

سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و روابط بافتی متاپریدوتیت‌های منطقه‌ی سرو، شمال غربی ایران

بهنام محمدزاده^۱، رباب حاجی علی اوغلی^۱، محسن مؤذن^۱، رولند ابرهانسلی^۲

۱- گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز

۲- مرکز تحقیقات علوم زمین، دانشگاه پتسدام، آلمان

(دریافت مقاله: ۸۹/۲/۱۱، نسخه نهایی: ۸۹/۸/۲۳)

چکیده: گستره‌ی مورد بررسی در شمال غرب شهرستان سرو در استان آذربایجان غربی قرار گرفته است. انواع سنگ‌های دگرگونی در منطقه عبارتند از متابازیت‌ها، آهک‌های دگرگون شده و متاپریدوتیت‌ها. سنگ‌های متابازی در رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. سنگ آهک‌های دگرگون شده بیشتر از مرمر و بیش از ۹۰٪ ترکیب سنگ از کلسیت تشکیل شده است. متاپریدوتیت‌ها اغلب سرپانتینی شده و شدت سرپانتینی شدن آن‌ها از درجه‌های کم تا زیاد متغیر است. بر اساس بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی، مشاهدات بافتی و داده‌های ژئوشیمیایی، ترکیب پروتولیت سنگ‌های متاپریدوتیت، هارزبورگیت و لرزولیت ارزیابی می‌شود. بر پایه‌ی توالی فرایندهای دگرگونی پی در پی دماسنجی، بالاترین دمای احتمالی برای تشکیل ترمولیت و سرپانتین در متاپریدوتیت‌های سرو به ترتیب در حدود 780°C و 480°C تعیین می‌شود. با استفاده از شیمی سنگ کل و نمودارهای ترکیب شیمیایی، نمونه‌های متالترامافیک سرو در گستره‌ی پریدوتیت‌های دگرگون واقع شده‌اند. بر اساس داده‌های سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، احتمال اینکه خاستگاه پوسته‌ی اقیانوسی و افیولیتی پریدوتیت‌های مورد بررسی باشد بیشتر است.

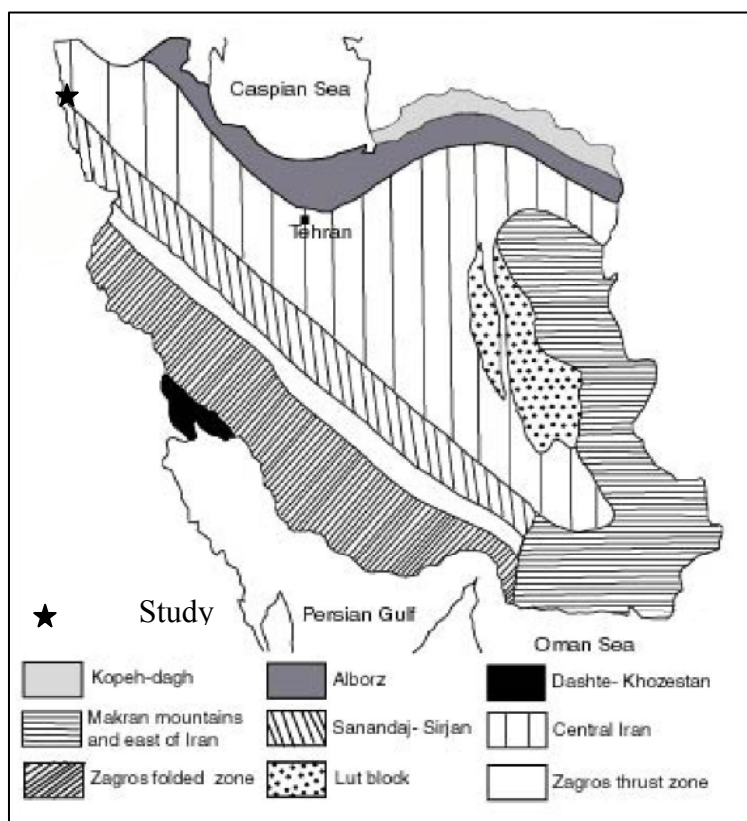
واژه‌های کلیدی: سرپانتین؛ متاپریدوتیت؛ سرو؛ شمال غرب ایران.

مقدمه

سنگ‌های دگرگون شامل شیست سبز، آمفیبولیت، متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت بررسی شده و فرایندهای سرپانتینی شدن سنگ‌های الترامافیک، واکنش‌های دگرگونی احتمالی و شرایط دمای سرپانتینی شدن آن‌ها تعیین شده است. همچنین با استفاده از شواهد سنگ‌شناسی، بافتی و داده‌های ژئوشیمی نیز ترکیب پروتولیت سنگ‌های متالترامافیک سرو مشخص شده است.

منطقه‌ی سرو در شمال غرب ایران در طول جغرافیایی 36° و 37° و 49° شمالی و عرض جغرافیایی 33° و 34° و 37° شرقی قرار گرفته است. منطقه‌ی سرو بر اساس تقسیم‌بندی [۲]، در گستره‌ی زون خوی-مهاباد واقع می‌شود. همچنین این منطقه از نظر تقسیم‌بندی ساختاری ارائه شده توسط [۱] در زون سندج-سیرجان قرار می‌گیرد (شکل ۱). در این پژوهش سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و روابط بافتی انواع

* نویسنده مسئول، تلفن- نمابر: ۳۳۵۶۰۲۷ (۰۴۱۱)، پست الکترونیکی: hajialioghli@tabrizu.ac.ir



شکل ۱ موقعیت منطقه سرو در نقشه‌ی زون ساختاری ایران بر اساس تقسیم بندی [۱].

زمین‌شناسی منطقه

بررسی‌های سنگ‌شناختی منطقه‌ی مورد بررسی معلوم کرد که سنگ‌های تشکیل دهنده‌ی آن از سنگ‌های دگرگون (متاپریدوتیت، آمفیبولیت، شیست سبز و مرمر)، سنگ‌های رسوبی (آهک، گل‌سنگ و ماسه‌سنگ) و گرانیتوئید تشکیل شده‌اند.

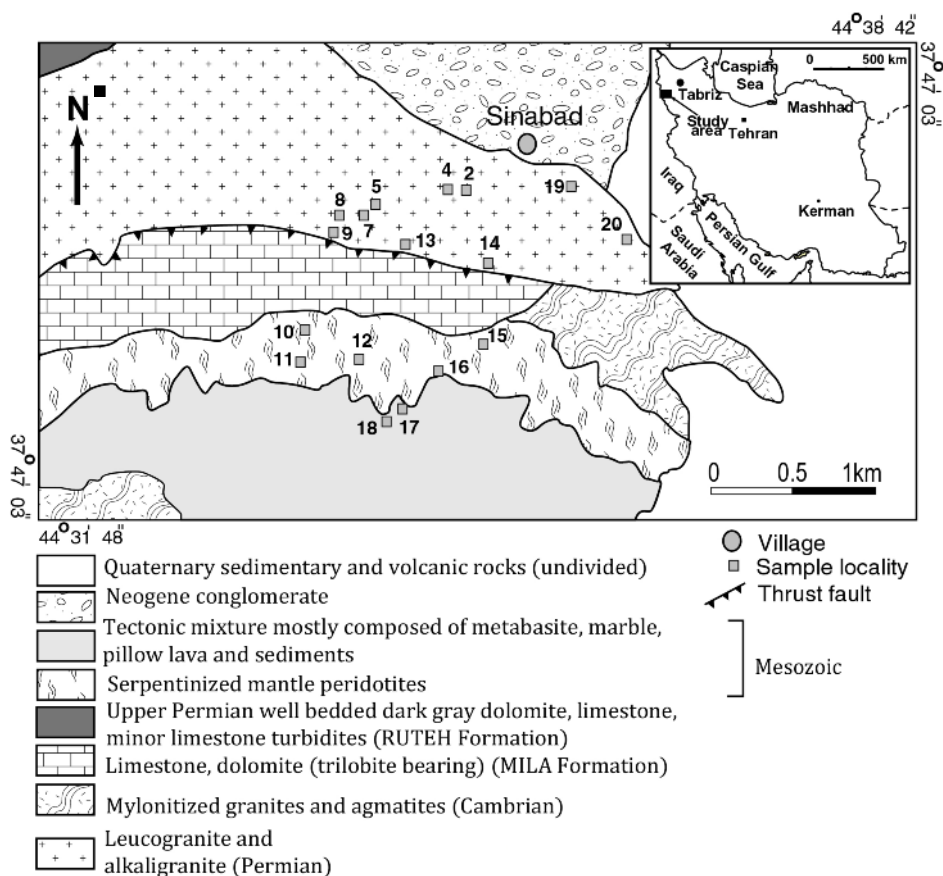
سنگ‌های متاپریدوتیت در منطقه‌ی مورد بررسی به شدت سرپانتینی شده و بندرت بقایایی از اولیوین‌ها و ارتوپروکسن-های اولیه در آن‌ها دیده می‌شوند. شکل ۲ برونزد اصلی سنگ‌های سرپانتینیت در جنوب روستای سین آباد را نشان می‌دهد. سن این سنگ‌ها در نقشه‌ی ۱/۲۵۰۰۰۰ سرو به مزوزوئیک (کرتاسه) نسبت داده شده است [۳]. سرپانتینیت‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ سبز تیره با ساخت توده‌ای دیده می‌شوند. برخی از سرپانتینیت‌ها دارای رگه‌هایی از سرپانتین ثانویه به صورت پر کننده‌ی شکستگی‌ها هستند.

آمیزه رنگین (افیولیتی بهم خورده‌ی دنباله‌دار) در بخش جنوبی برونزد اصلی سرپانتینیت‌ها مشاهده می‌شود که شامل قطعاتی از سرپانتینیت‌ها همراه با آمفیبولیت، شیست سبز،

مرمر و رسوب‌های دگرگون شده است (شکل ۲). با در نظر گرفتن قطعات آمیزه‌ی رنگین در گنگومرای قاعده‌ی ائوسن زیرین، جایگزینی زمین‌ساختی آن‌ها به زمان پیش از ائوسن پیشین نسبت داده شده است [۳]. آمفیبولیت‌ها در نمونه‌های دستی به رنگ سبز تقریباً روشن تا خاکستری هستند. سنگ‌های آمفیبولیت بیشتر به صورت میان لایه با مرمرها یافت می‌شوند. سنگ‌های شیست سبز از دگرگونی سنگ‌های بازی و به مقدار کمتر پیروکسنیت‌ها تشکیل شده‌اند. در برخی از این سنگ‌ها بافت ماگمایی سنگ اولیه مشخص است. کانی‌های اکتینولیت به صورتی سوزنی همراه با پلاژیوکلاز و اپیدوت در نمونه‌های دستی قابل تشخیص‌اند.

سنگ‌های آهکی تریلوبیت‌دار وابسته به سازند میلا عموماً به رنگ سفید تا خاکستری بوده و بیشتر از کلسیت و دولومیت تشکیل شده‌اند. [۴] بر پایه بررسی‌های فسیل شناسی سن کامبرین میانی- فوقانی را برای آن‌ها پیشنهاد کردند.

سنگ‌های گرانیتوئیدی در بخش شمال و شمال غربی منطقه برونزد دارند. برخوردگاه سنگ‌های آهکی با گرانیتوئیدها گسلی است [۳].



شکل ۲ نقشه زمین‌شناسی سرو [۳] و موقعیت نمونه برداری سنگ‌ها در آن.

اکتینولیت شیست، بافت نماتوبلاستیک نشان می‌دهد.

ب- آمفیبولیت

این سنگ‌ها به شدت دگرسان شده‌اند. کانی‌های اصلی آمفیبولیت‌ها شامل هورنبلند (۴۰٪ تا ۵۰٪) و پلاژیوکلاز (۲۵٪ تا ۳۵٪) بوده و کانی‌های ایلمنیت و بیوتیت در مقادیر فرعی حضور دارند (شکل ۳ ب). زوئیزیت، تیتانیت، ترمولیت-آکتینولیت و کلریت، از کانی‌های دگرگون پسروده هستند. لکه‌هایی پراکنده از ترمولیت-آکتینولیت در هورنبلند مشاهده می‌شود (شکل ۳ ب). کانی‌های بیوتیت به کلریت تجزیه شده‌اند. بیوتیت اولیه گاهی در زمینه‌ی گرانوبلاستیک این سنگ‌ها مشاهده می‌شود. بیوتیت نیز به صورت نفوذی در پلاژیوکلاز یافت می‌شود (شکل ۳ پ). ایلمنیت در برخی از نمونه‌ها در حاشیه به تیتانیت تجزیه شده‌اند (شکل ۳ ت). حضور تیتانیت پیرامون ایلمنیت به صورت بافت واکنشی می‌تواند دلیلی بر تغییر چگونگی سنگ از دگرگونی در دمای بالا به دگرگونی در دمای پایین باشد.

بحث و بررسی

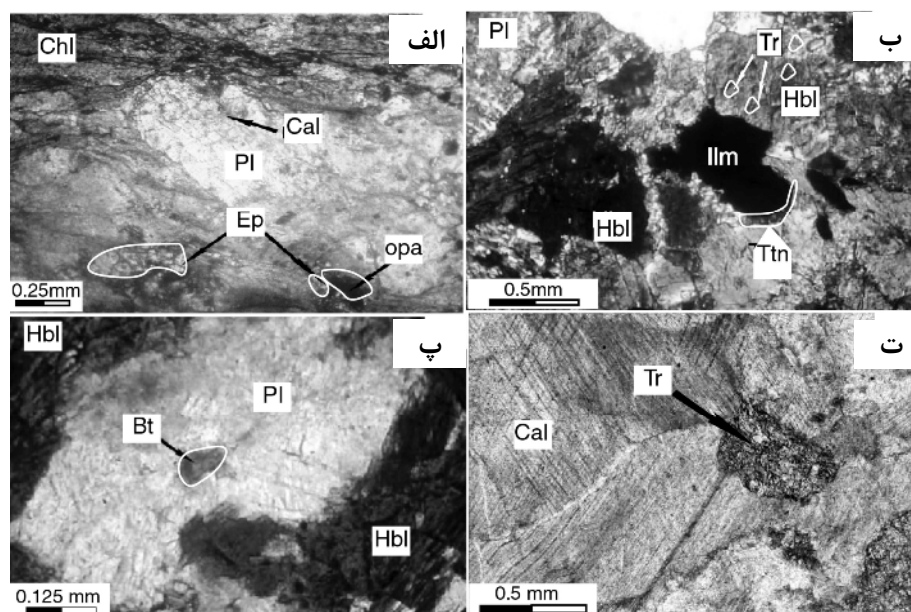
بررسی‌های سنگ‌شناسی

متابازیت‌ها

شیست سبز

بافت این سنگ‌ها نماتوبلاستیک و پورفایروپلاستیک است. مجموعه کانی‌های دگرگون در این سنگ‌ها شامل پلاژیوکلاز + کلریت + اپیدوت + کلسیت ± کوارتز ± اکتینولیت ± کلسیت است. کانی‌های کدر در مقادیر فرعی در سنگ‌ها حضور دارند. کلسیت ریز دانه در متن سنگ به صورت پراکنده است. کلسیت نیز به صورت ثانویه و پرکننده‌ی شکستگی‌های سنگ تشکیل شده است. کلریت بی‌شکل بوده و در زمینه‌ی ریز دانه‌ی سنگ مشاهده می‌شود. کانی‌های پلاژیوکلاز بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار و کانی‌های اپیدوت به صورت ریز دانه و بی‌شکل است (شکل ۳ الف). کانی‌های درشت دانه پلاژیوکلاز در زمینه‌ی ریز دانه متشکل از کلریت، کلسیت، پلاژیوکلاز و اپیدوت، بافت پورفایروپلاستیک دارند.

اکتینولیت سبز با بلورهای کشیده و منشوری در سنگ‌های



شکل ۳ الف) پلاژیوکلاز تجزیه شده به کلسیت و اپیدوت در شلیست سبز، (PPL)؛ ب) تشکیل تیتانیت در اطراف ایلمنیت در آمفیبولیت. هورنبلند در محل کلیواژ و حاشیه بلور به ترمولیت-آکتینولیت تبدیل شده است، (XPL)؛ پ) اینکلوزن بیوتیت در داخل پلاژیوکلاز در آمفیبولیت، (PPL)؛ ت) ترمولیت-آکتینولیت در مرمر، (XPL). علائم اختصاری کانی‌ها از [۵] است.

مرمرها

بافت این سنگ‌ها گرانوبلاستیک هم بعد (equigranoblastic) است. پاراژنز کانی‌ها در مرمرها شامل کلسیت و ترمولیت/آکتینولیت است. این سنگ‌ها از بیش از ۹۰٪ کلسیت تشکیل شده‌اند (شکل ۳ ت). در بلورهای کلسیت دگرشکلی‌هایی به صورت خمیدگی در رخ‌های آن‌ها دیده می‌شوند.

متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده

در این بخش انواع چندریخت‌ها و بافت‌های سرپانتین در سنگ‌های متالترامافیک منطقه سرو به تفصیل مورد بررسی قرار گرفتند.

بررسی انواع چندریختی و بافت‌های سرپانتینی در

متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده سرو

متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده بیشتر از انواع چندریختی‌های سرپانتین (لیزاردیت، کریزوتیل و آنتی‌گوریت) با فازهای فرعی بروسیت، مگنتیت و سیلیکات‌های Mg و Ca-Al دیده می‌شوند [۶]. ترکیب شیمیایی چندریختی‌های سرپانتین یکسان بوده ولی ساختار بلوری آن‌ها متفاوتند. لیزاردیت به صورت لایه‌های صفحه‌ای و کریزوتیل از لایه‌های بلند و رشته‌ای تشکیل شده است [۶، ۷]. ساختار آنتی‌گوریت به صورت درهم تنیده (modulated) است [۸].

کریزوتیل و لیزاردیت به‌عنوان اولین کانی‌ها در طی تبدیل کانی‌های آهن و منیزیم دار سنگ‌های اولترابازی به سرپانتین در شرایط دگرگونی رخساره‌ی شلیست سبز تشکیل شده‌اند. آنتی‌گوریت چندریخت با دمای بالا و در دماهای بالاتر از شلیست سبز تا رخساره‌ی آمفیبولیت پایدار است.

کریزوتیل، لیزاردیت و آنتی‌گوریت به‌صورت چند ریختی-های سرپانتینی در متاپریدوتیت‌های سرو دیده می‌شوند. در بررسی‌های میکروسکوپی، کریزوتیل به صورت فیبری و رشته-ای مشاهده می‌شود، لیزاردیت با دو شکستی پایین و آنتی‌گوریت را از شکل دانه‌ای آن می‌توان تشخیص داد.

بافت‌های سرپانتین در متاپریدوتیت‌های سرو عبارتند از:

۱) بافت غربالی: بافت غربالی سرپانتین به‌عنوان بافت شبه ریختی پس از اولیوین به حساب می‌آید و معمولاً از چندریختی‌های $Lz \pm Ctz$ تشکیل شده است [۹، ۶]. در این بافت گاهی آنتی‌گوریتی به‌صورت حاشیه در اطراف الیوین نیز تشکیل می‌شود و سپس هر دوی آن‌ها با لیزاردیت جایگزین می‌شود [۱۱، ۱۰]. مگنتیت و بروسیت می‌توانند به صورت فرعی حضور داشته باشند. بافت ساعت شنی به شدت به تبلور دوباره سرپانتین در گستره‌ی پایداری کریزوتیل وابسته است [۹]. حضور بافت غربالی با هسته‌ی ساعت‌شنی احتمالاً نشان دهنده‌ی به‌وجود آمدن هسته‌ی ساعت‌شنی در دمای بالاتر از

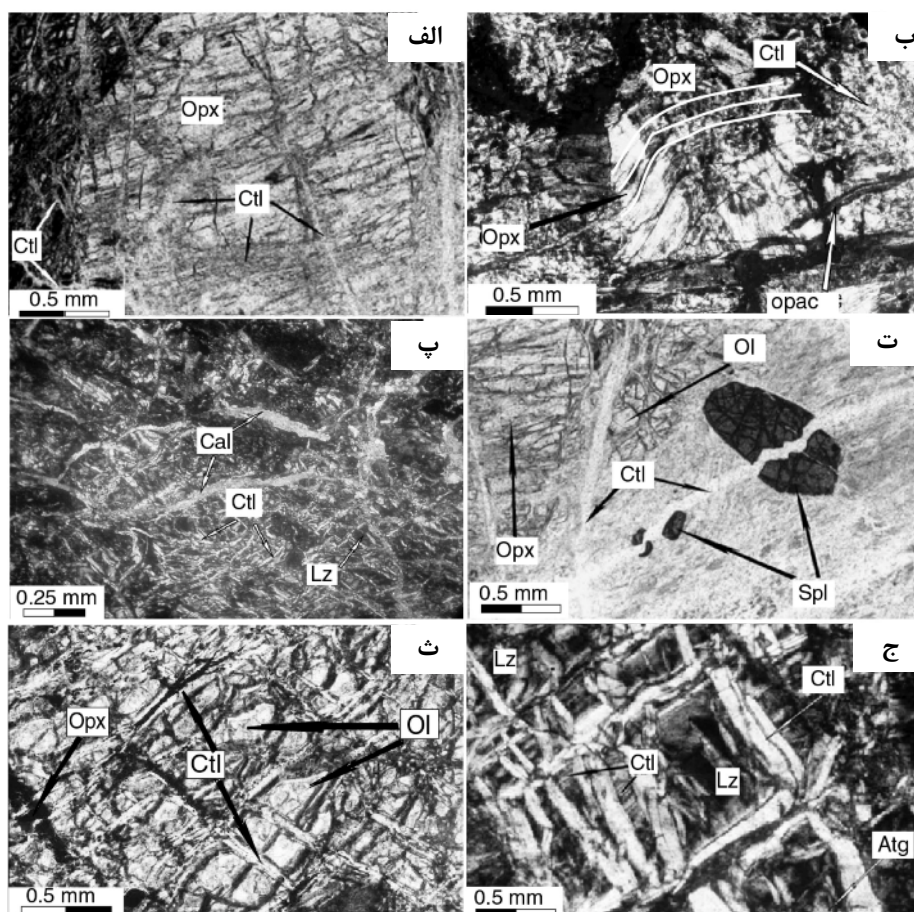
جریان شاره در سیستم به صورت محدود وجود داشته و فرآیند انتشار کنترل شده باشد، در صورتی که در محیط‌های با جریان بالای شاره، سرپانتین ریز بلور و اجزای آمورف و بی‌شکل جایگزین انستاتیت می‌شود [۱۴، ۱۳].

۳) بافت تداخلی (interpenetrating): این بافت یکی از بافت‌های ناشبه ریختی سرپانتین است [۹، ۶]. سرپانتین چند ریختی در این بافت شامل تیغه‌های بلند آنتی‌گوریت قابل تشخیص است [۶] (شکل ۵ الف).

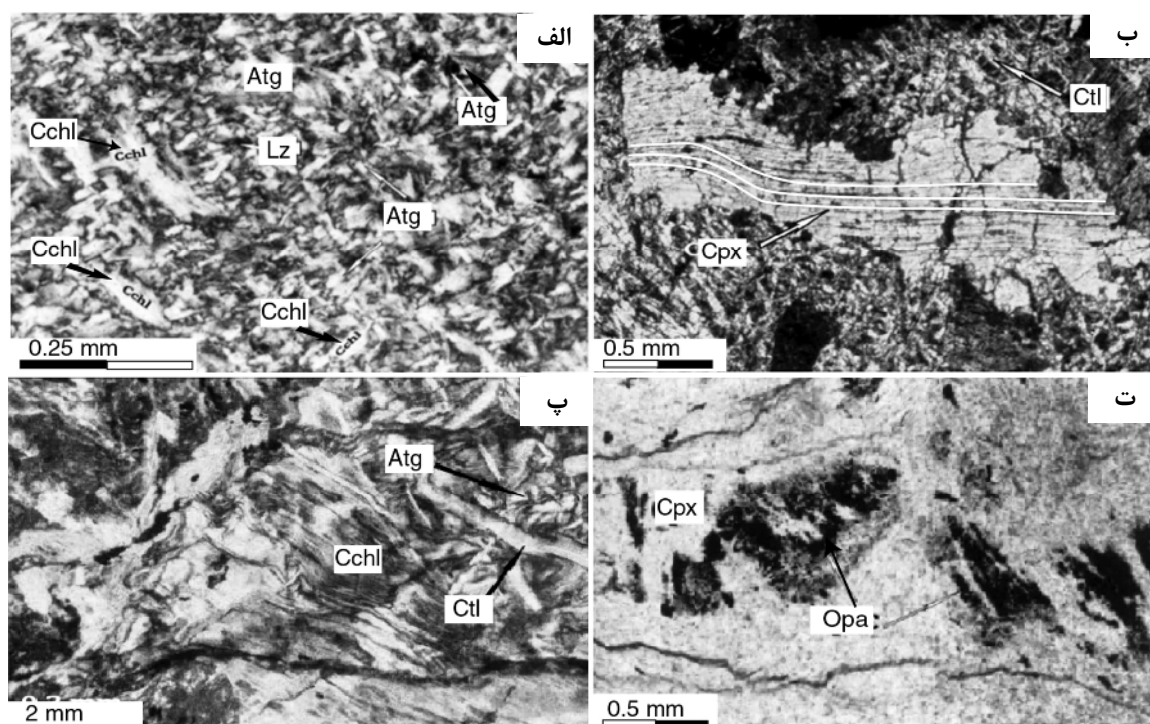
۴) بافت در هم قفل شده (inter-locking): این بافت در نتیجه‌ی تقاطع چند رگه‌ی قدیمی و جدید به وجود می‌آید و سنگ، نماد شبکه مانند به خود می‌گیرد. این بافت حاصل تجدید تبلور است [۱۱] (شکل ۴ پ).

هسته همسانگرد است [۹]. کانی‌های کدر ثانویه (احتمالاً به همراه بروسیت) در مرز بین دیواره‌های غربالی تشکیل شده است. در حالت تاخیری، دیواره‌ی غربالی بزرگتر از هسته‌ها هستند. این بافت یکی از بافت‌های اصلی پریدوتیت‌های اولیوین‌دار دگرسان شده است و در بیشتر سنگ‌های متاپریدوتیتی مورد بررسی مشاهده می‌شود (شکل ۴ ج).

۲) بستایت (bastite): به بافت شبه ریختی حاصل از سرپانتینی شدن پیروکسن، بستایت گفته می‌شود [۹، ۶] (شکل ۵ ت). بستایت‌های پیروکسنی از لیزاردیت با مقدار اندکی از لایه لیزاردیت و کریزوتیل تشکیل شده‌اند [۱۳، ۱۲، ۹]. در فرایند سرپانتینی شدن معمولاً انستاتیت با سرپانتین با مقدار کمی تالک و کلریت جانشین می‌شود. البته این زمانی است که



شکل ۴ الف) تجزیه‌ی ارتوپروکسن به سرپانتین (کریزوتیل)، (XPL؛ ب) ارتوپروکسن تغییر شکل و چین‌خوردگی کامل، در این کانی حالت خمیدگی در رخ‌ها کاملاً مشهود است، بین رخ‌ها نیز کانی کدر تشکیل شده است، (XPL؛ پ) رشته‌های کریزوتیل و رگه‌های کلسیتی ثانویه، (XPL؛ ت) شکستگی در سنگ و کانی اسپینل و پشدن شکستگی با کریزوتیل (هارزبورگیت سرپانتینی شده)، (XPL؛ ث) بقایای از اولیوین اولیه در هسته‌ی Mesh texture در هارزبورگیت سرپانتینی شده (XPL؛ ج) Mesh texture در هارزبورگیت سرپانتینی شده. علائم اختصاری کانی‌ها از [۵] است.



شکل ۵ الف) بافت نفوذی در سرپانتینیت (PPL)؛ ب) کلینوپیروکسن تبدیل شده به ترمولیت در لرزولیت سرپانتینی شده، کلینوپیروکسن به موازات رخ‌های خم‌شدگی نشان می‌دهد؛ پ) کلینوکلر با دگرشکلی (XPL) ت) بستایت «شبه شکل‌دار کدر و سرپانتین». اثری از پیروکسن اولیه باقی نمانده است (PPL). علائم اختصاری کانی‌ها از [۵] است.

سنگ‌شناسی متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده سرو

ترکیب پروتولیت متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده سرو بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و روابط بافتی هارزبورگیت سرپانتینی شده و لرزولیت سرپانتینی شده ارزیابی می‌شود.

هارزبورگیت سرپانتینی شده

در بررسی‌های میکروسکوپی این سنگ‌ها، بقایای از کانی‌های ماگمایی اولیه شامل اولیوین (۲۰٪)، ارتوپیروکسن (۱۰-۵٪)، کلینوپیروکسن (۳-۲٪)، اسپینل (تا ۱٪) و نیز کانی‌های دگرگون شامل سرپانتین (۷۰٪) (چند ریختی‌های کریزوتیل، آنتی‌گوریت، لیزاردیت)، تالک، ترمولیت-اکتینولیت و اکسید آهن دیده می‌شوند.

بقایای ارتوپیروکسن ماگمایی، پس از الیوین بیشترین فراوانی را دارد، که به صورت درشت دانه و بی‌شکل با تجزیه شدگی کم به سرپانتین در این سنگ‌ها دیده می‌شوند. در برخی از نمونه‌ها ارتوپیروکسن‌ها به شدت به کریزوتیل رشته‌ای تجزیه شده است (شکل ۴ الف). ارتوپیروکسن اغلب دارای رخ‌های خمیده بوده و دگرشکلی شدیدی را نشان می‌دهد (شکل ۴ ب).

کلینوپیروکسن در مقاطع خیلی کم دیده می‌شوند.

کلینوپیروکسن بی‌شکل بوده و اغلب به ترمولیت و اکتینولیت تبدیل شده است. رگه‌ها و شکستگی‌ها در کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن با کریزوتیل پر شده است ولی بعضی کانی‌های کدر و کلسیت نیز در رگه‌ها دیده می‌شوند (شکل ۴ پ). اسپینل نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل بوده و برخی به صورت دانه‌های درشت بی‌شکل در متن سنگ مشاهده می‌شود. برخی از اسپینل‌ها همراه با سنگ شکسته شده و فضای بین شکستگی‌ها را سرپانتین ثانویه پر کرده است که نشان می‌دهد تشکیل کانی سرپانتین در این شکستگی‌ها به فرایندهای زمین ساختمانی بعدی وابسته بوده‌اند (شکل ۴ ت).

در بافت غربالی، بقایای اولیوین ماگمایی هسته غربال را تشکیل داده است (شکل ۴ ث). البته برخی از هسته‌ها دو شکستی ضعیف دارند که به احتمال از لیزاردیت تشکیل شده‌اند [۹]. سرپانتین دیواره‌ی غربالی شامل فیبرهای قابل رویت موازی از کریزوتیل است که عمود بر سطح تماس دیواره-ی غربالی و هسته‌ی غربالی واقع شده است. لبه‌ی بیرونی دیواره‌ی غربالی به عنوان مرز یک بلور و یا شکستگی در درون

تشخیص در زیر میکروسکوپ است (شکل ۵ الف). کلسیت و اکسید آهن به صورت ثانویه در رگه‌ها و شکستگی‌ها انباشته شده‌اند. کلینوکلر به صورت صفحات کشیده با رنگ تداخلی خاکستری تا سفید و در اندازه‌های متفاوت تا ۰/۲۵ mm در متن سنگ مشاهده می‌شود و حالت خمیدگی نیز نشان می‌دهد (شکل ۵ پ). کلینوکلر بطور معمول در سرپانتینیت‌هایی که بافت اولیه ماگمایی خود را کاملاً از دست داده و بافت تداخلی نشان می‌دهند، مشاهده می‌شوند.

کانی‌های کدر عموماً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل هستند، ولی تعدادی به صورت شکل‌دار نیز مشاهده می‌شوند که در زمینه سنگ پراکنده‌اند. بافت شبه ریختی بستایت حاصل از تجزیه ارتوپروکسن نیز در این سنگ‌ها دیده می‌شود (شکل ۵ ت).

بررسی‌های ژئوشیمیایی

ترکیب پروتولیت متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده

در این بخش با استفاده از نتایج آنالیز شیمیایی سنگ‌های مورد بررسی، ترکیب ماگمایی پروتولیت متاپریدوتیت‌های منطقه مشخص شده‌اند. تعداد ۶ نمونه از متاپریدوتیت‌های منطقه برای آنالیز شیمی سنگ کل انتخاب شدند و به روش آنالیز XRF سازمان انرژی اتمی تهران تجزیه شدند. جدول ۱ نتایج این تجزیه‌ها را نشان می‌دهد.

برای نشان دادن ترکیب پروتولیت متاپریدوتیت‌های مورد بررسی از نمودار Ol-Opx-Cpx [۱۵]، استفاده شد. داده‌های اصلی سنگ‌های تجزیه شده در این نمودار رسم شده‌اند، با توجه به نمودار مثلی Ol-Opx-Cpx، بیشتر سنگ‌های با درجه‌ی سرپانتینی شدن بالا در گستره‌ی هارزبورگیت و سنگ‌های با درجه‌ی سرپانتینی شدن پایین در گستره‌ی لزلولیت واقع شده‌اند (شکل ۶).

بررسی نمودار تغییرات عناصر

برای بررسی عناصر اصلی و فرعی و تغییرات آن‌ها نسبت به MgO از عناصر نا متحرک استفاده شد.

TiO₂: روندی نزولی نسبت به افزایش MgO، نشان می‌دهد که TiO₂ در مراحل اولیه‌ی ماگمایی وارد کانی‌های الیوین و ارتوپروکسن نشد، بلکه در مراحل بعدی به درون شبکه کانی‌های کلینوپروکسن و اسپینل نفوذ کرده است، یعنی تشکیل اسپینل و کلینوپروکسن پس از الیوین و ارتوپروکسن بوده است (شکل ۷ الف).

بلور است [۶]. در اغلب نمونه‌های سرپانتینی شده با بافت غربالی، هسته دارای بافت ساعت شنی است (شکل ۴ ج). در بافت ساعت شنی (hourglass)، سرپانتین هسته غربالی از سرپانتین دیواره‌ی غربالی قابل تشخیص نیست و نشان‌دهنده‌ی شکستگی‌هایی در مرز بین دانه‌هاست (شکل ۴ ج) [۶]. کلیفیت بافت در حاشیه‌ی اولیوین متشکل از مجموعه کانی‌های ریزدانه کلریت، سرپانتین و تالک در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شوند.

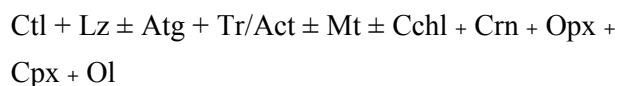
بافت در هم قفل شده (inter-locking) به صورت شکستگی‌های شبکه مانند در برخی از سنگ‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۴ پ).

بر اساس مقادیر مودی بقایای کانی‌های ماگمایی در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و نیز فراوانی بافت‌های شبه ریختی mesh texture (پس از الیوین)، بستایت (پس از پروکسن) و مقادیر مودی بالای سرپانتین، ترکیب پروتولیت این سنگ‌ها هارزبورگیت ارزیابی می‌شود.

لرزلولیت‌های سرپانتینی شده

ویژگی‌های این سنگ‌ها همانند هارزبورگیت‌های سرپانتینی شده در منطقه‌ی مورد بررسی است. در این سنگ‌ها بقایای از کانی‌های ماگمایی شامل اولیوین (۲۰٪ - ۱۵٪)، ارتوپروکسن (۵٪)، کلینوپروکسن (۵٪ - ۳٪)، اسپینل (تا ۱ درصد) حضور دارند. الیوین و ارتوپروکسن به سرپانتین تجزیه شده‌اند. کانی‌های کلینوپروکسن بیشتر به ترمولیت/آکتینولیت تبدیل شده‌اند (شکل ۵ ب). کلریت احتمالاً از نوع کلینوکلر در مقادیر کمتر در برخی از نمونه‌ها مشاهده می‌شود.

مجموعه کانی‌های این سنگ‌ها عبارتند از:



علائم اختصاری کانی‌ها از [۵] است.

سرپانتینیت‌ها

در بررسی‌های میکروسکوپی، این نمونه‌ها کاملاً سرپانتینی شده و تقریباً آثار کانی‌های ماگمایی اولیه در آنها به سختی قابل مشاهده است و یا اصلاً مشاهده نمی‌شوند. مجموعه کانی‌های سنگ‌های سرپانتینیت عبارتند از:



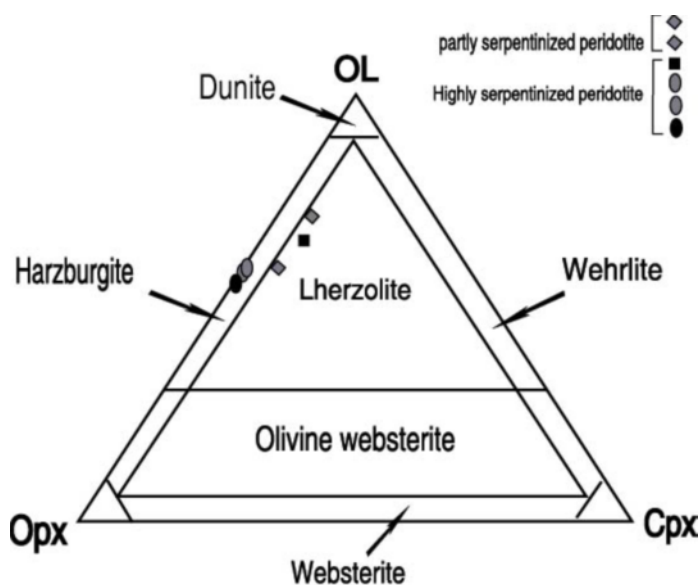
بافت عمومی سنگ، تداخلی (interpenetrating) است که در آن سرپانتین به صورت تیغه‌های بلند آنتی‌گوریت و قابل

Al_2O_3 : نسبت به افزایش MgO روند نزولی دارد، که احتمالاً نشان‌دهنده‌ی ورود این عنصر در شبکه‌ی کانی‌های اسپینل و کلینوپیروکسن است (شکل ۷ ب).
 Ni: روند خاصی را نشان نمی‌دهد. این عنصر معمولاً به‌دلیل تشابه شعاع یونی با آهن و منیزیم در مراحل اولیه ماگمایی وارد الیوین و پیروکسن می‌شود (شکل ۷ پ).
 Cr: روند نزولی این عنصر نشان می‌دهد که در مراحل اولیه‌ی

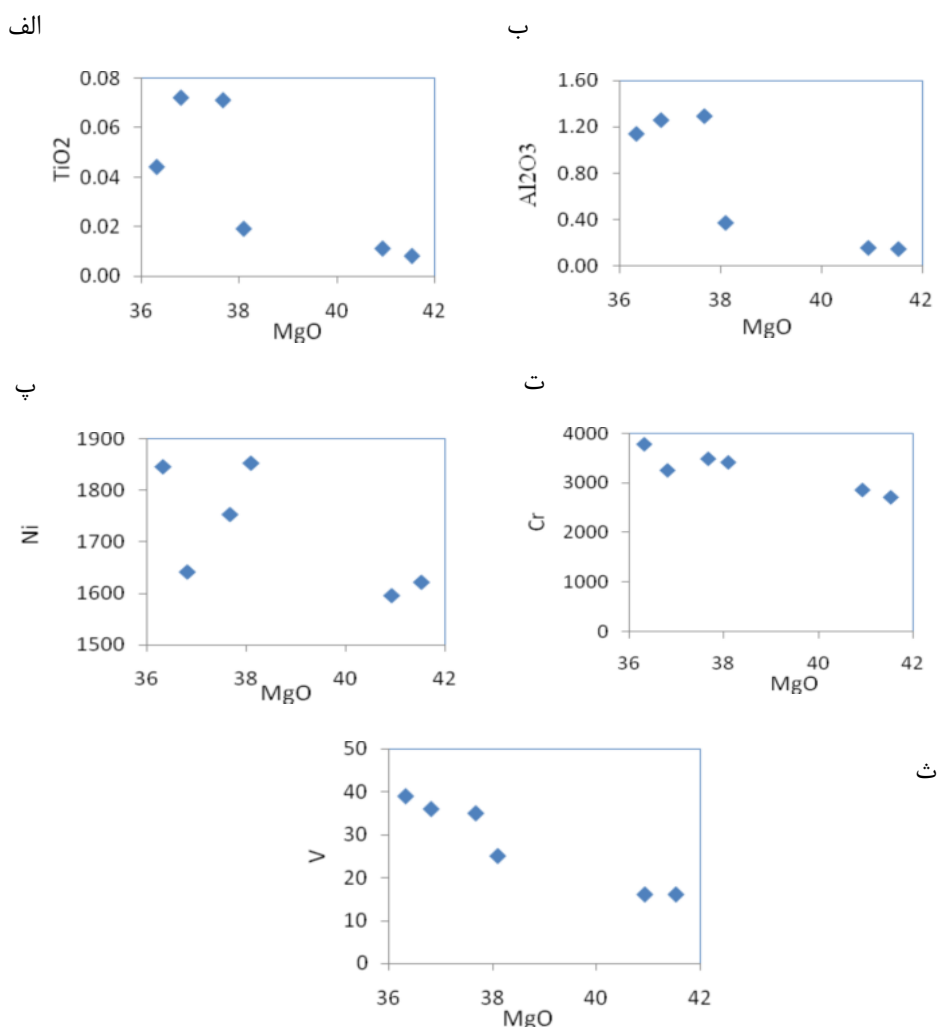
ماگمایی وارد شبکه ارتوپیروکسن و الیوین نشد، و احتمالاً در ادامه‌ی تبلور وارد کلینوپیروکسن شده است (شکل ۷ ت).
 V: این عنصر معمولاً رفتاری شبیه به عملکرد Ti در فرایندهای ذوب و تبلور دارد. روند نزولی این عنصر که همانند Ti است، نشان‌دهنده‌ی جایگیری این عنصر در شبکه‌ی کانی‌های کلینوپیروکسن در مراحل پایانی تبلور است (شکل ۷ ث).

جدول ۱ تجزیه‌ی شیمیایی متاپریدوتیت‌ها و سرپانتینیت‌های سرو (N: آنالیز نشده، BD: کمتر از حد قابل تشخیص).

Major oxides (wt%) Sample number	۱۵/۱	۱۵/۲	۳/۱	۳/۲	۱۰	۱۱
SiO ₂	۵۲/۴۰	۴۰/۹۴	۳۸/۸۵	۳۷/۰۱	۳۶/۴۸	۳۸/۲۶
Al ₂ O ₃	۰/۱۵	۰/۱۶	۱/۲۶	۱/۲۹	۱/۱۴	۰/۳۷
Fe ₂ O ₃	۵/۳۳	۵/۴۷	۸/۳۶	۸/۳۹	۸/۷۱	۸/۴۲
CaO	۰/۰۳	۰/۰۴	۱/۹۵	۱/۹۶	۱/۹۷	۰/۰۹
Na ₂ O	BD	BD	BD	BD	BD	BD
MgO	۴۱/۵۳	۴۰/۹۳	۳۶/۸۱	۳۷/۶۷	۳۶/۳۲	۳۸/۰۹
K ₂ O	N	N	N	N	N	N
TiO ₂	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۷	۰/۰۷	۰/۰۴	۰/۰۲
MnO	۰/۰۹	۰/۰۹	۰/۱۱	۰/۱۱	۰/۱۳	۰/۱۱
P ₂ O ₅	۰/۰۰	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱	۰/۰۱
LOI	۱۲/۲۴	۱۲/۰۸	۱۰/۶۵	۱۰/۵۲	۱۳/۹۴	۱۴/۲۹
Total	۹۹/۹۰	۹۹/۷۳	۹۸/۰۷	۹۳/۰۳	۹۸/۷۴	۱۰۰/۶۶
Trace Element, ppm						
Cr	۲۷۰۲	۲۸۴۹	۳۲۴۶	۳۴۸۰	۳۷۷۳	۳۴۰۷
Ni	۱۶۲۱	۱۵۹۵	۱۶۴۱	۱۷۵۳	۱۸۴۶	۱۸۵۳
V	۱۶	۱۶	۳۶	۳۵	۳۹	۲۵



شکل ۶ ترکیب پروتولیت متاپریدوتیت‌های سرو در نمودار Ol-Opx-Cpx [۱۴].



شکل ۷ نمودارهای تغییرات عناصر در برابر MgO.

بررسی محیط زمین‌ساختی

سرپانتینیت‌های سرو بر اساس نمودار Cr نسبت به TiO₂ [۱۶] در گستره‌های افیولیتی (Mid Ocean Ridge (MOR) و Supra Subduction Zone (SSZ) قرار گرفته‌اند که به ترتیب به نمونه‌های با درجه‌ی سرپانتینی زیاد و کم وابسته‌اند (شکل ۸ الف). این دوگانگی احتمالاً به دلیل آبدار شدن شدید سنگ‌هاست. نمونه‌های مورد بررسی در نمودارهای FeO – MgO – (Na₂O + Al₂O₃ – MgO – CaO [۱۶] K₂O)، در گستره‌ی پریدوتیت‌های دگرگون وابسته به افیولیت‌ها قرار گرفته‌اند (شکل ۸ ب و پ).

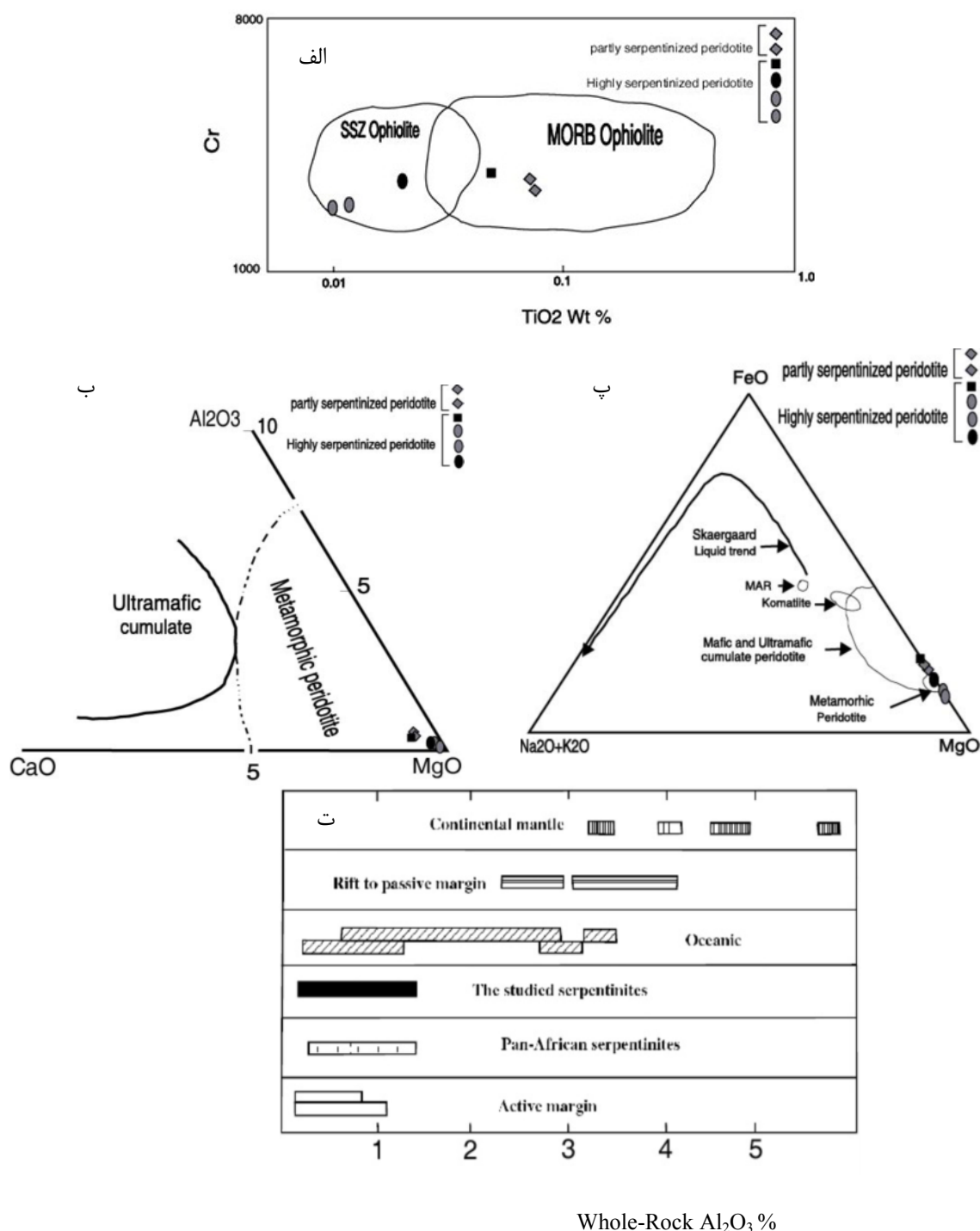
مقادیر Al، در شرایط سرپانتینی شدن و دگرگونی، چندان تغییر نمی‌کند. محتوای Al₂O₃ در پریدوتیت‌ها از ریفتهای درون قاره‌ای (پیش از تشکیل اقیانوس) به سمت حاشیه غیر

فعال تا اقیانوس کامل و پس از آن زون فرورانشی کم می‌شود [۱۷] (شکل ۸ ت). مقادیر Al₂O₃ در سرپانتینیت‌های سرو برابر با ۰٫۱۵-۱٫۲۹ (wt%) است. بر اساس نمودار مقایسه‌ای محتوای Al₂O₃ در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف [۱۷]، متاپریدوتیت‌های مورد بررسی مشابه سرپانتینیت‌های Pan-African در صحرای شرق مصر [۱۸]، از انواع پریدوتیت‌های حاشیه‌ی فعال و پریدوتیت‌های اقیانوسی ارزیابی می‌شوند (شکل ۸ ت).

بدین ترتیب با داده‌های موجود، در مورد محیط زمین‌ساختی تشکیل پریدوتیت‌ها، نمی‌توان نظر قاطع داد. ولی با توجه به بررسی‌های بافتی و احتمال تشکیل پریدوتیت‌ها و سرپانتینیت‌های حاصل در یک محیط کششی، نمی‌توان محیط زمین‌ساختی درون قاره‌ای و یا حاشیه‌ی فعال را برای آنها در

بتوان خاستگاه پوسته‌ی اقیانوسی و افیولیتی را برای پریدوتیت‌های مورد بررسی بیشتر محتمل دانست.

نظر گرفت. تشکیل لیزاردیت/کریزوتیل حاصل از تجزیه الیون در بافت غربالی [۱۹]، به دگرگونی گرماب‌های کف اقیانوس در پشته‌های میان اقیانوسی وابسته است [۲۰]. بر این اساس شاید



شکل ۸ الف) نمودار Cr نسبت به TiO₂ [۱۵]، ب و پ) نمودارهای Al₂O₃-MgO-CaO و FeO-Na₂O+K₂O-MgO [۱۴]. نمونه‌های تجزیه شده در گستره‌ی پریدوتیت‌های دگرگونی واقع شده‌اند، ت) مقادیر Al₂O₃ سرپانتینیت‌ها در محیط‌های زمین‌ساختی مختلف [۱۶] و مقایسه‌ی نمونه‌های مورد بررسی با آنها.

بررسی دنباله‌ی واکنش‌های دگرگونی و شرایط دمای تشکیل متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده سرو

سنگ‌های پریدوتیت در منطقه‌ی مورد بررسی دگرسان شده و سرپانتینیت‌ها و پریدوتیت‌های سرپانتینی شده تشکیل شده است.

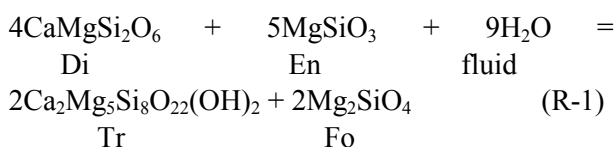
با توجه به اینکه سیستم دگرگونی در سنگ‌های پریدوتیتی بیشتر شامل $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ با مقادیر کمی از Al_2O_3 است (سیستم MASH) و جانشینی Fe-Mg به علت پایین بودن مقدار Fe در متاپریدوتیت‌ها چندان مهم نیست، به همین دلیل، با در نظر داشتن خطای احتمالی، واکنش‌ها را می‌توان در سیستم مدل MASH که به سیستم واقعی بسیار نزدیک تر است با در نظر گرفتن فعالیت واحد برای فازها، بررسی کرد.

به علت محدود بودن جانشینی‌های کاتیونی در کانی‌های غنی از Mg سنگ‌های متاپریدوتیتی، در نظر گرفتن فعالیت واحد خطای زیادی ایجاد نمی‌کند. با این منطق به بررسی واکنش‌ها و شرایط دگرگونی پرداخته شده است.

محاسبه دمای دگرگونی در متاپریدوتیت‌های سرو با فرض فعالیت واحد برای اعضای نهایی، از برنامه THERMOCALC version 3.1 [۲۱]، استفاده شد (واکنش‌های R-1 تا R-2). علائم اختصاری کانی‌ها از [۵] برداشت شدند.

دمای دگرگونی سنگ‌های متاپریدوتیت براساس ظاهر شدن ترمولیت و چندریختی‌های سرپانتین در مجموعه کانی-های سنگی به صورت زیر است.

واکنش ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با شاره، منجر به تشکیل فورستريت و ترمولیت در دمای کمتر از 780°C می‌شود (واکنش R-1). واکنش پیشنهادی برای تشکیل ترمولیت در متاپریدوتیت‌ها عبارت است از:

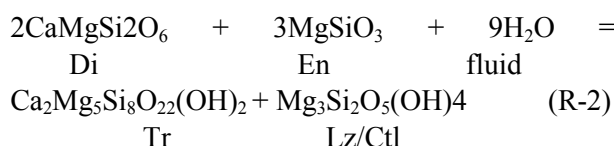


این واکنش حضور ترمولیت به همراه الیون در متاپریدوتیت-های با دما بالا را نشان می‌دهد.

به دلیل اینکه الیون‌های حاصل از واکنش (R-1) قابل تشخیص از بقایای ماگمایی الیون‌ها در این سنگ‌ها نیستند، نمی‌توان واکنش (R-1) را برای تعیین دمای تشکیل ترمولیت

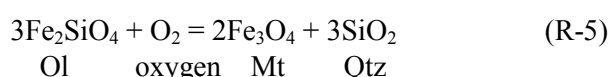
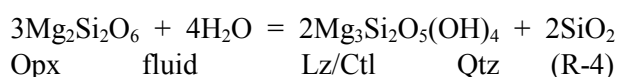
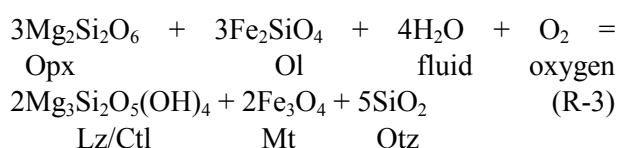
در متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده‌ی منطقه سرو در نظر گرفت.

در شرایط دمای پایین‌تر، واکنش به سمت تولید همزمان ترمولیت و سرپانتین پیش می‌رود، که این بار ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن همراه با شاره موجب تولید سرپانتین و ترمولیت در دمای حدود 580°C می‌شود (واکنش R-2).

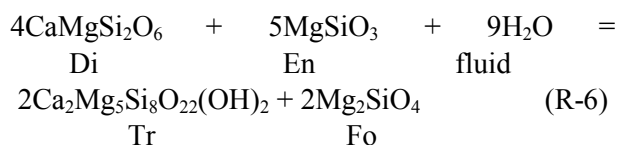


در مرحله‌ی نهایی با کاهش بیشتر دما، در دمای حدود 480°C [۲۱] واکنش برای تولید فقط سرپانتین پیش می‌رود (شکل ۹ الف). لیزاردیت/کریزوتیل و مگنتیت حاصل آبدار شدن کانی‌های ارتوپیروکسن و الیون و اکسایش تشکیل‌دهنده‌های غنی از Fe است [۱۳].

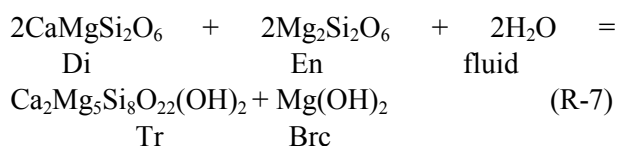
شکل ۹ الف واکنش‌های سرپانتینی شدن سنگ‌های پریدوتیتی در سیستم $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (CMASH) و شرایط دمای تشکیل متاپریدوتیت‌های منطقه سرو را نشان می‌دهد. این واکنش‌ها با استفاده از برنامه‌ی ترموکالک [۲۱]، با فرض فعالیت واحد برای اعضای نهایی Mg دار در فشار فرضی ۱ کیلوبار (سرپانتینی شدن در شرایط MOR) محاسبه شده‌اند. در حالت کلی واکنش تشکیل لیزاردیت و کریزوتیل، که چند ریختی‌های با دما پائین سرپانتین در سنگ‌های متالترامافیک هستند به صورت زیر است [۲۲]:



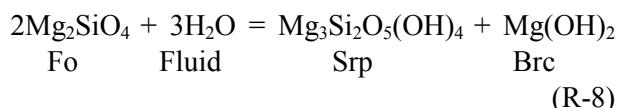
از محاسبات فازی معلوم شد که سرپانتین در دمای کمتر از 550°C پایدار است و با افزایش فشار، گستره‌ی پایداری آن اندکی افزایش می‌یابد [۶].



در مرحله‌ی دوم با پائین آمدن دما تا حدود 530°C ، همین تشکیل دهنده‌های واکنشی (ارتوپیروکسن، کلینوپیروکسن و سیال) به سمت تولید همزمان بروسیت و ترمولیت پیش می‌روند (R-7).



در مرحله‌ی بعدی با آبدار شدن فورستريت در دمای حدود 350°C ، سرپانتین و بروسیت تولید می‌شوند.

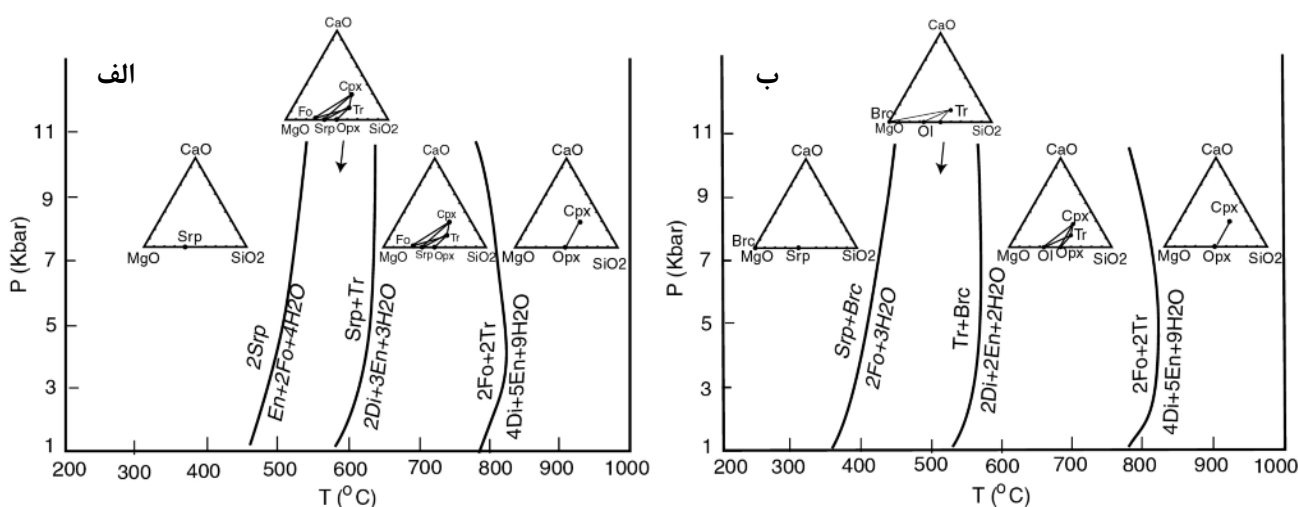


شکل (۹ ب) واکنش‌های احتمالی و شرایط تشکیل متاپریدوتیت‌های سرو در شرایط حضور بروسیت را نشان می‌دهد که بر این اساس با کاهش دما واکنش‌های احتمالی ممکن از حدود 780°C ، به سمت تولید $\text{Tr} + \text{Fo}$ و سپس $\text{Tr} + \text{Brc}$ پیش‌رفته و با کاهش بیشتر دما (حدود 350°C)، $\text{Srp} + \text{Brc}$ تشکیل می‌شود.

در پایان می‌توان گفت که با کاهش دمای دگرسانی، محصولات واکنش آبدار شدن پریدوتیت‌های منطقه از تولید ترمولیت در دمای حدود 780°C به سمت تولید سرپانتین در دمای کمتر از 550°C پیش می‌رود.

بروسیت طی سرپانتینی شدن سنگ‌های الترامافیک تشکیل می‌شود. این کانی به صورت تیغه‌های نازک بیرنگ بوده و در صورت ریزدانه بودن تشخیص آن از سرپانتین و کانی‌های ریزدانه‌ی دیگر در سرپانتینیت‌ها و متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده مشکل است. در سنگ‌های مورد بررسی بروسیت احتمالاً همراه با کانی‌های کدر و بین شکستگی‌های حاصل از سرپانتینی شدن کانی‌های تشکیل دهنده‌ی سنگ، تشکیل شده است. با فرض اینکه در پاراژنز سنگ‌های مورد بررسی بروسیت نیز حضور دارد، واکنش‌های محتمل برنامه‌ی ترموکالک [۲۱] محاسبه شد و در نمودار P-T (۹ ب) نشان داده شده است. دما و فشار دگرگونی به دست آمده با فرض حضور بروسیت، با نتایج بدست آمده در شرایط بدون حضور بروسیت مقایسه خواهد شد.

در مرحله‌ی اول (شرایط حضور بروسیت)، همانند شرایط قبلی (واکنش R-1)، واکنش ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن با شاره منجر به تشکیل فورستريت و ترمولیت در دمای حدود 780°C می‌شود (واکنش R-6).



شکل ۹ واکنش‌های سرپانتینی شدن متاپریدوتیتی در سیستم $\text{CaO-MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (CMSH) و شرایط دمای احتمالی تشکیل متاپریدوتیت‌های سرو (الف) در شرایط بدون حضور بروسیت، (ب) در شرایط حضور بروسیت.

برداشت

سنگ‌های دگرگون منطقه‌ی شمال غرب سرو بیشتر از سنگ‌های متابازیت و متاپریدوتیتی تشکیل شده‌اند. متابازیت‌های سرو در رخساره‌ی شیست سبز تا آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. شدت سرپانتینی شدن متاپریدوتیت‌ها از درجات کم تا زیاد در تغییر است. متالترامافیک‌های سرپانتینیته شده براساس مشاهدات بافتی و کانی‌شناسی در سه دسته هارزبورگیت سرپانتینی شده، لرزولیت سرپانتینی شده و سرپانتینیت، رده بندی می‌شوند. بر اساس بررسی‌های شیمی کل سنگ پروتولیت متالترامافیک‌های سرپانتینی شده از نوع هارزبورگیت و لرزولیت ارزیابی می‌شوند. در مورد محیط زمین‌ساختی تشکیل پریدوتیت‌ها نمی‌توان نظر قاطع داد، ولی با توجه به بررسی‌های بافتی و احتمال تشکیل متاپریدوتیت‌های سرپانتینی شده و سرپانتینیت‌های حاصل در یک محیط کششی، شاید بتوان خاستگاه پوسته‌ی اقیانوسی و افیولیتی را برای متاپریدوتیت‌های مورد بررسی بیشتر محتمل دانست.

بالاترین دمای احتمالی برای تشکیل سرپانتین 480°C و بالاترین دما برای تشکیل ترمولیت حدود 780°C تعیین شده است. با فرض حضور بروسیت در متاپریدوتیت‌های منطقه، بالاترین دمای احتمالی تشکیل سرپانتین تا 350°C کاهش می‌یابد.

قدردانی

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد مؤلف اول است که به این وسیله از حمایت‌های معاونت تحصیلات تکمیلی دانشگاه تبریز تشکر می‌شود. مؤلفین همچنین از نظرات و پیشنهادات سازنده‌ی داوران محترم مجله‌ی بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران سپاسگزاری می‌کنند.

مراجع

- [1] Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran; a review", American Association of petroleum Geologists Bulletin, 52 (7) (1968) 1229-1258.
- [۲] افتخارنژاد ج.، "تفکیک بخشهای مختلف ایران از نظر وضع ساختمانی در ارتباط با حوزه‌های رسوبی"، نشریه انجمن نفت شماره ۸۲ (۱۳۵۹) ص ۲۸-۱۹.
- [۳] سبزه‌ای م.، محمدی‌ها ک.، اژدری ک.، محمدی ترک‌آبادی ج.، رضانی‌اردکانی ف.، امامی م.ج.، "نقشه زمین‌شناسی

۱/۱۰۰۰۰۰ سرو (گنگچین) (۱۳۸۳) سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[۴] آقابیاتی ع.، حق‌پور ع.، "شرح نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ چهارگوش سرو"، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

[5] Kretz R., "Symbols for rock-forming minerals", American Mineralogist 68 (1983) 277-279.

[6] O'Hanley D.S., "Serpentinities: records of tectonic and petrological history", Oxford Monographs on Geology and Geophysics (1996) 34.

[7] Mével C., "Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges", Comptes Rendus Geoscience 335 (2003) 825-852.

[8] Guggenheim S., Eggleton R.A., "Crystal chemistry, classification, and identification of modulated layer silicates. In: Bailey, S. W. (ed.). Hydrous phyllosilicates exclusive of micas", Reviews in Mineralogy 19 (1988) 675-725.

[9] Wicks F.J., Whittaker E.J.W., "Serpentine textures and serpentinization", Canadian Mineralogist 15 (1977) 459-488.

[10] O'Hanley D.S., "The composition of lizardite 1T and the formation of magnetite in serpentinites", American Mineralogist 78 (1993) 391-407.

[11] O'Hanley D.S., "Fault-related phenomena associated with hydration and serpentine recrystallization during serpentinization", Canadian Mineralogist 29 (1991) 21-35.

[12] Wicks F.J., Plant A.G., "Electron-microprobe and X-ray microbeam studies of serpentine textures", Canadian Mineralogist 17 (1979) 785-830.

[13] Le Gleuher M., Livi K.J.T., Veblen D.R., Noack Y., Amouric, M., "Serpentinization of Enstatite from Pernes, France: Reaction Microstructures and the Role of System Openness", American Mineralogist 75 (1990) 813-824.

[14] Viti C., Mellini M., Rumori C., "Exsolution and hydration of pyroxenes from partially serpentinized harzburgites", Mineralogical Magazine 69 (2005) 491-507.

[15] Coleman R.G., "Ophiolites", 1 Springer-Verlag, Berlin, (1977) 229 pp.

[16] Pearce, J. A., Lippard, S. J. and Roberts, S., 1984. Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. In: Kokelaar, B. P., Howell, M. F. (eds.). Marginal basin geology,

- [20] Hoogerduijn Strating E.H., Rampone E., Piccardo G.B., Drury M.R., Vissers R.L.M., "Subsolidus emplacement of mantle peridotites during incipient oceanic rifting and opening of the Mesozoic Tethys (Voltri Massif, NW Italy)", *Journal of Petrology*, 34 (1993) 901–927.
- [21] Powell R., Holland T.J.B., "An Internally Consistent Dataset with Uncertainties and Correlations 3. Applications to Geobarometry, Worked Examples and a Computer-Program", *Journal of Metamorphic Geology* 6(2) (1988) 173–204.
- [22] Li X.P., Rahn M., Bucher K., "Metamorphic processes in rodingites of the Zermatt-Saas ophiolites", *International Geological Review*, 46 (2004) 28–51.
- Geological Society of London, Special Publication, 16, 77–94.
- [17] Floyd P.A., "Oceanic basalts", Blachie and Son Ltd, (1991) 455 pp.
- [18] El Bahariya G.A., Arai S., "Petrology and origin of Pan-African serpentinites with particular reference to chromian spinel composition, Eastern Desert, Egypt: Implication for supra-subduction zone ophiolite. In: 3rd International Conference on the Geology of Africa", Assiut University, Egypt, (2003) 371–388.
- [19] Hajialioghli R., Moazzen M., Droop G.T.R., Oberhansli R., Bousquet R., Jahangiri A., Ziemann M., "Serpentine polymorphs and P-T evolution of meta-peridotites and serpentinites in the Takab area, NW Iran", *Mineralogical Magazine*, 71 (2007) 155–174.