

بررسی چرخش زمین ساختی بلوک گابرویی بخشی از گسل صحنه (باختر ایران) بر پایه تجزیه و تحلیل داده‌های دیرینه‌مغناطیسی

مریم اسدی^۱، حبیب علیمحمدیان^{۲*}، محسن اویسی موخر^۳ و نوربخش میرزایی^۴

^۱ دانشجوی کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد علوم و تحقیقات، تهران، ایران

^۲ دکترا، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۳ استادیار، دانشکده علوم، دانشگاه رازی، کرمانشاه، ایران

^۴ دانشیار، مؤسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۱/۱۴ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۰/۰۶/۰۷

چکیده

سال‌های متمادی است که از مطالعات دیرینه‌مغناطیسی برای بررسی فعالیت زمین ساختی گسل‌های موجود در نقاط مختلف جهان استفاده می‌شود. هدف اصلی این پژوهش انجام تحقیقات دیرینه‌مغناطیسی روی گسل صحنه است که بخش میانی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس در باختر ایران است. این گسل ۱۰۰ کیلومتر طول دارد و گسل ناهمبند در جنوب خاور را به گسل مروارید در شمال باختر پیوند می‌دهد. امتداد آن شمال باختری- جنوب خاوری است. بر پایه شواهد زمین‌شناسی، سازوکار گسل صحنه، وارون بزرگ زاویه با مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد است. این سازوکار به‌خوبی با حرکت صفحه عربستان به‌سوی ایران مرکزی، حل سازوکار کانونی زمین‌لرزه‌ها و همچنین نتایج داده‌های دیرینه‌مغناطیسی هماهنگی دارد. نتایج تجزیه و تحلیل‌های دیرینه‌مغناطیسی برپایه داده‌های برداشت‌شده از ۱۷ سایت در راستای گسل صحنه استوار است. از هر سایت ۹ تا ۱۸ نمونه برداشت شده است. در این پژوهش از اندازه‌گیری پسماند مغناطیسی طبیعی، تعیین کانی‌های فرومغناطیسی موجود در نمونه‌ها به کمک آزمایش بررسی ناهمگنی خودپذیری در برابر تغییر درجه حرارت با استفاده از دستگاه (CS-3) و مغناطیس‌زدایی به روش حرارتی و میدان متغیر استفاده شده است. به کمک روش‌های آزمایشگاهی انجام‌شده، جهت‌های پسماند مغناطیسی طبیعی یا به عبارتی زوایای میل (Inclination) و انحراف مغناطیسی (Declination) نمونه‌ها در زمان شکل‌گیری سنگ، میانگین جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی، قطب مجازی ژئومغناطیسی (Virtual Geomagnetic polarity) VGP هر سایت نمونه‌برداری و قطبیت‌های عادی و وارون (Normal & Reverse) در منطقه مورد مطالعه تعیین شد. همچنین، جهت‌های مغناطیسی نمونه‌ها و جهت میانگین مغناطیسی هر سایت رسم و عدم قطعیت یا حد اطمینان α_{95} و ضریب دقت K تعیین شد. جهت‌های محاسبه‌شده و جهت‌های میانگین دیرینه‌مغناطیسی هر سایت با جهت قطب مرجع دیرینه‌مغناطیسی بین‌المللی افولیت‌های ایران مرکزی مقایسه و مقدار چرخش سایت‌ها تعیین شد. جهت‌های چرخش برای ۹ سایت ساعت‌گرد و برای ۴ سایت پادساعت‌گرد به‌دست آمد. احتمال دارد که این چرخش‌ها توسط حرکت امتدادلغز راست‌گرد گسل‌های مروارید و ناهمبند، که به‌عنوان مؤلفه‌های تنش تراکمی و برشی روی گسل صحنه عمل می‌کنند و نشان‌دهنده رژیم تنش فشاری هستند، به وجود آمده باشند. تحت تأثیر این میدان تنش زمین ساختی، شکستگی‌های سیستماتیک برشی مدل ریدل می‌تواند برای تفسیر داده‌های مغناطیسی مفید باشد. بر پایه این مدل، شکستگی‌های برشی هم‌سو (P,D,R) موجب چرخش ساعت‌گرد و شکستگی‌های برشی ناهم‌سو (R) سبب چرخش پادساعت‌گرد بلوک‌های سنگی شده است.

کلیدواژه‌ها: گسل صحنه، دیرینه‌مغناطیسی، قطب مجازی ژئومغناطیسی، مغناطیس‌زدایی حرارتی و متناوب، قطبیت عادی و وارون، ایران.

E-mail: halimohammadian@gmail.com

*نویسنده مسئول: حبیب علیمحمدیان

۱- پیش‌گفتار

پسماند مغناطیسی نمی‌تواند برآوردی از طول جغرافیایی ارائه دهد. گفتنی است که در بهترین حالت، دوقطبی مغناطیسی مرکز محوری زمین با محور دوران زمین زاویه ۱۱/۵ می‌سازد. عوامل مختلفی روی تعیین جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی محل‌های نمونه‌برداری اثر می‌گذارند. مانند، اثر تغییرات گذرای میدان غیردوقطبی ژئومغناطیسی روی داده‌های دیرینه‌مغناطیسی که از راه روش‌های آماری و تحلیل داده‌ها باید حذف شوند. با این وجود عدم قطعیتی در تعیین جهت و مکان قطب دیرینه‌مغناطیسی هریک از محل‌های نمونه‌برداری وجود دارد که می‌توان آن را به‌دست آورد. دیرینه‌مغناطیس روشی مفید برای بررسی‌های زمین ساختی به‌شمار می‌آید. توسط این علم می‌توان میزان چرخش صفحات زمین ساختی و جابه‌جایی بلوک سنگ کره (لیتوسفر) قاره‌ای را تعیین کرد. همچنین مسیر سرگردانی قطب مغناطیسی و به دنبال آن مسیرهای جابه‌جایی قاره‌ها را مورد بررسی قرار داد و در نتیجه به بازسازی قاره‌ها و نقشه‌های جغرافیایی پرداخت.

بررسی دیرینه‌مغناطیسی گسل صحنه به‌عنوان یک گسل لرزه‌خیز جوان و فعال، پایه این پژوهش بوده است. این گسل بخشی از گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به‌شمار می‌آید که در بخش باختر ایران قرار دارد. گسل صحنه میان دو گسل مروارید و ناهمبند قرار گرفته است که در طی زمان تحت تأثیر نیروهای فشاری ناشی

دانش دیرینه‌مغناطیس به مطالعه جهت‌های مغناطیس دیرینه در سنگ‌های دارای کانی‌های آهن‌دار می‌پردازد که در زمان تشکیل سنگ، توسط این کانی‌ها ثبت و حفظ شده است (Butler, 2004). با تعیین جهت گذشته میدان مغناطیس زمین، می‌توان عرض جغرافیایی تشکیل سنگ را اندازه‌گیری و با مقایسه با عرض جغرافیایی کنونی، میزان جابه‌جایی آن را بر روی سطح زمین به‌دست آورد. افزون بر این، با به‌دست آوردن اختلاف زاویه انحراف دیرین با زاویه انحراف قطب مرجع دیرینه‌مغناطیسی بین‌المللی، می‌توان جهت و میزان چرخش بلوک‌های سنگی را تعیین کرد. داده‌های دیرینه‌مغناطیسی بر پایه روش‌های آزمایشگاهی دیرینه‌مغناطیسی، شامل اندازه‌گیری شدت میدان مغناطیسی، زاویه انحراف و زاویه میل پسماند مغناطیسی اولیه (Natural Remanent Magnetization (NRM)) است که بازتاب ویژگی‌های میدان زمین در زمان و مکان تشکیل سنگ است. در دیرینه‌مغناطیس با قبول نظریه (Geocentric Axial Dipole (GAD)) میدان مغناطیسی زمین دوقطبی مرکز محوری در نظر گرفته شده است و با تعیین زاویه میل دیرین توسط فرمول $\tan I = 2 \tan \lambda$ می‌توان عرض مغناطیسی دیرین را به‌دست آورد. با دانستن عرض مغناطیسی دیرین و زاویه انحراف پسماند مغناطیسی اولیه، مکان قطب دیرینه‌مغناطیسی قابل محاسبه است. تشخیص این نکته مهم است که با توجه به فرمول ۱ و نظریه (GAD) جهت

ریختارهای اصلی در ستبرشدگی و انتقال جانبی در پوسته هستند (Hempton, 1987). ساختارهای ترفشارشی (ارتفاعات موجود در پهنه گسلی صحنه) و تراکشی (دشت سیلاخور و دشت نهاوند) در گستره گسل اصلی عهد حاضر زاگرس به خوبی شکل می‌گیرد.

گسل اصلی عهد حاضر یک پهنه باریک متشکل از قطعات گسلی منفرد با آرایش پلکانی (en-echelon) است که در یک پهنه برشی راست‌گرد میان ایران مرکزی و نوار چین خورده - رانده زاگرس شکل گرفته است. در مدل لرزه‌زمین‌ساخت ارائه‌شده توسط Tchalenko & Braud (1974) گسل صحنه به صورت پهنه برشی P دسته‌بندی شده است که تحت تأثیر شکستگی‌های ریدل (Riedel shears) و در مرحله بعدی تکامل ساختاری ایجاد شده است. وجود مؤلفه‌های فشارشی ناشی از جنبش امتداد لغز سبب تشکیل حوضه‌های ترفشارشی در ناحیه میان گسل نهاوند و مروارید شده است که گسل صحنه در این ناحیه قرار دارد.

۲-۳. سنگ‌شناسی

رشته‌کوه زاگرس سرزمینی ایده‌آل برای بررسی‌های علمی به‌شمار می‌آید. در امتداد این رشته‌کوه دو بخش دارای برونزدهای مهمی از افیولیت‌ها و رادیولاریت‌ها هستند، در بخش جنوبی منطقه نیریز و در بخش شمالی منطقه کرمانشاه. افیولیت‌ها به‌طور معمول در کمربندهای کوهستانی (Cordilleran) یا در بستر اقیانوس‌هایی که اکنون به سطح زمین آمده‌اند (Tethyan)، تشکیل می‌شوند و به همراه رسوبات دریایی محیط ژرف، بازالت‌ها، گابروها و سنگ‌های اولترابازیک یافت می‌شوند (Dewey, 1976). سن افیولیت‌های کرمانشاه بر پایه شکل ساختمانی، زمان تشکیل و نرخ کوتاه‌شدگی در طول پهنه خردشدگی زاگرس در منطقه لرستان توسط Agard et al. (2005) به چاپ رسیده است. این اطلاعات به همراه اطلاعات تازه به دست آمده توسط Wrobel- Daveau et al. (2010) در مقاله Agard et al. (2011) تازه‌ترین اطلاعات را راجع به سن افیولیت‌های کرمانشاه ارائه می‌دهند. طبق این گزارش‌ها، افیولیت‌ها و حوضه ماگمایی تشریری پیشین، پیش از شروع سازند قم (میوسن پیشین) به پایان رسیده است و نشان‌گر این نشان‌گر این است که برخورد صفحه عربستان با اورازیا، با کنار هم گذاشتن حوضه‌های از پیش تشکیل یافته دو پهلوئی نوتتیس، باید پیش از رسوب گذاری سازند قم شروع شده باشد (Agard et al., 2005) و سن آن باید پیش از الیگوسن باشد. از سوی دیگر، بر پایه نفوذی‌های گابرویی جایگیری شده در صفحه بالای حوضه ماگمایی تشریری پیشین (تنها نفوذی تاه در ناحیه کامیاران با سن یابی Sr-Rb برای کل سنگ، سن آن 34 ± 1 میلیون سال تعیین شده است (Letierrier, 1985)، بسته شدن برخورد باید ائوسن پسین تا الیگوسن بوده باشد که این نتایج با اطلاعات اخیر که توسط Fakhari et al. (2008)، Homke et al. (2009) به دست آمده است و همچنین با نتایج کار Ballato et al. (2010) و Allen & Armstrong (2008) همخوانی دارد. Omrani (2008) بر پایه سن یابی رادیومتریکی انجام شده روی دیابازهای منطقه هرسین - صحنه توسط Delaloye & Desmons (1980) بر این باور است که سن افیولیت‌های کرمانشاه ائوسن پسین - الیگوسن است که با سن گابروهای کامیاران گزارش شده توسط Letierrier (1985) همخوانی دارد. او همچنین بر این باور است که افیولیت‌های کرمانشاه وابسته به بخش شمالی اقیانوس نوتتیس است، در حالی که افیولیت‌های نیریز در نتیجه فرارانش (Ubduction) پوسته اقیانوسی روی صفحه عربی و در لبه جنوبی هستند (Jannesari, 2003). رادیولاریت‌های کرمانشاه و نیریز مربوط به مجموعه مهم سیلیسی از دوره مزوزوییک هستند. این توده رسوبی در طول یک حوضه باریک (Ricou & Marcoux, 1980; Dercourt et al., 1993; Ricou et al., 1977) و در پهنه استوایی، رسوب گذاری شده است (De Wever et al., 1994). این حوضه رسوبی بخشی از اقیانوس تتیس در مرز لبه خاوری گندوانا بود. این حوضه شامل ناحیه هاواسینا (Hawasina) عمان در

از این دو گسل و انباشت کرنش قرار گرفته است. بنابراین فعالیت لرزه‌خیزی آن با آزاد شدن نیروهای ذخیره‌شده در صفحات گسل صورت می‌گیرد. برای انجام این مطالعه، از میان واحدهای سنگی موجود در منطقه (رادیولاریت‌ها، آهک‌های بیستون و افیولیت‌ها) و از مجموعه سنگ‌های گابرویی پوشیده شده با گدازه‌های بازی و میانه از بخش جنوب باختری افیولیتی، نمونه‌برداری شد. از آنجایی که سنگ‌های گابرویی و بازی دارای کانی‌های آهن‌دار در اندازه‌های مختلفی هستند، برای مطالعات مغناطیس ایده‌آل هستند و می‌توانند جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی را برای میلیون‌ها سال در خود نگه دارند و آرشو بسیار مناسبی برای مغناطیس دیرین هستند. سن افیولیت‌های صحنه ائوسن زیرین گزارش شده است (Braud, 1987) و در اطلاعات نقشه کامیاران اواخر دوران دوم تا اوایل دوران سوم برآورد شده است (صادقیان و دلاور، ۱۳۸۵). گسل صحنه در امتداد شمال باختر - جنوب خاور (NW-SE) قرار دارد و برای انجام این مطالعه نمونه‌برداری از سنگ‌های گابرویی در امتداد این گسل صورت گرفته است که در یک منطقه تکتونیزه قرار دارند. بررسی‌های زمین‌ساختی و زمین‌شناسی، گسل وارون را با مؤلفه امتداد لغز راست‌گرد معرفی کرده است (Berberian, 1995; Tchalenko & Braud, 1974).

تاکنون بررسی دیرینه‌مغناطیس در راستای تعیین چرخش صفحات گسل لرزه‌خیز صحنه صورت نگرفته است. اهمیت فعالیت لرزه‌خیزی این گسل و تأثیر آن در منطقه بهترین انگیزه برای این پژوهش بوده است.

۲-۲. زمین‌شناسی

۱-۲. موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی

گسل صحنه پیرامون شهر صحنه در استان کرمانشاه قرار دارد. شهر صحنه در بخش باختر ایران و در خاور کرمانشاه قرار گرفته است (شکل ۱). این گسل در حدود ۱۰۰ کیلومتر طول دارد، امتداد آن میان $295^{\circ} E$ و $300^{\circ} E$ N متغیر است و گسل‌های نهاوند در جنوب خاوری را به گسل مروارید در شمال باختری متصل می‌کند.

شیب امتداد سطح گسل راستای شمال باختر - جنوب خاور با شیب به سوی جنوب باختر دارد. این گسل به سه بخش با طول‌های تقریباً مساوی تقسیم می‌شود (شکل ۲) که عبارتند از:

- ۱) بخش جنوب خاوری
- ۲) بخش مرکزی
- ۳) بخش شمال خاوری

۲-۲. زمین‌ساخت (خاستگاه زمین‌ساختی منطقه)

گسل صحنه بخش میانی گسل اصلی عهد حاضر فعال زاگرس است. گسل اصلی عهد حاضر فعال زاگرس با یک ساختار لرزه‌خیز به عنوان یک گسل امتدادلغز راست‌گرد به موازات گسل اصلی زاگرس قرار دارد و آن را در چند نقطه قطع کرده است. موقعیت این گسل میان جنوب باختری ایران مرکزی و شمال خاوری کمربند فعال زاگرس در باختر ایران است و یک ساختار واحد ندارد.

نوار چین خورده - رانده زاگرس (The Zagros Fold- Thrust Belt) به عنوان بخشی از کمربند کوهزایی آلپ - هیمالیا یکی از جوان‌ترین و فعال‌ترین پهنه‌های برخوردی قاره‌ای روی کره زمین به‌شمار می‌آید که حدود ۱۵۰۰ کیلومتر از کوه‌های توروس در جنوب خاوری ترکیه تا گسل میناب در خاور تنگه هرمز در جنوب ایران امتداد دارد (Snyder & Barazangi, 1986). زاگرس منطقه پهناوری است که به‌طور پیوسته در معرض دگرشکلی فشاری و کوتاه‌شدگی پی‌سنگ ناشی از برخورد قاره‌ای عربستان - اوراسیا قرار گرفته است (Maggi et al., 2002). با این فرض که برخورد قاره‌ای از اوایل الیگوسن شروع شده است (Agard et al., 2005)، همگرایی میان صفحات عربستان - اوراسیا با ستبرشدن و انتقال جانبی پوسته تعدیل شده است که گسل اصلی زاگرس و گسل اصلی عهد حاضر فعال زاگرس به ترتیب

جنوب، پیچکون (جنوب ایران و سری نیریز)، کرمانشاه (باختر ایران) و حوضه کوجالی (Kucali) ترکیه است (Gharib & De Wever, 2010). با اینکه پیش‌تر تصور بر این بود که رادیولاریت‌ها در ارتباط کامل با فعالیت آتشفشانی و سیلکای بیرون داده شده توسط فعالیت آتشفشانی است، ولی پژوهش‌های سال‌های اخیر نشان می‌دهد که رادیولاریت‌ها در ارتباط با پهنه‌هایی با تولیدات زیست‌شناختی (بیولوژیکی) بالا مانند بالا آمدگی‌ها (Up Welling) هستند (De Wever et al., 1994). این نوع ارتباط را می‌توان در کشور پرو، در جایی که رسوبات سیلیسی (غنی از دیاتوم و رادیولاریت‌ها) در شیب قاره‌ای و در ژرفای ۱۰۰ تا ۲۰۰ متری هستند پیدا کرد (De Wever et al., 1995). هیچ سنی برای رادیولاریت‌های کرمانشاه گزارش نشده بود تا اینکه Gharib & De Wever (2010) اطلاعاتی در زمینه سن‌یابی رادیولاریت‌های کرمانشاه بر پایه پهنه‌بندی رادیولاریت‌های عرض پایین که توسط Baumgartner et al. (1995); Alavi (1994); O'Dogherty (1994); Jud (1994) و همچنین با کمک اطلس رادیولاریت‌ها برای ژوراسیک پایانی که توسط Gorican (1994) به چاپ رسیده بود، منتشر کردند که بر این مبنای رادیولاریت‌های کرمانشاه بین Pliensbachian پیشین به عنوان کهن‌ترین و Turonian پیشین به عنوان جوان‌ترین هستند.

سفره‌های رادیولاریتی، افولیت‌ها و آهک‌های بیستون روی زاگرس برجا رانده شده‌اند. زمان جایگیری آنها کوتاه پایانی و احتمالاً همزمان با فرایند فرارانش رخ داده است. این راندگی‌ها شامل سه گروه اصلی هستند که تحت تأثیر جنبش‌های زمین‌ساختی قرار گرفته‌اند و در جهت جنوب باختری روی افق‌های زاگرس برجا رانده شده‌اند که عبارتند از:

- ۱) رادیولاریت‌های کرمانشاه
- ۲) آهک‌های بیستون
- ۳) افولیت‌های صحنه - هرسین

سنگ‌های افولیتی صحنه - هرسین کوتاه‌سین در مجموعه‌ای با سه بخش قابل تشخیص هستند:

- ۱) نخستین بخش در ناحیه شمال باختری صحنه است که از سنگ‌های اولترابازیک، پریدوتیت‌ها، هارزوبوژیت‌ها و پیروکسنیت‌ها تشکیل شده است. در بخش جنوب باختری این مجموعه سنگ‌های گابرویی که با گدازه‌های بازی و حد واسط پوشیده شده‌اند قرار دارند.
- ۲) دومین بخش در بخش جنوب خاوری بخش پیشین قرار دارد و بر خلاف آن به شدت تکنوزیه است. در این بخش سنگ‌های اولترابازیک با فلیش‌های آهکی و رادیولاریت‌ها همراه هستند.
- ۳) سومین بخش در ناحیه هرسین سنگ‌های افولیتی از یک توده سرپانتینی تشکیل شده‌اند که در آن ورقه‌هایی از آهک‌های بلورین وابسته به تریاس وجود دارد.

۲-۴. فعالیت لرزه‌خیزی گسل صحنه

بیش از ۵۰ درصد زمین‌لرزه‌های ایران که توسط شبکه جهانی ثبت شده‌اند در گستره زاگرس رخ داده‌اند (Mirzaei & Gheitanchi, 2002). زمین‌لرزه‌های بزرگ بیشتر روی قطعات گوناگون گسل اصلی عهد حاضر زاگرس رخ داده‌اند و لرزه‌خیزی در زاگرس از نوع کم‌ژرفا مکان‌یابی شده روی گسل اصلی عهد حاضر فعال است (Jackson et al., 1981; Berberian, 1995; Mirzaei et al., 1998; Talebian & Jackson 2004; Maggi et al., 2002). زمین‌لرزه‌های مکان‌یابی شده روی گسل اصلی عهد حاضر فعال زاگرس، ارتباط نزدیکی با قطعات تشکیل‌دهنده گسل نشان می‌دهند (Heidari & Mirzaei, 2009). بیشترین فعالیت لرزه‌ای در طول گسل اصلی عهد حاضر فعال زاگرس در بخش‌های گسل دورود، نهاوند و صحنه وجود دارد (Tchalenko & Braud, 1974; Berberian, 1995; Mirzaei, 2003). تاریخ لرزه‌خیزی گسل اصلی عهد حاضر زاگرس نشان می‌دهد که ناحیه میان دو گسل

۳- روش‌های آزمایشگاهی دیرینه‌مغناطیسی

همه آزمایش‌های مربوط به تعیین شدت مغناطیس، جهت‌های مغناطیسی، نوع کانی‌های فرومغناطیسی نمونه‌ها و مغناطیس‌زدایی در آزمایشگاه محیط و دیرینه‌مغناطیسی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور انجام گرفته است

۳-۱. نمونه برداری

برای انجام بررسی‌های دیرینه‌مغناطیسی روی گسل صحنه، از ۱۷ سایت در امتداد و در دو سوی گسل صحنه، در باختر کشور نمونه‌برداری شد. برای تعیین موقعیت و راه‌های دسترسی به سایت‌های نمونه‌برداری، از سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (۱۳۸۷)، مجیدی فرد و همکاران (۱۹۸۱) و نظری و شهیدی (۱۹۹۶-۱۹۹۵) استفاده شد. از هر سایت ۹ تا ۱۸ نمونه و در مجموع ۲۰۰ نمونه برداشت شد. محل سایت‌های نمونه‌برداری در شکل ۲ و ویژگی‌های طول و عرض جغرافیایی هر سایت در جدول ۱ مشخص شده است.

نمونه‌برداری توسط یک دستگاه مغزه‌گیر قابل حمل و با سوخت بنزینی انجام شد. طول هر مغزه ۱۲۰ تا ۱۵۰ میلی‌متر و قطر آن ۲۵ میلی‌متر است. پیش از جدا کردن مغزه از محل خود، توسط کمپاس کلارک، امتداد و شیب مغزه اندازه گرفته و یادداشت شد و سپس جهتی که نسبت به آن آزیموت اندازه‌گیری شده است، به روی مغزه انتقال داده شد. در مرحله بعد، نمونه‌ها در آزمایشگاه بسته به طول آنها به ۳ تا ۴ بخش برش داده شدند.

۳-۲. اندازه‌گیری NRM

برای اندازه‌گیری پسماند طبیعی مغناطیسی (NRM) از دستگاه مگنتومتر اسپنر مدل (JR-6A) ساخت شرکت (AGIO) جمهوری چک استفاده شد. در این دستگاه نمونه میان دو سیم پیچ در ۳ جهت عمود بر هم می‌چرخد در حالی که درون یک محفظه از جنس میومتال (Mu metal) برای خنثی کردن اثر میدان مغناطیسی حال حاضر زمین، قرار گرفته است. مغناطیس نمونه‌ها در سه جهت (M_x, M_y, M_z) و همچنین زوایای میل و انحراف مغناطیسی در سامانه مختصات نمونه و سامانه مختصات جغرافیایی اندازه‌گیری می‌شود.

۳-۳. کانی‌شناسی مغناطیسی نمونه‌ها توسط دستگاه CS-3

برای مطالعه نوع کانی‌های فرومغناطیسی موجود در نمونه‌ها، از نمایش همزمان و مستمر نمودار تغییر پذیرفتاری مغناطیسی (Susceptibility) با افزایش دما استفاده شد. برای انجام این آزمایش، تعداد محدودی نمونه از سایت‌های مختلف انتخاب و پس از پودر کردن نمونه‌ها، از دستگاه Kappa bridge مدل MFK-1 که دستگاه CS-3 (ساخت کارخانه AGICO) روی آن سوار است، استفاده شد. نتایج این آزمایش در یک نمودار که محور افقی آن تغییرات درجه حرارت برحسب درجه سانتی‌گراد و محور عمودی آن تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی است، قابل بررسی است. ویژگی این نمودار، افت ناگهانی و شدید پذیرفتاری مغناطیسی در دمای کوری (دمای کوری، دمایی است که یک کانی آهن‌دار خاصیت مغناطیسی خود را در آن دما از دست می‌دهد) هر کانی فرومغناطیسی است. شکل ۳ نمودار مراحل گرمایش و سرمایش را برای سه نمونه در طی انجام آزمایش نشان می‌دهند. همه نمونه‌های مورد آزمایش قرار گرفته در آزمایش، دارای کانی مگنتیت و در برخی نمونه‌ها به همراه هماتیت بودند که این امر به روشنی با افت پذیرفتاری مغناطیسی در دمای ۶۸۰ و ۵۸۰ درجه در نمودارها مشخص است و بنابراین، حامل اصلی مغناطیس موجود در نمونه‌ها، مگنتیت و هماتیت هستند.

۳-۴. مغناطیس زدایی حرارتی (Thermal demagnetization) و میدان متناوب (Alternative field)

به منظور جدا کردن جهت‌های مغناطیسی‌دیرینه از جهت‌های مغناطیسی فعلی و به عبارتی بهتر، حذف مؤلفه‌های ثانویه NRM از مؤلفه پایدار مغناطیسی (ChRM)، آزمایش مغناطیس‌زدایی روی نمونه‌ها انجام گرفت (Butler, 2004). انتخاب روش مؤثر برای مغناطیس‌زدایی بستگی به نوع کانی فرومغناطیسی، دانه‌بندی، زمان واهلش (Relaxation Time) زمانی است که مقدار مغناطیس یک ماده مغناطیسی پس از اشباع، به ۳۷ درصد آن برسد و نیروی بازدارنده (Coercivity Force) نیرویی است که در برابر بازگشت مغناطیس به مقدار صفر مقاومت می‌کند و بستگی به اندازه و نوع ماده مغناطیسی دارد که در این پژوهش از هر دو روش مغناطیس‌زدایی استفاده شد. مغناطیس‌زدایی حرارتی طی ۱۷ مرحله از دمای ۱۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد روی ۲۰۰ نمونه توسط دستگاه مغناطیس‌زدایی حرارتی مدل MMTD80 ساخت کشور انگلستان صورت گرفته است. با آگاهی از نوع کانی حامل مغناطیس در نمونه‌های مورد مطالعه از آزمایش‌های پیشین و برای دست‌یابی به جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی ثبت شده در حوزه‌های مغناطیسی در دمای قفل‌شدگی، مغناطیس‌زدایی جزء به جزء در محدوده دمای کوری مگنتیت از دمای ۵۰۰^o درجه سانتی‌گراد به ترتیب ۵۷۰، ۵۵۰، ۵۶۰، ۵۸۰، ۶۰۰، ۶۸۰ و ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد صورت گرفت. پس از هر مرحله مغناطیس‌زدایی، جهت‌ها و شدت مغناطیس هر نمونه توسط دستگاه مگنتومتر اسپینر اندازه‌گیری شد. با رسم نمودارهای دایره‌ای (Wulff) و Ziderveld (1967) جهت‌های برداری مغناطیسی حاصل از آزمایش‌های مغناطیس‌زدایی به نمایش گذاشته شدند.

به کمک این نمودارها نتایج آزمایش‌های مغناطیس‌زدایی که شامل روند کاهش مغناطیس و میزان پراکندگی جهت‌های مغناطیسی به دست آمده از داده‌های دیرینه‌مغناطیسی بود، مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفتند (شکل‌های ۴ و ۵).

نمودارهای حاصل از مغناطیس‌زدایی حرارتی یک روند کاهشی منظم مغناطیس به سمت صفر میان دمای ۵۰۰ تا حدود ۵۸۰ درجه سانتی‌گراد برای کانی مگنتیت و به طور محدود میان دمای ۵۰۰ تا حدود ۶۸۰ درجه سانتی‌گراد برای کانی هماتیت نشان دادند. به این ترتیب با استفاده از روش تحلیل داده‌های دیرینه‌مغناطیسی (PCA) جهت‌های ChRM نمونه‌های هر سایت در این محدوده‌های درجه حرارت تعیین شد. نمودارهای حاصل از مغناطیس‌زدایی به روش میدان متناوب برای ۳۰ نمونه، نشان‌دهنده روند کاهش مغناطیس نمونه‌ها از میدان ۴۰ تا ۶۰ میلی‌تسلا به بعد و جدا

شدن مؤلفه پایدار مغناطیسی ChRM از بقیه مؤلفه‌های پسماند مغناطیسی طبیعی بود. حدود ۲۰ درصد نمونه‌ها توسط دستگاه مغناطیس‌زدایی به روش AF مدل (LDA-3A, AGICO) توسط میدان متناوب طی مراحل ۱۰ mT تا ۱۰۰ mT مغناطیس‌زدایی شد. هدف از انجام این کار مقایسه نتایج به دست آمده از دو روش مغناطیس‌زدایی در راستای بالا بردن دقت عمل در تجزیه داده‌های دیرینه‌مغناطیسی بوده است (شکل ۶).

۳-۵. مقاطع صیقلی

برای بررسی و تأیید کانی‌شناسی مغناطیسی، نشان‌دهنده وجود کانی‌های مگنتیت و هماتیت، تعدادی از نمونه‌ها برای مطالعه مقاطع صیقلی انتخاب شدند که گزارش آن در جدول ۲ آمده است. در شکل ۷ دو مثال از مقاطع صیقلی، دارای کانی‌های مگنتیت و هماتیت دیده می‌شود (صحت و علوی نائینی، ۱۳۸۹).

۳-۶. تجزیه و تحلیل داده‌های آزمایشگاهی دیرینه‌مغناطیس

داده‌های آزمایشگاهی که در راستای دست‌یابی به هدف این پژوهش مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته‌اند عبارتند از:

- ۱) اندازه‌گیری پسماند طبیعی مغناطیسی نمونه‌های گابرویی گردآوری‌شده از ۱۷ سایت اندازه‌گیری‌شده پیش از انجام مغناطیس‌زدایی،
- ۲) شدت مغناطیس و جهت‌های مغناطیسی اندازه‌گیری‌شده پس از هر مرحله مغناطیس‌زدایی حرارتی
- ۳) شدت مغناطیس و جهت‌های مغناطیسی اندازه‌گیری‌شده پس از هر مرحله مغناطیس‌زدایی AF

نتایج مغناطیس‌زدایی حرارتی برای بیشتر نمونه‌ها مطلوب بوده است، زیرا بررسی نمودارهای رسم‌شده توسط نرم افزار کامپیوتری به صفر رسیدن مغناطیس را پس از پایان مراحل مغناطیس‌زدایی به خوبی نشان داده است. همچنین نتایج مغناطیس‌زدایی AF نیز تقریباً مشابه مغناطیس‌زدایی حرارتی بوده است. در واقع آنچه موجب مثبت بودن نتیجه مغناطیس‌زدایی به‌شمار می‌آید، جدا شدن جهت‌های ویژگی پسماند مغناطیسی طبیعی ChRM از بقیه جهت‌های NRM است. برای جداسازی جهت‌های ChRM هر نمونه از دیگر جهت‌های پسماند طبیعی، ابتدا به کمک روش تجزیه PCA و با استفاده از نرم‌افزار Remasoft 3.0 مقدار انحراف زاویه‌ای بیشینه (Maximum Angular Deviation, MAD) جهت‌های مغناطیسی حاصل از مراحل مغناطیس‌زدایی برای هر نمونه محاسبه شد. مقدار انحراف زاویه‌ای بیشینه برای کل نمونه‌ها از ۰/۲ تا ۱۵ درجه متغیر بوده است. با توجه به آزمایش تعیین کانی فرومغناطیسی و نمودارهای تغییرات پذیرفتاری برحسب تغییرات درجه حرارت نمونه‌هایی که توسط دستگاه CS-3 مورد آزمایش قرار گرفته بودند، کانی فرومغناطیس بیشتر نمونه‌ها مگنتیت و در برخی نمونه‌ها هماتیت تشخیص داده شد (شکل‌های ۳ و ۷). بنابراین جهت ChRM بیشتر نمونه‌ها میان دمای کوری و دمای قفل‌شدگی مگنتیت، در طی مراحل مغناطیس‌زدایی جزء به جزء از بقیه جهت‌های NRM جدا شد.

پس از تعیین جهت ChRM هر نمونه، برای محاسبه میانگین جهت ChRM و قطب مجازی دیرینه‌مغناطیسی (Virtual Geomagnetic Polarity, VGP) هر سایت از روش محاسباتی آمار فشر (Fisher, 1953) و نرم افزار استفاده شد (جدول ۶). همان‌گونه که در جدول دیده می‌شود، مشخصات طول و عرض جغرافیایی قطب (VGP) هر سایت، K ضریب دقت تعیین جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی، α_{95} ضریب اعتبار پراکندگی جهت‌ها گزارش شده است. عدم پراکندگی جهت‌های ChRM مربوط به سایت‌های ۱۳-۳-۱۲ موجب کاهش مقدار α_{95} شده است و نشان‌دهنده حذف اثرات گذرای میدان مغناطیسی زمین از داده‌های دیرینه‌مغناطیسی است. همچنین مقادیر بالای α_{95} در مورد سایت‌های ۵ و ۹ به علت پراکندگی جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی و عدم حذف

به دست آمد. برای سایت‌های ۸ و ۱۱ طبق جدول ۲، میزان چرخش ساعت‌گرد، به ترتیب $62/1^{\circ}$ و 64° محاسبه شد. به ندرت برای برخی از سایت‌ها مانند سایت ۳ و ۱۶ چرخش پادساعت‌گرد به دست آمد (شکل ۸).

حرکت راست‌گرد و به ندرت چپ‌گرد بلوک‌های سنگی پهنه برشی صحنه را احتمالاً می‌توان مربوط به ویژگی‌های پهنه برشی شکننده، شکستگی‌های پلکانی و جهت مؤلفه برشی دانست. در شرایط پهنه برشی شکننده (Brittle Shear Zone) مهم‌ترین شکستگی‌های برشی سیستماتیک پهنه برشی شکننده عبارتند از شکستگی برشی R و P و D که همسو با پهنه اصلی و شکستگی R' تنها شکستگی ناهمسو با پهنه اصلی هستند. در نتیجه چرخش‌های راست‌گرد احتمالاً مربوط به شکستگی‌های برشی P، R و D همگی همسو با پهنه اصلی و چپ‌گرد مربوط به شکستگی R' تنها شکستگی ناهمسو با پهنه اصلی هستند.

همچنین بر پایه چگونگی قرار گرفتن گسل صحنه در میان دو گسل مروراید و نهبوند مطابق با مدل شکستگی برشی پلکانی، زمانی که یک شکستگی برشی میان دو شکستگی به صورت پلکانی قرار گیرد با توجه به جهت حرکت و جهت پله، شکستگی میان آن دو می‌تواند به صورت ترافشارشی (Transpression) و یا تراکششی (Transtension) رفتار کند.

نتیجه بحث‌های مطرح شده این است که نتایج تجزیه داده‌های دیرینه‌مغناطیسی در این پژوهش می‌تواند تأییدی بر عملکرد پهنه برشی شکننده پلکانی صحنه باشد. همچنین با تعیین مقدار و جهت چرخش بلوک‌های سنگی پیرامون محور عمود بر سطح، تأثیرات دگرریختی که به لحاظ این چرخش‌ها در منطقه ایجاد می‌کند، قابل بررسی است.

۵- نتایج

- در این پژوهش، مقدار و جهت چرخش بلوک‌های سنگی مربوط به ۱۷ سایت نمونه‌برداری در منطقه گسلی صحنه در باختر ایران تعیین شد.

- پسماند مغناطیسی طبیعی (NRM) و جهت‌های مغناطیسی (زاویه میل و انحراف) هر نمونه تعیین شد.

- جهت‌های ChRM نمونه‌ها و میانگین جهت ChRM هر سایت تعیین و محاسبه شد.

- قطبیت ظاهری دیرینه‌مغناطیسی VGP هر سایت تعیین شد.

- نوع کانی‌های فرومغناطیسی نمونه‌ها شامل مگنتیت و هماتیت است که در مطالعه مقاطع صیقلی نیز مورد تأیید قرار گرفت.

- ضریب دقت تعیین جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی α_{95} و حد اعتبار پراکندگی جهت‌ها K محاسبه شد.

سپاسگزاری

از ریاست محترم سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور آقای مهندس تقی کره‌ای، معاونت محترم وقت زمین‌شناسی آقای دکتر محمدرضا قاسمی و مدیریت محترم وقت امور زمین‌شناسی منطقه‌ای آقای دکتر قلمقاش برای فراهم کردن امکان استفاده از آزمایشگاه محیط و دیرینه‌مغناطیس و تسهیلات انجام کارهای صحرائی، نمونه‌برداری و آزمایشگاهی، از زحمات آقای مهندس صبوری به سبب همفکری و همیاریشان و از خانم میرزایی و نیز آقایان پاک‌نیا و صلابتی به خاطر همکاری صمیمانه‌شان سپاسگزاریم.

تغییرات گذرای میدان مغناطیسی (Secular Variation, SV) از داده‌ها و تکنونیزه بودن محل‌های نمونه‌برداری بوده است. سپس به علت نزدیکی مقادیر ChRM برخی از سایت‌ها، میانگین جهت‌های مغناطیسی این سایت‌ها محاسبه شد (جدول ۵). برای تعیین میزان چرخش سایت‌ها، از یک قطب مرجع دیرینه‌مغناطیسی مربوط به افیولیت‌های ایران مرکزی (جدول ۳) (Soffel & Forster, 1981, 1982, 1983, 1984) استفاده شد. با محاسبه اختلاف زوایای انحراف جهت‌های میانگین ChRM هر سایت از زاویه انحراف قطب مرجع مغناطیسی (فرمول ۲) میزان چرخش تعیین شد.

(فرمول ۲)
 $R = D_0 - D_x$
 در این فرمول D_0 و D_x به ترتیب زوایای انحراف مغناطیسی قطب مرجع و سایت هستند. در صورتی R مثبت است که موقعیت D_0 نسبت به D_x ساعت‌گرد باشد. ویژگی‌های قطب دیرینه‌مغناطیسی مرجع بین‌المللی تعیین شده برای افیولیت‌های ایران مرکزی به شرح زیر است:

با توجه به زاویه انحراف میانگین دیرینه‌مغناطیسی برای ۷ سایت (جدول ۳) و با استفاده از فرمول ۲، میزان چرخش $12^{\circ}+$ درجه و زاویه انحراف میانگین ۳ سایت دیگر (جدول‌های ۵ و ۴) میزان چرخش $127/4^{\circ}$ - درجه محاسبه شد. میزان چرخش برای سایت‌های دیگر در جدول ۴ آمده است.

۴- بحث و نتیجه‌گیری

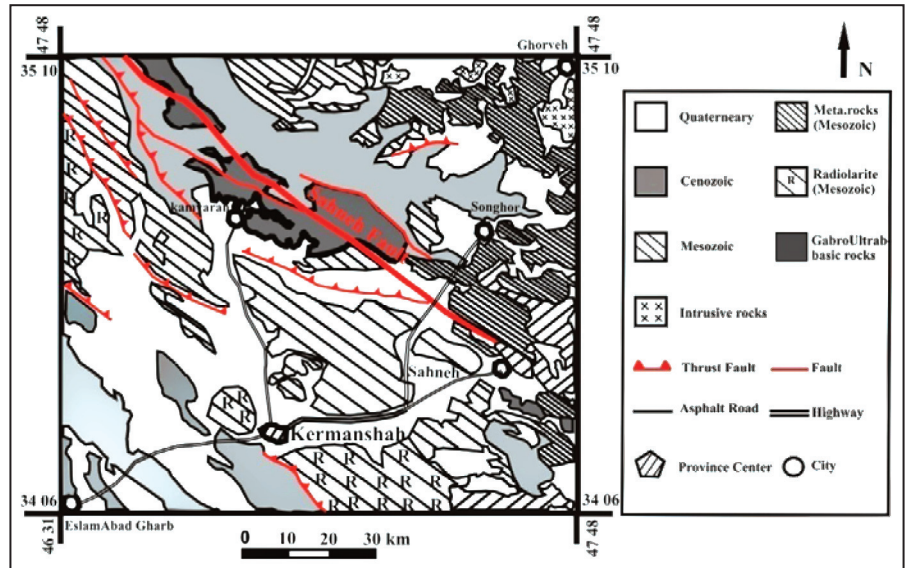
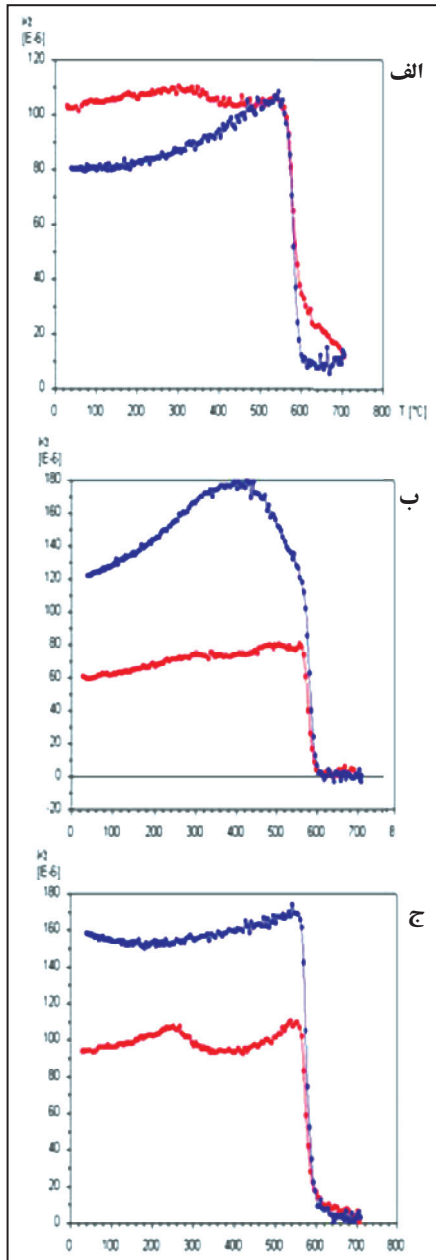
در این پژوهش مراحل زیر به انجام رسید: ۱۷ سایت نمونه‌برداری در امتداد و دو سوی گسل صحنه از نزدیک روستای پلنگان تا نزدیک شهر صحنه برای نمونه‌برداری در نظر گرفته شد. نمونه‌برداری از سنگ‌های گابرویی انجام شد که سن آنها ائوس زیرین گزارش شده است (آقانبای، ۱۹۸۷) میانگین سن مطلق به روش پتاسیم-آرگون، $28/06-37/9$ میلیون سال گزارش شده است (Braud, 1990). از هر سایت، ۹ تا ۱۸ نمونه برداشت شده است. مؤلفه اولیه پایدار NRM، توسط روش مغناطیس‌زدایی حرارتی از دمای $500^{\circ}C$ به بالا از بقیه مؤلفه‌ها جدا شده است. برای بررسی دقیق‌تر، بر روی ۲۰ درصد نمونه‌ها نیز روش مغناطیس‌زدایی AF انجام شد. مقایسه نتایج دو روش مغناطیس‌زدایی برای نمونه‌های مورد آزمایش نشان داد که روش مغناطیس‌زدایی حرارتی برای جدا کردن ChRM نتیجه بهتری دارد.

با توجه به جهت‌های دیرینه‌مغناطیسی به دست آمده از عمل مغناطیس‌زدایی، میانگین جهت‌های مغناطیسی دیرینه هر سایت محاسبه شد. برای بیشتر سایت‌ها جهت متوسط ChRM پراکندگی کمی داشت و مقادیر قابل قبولی از α_{95} به دست آمد.

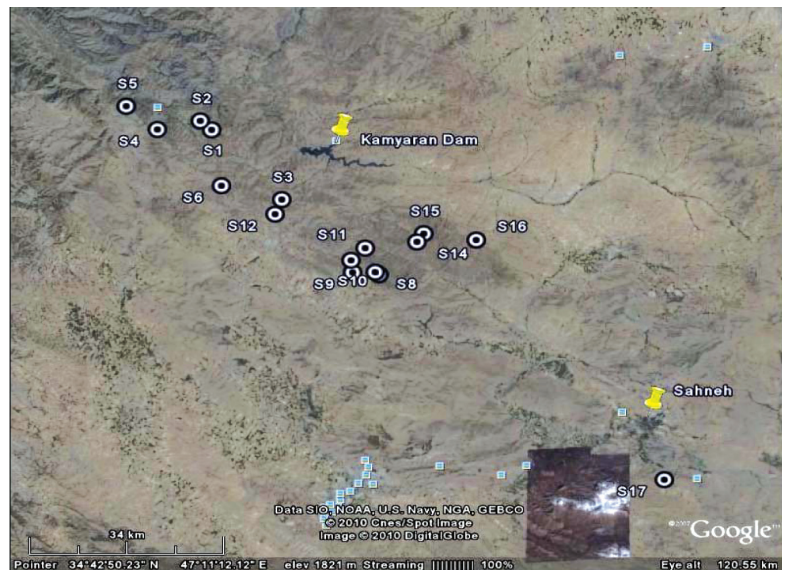
پراکندگی جهت‌های ChRM برخی از سایت‌ها مانند سایت‌های ۵ و ۱۶ نشان از عدم حذف اثر تغییرات گذرای میدان ژئومغناطیسی از داده‌های آن سایت‌ها و تکنونیزه بودن منطقه مورد مطالعه دارد. از میان سایت‌های مورد مطالعه برخی دارای قطبیت معمولی و برخی دارای قطبیت وارون بودند. بدین جهت، پیش از محاسبه جهت‌های میانگین، جهت‌های وارون، نرمال و سپس جهت میانگین محاسبه شد.

پس از تعیین میانگین جهت دیرینه‌مغناطیس هر سایت، قطب دیرینه مغناطیسی مجازی هر سایت (VGP)، ویژگی‌های طول و عرض جغرافیایی این قطب‌ها و عرض دیرینه‌مغناطیس سایت‌ها محاسبه شد که نتایج آن در جدول ۴ ارائه شده است.

بر پایه تجزیه داده‌های دیرینه‌مغناطیسی، جهت متوسط دیرینه‌مغناطیسی ۷ سایت مندرج در جدول ۳ و محاسبه اختلاف زاویه انحراف از فرمول ۲ با زاویه انحراف قطب مرجع دیرینه‌مغناطیسی بین‌المللی مندرج در جدول ۱، چرخش ساعت‌گرد $12^{\circ}+$



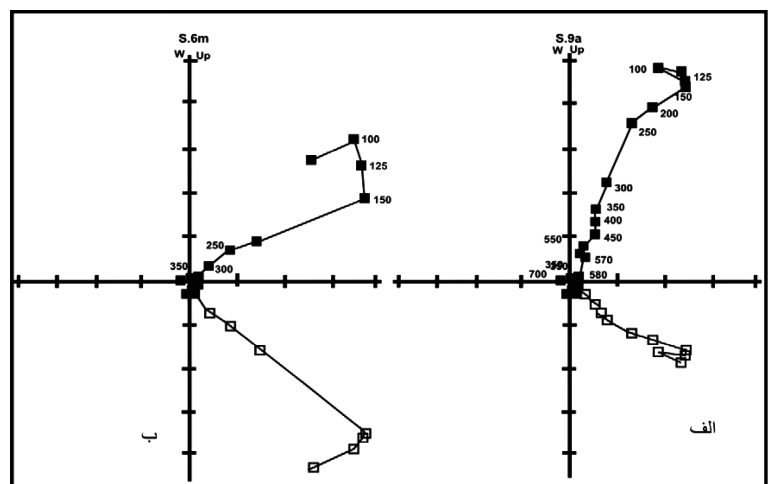
شکل ۱- نقشه راه‌های ارتباطی و زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه (برگرفته از نوگل سادات و الماسیان (۱۳۸۱): آقائاتی (۱۹۸۷) و زاهدی و حاجیان (۱۳۶۴))



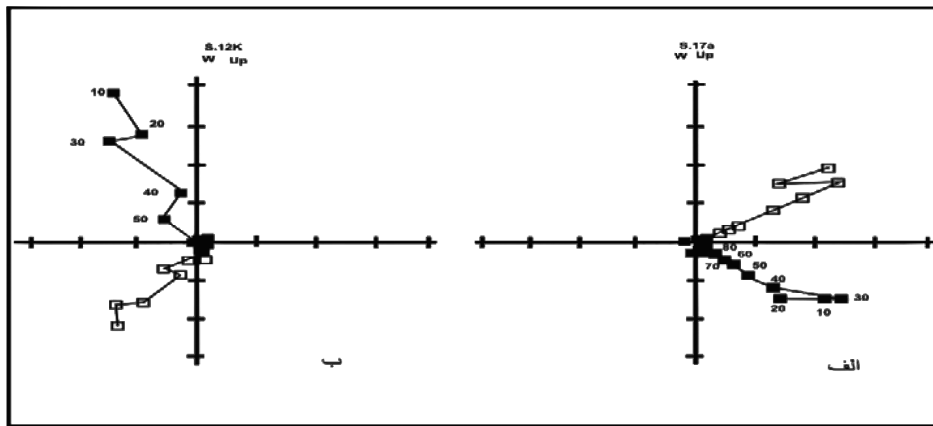
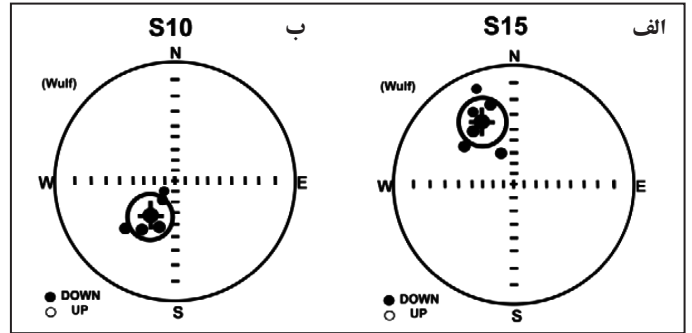
شکل ۲- محل سایت‌های نمونه‌برداری در امتداد گسل صحنه (شمال باختر- جنوب خاور) تا نزدیکی شهر صحنه، با توجه به طول و عرض جغرافیایی هر سایت روی تصویر ماهواره‌ای گرفته شده از نرم افزار Google earth.

شکل ۳- نمودارهای مربوط به آزمایش کانی‌شناسی مغناطیسی به ترتیب برای نمونه‌های الف (شماره ۳، ب) شماره ۴ و ج) شماره ۷، خط قرمز: Heating و خط آبی: Cooling.

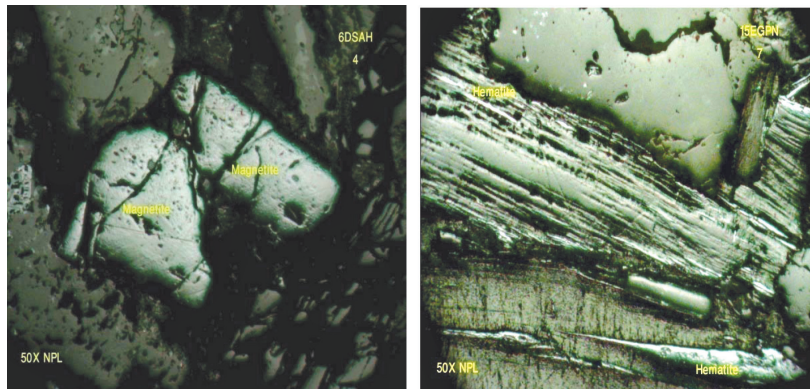
شکل ۴- نمودارهای حاصل از آزمایش مغناطیس‌زدایی حرارتی به ترتیب برای نمونه‌های الف (۹a و ب) ۶m. در این نمودارها جهت‌های مغناطیسی حاصل از آزمایش مغناطیس‌زدایی به شکل برداری نمایش داده شده‌اند. اعداد روی نمودار مراحل مغناطیس‌زدایی را میان دمای ۱۰۰ تا ۷۰۰ درجه سانتی‌گراد نشان می‌دهند. تمایل آخرین بردار به سوی مبدأ نشان‌گر آخرین مرحله مغناطیس‌زدایی و رسیدن مغناطیس نمونه به کمینه آن است.



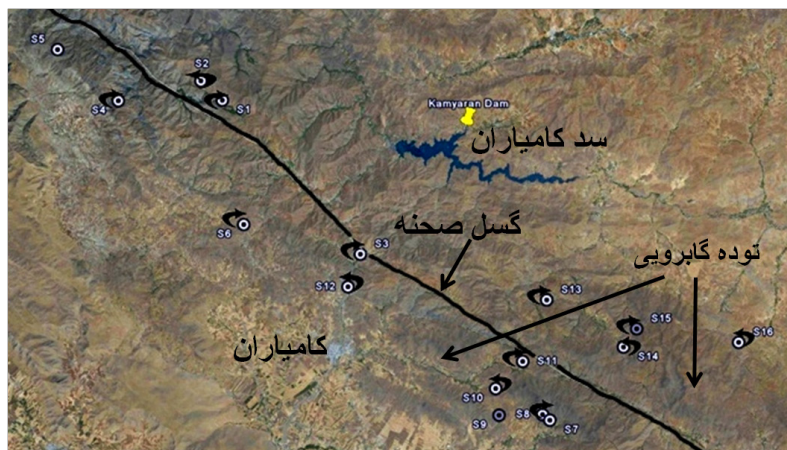
شکل ۵- جهت‌های ChRM مربوط به سایت‌های الف) ۱۵ و ب) ۱۰، دایره بزرگ تو خالی، نشان‌گر حد اعتبار یا عدم قطعیت جهت‌های نمونه‌های مربوط به این سایت‌هاست. هرچه دایره کوچک‌تر باشد پراکندگی جهت‌ها کمتر و جهت میانگین هر سایت به جهت واقعی دیرینه‌مغناطیسی نزدیک‌تر است.



شکل ۶- رسم برداری مراحل مغناطیس‌زدایی به روش AF (نمونه‌های الف) ۱۷a و ب) ۱۲k؛ اعداد روی نمودار معرف میدان‌های ۱۰ تا ۱۰۰ میلی‌تسلا هستند.



شکل ۷- مقاطع صیقلی نمونه‌هایی از سایت‌های ۶ و ۱۵، دارای کانی‌های فرو مغناطیسی هماتیت و مگنتیت.



شکل ۸- محل سایت‌های نمونه‌برداری و جهت چرخش مغناطیسی آنها

جدول ۱- ویژگی‌های طول و عرض جغرافیایی سایت‌های نمونه‌برداری شده.

| شماره سایت | عرض جغرافیایی (درجه) | طول جغرافیایی (درجه) |
|------------|----------------------|----------------------|
| ۱۰ | ۳۴ ۴۵ ۵۹/۹ | ۴۷ ۰۵ ۴۷/۹ |
| ۱۱ | ۳۴ ۴۷ ۱۹/۳ | ۴۷ ۰۷ ۲۴/۹ |
| ۱۲ | ۳۴ ۵۰ ۵۹/۹ | ۴۶ ۵۶ ۵۴/۹ |
| ۱۳ | ۳۴ ۵۰ ۱۹/۶ | ۴۷ ۰۸ ۵۰ |
| ۱۴ | ۳۴ ۴۸ ۰/۹ | ۴۷ ۱۳ ۲۳/۷ |
| ۱۵ | ۳۴ ۴۸ ۵۴/۵ | ۴۷ ۱۴ ۱۰/۸ |
| ۱۶ | ۳۴ ۴۸ ۱۴ | ۴۷ ۲۰ ۱۵ |
| ۱۷ | ۳۴ ۲۲ ۸/۳ | ۴۷ ۴۲ ۵/۵ |

| شماره سایت | عرض جغرافیایی (درجه) | طول جغرافیایی (درجه) |
|------------|----------------------|----------------------|
| ۱ | ۳۵ ۰۰ ۳/۵ | ۴۵ ۴۹ ۳۲ |
| ۲ | ۳۵ ۰۱ ۳/۴ | ۴۶ ۴۸ ۱۲/۹ |
| ۳ | ۳۴ ۵۲ ۳۵/۴ | ۴۶ ۵۷ ۴۱/۳ |
| ۴ | ۳۵ ۰۰ ۵/۴ | ۴۶ ۴۳ ۱۴/۸ |
| ۵ | ۳۵ ۰۲ ۳۴/۸ | ۴۶ ۳۹ ۳۷/۹ |
| ۶ | ۳۴ ۵۴ ۳/۲ | ۴۶ ۵۰ ۴۱/۲ |
| ۷ | ۳۴ ۴۴ ۲۷ | ۴۷ ۰۹ ۱/۰ |
| ۸ | ۳۴ ۴۴ ۴۳/۳ | ۴۷ ۰۸ ۳۴/۸ |
| ۹ | ۳۴ ۴۴ ۴۱/۴ | ۴۷ ۰۵ ۵۸ |

جدول ۲- کانی‌های موجود و درصد تقریبی آنها در مقاطع صیقلی مطالعه شده.

| شماره نمونه | ایلمنیت | | مگنتیت | | تینانومگنتیت | | هماتیت | | پیریت | | کالکوپیریت | | پیرهوتیت | | بافت کانی سازی فلزی |
|-------------|---------|------------|--------|------------|--------------|------------|--------|------------|-------|------------|------------|------------|----------|------------|---------------------|
| | درصد | اندازه (μ) | درصد | اندازه (μ) | درصد | اندازه (μ) | درصد | اندازه (μ) | درصد | اندازه (μ) | درصد | اندازه (μ) | درصد | اندازه (μ) | |
| 3a.SAH | | | | | | | | | | | ۳ | ۳۰-۵۰ | ۲ | نیم شکل | پرشدگی فضای خالی |
| 6d.SAH | | | ۱۰ | ۲۵-۹۰ | | | | | | | | | | | پرشدگی فضای خالی |
| 8k.SAH | | | ۴۰ | ۲۰-۴۰۰ | | | | | ۲ | ۲۰-۳۰ | | | | | پرشدگی فضای خالی |
| 11c.SAH | ۵ | ۲۰-۲۰۰ | ۳ | ۳۰-۱۰۰ | ۴ | ۱۰-۵۰ | | | ۱ | بدون شکل | | | | | پرشدگی فضای خالی |
| 17d.SAH | | | | | ۲ | ۱۰-۳۰ | | | | | | | | | پرشدگی فضای خالی |

 جدول ۳- ویژگی‌های قطب مرجع دیرینه‌مغناطیسی مربوط به افولیت‌های ایران مرکزی؛ Dec Inc: زوایای میل و انحراف مغناطیسی، α_{95} حد اعتبار جهت‌ها، K ضریب دقت و Pole: Long & Lat طول و عرض جغرافیایی قطب دیرینه‌مغناطیسی.

| Pole position: Lat | Long. | K | α_{95} | Dec | Inc |
|--------------------|-------|----|---------------|-------|------|
| 62.0 | 311.0 | 15 | 7 | 331.0 | 22.0 |

جدول ۴- میزان چرخش ساعت‌گرد و پاد ساعت‌گرد نسبت به قطب مرجع دیرینه‌مغناطیسی.

| سایت | ۸ | ۱۱ | ۱۶ | ۱۴ | ۱۷ |
|------|--------|------|--------|--------|---------|
| چرخش | +۶۲/۸° | +۶۴° | -۹۶/۹° | ۱۹۳/۶° | -۱۷۳/۵° |

جدول ۵- تعیین جهت‌های متوسط مغناطیسی سایت‌هایی با جهت‌های نزدیک به مختصات قطب مرجع افولیت‌های ایران مرکزی.

| میانگین جهت‌های مغناطیسی دیرینه | | | | | | | |
|---------------------------------|----------|---------|------|-------|---------------|-------|-----------|
| سایت‌ها: ۱-۳-۶-۷-۱۳-۱۵ | | | | | | | |
| Dp / Dm | VGPlong. | VGPlat. | K | Plat | α_{95} | Inc. | Dec. |
| 9.7/5.4 | 313.9 | 67 | 48.5 | 15.7 | 8.8 | 29.4 | 343 |
| سایت‌ها: ۲-۱۰-۱۲ | | | | | | | |
| 203.6 | 69.3 | 10.7 | 52.9 | 133.3 | -33.5 | 343.2 | 18.3/15.6 |

| D p/Dm | VGPLon. | VGPLat. | k | Plat | α_{95} | Incl. | Decl. | n | N | سایت |
|-----------|---------|---------|--------|------|---------------|-------|-------|----|----|------|
| ۱۱,۸/۲۰,۱ | ۳۲۹,۸ | ۶۵,۷ | ۵۳,۰۴ | ۲۰,۹ | ۱۷ | ۳۷,۳ | ۳۴۷,۲ | ۳ | ۱۰ | ۱ |
| ۷,۰/۳,۷ | ۳۰۱,۱ | ۶۶,۳ | ۵۴,۳۵ | ۱۲,۰ | ۶,۶ | ۲۳,۰ | ۳۳۹,۴ | ۱۰ | ۱۲ | ۳ |
| ۹,۵/۱۴,۹ | ۳۳۶,۸ | ۶۰,۱ | ۱۱۳,۵۸ | ۲۷,۸ | ۱۱,۶ | ۴۶,۰ | ۳۴۷,۲ | ۳ | ۱۲ | ۴ |
| ۸,۷/۱۶,۷ | ۲۹۷,۶ | ۶۶,۸ | ۱۸,۶۹ | ۱۰ | ۱۵,۹ | ۲۰,۴ | ۳۳۹,۲ | ۶ | ۱۸ | ۶ |
| ۶,۳/۱۲,۰ | -۱۴۹,۰ | ۳۵,۰ | ۶۵,۵۵ | ۱۰,۹ | ۱۱,۴ | ۲۱,۱ | ۳۴۵,۹ | ۴ | ۱۲ | ۷ |
| ۱,۸/۳,۵ | ۲۹۴,۳ | ۶۶,۰ | ۲۰۱,۸۵ | ۹,۷ | ۳,۴ | ۱۸,۸ | ۳۳۷,۹ | ۱۰ | ۱۰ | ۱۳ |
| ۷,۸/۱۳,۱ | ۳۳۰,۷ | ۶۴,۶ | ۳۸,۳۵ | ۲۲,۰ | ۱۱,۰ | ۳۸,۹ | ۳۴۶,۹ | ۶ | ۱۲ | ۱۵ |
| ۱۹,۵/۲۳,۲ | -۷,۲ | ۲۸,۲ | ۲۴,۲۴ | ۵۰,۹ | ۱۳,۹ | ۶۷,۹ | ۲۱۰,۴ | ۶ | ۹ | ۲ |
| ۱۵,۶/۱۹,۱ | ۳۳۳,۵ | -۳۳,۲ | ۴۳,۹۷ | ۴۸,۴ | ۱۱,۷ | ۶۶,۱ | ۲۱۴,۳ | ۵ | ۱۱ | ۱۰ |
| ۱۲,۷/۱۴,۴ | ۳۵۹,۵ | -۳۳,۲ | ۵۵,۷ | ۵۷,۰ | ۸,۱ | ۷۱,۹ | ۱۸۰,۸ | ۷ | ۱۰ | ۱۲ |
| ۱۱,۵/۲۲,۷ | ۲۷۶,۷ | -۳۵,۷ | ۱۷,۷۷ | ۵,۲ | ۲۲,۴ | ۱۰,۳ | ۲۳۴,۱ | ۴ | ۱۴ | ۱۶ |
| ۴,۸/۹,۳ | ۷۴,۸ | ۵۶,۰ | ۴۵,۷۷ | ۸,۴ | ۹,۰ | ۱۶,۵ | ۳۳,۱ | ۷ | ۱۲ | ۸ |
| ۲,۲/۳,۹ | ۵۲,۸ | ۵۹,۹ | ۲۲۸,۴۲ | ۱۸,۰ | ۳,۴ | ۳۳,۰ | ۲۵,۰ | ۹ | ۱۱ | ۱۱ |
| ۴,۵/۷,۶ | ۵۸,۵ | ۶۴,۶ | ۳۸۰,۶۹ | ۲۲,۲ | ۶,۳ | ۳۹,۳ | ۱۳۷,۴ | ۳ | ۱۲ | ۱۴ |
| ۸,۷/۱۲,۷ | ۳۱,۰ | -۵۱,۲ | ۴۳,۲۵ | ۳۲,۵ | ۹,۳ | ۵۱,۹ | ۱۵۷,۵ | ۷ | ۹ | ۱۷ |

جدول ۶- نتایج حاصل از مغناطیس‌زدایی حرارتی سنگ‌های گابرویی ۱۷ سایت نمونه‌برداری، N تعداد کل نمونه هر سایت، n نمونه‌هایی که جهت‌های میانگین مغناطیسی آنها محاسبه شده، Dec و Inc جهت‌های متوسط مغناطیسی هر سایت، Plat عرض قطب مغناطیسی، VGPlat و VGPlong به ترتیب عرض و طول جغرافیایی و D_p/D_m نسبت نیمه افطار بیضی مکان قطب، α_{95} حد اعتبار جهت‌های مغناطیسی محاسبه شده و K ضریب دقت پراکنندگی جهت‌های مغناطیسی

کتابکاری

- آقاباتی، ع.، ۱۹۸۷- ترجمه نقشه زمین‌شناسی چهارگوش کرمانشاه (کرمانشاه) با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، ژان براود، سازمان زمین‌شناسی کشور. زاهدی، م. و حاجیان، ج.، ۱۳۶۴- نقشه سنج با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۸۷- نقشه توپوگرافی کرمانشاه با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰. صادقیان، م. و دلاور، س. ت.، ۱۳۸۵- نقشه کامیاران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. صحت، ص. و علوی‌نابینی، ح.، ۱۳۸۹- گزارش مطالعه مقاطع صیقلی، سازمان زمین‌شناسی کشور، گروه آزمایشگاه کانی‌شناسی. مجیدی‌فرد، م.، شهیدی، آ. ر. و رفیعا، ر.، ۱۹۸۱- نقشه میانرازان با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. نظری، ح. و شهیدی، آ. ر.، ۱۹۹۵-۱۹۹۶- نقشه هرسین با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور. نوگل‌سادات، م. آ. آ. و الماسیان، م.، ۱۹۹۳- نقشه تکتونیک ایران با مقیاس ۱:۱۰۰۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی کشور.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth sciences (Geologische Rundschau)*, 94, p.401-419.
- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whitechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. & Wortel, R., 2011- Zagros Orogeny: a subduction- dominated process, *Geol. Mag.*, p.1-34.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations, *Tectonophysics*, 229, p. 211-238.
- Allen, M. B. & Armstrong, H. A., 2008- Arabia-Eurasia collision and the forcing of mid-Cenozoic global cooling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 265, p. 52-58.
- Ballato, P., Mulch, A., Landgraf, A., Strecker, M. R., Dalconi, M. C., Friedrich, A. & Tarataraf, I. S. H., 2010- Middle to Late Miocene Middle Eastern climate from stable oxygen and carbon isotope data, southern Alborz mountains, N Iran. *Earth and Planetary Science Letter*, 300, p. 125-138.
- Baumgartner, P. O., O'Dogherty, L., Gorican, S., Uequhart, E., Pillecuit, A. & De Wever, P., 1995- Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, Systematics Biochronology. *Memoires de Geologie (Lausanne)*, 1172.
- Berberian, M., 1995- Master blind thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics., 241, 193-224.
- Braud, J., 1987- La suture du Zagros au niveau de Kermanshah (Kurdistan Iranien): reconstitution paléogéographique, évolution géodynamique, magmatique et structurale. In: *Thèse d'État. Géodiffusion*, 5, Univ. Orsay. Mem, 489 p.
- Braud, J., 1990- Explanatory text of the Bakhtaran Quadrangle map 1:250000, Geological Survey of Iran.
- Butler, R. F., 2004- Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic terranes, Blackwell science Inc.
- De Wever, P., Azema, J. & Fourcade, E., 1994- Radiaires et Radiolarites, production primaire, diagenese et paleogeographie. *Bull. Centres rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, Pau 18, p. 1- 63.
- De Wever, P., Bourgois, J., Caulet, J. P., Fourtanier, E., Barron, J. & Dumitrica, P., 1995- Stratigraphic significance of siliceous microfossils collected during NAUTJPERC dives (off Peru, 5°-6° S). *Marine Micropaleontology*, 24, p. 287-305.
- Delaloye, M. & Desmons, J., 1980- Ophiolites and mélange terranes in Iran: A geochronological study and its paleotectonic implications. *Tectonophysics*, 68, p. 83-111.
- Dercourt, J., Ricou, L. E. & Vrielynck, B., 1993- Atlas Tethys Palaeoenvironmental maps. Gauthier Villars, pp.307.
- Dewey, J. F., 1976- Ophiolite obduction, *Tectonophysics* 31, 93-120.

- Fakhari, M. D., Axen, G. J., Horton, B. K., Hassanzadeh, J. & Amini, A., 2008- Revised age of proximal deposits in the Zagros foreland basin and implications for Cenozoic evolution of the High Zagros. *Tectonophysics*, 451, p. 170-185.
- Fisher, R. A., 1953- Dispersion on a sphere, *Pro. Roy. Soc. London*, v.A217, 295-305.
- Gharib, F. & De Wever, P., 2010- Radiolaires mésozoïques de la formation de Kermanshah (Iran). *Comptes Rendus Palevol*, 9, p. 209-219.
- Google Earth software, 2010.
- Gorican, S., 1994- Jurassic and Cretaceous radiolarian biostratigraphy and sedimentary evolution of the Budva Zone (Dinarides Montenegro). *Memoires de Geologie (Lausanne)* 18, pp.177.
- Heidari, R. & Mirzaei, N., 2009- The seismotectonic model of Main Recent Fault between 33 and 35°N, *Journal of Earth & Space physics*. vol.30.No.3:p.83-96.
- Hempton, M. R., 1987- Constraints on Arabian Plate motion and Extensional history of the Red Sea, *Bellaire Research Center Shell Development Company, TECTONICS*, vol. 6, No.6, PAGES 637-705.
- Homke, S., Verges, J., Serra-kjel, J., Bernaola, G., Sharp, I., Garces, M., Montero-Verdu, I., Karpuz, R. & Goodarzi, M. H., 2009- Late Cretaceous-Paleocene formation of the proto-Zagros foreland basin, Lurestan Province, SW Iran. *Geological Society of America Bulletin* 121, p. 963-978.
- Jackson, J. A., Fitch, T. J. & McKenzie, D. P., 1981- Active thrusting and the evolution of the Zagros fold belt, in: McClay, K. R. and Price, N. J., *Thrust and Nappe Tectonics*, *Geo. Soc. Spec. Pub.*, 9, 371-379.
- Jannesari, M. R., 2003- Les ophiolites de Neyriz (Sud de l'Iran): naissance d'une dorsale en pied de marge continentale (étude des structures internes, de la fabrique du manteau, et de l'évolution pétro-géochimique des magmas). Phd Thesis, L'Université Louis Pasteur de Strasbourg, Strasbourg, 221 pp.
- Jud, R., 1994- Biostratigraphy and systematic of Early Cretaceous Radiolaria of the western Tethys. *Memoires de Geologie (Lausanne)* 19, pp. 148.
- Leterrier, J., 1985- Mineralogical, geochemical and isotopic evolution of two Miocene mafic intrusions from the Zagros (Iran). *Lithos* 18, p. 311-329.
- Maggi, A., Jackson, J., Priestley, K. & Baker, C., 2002- A re-assessment of focal depth distributions in southern Iran, The TienShan and northern India: Do earthquake really occur in the continental mantle, *Geophys. J. Int.*, 143, 629-661
- Mirzaei, N., GAO, M. & Chen, Y. T., 1998- Seismic of Iran: major seismotectonic provinces. I. *Earthquake Pred. Res.*, 7, 465-498.
- Mirzaei, N. & Gheitanchi, M. R., 2002- Seismotectonics of Sahneh Fault, middle segment of Main Recent Fault, Zagros Mountains, western Iran, *Earth & Space physics*. Vol.28.No.2:p.1-8.
- Mirzaei, N., 2003- The most recent period of seismic activity in Dinvar segment of Main Recent Fault, Zagros mountains of western Iran. IUGG2003, SUPPro, Japan, Abstracts, P.B466.
- O'Dogherty, L., 1994- Biochronology and paleontology of Mid-Cretaceous Radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Memoires de Geologic (Lausanne)* 21, pp.413.
- Omrani, J., 2008- The geodynamics evolution of Zagros: Tectonic and petrological constraints from the internal Zagros, Ph. D. thesis, pp.226.
- Ricou, L. E. & Marcoux, J., 1980- Organisation generale et role structural des radiolarites et ophiolites le long du systeme alpine-mediterraneen. *Bull. Soc. Geol. France* 1 (7 (22)), p.1-14.
- Ricou, L. E., Braud, J. & Brunn, J. H., 1977- Le Zagros. *Mem. Hors serie Soc. Geol. France* 8.
- Snyder, D. B. & Barazangi, M., 1986- Deep crustal structure and flexure of the Arabian plate beneath the Zagros collisional mountain belt as inferred from gravity observation: *Tectonics*, 5, p. 361-373.
- Soffel, H. C. & Forster, H., 1981- Apparent polar wander path of central Iran and its tectonic interpretation Global reconstruction and the geomagnetic field during the Palaeozoic Symposium/1979/Canberra; Jpn; NLD; GBR; Tokyo: cent. Acad.
- Soffel, H. C. & Forster, H., 1984- Polar wander path of the Central-East-Iran Microplate including new results. Ch. G. plate tectonics, orogeny, and mineralization in the Iranian fold belt; report of a German- Iranian research program 1977-1978. Univ. Saarlands, Saarbrucken, Federal Republic of Germany. Vol. 168, No. 2-3, p. 165-172.
- Soffel, H. C. & Forster, H., 1982- Die verbessert polarwanderungskurve des zentral Iranischen mikrokontinents und ihre interpretation. *Jahrestag. Dtsch. Geophys.*, Vol. 42, pp.193.
- Soffel, H. C. & Forster, H., 1983- Polar wander path of the central Iran microplate, including new results. *Geol. Surve. Iran*; ISSN 0075-0484; Rep. No. 51, p. 13-26.
- Talebian, M. & Jackson, J. A., 2004- A reappraisal of earthquake focal mechanism and active shortening in the Zagros mountains in Iran, *Geophys. J. Int.* 156, p. 506-526.
- Talebian, M. & Jackson, J. A., 2002- Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for late Cenozoic tectonics of the Arabia-Eurasia collision zone, *Geophys. J. Int.*, 150, p. 422-439.
- Tchalenko, J. S. & Braud, J., 1974- Seismicity and structure of the Zagros (Iran); the Main Recent Fault between 33° and 35° N: *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A227, p.1-25.
- Wrobel-Daveau, J. C., Ringenbach, I. C., Tavakoli, S., Ruiz, G., Masse, P. & Frizon De Lamotte, D., 2010- Evidence for mantle exhumation along the Arabian margin in the Zagros (Kermanshah area, Iran). *Arabian Journal of Geosciences* 3, p. 499-513.
- Zijderveld, J. A., 1967- Demagnetization of rocks; Analysis of results, In: *Methods in paleomagnetism*, collision, E. D. W., Creer, K. M. and Runcom, S. K., Elsevier, Amsterdam, p. 254-286.

Investigation of Tectonically Rotation of Gabbroic Blocks along the Sahneh Fault Based on the Analysis of Palaeomagnetic Data, Western Iran

M. Asadi ¹, H. Alimohammadian ^{2*}, M. Oveysi Moakher ³ & N. Mirzaei ⁴

¹M. Sc. Student, Islamic Azad University, Science and Research Branch, Tehran, Iran

²Ph.D., Geological Survey of Iran, Tehran, Iran.

³ Assistant Professor, Faculty of Sciences, University of Razi, Kermanshah, Iran

⁴ Associate Professor, Institute of Geophysics, University of Tehran, Tehran, Iran

Received: 2011 April 03

Accepted: 2011 August 29

Abstract

Palaeomagnetic analysis has been applied worldwide on active faults for decades. The palaeomagnetic investigation on the Sahneh Fault, at middle part of the Zagros Main Recent fault, is the main objective of this research. The length of the Sahneh fault, which is about 100 km in study area, cuts the gabbroic blocks exposed on the both sides with NW-SE trend and connects the Morvarid fault in the NW to the Nahavand fault in the SE of the study area. Tectonically, the mechanism of the Sahneh fault is high angle reverse with dextral strike slip component, and is compatible with the earthquakes focal mechanism solution, movement of the Arabian plate towards the Central Iran and the results of palaeomagnetic data. The paleomagnetic analysis results are based on the drilled oriented samples of 17 selected sites along and on both sides of the Sahneh fault. Nine to eighteen oriented samples were collected from each site. The conducted paleomagnetic analysis includes measurement of NRM, magnetic mineralogy (high temperature), and thermal/ AF demagnetizing. The declination, inclination and ChRM directions of each site separated from the overprint directions by means of the thermal demagnetization method. The mean direction of ChRM and VGP for each site is determined using statistics and palaeomagnetic analysis. For 7 sites the ChRM mean direction is calculated. The obtained mean ChRM directions then compared with the reference palaeomagnetic pole position of the ophiolites of Central Iran, and the sense of rotation were determined for all sites. The dextral strike-slip Movement of the Morvarid and Nahavand faults imposed a compressional and shear stress components on the Sahneh fault, resulted in the formation of transpressional stress regime in the study area. Under this tectonic stress regime, the Riedel of shear systematic fractures may be helpful to interpret the palaeomagnetic data. According to this model, the whole synthetic shear fractures (P, R, D) caused clockwise rotation and the antithetic shear fractures (\bar{R}) caused counterclockwise rotation in gabbroic blocks.

Keywords: Sahneh fault, Palaeomagnetism, VGP, Thermal and AF demagnetizing, Reversal and Normal polarities, Iran.

For Persian Version see pages 205 to 214

*Corresponding author: H. Alimohammadian; E-mail: halimohammadian@gmail.com