

زمان‌بندی نسبی رخدادهای میلوئیتی شدن در سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان

احسان موسوی^۱، محمد محجل^۲ و نعمت‌الله رشید نژاد عمران^۳

^۱ دکتر، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۲/۱۱/۰۷ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۳/۰۲/۰۹

چکیده

در سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان در پهنه سندانج- سیرجان، فابریک‌های میلوئیتی گسترده‌ای دیده می‌شوند. پژوهشگران پیشین هیچ شاهد ساختاری برای زمان‌بندی نسبی تکامل فابریک‌های میلوئیتی ارائه ننموده‌اند. در این پژوهش ارتباط میان رخداد‌های چین‌خوردگی و دگرگونی با تشکیل پهنه‌های برشی در شمال گلپایگان مستند می‌شود. شواهد به‌طور سیستماتیک در مقیاس‌های میکروسکوپی، رخنمون (میان‌مقیاس) و نقشه، برای بررسی زمان‌بندی نسبی رخداد میلوئیتی شدن ارائه شده‌اند. شواهد میکروسکوپی نشان می‌دهند که میلوئیتی شدن پس از دگرگونی درجه بالای گامه اول در رخساره آمفیولیت و همزمان با دگرگونی برگشتی گامه دوم در رخساره شیست سبز رخ داده است. شواهد مقیاس‌های میکروسکوپی و رخنمون با یکدیگر تطابق داشته و رخداد میلوئیتی شدن را در جریان چین‌خوردگی گامه دوم (D2)، همزمان با دگرگونی رخساره شیست سبز به نمایش می‌گذارند. ترانهادگی برگوارگی میلوئیتی در یال چین‌های میکروسکوپی و میان‌مقیاس نسل دوم مستند شده است. در مقیاس نقشه، تطابق خطوارگی‌های کشیدگی با محور چین‌های نسل دوم و چین‌خوردگی برگوارگی‌های میلوئیتی طی گامه دوم دگرریختی نیز میلوئیتی شدن در خلال گامه دوم (D2) را مشخص می‌کند. با انجام تطابق با سن‌های ایزوتوپی، سن پالئوسن زیرین برای رخداد میلوئیتی شدن طی گامه دوم دگرریختی در شمال گلپایگان به دست آمده است.

کلیدواژه‌ها: میلوئیتی شدن، زمان‌بندی نسبی، گلپایگان

***نویسنده مسئول:** احسان موسوی

E-mail: moosavi_eh@yahoo.com

۱- پیش‌نویس

دارد (شکل ۱). (Mohajjel & Fergusson, 2000) دو گامه دگرریختی و دگرگونی ناحیه‌ای مهم را در پهنه سندانج- سیرجان پیشنهاد کرده‌اند. این مؤلفان سن نسبی دگرریختی گامه اول را همزمان با دگرگونی اول در رخساره آمفیولیت در بازه "پس از ژوراسیک زیرین- پیش از کرتاسه میانی" و دگرریختی دوم را همزمان با دگرگونی دوم در رخساره شیست سبز در بازه زمانی "کرتاسه میانی- پیش از ائوسن" نسبت داده‌اند. گامه فشارشی کوهزایی هم ارز لارامید در کرتاسه پسین- پالئوسن با سازوکار ترفشارش راست بر (Mohajjel & Fergusson, 2000; Sarkarinejad et al., 2008) دگرگونی رخساره شیست سبز، گسلش راندگی با گرایش جنوب باختر و چین‌های بزرگ مقیاس با میل دوسویه و روند محوری باختر، شمال باختر- خاور، جنوب خاور مشخص است (Mohajjel & Fergusson, 2000; Sarkarinezhad et al., 2008). از اثرات مهم این گامه، ستبرشدگی پوسته در پهنه سندانج- سیرجان است (Mohajjel & Fergusson, 2000; Berberian & King, 1981; Moritz et al., 2006). مرحله پایانی گامه کوهزاد هم‌ارز لارامید در ترشیری آغازین با تکاپوهای کششی در پهنه سندانج- سیرجان همراه بوده است (Tillman et al., 1981; آقانباتی، ۱۳۸۳; Moritz et al., 2006). در پهنه سندانج- سیرجان، تاکنون تشکیل پهنه‌های برشی در کرتاسه پایانی (Mohajjel & Fergusson, 2000; Sarkarinejad et al., 2008) و ائوسن زیرین- میانی (Moritz et al., 2006) با استناد به داده‌های ساختاری و تعیین سن ایزوتوپی گزارش شده است.

سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان، بخشی از مجموعه‌های دگرگون (Metamorphic complexes) موه- گلپایگان هستند که به شکل یک خمیدگی ساختاری با روند کلی شمال خاوری- جنوب باختری پروتزد دارند. این مجموعه‌ها شامل دو مجموعه دگرگون خاوری در شمال روستای موه و مجموعه دگرگون باختری در شمال گلپایگان هستند (شکل ۲). سنگ‌های دگرگون شده به‌طور عمده از سنگ‌های پرکامبرین دگرگون شده ساخته شده‌اند و به واسطه گسل عادی از سنگ‌های کم دگرگون تا دگرگون نشده و پرکننده‌های حوضه رسوبی با سن

دگرگونی‌ها و دگرریختی‌های چند مرحله‌ای یکی از ویژگی‌های نوار دگرگونی سندانج- سیرجان است. در سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان در پهنه سندانج- سیرجان، فابریک‌های میلوئیتی به نسبت گسترده‌ای دیده می‌شوند. با وجود انجام تعیین سن‌های ایزوتوپی به روش‌های K-Ar (Rashidnejad-Omran et al., 2002) و Ar-Ar (Moritz et al., 2006) در این منطقه، هنوز داده سنی مطلق برای پهنه‌های برشی منتشر نشده است. صبا (۱۳۷۸) ضمن برشمردن سه گامه دگرریختی (D1- D3) به چین‌خوردگی برگوارگی‌های میلوئیتی در پهنه‌های برشی شمال گلپایگان در خلال گامه دوم اشاره کرد. این یافته به خودی خود نشان می‌داد که در منطقه یادشده، میلوئیتی شدن پیش از گامه سوم دگرریختی رخ داده است. احمدی دزکی (۱۳۷۸) و Karimi et al. (2012)، دگرگونی رخساره آمفیولیت را در منطقه گلپایگان همزمان با دگرریختی اول در ژوراسیک و میلوئیتی شدن را به گامه دوم در خلال یک دگرگونی جنبشی در کرتاسه بالا- پالئوسن نسبت داده‌اند ولی هیچ‌گونه شواهدی برای زمان‌بندی نسبی تکامل فابریک‌های میلوئیتی ارائه ننموده‌اند. در منطقه شمال گلپایگان، برای فشرده‌گی در گامه‌های اول و دوم دگرریختی کماکان از شمال خاور به جنوب باختر بوده است (احمدی دزکی، ۱۳۷۸). بر پایه شواهد پیشین به یقین نمی‌توان گفت که میلوئیتی شدن در شمال گلپایگان مربوط به گامه دگرریختی اول یا دوم بوده است. هدف این مقاله مستندسازی ارتباط میان چین‌خوردگی‌ها و دگرگونی‌ها با تشکیل پهنه‌های برشی در شمال گلپایگان برای پاسخگویی به این سؤال است که در این منطقه، رخداد میلوئیتی شدن و تشکیل پهنه برشی پس از کدام گامه چین‌خوردگی و دگرگونی و پیش از کدام یک رخ داده است. در این پژوهش با استناد به شواهد موجود در سه مقیاس میکروسکوپی، رخنمون و نقشه به این سؤال پاسخ داده خواهد شد. در پایان سن نسبی رخداد میلوئیتی شدن با داده‌های ایزوتوپی موجود تطابق داده شده است.

۲- جایگاه زمین‌ساختی و زمین‌شناسی گستره مورد بررسی

گستره مورد بررسی از نظر پهنه‌بندی ساختاری ایران در پهنه سندانج- سیرجان جای

آکتینولیت ساخت‌های ماهی - شکل نشان می‌دهند و در طول میولونیتی شدن رشد کرده‌اند (شکل ۴- ز). برخی از گارنت‌ها نیز رشد همزمان (- پس از) میولونیتی شدن را به نمایش می‌گذارند (شکل‌های ۴- ز، ح و ط). بافت گرانوبلاستیک چند وجهی بلورهای کوارتز در این سنگ‌ها نشان‌دهنده باز بلورین شدن برجا (Static recrystallization) ناشی از بازپخت پس از دگرریختی است که فابریک‌های میولونیتی را به طور بخشی از نظر پنهان کرده است.

روی‌هم‌رفته شواهد میکروسکوپی بالا نشان می‌دهد که میولونیتی شدن پس از دگرگونی درجه بالای گامه اول در رخساره آمفیبولیت، و همزمان با دگرگونی برگشتی گامه دوم در رخساره شست سبز رخ داده است. در باززدهای صحرایی در جاهایی که برگوارگی میولونیتی به‌طور کامل تکامل دارد، برگوارگی کنگره‌ای نسل دوم دیده نمی‌شود. با توجه به شواهد میکروسکوپی، این پدیده نشانه ترانهادگی برگوارگی‌های میولونیتی همشیب با رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم است.

۵- مقیاس رخ‌مون

در این جا روند ترانهادگی (Transposition) برگوارگی میولونیتی در خلال چین‌خوردگی‌های گامه‌های اول و دوم با ارائه عکس‌های صحرایی مستند شده است. به گونه‌ای که دیده می‌شود در سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان، دو گامه ترانهادگی وجود دارد. ترانهادگی اول در یال چین‌های یال موازی نسل اول رخ داده و به پیدایش نوارشدگی ترکیبی (Compositional banding) انجامیده است. به باور صبا (۱۳۷۸)، این نوارشدگی ترکیبی به احتمال زیاد در جریان دگرگونی درجه بالا رخ داده است. در باختر منطقه شمال ورزنه، نوارشدگی ترکیبی به‌ویژه در تناوب‌های مرمر و کالک شست‌های آمفیبول‌دار (شکل‌های ۵- الف و ب) دیده می‌شود. در این سنگ‌ها نوارهای روشن‌تر مرمر و نوارهای تیره رنگ‌تر کالکوسیلیکات هستند. نوارشدگی ترکیبی در آمفیبولیت‌های شمال ورزنه (شکل‌های ۵- ج و ه) نیز پدیده‌ای رایج است. در این سنگ‌ها نوارهای تیره بیشتر از کانی‌های آهن و منیزیم‌دار و نوارهای روشن از پلاژیو کلازها ساخته شده است. نوارشدگی ترکیبی در گرانیت‌های میولونیتی شده (گنایس‌های نواری) شمال ورزنه طی گامه دوم دگرریختی چین‌خورده است. در آمفیبولیت‌های شمال ورزنه چین‌های استوانه‌ای لولا گرد (Hinge rounded cylindrical folds) نسل دوم از چین‌خوردگی لایه‌بندی ترکیبی ایجاد شده‌اند (شکل ۵- ج). در مجموعه دگرگون شده شمال گلپایگان، نفوذ سیل‌ها و رگه‌هایی از گرانیت‌ها و پگماتیت‌های سفید رنگ موازی با برگوارگی نسل اول در میکا شست‌ها دیده می‌شود. این رگه‌ها در جریان دگرریختی دوم چین‌خورده‌اند. گامه پیشرفته‌تر این چین‌خوردگی به ترانهادگی برگوارگی‌های میولونیتی موازی با برگوارگی‌های نسل‌های دوم و اول، در یال چین‌های گامه دوم، دنبال شده است (شکل ۵- د و ه). در شکل ۵- ه تشابه سوی برش در دو یال چین نشان‌دهنده ترانهادگی برگوارگی میولونیتی است. در این شکل تشابه سوی برش در دو یال چین نشان‌دهنده ترانهادگی برگوارگی میولونیتی است. در شمال ورزنه، چین‌های میان‌مقیاس دارای محور خمیده (Curvilinear folds) (شکل ۵- و)، در گستره مورد بررسی به‌ویژه در منطقه شمال اسفاجرد دیده می‌شوند.

۶- مقیاس نقشه

تحلیل استریوگرام‌های عناصر فابریکی گامه‌های مختلف در گستره مورد بررسی و نمایش آنها در روی نقشه‌های رقوم، به منظور بررسی زمان‌بندی نسبی تکامل برگوارگی‌های میولونیتی در ارتباط با ساختارهای دیگر انجام شده است. دگرریختی سوم در شرایط شکنا- شکل‌پذیر رخ داده و بیشتر به شکل‌گیری چین‌های باز و بزرگ مقیاس با طول موج‌های بلند و سطح محوری‌های پرشیب انجامیده است.

پالئوزوئیک و سنوزوئیک جدا شده‌اند. پرکامبرین به طور اساسی از میکاشیست‌های سیلیمانیت، کیانیت و استارولیت‌دار (واحد سنگی PC1)، مرمر (واحد سنگی PC2)، میکاشیست‌های گارنت- استارولیت‌دار (واحد سنگی PC3)، میکاشیست، آمفیبولیت و گنایس (واحد سنگی PC4) و گرانیت- گنایس (واحد سنگی PC5) ساخته شده است. واحدهای یاد شده به طور بخشی میولونیتی شده‌اند. خطوارگی‌های کشیدگی و برگوارگی‌های میولونیتی در واحد PC5 به راحتی قابل شناسایی هستند (شکل ۳). واحد اخیر به لحاظ ساختاری در ترازهای بالاتر قرار داشته و دارای سن اوارینم - سرب زیرکن برابر ۵۸۸ میلیون سال (پروتوزوئیک جدید) هستند (Hassanzadeh et al., 2008، شکل ۲). سنگ‌های کم دگرگون تا دگرگون نشده دونین- کربنیفر بیشتر از اسلیت و مرمر (واحد سنگی DC)، پرمن- تریاس از دولومیت و سنگ آهک‌های بازبلورین شده (واحد سنگی PTR)، تریاس- ژوراسیک از شیل، ماسه‌سنگ و به ندرت اسلیت (واحد سنگی TRJ) و کرتاسه میانی بیشتر از سنگ آهک‌های اربیتولینادار (واحد سنگی K) ترکیب یافته است. سنگ نهشته‌های پرکننده حوضه‌های رسوبی، در زمان ایجاد و بازپویایی گسل جدا کننده تشکیل شده و بیشتر شامل سنگ نهشته‌های کنگلومرای ائوسن (واحد سنگی E) و کنگلومرای الیگو- میوسن (OM) هستند. در گستره مورد بررسی (شکل ۲) دو توده نفوذی یکی به ترکیب کوارتز سینیتی (واحد سنگی SY) و دیگری گرانیتی (واحد سنگی GF) درون میکاشیست‌های واحدهای PC3 و PC4 نفوذ کرده و به گونه محلی میولونیتی شده‌اند.

۳- روش بررسی

در زمین‌شناسی ساختاری برای بررسی دگرریختی در سنگ‌ها در ابتدا شواهد و مشاهدات ساختاری خود را در مقیاس‌های مختلف جمع‌آوری و از نظر تکامل و ارتباط زمانی ساختارها مرتب می‌نمایند (Twiss & Moores, 1992). در این پژوهش شواهد میکروسکوپی، رخ‌مون (میان مقیاس) و شواهد موجود در مقیاس نقشه برای بررسی توالی زمانی رخداد میولونیتی شدن در سنگ‌های دگرگون شده شمال گلپایگان ارائه شده‌اند. به دلیل فراوانی کانی‌های میکایی و کانی‌های دگرگونی در میکاشیست‌های گارنت - استارولیت و کیانیت‌دار (واحدهای سنگی PC1، PC3 و PC4)، این سنگ‌ها برای بررسی تکامل برگوارگی‌ها و ارتباط زمانی آنها با یکدیگر و همچنین با رخدادهای دگرگونی مناسب‌ترند. به همین دلیل بیشتر شواهد در مقیاس میکروسکوپی از این واحد سنگی جمع‌آوری شده است، در حالی که شواهد میان مقیاس از رخ‌مون‌های دارای سنگ‌شناسی مختلف ارائه شده است. رسم نقشه اثر برگوارگی به عنوان راه حلی برای پیدا کردن توالی رخدادهای دگرریختی و چین‌خوردگی در سرزمین‌های گنایسی پیشنهاد شده است (Passchier et al., 1990). به این منظور، وضعیت عناصر صفحه‌ای برداشت شده، از جمله برگوارگی‌های میولونیتی، به شکل جدول‌های رقوم تنظیم و به همراه عکس نقشه بزرگ مقیاس منطقه در نرم افزار Arc GIS 9.3 اضافه شده و با استفاده از آنها، نقشه برگوارگی‌ها و اثر برگوارگی‌های میولونیتی در شمال گلپایگان تهیه شده است.

۴- مقیاس میکروسکوپی

در شکل ۴، مرتبه زمانی میولونیتی شدن در خلال دگرریختی شکل‌پذیر در مقیاس میکروسکوپی مستند شده است. رشد پیش از میولونیتی شدن کانی‌ها موازی با برگوارگی دگرگونی اولیه S1 (مثل کیانیت در شکل ۴- الف و استارولیت در شکل‌های ۴- ب و ج) نشان داده شده است. در میکاشیست‌ها، برگوارگی (S1) توسط رخ کنگره‌ای نسل دوم (S2) در یال چین‌های نسل دوم ترانهاده شده است (شکل ۴- د). رخ کنگره‌ای S2 نیز به نوبه خود با برگوارگی میولونیتی S2 ترانهاده شده است (شکل ۴- ه). رشد کانی‌های سرسیست و کلریت همزمان با میولونیتی شدن در خلال دگرگونی برگشتی رخ داده است (شکل ۴- و). تعدادی از بلورهای

محور چین‌های نسل دوم (شکل‌های ۶-ب، ج و د) و چین‌خودگی برگوارگی‌های میلوئیتی طی گامه سوم دگرریختی (شکل‌های ۶-ه، و؛ ۷) نیز میلوئیتی شدن گامه دوم را در مقیاس نقشه مستند می‌کند. مجموعه کانی‌های استارولیت و کینایت در میکاشیست‌ها نشانه رخساره آمفیبولیت و وجود مجموعه کانی‌های اپیدوت (زونیست)، آکتینولیت و کلریت نشانه رخساره شیست سبز است (Barker, 1990). بر این اساس شکل ۴-ب رخساره آمفیبولیت را در گامه اول دگرگونی و شکل ۴-ز رخساره شیست سبز را طی میلوئیتی شدن گامه دوم مشخص می‌کند. به طور کلی بر پایه شواهد کانی‌شناسی و بر هم نهادگی فابریک‌ها در مقیاس میکروسکوپی، سه مرحله دگرریختی و دگرگونی را می‌توان مشخص کرد: ۱- دگرگونی در رخساره آمفیبولیت (M1) همزمان با دگرریختی گامه اول (D1) ۲- دگرریختی گامه دوم (D2) و میلوئیتی شدن (دگرگونی جنبشی) متعاقب آن در شرایط رخساره شیست سبز (M2) ۳- باز پخت حرارتی (در آخرین مراحل D2 و) پس از میلوئیتی شدن. اثرات دگرریختی سوم (D3) بیشتر به شکل چین‌های نسل سوم (F3) و در مقیاس نقشه قابل مشاهده هستند. جهت یافتگی محور و سطح محوری چین‌های میان مقیاس نسل‌های اول و دوم، نماینده کوتاه‌شدگی در راستای شمال‌خاوری- جنوب‌باختری در طول گامه‌های اول و دوم دگرریختی است، در حالی که فابریک چین‌های نسل سوم کوتاه‌شدگی را در جهت شمال، شمال‌باختری- جنوب، جنوب‌خاوری پیشنهاد می‌کنند. این تحلیل با بررسی روند چین‌خوردگی‌های سه گامه مختلف در مقیاس نقشه شکل ۷ نیز قابل استنباط است.

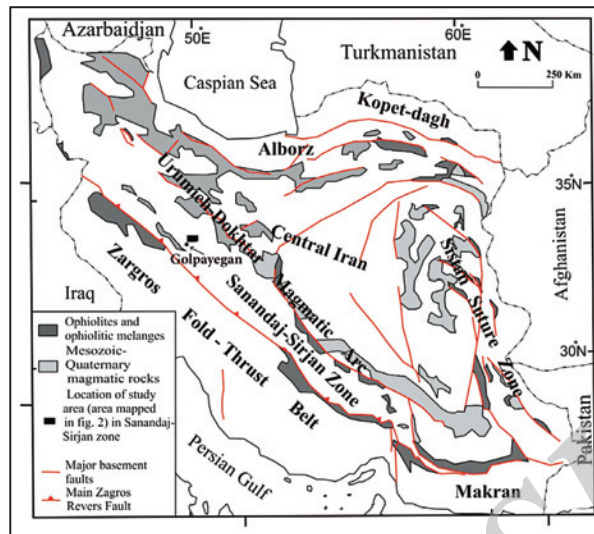
کاهش حرارت و فشار (همه جانبه) در زمان دگرگونی جنبشی نسبت به دگرگونی اول سبب ناپایداری کانی‌ها شده است. بنابراین پیش از تعیین سن ایزوتوپی باید نسل‌بندی کانی‌ها به دقت انجام شود و کانی‌های همزمان با دگرگونی جنبشی تفکیک و تعیین سن شوند. در حال حاضر سن ایزوتوپی ۱۵۶ میلیون سال به روش K-Ar روی کانی آمفیبول (هورنبلند) دگرگونی موجود در آمفیبولیت‌های خاور دره چاه باغ (Rashidnejad-Omran et al., 2002، شکل ۲)، قدیمی‌ترین سن دگرگونی در منطقه موته- گلپایگان است. سن ۱۱۰ میلیون سال روش Ar-Ar کانی آمفیبول (اکتینولیت) در منطقه چاه باغ به عنوان شروع دگرگونی برگشتی پیشنهاد شده است (Moritz et al., 2006). بنابراین سن ایزوتوپی ۱۵۶ میلیون سال K-Ar کانی آمفیبول به تقریب برابر سن دگرگونی اول (M1) است. این سن به تقریب با سن ۱۷۰ میلیون سال روش Ar-Ar بروی کانی‌های آمفیبول و بیوتیت، که به عنوان سن دگرگونی رخساره آمفیبولیت در ناحیه شهرکرد (پهنه ساختاری سندج- سیرجان) پیشنهاد شده (Davoudian et al., 2008) همخوانی دارد. اخیراً سن دسته دایک‌های کوارتز سینیتی میلوئیتی شده همزمان با زمین‌ساخت (Syntectonic) فشارشی، به روش U-Pb بروی کانی زیرکن حدود ۶۳ میلیون سال (پالئوسن زیرین) به دست آمده است (حسن‌زاده، گفتگوی شخصی). بنابراین سن ایزوتوپی ۶۴ میلیون سال روش K-Ar روی کل سنگ (Rashidnejad-Omran et al., 2002، شکل ۲) به احتمال زیاد سن تشکیل پهنه‌های برشی شمال گلپایگان (شکل ۳) در گامه دوم دگرریختی (D2) همزمان با کوهزاد هم‌ارز لارامید است. سن ۵۵ میلیون سال (ائوسن زیرین) برای کانی‌های آمفیبول و بیوتیت در کوارتز سینیت‌های آمفیبول‌دار شمال اسفاجرد به عنوان سن روپرداری سریع گزارش شده (Moritz et al., 2006، شکل ۲) و با کشش پایان کوهزاد هم‌ارز لارامید همزمان با دگرریختی (D3) در شمال گلپایگان سازگاری دارد.

تعدادی از عناصر ساختاری صفحه‌ای و خطی گامه‌های دگرریختی D1، D2 و D3 در شمال گلپایگان به‌ویژه منطقه شمال اسفاجرد اندازه‌گیری شده و در شکل ۶ نمایش داده شده‌اند. محور چین‌های یال موازی نسل اول (F1 در شکل ۶-الف) دارای میل کمی به هر دو سوی شمال‌باختر و جنوب‌خاور هستند. تعداد ۴۲ محور اندازه‌گیری شده از این چین‌ها، مقدار بیشینه‌ای را در ۳۱۷/۱۱ دارد. سطح محوری این چین‌ها (S1 در شکل ۶-الف) جهت یافتگی متفاوتی را نشان می‌دهد که ناشی از اثرات دگرریختی‌های بعدی است. بر گوارگی S1 مقدار بیشینه‌ای را در ۱۳۵/۱۶ نشان می‌دهد. رخ‌های کنگره‌ای نسل دوم (S2 در شکل ۶-ب) در اثر کوتاه‌شدگی در جهت شمال‌خاوری- جنوب‌باختری، طی دگرریختی D2 ایجاد شده‌اند. بیشترین فراوانی این رخ‌ها برابر ۲۴۰/۵۵ است. محور چین‌های کنگره‌ای نسل دوم (F2a در شکل ۶-ب) با محور چین‌های میان مقیاس نسل اول (F1 در شکل ۶-الف) نیمه موازی‌اند. این پدیده ناشی از دوباره چین‌خوردگی هم‌محور (Coaxial refolding) است. روی هم‌رفته، شیب سطح محوری و میل محور چین‌های میان مقیاس نسل دوم نسبت به چین‌های میان مقیاس نسل اول افزایش یافته است. محور چین‌های برشی در شمال و رزنه (F2b در شکل ۶-ج) بیشتر دارای میلی به سوی شمال‌خاور با بیشینه فراوانی برابر ۰۴۸/۲۶ هستند. در این مکان خطوارگی‌های کشیدگی (Lm در شکل ۶-د) به تقریب با F2b موازی هستند. در حالی که بیشترین تعداد خطوارگی‌های کشیدگی در شمال اسفاجرد (شکل ۶-د) با محور چین‌های کنگره‌ای نسل دوم (F2a در شکل ۶-ب) نیمه موازی‌اند. این شواهد نشان‌دهنده رخداد میلوئیتی شدن در تداوم شکل‌گیری برگوارگی S2 است. بر گوارگی S2 محور چین‌های میلوئیتی چین‌خورده‌اند و محورهای چین‌خوردگی در آنها (π در شکل ۶-ه) با محور چین‌های کنگره‌ای نسل سوم در شمال گلپایگان (F3 در شکل ۶-و) نیمه موازی است. این پدیده مشخص می‌کند که چین‌های نسل سوم دارای روند محوری خاور- شمال‌خاور با رخ‌های کنگره‌ای هم‌زاد آنها، پس از میلوئیتی شدن گامه دوم دگرریختی ایجاد شده‌اند. نیاز به یادآوری است که چین‌های کنگره‌ای نسل سوم به طور محلی در گستره مورد بررسی دیده می‌شوند.

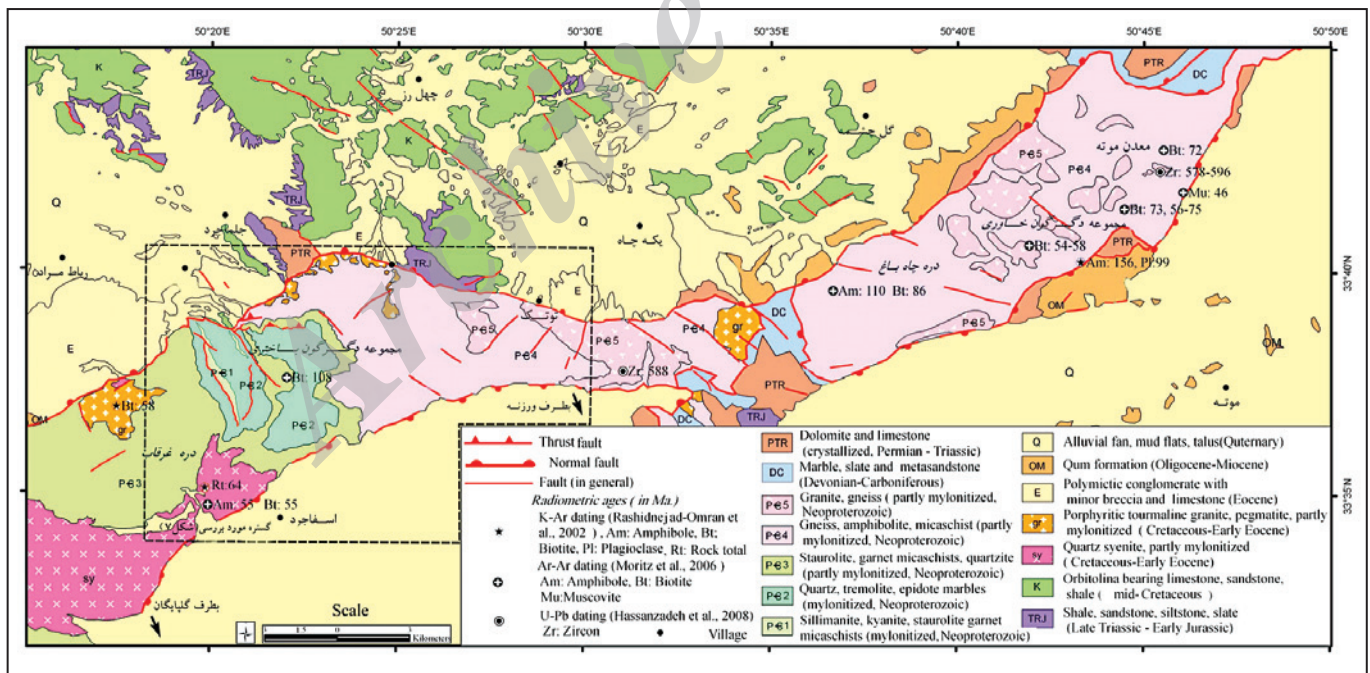
در شکل ۷ اثر برگوارگی‌های میلوئیتی با خط چین نمایش داده شده‌اند. مسیرهای برگوارگی میلوئیتی (خط چین‌ها در شکل ۷) منطبق بر لایه‌بندی ترکیبی و سطح محوری چین‌های نسل دوم هستند. اثر سطح محوری چین‌های نسل اول و دوم کمابیش با برگوارگی‌های نسل اول و دوم موازی‌اند. اثر سطح محوری چین‌خوردگی‌های مرتبه سوم دارای شکل دوخمه ضعیفی است (شکل ۷). روند خاور- شمال‌خاوری اثر سطح محوری چین‌های نسل سوم به خوبی در مقیاس نقشه مشخص است. مقایسه اثر برگوارگی‌های میلوئیتی با محور چین‌خوردگی‌های نسل دوم و سوم، چین‌خوردگی برگوارگی‌های میلوئیتی را طی گامه سوم دگرریختی در مقیاس نقشه مشخص می‌کند.

۷- بحث و نتیجه‌گیری

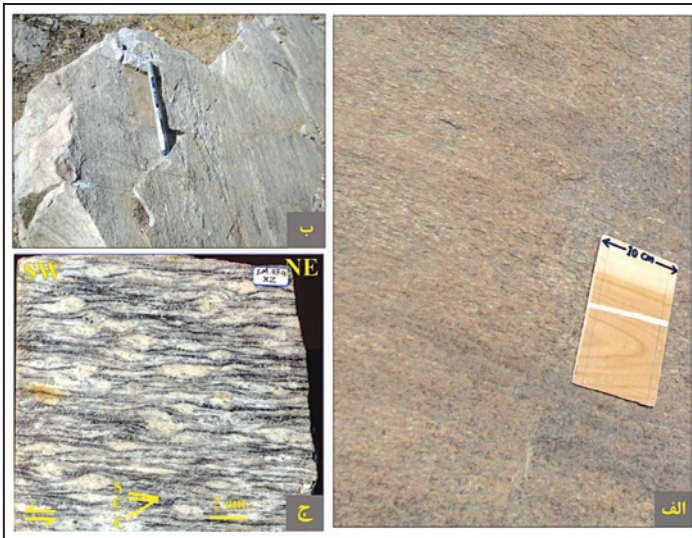
شواهد ارائه شده در مقیاس‌های میکروسکوپی و رخنمون و نقشه با یکدیگر تطابق داشته و رخداد میلوئیتی شدن را در جریان چین‌خوردگی گامه دوم (D2) به نمایش می‌گذارند. شکل ۴-ه ترانهادگی برگوارگی میلوئیتی را در یال چین‌های کنگره‌ای در مقیاس میکروسکوپی و شکل‌های ۵-د و ه ترانهادگی برگوارگی میلوئیتی را در یال چین‌های میان مقیاس نسل دوم نشان می‌دهد. تطابق خطوارگی‌های کشیدگی با



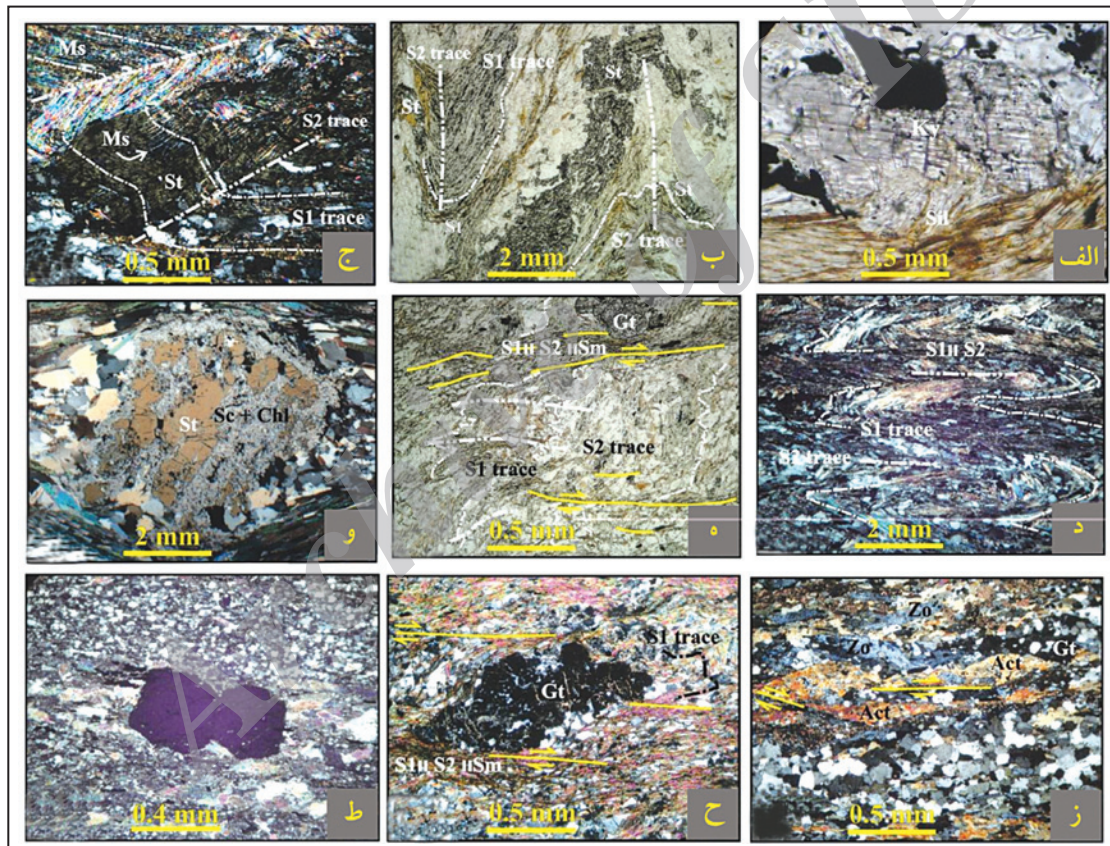
شکل ۱- موقعیت مجموعه‌های دگرگون مونه- گلپایگان و گستره مورد بررسی (مستطیل سیاه رنگ) در پهنه‌بندی زمین‌ساختی ایران.



شکل ۲- نقشه زمین‌شناسی ساده مجموعه‌های دگرگون خاوری (شمال مونه) و باختری (شمال گلپایگان) که واحدهای سنگی رخنمون یافته، محل و نتایج تعیین سن‌های ایزوتوپی و موقعیت گستره مورد بررسی (شکل ۷) را نشان می‌دهد.

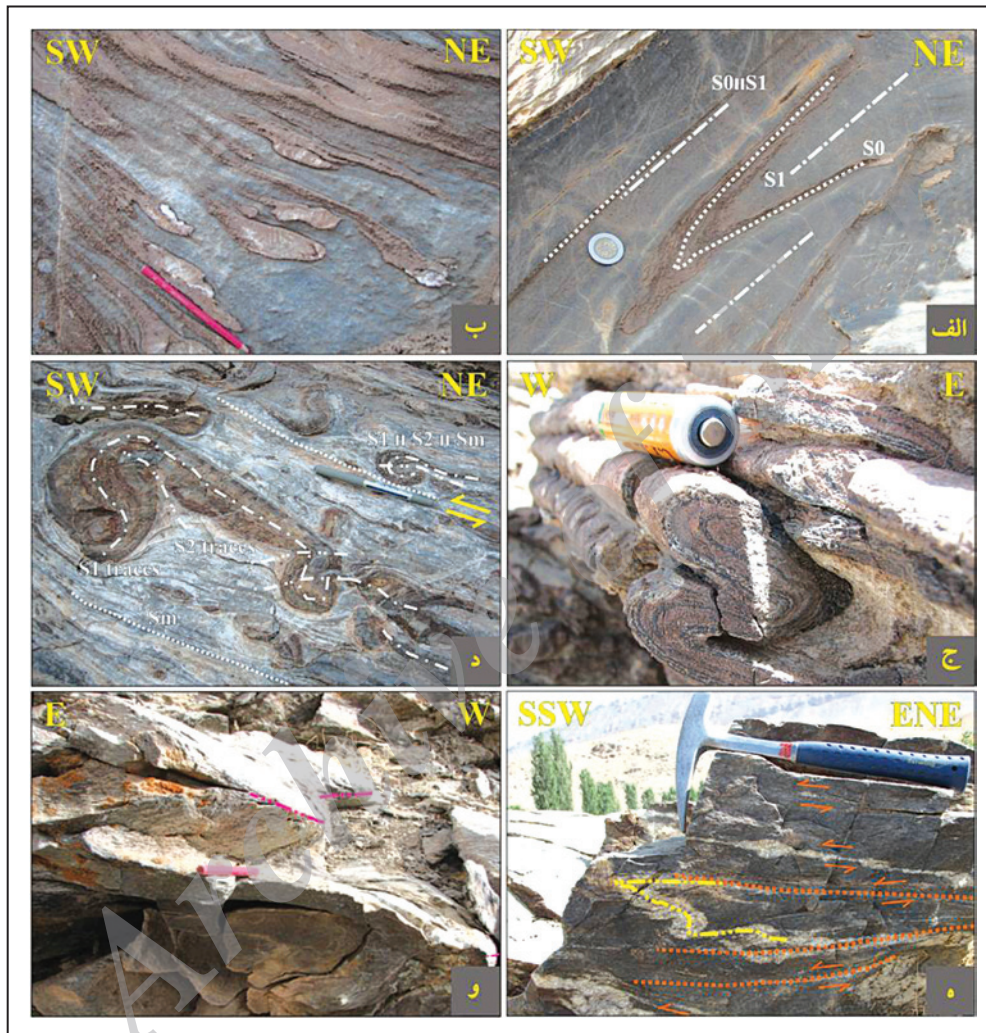


شکل ۳- فابریک های میلونیته موجود در گنایس های میلونیته شده شمال گلپایگان (واحد سنگی PCS)، (الف) خطوارگی های کشیدگی به طور عمده از کوارتز و فلدسپار بوده و روی برگوارگی میلونیته قرار دارند. (ب) برگوارگی های میلونیته و خطوارگی های کشیدگی؛ (ج) سطح اسکن شده لوح جهت دار ساییده و صیقل شده از گنایس میلونیته شده شمال ورزنه، پورفیروکلاست های فلدسپار و باندهای پرشی ترکیبی S-C-C سوی برش چپ بر (برابر راندگی به سوی جنوب باختر) را به نمایش می گذارند.

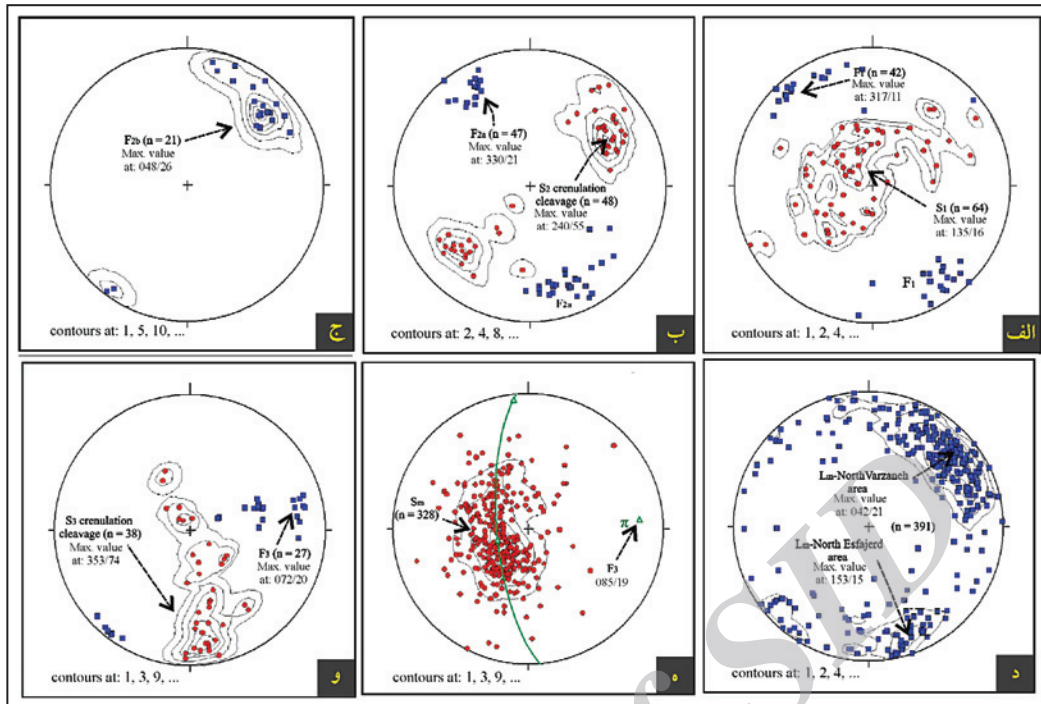


شکل ۴- شواهد میکروسکوپی درباره ترتیب میلونیته شدن عمده در ارتباط با سری رخدادهای ترانهادگی و پیدایش کانی های مهم دگرگونی در مجموعه دگرگون شده باختری؛ (الف) بلور کیانیت در حال تبدیل به سیلیمانیت موازی با برگوارگی دگرگونی اولیه S1 (واحد PC1 شمال اسفاجرد)؛ (ب) یک بلور استارولیت بزرگ که در اثر دگرریختی نسل دوم (S2) چین خورده است (واحد PC3 شمال اسفاجرد)؛ (ج) دانه های کانی های مسکوویت و استارولیت موازی با برگوارگی نسل دوم (S2) که به احتمال در آغاز دگرریختی D2 رشد کرده اند (واحد PC3 شمال اسفاجرد)؛ (د) ترانهادگی S1 به S2 در بال چین های کنگره ای؛ (ه) ترانهادگی برگوارگی میلونیته (Sm) بر روی رخ کنگره ای نسل دوم (واحد PC4 شمال اسفاجرد)؛ (و) استارولیت در حال تجزیه به سرسیست و کلریت ناشی از دگرگونی برگشتی؛ (ز) رشد همزمان با میلونیته شدن اکتینولیت (برگشتی) و زونیزیت موازی نوارهای پرشی که به وسیله بافت گرانوبلاستیک چند وجهی پس از میلونیته شدن به طور محلی پنهان شده است (واحد PC4 شمال اسفاجرد)؛ (ح) رشد پس از میلونیته شدن در بلورهای گارنت در میکاشیست های گارنت دار شمال اسفاجرد (واحد PC3)؛ (ط) نمای نزدیک رشد پس از زمین ساخت بلورهای گارنت بدون کرنش در میکاشیست گارنت دار شمال ورزنه (واحد PC4). در تصاویر ب، ج، د، سطح مقطع های نازک عمود بر گوارگی ها و خطوارگی های فراگیر نسل دوم اند و در بقیه تصاویر، عمود بر برگوارگی میلونیته و موازی با خطوارگی کشیدگی هستند. تصویر میکروسکوپی الف، ب و ه در حالت نور معمولی و بقیه در نور پلاریزه تهیه شده اند.

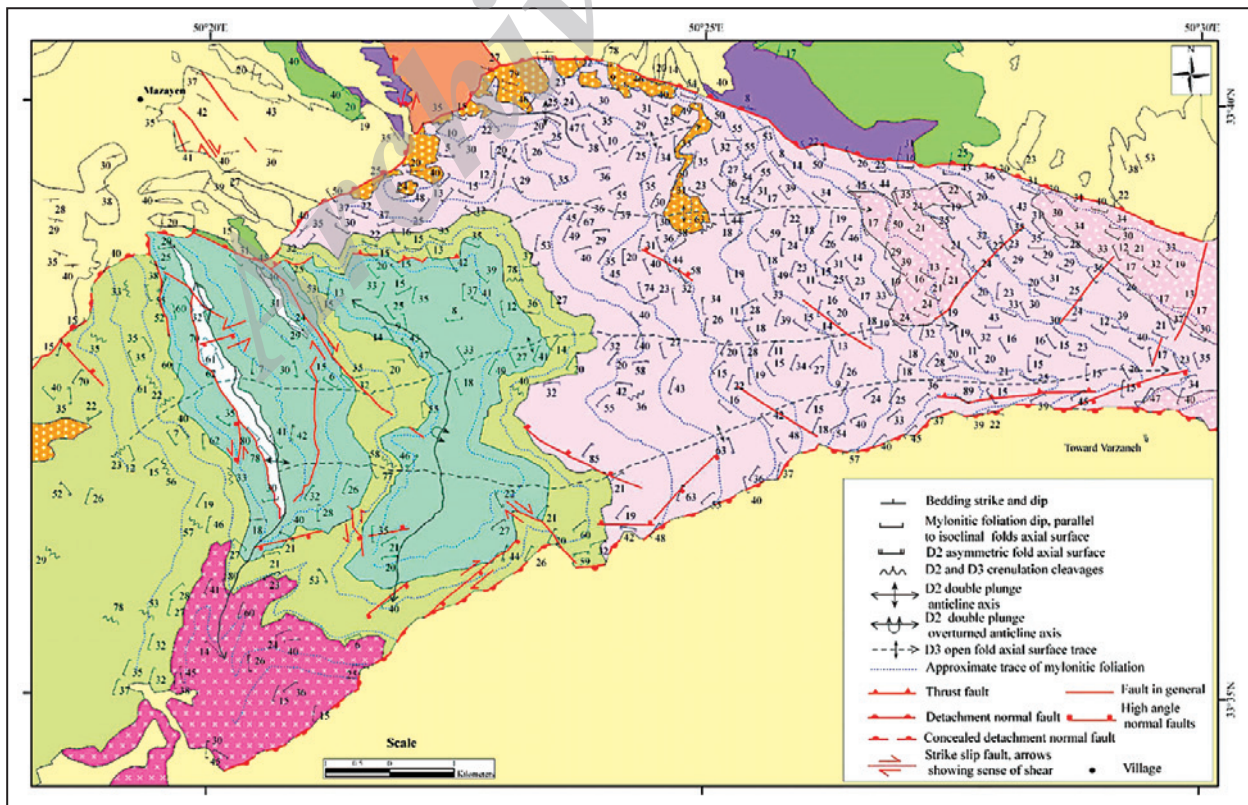
Ky = کیانیت، St = استارولیت، Ms = مسکوویت، Gt = گارنت، Sc = سرسیست، Chl = کلریت، Ac = اکتینولیت، Zo = زونیزیت.



شکل ۵ - الف) ترانه‌دگی منجر به نوارشدگی ترکیبی در یال چین‌های یال موازی نسل اول در تناوب مرمر- کالکوسیلیکات منطقه شمال اسفاجرد (واحد PC2)؛ ب) چین‌های میان برگوارگی که در اثر ترانه‌دگی پیشرفته ایجاد شده‌اند. واحد سنگی و محل مشابه مورد الف است؛ ج) چین خوردگی لایه‌بندی ترکیبی و شکل‌گیری چین‌های نسل دوم لولاگرد دارای روند محوری شمال-شمال باختر در آمفیبولیت‌های شمال ورزنه (واحد PC4)؛ د) نمایش اثر سطح محوری چین‌های میان مقیاس نسل اول و دوم و ترانه‌دگی برگوارگی میلوئیتی هم شیب آنها در واحد PC2؛ ه) ترانه‌دگی برگوارگی میلوئیتی در یال چین‌های (برشی) نسل دوم در رگه‌های سیلیسی موجود در میکاشیست‌های میلوئیتی واحد PC4. سوی برش در هر دو یال چین‌های نسل دوم یکسان است؛ و) چین‌های محور خمیده نسل دوم در میکاشیست‌های شمال اسفاجرد (واحد PC3).



شکل ۶- نمایش فابریک‌های خطی (مر ب‌ها) و قطب عناصر فابریکی صفحه‌ای (دوایر) گامه‌های مختلف دگرریختی در شمال گلپایگان در نیمکره پایین شبکه هم مساحت. الف) قطب سطح محوری (S1) و محور (F1) چین‌های یال موازی نسل اول؛ ب) قطب رخ‌های کنگره‌ای (S2) و محور چین‌های کنگره‌ای (F2a) نسل دوم؛ ج) محور چین‌های برشی در شمال ورزنه (F2b)؛ د) خطوارگی‌های کشیدگی (Lm) در شمال ورزنه و شمال اسفاجرد؛ ه) قطب برگوارگی‌های میلوبیتی (Sm) در شمال گلپایگان که طی گامه چین خوردگی سوم چین خورده‌اند. π قطب صفحه حاوی قطب‌های برگوارگی‌های میلوبیتی و منطبق بر محور چین نسل سوم (F3) است. و) قطب رخ‌های کنگره‌ای (S3) و محور چین‌های کنگره‌ای (F3) نسل سوم.



شکل ۷- برگوارگی‌های برداشت شده در مناطق شمال ورزنه و شمال اسفاجرد که روی نقشه زمین‌شناسی شمال گلپایگان نشان داده شده‌اند. خط چین‌های ریز، اثر برگوارگی‌های میلوبیتی و خط چین‌های درشت اثر سطح محوری چین‌های نسل سوم‌اند. برای شرح واحدهای سنگی به شکل ۲-۱ مراجعه کنید.

کتابنگاری

- احمدی دزکی، ق.، ۱۳۷۸ - دگرشکلی‌های چند مرحله‌ای در منطقه شمال گلپایگان، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی - تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۲۳ص.
- آقابیاتی، ع.، ۱۳۸۳ - زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، ۵۸۶ص.
- صبا، ع.، ۱۳۷۸ - تحلیل ساختاری توده‌های نفوذی همزمان با دگرشکلی در شمال ورنه (شمال خاوری گلپایگان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد زمین‌شناسی - تکتونیک، دانشکده علوم پایه، دانشگاه تربیت مدرس تهران، ۱۰۱ص

References

- Barker, J. P., 1990- Introduction to metamorphic textures and microstructures, Blackie, New York.
- Berberian, M. & King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran, National Research Council of Canada, Canadian Journal of Earth Sciences, 18, 210-265.
- Davoudian, A. R., Gesner, J., Dachs, E. & Shabaniyan, N., 2008- Petrology of eclogites from north of Shahrekord, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Mineralogy and Petrology, 92, 393-413.
- Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. & Walker, J. D., 2008- U-Pb zircon geochronology of Late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implication for paleogeography, magmatism, and exhumation history of basement, Tectonophysics, 451, 71-96.
- Karimi, S., Tabatabaei Manesh, S. M., Safaei, H. & Sharifi, M., 2012- Metamorphism and deformation of Golpayegan metapelitic rocks, Sanandaj-Sirjan Zone, Iran, Petrology, 20, 7, 658-675.
- Mohajjel, M. & Fergusson, C. L., 2000- Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran, Journal of Structural Geology, 22, 1125-1139.
- Moritz, R., Ghazban, F. & Singer, B. S., 2006- Eocene gold ore formation at Muteh, Sanandaj-Sirjan tectonic zone, eastern Iran: a result of late-stage extension and exhumation of metamorphic basement rocks within the Zagros orogen, Economic Geology, 101, 1497-1524.
- Passchier, C. W., Myers, J. S. & Kröner, A., 1990- Field geology of high grade gneiss terrains. Springer, Berlin, New York.
- Rashidnejad-Omran, N., Emami, M. H., Sabzehei, M., Rastad, E., Bellon, H. & Pique, A., 2002- Lithostragraphie et histoire Paléozoïque à Paléocène des complexes métamorphiques de la Région de Muteh, zone de Sanandaj-Sirjan (Iran Méridional). Comptes rendus Géoscience, 334, 1185-1191.
- Sarkarinejad, K., Faghih, A. & Grasemann, B., 2008- Transpressional deformations within the Sanandaj-Sirjan metamorphic belt (Zagros Mountains, Iran), Journal of Structural Geology, 30, 818-826.
- Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S. & Eckert, A., 1981- Structural evolution of Sanandaj-Sirjan Ranges near Esfahan, Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65, 674-687.
- Twiss, R. J. & Moores, E. M., 1992- Structural Geology, Freeman and Co., New York, 532 p.