فصلنامه زمین ساخت
تابستان ۱۳۹۷، سال دوم، شماره ۶

تحلیل ساختاری دایک‌های خاور بروجرد

مه‌لقا معمری[۱]، لیلی ایزدی کیان[۲*]

۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران
۲ استادیار، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه بوعلی سینا، همدان، ایران

تاریخ دریافت: ۹۶/ ۰۹/ ۱۷
تاریخ پذیرش: ۹۷/ ۰۱/ ۲۴

چکیده

توده گرانیتوئیدی بروجرد و سنگ‌های دگرگونی در منطقه خاور و شمال خاور بروجرد توسط دایک‌های اسیدی و حدواسط-بازیک قطع‌شده‌اند. دایک‌های اسیدی شامل دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی می‌باشند و دارای دو روند شمال خاور-جنوب باختر و شمال باختر-جنوب خاور بوده و در واحدهای کوارتزدیوریت، گرانیت-گرانودیوریت و هورنفلس رخنمون دارند. دایک‌های حدواسط-بازیک جوان‌ترین فعالیت ماگمایی منطقه می‌باشند و فقط در گرانیت-گرانودیوریت با روند شمال خاور- جنوب باختر رخنمون دارند. برخی از دایک‌های آپلیتی چین‌خورده و دگرشکل و برخی بدون تغییر شکل می‌باشند. با توجه به شواهد و جهت‌یابی دایک‌های اسیدی، این دایک‌ها در چند مرحله در منطقه نفوذ کرده‌اند. همچنین برخی از دایک‌های اسیدی همزمان با دگرشکلی توده گرانیتوئیدی بروجرد در پهنه برشی، دگرشکل شده و شواهد میلونیتی نشان می‌دهند. شواهد حاکی از تشکیل دایک‌های اسیدی در رژیم دگرشکلی پیش‌رونده در این منطقه است. دایک‌های حدواسط-بازیک هیچ تغییر شکل شکل‌پذیر نشان نمی‌دهند ولی اغلب درزه شدگی دارند و برخی از آن‌ها توسط گسل‌ها شکسته و جابجا شده‌اند. دایک‌های حد واسط –بازیک در جهت شکستگی‌های ایجادشده در اثر فشار حاصل از برخورد خرده ورقه عربی و ایران، به‌صورت عمود بر پهنه برخورد تشکیل‌شده‌اند.

کلید واژه‌ها: دگرشکلی، دایک، مکانیسم جایگیری، بروجرد

* نویسنده مسئول: l.izadi@basu.ac.ir

۱-مقدمه

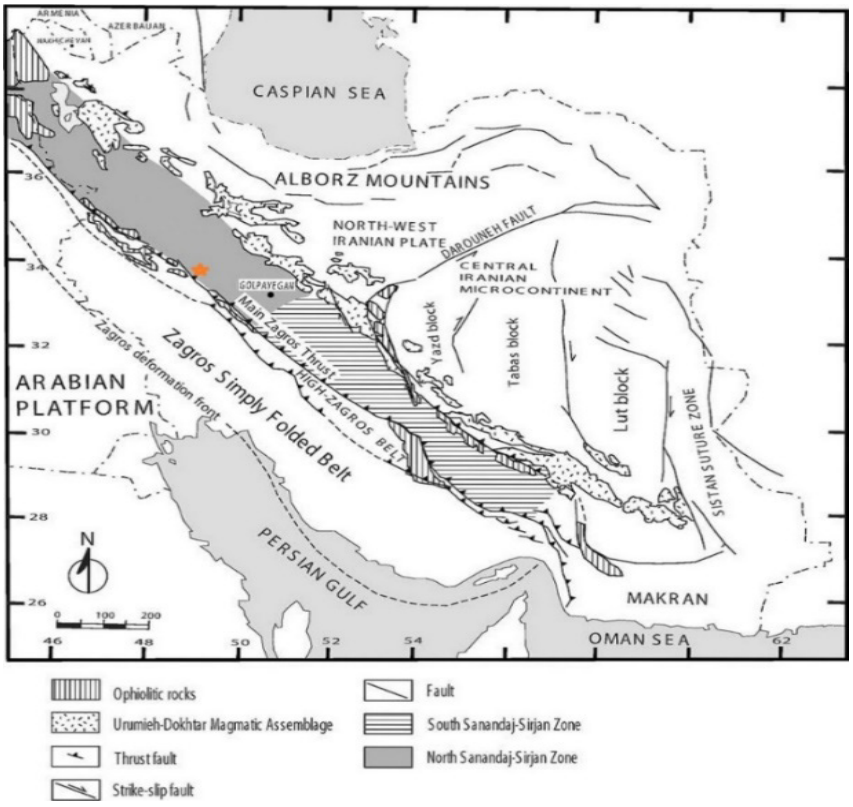
دایک‌ها[1] توده‌های ورقی یا لوحی شکلی هستند که نسبت به سنگ‌ها و لایه‌های اطراف خود متقاطع می‌باشند (سپاهی، ۱۳۸۱). ابعاد دایک‌ها خیلی متغیر است. ضخامت بعضی از آن‌ها فقط چند میلی‌متر است و طول آن‌ها هم از چند سانتی‌متر بیشتر نیست، ولی اکثراً دایک‌ها دارای ضخامتی بین ۳ تا ۶ متر هستند و دایک‌های ضخیم‌تر و نازک‌تر نیز دیده می‌شود (سرابی، ۱۳۷۸). مکانیسم‌های متفاوت برای جایگیری دایک‌ها شناخته‌شده‌اند و اساساً بستگی به روابط بین میدان تنش منطقه و فشار سیال دارند.

۲-زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی منطقه

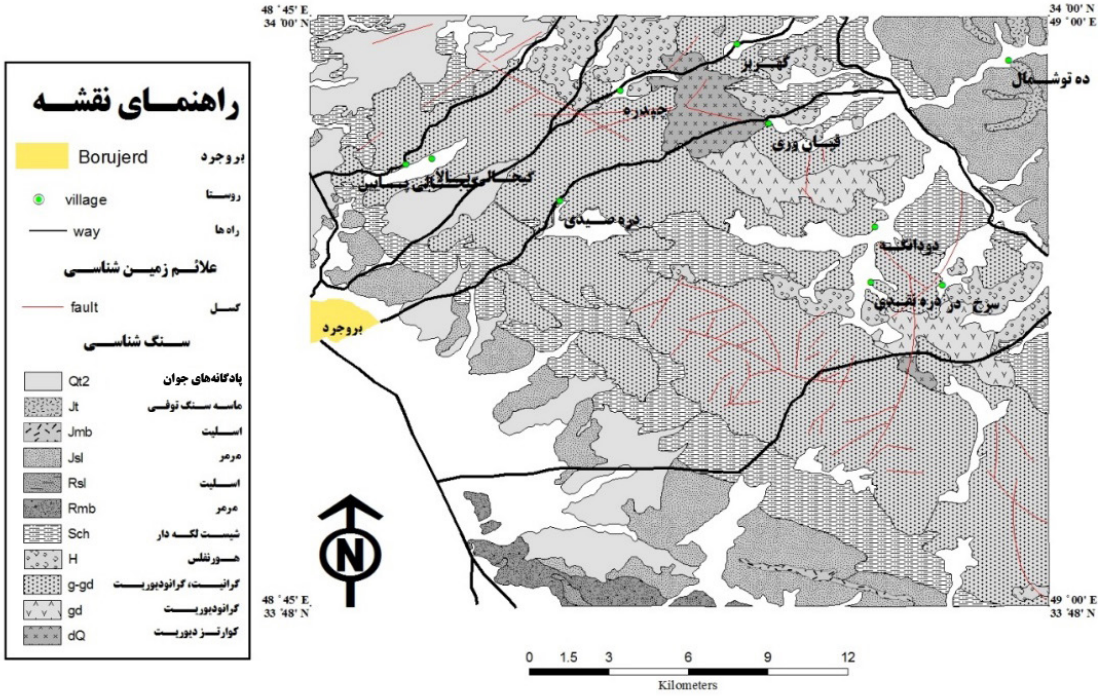
منطقه موردمطالعه بخشی از پهنه ساختاری سنندج-سیرجان می‌باشد که در شمال و شمال خاور بروجرد بین عرض‌های جغرافیایی شمالی ۳۴° و ´۴۸ ۳۳° و طول‌های جغرافیایی خاوری ۴۹° و ´۴۵ ۴۸° قرار دارد(شکل ۱).

قدیمی‌ترین نهشته‌های موجود در این منطقه متعلق به تریاس بوده که در جنوب خاوری بروجرد رخنمون دارند و جدیدترین نهشته‌های آن، آبرفت‌های عهد حاضر است (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۰) (شکل ۲). در این بخش از پهنه سنندج-سیرجان، سنگها تحت تأثیر چندین فاز زمین ساختی قرار داشته‌اند که از میان آن‌ها، رویدادهای زمین ساختی مرتبط با مزوزوئیک اهمیت بیشتری دارند. نخستین رویداد زمین ساختی مزوزوئیک در پهنه سنندج-سیرجان که از آن به‌عنوان سیمرین پیشین یاد می‌شود، در اواخر تریاس میانی رخ‌داده است. دومین رویداد زمین ساختی، پیش از باژوسین بالایی (ژوراسیک میانی) رخ‌داده که مانند رویداد اول از نوع کوهزایی بوده و سیمرین میانی نام‌گرفته است. این رویداد با چین‌خوردگی، جایگیری توده‌های نفوذی و دگرگونی همراه بوده است (احمدی خلجی، ۱۳۸۵).

1 dike-dyke



شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی ایران و موقعیت منطقه مورد مطالعه پهنه سنندج سیرجان که با علامت ستاره نشان داده‌شده است (Ghasemi and Talbot,۲۰۰۶).



شکل۲. نقشه زمین‌شناسی منطقه خاور بروجرد (حاج ملاعلی و همکاران، ۱۳۷۰- با اندکی تغییر)

منطقه خاور و شمال خاور بروجرد شامل مجموعه گرانیتوئیدی متعدد و سنگ‌های دگرگونی می‌باشد که توده‌های نفوذی گرانیتوئیدی به‌صورت کشیده و بزرگ با روند شمال باختری-جنوب خاوری وجود دارد. داده‌های تعیین سن بر مبنای روش U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن، سن توده‌های نفوذی را ژوراسیک میانی نشان می‌دهد (احمدی خلجی،۱۳۸۵)، درحالی‌که تعیین سن‌های انجام‌شده به روش Rb-Sr بر روی کانی‌های بیوتیت و مسکوویت، سن تشکیل کمپلکس بروجرد را دو دوره بارمین-آپتین و ماستریشین قرار می‌دهد (Masoudy,1997). مهم‌ترین واحدهای نفوذی عبارت‌هستند از: ۱- گرانودیوریت‌ها که بخش اعظم و یا به عبارتی توده نفوذی اصلی موجود در منطقه را تشکیل می‌دهند و اغلب ظاهری همگن و یکنواخت دارند. ۲- کوارتز دیوریت‌ها که در درون واحد گرانودیوریت برونزد دارند و ارتفاعات این منطقه را تشکیل داده‌اند و ۳- گرانیت‌ها (مونزوگرانیت ها) که به‌صورت توده‌های کوچک و مجزا در بخش جنوبی توده اصلی بروجرد در حوالی روستای کریم‌آباد و بیچون برونزد دارند (شکل۲). همچنین در این کمپلکس تونالیت ها، گرانیت‌های اسفن دار و انکلاوهایی وجود دارند که تمام این واحدهای سنگی توسط دایک‌های اسیدی و حدواسط-بازیک قطع گردیده‌اند (احمدی خلجی، ۱۳۷۸).

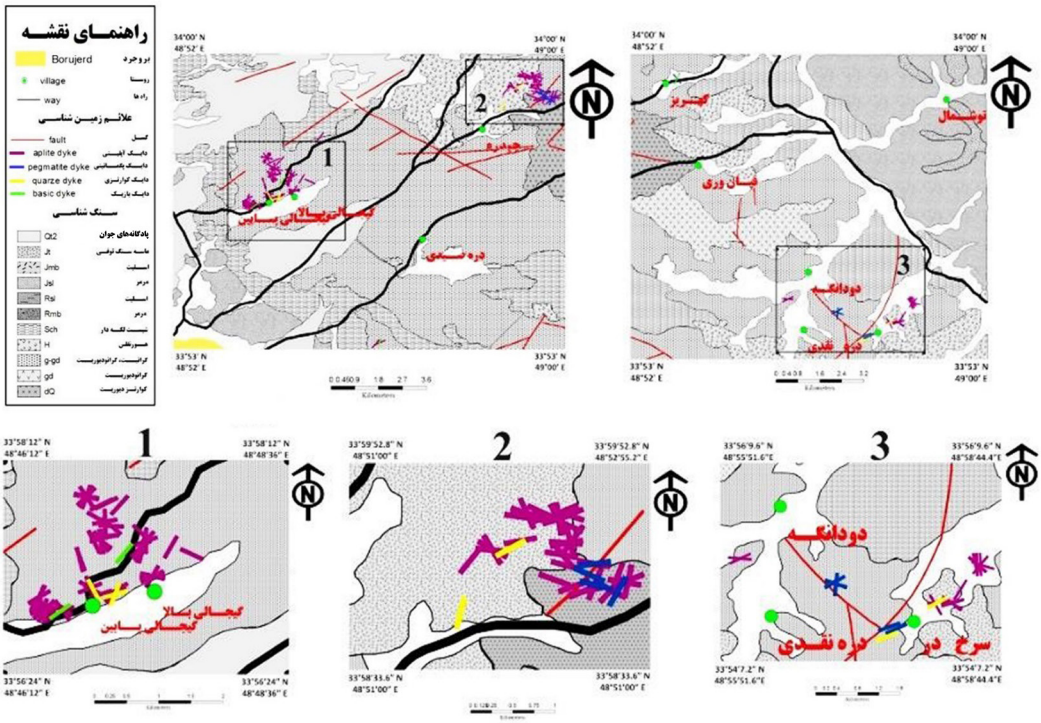
۳-تحلیل ساختاری دایک‌های منطقه

همان‌طور که قبلاً مطرح شد در منطقه بروجرد دایک‌های اسیدی و حدواسط-بازیک (شکل۳) در واحدهای مختلف سنگ‌شناسی نفوذ کرده‌اند که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرند.

دگرگونی ناحیه‌ای پهنه وسیعی از منطقه را در برمی‌گیرد و درواقع جزئی از «شیست‌های همدان» هستند که از منطقه همدان تا گلپایگان گسترش دارند. در منطقه خاور بروجرد، این سنگ‌ها در حد رخساره شیست سبز (پهنه کلریت) دگرگون‌شده‌اند و بیشتر شامل اسلیت و فیلیت می‌باشند. البته سنگ‌های دیگری ازجمله آندالوزیت شیست ها، کردیریت آندالوزیت شیست، آندالوزیت سیلیمانیت شیست هورنفلسی شده، گرانوفلس کردیریت نیز در این مجموعه وجود دارد (شکل۲). اسلیت‌ها دارای کانی‌هایی می‌باشند که به‌سختی قابل تشخیص‌اند. اسلیت‌ها گسترش زیادی در منطقه داشته و رنگ خاکستری تیره و مایل به سبز دارند. فیلیت‌ها نسبت به اسلیت‌ها دانه درشت‌ترند و فیلوسیلیکات‌ها رشد بیشتری کرده‌اند (فدوی، ۱۳۸۸).

تزریق توده‌های عظیم گرانیتوئیدی در اسلیت‌ها و فیلیت‌های

ذکرشده سبب به وجود آمدن یک هاله دگرگونی از سنگ‌های پلیتی به‌ویژه در بخش شمالی توده‌ها شده است. سنگ‌های دگرگونی مجاورتی به‌ویژه نوع هورنفلسی در بخش جنوبی توده‌ها تنها در حد چندین ده متر در بعضی جاها دیده می‌شود. شیست‌های لکه دار در نمونه دستی تیره و متورق می‌باشند و حاوی لکه‌هایی هستند که حاصل تجمعی از مسکوویت، بیوتیت و کلریت می‌باشند. علاوه بر این دو سنگ عمده در منطقه، شیست‌های کردیریت دار، شیست‌های آندالوزیت دار، هورنفلس شیست‌ها و میگماتیت‌ها نیز مشاهده می‌شوند (شکل۲) (احمدی خلجی و همکاران، ۱۳۸۷). کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد و هاله دگرگونی آن توسط دایک‌های اسیدی و حد واسط بازیک- حد واسط قطع‌شده است.



شکل۳. نقشه پراکندگی دایک‌های مختلف در منطقه.

۳-۱- دایک‌های اسیدی

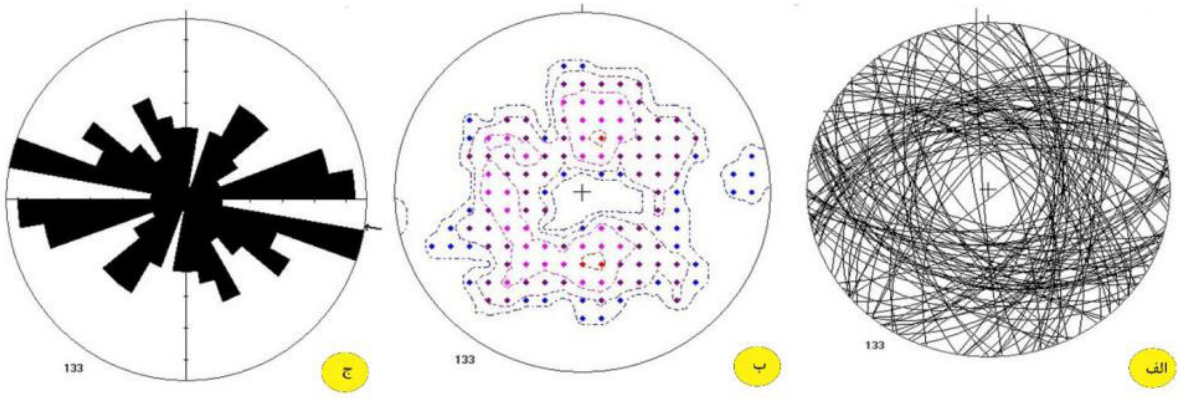
جنوب خاور و شمال خاور - جنوب باختر می‌باشد و از نظر سنگ‌شناسی به دودسته آپلیتی و پگماتیتی تقسیم می‌شود. دایک‌های آپلیتی هم در گرانیتوئیدها و هم در سنگ‌های دگرگونی رخنمون دارند. با توجه به برداشت‌های صحرایی دایک‌های آپلیتی بیشترین فراوانی را در منطقه دارا می‌باشند. دایک‌های آپلیتی موجود در گرانیتوئیدها در دو واحد کوارتز دیوریت و گرانیت-گرانودیوریت با هر دو روند شمال باختر - جنوب خاور و شمال خاور - جنوب باختر مشاهده می‌شوند (شکل۴). دایک‌هایی که در واحد کوارتز دیوریت با روند شمال خاور - جنوب باختر به سمت جنوب خاور با مقدار ۲۰ تا ۵۵ درجه شیب دارد و دایک‌های با روند شمال باختر - جنوب خاور به سمت جنوب باختر و مقدار ۲۰ تا ۴۵ درجه شیب دارند. دایک‌های آپلیتی در واحد گرانیت-گرانودیوریت با روند شمال خاور - جنوب باختر در دو جهت جنوب خاور و شمال باختر شیب دارد و شیب آن‌ها از ۳۵ تا ۷۵ درجه متغیر می‌باشد و دایک‌های با روند شمال باختر - جنوب خاور جهت شیب جنوب باختر و مقدار ۲۵ تا ۸۵ درجه (نزدیک به قائم) دارند (معمری، ۱۳۹۳).

دایک‌های آپلیتی رخنمون یافته در هورنفلس‌ها با روند شمال باختر - جنوب خاور و جهت شیب شمال خاور به مقدار ۲۵ تا ۶۵ درجه مشاهده شده‌اند و روند شمال خاور - جنوب باختر نیز وجود دارد که دارای شیب جنوب خاور

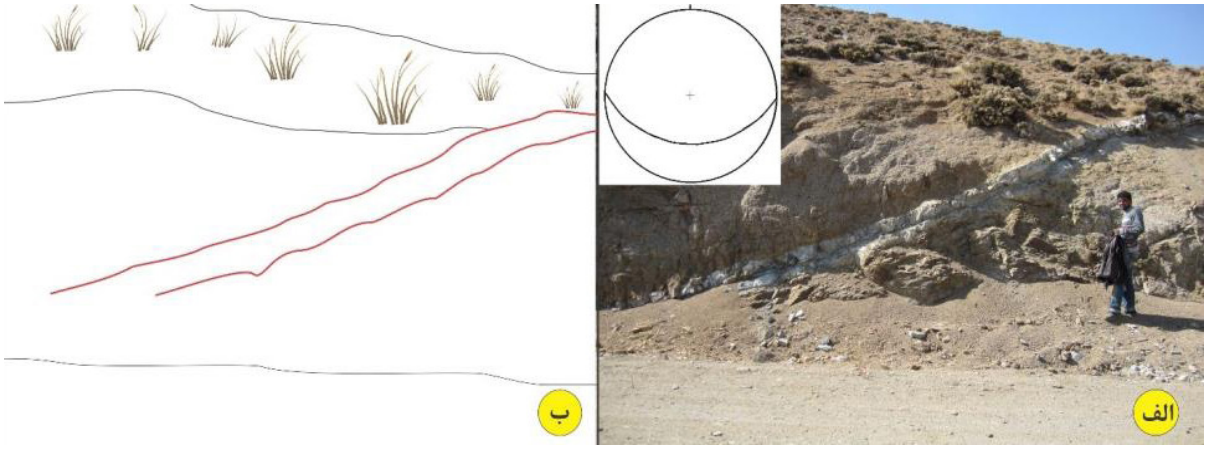
و شمال باختر و مقدار ۳۵ تا ۶۵ درجه می‌باشند. دایک‌های آپلیتی اغلب دارای شواهد دگرشکلی بوده و تعدادی از آن‌ها در شمال منطقه میلونیتی شده‌اند. البته تعداد دایک‌های آپلیتی غیر دگرشکل نیز قابل‌توجه می‌باشد. دایک‌های پگماتیتی فقط در گرانیتوئیدها رخنمون دارند و دارای روند شمال باختر - جنوب خاور و شمال خاور - جنوب باختر است. جهت شیب در دایک‌های پگماتیتی با روند شمال باختر - جنوب خاور، جنوب باختر با مقدار شیب بین ۲۵ تا ۳۵ درجه می‌باشد که در کوارتز دیوریت‌ها رخنمون یافته‌اند و دایک‌های موجود در واحد گرانیت-گرانودیوریت‌ها با روند شمال خاور - جنوب باختر و مقدار شیب ۳۰ تا ۷۵ درجه در جهت شمال باختر مشاهده‌شده‌اند (شکل۶).

روندهای مختلف دایک‌های آپلیتی نشان‌دهنده چندین نسل از دایک‌های آپلیتی در منطقه می‌باشد که با توجه به دگرشکلی‌های موجود در دایک‌های آپلیتی و توده گرانیتوئیدی می‌توان به‌صورت نسبی سن آن‌ها را مشخص کرد (معمری و همکاران، ۱۳۹۳).

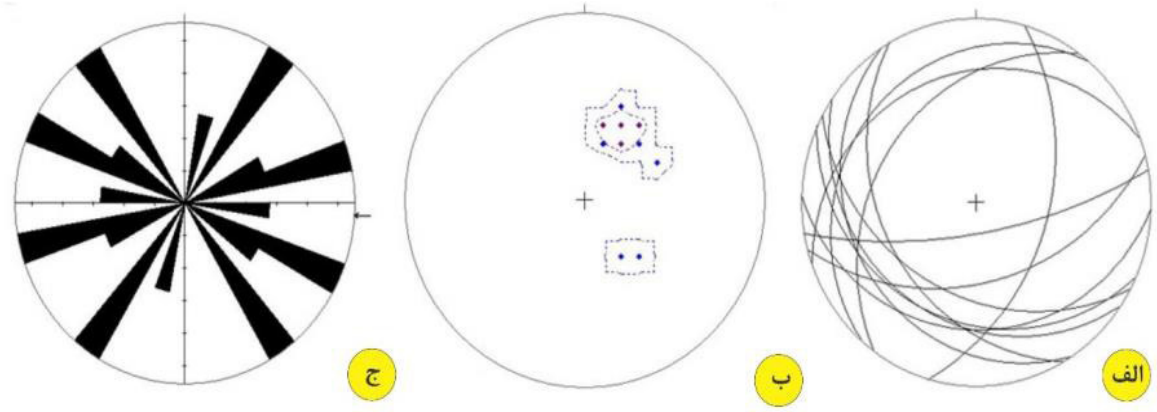
شکل ۴. دایک‌های آپلیتی که در واحد گرانیتوئیدی تزریق‌شده‌اند، دید عکس به سمت شمال.



شکل۵. نمودارهای کلی دایک‌های آپلیتی الف) موقعیت صفحات دایک‌ها، ب) کنتور دیاگرام قطب، ج) رز دیاگرام امتداد دایک‌ها



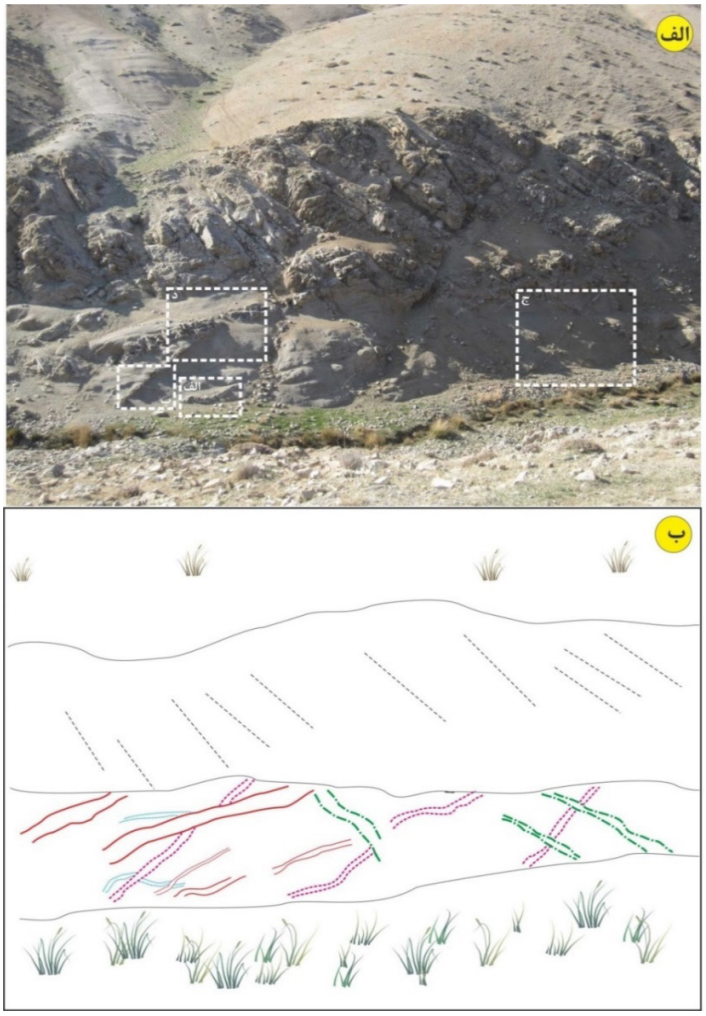
شکل۶. الف) نمایی از دایک پگماتیتی (دید عکس شمال باختر) و تصویر دایک بر روی شبکه هم مساحت، ب) شکل ساده‌شده



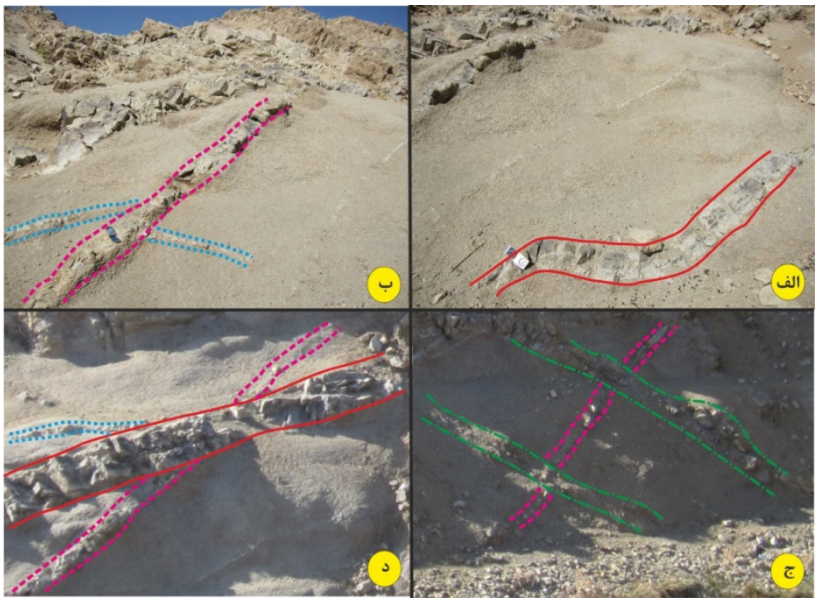
شکل ۷. نمودارهای استریوگرافیک دایک‌های پگماتیتی، الف) موقعیت صفحات دایک‌ها، ب) کنتور دیاگرام قطب صفحات دایک.

با بررسی‌های صحرایی دایک‌های آپلیتی رخنمون یافته در واحد گرانیت -گرانودیوریت حداقل در ۴ مرحله نفوذ کرده‌اند (شکل ۸). دایک‌های با روند شمال باختر - جنوب خاور در مرحله اول نفوذ کرده‌اند. پس‌ازآن دایک‌های آپلیتی دیگری در مرحله دوم با روند تقریبی N-S و شمال خاور - جنوب باختر، در مرحله سوم شمال باختر - جنوب خاور و در مرحله چهارم با روند شمال خاور - جنوب باختر نفوذ کرده‌اند. از آنجایی‌که دایک‌های پگماتیتی دارای روندی مشابه با روند شمال باختر - جنوب خاور دایک‌های آپلیتی هستند، احتمال دارد که طی یکی از مراحل نفوذ اول و سوم دایک‌های آپلیتی نفوذ کرده باشند. در مرحله آخر دایک‌های حدواسط-بازیک در منطقه با روند شمال خاور - جنوب باختر نفوذ کرده است (معمری و همکاران، ۱۳۹۳). تعدادی از دایک‌های آپلیتی که گرانیت‌ها را قطع کرده‌اند، میلونیتی می‌باشند. چنین به نظر می‌رسد که این دایک‌ها قبل از میلونیتی شدن توده گرانیتوئیدی، نفوذ کرده‌اند. با توجه به اینکه دایک‌ها در هورنفلس‌ها هم وجود دارند، نفوذ دایک‌ها همزمان با تشکیل هاله دگرگونی بوده و ازآنجایی‌که آن‌ها را قطع کرده‌اند، نفوذ آن‌ها پس از تشکیل هاله دگرگونی نیز ادامه داشته است. دایک‌های پگماتیتی اکثراً غیر دگرشکل بوده و در مواردی شواهد دگرشکلی قابل‌مشاهده است.

از این چهار نسل، دایک‌های دارای روندهای تقریبی N-S و NE-SW قدیمی‌ترین دایک‌ها می‌باشند (در شکل ۸ با رنگ آبی مشخص‌شده‌اند) و جوان‌ترین آن‌ها دایک‌هایی دارای روند NW-SE می‌باشند (در شکل ۸ با رنگ قرمز مشخص‌شده‌اند). دایک‌های دیگری با روند NE-SW (رنگ سبز) مشاهده‌شده‌اند که ارتباط سنی آن‌ها با دایک‌های قدیمی‌تر به‌طور کامل مشخص نمی‌باشد.



شکل ۸. دایک‌های چین‌خورده در اطراف روستای گیجالی پایین در واحد گرانیت-گرانودیوریت (دید عکس باختر)، ب) تصویر ساده‌شده الف، در این تصویر خطوط رنگی دایک‌ها را نشان می‌دهد و خط‌چین‌های مشکی نشان‌دهنده شکستگی‌های بزرگ می‌باشند؛ دایک‌های قرمز، دایک‌های صورتی را قطع کرده‌اند درنتیجه جوان‌تر از آن‌ها می‌باشند؛ دایک‌های سبز نیز دایک‌های صورتی را قطع کرده‌اند که نشان‌دهنده جوان‌تر بودن آن‌ها می‌باشد، اما ارتباط بین دایک‌های سبز و قرمز نامشخص است؛ دایک‌های آبی که آثار کمی از آن‌ها برجای‌مانده است، به نظر می‌رسد از دایک‌های صورتی قدیمی‌تر باشند زیرا در یک مورد دایک آبی توسط دایک صورتی قطع‌شده است (کادرهای مشخص‌شده در شکل الف در شکل ۹ نشان داده‌شده‌اند).

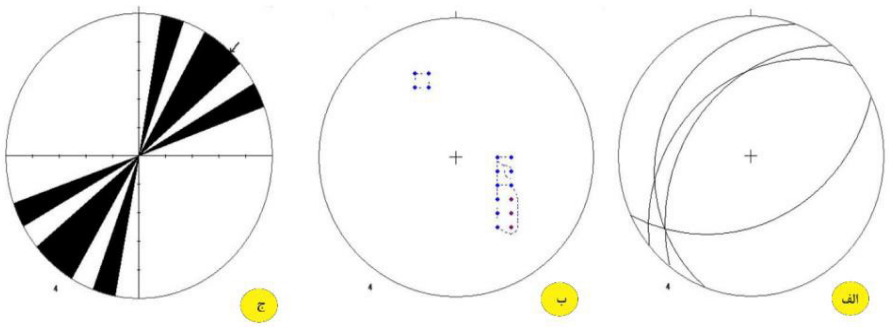


شکل ۹. دایک‌های آپلیتی (کادرهای مشخص‌شده در شکل ۸). الف) دایک آپلیتی چین‌خورده در پهنه برشی، ب) دایک آبی توسط دایک صورتی قطع و جابجا شده است، ج) دایک‌های سبز دایک صورتی را قطع و جابجا کرده‌اند، د) دایک صورتی توسط دایک قرمز قطع و جابجا شده است و دایک آبی به دایک قرمز ختم شده است (دید همه عکس‌ها به سمت باختر است).

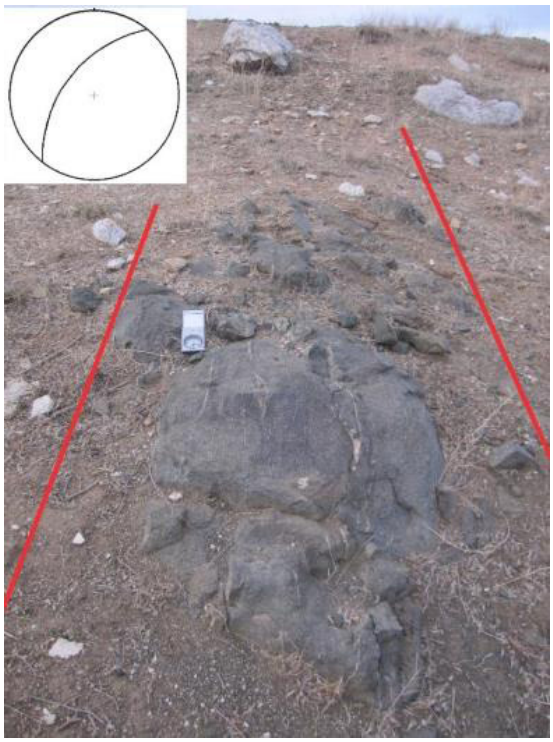
۳-۲-دایک‌های بازیک- حدواسط

دایک‌های بازیک- حد واسط فقط در واحد گرانیت- گرانودیوریت رخنمون دارد و دارای روند شمال خاور - جنوب باختر می‌باشد و در جهت‌های شمال باختر و جنوب خاور شیب دارد (شکل۱۱ الف). دایک‌های حدواسط- بازیک غیر دگرشکل می‌باشند ولی اغلب آن‌ها توسط گسل‌های راستا لغز بریده و جابجا شده‌اند (شکل ۱۱ب). به نظر می‌رسد این دایک‌ها جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه می‌باشند که در امتداد شکستگی‌ها نفوذ کرده‌اند به‌طوری‌که حتی رگه‌های آپلیتی منطقه را نیز قطع کرده‌اند.

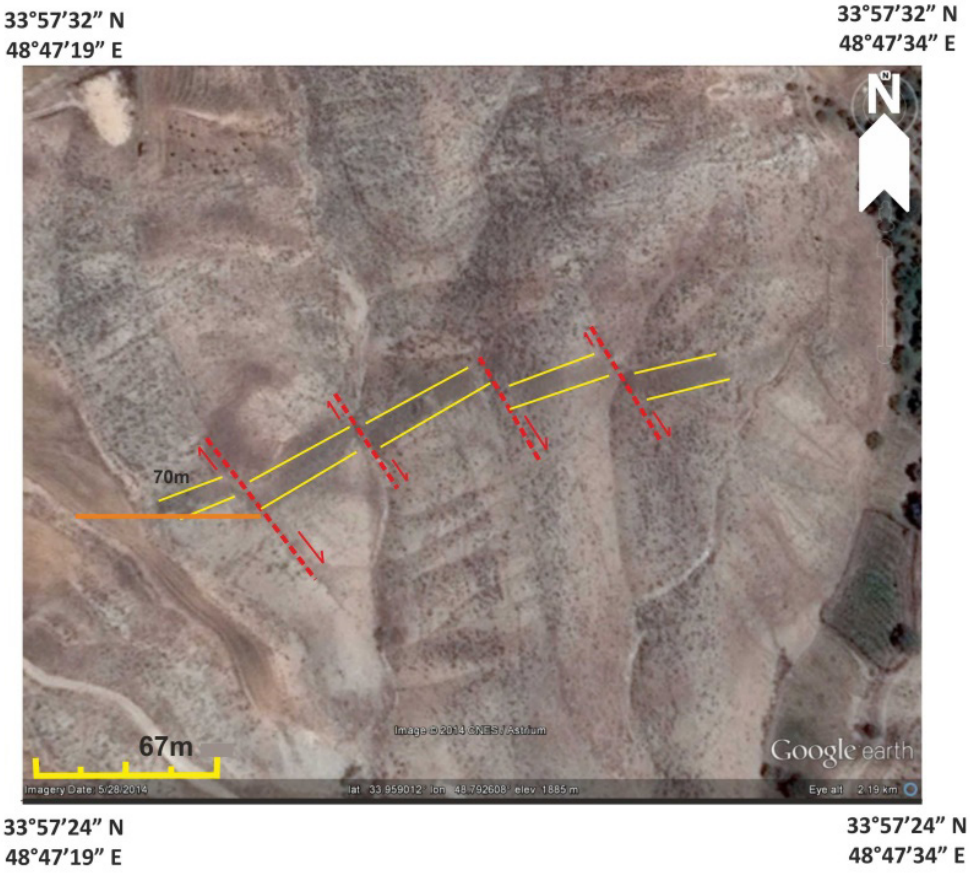
این سنگ‌ها ازنظر ترکیب هم‌ارز گابرو (دولریت) بوده و به رنگ سبز تیره، دانه‌ریز تا دانه‌متوسط و دارای بافت افیتیک تا ساب‌افیتیک هستند. کانی‌های تشکیل‌دهنده آن‌ها شامل آمفیبول، پلاژیوکلاز، آپاتیت، اسفن (لوکوکسن) و بیوتیت هستند (احمدی خلجی، ۱۳۷۸). سریسیت، کلسیت، کلریت، اپیدوت، پرهنیت و کوارتز به‌صورت ثانوی در این سنگ‌ها دیده می‌شود. وجود بافت‌های افیتیک و ساب‌افیتیک و آپاتیت‌های سوزنی شکل فراوان در این سنگ‌ها حاکی از شرایط انجماد سریع در این سنگ‌ها می‌باشد.



شکل ۱۰. نمودارهای مربوط به دایک‌های حدواسط-بازیک الف) شبکه هم مساحت دایک‌ها، ب) کنتور دیاگرام دایک‌ها



شکل ۱۱. الف) دایک حدواسط-بازیک و موقعیت فضایی آن در شبکه هم مساحت (دید عکس شمال باختر).



شکل ۱۱. ب)تصویر ماهواره‌ای دایک‌های بازیک که تحت تأثیر گسلش راستا لغز راست‌بر قرار گرفته است (برگرفته از Google Earth).

۴-بررسی ریزساختاری دایک‌ها

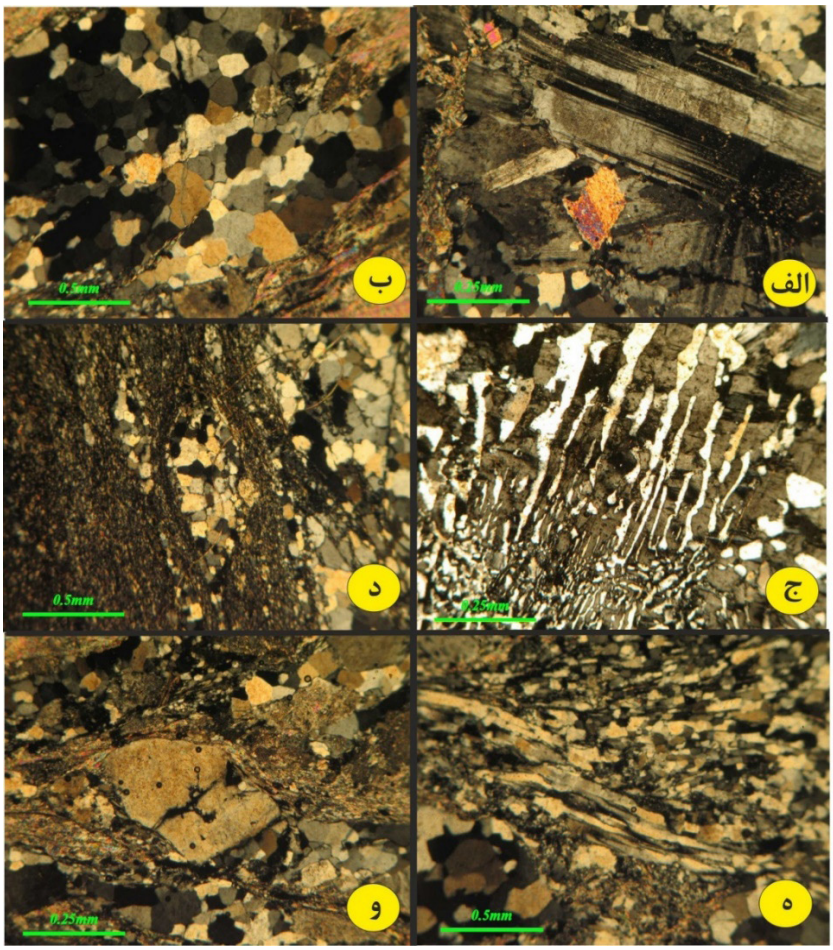
با توجه به مطالعات ریزساختاری، دایک‌های موجود در منطقه بروجرد (اسیدی و حدواسط-بازیک) بر اساس شدت دگرشکلی به سه دسته تقسیم می‌شوند که شامل دایک‌های غیر دگرشکل، دایک‌های همراه با شواهد دگرشکلی و دایک‌های میلونیتی می‌باشد (معمری و همکاران، ۱۳۹۳).

دایک‌های حدواسط-بازیک در منطقه کاملاً غیر دگرشکل می‌باشند اما دایک‌های اسیدی (آپلیت و پگماتیت) اغلب به‌صورت دگرشکل در منطقه مشاهده شده‌اند. ازجمله شواهد دگرشکلی در دایک‌های آپلیتی و پگماتیتی می‌توان به ماکل‌های دگر ریختی اشاره کرد که معمولاً به حالت نوک‌تیز بوده و نوک‌تیز آن‌ها به سمت داخل بلور می‌باشد (Passchier and Trouw, 1996). این ریزساختار در دایک‌ها اغلب در پلاژیوکلازها دیده می‌شود و در مواردی هم ماکل‌های خمیده و کینک شده در مسکوویت‌ها مشاهده می‌شود (شکل ۱۲). از دیگر شواهد موجود بازتبلور دینامیکی از نوع مکانیسم‌های بازتبلور با چرخش زیر دانه[1] و مهاجرت مرز دانه[2] که نشان‌دهنده شرایط دمای متوسط- بالا و نرخ کرنش متوسط- کم (محجل، ۱۳۸۸) می‌باشد.

عدسی‌های کوارتز چند بلوری و روبان‌های کوارتز به‌صورت چند بلوری و تک‌بلوری در دایک‌های آپلیتی مشاهده می‌شوند. این روبان‌ها و عدسی‌های کوارتز در درجه حرارت‌های بالا (۷۰۰-۵۰۰ درجه سانتی‌گراد) تشکیل می‌شوند (Passchier and Trouw, 1996). سایه‌های کرنش از دیگر شواهد موجود در دایک‌های آپلیتی می‌باشند که در اطراف بلورهای فلدسپار (جسم سخت) تشکیل‌شده و جنس آن‌ها اغلب کوارتز و سرسیت است. همچنین خاموشی موجی در کانی‌های کوارتز و مسکوویت دیده می‌شود.

1 SGR

2 GBM



شکل ۱۲. الف) ماکل دگر ریختی در نور xpl پلاژیوکلاز در دایک پگماتیتی، ب) بازتبلور چرخش زیر دانه در نور xpl در دایک آپلیتی، ج) میرمکیت در نور xpl در دایک پگماتیتی، د) عدسی کوارتز در نور xpl در دایک آپلیتی، ه) روبان‌های تک‌بلوری کوارتز در نور xpl در دایک آپلیتی، و) سایه کرنش از سرسیت دارای برگوارگی در اطراف بلور فلدسپار در نور xpl (جسم سخت).

۵-مکانیسم تشکیل دایک‌ها

دایک‌ها به‌طور معمول درجایی تشکیل می‌شوند که زمین تحت تأثیر نیروی کشش[1] باشد. بنابراین بیشتر دایک‌ها به‌طور اولیه شکستگی‌های کششی هستند (نوع I) که در جهت عمود بر تنش فشاری حداقل اصلی () مشابه شکل‌گیری شکستگی‌های هیدرولیکی، تشکیل‌شده‌اند. پس برای بیشتر دایک‌ها تنش‌های حداکثر و متوسط اصلی (و) منطبق بر صفحه دایک است و تنش فشاری حداقل اصلی () عمود بر صفحه دایک می‌باشد (Babiker and Gudmundsson, 2004).

پارامترهای کنترل نفوذ دایک‌ها شامل چگالی و ویسکوزیته ماگما، فشار در ماگما و بزرگی و جهت‌یابی تنش در لیتوسفر می‌باشد (McHone and et al, ۲۰۰۴).

در ارتباط با رابطه بین میدان تنش و روند دایک‌ها مشخص است که عمود بر روند دایک و در جهت روند دایک می‌باشد و به عبارتی صفحه دربرگیرنده و شامل صفحه دایک می‌باشد (شکل۱۳ب). به‌طور خاص میدان تنش در طول مسیر نفوذ دایک باید در جهت گسترش شکستگی ماگمایی باشد. ازآنجاکه اغلب دایک‌ها حاصل نفوذ ماگما درون شکستگی‌های کششی هستند، میدان تنش باید تشکیل شکستگی کششی را در مسیر دایک تقویت کند. به این منظور همه تنش‌های محلی در همه لایه‌هایی که دایک در مسیر رسیدن به سطح از آن‌ها عبور می‌کند، باید اساساً یکسان باشد؛ به عبارتی میدان تنش باید در طول مسیر دایک همگن و یکنواخت باشد (Gudmundsson, 2006).

1 Extension

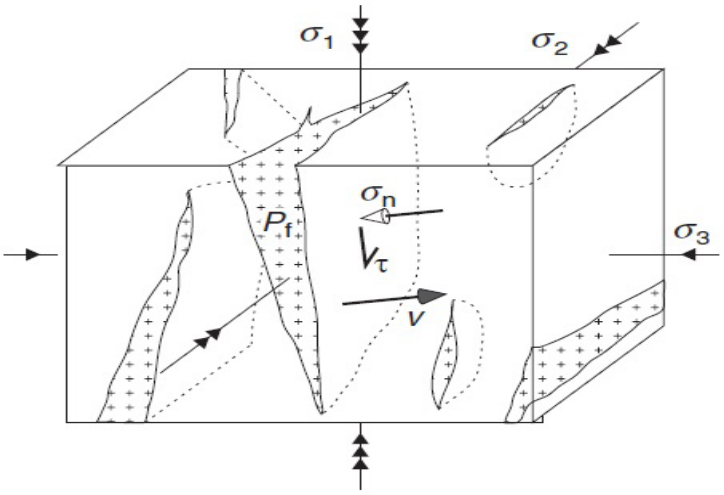


Fig. 1. A schematic drawing of dilatant fractures in a rock mass. In a uniform and constant stress state symbolized by σ_1-, σ_2- and σ_3-axes, a dilatant fracture occurs if the fluid pressure P_f exceeds the tectonic normal stress σ_n. The shear stress τ and normal stress σ_n depend on the orientation of fracture described by the unit normal vector v.

شکل۱۳. شکستگی نوع I (Fossen, ۲۰۱۰) تصویر شماتیک شکستگی‌های باز شونده در توده سنگ. در تنش ثابت و یکنواخت محورها به‌صورت، و نمادگذاری می‌شوند، اگر فشار سیال P۱ بیش از تنش نرمال تکتونیکی باشد، یک شکستگی بازشونده ایجاد می‌شود. تنش برشی و تنش نرمال به جهت‌یابی شکستگی توصیف‌شده توسط بردار نرمال واحدv، بستگی دارند (Sato and et al, ۲۰۱۳).

فارکوهارسون (۲۰۰۴) جهت‌های میدان تنش جهت شکل‌گیری دایک‌ها در مناطق فرورانش و برخوردی را در سه منطقه به شرح زیر تقسیم‌بندی کرده است(شکل۱۴):

در منطقه زمین‌ساختی پشت قوس[1] با توجه به جهت محور که در این حوضه قائم و محورهای σ_2 و σ_3 افقی هستند، دایک‌های با شیب زیاد یعنی تقریباً قائم تشکیل می‌شود و طبق جهت محور امتداد دایک به‌صورت موازی با پهنه فرورانش شکل می‌گیرد.

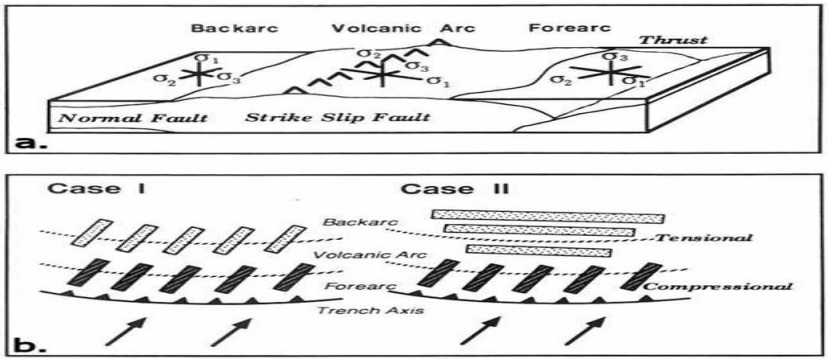
در منطقه زمین‌ساختی قوس آتشفشانی[2] درصورتی که دایک تشکیل شود با توجه میدان تنش این منطقه که محورهای σ_1 و σ_3 افقی هستند و محور σ_2 قائم است و لذا در این منطقه نیز دایکها با شیب زیاد تشکیل می‌شوند. با توجه جهت محور که عمود بر امتداد پهنه فرورانش است دایک‌های این منطقه به‌صورت عمود بر پهنه فرورانش تشکیل می‌شوند.

در منطقه زمین‌ساختی پیش قوس[3] نیز با توجه جهت تنش‌ها امکان تشکیل دایک‌ها فراهم نیست، زیرا محور قائم می‌باشد و محورهای و هر دو افقی‌اند و ماگمایی که نفوذ می‌کند، به‌صورت هم‌شیب می‌باشد و درنتیجه بجای دایک،"سیل" تشکیل خواهد شد (شکل ۱۵).

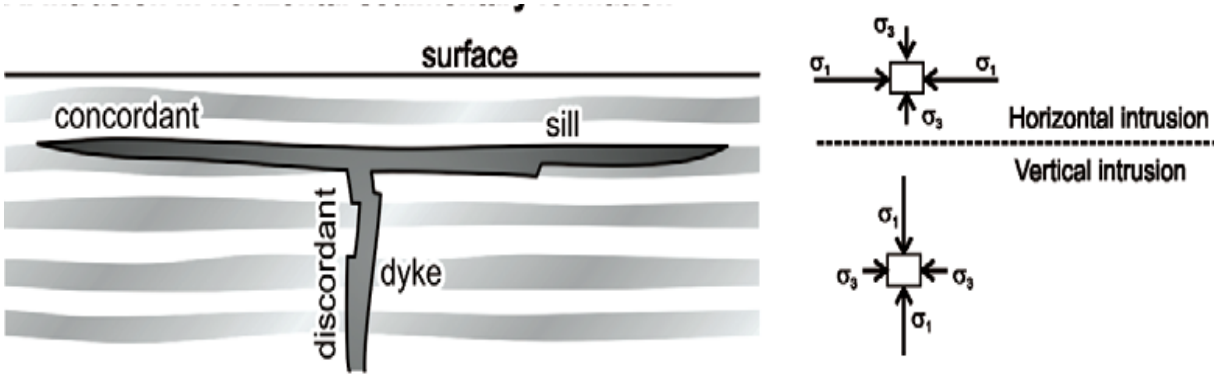
1 back arc

2 volcanic arc

3 fore arc



شکل ۱۴. جهت‌یابی میدان تنش در پهنه فرورانش (Farquharson, ۲۰۰۴).

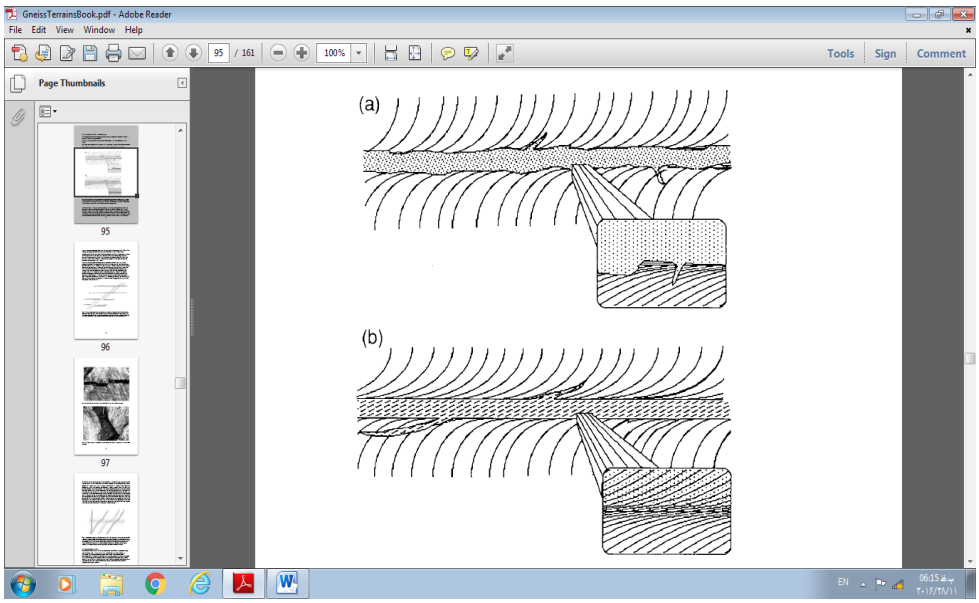


شکل ۱۵. مقایسه جهت‌یابی میدان تنش برای دایک و سیل (Motoki and Sichel, ۲۰۰۸).

جهت خطی دنبال شده توسط دایک‌ها عمود بر کشش است اما آن‌ها در ورقه‌های شامل جهت حداکثر فشارش نیز وجود دارند. فشار توسط برخورد ورقه‌ها اما در طول ورقه داخلی ایجاد می‌شود و احتمالاً مربوط به کشیده شدن لیتوسفر بر گوشته می‌باشد. دایک‌ها ممکن است در جهت‌های یکسان درنتیجه حرکت ورقه‌ها شکل گیرند. دسته دایک‌هایی که بردارهای حرکت مطلق ورقه را دنبال می‌کنند، ممکن است حاصل تنش‌های کششی ایجادشده در اثر برخورد باشند؛ مثلاً وقتی عمود بر حرکت ورقه باشد، شکستگی‌های کششی موازی با حرکت ورقه ایجاد می‌شود (McHone and et al, 2004). در مناطق برخوردی امتداد دایکها از جهت بیشترین تنش پیروی می‌کند و لذا دایک‌هایی که در این مناطق شکل می‌گیرند عمود بر روند پهنه برخوردی تشکیل می‌شوند.

۶- رابطه سنی پهنه برشی و دایک

تعیین سن نسبی بین پهنه برشی و توده‌های نفوذی صفحه‌ای شکل (رگه و دایک) که موازی یکدیگر باشند بسیار مشکل است(Passchier and et al, 1990). دو حالت امکان‌پذیر است الف: یک رگه در هنگام دگرشکلی یا بعد از آن در پهنه برشی نفوذ کرده است، ب: پهنه برشی در داخل یا در طول یک رگه از قبل موجود به خاطر اختلاف رئولوژی شکل بگیرد. در حالت اول از رگه عوارض زاویه‌داری خارج‌شده و برگوارگی پهنه برشی را نیز قطع می‌کند.



شکل ۱۶. دو مدل نفوذ عناصر ساختاری صفحه‌ای به داخل پهنه برشی، الف) نفوذ بعد از دگرشکلی و تشکیل پهنه برشی رخداده است، ب) نفوذ قبل از دگرشکلی رخداده و پهنه برشی ترجیحاً در امتداد ساختار صفحه‌ای شکل گرفته است.

۷- بحث

فرورانش دریای نئوتتیس به زیر خرده ورقه ایران و در آخر برخورد خرده ورقه ایران و عربستان باعث تشکیل نیروی فشارشی در جهت شمال خاور شده است. فرورانش دریای نئوتتیس در طول کرتاسه پیشین تا پسین ادامه یافته و جهت حرکت خرده ورقه عربی به سمت شمال خاور بوده است. در اثر همگرایی اولیه حاصل از فرورانش در منطقه، ابتدا میدان تنش باعث شکل‌گیری دایک‌هایی اسیدی با امتداد موازی با پهنه فرورانش در منطقه شده است (قرشی و آرین، ۱۳۸۹). این دایکها در مراحل بعدی تحت تأثیر دگرشکلی ترافشارشی ناشی از حرکت راستا لغز راست‌بر در جبهه کوهزایی زاگرس تغییر شکل یافته و حتی در برخی موارد متحمل چین‌خوردگی شده‌اند. در نواحی برخورد قاره‌ها جهت بالا آمدن دایک‌های حدواسط-بازیک تقریباً عمود بر پهنه برخورد و موازی با تنش فشاری حداکثر است (Feraud and et al, 1987). با توجه به جهت‌یابی شمال خاور- جنوب باختر دایک‌های حدواسط-بازیک در منطقه بروجرد می‌توان جایگیری این دایکها را مرتبط با نیروی فشاری در نظر گرفت. دایک‌های حدواسط-بازیک بعد از جایگیری تغییر شکل خاصی نشان نمی‌دهند و این موضوع می‌تواند دلیل جوان بودن آن‌ها را نسبت به دایک‌های اسیدی تأیید کند. دایک‌های حدواسط-بازیک تنها توسط گسل‌های راستا لغز بریده‌شده و جابجا شده‌اند و در بازدید صحرایی درزه شدگی نشان می‌دهند.

◇◇◇◇◇◇◇

۸- نتیجه‌گیری

دایک‌های بروجرد ازنظر جنس به دو گروه دایک‌های اسیدی و حدواسط-بازیک تقسیم می‌شوند. دایک‌های اسیدی در منطقه در روند غالب شمال باختر- جنوب خاور (NW-SE) مشاهده‌شده‌اند. دایک‌های حدواسط-بازیک دارای روند غالب شمال خاور-جنوب باختر (NE-SW) هستند. دایک‌های آپلیتی به‌صورت غیر دگرشکل یا همراه با شواهد دگرشکلی و میلونیتی در منطقه مشاهده‌شده‌اند. دایک‌های آپلیتی میلونیتی در شمال منطقه حضور دارند و گرانیت‌ها را نیز قطع کرده‌اند که نشان‌دهنده میلونیتی شدن همزمان دایک‌ها و توده گرانیتوئیدی و قدیمی‌تر بودن آن‌ها نسبت به حادثه دگرشکلی شکل‌پذیر می‌باشد. همچنین ازآنجایی‌که دایک‌های میلونیتی در دیگر قسمت‌های منطقه دیده نشده‌اند، پس شدت دگرشکلی در کل منطقه یکسان نبوده و در شمال منطقه شدت آن بیشتر بوده است. با در نظر گرفتن ریزساختارهایی مانند بازتبلور دینامیکی و روبان‌ها و عدسی‌های کوارتز در دایک‌های با شواهد دگرشکلی، میزان کرنش و دما در دگرشکلی این دایک‌ها متوسط تا کم و بالا می‌باشد. جهت‌یابی مختلف و تغییر شکل دایک‌های آپلیتی و قطع شدن دایک‌های قدیمی‌تر توسط دایک‌های جوان شکل‌گیری آن‌ها را در سیستم دگرشکلی پیش‌رونده و دگرشکلی ترافشارشی نشان می‌دهد. با توجه به اینکه دایک‌های حدواسط-بازیک در منطقه غیر دگرشکل می‌باشند و نیز جوان‌ترین فعالیت ماگمایی منطقه هستند، چنین برمی‌آید که دایک‌های حدواسط-بازیک پس از عملکرد فازهای دگرشکلی در منطقه تشکیل‌شده‌اند. همچنین دایکها بازیک در شکستگی‌های موازی با جهت فشارش در منطقه و به عمود بر پهنه کوهزایی تشکیل‌شده‌اند

◇◇◇◇◇◇◇

منابع

احمدی خلجی، ا.، ۱۳۷۸. بررسی پترولوژی و پتروفابریک توده‌های نفوذی و دگرگونی مجاورتی منطقه بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی توده گرانیتوئیدی بروجرد، رساله دکتری، پردیس علوم، دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران.

احمدی خلجی، ا.، طهماسبی، ز.، کشتگر، ش.، ۱۳۸۷. نگرشی نو بر سنگ‌های دگرگونی منطقه‌ی بروجرد، فصلنامه زمین‌شناسی کاربردی، سال۴، شماره‌ی ۲، ۸۱-۷۱.

آقانباتی، ع.، ۱۳۸۳. زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران.

سپاهی، ع.ا.، ۱۳۸۱، سنگ‌شناسی آذرین(پتروگرافی و پتروژنز) مبانی پترولوژی تجربی، انتشارات نور علم، همدان.

فدوی، ف.، ۱۳۸۸. مقایسه سنگ‌های دگرگونی هاله خاوری مجموعه‌های پلوتونیک الوند و بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

قرشی، م. و آرین، م.، ۱۳۸۹. تکتونیک ایران، انتشارات مربع آبی، تهران.

محجل، م.، ۱۳۸۸، میکروتکتونیک (ترجمه)، انتشارات دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

مسعودی، ف.، محمودی، ش.، محجل، م. و مهرابی، ب.، ۱۳۸۸. سن سنجی توده‌های گرانیتوئیدی اراک-بروجرد در زون سنندج-سیرجان شمالی به روش اورانیم-سرب، نشریه علوم دانشگاه تربیت معلم، جلد۹، شماره۲، ۴۳۷-۴۴۶.

معمری، م.، ۱۳۹۳. تحلیل ساختاری دایک‌های شرق و شمال شرق بروجرد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم پایه، دانشگاه بوعلی سینا، همدان.

معمری،م.، ایزدی کیان، ل.، احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۳. بررسی ریزساختاری دایک‌های بروجرد، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین.

معمری،م.، ایزدی کیان، ل.، احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۳. مکانیسم جایگیری دایک‌های حدواسط-بازیک در خاوری بروجرد، سی و سومین گردهمایی ملی علوم زمین.

معمری، م.، ایزدی کیان، ل.، احمدی خلجی، ا.، ۱۳۹۳. نفوذ چندمرحله‌ای دایک‌های خاوری و شمال خاوری بروجرد، دومین همایش ملی پژوهش‌های کاربردی در علوم شیمی زیست‌شناسی و زمین‌شناسی.

References

Babiker, M., Gudmundsson, A.,2004 . Geometry, structure and emplacement of mafic dykes in the Red sea Hills, Sudan, Journal of African Earth Sciences 38, 279-292.

Farquharson, P.T., 2004. Geology of the Rancho San Marcos dike swarm, Baja California, Mexico, Thesis for the degree master of science, San Diego State University.

Feraud, G., Giannerini, G., Campredon, R., 1987. Dyke swarms as paleostress indicators in areas adjacent to continental collision zones: examples from the European and Northwest Arabian Plates, in Halls, H.C., and Fahrig, W.F., eds., mafic dyke swarms, Geological Society of Canada Special Paper 34, 273-278.

Fossen, H., 2010, Structural Geology, Cambridge University Press.

Ghasemi, A., Talbot, C.J., 2006. A new tectonic scenario for the Sanandaj–Sirjan Zone (Iran), Journal of Asian Earth Sciences 26, 683-693.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections and eruptions in composite volcanoes, Journal of Earth-Science Reviews 79 , 1–31.

Masoudy, F., 1997, Contact metamorphism and pegmatite development in the region S.W of Arak-Iran, ph.D. thesis, university of leeds, England (unpub).

McHone, J.G., Anderson, D.L., Beutel, E.K. and Fialko, Y.A., 2004. Giant dikes: patterns and plate tectonics, In: www.mantleplumes.org.

Motoki, A., Sichel, S.E., 2008. Hydraulic fracturing as a possible mechanism of dyke-sill transitions and horizontal discordant intrusions in trachytic tabular bodies of Arraial do Cabo, State of Rio de Janeiro, Brazil, Journal of Geofísica Internacional 47 (1), 13-25.

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics, Springverlag, new York.

Passchier, C.W., Myers, J.S.,Kroner, A., 1990. Field geology of high grade gneiss terrains, Springer.

Sato, K., Yamaji, A., Tonai, S., 2013. Parametric and non-parametric statistical approaches to the determination of paleostress from dilatant fractures: application to an Early Miocene dike swarm in central Japan, Journal of Tectonophysics 588, 69–81.

Xu, S.S., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., 2013. Emplacement of pyroclastic dykes in Riedel shear fractures: an example from the Sierra de San Miguelito, central Mexico, Journal of Volcanology and Geothermal Research 250, 1-8.

Tectonics
August 2018, Vol:6

University of Birjand

Structural analysis of dykes in east of Borujerd

Mahlagha Moameri[1], Leili Izadi Kian[2*]

1 Masters of science, Department of Geology, Faculty of science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

2 Masters of science, Department of Geology, Faculty of science, Bu-Ali Sina University, Hamedan, Iran

Abstract:

Granitoied pluton of Borujerd and metamorphic rocks are cut by many acidic and basic dykes in the east and northeast of Borujerd city. Acidic dykes trends are different and intruded in different times. Acidic dykes involved aplitic and pegmatite dykes and show two main trends, NE-SW and NW-SE and intruded in quartz diorite, granite- granodiorite and hornfelsic rocks. Basic dykes are the youngest activity of magma in this area and only intruded in NE-SW trend in granite - granodiorite rocks. Many of aplitic and pegmatite dykes are deformed and show folding. According to evidence and trends of these dykes, they intruded poly stages in this area. Deformation caused mylonitic fabric in granitoied body and many of aplitic dykes. Deformation evidence show that acidic dykes formed in progressive deformation regime. Basic dykes formed in extension fractures that caused by pressure resulting continental collision of Arabian and Iranian microplats normal to the collision zone.

Key words: Structure- Dyke- Emplacement- Borujerd

* l.izadi@basu.ac.ir