

الگوی ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ، آمیزه افیولیتی اسفندقه، جنوب باختر ایران

صحرا جلالت وکیل‌کندی^۱، مجید شاه‌پسند زاده^۲ و مهدی هنرمند^۳ و حمید احمدی‌پور^۴

۱. کارشناس ارشد گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

۲. دانشیار گروه علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

۳. استادیار گروه اکولوژی، دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته، کرمان

۴. دانشیار گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید باهنر، کرمان

تاریخ دریافت: ۹۷/۰۲/۱۹

تاریخ پذیرش: ۹۷/۰۴/۰۴

چکیده

توده پریدوتیتی ده‌شیخ به‌عنوان بخشی از آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در جنوب بافت، در استان کرمان قرار دارد. مطالعه ساختارهای مجموعه‌های افیولیتی به لحاظ درک ژئودینامیک کمریندهای کوهزایی از اهمیت زیادی برخوردار است. در این پژوهش، عناصر ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ مورد مطالعه قرار گرفته و الگوی دگرشکلی حاکم بر منطقه و ارتباط آن با کمریند کوهزایی زاگرس مطالعه شده است. چین‌خوردگی نوارهای کرومیتیتی، دایک‌های دونیتی-پیروکسنیتی و توسعه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر تا شکننده (گسل‌ها و رگه‌های منیزیت) ساختارهای اصلی این منطقه را شکل داده‌اند. شواهد ساختاری نشان‌دهنده رویداد دو مرحله متوالی دگرشکلی کششی/تراکشی (D_1) و ترافشارشی راست‌بر (D_2) در این منطقه است. دگرشکلی کششی/تراکشی اولیه در یک محیط پشت قوسی حین صعود توده پریدوتیتی ده‌شیخ سبب جایگزینی این گوشته لیتوسفری در اعماق کم پوسسته با دگرشکلی کرومیتیت‌ها و تزریق دایک‌های دونیتی-پیروکسنیتی شده است. دگرشکلی ترافشارشی راست‌بر بعدی با تشکیل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر-شکننده موجب جایگزینی آن در پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سندانج-سیرجان شده است.

واژه‌های کلیدی: آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه، تحلیل ساختاری، توده پریدوتیتی ده‌شیخ، زاگرس.

مقدمه

خاورمیانه (مانند ترکیه، سوریه، یونان، اروپای خاوری، قبرس و دینایدز-هلنیدز مدیترانه) را به افیولیت‌های آسیای خاوری (مانند عمان، افغانستان و پاکستان) متصل می‌نماید (Sengor, 1990; Alavi, 1994; Robertson, 2002; Shojaat et al. 2003; Dilek and Furnes, 2009). بخشی از کمریند افیولیتی تتیس در ایران به‌صورت باریکه‌ای در شمال خاور کمریند چین‌خورده-رانده زاگرس ظاهر

افیولیت‌ها نقش مهمی در درک تحولات ژئودینامیک، ویژگی‌های ژئوشیمیایی-سنگ‌شناسی و فرآیندهای زمین‌ساختی و ماگمایی لیتوسفیرهای اقیانوسی در طول زمان دارند. کمریند افیولیتی تتیس از طولانی‌ترین کمریندهای افیولیتی جهان است که از قبرس تا عمان با طولی حدود ۳۰۰۰ کیلومتر امتداد دارد. این کمریند، افیولیت‌های

* نویسنده مرتبط: m.shahpasandzadeh@kgut.ac.ir

داده‌های ساختاری با استفاده از کمپاس برون‌تون در ۲۸ ایستگاه ساختاری برداشت گردیده و نقشه دقیق ساختاری منطقه (با مقیاس ۱:۲۰/۰۰۰) تهیه شده است. این نقشه با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای Aster و Google Earth، نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰/۰۰۰ ارزوئیه (سهندی و همکاران، ۱۳۸۶) و عکس‌های هوایی (مقیاس متوسط ۱:۵۰/۰۰۰) منطقه مورد مطالعه تهیه گردیده است. در هر ایستگاه ساختاری، هندسه عناصر ساختاری و شواهد جنبشی برداشت و تحلیل شده است. استریوگرام این عناصر ساختاری با استفاده از نرم‌افزار Faultkin و Rockware، Tectonics FP بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت) ترسیم و تفسیر شده است.

زمین‌شناسی ناحیه‌ای

توده پریدوتیتی ده‌شیخ بین طول‌های جغرافیایی $۵۶^{\circ}۱۹'۰۸''$ و $۵۶^{\circ}۲۵'۵۰''$ خاوری و عرض‌های جغرافیایی $۲۸^{\circ}۱۶'۰۴''$ و $۲۸^{\circ}۲۱'۰۳''$ شمالی، در کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در جنوب خاور ایران، در استان کرمان قرار دارد (شکل ۲). در بخش شمال-شمال خاور این توده، رخنمون‌های کوچکی از مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشوراز پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سندرچ-سیرجان (Sarkarinejad, 2007; Sarkarinejad et al., 2009) قرار دارد. بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ با نهشته‌های کواترنری و بخش شمال باختر-باختر آن با کنگلومرای بختیاری پوشیده شده است (شکل ۲). توده پریدوتیتی ده‌شیخ از واحدهای سنگی هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، پیروکسنیت، کرومیتیت و گابروهای لایه‌ای تشکیل شده است.

هارزبورژیت واحد سنگی اصلی تشکیل‌دهنده توده پریدوتیتی ده‌شیخ است که نسبت به سایر واحدها از مقاومت بیشتری برخوردار بوده و همین امر موجب ایجاد توپوگرافی مرتفع و صخره‌ای شده است. دونیت‌ها عمدتاً به صورت عدسی‌شکل، نامنظم، نواری و به صورت پراکنده توسط هارزبورژیت‌ها احاطه شده‌اند. لرزولیت‌ها خارجی‌ترین قسمت توده را شکل داده و در ضلع شمال-شمال خاور

گشته است. در سال‌های اخیر پژوهش‌های متعددی بر روی افیولیت‌های تتیس به‌ویژه افیولیت‌های عمان، قبرس و ترکیه صورت گرفته است (مانند Floyd et al., 1998; Robertson, 2002; Godard et al., 2006)، اما مطالعات اندکی در زمینه تحلیل ساختاری و الگوی دگرشکلی افیولیت‌های کمربند کوهزایی زاگرس، با وجود گسترش زیاد آنها انجام گرفته است (Sarkarinejad, 2005).

منطقه ده‌شیخ به‌عنوان بخشی از کمربند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه، در انتهای جنوب خاوری پهنه راندگی‌های زاگرس در محل تلاقی با آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی رخنمون دارد (سبزه‌ای و همکاران، ۱۹۹۴، شکل ۱). آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه، بخشی از کمربند آمیزه‌های افیولیتی زاگرس بیرونی به شمار می‌آیند (شکل ۱، Jannessary et al., 2012; Shafaii Moghadam and Stern, 2011). افیولیت‌های کمربند کوهزایی زاگرس، پهنه زمین‌درز ما بین عربستان و اوراسیا را تعریف می‌نمایند (Stöcklin, 1974) و در بخش مرکزی کمربند افیولیتی کرتاسه پسین تتیس جای دارند (Dilek and Furnes, 2009; Robertson, 2002; Sengor, 1990).

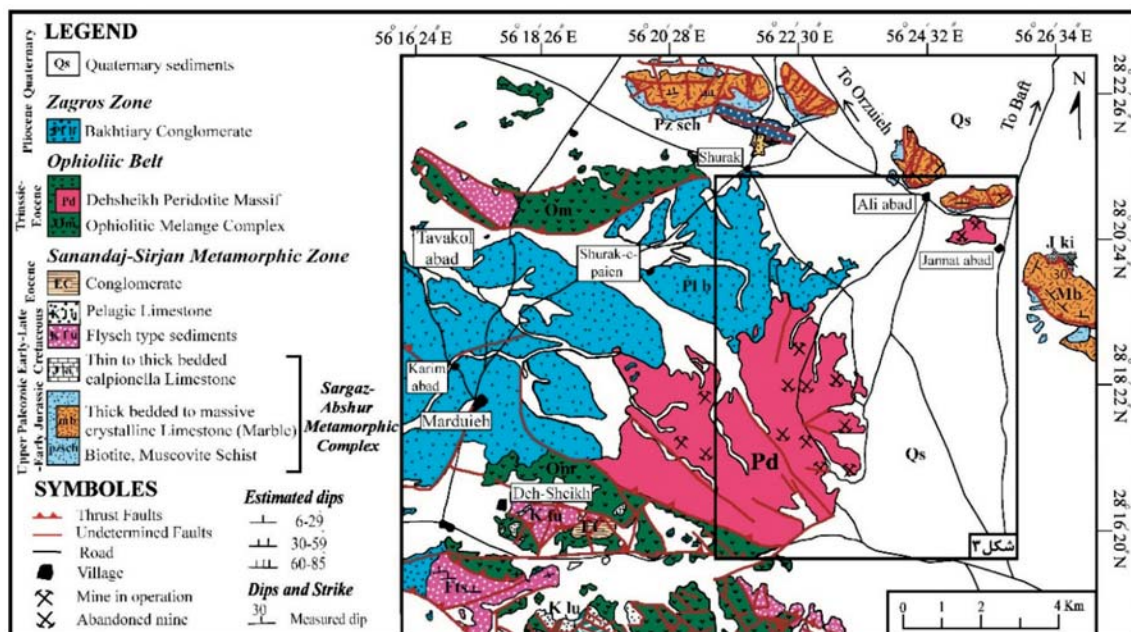
تحلیل هندسی و جنبشی عناصر ساختاری و شناسایی الگوی دگرشکلی حاکم بر توالی‌های افیولیتی-آمیزه‌های افیولیتی منطقه مورد مطالعه، با توجه به اهمیت آن‌ها در درک ژئودینامیک کمربند کوهزایی زاگرس به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ-همالیا، دارای اهمیت فراوانی است. هدف از این پژوهش، تحلیل عناصر ساختاری منطقه مورد مطالعه و بررسی الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ در کمربند کوهزایی زاگرس است.

روش مطالعه

به‌منظور انجام مطالعات ساختاری ابتدا تهیه، تحلیل، پردازش و تفسیر نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس‌های هوایی (با مقیاس متوسط ۱:۵۰/۰۰۰) و تصاویر ماهواره‌ای (Aster و Google Earth) منطقه با استفاده از نرم‌افزارهای Arc GIS، ENVI و Adobe Illustrator صورت گرفته است. پس از آن طی چندین مرحله عملیات صحرایی،



شکل ۱. نقشه پراکندگی افیولیت‌ها-آمیزه‌های افیولیتی و گسل‌های اصلی ایران. موقعیت کمر بند آمیزه‌های افیولیتی اسفندقه در شکل نشان داده شده است. افیولیت‌ها: خوی (Kh)، کرمانشاه (Kr)، نیریز (Ny)، حاجی‌آباد (Hj)، اسفندقه (Es)، فاریاب (Fa)، فوج-مسکوتان (Fm)، بافت (Bf)، شهربابک (Shb)، دهشیر (Deh)، نائین (Na)، رشت (Rs)، سبزواری (Sb)، مشهد (Ms)، بیرجند (Bj) و چهل‌کوره (Tk). (با تغییرات از Ghazi et al., 2004)



شکل ۲. نقشه زمین‌شناسی ساده‌شده توده پریدوتیتی ده‌شیخ (با تغییرات از نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰,۰۰۰ از ژوئیبه) سهندی و همکاران، (۱۳۸۶). موقعیت شکل ۳، با کادر مستطیلی سیاه مشخص شده است

فازهای کانیاپی را نشان می‌دهند (شکل ۴ الف). تفاوت در زمان تبلور و تغییر در میزان کانی‌های الیوین، پیروکسن و پلاژیوکلاز موجب ایجاد این لایه‌بندی شده است. در قاعده گابروهای لایه‌ای، لایه‌های تیره غنی از پیروکسن (ضخامت حدود ۱-۱۰ سانتی‌متر) و لایه‌های روشن غنی از پلاژیوکلاز (ضخامت حدود ۰/۶-۰/۱ سانتی‌متر) مشاهده می‌شوند. میانگین موقعیت هندسی لایه‌بندی این گابروها ۲۷۸، ۴۹ NE است (شکل ۴ ب). مرز بین گابروهای لایه‌ای و توده پریدوتیتی به احتمال گشته‌ای ده‌شیخ، به‌عنوان مرز موهو پترولوژیکی در قاعده این برش لیتوسفر اقیانوسی نئوتتیس پیشنهاد می‌شود.

تحلیل هندسی دونیت‌ها- کرومیتیت‌ها و چین‌خوردگی نوارهای کرومیتیتی

در برخی مناطق، کرومیتیت‌های موجود در دونیت‌ها دارای بافت نوری هستند (شکل ۵ الف-ب). در واقع، در این مناطق توالی لایه‌های غنی از کرومیت و الیوین (لایه‌های کرومیتیت و دونیت) تشکیل شده که لایه‌بندی کرومیتیت‌ها را تعریف می‌نمایند. در این مناطق، مرز مشخصی بین کرومیتیت و دونیت وجود دارد که لایه‌بندی ایزومودال را شکل داده است، اما گاهی این لایه‌بندی تدریجی^۲ است (Irvine, 1982) (شکل ۵ ب). ضخامت لایه‌های کرومیتیتی بین ۱ تا ۱۰ سانتی‌متر متغیر است. این نوارهای کرومیتیتی دارای میانگین موقعیت هندسی ۵۷، ۳۱۸ NE، تقریباً به‌موازات لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای هستند (شکل ۶).

در منطقه مورد مطالعه، کرومیتیت‌ها متحمل کشیدگی و طولیل‌شدگی شده که با تشکیل و توسعه ساختارهای ریزبودیناژ^۳ (شکل ۵ پ)، ریزشکستگی‌های کشش-جدایش^۴ (شکل ۵ ت) و خطواره کانیاپی^۵ (شکل ۵ ث) همراه بوده است. ریزبودیناژها در مقیاس میکروسکوپی در اثر اعمال فشارش و کشیدگی، به‌موازات محور کشیده کرومیت‌ها در شرایط دمای بالا ایجاد می‌شوند (Misch, 1969; Ji and Zhao, 1993). ریزشکستگی‌های

1. Isomodal layering
2. Modally graded layering
3. Microboudinage
4. Pull-apart microfractures
5. Mineral lineation

توده پریدوتیتی ده‌شیخ به شکل تپه‌های نارنجی رنگ قابل مشاهده هستند که عمدتاً توسط کنگلومرای بختیاری پوشیده شده‌اند. پیروکسنیت‌ها به‌صورت دایک‌های ارتوپروکسنیتی و کلینوپروکسنیتی گزارش می‌شوند. در توده پریدوتیتی ده‌شیخ، کانسارهای کرومیتیتی در معادن متعددی توسط شرکت معادن کرومیت اسفندقه به‌صورت روباز یا زیرزمینی به‌طور فعال استخراج می‌شوند. این کانسارها به‌صورت عدسی‌شکل، نامنظم و پراکنده، دایک‌ها، رگه‌ها، غلاف‌ها و یا لایه‌هایی با چندین متر طول و چندین متر ضخامت مشاهده می‌شوند. دونه‌ها، سنگ میزبان کرومیت‌ها محسوب می‌شوند. کانسارهای کرومیتیتی بافت‌های اولیه دانه‌پراکنده، توده‌ای، گره‌ای (دانه‌تسبیجی)، لایه‌بندی دانه‌تدریجی و نواری و بافت‌های ثانویه ناشی از دگرشکلی شکل‌پذیر شامل بافت جریان‌ی یا شلیرن، کشیدگی، طولیل‌شدگی و بودین‌شدگی را نشان می‌دهند. گابروهای لایه‌ای در بخش شمال خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ، در مجاورت مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشور رخنمون یافته‌اند (شکل ۳).

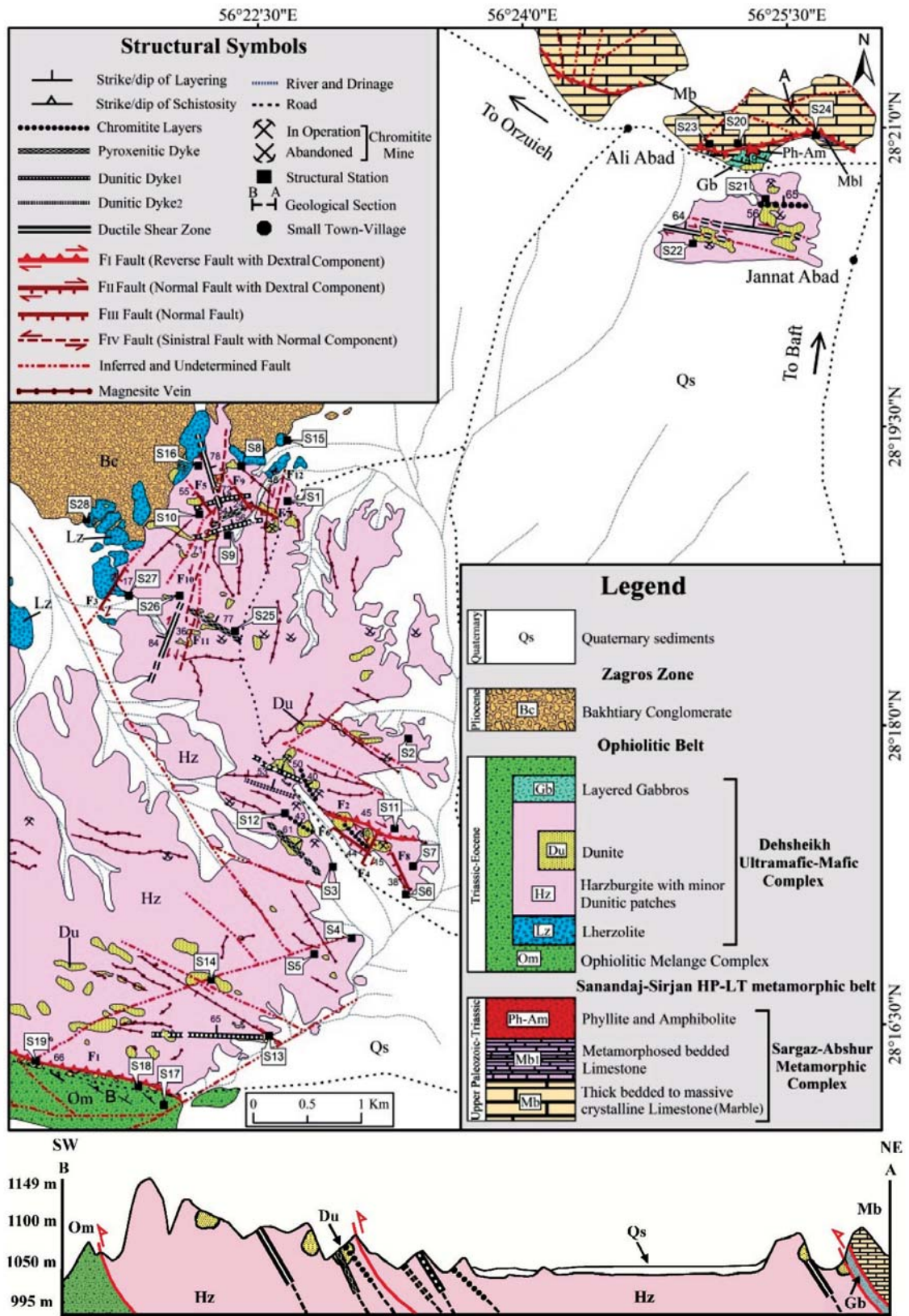
بحث

تحلیل هندسی و جنبشی ساختارها

به‌منظور تحلیل ساختاری و بررسی الگوی دگرشکلی ناحیه‌ای بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ، (۱) لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای، (۲) لایه‌بندی و چین‌خوردگی-کشیدگی واحدهای دونیت-کرومیتیت، (۳) دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی، (۴) پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و (۵) گسل‌ها و رگه‌های منیزیت مورد بررسی قرار گرفته است. در ادامه، ویژگی‌های هندسی و جنبشی هر یک از ساختارهای یادشده ارائه شده است.

تحلیل هندسی لایه‌بندی گابروهای لایه‌ای

گابروهای لایه‌ای، بخش مافیک توده پریدوتیتی ده‌شیخ را تشکیل می‌دهند که در زمینه‌ای از سنگ آهک‌های متبلور سفید رنگ و مرمرهای مجموعه‌های دگرگونی سرگز-آبشور رخنمون یافته‌اند. این گابروها لایه‌بندی ایزومودال^۱ (Irvine, 1982) مشخص و آشکاری، ناشی از تغییر در مقدار



شکل ۳. نقشه و برش ساختاری بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ. در این نقشه واحدهای سنگی، موقعیت ایستگاه‌های ساختاری و هندسه-کینماتیک ساختارهای اندازه‌گیری شده، نشان داده شده است

(Coleman, 1977).

تحلیل هندسی دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی

در توده پریدوتیتی ده‌شیخ، دایک‌های ناپیوسته و گسیخته دونیتی و پیروکسنیتی کمابیش موازی با لایه‌بندی دونیت-کرومیتیت‌ها و گابروهای لایه‌ای مشاهده می‌شوند (شکل ۳). در این توده دو نوع دایک دونیتی مشاهده می‌شود. دایک‌های دونیتی نسل اول ($Du d_1$) با میانگین موقعیت هندسی $N 62, 269$ در هارزبورژیت‌ها نفوذ نموده و ضخامت آنها بین ۵۰ سانتی‌متر تا حدود ۳ متر متغیر است (شکل ۶ و ۷ الف). در برخی مناطق دایک‌های پیروکسنیتی در این دایک‌های دونیتی نفوذ نموده و آنها را قطع کرده‌اند (شکل ۷ ب). دایک‌های دونیتی نسل دوم ($Du d_2$) با میانگین موقعیت هندسی $NE 50, 293$ و ضخامت ۱-۱۰ سانتی‌متر به‌طور پراکنده در کانسارهای کرومیتیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۵ ج و ۶). در واقع، دایک‌های دونیتی نسل دوم ($Du d_2$) نوارهای کرومیتی چین‌خورده را قطع می‌نمایند، که جوان بودن تزریق این دایک‌ها نسبت به لایه‌بندی کرومیتیتی و چین‌خوردگی آنها را نشان می‌دهند (شکل ۵ ج). دایک‌های پیروکسنیتی ($d Px$) با ضخامت ۲ سانتی‌متر تا حدود ۲ متر دارای میانگین موقعیت هندسی $NE 67, 287$ هستند (شکل ۶). این دایک‌های پیروکسنیتی نیز بر دو نوع هستند: دایک‌های کلینوپيروکسنیتی و ارتوپيروکسنیتی. دایک‌های کلینوپيروکسنیتی واحدهای سنگی هارزبورژیت‌ها، لرزولیت‌ها، دونیت‌های نامنظم و غلافی، دایک‌های دونیتی نسل اول و کرومیتیت‌ها را قطع نموده‌اند (شکل ۷ ب). در صورتی که دایک‌های ارتوپيروکسنیتی عمدتاً در واحدهای سنگی هارزبورژیتی مشاهده می‌شوند (شکل ۷ پ).

مطالعات نشان می‌دهد دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی توده پریدوتیتی ده‌شیخ، دارای سطح تماس مشخص و ناگهانی با سنگ دیواره هستند و بر این اساس از دایک‌های نوع نفوذی^۴ به شمار می‌آیند (Boudier and

کشش-جدایش، ریزشکستگی‌های کششی نیمه‌موازی هستند که در شرایط دما و فشار بالا، عمود بر جهت تنش محلی در کرومیت‌های تغییرشکل یافته به وجود می‌آیند (Leblanc and Nicolas, 1992; Najafzadeh et al., 2008). این ریزساختارها به احتمال ناشی از دگرشکلی شکل‌پذیر ادخال‌های^۱ ضعیف الیوین در زمینه غنی از کرومیت هستند (Nicolas, 1989). خطواره کانیاپی ناشی از جهت‌یابی ترجیحی و انتظام بلورهای کرومیت در جهت کشش است که می‌تواند نشانگر دما و فشار بالایی باشد که طی آن اسپینل‌ها به‌صورت کشیده و جهت یافته درآمدند (Mercier and Nicolas, 1975). علاوه بر این ساختارها، چین‌های بی‌ریشه یال موازی^۲ (شکل ۵ ج) نیز در کرومیتیت‌ها تشکیل شده است. در این منطقه، چین‌های بی‌ریشه یال موازی به‌صورت ناپیوسته و در زمینه‌ای از کرومیت‌های با بافت دانه‌پراکنده مشاهده می‌شوند. در پهنه لولایی این چین‌ها با میانگین موقعیت هندسی $N 40, E 53$ غنی‌شدگی کرومیت مشاهده می‌شود (شکل ۵ چ). یک یال این چین‌ها دارای میانگین موقعیت هندسی $NW 60, 262$ (A) و یال دیگر دارای میانگین موقعیت هندسی $NE 44, 297$ (B) است (شکل ۵ چ).

بنابر مطالعات (Mercier and Nicolas, 1975)، کشیدگی و طویل‌شدگی کرومیتیت‌ها حاصل دگرشکلی شکل‌پذیر گوشته‌ای در شرایط دما و فشار بالا است. به‌علاوه، چین‌های بی‌ریشه یال موازی به‌احتمال در اثر تخت‌شدگی^۳ شدید کرومیتیت‌ها در شرایط دگرشکلی حالت جامد دمای بالا و یا در پهنه‌های برشی دمای بالا رخ داده است. (Najafzadeh et al., 2008) وجود چین‌های یال موازی را نشانه جابه‌جایی ناگهانی و کوتاه‌شدگی محلی، در اثر دگرشکلی دمای بالای یک ماگمای در حال تبلور می‌دانند. بنابر نظر (Coleman, 1977) نیز چین‌های یال موازی نشانگر شرایط پلاستیک با مرزهای نامشخص هستند. همچنین به عقیده (Den Tex, 1969)، این چین‌خوردگی‌ها به‌احتمال در نتیجه درجه حرارت و فشار بالای گوشته پریدوتیتی دگرگون‌شده تشکیل گردیده‌اند؛ باین‌حال، این ویژگی‌ها اغلب به علت سرپانتینیتی شدن و توسعه ساختارهای شکننده کم‌عمق بعدی پنهان می‌شوند

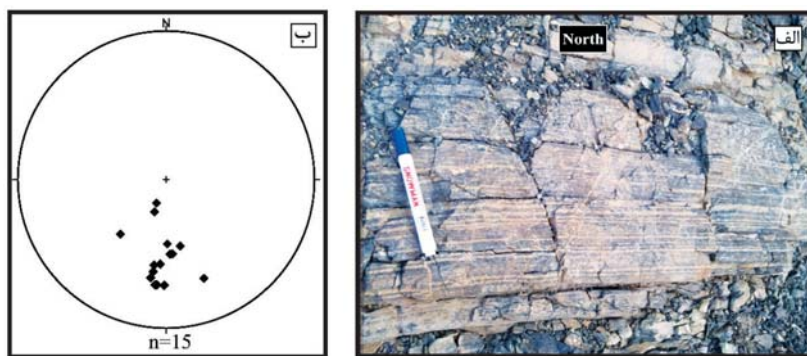
1. Inclusion

2. Rootless isoclinal folds

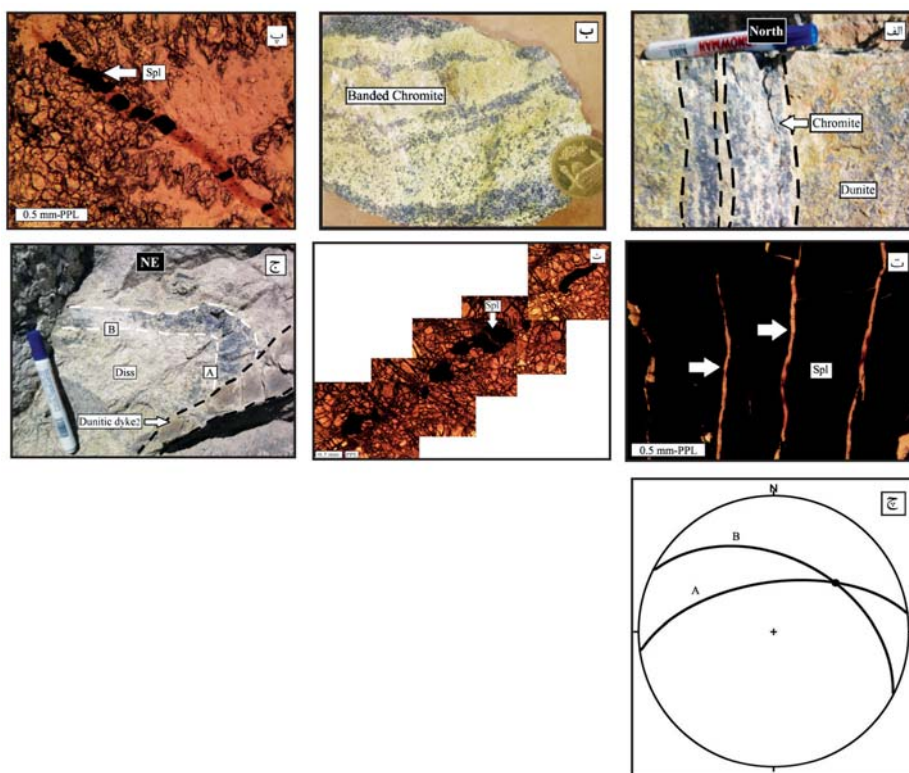
3. Flattening

4. Intrusive

Peighambari et al. (2011)، دایک‌های دونیتی از واکنش مذاب‌های اولیه با سنگ‌های پریدوتیتی در شرایط گوشته‌ای ایجاد شده‌اند. دایک‌های پیروکسنیتی نیز به احتمال حاصل ذوب بخشی و واکنش مذاب/سیال با پریدوتیت‌ها هستند (Kelemen et al., 1992; Peighambari et al., 2011). (Nicolas, 1977; Nicolas and Jackson, 1982). تزریق دایک‌های نفوذی زمانی انجام شده که پریدوتیت‌ها در حالت جامد بوده و نمی‌توانسته‌اند به‌طور قابل ملاحظه با این دایک‌ها واکنش داده باشند (Boudier and Nicolas, 1977; Nicolas and Jackson, 1982). بنا بر مطالعات



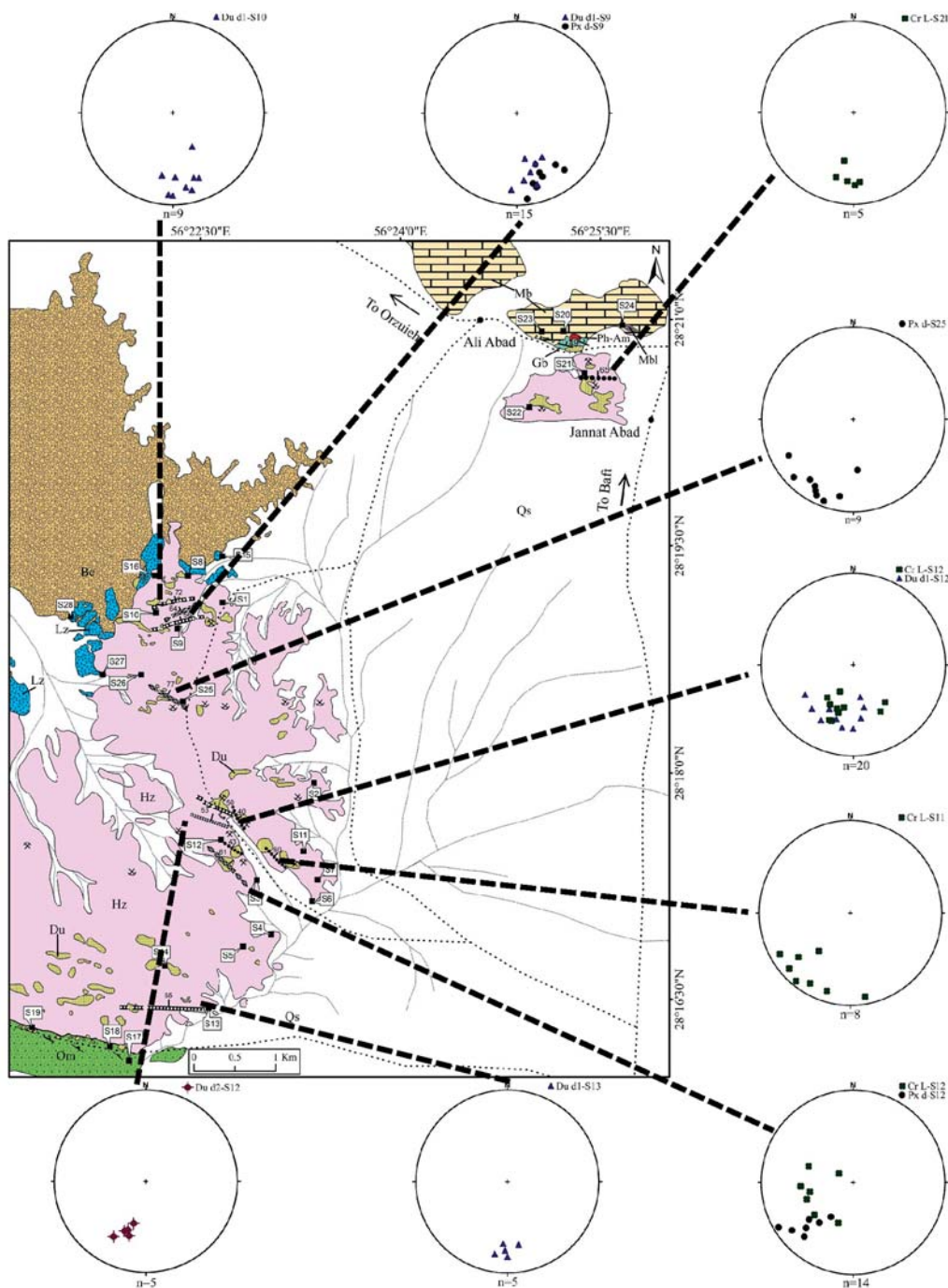
شکل ۴. الف) لایه‌بندی ایزومودال گابروهای لایه‌ای در توده پریدوتیتی ده‌شیخ، در موقعیت UTM $X = 443216$ و $Y = 3135836$ (دید به سمت شمال)، ب) استریوگرام قطب لایه‌بندی گابروها بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت)



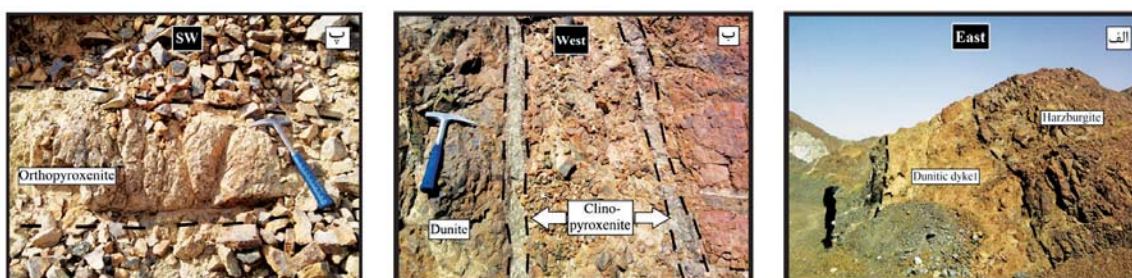
شکل ۵. شواهد دگرشکلی کرومیتیت‌ها در بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ. الف) لایه‌بندی کرومیتیت، در موقعیت UTM $X = 439180$ و $Y = 3129648$ (دید به سمت شمال)، ب) نوارهای کرومیتیت دارای هر دو نوع مرز مشخص و تدریجی با سنگ میزبان دونیتی، پ) ریزودیناژ کروم اسپینل (Spl) در دونیت، ت) ریزشستگی‌های کشش-جدایش در کرومیتیت، ث) انتظام کانی‌های کرومیت در هارزبورژیت، ج) چین‌خوردگی نوار کرومیتیتی (چین بی‌ریشه یا موازی) در زمینه کانسنگ کرومیتیت با بافت دانه‌پراکنده (Diss). این نوار کرومیتیتی چین‌خورده توسط دایک دونیتی قطع شده است، در موقعیت UTM $X = 439119$ و $Y = 3130041$ (دید به سمت شمال خاور)، چ) استریوگرام دوایر بزرگ میانگین موقعیت هندسی نوار کرومیتیتی چین‌خورده (شکل ج) بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت)

پریدوتیتی ده‌شیخ به دو نوع شکل‌پذیر و شکننده (گسل‌ها و پهنه‌های گسلی) قابل تقسیم هستند. در مطالب بعدی، ابتدا پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و سپس پهنه‌های برشی شکننده (گسلی)، مورد تحلیل قرار گرفته‌اند.

تحلیل هندسی و جنبشی پهنه‌های برشی
مطالعات ساختاری در پهنه‌های برشی کمک فراوانی به شناخت سازوکار آن‌ها جهت بازسازی دگرشکلی منطقه مورد مطالعه می‌نماید. پهنه‌های برشی در بخش خاوری توده



شکل ۶. استریوگرام قطب عناصر ساختاری (لایه‌بندی دونیت-کرومیتیت (CrL)، دایک‌های پیروکسنیتی (Px d) و دایک‌های دونیتی دسته اول (Du d₁) و دوم (Du d₂)، بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت). مخفف عناصر ساختاری و شماره ایستگاه‌های ساختاری (S)، در هر یک از استریوگرام‌ها در قسمت بالا-سمت راست درج شده است



شکل ۷. دایک‌های نفوذی در بخش خاوری توده پریدوتیتی ده‌شیخ. الف) دایک دونیتی دسته اول در هارزبورژیت، در موقعیت $X = \text{UTM } 439014$ و $Y = 3130042$ (دید به سمت خاور)، ب) دایک‌های کلینوپیروکسنیتی موازی هم که دایک دونیتی موجود در هارزبورژیت‌ها را قطع کرده‌اند، در موقعیت $X = \text{UTM } 438585$ و $Y = 3132651$ (دید به سمت باختر)، پ) دایک ارتوپیروکسنیتی در هارزبورژیت، در موقعیت $X = \text{UTM } 437997$ و $Y = 3132817$ (دید به سمت جنوب باختر)

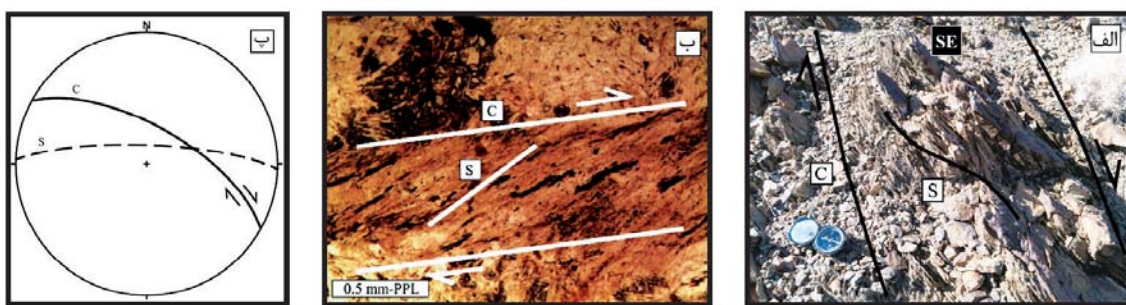
تحلیل هندسی و جنبشی پهنه‌های برشی شکل‌پذیر

پهنه‌های برشی شکل‌پذیر به‌طور پراکنده عمدتاً در شمال-شمال خاور توده پریدوتیتی ده‌شیخ قابل مشاهده هستند (شکل ۳). میانگین ضخامت این پهنه‌ها حدود ۰/۵ متر است. این پهنه‌های برشی عمدتاً با کاهش شدید اندازه دانه‌های سنگ میزبان همراه هستند. رخ نوار برشی نوع C یا S-یک از نشانه‌های اصلی تعیین جهت برش در این پهنه‌های برشی است (شکل ۸ الف). در رخ نوار برشی نوع C، سطوح C نسبت به مرزهای پهنه برشی موازی، اما سطوح S مایل هستند. سطوح S در جهت برش به‌صورت نوارهای خمیده، سبب ایجاد الگوی زیگموییدال شده‌اند. میانگین موقعیت هندسی سطوح C و S، به ترتیب $NE 66, 299$ و $NE 78, 272$ است (شکل ۸ ج). پهنه‌های برشی شناسایی شده در این منطقه، یک برش غالب راستالغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) را نشان می‌دهند.

به‌منظور مقایسه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر در مقیاس‌های مزوسکوپی و میکروسکوپی، از واحدهای سنگی این پهنه‌ها مقاطع نازک میکروسکوپی جهت‌دار تهیه گردیده است. در این مقاطع، فابریک نوع S-C شناسایی شده که برش غالب راستالغز راست‌بر پهنه‌های برشی منطقه مورد مطالعه را تأیید می‌نماید (شکل ۸ ب). این جهت برش به‌خوبی با برش راستالغز راست‌بر سرپانتین‌های رشته‌ای (کریزوتیل) مشخص می‌شود. بنابر این مطالعات، پهنه‌های برشی شکل‌پذیر در مقیاس میکروسکوپی و رخنمون تطابق هندسی-جنبشی مناسبی را با یکدیگر نشان می‌دهند.

تحلیل هندسی و جنبشی پهنه‌های گسلی

گسل‌ها و پهنه‌های گسلی مهم‌ترین و فراوان‌ترین عناصر ساختاری موجود در منطقه مورد مطالعه هستند (شکل ۳). گسل‌ها عمدتاً در واحدهای سنگی هارزبورژیتی و لرزولیتی با طولی حدود ۳-۵/۰ کیلومتر مشاهده می‌شوند. ضخامت پهنه‌های گسلی موجود در این توده پریدوتیتی از ۱۰ سانتی‌متر تا ۴ متر متغیر است. در حواشی و درون پهنه‌های گسلی، رگه‌های منیزیت با ضخامت حدود ۱ سانتی‌متر تا ۳-۲ متر و به دو صورت گل‌کلمی و توده‌ای قابل مشاهده هستند. این رگه‌ها از شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه مورد مطالعه تبعیت نموده و تشکیل آنها توسط این گسل‌ها کنترل شده است. رگه‌های منیزیت گاهی به علت مقاومت بالا در برابر هوازدگی به‌صورت برجستگی‌های صخره مانند بروزند دارند (شکل ۹ الف). در این پهنه‌ها، عمدتاً برش‌های گسلی متشکل از کلاست‌های ریز و درشت زاویه‌دار سنگ‌های میزبان (هارزبورژیت، لرزولیت و یا دونیت) به رنگ‌های سبز لجنی، نارنجی و خاکستری تیره در زمینه‌ای از قطعات بسیار ریز سفید رنگ منیزیت یافت می‌شوند (شکل ۹ ب). این کلاست‌ها بیش از ۳۰ درصد حجم سنگ را شکل می‌دهند و اندازه آن‌ها بین کمتر از یک میلی‌متر تا بیش از ۵/۰ متر متغیر است. در برخی از پهنه‌ها، آرد گسلی و کاتاکلاسیت نیز مشاهده می‌شود. در آرد گسلی تعداد کمی از قطعات زاویه‌دار بزرگ به‌صورت جدا و پراکنده در خمیره دانه‌ریز مشاهده می‌شوند (شکل ۹ ج). اندازه قطعات آرد گسلی عمدتاً ریزتر از ۰/۱ میلی‌متر بوده و خمیره آن کمتر از ۳۰ درصد است.



شکل ۸. الف) پهنه برشی راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) با فابریک رخ نوار برشی نوع C در هارزبورژیت، در موقعیت UTM $X=443304$ و $Y=3135208$ (دید به سمت جنوب خاور)، ب) نمایی میکروسکوپی از فابریک C در پهنه برشی با برش غالب راست‌الغز راست‌بر در هارزبورژیت، پ) استریوگرام دواير بزرگ میانگین موقعیت هندسی سطوح C و S پهنه‌های برشی فوق بر روی نیم‌کره زیرین شبکه هم‌مساحت (اشمیت)



شکل ۹. تصاویر صحرایی رگه‌های منیزیت و پهنه‌های گسلی در توده اولترامافیک ده‌شیخ. الف) رگه صخره‌مانند منیزیت (52° NE) به ضخامت حدود ۳ متر در هارزبورژیت، در موقعیت UTM $X=440089$ و $Y=3129166$ (دید به سمت شمال خاور)، ب) پهنه گسلی متشکل از برش گسلی (262° NW) به ضخامت حدود ۵۰ سانتی‌متر در هارزبورژیت، در موقعیت UTM $X=438662$ و $Y=3132864$ (دید به سمت شمال باختر)، پ) پهنه گسلی متشکل از آرد گسلی (172° SW) به ضخامت حدود ۳۰ سانتی‌متر در هارزبورژیت، در موقعیت UTM $X=439669$ و $Y=3129596$ (دید به سمت جنوب باختر)

الگوی ساختاری ناحیه مورد مطالعه

جدایش، خطواره کانیایی و چین‌های بی‌ریشه یال موازی در آن‌ها تشکیل شده است. وجود این ساختارها به احتمال نشان‌دهنده دگرشکلی شکل‌پذیر حالت جامد دمای بالا در گوشته بالایی زیر لیتوسفر تحت یک رژیم کششی یا تراکشی است. علاوه بر این، طی این مرحله دگرشکلی، دایک‌های دونیتی در هارزبورژیت‌ها و کرومیتیت‌ها و دایک‌های پیروکسنیتی در هارزبورژیت‌ها، دونیت‌ها، لرزولیت‌ها و کرومیتیت‌های توده پریدوتیتی ده‌شیخ تزریق شده‌اند. دایک‌های نفوذی یادشده در مراحل نهایی ذوب بخشی گوشته پریدوتیتی (Peighambari et al., 2011) پس از تشکیل سایر واحدهای سنگی توده پریدوتیتی ده‌شیخ در دیابیر گوشته‌ای در حال بالا آمدن به اعماق کم، تزریق شده‌اند.

دگرشکلی اولیه توده پریدوتیتی ده‌شیخ، نشان‌دهنده این است که این توده ابتدا در محیط زمین‌ساختی کششی/تراکشی

توده پریدوتیتی ده‌شیخ بخشی از گوشته زیر لیتوسفری اقیانوس نفوتتیس را تشکیل می‌دهد که به شکل دیابیری به سمت بخش‌های فوقانی پوسته در بلوک قاره‌ای سندرچ-سیرجان صعود نموده و متحمل ذوب بخشی و متاسوماتیسم گوشته‌ای شده است (Peighambari et al., 2011). مطالعات انجام گرفته بر روی توده پریدوتیتی ده‌شیخ نشان می‌دهد که این توده طی بالا آمدن، تحت تأثیر دو مرحله دگرشکلی متوالی کششی/تراکشی (D_1) و ترافشارشی راست‌بر (D_2) قرار گرفته است. دگرشکلی کششی/تراکشی با توسعه و دگرشکلی ساختارهای کششی، تحت شرایط گوشته‌ای همراه بوده است. در اثر این دگرشکلی، کرومیتیت‌ها در حین یا پس از تشکیل، تحت تأثیر کشیدگی و طولیل‌شدگی قرار گرفته و ساختارهای کششی از جمله ریزبودیناژها، ریزشکستگی‌های کشش-

شده است. مرحله اول دگرشکلی در یک رژیم زمین‌ساختی کششی/تراکشی در حوضه پشت قوسی اسفندقه رخ داده و با دگرشکلی کرومیتیت‌ها و توسعه دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی همراه بوده است. دگرشکلی کرومیتیت‌ها موجب تشکیل ساختارهای کششی از جمله ریزودیناژها، ریزشکستگی‌های کشش-جدایش، خط‌واره کانیاپی و چین‌های بی‌ریشه یال موازی شده است. در پهنه لولایی چین‌های بی‌ریشه یال موازی با میانگین موقعیت هندسی $N40^{\circ}E$ ، 53° غنی‌شدگی کرومیت مشاهده می‌شود. دایک‌های دونیتی و پیروکسنیتی تقریباً به موازات لایه‌بندی دونیت-کرومیتیت‌ها و گابروهای لایه‌ای نفوذ نموده‌اند. این ساختارها دارای امتداد غالب NW-SE هستند. مرحله دوم دگرشکلی با توسعه پهنه‌های برشی شکل‌پذیر و شکننده (گسل‌ها) در یک رژیم زمین‌ساختی ترافشارش راست‌بر همراه بوده است. پهنه‌های برشی شناسایی شده یک برش غالب راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) و میانگین موقعیت هندسی $NE 66^{\circ}$ ، 299° را نشان می‌دهند. شکل‌گیری پهنه ترافشارشی یادشده در این بخش از کمر بند کوهزایی زاگرس را می‌توان به همگرایی مایل ورقه عربی و ایران مرکزی نسبت داد.

سپاسگزاری

این پژوهش بخشی از پایان‌نامه کارشناسی ارشد صحرا جلالت در دانشگاه تحصیلات تکمیلی صنعتی و فناوری پیشرفته را تشکیل می‌دهد. از شرکت مهندسی مشاور سورگان پارسه به علت حمایت‌های مالی در اجرای این پایان‌نامه تشکر می‌شود.

منابع

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

- سهندی، 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.

(حوضه پشت قوسی اسفندقه (Shafaii Moghadam et al., 2010; Shafaii Moghadam et al., 2009)). قرار داشته و سپس شروع به بالا آمدن به سمت بخش‌های فوقانی پوسته در پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان نموده است. مرحله کششی برای بالا آمدن دیپایر گوشته لرزولیتی مجموعه افیولیتی صوغان و ذوب بخشی این دیپایر توسط (Ahmadipour et al., 2003). پیشنهاد شده است. بنابر مطالعات (Ghasemi et al., 2002). نیز تریب دایک‌های گابرویی در مجموعه افیولیتی سیخوران به دنبال بالا آمدگی گوشته و بازشدگی حوضه (پشت قوسی؟) تحت شرایط کششی/تراکشی صورت گرفته است. هم‌چنین مطالعات انجام گرفته توسط (Shafaii Moghadam et al., 2009) بر روی مجموعه‌های افیولیتی نائین-بافت، نشان می‌دهد که این مجموعه‌های افیولیتی در اثر عملکرد یک زمین‌ساخت تراکشی در حوضه‌های پشت قوسی تشکیل شده‌اند. ایشان تشکیل این حوضه‌های تراکشی را ناشی از فرورانش مایل اقیانوس تتیس به زیر بلوک قاره‌ای ایران دانسته‌اند (Shafaii Moghadam et al., 2009).

در مراحل بعدی، توده پریدوتیتی ده‌شیخ تحت تأثیر دگرشکلی ترافشارشی راست‌بر به موازات راستای غالب ساختارهای زاگرس قرار گرفته است. این دگرشکلی موجب تشکیل پهنه‌های برشی شکل‌پذیر راست‌الغز راست‌بر با مؤلفه معکوس (بالا به سمت جنوب خاور) با توسعه رخ نوار برشی نوع S-C در مقیاس رخنمون و میکروسکوپی قرار گرفته است. توسعه این پهنه‌های برشی حین جایگزینی توده پریدوتیتی ده‌شیخ در اعماق کم پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان رخ داده است.

نتیجه‌گیری

توده پریدوتیتی ده‌شیخ از واحدهای سنگی هارزبورژیت، دونیت، لرزولیت، کرومیتیت و گابروهای لایه‌ای تشکیل شده است. این توده بخشی از گوشته زیر لیتوسفری اقیانوس نئوتتیس را تشکیل می‌دهد که طی بالا آمدن و جایگزینی در موقعیت کنونی خود در پهنه دگرگونی فشار بالا-درجه حرارت پایین سنندج-سیرجان متحمل دو مرحله دگرشکلی متوالی کششی/تراکشی (D_1) و ترافشارشی (D_2) راست‌بر

- Ahmadipour, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H., Rastad, E. and Emami, M.H., 2003. Soghan complex as an evidence for paleospreading center and mantle diapirism in Sanandaj-Sirjan zone (South-East Iran). *Journal of Sciences, Islamic Republic of Iran*, 14, 2, 157-172.
- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-238.
- Boudier, F. and Nicolas, A., 1977. Structural controls on partial melting in the Lanzo peridotites, In: H. J. B. Dick (ed), *Magma Genesis*, In: Nicolas, A., *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Oregon Department of Geology and Mineral Industries, 96, 63-68.
- Coleman, R. G., 1977. *Ophiolites, Ancient Oceanic lithosphere?* Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 229.
- Den Tex, E., 1969. Origin of ultramafic rocks, their tectonic setting and history: A contribution to the discussion of the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks", by Wyllie. P.J., *Tectonophysics*, 7, 457-488.
- Dilek, Y. and Furnes, H., 2009. Structure and geochemistry of Tethyan ophiolites and their petrogenesis in subduction rollback systems. *Lithos*, 113, 1-20.
- Floyd, P. A., Yaliniz, M. K. and Goncuoglu, M. C., 1998-Geochemistry and petrogenesis of intrusive and extrusive ophiolitic plagiogranites, Central Anatolian crystalline complex, Turkey. *Lithos*, 42, 225-241.
- Ghasemi, H., Juteau, T., Bellon, H., Sabzehei, M., Whitechurch, H. and Ricou, L.E., 2002. The mafic-ultramafic complex of Sikhoran (Central Iran): a polygenetic ophiolite complex. *Comptes Rendus Geoscience*, 334, 431-438.
- 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.
- Godard, M., Bosch, D. and Einaudi, F., 2006. A MORB source for low-Ti magmatism in the Semail ophiolite. *Chemical Geology*, 234, 58-78.
- Irvine, T.N., 1982. Terminology for layered intrusions. *Journal of Petrology*, 23, 127-162.
- 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.
- Ji, S. and Zhao, P., 1993. Location of tensile fracture within rigid-brittle inclusions in a ductile flowing matrix, *Tectonophysics*, 220, 23-31.
- 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.
- Leblanc, M. and Nicolas, A., 1992. Ophiolitic chromitites. *International Geology Review*, 34, 7, 653-686.
- 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.
- Misch, P., 1969. Paracrystalline microboudinage of zoned grains and other criteria for synkinematic growth of metamorphic minerals, *American Journal Science*, 267, 43-63.
- 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., 1989. *Structure of Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer Academic Publishers, 367.
 - Nicolas, A. and Jackson, M., 1982. High-temperature dikes in peridotites: origin by hydraulic fracturing. *Journal of Petrology*, 23, 568-582.
 - Peighambari, S., Ahmadipour, H., Stosch, H. G. and Daliran, F., 2011. Evidence for multi-stage mantle metasomatism at the Dehsheikh peridotite massif and chromite deposits of the Orzuieh coloured mélange belt, southeastern Iran. *Ore Geology Reviews*, 39, 245-264.
 - Robertson, A. H. F., 2002. Overview of the genesis and emplacement of Mesozoic ophiolites in the Eastern Mediterranean Tethyan region. *Lithos*, 65, 1-67.
 - Sarkarinejad, Kh., 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 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. *Journal of Structural Geology*, 31, 691-706.
 - Sengor, A.M.C., 1990. A New Model for the late Paleozoic-Mesozoic Tectonic Evolution of Iran and Implications for Oman. *Geological Society Special Publication*, 49, 797-831.
 - Shafaii Moghadam, H., Whitechurch, H., Rahgoshay, M. and Monsef, I., 2009. Significance of Nain-Baft ophiolitic belt (Iran): short-lived, transtensional Cretaceous back-arc oceanic basins over the Tethyan subduction zone. *Comptes Rendus Geosciences*, 341, 1016-1028.
 - Shafaii Moghadam, H., Stern, R.J. and Rahgoshay, M., 2010. The Dehsheir ophiolite (central Iran): Geochemical constraints on the origin and evolution of the Inner Zagros ophiolite belt. *Geological Society of America Bulletin*, 122, 9/10, 1516-1547.
 - Shafaii Moghadam, H. and Stern, R.J., 2011. Late Cretaceous forearc ophiolites of Iranian. *Island Arc*, 20, 1-4.
 - 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.
 - Stöcklin, J., 1974. Possible ancient continental margins in Iran. *The Geology of Continental Margins*, Springer, 873-887.