

ژئوشیمی پریدوتیت‌های گوشته‌ای زون سیستان (غرب زاهدان و شمال سهل آباد) شرق ایران

رضوان ابراهیمی، مرتضی دلاوری*، اصغر دولتی؛
دانشگاه خوارزمی، دانشکده علوم زمین، گروه ژئوشیمی

پذیرش ۹۵/۱۰/۲۸

دریافت ۹۴/۱۰/۱۵

چکیده

رخنمون‌های افیولیتی زون سیستان (غرب زاهدان و شمال سهل آباد) نمایان‌گر باقی‌مانده‌های لیتوسفر اقیانوسی نفوتتیس در حد فاصل بلوک‌های قاره‌ای لوت و افغان هستند. در این مناطق، پریدوتیت‌های گوشته‌ای بیش‌ترین حجم سنگ‌های متعلق به مجموعه افیولیتی را به خود اختصاص داده و عمدتاً شامل هارزبورژیت تا کلینوپروکسن-هارزبورژیت هستند. شواهد پتروگرافی و تغییرات ژئوشیمیایی مانند تغییرات CaO (۰/۸۸ تا ۲/۹۴ درصد وزنی)، Al_2O_3 (۰/۷۶ تا ۳/۵۱ درصد وزنی) و MgO (۳۸/۷۹ تا ۴۵/۲۴ درصد وزنی) حاکی از مقادیر متفاوت تهی‌شدگی در این سنگ‌هاست. داده‌های شیمیایی کروم اسپینل نشان می‌دهد که این کانی حساسیت زیادی نسبت به دگرسانی داشته به‌طوری‌که دگرسانی باعث افزایش تمرکز Mn ، Fe و در مواردی Si و کاهش تمرکز Al و Mg در کروم اسپینل شده است. به‌علاوه در نتیجه دگرسانی، Mg\# کاهش و Cr\# افزایش یافته است. چون ترکیب این کانی در تفاسیر پتروژنتیک به‌طور گسترده استفاده می‌شود باید حساسیت‌های لازم در این زمینه اعمال شود. بر اساس داده‌های شیمیایی کروم اسپینل سالم در یکی از نمونه‌های کلینوپروکسن-هارزبورژیت، مقدار ذوب بخشی حدود ۱۱ تا ۱۱/۵ درصد به‌دست آمده است. به‌علاوه ترکیب این کانی از نظر مقدار Cr\# (۲۷/۵ تا ۲۸/۶)، Mg\# (۶۴/۹ تا ۶۵/۸) و Al_2O_3 (۴۲/۳ تا ۴۳/۴ درصد وزنی) بر جای‌گاه ژئودینامیک مشابه با پریدوتیت‌های آبیسال یا جای‌گاه MORB دلالت دارد. گرچه قیاس شیمی سنگ کل این نمونه و دیگر نمونه‌ها نشان می‌دهد که مقدار تهی‌شدگی در پریدوتیت‌های بررسی شده هم‌خوان با دیگر مناطق زون سیستان تغییرات نسبتاً گسترده‌ای دارد که می‌تواند گواه تحول در جای‌گاه تکتونوماگمایی زایش لیتوسفر اقیانوسی بین جای‌گاه MORB و SSZ باشد.

واژه‌های کلیدی: پریدوتیت‌های گوشته‌ای، افیولیت، زون جوش خورده سیستان، شرق ایران

مقدمه

افیولیت‌ها قطعاتی از پوسته و گوشته بالایی اقیانوسی هستند که اغلب در نوارهای فعال تکتونیکی و در راستای زمین‌درزهای بزرگ مانند مناطق برخورد قاره-قاره و قوس-قاره، جای‌گاه تلاقی پشته و گودال اقیانوسی و رویدادهای فرورانش-برافزایش به حواشی قاره افزوده شده‌اند [۱]. درک رخنمون گسترده لیتوسفر اقیانوسی در ارتباط با زون‌های جوش خورده قاره‌ای موضوع مهمی برای بررسی تکتونیک صفحه‌ای و ژئودینامیک زمین است [۲]، [۳]، [۴]. در ایران نیز افیولیت‌ها گسترده‌گی تقریباً زیادی دارند. شکل‌گیری نوارهای افیولیتی ایران حاصل بسته شدن اقیانوس‌های قدیمی پالئوتتیس و نفوتتیس در نتیجه فازهای کوه‌زایی سیمیرین و پس از آن است [۵]. در این بین نقش برجای مانده‌های

اکیانوس نفوتتیس غالب تر است به طوری که اکثر افیولیت های ایران متعلق به باقی مانده های این اکیانوس به شمار می روند [۶]. در حالی که افیولیت های پالتوتتیس ایران به صورت محدود فقط در امتداد البرز و در ادامه در سمت مشهد و فریمان رخنمون دارند، بقیه افیولیت های ایران از جمله افیولیت های زاگرس، خوی، افیولیت های اطراف خرده قاره ایران مرکزی و افیولیت های مکران که گستردگی زیادی نیز دارند همگی مرتبط با نفوتتیس هستند [۶]-[۱۲]. بررسی توالی گوشته افیولیتی، یکی از بحث های مهم در بررسی افیولیت هاست به طوری که می تواند اطلاعات ارزشمندی در مورد تحولات ژئوشیمیایی و کانی شناسی گوشته، جای گاه تکتونیکی زایش آن، مکانیسم تولید مذاب و نحوه مهاجرت آن، و واکنش مذاب-سنگ ارائه دهد [۴]. علاوه بر این، تعیین تیپ افیولیت ها نیز ارتباط تنگاتنگی با شناخت مجموعه گوشته ای دارد [۱۳]-[۱۶]. افیولیت های زون سیستان (مابین بلوک لوت و افغان) که جزئی از افیولیت های اطراف خرده قاره ایران مرکزی هستند علیرغم رخنمون بسیار زیاد، نسبت به دیگر مناطق کم تر بررسی شده اند. در این تحقیق اختصاصات صحرایی، تنوع سنگ شناسی، کانی شناسی و ژئوشیمی پریدوتیت های گوشته ای دو ناحیه مختلف از زون سیستان (رخنمون افیولیتی غرب زاهدان و شمال سهل آباد) بررسی شده است.

روش تحقیق

بعد از انجام بررسی های میکروسکوپی نوری، حدود ۱۳ نمونه از پریدوتیت های گوشته ای که دگرسانی کمتری داشتند انتخاب و برای تجزیه آماده شدند. نحوه آماده سازی بدین صورت است که نمونه ها در ابتدا خرد شده و بخش های سطحی و دگرسان آن ها جدا شدند. پس از خردایش، از هر نمونه حدود ۲۰۰ گرم برای تهیه پودر آماده شد. تهیه پودر نمونه ها در آزمایشگاه مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران انجام شد. پس از آن نمونه ها به روش XRF در آزمایشگاه دانشگاه ETH سوئیس تجزیه شیمیایی شدند.

تجزیه نقطه ای (الکترون میکروپروپ) کانی ها نیز در آزمایشگاه دانشگاه ETH انجام شد. در این روش ترکیب عناصر اصلی کانی ها بوسیله میکروسکوپ الکترونی (Jeol 6390 LA) با استفاده از طیف سنج پراکنده ساز اشعه ایکس (SEM-EDX) که با نرم افزار حرارتی NSS3 تحت شرایط خلأ ترکیب شده، به دست آمد. شتاب ولتاژ برای همه تجزیه ها ۱۵ کیلو ولت بوده است. تجزیه های کمی EDX از هر نقطه در طول ۳۰ ثانیه محاسبه انجام و نتایج به روش ZAF تصحیح شده است. تجزیه نقطه ای کانی ها روی نمونه MDZ-15 انجام شده است.

اختصاصات صحرایی

مناطق بررسی شده در زون سیستان واقع شده است. رخنمون های افیولیتی غرب زاهدان، در محدوده عرض های جغرافیایی ۲۹°۳۰' تا ۲۹°۵۴' شمالی و طول های جغرافیایی ۶۰°۰۰' تا ۶۰°۱۵' شرقی قرار دارد. رخنمون های افیولیتی شمال سهل آباد در محدوده عرض های جغرافیایی ۳۲°۱۰' تا ۳۲°۲۲' شمالی و طول های جغرافیایی ۵۹°۵۰' تا ۶۰°۰۰' شرقی واقع است. منطقه غرب زاهدان از نظر لیتولوژی دارای تنوع زیاد و شامل سنگ های افیولیتی، نهشته های فلیشی (کرتاسه و ائوسن) و رخنمون هایی از دگرگونه های ضعیف (فیلیتی) است. مجموعه افیولیتی در این ناحیه شامل رخنمون های گسترده پریدوتیت های گوشته ای، سنگ های اولترامافیک کومولایی، گابرو، پیلولاوا، روانه های توده ای و

رسوبی‌های دریای عمیق (نهشته‌های رادیولاریتی و آهک پلاژیک) است. نهشته‌های غیر افیولیتی نیز گستره وسیعی از منطقه را به خود اختصاص می‌دهند (شکل ۱). پریدوتیت‌ها بیش‌ترین حجم سنگ‌های متعلق به مجموعه افیولیتی در منطقه را به خود اختصاص داده‌اند. در رخنمون‌های پریدوتیتی اثرات نفوذ توده‌های مافیک کم‌تر دیده می‌شود. مرز واحدها اغلب گسله است و کم‌تر می‌توان مرز اولیه مربوط به توالی افیولیتی را یافت. هم‌چنین شدت آمیختگی واحدهای سنگی باعث هم‌جواری تکتونیکی واحدهای افیولیتی و غیرافیولیتی شده است. در این منطقه پریدوتیت‌ها عمدتاً تکتونیزه هستند و در برخی موارد شدیداً سرپانتینی شده‌اند. در بعضی قسمت‌ها پریدوتیت‌ها روی دیگر واحدها رانده شده‌اند و یا با مرز گسلی در کنار آن‌ها قرار گرفته‌اند. به‌عنوان مثال در شمال غرب روستای جنگونه پریدوتیت‌ها با مرز گسله در کنار رسوبات همی‌پلاژیک قرار گرفته‌اند (شکل ۲ و ۳). هم‌چنین برخی موارد بین پریدوتیت‌ها نوارهای باریکی از سنگ‌های دگرگونی با ضخامت چندین متر دیده می‌شود و در بعضی قسمت‌ها پریدوتیت‌ها روی سنگ‌های با دگرگونی درجه پایین (شیست‌ها) رانده شده‌اند (شکل ۴). به‌نظر می‌رسد که دگرگونه‌ها تراشه‌های گسلی هستند که در امتداد گسل‌ها ایجاد شده‌اند. امتداد کلی گسل‌های یاد شده شمالی-جنوبی است.

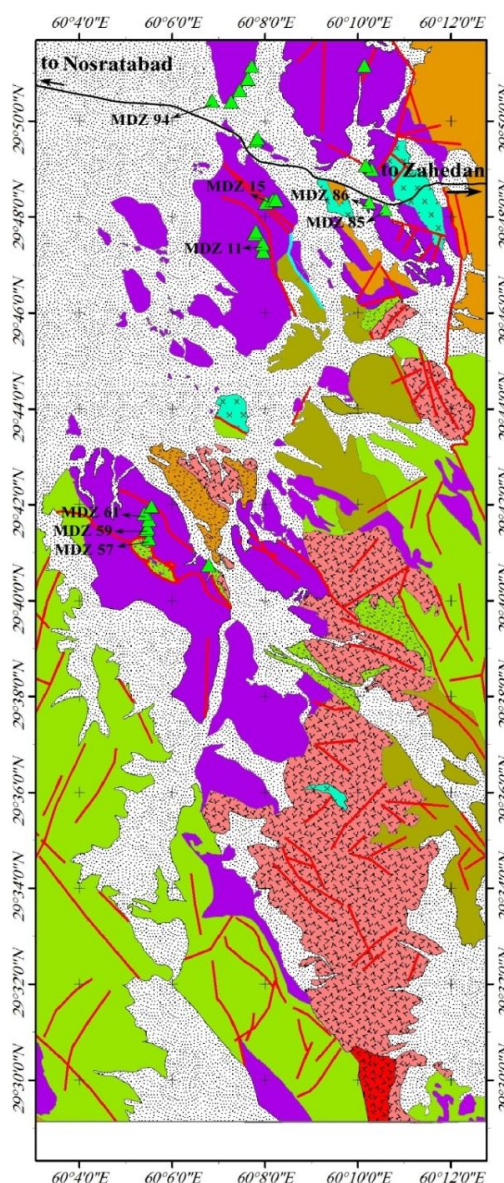
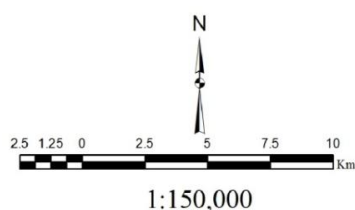
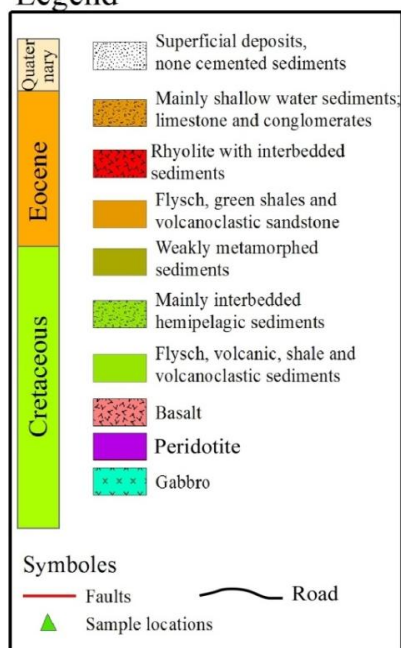
سنگ‌های توالی پوسته‌ای از نظر حجمی در مقایسه با رخنمون‌های گوشته‌ای کم‌تر هستند و به‌صورت گابروی کومولایی، میکروگابرو، پیلولاوا، روانه‌های توده‌ای و نهشته‌های رسوبی دریای عمیق به‌شکل پراکنده در نقاط مختلف محدوده بررسی شده رخنمون دارند. در این بین نیز حجم گابروها کم‌تر از واحدهای خروجی است. گابروها عمدتاً ایزوتروپ هستند. در حوالی روستای جنگونه گابروهای دگرسان شده در سمت شمال پیلوبازالت‌ها قرار دارند و با توجه به‌جهت جوان‌شدگی پیلولاواها، گابروها باید مرز گسله با آن‌ها داشته باشند ولی این مرز به‌خوبی قابل رویت نیست. رخنمون‌های کوچک گابروهای ریزبلور در شرق نصرت‌آباد در بالادست جاده نصرت‌آباد-زاهدان نیز وجود دارند که دارای فولیاسیون ماگمایی است و در مواردی به‌صورت متناوب با گابروهای دانه ریز ایزوتروپ قرار گرفته‌اند. در غرب زاهدان سنگ‌های آتشفشانی مربوط به بخش فوقانی توالی افیولیتی بیش‌تر در جنوب جاده نصرت‌آباد-زاهدان و حوالی روستای جنگونه گسترش دارند که در بعضی نقاط به‌صورت میان لایه‌ای با رسوبات قرمز رادیولاریتی قرار دارند. این سنگ‌ها به‌صورت پیلولاوا یا توده‌ای دیده می‌شوند. درون این سنگ‌ها دایک‌های متعدد قرار دارند که رنگ و ژئوشیمی آن‌ها متمایز از پیلوبازالت‌ها است. در کنار واحدهای بازالتی با مرز گسله، واحدهای رسوبی دریای عمیق (رادیولاریت و آهک پلاژیک) قرار دارند. بر اساس محتوای فسیلی فرامینیفرای پلانکتونی (گلوبوترونکنا^۱ و هتروهلکس^۲) سن آهک‌های پلاژیک کرتاسه فوقانی (سانتوین-کامپانین) است و به‌نوعی تعیین کننده سن حداقلی کرتاسه فوقانی برای افیولیت غرب زاهدان است.

در شمال سهل‌آباد رخنمون‌های افیولیتی شامل سنگ‌های پریدوتیتی، گابرو، دایک‌های دیابازی و سنگ‌های رسوبی از جمله آهک‌های پلاژیک، رادیولاریت و شیل است (شکل ۵). واحدهای مربوط به مجموعه افیولیتی به‌طور گسترده در کوه آشکده و خیری رخنمون دارند که به‌صورت کلی هارزبورژیت کم و بیش سرپانتینی شده است. عدسی‌هایی از لیستونیت نیز

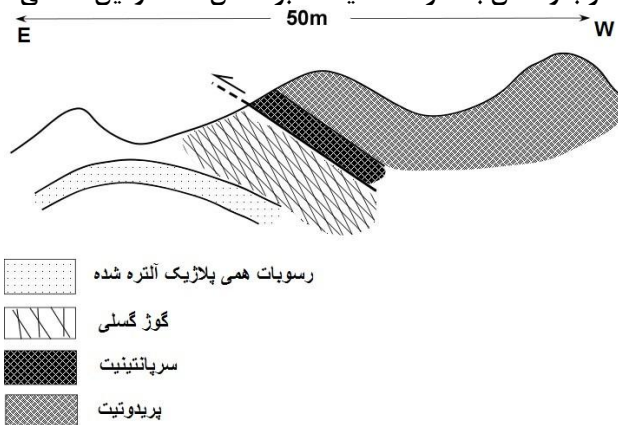
1. Globotruncana

2. Heterohelix

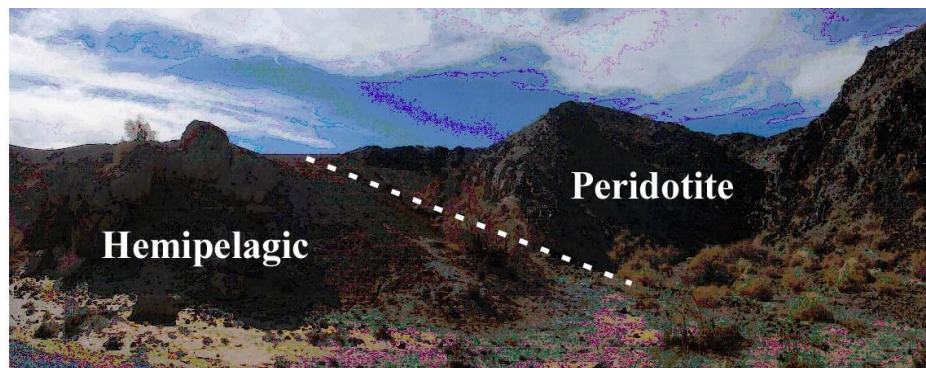
Legend



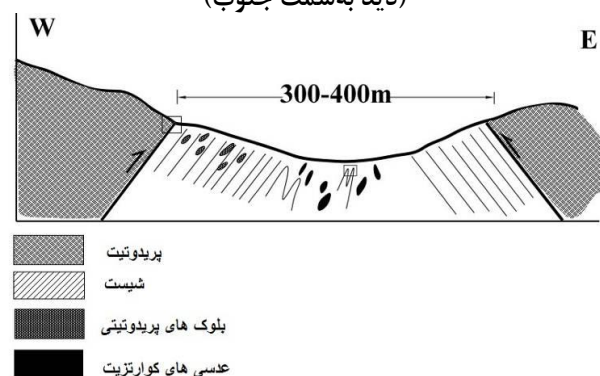
شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی غرب زاهدان به همراه تصحیحات بر اساس نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ زاهدان [۱۹]



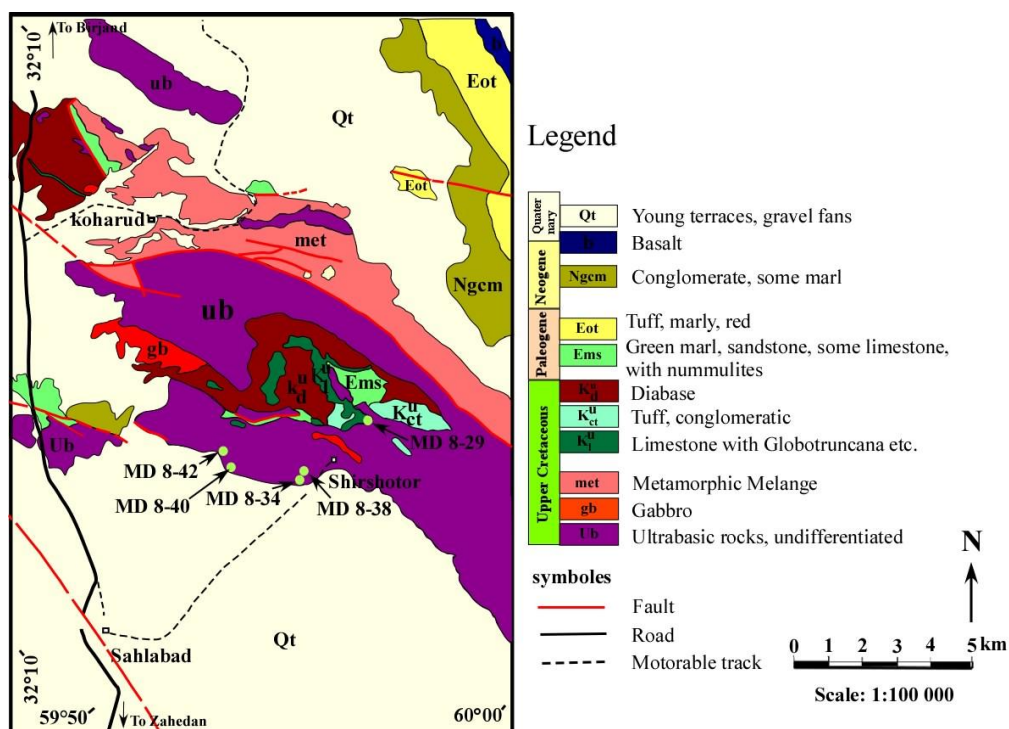
شکل ۲. برش زمین‌شناسی شمال غرب روستای جنگونه که در آن پریدوتیت‌ها با مرز گسله در کنار رسوبات همی پلاژیک قرار گرفته‌اند



شکل ۳. نمایی از پریدوتیت‌ها در کنار رسوبات همی‌پلاژیک. مرز گسله در شکل مشخص شده است (دید به سمت جنوب)



شکل ۴. مقطع زمین‌شناسی جنوب جاده نصرت‌آباد- زاهدان که در آن پریدوتیت‌ها روی شیست‌ها (شیست سبز) رانده شده‌اند



شکل ۵. نقشه زمین‌شناسی شمال سهل‌آباد به همراه تصحیحات بر اساس نقشه ۱/۱۰۰۰۰۰ سهل‌آباد [۱۷]

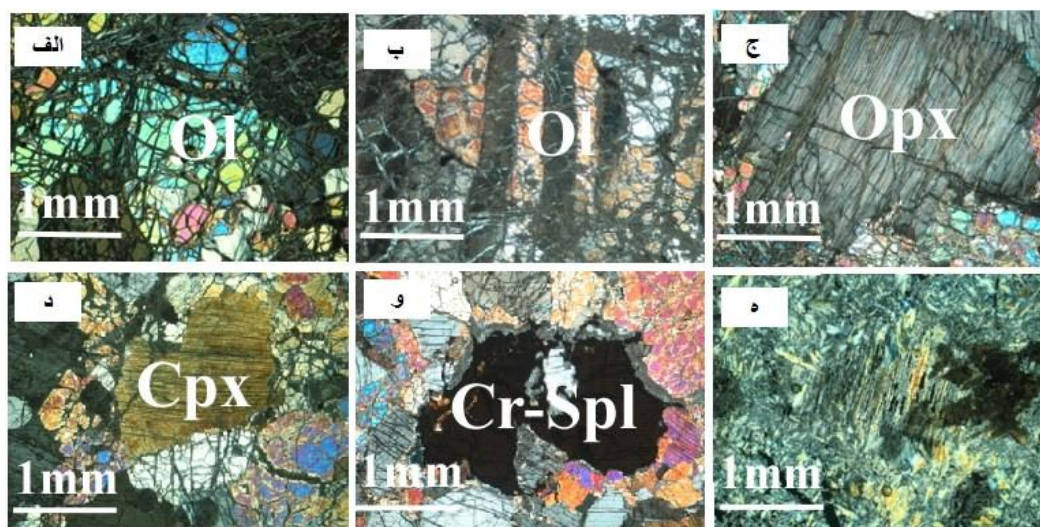
به‌طور معمول درون این واحدها یافت می‌شود. رخنمون واحد دیابازی نیز در برخی نقاط وجود دارد که با مرز تکتونیکی در کنار واحدهای پریدوتیت گشته‌ای و یا آهک‌های کرتاسه بالایی و دیگر واحدها دیده می‌شوند. اجزای رسوبی ملانژها در این منطقه متشکل از آهک‌های دانه‌ریز، شیل‌های سبز و سنگ‌های توفی هستند. در سمت شمال کوه آتشکده و شرق جاده اصلی، پدیده دگرگونی در ملانژها دیده می‌شود. این دگرگونه‌ها شامل متادیاباز، آلبیت-سریسیت شایست، بیوتیت-گنیس و آمفیبولیت شایست هستند. این دگرگونه‌ها ممکن است حاصل دگرگونی مجموعه سنگ‌های متعلق به ملانژ در این منطقه باشند. اگرچه ممکن است دگرگونه‌ها بلوک‌های بیگانه‌ای باشند که در اثر فعالیت‌های تکتونیکی وارد مجموعه ملانژ شده‌اند [۱۷]. طبق پژوهش [۱۸] در شمال سهل‌آباد بر اساس بررسی فرامینیرای پلانکتونی ۵ بیوزون معرفی شده است. بیوزون‌های تورونین فوقانی تا کامپانین تحتانی تشخیص داده شده اما نبود واحدهای سنگ‌چینه‌ای حد بالایی کامپانین تحتانی تا حد پایینی کامپانین فوقانی حاکی از یک فعالیت تکتونیکی در اواخر کامپانین تحتانی-کامپانین میانی است.

در شمال سهل‌آباد نیز پریدوتیت‌ها محدوده وسیعی را به‌خود اختصاص داده‌اند. پریدوتیت‌های شمال سهل‌آباد بیش‌تر در غرب روستای شیرشتر و اندکی هم در سمت شرق روستا پراکنده شده‌اند. نکته قابل ذکر این است که در این توده‌ها اثرات نفوذ توده‌های مافیک و یا رگه‌های فلسیک‌تر دیده نمی‌شود.

پتروگرافی

در رخنمون‌های افیولیتی مناطق بررسی شده، تکتونایت‌های گشته‌ای عمدتاً شامل هارزبورژیت و کلینوپیروکسن-هارزبورژیت است. در این میان کلینوپیروکسن-هارزبورژیت‌ها گستردگی کم‌تری داشته و هارزبورژیت‌ها فراوانی بیش‌تری دارند. در پریدوتیت‌های سهل‌آباد توده‌ای کوچک لرزولیتی نیز یافت شده است. در تکتونایت‌های گشته‌ای به استثناء توده لرزولیتی، در کل مقدار الیوین بین ۶۰ تا ۹۰ درصد، ارتوپیروکسن ۱۰ تا ۳۰ درصد و کلینوپیروکسن از کم‌تر از ۱ تا ۵ درصد حجمی تغییر می‌کند. کروم-اسپینل یک فاز فرعی است که در برخی نمونه‌ها حضور دارد و مقدار حجمی آن معمولاً کم‌تر از ۱ درصد است. در توده لرزولیتی حجم مودال کلینوپیروکسن تا حدود ۱۰ درصد نیز می‌رسد. به‌طور کلی حضور کروم-اسپینل برجای مانده و نبودن گارنت یا پلاژیوکلاز در پریدوتیت‌های گشته‌ای، حاکی است که این سنگ‌ها در رخساره اسپینل-پریدوتیت تعادل یافته‌اند. در هارزبورژیت و کلینوپیروکسن-هارزبورژیت، الیوین به‌صورت پورفیروکلاست‌هایی با اندازه ریز تا متوسط (۱ تا ۳ میلی‌متر) ظاهر شده است (شکل ۶ الف). در برخی موارد آثار دگرشکلی شکل‌پذیر یا پلاستیک دمای زیاد آستنسفری مثل کینک‌باند و خاموشی موجی در پورفیروکلاست‌های الیوین دیده می‌شود (شکل ۶ ب). شکل آمیبی در الیوین‌ها و یا مرز اتصال دانه‌ای ناصاف در مرز تماس الیوین-الیوین یا الیوین-اورتوپیروکسن و کلینوپیروکسن که در آن‌ها مرز دانه‌ها به شکل زبانه‌ای وارد هم‌دیگر شده‌است، نشان‌دهنده آثار ذوب بخشی در سنگ است [۲۰]. پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن معمولاً حواشی نامنظم دارند. خم‌شدگی در کلیواژ و خاموشی موجی در ارتوپیروکسن‌ها شواهدی از تحمل استرین دما بالا است. تیغه‌های جدایشی (اکسولوشن) کلینوپیروکسن به‌فراوانی در ارتوپیروکسن وجود دارد (شکل ۶ ج). اندازه پورفیروکلاست‌ها گاهی تا ۴ میلی‌متر هم می‌رسد. در کلینوپیروکسن نیز اندازه بلورها از ۱ تا ۳ میلی‌متر متغیر است. این کانی دارای حواشی نامنظم و هم‌چنین

خوردگی در حاشیه است (شکل ۶ د). کروم-اسپینل تنها فاز فرعی آلومینیوم دار است که در هارزبورژیت و هم‌چنین در کلینوپیروکسن-هارزبورژیت دیده می‌شود. در بعضی نمونه‌ها این فاز فراوانی بیش‌تری دارد ولی معمولاً فراوانی آن کم‌تر از ۱ درصد مودال است. کروم-اسپینل غالباً دارای حاشیه دندانه‌دار است که نشان‌دهنده منشأ برجای‌مانده از فرایند ذوب‌بخشی گوشته‌ای است (شکل ۶ و). در بعضی مقاطع کروم-اسپینل‌ها شدیداً دچار دگرسانی شده و به‌صورت بخشی یا کامل تبدیل به اکسید آهن شده‌اند. به‌دلیل واکنش با سیالات (پیش یا پس از جای‌گیری افیولیت)، برخی از سنگ‌های اولترامافیک به‌صورت کامل یا بخشی سرپانتینی شده‌اند. کانی‌های سرپانتین شامل آنتی‌گوریت، لیزاردیت، کریزوتیل و اکسید آهن است که سبب ایجاد یک بافت مشبک در سنگ شده‌است (شکل ۶ الف و ه).



شکل ۶. (الف) بافت شبکه‌ای حاصل از دگرسانی در امتداد شکستگی دانه‌های الیوین، (ب) آثار دگرشکلی دمای زیاد آستونسفری در الیوین، در نمونه‌های غرب زاهدان، (ج) تیغه‌های جدایشی در ارتوپیروکسن، (غرب زاهدان)، (د) کلینوپیروکسن در نمونه‌های غرب زاهدان، (و) کروم اسپینل برجای‌مانده در تکتونایت‌های گوشته‌ای، (ه) سرپانتینیزاسیون شدید در نمونه‌های شمال سهل آباد که در آن شکل دانه‌ها حفظ شده است
Ol: الیوین؛ Cpx: کلینوپیروکسن؛ Opx: ارتوپیروکسن؛ Cr-Spl: کروم-اسپینل

ژئوشیمی سنگ کل

در این نمونه‌ها مقادیر LOI بین ۲ تا ۹ درصد وزنی متغیر است. در برخی نمونه‌ها LOI کم‌تر از ۵ درصد نشان‌دهنده دگرسانی اندک آن‌هاست. بر پایه مقادیر بدون LOI تغییرات Al_2O_3 در پریدوتیت‌های مجموعه افیولیتی غرب زاهدان بین ۰/۸۸ تا ۲/۵۲ و در نمونه‌های سهل آباد بین ۰/۷۶ تا ۳/۵۱ درصد وزنی است. مقدار CaO نیز به‌ترتیب در افیولیت غرب زاهدان و سهل آباد از ۱/۲۰ تا ۲/۹۴ و ۰/۸۸ تا ۲/۸۵ درصد وزنی است. مقدار MgO از ۴۰/۱۹ تا ۴۴/۶۱ در نمونه‌های زاهدان و از ۳۸/۷۹ تا ۴۵/۲۴ درصد وزنی در نمونه‌های سهل آباد متغیر است. مقدار TiO_2 حداکثر به ۰/۰۷ در نمونه‌های زاهدان و ۰/۱۰ در نمونه‌های سهل آباد می‌رسند. $Mg\#$ نیز از ۹۰/۶ تا ۹۰/۸۶ در نمونه‌های زاهدان و از ۸۹/۶۳ تا ۹۰/۹۳ در نمونه‌های سهل آباد تغییر می‌کند. تمرکز عناصر Cr و Ni در پریدوتیت‌های غرب زاهدان به‌ترتیب بین ۲۱۴۲ تا ۲۴۰۲ و ۲۷۱۱ تا ۲۹۷۳ پی‌پی‌ام است در حالی که در پریدوتیت‌های سهل آباد تمرکز Ni و Cr به‌ترتیب بین ۲۰۸۲ تا ۲۴۴۸ و ۲۷۹۵ تا ۴۲۸۵ پی‌پی‌ام است. به‌طور کلی به استثناء یکی از نمونه‌ها (MD8-29)، تمرکز برخی

عناصر مانند Mg, Ni و Cr در پریدوتیت‌های سهل‌آباد نسبت به پریدوتیت‌های غرب زاهدان بیش‌تر است. در مقابل تمرکز برخی دیگر از عناصر مانند CaO , TiO_2 و Al_2O_3 در پریدوتیت‌های غرب زاهدان بالاتر از پریدوتیت‌های سهل‌آباد است. تجزیه شیمیایی نمونه‌های بررسی شده در جدول ۱ نمایش داده شده است.

جدول ۱. ترکیب شیمیایی اکسید عناصر اصلی و برخی عناصر فرعی در نمونه‌های پریدوتیت گشته‌ای غرب زاهدان و شمال سهل‌آباد

Sahl Abad						West of Zahedan							
Sample	MD 8-34	MD 8-42	MD 8-40	MD 8-38	MD 8-29	MDZ 94	MDZ 86	MDZ 85	MDZ 61	MDZ 57	MDZ 59	MDZ 15	MDZ 11
Major elements (wt.%)													
SiO₂	40.31	41.09	41.13	41.46	41.39	41.85	42.28	41.41	44.16	43.00	43.31	43.24	42.70
TiO₂	0.01	0.01	0.01	0.01	0.09	0.01	0.02	0.03	0.06	0.07	0.06	0.03	0.02
Al₂O₃	0.70	0.69	0.89	1.01	3.18	0.83	1.41	1.46	2.28	2.41	2.34	1.48	1.14
Fe₂O₃	8.19	8.05	8.05	8.24	8.06	8.41	8.19	8.50	8.77	8.49	8.52	8.67	8.47
MnO	0.12	0.12	0.11	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.13	0.12	0.12	0.13	0.13
MgO	41.43	40.20	40.23	40.11	35.16	42.19	40.57	38.91	40.81	38.94	38.42	42.16	41.94
CaO	0.81	0.88	1.58	1.16	2.58	1.14	1.48	1.92	2.36	2.40	2.81	1.70	1.48
Na₂O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00
K₂O	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P₂O₅	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
LOI	9.06	9.42	8.22	8.19	9.55	6.37	6.46	8.05	2.23	5.09	5.03	2.91	5.00
Total	100.64	100.47	100.24	100.31	100.20	100.94	100.54	100.40	100.82	100.56	100.64	100.34	100.90
Mg#	91.0	90.8	90.9	90.6	89.7	90.9	90.8	90.1	90.2	90.1	90.0	90.6	90.8
Trace elements (ppm)													
Sc	11	16	11	9	17	12	14	14	13	13	16	13	11
Ni	2448	2315	2430	2343	2082	2402	2301	2227	2206	2196	2142	2339	2381
Co	117	114	115	115	103	119	113	111	109	110	106	113	114
Cr	2958	2745	4285	2807	2795	2896	2899	2938	2788	2711	2795	2973	2773
V	37	43	53	54	79	46	51	64	66	66	70	56	54

شیمی کانی‌ها

در جدول‌های ۲ تا ۵ ترکیب شیمیایی الیوین، کلینوپیروکسن و کروم-اسپینل در پریدوتیت‌های منطقه و در شکل ۱۰ محل نقاط تجزیه شده ارائه شده است. در الیوین مقدار فورستريت بین ۹۰/۱-۸۹/۶ است. TiO_2 مقدار بسیار کمی داشته و کم‌تر از حد تشخیص است. CaO نیز تمرکز اندکی دارد و حداکثر به ۰/۱ درصد وزنی می‌رسد. همچنین $\text{Mg\#}(\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}))$ بین ۸۹/۸ تا ۹۰/۱ است. در کلینوپیروکسن نیز TiO_2 تمرکز زیادی نداشته و حدود ۰/۲-۰/۰ درصد وزنی است. Al_2O_3 و Cr_2O_3 به‌ترتیب تمرکزی حدود ۱/۴ تا ۳/۸ و ۰/۰ تا ۰/۱ درصد وزنی دارند. Mg\# در کلینوپیروکسن تغییرات چشم‌گیری داشته و بین ۹۱/۸ تا ۹۵/۰ تغییر می‌کند. ترکیب کلینوپیروکسن به‌صورت $\text{Wo}_{12.3-50.3}\text{Fs}_{2.9-77.8}\text{En}_{46.6}$ است و اغلب در محدوده دیوپسید و تا اندازه‌ای اوژیت قرار می‌گیرد. ترکیب شیمیایی کروم-اسپینل در جدول ۲ ارائه شده است که در آن محاسبه Fe^{2+} و Fe^{3+} بر اساس روش [۲۱] صورت گرفته است. ترکیبات کروم-اسپینل در دو گروه کاملاً متمایز از هم قرار می‌گیرند. یک گروه مربوط به کروم-اسپینل‌های سالم است که در زیر میکروسکوپ رنگ قهوه‌ای تیره تا روشن دارند. گروه دیگر کروم-اسپینل‌های

دگرسان شده هستند که رنگ تیره دارند. در مورد تفاوت این دو گروه در ادامه بحث شده است. در این کانی‌ها Al_2O_3 و Cr_2O_3 به ترتیب حدود ۴۲/۳ تا ۴۳/۴ و ۲۴/۷ تا ۲۵/۴ درصد وزنی است. مقدار FeO و MgO در کروم-اسپینل به ترتیب حدود ۱۵/۵ تا ۱۵/۹ و ۱۶/۴ تا ۱۶/۸ درصد وزنی است. در این کانی، $[\text{Cr}\# = 100 \times \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})]$ $\text{Cr}\#$ حدود ۲۷/۵ تا ۲۸/۶ است. همچنین $[\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ $\text{Mg}\#$ از ۶۴/۹ تا ۶۵/۸ تغییر می‌کند. با توجه به این که در پریدوتیت گوشته اولیه $\text{Cr}\#$ حدود ۸ تا ۱۰ است [۲۲] مقدار $\text{Cr}\#$ در اسپینل حاکیست که پریدوتیت بررسی شده متحمل درجاتی از تهی‌شدگی شده است.

جدول ۲. ترکیب شیمیایی اسپینل در پریدوتیت‌های گوشته‌ای. محاسبه apfu بر اساس ۳ کاتیون و ۴ آنیون $[\text{Cr}\# = 100 \times \text{Cr} / (\text{Cr} + \text{Al})]$ ، $\text{Mg}\# = 100 \times \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ محاسبه Fe^{3+} و Fe^{2+} براساس روش [۲۱]

Elements	Altered Cr-spinel											Fresh Cr-Spinel				
	a1	a2	a3	a4	a4	b1	b2	b3	b4	b5	b6	c1	c2	c3	c4	c5
SiO_2	7.1	9.9	6.7	12.0	8.4	5.6	7.2	8.5	10.9	11.1	13.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
TiO_2	0.0	0.2	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
Al_2O_3	15.3	12.3	13.7	14.2	14.2	19.7	16.2	13.4	13.7	13.0	12.3	42.5	42.6	42.9	42.3	43.4
Cr_2O_3	22.7	24.0	27.3	22.5	24.3	25.8	23.5	24.8	20.8	20.2	22.0	24.8	25.4	24.7	25.0	24.6
FeO	34.9	32.4	35.2	28.9	34.5	30.1	35.6	34.9	29.4	35.5	27.6	15.8	15.5	15.7	15.8	15.9
MnO	0.3	0.7	0.5	0.4	0.4	0.4	0.6	0.4	0.4	0.3	0.4	0.0	0.1	0.2	0.0	0.0
MgO	12.1	13.1	9.5	15.1	11.2	11.4	10.3	11.0	14.0	13.5	15.6	16.4	16.7	16.8	16.7	16.7
CaO	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.1	0.1	0.1	0	0	0	0	0
Total	92.5	92.7	93.1	93.3	93.1	93.2	93.6	93.1	89.4	93.8	91.1	99.7	100.4	100.4	99.9	100.8
Si	0.23	0.32	0.22	0.38	0.27	0.18	0.23	0.28	0.36	0.35	0.42	0.00	0.000	0.000	0.000	0.003
Ti	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.002	0.002	0.002	0.002
Al	0.59	0.47	0.54	0.53	0.55	0.75	0.63	0.52	0.54	0.49	0.47	1.39	1.39	1.39	1.38	1.40
Cr	0.59	0.62	0.73	0.57	0.63	0.66	0.61	0.65	0.55	0.51	0.56	0.54	0.55	0.54	0.55	0.53
Fe^{3+}	0.34	0.23	0.25	0.11	0.24	0.20	0.27	0.24	0.17	0.26	0.10	0.04	0.049	0.058	0.058	0.047
Fe^{2+}	0.62	0.66	0.73	0.65	0.71	0.61	0.71	0.72	0.65	0.69	0.65	0.32	0.310	0.305	0.309	0.319
Mn	0.00	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.00	0.002	0.005	0.000	0.000
Mg	0.59	0.64	0.48	0.72	0.55	0.55	0.50	0.54	0.70	0.65	0.76	0.68	0.69	0.69	0.69	0.68
Ca	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0	0	0	0	0
Total	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3	3
Fe_2O_3	13.6	9.29	10.1	4.83	9.71	8.38	10.9	9.81	6.78	10.7	4.15	2.23	2.35	2.79	2.79	2.25
FeO	22.6	24.0	26.0	24.5	25.7	22.5	25.7	26.0	23.3	25.7	23.8	13.8	13.39	13.19	13.29	13.87
Total	93.8	93.6	94.1	93.7	94.0	94.0	94.7	94.0	90.0	94.8	91.5	99.9	100.6	100.6	100.1	101.0
$\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}_{\text{tot}}$	35.1	25.8	25.9	15.0	25.3	25.0	27.6	25.2	20.7	27.3	13.5	12.6	13.62	15.99	15.89	12.75
Cr#	49.9	56.7	57.2	51.5	53.4	46.8	49.3	55.4	50.5	51.0	54.5	28.1	28.6	27.9	28.4	27.5
Mg#	38.2	41.8	32.4	48.2	36.6	40.3	34.0	35.9	45.9	40.4	50.1	64.9	65.76	65.61	65.33	65.18
$\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Cr}_2\text{O}_3$	0.67	0.51	0.50	0.63	0.58	0.76	0.69	0.54	0.66	0.64	0.56	1.71	1.68	1.74	1.69	1.76

جدول ۳. ترکیب شیمیایی البوین در پریدوتیت‌های گوشته‌ای. محاسبه فرمول شیمیایی بر اساس ۳ کاتیون و ۴ آنیون. Fo: فورستریت؛ Fa: فایالیت

Elements	a9	a10	a11	a12	b18	b19	b20	c11
SiO ₂	40.9	41.4	41.1	40.9	41.4	39.7	40.7	40.9
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10	0.10	0.00	0.00
FeO	10.0	10.2	10.0	10.0	10.0	10.0	10.2	10.0
MnO	0.10	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.20	0.10
MgO	51.1	51.7	51.1	51.1	51.6	49.1	50.4	50.8
CaO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	102.2	103.5	102.4	102.3	103.2	99.0	101.5	101.8
Si	0.982	0.982	0.985	0.982	0.984	0.985	0.985	0.986
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0
Al	0	0	0	0	0	0	0	0
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.201	0.202	0.200	0.201	0.199	0.208	0.206	0.202
Mn	0.002	0.004	0.004	0.004	0.002	0.002	0.004	0.002
Mg	1.830	1.829	1.826	1.829	1.828	1.817	1.819	1.825
Ca	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	3.018	3.018	3.015	3.017	3.015	3.014	3.015	3.014
Fo	90.02	89.86	89.93	89.93	90.10	89.65	89.62	89.96
Fa	9.88	9.95	9.87	9.87	9.80	10.24	10.18	9.93
Mg#	90.11	90.04	90.11	90.11	90.19	89.75	89.80	90.06

جدول ۴. ترکیب شیمیایی مرز واکنشی البوین - اسپینل

Elements	a6	a7	a7	b12	b13	b14	b15	c6	c7	c8
SiO ₂	33.90	33.90	34.60	33.40	33.20	36.60	36.60	33.30	31.70	32.50
TiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
Al ₂ O ₃	13.50	11.30	10.40	10.90	12.70	9.90	10.70	12.00	12.80	10.40
Cr ₂ O ₃	0.20	0.30	0.20	0.20	0.20	0.10	0.10	0.40	0.20	0.30
FeO	3.20	3.20	3.00	3.50	3.60	3.30	3.20	3.40	3.60	3.20
MnO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.10	0.00	0.00	0.10
MgO	33.80	33.60	34.10	32.60	32.70	36.00	36.20	32.70	32.00	31.80
CaO	0.00	0.10	0.10	0.10	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10
K ₂ O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO									0.80	
Na ₂ O	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.10	0.20	0.10	0.10
Total	84.80	82.40	82.40	80.70	82.50	86.00	87.00	82.00	80.40	78.60

جدول ۵. ترکیب شیمیایی کلینوپیروکسن در پریدوتیت‌های گوشته‌ای. محاسبه apfu بر اساس ۴ کاتیون و ۶ آنیون. Wo : ولستونیت؛ En : انستاتیت؛ Fs : فروسیلیت. $\text{Mg\#} = 100 \times \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$

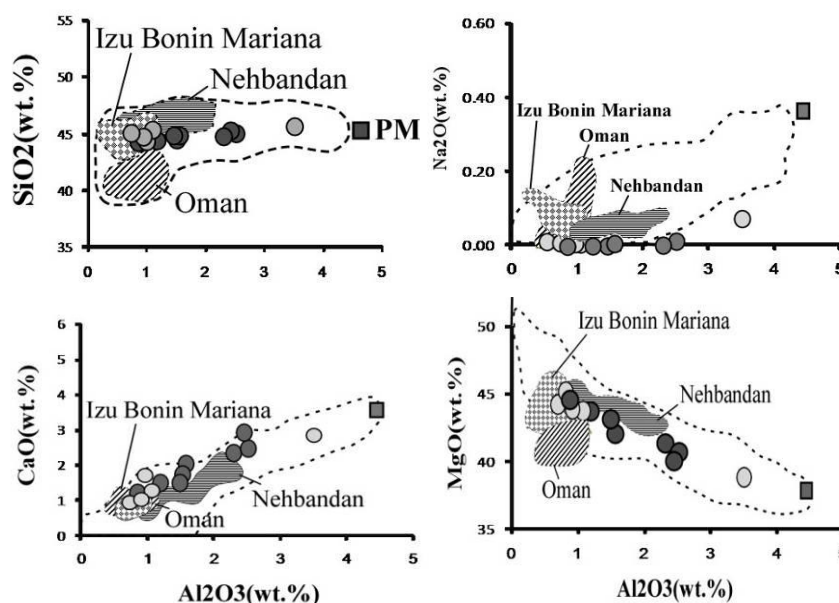
Elements	b7	b8	b9	b10	b11	b16	b17
SiO_2	53.10	54.90	52.70	53.60	55.80	57.60	56.90
TiO_2	0.00	0.20	0.20	0.20	0.00	0.00	0.10
Al_2O_3	3.80	1.90	3.00	2.60	2.30	1.40	2.10
Cr_2O_3	0.00	0.00	1.00	0.10	0.00	0.00	0.40
FeO	2.90	2.10	2.20	1.90	2.50	2.40	3.80
MnO	0.20	0.20	0.10	0.20	0.20	0.10	0.10
MgO	18.20	17.70	16.70	17.00	18.70	25.50	28.70
CaO	22.90	25.30	24.90	25.40	24.20	11.40	6.30
Na_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.00	1.20
K_2O	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total	101.10	102.30	100.80	101.00	103.70	99.40	99.60
Si	1.899	1.948	1.905	1.928	1.948	2.021	1.981
Ti	0.000	0.005	0.005	0.005	0.000	0.000	0.003
Al	0.160	0.079	0.128	0.110	0.095	0.058	0.086
Cr	0.000	0.000	0.029	0.003	0.000	0.000	0.011
Fe^{3+}	0.042	0.013	0.023	0.020	0.009	0.000	0.017
Fe^{2+}	0.045	0.049	0.043	0.037	0.064	0.070	0.094
Mn	0.006	0.006	0.003	0.006	0.006	0.003	0.003
Mg	0.970	0.936	0.900	0.912	0.973	1.334	1.490
Ca	0.878	0.962	0.964	0.979	0.905	0.429	0.235
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.068	0.081
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	3.984	4.000
Wo	45.36	49.06	49.95	50.26	46.39	22.55	12.26
En	50.16	47.76	46.61	46.81	49.87	70.17	77.74
Fs	4.48	3.18	3.44	2.93	3.74	3.70	5.77
Mg#	91.79	93.76	93.12	94.10	93.02	94.98	93.09

بحث

۱. شیمی عناصر اصلی پریدوتیت‌های گوشته‌ای

مقدار تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها با ترکیب عناصر اصلی مانند CaO ، Al_2O_3 ، MgO ، و نیز نسبت $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ مشخص می‌شود. تهی‌شدگی پریدوتیت‌ها با افزایش مقدار MgO و نسبت $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ و کاهش CaO و Al_2O_3 همراه است. تغییرات متقابل عناصر اصلی با Al_2O_3 در پریدوتیت‌های منطقه در شکل ۷ ارائه شده‌است. همین تغییرات با رسم محدوده‌هایی برای پریدوتیت‌های کوه‌زایی، افیولیتی و آبیسال [۴] و پریدوتیت‌های چند منطقه دیگر ارائه شده‌است. داده‌های منطقه بررسی شده در همه نمودارها در داخل محدوده تغییرات شیمیایی پریدوتیت‌های گوشته‌ای قرار گرفته و روند تحولی آن‌ها نیز مطابق با روند پریدوتیت‌های گوشته است. به‌علاوه از آن‌جا که عناصر استفاده شده پارامترهای مناسبی از مقدار تهی‌شدگی هستند از این رو، در این شکل شیمی پریدوتیت‌های بررسی شده با افیولیت نه‌بندان (به عنوان بخشی از افیولیت های شرق ایران) و دو مورد از پریدوتیت‌های تهی شده بالای زون فروران (پریدوتیت های قوس ایزو- بونین- ماریانا و افیولیت عمان) مقایسه شده است. نحوه توزیع نقاط گواه مناسبی

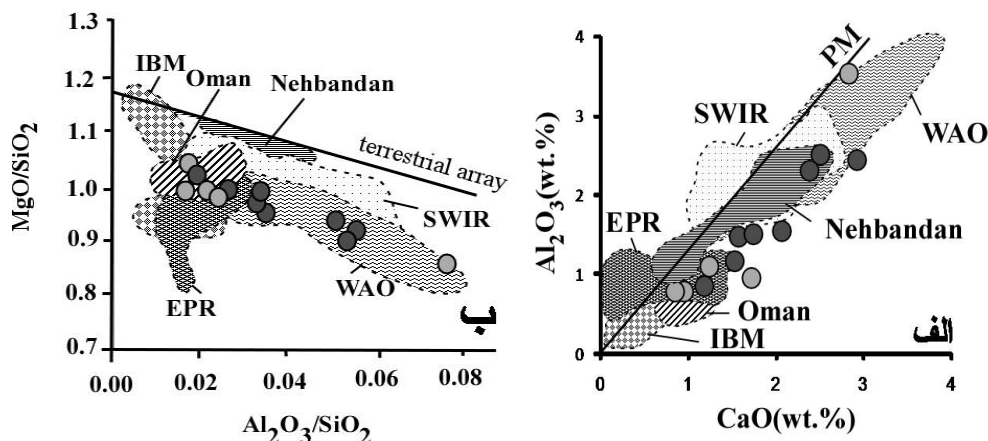
از مقدار تهی‌شدگی پریدوتیت‌های مورد بحث است. در برخی نمونه‌ها، تهی‌شدگی در حد پریدوتیت‌های بالای زون فرورانش و در برخی دیگر کم‌تر از آن است.



شکل ۷. تغییرات عناصر اصلی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای نسبت به مقدار Al_2O_3 در محیط‌های مختلف. ترکیب گوشته اولیه (PM) از [۲۳] است. محدوده‌های نمایش داده شده با خط چین مربوط به پریدوتیت‌های کوه‌زایی، آبیسال و افیولیتی هستند [۴]. محدوده ایزو-بونین-ماریانا از [۲۴]، محدوده عمان از [۲۵]، محدوده نهبندان از [۲۶]. دایره‌های تیره رنگ مربوط به نمونه‌های زاهدان و دوایر روشن مربوط به نمونه‌های سهل آباد است

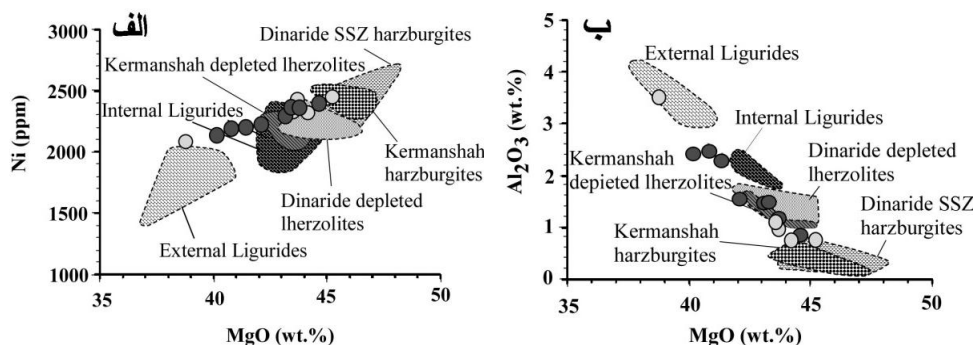
تغییرات Al_2O_3 در مقابل CaO به همراه روند تحولی گوشته اولیه (PM) [۲۷] در شکل ۸ الف نمایش داده شده است. در نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل CaO چنان‌که دیده می‌شود نمونه‌های منطقه روند تغییرات Al_2O_3 و CaO نسبتاً مشابهی با روند گوشته اولیه نشان می‌دهند. بر اساس آن‌چه که از این شکل استنباط می‌شود، تهی‌شدگی ماگمایی نقش اصلی در تنوع شیمیایی عناصر اصلی در پریدوتیت‌های گوشته‌ای مناطق بررسی شده داشته و بنابراین ذوب‌بخشی گوشته‌ای اصلی‌ترین فرایندی است که باعث تحول پریدوتیت‌ها به لحاظ تمرکز عناصر اصلی شده است. به بیان دیگر نقش عوامل دیگر مثل دگرسانی ثانویه و یا واکنش شدید مذاب-سنگ بر تمرکز عناصر اصلی کم‌رنگ بوده است. تغییرات نسبت MgO/SiO_2 به نسبت Al_2O_3/SiO_2 به همراه "روند زمینی" تغییرات این نسبت‌ها در شکل ۸ ب آمده است. روند زمینی [۲۸]، [۲۹] در واقع روند تهی‌شدگی ماگمایی (ذوب‌بخشی) از یک ترکیب گوشته اولیه با نسبت MgO/SiO_2 حدود ۰/۱ به سمت پریدوتیت به شدت تهی‌شده با نسبت MgO/SiO_2 حدود ۱/۱ و Al_2O_3/SiO_2 حدود صفر است. در این نمودار تغییرات نسبت MgO/SiO_2 به Al_2O_3/SiO_2 نمونه‌های منطقه تقریباً موازی و منطبق بر "روند زمینی" است. در این شکل نیز مشابه با نتایج شکل ۸ الف بر نقش غالب فرایند ذوب بخشی در تحول پریدوتیت‌ها حکایت دارد. در ضمن مقدار تهی‌شدگی گوشته‌ای نمونه‌های بررسی شده در قیاس با پریدوتیت افیولیت نهبندان و برخی دیگر از پریدوتیت‌های افیولیتی و آبیسال دیگر مناطق دنیا قابل استنباط است. بر اساس آن‌چه در شکل‌های ۷ و ۸ دیده می‌شود نمونه‌های پریدوتیتی بررسی شده درصدهای متفاوتی از تهی‌شدگی را متحمل شده‌اند. به‌طور کلی نمونه‌های سهل آباد نسبت به نمونه‌های زاهدان تهی‌شدگی بیش‌تری دارند. طیف تغییرات

مقدار تهی‌شدگی در این دو منطقه تا اندازه‌ای با نمونه‌های نه‌بندان قابل قیاس است اگرچه برخی نمونه‌های افیولیت زاهدان تهی‌شدگی کم‌تری نشان می‌دهند. یکی از نمونه‌های سهل‌آباد نیز با تهی‌شدگی بسیار کم کاملاً متمایز از بقیه نمونه‌هاست. در این شکل‌ها داده‌های مناطق بررسی شده در یک طیف مابین پریدوتیت‌های با تهی‌شدگی زیاد (مانند عمان و ایزو-یونین-مارینا) و پریدوتیت‌های با تهی‌شدگی کم گسترده شده‌اند.



شکل ۸. الف) تغییرات Al_2O_3 در مقابل CaO در پریدوتیت‌های گوشته‌ای. PM (روند گوشته اولیه) از [۲۷] است، ب) دیگرام تغییرات MgO/SiO_2 در مقابل Al_2O_3/SiO_2 در پریدوتیت‌های گوشته‌ای، روند زمینی (terrestrial array) بر اساس [۲۸]، [۲۹]. SWIR: پریدوتیت‌های آبی‌سال جنوب غرب پشته هند از [۳۰]، EPR: پریدوتیت‌های آبی‌سال برآمدگی شرق اقیانوس آرام از [۳۱]، [۳۲]، WAO: افیولیت‌ها و لرزولیت‌های کوه‌زایی غرب آلپ از [۳۳، ۳۴]، IBM: پریدوتیت‌های جلو قوس ماریانا از [۲۴]، نه‌بندان از [۲۶]. سایر علائم مانند شکل ۷ است

در شکل ۸ نیز داده‌های منطقه با برخی پریدوتیت‌های افیولیتی شناخته شده مقایسه شده‌اند. در شکل ۹ الف نمودار تغییرات Ni در مقابل MgO و در شکل ۹ ب نمودار Al_2O_3 در مقابل MgO رسم شده است. با توجه به ضریب تفريق بالای Ni در الیوین انتظار می‌رود با افزایش درصد ذوب و بالا رفتن MgO مقدار Ni نیز افزایش یابد. چنان‌که ملاحظه می‌شود مقدار تهی‌شدگی پریدوتیت‌های گوشته‌ای بررسی شده تغییرات زیادی داشته و از محدوده پریدوتیت‌های گوشته‌ای افیولیت‌های تیپیک نوع MORB مانند External Ligurides تا افیولیت‌های تیپیک نوع بالای زون فروانش مانند افیولیت Dinaride و کرمانشاه [۱۲] تغییر می‌کند. یکی از نکات مهم این است که طیف تغییرات ترکیب شیمیایی در پریدوتیت‌های بررسی شده در هیچ یک از مثال‌های ارائه شده دیده نمی‌شود و این می‌تواند یکی از ویژگی‌های قابل بحث در مورد افیولیت منطقه باشد.



شکل ۹. نمودار تغییرات (الف) Ni ، (ب) Al_2O_3 در مقابل MgO . محدوده‌های نمایش داده شده از [۱۲] است. سایر علائم مانند شکل ۷ است

۲. ترکیب شیمیایی کروم اسپینل

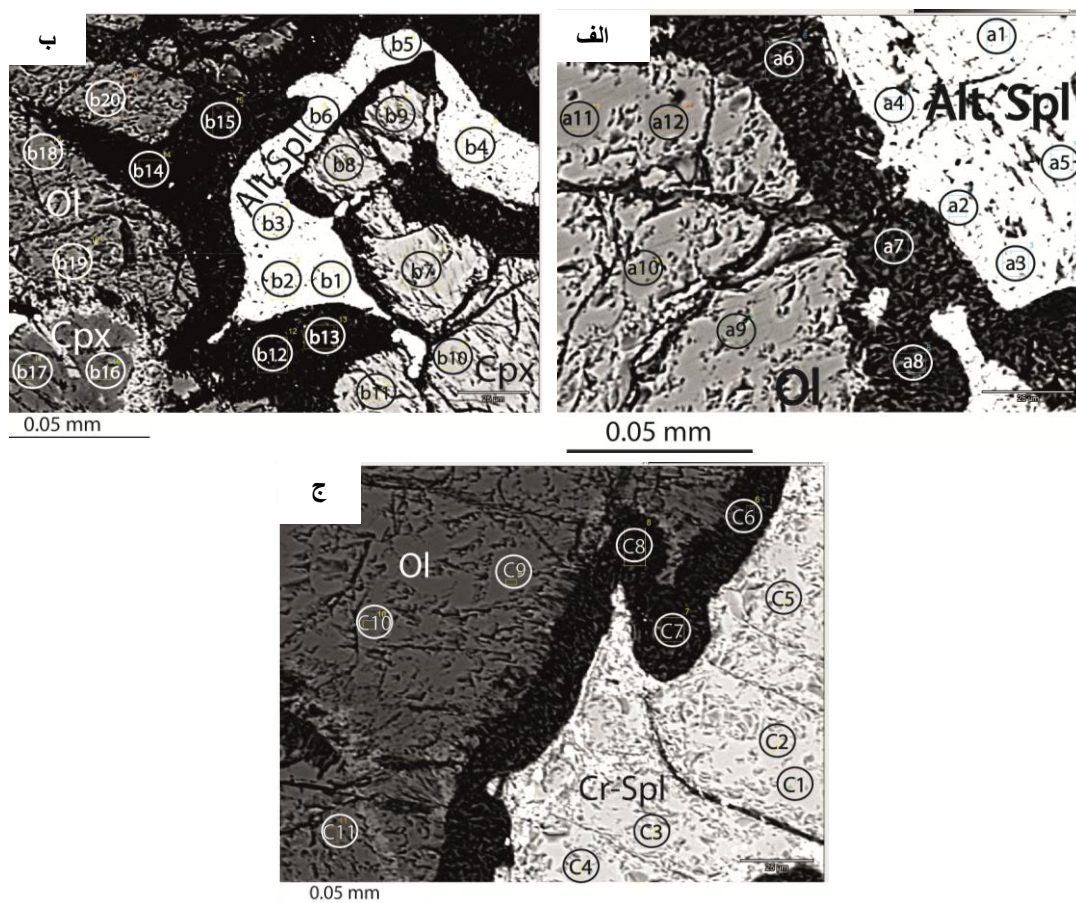
۱-۲. دگرسانی کروم اسپینل‌ها

پریدوتیت‌های گوشته‌ای مجموعه‌های افیولیتی طی فرایندهایی پس از شکل‌گیری لیتوسفر اقیانوسی، در حین جای‌گیری و استقرار افیولیت‌ها و فرایندهای پس از آن معمولاً تا اندازه زیادی دچار دگرسانی می‌شوند. هم‌چنین حساسیت پریدوتیت‌ها در مقابل دگرسانی ثانویه، یک عامل تشدید کننده است به‌طوری‌که در برخی موارد سنگ کاملاً دگرسان شده و هیچ آثاری از کانی‌های اولیه سنگ باقی نمی‌ماند. کانی‌های ثانویه‌ای مانند سرپانتین، کلریت، اکسید آهن و در مواردی آمفیبول عمده‌ترین محصولات دگرسانی پریدوتیت‌ها هستند.

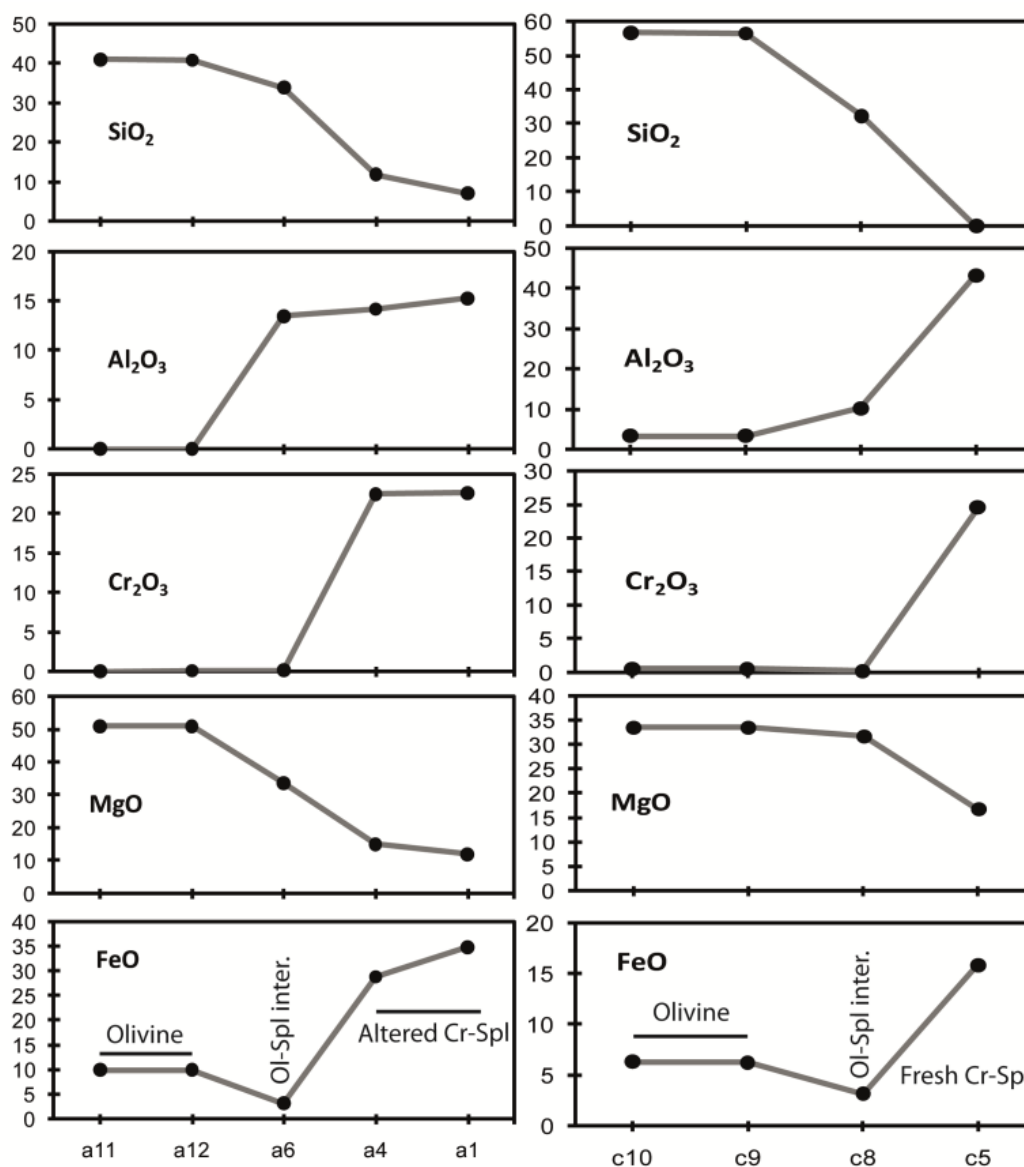
کروم اسپینل یک کانی فرعی معمول در پریدوتیت‌های گوشته‌ای است. از آن‌جاکه ترکیب شیمیایی این کانی تحت تأثیر شرایط فیزیکی و پتروژنتیک تغییرات معنی‌داری نشان می‌دهد بنا براین از آن به‌عنوان نشان‌گری مهم در تفسیر برخی فرایندها مانند ترکیب شیمیایی مذاب، فشار تبلور، درجه تهی‌شدگی سنگ میزبان و جای‌گاه تکتونوماگمایی پریدوتیت‌ها استفاده شده است [۳۵]-[۳۹]. اگرچه در صورتی که کروم اسپینل تحت تأثیر دگرسانی قرار گیرد فازهای ثانویه‌ای مانند فریت-کرومیت و کرومیت-کلریت حاصل می‌شود [۴۰]-[۴۴]. در این بحث تغییرات ثانویه کروم اسپینل در تماس با کانی‌های سیلیکاته اطراف (الیون) در پریدوتیت‌های منطقه بحث شده است. به‌علاوه از منظر دیگر تغییرات ژئوشیمیایی کروم اسپینل بر اثر فرایند دگرسانی نشان داده شده است.

در شکل ۱۰ محل نقاط تجزیه شده کانی‌ها با الکترون مایکروپروب نشان داده شده است. در شکل ۱۱ که تغییرات عناصر از الیون به‌سمت مرز واکنشی آن با کروم اسپینل و نهایتاً خود کروم اسپینل دگرسان شده را نشان می‌دهد (نمودارهای سمت چپ) MgO و SiO_2 کاهش تدریجی را به‌سمت کروم اسپینل نشان می‌دهند. با توجه به ترکیب این کانی‌ها این پدیده طبیعی است ولی اگر همین روندها را در ارتباط با الیون-کروم اسپینل سالم ملاحظه کنیم (نمودارهای سمت راست) مشاهده می‌شود که در کروم اسپینل دگرسان SiO_2 تا حدود ۱۰ درصد افزایش یافته است. تغییرات Al_2O_3 ، Cr_2O_3 و FeO از سمت الیون به‌سمت کروم اسپینل روند افزایشی دارد. این نکته نیز کاملاً قابل انتظار است اما ملاحظه می‌شود که در مورد Al_2O_3 روندی تدریجی وجود دارد در حالی‌که در Cr_2O_3 روند افزایشی یک‌باره است. اگر تغییرات این عناصر را در مرز الیون-کروم اسپینل دگرسان و الیون-کروم اسپینل سالم را نیز مقایسه کنیم روند افزایش Al_2O_3 در مرز الیون-کروم اسپینل دگرسان سریع‌تر است. با این مشاهدات این‌ها می‌توان نتیجه گرفت بر اثر دگرسانی کروم اسپینل Cr_2O_3 آن‌چندان تغییر نکرده یا به مرز واکنشی با الیون وارد نشده در حالی‌که بخشی از Al_2O_3 وارد مرز واکنشی با الیون شده است. برعکس با دگرسانی الیون و در تماس با کانی‌های سیلیکاته SiO_2 وارد ساختمان کروم اسپینل دگرسان شده است. هم‌چنین در نمودار تغییرات FeO با این‌که روند به‌سمت کروم اسپینل افزایشی است ولی مقدار FeO در کروم اسپینل سالم و دگرسان کاملاً متفاوت است. برای مقایسه بهتر تغییرات ترکیب کروم اسپینل بر اثر دگرسانی در شکل ۱۲ تمرکز عناصر مختلف در کروم-اسپینل سالم و دگرسان با هم مقایسه شده است. به‌طورکلی در کروم اسپینل دگرسان افزایش SiO_2 ، MnO ، FeO و کاهش Al_2O_3 و MgO دیده می‌شود. مقدار Cr_2O_3 تغییرات معنی‌داری در حین دگرسانی ندارد. به‌دلیل افزایش FeO و کاهش MgO در کروم اسپینل دگرسان شده مقدار $Mg\#$ کاهش می‌یابد. از طرفی با توجه به کاهش Al_2O_3 بر اثر

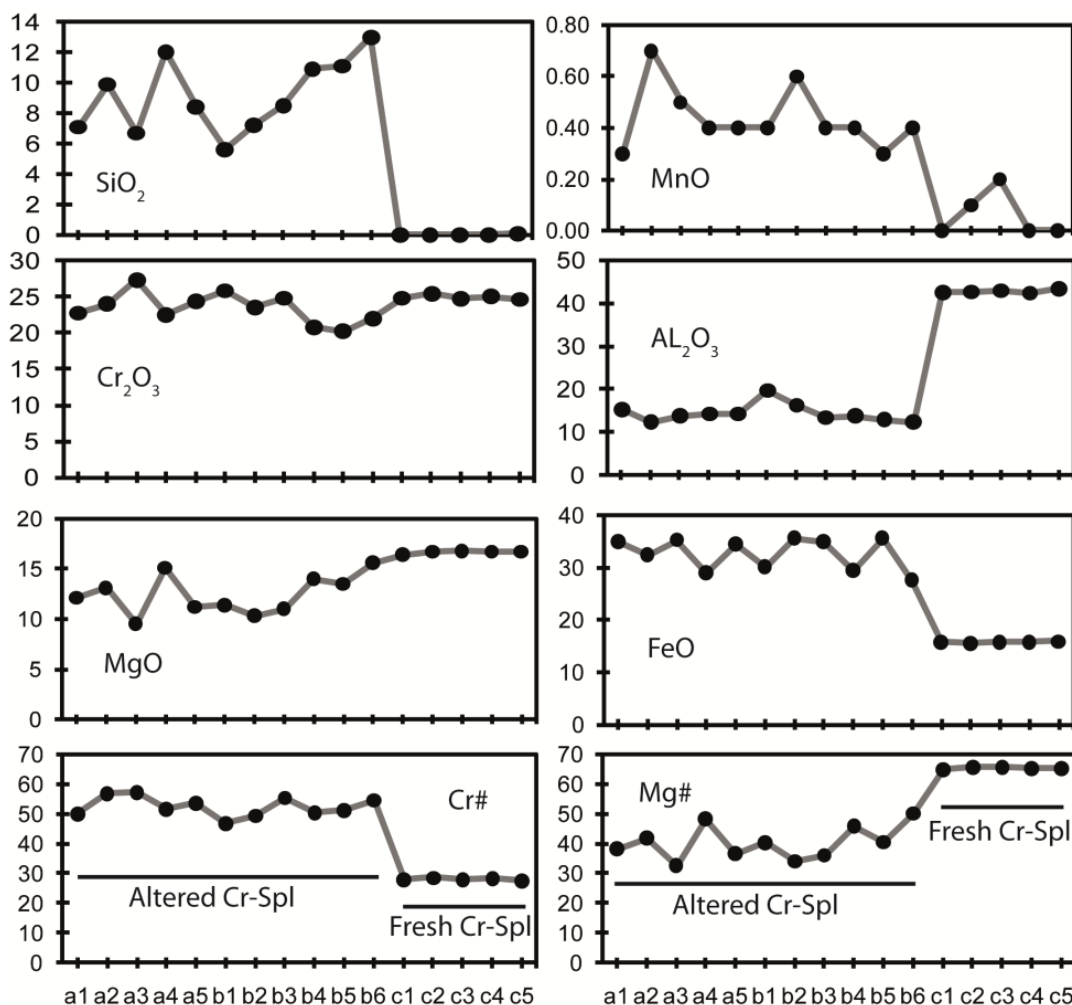
دگرسانی در کروم-اسپینل دگرسان شده $Cr\#$ افزایش می‌یابد. در یک جمع‌بندی کلی اثرات دگرسانی بر شیمی کروم اسپینل را می‌توان بدین‌صورت خلاصه کرد: ۱. Cr طی دگرسانی یک عنصر غیرمتحرک است و تمرکز آن تغییرات چندانی نمی‌کند درحالی‌که Al و به‌مقدار کم‌تر Mg عناصر متحرک هستند و از ساختمان کانی خارج می‌شوند. ۲. دگرسانی باعث افزایش تمرکز Fe ، Mn و Si در ساختمان کروم-اسپینل می‌شود. ۳. افزایش Fe و کاهش Mg نیز باعث کاهش $Mg\#$ در کروم-اسپینل دگرسان شده می‌شود. ۴. کاهش Al با پیشرفت دگرسانی باعث افزایش $Cr\#$ می‌شود. این نکته بسیار مهم است چون چنان‌که قبلاً گفته شد از $Cr\#$ کروم اسپینل به‌عنوان یک معیار کلیدی برای تفاسیر مهم پتروژنتیکی استفاده می‌شود. از این رو، توصیه می‌شود تنها داده‌های کروم اسپینل‌های سالم در تفاسیر استفاده شود.



شکل ۱۰. تصاویر SEM مقطع صیقلی سنگ که محل نقاط تجزیه شده را نشان می‌دهد. داده‌ها در جدول‌های ۲ تا ۵ و شکل‌های ۱۱ و ۱۲ آمده است. (الف) $Alt. Spl$: کروم اسپینل دگرسان، (ب) Cpx : کلینوپیروکسن، $Cr-Spl$: کروم اسپینل سالم. (ج) Ol : الوین



شکل ۱۱. نمایش نحوه تغییرات عناصر از الیوین به سمت کروم اسپینل دگرسان (ستون سمت چپ) و هم‌چنین از الیوین به سمت کروم اسپینل سالم (ستون سمت راست)، Ol-Spl inter: مرز واکنشی الیوین با کروم اسپینل Cr-Spl: کروم اسپینل



شکل ۱۲. نمایش تغییرات شیمیایی کروم اسپینل بر اثر دگرسانی و مقایسه ترکیب شیمیایی کروم اسپینل سالم با کروم اسپینل دگرسان شده. $Mg\# = 100 \times Mg / (Mg + Fe^{2+})$ $Cr\# = 100 \times Cr / (Cr + Al)$.

۲-۲. بررسی تهی‌شدگی گوشته و جای‌گاه ژئودینامیکی آن

چنان‌که پیش‌تر گفته شد به‌دلیل تغییرات زیاد شیمی کروم اسپینل بر اثر دگرسانی در این بخش صرفاً روی داده‌های کروم اسپینل سالم تکیه شده است. از ترکیب این کانی برای بحث در مورد درجه تهی‌شدگی پریدوتیت میزبان و جای‌گاه ژئودینامیک تحول لیتوسفر اقیانوسی می‌توان استفاده کرد. شواهد پتروگرافی از جمله نبود پلاژیوکلاز و گارنت در پریدوتیت‌های گوشته‌ای حاکی از این است که سنگ‌های گوشته‌ای در رخساره اسپینل-لرزلیت متعادل شده‌اند. از این رو، شیمی کروم اسپینل ($Cr\#$) فاکتور مناسبی برای تعیین مقدار ذوب‌بخشی در گوشته است. استفاده از $Cr\# = Cr / (Cr + Al)$ در این راستا به‌وسیله محققان مختلف با روش‌های گوناگون انجام پذیرفته است. [۴۵] با ارائه فرمول زیر وابستگی درصد ذوب گوشته و $Cr\#$ کروم اسپینل را محاسبه کرده‌اند:

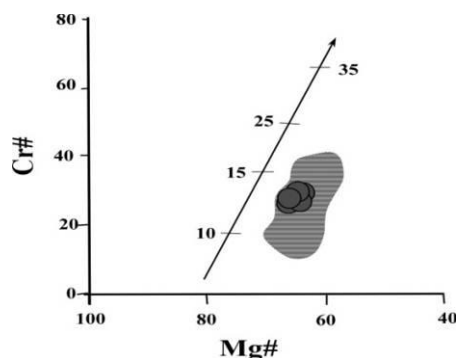
$$F = 10 \times \ln(Cr\#) + 24$$

در این رابطه F مقدار ذوب (برحسب درصد) است. بر اساس این رابطه مقدار ذوب محاسبه شده برای نمونه کلینوپيروكسن هارزبورژیتی بین ۱۱ تا ۱۱/۵ درصد به دست آمد. این مقدار ذوب نشان دهنده تهی شدگی نه چندان زیاد این نمونه است.

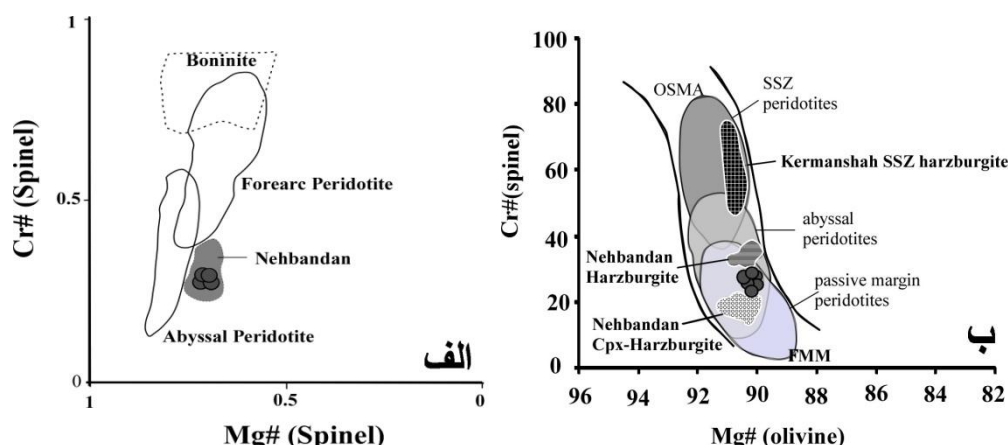
چنان که قبلاً گفته شد در کروم-اسپینل های برجای مانده در پریدوتیت گوشته ای منطقه $Cr\#$ از ۲۷/۵ تا ۲۸/۶ و $Mg\#$ بین ۶۴/۹ تا ۶۵/۷ تغییر می کنند. روند تغییرات $Mg\#$ و $Cr\#$ کروم اسپینل در پریدوتیت های گوشته ای با روند تعریف شده توسط آزمایش های تجربی [۴۵] نسبتاً موازی هستند (شکل ۱۳). طبق این نمودار درجه تهی شدگی کم تر از ۱۵ درصد به دست می آید.

در شکل ۱۴ الف، $Cr\#$ در مقابل $Mg\#$ کروم اسپینل برای جای گاه های مختلف ژئودینامیکی رسم شده است. در این نمودار یک محدوده متعلق به پریدوتیت های آبیسال است که تحول آن ها در پشته میان اقیانوسی رخ می دهد. در این پریدوتیت ها $Cr\#$ اسپینل به طور معمول کم تر از ۶۰ است که دلیل آن را ذوب بخشی در زیر پشته میان اقیانوسی و خارج شدن مذاب نوع MORB می دانند [۴۷]. محدوده دیگر پریدوتیت های جلوی قوس را نشان می دهد که در بالای زون فرورانش (SSZ) تحول پیدا کرده که وجود سیالات آبدار ناشی از لیتوسفر فرو رانده در گوشته بالای زون فرورانش امکان ذوب بیش تر را فراهم می کند. به دلیل وجود محدوده مشترک بین دو قلمرو امکان تفکیک بین پریدوتیت های آبیسال با تهی شدگی بالا که در پشته در حال گسترش سریع به وجود آمده اند و بخشی از پریدوتیت های کم تر تهی شده بالای زون فرورانش، وجود ندارد. ولی با توجه به مقدار تأثیرپذیری گوشته فوقانی از سیالات صفحه فرورونده و زمان این فرایند به طور معمول گوشته SSZ درصد بالاتر ذوب و تهی شدگی را متحمل می شود. در این شکل، محدوده تغییرات شیمیایی نمونه های بررسی شده مشابه با پریدوتیت های آبیسال هستند. در مورد پریدوتیت های گوشته ای که در رخساره اسپینل-پریدوتیت تحول یافته اند، روند گوشته ای البوین-اسپینل (OSMA) که پارامتری متأثر از مقدار تهی شدگی پریدوتیت گوشته ای است نیز می تواند یک نشان گر پتروژنتیکی باشد. به این دلیل که مقدار فورستریت البوین هم مشابه $Cr\#$ اسپینل در پریدوتیت ها در طول فرایند ساب سولیدوس به طور معمول ثابت باقی می ماند [۲۶]. در شکل ۱۴ ب، $Cr\#$ اسپینل در مقابل $Mg\#$ البوین رسم شده است. در این شکل، نمونه ها در محدوده روند OSMA قرار می گیرند که حاکی از این است که تحول پریدوتیت های گوشته ای غالباً ناشی از ذوب بخشی و خروج مذاب است. از طرف دیگر نتایج این شکل نیز تأییدکننده محیط ژئودینامیکی مشابه با پریدوتیت های آبیسال برای پریدوتیت گوشته ای منطقه است. مقدار TiO_2 ، Al_2O_3 و نسبت Fe^{2+}/Fe^{3+} کروم اسپینل نیز می تواند برای تعیین محیط ژئودینامیک استفاده شود [۴۸]. براین اساس نیز داده های ژئوشیمیایی منطقه بررسی شده متمایل به پریدوتیت های پشته میان اقیانوسی هستند (شکل ۱۵ الف و ب). به طور کلی داده های کروم اسپینل در پریدوتیت های منطقه قابل قیاس با داده های پریدوتیت های آبیسال یا پشته های میان اقیانوسی بوده است و با پریدوتیت های جلوی قوسی یا پریدوتیت های با تهی شدگی بالا در مناطق بالای زون فرورانش قرابتی ندارند. با توجه به این که بر اساس داده های سنگ کل نمونه های منطقه (جدول ۱ و شکل های ۸ و ۹)، برخی از نمونه ها (هم در پریدوتیت های غرب زاهدان و هم در پریدوتیت های شمال سهل آباد) نسبت به نمونه تجزیه شده (MDZ-15) تهی شدگی کم تر و برخی تهی شدگی بیش تر دارند. باید انتظار داشته باشیم از نظر ژئوشیمی سنگ کل و کانی کروم اسپینل، پریدوتیت های

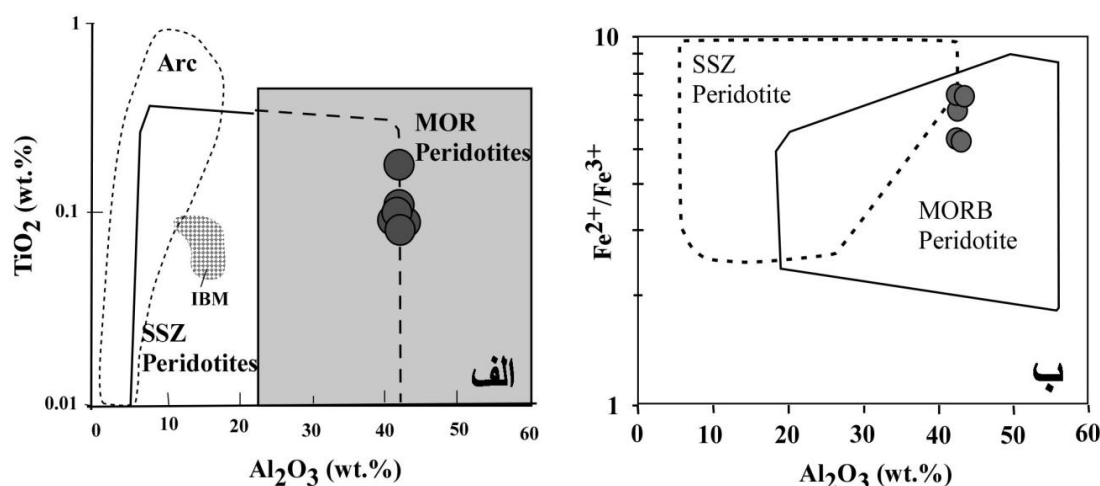
افیولیتی بررسی شده یک طیف قابل توجه تهی‌شدگی از درجه کم تا نسبتاً زیاد دارند که با جای‌گاه‌های مختلف پشته میان اقیانوس تا بالای زون فروزش قابل قیاس هستند. چنین حالتی در افیولیت‌های دیگر مناطق زون سیستان مانند افیولیت نه‌بندان [۲۶] نیز دیده می‌شود (شکل‌های ۸، ۱۴ و ۱۵). چنین وضعیتی را می‌توان با در نظر گرفتن جای‌گاه‌های مختلف ژئودینامیک MORB و SSZ [۶] یا با تحول در جای‌گاه MORB به سمت SSZ در حوضه حاشیه‌ای اقیانوسی تفسیر کرد.



شکل ۱۳. نمودار Cr# در مقابل Mg# در کروم اسپینل‌های برجای‌مانده گوشته‌ای. منحنی ذوب‌بخشی و مقدار آن (بر حسب درصد) از [۴۶] اقتباس شده‌است. محدوده خاکستری مربوط به داده‌های افیولیت نه‌بندان [۲۶] است که برای مقایسه آورده شده‌است



شکل ۱۴. الف) دیاگرام Cr# اسپینل در مقابل Mg# کروم اسپینل درون پریدوتیت‌های گوشته‌ای. محدوده پریدوتیت‌های آبی‌سال از [۳۶] و محدوده پریدوتیت‌های جلوی قوسی از [۲۴]، [۴۹]. محدوده بونینیتی از [۵۰]، داده‌های نه‌بندان از [۲۶]، ب) روند گوشته‌ای الیوین-اسپینل (OSMA) و قلمرو مربوط به پریدوتیت گوشته‌ای در جای‌گاه‌های مختلف ژئوتکتونیک با استفاده از ترکیب شیمیایی الیوین و اسپینل (اقتباس از [۵۱])، داده‌های نه‌بندان از [۲۶]، داده‌های هارزبورژیت کرمانشاه از [۱۲]



شکل ۱۵ الف. نمودار TiO_2 در مقابل Al_2O_3 کروم اسپینل برای توصیف جای گاه تکتونیکی. داده‌های Izu Bonin Mariana از [۲۴]. ب) نمودار تغییرات Al_2O_3 در مقابل $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ در کروم اسپینل. محدوده‌های پریدوتیت‌های بالای زون فرورانش (SSZ) و پشته میان اقیانوسی (MOR) از [۴۸]

نتیجه‌گیری

در پریدوتیت‌های گوشته‌ای غرب زاهدان و شمال سهل آباد، خصوصیات ژئوشیمیایی سنگ کل مانند مقدار CaO ، Al_2O_3 و MgO حاکی از درصد متفاوت ذوب‌بخشی گوشته‌ای در رخساره اسپینل - لِرزولیت است.

تجزیه نقطه‌ای کروم اسپینل نشان داده که ترکیب این کانی تغییرات زیادی در اثر دگرسانی نشان می‌دهد به‌طوری‌که این فرایند باعث افزایش تمرکز Fe ، Mn و Si در ساختمان کروم اسپینل شده درحالی‌که Al و به‌مقدار کم‌تر Mg از ساختمان کانی خارج می‌شوند. افزایش Fe و کاهش Mg توأمان باعث کاهش Mg\# در کروم اسپینل دگرسان می‌شوند. از طرفی Cr طی دگرسانی یک عنصر غیرمتحرک است و تمرکز آن تغییرات چندانی نمی‌کند. به‌علاوه، ثابت ماندن Cr و کاهش Al باعث افزایش Cr\# در اثر دگرسانی می‌شود.

بر اساس داده‌های کروم-اسپینل سالم در یکی از نمونه‌ها، مقدار ذوب‌بخشی حدود ۱۱٪ به‌دست آمده است. هم‌چنین ترکیب شیمیایی این کانی از نظر مقدار Cr\# ، Mg\# ، TiO_2 و Al_2O_3 قابل قیاس با پریدوتیت‌های آبیسال یا جای‌گاه MORB است. تلفیق نتایج به‌دست آمده از شیمی سنگ کل نمونه‌ها و داده‌های کانی‌ها نشان می‌دهد که مقدار تهی‌شدگی پریدوتیت‌های بررسی شده هم‌خوان با دیگر مناطق زون سیستم تغییرات زیادی نشان داده است که می‌تواند گواه تحول در جای‌گاه تکتونوماگمایی زایش لیتوسفر اقیانوسی بین جای‌گاه MORB و SSZ باشد.

منابع

1. Dillek Y., Furnes H., "Ophiolite genesis and global tectonic fingerprint of ancient oceanic lithosphere", GSA Bulletin, V. 123 No. 3-4 (2011) 387-411.

2. Ishiwatari A., "Circum-Pacific Phanerozoic Multiple Ophiolite belts", In Circum Pacific Ophiolites, Vol. proc. 29th Int. Geol. Cong. Part D (eds. A. Ishiwatari, H. Malpas, and H. Ishizuka). VSP, Utrecht, The Netherlands (1994) 7- 28.
3. Moores E. M., Kellogg L., Dilek Y., "Tethyan ophiolites, mantle convection, and tectonic "historical contingency, A resolu and Oceanic Crust: New Insights from Field Studies and Ocean Drilling Program", Geological Society of America Special Paper 349 (2000) 3- 12.
4. Bodinier J. L., Godard M., "Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites", Treatise on Geochemistry 2 (2003) 103-170.
5. Stampfli G. M., "Tethyan oceans. In: Bozkurt, E., Winchester, J. A., Piper, J. D. A. (Eds.), tectonics and magmatism in Turkey and surrounding area", Special Publication, 173. Geological Society, London (2000) 1-23.
6. Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean", Lithos 117 (2010) 209-228.
7. Alavi M., "Tectonics of the zagros orogenic belt of iran: new data and interpretations", Tectonophysics, 229 (1994) 211-238.
8. Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications", Tectonophysics, 68 (1980) 83-111.
9. Desmons J., Beccaluva L., "Mid-ocean ridge and island-arc affinities in ophiolites from Iran", Palaeographic implications, Complementary reference, Chemical Geology 39 (1983) 39-63.
10. Ghazi A., Hassanipak A., Tucker P., Mobasher K., Duncan R., "Geochemistry and 40Ar-39Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran: A Rare Occurrence of a 300 Ma (Paleo-Tethys) Oceanic Crust", AGU Fall Meeting Abstracts (2001) 0993.
11. Khalatbari-Jafari M., Juteau T., Bellon H., Emami H., "Discovery of two ophiolite complexes of different ages in the Khoy area (NW Iran)", Comptes Rendus Geoscience 335 (2003) 917-929.
12. Saccani E., Allahyari Kh., Beccaluva L., Bianchinia G., "Geochemistry and petrology of the Kermanshah ophiolites (Iran): Implication for the interaction between passive rifting, oceanic accretion, and OIB-type components in the southern Neo-Tethys Ocean", Gondwana Research Pages (2013) 392-411.
13. Batanova V. G., Suhr G., Sobolev A. V., "Origin of Geochemical Heterogeneity in the Mantle Peridotites from the Bay of Islands Ophiolite", Newfoundland, Canada: Ion Probe Study of Clinopyroxenes, Geochimica et Cosmochimica Acta 62 (1998) 853-866.

14. Gruau G., Bernard-Griffiths J., Lécuyer C., "The origin of U-shaped rare earth patterns in ophiolite peridotites: assessing the role of secondary alteration and melt/rock reaction", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62 (1998) 3545-3560.
15. Sharma M., Wasserburg G. J., "The neodymium isotopic compositions and rare earth patterns in highly depleted ultramafic rocks", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60 (1996) 4537-4550.
16. Rampone E., Hofmann A., Piccardo G., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L., "Trace element and isotope geochemistry of depleted peridotites from an N-MORB type ophiolite (Internal Liguride, N. Italy)", *Contrib Mineral Petrol* 123 (1996) 61-76.
۱۷. افتخارنژاد جمشید، اشتوکلین یوهان، "نقشه زمین‌شناسی سهل‌آباد مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۹۹۳).
18. Babazadeh S. A., Robaszynski F., Courme M. D., "New biostratigraphic data from Cretaceous planktic foraminifera in Sahlabad province, eastern Iran Nouvelles donné es biostratigraphiques des foraminifé res planctoniques du Crétacé dans la province de Sahlabad", *Iran oriental. Geobios* 40 (2007) 445-454.
۱۹. افتخارنژاد جمشید، "نقشه زمین‌شناسی زاهدان مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور (۱۹۹۳).
20. Dick, H. J. B., "Partial melting in the Josephine Peridotite; I, The effect on mineral composition and its consequence for geobarometry and geothermometry", *American Journal of Science* 277 (1977) 801-832.
21. Droop G., "A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria", *Mineralogical magazine* 51 (1987) 431-435.
22. Cabanes N., Mercier J. C. C., "Insight into the upper mantle beneath an active extensional zone: the spinel-peridotite xenoliths from San Quintin (Baja California, Mexico)", *Contrib Mineral Petrol* 100 (1988) 374-382.
23. Mc Donough W. F., Sun S. S., "The composition of the Earth, *Chem. Geol.*", 120 (1995) 223- 253.
24. Parkinson I. J., Pearce J. A., "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 (1998) 1577-1618.
25. Godard M., Jousset D., Bodinier J. L., "Relationships between geochemistry and structure beneath a palaeo-spreading center: a study of the mantle section in the Oman ophiolite", *Earth Planet. Sci. Lett.* 180 (2000) 133-148.

۲۶. دلاوری مرتضی، "پترولوژی و ژئوشیمی کمپلکس افیولیتی نهبندان"، رسالهٔ دکتری، دانشگاه تربیت معلّم تهران (۱۳۸۹).
۲۸۹.

27. Hofmann A. W., "Chemical differentiation of the Earth: the relationship between the mantle", continental crust and oceanic crust, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90 (1988) 297-314.
28. Jagoutz E., Palme H., Blum H., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorenz V., Wänke H., "The Proceeding of 10th Lunar Planetary Science Conference", *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 10 (1979) 2031-2051.
29. Hart S. R., Zindler A., "In search of bulk Earth composition", *Chemical Geology* 57 (1986) 247-267.
30. Snow J. E., Dick H. J. B., "Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite, *Geochim.*", *Cosmochim. Acta* 59 (1995) 4219-4235.
31. Niu Y., Hekinian R., "Spreading-rate dependence of the extent of mantle melting beneath ocean ridges", *Nature* 385 (1997) 326-329.
32. Constantin M., "Petrologie des gabbros et peridotites de la dorsale Est-Pacifique: La transition croûte-manteau aux dorsales rapides", PhD Thesis, Bretagne Occidentale (1995).
33. Bodinier J. L., Dupuy C., Dostal J., "Geochemistry and petrogenesis of eastern Pyrenean peridotites", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52 (1988) 2893-2907.
34. Rampone E., Hofmann W. A., Piccardo G. B., Vannucci R., Bottazzi P., Ottolini L., "Petrology, mineral and isotope geochemistry of the external Liguride peridotites (Northern Apennines", Italy). *J. Petrol.* 36 (1995) 81-105.
35. Arai S., "Chemistry of chromian spinel in volcanic rocks as a potential guide to magma chemistry", *Mineralogical Magazine* 56 (1992) 173-184.
36. Arai S., "Characterization of spinel peridotites by olivine-spinel compositional relationships: review and interpretation", *Chemical Geology* 113 (1994) 191-204.
37. Dick H. J. B., Bullen T., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas", *Contrib. Mineral. Petrol.* 86 (1984) 54-76.
38. Irvine T. N., "Chromian spinel as a petrogenetic indicator", Part 1, Theory: *Can J Earth Sci* 2 (1965) 648-671.
39. Irvine T. N., "Chromian Spinel As a Petrogenetic Indicator, Part 2 Petrologic Applications", *Can J Earth Sci* 4 (1967) 71-103.
40. Burkhard D. J. M., "Accessory chromium spinels: Their coexistence and alteration in serpentinites", *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57 (1993) 1297-1306.

41. Khudeir A. A., El Haddad M. A., Leake B. E., "Compositional variation in chromite from the Eastern Desert, Egypt", MINERALOGICAL MAGAZINE-LONDON-56 (1992) 567-567.
42. Kimball K., "Effects of hydrothermal alteration on the compositions of chromian spinels", Contrib Mineral Petrol 105 (1990) 337-346.
43. Merlini A., Grieco G., Diella V., "Ferritchromite and chromian-chlorite formation in mélange-hosted Kalkan chromitite (Southern Urals, Russia)", American Mineralogist 94 (2009) 1459-1467.
44. Saumur B. M., Hattori K., "Zoned Cr-spinel and ferritchromite alteration in forearc mantle serpentinites of the Rio San Juan Complex", Dominican Republic (2013).
45. Hellebrand E., Snow J. E., Dick H. J. B., Hofmann A. W., "Coupled major and trace elements as indicators of the extent of melting in mid-ocean-ridge peridotites", Nature 410(2001) 677-681.
46. Hirose K., Kawamoto T., "Hydrous partial melting of lherzolite at 1 Gpa: the effect of H₂O on the genesis of basaltic magmas", Earth Planet. Sci. Lett. 133 (1995) 463-473.
47. Kelemen P. B., Shimizu N., Salters V. J. M., "Extraction of mid ocean- ridge basalt from the upwelling mantle by focused flow of melt in dunite channels", Nature 375 (1995) 747-753.
48. Kamenetsky V. S., Crawford A. J., Meffre S., "Factors controlling chemistry of magmatic spinel: an empirical study of associated olivine", Cr-spinel and melt inclusions from primitive rocks. J. petrol., 4 (2001) 655-671.
49. Ishii T., Robinson P. T., Maekawa H., Fiske R., "Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in The Izu–Ogasawara–Mariana forearc, LEG125. In: Fryer", P., Pearce, J.A., Stokking, L.B. (Eds.), Proceedings of the Ocean Drilling Program. Scientific–485 Results (1992) 125, 445.
50. Tamura A., Arai S., "Harzburgite–dunite–orthopyroxenite suite as a record of supra-subduction zone setting for the Oman ophiolite mantle", Lithos 90 (2006) 43-56.
51. Miller C., Thöni M., Frank W., Schuster R., Melcher F., Meisel T., Zanetti A., "Geochemistry and tectonomagmatic affinity of the Yungbwa ophiolite", SW Tibet. Lithos, 66 (2003) 155-172.