

تحلیل ریزساختارها و سازوکارهای دگرشکلی بخش خاوری مجموعه اولترامافیک - مافیک ده‌شیخ، منطقه اسفندقه، جنوب استان کرمان

صحرا جلال و کیل‌کندی^۱، مجید شاه‌پسندزاده^۲، حمید احمدی‌پور^۳ و مهدی هنرمند^۴

^۱ کارشناسی ارشد، گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

^۲ استادیار، گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

^۳ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

^۴ استادیار، گروه اکولوژی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۴/۰۵/۲۸ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۱۱/۲۴

چکیده

مجموعه اولترامافیک - مافیک ده‌شیخ در کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در استان کرمان قرار گرفته است. هارزبورژیت، لرزولیت، دونیت، کرومیت، بیروکسینت و گابروهای لایه‌ای، واحدهای سنگی مجموعه ده‌شیخ را تشکیل می‌دهند. این مجموعه به علت داشتن کانسارهای کرومیت اهمیت فراوانی دارد. مجموعه ده‌شیخ بخشی از سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس را تشکیل می‌دهد که طی بالآمدگی از گوشته بالایی و جایگزینی در سطوح بالایی پوسته قاره‌ای سندرچ - سیرجان، دچار دگرشکلی شده است. تحلیل ریزساختاری، سه سازوکار دگرشکلی نوردپذیر درون بلوری، انتقال توده پراکنده و کاتاکلاستیک را در این مجموعه نشان می‌دهد. ریزساختارهای ماکل دگرشکلی، خاموشی موجی، نوار شکنجی، تیغه‌های جدایشی، بازبلورش دینامیکی، ریزبودیناژها، ریزشکستگی‌های کشش - جدایش، کشیدگی و طول‌شدگی بلورها، خطواره کانیاپی و رخ نوار برشی، سازوکار دگرشکلی نوردپذیر درون بلوری را تشکیل می‌دهند. سازوکار دگرشکلی انتقال توده پراکنده با تشکیل ریزساختارهای تماس‌های دانه‌ای فرورفته، لبه صاف شده و نفوذی به درون و رگیچه‌ها همراه بوده است. سازوکار دگرشکلی پایانی کاتاکلاستیک با ریزساختارهای ریزشکستگی و ریزگسل گزارش می‌شود. افزون بر این، مطالعات میکروسکوپی نسل‌های مختلفی از زایش کانی‌های الیون، بیروکسن و اسپینل را تحت شرایط گوشته بالایی تا پوسته‌ای نشان می‌دهد.

کلیدواژه‌ها: سازوکار دگرشکلی، ریزساختار، مجموعه اولترامافیک - مافیک، اسفندقه، ده‌شیخ.

نویسنده مسئول: مجید شاه‌پسندزاده

E-mail: m.shahpasandzadeh@kgu.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

منطقه مورد مطالعه بخش خاوری مجموعه اولترامافیک - مافیک ده‌شیخ را تشکیل می‌دهد. این مجموعه بخشی از کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه به شمار می‌آید که سنی معادل تریاس برای آن در نظر گرفته شده است (سهندی و همکاران، ۱۳۸۶). مطالعات سیزه‌ای و همکاران (۱۹۹۴)، نشان از جوان‌تر بودن واحد آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه (مزوزویک پایینی تا کرتاسه بالایی - ائوسن) نسبت به توده اولترامافیک ده‌شیخ (پروتروزویک بالایی - پالئوزویک پایینی) دارد. آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه میان دو پهنه زمین‌ساختی دگرگونی‌های سندرچ - سیرجان در شمال و پهنه ساختاری زاگرس در جنوب جای دارند (سهندی و همکاران، ۱۳۸۶) و بخشی از کمربند افیولیتی زاگرس بیرونی به‌شمار می‌آیند (Shafaii Moghadam and Stern, 2011; Jannessary et al., 2012)؛ شکل ۱). کمربند افیولیتی زاگرس بیرونی از شمال باختر تا جنوب خاور ایران شامل افیولیت‌های کرمانشاه، نیریز، حاجی‌آباد و اسفندقه است و تا افیولیت‌های عمان امتداد دارد (Shafaii Moghadam et al., 2010; Shafaii Moghadam and Stern, 2011; Sarkarinejad, 2005). از دیدگاه زمین‌ساختی، کمربند افیولیتی زاگرس بخشی از کمربند افیولیتی تیس به شمار می‌آید که افیولیت‌های خاورمیانه را به افیولیت‌های آسیای خاوری متصل می‌کند (Alavi, 1994; Shojaat et al., 2003). افیولیت‌های زاگرس به عنوان قطعات نابرجای (Allochthonous) گوشته و پوسته اقیانوسی تیس مورد توجه هستند و در بخش جنوب باختر پهنه دگرگونی سندرچ - سیرجان رخنمون دارند (Gansser, 1974; Stocklin, 1968). در گستره ایران و نواحی همجوار، افیولیت‌های زاگرس پهنه برخورد قاره‌ای میان عربستان و اوراسیا را تعریف می‌کنند (Shafaii Moghadam et al., 2010). در واقع، همگرایی مایل قاره‌ای عربستان با خردقاره ایران مرکزی سبب فروانش

سنگ‌کره اقیانوسی نئوتتیس به زیر این خردقاره، بسته شدن اقیانوس تیس، فرارانش افیولیت‌های زاگرس و بالآمدگی (Exhumation) سنگ‌های دگرگونی کمربند فشار بالا - دما پایین سندرچ - سیرجان به موازات سامانه راندگی زاگرس با امتداد NW-SE شده است (Alavi, 1994; Sarkarinejad, 2007; Ghasemi and Alavi, 1994; Sarkarinejad et al., 2009; Shafaii Moghadam et al., 2013). در این پژوهش چگونگی تکامل ریزساختارهای مجموعه اولترامافیک - مافیک ده‌شیخ با استفاده از مطالعات دقیق میکروسکوپی بررسی شده است. این مطالعات نقش مهمی در درک بهتر سازوکارهای دگرشکلی حاکم بر مجموعه اولترامافیک - مافیک ده‌شیخ و تکامل ساختاری - ژئودینامیکی منطقه مورد مطالعه ایفا می‌کنند. در این پژوهش ابتدا نمونه‌های جهت‌دار از هر یک از واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه، طی چندین مرحله بازید صحرایی تهیه شد؛ سپس به منظور بررسی و توصیف میکروسکوپی این واحدهای سنگی، سازوکارهای دگرشکلی و ریزساختارها، مقاطع نازک جهت‌دار از نمونه‌های دستی تهیه و توسط میکروسکوپ پلاریزان بررسی شد.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای

۲-۱. واحدهای سنگی

مجموعه اولترامافیک - مافیک ده‌شیخ در استان کرمان، حدود ۲۱ کیلومتری جنوب باختر شهر ارزویه، میان طول‌های جغرافیایی ۵۶°۱۹' و ۵۶°۲۵' خاوری و عرض‌های جغرافیایی ۲۸°۱۶' و ۲۸°۲۱' شمالی قرار دارد (شکل ۲). راه دسترسی اصلی به این مجموعه، جاده آسفالت کرمان - بافت - ارزویه - روستای علی‌آباد شمشیربر است. مجموعه ده‌شیخ از دو بخش اولترامافیک و مافیک تشکیل شده است (شکل ۲). توده اولترامافیک شامل واحدهای سنگی هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، بیروکسینت و کرومیت و بخش مافیک شامل گابروهای لایه‌ای است. اصلی‌ترین واحد سنگی

• **کلیئوپروکسنیت:** دایک‌های کلیئوپروکسنیتی بیشتر از کلیئوپروکسن تشکیل شده‌اند و بیشینه ۳ درصد الیون دارند. بافت این کلیئوپروکسنیت‌ها گرانولار یا دانه‌ای است. بلورهای کلیئوپروکسن بیشتر دارای مرزهای صاف تا منحنی هستند و گاه با مرزهای سه‌گانه مجاور هم قرار گرفته‌اند. بلورهای الیون دارای اندازه حدود ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر هستند و به‌صورت میان دانه‌ای در میان پیروکسنیت‌ها قرار دارند. - **کرومیتیت:** اسپینل مهم‌ترین کانی تشکیل‌دهنده کرومیتیت‌هاست که به رنگ سیاه و غنی از کروم دیده می‌شود. بیشتر این کروم‌اسپینل‌ها یا کرومیت‌ها (۰/۱ تا ۵ میلی‌متر) بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. زمینه میان این کرومیت‌ها را الیون‌هایی تشکیل می‌دهند که در بیشتر موارد به سرپانتین و گاه تالک تبدیل شده‌اند. بلورهای اسپینل موجب تشکیل بافت‌هایی از جمله انتشاری، توده‌ای، متراکم، انباشتی، اسکلتی و غربالی در کرومیتیت‌ها شده‌اند. - **گابرو لایه‌ای:** بافت اولیه گابروها دانه‌ای است و بیشتر شامل الیون، کلیئوپروکسن و مقدار کمتری ارتوپروکسن، پلاژیوکلاز، اسپینل و بیوتیت است. اندازه بلورهای الیون ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر است و بیشتر به‌صورت بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار هستند. بلورهای کلیئوپروکسن در گابروها معمول‌تر هستند و به مقدار کمی دچار دگرشکلی شده‌اند. پلاژیوکلازها با اندازه حدود ۰/۱ تا ۳ میلی‌متر بیشتر بی‌شکل هستند و دگرسان شده‌اند و شواهد دگرشکلی از جمله ماکل دگرشکلی و کشیدگی نشان می‌دهند.

۳- ریزساختارها و سازوکارهای دگرشکلی

در این بخش ریزساختارهای موجود در واحدهای سنگی مجموعه ده‌شیخ و سازوکارهای دگرشکلی مرتبط با آنها بررسی شده است. شواهد دگرشکلی و ریزساختارها در کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل دیده و تحلیل شده است. سازوکارهای دگرشکلی ریزساختارهای این مجموعه به ۳ دسته زیر تقسیم شده است (Knipe, 1989):

۳-۱. سازوکار نوردپذیری درون‌بلوری (Plasticity Intracrystalline)

سازوکار نوردپذیری درون‌بلوری با دگرشکلی یا جابه‌جایی در شبکه بلوری بدون شکستگی ایجاد می‌شود (Blenkinsop, 2002). این شواهد، دگرشکلی نوردپذیر حالت جامد دما بالا را نشان می‌دهد. ریزساختارهای شکل گرفته در اثر این سازوکار دگرشکلی در مجموعه ده‌شیخ به شرح زیر هستند:

- **ماکل دگرشکلی (Deformation twin):** ماکل‌های مکانیکی یا دگرشکلی، شکل کشیده و ستبرای متغیری دارند. این ماکل‌ها در سرتاسر بلور دیده نمی‌شوند و به سوی لبه بلور باریک و نوک تیز می‌شوند. ماکل‌های دگرشکلی نسبت به ماکل‌های رشدی به هم نزدیک‌تر و نامنظم‌تر هستند (Nicolas, 1987). ماکل‌های رشدی از نوع پلی‌سنتیک (نوارهای ممتد و یکنواخت) و پریکلین (نوارهای ناممتد و غیریکنواخت) در پلاژیوکلازهای موجود در گابروها (شکل ۳-الف) و ماکل‌های دگرشکلی در پورفیروکلاست‌های الیون پریدوتیت‌های این مجموعه دیده می‌شوند (شکل ۳-ب).

- **خاموشی موجی (Undulatory extinction):** خاموشی موجی یکی دیگر از ریزساختارهای شکل گرفته با سازوکار نوردپذیری درون‌بلوری است (Blenkinsop, 2002) که با دگرریختی شبکه بلوری با جابه‌جایی و جهت‌یابی ثابت ایجاد می‌شود. پورفیروکلاست‌های الیون و پیروکسن موجود در سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسنیت و گابرو، خاموشی موجی نشان می‌دهند (شکل ۳-ج).

- **نوار شکنجی (Kink band):** تغییر در جهت‌یابی شبکه بلوری طی دگرشکلی درون بلوری موجب ایجاد نوار شکنجی می‌شود (Blenkinsop, 2002). نوارهای شکنجی با تغییر در موقعیت خاموشی یا تغییر در جهت‌یابی ماکل دگرشکلی و تیغه جدایشی مشخص می‌شوند. پورفیروکلاست‌های پیروکسن در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها دارای ریزساختار نوار شکنجی هستند (شکل ۳-د).

- **تیغه جدایشی (Exsolution lamellae):** تیغه‌های جدایشی کلیئوپروکسن در

توده اولترامافیک ده‌شیخ را هارزبورژیت تشکیل می‌دهد که نسبت به دیگر واحدها مقاومت بالاتری دارد و همین امر موجب ایجاد توپوگرافی مرتفع و صخره‌ای شده است. هارزبورژیت، سنگ میزبان دونیت‌ها به‌شمار می‌رود و آنها را دربر گرفته است. دونیت‌ها بیشتر به‌صورت عدسی‌شکل، نامنظم، نواری و به‌صورت پراکنده در میان هارزبورژیت‌ها دیده می‌شوند. کانسارهای کرومیت با غلاف دونیتی دربر گرفته شده‌اند و به‌صورت عدسی‌شکل، نامنظم و پراکنده، دایک‌مانند، رگه‌ای، غلافی و یا لایه‌ای دیده می‌شوند. کرومیت‌ها بافت‌های متفاوتی از جمله انتشاری، توده‌ای، نواری و گره‌ای نشان می‌دهند. در توده اولترامافیک ده‌شیخ، کرومیت در معادن بسیاری، توسط شرکت معادن کرومیت اسفندقه به صورت روباز یا زیرزمینی به طور فعال استخراج می‌شود. لرزولیت‌ها به شکل تپه‌های نارنجی رنگی در شمال و شمال خاور توده اولترامافیک ده‌شیخ، بیشتر توسط کنگلومرای سازند بختیاری پوشیده شده‌اند (شکل ۲)؛ مرز این کنگلومراها با هارزبورژیت‌ها گسلی است. در توده اولترامافیک ده‌شیخ دو نوع دایک پیروکسنیتی شناسایی شده است: ۱) دایک‌های ارتوپروکسنیت که بیشتر در هارزبورژیت‌ها دیده می‌شوند؛ ۲) دایک‌های کلیئوپروکسنیت که در هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها، دونیت‌های نامنظم و نواری و کرومیتیت‌ها گزارش می‌شوند. گابروهای لایه‌ای در بخش شمال خاوری توده اولترامافیک ده‌شیخ، در مجاورت مجموعه دگرگونی آبشور رخنمون یافته‌اند (شکل ۲).

۲-۲. سنگ‌نگاری

تقسیم‌بندی واحدهای سنگی مجموعه ده‌شیخ بر پایه ترکیب مودال کانی‌های الیون، ارتوپروکسن و کلیئوپروکسن انجام شده است. در ادامه به توصیف سنگ‌نگاری هر یک از واحدهای سنگی موجود در این مجموعه پرداخته می‌شود: - **هارزبورژیت:** مطالعات میکروسکوپی هارزبورژیت نشان می‌دهد که این واحد سنگی از کانی‌های الیون (۷۰ تا ۸۰ درصد)، ارتوپروکسن (۱۵ تا ۲۵ درصد)، کلیئوپروکسن (۱ تا ۳ درصد) و کروم اسپینل (کمتر از ۳ درصد) تشکیل شده است. سرپانتین و تالک نیز به‌طور ثانویه در این واحد سنگی دیده می‌شود. بافت دیده شده در هارزبورژیت، پروتوگرانولار تا پورفیروکلاستیک است. این بافت نشانگر فابریک‌های دما بالا، خاص شرایط گشته‌ای است (Nicolas, 1989). - **لرزولیت:** لرزولیت‌ها متشکل از حدود ۶۰ تا ۷۰ درصد الیون، حدود ۲۵ درصد ارتوپروکسن، حدود ۱۵ درصد کلیئوپروکسن و حدود ۳ درصد کروم اسپینل هستند. آمفیبول نیز به‌طور فرعی در لرزولیت‌های منطقه دیده می‌شود. لرزولیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها کمتر دچار دگرسانی شده‌اند و سالم‌تر هستند. بافت لرزولیت پروتوگرانولار تا پورفیروکلاستیک است. - **دونیت:** الیون مهم‌ترین کانی موجود در دونیت‌هاست (بیش از ۹۰ درصد). کانی الیون نسبت به پیروکسن‌ها و اسپینل‌ها در برابر هوازدگی ناپایدارتر است؛ به همین علت دونیت‌ها نسبت به هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها و پیروکسنیت‌ها بیشتر تحت تأثیر فرایند سرپانتینی شدن قرار گرفته‌اند. در دونیت‌ها بافت دانه‌ای یا گرانولار با دانه‌های تقریباً هم‌اندازه و نیمه‌شکل‌دار الیون با مرزهای تقریباً صاف دیده می‌شود. کلیئوپروکسن‌ها با فراوانی کمتر از ۱ درصد و کروم اسپینل‌ها با فراوانی حدود ۱ تا ۴ درصد نیز در دونیت‌ها دیده می‌شوند. گاه بر اثر شدت سرپانتینی شدن تقریباً همه سنگ به سرپانتین و گاه تالک تبدیل شده است.

- پیروکسنیت:

• **ارتوپروکسنیت:** بلورهای ارتوپروکسن حدود ۸۵ درصد ترکیب مودال دایک‌های ارتوپروکسنیتی را تشکیل می‌دهند. بافت ارتوپروکسنیت‌ها گرانولار یا دانه‌ای است. اندازه بلورهای ارتوپروکسن حدود ۰/۵ تا ۱۰ میلی‌متر است و در بیشتر موارد آثار دگرشکلی همچون خاموشی موجی، تیغه جدایشی و خمیدگی نشان می‌دهند. حدود ۱۵ درصد الیون و حدود ۵ درصد آمفیبول و مقدار کمی کلیئوپروکسن و اسپینل نیز در ارتوپروکسنیت‌ها گزارش می‌شود.

– **رخ نوار برشی (Shear band cleavage)** رخ‌های نوار برشی یکی از شاخص‌های میکروسکوپی تعیین‌کننده نوع برش در میلوئیت‌ها هستند (Passchier and Trouw, 2005). برای بررسی این فابریک، مقاطع نازک میکروسکوپی در سوی عمود بر برگوارگی و به موازات خطوارگی یا کشیدگی تهیه شده‌اند. یکی از رایج‌ترین رخ‌های نوار برشی، فابریک نوع C یا S-C است که در پهنه‌های برشی توده اولترامافیک ده‌شیخ دیده می‌شود. فابریک نوع C در این پهنه‌های برشی، برش چیره راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه وارون (بالا به سوی جنوب خاور) نشان می‌دهد (شکل ۴-ه). پیروکسن‌ها نیز در اثر عملکرد این پهنه برشی الگوی زیگموییدال پیدا کرده‌اند و برش راست‌بر نشان می‌دهند. این جهت حرکت به خوبی با برش چیره راست‌بر سرپانتین‌های رشته‌ای کریزوتیل (سرپانتین‌های دینامیکی) هماهنگی نشان می‌دهد.

۳-۲. سازوکار انتقال توده پراکنده (Diffusive mass transfer)

در سازوکار انتقال توده پراکنده، دگرشکلی با انتقال و حرکت نقاط ضعف شبکه بلوری و اتم‌ها یا مولکول‌ها در پاسخ به گرادیان پتانسیل شیمیایی ایجاد می‌شود (Blenkinsop, 2002). ریزساختارهایی که شواهدی از جابه‌جایی، انتقال و تغییر موقعیت بدون شکستگی نشان می‌دهند، می‌توانند در اثر این سازوکار تشکیل شده باشند (Blenkinsop, 2002). این سازوکار موجب دگرشکلی نوردپذیر-شکننده حالت جامد دما پایین می‌شود. ریزساختارهای شکل گرفته در اثر این سازوکار دگرشکلی عبارتند از:

– **تماس‌های دانه‌ای فرورفته (Indenting contact)**، **لبه صاف شده (Truncating contact)** و **نفوذی به درون (Interpenetrating grain contact)**: یکی از انواع تماس‌های دانه‌ای

ایجاد شده توسط انتقال توده پراکنده، تماس دانه‌ای فرورفته است. این نوع تماس میان دانه‌ای زمانی شکل می‌گیرد که دو کانی با جهت‌یابی و ترکیب یکسان اما با شکل متفاوت در تماس با هم باشند، در این صورت دانه با شعاع انحنای کوچک‌تر به درون دانه با شعاع انحنای بزرگ‌تر نفوذ و تماس دانه‌ای فرورفته را ایجاد می‌کند (Blenkinsop, 2002). شکل ۵-الف تصویری از نفوذ بلور ریز الیون به درون بلور الیون درشت‌تری را نشان می‌دهد که موجب ایجاد مرز دانه‌ای فرورفته شده است. تماس مسطح یا کمی منحنی میان دانه‌های مشابه با شعاع منحنی تقریباً برابر ایجاد می‌شود (Blenkinsop, 2002). تماس‌های لبه صاف شده میان دانه‌هایی ایجاد می‌شود که لبه تماس بیشتری با هم دارند (Blenkinsop, 2002). شکل ۵-ب تصویری از تماس لبه صاف شده را میان پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن نشان می‌دهد. تماس نفوذی به درون حاصل انتقال توده پراکنده، میان دانه‌های با جهت‌یابی شبکه بلوری یکسان ایجاد می‌شود (Blenkinsop, 2002). در تماس‌های دانه‌ای نفوذی به درون، بیرون‌آمدگی دانه‌ها قفل شده و نشانه انتقال ماده در طول تماس‌هاست. شکل ۵-ج تماس دانه‌ای نفوذی به درون بلورهای ارتوپیروکسن را نشان می‌دهد.

– **رگچه (Microvein)**: رگچه‌ها، پهنه‌های مسطح میکروسکوپی هستند که با رشد کانی ثانویه پر شده‌اند (Blenkinsop, 2002). رگچه‌های دیده شده در سنگ‌های هارزبورژیت، دونیت و لرزولیت در منطقه مورد مطالعه با ستبرای ۰/۱ تا ۱ میلی‌متر، بیشتر با کرنات پر شده‌اند که به دو صورت قطعه‌ای و الیافی یا فیبری (Fibrous) هستند (شکل ۵-د). در برخی از رگچه‌ها دربرداریهایی (Inclusion) از سنگ دیواره (بیشتر الیون و پیروکسن‌ها) وجود دارد. در این رگچه‌ها فیبرهای کرنات به نسبت به سطح شکستگی، مرز رگچه یا بلورهای میزبان عمود هستند. این مسئله نشان می‌دهد که این رگچه‌ها از نوع کششی و دارای مؤلفه جابه‌جایی عمود بر دیواره هستند. در مسیر رگچه‌ها بلورهای اسپینل شکسته شده‌ای وجود دارند که تأییدی بر بازشدگی کششی و نبود هر گونه حرکت برشی هستند (شکل ۵-د). کشش اعمال شده موجب شکستگی و بازشدگی این اسپینل‌ها و در پایان عبور سیال از آنها شده است.

۳-۳. سازوکار کاتاکلاستیک (Cataclasis) یا دگرشکلی شکننده

در سازوکار کاتاکلاستیک دگرشکلی با توسعه ریزشکستگی‌ها، لغزش و یا چرخش مواد صلب بدون دگرریختی شبکه بلوری ایجاد می‌شود (Blenkinsop, 2002). در

پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسن واحدهای سنگی این مجموعه دیده می‌شوند (شکل ۳-و). تیغه‌های جدایشی نشانه تعادل دمایی دوباره (در شرایط پوسته‌ای) پورفیروکلاست‌های ارتوپیروکسنی هستند که در شرایط گوشته‌ای تغییر شکل یافته‌اند (Vanderwall and Vissers, 1996). (Sarkarinejad, 2005) تشکیل تیغه‌های جدایشی را ناشی از لغزش در طول رخ پیروکسن می‌داند. در این سنگ‌ها در دمای بالای گوشته‌ای، سازنده‌های ارتوپیروکسن و کلیتوپیروکسن به شکل محلول جامد درآمده و به صورت یک فاز دما بالا ظاهر شده‌اند؛ با بالا آمدن مجموعه ده‌شیخ به سوی پوسته و قرار گرفتن در شرایط دما و فشار پایین‌تر، دو سازنده از یکدیگر جدا شده و هر سازنده‌ای که مقدار آن در محلول جامد کمتر است، به شکل تیغه‌های جدایشی در سازنده دیگر ظاهر شده است؛ به این ترتیب تیغه‌های کلیتوپیروکسن در ارتوپیروکسن‌ها به وجود آمده است. در برخی نمونه‌ها نیز ارتوپیروکسن به صورت تیغه جدایشی در کلیتوپیروکسن‌ها دیده می‌شود. برخی از این تیغه‌های جدایشی حالت خمیده و منحنی دارند که نشان‌دهنده دگرشکلی دمای بالای پیروکسن‌هاست.

– **بازبلورشی دینامیکی (Dynamic recrystallization)**: در دماهای به نسبت بالا، تحرک در مرز بلور بیشتر و سبب ایجاد باز بلورشی با مهاجرت مرز دانه (Grain boundary migration) می‌شود. این فرایند موجب افزایش همبری بلورها می‌شود (Passchier and Trouw, 2005). مهاجرت مرز دانه با رشد بلورهای جدید در طول مرزهای دانه‌ای، همراه با اشکال دنداندار (Serrated) و لوبیت (Lobate) مشخص می‌شود (Blenkinsop, 2002). پورفیروکلاست‌های الیون، ارتوپیروکسن و کلیتوپیروکسن در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها تحت نفوذ مرز بلورهای الیون ریز دانه، کلیتوپیروکسن و اسپینل قرار گرفته است. این ریزساختارها موجب ایجاد مرزهای منحنی‌گون و نامنظم شده‌اند (شکل ۳-ه).

– **ریزبودیناز (Microboudinage)**: این ریزساختارها در دونیت‌ها و کرومیت‌های توده اولترامافیک ده‌شیخ دیده می‌شوند. کرومیت‌ها در زمینه دونیتی به‌عنوان لایه‌ای شکننده و دونیت‌ها به‌عنوان لایه‌ای نوردپذیر رفتار می‌کنند. در اثر کشیدگی، ریزبودیناز در شرایط دمای بالا در کرومیت‌ها ایجاد شده است (شکل ۴-الف).

– **ریزشکستگی کشش-جدایش (Pull-apart microfracture)**: در برخی از کرومیت‌ها ریزشکستگی‌های نیمه‌موازی یا کشش-جدایش دیده می‌شود (شکل ۴-ب)؛ این ریزشکستگی‌ها از شکل‌های بافتی دما و فشار بالا در کرومیت‌های تغییر شکل یافته هستند که عمود بر سوی تنش محلی شکل می‌گیرند (Najafzadeh et al., 2008). همچنین این ریزساختارها ممکن است ناشی از دگرشکلی نوردپذیر در اذخالی‌های ریزدانه الیون در زمینه غنی از کرومیت باشند (Nicolas, 1989). وجود ریزشکستگی‌های کشش-جدایش می‌تواند نشان‌دهنده کرومیت‌های پودی‌فرم باشد (Thayer, 1964). کانسارهای کرومیت دارای ساختارهای کشش-جدایش، از ویژگی‌های نهشته‌های کرومیت هماهنگ (Concordant) هستند که با افزایش واتش نوردپذیر به وجود آمده‌اند (Nicolas, 1989).

– کشیدگی و طول‌شدگی بلور (Extension) و خطواره کانایی (Mineral Lineation):

پورفیروکلاست‌های الیون، پیروکسن و برخی از بلورهای کرومیت، در واحدهای سنگی مجموعه ده‌شیخ کشیدگی و طول‌شدگی نشان می‌دهند (شکل‌های ۴-ج و د). این کشیدگی و طول‌شدگی کانی‌ها به احتمال حاصل دگرشکلی نوردپذیر گوشته‌ای در شرایط دما و فشار بالاست (Mercier and Nicolas, 1975). برخی از بلورهای کرومیت در هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها و کرومیت‌های توده اولترامافیک ده‌شیخ نیز در یک سو انتظام یافته‌اند و یک جهت‌یابی ترجیحی را به صورت خطواره کانایی نشان می‌دهند (شکل ۴-و)؛ این جهت‌یافتگی می‌تواند نشانگر دما و فشار بالایی باشد که طی آن اسپینل‌ها به صورت کشیده و جهت یافته درآمده‌اند (Mercier and Nicolas, 1975). کشیدگی کرومیت‌ها موجب ایجاد شکستگی و جدا شدن قطعات آنها از هم شده است.

تیره در هارزبورژیت‌ها و سیاه در دونیت‌ها دیده می‌شوند. نسل‌های مختلفی از اسپینل‌ها نیز در واحدهای سنگی این مجموعه دیده می‌شود. اسپینل‌های نوع اول اندازه‌ای متغیر میان ۰/۱ تا ۳ میلی‌متر دارند (شکل ۷-ج). این کانی‌ها بی‌شکل تا کاملاً شکل‌دار، بدون شکستگی و دارای دربردارایی‌هایی از کانی‌های الیون و پیروکسن هستند. نوع دوم اسپینل‌ها کاملاً بی‌شکل (کمتر از ۲ میلی‌متر) و دارای شکستگی و حفرات بسیار و بافت غربالی هستند که با کلینوپروکسن و الیون پر شده‌اند. این اسپینل‌ها به احتمال ناشی از ذوب نامتجانس ارتوپروکسن‌های غنی از کروم و آلومینیم هستند (Pagé et al., 2008). کانی‌های اسپینل نوع سوم درون ارتوپروکسن‌های نسل اول دیده می‌شوند و به احتمال ناشی از واکنش مذاب با سنگ هستند (Pagé et al., 2008). وجود نسل‌های مختلف کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل در مجموعه ده‌شیک نشانگر شکل‌گیری این کانی‌ها در شرایط دما و فشار مختلف است. افزون بر این، وجود پورفیروکلاست‌های الیون و پیروکسن و بافت‌های پروتوگرانولار تا پورفیروکلاستیک در واحدهای سنگی این مجموعه، نشان‌دهنده منشأ گوشته‌ای این مجموعه است. (Peighambari et al., 2011) نیز با مطالعه شیمی کانی‌ها و سنگ کل، پریدوتیت‌های ده‌شیک را به‌عنوان گوشته باقیمانده و مربوط به محیط‌های اقیانوسی دانسته‌اند. از جمله این شواهد می‌توان به وجود منطقه‌بندی نوسانی پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن موجود در هارزبورژیت‌ها و لرزولیت‌ها و ترکیب پیروکسن‌ها در محدوده پیروکسن‌های فشار بالا اشاره کرد (Peighambari et al., 2011). همچنین این پژوهشگران بر پایه ترکیب شیمیایی کانی‌های الیون، پیروکسن و کروم اسپینل، منشأ گوشته‌ای و پریدوتیت تهی شده یا وابسته به تبلور از مذاب‌های بونیتی را برای مجموعه ده‌شیک پیشنهاد کرده‌اند. بنابراین وجود این شواهد نشانگر منشأ گوشته‌ای و جریان یافتن دی‌پیری توده اولترامافیک ده‌شیک از ژرفای گوشته به سطوح بالایی پوخته است. به باور (Peighambari et al., 2011) پریدوتیت‌های مجموعه ده‌شیک در طی بالاآمدگی، دچار درجات متفاوتی از ذوب بخشی شده‌اند و واکنش‌های مذاب-سنگ تحت شرایط گوشته‌ای رخ داده است. مذاب حاصل، طی عبور از گوشته با پریدوتیت‌های میزبان واکنش داده و همراه با تغییر ترکیب خود، موجب تشکیل نسل‌های مختلفی از کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل شده است. کانی‌های نسل اول در شرایط گوشته‌ای دچار دگرشکلی دما و فشار بالا شده‌اند؛ در حالی که کانی‌های نسل دوم و سوم بدون آثار دگرشکلی هستند. در نتیجه وجود نسل‌های مختلف کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل شاهدهی بر مراحل مختلف تکامل ساختاری-ژئودینامیکی مجموعه ده‌شیک است.

۴-۲. سازوکارهای دگرشکلی و تکامل ریزساختارها

مطالعات میکروسکوپی، دو فاز دمایی دگرشکلی دما بالا و پایین را نشان می‌دهد؛ به‌طوری که ریزساختارهای دما پایین روی ریزساختارهای دما بالا نقش بسته‌اند. این موضوع نشان‌دهنده بالاآمدگی مجموعه اولترامافیک-مافیک ده‌شیک از اعماق گوشته به سطوح بالایی پوخته است. بر پایه این مطالعات، ریزساختارهای دسته اول شامل ماکل‌های دگرشکلی، خاموشی موجی، نوارهای شکنجی، تیغه‌های جدایشی، مهاجرت مرز دانه، ریزبودبناژها، ریزشکستگی‌های کشش-جدایش، کشیدگی و طولیل‌شدگی بلورها، خطواره کانیایی و رخ‌های نوار برشی هستند. این ریزساختارها مربوط به سازوکار دگرشکلی نوردپذیر درون بلوری هستند که دگرشکلی حالت جامد دمای بالای این مجموعه را در یک محیط گوشته‌ای (سست‌کره) نشان می‌دهد. در برابر، ریزساختارهای تماس‌های دانه‌ای فرورفته، لبه صاف شده و نفوذی به درون و رگچه‌ها، تحت سازوکار دگرشکلی انتقال توده پراکنده تشکیل شده‌اند که دگرشکلی حالت جامد و دما پایین این مجموعه را در یک محیط پوخته‌ای (سنگ‌کره) نمایش می‌دهند. در پایان، سازوکار دگرشکلی کاتاکلاستیک با گسترش ریزشکستگی‌ها و ریزگسل‌ها، در هنگام جای‌گیری مجموعه ده‌شیک

دمای پایین و نرخ واتنش بالا، سنگ‌ها شکل خود را با دگرشکلی شکننده تغییر می‌دهند. ریزساختارهای کاتاکلاستیک شناسایی شده در واحدهای سنگی مجموعه ده‌شیک عبارتند از: **ریزشکستگی (Microfracture):** مطالعات میکروسکوپی نشان می‌دهد که بیش از یک مرحله شکستگی دمای پایین وجود دارد. افزون بر ریزشکستگی‌های نامنظم که در نمونه‌ها دیده می‌شود، دو جهت ریزشکستگی اصلی تقریباً عمود بر هم شناسایی شده است (شکل ۶-الف). تقاطع دست‌ریزشکستگی‌های موجود در مقاطع، موجب ایجاد ظاهری پر از شکستگی در الیون‌ها و پیروکسن‌ها شده است. **ریزگسل (Microfault):** درون ریزگسل‌ها بلورهای ریزی از کانی‌های میزبان (الیون و پیروکسن) در زمین‌های از کانی‌های کربناته (برش گسلی) وجود دارند. قطعات معمولاً زاویه‌دار و کمتر منظم هستند. اندازه قطعات از میکرومتر تا میلی‌متر متغیر است. لبه ریزگسل‌ها به‌صورت مسطح و دانه‌های مجاور بیشتر لبه صاف و متشکل از ریزشکستگی هستند. این ریزگسل‌ها با امتداد شمال باختر-جنوب خاور بلورهای الیون، پیروکسن و اسپینل را به‌صورت راست‌الغز راست‌برجابه‌جا کرده‌اند (شکل ۶-ب).

۴-۳. شواهد بالاآمدگی مجموعه اولترامافیک-مافیک ده‌شیک

۴-۱. نسل‌های مختلف کانی‌ها

بر پایه مطالعات ریزساختاری در واحدهای سنگی مجموعه اولترامافیک-مافیک ده‌شیک نسل‌های مختلفی از کانی‌های الیون، پیروکسن و اسپینل شناسایی شده است. پورفیروکلاست‌های الیون نسل اول (۲ تا ۴ میلی‌متر) (شکل‌های ۷-الف و ب)، آثار دگرشکلی از جمله خاموشی موجی، ماکل دگرشکلی و کشیدگی نشان می‌دهند که به احتمال مربوط به دگرشکلی سست‌کره هستند. این کانی‌ها گاه دارای دربردارایی‌هایی از اسپینل و ارتوپروکسن هستند. الیون‌های نسل دوم، کانی‌های ریزدانه بی‌شکلی هستند که آثار دگرشکلی نشان نمی‌دهند و اندازه متغیری در حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دارند (شکل ۷-الف). این بلورها به مرز پورفیروکلاست‌های الیون و پیروکسن نفوذ کرده و سبب ایجاد مرزها و حواشی نامنظم در پیرامون این پورفیروکلاست‌ها شده‌اند. این گروه از الیون‌ها را می‌توان حاصل ذوب نامتجانس کانی ارتوپروکسن یا واکنش با یک مذاب فقیر از سیلیسیم دانست (Kelemen et al., 1992). بلورهای الیون ریزدانه (کمتر از یک میلی‌متر) دیگری نیز وجود دارند که دارای مرزهای تقریباً مستقیم هستند و به‌عنوان نسل سوم الیون‌ها به شمار می‌آیند (شکل ۷-ب). این نوع الیون‌ها بافت موزاییکی و اتصال سه‌گانه نسبت به یکدیگر نشان می‌دهند. این نوع بلورهای الیون حاصل بازبلورش پورفیروکلاست‌های درشت‌تر، در شرایط دگرشکلی سنگ‌کره هستند، به‌طوری که آثار دگرشکلی دما بالا نشان نمی‌دهند. (Peighambari et al., 2011) نیز وجود مقادیر کوچک نئوبلاست‌های الیون با بافت موزاییکی و مرزهای سه‌گانه صاف (الیون‌های نسل سوم) را نشان‌دهنده بازبلورش یا بازپخت (Anneling) الیون‌های نسل اول می‌دانند. ارتوپروکسن‌های نسل اول به‌صورت بلورهای درشتی دیده می‌شوند که شواهد دگرشکلی نوردپذیر از جمله خمیدگی، خاموشی موجی، نوار شکنجی و تیغه‌های جدایشی کلینوپروکسن را نشان می‌دهند. اندازه این پورفیروکلاست‌ها حدود ۲ تا ۵ میلی‌متر است و بیشتر آنها بی‌شکل و دارای مرزهای دانه‌ای سینوسی هستند. در میان پورفیروکلاست‌های ارتوپروکسن و الیون‌ها، ارتوپروکسن‌های نسل دوم به‌صورت بلورهای ریزدانه بی‌شکلی با قطری حدود ۰/۵ تا ۲ میلی‌متر دیده می‌شوند که هیچ‌گونه آثار دگرشکلی نشان نمی‌دهند. کلینوپروکسن‌ها نیز همانند ارتوپروکسن‌ها دو نسل کانیایی را نشان می‌دهند. نسل اول پورفیروکلاست‌هایی (۱ تا ۲ میلی‌متر) به‌صورت دانه‌های منفرد با اشکال نامنظم و دارای شواهد دگرشکلی هستند. کلینوپروکسن‌های دانه‌ریزتر نسل دوم بدون هیچ‌گونه نشانه دگرشکلی به‌صورت میان‌دانه‌ای دیده می‌شوند (شکل ۷-ب). اسپینل‌ها به رنگ‌های متغیر از سرخ تا قهوه‌ای روشن در لرزولیت‌ها، سرخ تا قهوه‌ای

گوشته‌ای قرار گرفته است. سپس سازوکار انتقال توده پراکنده، هنگام بالاآمدگی این دیابیرهای گوشته‌ای در شرایط پوسته‌ای و سازوکار کاتاکلاستیک، پس از جایگزینی مجموعه یاد شده در پوسته قاره‌ای سنندج- سیرجان، واحدهای سنگی آن را تحت تأثیر قرار داده است. افزون بر این، مطالعات میکروسکوپی نسل‌های مختلفی از کانی‌های یوین، پیروکسن و اسپینل را آشکار کرد که بالاآمدگی این مجموعه، تحت تأثیر شرایط گوشته‌ای (سست کره) و سپس پوسته‌ای (سنگ کره) را تأیید می‌کند.

سیاسگزاری

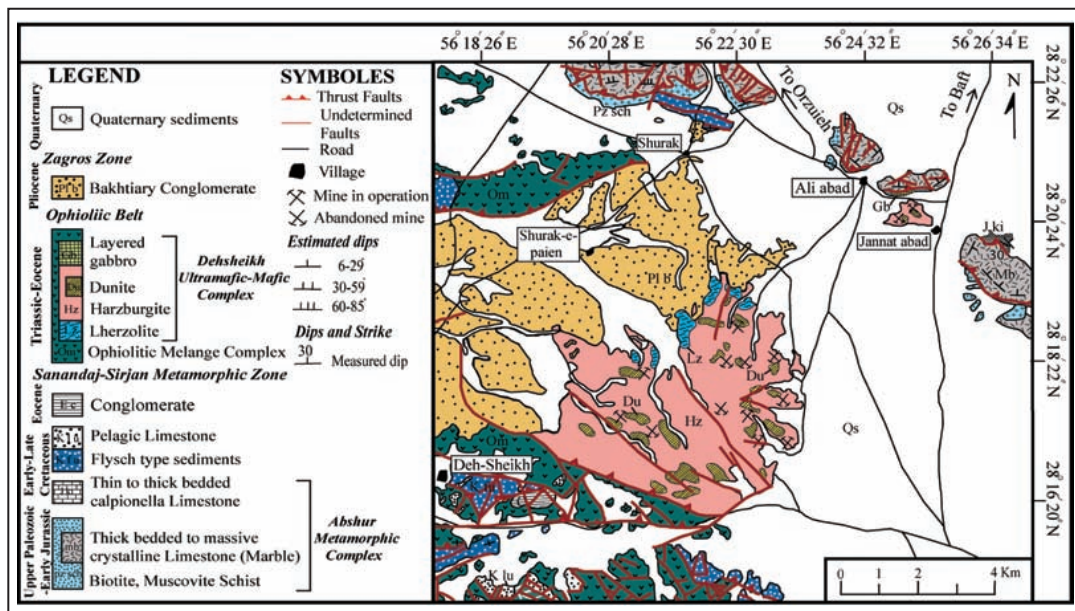
از شرکت مهندسین مشاور سورگان پارسه برای حمایت‌های مالی‌شان و از آقایان بهروز اسدی و ایمان دهداری به علت همراهی و زحمات بی‌دریغشان طی عملیات میدانی سیاسگزاری می‌شود. این نوشتار بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد نویسنده نخست در دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته کرمان است.

یا پس از آن، واحدهای سنگی این مجموعه را تحت تأثیر قرار داده است. به‌طور خلاصه، وجود ۳ نسل ریزساختار یاد شده، گذر از محیط دگرشکلی نوردپذیر گوشته‌ای (سست کره) به محیط دگرشکلی نوردپذیر- شکننده و در پایان محیط شکننده پوسته‌ای (سنگ کره)، هنگام بالاآمدگی و جایگزینی مجموعه اولترامافیک- مافیک ده‌شیخ در پوسته قاره‌ای سنندج- سیرجان را نشان می‌دهد.

۵- نتیجه‌گیری

بر پایه مطالعات انجام گرفته، مجموعه اولترامافیک- مافیک ده‌شیخ در هنگام بالاآمدگی و جایگزینی از شرایط گوشته‌ای به ژرفای کم پوسته قاره‌ای دچار دگرشکلی شده و ۳ نسل ریزساختار در این مجموعه تشکیل شده است. این ریزساختارها تحت سازوکارهای دگرشکلی نوردپذیر درون بلوری، انتقال توده پراکنده و کاتاکلاستیک تشکیل شده‌اند. در ابتدا در اثر بالاآمدگی دیابیرهای گوشته‌ای، مجموعه ده‌شیخ تحت تأثیر سازوکار نوردپذیری درون بلوری در شرایط

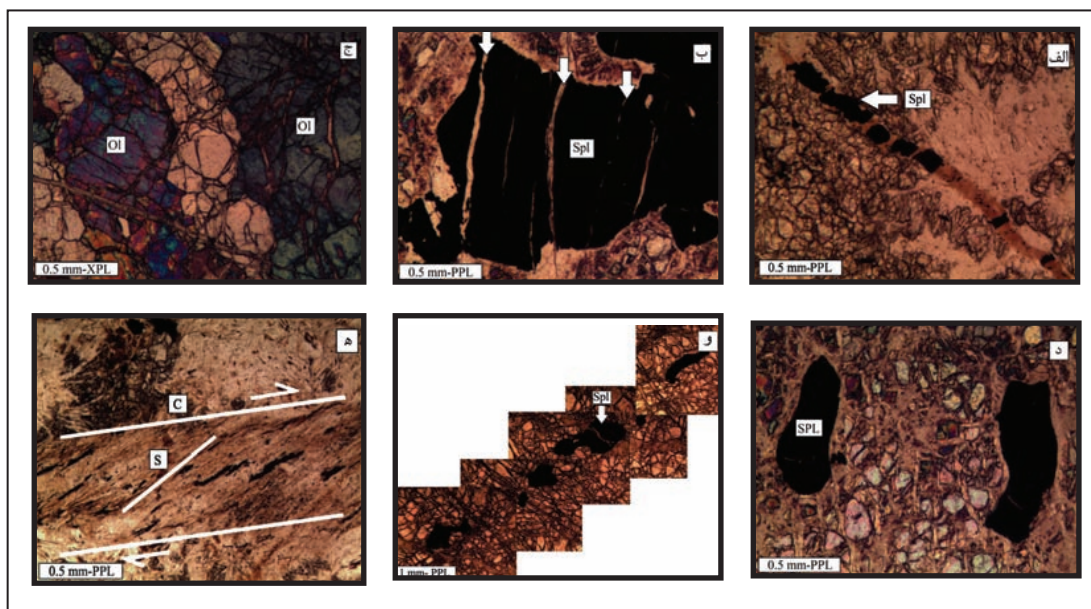
شکل ۱- نقشه پراکندگی افیولیت‌ها، آمیزه‌های افیولیتی و گسل‌های اصلی ایران. کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه با یک چهارگوش خاکستری نشان داده شده است. اختصارها: مفصل برخوردی قاره- قاره پالتوتیس (PTC-CCS)، مفصل تصادمی کمان- کمان نوتتیس (NTA-ACS)، مفصل برخوردی کمان- قاره نوتتیس (NTC-ACS)، خط عمان (O.L)، گسل تراگذر درون قاره‌ای (ITF) و گسل رانده (TF). افیولیت‌ها: خوی (Kh)، کرمانشاه (Kr)، نیریز (Ny)، حاجی‌آباد (Hj)، اسفندقه (Es)، فاریاب (Fa)، فوج- مسکوتان (Fm)، ایرانشهر (Ir)، بند زیارت (Bz)، کهنوج (Kah)، بافت (Bf)، شهربابک (Shb)، گوغر (Go)، دهشیر (Deh)، نائین (Na)، انارک (An)، رشت (Rs)، سیزه‌وار (Sb)، مشهد (Ms)، بیرجند (Bj) و چهل کوره (Tk) (با تغییرات از Ghazi et al., 2004).



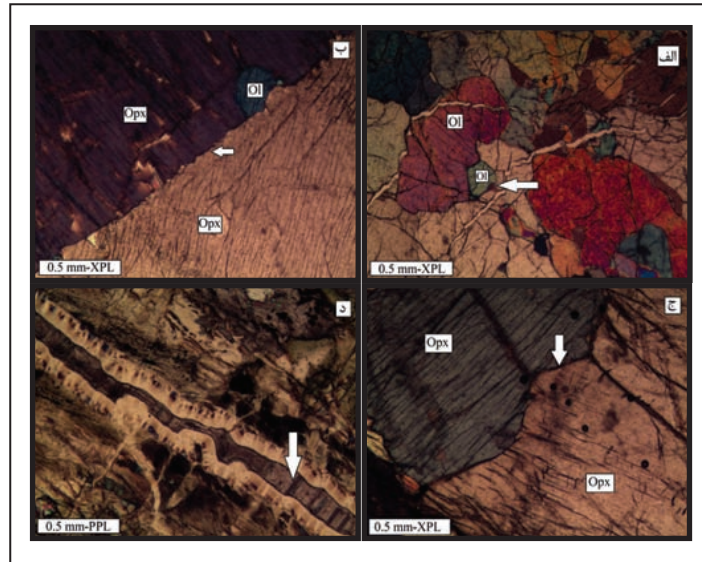
شکل ۲- نقشه ساده زمین‌شناسی مجموعه اولترامافیک- مافیک ده‌شیخ (با تغییرات از سهندی و همکاران (۱۳۸۶)).



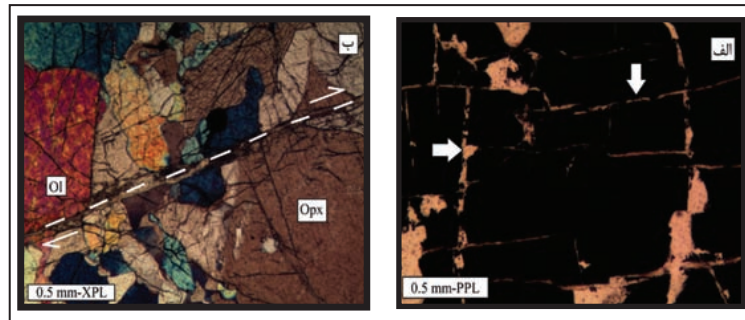
شکل ۳- شواهد میکروسکوپی سازوکار نوردپذیر درون بلوری در مجموعه ده‌شیخ، پیکان‌های سفید ریزساختارهای مورد نظر را نشان می‌دهند. الف) الیون (Ol)، ارتوپروکسن (Opx) و پلاژیوکلاز (Pl) با ماکل رشدی پلی‌سنتتیک در گابرو؛ ب) ماکل دگرشکلی پورفیروکلاست الیون در لرزولیت؛ ج) خاموشی موجی الیون در لرزولیت؛ د) نوار شکنجی ارتوپروکسن در ارتوپروکسنیت؛ و) تیغه جدایشی کلینوپروکسن در ارتوپروکسن با دربرداری الیون در لرزولیت؛ ه) مهاجرت مرز دانه الیون به کلینوپروکسن (Cpx) در هارزبورژیت.



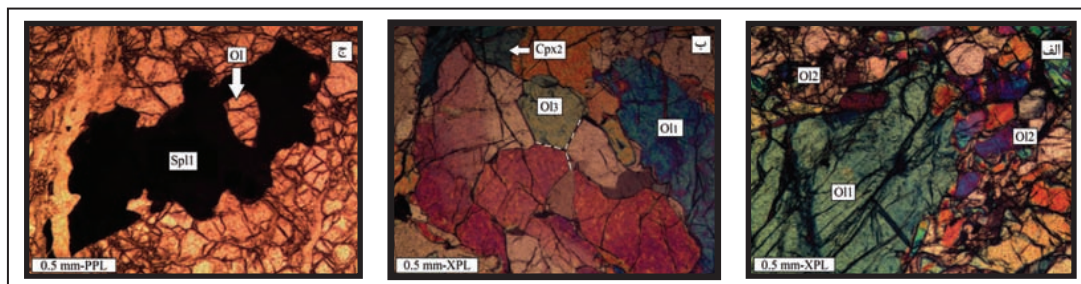
شکل ۴- شواهد میکروسکوپی سازوکار نوردپذیر درون بلوری در مجموعه ده‌شیخ. الف) ریزودیناژ کروم اسپینل (Spl) در دونیت؛ ب) ریزشکستگی‌های کشش- جدایش در کرومیتیت؛ ج) پورفیروکلاست‌های کشیده و طولیل شده الیون در هارزبورژیت؛ د) اسپینل‌های کشیده شده در کرومیتیت؛ و) انتظام کانی‌های کرومیت در هارزبورژیت؛ ه) نمایی از فابریک C در پهنه برشی با برش چیره راست‌بر در هارزبورژیت.



شکل ۵- شواهد میکروسکوپی سازوکار انتقال توده پراکنده در مجموعه ده‌شیخ. الف) تماس دانه‌ای فرورفته میان بلورهای الیون در لرزولیت؛ ب) تماس دانه‌ای لبه صاف شده میان بلورهای ارتوپروکسن در ارتوپروکسنیت؛ ج) تماس دانه‌ای نفوذی به درون میان بلورهای ارتوپروکسن در ارتوپروکسنیت؛ د) رگچه کربناته فیبری (پیکان سفید رنگ) در هارزبورژیت، سرپانتین‌های بلوکی در حاشیه رگچه دیده می‌شوند.



شکل ۶- شواهد میکروسکوپی سازوکار کاتاکلاستیک در مجموعه ده‌شیخ. الف) دو دسته ریزشستگی عمود بر هم (پیکان‌های سفید رنگ) در کرومیتیت‌ها؛ ب) ریزگسل با جابه‌جایی چیره راست بر بلورهای الیون و ارتوپروکسن.



شکل ۷- نسل‌های مختلف کانی‌ها. الف) الیون‌های نسل اول (Ol1) و دوم (Ol2)؛ ب) الیون‌های نسل سوم (Ol3) با اتصال سه‌گانه و کلینوپروکسن نسل دوم (Cpx2)؛ ج) اسپینل بی‌شکل نسل اول (Spl1) با دربرداری الیون.

کتابنگاری

سبزه‌ای، م.، مجیدی، ب.، بربریان، م.، هوشمند زاده، ع. و علوی تهرانی، ن.، ۱۹۹۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰،۰۰۰ حاجی‌آباد، چهارگوش شماره ۱۱۲، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

سهندهی، م. ر.، عزیزیان، ح.، ناظم‌زاده، م.، نوازی، م. و عطاپور، ح.، ۱۳۸۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰،۰۰۰ ارزوئیه، چهارگوش شماره ۷۲۴۶، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران.

References

- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229: 211–238.
- Blenkinsop, T., 2002- Deformation microstructure and mechanisms in minerals and rocks, Kluwer academic publishers, New York, Boston, London, Moscow, Created in the United States of America, 150 p.
- Gansser, A., 1974- The ophiolite mélange, a worldwide problem on Tethyan examples, *Ecologica Geologica, Helvetica*, 67: 4507-4779.
- Ghasemi, A. and Talbot, C. J., 2006- A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran), *Journal of Asian Earth Sciences*, 26: 683–693.
- Ghazi, A. M., Hassanipak, A. A., Mahoney, J. J. and Duncan, R. A., 2004- Geochemical characteristics, 40Ar–39Ar ages and original tectonic setting of the Band-e-Zeyarat/Dar Anar ophiolite, Makran accretionary prism, S.E. Iran, *Tectonophysics*, 393: 175–196.
- Jannessary, M. R., Melcher, F., Lodziak, J. and Meisel, Th. C., 2012- Review of platinum-group element distribution and mineralogy in Chromitite ores from southern Iran, *Ore Geology, Reviews*, 48, 278–305.
- Kelemen, P. B., Dick, H. J. B. and Quick, J. E., 1992- Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle, *Nature*, 358: 635-641.
- Knipe, R. J., 1989- Deformation mechanisms–recognition from natural tectonites, *Journal of Structural Geology*, 11: 127-146.
- Mercier, J. C. C. and Nicolas, A., 1975- Textures and fabrics of upper mantle peridotites as illustrated by xenoliths from basalts, *Journal of Petrology*, 16: 454-487.
- Najafzadeh, A. R., Arvin, M., Pan, Y. and Ahmadipour, H., 2008- Podiform chromitites in the Sorkhband ultramafic complex, Southern Iran: evidence for ophiolitic chromitite, *Journal of sciences Islamic republic of Iran*, 19: 49-65.
- Nicolas, A., 1987- Principles of Rock Deformation, Published by D. Reidel Publishing Company, Originally published in 1984 by Masson under the title Principes de Tectonique Translated from the French by S. W. Morel English text edited by Mainprice, D.H., 217 P.
- Nicolas, A., 1989- Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere: Dordrecht, the Netherlands, Kluwer Academic Publishers, 367p.
- Pagé, P., Bédard, J. H., Schroetter, J. M. and Tremblay, A., 2008- Mantle petrology and mineralogy of the Thetford mines ophiolite complex, *Lithos*, 100: 255–292.
- Passchier, C. W. and Trouw, R. A. J., 2005- Microtectonics, Springer -Verlag Berlin Heidelberg Printed in Germany, 371 P.
- Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H. G. and Daliran, F., 2011- Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehshikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran, *Ore Geology Reviews*, 39: 245–264.
- Sarkarinejad, K., 2005- Structures and microstructures related to steady-state mantle flow in the Neyriz ophiolite, Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 25: 859-881.
- Sarkarinejad, K., 2007- Quantitative finite strain and kinematic flow analyses along the Zagros transpression zone, Iran, *Tectonophysics*, 442: 49-65.
- Sarkarinejad, K., Godin, L. and Faghih, A., 2009- Kinematic vorticity analysis and 40Ar/39Ar geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran, *Journal of Structural Geology*, 31: 691-706.
- Shafaii Moghadam, H. and Stern, R. J., 2011- Late Cretaceous forearc ophiolites of Iranian, Island Arc, 20, 1-4.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J. and Rahgoshay, M., 2010- The Dehshir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt, *Geological Society of America Bulletin*, 122: 1516-1547.
- Shafaii Moghadam, H., Stern, R. J., Chiaradia, M. and Rahgoshay, M., 2013- Geochemistry and tectonic evolution of the Late Cretaceous Gogher-Baft ophiolite, central Iran, *Lithos*, 168-169: 33-47.
- Shojaat, B., Hassanipak, A. A., Mobasher, K. and Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the Sabzevar ophiolite, North Central Iran, *Journal of Asian Earth Sciences*, 21: 1053-1067.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran, *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin*, 52: 1229-1258.
- Thayer, T. P., 1964- Geological features of podiform chromite deposits, *Organisation for Economic Co-operation and Development*, 135-146.
- Vanderwall, D. and Vissers, R. L. M., 1996- Structural petrology of the Ronda peridotite, SW Spain, *Journal of Petrology*, 37 (1): 23-43.

Analysis of the microstructures and deformation mechanisms in the Eastern part of the Dehsheikh ultramafic-mafic complex, Esfandagheh region, South of Kerman province

S. Jalalat Vakil-Kandi¹, M. Shahpasand-Zadeh^{2*}, H. Ahmadi-pour³ and M. Honarmand⁴

¹M.Sc., Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

²Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

³Associate Professor, Department of Geology, Shahid Bahonar University, Kerman, Iran

⁴Assistant Professor, Department of Ecology, Graduate University of Advanced Technology, Kerman, Iran

Received: 2015 August 19

Accepted: 2016 February 13

Abstract

Dehsheikh ultramafic-mafic complex is located in the Esfandagheh ophiolitic mélanges belt of Kerman province. The Dehsheikh complex comprises harzburgite, lherzolite, dunite, chromitite, pyroxenite and layered gabbros. The presence of abundant chromite ore deposits has made this complex important. The complex constitutes part of the Neotethys oceanic lithosphere deformed during upwelling from the upper mantle and later emplacement in the upper levels of the Sanandaj-Sirjan continental crust. Microstructural analysis of this complex reveals three deformation mechanisms including intracrystal plasticity, diffusive mass transfer and cataclasis. The microstructures of deformation twins, wavy extinctions, kink bands, exsolution lamellas, dynamic recrystallizations, microboudins, pull-apart microfractures, mineral stretching and elongation, mineral lineations and shear band cleavages formed due to the intracrystal plasticity deformation mechanism. The diffusive mass transfer deformation mechanism was associated with development of indenting, truncating and inter-penetrating grain contacts and microveins. The cataclasis deformation mechanism was accommodated by development of micro-fractures and micro-faults. This microstructural study also manifested different generations of olivines, pyroxenes and spinels under upper mantle to crustal conditions.

Keywords: Deformation mechanism, Microstructure, Ultramafic-mafic complex, Esfandagheh, Dehsheikh.

For Persian Version see pages 159 to 166

*Corresponding author: M. Shahpasand-Zadeh, E-mail: m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir