

حرکات برشی و تغییر تنش در بخش مرکزی پهنه گسلی زندان (میناب) با استفاده از شواهد ماکروسکوپی و میکروسکوپی، شمال شرق هرمزگان

زهرا چله کلهری^{۱*}، فرزین قائمی^۲، مهدی مسعودی^۳

۱- دانشجوی کارشناسی ارشد زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

۲- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه فردوسی مشهد

۳- استادیار گروه زمین شناسی، دانشگاه هرمزگان

پذیرش مقاله: ۱۳۹۰/۱۱/۲۰

تأیید نهایی مقاله: ۱۳۹۱/۴/ ۸

چکیده

در این مقاله، نوع برش در پهنه‌ی گسلی زندان (میناب) - در شمال شرق استان هرمزگان و محدوده‌ی باختری دهستان فاریاب از توابع شهرستان رودان - مورد بررسی و تحلیل قرار گرفته است. پهنه‌ی گسلی زندان به عنوان یکی از مهم‌ترین پهنه‌های گسلی ایران با سازوکار فشارشی راست‌گرد شناخته شده است، این در حالی است که برداشت‌های صورت گرفته در منطقه، علاوه بر مؤلفه‌ی برشی راست‌گرد، در برخی از موارد مؤلفه‌ی برشی چپ‌گرد را نیز نشان می‌دهد. شواهدی که بر این موضوع دلالت دارند عبارتند از: صفحات گسلی و خطوط لغزش، بودین‌های شکلاتی، بودین‌های دومینو، فابریک C-S و مطالعات میکروسکوپی بر روی میلونیت‌های منطقه. وجود بودین‌های شکلاتی که در شرایط تغییر جهت کشش شکل می‌گیرند، هم‌چنین تعیین جهت تنش دیرین به روش برگشتی توسط نرم افزارهای مربوطه، برای صفحات گسلی - که به دو گروه گسل، دارای سازوکار برشی راست‌گرد و چپ‌گرد تقسیم شده‌اند - حاکی از تغییر جهت در بردارهای تنش، به طور پیشرونده در منطقه است، به طوری که در شرایط برش راست‌گرد، راستای تنش بیشینه NE-SW و در شرایط برش چپ‌گرد راستای تنش بیشینه WNW-ESE است. با توجه به این نکته که بررسی‌های میکروسکوپی بر روی میلونیت‌های منطقه - که به مراتب قدیمی‌تر از آبراهه‌های جوان مشاهده شده با جابه جایی افقی راست‌گرد هستند - مؤید حرکت برشی چپ‌گرد است، می‌توان این‌گونه اظهار نظر نمود که حرکت برشی چپ‌گرد قبل از مؤلفه‌ی برشی راست‌گرد که در زمان حال حاکم است وجود داشته است.

واژه های کلیدی: گسل زندان- میناب ، پهنه‌ی گسلی، حرکت امتدادلغز.

مقدمه

گسل زندان- میناب، با طول تقریبی ۲۵۰ کیلومتر و با روند تقریبی شمالی- جنوبی، در جنوب ایران و در شمال تنگه‌ی هرمز قرار گرفته است. این گسل، یک گسل راست‌الغز راست‌گرد است که مرز بین دو صفحه‌ی همگرای قاره- قاره‌ای زاگرس و پوسته‌ی اقیانوسی فعال دریای عمان در جنوب مکران را تشکیل می‌دهد (Ghorashi, 1985). این پهنه‌ی گسلی به عنوان یک زون گذار بین منطقه‌ی برخوردی قاره- قاره‌ی زاگرس در سمت باختر و ناحیه‌ی فرورانشی پوسته‌ی اقیانوسی عمان به زیر مکران در سمت خاور در نظر گرفته می‌شود که با تغییرات مشخصی در راستا و نوع ساختارها همراه است (Molinaro et al., 2004). با توجه به عدم مطالعه‌ی دقیق ساختاری در پهنه‌ی گسلی مذکور، در این نوشتار بررسی‌های دقیق ساختاری در این ناحیه، برای اولین بار ارائه می‌گردد.

موقعیت جغرافیایی و زمین‌شناسی منطقه‌ی

مورد مطالعه

پلیت عربی در شرق این پهنه‌ی گسلی و در خلیج عمان از نوع اقیانوسی است، در حالی که در بخش غربی، از نوع پوسته‌ی قاره‌ای است (Regard et al., 2010). در بخش باختری این پهنه، تصادم قاره‌ای پلیت عربی و اوراسیا، نوار چین خورده- تراستی زاگرس را در راستای NW-SE شکل می‌دهد؛ سرعت همگرایی، که با تصادم قاره‌ای زاگرس همراه است به طور پیش‌رونده‌ای از NW به SE افزایش می‌یابد، مطالعات GPS در دوره‌های اخیر نشان می‌دهد که حرکت واقعی صفحه‌ی عربستان نسبت به اوراسیا حدود 22 ± 2 mm/yr به سمت شمال است (Vernant, 2004).

(Masson, 2007). در قسمت شرقی این پهنه‌ی گسلی، منشور برافزایشی قاره‌ای مکران که در حدود 10 mm/yr در راستای NNE-SSW کوتاه شدگی دارد، به وجود آمده است (Alavi, 1994., Talebian et al., 2002). این فرورانش احتمالاً از زمان پالئوسن شروع شده (Platt et al., 1988)، و در طی ائوسن افزایش یافته است (Byrne et al., 1992). این منشور برافزایشی باعث پدیدار شدن کمربند شرقی- غربی مکران شده است (McCall, 1997., Koppe et al., 2000). منشور برافزایشی مکران که یکی از بزرگ‌ترین منشورهای برافزایشی روی زمین است (Kopp et al., 2000) در قسمت شمال غرب پاکستان و جنوب شرق ایران، بین خلیج کوچک سنمیانو (Sonmiano) نزدیک کراچی و تنگه‌ی هرمز در ایران قرار دارد. این منطقه از شرق توسط سیستم گسلی امتداد لغز چپ گرد اورناچ- نال و کمربند افیولیتی مربوط به آن، با صفحه‌ی هند مجاور بوده و در غرب توسط گسل‌های رورانده‌ی زندان- میناب، از منطقه‌ی زاگرس جدا می‌شود (Grando and McClay, 2007). دو پدیده-

ی غیر معمول در این منشور عبارتند از:
۱- ضخامت زیاد رسوبات روی پوسته‌ی اقیانوسی (حداقل ۶ کیلومتر)

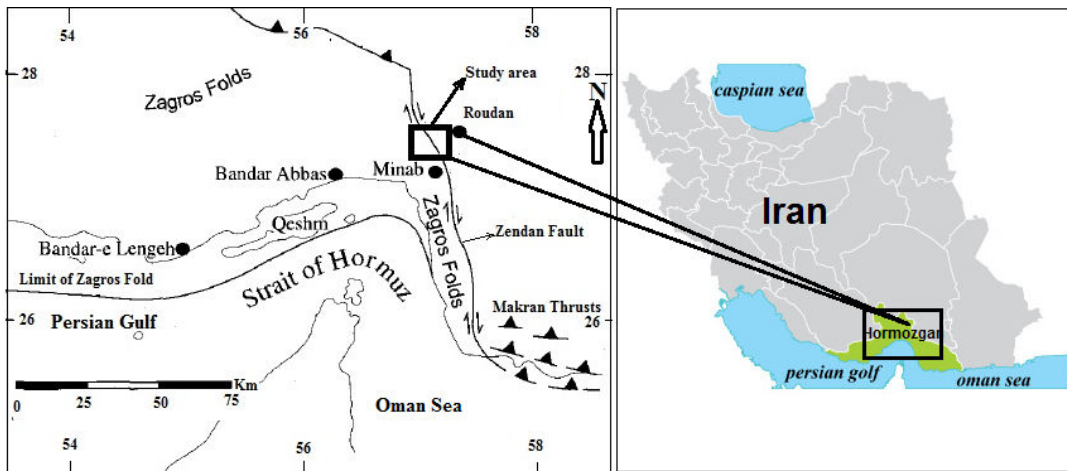
۲- زاویه‌ی بسیار پایین شیب فرورانش (حدود 2) (Byrne et al., 1992., Dolati, 2010). نرخ متوسط همگرایی در راستای شمالی- جنوبی در پهنه‌ی مکران، حدود 4 Cm/yr است که به طور تقریبی می‌توان گفت از $3/65$ Cm/yr در غرب مکران تا $4/2$ Cm/yr در بخش شرقی آن در تغییر است (Grando and McClay, 2007). ساحل مکران حدود $1/5$ mm/yr بالا

پژوهشهای دانش زمین، سال دوم، شماره ۷، پاییز ۱۳۹۰، صفحات ۹۵-۱۱۰

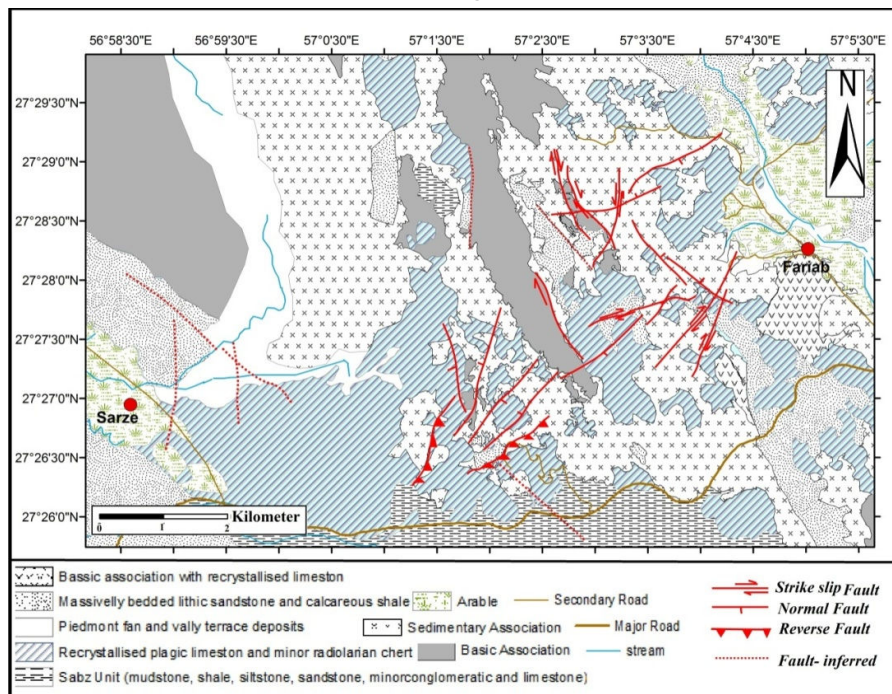
سمت دریاست (White, 1983).

پهنه‌ی مورد بررسی که در بین طول‌های جغرافیایی $57^{\circ} 06' 04''$ و $56^{\circ} 57' 07''$ شرقی و عرض‌های جغرافیایی $27^{\circ} 28' 48''$ و $26^{\circ} 14' 14''$ شمالی محدود شده است، دربخش شمال خاوری استان هرمزگان- محدوده‌ی باختری دهستان فاریاب از توابع شهرستان رودان- قرار

شمال غرب زون مکران قرار دارد، لذا خصوصیات زمین‌شناسی این منطقه مربوط به زون مکران و از لحاظ سنگ‌شناسی متشکل از واحدهای بازیک، الترابازیک، گدازه‌های بالشی و دیگر واحدهای سازنده‌ی مجموعه‌های آمیزه‌ی رنگی است (شکل ۲).



شکل ۱- موقعیت پهنه‌ی گسلی زندان در جنوب ایران، منطقه‌ی مورد مطالعه بر روی این پهنه توسط کادر مشخص شده است.



شکل ۲- نقشه‌ی زمین شناسی منطقه‌ی مورد مطالعه، (بر گرفته از مک کال، ۱۳۵۹).

روش کار

میلونیت‌های رخنمون یافته در منطقه به دست آمدند. با این توصیفات، شواهد بررسی شده را می‌توان در دو دسته‌ی شواهد ماکروسکوپی و شواهد میکروسکوپی توصیف و بررسی نمود.

شواهد ماکروسکوپی

صفحات گسلی و خطوط لغزش

مشخصات صفحات گسلی و خطوط لغزش برداشت شده در منطقه در جدول (۱) آورده شده است. این صفحات را می‌توان به ۲ گروه کلی تقسیم کرد: گروه الف مواردی هستند که مؤلفه‌ی امتدادی راست‌گرد را نشان می‌دهند و گروه ب مواردی هستند که دارای مؤلفه‌ی امتدادی چپ‌گرد هستند (شکل ۳). به منظور یافتن موقعیت تقریبی تنش‌های اصلی، از روش معکوس شدگی تنش استفاده شده است؛ برای این منظور، داده‌های به دست آمده، با برنامه‌ی رایانه‌ای Win-Tensor پردازش شدند (شکل ۴) که داده‌ها و نتایج حاکی از تغییر در جهت بردارهای تنش است. در گروه الف جهت فشارش تقریباً هم‌راستا با جهت فشارش وارده از سوی صفحه‌ی عربستان (NE-SW) است در حالی که گروه ب جهت فشارش را متفاوت و به طور تقریبی در راستای NW-SE نشان می‌دهد.

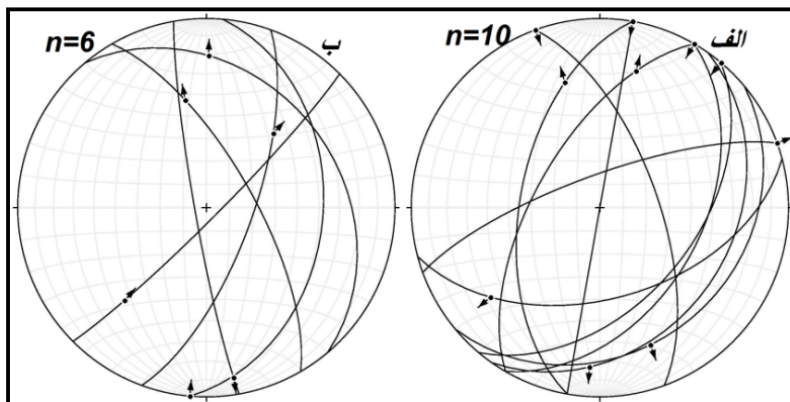
بازدیدهای صحرایی به عمل آمده از منطقه‌ی مورد مطالعه، نشان می‌دهد که این منطقه از نظر سنگ شناسی اغلب شامل آمیزه‌های رنگی می‌باشد که این نهشته‌ها فاقد لایه‌بندی منظم و مشخص هستند. شواهدی که در تعیین نوع برش و حرکت، مفید و کارآمد هستند، در منطقه شناسایی و برداشت گردید. از جمله‌ی این شواهد می‌توان به صفحات گسلی و خطوط لغزش، بودین‌های دومینو، بودین‌های شکلاتی، فابریک C-S اشاره کرد. به منظور بازسازی محورهای تنش دیرینه و جهات مربوط به کشش و فشارش، از روش وارون‌سازی استفاده شده است^۱. روش وارون‌سازی بدین معناست که با داشتن موقعیت خش‌لغزها روی چندین سطح گسلی و دانستن سوی حرکت بلوک‌ها نسبت به یکدیگر می‌توان تنسور تنش میانگین را بدست آورد. صفحه‌ی گسلی، اندازه و جهت لغزش روی آن برای تعیین ۴ پارامتر تنسور تنش مورد استفاده قرار می‌گیرد (Angelier, 1989). این پارامترها عبارتند از محورهای اصلی تنش ($\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$) و نسبت بزرگی تنش‌های اصلی (Delvaux et al., (R) 1993).

در این پژوهش برای دست‌یابی به تنسور تنش مناسب، داده‌های به دست آمده که با روش مستقیم صحرایی برداشت گردیده‌اند، با برنامه‌ی رایانه‌ای Win-Tensor (Delvaux, 2006) پردازش شده‌اند. هم‌چنین با استفاده از عکس‌های ماهواره‌ای، جابه‌جایی افقی آبراهه‌ها نیز تعیین شده است؛ گروه دیگر از داده‌های استفاده شده در این مطالعه، ساختارها و شواهد میکروسکوپی می‌باشد که با تهیه و مطالعه‌ی مقاطع نازک از

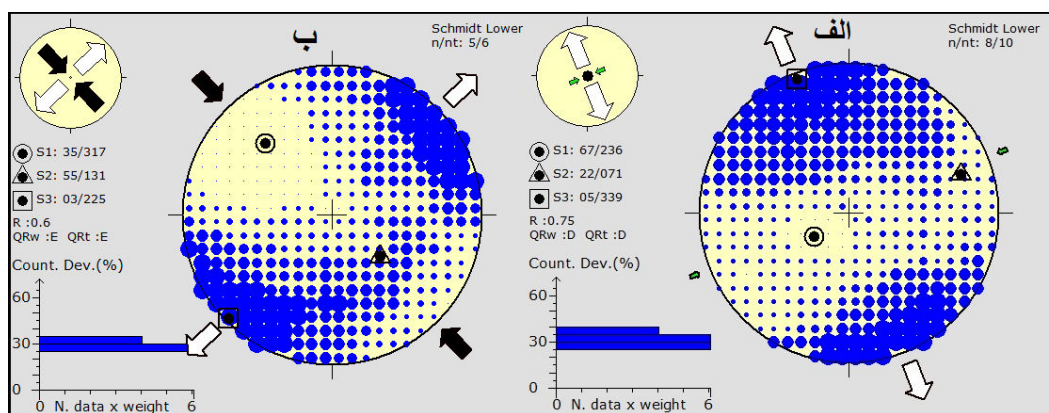
جدول ۱- مشخصات صفحات گسلی برداشت شده در منطقه

					X	Y
					۱	۰۹۵
۲	۱۶۵	۵۰	C.C۳۵	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی راستگرد	۵۰۴۸۲۷	۳۰۳۹۷۰۱
۳	۱۱۰	۸۵	C۵۰	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی چپگرد	۵۰۴۸۲۷	۳۰۳۹۷۰۱
۴	۰۷۰	۶۵	۱۸۰	راستالغز راستگرد	۵۰۴۶۵۴	۳۰۳۹۴۸۰
۵	۱۰۰	۹۰	۱۸۰	راستالغز راستگرد	۵۰۴۶۵۴	۳۰۳۹۴۸۰
۶	۳۵۵	۶۸	۹۰	شیب‌لغز نرمال	۵۰۵۰۳۹	۳۰۳۹۹۱۱
۷	۰۶۰	۷۰	C۴۵	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی چپگرد	۵۰۵۶۳۹	۳۰۳۹۹۱۱
۸	۳۰۰	۶۲	C.C۳۰	راستالغز راستگرد با مؤلفه‌ی شیبی نرمال	۵۰۶۲۲۱	۳۰۳۸۴۳۱
۹	۱۴۰	۲۵	C.C۷۲	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی راستگرد	۵۰۶۳۳۳	۳۰۳۸۰۶۶
۱۰	۳۴۰	۷۶	۱۸۰	راستالغز چپگرد	۵۰۶۷۵۹	۳۰۳۷۹۶۵
۱۱	۰۵۰	۳۰	C۴۵	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی چپگرد	۵۰۶۶۵۸	۳۰۳۷۸۷۴
۱۲	۱۲۰	۴۵	۱۸۰	راستالغز راستگرد	۵۰۶۹۸۷	۳۰۳۷۹۱۰
۱۳	۱۳۰	۴۸	۱۸۰	راستالغز راستگرد	۵۰۶۹۸۷	۳۰۳۷۹۱۰
۱۴	۳۱۵	۴۰	۹۰	شیب‌لغز نرمال	۵۰۳۰۶۹	۳۰۳۵۳۶۷
۱۵	۲۸۰	۵۵	C.C۴۰	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی راستگرد	۵۰۳۰۹۰	۳۰۳۵۴۰۲
۱۶	۱۲۵	۳۰	C.C۳۵	نرمال با مؤلفه‌ی امتدادی راستگرد	۵۰۳۰۰۴	۳۰۳۵۲۴۵
۱۷	۲۶۰	۸۵	C۱۰	راستالغز چپگرد با مؤلفه‌ی شیبی نرمال	۵۰۳۰۰۴	۳۰۳۵۳۴۵
۱۸	۱۳۵	۸۵	C.C۳۵	معکوس با مؤلفه‌ی امتدادی چپگرد	۵۰۳۳۸۵	۳۰۳۵۲۳۶

* C (Clockwise) ساعتگرد و C.C (Counter Clockwise) پادساعتگرد



شکل ۳- استریونت صفحات گسلی به همراه خطوط لغزش مربوط به این صفحات، الف- صفحات گسلی دارای مؤلفه‌ی امتدادی راست‌گرد، ب- صفحات گسلی دارای مؤلفه‌ی امتدادی چپ‌گرد.

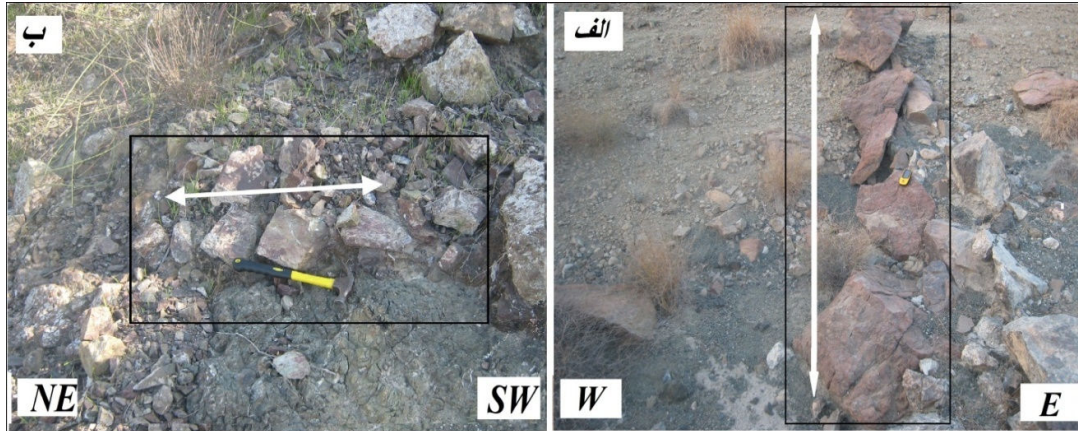


شکل ۴- تعیین جهت تنش دیرینه به روش برگشتی همراه با زاویه‌ی ناهمخوانی (محور افقی تعداد داده و محور عمودی زاویه‌ی ناهمخوانی)، موقعیت σ_1 ، σ_2 و σ_3 در هر استریوپلات به ترتیب با \odot ، \triangle و \square مشخص شده‌است. الف- صفحات گسلی دارای مؤلفه‌ی امتدادی راست‌گرد، ب- صفحات گسلی دارای مؤلفه‌ی امتدادی چپ‌گرد.

انواع بویناژها

متفاوت تنش کمینه در منطقه است، یک راستا در محدوده‌ی $N 10 \square E - N 20 \square E$ (شکل ۵) و راستای دیگر که توسط بودین تخته شکلاتی نشان داده می‌شود، تقریباً عمود بر آن و در محدوده‌ی $N 295 \square E$ قرار می‌گیرد (شکل ۶). این مسئله تأیید کننده‌ی تغییر جهت تنش-های دیرینه در طی زمان است، همان موردی که تفسیر صفحات گسلی نیز آن را تأیید می‌کرد.

ساختار دیگری که در منطقه مشاهده گردید، انواع بودین‌های ساده، تخته شکلاتی و دومینو شکل هستند. جهت کشیدگی این اشکال راستای تنش کمینه را نشان می‌دهد، حال اگر در طی زمان جهت بردارهای تنش تغییر کند سبب شکل‌گیری انواعی از بودین می‌گردد که با نام بودین‌های شکلاتی شناخته می‌شوند. وجود بودین‌ها در منطقه‌ی مورد بررسی حاکی از اعمال ۲ جهت



شکل ۵- بودین‌های مشاهده شده در منطقه که هر دو مورد تقریباً راستای کششی یکسانی را نشان می‌دهند. (الف) راستای کشیدگی E \square N 10. (ب) راستای کشیدگی E \square N 20.



شکل ۶- توده‌ی کلسیتی بودین شده به فرم تخته شکلاتی که دو راستای کشش تقریباً عمود بر هم را نشان می‌دهد. یک راستا E \square N 10 که با راستاهای کشش در شکل ۵ هم‌خوانی دارد و دیگری راستای N \square E 295 که بر آن عمود است.

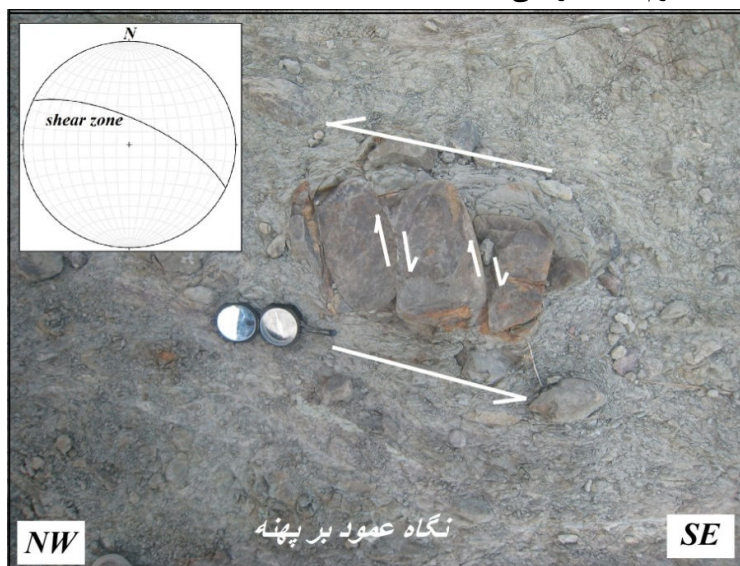
نسبت به فولیاسیون به صورت مورب قرار گیرد، لغزش صفحات داخلی و جهت کلی برش همانند خواهد بود (Passchier and Trouw, 2005).

با توجه به توضیحاتی که در مورد این نوع از بودین‌ها داده شد، می‌توان گفت که بودین مشاهده شده در منطقه مربوط به یک پهنه‌ی برشی چپگرد است، چرا که اولاً لایه‌ی بودین شده

ساختار دیگری که در مناطق برشی شکل می‌گیرد و در بازدیدهای صحرایی مربوط به این تحقیق نیز با موردی از آن روبه رو شدیم، بودین نامتقارن از نوع بودین دومینو شکل است. در این نوع بودیناژ، اگر لایه‌ی بودین شده تقریباً موازی با فولیاسیون قرار گیرد، لغزش صفحات داخلی بودین، مخالف جهت کلی برش است اما در صورتی که بودیناژ

پهنه‌ی برشی مشاهده شده در راستای NW-SE قرار گرفته است (شکل ۷).

نسبت به پهنه‌ی برشی احاطه کننده‌اش موازی است و ثانیاً جابه‌جایی‌ها در صفحات داخلی بودین از نوع راستگرد است. لازم به ذکر می‌باشد که

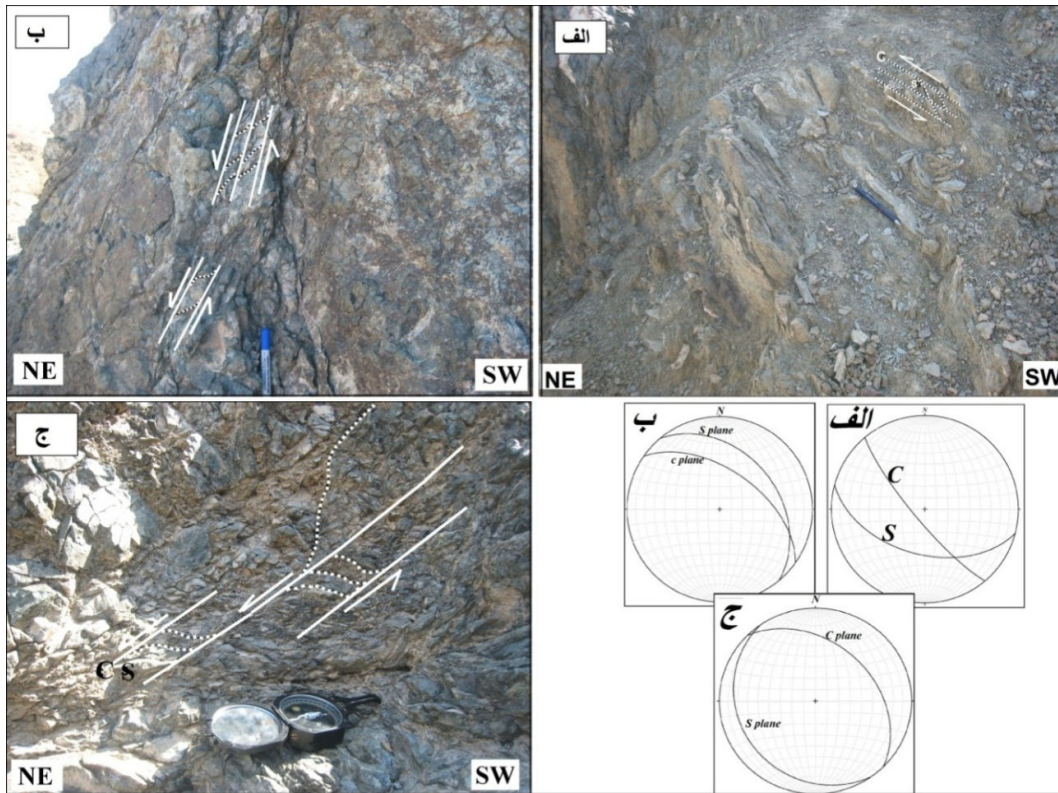


شکل ۷- بودین دومینو شکل که در یک پهنه‌ی برشی چپگرد شکل گرفته است. استریونت مربوط به پهنه‌ی برشی که این بودین در آن شکل گرفته است، در گوشه‌ی سمت چپ و بالای شکل آورده شده است.

موقعیت‌های $55/035$ درجه و $38/050$ درجه هستند، در این مورد نیز سوی برش چپگرد به دست آمده است. امتداد صفحه‌ی C نیز که راستای پهنه را به نمایش می‌گذارد، با آزیموت 305 در ربع NW قرار می‌گیرد (شکل ۸-ب). سومین فابریک C-S مشاهده شده، صفحات C و S به ترتیب دارای موقعیت $38/045$ درجه و $10/055$ درجه هستند. صفحه‌ی C نیز که معرف راستای زون برشی است با آزیموت 315 مانند دو مورد قبلی، در محدوده‌ی NW قرار گرفته است. این فابریک نیز هم‌چون دو مورد ذکر شده در قبل معرف زون برشی چپگرد است (شکل ۸-ج).

ساختار نوارهای برشی (فابریک C-S)

گروه دیگر از داده‌های صحرایی مورد استفاده در این پژوهش، ساختار نوارهای برشی (فابریک C-S) است. در پهنه‌ی گسلی مورد مطالعه، در سه نقطه موفق به رؤیت ساختارهای C-S گردیدیم (شکل ۸)؛ در اولین مورد صفحه‌ی C دارای موقعیت $90/230$ درجه و صفحات S دارای موقعیت $50/195$ درجه هستند. با در نظر گرفتن زاویه‌ی حاده‌ی صفحات برگوارگی و جهت خمش آن‌ها می‌توان سوی برش را به صورت چپگرد در نظر گرفت. امتداد صفحه‌ی C نیز که نماینده‌ی راستای پهنه‌ی برشی است، با آزیموت 320 در محدوده‌ی NW قرار گرفته است (شکل ۸-الف). در مورد بعدی صفحات C و S به ترتیب دارای

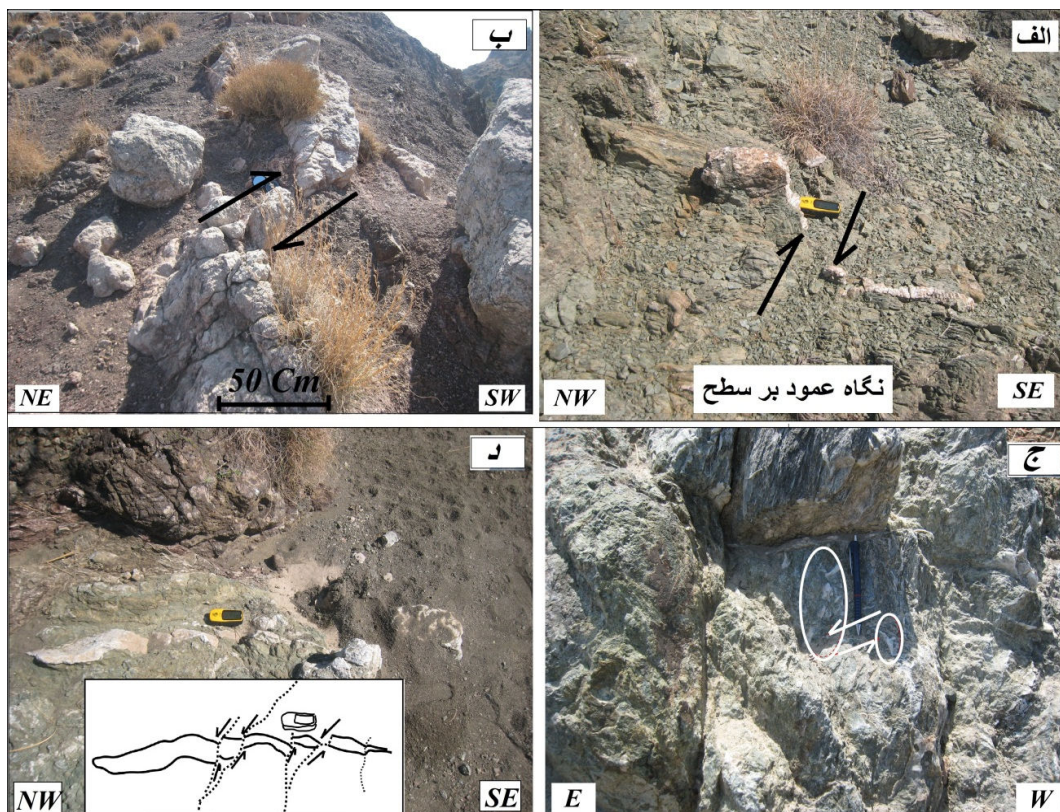


شکل ۸- انواع فابریک های C-S مشاهده شده در منطقه که توضیحات تفکیکی در مورد هر یک از آن‌ها در متن آورده شده است، در هر سه مورد سوی برش به صورت چپ گرد و راستای پهنه که در حقیقت موازی با حاشیه‌ی نوارهای برشی است در محدوده‌ی NW-SE قرار می‌گیرد. استریونوت مربوط به هر یک از صفحات C و S در گوشه‌ی سمت راست و پایین شکل آورده شده است.

علاوه بر جابه‌جایی در امتداد رگه‌ها و قطعات، جابه‌جایی منظم افقی مشاهده شده در آبراهه‌ها، که با استفاده از تصویر ماهواره‌ای Quick bird به لحاظ کیفیت و وضوح بالای آن شناسایی شده است، مؤید وجود حرکت راست‌گرد در ناحیه است. علاوه بر تعیین نوع حرکت راست‌الغز، این نوع عارضه‌ی جوان ریخت شناسی می‌تواند بر جنبه و جوان بودن فعالیت گسل مربوطه نیز دلالت داشته باشد (شکل ۱۰).

جابه‌جایی‌های افقی

از جمله شواهد کارآمد دیگر در تعیین نوع حرکات امتداد لغز ناشی از گسلش‌ها، تعیین جابه‌جایی‌های منظم افقی است. جابه‌جایی‌های مشاهده شده در امتداد رگه‌ها و قطعات در ناحیه، هم‌چون شواهد قبلی، مبنی بر وجود دو نوع حرکت امتدادی در طی زمان در منطقه است؛ برخی از این جابه‌جایی‌ها مربوط به حرکت امتدادی راست‌گرد هستند در حالی که برخی دیگر بر حرکت چپ‌گرد دلالت دارند (شکل ۹).



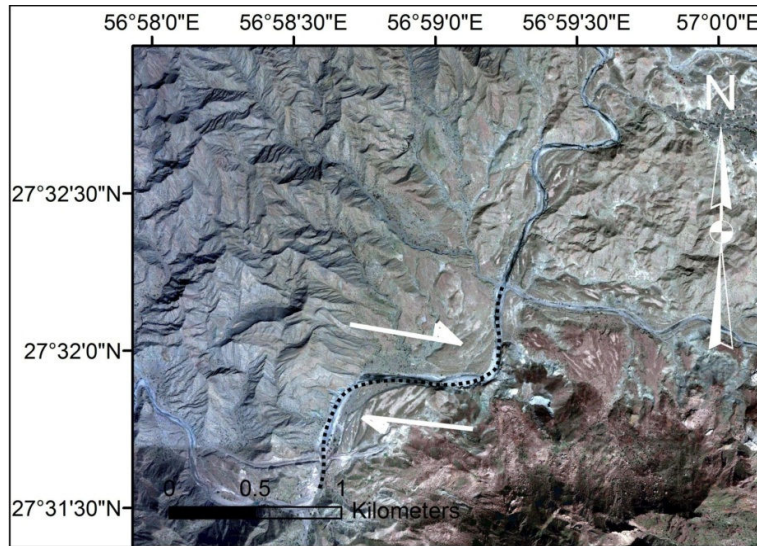
شکل ۹- جابه‌جایی‌های امتدادی مشاهده شده در منطقه. الف و ب) جابه‌جایی راست‌گرد در امتداد رگه‌ی کلسیتی، فلش‌ها جهت جابه‌جایی را نشان می‌دهند. ج و د) جابه‌جایی چپ‌گرد در امتداد رگه‌های کلسیتی، در مورد (ج) رگه‌ی جابه‌جا شده در داخل خطوط ترسیمی بیضوی شکل نشان داده شده است و در مورد (د) تصویر شماتیک از جابه‌جایی چپ‌گرد رگه‌ی مورد نظر در داخل کادر ترسیم شده است.

شواهد میکروسکوپی

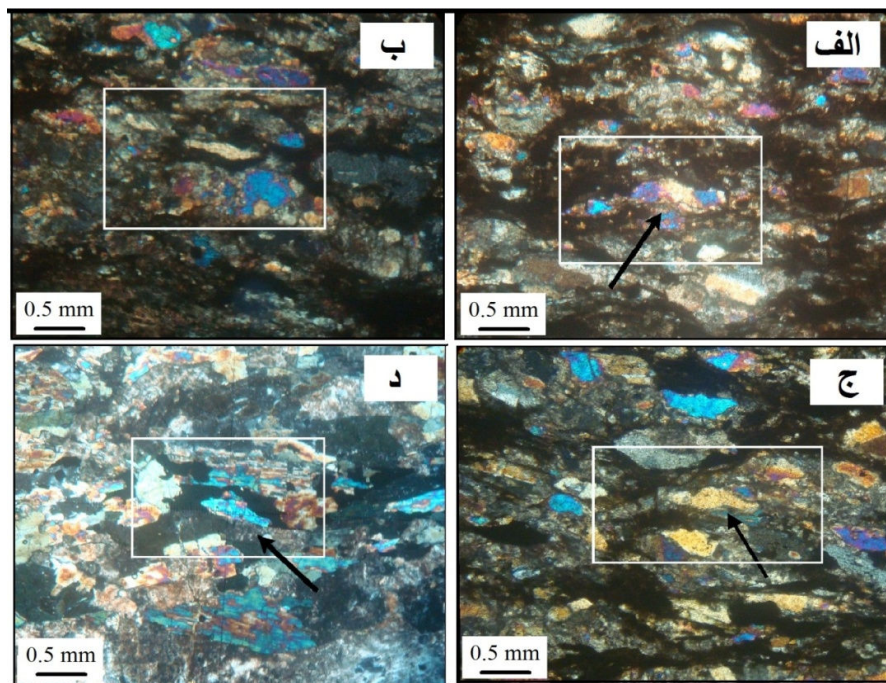
نمونه‌گیری جهت‌دار به عمل آمد و سپس از این نمونه‌ها، مقاطع میکروسکوپی به‌گونه‌ای که در بالا به آن اشاره شد تهیه گردید (شکل های ۱۱ و ۱۲). از جمله‌ی اشکال مشاهده شده می‌توان به میکای ماهی شکل، دنباله‌ی پورفیروکلاست‌ها از نوع دلتا و دانه‌ی شکسته و جابه‌جا شده اشاره نمود.

انواع میکاماهی‌های مطالعه شده در بررسی‌های میکروسکوپی، حاکی از اعمال برش چپ‌گرد در تشکیل سنگ میلونیتی رخنمون یافته در منطقه هستند (شکل ۱۱).

لازمه‌ی تعیین سوی برش در زیر میکروسکوپ تهیه‌ی برش‌های نازک به صورت جهت‌دار است که در جهت مناسب از سنگ تهیه شده باشند. حالت آرمانی برای بررسی میکروسکوپی شاخص-های سوی برش، تهیه‌ی برش به موازات محور X و عمود بر صفحه‌ی XY بیضوی واتنش نهایی است و در عمل در مقاطع به موازات خطوارگی و عمود بر برگوارگی برش داده و تهیه می‌شوند (Passchier and Trouw, 2005). در منطقه‌ی مورد پژوهش، در دو نقطه موفق به مشاهده‌ی سنگ‌های میلونیتی شدیم که از آن‌ها



شکل ۱۰- تصویر ماهواره‌ای که حرکت راستالغز راست‌گرد را در طول آبراهه‌ها به خوبی نشان می‌دهد.



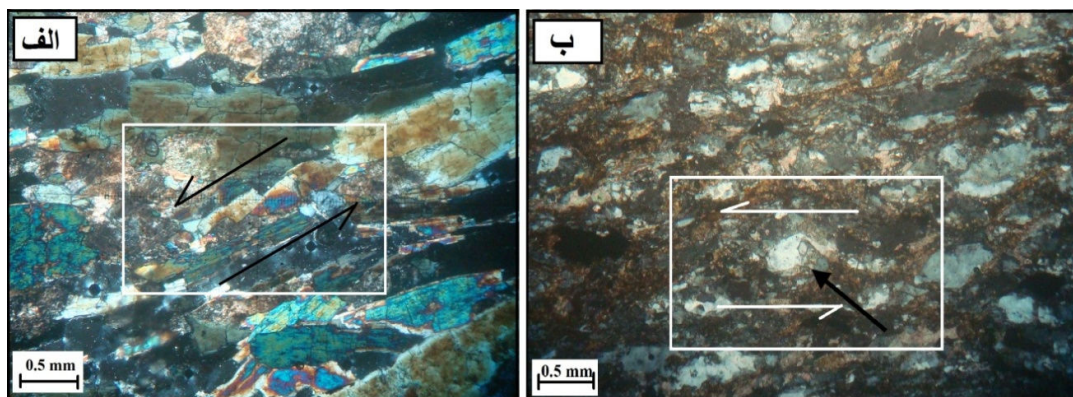
شکل ۱۱- مقاطع میکروسکوپی تهیه شده از میلیونیت‌های منطقه؛ الف، ب، ج، د) با توجه به فرم پورفیروکلاست‌های میکا که در مقاطع دیده می‌شود، میکا مایه‌ها نشان دهنده‌ی اعمال برش چپ‌گرد هستند.

زاویه‌ی کوچکی را ساخته‌اند، نوع برش نیز همسو با شکستگی‌ها یعنی به صورت چپ‌گرد تشخیص داده می‌شود (شکل ۱۲- الف). از دیگر ساختارهای میکروسکوپی مشاهده شده، دنباله‌ی

علاوه بر میکامایه‌ها، یک نمونه از دانه‌های شکسته و جابه‌جا شده در مقاطع میکروسکوپی رؤیت گردید که با توجه به این نکته که شکستگی‌های چپ‌گرد نسبت به جهت فولیاسیون

(شکل ۱۲-ب).

نوع دلتا (δ) است، که مؤید تأثیر حرکت برشی
چپ‌گرد در شکل‌گیری این میکروساختار است



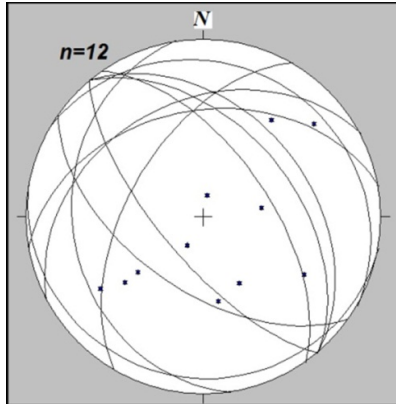
شکل ۱۲-الف) دانه‌ی شکسته و جابه‌جا شده معرف اعمال برش چپ‌گرد بر میلونیت مربوطه؛ ب) دنباله‌ی نوع دلتا که تحت برش چپ‌گرد شکل گرفته است.

فولیاسیون

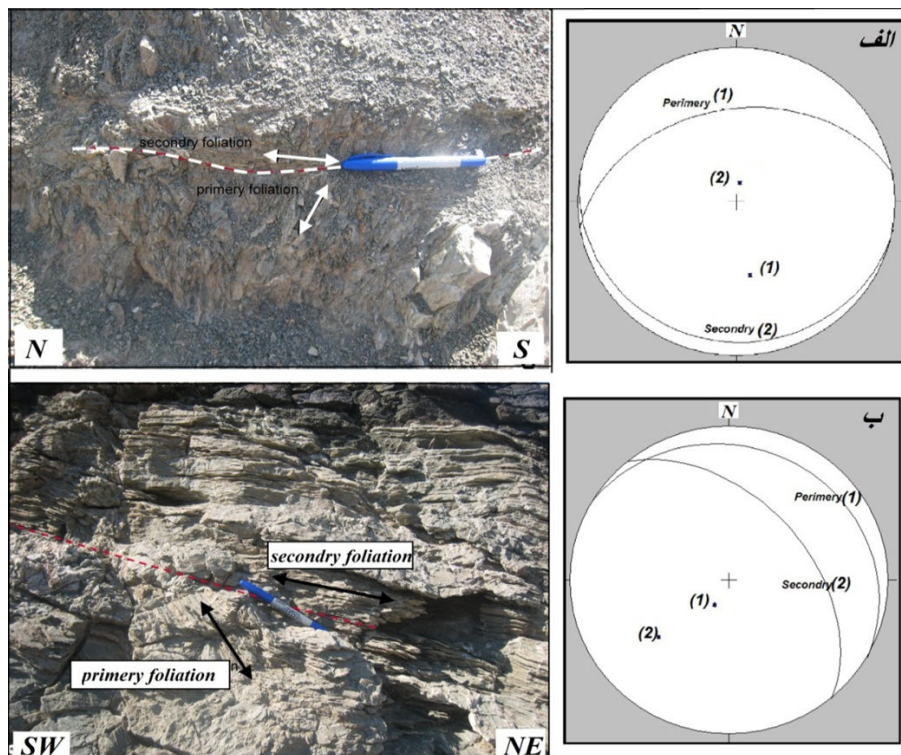
صفحات فولیاسیون مشاهده شده در ناحیه برداشت شده و سپس این صفحات همراه با قطب آن‌ها در استریوگرام پلات گردیدند (شکل ۱۳). از آن‌جا که این ساخت‌ها به صورت عمود بر کوتاه‌ترین محور بیضوی واتنش تشکیل می‌شوند (Siddans, 1972)، قطب این صفحات در حقیقت راستای محور بیشینه‌ی تنش را نشان می‌دهد. همان‌طور که در شکل ۱۳ نیز مشاهده می‌شود راستای این خطوط در محدوده‌ی NE-SW تا NW-SE در نوسان است؛ این امر حاکی از تغییر در جهت محورهای تنش حاکم بر ناحیه است که در موارد قبلی از جمله تفسیر مربوط به صفحات گسلی و بودین‌های شکلاتی نیز به آن دست یافتیم.

برای تعیین تقدم و تأخر در شکل‌گیری این صفحات و در نتیجه تعیین تقدم زمانی در راستای

اعمال تنش‌ها در منطقه می‌توان از مواردی که در آن‌ها ۲ جهت برگوارگی (اولیه و ثانویه) همراه باهم رؤیت گردیدند استفاده نمود (شکل ۱۴). در مورد اول برگوارگی ثانویه دارای موقعیت ۱۰/۱۹۰ است که موقعیت قطب این صفحه ۰۱۰/۹۰ (در راستای NNE-SSW) به‌دست آمده است؛ برای برگوارگی اولیه نیز با موقعیت ۴۰/۳۵۰ (در راستای NNW-SSE) ۱۷۰/۵۰ محاسبه گردیده است (شکل ۱۴-الف). در مورد دوم نیز برای برگوارگی ثانویه با موقعیت ۱۵/۰۳۰ موقعیت قطب ۲۱۰/۷۵ (در راستای NE-SW) و برای برگوارگی اولیه دارای موقعیت ۴۸/۰۵۰ قطب با موقعیت ۲۳۰/۴۲ (در راستای NE-SW) به‌دست آمده است (شکل ۱۴-ب). بررسی این موارد نشان می‌دهد که تنش بیشینه در راستای NE-SW نسبت به SE-NW جدیدتر است.



شکل ۱۳- استریونت مربوط به موقعیت صفحات برگوارگی به همراه قطب این صفحات که می‌تواند معرف تغییر و نوسان در راستای تنش بیشینه‌ی اعمال شده باشد.



شکل ۱۴- فولیاسیون‌های مشاهده شده در دو جهت همراه با استریوگرام‌های مربوط به صفحات فولیاسیون و قطب آن‌ها که در تعیین تقدم و تأخر تنش‌ها کمک می‌کنند (برای جزئیات بیشتر به متن مراجعه شود).

امثال برش راست‌گرد هستند. ساختارهایی که مؤید وجود برش چپ‌گرد هستند عبارتند از: صفحات گسلی و خطوط لغزش با مؤلفه‌ی امتدادی چپ‌گرد، برخی از جابه‌جایی‌های رگه‌ها و

نتیجه‌گیری

ساختارهای مطالعه شده در این تحقیق، مجموعاً یک سوی برش واحد را نشان نمی‌دهند. تعدادی معرف پهنه‌ی چپ‌گرد و تعداد دیگر حاکی از

بررسی دقیق شواهد از جمله تعیین تنش دیرینه (شکل ۴) و جهت کشش در بودین‌ها (شکل‌های ۵ و ۶)، گویای این مطلب است که در برش راست گرد راستای تنش بیشینه (σ_1) NE-SW، راستای تنش کمینه (σ_3) NW-SE و راستای پهنه‌ی برشی به طور تقریبی NNW-SSE است، که این موارد با راستای تنش‌های وارده حاصل از حرکت صفحه‌ی عربستان به سمت ایران هم خوانی دارد. در برش چپ گرد نیز راستای تنش بیشینه (σ_1) NW-SE، راستای تنش کمینه (σ_3) NE-SW است.

با در نظر گرفتن این نکته که میلیونیت‌ها و ساختارهای شکل‌پذیر، مربوط به فعالیت عمقی‌تر یک گسل هستند و هرچه به سطح نزدیک‌تر شویم، ساختارها شکننده‌تر می‌گردند، پس رخنمون یافتن چنین ساختارهای شکل‌پذیر تا نیمه شکل‌پذیری (که همگی راستای برش چپ گرد را نشان می‌دادند) در سطح زمین، مبین گذر زمان زمین‌شناسی طولانی برای رخداد چنین واقعه‌ای است. در مقابل شواهدی چون جابه‌جایی‌های افقی راست‌گرد که در طول آبراهه‌های جوان مشاهده گردید، می‌توانند این نتیجه را به دست دهند که برش چپ‌گرد اعمال شده به مراتب قدیمی‌تر از برش راست‌گردی است که در حال حاضر در این پهنه حاکم است.

شاهد دیگر مبنی بر این گفته بررسی‌های به عمل آمده بر روی جهت‌گیری صفحات فولیاسیون است که تغییر در راستای تنش بیشینه را از NW-SE (مربوط به برش چپ‌گرد) به NE-SW (مربوط به برش راست‌گرد)، نشان می‌دهد.

قطعات، فابریک‌های C-S که میانگین آن‌ها راستای پهنه‌ی برشی چپ‌گرد را $E \square N 315$ (NW-SE) نشان می‌دهد، بودین دومینو شکل که مؤید اعمال برش چپ‌گرد در شکل‌گیری این ساختار است و راستایی مشابه با فابریک‌های C-S را برای این سوی برش نشان می‌دهد، و در نهایت مقاطع میکروسکوپی میلیونیت‌ها که سوی برش اعمالی را چپ‌گرد نشان می‌دهند.

و اما ساختارهایی که بالعکس موارد ذکر شده در بالا، حاکی از برش راست‌گرد هستند عبارتند از: صفحات گسلی و خطوط لغزش با مؤلفه‌ی امتدادی راست‌گرد، برخی از جابه‌جایی رگه‌ها و قطعات و جابه‌جایی افقی در امتداد آبراهه‌های منطقه.

این دوگانگی‌ها در سوی برش و شواهد دیگر از جمله وجود بودین‌های شکلاتی، که حاکی از اعمال کشش در دو جهت متفاوت، در طی زمان، در منطقه است و تغییرات مشخصی که در راستای قطب صفحات بر گوارگی (که در حقیقت می‌توانند به عنوان راستای تنش فشارشی معرفی گردند) در ناحیه دیده شد، همگی می‌توانند تأیید کننده‌ی این مطلب باشند که منطقه‌ی مورد نظر، با گذشت زمان درگیر مراحل تکتونیکی مختلفی بوده است. فرضیه‌ای که افرادی چون مولینارو و همکاران (Molinaro, et al., 2004 و Smith, et al., 2005) نیز آن را عنوان نموده‌اند.

بنابراین با در دست داشتن چنین شواهدی، شاید دور از انتظار نباشد که بگوییم پهنه‌ی مورد نظر، در طی مراحل تکوین خود، درگیر دو سوی برش متفاوت به صورت چپ‌گرد و راست‌گرد بوده است.

structural styles in the Makran accretionary prism, offshore Iran, *Sedimentary Geology*, v. 196, p. 157-179.

-Kopp, C., Fruehn, J., Flueh, E R., Reichert, C., Kukowski, N., Bialas, J., and Klaeschen, D., 2000. Structure of the Makran subduction zone from wide angle and reflection seismic data, *Tectonophysics*, v. 32, p. 171-191.

-Masson, F., Anvari, M., Djamour, Y., Walpersdorf, A., Tavakoli, F., Diagneres, M., Nankali, H., and Van Gorp, S., 2007. Large-scale velocity field and strain tensor in Iran inferred from GPS measurements: new insight for the present-day deformation pattern within NE Iran, *Geophysical Journal International*, v. 170, p. 436-440.

-McCall, G.J.H., 1997. The geotectonic history of the Makran and adjacent areas of southern Iran, *Journal of Asian Earth Science*, v. 15, p. 517-531.

-Molinaro, M., Guezoua, J.C., Leturmya, P., Eshraghib, S.A., and Frizon de Lamottea, D., 2004. The origin of changes in structural style across the Bandar Abbas syntaxis, SE Zagros (Iran), *Marine and Petroleum Geology*, v. 21, p. 735-752.

-Platt, J.P., Leggett, J.K. and Alam, S., 1988. Slip vectors and fault mechanics in the Makran accretionary wedge, southwest Pakistan, *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 7955-7973.

-Regard, V., Hatzeld, D., Molinaro, M., Aubourg, C., Bayer, R., Bellier, O., Yaminifar, F., Peyret, D.M. and Abbasi, M., 2010. The

منابع

مک کال، جی.، ۱۳۵۹. نقشه ۱:۱۰۰,۰۰۰ میناب، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

-Alavi, M., 1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics*, v. 229, p. 211-238.

-Angelier, J., 1989. From orientation to magnitudes in paleostress determination using fault slip data. *Journal of Structural Geology*, v. 11, p. 37-50.

-Byrne, D.E., Sykes, L.R., and Davis, D.M., 1992. Great thrust earthquakes and aseismic slip along the plate boundary of the Makran subduction zone, *J. Geophys. Res.*, v. 97, p. 449-478.

-Delvaux, D., Moeys, R., Stapel, G., Melnikov, A., and Ermikov, v., 1993. Paleostress reconstruction and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Paleozoic and pre-rift evolution, *Tectonophysics*, v. 252, p. 61-101.

-Delvaux, D., 2006. Wintensor, Versio 1.3.75, Royal Museum for Central Africa, Tervuren, Belgium Dept, Geology-Mineralogy.

-Dolati, A., 2010. Stratigraphy, structural geology and low-temperature thermochronology across the Makran accretionary wedge in Iran, A dissertation submitted to the Swiss Institute of Technology Zurich for the degree of Doctor of Sciences, 309 p.

-Ghorashi, M., 1985. Late Cenozoic faulting in S.E. Iran. *Geol. Survey of Iran*, Report No. 54, 288 p.

-Grando, G., and McClay, K., 2007. Morphotectonics domains and

- Trouw, R.A.J., and Passchier, C.W., 2005. *Microtectonics*, Springer. 352 p.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F., and Chery, J., 2004. Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS Measurements in Iran and Northern Oman, *Geophysical Journal International*, v. 157, p. 381–398.
- White, R.S., and Klitgord, K., 1979. Sediment deformation and tectonics in the Gulf of Oman, *Earth and Planetary Science Letters*, v. 41, p. 441-450.
- transition between Makran subduction and the Zagros collision: recent advances in its structure and active deformation, From: LETURMY, P., and ROBIN, C., (eds) *Tectonic and Stratigraphic Evolution of Zagros and Makran during the Mesozoic–Cenozoic*. Geological Society, London, Special Publications, v. 330, p. 43–64.
- Siddans, A.W.B., 1972. Slaty cleavage, a review of research since, *Earth Sci.Rev*, v. 8, p. 205-232.
- Talebian, M., and Jackson, J., 2002. Offset on the Main Recent Fault of NW Iran and implications for the late Cenozoic tectonics of the Arabia–Eurasia collision zone, *Geophysical Journal International*, v. 150, p. 422–439.