



بررسی سازوکار چین خوردگی بر پایه الگوی شکستگی ها در پهنه فلزایی طارم، شمال باختر قزوین

صادق افشار نجفی^۱، عزیز رحیمی^{۲*}، مهناز رضائیان^۳، تقی نبی^۴

۱- دانشجوی دکتری تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان

۲- دانشیار تکنیک، گروه زمین شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه گلستان

۳- استادیار تکنیک، دانشکده علوم زمین، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان

۴- استادیار زمین شناسی اقتصادی، گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور مرکز قزوین

تاریخ دریافت: ۱۳۹۹/۰۸/۳۰

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۰/۰۱/۲۰

چکیده

پهنه فلزایی طارم از منظر ساختاری در یک طاق‌دیس با طول موج ۵۰ کیلومتر و روند محوری شمال باختری- جنوب خاوری، متشکل از واحدهای معادل سازند کرج به سن ائوسن و لایه های قرمز نئوژن قرار گرفته است. این طاق‌دیس که در فرایند کوهزایی مرتبط با تشکیل کوهزاد البرز ایجاد شده، دربرگیرنده شکستگی های متعدد باروند های شمال باختری- جنوب خاوری، شمال خاوری- جنوب باختری و خاوری- باختری است. بررسی های دقیق میان مقیاس و تحلیل های استریوگرافی شکستگی های موجود در منطقه جهت بررسی گسترش شکستگی ها در زمان چین خوردگی شامل سن نسبی آنها، توالی دگرریختی شکستگی ها در لایه های مختلف، توزیع دسته های شکستگی و تغییرات ایجاد شده در شکستگی ها در رویدادهای بعدی زمین شناختی در چند مرحله انجام شد. مقایسه الگوی شکستگی های متفاوت در لایه های چین خورده علاوه بر آشکارسازی توالی های دگرریختی شکننده، منجر به شناسایی سازوکار تشکیل چین اصلی در منطقه مورد مطالعه شد. براساس شواهد موجود در یالهای طاق‌دیس از جمله: ۱- وجود چین های فرعی در لایه های نرم تر، ۲- تشکیل شکستگی های چینه کران در مقیاس های مختلف مرتبط با رخداد برشی موازی لایه در لایه های نرم تر، و ۳- دایک زایی در شکستگی های از پیش موجود در یال چین، ترجیحاً در واحدهای نرم به ویژه در شیل های مدادی معادل سازند کرج رخ داده در حالی که در منطقه لولایی در لایه های مقاوم مثل آندزیت و بازالت تشکیل شده است. سازوکار لغزش خمشی در طاق‌دیس پهنه طارم پیشنهاد می شود.

واژه‌های کلیدی: پهنه طارم، چین خوردگی، سازوکار لغزش- خمشی، شکستگی های چینه کران



Folding mechanism investigation of the Tarom Metallogenic Zone based on fracture patterns, NW Qazvin

Afshar Najafi .S¹; Rahimi .A^{2*} ; Rezaeian .M³ ; Nabaei .T⁴

1- Ph.D student in Tectonics, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Golestan University.

2- Associate Professor, Department of Geology, Faculty of Basic Sciences, Golestan University

3- Assistant Professor, Department of Earth Sciences, Zanjan Graduate University of Basic Sciences

4- Assistant Professor, Department of Geology, Qazvin- PNU University

Abstract

Structurally, the Tarom Metallogenic Zone is located in an NW-SE trending anticline with 50 km wavelength, consists of the Karaj formation equivalent units and Neogene red beds. This anticline was created during the Alborz orogen formation- related phase has multiple fractures with NW-SE, NE-SW, and E-W trend. Detailed mesoscopic and microscopic investigations of the existing fractures for studying their propagations during folding, including their relative age, sequential deformation of the fractures in various beds, distribution of the fractures, and their changes during the following geological events, were performed many times. Comparison of various fracture patterns in folded layers not only illuminates the brittle deformation successions but also resulted in the detection of the main fold formation mechanism of the studied area. Based on the existing evidence at limbs of the anticline including 1- The existence of parasitic folds in soft layers, 2- Creation of layer- parallel shearing related strata-bound fractures in soft layers on various scales. Dyke intrusion into pre-existing fractures at fold limbs, preferentially has been happened in soft beds, especially in the Karaj formation equivalents pencil shales. While at the hinge zone, they have been created in hard layers, for example, andesite and basalt. The flexural slip mechanism is proposed for the Tarom Anticline.

Keywords: Tarom zone, Folding, Flexural slip mechanism, Stratabound Fractures



مقدمه

تحقیق سعی بر این شد تا با استفاده از روش های میان مقیاس و استریوگرافیک تحولات جنبشی طاقدیس طارم بررسی شود. در مطالعات میدانی، ساختارهای موجود در هر منطقه از نظر آماری، هندسی، جنبشی و دینامیکی مورد مطالعه قرار می گیرند (حاجی علی بیگی و همکاران، ۱۳۸۸، Ismat, 2008; Su et al, 2014). در روش استریوگرافیک، علاوه بر ترسیم وضعیت لایه بندی و شکستگی ها، تقدم و تأخر نسل های مختلف شکستگی ها نسبت به یکدیگر و همچنین نسبت به چین نیز بررسی می شود (Ismat, 2008; Su et al, 2014). نهایتاً با تلفیق همه داده ها با منابع از پیش موجود از جمله نقشه های زمین شناسی منجر به ارائه مدل های جنبشی می شوند که برقراری ارتباط چین ها و شکستگی ها و تحلیل و تفسیر روند تحولات چین خوردگی از طریق آنها فراهم می گردد. الگوی گسترش شکستگی ها در واحدهای چین خورده با تنش های مسبب چین خوردگی ارتباط مستقیم دارد. وضعیت تنش و نوع دگرریختی توأمان با چین خوردگی براساس الگوهای شکستگی قابل بازسازی است (Su et al, 2014). روند شکستگی های مرتبط با چین خوردگی خمشی به جهت برش لغزش / جریان خمشی^۱ بستگی دارد (Anastasio et al., 1997; Engelder and Peacock, 2001). کرنش طولی مماسی^۲ شکستگی های موازی با سطح محوری چین ایجاد می کند (Srivastava and Engelder, 1990; Lemiszki et al, 1994). این شکستگی های موازی محور در اثر جریان خمشی به جای منطقه لولایی در یال چین تشکیل می شوند (Engelder and Peacock, 2001). موقعیت شکستگی های اخیر در چین خوردگی لغزش خمشی^۳ احتمالاً با انواع چینه کران^۴ در لایه های نرم مطابقت دارد. نوع، روند و فراوانی شکستگی های همزمان و یا درست قبل

پهنه^۵ فلززایی طارم از نظر زمین ساختی در شمال باختر پهنه ارومیه - دختر واقع شده است. مطالعات انجام شده در منطقه شامل بررسی توده های نفوذی، زایش دایک ها، سنگ های آتشفشانی - رسوبی، کانه زایی و کنترل ساختاری کانه زایی می باشد (Hirayama et al., 1966; Ghasemi et al., 2015). ناظمی و قطب تحریری، ۱۳۹۳، احمدی و همکاران، ۱۳۹۲). منطقه مورد مطالعه در یک طاقدیس با طول موج تقریباً ۵۰ کیلومتر و روند محوری شمال باختری - جنوب خاوری، متشکل از واحدهای معادل سازند کرج به سن ائوسن و لایه های قرمز نئوژن قرار گرفته است (شکل های ۱ و ۲). این طاقدیس که پیرو رشد کوهزاد البرز در فازهای الیگوسن، میوسن و پلیوسن (Rezaeian et al, 2012) تشکیل شده است، دربرگیرنده شکستگی های متعدد با روند های شمال باختری - جنوب خاوری، شمالی - جنوبی، شمال خاوری - جنوب باختری و خاوری - باختری است که در نقاط مختلف به ویژه در نواحی مرکزی توسط دایک های با ترکیب اسیدی، حدواسط و بازیک اشغال شده است. دایک های مذکور غالباً در واحدهای نرم واقع در یالهای چین اصلی نفوذ کرده اند و در مناطق لولایی، بیشتر در لایه های مقاوم مشاهده می شوند. وضعیت مشابهی نیز در تشکیل چین های فرعی و بلوغ ساختاری شکستگی ها در منطقه مشاهده گردید که تاکنون مورد توجه پژوهشگران قرار نگرفته است. با کنترل الگوی شکستگی ها، دایک ها و چین های فرعی در منطقه مورد مطالعه این مسئله شکل می گیرد که احتمالاً توزیع دگرریختی حاصل از چین خوردگی با سازوکار لغزش خمشی باعث ایجاد چنین الگوی ساختاری در پهنه طارم باشد. بنابراین، در این

Stratabound^۴

Flexural Flow^۱

Tangential Longitudinal Strain^۲

Flexural Slip^۳

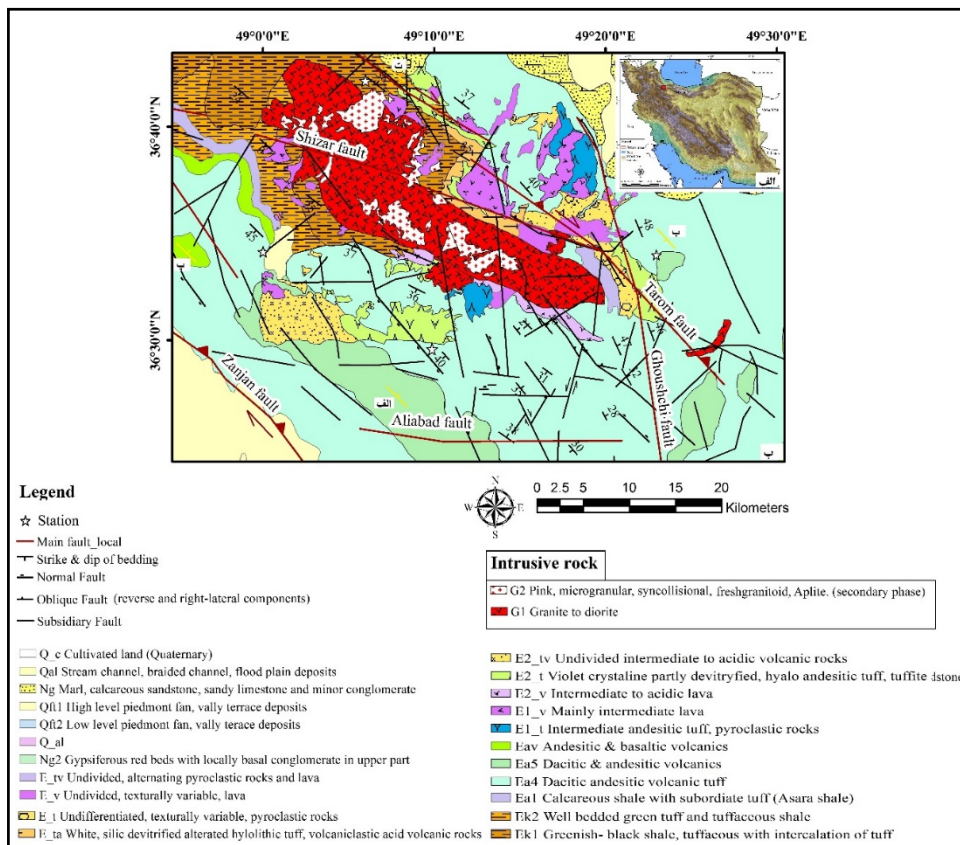


های آتشفشانی، آتشفشانی- رسوبی و نفوذی های به سن ائوسن تشکیل می دهند که پیرو رشد کوهزاد البرز در فازهای الیگوسن، میوسن و پلیوسن (Rezaeian et al., 2012) دچار دگرریختی شده است. بیشتر واحدهای آتشفشانی و آتشفشانی- آواری محدوده مورد مطالعه، معادل سازند کرج معرفی شده است (Hirayama et al., 1966)، (شکل ۱-ب)

از چین خوردگی به پارامترهایی چون چینه شناسی مکانیکی (Chester, 2003; Tavani et al., 2008)، شرایط محیطی (دما، فشار و چرخش سیالات) (Jamison, 1992; Lemiszki et al., 1994)، الگوی شکستگی های موروثی (Bergbauer and Pollard, 2004; Bellahsen et al., 2006) و میدان تنش (Hancock, 1985; Pollard and Aydin, 1988) بستگی دارد. در چین خوردگی پیشرونده، ترکیب متغیرهای اخیر باعث توزیع کرنش در سراسر یک چین شده و در نتیجه منجر به ظهور الگوهای دگرریختی می شود (Evans and Fischer, 2012). چین های خمشی^۱ در اثر افزایش شیب یال در پاسخ به کوتاه شدگی عرضی و متعاقب آن لغزش یک لایه بر روی لایه دیگر تشکیل می شوند. در مورد اخیر، چین نوع لغزش خمشی ایجاد می شود ولی توسط برش ساده درون لایه های ویژه، نوع جریان خمشی تشکیل می شود. و در برخی موارد ترکیبی از هر دو فرایند تشکیل می شوند (Donath & Parker, 1964). در سازوکار جریان خمشی، کرنش بیشتر در یالهای چین متمرکز می شود و کرنش خیلی کمی در منطقه لولایی ایجاد می شود. ولی در کرنش طولی مماسی عکس قضیه اخیر رخ می دهد (Evans and Fischer, 2012). از آنجایی که تمرکز ذخایر معدنی در ارتباط با توزیع دگرریختی در مناطق چین خورده مثل طارم هستند، آگاهی از سازوکار تشکیل چین ها در یک منطقه از اهمیت بالایی برخوردار است.

زمین شناسی محدوده مورد مطالعه

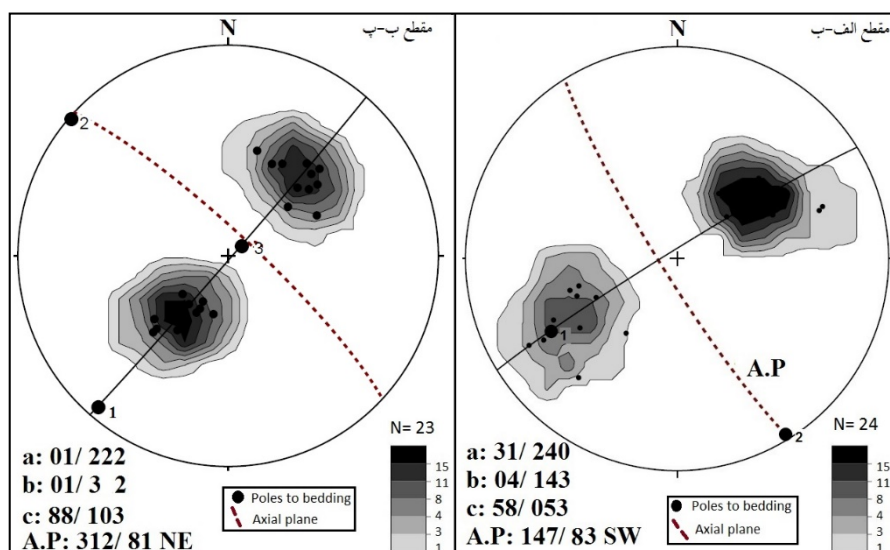
محدوده مورد مطالعه از لحاظ جغرافیایی در شمال غرب شهرستان قزوین بین عرض های جغرافیایی ۲۵° ۳۶' و ۲۵° ۳۶' شمالی و طول های ۴۹° ۲۵' ، ۴۹° ۰۰' شرقی قرار گرفته است (شکل ۱). واحدهای اصلی پهنه طارم را سنگ



شکل ۱: الف) نقشه توپوگرافی ایران که در آن موقعیت منطقه مورد مطالعه به وسیله چهار گوش با رنگ قرمز مشخص شده است. ب) نقشه زمین شناسی محدوده مورد مطالعه براساس نقشه یکصد هزار رودبار (Nazari and Salanti, 1998).

زنجان) با طول تقریبی ۵۰ کیلومتر منطبق بر حاشیه جنوبی باختری پهنة طارم می باشد. گسل اول با طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر در حاشیه شمال خاوری پهنة طارم واقع شده است. وجود این گسل های مورب لغز در حاشیه پهنة طارم و حرکات تعاملی آنها موجب دگرریختی در پهنة مذکور شده که باعث فعالیت مجدد بیشتر گسل های فرعی شده است (Shabazi et al, 2019). حرکات راستالغز راسترو در هر دو گسل باعث تشکیل پهنة برشی راسترو در منطقه شده است. به طوریکه چرخش ساعتگرد منتهج از این سامانه منجر به ایجاد گسل های فرعی راسترو با روندهای شمال باختری، شمالی- جنوبی و خاوری- باختری و انواع چپروبی با روند شمال خاوری شده است. شکستگی های موجود در این سامانه با شکستگی های سامانه رایدل (Riedel) قابل توجه هستند (Shabazi et al, 2019).

بررسی آماری لایه بندی در گستره مورد مطالعه بیانگر یک چین خوردگی با روند محوری شمال باختری- جنوب خاوری است. (شکل ۲). از لحاظ مکانیکی لایه های سنگ چینه ای قابل توجه در منطقه شامل انواع مقاوم مثل گدازه های بازالتی، آندزیتی، ماسه سنگ ها با میان لایه های نرم مثل شیل و توفیت شیلی می باشد. پهنة طارم توسط دوگسل بزرگ و البته فعال به نام های گسل شمال زنجان با روند شمال باختری، شیب شمال خاوری و سازوکار معکوس با مولفه راسترو (Allen et al, 2011) و گسل طارم با روند شمال باختری، شیب شمال خاوری و سازوکار معکوس با مولفه راسترو (قطعه های جنوب خاوری آن به ترتیب با نام های گسل چورزق و پهنة گسلی نهران-سیردان معروف است) (بهارفیروزی، ۱۳۹۱؛ اردکان و همکاران، ۱۳۹۵) تحت تأثیر قرار گرفته است. گسل زنجان (گسل شمال



شکل ۲: نمایش استریوگرامی داده‌های اندازه‌گیری شده از ۴۵ تعداد صفحه لایه بندی در واحدهای چین‌ای معادل سازند کرج در طاق‌دیس طارم. دو مقطع عرضی الف-ب و ب-ب شکل‌های ۳ و ۴ به همراه موقعیت سطح محوری آن که به صورت خط چین نمایش داده شده است.

روش و داده

ایستگاه رخنمون‌های پیوسته و طویل (بیش از ۱۵ متر) اندازه‌گیری شدند. در فرایند برداشت، وضعیت هر شکستگی به طور دقیق اندازه‌گیری شد. روابط قطع‌شدگی‌ها نیز به منظور تعیین سن نسبی شکستگی‌ها مدنظر قرار گرفتند. سپس داده‌های برداشت شده میدان‌های در هر ایستگاه جهت بررسی دقیق‌تر الگوی شکستگی‌ها به وسیله روش‌های استریوگرافی مورد ارزیابی قرار گرفتند. در روش استریوگرافی، برای هر ایستگاه توالی شکستگی‌ها توسط تهیه قطب صفحه π (صفحه گذرنده از قطب شکستگی‌ها) و بررسی فاصله آن نسبت به قطب لایه بندی، مطالعه شد (شکل‌های ۵، ۶ و ۷). در این روش با کاهش فاصله بین قطب صفحه π و قطب لایه بندی، سن شکستگی افزایش می‌یابد.

تحلیل‌های دینامیکی و آماری

در این روش، با استفاده از نرم افزار وینتسور (Win-Tensor)، جهت تنش‌های اصلی مسبب شکستگی‌ها شامل انواع مزدوج و چین‌کران و دایک‌های همروند با

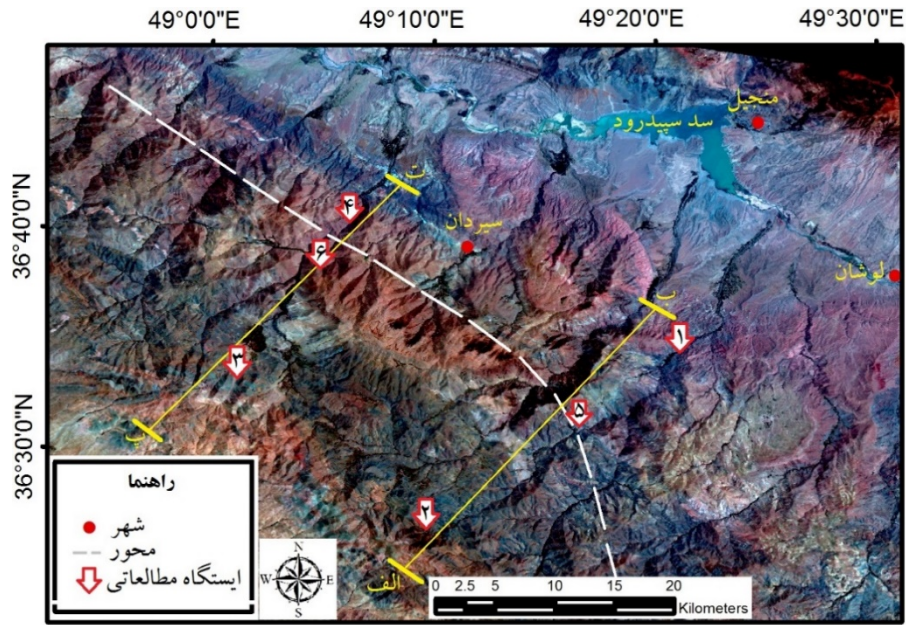
روش‌های به کار گرفته شده در این تحقیق شامل بررسی‌های میدانی میان مقیاس، تحلیل‌های استریوگرافی، دینامیکی و آماری می‌باشد.

مطالعات میدانی و استریوگرافی

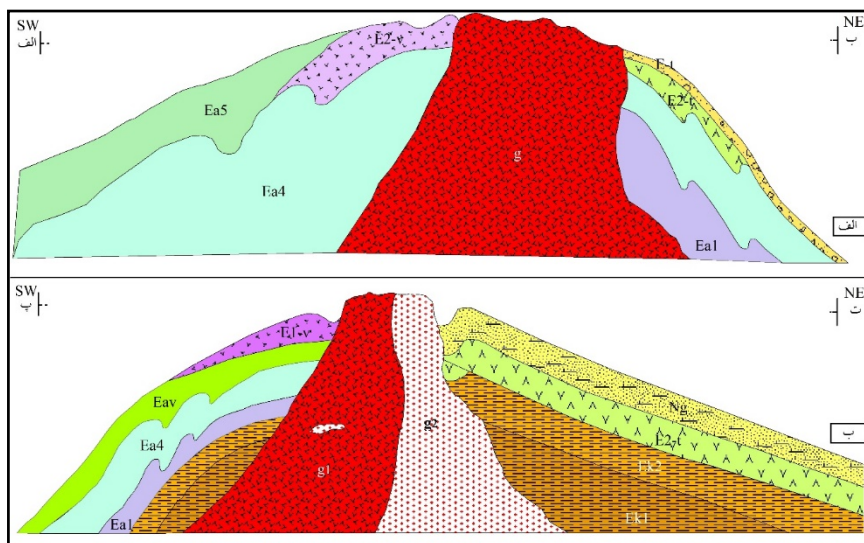
برداشت‌های میان مقیاس در دو مقطع عرضی و غالباً در ۶ ناحیه شامل ۲ ایستگاه در منطقه لولایی و ۴ ایستگاه در یالها انجام شد (در هر یال ۲ ایستگاه) (شکل ۳). به منظور مطالعه تغییرات هندسی چین اصلی منطقه در اعماق بیشتر، دو مقطع ساختمانی عمود بر محور طاق‌دیس بر اساس داده‌های میدانی و نقشه‌های زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رود بار (Nazari and Salamti, 1998) و ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان (Stocklin and Eftekhari-Nezhad, 1969) تهیه گردید (شکل ۴). شکستگی‌های موجود در هر ایستگاه ضمن مقایسه آنها در لایه‌های با ترکیب مختلف با یکدیگر، به صورت دقیق از نظر هندسی و آماری مورد مطالعه قرار گرفتند. جهت بازتاب دقیق الگوی شکستگی‌ها، در هر

در روش آماری، بلوغ ساختاری شکستگی ها با اندازه گیری فاصله بندی آنها در لایه های نرم و سخت موجود در یالهای چین انجام شد. در مرحله بعد توسط نرم افزار اکسل نمودارهای مربوطه تهیه شدند (شکل ۱۱).

آنها محاسبه شد (شکل ۱۰). سپس جهت تنش های بدست آمده از تحلیل شکستگی ها با جهت تنش های به وجود آورنده چین مقایسه گردید.



شکل ۳: تصویر ماهواره ای لندست با ترکیب باندهای ۲۲۱ سنجنده TM به همراه ایستگاه های مطالعاتی و مقاطع عرضی. محور چین با خط سفید رنگ مشخص شده است. عارضه سرخ رنگ واقع در مرکز تصویر، توده گرانیتی سیردان را نمایش می دهد.

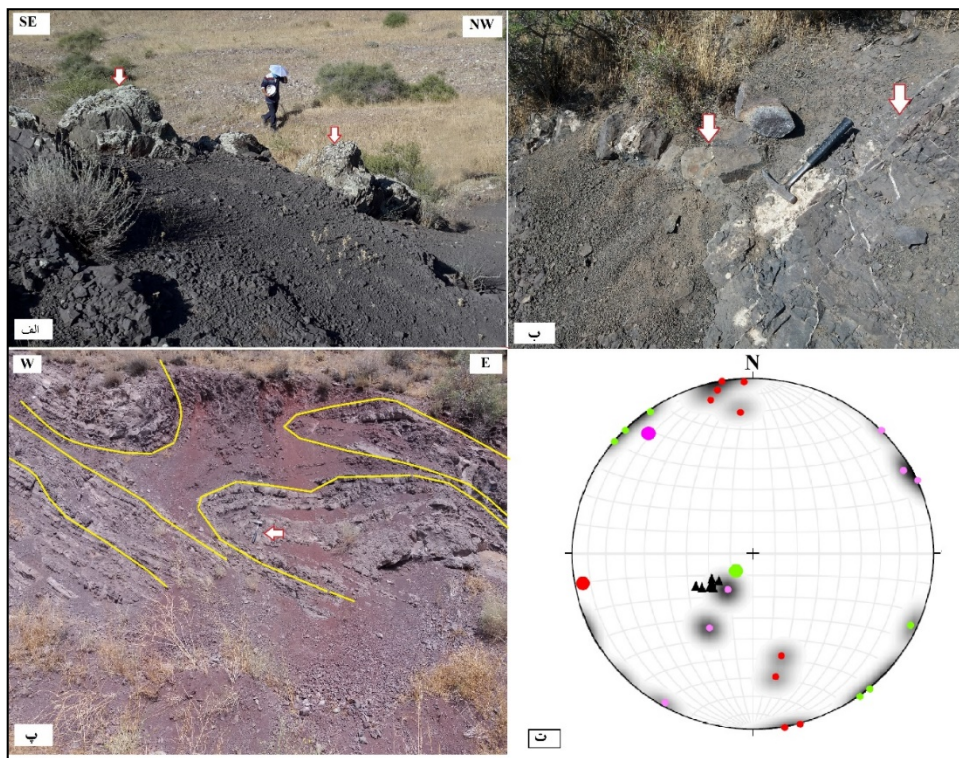


شکل ۴: مقاطع عرضی زمین شناسی ساختمانی از طاقدیس طارم بر اساس برداشت های صحرایی و نقشه های زمین شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ رودبار و ۱/۲۵۰۰۰۰ زنجان. موقعیت مقاطع در اشکال ۱ و ۳ مشخص شده است.

نتایج

شده اشغال است (شکل ۵ الف- پ). شکستگی‌ها به سه دسته تقسیم شدند که براساس فاصله آنها نسبت به قطب صفحه π به ترتیب از قدیم به جدید شامل انواع شمال خاوری- جنوب باختری، خاوری- باختری و شمال باختری- جنوب خاوری می‌باشند (شکل ۵ ت). بررسی‌های صحرایی نشان می‌دهد که شکستگی‌های اخیر به طور یکنواخت در طاق‌دیس توزیع نشده‌اند. شواهد حاکی از آنست که تراکم آنها در یال نسبت به منطقه لولایی بیشتر است. این تفاوت، احتمالاً با توزیع ناهمگن کرنش به علت وجود اختلاف مکانیکی در لایه‌های شیلی و گدازه‌ها در زمان چین خوردگی قابل توجیه باشد.

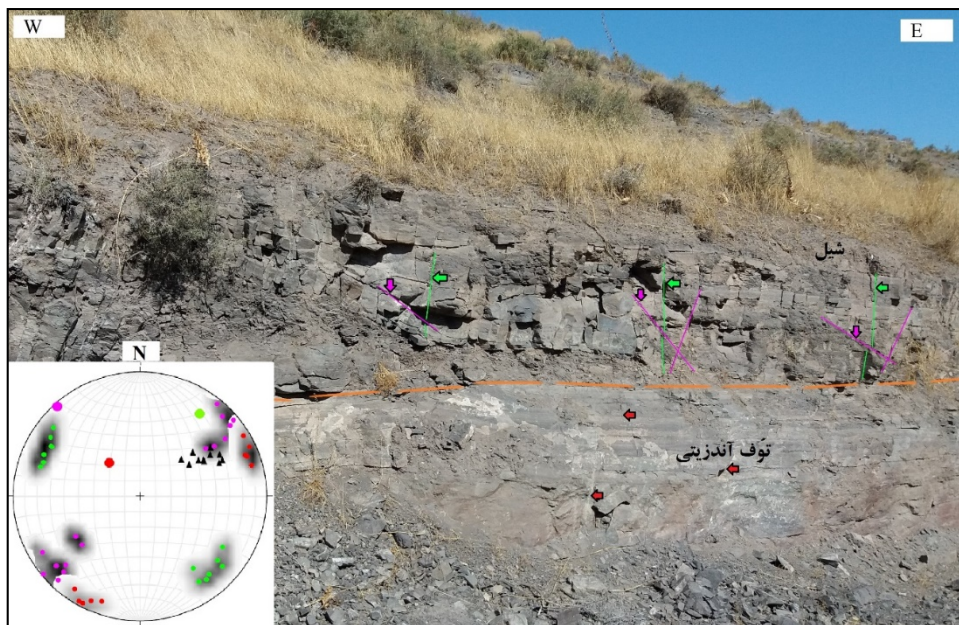
ایستگاه ۱: اندازه‌گیری‌ها در ایستگاه اول در حوالی روستاهای قلالو و مصطفی‌لو انجام گرفت. دگرریختی در زمان چین خوردگی در این منطقه به شدت در واحد‌های نرم از جمله شیل‌های مدادی و توفیت‌های شیلی متمرکز بوده است. به طوری‌که در شمال روستای قلالو باعث تشکیل چین‌های فرعی در واحد توفیت شیلی شده و در باختر روستای مصطفی‌لو باعث تشکیل درزه‌های فراوانی شده که متعاقباً توسط سیالات ماگمایی به صورت انواع رگه‌های سیلیسی، کلسیتی و دایک‌های با ترکیب حدواسط



شکل ۵: ایستگاه شماره ۱، الف و ب- دایک‌های نفوذی در واحد شیل مدادی معادل سازند کرج در ارتفاعات غربی روستای مصطفی‌لو. پیکان‌ها موقعیت دایک‌ها را نشان می‌دهند. پ- چین‌های فرعی در واحد توفیت شیلی واقع در شمال روستای قلالو. نوک پیکان به مقیاس اشاره دارد. و ت- تصویر استریوگرافیک مربوط به دسته‌های مختلف شکستگی. دایره‌های سبز، قرمز و صورتی به ترتیب مبین شکستگی‌های با روند شمال خاوری، خاوری- باختری و شمال باختری می‌باشند. در این تحقیق علاوه بر این شکل، در همه اشکال دیگر، قطب لایه بندی با مثلث توپر و قطب درزه‌ها با دایره توپر مشکی نمایش داده شده است.

از انواع مزدوج برشی صفحه ای تشکیل شده اند. به دلیل عدم حضور همزمان شکستگی های چینه کران و انواع کششی در یک لایه، سن نسبی آنها از طریق تحلیل های استریو گرافیک مشخص شد. در این بررسی، قطب صفحه π شکستگی های کششی نسبت به انواع چینه کران به قطب لایه بندی نزدیک تر است. یعنی شکستگی های چینه کران جواناتر از انواع کششی هستند (شکل ۶).

ایستگاه ۲: برداشت ها در ایستگاه دوم که همانند نوع اول منطبق بر مقطع عرضی الف-ب می باشد، در اطراف روستاهای علی آباد و فیله ورین انجام شد و شکستگی ها در سه دسته شناسایی شدند. شواهد حاکی از قطع شدگی و جابجایی شکستگی های مزدوج برشی توسط انواع چینه کران می باشند. (شکل ۶). بر اساس تحلیل های استریو گرافی و روابط قطع شدگی، شکستگی های چینه کران بعد

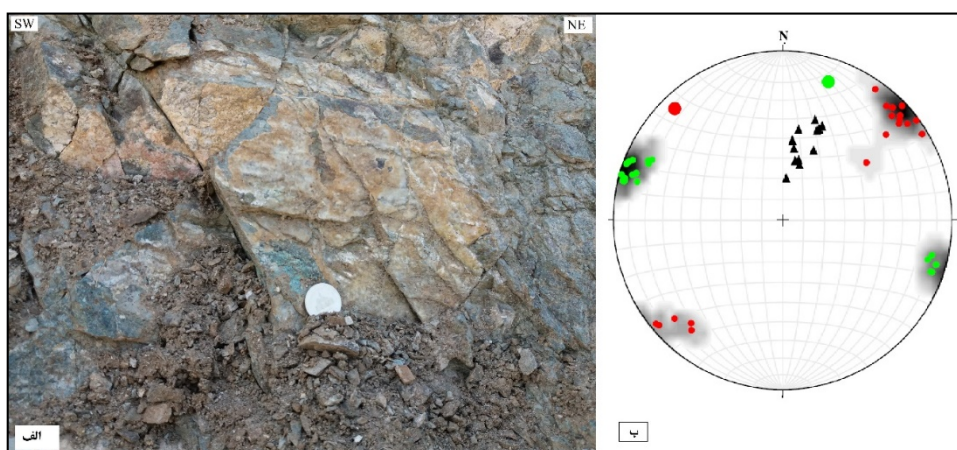


شکل ۶: ایستگاه شماره ۲، الگوی شکستگی ها از قدیم به جدید شامل

۱- شکستگی های برشی مزدوج (علائم سبز رنگ در هر دو تصویر)، ۲- شکستگی های برشی ناشی از خمش لایه ها در واحد توف آندزیتی (علائم قرمز) و ۳- شکستگی های برشی چینه کران به شکل مورب و متقاطع در مقطع (علائم صورتی) که در لایه شیلی باعث جابجایی انواع برشی مزدوج شده است.

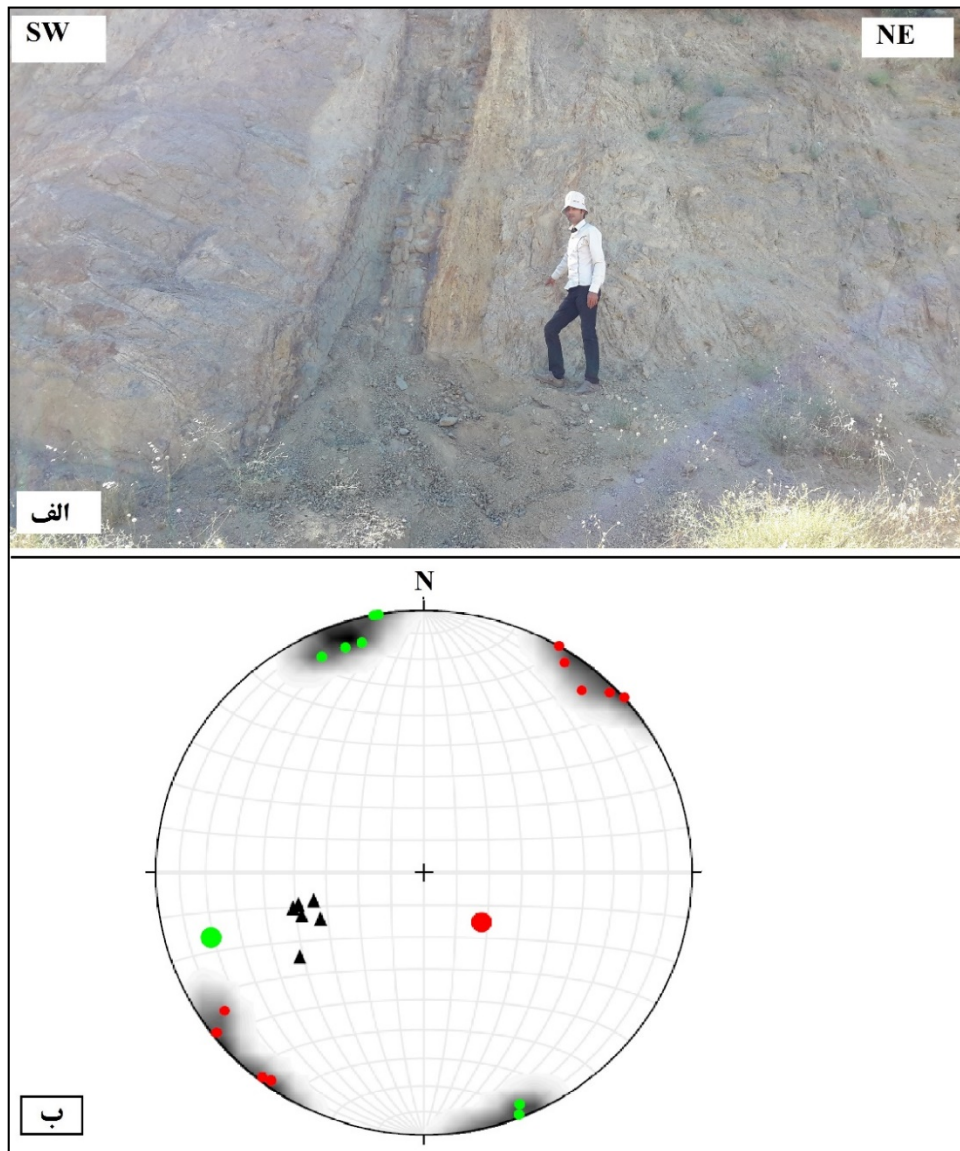
بیشتر شکستگی ها محدود به لایه توفیت شیلی می باشند و به عبارتی از نوع چینه کران هستند. توالی تشکیل شکستگی ها براساس تحلیل های استریوگرافیک نیز گویای ایجاد شکستگی های مزدوج صفحه ای در اوایل چین خوردگی است (دایره سبزرنگ در شکل ۷-ب).

ایستگاه ۳: بررسی ها در این ایستگاه در جنوب روستای چیزه انجام شد. وجود کنترل مکانیکی از جمله تراکم بالای شکستگی ها و چین های فرعی در لایه های نرم (توفیت شیلی) باعث انتخاب این ایستگاه مطالعاتی شد. شکستگی های مزدوج صفحه ای موازی لایه و برشی چینه کران محدود به لایه های نرم به خوبی شناسایی شدند (شکل ۷).



شکل ۷. ایستگاه شماره ۳، الف- شکستگی های چینه کران که در مقطع یال چین به صورت مورب و متقاطع دیده می‌شوند، ب- استریونوت مربوط به شکستگی های مذکور (مثلث قرمز) و دسته شکستگی های مزدوج صفحه ای (دایره سبز).

ایستگاه ۴: مطالعات این ایستگاه در ارتفاعات جنوبی روستای آلتین کش انجام شد. در این منطقه نیز واحدهای نرم از جمله شیل ها و توفیت ها تحت نفوذ شدید دایک های نفوذی در درزه های از پیش موجود قرار گرفته است. شکستگی ها با دو روند شمال خاوری و شمال باختری تشکیل شده اند. دسته شمال باختری نسبت به لایه بندی به صورت مورب تشکیل شده و دایک های منطقه در طول آنها نفوذ کرده است. این شکستگی ها فقط در لایه های نرم تشکیل شده و از نظر سنی جوانتر از دسته دیگر (زمینه ای) هستند (شکل ۸). تعداد دایک های نفوذی در لایه های نرم نسبت به انواع مقاوم همانند ایستگاه های دیگر بیشتر هستند. به عبارت دیگر، تراکم بالای دایک ها در این لایه ها و همروند بودن آنها با شکستگی های چینه کران، کنترل ساختاری شکستگی های اخیر بر دایک زایی استنباط می‌شود.



شکل ۸. ایستگاه شماره ۴. الف- تصویر مزوسکوپی از درزه های موجود در توفیت های شیلی که یکی از دسته ها توسط دایک ها اشغال شده است. دایره سبز و قرمز به ترتیب مبین درزه های شمال خاوری و شمال باختری هستند.

اطراف روستاهای مقانک و دیزه جین واقع شده است. جنس رخنمون در این منطقه کاملاً از توده های نفوذی با نسل های مختلف به ویژه مونزونیت (معروف به گرانیت سیردان) می باشد. توده های مذکور به شدت تحت تأثیر فازهای زمین ساختی پس از الیگوسن قرار گرفته و توسط دسته درزه های فراوان سامانمند باروندهای شمال باختری- جنوب خاوری و شمال خاوری- جنوب باختری قطع شده اند (شکل ۹-ب).

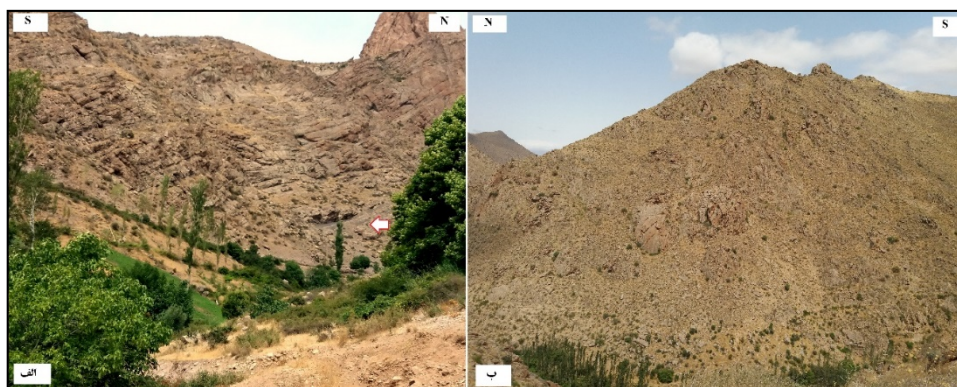
ایستگاه ۵ و ۶: بر اساس شکل ۳، هر دو ایستگاه در منطقه لولایی طاقدیس قرار دارند. ایستگاه ۵ در حوالی روستاهای محمد ده و پلنگه واقع شده که غالباً دارای لایه های صخره ساز داسیتی و آندزیتی است. ساختارهای عمده در این واحدها درزه های با شیب تقریباً قائم می باشند. لایه های توفی و شیلی با دگرریختی ضعیف، بسیار فرسایش یافته و دره ها عمدتاً از این واحدها تبعیت می کنند (شکل ۹-الف). ایستگاه ششم منطبق بر موقع عرضی پ-ت در



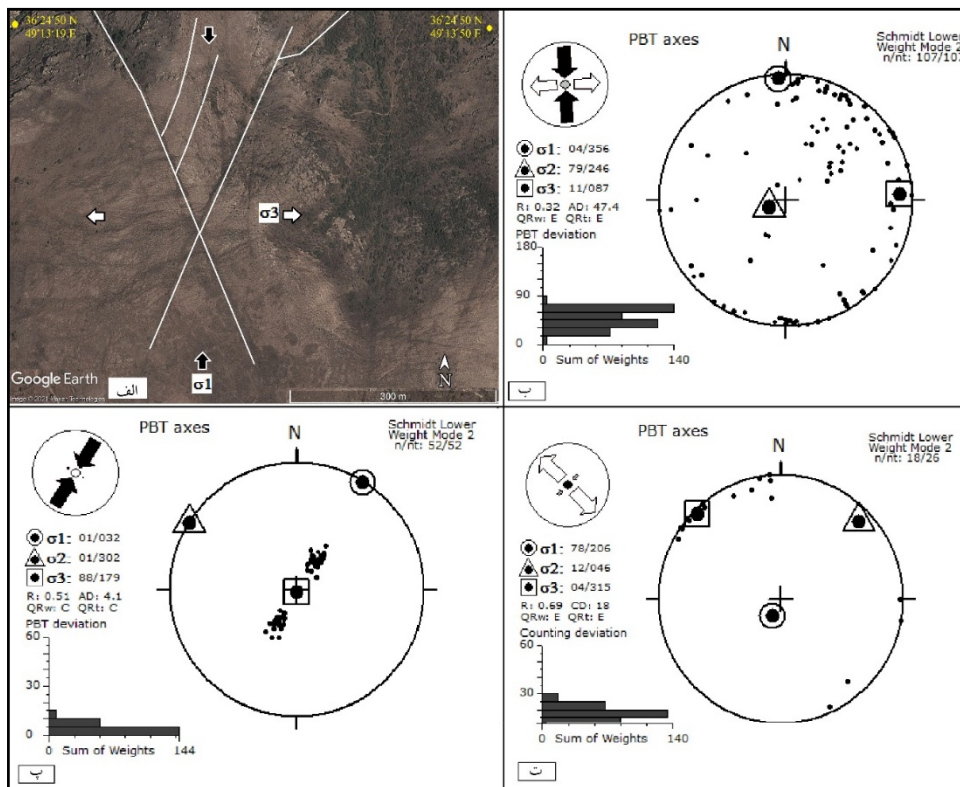
حرکت بر روی آنها می باشد که احتمالاً با فعالیت گسل های اصلی در ارتباط باشد. البته شواهد جنبشی در دسته شکستگی های دیگر از جمله در دسته (B) نیز تشکیل شده است. از آنجایی که کرنش منتهی از فعالیت گسلش، به جای ایجاد شکستگی های جدید، در صورت وجود نقاط ضعف از پیش موجود مثل شکستگی توزیع و تعدیل می شود، القای حرکت بر روی شکستگی های حاصل از چین در منطقه مورد مطالعه قابل استنباط است.

با توجه به مقاطع زمین شناسی ساختاری (شکل ۴) و تحلیل استریوگرافی (شکل ۲) و با اندازه گیری پارامترهای مربوط به چین ها (Twiss and Moores (1992)، طاقدیس طارم از نوع چین نامتقارن است. زاویه بین دو یالی طاقدیس از مقدار ۷۲ درجه در مقطع الف-ب به ۸۰ درجه در مقطع ب-پ تغییر می کند. مقدار زاویه بین یالی بر اساس طبقه بندی (Fleuty (1964 به نوع بسته (Close) تعلق دارد.

نهایتاً با توجه به داده های صحرایی و نمودارهای ترسیم شده، شکستگی های مرتبط با چین در طاقدیس طارم به سه دسته شامل دسته (A) با میانگین روندهای ۲۵ و ۳۳۰ درجه از نوع شکستگی های مزدوج، دسته (B) یا انبساطی با میانگین امتداد ۱۲۵ درجه به موازات محور چین، دسته (C) یا چینه کران با میانگین امتداد ۱۲۰ تقسیم شدند. شکستگی های اخیر بیشتر محدود به لایه های نرم از جمله توفیت شیلی هستند. نتایج حاصل از تحلیل های دینامیکی شکستگی های دسته (A) و (B) در منطقه نشانگر ارتباط آنها با ساختمان چین منطقه می باشد (شکل ۱۰). شکستگی های مذکور از لحاظ دینامیکی از جمله جهت تنش های اصلی، با چین منطقه ولی از نظر جنبشی با گسل های اصلی مثل طارم و زنجان سازگار هستند. بعنوان مثال در شکل ۱۰-الف، جهت تنش های مسبب شکستگی های مزدوج (دسته A) با جهت تنش های به وجود آورنده چین منطقه سازگاری دارد، ولی شواهد جنبشی از جمله پایانه های دم اسبی، حاکی از چرخش جهات تنش و القای



شکل ۹: ایستگاه ۵ و ۶ الف- دگرریختی شدید واحدهای آندزیتی و بازالتی در منطقه لولایی واقع در ۳ کیلومتری شمال روستای محمد ده. پیکان قرمز، لایه شیلی را نشان می دهد. در این منطقه لایه های مقاوم با شکستگی های زیادی قطع شده ولی واحد شیلی به وسیله شکستگی های با فاصله زیاد قطع شده است.
ب- خردشدگی توده گرنیتی سیردان در ایستگاه ۶ واقع در شمال خاوری روستای دیزه جین که حاصل دگرریختی منتهی از فعالیت های برهم کنشی بین گسل های زنجان و طارم است.



شکل ۱۰: الف- شکستگی های مزدوج (دسته A) با روندهای ۲۵ و ۳۳۰ درجه به همراه جهت تنش های اصلی. ب و پ- به ترتیب نشانگر جهت تنش های حاصل از دسته شکستگی های B و C. ت- دایک های نفوذی در شکستگی های موجود در لایه های نرم بال های طاقدیس طارم.

بحث

(Su et al, 2014). شکستگی های کششی قبل از انواع برشی چینه کران تشکیل می شوند، چون آنها یک فرایند متوالی در یک لایه نیستند. چون شکستگی های مذکور به طور همزمان شروع و یا تشکیل نمی شوند. گسترش هر دو نوع شکستگی اخیر توسط رفتار مکانیکی لایه های سنگی کنترل می شود (Su et al, 2014). از لحاظ مکانیکی، شکستگی های کششی در لایه های مقاوم مثل ماسه سنگ در حالی که شکستگی های برشی چینه کران در لایه های نرم مثل گل‌سنگ تشکیل می شوند. سامانه شکستگی های چینه کران با اندازه محدود و فاصله منظم در لایه های منفرد تشکیل می شوند (Odling et al, 1999). Ramsay and Huber (1987) معتقدند که در طول تکامل یک چین، لایه مقاوم تحت کرنش طولی مماسی دگرریخت می شود ولی لایه نرم متحمل کرنش برشی شدید موازی لایه می شود. به

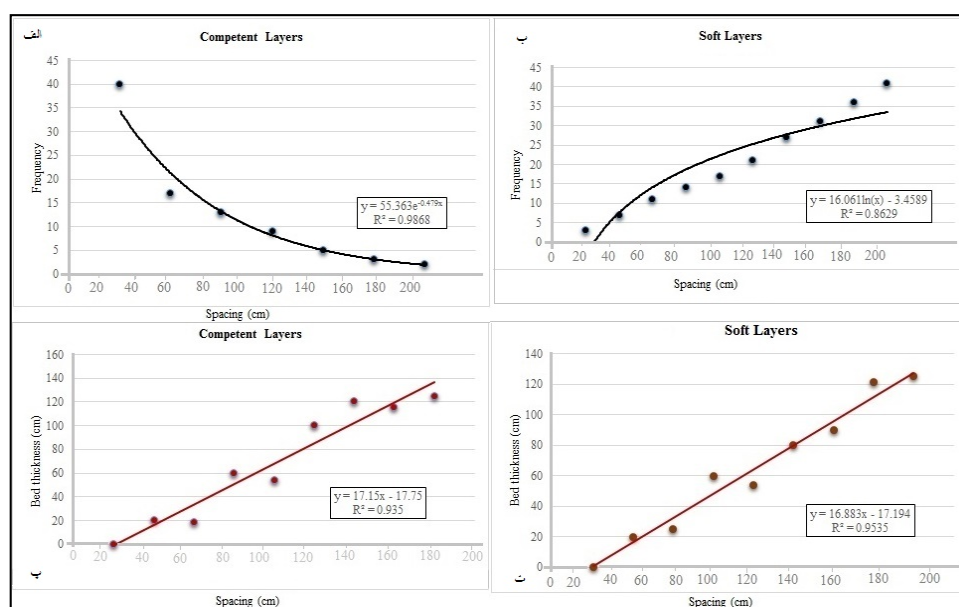
براساس تحقیقات انجام شده (Ismat, 2008; Evans and Fischer, 2012; Su et al, 2014) شکستگی یکی از روش های بررسی سازوکار تشکیل چین ها در هر منطقه می باشد. در اوایل چین خوردگی زمانی که لایه ها تقریباً افقی هستند، به دلیل فشارش افقی دو دسته شکستگی مزدوج صفحه ای عمود بر لایه بندی گسترش می یابند (Su et al, 2014). سپس با چرخش لایه ها با شیب کم، یک دسته شکستگی کششی عمود بر سطح لایه بندی تحت تنش های کششی توسعه می یابند. در ادامه با چرخش بیشتر لایه ها، کرنش برشی چیره شده و باعث گسترش دو دسته شکستگی برشی چینه کران می شوند که در مقطع عمودی نسبت به لایه بندی به صورت مورب ظاهر می شوند



می باشد. (Guerrero et al, 2015). یعنی فاصله شکستگی های مذکور با ضخامت لایه ها نسبت مستقیم داشته و عوامل دیگر مثل خصوصیات بافتی و سنگ شناختی تأثیر چندانی نداشته است. این در حالی است که در پهنه طارم شکستگی های چینه کران علاوه بر ضخامت لایه ها، تابع خصوصیات سنگ شناختی نیز می باشند (شکل ۱۱). چون نمودار فاصله بندی شکستگی های موجود در یالهای چین، در واحدهای مقاوم با تابع نمایی سازگار است و در لایه های نرم خط برازش داده ها با تابع نرمال همبستگی خوبی نشان می دهد (شکل ۱۱-الف و ب). این یعنی تحولات ساختاری کم در لایه های مقاوم و حد نهایی بلوغ ساختاری در لایه های نرم می باشد (Rives et al, 1992). این رویداد با توزیع متفاوت کرنش در واحدهای مختلف در سازوکار لغزش خمشی قابل توجه می باشد. به عبارت دیگر، لایه های نرم موجود در یالهای طاقدیس طارم نسبت به انواع مقاوم، در فرایند چین خوردگی متحمل کرنش بیشتری شده و در نتیجه از بلوغ ساختاری بالایی برخوردار هستند.

عبارت دیگر دگرریختی تحت کرنش طولی مماسی در لایه مقاوم در منطقه لولایی متمرکز می شود در حالیکه کرنش برشی موازی لایه در لایه نرم در یال چین ایجاد می شود (Evans and Fischer, 2012). وجود سازوکار جریان خمشی باعث کرنش برشی موازی لایه و در نتیجه تمرکز دگرریختی در لایه نرم می شود. همانطوری که در مباحث قبلی اشاره شد ترکیب دو سازوکار اخیر به سازوکار لغزش خمشی معروف است. (Su et al, 2014) شکستگی های برشی چینه کران منتجه از دگرریختی برشی موازی لایه را که در برخی مطالعات با مدل رایدل مقایسه شده را منطقی نمی دانند. چون نامبردگان اخیر معتقدند جهت برش در هر دو دسته شکستگی های چینه کران یکسان بوده ولی در انواع مزودج صفحه ای مربوط به اوایل چین خوردگی، متفاوت می باشد.

مطالعات آماری شکستگی های چینه کران نشانگر کنترل ضخامت لایه ها بر فاصله شکستگی های چینه کران

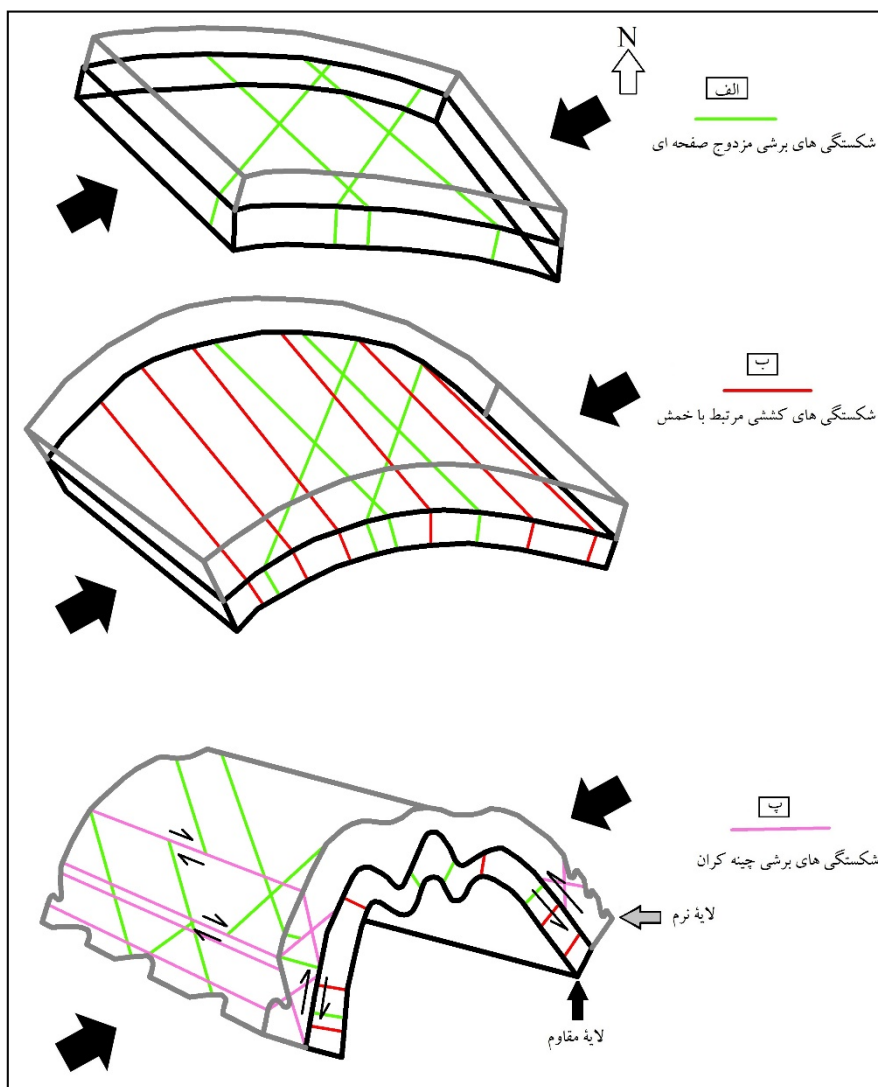


شکل ۱۱: تحلیل آماری شکستگی ها در یالهای طاقدیس طارم،

الف و ب- نمودار حاصل از فاصله بندی شکستگی ها به ترتیب در لایه های مقاوم و نرم. پ و ت- نمودار مربوط به فاصله بندی شکستگی ها نسبت به ضخامت به ترتیب در لایه های مقاوم و نرم.

در منطقه مورد مطالعه شکستگی های مرتبط با چین از نظر سنی و وضعیت تشکیل به سه دسته تقسیم می شوند. به ترتیب سنی شامل: ۱- انواع شکستگی های مزدوج صفحه ای مربوط به اوایل چین خوردگی (دسته A)، ۲- شکستگی های کششی ناشی از خمش لایه (دسته B) و ۳- شکستگی های چینه کران حاصل از برش موازی لایه هستند (دسته C) (شکل ۱۲). مهم ترین شواهد شکستگی های چینه کران در ایستگاه شماره ۳ در واحدهای توفیت شیلی قابل مشاهده می باشد (شکل ۷). در یال شمال خاوری در ایستگاه مطالعاتی اول این تحقیق، شکستگی های چینه کران در مقطع چین به صورت مورب با روند شمال باختری ظهور یافته اند. این موضوع علاوه بر شواهد میان مقیاس، توسط تحلیل های استریوگرافی آن نیز استنباط می شود. چون از نظر توالی تشکیل پس از شکستگی های مزدوج صفحه ای تشکیل شده اند.

شکستگی هایی که قبل و یا در اوایل چین تشکیل می شوند همزمان با چرخش لایه ها در زمان چین خوردگی از نظر وضعیت دچار اعوجاج می شوند. میزان این تغییرات وضعیت در مناطق مختلف بسته شرایط تشکیل چین متفاوت بوده و بررسی الگوی آنها در بازسازی شرایط تشکیل و سازوکار چین ها بسیار حائز اهمیت می باشد. به طور کلی هر چه قطب شکستگی ها از لایه ها و یا به عبارت دیگر قطب صفحه π از قطب لایه بندی فاصله بیشتری داشته باشد حاکی از آنست که در فاصله زمانی بیشتری از آغاز چین خوردگی تشکیل شده است. و در نهایت دگرریختی شدید لایه های نرم در یالهای طاقدیس طارم نسبت به منطقه لولایی آن و همچنین رخداد عکس این قضیه در واحدهای مقاوم حاکی از تشکیل طاقدیس طارم با سازوکار لغزش خمشی می باشد.



شکل ۱۲: تصویر شماتیک از الگوی شکستگی های مرتبط با چین،

الف- تشکیل شکستگی های برشی مزدوج صفحه ای در اوایل چین خوردگی، ب- با چرخش بیشتر لایه ها در اثر تنش های حاصل از خمش لایه ها، شکستگی های کششی ایجاد می شوند و پ- شکستگی های برشی چینه کران که در اثر برش به موازات لایه بندی تشکیل شده و باعث جابجایی در انواع مزدوج برشی می شوند.



زنجان جهت همکاری در زمینه انجام عملیات صحرایی تقدیر و تشکر می شود. از لطف و محبت سردبیر محترم مجله و پیشنهادات داوران محترم در چنین شرایط کرونایی وقت ارزشمند خویش را در جهت بهبود پیش نویس مقاله ارائه نمودند نهایت تشکر و قدردانی را داریم.

نتیجه گیری

الگوی شکستگی های مختلف مرتبط با چین در لایه های مختلف شناسایی شدند که شامل ۱- شکستگی های مزدوج صفحه ای مربوط به اوایل تشکیل چین (دسته A)، ۲- شکستگی های کششی ناشی از خمش لایه ها (دسته B) و ۳- انواع چینه کران منتهج از برش موازی لایه (دسته C) در مراحل نهایی چین خوردگی هستند. شکستگی های چینه کران در لایه های نرم موجود در یالهای چین متمرکز هستند. رگه ها و دایک ها به شدت از شکستگی های چینه کران محدود به لایه های نرم تبعیت می کنند که جهت تنش های اصلی حاصل از آنها با جهت تنش های تشکیل دهنده طاقدیس طارم سازگار هستند. مطالعات آماری شکستگی های موجود در یالهای طاقدیس طارم حاکی از تحولات بیشتر آنها در لایه های نرم نسبت به انواع مقاوم هستند. چین های فرعی در یالهای طاقدیس طارم، در لایه های نرم مثل شیل های مدادی و توفیت های شیلی معادل سازند کرج تشکیل شده است به طوریکه لایه های مقاوم در زمان چین خوردگی دچار تغییرات خیلی شدید نشده اند. در منطقه لولایی طاقدیس، لایه های مقاوم مثل انواع گدازه ها به شدت دگرریخت و خرده شده هستند در حالیکه واحدهای نرم دگرریختی ضعیفی را متحمل شده اند. بنابراین، چین خوردگی با سازوکار لغزش خمشی طاقدیس طارم قابل استنباط است.

سپاسگزاری

این تحقیق بخشی از رساله دکتری نویسنده اول و بر اساس حمایت های مالی دانشگاه گلستان انجام شده است. نویسندگان مقاله مراتب سپاس خود را از بخش پژوهشی و فناوری دانشگاه ابراز می دارند. همچنین از دانشگاه پیام نور مرکز قزوین و دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه



منابع

- Bergbauer, S., Pollard, D.D., 2004. A new conceptual fold-fracture model including pre-folding joints, based on the Emigrant Gap anticline, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* 116, 294-307.
- Chester, J.S., 2003. Mechanical stratigraphy and fault-fold interaction, Absaroka thrust sheet, Salt River Range, Wyoming. *Journal of Structural Geology* 25, 1171-1192.
- Donath, F. A., and Parker, R. B., 1964. Folds and folding. *Bull. geol. Soc. Am.* 75, 45-62.
- Engelder, T., Peacock, D.C.P., 2001. Joint development normal to regional compression during flexural-fow folding: the Lilstock buttress anticline, Somerset, England. *Journal of Structural Geology* 23, 259-277.
- Evans, M. A., Fischer, M. P., 2012. On the distribution of fluids in folds: A review of controlling factors and processes. *Journal of Structural Geology* 44, 2- 24.
- Ghasemi-Siani, M., Mehrabi, B., Azizi, H., Maya-Wilkinson, C. and Ganerød, M., 2015. Geochemistry and geochronology of the volcano-plutonic rocks associated with the Glojehpithermal gold mineralization, NW Iran. *Open Geosci*, 7, 207-222.
- Guerriero, V., Dati, F., Giorgioni, M., Iannace, A., Mazzoli, S., Vitale, S., 2015. The role of stratabound fractures for fluid migration pathways and storage in well-bedded carbonates. *Ital. J. Geosci.*, 134, 383-395.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology* 7, 437-457.
- Hirayama, K., samimi, m., zahedi, m., Hushmand-Zadeh, A., 1966. Geology of Taroum district, western part (Zanjan area north-west Iran). Geological Survey of Iran, Report 8.
- Ismat, Z., 2008. Folding kinematics expressed in fracture patterns: an example from the Anti-Atlas fold belt, Morocco. *J. Struct. Geol.* 30, 1396-1404.
- Jamison, W.R., 1992. Stress controls of fold thrust style. In: McClay, K.R. (Ed.), *Thrust Tectonics*. Chapman and Hall, London, 155-164.
- احمدی، ب، مریدی فریمانی، ع، ا، حسینی، م، ۱۳۹۲. بررسی هندسی طاق‌دیس طارم و کنترل آن در کانسارزایی منطقه (شمال شرق زنجان)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه سیستان و بلوچستان.
- اردکان، م، شبانیان، ا، منصف، ا، ۱۳۹۵. بررسی نقش جنبش‌های سنوزویک (الیگوسن - کواترنری) در شکل‌گیری دره طارم. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تحصیلات تکمیلی علوم پایه زنجان.
- بهارفیزی، خ، ۱۳۷۶. بررسی زونهای آلتراسیون و زوناسیون عمودی در کانسار تپ اسکارن پورفیری مس - مولیبدن سونگون اهر، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت معلم تهران.
- حاجی علی بیگی، ح، علوی، س، ا، افتخارنژاد، ج، مختاری، م، آدابی، م، ح، ۱۳۸۷. استفاده از شکستگی‌ها در تفسیر ساختاری یک تاق‌دیس، مطالعه موردی: تاق‌دیس چناره، جنوب باختر ایران، مجله علوم زمین، ۷۴، ۳۳-۴۴.
- ناظمی، ا. و قطب تحریری، ف، ۱۳۹۳. پترولوژی، ژئوشیمی و کانی‌سازی در گرانیت‌ها و دایک‌های چیدر در جنوب غرب منجیل. دومین همایش ملی پترولوژی کاربردی، اصفهان.
- Allen, M. B., Kheirkhah, M., Emami, M. H. & Jones, S. J., 2011- Right- lateral shear across Iran and kinematic change in the Arabia-Eurasia collision zone. *Geophysical Journal international* 184, 555-574.
- Anastasio, D.J., Fisher, D.M., Messina, T.A., Holl, J.E., 1997. Kinematics of décollement folding in the Lost River Range, Idaho. *Journal of Structural Geology* 19, 355-368.
- Bellahsen, N., Fiore, P., Pollard, D.D., 2006. The role of fractures in the structural interpretation of Sheep Mountain Anticline, Wyoming. *Journal of Structural Geology* 28, 850-867.



- geochemistry of the Zehabad intermediate-sulfidation epithermal deposit, NW Iran. *Turkish J Earth Sci.* 28, 882-901.
- Srivastava, D.C., Engelder, T., 1990. Crack-propagation sequence and pore-fluid conditions during fault-bend folding in the Appalachian Valley and Ridge, central Pennsylvania. *Geological Society of America Bulletin* 102, 116-128.
- Stocklin, J. and Eftekhari-Nezhad, J., 1969. Explanatory text of Zanjan quadrangle map. G.S.I, Rep, No. D4, scale 1: 250,000.
- Su, N., Zou, L., Shen, X., Shen, F., Ren, Y., Xie, Y., Wu, J., 2014. Fracture patterns in successive folding in the western Sichuan basin, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 81, 65-76.
- Tavani, S., Storti, F., Salvini, F., Toscano, C., 2008. Stratigraphic versus structural control on the deformation pattern associated with the evolution of the Mt. Catria anticline, Italy. *Journal of Structural Geology* 30, 664-681.
- Lemiszki, P.J., Landes, J.D., Hatcher Jr., R.D., 1994. Controls on hinge-parallel extension fracturing in single-layer tangential-longitudinal strain folds. *Journal of Geophysical Research* 99, 22027-22042.
- Nazari, H., Salamati, R., 1998. Geological map of the Rudbar. Geological Survey of Iran, scale 1/100,000.
- Pollard, D.D., Aydin, A., 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin* 100, 1181-1204.
- Ramsay, J.G., Huber, M.I., 1987. *The Techniques of Modern Structural Geology*. In: *Folds and Fractures*, Vol. 2. Academic Press, London.
- Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N. and Allen, M.B., 2012. Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry. *Tectonics*, 31(2).
- Rives, T., Razack, M., Petit, J.P., Rawnsley, K.D., 1992. Joint spacing : analogue and numerical simulations. *Journal of structural geology*, 14, 925-937.
- Shahbazi, S., Ghaderi, M., Alfonso, P., 2019. Mineralogy, alteration, and sulfur isotope