

بررسی تکوین ساختاری پهنه‌های لغزشی - فشارشی بر مبنای داده‌های کمی از اندازه‌گیری فراسنج‌های واتنش (مطالعه موردی: بخش شمالی زمین درز سیستان، ناحیه ماهیروود و توتک)

ناصر احمدی کمیجانی، محمدمهدی خطیب*، ابراهیم غلامی،

غلامرضا میراب شیبستری، محمد حسین زرین کوب؛

دانشگاه بیرجند، دانشکده علوم، گروه زمین‌شناسی

پذیرش ۹۹/۰۲/۳۰

دریافت ۹۸/۰۳/۲۴

چکیده

واحدهای سنگی دگرریخته ناحیه توتک و ماهیروود در شمال پهنه زمین‌درز سیستان شامل سه گروه واحد سنگی افیولیتی، آذرین و رسوبی است. در این پژوهش بر اساس مقاطع نازک و با استفاده از روش‌های R_f/Φ و برش زاویه‌ای تحلیل واتنش نهایی و تاوایی بر روی دو مقطع انجام شد. میانگین شکل بیضیت واتنش (K) برای مقاطع شمالی و جنوبی به ترتیب $۰/۶۷$ و $۰/۷۸$ محاسبه شده است که نشان از فرارگیری در ناحیه واتنش پهن‌شدگی بر نمودار فلین اصلاح شده و حاکی از رژیم لغزشی-فشارشی در منطقه است. مقادیر میانگین عدد جنبش شناختی تاوایی مقاطع شمالی و جنوبی به ترتیب $۰/۵۱$ و $۰/۷۱$ محاسبه شد. هم‌چنین نسبت مؤلفه برش محض و برش ساده ۶۶ درصد به ۳۴ درصد در مقطع شمالی و برای مقطع جنوبی هر دو مؤلفه برش محض و برش ساده ۵۰ درصد است. این امر تأییدی بر پژوهش‌های پیشین در منطقه دارد که از میزان برش ساده با حرکت به سوی بخش شمالی زمین‌درز، کاسته می‌شود.

واژه‌های کلیدی: واتنش نهایی، عدد تاوایی، روش R_f/Φ ، زاویه برش، زمین‌درز سیستان.

مقدمه

طی فرگشت پهنه‌های کوهزاد برخوردی در مناطق فعال زمین‌ساختی، شاهد چهار پدیده انتقال^۱، چرخش^۲، تغییر شکل^۳ و تغییر حجم^۴ در واحدهای سنگی هستیم [۱] که به صورت کوتاه‌شدگی همگن به موازات لایه‌بندی، گسل‌خوردگی و چین‌خوردگی رخ می‌دهند [۲]. تحلیل واتنش در دست‌یابی به توزیع واتنش در مقیاس محلی و درک فرگشت دگرریختی، ابزار سودمندی است. برای رسیدن به فرآیندهای دگرریختی و تحلیل ساختاری می‌توان از اندازه‌گیری فراسنج‌های واتنش در مقیاس‌های مختلف استفاده کرد. این امر یکی از اهداف تحلیل واتنش نهایی در پژوهش‌های زمین‌شناسی ساختاری است [۳]. میزان و نحوه دگرریختی و تعیین رابطه آن با ساختارهای زمین‌ساختی در نقاط مختلف را می‌توان با تحلیل داده‌ها ساختاری، کسب کرد. برای تحلیل واتنش نهایی، نیاز به شاخصه‌های هندسی، از سنگ‌های دگرریخته شده است. به این پدیده‌هایی که چنین اطلاعاتی را فراهم می‌کند، نشان‌گرهای واتنش گفته می‌شود. جهت‌یافتگی و پراکندگی محور بزرگ نشانگرهای واتنش در سنگ‌های دگرریخته، حاوی اطلاعات ارزشمندی از

* نویسنده مسئول
mkhatib@birjand.ac.ir

1. Translation
2. Rotation
3. Distortion
4. Dilation

میزان واتنش و تاریخچه دگرریختی است. برخی از این نشان‌گرها شامل مجموعه‌ای از اجزا منفرد و مستقل با اشکال مشخص است [۱]. از مناسب‌ترین سنگ‌ها برای تحلیل، سنگ‌های آواری هستند. استفاده از این سنگ‌ها در تعیین واتنش به چند دلیل اهمیت دارد [۱]:

الف) گسترش این سنگ‌ها در همه محیط‌ها و وجود آنها در تمام ستون‌های چینه‌شناسی، ب) قابل تشخیص بودن دانه‌ها حتی بعد از دگرگونی شدید، پ) واتنش تعیین شده از این دانه‌ها، مربوط به واتنش کل، از زمان نهشته شدن سنگ است. هم‌چنین استفاده از سنگواره‌های دارای تقارن دو طرفه اولیه نیز برای محاسبه واتنش مناسب است. با مشخص شدن فراسنج‌های واتنش D ، K ، v و ϵ تحلیل واتنش سه‌بعدی امکان‌پذیر می‌شود. این فراسنج‌ها به ترتیب معرف شدت واتنش، شکل بیضوی واتنش، عدد لود و لگاریتم واتنش طبیعی است [۱].

هدف از این پژوهش، تعیین میزان واتنش، میزان جنبش شناختی تاوایی و توزیع دگرشکلی با استفاده از اندازه‌گیری و تحلیل فراسنج‌های واتنش و تاوایی در مقیاس مقاطع نازک به منظور تحلیل ساختاری ناحیه بررسی شده است. برای اندازه‌گیری شاخصه‌های دگرریختی از روش R_f/Φ ، واتنش برشی و عدد جنبش‌شناختی تاوایی W_k استفاده شده است. به کمک نتایج حاصل از تحلیل توزیع واتنش و W_k می‌توان در مقیاس محلی به نحوه دگرریختی و جای‌گاه زمین‌ساختی ناحیه بررسی شده دست یافت.

تاکنون پژوهش‌های متعدد بر توزیع واتنش و میزان تاوایی در واحدهای سنگی دگرریخته به منظور دستیابی به فرگشت ساختاری در نقاط مختلف جهان انجام شده است، از آن جمله در البرز شرقی در ناحیه نکا، نتایج نشان از بیضوی واتنش نهایی در محدوده واتنش پهن‌شدگی را می‌دهد و میانگین $W_k=0/6$ محاسبه شده است. رژیم زمین‌ساختی ناحیه به صورت لغزشی- فشارشی تری‌کلینیک چپ‌گرد به همراه مؤلفه برش محض است [۴]. در ناحیه فاطیما در باختر عربستان بیضوی واتنش نهایی در محدوده واتنش پهن‌شدگی است و دگرریختی واحدهای مختلف سنگی، دارای رفتار مشابه هستند. واتنش صورت گرفته هم‌زمان با ساختارهای لغزشی- فشارشی و بدون تغییرات حجمی قابل توجه است [۵]. در پهنه سنندج - سیرجان در منطقه گوستی بیضوی واتنش نهایی در محدوده واتنش محصورشدگی است و با نزدیک شدن به پهنه‌های گسلی، عدد W_k افزایش می‌یابد و دگرریختی به طور غالب به صورت برش ساده است و با دور شدن از گسل‌ها دگرریختی بیش‌تر به صورت برش محض می‌شود. میزان کوتاه‌شدگی ۳۸ تا ۶۳ درصد برآورد شده است و رژیم دگرریختی، به شکل تری‌کلینیک متقارن در نظر گرفته شده است [۶]. هم‌چنین در منطقه ده‌وزیر در پهنه سنندج- سیرجان بیضوی واتنش نهایی در محدوده واتنش پهن‌شدگی است و دگرریختی به شکل برش محض با جریان ناهم محور است. رژیم زمین‌ساختی به صورت لغزشی- فشارشی مایل راست‌گرد با تقارن مونوکلینیک در نظر گرفته شده است که ناشی از همگرایی مورب دو صفحه آفریقا- عربی با خرد قاره ایران است [۷]. در منطقه قبل‌المیت در کویر میانه باختری مصر، بیضوی واتنش نهایی در محدوده واتنش پهن‌شدگی است. دگرریختی انجام شده به صورت پیش‌رونده در طی عملکرد راندگی‌ها و تحت شرایط شکنا- نیمه شکنا برش ساده صورت گرفته است [۸]. در منطقه لانکانگ جیانگ^۲ در جنوب خاوری تبت عدد W_k نشان از دگرریختی با پهنه برشی مونوکلینیک متقارن را می‌دهد. الگوی مسیر W_k تأییدی بر پژوهش‌های پیشین است که نشان از یک خاستگاه لغزشی- فشارشی و به همراه بخش‌بندی واتنش است. این امر در ناحیه به صورت پهنه باریکی از مؤلفه برشی ساده

1. Kinematic vorticity number
2. Lancangjiang

(رژیم برشی امتدادلغز ترشیاری) و یک پهنه وسیع‌تر از مؤلفهٔ برش محض (رژیم فشارشی ترشیاری) است که منطبق بر دگرریختی بین قاره‌ای است [۹].

خاستگاه زمین ساختی ایالت ساختاری شرق ایران

کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا که ایران بخش از آن است، حاصل برخورد دو قارهٔ گندوانا در جنوب و لوراسیا در شمال است، بنابراین می‌توان گفت ایران به‌صورت یک پهنه گرفتار شده در بین صفحه‌های مختلف سنگ‌کره قرار داشته و در اثر ادامهٔ فرآیند همگرایی قطعات عربی و لوراسیا از چند جهت تحت تأثیر یک رژیم زمین‌ساختی فشارشی قرار گرفته [۱۰] و تغییر شکل فعال در ایران در نتیجهٔ این همگرایی است (شکل ۱ آ). با وجود تاریخ زمین‌ساختی پیچیده از پرمین تا کواترنری، اغلب نواحی این ایران بر لایه‌های سکوی پالئوزوئیک مشابه آنهایی که در سکوی عربی دیده می‌شود، قرار دارد [۱۱]. ایران شامل صفحه‌های ساختاری ریزقاره‌ای متنوعی است که در محل خط درز، این صفحه‌های ساختاری به وسیلهٔ کمربندهای باریک از سنگ‌های افیولیتی مزوزوئیک و کمربندهای ماگمایی جدا می‌شوند [۱۲]، [۱۳]. از پهنه برخوردی می‌توان به پهنهٔ برخوردی سیستان که در خاور ایران واقع شده است، اشاره کرد. این پهنه را مربوط به بسته‌شدن اقیانوس سیستان، شاخه‌ای از نتوتیس می‌دانند [۱۴]، [۱۵]. این پهنه برخوردی در میان صفحه‌های ساختاری لوت در باختر و هلمند در خاور قرار دارد و شامل محدوده‌ای در حدود ۸۰۰ کیلومتر طول و پهنای حدود ۲۰۰ کیلومتر به‌صورت شمالی- جنوبی است (شکل ۱ ب).

بررسی‌های جامع مربوط به جنبه‌های مختلف زمین‌شناسی، سنگ‌شناسی و غیره، در پهنهٔ برخوردی سیستان به‌وسیلهٔ محققان بسیاری انجام گرفته است [۱۴]، [۱۵]، [۱۶]، [۱۷]، [۱۸]، [۱۹]، [۲۰]، [۲۱]. این پهنه شامل سنگ‌های کرتاسه پایانی و ترشیاری به‌صورت آمیزه‌هایی از سنگ‌های متافیولیتی درهم‌ریخته در یک زمینه‌ای با درجه دگرگونی پایین از سنگ‌های شیستی تشکیل شده است [۱۵]، [۱۹]، [۲۰]، [۲۲]. این افیولیت‌ها به‌صورت باقی‌مانده‌های سنگ‌کره اقیانوسی (اقیانوس سیستان) هستند که فرارانش آنها باعث فرارگیری در یک روند شمالی- جنوبی، در حاشیهٔ پهنهٔ ساختاری لوت در زمان برخورد قاره‌ای ائوسن میان پهنه‌های ساختاری افغان و لوت می‌شود [۱۵]، [۲۱].

پژوهش‌های پیشین پیشنهاد می‌کنند که بازشدن حوضهٔ اقیانوسی سیستان در کرتاسه بالایی است، این نتایج به کمک چندین قطعات آمیزه‌ای از آهک‌های ماستریشتین- تورونین به‌دست آمده است [۱۵]. بسته شدن این اقیانوس همراه با برخورد دو صفحه‌های ساختاری افغان در خاور و لوت در باختر، احتمالاً در اواخر کرتاسه است [۲۱]، [۲۳]. برخلاف آلپ- هیمالیا، پهنه برخوردی سیستان دارای هم‌تافت‌های راندگی بزرگ مقیاس از نواحی قاره‌ای نیست و کمربند دگرگونی نوع باروونین که دلالت بر تشکیل آنها همراه با ضخیم‌شدگی پوسته قاره‌ای است، نیز ندارد [۲۴]، [۲۵] اما در عوض سنگ‌های فشار بالا در ناحیهٔ به‌خوبی برون‌زد دارد که نشان از فرآیندهای مربوط به فرورانش و سربرآوردن در ناحیه دارد. این نواحی به‌صورت غیرلرزه‌ای همراه با تغییر شکل با نرخ‌های واتنش بسیار کم‌تر است [۲۶]، [۲۷]. مرحله نهایی بسته‌شدن اقیانوس و تشکیل زمین‌درز، شامل حجم زیادی از سنگ‌های آتشفشانی آلکان- کالک آلکان مربوط به کرتاسه پایانی- نئوژن است. در این ناحیه نفوذی‌های هم‌زمان و پس از زمین‌ساخت که مربوط به بعد از بسته شدن پهنه برخوردی سیستان، دیده می‌شود [۱۲]، [۱۴]، [۲۸]، [۲۹].

در این پژوهش‌ها به‌منظور تعیین رژیم زمین‌ساختی و میزان واتنش برشی و ساده، دو مقطع عرضی با روند $N60^{\circ}$ (عمود بر ساختارها) در ناحیهٔ شمالی پهنهٔ زمین‌درز (جایی که عملکرد گسل‌ها باعث به‌هم ریختگی و پیچیدگی توالی

رسوبی و هم‌چنین ساختارها نشده‌اند) تهیه شد. طول مقطع شمالی از روستای نازدشت در باختر تا خاور روستای خوشاب، در خاور (شکل ۲) و طول مقطع جنوبی از باختر روستای تیغ نوآب در باختر تا جنوب روستای سورتیغ، در خاور است (شکل ۳). هر دو مقطع دارای ۴۰ کیلومتر طول و به فاصله ۴۲ کیلومتری از هم هستند. در پهنه مقطع شمالی، نهشته‌های کهن‌تر از کرتاسه زیرین دیده نشده است و سنگ آهک‌های اربیتولین‌دار مربوط به زمان کرتاسه زیرین آن در نقاط محدودی دیده شده است [۳۰]. نامبردگان این منطقه را به سه پهنه بدین‌شرح بخش کرده‌اند (شکل‌های ۱ ب و ۲): I. پهنه رشته کوه‌های خاوری، II. پهنه کوه کم‌رزری-باغ سنگی و III. پهنه افیولیتی.

پهنه رشته کوه‌های خاوری بر پایه نوشتار یاد شده، میان رشته کوه‌های خاوری و مجموعه افیولیتی یک پهنه گسل جداکننده که به نام پهنه ماخونیک باغ سنگی نامیده شده است، وجود دارد که از نهشته سنگ‌های فلیشی همراه با سنگ‌های آتشفشانی تشکیل شده و بخش اعظم آن در فرونشست ماخونیک-درج زیر پوشش آبرفت قرار دارد. در پهنه افیولیتی، باختر گسل ماخونیک-درج، مجموعه‌ای به نسبت کامل از سنگ‌های افیولیتی شامل سنگ‌های اولترامافیک، مافیک آمیخته با نهشته‌های فلیشی و توریدایت و بعضی دیگر سنگ‌های رسوبی، رخساره آمیزه رنگین را به نمایش گذاشته‌اند. رخساره فلیشی و افیولیت‌های همراه آن تحت اثر دگرگونی‌های شدیدی در رخساره شیست آبی که از ویژگی‌های آن فشار زیاد، حرارت متوسط است قرار گرفته‌اند و سنگ‌هایی چون گلوکوفان شیست-آلبیت دار در آن تشکیل شده است [۳۱]، [۳۲]. در پهنه مقطع جنوبی، واحدهای سنگی رسوبی مشابه مقطع شمالی است، با این تفاوت که ضخامت‌ها واحدها تغییر می‌کند، هم‌چنین واحدهای افیولیتی نیز مشاهده نمی‌شود (شکل‌های ۱ ب و ۳). هم‌تافت ولکانو-پلوتونیک ماهیروود در این مقطع رخنمون دارد که در مقطع شمالی مشاهده نمی‌شود. این هم‌تافت که با نام قدیمی گروه چشمه استاد نیز خوانده می‌شود، مجموعه‌ای از سنگ‌های نفوذی و توالی‌های آتشفشانی-رسوبی است که در حاشیه شمال خاوری پهنه جوش خورده سیستان رخنمون دارد. بخش پلوتونی متشکل از گابرو و دیاباز است که با استوک‌های تونالیتی با سن کرتاسه فوقانی قطع گردیده است. توالی‌های ضخیم ولکانو-کلاستیکی با میان لایه‌هایی از گدازه‌های بالشی تا میان لایه‌های جریان گدازه به‌طور عموم ترکیب متنوعی از بازالت تا ریولیت نشان می‌دهند. هم‌چنین ضخامت چشم‌گیری از توریدایت‌ها با ایستولیت‌های ماسه‌ای و آهکی کرتاسه بخش فوقانی توالی را تشکیل می‌دهند. نهشته‌های قرمز رنگ ائوسن به‌طور دگرشیب این هم‌تافت را پوشانیده‌اند [۳۳].

تحلیل ساختاری در پهنه شمالی ایالت ساختاری سیستان

چین‌ها

بیش‌ترین درصد چین‌های موجود در شمال ایالت ساختاری سیستان، در واحد فلیشی-آذرآواری به‌وجود آمده است، اگرچه رسوبات نفوژن نیز متحمل چین‌خوردگی شده‌اند. چین‌ها دارای سازوکار خمشی-لغزشی، در رده بسته تا فشرده و کلاس 1B تا 1C قرار دارند [۱].

روند اثر محوری $N135 \pm 15$ است که گاهاً به‌صورت پله‌ای یا نردبانی با توجه به خمیده بودن محور چین‌ها در یک سیستم برشی راست‌گرد دگرشکلی به‌دست آورده‌اند (شکل ۴). چین‌ها اکثراً دارای سطح محوری نامتقارن هستند و رانش آنها سوی شمال خاور و جنوب باختر انجام شده است، هم‌چنین در جاهایی که چین‌ها در حاشیه گسل‌های رانده قرار گرفته‌اند، صفحه محوری از وضعیت هندسی صفحه گسل تبعیت می‌کند.

گسل‌ها

بیش‌تر دگرریختی به‌وجود آمده در این پهنه در ارتباط با گسل‌ها است و ارتباط بین اکثر واحدهای سنگی گسل-خوردۀ است و حتی ریخت این ایالت را نیز گسل‌ها کنترل می‌کنند. چهار روند عمده ساختاری قابل شناسایی است که می‌توان بدین شرح تقسیم‌بندی کرد (شکل ۴):

روند شمالی- جنوبی: بارزترین روند شناخته شده در این پهنه بوده است که گسل‌های حاشیه‌ای آن نیز همین روند را دارند (بارزترین گسل، سامانه گسلی نه است که جداکننده پهنه لوت از ایالت سیستان است) شیب گسل‌ها به‌طور غالب قائم و دارای حرکت از نوع امتداد لغز راست‌گرد است.

روند شمال باختر- جنوب خاور: این روند از گسل‌ها هم‌سو با روند چین‌های موجود است و از نظر فراوانی بعد از روند شمالی- جنوبی در درجهٔ دوم اهمیت است. گسل‌های هم‌سو با این روند اغلب رانندگی و شیب آنها به‌سمت شمال خاور و کم‌تر به‌سمت باختر است.

روند خاوری- باختری: این روند در بخش‌های شمال باختر- جنوب خاور ایالت سیستان تظاهر بیش‌تری پیدا می‌کند، ولی در بخش مرکزی اهمیت چندانی ندارد. این روند گسلی، چین‌های اصلی را قطع کرده و موجب جابه‌جایی در بخش‌های مختلف آنها شده است. گسل‌هایی که دارای این روند هستند اکثراً به‌صورت امتداد لغز چپ‌گرد عمل کرده‌اند و دارای شیب زیاد نزدیک به قائم است، ولی جهت شیب در تمام طول گسل‌های بزرگ یکسان نبوده و به‌سمت شمال یا جنوب انحرافات جزئی دارند که احتمالاً ناشی از ناهم‌سانی مقاومتی واحدهای سنگی مسیر برش است.

روند شمال خاور- جنوب باختر: این روند در مقایسه با روندهای ذکر شده، اهمیت بسیار کم‌تری دارد و از نظر آماری فراوانی آنها کم‌تر است و به‌طور غالب از نوع عادی است که شیب آنها به‌سمت شمال باختر است.

در پهنهٔ شمالی ایالت ساختاری سیستان، میزان دگرریختی از شمال به جنوب و هم‌چنین با نزدیک شدن به پهنهٔ مرکزی زمین‌درز (پهنه جوش‌خورده) افزایش می‌یابد. این امر با پژوهش‌های پیشین که نشان از افزایش جابه‌جایی از حاشیه به مرکز زمین‌درز و روی پهنه‌های راست‌الغز برشی است، هم‌خوانی دارد.

روش پژوهش

برای انجام این پژوهش، نمونه‌برداری از واحدهای سنگی رسوبی، ۱۷ نمونه به‌صورت جهت‌دار، تهیه شد. به‌علت این که اجسامی با شکل دایره‌ای اولیه کامل در طبیعت کم هستند، بنابراین اندازه‌گیری واتنش را در مورد اجزایی که در ابتدا شکل بیضی (یا نیمه بیضی) دارند را می‌توان بررسی کرد. از آن‌جا که در شرایطی طبیعی سنگ‌ها طی فرآیندهای مختلف و متمایز دگرریخته می‌شوند، بنابراین کسب نتایج متفاوت، با استفاده از روش‌های مختلف تحلیل واتنش دور از انتظار نیست [۱]. هم‌چنین در زمین‌شناسی ساختاری روش‌های اساسی برای اندازه‌گیری واتنش برش زاویه‌ای وجود دارد. بعضی از نشانه‌های خطی در سنگ‌های دگرریخته وجود دارد که ممکن است برای تعیین واتنش برشی به‌کار برده شوند، از آن جمله می‌توان به سنگ‌واره‌های دارای تقارن دو طرفه اولیه را اشاره کرد [۱]. به‌دلیل آن‌که هدف این پژوهش تحلیل توزیع واتنش سه‌بعدی است، برای هر نمونه از صفحات XY و YZ مقطع نازک تهیه شد. در نهایت بعد از تعیین فراسنج‌های واتنش و تاوایی و تحلیل داده‌ها، رژیم زمین‌ساختی و نسبت مؤلفه‌های واتنش برشی ساده و محض در منطقه مشخص شد.

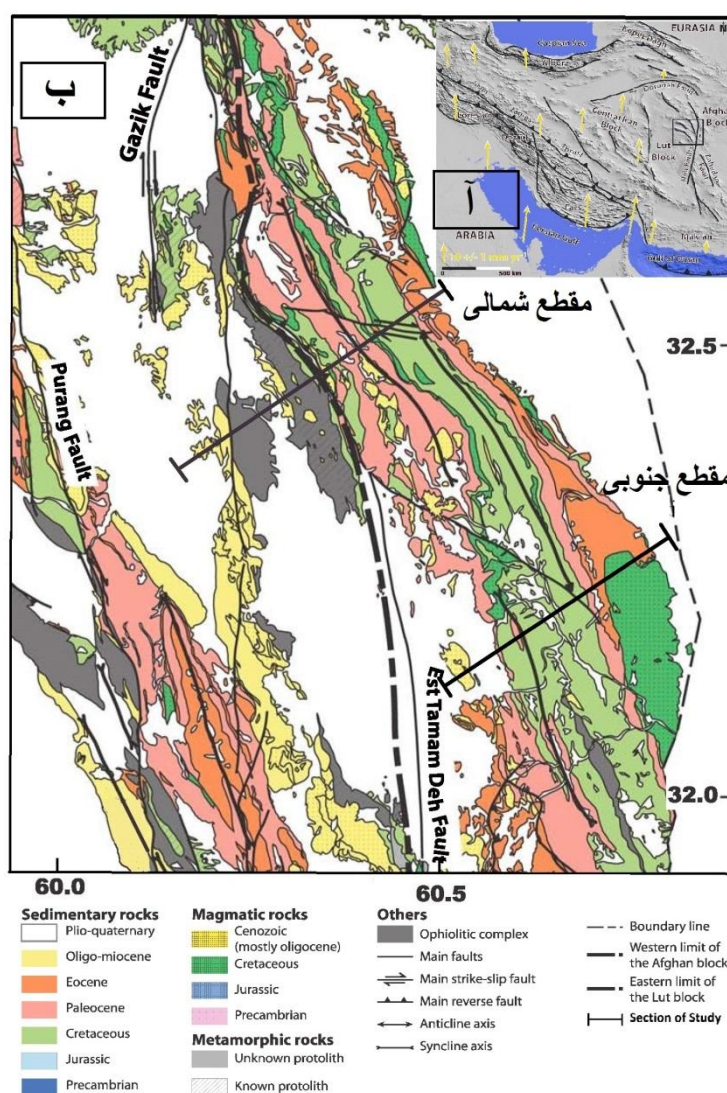
تحلیل واتنش بر اساس عدم تقارن سنگواره‌ها

بر اساس عدم تقارن خطوط مستقیم (زاویه برش) و واتنش برشی ایجاد شده بر سنگواره‌ها، می‌توان میزان واتنش را محاسبه کرد. زاویه برش (Ψ) عبارت است از تغییر زاویه بین دو خط که پیش از واتنش بر هم عمود بوده‌اند. واتنش برشی (Y) نیز رابطه‌ای ساده با زاویه برش دارد: $Tan\Psi = Y$ [۳۴].

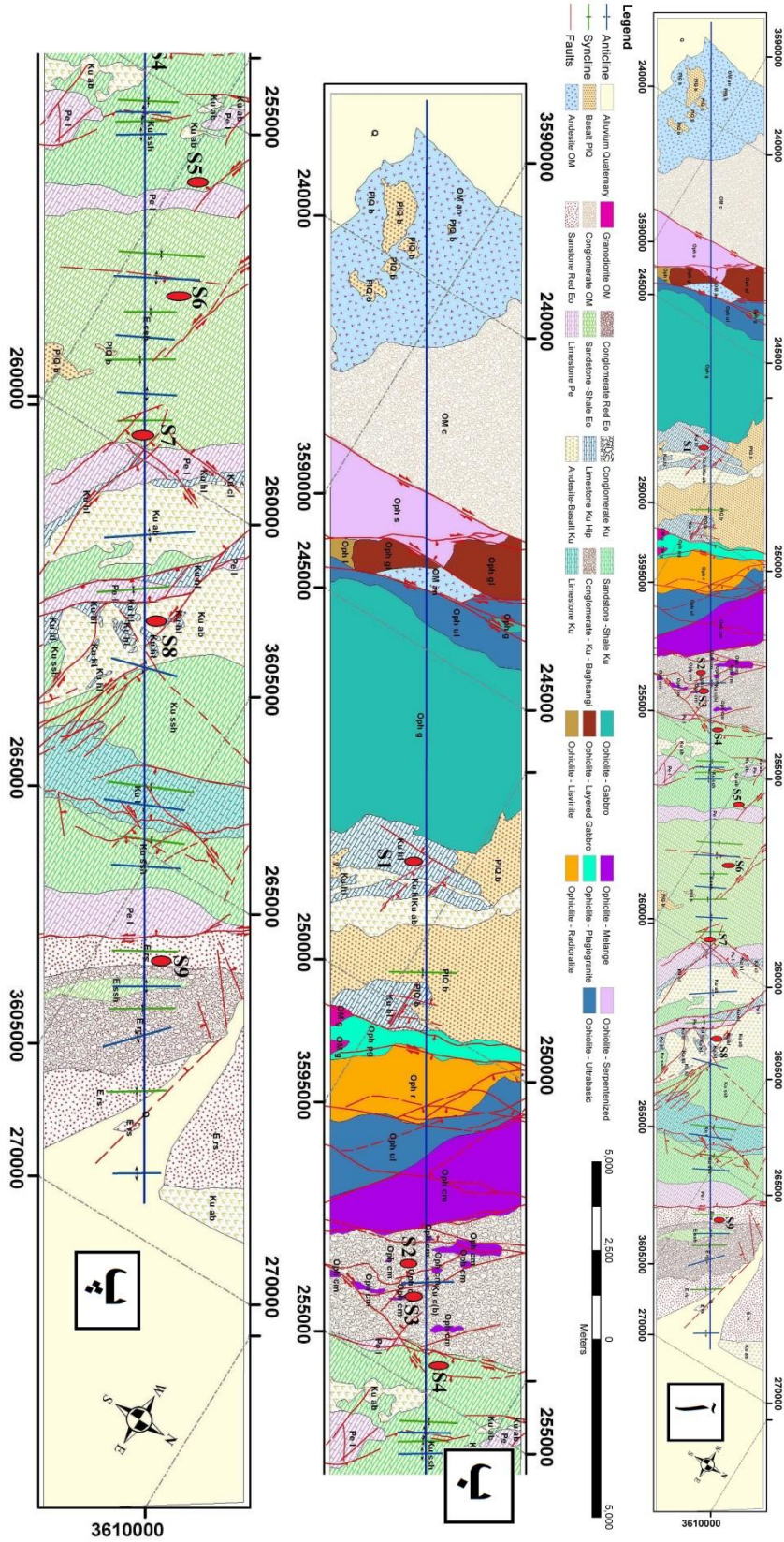
برای رسیدن به میزان واتنش صورت گرفته در سنگواره‌های موجود در ناحیه بررسی شده که شامل ۶ نمونه است، از صفحات XY و YZ واتنش آنها، مقطع نازک تهیه شد. شکل ۵ مقاطع نازک تهیه شده از نمونه ۳ مقطع شمالی و نمونه ۳ و ۶ از مقطع جنوبی را نشان می‌دهد (۳ نمونه از ۶ نمونه). پس از بررسی میکروسکوپی، عکس‌برداری از هر مقطع، با استفاده از رابطه (۱) و (۲) می‌توان میزان بیضویت واتنش را برای هر سنگواره محاسبه کرد [۱].

$$\frac{2+2\pm\sqrt{(2+4)}}{2} = {}_3\lambda_{or} \quad (1)$$

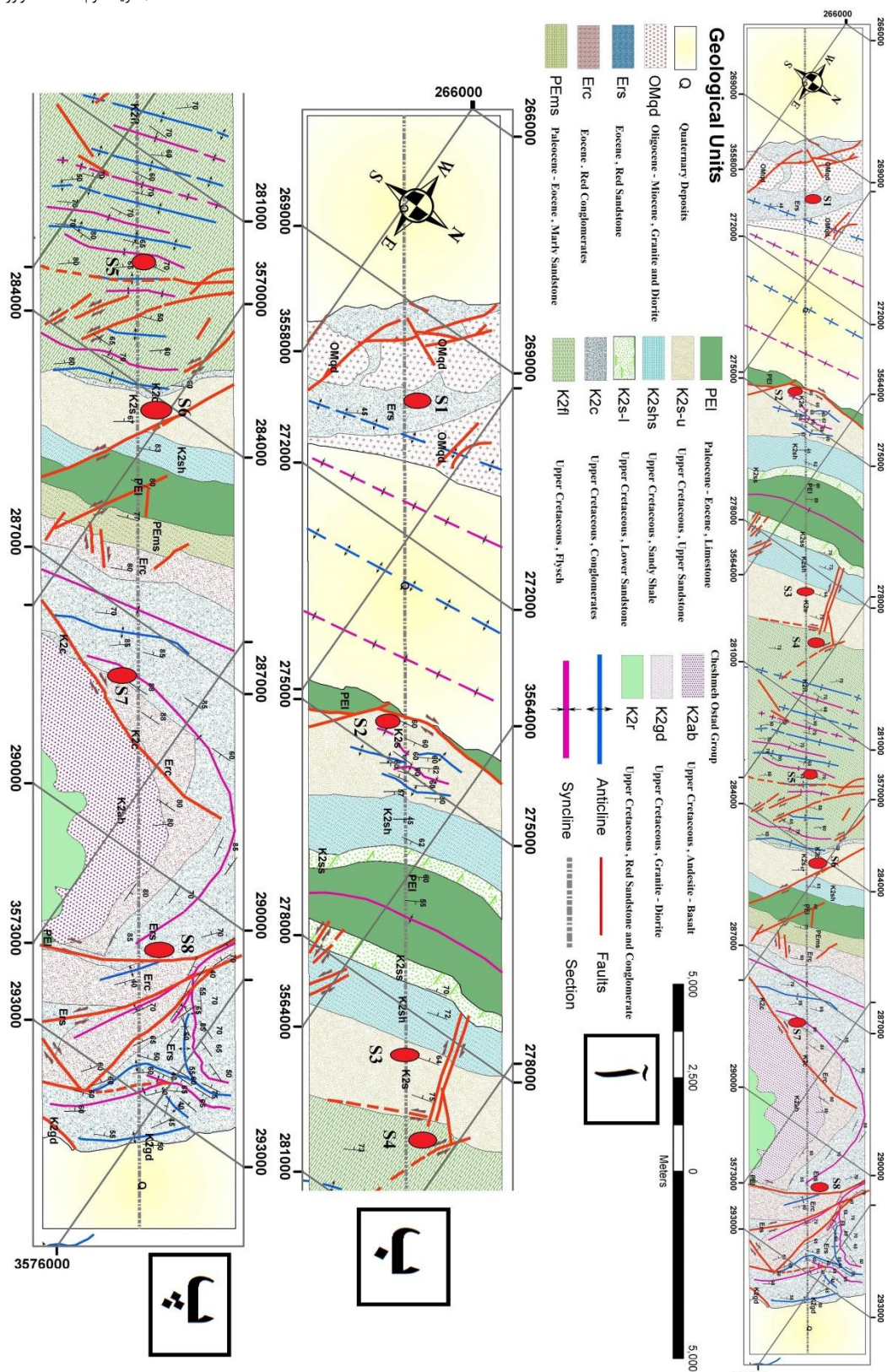
$$R^2 = \frac{\lambda_1}{\lambda_3} \quad (2)$$



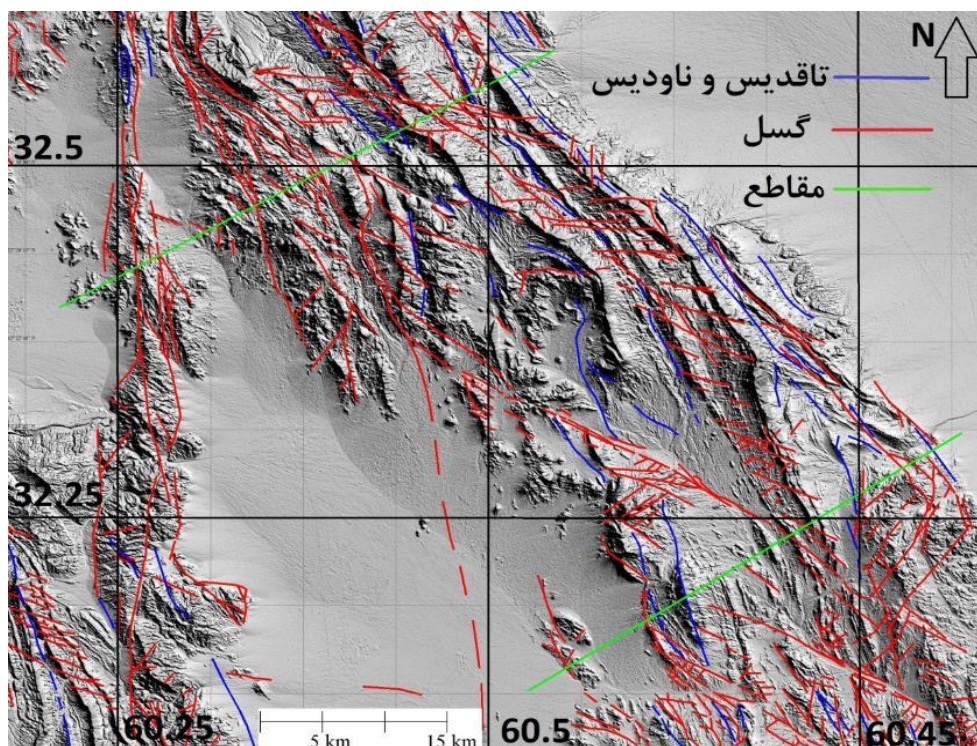
شکل ۱. آ. پیکان‌ها، بردارهای حرکتی GPS نسبت به صفحه ثابت لوراسیا را نشان می‌دهد [۲۶]. ب) نقشه ساده شده زمین‌شناسی ناحیه شمالی پهنا زمین درز سیستان، به همراه مقاطع شمالی و جنوبی بررسی شده [۳۵]



شکل ۲. آ) نقشه زمین‌شناسی بازنگری شده از مقطع شمالی در شکل (ب)، محل برداشت نمونه‌ها با بیضی‌های قرمز مشخص شده است، (راهنمای نقشه، چیدمان واحدهای سنگی براساس سن است). ب و پ) مقطع شمالی در دو بخش جنوب باختر و شمال خاوری ارائه شده است.



شکل ۳. آ. نقشه زمین شناسی بازنگری شده از مقطع جنوبی در شکل (۱ ب)، محل برداشت نمونه‌ها با بیضی‌های قرمز مشخص شده است، (راهنمای نقشه، چیدمان واحدهای سنگی براساس سن است). ب و پ) مقطع جنوبی در دو بخش شمال باختر و جنوب خاوری ارائه شده است.



شکل ۴. نقشه ساختاری پهنه شمال زمین‌درز سیستان بر روی مدل ارتفاعی رقومی (DEM)

مقادیر R_{xy} و R_{yz} برای این صفحات مشخص شد. برای دستیابی به مقدار R_{zx} نیز از رابطه $R_{zx} = R_{yz} \cdot R_{xy}$ استفاده شده است. مقادیر فراسنج‌های اندازه‌گیری شده در جدول ۱ ارائه شده است. برای تحلیل واتنش نهایی از نمودار اصلاح شده فلین استفاده شده است [۱]. مقادیر شکل بیضوی واتنش (K) و شدت واتنش (D) فراسنج لود (V) و لگاریتم واتنش طبیعی (ϵ) (نحوه محاسبه فراسنج‌های واتنش و ارتباط آنها ارائه شده است) برای نمونه‌هایی که از سنگ‌های حاوی سنگ‌واره‌ها تهیه شده‌اند، محاسبه شد و نتایج آن در جدول ۱ ارائه شده است. در شکل ۶ مقادیر فراسنج‌های واتنش دو بعدی را روی نمودار فلین اصلاح شده را نشان می‌دهد.

$$V = \frac{1-K}{1+K} \quad K = \frac{\ln(R_{xy}-1)}{\ln(R_{yz}-1)}$$

$$D = [(\ln R_{xy})^2 + (\ln R_{yz})^2]^{\frac{1}{2}} \quad \epsilon = \left(\frac{1}{3}\right)^{\frac{1}{2}} [(\ln(R_{xy}))^2 + (\ln(R_{yz}))^2 + (\ln(R_{zx}))^2]^{\frac{1}{2}}$$

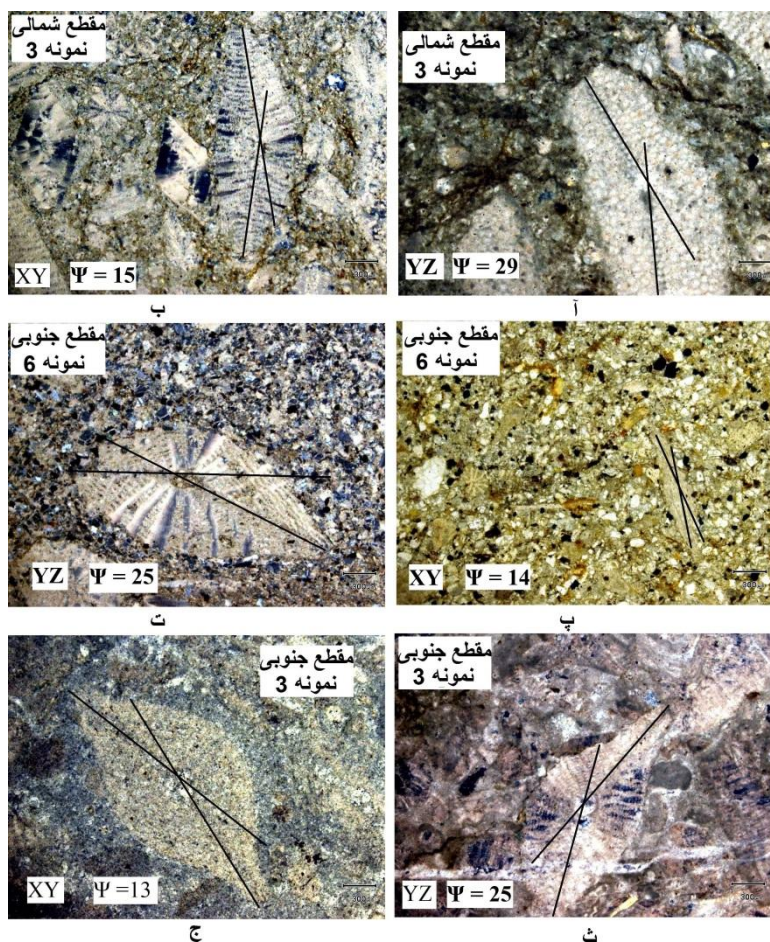
تحلیل بیضوی واتنش بر اساس روش R_f/Φ

در این روش کانی‌ها یا قطعات سنگی که در اثر اعمال دگرریختی جهت‌دار شده‌اند، بررسی می‌شوند. این دانه‌ها باید پیش از دگرریختی در سنگ حضور داشته و بتوانند واتنش حاصل از اعمال دگرریختی در سنگ را نمایان سازند. روش R_f/Φ که بهترین روش ترسیمی برای سنگ‌هایی است که دارای اجزا بیضوی اولیه با توزیع غیرتجمعی است [۱]. نتایج حاصل از تحلیل دوبعدی واتنش با استفاده از این روش به‌دست آوردن مقدار میانگین قطر بزرگ ذرات نسبت به قطر کوچک آنها است که با حرف R بیان می‌شود. برای رسیدن به‌میزان واتنش انجام شده است. در سنگ‌های آواری موجود در ناحیه بررسی شده که شامل ۱۱ نمونه است، از صفحات XY و YZ آنها، مقطع نازک تهیه شد. مقدار R_{zx} نیز براساس رابطه ذکر شده در قسمت مذکور محاسبه شد. شکل ۷ مقاطع نازک تهیه شده از نمونه ۳ مقطع شمالی و نمونه ۳ مقطع جنوبی را نشان می‌دهد.

پس از بررسی میکروسکوپی، عکس برداری از هر مقطع با استفاده از نرم افزار EllipseFit [۳۶] بیضی واتنش بر اساس R_f/Φ ترسیم شد. مقادیر R_{xy} و R_{yz} برای این صفحه‌ها مشخص شد که در جدول ۱ ارائه شده است. برای تحلیل واتنش نهایی از نمودار اصلاح شده فلین استفاده شده است (شکل ۶). در جدول ۱ و شکل ۸ مقادیر فراسنج‌های واتنش را که شامل شکل بیضی واتنش، شدت واتنش، فراسنج لود و لگاریتم واتنش طبیعی است را نشان می‌دهد.

تحلیل تاوایی

نمودار فلین اصلاح شده توانایی تمایز بین دگرشکلی هم‌محور^۱ و ناهم‌محور^۲ را ندارد، بنابراین نیاز به فراسنجی است که به وسیله آن میزان درجه ناهم‌محوری^۳ در یک پهنه دگرشکل شده را تعیین کرد. این فراسنج که تحت عنوان عدد جنبشی شناختی تاوایی (W_k) شناخته می‌شود، میزان چرخش را نسبت به مقدار کشیدگی ارائه می‌دهد [۳۷]. با در نظر گرفتن یک دگرشکلی با جریان پیوسته، مقدار W_k بین صفر تا یک معرفی می‌شود که در برش محض برابر با صفر و در برش ساده برابر با یک است [۳]، [۳۸].

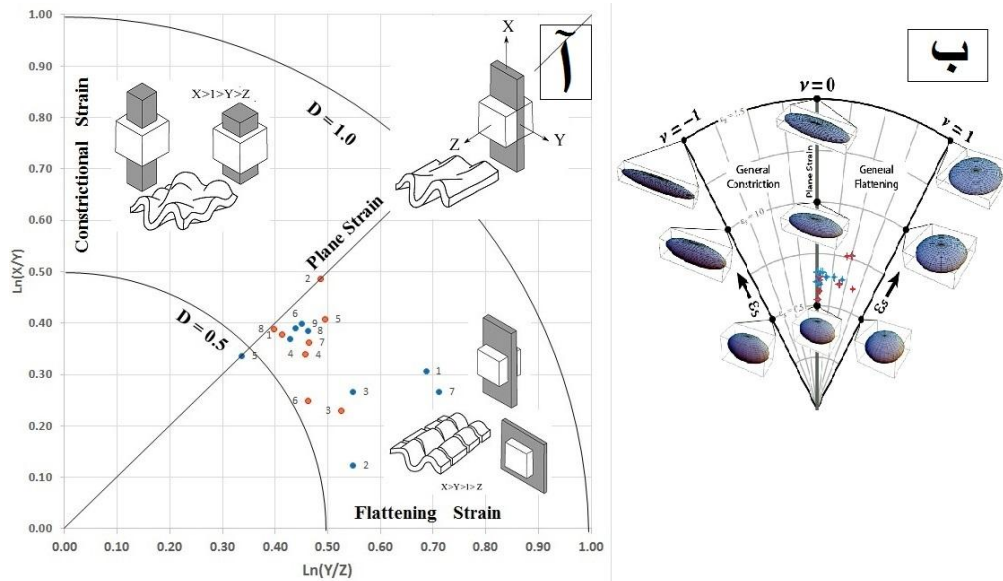


شکل ۵. سه مقطع نازک، به همراه موقعیت سطوح و میزان زاویه برش، تهیه شده از واحدهای سنگی حاوی سنگواره ناحیه مورد بررسی. موقعیت نمونه‌های برداشت شده بر روی شکل‌های (۲ و ۳) نشان داده شده است. آ و ب (نمونه شماره ۳ از مقطع شمالی. پ، ت، ث و ج) نمونه‌های شماره ۳ و ۶ از مقطع جنوبی می‌باشند.

1. Coaxial
2. Non-coaxial
3. Degree of non-coaxiality

جدول ۱. فراسنج‌های واتنش دو بعدی و سه بعدی و نسبت‌های به‌دست آمده با استفاده از روش‌های R_f/Φ ، واتنش برشی - زاویه Θ و عدد تاوایی برای نمونه‌های جهت‌دار مقاطع بررسی شده

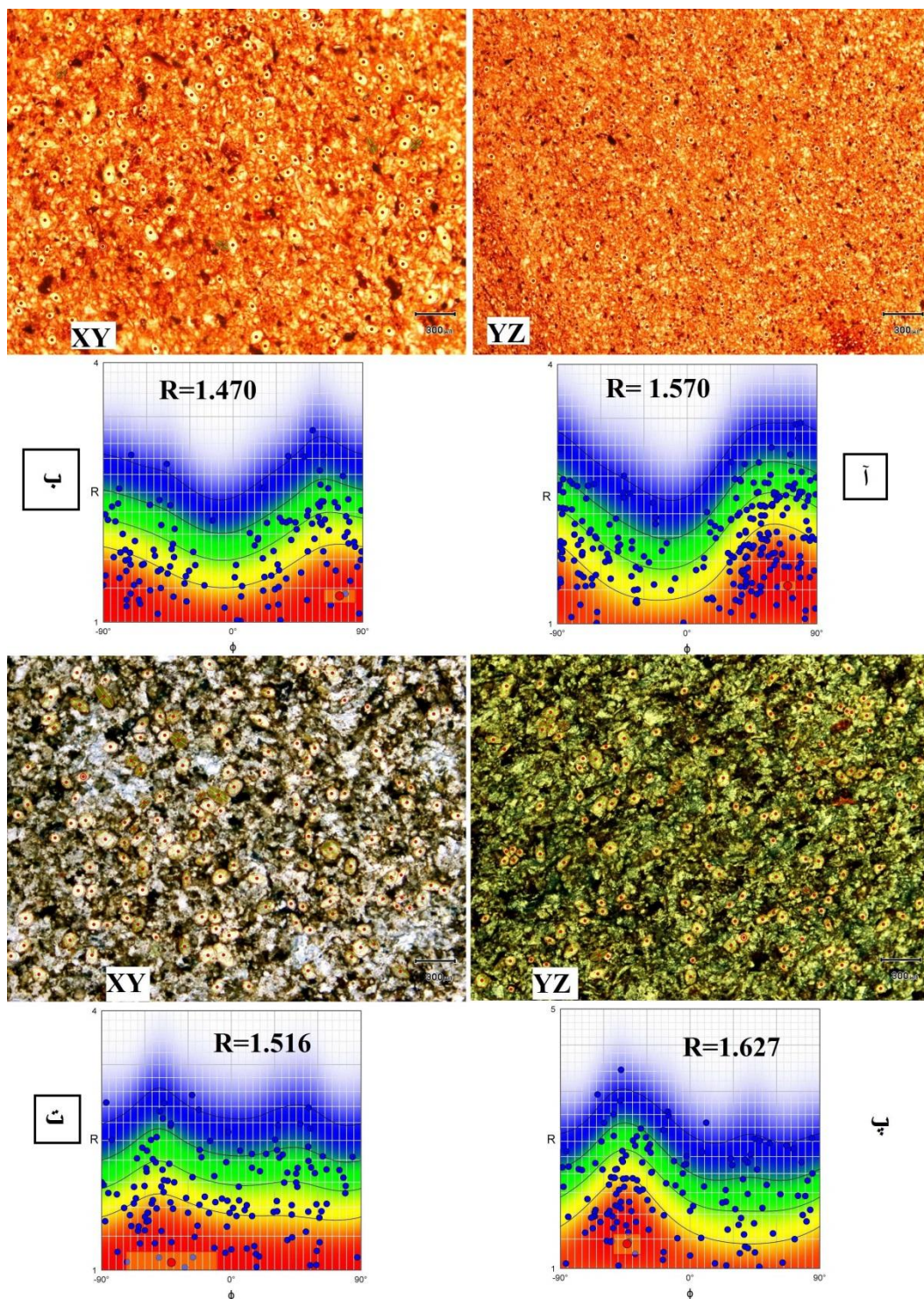
مقطع	نمونه	نوع	Ln(Rxy)	Ryz	Ln(Rxy)	Ryz	Ln(Rxy)	Ryz	Ln(Rxy)	Ryz	Θ°
الف	۱	سنگواره	۰/۳۴	۱/۹۸۷	۰/۶۹	۲/۷۰۰	۰/۹۹	۰/۴۵	۰/۷۵	۰/۷۷	۰/۳۸
الف	۲	سنگواره	۰/۱۲	۱/۱۶۱	۰/۵۵	۱/۹۵۵	۰/۶۷	۰/۲۲	۰/۵۶	۰/۶۶	۰/۶۳
الف	۳	سنگواره	۰/۲۷	۱/۳۰۶	۰/۵۵	۲/۲۵۸	۰/۸۱	۰/۴۹	۰/۶۱	۰/۶۸	۰/۳۴
الف	۴	آواری	۰/۳۷	۱/۴۴۶	۰/۴۳	۲/۲۲۰	۰/۸۰	۰/۸۶	۰/۵۷	۰/۶۲	۰/۰۷
الف	۵	آواری	۰/۳۴	۱/۴۰۰	۰/۳۴	۱/۹۶۰	۰/۶۷	۱/۰۰	۰/۴۸	۰/۵۶	۰/۰۰
الف	۶	آواری	۰/۳۹	۱/۴۷۷	۰/۴۴	۲/۲۸۹	۰/۸۳	۰/۸۹	۰/۵۹	۰/۶۴	۰/۰۶
الف	۷	سنگواره	۰/۲۷	۱/۳۰۶	۰/۷۱	۲/۱۶۰	۰/۹۸	۰/۳۸	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۴۵
الف	۸	آواری	۰/۳۹	۱/۴۷۰	۰/۴۶	۲/۳۳۳	۰/۸۵	۰/۸۳	۰/۶۰	۰/۶۵	۰/۰۹
الف	۹	آواری	۰/۴۰	۱/۴۹۰	۰/۴۵	۲/۳۳۹	۰/۸۵	۰/۸۸	۰/۶۰	۰/۶۵	۰/۰۶
ب	۱	آواری	۰/۳۸	۱/۴۵۸	۰/۴۱	۲/۲۰۳	۰/۷۹	۰/۹۱	۰/۵۶	۰/۶۲	۰/۰۵
ب	۲	آواری	۰/۴۹	۱/۶۲۶	۰/۴۹	۲/۶۴۶	۰/۹۷	۱/۰	۰/۶۹	۰/۶۹	۰/۰
ب	۳	سنگواره	۰/۲۳	۱/۲۵۹	۰/۵۳	۲/۱۳۰	۰/۷۶	۰/۴۴	۰/۵۷	۰/۶۶	۰/۳۹
ب	۴	آواری	۰/۳۴	۱/۴۰۳	۰/۴۶	۲/۲۱۸	۰/۸۰	۰/۷۴	۰/۵۷	۰/۶۴	۰/۱۵
ب	۵	آواری	۰/۴۱	۱/۵۰۴	۰/۴۹	۲/۴۶۷	۰/۹۰	۰/۸۳	۰/۶۴	۰/۶۸	۰/۱۰
ب	۶	سنگواره	۰/۲۵	۱/۲۸۲	۰/۴۶	۲/۰۳۵	۰/۷۱	۰/۵۴	۰/۵۲	۰/۶۳	۰/۳۰
ب	۷	آواری	۰/۳۶	۱/۴۳۷	۰/۴۶	۲/۲۸۵	۰/۸۳	۰/۷۸	۰/۵۹	۰/۶۵	۰/۱۲
ب	۸	آواری	۰/۳۹	۱/۴۷۵	۰/۴۰	۲/۲۸۶	۰/۷۹	۰/۹۸	۰/۵۶	۰/۶۱	۰/۰۱



شکل ۶. آ نمودار فلین اصلاح شده و وضعیت فراسنج‌های واتنش دوبعدی برای نمونه‌های مختلف در ناحیه بررسی شده. نقاط آبی‌رنگ برای مقطع شمالی و نقاط قرمز برای مقطع جنوبی است [۱]. نمودار Hsu برای مقادیر فراسنج در نمونه‌های بررسی شده، ستاره‌های قرمز رنگ برای مقطع شمالی و ستاره‌های آبی برای مقطع جنوبی است [۱].

یکی از روش‌های محاسبه W_k استفاده از ارتباط بین نسبت واتنش زمین‌ساختی (Rs) و زاویه (Θ) بین پهنه برشی و محور بزرگ بیضوی واتنش (Ryz) است که تابعی برای محاسبه W_k در نظر گرفته می‌شود [۳۹]، [۴۰]، [۴۱]، [۴۲]، [۴۳]. فراسنج W_k دارای مقدار خطی نیست، اما می‌تواند به وسیله محاسبه مقادیر درصدی مؤلفه‌های برش محض و ساده به یک فراسنج، با مقیاس خطی تبدیل شود، هر چند برخی محققان دگرشکلی را به صورت دو قلمرو برش

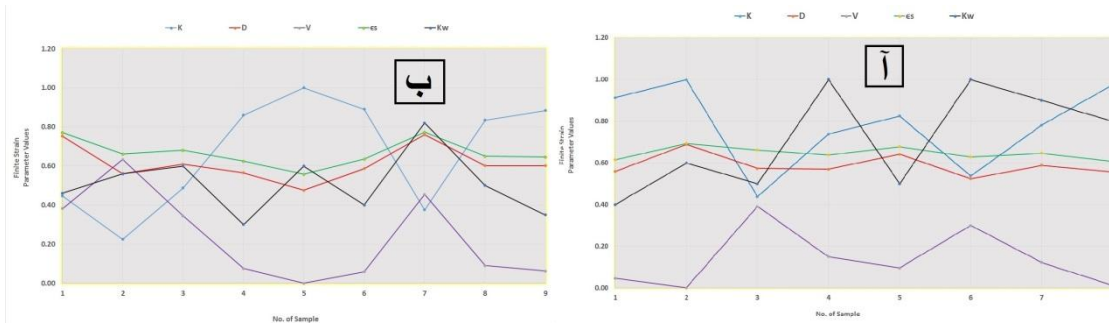
محض و ساده تقسیم‌بندی کرده‌اند، اما در حقیقت یک پیوستگی بین مؤلفه‌های برش ساده و محض وجود دارد؛ در روشی نوین نمودار به سه میدان یا قلمرو دگرشکلی برش ساده، برش محض و برش عمومی تقسیم شده است [۳۸]، [۴۴].



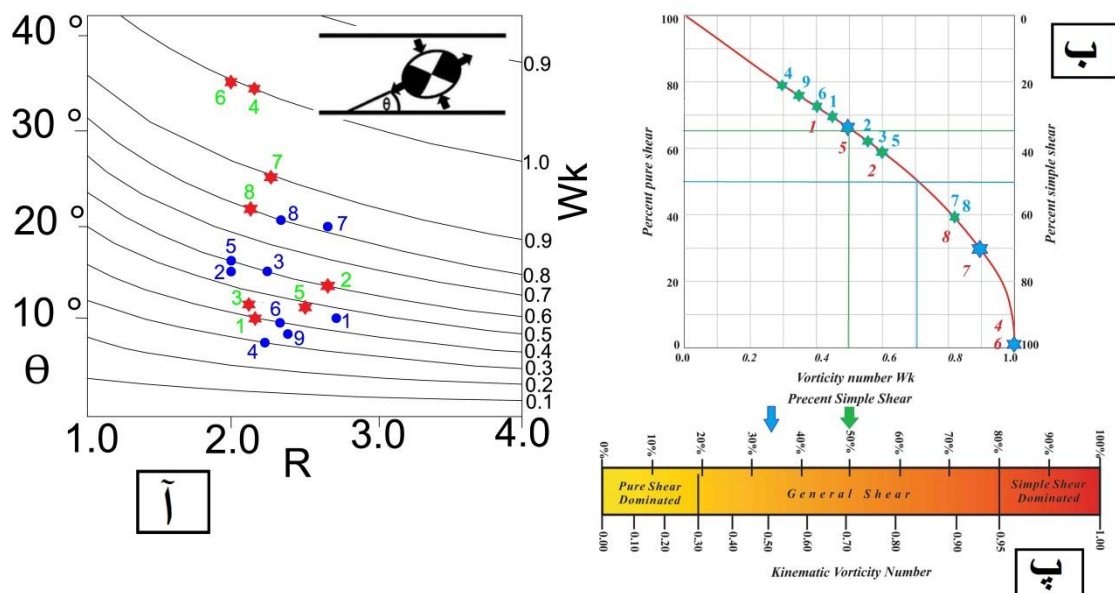
شکل ۷. دو مقاطع نازک به همراه موقعیت سطوح، میزان نسبت بیضوی نهایی و نمودار تهیه شده از نمونه‌های حاوی سنگ‌های آواری به روش R_f/Φ از ناحیه بررسی شده. موقعیت نمونه‌های برداشت شده روی شکل‌های (۲ و ۳) نشان داده شده است. آ و ب) نمونه شماره ۹ از مقطع شمالی. پ و ت) نمونه شماره ۲ از مقطع جنوبی است.

براین اساس، با توجه به زاویهٔ محور بزرگ واتنش با پهنه گسلی ایجاد شده، برای ایستگاه‌های برداشت نمونه و انتقال این زوایای روی تابع مقادیر W_k به زاویهٔ θ برای مقطع شمالی و جنوبی به‌دست آمد (شکل ۹ آ). با انتقال اعداد روی تابع قلمروهای مؤلفه‌های برشی نسبت میزان تاوایی به قلمروهای برشی، میزان درصد قلمرو برش محض و برش ساده برای هر ایستگاه مشخص شد (شکل ۹ ب و پ).

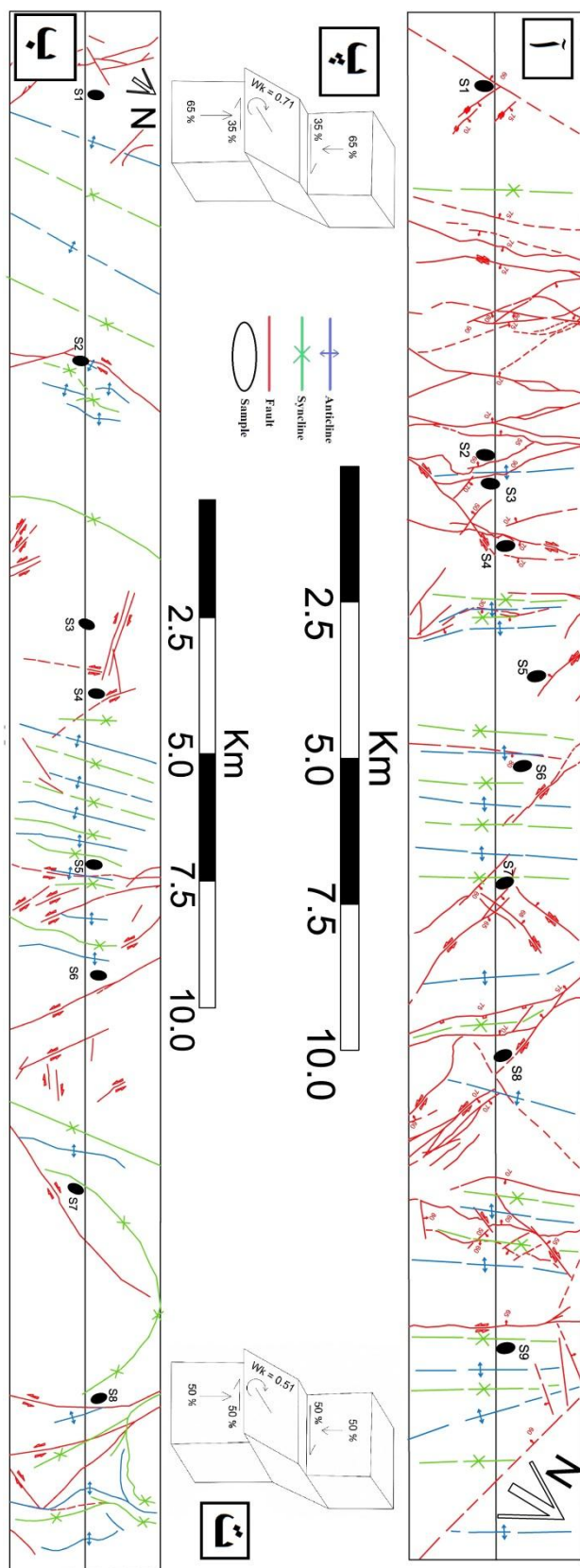
در نهایت، در مقطع شمالی میزان W_k از ۰/۳۰ تا ۰/۸۲ و با میانگین ۰/۵۱ و میدان برشی ۲۰ تا ۶۲ درصد و با میانگین ۶۶ درصد برش محض و ۳۴ درصد برش ساده و هم‌چنین در مقطع جنوبی میزان W_k از ۰/۴۰ تا ۱/۰ و با میانگین ۰/۷۱ و با میانگین ۵۰ درصد برای برش محض و برش ساده در قلمرو برش عمومی قرار دارند.



شکل ۸. نمودار تغییرات فراسنج‌های واتنش، شکل بیضوی واتنش، شدت واتنش و فراسنج لود. (آ) لگاریتم واتنش طبیعی و عدد تاوایی برای مقطع شمالی. (ب) لگاریتم واتنش طبیعی و عدد تاوایی برای مقطع جنوبی



شکل ۹. (آ) چگونگی محاسبهٔ زاویهٔ θ در صفحه XZ واتنش. این زاویه، زاویهٔ بین محور X واتنش و پهنه برش را نشان می‌دهد (شکل بالا سمت راست)، نتایج حاصل از تحلیل تاوایی برای نمونه‌های متعلق به مقطع شمالی (دایره‌های آبی) به مقطع جنوبی (ستاره‌های قرمز) [۴۲]، [۴۳]. (ب) نمودار ارتباط بین مقادیر W_k با مؤلفه‌های برش ساده و برش محض برای جریان دو بعدی آبی [۴۵]، نمونه‌های متعلق به مقطع شمالی ستاره‌های سبز و مقطع جنوبی ستاره‌های آبی است. (پ) رابطهٔ بین مقادیر W_k با قلمروهای برش ساده، برش محض و برش عمومی [۴۴]، پیکان سبز متعلق به مقطع شمالی و پیکان آبی متعلق به مقطع جنوبی است.



شکل ۱۰. آ و ب) نقشه ساختاری به ترتیب از مقاطع شمالی و جنوبی. پ و ت) مدل طرح‌وار از نسبت مؤلفه‌های برش ساده و برش محض به ترتیب برای مقطع شمالی و جنوبی

بحث

در پژوهش‌های اخیر با استفاده از واتنش افزایشی، واتنش نهایی و تاوایی، می‌توان نواحی لغزشی- فشارشی و لغزشی- کششی زمین‌ساختی و نسبت برش ساده به برش محض و تفکیک واتنش را مدل‌سازی کرد. مدل‌هایی که نقطه آغازین مؤثری برای تحلیل سه‌بعدی نواحی دگرشکل شده است که براساس واتنش ایجاد شده‌اند. در مدل‌های واقعی، ممکن است در برخی پژوهش‌ها، شرایط بسیار پیچیده شوند، به‌گونه‌ای که نتوان به سادگی آنها را به واتنش نهایی عمومیت داد، اما در مدل‌های ساده‌تر در حالتی که یک تقارن منوکلینیک در مدل در نظر گرفته می‌شود، یکی از محورهای اصلی واتنش نهایی در طول دگرریختی ثابت و قائم باقی می‌ماند و دو محور دیگر در یک صفحه افقی دچار چرخش می‌شوند. در مدل‌های پیچیده‌تر، به‌علت اریب قرارگرفتن مؤلفه برش ساده، نسبت به سامانه مختصات بیرونی، هر سه محور واتنش نهایی دچار چرخش می‌شوند.

براین اساس، روی نمودار فلین اصلاح شده در رژیم لغزشی- فشارشی واتنش پهن‌شدگی ایجاد می‌شود در حالی که رژیم لغزشی- کششی، واتنش درازشدگی را به‌وجود می‌آورد [۴۶]، [۴۷]. توزیع واتنش پدیده مهمی است که در بسیاری از مناطق دگرریخته رخ می‌دهد. توزیع دگرشکلی در ارتباط با تمرکز مکانی متفاوت مؤلفه‌های برش ساده و محض است، بنابراین تغییرات در نسبت این دو برش، باعث می‌شود که در قسمت‌های مختلف یک پهنه دگرریخته ممکن است مسیرهای دگرشکلی مختلفی را شاهد باشیم. این پدیده تحت عنوان توزیع دگرشکلی شناخته می‌شود [۴۸].

نتیجه‌گیری

زمین‌شناسی ناحیه بررسی شده که در شمال زمین‌درز سیستان واقع شده است، شامل سه واحد سنگی رسوبی، آذرین و افیولیتی است. بررسی و مطالعه روی واحدهای سنگی رسوبی تخریبی و آهکی (دارای ریزسنگواره) به‌منظور تعیین میزان واتنش و جنبش شناختی تاوایی، اندازه‌گیری‌ها در طول دو مقطع و روی ۱۷ نمونه (۹ نمونه در طول مقطع شمالی و ۸ نمونه در طول مقطع جنوبی) انجام شد که نتایج حاصل از آن را می‌توان بدین شرح ارائه کرد:

- مقادیر فراسنج شکل بیضوی واتنش برای مقطع شمالی از ۰/۲۲ تا ۱ و با میانگین ۰/۶۷ و برای مقطع جنوبی از ۰/۴۴ تا ۱ و با میانگین ۰/۷۸ محاسبه شد. میانگین کل شکل بیضوی واتنش دو مقطع نیز ۰/۷۲ اندازه‌گیری شده است.
- مقادیر فراسنج شدت واتنش برای مقطع شمالی از ۰/۴۸ تا ۰/۷۶ و با میانگین ۰/۶۱ و برای مقطع جنوبی از ۰/۵۲ تا ۰/۶۹ و با میانگین ۰/۵۹ محاسبه شد. میانگین کل شدت واتنش دو مقطع نیز ۰/۶۰ اندازه‌گیری شده است.
- مقادیر فراسنج عدد لود برای مقطع شمالی از صفر تا ۰/۶۳ و میانگین آن ۰/۲۳ و برای مقطع جنوبی از صفر تا ۰/۳۹ و میانگین آن ۰/۱۴ محاسبه شد. میانگین کل عدد لود دو مقطع نیز ۰/۱۹ اندازه‌گیری شده است.
- مقادیر عدد واتنش طبیعی برای مقطع شمالی از ۰/۵۶ تا ۰/۷۷ و با میانگین ۰/۶۷ و برای مقطع جنوبی از ۰/۶۱ تا ۰/۶۹ و با میانگین ۰/۶۵ محاسبه شد.
- مقدار عدد جنبش شناختی تاوایی برای مقطع شمالی از ۰/۳۰ تا ۰/۸۲ و با میانگین ۰/۵۱ و برای مقطع جنوبی از ۰/۳۰ تا ۱/۰ و با میانگین ۰/۷۱ محاسبه شد.

- نسبت مؤلفه برش محض به برش ساده ۶۶ درصد به ۳۴ درصد در مقطع شمالی است که نشان از چیرگی برش محض به برش ساده است، اما مقادیر برای هر دو مؤلفه برش محض و برش ساده ۵۰ درصد در مقطع جنوبی است که این امر نشان از برابری نسبت دو مؤلفه برش محض و برش ساده است.

در نهایت با توجه به نتایج مذکور، می‌توان گفت به‌علت قرارگیری شکل بیضوی واتنش در ناحیه پهن‌شدگی، با رژیم زمین‌ساختی لغزشی- فشارشی در ناحیه بررسی شده مواجه هستیم، که نشان از هم‌خوانی با پژوهش‌های پیشین را دارد [۱۵]. تحلیل عدد جنبش‌شناختی تاوایی نیز حاکی از وقوع پدیده تفکیک واتنش و عملکرد هر دو مؤلفه‌های برش محض و برش ساده در منطقه است. همگرایی مایل ناشی از حرکت صفحه افغان به سمت صفحه لوت مهم‌ترین نیروی پیش‌ران در وقوع این نوع دگرشکلی است.

پژوهش‌هایی که در پهنه دگرگونی سندرچ- سیرجان انجام شده‌است شواهدی از همگرایی لغزشی- فشارشی با بخش‌بندی مؤلفه‌های برش ساده و برش محض با نسبت‌های متفاوت ارائه شده است، اما شواهدی نیز از رژیم لغزشی- کششی در گامه‌های بعدی دگرریختی نیز مشاهده می‌شود [۶]، [۷]، [۴۹]، [۵۰]. این امر نیز در البرز باختری [۵۱]، شمال باختری لوت [۵۲]، [۵۳] نیز وجود دارد که ساختارهای دگرریخته لغزشی- فشارشی و لغزشی- کششی با بخش-بندی واتنش نیز مشاهده می‌شود که حاکی از گامه‌های مختلف دگرریختی است.

در این پژوهش‌ها شواهدی از شرایط مؤلفه لغزشی- کششی در نمونه‌های تهیه شده از پهنه بررسی شده مشاهده نشده است. با این وجود در پژوهش‌های پیشین، نشان از وجود گامه‌های دگرریختی‌های دیگری نیز در این پهنه است [۱۵]. بنابراین برای دستیابی به توزیع واتنش در نقاط مختلف پهنه زمین‌درز سیستان، نیاز به بررسی‌های تکمیلی بیش‌تر و در مقیاس‌های مختلف است. در شکل ۱۰ میزان توزیع واتنش و بخش‌بندی مؤلفه‌های برش ساده و برش محض را روی نقشه ساختاری دو مقطع را نشان می‌دهد. این امر تأییدی بر پژوهش‌های پیشین در منطقه دارد که از میزان برش ساده با حرکت به‌سوی بخش شمالی زمین‌درز کاسته می‌شود [۵۴].

منابع

1. Ramsay J. G., Huber M. I., "The Techniques of Modern Structural Geology", Vol. I; Strain Analysis: London, Academic Press (1983) 258.
2. Dixon J. M., Liu S., "Centrifuge modelling of the propagation of thrust faults", In: McClay, K.R. (Ed.), Thrust Tectonics. Chapman & Hall, London, (1992) 53-69.
3. Fossen H., "Structural Geology", 1st Edition, Cambridge University Press (2010) 463.
4. Nabavi S. T., Diaz-Azpiroz M., Talbot Ch. J., "Inclined transpression in the Neka Valley, eastern Alborz, Iran", Int J Earth Sci (Geol Rundsch). (2016). DOI 10.1007/s00531-016-1388-y.
5. Kassem O. M. K., Hamimi Z., "Finite Strain Analysis of the Wadi Fatima Shear Zone in Western Arabia, Saudi Arabia", ISSN 0016-8521, Geotectonics, Vol. 52, No. 2, (2018) 251-265.

6. Samani B., "Deformation flow analysis and symmetry of Goushti shear zone, Sanandaj-Sirjan metamorphic belt, Iran", *Geopersia* 7(1), (2017) 117-130. DOI:10.22059/geope.2017.219333. 648281.
7. Sarkarinejad Kh. , Heibati Z., "Vorticity analysis in the Zagros orogen, Shiraz area, Iran", *Int J. Earth Sci. (Geol Rundsch)* (2016). DOI 10.1007/s00531-016-1411-3.
8. Kassem O. M. K., Abd El Rahim S. H., "Finite-strain analysis of Metavolcano-sedimentary rocks at Gabel El Mayet area", *Central Eastern Desert, Egypt. J. of African Earth Sciences*, 58 (2010) 321-330.
9. Zhang B., Zhang J. J., Zhong D. L., Guo L., "Strain and kinematic vorticity analysis: An indicator for sinistral transpressional strain-partitioning along the Lancangjiang shear zone, western Yunnan, China", *Sci China Ser D-Earth Sci.*, May, Vol. 52 , No. 5, (2009) 602-618. doi:10.1007/s11430-009-0065-4.
10. Berberian M., King G. C. P., "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian journal of earth sciences*, 18 (2) (1981) 210-265.
11. Stocklin J., "Structural history and tectonics of Iran: a review", *AAPG Bulletin*, 52 (7) (1968).1229-1258.
12. Pang K. N., Chung S. L., Zarrinkoub M. H., Mohammadi S. S., Yang H. M., Chu C. H., Lo C. H., "Age, geochemical characteristics and petrogenesis of Late Cenozoic intraplate alkali basalts in the Lut –Sistan region, eastern Iran", *Chemical Geology*, 306 (2012) 40-53.
13. Şengör A. M. C., Altiner D., Cin A., Ustaömer T., Hsü K. J., "Origin and assembly of the Tethyside orogenic collage at the expense of Gondwana Land", *Geological Society, London, Special Publications*, 37(1) (1988) 119-181.
14. Camp V. E., Griffis R. J., "Character, genesis and tectonic setting of igneous rocks in the Sistan suture zone", eastern Iran, *Lithos.*, ISSN 0024-4937 (1982).
15. Tirrul R., Bell I. R., Griffis R. J., Camp V. E., "The Sistan suture zone of eastern Iran", *G.S.A B.*, v.94 .(1983) 134-150.
16. Angiboust S., Agard P., De Hoog J. C. M., Omrani J., Plunder A., "Insights on deep, accretionary subduction processes from the Sistan ophiolitic mélange (Eastern Iran)", *Lithos*, 156, (2013) 139-158.
17. Babazadeh S. A., De Wever P., "Radiolarian Cretaceous age of Soulabest radiolarites in ophiolite suite of eastern Iran", *Bulletin de la Société géologique de France*, 175 (2) (2004) 121-129.
18. Babazadeh S. A., "A Note on Stratigraphic Data and Geodynamic Evolution of Sistan Suture Zone (Neo-Tethyan Margin) in Eastern Iran", *Geodynamics Research International Bulletin (GRIB)*, Vol. (I), No.01 (2013).

19. Bröcker M., Fotoohi Rad Gh., Burgess R., Theunissen S., Paderin I., Rodionov N., Salimi Z., "New age constraints for the geodynamic evolution of the Sistan Suture Zone, eastern Iran", *Lithos* 170-171 (2013) 17-34.
20. Fotoohi Rad G. R., "Petrology and geochemistry of metamorphosed ophiolites of east of Birjand", Ph.D Thesis, Tarbiat Moallem University of Tehran, Iran (2004).
21. Saccani E., Delavari M., Beccaluva L., Amini S., "Petrological and geochemical constraints on the origin of the Nehbandan ophiolitic complex (eastern Iran): Implication for the evolution of the Sistan Ocean", *Lithos*, 117 (1) (2010) 209-228.
22. Delaloye M., Desmons J., "Ophiolites and mélange terranes in Iran: a geochronological study and its paleotectonic implications", *Tectonophysics*, 68 (1-2) (1980) 83-111.
23. Zarrinkoub M. H., Pang K. N., Chung S. L., Khatib M. M., Mohammadi S. S., Chiu H. Y., Lee H. Y., "Zircon U–Pb age and geochemical constraints on the origin of the Birjand ophiolite, Sistan suture zone, eastern Iran", *Lithos*, 154 (2012) 392-405.
24. Fotoohi Rad G. R., Droop G. T. R., Amini S., Moazzen M., "Eclogites and blueschists of the Sistan Suture Zone, Eastern Iran: A comparison of P–T histories from a subduction mélange", *Lithos*, 84 (1) (2005) 1-24.
25. Fotoohi Rad G. R., Droop G. T. R., Bergess R., "Early Cretaceous exhumation of high-pressure metamorphic rocks of the Sistan Suture Zone, eastern Iran", *Geological Journal Geol.*, J. 44 (2009) 104-116.
26. Vernant P., Nilforoushan F., Hatzfeld D., Abbassi M. R., Vigny C., Masson F., Nankali H., Martinod J., Ashtiani A., Bayer R., Tavakoli F., Chery J., "Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", *Geophys. J. Int* 157 (2004) 381-398.
27. Walker R., Khatib M. M., "Active faulting in the Birjand region of NE Iran", *Tectonics* Vol. 25, TC4016 (2006).
28. Sadeghian M., Bouchez J. L., Nedelec A., Siqueira R., Valizadeh M. V., "The granite pluton of Zahedan (SE Iran): a petrological and magnetic fabric study of a syntectonic sill emplaced in a transtensional setting", *Journal of Asian Earth Sciences*, 25(2) (2005) 301-327.
29. Walker R. T., Gans P., Allen M. B., Jackson J., Khatib M. M., Marsh N., Zarrinkoub M. H., "Late Cenozoic volcanism and rates of active faulting in eastern Iran", *Geophysical Journal International*, 177 (2) (2009) 783-805.
30. Guillou Y., Maurizot P., Vaslet D., de la Villeon H., "Geological Map of Gezik", No. L8, scales 1:250000., Geological Survey of Iran (1983).

۳۱. نقشه و شرح نقشه زمین‌شناسی پُرنگ، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، برگه شماره ۸۰۵۴. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

۳۲. نقشه زمین‌شناسی گزیک، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، برگه شماره ۸۰۵۵. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۳۳. زمین‌شناسی درح، مقیاس ۱:۱۰۰,۰۰۰، برگه شماره ۷۹۵۵. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
۳۴. قاسمی م. ر.، "روش‌های واکاوی و هم‌نهاد در زمین‌شناسی ساختاری"، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور (۱۳۹۳).
35. Jentzer M., Fournier M., Agard Ph., Omrani J., Khatib M. M., Whitechurch H., "Neogene to present paleostress field in Eastern Iran (Sistan belt) and implications for regional geodynamics" *Tectonics* (2017). DOI: 10.1002/2016TC 004275.
36. Vollmer F. W., "EllipseFit 3.6.2: Strain and Fabric Analysis Software", (2018). <http://www.frederickvollmer.com/ellipsefit>.
37. Passchier C. W., Trouw R. A. J., "Microtectonics, Springer Verlag", New York (2006).
38. Tikoff B., Fossen H., "Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix", *Tectonophysics*, 217 (1993) 267-283.
39. Bailey C. M., Gilmer A. K., Marquis M. N., "A tale of two shear zones: the vorticity and strain path of two greenschist facies shear zones", *Geological Society of America with Programs* 31 (7) 59 (1999).
40. Bailey C. M., Eyster L. E., "General shear deformation in the Pinaleno Mountains metamorphic core complex, Arizona", *Journal of structural geology* 25 (2003) 1883-1892.
41. Bailey C. M., Polvi L. E., Forte A. M., "Pure shear dominated high-strain zones in basement terranes", *Geological Society of America Memoir* 200 (2007) 93-108.
42. Fossen H., Tikoff B., "The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transension tectonics", *Journal of structural geology*, Vol. 15, (1993) November 413-422.
43. Fossen H., Tikoff B., "The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis", *Journal of Structural Geology*, Vol. 17, No.12, (1995) 1771-1784.
44. Forte A. M., Bailey C. M., "Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic distribution method of kinematic vorticity analysis", *Journal of Structural Geology* 29 (2007) 983-1001.
45. Law R. D., Searle M. P., Simpson R. L., "Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan Slab, Everest Massif", *Tibet. J. of structural geology* 161(2004) 305-320.
46. Dewey J. E., Holdsworth R. E., Strachan R. A., "Transpression and transtension zones. Geological Society", London, Special Publications, 135 (1998) 1-14.
47. Tikoff B., Fossen H., "Simultaneous pure and simple shear: the unifying deformation matrix", *Tectonophysics*, 217 (1993) 267-283.
48. Lin S., Jiang D., Williams P. F., "Transpression (or transtension) zones of triclinic symmetry: natural example and theoretical modelling. In: Holdsworth, R. E., Strachan, R.

A., Dewey, J. F. (Eds.), Continental Transpressional and Transtensional Tectonics", Special Publication of the Geological Society, London 135 (1998) 41-57.

۴۹. سامانی ب.، فقیه ع.، چرچی ع.، "بررسی الگوی دگرشکلی با استفاده از تحلیل استرین و عدد تاوایی جنبش شناختی در پهنه دگرشکل شده چشمه سفید، کمربند دگرگونی سندرچ - سیرجان"، مجله زمین‌شناسی کاربردی پیشرفته، شماره ۵. دانشگاه شهید چمران اهواز پاییز (۱۳۹۱).

50. Sarkarinejad Kh., Samani B., Faghieh A., Grasemann B., Moradipoor M., "Implications of strain and vorticity of flow analyses to interpret the kinematics of an oblique convergence event (Zagros Mountains, Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences* 38 (2010) 34-43.

۵۱. انتظاری ر.، علوی س. ا.، قاسمی م. ر.، "مطالعه ساختاری و تحلیل واتنش نهایی سه‌بعدی در سنگ‌های کربناته دگرریخت شده، جنوب سلماس"، پژوهش‌های دانش زمین، سال سوم، شماره ۲۱، زمستان (۱۳۹۱) ۵۴-۶۷.

۵۲. رضانی م.، قاسمی م. ر.، "بررسی ریزساختاری پنجره فرسایشی آق دربند با بهره‌جویی از ویژگی‌های دگرریختی کانی کلسیت". فصل‌نامه علوم زمین، سال ۲۴ شماره ۹۴. سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، زمستان (۱۳۹۳).

۵۳. رحیمی دهگلان ف.، شیخ الاسلامی م. ر.، طاهری ج.، قاسمی م. ر.، "تحلیل واتنش نهایی در سنگ‌های دگرریخت شده ناحیه قاسم‌آباد، شمال باختر بلوک لوت"، فصل‌نامه زمین‌شناسی ایران، سال ۱۱، شماره ۴۴، زمستان (۱۳۹۶).

۵۴. خطیب م. م.، "هندسه پایانه گسل‌های امتدادلغز (با نگاهی ویژه به گسل‌های خاور ایران)"، رساله دکتری، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه شهید بهشتی (۱۳۷۷).