

تأثیر دگرسانی کانی بیوتیت بر روی ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

جمال رسولی^{(۱)*}، داریوش اسماعیلی^۲ و وحید احدنژاد^۳

۱. دانشجوی دکتری پترولوژی، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی، تهران

۲. استاد دانشکده زمین‌شناسی، دانشگاه تهران، تهران

۳. استادیار دانشگاه پیام نور، گروه زمین‌شناسی، تهران

تاریخ دریافت: ۸۹/۱۲/۹

تاریخ پذیرش: ۹۲/۴/۲

چکیده

کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد یکی از بزرگ‌ترین کمپلکس‌های نفوذی در پهنه ساختاری سندج - سیرجان در غرب ایران است. واحد اصلی سنگ‌شناسی آن گرانودیوریت است که به وسیله استوک‌های کوچک کوارتز دیوریتی و مونزوگرنیتی قطع می‌گردد. در این پژوهش با استفاده از مطالعات ناهم‌سان‌گردی قابلیت مغناطیس‌شدگی، پارامتر ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین بررسی شد. داده‌های ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین در تعداد ۹۵ نمونه از واحدهای سنگی مختلف کمپلکس بروجرد، با میزان دگرسانی کانی بیوتیت در مقطع نازک مربوط به این ایستگاه‌ها با هم مقایسه و تحلیل شد. نتایج حاصل نشان می‌دهد که مقادیر ناهم‌سان‌گردی قابلیت مغناطیس‌شدگی، $14 \mu SI$ تا $921 \mu SI$ است. همچنین مشخص شد که بین شدت دگرسانی کانی بیوتیت و ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین رابطه عکس برقرار است. داده‌های ناهم‌سان‌گردی قابلیت مغناطیس‌شدگی مشخص می‌کند که کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد جزء سنگ‌های پارامغناطیس بوده و در گرانت‌های سری ایلمنیتی ایشی‌هارا قرار می‌گیرد. همچنین با استناد به مطالعات قبلی می‌توان گفت که دامنه تغییرات مقادیر ناهم‌سان‌گردی مغناطیسی میانگین در پهنه سندج - سیرجان شمالی حدوداً $200 \mu SI$ است و بنابراین کمپلکس‌های گرانیتوئیدی پهنه سندج - سیرجان شمالی از لحاظ مغناطیسی، پارامغناطیس می‌باشند. در نهایت می‌توان گفت که در همه کمپلکس‌های گرانیتوئیدی پهنه سندج - سیرجان شمالی بین شدت دگرسانی کانی بیوتیت و ناهم‌سان‌گردی مغناطیسی میانگین رابطه عکس برقرار است. یعنی در هر جایی از کمپلکس‌های گرانیتوئیدی پهنه سندج - سیرجان شمالی که شدت دگرسانی کانی بیوتیت بالا رفته باشد، احتمالاً مقدار ناهم‌سان‌گردی مغناطیسی میانگین کاهش یافته است.

واژه‌های کلیدی: ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین، ناهم‌سان‌گردی قابلیت مغناطیس‌شدگی، دگرسانی بیوتیت، کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد.

مقدمه

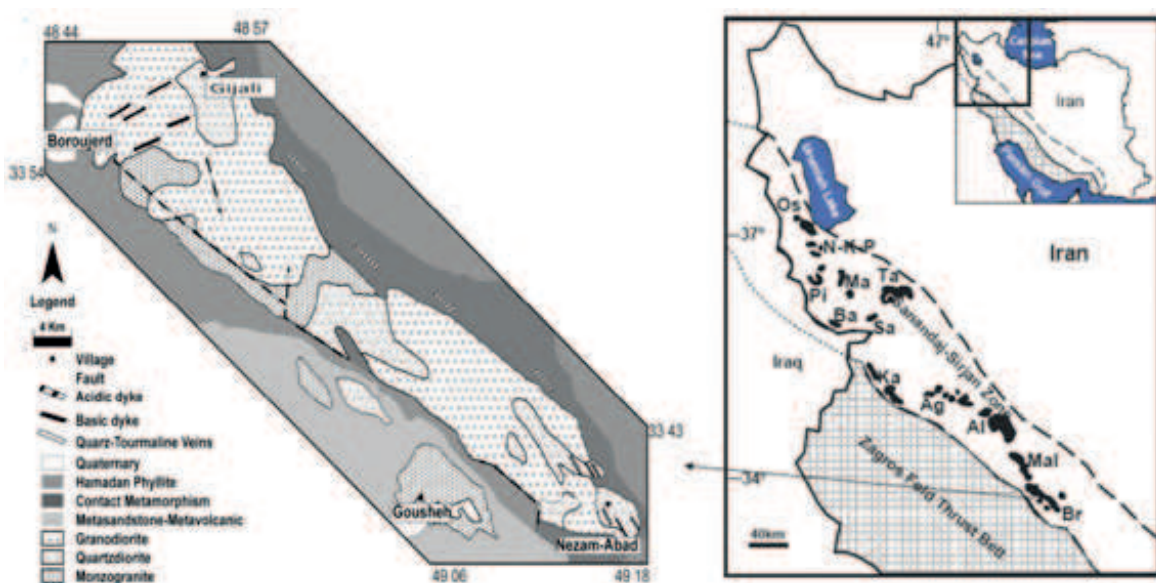
با شکلی کشیده به طول ۶۰ کیلومتر و پهنای ۱۰-۸ کیلومتر در این منطقه رخنمون یافته است (شکل ۱). با این‌که مطالعات ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی از سال ۱۹۳۰ شروع شده

کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد در موقعیت جغرافیایی با طول ۴۵' ۴۸" تا ۲۰' ۴۹" و عرض‌های ۳۸' ۳۳" تا ۰۰' ۳۴"

روی توده‌های متمرکز در نوار دگرگونی سنندج - سیرجان شمالی است و نتایج رضایت‌بخشی نیز حاصل شده که از حوصله بحث ما خارج است. خاصیت AMS، ناشی از جهت‌یافتگی ترجیحی کانی‌های مغناطیسی می‌باشد. یعنی جهت‌یافتگی ترجیحی محورهای بلورشناسی که اغلب توسط شکل‌دانه کنترل می‌گردد، باعث ایجاد AMS در کانی‌ها می‌شود. خروجی اندازه‌گیری‌های AMS، یک بیضوی خودپذیری مغناطیسی است که توسط طول محورهای بلورشناسی و جهت یافتگی نسبت به محور اصلی ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) تعیین می‌گردد (Borradaile and Henry, 1997). بزرگی خودپذیری مغناطیسی (Km) در سنگ‌های گرانیتی از دو خاصیت کانی‌های تشکیل دهنده سنگ ناشی می‌شود (Roch-ette, 1987): الف) خاصیت فرومغناطیس که عمدتاً در سنگ‌ها توسط مگنتیت و به‌طور فرعی توسط پیرویت ایجاد می‌شود. ب) خاصیت پارامغناطیس که توسط کانی‌های فرومنیزین نظیر بیوتیت و آمفیبول تولید می‌شود.

ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) بدین صورت تولید می‌شود که هرگاه یک ماده در معرض میدان مغناطیسی (H) قرار داده شود، یک مغناطیس القایی (M) در آن ماده به‌وجود می‌آید که در مطالعات AMS این دو کمیت توسط ضریب خودپذیری مغناطیسی (K) به هم ارتباط پیدا می‌کنند، یعنی $M=K.H$ و برحسب μSI بیان می‌گردد. اساس اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی بر مبنای اندازه‌گیری K، یعنی ضریب خودپذیری مغناطیسی استوار است. به‌منظور اندازه‌گیری پارامترهای مغناطیسی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، از کل منطقه، نمونه‌برداری به‌صورت مغزه‌گیری انجام شد. نمونه‌ها پس از شستشو، برش و آماده‌سازی به دانشگاه پل ساباته کشور فرانسه منتقل و مقادیر Km کل نمونه‌ها توسط دستگاه KLY_3 اندازه‌گیری شد (جدول ۱).

است، ولی شاید بتوان گفت که اولین کاربرد این روش مربوط به رسوبات و سنگ‌های رسوبی است، به‌طوری که Cloos (1931) به‌صورت تجربی نشان داد که جابجایی رسوبات، الگوی خودپذیری مغناطیسی خاصی ایجاد می‌کند. همچنین به‌طور مشابه مطالعات ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی بر روی سنگ‌های ولکانیکی و سایر سنگ‌های آذرین نیز صورت گرفت (Janak, 1965). علاوه بر این حتی دگرسانی سنگ‌های ماگمایی (Hrouda, 1982؛ Dunlop, 1986؛ Tsurumi et al., 2003)، فابریک‌های نهشته‌های معدنی (Graham, 1954؛ Hrouda, 1986) و تاریخچه دگرشکلی متئوریت‌های کندریتی (Dercourt et al., 1986) نیز توسط اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی تعیین شده‌اند. اخیراً عمده مطالعات ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی روی سنگ‌های گرانیتی متمرکز شده و پیشرفت‌های قابل ملاحظه‌ای نیز در زمینه تعیین نوع گرانیت از لحاظ مغناطیسی و همچنین جایگزینی توده‌های گرانیتی با استفاده از این تکنیک حاصل شده است. ناهم‌سان‌گردی خودپذیری مغناطیسی (AMS) از دقیق‌ترین روش‌هایی است که برای بررسی ساختار در سنگ‌های گرانیتی که ساخت‌های خطی و صفحه‌ای آنها در مقیاس‌های بزرگ در نمونه دستی و صحرایی به خوبی قابل تشخیص نباشد، بکار می‌رود (Bouchez et al., 1997). در حال حاضر در اغلب کشورهای دنیا به‌عنوان یک روش جدید جهت تعیین سازوکار جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی استفاده می‌شود. در ایران نیز این روش برای اولین بار توسط Sadeghian et al. (2005) برای تعیین سازوکار جایگیری گرانیت زاهدان بکار رفت. در ادامه Esmaily et al. (2007) این روش را برای نحوه جایگیری شیرکوه یزد مورد استفاده قرار دادند. Ahadnejad et al. (2009)، Ghalamghash et al. (2012)، Rasouli et al. (2010) و رسولی و همکاران (۱۳۹۱) از این روش در تشریح سازوکار جایگیری توده‌های گرانیتوئیدی استفاده کرده‌اند. آنچه تاکنون در کشورمان انجام شده بیشتر بر

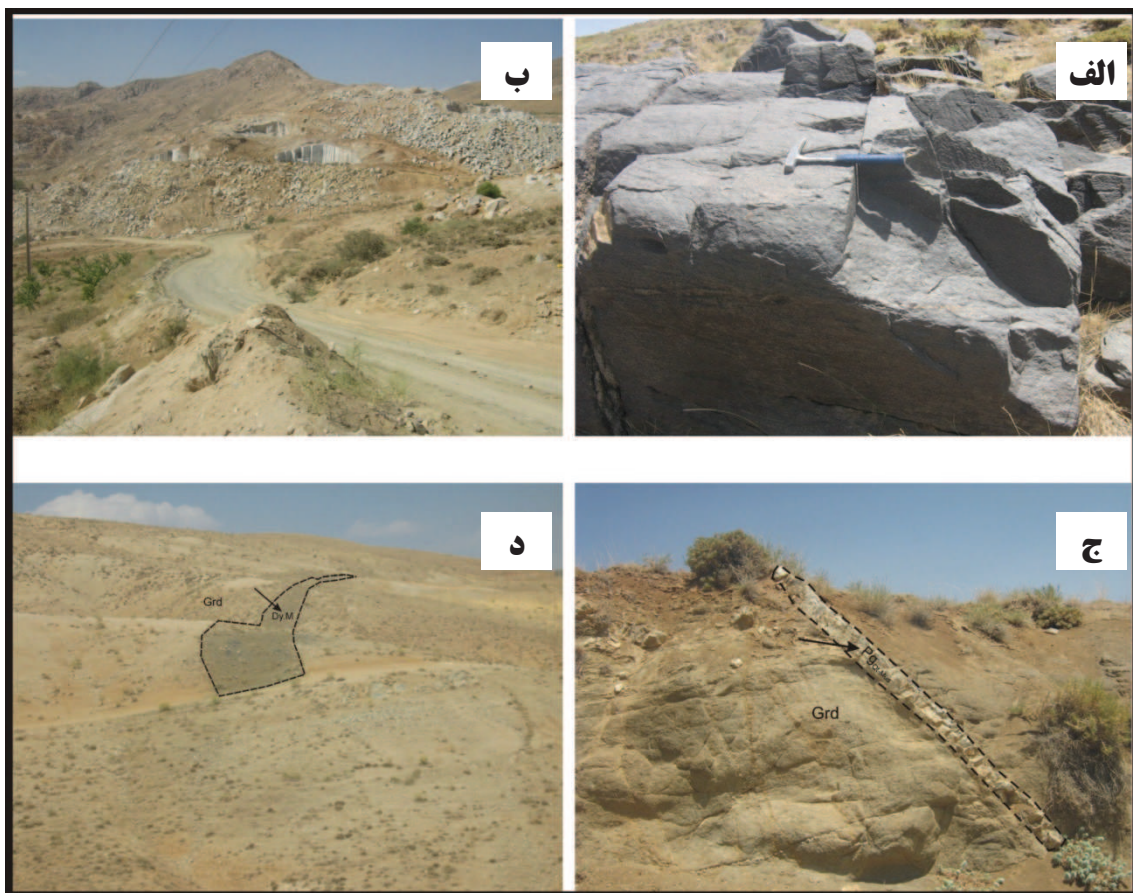


شکل ۱. نقشه زمین‌شناسی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد.

زمین‌شناسی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

موزوگرانیت و کوارتزادیوریت تشکیل شده است. همچنین به‌نظر احمدی خلجی (۱۳۸۵) سنگ‌های گرانیتی روشن اسفندار، دایک‌های اسیدی، رگه‌های کوارتز - تورمالین و دایک‌های بازیک و حدواسط نیز در منطقه قابل تشخیص است (شکل ۲). سنگ‌های گرانودیوریتی حجم عمده توده نفوذی بروجرد را تشکیل داده که در حقیقت بدنه اصلی این کمپلکس بوده و همبری آن‌ها با سنگ‌های دگرگونی مجاورتی اطراف به‌خوبی قابل تشخیص است. بافت این سنگ‌ها گرانولار بوده و از نظر کانی‌شناسی دارای پلاژیوکلاز، آلکالی فلدسپار، کوارتز و بیوتیت بوده و کانی‌های فرعی آلانیت، آپاتیت، اسفن، زیرکن و کانی‌های اپیک می‌باشند. واحد سنگی کوارتزادیوریتی در صحرا به رنگ خاکستری بوده و به‌صورت توده‌های کوچک و مجزا در درون واحد گرانودیوریتی رخنمون دارد. به‌همین دلیل تفکیک این دو واحد از هم‌دیگر در صحرا مشکل است. ترکیب کانی‌شناسی این سنگ‌ها مشابه واحد گرانودیوریتی می‌باشد، با این تفاوت که مقدار آمفیبول و پلاژیوکلاز این سنگ‌ها بیشتر و مقدار کوارتز و آلکالی‌فلدسپار آنها کمتر است. با توجه به مطالعات احمدی خلجی (۱۳۸۵) در مورد سن کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد که بر اساس روش سن‌سنجی U-Pb و با استفاده از کانی زیرکن صورت گرفته، مشخص شد که

منطقه مورد مطالعه در شرق و جنوب شرق بروجرد در مجموعه سنگ‌های دگرگونی قرار دارد (شکل ۱). سنگ‌های دگرگونی موجود در منطقه، شامل دو سری دگرگونی ناحیه‌ای درجه پایین و مجاورتی درجه پایین تا بالا می‌باشد. مرزبندی این دو دگرگونی با توجه به شواهد بافتی و تغییرات کانی‌شناسی صورت گرفته است. دگرگونی ناحیه‌ای شامل اسلیت‌ها و فیلیت‌ها می‌باشد که تغییرات بافتی محسوسی را نشان نمی‌دهند و طیفی از شرایط رخساره شیست سبز در آنها دیده می‌شود. (Masoudi et al. (2002 و احمدی خلجی (۱۳۸۵) اعتقاد دارند در طی نفوذ کمپلکس گرانیتوئیدی در امتداد سطح شیستوزیته، یک مجموعه دگرگونی مجاورتی دمای بالا - فشار پایین حاصل شده است. در بخش جنوبی کمپلکس، دگرگونی مجاورتی به دلیل گسله بودن ناقص است و یا دیده نمی‌شود و نوار باریکی از شیست‌های کردیریت‌دار یا کردیریت هورنفلس که به اسلیت و فیلیت ختم شده، وجود دارد. ولی احمدی خلجی (۱۳۸۵) اعتقاد دارد در بخش‌های شمالی کمپلکس، میگماتیت‌های تزریقی و هورنفلس‌ها دیده می‌شوند. مطالعات صحرایی و پتروگرافی نشان می‌دهند که این کمپلکس از سه واحد اصلی گرانودیوریت،



شکل ۲. الف) نمایی از گرانودیوریت‌های منطقه مورد مطالعه، ب) نمایی از موزوادیوریت‌های گوشه که به‌دلیل عدم هوازدگی، تازگی و خوش رنگ بودن به‌صورت سنگ ساختمانی استخراج می‌شود، ج) نمایی از یک رگه پگماتیتی که در درون واحد گرانودیوریتی تزریق شده است، د) نمایی از یک دایک بازیک (Grd گرانودیوریت، Dy.M دایک بازیک).

ریزساختارهای ماگمایی و ساب ماگمایی

ریزساختارهای ماگمایی و ساب ماگمایی در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، در بخشی معروف به مونزوگرانیت گوشه واقع در جنوب غرب کمپلکس به خوبی گسترش یافته‌اند (شکل ۳). در این بخش کانی‌ها دگرشکلی از خود نشان نداده و متحمل تنش خاصی نشده‌اند (شکل ۵-الف). فقط ممکن است خاموشی موجی بسیار ضعیفی در کوارتز دیده شود و یا در حالت ساب ماگمایی بلورهای فلدسپار دچار شکستگی شوند (شکل ۴-ج) که علت این امر وجود صفحات کلیواژ و ماکل در دانه‌های فلدسپار می‌باشد (Vernon and Flood, 1987). بنابراین در حالت کلی، کانی‌ها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ نموده‌اند. این ریزساختارها نشان می‌دهند که بخش مزبور می‌تواند جوان‌ترین فعالیت ماگمایی در منطقه باشد زیرا کانی‌ها دگرشکلی خاصی را متحمل نشده‌اند (شکل ۵-الف) (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹).

ریزساختار ساب سولیدوس حالت جامد دما بالا

پراکندگی ریزساختار حالت جامد دمای بالا در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، عمدتاً در شرق و جنوب شرق کمپلکس تا مرکز آن دیده می‌شود (شکل ۳). بررسی مقاطع میکروسکوپی

ماگماتیسیم غالب در محدوده سنی نسبتاً کوتاه ۱۷۵-۱۷۱ میلیون سال پیش اتفاق افتاده و با جایگزینی پی در پی انواع توده‌های آذرین و همچنین دگرگونی ناحیه‌ای در این بخش از پهنه سندج-سیرجان همراه بوده است. همچنین این داده‌های سنی، سن حدود ۳۵ میلیون سال را برای توده مونزوگرانیتی گوشه نشان می‌دهند. در نهایت براساس مطالعات احمدی خلجی (۱۳۸۵) مشخص گردید، کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد از نوع کالک آلکالن و غنی از پتاسیم (پتاسیک) بوده و از نظر درجه اشباع از آلومینیوم (ASI)، متآلومین تا اندکی پرآلومین می‌باشد.

گروه‌بندی ریزساختارهای میکروسکوپی در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

بر اساس بررسی‌های صحرایی و مطالعات میکروسکوپی مشخص شد که شدت دگرشکلی‌ها در همه جای کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد یکسان نیست. مطالعات انجام شده بر روی ۹۴ مقطع میکروسکوپی از قسمت‌های مختلف کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد نشان می‌دهند که می‌توان ریزساختارها را در این کمپلکس به چهار پهنه به شرح زیر تقسیم‌بندی نمود (شکل ۳). (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹).



شکل ۳. نقشه پتروگرافی گرانیتوئید بروجرد که محل پهنه‌های چهارگانه با شماره بر روی آن مشخص است: (۱) پهنه ماگمایی و ساب ماگمایی، (۲) پهنه حالت جامد دما بالا، (۳) پهنه حالت جامد دما پایین و (۴) پهنه ساب میلونیتی و میلونیتی.

تکتونیک در حالت شکل پذیر بر سنگ‌های این پهنه می‌باشد (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹).

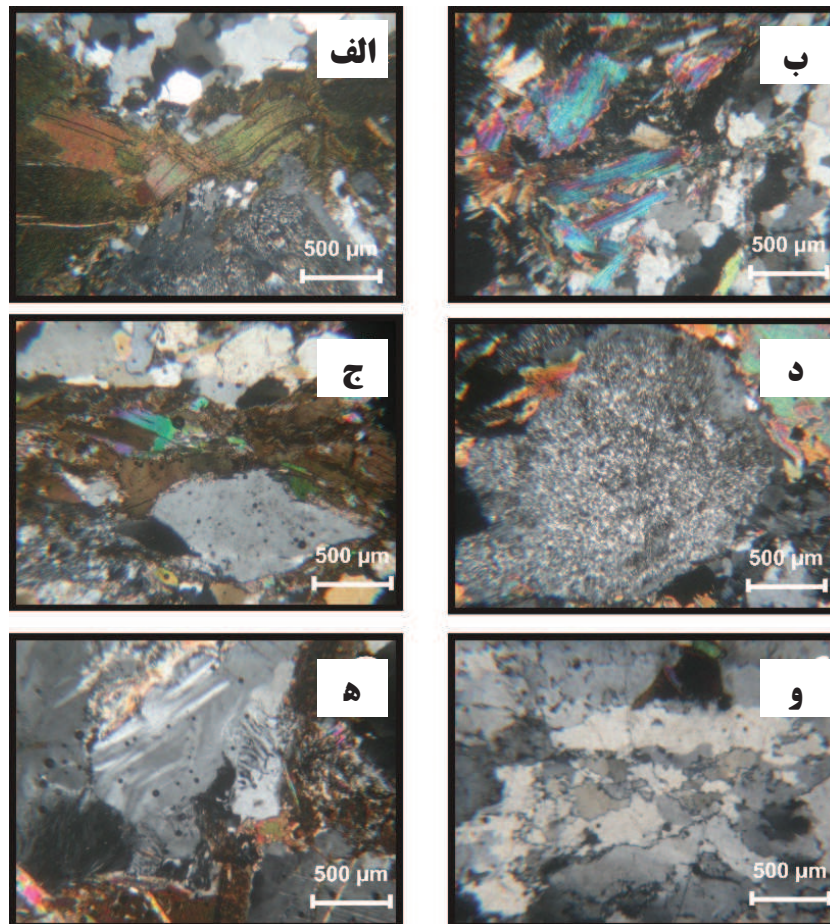
ریزساختارهای ساب‌سولیدوس حالت جامد دما پایین

این پهنه در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد از مرکز به طرف غرب و جنوب غرب کمپلکس گسترش دارد (شکل ۳). مطالعه میکروسکوپی مقاطع نازک نشان می‌دهد که بلورهای درشت بیوتیت تکه‌تکه و به اجتماع دانه‌ریزی تبدیل شده است که مؤید تبلور مجدد می‌باشد (شکل ۵-د). در این حالت بلورهای تکه‌تکه شده به تدریج جهت‌یابی کرده و سبب ایجاد برگ‌وارگی در سنگ می‌شوند. همچنین ریزساختارهای ساب‌سولیدوس حالت جامد دمای پایین با خاموشی موجی شدید در کوارتز مشخص می‌شود (شکل ۵-ه) (Passchier and Trouw, 1999). کانی پلاژیوکلاز نیز به وسیله سرسیت، جایگزین گردیده است (شکل ۴-د) (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹).

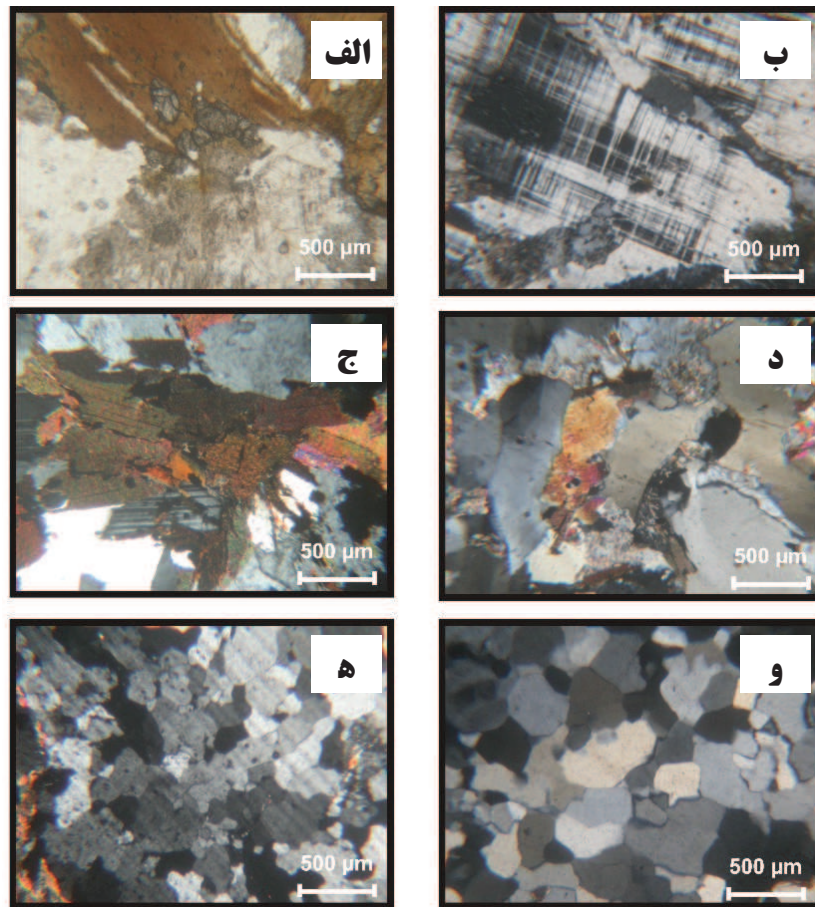
ریزساختارهای ساب‌میلونیتی و میلونیتی

این پهنه در منطقه مورد مطالعه از مرکز به سمت شمال گسترش یافته به طوری که می‌توان گفت از مرکز به سمت شمال شرق

این بخش نشان می‌دهد، بلورهای بیوتیت در اکثر سنگ‌های تغییرشکل یافته این پهنه، تاب‌دار و خمیده بوده و کج‌شدگی نشان می‌دهند و یا کینگ‌باند در آن‌ها به وجود آمده است (شکل ۴-الف). باید توجه داشت که در اکثر موارد ظهور کینگ‌باند در دگرشکلی‌ها به علت لغزش کم ورقه‌های بیوتیت در امتداد سطوح کلیواژ نادر می‌باشد (Bouchez et al., 1981). به اعتقاد Vernon and Flood (1987) حضور مقدار کمی مذاب در بین ورقه‌های بیوتیت، سبب سهولت لغزش ورقه‌ها بر روی یکدیگر می‌شود (شکل ۵-ج). در مقاطع این پهنه، پلاژیوکلازها دارای حاشیه‌های گسیخته بوده و ماکل‌های مکانیکی و پلی‌سنتیک تاب‌دار از خود نشان می‌دهند (شکل ۵-ب). در بسیاری از مقاطع این پهنه در فلدسپارها می‌توان بافت پرتیتی مشاهده کرد (شکل ۴-ه). همچنین تبلور مجدد در کوارتز با مهاجرت مرز دانه به صورت آمیبی و استیلولیتی اتفاق افتاده است (شکل ۴-و) این حالت مؤید حرارت بالا در گرانیتوئیدها می‌باشد و در شرایطی که اختلاف تنش شدید و مقدار تنش برشی بیشینه باشد، بر اثر تبلور مجدد چرخشی، دانه‌های کوارتز در اندازه‌های تقریباً مساوی، ریز و کوچک شده و با چرخیدن، به موازات سطح برگ‌وارگی قرار گرفته‌اند (Passchier et al., 1982). وجود تمامی شواهد فوق، حاکی از عملکرد تنش‌های



شکل ۴. الف) خمیدگی و کج‌شدگی در بیوتیت، ب) بیوتیت در حال تبدیل به موسکوویت ثانویه، ج) بیوتیت به صورت میکافیش، د) دگرسانی در فلدسپار و تبدیل آن به کانی‌های ثانویه از جمله کانی‌های رسی، ه) بافت پرتیتی در فلدسپار و و) کوارتز در حال تبلور مجدد و دارای مهاجرت مرز دانه به صورت آمیبی.



شکل ۵. الف) پهنه ماگمایی (کانی‌ها بدون هیچ تغییری دیده می‌شوند)، ب) رگه‌ای از کوارتز در داخل فلدسپار دیده می‌شود که مؤید حالت ساب ماگمایی است (همچنین به ماکل پلی سنتتیک فلدسپار هم توجه گردد)، ج) پهنه حالت جامد دما بالا، د) پهنه حالت جامد دما پایین و ه و و) پهنه ساب میلونیتی - میلونیتی (کوارتزها تبلور مجدد گسترده نشان می‌دهند).

کلریت، کلسیت و اپیدوت تبدیل شده است. بقایایی از دانه‌های درشت کوارتز و فلدسپار به صورت پورفیروکلاست در این زمینه ریزدانه قرار می‌گیرند. پارائز کانی‌های ذکر شده نشان می‌دهد که این نوع دگرشکلی به‌طور بارزی تحت شرایط دگرگونی رخساره شیبست سبز درجه پایین صورت گرفته است (Vernon, 1999; Tullis et al., 1999). سنگ‌ها در بخش‌هایی که این ریزساختارها تشکیل شده‌اند، به دلیل فرسایش بسیار زیاد، رخنمون کمی دارند (اسماعیلی و همکاران، ۱۳۸۹).

خاصیت مغناطیسی در سنگ‌ها

به‌طور کلی مواد از نظر خواص مغناطیسی به سه دسته دیامغناطیسی، پارامغناطیسی و فرومغناطیسی تقسیم‌بندی می‌شوند. خاصیت دیامغناطیسی: در مواد دیامغناطیس، مغناطیس‌شدگی به‌طور خطی وابسته به میدان اعمال شده است و با برگشت میدان، به صفر کاهش می‌یابد (Boher et al., 1992; Bouchez et al., 1997). کانی‌هایی نظیر کوارتز و پلازیوکلاز که در ساختمان آنها هیچ‌گونه یون آهنی وجود ندارد، رفتار دیامغناطیس از خود نشان می‌دهند، یعنی خودپذیری مغناطیسی کوچک و منفی دارند. بنابراین در گرانیتهای بیش از ۷۰ درصد کانی‌ها دارای خاصیت

کمپلکس، بیشتر حالت ساب میلونیتی بوده و از مرکز به سمت شمال غرب پهنه، میلونیتی می‌باشد (شکل ۳). در این مناطق که دگرشکلی بسیار شدید است، بیوتیت تجزیه شده و به کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل موسکویت، کلسیت، اپیدوت و کلریت تبدیل می‌شود (احمدی خلجی، ۱۳۸۵) (شکل ۴-ب). همچنین در بعضی مقاطع دیگر این پهنه، بیوتیت به‌صورت میکافیش دیده می‌شود که جهت برش راست بر را به خوبی نشان می‌دهد (شکل ۴-ج). در دگرشکلی درجه بالا، بلورهای فلدسپار می‌توانند دگرسان شده و تبدیل به کانی‌های ثانویه‌ای از قبیل سریسیت، موسکویت و کانی‌های رسی شوند (شکل ۴-الف). فلدسپارهای سالم به ندرت در این پهنه مشاهده می‌شوند. در این پهنه، کوارتز به شدت تبلور مجدد پیدا کرده و خاموشی موجی شدید دارد (شکل ۵-ه و و) و کوارتزهایی که در حین دگرشکلی‌های مختلف قبلی، حاشیه‌های نامنظم و خاموشی موجی پیدا کرده بودند، ممکن است پس از افت نرخ دگرشکلی یا توقف آن، ناپایدار شده و به تناسب شرایط حاکم بر محیط، دچار تبلور مجدد شوند. بنابراین در این پهنه به دلیل تنش شدید، تغییرات اساسی در ساختار و بافت کانی‌ها به‌وقوع پیوسته است. به‌طوری که تعیین ماهیت اولیه گرانیتهای مشکل و سنگ به یک زمینه ریزدانه متشکل از کوارتز، سریسیت،

اختصاص می‌دهند، تیتانومگنتیت‌ها و تیتانوهما تیت‌ها هستند. از گروه تیتانومگنتیت‌ها می‌توان به مگنتیت و اولوآسپینل اشاره کرد و از گروه تیتانوهما تیت‌ها می‌توان، هماتیت را نام برد.

روش کار

نمونه‌های مورد استفاده این روش، قطعاتی از مغزه‌های جهت‌دار هستند که به وسیله یک ماشین حفاری قابل حمل، تهیه می‌شوند. معمولاً از هر ایستگاه حداقل دو مغزه جهت‌دار تهیه می‌گردد. فاصله بین محل‌های حفاری شده در هر ایستگاه بین ۳ تا ۷ متر و فاصله هر ایستگاه حفاری با ایستگاه بعدی (بسته به نحوه توپوگرافی محل و شرایط دسترسی به محل مناسب برای نمونه‌گیری) ۱ تا ۲ کیلومتر انتخاب شد. از واحدهای مختلف سنگ‌شناسی کمپلکس بروجرد در ۹۵ ایستگاه حفاری صورت گرفته و ۲۹۰ مغزه به طول ۵ تا ۱۰ سانتی‌متر به دست آمد. مغزه‌ها در کارگاه سنگ‌بری دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران به قطعاتی به طول ۲۲ میلی‌متر و ۲۵ میلی‌متر قطر برش داده شدند. در مجموع ۶۸۰ قطعه یعنی به‌طور متوسط از هر ایستگاه، ۵ قطعه تهیه شد. یک قطعه جهت مطالعه پتروگرافی و ۴ قطعه دیگر نیز پس گذراندن مراحل شستشو و آماده سازی در آزمایشگاه مغناطیس دانشگاه پل ساباتیو شهر تولوز فرانسه، مقدار خودپذیری مغناطیسی و پارامترهای لازم برای تعیین فابریک‌های مغناطیسی با دستگاه کاپابریج KLY-3 (شکل ۶) اندازه‌گیری شد که نتایج آن در (جدول ۱) آمده است. اساس اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی بر مبنای پارامتر K یعنی ضریب خودپذیری مغناطیسی استوار است. اگر بردارهای مغناطیسی در یک فضای بیضوی تجسم شود (شکل ۷)، می‌توان سه بردار K_{min} ، K_{int} و K_{max} تعریف کرد. در مطالعات AMS، K_{max} نشان‌دهنده خط‌وارگی مغناطیسی و K_{min} که بردار کمترین مقدار خودپذیری مغناطیسی است، به‌عنوان قطب برگ‌وارگی مغناطیسی در نظر گرفته می‌شود. یکی از مهم‌ترین پارامترهای بدست آمده K_m است که در ادامه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

دیامغناطیس هستند (Bouchez et al., 1997).

خاصیت پارامغناطیسی: مواد پارامغناطیس گروهی از مواد هستند که موجب تقویت جزئی میدان مغناطیسی می‌شوند. در مواد پارامغناطیس نیز مشابه مواد دیامغناطیس، وقتی که میدان مغناطیسی بازگشت یابد، مغناطیس‌شدگی القایی به سمت صفر میل می‌کند. از گروه کانی‌های پارامغناطیس می‌توان به بیوتیت، ایلمنیت، آمفیبول، پیروکسن و اژرین اوژیت اشاره کرد. ولی در میان این کانی‌ها با توجه به ترکیب کانی‌شناسی گرانیته‌ها، بیوتیت شاخص‌ترین کانی پارامغناطیس می‌باشد. ساختمان مغناطیسی بیوتیت متشکل از صفحات اکتاهدرال یون‌های آهن با گشتاورهای مغناطیسی است که به‌طور فرومغناطیسی (هم‌سو) در صفحه جفت شده‌اند. در حالی که واکنش‌های بین صفحه‌ای به‌صورت آنتی فرومغناطیس بوده و تقریباً ۳۰ برابر ضعیف‌تر می‌باشد (Balsley and Buddington, 1960). بنابراین به‌طور کلی کانی بیوتیت به‌عنوان یک کانی پارامغناطیس شاخص در گرانیته‌ها در نظر گرفته می‌شود. با توجه به این‌که میزان بیوتیت در برخی از بخش‌های کمپلکس گرانیته‌یئیدی منطقه مورد مطالعه بیش از ۲۵ درصد می‌باشند (احمدی خلجی، ۱۳۸۵). اساس مطالعات AMS در این تحقیق بر روی کانی بیوتیت واحدهای اصلی لیتولوژیکی کمپلکس گرانیته‌یئیدی بروجرد می‌باشد.

خاصیت فرومغناطیسی: مواد فرومغناطیس، خودپذیری مغناطیسی مثبت داشته و در میدانی با شدت زیاد، بی‌اثر می‌شوند (Bouchez et al., 1992). تولید مغناطیس‌شدگی در جامدات فرومغناطیس می‌تواند بیشتر از جامدات پارامغناطیس در میدان مغناطیسی مشابه باشد. اشباع‌شدگی مغناطیسی در مواد فرومغناطیس با افزایش دما کاهش می‌یابد و در دمای کوری (۵۸۰ درجه سانتی‌گراد برای مگنتیت و ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد برای هماتیت) به صفر می‌رسد. کانی‌های فرومغناطیسی که دارای اهمیت بیشتری در مطالعات AMS هستند، اکسیدهای آهن و تیتانیم می‌باشند. اکسیدهای آهن و تیتانیم عمده‌ای که فازهای اولیه تبلور در سنگ‌های آذرین را تشکیل داده و معمولاً یک تا پنج درصد حجم کل سنگ را به خود



شکل ۶. تصویر دستگاه KLY-3 که برای اندازه‌گیری AMS به‌کار می‌رود.

جدول ۱. پارامتر ناهمسان‌گردی خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) اندازه‌گیری شده توسط دستگاه KLY-3 برای کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد

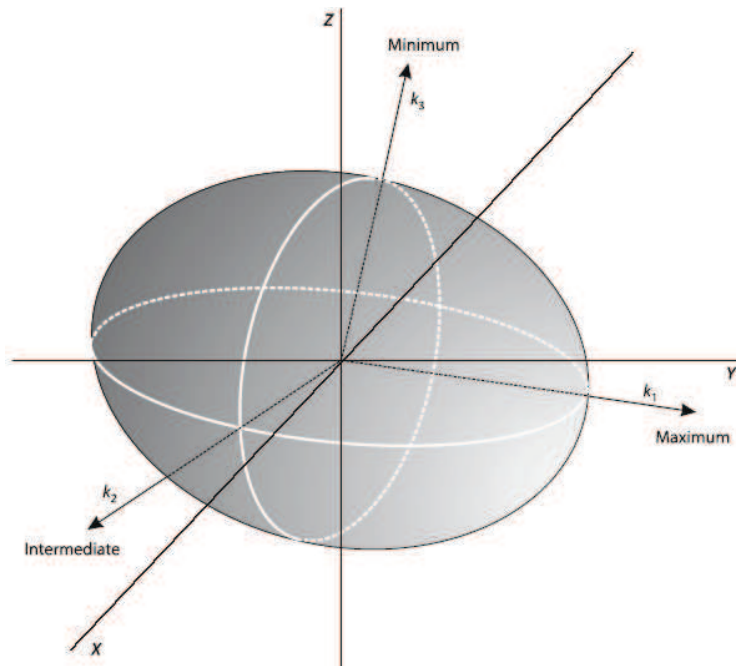
Site	UTM-X	UTM-Y	KM μ SI
1	295269	3758114	17
2	296952	3761130	293
3	295890	3759488	214
4	294956	3759046	107
5	299599	3758792	349
6	301664	3760506	14
7	300303	3760503	32
8	300832	3762465	93
9	299883	3756413	330
10	298365	3755089	169
11	304084	3759531	34
12	304084	3759531	64
13	305481	3760057	303
14	308175	3761204	28
15	310010	3756667	355
16	308440	3755219	40
17	307405	3757398	255
18	306730	3759600	403
19	309600	3759264	22
20	308529	3758361	39
21	305760	3756106	22
22	295839	3755945	43
23	297930	3757595	78
24	300548	3751375	129
25	302347	3752601	211
26	304007	3753307	219
27	298121	3753276	58
28	303742	3750446	138
29	305195	3751094	76
30	306713	3749923	51
31	300370	3753906	32
32	298367	3756384	199
33	302319	3759876	46
34	311079	3758711	26
35	308611	3747141	203
36	310416	3746088	49
37	311300	3750478	281
38	313747	3752032	38
39	310773	3752430	256
40	311392	3753804	343
41	315187	3748090	27
42	316040	3745670	122
43	314442	3746841	123
44	312283	3746883	93
45	309951	3744711	92

Site	UTM-X	UTM-Y	KM μ SI
46	312030	3743159	187
47	314056	3741548	349
48	313167	3738206	278
49	321308	3744090	62
50	321668	3741341	280
51	323405	3740692	313
52	323414	3738381	467
53	324592	3736695	470
54	324610	3734877	194
55	326874	3734774	167
56	328609	3736745	306
57	330370	3737392	360
58	332441	3736585	314
59	332229	3734771	387
60	330781	3735875	309
61	321237	3737558	268
62	319228	3736148	425
63	333868	3732831	380
64	333701	3730647	277
65	335007	3728683	197
66	337767	3727403	299
67	325464	3740747	296
68	341334	3725033	493
69	340392	3727236	143
70	335411	3726704	314
71	332113	3731106	178
72	327942	3734015	249
73	319522	3744863	321
74	318895	3738928	168
75	316883	3737364	922
76	320136	3743342	292
77	321936	3728116	65
78	325295	3728639	96
79	326597	3728030	82
80	328692	3725589	72
81	326357	3737464	329
82	334357	3731344	277
83	335233	3729850	315
84	333919	3726853	215
85	336351	3727458	348
86	340603	3725969	375
87	340703	3724242	159
88	340543	3725477	390
89	339605	3727927	189
90	323273	3743283	225

ادامه جدول ۱.

Site	UTM-X	UTM-Y	KM μ SI
91	324572	3731395	108
92	325140	3730029	108
93	323507	3729473	125

Site	UTM-X	UTM-Y	KM μ SI
94	319851	3735058	647
95	321545	3729263	76



شکل ۷. تصویر سه بعدی از K_1, K_2, K_3 که رابطه $K_1 > K_2 > K_3$ در آنها برقرار است.

آباد که دارای Km بالاتر از $400 \mu\text{SI}$ می‌باشند و به نظر می‌رسد که باید آنها را جزو سنگ‌های فرومغناطیس طبقه‌بندی کرد. خاصیت فرومغناطیس در گرانیتهای توسط مگنتیت و خاصیت پارامغناطیس توسط کانی‌های فرومنیزین به‌خصوص بیوتیت کنترل می‌شود. بنابراین گرانیتهایی که حاوی مگنتیت بوده، غالباً گرانیتهای فرومغناطیس هستند. در حالی که، در گرانیتهایی که مگنتیت ندارند، عمدتاً ناشی از حضور بیوتیت بوده و این گرانیتهای، پارامغناطیس هستند. در نتیجه می‌توان گرانیتهای کلاسیک سری مگنتیت و سری ایلمنیت (Ishihara, 1977) را به ترتیب منطبق بر گرانیتهای فرومغناطیس و پارامغناطیس در نظر گرفت (Jover et al., 1989). با توجه به مقادیر Km برای قسمت‌های مختلف کمپلکس، در مجموع کمپلکس گرانیتهای بروجرده (به جز در مناطق محدودی از کوارتز دیوریت‌ها که دارای خواص گرانیتهای فرومغناطیس می‌باشند)، جزء گرانیتهای پارامغناطیس طبقه‌بندی می‌شود که این نتیجه با مطالعات پیشین در منطقه نیز هم‌خوانی دارد، زیرا احمدی خلجی (۱۳۸۵) نیز در رساله دکتری خود که پترولوژی و ژئوشیمی این کمپلکس را مورد بررسی قرار داده است، مسائل ژئوشیمیایی را بسیار دقیق مطالعه کرده و بعنوان یکی از نتایج بخش ژئوشیمی خود این کمپلکس را در سری ایلمنیتی ایشی‌هارا قرار داده است. در این مطالعه نیز مشخص شد که کمپلکس گرانیتهای بروجرده

نتایج و بحث

پارامتر خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km)

یکی از پارامترهایی که در حین اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی قابل دسترسی است، مقدار خودپذیری مغناطیسی میانگین (Km) است و رابطه آن به صورت $[Km = (K_1 + K_2 + K_3) / 3]$ می‌باشد. دامنه تغییرات Km برای کمپلکس گرانیتهای بروجرده بین $921 \mu\text{SI}$ (در برخی از کوارتز دیوریت‌ها) تا $14 \mu\text{SI}$ (در برخی از مونزوگرانیتهای) متغیر است (جدول ۱). روند تغییرات Km به این ترتیب است که بالاترین مقدار در کوارتز دیوریت‌ها و کم‌ترین مقدار در مونزوگرانیتهای قابل مشاهده است. گراندیوریت‌ها که قسمت عمده سنگ‌های منطقه مورد مطالعه را به خود اختصاص داده‌اند، حدواسط مقادیر یاد شده می‌باشند.

با توجه به تقسیم‌بندی صورت گرفته توسط Jover et al. (1989) می‌توان گرانیتهای را بر اساس بزرگی خودپذیری مغناطیسی به ۳ گروه تقسیم‌بندی کرد: الف) گرانیتهای دیامغناطیس ($Km < 50$ ، ب) گرانیتهای پارامغناطیس ($400 < Km < 50$ و ج) گرانیتهای فرومغناطیس ($Km > 400$). از آنجاکه میانگین Km برای کمپلکس گرانیتهای بروجرده $205 \mu\text{SI}$ محاسبه شد، می‌توان گفت در کل کمپلکس گرانیتهای بروجرده، جزء گرانیتهای پارامغناطیس است. با این وجود چند منطقه به‌صورت محلی از این قاعده مستثنی هستند. مانند کوارتز دیوریت‌های حوالی روستای نظام

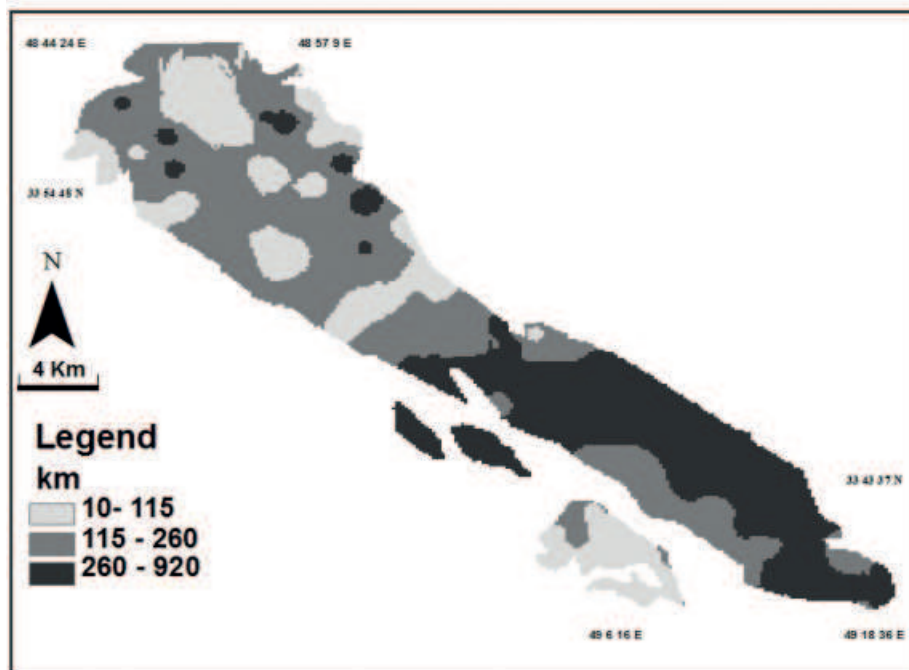
کانی‌های فرومنیزین، مقدار Km نیز افزایش می‌یابد. به عبارت دیگر در سنگ‌های گرانیتوئیدی پارامغناطیس، میزان Km با ضریب رنگینی سنگ رابطه مستقیم دارد با حرکت از سنگ‌های هولوکرات به طرف سنگ‌های ملانوکرات، مقدار Km افزایش می‌یابد. ولی در سنگ‌های فرومغناطیس که جهت قرارگیری مگنتیت موجود در سنگ تعیین کننده مقدار Km است، به نظر می‌رسد چنین رابطه‌ای برقرار نباشد (Bouchez et al., 1997). با توجه به موارد بالا، باید روند تغییرات مقدار Km در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (که یک کمپلکس گرانیتوئیدی پارامغناطیس است) در حالت کلی به این صورت باشد که بالاترین مقدار Km در سنگ‌های کوارتزیدیوریتی دیده شده و کمترین مقدار نیز در سنگ‌های مونزوگرنیتی دیده شود و گرانودیوریت‌ها دارای مقدار حد واسط بین کوارتزیدیوریت‌ها و مونزوگرنیت‌ها باشند. در موارد زیادی این نظم و توالی مشاهده نمی‌شود و گاهی در کوارتزیدیوریت‌ها مقادیر بسیار پایین Km (مثلاً ایستگاه ۱۶ در حوالی روستای گیجالی) مشاهده می‌شود و یا این‌که در بین مونزوگرنیت‌ها، در برخی ایستگاه‌ها مقدار Km به‌طور غیرعادی خیلی بالا (مثلاً ایستگاه ۷۷) است (جدول ۱) و (شکل ۳). برای پاسخ به این ابهام، تمامی مقاطع نازک سه گروه اصلی سنگ‌ها به تفکیک مورد بررسی قرار گرفت و میزان دگرسانی در کانی بیوتیت برای هر کدام از ایستگاه‌ها به‌دقت تعیین شده و به‌صورت درصد بیان شد. وقتی نمودار مقدار دگرسانی کانی بیوتیت در مقابل مقدار Km هر کدام از گروه‌های سنگی رسم شد (شکل ۹)، به آسانی استنباط شد که بین شدت دگرسانی کانی بیوتیت هر گروه سنگی و مقدار Km رابطه عکس وجود دارد. به این ترتیب که هر جا شدت دگرسانی بالا رفته (برای مثال حوالی

پارامغناطیس است و در نهایت می‌توان گرانیت‌های پارامغناطیس را منطبق بر گرانیت سری ایشی‌هارا در نظر گرفت (Bouchez et al., 1997). همچنین در قسمت‌های مرکزی کمپلکس و در جایی که مونزوگرنیت‌ها حضور دارند (یا عدسی‌های کوچک مونزوگرنیتی در میان گرانودیوریت‌ها)، مناطقی یافت می‌شوند که دارای Km کمتر از $50 \mu\text{SI}$ می‌باشند. پس از بررسی‌های میکروسکوپی مشخص شد که این سنگ‌ها فاقد کانی‌های تیره می‌باشند و بنابراین به نظر می‌رسد می‌توان آنها را جزء سنگ‌های دیامغناطیس طبقه‌بندی کرد. به‌منظور تسهیل در نمایش تغییرات مقادیر خودپذیری مغناطیسی سعی شد که این تغییرات به‌صورت منحنی در آورده و در ۴ رده تقسیم‌بندی کرد (شکل ۸).

$$1 \rightarrow \text{Km} < 10 \quad 3 \rightarrow 115 < \text{Km} < 260$$

$$2 \rightarrow 10 < \text{Km} < 115 \quad 4 \rightarrow \text{Km} > 260$$

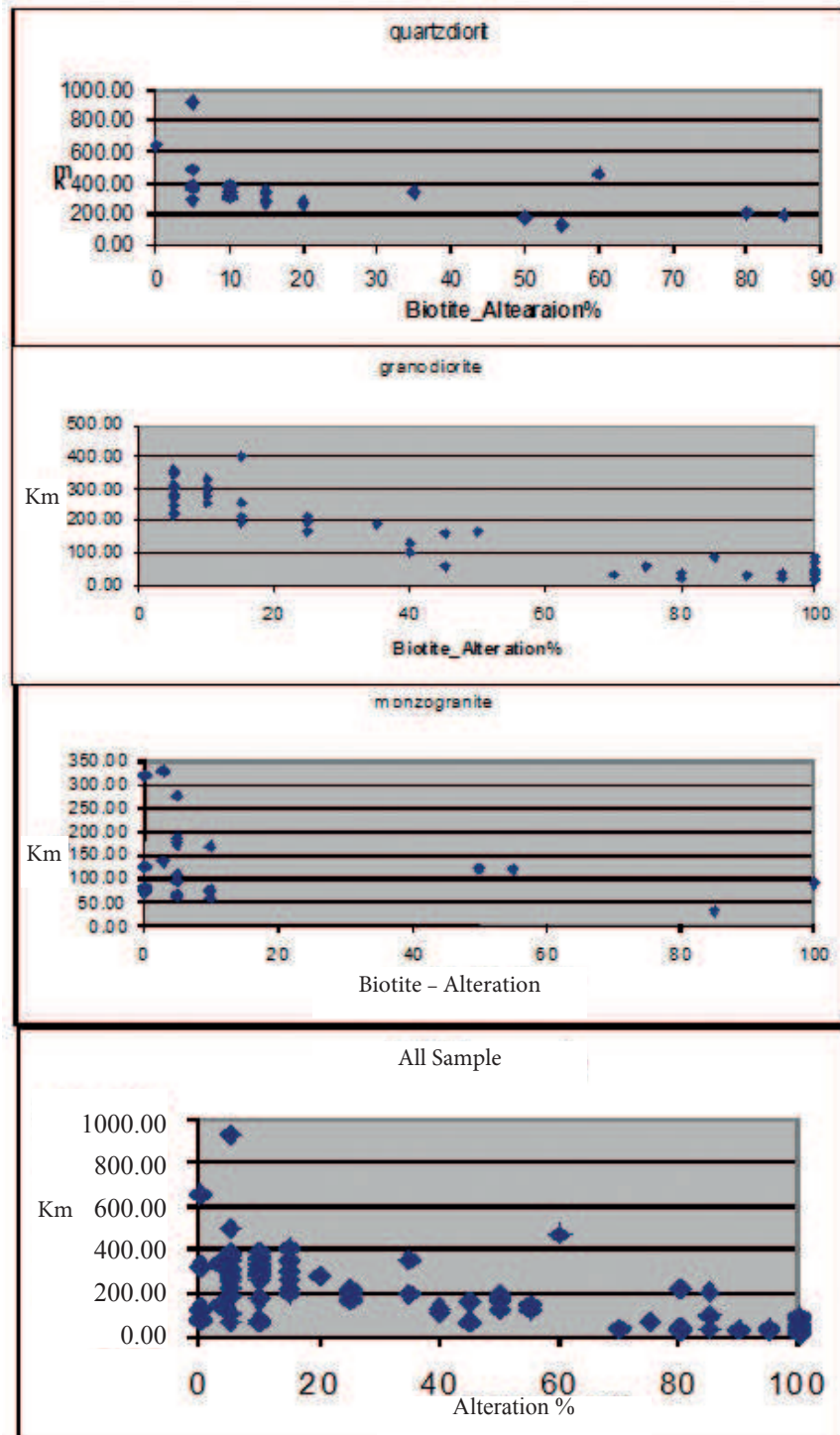
با نگاهی به منحنی‌های هم‌خودپذیری میانگین به آسانی می‌توان دریافت که از مرکز به سمت شمال اکثراً مقادیر Km کمتر از $300 \mu\text{SI}$ می‌باشد و از مرکز به طرف جنوب کمپلکس، مقادیر Km اکثراً بالای $300 \mu\text{SI}$ است. در قسمت‌های جنوبی کمپلکس، سنگ‌ها دارای Km زیادتری می‌باشند، زیرا در این منطقه به وفور می‌توان واحد کوارتزیدیوریتی را مشاهده کرد که به سبب فراوانی کانی بیوتیت و احتمالاً کانی‌های فرومغناطیس، میزان Km بالا است. قسمت‌های شمالی کمپلکس به‌علت این‌که در منطقه برشی واقع شده و دارای گسل‌های بسیار زیادی است (Mohajjel and Fergusson, 2000)، ایجاد کوژ گسلی و دره‌های گسلی کرده که قطعاً شرایط مساعد برای دگرسانی فراهم شده است. در حالت کلی مقدار Km در سنگ‌های پارامغناطیس رابطه مستقیمی با کانی‌های فرومنیزین (بیوتیت و آمفیبول) داشته و با افزایش مقدار



شکل ۸. منحنی‌های هم‌خودپذیری مغناطیسی میانگین برای کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد.

می‌گردد و این عامل تاثیر زیادی در کاهش میزان ناهمسان‌گردی مغناطیسی میانگین سنگ‌ها ایجاد می‌کند. علت بالا بودن مقادیر Km در مونزوگرانیت‌های ناحیه گوشه نیز به این سبب است که این سنگ‌ها بسیار کم دچار دگرسانی شده و تقریباً کانی بیوتیت سالم مانده است. بنابراین کل آهن موجود در کانی در ترکیب حفظ شده و سبب بالا رفتن میزان Km شده است.

روستای گیجالی در شمال شرق منطقه مورد مطالعه مقدار Km کاهش پیدا کرده است و برعکس. بنابراین در هرکجا مقدار Km به صورت غیرطبیعی پایین باشد، احتمالاً در آن منطقه، شدت دگرسانی بالا بوده است (شکل ۹). پس با دگرسانی سنگ‌های یک منطقه، سیستم کانی بیوتیت از هم پاشیده و به کانی‌های ثانویه دگرسانی تبدیل می‌شود و در نتیجه آهن موجود در بیوتیت خارج



شکل ۹. نمودارهای مقادیر Km در مقابل درصد دگرسانی کانی بیوتیت برای هر سه گروه سنگی. همان‌گونه که اشاره شد رابطه دگرسانی کانی بیوتیت و Km عکس است و با افزایش شدت دگرسانی در کل نمونه‌های مورد مطالعه، مقدار Km کاهش یافته است.

granites. *Geology*, 20, 35-38.

- Bouchez, J.L., Gleizes, G., Djouadi, T. and Rochette, P., 1997. Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184, 157-171.

- Bouchez, J.L., Guillet, P. and Chevalier, F., 1981. Structures d'écoulements liés à la mise en place du granite de Guérande (Loire Atlantique, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7/XXIII, 387-399.

- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A., Albarede, F. and Arndt, N.T., 1992. Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *Journal of Geophysical Research* 97 (B1), 345-369.

- Cloos, E., 1931. Der Sierra Nevada Pluton. *Geologische Rundschau*, 22(6), 372-384.

- Dunlop, D.J., 1986. Hysteresis properties of magnetite and their dependence on particle size: a test of pseudo-single domain remanence models. *Journal of Geophysical Research*, 91, 9569-9584.

- Dercourt, J., Stephens, W.E and Henry, B., 1986. Geological evolution of the Tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. *Tectonophysics*, 123, 241-315.

- Esmaily, D., Nédélec, A., Valizadeh, M.V., Moore, F., and Cotton, J., 2005. Petrology of the Jurassic Shah-Kuh granite (eastern Iran), with reference to tin mineralization. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 961-980.

- Janak, F., 1965. Determination of anisotropy of magnetic susceptibility of rocks. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 9, 290.

- Jover, O., Rochette, P., Lorand, J.P., Maeder, M. and Bouchez, J.L., 1989. Magnetic mineralogy of some granites from the French Massif Central; origin of their low-field susceptibility. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 55, 79-92.

- Ghalamghash, J., Bouchez, J.L., Vosoughi Abedini, M and Nédélec, A., 2009. "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): a record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan zone during Cretaceous times -Part II: magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction". *Journal of Asian Earth Sciences*, 303-317.

- Graham, J.W., 1954. Magnetic susceptibility anisotropy: an unexploited petrofabric element. *Geological Society of America Abstract Program*, 65, 1257-1258.

- Hrouda, F., 1982. Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophysical Sur-*

نتیجه گیری

۱- دامنه تغییرات Km در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد بین $921 \mu\text{SI}$ در کوارتز دیوریت ها تا $14 \mu\text{SI}$ در مونوزوگرانیت ها متغیر است. گرانودیوریت ها که قسمت عمده سنگ های کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد را به خود اختصاص داده اند، حدواسط مقادیر یاد شده می باشند.

۲- از آنجا که میانگین Km برای کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد $205 \mu\text{SI}$ می باشد، بنابراین کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد جزء سنگ های پارامغناطیسی طبقه بندی شده است و با توجه به این مهم می توان این کمپلکس را جزء گرانیت های ایلمنیتی سری ایشی هارا نیز طبقه بندی کرد.

۳- بین شدت دگرسانی کانی بیوتیت و Km رابطه عکس برقرار است. در حالت کلی نیز می توان گفت که دامنه تغییرات مقادیر ناهمسان گردی مغناطیسی میانگین در پهنه سنندج - سیرجان شمالی حدوداً $200 \mu\text{SI}$ است و بنابراین کمپلکس های گرانیتوئیدی پهنه سنندج - سیرجان شمالی از لحاظ مغناطیسی، پارامغناطیس می باشند. در نهایت می توان گفت که در همه کمپلکس های گرانیتوئیدی پهنه سنندج - سیرجان شمالی بین شدت دگرسانی کانی بیوتیت و ناهمسانگردی مغناطیسی میانگین رابطه عکس برقرار است.

منابع

- احمدی خلجی، ا.، ۱۳۸۵. پترولوژی کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد، پایان نامه دکتری، دانشگاه تهران، ۱۹۰.

- اسماعیلی، د.، رسولی، ج. و محجل، م.، ۱۳۸۹. مطالعه ریزساختارها در کمپلکس گرانیتوئیدی بروجرد (غرب ایران)، فصلنامه زمین شناسی ایران، ۴(۱۴)، ۴۹-۶۱.

- رسولی، ج.، اسماعیلی، د. و محجل، م.، ۱۳۹۱. بررسی سازوکار جایگزینی همبافت گرانیتوئیدی بروجرد با استفاده از روش ناهمسان گردی قابلیت مغناطیس شدگی. مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران، ۳، ۵۳۳-۵۴۶.

- Ahadnejad, V., 2010. Petrology, geochemistry and emplacement mechanism of Malayer plutonic complex, west Iran, using Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). PhD thesis, University of Tehran, 294.

- Balsley, J.R and Buddington, A.F., 1960. Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneiss. *American Journal of Science*, 258-A, 6-20.

- Borradaile, G.J., and Henry, B., 1997. Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy. *Earth Science Reviews*, 42, 49-93.

- Bouchez, J.L., Delas, C., Gleizes, G and Nedelec, A. and Cuney, M., 1992. Submagmatic microfractures in

veys, 5, 37-82.

- Hrouda, F., 1986. The effect of quartz on the magnetic susceptibility of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*, 33, 39-45.

- Ishihara, S., 1977. The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geology*, 27, 293-305.

- Masoudi, F., Yardley, B.W.D. and Cliff, R.A., 2002. Rb-Sr geochronology of the pegmatites, plutonic rocks and hornfels in the region south-west of Arak, Iran. *Journal of Science (Iran)*, 13, 249-254.

- Mohajjel, M and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.

- Passchier, C.w., 1982. Mylonite deformation in the Saint-barthelemy Massif, French Pyrenees, with emphasis on the genetic relationship between ultramylonite and pseudotachylyte. *GUA papers of Eology*, 116, 1-173.

- Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 1999. *Micro Tectonics*. Springer Verlag Berlin Heidelberg in Germany, 366.

- Rasouli, J., Ahadnejad, V and Esmaeily. D., 2012. A preliminary study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of Boroujerd granitoids, Sanandaj-Sirjan Zone, West Iran. *Natural Science*. 4(2), 91-105.

- Rochette, P., 1987. Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies. *Journal of Structural Geology*, 9, 1015-1020.

- Sadeghian, M., Bouchez, J.L., Nédélec, A., Siqueira, R. and Valizadeh, M.V., 2005. The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting. *Journal of Asian Earth Sciences*, 25, 301-327.

- Tullis, J., Stu'nitz, H., Teyssier, C. and Heilbronner, R., 1999. Deformation and microstructures microstructures in quartzo-feldspathic rocks. *Journal of the Virtual Explorer*, 84, 547-568.

- Tsurumi, J., Hosonuma, H and Kanagawa, K., 2003. Strain localization due to a positive feedback of deformation and myrmekite-formation reaction in granite and aplite mylonite along the Hatagawa shear Zone of NE Japan. *Journal of Structural Geology*, 25, 557-574.

- Vernon, R.H and Flood, R.H., 1987. Contrasting deformation and metamorphism of S and I type granitoids in the Lachlan Fold Belt, Eastern Australia. *Tectonophysics* 219, 241-256.

- Vernon, R.H., 1999. Flame perthite in metapelitic gneisses in the Cooma Complex, SE Australia. *American Mineralogist*, 84, 1760-1765.