌هایی که از آنها مقطع نازک تهیه شده بود با استفاده از طیف‌سنجی رامان بررسی شد. نتایج حاصل از طیف‌سنجی رامان نشان داد که کانی‌های سرپانتین در نمونه FV27 کریزوتیل (شکل ۴-A)، کریزوتیل و بروسیت (شکل ۴-B) و لیزاردیت (شکل ۴-C) و در نمونه FV24 آنتی‌گوریت (شکل ۴-D) است.

### پتروگرافی متاپریدوتیت‌ها

در این قسمت ویژگی‌های پتروگرافی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌های پیرانشهر مورد بررسی قرار می‌گیرد (علایم اختصاری کانی‌ها از Kretz (۱۹۸۳) است).

پریدوتیت‌های سرپانتینی شده: این سنگ‌ها حاصل سرپانتین شدن بخشی پریدوتیت‌ها است. بافت سودومورفی غربالی (مش) و بستایت از بافت‌های اصلی این سنگ‌ها هستند (شکل ۵-A و B). کانی‌های باقی‌مانده اولیه در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده عبارتند از: اولیون، اسپینل، اورتوپروکسن و به مقدار کم تر کلینوپروکسن. بافت

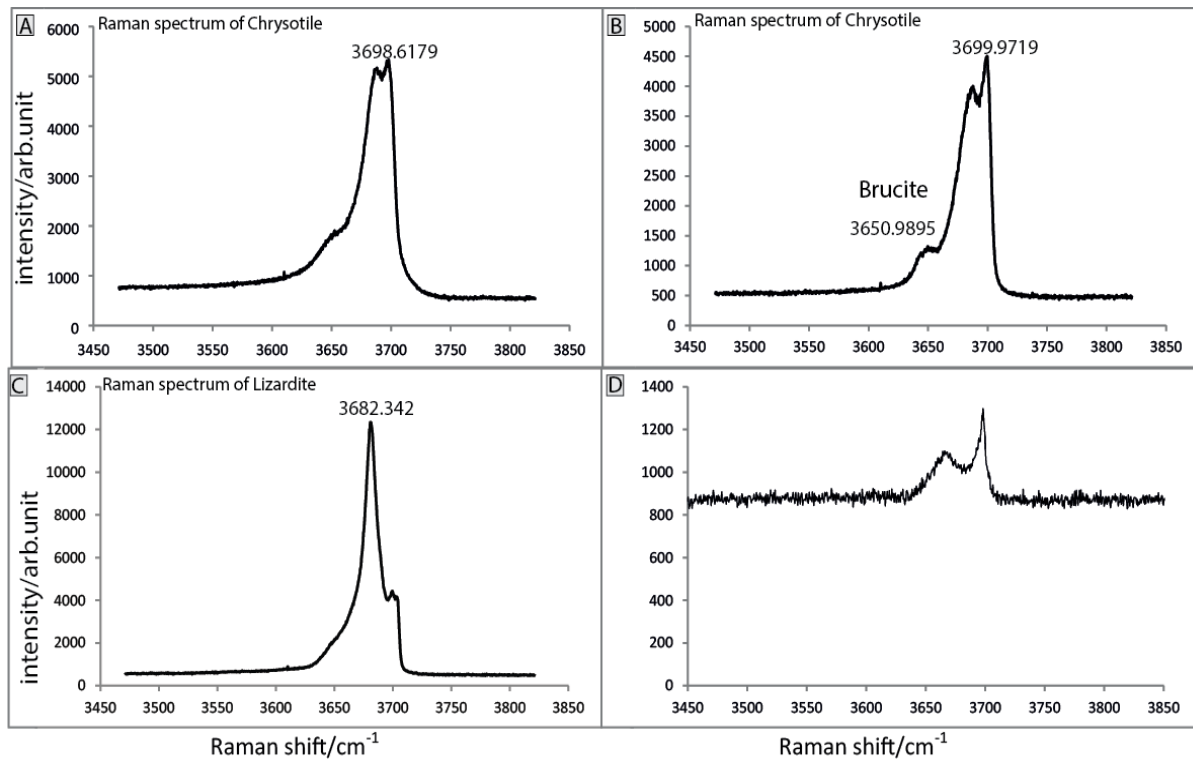
ورقه‌اکتاهدرا (Coleman, 1971). این عدم تطابق بین ورقه‌ها منجر به ایجاد ترکیب‌های مختلف ساختاری و تغییراتی در ابعاد جانبی ورقه‌ها توسط جانشینی کاتیون‌های مختلف به جای منیزیم و سیلیسیم می‌شود (Coleman, 1971). کریزوتیل که جانشینی جزئی را در سایت‌های اکتاهدرا و تتراهدرا می‌پذیرد با ایجاد یک ساختار استوانه‌ای بر عدم مطابقت بین ورقه‌ها غلبه می‌کند. لیزاردیت ساختار صفحه‌ای دارد که نیازمند کشش در خور توجه در ورقه تتراهدرا و فشرده سازی ورقه اکتاهدرا است (Dungan, 1979). جانشینی کاتیون‌هایی مانند  $Fe^{3+}$  و  $Cr^{3+}$  در سایت تتراهدرا و Al در سایت اکتاهدرا منجر به تغییر در ابعاد ورقه‌ها شده و با چرخش زوایای باندی بر عدم تطابق غلبه می‌کند. کریزوتیل ساختار استوانه‌ای دارد که موجب می‌شود حالت فیبری نشان دهد. لیزاردیت ظرفیت بیش‌تری برای جانشینی نسبت به کریزوتیل دارد (Chernostey, 1975). با وجود این ظرفیت، فرمول Mg-end member برای هر دو گونه پلی‌مورف سرپانتین به صورت  $Mg_6Si_4O_{10}(OH)_8$  است (Dungan, 1979).

فرمول ساختاری آنتی‌گوریت اندکی متفاوت از لیزاردیت و کریزوتیل است (Kunze, 1956, 1958, 1961). آنتی‌گوریت ساختار موجی متناوب دارد. این ساختار موجب می‌شود آنتی‌گوریت میزان  $Mg^{2+}$  و  $OH^-$  کم‌تری نسبت به سرپانتین ایده‌آل داشته باشد (Whittaker and Wicks, 1970). فرمول Mg-end member برای آنتی‌گوریت به صورت  $Mg_{5.625}Si_4O_{10}(OH)_{7.359}$  است (Dungan, 1979).

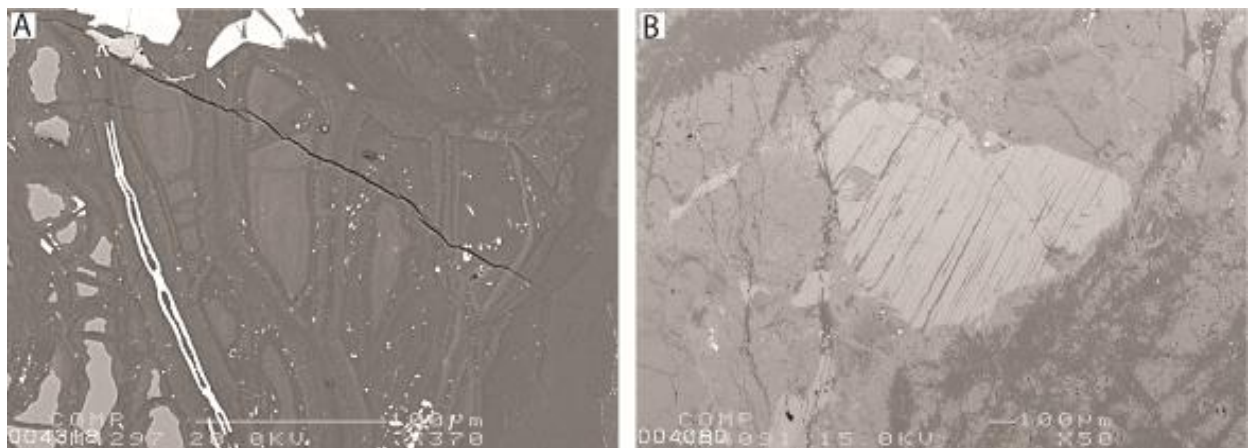
طیف‌سنجی رامان پلی‌مورف‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر: تشخیص دقیق انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین شامل: آنتی‌گوریت، کریزوتیل و لیزاردیت اغلب برخلاف دارا بودن ترکیب شیمیایی به نسبت ساده با فرمول عمومی

دگرگونی در این سنگ‌ها شامل: Lz+Ctl+Chl+Dol/Mgs در برخی از نمونه‌ها کانی‌های آنتی‌گوریت، کلینوکلر و ترمولیت در مقادیر کمتر در نتیجه مصرف لیزاردیت، تالک و کریزوتیل طی فرآیندهای دگرگونی پیش‌رونده در زمینه سنگ ظاهر شده است.

اولیه اولیوین‌ها، دانه‌ای بوده و به شدت شکسته و خرد شده‌اند (شکل ۶-A). بقایای اولیوین به صورت کانی‌های به نسبت دانه‌ریز در هسته بافت غربالی مشخص است. کلینوپروکسن بی‌شکل بوده و بیشتر به ترمولیت/اکتینولیت تبدیل شده و بقایای آن در مقاطع خیلی کم دیده می‌شود. مجموعه کانی‌های



شکل ۴- طیف‌سنجی Raman پلی‌مورف‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر. (A) کریزوتیل؛ (B) کریزوتیل و بروسیت؛ (C) لیزاردیت و (D) آنتی‌گوریت.



شکل ۵- تصاویر SEM از بافت‌های (A) غربالی و (B) بستایت در پریدوتیت‌های سرپانتینی شده پیرانشهر

بررسی‌های میکروسکوپی، این نمونه‌ها نیز کاملاً سرپانتینی شده و آثار کانی‌های اولیه در آنها به سختی قابل مشاهده بوده یا اصلاً مشاهده نمی‌شود. شدت سرپانتینی شدن در این سنگ‌ها به حدی است که علاوه بر این که اولیوین و اورتوپروکسن کاملاً از بین رفته، بافت‌های سودومورفی حاصل از دگرسانی اولیوین یا حتی پروکسن نیز حفظ نشده است. بافت‌های سودومورفی به طور کامل توسط کانی‌های حاصل از دگرگونی پیش‌رونده جانشین شده و آنتی‌گوریت، پلی‌مورف غالب سرپانتین در این سنگ‌ها است (شکل ۶-D). مجموعه کانی‌های دگرگونی این سنگ‌ها عبارتند از:  $Atg+Spl\pm Ctl\pm Lz\pm Cchl\pm Mt$ . بافت عمومی سنگ، در هم نفوذ کرده (interpenetrative) است که در آن آنتی‌گوریت به صورت تیغه‌ای در زمینه سنگ مشاهده می‌شود. کلینوکلر به صورت صفحات کشیده با رنگ تداخلی خاکستری تا سفید در متن سنگ مشخص بوده و کلیواژ خمیده نشان می‌دهد (شکل ۶-E).

**ج) سرپانتینیت‌های لیستونیتی:**  
سرپانتینیت‌های لیستونیتی در بررسی‌های صحرایی در راستای پهنه‌های برشی و مناطق گسل خورده دیده می‌شود. سرپانتینیت‌ها نسبت به بافرهای  $CO_2$  بسیار حساس است. برای تبدیل مجموعه‌های سرپانتین به مجموعه‌های حاوی کربناته، وجود مقدار کمی  $CO_2$  در سیال کافی است (Bucher and Frey, 1994). جریان سیال غنی از  $Ca^{2+}$  و  $CO_2$  در طول شکستگی‌های سرپانتینیت باعث تشکیل سرپانتینیت‌های لیستونیتی شده است. این سنگ‌ها محصول دگرسانی گرمابی از نوع کربناتی شدن هستند. مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها عبارتند از:  $Cc+Srp\pm Tr/Act\pm Chl\pm Opaque$ . کانی کلسیت (در حدود ۳۰ درصد) زمینه سنگ‌ها را

**سرپانتینیت‌ها:** سنگ‌های سرپانتینیت حاصل سرپانتینی شدن کامل پریدوتیت‌ها بوده و بقایای کانی‌های اولیه به ندرت در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. این سنگ‌ها بر حسب نوع پلی‌مورف سرپانتین و ویژگی‌های بافتی در سه زیر گروه دسته‌بندی شده‌اند:

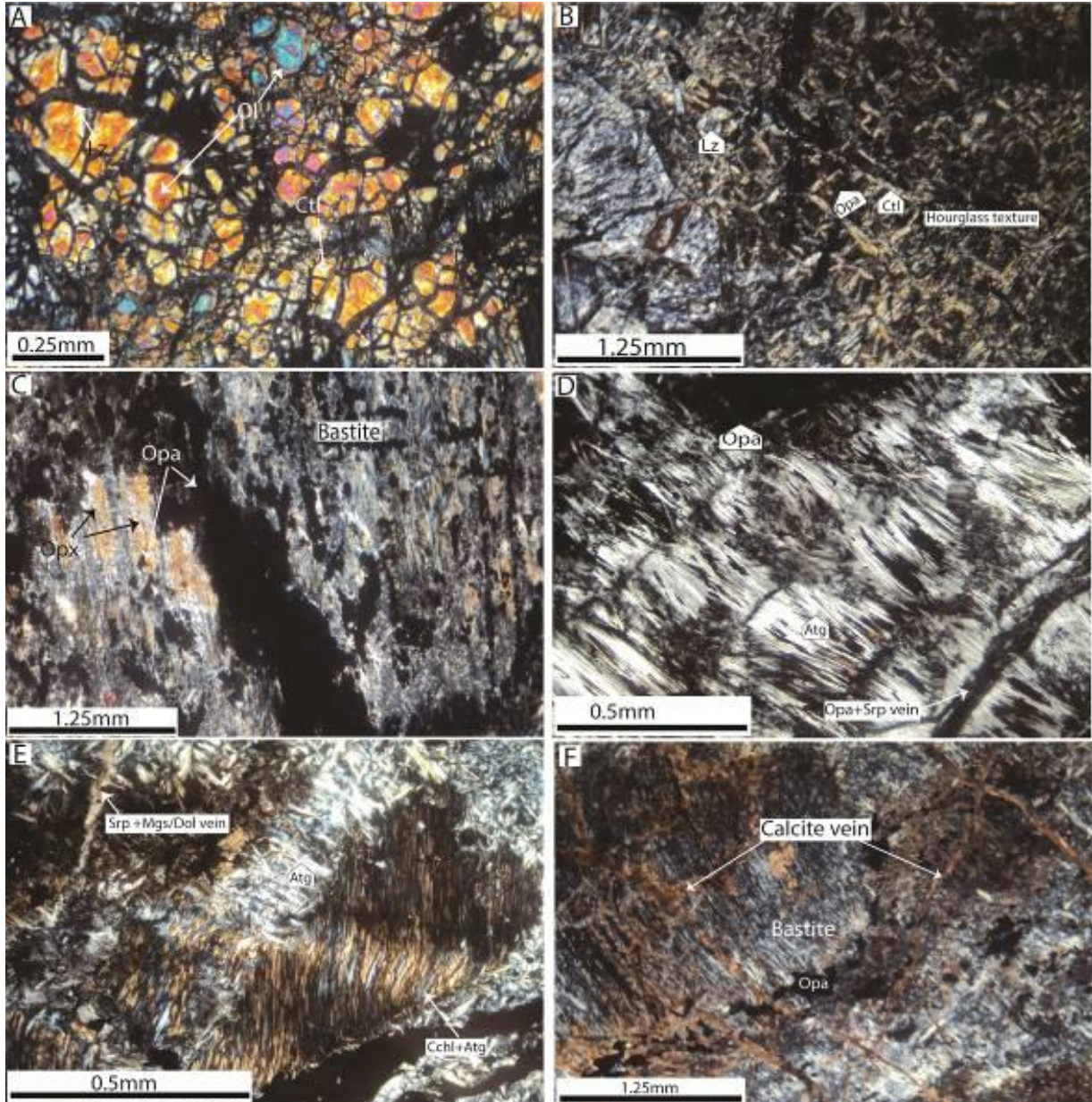
**الف) سرپانتینیت های حاصل هیدراسیون:** این سرپانتینیت‌ها حاصل آلتراسیون اولیه سنگ‌های اولترامافیک است. بافت غالب در آنها بافت‌های شیشه ساعتی و بستایت است (شکل ۶-B و C). کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها شامل:  $Lz+Ctl+BrC+Mag/Dol$  است. بروسیت بسیار دانه‌ریز بوده و توسط تجزیه رامان اسپکتروسکوپی تشخیص داده شده است. در این سنگ‌ها لیزاردیت بیش‌ترین فراوانی را نسبت به کریزوتیل دارد. آنتی‌گوریت (پلی‌مورف دما بالای سرپانتین) در این نمونه‌ها حضور ندارد. لیزاردیت با رنگ اینترفرانس ضعیف به صورت بی‌شکل و دانه‌ریز در حاشیه و گاهی در مرکز بافت غربالی و هم‌چنین، به صورت دانه‌ریز در زمینه سنگ نیز مشخص است. کریزوتیل، دیگر پلی‌مورف سرپانتین با شکل رشته‌ای و فیبری خود در شکستگی‌ها و نیز حاشیه بافت شیشه ساعتی به همراه بروسیت مشاهده می‌شود. تجزیه بلورهای اورتوپروکسن، معمولاً از اطراف یا در طول شکستگی‌های موجود شروع شده و بستایت به صورت رشته‌هایی از مرز شکستگی به سمت مرکز اورتوپروکسن در حال رشد است. گاهی در هنگام بستایتی شدن اورتوپروکسن، آهن اضافی حاصل از بستایتی شدن در قالب کانی‌های دانه‌ریزی در حاشیه اورتوپروکسن قرار گرفته و سبب تشکیل یک لایه نازک اکسید آهن در اطراف اورتوپروکسن شده و شکل اولیه آن را کاملاً حفظ می‌کند (شکل ۶-C).

**ب) سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت:** در



رگه‌های پر شده زیادی از کانی‌های کربناته نیز مشاهده می‌شود. رگه‌های کربناته معمولاً همدیگر را قطع کرده‌اند. سودومورف‌های پیروکسن نیز توسط رگه‌های ثانویه جایگزین هسته بسیاری از بلورهای سرپانتین در بافت غربالی شده است. در این سنگ

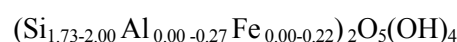
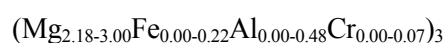
تشکیل می‌دهد. این کربنات‌ها در زمینه اغلب بسیار ریزدانه هستند. کلریت به رنگ سبز در زمینه دانه‌ریز تشکیل شده است. کانی‌های کربنات به صورت ثانویه جایگزین هسته بسیاری از بلورهای سرپانتین در بافت غربالی شده است. در این سنگ



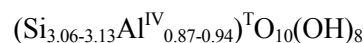
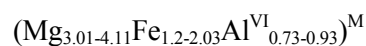
شکل ۶- پتروگرافی متاپریدوتیت‌های پیرانشهر. (A) اولیوین‌های با بافت دانه‌ای و شکسته شده در پریدوتیت سرپانتینی شده؛ (B) بافت شیشه ساعتی در سرپانتینیت حاصل آلتراسیون؛ (C) بافت بستایت در سرپانتینیت حاصل آلتراسیون و تجمع کانی‌های اپاک در اطراف اورتوپیروکسن؛ (D) آنتی‌گوریت تیغه‌ای در سرپانتینیت دگرگون شده؛ (E) کلینوکلر خمیده در سرپانتینیت دارای آنتی‌گوریت، (F) رشد رگه‌های کربناته بر روی بافت بستایت در سرپانتینیت لیستونیتی شده. تمامی تصاویر در حالت XPL است.

## شیمی کانی‌ها

سرپانتین: جدول ۱ ترکیب شیمی پلی‌مورف‌های سرپانتین (کریزوتیل، لیزاردیت و آنتی‌گوریت) در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر را نشان می‌دهد. تغییرات ترکیبی در فرمول کانی‌شناسی سرپانتین در سنگ‌های مورد مطالعه (پنج کاتیون به ازای هفت اکسیژن) به این صورت است:



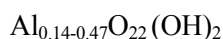
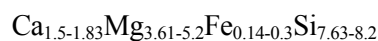
کلریت: ترکیب کانی‌های کلریت تجزیه شده در نمودار طبقه‌بندی Hey (۱۹۵۴) در محدوده کلینوکلر و پیکنوکلریت واقع شده است (شکل A-۷). فرمول کلریت بر اساس ۱۰ کاتیون و ۱۴ اکسیژن به این صورت محاسبه شده است:



تمامی Fe در ساختمان کانی،  $Fe^{2+}$  فرض شده است. تغییرات ترکیبی کلریت‌های تجزیه شده کم است. Mg اصلی‌ترین تشکیل‌دهنده سایت اکتاهدرال (M) بوده و مقدار  $Fe^{2+}$  در آن به نسبت بالا است. مقدار  $TiO_2(0.08-$ ،  $MnO(0.41-0.27Wt\%)$

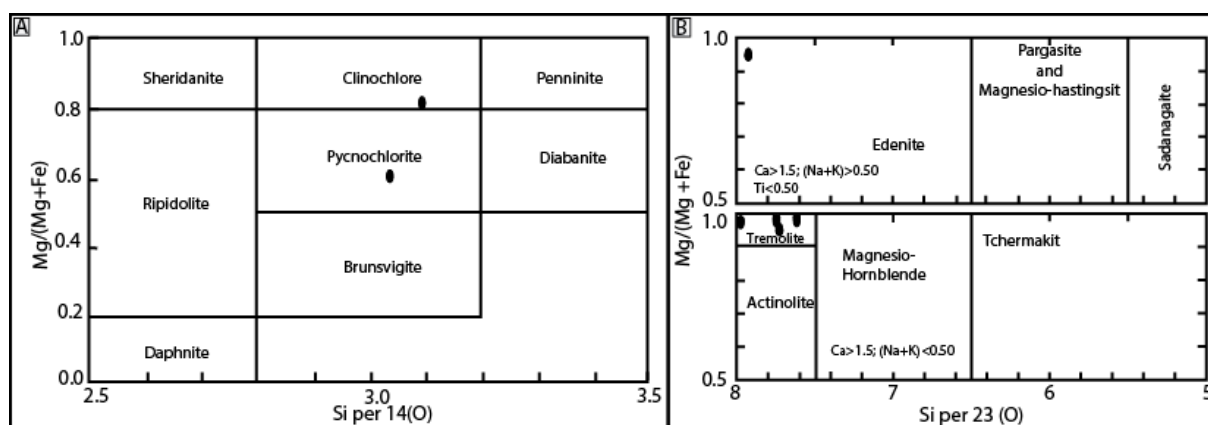
0.05Wt%) و  $Cr_2O_3(0.015-0.01Wt\%)$  به نسبت کم است. جدول ۱ ترکیب شیمی کانی‌های کلریت تجزیه شده در سنگ‌های مطالعه شده را نشان می‌دهد.

آمفیبول: ترکیب کانی‌های آمفیبول تجزیه شده بر اساس طبقه‌بندی Leake و همکاران (۱۹۹۷) در محدوده ترمولیت و یک نمونه در محدوده ادنیت قرار می‌گیرد (شکل B-۷). فرمول آمفیبول بر اساس ۱۵ کاتیون و ۲۳ اکسیژن به این صورت محاسبه شده است (جدول ۱):

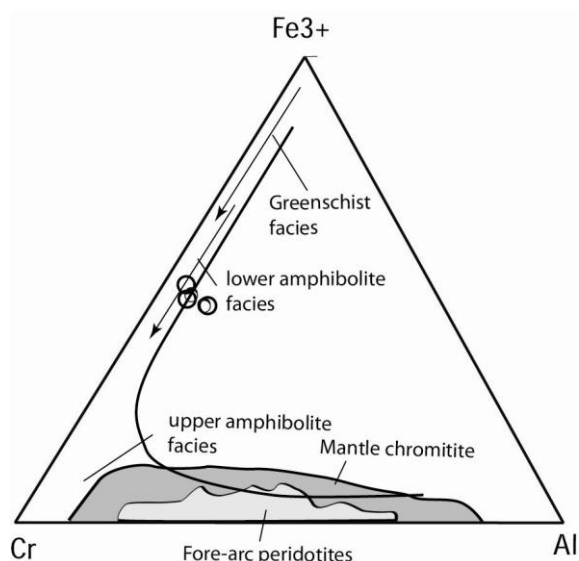


مقدار Mg# به نسبت بالا و برابر (۰/۹۳) تا (۱/۰۰) بوده اما  $X_{Fe^{2+}} = Fe^{2+}/(Fe^{2+}+Mg)$  بسیار پایین (۰/۰۰ تا ۰/۰۷) است.

اسپینل: کانی‌های اسپینل تجزیه شده دارای مقادیر بالای آهن (61-43wt%) اما با مقادیر کم آلومینیوم (13-2.82wt%) است. نمونه‌های تجزیه شده بر اساس نمودار  $Fe^{3+}$ -Al-Cr (Evans and Frost, 1975) در محدوده اسپینل‌های رخساره آمفیبولیت تحتانی واقع می‌شود (شکل ۸).



شکل ۷- ترکیب شیمی (A) کلریت و (B) آمفیبول در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر



شکل ۸- نمودار  $Fe^{3+}$ -Al-Cr (Evans and Frost, 1975)، موقعیت اسپینل در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر در رخساره آمفیبولیت تحتانی را نشان می‌دهد.

جدول ۱- داده‌های معرف تجزیه ریزکاو الکترونی پلی‌مورف‌های سرپانتین، کلریت، آمفیبول و اسپینل در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر

Min.	Atg	Atg	Ctl	Ctl	Lz	Lz	Amp	Amp	Amp	Amp	Amp	Chl	Chl	Spl	Spl
SiO <sub>2</sub>	41.97	45.70	42.36	40.76	40.57	38.19	55.63	55.12	57.20	57.08	56.38	31.38	29.01	0.60	1.77
TiO <sub>2</sub>	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.05	0.02	0.05	0.00	0.03	0.09	0.05	0.29	0.29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.84	4.56	0.04	0.14	0.34	0.00	1.61	0.85	1.46	1.41	1.67	13.59	15.02	3.03	2.82
FeO	3.03	3.55	5.47	2.83	2.82	10.68	1.91	2.53	1.40	1.26	1.76	14.43	23.05	59.81	61.00
MnO	0.05	0.07	0.36	0.09	0.08	0.08	0.09	0.12	0.05	0.06	0.03	0.27	0.41	0.84	0.77
MgO	37.54	33.65	36.14	38.76	40.70	39.67	25.44	24.51	24.76	24.06	24.79	27.65	19.13	2.76	1.49
CaO	0.24	3.06	0.27	0.14	0.11	0.06	11.44	10.00	12.09	12.49	11.89	0.03	0.06	0.00	0.00
Na <sub>2</sub> O	0.02	0.11	0.03	0.00	0.01	0.01	0.28	2.09	0.35	0.47	0.45	0.04	0.07	0.00	0.00
K <sub>2</sub> O	0.00	0.09	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.16	0.07	0.05	0.10	0.03	0.04	0.00	0.00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.84	0.84	0.02	0.02	0.00	0.71	0.53	0.51	0.51	0.57	0.43	0.01	0.02	29.74	31.20
SUM	86.52	91.64	84.75	82.75	84.63	89.42	97.03	95.98	98.07	97.52	97.52	87.52	86.86	98.03	98.30
(O)	7	7	7	7	7	7	23	23	23	23	23	14	14	4	4
Si	1.90	1.92	2.08	2.01	1.94	1.78	7.63	7.73	8.26	7.80	8.20	3.13	3.06	0.06	0.02
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01
Fe	0.17	0.13	0.22	0.12	0.13	0.00	0.22	0.26	0.21	0.14	0.26	1.20	2.03	1.79	1.85
Al	0.40	0.47	0.00	0.02	0.49	0.00	0.26	0.14	0.43	0.23	0.49	1.60	1.87	0.12	0.13
Mn	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02
Mg	2.53	2.11	2.65	2.85	2.90	2.75	5.20	5.12	3.58	4.90	3.61	4.11	3.01	0.15	0.08
Ca	0.01	0.14	0.01	0.01	0.01	0.00	1.68	1.50	1.75	1.83	1.73	0.00	0.01	0.00	0.00
Na	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.07	0.57	0.10	0.13	0.13	0.00	0.00	0.00	0.00
K	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.03	0.02	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr	0.06	0.06	0.00	0.00	0.00	0.05	0.06	0.06	0.15	0.06	0.12	0.00	0.00	0.84	0.89
SUM	4.92	4.84	5.00	5.00	5.00	5.00	15.46	14.51	15.09	14.58	15.14	10.07	10.01	2.99	2.99

محاسبه درصد سرپانتینی شدن در نمونه‌های مطالعه شده بر اساس فرمول  $100/18*LOI \text{ Wt.}\%$  (Parkinson and Pearce, 1998) انجام شده است که بر این اساس میزان سرپانتینی شدن نمونه‌ها در محدوده‌ای از  $۱۸/۶۱$  تا  $۶۴/۵۵$  درصد قرار دارد.

### ژئوشیمی متاپریدوتیت‌های پیرانشهر

جدول ۲ ترکیب اکسیدهای عناصر اصلی به همراه ترکیب کانی‌شناسی نورم CIPW متاپریدوتیت‌های پیرانشهر را نشان می‌دهد. میزان LOI نمونه‌های تجزیه شده  $۳/۳۵$  تا  $۱۱/۶۲$  است.

جدول ۲- نتایج تجزیه XRF متاپریدوتیت‌های پیرانشهر و ترکیب نورماتیو (CIPW) کانی‌ها؛ (FV-23-11 و FV-19-2 پریدوتیت سرپانتینی شده و نمونه‌های FV-23-B و FV-25 سرپانتینیت است.)

Sample	FV-23-11	FV-19-2	FV-23-B	FV-25
(Wt%)				
SiO <sub>2</sub>	43.48	42.65	40.38	40.19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.90	0.18	1.42	0.42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.19	3.18	3.15	3.84
FeO	5.73	5.71	5.75	6.81
CaO	0.95	0.60	2.42	1.05
Na <sub>2</sub> O	0.03	0.04	0.02	0.01
K <sub>2</sub> O	0.01	0.02	0.01	0.03
MgO	41.62	41.55	34.45	35.38
TiO <sub>2</sub>	0.11	0.08	0.10	0.08
MnO	0.15	0.15	0.15	0.15
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.32	0.33	0.32	0.33
L.O.I	3.35	5.37	11.62	11.58
SUM	99.84	99.87	99.93	99.88
CIPW Norm (Wt%)				
Or	0.06	0.12	0.07	0.18
Ab	0.25	0.34	0.17	0.08
An	2.37	0.28	4.27	1.18
Di	1.95	2.23	7.32	3.72
Hyp	30.55	31.09	32.87	37.83
Ol	59.47	60.37	49.36	49.96
Ilm	0.00	0.15	0.21	0.17
Mt	4.63	4.89	5.18	6.31
Cm	0.47	0.52	0.54	0.56
Total	99.66	99.98	99.98	99.99

### بحث

مقادیر کانی‌ها از مقادیر نورماتیو تجزیه‌های بی‌آب، انجام گرفت.

ترکیب پروتولیت سنگ‌های مورد مطالعه با استفاده از نمودار نورماتیو مثلثی Ol-Opx-Cpx (Coleman, 1977) تعیین شد (شکل ۹-A). با توجه به این نمودار، نمونه‌های مطالعه شده بیش‌تر در

ترکیب پروتولیت متاپریدوتیت‌های پیرانشهر: به دلیل سرپانتینی شدن شدید بیشتر نمونه‌ها، تعیین دقیق ترکیب مودال سنگ‌های بررسی شده امکان‌پذیر نیست. بنابراین، طبقه‌بندی و نامگذاری صحیح‌تر سنگ‌ها، با روش نورم CIPW و محاسبه

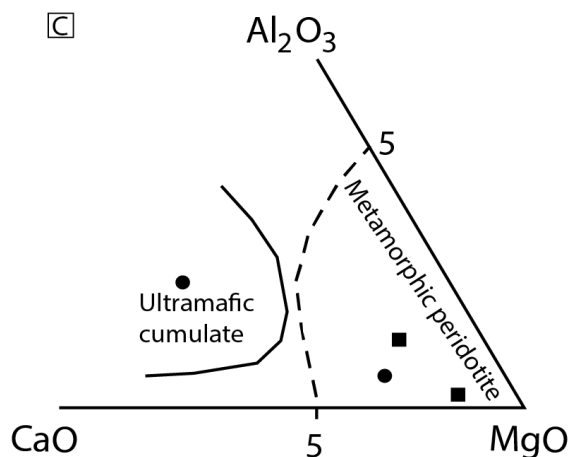
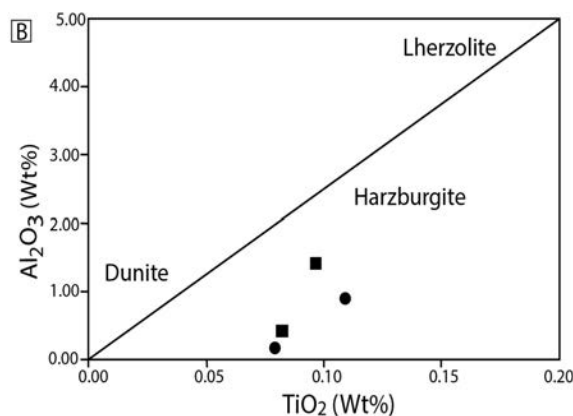
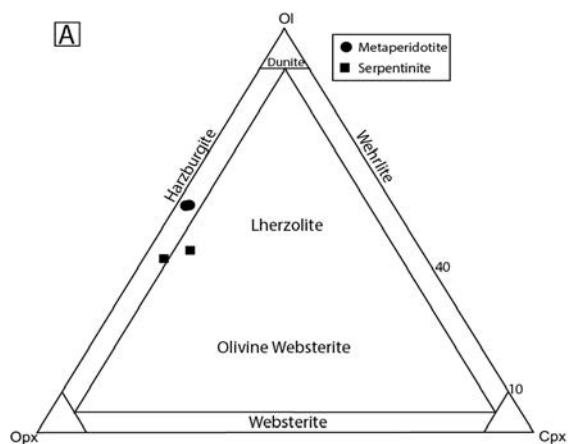


MgO و  $TiO_2$  تفاوت‌هایی مشاهده می‌شود (شکل ۱۰). این تفاوت را شاید به توان در ارتباط با تأثیر سرپانتینی شدن در تحرک عناصری مثل: Al، Ca و Mg در نظر گرفت (Savov *et al.*, 2005).

PH و Eh محیط از عوامل مؤثر در کنترل تحرک پذیری عناصر است. تحرک پذیری Al در سنگ‌های مطالعه شده را می‌توان به فرآیند سرپانتینی شدن این سنگ‌ها نسبت داد. Al در اسیدیته ۷ تا ۸ پایدارترین حالت را دارد اما در  $PH < 4$  و  $PH > 8$  به صورت  $Al^{3+}$  و  $Al(OH)^4$  از محیط خارج می‌شود (Maynard, 2011). فرآیند سرپانتینی شدن معمولاً در  $PH > 8$  انجام می‌گیرد.

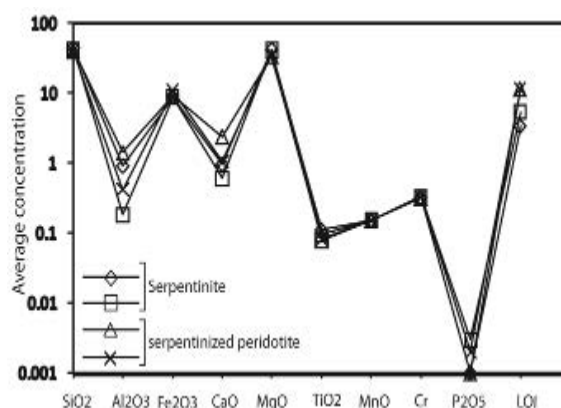
محدوده هارزبورژیت و کمتر لرزولیت واقع شده‌اند. بر اساس نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  (شکل ۹-B) (Winter, 2001؛ Brown and Mussett, 1993) ترکیب نمونه‌ها هارزبورژیت ارزیابی می‌شود. در نمودار مثلثی  $Al_2O_3$ -CaO-MgO (شکل ۹-C) (Coleman, 1977) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده پریدوتیت‌های دگرگونی وابسته به افیولیت‌ها قرار می‌گیرد.

بررسی نمودار تغییر عناصر اصلی متاپریدوتیت‌ها: بر اساس نمودار عناصر اصلی نمونه‌های تجزیه شده، در میزان  $SiO_2$ ،  $MnO$ ،  $Fe_2O_3$ ،  $Cr_2O_3$  تشابه شیمیایی داشته اما در درصد وزنی  $CaO$ ،  $Al_2O_3$ ،



شکل ۹-A) ترکیب پروتولیت متاپریدوتیت‌های پیرانشهر بر اساس ترکیب نرماتیو Ol-Opx-Cpx (Coleman, 1977)؛ (B) نمودار  $Al_2O_3$  در مقابل  $TiO_2$  که ترکیب نمونه‌ها در محدوده هارزبورژیت قرار می‌گیرد. (C) نمودار  $Al_2O_3$ -CaO-MgO (Coleman, 1977) که غالب نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت دگرگونی واقع شده است. یکی از نمونه‌ها در محدوده پریدوتیت کومولایی قرار گرفته که شاید به علت آن را به حضور کانی‌های کربناته طی فرآیندهای سرپانتینی شدن سنگ‌ها نسبت داد.

شکل ۱۰- نمودار اکسیدهای عناصر اصلی در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر



شکل (۱۱).

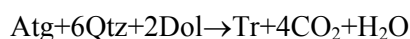
(ب) تشکیل سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریت‌دار: به دنبال سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها، در مراحل بعدی در شرایط دما و فشار بالاتر به علت عملکرد مرحله دگرگونی پیش‌رونده، واکنش‌ها به سمت تولید ترمولیت، کلینوکلر و پلی‌مورف دما بالای سرپانتین یعنی آنتی‌گوریت پیش رفته است. لیزاردیت و کریزوتیل با افزایش دما به آنتی‌گوریت تبدیل شده است. آنتی‌گوریت پلی‌مورف دما بالای سرپانتین بوده و در رخساره شیست سبز بالایی تا آمفیبولیت تحتانی پایدار است (Güartekin and Albayrak, 2006).

با افزایش بیشتر دما، ترمولیت و اسپینل آهن‌دار (دگرگونی) در اثر مصرف کلینوکلر ظاهر شده است (رابطه‌های ۳ و ۴).

رابطه ۳:  $Chl+Cal+Ta=Tr+Spl+Dol+H_2O$

رابطه ۴:  $Dol+Chl+Zo=Spl+Cal+Ta+H_2O$

ترمولیت همچنین، می‌تواند با افزایش دما در اثر مصرف آنتی‌گوریت تشکیل شود.



تعیین شرایط حرارت و فشار تشکیل

سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریت‌دار (مرحله دوم):

الف) حرارت و فشارسنجی سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت با برنامه ترموکالک: حرارت و فشار تشکیل سنگ‌های مورد مطالعه در این

واکنش‌های دگرگونی و ژئوترموبارومتري متاپریدوتیت‌های پیرانشهر: بر اساس مجموعه کانی‌های دگرگونی در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر، شرایط ترمودینامیکی دما و فشار تشکیل سنگ‌ها در دو مرحله مورد بررسی قرار گرفته است:

الف) سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها در مرحله دگرسانی: در این مرحله پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین (کریزوتیل و لیزاردیت) تشکیل شده و بافت غالب در این سنگ‌ها بافت‌های سودومورفی غربالی و بستایت است. بافت‌های سودومورفی سرپانتین (بافت غربالی و بستایت) در سنگ‌های افیولیتی، مخصوص واکنش‌های آب‌گیری بوده که در شرایط سرپانتینی شدن استاتیک در کف اقیانوس تشکیل می‌شود (Wicks and Whittaker, 1977).

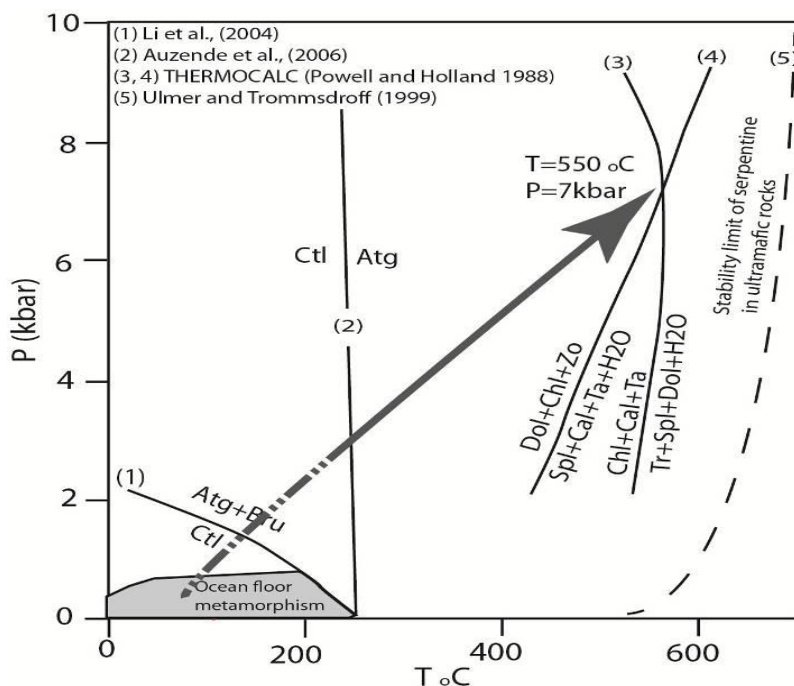
تعیین شرایط حرارت و فشار تشکیل پریدوتیت‌های سرپانتینی شده (مرحله اول): بر اساس دمای پایداری کریزوتیل، دمای تشکیل این سنگ‌ها پایین‌تر از ۲۵۰ درجه سانتیگراد تعیین می‌شود (شکل ۱۱، رابطه ۲):

رابطه ۲:  $Auzende \quad Lz/Ctl \rightarrow Atg$  (Auzende et al., 2006)

با در نظر گرفتن شرایط دگرگونی کف اقیانوسی، فشار دگرگونی این سنگ‌ها نیز کمتر از یک کیلو بار تعیین می‌شود (محدوده خاکستری در

شده در حدود ۵۵۰ درجه سانتیگراد و ۷ کیلوبار (شکل ۱۱) منطبق با دگرگونی رخساره آمفیبولیت تحتانی محاسبه شد.

مرحله بر اساس واکنش‌های تعادلی (با برنامه ترموکالک: (Powell and Holland, 1988) محاسبه شد (شکل ۱۱). حرارت و فشار محاسبه



شکل ۱۱- تعیین دما و فشار دگرگونی در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر

تشکیل کلریت به صورت محلول جامد بوده و می‌تواند درجات متغیری از جانشینی Al با Si را در سایت‌های تتراهدرد و جانشینی Mg با Fe را در سایت‌های اکتاهدرد نشان دهد. دمای ظهور کلریت در سنگ‌های دگرگونی، ۲۷۰ درجه سانتیگراد است (Schiffman and Fridleifsson, 1991) که البته با افزایش مقدار  $Al^{IV}$  دمای تشکیل آن نیز افزایش می‌یابد (Cathelineau and Nieva, 1985). دمای پایداری کلریت مرتبط با شرایط فشار بوده و در شرایط فشار بالا ( $P=8\text{kbar}$ ) دمای شکست آن به ۸۵۰ درجه سانتیگراد می‌رسد (Vidal *et al.*, 2001). افزایش فشار، باعث افزایش مقادیر  $Al^{IV}$  و  $Al^{VI}$  در کلریت می‌شود (Vidal *et al.*, 2001). بیشتر ترمومترهای متداول کلریت بر اساس مقدار  $Al^{IV}$  در آن کالیبره شده‌اند.

(ب) حرارت‌سنجی سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت با استفاده از ترکیب اسپینل: ترکیب شیمی اسپینل در این سنگ‌ها (نمودار  $Al-Fe^{3+}-Cr$ ، شکل ۱۰) دگرگونی سنگ‌های مورد مطالعه در رخساره آمفیبولیت تحتانی و نتایج به دست آمده از واکنش‌های تعادلی ترموکالک را تأیید می‌کند. کانی‌های اسپینل دگرگون شده در رخساره آمفیبولیت تحتانی فقیر از Al و غنی شده از Fe بوده و مقادیر Cr در آنها در مقایسه با اسپینل‌های گوشته‌ای پایین‌تر است (Farahat, 2008).

(ج) حرارت‌سنجی سرپانتینیت‌های دگرگونی دارای آنتی‌گوریت با استفاده از کلریت: کلریت در سنگ‌هایی با محدوده وسیعی از ترکیبات شیمیایی و شرایط ترمودینامیکی تشکیل می‌شود.

مختلف استفاده شده است. Peacor و Essene (۱۹۹۵) و Merriman و Peacor (۱۹۹۹) نیز گزارش کردند که تمامی دماهای به دست آمده با استفاده از ترمومترهای کلریت صحیح نبوده و استفاده از این ترمومترها باید با دقت زیاد باشد.

Torabi (۲۰۱۲) دمای دگرگونی متاپریدوتیت‌ها در افیولیت جندق را بر اساس حضور کلریت منیزیم‌دار حدود ۷۲۰ درجه سانتیگراد (متعلق به دگرگونی‌های رخساره آمفیبولیت بالایی) تعیین کرده است. به اعتقاد Spear (۱۹۹۵) کلریت منیزیم‌دار در سنگ‌های متاپریدوتیت تا بخش‌های بالایی رخساره آمفیبولیت (۷۴۰ درجه سانتیگراد) پایدار است.

با توجه به مطالب بالا، حرارت و فشار اوج دگرگونی در سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریت‌دار بر اساس مجموعه کانی‌های دگرگونی کلسیت/دولومیت، آنتی‌گوریت، کلینوکلر، ترمولیت و اسپینل در حدود ۵۵۰ درجه سانتیگراد و هفت کیلوپا تعیین می‌شود. دما و فشار به دست آمده در محدوده پایداری آنتی‌گوریت (Ulmer and Trommsdorff, 1995) واقع شده است (شکل ۱۱).

**پلی‌مورف‌های سرپانتین و اهمیت آنها در بررسی تحولات تکتونیکی متاپریدوتیت‌های پیرانشهر:** تشکیل انواع کانی‌های سرپانتین می‌تواند با محیط تشکیل، تبلور دوباره و جایگزینی آنها تغییر کند (O'Hanley, 1996). لیزاردیت و کریزوتیل، محصول دگرسانی استاتیک در شرایط کف اقیانوس بوده در حالی که آنتی‌گوریت به همراه کلینوکلر و ترمولیت در شرایط دما و فشار بالاتری تشکیل می‌شود (Güartekin and Albayrak, 2006).

با توجه به مطالعات پتروگرافی، روابط بافتی، واکنش‌های دگرگونی، نتایج طیف‌سنجی رامان و

ترموترهایی که بر اساس مقدار  $Al^{IV}$  کالیبره شده‌اند برای شرایط دما پایین کالیبره شده و در شرایط فشار بالا نمی‌توان از آنها استفاده کرد (Vidal *et al.*, 2001). البته باید در نظر داشت که مقدار Al در ترکیب کلریت علاوه بر عامل افزایش درجه دگرگونی همچنین، می‌تواند تابعی از ترکیب شیمیایی سنگ نیز باشد (López-Munguiral *et al.*, 2002). بالاترین مقدار Al در کلریت مربوط به سنگ‌های رسی دگرگون شده بوده و در سنگ‌های اسیدی، مقادیر آن متوسط و در سنگ‌های متابازیک و اولترامافیک مقادیر آن کمتر است (Zane *et al.*, 1998). کلریت در سیستم‌های بازیک نسبت به سیستم‌های اسیدی با مقادیر  $Mg > Fe$  مشخص می‌شود. Cathelineau (۱۹۸۸) ارتباط دما با آلومنیوم تتراهدراال ( $Al^{IV}$ ) در کلریت را بر اساس معادله زیر عنوان کرده است (این ترمومتر برای دماهای ۱۳۰ تا ۳۱۰ درجه سانتیگراد کالیبره شده است):

$$Al^{IV}T(^{\circ}C) = 321.98(Al^{IV}) - 61.92$$

در استفاده از ترمومتر کلریت (Cathelineau, 1988) برای سنگ‌های مورد مطالعه، دمای دگرگونی سنگ‌ها در حدود ۳۰۰ درجه سانتیگراد محاسبه شد. مقادیر کمتر دمای محاسبه شده با روش ترمومتر کلریت در سرپانتینیت‌های دگرگون شده در منطقه مطالعه شده را شاید بتوان به ترکیب شیمیایی پروتولیت این سنگ‌ها (پروتولیت پریدوتیتی با Mg بالا و Al پایین) نسبت داد.

به اعتقاد Zane و همکاران (۱۹۹۸) دماهای محاسبه شده توسط ترمومترهای مختلف تک کانی کلریت، نتایج کاملاً متفاوتی را به دست می‌دهد که دلیل آن در ارتباط با ترکیبات متفاوتی از کلریت (به ویژه تفاوت در مقادیر  $Al^{IV}$  در متاپلیت‌ها و متابازیک‌ها) بوده که در کالیبراسیون ترمومترهای



پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین بر روی بافت‌های قبلی شروع به رشد کرده است. پلی‌مورف دما بالای سرپانتین (آنتی‌گوریت) و بافت به هم نفوذ کرده (interpenetrative) به علت دگرگونی پیش‌رونده طی فرورانش پوسته اقیانوسی، بالآمدگی سنگ‌ها یا برخورد قاره‌ای به وجود آمده‌اند (González-Mancera *et al.*, 2009). با این توصیف، پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت پیرانشهر، شاید مرتبط با فرورانش یا برخورد قاره‌ای نئوتتیس تشکیل شده باشد. پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زاگرس ایران از اواخر ژوراسیک شروع به فرورانش کرده است (Golonka, 2004). با در نظر گرفتن موقعیت اقیانوس‌های پیرانشهر در انتهای‌ترین بخش شمال غربی کمربند اقیانوسی زاگرس شاید به توان دگرگونی‌های پیش‌رونده در سرپانتینیت‌های آنتی‌گوریت‌دار پیرانشهر را به فرورانش پوسته اقیانوسی نئوتتیس یا تصادم نهایی قاره‌ای پلیت عرب با میکرو قاره ایران مرکزی نسبت داد.

### نتیجه‌گیری

سنگ‌های متاپریدوتیتی پیرانشهر به میزان متفاوت سرپانتینی شده‌ که بر این اساس در دو گروه اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌ها تقسیم‌بندی می‌شود. سنگ‌های سرپانتینیت بر اساس مجموعه کانی‌ها و ویژگی‌های بافتی، در سه زیر گروه شامل: سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون، سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت و سرپانتینیت‌های لیستونیتی دسته‌بندی شده‌اند. انواع پلی‌مورف‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر با استفاده از مطالعات پتروگرافی، روابط بافتی، طیف‌سنجی رامان و

داده‌های تجزیه ریزکاو الکترونی کانی‌ها، سرپانتینی شدن متاپریدوتیت‌های پیرانشهر به دو صورت انجام شده است:

**الف) سرپانتینی شدن درجای (static) پریدوتیت‌ها در کف اقیانوس و تشکیل لیزاردیت، کریزوتیل، بافت غربالی و بستایت:** بافت‌های سودومورفی سرپانتین مانند: بافت غربالی و بستایت در سنگ‌های اقیانوسی، ویژه واکنش‌های آب‌گیری بوده و در شرایط سرپانتینی شدن استاتیک تشکیل می‌شود (Wicks and Whittaker, 1977).

به اعتقاد González-Mancera و همکاران (۲۰۰۹) بافت سودومورفی بستایت با میزان کروم و آلومینیوم بالاتر که از تجزیه اورتوپروکسن حاصل شده‌اند در ارتباط بوده و همچنین، شواهدی از اولین مرحله سرپانتینی شدن پریدوتیت‌ها است. سرپانتینی شدن اولیه پریدوتیت‌های گوشته‌ای، شاید توسط نفوذ آب به شکستگی‌های موجود در پوسته اقیانوسی (دمای زیر ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه‌ی سانتیگراد) توسعه پیدا کند یا ممکن است حاصل چرخش آب گرم در اعماق لیتوسفر اقیانوسی سرد شده در پشته‌های میان اقیانوسی باشد (Boudier *et al.*, 2009). بنابراین، تشکیل پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین (لیزاردیت و کریزوتیل)، بافت‌های سودومورفی غربالی و بستایت در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌های پیرانشهر به احتمال زیاد مرتبط با دگرسانی درجای پوسته اقیانوسی نئوتتیس باشد. پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زمان پرمین تا تریاس بین بلوک لوت و حاشیه شمال شرق گندوانا تشکیل شده است (Golonka, 2004).

ب) فرورانش یا فرارانش پوسته اقیانوسی و تشکیل آنتی‌گوریت: با افزایش شرایط دما و فشار دگرگونی، کانی‌های آنتی‌گوریت‌تالک با مصرف

داده‌های سنگ کل نشان می‌دهد که پروتولیت پریدوتیت‌های دگرگون شده، از نوع هارزبورژیتی و کمتر لرزولیتی بوده و با پریدوتیت‌های دگرگونی وابسته به افیولیت‌ها مطابقت دارد. با در نظر گرفتن موقعیت مجموعه افیولیتی پیرانشهر در انتهای‌ترین بخش شمال‌غربی پهنه زاگرس شاید به توان دگرسانی کف اقیانوس در متاپریدوتیت‌های پیرانشهر را به تشکیل پوسته اقیانوسی نئوتتیس در زاگرس نسبت داده و رخداد دگرگونی پیش‌رونده بعدی را حاصل فرورانش پوسته اقیانوسی یا بسته شدن پوسته اقیانوسی و تصادم نهایی بلوک‌های قاره‌ای عربستان و ایران مرکزی در نظر گرفت.

### سپاسگزاری

نگارندگان از دکتر Tomoyuki Mizucami در دانشگاه کانازاوا ژاپن به خاطر همکاری در تجزیه رامان اسپکتروسکوپی و از پروفیسور Tomoaki Morishita در دانشگاه کانازاوا به خاطر تجزیه ریزکاو الکترونی نمونه‌ها قدردانی می‌نمایند.

تجزیه ریزکاو الکترونی به طور دقیق شناسایی شده‌اند. سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون بیش‌تر حاوی پلی‌مورف‌های دما پایین سرپانتین (کریزوتیل و لیزاردیت) با بافت غالب غربالی و بستایت هستند که به نظر می‌رسد محصول دگرسانی استاتیک محیط کف اقیانوس باشد. سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت بیش‌تر حاوی پلی‌مورف دما بالا (آنتی‌گوریت) با بافت غالب در هم نفوذ کرده است. این سنگ‌ها محصول دگرگونی دینامیکی در شرایط دما و فشاری بالاتر هستند. سرپانتینیت‌های لیستونیتی در امتداد شکستگی‌های سرپانتینیت‌ها تحت تأثیر جریان سیال غنی از  $\text{Ca}$  و  $\text{CO}_2$  تشکیل شده و بافت برشی دارد. شرایط دما و فشار دگرگونی کف اقیانوس در سرپانتینیت‌های حاصل هیدراسیون به ترتیب کمتر از  $250^\circ\text{C}$  درجه سانتیگراد و کمتر از یک کیلو بار تعیین شد. سرپانتینیت‌های دارای آنتی‌گوریت طی دگرگونی‌های پیش‌رونده در دمای  $550^\circ\text{C}$  درجه سانتیگراد و فشار ۷ کیلو بار تشکیل شده‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی با استفاده از

### منابع

- Auzende, A. L., Guillot, G., Devouard, B. and Baronnet, A. (2006) Behavior of serpentinites in convergent context: microstructural evidence. *European Journal of Mineralogy* 18: 21-33.
- Boudier, F., Baronnet, A. and Mainprice, D. (2009) Serpentine mineral replacements of natural olivine and their seismic implications: oceanic lizardite versus subduction-related antigorite. *Journal of Petrology* 51: 495-512.
- Brown, G. C. and Mussett, A. E. (1993) *The inaccessible earth: an integrated view of its structure and composition*. 2<sup>nd</sup> edition, Chapman and Hall, London.
- Bucher, K. and Frey, M. (1994) *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer, Verlag, Berlin.
- Cathelineau, M. (1988) Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature. *Clay Minerals* 23: 471-485.
- Cathelineau, M. and Nieva, D. (1985) A chlorite solid solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 91: 235-244.
- Chernostey, J. V. (1975) Aggregate refractive indices and unit cell parameters of synthetic serpentine in the system  $\text{MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ . *American Mineralogist* 60: 200-208.
- Coleman, R. G. (1971) Petrologic and geophysical nature of serpentinites. *Geological Society of America*

82: 897-917.

- Coleman, R. G. (1977) *Ophiolites: ancient oceanic lithosphere?* Springer, Verlag, Berlin.
- Dungan, A. M. (1979) A microprobe study of antigorite and some serpentine pseudomorphs. *Canadian Mineralogist* 17: 771-784.
- Essene, E. J. and Peacor, D. R. (1995) Clay mineral thermometry-a critical perspective. *Clays and Clay Minerals* 43:540-553.
- Evans, B. W. and Frost, B. R. (1975) Chrome-spinel in progressive metamorphism-a preliminary analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 39: 959-972.
- Farahat, E. S. (2008) Chrome-spinels in serpentinites of the El ideid-El Sodmein District, Central eastern desert, Egypt: their metamorphism and petrogenetic implications. *Chemie der Erde* 68: 193-205.
- Gilg, H. A., Boni, M., Balassone, G., Allen, C. R., Banks, D. and Moore, F. (2006) Marble hosted sulfide ores in the Angouran Zn-(Pb-Ag) deposit, NW Iran: interaction of sedimentary brines with a metamorphic core complex. *Mineralium Deposita* 41: 1-16.
- Golonka, J. (2004) Plate tectonic evolution of the southern margin of Eurasia in the Mesozoic and Cenozoic. *Tectonophysics* 381: 235-273.
- González-Mancera, G., Ortega-Gutiérrez, F., Proenza, J. and Atudorei, V. (2009) Petrology and geochemistry of Tehuizingo serpentinites (Acatlán Complex, SW Mexico). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 61: 419-435.
- Gropo, C., Rinaudo, C., Cairo, S., Gastaldi, D. and Compagnoni, R. (2006) Micro-Raman spectroscopy for a quick and reliable identification of serpentine minerals from ultramafics. *European Journal of Mineralogy* 18: 319-329.
- Güartekin, G. and Albayrak, M. (2006) Thermal reaction of antigorite: a XRD, DTA-TG work. *Bulletin of the Mineral Research and Exploration* 133: 41-49.
- Hey, M. H. (1954) A new review of the chlorites. *Mineralogical Magazine* 30: 277-292.
- Khodabandeh, A. A. (2004) Geological quadrangle map of Naghadeh 1:100000, Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- Kretz, R. (1983) Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist* 68: 277-279.
- Kunze, G. (1956) Die gewellte strukture des antigorits. *Zeitschrift Fur Kristallographie* 108: 82-107.
- Kunze, G. (1958) Die gewellte strukture des antigorits. *Zeitschrift Fur Kristallographie* 110: 282-320.
- Kunze, G. (1961) Struktur theoretische Grundlagen und ihre praktische Bedeutung für die weitere serpentinit- forschung. *Fortschritte Mineralogie* 39: 206-324.
- Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Rock, N. M. S., Schumacher, J. C., Smith, D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W. and Youzhi, G. (1997) Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names. *American Mineralogist* 41: 1355-1370.
- López-Munguiral, A., Nieto, F. and Morata, D. (2002) Chlorite composition and geothermometry: a comparative HRTEM/AEM-EMPA-XRD study of Cambrian basic lavas from the Ossa Morena zone, SW Spain. *Clay Minerals* 37(2): 267-281.
- Maynard, J. B. (2011) *Geochemistry of sedimentary ore deposits*. Springer, Verlag, Berlin.
- Merriman, R. J. and Peacor, D. R. (1999) Very low-grade metapelites: mineralogy, microfabrics and

- measuring reaction progress. In: Low-grade metamorphism (Eds. Frey, M. and Robinson, D.) 10-60. Blackwell Publishing, Oxford.
- Nabavi, M. H. (1976) Geology of Iran. Geological Survey of Iran, Tehran (in Persian).
- O'Hanley, D. S. (1996) Serpentinites: records of tectonic and petrological history. Oxford University Press, Oxford.
- Parkinson, I. J. and Pearce, J. A. (1998) Peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc (ODP Leg 125): evidence for mantle melting and melt-mantle interaction in a supra-subduction zone setting. *Journal of Petrology* 39: 1577-1618.
- Powell, R. and Holland, T. J. B. (1988) An internally consistent dataset with uncertainties and correlations; 3, application to geobarometry, worked examples and a computer program. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 173-204.
- Savov, I. P., Ryan, J. G., D'Antonio, M., Kelley, K. and Mattie, P. (2005) Geochemistry of serpentinitized peridotites from the Marina forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: implications for the elemental recycling at subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem* 6 (4): 1-24.
- Schiffman, P. and Fridleifsson, G. O. (1991) The smectite-chlorite transition in drillhole Nj-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE and electron microprobe investigation. *Journal of Metamorphic Geology* 9: 679-696.
- Spear, F. S. (1995) Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths. Mineralogical Society of American, Washington.
- Torabi, G. (2012) Metamorphism of mantle peridotites in Jandaq ophiolite (Central Iran). *Petrology* 3(11):1-18 (in Persian).
- Vidal, O., Parra, T. and Trotet, F. (2001) A thermodynamic model for Fe-Mg aluminous chlorite using data from phase equilibrium experiments and natural pelitic assemblages in the 100-600 °C, 1-25 kbar range. *American Journal of Science* 6: 557-592.
- Ulmer, P. and Trommsdorff, V. (1995) Serpentine stability to mantle depths and subduction-related magmatism. *Science* 268: 858-861.
- Whittaker, E. J. W. and Wicks, F. J. (1970) Chemical differences among the serpentine polymorphs: a discussion. *American Mineralogist* 55: 1025-1047.
- Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W. (1975) A reappraisal of the structure of serpentine minerals. *Canadian Mineralogist* 13: 227-243.
- Wicks, F. J. and Whittaker, E. J. W. (1977) Serpentine textures and serpentization. *Canadian Mineralogist* 15: 459-488.
- Wicks, F. J., Whittaker, E. J. W. and Zussman, J. (1977) An idealized model for serpentine texture after olivine. *Canadian Mineralogist* 15: 446-458.
- Wicks, F. J. and Plant, A. G. (1979) Electron-microprobe and X-ray-microbeam studies of serpentine textures. *Canadian Mineralogist* 17: 785-830.
- Wicks, F. J. and O'Hanley, D. S. (1988) Serpentine minerals: structure and petrology. In: *Hydrous phyllosilicates (exclusive of micas)* (Ed. Bailey, S.W.) *Reviews in Mineralogy* 19: 91-167. Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- Winter, J. (2001) An introduction to igneous and metamorphic petrology. Prentice Hall, New Jersey.
- Zane, A., Sassi, R. and Guidotti, C. V. (1998) New data on metamorphic chlorite as a petrogenetic indicator mineral, with special regard to greenschist-facies rocks. *Canadian Mineralogist* 36: 713-726.



## Serpentinization of the Piranshahr peridotites: investigations on serpentine polymorphs and metamorphic evolutions of the metaperidotites

Farzaneh Valinasab Zarnagh, Robab Hajjalioghli \* and Mohsen Moazzen

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

### Abstract

The study area is located in NW of Piranshahr town, Western Azerbaijan province. Based on the petrography, mineralogy and textural relations, the peridotites studied are classified into two groups: serpentinized peridotites and serpentinites. The second type, on the base of serpentine polymorphs and texture can be classified into three subgroups in turn: a) hydrated serpentinites which are characterized by low temperature serpentine polymorphs (chrysotile and lizardite), b) antigorite (high temperature serpentine polymorph) bearing serpentinites which formed at relatively high T and P conditions having interpenetrative texture and c) listwanitic serpentinites with brecciated texture containing of minerals as serpentine, chlorite and high amounts of carbonates. Distinguishing of serpentine polymorphs in the investigated rocks has been done using Raman spectroscopy and microprobe analysis. Formation of low-T serpentine polymorphs in the hydrated serpentinites are most likely related to the in-situ alteration of oceanic crust whereas antigorite in the metamorphic serpentinites is formed due to regional metamorphism during subduction and/or subsequent closure of ocean. Tremolite, clinochlore/picnochlore and Fe-rich spinel are coexisting minerals with antigorite. Temperature and pressure of the antigorite bearing serpentinites are obtained on the basis of equilibria reactions using THERMOCALC, as 550 °C and 7 kbar, respectively. On the base of olivine and pyroxene norm, the protolith composition of the Piranshahr metaperidotites is determined as harzburgite and less lherzolite. The high MgO and relatively low CaO and Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> contents of the investigated rocks indicate ophiolitic characteristics of the Piranshahr metaperidotites. Considering the location of the Piranshahr ophiolites at the end of the northwestern part of the Zagros ophiolitic belt, it can be concluded that hydrated serpentinites and antigorite-bearing serpentinites are formed in relation with static oceanic floor alteration and subsequent dynamic metamorphism during subduction and/or closure of the Neotethys ocean, respectively.

**Key words:** Raman Spectroscopy, Mineral chemistry, Serpentine polymorphs, Metaperidotite, Piranshahr, Sanandaj-Sirjan zone

---

\* hajjalioghli@tabrizu.ac.ir