

رسالة محمد



دانشکده علوم زمین

پایان نامه کارشناسی ارشد زمین شناسی اقتصادی و پترولوژی

سازوکار جایگیری گنبد آذرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش
ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)

نگارنده: امیر عابدینی

استاد راهنما

دکتر مریم شیبی

شهریور ۱۳۹۶

تقدیم

ماحصل آموخته ایمم را تقدیم می کنم به آنان که مهر آسمانی شان آرام بخش آلام زمینی ام است:

مقدس ترین واژه مادر لغت نامه دلم،

پدرم، آن مرد آسمانی مهربان مشفق، بردبار و حامی که وجودم فدای بودنش.

مادرم، مادر مهربانم که زندگی ام را مدیون مهر و عطف او می دانم.

برادران و خواهر عزیزم، به پاس قدردانی از قلبی آکنده از مهربانی و معرفت که محیطی سرشار از سلامت و امنیت و آرامش و

آسایش برای من فراهم آورده اند.

همسرم، مهربان فرشته زمینی خداوند برای من، که نشانه لطف الهی در زندگی من است و میج و ارباب صبرش در تمامی سختی های رفیق راه

من بوده و است.

بوسه بردستان پرمهرتان .

پاسکوزاری

پاس و تایش از آن خداوندی است که بنده کوچکش را در دیای بیکران اندیش، قطره ای ساخت تا وسعت آن را از دریچه اندیشه های ناب آموزگاران بزرگ به تماشانشیند. لذا اکنون که در سایه سار بنده نوازی دیش پژوهش حاضر به انجام رسیده است، بر خود لازم می دانم تا مراتب پاس را از بزرگوارانی به جا آورم که اگر دست یاریکشان نبود، هرگز این پژوهش به انجام نمی رسید.

ابتدا از آنان که به من آموختن تاملن یا موزم اساتید فریخته و فرزانه، سرکار خانم دکتر مریم شیبی که زحمت راهنمایی این پایان نامه را بر عهده داشتند کمال تشکر و قدردانی را دارم.

از جناب آقای دکتر محمود صادقیان و جناب آقای دکتر مهدی رضایی کنجانی که زحمت داوری این پایان نامه را بر عهده داشته اند تشکر می کنم.

از جناب آقای دکتر امید، مدیر محترم گروه زمین شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود و جناب آقای دکتر فرج الله فردوست نایند تحصیلات تکمیلی به خاطر تمام زحمتهایشان پاسکوزارم.

و در پایان از بهترین دوستان عزیزم آقایان علی سیفی و عقیل سالاری بخاطر همراهی و دگریشان صمیمانه تشکر و قدردانی می کنم.

تعهد نامه

اینجانب امیر عابدینی دانشجوی دوره کارشناسی ارشد رشته پترولوژی دانشکده‌ی علوم زمین دانشگاه صنعتی شاهرود نویسنده پایان‌نامه "سازوکار جایگیری گنبد آدرین نیمه عمیق منطقه کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"

تحت راهنمایی سرکار خانم مریم شیخی متعهد می‌شوم:

- تحقیقات در این پایان نامه توسط اینجانب انجام شده است و از صحت و اصالت برخوردار است.
- در استفاده از نتایج پژوهش‌های محققان دیگر به مرجع مورد استفاده استناد شده است.
- مطالب مندرج در پایان نامه تاکنون توسط خود یا فرد دیگری برای دریافت هیچ نوع مدرک یا امتیازی در هیچ جا ارائه نشده است.
- کلیه حقوق معنوی این اثر متعلق به دانشگاه شاهرود می باشد و مقالات مستخرج با نام «دانشگاه شاهرود» و یا «Shahrood University» به چاپ خواهد رسید.
- حقوق معنوی تمام افرادی که در به دست آمدن نتایج اصلی پایان نامه تأثیرگذار بوده اند در مقالات مستخرج از پایان نامه رعایت می‌گردد.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که از موجود زنده (یا بافت‌های آنها) استفاده شده است ضوابط و اصول اخلاقی رعایت شده است.
- در کلیه مراحل انجام این پایان نامه، در مواردی که به حوزه اطلاعات شخصی افراد دسترسی یافته یا استفاده شده است، اصل رازداری، ضوابط و اصول اخلاق انسانی رعایت شده است.

تاریخ

امضای دانشجو

مالکیت نتایج و حق نشر

- کلیه حقوق معنوی این اثر و محصولات آن (مقالات مستخرج، کتاب، برنامه های رایانه ای، نرم افزار ها و تجهیزات ساخته شده است) متعلق به دانشگاه صنعتی شاهرود می باشد. این مطلب باید به نحو مقتضی در تولیدات علمی مربوطه ذکر شود.
- استفاده از اطلاعات و نتایج موجود در پایان نامه بدون ذکر مرجع مجاز نمی باشد.

چکیده

توده نیمه عمیق کوه چفت به‌عنوان بخشی از کمان ماگمایی ترود - چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. سنگ‌های میزبان این توده آذرین یک واحد آتشفشانی - آذرآواری است که از توف قرمز - ارغوانی، برش آتشفشانی و آگلومرا تشکیل شده است. توده بیضی شکل و نیمه عمیق مورد مطالعه با ترکیب بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری و با ماهیت کالک‌آلکان، این توالی‌های آتشفشانی - آذرآواری ائوسن را قطع نموده است. کانی پلاژیوکلاز تشکیل دهنده اصلی این سنگ می‌باشد و به دنبال آن هورنبلند، آلکالی فلدسپار، بیوتیت، آپاتیت، منیتیت و به مقدار کمتر کوارتز از تشکیل دهنده‌های فرعی این سنگ‌ها می‌باشند. همچنین دگرسانی‌های فیلیک، و به مقدار کمتر کلریتی شدن در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. جهت بررسی سازوکار جایگیری این توده نیمه عمیق از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. با توجه به اینکه بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی همه نمونه‌ها از $500 \mu\text{SI}$ بالاتر است در رده گرانیتهای فرومغناطیس قرار دارد و با گرانیتهای تیپ منیتیت همخوانی دارد. بالاترین میزان درجه ناهمسانگردی ($P\%$) در امتداد قطر کوچک گنبد بیضی شکل این توده به چشم می‌خورد. کمترین مقدار آن نیز در امتداد قطر بزرگ گنبد بیضی شکل یعنی نیمه شمال غرب - جنوب شرق توده نیمه عمیق دیده می‌شوند. با وجود تنش نسبتاً بالا، به دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جایگیری گنبد نیمه عمیق کوه چفت هیچ‌گونه ریز ساختی ثبت نشده است. مرتفع‌ترین نقاط و اطراف سقف توده کوه چفت، پارامتر شکل بیضوی مغناطیسی مثبت و کلوچه‌ای است. در بخش جنوب غرب این توده دیوریت پورفیری، چند ایستگاه دارای شکل بیضوی مغناطیسی دوکی و شیب خطوارگی نزدیک به قائم هستند. این بخش از توده می‌تواند معرف مناطق تغذیه‌کننده ماگما در نظر گرفته شود. سایر بخش‌های توده دیوریت پورفیری کوه چفت دارای شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای و مثبت هستند. امتداد بر گوارگی‌های ایستگاه‌های نمونه برداری شده الگوی متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند و همگی از شیب بالاتر از 30° درجه برخوردار هستند. عدم مشاهده پهنه‌بندی پتروگرافی، الگوی فابریک

متحدالمركز درون توده نیمه عمیق مورد مطالعه از مرکز به سمت محل تماس توده با سنگ میزبان، مشاهده فابریک پهن شده در بخشهای مرتفع و سقف گنبد، خرد شدگی و دگرشکلی شدید سنگهای میزبان به ویژه در حواشی جنوب غرب-شمال شرق، همگی از مهمترین شواهد موجود برای جایگیری این گنبد به روش بالونی شدن می باشند. همچنین با توجه به عملکرد گسلهای چپ لغز انجیلو و ترود و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این گنبد آذرین، می توان جایگزینی این توده نیمه عمیق را به یکی از بازشدگی کششی موجود در پهنه برشی راستالغز کمر بند ماگمایی ترود-چاه شیرین نسبت داد.

کلمات کلیدی: توده نیمه عمیق، کوه چفت، روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)، ترود

فهرست مطالب

فصل اول:	۱
۱-۱- مقدمه	۲
۲-۱- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی آن	۲
۳-۱- وضعیت آب و هوایی منطقه	۴
۴-۱- ریخت شناسی منطقه	۴
۵-۱- تاریخچه مطالعات قبلی	۵
۶-۱- اهداف این مطالعه	۱۰
۷-۱- مراحل و روش های انجام تحقیق	۱۱
فصل دوم:	۱۳
۱-۲- مقدمه	۱۴
۲-۲- زمین شناسی عمومی ایران	۱۴
۳-۲- چینه شناسی	۱۶
۴-۲- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه	۱۶
۱-۴-۲- سنگهای آتشفشانی ائوسن	۲۰
۲-۴-۲- واحدهای سنگی بعد از ائوسن	۲۵
۵-۲- آنکلاوها	۳۰
۶-۲- تکتونیک	۳۱
۷-۲- درزه ها و شکستگی ها	۳۳
فصل سوم:	۳۵

۳۶	۱-۳- مقدمه
۳۷	۲-۳- توف قرمز
۳۸	۳-۳- توده نیمه عمیق کوه چفت
۳۸	۴-۳- کانی‌های اولیه
۳۸	۱-۴-۳- پلاژیوکلاز
۴۵	۲-۴-۳- اکسی هورنبلند
۴۷	۳-۴-۳- بیوتیت
۵۰	۴-۴-۳- کانی‌های اپک
۵۱	۵-۴-۳- کوارتز
۵۱	۶-۴-۳- آپاتیت
۵۲	۷-۴-۳- زیرکن
۵۳	۵-۳- کانیهای ثانویه:
۵۳	۱-۵-۳- اسفن
۵۳	۲-۵-۳- کلسیت
۵۵	۳-۵-۳- کلریت
۵۵	۴-۵-۳- پیروفیلیت
۵۶	۶-۳- آنکلاوهای منطقه
۵۷	فصل چهارم:
۵۸	۱-۴- مقدمه
۶۳	۲-۴- نمونه برداری صحرائی
۷۱	۳-۴- خطاها

۷۴ اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی
۷۸ داده‌های فابریک مغناطیسی
۸۰ ۱-۵-۴ میانگین پذیرفتاری مغناطیسی (Km)
۸۴ ۲-۵-۴ ناهمسانگردی مغناطیسی (P)
۸۷ ۳-۵-۴ پارامتر شکل (T)
۹۰ ۶-۴ الگوی فابریک مغناطیسی
۹۰ ۱-۶-۴ خطوط‌های مغناطیسی
۹۲ ۲-۶-۴ برگواره‌های مغناطیسی
۹۴ ۷-۴ مدل جایگیری توده دیوریت پورفیری کوه چفت
۹۵ ۱-۷-۴ فرونشست شبه کالدرایی (دیگی)
۹۵ ۲-۷-۴ گنبدی شدن
۹۶ ۳-۷-۴ استوپینگ (فرو ریزش)
۹۶ ۴-۷-۴ صعود دیابیری
۹۸ ۵-۷-۴ بالونی شدن (بادکنکی)
۱۰۳ خلاصه و نتیجه گیری
۱۰۵ پیشنهادها برای مطالعات آینده
۱۰۶ پیوست
۱۱۸ منابع

فهرست اشکال

- شکل ۱-۱- نقشه تقسیمات کشوری و شهرستان‌های استان سمنان. منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است. ۳
- شکل ۱-۲- مسیر دسترسی اول به ترود. ۳
- شکل ۱-۳- مسیر دسترسی دوم به ترود. ۴
- شکل ۲-۲- تصویر لندست نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در کمربند ترود چاه شیرین. این مدل شامل روند برجسته گسل شمال شرقی چپ‌گرد و گسل راست‌گرد غرب جنوب غربی است که موجب ایجاد درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان در سطح منطقه شده است (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵). ۱۹
- شکل ۲-۵- تصویر صحرایی از محل تماس توف قرمز رنگ با آندزیت ائوسن میزبان. حاشیه شرقی توده آذرین کوه چفت. دید به سمت شمال. ۲۱
- شکل ۲-۶- تصویر صحرایی از رخنمون توف های قرمز رنگ در حاشیه جنوب غرب توده نیمه عمیق ۲۲ شکل ۲-۷- نمایی از برش آتشفشانی در بخش میانی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن. حاشیه شمال غرب توده نیمه عمیق کوه چفت. ۲۳
- شکل ۲-۸- نمایی نزدیکتر از واحد برش آتشفشانی. حاشیه شمال غرب توده نیمه عمیق کوه چفت ۲۳
- شکل ۲-۹- تصویر صحرایی از رخنمون واحد اگلومرایی حاوی قطعات درشت توف قرمز در بخش‌های بالایی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن. حاشیه شمالی توده نیمه عمیق کوه چفت. ۲۴
- شکل ۲-۱۰- تصویر صحرایی از برش‌های آتشفشانی حاوی قطعات درشت لیتیک در بالاترین بخش توالی آتشفشانی ائوسن. ۲۴
- شکل ۲-۱۲- تصویر صحرایی از محل تماس حاشیه شمال غربی توده نیمه عمیق کوه چفت با سنگ های آتشفشانی ائوسن. دید به سمت شمال شرق ۲۶
- شکل ۲-۱۳- تصویر صحرایی از محل تماس حاشیه جنوب غربی توده نیمه عمیق کوه چفت با ۲۷

- شکل ۲-۱۴- تصویر صحرایی از فرسایش پوست پیازی در حاشیه شمال شرقی توده نیمه عمیق کوه چفت. ۲۸
- شکل ۲-۱۵- نمایی از ساخت پورفیری و مجموعه کانی‌های موجود در توده نیمه عمیق کوه چفت. تصویر الف نمونه دیوریت‌پورفیری از حاشیه شرقی و تصویر ب نمونه‌های از حاشیه جنوب غرب توده را نشان می‌دهند. در هر دو تصویر بلورهای پلاژیوکلاز اندکی جهت‌یابی ترجیحی (ساخت جریان) به موازات حاشیه توده نشان می‌دهند. ۲۹
- شکل ۲-۱۶- نمایی از آنکلاوهای متعدد میکروگرانولار در توده نیمه عمیق کوه چفت. ۳۰
- شکل ۲-۱۷- تصویر صحرایی از حفرات خالی در حاشیه غربی توده نیمه عمیق کوه چفت که حواشی. ۳۱
- شکل ۲-۱۸- تصویر صحرایی از الف) آینه گسلی مشخص در منطقه مورد مطالعه و ب) درزه‌های مزدوج متعدد در سطح تمامی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه (زاویه حاده بین این درزه‌های جهت δ_1 را نشان می‌دهد). ۳۴
- شکل ۳-۱- نمایی میکروسکوپی از توف‌های موجود در منطقه مورد مطالعه. الف، در نور XPL؛ ب در نور PPL. ۳۸
- شکل ۳-۲- بافت گلوپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۰
- شکل ۳-۳- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت منفرد. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۰
- شکل ۳-۴- حضور کانیهای اپک در بین بلورهای پلاژیوکلاز؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۱
- شکل ۳-۵- تصویری از ماکل تکراری از پلاژیوکلازها؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب ض ÷ در نور PPL. ۴۲
- شکل ۳-۶- نمایی از بافت غربالی در پلاژیوکلاز؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL. ۴۳
- شکل ۳-۷- پلاژیوکلازهایی با دو نوار حاشیه‌ای، تصاویر الف و پ در نور XPL و تصاویر ب و ت در نور PPL. ۴۴

- شکل ۳-۸- اکسی هورنبلندهای دارای بافت جریانی، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است. ۴۶.....
- شکل ۳-۹- قالب‌هایی از کانی اکسیهورنبلند که با کانی‌های دیگر مانند کلسیت، کلریت و... پر شده است. تصاویر الف و پ در نور XPL و تصاویر ب و ت در نور PPL است. ۴۷.....
- شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت‌های نسبتاً سالم در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، تصاویر الف و پ در نور PPL، تصاویر ب و ت در نور XPL است. ۴۹.....
- شکل ۳-۱۱- نمایی از بیوتیت‌های دگرسان شده در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، تصویر الف و پ در نور PPL، تصویر ب و ت در نور XPL است. ۴۹.....
- شکل ۳-۱۲- حضور کانی‌های اپک در اشکال بی‌شکل تا نیمه شکل دار تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است. ۵۰.....
- شکل ۳-۱۳- نمایی دیگر از بلورهای اپک در توده نیمه عمیق کوه چفت، تصویر الف در نور PPL، تصویر ب در نور XPL است. ۵۱.....
- شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور بلورهای کوچک آپاتیت در سنگهای دیوریت پورفیری کوه چفت، تصاویر الف و پ در نور XPL و تصاویر ب و ت در نور PPL است. ۵۲.....
- شکل ۳-۱۵- حضور بلورهای کوچک آپاتیت و کانی اپک، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۵۲.....
- شکل ۳-۱۶- حضور کانی زیرکن در زمینه دیوریت پورفیری. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۵۳.....
- شکل ۳-۱۷- حضور کلسیت در قالب بلور پلاژیوکلاز در تصویر. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۵۴.....
- شکل ۳-۱۹- تصویری از پیروفیلیت‌های توده دیوریت پورفیری کوه چفت. الف و پ در نور PPL، ب و ت در نور XPL. ۵۶.....
- شکل ۳-۲۰- وجود بافت میکرولیتی در آنکلاوهای موجود در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است. ۵۶.....
- شکل ۴-۱- تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی و عناصر فابریک مغناطیسی. ۶۱.....

- شکل ۴-۲- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های مغزه‌گیری در توده نیمه عمیق کوه چفت..... ۶۵
- شکل ۴-۴- الف) برش نمونه‌ها در کارگاه سنگ دانشگاه صنعتی شاهرود. ب) تصویری از یک مغزه که به قطعات ۲۲ میلیمتری برش خورده است..... ۶۷
- شکل ۴-۵- نمایی از دستگاه مغزه‌گیر به همراه پمپ آب خنک‌کننده سر مته..... ۶۷
- شکل ۴-۶- ترسیم خط یا ایجاد اشکال دایره‌ای برای بازگرداندن مغزه به حالت اولیه (در صورتی که مغزه شکسته یا جابه‌جا شود)..... ۶۸
- شکل ۴-۷- مراحل مغزه‌گیری و اندازه‌گیری شیب و امتداد آن به روایت تصویر. الف) علامت گذاری روی منطقه مورد نظر با ماژیک ضد آب جهت اینکه بعد از نمونه برداری و شکستن مغزه و جابجایی آن را در جهت اولیه خود قرار دهیم. ب) نمایی از مغزه‌های مورد نظر بعد از بردن آنها توسط دستگاه. پ) قرار دادن صفحه تراز در محل مغزه‌ها و تراز کردن آن. ت) برداشت زاویه انحراف از شمال توسط کمپاس. ث) برداشت شیب مغزه توسط کمپاس مانند شکل. ج) شکستن مغزه و بیرون آوردن بعد از کشیدن علامت شیب توسط ماژیک ضد آب بر روی آن..... ۷۰
- شکل ۴-۸- نحوه علامت زدن روی مغزه‌های به دست آمده..... ۷۱
- شکل ۴-۹- شش نمونه‌ی بالا از مغزه 1A تهیه شده‌اند، همین حالت برای مغزه B هم تکرار می‌شود..... ۷۳
- شکل ۴-۱۰- قطعه مغزه‌های به دست آمده در اسید کلریدریک ۱/۰ نرمال به مدت ۲ ساعت قرار می‌گیرند..... ۷۴
- شکل ۴-۱۱- نمایی از دستگاه کاپا بریج..... ۷۶
- شکل ۴-۱۲- نمایی شماتیک از یک مغزه آماده شده که در معرض میدان مغناطیسی القایی قرار گرفته و بر حسب خود پذیری مغناطیس شدگی القایی تولید نموده است..... ۷۹
- شکل ۴-۱۳- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۸۱
- شکل ۴-۱۴- نقشه نقاط هم مقدار پارامتر Km در توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۸۳

ناهمسانگردی مغناطیسی، درجه شدت فابریک و کرنش منطقه را نشان می‌دهد (بوشه، ۱۹۹۷). به طور کلی مقدار $P\%$ به دست آمده در محدوده مورد مطالعه بین $0/6$ تا $14/8$ درصد متغیر است (جدول ۴-۱). به نظر می‌رسد مناطق دارای ناهمسانگردی بالاتر از 7% درصد مختص مناطقی هستند که ماگما در هنگام جایگیری بیشترین تنش را متحمل شده است. چنین وضعیتی در حواشی شمال شرق و جنوب غرب توده نیمه عمیق مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵). در شکل ۴-۱۶ نمودار $P\%$ در برابر Km توده دیوریت پورفیری محدوده مورد مطالعه آمده است. از این نمودار برای بررسی رابطه بین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و درجه ناهمسانگردی و تشخیص میزان مشارکت کانیهای پارامغناطیس و فرومغناطیس استفاده می‌شود. در این نمودار نیز رابطه خطی و مثبتی بین این دو پارامتر برای توده نیمه عمیق کوه چفت مشاهده می‌شود. چنانچه رابطه بین این دو پارامتر مثبت باشد به معنی حضور هر دو گروه کانیهای پارا و فرومغناطیس در سنگ و مشارکت همه کانیها در میزان بزرگای قابلیت

- پذیرفتاری سنگ است..... ۸۴
- شکل ۴-۱۵- نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر $P\%$ در توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۸۵
- شکل ۴-۱۶- نمودار $P\%$ در برابر Km برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۸۶
- شکل ۴-۱۸- هیستوگرام T توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۸۸
- شکل ۴-۱۹- نقشه مقادیر پارامتر T برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۸۹
- شکل ۴-۲۰- نقشه خطواره‌های مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه چفت..... ۹۱
- شکل ۴-۲۱- استریوگرام‌های معرف خطواره‌های مغناطیسی توده نیمه عمیق کوه چفت..... ۹۲
- شکل ۴-۲۲- نقشه برگواره‌های مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه چفت..... ۹۳
- شکل ۴-۲۳- استریوگرام معرف برگواره‌های مغناطیسی برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت..... ۹۴
- شکل ۴-۲۴- مقایسه عوارض ساختاری حاصل از دو مکانیسم بالونی شدن (بیکر، ۲۰۰۰)..... ۱۰۰
- شکل ۴-۲۵- آنکلاوهای کوچک گرد شده فاقد جهت‌گیری خاص در قسمت‌های مرکزی توده..... ۱۰۳
- شکل ۴-۲۸- تاثیر شرایط ساختاری حاکم در زمان استقرار بالن ها بر روی شکل رخنمون توده‌های نفوذی. الف) توده نفوذی همگن؛ ب) توده نفوذی ناهمگن. در شکل الف تکتونیک

حاکم غیر فعال بوده و توده در لایه بندی سنگهای میزبان مستقر شده است. در حالت دوم عملکرد یک زون ترا فشارشی موجب نامتقارن شدن شکل رخنمون توده شده است. ۱۰۵.....

شکل ۴-۲۹- الف) تصویری شماتیک از فشار وارد شده از مرکز و ایجاد برگواریهای متحدالمرکز در حواشی توده‌ی نیمه عمیق کوه چفت. ب) چگونگی تشکیل بافت جریان‌ی در دو نیمه شمال غرب و شرق توده نیمه عمیق چفت. فنوکریست‌ها در این قسمت به علت فشار وارده از بخش‌های مرکز به صورت موازی با دیواره قرار گرفته‌اند. ۱۰۵.....

شکل ۴-۳۲- چگونگی انبساط درجا و استقرار به روش بالونی شدن در منطقه کوه چفت و چاهموسی. دوایر و بیضویها، شکل بیضوی مغناطیسی در قطب‌ها و دیوارهای استوایی بالن را نشان می‌دهند. ۱۰۸.....

فهرست جداول

جدول ۳-۱.....	۳۷
جدول ۴-۱.....	۷۷

فصل اول:

کلیات

۱-۱- مقدمه

در این فصل به معرفی و موضوع منطقه مورد مطالعه می پردازیم که شامل موقعیت جغرافیایی، آب و هوا، مورفولوژی، موقعیت جغرافیایی، تاریخچه مطالعات قبلی، راههای ارتباطی، اهداف و روشهای مطالعه می باشند.

۱-۲- موقعیت جغرافیایی و راههای ارتباطی آن

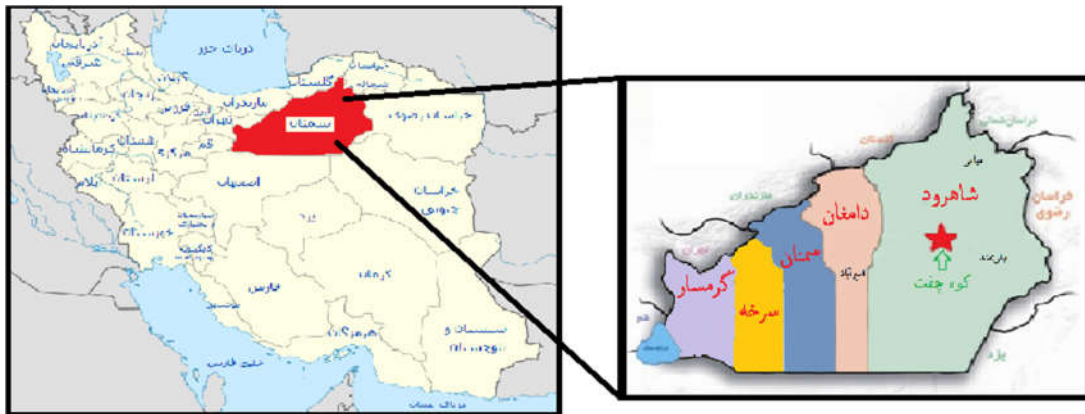
توده نیمه عمیق کوه چفت در استان سمنان (شکل ۱-۱) و در جنوب غربی شهرستان شاهرود، در نزدیکی روستای ترود و در کمر بند ترود چاه شیرین قرار دارد. محدوده مورد مطالعه در موقعیت جغرافیایی $35^{\circ} 27'$ تا $35^{\circ} 32'$ عرض شمالی و $51^{\circ} 50'$ تا $54^{\circ} 51'$ طول شرقی و در ارتفاع حدود ۱۲۰۰ تا بیش از ۱۳۰۰ متر از سطح دریا قرار گرفته است. شکل توده نیمه نفوذی کوه چفت به صورت بیضی شکل با وسعت حدود $2/7$ کیلومتر مربع در نقشه های زمین شناسی $1/250000$ ترود و $1/100000$ معلمان قرار گرفته است. راههای دسترسی به کوه چفت از دو طریق امکان پذیر است:

(۱) از شهر دامغان - جاده جندق - معلمان - روستای ترود - معدن چاه موسی - کوه چفت

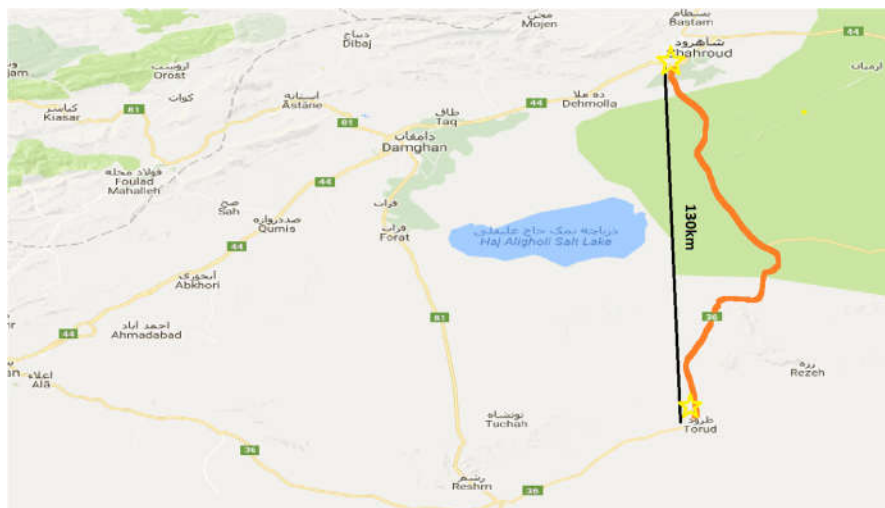
پس از طی مسیر ۱۲۰ کیلومتری از دامغان به سمت جندق به روستای معلمان می رسیم. بعد آن به سمت چپ و ۴۶ کیلومتر جلوتر به روستای ترود رسیده و با توجه به تابلوهای راهنمایی جاده - ی معدن چاه موسی را پیش می گیریم. بعد از مسیر ۹ کیلومتری جاده معدن، صد متر قبل از ورودی معدن جاده فرعی از سمت چپ جدا شده و کمی جلوتر به کوه چفت ختم می شود (شکل ۱-۲).

(۲) از شهر شاهرود - جاده اصفهان - روستای ترود - کوه چفت

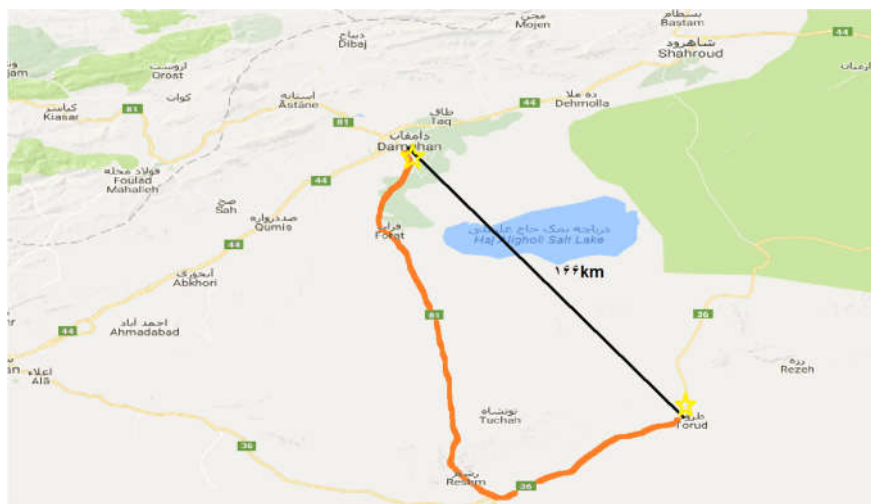
پس از طی مسیر ۱۳۰ کیلومتری از شاهرود به سمت اصفهان به روستای ترود می‌رسیم و از آن به بعد طبق راه قبلی که در فوق بیان شد به سمت معدن چاه موسی و بعد آن به کوه چفت می‌رسیم (شکل ۱-۳).



شکل ۱-۱- نقشه تقسیمات کشوری و شهرستان‌های استان سمنان. منطقه مورد مطالعه با علامت ستاره مشخص شده است.



شکل ۱-۲- مسیر دسترسی اول به ترود



شکل ۱-۳- مسیر دسترسی دوم به ترود

۳-۱- وضعیت آب و هوایی منطقه

توده نیمه عمیق چفت از لحاظ دسته بندی اقلیمی در گروه گرم و خشک بیابانی تا نیمه بیابانی قرار می‌گیرد. آب و هوای منطقه کویری و بسیار گرم می‌باشد. میزان بارندگی در منطقه بسیار کم بوده و به همین دلیل درختچه‌های کویری از جمله گز، قیچی و ... در منطقه قابل مشاهده می‌باشند. در این منطقه دمای هوا در گرم‌ترین روز تابستان در حدود ۶۰ درجه و در سردترین شب‌های زمستان به ۷- درجه می‌رسد. میزان بارش سالانه به طور میانگین ۱۴۷/۷ میلی‌متر و میانگین رطوبت نسبی هوا در سال بین ۳۰-۵۴ درصد تغییر می‌کند (سالنامه هواشناسی، ۱۳۸۱). کوه چفت به دلیل وجود کوه‌های متعدد در اطراف خود زمستان‌های سردتر و تابستان‌های خنک‌تری را نسبت به روستای ترود دارد.

۴-۱- ریخت شناسی منطقه

با توجه به مطالعات صحرایی و نقشه‌های زمین شناسی موجود از لحاظ سنگ‌شناسی کلی منطقه شامل رسوبات آبرفتی گسترده، سنگ‌های آتشفشانی، دایک‌های متعدد در منطقه چاه‌موسی و توده‌های نفوذی از جمله توده‌ی مذبور می‌باشد. سن سنگ‌ها مربوط به دوره‌ی فعال ائوسن می‌باشد.

باشد. توده‌ی نفوذی چفت رخنمونی کاملاً بارز دارد و اطراف آن در پایین دست از آبرفت‌ها پوشیده شده است. این توده نفوذی شامل سنگ‌های دیوریتی با بافت پورفیری می‌باشد.

۱-۵- تاریخچه مطالعات قبلی

ناحیه ترود - چاه شیرین به دلیل فعالیت‌های معدنی و زلزله خیز بودن منطقه همواره از دیر باز مورد توجه محققین بوده است. بیشتر کارهای انجام شده در راستای شناسایی ماده معدنی و سنگ‌های میزبان، ترکیب سنگ‌شناسی، شیمی توده‌های نفوذی، و دگرسانی‌های مرتبط با کانه-زایی معطوف شده است. در ادامه به خلاصه‌ای از این مطالعات می‌پردازیم.

- هلم هاکر (۱۸۹۸)، هنماک (۱۸۹۹) و دیچال (۱۹۴۴) از جمله کسانی بودند که منطقه را با اهداف پی‌جویی طلا مورد بررسی قرار دادند. دیچال علاوه بر مطالعات انجام شده در راستای موضوع ذخایر طلا، عیار و خاستگاه آن را مورد بررسی قرار داد و به این نتیجه رسید که پیدایش طلا با رگه‌های سیلیسی موجود در منطقه و توده‌های گرانیتی شرق کوه زر مرتبط است.

- هوبر و اشتوکلین (۱۹۵۶) زمین‌شناسی منطقه ترود- معلمان در قالب و برنامه‌های شرکت ملی نفت ایران بررسی نمودند.

- هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) ضمن تهیه نقشه ۱/۲۵۰۰۰۰ منطقه ترود، به مطالعه سنگ-های آذرین ترشیری ترود- چاه شیرین پرداخت و برای اولین بار واحدهای آتشفشانی منطقه را به چهار بخش گدازه قاعدی، برش آتشفشانی زیرین، برش‌های آتشفشانی میانی و برش‌های آتشفشانی بالایی را معرفی نمود.

- هولز و همکاران (۱۹۷۰) زمین‌شناسی ترود، را مورد بررسی قرار داده‌اند.

- سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی (۱۹۹۵) پروژه اکتشاف معدنی محور سمنان کاشمر، ژئوشیمی آبراهه‌های منطقه، در مقیاس ۱/۱۰۰۰۰۰ مورد ارزیابی قرار داد.

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

- امام جمعه (۱۳۸۵) کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه‌موسی را مورد مطالعه نموده است.

- ذوالفقاری (۱۳۷۷) پترولوژی سنگ‌های آتشفشانی ائوسن محدوده معلمان- دامغان را مورد بررسی قرار داد و سنگ‌های آتشفشانی منطقه را به صورت تناوبی از گدازه‌هایی با ترکیب بازالت، آندزیت، داسیت و تراکی آندزیت همراه با سنگ‌های آذرآواری شامل انواع توف با ترکیب آندزیت و تراکی آندزیت معرفی نموده و به طور کلی سنگ‌های آتشفشانی این منطقه را از نوع آکالن و کالک آکالن و بیشتر با گرایش پتاسیک عنوان کرده است.

- قربانی (۱۳۸۴) ماگماتیسم منطقه ترود را مورد بررسی قرار داد و توده‌های جنوب ترود را بازیک تر و توده‌های شمال آن را اسیدی تر می‌داند.

- خادمی (۱۳۸۶) ویژگی‌های ساختاری و وضعیت زمین ساختی منطقه ترود را مورد تجزیه و تحلیل قرار داده و گسل امتداد لغز چپ گرد ترود با مولفه فشاری که با روند شمال شرقی- جنوب غربی در جنوب منطقه قرار دارد را عامل اساسی تعیین ویژگی‌های ساختاری این محدوده عنوان کرده است.

- کی‌نژاد (۱۳۸۷) با تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه ترود- معلمان، شکستگی‌های منطقه را کنترل کننده رگه‌های کانه‌زایی شده‌ی منطقه معرفی کرده است. ایشان نوع دگرریختی منطقه را از نوع ترافشارشی چپ‌گرد به دست آورد.

- خواجه زاده (۱۳۸۸) پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان را مورد بررسی قرار داد و آن را در محدوده گرانیتهای کمان آتشفشانی (VAG) معرفی کرد. ایشان

تحول ماگمای تشکیل دهنده توده‌های گرانیتوئیدی منطقه معلمان را به تبلور بخشی و تفریق ماگمایی نسبت داده و معتقد است تحولاتی نظیر آلیش پوسته‌ای با مشارکت بخش پوسته‌ای بر روی روند تفریق تأثیر گذاشته است.

خلج (۱۳۹۱) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود به بررسی و ارتباط کانه زایی‌های مس مناطق چاه‌موسی، درخشانیه و قله سوخته پرداخته است. در این پژوهش از پارامترهای ژئوشیمیایی، دگرسانی و سیالات درگیر استفاده نموده و نتایج حاصله حاکی از آن است که کانه زایی‌های منطقه تابعی از خطواره‌هایی با روند N80E و S75E می‌باشند که در منطقه چاه‌موسی در داخل سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی گسترش دارند. کربنات‌های مس کانه‌ی عمده منطقه بوده و به میزان کمتر کانه‌های کالکوپیریت، اسفالریت، گالن، بورنیت، کوولیت نیز در کنار آن به چشم می‌خورد.

با توجه به موارد فوق مهمترین مطالعات انجام شده تا به امروز در زیر آمده است:

۱- نواب مطلق (۱۳۷۲) در رساله‌ی دکتری خود مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی مشهد به روش AMS را بررسی کرده است.

۲- قلمقاش (۱۳۷۷) توده نفوذی اشنویه را به روش AMS در رساله دکتری خود بررسی کرده است.

۳- وکیلی (۱۳۸۲) پایان نامه‌ی خود را با موضوع AMS به صورت کتاب نگاری در آورده است.

۴- صادقیان (۱۳۸۳) در رساله‌ی دکتری خود ساز و کار جایگیری بخشی از توده نفوذی زاهدان را با روش AMS بررسی کرده است. نتایج کار ایشان در صادقیان و همکاران (۲۰۰۵) منتشر شده است.

۵- اسماعیلی و همکاران (۲۰۰۸) مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاه‌کوه را با استفاده از روش AMS مطالعه کرده و نتایج حاصل از آن را در مجله تکتونوفیزیک به چاپ رسانده است.

۶- رسولی (۱۳۸۷) توده گرانیتوئیدی بروجرد را در قالب رساله کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است.

۷- شیبی (۱۳۸۸) مکانیسم جایگیری توده نفوذی گرانیتوئیدی شیرکوه یزد را در قالب بخشی از رساله دکتری خود بررسی نموده است. نتایج حاصل از آن در مقاله شیبی و همکاران (۲۰۱۰) به چاپ رسیده است.

۸- احد نژاد (۱۳۸۸) ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی ملایر را در قالب رساله دکتری خود مورد بررسی قرار داد.

۹- گوانجی (۱۳۸۹) ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی ظفرقند اردستان را به روش AMS در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.

۱۰- میرزایی (۱۳۸۹) ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان را به روش AMS در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود مورد مطالعه قرار داده است.

۱۱- مردانی (۱۳۸۹) بررسی مقدماتی تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا را در قالب مقاله ارائه داد.

۱۲- بدلو (۱۳۹۰) توده گرانیتوئیدی روستای گل‌زرد شمال شرق الیگودرز را با استفاده از روش AMS در قالب پایان نامه ارشد خود مورد مطالعه قرار داد. ایشان نحوه تشکیل توده نفوذی را در ارتباط با زون‌های تغذیه کننده مرتبط با یک فضای کششی و در ارتباط با عملکرد یک زون برشی امتداد لغز راستگرد بیان کرد.

- ۱۳- شکاری (۱۳۹۰) توده گرانیتوئیدی دره باغ در شمال غرب الیگودرز را در پایان نامه ارشد خود مورد بررسی قرار داده است.
- ۱۴- محمودی (۱۳۹۱) در پایان نامه ارشد خود به پارامترهای مغناطیسی قلی و سلطان میدان در البرز شرقی واقع در شمال شاهرود پرداخته است.
- ۱۵- مهدی پور (۱۳۹۰) در پایان نامه کارشناسی ارشد خود آب و هوای دیرینه منطقه نکا در شمال ایران را بر اساس پارامترهای مغناطیسی لس‌های منطقه مورد بررسی قرار داده است.
- ۱۶- اصلانی (۱۳۹۱) ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی الوند را مورد مطالعه قرار داد.
- ۱۷- چکنی مقدم (۱۳۹۱) ساز و کار توضیح 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.
- ۱۸- حمیدی (۱۳۹۲) ساز و کار جایگیری توده نفوذی حسن رباط را مورد مطالعه قرار داد.
- ۱۹- پور علی زاده (۱۳۹۲) توده گرانیتوئیدی پنج کوه دامغان را مورد بررسی قرار داد.
- ۲۰- ساکی (۱۳۹۲) توده نفوذی بوئین میاندشت غرب اصفهان را مورد پژوهش قرار داد.
- ۲۱- مجیدی (۱۳۹۲) ساز و کار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) را با استفاده از روش AMS مطالعه و نتایج آن را در قالب پایان نامه کارشناسی ارشد خود آورده است.
- ۲۲- سیفی وند (۱۳۹۵) توده ی نفوذی نیمه عمیق چاه‌موسی واقع در جنوب غربی شاهرود را در قالب رساله کارشناسی ارشد مورد مطالعه قرار داده است. بر اساس شواهد بدست آمده از مطالعه فابریک مغناطیسی مشخص شد که توده نیمه عمیق مزبور به روش بالونی شدن جایگیری نموده است. همچنین با توجه به عملکرد گسل‌های چپ لغز انجیلو و ترود و تکتونیک حاکم بر

منطقه در زمان استقرار این گنبد آذرین، جایگزینی این توده نیمه عمیق به بازشدگی کششی موجود در پهنه برشی راستالغز کمر بند ماگمایی تروود- چاه شیرین نسبت داده است.

۱-۶- اهداف این مطالعه

از آنجایی که تا به حال هیچ گونه پژوهشی در راستای الگو و ساز و کار جایگیری توده نیمه نفوذی کوه چفت انجام نگرفته انجام این تحقیق به منظور بررسی استقرار این توده انجام پذیرفته است. مطالعه ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی یا همان AMS روشی است که هم از لحاظ زمان و هم از نظر هزینه کاملاً مقرون به صرفه بوده و کاربرد آن بسیار آسان می باشد. مطالعه فابریک مغناطیسی این توده آذرین و طبقه بندی آن از دیدگاه مغناطیسی از اهداف دیگر این پروژه است.

انجام این پژوهش بر روی توده‌ی نفوذی ذکر شده به منظور شناخت نحوه جایگیری این توده نیمه عمیق و با اهداف زیر صورت گرفته است:

- تعیین میزان قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و سایر پارامترهای مغناطیسی نمونه‌های سنگی با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)؛

- مطالعه کانی شناسی، بافت و ریز ساخت با استفاده از مطالعه مقاطع نازک؛

- مطالعه انواع دگرسانی‌های موجود در نمونه‌ها؛

- آشکار سازی فابریک درونی و بررسی الگوی جایگیری توده نیمه عمیق مذکور؛

- مقایسه الگوی جایگیری حاصله با سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو و چاه موسی به منظور ارائه یک مدل کلی از سرگذشت تکتونیکی این بخش از سرزمین ایران؛

- تعیین مناطق تغذیه کننده ماگما؛

- ارائه مدل جایگیری دقیق برای توده نفوذی نیمه عمیق چفت با در نظر گرفتن مجموع داده‌ها و تلفیق نتایج حاصل با نتایج به دست آمده مشابه در سایر نقاط دنیا؛

۱-۷- مراحل و روش های انجام تحقیق

مطالعه به روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) به یک برنامه ریزی دقیق احتیاج دارد. در این روش ابتدا با مطالعه نقشه‌های زمین‌شناسی و توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای منطقه مورد نظر، شبکه منظمی جهت نمونه برداری منطقه طراحی می‌شود. البته این سبک نمونه برداری به راه‌های دسترسی، موقعیت نقاط مورد نظر جهت مغزه گیری، تغییرات و تنوع سنگ شناسی و کیفیت سنگ‌های هر رخنمون در صحرا وابسته است. در این تحقیق برای پیش برد بهتر اهداف از پیش تعیین شده، مراحل انجام کار ذکر شده که عبارت اند از:

- انجام مطالعات کتابخانه‌ای، گردآوری گزارشات و تحقیقات پیشین در رابطه با منطقه مورد مطالعه.

- به منظور مطالعات فابریک مغناطیسی، کل توده نیمه عمیق کوه چفت مورد پیمایش صحرائی قرار گرفته و نمونه‌برداری بر اساس یک شبکه سیستماتیک ۱٪ نمونه‌های سالم و دگرسان شده به کمک دستگاه حفاری قابل حمل در قالب مغزه‌هایی جهت‌دار (به طور متوسط ۲ مغزه از هر ایستگاه) حفاری و برداشت شده است. این مرحله طی دوازده روز بازدید صحرائی در اردیبهشت، خرداد، تیر و مهر ۹۵ و یک مرحله بازدید نهایی در خرداد ۹۶ به منظور روشن شدن روابط صحرائی و برداشت نمونه‌های لازم جهت مطالعه فابریک مغناطیسی انجام شد. بعد از شستشو و آماده‌سازی مغزه‌های برداشت شده، بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی هرکدام از قطعات در سه جهت

خاص با استفاده از دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مدل MFk1- FA ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از جمهوری چک در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود اندازه‌گیری شده است. در مرحله بعد با استفاده از نتایج حاصله انواع پارامترهای مغناطیسی مورد نیاز (مانند P، Km و T) محاسبه و نقشه‌های خطوارگی و برگوارگی مغناطیسی ترسیم می‌شوند. لازم به توضیح است که از نرم افزارهای ArcGIS، Illustrator، Google Earth، Sterio Plot جهت ترسیم نقشه‌ها، نمودارها و پارامترهای مورد استفاده در روش AMS استفاده شده است.

- در این پژوهش، تعداد ۵۱ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و از نظر پتروگرافی، شواهد دگرسانی و ریزساختی مطالعه شده‌اند.

- در پایان کلیه نتایج به دست آمده حاصل از مطالعات صحرایی، آزمایشگاهی و سنگ شناسی به منظور چگونگی جایگیری توده نفوذی چفت جمع آوری شده است.

فصل دوم:

زمین‌شناسی عمومی منطقه

۲-۱- مقدمه

توده نفوذی کوه چفت، با طول جغرافیایی $50^{\circ} 54'$ تا $51^{\circ} 54'$ و عرض جغرافیایی $27^{\circ} 35'$ تا $32^{\circ} 35'$ در 35° کیلومتری جنوب غرب شاهرود و ۱۶ کیلومتری شمال غرب روستای ترود قرار گرفته است (شکل ۲-۱). این توده آذرین در کمربند ولکانیکی ترود-چاه شیرین در حاشیه شمالی پهنه ایران مرکزی واقع شده است و در نقشه‌های زمین شناسی $1/250000$ ترود و $1/1000000$ معلمان واقع شده است. سنگ‌های میزبان این توده یک مجموعه آتشفشانی با ماهیت آذرآواری است که از توف قرمز-ارغوانی در پایین‌ترین بخش توالی شروع شده، با یک مجموعه برش آتشفشانی ستر لایه ادامه یافته و در انتها به مجموعه نسبتاً ضخیمی از اگلومرا حاوی قطعاتی از توف قرمز و آندزیت، 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. برای به دست آوردن اطلاعات کافی از منطقه مذکور ابتدا بلوک ایران مرکزی، ساختار و سن آن را مورد مطالعه و بررسی قرار می‌دهیم.

۲-۲- زمین شناسی عمومی ایران

طبق پهنه بندی اشتوکلین (۱۹۶۸) پهنه ایران مرکزی از شمال به رشته کوه البرز، از غرب توسط یک منطقه فرورفته به زون سنندج-سیرجان و از جنوب به مکران ختم می‌شود و حد شرقی آن چندان مشخص نیست زیرا برخی بلوک لوت را همراه با ایران مرکزی و برخی دیگر آن را مجزا می‌دانند.

آقاناتی (۱۳۸۳) نیز بر این عقیده است که پهنه ایران مرکزی و زون سنندج سیرجان بخشی از حوزه مرکزی ایران هستند. ولی به باور اشتوکلین (۱۹۶۸) پس از سخت شدن پی سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزوئیک ویزگی های سکویی داشته و در زمان مزوزوئیک و سنوزوئیک به منطقه‌ای پرتحرک و پویا تبدیل شده است. ردیف بسیار ضخیمی از سنگ‌های دگرگونی، رسوبی،

آتش فشانی و رخساره‌های گوناگون سنگ‌های آذرین درونی از پرکامبرین تا عهد حاضر در این فلات پهناور نمایان شده است. شواهد موجود نشان می‌دهند که:

- کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیش از یک رژیم سکویی حاکم شده است.
- به جز بلوک لوت و لبه جنوب باختری که سنگ‌های ماگمایی ترشیری برون‌زد دارند، در سایر نواحی سنگ‌های ترشیری در کمترین مقدارند.

- در ردیف‌های پالتوزوئیک این ناحیه، نبوده‌های چینه نگاری مهمی وجود دارد که مهم‌ترین آن‌ها نبوده‌های چینه‌ای آغاز دونین میانی (هیاتوس ایفلین) و کربونیفرپسین (هیاتوس استفانین) است.

بسیاری از مؤلفین براین عقیده‌اند که بزرگ‌ترین فعالیت ماگمایی در ایران مرکزی در زمان ائوسن رخ داده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴؛ فرهودی، ۱۹۷۸؛ فورستر، ۱۹۷۸ و شهاب پور، ۲۰۰۵). 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). به طور کلی گسترش و ژرفای دریای ائوسن و ناپیوستگی‌های موجود به‌ویژه ازدیاد فعالیت‌های آتش فشانی وابسته به رویداد آلپ میانی، نشانه ناآرامی‌های 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 همه‌جا یکسان و هم‌زمان نبوده است. به‌این ترتیب به دنبال فاز کوهزایی اواخر کرتاسه، بخش مهمی از ایران مرکزی از آب خارج می‌شود و به‌این ترتیب در قاعده سنگ‌های ترشیری، دگرشیبی مهمی ایجاد می‌گردد. سستبرترین 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 (آقانباتی، ۱۳۸۳). در سنگ‌های آتش‌فشانی ائوسن ایران، تنوع سنگ‌شناسی و محیط تشکیل (قاره‌ای - دریایی) مورد توجه است. همچنین ترکیب شیمیایی این سنگ‌ها نیز تغییرات زیادی از اسیدی تا بازی دارد. در حالت کلی 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 آتش فشانی ائوسن ایران ممکن است از نوع سنگ های گدازه ای آذرآواری و یا توالی های آتش فشانی رسوبی باشند.

۲-۳- چینه شناسی

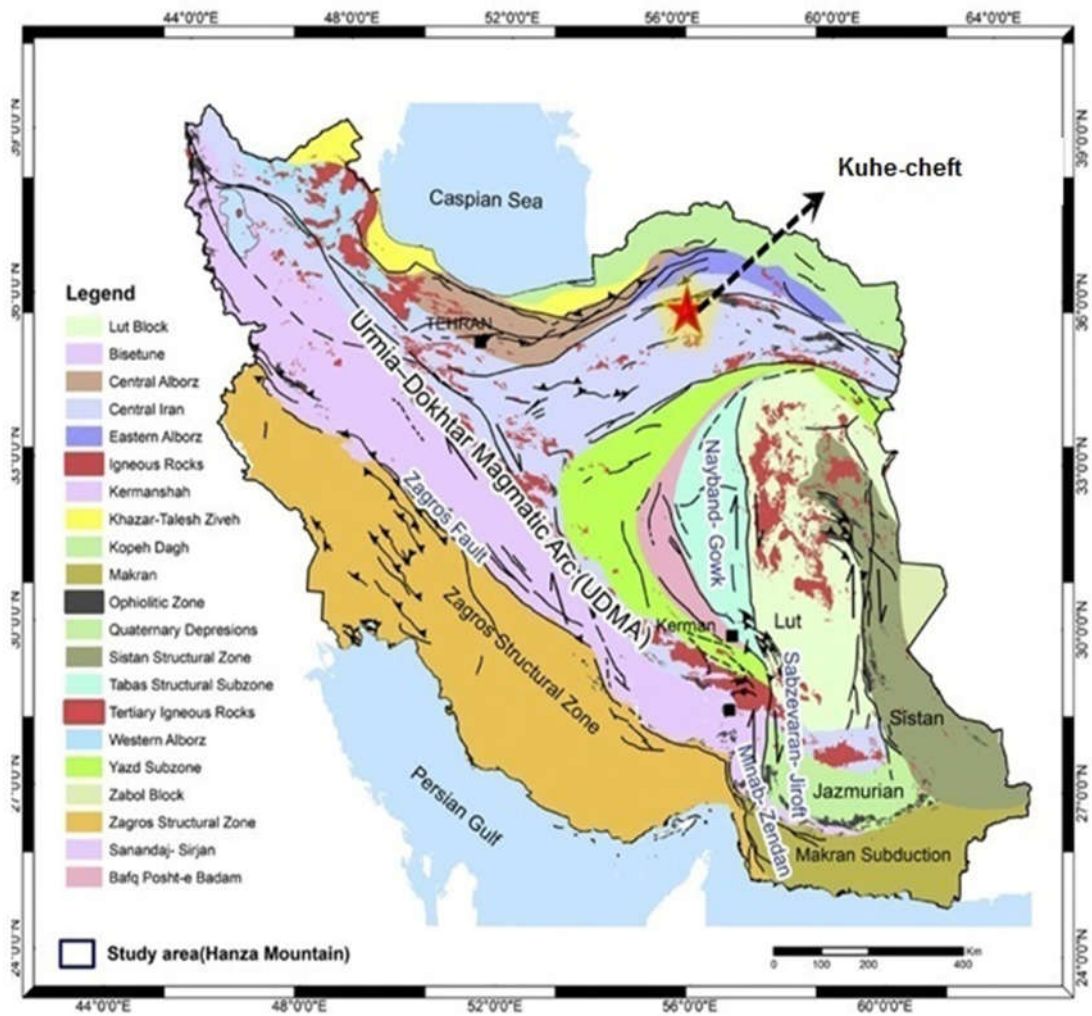
در تمام مدت دوران پالئوزوئیک این منطقه وضعی مشابه با سایر قسمت های ایران داشته است، به طوری که یک حالت پلاتفرمی در آن حکم فرما بوده و کویر بزرگ و فرورفتگی ایران مرکزی احتمالاً حوضه وسیع کم عمقی را تشکیل می داده است (اشتوکلین، ۱۹۷۴). پس از رسوب گذاری پرمین میانی یک دوره فرسایش طولانی بر ایران چیره گشته که حاصل آن نهشت رسوبات آواری و قرمز رنگ در زمان تریاس زیرین (سازند سرخ شیل) بوده و در دوران مزوزوئیک و همچنین در سنوزوئیک، ایران مرکزی از نظر زمین ساختی منطقه پرتحرکی بوده است، چنانکه علاوه بر چندین دگرشیبی کاملاً مشخص، فعالیت ماگمایی به صورت سنگ های آتشفشانی و توده های گرانیتی نفوذی نیز در آن دیده می شود.

۲-۴- زمین شناسی منطقه مورد مطالعه

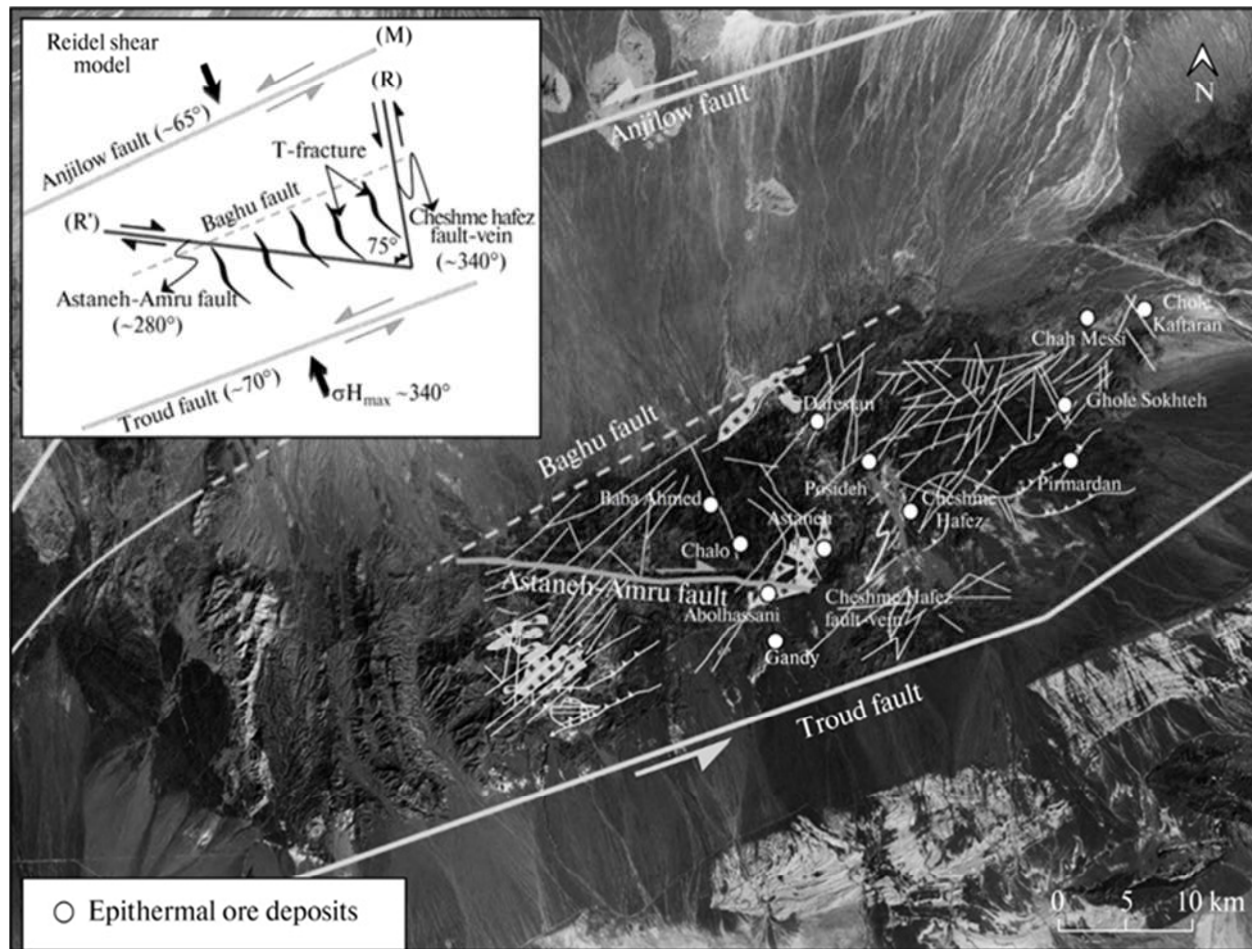
توده نیمه عمیق کوه چفت به عنوان بخشی از کمان ماگمایی ترود-چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد (شکل ۲-۱). این کمان آتش فشانی-نفوذی با روند شمال خاوری-جنوب باختری به صورت یک فرازمین در حاشیه شمالی کویر مرکزی قرار دارد. حجم عمده سنگ های نوار ماگمایی را سنگ های آتشفشانی تشکیل داده است. این نوار ماگمایی در شمال زون ایران مرکزی واقع است و در تقسیم بندی نوگل سادات (۱۹۹۳) در زیر زون ماگمایی شمال ایران مرکزی واقع شده است. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) این زون را بنام ترود-چاه شیرین نامیده اند که میان دو گسل اصلی ترود و انجیلو قرار گرفته است و در کناره شمالی فروافتادگی کویر بزرگ جای دارد. کمر بند ترود چاه شیرین در اثر یک حادثه فرعی ناشی از عملکرد دو گسل چپ گرد انجیلو و ترود در دو سوی این منطقه ایجاد شده است. حرکت این دو گسل موجب بازشدگی محدوده ای که در بین آنها قرار

دارد شده است. در پی این بازشدگی هجوم ماگما بین فضاهاى خالى و نقاط سست شده در اثر شکاف خوردگی موجب بالا آمدگی در این منطقه و ایجاد کمر بند ترود چاه شیرین شده است. در ادامه با تفصیل بیشتر در مورد یافته‌های زمین‌شناسی محدوده مورد مطالعه صحبت خواهد شد.

مهرابی و همکاران، (۲۰۱۵) با استفاده از برداشت عوارض ساختاری مدلی برای جایگزینی نهشته‌های معدنی موجود در کمر بند ترود چاه شیرین ارائه نموده است که در آن رگه‌های موجود در این کمر بند در طی کشش ایجاد شده‌اند. این محققین مدل ساختاری برای این کمر بند پیشنهاد نموده‌اند که در آن گسل‌های چپ‌لغز ناحیه‌ای (F1) با امتداد شمال شرقی چرخش در خلاف جهت عقربه‌های ساعت در این بلوک، توسعه گسل‌های چپ لغز با امتداد شمال - شمال غرب (F2) و شکستگی‌های راست‌الغز ناشی از کشش از گسل‌های با روند WNW (F3) را موجب شده است (شکل ۲-۲). در این مدل ساختاری، گسل‌های راستگرد با امتداد غرب - شمال غرب (برای مثال آستانه - امرو) و گسل‌های چپگرد با امتداد شمال - شمال غرب (نظیر چشمه حافظ) به عنوان زوج برشی با یک صفحه با زاویه تقریبی ۷۰ درجه عمل نموده است. در این تصویر توده‌های نیمه عمیق چاه موسی و کوه چفت در شمال شرق این کمر بند ماگمایی با دو دسته رگه شمال شرقی و امتداد شمال - شمال غربی مشخص شده‌اند.



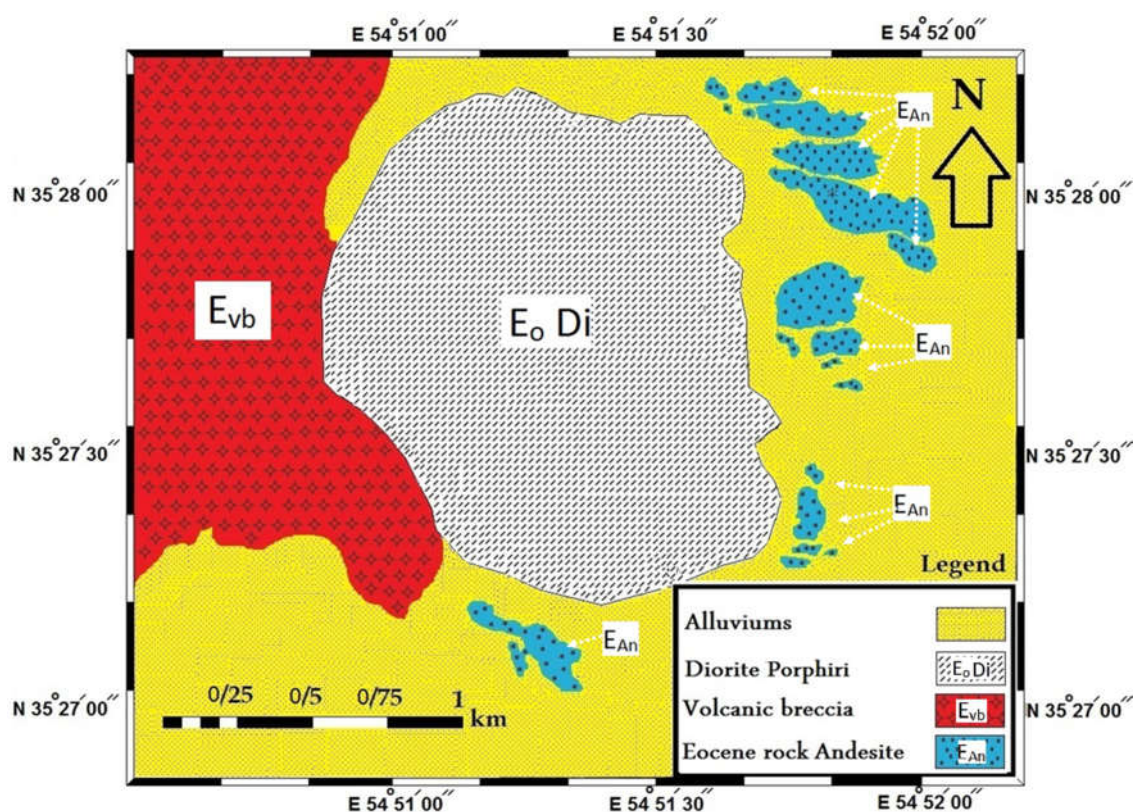
شکل ۲-۱- نقشه واحدهای ساختمانی ایران به همراه گسل‌های مهم. علامت ستاره معرف منطقه مورد مطالعه است (سهندي، ۲۰۱۳).



شکل ۲-۲- تصویر لندست نشان‌دهنده مدل ساختاری و مکانی سیستم رگه‌های اپی‌ترمال در کمربند تروود چاه شیرین. این مدل شامل روند برجسته گسل شمال شرقی چپ‌گرد و گسل راست‌گرد غرب جنوب غربی است که موجب ایجاد درزه‌ها و شکستگی‌های فراوان در سطح منطقه شده است (مهرایی و همکاران، ۲۰۱۵).

۲-۴-۱- سنگ‌های آتشفشانی ائوسن

نقشه زمین‌شناسی ساده معرف رخنمون واحدهای سنگی محدوده مورد مطالعه در شکل ۲-۳ ارائه شده است. واحدهای آتشفشانی ائوسن قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در محدوده مورد مطالعه است که در اطراف توده نیمه عمیق کوه چفت و به‌ویژه در بخش‌های شمالی، غربی و جنوبی قله چاه‌موسی مشاهده می‌شوند. این مجموعه سنگی یک واحد آتشفشانی-آذرآواری است که از توف قرمز-ارغوانی و برش آتشفشانی، آگلومرا تشکیل شده است. 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 غربی‌ترین بخش این واحد برش‌های آتشفشانی با ترکیب آندزیتی و به رنگ‌های خاکستری تا قرمز و در مواردی سبز روشن مشاهده می‌شوند.



شکل ۲-۳- نقشه زمین‌شناسی ساده تهیه شده از توده نیمه عمیق کوه چفت و سنگ‌های میزبان.

در حاشیه شرقی و نیمه جنوبی توده نیمه عمیق کوه چفت، واحد برش آتشفشانی و آگلومرای ائوسن با یک لایه توف دانه ریز قرمز-ارغوانی با ضخامت متغیر از یک تا چند متر شروع می‌شود (شکل ۲-۵).

لایه بندی ظریفی در بسیاری از بخش‌های این توف‌ها قابل تشخیص می‌باشد. این واحد توفی به صورت رخنمون‌هایی جداگانه در سراسر حاشیه جنوبی توده نیمه عمیق مورد مطالعه حضور دارند (شکل ۲-۶).



شکل ۲-۴- دورنمایی از برش آتشفشانی ائوسن سیاه رنگ که میزبان حاشیه غربی توده نیمه عمیق کوه چفت می‌باشد.
دید به سمت شرق



شکل ۲-۵- تصویر صحرایی از محل تماس توف قرمز رنگ با آندزیت ائوسن میزبان. حاشیه شرقی توده آذرین کوه چفت. دید به سمت شمال



شکل ۲-۶- تصویر صحرایی از رخنمون توف‌های قرمز رنگ در حاشیه جنوب غرب توده نیمه عمیق کوه چفت. دید به سمت غرب.

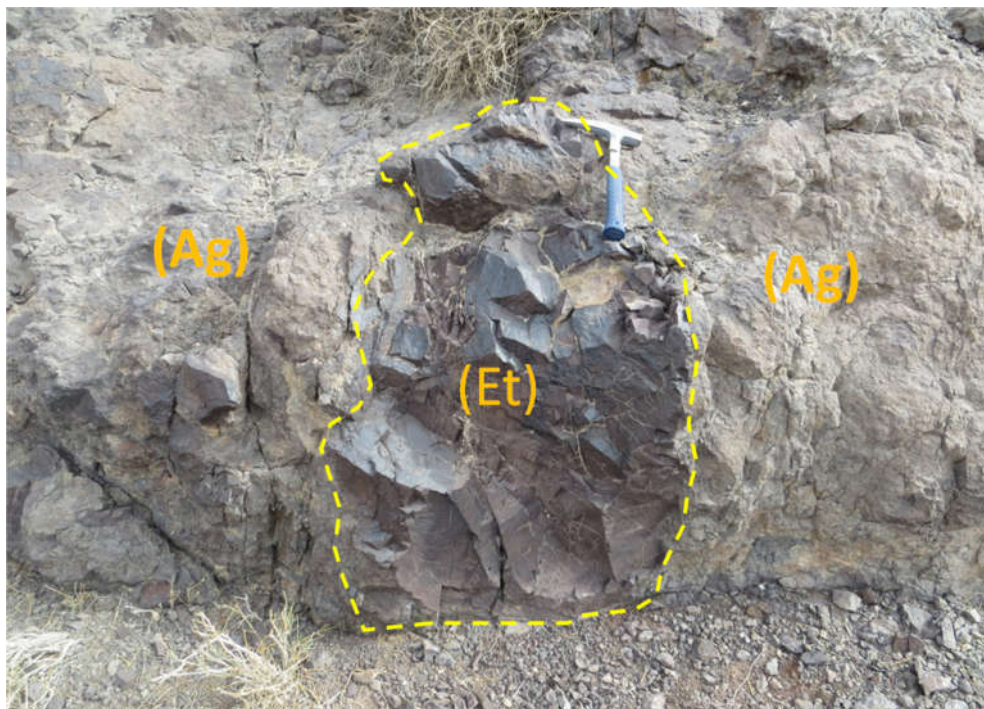
به منظور بررسی روابط سنگ‌شناسی و شناسایی توالی دقیق مجموعه سنگی ائوسن، پیمایش‌های دقیق صحرایی در جهت عمود و به سمت شمال منطقه انجام شد. بر این اساس مشخص شد که این سنگ‌های میزبان یک مجموعه آتشفشانی با ماهیت آذرآواری است که از توف قرمز-ارغوانی در پایین‌ترین بخش توالی شروع شده (شکل‌های ۲-۵ و ۲-۶)، با یک مجموعه برش آتشفشانی ستبر لایه (شکل‌های ۲-۷ و ۲-۸) ادامه یافته و در انتها به مجموعه نسبتاً ضخیمی از اگلومرا حاوی قطعاتی از توف قرمز (شکل ۲-۹) و آندزیت، 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 (شکل ۲-۱۰). قطعات لیتیک در این واحد تا چند ده سانتیمتر قابل مشاهده است.



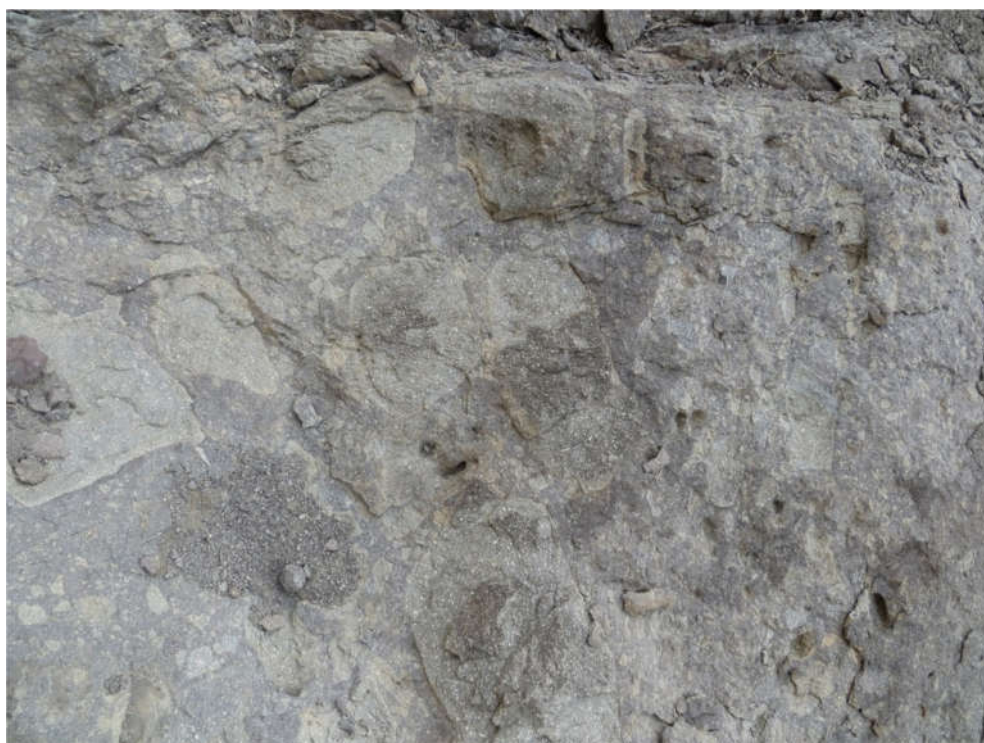
شکل ۲-۷- نمایی از برش آتشفشانی در بخش میانی توالی آتشفشانی- آذرآواری ائوسن. حاشیه شمال غرب توده نیمه عمیق کوه چفت



شکل ۲-۸- نمایی نزدیک تر از واحد برش آتشفشانی. حاشیه شمال غرب توده نیمه عمیق کوه چفت



شکل ۹-۲- تصویر صحرایی از رخنمون واحد اگلومرایی حاوی قطعات درشت توف قرمز در بخش‌های بالایی توالی آتشفشانی-آذرآواری ائوسن. حاشیه شمالی توده نیمه عمیق کوه چفت.



شکل ۱۰-۲- تصویر صحرایی از برش‌های آتشفشانی حاوی قطعات درشت لیتیک در بالاترین بخش توالی آتشفشانی ائوسن.

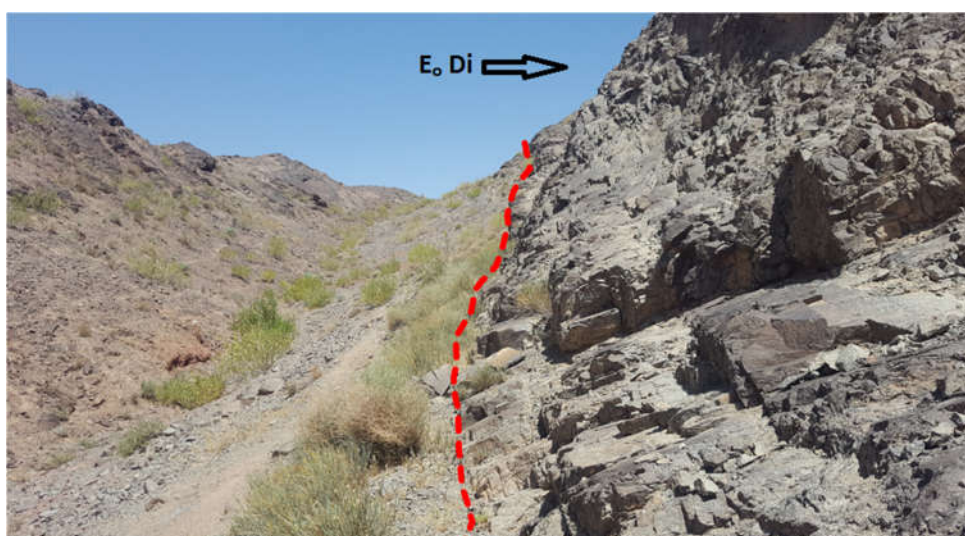
۲-۴-۲- واحدهای سنگی بعد از ائوسن

۲-۴-۲-۱- توده نیمه عمیق دیوریت پورفیری

توده نیمه عمیق کوه چفت با داشتن رنگ و مورفولوژی متفاوت با سنگ‌های آتشفشانی میزبان خود از آن‌ها متمایز می‌شود. این توده‌ی آذرین با ترکیب بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری و با ماهیت کالک‌آلکان، توالی‌های آتشفشانی- آذرآواری ائوسن را قطع نموده است (امام‌جمعه، ۱۳۸۵؛ خلج، ۱۳۹۴). این توده نیمه نفوذی بیضی شکل که دارای کشیدگی شمالی - جنوبی است در مرکز محدوده مورد مطالعه گسترش دارد (شکل ۲-۳). شکل ۲-۱۱ تصویر 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 فیلیک که بخش اعظم توده را شامل می‌شود دارای رنگ کرم نخودی می‌باشند (شکل ۲-۱۱). به طور کلی بیشتر قسمت‌های توده نیمه عمیق کوه چفت در مقایسه با سنگ‌های دربرگیرنده نسبتاً مرتفع می‌باشد. شکل ۲-۱۲ تصویر صحرایی از محل تماس واضح بخش شمال غربی توده نیمه عمیق کوه چفت با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن را نشان می‌دهد. این سنگ‌ها در محل تماس با سنگ‌های آذرین مورد بحث دچار تغییر رنگ و دگرسانی شده‌اند (شکل ۲-۱۳).



شکل ۲-۱۱- دورنمایی از توده دیوریت پورفیری کوه چفت، واحدهای آتشفشانی ائوسن (سیاه رنگ) و آندزیت‌های ائوسن در حاشیه جنوب غرب این منطقه سوی دید به سمت شمال.



شکل ۲-۱۲- تصویر صحرایی از محل تماس حاشیه شمال غربی توده نیمه عمیق کوه چفت با سنگ‌های آتشفشانی ائوسن. دید به سمت شمال شرق.

در چنین شرایطی اگر چه امکان برداشت نمونه برای تهیه مقاطع نازک و بررسی آثار حرارتی توده بر روی سنگ‌های آذین میزبان امکان پذیر نمی‌باشد اما ضخامت محدود هاله دگرگونی نشان‌دهنده استقرار نزدیک به سطح و سرد شدن سریع این توده آذرین می‌باشد. ماهیت پورفیری توده نیمه عمیق کوه چفت نیز این موضوع را تایید می‌نماید.



شکل ۲-۱۳- تصویر صحرایی از محل تماس حاشیه جنوب غربی توده نیمه عمیق کوه چفت با سنگ‌های میزبان به شدت دگرسان شده. دید به سمت شمال غرب.

در سنگ‌های میزبان موجود در حواشی شرقی و جنوب غربی توده مورد مطالعه شواهد مبرهنی از خرد شدگی و دگرشکلی شدید مشاهده می‌شود. در حواشی درونی نزدیک به همین مناطق، توده نیمه عمیق کوه چفت دچار فرسایش پوست پیازی شده است (شکل ۲-۱۴). این امر مؤید افزایش نرخ استرین از مرکز به این دو حاشیه در زمان استقرار این توده آذرین می‌باشد.



شکل ۲-۱۴- تصویر صحرایی از فرسایش پوست پیازی در حاشیه شمال شرقی توده نیمه عمیق کوه چفت.

در نمونه دستی درشت بلورهای پلاژیوکلاز، سوزن‌های آمفیبول و مقادیر کمتر بیوتیت مهم‌ترین کانی‌های مشاهده شده در این سنگ‌ها می‌باشند. 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 و ساخت جریان‌ی اندکی به موازات حاشیه نشان می‌دهند (شکل ۲-۱۵). شکستگی‌های اصلی گسترده مورد بررسی شامل دو دسته گسل‌های نرمال شمال شرق- جنوب غرب و گسل‌های نرمال با مؤلفه‌های امتدادلغز شمال غرب- جنوب شرق است. در این منطقه گسل‌های متعددی متعلق به دوران زمانی مختلف (قبل و بعد از جایگیری توده‌های نیمه عمیق) وجود دارند. برخی از آن‌ها به صورت گسله‌های کوچک و فرعی با روندهای متفاوت سنگ‌های منطقه را قطع کرده‌اند.



شکل ۲-۱۵- نمایش از ساخت پورفیری و مجموعه کانی‌های موجود در توده نیمه عمیق کوه چفت. تصویر الف نمونه دیوریت پورفیری از حاشیه شرقی و تصویر ب نمونه‌ای از حاشیه جنوب غرب توده را نشان می‌دهند. در هر دو تصویر بلورهای پلاژیوکلاز اندکی جهت‌یابی ترجیحی (ساخت جریان‌ی) به موازات حاشیه توده نشان می‌دهند.

۲-۵- آنکلاوها

منطقه مورد مطالعه حاوی آنکلاوهای متعددی است که از نظر رنگ، اندازه و ترکیب باهم متفاوت‌اند. ترکیب غالب آن‌ها از واحد توفی و یا آندزیت‌هایی از سنگ‌های میزبان توده نیمه عمیق کوه چفت می‌باشد. بیشتر این زینولیت‌ها به صورت مدور یا گرد شده هستند. نکته قابل توجه در مورد این آنکلاوها این است که در اثر فرایند هوازدگی سنگ‌های دربردارنده‌ی این آنکلاوها ظاهری توخالی و غار مانند به خود گرفته‌اند (شکل ۲-۱۷). این موضوع ممکن است مرتبط با جنس متفاوت برخی از آن‌ها نسبت به سنگ‌های دربرگیرنده باشد زیرا که در شرایط یکسان شرایط محیطی و هوازدگی این آنکلاوها از بین رفته و فقط قالبی از آن‌ها باقی مانده است.



شکل ۲-۱۶- نمایی از آنکلاوهای متعدد میکروگرانولار در توده نیمه عمیق کوه چفت.



شکل ۲-۱۷- تصویر صحرایی از حفرات خالی در حاشیه غربی توده نیمه عمیق کوه چفت که نشان‌دهنده حضور آنکلاوهای متعددی بویژه در حواشی توده می‌باشد.

۲-۶- تکتونیک

ناحیه ترود از نظر ساختمانی در زمره، مناطق فعال و پویا در ایران مرکزی به شمار می‌رود که گسل‌های موجود در آن اصلی‌ترین ساختارهای تکتونیکی را تشکیل می‌دهند. گسل ترود در کنار بالآمدگی^۱ ترود درست از کنار روستا می‌گذرد. از کامبرین به بعد یک دسته گسل اصلی با روند

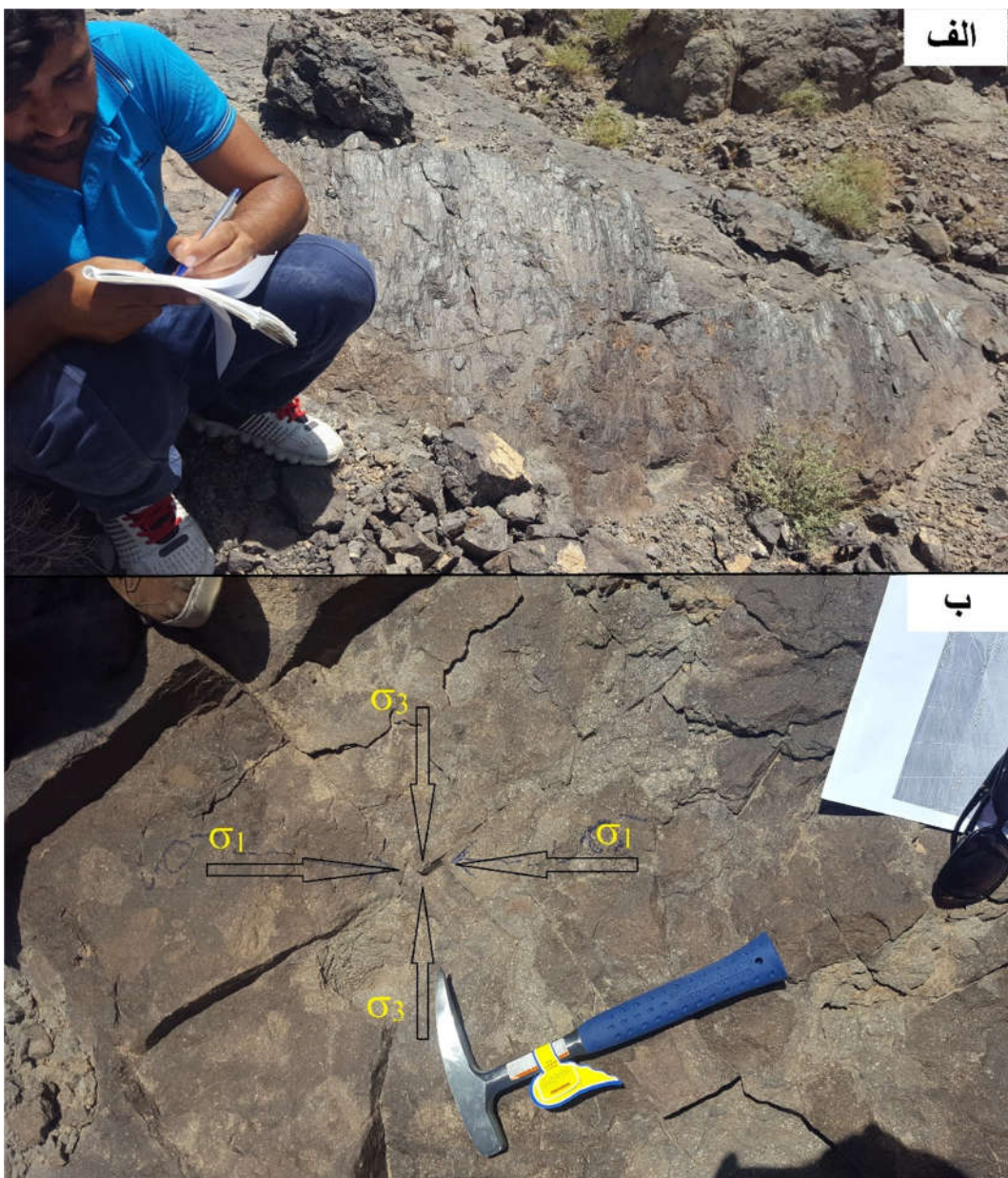
^۱ Uplift

شیب $E80^{\circ}SE-60^{\circ}70^{\circ}$ بر ناحیه حکم فرما بوده است (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷). به طور کلی سه دسته گسل برای این محدوده شناخته شده است که شامل: گسل های انجیلو، عطاری و سمنان است. گسل انجیلو در منطقه ترود در شرق سمنان و جنوب غربی دامغان با روند شمال شرقی - جنوب غربی کشیده شده است و باعث شده که وضعیت زمین شناسی در شمال و جنوب آن باهم تفاوت کند. گسل عطاری در منطقه جام با روند شمال شرقی - جنوب غربی و به موازات گسل انجیلو قرار دارد. این گسل از شمال شهر سمنان عبور می کند و در فاصله ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری گسل سمنان واقع شده است. در منطقه کوه چفت دو گسل مهم و تأثیرگذار عطاری (۲۵ کیلومتری شرق سمنان) و انجیلو (در فاصله ۱۰ تا ۱۵ کیلومتری از گسل سمنان) به موازات هم و دارای روند شمال شرقی - جنوب غربی وجود دارد که به ترتیب شمال و جنوب منطقه تحت تأثیر قرار داده اند.

هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) با مطالعه خش لغزها، به این نکته پی برده اند که حرکات این گسل - ها دارای دو مؤلفه است: ۱- مؤلفه افقی که در گسل ترود چپ گرد و در گسل انجیلو راست گرد است. ۲- مؤلفه عمودی که سبب تمایل ۳۰ تا ۵۰ درجه ای خش لغزها شده و این کمربند را به صورت یک فرازمین بالا آورده است. این ناحیه در طول فعالیت خود تحت تأثیر حرکات کششی ($N20^{\circ}-30^{\circ}E$) و فشارشی زیادی قرار گرفته ولی هیچ گاه از روند خارج نشده اند. از آنجا که این گسل ها در زمان های طولانی و بارها فعال بوده اند تعیین دقیق نوع حرکت آن ها ممکن نیست. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) بر این باورند که این گسل ها دست کم از کامبرین به بعد در ناحیه اثرگذار بوده و در ائوسن از روندی چپ گرد برخوردار بوده اند. این گسل ها مهم ترین شکستگی های موجود در این ناحیه را تشکیل می دهند و گسل های فرعی موجود در منطقه با دو روند شمال غرب - جنوب شرق و شمال شرق جنوب غرب در اثر فعالیت آن ها به وجود آمده است (خادمی، ۱۳۸۶).

۲-۷- درزه‌ها و شکستگیها

تحت تأثیر رژیم تکتونیکی حاکم بر منطقه، درزه و شکستگی‌های فراوانی در توده نیمه عمیق کوه چفت ایجاد شده است. این درزه‌ها همانطور که در شکل ۲-۱۸ مشاهده می‌کنید به صورت درزه‌های مزدوج در سطح تمامی واحد سنگی رخنمون یافته در منطقه وجود دارند.



شکل ۲-۱۸- تصویر صحرایی از الف) آئینه گسلی مشخص در منطقه مورد مطالعه و ب) درزه‌های مزدوج متعدد در سطح تمامی واحدهای سنگی رخنمون یافته در منطقه مورد مطالعه (زاویه حاده بین این درزه‌های جهت σ_1 را نشان می‌دهد).

فصل سوم:

پتروگرافی

۳-۱- مقدمه

سنگ‌نگاری یا پتروگرافی شاخه‌ای از سنگ‌شناسی (پترولوژی) است که در آن منشأ سنگ‌ها، به‌ویژه فرآیند تشکیل آن‌ها، مورد مطالعه‌ی علمی قرار می‌گیرد، که به توصیف ویژگی‌های سنگ‌های سازنده زمین می‌پردازد و به منشأ و خاستگاه آن‌ها کاری ندارد. این مطالعات در واقع آغازگر سنگ‌شناسی است که در ادامه به دلیل و نحوه تشکیل سنگ‌ها منتهی می‌شود. در این فصل خصوصیات پتروگرافی واحد سنگی موجود در محدوده مورد مطالعه بررسی خواهد شد. بر اساس مطالعات صحرایی این سنگ‌ها از نظر ماکروسکوپی، نیمه بلورین و به صورت درشت بلور مشاهده می‌شوند.

توده نیمه عمیق کوه چفت دارای ترکیب کلی دیوریت پورفیری می‌باشند. به منظور انجام مطالعات پتروگرافی تعداد ۵۱ مقطع نازک از بخش‌های مختلف تشکیل دهنده منطقه عمیق کوه چفت، تهیه و مورد مطالعه قرار گرفته‌اند. دیوریت‌های کوه چفت در صحرا عموماً دارای ساخت پورفیری و ظاهری درشت بلور هستند. در ادامه خصوصیات کانی‌شناسی و پتروگرافی این واحد سنگی تشریح می‌گردد. مقاطع نازک تهیه شده از این دیوریت‌ها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها حاوی فنوکریست‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت است که در ادامه به توضیح آن‌ها می‌پردازیم. بافت غالب این سنگ‌ها از نوع پورفیری می‌باشد که دلیل آن سرد شدن توده نفوذی در نزدیک به سطح زمین می‌باشد. در بیشتر فنوکریست‌های پلاژیوکلاز بافت غربالی نیز مشاهده می‌شود. همچنین آمفیبول‌ها نیز دارای حاشیه سوخته و به عبارتی اپاسیته شده‌اند. بافت پورفیری این سنگ‌ها نشان از آن دارد که این سنگ‌ها طی دو مرحله سرد شده‌اند به صورتی که فنوکریست‌ها در طی صعود ماگما متبلور شده‌اند و پس از رسیدن ماگما نزدیک به سطح زمین دمای محیط به سرعت کاهش یافته و زمینه‌ی ریز بلور را در سنگ ایجاد کرده که بافتی شبیه به معادل بیرونی آن یعنی آندزیت را به خود گرفته است. توده دیوریت پورفیری کوه چفت تقریباً در همه‌ی مقاطع ترکیبی یکنواخت دارد، اگرچه در برخی موارد دگرسانی‌های فیلیک، کلریتی شدن و سریسیتی شدن در آن مشاهده می‌شود. نمونه‌های دگرسان

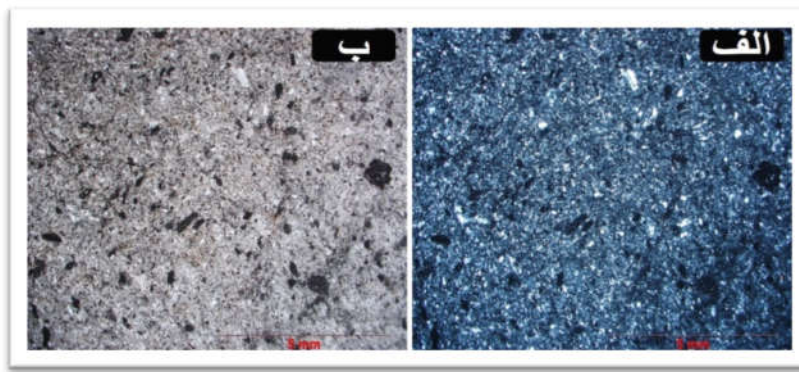
دارای زمینه‌ی خاکی رنگ می‌باشند که حالت کائولینیتی شدن را به خود گرفته و شواهد موجود در سنگ از جمله وجود کانی‌های ثانویه مانند: کلسیت، کلریت، پیروفیلیت و... نیز نشانگر وجود انواع دگرسانی در این سنگ‌ها می‌باشد.

جدول ۳-۱- علائم اختصاری کانی‌های به کار برده شده در این فصل (ویتنی و ایوانس، ۲۰۱۰).

علائم اختصاری	نوع کانی	علائم اختصاری	نوع کانی
Opq	کانی اپک	Qz	کوارتز
O _x Hbl	اکسی هورنبلند	Ap	آپاتیت
Pl	پلاژیوکلاز	Cal	کلسیت
Mag	منیتیت	Chl	کلریت
Amp	آمفیبول	Bt	بیوتیت

۳-۲- توف قرمز

توف‌های موجود در منطقه کوه چفت از نظر ظاهری رنگی قرمز تا ارغوانی داشته و در نمونه‌های دستی ریز بلور و تقریباً سست و شکننده هستند. بافت این توف‌ها در زیر میکروسکوپ میکروولیتی با بلورهای کوچک کوارتز است (شکل ۳-۱). آنچه که در این توف‌ها خود نمایی می‌کند وجود مقادیر زیادی از کانی‌های مافیک است.



شکل ۳-۱- نمایش میکروسکوپی از توفهای موجود در منطقه مورد مطالعه. الف، در نور XPL؛ ب در نور PPL.

۳-۳- توده نیمه عمیق کوه چفت

توده‌ی دیوریت پورفیری کوه چفت دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار می‌باشد. و همچنین از کانی‌های فرعی آن می‌توان به آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، آپاتیت، زیرکن و... را نام برد. کانی‌های ثانویه این توده آذرین شامل کلسیت، کلریت، اسفن و پیروفیلیت می‌باشد. تمامی کانی‌های نامبرده در یک زمینه‌ی خاکستری ریز دانه از جنس پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار قرار دارند. سنگ‌های دیوریت پورفیری این توده دارای بافت‌های پورفیری، تراکیتی (جریانی) و غربالی می‌باشند و در این بخش به صورت مفصل به توضیح آن‌ها می‌پردازیم.

۴-۳- کانی‌های اولیه

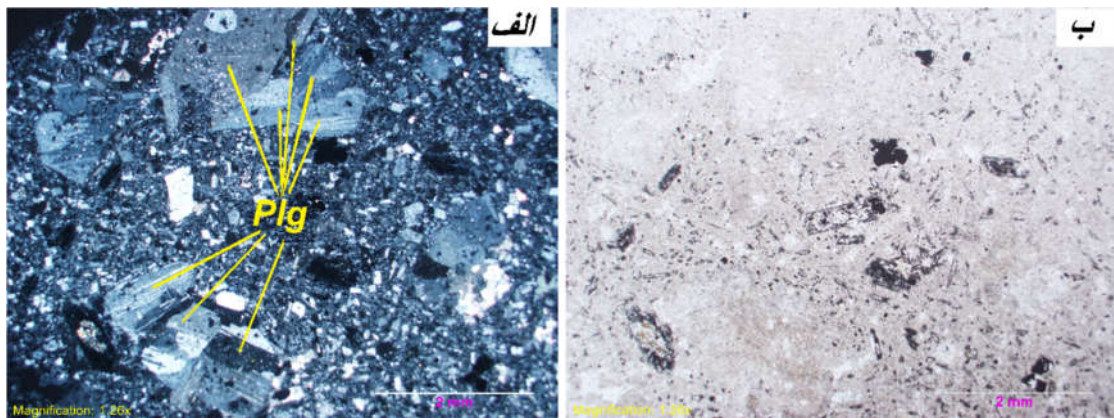
۳-۴-۱- پلاژیوکلاز

پلاژیوکلاز، جزء فراوانترین کانی‌ها در طبیعت بوده و توزیعی گسترده‌تر و فراوان‌تر از فلدسپات‌های پتاسیم دارند و در سنگ‌های آذرین و دگرگونی و به میزان خیلی کمتری در سنگ‌های رسوبی حضور دارند. در سری پلاژیوکلازها، عضو انتهایی آنورتیت، نقطه ذوب بسیار بالاتری از عضو انتهایی آلبیت دارد. بنابراین در مراحل آغازین تبلور ماگما و در دماهای بالا فلدسپات‌های غنی از کلسیم و در دمای

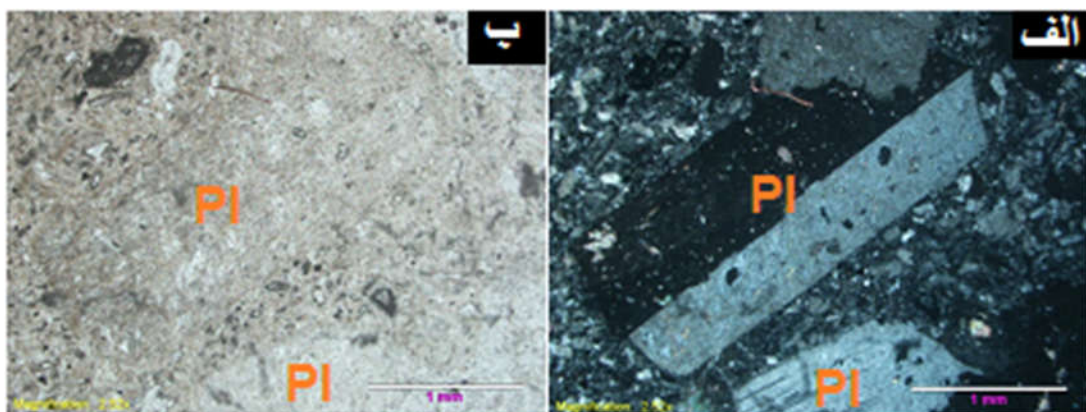
پایین تر فلدسپات‌های غنی از سدیم متبلور می‌شوند. با توجه به این امر، گاهی پلاژیوکلازهایی به وجود می‌آید که مرکز بلور از کلسیم غنی‌تر و حاشیه‌ها غنی از سدیم است. آلبیت دمای پایین در سنگ‌های آذرین درونی و آلبیت دمای بالا در سنگ‌های آذرین بیرونی و بیشتر در گدازه‌ها تشکیل می‌شود. در سنگ‌های آذرین اغلب با ارتوز و میکروکلین همراه است و در سنگ‌های آذرین اسیدی مانند گرانیت‌ها، سینیته‌ها، ریولیت‌ها و تراکیت‌ها یافت می‌شود. آلبیت در پگماتیت‌ها فراوان بوده و در این سنگ‌ها ممکن است جایگزین میکروکلین اولیه شده باشد الیگوکلاز کانی مشخص گرانودیوریت‌ها و مونزونیت‌ها است و آندزین در آندزیت‌ها و دیوریت‌ها یافت می‌شود. لابرادوریت در بازالت‌ها و گابروها وجود دارد و در آنورتوزیت تنها کانی مهم سازنده سنگ را تشکیل می‌دهد. بیتونیت در گابروها یافت شده و ندرتا در سایر سنگ‌ها دیده می‌شود و آنورتیت کمیاب‌تر از پلاژیوکلازهای سدیم‌دار است (اتردی، ۱۳۷۵).

پلاژیوکلاز در واحد دیوریت پورفیری مورد مطالعه به وفور یافت می‌شود به طوری که در اکثر مقاطع بیش از پنجاه درصد سنگ را به خود اختصاص می‌دهد. پلاژیوکلاز هم به صورت فنوکریست و هم به صورت ریز بلور در سنگ وجود دارد. فنوکریست‌های آن در منطقه اغلب به ۲ سانتی‌متر هم می‌رسند. این کانی دارای ماکل‌های دوتایی (کارلسباد)، تکراری (پلی‌سنتیک)، منطقه‌بندی، و... است (شکل ۳-۵). در بعضی موارد حتی ماکل پروانه‌ای نیز در پلاژیوکلازها دیده شده است. این کانی در مقاطع اغلب به صورت تکی و منفرد دیده می‌شود، اما در بعضی موارد نیز دارای تجمع گلومروپورفیری و دیگر اشکال نیز قابل رویت است. همانطور که در بالا ذکر شد وجود فنوکریست‌های خودشکل در مقاطع در یک زمینه‌ی ریز بلور از جنس خود پلاژیوکلازها نشانگر سرد شدن ماگما طی دو مرحله از صعود آن به بالا می‌باشد. اندازه این بلورها متغیر هستند و عموماً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار بوده و ابعاد آن‌ها بین ۱ میلی‌متر در میکروولیت‌ها تا ۱۵ الی ۲۰ میلی‌متر در درشت‌بلورها متغیر است. همانطور که قبلاً ذکر شد پلاژیوکلازها گاه به صورت تجمعات گلومروپورفیری (شکل ۳-۲) و گاه به صورت منفرد

(شکل ۳-۳) دیده می‌شوند. در مورد نحوه ایجاد توده‌های غنی از پلاژیوکلاز نظرات مختلفی ارائه شده است. علت فراوانی این کانی در برخی توده‌ها را ناشی از آلودگی پوسته‌ای ماگمایی سازنده می‌دانند. فرایندهای دیگری نظیر شناوری در سقف آشیانه ماگمایی، تفریق جریانی، کاهش فشار بخار آب و کاهش فشار لیتواستاتیک نیز در روند تبلور پلاژیوکلاز و افزایش روند پایداری این کانی مؤثر می‌باشند (گراندر، ۱۹۹۲).



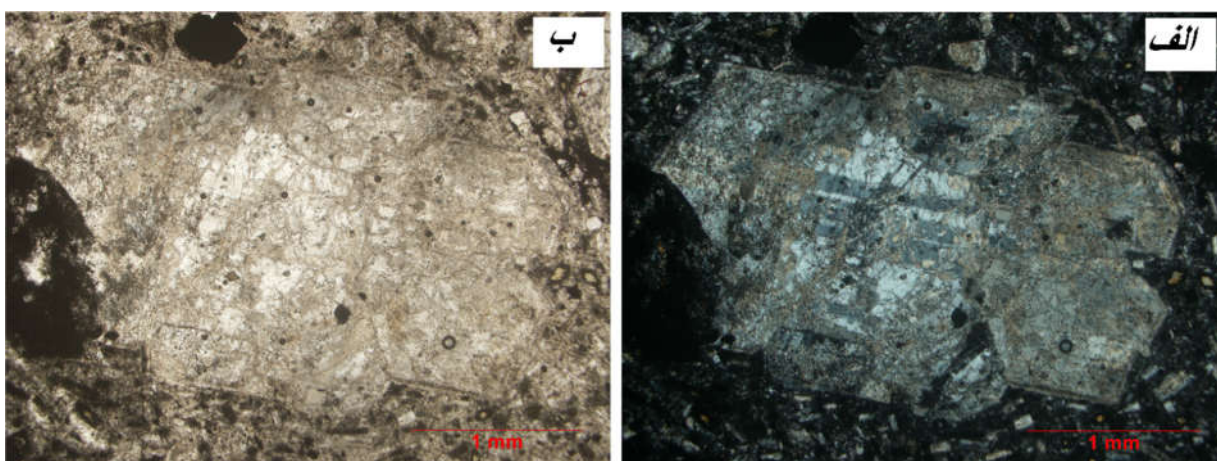
شکل ۳-۲- بافت گلمروپورفیری ناشی از تجمع بلورهای پلاژیوکلاز؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.



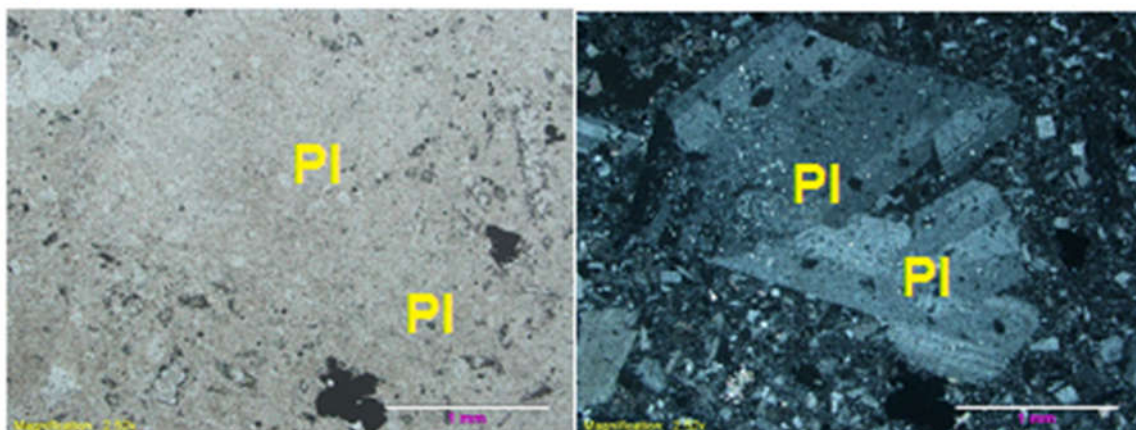
شکل ۳-۳- فنوکریست‌های پلاژیوکلاز به صورت منفرد. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

حضور ادخال‌هایی از نوع کلریت و یا کلسیت در درون بلورهای پلاژیوکلاز از ویژگی‌های این دیوریت-هاست. کانی‌های اپک نیز که در موارد معدودی در فضای بین درشت‌بلورهای پلاژیوکلازها دیده می‌شوند، عموماً بی‌شکل هستند (شکل ۳-۴).

ماگمایی که در اعماق زیاد شروع به سرد شدن می‌نماید زمان لازم برای تبلور ماگما را دارد؛ لذا بلورهای پلاژیوکلاز رشد نموده و درشت می‌گردند. بلورهای پلاژیوکلازی که در اولین مراحل تبلور تشکیل می‌گردند دارای ترکیب کلسیک‌تری می‌باشند. در مراحل بعدی با حرکت ماگما به طرف سطح زمین سرعت تبلور افزایش یافته و در نتیجه بلورهای پلاژیوکلاز موجود در مایع باقیمانده با ترکیب سدیک‌تر به صورت نامنظم روی هم قرار می‌گیرند. نزدیک به سطح زمین ماگما خیلی سریع سرد می‌شود و میکروولیت‌های پلاژیوکلاز به وجود می‌آیند. با ورود محلول‌های غنی از بی‌کربنات در برخی از پلاژیوکلازها که ترکیب کلسیک‌تری دارند شدت کربناته شدن افزایش می‌یابد؛ درحالی‌که اثر سیال غنی از بی‌کربنات بر پلاژیوکلازهای سدیک کمتر است. در واقع این مطلب تأییدکننده ورود یک سیال غنی از بی‌کربنات و تأثیر متفاوت آن بر روی پلاژیوکلازها با ترکیب متفاوت است (داوند، ۲۰۱۱).



شکل ۳-۴- حضور کانی‌های اپک در بین بلورهای پلاژیوکلاز؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

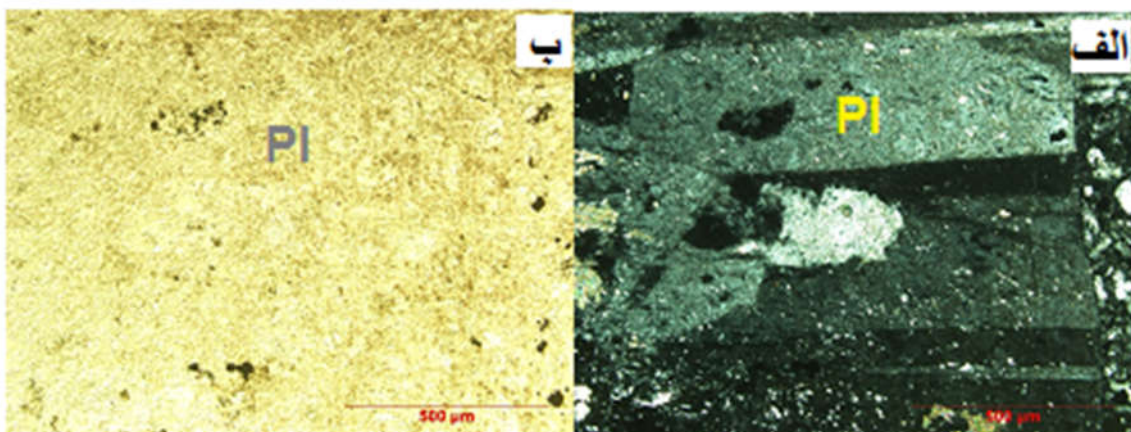


شکل ۳-۵- تصویری از ماکل تکراری از پلاژیوکلازها؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب ض در نور PPL.

از دیگر مواردی که در مورد پلاژیوکلازهای توده نیمه عمیق کوه چفت می‌توان نام برد وجود بافت غربالی (شکل ۳-۶) در فنوکریست‌های آن است این بافت از تغییرات فیزیکوشیمیایی موجود در آشیانه ماگمایی به وجود می‌آید که می‌تواند ما را از تحولات ماگما هنگام صعود آگاه سازد. در مورد منشأ بافت غربالی فرضیه‌های زیادی آمده است: یکی از موارد معمول این است که ادخال‌های مذاب در طول واکنش بین پلاژیوکلاز و مذاب تازه هیبرید شده به وسیله اختلاط به دام افتاده باشند. تشکیل این بافت و ایجاد خوردگی در بلورها دارای تفسیر سنگ زادی متفاوت است از جمله: به دام افتادن ادخال‌های مذاب در بلور، تغییر در پارامترهایی چون تغییر ترکیب ماگمایی در حال تبلور و تغییر ترکیب شیمیایی مذابی که در تماس با بلور است. بر اثر ورود ماگمای تازه به داخل آشیانه ماگمایی، تغییرات گرمایی در ماگمای در حال تبلور، کاهش فشار لیتواستاتیک بر اثر بالا آمدن ماگما و یا افزایش فشار بخار آب در هنگام صعود ماگما ایجاد شود. همچنین، در نتیجه رو رشدی سریعی که در مراحل بعدی بر روی این درشت‌بلورها رخ می‌دهد، ممکن است بسته‌هایی^۲ از فاز مذاب به صورت شیشه در درون حفرات ناشی از جذب دوباره گرفتار آیند (گیل، ۲۰۱۰).

² Pockets

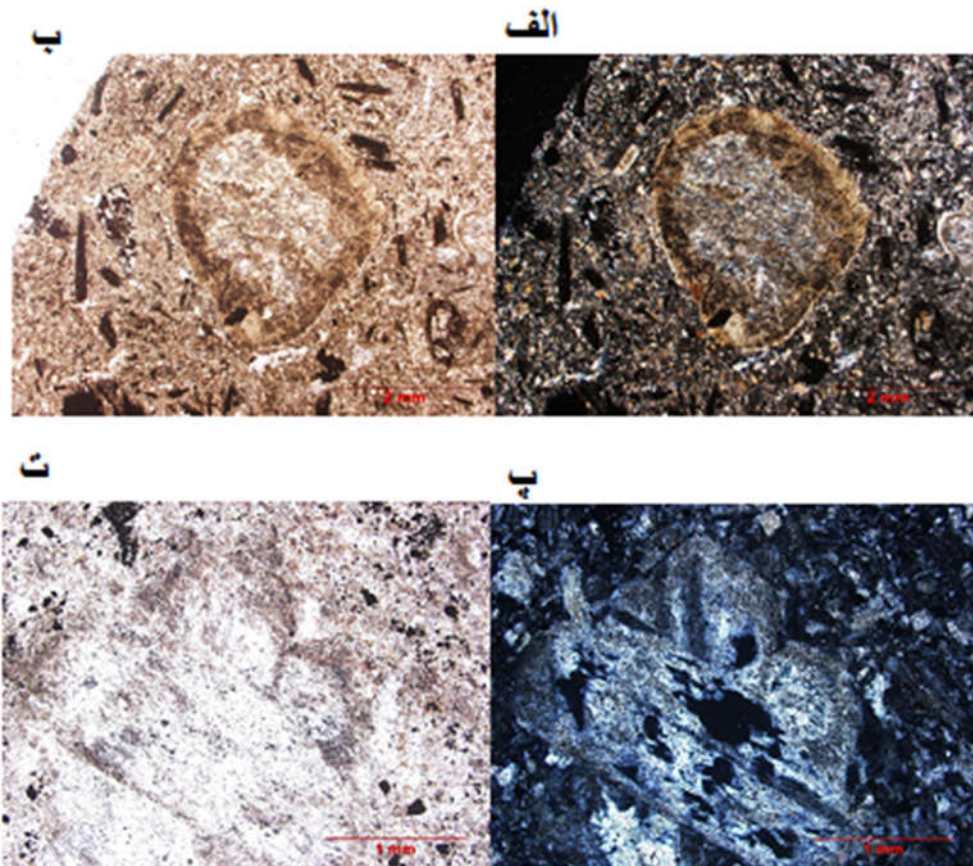
فرآیندی دیگر که برای ایجاد بافت غربالی پیشنهاد شده است حرکات همرفتی در حین فرورفتن بلورهای پلاژیوکلاز سدیک تر لایه‌های سردتر بخش‌های بالایی مخزن و قرار گرفتن آن‌ها در لایه‌های گرم‌تر و بخش‌های پائین‌تر و در نتیجه عدم تعادل ترکیبی آن‌ها در شرایط جدید است. همچنین، حرکت سریع ماگما به سمت بالا و کاهش فشار وارد بر بلورها و تحلیل رفتگی و انحلال آن‌ها در امتداد رخ‌ها و شکستگی‌ها به‌عنوان یک عامل مؤثر در ایجاد بافت غربالی معرفی شده است (استورات و پیرس، ۲۰۰۴)



شکل ۳-۶- نمایشی از بافت غربالی در پلاژیوکلاز؛ تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL.

شواهد پتروگرافی در پلاژیوکلازهای مورد مطالعه (نظیر حضور بافت غربالی و ادخال) بیانگر نقش بیشتر اثر کاهش فشار در هنگام صعود ماگماست. همچنین قرارگیری بلورهای نسل دوم به حالت رو رشدی و بدون بافت غربالی بر روی درشت‌بلورهای اولیه با بافت غربالی نیز تائید کننده نقش پررنگ اثر کاهش فشار و احتمالاً نقش کم‌رنگ اختلاط ماگمایی است. زیرا اگر رو رشدی در آشیانه ماگمایی صرفاً در اثر اختلاط ماگمایی به وقوع پیوسته باشد صعود بعدی ماگما باید هر دو نسل پلاژیوکلاز را تحت تأثیر کاهش فشار قرار داده و در حاشیه درشت‌بلور نیز بافتی غربالی ایجاد می‌نمود. در مسیر

عبور سیال سدیم- کلسیم‌دار این کانی تحت تأثیر قرار گرفته و با حاشیه‌ای از آل‌بیت احاطه شده است که در برخی ایستگاه‌ها دارای دو نوار حاشیه‌ای (هاله واکنشی) دیده می‌شود (شکل ۳-۷).

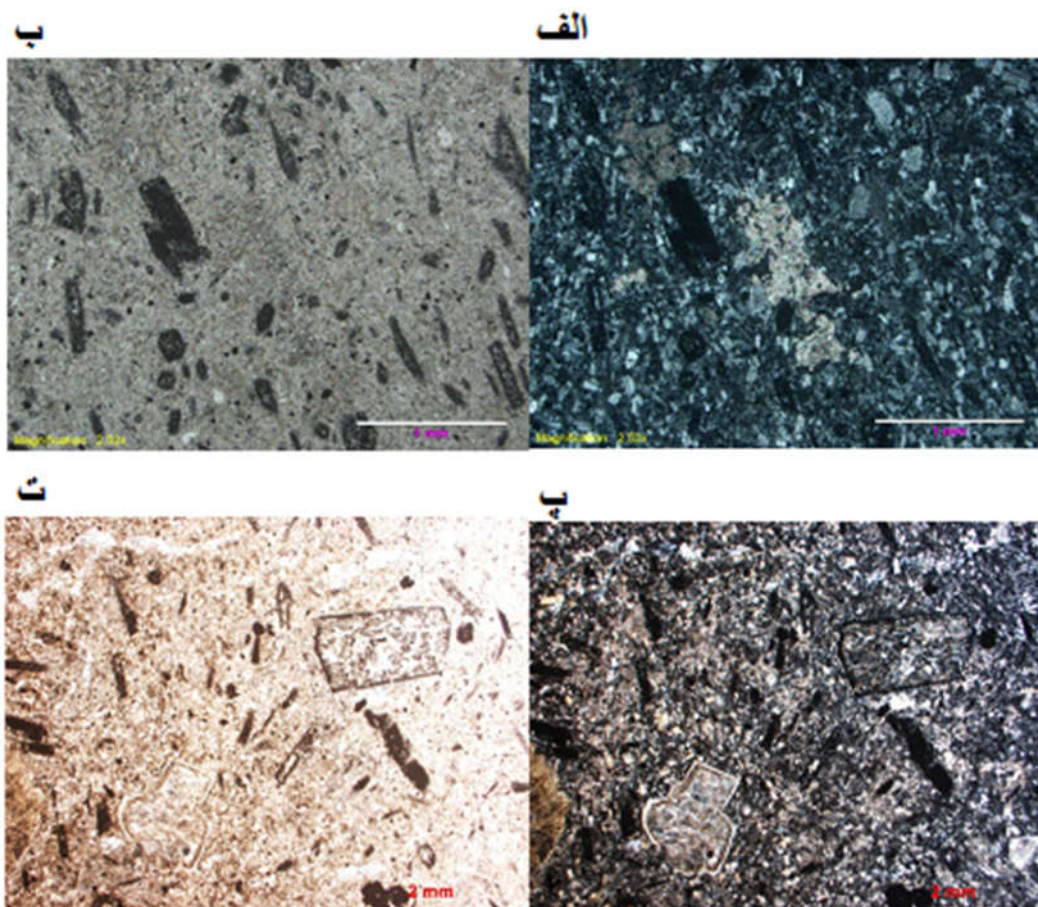


شکل ۳-۷- پلاژیوکلازهایی با دو نوار حاشیه‌ای، تصاویر الف و پ در نور XPL و تصاویر ب و ت در نور PPL.

در اغلب مقاطع مطالعه شده پلاژیوکلازها دگرسان شده و سرسیتی شده‌اند و پلاژیوکلاز سالم کمتر دیده می‌شود. شدت دگرسانی متفاوت بوده و در برخی از ایستگاه‌ها پلاژیوکلازها به‌طور کامل سرسیتی شده‌اند ولی در برخی ایستگاه‌های دیگر این میزان کمتر است. کانی‌های حاصل این تجزیه شامل: کلریت، کربنات و کانی‌های رسی از جمله پیروفیلیت است.

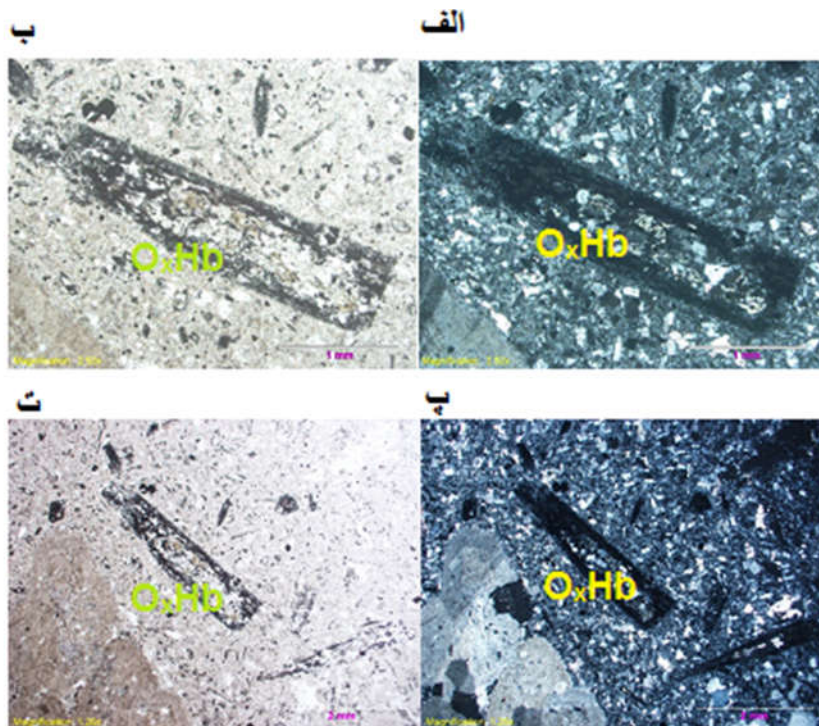
۳-۴-۲- اکسی هورنبلند

هورنبلند یکی از مهم‌ترین آمفیبول‌هاست که بلور آن منشوری شکل و طویل است و به اصطلاح سوزنی نامیده می‌شود. این کانی دارای ساختمان سیلیکاتی زنجیری مضاعف یعنی دو رشته‌ای است. اکسی‌هورنبلند فراوان‌ترین کانی مافیک سنگ‌های تشکیل‌دهنده این توده نیمه عمیق است. این کانی پس از پلاژیوکلاز فراوان‌ترین کانی تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها است؛ بلورهای اکسی‌هورنبلند حدود ۵-۱۵ درصد حجم سنگ را تشکیل می‌دهند. نکته حائز اهمیت در مورد اکسی‌هورنبلندها این است که در آن‌ها می‌توان یک بافت جریان‌ی نسبتاً ضعیف را تشخیص داد که اکسی‌هورنبلندهای کوچک در یک راستا قرار گرفته‌اند (شکل ۳-۸، ب). این کانی به شکل سوزن‌هایی به طول کمتر از یک میلی‌متر تا حداکثر سه میلی‌متر تشکیل شده و به شدت اپاسیته شده‌اند. غالب فنوکریست‌های آن دارای حواشی سوخته هستند. این پدیده را می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن و فشار بخار آب در ضمن تشکیل کانی و از دست رفتن آب در خلال بالا آمدن ماگما نسبت داد (بست، ۲۰۰۳).



شکل ۳-۸- اکسی هورنبلندهای دارای بافت جریان، تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است.

این کانی در زیر میکروسکوپ دارای چندرنگی قهوه‌ای تا قهوه‌ای تیره بوده و همچنین شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با مقاطع طولی و عرضی فراوان مشاهده می‌شود. در بسیاری از ایستگاه‌های منطقه مورد مطالعه بلورهای اتومورف، اشکال کاذب و شش‌گوش اکسی هورنبلند به چشم می‌خورد که توسط کانی‌های تیره، یا کانی‌های ثانویه (کلریت و کلسیت) جایگزین شده‌اند و تنها از شکل ظاهری می‌توان کانی اولیه را حدس زد (شکل ۳-۹).



شکل ۳-۹- قالب‌هایی از کانی اکسی‌هورنبلند که با کانی‌های دیگر مانند کلسیت، کلریت و... پر شده است. تصاویر الف و پ در نور XPL و تصاویر ب و ت در نور PPL است.

برخی نیز به کانی‌های ثانویه اکسید آهن و کلریت تبدیل شده‌اند و در بعضی موارد تنها قالبی از اکسی‌هورنبلندها باقی مانده است. اغلب بلورهای اکسی‌هورنبلند حاشیه سوخته دارند. دلیل این نیز ممکن است مربوط به صعود سریع ماگما و کاهش فشار باشد (خضر لو و همکاران، ۱۳۸۷). همچنین از روی اکسی‌هورنبلندهای که دارای حاشیه سوخته‌اند می‌توان به بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در مخزن ماگمایی پی برد.

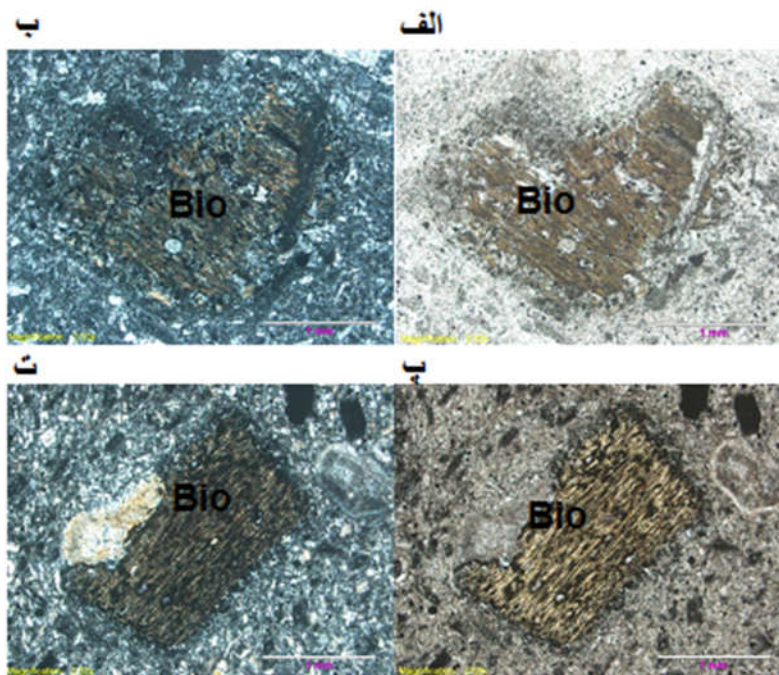
۳-۴-۳- بیوتیت

بیوتیت از کانی‌های سیلیکاتی از گروه میکاها می‌باشد. این کانی از عناصر آهن، منیزیم، اکسیژن، هیدروژن و سیلیسیم تشکیل شده است که به‌وسیله یون پتاسیم با پیوند ضعیفی در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. بیوتیت را می‌توان در بسیاری از سنگ‌ها مشاهده نمود. این کانی در سنگ‌های آذرین

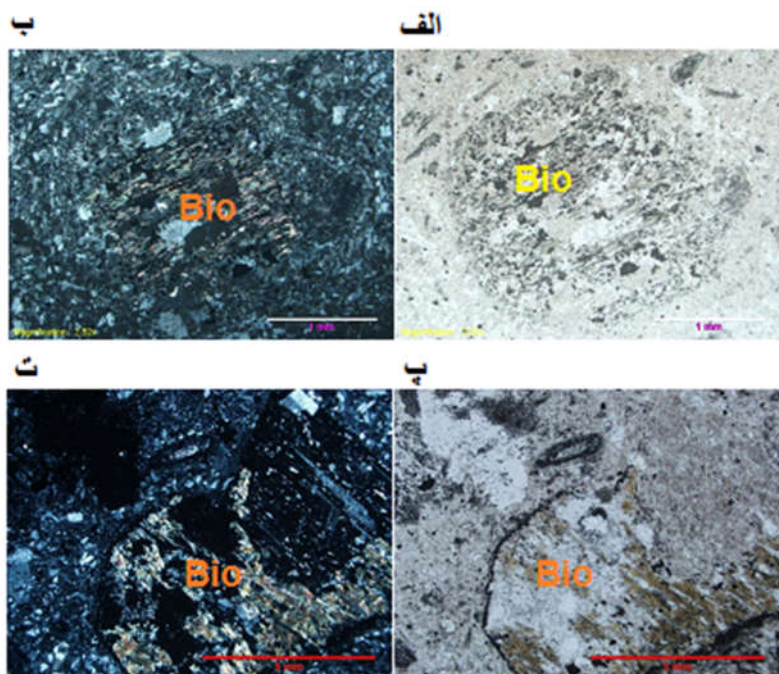
مختلف از جمله در گرانیت‌ها، پگماتیت‌ها، دیوریت‌ها، گابروها و حتی پریدوتیت‌ها دیده می‌شود. همچنین بیوتیت در سنگ‌های آذرین خروجی نیز مشاهده می‌شود. در سنگ‌های دگرگونی در گستره وسیعی از شرایط دما و فشار تشکیل می‌شود و علاوه بر سنگ‌های دگرگونی از نوع همبری، در سنگ‌های دگرگونی ناحیه‌ای نیز مشاهده می‌گردد (اتردی، ۱۳۷۵).

در توده نیمه عمیق کوه چفت علاوه بر فنوکریست‌های اکسی‌هورنبلند و پلاژیوکلاز که به عنوان سازندگان اصلی سنگ هستند، بیوتیت نیز وجود دارد. در این توده بیوتیت‌های خودشکل تا نیمه خودشکل با چندرنگی قهوه‌ای روشن تا تیره با رخ مشخص می‌باشند. بیوتیت و هورنبلند جزء کانی‌های فرعی در این گروه سنگی هستند. این کانی به صورت ورقه‌ای با ابعاد کوچک تا متوسط ۱ تا ۲ میلی‌متر بوده است. بیوتیت‌ها در این واحد سنگی از فراوانی کمی برخوردارند. در این سنگ‌ها بیوتیت‌های ماگمایی و اولیه به صورت فنوکریست‌های درشت، با چندرنگی قهوه‌ای واضح در مقاطع مشاهده می‌شوند (شکل ۳-۱۰).

برخی از محققین معتقدند در صورتی که بیوتیت به دو صورت تقریباً سالم و حاشیه سوخته در مقاطع دیده شوند (مانند شکل ۳-۱۱، پ) مبین بالا بودن فوگاسیته اکسیژن در ماگما، افزایش ناگهانی دما، کاهش فشار بر اثر عملکرد گسله‌ها به هنگام حرکت صعودی ماگما می‌تواند باشد (خضر لو و همکاران، ۱۳۸۷). این در حالی است که در بیشتر ایستگاه‌هایی که مورد مطالعه قرار دادیم وجود بیوتیت‌های سالم چندان مشهود نبوده است. پدیده کلسیتی و کلریتی شدن در بیوتیت‌ها بیشتر دیده می‌شود (شکل ۳-۱۱).



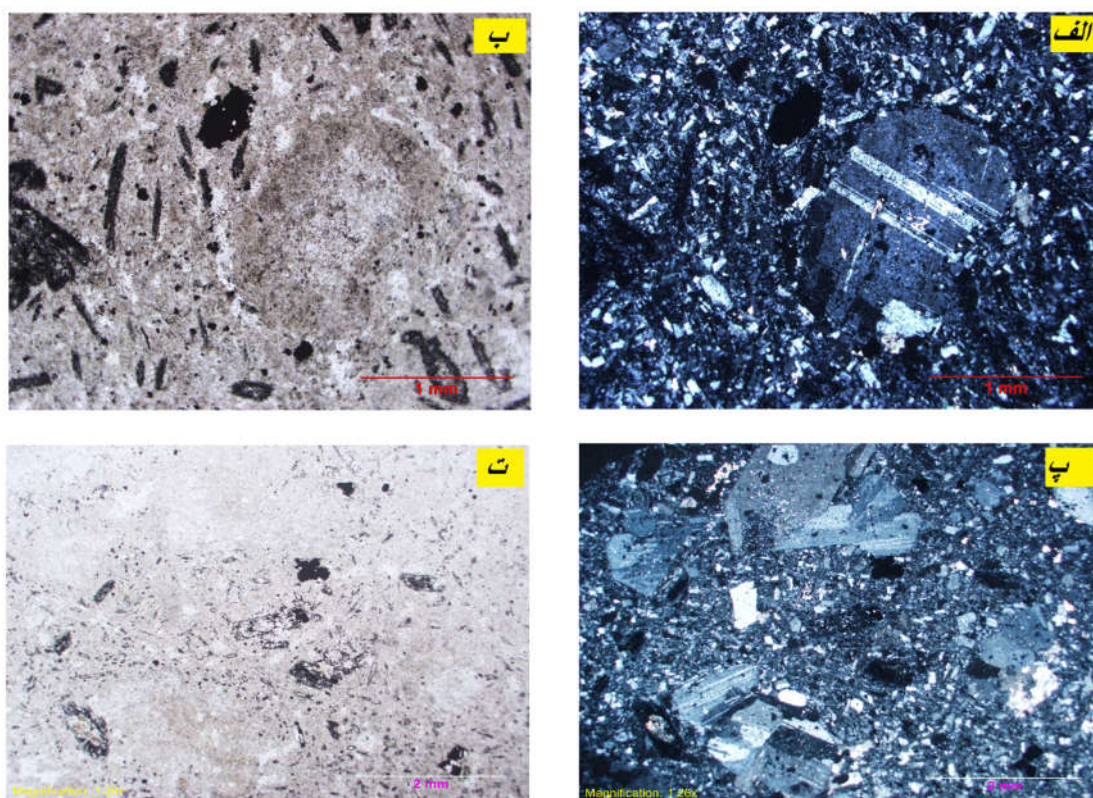
شکل ۳-۱۰- تصویر میکروسکوپی از بیوتیت‌های نسبتاً سالم در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، تصاویر الف و پ در نور PPL، تصاویر ب و ت در نور XPL است.



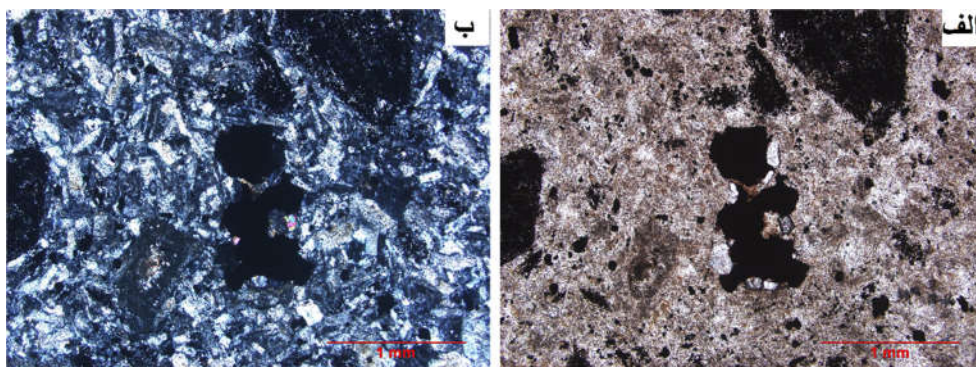
شکل ۳-۱۱- نمایی از بیوتیت‌های دگرسان شده در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، تصویر الف و پ در نور PPL، تصویر ب و ت در نور XPL است.

۳-۴-۴- کانی‌های اپک

کانی‌های اپک به صورت فرعی در تمام نمونه‌های دیوریت پورفیری منطقه مورد مطالعه و در زمینه‌ی سنگ به صورت پراکنده عموماً نیمه شکل‌دار تا بی‌شکل، گاهی سوزنی و کشیده و برخی نیز به صورت پرکننده قالب کانی اکسی هورنبلندها و اکثر در متن سنگ به صورت پراکنده مشاهده می‌شوند. به‌طور نسبی حدود ۵ تا ۷ درصد سنگ را شامل می‌شوند. کانی‌های اپک احتمالاً در اثر دگرسانی کانی‌های مافیک ایجاد شده‌اند (شکل ۳-۱۲).



شکل ۳-۱۲- حضور کانی‌های اپک در اشکال بی‌شکل تا نیمه شکل دار تصاویر الف، پ در نور XPL و تصاویر ب، ت در نور PPL است.



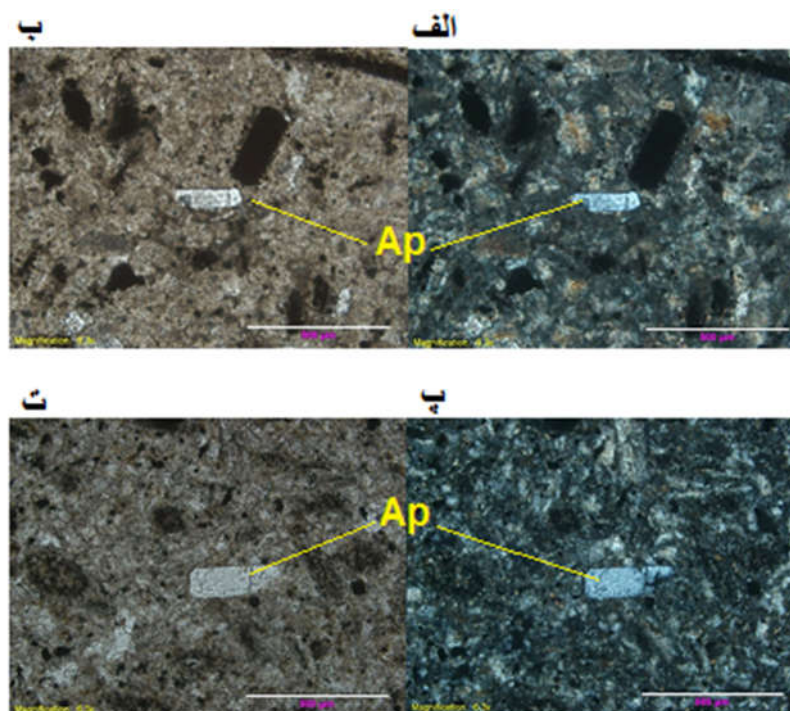
شکل ۳-۱۳- نمایی دیگر از بلورهای اپک در توده نیمه عمیق کوه چفت، تصویر الف در نور PPL، تصویر ب در نور XPL است.

۳-۴-۵- کوارتز

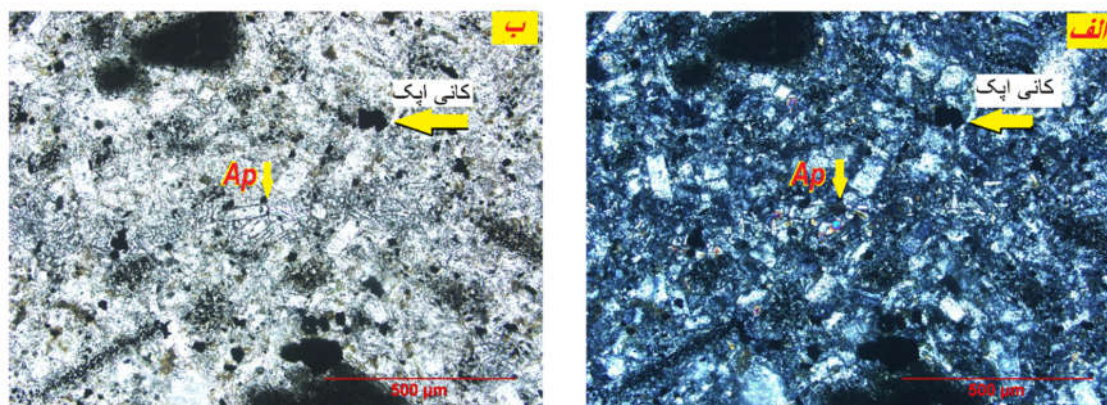
این کانی به صورت بلورهای ریز و بی شکل در زمینه این سنگها دیده شده است کمتر از ۵ درصد کل سنگ را تشکیل داده است. در مقاطع مورد مطالعه ابعاد اکثر آنها کمتر از یک میلی متر است که در زمینه‌ی بافت سنگ به سختی قابل تشخیص هستند. این امر می‌تواند نشانگر تبلور کوارتز در مراحل پایانی و بعد از دیگر کانی‌ها باشد.

۳-۴-۶- آپاتیت

آپاتیت یکی از کانی‌های فرعی تشکیل دهنده دیوریت‌های پورفیری مورد مطالعه است. این کانی در مقاطع طولی به صورت منشوری و کشیده و در مقاطع عرضی به صورت شش گوش و ایزوتروپ است (شکل‌های ۳-۱۴ و ۳-۱۵). گاهی نیز به صورت ادخال با اشکال کوچک سوزنی و کشیده شکل دار در سایر فنوکریست‌های سازنده سنگ قابل مشاهده هستند. در مجموع این کانی کمتر از ۱٪ حجم سنگ را تشکیل داده‌اند.



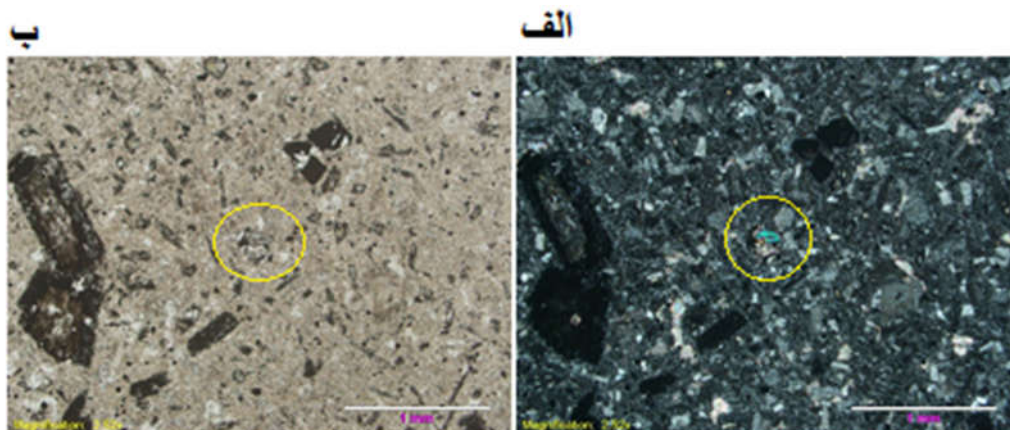
شکل ۳-۱۴- تصویری از حضور بلورهای کوچک آپاتیت در سنگ‌های دیوریت پورفیری کوه چفت، تصاویر الف و پ در نور XPL و تصاویر ب و ت در نور PPL است.



شکل ۳-۱۵- حضور بلورهای کوچک آپاتیت و کانیت، تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

۳-۴-۷- زیرکن

زیرکن به صورت یک کانیه اولیه در دیوریت پورفیری کوه چفت وجود دارد. شکل آن خودشکل و دارای بیرفرنژانس قوی می‌باشد. تعداد فنوکریست‌های این کانیت در سنگ مذکور بسیار کم و کمتر از ۱٪ می‌باشد (شکل ۳-۱۶).



شکل ۳-۱۶- حضور کانی زیرکن در زمینه دیوریت پورفیری. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

۳-۵- کانیهای ثانویه:

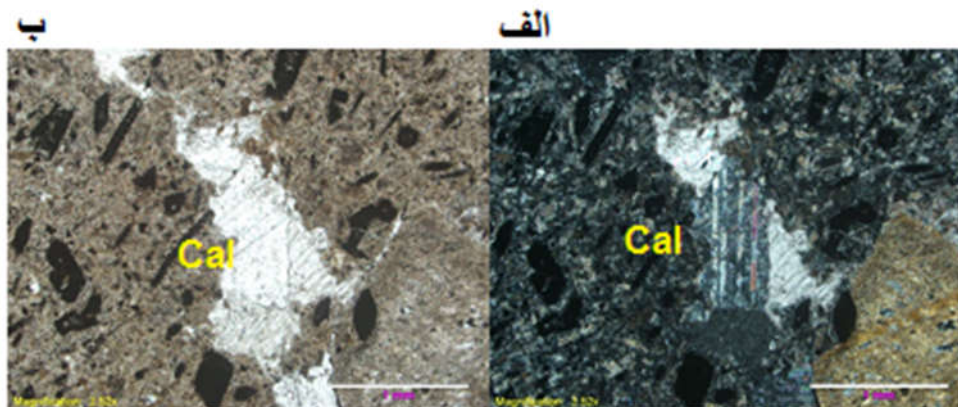
۳-۵-۱- اسفن

اسفن از جمله کانی‌هایی است که در برخی از نمونه‌های منطقه به صورت ثانویه دیده می‌شود. این کانی غالباً در حاشیه و یا در امتداد رخ‌های بیوتیت‌های دگرسان شده و کانی به صورت بی‌شکل وجود دارد. اسفن‌هایی که در رخ‌های بیوتیت‌ها دیده شده‌اند احتمالاً از اسفن‌های ثانویه بوده و به صورت دانه‌های بسیار ریز، تقریباً هم بعد و کوچک با تجمع خوشه‌ای مانند و به رنگ قرمز تا قهوه‌ای روشن دیده می‌شوند. در بعضی مواقع نیز اسفن‌ها به صورت آزاد و در رنگ‌های سری سوم نیز مشاهده شده‌اند.

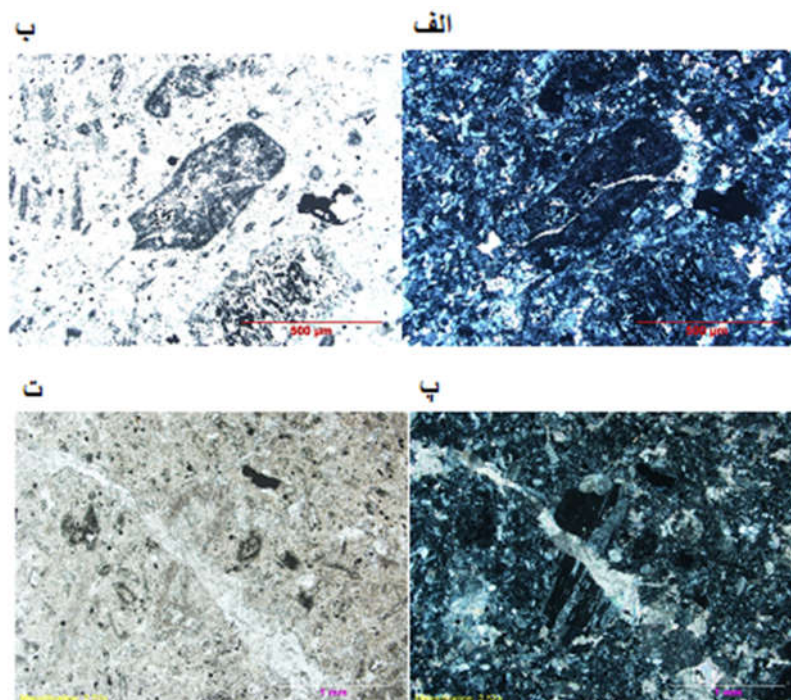
۳-۵-۲- کلسیت

کلسیت و کلریت در اثر آزادسازی عناصر مورد نیاز در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز یا کانی‌های فرومنیزین کلسیم‌دار نظیر اکسی‌هورنبلند ایجاد شده‌اند. کلسیت در مقاطع مطالعه شده از توده دیوریت پورفیری کوه چفت به صورت پseudomorph در قالب کانی‌های دیگر (بیشتر در پلاژیوکلازها و سپس اکسی-

هورنبلندها)، شکل‌دار تا بی‌شکل در متن سنگ پراکنده شده است (شکل ۳-۱۷). البته در برخی از مناطق کلسیت‌ها به صورت رگچه‌ای و حتی رگه‌ای مشاهده می‌شود (شکل ۳-۱۸).



شکل ۳-۱۷- حضور کلسیت در قالب بلور پلاژیوکلاز در تصویر. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.



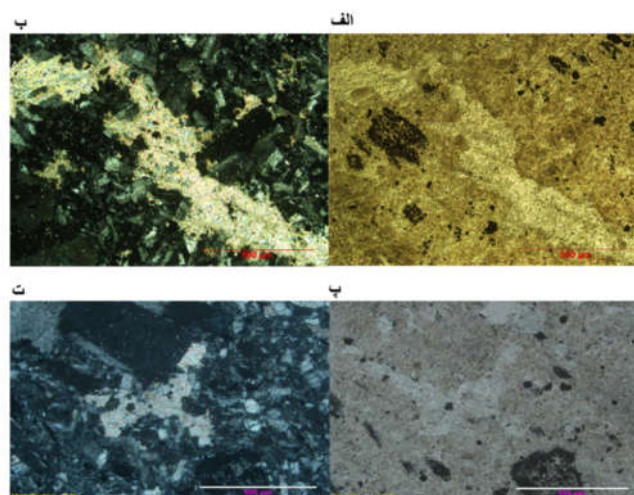
شکل ۳-۱۸- حضور کلسیت به صورت رگچه‌ای، در تصاویر پ و ت رگچه کلسیتی از وسط بلور پلاژیوکلاز و دیگر کانی-ها عبور کرده است، تصاویر الف - پ در نور XPL و تصاویر ب - ت در نور PPL است.

۳-۵-۳- کلریت

کلریت بعد از کلسیت فراوان‌ترین کانی ثانویه موجود در سنگ‌های دیوریت پورفیری منطقه بوده و کلریتی شدن شایع‌ترین دگرسانی رخ داده در آن‌ها است. لازم به توضیح است کلریت یک کانی ورقه‌ای آبدار است که هیچ‌گاه به‌طور مستقیم از ماگما متبلور نشده و حاصل دگرسانی گرمابی و یا درجات ضعیف دگرگونی است (گیل، ۲۰۱۰). حضور این کانی در دیوریت‌های پورفیری منطقه را باید حاصل شدت عملکرد فرایندهای ثانویه بر روی این سنگ‌ها دانست. کلریت در دمای پایین تا متوسط و در اثر دگرسانی پلاژیوکلاز، بیوتیت و اکسی‌هورنبلند تشکیل می‌شود. کلریت‌های این سنگ‌ها اغلب بی‌شکل‌اند و با چندرنگی ضعیفی از سبز تا سبز پریده و برجستگی کم مشخص می‌شوند.

۳-۵-۴- پیروفیلیت

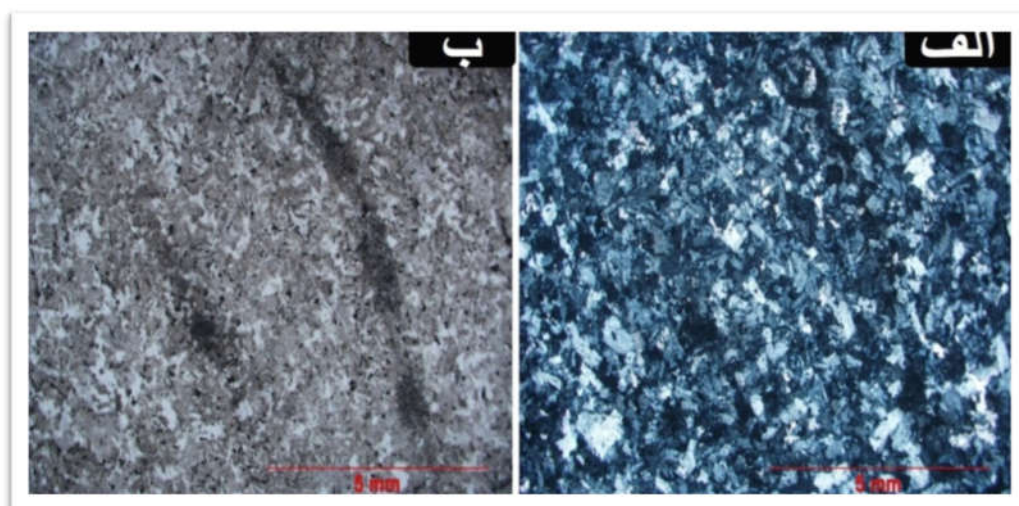
پیروفیلیت به دو صورت گرمابی و دگرگونی یافت می‌شوند. این کانی در حین دگرسانی، در سنگ‌های آذرین اسیدی و حد واسط به ویژه توف‌ها تشکیل می‌شود. این کانی به صورت صفحه‌ای بوده و در بیشتر ایستگاه‌های نمونه برداری شده قابل مشاهده است (شکل ۳-۱۹). پیروفیلیت یک کانی رسی حاصل دگرسانی فیلیک است که در بعضی نمونه‌ها تا پنج درصد مقطع را به خود اختصاص می‌دهد. در زیر میکروسکوپ به صورت صفحه‌ای و دارای رنگ‌های بیرفرنژانس سری بالا است.



شکل ۳-۱۹- تصویری از پیروفیلیت‌های توده دیوریت پورفیری کوه چفت. الف و پ در نور PPL، ب و ت در نور XPL.

۳-۶- آنکلاوهای منطقه

آنکلاوهای موجود در منطقه اکثراً در نمونه دستی سبز تا سبز تیره مایل به خاکستری هستند. بعضاً بلورهای پلاژیوکلاز در درون آن‌ها یافت می‌شود. در زیر میکروسکوپ بافت میکرولیتی متشکل از کانی‌های مافیک، پلاژیوکلاز و کوارتز هستند (شکل ۳-۲۰).



شکل ۳-۲۰- وجود بافت میکرولیتی در آنکلاوهای موجود در منطقه مورد مطالعه. تصویر الف در نور XPL و تصویر ب در نور PPL است.

فصل چهارم:

سازوکار جایگیری

۴-۱- مقدمه

مطالعه ساختار داخلی گرانیتوئیدها از چند دهه قبل مورد توجه قرار داشته است امروزه مطالعات ساختاری در سنگ‌های گرانیتوئیدی معمولاً با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی^۳ انجام می‌گیرد (ناسیمینتو و همکاران ۲۰۰۴، بورادیل^۴ و هنری^۵، ۱۹۷۷). مطالعات فابریک مغناطیسی و به‌ویژه ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی^۶ برای تجزیه و تحلیل الگوهای کرنش در مقیاس ناحیه‌ای و در سنگ‌هایی که فابریک در آن‌ها به‌سختی قابل تشخیص است (به‌ویژه گرانیتوئیدها) به‌عنوان یک ابزار قدرتمند به شمار می‌روند (مونیکا و همکاران، ۲۰۱۰). قاعده کلی این روش ساده است، ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی ناشی از جهت یافتگی ترجیحی کانی‌های مغناطیسی آنیزوتروپ، و به‌عبارت‌دیگر، فابریک مغناطیسی است.

تکامل ماگما را می‌توان در چهار مرحله جدایش، صعود، جایگیری و سردشدگی خلاصه کرد. به‌محض اینکه ماگما شروع به تبلور کند، بافت‌های ماگمایی شکل می‌گیرند و به‌طور پیوسته تکمیل شده و بازتاب‌کننده حالت دگرشکلی در هر مرحله می‌باشند. اطلاعات هندسی درباره جریان یافتن و سرد شدن ماگما، به‌ویژه در رابطه با جایگیری و دگرشکلی بعدی، توسط ساخت کانی‌ها ثبت می‌شود. اصولاً فابریک توسط شکل، سوگیری و توزیع مکانی کانی‌ها و شرایط مکانیکی زمان تشکیل کانی‌ها تعریف می‌شود. اهمیت فابریک برای سنگ‌های ماگمایی، مشابه دیگر سنگ‌ها بوده و گویای نوعی دگرشکلی است که جهت و شکل بیضوی دگرشکلی (پهن‌شدگی یا فشرده‌گی) را شرح می‌دهد. نقشه ساختاری توده‌های گرانیتوئیدی در پی بردن به نحوه جایگزینی ماگمای سازنده و دگرشکلی تحمیل شده بر آن-

³ Anisotropy of Magnetic Susceptibility

⁴ Borradaile

⁵ Henry

ها، جهت‌گیری و چگونگی توزیع فابریک‌ها می‌تواند بسیار مفید واقع شود و یک ابزار کارآمد برای تشخیص روابط مکانی - زمانی - دمایی و دگرشکلی توده‌های نفوذی باشد (قلمقاش، ۲۰۰۹، a,b).

به‌کارگیری روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی برای توده دیوریت پورفیری کوه‌چفت داده‌های کمی و عددی ارزشمندی را به‌منظور بررسی تکامل ساختاری آن به دست می‌دهد. در این تحقیق سازوکار جایگیری توده دیوریت پورفیری کوه چفت با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی و مطالعات ریزساختاری بررسی می‌شود. در این راستا همه برداشت‌های صحرائی، مطالعات دقیق سنگ‌نگاری و ریز ساختی و دیگر متغیرهای به‌دست‌آمده از روش فابریک مغناطیسی تلفیق شده است تا بر پایه هندسه و ساخت‌های موجود مدلی برای چگونگی جایگیری این توده دیوریت پورفیری به دست آید. مغناطیس‌شدگی القایی در یک سنگ که علاوه بر نوع کانی‌های تشکیل‌دهنده آن، به جهت میدان مغناطیسی به‌کار رفته وابسته است را به‌عنوان ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) نامیده‌اند. در واقع یک ابزار پترو فابریکی است که میانگین و نمونه‌برداری توزیع جهات همه کانی‌ها و ساب فابریک‌ها را در یک نمونه فراهم می‌کند؛ بنابراین برای زمین‌شناسی ساختمانی یک ابزار بی‌نظیر به شمار می‌رود؛ زیرا زمین‌شناسی ساختاری مستلزم تعیین محورهای کرنش نهایی یا جریان حالت جامد از جهت‌گیری بلورها یا جهت‌گیری شکل دانه‌ها است که با این روش قابل دستیابی است. تشخیص ساختارهای سنگی مانند تورق و خطواره‌های مغناطیسی با توجه به جهت جریان در حین جایگیری جریان گدازه دشوار بوده که برای غلبه بر این مشکل می‌توان از ناهمسانگردی مغناطیسی کمک گرفت. در یک رخنمون گرانیته، آنیزوتروپی ساختمانی^۸ یا فابریک به جهت یافتگی دانه‌ها اطلاق می‌شود. فابریک ماگمایی ممکن است به‌صورت برگواره‌های مغناطیسی^۹ و خطواره‌های مغناطیسی^{۱۰} تعریف شود. بررسی برگواره‌های مغناطیسی و خطواره‌های مغناطیسی علاوه بر درک چگونگی جایگیری توده دیوریت پورفیری کوه چفت، اطلاعات ارزشمندی را در خصوص مسیر

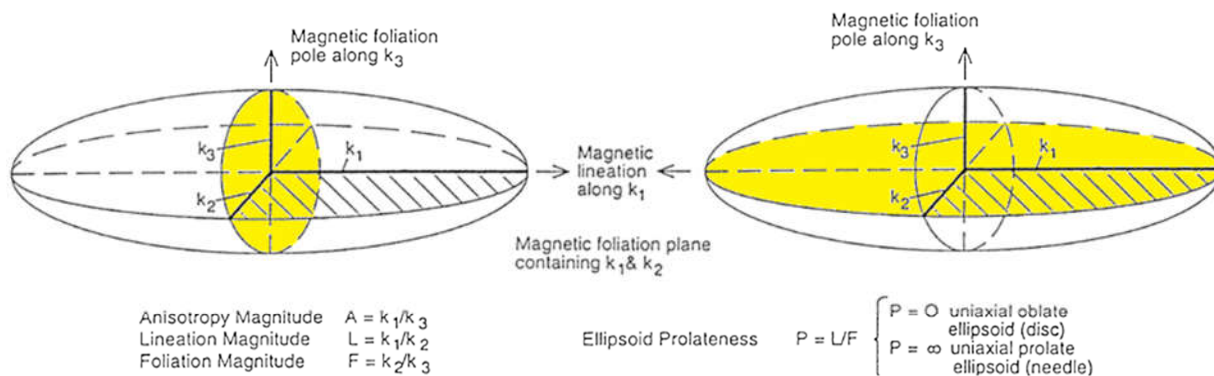
⁸ Structural Anisotropy

⁹ Foliation

¹⁰ Lineation

حرکت و سرچشمه ماگما در اختیار قرار می‌دهد. بدین ترتیب می‌توان دریافت که فابریک نتیجه عملکرد نیروهای گوناگون (نیروی ثقل، نیروی هیدرودینامیک و تنش‌های تکتونیکی) در طی تشکیل سنگ و پیشینه زمین‌شناسی احتمالی آن‌ها است. در حقیقت مشخصات هندسی و رفتار ماگمایی یک توده نفوذی از روی فابریک آن به‌خوبی قابل‌تشخیص است (بوشه، ۱۹۹۷). بدین ترتیب ناهمگنی مغناطیسی ارتباط مستقیمی با فابریک سنگ داشته و از این جهت یک روش توصیفی سریع، ساده و موثر را به وجود می‌آورد (ساندرین و همکاران، ۲۰۰۶). در صورتی‌که قابلیت پذیرفتاری در جهات مختلف سنگی تغییر نماید، سنگ ناهمگن مغناطیسی نامیده می‌شود. اغلب مطالعات روی سنگ‌های دگرشکل شده‌ای متمرکز می‌شود که فابریک‌های سنگی آنان به‌طور فراوانی ناهمگن است (گراهام^{۱۱}، ۱۹۵۴). جهات محورهای دارای اهمیت ساختاری هستند و بزرگی آن‌ها را می‌توان با تأثیرات حاصل از فراوانی کانی‌های موجود در سنگ تعیین نمود (بورادیل و جکسون، ۲۰۰۴). در سنگ‌هایی که به‌عنوان سنگ‌های ناهمگن مغناطیسی شناخته می‌شوند قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی می‌تواند به‌صورت یک تانسور متقارن درجه دوم نشان داده شود و از نظر هندسی به شکل یک بیضوی با سه محور اصلی توصیف می‌شود (شکل ۴-۱). برای به دست آوردن این بیضوی، سنگ‌ها و به تبعیت از آن‌ها و همه کانی‌های درون سنگ در پاسخ به یک میدان القا شده مغناطیسی می‌شوند (بورادیل و جکسون، ۲۰۰۴) و میزان پذیرفتاری مغناطیسی اندازه‌گیری می‌گردد (هانت و همکاران، ۱۹۹۵).

¹¹ Graham



شکل ۴-۱- تصویری فرضی از بیضوی مغناطیسی و عناصر فابریک مغناطیسی

در این بیضوی بزرگ‌ترین و کوچک‌ترین محور به ترتیب K_{max} یا K_1 و K_{min} یا K_3 و محور متوسط آن K_{int} یا K_2 است ($K_1 \geq K_2 \geq K_3$) (شکل ۴-۱). با استفاده از K_1 و K_3 نقشه‌ی خطواره‌های مغناطیسی و برگواره‌های مغناطیسی تهیه می‌شود. خطواره‌های مغناطیسی منطبق بر K_1 و قطب برگواره‌های مغناطیسی با محور K_3 مطابقت می‌کند (لانزا^{۱۲} و ملونی^{۱۳}، ۲۰۰۶). از روی این پارامترها و نتایج حاصل از آن‌ها می‌توان به نوع حرکت ماگما و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان جایگیری توده دیوریت پورفیری کوه چفت و در نتیجه نحوه جایگیری ماگما پی برد. در بخش‌های بعدی به صورت مفصل‌تر در مورد این پارامترها بحث خواهیم کرد.

مزیت‌های روش فابریک مغناطیسی نقشه‌های ساختاری توده‌های گرانیتوئیدی به درک چگونگی جایگزینی ماگماهای سازنده آن‌ها و تعیین رژیم زمین ساختی ناحیه‌ای هم‌زمان با جایگیری و دگرشکلی تحمیل‌شده بر آن‌ها، کمک شایان توجهی می‌کند (صادقیان و ولی زاده، ۱۳۸۶).

یکی از ویژگی‌های مهم این روش، کنترل‌پذیری آن توسط همه فرآیندها از جمله دگرسانی و تنش‌های موجود در سنگ است به طوری که در مطالعات مغناطیسی واحدهای سنگی مختلف نشان داده شده است که چگونه فابریک مغناطیسی با ناهمگنی امتداد شکل دانه و جهت‌گیری بلورشناسی

¹² Lanza

¹³ Meloni

کانی‌های موجود در سنگ مرتبط بوده و متناسب با جهات جریان، مسیرهای عبور ماگما و تاریخچه کرنش در سنگ، تغییر خواهند کرد (بورادیل و هنری، ۱۹۹۷).

به کمک داده‌های حاصل از این روش می‌توان سنگ‌های گرانیته را به انواع پارامگناطیس و فرومگناطیس تقسیم نموده و آن‌ها را با سری‌های ایلمنیت و منیتیت ایشیهارا (۱۹۷۷) مقایسه نمود. بر این اساس، آن دسته از گرانیتهایی که حاوی ایلمنیت باشند و $K < 5 \times 10^{-5} SI$ یا جزء گرانیتهای پارامگناطیس^{۱۴} و آن‌هایی که حاوی ایلمنیت و منیتیت باشند یا $K > 5 \times 10^{-5} SI$ به عبارت دیگر جزء گرانیتهای فرومگناطیس^{۱۵} محسوب می‌شوند (جودی و همکاران، ۱۹۷۷).

به‌طور کلی این فن به دلایل زیر کاربران زیادی را در محدوده علوم زمین جذب کرده است (روشت و همکاران، ۱۹۹۲): ۱- طیف گسترده کاربرد آن، به‌گونه‌ای که از آن می‌توان در بسیاری از سنگ‌ها و حتی رسوبات نرم خاک‌ها نیز استفاده کرد. ۲- ابزاری قدرتمند برای مشخص کردن فابریک سنگ‌های گرانیتهی خصوصا زمانی که فابریک مزوسکوپی در صحرا مشاهده نشود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). ۳- حساسیت بالا به‌گونه‌ای که در این روش فابریک‌های موجود در سنگ‌های به‌ظاهر همسانگرد قابل مطالعه و اندازه‌گیری هستند. همچنین در سنگ‌های دگرسان شده نیز کاربرد دارد. ۴- تفسیر داده‌های حاصل از فابریک مغناطیسی در شناسایی پهنه‌های دگرسانی و مسیرهای عبور سیالات گرمایی که با کانه‌زایی همراه هستند کمک می‌نماید (شیبی، ۱۳۹۴). ۵- به دست آمدن داده‌های کمی مناسب در زمانی کوتاه‌تر در مقایسه با روش‌های دیگر که بررسی‌های آماری و نقشه‌برداری از ساخت‌ها را ممکن می‌کند. ۶- حضور کمتر محقق در صحرا و کاهش عملیات طولانی و طاقت‌فرسای صحرائی و نمونه‌برداری؛ ۷- اقتصادی بودن این فن به صورتی که در مقایسه با دیگر روش‌ها مقرون‌به‌صرفه و ارزان‌تر است. ۸- کاربرد کمی و نیمه کلی برحسب ساخت و شدت دگرشکلی؛ ۹-

¹⁴ Paramagnetism

¹⁵ Ferromagnetism

به‌کارگیری آن به‌عنوان ابزاری جدید برای محدود کردن تفسیرهای دیرینه‌مغناطیس برحسب سن مغناطیس شدگی پسماند طبیعی (NRM)^{۱۶} (اسماعیلی و بوشه، ۲۰۰۱).

۴-۲- نمونه برداری صحرائی

در این بخش نحوه نمونه‌برداری از توده دیوریت پورفیری کوه چفت و اندازه‌گیری نمونه‌ها با دستگاه حساسیت‌سنج مغناطیسی مورد بررسی قرار می‌گیرد. ابتدا بر پایه تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی منطقه، تنوع سنگ‌شناسی محدوده مورد مطالعه مشخص و با استفاده از نرم‌افزار Arc GIS 10.3 و گوگل ارث الگوی نمونه‌برداری اولیه طراحی شد. لازم به ذکر است که موقعیت نمونه‌برداری تا حدودی با موقعیت پیش‌فرض متفاوت است و حتی ممکن است تعداد نمونه‌ها کمتر یا بیشتر از تعداد پیش‌فرض شود. سرانجام برای مطالعات مغناطیسی (AMS)، طی یک نمونه‌برداری صحرائی از پیش برنامه‌ریزی شده از توده دیوریت پورفیری کوه چفت نمونه‌برداری انجام گرفت.

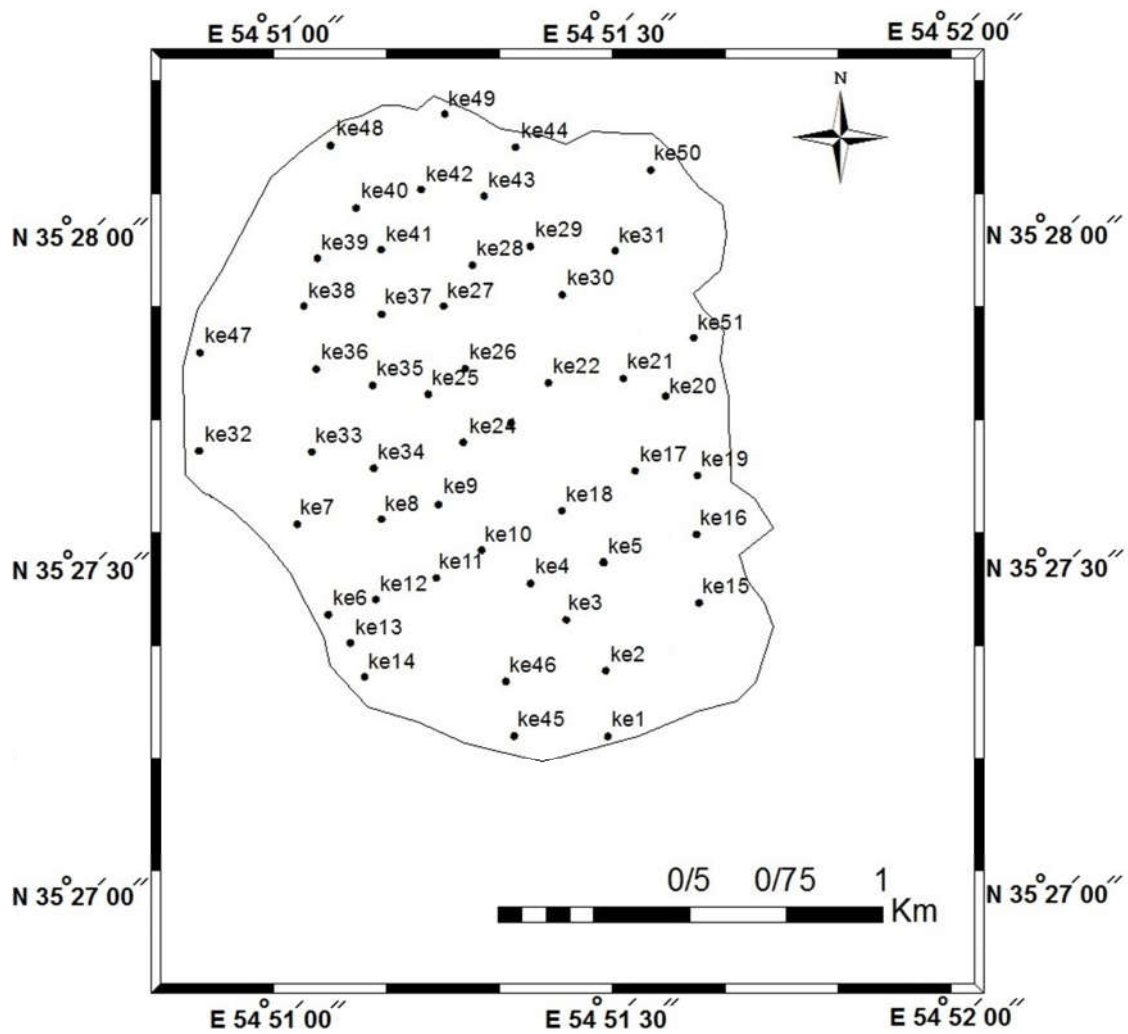
به‌منظور مطالعه فابریک‌های مغناطیسی، تهیه نقشه و نمونه برداری جهت مطالعات فابریک مغناطیسی از کل توده نیمه عمیق کوه چفت در مجموع ۱۲ روز عملیات صحرائی انجام شده است. این مرحله از تحقیق طی یک روز بازدید اولیه در اردیبهشت ۹۵، ده روز نمونه برداری و حفاری مغزه‌های جهت‌دار در خرداد، تیر و مهر ۹۵ و یک روز بازدید نهایی به منظور بررسی روابط صحرائی و شواهد ساختی در تیر ۹۶ انجام شد.

نمونه‌برداری در ۵۱ ایستگاه صورت گرفت. شکل‌های ۲-۴ و ۳-۴ نقشه‌های پراکندگی ایستگاه‌های حفاری شده را نشان می‌دهد. در مجموع، بیش از ۱۰۵ مغزه به طول‌های ۸۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر و قطر ۲۲ میلی‌متر حفاری شد. این مغزه‌ها در کارگاه سنگ‌بری دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه صنعتی شاهرود به قطعاتی به طول ۲۲ میلی‌متر بریده شدند (شکل ۴-۴). در مجموع بیش از ۴۸۵ قطعه جهت آزمایش فابریک مغناطیسی بدست آمد. مطالعه فابریک‌های مغناطیسی به این روش نیازمند

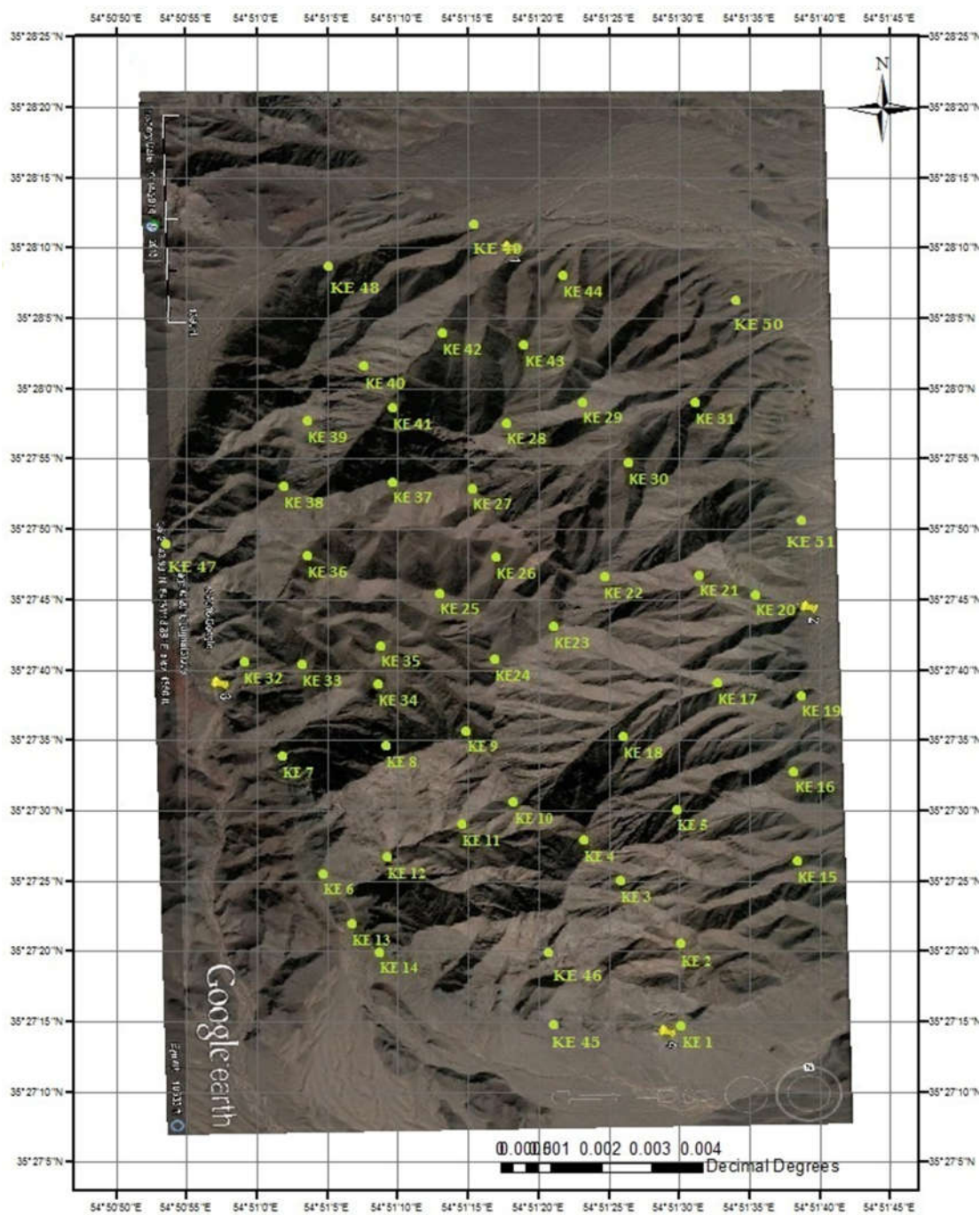
¹⁶ Natural Remanent Magnetization

گذراندن مراحل خاصی است. در ابتدا محل مغزه گیری از هر ایستگاه با توجه به شبکه طراحی شده به گونه‌ای انتخاب می‌شود که در آن امکان حفاری وجود داشته و رخنمون فاقد درز و شکاف باشد. علاوه بر این باید از استحکام خوبی برخوردار بوده و از برجا بودن و هوازده نبودن سنگ اطمینان حاصل شود (پورعلیزاده مقدم، ۱۳۹۲). به ازای تقریباً هر صد تا دویست متر یک ایستگاه نمونه‌برداری در نظر گرفته شده است به‌طور معمول در هریک از ایستگاه‌ها، دو مغزه (در هر ایستگاه به‌منظور کاهش خطای اندازه‌گیری دو یا سه مغزه بافاصله کمتر از یک متر از یکدیگر) برداشت می‌شوند. برداشت تعداد بیشتری مغزه باعث می‌شود که از لحاظ آماری، نتایج مطمئن‌تری به دست آید. در صورت وجود رخنمون‌های سنگ‌شناسی متعدد در یک ایستگاه، لازم است که از هر رخنمون سنگی یک یا دو مغزه برداشت شود. نمونه‌های جهت‌دار توده دیوریت پورفیری کوه چفت به وسیله یک دستگاه مغزه‌گیر قابل حمل^{۱۷} با سوخت بنزینی حفاری و تهیه شد (شکل ۴-۵). جهت سرد کردن سرمته از آب موجود در مخزنی که با لوله‌ای پلاستیکی مانند شکل ۴-۵ به موتور وصل می‌شود استفاده می‌کنیم. با تلمبه زدن و پمپاژ آب توسط فشار هوای داخل پمپ، آب را با فشار به سرمته هدایت می‌کنیم. به کمک این دستگاه، نمونه‌ها معمولاً از سنگ‌هایی با رخنمون تازه و بدون هوازدگی در یک شبکه منظم برداشت می‌شود. این موتور مغزه‌گیر، یک ماشین حفاری کوچک است که می‌توان با استفاده از آن نمونه‌های سنگی به شکل استوانه به طول ۵۰ تا ۳۰۰ و قطر ۲۲ میلی‌متر به دست آورد.

¹⁷ Portable



شکل ۴-۲- نقشه پراکندگی ایستگاه‌های مغزه گیری در توده نیمه عمیق کوه چفت.



شکل ۴-۳- تصویر گوگل ارث از توده نیمه عمیق کوه چفت و پراکندگی ایستگاه‌های نمونه برداری شده



شکل ۴-۴- الف) برش نمونه‌ها در کارگاه سنگ دانشگاه صنعتی شاهرود. ب) تصویری از یک مغزه که به قطعات ۲۲ میلیمتری برش خورده است.



شکل ۴-۵- نمایی از دستگاه مغزه گیر به همراه پمپ آب خنک کننده سر مته

قبل از مغزه گیری باید از عدم وجود درزه و شکاف و هوازدگی محل نمونه برداری اطمینان کامل داشته باشیم زیرا در صورتی که هر کدام از مواد بالا در رخنمون انتخاب شده برای مغزه گیری وجود داشته باشد به علت سرعت زیاد چرخش سر مته، مغزه مورد نظر شکسته و گاهی به قطعات بسیار ریز

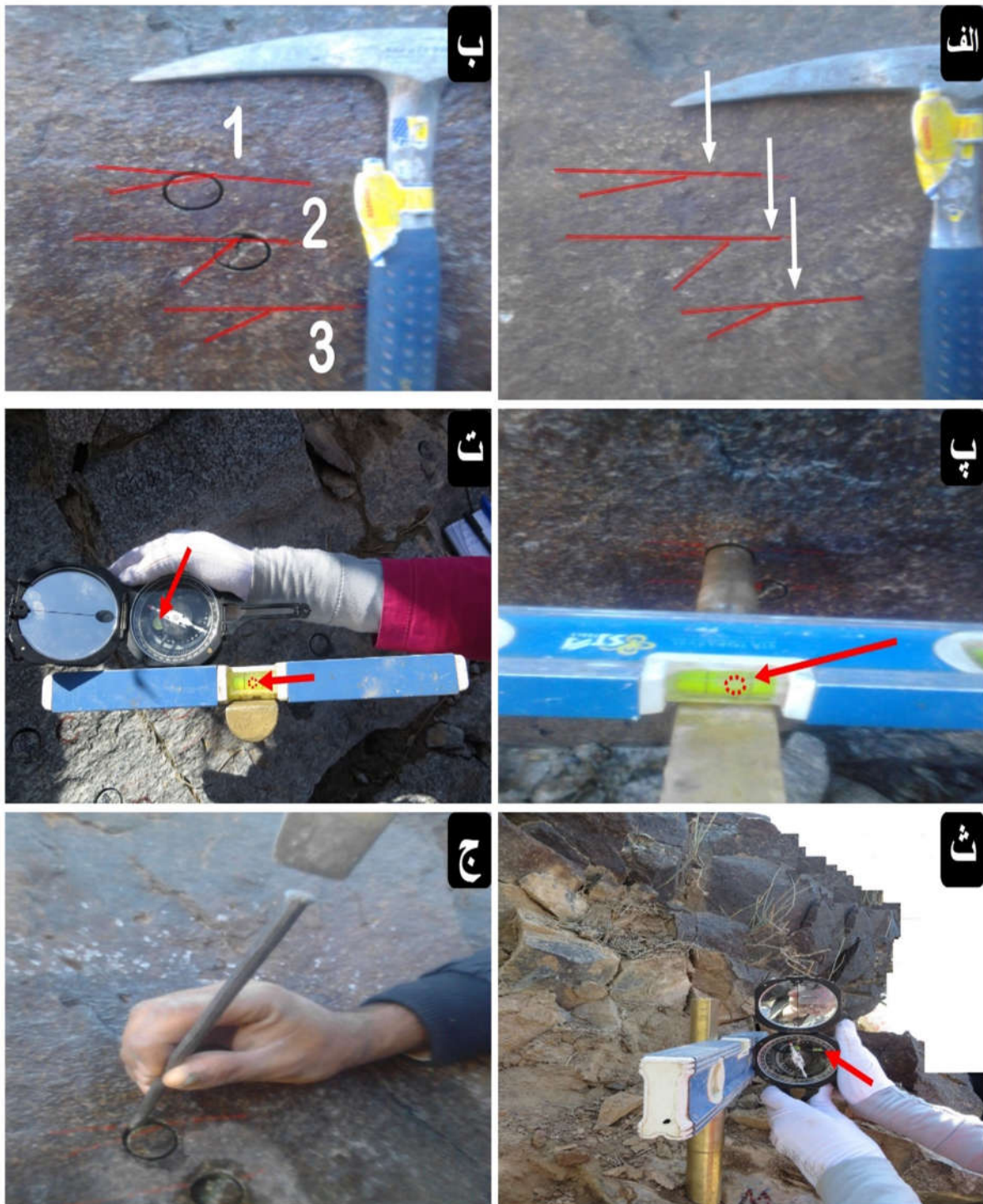
غیرقابل استفاده تبدیل می‌گردد. برای اطمینان از این مورد علاوه بر ظاهر سنگ می‌توان از چکش زمین‌شناسی نیز کمک گرفت و با چند ضربه به محل موردنظر از استحکام و مناسب بودن سنگ موردنظر اطمینان حاصل کرد. پس از انتخاب مکان مناسب و قبل از شروع مغزه گیری بهتر است محل موردنظر را با ماژیک ضد آب و یا با علامت زدن دونیم دایره کنار هم توسط خود مته مغزه گیر علامت‌گذاری می‌کنیم (شکل ۴-۶). این کار به ما کمک می‌کند در صورتی که، مغزه موردنظر شکسته و احیانا جابه‌جا شود، بتوانیم مکان و حالت اولیه قرارگیری آن را در سنگ مشخص کنیم و آن را به حالت اولیه برگردانیم.



شکل ۴-۶- ترسیم خط یا ایجاد اشکال دایره‌ای برای باز گرداندن مغزه به حالت اولیه (در صورتی که مغزه شکسته یا جابه‌جا شود).

لازم به ذکر است که مغزه ممکن است به علت خاموش شدن موتور در حین حفاری (به دلیل اتمام بنزین و آب) یا به علت وجود دگرسانی و درز و شکاف‌های نامحسوس بشکند. در این صورت حفاری را متوقف کرده و به آرامی مغزه‌ها را از مته موتور خارج می‌کنیم و دوباره در همان مکان حفاری را تا عمق دلخواه ادامه می‌دهیم. در پایان مغزه گیری و بیرون آوردن تکه‌های خورد شده مغزه، این قطعات را در کنار هم قرار داده و با استفاده از چسب مخصوص آن‌ها را به حالت قبل از شکستگی درمی‌آوریم پس از چسباندن قطعات شکسته آن‌ها را به کمک خط راهنما به حالت اولیه برگردانده تا شیب و جهت شیب آن‌ها اندازه‌گیری شود. بعد از مغزه گیری و قبل از جدا کردن مغزه از جایگاه اصلی

خودش، موقعیت مغزه را باید برای انجام مراحل بعدی ثبت کنیم. پس از اتمام حفاری، موتور و سایر وسایل آهنی نظیر چکش زمین‌شناسی و ابزارآلات فلزی به فاصله دورتر از محل حفرشده قرار می‌گیرند تا تأثیری بر جهت عقربه کمپاس نداشته باشند. قبل از بیرون آوردن مغزه ترازیب را در محل مغزه گذاشته و آن را تراز می‌کنیم (شکل ۴-۷) در این صورت ترازیب کاملاً تراز می‌شود و حالت افقی را به‌درستی نشان خواهد داد. مقدار و جهت شیب مغزه یا آزیموت و میل مغزه نیز با کمپاس و با قرار دادن آن در کنار تخته تراز قرائت می‌شود (شکل ۴-۷)؛ میزان شیب (بین ۰ تا ۹۰ درجه) و جهت شیب (بین ۰ تا ۳۶۰) مغزه به ترتیب توسط کمپاس و ترازیب مغزه تعیین می‌شوند. در این اندازه‌گیری‌ها اگر شیب مغزه دقیقاً ۹۰ یا بسیار نزدیک به آن باشد دیگر نیازی به خواندن جهت شیب نیست و فقط جهت شمال بر روی مغزه مشخص می‌گردد. مراحل بالا به اختصار در شکل ۴-۷ آورده شده است. پس از اندازه‌گیری شیب و جهت شیب مغزه جهتی را که نسبت به آن جهت میل و میل مغزه اندازه‌گیری شده را با ماژیک ضد آب در کنار لوله ترازیب علامت زده و سپس این علامت را به‌طور دقیق و موازی به روی قاعده بالای مغزه ترسیم می‌کنیم. بعدازآن مغزه را از سنگ جدا کرده و بعد از خشک شدن و تمیز کردن آن با کمک یک نیم لوله پلاستیکی از قسمت نوک فلش در راستای این نیم لوله خط راستی بر روی دیواره مغزه ترسیم می‌کنیم. این علامت به‌صورت فلش به‌گونه‌ای ترسیم می‌گردد که نوک فلش جهت شیب را نشان داده و انتهای خطدار فلش قاعده بالایی مغزه را به دو قسمت مساوی تقسیم کند (شکل ۴-۸). این خط راست را به صورتی هاشور می‌زنیم که جهت هاشورها به سمت پایین مغزه را نشان دهند. پس از این کار شماره ایستگاه نمونه‌برداری به روی مغزه نوشته می‌شود. به دلیل برداشت بیش از یک مغزه در هر ایستگاه مغزه‌ها با پسوند نام‌گذاری می‌شوند تا از بروز خطا جلوگیری شود.



شکل ۴-۷- مراحل مغزه گیری و اندازه گیری شیب و امتداد آن به روایت تصویر. الف) علامت گذاری روی منطقه مورد نظر با ماژیک ضد آب جهت اینکه بعد از نمونه برداری و شکستن مغزه و جابجایی آن را در جهت اولیه خود قرار دهیم. ب) نمایی از مغزه‌های مورد نظر بعد از بریدن آن‌ها توسط دستگاه. پ) قرار دادن صفحه تراز در محل مغزه‌ها و تراز کردن آن. ت) برداشت زاویه انحراف از شمال توسط کمپاس. ث) برداشت شیب مغزه توسط کمپاس مانند شکل. ج) شکستن مغزه و بیرون آوردن بعد از کشیدن علامت شیب توسط ماژیک ضد آب بر روی آن.



شکل ۴-۸- نحوه علامت زدن روی مغزه‌های به‌دست‌آمده.

در هر ایستگاه علاوه بر مغزه گیری ویژگی‌های سنگ‌شناسی پیرامون آن ایستگاه به‌دقت مورد مطالعه قرار می‌گیرد و مشاهدات صحرائی مرتبط با ترکیب سنگ‌شناسی، دگرسانی و دگرشکلی‌های صورت گرفته، به‌دقت ثبت می‌گردد تا در مرحله تفسیر داده‌ها و پارامترهای مغناطیسی از آن‌ها کمک گرفته شود.

۴-۳- خطاها

در طی مراحل نمونه‌برداری و یا آماده‌سازی نمونه‌ها ممکن است یک سری از خطاها به وجود آید که اطلاع داشتن از آن‌ها از بروز چنین خطاهایی جلوگیری می‌کند.

۱- قرائت نادرست میل و جهت میل توسط کمپاس (که ممکن است در صورت اشتباه فرد یا تأثیر مواد مغناطیسی نزدیک کمپاس ایجاد شود).

۲- به هر میزان که حفاری با شیب کمتری انجام شود خصوصاً کمتر از ۴۵ درجه، خطای اندازه‌گیری خود کمپاس باعث ایجاد خطا می‌شود (این خطا به‌صورت لگاریتمی افزایش پیدا می‌کند).

۳- اشتباه در نوشتن مقادیر میل و جهت میل، شماره نمونه یا ایستگاه و موقعیت جغرافیایی در دفترچه صحرایی.

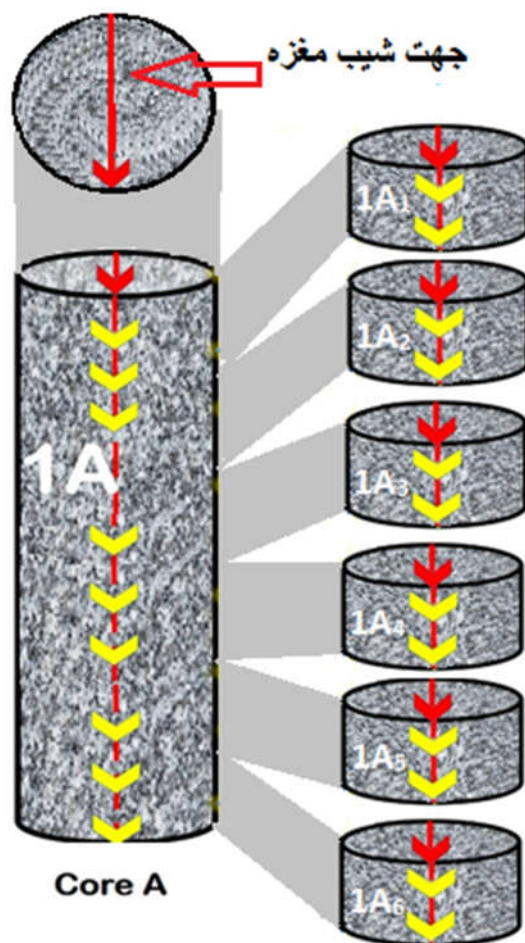
۴- رسم نادرست و یا مبهم فلش نشان‌دهنده آزیموت و سمت بالا و پایین بر روی مغزه.

۵- نوشتن اطلاعات یک مغزه برای مغزه دیگر.

۶- جابجا شدن مغزه از جای اولیه خود در درون زمین قبل از برداشت میل و جهت میل.

۷- پاک شدن شماره نمونه‌ها توسط اسید و ...

برش و آماده سازی نمونه‌ها پس از اتمام مغزه گیری، مغزه‌های جهت‌دار به کارگاه برش سنگ واقع در دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود انتقال یافته به اندازه‌های ۲۲ میلی‌متر توسط دستگاه برش مخصوص سنگ، برش داده شده تا قابل استفاده در دستگاه‌های اندازه‌گیری شوند (شکل ۴-۹). پس از برش به روی هر نمونه، شماره نمونه با ماژیک ضد آب، نوشته می‌شود و فلش معرف جهت شیب مغزه ترسیم شده است. معمولاً از هر مغزه بین ۳ تا ۶ قطعه ۲۲ میلی‌متری به دست می‌آید که هر مغزه از قسمت بالا به سمت پایین با شماره‌های ۱، ۲، ۳، ۴ و ... نام‌گذاری می‌شوند. برای مثال هر قطعه از ایستگاه شماره ۱ که خود از دو مغزه A و B تشکیل شده پس از برش مغزه به نام‌های 1A3، 1A2، 1A1 و ... همچنین پس از برش مغزه B نمونه‌ها به نام‌های 1B3، 1B2، 1B1 و ... نامیده می‌شوند (شکل ۴-۹).



شکل ۴-۹- شش نمونه‌ی بالا از مغزه 1A تهیه شده‌اند، همین حالت برای مغزه B هم تکرار می‌شود.

بنابراین برای هر ایستگاه حداقل ۶ قطعه خواهیم داشت. قطعات $1A_6$ و $1B_6$ قطعات انتهایی و اضافی حاصل از برش مغزه‌ها را می‌توان برای تهیه مقطع نازک و تعیین ساخت‌های میکروسکوپی مورد استفاده قرارداد (بوشه، ۱۹۹۷). به علت اینکه در زمان حفاری ذرات آهن‌دار و ناخالصی‌هایی که بر روی بدنه مته وجود دارد بر اثر اصطکاک مغزه با مته به بدنه مغزه می‌چسبد و یا به هنگام برش مغزه‌ها با دستگاه برش و اصطکاک زیاد آن‌ها با صفحه برش و چسبیدن ذرات ریز فلزی صحنه برش که موجب بروز خطا در طی اندازه‌گیری می‌شود؛ برای از بین بردن اثرات نامطلوب این ذرات، کلیه قطعات باید توسط اسیدکلریدریک ۰/۱ نرمال، در ظرف حاوی این محلول قرار گیرند و شستشو داده شوند (شکل ۴-۱۰). لازم به ذکر است در کلیه مراحل از مغزه‌گیری تا اسید شویی بهتر است از

ماژیک‌های ضد آب استفاده شود تا از پاک شدن شماره نمونه‌ها خصوصا در طی اسید شویی جلوگیری شود. مدت‌زمان نگهداری نمونه‌ها در این محلول ۲ ساعت است (بوشه، ۱۹۹۷). پس از آن نمونه با آب خالص و به کمک یک مسواک تمیز شستشو داده می‌شوند. پس از تمیز کردن و خشک شدن، نمونه‌ها برای اندازه‌گیری خودپذیری مغناطیسی آماده هستند.



شکل ۴-۱۰- قطعه مغزه‌های به دست آمده در اسید کلریدریک ۱/۰ نرمال به مدت ۲ ساعت قرار می‌گیرند.

۴-۴- اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی

ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در میدان مغناطیسی با شدت پایین اندازه‌گیری می‌شود (ژو، ۲۰۰۲). ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی هرکدام از این قطعات با استفاده از دستگاه کاپابریج^{۱۸} مدل ساخت شرکت آجیکو (AGICO) از کشور چک که در آزمایشگاه ژئومغناطیس دانشگاه صنعتی شاهرود قرار دارد و در یک میدان مغناطیسی شدت پایین (۲۰۰ Hz) و پذیرفتاری مغناطیسی با دقت 10^{-8} SI کار می‌کند، اندازه‌گیری شد. این دستگاه دارای ویژگی‌هایی قابل توجهی چون حساسیت زیاد، دقت بالا، کنترل کامل به‌واسطه کامپیوتر، سهولت کار در محیط ویندوز،

¹⁸ Kappaberidge

میانگین‌گیری خودکار، کارکرد آسان، اندازه‌گیری سریع ناهمسانگردی مغناطیسی، هشدار هوشمند دستگاه در صورت بروز مشکل و صفر کردن^{۱۹} در طول اندازه‌گیری به‌طور خودکار و چرخش آرام نمونه است. این دستگاه جهت اندازه‌گیری پذیرفتاری مغناطیسی نمونه‌های سنگی و خاکی طراحی شده که با داشتن این ویژگی‌ها، از بهترین و کارآمدترین دستگاه‌هایی است که تاکنون به این منظور ساخته شده‌اند. دستگاه شامل دو قسمت است: ۱- بخش اندازه‌گیری کننده^{۲۰} و ۲- واحد کنترل^{۲۱}

تمامی عملکردهای دستگاه، توسط واحد کنترل، کنترل می‌شود. واحد کنترل به دستگاه اندازه‌گیری کننده متصل است. سیگنال‌های خروجی از بخش اندازه‌گیری به کمک واحد کنترل تفسیر شده و به‌صورت Data بر روی صفحه کامپیوتر نمایش داده می‌شود و به‌صورت فایل Ran و Text ذخیره می‌شود. روش کار در این دستگاه به این صورت است که نمونه در درون محفظه اندازه‌گیری قرار داده می‌شود و حول ۳ محور X، Y و Z اندازه‌گیری می‌شود.

این کار به سه روش انجام می‌پذیرد:

۱- روش دستی، ۲- بازوی چرخنده دوعدی، ۳- بازوی چرخنده سه‌بعدی.

دستگاه MFK1-FA در هنگام اندازه‌گیری قابلیت حذف پس‌زمینه مغناطیسی^{۲۲} محیط آزمایشگاه را دارد. دستگاه تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی را در سطوح عمود بر محور چرخش نمونه اندازه‌گیری می‌کند. نرم‌افزار سافیر^{۲۳} که بر روی ویندوز نصب شده است، عملکرد دستگاه را کنترل می‌کند با استفاده از امکانات این نرم‌افزار می‌توان نحوه عملکرد دستگاه را کنترل کرد و دستورات هر مرحله را به دستگاه منتقل کرد. تصویری از این دستگاه در شکل ۴-۱۱ نشان داده شده است. اصول کار با دستگاه در شکاری (۱۳۹۲) به‌طور مفصل آمده است.

¹⁹ Zeroing

²⁰ Pick-up coil

²¹ Control unit

²² Magnetic background

²³ Safyre

Safyr4W
MFK1 Kappabridge Control
Software *for Windows*

AGICO ↑

Agico, Inc.
Jecna 29a
CZ 621 00 Brno
Czech Republic
Phone: +420 511 116 303
Fax: +420 541 634 328
agico@agico.cz
www.agico.com

Martin Chadima
(chadima@agico.cz)
Jiri Pokorny
Miroslav Dusek

Version 4.0.4 **Release July 1, 2011**

شکل ۴-۱۱- نمایش از دستگاه کاپا بریج.

همانطور که قبلا ذکر شد، بعد از اتمام اندازه‌گیری، داده‌های حاصل از هر اندازه‌گیری به صورت پارامترهای خاصی که برای دستگاه سنجش پذیرفتاری تعریف شده است نمایش داده می‌شود با فرمت Ran یا Text ثبت و ذخیره می‌شوند. فایل Ran صرفا با برنامه Anisoft قابل خواندن است. البته برای رسم نقشه‌های موردنیاز برای تحلیل بهتر داده‌ها، از نرم‌افزار Arc GIS 10.3 نیز استفاده شد مقادیر میانگین و خلاصه‌شده نتایج حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی محدوده مورد مطالعه در جدول ۴-۲ برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت ارائه شده است. نتایج حاصل از اندازه‌گیری فابریک مغناطیسی هر کدام از ایستگاه‌ها به صورت استریوگرام در پیوست شماره ۱ آمده است.

جدول ۱-۴ داده‌های حاصل از پذیرفتاری مغناطیسی توده دیوریت پورفیری کوه چفت (ترتیب بر اساس بزرگای Km)

site	long	lat	Km	P%	T	Lin:T/P	Fol: S/D
ke22	54.85686	35.463	614	1.3	0.11	18 / 16	229/30
ke15	54.86064	35.45742	639	1.9	-0.02	341 / 31	323/63
ke17	54.85906	35.46075	720	1.2	0.20	211 / 23	41/69
ke10	54.85514	35.45875	783	1.4	0.40	70 / 0	70/14
ke21	54.85875	35.46311	842	0.7	-0.18	164 / 66	33/71
ke2	54.85833	35.45569	942	1.5	0.23	55 / 79	48/89
ke4	54.85642	35.45792	1010	1.5	0.05	221 / 6	48/42
ke36	54.85103	35.46336	1010	1	-0.08	334 / 38	251/39
ke42	54.85367	35.46786	1030	1.8	0.47	236 / 8	167/9
ke34	54.85244	35.46083	1060	1.9	0.16	258 / 11	112/19
ke5	54.85828	35.45844	1070	1.6	0.32	43028	61/26
ke26	54.85478	35.46336	1130	0.6	0.40	331 / 44	162/78
ke9	54.85411	35.45994	1170	0.8	0.13	212 / 37	145/40
ke40	54.85203	35.46742	1200	1.2	0.37	270 / 5	144/7
ke11	54.85403	35.45806	1210	2.6	0.04	305 / 43	131/83
ke30	54.85722	35.46522	1260	1.5	0.60	309 / 16	252/19
ke38	54.85069	35.46492	1260	0.9	0.38	308 / 67	274/77
ke46	54.85578	35.45544	1350	2	0.01	263 / 44	256/83
ke23	54.85589	35.46197	1360	0.8	0.03	50 / 11	291/13
ke12	54.8525	35.4575	1420	1.2	-0.07	142 / 76	325/89
ke25	54.85381	35.46269	1440	0.8	0.19	333 / 22	255/22
ke41	54.85267	35.46636	1440	1.2	0.42	134 / 14	1/20
ke8	54.85264	35.45956	1450	0.7	-0.25	195 / 27	179/62
ke19	54.86061	35.46064	1460	2.1	-0.04	302 / 29	131/73
ke29	54.85644	35.46644	1490	1.7	0.26	197 / 14	79/16
ke33	54.85089	35.46125	1490	2.9	0.07	0 / 7	183/65
ke27	54.85422	35.46492	1540	1.2	0.51	323 / 18	182/27
ke39	54.85103	35.46614	1580	1.8	-0.42	10/8	266/9
ke18	54.85719	35.45975	1590	8.9	0.36	12/21	197/77
ke24	54.85475	35.46147	1680	1	-0.28	218/14	112/15
ke7	54.8505	35.45942	1790	1.9	-0.25	274/69	159/70
ke28	54.85494	35.46597	2030	1.4	0.47	249/5	161/5
ke35	54.85242	35.46294	2180	1	-0.18	176/23	158/55
ke45	54.85597	35.45408	2670	3.8	0.35	74/72	286/80
ke16	54.86061	35.45917	2850	3.9	0.39	155/28	346/70
ke49	54.85425	35.46978	3010	1.2	0.18	238/26	89/43
ke47	54.84806	35.46375	3020	1.6	-0.34	36/1	35/54
ke31	54.85856	35.46633	3410	1.6	0.42	264/32	92/79
ke44	54.85606	35.46894	3420	2.8	0.14	88/20	312/28
ke1	54.85839	35.45408	3590	8.1	-0.03	52/56	280/63
ke48	54.85139	35.469	4960	3	0.30	355/19	224/25
ke32	54.84806	35.46128	5480	4.9	-0.74	354/23	242/24

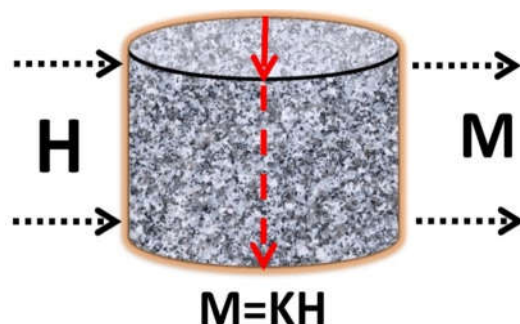
site	long	lat	Km	P%	T	Lin:T/P	Fol: S/D
ke50	54.85944	35.46839	5620	8.5	-0.18	5/40	288/41
ke3	54.85728	35.45703	7020	2.7	0.08	10/54	8/88
ke13	54.85189	35.45642	2794	7.075	-0.26	221/64	270/71
ke14	54.85222	35.45556	4340	4.1	-0.27	120/85	92/88
ke20	54.85981	35.46267	6320	6	0.68	183/72	23/83
ke6	54.85131	35.45714	6790	14.8	-0.10	137/71	129/87
ke51	54.86056	35.46411	8910	5.7	-0.27	171/69	357/88

Km: میانگین پذیرفتاری مغناطیسی؛ P%: درصد ناهمسانگردی مغناطیسی؛ T: پارامتر شکل؛

Fol: برگوارگی مغناطیسی؛ Lin: خطوارگی مغناطیسی.

۴-۵- داده‌های فابریک مغناطیسی

مهم‌ترین پارامتر در روش قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی، (Km) است و نتایج مهم و ارزشمندی درباره ماهیت مغناطیسی گرانیته‌ی‌ها در اختیار ما قرار می‌دهد (هرودا، ۱۹۸۲). Km ضریب قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی نامیده می‌شود. با توجه به اینکه M و H هر دو یک واحد (Ampere/Meter) دارند. در واقع یک میدان مغناطیسی القایی با شدت معین (H) بر آن اعمال می‌شود (آمپر بر متر واحد شدت میدان مغناطیسی است) و بردارهای مغناطیسی ذرات یا نمونه‌های دارای خاصیت مغناطیسی، بستگی به شدت مغناطیسی القا شده بر آن‌ها در یک راستا آرایش می‌یابند و در واقع به درجات مختلف، مغناطیس شدگی M (آمپر بر متر) پیدا می‌کنند. شدت مغناطیسی (H) و مغناطیس شدگی (M) با یکدیگر متناسب هستند. به‌طور کلی شدت مغناطیس شدگی یا مغناطیس (M) به شدت میدان مغناطیس کننده اعمال شده بر جسم (H) بستگی داشته و رابطه خطی $M=KH$ یا $K=M/H$ در بین آن‌ها برقرار است (شکل ۴-۱۲) (هرودا، ۱۹۸۲). K فاقد واحد و در نتیجه بدون بعد است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳) ولی در اندازه‌گیری‌ها، برای سنجش بزرگی پذیرفتاری مغناطیسی یک مقدار مبنایی برای آن در نظر گرفته شده که به صورت SI یا μSI تعریف می‌شود. SI مخفف Standard International است (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). K به نوع ماده بستگی داشته، رابطه‌ای خطی دارد و شیب نمودار M بر حسب H را نشان می‌دهد (بورادیل، ۱۹۸۸).



شکل ۴-۱۲- نمایی شماتیک از یک مغزه آماده شده که در معرض میدان مغناطیسی القایی قرار گرفته و بر حسب خود پذیری مغناطیس شدگی القایی تولید نموده است.

K_1, K_2, K_3 در فضای سه بعدی به صورت یک بیضوی تجسم می شود که محورهای اصلی آن به صورت K_1, K_2, K_3 تعریف می شوند. اگر بردارهای مغناطیسی را در یک فضای مجازی تجسم کنیم، می توانیم ۳ بردار K_{min} و K_{int} و K_{max} را برای این بیضوی مغناطیسی را تعریف کنیم. در این حالت K_{max} یا همان K_1 بزرگترین محور بیضوی و به عنوان خطواره های مغناطیسی^{۲۴} شناخته می شود. K_{int} محور متوسط بیضوی است. لازم به ذکر است مقدار K_{int} به عنوان میانگین عددی K_{min} و K_{max} نیست، بلکه مقدار آن در محدوده میان آنها تغییر می کند که تجسم بیضوی مغناطیسی را امکان پذیر می سازد (لانزا و ملونی، ۲۰۰۶). K_{min} محور کوچک بیضوی بوده و معرف بردار کمترین مقدار پذیرفتاری مغناطیسی است که به عنوان قطب برگواره های مغناطیسی^{۲۵} شناخته می شود (تارلینگ و هرودا، ۱۹۹۳). از این ۳ پارامتر می توان برای محاسبه ی پارامتر حساسیت مغناطیسی میانگین (K_m میانگین)، آنیزوتروپی مغناطیسی (P)، و ناهمسانگردی کل ($P\%$) و پارامتر شکل (T) استفاده کرد.

²⁴ Magnetic Lineation

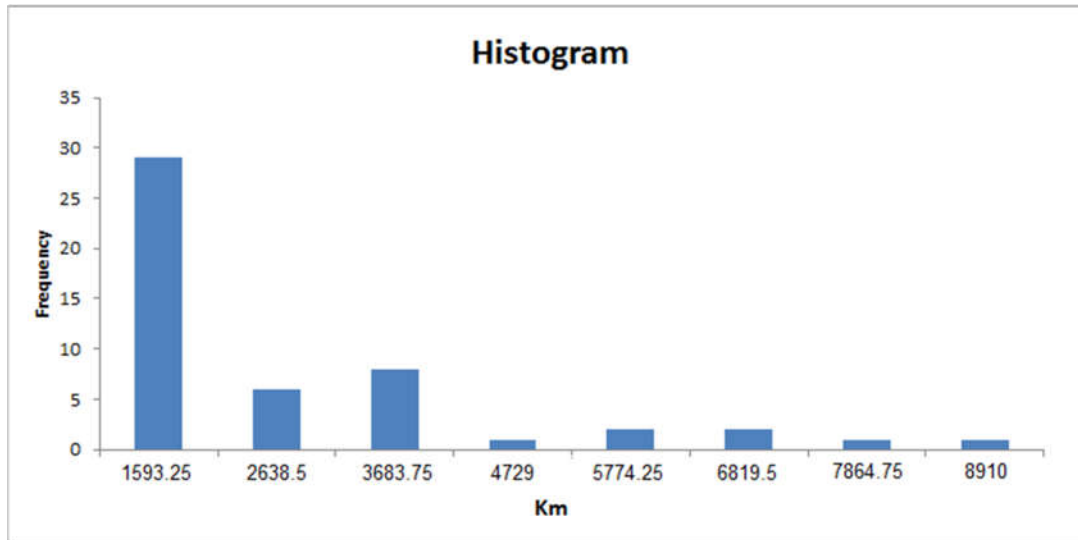
²⁵ Magnetic Foliation

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

پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)، از کاربردی‌ترین و مهم‌ترین پارامترهای مغناطیسی است و مبین وجود درصد فراوانی کانی‌های دارای خواص مغناطیسی است. بزرگای میانگین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی که به‌صورت فرمول زیر محاسبه می‌شود.

$$K_m = \frac{(K_1 + K_2 + K_3)}{3} \quad ۱-۴$$

Km بزرگای حساسیت مغناطیسی به‌دست‌آمده برای واحدهای مختلف این توده دیوریت پورفیری بین ۵۴۸ تا ۸۹۱۰ μSI است. هیستوگرام میزان Km در توده نیمه عمیق مورد مطالعه در شکل ۴-۱۳ آمده است. مشاهدات سنگ‌نگاری و کانی‌نگاری گویای آن است که عامل اصلی این ناهمسانگردی، منیتیت و سپس هورنبلند و بیوتیت هستند. اگر چه در این نمودار قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی همه نمونه‌ها بالاتر از ۵۰۰ μSI است اما اکثر نمونه‌ها Km کمتر از ۱۵۰۰ μSI دارند. پایین بودن بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی برای این سنگ‌ها را می‌توان به عملکرد فرایندهای دگرسانی، تخریب، کوچک شدن دانه‌های منیتیت و یا تبدیل آن‌ها به کانی‌های کمتر فرومغناطیس نظیر پیریت و یا هماتیت نسبت داد.

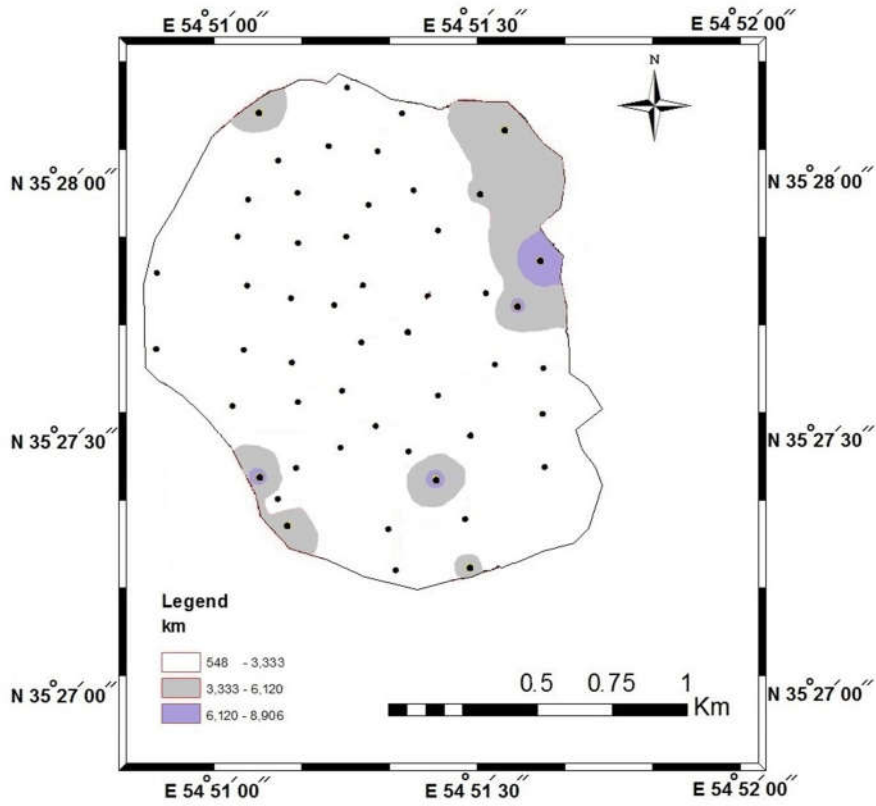
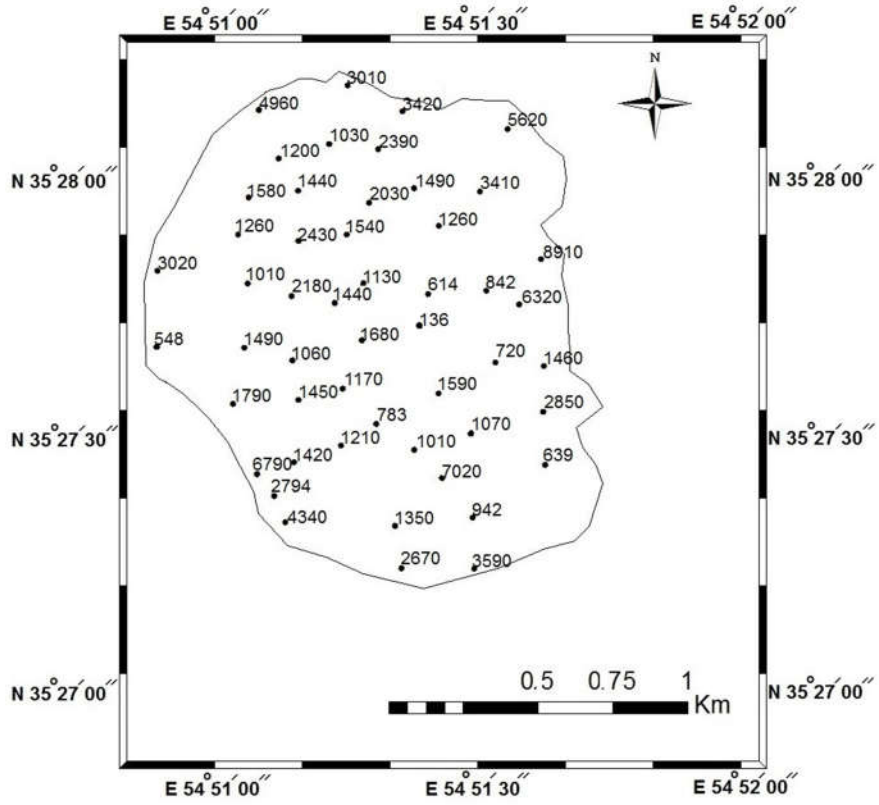


شکل ۴-۱۳- هیستوگرام فراوانی پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km) در توده دیوریت پورفیری کوه چفت.

براین اساس توده دیوریت پورفیری کوه چفت به گرانیت‌های فرومغناطیس تعلق دارد و در زمره گرانیت‌های سری منیتیت ایشیهارا (۱۹۷۷) قرار می‌گیرد. مغناطیس‌پذیری همه نمونه‌ها از $500 \mu\text{SI}$ بالاتر بوده و بر اساس رده‌بندی جودی و همکاران (۱۹۷۷) در رده گرانیت‌های فرومغناطیس و با گرانیت‌های تیپ I چاپل و وایت (۱۹۷۴) هم‌خوانی دارد. مقایسه مطالعات صحرایی و میکروسکوپی با نقشه پذیرفتاری مغناطیسی منطقه مورد مطالعه نشان می‌دهد که بالاترین مقادیر Km سنگ‌ها متعلق به بخش‌های شمال شرقی و جنوب غربی توده آذرین مورد بحث بوده است (شکل ۴-۱۴). میانگین Km در توده دیوریت پورفیری برابر $2281 \mu\text{SI}$ می‌باشد. دانه‌های منیتیت غالباً به صورت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار با اندازه‌های $0/2$ تا $0/8$ میکرومتر در این توده نیمه عمیق مشاهده شده‌اند. این بلورها اغلب در کنار کانی‌های مافیک دیگر (بیوتیت و اکسی هورنبلند) حضور دارند. حتی دانه‌های کوچک منیتیت نیز ممکن است به صورت خیلی کوچک درزمینه‌ی سنگ وجود داشته باشند. در این توده آذرین بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی بیشتر تحت تأثیر وجود ذرات منیتیت است. پس از منیتیت کانی‌های دیگری چون اکسی هورنبلند و بیوتیت بر میزان Km موثر است؛ هرچند پذیرفتاری

کانی‌های دیامغناطیسی و پارامغناطیسی در برابر کانی فرومغناطیسی نظیر منیتیت که حامل اصلی در گرانیتوئیدی‌های فرومغناطیس به شمار می‌رود بسیار ناچیز هستند (هرودا، ۲۰۱۰).

در صورتی که مقادیر میانگین متعلق به هر ایستگاه بر روی نقشه توزیع ایستگاه‌های نمونه‌برداری منتقل شود، نقشه تغییرات مقادیر خودپذیری مغناطیسی به دست می‌آید (شکل ۴-۱۴). در این نقشه ایستگاه‌های با بیشترین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی به گوشه جنوب غرب و حاشیه شمال شرق توده محدود می‌شوند. همچنین کاهش قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در سایر ایستگاه‌های دیگر را می‌توان به علت کاهش کانی منیتیت، تغییرات اندازه کانی‌های مغناطیسی و دگرسانی نسبت داد.



شکل ۴-۱۴- نقشه نقاط هم مقدار پارامتر Km در توده دیوریت پورفیبری کوه چفت.

۴-۵-۲- ناهمسانگردی مغناطیسی (P)

درجه آنیزوتروپی (P) رابطه میان بیشینه و کمینه مقدار پذیرفتاری مغناطیسی است و معرف شدت دگرشکلی است. این پارامتر از طریق رابطه ۴-۱ محاسبه می‌شود.

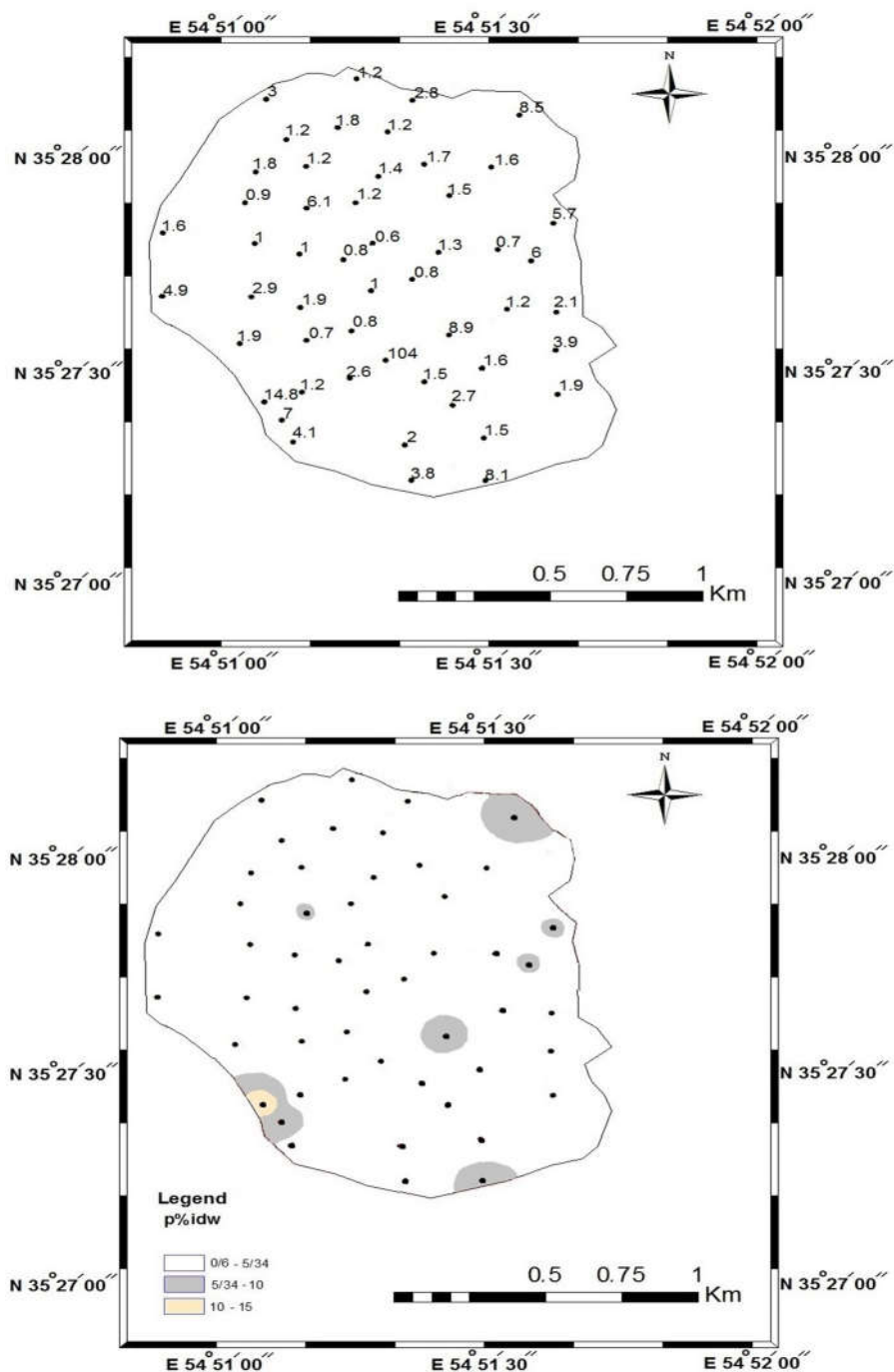
$$P = \frac{K_1}{K_3} \quad -۱-۴$$

پارامتر P یا ناهمسانگردی، در واقع کرنشی که ماگما متحمل شده را نشان می‌دهد. هنگامی که $K_1=K_2=K_3$ باشد، مقدار P برابر ۱ است و فضای سه بعدی بیضوی مغناطیسی به شکل کره خواهد بود، ولی هر چه اختلاف بین مقادیر عددی K_1 و K_3 بیشتر باشد میزان ناهمگنی و در نتیجه درجه‌ی ناهمسانگردی افزایش می‌یابد. این پارامتر برای هر کدام از کانی‌ها، به وسیله ناهمگنی مغناطیسی شکل آن کانی و برای مجموعه کانی‌های موجود در سنگ‌ها، از طریق درصد ناهمسانگردی کل کانی‌های مغناطیسی تعیین می‌شود. درصد ناهمسانگردی کل بر اساس فرمول ۴-۲ به دست می‌آید.

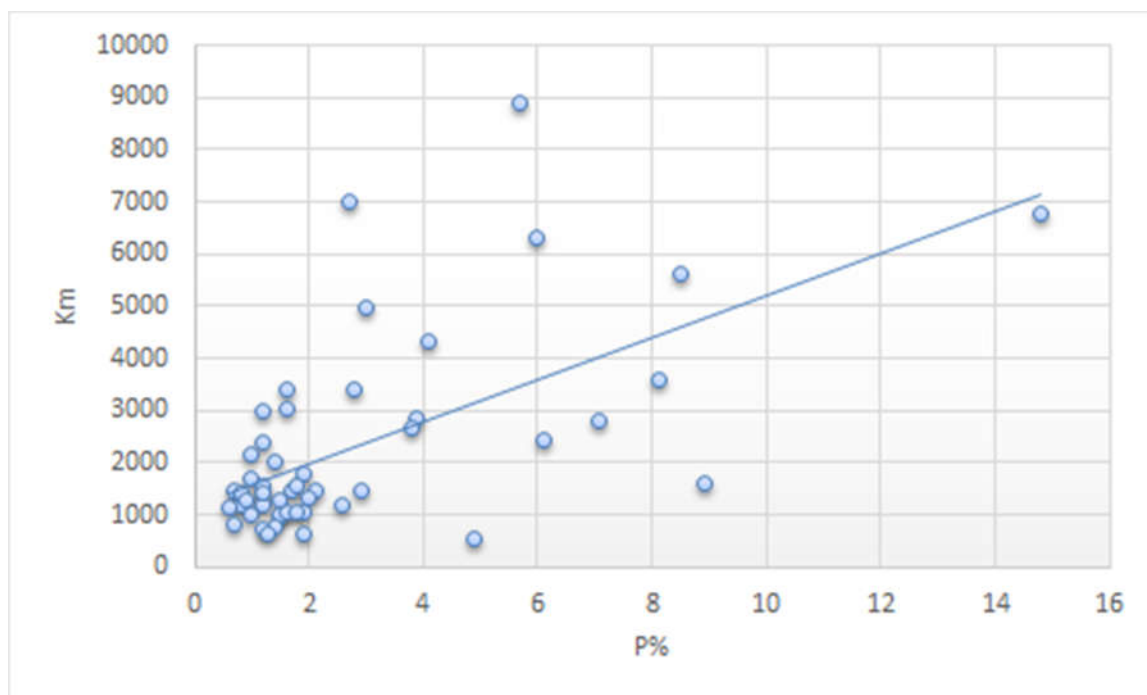
$$P\% = \left[\left(\frac{K_1}{K_3} \right) - 1 \right] * 100 \quad -۲-۴$$

ناهمسانگردی مغناطیسی، درجه شدت فابریک و کرنش منطقه را نشان می‌دهد (بوشه، ۱۹۹۷). به طور کلی مقدار P% به دست آمده در محدوده مورد مطالعه بین ۰/۶ تا ۱۴/۸ درصد متغیر است (جدول ۴-۱). به نظر می‌رسد مناطق دارای ناهمسانگردی بالاتر از ۰/۷ درصد مختص مناطقی هستند که ماگما در هنگام جایگیری بیشترین تنش را متحمل شده است. چنین وضعیتی در حواشی شمال شرق و جنوب غرب توده نیمه عمیق مورد مطالعه مشاهده می‌شود (شکل ۴-۱۵). در شکل ۴-۱۶ نمودار P% در برابر Km توده دیوریت پورفیری محدوده مورد مطالعه آمده است. از این نمودار برای بررسی رابطه بین قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی و درجه ناهمسانگردی و تشخیص میزان مشارکت کانی‌های پارامغناطیس و فرومغناطیس استفاده می‌شود. در این نمودار نیز رابطه خطی و مثبتی بین این دو پارامتر برای توده نیمه عمیق کوه چفت مشاهده می‌شود. چنانچه رابطه بین این دو پارامتر مثبت باشد

به معنی حضور هر دو گروه کانی‌های پارا و فرومگناطیس در سنگ و مشارکت همه کانی‌ها در میزان بزرگای قابلیت پذیرفتاری سنگ است.

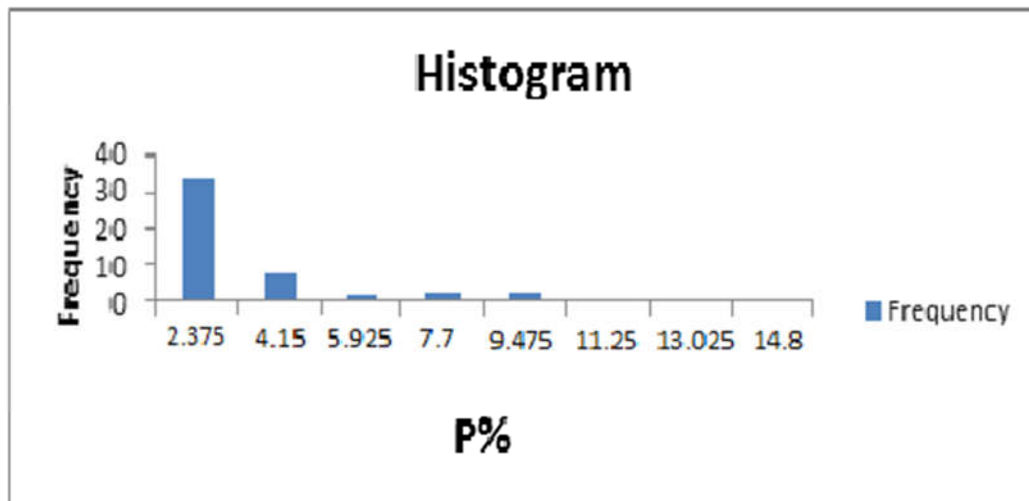


شکل ۴-۱۵- نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر $P\%$ در توده دیوریت پورفیری کوه چفت.



شکل ۴-۱۶- نمودار P% در برابر Km برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت.

با توجه به هیستوگرام تغییرات ناهمگنی مغناطیسی در شکل ۴-۱۷ می‌توان دریافت که اکثر ایستگاه‌های موجود دارای مقادیر P% پایین هستند. عموماً در مناطقی که تحت تنش بیشتری قرار دارند و درجه ناهمسانگردی بالاتری نیز نشان می‌دهند انتظار میرود ریز ساخت‌های غیر ماگمایی به‌ویژه از انواع ساب سالدوس دمای بالا تا پایین مشاهده شود. به دلیل ماهیت پورفیری و نسبت بالای مذاب به بلور در زمان استقرار و جایگیری توده دیوریت پورفیری کوه چفت، در اکثر بخش‌ها بویژه مناطق مرکزی هیچ‌گونه ریزساختی ثبت نشده است. تنها در حواشی شرقی و جنوب غربی این توده شواهد اندکی از جهت‌یابی ترجیحی بلورهای پلاژیوکلاز یافت شده است که می‌تواند نشانه افزایش نرخ استرین از مرکز به حاشیه توده در زمان استقرار آن باشد.



شکل ۴-۱۷- هیستوگرام درصد ناهمگنی مغناطیسی در توده دیوریت پورفیری کوه چفت.

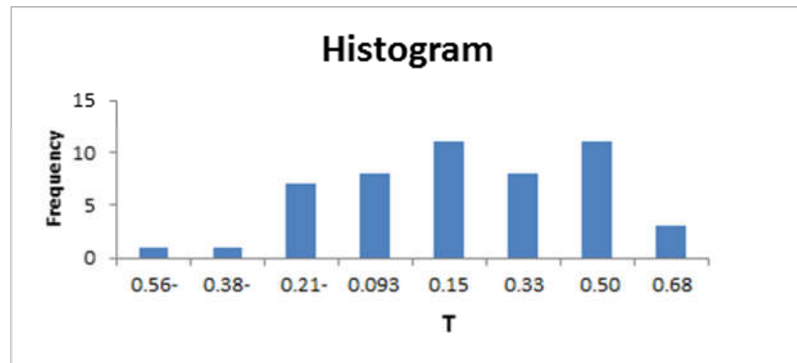
۴-۵-۳- پارامتر شکل (T)

پارامتر شکل یا T یکی دیگر از پارامترهای لازم برای تفسیر فابریک‌های مغناطیسی است. این پارامتر، شکل بیضوی مغناطیسی و در واقع جهت و نظم بلورهای فرومغناطیس را در هنگام جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش دوباره آن‌ها در یک میدان تنش را حین جایگیری نشان می‌دهد (الوود^{۲۶}، ۱۹۷۸). در مطالعات مغناطیسی واحدهای سنگی مختلف دیگر نیز اثبات شده است که چگونه فابریک مغناطیسی با ناهمگنی امتداد شکل دانه و جهت‌گیری بلورشناسی کانی‌های موجود در سنگ مرتبط است و متناسب با جهت جریان، مسیرهای عبور ماگما و تاریخچه کرنش در سنگ، تغییر خواهد کرد (بورادیل و هنری، ۱۹۹۷). پارامتر شکل بر پایه بردارهای خودپذیری مغناطیسی و بر اساس معادله ۴-۳ بیان می‌شود.

$$T = \frac{\left[\ln \left(\frac{K2}{K3} \right) - \ln \left(\frac{K1}{K3} \right) \right]}{\left[\ln \left(\frac{K2}{K3} \right) + \ln \left(\frac{K1}{K2} \right) \right]} \quad -۳-۴$$

²⁶ Ellwood

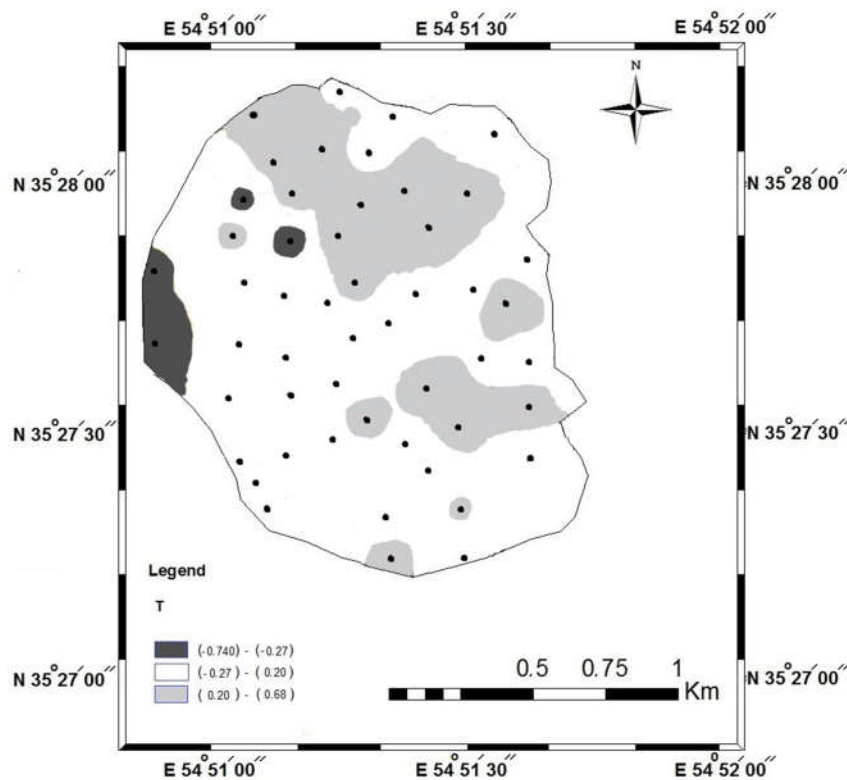
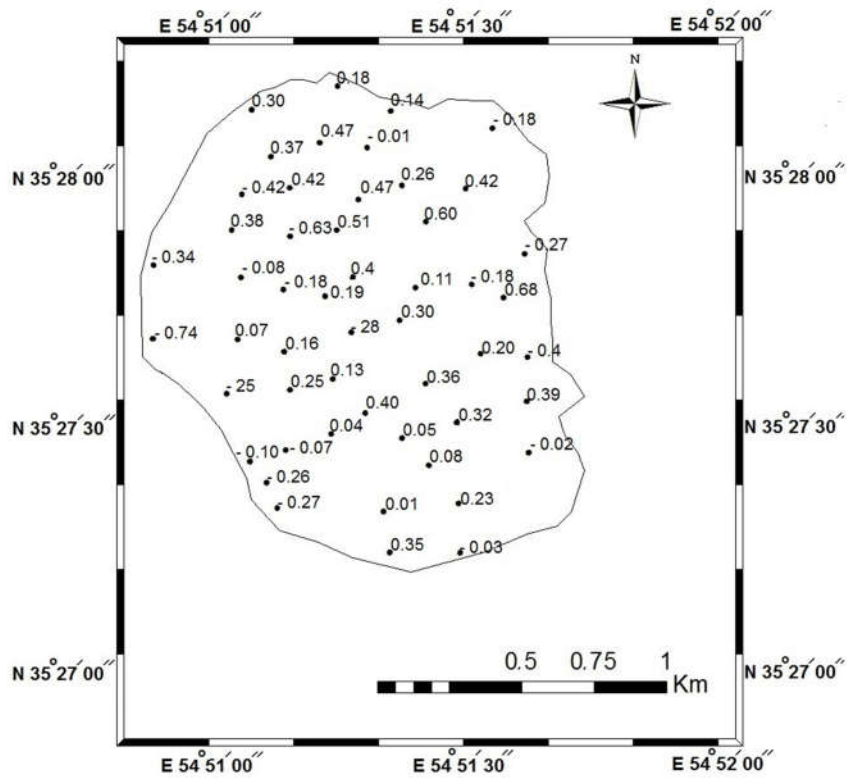
مقدار این پارامتر همواره بین +۱ تا -۱ تغییر می‌کند. اگر مقدار T کمتر از صفر و یا منفی باشد، بیضوی مغناطیسی دوکی شکل یا بیضی^{۲۷} خواهد شد، در صورتی که T بزرگتر از صفر تا +۱ باشد، شکل بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای یا صفحه‌ای است. مقادیر T محاسبه شده برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت بین ۰/۷۴- تا ۰/۶۸+ تغییر می‌کند (جدول ۴-۱ و شکل ۴-۱۸).



شکل ۴-۱۸- هیستوگرام T توده دیوریت پورفیری کوه چفت.

تقریباً نیمی از توده دیوریت پورفیری کوه چفت یا به عبارتی ۲۰ ایستگاه از ۵۱ ایستگاه برداشت شده دارای پارامتر شکل منفی و مابقی دارای پارامتر شکل مثبت هستند. ایستگاه‌های با مقادیر T منفی به‌عنوان بیضوی‌های دوکی شکل یا کشیده می‌تواند معرف مناطق تغذیه‌کننده ماگما باشد. نقشه منحنی‌های هم مقدار پارامتر T برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت ارائه شده است (شکل ۴-۱۹). بر اساس این نقشه چند ایستگاه در حاشیه غربی توده دارای T منفی می‌باشند که می‌تواند به‌عنوان منطقه تغذیه‌کننده ماگما در نظر گرفته شود. بخش‌های مرتفع‌تر که به سقف توده نزدیک‌ترند T کلوچه‌ای و مثبت نشان می‌دهند. این موضوع با سازوکار جایگیری که در ادامه این فصل ارائه می‌گردد به خوبی سازگار است.

²⁷ prolate



شکل ۴-۱۹- نقشه مقادیر پارامتر T برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت

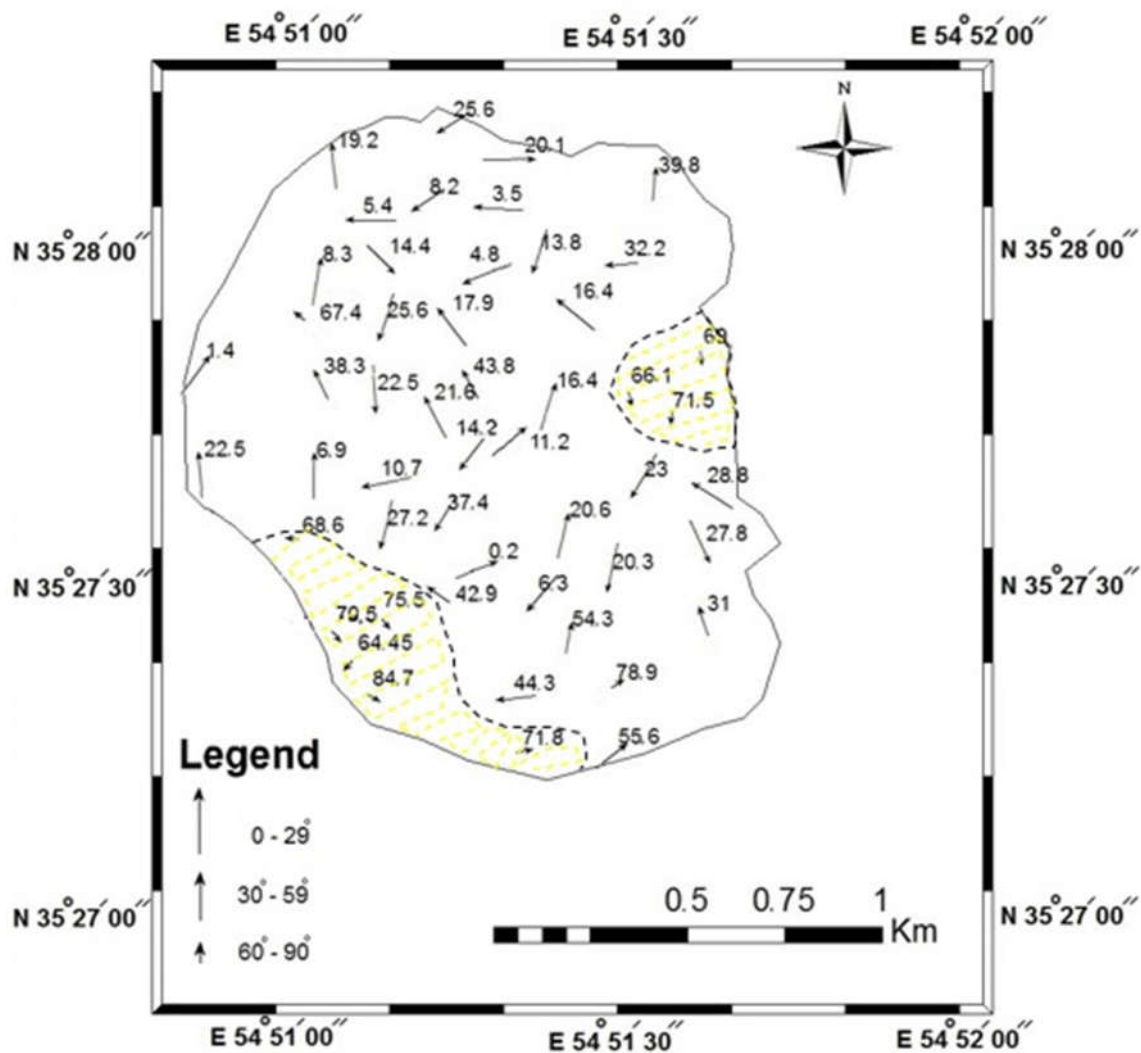
۴-۶- الگوی فابریک مغناطیسی

ایجاد یک رابطه مستقیم بین فابریک در سنگ‌های آذرین و جریان‌های ماگمایی به چند دلیل مشکل است چرا که فابریک ممکن است در نتیجه ترکیبی از عوامل مختلف ایجاد شود: به‌عنوان مثال جایگاه قرارگیری، تغییر شکل هم‌زمان با استقرار توده نفوذی یا تغییر شکل بعد از جایگیری، که این‌ها نشان‌دهنده فشار مشخص ناشی از جریان‌های ماگمایی است. این عوامل پیچیده همراه با دیگر عوامل تفسیر فابریک آذرین را مشکل می‌سازد. در نتیجه فابریک در طی نفوذ و استقرار جریان‌های ماگمایی تغییر شکل‌های اولیه را ثبت می‌کند که خود ناشی از جریان‌های ماگمایی در طول قرارگیری و نبود یک تغییر شکل تکتونیکی عمده هم‌زمان یا بعدی است.

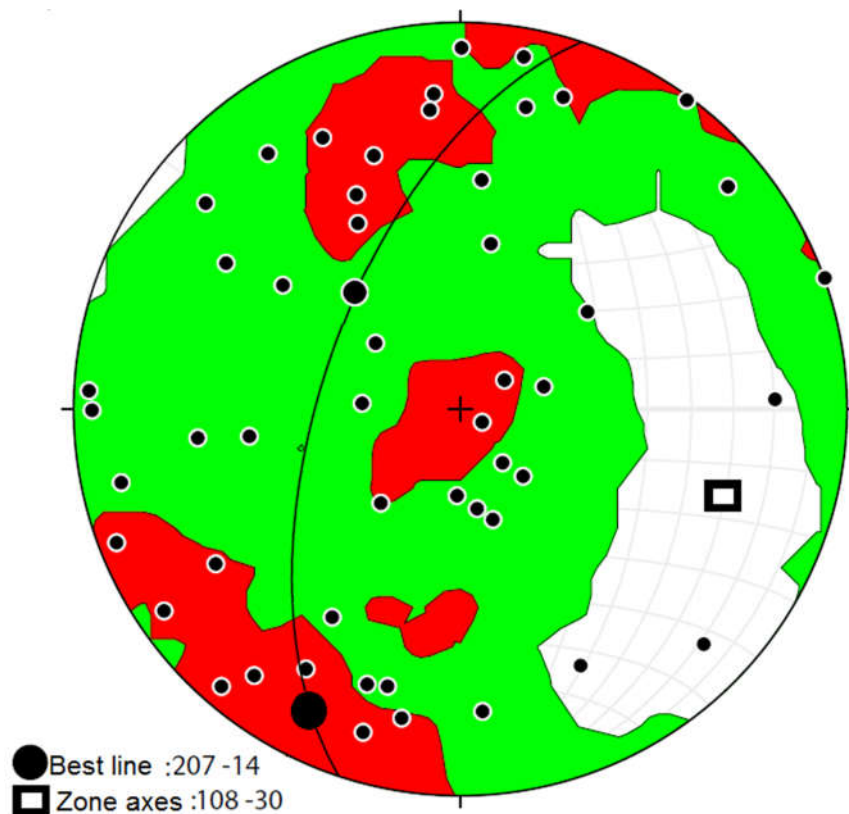
۴-۶-۱- خطواره‌های مغناطیسی

نقشه خطواره‌های مغناطیسی بر اساس پارامتر K_1 یا ویژگی‌های بزرگ‌ترین محور بیضوی مغناطیسی ترسیم می‌شود (شکل ۴-۲۰). در این نقشه روند و میزان میل خطواره‌های مغناطیسی با فلش‌های مختلفی نشان داده می‌شود. با توجه به مقادیر میل، خطواره‌های مغناطیسی در سه رده طبقه‌بندی شدند (۰ تا ۲۹-۳۰ تا ۵۹ و ۶۰ تا ۹۰) و سپس با توجه به مقادیر آزیموت میل بر روی نقشه خطواره‌های مغناطیسی نمایش داده شده‌اند. فلش بزرگ‌تر میل‌های بین صفر تا ۲۹ درجه است، فلش با اندازه متوسط میل‌های بین ۳۰ تا ۵۹ درجه و فلش کوتاه، میل‌های بین ۶۰ تا ۹۰ درجه را نشان می‌دهد. همان‌گونه که در نقشه خطواره‌های مغناطیسی مشاهده می‌شود در توده آذرین مورد نظر، گوشه جنوب غرب و نیمه شرقی توده دیوریت پورفیری کوه چفت دارای خطواره‌های مغناطیسی با میل زیاد و بخش حاشیه‌ای دارای خطواره‌های مغناطیسی با میل متوسط و کم است (شکل ۴-۲۰). با توجه به ماگمایی بودن ساخت‌های موجود در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، خطواره‌های مغناطیسی نزدیک به قائم، این دو منطقه احتمالاً نشانگر جهت و محل صعود ماگما هستند. بخش‌های مرکزی (نزدیک به سقف) و سایر حواشی مذکور کمترین میزان میل خطواره‌های مغناطیسی را دارا

هستند (شکل ۴-۲۰). بر اساس شکل ۴-۲۱ متوسط روند و میل خطوارگی مغناطیسی برای این توده نیمه عمیق $207^{\circ}/14^{\circ}$ است.



شکل ۴-۲۰- نقشه خطواره‌های مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه چفت

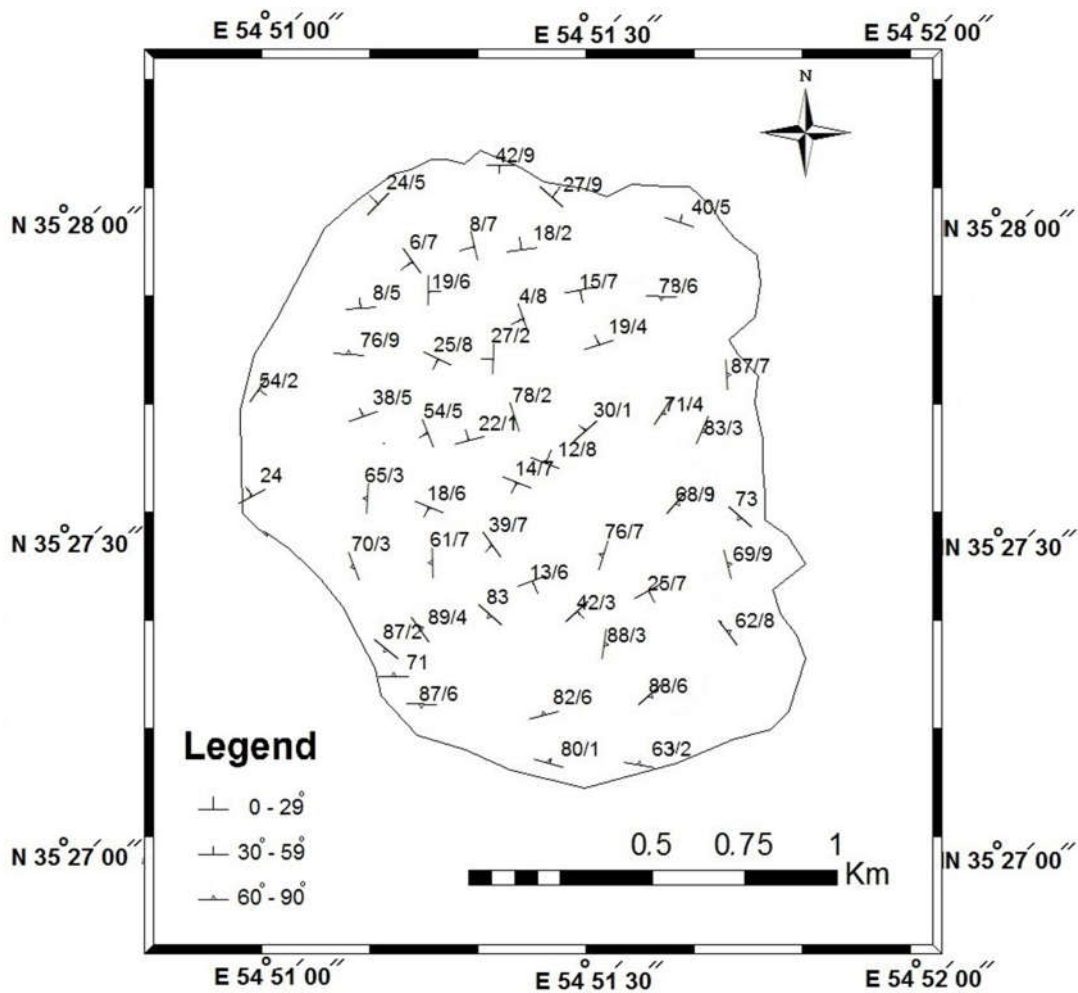


شکل ۴-۲۱- استریوگرام‌های معرف خطواره‌های مغناطیسی توده نیمه عمیق کوه چفت.

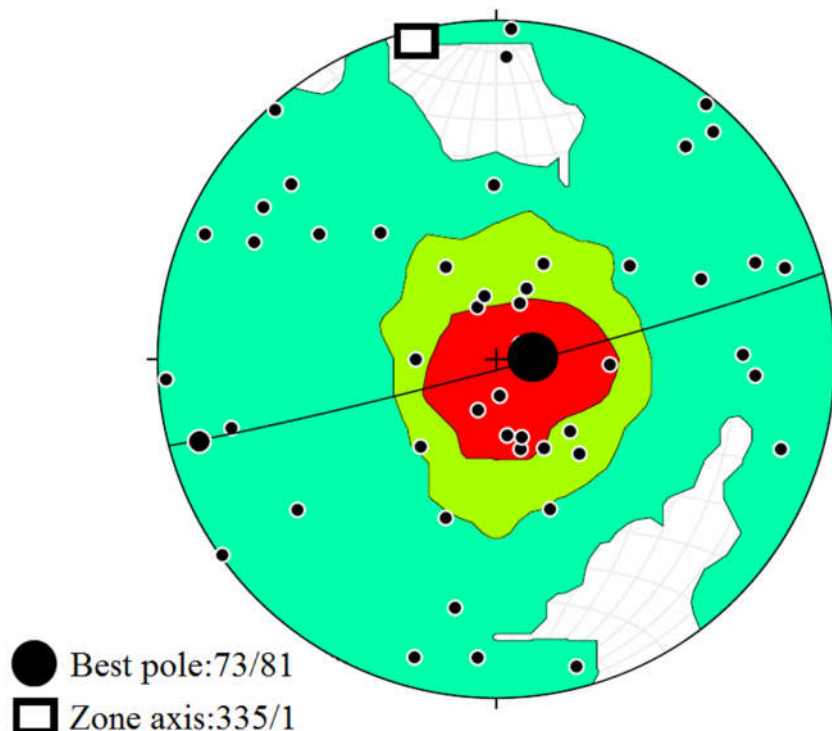
۴-۶-۲- برگواره‌های مغناطیسی

الگوی برگواره‌های مغناطیسی در گرانیتوئیدها به وسیله جریان‌های ماگمایی و ساب ماگمایی، دگرشکلی جامد دمای بالا تا پایین ایجاد می‌شود (پترسون، ۱۹۸۹ و پور علی زاده مقدم، ۱۳۹۲). کوچک‌ترین محور بیضوی مغناطیسی (K_3)، نشان‌دهنده قطب برگواره‌های مغناطیسی است. بر اساس پارامتر ارائه شده در جدول ۴-۱ نقشه برگواره‌های مغناطیسی توده نیمه عمیق کوه چفت ترسیم شده است (شکل ۴-۲۲). در این نقشه امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده الگوی متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند و به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای امتداد برگواره‌های مغناطیسی به موازات حاشیه‌های توده بیضی شکل است. در این نقشه قسمت مرکزی نقشه درجایی که سنگ‌های دیوریت پورفیری رخنمون دارند اکثر برگواره‌های مغناطیسی از شیب بالاتر از ۳۰ درجه

برخوردار هستند. بر اساس شکل ۴-۲۳، متوسط امتداد و شیب برگواره‌های مغناطیسی توده نیمه عمیق کوه چفت ۹°/۱۶۳° می‌باشد.



شکل ۴-۲۲- نقشه برگواره‌های مغناطیسی در توده نیمه عمیق کوه چفت



شکل ۴-۲۳- استریوگرام معرف برگواره‌های مغناطیسی برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت.

۴-۷- مدل جایگیری توده دیوریت پورفیری کوه چفت

سؤال مهم که در زمین‌شناسی ساده به نظر می‌رسد و درعین‌حال پاسخ آن بسیار سخت به نظر می‌رسد نحوه قرارگیری ماگما در پوسته زمین است زیرا در پوسته هیچ فضای بازی برای قرارگیری و سخت شدن ماگما وجود ندارد. محاسبه "فضایی" که معمولاً توسط یک توده نفوذی بزرگ اشغال می‌شود، یک عنصر کلیدی در درک سازوکار جایگیری است (گیل، ۲۰۱۰). اگرچه تاکنون چندین سازوکار استقرار برای جایگیری و ایجاد فضای مناسب برای ماگما در پوسته ارائه شده است اما در برخی موارد تمایز بین این مکاتیسم‌های ارائه شده سخت است. به عنوان مثال دو مکانیسم بالونی شدن و دیاپیری شدن از نظر ساختار داخلی و شواهد صحرایی شباهت بسیار زیادی باهم دارند. بالاین‌حال، تجزیه و تحلیل ویژگی‌های ساختاری گرانیتوئیدها از جمله ریزساخت‌های میکروسکوپی و فابریک آن‌ها می‌تواند راه‌گشا باشد.

۴-۷-۱- فرونشست شبه کالدرایی (دیگی)

نفوذی‌های قوسی و حلقوی که باعث فروریزش بلوک‌های پوسته‌ای خیلی بزرگ به‌وسیله گسل‌های حلقوی پرشیب می‌شوند می‌توانند کانال‌های مهمی برای صعود ماگمای اسیدی در پوسته بالایی را فراهم آورند (گیل، ۲۰۱۰). در این حالت ماگما با صعود متناوب، شکستگی‌های حلقوی و بخش‌های خالی و مخفی سقف را در بالا پر کرده و یک توده نفوذی شبیه ظرف ناقوس را تشکیل می‌دهد. استوپینگ و فرونشست کالدرن در نفوذی‌های کم‌عمق عمل می‌کنند که در آنجا پوشش سنگ‌های نسبتاً سرد میزبان مستعد گسیختگی می‌باشند. این روند تحت عنوان آسان‌گیر^{۲۸} توصیف شده، زیرا فرونشست به آسانی به سنگ‌های پوسته و ماگما اجازه می‌دهد تا جای خودشان را تغییر دهند (گیل، ۲۰۱۰؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵).

۴-۷-۲- گنبدی شدن

گنبدها خود به دو صورت ایجاد می‌گردند: ۱- گدازه‌ای: این نوع گنبد در ماگما‌های پر سیلیس با ویسکوزیته بالا نمی‌توانند به راحتی از منفذ خود خارج شوند (فینک و همکاران، ۱۹۹۰؛ کانکو و همکاران، ۲۰۰۲؛ گوتو و توشیا، ۲۰۰۴). ۲- کریپتودم: در زیر پوشش نازکی از سنگ‌های پوسته سرد شده و باعث گنبدی شدن رسوبات یا سنگ‌ها به سمت بالا می‌شوند (میناکامی و همکاران، ۱۹۵۱؛ مک فی و همکاران، ۱۹۹۳؛ استیوارد و مک فی، ۲۰۰۳). یکی از شروط لازم برای رخ دادن این مورد این است که نیروهای فشاری ماگما به اندازه کافی بزرگ باشد تا بر نیروهای حاصل از جرم طبقات بالایی و مقاومت برشی غلبه کند. طبق نظریه آندرسون (۱۹۵۱) در فرایند گنبدی شدن چون فشار ماگما در بالای توده در جهت قائم است، در شرایط شکننده گسل‌های نرمال و در شرایط شکل‌پذیر بودیناژ تشکیل می‌شود؛ اما در شرایط افقی (در طرفین توده) در شرایط شکننده گسل‌های معکوس و یا راستا لغز و در شرایط شکل‌پذیر چین‌خوردگی ایجاد می‌گردد. ضمناً در بخش فوقانی پوسته نیز به

²⁸ Permissive

دلیل شرایط شکننده، گنبدی شدن غالباً به تشکیل شکستگی‌های شعاعی در سطح زمین منجر می‌شود (کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵). در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، هیچ کدام از این تغییر شکل‌ها مشاهده نمی‌شود.

۴-۷-۳- استوپینگ (فروزش)

در استوپینگ فضای لازم برای صعود ماگما توسط جدا شدن و فرورفتن بلوک‌های سقف محفظه احاطه‌کننده ماگما ایجاد می‌گردد. مقیاس این بلوک‌ها از چند متر تا صدها متر تغییر می‌کند؛ بنابراین ماگما بالا می‌آید و بلوک‌ها به داخل ماگمای زیرین تغییر مکان می‌دهند. لازمه استوپینگ انتشار ماگما به سمت بالا و داخل سنگ‌های سقف از طریق ترک‌ها و شکستگی‌ها بوده و این عامل در جهت نفوذ ماگما صورت می‌پذیرد. گرچه استوپینگ نمای سقف بسیاری از نفوذی‌های فلسیک را تغییر می‌دهد ولی شواهدی وجود دارد که نشان می‌دهد استوپینگ تدریجی، یک روش برای صعود پلوتون‌های گرانیتی است (گلازور و بارتلی، ۲۰۰۶. گیل، ۲۰۱۰؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵). به نظر می‌رسد این روند فضای کافی برای استقرار ماگما را تأمین نمی‌کند و تنها یک توصیف انتقال مواد در اتاق ماگمایی است.

توده دیوریت پورفیری کوه چفت اگرچه در اعماق کم پوسته جایگزین شده است اما فاقد بلوک‌های افتاده از سقف است؛ بنابراین فرایند استوپینگ نقض چندانی در جایگزینی آن نداشته است.

۴-۷-۴- صعود دیاپیری

دیاپیریسم یک پلوتون توصیف‌کننده صعود و استقرار یک توده نفوذی است. بر اساس تعریف یک دیاپیر تقریباً به صورت یک قطره اشک است که قطر نهایی آن بعد از استقرار افزایش می‌یابد (پترسون و ورنون، ۱۹۹۵). این صعود معمولاً به عنوان یک سازوکار جایگزینی قدرتمند شناخته می‌شود؛ زیرا باید قشرهای پوشاننده شکسته شود تا راه برای صعود ماگما باز شود. در طول بالا آمدن ماگما در خود

بدنه گرانیتوئید، حجم توده بالارونده مهم بوده و چگونگی صعود دیاپیری و استقرار توده را تعیین می‌کند (میلر و پترسون، ۱۹۹۹). برخی از مهم‌ترین شواهد رخداد دیاپیرها به شرح زیر است:

(۱) در نقشه‌های زمین‌شناسی و تصاویر ماهواره‌ای معمولاً توده‌های نفوذی دایره‌ای یا بیضی‌شکل هستند که الگوهای پوسته پبازی از خود نشان می‌دهند (شولدر، ۱۹۷۹؛ پترسون و ورنون، ۱۹۹۵؛ مولینکس و هاتن، ۲۰۰۰؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵).

(۲) حضور میلونیت‌ها، زون‌های برشی متعدد و برگواره‌های مغناطیسی موازی با محل تماس از دیگر شواهد دیاپیرهاست (گودین، ۱۹۹۴؛ اشمیلینگ و همکاران، ۱۹۹۸؛ کرودن، ۱۹۹۰).

(۳) این سازوکار صعود برخی از سازه‌های منحصربه‌فرد در خود گنبد و همچنین در سنگ‌های میزبان اطراف ایجاد می‌کند. همان‌طور که توسط کلمنز و همکاران (۱۹۷۷) فرض شد یا بتمن (۱۹۸۴) پیشنهاد داد در سقف منطقه خطواره‌های مغناطیسی شعاعی به سمت بیرون باید رخ دهد.

(۴) در سنگ پوشاننده، پهنه‌های برشی باریکی در حین نفوذ توده گسترش می‌یابند که شیب اندکی به دور از مرکز توده نفوذی دارند. در نواحی مرکزی توده گنبدی، سنگ پوشاننده دچار تغییر شکل شده و ساختارهای نقطه‌ای (گوشه‌دار-تیز شده) تولید می‌شوند که به حرکت رو به بالای ماگما اشاره دارد (خطواره‌های مغناطیسی شیب‌دار و بیضوی‌های کشیده در اثر فشار).

(۵) بیضوی‌های دوکی‌شکل و کشیده شده که بر اثر فشار در نزدیک سطح تماس با سنگ میزبان موثرتر و بیشتر از مرکز توده ایجاد می‌شوند؛ بنابراین گرادیان فشار به سمت مرکز گنبد توسعه یافته است (بتمن، ۱۹۸۴؛ کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵).

(۶) در نزدیکی کف گنبد (دیاپیر) احتمالاً یک منطقه فشار بالا با شیب تند وجود دارد. سنگ‌های میزبان لایه‌لایه به صورت ناودیس لبه‌دار^{۲۹}، ساختارهای سنگ پوشاننده (محور چین‌ها و خطواره‌های

²⁹ Rim-Synclines

مغناطیسی نیمه افقی کانی‌ها) با شیب کم چرخیده و جهت‌گیری کرده و به سمت نزدیکی سطح تماس با سنگ میزبان، جریان رو به پایین را نشان می‌دهد.

علی‌رغم رخنمون دایره‌ای شکل و لایه‌بندی متحدالمرکز توده نیمه عمیق کوه چفت، گسترش بافت‌های پورفیری در سنگ‌های توده که نشانه عمق استقرار در اعماق کم پوسته است؛ ضخامت کم هاله دگرگونی در سنگ‌های دربرگیرنده، نبود تغییر شکل‌های خمیری در سنگ میزبان و عدم وجود زون‌های برشی در اطراف، امکان جایگزینی آن به روش دیاپیری را منتفی می‌کند.

علاوه بر مشکلات مرتبط با تشریح صعود گرانشی گنبد‌های گرانیتهی ابهامات و مشکلات دیگری نظیر از دست دادن حرارت و انتقال آن به دیواره سنگ، نیاز به انرژی استرس بالا برای غلبه بر شکستن و گذر کردن و انعطاف‌پذیری توسط برخی از محققین ارائه شد که بیشتر آن‌ها حکایت از رد دیاپیریسم داشتند و اینکه دیاپیریسم را یک روند زنده و فعال در نظر بگیرند مورد شک قرار گرفت (مارش، ۱۹۸۲).

۴-۷-۵- بالونی شدن (بادکنکی)

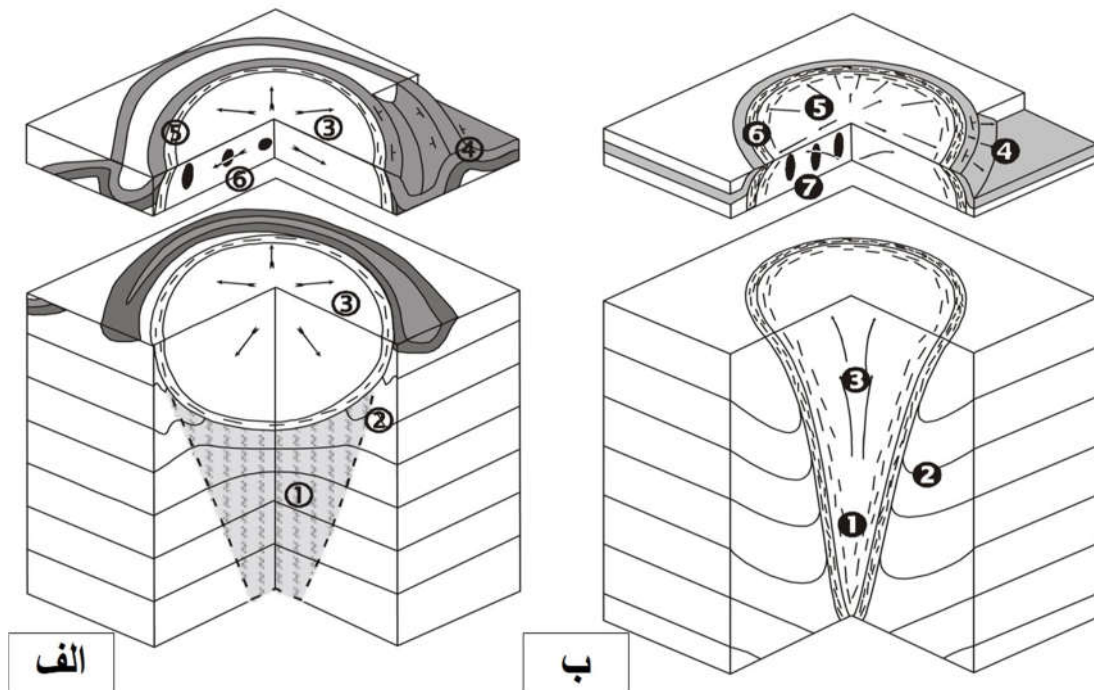
در مطالعات گرانشی البور و همکاران (۱۹۹۹) برای جایگیری گرانیتهای درجه پایین پیرنئن پوسته بالایی این نوع هندسه جایگیری (بالونی) پیشنهاد شده است. یک پیوستگی بین تعریف بالونی شدن و صعود دیاپیری در ماگماهای گرانیتهی وجود دارد. اگر ماگمای صعودکننده نیمی از قطر بدنه خود را طی کند دیاپیر نیست (باید حداقل از اندازه قطر بدنه خود بیشتر باشد) و در این صورت بالونی نیز نیست زیرا باید در همه جهات گسترش یابد. علاوه بر این در صورتی که سازوکار استقرار، یک بالون واقعی و یا یک دیاپیر واقعی باشد نشانه‌های ساختاری در بدنه گرانیتهی و همچنین در سنگ میزبان می‌تواند نشان‌دهنده انطباق زیاد بین چین‌خوردگی رسوبات انباشته، دواپر متحدالمرکز، برگواره‌های مغناطیسی موازی با حاشیه و غیره باشد. این شرایط توصیف‌کننده مدل بالونی شدن یا دیاپیریسم است که از آن برای اشاره به بالون‌های واقعی یا دیاپیریسم استفاده می‌شود (بیکر و

همکاران، ۲۰۰۰). فرایند بالونی شدن را نمی‌توان جزء صعود ماگما قلمداد کرد؛ اما حالتی را شرح می‌دهد که توده ماگمایی در حالت شناور بین یک ساختار ناهمگن ژئولوژیکی در پوسته به دام افتاده است. تمایز بین ساختارهای گنبدی و بالونی بسیار دشوار است و گاهی غیرممکن به نظر می‌رسد. خصوصاً زمانی که دیاپیر بعد از توقف ماگما به شکل دیاپیرهای بالونی گسترش یافته باشد (براون و همکاران، ۱۹۹۰).

در این مدل ماگما از زیر محل تغذیه‌کننده توده نفوذی نشات می‌گیرد و با فشار به داخل مخزن ماگمایی تزریق و منجر به افزایش حجم مخزن می‌گردد. تشکیل یک اتاق ماگمایی (اتاق بزرگ) با صعود یک مایع حاوی بلور بالا می‌آید تا به یک سطح خنثی برسد و به حالت شناوری درآید. شکل و حالت بالون مورد نظر به تدریج و با تزریق ماگما گسترش می‌یابد؛ بنابراین سنگ پوشاننده باید علائم فشار و مسطح شدگی (پهن شدگی) را با بیضوی فشار محدود، موازی حاشیه‌های خارجی توده در هر قسمت از توده را نشان دهد (رمزی، ۱۹۸۹).

این بدان معنی است که بیضوی‌های پهن‌شده در اثر فشار در ناحیه استوایی بالون با ملایمت به سمت بیرون شیب می‌گیرند و به صورت بیضوی‌های پهن‌شده در منطقه بام بالون درمی‌آیند. تورم مخزن ماگمایی، سنگ دیواره نرم و شکل‌پذیر را به اطراف هل داده (گودین، ۱۹۹۴؛ بست و کریستینسن، ۲۰۰۱؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵) و با ورود بیشتر و پیشرفت ماگما به داخل مخزن یک برگواره‌ی مغناطیسی کم و بیش متحدالمرکز درون توده به موازات محل تماس ایجاد می‌شود (رمزی، ۱۹۷۵؛ سیلوستر و همکاران، ۱۹۷۸؛ بتمن، ۱۹۸۵؛ کوریوکس، ۱۹۸۷؛ پترسون، ۱۹۸۹؛ پترسون و همکاران، ۱۹۹۱؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵). شکل ۴-۲۴ چگونگی استقرار توده‌های گرانیتی و ساختارهای مربوط به آن‌ها را نشان می‌دهد. در مرحله بعدی توده نفوذی از قسمت خارج به سمت داخل توده سرد می‌شود. ماگمایی که در پوسته صعود می‌کند سردتر و گرانش‌زودتر شده، بنابراین پیشروی و صعود آن ممکن است

متوقف شود. انشعابات عمیق همان جریان ماگمایی که دماهای بالاتر خود را حفظ می‌کنند به صعود ادامه داده و به توده سرد بالایی هجوم می‌برند.



شکل ۴-۲۴- مقایسه عوارض ساختاری حاصل از دو مکانیسم بالونی شدن (بیکر، ۲۰۰۰).

الف) توده بالونی شده. (۱) منطقه‌ای با ساختار ضعیف که در زیر بدنه اصلی توده نفوذی قرار گرفته است؛ (۲ و ۳) مستقیماً از طریق خوردگی در بین ساختارهای رسوبی مدور شکل گسترش پیدا کرده‌اند. (۳) گسترش بدنه ماگمایی به صورت بالن موجب کاهش تمایز ساختارهای ماگمایی شده است (حالت همگن). (۵) حاشیه بیرونی ممکن است نشان‌دهنده‌ی منطقه تغییر حالت جامد در اثر جایگزینی یک پالس از اتاق ماگمایی باشد. (۶) بیضوی تنش اندازه‌گیری شده نشان‌دهنده افزایش تدریجی پهن‌شدگی آن‌ها به سمت قطبین است. ب) استقرار دیابیری (برگرفته شده از کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷). (۱) دم دیابیر از عمق به پوسته بالا می‌آید. (۲) سنگ‌های دربرگیرنده و رسوبات به سمت بالا جابه‌جا می‌شوند که این خود ناشی از حرکت مخرب و رو به بالای ماگما است. (۳) ممکن است شیب خطواره‌های مغناطیسی در مرکز توده زیاد شود. (۴) رسوبات در محل تماس با توده یک برگواره‌ی مغناطیسی موازی و خطواره‌ی مغناطیسی شعاعی را نشان می‌دهد، که این خود معرف کج شدن توالی‌های رسوبی است. (۵) خطواره‌های مغناطیسی به دور از مرکز توده ممکن است مرتبط با فابریک جریان ماگما باشد. (۶) حاشیه بیرونی توده نفوذی ممکن است یک منطقه به شدت تغییر شکل یافته

هم در سنگ‌های دربرگیرنده و هم در داخل خود گرانیتوئید نشان دهد. (۷. بیضوی تنش اندازه‌گیری شده یک مسطح شدگی را در اثر بالا آمدن ماگما به وجود آورده است.

این فرایند به بالا آمدگی گنبد و انبساط شعاعی بدنه ماگمایی منجر می‌شود (گیل، روبین، ۲۰۱۰). در این وضعیت توده نیمه کروی است و سطح کروی و سیال داخلی توده ماگمایی را (از جهت بلوری) با پوسته در حال تبلور جدا می‌کند؛ که این قسمت خود تحت کشش و فشار ناشی از ورود ماگما به داخل بالون است. شهرت خاص این فرایند به این خاطر است که در اثر بالونی شدن معمولاً در داخل توده منطقه‌بندی ترکیبی متحدالمرکز به وجود آمده و یک برگواره مغناطیسی متحدالمرکز ایجاد می‌شود که شدت و وضوح آن از سمت حاشیه بالون به سمت مرکز بالون کاهش می‌یابد (هولدر، ۱۹۸۱؛ کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷). ممکن است در یک بالون خطواره‌های مغناطیسی شعاعی از نزدیک مرکز توده نفوذی به سمت منطقه تماس توده نفوذی با دیواره سنگ میزبان ایجاد گردد که خود نشان‌دهنده تورم و بالونی شدن است (کلمنز و همکاران، ۱۹۷۷).

همان‌گونه که توسط زینولیت‌های مسطح و دیگر مشخصه‌های تغییر شکل نشان داده شده است در مناطق خارجی پلوتون و در سنگ‌پوشش میزبان دربرگیرنده فشردگی به سمت خارج است که این فشردگی توسط هسته در حال انبساط ایجاد می‌گردد (گیل، ۲۰۱۰). یکی از بهترین نمونه‌های شناخته شده از توده‌های بالونی، توده آردارا در شمال ایسلند است (سیگسموند و بیکر، ۲۰۰۰؛ مولینکس و هاتن، ۱۹۹۹، هولدر و پیترچر، ۱۹۸۱؛ برگر، ۱۹۷۲؛ سیفی‌وند، ۱۳۹۵).

در ادامه برخی از مهم‌ترین نکات در شناخت توده‌های نفوذی که به روش بالونی شدن جایگزین شده‌اند، آورده شده است:

بدنه گرانیتوئیدهای بالونی شده متورم است و هیچ‌گونه نشانه‌ای از حرکت رو به بالا در آن دیده نمی‌شود. (پترسون، ۱۹۹۶). نکته جالب توجه در مورد توده‌های نفوذی این است که علاوه بر این که

هیچ گونه پهنه‌بندی از نظر پتروگرافی و تغییر ماهیت کانی‌شناسی در آن رخ نداده و توده نفوذی از نظر ماهیت کانی‌شناسی یک دست و همگن است (توده‌ای بودن آن)، اما تورق متحدالمرکز درون توده نفوذی از مرکز به سمت محل تماس توده با دیواره سنگ میزبان دیده می‌شود. این تورق متحدالمرکز همراه با یک فابریک پهن‌شده در قطب‌های غالب می‌تواند نشانه بالونی شدن آن باشد که به‌صورت عمودی و پهن‌شدگی در عرض در قسمت‌های بالایی بخش توده نفوذی باشد. محل قرارگیری ماگما در یک میدان تنش ضعیف رخ‌داده است. فشار نیروهای توده نفوذی برای شکل دادن به ساختارهای داخلی آن صورت گرفته است. بین دو توده که یکی تحت تأثیر تنش‌های تکتونیکی خارجی بوده و دیگری فاقد این فشارها بوده، تفاوت‌های ساختاری وجود دارد. صعود ماگما در شکستگی‌ها و در امتداد مرزهای رئولوژیکی یکی از شایع‌ترین فضاهای استقرار توده ماگمایی در قسمت‌های بالایی پوسته است (بردل و همکاران، ۱۹۹۵-کوری، ۱۹۸۸). براین اساس درزه سنگ‌های میزبان موجود در محل تماس با فشار توده افزایش می‌یابد. از لحاظ ساختاری، این توده‌ها به دو بخش مرکزی با ساختمان توده‌ای و بخش خارجی با ساختمان لایه‌لایه قابل تقسیم است. در برخی از توده‌ها ممکن است لایه‌های متحدالمرکز به‌صورت لایه‌های متناوب تیره و روشن دیده شود که از حاشیه به سمت داخل توده متناوبا تکرار شوند (همانند توده نفوذی سلفچگان، کنعانیان و همکاران، ۱۳۸۵). آرایش متحدالمرکز لایه‌ای توده نفوذی که شیب آن‌ها به سمت داخل توده است و احتمالاً ناشی از صعود متناوب ماگما به داخل مخزن ماگمایی در حال انبساط بوده است؛ این ساختار متحدالمرکز در تصاویر برگزیده‌های مغناطیسی منطقه مورد مطالعه مشخص است (شکل ۴-۲۳). در داخل هر توده احتمال وجود آنکلاوهایی از سنگ میزبان اولیه (یا از جنس خود توده) وجود دارد. سمت و سوی فشار از خارج توده به سمت داخل توده کاهش می‌یابد؛ و از شواهد آن می‌توان به کشیدگی آنکلاوها در حاشیه‌ها و بی‌شکلی آنکلاوها در قسمت‌های مرکزی اشاره کرد. این موضوع در فصل دوم با جزئیات کامل آورده شده است.

رخنمون تقریبا دایره‌ای تا بیضوی شکل توده دیوریت پورفیری کوه چفت، عدم مشاهده پهنه‌بندی پتروگرافی، حضور آنکلاوها و زینولیت‌های کشیده فراوان در حاشیه توده و آنکلاوهای کوچک فاقد جهت‌یابی در بخش‌های مرکزی (شکل ۴-۲۵)، توده‌ای بودن بخش‌های مرکزی و لایه‌لایه (پوست‌پیزی) بودن حواشی غربی و شرقی، خرد شدگی و دگرشکلی شدید سنگ‌های میزبان به ویژه در حواشی غربی، همگی شواهدی از رشد و انبساط توده دیوریت پورفیری کوه چفت در اثر تزریق به روش بالونی شدن می‌باشند. به نظر می‌رسد ماهیت شکل‌پذیر سنگ‌های میزبان (برش‌های آتشفشانی) به‌ویژه در حواشی غربی توده به تورم مخزن ماگمایی کمک نموده است.



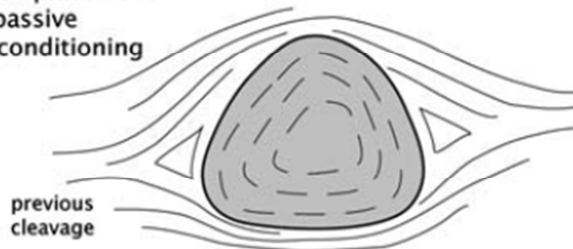
شکل ۴-۲۵- آنکلاوهای کوچک گرد شده فاقد جهت‌گیری خاص در قسمت‌های مرکزی توده

با توجه به شواهدی که تا اینجا ارائه گردید کاملا بدیهی است که توده نیمه عمیق کوه چفت از طریق بالونی شدن جایگیری نموده است. شواهد و یافته‌های حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی نیز این موضوع را تأیید می‌نماید. برخی از مهمترین این شواهد در زیر آورده شده است.

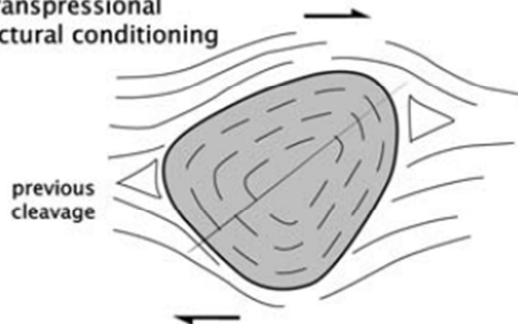
- بالاترین مقدار درجه ناهمسانگردی (P/%) در امتداد قطر کوچک توده بیضوی شکل کوه چفت
- مشاهده فابریک پهن شده یا به عبارتی بیضوی مغناطیسی کلوچه‌ای ($T > 0$) در بخش‌های مرتفع که می‌تواند به عنوان سقف توده در نظر گرفته شود.
- خطواره‌های مغناطیسی با شیب زیاد در دو حاشیه شمال شرق و غرب و خطواره‌های مغناطیسی با شیب متوسط و کم در سایر مناطق؛
- الگوی متحدالمرکز حاصل از امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده و شیب بالاتر از ۳۰ درجه آن‌ها.

در پایان با توجه به عملکرد گسل‌های چپ لغز آنجیلو و ترود (مهرابی و همکاران، ۲۰۱۵) و تکتونیک حاکم بر منطقه در زمان استقرار این توده آذرین، می‌توان جایگزینی توده‌های دیوریت پورفیری کوه چفت و چاه موسی را به بازشدگی‌های کششی موجود در پهنه برشی راستالغز کمر بند ماگمایی ترود-چاه شیرین نسبت داد. تاثیر گسل‌های برشی بر روند جایگیری توده نیمه عمیق کوه چفت در شکل ۴-۲۸ ترسیم شده است که عملکرد یک زون ترفشارشی موجب نامتقارن شدن شکل رخنمون توده شده است.

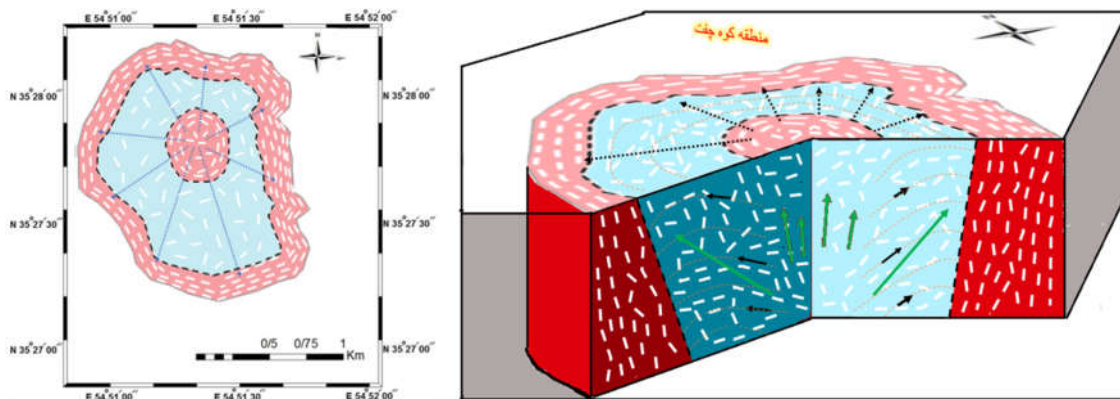
isometric shape
ballooning emplacement
with passive
structural conditioning



ballooning emplacement
with transpressional
active structural conditioning



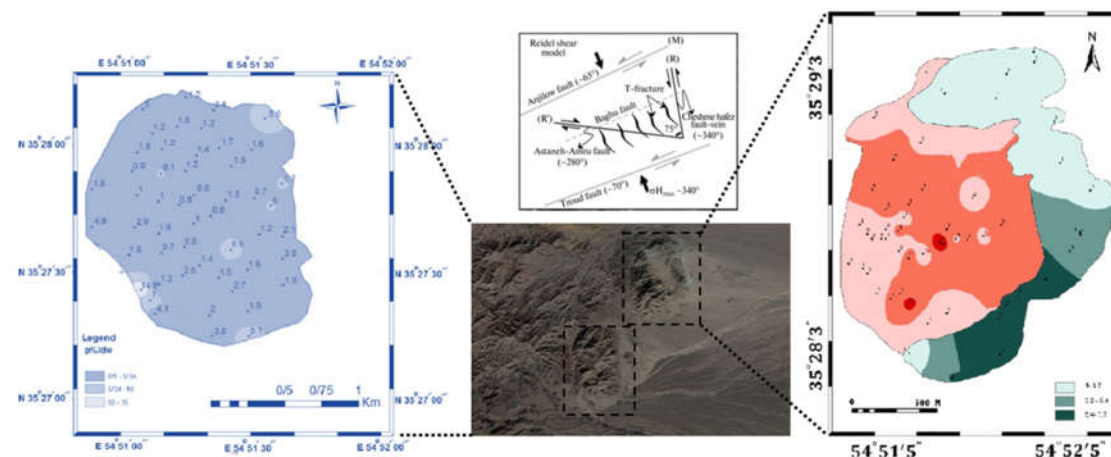
شکل ۴-۲۸- تاثیر شرایط ساختاری حاکم در زمان استقرار بالن ها بر روی شکل رخنمون توده‌های نفوذی. الف) توده نفوذی همگن؛ ب) توده نفوذی ناهمگن. در شکل الف تکتونیک حاکم غیر فعال بوده و توده در لایه بندی سنگ‌های میزبان مستقر شده است. در حالت دوم عملکرد یک زون ترفشارشی موجب نامتقارن شدن شکل رخنمون توده شده است.



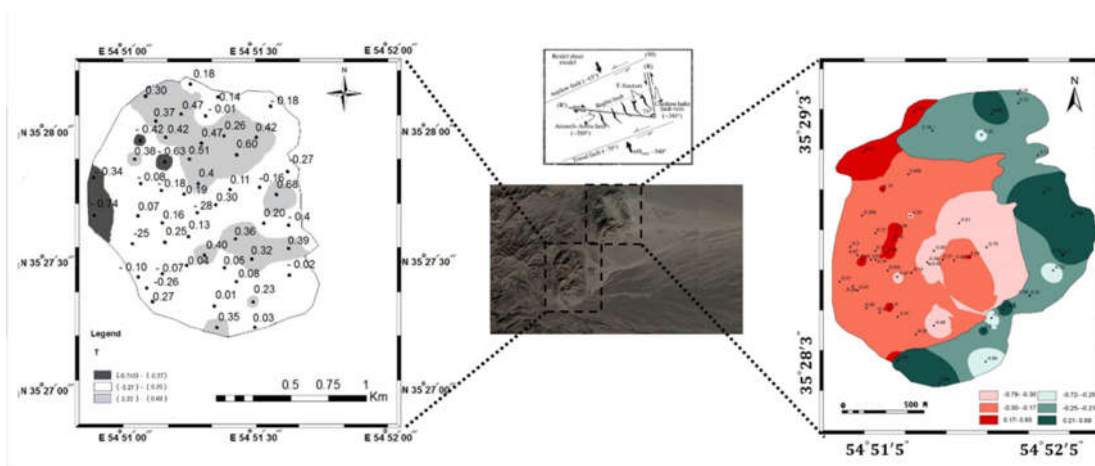
شکل ۴-۲۹- الف) تصویری شماتیک از فشار وارد شده از مرکز و ایجاد برگوارگی‌های متحدالمرکز در حواشی توده‌ی نیمه عمیق کوه چفت. ب) چگونگی تشکیل بافت جریان‌ی در دو نیمه شمال غرب و شرق توده نیمه عمیق چفت. فنوکریست ها در این قسمت به علت فشار وارده از بخش‌های مرکز به صورت موازی با دیواره قرار گرفته اند..

توده نیمه عمیق چاه موسی که در فاصله یک کیلومتری شرق توده نیمه عمیق کوه چفت قرار دارد شباهت‌های بسیار زیادی از نظر شکل ظاهری رخنمون، ترکیب سنگ شناسی، جنس و سن سنگ‌های میزبان و الگوهای فابریک مغناطیسی با توده مورد مطالعه نشان می‌دهد. نتایج حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی سیفی‌وند (۱۳۹۵) نشان داده است که میانگین بزرگای قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (Km) در توده نیمه عمیق چاه موسی برابر $4500\mu\text{SI}$ است. بنابراین توده نیمه عمیق چاه موسی نیز به مانند توده آذرین کوه چفت به گرانیتهای فرومغناطیس تعلق داشته و در گروه گرانیتهای سری منیتیت قرار می‌گیرد. همچنین بالاترین میزان درصد ناهمسانگردی ($P\%$) در امتداد قطر کوچک گنبد بیضوی شکل چاه موسی مشاهده است (شکل ۴-۳۰). کمترین مقدار این پارامتر نیز در امتداد قطر بزرگ گنبد بیضی شکل چاه موسی یعنی نیمه شمال شرق تا غرب- جنوب غربی توده نیمه عمیق دیده می‌شوند مشاهده شده است (شکل ۴-۳۰). در شکل ۴-۳۱ پارامتر شکل بیضوی مغناطیسی (T) دو توده مورد بحث جهت مقایسه آورده شده است. بخش‌های مرتفع و حوالی قله اصلی توده چاه موسی همانند کوه چفت که می‌تواند به عنوان سقف توده در نظر گرفته شود دارای شکل بیضوی مغناطیسی (T) کلوجه‌ای و مثبت هستند. همچنین امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده هر دو توده نیز الگوی متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند و تقریباً همگی از شیب بالاتر از ۳۰ درجه برخوردار هستند. شاید بتوان ادعا نمود که مهمترین تفاوت موجود در این دو توده آذرین محل برونزد مناطق تغذیه کننده ماگما در این دو توده می‌باشد به گونه‌ای که این مناطق در توده نیمه عمیق چاه موسی در بخش مرکزی و در کوه چفت در حواشی واقع شده است. این امر می‌تواند به دلیل اختلاف در توپوگرافی دو منطقه و موقعیت برداشت ایستگاه‌ها باشد. دیگر تفاوت موجود به کانه‌زا بودن توده نیمه عمیق چاه موسی و در ظاهر عقیم بودن توده نیمه عمیق کوه چفت برمی‌گردد. البته با توجه به مطالعات پتروگرافی و شواهد موجود از حضور انواع دگرسانی (آرژیلیک و فیلیک) در این منطقه احتمال کانه زایی در عمق وجود دارد. اثبات این ادعا نیاز به مطالعات بیشتری دارد.

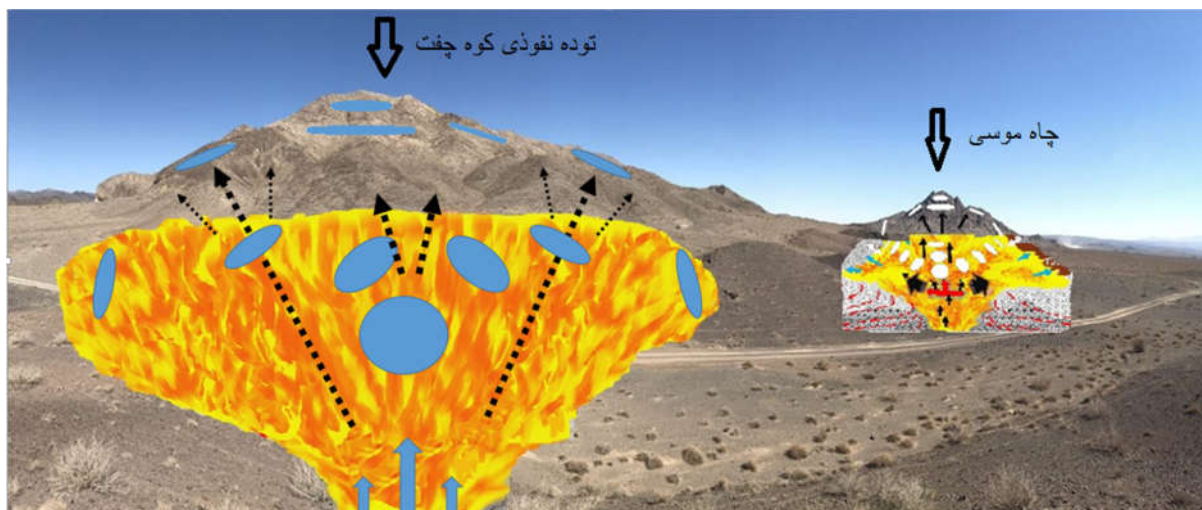
عدم مشاهده پهنه‌بندی پتروگرافی، خرد شدگی و دگرشکلی شدید سنگ‌های میزبان به ویژه در حواشی غربی از دیگر شواهد موجود برای جایگیری این هر دو توده نیمه عمیق به روش بالونی شدن می‌باشند (شکل ۴-۳۲). همچنین با توجه به عملکرد گسل‌های چپ لغز انجیلو و تروود و تکتونیک حاکم بر منطقه، در زمان استقرار این توده آذرین، می‌توان جایگزینی این دو توده نیمه عمیق را به بازشدگی‌های کششی موجود در پهنه برشی راست‌الغز کمر بند ماگمایی تروود- چاه شیرین نسبت داد.



شکل ۴-۳۰- نقشه مقایسه‌ای منحنی‌های هم مقدار پارامتر P% در توده‌ی دیوریت پورفیری کوه چفت و توده‌ی چاه-موسی



شکل ۴-۳۱- نقشه مقایسه‌ای مقادیر پارامتر T برای توده دیوریت پورفیری کوه چفت و توده نیمه عمیق چاه‌موسی



شکل ۴-۳۲- چگونگی انبساط درجا و استقرار به روش بالونی شدن در منطقه کوه چفت و چاه موسی. دواپر و بیضوی‌ها، شکل بیضوی مغناطیسی در قطب‌ها و دیواره‌های استوایی بالن را نشان می‌دهند.

خلاصه و نتیجه‌گیری

توده نیمه عمیق کوه چفت به‌عنوان بخشی از کمان ماگمایی ترود-چاه شیرین در بخش شمالی پهنه ساختاری ایران مرکزی قرار دارد. کمربند ترود چاه شیرین در اثر یک حادثه فرعی ناشی از عملکرد دو گسل چپ‌گرد انجیلو و ترود در دو سوی این منطقه ایجاد شده است. سنگ‌های میزبان این توده یک مجموعه آتشفشانی با ماهیت آذرآواری است که از توف قرمز-ارغوانی در پایین‌ترین بخش توالی شروع شده، با یک مجموعه برش آتشفشانی ستر لایه ادامه یافته و در انتها به مجموعه نسبتاً ضخیمی از اگلوئرها حاوی قطعاتی از توف قرمز و آندزیت، 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. توده دیوریت پورفیری از نظر ماکروسکوپی، نیمه بلورین و دانه متوسط در برخی مناطق دانه درشت بوده و رنگ‌ها از خاکستری تا سبز مایل به سیاه تغییر می‌کند. توده‌ی نیمه عمیق کوه چفت با ترکیب بیوتیت هورنبلند دیوریت پورفیری و با ماهیت کالک‌آلکان، این توالی‌های آتشفشانی-آذرآواری ائوسن را قطع نموده است؛ در سنگ‌های میزبان موجود در حواشی شرقی و جنوب غربی توده مورد مطالعه شواهد مبرهنی از خرد شدگی و دگرشکلی شدید مشاهده می‌شود. در اثر نفوذ این توده به درون توالی‌های آتشفشانی و آتشفشانی-رسوبی ائوسن دگرسانی‌هایی به وجود آمده است. این دگرسانی‌ها باعث تغییر و تحولاتی در ترکیب کانی ژئوشیمی سنگ شده است که در اثر آن کانی‌های مختلفی ایجاد یا حذف شده‌اند. توده نیمه عمیق کوه چفت دارای ترکیب کلی دیوریت پورفیری می‌باشد. توده‌ی دیوریت پورفیری کوه چفت دارای کانی‌های اصلی پلاژیوکلاز و آلکالی فلدسپار می‌باشد. و همچنین از کانی‌های فرعی آن می‌توان به آمفیبول، بیوتیت، کوارتز، آپاتیت، زیرکن و... را نام برد. کانی‌های ثانویه این توده آذرین شامل کلسیت، کلریت، اسفن و پیروفیلیت می‌باشند.

همچنین دگرسانی‌های فیلیک، و به مقدار کمتر کلریتی شدن در برخی نمونه‌ها مشاهده می‌شود. جهت بررسی سازوکار جایگیری این توده نیمه عمیق از روش ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) استفاده شده است. به‌کارگیری روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی برای توده دیوریت پورفیری کوه‌چفت داده‌های کمی و عددی ارزشمندی را به‌منظور بررسی تکامل ساختاری آن به دست می‌دهد. مزیت‌های روش فابریک مغناطیسی نقشه‌های ساختاری توده‌های گرانیتوئیدی به درک چگونگی جایگزینی ماگماهای سازنده آن‌ها و تعیین رژیم زمین ساختی ناحیه‌ای هم‌زمان با جایگیری و دگرشکلی تحمیل‌شده بر آن‌ها، کمک شایان توجهی می‌کند. به کمک داده‌های حاصل از این روش می‌توان سنگ‌های گرانیتی را به انواع پارامغناطیس و فرومغناطیس تقسیم نموده و آن‌ها را با سری‌های ایلمنیت و منیتیت ایشیهارا (۱۹۷۷) مقایسه نمود. پذیرفتاری مغناطیسی میانگین (Km)، از کاربردی‌ترین و مهم‌ترین پارامترهای مغناطیسی است و مبین وجود درصد فراوانی کانی‌های دارای خواص مغناطیسی است.

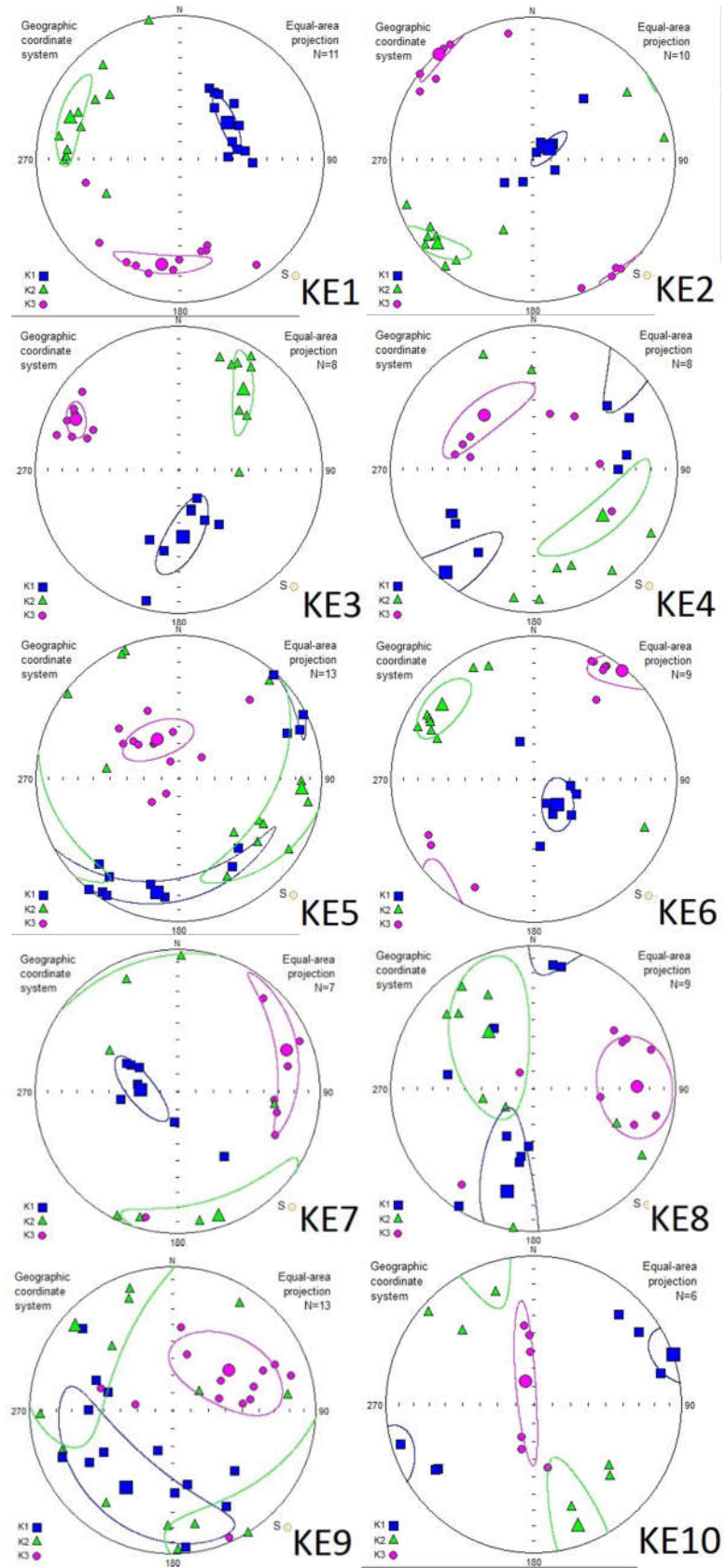
Km بزرگای حساسیت مغناطیسی به‌دست‌آمده برای واحدهای مختلف این توده دیوریت پورفیری بین ۵۴۸ تا $8910 \mu\text{SI}$ است. سنگ‌های تقریباً سالم و کمتر دگرسان شده از بیشترین مقادیر پذیرفتاری و ناهمگنی کمتری برخوردارند. با توجه به اینکه بزرگای پذیرفتاری مغناطیسی همه نمونه‌ها از $500 \mu\text{SI}$ بالاتر است در رده گرانیت‌های فرومغناطیس قرار دارد و با گرانیت‌های تیپ منیتیت همخوانی دارد. بالاترین میزان درجه ناهمسانگردی (P/.) در امتداد قطر کوچک گنبد بیضوی شکل این توده به چشم می‌خورد. کمترین مقدار آن نیز در امتداد قطر بزرگ گنبد بیضی شکل یعنی نیمه شمال غرب- جنوب شرق توده نیمه عمیق دیده می‌شوند (پارامتر P یا ناهمسانگردی، در واقع کرنشی که ماگما متحمل شده را نشان می‌دهد). پارامتر شکل یا T شکل بیضوی مغناطیسی و در واقع جهت و نظم بلورهای فرومغناطیس را در هنگام جایگیری یک توده ماگمایی، رشد بلوری یا آرایش دوباره آن‌ها در یک میدان تنش را حین جایگیری نشان می‌دهد، توده نیمه عمیق کوه چفت در حاشیه شرقی و غربی توده دارای T منفی می‌باشند که می‌تواند به عنوان منطقه تغذیه کننده ماگما در نظر

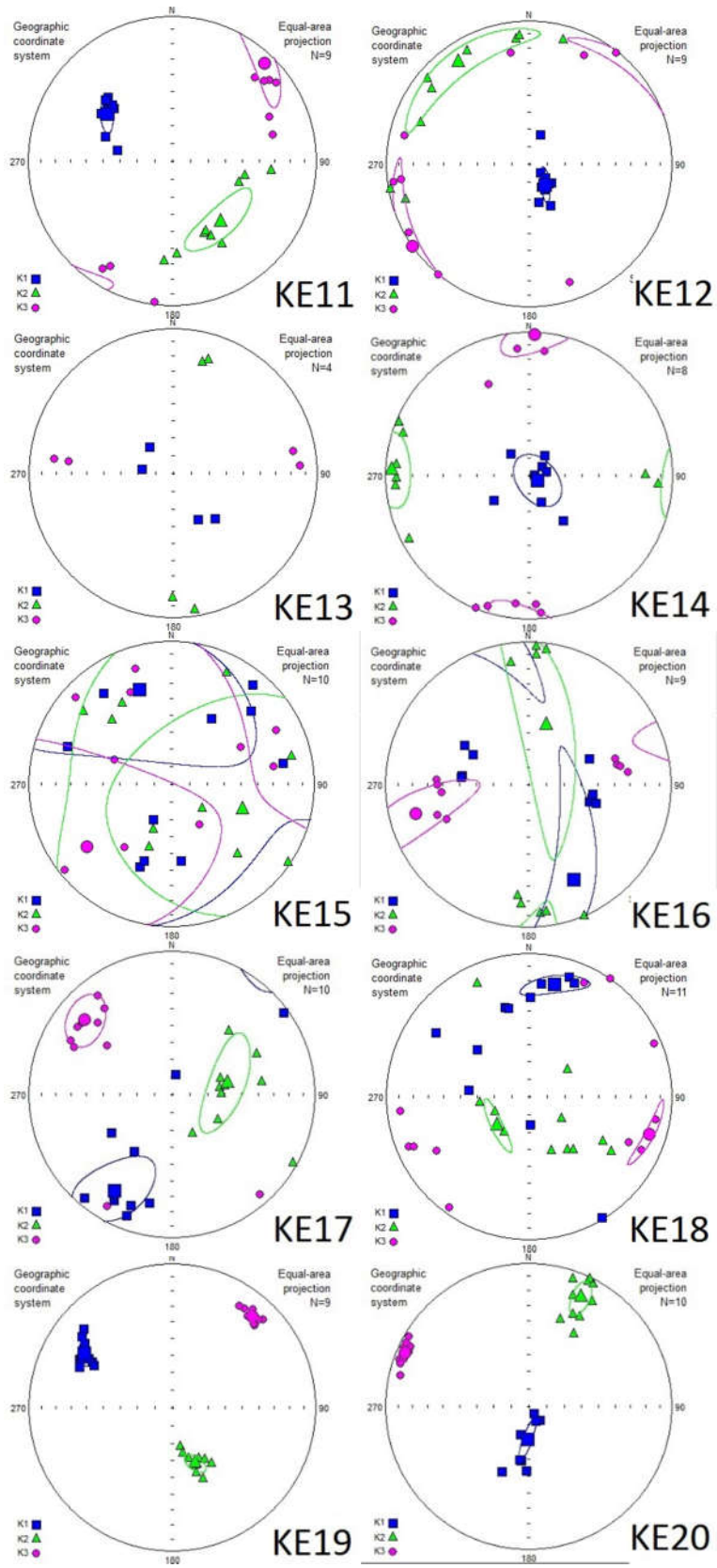
گرفته شود. بخش‌های مرتفع‌تر که به سقف توده نزدیک‌ترند T کلوچه‌ای و مثبت نشان می‌دهند. این موضوع با سازوکار جایگیری گفته شده به خوبی سازگار است. در توده آذرین مورد نظر، گوشه جنوب غرب و نیمه شرقی توده دیوریت پورفیری کوه چفت دارای خطواره‌های مغناطیسی با میل زیاد و بخش حاشیه‌ای دارای خطواره‌های مغناطیسی با میل متوسط و کم است. با توجه به ماگمایی بودن ساخت‌های موجود در توده دیوریت پورفیری کوه چفت، خطواره‌های مغناطیسی نزدیک به قائم، این دو منطقه احتمالاً نشانگر جهت و محل صعود ماگما هستند. امتداد برگواره‌های مغناطیسی ایستگاه‌های نمونه برداری شده الگوی متحدالمرکزی را به نمایش می‌گذارند و به ویژه در بخش‌های حاشیه‌ای امتداد برگواره‌های مغناطیسی به موازات حاشیه‌های توده بیضی شکل است. همان‌گونه که انتظار می‌رود روند برگواره‌های مغناطیسی در قسمت‌های مرکزی توده حالت آشفستگی را نشان می‌دهند که این با الگوهای جای‌گیری توده دیوریت پورفیری نیز همخوانی دارد. با توجه به شواهدی که تا اینجا ارائه گردید کاملاً بدیهی است که توده نیمه عمیق کوه چفت از طریق بالونی شدن جایگیری نموده است. شواهد و یافته‌های حاصل از مطالعات فابریک مغناطیسی نیز این موضوع را تأیید می‌نماید.

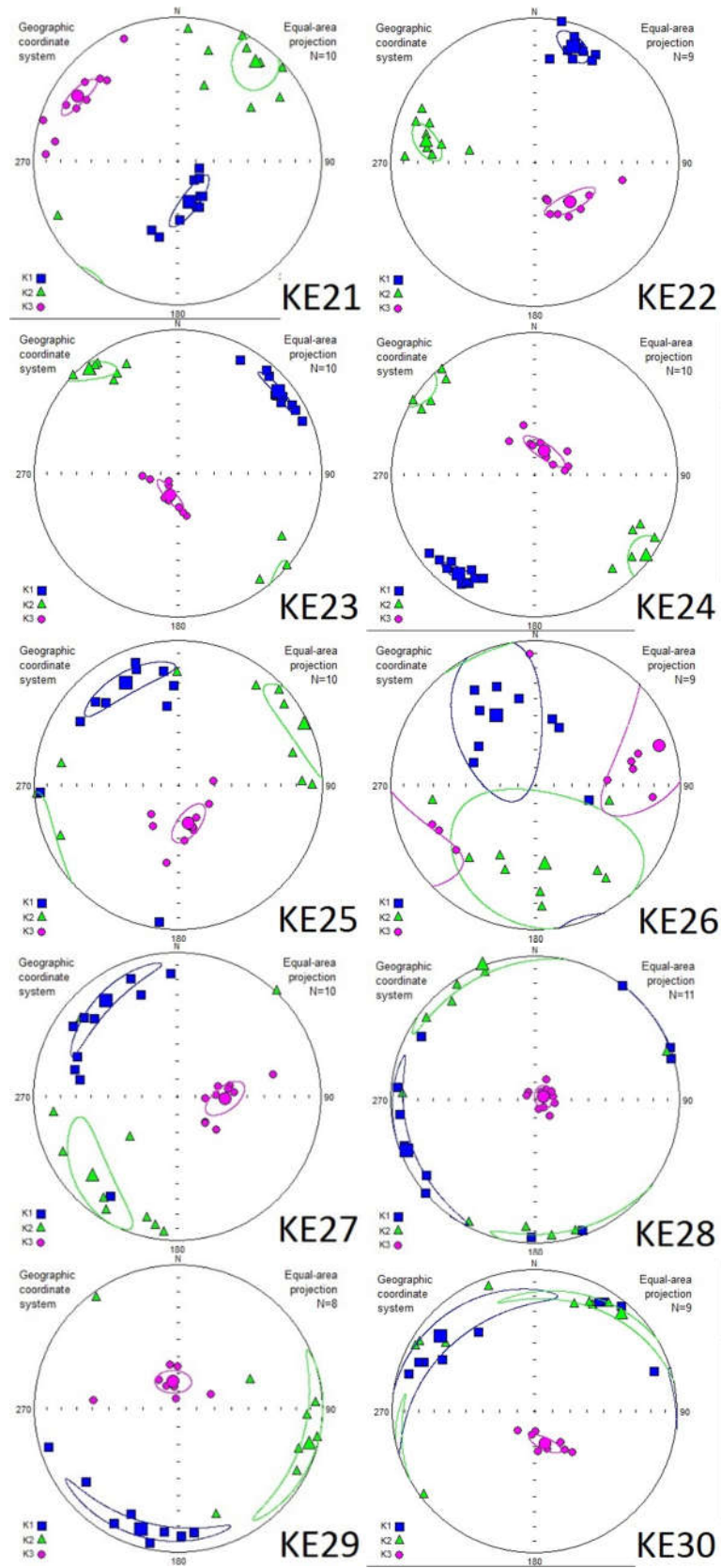
پیشنهادها برای مطالعات آینده

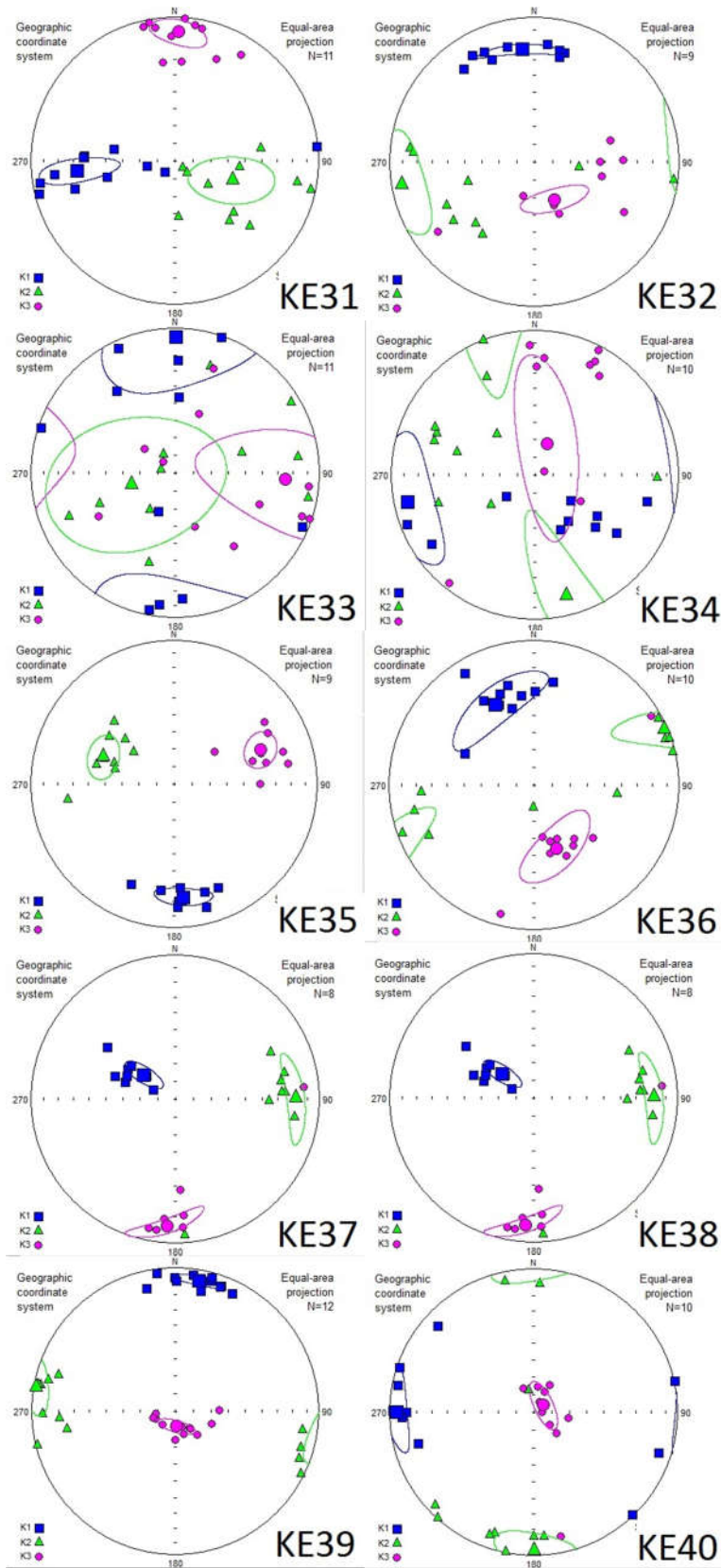
- به منظور افزایش بهره‌مندی از مطالعات پیشرو در منطقه کوه چفت موارد زیر پیشنهاد می‌شود.
- انجام آزمایش پروب به منظور تعیین ترکیب دقیق کانی‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول و بیوتیت و به دست آوردن شرایط صحیح دما، فشار و عمق تشکیل آن‌ها؛
- انجام مطالعات ژئوشیمیایی به منظور دستیابی به ژنز و تحولات مخزن؛
- بررسی دگرسانی‌های منطقه و تبادلات جرمی صورت گرفته (Mass changes)؛
- بررسی پتانسیل کانه‌زایی توده‌ی مورد مطالعه؛

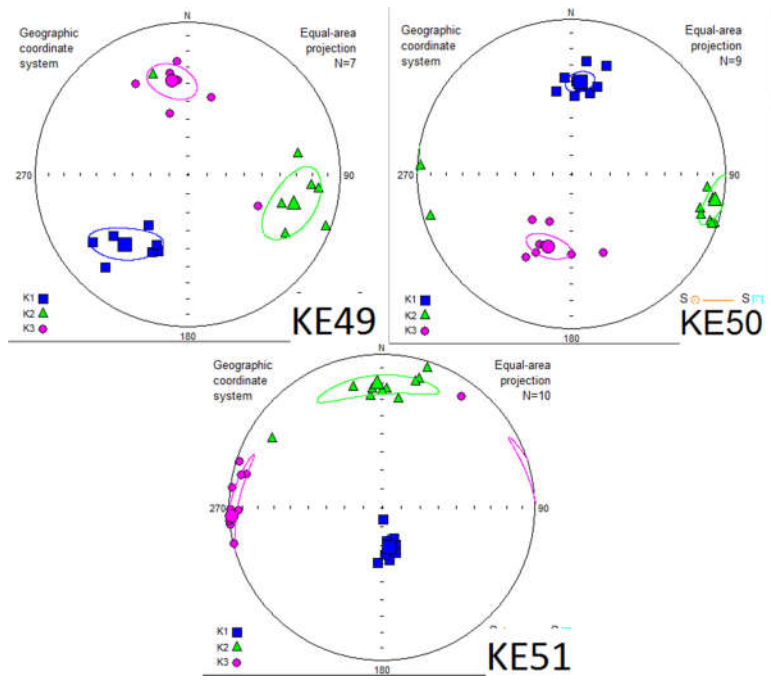
پیوست











منابع

- احد نژاد ، (۱۳۸۸)، رساله دکتری، "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی ملایر"، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.
- اسماعیلی د، (۱۳۸۶)، "مدل ژئودینامیکی جایگیری توده گرانیتوئیدی شاهکوه (شرق ایران) با استفاده از تکنیک AMS"، دهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران، دانشگاه تربیت مدرس.
- اسماعیلی د، وکیلی ف، قلمقاش ج، (۱۳۸۳)، "نتایج اولیه ناهمسانگردی مغناطیس پذیری در توده گرانیتوئیدی شاهکوه (جنوب بیرجند)" پژوهشکده علوم زمین، شماره ۵۴.
- اشراقی، ص.ع، ۱۳۷۷، گزارش و نقشه زمین شناسی ۱:۲۰۰۰۰ منطقه معلمان دامغان، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور
- اصلانی ع، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگیری بخشی از باتولیت الوند در جنوب غرب همدان"، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، تهران
- امام جمعه ا، (۱۳۸۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد "زمین شناسی، کانی شناسی، ژئوشیمی و ژنز کانسار مس چاه موسی (شمال غرب ترود، استان سمنان)" دانشکده علوم پایه دانشگاه تربیت مدرس
- آقناباتی س. ع. (۱۳۸۳) "زمین شناسی ایران" انتشارات سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران. ۵۸۶ ص.
- گیل، روبین، ۱۳۸۸ "راهنمای کاربردی سنگ‌ها و فرایند های آذرین" اله پور، ا، شبانی، ف، ا، انتشارات رزقی، خراسان جنوبی ۲۱۴-۳۱۴.
- بدلو س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی مکانیسم جایگیری توده گرانیتوئیدی گل زرد (شمال الیگودرز) به روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

پور علی زاده مقدم م، (۱۳۹۲) "سازوکار جایگیری توده نفوذی ۵ کوه (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمگنی قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود

جعفریان ع، (۱۳۶۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی پترولوژی قوس ولکانوپلوتونیک رشته کوه کوه زر- ترود و مجموعه‌های کانه‌زایی وابسته"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

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

خواجه زاده ح، (۱۳۸۸)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "پترولوژی و ژئوشیمی توده‌های آذرین نفوذی شمال معلمان"، 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.

رسولی ج، (۱۳۸۷)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "ناهمگنی خودپذیری مغناطیسی توده گرانیتوئیدی بروجرد"، دانشکده علوم، دانشگاه تهران.

ساکي س، صادقیان م، (۱۳۹۲)، "ارتباط متقابل بین ژئوشیمی و ناهمگنی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS) در توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت" اولین همایش زمین‌شناسی کاربردی ایران، دانشگاه دامغان.

ساکي س، صادقیان م، قاسمی ح، (۱۳۹۴)، "تفسیر فابریک‌های مغناطیسی مبتنی بر تغییرات ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی بوئین- میاندشت" پژوهشکده علوم زمین، شماره ۹۸، ص، ۳۹۴-۳۹۸.

سیفی‌وند ع، (۱۳۹۵)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "سازوکار جایگیری گنبد آندزیتی چاه‌موسی (شمال غرب ترود- جنوب شاهرود) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"

شکاری س، (۱۳۹۰)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "برسی مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی دره باغ (شمال غرب الیگودرز) با استفاده از روش انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

شیبی م، (۱۳۹۴)، "تغییرات الگوهای فابریک مغناطیسی توده‌های نفوذی در طی انواع دگرسانی‌های گرمابی" بیست و سومین همایش بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران، دامغان.

شیبی م، پورعلیزاده مقدم، م، (۱۳۹۳)، "سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی پنج کوه با استفاده از روش فابریک مغناطیسی" پژوهشکده علوم زمین، سال ۲۴، شماره ۹۶، ص ۱۱۷-۱۲۸.

شیبی م، مجیدی پ، (۱۳۹۳)، "سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو با استفاده از روش فابریک مغناطیسی" پژوهشکده علوم زمین، شماره ۹۵، ص ۸۷-۹۸.

شیبی م، (۱۳۸۸)، رساله دکتری: "پترولوژی، ژئوشیمی و سازوکار جایگیری باتولیت گرانیتوئیدی شیرکوه (جنوب غرب یزد)"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

صادقیان م، (۱۳۸۳)، رساله دکتری: "ماگماتیسم، متالوژی و مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی زاهدان"، دانشکده زمین‌شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران.

صادقیان م، ولی ولی زاده م، (۱۳۸۶)، "سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS" پژوهشکده علوم زمین، شماره ۶۶.

صادقیان، م.، ولی زاده، م.، (۱۳۸۶)، سازوکار جایگیری توده‌ی گرانیتوئیدی زاهدان در پرتو روش AMS، فصلنامه علوم سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی شماره ۶۶، ص، ۱۵۹-۱۳۴.

کنعانیان، علی؛ الیاسی، م؛ نظری وانانی، م.، (۱۳۸۵)"بررسی نحوه جایگیری توده کوارتز دیوریت پورفیری سلفچگان بر اساس شواهد صحرایی و پتروگرافی" مجله علوم دانشگاه تهران ۳۲، ۱ (۱۱۱۱)

کی نژاد، آ.، پورکرمانی، م.، (۱۳۸۷)، رساله دکتری: "تحلیل دینامیکی شکستگی‌های شمال منطقه تروند-معلمان"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

گوانجی ن، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی جنوب ظفرقند (اردستان) به وسیله روش AMS"، دانشکده علوم، دانشگاه صنعتی شاهرود.

مجیدی پ، (۱۳۹۲)، "بررسی سازوکار جایگیری توده گرانیتوئیدی چالو (جنوب شرق دامغان) با استفاده از روش ناهمسانگردی پذیرفتاری مغناطیسی (AMS)"، دانشکده علوم دانشگاه صنعتی شاهرود

محمودی م، (۱۳۹۱)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "چینه نگاری مغناطیسی سازند قلی و سلطان میدان به سن اردووسین بالایی و تعیین موقعیت دیرین جغرافیایی آن‌ها در شمال شرق شاهرود" پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات کشور، تهران

مردانی م، صادقیان م، (۱۳۸۹)، "بررسی تغییرات انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده گرانیتوئیدی ازنا"، بیست و نهمین گردهمایی علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، صفحه ۱۶۴.

میرزایی س، (۱۳۸۹)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "مکانیسم جایگزینی توده گرانیتوئیدی شمال گلپایگان به وسیله روش AMS"، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران.

وکیلی ف، (۱۳۸۲)، پایان نامه کارشناسی ارشد: "بررسی انیزوتروپی خودپذیری مغناطیسی در توده

گرانیتی شاه کوه"، دانشکده زمین شناسی، پردیس علوم دانشگاه تهران

هوشمندزاده ع، علوی نائینی م، حقی پور ع، (۱۳۵۷)، "تحول پدیده‌های زمین‌شناسی ناحیه تروود"،

سازمان زمین شناسی کشور

Amice M. and Bouchez J.L. (1989) "Susceptibilite magnetique et zonation du batholithe granitique de Cabeza de Araya (Extremadura, Espagne)" **Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris.**, **308.**, pp1171-1178.

Anderson E.M. 1951: The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Bateman R. 1984: On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. **Tectonophys.**110: 311-321.

Archanjo C. J. and Bouchez j. L. (1997). "Magnetic fabrics and microstructures of the post-collisional aegirine-augite Tronfo pluton, northeast Brazil" **J. Struct. Geol.**, **19**, pp849-860.

Archanjo C. J. Bouchez J. L Corsini M.VauchezA. (1994). "The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationship with the Brasiliano strike-slip setting of NE Brazil (Parabia State)" **J. Struct. Geol.**, **163**, pp323-335.

Archanjo C. J. Launeau P.Bouchez J. L.(1995). "Magnetic fabric versus magnetite and biotite shape fabrics of the magnetite-bearing granite pluton of Gameleiras(Northeast Brazile), phys" **Earth Plan. Inter.**, **89**, pp63-75.

Aydin A. Fere E.C . Aslan Z. (2007) "The magnetic susceptibility of granitic rocks as a proxy for geochemical composition: Example from the Saruhan granitoids, NE Turkey" **Tectonophys.**, **441**, pp85-95.

Balsley J. R. and Buddington A. F. (1960) "Magnetic susceptibility anisotropy and fabric of some Adirondack granites and orthogneisses" **Am. J. Sci.**, **258**, pp6-20

Bateman, R. (1984): "On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas" **Tectonophys.**, **110.**, pp 211-231.

- Bateman, R. (1985): "Aureole deformation by flattening around a diapir during in-situ ballooning: the Cannibal Creek granite". **J. Geol.** **93**, pp293-310.
- Becker J.K., Siegesmund S., Jelsma H.A. (2007) "The Chinamora batholith, Zimbabwe: structure and emplacement-related magnetic rock fabric" **Journal of Structural Geology** **22**, pp1837-1853.
- Berger, A. R. (1972): "The Geology of Donegal: A study of granite emplacement and unroofing". **Regional Geology Series**. Wiley Interscience.
- Best M.G., Christiansen E.H. 2001: Igneous Petrology. **Black Well Science**, Inc.
- Borradaile G. J. and Henry B. (1997) "Tectonic application of magnetic susceptibility and its anisotropy" **Earth Sciences Review.**, **42**, pp49-93.
- Borradaile G. J. H. (1988). "Magnetic susceptibility" **Petrofabrics and strain tectonophysics.**, **156**, pp1-20.
- Borradaile G.J and Jackson M. (2004) "Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks" **The Geological Society.**, pp299-350.
- Borradaile G. J. (1987) "Anisotropy of magnetic susceptibility: Rock composition versus strain" **Tectonophysics.**, **138**, pp327-329.
- Borradaile G.J., Jackson M. (2004) "Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) magnetic petrofabrics of deformed rocks. In: Martin-Hernandez, F., Lünenburg, C.M., Aubourg, C., Jackson, M. (Eds.), *Magnetic Fabric: Methods and Applications*" vol. 238. **Geological Society London.**, pp. 299-360. Special Publication.
- Bouchez J. L. (1997) "Magnetic susceptibility anisotropy and fabrics in granites" **Earth and Planetary Science Letters.**, **330**, pp1-14.
- Bouchez J. L. Hutton D.H.W. Stephens W. E. (1997), *Granite: from segregation of melt to emplacement fabrics*", **Kluwer**, pp 358.
- Bouchez J. L. (1997) "Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies in granitic rocks" In: Bouchez, J. L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E. (Eds.), *Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. **Kluwer, Dordrecht**, pp. 95-112.

- Chappell B. W. White A. J. R. (1974) "Two contracting granite types" **Pacific Geology**, **8**, pp173-180.
- Clark D. A (1997) "Magnetic properties of rocks and minerals" **Journal of Australian Geology and Geophysics**, **17**, 20-37.
- Courrioux. G.(1978) "Oblique diapirism: the Criffel granodiorite/granite zoned pluton(southwest Scotland) " **Journal of Structural Geology**, pp313-330
- .Cruden A.R. (1988) "Deformation around a rising diapir modeled by creeping flow past a sphere" **Tectonics**, **7**, pp 1091-1101.
- Cruden A.R. 1990: Flow and fabric development during the diapiric rise of magma. **J. Geol.** **98**: 681-698.
- Dichal E. (1944) "Beitrag Zur kenntnic der Erzfundestellen Irans, Schweiz miner petrgr", **mitt.** V. 24, Zurich.
- Djouadi, M. T., Gleize, G., Ferre, E. and Bouchez, J. L.(1997) "Oblique magmatic
- Dunlop D. J., Ozdemir O., (1997) "Rock magnetism: fundamentals and frontiers", **Cambridge University Press, New York**.
- Ellwood B.B. (1978) "Flow and emplacement direction determined for selected basaltic bodies using magnetic susceptibility anisotropy measurements" **Earth and Planetary Science Letters**, **41**, pp254-264.
- emplacement in a transcurrent orogen" **Tectonophysics**, **297**, pp 351- 374.
- Esmaily, D., Bouchez, J. L. & Siqueira, R., (2007) " Magnetic fabrics and microstructures of Jurassic Shah- Kuh granite pluton (Lut Block, Estern Iran) and geodynamic inference" **Tectonophysics**, **439**, pp149- 170.
- Farhoudi G. (1978) "A comparison of Zagros geology to island arcs" **J of Geology**, **86**, pp 323-334.
- Fink J.H., Malin M., Anderson S.W. 1990: Intrusive and extrusive growth of the Mount St. Helens lava dome. **Nature** **348**: 435-437.

- Foley F., Norman J., Pearson N. J., Rushmer T., Turner S. and Adam J. (2013) "Magmatic evolution and magma mixing of Quaternary adakites at Solander and little Solander Islands, New Zealand" **J. Petrol.**, 54, pp 1-42.
- Forster H. (1978) "Mesozoic-Cenozoic metallogensis in Iran" **J of the geological society.**, 135, pp443-445.
- From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, eds J.L. Bouchez, D.H.W. Hutton and W.E. Stephens" **Kluwer Academic Publishers.**, pp. 231-252.
- Clemens, J.D. Petford N. Mawer C.K (1977)" Ascent mechanism of granitic magma:causes and consequences"**University Assistant Lecturer, Department of Earth Sciencec Uniersity of Canbridge,UK**p 618.
- Ghalamghash J. Bouchez J . L. Vosoughi-Abedini M. (2009) " The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone during Cretaceous times – part II:Magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction"
- Ghalamghash J. Vosoughi-Abedini M. Bouchez J.L. (2009a) "The Urumieh Plutonic Complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj-Sirjan Zone during Cretaceous times – part I: petrogenesis and K/Ar dating" **J of Asian Earth Sciences.**,35, pp401-415.
- Ghalamghash, J., Bouchez, J. L., Vosoughi – Abedini, M. & Nedelec, A. (2009) "The Urumieh plutonic complex (NW Iran): Record of the geodynamic evolution of the Sanandaj – Sirjan zone during Cretaceous times – part II: magnetic fabrics and plate tectonic reconstruction" **Journal of Asian Earth sciences**, 36, pp 303-317.
- Gill R., (2010) "**Igneous rocks and proceses a practical guide**", Department of earth Scienses 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, pp1257-1258.

- Godin P. 1994: Deformation within the Cannibal Creek Pluton and its aureole, Queensland, Australia: a re-evaluation of ballooning as emplacement mechanism. *J. Struct. Geol.* 5: 693-707.
- Goto Y., Tsuchiya N. 2004: Morphology and growth style of a Miocene submarine dacite lava dome at Atsumi, northeast Japan. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 134: 255-275.
- Holder, M. P. (1979): "An emplacement mechanism for post-tectonic granites and its implications for their geo chemical features". - In: M. P. ATHERTON & J. TARNEY (editors) Origin of Granite Batholiths. **Shiva Publ. Ltd. U. K.** pp. 116-128.
- Holder M.T. 1981: Some aspects of intrusion by ballooning: the Ardura pluton (abstract). In Coward, M. P. (ed) Diapirism and gravity tectonics: Report of a Tectonic Studies Group. *J. Struct. Geol.* 3: 89-95.
- Hrouda F. (1982) "Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics" **Geophysical Surveys., 5**, 37-82.
- Huber H. Stocklin J. (1956) "Geological Report of the Troud-Moallemann Area", N. I. O. C. **unpublished report Unpublished.** 40 p
- Hunt C.P. Moskowitz B.M. and Banerjee S.K. (1995) "Magnetic properties of rocks and minerals, Rock Physics and Phase Relations, A Handbook of Physical Constants" AGU Reference Shelf 3.
- Hutton D.H.W. (1982) " A tectonic model for the emplacement of the main Donegal granite, NW Ireland" **J of the Geological Society., 139, 139**, pp615-631.
- Hutton, D. H. W., Dempster, T. J., Brown, P. E. & Decker, S. D. (1990) "A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones" **Nature** 343., pp 452-455.
- Ishihara, S.(1997) "The magnetite-series and ilmenite-series granitic rock" **Mining Geology, 27**, pp 293-305.

- Kontny A. de. Wall H. Sharp T. G. Po'sfai M. (2000) "Mineralogy and magnetic behavior of pyrrhotite from a 260_C section at the KTB drilling site", **Germany. Am Mineral.** 85,1416–1427.
- Lanza R. Meloni A. (2006) "The earth magnetism: An Introduction for geologists", Springer. Robinson E. Coruh C. (1988) "Basic eXPLoration geophysics", **John Wiley and Sons**, pp. 562.
- magmatic and tectonic foliations in granitoids" **J of Structural Geology.**, **11.**, pp349-363.
- Majumder, S. & Mamtani, M. A. (2009) "Magnetic fabric in the Malanjkhanda Granite (Central India) Implications for regional tectonics and Proterozoic suturing of the Indian shield" **Physics of the Earth and Planetary interiors**, **172**, pp 310-323.
- Marsh, B. D. (1982): "On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting". **Am. J. Sci.** **282**, pp 808-855.
- Martin-Hernandez F. Loneburg C.M. Aubourg C. and Jackson M. (2004) "Magnetic fabric: methods and applications- an introduction" Geological Society, London, **Special Publications.**, **238**, pp1-7.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993: *Volcanic Textures: a Guide to the Interpretation of Textures in Volcanic Rocks.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, **University of Tasmania, Hobart.**
- Mehrabi M.Ghasemi S M.(2015) "Structural Control on Epithermal Mineralization in the Troudeh Chah Shirin Belt Using Point Pattern and Fry Analyses, North of Iran" **Geotectonics.**,**49**,PP320-331.
- Monica G. Lopez de L. Rapalini A.E. and Tomezzoli R.N. (2010) "Magnetic fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from the North Patagonian Massif: **Evidence**
- Minakami T., Ishikawa T., Yagi K. 1951: The 1994 eruption of Volcano Usu in Hokkaido, Japan. *Bull. Volcanol.* **11**: 45-160.

- Naba S. Lompo M. Debat P. Bouchez J.L. and Beziat D. (2004) "Structure and emplacement model for late-orogenic Paleoproterozoic granitoids, the Tenkodogo-Yamba elongate pluton (Eastern Burkina Faso)" **J of African Earth Sciences.**, pp38, 41-57.
- Nabavi M.H. (1976) "An introduction to the Iranian geology" **Geological Survey of Iran.**, pp 110.
- Nascimento H.S. Bouchez J.L. Nedelec A. Sabate P. (2004) "Evidence of an early NS magmatic event in the Paleoproterozoic Teofilândia granitoids (Sao Francisco Craton, Brazil): a combined microstructural and magnetic fabric study" **Precambrian Research.**, **134.**, pp41-59.
- Nogole Sadat, M.A.A. Almasian, A(1993) "Tectonic Map of Iran 1:1000000, treatise on the geology of Iran.
- Olivier, P., de Saint-Blanquat, M., Gleizes, G. & Leblanc, D., 1997- Homogeneity of granite fabrics at the metre and dekametrescales. in J. L. Bouchez. D. H. W. HULLON and W.E. Stephens (eds. J. Granitt: from segregation of melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publishers. **Dordrecht.** Pp. 113-128.
- Pares J.M.B. van der P. and Dinares-Turell J. (1999) "Evolution of magnetic fabrics during incipient deformation of mudrocks (Pyrenees, northern Spain)" **Tectonophysics.**, **307**, pp1-14.
- Paterson S.R. Vernon R.H. Toshiba O.T. (1989) "A review for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids" **J. of Structural Geology II (3).**, pp 349-363.
- Paterson SR Vernon R:H. Tobisch O.T. (1989) "A review of criteria for the identification of
- Patterson S. R. and Vernon R. H. 1995" Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes" **Geological Society of America Bulletin** 108, 1356–1380.
- petrgr"**, mitt. V. 24, Zurich.

- Paterson S.R., Vernon R.H., Brudos T.C., Fowler K., Carlson C., Bishop K. 1991a: The Papoose Flat Pluton: forceful expansion or post-emplacement deformation? **Geol.** **19**: 324-327.
- Paterson S.R., Vernon R.H., Fowler T.K. Jr. 1991b: Aureole Tectonics. In Kerrick D.M. (ed) Contact Metamorphism. **Min. Soc. Am. Rev. Mineral.** **26**: 673-722.
- Pitcher, W. S. (1979): "The nature, ascent and emplacement of granitic magmas". **J. Geol. Soc. London.** **136**, pp627-662.
- Ramsay J.G. 1975: The structure of the Chindamora Batholith. 19th Ann. Res. Inst. Afr. **Geol. Univ. Leeds.**
- Ramsay J.G. (1989) "Emplacement kinematics of granite diaper: the chindamora batholite. Zimbabwe" **J of Structural Geology.**, **11**, pp 191-209.
- Ramsay, J. G. (1981): "Emplacement mechanics of the Chindamora batholith. Zimbabwe. In: M. P. COWARD (ed.) Diapirism and Gravity Tectonics" Report of a Tec tonic studies Group Conference at Leeds University. 25-26.3.80. - J. Struct. **Geol.** **3**, 93.
- Robinson E. and Corun C. (1988) "Basic eXPLoration geophysics" **John Wiley and Sons.**, pp. 562.
- Rochette P. Jackson M. and Aubourg C., (1992) "Rock magnetism and the interpretation of anisotropy of magnetic susceptibility", **Rev., Geophysics.**, **36**, pp209-226.
- Rochette P., (1987) "Magnetic susceptibility of the rock matrix related to magnetic fabric studies" **Journal of Structural Geology.**, **9**, pp1015-1020.
- Royal Holloway University of London., pp.472.
- S. Clement S., Compston W. and Newstead G. (1977) "Design of a large, High Resolution Ion Microprobe" In: Abstract volume of 1st International Conference on Secondary Ion Mass Spectrometry, **Münster**, (published in full as Appendix 1 of Ireland et al., 2008).

- Sahandi, R., 2013, Structural geology map of Iran (1:1000000 scale). **Geol. Surv. of Iran.**
- Saint-Blanquat (de) M. Tikoff B. (1997) "Development of magmatic to Solid-State fabrics during Syntectonic emplacement of the Mono Creek Granite Sierra Nevada batholiths", In Bouchez J. L. Hutton D. H. W. and Stefens W. E. (Eds), Granite from Segregation of melt to emplacement fabrics, Kluwer Academic Publisher, **Dordrecht**, pp.231-252.
- Saint Blanquat M. and Tikoff B. (1997) "Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the Mono Creek granite, Sierra Nevada Batholith, in Granite:
- Saint Blanquat M. Law R.D. Bouchez J.L. and Morgan S.S. (2001) "Internal structure and emplacement of the Papoose Flat pluton: an integrated structural, petrographic and magnetic Susceptibility study" **Geological Society of America Bulletin.**, **113**, pp976-995.
- Salazar C. A., Archanjo C. J., Babinski M., Liu. D. (2008) "Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil) " **Journal of South American Earth Sciences** **26.**, pp286–299.
- Sandrin A. and Elming S.K. (2006) "Geophysical and petrophysical study of an iron oxide copper gold deposit in northern Sweden" **Ore Geology Reviews.**, pp 29, 1-18.
- Shahabpour J. (2005) "Tectonic evolution of the orogenic belt in the region located between Kerman and Neyriz" **J of Asian Earth Science.**, **24**,pp. 405-417.
- Shelly D. (1993) "Igneous and metamorphic rocks under the microscope", **Chapman and Hall. Landon**, p 445.
- Schmeling H., Cruden A.R., Marquart G. 1988: Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implication for diapiric ascent. **Tectonophys.** **149**: 17-34.

- Shunshan X.U. Ganguo W. U. (2003) "Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gold-bearing shear belt, Fujian province, China" **Geofisica internacunal.**, pp42, 83-94.
- Stewart A.L., McPhie J. 2003: Internal structure and emplacement of an Upper Pliocene dacite cryptodome, Milos Island, Greece. J. Volcanol. **Geotherm. Res.** **124**: 129-148.
- Stocklin J. (1968) "Structural history and tectonics of Iran, A review: Amer, Assoc", **Petrol Geologists.**, **52**, pp1229-1258.
- 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, New York.**, pp 873-887.
- structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late- orogenic
- Sylvester A.G., Oertel G., Nelson C.A., Christie J.M. 1978: Papoose Flat pluton: A granitic blister in the Inyo Mountain, California. **Geol. Soc. Am Bull.** **89**: 1205-1219.
- Tarling D.H. Hrouda F. (1993) "The magnetic Anisotropy of rocks: Chapman and Hall", London. pp. 217.
- Tikoff, B. & Saint-Blanquat, M., (1997) "Transpressional shearing and strike-slip partitioning in the Late Cretaceous Sierra Nevada magmatic arc" **California.Tectonics** **16.**, pp442-459.
- Whitney D L.,Evans B W.,(2010) " **Abbreviations for names of rock-forming minerals**"**95**,pp185-187.
- Whitney D. L., Evans B. W.,(2010) "Abbreviations for names of rock-forming minerals" **American Mineralogist****95.**, pp185–187
- Xu, S., Wu, G., Wu, J. and Chen, B., 2002. Hydrothermal alteration of magnetic fabrics of rocks in the Xiaoban gold-bearing shear belt, Fujian Province, China, **Geofisica. Internacional.**, **42**, pp83-94.

Yoder, H.S., Stewart, D.B., Smith, J.R., (1957) "Feldspars" Carnegie Inst. Wash. **Year Book**, 56, p 206-214.

Abstract

Kuhe-Cheft sub-volcanic intrusion is part of the Toroud – Chah-Shirin magmatic belt and located in the northern part of Central Iranian structural zone. Volcanic-pyroclastic sequences of Eocene including of volcanic breccia, agglomerate and red-purple tuff are the host rocks. The studied elliptical - shaped and sub-volcanic intrusion is hornblende porphyritic diorite in composition and calc-alkaline, and cut volcanic-pyroclastic sequences. Plagioclase is the main constituent mineral, hornblende and small amount of biotite, magnetite, apatite and quartz are the most important accessory minerals. Different types of alterations including of phyllic and less chloritic are observed at some samples. In order to investigation of the emplacement mechanism of this sub-volcanic intrusion, anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is used. Since the bulk magnetic susceptibility (K_m) of all samples is higher than $500 \mu SI$, the intrusion belongs to ferromagnetic and magnetite series granites. The highest degree of anisotropy ($P\%$) observes along the small diameter of Kuhe-Cheft elliptical intrusion. The lowest anisotropy occurs along the large diameter i.e., the northern east to west - southwest of the intrusion. Despite the relatively high strain, no microstructure is recorded due to porphyry nature and high proportion of liquid/crystal at the time of emplacement. Highest areas and around the roof of Kuhe-Cheft intrusion, shaped parameter (T) is oblate and positive. Some stations at the south-western part of dioritic intrusion have high-plunge magnetic lineations and prolate shape parameters. This part can consider as feeder zone. At other part of intrusion, lineation is low to medium plunges. Strike of foliation at the sampling stations display concentric pattern and the slopes are above 30 degrees. The absence of petrographic zonation, concentric pattern through the sub-volcanic intrusion from core to contact with country rocks, oblate fabric at the floor of intrusion, intense crushing and deformation at the country rocks especially at western margins are the main evidences that the pluton emplaced as a balloon. According to the left-slip faults of Anjilo and Toroud and govern tectonics of the region during the emplacement of the studied intrusion, it can be concluded that a dextral shear zone providing tensional spaces required for magma ascend and emplacement at Torud-chahshirin magmatic belt.

Keywords: Sub-volcanic intrusion, Kuhe- Chef, Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS), toroud



Shahrood University of Technology

Faculty of earth sciences

Emplacement mechanism of Kuhe- Cheft subvolcanic dome (NW Toroud -
South Shahroud) using by anisotropy of magnetic susceptibility method
(AMS)

By: Amir Abedini

Supervisor:

Dr Maryam Sheibi

September 2017