

# ماهیت ژئوشیمیایی سرپانتینیت های مجموعه اولترامافیک - مافیک مشهد شاهدی بر فرورانش پوسته اقیانوسی پالتوتیس در شمال خاور ایران

کوروش محمدیها<sup>۱\*</sup>، محسن مؤذن<sup>۲</sup>، اووه آنتبرگر<sup>۳</sup>، رباب حاجی علی اوغلی<sup>۴</sup>

<sup>۱</sup> دانشجوی دکتری، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۲</sup> سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

<sup>۳</sup> استاد، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

<sup>۴</sup> استاد، انستیتو علوم زمین و محیط زیست، دانشگاه پتسدام، پتسدام، آلمان

<sup>۵</sup> دانشیار، گروه علوم زمین، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

تاریخ پذیرش: ۱۳۹۵/۰۸/۰۹

تاریخ دریافت: ۱۳۹۵/۰۴/۰۸

## چکیده

مجموعه سنگ‌های اولترامافیک مشهد به سن چینه‌شناسی پرمین - تریاس در شمال خاور کوه‌های بینالود و در نزدیکی شهر مشهد قرار گرفته است. واحدهای سنگی این منطقه شامل سنگ‌های اولترامافیک و مافیک، سنگ‌های رسی و کربناته دگرگون شده، گرانیتوید و فیلیت‌های مشهد با راستای عمومی شمال باختر - جنوب خاور می‌باشد. پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده، بیشترین سنگ‌های اولترامافیک در منطقه مورد مطالعه را تشکیل می‌دهند. کانی‌های تشکیل دهنده سنگ‌های اولترامافیک این منطقه شامل الیون، ارتوپروکسن، کلینوپروکسن، آمفیبول قهوه‌ای و کانی‌های تیره به عنوان کانی‌های باقیمانده از سنگ اولیه و کانی‌های گروه سرپانتین (لیزاردیت و آنتیگوریت)، ترمولیت - اکتینولیت، کلریت، مقادیر اندکی تالک و کانی‌های کربناتی به عنوان کانی‌های تشکیل شده بعدی هستند. به‌رغم نبود سنگ‌های دگرگونی فشار بالا - دما پایین که معرف پدیده فرورانش هستند، شیمی عناصر اصلی، کمیاب و فرعی سرپانتینیت‌های مشهد، ویژگی‌های سرپانتینیت‌های فرورانده شده را نشان می‌دهند و منشأ پریدوتیت اولیه تشکیل دهنده آنها گوشته تهی نشده‌ای است که به صورت لرزولیت و یا هارزبورژیت فقیر از الیون می‌باشد. پروتولیت این سنگ‌ها قبل از سرپانتینیت شدن تحت تأثیر مذاب حاصل از فرورانش قرار گرفته و متاسوماتیزه و بارور شده است.

**کلید واژه‌ها:** متاپریدوتیت، سرپانتینیت فرورانده شده، گوشته متاسوماتیزه، فرورانش، پالتوتیس، مجموعه اولترامافیک مشهد.

\* نویسنده مسئول: کوروش محمدیها

E-mail: K.Mohammadiha@gmail.com

## ۱- پیش‌نوشتار

سنگ‌های دگرگونی فشار بالا - دما پایین رخساره شیست آبی اصلی‌ترین شاخصه پهنه‌های فرورانش و برخوردی قدیمی هستند (Ernest, 1971; Volkova et al., 2011). بر خلاف سنگ‌های دگرگونی و مجموعه‌های افیولیتی مرتبط با بسته شدن حوضه اقیانوسی نئوتتیس که از گسترش نسبتاً وسیعی در مناطق افیولیتی اطراف خرده قاره ایران مرکزی و کمربند چین خورده زاگرس برخوردار هستند، بقایای پالتوتیس و سنگ‌های دگرگونی حاصل از بسته شدن آن دارای برونزد محدودتری در ایران است که شامل افیولیت‌ها و شیست‌های آبی مجموعه دگرگونی انارک در ایران مرکزی (Bagheri & Stampfli, 2008; Zanchi et al., 2009; Torabi, 2011) و مجموعه‌های اولترابازیک، اکلوزیت و شیست‌های آبی مجموعه دگرگونی شاندرمن و اسالم (Zanchi et al., 2009; Omrani et al., 2013) می‌باشند. در نقاط دیگر جهان نیز سنگ‌های دگرگونی فشار بالا - دما پایین با سن مزوزوییک و سنوزوییک فراوان بوده اما انواع پالتوزوییک به نسبت نادر هستند (Maruyama and Liou, 1998, 2005) که می‌تواند ناشی از تغییرات این واحدهای سنگی بر اثر وقایع مختلف حرارتی در دوران پالتوزوییک باشد (Agard et al., 2005).

به اعتقاد برخی از پژوهشگران، بررسی چگونگی تشکیل سرپانتینیت‌ها می‌تواند کاربردهای مهمی برای درک ژئودینامیک آن منطقه داشته باشد (Hattori & Guillot, 2003; Hilairat et al., 2007). با توجه به اینکه در منطقه مورد مطالعه رخنمونی از سنگ‌های دگرگونی فشار بالا - دما پایین یافت نشده است، در این نوشتار سعی شده است تا با بررسی‌های سنگ‌شناسی، کانی‌شناسی و ویژگی‌های ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های مشهد به شناخت پروتولیت اولیه سرپانتینیت‌های این منطقه و نیز موقعیت ژئودینامیکی این سنگ‌ها پرداخته شود. در این مقاله نشان داده خواهد شد که ویژگی‌های ژئوشیمیایی سرپانتینیت‌های مشهد با سرپانتینیت‌های فرورانشی منطبق است. بدین ترتیب بقایای افیولیتی پالتوتیس در شمال خاور ایران در ادامه بسته شدن پوسته اقیانوسی، فرایند فرورانش و برخورد قاره‌ای بعدی را نشان می‌دهند.

سنگ‌های اولترامافیک و مافیک مشهد بقایای پوسته اقیانوسی پالتوتیس در بالای یک زون فرورانش قلمداد می‌شوند (Alavi, 1991; Zanchetta et al., 2013; Sheikholeslami and Kouhpeyma, 2012; Shafaii Moghadam et al., 2014). این سنگ‌ها که به‌طور فراگیر سرپانتینیت شده‌اند، در امتداد مجموعه‌های افیولیتی پالتوزوییک قفقاز و ترکیه در باختر و افغانستان، ترکمنستان و تبت در خاور هستند که حاصل فرورانش سنگ‌کره (lithospheric) اقیانوسی پالتوتیس به زیر حاشیه جنوبی پوسته قاره‌ای اوراسیا هستند (Zhang et al., 2008; Boulin, 1988; Gaetani, 1997; Brookfield and Hashmat, 2001; Garzanti & Gaetani, 2002; Rolland et al., 2011; Gamkrelidze and Shengelia, 2007; Meng et al., 2013; Stampfli & Kozur, 2006; Stampfli and Borel, 2002; Yang et al., 2009). بنابراین مطالعه و بررسی سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینیت شده مشهد از نظر سنگ‌شناختی، ژئوشیمیایی و جایگاه ژئودینامیکی و ارتباط آن با افیولیت‌های پالتوزوییک مناطق مجاور و استفاده این اطلاعات برای شناخت تکامل زمانی و مکانی اقیانوس پالتوتیس بسیار مهم است. بر اساس مطالعات Deschamps et al. (2013) سرپانتینیت‌های مرتبط با مناطق فرورانش به سه دسته، سرپانتینیت‌های آیسال، سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای و سرپانتینیت‌های فرورانده تقسیم می‌شوند. گسترش جهانی سه نوع سرپانتینیت ذکر شده در شکل ۱ مشخص شده است.

به منظور بررسی ماهیت پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده و سرپانتینیت‌های مشهد، پس از برداشت‌های صحرایی و مطالعه دقیق مقاطع نازک از نظر روابط بافتی و کانی‌های تشکیل دهنده، ۴ نمونه مناسب انتخاب و به روش‌های XRF و ICP-MS در دانشگاه پتسدام کشور آلمان مورد تجزیه قرار گرفت که نتایج آن در جدول ۱ آمده است.

## ۲- زمین‌شناسی و پیشینه مطالعاتی

محدوده مورد مطالعه در شمال خاوری ایران و در حد فاصل عرض‌های جغرافیایی ۳۶° ۲۳' ۰۰" تا ۳۶° ۱۵' ۰۰" و طول‌های جغرافیایی ۵۹° ۳۶' ۰۰" تا ۵۹° ۲۳' ۰۰" قرار دارد (شکل ۲).

آمفیبول از جمله کانی‌هایی است که با دو نسل متفاوت و به فراوانی در این سنگ‌ها مشاهده می‌شود، (۱) آمفیبول‌های نیمه‌شکل‌دار تا بی‌شکل به رنگ قهوه‌ای و قرمز - قهوه‌ای با ترکیب پارگازیتی که در بین کانی‌های الیون و پیروکسن و گاهی مگنتیت قرار می‌گیرند و با این کانی‌ها در حال تعادل بافتی هستند (شکل ۴-ج، ه، و) و محصول متاسوماتیسم پریدوتیت‌های گوه گوشته‌ای در نظر گرفته می‌شوند. (۲) آمفیبول‌های به رنگ سبز، سبز کم‌رنگ و بی‌رنگ که محصول دگرگونی درجه پایین و دگرسانی کانی‌های فرومیزین اولیه‌ای مانند پیروکسن و آمفیبول هستند. در بیشتر نمونه‌ها، کلینوپیروکسن‌ها و یا آمفیبول‌های گروه اول از حاشیه و یا در امتداد رخ‌ها و محل شکستگی‌ها به آمفیبول ثانویه تبدیل شده‌اند. فلوگویت و پلاژیو کلاز در این سنگ‌ها مشاهده نشده است. ایلمنیت و مگنتیت نیز از اکسیدهای مهم موجود در این سنگ‌ها هستند و در برخی موارد در اطراف برخی از دانه‌های کرومیت حاشیه بسیار باریکی از مگنتیت‌های به شدت تیره رنگ و متخلخل همراه با کلریت‌هایی با رنگ تداخلي بنفش دیده می‌شود. تالک از دیگر کانی‌های ثانویه و حاصل از دگرگونی درجه پایین و دگرسانی این پریدوتیت‌ها است.

#### ۴- بحث

سنگ‌های اولترامافیک منطقه مشهد درجات مختلفی از سرپانتینیت شدن را نشان می‌دهند و نمونه‌های سالم و فاقد آثار سرپانتینیت شده در این منطقه مشاهده نشده است. نتایج حاصل از تجزیه عناصر اصلی و کمیاب سنگ‌های اولترامافیک منطقه مشهد در جدول ۱ نشان داده شده است

#### ۴-۱. شیمی عناصر اصلی

مقادیر بالای  $Al_2O_3$  (۵/۸ - ۴/۴ درصد وزنی) و تا حدودی  $TiO_2$  (۰/۴۴ - ۰/۶۹ درصد وزنی) در برابر مقادیر پایین  $MgO$  (۲۶/۱۳ - ۲۹/۱۵ درصد وزنی)، و  $NiO$  (۰/۱۶ - ۰/۲۰ درصد وزنی) در سرپانتینیت‌های مشهد بیانگر پروتولیت گوشته‌ای تهی نشده برای این سنگ‌ها است و با پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده ازمیر- آنکارا در ترکیه (Sarifakioglu et al., 2009)، سرپانتینیت‌های پیش‌بوم جزایر ماریانا (Savov et al., 2005) و پریدوتیت‌های سرپانتینیتی دیاپیرگونه پیش‌بوم ایزو- لوگاساوارا (Ishii et al., 1992) از این نظر مشابهت نشان می‌دهند. در سنگ‌های گوشته‌ای و اولترامافیک میزان  $CaO$  (۴/۱۷ تا ۶/۹۴ درصد وزنی) موجود در سنگ‌ها را به میزان کانی کلینوپیروکسن موجود در سنگ‌ها نسبت می‌دهند (Casey, 1997) و مقدار بالای این اکسید گویای فراوانی کلینوپیروکسن در این سنگ‌ها است که با مشاهدات پتروگرافی همخوانی دارد.

در شکل ۵- الف نمودار تغییرات  $TiO_2$  در برابر  $FeO_T/(FeO_T+MgO)$  رسم شده است. بر اساس این شکل، تقریباً تمامی سنگ‌های اولترامافیک منطقه در امتداد خط جدا کننده افیولیت‌های پرتیتانیم از افیولیت‌های کم‌تیتانیم قرار گرفته‌اند. از آنجا که فراوانی تیتانیم در سنگ‌های افیولیتی معرف درجه تهی‌شدگی گوشته منشأ این سنگ‌ها بوده و با در نظر گرفتن این که انواع پرتیتان و کم‌تیتان به ترتیب دارای ترکیب لرزولیتی و هارزبورژیتی - دونیتی هستند (Zhihong & Huafu, 1998)، از این رو، می‌توان اظهار داشت که سنگ‌های اولترامافیک منطقه از یک گوشته تقریباً اولیه تهی‌نشده با ترکیب لرزولیتی - هارزبورژیتی به وجود آمده‌اند.

در نمودار  $TiO_2$  در برابر  $MgO$  (شکل ۵- ب) نمونه‌های مربوط به سرپانتینیت‌های منطقه مشهد در بالای ترکیب گوشته تهی شده قرار می‌گیرند. این محدوده با ترکیب سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای و سرپانتینیت‌های آبسیال سازگاری دارد، هرچند به‌طور میانگین محتوای  $TiO_2$  سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای کمتر از سرپانتینیت‌های آبسیال است (Deschamps et al., 2013). بنابراین مقدار  $TiO_2$  ممکن است برای تشخیص سرپانتینیت‌های حاصل از پروتولیت‌های مختلف مورد استفاده قرار گیرد. سرپانتینیت شدن نتیجه اضافه شدن آب به مجموعه سنگ‌های پریدوتیتی است. فازهای سرپانتینیتی در ساختار بلورین خود می‌توانند حاوی بیش از ۱۳ درصد وزنی

این منطقه با راستای عمومی شمال باختر - جنوب خاور در پهنه کپه‌داغ در حاشیه جنوبی بلوک هرسی‌نین توران قرار گرفته که به طور عمده از سنگ‌های اولترامافیک و مافیک، سنگ‌های رسی و کربناته دگرگون شده، گرانیتوئید و فیلیت‌های مشهد تشکیل شده است (شکل ۳).

مجموعه سنگ‌های اولترامافیک مورد مطالعه به صورت یک نوار از جنوب تا شمال باختر شهر مشهد (شمال باختر روستای خلیج تا روستای ویرانی) رخنمون یافته است. شیب عمومی این مجموعه بین ۶۰ تا ۸۰ درجه به سمت شمال خاور است (شکل‌های ۲ و ۳).

سنگ‌های اولترامافیک به شدت سرپانتینیتی شده مشهد با مجموعه‌های رسی دگرگون شده نظیر اسلیت، فیلیت و شیست به صورت متناوب قرار دارند (شکل‌های ۳-الف، ب، ج و د). امروزه این باور وجود دارد که سنگ‌های یاد شده که سیمای آلوتکتون‌های توریدایتی دارند، بازمانده‌های اقیانوس پالئوتتیس هستند که در تریاس پسین به صورت یک مجموعه برافزایشی در پهنه فرورانش ورقه توران تشکیل شده و پس از دگرگون شدن به روی پهنه غیرفعال ورقه ایران فرانش کرده‌اند (آقناباتی، ۱۳۸۳).

سنگ‌های اولترامافیک مشهد طی سالیان گذشته توسط زمین‌شناسان متعددی مورد بررسی‌های زمین‌شناختی قرار گرفته است. (Majidi (1978) ضمن مقایسه این سنگ‌ها با سنگ‌های کربنیفر شمال افغانستان و توران، سن سنگ‌های یاد شده را به دونین - کربنیفر نسبت داد که در اثر رخداد هرسی‌نین، گاهی تا رخساره آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. بازنگری دوباره این سنگ‌ها (Majidi, 1981؛ Eftekharijad and Behroozi, 1991) با پیدا شدن سنگواره‌هایی به سن پرمین میانی - پسین در لایه‌های آهکی پلاژییک همراه با سنگ‌های اولترامافیک و مافیک در ناحیه سفیدسنگ مشخص نمود که کلیه فازهای دگرگونی منسوب به پالئوزویک مشهد، مربوط به سیمین پیشین و فازهای جوان‌تر (سیمین میانی) است.

سن سنجی  $^{40}Ar/^{39}Ar$  هورنبلند‌های موجود در سنگ‌های مافیک، سن این مجموعه را ۲۸۸-۲۸۲ میلیون سال (Ghazi et al., 2001) و سن سنجی به روش U-Pb زیرکن‌های موجود در گابروهای افیولیت منطقه دره انجیر، سن  $380 \pm 37$  و  $382 \pm 37$  میلیون سال را نشان می‌دهند (Shafaii Moghadam et al., 2014). مجموعه سنگ‌های اولترامافیک و رسوبات دگرگون شده با کنگلومرا، ماسه‌سنگ و شیل‌های ژوراسیک میانی (سازند کشف رود) به صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند (Zanchi et al., 2009).

#### ۳- سنگ شناسی

سنگ‌های اولترامافیک مشهد شامل دونیت، هارزبورژیت، ورلیت و انواع پیروکسینت‌ها است. این سنگ‌ها در حال حاضر عمدتاً سرپانتینیتی شده‌اند و به همین دلیل ماهیت پروتولیت اولیه آنها را به راحتی نمی‌توان مورد مطالعه قرار داد. سنگ‌های سرپانتینیتی در این محدوده دارای تنوع رنگی از قهوه‌ای تیره تا روشن و سبز تیره تا کم‌رنگ هستند (شکل ۳-ج).

کانی‌های اصلی تشکیل‌دهنده سنگ‌های پریدوتیتی منطقه عبارتند از الیون + کلینوپیروکسن ± ارتوپیروکسن + آمفیبول (از نوع پارگازیت) ± اسپینل و کانی‌های ثانویه شامل کانی‌های گروه سرپانتین (عمدتاً آنتیگوریت/ لیزاردیت) + آمفیبول (از نوع ترمولیت) + کلریت + تالک که حاصل سرپانتینیتی شدن، دگرسانی و دگرگونی درجه پایین می‌باشند (شکل ۴). سرپانتین در این سنگ‌ها به‌طور فراگیر جانشین الیون و گاهی پیروکسن شده است (شکل ۴). الیون‌ها معمولاً غنی از فورستریت هستند. در حین تجزیه الیون‌ها به سرپانتین، مقدار کمی مگنتیت ثانویه نیز حاصل شده است. در این سنگ‌ها، ارتوپیروکسن کمیاب است. کلینوپیروکسن‌ها معمولاً به صورت بی‌شکل و نیمه‌شکل‌دار با ابعادی بسیار متغیر (کمتر از ۱ میلی‌متر تا بیش از ۵ میلی‌متر) در بین الیون‌ها متبلور شده‌اند و شکل پیروکسن‌ها از فضای بین الیون‌ها پیروی می‌کند. در برخی از نمونه‌ها نیز بلورهای درشت کلینوپیروکسن که از نوع دیوپسید فقیر از آهن است، الیون‌ها را به صورت ادخال دربر گرفته‌اند و بافت پویی کلیتیکی نشان می‌دهند.

بنابراین Al بالا و عدم تأثیر ذوب بخشی در پروتولیت این سنگ‌ها می‌تواند نشانه غنی بودن پروتولیت سرپانتینیت‌ها از پیروکسن باشد.

تمایز مشخصی بین دونیت، هارزبورژیت و لرزولیت سرپانتینیت شده وجود ندارد ولی مقدار  $MgO/SiO_2$  در هارزبورژیت و لرزولیت سرپانتینیت شده کمتر از ۱/۸ است در حالی که در دونیت سرپانتینیت شده این مقدار می‌تواند بیشتر باشد که گویای افزایش نسبت الیون به ارتوپیکروکسن از هارزبورژیت به دونیت است (شکل ۷-ب) و تنها سرپانتینیت‌های منشأ گرفته از دونیت‌ها و یا هارزبورژیت‌های غنی از الیون در قسمت بالای آرایه زمینی ذوب قرار می‌گیرند. با این وجود می‌توان گفت که سرپانتینیت‌های منطقه مشهد از لرزولیت یا هارزبورژیت‌های فقیر از الیون حاصل شده‌اند. در نمودار  $MgO/SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3/SiO_2$ ، سرپانتینیت‌های منطقه مشهد در محدوده سرپانتینیت‌های فرورانده شده قرار گرفته‌اند (شکل ۷-الف).

بر اساس مطالعات Padrón-Navarta et al. (2008) افزایش نسبی مقدار  $Al_2O_3/SiO_2$  در سرپانتینیت‌هایی مشاهده می‌شود که کانی‌های تشکیل دهنده آن اغلب، آنتیگوریت باشد. در این سرپانتینیت‌ها  $Al_2O_3/SiO_2$  بیش از ۰/۰۳ می‌باشد (شکل ۷-ج). این عامل ناشی از شرکت‌پذیری بیشتر  $Al_2O_3$  در ساختمان آنتیگوریت نسبت به لیزاردیت و کریزوتیل است.

به نظر برخی پژوهشگران، طی فرایند سرپانتینیت شدن از میزان CaO کاسته می‌شود (Iyer et al., 2008; Palandri and Reed, 2004; Miyashiro et al., 1969) برخی دیگر، طی سرپانتینیت شدن به‌ویژه در پریدوتیت‌های آیسال، بر میزان CaO افزوده می‌شود (Seifert and Brunotte, 1996). میزان CaO سرپانتینیت‌های مشهد از مقدار CaO گوشته تھی شده بیشتر است و در نمودار CaO در برابر MgO که توسط Deschamps et al. (2013) ارائه شده است، در محدوده سرپانتینیت‌های متعلق به گوه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند (شکل ۸-الف)، متأسفانه نمی‌توان با قاطعیت گفت این میزان CaO متأثر از فرایند سرپانتینیت شدن است یا نشانگر CaO پروتولیت این سنگ‌هاست. بر اساس مطالعات Deschamps et al. (2013) لرزولیت‌های سرپانتینیت شده نسبت به دونیت و هارزبورژیت‌های سرپانتینیت شده، میزان CaO بیشتری دارند (بیش از ۱/۵ درصد وزنی)، ولی تشخیص بین سرپانتینیت‌های حاصل از دونیت و هارزبورژیت بر اساس میزان CaO دشوار است. در شکل ۸-ب نمونه‌های مربوط به سرپانتینیت‌های مشهد در محدوده سرپانتینیت‌های حاصل از هارزبورژیت و یا لرزولیت قرار گرفته‌اند.

#### ۴-۲. شیمی عناصر فرعی و کمیاب

تعیین جایگاه تشکیل و پروتولیت سرپانتینیت‌ها تنها با استفاده از عناصر اصلی بسیار دشوار است. فرایندهای بسیاری مانند فعل و انفعالات بین مذاب/سنگ در پشته‌های میان اقیانوسی (Paulick et al., 2006) و یا گوه گوشته‌ای (Pearce et al., 2000)، پیش از سرپانتینیت شدن نیز ممکن است ترکیب پریدوتیت‌ها را تغییر دهد. به همین دلیل، مطالعه شیمی عناصر فرعی به‌ویژه عناصری که در طول فرایندهای مختلف غیر متحرک هستند، نقش مهمی را در تعیین ژن و نیز تفاسیر سنگ‌شناختی این سنگ‌ها بازی می‌کنند. بر پایه مطالعات برخی از پژوهشگران (Ludden and Thompson, 1979; Humphris, 1984; Grauch, 1989; Poitrasson et al., 1995; Négrel et al., 2000) دگرسانی و هوازگی نیز می‌تواند در میزان REE تغییر ایجاد نماید، ولی با این حال در بیشتر موارد، این تغییر بسیار جزئی است و REE ها منعکس کننده ویژگی‌های ژئوشیمیایی پروتولیت و منشأ اولیه سنگ به شمار می‌آیند. به‌طور کلی می‌توان گفت این عناصر در طی فرایندهای ثانویه و دگرسانی معمولاً غیرمتحرک بوده و بیشتر توسط شیمی سنگ منشأ کنترل می‌شوند (Gahlan et al., 2006; Hébert et al., 1990). در نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm تمام پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده مشهد در محدوده ترکیبی سرپانتینیت‌های حاصل از پروتولیت‌های بارور شده قرار می‌گیرند (شکل ۹-الف). پروتولیت این سنگ‌ها با داشتن مقدار Ti و Yb زیاد تحت تأثیر عواملی بارور شده‌اند (شکل ۹-ب) که یکی از دلایل آن نقش مؤثر واکنش‌های مذاب-سنگ دیواره می‌باشد (شکل ۹-ج). همان‌گونه که در این شکل مشخص

آب باشند. با این حال، مقدار L.O.I. همیشه با درجه سرپانتینیت شدن مرتبط نمی‌باشد، چرا که فازهای دیگری نظیر تالک، بروسیت، کلریت و کانی‌های رسی نیز روی این مقدار تأثیر گذارند. طبق نتایج مطالعات زمین‌شناسان متعدد، مقدار L.O.I. در سنگ‌های سرپانتینیت بین ۱/۴ تا ۲۲/۸ درصد وزنی متغیر است (Snow and Dick, 1995; O'Hanley, 1996; Coleman and Keith, 1971)، بنابراین بدون توصیف دقیق نمونه‌ها نمی‌توان مقدار آب را به تنهایی عامل اصلی تشخیص میزان سرپانتینیت شدن در نظر گرفت.

مقدار L.O.I. در سنگ‌های اولترامافیک مشهد که اغلب متحمل دگرگونی درجه پایین و دگرسانی شده‌اند از ۸/۶۹ تا ۸/۸۵ درصد در تغییر بوده و بیانگر تأثیر مختلف سیالات بر پریدوتیت‌های اولیه در طی فرایند سرپانتینیت شدن است، با این حال نمی‌توان این تغییرات را فقط به دگرسانی نسبت داد. دگرگونی درجه پایین و دگرسانی می‌تواند باعث غنی‌شدگی Mg شود، اما شواهدی دال بر این اتفاق برای سنگ‌های این منطقه مشاهده نشده است. برای مثال هیچ رگه منیزی در این سنگ‌ها وجود ندارد. مطالعه پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده نشان می‌دهد که بیشتر این سنگ‌ها متحمل افزایش CaO (و یا  $CO_2$ ) و کاهش MgO گشته‌اند (Snow and Dick, 1995; Menzies et al., 1993).

با توجه به گستره تغییرات L.O.I.، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده ترکیبی سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای و سرپانتینیت‌های فرورانده شده قرار می‌گیرند (شکل ۶-الف). به‌طور میانگین سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای L.O.I. بالاتری داشته و به همین دلیل گاهی به سمت ترکیب بروسیت تمایل پیدا می‌کنند (Deschamps et al., 2013). سرپانتینیت‌های فرورانده شده در ترکیب خود محتوای L.O.I. پایین‌تری نسبت به دو نوع سرپانتینیت دیگر دارند ( $L.O.I. = 11/15 \pm 3/37$  درصد وزنی). این موضوع می‌تواند به دلیل آبدزایی بخشی این نمونه‌ها طی فرورانش و دگرگونی پیش‌رونده و یا میزان بالای آنتیگوریت در سرپانتینیت‌های این گروه باشد.

بر اساس مطالعات Wunder et al. (2001)، اندازه‌گیری عنصری سرپانتینیت‌ها نشان می‌دهد که آنتیگوریت در ساختمان بلوری خود مقدار آب کمتری نسبت به لیزاردیت دارد. در سرپانتینیت‌هایی که بخش اعظم آن را لیزاردیت تشکیل می‌دهد، مقدار L.O.I. برابر  $15/41 \pm 3/51$  درصد وزنی است، اما در سرپانتینیت‌های حاوی آنتیگوریت مقدار آن  $11/50 \pm 2/28$  درصد وزنی است. بر اساس نمودارهای ارائه شده در شکل‌های ۶-ب و ج مشخص شد که سنگ‌های سرپانتینیت منطقه مورد مطالعه بیشتر حاوی آنتیگوریت هستند.

برای درک میزان تأثیر فرایند سرپانتینیت شدن و یا فرایندهای ثانویه بر روی سنگ‌های پریدوتیتی اولیه از نمودار  $MgO/SiO_2$  در برابر  $Al_2O_3/SiO_2$  استفاده شده است (شکل ۷). در این نمودار، بیشتر نمونه‌ها در زیر خط آرایه زمینی ذوب (terrestrial array) قرار گرفته‌اند. آرایه زمینی، در حقیقت یک روند تھی‌شدگی (یا غنی‌شدگی) ماگمایی از یک گوشته اولیه با نسبت‌های  $MgO/SiO_2 \sim 0/85$  و  $Al_2O_3/SiO_2 \sim 0/1$  تا  $Al_2O_3/SiO_2 \sim 1/1$  و  $MgO/SiO_2 \sim 0/0$  می‌باشد (Niu, 2004). پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده منطقه مشهد دارای مقادیر پایینی از  $Al_2O_3/SiO_2$  ( $< 0/06$ ) و  $MgO/SiO_2$  ( $0/67-0/77$ ) هستند. (Niu (2004) با توجه به قرارگیری پریدوتیت‌های سرپانتینیت شده در زیر آرایه زمینی چنین استنباط نموده است که از میزان MgO در طول فرایندهای ثانویه حدود ۱۰ درصد کاسته شده است. مقادیر بالای  $MgO/SiO_2$  شاخص سنگ‌های گوشته‌ای دیرگداز (Refractory) می‌باشد (Paulick et al., 2006). شواهد چنین پیشنهاد می‌کنند که پروتولیت این سنگ‌ها پیش از سرپانتینیت شدن متحمل ذوب بخشی زیادی نشده است. عامل مهم دیگر نوع کانی‌های اولیه می‌باشد. برای مثال، الیون به سادگی و در دمایی کمتر از ۳۰۰ درجه سانتی‌گراد به سرپانتین تبدیل می‌شود (Martin and Fyfe, 1970; Mével, 2003; Allen & Seyfried, 2003) در صورتی که پیروکسن برای بی‌ثبات شدن نیازمند دمایی بالاتر از ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد است (Oelkers & Schott, 2001).

جای می‌دهند، به پیروی از افزایش فراوانی مودال این قبیل کانی‌ها در بخش‌های اولترامافیک، بر مقدار Rb و Ba افزوده می‌شود. تغییرات عناصر La تا Tb در سنگ‌های سریانتینی منطقه نسبت به گوشته اولیه یکسان بوده و مقدار عناصر Dy تا Lu نسبت به LREE کاهش محسوسی نشان می‌دهند (شکل ۱۱-ب).

افزون بر تأثیر متاسوماتیسم ذکر شده بر روی الگوی عناصر کمیاب (LREE) سریانتینیت‌های این منطقه، می‌توان به چیرگی کانی‌شناسی این سنگ‌ها توسط کلینوپروکسن و آمفیبول اشاره نمود که باعث ایجاد الگوی مسطح در عناصر MREE تا HREE شده است. غنی‌شدگی ناچیز عناصر HFSE و HREE نسبت به گوشته اولیه، گویای عدم ذوب بخشی پروتولیت این سریانتینیت‌ها پیش از فرایند سریانتینی شدن است (Salters & Stracke, 2004). به عبارتی دیگر، هرچه میزان تهی‌شدگی عناصر یاد شده نسبت به گوشته اولیه بالاتر باشد، به همان میزان درجه ذوب بخشی پروتولیت بیشتر بوده است (Parkinson and Pearce, 1998; Parkinson et al., 1992).

پری‌دوتیت‌های اولیه تشکیل‌دهنده سریانتینیت‌های مشهد مانند سریانتینیت‌های فرورانده، ویژگی‌های سنگ‌های بارور شده را نشان می‌دهند (شکل ۱۲). به احتمال قوی عامل اصلی باروری سریانتینیت‌های موجود در منشورهای فراینده، متاسوماتیسم ناشی از سیالات و مذاب‌هایی می‌باشد که سریانتینیت‌های فرورانده شده را تحت تأثیر قرار داده است.

مطالعات ایزوتوپی سنگ‌های اولترامافیک مشهد نشان می‌دهد که آرایش رسوبات فرورانش یافته و نیز تأثیر پوسته قاره‌ای در شکل‌گیری مذاب سنگ‌های اولترامافیک از گوشته منفی است (Shafaii Moghadam et al., 2014). برای پی بردن به سهم مشارکت رسوبات در تشکیل ماگمای اولترامافیک از منشأ گوشته‌ای از نمودار Th/Nd در برابر  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  که توسط Liu et al. (2013) ارائه شده، می‌توان استفاده کرد. مقادیر Th و Nd موجود در پوسته اقیانوسی و رسوبات روی آن که فرورانده می‌شوند نامتحرک می‌باشند (Johanson & Plank, 1999; Liu et al., 2013). اگرچه نمونه‌های مربوط به منطقه مورد مطالعه در نمودار شکل ۱۳ به صورت پراکنده گسترش یافته‌اند، ولی در کل یک روند خطی بین اعضای نهایی این نمودار یعنی Depleted Indian MORB Mantle (DIMM) (Stracke et al., 2003) را نشان می‌دهند. سنگ‌های اولترامافیک مشهد مقدار بالایی از نسبت  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  دارند که نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای بدون تأثیر رسوبات فرورانده هستند (Shafaii Moghadam et al., 2014).

## ۵- نتیجه‌گیری

عدم وجود سنگ‌های دگرگونی فشار بالا-دما پایین (سنگ‌های رخساره شیست آبی) در شمال خاور ایران، نظریه فرورانش پوسته اقیانوسی پالئوتیس به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا را در این منطقه سست و کم‌رنگ می‌نماید و ارتباط نوار افیولیتی پالئوزویک قسمت‌های باختری (ترکیه، قفقاز و شمال باختر رشت) با قسمت‌های خاوری (افغانستان، ترکمنستان و تبت) این منطقه را با وقفه همراه می‌سازد. با توجه به ترکیب ژئوشیمیایی سریانتینیت‌ها که متأثر از ترکیب پروتولیت، دمای تشکیل و ماهیت سیالات است، می‌توان نتیجه گرفت که سریانتینیت‌های منطقه مشهد، از سریانتینیت‌های فرورانده شده به شمار می‌روند. پروتولیت این سریانتینیت‌ها، گوشته اولیه تهی‌نشده می‌باشد که بیانگر پایین بودن نرخ ذوب بخشی آن است. ترکیب پری‌دوتیت‌های اولیه مشهد به صورت لرزولیت و یا هارزبورژیت فقیر از الیوین است. این سنگ‌ها پیش از جایگیری در درون منشورهای فراینده و پیش از رخنمون یافتن در سطح زمین دارای پیشینه زمین‌شناسی پیچیده‌ای هستند. به عبارت دیگر، فعل و انفعالات شیمیایی حاصل از نفوذ مذاب‌ها و سیالات ناشی از فرورانش به داخل پری‌دوتیت‌های گوه گوشته‌ای باعث متاسوماتیسم این سنگ‌ها شده است. این فرایندها در مجموع باعث غنی‌شدگی عناصر و بارور شدن سریانتینیت‌ها از عناصر مختلف به ویژه عناصر متحرک شده است.

شده است ترکیب سریانتینیت‌های مشهد به سبب بارور شدن، غنی‌شدگی مختصری نسبت به ترکیب گوشته اولیه پیدا کرده است. در شکل ۹-د، سریانتینیت‌های مشهد از نظر مقدار Nb و La به سریانتینیت‌های فرورانده شباهت دارند. در این شکل، پیکان خاکستری تیره نشان‌دهنده اثر بارور شدن پروتولیت توسط واکنش بین سیال - سنگ و پیکان خاکستری کم‌رنگ نشان‌دهنده بارور شدن پروتولیت در اثر واکنش مذاب - سنگ است. در نتیجه می‌توان استنباط کرد سریانتینیت‌های مورد مطالعه، جزو سریانتینیت‌هایی هستند که پروتولیت گوشته‌ای آنها در اثر واکنش با یک مذاب بارور شده‌اند.

ویژگی‌های ژئوشیمیایی گوه گوشته‌ای در مناطق فرورانش تحت تأثیر عوامل مختلف قرار می‌گیرد. این عوامل عبارتند از: ۱) نفوذ سیالات ناشی از آب‌زدایی پوسته اقیانوسی (Hawkesworth et al., 1993; Turner et al., 1997) یا آب‌زدایی رسوبات فرورونده (Class et al., 2000)، ۲) اضافه شدن مذاب‌هایی از رسوبات فرورونده (Peacock et al., 1994; Munker, 2000; Elliott et al., 1997) و یا مذاب‌های حاصل از قطعات ذوب شده بازالت‌های پشته میان اقیانوسی (Stern and Kilian, 1996).

مقدار عناصر LILE مانند U، Rb و Ba به دلیل تحرک بالا، اغلب توسط سیالات کنترل می‌شوند (Stolper & Newman, 1994)، در حالی که عناصر HFSE مانند Ta، Nb، Hf، Zr و Th اغلب در سیالات نامتحرک هستند (Tatsumi, 1989; Keppler, 1996; Turner et al., 1997). از این رو، غنی‌شدگی عناصر HFSE نشانه آمیختگی مذاب‌های حاصل از صفحه فرورونده با ماگمای اصلی است. بنابراین منبع گوشته‌ای که توسط مذاب حاصل از صفحه فرورونده تحت تأثیر قرار گرفته باشد دارای نسبت پایین Rb/Y است (شکل ۱۰).

در شکل ۱۱-الف ترکیب سنگ‌های اولترامافیک مشهد نسبت به کندریت (McDonough & Sun, 1995) بهنجار شده است. عناصر LREE از ۵ تا ۱۱ و عناصر HREE از ۳ تا ۵ برابر نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. مقدار بالای عناصر لیتوفیل با یون بزرگ (LILE) از ویژگی‌های سنگ‌های مرتبط با فرورانش هستند (Noll et al., 1996; Leeman, 1996). اگرچه ترکیب عناصر کمیاب و REE نشان‌دهنده ویژگی‌های ژئوشیمیایی پروتولیت اولیه است، ولی بارور شدن پروتولیت پیش از سریانتینی شدن باعث افزایش مقدار بعضی عناصر و نیز سریانتینی شدن سبب غنی‌شدگی قابل توجه عناصر متحرک در سنگ‌های اولترامافیک هیدراته می‌شود. سریانتینیت‌های مشهد به واسطه غنی‌شدگی جزئی از عناصر نادر خاکی متوسط (MREE) در نمودار عنکبوتی، یک الگوی تقریباً محذب رو به بالا دارند، که این امر ناشی از شرکت‌پذیری زیاد این عناصر در ساختمان آمفیبول است (Rollinson, 1993). از سوی دیگر، غنی‌شدگی این سنگ‌ها از HREE مربوط به فراوانی نسبی پروکسن می‌باشد. فراوانی زیاد آمفیبول و نیز عدم حضور پلاژیوکلاز در این سنگ‌ها باعث محو شدن و تعدیل بی‌هنجاری Eu شده است.

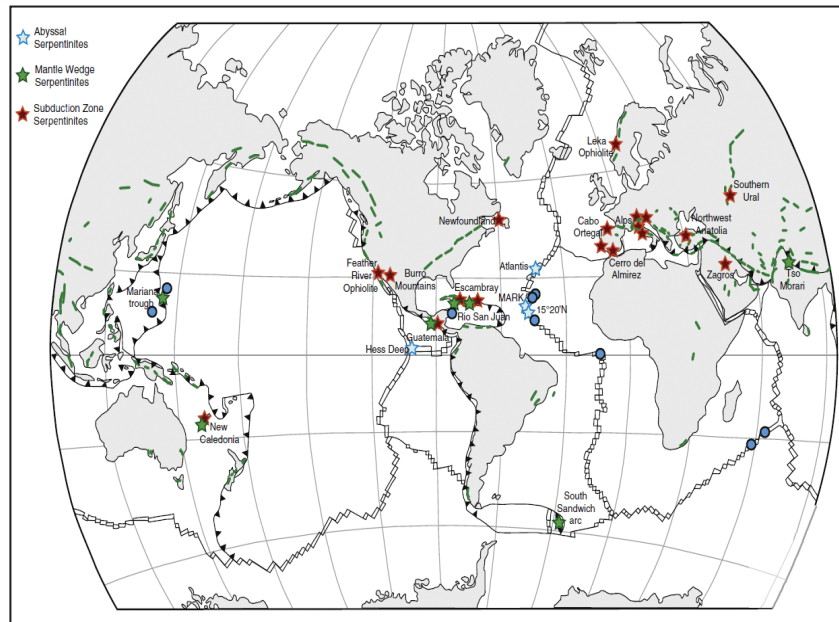
همانگونه که پیش‌تر گفته شد، پروتولیت سریانتینیت‌های مشهد با توجه به ویژگی‌های ژئوشیمیایی، سنگ‌های لرزولیتی - هارزبورژیتی بوده است (شکل ۷-ب). (Allen & Seyfried (2003) و Menzies et al. (1993). بر این باورند که سریانتینیت‌های حاصل از هارزبورژیت‌ها از نظر محتوای عناصر REE نسبت به کندریت غنی‌شدگی نشان می‌دهند. این نظریه درباره سریانتینیت‌های مشهد نیز صادق است (شکل ۱۱-الف).

سنگ‌های اولترامافیک مشهد نسبت به گوشته اولیه، از LREE و عناصر لیتوفیل بزرگ یون (LILE) غنی‌شدگی نسبتاً بالا و از HREE نیز غنی‌شدگی ناچیز نشان می‌دهند (شکل ۱۱-ب). عناصر LREE از ۴ تا ۱۹ و عناصر HREE از ۱/۳ تا ۱/۸ برابر نسبت به گوشته اولیه غنی‌شدگی نشان می‌دهند. عناصر LREE برخلاف عناصر HREE و HFSE در محلول‌های آبدار تحرک بهتر و آسان‌تری دارند. بنابراین غنی‌شدگی بالا از عناصر LREE می‌تواند به دلیل متاسوماتیسم ناشی از سیالات آبدار باشد که مجموعه‌های اولترامافیک را تحت تأثیر قرار داده و باعث رشد گسترده کانی‌هایی مانند آمفیبول می‌شوند که عناصر سازگار را به راحتی در شبکه خود

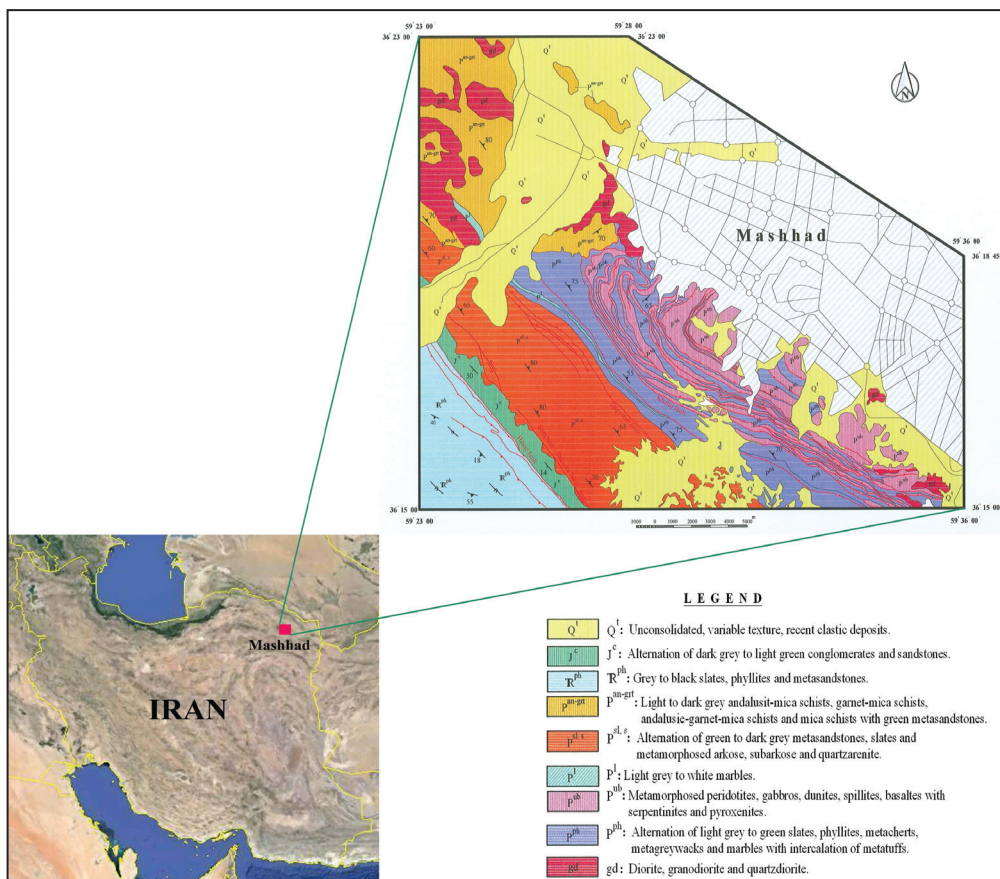
## سپاسگزاری

آزمایشگاه دانشگاه پوتسدام آلمان نیز که در انجام آنالیزهای شیمیایی نهایت همکاری و مساعدت را ایفا نمودند صمیمانه سپاسگزاریم. از داوران محترم مجله، که با ارائه نظرات و پیشنهادات، به ارتقای علمی مقاله کمک نموده‌اند، کمال تشکر را داریم.

در انتها بر خود لازم می‌دانیم سپاس و قدردانی خود را از کمک‌های بی دریغ آقایان مهندس فرخ قائمی و مهندس روشن‌روان و کارشناسان سازمان زمین‌شناسی مرکز شمال خاور به خاطر در اختیار گذاشتن اطلاعات ارزنده ابراز داریم. از کارشناسان

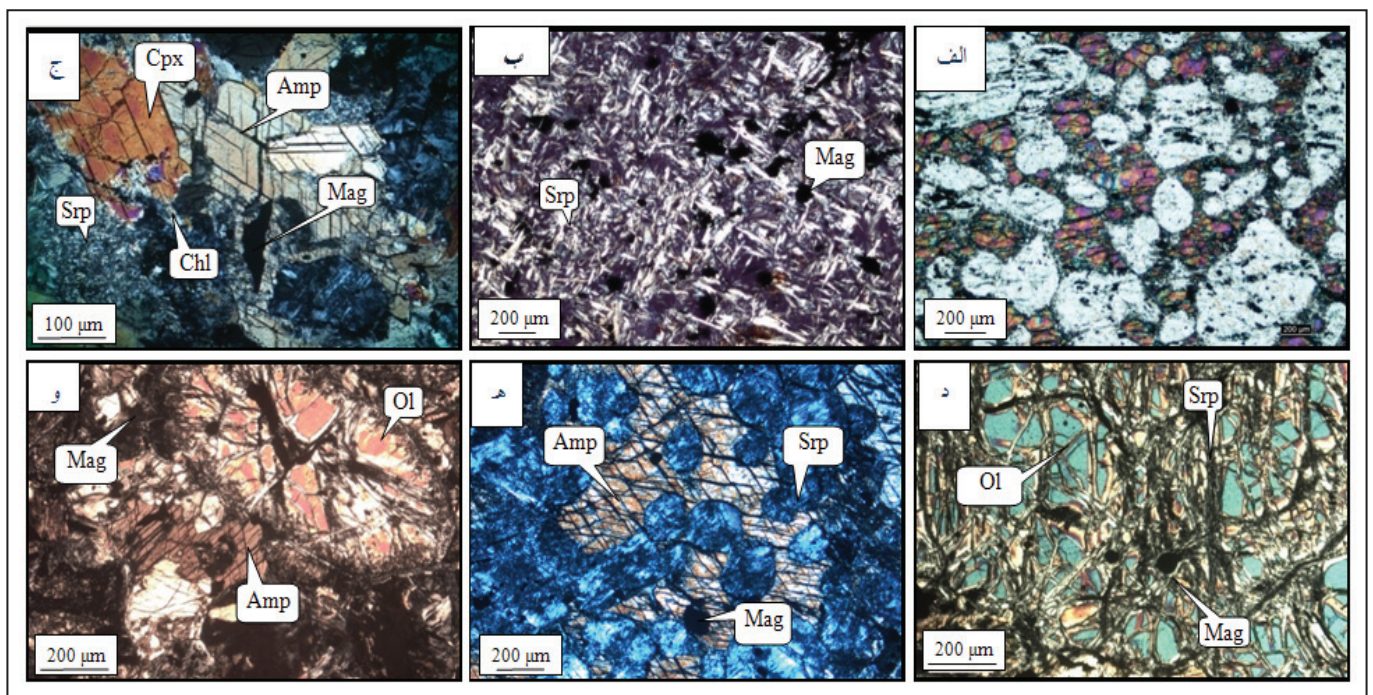
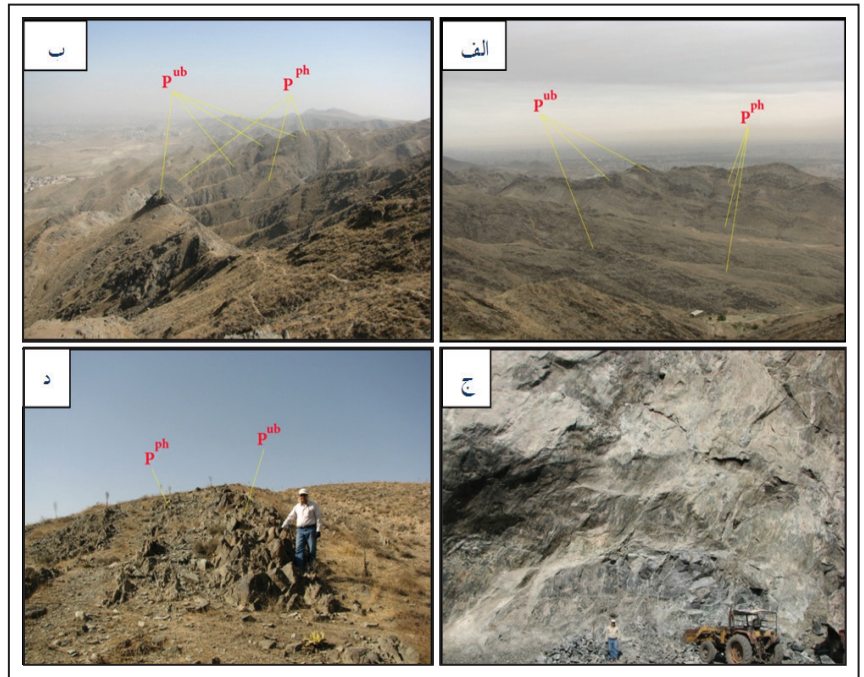


شکل ۱- گسترش جهانی سرپانتینیت‌های آبیسال (ستاره‌های آبی)، فرورونده شده (ستاره‌های قرمز) و سرپانتینیت‌های گوه گوشته‌ای (ستاره‌های سبز) (Deschamps et al., 2013).

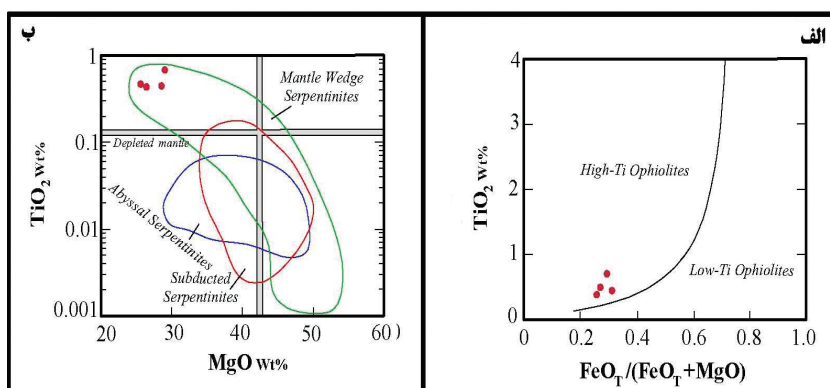


شکل ۲- موقعیت منطقه و نقشه زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه که واحدهای سنگی در آن نمایش داده شده است (اقتباس از قائمی (۱۳۸۶) الف و ب)، با اندکی تغییرات).

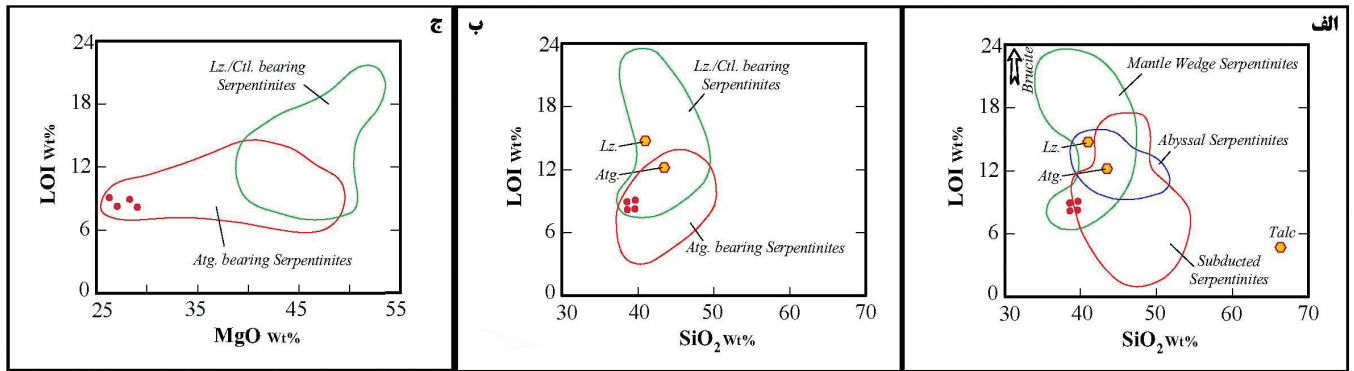
شکل ۳- نمایی از سنگ‌های اولترامافیک مشهد، الف) نمای عمومی از تکرار و تناوب سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی با مجموعه‌های رسی دگرگون شده (دید به سمت شمال)، ب) نمای عمومی از تکرار و تناوب سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی با مجموعه‌های رسی دگرگون شده (دید به سمت جنوب خاور)، ج) سرپانتینیت‌های مشهد، د) تکرار و تناوب سنگ‌های اولترامافیک سرپانتینی شده با مجموعه‌های رسی دگرگون شده (نامگذاری واحدها بر اساس نقشه زمین‌شناسی شکل ۲).



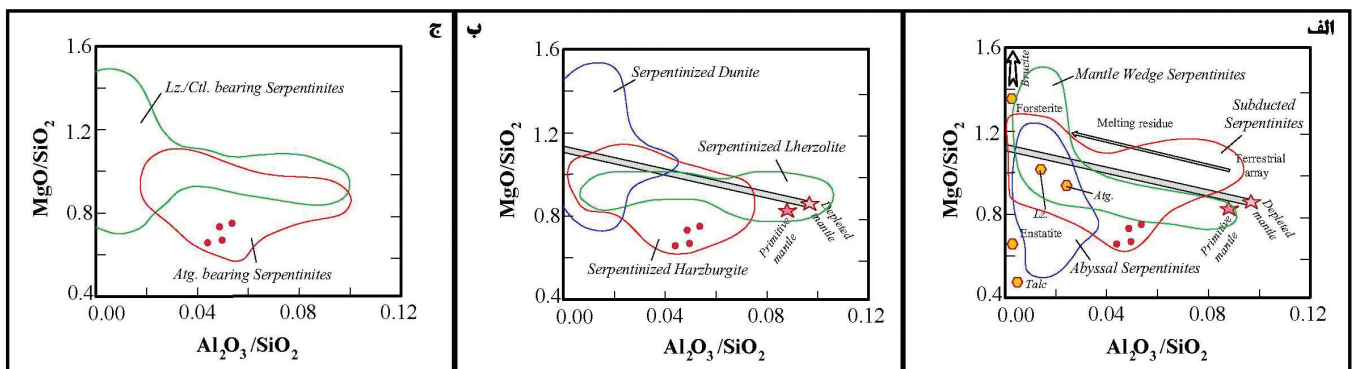
شکل ۴- تصاویری از مقاطع نازک سنگ‌های اولترامافیک منطقه مورد مطالعه در نور XPL، الف) دونیت سرپانتینی شده با بافت کومولایی؟، ب) بافت شبکه‌ای در سرپانتینیت‌ها، ج) کانی‌های نیمه شکل‌دار پروکسن و آمفیبول در سنگ‌های اولترامافیک، د) الیون در حال سرپانتینی شدن، ه) سرپانتین حاصل از الیون و آمفیبول قهوه‌ای بین الیون، و) الیون در حال سرپانتینی شدن و آمفیبول قهوه‌ای، علائم اختصاری مورد استفاده در این تصاویر از (Whitney & Evans (2010) اقتباس شده است).



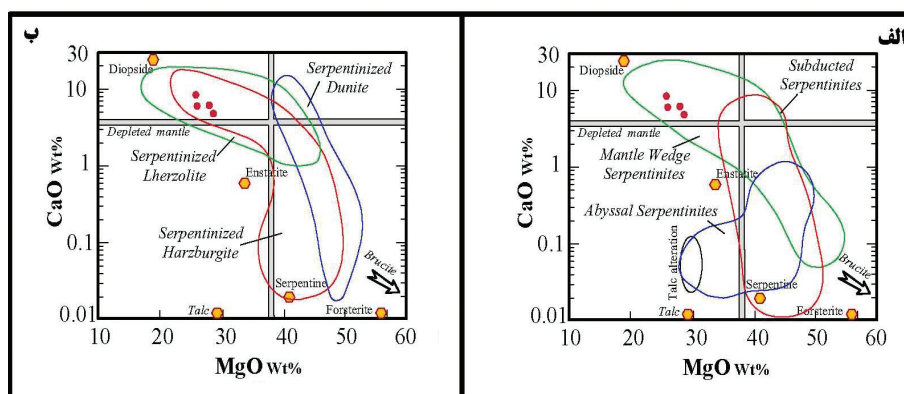
شکل ۵- تغییرات ترکیب شیمیایی عناصر اصلی پریدوتیت‌های سرپانتینی شده مشهد در نمودارهای الف) نمودار  $TiO_2$  در برابر  $FeOT/(FeOT+MgO)$  ارائه شده توسط (Zhihong & Huaifu (1998) ب) نمودار تغییرات  $TiO_2$  در برابر  $MgO$  برای تشخیص محیط‌های مختلف تشکیل سرپانتینیت‌ها، از (Deschamps et al. (2013) با کمی تغییرات، ترکیب احتمالی گوشته تهی شده از (Salters & Stracke (2004).



شکل ۶- الف و ب) نمودار تغییرات LOI در مقابل SiO<sub>2</sub>، ج) نمودار تغییرات LOI در برابر MgO، در نمودار الف سرپانتینیت‌های تشکیل شده در محیط‌های مختلف زمین‌شناسی از هم تفکیک می‌شوند و در نمودار ب و ج سرپانتینیت‌های حاوی آنتیگوریت از سرپانتینیت‌های حاوی لیزاردیت و کریزوتیل از هم تشخیص داده می‌شوند (Deschamps et al., 2013). با کمی تغییرات).

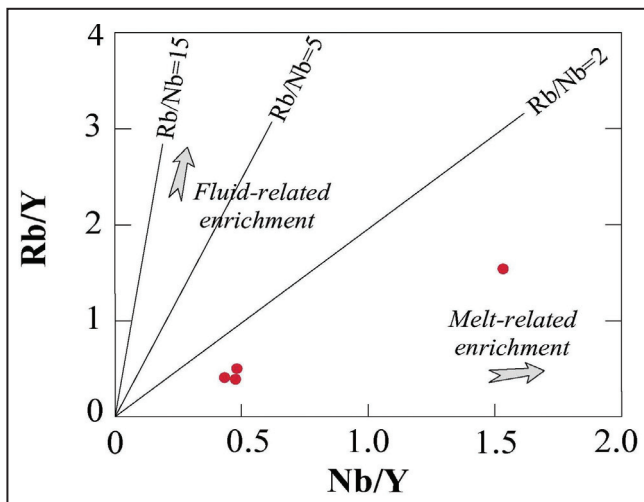
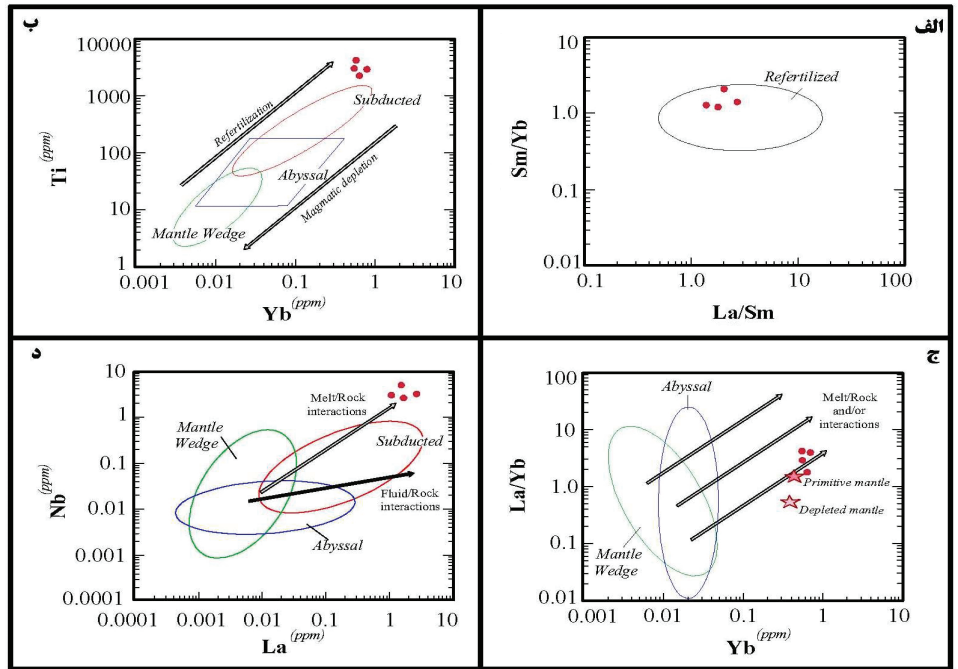


شکل ۷- نمودار MgO/SiO<sub>2</sub> در برابر Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> (الف) تفکیک محیط‌های مختلف تشکیل سرپانتینیت‌ها، ب) تشخیص ماهیت پروتولیت سرپانتینیت‌ها، در نمودار الف و ب: ترکیب احتمالی گوشته تهی شده از Salters & Stracke (2004) و ترکیب گوشته اولیه از McDonough & Sun (1995)، خط پهن آرایه زمینی نام دارد (توضیح بیشتر در متن مقاله) که از Jagoutz et al. (1979) و Hart & Zindler (1986) اقتباس شده است، فلش نیز تأثیر ذوب بخشی را نشان می‌دهد، به طوری که مواد دیرگداز دارای MgO/SiO<sub>2</sub> بالا و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> کم و مواد مذاب دارای MgO/SiO<sub>2</sub> کم و Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>/SiO<sub>2</sub> زیاد هستند. ج) تشخیص سرپانتینیت‌های حاوی آنتیگوریت از سرپانتینیت‌های حاوی لیزاردیت و کریزوتیل (Deschamps et al., 2013).

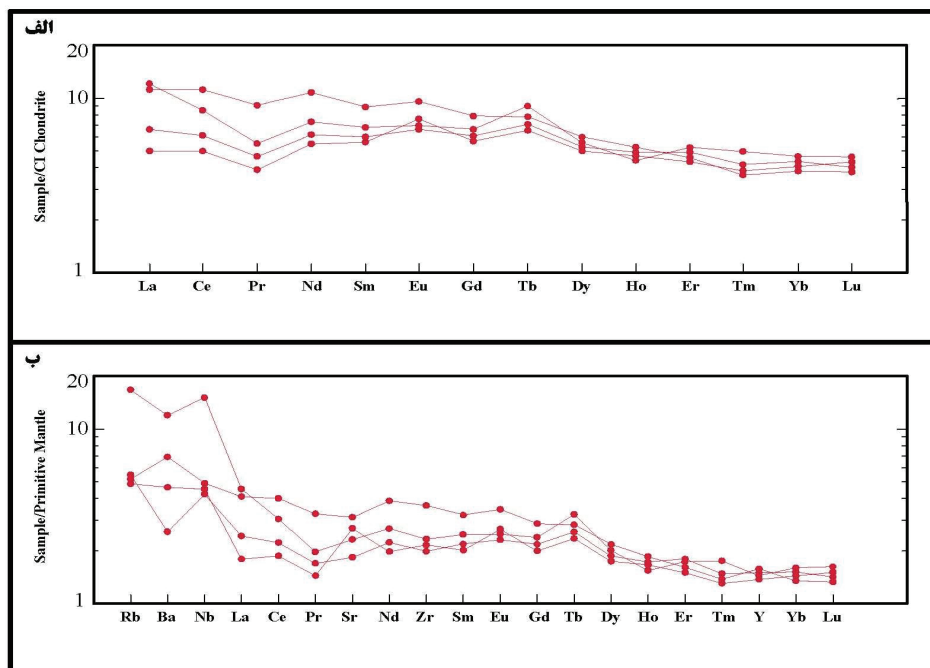


شکل ۸- نمودارهای تغییرات CaO در برابر MgO از Deschamps et al. (2013) با کمی تغییرات، الف) تفکیک محیط‌های مختلف تشکیل سرپانتینیت‌ها، ب) تشخیص ماهیت پروتولیت سرپانتینیت‌ها، ترکیب احتمالی گوشته تهی شده از Salters & Stracke (2004).

شکل ۹- تغییرات عناصر کمیاب سریانتینیت های مشهد، الف) نمودار Sm/Yb در برابر La/Sm، ب) نمودار Ti در برابر Yb، ج) نمودار La/Yb در برابر Yb، ترکیب گوشته تهی شده از Salters & Stracke (2004) و ترکیب گوشته اولیه از McDonough & Sun (1995)، د) نمودار Nb در برابر La، در نمودارهای ب، ج و د محدوده سریانتینیت های آیسال از Niu (2004)، (اقتباس از Deschamps et al. (2013).

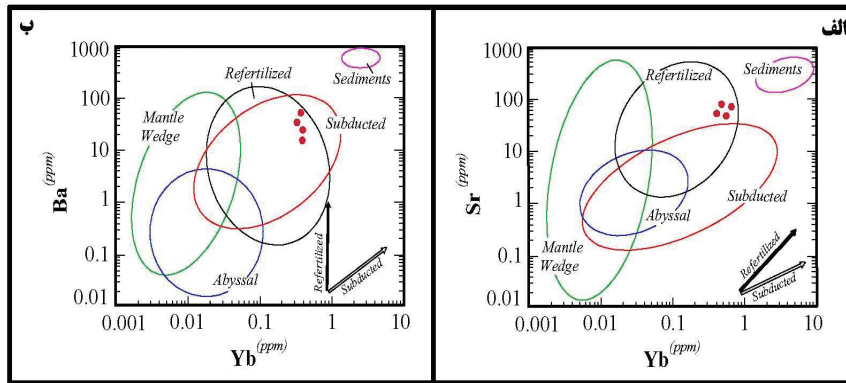


شکل ۱۰- نمودار Rb/Y در برابر Nb/Y که نشان دهنده غنی شدگی سریانتینیت های مشهد در اثر واکنش مذاب با پروتولیت این سنگ ها می باشد. روند پیکان ها از Zhao & Zhou (2007) اقتباس شده است.

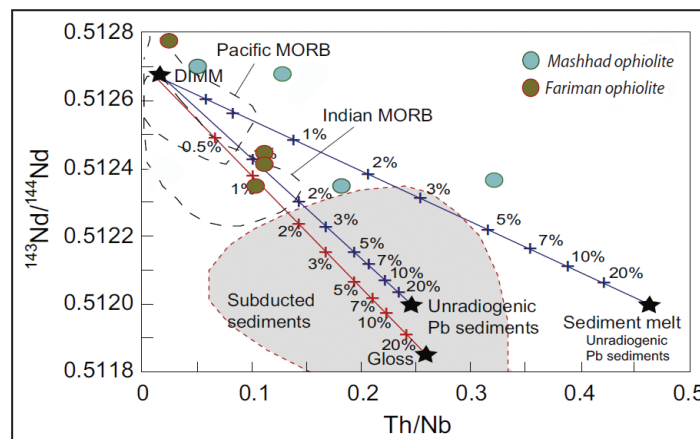


شکل ۱۱- نمودارهای عناصر کمیاب سنگ های اولترامافیک مشهد بهنجار شده با مقادیر الف) کندریت، ب) گوشته اولیه (McDonough and Sun, 1995).





شکل ۱۲- الف و ب) نمودار Ba و Sr در برابر Yb در سریاتینیت‌های مشهد. محدوده ترکیبات رسوبی از (Li and Schoonmaker (2003), اقتباس از (Deschamps et al. (2013).



شکل ۱۳- نمودار Th/Nb در برابر  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  برای سنگ‌های اولترامافیک مشهد و فریمان (اقتباس از (Shafaii Moghadam et al. (2014).

## کتابخانه

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۳ زمین شناسی ایران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۶۰۹ صفحه.
- سعادت، م.، نصرآبادی، م.، آسیابانهای رضایی، ع.، ۱۳۹۳-دما- فشارسنجی و تفسیر جایگاه تکتونیکی سنگ های رخساره شیست آبی مجموعه دگرگونی اسالم (شمال باختر رشت)، مجله پترولوژی دانشگاه اصفهان، شماره نوزدهم، صفحه ۱۵۴-۱۳۹.
- قائم، ف.، ۱۳۸۶- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مشهد ۵، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- قائم، ف.، ۱۳۸۶-ب- نقشه زمین شناسی ۱:۲۵۰۰۰ مشهد ۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

## References

- Agard, P., Labrousse, L., Elvevold, S. and Lerprier, C., 2005 - Discovery of Paleozoic Fe-Mg carpholite in Motalafjella, Svalbard Caledonides: a milestone for subduction-zone gradients. *Geology* 33: 761-764.
- Alavi, M., 1991 - Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran, *Geological Society of America Bulletin* 103, 8: 983-992.
- Allen, D.E. and Seyfried Jr., E., 2003 - Compositional controls on vent fluids from ultramafichosted hydrothermal systems at mid-ocean ridges: an experimental study at 400 °C, 500 bars. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67 (8), 1531-1542.
- Bagheri, S. and Stampfli, G.M., 2008 - The Anarak, Jandaq and Posht-e-Badam metamorphic complexes in central Iran: New geological data, relationships and tectonic implications. *Tectonophysics* 451, 123-155.
- Boulin, J., 1988 - Hercynian and Eocimmerian events in Afghanistan and adjoining regions: *Tectonophysics*, v.148, p. 253- 278.
- Brookfield, M.E. and Hashmat, A., 2001 - The geology and petroleum potential of the North Afghan platform and adjacent areas (northern Afghanistan, with parts of southern Turkmenistan, Uzbekistan and Tajikistan). *Earth-Science Reviews* 55, 41-71.
- Casey, J., 1997 - Comparison of major-and trace-element geochemistry of abyssal peridotites and mafic plutonic rocks with basalts from the Mark Region of Mid-Atlantic Ridge. *Proc. ODP. Sci. Res.* 153, 181-241.
- Clark, G.C., Davies, R.G., Hamzepour, G. and Jones, C.R., 1975 - Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi quadrangle map, 1:250,000. Geological Survey of Iran, Tehran, Iran, 198 p.

- Class, C., Miller, D., M., Goldstein, S. L. and Langmuir, C. H., 2000 - Distinguishing melt and fluid subduction components in Umnak Volcanics, Aleutian Arc. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 1, 1999G000010.
- Coleman, R.G. and Keith, T.E., 1971- A chemical study of serpentinization - Burro Mountain, California. *Journal of Petrology* 12, 311-328.
- Deschamps F., Godard G., Guillot S. and Hattori K., 2013 - Geochemistry of subduction zone serpentinites: A review. *Lithos* 178, 96-127.
- Eftekharnajad, J. and Behroozi, A., 1991- Geodynamic significance of recent discoveries of ophiolites and late Paleozoic rocks in NE Iran (including Kopet Dag): *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, v.38,p.89-100.
- Elliott, T., Plank, T., Zindler, A., White, W. and Bourdon, B., 1997 - Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102, 14991-15019.
- Ernest, W. G., 1971- Do mineral paragenesis reflect unusually high pressure conditions of Franciscan metamorphism? *American Journal of Sciences* 270: 81-108.
- Gaetani, M., 1997 - The Karakorum Block in Central Asia, from Ordovician to Cretaceous. *Sedimentary Geology* 109, 339-359.
- Gahlan, H. A., Arai, S., Ahmed, A. H., Ishida, Y., Abdel-Aziz, Y. M. and Rahimi, A., 2006- Origin of magnetite veins in serpentinite from the Late Proterozoic Bou-Azzer ophiolite, Anti-Atlas, Morocco: An implication for mobility of iron during serpentinization. *Journal of African Earth Sciences* 46, 318-330.
- Gamkrelidze, I.P. and Shengelia, D.M., 2007 - Pre-Alpine geodynamics of the Caucasus, suprasubduction regional metamorphism and granitoid magmatism. *Bulletin of the Georgian national academy of sciences*, 175, ½1.
- Garzanti, E. and Gaetani, M., 2002 - Unroofing history of Late Paleozoic magmatic arcs within the "Turan Plate" (Turkmenistan). *Sedimentary Geology* 151, 67-87.
- Ghazi, M., Hassanipak, A. A., Tucker, P. J. and Mobasher, K., 2001 - Geochemistry and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages of the Mashhad Ophiolite, NE Iran, Abstracts as: *Eos. Trans. AGU*, 82 (47 ), Fall Meet.
- Grauch, R.I., 1989 - Rare earth elements in metamorphic rocks. In: Lipin, B.R., McKay, G.A. (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements. Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, vol. 21. Mineralogical Society of America, Washington, D. C., pp. 147-167.
- Hart, S.R. and Zindler, A., 1986 - In search of a bulk-Earth composition. *Chemical Geology* 57 (3-4), 247-267.
- Hattori, K.H. and Guillot, S., 2003 - Volcanic fronts form as a consequence of serpentinite dehydration in the forearc mantle wedge. *Geology* 31 (6), 525-528.
- Hawkesworth, C. J., Gallagher, K., Herot, J. M. and Mc-Dermott, F., 1993 - Mantle and slab contributions in arc magmas. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 21, 175-204.
- Hébert, R., Adamson, A. C. and Komor, S. C., 1990 - Metamorphic petrology of ODP Leg 109, Hole 670A serpentinized peridotites: serpentinization processes at a slow spreading ridge environment. In: Detrick, R., Honnorez, J., Bryan, W.B., Juteau, T., et al. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, College station, Texas (Ocean Drilling Program)* 106/109, 103-115.
- Hilaret, N., Reynard, B., Wang, Y., Daniel, I., Merkel, S., Nishiyama, N. and Petitgirard, S., 2007- High-pressure creep of serpentine, interseismic deformation, and initiation of subduction. *Science* 318, 1910-1913.
- Humphris, S.E., 1984 - The mobility of rare earth elements in the crust. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*, pp. 317-342.
- Ishii, T., Robinson, P.T., Maekawa, H. and Fiske, R., 1992 - Petrological studies of peridotites from diapiric serpentinite seamounts in the Izu-Ogasawara-Mariana forearc, Leg 125. In: Fryer, P., Pearce, J.A., Stokking, L.B., et al. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 125, pp. 445-485.
- Iyer, K., Austrheim, H., John, T. and Jamtveit, B., 2008 - Serpentinization of the oceanic lithosphere and some geochemical consequences: constraints from the Leka Ophiolite Complex, Norway. *Chemical Geology* 249, 66-90.
- Jagoutz, E., Palme, H., Baddenhausen, H., Blum, K., Cendales, M., Dreibus, G., Spettel, B., Lorenz, V. and Vanke H., 1979 - The abundance of major, minor and trace elements in the earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 11 (2), 2031-2050.
- Johnson, M.C. and Plank, T., 1999 - Dehydration and melting experiments constrain the fate of subducted sediments. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 1.
- Keppler, H., 1996 - Constraints from partitioning experiments on the composition of subduction-zone fluids. *Nature*, 380, 237-240.
- Leeman W.P., 1996 - Boron and other fluid-mobile elements in volcanic arc lavas: Implications for subduction processes. In: Bebout E, Scholl W, Kirby H, Platt P (eds) *Subduction Top to Bottom*. American Geophysical Union Monograph 96, pp 269-276.
- Li, Y.H. and Schoonmaker, J., 2003 - 7.01 Chemical composition and mineralogy of marine sediments. *Treatise on Geochemistry*, Vol. 7: Sediments, Diagenesis, and Sedimentary Rocks. In: Mackenzie, F.T. (Ed.), *Treatise on Geochemistry*. Elsevier Science Ltd., pp. 1-35.
- Liu, X., Xu, J., Castillo, P.R., Xia, W., Shi, Y., Fenga, Z. and Guo, L., 2013 - The Dupal isotopic anomaly in the southern Paleo-Asian Ocean: Nd-Pb isotope evidence from ophiolites in Northwest China. *Lithos* 189, 185-200.
- Ludden, J.N. and Thompson, G., 1979 - An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth and Planetary Science Letters* 43, 85-92.
- Majidi, B., 1978 - Etude pétrostructurale de la région de Mashad (Iran). Les problèmes des méamorphites, serpentinites et granitoides hercyniens. Thèse de Docteur Ingenieur, Université Scientifique ed Médicale de Grenoble. 277 pp.
- Majidi B., 1981 - The ultrabasic lava flows of Mashhad, North East Iran. *Geological Magazine* 118, 49-58.
- Martin, B. and Fyfe, W.S., 1970 - Some experimental and theoretical observations on the kinetics of hydration reactions with particular reference to serpentinization. *Chemical Geology* 6, 185-202.

- Maruyama, S. and Liou, J. G., 1998 - Initiation of ultrahigh-pressure metamorphism and its significance on the Proterozoic-Phanerozoic boundary. *Island Arc* 7: 6-35.
- Maruyama, S. and Liou, J. G., 2005 - From Snow ball to Phanerozoic earth. *International Geology Review* 47: 775-791.
- McDonough, W.F. and Sun, S.-S., 1995 - The composition of the Earth. *Chemical Geology* 120, 223-253.
- Meng, F., Cui, M., Wu, X. and Ren, Y., 2013 - Heishan mafic-ultramafic rocks in the Qimantag area of Eastern Kunlun, NW China: Remnants of an early Paleozoic incipient island arc. *Gondwana Research* 23, 825-836.
- Menzies, M., Long, A., Ingram, G., Tatnell, M. and Janecky, D.R., 1993 - MORB peridotite-seawater interaction: experimental constraints on the behaviour of trace elements,  $87\text{Sr}/86\text{Sr}$  and  $143\text{Nd}/144\text{Nd}$  ratios. In: Prichard, H.M., Alabaster, T., Harris, N.B.W., Neary, C.R. (Eds.), *Magmatic processes and plate tectonics: Geological Society Special Publications*, 76, pp. 309-322.
- Mével, C., 2003 - Serpentinization of abyssal peridotites at mid-ocean ridges. *Comptes Rendus Géoscience* 335, 825-852.
- Miyashiro, A., Shido, F. and Ewing, M., 1969 - Composition and origin of serpentinites from the Mid-Atlantic Ridge near 24 and 30°N. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 23, 117-127.
- Munker, C., 2000 - The isotope and trace element budget of the Cambrian Devil River System, New Zealand: identification of four source components. *Journal of Petrology*, 41, 759-788.
- Négre, P., Guerrot, C., Cocherie, A., Azaroual, M., Brach, M. and Fouillac, C., 2000 - Rare earth elements, neodymium and strontium isotopic systematics in mineral waters: evidence from the Massif Central, France. *Applied Geochemistry* 15, 1345-1367.
- Niu, Y., 2004 - Bulk-rock major and trace element compositions of abyssal peridotites: implications for mantle melting, melt extraction and post-melting processes beneath mid-ocean ridges. *Journal of Petrology* 45, 2423-2458.
- Noll Jr., P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P. and Ryan, J.G., 1996 - The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 587-611.
- Oelkers, H. and Schott, J., 2001 - An experimental study of enstatite dissolution rates as a function of pH, temperature, and aqueous Mg and Si concentration, and the mechanism of pyroxene/pyroxenoid dissolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 1219-1231.
- O'Hanley, D.S., 1996 - *Serpentinites, Records of Tectonics and Petrological History*. Oxford University Press, 269pp.
- Omran, H., Moazzen, M., Oberhansli, R., Tsujimori, T., Bousouet, R. and Moayyed, M., 2013- Metamorphic history of glaucophane-paragonite-zoisite eclogites from the Shanderman area, northern Iran. *Journal of Metamorphic Geology* 31, 91-812.
- Padrón-Navarta, J.A., López Sánchez-Vizcaíno, V., Garrido, C.J., Gómez-Pugnaire, M.T., Jabaloy, A., Capitani, G.C. and Mellini, M., 2008- Highly ordered antigorite from Cerro del Almirez HP-HT serpentinites, SE Spain. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 156, 679-688.
- Palandri, J.L. and Reed, M.H., 2004 - Geochemical models of metasomatism in ultramafic systems: serpentinization, rodingitization, and sea floor carbonate chimney precipitation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 68, 1115-1133.
- 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 suprasubduction zone setting. *Journal of Petrology* 39 (9), 1577-1618.
- Parkinson, I.J., Pearce, J.A., Thirlwall, M.F., Johnson, K.T.M. and Ingram, G., 1992 - Trace element geochemistry of peridotites from the Izu-Bonin-Mariana forearc, Leg 125. *Proceedings of Ocean Drilling Program, Scientific Results* 125, 487-506.
- Paulick, H., Bach, W., Godard, M., De Hoog, J.C.M., Suhr, G. and Harvey, J., 2006- Geochemistry of abyssal peridotites (Mid-Atlantic Ridge, 15° 20' N, ODP Leg 209): implications for fluid/rock interaction in slow spreading environments. *Chemical Geology* 234, 179-210.
- Peacock, S. M., Rushmer, T. and Thompson, A. B., 1994 - Partial melting of subducting oceanic crust. *Earth and Planetary Sciences Letter*, 121, 227-244.
- Pearce, J.A., Barker, P.F., Edwards, S.J., Parkinson, I.J. and Leat, P.T., 2000 - Geochemistry and tectonic significance of peridotites from the South Sandwich arc-basin system, South Atlantic. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 139, 36-53.
- Poitrasson, F., Pin, C. and Duthou, J.L., 1995 - Hydrothermal remobilization of rare earth elements and its effect on Nd isotopes in rhyolite and granite. *Earth and Planetary Science Letters* 130, 1-11.
- Rolland, Y., Sosson, M., Adamia, Sh. and Sadrazde, N., 2011 - Prolonged Variscan to Alpine history of an active Eurasian margin (Georgia, Armenia) revealed by  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  dating. *Gondwana Research*. 20, 798-815.
- Rollinson, H.R., 1993 - *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation* (Longman). ISBN 978-0582067011.
- Salter, V.J.M. and Stracke, A., 2004 - Composition of the depleted mantle. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5 (5).
- Sarifakioglu, E., Özen, H. and Winchester, J.A., 2009 - Petrogenesis of the Refahiye ophiolite and its tectonic significance for Neotethyan ophiolites along the Izmir-Ankara-Erzincan Suture Zone. *Turkish Journal of Earth Sciences* 18, 187-207.
- Savov, I.P., Ryan, J.G., D'Antonio, M., Kelley, K. and Mattie, P., 2005 - Geochemistry of serpentinized peridotites from the Mariana Forearc Conical Seamount, ODP Leg 125: implications for the elemental recycling at subduction zones. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6 (4).
- Seifert, K. and Brunotte, D., 1996 - Geochemistry of serpentinized mantle peridotite from site 897 in the Iberia Abyssal Plain. In: Whitmarsh, R.B., Sawyer, D.S., Klaus, A., Masson, D.G. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 149. Ocean Drilling Program, College Station, TX, pp. 413-424.

- Shafaii Moghadam, H., Li, X. H., Ling, X. X., Stern, R.J., Zaki Khedr, M., Chiaradia, M., Ghorbani, G., Arai, S. and Tamura, A., 2014-Devonian to Permian evolution of the Paleo-Tethys Ocean: New evidence from U-Pb zircon dating and Sr-Nd-Pb isotopes of the Darrehanjir-Mashhad "ophiolites", NE Iran, *Gondwana Research*, <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2014.06.009>.
- Sheikholeslami, M.R. and Kouhpeyma, M., 2012 - Structural analysis and tectonic evolution of the eastern Binalud Mountains, NE Iran. *Journal of Geodynamics* 61, 23-46.
- Snow, J.E. and Dick, H.J.B., 1995 - Pervasive magnesium loss by marine weathering of peridotite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 4219-4235.
- Stampfli G.M. and Borel G.D., 2002 - A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 17-33.
- Stampfli, G.M. and Kozur, H.W., 2006 - Europe from the Variscan to the Alpine cycles. In: Gee, D.G., Stephenson, R.A. (Eds.), *European lithosphere dynamics*. Memoir of the Geological Society, London, pp. 57-82.
- Stern, C. R. and Kilian, R., 1996 - Role of the subducted slab, mantle wedge and continental crust in the generation of adakites from the Andean Austral Volcanic Zone. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 123, 263-281.
- Stolper, E. and Newman, S., 1994 - The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 121, 293-325.
- Stracke, A., Bizimis, M. and Salters, V.J.M., 2003 - Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, 8003.
- Tatsumi, Y., 1989 - Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Journal of Geophysics Research*, 94, 4697-4707.
- Torabi, G., 2011 - Late Permian blueschist from Anarak ophiolite (Central Iran, Isfahan province), a mark of multi-suture closure of the Paleo-Tethys ocean. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28(3): 544-554.
- Turner, S., Hawkesworth, C., Rogers, N., Bartlett, J., Worthington, T., Hergt, J., Pearce, J. and Smith, I., 1997 - U-Th disequilibrium, magma petrogenesis, and flux rates beneath the depleted Tonga-Kermadec island arc. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4855-4884.
- Volkova, N.I., Travin, A.V. and Yudin, D.S., 2011 - Ordovician blueschist metamorphism as a reflection of accretion-collision events in the Central Asian orogenic belt. *Russian Geology and Geophysics*, 52(1): 72-84.
- Whitney, D.L. and Evans, B.W., 2010 - Abbreviations for names of rock-forming minerals, *American Mineralogist*, 95: 185-187.
- Wunder, B., Wirth, R. and Gottschalk, M., 2001 - Antigorite: pressure and temperature dependence of polysomatism and water content. *European Journal of Mineralogy* 13, 485-495.
- Yang, J., Xu, Z., Li, Z., Xu, X., Li, T., Ren, Y., Li, H., Chen, S. and Robinson P.T., 2009- Discovery of an eclogite belt in the Lhasa block, Tibet: A new border for Paleo-Tethys? *Journal of Asian Earth Sciences* 34, 76-89.
- Zanchetta, S., Zanchi, A., Villa, I., Poli, S. and Muttoni, G., 2009 - «The Shanderman eclogites: a Late Carboniferous high-pressure event in the NW Talesh Mountains (NW Iran)». *Geological Society, London, Special Publications* 312, 57-78.
- Zanchetta, S., Berra, F., Zanchi, A., Bergomi, M., Caridroit, M., Nicora, A. and Heidarzadeh, G., 2013 - The record of the Late Palaeozoic active margin of the Palaeotethys in NE Iran: Constraints on the Cimmerian orogeny. *Gondwana Research* 24, 1237-1266.
- Zanchi, A., Zanchetta, S., Garzanti, E., Balini, M., Berra, F., Mattei, M. and Muttoni, G., 2009 - The Cimmerian evolution of the Naxhlak Anarak area, Central Iran, and its bearing for the reconstruction of the history of the Eurasian margin. *Geological Society, London, Special Publications* 312, 261-286.
- Zhang, Q., Wang, C.Y., Liu, D., Jian, P., Qian, Q., Zhou, G. and Robinson, P.T., 2008 - A brief review of ophiolites in China. *Journal of Asian Earth Sciences* 32, 308-324.
- Zhao, J.H. and Zhou, M.F., 2007 - Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152, 27-47.
- Zhihong, W. and Huafu, I., 1998 - Geology, petrology and geochemistry of the mafic-ultramafic rocks in the Fujian coastal region. Southeastern China, and their genesis. *Ophiolite*, 23: 1-6.

# The geochemical nature of serpentinites from the Mashhad mafic-ultramafic complex as an evidence for Palaeotethys oceanic crust subduction in NE Iran

K. Mohammadiha<sup>1,2\*</sup>, M. Moazzen<sup>3</sup>, U. Altenberger<sup>4</sup>, R. Hajialioghli<sup>5</sup>

<sup>1</sup>Ph.D. Student, Department of Earth Science, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>2</sup> Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

<sup>3</sup> Professor, Department of Earth Science, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

<sup>4</sup> Professor, Institute for Earth and Environment Sciences, Potsdam University, Potsdam, Germany

<sup>5</sup> Associate Professor, Department of Earth Science, Faculty of Natural Sciences, University of Tabriz, Tabriz, Iran

Received: 2016 June 28

Accepted: 2016 October 30

## Abstract

The Mashhad ultramafic complex with a Permo-Triassic stratigraphic age is exposed at the NE of Binaloud Mountain and at the vicinity of the Mashhad city. This area is mainly composed of mafic and ultramafic rocks, metamorphosed carbonate and pelitic rocks and granitoids with a NW- SE trend. Serpentinized peridotites are the main types of ultramafic rocks in this area. Minerals in these rocks include olivine, orthopyroxene, clinopyroxene, brown amphibole and opaque minerals as the original minerals and serpentinite group minerals (lizardite and antigorite), tremolite-actinolite, chlorite, talc and carbonate minerals are the secondary minerals. High pressure-low temperature metamorphic rocks, which are indicative of subduction are not present in this area, but according to the major, minor and rare earth elements chemistry of the Mashhad serpentinites, these rocks show subducted serpentinites features, with a peridotite protolith derived from lherzolite or olivine-poor harzburgite. The protolith of these rocks metasomatized and refertilized by melt formed in a subduction zone before serpentinitization.

**Keywords:** Metaperidotite, Subducted serpentinite, Metasomatic mantle, Subduction, Palaeotethys, Mashhad ultramafic complex.

For Persian Version see pages 15 to 26

\* Corresponding author: K. Mohammadiha; E-mail: K.Mohammadiha@gmail.com