

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد پترولوژی

الگوی توزیع ماگما در دایک موجود در گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه چاه موسی (شمال

غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش فابریک مغناطیسی

نگارنده:

محدثه اسکندری

استاد راهنما:

دکتر مریم شیبی

دی ۹۶

شماره: ۱۲۸۵۲
تاریخ: ۹۶/۷/۲۵

باسمه تعالی



مدیریت تحصیلات تکمیلی

فرم شماره (۳) صورتجلسه نهایی دفاع از پایان نامه دوره کارشناسی ارشد

با نام و یاد خداوند متعال، ارزیابی جلسه دفاع از پایان نامه کارشناسی ارشد خانم / آقای محدثه اسکندری با شماره دانشجویی ۹۴۰۲۰۶۴ رشته زمین شناسی گرایش پترولوژی تحت عنوان الگوی توزیع ماگما در دایک موجود در گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه چاه موسی (شمال غرب تروند - جنوب شاهرود) با استفاده از روش فابریک مغناطیسی که در تاریخ ۹۶/۱۱/۱۰ با حضور هیأت محترم داوران در دانشگاه صنعتی شاهرود برگزار گردید به شرح ذیل اعلام می گردد:

☐ مردود ☒ قبول (با درجه: <u>خیلی خوب</u>)			
نوع تحقیق: ☐ نظری ☒ عملی			
عضو هیأت داوران	نام و نام خانوادگی	مرتبه علمی	امضاء
۱- استاد راهنمای اول	دکتر مریم شبی	استادیار	
۲- استاد راهنمای دوم	-	-	-
۳- استاد مشاور	-	-	-
۴- نماینده تحصیلات تکمیلی	دکتر مسعود علی پور اصل	استادیار	
۵- استاد ممتحن اول	دکتر محمود صادقیان	دانشیار	
۶- استاد ممتحن دوم	دکتر مهدی رضایی کهخایی	استادیار	

نام و نام خانوادگی رئیس دانشکده: دکتر پرویز امیدی تاریخ و امضاء و مهر دانشکده:

تبصره: در صورتی که کسی مردود شود حداکثر یکبار دیگر (در مدت مجاز تحصیل) می تواند از پایان نامه خود دفاع نماید (دفاع مجدد نباید زودتر از ۴ ماه برگزار شود).

نام بعضی نفرات رزق روحم شده است، جراتم می‌بخشد، روشنم می‌دارد.... تقدیم به آنان.

تقدیم به او که آموخت مرا تا بیاموزم،

استاد گرامی سرکار خانم دکتر شیبی.

تقدیم به آنان که وجودم جز هدیه وجودشان نیست،

پدر و مادر عزیزم.

تقدیم به **خواهر و برادرم** که مسیح‌وار با صبرشان در تمامی لحظات رفیق راهم بودند.

تشکر و قدردانی

تشکر و سپاس بی پایان مخصوص خدایی است که بشر را آفریده و به او قدرت اندیشیدن داده و توانایی‌های بالقوه را در وجود انسان قرار داده و او را امر به تلاش و کوشش نموده و راهنمایی‌های او را برای هدایت بشر فرستاده است.

پس از ارادت خاضعانه به درگاه خداوند بی‌همتا لازم است از استاد ارجمند سرکار خانم **مریم شیبی** به خاطر سعه صدر و رهنمودهای دلسوزانه که در تهیه این پژوهش مرا مورد لطف خود قرار دادند و راهنمایی‌های لازم را نمودند تشکر و قدردانی کنم.

از دکتر **محمود صادقیان** و دکتر **مهدی رضایی** که به بنده کمک شایانی کردند و هم‌چنین زحمت داوری پایان نامه را عهده‌دار شدند سپاسگزاری می‌کنم.

از استاد گرانقدر جناب آقای **علی‌پور اصل** که به عنوان هیئت داوران پیشنهاد ارزنده‌ای را عنوان نموده‌اند صمیمانه تشکر و قدردانی می‌کنم.

هم‌چنین از هم‌کلاسی‌های خوبم، به‌ویژه آقای امیر عابدینی که در نمونه‌برداری صحرایی و زحمت‌های آقایان محمدیان و آقایی به منظور همراهی اینجانب در بازدیدهای صحرایی، نهایت قدردانی و امتنان را به جا می‌آورم.

با آرزوی موفقیت برای تمام زمین‌شناسان و پترولوژیست‌ها

محدثه اسکندری، بهمن ماه ۱۳۹۶

چکیده

توده نیمه عمیق چاه موسی، در بخش شمالی زون ساختاری ایران مرکزی و کمربند ماگمایی تروند-چاه شیرین قرار دارد. واحدهای آتش فشانی- آذرآواری ائوسن، قدیمی ترین رخنمون های سنگی این منطقه می باشد. دایکی مافیک با روند عمومی شرقی- غربی، ضخامت متغیر ۵ تا ۱۰ متر و به طول تقریبی ۲ کیلومتر توده نیمه عمیق چاه موسی و سنگ های آتش فشانی ائوسن را قطع نموده است. دایک مزبور در صحرا دارای رنگ سبزی تیره، بافت دانه ریز و ترکیب میکروگابرویی می باشد. در زیر میکروسکوپ نیز بافت های اینترگرانولار، اینترسرتال، افیتیک و ساب افیتیک داشته و اساسا از کانی های پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین همراه با مقادیر فرعی منیتیت و آپاتیت تشکیل شده است. اندازه بلورها در مرکز دو بخش (بخش های ۳ و ۲) بزرگتر از حاشیه است. این موضوع به دلیل اثر بگنولد می باشد. اختلاف در اندازه بلورهای منیتیت نیز تابعی از نرخ سردشدگی و شرایط احیایی است.

در این پژوهش الگوی فابریک مغناطیسی دایک مزبور در سه بخش مجزا (بخش های ۱، ۲ و ۳) در قالب ۷۶ ایستگاه به روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) مورد بررسی قرار گرفته است. بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) بر حسب μSI به دست آمده، نشان می دهد که مقدار این پارامتر در بخش یک ۱۶۲۲۱، بخش دو ۱۹۹۰۸ و بخش سه ۱۱۶۰۱ می باشد. این پارامتر بر اساس این مقادیر، دایک مافیک مورد مطالعه از انواع گرانیوتوئیدهای فرومغناطیس ($Km \geq 500 \mu SI$)، به شمار می آید. در مجموع، میزان Km از بخش غربی دایک (بخش دو) به سمت انتهای شرقی آن (بخش سه) به دلیل افزایش عملکرد دگرسانی گرمایی کاهش می یابد. همچنین میزان Km در هر ایستگاه با میزان و اندازه دانه های منیتیت نسبت مستقیم دارد. مقادیر درصد ناهمسانگردی مغناطیسی ($P\%$) بین ۶ تا ۰/۹ متغیر است. همچنین درصد ناهمسانگردی در ایستگاه های به ویژه بخش سه، دارای دگرسانی بیشتر (Km پایین) به شدت افزایش می یابد. کاهش درصد ناهمسانگردی در حاشیه دایک با افزایش پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در آن بیان کننده فابریک مغناطیسی ضعیف است. مطالعه فابریک مغناطیسی در دایک مافیک موجود در توده نیمه عمیق چاه موسی نشان می دهد که الگوهای خطواری و برگواری مغناطیسی در بخش ۳، امتداد و روند مشابهی با امتداد دایک (شرقی- غربی)

دارند، شیب خطوارگی‌ها در مرکز و حاشیه شمالی تقریباً زیاد است. روند خطوارگی در بخش‌های ۱ و ۲، به جنوب‌شرق و شیب آن‌ها در مرکز دایک تقریباً قائم می‌باشد. میانگین قطب برگوارگی مغناطیسی در بخش ۱ دارای مشخصات $(049^{\circ}/140^{\circ})$ بخش ۲ $(245^{\circ}/260^{\circ})$ و بخش ۳ $(010^{\circ}/118^{\circ})$ می‌باشند. از طرف دیگر با توجه به شیب خطوارگی بالا و پارامتر T منفی در بخش سه به نظر می‌رسد احتمالاً فیدر زون احتمالی باشد. بر اساس موقعیت میانگین خطوارگی مغناطیسی و قطب صفحه برگوارگی‌ها نسبت به صفحه دایک مافیک، می‌توان بیان کرد که بخش ۲ دایک میکروگابرویی دارای فابریک بینابینی و بخش‌های ۱ و ۳ از نوع فابریک عادی می‌باشد. با توجه به مطالعات تکتونیکی انجام شده و الگوی نامتقارن بدست آمده در منطقه، دایک مافیک میکروگابرویی با رژیم تراکشی جایگیری کرده است.

واژه‌های کلیدی: روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی، خودپذیری میانگین مغناطیسی، دایک، رژیم تراکشی، چاه‌موسی.

لیست مقالات مستخرج از پایان نامه:

- اسکندری، م.، شیبی، م.، ۱۳۹۶، بررسی رابطه بین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و ترکیب سنگ شناسی در دایک مافیک موجود در توده آذرین نیمه عمیق چاه موسی (جنوب شاهرود)، بیست و پنجمین همایش بلور- شناسی و کانی‌شناسی ایران، دانشگاه یزد.

- اسکندری، م.، شیبی، م.، ۱۳۹۶، الگوهای فابریک در دایک مافیک موجود در توده آذرین نیمه عمیق چاه‌موسی ترود (ترود)، همایش ماگماتیسیم و سنوزوئیک فلات ایران، سازمان زمین‌شناسی تهران.

فهرست مطالب

عنوان	صفحه
فصل اول: کلیات	
۱-۱- مقدمه.....	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی.....	۲
۳-۱- وضعیت توپوگرافی و زمین ریخت‌شناسی.....	۴
۴-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی.....	۴
۵-۱- مطالعات پیشین.....	۵
۶-۱- اهداف مطالعه.....	۸
۷-۱- مراحل و روش‌های انجام مطالعه.....	۹
فصل دوم: زمین‌شناسی عمومی	
۱-۲- مقدمه.....	۱۱
۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ایران مرکزی.....	۱۱
۳-۲- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه.....	۱۴
۱-۳-۲- سنگ‌های آتشفشانی.....	۱۵
۲-۳-۲- واحدهای سنگی بعد از آئوسن.....	۱۹
۱-۲-۳-۲- توده نیمه عمیق.....	۱۹
۲-۲-۳-۲- دایک میکرو دیوریتی.....	۲۴
۳-۳-۲- واحدهای کواترنر.....	۳۰

۳-۳-۴- گسل‌ها..... ۳۱

فصل سوم: پتروگرافی

۳-۱- مقدمه..... ۳۵

۳-۲- پتروگرافی توده نیمه عمیق چاه‌موسی..... ۳۶

۳-۲-۱- کانی‌های اصلی..... ۳۷

۳-۲-۲- کانی‌های فرعی..... ۴۰

۳-۲-۳- کانی ثانویه..... ۴۳

۳-۳- پتروگرافی دایک مافیک (میکروگابرویی)..... ۴۵

۳-۱-۳- کانی‌های اصلی..... ۴۶

۳-۳-۲- کانی‌های فرعی..... ۵۰

۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه..... ۵۲

۳-۴- نتایج حاصل بررسی‌های پتروگرافی..... ۵۶

فصل چهارم: روش فابریک مغناطیسی

۴-۱- مقدمه..... ۵۹

۴-۲- روش نمونه برداری..... ۶۳

۴-۳- آماده‌سازی نمونه‌ها..... ۷۱

۴-۴- داده‌های خودپذیری مغناطیسی در دایک میکروگابرویی چاه‌موسی..... ۷۱

۴-۵- پارامترهای مورد استفاده در مطالعات فابریک مغناطیسی..... ۷۴

۴-۵-۱- پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)..... ۷۴

۷۹.....	۴-۵-۲- پارامتر P یا درجه انیزوتروپی کل
۸۳.....	۴-۵-۳- پارامتر T یا فاکتور شکل
۸۷.....	۴-۵-۴- الگوهای فابریک
۹۱.....	۴-۶- تفسیر داده‌های فابریک مغناطیسی برای دایک مافیک
۹۵.....	۴-۷- مدل جایگیری دایک میکروگابرویی چاه‌موسی
۱۰۱.....	نتیجه‌گیری
۱۰۵.....	منابع

فهرست اشکال

عنوان	صفحه
شکل ۱-۱- تصویری شماتیک از راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه.....	۳
شکل ۲-۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران (آقاناتی، ۱۳۸۳)	۱۳
شکل ۲-۲- نقشه موقعیت قرارگیری منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران.....	۱۶
شکل ۲-۳- تصویر صحرایی از محل تماس توده نیمه عمیق با توف قرمز و آندزیت‌های ائوسن میزبان آن.....	۱۷
شکل ۲-۴- تصویر صحرایی از توده نیمه عمیق چاه موسی (بخش خاکستری رنگ و مرتفع) و توالی آتشفشانی - آذرآواری در حاشیه شمال شرق.....	۱۷
شکل ۲-۵- نمایی از برش آتشفشانی در بخش میانی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن.....	۱۸
شکل ۲-۶- تصویر صحرایی از رخنمون واحد اگلومرایی حاوی قطعات درشت توف قرمز در بخش‌های بالایی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن. حاشیه شمالی توده نیمه عمیق چاه موسی.....	۱۸
شکل ۲-۷- دورنمایی از توده آندزیتی چاه موسی و واحدهای آتشفشانی ائوسن (سیاه رنگ) در حاشیه جنوب غرب این منطقه.....	۲۰
شکل ۲-۸- فرسایش پوست پیازی در حاشیه درونی توده نیمه عمیق چاه موسی.....	۲۰
شکل ۲-۹- نمایی از ساخت پورفیری و مجموعه کانی‌های موجود در توده نیمه عمیق چاه موسی	۲۱
شکل ۲-۱۰- شواهدی از کانه‌زایی موجود (مالاکیت) در توده نیمه عمیق چاه موسی.....	۲۲
شکل ۲-۱۱- تصویری از آنکلاوهای متعدد موجود در توده نیمه عمیق چاه موسی.....	۲۳

- شکل ۲-۱۲- حضور مگاآنکلاو در حاشیه جنوبی توده نیمه عمیق چاه موسی. ۲۴
- شکل ۲-۱۳- نمایی از دایک میکروگابرویی منطقه چاه موسی. ۲۶
- شکل ۲-۱۴- تصویر صحرایی از دایک میکروگابرویی منطقه چاه موسی در توده نیمه عمیق ۲۸
- شکل ۲-۱۵- تصویر صحرایی از رخنمون بخش کوچکی از دایک مافیک چاه موسی ۲۹
- شکل ۲-۱۶- جا به جا شدگی دایک توسط گسل‌های راست‌الغز. ۲۹
- شکل ۲-۱۷- نمایی از رنگ و بافت ریز بلور در دایک میکروگابرویی چاه موسی. ۳۰
- شکل ۲-۱۸- هاله ایجاد شده در حاشیه دایک مافیک. ۳۰
- شکل ۲-۱۹- نمایش موقعیت انواع شکستگی‌های مرتبط با برش گسل ترود (کی‌نژاد، ۱۳۸۹). ۳۲
- شکل ۲-۲۰- نقشه گسل‌ها و شکستگی‌های منطقه ترود- معلمان و وضعیت شکستگی‌های محلی در مناطق مختلف آن (کی‌نژاد، ۱۳۸۹). ۳۳
- شکل ۳-۱- الف) تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و بافت گلومروپورفیر در توده نیمه عمیق چاه موسی. ۳۷
- شکل ۳-۲- حضور دو نسل پلاژیوکلاز در آندزیت‌های منطقه مورد مطالعه. ۳۹
- شکل ۳-۳- تصویری از کانی آلکالی فلدسپار. ۳۹
- شکل ۳-۴- برش‌های طولی و عرضی کانی هورنبلند در توده نیمه عمیق چاه موسی. ۴۰
- شکل ۳-۵- تصویری از بیوتیت خودشکل. ۴۱
- شکل ۳-۶- تصویری از کانی آپاتیت. ۴۲
- شکل ۳-۷- الف) تصویری از بلور زیرکن درون پلاژیوکلاز. ۴۲
- شکل ۳-۸- تصاویری از کانی‌های کدر در دایک منطقه چاه موسی. ۴۳

- شکل ۳-۹- تصویری از اسفن‌های بی‌شکل به صورت ادخال در کانی هورنبلند..... ۴۴
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی آندزیت حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کلسیت.
..... ۴۴
- شکل ۳-۱۱- کانی کلریت در قالب کانی بیوتیت. ۴۵
- شکل ۳-۱۲- تصاویری از بخش‌های حاشیه و مرکز دایک میکروگابرویی چاه‌موسی، نشان‌دهنده تفاوت‌های موجود در اندازه بلورها. ۴۷
- شکل ۳-۱۳- نمایش بافت اینترگرانولار در دایک میکروگابرویی منطقه چاه‌موسی. ۴۷
- شکل ۳-۱۴- تصاویری از پلاژیوکلاز با غلاف آلبیتی. ۴۸
- شکل ۳-۱۵- تصویری از کانی‌های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در دایک منطقه چاه-موسی..... ۴۹
- شکل ۳-۱۶- تصویری از الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن..... ۵۰
- شکل ۳-۱۷- الف) کانی منیتیت در مقطع نازک همراه با ادخال آپاتیت در نور PPL. ب) تصویر الف در نور XPL. پ) کانی منیتیت در مقطع نازک- صیقلی. ۵۱
- شکل ۳-۱۸- کانیهای پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت و اپک مشاهده شده در دایک میکروگابرویی منطقه چاه‌موسی. ۵۲
- شکل ۳-۱۹- کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کلریت در دایک مافیک چاه‌موسی. ۵۳
- شکل ۳-۲۰- تفاوت‌های موجود در بافت و کانی‌های موجود در حاشیه و مرکز دایک میکروگابرویی چاه-موسی..... ۵۴
- شکل ۳-۲۱- شواهدی از حضور دگرسانی کلریتی و سرسیتی در بخش ۲ دایک مافیک منطقه چاه-موسی..... ۵۵

- شکل ۳-۲۲- مقاطع میکروسکوپی در نور PPI و XPL بیانگر تفاوت در بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی چاه موسی..... ۵۷
- شکل ۴-۱-الف- نمایی از تفسیر جهت جریان در دایک‌ها با استفاده از شکل بلورها در حاشیه دایک..... ۶۲
- شکل ۴-۲- روش صحیح نمونه‌برداری جهت انجام مطالعات فابریک مغناطیسی دایک‌ها..... ۶۴
- شکل ۴-۳- وسایل مورد نیاز جهت نمونه‌برداری در محیط آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود..... ۶۵
- شکل ۴-۴- نقشه پراکندگی بخش‌ها و ایستگاه‌های نمونه برداری (در مجموع ۷۶ ایستگاه) جهت مطالعه فابریک مغناطیسی و ریز ساختی در دایک مافیک منطقه چاه موسی)..... ۶۸
- شکل ۴-۵- تصاویری از نحوه برداشت و مراحل مغزه‌گیری نشان داده شده است..... ۶۹
- شکل ۴-۶- تصویر شماتیک از برخی فابریک‌های ماگمایی ماکروسکوپی و مجرا شکستگی در دایک‌ها..... ۷۰
- شکل ۴-۷- نقشه تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در سه بخش دایک مافیک چاه موسی..... ۷۶
- شکل ۴-۸- نمودار ستونی درصد فراوانی در مقابل بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای دایک میکروگابرویی چاه موسی..... ۷۷
- شکل ۴-۹- نقشه نقاط هم‌میزان Km در بخش‌های دایک میکروگابرویی چاه موسی..... ۷۸
- شکل ۴-۱۰- نقشه تغییرات مقادیر $P\%$ به صورت عددی و نقاط هم‌میزان در بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی چاه موسی)..... ۸۲
- شکل ۴-۱۱-الف) هیستوگرام پارامتر $P\%$ ب) نمودار تغییرات km در مقابل $P\%$ ۸۲
- شکل ۴-۱۲- نقشه پارامتر شکل در بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی چاه موسی..... ۸۵

- شکل ۴-۱۳- نقشه کنتوربندی پارامتر شکل (T) ۸۶
- شکل ۴-۱۴- الف) نمودار تغییرات T در مقابل P/%؛ ب) Km در مقابل T را نشان می‌دهد..... ۸۶
- شکل ۴-۱۵- نقشه‌های برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی ترسیم شده برای بخش‌های ۱ و ۲ دایک مافیک چاه موسی. استریوگرام‌ها معرف خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی هستند..... ۸۹
- شکل ۴-۱۶- نقشه‌های برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی ترسیم شده برای بخش ۳ دایک مافیک چاه موسی..... ۹۰
- شکل ۴-۱۷- فابریک عادی در مقابل معکوس به صورت تابعی از اندازه دانه منیتیت ۹۲
- شکل ۴-۱۸- مثالی از یک دایک با فابریک عادی و معکوس را نشان می‌دهد..... ۹۳
- شکل ۴-۱۹- استریوگرام خطوارگی و برگوارگی و قطب برگوارگی‌های مغناطیسی هر سه بخش دایک..... ۹۴
- شکل ۴-۲۰- مثالی از اثبات جهت جریان ماگما با جهت قرارگرفتن فنوکریست‌ها در حواشی دو دایک را نشان می‌دهد ۹۸
- شکل ۴-۲۱- مقطع عرضی دایک میکروگابرویی، که تغییرات پارامترهای مختلف مغناطیسی در امتداد آن نشان داده شده است..... ۹۹
- شکل ۴-۲۲- مدل پیشنهادی برای جایگیری دایک مافیک چاه موسی..... ۱۰۰

فهرست جداول

عنوان	صفحه
جدول ۱-۳- علائم اختصاری به کاربرده شده در مقاطع میکروسکوپی (برگرفته از کرتز، ۱۹۸۳)	۳۶.....
جدول ۱-۴- لیستی از وسایل و تجهیزات لازم جهت نمونه برداری فابریک مغناطیسی در صحرا.	۶۶.....
جدول ۲-۴- داده های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در بخش های مختلف از دایک میکروگابرویی چاه موسی.....	۷۲.....

فصل اول

کلیات

۱-۱- مقدمه

در ابتدا کلیاتی در مورد منطقه چاه‌موسی اعم از موقعیت جغرافیایی و راه‌های ارتباطی منطقه، آب و هوا، ریخت‌شناسی، تاریخچه مطالعات پیشین، اهداف و روش مطالعه بیان می‌شود و در ادامه به صورت مجزا به آن پرداخته می‌شود. این منطقه، بخشی از شمال پهنه ایران مرکزی در استان سمنان، کمربند ترود-چاه-شیرین می‌باشد. در منطقه چاه‌موسی دایکی مافیک به طول ۱/۸ کیلومتر و عرض متغیر از ۵ تا ۱۰ متر با روند کلی N85E، توده نیمه عمیق چاه‌موسی به سن بعد از ائوسن و سنگ‌های میزبان آن را قطع نموده است. در این فصل، موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی، وضعیت توپوگرافی و زمین ریخت شناسی منطقه، آب و هوا و پوشش گیاهی، مطالعات پیشین، اهداف مطالعه و مراحل و روش‌های انجام مطالعه بررسی می‌شود.

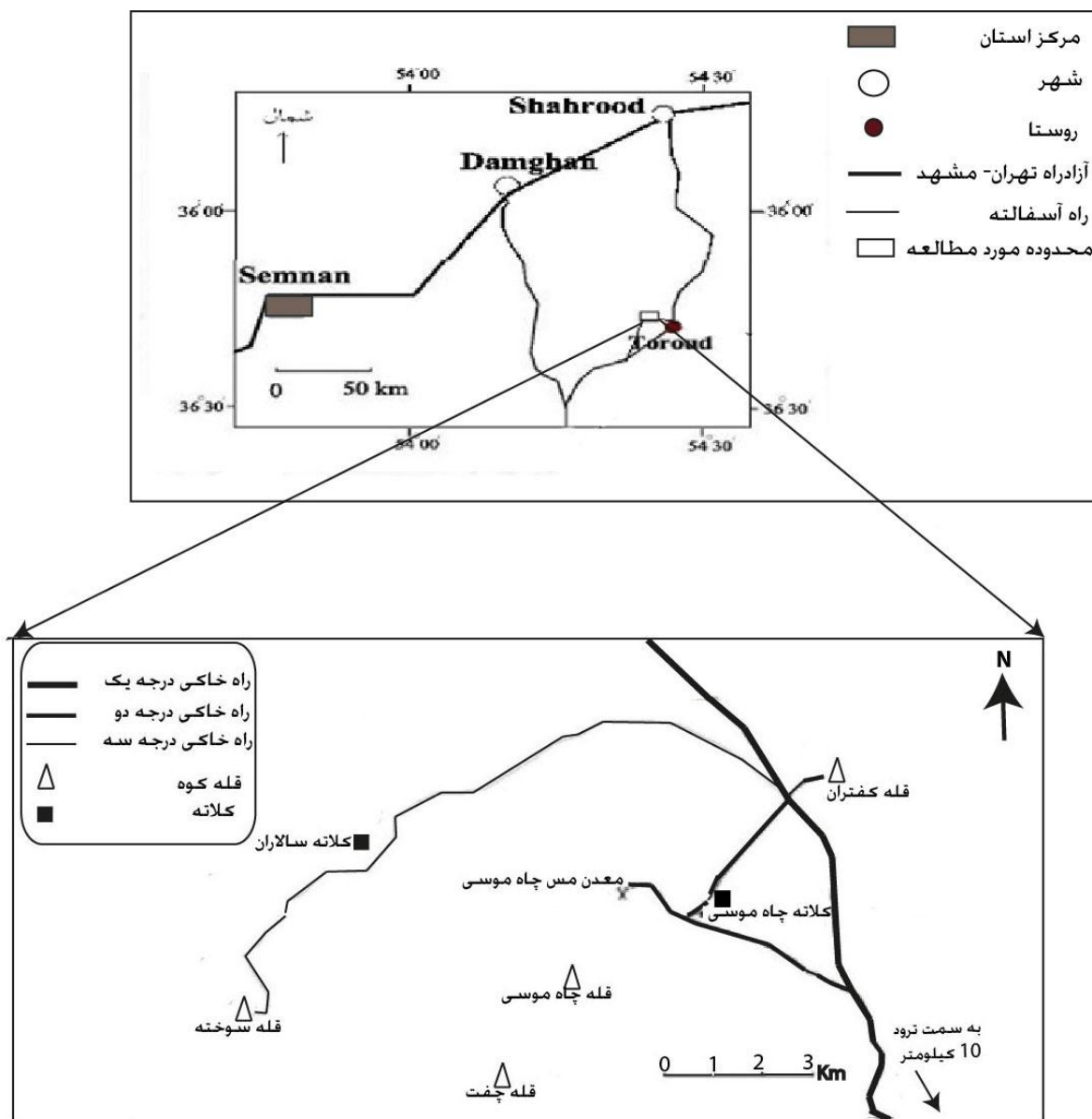
۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

منطقه مورد مطالعه با مختصات جغرافیایی $53^{\circ} 54'$ تا $54^{\circ} 55'$ طول شرقی و $32^{\circ} 35'$ تا $35^{\circ} 26'$ طول شمالی، در ۱۳۵ کیلومتری جنوب غرب شاهرود و ۱۵ کیلومتری شمال غرب روستای ترود قرار گرفته است.

برای رسیدن به این منطقه دو مسیر زیر وجود دارد (شکل ۱-۱):

- ۱- مسیر دامغان- معلمان- ترود- چاه موسی، از شهرستان دامغان در مسیر جاده اصلی به جندق و اصفهان حرکت نموده و پس از طی ۱۱۰ کیلومتر در مسیر دامغان-جندق و رسیدن به سه راهی معلمان، جاده آسفalte معلمان-ترود پس از طی ۵۰ کیلومتر ما را به ترود می‌رساند.

۲- مسیر شاهرود- ترود، از شهرستان شاهرود وارد جاده اصلی روستای ترود به طول ۱۲۵ کیلومتر شده و حدود ۲ کیلومتر در نزدیکی روستای ترود جاده خاکی به سمت غرب و قله چاه موسی منشعب می‌گردد که فاصله تا معدن ۱۵ کیلومتر می‌باشد. مسیر عبوری ما، از این مسیر است.



شکل ۱-۱- تصویری شماتیک از راه دسترسی به منطقه مورد مطالعه.

۳-۱- وضعیت توپوگرافی و زمین ریخت‌شناسی

توپوگرافی هر منطقه به عواملی همچون ویژگی‌های ساختاری، لیتولوژی بستگی دارد. بنابراین ساختارهای تکتونیکی و دگرسانی‌های این منطقه و جنس واحدهای سنگی از جمله موارد مهم در شکل‌گیری ریخت‌شناسی است. این منطقه از لحاظ توپوگرافی به سه بخش کوه، تپه و دشت پوشیده از پوشش گیاهی تقسیم می‌شود. توده‌های نیمه عمیق چاه‌موسی، چفت و سوخته جز ارتفاعات این منطقه به حساب می‌آیند. ارتفاعات مشاهده شده توسط دشت‌های مسطح از یکدیگر جدا می‌شوند. لازم به ذکر است که تپه‌هایی با ارتفاع کم از جنس واحدهای آذرآواری نیز مشاهده می‌شود.

۴-۱- آب و هوا و پوشش گیاهی

با توجه به قرار گرفتن روستای ترود در حاشیه کویر، دارای آب و هوای گرم و خشک می‌باشد، بنابراین دارای تابستان‌های بسیار گرم و زمستان‌های سرد و خشک می‌باشد اما چون منطقه معدنی چاه موسی در مجاورت کوهستان است این منطقه در زمستان و تابستان سردتر از روستای ترود می‌باشد. همچنین از خصوصیات بارز آن اختلاف شدید درجه حرارت روز و شب می‌باشد.

میانگین بیشترین دما در تابستان به $40/8^{\circ}$ سانتی‌گراد و در زمستان به 6° - سانتی‌گراد می‌رسد. میزان بارش سالانه به طور میانگین $147/7$ میلی‌متر و میانگین رطوبت نسبی هوا در سال بین $30-54$ درصد در تغییر است (سیفیوند، ۱۳۹۵). پوشش گیاهی این منطقه از نوع گز و طاق و خار می‌باشد که مردم این منطقه از این گیاهان خشک برای گرم شدن در سرما استفاده می‌کنند.

۱-۵- مطالعات پیشین

این ناحیه به دلیل قرار گرفتن بر روی کمر بند ترود- چاه شیرین و لرزه‌خیزی و اهمیت آن از نظر اقتصادی باعث شده که افراد زیادی در این منطقه کار کنند. بیشتر کارهای انجام شده در محدوده مورد مطالعه به شناسایی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان، ترکیب سنگ‌شناسی- شیمیایی توده‌های نفوذی و دگرسانی‌های مرتبط با کانه‌زایی معطوف شده است. برخی از مهمترین پژوهش‌های زمین‌شناسی و فابریک مغناطیسی در منطقه مورد نظر و مناطق اطراف در زیر آورده شده است:

- جعفریان (۱۳۶۸) سنگ‌های آذرین محور ترود- باغو را در قالب پایان‌نامه خویش مورد بررسی قرار داده است.

- کهنسال (۱۳۷۶) و ذوالفقاری (۱۳۷۷) در بخشی از پایان‌نامه‌های کارشناسی ارشد خود، سنگ‌شناسی توده چاه‌موسی را مورد مطالعه قرار داده‌اند.

- صادقی فلکدهی (۱۳۸۲) زمین‌شناسی کانسار چاه‌موسی و قله‌کفتران را بررسی نموده است.

- امام جمعه (۱۳۸۵) در پایان‌نامه کارشناسی ارشد خود، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه موسی را مطالعه نموده است. به اعتقاد وی، توده‌های ساب‌ولکانیک بیوتیت هورنبلند آندزیت پورفیری میزبان اصلی کانسار مس چاه‌موسی، بیوتیت هورنبلند داسیت پورفیری قله چاه موسی و قله‌سوخته و توده‌های نیمه عمیق میکروکوارتز دیوریتی جنوب قله سوخته، با ماهیت کالک‌آلکالن، توالی‌های آتشفشانی- آذرآواری فوق را قطع نموده‌اند. همچنین این توده‌ها معادل با گرانیتوئیدهای تیپ I هستند و در محیط تکتونوماگمایی زون فرورانس حاشیه قاره‌ای تشکیل شده‌اند.

- قربانی (۱۳۸۴)، با مطالعه پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان در قالب رساله دکتری خود، از نظر ساختاری به نتایجی همچون، محصور بودن منطقه در بین گسل‌های امتدادلغز با روند شمال‌شرق- جنوب‌غربی پی برده است. وی معتقد است امتداد جایگزینی توده‌های نفوذی و آتشفشانی و روند غالب

ساختاری موجود در آن‌ها، از جمله امتداد مجموعه دایک‌های موازی همخوان با آن‌ها در راستای گسل-های اصلی منطقه می‌باشند.

- خادمی (۱۳۸۶)، در قالب رساله دکتری به ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود پرداخته است. نتایج حاصل از این بررسی، تعیین ساز و کار گسل‌های موجود در نوار ماگمایی ترود-چاه شیرین است.

- کی‌نژاد (۱۳۸۹)، با تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود-معلمان معتقد است که ساختمان این منطقه از یکسری گسل و شکستگی‌ها تاثیر پذیرفته است که در ارتباط با پهنه برشی چپگرد در این محدوده ایجاد شده است. همچنین ارتباط شکستگی‌ها با کانه‌زایی‌های منطقه را بررسی نموده است.

- چکنی مقدم (۱۳۹۱)، ساز و کار توزیع مذاب در دایک‌های مافیک قطع کننده مجموعه دگرگونی-آذرین دلبر (شرق بیارجمند) را با روش تلفیقی از روش AMS و پالئومغناطیس، به منظور تعیین دیرینه مغناطیس آن‌ها، در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد بررسی قرار داده است.

- مجیدی (۱۳۹۲)، بررسی ساز و کار جایگیری توده گرانیته‌ی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد ارائه نموده است.

- سیفیوند (۱۳۹۵)، بر اساس مطالعه بررسی سازوکار جایگیری گنبد‌های آذرین نیمه عمیق منطقه معدنی چاه‌موسی (شمال غرب ترود-جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) اظهار می‌دارد که توده نیمه عمیق چاه‌موسی با الگوی متحدالمرکز برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی و درجه بالای ناهمسانگردی مغناطیسی در حواشی غربی به روش بالونی شدن جایگزین شده است. شواهد ذکر شده با شواهد موجود در صحرا مطابقت دارد.

- شبستر (۱۳۹۶)، مکانیسم جایگیری توده گرانیته‌ی کوه زر (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد در دست مطالعه دارد.

- حسینی (۱۳۹۶) نیز تاریخچه ای از تبلور کانی‌های آذرین گنبد چاه‌موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با بهره‌گیری روش پراکندگی اندازه بلور (CSD) را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد در دست مطالعه دارد.

تاکنون مطالعات AMS بسیاری در مورد توده‌های نفوذی که از طریق دایکی شدن تزریق می‌شوند صورت گرفته و فابریک‌های داخلی آن‌ها ارزیابی شده است. بوشه (۱۹۹۷)، بر روی مکانیسم جایگیری توده‌های نفوذی دایکی شکل و توده‌های کوچک، پرداخته است. همچنین بر اساس مطالعات کنون تاپیا^۱ (۲۰۰۱)، روش^۲ (۱۹۹۲) و چادیم^۳ و همکاران (۲۰۰۹)، دو نوع الگوی فابریک عادی و معکوس در دایک‌ها شناسایی و بررسی کرده‌اند. گومز^۴ و همکاران (۲۰۰۱)، نیز بر روی توسعه تقارن فابریک‌ها در دایک‌ها پرداخته‌اند.

کنون تاپیا (۲۰۰۹)، روش نمونه‌برداری و قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در دایک‌ها را معرفی نموده است. میچل^۵ و همکاران (۲۰۰۴)، به بررسی الگوی جریان ماگما در دایک‌های سیلیسی با استفاده از روش AMS پرداخته‌اند.

¹ Conon-Tapia

² Rochette

³ Chadima

⁴ Gomes

⁵ Michael

۱-۶-اهداف مطالعه

با توجه به اینکه تاکنون هیچ مطالعه‌ای در خصوص نحوه توزیع مذاب در دایک میکروگابرویی موجود در توده نیمه عمیق صورت نگرفته است؛ لذا انجام این تحقیق به منظور بررسی نحوه استقرار سنگ‌های آذرین موجود ضروری است. برخی از مهمترین اهداف این طرح پژوهشی به شرح زیر می‌باشد:

۱. تعیین میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و سایر پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS).
۲. تهیه مقاطع نازک و نازک- صیقلی به منظور شناخت دقیق کانی‌های مغناطیسی تشکیل دهنده این سنگ‌ها.
۳. تعیین جهت‌یابی ترجیحی کانی‌های مغناطیسی و شناسایی مناطق تغذیه کننده ماگما.
۴. آشکارسازی فابریک درونی و بررسی نحوه توزیع مذاب در دایک‌های میکروگابرویی نامبرده شده به منظور فهم بهتر فرایندهای جایگیری و تنش‌های ناحیه‌ای.

۱-۸- مراحل و روش‌های انجام مطالعه

برای تعیین فابریک مغناطیسی دایک مورد نظر، ابتدا از ۷۶ ایستگاه، مغزه جهت‌دار با فاصله ۱۰ تا ۳۰ سانتی‌متر توسط دستگاه مغزه گیر قابل حمل برداشت گردید. این ایستگاه‌ها در سه بخش مختلف دایک مورد مطالعه برداشت شده است که در هر بخش، دو پروفیل به موازات حواشی دایک و یک یا چند پروفیل عمود بر عرض دایک حفاری شد. مغزه‌های جهت‌دار به قطر ۲۵ و ارتفاع تقریبی ۱۲۰ میلی‌متر تهیه شد. بعد از شستشو، اسید شویی و آماده سازی مغزه‌های برداشت شده، بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی هر کدام از قطعات در سه جهت خاص با استفاده از دستگاه حساسیت سنج مغناطیسی مدل MFK1-FA ساخت

شرکت آجیکو (AGICO) از جمهوری چک در یک میدان مغناطیسی پایین (200 Hz) و با دقت پذیرفتاری مغناطیسی μSI^{-8} 10 در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه گیری شد. اندازه گیری پارامترهای مغناطیسی مبنای محاسبات و تفسیر بعدی قرار گرفت. همچنین به منظور انجام مطالعات پتروگرافی، کانه نگاری، بررسی شواهد دگرسانی و ریز ساخت‌های موجود، تعداد 36 مقطع نازک و 1 مقطع نازک-صیقلی نیز تهیه و به کمک میکروسکوپ‌های پلاریزان مورد مطالعه قرار گرفتند. علاوه بر این مطالعات، جهت ترسیم نقشه‌ها، نمودارها و اشکال مختلف مورد نیاز در این پژوهش نیز از نرم افزارهای گوناگونی نظیر Arc Gis 10، Anisoft، Safyr، Adobe Illustrator CS5 و غیره استفاده شده است. در ادامه کلیه پارامترهای بدست آمده از روش فابریک مغناطیسی محاسبه و تفسیر شده و با نتایج مطالعات صحرایی، در مقیاس محلی تا ناحیه‌ای و شواهد پتروگرافی و ریزساختی تلفیق شده است.

فصل دوم

زمین شناسی عمومی

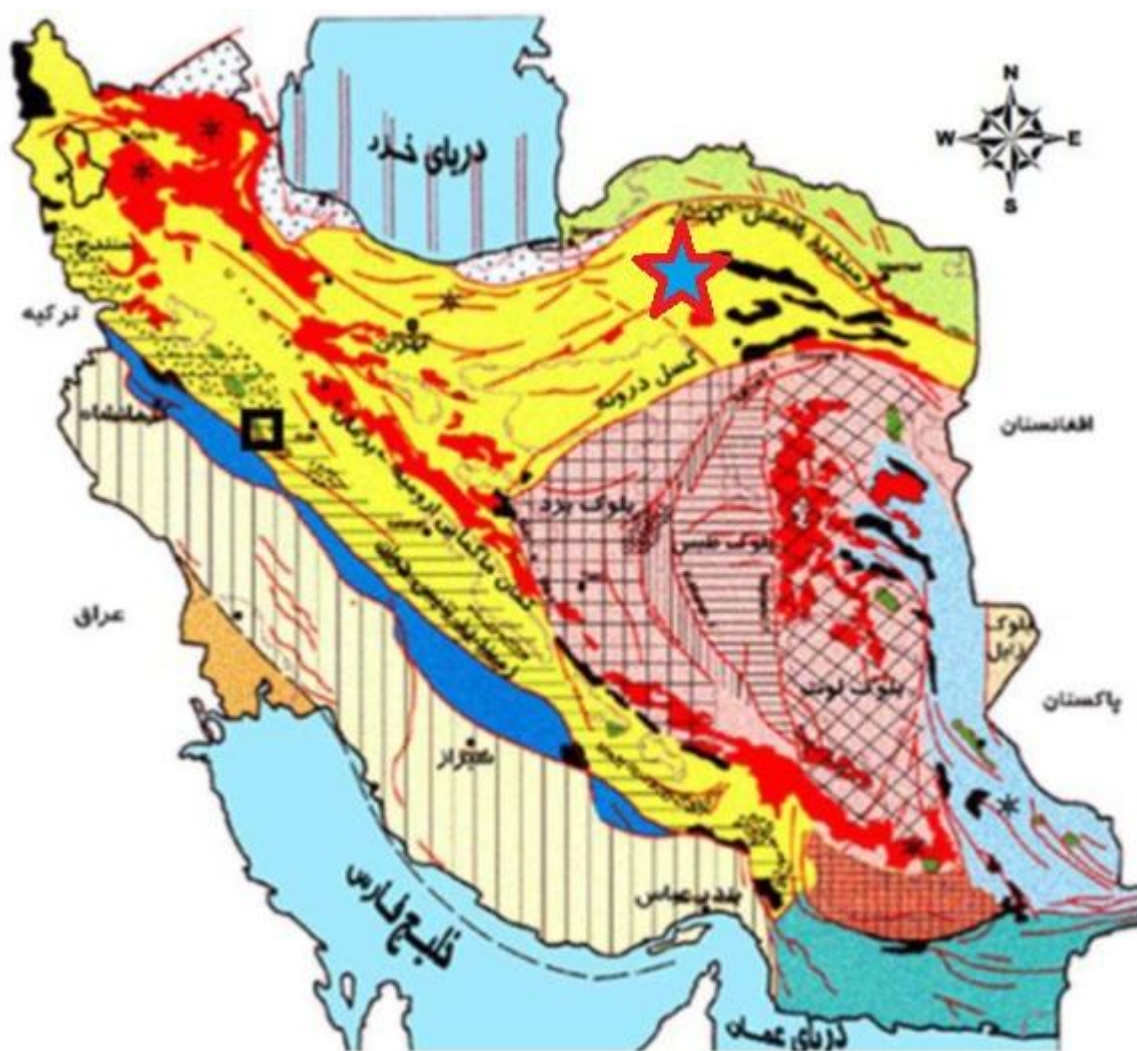
۲-۱- مقدمه

منطقه چاه موسی، در استان سمنان با طول جغرافیایی $55^{\circ} 54'$ تا $54^{\circ} 53'$ و عرض جغرافیایی $26'$ 35° تا $32' 35^{\circ}$ در 135 کیلومتری جنوب غرب شاهرود و 15 کیلومتری شمال غرب روستای ترود واقع شده است. این منطقه بخشی از مجموعه کمان ماگمایی ترود- چاه شیرین در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی واقع شده است. به لحاظ تقسیمات نقشه‌های زمین‌شناسی در نقشه‌های زمین‌شناسی $1:250000$ ترود و $1:100000$ معلمان واقع شده است. دو گسل اصلی در این ناحیه، به نام های گسل انجیلو در شمال و گسل ترود در جنوب، این کمربند را به صورت یک فرا زمین (Horst) مشخص نموده است. فعالیت‌های ترمودینامیکی ناحیه، باعث چین خوردگی شدید رسوبات پیش از کرتاسه در نوار بین دو گسل فوق و دگرگونی ناحیه‌ای در حد رخساره شیست سبز گشته است (هوشمند زاده و همکاران، ۱۳۵۷). در این مبحث نگرشی کوتاه بر زمین‌شناسی ایران مرکزی، تکتونیک و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه خواهیم داشت. در ادامه خصوصیات صحرایی مهم‌ترین واحدهای سنگی رخنمون یافته در محدوده چاه- موسی، انواع آنکلاوها و بویژه دایک مورد مطالعه در این تحقیق معرفی می‌شوند.

۲-۲- زمین‌شناسی عمومی ایران مرکزی

پهنه ایران مرکزی، بر اساس نظر اشتوکلین (۱۹۶۸) از شمال به رشته‌کوه‌های البرز و حد غربی آن توسط یک منطقه فرورفته به پهنه سهندج سیرجان، از جنوب به مکران منتهی می‌شود ولی حد شرقی آن چندان مشخص نیست، زیرا برخی زمین‌شناسان بلوک لوت را جز ایران مرکزی به حساب می‌آورند و برخی دیگر آن را قطعه‌ای مجزا می‌دانند. آفانباتی (۱۳۸۳) نیز معتقد است پهنه ایران مرکزی و پهنه سهندج - سیرجان بخشی از حوزه ایران مرکزی هستند که با زمین درزهای افیولیتی سیستان، نائین -

بافت، گسل درونه و افیولیت‌های کاشمر- سبزوار احاطه شده است. همچنین توسط گسل‌های طویل امتدادلغز راست‌بری که به سمت غرب خمیدگی دارند، به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت بادام، فروافتادگی بیاضه - بردسیر و بلوک یزد قابل تقسیم است. در بخش جنوبی افیولیت‌های سبزوار واقع در شمال‌شرقی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. نوار افیولیتی سبزوار، یکی از بزرگترین مجموعه افیولیتی مشاهده شده در ایران، با روند شرقی- غربی بوده است (برزگری، ۱۳۹۴). این افیولیت‌ها از دیدگاه ساختاری، از چندین روراندگی با شیب راندگی متغیر ولی کم پدید آمده است. این حوضه کافتی حیات کوتاهی داشته، در کرتاسه باز و در اوایل ترشیری بسته شده است (برزگری، ۱۳۹۴). بررسی نوارهای افیولیتی ایران نشان می‌دهد که این مجموعه‌ها در طی دو مرحله تشکیل شده‌اند. مرحله نخست، کششی است که با ایجاد شکاف در پوسته همراه بوده است. این شکاف‌ها تا سست کره ادامه داشته، مسیرهای مناسبی برای جایگیری ماگمایی با ترکیب بازالتی و تشکیل حوضه‌های اقیانوسی بوده‌اند. مرحله دوم، یک مرحله فشردگی است که باعث بسته شدن کافت اولیه شده و در نتیجه، مجموعه‌های افیولیتی را بر روی لبه قاره‌های مجاور رانده است (آقانباتی، ۱۳۸۳). برطبق مطالعات انجام گرفته، توده نیمه عمیق چاه‌موسی از نظر تقسیم بندی ساختاری زمین‌شناسی ایران، در شمال پهنه ایران مرکزی واقع شده است (شکل ۱-۲). بسیاری از محققین بر این عقیده‌اند که بزرگترین فعالیت ماگمایی در ایران مرکزی در زمان ائوسن رخ داده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ فورستر، ۱۹۷۸؛ شهاب-پور، ۲۰۰۷). علاوه بر این در ایران مرکزی تفاوت آشکاری بین ویژگی‌های سنگی و زیستی ائوسن وجود دارد که شاهد خوبی بر شرایط جغرافیای دیرینه متفاوت در گستره ایران مرکزی است (آقانباتی، ۱۳۸۳).



شکل ۲- ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی نقشه تقسیم‌بندی ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳). علامت ستاره معرف منطقه مورد مطالعه.

به طور کلی گسترش و ژرفای دریای ائوسن و ناپیوستگی‌های موجود به ویژه ازدیاد فعالیت‌های آتشفشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانه نا آرامی‌های زمین ساختی چیره بر حوزه رسوبی ایران مرکزی است که از میان آن‌ها، ناآرامی‌های ائوسن میانی از همه بارزتر است. می‌توان گفت که این رویداد در همه جا یکسان و همزمان نبوده است. به این ترتیب به دنبال فاز کوهزایی اواخر کرتاسه،

بخش مهمی از ایران مرکزی از آب خارج می‌شود و به این ترتیب در قاعده سنگ‌های ترشیری، دگرشیبی مهمی ایجاد می‌گردد.

ستبرترین واحدهای آتشفشان‌زاد ایران نیز به سن ائوسن هستند که خصوصاً در کوه‌های خاور ایران، بخش جنوبی البرز، کمان ماگمایی ارومیه بزمان، شمال باختری آذربایجان و جنوب بینالود رخنمون دارند (آقاباتی، ۱۳۸۳).

همچنین ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز تغییرات زیادی از اسیدی تا بازی دارد. از نظر ژئوشیمیایی روندهای قلیایی و کلسیمی-قلیایی عمومیت بیشتری دارد. با این حال، برخی آتشفشان‌ها ویژگی‌های شوشونیتی و گاه تولئیتی دارند (آقا نباتی، ۱۳۸۳). ویژگی اصلی آتشفشانی اصلی ائوسن ایران دو ترکیبی بودن آن است. بدین جهت که ماگمای بازیک با منشأ گوشته‌ای ضمن ذوب پوسته قاره‌ای موجب تشکیل ماگمای اسیدی شده است. تکاپوهای آتشفشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگ‌های گدازه‌ای آذرآواری و یا توالی‌های آتشفشانی-رسوبی باشند.

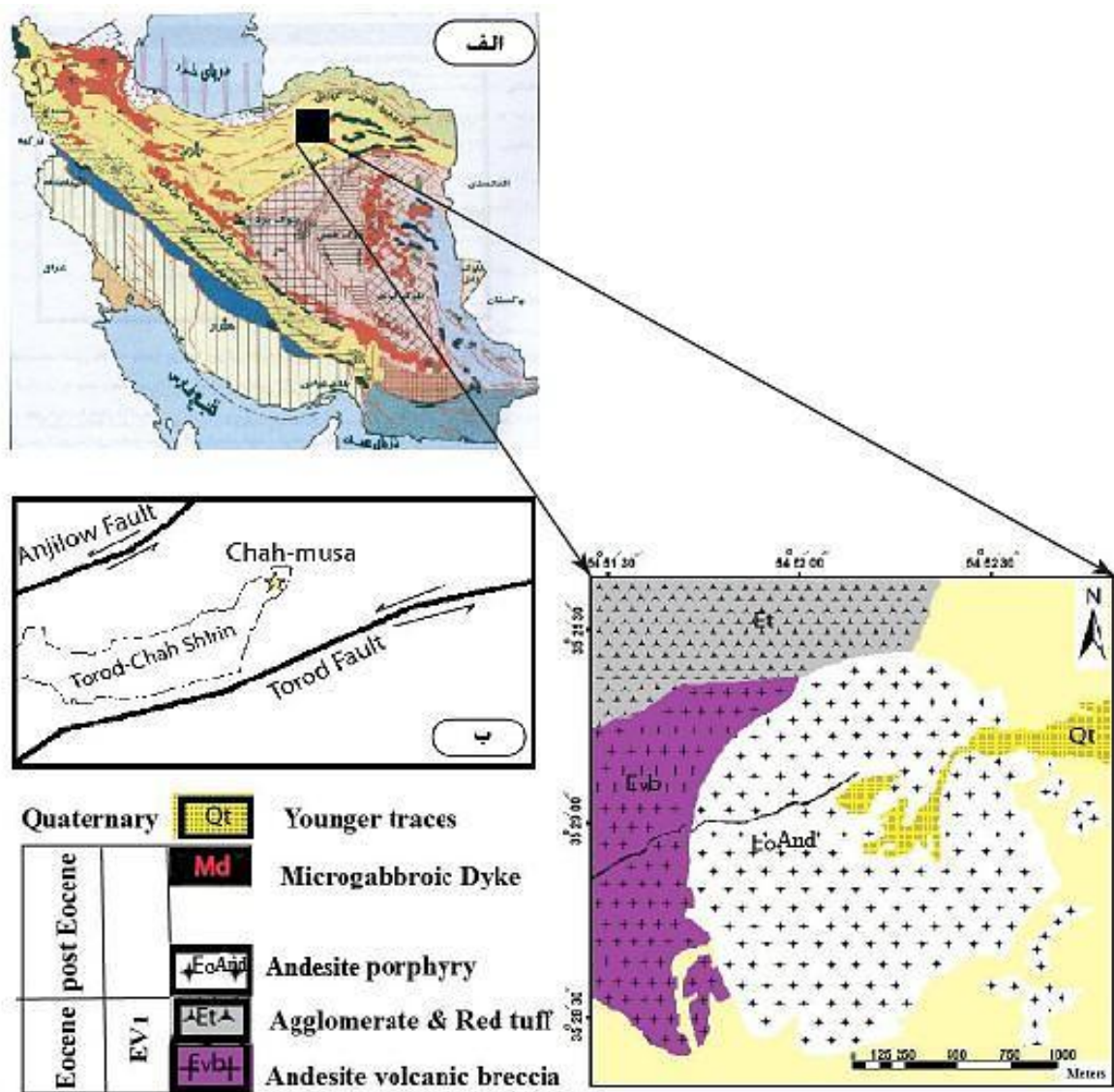
۲-۳- زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

توده آذرین چاه‌موسی به عنوان بخشی از نوار ماگمایی ترود چاه شیرین به صورت یک فرازمین در حاشیه شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی با روند شمال خاوری-جنوب باختری قرار دارد. این منطقه در یک نوار ماگمایی ترود-چاه شیرین متشکل از سنگ‌های بیرونی و درونی واقع شده است که حجم عمده آن از سنگ‌های آتشفشانی تشکیل داده است (شکل ۲-۲، ب). هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) این پهنه را به نام رشته ترود-چاه شیرین نامیده‌اند که میان دو گسل اصلی ترود و انجیلو قرار گرفته است (شکل ۲-۲، ب).

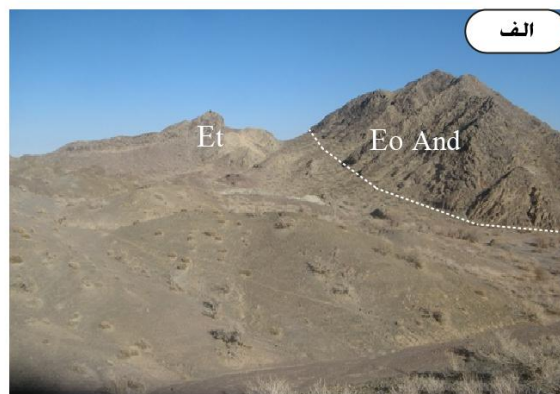
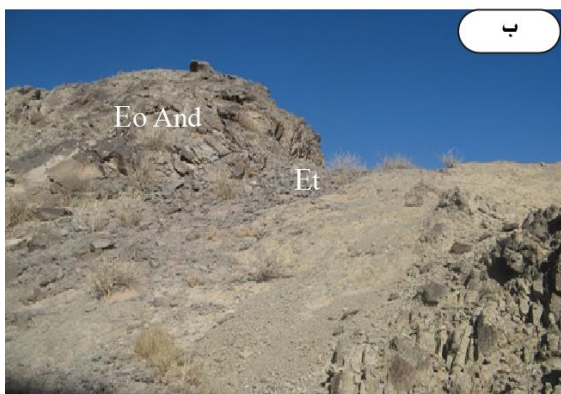
۲-۳-۱ سنگ‌های آتشفشانی

نقشه زمین‌شناسی ساده معرف رخنمون واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه در شکل ۲-۲ پ آورده شده است. واحدهای آتشفشانی ائوسن قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه است که در اطراف و به‌ویژه در بخش‌های شمالی، غربی و جنوبی قله چاه موسی مشاهده می‌شوند (شکل ۲-۳). این مجموعه سنگی یک واحد آتشفشانی- آذرآواری است که از توف قرمز- ارغوانی و برش آتشفشانی، آگلومرا تشکیل شده است (سیفیوند، ۱۳۹۵؛ عابدینی، ۱۳۹۶؛ شبی، ۱۳۹۶). برشهای آتشفشانی و آگلومرائی بیشترین حجم از سنگ‌های خروجی را در این محدوده تشکیل می‌دهند. رنگ صحرایی این واحد خاکستری تیره تا سیاه است (شکل ۲-۴). در حاشیه شرقی توده نیمه عمیق چاه موسی، واحد برش آتشفشانی (شکل ۲-۵) و آگلومرای ائوسن (شکل ۲-۶) با یک لایه توف دانه ریز قرمز-ارغوانی با ضخامت متغیر از یک تا چند متر شروع می‌شود. لایه بندی ظریفی در بسیاری از بخش‌های این توف‌ها قابل تشخیص می‌باشد. این واحد توفی به صورت لکه‌هایی پراکنده در سراسر حاشیه شرقی توده نیمه عمیق چاه موسی و برخی از کارگاه‌های فعال کانه‌زایی رخنمون دارند.

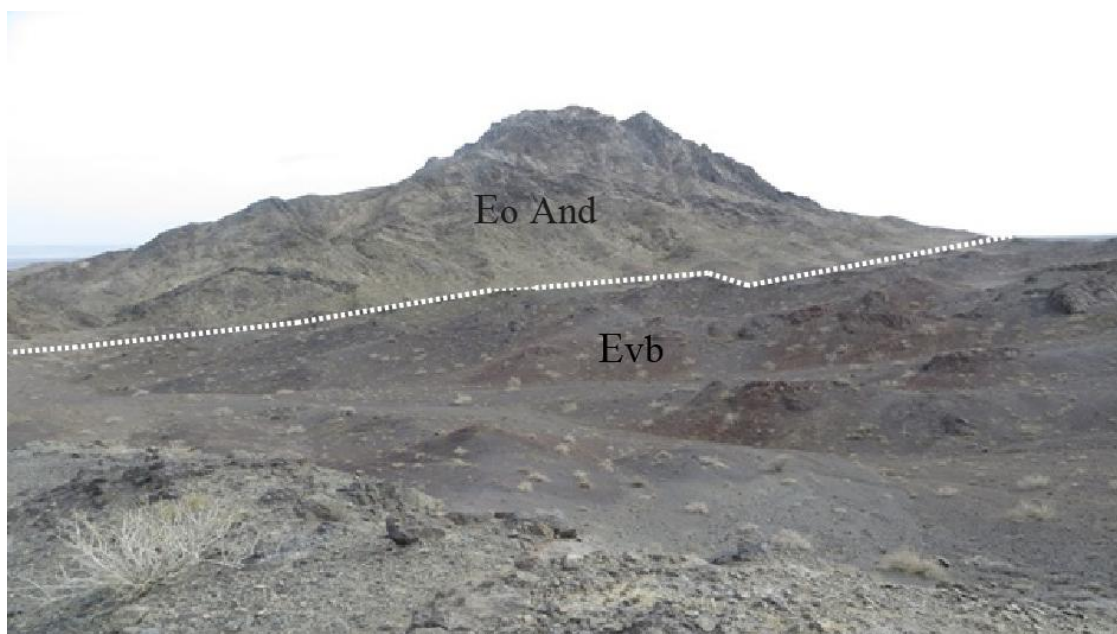
به منظور بررسی روابط سنگ‌شناسی و شناسایی توالی دقیق این مجموعه سنگی ائوسن، پیمایش‌های دقیق صحرایی در جهت عمود بر این توالی سنگی و به سمت شمال منطقه انجام شد. بر این اساس مشخص شد که این واحد سنگی یک مجموعه آتشفشانی با ماهیت آذرآواری است که از توف قرمز- ارغوانی در پایین‌ترین بخش توالی شروع شده (شکل ۲-۳)، با یک مجموعه برش آتشفشانی ستبر لایه ادامه یافته (شکل ۲-۵) و در انتها به مجموعه نسبتاً ضخیمی از آگلومرا حاوی قطعاتی از توف قرمز (شکل ۲-۶) و آندزیت، داسیت و لیتیک توف، کریستال توف و لیتیک کریستال توف، سنگ‌های توفی و توف ماسه‌ای ختم می‌شود. جنس و ترکیب این رخنمون‌های توفی عمدتاً از آندزیت می‌باشد. قطعات لیتیک در این واحد تا چند ده سانتی‌متر قابل مشاهده است.



شکل ۲-۲- نقشه موقعیت قرارگیری منطقه مورد مطالعه در نقشه ایران. الف) نقشه پهنه بندی رسوبی- ساختاری ایران (آقناباتی، ۱۳۸۳؛ ب) کمربند ترود- چاه شیرین که بین دو گسل ترود در جنوب و انجیلو در شمال قرار گرفته است؛ پ) نقشه زمین شناسی منطقه چاه موسی (برگرفته از شیعی، ۱۳۹۶؛ گزارش مرحله اول، طرح پژوهشی در حال انجام).



شکل ۲-۳- الف) تصویر صحرایی از محل تماس توده نیمه عمیق با توف قرمز و آندزیت‌های ائوسن میزبان آن، حاشیه شمال شرقی توده نیمه عمیق چاه موسی؛ ب) نمایی نزدیک از محل تماس توده نیمه عمیق چاه موسی با سنگ‌های میزبان (توف قرمز) در حاشیه شمال غرب توده نیمه عمیق چاه موسی (دید به سمت شمال).



شکل ۲-۴- تصویر صحرایی از توده نیمه عمیق چاه موسی (بخش خاکستری رنگ و مرتفع) و توالی آتشفشانی - آذرآواری در حاشیه شمال شرق. دید به سمت شرق.



شکل ۲-۵- نمایی از برش آتشفشانی در بخش میانی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن. حاشیه شمال غرب توده نیمه عمیق چاه موسی



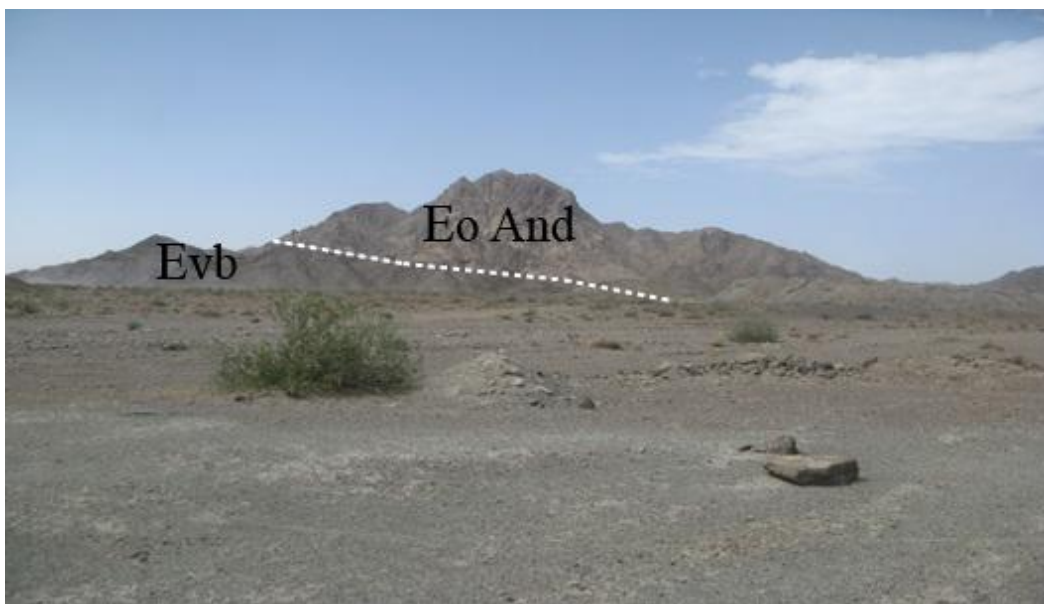
شکل ۲-۶- تصویر صحرایی از رخنمون واحد اگلومرایی حاوی قطعات درشت توف قرمز در بخش‌های بالایی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن. حاشیه شمالی توده نیمه عمیق چاه موسی.

۲-۳-۲- واحدهای سنگی بعد از ائوسن

۲-۳-۱- توده نیمه عمیق

توده نیمه عمیق چاه موسی با ترکیب بیوتیت هورنبلند آندزیت پورفیری و با ماهیت کالک آلکالن، توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن را قطع نموده‌اند (امام‌جمعه، ۱۳۸۵؛ خلج، ۱۳۹۱). این توده نیمه نفوذی بیضی شکل که دارای کشیدگی شمالی- جنوبی است در مرکز محدوده مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۲-۲). شکل ۲-۷ دورنمایی از رخنمون این توده آذرین و سنگ‌های دربرگیرنده آن را به نمایش می‌گذارد.

در صحرا نمونه‌های سالم‌تر و کمتر دگرسان شده این توده نیمه عمیق به رنگ خاکستری و نمونه‌های حاصل از دگرسانی فلیک که بخش اعظم توده را شامل می‌شود دارای رنگ کرم نخودی می‌باشند. به طور کلی بیشتر قسمت‌های توده نیمه عمیق چاه موسی در مقایسه با سنگ‌های دربرگیرنده نسبتاً مرتفع می‌باشد. ضخامت محدود هاله دگرگونی نشان‌دهنده استقرار نزدیک به سطح و سرد شدن سریع این توده آذرین می‌باشد. ماهیت پورفیری این سنگ‌ها نیز این موضوع را تایید می‌نماید (سیفیوند، ۱۳۹۵). در سنگ‌های میزبان موجود در حواشی غربی توده مورد مطالعه شواهد مبرهنی از خرد شدگی و دگرشکلی شدید مشاهده می‌شود. در حواشی درونی نزدیک به همین مناطق، توده نیمه عمیق چاه موسی دچار فرسایش پوست پیازی شده است (شکل ۲-۸). این امر مؤید افزایش نرخ استرین از مرکز به این دو حاشیه در زمان استقرار این توده می‌باشد که با شواهد فابریک بدست آمده از این توده مبنی بر استقرار آن به روش بالونی شدن مطابقت می‌نماید (سیفیوند، ۱۳۹۵).



شکل ۷-۲- دورنمایی از توده آندزیتی چاه موسی و واحدهای آتشفشانی ائوسن (سیاه رنگ) در حاشیه جنوب غرب توده نیمه عمیق چاه موسی. سوی دید به سمت شمال.



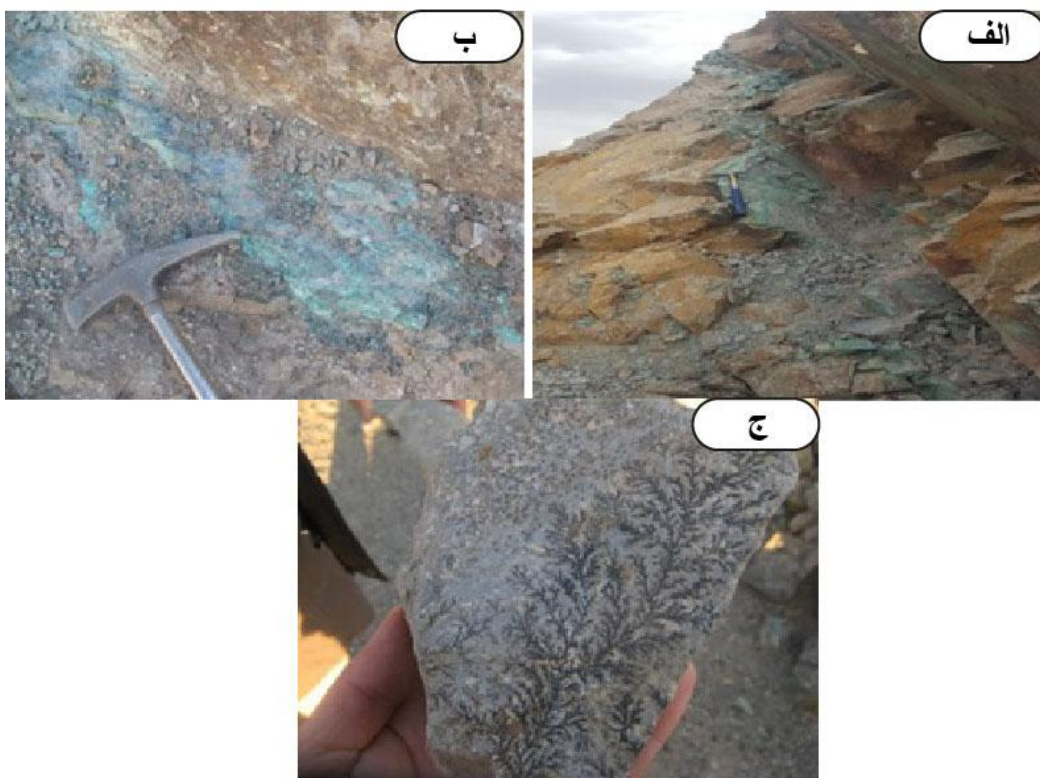
شکل ۸-۲- فرسایش پوست پیازی در حاشیه درونی توده نیمه عمیق چاه موسی

آندزیت‌های چاه‌موسی به لحاظ ماکروسکوپی در صحرا دارای ظاهری درشت بلور هستند. در نمونه دستی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، سوزن‌های هورنبلند و مقادیر کمتر بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌هاست (شکل ۲-۹). این بلورها از بخش‌های حاشیه‌ای توده نیمه عمیق به سمت مرکز اندکی درشت‌تر می‌شوند. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز حداکثر تا دو سانتی‌متر می‌باشد. برخی از نمونه‌های موجود به ویژه انواعی که از حواشی شرقی و جنوب غربی برداشت شده‌اند جهت یابی ترجیحی اندکی به موازات حاشیه نشان می‌دهند.

توده آندزیتی منطقه چاه‌موسی میزبان یکی از بزرگترین معادن مس استان سمنان به حساب می‌آید. شدت و گسترش کانه‌زایی در پهنه‌های شکستگی و گسل‌ها است. شاید این امر را بتوان با عبور سیال و یا در امتداد گسل‌های موجود مرتبط ساخت (شکل ۲-۱۰).



شکل ۲-۹- الف و ب) نمایی از ساخت پورفیری و فنوکریست‌های پلاژیوکلاز و سوزن‌های آمفیبول موجود در توده نیمه عمیق چاه‌موسی.

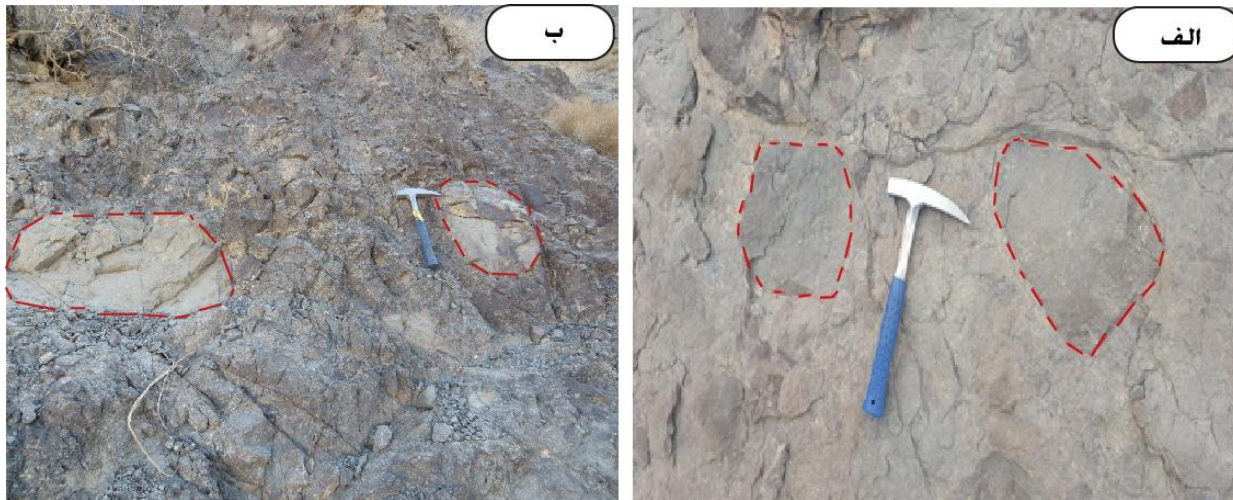


شکل ۲-۱۰- الف و ب) شواهدی از کانه‌زایی موجود (مالاکیت) در توده نیمه عمیق چاه موسی. ج) پیرالوسیت (اکسید منگنز)

آنکلاوها قطعات سنگی در برگرفته شده توسط یک سنگ دیگر می‌باشند و دارای اشکال، بافت و انواع مختلف هستند. توده نیمه عمیق مورد بحث حاوی آنکلاوهای متعددی است که نیز از نظر رنگ، اندازه و ترکیب باهم متفاوت‌اند. ترکیب غالب آنها واحدهای توفی و یا آندزیت‌هایی از سنگ‌های میزبان توده نیمه عمیق چاه موسی هستند. بیشتر این زینولیت‌ها به صورت مدور یا گرد شده هستند (شکل ۲-۱۱). هر چه از حاشیه به مرکز اصلی توده آندزیتی نزدیک می‌شویم، از تعداد و اندازه آنکلاوها کاسته می‌شود. به طور کلی آنکلاوهای موجود در توده نیمه عمیق به دو دسته تقسیم می‌شوند (قربانی، ۱۳۸۴):

- ۱- زینولیت (بیگانه‌سنگ): قطعات یا بلورهای جدا شده‌ای از سنگ‌های در برگیرنده می‌باشد و دارای همبری مشخص و غالباً زاویه دار هستند.

۲- اتولیت: ممکن است از خود ماگما به طور مستقیم به وجود آمده باشند و سطح تماس آن‌ها با سنگ میزبان غالباً تدریجی و به صورت اشکال تخم مرغی است.



شکل ۲-۱۱-الف-ب) تصویری از آنکلاوهای متعدد موجود در توده نیمه عمیق چاه موسی.

در حاشیه جنوب شرقی منطقه، مگاآنکلاوهای فراوان با حاشیه گرد شده مشاهده شده است (شکل ۲-۱۲). این آنکلاو همانند سنگ میزبان دارای بافت پورفیری می‌باشد. همچنین درزه‌های مزدوج در تمام سنگ‌های منطقه حتی در آنکلاوها وجود دارد. این درزه‌ها بیانگر این است که مجموعه سنگ‌های این منطقه بعد از جایگیری و سرد شدن تحت تنش قرار گرفته‌اند. بیشترین تنش‌های منطقه، در اثر حرکت امتدادلغز دو گسل چپگرد ترود در جنوب و راستگرد انجیلو در شمال منطقه می‌باشد. بسیاری از رگه و رگچه‌ها از روند درزه‌ها پیروی و ایجاد کانه‌زایی می‌کنند. با توجه به نمودار گل سرخی مربوط به رگه‌های این ناحیه، برخی از رگه‌ها از سیستم شکستگی نوع 'R' (شکستگی‌های برشی غیرهمسو با حرکت گسل که به طور متوسط با زاویه ۷۵ درجه نسبت به دیواره گسل توسعه می‌یابند)، تبعیت می‌کنند (کی‌نژاد، ۱۳۸۹).

⁶ Megaenclave

کی نژاد (۱۳۸۷) با تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود - معلمان، شکستگی‌های منطقه را کنترل‌کننده رگه‌های کانه‌دار منطقه معرفی کرده است. ایشان نوع دگر ریختی منطقه را از نوع ترافشارشی^۷ چپ‌گرد به دست آورد. این نتیجه حاکی از وجود میدان تنش با سوی رو به شمال و در نتیجه حرکت رو به شمال پوسته در این پهنه از کشور است که با نتایج به‌دست‌آمده از بررسی شکستگی‌ها و گسل‌های منطقه و تعیین سازوکار هر یک از آن‌ها در این پهنه برشی به‌طور کامل همخوانی دارد.



شکل ۲-۱۲- حضور مگاآنکلاو در حاشیه جنوبی توده نیمه عمیق چاه موسی. فلدسپارزایی در مرز آنکلاو و سنگ میزبان نیز وجود دارد. شکستگی‌های مزدوج معرف جهات σ_1 و σ_3 می باشد.

۲-۲-۳-۲- دایک میکرو دیوریتی

در کمر بند ترود- چاه شیرین دایک‌های زیادی از ترم بازیک تا ترم‌های اسیدی رخنمون دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷؛ کهنسال، ۱۳۷۶ و ذوالفقاری، ۱۳۷۷). روند اکثر این دایک‌ها موازی با روند کلی ناحیه و گسل‌های ترود و انجیلو می‌باشد. این دایک‌ها آخرین تظاهرات ماگمایی ناحیه هستند؛

⁷ Transpressional

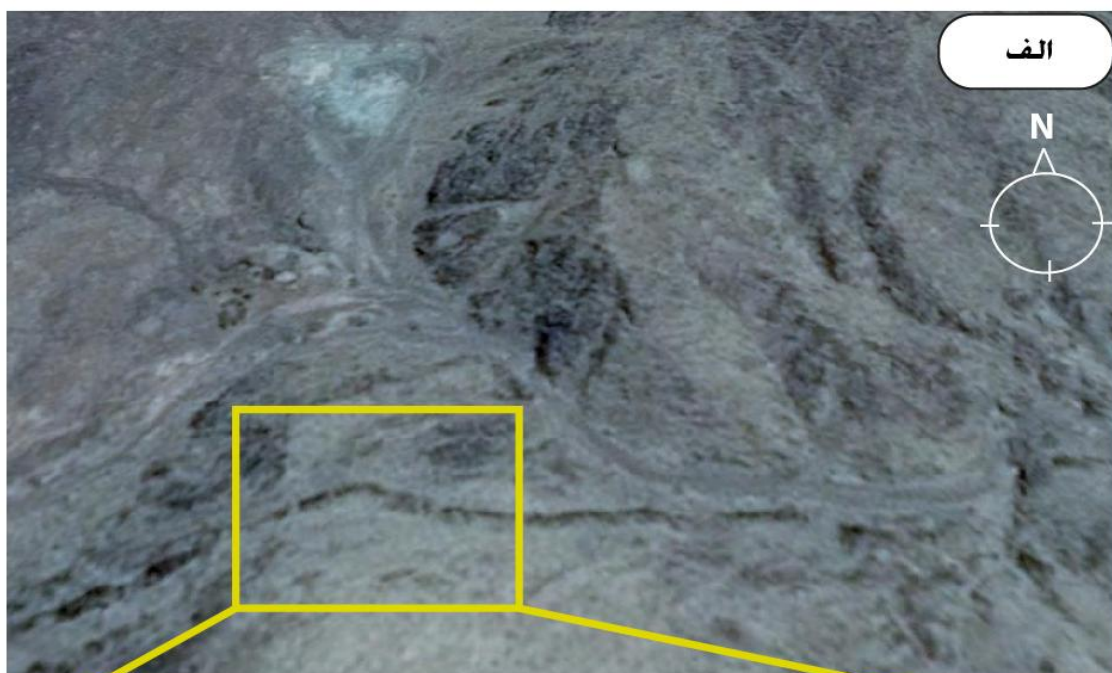
زیرا، توده‌های نیمه عمیق را قطع نموده‌اند. دایک‌ها از لحاظ جنس، محل و نقش متفاوتند. این دایک‌ها شامل انواع زیر هستند (کهنسال ۱۳۷۶ و ذوالفقاری ۱۳۷۷):

۱- دایک‌های آندزیتی- داسیتی: این دایک‌ها که در مناطق رباعی، چشمه حافظ و دره بیدمحمدحسن رخنمون دارند، قدیمی‌ترین دایک‌های ناحیه را تشکیل می‌دهند. این دایک‌ها از نوع تغذیه کننده بوده و سبب ایجاد سنگ‌های آتشفشانی ناحیه شده‌است. این دایک‌ها (Feeder dyke) خصوصیات دایک‌های تغذیه کننده را دارا هستند؛ زیرا، در سطح به افق‌های برشی مربوط می‌شوند. این برش‌ها دارای لایه بندی مشخصی نبوده و برش همگن محسوب می‌شوند. هرچه از محل دایک‌ها دور می‌شویم از اندازه قطعات برش‌ها کاسته می‌شود، که این از خصوصیات دایک‌های تغذیه‌ای است (ذوالفقاری، ۱۳۷۷).

۲- دایک‌های میکروگابرویی: این دایک‌ها در مناطق چاه موسی و قله سوخته رخنمون دارند (شکل ۲-۱۳). دایک‌ها در صحرا به رنگ خاکستری و روند عمومی آن‌ها شرقی- غربی و شمال شرقی- جنوب شرقی است و شیب آن‌ها زیاد و بین ۷۰ تا ۹۰ درجه متغیر است. این دایک‌ها از تریاس به بعد با توسعه سیستم‌های امتدادلغز در این مناطق همراه بوده است و با سیستم‌های کششی انطباق دارند. تنها محیط کششی که امکان ایجاد چنین الگویی را بوجود می‌آورد، توسعه حوضه‌های تراکشی می‌باشد (قربانی، ۱۳۸۴).

۳- دایک‌های بازیک: این دایک‌ها در جنوب کوه زر، ده نو و جنوب- جنوب شرق علیخان گسترش دارند (رشیدنژادعمران، ۱۳۷۱). این دایک‌ها گدازه‌های ائوسن و توده‌های نیمه ژرف ائوسن پسین- الیگوسن پیشین منطقه را قطع می‌نمایند، پس سنی بعد از الیگوسن دارند. روند عمومی این دایک‌ها شمالی- جنوبی تا شمال شرق- جنوب غرب است.

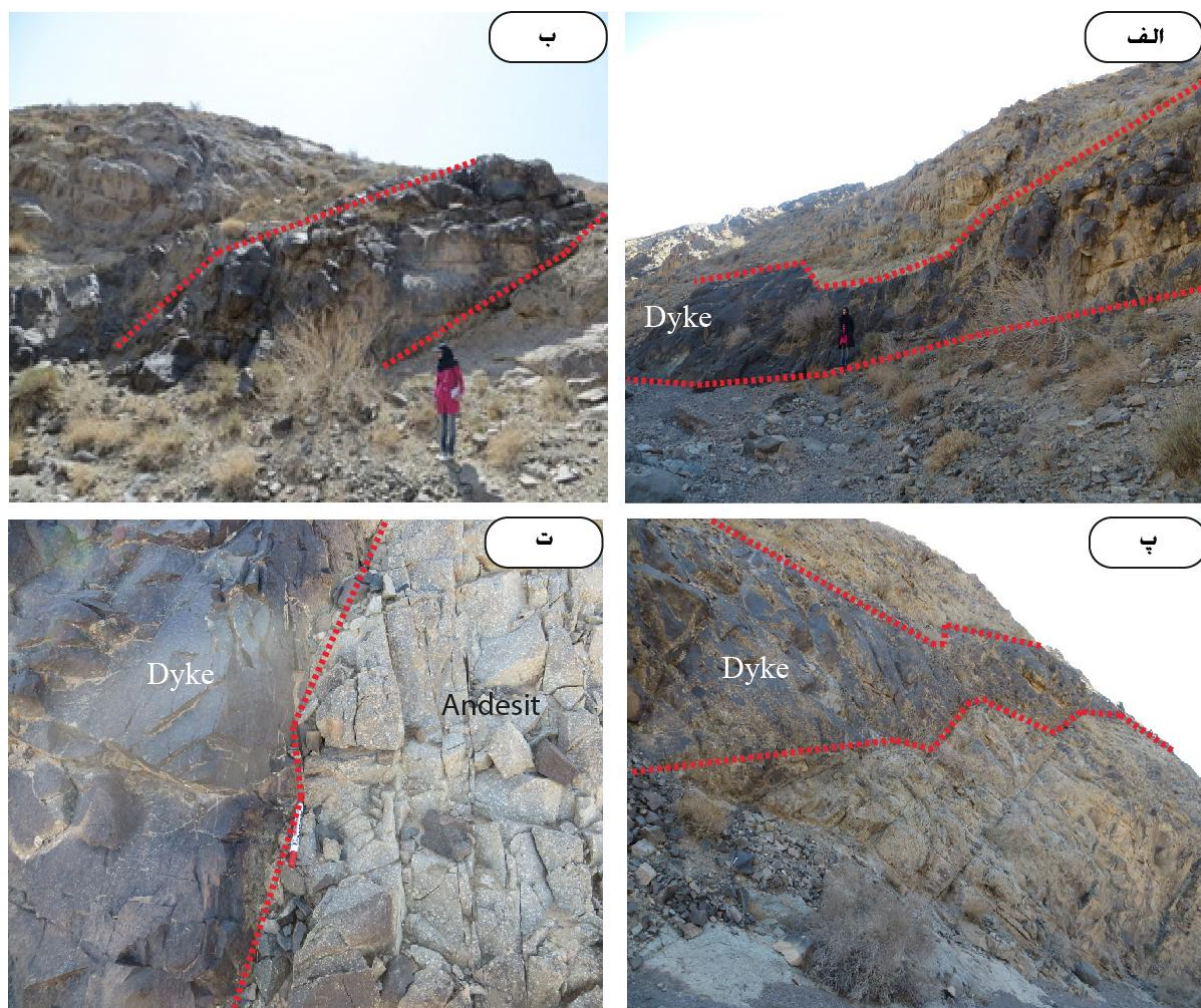
۴- دایک‌های دلریتی: این دایک‌ها در شمال دهکده سوسنوار مشاهده شده است (ذوالفقاری، ۱۳۷۷) و مربوط به بعد از ائوسن بالایی هستند.



شکل ۲-۱۳- الف) نمایی از دایک میکروگابرویی منطقه چاه موسی در توده نیمه عمیق در تصویر ماهواره‌ای Google Earth. ب) نمایی از دایک در صحرا (دید به سمت جنوب).

خادمی (۱۳۸۶)، در کمر بند ماگمایی ترود - چاه شیرین دسته دایک‌هایی را در مقیاس بزرگ زمین-شناسی گزارش کرده‌اند. ترکیب آن‌ها عمدتاً بازیک بوده و در داخل پوسته قاره‌ای جایگزین شده‌اند. علاوه بر این، تعدادی دایک چین‌خورده موازی پهنه برشی کمر بند ترود-چاه شیرین رخنمون دارند. آنها بصورت مجاری انتقال دهنده حجم زیاد ماگما از گوشته عمل‌نموده و بنابراین در تکامل پوسته قاره‌ای مشارکت دارند.

دایک مورد مطالعه در این پژوهش با بیش از $1/8$ کیلومتر طول و ضخامت متغیر (از چهار تا ده متر) با راستای غالب شمال شرق- جنوب غرب، نه تنها توده آندزیتی چاه موسی را قطع می‌نماید (شکل‌های ۲-۲، پ و ۲-۱۴) بلکه در واحدهای برش آتشفشانی و اگلومرایی ائوسن که میزبان این توده آذرین می‌باشند، نیز امتداد یافته است. بنابراین، می‌توانند جزء آخرین تظاهرات ماگمایی منطقه باشند. این دایک روند عمومی $N40-70 E$ و شیب تقریبی $70SE$ ، موازی با روند کلی ناحیه و گسل‌های ترود و آنجیلو ($N70E$) دارد. لازم به توضیح است که به دلیل عملکرد تکتونیک و گسل‌های عموماً راستالغز، در بسیاری از قسمت‌ها از راستای اصلی منحرف و جابه‌جا شده است (شکل ۲-۱۶). دایک مزبور در صحرا دارای رنگ سبز تیره، بافت دانه‌ریز و ترکیب میکروگابرویی می‌باشد (شکل‌های ۲-۱۴ و ۲-۱۷). دایک در موقعیت $29'$ 35° و $51' 54^{\circ}$ تا $29' 35^{\circ}$ و $52' 54^{\circ}$ رخنمون دارد. در صحرا هیچ ساختار ماکروسکوپی به شکل جهت‌یابی ترجیحی بلورهای کشیده یا ساختارهای جریانی در این دایک مشاهده نشده است. بخش‌های حاشیه بافت آفانیتیک و در مرکز میکروگرانولار است (شکل ۲-۱۷). با توجه به شکل ۲-۱۸، هاله دگرگونی مجاورتی خفیفی بر اثر گرمای ناشی از دایک در حاشیه دایک ایجاد شده است. تاثیر دمای دایک بر سنگ‌های میزبان آندزیتی، غلافی به طول ۱۰ سانتی‌متر در حد کلریت‌زایی است. همچنین در مرز بین دایک با سنگ میزبان، رگه و رگچه‌های کانه‌زایی شده در امتداد دایک نیز بوجود آمده است.



شکل ۲-۱۴- تصویر صحرایی از دایک مافیک منطقه چاه موسی. الف، ب و پ) تصویری از دایک میکروگابرویی در توده نیمه عمق چاه موسی، ت) تصویری از محل تماس دایک با آندزیت‌های چاه موسی.

در بخش مرکزی دایک مورد مطالعه، رخنمون کوچکی از دایک اصلی با ضخامت کمتر از بیست سانتی متر به موازات دایک اصلی سنگهای آندزیتی چاه موسی را قطع نموده است (شکل ۲-۱۵)



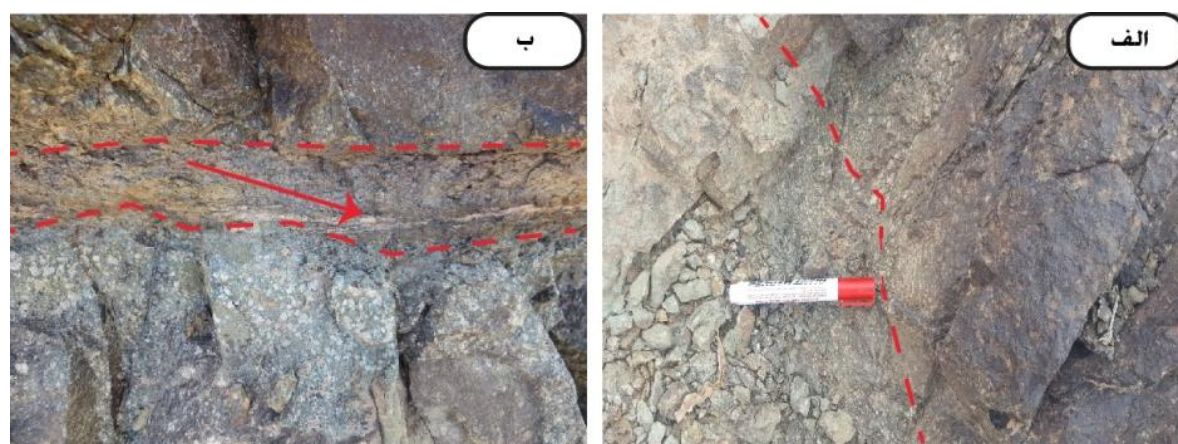
شکل ۲-۱۵- تصویر صحرایی از رخنمون بخش کوچکی از دایک مافیک چاه موسی که به موازات دایک اصلی و با ضخامت کمتر از بیست سانتی متر در بخش سوم دایک اصلی مشاهده شده است.



شکل ۲-۱۶- الف و ب) جایه جا شدگی دایک توسط گسله‌های راستالغز با مولفه نرمال در شمال توده نفوذی (تنگه میراحمد).



شکل ۲-۱۷- الف و ب) به ترتیب نمایی از رنگ و بافت ریزیلور در مرکز و حاشیه دایک میکروگابرویی چاهموسی



شکل ۲-۱۸- الف) هاله ایجاد شده در حاشیه دایک مافیک. ب) هاله ایجاد شده به همراه رگه کلسیتی در حاشیه دایک چاهموسی.

۲-۳-۳- واحدهای کواترنر

واحدهای جوانتر از ائوسن در محدوده اکتشافی چاه موسی مربوط به نهشته‌های کواترنر است و حد فاصل ائوسن تا کواترنر هیچ واحد سنگی در محدوده شناسایی نشده است. واحدهای کواترنر در این محدوده شامل رسوبات مخروط افکنه‌ای، رسوبات کواترنر قدیمی، رسوبات کواترنر جوان و رسوبات آبراهه‌ای است.

۲-۳-۴- گسل‌ها

منطقه ترود در یکی از پرتکاپوترین نقاط زمین‌ساختی ایران زمین واقع شده است. اساسی‌ترین گسل‌های موجود، ساختارهای تکتونیکی را تشکیل می‌دهند. در این منطقه دو گسل اصلی ترود در جنوب و انجیلو در شمال عمل می‌کنند. گسل ترود از برجسته‌ترین سیمای ساختاری آن، حتی از زمان پرکامبرین فعالیت داشته است (خادمی، ۱۳۸۶). راستای گسل ترود تقریباً موازی راستای گسل‌های البرز است. همچنین با گسل درونه نیز هم‌راستا می‌باشد. از کامبرین به بعد یک دسته گسل اصلی با روند و شیب 60° - 70° و 80° SE بر ناحیه حکمفرما بوده است. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) با مطالعه خش لغزها، به این نکته اشاره نمودند که حرکات این گسل‌ها دارای دو مؤلفه است: ۱- افقی که در گسل ترود چپگرد و در گسل انجیلو راستگرد است. ۲- عمودی که سبب تمایل ۳۰ تا ۵۰ درجه‌ای خش لغزها شده و این کمربند را به صورت یک فرازمین بالا آورده است. این ناحیه در طول فعالیت خود تحت تأثیر حرکات کششی و فشارشی زیادی قرار گرفته، ولی هیچگاه از روند 30° E - 20° N خارج نشده است.

شکستگی‌های سیستماتیکی در ارتباط با برش گسل در این ناحیه وجود دارد (پورکرمانی و همکاران، ۱۳۷۷)، از جمله: شکستگی نوع T: شکستگی‌های کششی که با زاویه تقریبی ۴۵ درجه نسبت به عامل برش ایجاد می‌شوند؛ شکستگی نوع R: شکستگی‌های برشی همسو با حرکت گسل که به طور متوسط با زاویه ۴۵ درجه نسبت به دیواره گسل توسعه می‌یابند؛ شکستگی نوع P: شکستگی‌های برشی همسو با حرکت گسل که با زاویه ۱۵ درجه نسبت به دیواره گسل توسعه می‌یابند؛ شکستگی نوع R': شکستگی‌های برشی غیر همسو با حرکت گسل که به طور متوسط با زاویه ۷۵ درجه نسبت به دیواره گسل گسترش پیدا می‌کنند؛ شکستگی نوع D: شکستگی‌های برشی همسو و هم‌جهت با عامل برش هستند؛ شکستگی نوع X: شکستگی‌های برشی کمیاب و غیرهمسو با گسل که در صورت توسعه، قرینه شکستگی-

های نوع R' می‌باشند (شکل ۲-۱۹). در منطقه چاه موسی با توجه به برداشت‌های صحرایی وجود سیستم-های اصلی شکستگی (کی‌نژاد، ۱۳۸۹) زیر جلوه‌گر شدند (شکل ۲-۲۰):

۱- این روند، اصلی‌ترین روند شکستگی‌های این منطقه است و مهم‌ترین نقش را در جایگیری دایک-

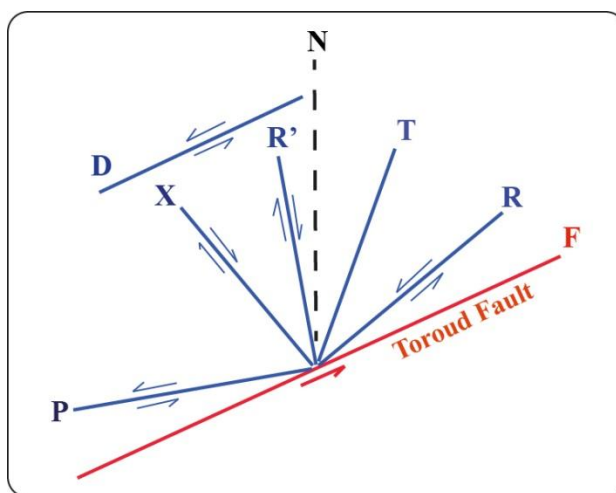
های گابرویی بر عهده دارد. روند این شکستگی‌ها موازی با شکستگی‌های نوع R تا D است. این

سیستم شکستگی همچنین می‌تواند عامل جایگیری توده‌های نیمه عمیق این منطقه باشد.

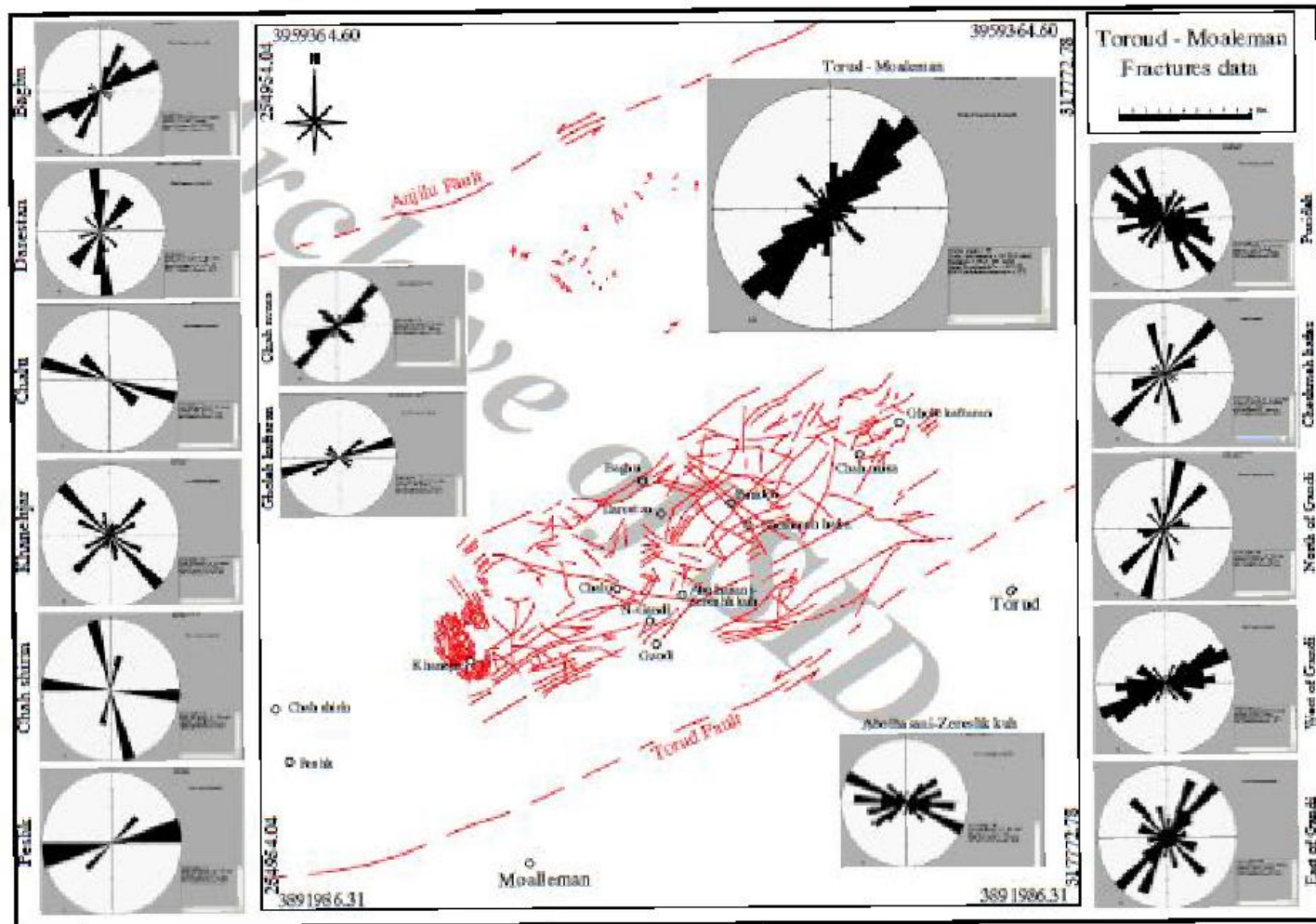
۲- این سیستم شکستگی تقریباً عمود بر سیستم اول واقع شده است و حرکات امتدادلغز با مولفه چپگرد

نشان می‌دهد. تمرکز این سیستم به صورت N10-50W می‌باشد که مطابق شکستگی‌های نوع R' تا

X می‌باشد. اما بیشترین فراوانی با شکستگی‌های نوع X می‌باشد.



شکل ۲-۱۹- نمایش موقعیت انواع شکستگی‌های مرتبط با برش گسل ترود (کی‌نژاد، ۱۳۸۹).



شکل ۲-۲- نقشه گسل ها و شکستگی های منطقه ترود- معلمان و وضعیت شکستگی های محلی در مناطق مختلف آن (کی نژاد، ۱۳۸۹).

فصل سوم

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

به دنبال بررسی روابط صحرایی و بر اساس شواهد زمین‌شناسی، در این فصل به بررسی خصوصیات پتروگرافی از قبیل تعیین نوع کانی، روابط بافتی بین آن‌ها، ترتیب تبلور کانی‌ها در سنگ‌های منطقه مورد مطالعه می‌پردازیم. عوامل مختلفی در بوجود آمدن سنگ‌های آذرین موثر هستند و برحسب شدت تاثیر این عوامل، سنگ‌ها دارای بافت، ساخت و ترکیب شیمیایی مختلف می‌شوند. همچنین محل انجماد ماگما بسته به اینکه درچه عمقی باشد در تنوع سنگ‌ها موثر است (بست^۸، ۲۰۰۳). طیف اندازه دانه‌ها در انواع سنگ‌های آذرین از میلی‌متر تا سانتی‌متر متغیر می‌باشد که به طور عمده آهنگ سرد شدن کانی‌ها در حین مراحل انجماد و همچنین به ترکیب شیمیایی ماگما و... بستگی دارد. پتروگرافی خصوصیات کانی‌شناسی و بافتی سنگ است که در قالب مشاهدات انجام شده در مقاطع نازک توسط میکروسکوپ پلاریزان صورت می‌گیرد.

با توجه به اینکه هدف اصلی این پایان نامه بر اساس دایک میکروگابرویی چاه‌موسی، توده نیمه عمیق و سنگ‌های میزبان آن را قطع کرده است، بنابراین در این فصل سنگ‌های میکروگابرویی مورد نظر و سنگ‌های میزبان آن از نظر پتروگرافی مورد بررسی قرار می‌گیرند.

لازم به توضیح است که تعداد ۵۰ مقطع نازک از بخش‌های مختلف توده نیمه عمیق چاه‌موسی و ۳۶ مقطع نازک از بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی مورد مطالعه قرار گرفتند. علائم اختصاری به کار برده شده در تصاویر میکروسکوپی این فصل در جدول ۳-۱ ارائه شده‌اند.

⁸ Best

جدول ۳-۱- علائم اختصاری به کاربرده شده در مقاطع میکروسکوپی (برگرفته از کرتز^۹، ۱۹۸۳)

نام کانی	علامت اختصاری	نام کانی	علامت اختصاری
پلاژیوکلاز	Pl	هماتیت	Hem
هورنبلند	Hbl	منیتیت	Mag
آلکالی فلدسپار	Kfs	اسفن	Spn
ارتوپروکسن	Opx	آپاتیت	Ap
کلینوپروکسن	Cpx	کلریت	Chl
الیون	Ol	کلسیت	Cal
بیوتیت	Bt	زیرکن	Zr

۳-۲- پتروگرافی توده نیمه عمیق چاهموسی

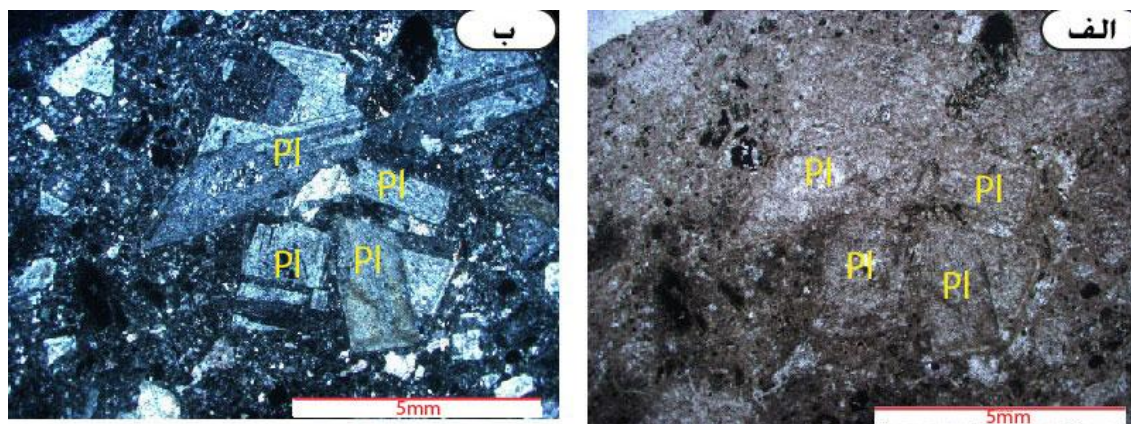
توده نیمه عمیق بیوتیت هورنبلند آندزیت پورفیری چاهموسی میزبان اصلی کانسار مس چاهموسی، بیوتیت هورنبلند داسیت پورفیری قله چاهموسی و قله سوخته و توده های نیمه عمیق میکروکوارتز دیوریتی جنوب قله سوخته، با ماهیت کالک آلکالن، توالیهای آتشفشانی-آذرآواری فوق را قطع نموده اند (امام جمعه، ۱۳۸۵). این توده به لحاظ میکروسکوپی دارای بافت های پورفیری، گلومروپورفیری، سریه ایتی، غربالی و منطقه بندی می باشند. کانی های اصلی به صورت فنوکریست های پلاژیوکلاز و سوزن های هورنبلند و آلکالی فلدسپار، کانی های فرعی غالباً بیوتیت و مقادیر جزئی آپاتیت، زیرکن و منیتیت همراه با کانی های ثانویه کوارتز، کلریت، اپیدوت، کلسیت، اسفن و اکسیدهای آهن است. از شایع ترین دگرسانی های رخ داده در کل

⁹ Kretz

این مجموعه سنگی، کلسیتی و کلریتی شدن می‌باشد. فنوکریست‌ها در یک زمینه بسیار دانه ریز قرار دارند که حدود ۴۰ درصد یا بیشتر حجم سنگ را تشکیل داده است.

۳-۲-۱- کانی‌های اصلی

پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌هاست که به صورت خودشکل- نیمه شکل‌دار به صورت فنوکریست و میکروولیت در زمینه مشاهده می‌شوند همچنین در برخی مقاطع این بلور- ها به صورت تجمعی دیده می‌شوند که سبب ایجاد بافت گلومروپورفیری شده است (شکل ۳-۱).



شکل ۳-۱- الف) تجمع بلورهای پلاژیوکلاز و بافت گلومروپورفیر در توده نیمه عمیق چاه‌موسی در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

به نظر کرکپاتریک^{۱۰} (۱۹۷۷) تجمع بلورها و تشکیل گلومرول می‌تواند ناشی از هسته بندی ناهمگن این کانی باشد. بافت پورفیری به طور معمول نشان‌دهنده توقف و تبلور ماگما در آشیانه ماگمایی در حین صعود ماگما از گوشته به سطح زمین بوده (گیل^{۱۱}، ۲۰۱۰) و درشت‌بلورها در هنگام توقف ماگما در آشیانه ماگمایی شکل می‌گیرند. از طرف دیگر به هنگام صعود ماگما بلورهایی که دارای شبکه بلوری موازی هم

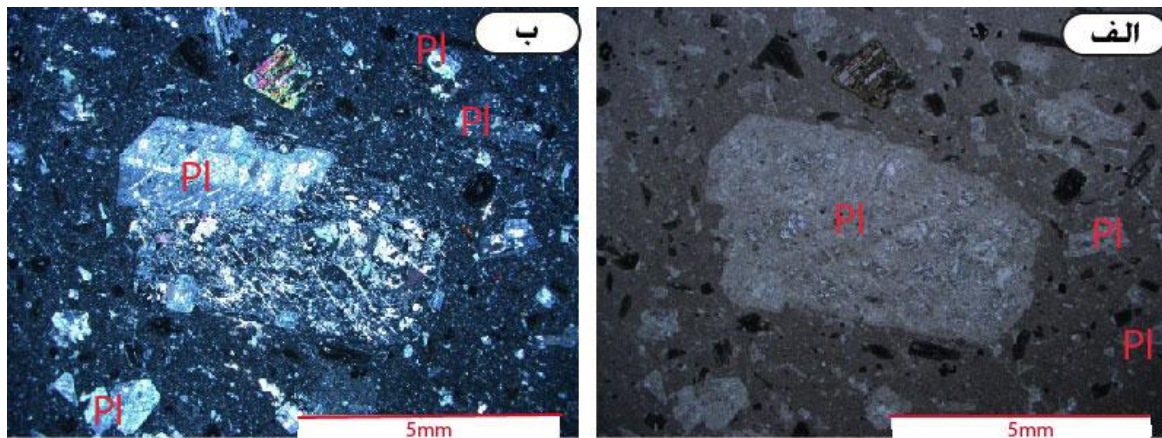
¹⁰ Kirkpatrick

¹¹ Gill

باشند و یا در اثر برخورد با یکدیگر در جهت ماکلی و یا روابط اپی تاکسیال مناسب هم قرار می گیرند، به یکدیگر چسبیده و گلومرول را ایجاد می کنند (شلی^{۱۲}، ۱۹۹۳). این کانی دارای ماکل های تکراری، مرکب و گاهی همراه با منطقه بندی است. اندازه بلورهای پلاژیوکلاز متغیر است و در درشت بلورها حدود ۹ میلی متر و در میکرولیت ها حدود ۱ میلی متر است. درشت بلورهای پلاژیوکلاز به طور میانگین بین ۳۵ تا ۵۰ درصد حجم مقاطع را تشکیل می دهد.

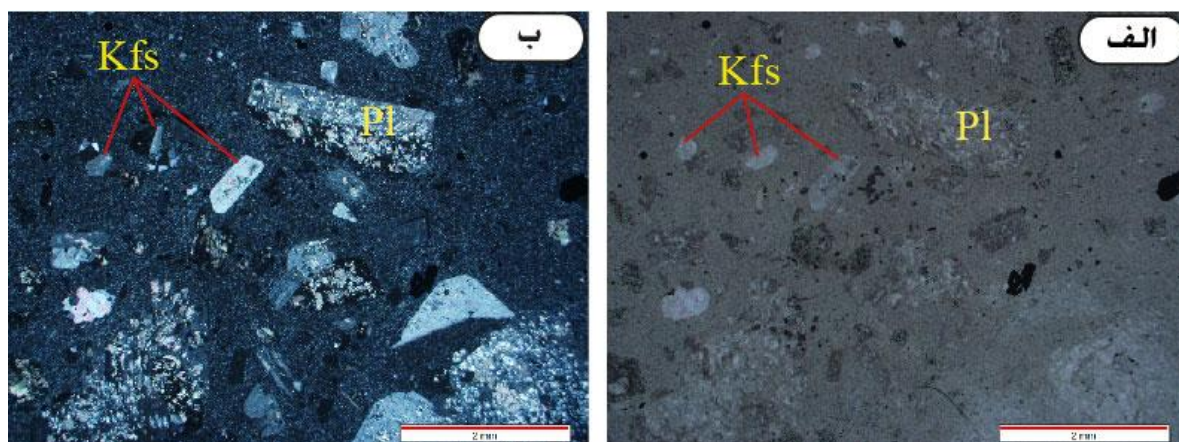
با تشکیل حضور دونسل پلاژیوکلاز در آندزیت های منطقه را می توان با دوره های متفاوت سرد شدن ماگما مرتبط ساخت (شکل ۳-۲). احتمالاً بر این اساس درشت بلورهای پلاژیوکلاز در یک مرحله سرد شدن طولانی پس از ماندن ماگما در یک آشیانه ماگمایی ایجاد شده اند ولی در مراحل پایانی به هنگام بالا آمدن و جای گیری و سرد شدن سریع ماگما، سبب ایجاد میکرولیت ها شده است. به عبارت دیگر در نسل اول درشت بلورهای پلاژیوکلاز در مراحل ابتدایی سرد شدن بر اثر سرعت هسته بندی و نرخ رشد پایین ایجاد شده اند به طوری که نسل دوم با سرعت هسته بندی و رشد سریع بر روی درشت بلورهای نسل اول، نوعی منطقه بندی در این بلورها ایجاد می کند. پلاژیوکلازهای نسل دوم دگرسانی کمتری نسبت به نسل اول دارند بنابراین نحوه تشخیص این دو نسل پلاژیوکلاز در مقاطع نازک با توجه به درجات دگرسانی به راحتی قابل تشخیص است.

¹² Shelly



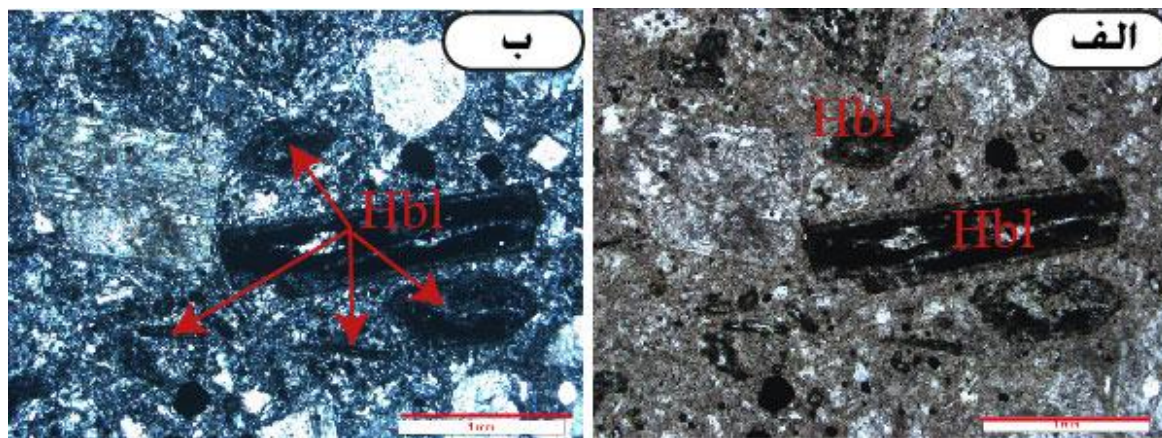
شکل ۳-۲- حضور دو نسل پلاژیوکلاز در آندزیت‌های منطقه مورد مطالعه، الف) تصویری از کانی پلاژیوکلاز که بخشی از آن سرسیتی شده در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

آلکالی‌فلدسپار: در اکثر نمونه‌ها فنوکریست‌های آلکالی‌فلدسپارها زیر ۵ درصد حجمی را تشکیل می‌دهد. بلورهای آلکالی‌فلدسپار به اشکال بی‌شکل تا نیمه شکل‌دار مشاهده شده است. در بعضی مقاطع ماکل کارلسباد در این بلورها دیده می‌شوند (شکل ۳-۳).



شکل ۳-۳- الف) تصویری از کانی آلکالی‌فلدسپار در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

هورنبلند: این کانی فراوان‌ترین کانی مافیک تشکیل دهنده در توده نیمه عمیق چاه موسی است. به لحاظ فراوانی این کانی بعد از پلاژیوکلاز قرار می‌گیرد. هورنبلندها به صورت فنوکریست در زمینه دانه‌ریز به اشکال، خودشکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شوند. اندازه نمونه‌های سالم به حداکثر ۲/۵ میلی‌متر می‌رسد. بلورهای هورنبلند حدود ۵ تا ۱۵ درصد حجمی سنگ را تشکیل داده است. در اکثر مقاطع این کانی به شکل بلورهای سوزنی با حواشی سوخته است و گاهی فقط قالب این کانی باقی مانده است (شکل ۳-۴). پدیده اپاسیتی شدن را می‌توان با بالا بودن فشار بخار آب و فوگاسیته اکسیژن در حین تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال بالا آمدن ماگما نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).

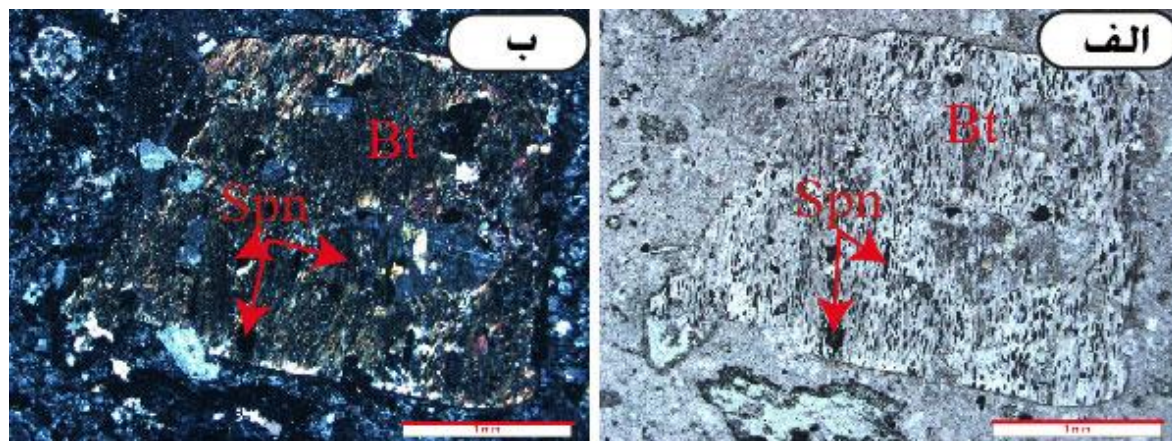


شکل ۳-۴- برش‌های طولی و عرضی کانی هورنبلند اپاسیته شده در توده نیمه عمیق چاه موسی. (الف) نور PPL؛ (ب) تصویر الف در نور XPL.

۳-۲-۲- کانی‌های فرعی

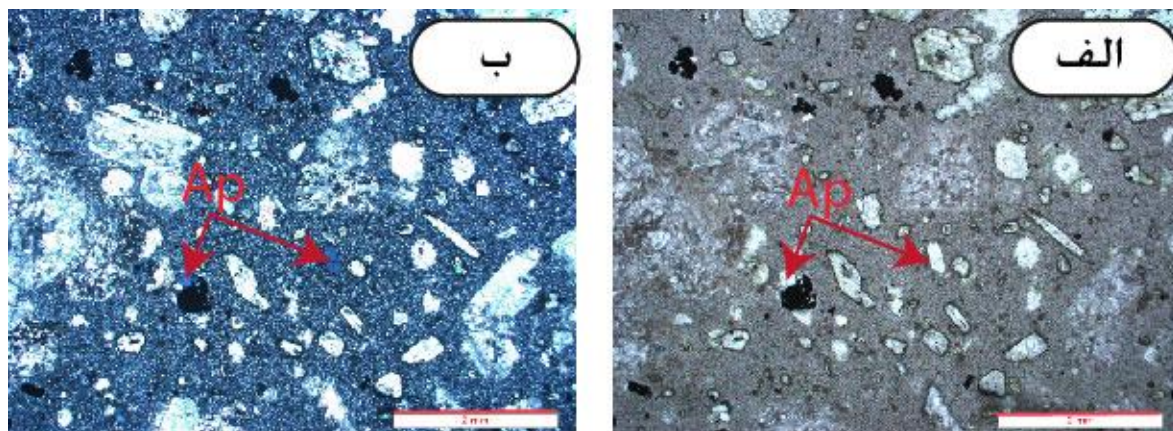
بیوتیت: یکی دیگر از درشت‌بلورهای این سنگ، بیوتیت‌های شکل‌دار تا نیمه‌شکل‌دار است. این کانی دارای یک دسته رخ موازی، رنگ قهوه‌ای، چندرنگی قهوه‌ای روشن تا تیره، بیرفرنژانس متوسط می‌باشد. فراوانی بیوتیت‌ها کمتر از هورنبلندها است. کانی بیوتیت به ابعاد ۲ میلی‌متر در حدود ۵ تا ۸ درصد مقاطع را

تشکیل می‌دهد. ایجاد کانی‌های تیتانیوم‌دار همانند اسفن در امتداد رخ‌های بیوتیت در اثر فرایند دگرسانی بیوتیت و با خروج عنصر تیتانیوم از ساختار این کانی است (شکل ۳-۵).



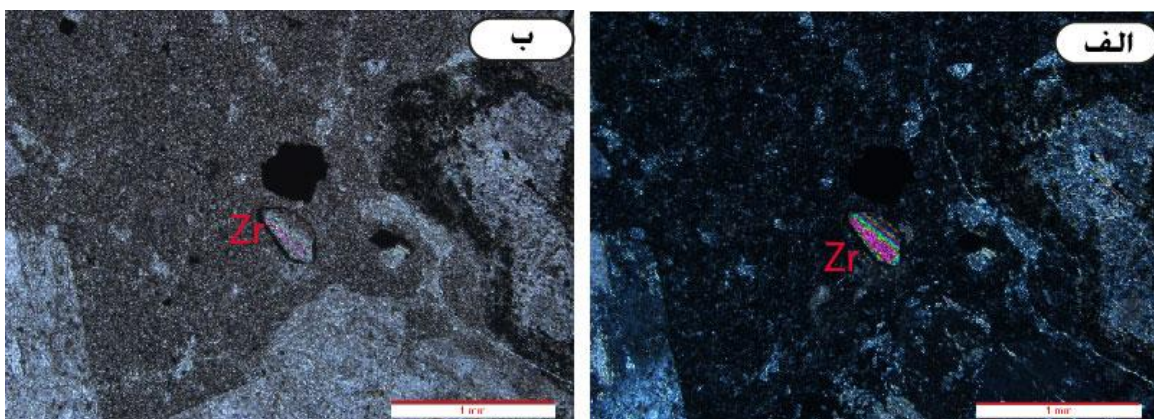
شکل ۳-۵- تصویری از بیوتیت خودشکل. الف) کانی تیتانیوم‌دار در امتداد رخ‌های بیوتیت تشکیل شده است (در نور PPL)؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

آپاتیت: حضور این کانی در سنگ‌های آندزیتی فراوان است. حدود ۳٪ حجم سنگ را تشکیل می‌دهد. این کانی به شکل منشورهای خودشکل تا نیمه‌شکل‌دار در زمینه سنگ و گاهی به صورت ادخال با اشکال سوزنی و کشیده شکل‌دار در بیوتیت‌ها و دیگر فنوکریست‌ها دیده می‌شود (شکل ۳-۶).



شکل ۳-۶- تصویری از کانی آپاتیت. الف) کانی آپاتیت در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

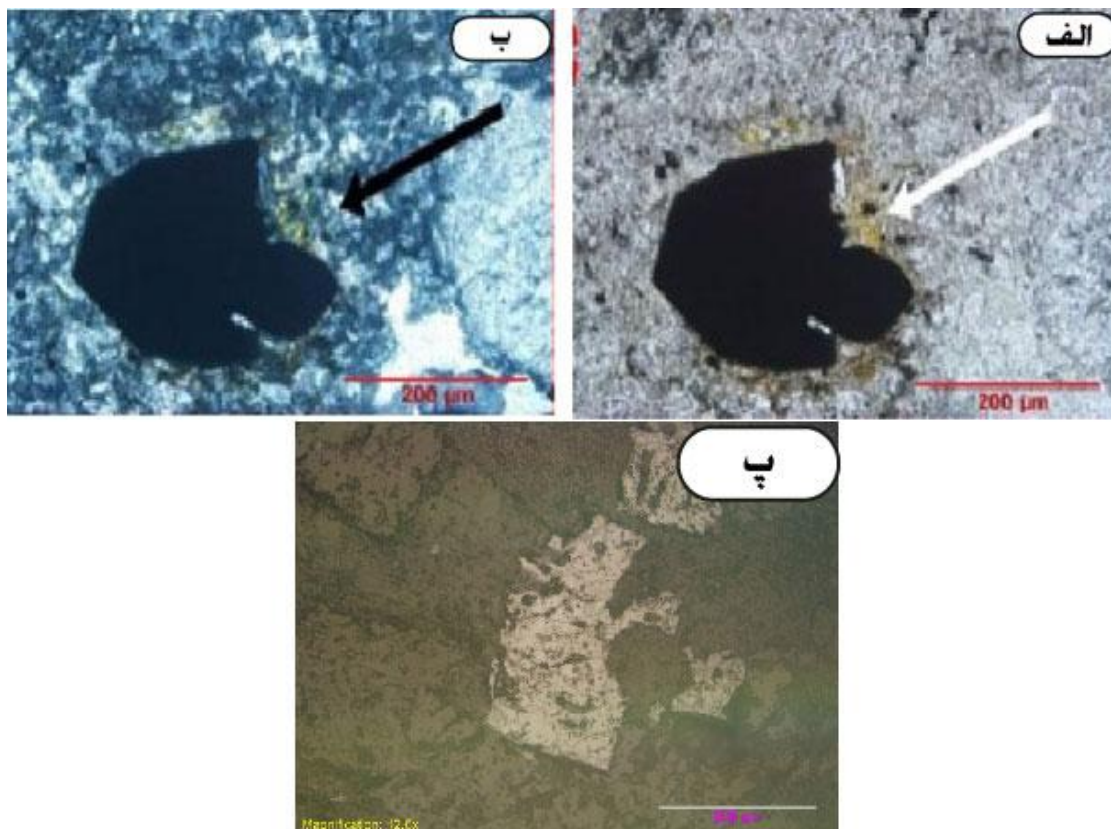
زیرکن: ابعاد این کانی نیمه خود شکل در حدود ۲۰ میکرومتر است. زیرکن به صورت اذخال در تعداد اندکی از مقاطع مشاهده می شود (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷- الف) تصویری از بلور زیرکن درون پلاژیوکلاز در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

منیتیت: حضور این کانی با استفاده از مطالعه نور انعکاسی مقاطع صیقلی تایید شده است. در نمونه های این سنگ، منیتیت ها به اشکال مربعی و به صورت خود شکل مشاهده می شود. ابعاد منیتیت کوچکتر از ۱

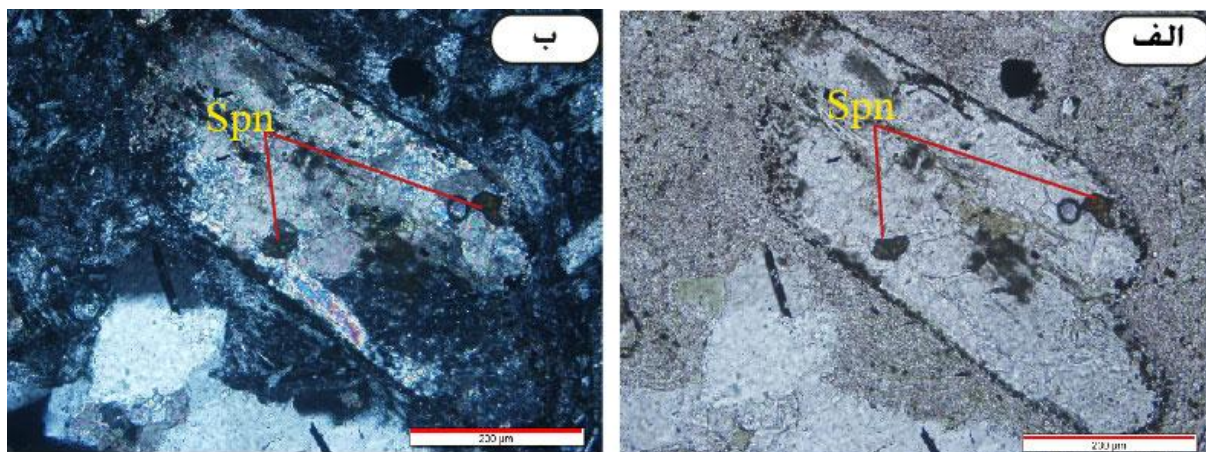
میلی متر است. این کانی در اثر فرایند مارتیتی شدن به هماتیت تبدیل شده است که این فرایند را می توان با وجود هاله های قرمز رنگ به اثبات رساند (شکل ۳-۸).



شکل ۳-۸- تصاویری از کانی های کدر در دایک منطقه چاه موسی. الف) کانی کدر در نور PPL؛ ب) کانی کدر در نور XPL؛ پ) کانی منیتیت در نور انعکاسی.

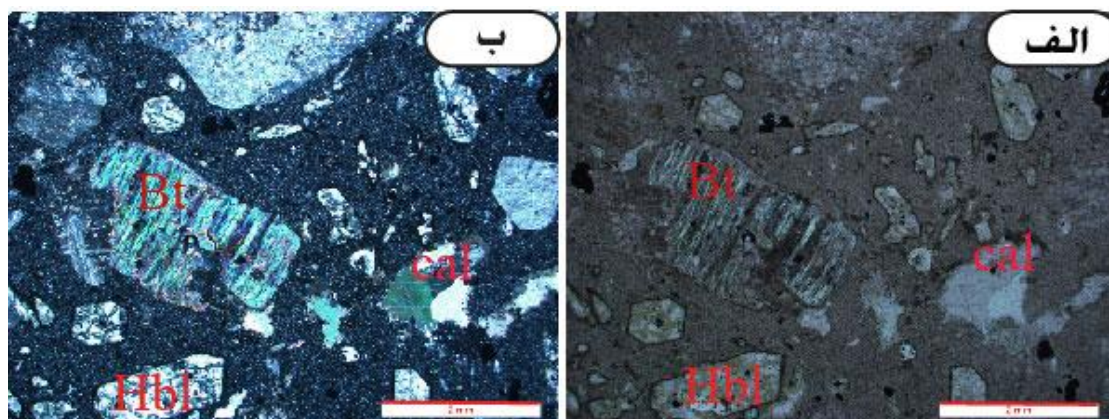
۳-۲-۳- کانی ثانویه

اسفن: حضور اسفن در مقاطع نازک منطقه چاه موسی معرف وجود مقادیر بالای Ti در ماگمای تشکیل دهنده این سنگ هاست. این کانی به صورت بی شکل، ثانویه و دانه ریز دیده می شوند (شکل ۳-۹).



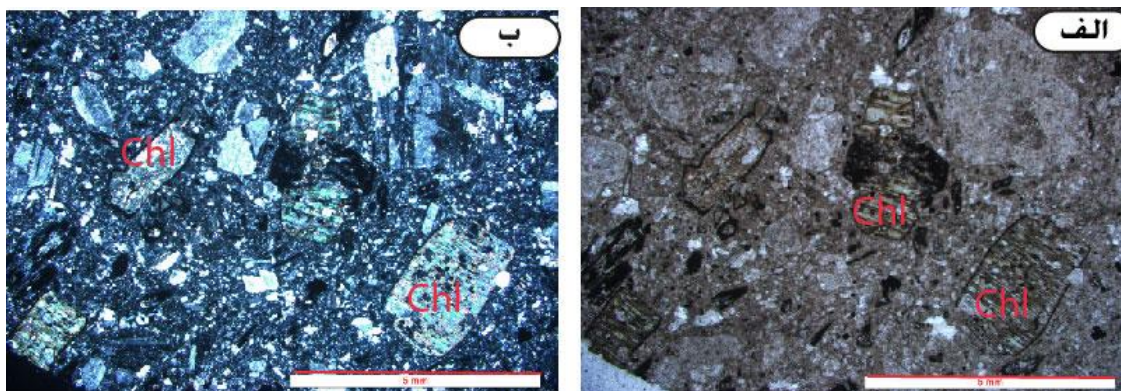
شکل ۳-۹- الف) تصویری از اسفن‌های بی‌شکل به صورت ادخال کانی هورنبلند در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

کلسیت: کلسیت در قالب کانی‌های دیگر به صورت سودومورف، لکه‌های پراکنده در زمینه سنگ و حتی به صورت رگچه نیز مشاهده شده است. کلسیت دارای برجستگی متغیر و بی‌رنگ و حدود ۵ تا ۱۰ درصد حجمی از سنگ را تشکیل می‌دهد (شکل ۳-۱۰).



شکل ۳-۱۰- الف) تصویر میکروسکوپی آندزیت حاوی کانی‌های پلاژیوکلاز، بیوتیت، هورنبلند و کلسیت در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

کلریت: شایع‌ترین دگرسانی بعد از کربناتی شدن، کلریتی شدن است. کلریت یک کانی آبدار است که هیچ‌گاه به طور مستقیم از ماگما متبلور نشده و حاصل دگرسانی گرمایی و یا درجات ضعیف دگرگونی است (گیل، ۲۰۱۰). غالباً این کانی بی‌شکل، دارای برجستگی پایین و چندرنگی سبز است. درصد حجمی اشغال شده توسط کلریت حدود ۳ تا ۵ درصد است. این کانی در اثر دگرسانی کانی‌های فرومنیزین ایجاد شده و در بعضی مقاطع در قالب کانی‌های بیوتیت و هورنبلند ظاهر می‌شود (شکل ۳-۱۱).



شکل ۳-۱۱ - کانی کلریت در قالب کانی بیوتیت. الف) تصویر کانی کلریت در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

۳-۳- پتروگرافی دایک مافیک (میکروگابرویی)

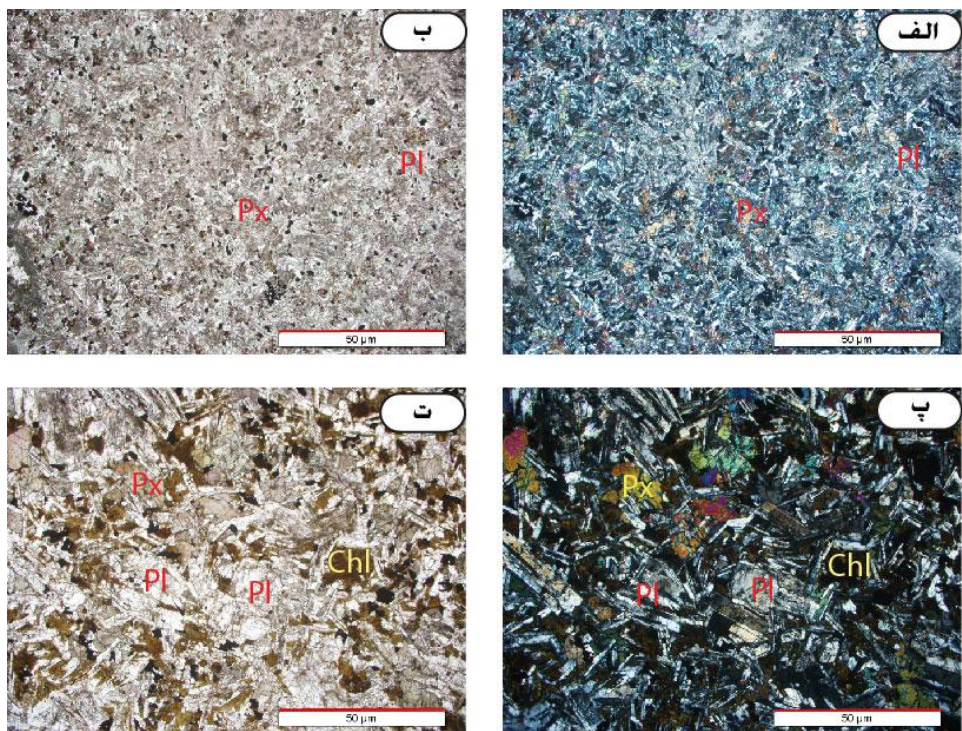
ترکیب این دایک میکروگابرویی می‌باشد و دارای بافت‌های غالب آفانتیک در حاشیه و میکروگرانولار در مرکز می‌باشد. بافت‌های دیگری مانند افیتیک، ساب افیتیک، اینترگرانولار و اینترسرتال نیز دارد. بافت افیتیک در سنگ‌های مافیک دانه ریز تا دانه متوسط، معمول است و اندازه بزرگ کانی‌های پیروکسن، از آنجا ناشی می‌شود که هسته‌سازی آن نسبت به پلاژیوکلاز به اندازه کافی نبوده است. تفسیر مشابهی برای بافت ساب‌افیتیک به کار می‌رود، که در آن پلاژیوکلاز به مقدار جزئی یا بخشی توسط پیروکسن در برگرفته شده باشد، بافت حاصل را ساب افیتیک گویند. ثابت شده این بافت عملاً بیانگر تبلور هم‌زمان

پلاژیوکلاز و پیروکسن است و به دلیل تفاوت‌های موجود در خواص تبلوری این دو کانی ایجاد می‌شود (گیل، ۲۰۱۰). تنها زمانی می‌توان گفت که بلورهای پلاژیوکلاز زودتر متبلور شده‌اند که این بلورها اولیه بوده و بعداً توسط بلورهای پیروکسن احاطه شده باشند. در مجموع می‌توان گفت که این بافت حاصل هسته‌بندی بیشتر بلورهای پلاژیوکلاز، در مقابل هسته‌بندی کمتر و نرخ رشد بیشتر بلورهای پیروکسن می‌باشد (ورنون^{۱۳}، ۲۰۰۴). در بخش‌هایی از این سنگ‌ها بافت ساب افیتیک نیز مشاهده شده است که درازای پلاژیوکلاز بیشتر از پیروکسن است. این بافت نشان‌دهنده سرد شدن ماگما در اعماق کم می‌باشد (شلی، ۱۹۹۳). از دیگر بافت‌های مشاهده شده، بافت اینترگرانولار است که نشان می‌دهد بعضی از پیروکسن‌های موجود در سنگ، پس از تبلور پلاژیوکلازها متبلور شده و فضای بین پلاژیوکلازها را پر کرده‌اند.

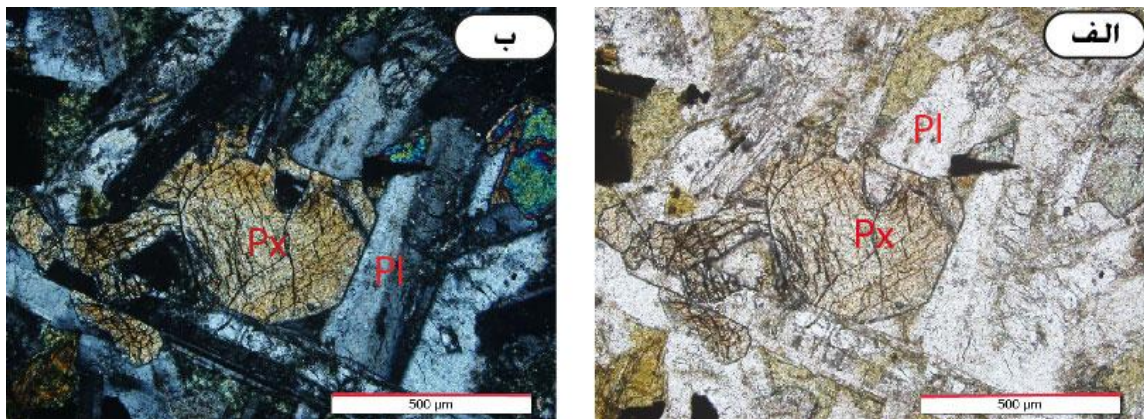
۳-۳-۱- کانی‌های اصلی

- پلاژیوکلاز: پلاژیوکلاز بارزترین و فراوان‌ترین کانی اصلی این دایک می‌باشد. این کانی دارای برجستگی پایین، غالباً شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار می‌باشد. همچنین دارای بیفرنژانس خاکستری سری اول و ماکل‌های تکراری و دوتایی-تکراری است. اندازه پلاژیوکلازها درحد ۱ میلی متر و کوچکتر می‌باشد. مطالعات دقیق پتروگرافی نشان می‌دهد که بلورهای پلاژیوکلاز در مرکز دایک دانه درشت‌تر هستند. همچنین پلاژیوکلازها در مرکز دایک بیشتر سرسیتی شده‌اند (شکل ۳-۱۲). در اکثر نمونه‌ها، بلورهای پلاژیوکلاز در داخل درشت‌بلورهای پیروکسن قرار دارند و منجر به تشکیل بافت‌های افیتیک و ساب افیتیک شده‌اند. این امر نشانگر تبلور زودتر پلاژیوکلاز و یا همزمان این دوکانی است. از دیگر بافت‌های رایج، اینترگرانولار می‌باشد (شکل ۳-۱۳).

¹³ Vernon

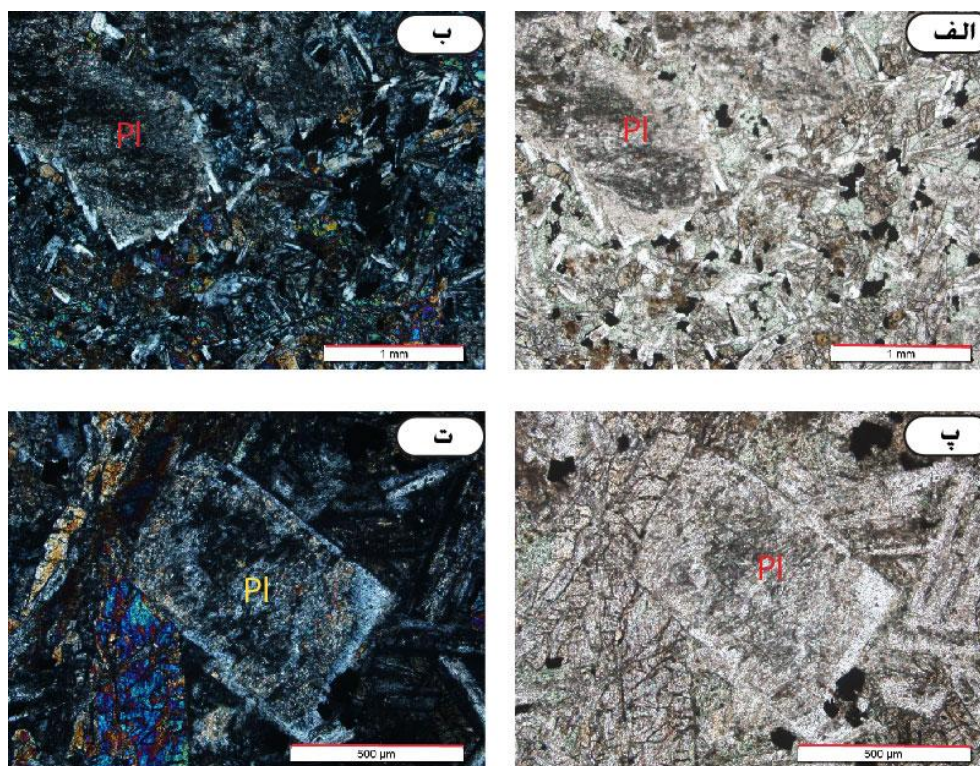


شکل ۳-۱۲- تصاویری از بخش‌های حاشیه و مرکز دایک میکروگابرویی چاه موسی، منعکس کننده تفاوت‌های موجود در اندازه بلورها. الف) تصویری از بافت آفانتیک و کانی‌های پلاژیوکلاز و پیروکسن از بخش حاشیه دایک در نور XPL؛ ب) تصویر الف در نور PPL؛ پ) تصویری از بافت میکروگرانولار و کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت و سرسیتی شدن پلاژیوکلاز از بخش مرکزی دایک در نور XPL؛ ت) تصویر پ در نور PPL.



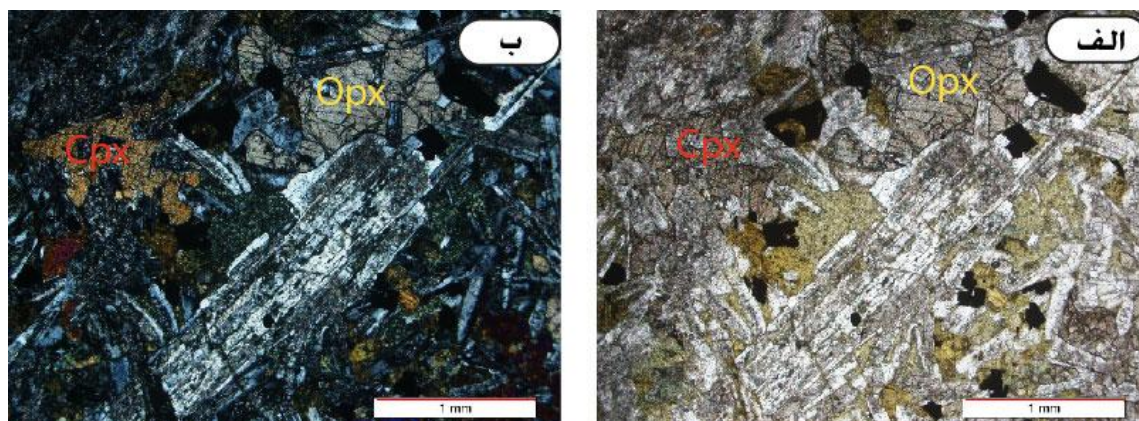
شکل ۳-۱۳- الف) نمایش بافت اینترگرانولار در دایک میکروگابرویی (نور PPL) که از حضور پیروکسن خودشکل در فضای بین پلاژیوکلاز به وجود آمده است؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

در طی فرایند دگرسانی منطقه‌بندی در پلاژیوکلازها از بین می‌رود. با ادامه فرآیند دگرسانی ماکل نیز در پلاژیوکلازها از بین خواهد رفت؛ زیرا به علت از دست دادن کلسیم در طی دگرسانی فضاهای خالی در شبکه بلورین ایجاد می‌شوند که با ورود یون‌های CO^{2-} و یون‌های دیگر، پلاژیوکلازها به کربنات و کانی‌های رسی تبدیل می‌شوند (کریم‌پور و سعادت، ۱۳۸۱). بر اساس مطالعات دقیق پتروگرافی مشخص شد که بیشترین سرسیتی‌شدن در مرکز پلاژیوکلازها است و حاشیه آلبیتی سالم و فاقد دگرسانی است. به عبارت دیگر در یک بلور پلاژیوکلاز، قسمت مرکزی آن نسبت به حاشیه محتوی آنورتیتی بالاتر داشته است. همچنین قسمت مرکز پلاژیوکلاز بیشتر مستعد دگرسانی به سرسیت می‌باشد. (شکل ۳-۱۴).



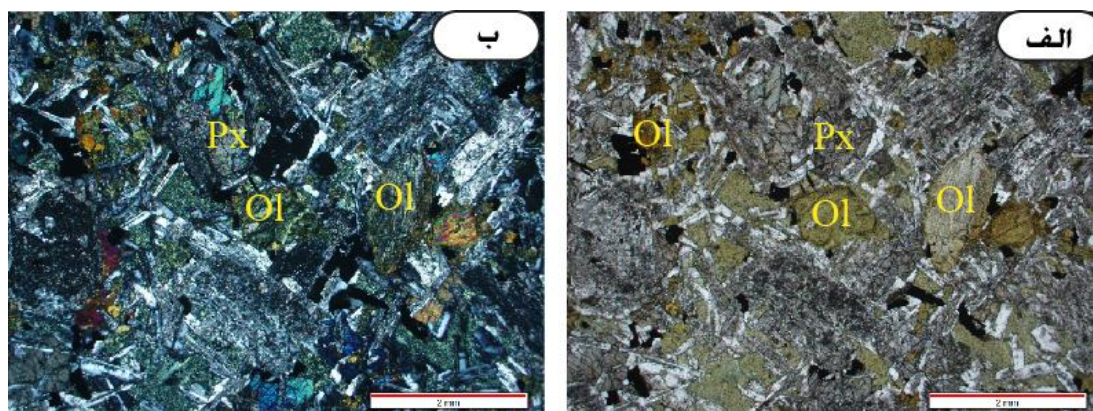
شکل ۳-۱۴- الف و پ) تصاویری از پلاژیوکلاز با غلاف آلبیتی در نور PPL؛ ب و ت) به ترتیب تصویر الف و پ در نور XPL.

- پیروکسن: فراوان‌ترین کانی مافیک سازنده این دایک است. با توجه به رنگ بیرفرنژانس و زاویه خاموشی، پیروکسن‌های مشاهده شده از دو نوع کلینوپیروکسن و ارتوپیروکسن می‌باشند (شکل ۳-۱۵). اندازه بلورهای پیروکسن در حد میلی‌متر است. این کانی به صورت خودشکل تا نیمه شکلدار و دارای برجستگی متوسط هستند. به طور کلی پیروکسن‌ها غالباً بی‌رنگ و فاقد چندرنگی‌اند ولی با توجه به چندرنگی کرم مایل به صورتی به نظر می‌رسد از نوع تیتان اوژیت باشد. کلینوپیروکسن‌ها کانی‌های مقاومی در برابر دگرسانی هستند، با استفاده از ترکیب آنها می‌توان نوع سری ماگمایی و نوع محیط تکتونیکی ماگمای سازنده آنها را مشخص نمود. وجود دو بافت اینترگرانولار و افیتیک در این سنگ‌ها نشان می‌دهد که در بخشی از این سنگ‌ها تبلور کلینوپیروکسن قبل از تبلور پلاژیوکلاز رخ داده است و در بخشی دیگر پلاژیوکلازها به صورت همزمان و یا قبل از کلینوپیروکسن متبلور شده‌اند (Leterrier et al., 1982).



شکل ۳-۱۵- الف) تصویری از کانی‌های ارتوپیروکسن و کلینوپیروکسن موجود در دایک منطقه چاه‌موسی در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

- الیوین: این کانی تقریباً بی‌شکل، اندازه آن در حد اندازه‌ی پیروکسن است. فراوانی الیوین در مقاطع نازک نسبت به پیروکسن خیلی کم و فقط در برخی از مقاطع از دایک مافیک وجود دارد. وجود شکستگی‌های هلالی و زیاد از جمله ویژگی شاخصی است که باعث شناخت الیوین از پیروکسن در مقاطع نازک شده است. این کانی برجستگی بالا داشته و در نور پلاریزه عادی، بی-رنگ است (شکل ۳-۱۶).



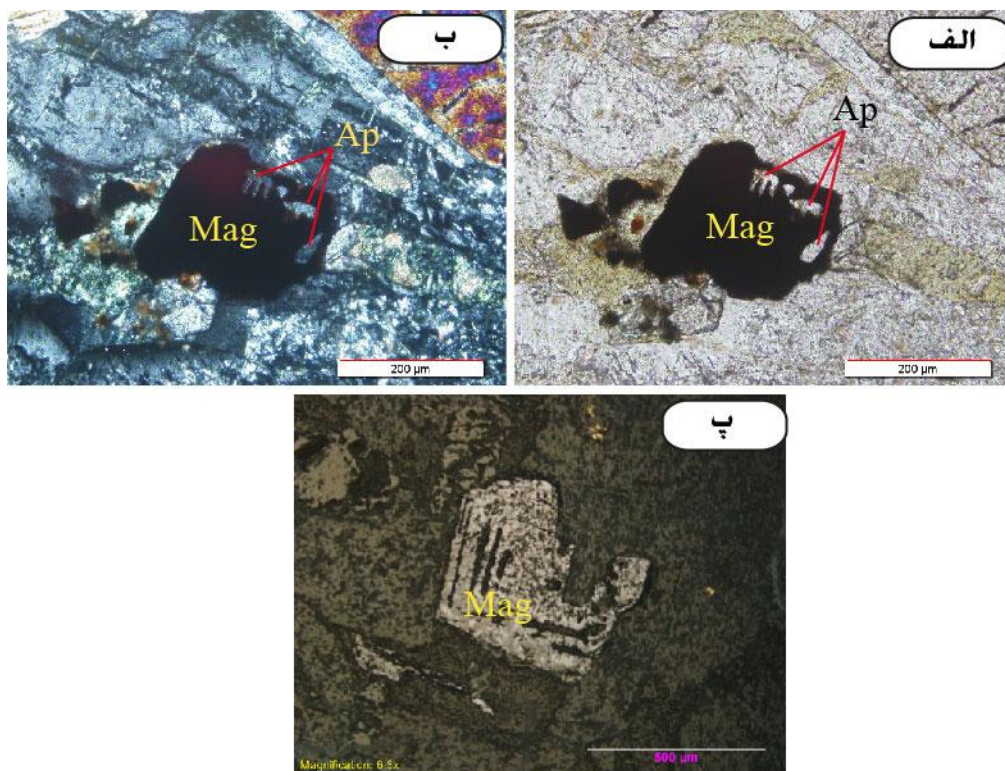
شکل ۳-۱۶- الف) تصویری از الیوین، پلاژیوکلاز و پیروکسن (نور PPL)؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

۳-۲-۳- کانی‌های فرعی

- اپک: این کانی از انواع شکل‌دار تا بی‌شکل تغییر می‌کند. اندازه آن‌ها در مرکز دایک بزرگتر و به صورت پراکنده و گاهی تجمعی دیده شده‌اند. فراوانی کانی‌های کدر در مرکز دایک زیاد، در صورتی که در حاشیه دایک مقدار آن کم است.

تشخیص کانی‌های کدر در مطالعات AMS حائز اهمیت است. با مطالعه مقاطع نازک- صیقلی، حضور منیتیت تایید می‌کند. منیتیت به صورت اولیه و با بافت اسکلتی و حالت لخته‌ای و یا دانه‌های دارای حاشیه هلالی شکل مشاهده شده است (شکل ۳-۱۷). منیتیت از کانی‌های فرو مغناطیس و گاهی اطراف

منیتیت‌ها هاله ی قرمز رنگ مشاهده شده که احتمال هماتیستی شدن زیاد است. حضور منیتیت حاکی از فوگاسیته بالای اکسیژن در زمان تشکیل این سنگ‌هاست.

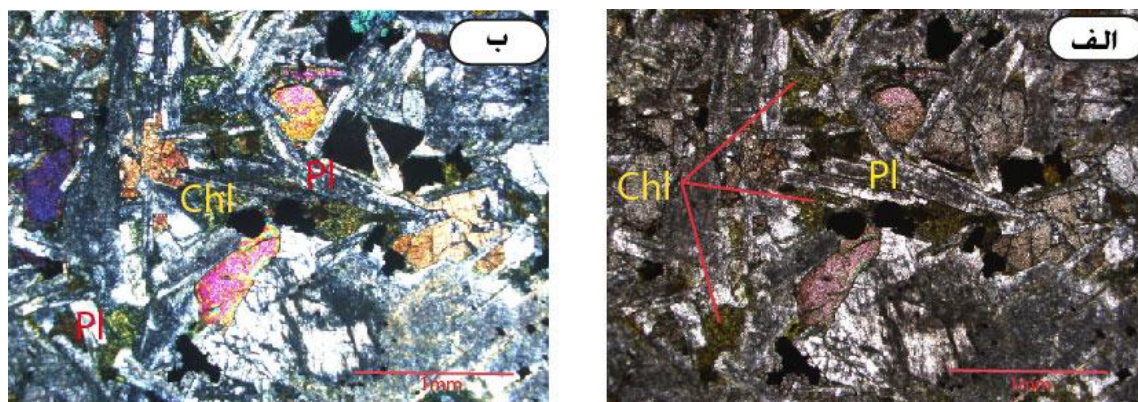


شکل ۳-۱۷- الف) کانی منیتیت در مقطع نازک همراه با اذخال آپاتیت در نور PPL. ب) تصویر الف در نور XPL؛ پ) کانی منیتیت در مقطع نازک-صیقلی.

- آپاتیت: آپاتیت به شکل بلورهای منشوری خودشکل تا نیمه شکل‌دار دیده می‌شود. با توجه به شکل ۳-۱۷، کانی آپاتیت به صورت اذخال در کانی‌های کدر وجود دارد که این بیانگر تقدم زمان تشکیل این کانی نسبت به کانی دربرگیرنده آن (کدر) می‌باشد.

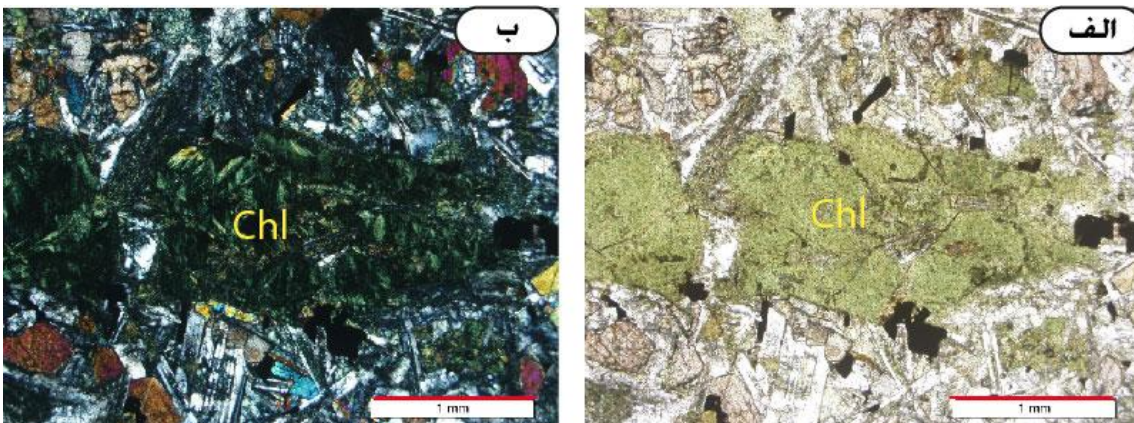
۳-۳-۳- کانی‌های ثانویه

- کلریت: فراوان‌ترین کانی حاصل از دگرسانی کانی‌های مافیک، کلریت است و از دگرسانی پیروکسن در این سنگ‌ها حاصل شده است. کلریت هم به صورت کانی ثانویه در فضای بین پلاژیوکلازها قرار گرفته و بافت اینترسرتال را ایجاد نموده است (شکل ۳-۱۸).



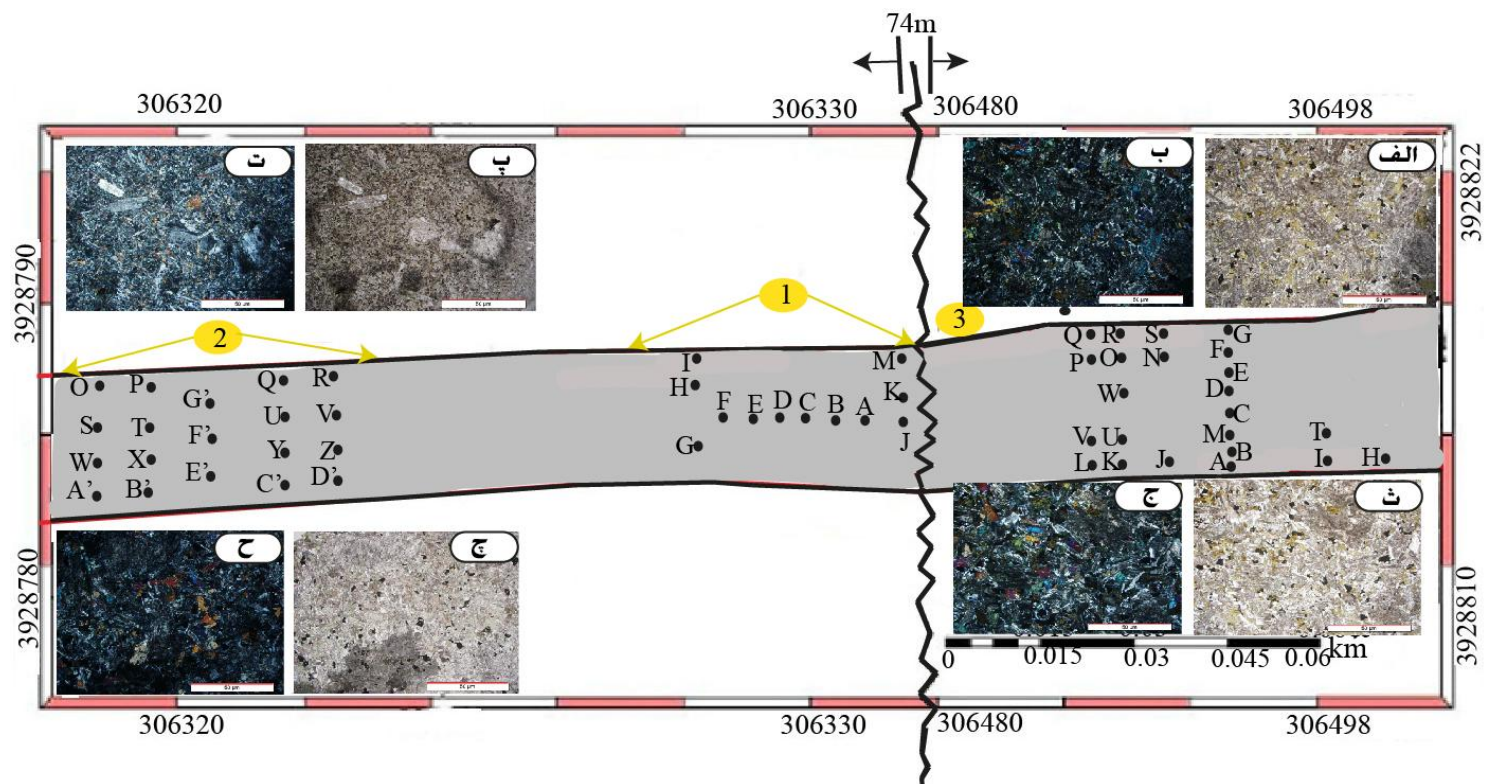
شکل ۳-۱۸- کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن، کلریت و اپک مشاهده شده در دایک میکروگابرویی منطقه چاه موسی. الف) بافت اینترسرتال در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

در این دایک گابرویی، فرآیند کلریتی شدن با شدت متفاوت مشاهده می‌شود. به طور کلی کلریت‌ها در اثر آزادسازی عناصر مورد نیاز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار ایجاد شده است. کلریت‌ها غالباً بی‌شکل بوده، برجستگی کم و چندرنگی سبز دارد. شکل ۳-۱۹، تبدیل شدن کانی پیروکسن به کلریت را نشان می‌دهد.



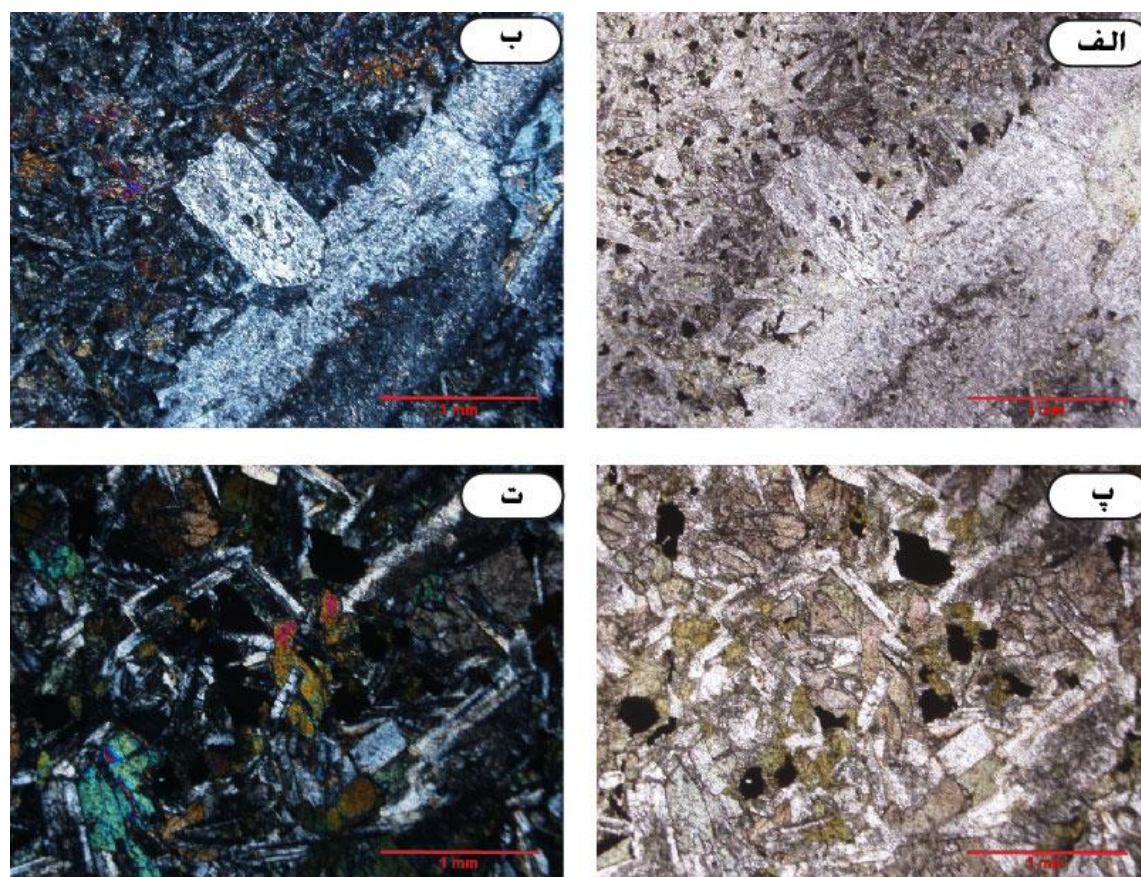
شکل ۳-۱۹- کانی‌های پلاژیوکلاز، پیروکسن و کلریت در دایک مافیک چاه‌موسی. الف) کانی کلریت در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL.

مقایسه مقاطع مختلف میکروسکوپی مطالعه شده از بخش‌های مختلف دایک نشان می‌دهد، نه تنها تفاوت‌هایی از نظر اندازه بلور، درجه و دگرسانی و فراوانی کانی‌های اپک به چشم می‌خورد، بلکه تغییر در کانی‌شناسی و ماهیت بافتی از مرکز به حاشیه دایک نیز وجود دارد. شکل ۳-۲۰ برخی از مهم‌ترین این تفاوت‌ها به نمایش گذاشته شده است.



شکل ۳- ۲۰- تفاوت‌های موجود در بافت، کانی‌شناسی و دگرسانی موجود در حاشیه و مرکز دایک میکروگابرویی چاه‌موسی (در این تصویر جهت نشان دادن همه ایستگاه‌ها، بخشی از دایک که در حد فاصل بخش ۱ و ۳ بوده، حذف شده است). الف) حاشیه بخش ۳ (ایستگاه J) در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL؛ پ) حاشیه بخش ۲ (ایستگاه P) در نور PPL؛ ت) تصویر پ در نور XPL؛ ث) مرکز بخش ۳ (ایستگاه D) در نور PPL؛ ج) تصویر ث در نور XPL؛ چ) مرکز بخش ۲ (ایستگاه F) در نور PPL؛ ح) مرکز بخش ۲، همان ایستگاه در نور XPL.

همچنین از نظر دگرسانی، پلاژیوکلازها سرسیتی شده‌اند و درجه دگرسانی در این دو بخش (۱ و ۲)، از مرکز به سمت حاشیه شمالی نسبت به حاشیه جنوبی بیشتر است (شکل ۳-۲۱). شدت دگرسانی بخش ۳ بیشتر از بخش‌های ۱ و ۲ است و در حاشیه دایک بخش ۳، کلریتی و سرسیتی‌شدن غالب است. فراوانی کانی‌های اپک بخش‌های ۱ و ۲ در حاشیه دایک کمتر از مرکز آن است در حالی که در بخش ۳ برعکس بخش‌های ۱ و ۲ می‌باشد.



شکل ۳-۲۱- شواهدی از حضور دگرسانی کلریتی و سرسیتی در بخش ۲ دایک مافیک منطقه چاه موسی. الف) ایستگاه P در حاشیه شمالی دایک در نور PPL؛ ب) تصویر الف در نور XPL؛ پ) تصویری از ایستگاه E' در مرکز دایک در نور PPL؛ ت) تصویر پ در نور XPL.

۳-۴- نتایج حاصل بررسی‌های پتروگرافی

پس از بررسی‌های پتروگرافی و مطالعات مقاطع تهیه شده از دایک منطقه چاه موسی مشخص شد که ترکیب اصلی این دایک گابرو تا میکروگابرو بوده و دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن، الیوین و کانی فرعی منیتیت و کانی ثانویه کلریت می‌باشند. این سنگ دارای بافت‌های غالب افیتیک، میکروگرانولار و دلریتی است. در حاشیه دایک، کانی‌ها بسیار کوچک هستند (کوچکتر از یک میلیمتر) و بافت آفیری دارند. بخش‌های مرکزی این دایک دارای بافت پورفیری هستند و از بلورهای خود شکل تا نیمه شکلدار پلاژیوکلاز در یک زمینه ساب افیتیک قرار گرفته اند. در حاشیه دایک، میکروفنوکریستهای خودشکل پلاژیوکلاز در یک زمینه بسیار دانه ریز تا شیشه‌ای قرار دارند.

مقایسه اندازه بلورها، فراوانی کانی‌های کدر و درصد دگرسانی در حاشیه و مرکز دایک مافیک منطقه چاه موسی نشان می‌دهد که (جدول ۳-۲۲)، اندازه بلورها در مرکز بخش‌های شماره ۱ و ۳ بزرگتر از حاشیه دایک است. این موضوع به دلیل اثر بگنولد می‌باشد، که باعث می‌شود یک ماگمای غنی از درشت بلور در مرکز و یک ماکمای فقیر از بلور در حاشیه دایک قرار گیرد.

فراوانی کانی‌های کدر در بخش شماره ۳ دایک مافیک منطقه چاه موسی، در حاشیه زیاد و به سمت مرکز کم می‌شود در حالی که در بخش‌های شماره ۱ و ۲ طیف یکسانی از فراوانی از حاشیه به مرکز دایک را دارند و در حاشیه غالباً کمتر از مرکز دایک است.

در دایک‌های دلریتی (میکروگابرویی)، فراوانی نسبی و ابعاد کانی‌های اکسیدی به نرخ سردشدن بر می‌گردد. از سوی دیگر ضخامت دایک با نرخ سردشدن رابطه عکس دارد. یک افزایش زمانی برای به تعادل رسیدن فازها لازم است، بنابراین در حاشیه دایک نسبت به مرکز آن، دانه‌های منیتیت کوچکتر دیده می‌-

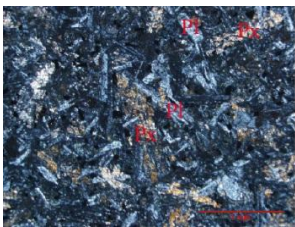
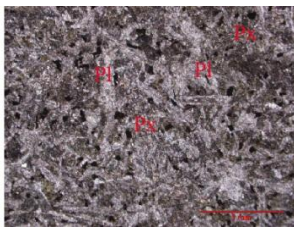
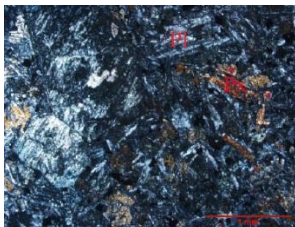
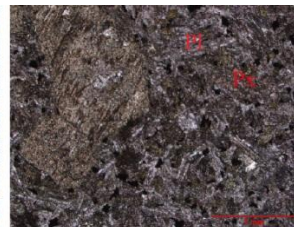
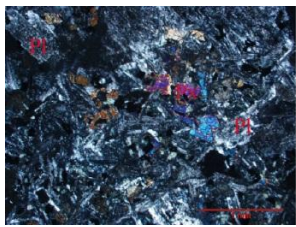
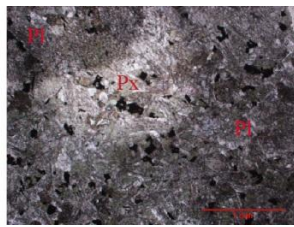
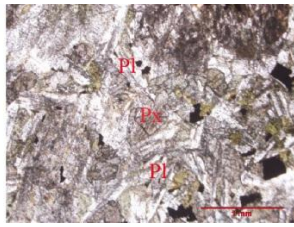
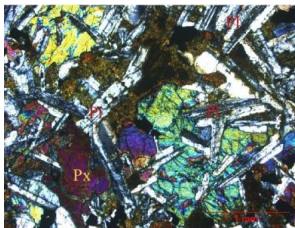
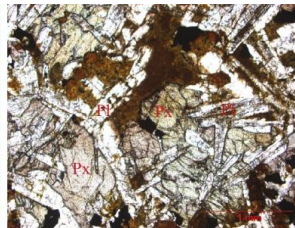
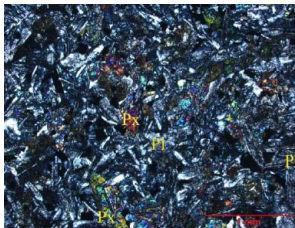
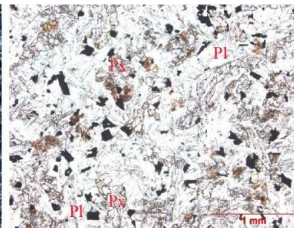
شود. اختلاف در اندازه دانه‌ها می‌تواند تابعی از نرخ سردشدگی و شرایط احیایی باشد. این روند در بسیاری

دایک‌ها از حاشیه به مرکز مشاهده شده است (سیلوا^{۱۴} و همکاران، ۲۰۰۸).

علاوه بر دگرسانی کلریتی در این دایک، سرسیتی شدن نیز دیده می‌شود. شدت کلریتی شدن در بخش

شماره ۳ بیشتر از بخش‌های دیگر است. درصد کلریتی و سرسیتی‌شدن در حاشیه دایک مافیک هر ۳

بخش بیشتر از مرکز دایک است.

بخش ۱			
مرکز دایک		حاشیه دایک	
			
بخش ۲			
مرکز دایک		حاشیه دایک	
			
بخش ۳			
مرکز دایک		حاشیه دایک	
			

شکل ۳-۲۲- مقاطع میکروسکوپی در نور PPL و XPL بیانگر تفاوت در بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی چاه موسی.

¹⁴ Silva

فصل چهارم

روش فابریک مغناطیسی

۴-۱- مقدمه

تاکنون پتروگرافی، ژئوشیمی، پترولوژی و توده‌های نفوذی مورد توجه بسیاری از محققین زمین‌شناس، قرار گرفته است، اما مطالعات زیادی جهت بررسی ساز و کار جایگیری و نحوه توزیع مذاب در دایک‌ها از جمله مسائلی است که کمتر مورد توجه قرار گرفته است. در این تحقیق از روش بررسی ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی^{۱۵} (Anisotropy of Magnetic Susceptibility) جهت اندازه‌گیری پارامترهای فابریک مغناطیسی دایک مافیک منطقه چاه‌موسی استفاده شده است. فابریک در حقیقت، آرایش هندسی و چیدمان فضایی کانی‌ها در سنگ‌های آذرین، دگرگونی و رسوبی می‌باشد.

امروزه روش AMS برای تشخیص فابریک در طیف گسترده‌ای از سنگ‌ها از جمله مجموعه سنگ‌های رسوبی و آذرین و حتی دگرگونی استفاده می‌شود (هرودا^{۱۶}، ۱۹۸۲؛ تارلینگ^{۱۷} و هرودا، ۱۹۹۳).

اغلب مطالعات AMS روی سنگ‌های دگرشکل شده‌ای متمرکز گردیده است که فابریک‌های سنگی آنان به طور قابل ملاحظه‌ای ناهمگن است (گراهام، ۱۹۵۴). اخیراً عمده مطالعات AMS روی سنگ‌های گرانیتی متمرکز شده است و پیشرفت‌های قابل ملاحظه‌ای در زمینه جایگیری توده‌های گرانیتی و تعیین انواع گرانیت‌ها صورت گرفته است (رومن بردیل^{۲۲} و همکاران، ۱۹۹۸).

روش AMS به اندازه‌گیری پارامترهایی می‌پردازد که منعکس کننده فابریک مغناطیسی سنگ‌هاست. این روش، روشی جدید، سریع، قابل اعتمادتر نسبت به روش‌های قدیمی (پتروفابریک)، جهت تعیین مکانیسم جایگیری توده‌های نفوذی کاربرد گسترده‌ای پیدا کرده است. به کمک روش AMS می‌توان بر گوارگی و خطوارگی مغناطیسی در سنگ‌هایی که در نمونه دستی و صحرایی فاقد بر گوارگی و خطوارگی قابل رویت هستند، مشخص نمود (رومن- بردیل و همکاران، ۱۹۹۸).

¹⁵ AMS

¹⁶ Hrouda

¹⁷ Tarling

²² Borradaile

استفاده از AMS برای تعیین جهت جریان در دایک برای اولین بار توسط خان (۱۹۶۲) به رسمیت شناخته شد، اگر چه رابطه بین جریان و داده AMS مبهم بود چرا که دایک اندازه‌گیری شده توسط وی به شدت دگرگون بود. درون دایک ممکن است داده‌های مهمی در مورد انتشار ماگما، مسیر جریان و فشار ناشی از نیروهای محرک مغناطیسی باشد. مورد برجسته‌ی دیگر در دایک‌ها برای هماهنگی فنوکریست-های فلدسپات و زینولیت‌ها، پدیده‌ای است که برای بسیاری از سال‌ها به رسمیت شناخته شده است (نایت و واکر^{۲۵}، ۱۹۸۸). به نظر می‌رسد جهت‌گیری ذرات در یک ماگما که پس از تبلور کاملاً توسط جریان انعطاف پذیر از توقف ماگمایی کنترل شده است (شلی^{۲۶}، ۱۹۸۸).

جریان ماگما در بین شکستگی‌ها تاثیر زیادی به بحث استقرار مذاب سیلیکاته در لیتوسفر دارد (سیلوا، ۲۰۰۸). در بیشتر موارد این نحوه جریان را نمی‌توان با استفاده از روش‌های زمین‌شناسی عادی ارزیابی کرد، بلکه جهت‌یابی کانی‌ها عاملی برای تعیین جهت جریان ماگما باشد (لیستر و کر^{۲۷}، ۱۹۹۹؛ ارنست^{۲۸} و همکاران، ۱۹۹۵). گاهی سنگ‌های مغناطیسی اولیه به یکسری سنگ‌های ثانوی با درجات مختلفی از دگرسانی و کانی‌ها تحت تاثیر متاسوماتیسم قرار می‌گیرند. تاثیر فرایند متاسوماتیسم با درجات متفاوت بر روی مجموعه کانی‌های اصلی در نمونه‌ها با استفاده از روش AMS مورد بررسی قرار می‌گیرد.

اساس کارهای AMS انجام شده توسط پیونر^{۲۹} در ۳ مورد خلاصه می‌شود (تاپیا^{۳۰} و همکاران، ۲۰۰۹): اندازه محورهای اصلی پذیرفتاری به طور مستقیم با محورهای بیضوی معرف بهترین شکل ابعاد فیزیکی کانی متناسب است. ۲- جهت جریان می‌تواند معرف محور پذیرفتاری مغناطیسی بزرگ (K_1) باشد. ۳- فابریک کانی‌های دیگر در طول گسترش دایک در هنگام حرکت ماگما ثابت می‌ماند.

²⁵ Knight and walker

²⁶ Shelly

²⁷ Lister&Kerr

²⁸ Ernst

²⁹ Pionner

³⁰ Tapia

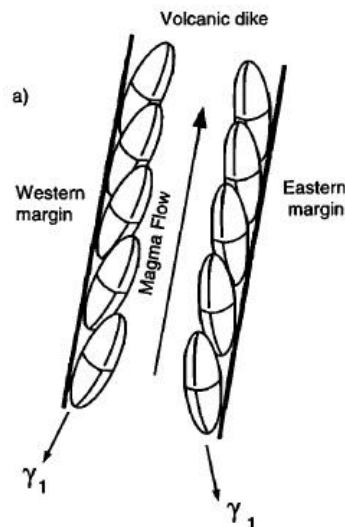
اولین اساس برای بسیاری از کانی‌ها درست می‌باشد (نای^{۳۱}، ۱۹۶۰)، اما در چند مورد قابل توجه در زمینه منیتیت سنگ‌های آذرین در این محدوده نادرست است. به همین دلیل، مشخص شد که به طور کلی برخی از اندازه گیری‌های دیگر خواص مغناطیسی نیاز به تفسیر عمیق از AMS در دایک‌ها دارد. اساس دوم، پس از بررسی‌های برجسته نایت و واکر (۱۹۸۸) در دایک آتشفشان Ko'olau، فرض بر این است که حداکثر محور پذیرفتاری یا k_{max} ، به موازات جهت جریان در هر مورد باشد. اساس سوم توسط کارهای اصلی AMS دایک‌ها ساخته شده است که اساساً فابریک باقی‌مانده کانی‌ها در طول گسترش سراسر دایک در هنگام حرکت ماگما ثابت می‌ماند را رسیدگی و مطرح می‌کند. با این وجود پس از این اساس‌ها، اگر جریان در شرایط عادی رخ داده باشد، جهت‌گیری ثابت فابریک در نظر گرفته شده، به همان اندازه نیز در طول گسترش سراسر دایک گسترش می‌یابد (تاپیا و همکاران، ۲۰۰۹). در فابریک‌های غیرعادی اگر K_1 عمود بر دیواره دایک باشد، ماگما ثابت و اگر K_1 به موازات دایک و K_3 عمود بر دیواره دایک باشد، ماگما در حال حرکت است (سیلوا، ۲۰۰۸).

تاریخچه روش AMS در مورد سنگ‌های آذرین، به ویژه دایک، در تاپیا (۲۰۰۱) و یا مقاله تارلینگ و هرودا (۱۹۹۳) آورده شده است. در مقاله‌های نایت و واکر (۱۹۸۸) اصولی که توسط آن جهت جریان را در دایک می‌توان با استفاده از ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) تعیین کرد، آورده شده است. زمانی که ماگما در دایک جریان دارد، ذرات (احتمالاً درشت بلورهای اکسید آهن - تیتانیوم) به شکل کشیده، (شکل ۴-۱)، در حاشیه سرد شده امتداد دارند. بنابراین حداکثر پذیرفتاری مغناطیسی، در امتداد محور طویل بلورها می‌باشد (تاکس^{۳۲} و همکاران، ۱۹۹۸). شکل ۴-۱، جریان ماگما تحت یک رژیم تنشی در دیواره دایک‌ها است. این عملکرد یک جهت‌یابی ترجیحی از شکل کانی‌ها را ایجاد می‌کند که اگر زاویه‌ای تا ۳۰ درجه نسبت به جریان بسازد (بلانچارد و همکاران، ۱۹۷۹؛ بوشه، ۱۹۸۸؛ گومز و همکاران،

³¹ Nye

³² Tauxe

(۲۰۰۱)، فابریک مغناطیسی ایجاد شده عادی می‌باشد و نشان‌دهنده جریان ماگما است. اگر زاویه ایجاد شده نسبت به دیواره دایک زیاد باشد، فابریک را غیرعادی گویند. از دلایل ایجاد فابریک‌های غیرعادی، به آشفته‌گی‌های بعد از جایگیری که به واسطه توسعه فابریک‌های ثانویه است، می‌تواند مکانیکی (تکتونیک)، شیمیایی (دگرگونی یا دگرسانی) و یا حضور ذرات منیتیت SD نسبت دهند (پارک و همکاران، ۱۹۸۸؛ پاتر و استیفنسون^{۳۳}، ۱۹۸۸؛ راپوسو^{۳۴} و همکاران، ۲۰۰۴).



شکل ۴-۱- نمایی از تفسیر جهت جریان در دایک‌ها با استفاده از شکل بلورها در حاشیه دایک (نایت و واکر، ۱۹۸۸)، برگرفته از تاکس و همکاران ۱۹۹۸.

نمونه‌ها در سه جهت Z، X، Y در دستگاه مغناطیس‌سنج قرار می‌گیرند و می‌توان میزان خودپذیری مغناطیسی آن‌ها را اندازه‌گیری کرد البته نه در جهات واقعی قرارگیری نمونه در زمین. بنابراین در حین

³³ Potter & Stephenson

³⁴ Raposo

نمونه‌برداری در صحرا باید شیب و جهت شیب نمونه‌ها برداشت شود قبل از اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی، این مقادیر به نرم‌افزار داده می‌شود. دستگاه بر طبق پیش فرض‌های نرم‌افزاری خاصی که برای آن مطرح شده است، شیب و جهت شیب اندازه‌گیری شده را مبنا قرار داده و در نهایت میزان حساسیت مغناطیسی نمونه را متناسب با وضعیت قرارگیری واقعی نمونه در زمین به کاربر ارائه می‌دهد.

۴-۲- روش نمونه برداری

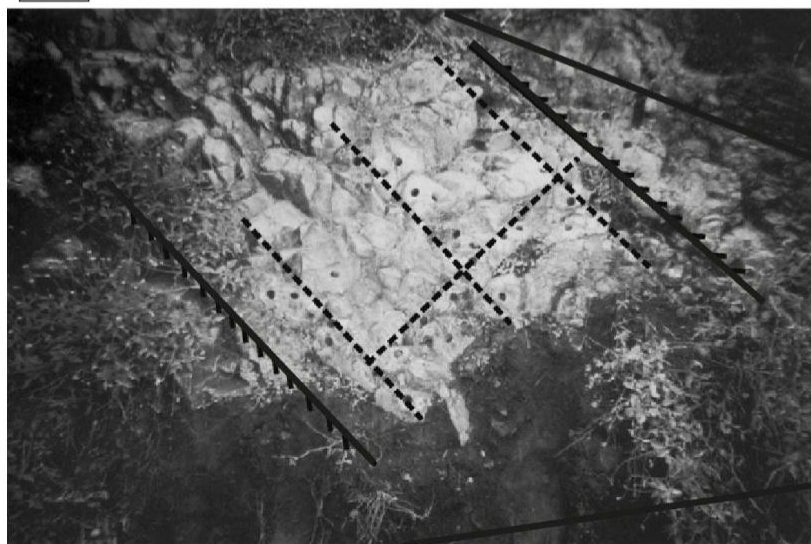
مطالعه فابریک‌های مغناطیسی به روش AMS نیازمند نمونه‌برداری خاصی می‌باشد و با سایر توده‌های نفوذی متفاوت است. ابتدا یک شبکه نمونه‌برداری اولیه برای دایک‌ها طراحی می‌شود. یکی از موارد مهم در نمونه‌برداری دایک‌ها نحوه رخنمون آن می‌باشد. شکل ۴-۲ نمونه‌گیری سیستماتیک روی دو دایک از مجموعه دایک Ko'olau در O'ahu، به منظور تعیین جهت جریان ماگما را نشان می‌دهد. همانطور که در این تصاویر مشخص است بهترین ایستگاه‌های حفاری شده، در امتداد حواشی دایک و یک یا چند پروفیل عمود بر آنها می‌باشد تا از بخش‌های مختلف یک دایک بتوان الگوی فابریک را بدست آورد.

نمونه‌برداری در طی ۳ مرحله بازدید اولیه، در مجموع به مدت ۶ روز در شهر یور، مهر و آذر ماه ۱۳۹۵ انجام شد. در دایک مورد مطالعه یک الگوی سیستماتیک توزیع نمونه‌برداری طراحی و از سه بخش مختلف دایک مافیک و در امتداد پروفیل‌های مختلف نمونه‌برداری انجام شده است. در این نمونه‌برداری سعی شده است که در هر بخش فاصله تقریبی بین ایستگاه‌های نمونه‌برداری، ۲۰ تا ۳۰ سانتی‌متر باشد. فواصل بخش‌های مختلف نمونه‌برداری در سراسر طول دایک با توجه دسترس بودن و سالم بودن آن، انتخاب شده است.

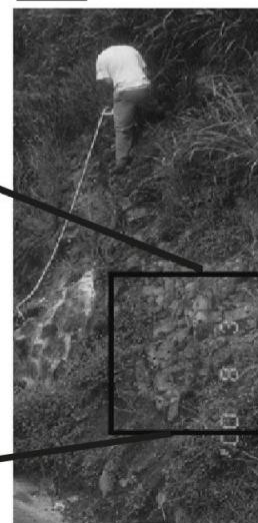
الف



ب.

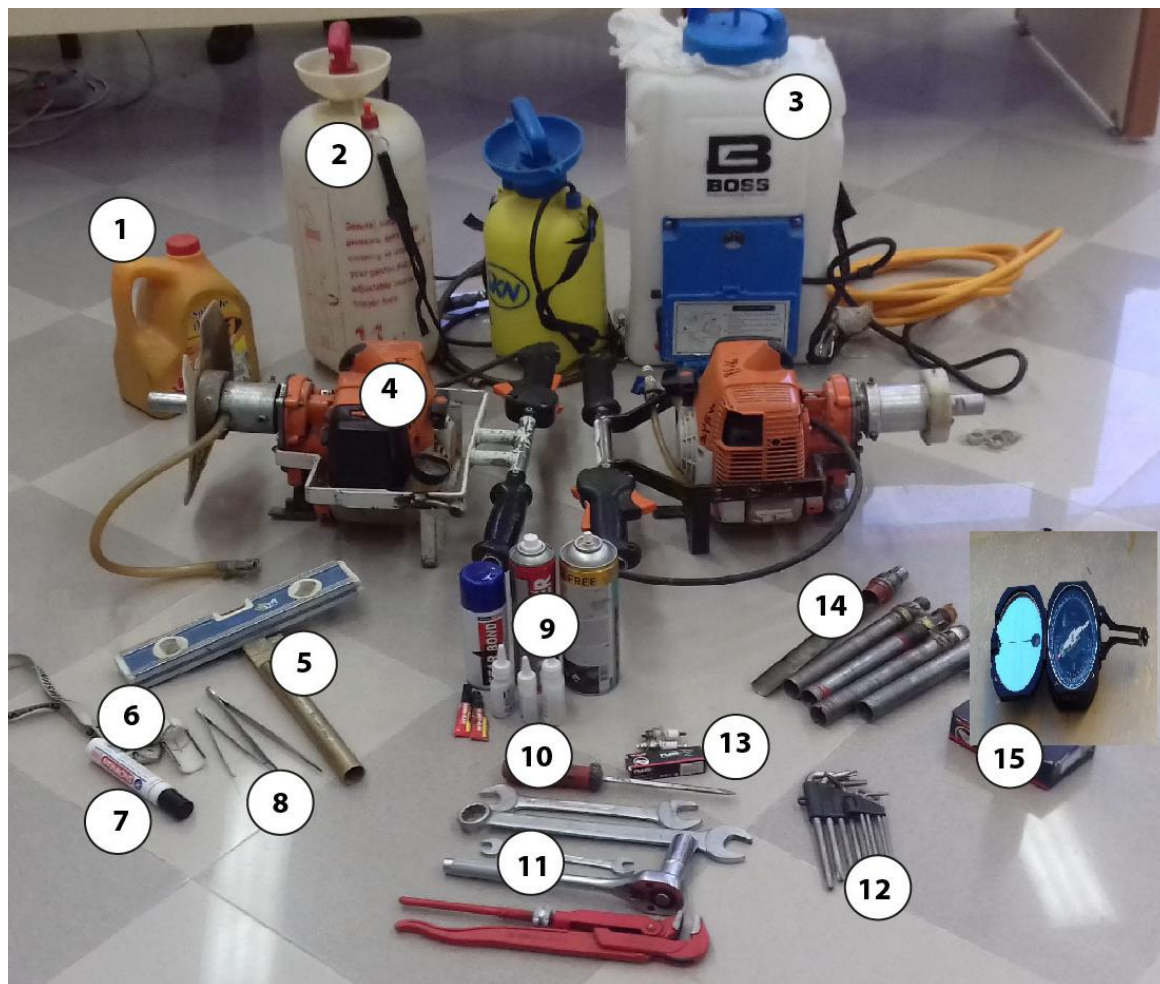


ب.



شکل ۴-۲- روش صحیح نمونه برداری جهت انجام مطالعات فابریک مغناطیسی دایک‌ها. این تصاویر معرف دایکی از مجموعه دایک Ko'olau در O'ahu می‌باشد که جهت تعیین جهت جریان ماگما نمونه برداری شده است (تاپیا و همکاران، ۲۰۰۹). خط چین‌ها مسیرهای برداشت مغزه‌ها را به موازات حواشی و یک یا چند پروفیل عمود بر آن‌ها را نشان می‌دهد.

شکل ۳-۴ وسایل مورد نیاز جهت بازدید صحرایی و برداشت نمونه‌های جهت‌دار را نشان می‌دهد. اسامی این وسایل در جدول ۱-۴ لیست شده است. نمونه‌های جهت‌دار در دایک منطقه چاه‌موسی به وسیله یک دستگاه موتور مغزه‌گیر قابل حمل، صفحه تراز و کمپاس برداشت شد.



شکل ۳-۴- وسایل مورد نیاز جهت نمونه‌برداری فابریک در صحرا (آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود).

جدول ۴-۱- لیستی از وسایل و تجهیزات لازم جهت نمونه برداری فابریک مغناطیسی در صحرا.

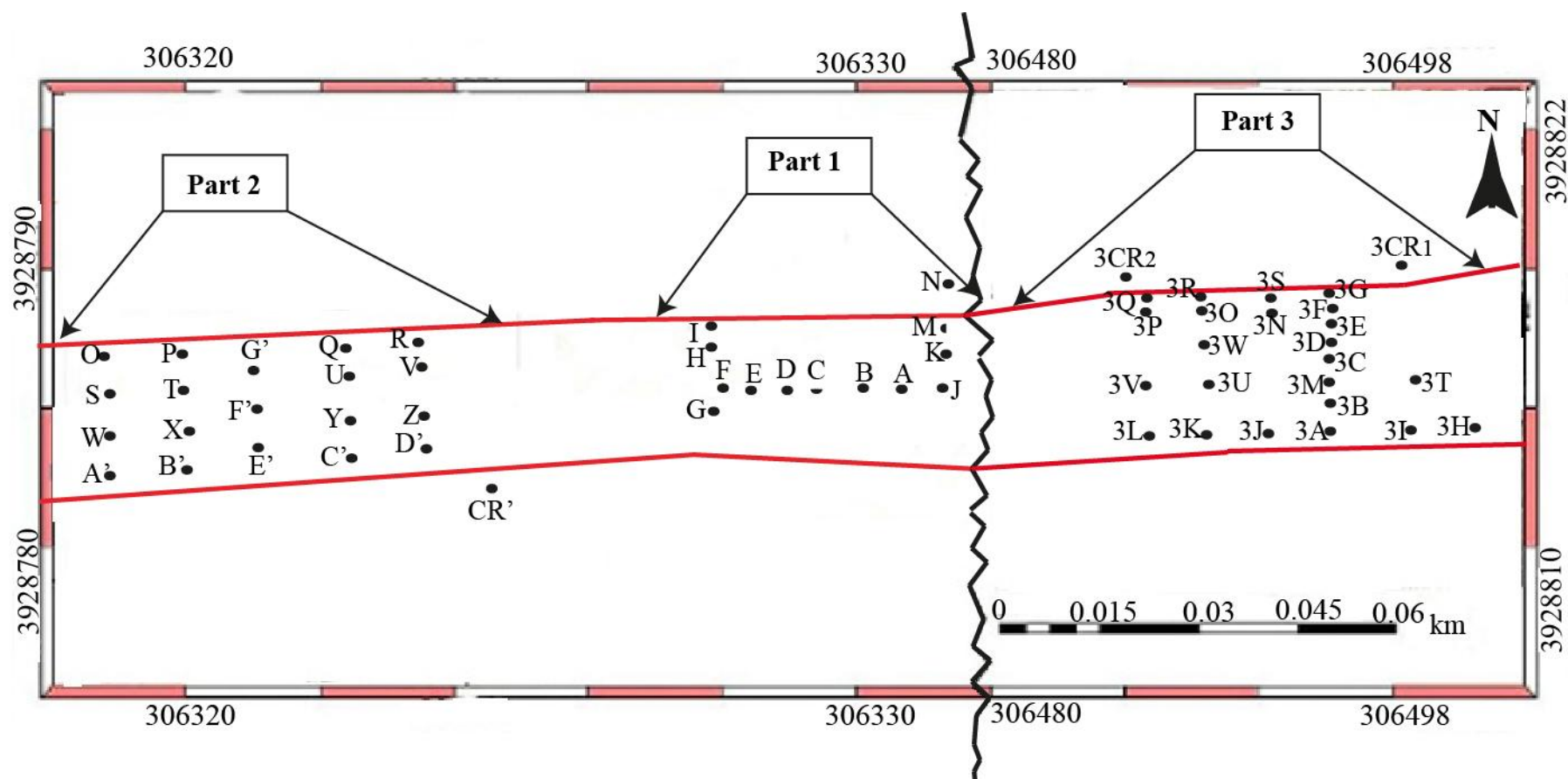
شماره	نام وسایل	شماره	نام وسایل	شماره	نام وسایل
۱	سوخت (بنزین، روغن)	۶	نیم لوله پلاستیکی	۱۱	آچار جهت تعویض مته حفاری
۲	پمپ آب	۷	ماژیک ضد آب	۱۲	آچار مخصوص دستگاه حفاری
۳	مخزن آب	۸	پنس جهت خروج مغزه	۱۳	شمع موتور
۴	موتور مغزه گیر	۹	چسب سنگ	۱۴	مته با قطر داخلی ۲۵ mm
۵	صفحه تراز	۱۰	پیچ گوشتی	۱۵	کمپاس

در این مرحله سه بخش مجزا از دایک مافیک (بخش های ۱، ۲ و ۳، شکل ۴-۴) در امتداد چندین پروفیل (دو پروفیل به موازات حواشی دایک و یک یا چند پروفیل عمود بردایک) با فواصل نزدیک برداشت و حفاری شده است. شکل ۴-۴ نقشه موقعیت ایستگاه های نمونه برداری شده جهت مطالعه فابریک مغناطیسی در دایک منطقه چاه موسی را نشان می دهد. این موتور مغزه گیر، یک ماشین حفاری کوچک است (شکل ۴-۵، الف) که می توان با استفاده از آن نمونه های سنگی به شکل استوانه به قطر ۲۵ میلی متر و به طول ۱۰۰ تا ۱۵۰ میلی متر به دست آورد. قبل از مغزه گیری باید از عدم وجود درزه و شکاف و هوازدگی محل نمونه برداری اطمینان کامل داشته باشیم. بعد از پیدا کردن محل مناسب، به منظور جلوگیری از چرخش و شکستن مغزه، دو خط شاخص را با ماژیک ضد آب و یا توسط خود مته مغزه گیر، در محل نمونه برداری ایجاد می کنیم. بعد از مغزه گیری و قبل از جدا کردن مغزه از جایگاه اصلی خودش،

موقعیت مغزه (جهت میل یا آزیموت (۳۶۰ - ۰) و میل (۹۰ - ۰)) توسط یک صفحه تراز و با استفاده از کمپاس اندازه‌گیری می‌شود (شکل ۴-۵، ب تا ت). جهت میل مغزه اندازه‌گیری شده، را بر روی مغزه ترسیم می‌کنیم و بعد از آن مغزه را از سنگ جدا کرده و بالا و پایین مغزه را علامت گذاری می‌کنیم. لازم به ذکر است که علاوه بر جهت اندازه‌گیری شده بر روی مغزه نام ایستگاه و شماره مغزه نیز روی مغزه نوشته می‌شود (شکل ۴-۵، ث).

در پیرامون هر ایستگاه باید ویژگی‌های سنگ‌شناسی و سایر شواهد صحرایی بدقت مورد مطالعه قرار گیرد تا در مراحل تعبیر و تفسیر داده‌ها یا پارامترهای مغناطیسی از آن‌ها کمک گرفته شود. مطالعات صحرایی از بروز تفسیر نادرست جلوگیری می‌کند. در نمونه‌برداری شیب و امتداد آن‌ها نیز باید در صحرا برداشت شود. برخی از مهم‌ترین شواهد صحرایی نمونه‌برداری دایک که در هنگام عملیات صحرایی باید مد نظر داشت، در شکل ۴-۶، آورده شده است. کرا گومز^{۴۱} و همکاران (۲۰۰۱)، تکنیک‌هایی برای نمونه‌برداری از دایک‌ها ارائه کرده‌اند. بر اساس مدل پیشنهادی و داده‌های صحرایی اذعان می‌دارند که در دایک‌هایی که شکستگی‌های حاصل از زون‌های برشی فعال به وجود می‌آیند، جهت جریان ماگما نمی‌تواند به خوبی مشخص باشد، تنها از روی فابریک لبه‌های جانبی جریان می‌توان به الگوی فابریک پی برد. برخی از فابریک‌های اصلی مرتبط با جهت جریان در دایک توصیف شده است. از بین همه این شواهد تنها شاخه‌ای از دایک در بخش سه مشاهده شده است (شکل ۴-۶).

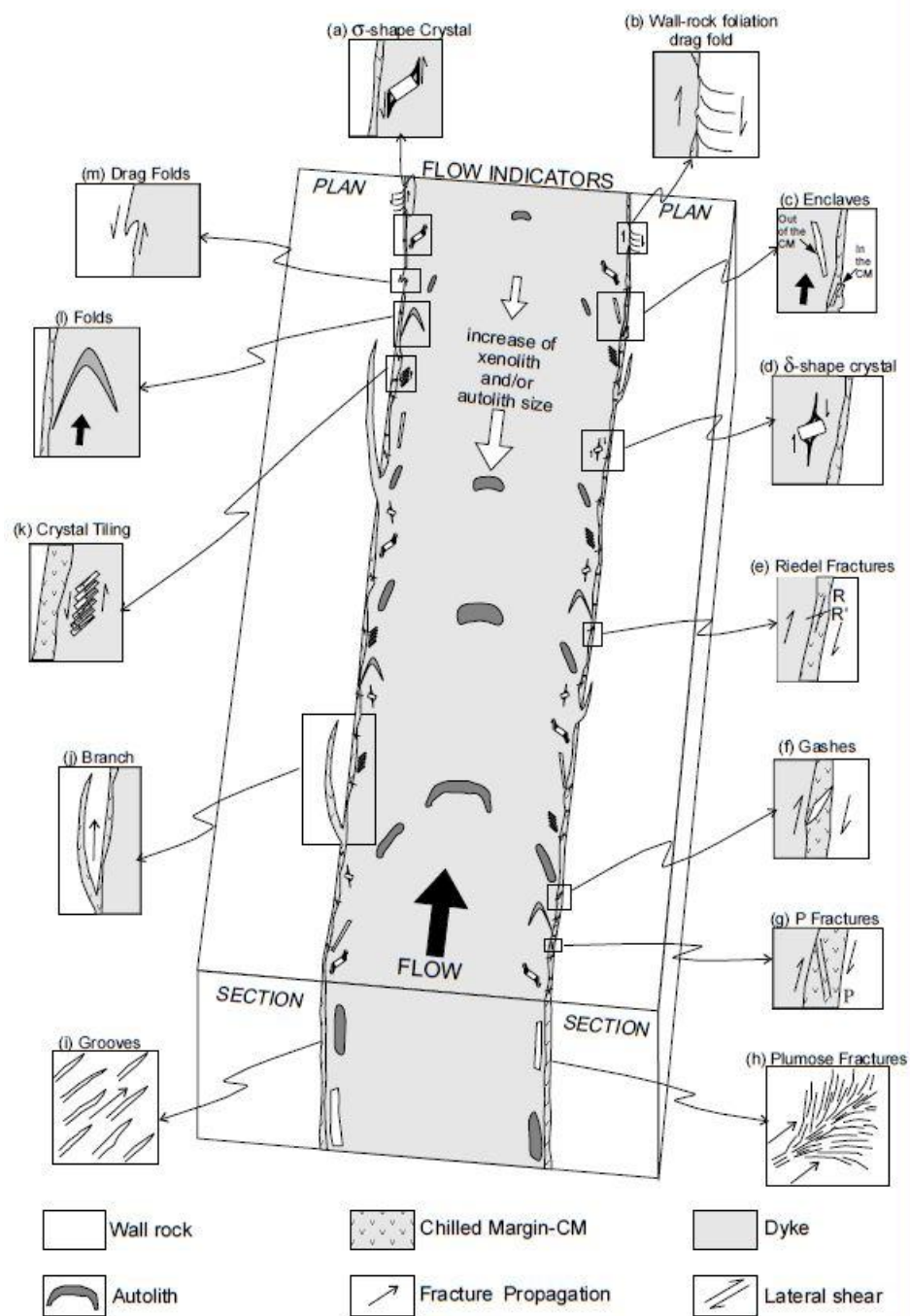
⁴¹ Correa Gomes



شکل ۴-۴- نقشه پراکندگی بخش‌ها و ایستگاه‌های نمونه‌برداری شده (در مجموع ۷۶ ایستگاه) جهت مطالعه فابریک مغناطیسی و ریز ساختی در دایک مافیک منطقه چاه‌موسی.



شکل ۴-۵- تصاویری از نحوه برداشت و مراحل مغزه‌گیری در صحرا. الف- دستگاه حفاری به همراه سیستم آبرسانی؛ ب- قرائت موقعیت مغزه‌ها با استفاده از صفحه تراز؛ پ- برداشت روند مغزه توسط کمپاس و صفحه تراز؛ ت- نحوه برداشت میل توسط کمپاس و تراز؛ ث- خارج کردن مغزه و تصویری از نوشتن شماره مغزه برداشت شده (نام محل، شماره دایک، شماره پروفیل)؛ ج- برش مغزه‌ها در کارگاه برش سنگ؛ چ- قطعه مغزه‌های حاصل از برش؛ ح- قرار دادن در اسیدکلریدریک؛ خ- دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی جهت اندازه‌گیری قطعه‌مغزه‌ها.



شکل ۴-۶- تصویر شماتیک از برخی از فابریکهای ماگمایی ماکروسکوپی و مجرا-شکستگی در دایکها (برگرفته از Smithe (1987)، Rickwood (1990)، Correa-Gomes (1992) و Baer (1995) در کراگومز و همکاران (۲۰۰۱). این دایک قائم است و پیشرفت و جریان افقی است. برخی از این شواهد با انتشار دایک همراه هستند و به سیستم شکستگی منجر می-شود. اغلب فابریکها به دنبال جریان ماگما درون دایک تشکیل شده است

۴-۳- آماده سازی نمونه ها

همانطور که در شکل (۴-۵، ج) آورده شده است پس از اتمام مغزه گیری، مغزه ها به کارگاه برش سنگ دانشکده علوم زمین دانشگاه شاهرود منتقل شد و هر مغزه به ۴ الی ۶ قطعه ۲۲ میلی متری برش داده شد (شکل ۴-۵، چ). هر مغزه برش یافته از سمت بالا به پایین مغزه با شماره های ۱، ۲، ۳ و ... مشخص شد، مثلاً هر قطعه از مغزه ایستگاه ۳۰ با اسامی CH-30-A-1، CH-30-A-2 و ... مشخص شده اند. در زمان حفاری ذرات آهن دار و ناخالصی هایی که بر روی بدنه مته وجود دارد که می تواند به مغزه بچسبد موجب بروز خطا در طی اندازه گیری فابریک مغناطیسی می شوند. جهت از بین بردن اثرات نامطلوب این ذرات، نمونه ها در اسیدکلریدریک ۰/۱ نرمال، به مدت ۲ ساعت قرار داده می شوند در طی اسیدشویی باید دقت شود که شماره نمونه ها پاک نگردد بنابراین بهتر است نمونه ها به ترتیب چیده شوند (شکل ۴-۵، ح). در این پژوهش داده های حاصله با استفاده از دستگاه سنجش پذیرفتاری مغناطیسی مدل MFK1-^{۴۲}FA مورد مطالعه قرار گرفته که در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه شاهرود موجود می باشد. این دستگاه میدان مغناطیسی با شدت ۲۰۰ میلی تسلا اعمال می کند و پذیرفتاری مغناطیسی نمونه ها را با دقت SI^{-۸} ۱۰*۲ اندازه گیری می کند.

۴-۴- داده های خودپذیری مغناطیسی در دایک میکروگابرویی چاه موسی

شکل ۴-۴ موقعیت ایستگاه های نمونه برداری شده از دایک میکروگابرویی چاه موسی را نشان می دهد. موقعیت جغرافیایی و داده های خودپذیری مغناطیسی بدست آمده از انجام فابریک مغناطیسی در جدول ۴-۲ آورده شده است. K₁ خطوارگی مغناطیسی و K₃ قطب برگوارگی مغناطیسی نامیده می شود. در

⁴² Multi Functions Kappabridge -FA

جدول ۴-۲ شیب و امتداد خطوارگی (K_1) و راستا و میزان شیب برگوارگی (K_3) به همراه پارامترهایی از بیضوی مغناطیسی نظیر ($P\%$, T و Km) برای همه نمونه‌ها محاسبه و در زیر معرفی شده‌اند.

جدول ۴-۲- داده‌های حاصل از انجام آنالیزهای فابریک مغناطیسی در بخش‌های مختلف از دایک میکروگابروبی چاه موسی

(Part 1)							
Site	Long.	Lat.	Km	Az/Pl:Lin	Az/Pl:Fol	P%	T
Chah_Musa							
A	3928785.593	306350.181	11347	144/30	141/85	2.9	-0.51
B	3928785.572	306348.615	10100	212/45	177/60	3.3	-0.80
C	3928785.657	306347.07	10700	150/53	134/78	3.1	-0.82
D	392885.551	306345.546	9206	133/59	119/82	2.8	-0.05
E	3928785.572	306344.085	19725	150/55	098/61	2.6	-0.22
F	3928785.593	306342.625	21827	140/67	241/82	1.5	-0.27
G	3928784.768	306341.164	18700	148/53	134/79	1.9	-0.15
H	3928787.202	306340.974	13800	148/64	118/76	3.1	-0.44
I	3928787.858	306340.974	28900	211/77	132/77	1.5	0.10
J	3928785.551	306351.959	17620	148/52	335/84	1.7	-0.32
K	3928786.376	306351.938	18981	307/55	139/82	1.5	0.68
M	3928787.9	306351.917	27200	142/3	141/67	1.4	-0.79
N	3928789.297	306350.393	2770	055/44	340/45	3.3	-0.03

(Part 2)							
Site	Long.	Lat.	Km	Az/Pl:Lin	Az/Pl:Fol	P%	T
Chah_Musa							
O	3928786.715	306317.373	33616	154/22	030/27	1.1	-0.13
P	3928786.715	306320.273	39962	148/55	024/60	1.7	-0.05
Q	3928787.033	306326.496	24200	177/15	001/76	1.3	-0.13
R	3928787.265	306329.141	32237	184/33	079/34	1.0	-0.48
S	3928785.403	306317.457	15300	127/24	317/69	3.3	-0.59
T	3928785.53	306320.315	22200	175/75	116/77	1.6	0.64
U	3928786.059	306326.623	13200	202/63	152/69	3.3	-0.60
V	3928786.376	306329.332	13520	315/27	144/73	3.7	-0.13
W	3928784.006	306317.479	21100	168/51	122/60	2.1	-0.42
X	3928784.069	306320.4	12800	135/27	342/48	2.0	-0.28
Y	3928784.408	306326.792	15300	172/40	040/54	2.5	-0.39
Z	3928784.556	306329.671	19300	146/17	005/69	1.9	-0.42
A'	3928782.482	306317.542	16180	146/17	076/17	4.0	-0.62
B'	3928782.672	306320.505	26212	181/55	358/64	0.9	0.20
C'	3928783.159	306326.877	11999	149/42	027/46	0.9	-0.45
D'	3928783.371	306329.861	21900	263/76	112/83	1.7	0.34
E'	3928783.519	306323.342	14900	337/11	328/51	1.8	-0.23
F'	3928784.895	306323.194	11700	162/63	130/75	2.3	-0.18
G'	3928786.249	306323.067	25071	113/40	204/77	0.9	-0.45
CR'	3928781.995	306332.465	7463	237/24	298/37	2.4	0.67

(Part 3)

Site	Long.	Lat.	Km	Az/Pl:Lin	Az/Pl:Fol	P%	T
Chah_Musa							
3A	3928813.1	306489.98	11600	101/5	100/73	3	0.11
3B	3928814.1	306489.98	8150	89/45	273/87	3	0.25
3C	3928815.9	306489.95	9840	277/1	097/73	5	0.58
3D	3928816.7	306489.9	8630	265/52	106/74	4	-0.07
3E	3928817.4	306489.87	9810	260/55	125/64	5	-0.50
3F	3928818	306489.78	17700	280/79	153/81	2	0.06
3G	3928818.7	306489.82	9510	318/73	303/86	6	-0.87
3H	3928813.1	306494.67	11400	136/21	127/69	5	0.34
3I	3928813.1	306492.62	10900	286/4	107/78	4	0.30
3J	3928813.1	306487.93	9440	277/34	100/86	5	0.36
3K	3928813	306485.88	11500	121/12	117/74	3	0.73
3L	3928813.1	306483.93	10800	277/54	109/82	2	0.40
3M	3928815.1	306489.91	6300	264/70	106/82	4	0.07
3N	3928818	306487.89	9670	250/38	078/80	5	0.08
3O	3928817.9	306485.79	10200	195/80	103/80	4	-0.40
3P	3928817.9	306483.84	11700	292/44	124/77	4	-0.32
3Q	3928818.4	306483.84	15500	258/59	091/82	2	0.06
3R	3928818.5	306485.73	17000	267/59	121/72	2	0.27
3S	3928818.5	306487.93	27300	282/64	110/86	3	-0.30
3T	3928815.1	306492.76	14100	294/31	124/74	4	0.54
3U	3928815	306485.87	6760	248/73	097/82	2	0.33
3V	3928814.8	306483.9	7710	278/66	104/87	2	0.35
3W	3928816.6	306485.78	19200	259/64	244/83	2	-0.54
3CR1	3928819.8	306492.35	5530	191/35	021/75	4	0.23
3CR2	3928819.2	306483.22	9780	295/1	29/12	2	0.64

(Long. و Lat.): طول و عرض جغرافیایی ایستگاه‌ها؛ (Km): پذیرفتاری مغناطیسی میانگین بر حسب μSI ؛ (Lin): روند و میل K1 معرف خطوارگی؛ (Fol): امتداد و شیب K3 معرف برگوارگی؛ (P%): درصد ناهمسانگردی؛ (T): پارامتر شکل می-باشند. CR نمونه‌هایی از سنگ میزبان است.

۴-۵- پارامترهای مورد استفاده در مطالعات فابریک مغناطیسی

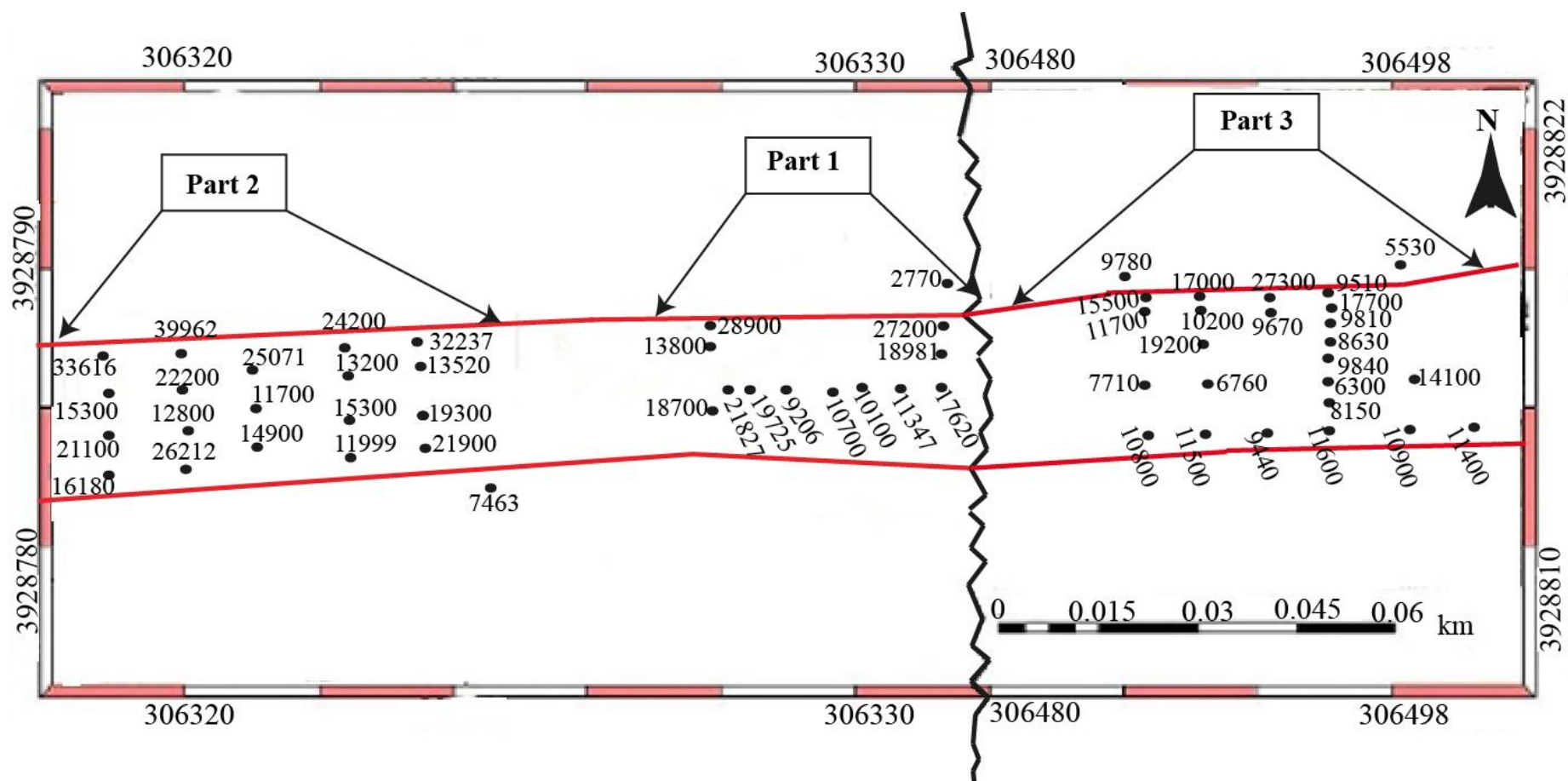
۴-۵-۱: پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)

مهم‌ترین پارامتر در روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی ضریب K است که فاقد بعد می‌باشد؛ اما در اندازه‌گیری‌ها به صورت استاندارد بر اساس μSI تعریف می‌شود. میزان Km با نوع کانی‌های حامل رفتار مغناطیسی و فراوانی آن‌ها رابطه مستقیم دارد. Km معرف پذیرفتاری مغناطیسی میانگین می‌باشد. میزان پذیرفتاری مغناطیسی از رابطه زیر به دست می‌آید:

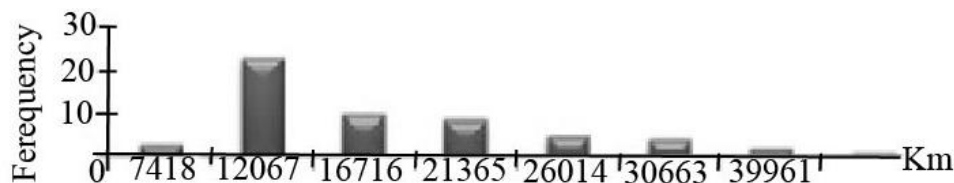
مقدار پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در بخش‌های مختلف متفاوت می‌باشد. با توجه به مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی میانگین به دست آمده در هر ایستگاه (جدول ۴-۲)، نقشه پذیرفتاری مغناطیسی میانگین به صورت مقادیر عددی ترسیم شد (شکل ۴-۷). با استفاده از این نقشه می‌توان نوع کانی‌های حامل مغناطیسی و درصد فراوانی آن‌ها را مشخص نموده و پذیرفتاری مغناطیسی حاصله را به کانی‌های 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 (روشت^{۴۳}، ۱۹۸۷). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) توسط همه کانی‌های موجود در سنگ کنترل می‌شود. در سنگ‌های دارای منیتیت فراوان که توانایی پذیرفتاری کلی بالاتری از $500 \mu SI$ دارند، تأثیر کانی‌های دیامغناطیس و پارامغناطیس ناچیز است و AMS به طور مؤثری تنها توسط کسر فرومغناطیس کنترل می‌شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). به عبارت دیگر پذیرفتاری مغناطیسی کانی‌های فرومغناطیس چندین برابر بزرگتر از شایع‌ترین کانی‌های پارامغناطیس است (روشت و همکاران، ۱۹۹۲)، پذیرفتاری مغناطیسی Km بالای نمونه‌ها به دلیل حضور

⁴³ Rochette

مواد فرومغناطیس می‌باشد. ترکیب، فراوانی و اندازه بلورهای منیتیت پارامتر پذیرفتاری مغناطیسی کل را کنترل می‌کنند (سیلوا، ۲۰۰۸). نمودار تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی Km در برابر فراوانی نشان می‌دهد که تعداد اندکی از نمونه‌ها دگرسان هستند و Km زیر $7000 \mu\text{SI}$ دارند. بیشتر نمونه‌ها Km تقریبی $12000 \mu\text{SI}$ دارند و همچنین نمونه‌هایی دارای مقادیر Km بسیار بالا هم اندک هستند (شکل ۴-۸).



شکل ۴-۷- نقشه تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی میانگین در بخش‌های مختلف دایک مافیک چاه‌موسی و نمونه‌هایی از توده نیمه عمیق میزبان.

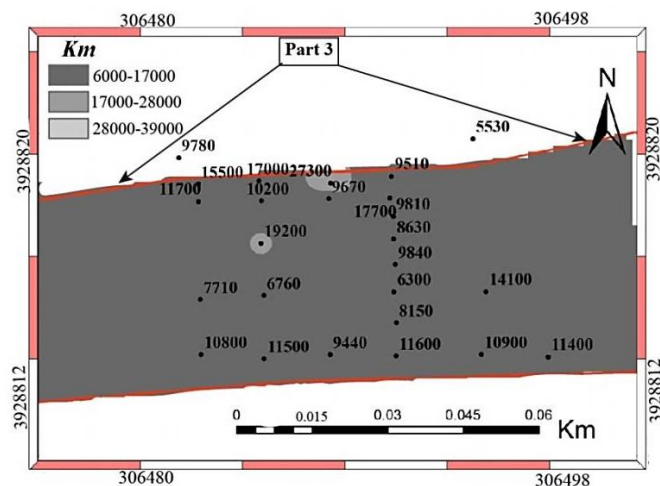
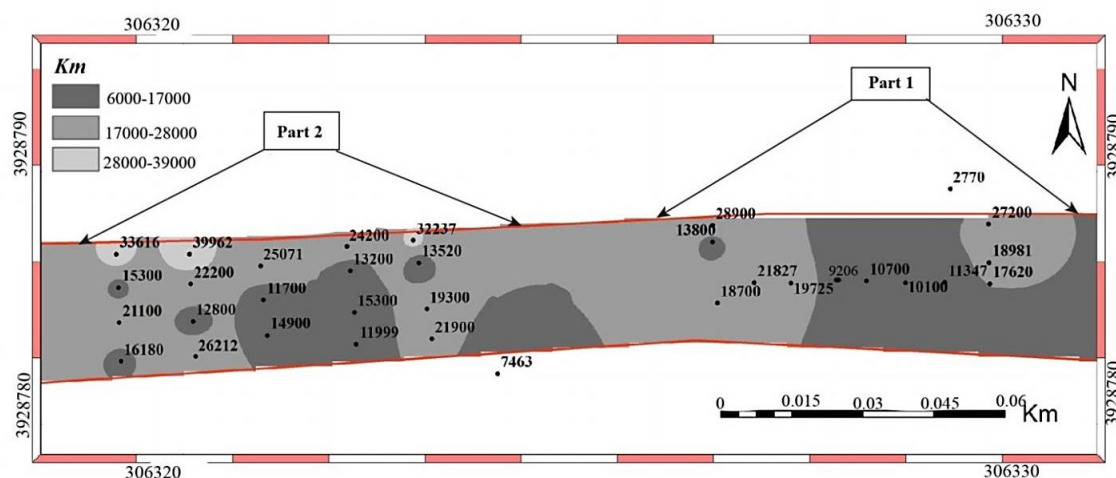


شکل ۴-۸- نمودار ستونی درصد فراوانی در مقابل بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی برای دایک میکروگابرویی چاه موسی

در نمونه‌های برداشت شده از بخش ۱، مقدار Km بین $2770 \mu SI$ تا $28900 \mu SI$ ، در بخش ۲، $7463 \mu SI$ تا $39962 \mu SI$ همچنین در بخش ۳، بین $5530 \mu SI$ تا $27300 \mu SI$ تغییر می‌نماید. مقدار متوسط آن برحسب μSI در این بخش‌ها (۱، ۲، ۳) به ترتیب 16221 ، 19908 ، 11601 تغییر می‌نماید. مقادیر Km نمونه‌های برداشت شده از سنگ میزبان دارای پذیرفتاری مغناطیسی بین $2000 \mu SI$ تا $9000 \mu SI$ است. با توجه به میانگین مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی بدست‌آمده (μSI)، دایک مافیک مورد مطالعه از انواع گرانیتوئیدهای فرومغناطیس ($Km \geq 500 \mu SI$)، به شمار می‌آید (بوشه، ۱۹۹۷).

به منظور درک بهتر از چگونگی توزیع بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در هر دو بخش دایک، مقادیر عددی Km به صورت نقشه منحنی‌های هم‌میزان ترسیم شده است (شکل ۴-۹). در بخش‌های شماره ۱ و ۲ مقدار این پارامتر در حاشیه‌ها زیاد و به سمت مرکز افزایش می‌یابد. در مجموع بخش ۳، Km کمتری از دو بخش دیگر دارد. کاهش تدریجی پارامتر Km به دلیل افزایش عملکرد دگرسانی است. شواهد بافتی و کانی‌شناسی ناشی از دگرسانی در مطالعات پتروگرافی اثبات شده است. همچنین در بعضی از ایستگاه‌ها به دلیل وجود دگرسانی شدید، کمترین میزان پذیرفتاری مغناطیسی مشاهده می‌شود. بر اساس مقایسه نتایج حاصل از اندازه‌گیری قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌ها در هر ایستگاه، با مشاهدات پتروگرافی

می‌توان گفت بزرگای Km در ایستگاه‌هایی که فاقد دگرسانی هستند مقدار بیشینه و ایستگاه‌هایی که دگرسانی گسترده در آن‌ها دیده می‌شود دارای مقدار کمینه می‌باشد. همچنین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در هر ایستگاه با میزان و اندازه دانه‌های منیتیت نسبت مستقیم دارد. مقایسه میزان دگرسانی در ایستگاه‌های مختلف با تغییرات مقادیر Km نشان می‌دهد که دگرسانی روی مقادیر پذیرفتاری کانی‌های مغناطیسی تأثیر داشته و مقدار Km کل سنگ را کنترل کرده است.



شکل ۴-۹: نقشه نقاط هم‌میزان Km در بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی چاه موسی.

۴-۵-۲- پارامتر P یا درجه انیزوتروپی کل

پارامتر P یا درجه انیزوتروپی کل به صورت $P = K_1/K_3$ محاسبه می‌گردد. این پارامتر در واقع نشانگر رابطه بین مقدار حداکثر و حداقل حساسیت مغناطیسی است. اگر پارامتر P برابر یک باشد، شکل بیضوی AMS، کره‌ای شکل است البته در طبیعت چنین موردی نادر است. مقادیر K_1 و K_3 در ارتباط با عواملی چون اندازه کانی‌های مغناطیسی و چگونگی آرایش آن‌ها است (هارگیروز^{۴۴} و همکاران، ۱۹۹۱). فرمول ناهمسانگردی کل برای گرانیتهای فرومغناطیس بدین صورت محاسبه می‌گردد.

مقادیر P٪ در جدول ۴-۲ آورده شده است. با وارد کردن مقادیر P٪ به ازای هر ایستگاه، نقشه تغییرات مقادیر P٪ به صورت عددی و نقاط هم‌میزان به دست می‌آید (شکل ۴-۱۰). به طور کلی دامنه تغییرات P٪ در دایک میکروگابروبی چاه موسی بین ۰/۹ تا ۶ درصد تغییر می‌کند.

برطبق داده‌های به دست آمده، مقدار درصد انیزوتروپی در بخش ۱ بین ۱ تا ۳، در بخش ۲ بین ۰/۹ تا ۴ و در بخش ۳ بین ۲ تا ۶ درصد می‌باشند. بنابراین مقدار درصد انیزوتروپی در بخش ۳ بیشتر از بخش‌های دیگر است. بالاترین میزان انیزوتروپی بخش ۱ در امتداد مرکز دایک و در بخش ۳ در امتداد حاشیه شمالی و مرکز دایک است. لازم به ذکر است که در بخش ۲، تقریباً در سراسر دایک تغییر محسوسی به استثنای ایستگاه‌ها S، V، U و A' مشاهده نشده است. در این ایستگاه‌ها مقدار پارامتر P زیاد است. این شرایط نشانگر این است که درصد انیزوتروپی در ایستگاه‌هایی که میزان دگرسانی کمتری دارند، کمتر است. کاهش درجه ناهمسانگردی همراه با افزایش پذیرفتاری مغناطیسی در حاشیه دایک منعکس کننده فابریک مغناطیسی ضعیف در امتداد حاشیه دایک است. بر اساس مطالعات فمینیاز و همکاران (۲۰۰۴) این وضعیت می‌تواند به دلایل زیر بوجود آمده باشد: (۱) تغییر در رئولوژی ماگما به دلیل اثر بگنولد، که باعث می‌شود یک ماگمای غنی از درشت بلور در مرکز و یک ماگمای فقیر از بلور در حاشیه دایک قرار گیرد.

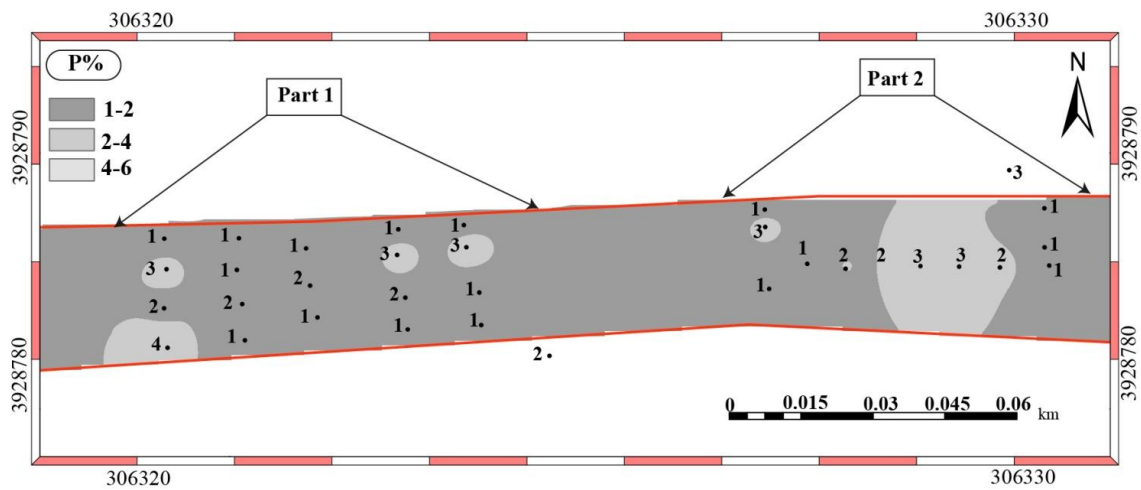
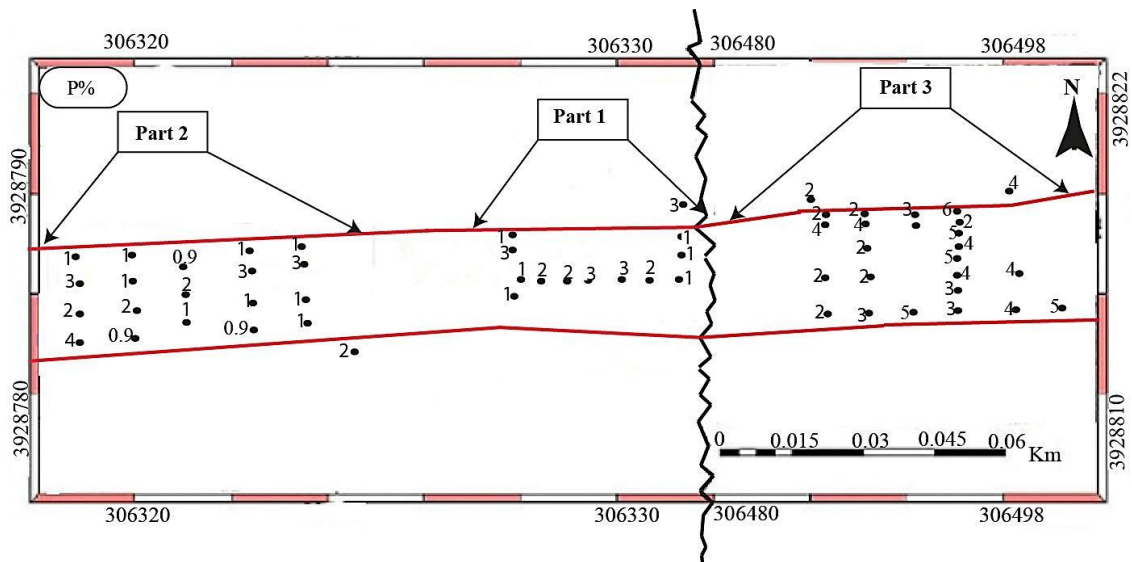
⁴⁴ Hargraves

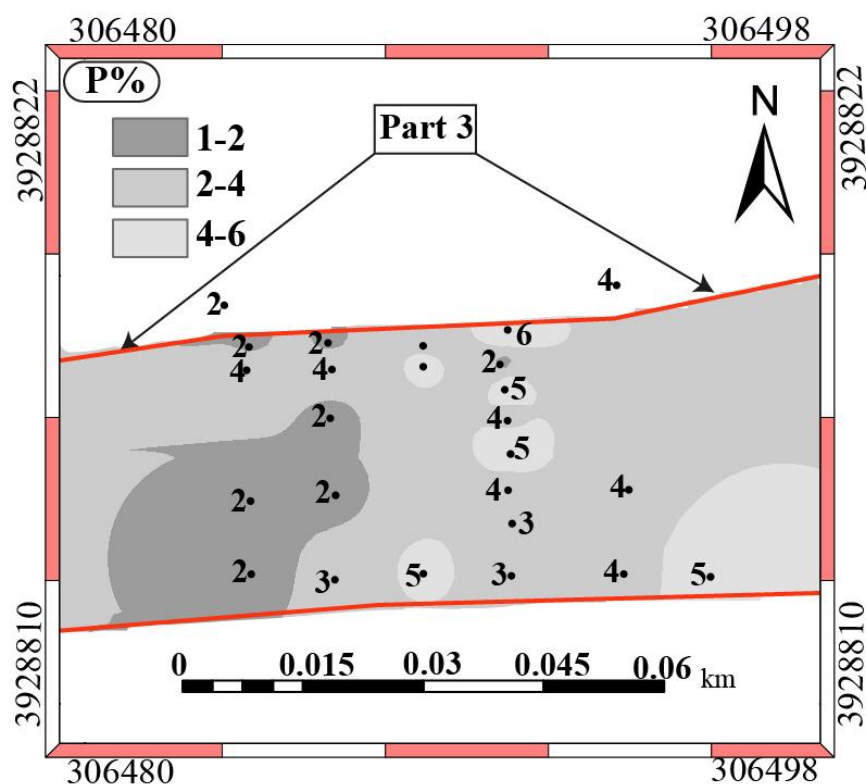
بنابراین حاشیه ایزوتروپ است. ۲) نرخ برش بالا در حواشی دایک که بر اساس مطالعات تجربی آربارت^{۴۵} و همکاران (۱۹۹۶، ۲۰۰۰، ۲۰۰۱) یک فابریک با شدت پایین بوجود می‌آید که در آن نرخ دگرشکلی و ناهمسانگردی فابریک مغناطیسی با یکدیگر رابطه معکوسی دارند.

با توجه به اینکه هیچ گونه ریزساختی در این سنگ‌ها مشاهده نشده است چنین برداشت می‌شود که هیچ گونه تنش همزمان و یا بعد از اسقرار و جایگیری این دایک در منطقه عمل نکرده است. در برخی از ایستگاه‌ها نیز که مقدار $P\%$ پایین و نزدیک به یک است، ناهمسانگردی بسیار پایین را منعکس نموده و آرایش کانی‌های مغناطیسی برابر یک درصد است (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

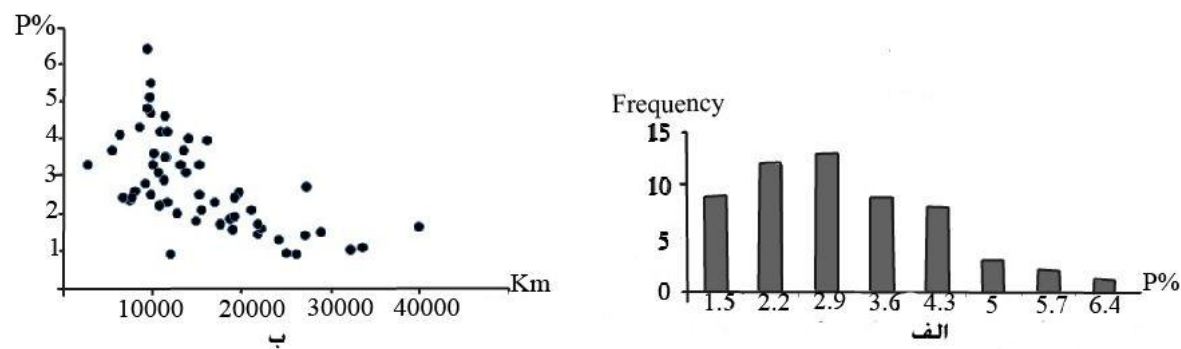
شکل ۴-۱۱ نمودار درصد ناهمسانگردی ($P\%$) در مقابل پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) و هیستوگرام $P\%$ را نشان می‌دهد. این نمودار بیانگر این است که آیا کانی‌های فرومغناطیس یا پارامغناطیس در قابلیت پذیرفتاری نقش داشته یا خیر؟ رابطه خطی و مثبت این دو پارامتر، حضور کانی‌های فرو-مغناطیس و پارامغناطیس را نشان می‌دهد (روشت و همکاران، ۱۹۹۲). افزایش ناگهانی در درجه ناهمسانگردی، به توزیع دانه‌های منیتیت اشاره می‌کند (بوشه، ۱۹۹۷). این نمودار برای دایک میکرو-گابرویی منطقه، روند معکوسی را نشان می‌دهد به گونه‌ای که نمونه‌های با کمترین میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیس بیشترین درصد ناهمسانگردی را دارد. هیستوگرام $P\%$ نشان‌دهنده این است که بیشترین فراوانی مربوط به مقادیر درصد ناهمسانگردی ۲/۹ است.

⁴⁵ Arbaret





شکل ۴-۱۰- نقشه تغییرات مقادیر P% به صورت عددی و نقاط هم‌میزان در بخش‌های مختلف دایک میکروگابرویی چاه موسی.



شکل ۴-۱۱- الف) هیستوگرام پارامتر P%؛ ب) نمودار تغییرات Km در مقابل P% را نشان می‌دهد.

۴-۵-۳- پارامتر T یا فاکتور شکل

به وسیله این پارامتر، شکل بیضوی مغناطیسی مشخص می‌شود. مقدار پارامتر شکل همواره بین $+1$ تا -1 در تغییر است. اگر مقدار T کمتر از صفر و منفی باشد، بیضوی مغناطیسی شکل سیگاری، دوکی (Prolate) خواهد داشت و در صورتیکه T بزرگتر از صفر و مثبت باشد، شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا صفحه‌ای (Oblate) است. شکل بیضوی، نظم بلورهای فرومغناطیس را در حین جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش مجدد آن‌ها را در یک میدان استرس بیان می‌دارد (الوود، ۱۹۷۸). تصور می‌شود که جریان ماگما، یک سیال تراکم‌ناپذیر نیوتونی است و توسط جریان خطی اداره می‌گردد (شو و سوانسون، ۱۹۷۴) که به موجب آن بیضوی‌های کشیده باید محور بلند خودشان را عمود بر جهت جریان (جفری، ۱۹۲۲) و بیضوی‌های پخ شده محور کوتاه خودشان را عمود بر جهت جریان (هاپل و برنر^{۴۶}، ۱۹۶۵) تنظیم نمایند. خان (۱۹۶۲) دریافت که شکل بزرگای بیضوی با شکل فیزیکی دانه‌های منیتیت یعنی با محور K_{max} که نشان‌دهنده محور طویل دانه‌ها می‌باشد مطابقت می‌نماید و اینکه محورهای حدواسط خودشان را در جهت جایگیری ماگما تنظیم می‌نمایند. ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در سنگ نشانه‌ی خوبی از شکل با جهت‌گیری ترجیحی کانی‌ها است که به نوبه خود، نشانگر جریان ماگمایی می‌باشد (فمانیز^{۴۷} و همکاران، ۲۰۰۴).

معادلات جفری (۱۹۲۲) توصیف حرکت ذرات بیضوی غوطه‌ور در یک مایع چسبناک در حال حرکت است. اگر غلظت یا تمرکز ماگما در دایک پایین یا بسیار نزدیک به مقدار غلظت بحرانی تجربی تعیین شده باشد، پس ممکن است که رفتار فابریک در طول حرکت ماگما در دایک می‌تواند چرخه‌ای یا دایره‌ای باشد. لازم به ذکر است، رفتار دایره‌ای شکل زمانی معتبر می‌باشد که در طول حرکت سیال سیستم ایزوله باشد (تاپیا و همکاران، ۲۰۰۹).

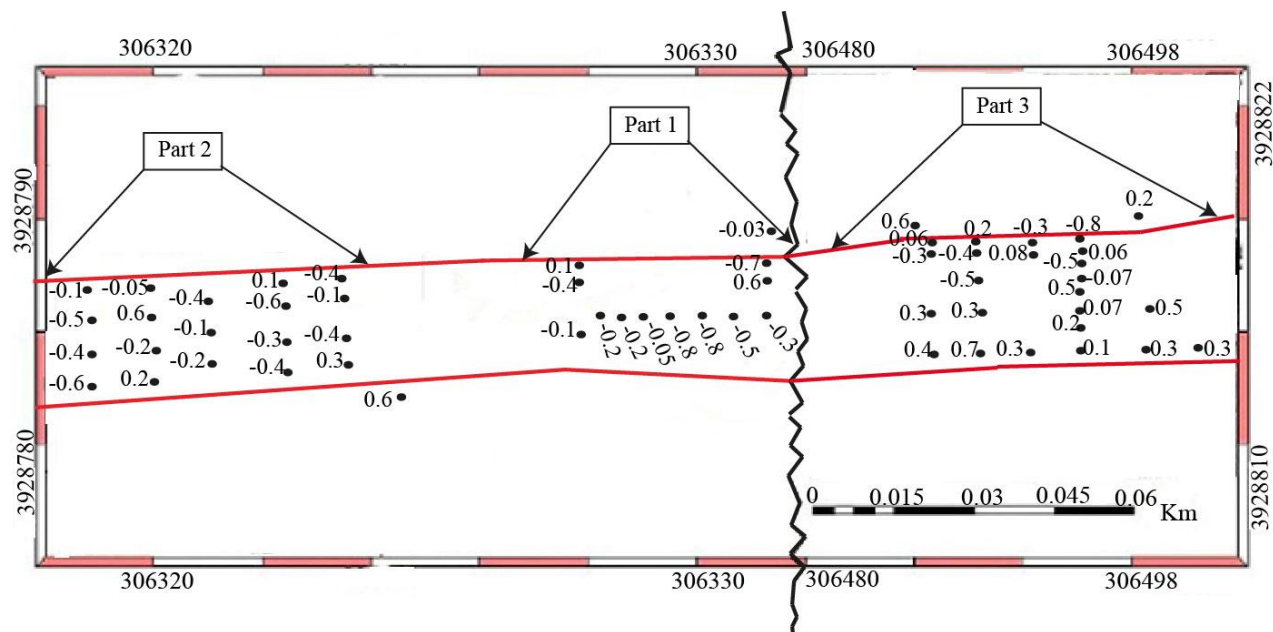
⁴⁶ Chapple & Berner

⁴⁷ Femanias

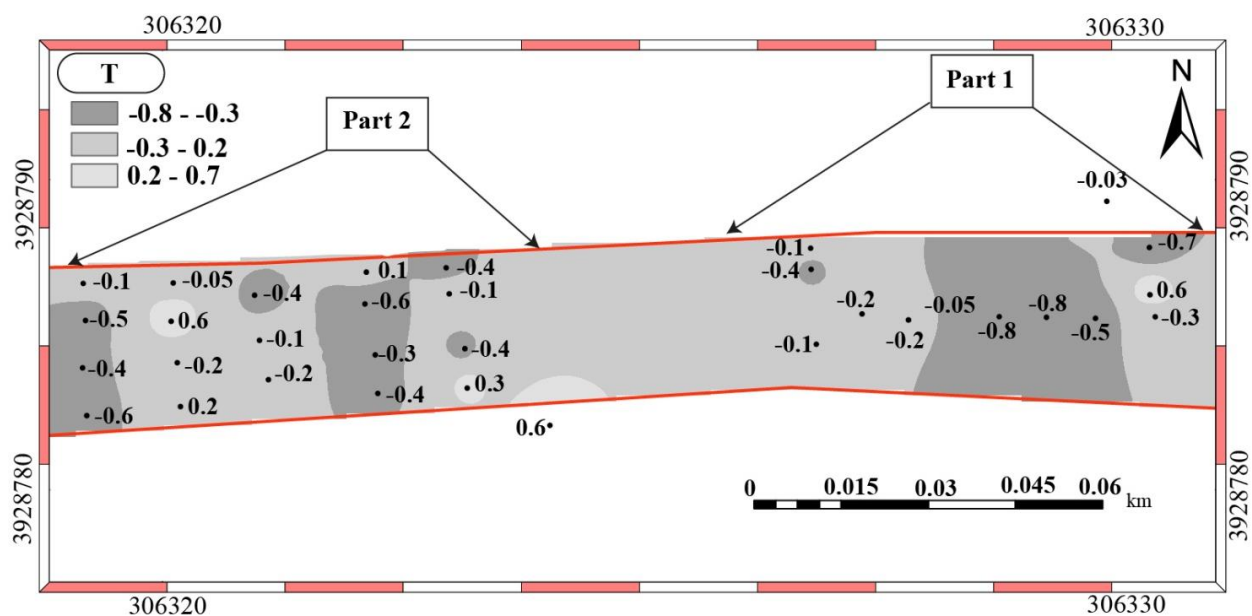
شکل فابریک‌های مغناطیسی عمدتاً توسط ویسکوزیته بین مارکرها و ماتریکس، نسبت ابعاد مارکرها یا بلورها، توزیع اولیه / غلظت آن‌ها و تاریخچه تغییر شکل یا جریان ماگما کنترل می‌شوند (ایلدفونز^{۴۸} و همکاران، ۱۹۹۲).

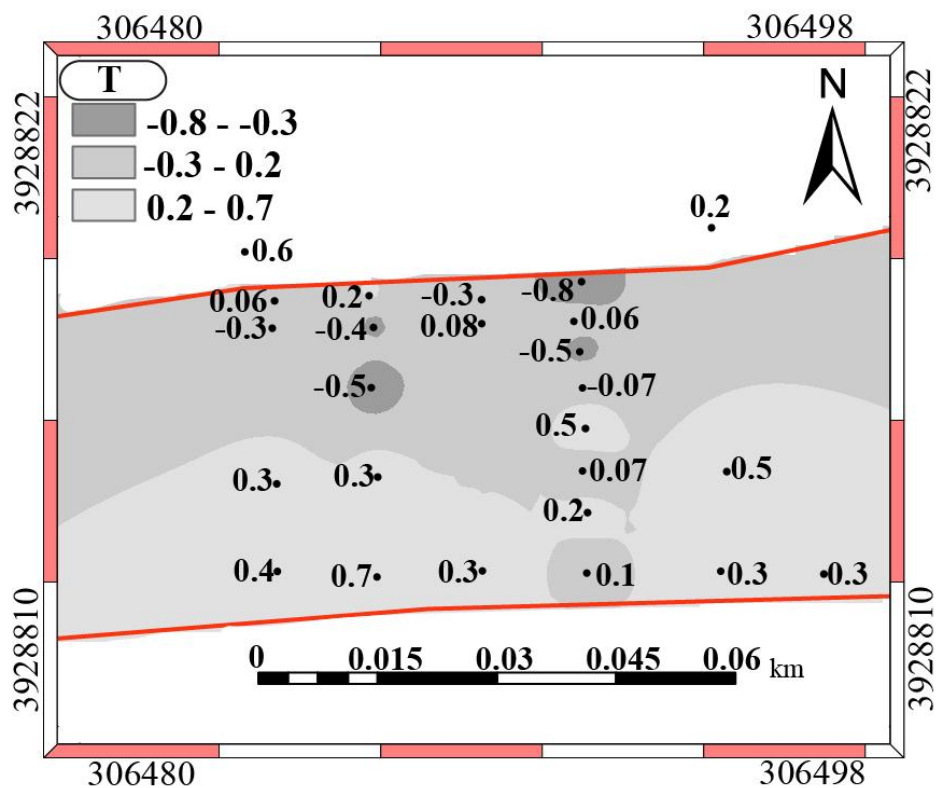
با نسبت دادن مقادیر T به ایستگاه‌های مربوطه، نقشه تغییرات مقادیر T حاصل می‌شود (شکل ۴-۱۲). تغییرات پارامتر T در محدوده متغیر تقسیم بندی شد و نقشه کنتوربندی T حاصل گردید (شکل ۴-۱۳). در این نقشه مشاهده می‌شود که بخش‌های ۱ و ۲، دارای مقادیر T منفی نسبتاً زیاد می‌باشند و بیانگر بیضوی مغناطیسی دوکی شکل یا کشیده برای این مناطق می‌باشد. مناطق دارای بیضوی‌های دوکی شکل با حضور مذاب‌های سیال‌تر حدواسط مافیک و زون‌های تغذیه کننده ماگمایی مطابقت می‌کند. در حاشیه جنوبی بخش ۳، مقادیر T مثبت و در حاشیه شمالی آن مقدار T منفی است. نمودار شکل ۴-۱۴ الف و ب به ترتیب، نمودار تغییرات T در مقابل P و Km در مقابل T را نشان می‌دهد. نمودار $T-Km$ نشان می‌دهد که بیضوی مغناطیسی دوکی شکل غالب است و اکثر ایستگاه‌های با Km بالا، T منفی دارند. نمودار $T-P$ نشان می‌دهد که به ازای ایستگاه‌های با درجه ناهمسانگردی بالاتر، پارامتر شکل مثبت‌تر می‌باشد.

⁴⁸Ildefonse

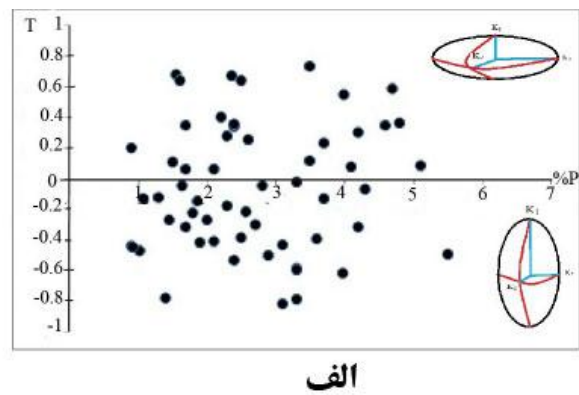
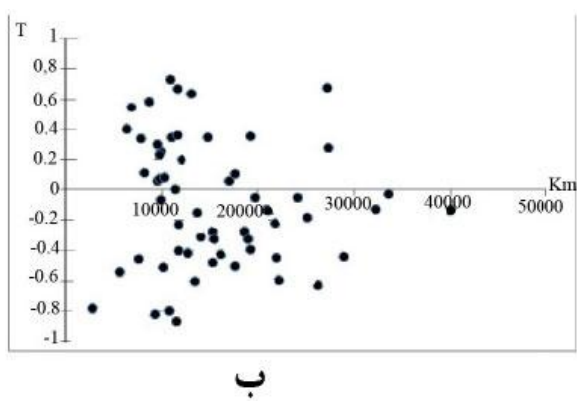


شکل ۴-۱۲- نقشه پارامتر شکل در بخش‌های دایک میکروگابرویی چاه موسی.





شکل ۴-۱۳- نقشه کنتوربندی پارامتر شکل (T).



شکل ۴-۱۴- نمودار تغییرات T در مقابل %P؛ ب) Km در مقابل T را نشان می‌دهد.

۴-۵-۴- الگوهای فابریک

بررسی حرکت گدازه در سنگ‌های در حال انجماد که به صورت برگوارگی و خطوارگی ثبت می‌شود، اطلاعاتی در مورد تاریخچه‌ی فابریک (فرناندز و لاپورت^{۴۹}، ۱۹۹۱) و جهت جریان در دایک را در اختیار ما قرار می‌دهد. بافت‌های نیمه عمیق با بلورهای ریز دانه و یا فاقد بلور فابریک حاصل از جهت‌گیری مشخص و یا تجمع بلور یا جهت‌یابی ساختاری دیگر از مقیاس میکروسکوپی تا میکروسکوپی را به سادگی نشان نمی‌دهند. در این پژوهش از روش ناهمسانگردی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است تا الگوی فابریک مغناطیسی دایک مافیک قاطع توده نیمه عمیق چاه‌موسی بررسی شود.

داده‌های حاصل از خطوارگی و برگوارگی فابریک مغناطیسی توده مورد مطالعه در جدول ۴-۲ آمده است. به کمک روش AMS می‌توان برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی را در سنگ‌هایی که در نمونه دستی و صحرایی فاقد برگوارگی و خطوارگی قابل رویت هستند، مشخص نمود (رومن- بردایل و همکاران، ۱۹۹۸). K_1 و K_3 به ترتیب معرف خطوارگی مغناطیسی و قطب برگوارگی مغناطیسی می‌باشند. شکل‌های ۴-۱۵ و ۴-۱۶ نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی به همراه استریونت داده‌های بدست آمده از بخش‌های مختلف دایک مورد مطالعه را نشان می‌دهد.

در اغلب مطالعات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) دایک فرض شده، که محور پذیرفتاری مغناطیسی باید جهت‌گیری نسبی مشخصی در دیواره دایک نسبت جهت جریان ماگما داشته باشد. اگر چه این ویژگی AMS در نگاه اول ممکن است، بر اساس یک مدل نظری نامطلوب به نظر برسد که در واقع اگر دقت مناسب را در طول مراحل جمع‌آوری نمونه داشته باشیم می‌توان با استفاده از چنین تغییر در محور جهت‌گیری AMS به جهت جریان ماگما را پی برد (تاپیا و همکاران، ۲۰۰۹).

⁴⁹ Fernandez & Laporte

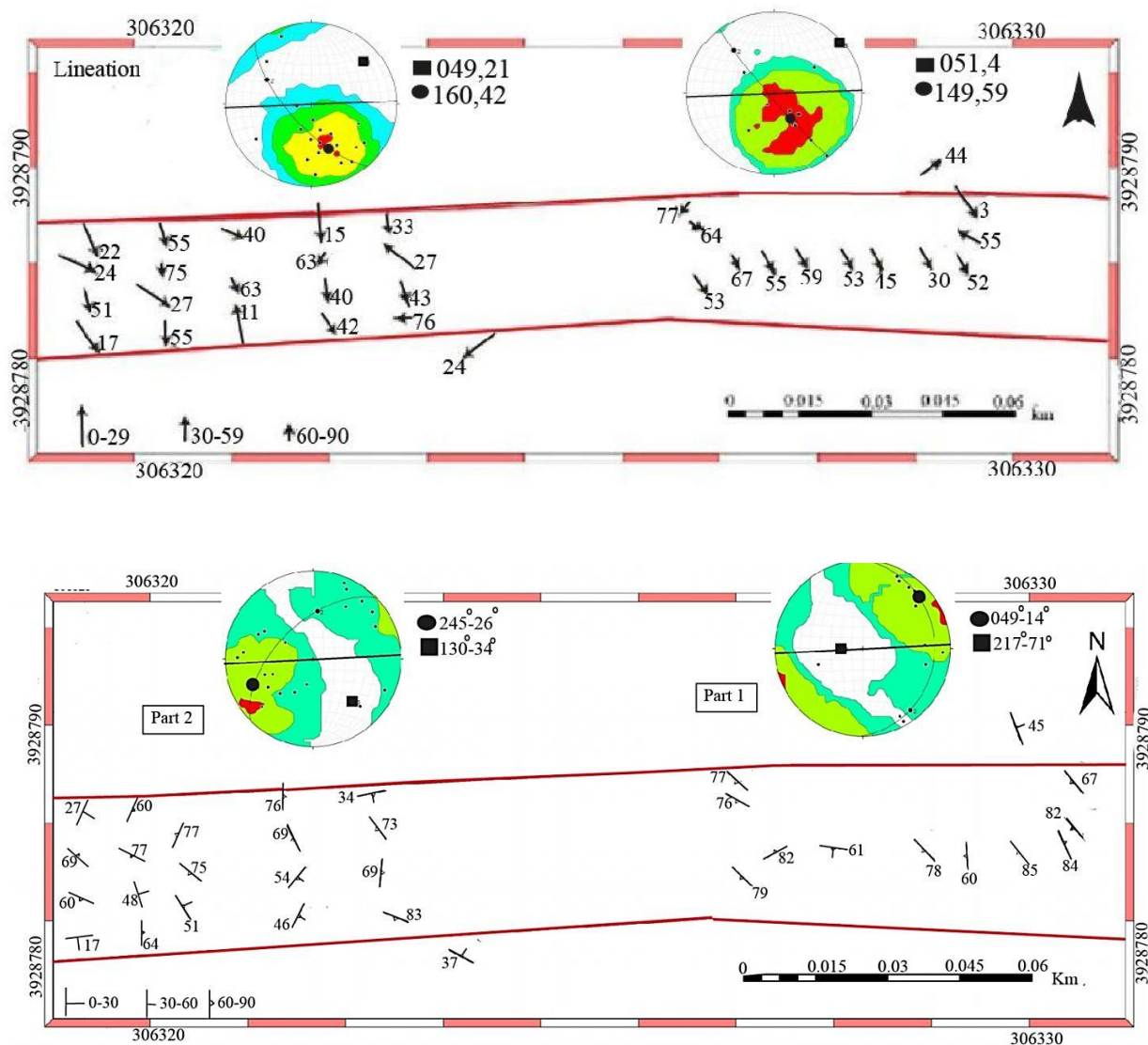
برگوارگی و خطوارگی‌های ثبت‌شده در مراحل نهایی استقرار گدازه، اطلاعاتی در مورد تاریخچه‌ی نهایی فابریک و جهت جریان در دایک را نشان می‌دهد (فرناندز و لاپورت، ۱۹۹۱). استقرار دایک ترکیبی از تنش خارجی و داخلی را در خود ثبت می‌کند. علاوه بر این، فابریک نیز در برخی موارد اطلاعاتی در مورد جهت برش و شکل بیضوی کرنش، نشان دهد (فمیانز و همکاران، ۲۰۰۴).

در یک دایک که در آن جریان بین دیواره‌های دایک محصور شده است، چنانچه جهت خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی نسبت به صفحه دایک زاویه نزدیک به 30° درجه داشته باشد فابریک AMS عادی است. بنابراین محور K3 عمود بر صفحه دایک است یا نسبت به آن زاویه زیادی می‌سازد. چنانچه جهت یابی خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی عمود به صفحه دایک باشد یا زاویه زیادی با آن بسازند به طوریکه محور K3 تقریباً در صفحه دایک قرار گیرد یا زاویه 30° درجه با آن می‌سازد.

در نتیجه، الگوی جریان متقارن و وارونه نشانگرهای مهمی از محور بیضی کرنش است که بوسیله فابریک فعال ثبت شده است مانند: (۱) برگوارگی مورب تا نیمه‌موازی (با یک زاویه α کوچک بین دیواره دایک و برگوارگی وابسته به شدت برش) در نزدیکی حاشیه و یک برگوارگی عمود بر مرکز دایک؛ (۲) تجمع تورق برگوارگی در هر طرف دایک‌ها (بسته به زاویه α)؛ (۳) خطوارگی به موازات بردار جریان در نزدیکی دیواره و عمود بر این بردار در مرکز، با یک وارونگی متوسط از محورهای K_1-K_2 . (۴) حوزه‌های مختلف از استرین از یک بیضوی کشیده در حاشیه تا یک بیضوی پهن‌شده در قطبین در مرکز است (فمیانز و همکاران، ۲۰۰۴).

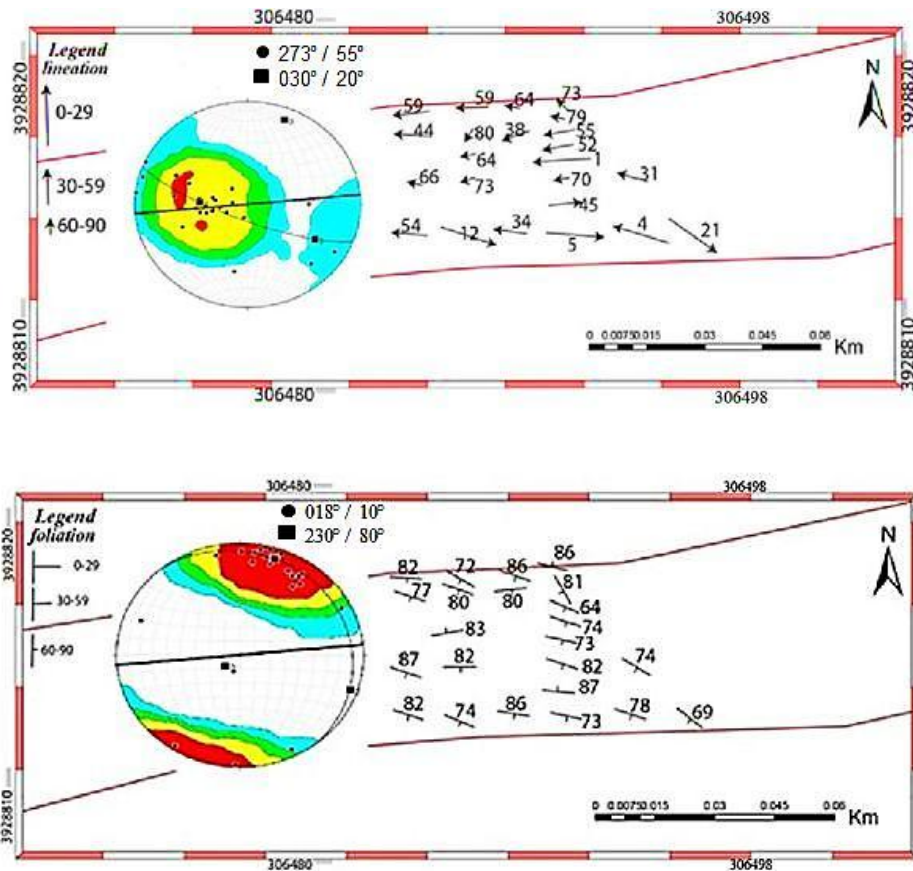
در شکل ۴-۱۵، نقشه‌های برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی بخش‌های ۱ و ۲ دایک ترسیم شده است، روند غالب خطوارگی‌های مغناطیسی در هر دو بخش (۱ و ۲) مشابه می‌باشد. روند عمومی خطوارگی‌های مغناطیسی به سمت جنوب‌شرق و شیب آن‌ها در مرکز و حاشیه دایک متوسط می‌باشد. میانگین روند و شیب خطوارگی مغناطیسی در بخش یک $59^\circ / 149^\circ$ و بخش دو $42^\circ / 160^\circ$ می‌باشد. امتداد برگوارگی-

های مغناطیسی نیز همانند خطوارگی مغناطیسی، تقریباً عمود بر حاشیه دایک بوده و همه ایستگاه‌ها شیب بین ۷۰ تا ۶۰ درجه دارند. میانگین قطب برگوارگی مغناطیسی در بخش یک $14^{\circ} / 49^{\circ}$ و در بخش دو $26^{\circ} / 45^{\circ}$ می‌باشد.



شکل ۴-۱۵- نقشه‌های برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی ترسیم شده برای بخش‌های ۱ و ۲ دایک مافیک چاه موسی. استریوگرام‌ها معرف خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی هستند. خط سیاه پررنگ در استریوگرام معرف صفحه دایک می‌باشد.

در بخش سوم دایک، خطوارگی‌های مغناطیسی غالباً روند شرقی- غربی داشته و میل آنها در مرکز و حاشیه شمالی دایک بین ۶۰ تا ۸۰ درجه تغییر می‌نماید (شکل ۴-۲۶). خطوارگی‌های مغناطیسی معرف جهت تزریق جریان ماگما می‌باشند. متوسط روند و میل خطوارگی مغناطیسی این بخش $273^{\circ}/55^{\circ}$ می‌باشد (شکل ۴-۲۶). امتداد برگوارگی‌های مغناطیسی نیز همانند خطوارگی مغناطیسی به موازات حاشیه دایک بوده و همه ایستگاه‌ها شیب نزدیک به قائم دارند. میانگین قطب برگوارگی مغناطیسی $18^{\circ}/10^{\circ}$ و بهترین صفحه برگوارگی دارای امتداد 108° و شیب 80° باشد (شکل ۴-۱۶).

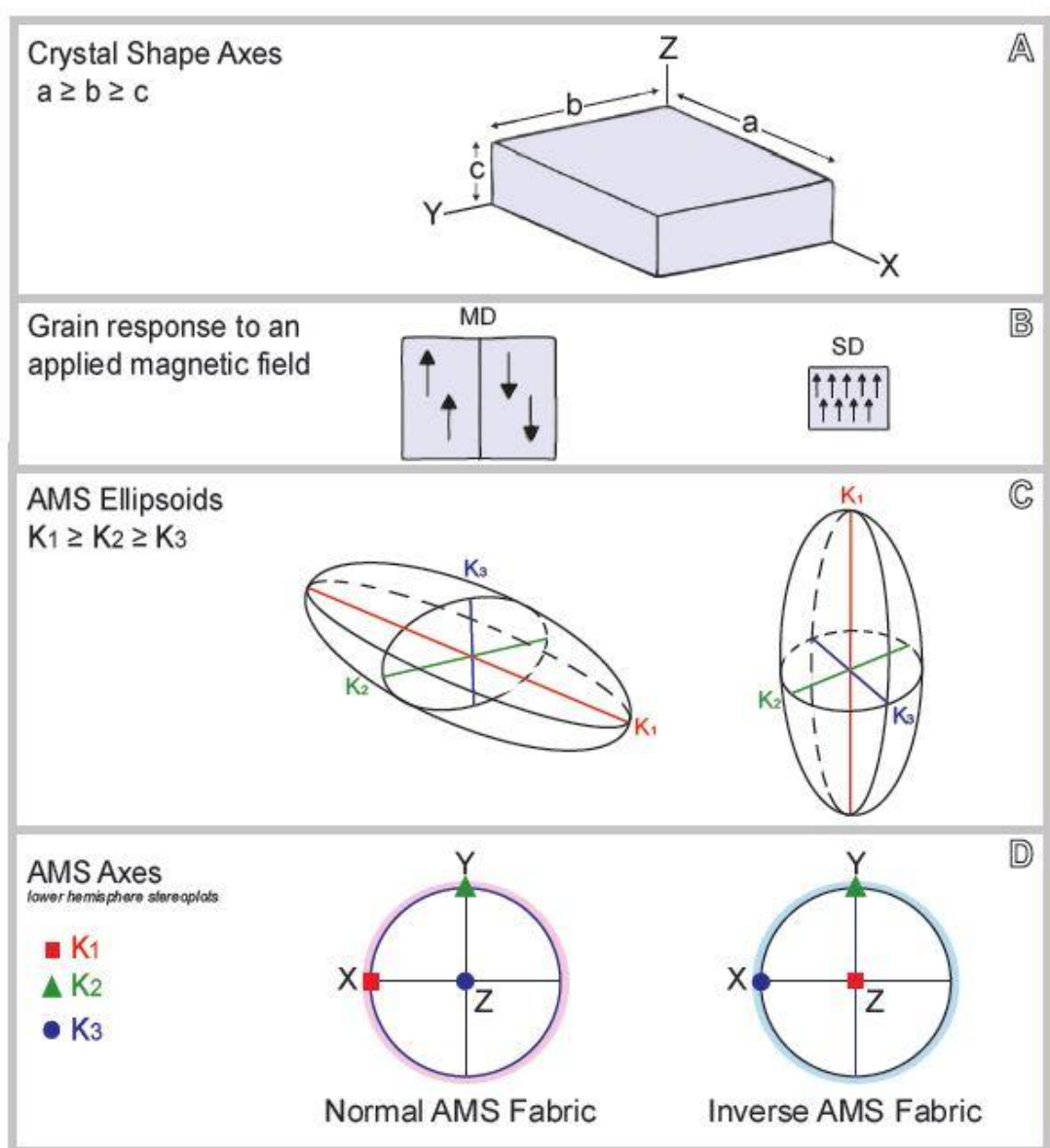


شکل ۴-۱۶- نقشه‌های برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی ترسیم شده برای پروفیل ۳ دایک مافیک چاه موسی. استریوگرام‌ها معرف خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی هستند که به ترتیب از موقعیت محورهای K_1 و K_3 بدست آمده است. خط مشکی پر رنگ موقعیت صفحه دایک مافیک را نشان می‌دهد.

۴-۶- تفسیر داده‌های فابریک مغناطیسی برای دایک مافیک

ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی سنگ معرف جهت‌گیری ترجیحی کانی‌ها است که به نوبه خود، یک نشانگر جریان ماگمایی است. محورهای بیضوی AMS جهت‌گیری منظمی در دایک‌های مختلف دارند. به طور کلی دو نوع الگوی فابریک بر اساس آرایش و چیدمان کانی‌ها در دیواره دایک وجود دارد. در الگوی فابریک عادی یک دایک، محورهای اصلی مبنی بر تفسیر پارامترهای (K_1, K_2, K_3) مغناطیسی و ساختاری با یکدیگر موازی هستند و هر دو به موازات حواشی دایک می‌باشند (چادیمما و همکاران، ۲۰۰۶). به عبارتی چنانچه قطب صفحه برگوارگی عمود بر دیواره دایک باشد، فابریک مغناطیسی نرمال یا عادی نامیده می‌شود (روشت و همکاران، ۱۹۹۲). در مواردی که خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی عمود بر حاشیه‌های دایک باشند و یا جای محورهای بزرگ و کوچک بیضوی مغناطیسی معکوس شود فابریک حاصله معکوس خواهد بود (روشت و همکاران، ۱۹۹۹). در چنین مواردی باید عوامل موثر بر فابریک را بررسی نمود.

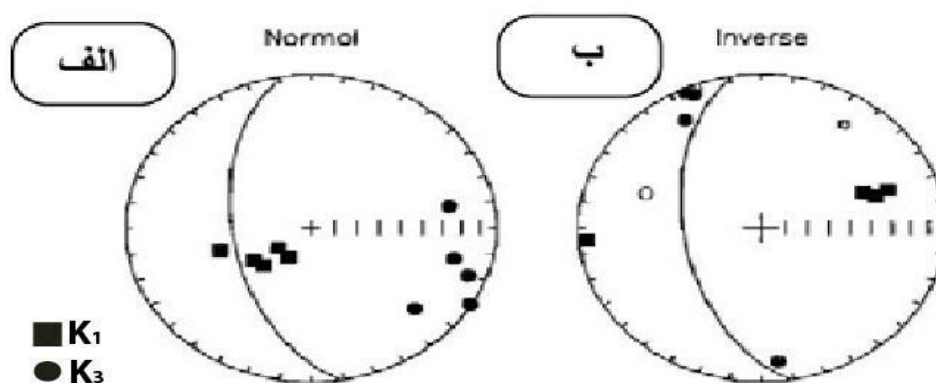
در طی اندازه‌گیری میدان مغناطیسی پایین، دانه‌های منیتیت چند حوزه‌ای مغناطیس شدگی عادی دارند اما دانه‌های منیتیت تک حوزه‌ای مغناطیس شدگی معکوس دارند (شکل ۴-۱۷). این عامل موجب بوجود آمدن فابریک عادی می‌شود که در آن محورهای فابریک مغناطیسی با ناهمسانگردی شکل دانه مطابقت می‌نماید. در فابریک معکوس، محورهای فابریک مغناطیسی نسبت به شکل دانه تغییر یافته است (شکل ۴-۱۷).



شکل ۴-۱۷- فابریک عادی در مقابل معکوس به صورت تابعی از اندازه دانه منیتیت. هر دو فابریک عادی و معکوس توسط ناهمسانگردی شکل دانه بلور که حامل اصلی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی است کنترل می شود. فابریک عادی از دانه های با ابعاد چند حوزه ای ناشی می شود که در آن تعداد قلمرو مغناطیسی در پاسخ به میدان مغناطیسی به کار برده شده تشکیل می شود. جهات K_1 و K_3 تولید می کند که به ترتیب با محورهای بلند و کوتاه دانه مطابقت می نماید. فابریک مغناطیسی معکوس که از دانه های تک حوزه ای منیتیت حاصل می شود که در آن محورهای K_1 و K_3 نسبت به شکل فیزیکی بلور عوض شده است (فری^{۵۰}؛ لانزا و ملونی، ۲۰۰۶).

⁵⁰Ferré

به بیان ساده‌تر منظور از فابریک معکوس، فابریکی است که در آن مولفه قطب صفحه برگوارگی، بر روی صفحه دایک قرار گیرد در غیر اینصورت فابریک نرمال محسوب می‌شود (شکل ۴-۱۸). لازم به ذکر است که حالت‌های بینابین این دو فابریک نیز وجود دارد. پس از بررسی الگوهای خطوارگی و برگوارگی و ترسیم استریوگرام مربوطه، جزئیات حاصل از الگوی فابریک بررسی شده است.

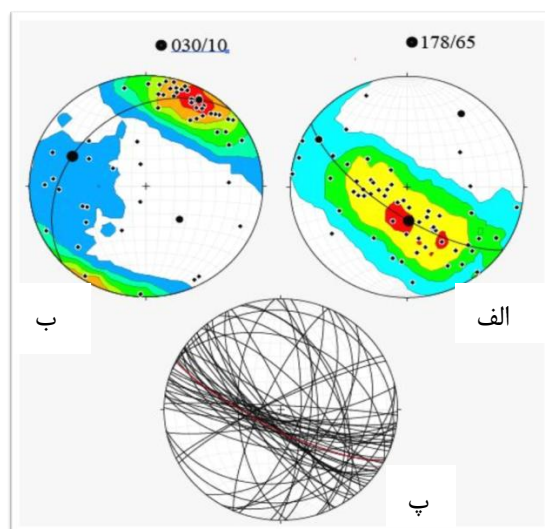


شکل ۴-۱۸- الف) مثالی از یک دایک با "فابریک عادی" که در آن موقعیت صفحه دایک و خطوارگی مغناطیسی بر هم منطبق هستند. ب) مثالی از یک دایک با "فابریک معکوس"، که در آن K_1 قطب صفحه اصلی دایک می‌باشد. "برگرفته شده از تاکس و همکاران، ۱۹۹۸.

به منظور بررسی الگوی فابریک دایک مورد نظر، امتداد و شیب صفحه دایک که در صحرا برداشت شده است به همراه موقعیت استریوگرام خطواره‌های مغناطیسی (K_1) و قطب صفحه برگوارگی (K_3)، در شکل-های ۴-۱۵ و ۴-۱۶ ترسیم شده است. در این تصاویر و بر اساس شواهد ذکر شده در بالا، خطوارگی مغناطیسی یا همان موقعیت محور K_1 در بخش ۳، منطبق با صفحه دایک واقع شده است. بنابراین دایک مورد مطالعه در بخش ۳ الگوی فابریک مغناطیسی عادی دارد. قطب برگوارگی مغناطیسی در بخش ۲ نیز

تقریباً منطبق با دیواره دایک می‌باشد که سبب ایجاد الگوی فابریک مغناطیسی عادی می‌شود. بنابراین با توجه به استریوگرام رسم شده مربوط به هر سه بخش دایک، فابریک مغناطیسی عادی برای دایک مافیک میکروگابرویی چاه موسی تعریف می‌نمائیم (شکل ۴-۱۹). البته دلایل زیادی برای معکوس شدن فابریک دایک‌ها وجود دارد که بیانگر فرآیندها و تحولاتی که در مخزن ماگمایی اتفاق افتاده است. برخی از عوامل شامل موارد زیر می‌باشد (بوشه و همکاران، ۱۹۹۹):

- بزرگ بودن مخزن ماگمایی سبب اختلاف دما در بخش‌های بالا و پایین مخزن می‌شود و در نهایت جریان همرفتی ایجاد می‌شود.
- هندسه مخزن بر روی آرایش و چیدمان کانی‌ها تاثیر می‌گذارد.
- ماگما از چند پالس ماگمایی تشکیل شده باشد، باعث بهم ریخته شدن الگوهای فابریک می‌شود.
- برهم کنش‌های ساختاری بین مخزن و سنگ میزبان.



شکل ۴-۱۹- استریوگرام خطوارگی و برگوارگی و قطب برگوارگی‌های مغناطیسی هر سه بخش دایک. الف) استریوگرام خطوارگی‌های مغناطیسی با موقعیت میانگین خطوارگی غالب $۱۷۸^{\circ} / ۶۵^{\circ}$ می‌باشد. ب) استریوگرام قطب برگوارگی‌های مغناطیسی با موقعیت میانگین قطب برگوارگی $۱۰^{\circ} / ۳۰^{\circ}$ است. پ) موقعیت برگوارگی‌های مغناطیسی.

رفتار تک حوزه‌ای در دانه‌های منیتیت کوچکتر اتفاق می‌افتد که فابریک مغناطیسی معکوس ایجاد می‌کند. این رفتار به سمت حاشیه دایک افزایش پیدا می‌کند زیرا به دلیل سنگ‌های میزبان سرد، حاشیه‌های دایک سریع سرد می‌شوند. رفتار چند حوزه‌ای در دانه‌های منیتیت درشت‌تر مشاهده می‌شود که در آن فابریک مغناطیسی عادی است و به سمت مرکز دایک افزایش می‌یابد. بخش ۱ در این دایک که فابریک حدواسط این دو را نشان داده است، می‌تواند به دلیل حضور ترکیبی از ذرات منیتیت چند حوزه‌ای و تک حوزه‌ای باشد.

۴-۷- مدل جایگیری دایک میکروگابرویی چاهموسی

به طور کلی، فابریک جریان ماگمایی اغلب توسط ایستگاه‌های با فابریک عادی بدست می‌آید (پالمر^{۵۱} و همکاران، ۲۰۰۷). سنگ‌های موجود در دایک که بسیار سریع سرد می‌شوند دانه‌های منیتیت تک حوزه‌ای ایجاد می‌کنند که فابریک عادی خطوارگی در سیلیکات‌ها را حفظ می‌کنند. در مجموع، دانه‌های منیتیت تک حوزه‌ای در یک سنگ می‌توانند به صورت ادخال‌های کوچک، کمتر از $1\ \mu\text{m}$ ، در بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن حضور داشته باشند (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). اندازه‌گیری‌های فابریک مغناطیسی در این مطالعه می‌تواند برای بدست آوردن الگوی تزریق که متاثر از رژیم تکتونیکی حاکم بوده است به کار رود. بر اساس سناریوهایی که تا به حال برای جایگیری دایک‌های مافیک در پوسته قاره‌ای ارائه شده است (کادمان و همکاران، ۱۹۹۰؛ کالوت و همکاران، ۲۰۰۱؛ کریکسل و همکاران، ۲۰۰۹)، جریان‌ات ماگمایی با میل زیاد تزریق ماگما به صورت عمودی از یک منشا گوشته‌ای و یا زیر پوسته را نشان می‌دهد در حالیکه جریان‌ات ماگمایی با میل اندک گواهی بر تزریق جانبی ماگماست.

⁵¹ Palmer

به طور کلی، اکثر پترولوژیست‌ها در این امر هم عقیده‌اند که دایک‌ها در ضمن یک دوره کشش در پوسته زمین تزریق می‌شوند. به نظر می‌رسد عملکرد گسل‌های امتداد لغز با ماگماتیسم منطقه ارتباط مستقیمی داشته است. دسته دایک‌های موجود در کمربند ماگمایی ترو- چاه شیرین می‌تواند یک شاهی از فاز کششی بزرگ مقیاس باشند. همچنین عناصر کلیدی برای فهم فرآیندهای ژئودینامیکی هستند. این سنگ‌ها اطلاعات زیادی درباره یک کشش بزرگ مقیاس در لیتوسفر قاره‌ای فراهم آورده و بنابراین آنها در تفسیر تغییر و تحول قاره‌ای خیلی مفید هستند (هانسکی و همکاران، ۲۰۰۶ در خادمی، ۱۳۸۶). بعد از ماگماتیسم، گسل‌های منطقه مورد مطالعه، یکسری جابه جایی قائم، امتدادی و معکوس در سنگ‌های آذرین ایجاد کرده‌اند که از روی سطوح صیقلی و خش‌لغزها به نظر می‌رسد سبب ایجاد گسل‌های نسل دوم و سوم و برش‌های ریدل و P شده است. خود این شکستگی‌ها یا برای دایک‌های جوانتر بعدی فضای لازم را فراهم آورده‌اند، یعنی پیش از ماگماتیسم بوده‌اند یا چنانچه گفته شد به طور همزمان میزبان توده‌های مافیک شده‌اند.

توده چاه‌موسی (سیفیوند، ۱۳۹۵) به همراه تعدادی توده نفوذی دیگر نظیر چالو (مجیدی، ۱۳۸۶) و کوه زر (شبستر، ۱۳۹۶) و کوه چغت (عابدینی، ۱۳۹۶) در این زون برشی جایگیری کرده‌اند. با توجه به اینکه دایک مورد مطالعه در بخش‌هایی چین‌خورده است همزمان با تکتونیک (syn tectonic) می‌باشد. سنگ‌های فلسیک میزبان دایک‌های چین‌خورده، نظیر توده نیمه عمیق چاه‌موسی و سنگ‌های آتشفشانی ائوسن علیرغم داشتن مقاومت بالاتر چنین ساختی را نشان نمی‌دهند، پس نشان دهنده این است که توده مافیک حرارتی بالا و انعطاف‌پذیر داشته است. از این رو چین‌خوردگی و ماگماتیسم همزمان بوده‌اند (خادمی، ۱۳۸۶). سنگ‌های آتشفشانی ائوسن، ترد و شکننده هستند و اکثر توده‌ها به صورت انفعالی جای گرفته‌اند. در این رژیم، تعدادی گسل‌های بزرگ عادی با روند شمال غربی - جنوب شرقی از گسل اصلی منطقه یعنی گسل ترو-د انشعاب یافته و به سمت شرق توسعه یافته است. گسل‌های مزبور سبب کشیدگی

پوسته شده و جریان‌های حرارتی به سمت بالا آن با ذوب پوسته طی عمل انتقال ماده مواد آذرین به سطح زمین می‌رسند.

بررسی‌های انجام شده توسط کی‌نژاد (۱۳۸۹) بر روی دایک‌های منطقه چاه‌موسی و شکستگی‌های در برگیرنده آنها نشان‌دهنده تمرکز آنها با نواحی تحت کشش بوده و بیشتر با شکستگی‌های نوع D (شکستگی‌های برشی همسو و هم‌جهت با عامل برش هستند) همراهی می‌نمایند.

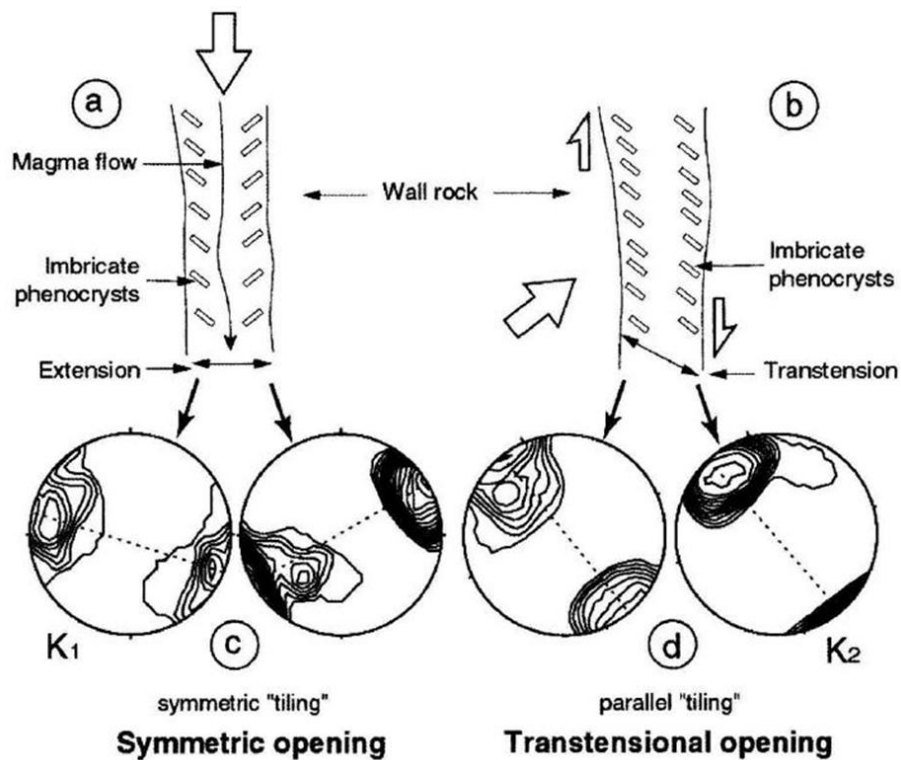
جهت خطوارگی مغناطیسی شناخته شده منعکس کننده چیدمان و آرایش کانی‌ها است که در امتداد دیواره‌های دایک شایع است و در استنباط جهت جریان ماگما مورد استفاده قرار می‌گیرد، زاویه قرارگیری (زاویه حاده بین خطوارگی مغناطیسی و حاشیه دایک) اشاره به مسیر جریان ماگما دارد (بیر^{۵۲}، ۱۹۹۵). به منظور تعیین جهت جریان ماگما، آرایش قرارگیری خطوارگی‌ها و برگوارگی‌های مغناطیسی در دو حاشیه دایک را در سه بخش مورد مطالعه قرار دادیم. از طرف دیگر، با توجه به شکل ۴-۲۰، الگوی خطوارگی و برگوارگی‌های مغناطیسی به دست آمده در منطقه مورد مطالعه با الگوی نامتقارن مطابقت دارد. نا متقارن بودن الگوی برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی، به یک رژیم تکتونیکی تراکشی نسبت داده می‌شود (مونتالبانو^{۵۳} و همکاران، ۲۰۱۶).

حداقل از اوایل ائوسن به بعد یک رژیم لغزشی - کششی همراه با ماگماتیسم، در منطقه ترود، الگوهای ساختاری جدیدی را بر ساختارهای قبلی افزوده است. در این زمان ساز و کار گسل‌های امتدادلغز ترود به یک رژیم لغزشی - کششی راستگرد تحول می‌یابد (خادمی، ۱۳۸۶). کشیدگی حاکم که با رسوبات نازک لایه ماسه‌سنگ قرمز رنگی در قاعده آغاز و مشخص می‌شود، موجب نازک شدگی پوسته و هدایت جریان‌های گرمایی به بالا و در نتیجه ماگماتیسم گسترده در کمر بند مزبور می‌شود. حرکت در اعماق گسل‌ها می‌تواند آشیانه ماگمایی را بالا بیاورد. احتمال دارد که این فرایند درباره گسل ترود که گسل قدیمی است

⁵² Bear

⁵³ Montalbano

صدق بنماید. پس از این مرحله که طی آن ماگماتیسیم ناشی از دگرشکلی‌های ناحیه‌ای است، تکوین قلمرو آذرین تحت تاثیر اندر کنش زمین‌ساخت و ماگماتیسیم ادامه می‌یابد که طی آن ماگماتیسیم گاه فعال و گاه انفعالی و گاه ترکیبی از این دو روی می‌دهد (خادمی، ۱۳۸۶).

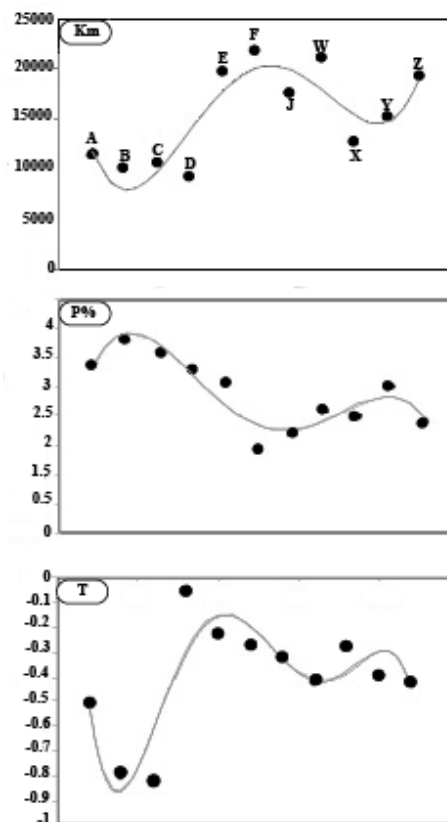
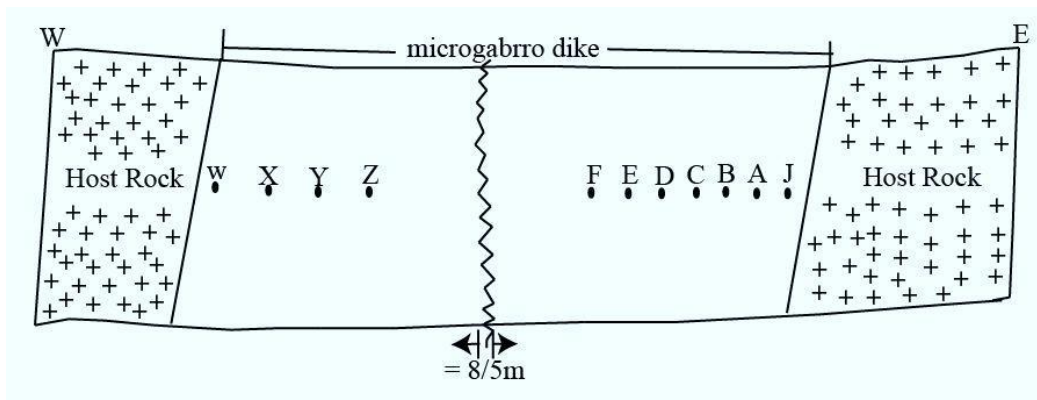


شکل ۴-۲۰- مثالی از اثبات جهت جریان ماگما با جهت قرار گرفتن فنوکریست‌ها در حواشی دو دایک را نشان می‌دهد. (a) الگوی متقارن دایک؛ (b) الگوی نامتقارن دایک؛ (c) مولفه K_1 شاخص مغناطیسی در الگوی متقارن می‌باشد؛ (d) مولفه K_2 شاخص مغناطیسی در الگوی نامتقارن می‌باشد (برگرفته شده از لوفورت^{۵۴} و همکاران، ۲۰۰۶).

شکل ۴-۲۱- مقطع عرضی از بخش ۱ و ۲ دایک میکروگابرویی را نشان می‌دهد که در امتداد آن تغییرات پارامترهای مختلف ترسیم شده است. کاهش مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی از شرق به غرب، دور بودن نمونه‌های سنگی از محل تغذیه را نشان می‌دهد. کاهش درصد ناهمسانگردی از شرق به غرب نیز با مقادیر

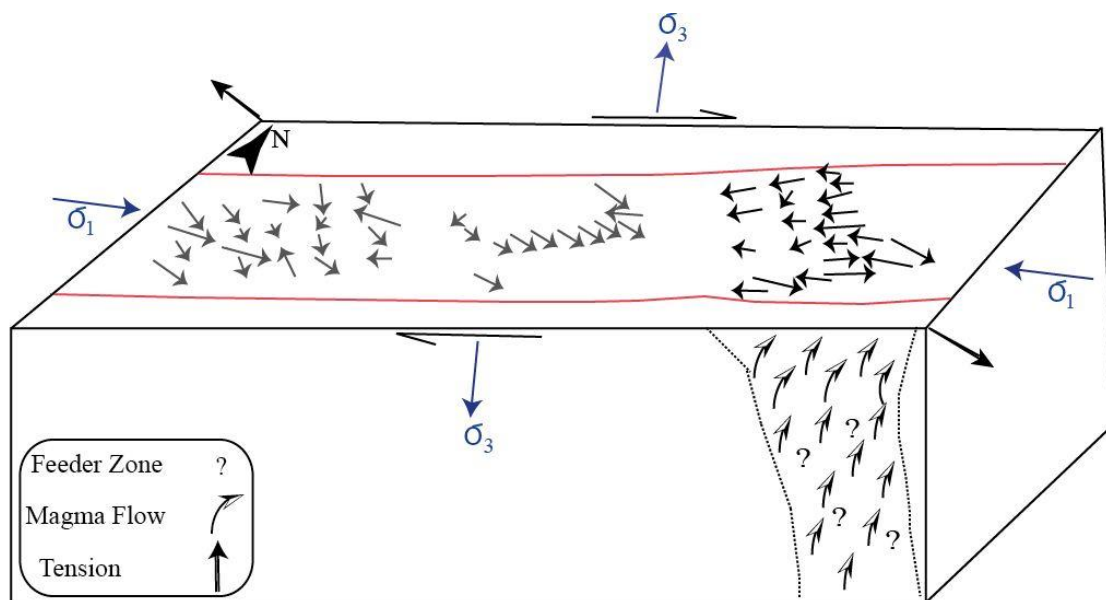
⁵⁴ Lefort

پذیرفتاری مغناطیسی مطابقت دارد. مقادیر T منفی نشان می‌دهد که محور کشیده بیضوی مغناطیسی و در نتیجه بلورهای منیتیت به موازات جهت جریان ماگما بوده و محور طویل آن عمود بر دیواره دایک است که از فابریک‌های مغناطیسی عادی دایک‌ها تبعیت نموده است.



شکل ۴-۲۱- مقطع عرضی دایک میکروگابرویی از دو بخش ۱ و ۲، که تغییرات پارامترهای مختلف مغناطیسی در امتداد آن نشان داده شده است. فاصله بین دو بخش تقریباً ۹ متر می‌باشد.

شکل ۴-۲۲- نحوه تشکیل این دایک میکروگابرویی با توجه به جهات محورهای σ_1 و σ_3 و شکستگی‌های نوع D و R در یک زون برشی راستگرد را نشان می‌دهد.



شکل ۴-۲۲- مدل پیشنهادی برای جایگیری دایک مافیک چاهموسی.

نتیجه گیری

دایک مافیک منطقه چاهموسی واقع در کمان ماگمایی ترود- چاه شیرین و بخشی از پهنه شمالی ایران مرکزی است. این دایک روندی موازی با مهم‌ترین گسل‌های موجود در منطقه دارد. همچنین توده نیمه عمیق آندزیتی و سنگ‌های میزبان (آتش فشانی- آذرآواری) به سن ائوسن چاه موسی را قطع کرده است. از نظر پتروگرافی این دایک شامل کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز، پیروکسن و الیوین، کانی‌های فرعی منیتیت، آپاتیت و کانی ثانویه کلریت است. بافت‌های مشاهده شده در مقاطع میکروسکوپی شامل: اینترگرانولار، اینترسرتال، افیتیک و ساب افیتیک می‌باشد. تفاوت در اندازه بلورها، فراوانی کانی‌های کدر، درصد دگرسانی و بافت در حاشیه و مرکز دایک مشاهده شده در تفسیر پارامترهای فابریک نقش مهمی دارد. شرح مختصری از این تفاوت‌ها در ذیل آورده شده است:

- شدت دگرسانی کلریتی و سرسیتی شدن در بخش سه بیشتر از بخش‌های دیگر است.
- فراوانی کانی‌های اپک در حاشیه بخش‌های یک و دو زیاد است در حالی که در بخش سه، برعکس این دو بخش (۱، ۲) می‌باشد.
- اندازه بلورها در مرکز هر سه بخش دایک بزرگتر از حواشی آن است. تفاوت در اندازه بلورها می‌تواند مرتبط با اثر بگنولد یا سرد شدن سریع ماگما در حاشیه دایک باشد.
- مطالعه تغییرات ماهیت کانی‌شناسی از حاشیه به مرکز نشان می‌دهد که بلورهای منیتیت در حاشیه SD و مرکز دایک MD است.

اندازه‌گیری AMS می‌تواند شواهدی در طول استقرار اصلی دایک، که آیا رفتار فابریک شکل کانی پایدار هست یا خیر؟ را نشان بدهد. روش نمونه‌برداری در زمینه کار ممکن است کیفیت تفاسیر را تحت تاثیر قرار بدهد، بنابراین از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. در توده‌های نفوذی همگن بر اساس وسعت توده، ایستگاه با فواصل مشخص حفاری انجام می‌شود اما در توده‌های نفوذی صفحه‌ای شکل همچون دایک که سنگ‌های اطراف و میزبان خود را قطع می‌کنند، نمونه‌برداری متفاوت است. بهترین روش نمونه‌برداری،

داشتن حداقل سه پروفیل، دو پروفیل به موازات دیواره و یک یا چند پروفیل در قسمت مرکزی به صورت عرضی با کمترین میزان تنش است.

در این پژوهش نتایج حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی مورد بررسی قرار گرفته است. متوسط مقدار پارامتر Km در بخش سه حدود ۱۱۰۰۰، بخش دو ۱۹۰۰۰ و بخش یک ۱۶۰۰۰ می‌باشد. بنابراین در مجموع Km از بخش شرقی دایک به غرب افزایش پیدا کرده، به دلیل وجود دگرسانی در بخش شرقی (بخش ۳) است. افزایش Km با کاهش درجه انیزوتروپی همراه است و علت آن کاهش تنش در حاشیه دایک است. مقدار پارامتر Km دایک نسبت به سنگ میزبان (آندزیت دگرسان شده)، به علت حضور منیتیت در دایک مافیک، بالاتر می‌باشد. توزیع کلی پارامتر $P\%$ در سه بخش نشان می‌دهد که بیشترین درصد ناهمسانگردی متعلق به بخش ۳ با مقدار بین ۲ تا ۶ درصد می‌باشد. با توجه به میانگین پذیرفتاری مغناطیسی بدست آمده، دایک مافیک منطقه چاه موسی از انواع گرانیئوئیدهای فرومغناطیس ($\geq 500 \mu SI$) به شمار می‌آید. بر پایه الگوهای برگوارگی و خطوارگی مغناطیسی، نقشه‌های آن‌ها ترسیم شده و نشان می‌دهند که الگوی فابریک بخش سه دایک مافیک امتداد و روند مشابهی (شرقی- غربی) دارند و موازی با امتداد دایک آرایش یافته‌اند. همچنین میل آنها در حاشیه شمالی زیاد است و الگوی فابریک حاصل از فابریک مغناطیسی این دایک مافیک مورد مطالعه، از نوع عادی می‌باشد. روند برگوارگی و خطوارگی‌های مغناطیسی بخش یک و دو مشابه هم و به سمت جنوب شرق با شیب متوسط است. امتداد خطوارگی و برگوارگی عمود بر حاشیه دایک و شیب $70^\circ - 60^\circ$ درجه دارند. الگوی فابریک مغناطیسی بخش دو نیز، نوع عادی و بخش یک حالت بینابینی است. بنابراین با توجه به موقعیت قرارگیری خطوارگی و برگوارگی‌های مغناطیسی نسبت به موقعیت دایک، فابریک عادی برای سراسر دایک مافیک چاه موسی بدست آمده است. از طرف دیگر با توجه به شیب خطوارگی‌های بالا و پارامتر T منفی (دوکی شکل) در بخش‌های شرقی، به نظر می‌رسد این بخش فیدر زون احتمالی باشد.

بر اساس کارهای انجام شده توسط خادمی ۱۳۸۶، از اوایل ائوسن به بعد به واسطه عملکرد گسل‌های امتداد لغز یک رژیم لغزشی- کششی همراه با ماگماتیسم داشتیم. با توجه به اینکه در منطقه دایک‌ها چین‌خوردگی دارند، همزمان با تکتونیک می‌باشند. این دایک‌ها شواهدی از فاز کششی بزرگ مقیاس هستند. در مجموع با توجه به مطالعات تکتونیکی انجام شده در منطقه چاه موسی و الگوی نامتقارن بدست آمده، از دیدگاه فابریک دایک را به یک رژیم تراکشی نسبت داده اند.

منابع فارسی:

آقاباتى س.ع، (۱۳۸۳)، پايان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ۱۱۱ صفحه.

امام جمعه ا، (۱۳۸۵)، پايان نامه کارشناسی ارشد: "زمین‌شناسی، کانی‌شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی (شمال غرب ترود، استان سمنان)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس. برزگری ل، (۱۳۹۴)، پايان نامه کارشناسی ارشد: "تعیین نرخ رشد و هسته‌بندی بلورهای پلاژیوکلاز و پیروکسن در سنگ‌های آندزیتی و بازالتی منطقه عباس آباد"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

پورکرمانی م، آرين م، (۱۳۷۷)، "لرزه خیزی ایران"، دانشگاه شهید بهشتی تهران. جعفریان ع، (۱۳۶۸)، پايان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه کوه زر - ترود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

چکنی مقدم م، (۱۳۹۱)، پايان نامه کارشناسی ارشد: "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"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

حسینی ع، (۱۳۹۶)، پايان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی تاریخچه تبلور کانی‌های آذرین گنبد چاه‌موسی (شمال غرب ترود - جنوب شاهرود) با بهره‌گیری روش اندازه بلور"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

خادمی م، (۱۳۸۶)، رساله دکتری: "ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین‌شناسی منطقه ترود"، دانشگاه شهید بهشتی، ۲۰۰ صفحه.

خلج م، (۱۳۹۱)، "بررسی و ارتباط کانه‌زایی‌های مس مناطق چاه‌موسی، درخشانیه و قله سوخته با ساختارهای خطی با توجه به پارامترهای ژئوشیمی، دگرسانی و سیالات درگیر در جنوب دامغان"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه دامغان.

سیفی‌وند ع، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی سازوکار جایگیری گنبد‌های آذرین نیمه عمیق منطقه معدنی چاه موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

ذوالفقاری ص، (۱۳۷۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن در محدوده معلمان دامغان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران.

رشیدنژاد عمران ن، (۱۳۷۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی تحولات سنگ‌شناسی و ماگمایی و ارتباط آن با کانی سازی طلا در منطقه باغو (جنوب شرق دامغان)"، دانشگاه تربیت معلم.

شبستر ا، (۱۳۹۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی کوه‌زر (جنوب شرق دامغان)، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

صادقیان م، (۱۳۸۶)، "ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS"، فصلنامه علمی- پژوهشی علوم زمین، شماره ۶۶، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، صفحات ۱۴۳-۱۵۹.

قربانی ق، (۱۳۸۴)، "پترولوژی سنگ‌های ماگمایی جنوب دامغان"، دانشگاه شهید بهشتی.

عابدینی ا، (۱۳۹۶)، "ساز و کار جایگیری گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم پایه، دانشگاه صنعتی شاهرود.

کریم پور م. ح.،، سعادت س، (۱۳۸۱)، "زمین شناسی اقتصادی کاربردی"، نشر مشهد، ص ۵۳۵.

کهنسال ر، (۱۳۷۶)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی توده‌های نفوذی نیمه ژرف در محدوده ورقه ۱:۱۰۰۰۰۰ معلمان دامغان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شمال.

کی‌نژاد آ، پور کرمانی م، آراین م، سعیدی ع، لطفی م، (۱۳۸۹)، "بررسی شکستگی‌های شمال منطقه ترود-معلمان (ایران مرکزی- جنوب خاور دامغان) و ارتباط آن با کانه‌زایی منطقه"، فصلنامه زمین، سال پنجم، شماره ۲.

کی‌نژاد آ، (۱۳۸۷)، رساله دکتری: "تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود- معلمان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

مجیدی پ، (۱۳۹۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم زمین، دانشگاه صنعتی شاهرود.

هوشمندزاده ع، علوی نائینی م،، حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه ترود"، سازمان زمین‌شناسی کشور.

Reference

- Arbaret L. Diot H. Bouchez J.L. (1996) “ shape fabrics of particles in low concentration suspensions: 2D analogue experiments and application to tiling in magma”, *Journal of Structural Geology*, 18, pp. 941-950.
- Arbaret L. Fernandez A. Jezek J. Ildefonse B. Launeau P. Diot H. (2000) “Analogue and numerical modeling of shape fabrics: application to strain and flow determination in magmas”, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh—Earth Sciences*, 91, pp.97–109.
- Arbaret L. Mancktelow N.S. Burg J.P. (2001) “Effect of shape and orientation on rigid particle rotation and matrix deformation in simple shear flow”, *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 113–125.
- Baer G.(1995) “Fracture propagation and magma flow in segmented dykes: field evidence and fabric analyses, Makhtesh Ramon, Israel”, In: Baer G. Heimann A. (Eds.), *Physics and Chemistry of Dykes*, Balkema, Rotterdam, pp. 125-140.
- Best P.G. (2003) “Igneous and metamorphic petrology”, *Blackwell Set Sci*, pp. 729.
- Borradaile G. J. (1988) “ Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain”, *Tectonophysics*, 156, pp. 1-20.
- Bouchez J.L. (1997) “Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites”, *Earth and Planetary Science Letters*, 330, pp. 1-14.
- Bouchez J.L. Guillet P. and Chevalier F. (1981) “Structures decoulement lies a la mise en place du granite Guerande (Loire, Atlantique, France)”, *Bulletin societeGeologique*, pp. 387-399.
- Blanchard J.P. Boyer P. & Gagny, C. (1979) “Un nouveau crit`ere de sens de mise en place dans une caisse filionienne: le “pincement” des min´eraux aux ´eponte”, *Tectonophysics*, 53, 1–25.
- Butler R.F. (1998) “Paleomagnetism: Magnetic Domains to geologic Trranes”, *Electronic Edition*, p.237.
- Cadman A. Tamey J. Park R.G. (1990) “Intersion and crystallization features in protozoic dyke swarms”, In Parker A.J. Rickwood P.c. Tucker D.H. (Eds). *Mafic Dykes and Emplacement Mechanisms*. pp.13-24.

- Callot J.P. Geoffroy L. Auborg C. Pozzi J.P. & Mege D. (2001) “ Magma flow directions of shallow dykes from the East Greenland volcanic margin inferred from magnetic fabric studies”, *Tectonophysics*, 335, pp. 313–329.
- Cañón-Tapia E. Pinkerton H. (2000) “The anisotropy of magnetic susceptibility of lava flows: an experimental approach”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 98, pp. 219–233.
- Canon-Tapia E. Herreo-Bervera E. (2009) “sampling strategies and the anisotropy of magnetic susceptibility of dykes”, *Tectonophysics*, 466, pp. 3-7.
- Canon-Tapia E. Herreo-Bervera E. Walker G. and M Garcia. (2001) “Magnetic fabric and inferred flow direction of dyke , conesheets and sill swarm, Isle of Skye, Scotland”, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 106, pp. 195 – 210.
- Correa-Gomes L.C. Souza C.R. Martins C. Oliveria E. (2001) ”Symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacement in theoretical and natural cases”, *Journal of Structural Geology*, 23, pp. 1415-1428.
- Chadima M. Vladimír C. Týcová P. (2009) “On the interpretation of normal and inverse magnetic fabric in dikes: Examples from the Eger Graben, NW Bohemian Massif”, *Tectonophysics*, 466, pp. 47–63
- Ellwood B.B (1978) “Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements”, *Earth and Planetary Science Letters*, 41, pp. 254-264.
- Ferré E.C. (2002) “ Theoretical models of intermediate and inverse AMS fabrics”, *Geophys. Res. Lett.*, 29, doi:10.1029/2001GL014367.
- Fernandez A. Laporte D.(1991) “Significance of low symmetry fabrics in magmatic rocks”, *Journal of Structural Geology*, 13, pp. 337–347.
- Femenias O. Dio H. Berza T. Gauffriau A. Demaiffe D. (2004) “Asymmetrical to symmetrical magnetic fabric of dikes: Paleo-flow orientations and Paleo-stresses recorded on feeder-bodies from the Motru Dike Swarm (Romania)”, *Journal of Structural Geology*, 26, pp. 1401–1418.
- Forster H. (1978) “ Mesozoic- Cenozoic metallogensis in Iran”, *Journal of geological Society*, 135, pp. 443- 445.

- Gill R. (2010) "Igneous rocks and processes a practical guide", Department of earth Sciences Royal Holloway University of London, pp 475.
- Graham J.W. (1954) "Magnetic susceptibility anisotropy, an unexploited petrofabric element", Bulletin of the Geological Society of America, 65, pp. 1257-1258.
- Graham, J.W. (1953) "Changes on ferromagnetic minerals and their bearing on magnetic properties of rocks", Journal of Geophysical Research, 58, pp. 243–260.
- Hargraves R.B. Johnson D. Chan, C.Y. (1991) "Distribution anisotropy: the cause of AMS in igneous rocks?", Geophysical Research Letters, 18, pp. 2193–2196
- Hamilton N. Owens W.H. Röss A.I. (1968) "Laboratory experiments on the production of grain orientation in shearing sand", Journal of Geology, 76, pp. 465- 472.
- Hernandez F.M. (2002) "Determination of fundamental magnetic anisotropy parameters in rock-forming minerals and their contributions to the magnetic fabric of rocks", Lic. Physics, Universidad Complutense de Madrid, Spain.
- Hrouda F. Clupacova M. Rejl L. (1972) "Changes in magnetite content and magnetic fabric during fensitization, as investigated by petromagnetic methods", Neues Jahrb. Mineral., Abh, 117, pp. 61- 72.
- Hrouda F. (1982) "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics", Geophys. Surv, 5, pp. 37-82.
- Hrouda F. Siemes H. Herres N . Michaeli C. (1985) "The relationship between the magnetic anisotropy and the c-axis fabric in a massive hematite ore", Geophysics, 56, pp. 174-182.
- Ildefonse B. Sokoutis D. Mancktelow N.S. (1992) "Mechanical interactions between rigid particles in a deforming ductile matrix. Analogue experiments in simple shear flow", Journal of Structural Geology, 10, pp. 1253–1266.
- Jeffery G. (1922) "The motion of ellipsoidal particles immersed in a viscous fluid", London, 102, pp. 161-179.
- Kirkpatrick R.J. (1977) "Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi lava lakes, Kilauea volcano, Hawaii", Geol, 88, pp. 78-84.
- Kretz R. (1983) "Symbols for rock – forming minerals", American Mineralogist, 68, pp. 277 – 279.

- Knight m.D. Walker G.P.L. (1988) "Magma flow directions in dikes of the Koolau Complex, Oahu,determined from magnetic fabric studies", *Journal of Geophysical Research*, 93, pp. 4301-4319.
- Lanza R. Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists", Springer, pp.562.
- Lefort J.P. Aifa T. Herve F. (2006) "Structural and AMS study of a Miocene dyke swarm located above the Patagonian subduction", London, pp. 225-241.
- Leterrier J. Maury R. C. Thonon P. Girard D. and Marchal M. (1982) "Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series", *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1), pp. 139–154.
- Lowrie w. (1997) "Introduction to Magnetism", *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge Univ. Press, Jiles, D. 1991.
- Martin- Hernandez F. Hirt A.H. (2003) "The anisotropy of magnetic susceptibility in biotite, muscovite and chlorite single crystals", *Tectonophys*, 367, pp. 13- 28.
- Michael P. Jonathan H. Tauxe L. (2004) "Patterns of magma flow in segmented silicic dikes at Summer Coon volcano, Colorado: AMS and thin section analysis", *Earth and Planetary Science Letters*, 219, pp. 155-169.
- Montalbano S. Diot H. Bolle O. (2016) "Asymmetrical magnetic fabrics in the Egersund doleritic dike swarm (SW Norway) reveal sinistral oblique rifting before the opening of the Iapetus", *Journal of Structural Geology*, 85, pp. 18-39.
- Nayfeh M. and Brussel M. (1985) "Electricity and magnetism", John Wiley and Sons, pp.619.
- Nye J.F. (1960) "Physical Properties of Crystals", Oxford University Press, Oxford. pp.323.
- Park J.K. Tanczyk E.I. & Desbarats A. (1988) " Magnetic Fabric and Its Significance in the 1400 Ma Mealy Diabase Dykes of Labrador, Canada", *J. geophys. Res*, 93, 13 689–13704.
- Potter D.K. & Stephenson A, (1988) "Single-domain particles in rocks and magnetic fabric analysis", *Geophys. Res. Lett*, 15, 1097–1100.
- Rabinson E. Coruh C. (1988) " BasicExploration geophysics", John Wiley and Sons, pp. 562.

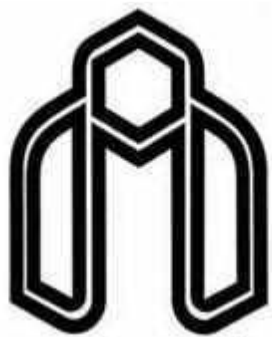
- Raposo M.I.B. Chaves A.O. Lojkasek-Lima P. D'Agrella-Filho M.S. & Teixeira W. (2004) "Magnetic fabrics and rock magnetism of Proterozoic dike swarm from the southern São Francisco Craton, Minas Gerais State, Brazil", *Tectonophysics*, 378, 43–63
- Rochette P. Jackson M. Aubourg C. (1992) "Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility", *Review of Geophysics*, 30, pp. 209–226.
- Rochette P. Aubourg C. Perrin M. (1999) "Is this magnetic fabric normal? A review and case studies in volcanic formation", *Tectonophysics*, 307, pp. 219–234.
- Rochette P. (1987) "Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies", *Journal of Structural Geology*, 9, pp. 1015–1020.
- Roman-Berdiel T. Aranguren A. Cuevas J. and Tubia. J.M. (1998) "Compressional granite-emplacement model: Structural and magnetic study of the Trives Massif (NW Spain)", *Lithos*, 44, pp. 37-52.
- Silva P.F. Henry B. Fernando O. Marques E. Mateus A. Vegas R. (2008) "Magma flow, exsolution processes and rock metasomatism in the Great Messejana–Plasencia dyke (Iberian Peninsula)", *Journal compilation*, 175, 806–824.
- Shahabpour J. (2007) "Island- arc affinity of the central Iranian volcanic belt", *Int.J.Asian Earth Sci*, 30, pp. 652- 665.
- Shelley D. (1988) "Radial dikes of Lyttelton Volcano their structure, form, and petrography", *Geol. Geophys*, 13, pp. 65-75.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", Chapman and Hall. Landon, pp. 445.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonic of Iran", *Petroleum Geologist Bull*, 52, pp. 1229 -1258.
- Stocklin J. (1974) "Possible ancient continental margins in Iran in the geology of continental margins, Edited by C.A. burk and C.L. Drake", Springer, pp. 873-887.
- Stephenson A. (1994) "Distribution anisotropy: Two simple models for magnetic lineation and foliation", *Phys. Earth Planet. Inter*, 82, 49-53.
- Tauxe L. and H. Staudigel. (1998) "Flow directions in dikes from anisotropy of magnetic susceptibility data: The bootstrap way", *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, 17, pp.,775-17.

Vernon R.H. (2004) "A practical guide to rock microstructure.cambridge university press",
pp 594.

Abstract

The Chah-Musa sub-volcanic pluton is located at the northern part of the Central Iran (Semnan province) and is part of the Toroud -Chah Shirin magmatic arc. The volcanic-pyroclastic rocks of the Eocene are the oldest rocks in the region. In this region, one mafic dike with the EW trend, the thickness of 5-10 meters and more volcanic pluton after the Eocene. This dike in the field has a green color, and microgabbro in composition. Under the microscope, there are also intergranular, intersertal, subophitic and ophitic textures and are essentially composed of plagioclase, pyroxene and olivine minerals, with minor amounts of magnetite and apatite. In the dike studied, the size of the crystals in the center of the two parts (3,2) is larger than the margin. In this study, for the first time magnetic fabric patterns on this dike is divided into 3 separate section in the form of 76 stations investigated by anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) method. The resulted data indicate that mean magnetic susceptibility in μSI are as follows: part 1 (16221), part 2 (19908), part 3 (11601). Based on these values, mafic dike is ferromagnetic granitoids ($500 < \text{km}$ in μSI). Overall, values Km from western to eastern part decrease with increasing hydrothermal alteration. Also, at each station has a direct relation to the amount and size of magnetite grains. The percentage of anisotropy ($P\%$) values vary from 0.9 to 6 and indicate that the percentage of anisotropy in stations with lower alteration rates is also low in anisotropy. The study of magnetic foliation and lineation patterns in part 3 indicate that fabric pattern of this dike is similar to the strike of dyke. In parts 1, 2 magnetic lineations dominantly oriented to the southeast and the dip in the center of the dike are almost vertical. Magnetic foliations mainly show in part 1 (049,14), part 2 (245,26) and part 3 (18,10) trend. On the other hand, due to the high slope Lineation and negative T parameter in section 3 seems that it is possible feeder zone. In general, On the basis of the position of the average magnetic lineation and the polarity of the foliation plate, parts of 2 of mafic dike expressed the magnetic fabric confirms Interstitial fabric and part 1, 3 expressed Normal fabric. According to tectonic studies and asymmetric pattern obtained, microgabbroic mafic dike emplacement with a transtension regime.

Keywords: AMS method; mean magnetic susceptibility, Dike, transtension regime, Chah-Musa.



Shahrood University of Technology

Faculty of Earth Science

MSc thesis in petrology

Title of thesis:

**Patterns of magma flow in dike of Chah-musa subvolcanic igneous dome (NW
Toroud- South Shahrood) inferred from magnetic fabric method**

By:

Mohadese Eskandari

Supervisor:

Dr. M. Sheibi

January 2018