

بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی متابازیت و متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم و گلوگاه، خاور بلوک لوت

افسانه ناصری اسفندقه^۱، حبیب بیابانگرد^۲ و ساسان باقری^۲

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران
^۲ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه سیستان و بلوچستان، زاهدان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۱/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۵/۱۴

چکیده

کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به سن ژوراسیک بالایی در باختر نهندان و در حاشیه خاوری بلوک لوت رخنمون دارد. این کمپلکس به عنوان یکی از محدود رخنمون‌های پی سنگ بلوک لوت در خاور ایران است. سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده در این کمپلکس برای نخستین بار شناسایی و معرفی شده و به همراه سنگ‌های مافیک مطالعه شده‌اند. پیمایش‌های گسترده صحرایی و مطالعات تصاویر ماهواره‌ای حضور مجموعه‌های سنگی متابازیت و اولترامافیک‌های دگرگون شده را در طول سه نوار باریک در راستای این کمربند دگرگونی آشکار ساخت که به آنها نام‌های کمربندهای خاوری، مرکزی و باختری داده شده است. مخلوط زمین‌ساختی از انواع شیست‌های سبز، آمفیبولیت، متاپریدوتیت، سرپانتینیت و تالک شیست در کمربندهای خاوری و مرکزی دیده شده‌اند. در حالی که آمفیبول کالک‌شیست مهم‌ترین سازنده کمربند باختری در کمپلکس گلوگاه است. مهم‌ترین کانی‌های سازنده این کمربندها، هورنبلند، اپیدوت، پلاژیوکلاز (آندزین) و گاه کلینوپروکسن در متابازیت‌ها و الیون، آمفیبول، اوژیت، تالک و اسپینل در متاپریدوتیت‌ها هستند. بر پایه مطالعات ژئوشیمی، سنگ مادر سنگ‌های دگرگونی مورد مطالعه در گروه‌های بازالت و پریدوتیت قرار می‌گیرند. ولی به دلیل عملکرد فرایندهای دگرگونی و دگرسانی شدید روی سنگ‌های مورد مطالعه، نمی‌توان محیط زمین‌ساختی و منشأ مشخصی را برای این مجموعه‌ها تعیین کرد. حضور مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده در کنار دیگر سنگ‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم نشان می‌دهد که سنگ‌های یاد شده، پیش‌تر همزمان با ژوراسیک میانی در حاشیه خاوری بلوک لوت جایگزین و سپس با آرایش کنونی خود دچار دگرگونی شده باشند.

کلیدواژه‌ها: کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، ژئوشیمی سنگ‌های متابازیت و متاپریدوتیت، بلوک لوت، نهندان.

E-mail: a.naseri_a@yahoo.com

*نویسنده مسئول: افسانه ناصری اسفندقه

۱- پیش‌نوشتار

کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در جنوب خاور استان خراسان جنوبی، ۵۰ کیلومتری باختر شهرستان نهندان و شمال تا خاور روستای ده‌سلم میان عرض‌های ۳۱° ۱۷' و ۳۱° ۳۲' شمالی و طول‌های ۵۹° ۲۴' و ۵۹° ۴۱' خاوری قرار دارد (شکل ۱). از دید زمین‌ساختی این کمپلکس در حاشیه خاوری بلوک لوت و در محل تماس پهنه لوت و پهنه جوش خورده سیستان قرار گرفته است.

کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در سال‌های اخیر از دید زمین‌ساخت، سنگ‌شناسی، تهیه نقشه زمین‌شناسی و سن‌سنجی توسط پژوهشگرانی چون عارف‌نژاد (۱۳۸۸)، محمودی (۱۳۸۲)، بهرام‌نژاد (۱۳۹۳)، نادری میقان و اکرمی (۱۳۸۳)، Mahmoodi et al. (2009)، Esmaceli et al. (2009) و ناصری اسفندقه و همکاران (۱۳۹۳) مطالعه شده است. ولی تنها در مطالعه ناصری اسفندقه و همکاران (۱۳۹۳) به مجموعه‌های متابازیت و اولترامافیک‌های دگرگون شده اشاره‌ای شده که بررسی سنگ‌شناسی و ژئوشیمی این سنگ‌ها برای نخستین بار موضوع این نوشتار است. همان‌گونه که در تصاویر STRM دیده می‌شود (شکل ۲)، این منطقه به شکل بیضی کمان‌دار از شمال با توده گرانیتهی شاه‌کوه، از جنوب با تپه‌های ماسه‌ای کویری، از خاور با دشت چاه‌داشی که بیشتر با رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی معادل سازند شمشک پوشیده شده است و از سوی باختر با سنگ‌های کرتاسه دگرگون نشده محدود می‌شود و دارای روند کلی شمال باختر- جنوب خاور است. مجموعه دگرگونی ده‌سلم بیشتر شامل سنگ‌های رسوبی دگرگون شده زمان ژوراسیک مربوط به سازند شمشک است (Mahmoodil et al., 2009). بر پایه مطالعات Bagheri et al. (2009) مجموعه دگرگونی ده‌سلم تحت تأثیر فاز دگرگونی سیمین تشکیل شده است. گارنت شیست، ماسه‌سنگ‌های دگرگون شده، کوارتزیت، کیاستولیت شیست همراه با سیل‌های گرانیته، گرانیته‌های میولینیتی همراه با دایک‌ها و رگه‌های سیلیسی، مرمر،

فلیت، آندالوزیت شیست، رگه‌ها و دایک‌های پگماتیتهی، آندالوزیت شیست‌های گارنت‌دار، سیلیمانیت شیست و میگماتیته‌ها (عارف‌نژاد، ۱۳۸۸) سازندگان اصلی کمپلکس دگرگونی ده‌سلم به شمار می‌روند (Mahmoodi et al., 2009)؛ نادری میقان و اکرمی، (۱۳۸۳). بر پایه مطالعات ناصری اسفندقه و همکاران (۱۳۹۳) روی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده در این کمپلکس، سنگ‌های مافیک شامل انواع متابازیت و سنگ‌های اولترامافیک شامل انواع متاپریدوتیت هستند. Winkler (2009) نشان داد که سنگ‌های متابازیت نتیجه دگرگونی سنگ‌های مافیک از جمله بازالت‌ها، دلریت‌ها، گابروها، آندزیت‌های بازالتی و گاه سنگ‌های گری‌وکی هستند. بر پایه مطالعات Bucher & Frey (1994) سنگ‌های اولترامافیک، قطعاتی از گوشته هستند که در طی جایگزینی در پوسته، در اثر دگرشکلی و یا دگرگونی بعدی تغییرات کانی‌شناسی و ساختاری شدیدی را دچار شده‌اند. Nicolas & Jackson (1972) اولترامافیک‌ها را به دو دسته تقسیم کرده‌اند: اولترامافیک‌هایی که بیشتر دارای لرزولیت با بافت‌های دگرگونی و مرتبط با گرانولیت‌ها هستند و اولترامافیک‌هایی که بیشتر دارای لرزولیت‌های دگرگون شده و پریدوتیت‌های انباشتی مرتبط با گابروها هستند. آنها نوع اول را زیر قاره‌ها و بالای گوشته و نوع دوم را زیر پوسته اقیانوسی در نظر می‌گیرند. در این پژوهش سعی شده است با استفاده از نتایج تجزیه شیمیایی سنگ‌های مافیک و اولترامافیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم و گلوگاه و تلفیق این داده‌ها با بررسی‌های کانی‌شناسی و مشاهدات صحرایی به ماهیت سنگ‌شناختی و ژئوشیمیایی سنگ‌های یاد شده پرداخته شود.

۲- روش بررسی

پس از انجام مطالعات میکروسکوپی، از میان ۷۰ مقطع نازک تهیه شده، ۱۰ نمونه

شکستگی‌های عرضی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. آمفیبولیت‌ها کانی‌های هورنبلند سبز، اکتینولیت، پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک و سریستی شده، اسفن، اپیدوت و کلریت دارند (شکل‌های ۷-ذ و ز). آمفیبولیت‌ها در برخی نمونه‌ها شامل آنتوفیلیت، سرپانتین، پیروکسن، اسپینل سبز و بدون پلاژیوکلاز هستند که منشأ آنها سنگ‌های اولترامافیک بوده است.

- متابازالت: برخی از نمونه‌های آمفیبولیت بافت حفره‌ای دارند که حفره‌های آنها توسط آلپیت فراوان و کمی کوارتز پر شده است (شکل‌های ۸-الف و ب). از آنجایی که بافت حفره‌ای (وزیکول)، خاص سنگ‌های آذرین آتشفشانی است، بنابراین منشأ این نوع آمفیبولیت‌ها سنگ‌های بازالتی بوده است که تحت تأثیر دگرگونی‌های منطقه به آمفیبولیت تبدیل شده‌اند. بنابراین این سنگ‌ها در واقع متابازالت هستند.

- بازالت: افزون بر نمونه‌های مافیک دگرگون شده در منطقه، یک نمونه بازالت بدون آثار دگرگونی در منطقه برداشت شده است (شکل‌های ۹-الف و ب). کانی‌های سازنده این سنگ شامل کانی ریز و درشت پیروکسن، کانی ریز و درشت پلاژیوکلاز و احتمالاً الیون همراه با خمیره میکروولیتی است. این نمونه تقریباً از کنار گسل اصلی حاشیه کمرند سبز مرکزی در منطقه برداشت شده است.

- کالک‌سیلیکات‌ها: این سنگ‌ها در منطقه به رنگ سبز تا قهوه‌ای تیره دیده می‌شوند و در زیر میکروسکوپ دارای کانی‌های هورنبلند سبز، اپیدوت، کوارتز، کوارتز تخریبی، بلورهای کلسیت، سرپانتین، اسکاپولیت و بافت گرانوبلاستیک هستند (شکل‌های ۱۰-الف و ب).

- متابازیت‌های گلوگاه: ناقدیس گلوگاه در باختر کمپلکس ده‌سلم قرار گرفته است. واحدهای سنگی دیده شده در این منطقه شامل واحدهای کربناتی در تناوب با شیست‌ها هستند که شیست‌ها به عنوان واحدهای مافیک این منطقه مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. متابازیت‌ها در این ناحیه به شکل نواری شکل با روند تقریباً شمال باختر- جنوب خاور در تناوب با کربنات‌ها رخمنون دارند. این سنگ‌ها به رنگ سیاه تا سبز تیره، دارای تورق نواری، ساخت دسته علفی و دگرسانی‌های کربناتی تا کلریتی در سطح سنگ دیده شدند (شکل‌های ۱۱-الف و ب). کانی‌های اصلی سازنده متابازیت‌های گلوگاه، هورنبلند، کوارتز و کلسیت هستند، همچنین در برخی از نمونه‌ها اپیدوت، کلریت و کانی‌های کدر دیده می‌شود. هورنبلندها به صورت کشیده و دارای چندرنگی سبز دو جهت رخ غیر عمود، اپیدوت‌ها دارای چندرنگی سبز کم رنگ و زرد، کلریت‌ها دارای رنگ تداخلی آبی و رنگ سبز روشن هستند. این سنگ‌ها تورق نواری و شکستگی‌های کششی عرضی عمود بر تورق دارند.

سنگ‌های متاپریدوتیتی به صورت عدسی‌هایی همراه با قطعات درشت تالک (ناصری اسفندقه و همکاران، ۱۳۹۳) و دارای دگرسانی سرپانتینی با رنگ سیاه در منطقه دیده شدند. با توجه به مطالعات کانی‌شناسی و تشخیص کانی‌های سازنده این سنگ‌ها می‌توان آنها را به انواع متاپریدوتیت‌های تالک‌دار، متاپریدوتیت‌های اسپینل‌دار و سرپانتینیت‌ها تقسیم کرد:

• **متاپریدوتیت‌های تالک‌دار:** کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل الیون، ارتوپروکسن و کلینوپروکسن (که احتمالاً همه یا بخشی از آنها متعلق به سنگ مادر اولیه بوده‌اند)، سرپانتین‌ها، آمفیبول‌ها (آنتوفیلیت و ترمولیت)، تالک، کلسیت، کلریت، اسپینل سبز، اسپینل قهوه‌ای، کانی‌های کدر و الیون‌های تبلور دوباره یافته هستند. بافت شاخص این سنگ‌ها مشبک است و تورق میلونیتی و نواری دارند که الیون توسط سرپانتین‌ها در بر گرفته می‌شود (شکل‌های ۱۲-الف و ب).

• **متاپریدوتیت‌های اسپینل‌دار:** بررسی‌های میکروسکوپی و ریزپردازش‌های الکترونی در متاپریدوتیت‌های ده‌سلم نشان داد که دو نوع الف) اسپینل‌های کروم‌دار، در متاپریدوتیت‌های کمرند سبز مرکزی با رنگ‌های قهوه‌ای تیره، سرخ تا سبز تیره و ب) اسپینل‌های Al‌دار در متاپریدوتیت‌های کمرند سبز خاوری به صورت بی‌رنگ تا کرم رنگ وجود دارند. اسپینل‌های کروم‌دار متاپریدوتیت‌های

که گویای بهتری از تکامل ویژگی‌های صحرایی و سنگ‌نگاری بودند انتخاب و برای تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، کمیاب و خاکی کمیاب به شرکت مطالعات مواد معدنی زر آزما ایران فرستاده و به روش‌های پلاسمای مزدوج القایی- طیف‌سنج نشری اتمی (ICP-OES) و پلاسمای مزدوج القایی- طیف‌نگاری جرمی (ICP-MS) تجزیه شدند (جدول ۲). تفاوت دیده شده در داده‌های سنگ‌های متاپریدوتیتی احتمالاً ناشی از دگرسانی و دگرگونی این سنگ‌ها باشد.

۳- زمین‌شناسی

بر پایه تصاویر ماهواره‌ای (شکل ۳) از منطقه مورد مطالعه بیشترین حجم مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده در دو محدوده با رنگ سبز تیره متمرکز هستند. این دو محدوده به صورت دو کمرند کام‌دار، تقریباً از میان واحدهای دگرگونی ده‌سلم با امتداد شمال باختر- جنوب خاور عبور می‌کنند. همچنین حجم کمتر مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک به صورت پراکنده در واحدهای دگرگونی پیرامون کمرندهای بیان شده و نیز در محدوده گلوگاه وجود دارند. مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک ده‌سلم (DMUA) (Deh salm Mafic-Ultramafic Assemblage) بر پایه محل قرارگیری به ۳ دسته تقسیم شده‌اند (شکل ۴).

به طور کلی واحدهای سنگی اصلی شامل: متابازیت‌ها (آمفیبولیت، اپیدوت شیست، گرین شیست) و عدسی‌های متاپریدوتیتی، تالک‌شیست و سرپانتینیت و واحدهای فرعی شامل کالک‌سیلیکات‌ها، بازالت‌های جوان، گنیس، مرمر و شیست‌های متورق شده، میگماتیت و توده‌های کوچک پگماتیتی دارای پلاژیوکلاز، کوارتزهای درشت و تورمالین‌های کشیده در کمرند‌های مورد مطالعه هستند. همچنین در بخش‌های شمالی کمرند سبز خاوری هورنفلس‌های آندالوزیت و کاردیریت‌دار دیده شد.

سنگ‌های متابازیت در همه مسیرهای پیمایش شده در کمرند‌های سبز خاوری و سبز مرکزی و همچنین در محدوده گلوگاه در توالی با مرمرها و سنگ‌های متاپریدوتیت به صورت گسلی در کنار متابازیت‌ها و کربنات‌ها رخمنون دارند (شکل ۵). سنگ‌های متابازیت در نمونه‌های صحرایی به شکل توده‌ای و با رنگ‌های سبز تیره تا روشن دیده می‌شوند؛ دارای تورق نواری، ساخت‌های شیستی، گنیسی و درز و شکستگی فراوان هستند. متابازیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم ترکیبی از گرین شیست، آمفیبولیت، متابازالت، کالک‌سیلیکات و احتمالاً اکلوژیت دارند.

- شیست‌ها: شیست‌های مافیک منطقه شامل شیست سبز، میکاشیست، آمفیبول‌شیست و کالک‌شیست هستند. میکاشیست‌ها دارای کانی‌های بیوتیت، مسکوویت، پلاژیوکلاز با ماکل پلی‌سنتتیک و کوارتز هستند. در این سنگ‌ها بافت‌های کاتاکلاستیک و لپیدوبلاستیک و تورق اسلیتی تا شیستوزیته ناپوسته به خوبی قابل تشخیص است (شکل‌های ۶-الف و ب). آمفیبول‌شیست‌ها دارای کانی‌های آمفیبول، کلسیت، اپیدوت، کلریت، کوارتز و پلاژیوکلاز هستند (شکل‌های ۶-ج و د). کالک‌شیست‌ها دارای کانی‌های کلسیت، کوارتزهای تخریبی، اسکاپولیت، کانی‌های کدر، اسفن و تورمالین هستند. بافت چیره در این سنگ‌ها، بافت گرانوبلاستیک است (شکل‌های ۶-ذ و ز).

- آمفیبولیت‌ها: این سنگ‌ها شامل اپیدوت آمفیبولیت، گارنت اپیدوت آمفیبولیت، پیروکسن آمفیبولیت و آمفیبولیت هستند (شکل ۷). اپیدوت آمفیبولیت‌ها دارای کانی‌های هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، اپیدوت، کوارتز، پیروکسن، زوئیریت، سرپانتین، کلسیت و دارای تورق نواری و در برخی موارد دارای بافت گرانوبلاستیک هستند (شکل‌های ۷-الف و ب). گارنت اپیدوت آمفیبولیت‌ها کانی‌های هورنبلند سبز، اپیدوت، پلاژیوکلاز، گارنت‌های قهوه‌ای، اسفن و کوارتز و بافت گرانوبلاستیک دارند (شکل‌های ۷-ج و د). پیروکسن آمفیبولیت‌ها دارای کانی‌های هورنبلند سبز، پلاژیوکلاز، کلینوپروکسن و کلسیت هستند. تورق نواری ضعیف و

متاپریدوتیت‌ها تهی‌شدگی و از دیگر عناصر فرعی و خاکی کمیاب غنی‌شدگی نشان می‌دهند. همچنین در این نمودارها بی‌هنجارهای منفی آشکار و مشخصی از P، K، Rb و نیز بی‌هنجارهای مثبت Sr، U و La دیده می‌شود (شکل ۲۱).

الگوی نمودارهای عنکبوتی عناصر خاکی کمیاب (REE) در سنگ‌های متابازیت منطقه به صورت تقریباً موازی است (شکل ۲۲)، الگوی موازی (Willson, 1989) احتمالاً نشان از منشأ واحد همه آنها دارد. در این نمودارها شیب از سوی عناصر خاکی کمیاب سبک به سوی عناصر خاکی کمیاب سنگین در متابازیت‌ها تقریباً کم می‌شود، ولی شیب در متاپریدوتیت‌ها خیلی ضعیف است. به باور Srivastava & Singh (2004) افزایش درجه ذوب بخشی تا حدود ۳۰ درصد، تمرکز REE به سرعت کاهش می‌یابد و پس از آن (درجه‌های ذوب بخشی بیشتر از ۳۰ درصد) تغییرات مهمی در تمرکز عناصر خاکی کمیاب دیده نمی‌شود. با توجه به این بررسی‌ها می‌توان چنین دریافت کرد که شیب الگوی عناصر خاکی کمیاب تا حدودی می‌تواند نشان‌دهنده میزان درجه ذوب بخشی باشد، به این صورت که در درجه‌های بسیار پایین ذوب بخشی، شیب این منحنی‌ها زیاد است و عناصر خاکی کمیاب سبک (LREE) غنی‌شدگی بسیار بیشتری را نسبت به عناصر خاکی کمیاب سنگین (HREE) نشان می‌دهند ولی با افزایش درجه ذوب بخشی شیب این منحنی‌ها کاهش می‌یابد و غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سبک نسبت به غنی‌شدگی عناصر خاکی کمیاب سنگین کم می‌شود. بنابراین شیب کم در متاپریدوتیت‌ها شاید ناشی از ذوب بخشی بالا باشد؛ هر چند برای اثبات این موضوع نیاز به مطالعات بیشتری است. برای تعیین محیط زمین‌ساختی متابازیت و متاپریدوتیت‌های مجموعه دگرگونی ده‌سالم از نمودار Shervais (1982) استفاده شده است. در این نمودار نمونه‌ها در محدوده جزایر اقیانوسی جای گرفته‌اند (شکل ۲۳-الف). همچنین در نمودار Pearce & Norry (1979) نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت‌های جزایر کماتی جانمایی شده‌اند (شکل ۲۳-ب).

۵- بحث

سنگ‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده کمپلکس دگرگونی ده‌سالم تقریباً در سه کمربند خطی در طول این کمپلکس رخنمون دارند. کمربند خاوری تنها دارای چند رخنمون از عدسی‌های محدود سنگ‌های پریدوتیتی دگرگون شده در حاشیه مرمرهای بخش خاوری پهنه C است. پیدایش این عدسی‌ها به روشنی نشان از جایگیری زمین‌ساختی پریدوتیت‌ها دارد. در طول کمربند مرکزی هر دو مجموعه سنگ‌های یادشده (مافیک و اولترامافیک) در حاشیه مرمرها و کالک‌سیلیکات‌های بخش باختری پهنه C جای گرفته‌اند. در کمربند باختری که تنها معدود رخنمون‌هایی از آن در منطقه گلوگاه ظاهر شده است، تنها متابازیت‌ها به چشم می‌خورند. همزمانی و ارتباط نزدیک سنگ‌های متابازیت با کربنات‌های یاد شده غیر قابل انکار است. در برخی از مناطق توالی مرمر و متابازیت نشان از رسوب‌گذاری همزمان کربنات‌ها و خروجی‌های بازالتی دارد. ولی همه جا ارتباط پریدوتیت با کربنات‌ها و متابازیت‌ها گسلی است. بنابراین این احتمال وجود دارد که بازالت و پریدوتیت منشأ جداگانه‌ای داشته و در طی بالاآمدگی در کنار یکدیگر قرار گرفته باشند. حضور کانی‌های معمول سنگ‌های پریدوتیتی مانند الیوین، ارتوپیروکسن و اسپینل همگی نشان می‌دهد که این پریدوتیت می‌تواند به گوشته بالایی تعلق داشته باشد. برخی از مطالعات انجام شده (Mahmoodi et al., 2009؛ بهرام‌نژاد، ۱۳۹۳) در کنار نتایج حاصل از این مطالعه گواهِ بر افزایش درجه دگرگونی تا آستانه رخساره گرانولیت به سوی خاور است. بنابراین درجه انتشار در طی واکنش‌های دگرگونی تا آنجا بالا رفته است که امکان مشاهده شواهد بافتی، کانی‌شناسی و ژئوشیمیایی سنگ‌های اولیه تقریباً مشکل است. تا جایی که داده‌های تجزیه کل سنگ کمک‌چندانی در شناسایی فعالیت ماگمایی اولیه نکرده است. ارتباط نزدیک سنگ‌های بازالتی و کربنات‌ها را می‌توان حاصل

کمربند سبز مرکزی به صورت بی‌شکل و از حاشیه به سوی مرکز به رنگ سیاه (شکل ۱۳-الف) و در تصاویر BSE بارنگ سفید دیده می‌شوند. (شکل ۱۳-ب). اسپینل موجود در متاپریدوتیت‌های کمربند سبز خاوری به صورت نیمه‌شکل دار، دانه درشت، دارای حاشیه واکنشی و شکستگی‌های فراوان در مقاطع میکروسکوپی دیده می‌شود (شکل ۱۴-الف). در تصاویر BSE رنگ خاکستری تیره دارد (شکل ۱۴-ب). ترکیب اعضای پایانی و فرمول ساختاری اسپینل‌ها در جدول‌های ۱ و ۲ آورده شده است.

به باور Dick & Bullen (1984) میزان Cr# کروم اسپینل‌ها می‌تواند به عنوان یک نشانگر در تعیین منشأ پریدوتیت‌ها مورد استفاده قرار گیرد. هارزبورژیت‌های گوشته بیشتر دارای گستره Cr# بالاتر از ۰/۲ و بیشینه تا ۰/۷ با میانگین ۰/۵ هستند که این مقدار در دونیت‌ها حدود ۰/۷ است (Arai & Yurimoto, 1994). کروم اسپینل‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سالم دارای مقدار Cr# میان ۰/۲ تا ۰/۵۲ هستند که ممکن است نشان‌دهنده این مسئله باشد که پروتولیت متاپریدوتیت‌های مورد مطالعه در کمربند مرکزی احتمالاً هارزبورژیت‌های گوشته هستند. نمودار شکل ۱۵ که محتوای Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 اسپینل‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد، تا حدودی می‌تواند بازگوکننده این واقعیت باشد که متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سالم در محدوده پریدوتیت‌های گوشته‌ای قرار می‌گیرند. محدوده‌های گوناگون مشخص شده در این نمودار توسط Conrad & Kay (1984)، Haggerty (1988) و Kepezhinskis et al. (1995) پیشنهاد شده است. در نمودار شکل ۱۶ محتوای $Cr-Al-Fe^{3+}+2Ti$ اسپینل‌های کروم‌دار موجود در متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سالم در محدوده افولیت‌ها قرار می‌گیرند. همچنین نمودار ۱۷ حاوی $Cr-Al-Fe^{3+}$ اسپینل‌های کروم‌دار موجود در متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سالم در محدوده کرومیت‌های گوشته قرار می‌گیرد. با توجه به نمودار شکل ۱۸ اسپینل‌های آلومینیم‌دار متاپریدوتیت‌های کمربند سبز خاوری احتمالاً در اثر پدیده متاسوماتیسم به وجود آمده و یا تغییر ترکیب داده‌اند و بیشتر آنها در محدوده اسپینل‌های متاسوماتیسم قرار می‌گیرند.

• **سرپانتینیت:** کانی‌های سازنده این سنگ‌ها شامل انواع سرپانتین‌ها (آنتی‌گوریت، کریزوتیل، لیزاردیت)، تالک، کلسیت، الیوین و باقیمانده‌های پیروکسن است. بافت این سنگ‌ها غربالی (از تبدیل الیوین) و مشبک است. در برخی از نمونه‌ها اثری از کانی‌های اولیه سازنده سنگ دیده نمی‌شود و به‌طور کامل به سرپانتین تبدیل شده‌اند (شکل‌های ۱۹-الف و ب).

۴- ژئوشیمی

از نتایج حاصل از تجزیه شیمیایی در راستای رده‌بندی سنگ‌ها، تعیین سنگ منشأ و جایگاه زمین‌ساختی سنگ‌ها بر پایه درصد برخی از اکسیدها و عناصر فرعی استفاده می‌شود. ولی از آنجا که سنگ‌های مورد مطالعه تحت تأثیر دگرگونی و دگرشکلی شدید قرار گرفته‌اند، نمودارهای حاصل از عناصر فرعی به دلیل کم‌تحرك بودن این عناصر قابل قبول‌تر است. طیف تغییرات SiO_2 نمونه‌ها پس از تصحیحات لازم روی آنها (جدول ۳) در سنگ‌های مافیک از ۳۹/۴ تا ۴۸/۴ درصد وزنی و در سنگ‌های اولترامافیک از ۲۸/۹۳ تا ۴۱/۸ درصد وزنی در حال تغییر است.

در نمودار رده‌بندی شیمیایی Middlemost (1985) بیشتر نمونه‌های متابازیت مورد مطالعه در محدوده‌های سنگ‌های بازالتی جای گرفته‌اند (شکل ۲۰-الف)، همچنین بر پایه نمودار Pearce (1996) که بر پایه نسبت‌های Nb/Y و Zr/Ti طراحی شده است، نمونه‌های مورد مطالعه در محدوده بازالت و آلکالی‌بازالت جای گرفته‌اند (شکل ۲۰-ب) که با بررسی‌های صحرایی و سنگ‌شناسی همخوانی نشان می‌دهند. در نمودارهای عنکبوتی بهنجار شده با کندریت (Sun & McDonough, 1989) همه نمونه‌ها از P، K و Rb در متابازیت‌ها و از P، K، Yb، Ti و Rb در

اسپینل دار و سرپانتینیت‌ها هستند که روی کمر بند سبز خاوری (EGB) و کمر بند سبز مرکزی (CGB) گسترش دارند.

- حضور کانی‌های معمول سنگ‌های پریدوتیتی مانند الیون، ارتوپروکسن، اسپینل همگی نشان می‌دهند که این پریدوتیت می‌تواند به گوشته بالایی تعلق داشته باشند و احتمالاً از نوع لرزولیتی هستند.

- نمودارهای تمایز محیط زمین‌ساختی نشان دادند که سنگ‌های متابازیت در دو محیط زمین‌ساختی درون صفحه‌ای (جزایر اقیانوسی) و جزایر کمائی قرار گرفته‌اند - بررسی‌های میکروسکوپی و ریزپردازش‌های الکترونی در متاپریدوتیت‌های ده‌سلم نشان داد که دو نوع الف) اسپینل‌های کروم‌دار، و ب) اسپینل‌های AI دار در متاپریدوتیت‌ها وجود دارد که نوع اول گوشته‌ای و نوع دوم متاسوماتیسم شده در طی فرایندهای دگرگونی هستند.

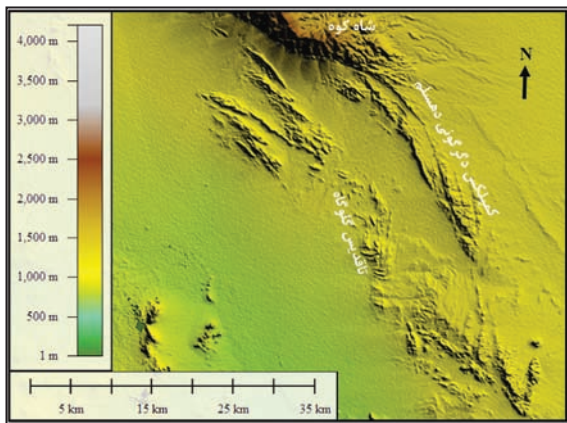
- کمپلکس دگرگونی ده‌سلم احتمالاً ساختاری یکپارچه پس از ژوراسیک دارد که در طی رخدادهای آلپ میانی و بالایی بالا آمده، خمیده شده و در این هنگام دچار دگرشکلی برشی تا میلیونیتی شده است.

- مطالعات ژئوشیمی سنگ کل مقادیر کم SiO_2 ، Na_2O و K_2O و مقادیر بالایی NiO ، Cr_2O_3 ، MgO در نمونه‌های مورد مطالعه را نشان می‌دهد که قابل مقایسه با سنگ‌های اولترابازیک و سنگ‌های پریدوتیتی هستند. همچنین بر پایه این مطالعات سنگ‌های متابازیت مورد مطالعه در خانواده بازالت تا بازالت ساب‌آلکالن قرار گرفته‌اند.

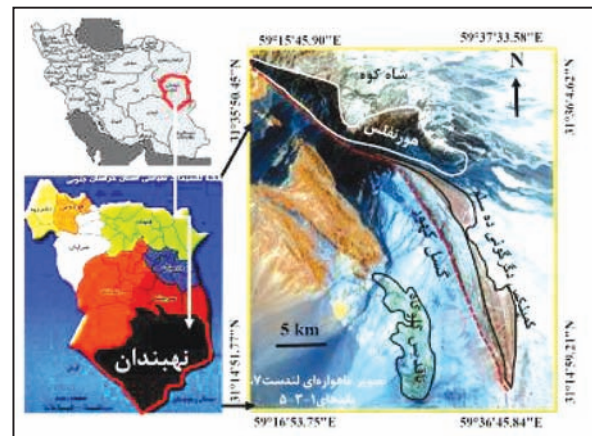
فعالیت‌های آتشفشانی در محیط‌هایی که حوضه‌های کربناتی گسترش دارند مانند حاشیه جزایر کمائی و یا جزایر اقیانوسی دانست و یا می‌توان فعالیت بازالت‌ها را زمانی که یک سکوی کربناتی در حال فروریزی در هنگام کافت‌شدگی پوسته قاره‌ای است، در نظر گرفت. بنابراین ممکن است تراشه‌های بالا آمده در هنگام فرورانش نوتیس با سنگ‌های باقیمانده از حاشیه کافت شده قاره مخلوط شده باشد؛ رخدادی که احتمالاً پیش از ژوراسیک میانی رخ داده است. چنین رخساره‌ای مکرر در پهنه سندج- سیرجان گزارش شده است (حیدری، ۱۳۹۲). بنابراین کمپلکس ده‌سلم که مجموعه‌ای از همه این سنگ‌هاست، ساختار یکپارچه پس از ژوراسیک است که در طی رخدادهای آلپ میانی و بالایی بالا آمده، خمیده شده و در این هنگام دچار دگرشکلی برشی تا میلیونیتی شده است. فرایندی که به خوبی سنگ‌های پریدوتیتی را هم تحت تأثیر قرار داده است.

۶- نتیجه‌گیری

- متابازیت‌ها و اولترامافیک‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در ۳ کمر بند سبز خاوری، مرکزی و باختری رخنمون دارند.
 - متابازیت‌ها بیشتر شامل شیست سبز، میکاشیست، کالک‌شیست، آمفیبول‌شیست، اپیدوت‌آمفیبولیت، گارنت‌اپیدوت‌آمفیبولیت، پیروکسن‌آمفیبولیت، هورنبلندبیوتیت‌دیوریت، آمفیبولیت، متابازالت و احتمالاً اکلوزیت هستند.
 - اولترامافیک‌های دگرگون شده شامل متاپریدوتیت تالک‌دار، متاپریدوتیت

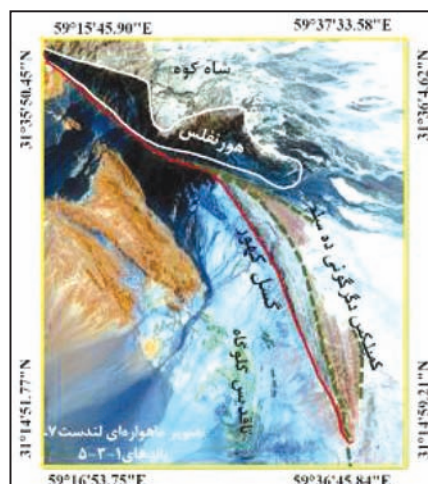


شکل ۲- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی تصاویر STRM.



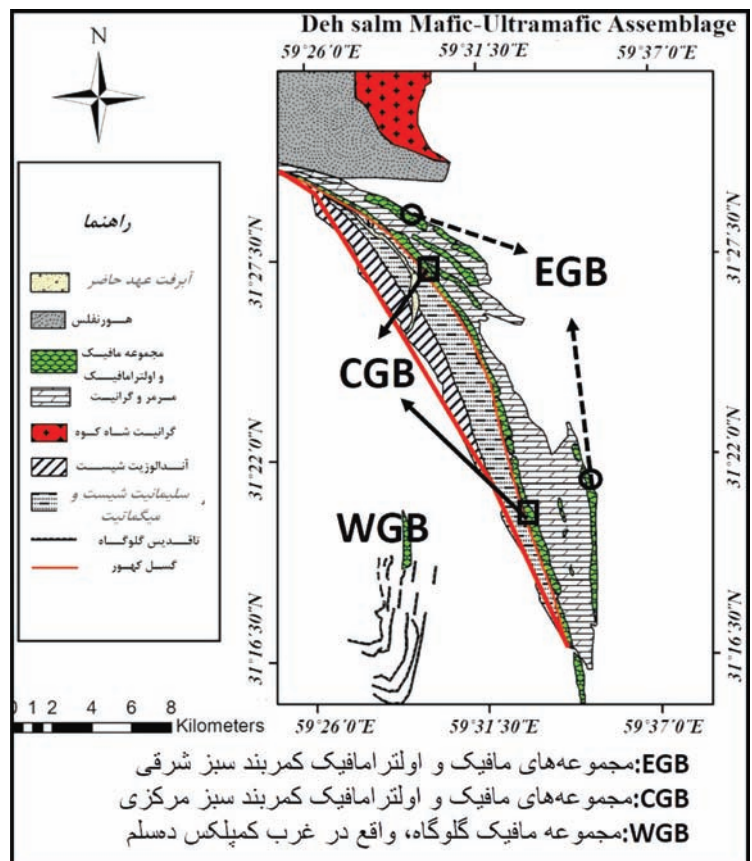
شکل ۱- موقعیت شهرستان نهندان در استان خراسان جنوبی و موقعیت منطقه مورد مطالعه روی تصویر ماهواره‌ای.

شکل ۳- موقعیت مجموعه‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده به صورت کمر بندهای کمان‌دار با رنگ سبز تیره و خط چین در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم و گلوگاه (برگرفته از تصاویر ماهواره‌ای لندست ۷، باندهای ۱، ۳ و ۵).

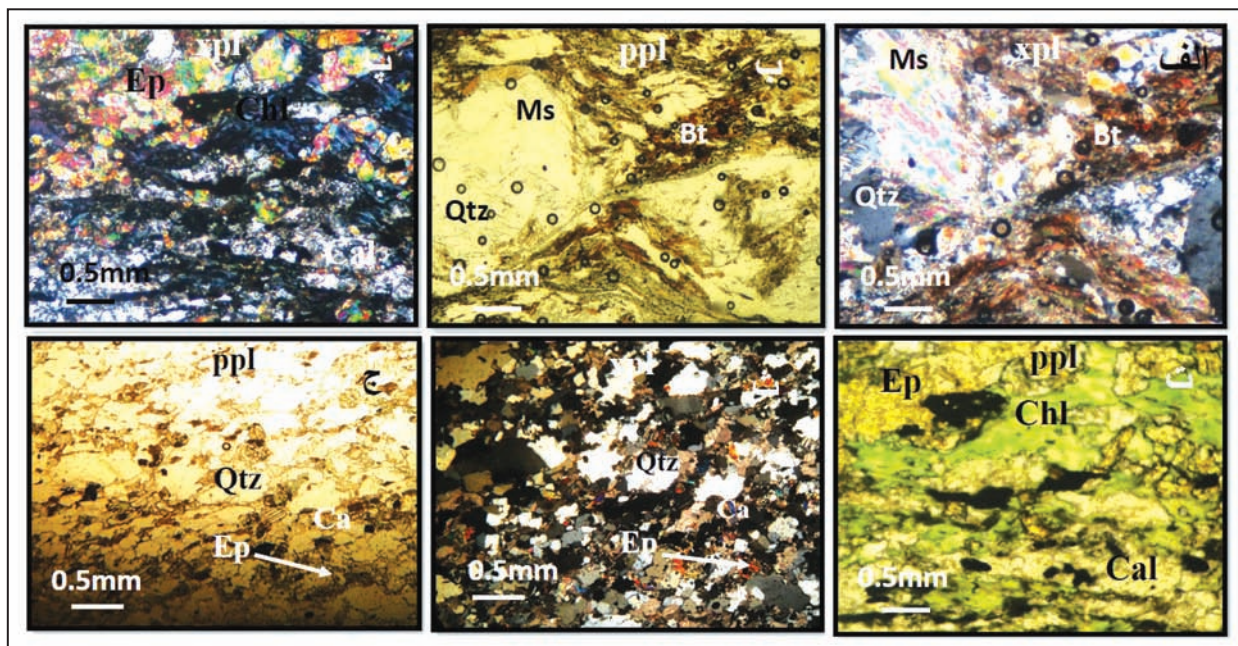




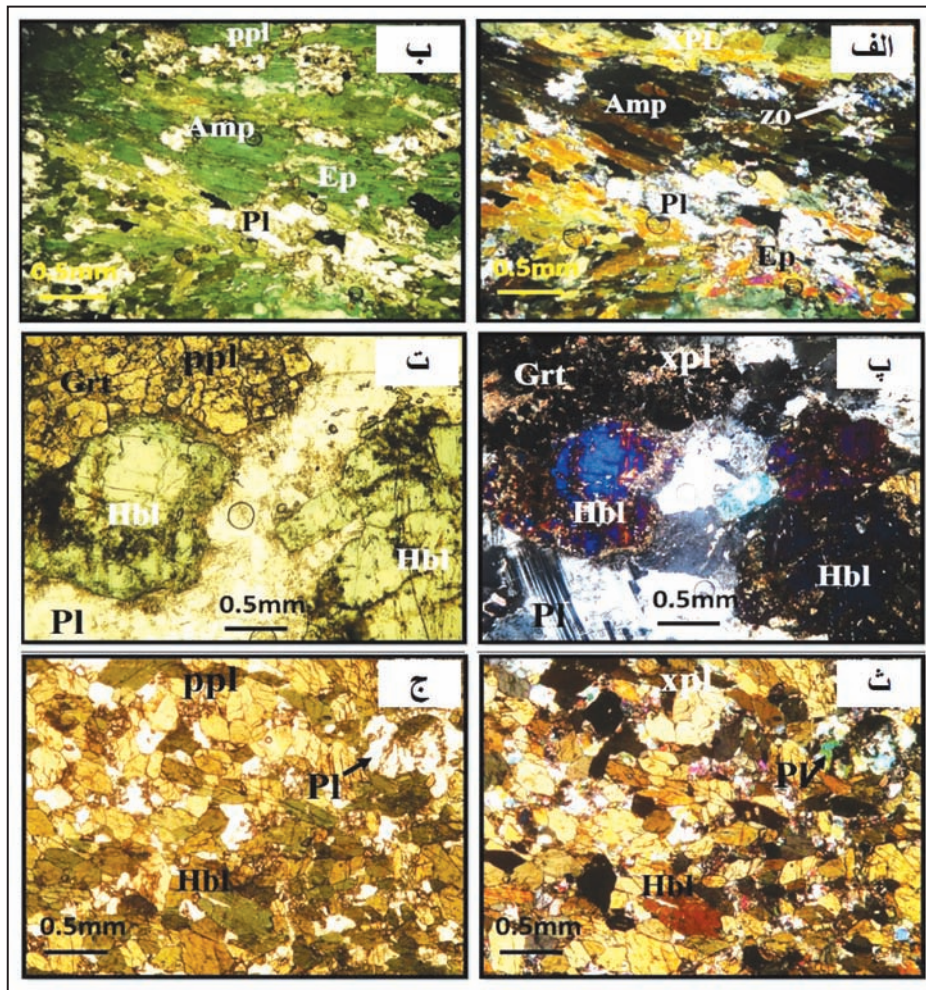
شکل ۵- الف) قرار گرفتن عدسی متاپیدوتیت در کنار لایه‌های کریناتی؛ ب) توالی متابازیت‌ها و کرینات‌ها در تاقدیس گلوگاه.



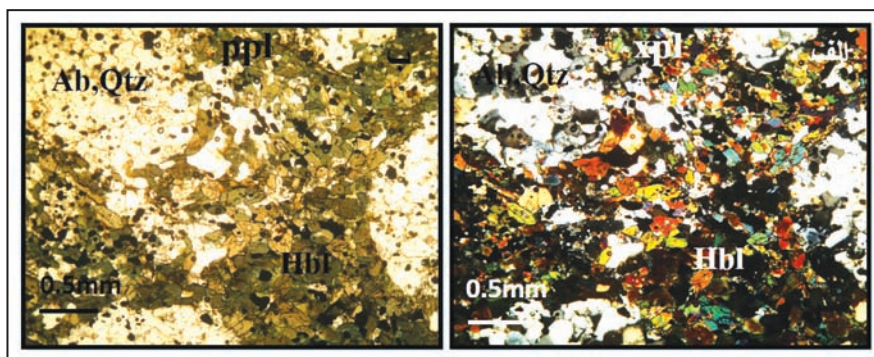
شکل ۴- نقشه زون‌بندی مجموعه‌های مافییک و اولترامافییک دگرگون شده (تهیه شده با استفاده از نرم‌افزار GIS).



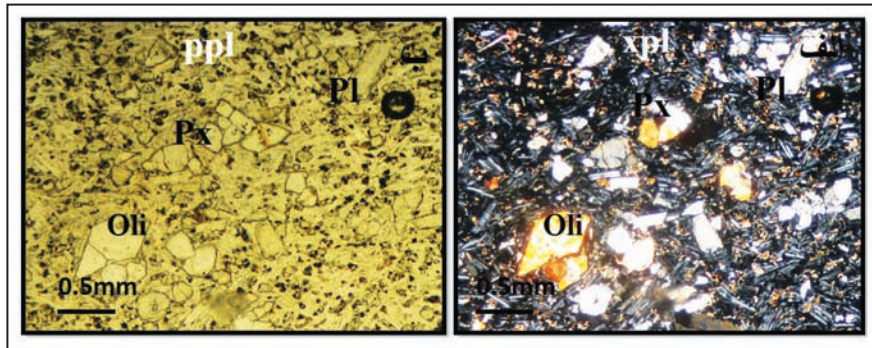
شکل ۶- گزیده‌ای از تصاویر میکروسکوپی شیتست‌های منطقه: الف) میکاشیت‌های دارای بیوتیت (Bt)، مسکوویت (Ms) و کوارتز (Qtz) با بافت لپیدوبلاستیک؛ ب) میکاشیت؛ پ) بخشی از آمفیبول‌شیتست دارای کلسیت (Cal)، اپیدوت (Ep) و کلریت (Chl)؛ ت) آمفیبول‌شیتست؛ ث) کالک شیتست‌های دارای کلسیت (Cal)، اپیدوت (Ep) و کوارتز (Qtz)؛ ج) کالک‌شیتست (تصاویر الف، پ و ث در نور قطبیده متقاطع و دیگر تصاویر در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۴۰ برابر).



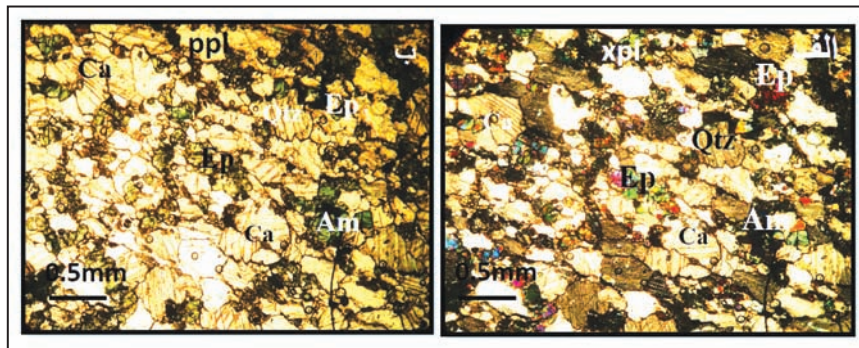
شکل ۷- تصاویر میکروسکوپی از نمونه سنگ‌های آمفیبولیت. الف و ب) نمونه سنگی اپیدوت آمفیبولیت دارای آمفیبول (Amp)، اپیدوت (Ep)، پلاژیوکلاز (Pl) و زونیزیت (Zo)؛ ب) اپیدوت آمفیبولیت؛ پ) نمونه سنگی گارنت آمفیبولیت دارای هورنبلند (Hbl)، گارنت (Grt) و پلاژیوکلاز (Pl)؛ ت) گارنت آمفیبولیت؛ ث) نمونه سنگی آمفیبولیت دارای هورنبلند (Hbl) و پلاژیوکلاز (Pl)؛ ج) نمونه سنگی آمفیبولیت (تصاویر الف، پ و ث در نور قطبیده متقاطع و دیگر تصاویر در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۴۰ برابر).



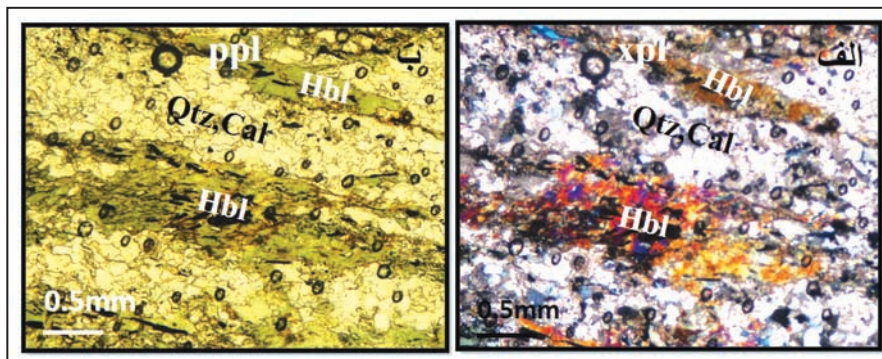
شکل ۸- بافت حفره‌ای در متابازیت‌های منطقه مورد مطالعه. الف) متابازیت‌های شامل هورنبلند و حفرات دارای آلپیت (Al) و کوارتز (Qtz) در نور قطبیده متقاطع؛ ب) متابازیت‌های شامل هورنبلند و حفرات دارای آلپیت (Al) و کوارتز (Qtz) در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۴۰ برابر.



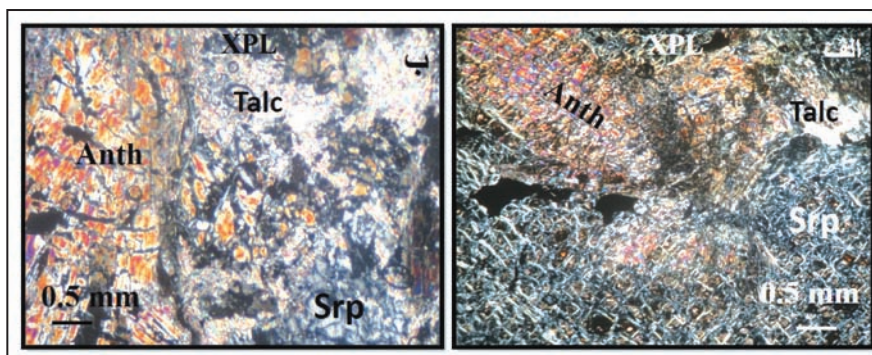
شکل ۹- نمونه بازالت دیده شده در کمربند سبز مرکزی. الف) پیروکسن (Px)، پلاژیوکلاز (Pl) و الیون (Oli) در نور قطبیده متقاطع؛ ب) پیروکسن (Px)، پلاژیوکلاز (Pl) و الیون (Oli) در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۴۰ برابر.



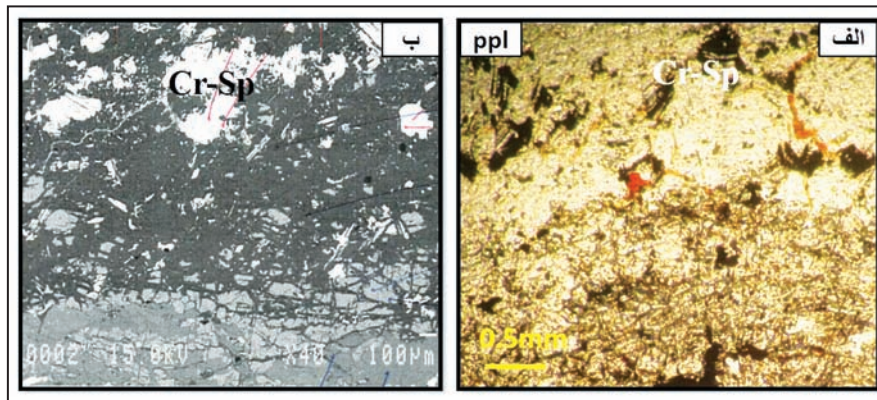
شکل ۱۰- نمونه سنگی کالک سیلیکات. الف) دارای بلورهای کلسیت (Cal)، کوارتز و اسکاپولیت (Sc) در نور قطبیده طبیعی؛ ب) در نور قطبیده متقاطع با بزرگنمایی ۴۰ برابر.



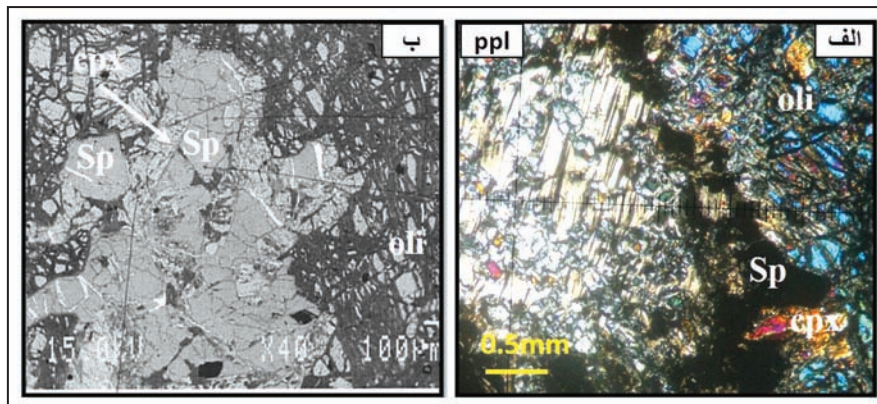
شکل ۱۱- نمونه سنگی آمفیبول شیبست در منطقه گلوگاه. الف) کانی‌های هورنبلند (Hbl)، کوارتز (Qtz) و کلسیت (Cal) در نور قطبیده متقاطع؛ ب) در نور قطبیده طبیعی با بزرگنمایی ۴۰ برابر.



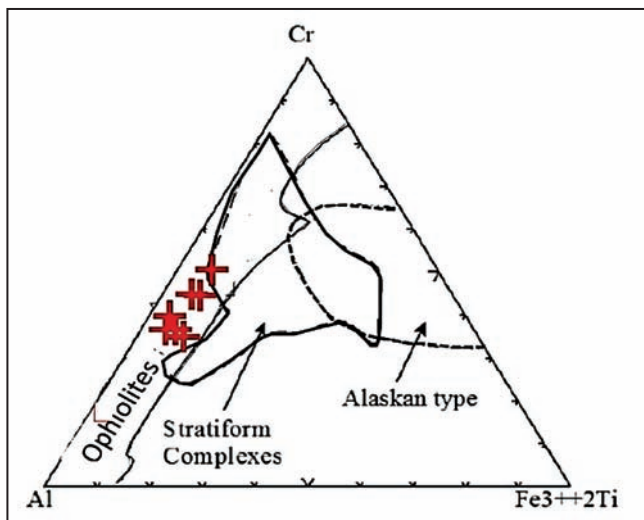
شکل ۱۲- نمونه‌های سنگی متاپریدوتیت تالک دار. الف) سرپانتین (Srp)، آنتوفیلیت (Anth) و تالک (Talc) در نور قطبیده متقاطع (XPL)؛ ب) سرپانتین (Srp)، آنتوفیلیت (Anth) و تالک (Talc) در نور قطبیده متقاطع (XPL) با بزرگنمایی ۴۰ برابر.



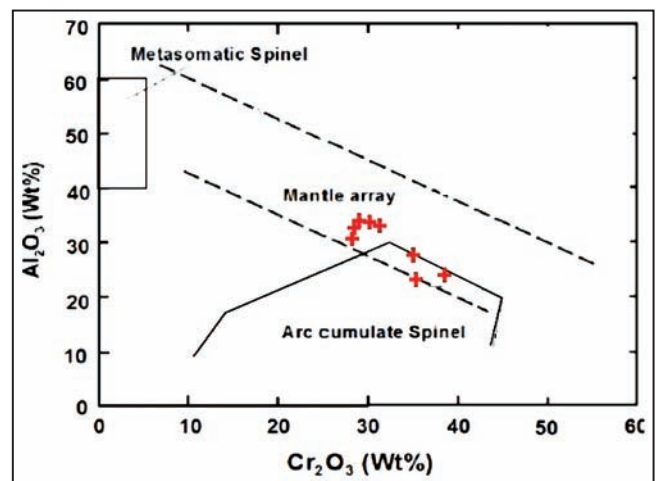
شکل ۱۳- الف) تصویر میکروسکوپی کروم اسپینل (Cr-Sp) در نمونه HB14 موجود در متاپریدوتیت‌های کمر بند سبز مرکزی کمپلکس دگرگونی ده‌سلم؛ ب) تصویر BSE از کروم اسپینل‌های تجزیه شده در نمونه HB14 با مقیاس 100 µm.



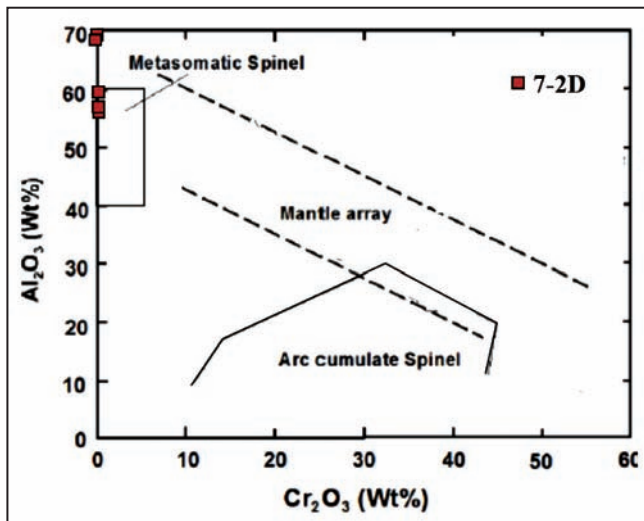
شکل ۱۴- الف) تصویر میکروسکوپی اسپینل آلومینیم‌دار (Al-Sp) در نمونه 7-2D موجود در متاپریدوتیت‌های کمر بند سبز خاوری کمپلکس دگرگونی ده‌سلم؛ ب) تصویر BSE از اسپینل‌های آن تجزیه شده در نمونه 7-2D با مقیاس 100 µm.



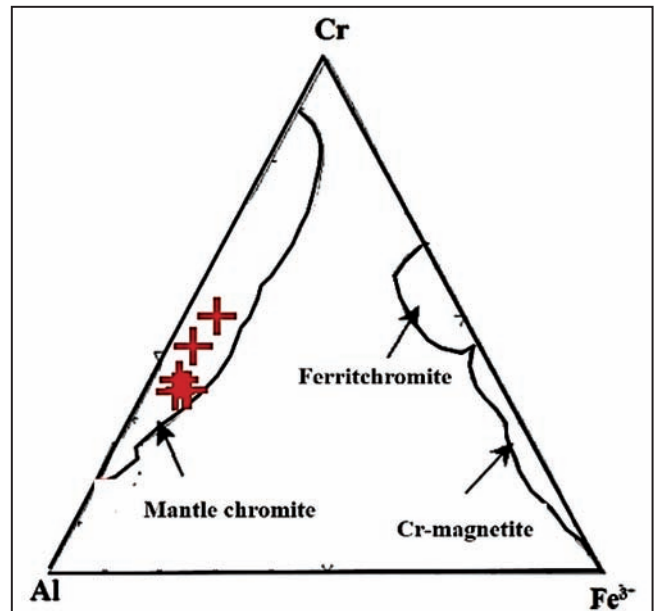
۱۶- موقعیت ترکیبی کروم اسپینل‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم در مثلث کاتیون‌های سه‌ظرفیتی Cr-Al-Fe³⁺+2Ti؛ همه نمونه‌ها در محدوده افیولیت قرار می‌گیرند (Jan & Windley, 1990).



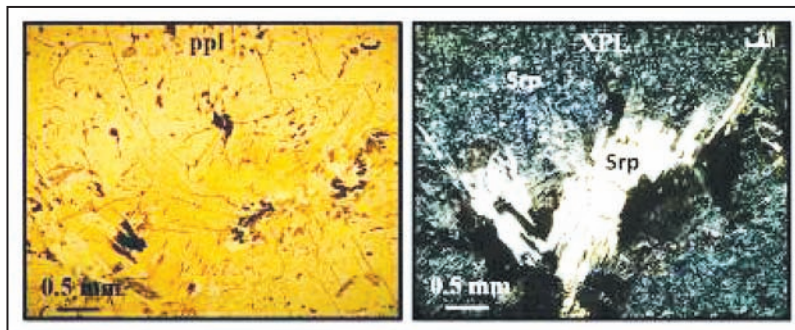
شکل ۱۵- مقدار Al₂O₃ در برابر Cr₂O₃ اسپینل‌های کروم‌دار موجود در متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم. همه نمونه‌های اسپینل‌های کروم‌دار در محدوده گوشته‌ای قرار می‌گیرند (Conrad & Kay, 1984; Haggerty, 1988; Kepezshinkas et al., 1995).



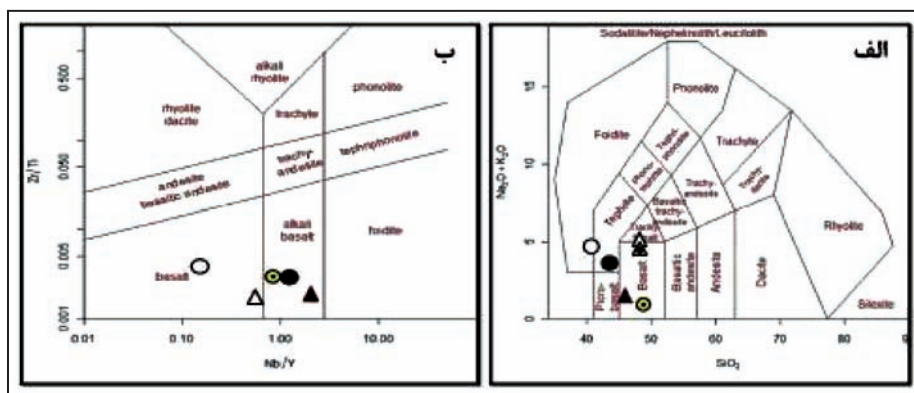
شکل ۱۸- مقدار Al_2O_3 در برابر Cr_2O_3 اسپینل های آلومینیم دار موجود در متاپریدوتیت های کمپلکس دگرگونی ده سلم (Conrad & Kay, 1984; Haggerty, 1988; Kepezhinskas et al., 1995).



شکل ۱۷- موقعیت کروم اسپینل های موجود در متاپریدوتیت های کمپلکس دگرگونی ده سلم در مثلث کاتیون های سه ظرفیتی Al^{3+} ، Cr^{3+} ، Fe^{3+} . همه نمونه ها در محدوده کرومیت های گوشته ای قرار می گیرند (Jan & Windley, 1990).

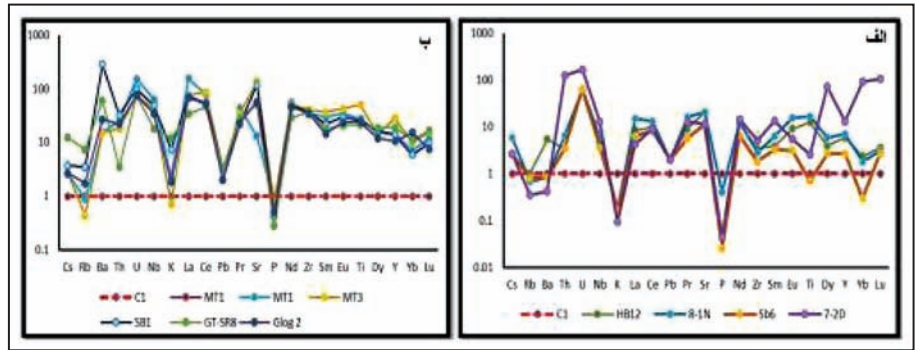


شکل ۱۹- نمونه سنگی سریانتینیت: الف) سریانتین (Srp) در نور قطبیده متقاطع (XPL)؛ ب) سریانتین در نور قطبیده طبیعی (PPL)؛ با بزرگنمایی ۴۰ برابر.

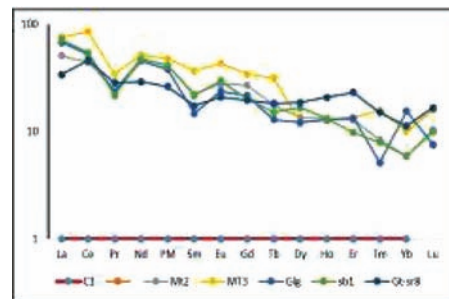


شکل ۲۰- الف) موقعیت نمونه های سنگی دگرگون شده در نمودار TAS (Middlemost, 1985)؛ ب) موقعیت نمونه های سنگی مافییک دگرگون شده در نمودار Nb/Y-Zr/T؛ برای نام گذاری سنگ ها بر پایه ترکیب شیمیایی (Pearce, 1996). نمونه ها در محدوده بازالت و آلکالی بازالت جانمایی شده اند.

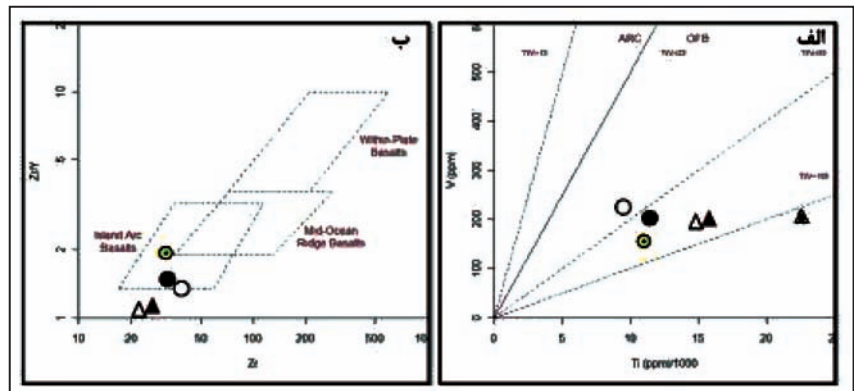
شکل ۲۱- نمودارهای عنکبوتی الف) تغییرات عناصر فرعی سنگ‌های متاپریدوتیتی؛ ب) عناصر فرعی متابازیت‌های بهنجار شده با کندریت (Sun & McDonough, 1989).



شکل ۲۲- عناصر کمیاب خاکی متابازیت‌های بهنجار شده با کندریت (Sun & McDonough, 1989).



شکل ۲۳- الف) نمودار تفکیک بازالت‌های جزایر کمانی از نوع اقیانوسی (Shervais, 1982). سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده جزایر اقیانوسی قرار گرفته‌اند؛ ب) نمودار تمایزی برای بازالت‌ها بر پایه نمودار Zr/Y vs Zr ؛ سنگ‌های مورد مطالعه در محدوده جزایر کمانی قرار گرفته‌اند.



جدول ۱- درصد اعضای پایانی اسپینل‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کمرند سبز مرکزی (CGB) و کمرند سبز خاوری (EGB).

Sample	Point	Cr#	Fe#	Mg#	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
HB12(CGB)	۲۶	۰/۲	۰/۵۱	۰/۵	۱۴/۶۶	۴۹/۹۱
HB14(CGB)	۱۹	۰/۴۶	۰/۷	۰/۳۳	۳۵/۳۵	۲۷/۲۹
HB14(CGB)	۲۱	۰/۳۸	۰/۶۶	۰/۳۷	۳۰/۴۹	۳۳/۴۹
HB14(CGB)	۲۲	۰/۳۹	۰/۶۵	۰/۳۷	۳۱/۳۴	۳۲/۴۹
HB14(CGB)	۷	۰/۳۹	۰/۷۳	۰/۳	۲۸/۶۶	۳۰/۶۳
HB14(CGB)	۸	۰/۳۸	۰/۷	۰/۳۳	۲۸/۸	۳۱/۹۴
HB14(CGB)	۹	۰/۵۲	۰/۸	۰/۲۳	۳۵/۴۹	۲۲/۳۶
HB14(CGB)	۱۰	۰/۳۷	۰/۶۹	۰/۳۳	۲۹/۵۴	۳۳/۳
7-2D(EGB)	۱	.	۰/۲۱	۰/۷۹	۰/۰۱	۶۹/۳۱
7-2D(EGB)	۲	.	۰/۲۱	۰/۸	.	۶۹/۸۱
7-2D(EGB)	۴	.	۰/۱۹	۰/۸۲	.	۶۸/۱۹
7-2D(EGB)	۱۲	.	۰/۲	۰/۸	.	۶۸/۴۴
7-2D(EGB)	۱۳	.	۰/۲۱	۰/۷۹	.	۶۸/۷۴
7-2D(EGB)	۱۸	.	۰/۲	۰/۷۹	.	۶۹/۳۶
7-2D(EGB)	۱۹	.	۰/۲	۰/۸	۰/۱	۶۹/۰۳

جدول ۲- فرمول ساختاری اسپینل‌های موجود در متاپریدوتیت‌های کمپلکس دگرگونی ده‌سلم.

Sample	نام کانی	فرمول ساختمانی بر پایه ۳۲ اتم اکسیژن
HB12(CGB)	اسپینل کروم‌دار	$(\text{Fe}^{2+}_{4.02}\text{Mg}_{4.03}\text{Mn}_{0.03})(\text{Cr}_{2.56}\text{Fe}^{3+}_{0.26}\text{Al}_{13})\text{O}_{32}$
HB14(CGB)	اسپینل کروم‌دار	$(\text{Fe}^{2+}_{6.41}\text{Mg}_{1.87}\text{Mn}_{0.09})(\text{Cr}_{7.24}\text{Fe}^{3+}_{1.21}\text{Al}_{6.80})\text{O}_{32}$
7-2D(EGB)	اسپینل آلومینیم‌دار	$(\text{Fe}^{2+}_{1.43}\text{Mg}_{6.56}\text{Mn}_{0.01})(\text{Cr}_0\text{Fe}^{3+}_{0.12}\text{Al}_{15.87})\text{O}_{32}$

جدول ۳- تجزیه شیمیایی نمونه‌های مافیک و اولترامافیک دگرگون شده کمپلکس دگرگونی ده‌سلم (عناصر اصلی بر حسب درصد وزنی و عناصر فرعی و کمیاب بر حسب ppm هستند).

Sample	7-2D	8-1N	HB12	Sb6	GT-Sr8	Sb1	Glg	MT3	MT2	MT1
Location	CGB	CGB	CGB	Glg	EGB	CGB	EGB	CGB	CGB	EGB
Rock type	Meta peridotite	Meta peridotite	Meta peridotite	Meta peridotite	Meta Basite	Meta Basite	Meta Basite	Meta Basite	Meta Basite	Meta Basite
SiO ₂	۲۸/۹۳	۴۰/۱۸	۴۱/۸	۳۶/۸۹	۳۹/۴	۴۳/۱	۴۷/۲	۴۸	۴۸/۴	۴۵/۶
TiO ₂	۰/۳	۱/۲۶	۰/۹۷	۰/۱	۱/۶۱	۱/۹۱	۱/۸۶	۳/۸	۲/۵۱	۲/۶۳
Al ₂ O ₃	۱۸/۱۴	۴/۸۶	۵/۰۲	۱/۶۳	۱۶/۷	۱۷/۸	۹/۶۳	۱۴/۶	۱۳/۶	۱۳/۲
Fe ₂ O ₃ t	۹/۱۸	۱۴/۴۵	۱۳/۳۳	۸/۳۴	۱۲/۳	۱۰/۹	۱۵/۷	۱۶	۱۱/۹	۱۵/۱
MnO	۰/۰۸	۰/۱۵	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۹	۰/۱۸	۰/۰۸	۰/۲۷	۰/۱۷	۰/۲۵
MgO	۳۶/۰۹	۲۸/۳۷	۲۸/۰۴	۳۶/۹۷	۸/۰۳	۶/۸۴	۸/۶	۵/۱۱	۸/۳۵	۱۱/۶
CaO	۲/۳	۵/۵	۵/۶۲	۲/۴	۱۲/۱	۱۲/۲	۹/۴۳	۷/۴۳	۹/۵۱	۸/۲۱
Na ₂ O	۳/۰۴	۰/۰۹	۰/۲۳	۰/۰۴	۳/۰۱	۲/۵۳	۰/۵۱	۴/۱۵	۴/۲۴	۱/۳۲
K ₂ O	۰/۰۱	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۱/۵۹	۰/۹۷	۰/۳۸	۰/۰۹	۰/۵۶	۰/۲۸
P ₂ O ₅	۰/۰۲	۰/۲۲	۰/۰۲	۰/۰۱	۰/۱۵	۰/۲۳	۰/۳	۰/۴۳	۰/۲۶	۰/۴۵
Cr ₂ O ₃	۰/۰۱	۰/۰۹	۰/۲	۰/۱۹	۰/۰۳	۰/۰۲	۰/۰۳	۰/۰۱	۰/۰۴	۰/۰۵
LOI	۴/۴۴	۵/۱۹	۵/۲۷	۱۳/۲۴	۴/۱۳	۲/۸۹	۳/۰۴	۰/۷۶	۰/۴	۱/۲۹
Total	۹۹/۵۴	۱۰۰/۴	۱۰۰/۷	۹۹/۹۶	۹۹/۲	۹۹/۵	۹۹/۸	۱۰۰/۹	۹۹/۸	۹۹/۹
Fe ₂ O ₃	۱/۳۹	۲/۲	۲	۱/۲۶	۱/۸۶	۱/۶۶	۲/۳۹	۲/۴۴	۱/۸	۲/۳
Feo	۷/۰۷	۱۱/۱۹	۱۰/۳۱	۶/۴۲	۹/۴۸	۸/۴۴	۱۲/۲	۱۲/۴۴	۹/۱۷	۱۱/۷
Trace Elemente										
Ba	۱	۲	۱۳	۲	۱/۴۵	۶۸۶	۶۵	۳۶	۱۰۰	۳۷
Ce	۷	۱۶	۸	۵	۱۰	۳۳	۳۲	۵۲	۲۷	۶۸
Dy	۲۸/۴۳	۱/۹۶	۱/۳۷	۰/۳۷	۴/۸۷	۳/۶۹	۳/۰۶	۶/۵۲	۳/۹	۴/۳۲
Er	۴۲/۵۳	۰/۷۹	۰/۶۳	۰/۰۵	۴/۸۷	۲/۶۸	۱/۷۸	۵/۶۸	۲/۹۸	۳/۴۲
Eu	۰/۳۲	۱/۰۱	۰/۵۳	۰/۱۸	۱/۲۱	۱/۷۱	۱/۳۷	۲/۴۹	۱/۶۱	۲/۰۳
Hf	۱/۲۹	۰/۵	۰/۵	۰/۵	۱/۳۶	۱/۰۵	۰/۵۳	۰/۸۷	۰/۹۸	۰/۸۸
La	۲	۷	۴	۳	۴	۱۷	۱۶	۱۸	۱۲	۳۶
Li	۱۷	۸	۵	۳	۳۷	۴۹	۲۰	۵۱	۱۷	۶
Lu	۲/۶۴	۰/۱۵	۰/۱۶	۰/۱	۰/۴۲	۰/۲۵	۰/۱۹	۰/۴	۰/۲۶	۰/۳
Nb	۱۳/۲	۱۱/۵	۴/۲	۱/۱	۴/۴	۲۴/۱	۱۵/۳	۱۹/۱	۱۳/۲	۴۹/۸
Nd	۱۴/۲	۱۴/۴	۸/۷	۶/۱	۱۳/۵	۲۲	۲۱/۲	۳۲	۲۲/۱	۳۴/۸
Ni	۲۶۳	۵۳۸	۱۰۳۷	۱۲۷۰	۹۱	۸۳	۱۳۹	۲۲	۷۱	۲۲۸
Pr	۲/۴۷	۳/۱۴	۱/۸۷	۱/۳۹	۲/۶۹	۵/۱۲	۵/۰۲	۷/۲۳	۴/۷۲	۹/۲۲
Rb	۱	۱	۱	۱	۳۷	۲۸	۴	۱	۵	۲
Sm	۵/۰۴	۰/۹۷	۰/۰۵	۰/۰۵	۱/۶۵	۲/۶۵	۲/۲۳	۵/۳	۲/۸۹	۴/۲۴
Sr	۸۱/۶	۱۴۹	۱۴۵/۴	۸۲	۳۷۹/۷	۸۵۸/۳	۴۰۶/۱	۹۸۳/۳	۹۳/۹	۵۸/۵
Th	۳/۹۲	۰/۱۹	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۱/۶۴	۱/۱۷	۱/۵۲	۰/۹	۳/۶۶
Tm	۳/۴۲	۰/۱	۰/۱	۰/۱	۰/۳۸	۰/۲	۰/۱۳	۰/۴	۰/۲۱	۰/۲۴
V	۲۲	۹۰	۱۱۲	۴۸	۲۲۴	۲۰۶	۱۵۲	۲۱۳	۱۸۷	۱۹۶
Y	۲۰۳/۷	۱۱	۹/۳	۴/۲	۲۸/۱	۲۱/۷	۱۶/۴	۳۴/۳	۲۱/۴	۲۳/۱
Yb	۱۵/۳	۰/۳	۰/۴	۰/۰۵	۱/۹	۱	۰/۶	۱/۷	۱	۱/۲
Zr	۱۹	۳۶	۴۹	۳۶	۶۸	۹۴	۵۰	۱۰۸	۹	۶۹

کتابنگاری

- بهرام‌نژاد، ا.، ۱۳۹۳- مطالعه دگرگونی کمپلکس ده‌سلم با نگاهی ویژه به ژئوشیمی سنگ‌های گارنت‌استارولیت‌دار آن، خاور بلوک لوت، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- حیدری، ز.، ۱۳۹۲- پترولوژی و ریززمین‌ساخت مجموعه‌های دگرگونی شمال و خاور بلورد، منطقه سیرجان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- عارف‌نژاد، م.، ۱۳۸۸- مطالعه دگرشکلی سنگ‌های دگرگونی منطقه باختر چاه‌داشی (کمپلکس ده‌سلم)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- محمودی، ش.، ۱۳۸۲- پترولوژی سنگ‌های دگرگونی کمپلکس ده‌سلم، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- نادری میقان، ن. و اکرمی م.ع.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ چاه‌داشی، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- ناصری اسفندقه، ا.، باقری، س. و بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۳الف- رخداد تالک در سنگ‌های دگرگونی اولترامافیک کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت، مجموعه مقالات ششمین همایش انجمن زمین‌شناسی اقتصادی ایران، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- ناصری اسفندقه، ا.، باقری، س. و بیابانگرد، ح.، ۱۳۹۳ب- نخستین گزارش حضور سنگ‌های اولترامافیک دگرگون شده در کمپلکس دگرگونی ده‌سلم، خاور بلوک لوت و ماهیت متابازیت‌های همراه، مجموعه مقالات هجدهمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس تهران.

References

- Arai, S. & Yurimoto, H., 1994- Podiform chromitites of the Tari-Misaka ultramafic complex, Southwestern Japan, as mantle-melt interaction product: *Economic Geology*, V. 89, p. 1279-1288.
- Arai, S., 1997- Origin of podiform chromitites: *Journal of Asian Earth Sciences*, V 15, (2-3). p 303-310.
- Bagheri, S., Arefnejad, M. & Yabaloui, M., 2009- Tectonic history of the Lut Block in the Nehbandan area, Eastern Iran, *Swiss geological Meeting, Neuchatel, Tectonic Scssion*.
- Bucher, K. & Frey, M., 1994- *Petrogenesis of metamorphic rocks*, NewYork- Berlin, Springer-Verlag. 245pp.
- Conrad, W. K. & Kay, R. W., 1984- Ultramafic and Mafic Inclusions from Adak Island: Crystallization History, and Implications for the Nature of Primary Magmas and Crustal Evolution in the Aleutian Arc, *Journal of Petrology*, V 25, p. 88-125.
- Dick, H. J. B. & Bullen, T., 1984- Chromian spinel as a petrogenetic indicator in abyssal and alpine-type peridotites and spatially associated lavas: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, V. 86, p. 54-76.
- Esmaily, D., Bouchez, J. L. & Siqueira, R., 2009- Magnetic fabrics and microstructures of the Jurassic Shah-Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference, *Elsevier*. V 439, (1-4) 20, p. 149-170.
- Haggerty, S. E., 1988- Upper mantle opaque mineral stratigraphy and the genesis of metasomatites and alkali-rich melts: *Journal of Geological Society of Australia*, v. 14, p. 687-699.
- Jan, M. & Windley, B. E., 1990- Chromian spinels – silicate chemistry in ultramafic rocks of the Jijal complex, Northwest Pakistan: *Journal of Petrology*, v. 31, p. 667-715.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 1505-1527.
- Kepezhinskas, P. K., Defant, M. J. & Drummond, M. S., 1995- Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc: *Journal of Petrology*, v. 36, p. 1505-1527.
- Mahmoodi, S., Masoudi, F., Corfu, F. & Mehri, B., 2009- Magmatic and metamorphic history of the Dehsalm metamorphic complex Eastern Lut block, (Eastern Iran), from U-Pb geochronology, *International Journal of earth science. International Journal of earth science*. V.99, 1153.
- Middlemost, E. A. K., 1985- *Magmas and magmatic rocks: an introduction to igneous petrology*, Longman, London, 266 pp.
- Nicolas, A. & Jackson, E., 1972- Repartition en deux provinces des peridotites des chaines alpines logeant la Mediterranee, *Schweiz, Contrib. Mineral. Petrol.*, v.19, p. 97-124.
- Pearce, J. & Norry, J., 1979- Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks, *contrib. mineral, petrol*. V. 69, p. 33-47.
- Pearce, J. A., 1996- Source and setting of granitic rocks. *Episode* 19.
- Shervais, J. W., 1982- Ti-V plots and the petrogenesis of modern ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letter*. V 59, p. 101-118.
- Srivastava, R. K. & Singh, R. K., 2004- Trace element geochemistry and genesis of Precambrian sub – alkaline mafic dikes from the Central Indian craton: evidence for mantle metasomatism. *Journal of Asian Earth Science*, V 23, p. 373 – 389.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes, In: Saunders AD, Norry M(eds), *Magmatism in the Ocean Basins*, Geological Society of London Special Publication, 42,p. 313-345.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, 466pp.
- Winkler, H. G. F., 2009- *Petrogenesis of metamorphic rocks*, NewYork, Springer-Verlag, 264pp.

Petrography and geochemistry of the metabasites and metaperidotites of the Deh-Salm and Galugah metamorphic complexes, East of the Lut Block

A. Naseri Esfandagheh ^{1*}, H. Biabangard ² & S. Bagheri ²

¹ M. Sc. Student, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

² Assistant Professor, Department of Geology, Faculty of Science, University of Sistan and Baluchestan, Zahedan, Iran

Received: 2015 April 06

Accepted: 2015 August 05

Abstract

The Deh-Salm metamorphic complex (DMC), late Jurassic in age, is exposed at the west of Nehbandan and at the eastern margin of the Lut block. This is one of the exceptional outcrops of the Lut block's basement in East Iran. The metamorphosed ultramafic rocks in this complex are identified and introduced for the first time, and are studied in association with the metabasites. Extensive field excursions as well as satellite image investigations represented the metabasites and metaperidotites of the DMC in three elongated and separate belts, parallel to the extension of the complex; we named the belts as the east, central, and the west belts. A tectonic, broken to dismembered units of greenschist, amphibolite, metaperidotite, serpentinite, and talc-schist can be recognized in the east and central belts, while, amphibole-calcschist is the most important rock constituent of the west belt in the Galugah complex. The main minerals in the rocks of these belts are hornblende, epidote, plagioclase (andesine), and sporadic pyroxene in the metabasite, and olivine, ortho-amphibole, augite, talc, and spinel in metaperidotite, respectively. On the basis of the geochemical studies, the protoliths of the mentioned rocks are classified in the basalt and peridotite groups. However, due to metamorphic and intense metasomatic processes, it is impossible to suggest a distinct origin and tectonic setting for the above metamorphic assemblages. The presence of mafic and ultramafic metamorphic rocks adjacent to the other rock units of the DMC indicates that the mafic-ultramafic rocks were initially emplaced in the eastern margin of the Lut block in a time before the late Jurassic, then they were metamorphosed in their recent arrangement.

Keywords: Deh-Salm metamorphic complex, Geochemistry of metabasite and metaperidotite, Lut block, Nehbandan.

For Persian Version see pages 363 to 374

*Corresponding author: A. Naseri Esfandagheh; E-mail: a.naseri_a@yahoo.com