

تحلیل جنبش شناختی بودین‌های نامتقارن گستره دورود، غرب پهنه سنج-سیرجان

سمیه دریکوند^(۱)

۱. استادیار زمین‌شناسی (تکتونیک)، گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم پایه، دانشگاه لرستان

تاریخ دریافت: ۱۴۰۳/۱۱/۰۲

تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۱۱/۲۹

چکیده

داده‌های ساختاری از بودین‌های نامتقارن و سنگ‌های گرنیت-میلونیتی در ناحیه دورود، شاخص‌های خوبی برای تخمین کمی واتنش نهایی، عدد تاوایی (Wk) و در نهایت تحلیل جنبش شناختی الگوی دگرشکلی گستره مورد مطالعه می‌باشند. این گستره بخشی از پهنه سنج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس واقع شده است. انواع بودین‌های نامتقارن دومینو و نوار برشی در لایه‌های کوارتزیتی دگرشکل شده مرتبط با گرانیته میلونیت، میکا شیسست و سنگ‌آهک ایجاد شده‌اند. بودین‌های نوار برشی با چرخش به عقب و بودین‌های دومینو با چرخش رو به جلو، هر دو جهت برشی راست‌گرد را نشان می‌دهند. پورفیروکلاست‌های غلافی موجود در گرانیته-میلونیت‌ها نیز جهت برشی راست‌گرد را تایید می‌کنند. عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) با استفاده از روش‌های توزیع هذلولی بودین نامتقارن و الگوهای فابریک محور C کوارتز برآورد شدند. Wm محاسبه شده از روش‌های توزیع هذلولی بودین نامتقارن و الگوهای فابریک محور C کوارتز، ترکیبی از ۳۰ درصد تا ۴۸ درصد مولفه برش ساده و ۵۲ درصد تا ۷۰ درصد مولفه برش محض را نشان می‌دهند. نتایج به‌دست‌آمده نشان می‌دهند بودین‌های نامتقارن روش مناسبی برای تخمین عدد تاوایی می‌باشند. این تحلیل‌های کمی نشان‌دهنده دگرشکلی برشی عمومی توسعه‌یافته در امتداد کمربند دگرگونی سنج-سیرجان است که در رژیم جریان ترافشارشی همراه با کوتاه شدگی عمود بر مرز ناحیه برشی به وجود آمده است.

واژه‌های کلیدی: برش عمومی، بودین، تاوایی، جریان ترافشارشی، کمربند کوهزایی زاگرس.

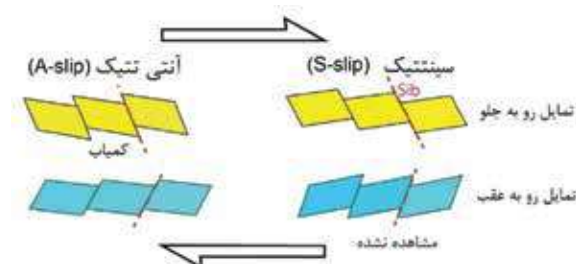
مقدمه

هنه‌های برشی ترافشارشی از ویژگی‌های تغییر شکل رایج در بسیاری از مناطق تکتونیکی هستند و بخش قابل‌توجهی از واتنش را در مرزهای صفحه همگرای مورب، در خود جای می‌دهند. در طول همگرایی مورب، صفحات لیتوسفری

در اثر کوتاه شدگی و تغییر شکل ترافشارشی قرار می‌گیرند (Tikoff and Teyssier, 1994) و منجر به شکل‌گیری کمربند کوهزایی گسترده‌ای می‌شود. بردار انتقال تکتونیکی یک پارامتر موثر برای تعیین هندسه و جنبش‌شناسی تغییر شکل است. رژیم ترافشارشی در هر دو پهنه‌های برشی

* نویسنده مرتبط: ۴۴۴۴

(2003, Passchier and الف) بودین‌های کشیده شده، (ب) بودین‌های برشی، (ج) بودین‌های تکه شده، (د) بودین‌های کشیدگی و ی) بودین‌های دومینو. (Hanmer 1986) دو رده جنبش شناختی را برای بودین‌ها معرفی کرد: (۱) بودین‌های متقارن، که لغزش را روی سطوح بین بودین تجربه نمی‌کنند، و (۲) بودین‌های نامتقارن، با لغزش روی سطوح بین بودین، که با توجه به جهت برش اصلی می‌توانند سین‌تیک^۱ یا آنتی‌تیک^۲ باشند (Johnson, 2009). بودین‌های نامتقارن نوار برشی و دومینو به‌عنوان یک نشانگر جنبش شناختی با چرخش رو به جلو یا عقب تشکیل می‌شوند (شکل ۱). چرخش بلوک‌های بودین نامتقارن در سنگ‌های دگرشکل شده پلاستیک برای استنباط درجه غیر هم‌محوری و تاوایی استفاده می‌شود (Goscombe and Passchier, 2003). بودین‌های نامتقارن در گستره مطالعاتی فراوان هستند و می‌توانند به‌عنوان یک ابزار مهم برای تحلیل جنبش شناختی عدد تاوایی استفاده شوند. این مطالعات به زمین‌شناسان درک بهتری از نوع و شدت رفتار دگرشکی در گستره مورد مطالعه خواهد داد. این پژوهش به‌منظور بررسی و توصیف عناصر ساختاری و فابریک‌ها، تحلیل هندسی بودین‌های نامتقارن با تمایل رو به جلو و تمایل رو به عقب و تحلیل جنبش شناختی بودین‌های نامتقارن و فابریک محور c کوارتز به‌منظور تخمین عدد تاوایی صورت می‌گیرد. همچنین این مطالعه به ارزیابی پدیده بخش‌بندی رژیم واتنش در گستره مورد مطالعه می‌پردازد.



شکل ۱. شکل‌های شوماتیک دوبعدی چهار دسته از بودین‌های نامتقارن. لغزش سین‌تیک و لغزش آنتی‌تیک با تمایل رو به جلو یا عقب. لغزش سین‌تیک بودین با تمایل رو به جلو هرگز مشاهده نمی‌شود. لغزش آنتی‌تیک بودین با تمایل رو به عقب نادر است (Goscombe and Passchier, 2003)

1. S-slip
2. A-slip

الاستیک و پلاستیک عمل می‌کند، به‌طوری‌که صفحات همگرایی با یک حرکت زاویه‌ای به‌طرف مرزهایشان گسل و پهنه‌های برشی را در پاسخ به فرایندهای تکتونیکی به وجود می‌آورند (Jones et al., 2004). ترافشارش با ترکیبی از حرکت امتدادلغز و کوتاه شدگی عمود بر آن که به‌طور هم‌زمان رخ می‌دهند، در تشکیل خصوصیات ساختاری عمل می‌کند (Fossen et al., 1994; Carreras et al., 2013). سیستم‌های ترافشارش در بخش‌های مختلف کمربند دگرگونی سندنچ-سیرجان به‌عنوان بخشی از کمربند کوهزایی زاگرس ثبت شده‌اند (e.g. Mohajjel et al., 2003; Sarkarinejad and Azizi, 2008; Shafiei Bafti and Mohajjel, 2015; Derikvand, 2022; ایزدی کیان و همکاران، ۱۳۹۸). پهنه‌های برشی و ساختارهای مرتبط با رخنمون‌های دگرگونی، تاریخچه تغییر شکل و جنبش‌شناسی را در سطح میکروسکوپی و موزوسکوپی ثبت می‌کنند. در دو دهه گذشته، مطالعات متعددی بر تخمین کمی جنبش شناختی تاوایی در سنگ‌های تغییر شکل یافته با استفاده از معیارهای تاوایی متمرکز شده‌اند (Xypolias 2010; Law 2010; Sarkarinejad and Derikvand 2017). در کوهزایی زاگرس، سنگ‌های دگرگونی سندنچ-سیرجان در پس بوم پهنه برخوردی زاگرس با ضخامت حدود ۲۰۰ کیلومتر نمایان شده‌اند. تحلیل کمی جنبش شناختی تاوایی و الگوی واتنش پوسته بالایی و میانی در کمربند کوهزایی زاگرس هدف تحقیق اخیر است. گستره مورد مطالعه در کمربند دگرگونی سندنچ-سیرجان با رخنمون‌هایی که حاوی ویژگی‌های ساختاری قابل تشخیص مانند بودین‌های نامتقارن هستند و می‌توانند برای ارزیابی پارامترهای جنبش شناختی مورد استفاده قرار گیرند. ساختارهای بودین موضوع تحقیقات گسترده‌ای از زمین‌شناسان ساختاری هستند (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۹۸; Ramsay, 1967; Hanmer and Passchier, 1991; Swanson, 1992; Goscombe et al., 2004; Warren, 2008; Derikvand et al., 2023) و اطلاعات پژوهشی مهمی از خصوصیات مکان‌های قدیمی مختلف را می‌توان از این مطالعات بازیابی کرد. بر اساس هندسه بودین‌ها، پنج نوع بودین توصیف شد (Goscombe

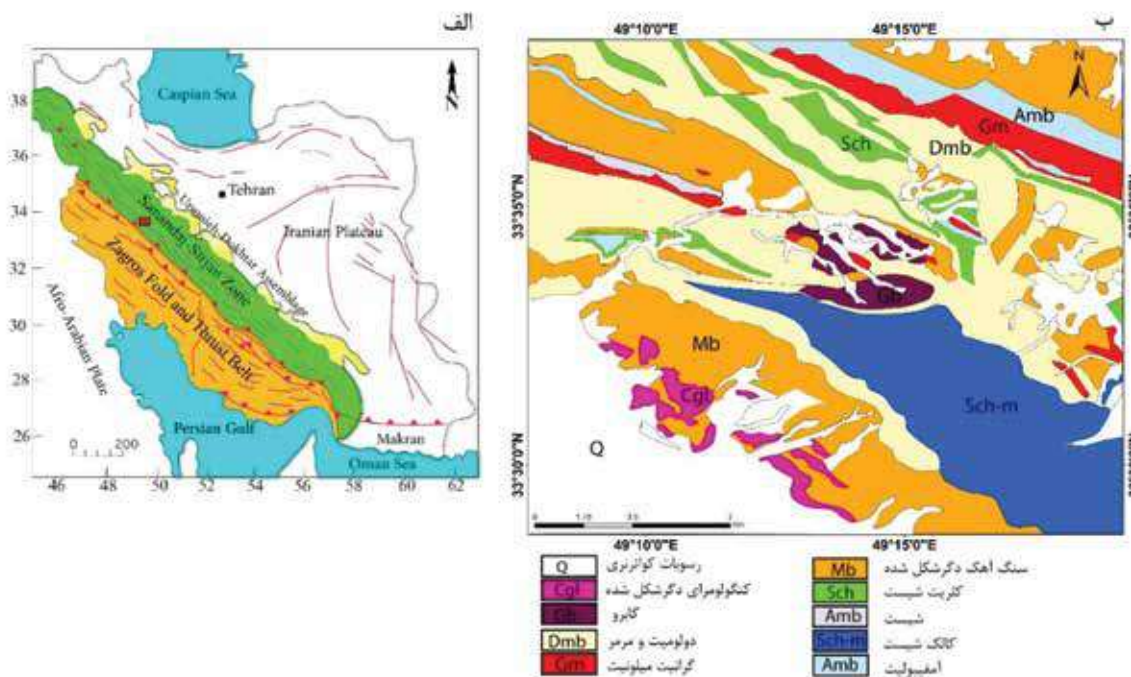
خصوصیات زمین‌شناسی و تکتونیکی

(Alavi, 1994): کمربند چین‌خورده-رانده زاگرس، پهنه سهندج-سیرجان و مجموعه ارومیه-دختر (شکل ۲-الف). پهنه سهندج-سیرجان با روند شمال غرب-جنوب شرق سنگ‌های دگرگونی از درجه پایین تا درجه بالا را در برمی‌گیرد. گستره مورد مطالعه در بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس و در پهنه سهندج-سیرجان، در نزدیکی دورود واقع در شمال شرق استان لرستان واقع شده است. نقشه‌های زمین‌شناسی قبلی گستره مورد مطالعه اصلاح شده و نقشه زمین‌شناسی تهیه شده است (شکل ۲-ب). سنگ‌های دگرگونی شامل گرانیت میلونیت، آمفیبولیت، کالک‌شیست، دولومیت و سنگ‌آهک، کلریت شیست، سنگ‌آهک‌های دگرشکل شده، کنگلومرای دگرشکل شده هستند.

به‌طور کلی ساختارها به سه فاز تغییر شکل نسبت داده می‌شوند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). چندین نسل از ساختارها طی سه مرحله تغییر شکل ایجاد شدند. چین‌های بودینی شده، بودین‌های چین‌خورده، چین‌های هماهنگ و ناهماهنگ رایج هستند. الگوهای تداخلی چین‌خوردگی‌های مکرر در سنگ‌آهک‌های دولومیتی و کالک شیست‌ها مشاهده می‌شود. از ساختارهای دگرشکی

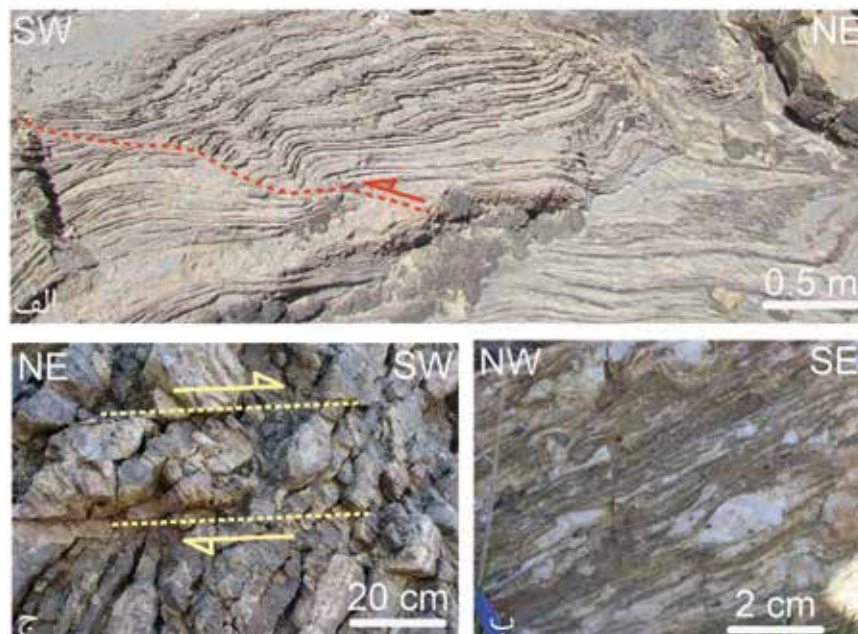
رخمون‌های سنگ‌های دگرشکل شده در گستره دورود در غرب ایران واقع شده‌اند. این ناحیه بخشی از کمربند دگرگونی سهندج-سیرجان است و در کمربند کوهزایی زاگرس قرار دارد (شکل ۲). کمربند کوهزایی زاگرس بخشی از کوهزایی برخوردی آلپ-همالیا است (Ricou, 1971; Stöcklin, 1968; Berberian and King, 1981). این کمربند کوهزایی پیچیده با روند شمال غربی-جنوب شرقی حدود ۲۰۰۰ کیلومتر تا جنوب ایران گسترش دارد (Stöcklin, 1968). کمربند کوهزایی زاگرس نتیجه بسته شدن نئوتتیس به‌طور عمده به دلیل فروانش پوسته اقیانوسی در امتداد یک پهنه فروانشی با شیب به سمت شمال شرق، به زیر ایران مرکزی و متعاقب آن برخورد بین قاره آفریقا-عربی و خرد قاره ایران در کرتاسه می‌باشد (Alavi, 1994; Mohajjel and Fergusson, 2000). داده‌های ژئوفیزیکی اخیر نشان می‌دهد، همگرایی امروزه با نرخ 22 ± 2 میلی‌متر در سال ادامه دارد (Vernant et al., 2004).

کمربند کوهزایی زاگرس به سه پهنه تغییرشکل یافته موازی اصلی، از جنوب غربی تا شمال شرقی تقسیم شده است



شکل ۲. الف) تقسیم‌بندی ساختاری کمربند کوهزایی زاگرس در غرب ایران. موقعیت گستره مورد مطالعه با یک مستطیل قرمز رنگ نشان داده شده است. ب) نقشه زمین‌شناسی گستره مورد مطالعه

این گستره می‌توان سیستم‌های راندگی فلسی، چین‌های مرتبط با گسل خوردگی (شکل ۳-الف)، پورفیروکلاست‌های غلافی (شکل ۳-ب) و ساختار دوپلکس (شکل ۳-ج) را نام برد. ساختارهای اصلی به‌طور عمده در راستای شمال غربی-جنوب شرقی واقع شده‌اند.



شکل ۳. الف) چین‌خوردگی مرتبط با گسل خوردگی. خط هاشور قرمز رنگ موقعیت گسل را نشان می‌دهد، ب) پورفیروکلاست‌های غلافی در سنگ‌های گرانیتی-میلونیتی، ج) ساختار دوپلکس

روش‌های مطالعه

بیضی واتنش نهایی و صفحه XY هستند. تحلیل الگوهای محور c کوارتز با استفاده از یک میکروسکوپ پلاریزان مجهز به دستگاه یونیورسال پنج محوره لیتز^۱ انجام شد. به‌طور متوسط ۳۵۴ دانه کوارتز تبلور مجدد در سه نمونه جهت یافته سنگ‌های گرانیتی-میلونیتی اندازه‌گیری شد.

تاریخچه دگرشکلی

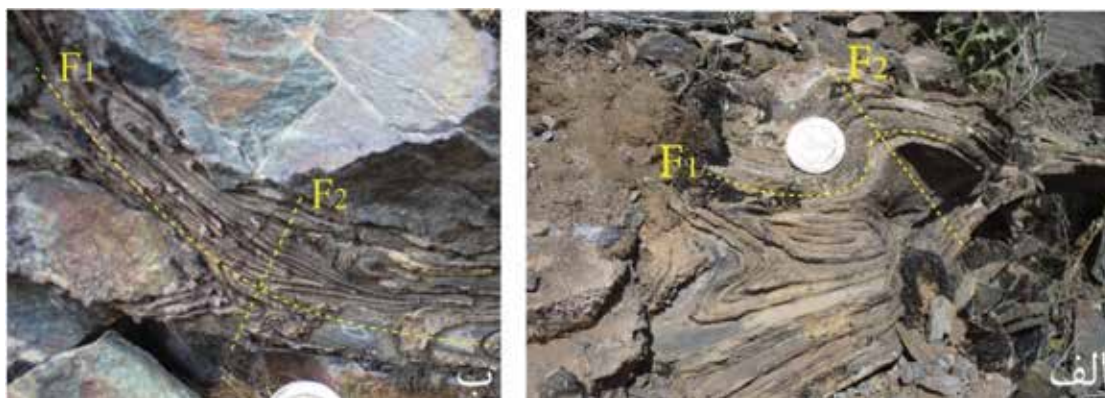
بخش پس بوم کمربند کوهزایی زاگرس سه مرحله تغییر شکل را پشت سر نهاده است و به‌صورت D1، D2 و D3 تعریف شده‌اند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). تعیین سن با استفاده از روش سن سنجی $^{40}_{Ar}/^{39}_{Ar}$ بر روی دانه‌های بیوتیت در گنیس 119.95 ± 0.88 و 112.58 ± 0.66 میلیون سال در نظر گرفته شده است که مربوط به برخورد بین صفحات آفر-عربی و ایران در طول

در این پژوهش بر اساس مشاهدات میدانی و داده‌های ساختاری، تحلیل ویژگی‌های هندسی بودین‌ها، الگوی محور c کوارتز، واتنش نهایی و عدد جنبش شناختی تاوایی در ناحیه دورود انجام شده است. برای تحلیل هندسه بودین‌های با چرخش رو به عقب و جلو، پارامترهای هندسی ۷۸ بودین دومینو و ۸۲ بودین باند برشی اندازه‌گیری شد. در تحلیل واتنش نهایی، هر دو نسبت ابعاد و زاویه ϕ در سه مقطع نازک برای حدود ۷۵ دانه فلدسپار دگرشکل یافته از گرانیت میلونیت‌ها اندازه‌گیری شد. با استفاده از نرم‌افزار اکسل (Chew, 2003) Rf/Φ نمودارهای Rf/Φ رسم شدند. برای رسم الگوی محور c کوارتز، سه نمونه جهت‌دار از سنگ‌های گرانیتی-میلونیتی جمع‌آوری شد (شکل ۲). نمونه‌های جهت‌دار و مقاطع نازک عمود بر برگوارگی و موازی با خطوارگی (صفحه XZ) تهیه شدند. خطوارگی‌های کشیدگی و صفحات برگوارگی به ترتیب نشان‌دهنده محور X

1. Leitz 5-axis universal stage

چین خوردگی های مکرر

بسیاری از چین خوردگی های مزوسکوپی بر روی سنگ آهک دولومیتی و کالک شایست در گستره مورد مطالعه به خوبی توسعه یافته اند. چین خوردگی های مکرر، الگوهای تداخلی نوع یک، دو و سه را تشکیل می دهند (Ramsay, 1967). این الگوهای تداخلی منجر به روی هم قرار گرفتن چین های نسل یک و دو می شود. شکل (۴-الف و ب) به ترتیب چین خوردگی های مکرر با الگوی تداخلی نوع دو و سه را نشان می دهد که در اثر چین خوردگی سطح محوری F2 بر روی سطح محوری F1 قرار دارد. چاپ شدن دگرشکلی D3 بر روی دگرشکلی های D1 و D2 منجر به دگرشکلی های پیچیده ای می شود.



شکل ۴. نمونه هایی از الگوی چین خوردگی مکرر در سنگ آهک دولومیتی، الف) چین خوردگی مکرر نوع ۲، ب) چین خوردگی مکرر نوع ۳. F1 اثر سطح محوری را نشان می دهد

بودین های دومینو

شبه به پورفیروکلاست های غلافی هستند (Passchier and Simpson, 1986; Goldstein, 1988). بودین های نوار برشی مشابه با کلیواژهای نوار برشی (نوع C') هستند (Goldstein, 1988; Swanson, 1992). سطح بین بودین (Sib) یک سطح مجزا است و در برخی موارد به صورت یک پهنه برشی شکل پذیر گسترده تر ادامه می یابد، بودین ها را جابجا می کند و بودین های کشیده شده^۱ نامتقارن ایجاد می کند. نمونه هایی از بودین های نوار برشی در شکل (۵-الف، ب، ج و ر) نشان داده شده اند.

دگرشکلی D1 می باشد (Sarkarinejad et al., 2009). سن سنجی $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ بر روی هورنبلندهای آمفیبولیت سن های $1/34 \pm 89/09$ میلیون سال و $1/88 \pm 90/18$ میلیون سال را نشان می دهد و مرتبط با دگرشکلی D2 می باشد (Sarkarinejad et al., 2009). فاز دگرشکلی D2 با فرارانش افیولیت ها بر روی صفحه قاره ای همراه است. بیروزی زدگی های سفره های میلونیتی به وسیله پهنه های برشی درگیر با پی سنگ، چین خوردگی های مرتبط با گسل خوردگی و تشکیل باندهای برشی S/C در کلیواژهای کنگره ای توسط فاز نهایی D3 رخ داده اند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017).

بودین های دومینو توسط (Etchecopar, 1977) نام گذاری شدند و شامل الف) بودین های کششی نامتقارن نوع یک (Hanmer, 1986) و ب) بودین های شکستگی کششی یا هندسه های چرخشی رو به جلوی عمود بر رگه های کششی (Swanson, 1992, 1999) هستند. نمونه هایی از بودین های دومینو در شکل (۵-س، ط و ع) نشان داده شده اند.

بودین های نوار برشی

بودین های نوار برشی در گستره مورد مطالعه نامتقارن هستند و با ظاهر لوزی گرد شده تا عدسی شکل،

1. Pull-apart boudins
2. Drawn boudin

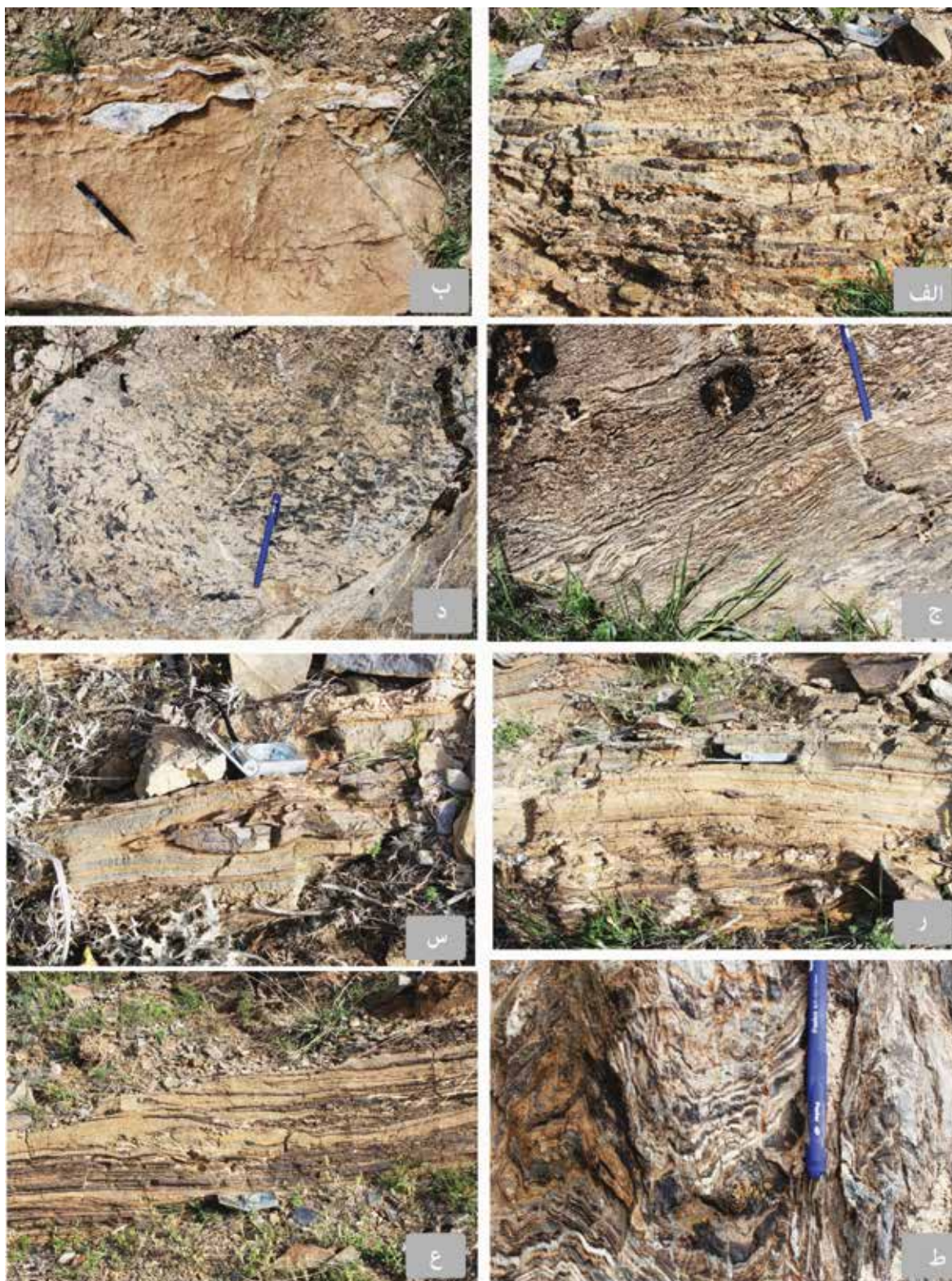
ساختارهای بودین بازسازی شده

برخی از رشته بودین‌ها شواهدی از ادامه دگرشکلی بلوک‌های بودین، پس از تکه تکه شدن نشان می‌دهند (Hanmer and Passchier, 1991). این بودین‌های اصلاح شده را می‌توان به بودین‌های بازسازی شده و بودین‌های متوالی طبقه‌بندی کرد (Goscomb et al., 2004). بودین‌های بازسازی شده در زمانی مشخص، پس از طویل شدگی اولیه و در معرض فاز دوم کوتاه شدگی که تقریباً موازی با لایه‌بندی است، ایجاد می‌شوند. در گستره مورد مطالعه بودین‌های قبل از چین‌خوردگی می‌توانند در مرحله اولیه تغییر شکل ایجاد شده و در مراحل نهایی به‌وسیله کوتاه شدگی و برش خوردگی حاصل از همگرایی مرحله نهایی دگرشکل شوند (شکل ۵-ب). در این گستره بودین‌های با نسبت ابعاد بالا چین‌خورده‌اند. نواحی گردن بودین در برخی از لولاهای چین (شکل ۵-ط) نشان‌دهنده کوتاه شدگی بعدی لایه‌های بودین‌ناز شده است. به عبارت دیگر، چین‌خوردگی یک لایه بودین‌ناز شده به‌طور معمول باید شامل برهم‌نهی دگرشکلی‌های جداگانه، با یک دوره طولانی کشیدگی موازی لایه و به دنبال آن یک دوره کوتاه شدگی موازی با لایه باشد (Sengupta, 1983).

پارامترهای هندسی بودین‌ها

ساختارهای بودین در این ناحیه بر اساس مطالعات میدانی و خصوصیات الگوهای هندسی و جنبش شناختی مشخص طبقه‌بندی می‌شوند. ما مطالعه خود را در درجه اول به دو عضو انتهایی بودین‌های نامتقارن در شرایط دوبعدی که دارای تقارن مونوکلینیک هستند محدود می‌کنیم. همه بودین‌ها در یک مقطع عرضی، عمود بر محور بودین اندازه‌گیری شدند. برش راستگرد در سراسر این ناحیه، بر اساس پورفیروکلاست‌های غلافی شناسایی شد (Passchier and Simpson, 1986; Hanmer and Passchier, 1991; Goscombe et al., 2004). بودین‌های دومینو و نوار برشی از مقیاس رخنمون تا میکروسکوپی نامتقارن هستند. ویژگی‌های هندسه بودین توسط بسیاری از محققان بر اساس مطالعات تجربی و عددی توصیف شده است (Hanmer, 1986; Goldstein, 1988).

Mandal and Khan, 1991; Goscomb and Passchier, 2003). در این مطالعه هندسه بودین‌ها در صحرا یا از طریق عکس طبقه‌بندی و تعیین می‌شوند. اندازه‌گیری از عکس‌ها همانند اندازه‌گیری‌های میدانی دقیق انجام شده‌اند. اختلاف بین میانگین اندازه‌گیری‌ها از رخنمون و عکس از همان ساختار برای پارامترهای زاویه‌ای حدود $\pm 1^\circ$ درجه و برای پارامترهای طولی یک الی دو سانتی‌متر است. در این مطالعه ما از مجموعه‌های نام‌گذاری پارامترهای هندسی استفاده کردیم (Rodrigues et al., 2016). این پارامترها Sib, Se, Lb, Le, L, W, θ , α و θ' را می‌توان در مقاطع عمود بر گردن بودین در بلوک‌های بودین شده منفرد مشاهده کرد (شکل ۶). پهنه بین بودین را می‌توان به عنوان سطح بین بودین در هر نوع بودین مشخص کرد. Sib یک سطح مایل مشخص است و با سطح بودین مطابقت دارد. در طول بودین، Sib‌ها به صورت جانبی جابجا شده‌اند و به موازات سطح همپوشانی (Se) در لبه بودین خم می‌شوند (برگوارگی، شکل ۶). این سطح مانند گسلی است که دو بخش انتهایی بودین را به سمت بیرون (سطح اصلی ساختار بودین در تماس با سنگ میزبان) قطع می‌کند. خط Lb جهت محور طویل بودین و ناحیه گردن را نشان می‌دهد (شکل ۶). محور میانی (Y) بیضی واکنش نهایی با Lb موازی است. Sib و Lb می‌توانند مایل یا عمود بر محور طویل (Le) و خطواره کشیدگی باشند. N عرض فاصله بین بودین‌هاست و عمود بر Sib اندازه‌گیری می‌شود. D جابجایی جانبی بین بودین‌هاست و عمود بر Sib نرمال اندازه‌گیری می‌شود. L و W به ترتیب طول و عرض بودین‌های منفرد هستند. L و W به ترتیب موازی و عمود بر Sb (سطح اصلی بلوک بودین در تماس با سنگ میزبان) اندازه‌گیری می‌شوند. سه پارامتر زاویه‌ای شامل θ (زاویه بین Sib و Sb)، α (چرخش نسبی بلوک یا زاویه حاده بین Se و Sb) و θ' (زاویه حاده بین Se و Sib) در صفحه مقطع عرضی محاسبه شد (Goscombe et al., 2004). صفحه مقطع عرضی عمود بر Lb و Se است. صفحه مقطع عرضی عمود بر Lb و Se است. بودین‌های S-slip با Sib رو به عقب دارای مقادیر θ و N/L کمتری نسبت به بودین‌های A-slip با Sib رو به جلو هستند.

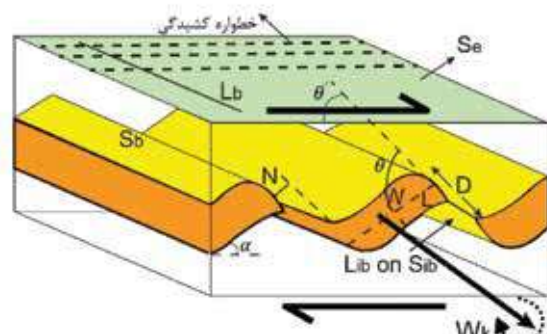


شکل ۵. تصاویر بودین‌های نامتقارن در گستره دورود، پهنه سهندج-سیرجان. جهت برش در تمامی تصاویر راستگرد است. الف، ب و ج) بودین‌های نوار برشی، د) بودین‌های بازسازی شده همراه با چین‌خوردگی، ر) رشته بودین‌های نوار برشی، س) دومینو بودین، ط) دومینو بودین‌های چین‌خورده، ع) رشته دومینو بودین. این ساختارها در سنگ‌های آهکی-دولومیتی و کوارتزی شکل گرفتند

است (Goscombe and Passchier, 2003; Rodrigues and Pamplona, 2018). نمودار شکل (۷-الف) ارتباط بین چرخش نسبی بلوک‌های بودین (α) و شکل بلوک‌های بودین (θ) را برای ساختارهای نامتقارن که به موازات برگواگی تشکیل شده‌اند نشان می‌دهد. مقدار θ برای بودین نوار برشی کمتر از دومینو است. با توجه به ارتباط مستقیم بین θ و α ، هرچه θ بالاتر باشد، چرخش بلوک‌ها آسان‌تر است. با توجه به همبستگی بین θ و L/W ، بودین‌های نوار برشی در محدوده L/W بالا و θ پایین پراکنده هستند، درحالی‌که این نسبت‌ها در بودین‌های دومینو برعکس هستند (شکل ۷-ب). ارتباط بین نسبت محوری و چرخش نسبی بلوک‌های بودین را می‌توان از نمودار α و L/W به دست آورد. همان‌طور که در نمودار شکل (۷-ج) نشان داده شده است، نسبت محوری (L/W) بودین‌های نوار برشی بیشتر از انواع دومینو است. مقدار میانگین چرخش نسبی بلوک‌های بودین (α) برای بودین‌های دومینو بیشتر از بودین‌های باند برشی است. در بودین‌های دومینو با نسبت محوری پایین، چرخش (α) به خود بلوک محدود می‌شود و در بودین‌های نوار برشی، α با افزایش نسبت محوری افزایش می‌یابد. با توجه به نمودار شکل (۷-د) و ارزیابی ارتباط بین کشش نرمالایز شده (M/L) و اتساع Sib نرمالایز شده (N/L)، مقدار N/L در بودین‌های دومینو بالا است و باعث پر شدن رگه‌ها می‌شود. مقدار M/L در بودین نواربرشی بیشتر از بقیه است و منجر به جدا شدن کامل بلوک‌های بودین مجاور می‌شود. شکل (۷-ر) ارتباط بین θ و مقدار نرمالایز شده جابجایی روی سطح میانی بودین‌ها (D/W) را نشان می‌دهد. بودین‌های نوار برشی با تغییرات بالای D/W و θ کمتر، جابجایی بیشتری را تجربه کرده‌اند، درحالی‌که این مقدار در بودین‌های دومینو کم است.

عدد تاوایی جنبش شناختی

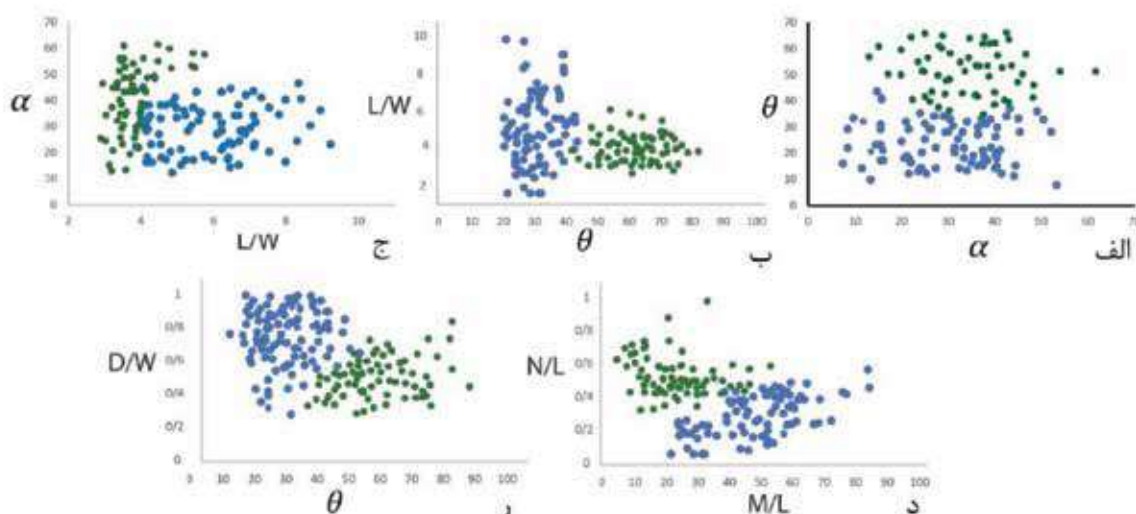
در طی چند دهه اخیر، روش‌های مختلفی برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی در سنگ‌های دگرشکل شده در طبیعت ارائه شده است. سیستم‌های پورفیروکلاست، فابریک‌های کریستالوگرافی، مجموعه‌های دگرشکل شده



شکل ۶. نام‌گذاری و نمادهای مورد استفاده برای عناصر ساختاری بودین نامتقارن و پارامترهای هندسی (Goscombe and Passchier, 2003). خط اتصال بین بلوک بودین و سنگ میزبان و همچنین سطح بیرونی بودین است. Sib سطح بین بودین است. Lb جهت محور طولی بودین است. محور میانی (Y) بیضی واتنش نهایی با Lb موازی است. L و W به ترتیب طول و عرض بودین‌های منفرد هستند. D جابجایی جانبی بین بودین هاست و عمود بر Sib اندازه‌گیری می‌شود. N مقدار اتساع Sib (عرض فاصله بین بودین) است و عمود بر Sib اندازه‌گیری می‌شود. θ زاویه بین Sb و Sib است. α چرخش بلوک نسبی یا زاویه حاده بین Sb و Se است. θ' زاویه حاده بین Se و Sib است. Wk یک بردار تاوایی است. جهت برشی محض راستگرد است (اصلاح شده پس از (Rodrigues and Pamplona, 2018)).

تحلیل هندسی بودین‌ها

در گستره مورد مطالعه ساختار بودین به فراوانی در مقیاس متوسط مشاهده شده است. دو عضو انتهایی بودین نامتقارن را به صورت دویعدی و در صفحات عمود بر محور بودین، با تقارن مونوکلینیک مطالعه کردیم. توصیف جنبش شناختی بودین‌های نامتقارن مستلزم اطلاعاتی در مورد جهت لغزش روی سطح جدایش شده بودین‌ها است. لایه‌های کوارتزی و آهکی با مقاومت بالا شرایط مناسبی برای ایجاد این ساختار در سنگ میزبان فیلونیتی و شیبی گسترده مورد مطالعه دارند. بودین‌های نامتقارن را می‌توان به عنوان شاخص‌های جنبش شناختی استفاده کرد (Hanmer, 1986). در این مطالعه ما هر دو بودین‌های دومینو و بودین نوار برشی را اندازه‌گیری کردیم. تشکیل بودین‌های نامتقارن رو به جلو یا عقب به نسبت ابعاد بودین اولیه L/W ، زاویه بین لایه و بردارهای ویژه کششی جریان، پارامترهای جریان و رئولوژی بستگی دارد (Passchier and Druguet, 2002). رسم نمودارها برای نمایش داده‌های اندازه‌گیری شده و ایجاد یک ارتباط قابل قبول بین پارامترهای بودین و نوع لغزش



شکل ۷. نمودارهای ارتباط بین پارامترهای هندسی بودین‌ها، الف) چرخش بلوک (α) در مقابل شکل بلوک بودین (θ)، ب) شکل بلوک بودین (θ) در مقابل نسبت ابعاد (L/W)، ج) نسبت ابعاد (L/W) در مقابل چرخش بلوک (α)، د) کشش نرمالایز شده (M/L) در مقابل اتساع نرمالایز شده (N/L)، ر) شکل بلوک بودین (θ) در مقابل مقدار جابجایی نرمالایز شده در سطح میانی بودین (D/W). دایره‌های آبی و سبز رنگ به ترتیب موقعیت بودین‌های نوار برشی و بودین‌های دومینو را نشان می‌دهند

در سنگ‌های دگرشکل یافته، تاوایی جریان با تغییر زمان و موقعیت تغییر می‌کند (Tikoff and Fossen, 1995). در اثر چنین شرایطی، با فرض تغییر شکل در حالت پایدار تاوایی سنگ‌های دگرشکل یافته را می‌توان با میانگین عدد تاوایی (W_m) تخمین زد. در شرایط حالت پایدار، W_k و W_m (Passchier, 1988) برابر در نظر می‌گیرند. مشکل فرض تغییر شکل حالت پایدار (Passchier and Trouw, 2005) با استفاده از کمیت W_m که نشان‌دهنده مقدار میانگین W_k در طول زمان و مکان است (Passchier, 1988) رفع شود.

توزیع هذلولی بودین‌های نامتقارن

در روش توزیع هذلولی (Simpson and De Paor, 1993, 1997) از موقعیت پورفایروکلاست برای اندازه‌گیری عدد تاوایی جنبش شناختی استفاده می‌شود. این روش امکان تحلیل ساده و سریع W_m را با استفاده از جهت یافتگی نهایی پورفایروکلاست‌های صلب و دگرشکل شده و سایر شاخص‌های جنبش شناختی از جمله بودین‌های نامتقارن فراهم می‌کند. در گستره مورد مطالعه برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی از جهت یافتگی نهایی بودین‌های دگرشکل یافته صلب و نامتقارن استفاده

رگه‌های کششی، دایک‌ها و چین‌های کششی و جهت‌گیری محورهای واتنش نهایی با توجه به مرزهای پهنه برشی روش‌هایی هستند که به‌طور معمول برای تعیین کمیت تاوایی استفاده می‌شوند (Passchier, 1987; Wallis, 1992; Simpson and DePaor, 1993; Tikoff and Fossen, 1995; Gomez-Rivas et al., 2007).

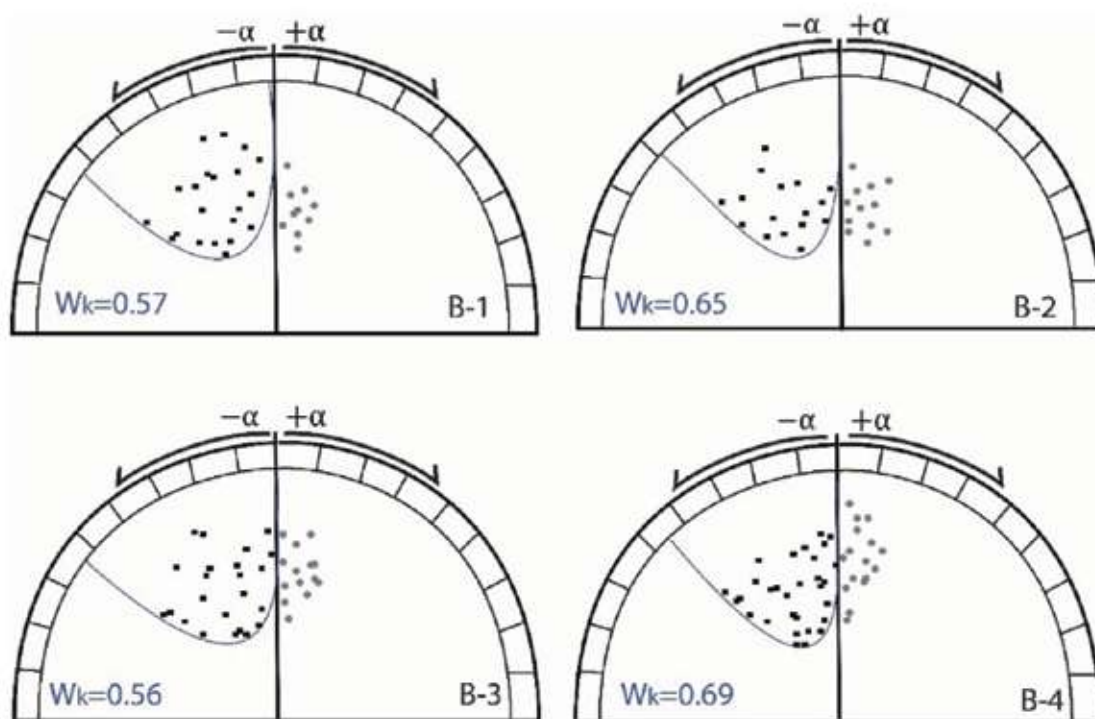
تحلیل تاوایی بر اساس جریان‌های دوبعدی با هندسه مونوکلینیک یا ارتورومبیک با بردار تاوایی کم‌وبیش موازی با محور Y بیضی واتنش است. در همه روش‌ها برای تخمین W_k جریان را در حالت همگن و پایدار فرض می‌کنند. یکی دیگر از محدودیت‌های تحلیل تاوایی دوبعدی، فرض دگرشکلی واتنش صفحه‌ای است (Tikoff and Fossen, 1995; Xypolias, 2010). W_k در مقیاسی بین صفر و یک اندازه‌گیری می‌شود. مقدار صفر برش محض و یک برش ساده را نشان می‌دهد. مقیاس W_k خطی نیست، اما می‌توان آن را با در نظر گرفتن درصد تغییر شکل ناشی از برش ساده به مقیاس خطی تبدیل کرد (Forte and Bailey, 2007). در جریان لحظه‌ای و $W_k = 0.71$ ، مولفه‌های برش محض و ساده به‌طور مساوی به وقوع می‌پیوندند (Law et al., 2004).

مولفه برش ساده است و جهت یافتگی بردار ویژه دیگر (کوتاه شدگی) به توزیع برش محض بستگی دارد. یکی از یال‌های این هذلولی به‌عنوان مجانبی با برگوارگی میلونیتی انتخاب می‌شود، با این فرض که تقریباً موازی با آپوفیز جریان کششی است، درحالی‌که یال دیگر هذلولی برای رسم جهت آپوفیز مورد، هذلولی باید با مرز بین نقاط مربوط به داده‌های بودین نامتقارن با چرخش به جلو و چرخش به عقب تعریف شود. بنابراین، کسینوس زاویه بازشدگی، v ، هذلولی به‌دست‌آمده مقدار W_k را نشان می‌دهد (Bobyarchick, 1986):

$$W_k = \cos(v) \quad (1)$$

میانگین عدد تاوایی جنبش شناختی اندازه‌گیری شده از چهار رخنمون بین $0/56$ تا $0/69$ است و نشان می‌دهد در گستره مورد مطالعه یک برش عمومی ($0 < W_k < 1$) غالب است (شکل ۸).

شده است. این بودین‌ها در فاز اول دگرشکلی در لایه‌های کوارتزیتی مناسب تشکیل شده و فاز دوم دگرشکلی را تجربه کردند. تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی به روش توزیع هذلولی بر این فرض استوار است که جهت یافتگی محور طویل بودین‌های نامتقارن با تمایل رو به عقب در میان زاویه حاده بین بردارهای ویژه جریان، جهت یافتگی بردار ویژه ناپایدار را مشخص می‌کند (Forte and Bailey, 2007). بردار ویژه پایدار موازی با برگوارگی فرض شده است (Simpson and DePaor, 1997). نسبت محوری (R) بودین‌ها و زاویه (α) بین محور بلند بودین (L ، شکل ۶) و مرز پهنه برشی یا برگوارگی برای حدود ۴۹ نمونه در صفحه XZ و عمود بر محور بودین اندازه‌گیری شد. زاویه α و مقادیر R در یک شبکه هذلولی رسم شدند (De Paor, 1988). هذلولی نشان‌دهنده زاویه حاده بین جهت یافتگی‌های بردار ویژه است، طوری که یک بردار ویژه به‌موازات صفحه جریان



شکل ۸. نیمی از شبکه توزیع هذلولی داده‌های جنبش شناختی تاوایی از چهار رخنمون بودین در گستره دورود. زاویه بین محور طویل بودین و برگوارگی (α) است، با مقادیر α مثبت نشان‌دهنده تمایل رو به جلو و مقادیر α منفی نشان‌دهنده تمایل رو به عقب بودین‌های نامتقارن است. نسبت‌های محوری (R) بودین‌های نوار برشی و دومینو نیز اندازه‌گیری می‌شوند. هر دو مقدار α و R بر روی یک استریونت هذلولی رسم می‌شوند (De Paor, 1988). نمادهای مربعی شکل نشان‌دهنده بودین‌های نوار برشی رو به عقب هستند و نمادهای دایره‌ای شکل بودین‌های دومینو رو به جلو را نشان می‌دهند

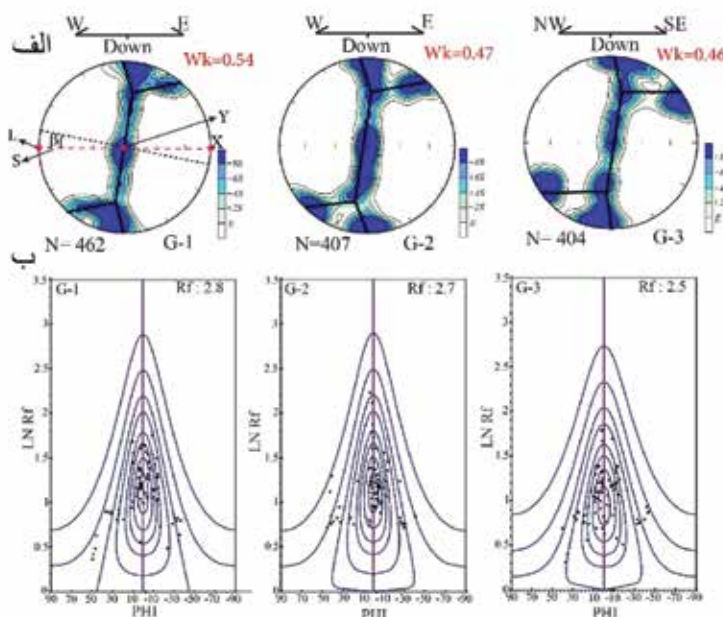
فابریک محور c کوارتز

زاویه β بین عمود بر بخش گیردل مرکزی فابریک محور c کوارتز و برگوارگی (شکل ۹-الف) و R_{XZ} (نسبت واتنش نهایی در صفحه XZ)، W_m را می‌توان از طریق رابطه زیر (Xypolias, 2009) به دست آورد:

$$W_m = \cos \left[\tan^{-1} \left(\frac{1 - R_{XZ} \tan^2 \beta}{(1 + R_{XZ}) \tan \beta} \right) \right] \quad (2)$$

با استفاده از روش Rf/ϕ (Ramsay, 1967) در صفحه XZ و بر روی نشانگرهای بیضوی شکل دانه‌های فلدسپار موجود در گرانیت میلونیت‌های دگرشکل شده گستره مورد مطالعه برآورد شد. نسبت واتنش محاسبه شده در صفحه XZ بین ۲/۸ و ۲/۵ می‌باشد (شکل ۹-ب). بر اساس رابطه ۲، عدد تاوایی جنبش شناختی محاسبه شده در نمونه‌های G1، G2 و G3 به ترتیب ۰/۵۴، ۰/۴۷ و ۰/۴۶ محاسبه شده است. تخمین W_m به تغییرات کوچک در زوایای به دست آمده β حساس هستند (Grasemann et al., 1999; Law et al., 2004). زاویه β با حداقل خطای $\pm 2^\circ$ درجه تعیین می‌شود، زیرا بخش گیردل مرکزی به‌طور کامل مستقیم نیست (Platt and Behrmann, 1986; Xypolias, 2010).

تغییر شکل درون کریستالی کوارتز با ایجاد الگوی جهت یافتگی ترجیحی محور c (LPO) کوارتز نقش مهمی در تحلیل هندسی و جنبش شناختی جریان دارد (Passchier and Trouw, 2005). نمونه‌های جهت‌دار گرانیت میلونیت در گستره دورود جمع‌آوری شد و مقاطع نازک عمود بر برگوارگی و موازی با خطواره کششی تهیه شد. فابریک‌های محور c کوارتز گرانیت میلونیت در طول تغییر شکل D1 شروع به توسعه کردند. با این حال، تبلور مجدد دینامیکی کوارتز در طول برهم نهی دگرشکلی دوم ادامه یافت و بنابراین ریزساختارهای ثبت شده بیشتر D2 را منعکس می‌کنند. الگوهای LPO محور c کوارتز از این نمونه‌ها در شکل ۹ نشان داده شده است. همه این الگوها کمربندهای متقاطع Type-I را به‌صورت مورب نسبت به برگوارگی و خطواره‌گی نشان می‌دهند و همه الگوهای LPO عدم تقارن نشان می‌دهند که نشان‌دهنده جهت برشی غیرهم محور راست‌گرد می‌باشد. در طول برش عمومی، اسکلت گیردل مرکزی فابریک محور c کوارتز عمود بر صفحه برش در نظر می‌گیرند (Sullivan and Law, 2007). با دانستن



شکل ۹. الف) تصویر استریوگرافی الگوهای محور c کوارتز، از گرانیت میلونیت. فواصل کنتور: ۱، ۲، ۳، ۴، ۵، ۷ و ۸ برابر توزیع یکنواخت. N = تعداد دانه‌های اندازه‌گیری شده در هر نمونه. در تمام این تصاویر، برگوارگی (S) عمودی است و خطواره‌گی (L) در امتداد برگوارگی افقی است. X و Y به ترتیب محور بزرگ و متوسط بیضی واتنش را نشان می‌دهند، ب) تخمین پارامترهای واتنش نهایی Rf از روش Rf/Φ برای مجموعه مشابهی از دانه‌های فلدسپار

بحث

در گستره مورد مطالعه لایه‌های کوارتزی و سنگ‌های میلونیتی درجه متوسط تا بالا مشاهده شده است. این سنگ‌ها در طول یک رژیم ترا فشارشی مایل بین شمال گندوانا و جنوب اوراسیا تحت سه فاز تغییر شکل (D_1 ، D_2 و D_3) قرار دارند (Sarkarinejad and Derikvand, 2017). بخش‌بندی واتنش در گرانیست میلونیت‌ها و ساختارهای بودین نامتقارن شامل جابجایی‌های شیب‌لغز و امتداد لغز هم‌زمان در سیستم راندگی شکل‌پذیر است که در طول یک سیستم ترا فشارش راستگرد ایجاد شده است. ساختارهای نامتقارن با جهت برشی راستگرد، ترکیب هم‌زمان حرکت برش ساده و کوتاه شدگی عمود بر آن و تغییرات سیستماتیک در مقادیر عدد تاوایی جنبش‌شناختی و واتنش نهایی همگی بیانگر رژیم ترا فشارش راستگرد در گستره مورد مطالعه می‌باشد. بودین‌های نوار برشی و دومینو در گستره مورد مطالعه به فراوانی یافت می‌شوند. بودین‌های نوار برشی لغزش سین‌تیک نشان می‌دهند. آنها تمایل رو به عقب و چرخش آنتی‌تیک نسبت به جهت برش نشان می‌دهند. بودین‌های دومینو با لغزش آنتی‌تیک شکل گرفتند و تمایل رو به جلو نشان می‌دهند. وقتی نسبت ابعاد بودین‌ها بزرگ باشد، بلوک‌های بودین به‌طور جداگانه چین می‌خورند و تا زمانی که فاصله بین بلوک‌های بودین زیاد باشد، کوتاه شدگی آنها را به هم نزدیک می‌کند. شواهد ساختاری گستره مورد مطالعه (بودین‌های نامتقارن و پورفایروکلاست‌های غلافی کوارتز و فلدسپات) نشانگر جهت برش راستگرد می‌باشند.

هر دو روش توزیع هذلولی بودین‌های نامتقارن و محور c کوارتز دلالت بر بخش بزرگی از تغییر شکل شکل‌پذیر در امتداد مناطق برشی دارند. در روش توزیع هذلولی بودین‌های نامتقارن در چهار رخنمون، Wk در محدوده $0/56$ تا $0/69$ (شکل ۶) محاسبه شد. Wk در روش فابریک‌های محور c کوارتز $0/46$ تا $0/54$ اندازه‌گیری شده است (شکل ۷). نتایج هر دو روش حاکی از همپوشانی در گستره مقادیر Wm است (Xypolias, 2010). مقادیر Wm به‌دست‌آمده نشان می‌دهد، برش در این ناحیه در شرایط برش عمومی با تاثیر

بالای مولفه برش ساده رخ داده است. نتایج به‌دست‌آمده تغییر شکل فضایی را نشان می‌دهد و تاریخچه تغییر شکل حالت ناپایدار را ثبت می‌کند (Xypolias 2009, 2010). دلیل کم شدن سیستماتیک تخمین‌های تاوایی با استفاده از کلاست‌ها، روان‌کاری می‌باشد به‌طور معمول، در ارتباط با زمینه-کلاست رخ می‌دهد (Johnson, 2009). فابریک محور c کوارتز نشان‌دهنده واتنش لحظه‌ای نهایی می‌باشد (Xypolias, 2009)، بنابراین، Wm برآورد شده اطلاعاتی از تاریخچه واتنش پیش‌رونده ارائه نمی‌دهد، بلکه معیار آخرین واتنش لحظه‌ای است. در مقابل، Wm تخمین زده شده با روش توزیع هوزلولی میانگین عدد تاوایی برش پیش‌رونده را ارائه می‌دهد (Tiwari et al., 2020). با توجه به اینکه هر دو روش کم‌وبیش نتایج یکسانی را نشان می‌دهند، آخرین واتنش لحظه‌ای برابر با میانگین تاوایی برش پیش‌رونده در گستره مورد مطالعه است.

میانگین عدد تاوایی جنبش شناختی (Wm) بر اساس دو روش به‌طور تقریبی $0/56$ برآورد شد. این نتیجه به‌خوبی با کارهای قبلی در این زمینه بر اساس روش‌های مختلف مطابقت دارد (Sarakarinejad and Derikvand, 2017). برای تخمین درصد برش ساده و برش محض با استفاده از Wk از رابطه استفاده شد (Bailey et al., 2004). تغییر شکل‌های با مولفه برش محض غالب^۱ دارای مقادیر $Wk > 0/3$ هستند که منطبق بر مولفه برشی ساده کمتر از ۲۰ درصد است. تغییر شکل‌های با مولفه برش ساده غالب^۲ دارای مقادیر $Wk < 0/95$ هستند که منطبق بر ۸۰ درصد مولفه برشی ساده است. تغییر شکل‌های برشی عمومی دارای مقادیر Wk بین $0/3$ و $0/95$ هستند. نتایج ما نشان می‌دهد که گستره مورد مطالعه تحت دگرشکلی ترا فشارشی با ۵۲ درصد تا ۷۰ درصد مولفه برش محض و ۴۸ درصد تا ۳۰ درصد مولفه برش ساده قرار گرفتند. مطالعات آینده می‌توانند بر روش‌های تحلیل داده‌های پراش الکترون‌های بازگشتی (EBSD) متمرکز شوند تا بتوانند اطلاعات دقیق‌تر

1. Pure-shear dominated
2. Simple-shear dominated

- Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, 229, 211-38.
- Bailey, C.M., Francis, B.E. and Fahreny, E.E., 2004. Strain and vorticity analysis of transpressional high-strain zones from the Virginia Piedmont, USA. Geological Society London, Special Publication, 224, 249-264.
- Berberian, M. and King, G. C. P., 1981. Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. *Canadian Journal of Earth Sciences* 12, 210-65.
- Bobyarchick, A.R., 1986. The eigenvalues of steady flow in Mohr space. *Tectonophysics* 122 (1-2), 35-51.
- Chew, D.M., 2003. An excel spreadsheet for finite strain analysis using the R_f/Φ technique. *Computers and Geosciences*, 29, 795-799.
- Carreras, J., Cosgrove, J.W. and Druguet, E., 2013. Strain partitioning in banded and/or anisotropic rocks: Implications for inferring tectonic regimes. *Journal of Structural Geology*, 50.
- Derikvand, S., 2022. Strain pattern and vorticity analysis in the transpressional Kaman-dan area within the Sanandaj-Sirjan Metamorphic Belt, Iran. *Journal of Structural Geology*, 158, 104595.
- Derikvand, S., Shoorangiz, M., Dehsar-vi, L. H. and Sarkarinejad, K. 2023. Kinematic analyses of the asymmetric boudins in the Tutak area within the Zagros hinterland fold-and-thrust belt, Iran. *Journal of Asian Earth Sciences*, 247, 105597
- De Paor, D.G., 1988. R_f/o strain analysis using an orientation net. *J. Struct. Geol.* 10 (4), 323-333.
- Etchecopar, A., 1977. A plane kinematic model of progressive deformation in a polycrystal-line aggregate. *Tectonophysics*, 39, 121-139.
- Forte, A.M. and Bailey, C.M., 2007. Testing the utility of the porphyroclast hyperbolic dis-

و معتبرتری در خصوص ویژگی‌های مختلف تغییر شکل، مانند عدد تاوایی جنبش شناختی و دمای تغییر شکل به‌دست‌آمده آورند.

نتیجه‌گیری

بررسی الگوی واکنش و ماهیت دگرشکلی با استفاده از جهت‌یافتگی محور c کوارتز (LPO)، واکنش نهایی و تحلیل تاوایی در ناحیه دورود، واقع در پهنه سنج-سیرجان در غرب ایران انجام شده است. دگرشکلی حاصل از سه فاز دگرشکلی ساختارهای مختلفی از قبیل چین‌خوردگی‌های مکرر، بودین‌ها، برگوارگی و خطوارگی‌ها را ایجاد کرده است. این ساختارها برای تخمین عدد تاوایی جنبش شناختی و جهت برش استفاده شده‌اند. بودین‌های نامتقارن در لایه‌های کوارتزی که در میان شیست‌ها، سنگ‌آهک‌ها و میلویت‌ها قرار دارند، ایجاد شده‌اند. این بودین‌ها در دو گروه دومینو بودین‌ها و بودین‌های نوار برشی قرار می‌گیرند. گیردل‌های نامتقارن فابریک‌های محور c کوارتز، بودین‌های نامتقارن و انواع پورفیروکلاست‌ها نشان‌دهنده برش راستگرد (از بالا به سمت جنوب شرق) می‌باشد. مقایسه نتایج اعداد تاوایی جنبش شناختی محاسبه شده از روش‌های فابریک محور c کوارتز (۰/۵۴-۰/۴۶) و توزیع هذلولی (۰/۵۶-۰/۶۹) نشان می‌دهد، تطابق خوبی میان این روش‌ها وجود دارد. بنابراین، بودین‌های نامتقارن را می‌توان به‌طور قابل اعتماد برای تخمین W_m یک گستره تغییر شکل یافته استفاده کرد. W_m در گستره‌ای از ۰/۴۶-۰/۶۹ تغییر می‌کند و نشان‌دهنده یک رژیم برشی عمومی با مولفه برشی ساده در حدود ۳۰-۴۸ درصد است.

منابع

- ایزدی‌کیان، ل.، پیری، ن.، اکبری، م.ج. و مولایی، م.، ۱۳۹۸. بررسی زمین‌ساخت فعال گسل‌های تلخاب و توزلوگ و نقش آنها در شکل‌گیری تالاب میقان، اراک. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۵۸، ۱-۱۰.
- شیخ‌الاسلامی، م.ر.، ۱۳۹۸. تحلیل دو بعدی واکنش پایدار در مرمهرهای بودین دار ناحیه خلیج با استفاده از دایره مور، جنوب مشهد. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، ۴۹، ۶۳-۷۵.

- tribution method of kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 29, 983-1001.
- Fossen, H., Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. Strain modeling of transpressional and transensional deformation. *Norsk geologisk tidsskrift*, 74, 134-145.
 - Goldstein, A.G., 1988. Factors affecting the kinematic interpretation of asymmetric boudinage in shear zones. *Journal of Structural Geology*, 10, 707-715.
 - Gomez-Rivas, E., Bons, P.D., Griera, A., Carreras, J., Druguet, E. and Evans, L., 2007. Strain and vorticity analysis using smallscale faults associated drag folds. *Journal of Structural Geology*, 29, 1882-1899.
 - Goscombe, B. and Passchier, C.W., 2003. Asymmetric boudins as shear sense indicators an assessment from field data. *Journal of Structural Geology*, 25, 575-589.
 - Goscombe, B., Passchier, C.W. and Hand, M., 2004. Boudinage classification: end member boudin types and modified boudin structures. *Journal of Structural Geology*, 26, 739-763.
 - Grasemann, B., Fritz, H. and Vannay, J.C., 1999. Quantitative kinematic flow analysis from the main central thrust zone (NWHimalaya, India): implications for a decelerating strain path and the extrusion of orogenic wedges. *Journal of Structural Geology*, 21, 837-853.
 - Hanmer, S., 1986. Asymmetrical pull-aparts and foliation fish as kinematic indicators. *Journal of structural geology*, 8 (2), 111-122.
 - Hanmer, S. and Passchier, C., 1991. Shear-Sense Indicators: A Review. *Geological Survey of Canada, Paper 90-17*, 72.
 - Johnson, S.E., 2009. Porphyroblast rotation and strain localization: debate settled! *Geology*, 37, 663-666.
 - Law, R.D., 2010. Moine thrust zone mylonites at the Stack of Glencoul: II. results of vorticity analyses and their tectonic significance. In: Law, R.D., Butler, R.W.H., Holdsworth, R.E., Krabbendam, M., and Strachan, R.A. (eds.), *Continental Tectonics and Mountain Building: The Legacy of Peach and Horne*. Geological Society of London, Special Publications, 335, 579-602.
 - Law, R.D., Searle, M.P. and Simpson, R.L.O., 2004. Strain, deformation temperatures and vorticity of flow at the top of the Greater Himalayan slab, Everest, Tibet. *Journal of the Geological Society of London*, 161, 305-320.
 - Mandal, N. and Khan, D., 1991. Rotation, offset and separation of oblique-fracture (rhombic) boudins: theory and experiments under layer-normal compression. *Journal of Structural Geology*, 13, 349-356.
 - Mohajjel, M. and Fergusson, C.L., 2000. Dextral transpression in Late Cretaceous continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Structural Geology*, 22, 1125-1139.
 - Mohajjel, M., Fergusson, C.L. and Sahanadi, M.R., 2003. Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, western Iran. *Journal of Asian Earth Science*, 21, 397-412.
 - Passchier, C.W., 1987. Stable positions of rigid objects in non-coaxial flow: a study in vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 9, 679-690.
 - Passchier, C.W., 1988. Analysis of deformation paths in shear zones. *Geologisches Rundschau*, 77, 309-318.
 - Passchier, C.W. and Druguet, E., 2002. Numerical modeling of asymmetric boudinage. *Journal of Structural Geology*, 24, 1789-1803.
 - Passchier, C.W. and Simpson, C., 1986. Porphyroblast systems as kinematic indicators. *Journal of Structural Geology*, 8, 831-843.
 - Passchier, C.W. and Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, 366.
 - Platt, J.P. and Behrmann, J.H., 1986.

- Structures and fabrics in a crustal scale shear zone, Betic Cordilleras, S.E. Spain. *Journal of Structural Geology*, 8, 15-34.
- Ramsay, J.G., 1967. *Folding and fracturing of rocks*. McGraw-Hill, New York, 568.
 - Ricou, L.E., 1971. Le croissant ophiolitique péri-arabe. Une ceinture de nappes mises en place au Crétacé supérieur. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, XIII, 327-350.
 - Rodrigues, B.C., Peternell, M., Moura, A., Schwindinger, M. and Pamplona, J., 2016. PT path development derived from shearband boudin microstructure. *Journal of Structural Geology*, 90, 95-110.
 - Rodrigues, B.C. and Pamplona, J., 2018. Boudinage and shearband boudins: A meso to micro-scale tool in structural analysis. *Journal of Structural Geology*, 114, 280-287.
 - Sarkarinejad, K. and Azizi, A., 2008. Slip partitioning and inclined dextral transpression along the Zagros Thrust System, Iran. *Journal of Structural Geology*, 30, 116-136.
 - Sarkarinejad, K. and Derikvand, S., 2017. Structural and kinematic analyses of the basement window within the hinterland fold-and-thrust belt of the Zagros orogen, Iran. *Geological Magazine* 154 (5), 983-1000.
 - Sarkarinejad, K., Godin, L. and Faghih, A., 2009. Kinematic vorticity flow analysis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology related to inclined extrusion of the HP-LT metamorphic rocks along the Zagros accretionary prism, Iran. *Journal of Structural Geology*, 31, 691-706.
 - Shafiei Bafti, S. and Mohajjel, M., 2015. Structural evidence for slip partitioning and inclined dextral transpression along the SE Sanandaj-Sirjan zone, Iran. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 587-601.
 - Sengupta, S., 1983. Folding of boudinaged layers. *Journal of Structural Geology*, 5, 197-210.
 - Simpson, C. and De Paor, D.G., 1993. Strain and kinematic analysis in general shear zones. *Journal of Structural Geology*, 15, 1-20.
 - Simpson, C. and De Paor, D.G., 1997. Practical analysis of general shear zones using the porphyroclast hyperbolic distribution method: an example from Scandinavian Caledonides. In: Sengupta, S. (ed.), *Evolution of Geological Structures in Micro to Macro Scales*. Chapman and Hall, London, 169-184.
 - Stöcklin, J., 1968. Structural history and tectonics of Iran: A review. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 52, 1229-1258.
 - Sullivan, W. A., and Law, R. D. 2007. Deformation path partitioning within the transpressional White Mountain shear zone, California and Nevada. *Journal of Structural Geology*, 29(4), 583-599.
 - Swanson, M.T., 1992. Late Acadian-Alleghenian transpressional deformation: evidence from asymmetric boudinage in the Casco Bay area coastal Maine. *Journal of Structural Geology*, 14, 323-341.
 - Swanson, M.T., 1999. Kinematic indicators for regional dextral shear along the Norumbega fault system in the Casco Bay area, coastal Maine. *Geological Society of America, Special Paper*, 331, 1-24.
 - Tikoff, B. and Fossen, H., 1995. The limitations of three-dimensional kinematic vorticity analysis. *Journal of Structural Geology*, 17, 1771-1784.
 - Tikoff, B. and Teyssier, C., 1994. Strain modelling of displacement field partitioning in transpressional orogens. *Journal of Structural Geology*, 16, 1575-1588.
 - Tiwari, S.K., Beniast, A. and Biswal, T.K., 2020. Variation in vorticity of flow during exhumation of lower crustal rocks (Neoproterozoic Ambaji granulite, NW India). *Journal Structural Geology*, 130, 103912.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbasi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by GPS measurement in Iran and northern Oman. *International Journal of Geophysics*, 157, 381-398.
- Wallis, S.R., 1992. Vorticity analysis in metachert from Sanbagawa Belt, SW Japan. *Journal of Structural Geology*, 14, 271-280.
- Warren, L.M., 2008. A giant subducting sausage. *Nature Geoscience*, 1, 154-155.
- Xypolias, P., 2009. Some new aspects of kinematic vorticity analysis in naturally deformed quartzites. *Journal of Structural Geology*, 31, 3-10.
- Xypolias, P., 2010. Vorticity analysis in shear zones: A review of methods and applications. *Journal of Structural Geology*, 32, 2072-2092.