

سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از روش فابریک مغناطیسی

مریم شبی^{۱*} و پروین مجیدی^۲

^۱ استادیار، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران
^۲ کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شاهرود، شاهرود، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۰۹/۱۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۱۴

چکیده

توده گرانیتوئیدی چالو در جنوب دامغان از دو واحد مونزودیوریت و کوارتزیدیوریت تشکیل شده و به درون سنگ‌های آتشفشانی ائوسن تزریق شده است. سازوکار جایگیری این توده با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) مورد مطالعه قرار گرفته است. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی اندازه گیری شده (Km، برحسب μSI) در کوارتزیدیوریت‌ها و مونزودیوریت‌های سالم، به ترتیب ۳۱۶۰۸ و ۳۳۷۲۶ است و بنابراین جزو گرانیتوئیدهای فرومغناطیس به شمار می‌روند. در این توده گرانیتوئیدی، مگنتیت عامل اصلی پذیرفتاری مغناطیسی و بیوتیت و پیروکسن از دیگر حامل‌های فرعی رفتار مغناطیسی هستند. بررسی‌های صحرایی، سنگ‌نگاری و فابریک‌های مغناطیسی نشان می‌دهد که توده نفوذی یادشده در دو مرحله و با دو سازوکار متفاوت جایگیری کرده است. واحد مونزودیوریتی با بافت چیره پورفیروئیدی و الگوهای خطوارگی و برگوارگی شمالی-جنوبی موازی با حاشیه توده در امتداد بازشدگی‌های کششی یک پهنه برشی راستالغز جایگیری و واحد کوارتزیدیوریتی همزمان با کمی پس از واحد مونزودیوریتی به صورت دایک جایگیری کرده است. الگوی فابریک مغناطیسی و همچنین کلوچه‌ای بودن شکل بیضوی مغناطیسی همراه با بافت چیره تراکتوئیدی در این واحد با الگوی فابریک غیر عادی در دایک‌ها همخوانی دارد و جهت گیری کانی پلاژیوکلاز جهت جریان ماگما را نشان می‌دهد. در برخی از ایستگاه‌ها به دلیل فرایند دگرسانی گرمایی کانی مگنتیت از دید اندازه بلوری کوچک و یا به هماتیت دگرسان شده و هر دو عامل سبب کاهش در مقدار پذیرفتاری مغناطیسی شده است. ریزساخت‌های موجود در این توده بیشتر ماگمایی و نشان‌دهنده بالا بودن درصد مذاب به بلور در هنگام جایگیری توده و یا نبود تنش‌های زمین‌ساختی پس از تبلور کامل ماگماست.

کلیدواژه‌ها: ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی، سازوکار جایگیری، توده گرانیتوئیدی چالو، دامغان.

*نویسنده مسئول: مریم شبی

E-mail: sheibi@shahroodut.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

روش اندازه‌گیری ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) یکی از کارآمدترین روش‌ها برای تعیین فابریک در سنگ‌های آذرین است. این روش در زمانی کوتاه، داده‌های کمی مناسبی را در اختیار می‌گذارد که به کمک آن می‌توان نقشه ساختار درونی گرانیت‌ها و الگوهای کرنش ماگمایی را در مقیاس منطقه‌ای در سنگ‌هایی که توصیف فابریک در آنها دشوار است فراهم کرد. در همه سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی، آرایش هندسی کانی‌ها الگوی فابریک سنگ را تشکیل می‌دهد. پیدایش فابریک‌های مختلف، جهت‌گیری و شدت آنها را می‌توان مستقیماً به برخی فرایندهای زمین‌شناسی و در مقیاس بزرگ‌تر به پدیده‌های زمین‌ساختی مرتبط دانست (Mamtani et al., 2012). جهت‌گیری درونی فابریک توده‌های نفوذی توسط عوامل مختلفی همچون هندسه سنگ دیواره (همانند دیواره دایک‌ها)، بود یا نبود محل تغذیه ماگما، جریان ماگما درون توده در حال تحول، تغییر شکل حالت جامد ماگمای با گرانروی زیاد به واسطه تزریق نبض‌های ماگماهای متوالی و برهم کنش ساختاری میان آنها در مراحل مختلف اعمال فشارهای زمین‌ساختی کنترل می‌شود (Michelsen, 2003). استفاده روز افزون از این روش با استفاده از شکل جهت‌گیری کانی‌ها، سبب درک ساختار درونی و هندسه آنها شده و بسیاری از مشکلات سنگ‌شناسی و زمین‌ساختی را حل کرده است. این روش در بسیاری از توده‌های نفوذی با محیط‌های زمین‌ساختی متفاوت، به کار می‌رود و بیشتر برای ارزیابی شکل و جهت‌گیری بیضوی‌های مغناطیسی ناشی از تنش‌های زمین‌ساختی و فرایندهای جایگیری مورد استفاده قرار می‌گیرد. در این میان، برخی از فرایندهای زمین‌شناسی مانند دگرسانی گرمایی با ایجاد ناهمگنی مغناطیسی و تغییر در الگوی فابریک سبب تغییر در تفسیر فابریک‌های مغناطیسی می‌شوند. در طی این فرایند، کانی‌های سازنده سنگ به کانی‌های جدیدی تبدیل می‌شود و در نتیجه خواص مغناطیسی اصلی توده را تغییر می‌دهد. از آنجا که بررسی‌های بسیار کمی در زمینه تأثیرات ناشی از دگرسانی گرمایی روی فابریک‌های مغناطیسی

صورت گرفته است، در این پژوهش تلاش می‌شود ضمن ارائه مدلی مناسب برای سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب دامغان)، رابطه میان الگوهای فابریک مغناطیسی در نمونه‌های سالم و نمونه‌های حاصل از دگرسانی بررسی شود. نتایج به دست آمده در فهم بهتر فرایندهای کنترل‌کننده فابریک‌های مغناطیسی که بازتاب‌دهنده تنش‌های زمین‌ساختی در پوسته شکننده و تاریخچه پس از جایگیری است، کمک خواهد کرد.

۲- زمین‌شناسی عمومی و سنگ‌شناسی توده گرانیتوئیدی چالو

توده نفوذی چالو در چهارگوش نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ تروود و ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان قرار دارد و مختصات جغرافیایی این توده میان طول جغرافیایی ۳۲° ۵۴' تا ۴۰° ۵۴' خاوری و عرض جغرافیایی ۲۰° ۳۵' تا ۲۵° ۳۵' شمالی است. بر پایه تقسیم‌بندی Stocklin (1968) این محدوده در شمالی‌ترین بخش پهنه زمین‌ساختی ایران مرکزی جای گرفته است (شکل ۱-الف)؛ بنابراین از اختصاصات و ویژگی‌های عمومی این پهنه پیروی می‌کند. منطقه معلمان که باریکه تروود-چاه شیرین نیز نامیده می‌شود میان دو گسل اصلی تروود و انجیلو قرار گرفته است. این گسل‌ها دارای سوی شمال خاوری-جنوب باختری هستند و به موازات گسل درونه قرار دارند. مهم‌ترین واحدهای سنگ‌شناسی سازنده منطقه در نقشه زمین‌شناسی آورده شده است (شکل ۱-ب). سنگ‌های نفوذی این منطقه به دلیل عبور پهنه‌های گسلی فراوان در بیشتر موارد شکسته شده‌اند و دارای درزه‌ها و شکاف‌های زیادی هستند. کهن‌ترین برونزدهای منطقه را سنگ‌های دگرگونی شیشتی به سن پالئوزویک تشکیل می‌دهند که با همبری گسلی روی دیگر واحدهای سنگی منطقه رانده شده‌اند. در باختر منطقه برونزدهایی از سنگ آهک و ماسه‌سنگ آهکی با کمی ماسه‌سنگ و عدسی‌هایی از کنگلومرا به سن کرتاسه دیده می‌شوند. گسترده‌ترین برونزدهای سنگی این منطقه به زمان ائوسن نسبت داده شده و بیشتر از نوع تراکی‌آندزیت، بازالت و آندزیت

زمینه اصلی سنگ پراکنده است (شکل ۳-پ)؛ در حالی که در نمونه‌های دگرسانی به‌طور کامل یا بخشی جانشین کانی‌های فرومیزیمی از پیش موجود مانند پیروکسن، آمفیبول و بیوتیت شده است (شکل ۳-ج).

کوارتز دیوریت‌ها در صحرا به رنگ خاکستری روشن تا سفید و در تصاویر ماهواره‌ای با رنگ روشن تری از واحد دیگر قابل تشخیص هستند و نیمه باختری توده گرانیتوئیدی چالو را تشکیل می‌دهند (شکل‌های ۱-پ و ۲-ب). از دید اندازه بلوری نیز ریز تا متوسط‌دانه هستند. بررسی‌های سنگ‌نگاری نشان می‌دهد که سنگ‌های این بخش از توده از دید بافتی بیشتر تراکتوئیدی (شکل ۳-د) و پورفیروئیدی هستند و گاه بافت پویی کلیتیک نیز به چشم می‌خورد. به نظر می‌رسد این واحد سنگی تحت تأثیر دگرسانی شدیدتری از واحد مونزو دیوریتی بوده است؛ به‌طوری که نمونه‌های سالم تنها در بخش کوچکی از منطقه یافت می‌شود. در این سنگ‌ها، پلاژیوکلاز، کوارتز، ارتوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و پیروکسن مهم‌ترین کانی‌های اصلی و آپاتیت و مگنتیت کانی‌های فرعی سازنده آنها هستند. دگرسانی چیره در این واحد از نوع آرژیلیکی است که با تبدیل پلاژیوکلاز و فلدسپارهای قلیایی به کانی‌های رسی (کائولینیت) شناسایی می‌شود (شکل ۳-ذ). نقش گسل‌ها در افزایش نفوذپذیری سنگ‌های منطقه در برابر سیال‌های دگرسانی کاملاً آشکار است. در مجموع، کوارتز دیوریت‌ها مگنتیت کمتری نسبت به مونزو دیوریت‌ها دارند و در نمونه‌های دگرسان شده به هماتیت درشت سرخ مایل به قهوه‌ای تبدیل شده‌اند که در زمینه و یا به‌صورت بلورهای ریز بی‌شکل بر سطح پلاژیوکلازها دیده می‌شوند (شکل ۳-ر).

۳- روش مطالعه

به منظور مطالعات مغناطیسی، کل توده گرانیتوئیدی چالو مورد پیمایش صحرایی قرار گرفته و بر پایه یک نمونه‌برداری سامان‌مند از نمونه‌های سالم و دگرسان ۳۲ ایستگاه و در مجموع ۹۶ مغزه جهت‌دار (به‌طور متوسط ۳ مغزه از هر ایستگاه) حفاری و برداشت شده است. برای مطالعه بیشتر از چگونگی مراحل مختلف نمونه‌برداری صحرایی و چگونگی اندازه‌گیری متغیرهای مغناطیسی نمونه‌ها به (Bouchez, 1997) و شیپی (۱۳۸۸) مراجعه شود. پس از برش مغزه‌ها، ۳۸۴ نمونه در اندازه‌های ۲۲ میلی‌متری تهیه شده است. بزرگای ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی هر کدام از آنها در سه جهت خاص با استفاده از دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل MFK1-FA ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از جمهوری چک در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شده است. نتایج حاصل از این مطالعات در جدول ۱ آورده شده است. به منظور مطالعات سنگ‌نگاری و ریزساختی، ۳۲ مقطع نازک از ایستگاه‌های مختلف تهیه شده است. پس از اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی همه نمونه‌های برداشت شده از توده گرانیتوئیدی چالو، انواع متغیرهای مغناطیسی مورد نیاز محاسبه و نقشه آنها رسم شده است. در ادامه به بحث و بررسی و نتایج حاصل از پردازش آنها خواهیم پرداخت.

۳-۱. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

پذیرفتاری مغناطیسی یکی از مهم‌ترین متغیرهای مغناطیسی است که در هنگام اندازه‌گیری متغیرهای فابریک مغناطیسی به دست می‌آید ($K_m = K_1 + K_2 + K_3/3$). با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در هر ایستگاه (جدول ۱) نقشه پذیرفتاری مغناطیسی میانگین به‌صورت مقادیر عددی حاصل می‌شود (شکل ۴-الف). با استفاده از این نقشه می‌توان نوع کانی‌های حامل مغناطیسی و درصد فراوانی آنها را تشخیص و در پایان پذیرفتاری توده مورد مطالعه را به یکی از گروه‌های دیامغناطیس، پارامغناطیس و یا فرومغناطیس نسبت داد.

به‌طور کلی بیشتر کانی‌های سازنده سنگ از دو نوع پارامغناطیس و دیامغناطیس هستند که به علت حضور زیاد آنها در بیشتر سنگ‌ها به آنها کانی‌های ماتریکس یا زمینه هم گفته می‌شود (Rochette, 1987). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی

داسیتی است. توده نفوذی چالو با ترکیب چیره مونزو دیوریت و کوارتز دیوریت، به درون این مجموعه آتشفشانی نفوذ کرده و اسکارن آهن چالو را به‌وجود آورده است (شکل ۲-الف). این توده از دید ژئوشیمیایی از نوع کالک آلکالن و دارای ماهیت متاآلومین وابسته به گرانیتوئیدهای نوع I کمان‌های آتشفشانی است (خواج‌زاده، ۱۳۸۸). بر پایه مطالعات سهیلی و همکاران (۱۳۷۹)، توده نفوذی یادشده دارای رگه‌های سیلیسی-گرمابی طلادار همراه با کانی‌سازی مس بوده و نهشت این رگه‌ها از روند شکستگی‌های اصلی موجود (خاوری-باختری) پیروی کرده است. همچنین در امتداد گسل خاوری-باختری چالو که نهشته‌های دگرگونی پالئوزوئیک را از واحدهای سنگی اتوسن جدا می‌کند، کانی‌سازی آهن به‌صورت اسکارن تشکیل شده است. کانسار آهن موجود در همبری توده‌های نفوذی منطقه و در امتداد یک گسل شمال باختری-جنوب خاوری به‌صورت عدسی‌های جداگانه‌ای از هماتیت و اولیویست به همراه مقادیر کمی مس پدیدار شده است (کی‌نژاد، ۱۳۸۷). به‌طور کلی بر پایه مطالعات صحرایی و سنگ‌نگاری توده نفوذی دال شکل چالو، از ۲ واحد سنگی با ترکیب مونزو دیوریت (نیمه سمت راست) و کوارتز دیوریت (نیمه سمت چپ) ساخته شده است (شکل‌های ۱-پ و ۲-ب). با توجه به اینکه محل تماس این دو واحد سنگی از دید توپوگرافی پست‌ترین نقاط رخنمون یافته در منطقه را تشکیل می‌دهد و با رسوبات آبرفتی پوشیده شده و امکان بررسی صحرایی را غیرممکن ساخته است. در تصاویر ماهواره‌ای واحد مونزو دیوریتی با رنگ تیره‌تری نسبت به واحد کوارتز دیوریت مشاهده می‌شود.

مونزو دیوریت‌ها در صحرا به رنگ خاکستری تیره مایل به سبز دیده می‌شوند (شکل ۲-ب). از دید اندازه بلوری دانه‌متوسط تا درشت هستند و به‌راحتی می‌توان کانی‌های پلاژیوکلاز سفید، ارتوکلاز صورتی و کلریت سبز را در آنها دید. بیشتر نمونه‌های این واحد سنگی سالم هستند و چند ایستگاه دارای نمونه‌های دگرسان شده در گوشه جنوب خاوری گسترش دارند (شکل ۱-پ). بافت چیره این واحد پورفیروئیدی است که به نظر می‌رسد به علت نیمه آتشفشانی بودن توده مورد مطالعه باشد (شکل ۳-الف). بافت‌های گرانولار، میرمیکتی، گرافیکی و پویی کلیتیک از دیگر بافت‌های دیده شده در این واحد است. به‌طور کلی در همه نمونه‌های سالم و دگرسان شده، پلاژیوکلاز، ارتوکلاز، پیروکسن، هورنبلند و بیوتیت کانی‌های اصلی و آپاتیت، مگنتیت و کوارتز کانی‌های فرعی سازنده این سنگ‌ها هستند. از مهم‌ترین ساخت‌های موجود در این واحد می‌توان به کانی‌های فلدسپار ماهی شکل با جهت برش راست‌گرد اشاره کرد که از پیرامون ایستگاه ۹ برداشت شده است (شکل ۲-ب). همچنین انکلاوهای میکروگرانولار مافیک موجود در این واحد در مقایسه با سنگ‌های میزبان تیره‌تر و دانه‌ریزتر هستند و بیشتر در بخش بیرونی و حاشیه توده دیده می‌شوند (شکل ۲-ج). حواشی این انکلاوهای تخم مرغی شکل، بیشتر گرد شده و کمتر زاویه‌دار است. شکل‌های بیضوی آنها احتمالاً نشان‌دهنده تغییر شکل ناشی از جریان ماگما و حرکت انکلاوها در ماگمای میزبان در طی جایگزینی و یا احتمالاً اعمال نیروهای برشی در هنگام جایگیری است (Didier, 1987).

دگرسانی پروپیلیتی که با مجموعه کانیایی اپیدوت، کلریت و به مقدار کمتر سربیسیت و کربنات شناسایی می‌شود (شکل ۳-ب) در بخش‌های خاوری و جنوب خاوری واحد مونزو دیوریتی مشاهده شده است (شکل ۱-پ، ایستگاه‌های ۱، ۲ و ۳). نمونه دستی سنگ‌های این بخش از توده سبز رنگ بوده و رگه و رگچه‌های کربناتی در آن نمایان است. اپیدوت که مهم‌ترین کانی مشخصه سنگ‌های دگرسان است یا جانشین بلورهای پلاژیوکلاز و بیوتیت شده و یا به‌صورت تجمعات بزرگ در زمینه سنگ پراکنده است. همچنین برخی از پیروکسن‌ها نیز به اکینوئیت تبدیل شده‌اند و پدیده اورالیتی شدن را به نمایش می‌گذارند. با توجه به اهمیت کانی‌های کبر در مطالعه فابریک‌های مغناطیسی لازم به توضیح است که مگنتیت در نمونه‌های سالم این واحد به‌صورت شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار بوده و درون کانی‌های مافیک و یا

مقادیر P به دست آمده برای توده گرانیتیویدی چالو در جدول ۱ ارائه و به صورت نقشه منحنی‌های هم‌میزان در شکل ۴- ب رسم شده است. دامنه تغییرات درصد ناهمسانگردی در توده گرانیتیویدی بسیار کم و میان ۱/۰۱ تا ۱/۰۹ درصد متغیر است و تغییرات خاصی در توزیع درصد ناهمسانگردی در دو واحد سنگی سازنده این توده دیده نمی‌شود. در نقشه منحنی‌های هم‌میزان این متغیر (شکل ۴- ب) بیشترین درصد ناهمسانگردی مغناطیسی مربوط به یکی از نمونه‌های سالم در واحد کوارتز دیوریتی (ایستگاه ۲۷، $P\% = ۱/۰۹$) و کمترین مقدار آن در واحد کوارتز دیوریت (ایستگاه ۲۹، $P\% = ۱/۰۱$) دیده می‌شود. در این ایستگاه، نمونه‌های سنگی به‌طور کامل دگرسان شده و هماتیت به‌جای مگنتیت حامل پذیرفتاری مغناطیسی شده است.

۳-۳. متغیر شکل (T)

متغیر شکل T یکی دیگر از متغیرهای لازم برای تفسیر فابریک‌های مغناطیسی است. این متغیر شکل بیضوی مغناطیسی و در واقع جهت و نظم بلورهای مگنتیت را هنگام جایگیری نشان می‌دهد و بر پایه معادله $T = \frac{\{ \ln(K2/K3) - \ln(K1/K3) \}}{\{ \ln(K2/K3) + \ln(K1/K2) \}}$ بیان می‌شود. مقدار این متغیر همواره میان +۱ تا -۱ تغییر می‌کند. اگر مقدار T کمتر از صفر و یا منفی باشد، بیضوی مغناطیسی دوکی شکل و یا خطی (prolate) خواهد شد و در صورتی که بزرگ‌تر از صفر و مثبت باشد، شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا ورقه‌ای (Oblate) است. نقشه تغییرات T به‌صورت منحنی‌های هم‌میزان در شکل ۴- پ نشان داده شده است. مقادیر متغیر T در توده نفوذی چالو میان ۰/۰۶۶- (ایستگاه شماره ۱۴) تا ۰/۶۶+ (ایستگاه شماره ۳۰) تغییر می‌کند. از ۳۲ ایستگاه مغزبرداری شده ۱۰ ایستگاه دارای مقادیر منفی و بیشتر مربوط به بخش‌های مرکزی و نیمه جنوبی واحد مونزودیوریتی است که بیانگر بیضوی‌های دوکی شکل یا کشیده و پهنه‌های تغذیه کننده ماگمایی است. بقیه ایستگاه‌ها مقادیر T مثبت و کلوچه‌ای شکل دارند و بیشتر در واحد کوارتز دیوریتی دیده می‌شوند.

در شکل ۵- پ نمودار تغییرات P-T برای دو واحد سنگی نام برده به نمایش در آمده است. همان‌گونه که از این نمودارها مشخص است واحد مونزودیوریتی طیف پراکنده‌ای از متغیرهای P و T را نشان می‌دهند و هیچ روند مشخصی میان نمونه‌های سالم و دگرسان دیده نمی‌شود. در حالی که تغییرات این دو متغیر در نمونه‌های سالم و دگرسان شده کوارتز دیوریتی معنی‌دار بوده و افزون بر اینکه بیشتر مقادیر T مثبت است، متغیر P نیز در طیف محدودی تغییر می‌کند. بیشترین مقدار P متعلق به ایستگاه ۲۷ در حاشیه این واحد است که سالم است و پلاژیو کلازهای جهت‌دار بافت تراکیتیویدی در آن به نمایش می‌گذارند.

۴- الگوی فابریک مغناطیسی

نقشه خطوارگی مغناطیسی بر پایه مشخصات شیب و امتداد K_1 (بزرگ‌ترین محور بیضوی مغناطیسی) رسم می‌شود. در این نقشه بر حسب مقدار شیب، فلش‌هایی با اندازه‌های متفاوت به نمایش در آمده و مقدار شیب هر کدام از ایستگاه‌ها در کنار نماد مربوط رسم شده است. شکل ۶- الف نقشه خطوارگی مغناطیسی توده گرانیتیویدی چالو را نشان می‌دهد. با نگاهی اجمالی به مقادیر شیب خطواره‌های توده گرانیتیویدی چالو می‌توان دریافت که از ۳۲ ایستگاه مغزبرداری شده تقریباً حدود نیمی (۱۵ ایستگاه) از آنها دارای شیب ۳۰ تا ۵۹ درجه، ۱۲ ایستگاه دارای مقادیر شیب ۶۰ تا ۹۰ و تنها ۵ ایستگاه دارای شیب کم در حدود ۰ تا ۲۹ درجه هستند. الگوی چیره خطوارگی در واحد مونزودیوریتی دارای روند شمالی- جنوبی بوده و به موازات محور طویل این واحد قرار گرفته‌اند. مقادیر شیب آنها نیز به‌جز چند ایستگاه در بیشتر موارد بالاتر از ۵۰ درجه است. به‌طور کلی بیشتر ایستگاه‌های با شیب زیاد در بخش‌های مرکز این واحد متمرکز شده‌اند. در واحد کوارتز دیوریتی الگوی خطوارگی به‌نسبت پراکنده‌تر است ولی ظاهراً بیشتر ایستگاه‌ها تقریباً روند

(AMS) توسط همه کانی‌های موجود در سنگ کنترل می‌شود. در سنگ‌های دارای مگنتیت فراوان که توانایی پذیرفتاری کلی بالاتری از $500 \mu SI$ دارند، تأثیر کانی‌های دیامغناطیس و پارامغناطیس ناچیز است و AMS به‌طور مؤثری تنها توسط کسر فرومغناطیس کنترل می‌شود (Tarling & Hrouda, 1993). کانی‌های فرومغناطیسی که در مطالعات AMS اهمیت بیشتری دارند، اکسیدهای آهن و تیتانیم هستند. بیشتر اکسیدهای آهن و تیتانیم که فازهای اولیه تبلور را در سنگ‌های آذرین تشکیل و معمولاً ۱ تا ۵ درصد حجم کل سنگ را به خود اختصاص می‌دهند، تیتانومگنتیت‌ها و تیتانوهما تیت‌ها هستند. از گروه تیتانومگنتیت‌ها می‌توان مگنتیت و اولواسپینل و از گروه تیتانوهما تیت‌ها می‌توان هماتیت را نام برد. در سنگ‌های آذرین به‌شدت سیلیسی یا اکسیدی شده، هماتیت کانی فرومغناطیس چیره است (Butler, 1992). مطالعات بسیاری نشان داده است که فابریک‌های مغناطیس بسیاری از توده‌های گرانیتی، به شکل کانی مگنتیت ماگمایی بستگی دارد و AMS در این توده‌ها، به جهت گیری ترجیحی بلورهای تیتانومگنتیت در هنگام تبلور نسبت داده می‌شود.

بر پایه نتایج به دست آمده، مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی توده گرانیتیویدی چالو میان $318 \mu SI$ تا $60000 \mu SI$ تغییر می‌کند و در نقشه Km به سه گروه مختلف دسته‌بندی شده‌اند تا تغییرات آنها به راحتی دیده شود. در این توده، نمونه‌های سالم واقعی آنهايي هستند که هیچ شاهدهی از اکسایش مگنتیت در آنها دیده نمی‌شود. بر همین اساس، میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در مونزودیوریت‌ها به‌جز ۳ نمونه کاملاً دگرسان شده (ایستگاه‌های ۵، ۱۱ و ۱۵)، $33726 \mu SI$ است. این متغیر در نمونه‌های کوارتز دیوریتی (به‌جز چند ایستگاه ۲۵، ۲۶، ۲۸، ۲۹، ۳۱ و ۳۲ که کاملاً دگرسان شده‌اند) نیز $31608 \mu SI$ است. با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی به دست آمده، توده یادشده از انواع گرانیتیویدهای فرومغناطیس ($Km \geq 500 \mu SI$) به شمار می‌آید (Bouchez, 1997). همچنین حضور گسترده کانی مگنتیت به‌ویژه در مونزودیوریت‌ها، با نوع I بودن این گرانیت‌ها سازگاری دارد. به‌طور کلی، میانگین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی همگام با کاهش فراوانی کانی مگنتیت از مونزودیوریت‌ها به سوی کوارتز دیوریت‌ها کاهش یافته است.

مقایسه نقشه‌های سنگ‌نگاری (شکل ۱- پ) و تغییرات مقادیر Km (شکل ۴- الف) در ایستگاه‌های مختلف نشان می‌دهد که دگرسانی روی مقادیر پذیرفتاری کانی‌های مغناطیسی تأثیر داشته و مقدار Km کل سنگ را کنترل کرده است. اگر چه که دگرسانی در کل توده به‌صورت ناهمگن توزیع شده است ولی مهم‌ترین عامل کنترل کننده الگوی فابریک مغناطیسی است؛ به‌گونه‌ای که در مناطق به‌شدت دگرسان شده، تخریب و کاهش در اندازه بلورهای مگنتیت در شرایط اسیدی رخ داده و این فرض با نبود امکان مشاهده بلورهای مگنتیت و یا کاهش در اندازه آن و یا تبدیل آن به کانی هماتیت به خوبی قابل توجیه است. شکل ۵- الف نمودار انواع ترکیبات سنگی سازنده توده گرانیتیویدی چالو به همراه نمونه‌های سالم، تا حدودی دگرسان شده و کاملاً دگرسان شده را در برابر مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین آنها به‌صورت نمودار ستونی (هیستوگرام) نشان می‌دهد. همان‌گونه که دیده می‌شود در نمونه‌های دگرسان شده مقادیر Km بسیار کمتر از نمونه‌های سالم است.

۳-۲. درصد ناهمسانگردی (P%)

متغیر P درصد ناهمسانگردی - که به‌صورت K_1/K_3 تعریف می‌شود- واکنشی که ماگما دچار شده را نشان می‌دهد و رابطه میان بیشینه مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (K_1) و کمینه مقدار پذیرفتاری مغناطیسی (K_3) است. این متغیر برای هر کدام از کانی‌ها، به‌وسیله ناهمگنی مغناطیسی شکل آن کانی و برای مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌ها، به‌وسیله درصد کانی‌های مغناطیسی تعیین می‌شود. دگرشکلی ثانوی یا زمین‌ساختی می‌تواند آرایش یا چگونگی توزیع و اندازه دانه‌های مگنتیت را تحت تأثیر قرار دهد (Shunshan & Ganguo, 2003).

وجود ماکل‌های کارلسیاد بسیار ساده با پهنای یکنواخت که به‌طور یکسان از کل بلور عبور کرده‌اند و منطقه‌بندی جزئی در پیروکسن، نشان‌دهنده ریزساخت‌های ماگمایی هستند. در بیشتر مقاطع مطالعه شده در منطقه چالو، کانی‌های کلد معمولاً به‌صورت ادخال درون پیروکسن‌ها و یا به‌صورت تجمعی و دربرگیرنده سیلیکات‌ها هستند. کانی‌های یادشده در برخی از مقاطع به‌صورت یک شبکه به هم پیوسته که تا چند میلی‌متر امتداد دارند دیده می‌شوند. حضور سوسوریت در پلاژیوکلازهای کلسیک و وجود اورالیت در پیروکسن‌ها نشان می‌دهد که تغییر شکل یا زمین‌ساخت منطقه‌ای توانایی پاک کردن و از بین بردن بافت‌های اولیه سنگ را نداشته است (Archanjo, 2012). وجود ریزساخت‌های ماگمایی در توده چالو، تداعی کننده این مطلب است که سهم مذاب در هنگام جایگیری توده بالا بوده و یا جایگیری آن پس از تنش‌های زمین‌ساختی صورت گرفته است.

۶- پهنه‌بندی توده گرانتیویدی چالو

با توجه به روند خطواره‌ها و امتداد برگواره‌های مغناطیسی و در نظر گرفتن دیگر متغیرها از جمله بررسی‌های صحرایی، مشاهدات سنگ‌نگاری و ریزساختی و ترکیب سنگ‌شناسی، توده گرانتیویدی چالو را می‌توان به دو پهنه اصلی A و B تفکیک کرد که به ترتیب با واحد مونزودیوریت و کوارتزیدیوریتی سازنده توده همخوانی دارد (شکل ۷-الف). در پهنه A بیشتر خطواره‌های مغناطیسی دارای روند شمالی-جنوبی و شیب به سوی شمال هستند، در حالی که در پهنه B بیشتر خطواره‌ها دارای روند کلی شمال-شمال باختری و جنوب-جنوب خاوری بوده و شیب به سوی شمال هستند. موقعیت کلی خطواره‌ها و برگواره‌ها در کل توده نفوذی چالو در شکل ۷-ب نشان داده شده است.

۶-۱. پهنه A

به‌طور کلی نیمه خاوری توده گرانتیویدی چالو بر پایه روند خطواره‌ها، امتداد برگواره‌ها و دیگر متغیرهای مغناطیسی پهنه A را تشکیل می‌دهند (شکل ۷). ۱۷ ایستگاه نمونه‌برداری در این پهنه جای می‌گیرد. بیشتر سنگ‌های دیده شده در این پهنه دارای ترکیب مونزودیوریتی هستند. بافت این پهنه بیشتر پورفیریویدی است و برخی از آنها تحت تأثیر دگرسانی پروپلیتی قرار گرفته‌اند. بر پایه اندازه‌گیری‌های انجام شده میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در این پهنه $2872 \mu SI$ است. کمترین پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری شده در پهنه A مربوط به ایستگاه شماره ۱۱ و برابر با $325 \mu SI$ است که مربوط به نمونه دگرسان برداشت شده در نزدیکی گسل چالو است و بیشترین پذیرفتاری مغناطیسی متعلق به نمونه سالم و غیر دگرسان شده ایستگاه شماره ۱۷ با مقدار پذیرفتاری مغناطیسی $58970 \mu SI$ است. روند بیشتر خطواره‌ها شمالی-جنوبی و با شیب زیاد، سوی آن به سوی شمال است و به‌طور میانگین ویژگی‌های $355^\circ/63^\circ$ دارد. در این پهنه تنها دو ایستگاه با شیب کمتر از 30° درجه دیده می‌شود؛ ده ایستگاه دارای شیب میان 34° تا 57° است و پنج ایستگاه نیز با شیب بیشتر از 60° درجه وجود دارد. استرئونت نشان‌دهنده وضعیت خطواره‌های مغناطیسی در این پهنه از توده گرانتیویدی چالو در شکل ۷-الف آورده شده است. همچنین بهترین قطب برگواره‌ها در این پهنه به‌طور میانگین برابر $248^\circ/14^\circ$ هستند (شکل ۷-الف؛ سمت راست). شیب کم قطب برگواره‌ها نشانه شیب زیاد و نزدیک به قائم الگوی برگوارگی است. بر این اساس نمونه‌هایی با خطوارگی تقریباً قائم در مرکز پهنه یادشده که دارای مقادیر T منفی نیز هستند نشان‌دهنده مجرای تغذیه کننده اصلی ماگمای سازنده توده گرانتیویدی چالو هستند.

در گرانتی‌هایی که شواهد ریزساختاری ماگمایی و نیمه‌ماگمایی وجود دارد، برگوارگی و خطوارگی به‌ترتیب منطبق بر صفحه پهن‌شدگی و جهت کشیدگی اواخر تبلور است. ریزساخت‌های دیده شده در این پهنه بیشتر از نوع ماگمایی است و تنها در ایستگاه شماره ۹ وجود کمی میرمیکت، نشان از دگرشکلی دمای بالا

شمالی-جنوبی و شیب زیادی دارند. بنابراین در بیشتر نقاط توده نفوذی چالو، خطواره‌ها به سوی شمال و دارای شیب زیادی هستند و تنها در بخش کوچکی از جنوب منطقه خطواره‌های مغناطیسی با شیب کم دیده می‌شود.

نقشه برگوارگی مغناطیسی بر پایه امتداد و شیب K_3 (کوچک‌ترین محور بیضوی مغناطیسی) که معرف قطب برگوارگی است رسم می‌شود (شکل ۶-ب). در این شکل نماد برگوارگی از دو بخش تشکیل شده که خط بزرگ نشان‌دهنده امتداد و خط کوچک نشان‌دهنده سوی شیب است. همچنین مقدار زاویه شیب هر ایستگاه (K_3-90) برحسب مقدار آن به‌صورت عدد در کنار نماد برگوارگی درج شده است. نگاهی کلی به نقشه برگوارگی مغناطیسی توده گرانتیویدی چالو نشان می‌دهد که در بیشتر ایستگاه‌ها، مقدار شیب آنها همانند مقادیر شیب خطوارگی مغناطیسی، زیاد و نزدیک به قائم است (اکثراً بیشتر از 60° درجه). از کل ایستگاه‌های مغزه‌گیری شده، ۲۶ ایستگاه دارای شیب میان 60° تا 90° درجه و تنها یک ایستگاه در شمال واحد مونزودیوریتی دارای برگوارگی مغناطیسی با شیب کمتر از 30° درجه است. وضعیت برگواره‌های مغناطیسی در واحد مونزودیوریتی تقریباً از روند خطوارگی‌ها پیروی می‌کند و با شیب بیشتر از 60° درجه دارای امتداد شمالی-جنوبی است. الگوی برگوارگی در واحد کوارتزیدیوریتی کمی متفاوت و امتداد آنها در بخش‌های مرکزی این واحد شمالی-جنوبی و در حاشیه باختری به موازات محل تماس با سیست‌های پرمین است.

۵- ریزساخت

شواهد ریزساختی به منظور تمایز میان ویژگی‌های ماگمایی و حالت جامد در گرانتیویدها مورد استفاده قرار می‌گیرند. با استفاده از این شواهد می‌توان رویدادهای همزمان و یا پس از تبلور را تفسیر کرد (Vernon, 2011). ریزساخت‌ها در گرانتیویدها می‌توانند در نتیجه جریان ماگمایی، نیمه‌ماگمایی، حالت جامد دما بالا و دمای پایین تشکیل شوند و یا تغییر شکل یابند. با این حال معیارهایی وجود دارد تا ریزساخت‌های ماگمایی را از غیرماگمایی (زمین‌ساختی) تشخیص داد. این تمایز برای درک چگونگی جایگیری توده نفوذی بسیار مهم است (Paterson et al., 1998). در سال‌های اخیر برای بازسازی انواع ریزساخت‌های موجود در گرانتی‌ها مطالعات زیادی صورت گرفته است. مطالعات تجربی نشان می‌دهد که نوعی از ریزساخت‌ها که به تدریج در طول تغییر شکل گسترش می‌یابد به شدت توسط هر دو متغیرهای درونی و بیرونی مانند دما، کانی‌شناسی و نرخ کرنش کنترل می‌شوند (Brauer, 1998). افزون بر این، ریزساخت‌ها تمایل دارند در محدوده خاصی از دما و فشار تشکیل شوند؛ به همین دلیل ریزساخت‌های موجود در گرانتیویدها، به‌طور طبیعی به عنوان شاخص‌های تغییر شرایط به شمار می‌روند (Brauer, 1998).

ریزساخت‌های ماگمایی در بالاتر از دمای سولیدوس در حالی که هنوز بیش از 30° درصد مذاب وجود دارد تشکیل می‌شوند (Brauer, 1998). معیار یا ملاک اصلی جریان ماگمایی، جهت‌یابی اولیه کانی‌های آذرین است که هیچ‌گونه نشانه‌ای از تغییر شکل پلاستیک و یا تبلور دوباره نشان نمی‌دهند. برای این رخداد باید در طول تغییر شکل بلورها، به اندازه کافی مواد مذاب وجود داشته باشد تا بلورها بدون برهم کنش قابل توجهی با بلورهای اطراف رشد کنند (Paterson et al., 1998). در مقاطع نازک مطالعه شده توده گرانتیویدی چالو، کانی‌ها هیچ دگرشکلی نشان نداده و دچار تنش خاصی نشده‌اند. تنها در ایستگاه ۹ وجود کمی میرمیکت که به‌صورت نامتقارن در حاشیه فلدسپارها دیده می‌شود، نشان از مرز تحول از ماگمایی به دگرشکلی جامد دمای بالا دارد (Vernon, 2011). یادآوری می‌شود که ریزساخت یادشده در مجاورت محلی که بلور فلدسپار ماهی شکل برداشت شده دیده شده است. بنابراین به‌طور کلی، کانی‌ها ساختار و شکل اولیه خود را حفظ کرده‌اند.

بسته‌های ماگمایی متفاوت و زمین‌ساخت حاکم بر منطقه پرسش‌های مهمی هستند که باید به آنها پاسخ داده شود. با وجود ویژگی‌های سنگ‌نگاری و همچنین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی و حتی درجه ناهمسانگردی مشابهی که در این دو واحد وجود دارد، چنانچه بخواهیم تحول گرانیته یادشده را بر پایه بسته‌های ماگمایی متفاوت توجیه کنیم در ابتدا باید زمان نسبی و سازوکار جایگیری هر یک از آنها به دقت بررسی شود. در این راستا از دیگر اختلافات مشاهده شده در مقادیر K_m ، $P\%$ ، الگوهای خطوارگی و برگوارگی و همچنین مطالعات ریزساختی استفاده شده است. یادآوری می‌شود که واحد کوارتزادیوریتی کمی تفریق‌یافته‌تر از مونزودیوریت است و باید از دید ژنتیکی به آن وابسته باشد (خواج‌زاده، ۱۳۸۸).

با توجه به توازی مشاهده شده میان سوی امتداد خطوارگی و روند برگوارگی با حاشیه توده در واحد مونزودیوریتی (پهنه A) و همچنین ترکیب کمی مافیک‌تر آن در مقایسه با واحد کوارتزادیوریتی به نظر می‌رسد که این واحد در امتداد بازشدگی کششی راستالغز یک پهنه برشی جایگیری کرده باشد (شکل ۷). سوی این برش از روی الگوی خطوارگی و برگوارگی و همچنین بلورهای فلدسپار ماهی شکل که در شمال این واحد دیده شده تعیین شده است (شکل‌های ۲- پ و ۷). همان‌گونه که پیش‌تر نیز اشاره شد پهنه‌های تغذیه‌کننده که در مرکز این واحد قرار دارند، بازشدگی‌های کششی بوده‌اند که در قاعده پوسته شکننده تشکیل شده و به عنوان کانالی برای عبور ماگما رفتار کرده‌اند.

از سوی دیگر با در نظر گرفتن الگوهای فابریک مغناطیسی در نیمه باختری این توده نفوذی به نظر می‌رسد واحد کوارتزادیوریتی (پهنه B) به‌صورت یک توده نفوذی مجزا تزریق شده و به دور از پهنه تغذیه‌کننده اصلی از خاور به باختر جریان یافته و جایگیری کرده است. حضور انکلاوهای میکروگرانولار کشیده مونزودیوریت‌ها در محل همبری با کوارتزادیوریت نشان می‌دهد که احتمالاً این رویداد باید همزمان یا کمی پس از تزریق توده نفوذی مجاور رخ داده باشد. الگوی برگوارگی و خطوارگی مشاهده شده در این واحد با الگوی جایگیری دایک همخوانی دارد. تاکنون مطالعات AMS بسیاری در مورد توده‌های نفوذی که به وسیله دایک تزریق می‌شوند صورت گرفته و فابریک‌های درونی آنها ارزیابی شده است. پهنه‌های برشی می‌توانند مسئول بالا آمدن ماگما و جایگیری توده‌های نفوذی با حجم متوسط، مانند توده‌های نفوذی دایکی شکل، دایک‌ها و توده‌های کوچک باشند (Bouchez, 1997). بر پایه مطالعات (Canon-Tapia & Chavez- Alvarez, 2004) دو نوع الگوی فابریک عادی و وارون در دایک‌ها شناسایی شده است. تقریباً ۸۸ درصد دایک‌ها دارای فابریک عادی هستند که در آنها محور K_1 به موازات سوی جریان ماگمایی و K_3 عمود بر دیواره دایک است. در فابریک‌های غیر عادی جای این محورها وارون می‌شود. تعداد کمی از دایک‌ها دارای جهت‌یابی الگوهای فابریکی متفاوتی هستند که سازوکارهای بسیاری برای توجیه روند آنها ارائه شده است. از این میان می‌توان به توسعه فابریک ثانوی روی فابریک نخستین که در طی جایگیری به‌وجود آمده است، همرفت ماگما، فعالیت دوباره جریان ماگما، بالا آمدن حباب‌ها و یا نشست گرانی کانی‌ها، تنش‌های زمین‌ساختی و یا برش و رشد کانی‌های ماگمایی عمود بر دیواره دایک پس از جایگیری کامل ماگما اشاره کرد (برای نمونه Hrouda et al., 2002; Park et al., 1988). همچنین هر تغییری در ساختار مگنتیت نیز می‌تواند موجب تغییر در موقعیت محورهای K_1 و K_3 مغناطیسی نسبت به صفحه تزریق شود. در اینجا می‌توان به تأثیر دگرسانی گرمایی روی بلورهای مگنتیت و در پی آن تغییر در فابریک مغناطیسی برخی از ایستگاه‌ها در توده نفوذی چالو اشاره کرد. در این موارد هر سه محور اصلی پذیرفتاری مغناطیسی سوی خودشان را با توجه به سوی جریان، همگام با افزایش دگرشکلی تغییر می‌دهند. این موضوع می‌تواند منشأ پیچیدگی الگوهای فابریک را که فرض می‌شود سوی محورهای AMS درون یک دایک یا جریان گدازه ثابت است توضیح دهد (Canon-Tapia & Chavez- Alvarez, 2004). نکته مهم در بررسی فابریک حاصل از جایگیری دایک‌ها، بررسی و مقایسه

دارد. (Paterson et al., 1998) این ریزساخت را مرز تحول از ماگمایی به دگرشکلی جامد دمای بالا می‌دانند. همچنین با توجه به ماگمایی بودن ریزساخت‌ها در این قلمرو، خطوارگی‌های نزدیک به قائم نشانگر سو و محل بالاآمدگی ماگماست (Bouchez, 1997).

کمترین درصد ناهمسانگردی ($P\%$) در ایستگاه‌های ۲ و ۷ برابر با ۱/۰۲ و بیشترین مقدار P در ایستگاه شماره ۱۵ و برابر با ۱/۰۷ که با نمونه دگرسان همخوانی دارد. از کل ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده پهنه A (۱۷ ایستگاه) ۸ ایستگاه با مقادیر منفی (T) و ۹ ایستگاه با مقادیر مثبت حضور دارند که به ترتیب بیانگر کلوجه‌ای (صفحه‌ای) و دوکی (خطی) بودن شکل بیضوی مغناطیسی است. کمترین متغیر T محاسبه شده در پهنه A برابر با ۰/۶۷- بوده که متعلق به ایستگاه شماره ۱۴ و بیشترین مقدار آن در ایستگاه شماره ۸ و برابر با ۰/۵۸ است.

۶-۲. پهنه B

این پهنه نیمه باختری و جنوب باختر توده چالو را با ۱۵ ایستگاه در بر می‌گیرد که بیشتر ترکیب کوارتزادیوریتی دارند. فابریک‌های مشاهده شده در این پهنه از نوع ماگمایی بوده و در آن هیچ شاهدی از ریزساخت‌های غیر ماگمایی مشاهده نشده است. میانگین پذیرفتاری مغناطیسی در این پهنه $214\mu SI$ است. بیشترین پذیرفتاری مغناطیسی در این پهنه مربوط به ایستگاه ۱۹ و برابر با $4543\mu SI$ است. کمترین پذیرفتاری مغناطیسی نیز در ایستگاه ۳۲ برابر $318\mu SI$ محاسبه شده است که با نمونه دگرسان شده همخوانی دارد و بر پایه بررسی‌های سنگ‌نگاری حامل مغناطیسی در آن هماتیت است. بیشترین و کمترین درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$) در این پهنه به ترتیب ۱/۰۹ (ایستگاه ۲۷) و ۱/۰۱ (ایستگاه ۲۹) است. کمترین متغیر شکل (T) با مقدار ۰/۰۷- مربوط به ایستگاه شماره ۲۸ و بیشترین آن در ایستگاه شماره ۳۰ با مقدار ۰/۶۶+ به دست آمده است. میانگین خطواره مغناطیسی در این پهنه دارای ویژگی‌های $332^\circ/68^\circ$ است (شکل ۷). بیشتر خطواره‌ها در این پهنه دارای شیب بیش از ۵۰ درجه هستند و از روند خاوری- باختری به سوی باختر- شمال باختر آرایش پیدا کرده و در بخش باختری با شیب زیاد حاشیه را قطع کرده‌اند. به‌طور میانگین بهترین قطب برگواره‌ها در این پهنه برابر ۲۲۵/۱۰ است. موقعیت قطب برگواره‌ها و خطواره‌ها در پهنه B روی استریونوت نشان داده شده است (شکل ۷- الف؛ سمت چپ).

۷- مدل جایگیری

تاکنون فرایندهای گوناگونی برای نفوذ و جایگیری توده‌های نفوذی پیشنهاد شده است که از مهم‌ترین آنها می‌توان به بالن‌شدگی (Ramsay, 1989)، دی‌پایرسم (Stephanson & Johnson, 1976)، دایک‌شدگی (Clemens & Mawer, 1992) و عملکرد پهنه‌های برشی (Hutton, 1988; Castro, 1986; Rosenberg, 2004) اشاره کرد. با توجه اینکه توده گرانیته‌ی چالو در نقشه زمین‌شناسی رخنمون دایره‌ای- بیضی شکل ندارد، منطقه‌بندی ترکیبی و الگوی فابریک مغناطیسی آن هم‌مرکز نیست و سنگ‌های میزبان را نیز به‌صورت عمودی جابه‌جا نکرده است، کاملاً بدیهی است که نمی‌توانسته است از راه بالاآمدگی دی‌پایری و یا بالن‌شدگی جایگیری کرده باشد. مدل پیشنهادی برای جایگیری این توده باید پاسخگوی ویژگی‌هایی چون شکل کلی توده، موقعیت پهنه‌های برشی راستالغز موجود دیده شده در حاشیه شمالی واحد مونزودیوریتی، انکلاوهای میکروگرانولار مافیک کشیده در محل همبری واحدهای اصلی سازنده توده نفوذی و از همه مهم‌تر الگوهای فابریک مغناطیسی و ریزساختی باشد.

با توجه به مطالعات صحرایی، سنگ‌نگاری و فابریک مغناطیسی به نظر می‌رسد توده نفوذی چالو از به هم پیوستن دو نبض ماگمایی جداگانه به‌وجود آمده است. اگرچه ارزیابی مراحل تحولی توده‌های نفوذی که به‌صورت همزمان تزریق شده‌اند وظیفه دشواری است، ولی در این راستا تقدم و تأخر و زمان نسبی میان جایگیری

ساختاری متفاوتی نشان می‌دهند. این الگوها بر پایه فاز فرومغناطیس مگنتیت و دیگر کانی‌های پارامغناطیس بیوتیت و پیروکسن به دست آمده است. اگر چه بیشتر این توده ریزساخت‌های ماگمایی و پیش از تبلور کامل دارد که نشانه دگرشکلی در حضور مذاب فراوان است، ولی در عوض الگوهای AMS متفاوت در آنها روش‌های جایگیری متفاوتی را در دو واحد سازنده توده نفوذی بازتاب می‌دهد. فابریک مغناطیسی در واحد مونزودیوریتی به واسطه بازشدگی‌های کششی در یک پهنه برشی راستالغز به وجود آمده و جریان ماگمایی در این واحد به موازات حاشیه و کشیدگی توده است. الگوی فابریک واحد کوارتزیدیوریتی ناشی از پرشدگی دایکی است که به نظر می‌رسد در راستای محورهای تنش فشارشی حاصل از پهنه برشی به وجود آمده باشد (شکل ۹). پیچیدگی کمی که در الگوی جریان ماگمایی در این دایک دیده می‌شود ناشی از چرخش بلورهای مگنتیت شناور در مذاب در رأس دایک است. برای بازسازی بهتر روابط ساختاری به بررسی‌های ساختاری بیشتری میان این دو واحد سنگی نیاز است. یادآوری می‌شود که در توده گرانیتویدی چالو دو مرحله دگرسانی متفاوت صورت گرفته است که با تغییر در اندازه و نوع کانی‌ها، سبب ایجاد رفتارهای مغناطیسی متفاوتی شده است.

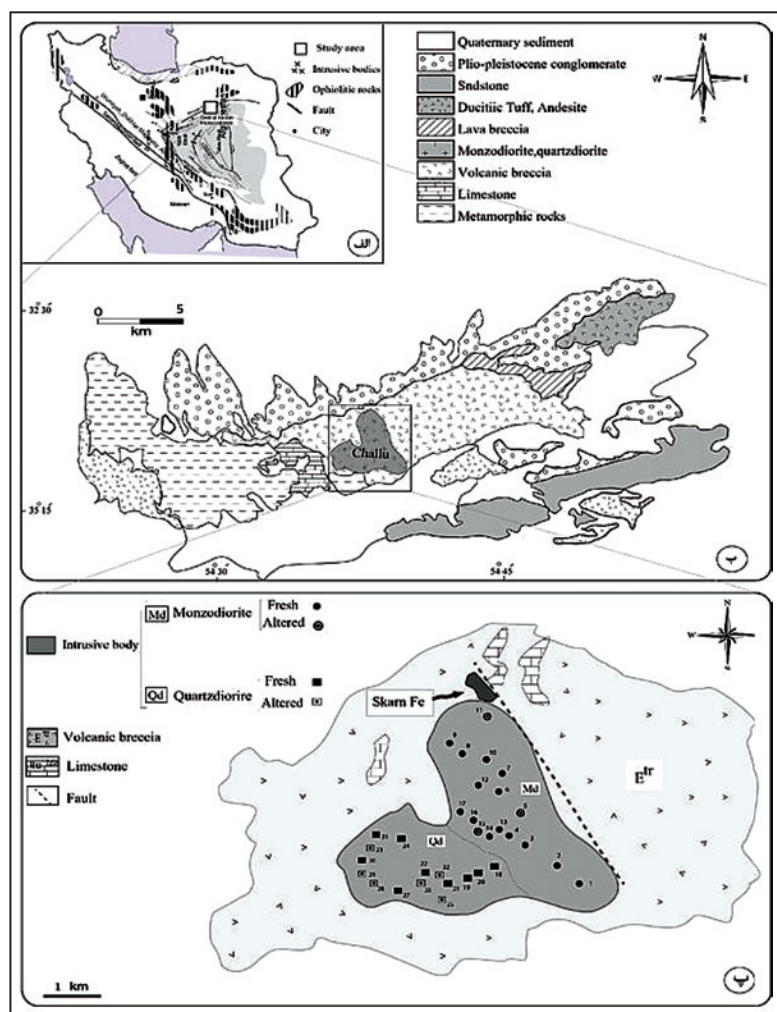
سپاسگزاری

از همراهی و مشاوره بی‌دریغ آقای دکتر مهدی رضایی و نیز از زحمات جناب آقایان دکتر محمود صادقیان و محسن حمیدی که با صبر و حوصله ما را در بررسی‌های صحرائی یاری کردند سپاسگزاری می‌شود.

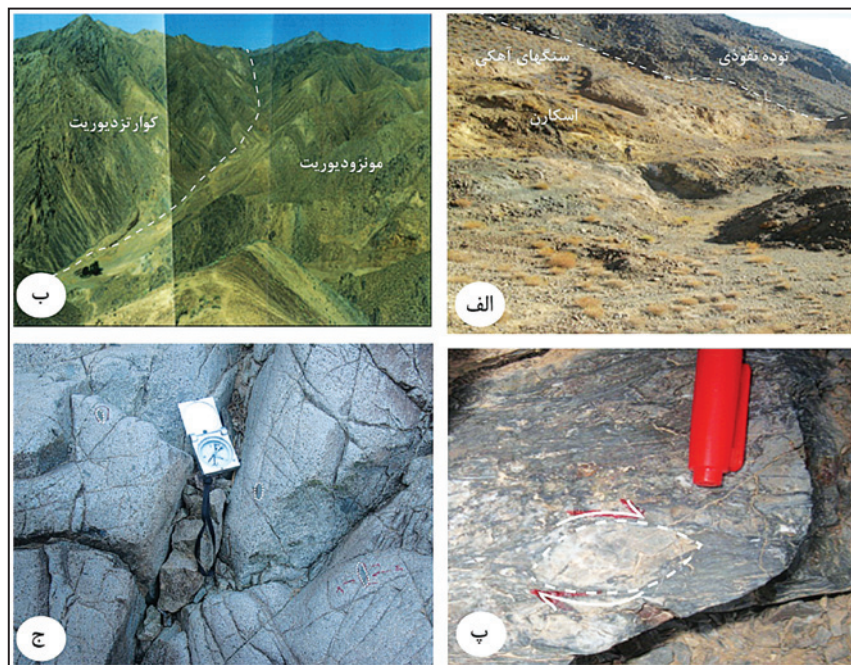
الگوهای حاصل از فابریک مغناطیسی و سوی جریان ماگمایی با استفاده از کانی‌های تخته‌ای (همانند پلاژیوکلازها) است. از آنجا که فابریک‌های ثبت شده در این توده بیشتر ماگمایی بوده و دگرشکلی ناحیه‌ای را ثبت نکرده‌اند، می‌توان ادعا کرد که جهت‌یابی بلورهای پلاژیوکلاز در واحد کوارتزیدیوریتی که بافت تراکیتویدی را به نمایش می‌گذارند نشانه سوی جریان ماگمایی در این دایک هستند. لازم به توضیح است که این بافت در همه ایستگاه‌های حاشیه جنوبی که می‌تواند دیواره اصلی دایک در نظر گرفته شود، گسترش یافته است. شکل ۸ مقطع عرضی این واحد دایکی را نشان می‌دهد که در امتداد آن تغییرات متغیرهای مختلف رسم شده است. کاهش مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی از خاور به باختر این نیمرخ، صرف‌نظر از نمونه‌های دگرسان شده، دور بودن نمونه‌های سنگی از محل تغذیه (و احتمالاً کمی تبلور تفریقی بیشتر) را نشان می‌دهد. کاهش درجه ناهمسانگردی از خاور به باختر می‌تواند به دلیل حرکت دایره‌ای شکل الگوی خطوارگی در حاشیه باختری باشد که نشان‌دهنده چرخش محور تقارن بلورهای مگنتیت بیضوی شکل شناور در ماگمای در حال حرکت است. مقادیر T مثبت در همه مقطع موجود در شکل نشان می‌دهد که محور کشیده بیضوی مغناطیسی، در نتیجه بلورهای مگنتیت عمود بر سوی جریان ماگما بوده و محور طویل آن به موازات دیواره دایک است که از فابریک‌های مغناطیسی غیر عادی دایک‌ها پیروی کرده است. مقادیر K_1 و K_3 در مرکز دایک با شیب بیشتری همراه بوده است.

۸- نتیجه‌گیری

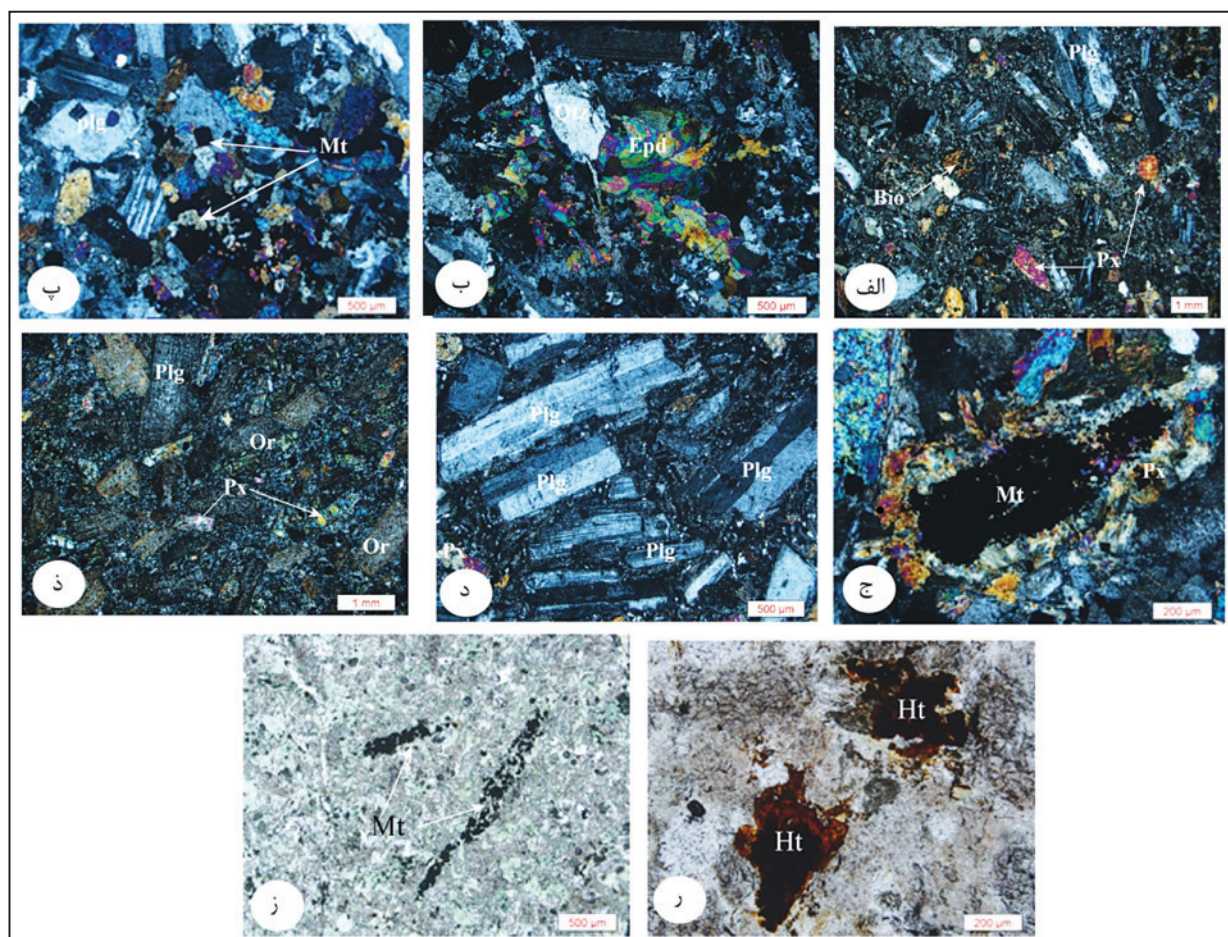
دو واحد اصلی سازنده توده نفوذی چالو الگوی فابریک‌های مغناطیسی و عوارض



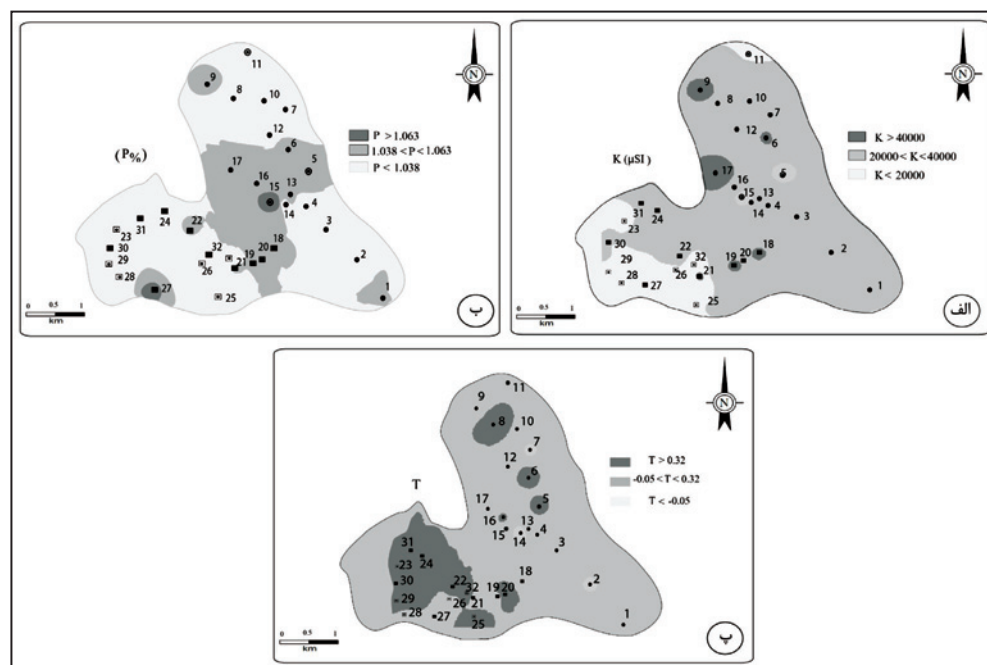
شکل ۱- الف) موقعیت محدوده مورد مطالعه در نقشه زمین‌شناسی - ساختاری ایران (شمال‌ترین بخش پهنه ایران مرکزی)؛ ب) موقعیت توده چالو در نقشه ترود- معلمان؛ پ) نقشه زمین‌شناسی ساده از توده گرانیتویدی چالو و موقعیت ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (در مجموع ۳۲ ایستگاه) برای مطالعات فابریک مغناطیسی و ریزساختی.



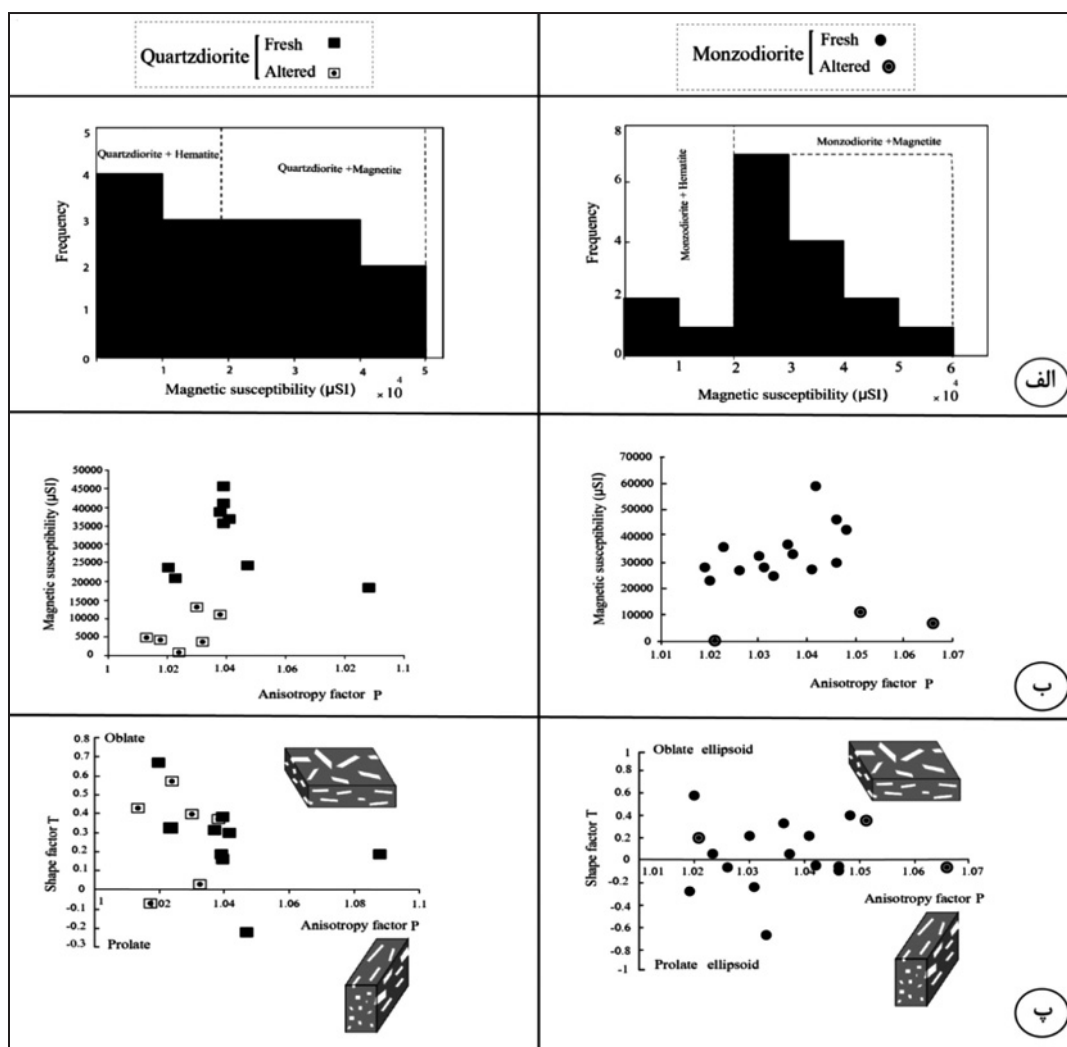
شکل ۲- برخی از مهم‌ترین روابط ساختمانی و شواهد صحرایی مشاهده شده در توده نفوذی چالو. الف) نمایی از اسکارن‌زایی آهن در مجاورت توده‌های نفوذی با سنگ‌های آهکی کرتاسه؛ ب) همبری واحدهای سنگی اصلی سازنده توده (مونزودیوریت و کوارتزدیوریت)؛ پ) بلور فلدسپار ماهی شکل، که نوع حرکت برشی راست گرد را در بخش شمالی واحد مونزودیوریتی نشان می‌دهد؛ ج) وجود انکلاوهای بسیار میکروگرانولار مافیک دوکی شکل در حاشیه باختری واحد مونزودیوریتی و در همبری با کوارتزدیوریت‌ها.



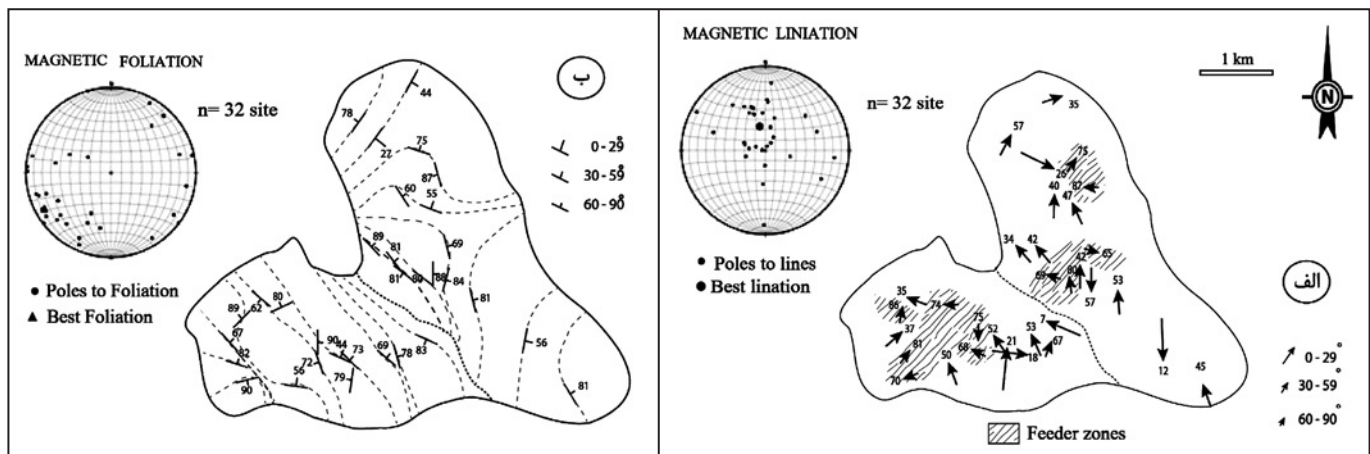
شکل ۳- تصاویر میکروسکوپی از بافت‌ها و کانی‌های سازنده توده گرانیتیویدی چالو. الف) بافت پورفیرویدی و کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و بیوتیت در واحد مونزودیوریتی؛ ب) اپیدوت‌های درشت حاصل دگرسانی پروپلیتی در واحد مونزودیوریت؛ پ) مگنتیت‌های خودشکل درشت در نمونه‌های سالم واحد مونزودیوریتی؛ ج) مگنتیت ثانوی که در اثر دگرسانی گرمایی به‌طور کامل جانشین کانی‌های فرومینزین پیروکسن شده است؛ د) بافت تراکیتیویدی ناشی از جریان یافتگی کانی‌های پلاژیوکلاز در واحد کوارتزدیوریتی؛ ز) بلورهای مگنتیت اسکلتی تبدیل پلاژیوکلازها به کانی‌های رسی در اثر دگرسانی آرژیلیتی؛ ر) تبدیل مگنتیت به هماتیت در اثر دگرسانی آرژیلیتی در واحد کوارتزدیوریتی؛ ج) بلورهای مگنتیت اسکلتی که حذف بخشی و کوچک شدن اندازه مگنتیت ماگمایی را در اثر دگرسانی گرمایی شدید نشان می‌دهند (ایستگاه ۵).



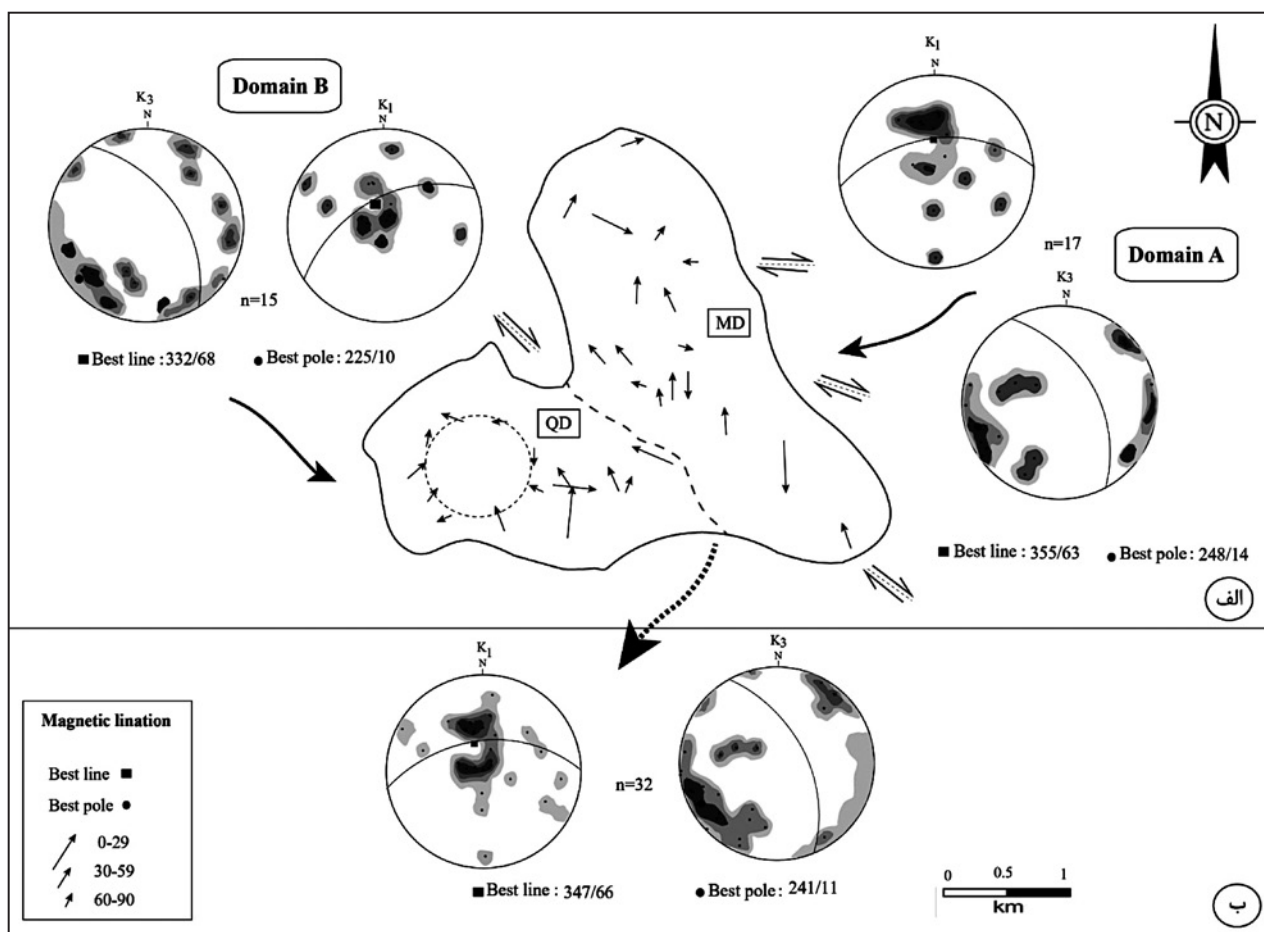
شکل ۴- نقشه‌های هم‌میزان متغیرهای مغناطیسی در توده گرانیتیویدی چالو. الف) پذیرفتاری مغناطیسی (K)؛ ب) درجه ناهمسانگردی (P)؛ پ) متغیر شکل (T).



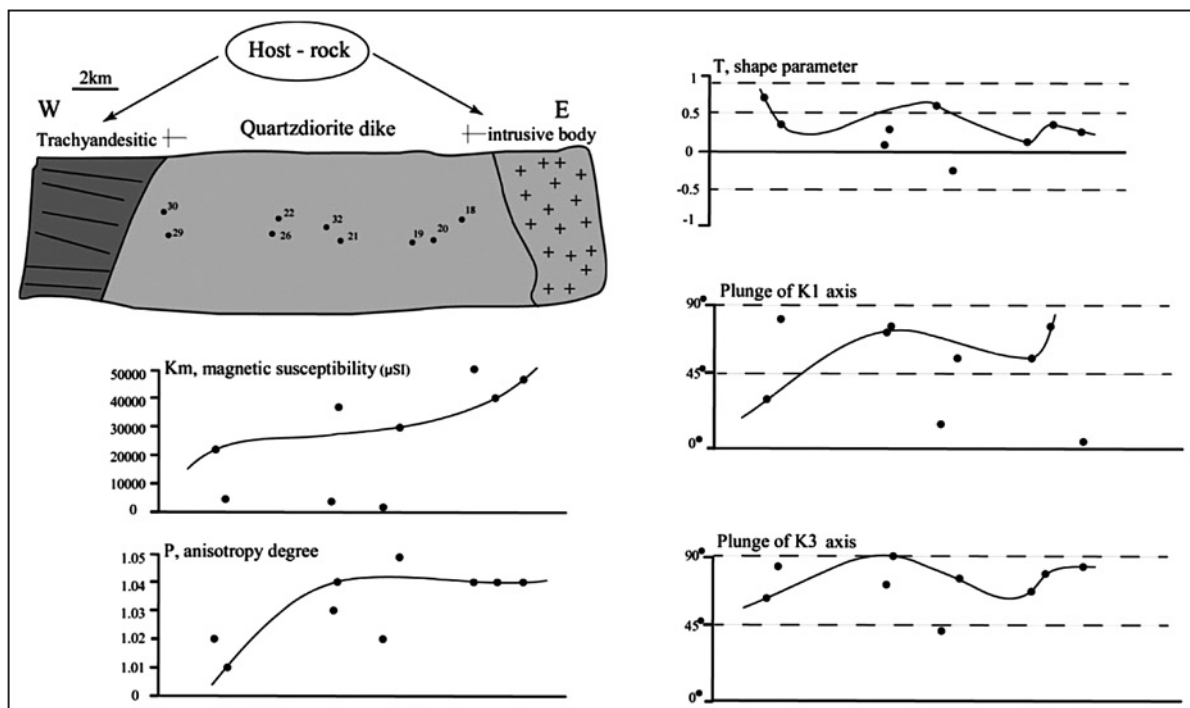
شکل ۵- نمودارهای مختلف متغیرهای مغناطیسی در واحدهای اصلی توده گرانیتیویدی چالو. الف) نمودار ستونی پذیرفتاری مغناطیسی (ب) نمودار پذیرفتاری مغناطیسی در برابر درجه ناهمسانگردی، (پ) نمودار درجه ناهمسانگردی در برابر متغیر شکل.



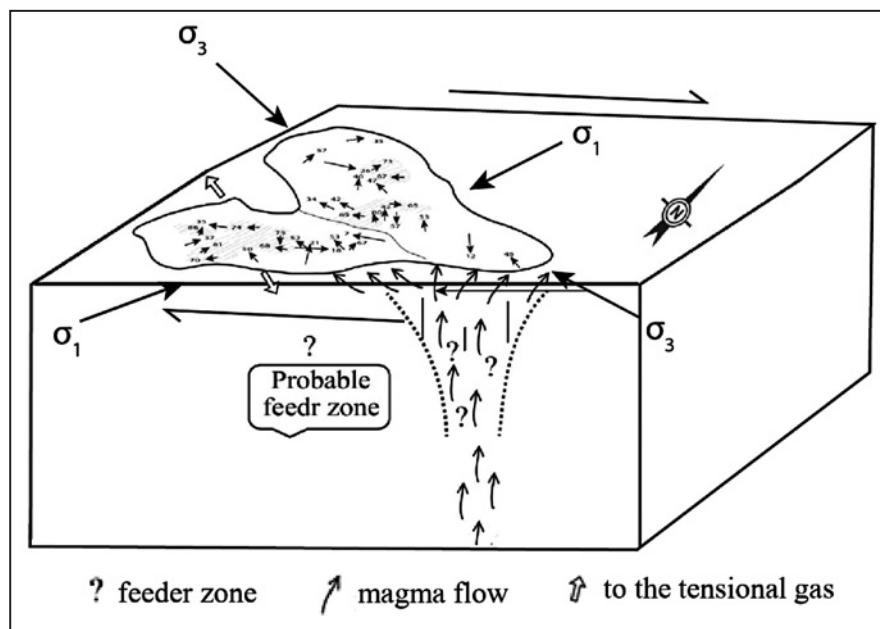
شکل ۶- الف و ب) نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی توده نفوذی چالو. این نقشه‌ها به ترتیب بر پایه سمت شیب/شیب خطوارگی (K_1) و سوی شیب/مقدار شیب برگوارگی (K_3) و رسم شده و بر حسب شیب به سه گروه رده‌بندی شده‌اند. مناطق احتمالی تغذیه کننده توده مورد مطالعه با هاشور نشان داده شده است.



شکل ۷- الف) نقشه پهنه‌های مغناطیسی توده گرانیتوئیدی چالو که بر پایه تفسیر متغیرهای مغناطیسی اندازه‌گیری و همچنین با در نظر گرفتن ویژگی‌های میکروسکوپی و میکروسکوپی سنگ‌های سازنده توده نفوذی مورد مطالعه رسم شده است. در استریوگرام‌های نشان‌دهنده خطواره‌های مغناطیسی (K_1)، موقعیت بهترین میانگین آنها با نشانه مربع نشان داده شده است. در استریوگرام‌های قطب برگواره‌های مغناطیسی (K_3)، موقعیت بهترین میانگین قطب برگواره‌ها با نشانه دایره نشان داده شده است. شمار ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده در هر پهنه با نماد n نشان داده شده است؛ ب) موقعیت کلی خطواره‌ها و برگواره‌های مغناطیسی در توده نفوذی چالو.



شکل ۸- مقطع عرضی واحد سنگی کوارتز دیوریتی که تغییرات متغیرهای مختلف مغناطیسی در امتداد آن نشان داده شده است. همان گونه که مشاهده می شود مقادیر متغیرهای P و Km از خاور به باختر توده نفوذی کاهش یافته است. مقادیر K_1 و K_3 در مرکز شیب بیشتری دارد.



شکل ۹- مدل پیشنهادی برای جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو. در مرحله اول واحد مونزودیوریتی به واسطه بازشدگی کششی در یک پهنه برشی راستالغز جایگزین شده است. همزمان یا کمی پس از آن واحد کوارتز دیوریتی در یک ساختار دایکی که به نظر می رسد در راستای محوره های تنش فشارشی حاصل از پهنه برشی به وجود آمده باشد تزریق شده است.

جدول ۱- داده‌های حاصل از انجام تجزیه‌های فابریک مغناطیسی در توده گرانیتیویدی چالو.

Site	Sample	Long.	Lat.	Km	Kmax: Az/Pl	Kmin: Az/Pl	P%	T
Monzodiorites								
Chp17	F	280790	3916304	58970	324/34	233/1	1.04	-0.05
Chp9	F	280708	3917008	45919	16/57	124/12	1.05	-0.09
Chp6	F	281069	3916535	42030	344/47	205/35	1.05	0.40
Chp16	F	280899	3916230	36668	334/42	236/9	1.04	0.32
Chp4	F	281140	3916115	35610	184/57	282/6	1.02	0.05
Chp12	F	280939	3916598	33272	002/40	242/30	1.04	0.04
Chp10	MA	280999	3916858	31864	31/75	206/15	1.03	0.22
Chp1	MA	281753	3915473	29639	342/45	242/9	1.05	-0.06
Chp7	MA	281092	3916716	28129	276/87	78/3	1.02	-0.29
Chp2	MA	281517	3915760	28129	181/12	280/34	1.03	-0.24
Chp13	MA	281081	3916152	27292	003/42	271/2	1.04	0.22
Chp3	MA	281279	3916003	26900	356/53	254/9	1.03	-0.07
Chp14	MA	281029	3916129	24643	289/80	43/10	1.03	-0.67
Chp8	MA	280816	3916903	23108	117/26	304/63	1.02	0.58
Chp5	A	281149	3916309	11255	104/65	252/21	1.05	0.35
Chp15	A	280923	3916156	7082	286/69	42/9	1.07	-0.07
Chp11	A	280992	3917249	325	70/35	294/46	1.02	0.20
Site	Sample	Long.	Lat.	Km	Kmax: Az/Pl	Kmin: Az/Pl	P%	T
Quartz diorites								
Chp19	F	280862	3915670	45437	343/53	221/21	1.04	0.15
Chp18	F	281042	3915777	41055	299/7	29/7	1.04	0.18
Chp22	F	280527	3915729	38866	182/75	274/1	1.04	0.32
Chp24	F	280333	3915963	36802	276/74	148/10	1.04	0.31
Chp20	F	280909	3915689	35797	13/67	252/12	1.04	0.37
Chp27	F	280416	3915527	18200	337/50	191/34	1.09	0.19
Chp21	MA	280667	3915664	24037	342/52	229/17	1.05	-0.23
Chp30	MA	280098	3915759	23677	49/37	230/23	1.02	0.66
Chp23	MA	280160	3915905	20603	20/86	127/1	1.02	0.32
Chp25	A	280679	3915563	13012	005/21	100/11	1.03	0.40
Chp31	A	280251	3915999	11394	289/35	41/28	1.04	0.37
Chp29	A	280129	3915643	4797	38/81	204/8	1.01	0.43
Chp28	A	280162	3915536	4292	253/70	344/0	1.02	-0.07
Chp26	A	280516	3915669	4018	290/68	75/18	1.03	0.01
Chp32	A	280644	3915677	318	96/18	206/46	1.02	0.58

(Long. و Lot.): طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها؛ (Km): پذیرفتاری مغناطیسی کل بر حسب μSI ؛ (Kmax): امتداد و شیب K_1 نشان‌دهنده خطوارگی؛ (Kmin): روند و شیب K_2 نشان‌دهنده برگوارگی؛ (P%): درجه ناهمسانگردی؛ (T): متغیر شکل؛ F، MA و A: به ترتیب متغیر نمونه‌های سالم، تا حدودی دگرسان شده و دگرسان شده.

کتابکاری

- خواجه زاده، ح.، ۱۳۸۸- پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی شاهرود.
- سهیلی، م. کوثری، س. و عابدیان، ن.، ۱۳۷۹- پروژه اکتشاف مقدماتی معادن شهرستان دامغان، سازمان صنایع و معادن استان سمنان.
- شیبی، م.، ۱۳۸۸- پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب باختر یزد)، رساله دکترا، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- کی‌نژاد، آ.، ۱۳۸۷- تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه تروود- معلمان. رساله دکترا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

References

- Archanjo, C. J., 2012- Using AMS combined with mineral shape preferred orientation analysis to understand the emplacement fabrics of the Apial gabbro – norit (Ribeira Belt, SE Brazil), *International Journal of earth Sciences Geol Rundsch* 101: 731- 745.
- Bouchez, J. L., 1997- Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks. In: Bouchez, J. L., Hutton, D.H.W., Stephens, W. E. (Eds.), *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer, Dordrecht, 95–112 pp.
- Brauer, N. A., 1998- Fluid inclusions as a monitor of progressive grain- scale deformation during cooling of the papoose flat pluton, eastern California, Thesis submitted to the faculty of the Virginia polytechnic institute and state university in partial fulfillment of the requirements for the degree of Master of Science in geological sciences, 1-40 pp.
- Butler, R., 1992- *Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terranes*. Blackwell Scientific publications, Cambridge, 319 pp.
- Canon-Tapia, E. & Chavez-Alvarez, M., 2004- Theoretical aspects flowing magma: implication for the anisotropy of magnetic susceptibility, In: Hernandez, Lunenburg C. M., Aubourg, C., *Magnetic fabric: method and applications*, The Geological Society London, 558P.
- Castro, A., 1986- Structural pattern ascent model in the Central Extremadura batholith, Hercynian belt, Spain. *Journal of Structural Geology* 8: 633645-.
- Clemens, J. D. & Mawer, C. K., 1992- Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics* 204: 339–360.
- Didier, J., 1987- Contribution of enclaves studies to the understanding of origin and evolution of granite magmas. *Geologische Rundschau* 76: 41-50.
- Hrouda, F., Chilupacova, M. & Novak, J. K., 2002- Variations in magnetic anisotropy and opaque mineralogy along a kilometer deep profile within a vertical dyke of the syenogranite porphyry at Cinovec (Czech Republic). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 113: 37-47.
- Hutton, D. H. W., 1988- Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences* 79: 245255-.
- Mamtani, M. A., Chadima, M., Wall, H. & Greiling, R., 2012- Rocks, fabrics and magnetic fabrics and magnetic anisotropy, *Journal of Structural Geology* 101: 605–607.
- Michelsen, K. J., 2003- Heterogeneous internal fabric of the Mount Barcroft pluton, White Mountains of eastern California: a anisotropy of magnetic susceptibility study, *Geological Sciences* 1-115 PP.
- Park, J. K., Tanczyk, E. I. & Desbarats, A., 1988- Magnetic fabric and its significance in the 1400 Ma Mealy diabase dykes of Labrador, Canada. *Journal of Geophysical Research* 93: 13689-13704.
- Paterson, S. R., Vernon R. H. & Tobisch O. T., 1998- A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids, *Journal of Structural Geology* 1: 349 - 363.
- Ramsay, J. G., 1989- Emplacement kinematics of a granite diapir: the Chindamora batholite. Zimbabwe. *Journal of Structural Geology* 11: 11–209.
- Rochette, P., 1987- Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies, *Journal of Structural Geology* 9: 1015-1020.
- Rosenberg, C. L., 2004- Shear zones and magma ascent: a model based on a review of the Tertiary magmatism in the Alps. *Tectonics*: 23, TC3002.
- Shunshan, X. U. & Ganguo, W. U., 2003- Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gold-bearing shear belt, Fujian province, China. *Geofisica internacunal* 42: 8394-.
- Stephanson, O. & Johnson, K., 1976- Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia, *Precambrian Research*, 3: 159-163.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran. A review: *American Association of Petroleum Geologists* 52 (7): 1229-1258.
- Tarling, D. H. & Hrouda, F., 1993- *The magnetic Anisotropy of rocks*: Chapman and Hall. London. 217 pp.
- Vernon, R. H., 2011- *Granites really are magmatic: Using microstructural evidence to refute some obstinate hypotheses*, Department of Earth and Planetary Sciences and ARC National Key Centre for gemoc, Macquarie University, NSW 2109, Australia.