



فصلنامه زمین ساخت

تابستان ۱۴۰۰، سال پنجم، شماره ۱۸

doi 10.22077/JT.2022.5049.1131

ساختار چین خورده تداخلی آچانی و گروه دایک‌های خطی مرتبط با آن: روش نوینی برای آزمایش خمش‌های اروکلایینی؛ شمال قاین-شرق ایران

عماد رجحانی^۱، فرزین قائمی^۲، ساسان باقری^۳

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

۲. دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه فردوسی مشهد.

۳. استادیار، دانشکده علوم پایه، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه سیستان و بلوچستان.

چکیده:

تاریخ دریافت: ۱۴۰۰/۱۱/۱۰
تاریخ پذیرش: ۱۴۰۱/۰۳/۰۸

در مجاورت مرز شمالی بلوک لوت و پهنه جوش خورده سیستان، توالی آتشفشانی-رسوبی پالئوسن-ائوسن در شمال قاین یک الگوی تداخلی چین خوردگی نشان می‌دهد. ساختارهای هلالی شکل شاهدهی بر الگوی تداخلی تیپ ۲ هستند. سطح محوری کلان چین‌های نسل اول امتداد کلی شرقی-غربی دارند، اما خمیدگی‌های آشکاری به سمت شمال و جنوب در آن‌ها بارز است. گروه دایک‌های خطی با ترکیب دیوریت و آندزیت با الگوی شعاعی درون واحدهای آتشفشانی-رسوبی پالئوژن نفوذ کرده‌اند بطوریکه سطح محوری چین‌های نسل اول را قطع نموده‌اند و خود از نسل دوم چین خوردگی اثر پذیرفته‌اند. در این تحقیق تغییر روند دایک‌ها در تبعیت از این خمش‌ها معنی‌دار در نظر گرفته شده و علت آن مورد بحث قرار گرفته است. به منظور تعیین سن این حادثه تکتونوماگمایی، سن سنجی دایک‌ها به روش $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ کانی زیرکن انجام گرفته و سن سردشدگی در حدود ۴۰ میلیون سال تعیین شده است. تبعیت نسبی امتداد این دایک‌ها همگام با خمیدگی سطح محوری نسل اول چین خوردگی (در اثر عملکرد حادثه دوم چین خوردگی) الگوی شعاعی با دامنه گشودگی ۳۰ درجه به این دایک‌ها بخشیده است. این واقعیت ممکن است بیانگر همزمانی نفوذ و سردشدگی دایک‌ها با وقوع نسل دوم چین خوردگی باشد. انطباق قابل قبول زاویه انحراف دایک‌ها نسبت به زاویه خمش سطح محوری چین‌های نسل اول بر روی نمودارهای رگرسیون خطی می‌تواند روش نوینی برای آزمایش صحت خمش ساختارهایی باشد که از ابتدا خطی بوده‌اند. آنالیزهای ساختاری ما در منطقه قاین بیان می‌دارد که ساختار آچانی مثال بارزی از خمش بزرگتر اروکلایینی در منطقه، در ائوسن، همزمان با شکلگیری اروکلاین شرق ایران بوده است.

واژه‌های کلیدی: پهنه جوش خورده سیستان، چین خوردگی تداخلی، بلوک لوت، دایک شعاعی، تعیین سن مطلق اورانیوم/سرب

The Achani interfering folded structure and related linear dyke swarm: a new method to test the Oroclinal buckled arcs; north Qayen, East Iran

Emad Rojhani¹, Farzin Ghaemi^{1*}, Sasan Bagheri²

1-Department of Geology, faculty of Science, Ferdowsi University of Mashhad

2- Department of Geology, faculty of Science, University of Sistan and Baluchistan

Abstract:

Adjacent to the northern border of the Sistan suture zone and the Lut block, north of the Qayen, the Paleocene-Eocene volcano-sedimentary sequence represents an interference pattern of folding. Crescent structures indicate the type 2 of superimposed folding. The axial plan of the first generation of the large-scale folds is generally east-west trended, but along their strike, they are obviously curved to the north and south. A linear dioritic-andesitic dyke swarm, is intruded on this sequence with a radial pattern, and cut the axial plane of the first generation and is affected by the second generation of folding. In order to date this tectono-magmatic event, U-Pb dating is performed on the zircon crystals of these dykes, and an age of ~40 Ma is yielded as the cooling age. The consistency between the dykes' strikes and the curvature of the first-generation folding axial plane (in response to the second folding event) gave a radial pattern with 30° declination to this dyke swarm. This may indicate the intruding and cooling of the dykes coincide with the second folding generation. Acceptable adaptation of the declination of these dykes to that of the curved axial plane of the first folding episode on the linear regression diagram can be a new method for testing the bends that originally have been linear. Our structural analyses on the Qayen area indicate that Achani structure is a clear example of a larger oroclinal buckling in the region, by Eocene, coinciding with the formation of the Eastern Iranian Orocline.

Keywords: Sistan Suture Zone, interference pattern of folding, Lut block, Radial dykes, U-Pb dating

مقدمه:

جای پرسش داشته و به درستی معلوم نیست که پهنه جوش خورده به سمت شمال چه سرنوشتی دارد. بررسی جنبش شناختی این قسمت از بلوک لوت می‌تواند در راستای حل این پرسش اساسی کمک نماید که آیا لبه جنوبی و شرقی این بلوک (به ترتیب حاشیه شمالی و غربی پهنه جوش خورده) صرفاً یک حاشیه فعال یا غیرفعال بوده که فرورانش از کرتاسه بالایی به بعد را تجربه کرده است یا تحت تاثیر یک فرورانش به نسبت بلند مدت و قدیمی تر و چند مرحله دگرشکلی قرار گرفته است.

منطقه مورد مطالعه در استان خراسان جنوبی با فاصله ۲۵ کیلومتری در شمال شهرستان قاین بین عرض‌های جغرافیایی N33o54 و N34o02 و طول‌های E59o08 و E59o20 قرار دارد. از نظر جایگاه زمین‌ساختی این الگوی تداخلی چین خورده بر روی لبه بلوک لوت در مجاورت با پهنه جوش خورده سیستان واقع است. Tir- (rul et al., 1983) چین خوردگی مجدد در پهنه سفیدآبه را معرفی کردند و برای اولین بار (Bagheri & Gol, 2020) به وجود ساختارهای چین خورده مجدد در لوت شمالی در منطقه قاین اشاره کردند. این محدوده را می‌توان در چهارگوش زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قاین (Berthiaux et al., 1991) و گناباد (Alavi-Naini & Behruzi, 1983) و ورقه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ قاین (Berthiaux et al., 1981) و نوده (فائمی، ۱۳۸۹) رهگیری کرد. این محدوده با نام آچانی، که در گزارش نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰,۰۰۰ قاین به نام «زیربلوک کوه سفید» معرفی می‌شود، در شرق با سیستم گسله رود شور با امتداد تقریباً شمالی- جنوبی و مکانیسم امتدادلغز راستبر محصور می‌گردد. (Fauvelet & Eftekhar-Nezhad, 1990) (شکل ۲.ب).

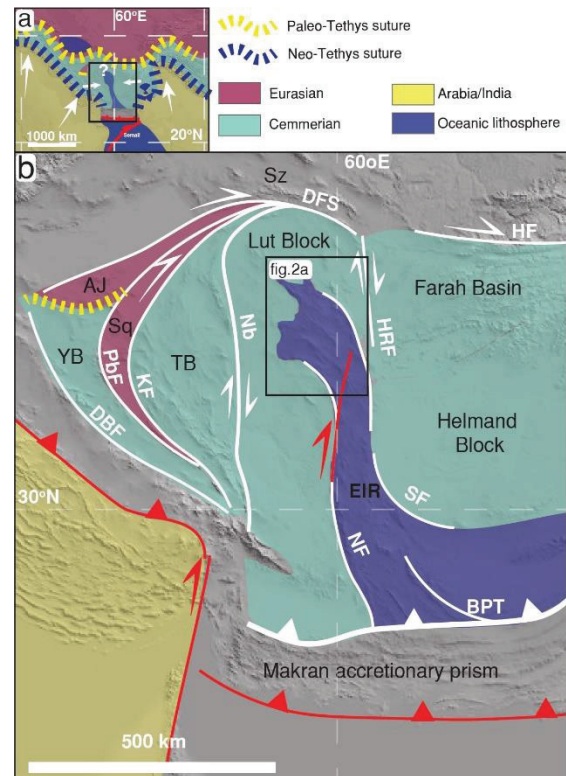
پدیده چین خوردگی مجدد معمولاً در اثر وقوع بیش از یک نسل چین خوردگی در لایه‌های سنگ شناسی، و گاه طی یک دگرشکلی پیشرونده در اثر چرخش و تغییر جهت گیری واحد دگرشکل شده نسبت به جهات اصلی تنش ایجاد می‌گردند (Ramsay, 1962). اختلاف در جهت گیری زوایای نیروهای اصلی در هر نسل چین خوردگی نسبت به یکدیگر موجب پیدایش تنوع در الگوهای مرتبط با ساختارهای چین خورده مجدد می‌شود. بررسی این الگوها، در کمرندهای چین خورده‌ای که دچار چین خوردگی مجدد شده‌اند،

پهنه جوش خورده سیستان منطبق بر کوزاد شرق ایران واقع در قلمرو تئیس با امتدادی شمالی-جنوبی (شکل ۱.ا) مجموعه بلوک‌های خردقاره ایران مرکزی-خاوری را از بلوک افغان جدا می‌کند (شکل ۱.ب). این پهنه به طور عمده ناشی از فرورانش اقیانوس سیستان و بسته شدن حوضه اقیانوسی سیستان از کرتاسه بالایی تا ائوسن شناخته می‌شود (Bröcker et al., 2013; Tir-; rul et al., 1983). هرچند جهت و قطبیت این فرورانش مورد بحث فراوان در میان زمین‌شناسان بوده است و عده‌ای آن را به سمت شرق و به زیر بلوک افغان (Angiboust et al., 2013; Jentzer et al., 2020) و بعضی دیگر آن را به زیر بلوک لوت و به سمت غرب می‌دانند (Arjmandzadeh et al., 2011; Stöcklin et al., 1972; Zarrinkoub et al., 2012)، اما عمدتاً امتداد اولیه پهنه فرورانش در این مدل‌ها مشابه وضعیت فعلی و تقریباً شمالی-جنوبی در نظر گرفته شده است. چنین فرورانشی نیاز به یک کوتاه‌شدگی شرقی-غربی از کرتاسه فوقانی دارد که می‌تواند با فرار زمین‌ساختی سرزمین‌های غرب تبت (Tapponnier et al., 1981) قابل توضیح باشد. با این حال، اخیراً مدل اروکلاین شرق ایران با ارائه پهنه‌بندی تک‌تونو-استراتیگرافی متفاوت با نگاهی متفاوت نسبت به توضیح و توصیف تحولات شرق ایران در ارتباط با فرار زمین‌ساختی غرب تبت به سمت غرب می‌پردازد (Bagheri & Damni Gol, 2020). در این فرضیه کوهزاد شرق ایران نه محصول بسته شدن اقیانوس سیستان و یک زون جوش خورده بلکه ناشی از کمانش اروکلاینی پهنه فرورانش نئوتئیس از ائوسن بالایی به بعد در نظر گرفته می‌شود. با این نگاه منطقه قاین در کمان بیرونی اروکلاین شرق ایران واقع می‌شود (شکل ۳.ا) و ویژگی‌های ساختاری خاص این مناطق را نشان می‌دهد. در اینجا به منظور بررسی هندسه ساختاری و جنبش‌شناسی این محدوده، اطلاعات صحرائی ساختاری و سن‌سنجی از رسوبات سکویی بلوک لوت در ارتباط با انتهای شمالی پهنه جوش خورده سیستان ارائه شده است.

به هریک از مدل‌های فوق که باور داشته باشیم، در هر صورت، مرز شمالی پهنه جوش خورده سیستان و بلوک لوت از دیدگاه ماهیت و تکامل ساختاری خود

پذیرفته است. با توجه به این که هدف اصلی این مقاله بررسی حادثه تکتونو ماگمایی نفوذ گروه دایک‌های حدواسط در لبه لوت و سنجش ارتباط احتمالی آن با حادثه خمش اروکلاینی در شرق ایران بوده است، داده‌های ارائه شده از ساختار چین خوردگی مجدد آچانی تنها به جهت دست یافتن به مقادیر امتداد سطح محوری و محورهای اصلی کرنش در دگرشکلی اولیه بعنوان یک مولفه در سنجش خمش اروکلاینی بوده است. ویژگی‌های دقیق‌تر ساختاری این ناودیس بیشتر مورد مطالعه قرار گرفته است (گلچین و همکاران، ۱۳۹۲).

از اینرو برداشت‌های ساختاری در پنج مقطع از چین صورت گرفت. همچنین جهت تعیین سن مطلق این دایک‌ها نمونه‌برداری به منظور خردایش و جداسازی زیرکن انجام شده است. داده‌های هندسی مربوط به دایک‌های شعاعی ثبت و با نمایش در دیاگرام گل‌سرخي انحراف محور دایک‌ها (شکل ۶.۵) و همچنین تغییرات سطح محوری چین در دو بخش شرقی و غربی ساختار آچانی (شکل ۶.۷) مورد بررسی قرار گرفت. جهت اجرای تست اروکلاین به وسیله این مجموعه دایک‌ها، و پاسخ به این پرسش که آیا دو مولفه یاد شده تابعی از یکدیگر می‌باشند یا خیر، تغییرات نسبت زاویه این دایک‌ها به امتداد مرجع (عمود بر امتداد سطح محوری چین خوردگی نسل اول) (DA-Daref) در مقایسه با نسبت سطح محوری چین خوردگی نسل اول در وضعیت فعلی (شکل ۶.۷) با وضعیت اولیه (ST-STref) ترسیم شده است (شکل ۶.۸). در این شرایط چنانچه انحراف زاویه دایک‌ها تابعی از تغییرات سطح محوری چین خوردگی نسل اول باشد تست اروکلاین مثبت می‌شود. منطق حاکم بر این روش برگرفته از روش تست اروکلاین بر اساس ساختارهای شکستگی مزدوج (Pastor-Galán et al., 2011) و داده‌های پالئومغناطیس و همچنین داده‌های جهت جریان دیرین (Johnston et al., 2013) می‌باشد. حدود ۱۵ کیلوگرم نمونه از دایک‌های آندزیت و میکرودیوریتی جمع آوری و جهت تهیه مقطع نازک و جداسازی کانی زیرکن به آزمایشگاه سازمان زمین‌شناسی تهران ارسال شد. جدا سازی کانی‌های زیرکن به روش‌های مایع سنگین و استفاده از جداسازی



شکل ۱. (a) موقعیت ایران در سرزمین قاره‌ای سیمین. (b) نمایش جایگاه پهنه جوش خورده سیستان مطابق با کوهزاد شرق ایران (EIR) در مجاورت با بلوک هلمند و مجموعه بلوک‌های خورد قاره ایران مرکزی؛ A.J؛ سرزمین انارک جندق؛ Sq؛ پهنه تکتونیک سیاغند، YB؛ بلوک یزد، TB؛ بلوک طبس؛ و Sj؛ پهنه سیزوار در شمال؛ و گسل‌های اصلی شامل: BPT؛ راندگی پم‌پشت، DFS؛ سیستم گسله درونه، DBF؛ گسل دهشیر-بافت، HF؛ گسل هرات، HRF؛ گسل هریرود، KF؛ گسل کل‌مرد، Nb؛ گسل نایبند، NF؛ گسل نصرت آباد، PbF؛ گسل پشت بادام، SF؛ گسل سیاهان

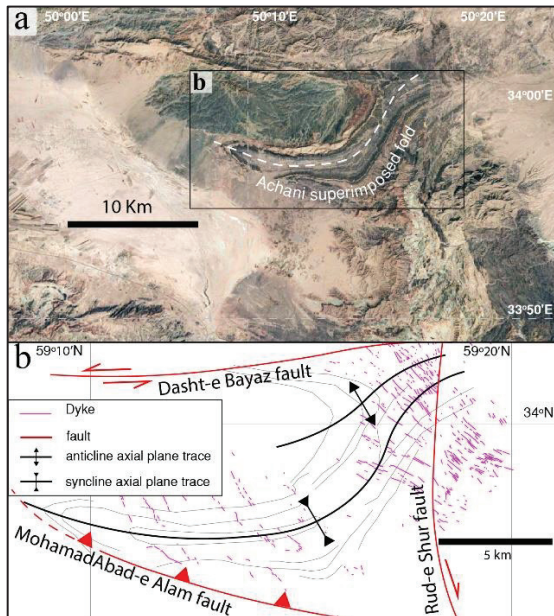
برای پی بردن به ماهیت و نحوه تحول زمین‌ساختی منطقه امری ضروری است.

مطالعات دقیق ساختاری در این محدوده می‌تواند مبنای آزمون سناریوهای مختلف تحولات محدوده شرق ایران باشد.

روش مطالعه

ساختار چین خورده مجدد آچانی در تصاویر ماهواره‌ای و گوگل ارث شناسایی شد (شکل ۱.۲). عملیات صحرائی جهت اندازه‌گیری مشخصات هندسی عناصر ساختمانی نظیر لایه‌بندی‌ها، گسل‌ها و دایک‌ها در پنج مقطع (شکل ۱.۴ و d) و چندین پیمایش صورت

در مهیار کوه می‌باشد (شکل ۳.ب).



شکل ۲. (a) تصویر ماهواره‌ای ساختار چین‌خورده آچانی و محدوده اطراف آن؛ (b) نقشه شماتیک ساختاری محدوده مورد مطالعه و نمایش عناصر ساختاری نظیر دایک‌ها، گسل‌های فعال و اثر سطح محوری چین‌خوردگی نسل اول که توسط فاز دگرشکلی بعدی خم شده است.

کلیت واحدهای یاد شده در ساختار چین‌خوردگی مجدد مشارکت جسته‌اند و ناودیس آچانی یک نمونه بارز از این سبک چین‌خوردگی در این محدوده است. ساختار چین‌خورده مجدد آچانی در ابعاد حدود ۱۶×۳ کیلومتر ظهور دارد که سطح محوری آن دچار انحراف از مسیر مستقیم اولیه شده است. امتداد سطح محوری مرتبط با نسل اول چین‌خوردگی در ساختار آچانی در سمت شرقی ساختار، شمال شرق-جنوب غرب و در بخش غربی آن، امتداد آن شرقی غربی است. تحدب کلی این ساختار خمیده به سمت جنوب شرق می‌باشد. گلچین و همکاران (۱۳۹۲) ساختار خمیده ناوگون آچانی را ناشی از فعالیت راست‌بر گسل دشت بیاض و جنبش معکوس با مولفه چپ‌بر گسل محمد آباد علم (شکل ۲.ب) عنوان می‌کند.

مجموعه‌ای از دایک‌های آندزیتی، دیوریتی و میکرودیوریتی درون واحدهای یاد شده و در یال‌های این ناودیس خمیده نفوذ کرده است (شکل ۲.ب). مشخصات ژئوشیمیایی این دایک‌ها توسط (Rameza-

مغناطیسی صورت گرفته است. زیرکن‌های جدا شده در دپارتمان علوم زمین و محیطی دانشگاه نایوگا (ژاپن) با استفاده از روش LA-ICP-MS تعیین سن شده‌اند. مجموعه اطلاعات آماری و آزمایشگاهی بدست آمده در کنار مطالعات کتابخانه‌ای و تحلیل‌های جنبش‌شناختی به ارائه جدول رخداد‌های زمین‌ساختی، ماگمایی و رسوبگذاری این بخش از لبه لوت در ارتباط با پهنه جوش خورده سیستان در سنوزوئیک منجر گردیده است.

ویژگی‌های زمین‌شناسی:

بلوک لوت در ضلع شرقی خود با پهنه جوش خورده سیستان که محصول بسته شدن اقیانوس سیستان در اواخر پالئوژن قلمداد می‌شود (Tirrul et al., 1983) مرز می‌سازد (شکل ۳.ا). ویژگی کلی زمین‌شناسی این بلوک با پی‌سنگ متبلور پروتروزوئیک و توالی رسوبات پالئوزوئیک تا سنوزوئیک شناخته می‌شود که تعلق آن را به مجموعه سرزمین‌های موسوم به سیمین نشان می‌دهد (Şengör et al., 1988; Stampf-Şengör et al., 1988; Stampf-Şengör et al., 1988; Stampf-Şengör et al., 1988). در مقابل پهنه سیستان عمدتاً دربرگیرنده لیتولوژی مرتبط صفحات اقیانوسی کرتاسه پایینی (Babazadeh & de Wever, 2004; Bröcker et al., 2004; Ozsvárt et al., 2014) و بعضاً تریاس فوقانی و ژوراسیک (خادمی و همکاران ۱۳۹۸) می‌باشد.

در بخش شمالی مرز بلوک لوت و پهنه جوش خورده سیستان، در منطقه مورد مطالعه مجموعه‌ای از واحدهای دگرگون شده ژوراسیک (منتسب به سازند شمشک) به طور دگرشیب توسط آهک توده‌ای اوریتولین‌دار و آتشفشانی‌های آندزیتی کرتاسه پوشیده می‌شود (Fauvelet & Eftekhari-Nezhad, 1990). این واحدها در یک محیط دریایی کم عمق مربوط به لبه لوت نهشته شده‌اند (Jalili et al., 2014). این آهک توسط واحدهای آذرآواری پالئوسن-ائوسن تعقیب می‌شوند که ویژگی یک محیط دریاچه‌ای و مردابی را نشان می‌دهند و در نهایت به طور دگرشیب به یک کنگلومرای قرمز جور نشده تیپ مولاس با سن چینه‌شناسی ائوسن میانی تا بالایی ختم می‌گردد. این کنگلومرا حاوی قطعات جور نشده آهک کرتاسه و ولکانیک‌های پالئوژن می‌باشد (Berthiaux et al., 1981) و مهم‌ترین رخنمون آن در مجاورت جنوب شرقی ساختار آچانی

استریوگراف رسم شده برای هر مقطع عرضی از این چین صورت گرفت. در مجموع مقایسه پنج مقدار بدست آمده از ترسیم استریوگرافیک قطب‌های لایه بندی در پیمایش‌های متعدد از شرق به غرب یک اختلاف بیشینه ۵۵ درجه در مقادیر جهت یافتگی محور کوتاه‌شدگی نشان می‌دهد (شکل c.۴ و c.۶).

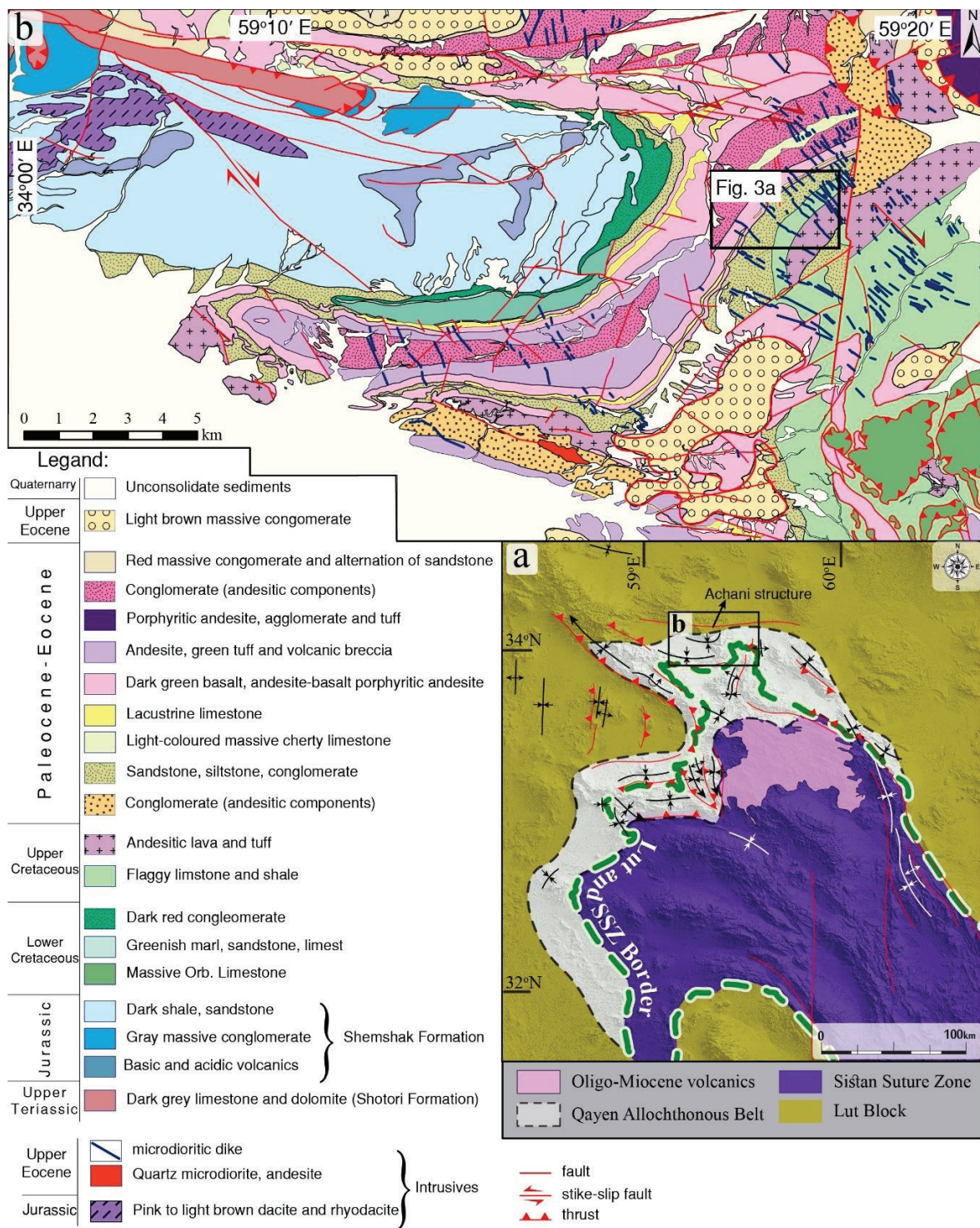
دایک‌های شعاعی

واحد آذرآواری پالئوژن میزبان دسته متراکم، گسترده و کم‌نظیری از دایک‌های آندزیتی و میکرودیوریتی با راستای تقریبی شمال غرب-جنوب شرق می‌باشد (شکل a.۵) که موجب دگرگونی مجاورتی در سنگ میزبان و تشکیل هورنفلس شده‌اند (شکل b.۵).

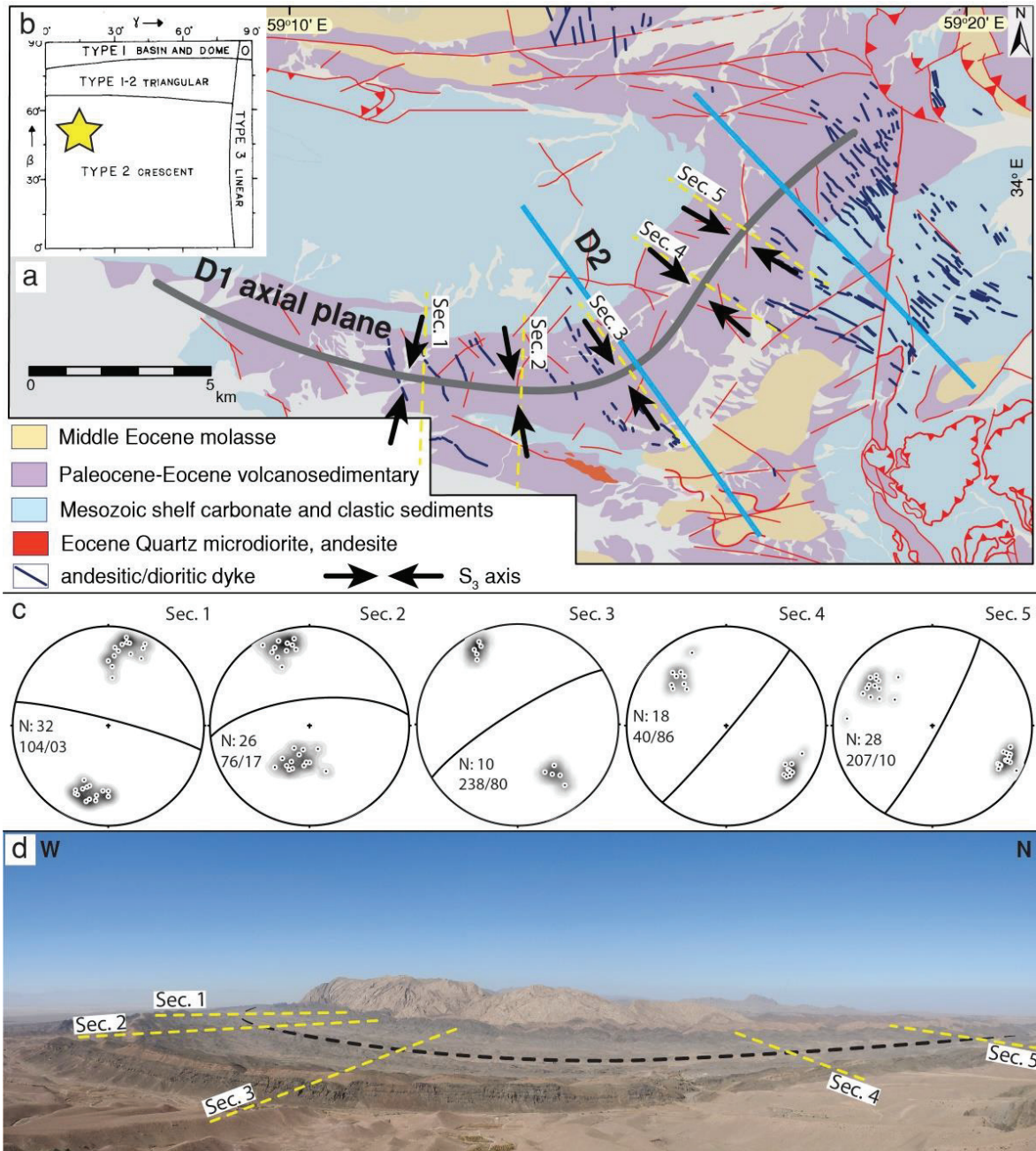
۲۰۱۸، ni Abbakhsh et al.) آهکی-قلیایی پتاسیم بالا و متاآلومین تشخیص داده شده است و از این رو آن را متعلق به ماگماتیسیم مرتبط با پهنه‌های فروانش در نظر گرفته‌اند.

الگوی چین خوردگی ناودیس آچانی

ناودیس آچانی که بیشتر توصیف شد جزئی از یک مجموعه طاق‌دیس و ناودیس متعلق به کمربند چین-تراستی قائن می‌باشد که نسبت به سایر چین‌های این مجموعه جلوه واضح‌تری دارد. این مجموعه از نمای نقشه، تصویری از یک الگوی هلالی شکل می‌سازند. مقطع توپوگرافیک این چین انطباق نسبتاً کاملی با شرایط الگوی چین‌خوردگی تداخلی تیپ ۲ در تقسیم بندی (Thiessen & Means, ۱۹۸۰) دارد (شکل b.۴). امتداد محور بیشترین کوتاه‌شدگی در



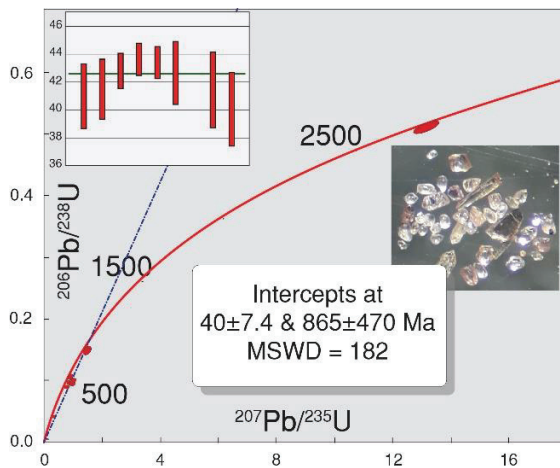
شکل ۳. (a) موقعیت منطقه مورد مطالعه بر روی لبه لوت در ارتباط با پهنه جوش خورده سیستان. (b) نقشه زمین‌شناسی ناودیس آجانی، برگرفته از چهارگوش زمین‌شناسی قاین (Berthiaux et al., 1991) و کتاباد (Ala-vi-Naini & Behruzi, 1983)



شکل ۴. (a) نقشه زمین‌شناسی ساده شده منطقه، خطوط آبی اثر سطح محوری نسل دوم را نشان می‌دهند (امتداد شمال غرب-جنوب شرق) و نمایش امتداد محور کوتاه‌شدگی بیشینه به دست آمده (فلش سیاه رنگ) از هر یک از پنج مقطع پیمایش شده (خط چین زرد رنگ) روی نقشه؛ (b) جایگاه این ساختار در دیاگرام طبقه‌بندی ساختارهای چین خورده مجدد برگرفته از (Thiessen & Means, 1980)؛ (c) نمایش استریوگراف قطب صفحات لایه‌بندی در پنج مقطع برداشت شده از ناودیس آچانی، تعداد قطب صفحات برداشت شده و مشخصات محور چین در هر مقطع روی استریوگراف مربوط به آن نمایش داده شده است؛ (d) عکس صحرائی پانوراما از قوس جنوب شرقی ساختار آچانی و نمایش موقعیت نسبی پنج مقطع برداشت شده از ساختار مذکور جهت محاسبه محور کوتاه‌شدگی در فاز اول (تصویر از روی ارتفاعات مهیار کوه در جنوب شرق ساختار آچانی گرفته شده است).

ساختار نشان می‌دهد (شکل ۶.۵).

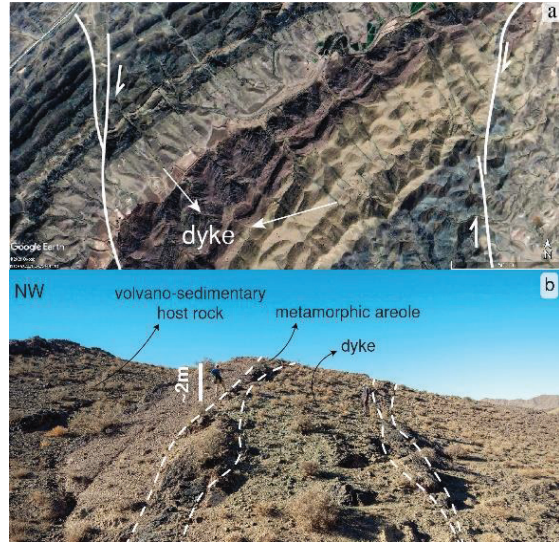
تعیین سن ایزوتوپی انجام شده بر روی بلورهای زیرکن حاصله از این دایک‌ها سن سردشدگی ۴۰ میلیون سال، معادل اواخر ائوسن را نشان می‌دهد (شکل ۷). از این رو سن نفوذ دایک‌ها با زمان خمش ناحیه‌ای در منطقه که از شواهد متفاوتی بدست آمده هماهنگی قابل قبولی داشته و میتوان نفوذ دایک‌ها را نوعی ماگماتیسزم همزمان با خمش محسوب نمود.



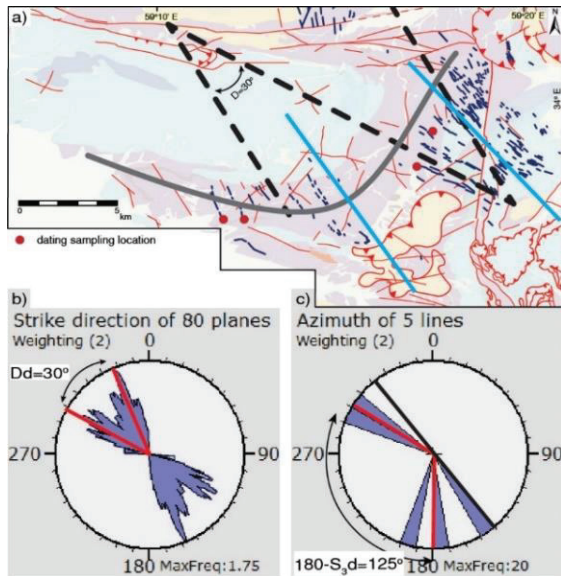
شکل ۷. سن ایزوتوپی بدست آمده به روش اورانیوم/سرب از بلورهای زیرکن دایک‌های دیوریتی و آندزی

بحث:

با بررسی تغییرات دو مؤلفه ساختاری زیر می‌توان تست اروکلاین را برای ساختار آچانی ارائه داد. این نسبت در واقع بین تغییرات زاویه امتداد دایک‌ها نسبت به جهت معیار (مؤلفه اول) و تغییرات امتداد سطح محوری چین‌های نسل اول در مقایسه با مقدار معیار (پیش از اعمال چین خوردگی دوم) برقرار است. در اینجا با توجه به زاویه سطح محوری چین خوردگی نسل دوم که در واحدهای جوانتر از ائوسن مشاهده می‌شود آزمون سطح محوری معیار برای نسل اول چین خوردگی حدود $N60$ محاسبه می‌گردد. همینطور زاویه معیار دایک‌های نفوذی عمود بر این سطح و به میزان $N150$ فرض می‌شود. در تست اروکلاین هدف آزمون تغییرات دو مؤلفه خطی نسبت به هم در مقایسه با وضعیت پیش از خمش هر مؤلفه می‌باشد. یکی از این دو مؤلفه همواره امتداد عمومی ساختاری در نظر گرفته می‌شود و دیگری می‌تواند



شکل ۵. (a) تصویر ماهواره‌ای Google Earth تراکم نفوذ دایک‌ها را در منطقه آچانی نمایش می‌دهد. (b) عکس صحرایی یک دایک آندزیتی و هاله دگرگونی اطراف آن.

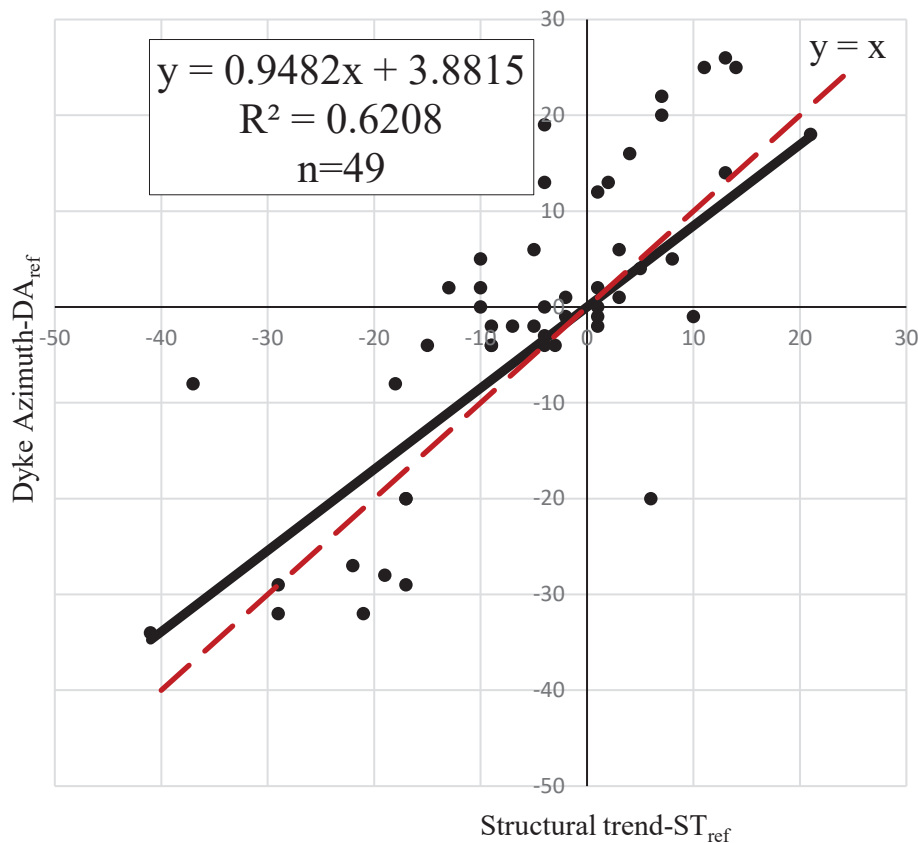


شکل ۶. (a) الگوی توزیع شعاعی دایک‌ها درون ساختار آچانی. (b) انحراف ۳۰ درجه‌ای امتداد دایک‌ها. (c) اختلاف زاویه ۵۵ درجه‌ای محور کرنش بیشینه (S^3) معادل راستای کوتاه‌شدگی و قطب سطح محور چین در پنج مقطع مختلف از ناودیس آچانی

الگوی توزیع این دایک‌ها یک شبکه شعاعی به نمایش می‌گذارد. نمودار گلسرخی ترسیم شده از امتداد این دایک‌ها در سرتاسر ساختار آچانی یک زاویه جدایش حدود ۳۰ درجه در امتداد فعلی دایک‌های نفوذ کرده در دو بخش شرقی و غربی این

پیش از خمش این سطح در مقابل تغییرات امتداد دایک‌ها را در مکان مشابه نسبت به حالت پیش از خمش بررسی کرده‌ایم (شکل ۸).

امتداد شکستگی‌ها، بردار پالئومغناطیس و یا امتداد جهت جریان دیرینه باشد. در اینجا ما در نزدیک به ۵۰ نقطه در طول ساختار خمیده آچانی تغییرات سطح محوری چین خوردگی نسل اولیه را نسبت به حالت



شکل ۸. نمودار تست اروکلاین مربوط به ساختار آچانی. خط چین قرمز نمایانگر یک خمش اروکلاینی ایده‌آل است که شیب تغییرات آن برابر با ۱ خواهد بود. خط سیاه مربوط به داده‌های ساختار خمشی آچانی بوده و شیبی کمتر از ۱ نشان می‌دهد. نقاط هر بخش از چین با رنگ مجزا نمایش داده شده‌اند؛ به ترتیب از شرق به غرب شامل رنگ‌های قرمز، سیاه، سبز و آبی می‌باشد.

چین این زاویه نزدیک به عمود است اما در بخش غربی دایک‌ها زاویه ملایم‌تری (در حدود ۶۵ درجه) نسبت به سطح محوری چین می‌سازند. در صورتی که چنانچه دایک‌ها همزمان با حادثه چین خوردگی اولیه به موازات محور پیشینه کرنش ایجاد شده باشند شرایط متفاوتی مشاهده می‌شود. در این حالت انتظار می‌رفت زاویه بین سطح محوری و صفحه دایک‌ها در تمام طول چین یک نسبت ثابت و نزدیک به زاویه قائم داشته باشد.

از سوی دیگر استدلالی را می‌توان بر مبنای وضعیت هندسی محتمل در هر یک از سه حالت زیر بنا نهاد: نفوذ دایک‌ها قبل، همزمان و یا بعد از حادثه

شیب خط نمودار آزمون اروکلاین برابر با ۹۵/۰ و بسیار نزدیک با مقدار در نظر گرفته شده برای اروکلاین ایده‌آل (مقدار شیب ۱) می‌باشد (شکل ۸). دیاگرام بررسی خمش اروکلاینی در خصوص دایک‌های برداشت شده نشان می‌دهد تغییرات در امتداد دایک‌ها در طول چین نسبت به تغییرات سطح محوری نسل اول چین خوردگی حاصل از یک خمش اروکلاینی می‌باشد.

داده‌های ارائه شده نشان می‌دهد که تغییرات زاویه دایک‌ها نسبت به سطح محوری چین خوردگی نسل اول در تمام طول چین ثابت نبوده و در پیمایش از شرق به غرب تغییر می‌کند. برای مثال در بخش شرقی

اول خواهد بود (شکل d.۷). این رابطه بین دو مولفه **Dd** و **S₃d** می‌تواند نشانگر نفوذ همزمان با تکتونیک باشد. داده‌های به دست آمده از عناصر هندسی دایک‌ها و ساختار چین‌خورد مجدد آچانی با احتمال آخر مطرح شده در تفسیر فوق، یعنی نفوذ همزمان با فاز دوم دگرشکلی همخوانی دارد. چنانچه دایک‌های مذکور پس از پایان فرآیند چین‌خوردگی پیشرونده و یا پس از نسل دوم چین‌خوردگی نفوذ کرده باشند می‌بایست با یکدیگر موازی بوده و نسبت به سطح محوری چین مستقل ظاهر شوند. در این شرایط نیز انتظار داریم زاویه انحراف دایک‌ها صفر باشد (شکل b.۹). حال آنکه چنین نیست و مقدار زاویه انحراف بیشینه اندازه‌گیری شده برای امتداد دایک‌ها ۳۰ درجه (شکل b.۴) و چیزی کمتر از مقدار این زاویه برای محور کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی نسل اول است که میزان ۵۵ درجه را نشان می‌دهد (شکل c.۴).

از مجموع استدلال فوق می‌توان این نکته را دریافت که نفوذ این دایک‌ها همزمان با رخداد دوم چین‌خوردگی و یا مراحل پایانی دگرشکلی پیشرونده بوده است چرا که حالتی بین دو قطب یک طیف از دو حالت نفوذ پس از تکتونیک و پیش از تکتونیک را نشان می‌دهد.

توالی وقایع چین‌خوردگی مجدد و نفوذ همزمان با تکتونیک دایک‌ها را می‌توان اینگونه تفسیر کرد که دایک‌ها زمانی پس از آغاز خمش لبه چین‌خورده لوت نفوذ کرده‌اند. با توجه به حجم عظیم و نفوذ گسترده این دایک‌ها، می‌توان نفوذ آن‌ها را پاسخی به نازک‌شدگی و کشش مماسی در سنگ کره و در نتیجه خمش یا کمانش اروکلاینی بلوک لوت تلقی کرد. با تداوم این فاز دگرشکلی دایک‌های شروع به دگرشکلی می‌کنند و انحراف در روند موازی اولیه آن‌ها ایجاد می‌شود.

چین‌خوردگی دوم رخ داده باشد. این استدلال که در شکل ۷ حالات مختلف آن نمایش داده شده است بر مبنای تغییرات زاویه دایک‌ها نسبت به سطح محوری نسل اول در امتداد ساختار یک ساختار چین‌خورده مجدد استوار است که به شرح زیر است:

در این مدل دو مولفه تعریف و از مقایسه آن‌ها نتیجه‌گیری نهایی شکل می‌گیرد؛ مقدار زاویه انحراف بیشینه دایک‌ها در یک گروه دایک (**Dd**) و مقدار زاویه انحراف بیشینه محور کوتاه‌شدگی اصلی در چین‌خوردگی نسل اول در طول ساختار چین‌خورده مجدد (**S₃d**).

با استفاده از این تعاریف قابل حدس است که چنانچه دایک‌ها پیش از حادثه چین‌خوردگی نسل دوم یا همان خمش اروکلاینی سطح محوری نسل اول چین‌خوردگی را با زاویه‌ای ثابت قطع کرده باشند، پس از اعمال چین‌خوردگی مجدد بر روی دایک‌ها و چین‌میزبان آن‌ها، هر دو به یک میزان دچار دگرشکلی و انحراف از امتداد اولیه می‌شوند. در این حالت انتظار می‌رود دو مولفه فوق‌الذکر با یکدیگر برابر باشند (شکل b.۹).

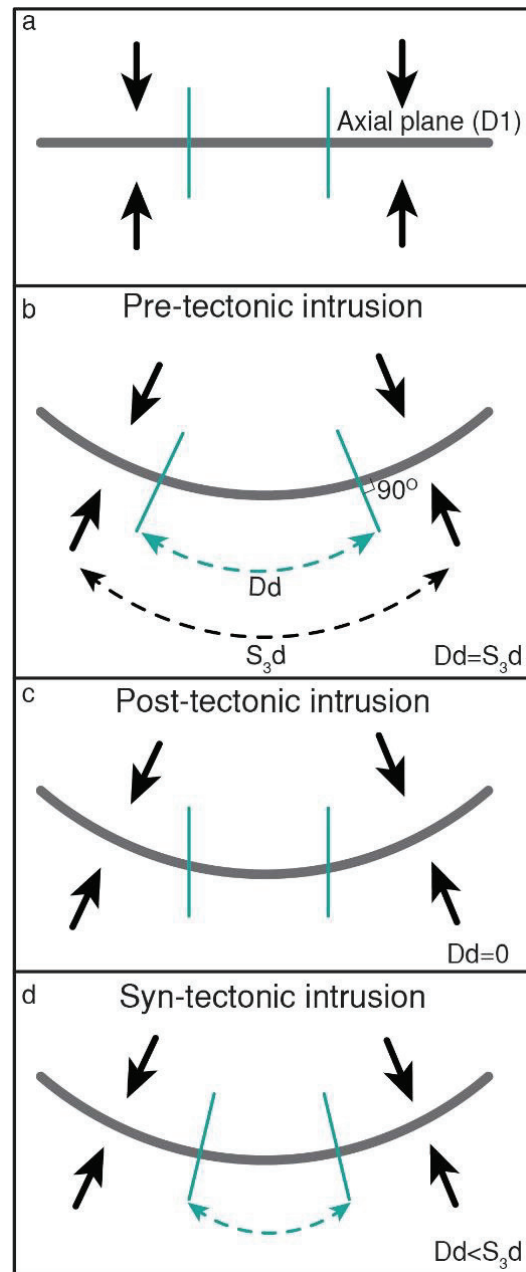
در حالت دیگر و در حالی که دایک‌ها بعد از حادثه چین‌خوردگی دوم درون ساختار نهایی نفوذ کنند، طبیعتاً هیچ اثری از فازهای دگرشکلی پیشین نمی‌پذیرند و حالت موازی اولیه خود را حفظ می‌کنند. این به این معناست که زاویه انحراف (**Dd**) در گروه دایک‌های خطی برابر با صفر خواهد بود (شکل c.۹). در حالیکه، زاویه انحراف بیشینه محور کوتاه‌شدگی اصلی در چین‌خوردگی نسل اول در طول ساختار چین‌خورده مجدد (**S₃d**) صفر نیست و با شدت و میزان دگرشکلی رابطه مستقیم دارد.

اما در صورتی که نفوذ دایک‌ها همزمان و در طول فاز دوم چین‌خوردگی صورت گرفته باشد نسبت زوایای یاد شده متفاوت خواهد بود. در چنین حالتی، از آنجایی که در لحظه نفوذ دایک‌ها مقدار زاویه انحراف آن‌ها صفر است ولی مقداری انحراف در راستای محور کوتاه‌شدگی چین‌خوردگی نسل اول ایجاد شده است. این وضعیت با تداوم دگرشکلی موجب مقداری انحراف در هر دو زاویه مذکور می‌گردد که در نهایت مقدار زاویه انحراف در امتداد دایک‌ها همواره کمتر از انحراف امتداد محور کوتاه‌شدگی ساختارهای نسل

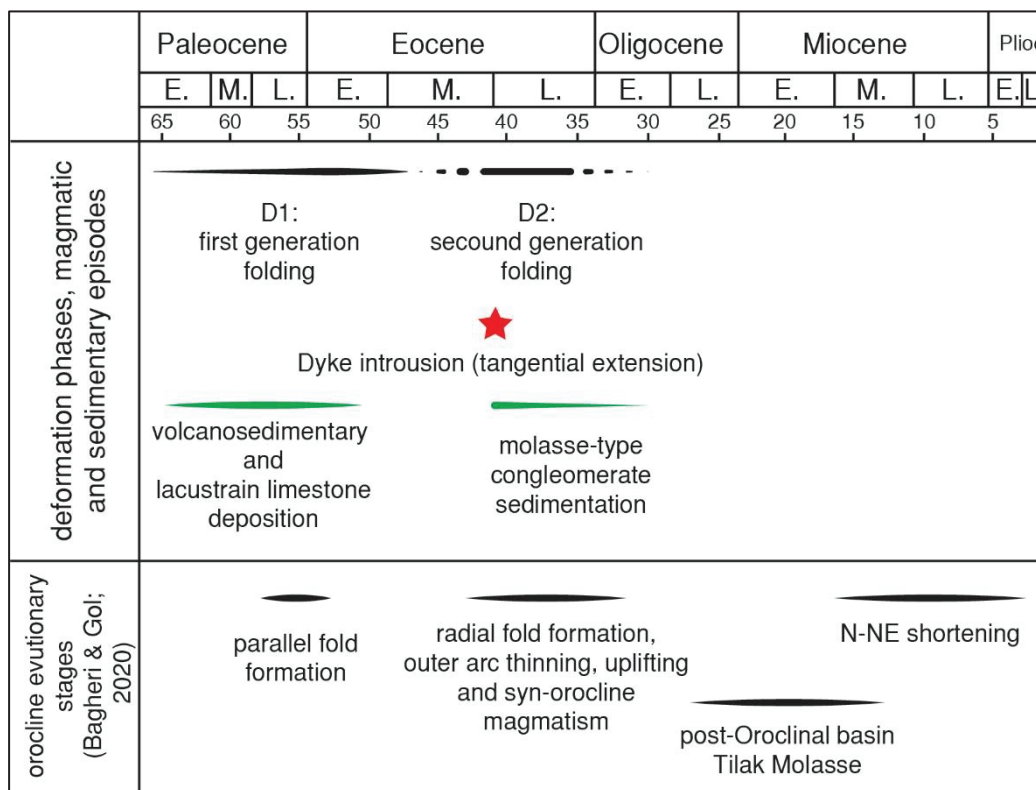
چین خوردگی نسل اول در طول ساختار چین خورده مجدد.

امتداد محور تنش بیشینه گسلش نرمال در جنوب شرق ساختار آچانی و همینطور گسلش امتدادلغز چپ‌بر در غرب آچانی که موجب جابه‌جایی دایک‌ها شده است با مقدار پیشتر عنوان شده برای جنبش گسل محمد آباد علم همراستا می‌باشد (گلچین و همکاران، ۱۳۹۲). فعالیت‌های گسل محمد آباد علم و گسلش نرمال و امتدادلغز بحث شده طبعا پس از ائوسن و احتمالاً جوان‌ترین رخداد دگرشکلی در محدوده ساختار آچانی می‌باشند (شکل ۱۰) و برخلاف آنچه گلچین و همکاران (۱۳۹۲) بیان می‌کند، عامل ایجاد خمش در سطح محوری ناودیس آچانی نبوده است بلکه بسیار جوان‌تر از این رخداد است. با توجه به جهت کوتاه‌شدگی در این رخداد می‌توان آن را هم ارز زمانی بر خورد بلوک عربی با اورازیا به سن میوسن در نظر گرفت.

انحراف امتداد دایک‌ها که الگویی شعاعی به آن‌ها داده است و همچنین حفظ زاویه نسبت به امتداد کمربند چین خورده لبه لوت با ادبیات بکار رفته در سناریوی اروکلاین شرق ایران سازگاری بیشتری دارد. در مقابل چنانچه تحولات شرق ایران مستقل از چرخش بلوک لوت و با مدل کلاسیک فروانش اقیانوسی به زیر بلوک لوت یا افغان منطبق دانسته شود، نمی‌توان الگوی شعاعی و نسبت آن با کمربند چین خورده دایک‌های مورد بحث را بلا توضیح رها کرد.



شکل ۹. مدل استدلالی ارتباط هندسی دایک‌های درون ساختار چین خوردگی مجدد چنانچه نفوذ پیش از بدون چین خوردگی مجدد (a) و با چین خوردگی مجدد در شرایط پیش (b)، پس (c) و همزمان با دگرشکلی مجدد (فاز دوم) (d) رخ داده باشد. در هر حالت، بسته به زمان نفوذ دایک‌ها نسبت به رخداد چین خوردگی واحدهای میزبان، زاویه دایک با سطح محوری چین‌های نسل اول تفاوت دارد. علائم اختصاری: Dd : مقدار زاویه انحراف بیشینه امتداد دایک‌ها در یک گروه دایک و $S3d$ مقدار زاویه انحراف بیشینه محور کوتاه شدگی اصلی در



شکل ۱۰. جدول زمانی رخدادهای دگرشکلی، ماگمایی و رسوبگذاری در مقایسه با مفاهیم و رخدادهای ارائه شده در مدل اروکلاین شرق ایران (Bagheri & Gol, 2020) در تلفیق با رخداد نفوذ دایک‌های شعاعی در ساختار آچانی (ستاره قرمز رنگ) در ائوسن میانی (40 Ma) و رخدادهای دگرشکلی فاز اول (D1) و دوم (D3) چینخوردگی (مربوط به این مطالعه) و رسوبگذاری مولاس و آذرآواری‌های پالئوژن (رنگ سبز) (Fauvelet & Eftekhari-Nezhad, 1990).

نتیجه‌گیری:

کنون در مورد اروکلاین شرق ایران مستند نشده بود.

- حادثه دوم چین‌خوردگی که موجب بروز الگوی تداخلی چین‌خوردگی در لبه شرقی لوت شده است همزمان با نفوذ دایک‌های شعاعی و در ائوسن بالایی (۴۰ میلیون سال پیش) فعال بوده است.
- کنگلومرای تپ مولاس در جنوب ساختار آچانی در مهیار کوه، که بطور دگرشیب واحدهای پالئوژن را پوشانیده است، می‌تواند نتیجه بسته شدن کامل حوضه سیستان در شمال باشد. شاید بتوان این واحد را هم ارز کنگلومرای تیلک در جنوب شرق ایران دانست. شاید جوان‌تر بودن تیلک نسبت به مولاس مهیار کوه را بتوان به بسته شدن زودتر حوضه سیستان در شمال دانست اما در چنین مواردی در تفسیر و تطابق بایستی محتاطانه برخورد کرد.
- برای حصول اطمینان بیشتر از عدم وقوع چرخش‌های محلی در بلوک‌های دربرگیرنده ساختارهای برداشت شده، برداشت‌های ساختاری در ابعاد گسترده‌تری

- دایک‌های شعاعی به سن ۴۰ میلیون سال همزمان با رخداد چین‌خوردگی مهم پالئوژن در لبه لوت نفوذ کرده‌اند.
- چین‌خوردگی نسل اول در این بخش از بلوک لوت را می‌توان همزمان با بالا آمدگی حوضه در پهنه سیستان در ائوسن آغازین در نظر گرفت. که در ائوسن میانی با حدوث رخداد بعدی مجموعاً موجب ساختار چین‌خوردگی تداخلی در این ناحیه از شرق ایران شده است.
- نفوذ حجم عظیم از سنگ‌های ماگمای به واسطه این دایک‌ها را با توجه به تراکم بسیار بالای آن‌ها حکایت از یک کشش زمین‌ساختی و نازک‌شدگی لیتوسفر در لبه لوت دارد. این کشش را می‌توان با خمش اروکلاینی توضیح داد و مطابق با مفهوم کشش مماسی در کمان خارجی اروکلاین، به تعبیر باقری و دامنی (۲۰۲۰) «کمان خارجی خراسان»، دانست که تا

tectonomagmatic and metallogenic evolution of the Lut Block, eastern Iran. *Journal of Economic Geology*, 3(1), 1–14.

Babazadeh, S. A., & de Wever, P. (2004). Early Cretaceous radiolarian assemblages from radiolarites in the Siestan Suture (eastern Iran). *Geodiversitas*, 26(2), 185–206.

Bagheri, S., & Gol, S. D. (2020). The eastern Iranian orocline. *Earth-Science Reviews*, 210(January), 123. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103322>

Berthiaux, A., Fauvelet, E., Christmann, P., Eftekhar-Nezhad, J., Alavi-Naini, M., & Behruzi, A. (1981). 1: 100000 Geological Map of Qayen. In Geological Survey of Iran (No. 7857).

Berthiaux, A., Fauvelet, E., Christmann, P., Eftekhar-Nezhad, J., Alavi-Naini, M., & Behruzi, A. (1991). Qayen geological quadrangle map. In Geological Survey of Iran (No. K47).

Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Abbaslu, F., & Rodionov, N. (2014). Geochronology of high-grade metamorphic rocks from the Anjul area, Lut block, eastern Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 82, 151–162. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2013.12.021>

Bröcker, M., Fotoohi Rad, G., Burgess, R., Theunissen, S., Paderin, I., Rodionov, N., & Salimi, Z. (2013). New age constraints for the geodynamic evolution of the Siestan Suture Zone, eastern Iran. *Lithos*, 170–171, 17–34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2013.02.012>

Fauvelet, E., & Eftekhar-Nezhad, J. (1990). Explanatory text of the Qayen quadrangle map 1:250,000. In Geological Survey of Iran.

Jalili, F., Raisossadat, N., Amirshakaram, M., & Mirab Shabestari, G. (2014). Biostratigraphy of Upper Cretaceous deposits in north of Birjand, (Shushud section). *Journal of Stratigraphy and Sedimentology Researches*, 30(3), 47–61. https://jssr.ui.ac.ir/article_16823.html

Jentzer, M., Whitechurch, H., Agard, P., Ulrich, M., Caron, B., Zarrinkoub, M.

در اطراف رخنمون اصلی واحدهای ائوسن و به ویژه جوان‌تر از ائوسن پیشنهاد می‌شود. در غیر این صورت تعمیم مقادیر به دست آمده از یک منطقه کوچک برای تحلیل‌ها و مدل‌های جنبش‌شناختی ناحیه‌ای و یا میانگین‌گیری از این مقادیر چندان با واقعیات زمین‌شناسی ساختمانی سازگار نخواهد بود. شاید بتوان اختلاف بین محور کوتاه‌شدگی شمال غرب-جنوب شرق به دست آمده در این پروژه (شکل ۱۰) برای فاز دوم دگرشکلی و کوتاه‌شدگی شرقی-غربی توصیف شده پروژه اروکلاین شرق ایران را از این دریچه بررسی کرد.

همچنین تعیین میزان کمانش بلوک لوت و زمان دقیق آن مستلزم مطالعات مغناطیس‌دیرین با تمرکز بر چینه‌های سنوزوئیک در شرق ایران می‌باشد.

تشکر و قدردانی:

این مقاله در ارتباط با طرح پژوهشی ۴۸۳۱۵ دانشگاه فردوسی مشهد تهیه شده است. همچنین از زحمات جناب آقای دکتر حسین عزیزی از دانشگاه کردستان که اقدام به تعیین سن رادیومتریک از کریستال‌های زیرکن مربوط به این مقاله نموده‌اند تشکر و قدردانی می‌نمایم.

منابع:

قائمى، ف. (۱۳۸۹). نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوده، سازمان زمین‌شناسی ایران.

گلچین، م.، هیهات، م.، خطیب، م.، و محمدی قره تپه، ع. (۱۳۹۲). بررسی پیوند ساختاری ناودیس حاتم آباد با گسل فعال دشت بیاض (شمال قاین، شرق ایران). *مجله زمین‌ساخت*، ۲، ۱۸۷–۱۷۹.

Alavi-Naini, M., & Behruzi, A. (1983). Gonabad geological quadrangle map. In Geological Survey of Iran: Vol. No. K6.

Angiboust, S., Agard, P., De Hoog, J. C. M., Omrani, J., & Plunder, A. (2013). Insights on deep, accretionary subduction processes from the Siestan ophiolitic “mélange” (Eastern Iran). *Lithos*, 156–159, 139–158. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.11.007>

Arjmandzadeh, R., Karimpour, M. H., Mazaheri, S. A., Santos, J. F., Medina, J. M., & Homam, S. M. (2011). Two-sided asymmetric subduction; implications for

- and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land. *Geological Society Special Publication*, 37(1), 119–181. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1988.037.01.09>
- Stampfli, G. M., & Borel, G. D. (2002). A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196(1–2), 17–33. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(01\)00588-X](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(01)00588-X)
- Stöcklin, J., Eftekhar-Nezhad, J., & Hushmand-Zadeh, A. (1972). *Geological Reconnaissance Map of Central Lut*, Geological Survey of Iran, Tehran. Geological Survey of Iran.
- Tapponnier, P., Mercier, L. J., Proust, F., Andrieux, J., Armijo, R., Bassoulet, J. P., Brunel, M., Burg, J. P., Colchen, M., Dupré, B., Girardeau, J., Marcoux, J., Mascle, G., Matte, P., Nicolas, A., Tingdong, L., Xuchang, X., Chenfa, C., Paoyu, L., ... Hongrong, Q. (1981). The Tibetan side of the India-Eurasia collision. *Nature*, 294, 405–410. <https://doi.org/https://doi.org/10.1038/294405a0>
- Thiessen, R. L., & Means, W. D. (1980). Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology*, 2(3), 311–316. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(80\)90019-X](https://doi.org/10.1016/0191-8141(80)90019-X)
- Tirrul, R., Bell, I. R., Griffis, R. J., & Camp, V. E. (1983). The Sistan suture zone of eastern Iran. *Geological Society of America Bulletin*, 94(1), 134–150. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<134:TSSZOE>2.0.CO;2)
- Zarrinkoub, M. H., Pang, K. N., Chung, S. L., Khatib, M. M., Mohammadi, S. S., Chiu, H. Y., & Lee, H. Y. (2012). Zircon U-Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran. *Lithos*, 154, 392–405. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2012.08.007>
- H., Kohansal, R., Miguet, L., Omrani, J., & Fournier, M. (2020). Late Cretaceous calc-alkaline and adakitic magmatism in the Sistan suture zone (Eastern Iran): Implications for subduction polarity and regional tectonics. *Journal of Asian Earth Sciences*, 204(February), 104588. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2020.104588>
- Johnston, S. T., Weil, A. B., & Gutiérrez-Alonso, G. (2013). Oroclines: Thick and thin. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(5–6), 643–663. <https://doi.org/10.1130/B30765.1>
- Khademi, S. N., Bagheri, S., Gorgij, M. N., Ozsvart, P., & Jafari, S. (2020). Tectonics of the eastern edge of the Lut Zone in Nehbandan area; example of an ancient convergent plate margin architecture. *Journal of Tectonics*, 3(12), 1–21. <https://doi.org/10.22077/jt.2020.1556>
- Ozsvárt, P., Bahramnejad, E., Bagheri, S., & Sharifi, M. (2020). New Albian (Cretaceous) radiolarian age constraints for the Dumak ophiolitic mélange from the Shuru area, Eastern Iran. *Cretaceous Research*, 111. <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2020.104451>
- Pařtor-Galán, D., Gutiérrez-Alonso, G., & Weil, A. B. (2011). Orocline timing through joint analysis: Insights from the Ibero-Armorican Arc. *Tectonophysics*, 507(1–4), 31–46. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.05.005>
- Ramezani Abbakhsh, T., Malekzadeh Shafaroudi, A., & Karimpour, M. H. (2018). Geology, mineralization, geochemistry, and petrology of monzodioritic dikes in Hatamabad copper occurrence, northeast of Qaen. *Iranian Journal of Crystallography and Mineralogy*, 26(2), 409–422. <https://doi.org/10.29252/ijcm.26.2.409>
- Ramsay, J. G. (1962). Interference Patterns Produced by the Superposition of Folds of Similar Type. *The Journal of Geology*, 70(4), 466–481. <https://doi.org/10.1086/626837>
- Şengör, A. M. C., Altiner, D., Cin, A., Ustaömer, T., & Hsü, K. J. (1988). Origin