

تفسیر فابریک‌های مغناطیسی مبتنی بر تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بویین- میانداشت

سهیلا ساکی^{۱*}، محمود صادقیان^۲ و حبیب‌الله قاسمی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

^۲ دانشیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

^۳ استاد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۰/۱۶ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۴/۰۶/۱۶

چکیده

توده گرانیتوئیدی بویین- میانداشت با گستردگی تقریبی ۴۰ کیلومتر مربع در شمال جاده بویین میانداشت- الیگودرز، به درون سنگ‌های متاپلیتی درجه پایین تا متوسط (با سن دگرگونی ژوراسیک میانی و سن سنگ‌های مادر اواخر تریاس-اوایل ژوراسیک) پهنه سندانج- سیرجان نفوذ کرده است. این توده نفوذی دارای ترکیب آلکالی‌فلدسپار گرانیت تا لوکوگرانیت است. برای اولین بار مطالعه ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی این توده، در ۶۵ ایستگاه و با استفاده از ۲۲۵ مغزه جهت‌دار بررسی شد. بر پایه مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده، مقدار Km بر حسب μSI برای آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها، گرانیت‌های ریزدانه، گرانیت‌های درشت‌دانه، و لوکوگرانیت‌ها به ترتیب برابر است با ۱۵۸، ۱۲۰، ۱۶۶ و ۳۴. مقدار Km برای ترکیب چیره این توده کمتر از $500 \mu\text{SI}$ است که این توده را در گروه گرانیتوئیدهای پارامغناطیس قرار می‌دهد. بیوتیت مهم‌ترین حامل رفتار مغناطیسی در سنگ‌های مورد نظر است. دامنه تغییرات ناهمسانگردی مغناطیسی (P) بر حسب درصد در این توده میان ۱ تا ۱۵ متغیر است. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها دارای بیشترین مقادیر P هستند. میان شدت دگرشکلی و ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی تقریباً ارتباط مستقیم و مثبتی وجود دارد. میزان تغییرات متغیر شکل (T) میان ۰/۴۳- تا ۰/۸۵ است و حدود ۷۵ درصد از نمونه‌ها دارای T مثبت هستند. این امر نشان از آن دارد که بیضوی‌های مغناطیسی غالباً کلوچه‌ای شکل هستند و شواهد صحرایی نیز این امر را تأیید می‌کند.

کلیدواژه‌ها: ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، فابریک‌های مغناطیسی، پارامغناطیس، بویین- میانداشت، سندانج- سیرجان.

*نویسنده مسئول: سهیلا ساکی

E-mail: S.saki1390@yahoo.com

۱- پیش‌نوشتار

ماگمایی ضعیف باشند اندازه‌گیری عناصر ساختاری، کاری دشوار و وقت‌گیر خواهد بود. از آنجا که روش سنتی، روشی وقت‌گیر است و گاهی نیز داده‌های نادرستی ارائه می‌کند، بنابراین، روش‌های اشاره شده برای مطالعات ساختاری دقیق، مناسب نیستند؛ به‌ویژه اگر بافت سنگ همگن باشد و یا اینکه شاخص‌های کشیدگی یا آرایش‌یافتگی مانند بلورهای فلدسپار پتاسیم وجود نداشته باشند. برتری‌های روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی نسبت به دیگر روش‌های تجزیه پتروفابریک، قدرت، وضوح بسیار بالا، سرعت عمل بالا، مقرون به صرفه بودن از دید اقتصادی می‌باشد و از همه مهم‌تر، نمونه‌برداری سیستماتیک آن روی کل رخنمون توده‌های نفوذی است (Tarling & Hrouda, 1993). در این روش با اندازه‌گیری متغیرهای K_{\min} ، K_{int} ، K_{\max} می‌توان خطوارگی و برگواری مغناطیسی، مقدار ناهمسانگردی مغناطیسی، متغیر شکل و دیگر متغیرهای مغناطیسی را به دست آورد و در تعبیر و تفسیرهای زمین‌شناسی از آنها استفاده کرد.

K_{\max} به عنوان خطوارگی مغناطیسی و K_{\min} به عنوان قطب برگواری شناخته می‌شود. به کمک داده‌های مغناطیسی می‌توان سنگ‌های گرانیتی را به انواع پارامغناطیس و فرومغناطیس رده‌بندی کرد که به ترتیب با سری‌های ایلمنیت و مگنتیت (Ishihara (1977) قابل مقایسه هستند.

از جمله مطالعاتی که پیش‌تر به کمک این روش در ایران صورت گرفته می‌توان به موارد همچون قلمقاش (۱۳۸۱)، صادقیان (۱۳۸۳)، رسولی (۱۳۸۷)، شبی (۱۳۸۸)، احدنژاد (۱۳۸۹)، گوانجی (۱۳۸۹)، شکاری (۱۳۹۰)، بدلو (۱۳۹۰)، ساکی (۱۳۹۲)، اصلانی و همکاران (۱۳۹۳)، Sadeghian et al. (2005)، Esmaily et al. (2007)، Ghalamghash et al. (2009)، Rasouli et al. (2012) و Sheibi et al. (2012) اشاره کرد.

گرانیتوئیدها به عنوان یک گروه سنگی مهم از دیرباز از جنبه‌های مختلف مانند ژئوشیمی، سنگ‌نگاری و پتروژنز مورد مطالعه قرار گرفته‌اند و در دهه‌های اخیر مطالعه فابریک‌های مغناطیسی به روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی نیز به‌صورت گسترده روی آنها انجام شده و در حال انجام است که از آن جمله می‌توان به (Neves et al. (2003)، (Aydin et al. (2007)، (Trubac et al. (2009)، (Majumder & Mamtani (2009)، (Skytta et al. (2010)، (Borradaile & Jakson (2010)، (Zak et al. (2011)، (Borradaile et al. (2012) اشاره کرد. روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی [Susceptibility (AMS)] از روش بررسی فابریک‌های مغناطیسی، یکی از روش‌های مطالعاتی در چند دهه اخیر است که بر پایه اندازه‌گیری متغیرهای مغناطیسی یا تحلیل فابریک‌های مغناطیسی نمونه‌های سنگی استوار است (Hrouda, 1982; Tarling & Hrouda, 1993). روش AMS بسیار آسان، دقیق، سریع و کم‌هزینه است. اطلاعات هندسی مربوط به جریان یافتن و سرد شدن ماگما به‌ویژه در رابطه با جایگیری و دگرشکلی بعدی آن توسط ساخت، بافت و کانی‌های حاصل از انجماد آن ثبت می‌شود. در توده‌های گرانیتی برگواری ماگمایی توسط بلورهای درشت چندوجهی فلدسپار قلیایی، بلورهای تیغه‌ای پلاژیوکلاز و یا ورقه‌های بیوتیت مشخص می‌شود. جهت طولی محور کانی‌های یاد شده و کانی‌های همانند همچون مگنتیت می‌تواند نشان‌دهنده خطوارگی ماگمایی باشد.

روش AMS، افزون بر درک چگونگی جایگیری توده نفوذی، اطلاعات ارزشمندی را در زمینه مسیر حرکت و سرچشمه ماگما در اختیار ما قرار می‌دهد. در مواردی که رخنمون خوبی از ساخت در سنگ‌ها وجود نداشته باشد و یا فابریک‌های

۲- زمین‌شناسی منطقه

این دست، می‌توان به شناخت متغیرهای مغناطیسی و چگونگی تحلیل آنها دسترسی پیدا کرد. از این رو از بیان اصول و مبانی صرف‌نظر کرده و به تحلیل نتایج به دست آمده پرداخته می‌شود.

در این مطالعه از ۶۵ ایستگاه مطالعاتی انتخابی (شکل ۲)، ۲۲۵ مغزه جهت‌دار به دست آمد که پس از برش آنها به قطعات ۲۲ میلی‌متری، در پایان ۱۱۰۰ قطعه برای اندازه‌گیری‌های مغناطیسی به دست آمد. لازم به بیان است اندازه‌گیری متغیرهای مغناطیسی مورد نیاز این پژوهش، در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشکده علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود انجام شده است.

۴- داده‌ها و تحلیل آنها

در جدول ۱ داده‌های حاصل از اندازه‌گیری متغیرهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت ارائه شده است. بررسی مقادیر به دست آمده نشان می‌دهد که مقدار پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها $158 \mu\text{SI}$ ، در گرانیت‌های ریزدانه $120 \mu\text{SI}$ ، در گرانیت‌های درشت‌دانه $166 \mu\text{SI}$ و در لوکوگرانیت‌ها به $34 \mu\text{SI}$ است (شکل ۳). با مطالعه دقیق مقاطع نازک و صیقلی تهیه شده از این سنگ‌ها مشخص شد که بیوتیت مهم‌ترین کانی حامل رفتار مغناطیسی است؛ ایلمنیت نیز پس از بیوتیت از جمله مهم‌ترین حامل‌های رفتار مغناطیسی در سنگ‌های سازنده توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت است، ولی نسبت به بیوتیت فراوانی کمتری دارد. در لوکوگرانیت‌ها به علت نبود کانی‌های دارای خواص مغناطیسی یا کمیاب بودن این کانی‌ها، Km بسیار کم است و حتی در برخی موارد در لوکوگرانیت‌ها مقادیری منفی برای Km به دست آمده است (در ۲ مغزه از ۴ مغزه مربوط به ایستگاه ۵۵۵). در نتیجه، از دید مقدار پذیرفتاری مغناطیسی میانگین، در میان گروه‌های سنگی مختلف این توده نفوذی، لوکوگرانیت‌ها کمترین مقدار را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر منفی Km نشان‌دهنده فراوانی کانی‌های دیامغناطیس (از جمله کوارتز، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز و میکروکلین) و نبود کانی‌های پارامغناطیس (بیوتیت و هورنبلند سبز) و فرومغناطیس (نظیر مگنتیت و هماتیت) است. با توجه به مقادیر Km در گروه‌های سنگی مختلف و با توجه به تغییرات این متغیر، تأثیرات حضور یا نبود کانی‌های دارای خواص مغناطیسی را به روشنی می‌توان دید. مناطق شمال و شمال باختر بخش گرانیتیوییدی توده، مقادیر Km بالاتری را نسبت به دیگر نواحی آن نشان می‌دهند (شکل ۴) و می‌توان این طور برداشت کرد که مناطقی که Km بزرگ‌تری دارد، از دید ترکیب کانی‌ها با فراوانی بیشتر بیوتیت و حضور فازهای آهن‌دار تیره مانند مگنتیت و ایلمنیت و کانی‌های حاصل از هوازدگی آنها همراه بوده است. به دلیل وجود آنکلاوهایی از سنگ‌های دگرگونی میزبان که از فرایند ذوب دور مانده و به درون توده نفوذی کنونی راه یافته‌اند، به‌طور موضعی ایلمنیت و بیوتیت فراوانی بیشتری دارند (شکل ۵) و به همین دلیل این سنگ‌ها دارای Km بزرگ‌تری هستند. رسم نمودار Km نشان می‌دهند که توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت دارای مقادیر Km برابر صفر تا حدود $500 \mu\text{SI}$ است (شکل ۶) و به باور Bouchez (1997) توده‌های گرانیتیوییدی دارای مقادیر Km کمتر از $500 \mu\text{SI}$ ، در گروه گرانیتیوییدهای پارامغناطیس قرار می‌گیرند؛ بنابراین توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت نیز جزو گرانیتیوییدهای پارامغناطیس به شمار می‌آید. دامنه تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی در توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت میان ۱ تا ۱۵ است. به منظور درک آسان‌تر این موضوع، نقشه تغییرات این متغیر به‌صورت عددی در سه دسته در شکل ۷ نشان داده شده است. آلکالی‌فلدسپار گرانیت‌ها مقدار P بیشتری را به خود اختصاص داده‌اند. مقادیر بیشتر P در گرانیت‌ها را می‌توان با فراوانی مقدار بیوتیت، آرایش یافتگی بیشتر آن و وجود برگواری آشکارتر توجیه کرد. نکته قابل توجه این است که با افزایش

توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت با مشخصات جغرافیایی $50^{\circ} 05'$ تا $50^{\circ} 15'$ طول‌خاوری و 33° تا $33^{\circ} 10'$ عرض شمالی، در شمال جاده اصفهان - الیگودرز قرار گرفته است. این توده با گستردگی تقریبی ۴۰ کیلومتر مربع، در حد فاصل میان روستاهای قره‌بلطاق و ازناوله رخنمون دارد و بخش‌هایی از نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ گلاپایگان را به خود اختصاص می‌دهد. این توده دارای طیف ترکیبی آلکالی‌فلدسپار گرانیت، گرانیت و لوکوگرانیت است. این سنگ‌های فلسیک دارای ماهیت پوسته‌ای هستند (قاسمی، ۱۳۷۱). این توده نفوذی، درون سنگ‌های متاپلیتی با سن دگرگونی ژوراسیک میانی نفوذ کرده است. پژوهشگران پیشین مانند قاسمی (۱۳۷۱) بر پایه روابط صحرائی، نفوذ این توده آذرین به درون سنگ‌های دگرگونی منطقه و ایجاد دگرگونی مجاورتی در آنها را به فاز کوهزایی لارامید نسبت داده و سن آن را حدود ۷۰ میلیون سال گزارش کرده‌اند. ولی مطالعات جدید از جمله Ahmadi-Khalaji et al. (2007) و Ahadnejad et al. (2011) استفاده از روش سن سنجی ایزوتوپی (U-Pb)، سن توده‌های مشابه را در پهنه سندج - سیرجان حدود ۱۷۰ میلیون سال به دست آورده و تشکیل آنها را به فاز کوهزایی سیمیرین میانی نسبت داده‌اند.

لازم به یادآوری است بسیاری از توده‌های گرانیتیوییدی سندج - سیرجان به سن ژوراسیک میانی با گروه‌های سنگی حدواسط تا بازیگ با ماهیت نفوذی و ترکیب سنگ‌شناسی لیوین گابرو تا دیوریت همراه هستند که در این ارتباط برای نمونه می‌توان به بروجر، ملایر، اراک، سامن و الیگودرز اشاره کرد. این گروه‌های سنگی که به‌صورت دایک یا توده‌های نفوذی کوچک ظاهر شده‌اند نسبت به توده‌های گرانیتیوییدی هم به شکل متقدم (کهن‌تر) و هم متاخر (جوان‌تر) هستند. این گونه سنگ‌ها در حاشیه باختری توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت در گستره‌ای محدود رخنمون دارند (شکل ۱). این سنگ‌ها بیشتر دارای ماهیت گوشه‌ای هستند و به‌طور مستقیم با گرانیتیویدها ارتباط زایشی ندارند و تنها نقش یک موتور گرمایی یا منبع تأمین گرما برای سرعت بخشیدن به فرایند گرانیت‌زایی را بازی می‌کنند. اگر چه از دیدگاه سنگ‌شناسی این توده‌های بازیگ حدواسط در فرایند گرانیت‌زایی در دامنه سنی حدود ۱۷۰ میلیون سال پیش مؤثر و سهم بوده‌اند، ولی در بحث جایگیری توده‌های نفوذی گرانیتیوییدی نقش مهمی ندارند. هر چند که متغیرهای مغناطیسی این دسته از سنگ‌های حدواسط تا بازیگ همراه توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت اندازه‌گیری شده است ولی با توجه به حجم آنها و نداشتن نقش مستقیم در جایگیری توده گرانیتیوییدی بویین - میاندشت، از تحلیل متغیرهای مغناطیسی آنها در این پژوهش پرهیز می‌شود تا زمینه بروز شک و تردیدهای احتمالی حاصل نشود. برای اطلاعات بیشتر در مورد این سنگ‌ها به ساکی (۱۳۹۲) مراجعه شود.

۳- روش کار

ابتدا بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی موجود (نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ گلاپایگان)، تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی منطقه، تنوع سنگ‌شناسی توده گرانیتیوییدی مشخص و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 9.3 الگوی نمونه‌برداری اولیه طراحی شد. در این الگو به ازای هر یک تا دو کیلومتر مربع، یک ایستگاه مغزه‌گیری انتخاب شد. مغزه‌های سنگی در روش AMS به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ و قطر ۲۵ میلی‌متر هستند که به وسیله یک موتور مغزه‌گیر بنزینی قابل حمل، برداشت و سپس به قطعات کوچک‌تر و در حد استاندارد به طول ۲۲ میلی‌متر طول برش داده می‌شوند. برای توضیحات بیشتر درباره روش نمونه‌برداری و رعایت نکات مهم در هنگام برداشت مغزه‌ها به قلمقاش (۱۳۸۱)، صادقیان (۱۳۸۳)، رسولی (۱۳۸۷)، شیخی (۱۳۸۸)، احدنژاد (۱۳۸۹)، گوانچی (۱۳۸۹)، شکاری (۱۳۹۰)، بدلوی (۱۳۹۰)، چکنی مقدم (۱۳۹۱) و ساکی (۱۳۹۲) و ... مراجعه شود. در منابع یاد شده و نیز منابع دیگری از

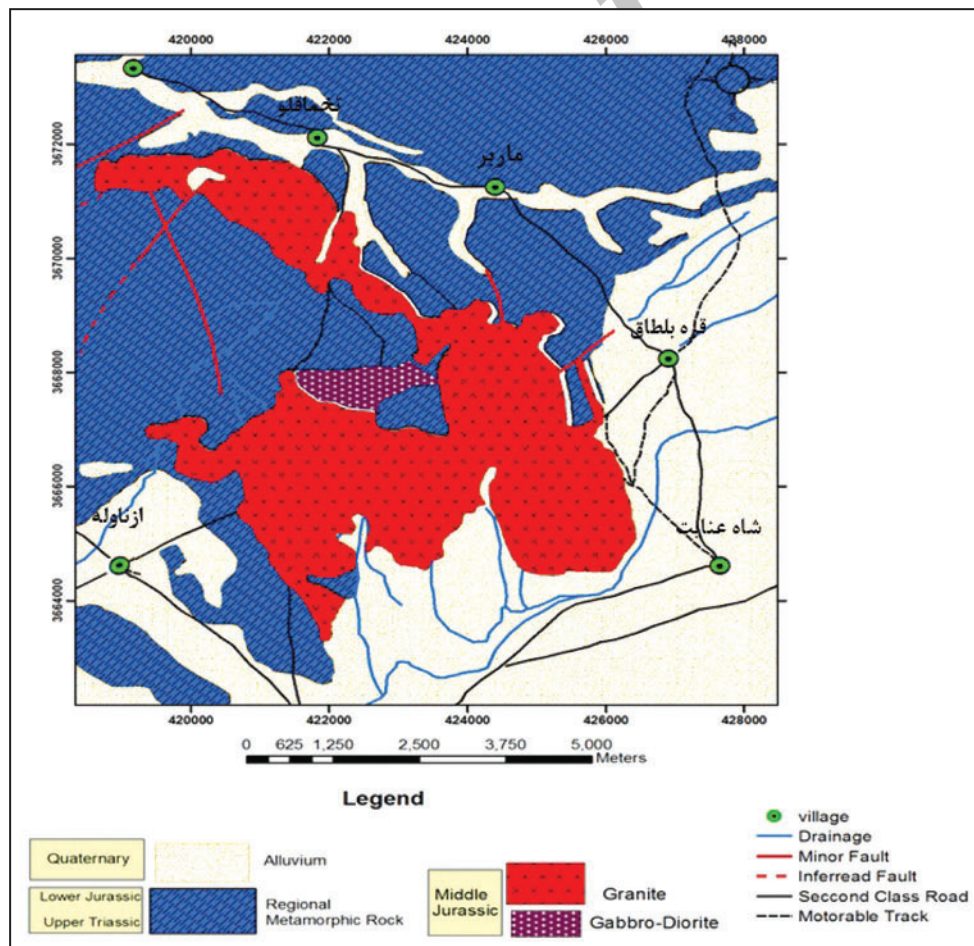
هستند، احتمالاً منطقه تغذیه کننده ماگما را نشان می دهد. در بخش های شمال باختر توده نیز به علت عملکرد عوامل زمین ساختی، شدت دگرشکلی بیشتر و بیضوی مغناطیسی کشیده تر است (شکل ۱۳). در توده های گرانیتوئیدی، فیلوسیلیکات ها به ویژه بیوتیت ها، در مثبت تر بودن (یا به عبارتی بزرگ تر از صفر بودن) مقادیر T یا همان متغیر شکل، تأثیر بسزایی دارند (Hernandez & Hitr, 2003).

۵- نتیجه گیری

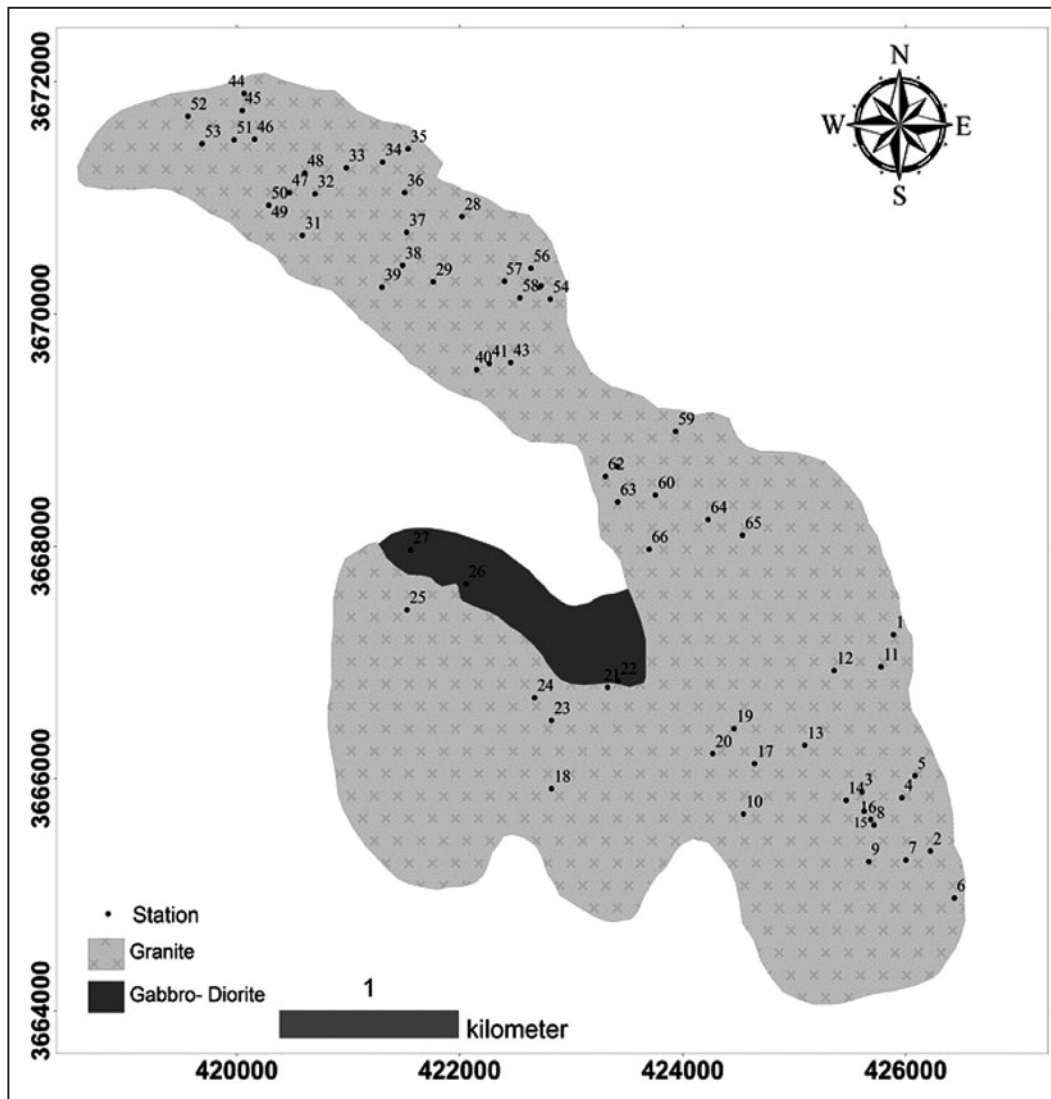
توده گرانیتوئیدی بویین - میاندشت با ترکیب سنگی آلکالی فلدسپار گرانیت، گرانیت و لوکوگرانیت دارای مقدار Km میان ۱۰۰ تا ۵۰۰ μSI ($0 < \text{Km} < 500$) است و جزو گرانیتوئیدهای پارامغناطیس به شمار می آید. مقادیر P و T نشان می دهند که بر گوارگی مغناطیسی آشکاری در این توده وجود دارد. افزون بر این، میان مقادیر P و شدت دگرشکلی نیز ارتباط مثبت و مستقیمی دیده می شود. مهم ترین حامل رفتار مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بویین - میاندشت بیوتیت است و تغییرات مقادیر Km با تغییرات فراوانی این کانی ارتباط مستقیمی دارد. بیشتر ایستگاه ها دارای متغیر شکل مثبت (بیضوی پهن یا کلوچه ای شکل) هستند. بخش های جنوبی توده که بیضوی مغناطیسی دو کی شکل یا کشیده دارند، احتمالاً منطبق بر منطقه تغذیه کننده ماگما هستند.

شدت دگرشکلی و تکتونیزه شدن سنگ ها، مقدار P نیز افزایش می یابد (شکل ۸). در بخش های شمال و شمال باختری توده گرانیتوئیدی بویین - میاندشت به دلیل بیشتر بودن شدت دگرشکلی (ناشی از عملکرد فعالیت های زمین ساختی از جمله گسل خوردگی و پهنه های برشی)، ناهمسانگردی مغناطیسی بیشترین مقدار را دارد (شکل های ۸ و ۹). میزان تغییرات T در توده گرانیتوئیدی بویین - میاندشت میان ۰/۴۳- تا ۰/۸۵ متغیر است. نقشه تغییرات متغیر T به صورت طیف رنگی در شکل ۱۰ نشان داده شده است.

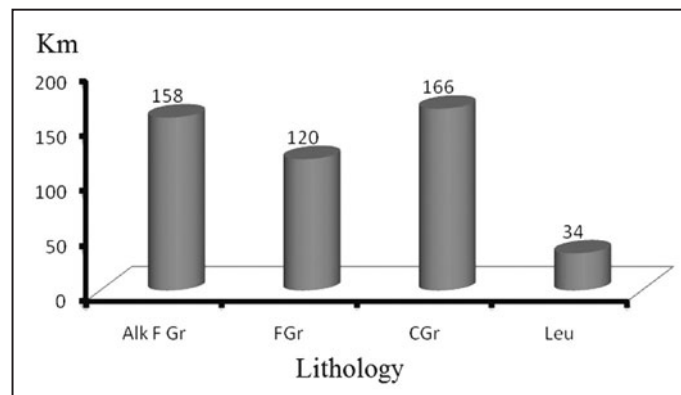
مطالعه حاضر نشان می دهد که ۷۵ درصد از نمونه ها دارای بیضوی های مغناطیسی کلوچه ای شکل (Oblate) و ۲۵ درصد دارای بیضوی دو کی شکل (Prolate) هستند. این امر نشانگر حضور برگوارگی آشکاری در نمونه های سنگی مورد مطالعه است که با شواهد صحرائی تأیید می شود. شکل ۱۱ نمونه ای از این شواهد را نشان می دهد. بررسی متغیر T در توده گرانیتوئیدی بویین - میاندشت، نشان می دهد که بیشتر ایستگاه ها دارای متغیر شکل مثبت (بیضوی پهن یا کلوچه ای شکل) هستند (شکل ۱۲) و احتمال ساختار سیل مانند برای این توده نفوذی را تأیید می کند. در بخش های حاشیه ای توده، متغیر شکل (T) از دید عددی مقادیر بیشتری را نشان می دهد. بخش های جنوبی توده که دارای بیضوی مغناطیسی دو کی شکل یا کشیده



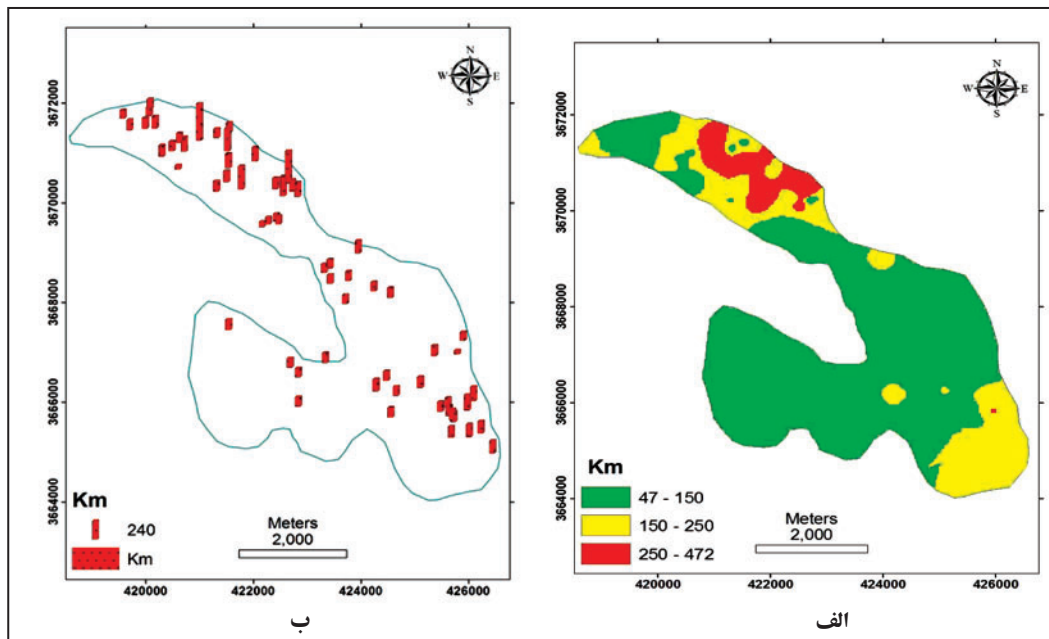
شکل ۱- نقشه زمین شناسی عمومی منطقه مورد مطالعه.



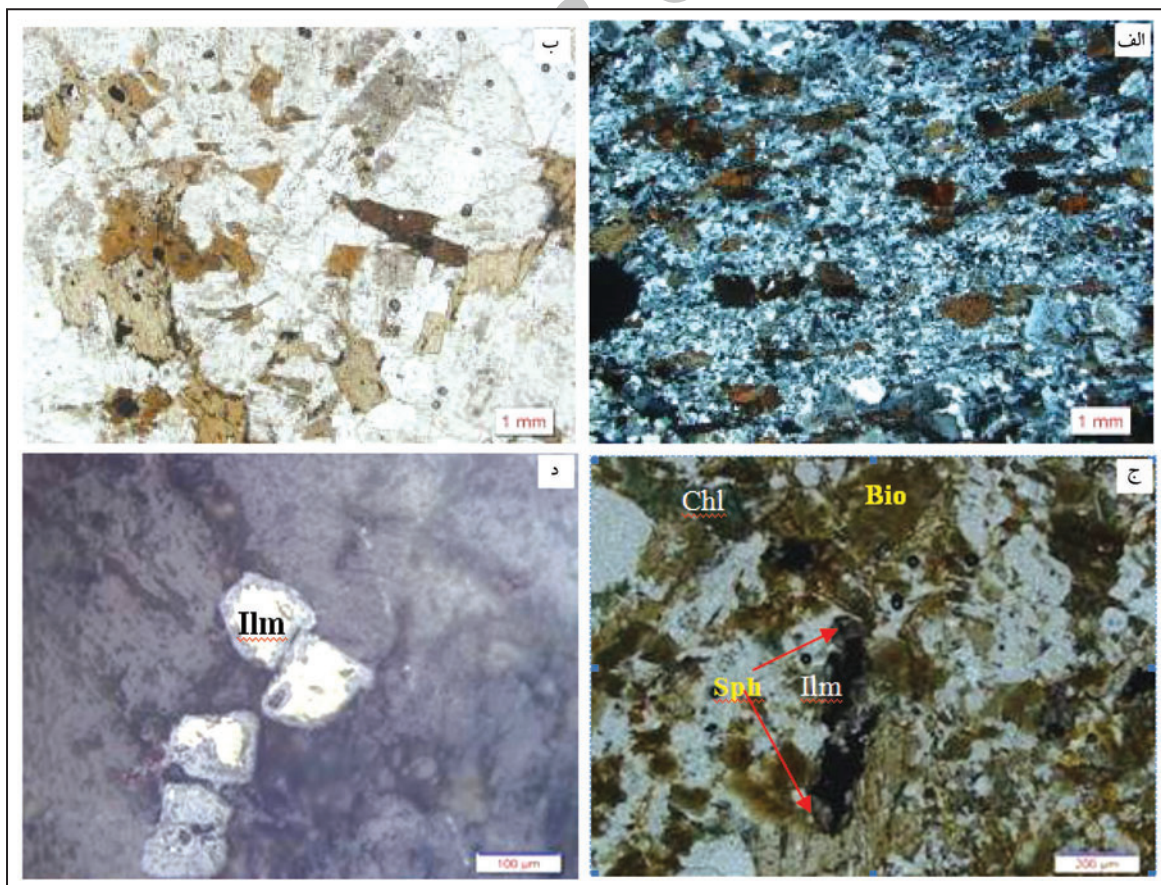
شکل ۲- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های نمونه‌برداری در توده گرانیتوئیدی بویین- میانداشت. توجه داشته باشید توزیع ناهمگن ایستگاه‌های نمونه‌برداری تا حدودی متأثر از امکان دسترسی به نمونه‌های سنگی مناسب برای مغزه‌گیری است. گفتنی است، تعداد کم ایستگاه‌ها یا نبود آنها در حاشیه جنوبی و جنوب باختری به علت گسترش کشاورزی و پوشیده شدن این مناطق از توده گرانیتوئیدی بویین- میانداشت توسط ستبرای زیادی از خاک سطحی است و عملاً امکان گرفتن نمونه در این مناطق وجود نداشت.



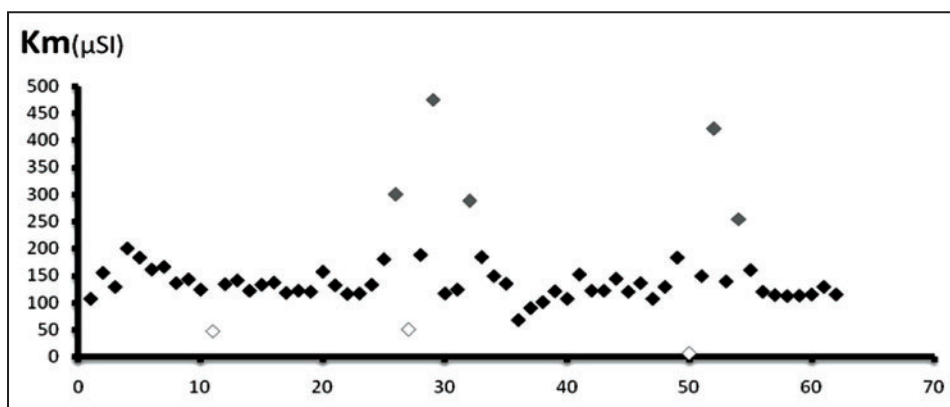
شکل ۳- نمودار ستونی (هیستوگرام) نشان‌دهنده تغییرات مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در طیف فلسیک توده گرانیتوئیدی بویین- میانداشت. (Km)



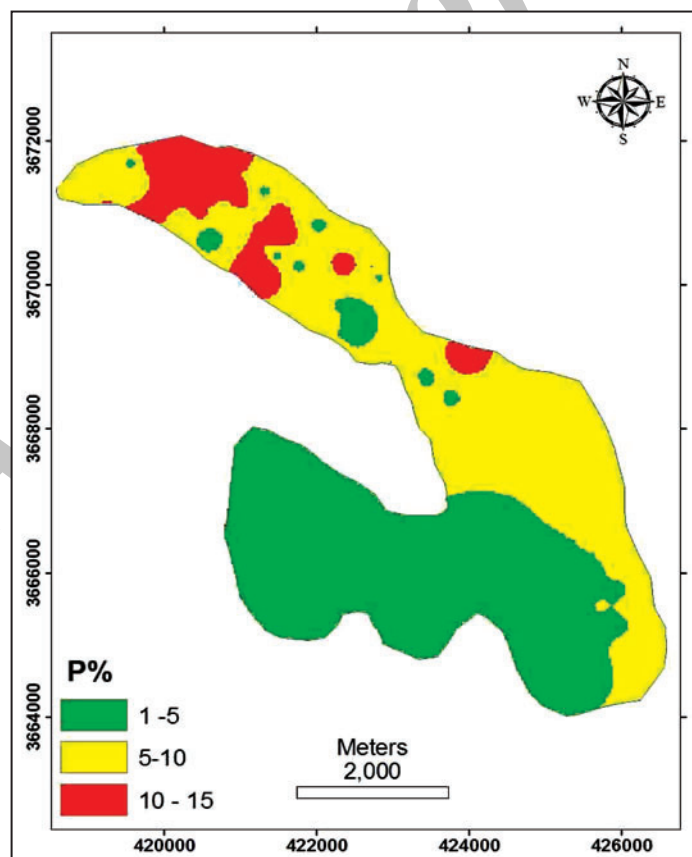
شکل ۴- الف) نقشه تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در توده گرانیتوئیدی بوبین- میاندشت؛ ب) نقشه تغییرات مقادیر ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در هر ایستگاه نمونه برداری که به صورت نمودار ستونی به ازای هر ایستگاه نشان داده شده است.



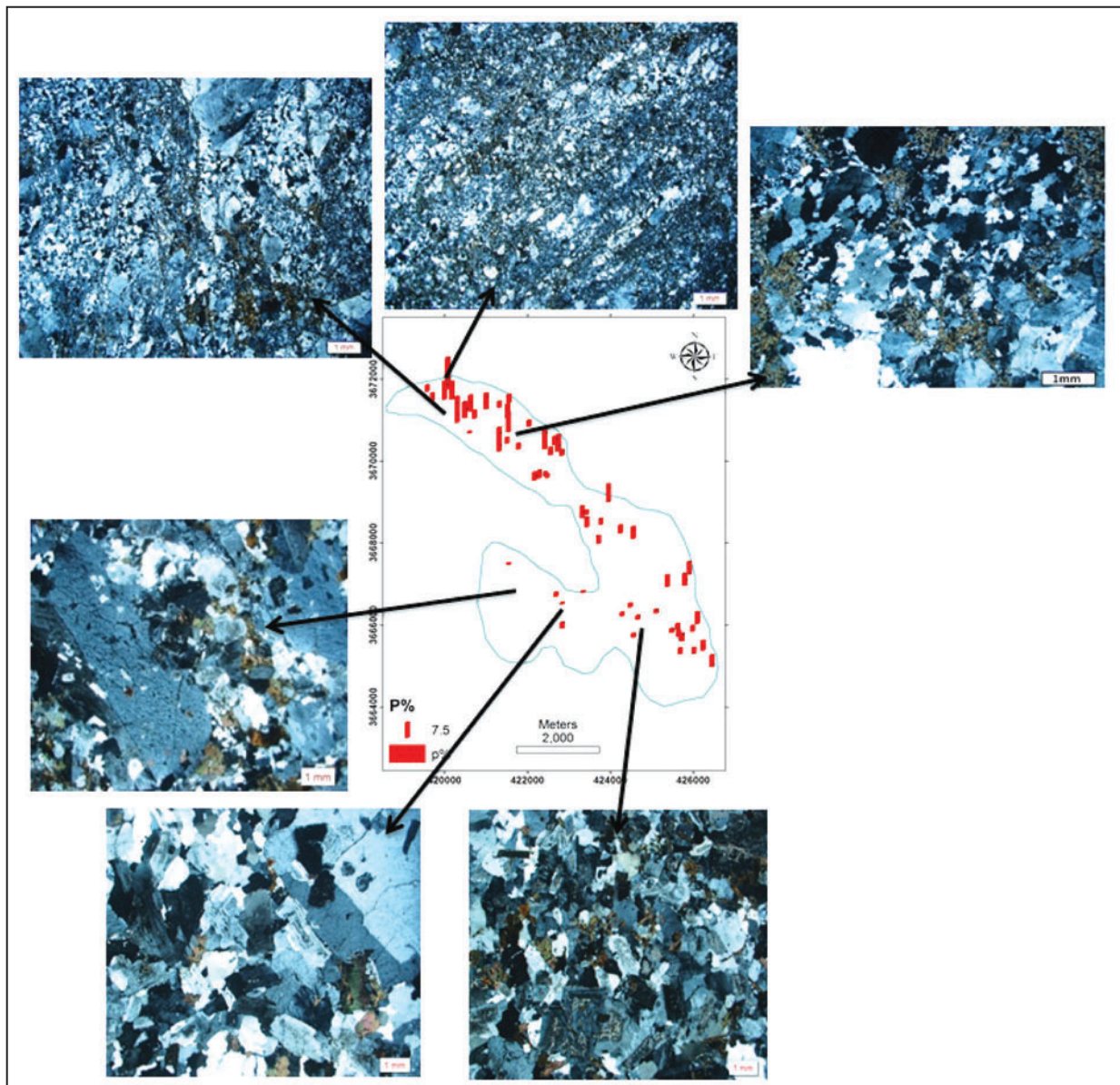
شکل ۵- فراوانی بیوتیت در نمونه‌های الف) گرانیتی و ب) آلکالی فلدسپار گرانیتی؛ ج) تصویری از گرانیت دارای آنکلاوهای از سنگ میزبان، به فراوانی ایلمنیت، بیوتیت، اسپن و کلریت در این تصویر توجه شود؛ د) تصویری از حضور ایلمنیت در گرانیت‌ها در مقطع صیقلی.



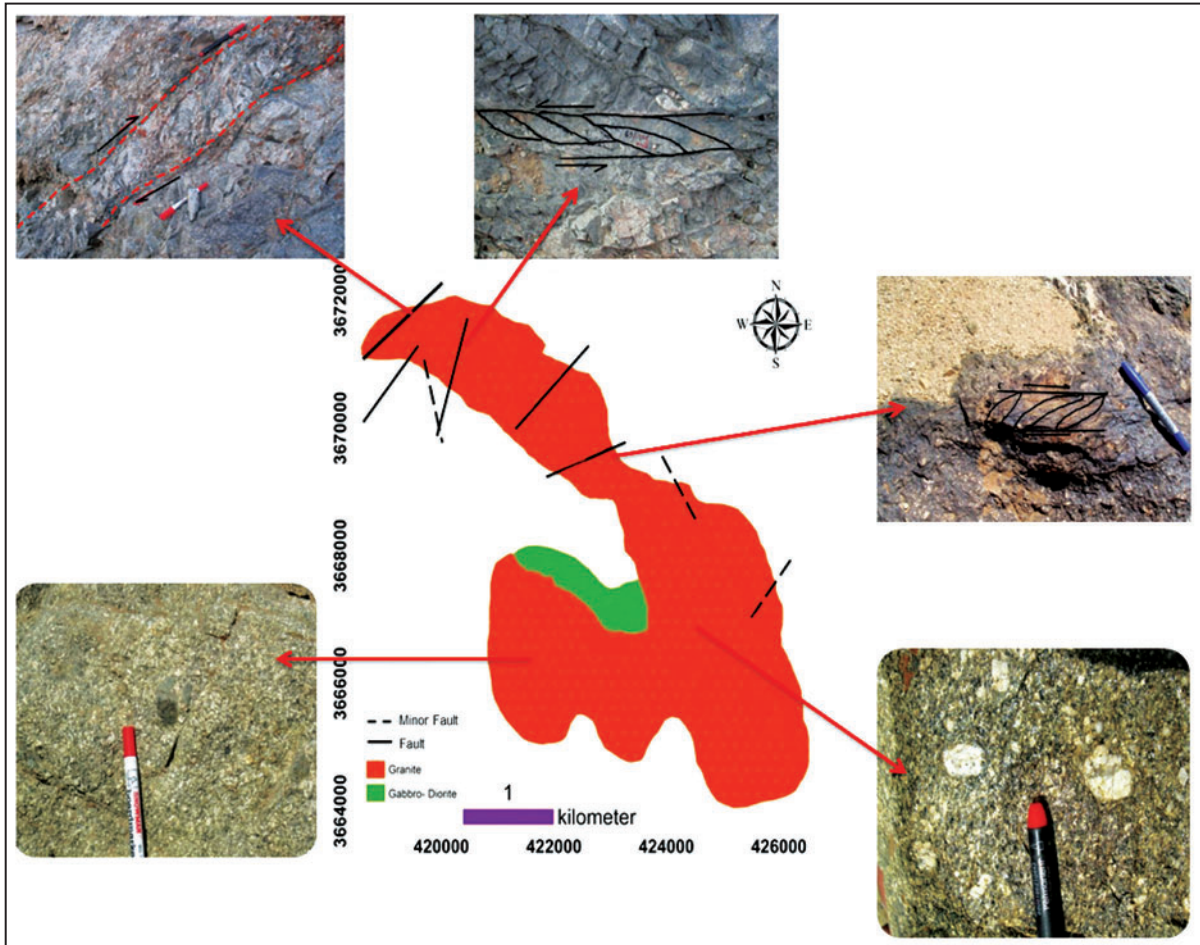
شکل ۶- تغییرات Km در توده گرانیتی بونین - میاندشت. ایستگاه‌هایی که با مربع توخالی نشان داده شده‌اند مربوط به لوکوگرانیت‌ها و ایستگاه‌هایی که با مربع خاکستری رنگ مشخص شده‌اند، مربوط به ایستگاه‌های دارای آنکلاوهای از سنگ میزبان هستند.



شکل ۷- نقشه ساده شده تغییرات درصد ناهمسانگردی مغناطیسی.



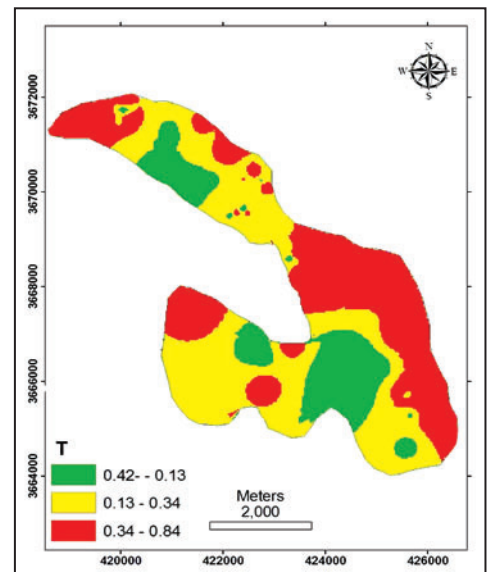
شکل ۸- نقشه تغییرات P% به ازای هر ایستگاه نمونه برداری در توده گرانیتوئیدی بویین - میانداشت. در بخش شمال و شمال باختر توده عملکرد عوامل زمین ساختی سبب میلوئیتی شدن گرانیت های منطقه شده و در نتیجه مقدار این متغیر به بیشترین مقدار خود رسیده است.



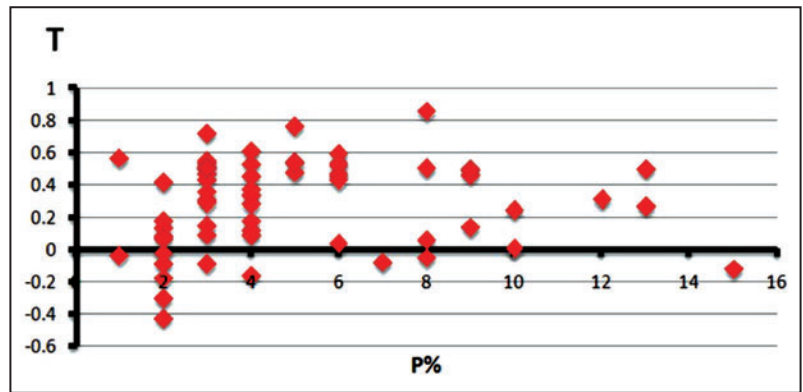
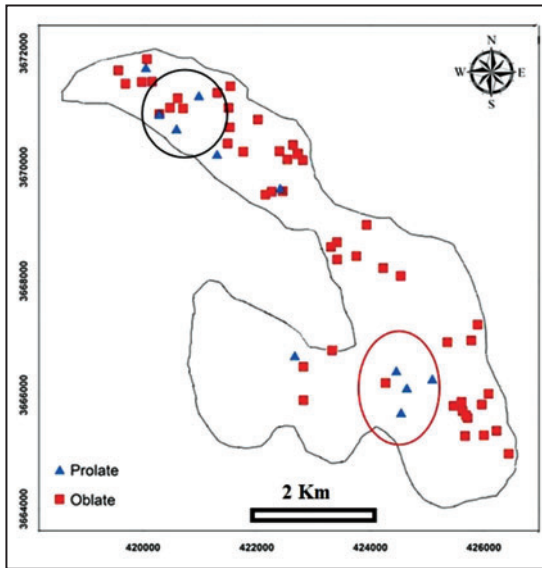
شکل ۹- تصاویری از تغییر شکل در بخش‌های شمال و شمال باختر توده گرانیتویدی بویین- میانداشت در ارتباط با گسل و پهنه‌های برشی در این نواحی. به میلونیتی شدن شدید گرانیت‌ها در پهنه‌های برشی و همچنین ایجاد ساختارهای S و C توجه شود.



شکل ۱۱- خطوارگی ناشی از صف‌آرایی مگاکریست‌های ارتوز در آلکالی‌فلدسپارگرانیت‌ها در توده گرانیتویدی بویین- میانداشت (جنوب قره بلطاق - نگاه به سوی خاور). شیب برگوارگی تقریباً به سمت شمال است. لکه‌های قهوه‌ای گل‌سنگ‌های خشک شده هستند.



شکل ۱۰- نقشه ساده شده تغییرات متغیر شکل (T) در توده گرانیتویدی بویین- میانداشت.



شکل ۱۳- نقشه نشان‌دهنده وضعیت متغیر شکل در ایستگاه‌های مربوط به طیف فلسیک توده مورد مطالعه. منطقه مشخص شده با کادر بیضی شکل، احتمالاً منطقه تغذیه‌کننده ماگما را نشان می‌دهد. کادر دایره شکل نیز منطقه تحت تأثیر عملکرد عوامل زمین‌ساختی را نشان می‌دهد که سبب می‌شود مقدار متغیر T منفی و شکل بیضوی مغناطیسی نیز دو کی‌شکل باشد.

شکل ۱۲- نمودار نشان‌دهنده تغییرات P% در برابر T در طیف فلسیک توده گرانیتویدی پوین- میان‌دشت.

جدول ۱- داده‌های حاصل از اندازه‌گیری فابریک‌های مغناطیسی.

Station	Km	P%	T	Station	Km	P%	T
Alkali Feldspar Granite				SS-59	160	5.8	0.514
SS-1	107	6.1	0.529	SS-60	120	5.4	0.526
SS-3	129	2.7	0.492	SS-61	114	4.8	0.449
SS-5	183	5.7	0.422	SS-62	112	5.9	0.031
SS-7	166	3.3	0.545	SS-63	113	3.8	0.366
SS-8	136	3.9	0.331	SS-64	115	5	0.534
SS-9	143	3.1	0.088	SS-65	129	8.9	0.455
SS-10	124	1.6	-0.094	SS-66	115	3.2	0.427
SS-12	134	6.2	0.461	Corse grain Granite			
SS-13	141	2.3	-0.024	SS-2	155	4.5	0.472
SS-14	122	2.3	0.409	SS-4	200	2.9	0.464
SS-15	133	3.3	0.143	SS-6	161	5.6	0.449
SS-16	137	3.3	0.716	SS-21	132	0.9	0.561
SS-17	118	1.5	-0.43	SS-54	183	3.6	0.525
SS-19	120	2	-0.309	Fine grain Granite			
SS-20	157	2.2	0.126	SS-18	122	2.5	0.526
SS-28	180	4.3	0.603	SS-23	116	2.2	0.076
SS-29	300	7.7	0.056	SS-24	117	1.2	-0.040
SS-32	188	3.9	0.112	SS-25	133	2.7	0.501
SS-33	475	7.2	-0.082	SS-40	68	2.3	0.063
SS-34	117	9.5	0.240	SS-41	90	13.4	0.492
SS-35	124	3.7	0.499	SS-42	98	15	-0.125
SS-36	288	12.1	0.307	SS-43	101	3.9	0.492
SS-37	184	4.3	0.171	SS-44	121	8.3	0.498
SS-38	149	4.2	0.085	SS-45	107	7.9	-0.053
SS-39	135	2.2	-0.185	SS-52	107	7.5	0.852
SS-46	152	4.6	0.759	SS-58	254	2.4	0.175
SS-47	122	13	0.263	Leucogranite			
SS-48	122	8.5	0.133	SS-11	47	5.6	0.589
SS-49	144	3.2	0.297	SS-31	50	2.6	-0.092
SS-50	120	4.3	-0.168	SS-55a	5	10.3	0.002
SS-51	136	3.4	0.284				
SS-53	129	3	0.506				
SS-55b	149	4.5	0.274				
SS-56	421	8.7	0.483				
SS-57	139	3.1	0.348				

کتابنگاری

- احدزاد، و.، ۱۳۸۹- مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی ملایر با استفاده از روش AMS. رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- اصلانی، ع.، علیمحمدیان، ح.، قلمقاش، ح. و نظری، ح.، ۱۳۹۳- مطالعه ریز ساختاری و الگوی جایگیری نیمه جنوبی باتولیت الوند با استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) فصلنامه علوم زمین، زمستان ۹۳، سال ۲۴، شماره ۹۴، صفحه ۱۳۷-۱۴۶.
- بدلو، س.، ۱۳۹۰- بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی گل زرد (شمال الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- چکنی مقدم، م.، ۱۳۹۱- بررسی سازوکار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (شرق بیارجمند) به وسیله روش AMS و تعیین موقعیت دیرینه مغناطیس آنها. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- رسولی، ح.، ۱۳۸۷- ناهمسانگردی خودپذیری مغناطیسی توده گرانیتویدی بروجرده، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- ساکي، س.، ۱۳۹۲- بررسی سازوکار جایگزینی توده گرانیتویدی بوین- میاندهشت با استفاده از روش بررسی ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شکاری، س.، ۱۳۹۰- بررسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری (ناهمسانگردی) مغناطیسی (AMS)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- شیبی، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتویدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)، رساله دکترا، پردیس علوم، تهران.
- صادقیان، م.، ۱۳۸۳- ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی زاهدان، رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- قاسمی، ح.، ۱۳۷۱- بررسی پترولوژی و زمین شناسی سنگ‌های آذرین نفوذی منطقه بوین- میاندهشت (جنوب شرقی الیگودرز)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- قلمقاش، ح.، ۱۳۸۱- مطالعه توده‌های نفوذی منطقه اشویه و بررسی ساز و کار جایگزینی آنها، رساله دکترا، دانشگاه تهران.
- گوانجی، ن.، ۱۳۸۹- مکانیسم جایگزینی توده گرانیتویدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.

References

- Ahadnejad, V., Valizade, M., Deevsalar, R. & Rezaei- kakhkhai, M., 2011- Age and geotectonic position of the Malayer granitoids: Implication for plutonism in the Sanandaj – Sirjan zone, w iran, N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 261/1, 61- 75.
- Ahmadi-Khalaji, A., Esmaily, D., Valizade, M. V. & Rahimpour- Bonab, H., 2007- Petrology and geochemistry of the granitoid complex of Boroujerd, Sanandaj- Sirjan zone, western Iran, Journal of Asian Earth Sciences, 29, 859 – 877.
- Aydin, A., Ferre, E. C. & Aslan, Z., 2007- The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids. NE Turkey, Tectonophysics, 441, 85- 95.
- Borradaile, G. J. & Jakson, M., 2010- Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM), Journal of Structural geology, 32, 1519- 1551.
- Borradaile, G. J., Geneviciene, I. & Charpentier, L., 2012- Magnetic fabrics in Archean granitoids, Northwestern Ontario: isolation of accessory and matrix contributions by inspection of AMS data, Tectonophysics, 514- 517, 115- 122.
- Bouchez J. L., 1997- Granite is never isotropic: An introduction to AMS studies of granite rocks. In: Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics (Eds. Bouchez, J. L., Hutton, D. W. H. & Stephens, W. E), 95-112, Kluwer Academic Publishers, Amsterdam.
- Esmaily, D., Bouchez, J. L. & Siqueira, R., 2007- Magnetic fabrics and microstructures of Jurassic Shah- Kuh granite pluton (Lut Block, Eastern Iran) and geodynamic inference, Tectonophysics, 439, 149- 170.
- Ghalamghash, J., Bouchez, J. L., Vosoughi – Abedini, M. & Nedelec, A., 2009- The Urumieh plutonic complex (NW Iran): 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, 36, 303- 317.
- Hernandez, F. M. & Hirt, A., 2003- The anisotropy of magmatic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals, Tectonophysics, 367, 13-28.
- Hrouda, F., 1982- Magnetic anisotropy of rocks and it's application in geology and geophysics. Geophys, Surveys 5, 37-82.
- Ishihara, S., 1997- The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock, Mining Geology, 27, 293-305.
- Majumder, S. & Mamtani, M. A., 2009- Magnetic fabric in the Malanjkhand Granite (Central India) Implications for regional tectonics and Proterozoic suturing of the Indian shield, Physics of the Earth and Planetary interiors, 172, 310- 323.
- Neves, S. P., Araujo, M. B., Correia, P. B. & Mariano, G., 2003- Magnetic fabrics in the Cabanas Granite (NE Brazil): interplay between emplacement and regional fabrics in a dextral transpressive regime, Journal of Structural Geology, 25, 441- 453.
- Rasouli, J., Ahadnejad, V. & Esmaily, D., 2012- A preliminary Study of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of Boroujerd granitoids, sanandaj- sirjan zone, west Iran, Natural science, 4, 91- 105.
- Sadeghian, M., Bouchez, J. L., Nedelec, A., Siqueira, R. & 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.
- Sheibi, M., Bouchez, J. L., Esmaily, D. & Siqueira, R., 2012- The Shir- Kuh pluton (central Iran): Magnetic fabric evidences for the coalescence of magma batches during emplacement, Journal of Asian Earth sciences, 46, 39-51.
- Skytta, P., Hermansson, T., Elming, S. A. & Bauer, T., 2010- Magnetic fabrics as constraints on the kinematic history of a pre – tectonic granitoid intrusion, Kristineberg, northern Sweden, Journal of structural Geology, 32, 1125- 1136.
- Tarling, D. H. & Hrouda, F., 1993- The magnetic Anisotropy of rocks. Chapman & Hall, London.
- Trubac, J., Zak, J., Chlupacova, M. & Janousek, V., 2009- Magnatic fabric of the Ricany granite, Bohemian massif: A record of helical magma flow? Journal of Volcanology and Geothermal Research, 181, 25- 34.
- Zak, J., Verner, K., Finger, F., Faryad, Sh., Chlupacova, M. & Veselovsky, F., 2011- The generation of voluminous S – Type granites in the Moldanuabian unit, Bohemian massif, by rapid isothermal exhumation of the metapelitic Middle crust, Lithos, 121, 25- 4.

Interpretation of magnetic fabrics based on variations of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) in Bouin- Miandasht granitoid pluton

S. Saki ^{1*}, M. Sadeghian ² & H. Ghasemi ³

¹M. Sc., Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

²Associate Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

³Professor, Faculty of Earth Sciences, Shahrood University of Technology, Shahrood, Iran

Received: 2014 January 06

Accepted: 2015 September 07

Abstract

Bouin- Miandasht granitoid pluton with an area of 40 Km², outcropped in the north of Bouin Miandasht- Aligoudarz road, was emplaced into Triassic to early Jurassic low to medium grade metapelitic rocks of Sanandaj - Sirjan structural zone. This pluton composed of alkali feldspar granite to leucogranite. For the first time, variation of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is applied to investigate magnetic fabric of this pluton. The Mean magnetic susceptibility values (Km in μ SI) of the different rock groups of Bouin- Miandasht pluton are as follows: alkali feldspar granites (158), fine granites (120), coarse granites (166), and leucogranites (34). The lower Km values for the main compositions of this pluton (< 500 μ SI) suggesting the paramagnetic nature of these granites. Biotite is the main carrier of magnetic properties in the studied rocks. The magnetic anisotropy (P %) varies from 1 to 15. Aalkali feldspar granites have the highest P value and show positive correlation with degree of deformation. Shape parameter of magnetic ellipsoid (T) values varies from -0.43 to 0.85 and most of the magnetic ellipsoids are oblate. Seventy five percent of specimens have positive T value. This subject indicates that magnetic ellipsoids are oblate and then foliation is prevailing, and also field evidence confirms this conclusion.

Keywords: Anisotropy of magnetic susceptibility, Magnetic fabrics, Paramagnetic, Bouin - Miandasht, Sanandaj-Sirjan.

For Persian Version see pages 385 to 394

*Corresponding author: S. Saki; E-mail:S.saki1390@yahoo.com

Archive of SQU