

بررسی ساختاری و تأثیر تغییر ستبرای سازند قم بر هندسه ساختارها، منطقه دخان در باختر ساوه

صدیقه خداپرست^۱، محمد محجل^{۲*} و سعید حاج‌امینی^۳

^۱ کارشناسی ارشد، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۲ دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

^۳ استادیار، گروه زمین‌شناسی، پردیس علوم، دانشگاه تهران، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۰/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۱/۰۶/۱۳

چکیده

سازند قم در ایران مرکزی با رخساره سنگی محیط دریایی در میان دو سازند تخریبی قاره‌ای سرخ پایین و سرخ بالا قرار دارد. ستون چینه‌سنگی کامل آن از منطقه قم گزارش شده و به این نام نیز خوانده شده است. ولی بیشترین ستبرای سازند قم با تغییرات جانبی در نوع رخساره، از منطقه دخان در باختر ساوه گزارش شده است. بررسی‌های چینه‌شناسی سازند قم در این منطقه نشان داده است که ستبرای آن در فاصله‌های کوتاه به شدت تغییر می‌یابد. در این مطالعه مشخص شد که هندسه ساختارهای موجود در منطقه متأثر از تغییر ستبرای واحدهای سنگی موجود در سازند قم هستند. همچنین تغییر شدید ستبرای این سازند دریایی در منطقه دخان با سازوکار گسل‌های اصلی منطقه تفسیر شده است. مطالعه هندسه و سازوکار گسل‌های بزرگ در منطقه دخان مشخص ساخت که نوع جابه‌جایی آنها در تغییر ستبرای سازند قم در زمان رسوب‌گذاری و سپس در نوع چین‌خوردگی در زمان تغییر شکل نقش بنیادین داشته است. این بررسی روشن ساخت که در زمان رسوب‌گذاری سازند قم، منطقه دخان به دلیل قرار گرفتن در پایانه شمال باختری گسل‌های امتدادلغز اصلی منطقه شامل گسل‌های تفرش، تلخاب و ایندس با راستای شمال باختر- جنوب خاور تحت تأثیر کشش بوده است.

کلیدواژه‌ها: سازند قم، دخان، باختر ساوه، گسل‌های امتدادلغز، چین‌خوردگی.

***نویسنده مسئول:** محمد محجل

E-mail: Mohajjel@modares.ac.ir

۱- پیش‌گفتار

منطقه دخان در ۸۴ کیلومتری باختر شهر ساوه در جنوب روستای دخان و در محل تلاقی چهار نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزن (علائی مهابادی و فودازی، ۱۳۸۶)، فرمین (رادفر و همکاران، ۱۳۸۵)، وفس (رادفر و کهنسال، ۱۳۸۳)، نویران (علائی مهابادی و خلعتبری، ۱۳۸۳) و نقشه‌های زمین‌شناسی با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ قم (امامی و حاجیان، ۱۳۷۰)، ساوه (نوگل‌سادات و همکاران، ۱۳۶۴)، همدان (سبزه‌ای و همکاران، ۱۳۶۹) و کبودرآهنگ (بلورچی و حاجیان، ۱۳۵۸) قرار گرفته است. این منطقه در مرز پهنه آتشفشانی ارومیه- دختر با پهنه دگرگونی سندانج- سیرجان قرار دارد و بیشترین برونزد واحدهای سنگی در این منطقه مربوط به سازند قم است (شکل ۱). اطلاعات چینه‌شناسی بیانگر افزایش شدید ستبرای سازند قم در منطقه دخان است. به گونه‌ای که بیشترین ستبرای اندازه‌گیری‌شده از رسوبات دریای الیگوسن- میوسن مربوط به این منطقه و بیش از ۳۶۰۰ متر است. وحدتی دانشمند (۱۳۵۴) نخستین بار ستبرای بسیار زیاد و تغییرات آن را گزارش کرد. افزایش ستبرای سازند قم در منطقه دخان ناگهانی بوده و در فواصل افقی در فاصله‌های کوتاه رخ داده است. به‌طور کلی ژرف شدن و یا کم ژرفا شدن حوضه‌های رسوبی متأثر از دو عامل تغییرات جهانی سطح آب (Eustasy) و یا بالا و پایین رفتن کف حوضه (Uplift & Subsidence) رسوبی تفسیر می‌شود. تغییرات شدید ستبرای سازند قم در منطقه دخان، چنین به نظر می‌رسد که با ژرف شدن محلی حوضه رسوبی منطقه دخان به دلیل تغییرات کف حوضه باشد. به گونه‌ای که پایین رفتن دائم کف حوضه، در زمان ته‌نشست رسوبات، فضای رسوب‌گذاری (Accommodation Zone) را فراهم کرده است. بنابراین نقش گسل‌های بزرگ منطقه دخان می‌تواند بسیار تعیین‌کننده باشد. حضور گسل‌های بزرگ در پیرامون منطقه دخان سبب شد تا با مطالعه سازوکار آنها، ارتباط آنها با تغییرات ستبرای سازند قم در منطقه دخان بررسی شود. در این بررسی با معرفی ساختار منطقه، تأثیر تغییر ستبرای واحدهای سنگی سازند قم در هندسه ساختارهای منطقه، نقش گسل‌های اصلی در تغییرات ستبرای سازند قم و هندسه چین‌خوردگی آنها در منطقه دخان مورد ارزیابی قرار گرفته است.

۲- سازند قم

پس از یک دوره رسوب‌گذاری کولابی- قاره‌ای در الیگوسن زیرین که سبب نهشته شدن رسوبات سازند قرمز زیرین شد، در الیگوسن میانی- پسین و میوسن زیرین برای آخرین بار دریا پیشروی کرد و بخش‌هایی از ایران را فرا گرفت. پیشروی دریا از جنوب خاور آغاز شده و احتمالاً تا اواخر الیگوسن (شاتین) ادامه پیدا کرده است. رسوبات سازند قم معادل زمانی رسوبات سازند آسماری در زاگرس است. به دلیل تغییرات شدید رخساره و ستبرای در فواصل افقی کوتاه، این سازند برش الگو ندارد بلکه برای آن ناحیه الگو در نظر گرفته‌اند. برونزدهای این سازند در کوه میل- دوچاه، کمرکوه، ایداجی، کوه نرداقی، قیزتختی، کوه سفید و نبیل به عنوان ناحیه الگو، مورد بررسی و مطالعه قرار گرفته‌اند. (Furrer & Soder (1995 در ناحیه قم این سازند را به ۶ عضو (A, B, C, D, E, F) تقسیم کردند. (Abaie et al. (1964 عضو C را به ۴ بخش (C1-C4) تقسیم کردند. بدین ترتیب این سازند دارای ۹ عضو است که عبارتند از: a, b, c₁, c₂, c₃, c₄, d, e, f. در سازند قم ۲ مرز چینه‌شناسی مشخص وجود دارد. این مرزها میان واحدهای C₂-C₃ و d-e قرار دارند و شامل رسوبات تبخیری مانند گچ و نمک هستند.

تفاوت‌های آشکاری میان نهشته‌های سازند قم در ناحیه الگو (ارتفاعات باختر و جنوب باختر شهر قم) و منطقه مورد مطالعه وجود دارد. ستبرترین نهشته‌های سازند قم از منطقه امجک- دخان گزارش شده است. ستبرای سازند قم در تقادیس دخان در جنوب روستای دخان، ۳۶۱۳ متر (وحدتی دانشمند، ۱۳۵۴) و در کوه امجک که در جنوب خاور این تقادیس قرار دارد، ۲۳۰۰ متر (امامی، ۱۳۷۰) گزارش شده است. در حالی که این سازند در ناحیه الگو حدود ۱۳۰۰ متر ستبرای دارد. سازند قم در ناحیه دخان بر پایه سنگ‌شناسی به ۴ بخش تقسیم می‌شود که از بالا به پایین عبارتند از: M_{1a}: بیشتر کنگلومرا و کمتر ماسه سنگ و سیلتستون؛ M_{1b}: مارن‌های خاکستری و سبزرنگ؛ M_{1c}: آهک ریفی؛ M_{1d}: تناوب مارن و آهک که در بخش‌های بالایی مارن بیشتر می‌شود. این بخش ستبرترین عضو سازند قم است که در تقادیس دخان ستبرای آن به تنهایی بیش از ۳۶۰۰ متر است. افزون بر این قاعده این عضو سازند قم

— **گسل تفرش:** نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ (فرم‌هین (رادفر و همکاران، ۱۳۸۵) و ۱:۲۵۰۰۰۰ (امامی و حاجیان، ۱۳۷۰) نشان می‌دهند که گسل تفرش با طول تقریبی ۴۳ کیلومتر، از باختر شهر تفرش تا روستای طریز آباد در بخش جنوبی کوه امجک ادامه دارد. ولی این گسل به شکل دوشاخه، در شمال باختر روستای طریز آباد با امتدادهای تقریبی $N140^{\circ}$ و $N115^{\circ}$ ادامه دارد که در این پژوهش معرفی و برداشت شد (شکل ۶- الف) که به ترتیب اولین شاخه گسل به تاق‌دیس دخان می‌رسد و شاخه دوم آن تا نزدیکی روستای تفرک، در ۲۵ کیلومتری شهر فامنین ادامه می‌یابد. روند کلی گسل تفرش، شمال باختری- جنوب خاوری است و از آن در ۵ ایستگاه، برداشت ساختاری صورت گرفته است.

از پهنه گسل تفرش تقریباً در همه طول گسل برداشت ساختاری صورت گرفته است. بر پایه مشاهدات صحرایی و تحلیل‌های آماری، امتداد چپ‌ه گسل تفرش $N130^{\circ}$ تا $N150^{\circ}$ و شیب آن تقریباً در همه برداشت‌ها بیش از 50° درجه و به‌سوی SW است (شکل ۷- ب). بر پایه زاویه میل خش لغزش گسل تفرش (شکل ۷- ج) و موقعیت محورهای فشار و کشش آن (شکل ۷- د)، به‌نظر می‌رسد مؤلفه راست‌الغز گسل تفرش راست‌گرد باشد. همچنین جابه‌جایی راست‌گرد مسیر رودخانه قره‌چای مؤلفه راست‌الغز راست‌گرد گسل تفرش را تأیید می‌کند (شکل ۸- الف). در پهنه گسل تفرش ۳۶ صفحه گسلی خش دار اندازه‌گیری شده است که با توجه به داده‌های برداشت‌شده، جهت‌های اصلی تنش برای هر صفحه گسلی با استفاده از روش تعیین موقعیت محورهای P و T معین شده و میانگین برداری آنها نیز به‌دست آمده است (شکل ۷- د). میانگین برداری محورهای تنش گسل تفرش بدین شرح است: (T: 03/318 و B: 87/157, P: 07/227).

— **گسل تلخاب:** گسل تلخاب با طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر و امتداد کلی $N130^{\circ}$ مرز رسوبات ژوراسیک و کرتاسه (پهنه انتقالی هفتاد قله) را با سنگ‌های آتشفشانی انوسن (پهنه ارومیه دختر) تشکیل می‌دهد (شکل‌های ۱ و ۶- الف). در بخشی از بخش شمال باختری گسل تلخاب، رسوبات سازند قم پروند دارد. گسل تلخاب از خاور شهر اراک آغاز می‌شود و تا شمال خاور کمیجان ادامه می‌یابد. از گسل تلخاب در ۲ ایستگاه برداشت صورت گرفته و به برداشت از بخش شمالی آن اکتفا شده است.

از پهنه گسل تلخاب در ۲ ایستگاه، ۳۹ صفحه گسلی اندازه‌گیری شد که بر پایه برداشت‌های ساختاری و تحلیل آماری، امتداد کلی گسل تلخاب $N130^{\circ}$ و شیب آن بیش از 80° است (شکل ۸- ب). سوی شیب گسل در اندازه‌گیری‌ها نوسان کمی دارد ولی در کل شیب آن به‌سوی شمال خاور است. زاویه میل خش لغزش گسل تلخاب و موقعیت محورهای تنش آن (شکل‌های ۸- ج و د)، نشانگر بزرگ بودن مؤلفه راست‌الغز گسل تلخاب است. در پهنه گسل تلخاب در مجموع ۳۷ صفحه گسلی دارای خش لغزش اندازه‌گیری شد. موقعیت بردارهای میانگین محورهای اصلی تنش گسل تلخاب بر پایه داده‌های صحرایی بدین شرح است: (T: 03/318 و B: 87/157, P: 07/227).

— **گسل ایندس:** گسل ایندس با امتداد کلی $N130^{\circ}$ و طولی بیش از ۱۲۰ کیلومتر، از ۴۴ کیلومتری باختر شهر قم آغاز می‌شود، از شهرهای غرق‌آباد و نوبران عبور می‌کند و تا ۸۳ کیلومتری شمال خاور شهر فامنین ادامه می‌یابد (شکل ۶- الف). گسل ایندس متشکل از مجموعه‌ای از گسل‌ها است که در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ فرم‌هین به نام گسل ایندس، در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نوبران به نام گسل نوبران و در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ رزن به نام گسل مرغ‌آباد خوانده می‌شود. همان‌گونه که پیش‌تر اشاره شد، منطقه مورد مطالعه در محل برخورد این ۴ نقشه قرار گرفته است. قرار دادن نقشه‌ها در کنار هم و ادغام آنها نشان می‌دهد که این گسل‌ها هم‌راستا هستند و در امتداد هم قرار دارند. گسل ایندس در نقشه ۱:۱۰۰۰۰۰ نوبران از درون آبرفت‌ها عبور می‌کند و همان‌گونه که در شکل ۱ دیده می‌شود، رودخانه مزلقان در بخشی از مسیر خود در

در تاق‌دیس دخان رخنمون ندارد و بخش‌های بالایی آن نیز در اثر فرسایش از میان رفته است، زیرا اثری از فسیل *Neovalveolina melo curdica* که شاخص بالاترین بخش‌های سازند قم است دیده نمی‌شود. سن سازند قم در منطقه دخان در مجموع آکی‌تائین- بوردیگالین پیشین است (وحدتی دانشمند، ۱۳۵۴). ستبرای سازند قم نیز در منطقه دخان در فواصل کوتاه به‌شدت تغییر می‌کند. چنانچه این ستبرای در فاصله‌ای کمتر از ۱۰ کیلومتر، از ۳۶۱۳ متر در تاق‌دیس دخان، به ۷۰۰ متر در میچینک (شمال تاق‌دیس دخان) و ۳۷۰ متر در خاور گراوند در جنوب باختر تاق‌دیس دخان می‌رسد (شکل ۲؛ محل اندازه‌گیری مقاطع چینه‌شناسی در شکل ۱ آمده است). این ستبرای در فواصل دورتر از دخان نیز متغیر است (شکل ۳).

۳- ساختارهای منطقه دخان

گسل‌های بزرگ تفرش، تلخاب و ایندس منطقه دخان را دربر گرفته‌اند. همچنین چین‌هایی مانند تاق‌دیس دخان، تاق‌دیس گراون، ناودیس بندچای و ناودیس سمردشت نیز در منطقه دخان وجود دارند. شکل ۴ بر پایه تصاویر ماهواره‌ای و برداشت‌های صحرایی تهیه شده است و اندازه‌گیری‌های صورت گرفته از گسل‌های پیرامون منطقه دخان اعم از تلخاب، تفرش، ایندس و دیگر گسل‌ها را به نمایش می‌گذارد. در این نقشه محل برداشت رخنمون گسل‌ها به شکل محدوده‌هایی با حروف لاتین بزرگ از A تا L مشخص است. افزون بر این بردار میانگین محور فشارش (P) در هر ایستگاه به‌طور مجزا به‌دست آمده است. برای به تصویر کشیدن بردارها با رعایت مقیاس، اندازه بردار میانگین ایستگاه‌های N, M, C، به دلیل صفر بودن زاویه میل بردار P، مبنا فرض شده است و برای ایستگاه‌های دیگر مقدار بردار فشارش مبنا در کسینوس زاویه میل بردار P همان ایستگاه ضرب شده و به شکل پیکان روی موقعیت هر ایستگاه در شکل ۴ به نمایش درآمده است. شکل ۵ که بر پایه نقشه ۱:۲۰۰۰۰ وحدتی دانشمند (۱۳۵۴)، تصاویر ماهواره‌ای منطقه دخان و داده‌های صحرایی تهیه شده است، ساختارهای منطقه دخان را نمایش می‌دهد. در این نقشه گسل‌ها با حروف لاتین بزرگ نام‌گذاری شده‌اند و سازوکار برخی از آنها در نقشه مشخص شده است.

۳-۱. چین‌ها

تاق‌دیس دخان گسترده‌ترین ساختار موجود در منطقه است (شکل ۵)، که گسترش رسوبات در یال شمالی آن کامل‌تر و دست‌نخورده‌تر است. در حالی که در یال جنوبی آن، این رسوبات به‌شدت دچار گسلش شده‌اند. ستبرای ۳۶۰۰ متری سازند قم در یال شمالی همین تاق‌دیس اندازه‌گیری شده است (وحدتی دانشمند، ۱۳۵۴). این تاق‌دیس میل محور دو گانه دارد و بر پایه اندازه‌گیری‌ها، محور آن دارای روند تقریبی $N30^{\circ}$ و میل محور 14° به‌سوی جنوب خاور و 07° به‌سوی شمال باختر است. تاق‌دیس گراون در جنوب خاور تاق‌دیس دخان قرار دارد و نسبت به تاق‌دیس دخان گسترش کمتری دارد. ناحیه لولایی آن بارها به‌وسیله گسل‌های C, D و E بریده و جابه‌جا شده است به‌گونه‌ای که روند اثر سطح محوری آن از $N086^{\circ}$ در خاور گسل E به $N293^{\circ}$ در باختر گسل D می‌رسد. ناودیس بندچای در میان تاق‌دیس‌های گراون و دخان قرار گرفته است و اثر سطح محوری آن روند کلی خاوری- باختری دارد. ناودیس سمردشت در بخش جنوبی تاق‌دیس گراون قرار دارد و اثر سطح محوری آن نیز مانند دیگر ساختارهای نیمه جنوبی منطقه، بارها بریده و جابه‌جا شده است. روند اثر سطح محوری این ناودیس $N290^{\circ}$ است.

۳-۲. گسل‌ها

گسل‌های بزرگ تفرش، تلخاب و ایندس در پیرامون ناحیه دخان دیده می‌شوند (شکل ۶- الف). در برداشت‌های صحرایی، گسل‌های منطقه و نیز ساختارهایی که به نظر می‌رسید در تحلیل ساختاری پایانی مؤثر باشند، در چندین ایستگاه برداشت شدند. گسل‌های تفرش و ایندس هر کدام در ۵ ایستگاه و گسل تلخاب در ۲ ایستگاه بررسی شدند. برداشت‌های صورت گرفته از هر گسل جداگانه ارائه خواهد شد.

امتداد گسل ایندس جریان دارد. در اینجا به اختصار نتایج برداشت‌های انجام‌شده از گسل ایندس ارائه می‌شود:

با توجه به داده‌های صحرایی، امتداد کلی گسل ایندس $N130^{\circ}$ و شیب آن 75° است (شکل ۹-ب). سوی شیب گسل ایندس ثابت نیست. زیرا شیب آن در بخش‌های خاوری، به‌سوی جنوب باختر و در بخش‌های باختری به‌سوی شمال خاور است. با توجه به خش‌لغزش گسل ایندس و موقعیت محوره‌های تنش آن (شکل‌های ۹-ج و د)، سازوکار آن وارون با مؤلفه راست‌الغز متوسط است. در پهنه گسل ایندس در مجموع ۹ صفحه گسلی خش‌دار برداشت شده است که بر پایه آنها موقعیت بردار میانگین محوره‌های اصلی تنش گسل ایندس این گونه معرفی می‌شوند: (P: 34/215, B: 64/298 و T: 32/041).

۴- تحلیل ساختاری

داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی به‌دست آمده از بخش‌های شمالی و باختری صفحه عربی و نیز داده‌های دریای سرخ و خلیج عدن (Hempton, 1987)، حرکت صفحه عربی به‌سوی شمال-شمال خاور و وجود کشش در دریای سرخ و خلیج عدن را تأیید می‌کند. بی‌هنجاری مغناطیسی ۱۰ میلیون ساله خلیج عدن نشان می‌دهد حرکت صفحه عربی به‌سوی جنوب باختر آسیا و دور شدن آن از ورق آفریقا در طول میوسن تا حال حاضر برقرار بوده است. محاسبات صورت گرفته، سوی حرکت صفحه عربی به‌سوی اوراسیا را $N32^{\circ}$ نشان می‌دهد (Cochran, 1983). حرکت صفحه عربی به‌سوی صفحه اوراسیا، ایران مرکزی را تحت تأثیر قرار داده و ساختارهایی با روندهای جدید در آن به‌وجود آورده است. این حرکت، فشاری با روند عمومی شمال-شمال خاور به ایران مرکزی وارد کرده است. Hempton از مقایسه سوی حرکت صفحه عربی در زمان الیگوسن-میوسن و حال حاضر نتیجه می‌گیرد که سوی حرکت صفحه عربی در طول زمان، کمی تغییر کرده است. به گونه‌ای که روند حرکت این ورق از $N003^{\circ}$ در الیگوسن-میوسن به $N010^{\circ}$ در عهد حاضر رسیده است.

البته این اندازه‌گیری‌ها توسط دیگران نیز انجام شده است. Pichon et al. (1988) روند حرکت صفحه عربی به‌سوی اوراسیا را در انوسن $N15^{\circ}$ و در میوسن $N19^{\circ}$ می‌دانند. Cochran (1983) نیز روند حرکت صفحه عربی را بر پایه قطب چرخش نقاط خاصی محاسبه کرده است و متوسط آن را $N32^{\circ}$ می‌داند. احتمالاً نتیجه محاسبه سوی فشارش عهد حاضر وارد به منطقه مورد مطالعه که بخش کوچکی از ایران مرکزی به شمار می‌رود، تأییدکننده راستای سوی حرکت ورق عربی به‌سوی اوراسیا است. برای به‌دست آوردن سوی دقیق فشارش افقی در منطقه مورد مطالعه و مقایسه آن با سوی عمومی به‌دست آمده از مطالعات منطقه‌ای، همان گونه که در مقدمه اشاره شد، موقعیت بردار میانگین محوره‌های فشارش در هر ایستگاه به‌طور جدا (شکل ۴) و سپس برای هر گسل محاسبه شده است. برای محاسبه سوی عمومی فشارش در کل منطقه، بردار میانگین محوره‌های تنش فشارشی (P) برای کل منطقه محاسبه شده (شکل ۱۰-الف) و بدین صورت ارائه می‌شود: (P: 21/208).

۴-۱. مقایسه مؤلفه‌های تنش حاصل از تجزیه بردار میانگین P

همان گونه که در شکل ۱۰-ب مشخص شده است، روند عمومی گسل‌های منطقه $N130^{\circ}$ است. این روند عمومی در مورد همه ساختارهای موجود در منطقه اعم از سطح محوری چین‌ها و گسل‌ها صادق است. شکل ۶-الف به خوبی نشان می‌دهد که دو گسل امتدادلغز ایندس و تفرش با یکدیگر همپوشانی دارند و این همپوشانی سبب وارد آمدن تنش برشی به منطقه همپوش شده است. راستای برخی از چین‌ها در فضای همپوشانی آنها تحت تأثیر تنش برشی چرخیده است، در صورتی که روند برخی دیگر از ساختارها موازی راستای برش است. این در حالی است که دو گسل یادشده در بخش قابل توجهی از طول خود با یکدیگر همپوشانی دارند. با توجه به

حرکت راست‌گرد هر دو گسل تفرش و ایندس تحت تأثیر برش راست‌گرد حاکم بر منطقه همپوشانی، اثر سطح محوری برخی چین‌ها مانند ناودیس مرق، ناودیس سمردشت و گسل عزالدین شکل S دارد، ولی روند برخی دیگر از ساختارهای منطقه مانند تاقدیس دخان و تاقدیس کهلو با گسل‌های تفرش و ایندس موازی است. اکنون این پرسش مطرح است که چرا همه ساختارهای میان این دو گسل دچار چرخش نشده‌اند بلکه برخی موازی روند گسل‌های تفرش و ایندس هستند؟ حضور تنش عادی تأثیرگذار همراه با تنش برشی در محل همپوشانی، می‌تواند بهترین پاسخ برای این پرسش باشد. پیش از این، روند میانگین برداری محوره‌های فشارش برای مورد مطالعه $N208^{\circ}$ و روند عمومی گسل‌ها $N130^{\circ}$ اعلام شد. برای مشاهده نتیجه وارد آمدن فشاری با موقعیت یادشده به سطحی با موقعیت روند عمومی گسل‌ها، شکل ساده تهیه شده است (شکل ۱۱-الف). بر پایه آنچه که در شکل ۱۰-الف دیده می‌شود میانگین برداری محوره‌های فشارش منطقه مورد مطالعه، زاویه میل 21° دارد. برای به نمایش درآوردن آن در تصویر ۱۱-الف، طول بردار P مبنا (یک) فرض و با توجه به زاویه میل، مؤلفه‌های آن اندازه‌گیری شده است. همچنین شیب عمومی گسل‌ها برای آسانی کار، 90° در نظر گرفته شده است. از تجزیه نیروهای وارد بر این سطح به مؤلفه‌هایش، دو بردار حاصل می‌شود که یکی موازی سطح گسل (مؤلفه تنش برشی) و دیگری عمود بر آن (مؤلفه تنش فشاری) است. شکل ۱۱-الف به خوبی نشان می‌دهد اندازه بردار مؤلفه تنش برشی، کوچک‌تر از اندازه بردار مؤلفه تنش فشاری است. این مسئله نشان می‌دهد، افزون بر تنش برشی در منطقه همپوشانی دو گسل تفرش و ایندس، تنش فشاری تأثیرگذاری نیز حاکم است که قابل چشم‌پوشی نیست.

۴-۲. تأثیر اختلاف روند گسل‌ها بر تنش در منطقه

شکل ۴ نشان می‌دهد که روند گسل‌های تفرش و ایندس کاملاً با هم موازی نیست. اگر روند کلی گسل تفرش بر پایه برداشت‌های صورت گرفته به‌طور میانگین $N140^{\circ}$ (شکل ۷-ب) و روند کلی گسل ایندس $N130^{\circ}$ (شکل ۹-ب) در نظر گرفته شود و تصویری ساده بر پایه آن تهیه شود، دیده می‌شود که روند دو گسل به‌سوی شمال باختر نسبت به هم حالت همگرایی دارد (شکل ۱۲-ب). این تصویر ساده، نشان می‌دهد تنش برشی سطح گسل تفرش به‌دلیل موازی نبودن روند آن با گسل ایندس و نیز نزدیک‌تر بودن آن به جبهه تنش ناشی از حرکت صفحه عربی به‌سوی شمال خاور، به دو مؤلفه قابل تجزیه است.

چنین به نظر می‌رسد که اختلاف روند دو گسل ایندس و تفرش سبب ایجاد تنش فشاری دیگری در منطقه شده است. گرچه هر دو گسل تفرش و ایندس تحت تأثیر تنش میانگین $21^{\circ}/208^{\circ}$ هستند ولی نزدیک‌تر بودن گسل تفرش به جبهه فشارش و همچنین اختلاف امتداد کلی گسل تفرش ($N140^{\circ}$) نسبت به روند کلی ساختارهای منطقه ($N130^{\circ}$) سبب تجزیه تنش روی گسل تفرش شده است. بنابراین ساختارهای کناری گسل تفرش، افزون بر تنش فشاری ناشی از تجزیه بردار میانگین P، تنش عادی دیگری هم دریافت می‌کنند که ناشی از تجزیه تنش برشی روی سطح گسل تفرش است. در این صورت ساختارهای محل همپوشانی این دو گسل به علت حضور تنش مضاعف ناشی از دو عامل یادشده، همه آثار دگرشکلی برشی را در خود حفظ نکرده‌اند. این مسئله می‌تواند دلیل دیگری برای توجیه امتداد ساختارهایی باشد که روندی موازی گسل‌های تفرش و ایندس نشان می‌دهند.

۴-۳. تنش حاکم بر محل همپوشانی گسل‌های تفرش و ایندس

اگر چه همه ساختارهای موجود در منطقه همپوشانی دو گسل تفرش و ایندس راستای کلی شمال باختر-جنوب خاور دارند ولی راستای برخی از آنها دارای انحناست. برای نمونه اثر سطح محوری ناودیس مرق که تا چندین کیلومتر بیرون از منطقه مورد مطالعه ادامه دارد، دارای انحناست و شکلی S مانند دارد. اثر سطح محوری ناودیس سمردشت و گسل عزالدین نیز انحنای دارد و شکلی همانند S از خود نشان

مذاب و به سطح رسیدن آنها در دخان شده‌اند به بررسی‌های دقیق‌تر نیاز دارد ولی به هر حال خروج این گدازه‌ها و روند خطی برونزد مخروط‌های آتشفشانی نمایانگر ارتباط مستقیم و مسلم آنها با کشش‌های محلی ناشی از پهنه برشی راست‌گرد در منطقه است.

۵- نشانه‌های ستبرشدگی سازند قم در دخان

تغییر چشمگیر و ناگهانی ستبرای رسوبات در یک منطقه، تأثیراتی به‌همراه خواهد داشت. ستبرشدگی سازند قم در ناحیه دخان نیز، با شواهدی همراه است که عبارتند از شواهد چینه‌شناسی و شواهد ساختاری. پیش‌تر به شواهد چینه‌شناسی اشاره شد و اکنون شواهد ساختاری بیان می‌شود.

آرایش و تراکم چین‌خوردگی نشان‌دهنده ستبرای زیاد رسوبات سازند قم در ناحیه دخان نسبت به نواحی پیرامون است. دو عامل مهم می‌تواند به‌طور مستقیم در طول موج چین‌خوردگی تأثیرگذار باشد (Ramsay, 1967) که شامل گرانروی (μ) یعنی مقاومت توده سنگ در برابر جریان یافتن و ستبر (t). بر پایه آنچه در برونزد و آزمایش‌های تجربی دیده شده است، هرچه گرانروی لایه‌ای بیشتر باشد، طول موج چین‌خوردگی در آن بیشتر خواهد بود. آزمایش‌ها در شرایطی انجام می‌شوند که ستبرای دو لایه یکسان ولی گرانروی آنها متفاوت است. در مورد عامل ستبر (t)، باید گفت که هرچه لایه ستبرتر باشد (در صورت مساوی بودن گرانروی)، طول موج غالب در آن لایه بیشتر خواهد بود. در رابطه‌ای که برای نشان دادن تأثیر عوامل یادشده در طول موج غالب تعریف شده است، تأثیر ستبر بسیار بیشتر از تأثیر گرانروی است. به دلیل متغیر بودن طول موج چین‌ها، در رابطه زیر به‌جای طول موج ثابت، طول موج غالب (طول موج‌هایی که در چین‌خوردگی بیشتر تکرار شده‌اند) قرار می‌گیرد.

$$W_d = 2\pi t \sqrt{\left(\frac{\mu_1}{6\mu_2}\right)}$$

که در آن W_d طول موج غالب، t ستبرای لایه، μ_1 گرانروی لایه و μ_2 گرانروی لایه‌های کناری است.

رابطه بالا نشان می‌دهد که تأثیر ستبر بر طول موج غالب چین‌ها بسیار بیشتر از تأثیر گرانروی است. شکل ۱۲ به خوبی نشان می‌دهد که با افزایش ستبر، طول موج چین‌ها افزایش می‌یابد. در منطقه دخان و پیرامون آن، سطح محوری چین‌های بسیاری به چشم می‌خورد (شکل ۴). تقریباً همه چین‌های منطقه دخان و پیرامون آن، محدود به فضای میانی دو گسل ایندس و تفرش هستند و تراکم آنها در کنار گسل تفرش بیش از دیگر بخش‌هاست. در بخش مرکزی منطقه مورد مطالعه، تاقدیس دخان به تنهایی فضای زیادی را به خود اختصاص داده است. به گونه‌ای که یال شمالی آن تا مرز گسل ایندس ادامه دارد. این در حالی است که در جنوب خاوری تاقدیس دخان، چین‌های بسیاری دیده می‌شود.

نقشه هم‌ستبرای سازند قم در منطقه مورد مطالعه (شکل ۳)، نشان‌دهنده کاهش شدید ستبرای رسوبات سازند قم در ۱۲ کیلومتری جنوب تاقدیس دخان (روستای گزاوند) است. شواهد ساختاری نیز با این کاهش آشکار ستبر سازگار است و آن را تأیید می‌کند؛ چرا که طول موج غالب چین‌ها در یال جنوبی تاقدیس دخان بسیار کم و تراکم چین‌خوردگی بسیار زیاد است (شکل ۴). در حالی که در یال شمالی این تاقدیس که بیشترین ستبر از آن گزارش شده است اثر سطح محوری چین دیگری وجود ندارد. بنابراین، شواهد ساختاری کاهش ناگهانی و شدید ستبرای رسوبات مارنی سازند قم را در یال جنوبی تاقدیس دخان تأیید می‌کند. به گونه‌ای که در طول فاصله افقی ۱۲ کیلومتر، ستبرای این رسوبات از ۳۶۰۰ متر به ۳۷۰ متر کاهش می‌یابد (شکل ۲). از سوی دیگر تغییرات گرانروی در همه منطقه، به دلیل پوشیده شدن منطقه از رسوبات سازند قم، بسیار ناچیز است. بنابراین نمی‌توان تفاوت آشکار طول موج و در نتیجه تراکم چین‌های منطقه را ناشی از تغییرات گرانروی دانست. کم بودن

می‌دهد. ولی اثر سطح محوری دیگر چین‌ها مانند تاقدیس دخان، ناودیس جفتان و چین‌های کناری گسل تفرش با روند گسل‌های اصلی موازی است و در راستای آنها انحنایی به چشم نمی‌خورد (شکل ۴). با توجه به راست‌گرد بودن دو گسل تفرش و ایندس و همپوشانی این دو گسل در منطقه مورد مطالعه، انتظار می‌رود ساختارهای مرتبط با پهنه برشی راست‌گرد در منطقه دیده شوند. افزون بر داده‌های صحرایی، خمیدگی آشکار اثر سطح محوری ناودیس مرق و گسل عزالدین، گواهی گویا بر کنش مؤلفه برشی راست‌گرد و تأثیرپذیری ساختارها از این برش است. در پهنه برشی راست‌گرد، اثر سطح محوری چین‌ها شکل Sمانند دارد. بنابراین Sشکل بودن اثر سطح محوری ناودیس مرق و گسل عزالدین، راست‌گرد بودن دو گسل تفرش و ایندس را تأیید می‌کند (شکل ۱۱-ج). به عبارت دیگر خمیدگی این ساختارها نشانه چرخش محورهای دگرشکلی است. بنابراین می‌توان دگرشکلی حاکم بر محل همپوشانی گسل‌های تفرش و ایندس را از نوع برش ساده دانست.

الگوی تغییر شکل شکستگی‌های مرتبط با دگرشکلی برشی، گسترش انواع شکستگی‌های D, P, R, R', T را نشان می‌دهد. راستای کلی شکستگی‌های اصلی در منطقه مورد مطالعه $N130^\circ$ به‌دست آمده است. با توجه به روند عمومی $N130^\circ$ ساختارها در پهنه ارومیه- دختر (نوگل‌سادات، ۱۳۶۴) و تحلیل ساختاری منطقه دخان، الگوی شکل ۱۱-ج با منطقه مورد مطالعه همخوانی دارد. ولی تنها دگرشکلی برشی ساده برای بیان تغییر شکل‌های حاکم بر منطقه دخان کافی نیست. چنانچه نوگل‌سادات (۱۳۶۴)، شکل‌گیری ساختارهای کنونی ایران و به‌ویژه پهنه ساختاری ارومیه- دختر را ناشی از کنش همزمان نسبت‌های متفاوتی از فشردگی و جابه‌جایی برشی می‌داند. منطقه دخان هم به‌عنوان بخشی از پهنه ارومیه- دختر از این قاعده مستثنی نیست. مایل بودن راستای عمومی گسل‌های منطقه نسبت به سوی عمومی تنش فشاری، سبب جابه‌جایی راستالغز راست‌گرد در گسل‌های بزرگ تفرش، ایندس و تلخاب شده است. به گونه‌ای که محور چین‌ها در محل همپوشانی دو گسل تفرش و ایندس مانند ناودیس مرق، به علت فشردگی در ابتدا راستای E-W دارند ولی پس از جابه‌جایی برشی راست‌گرد گسل‌های کناری، تغییر روند می‌دهند و در ادامه راستای NW-SE پیدا می‌کنند. به این دلیل است که راستای گسل‌ها و اثر سطح محوری چین‌های منطقه شکل Sمانند دارند. از سوی دیگر اختلاف روند دو گسل تفرش و ایندس و نیز تجزیه بردار میانگین فشارش، سبب تحمیل مؤلفه تنش فشاری به منطقه دخان شده است. بنا بر آن چه گفته شد، ساختارهای منطقه دخان تحت تأثیر رژیم تنش از نوع ترافشارشی (Transpressional Stress regime) به‌وجود آمده‌اند. مخروط‌های آتشفشانی دخان در امتداد خطی با روند $N175^\circ$ قرار گرفته‌اند.

روند یادشده نمایانگر راستای شکستگی‌های نوع T است (اصفهانی‌نژاد، ۱۳۷۷؛ شکل ۱۱-ج). شکل ۴ نشان می‌دهد که روند خطی این مخروط‌ها راستای گسل ایندس را قطع می‌کند. این مسئله نشان می‌دهد که کشش‌های منطقه دخان تنها تحت تأثیر کنش گسل‌های تفرش و ایندس نیست. گسل‌های بسیار بزرگی در شمال و جنوب منطقه مورد مطالعه و موازی با راستای عمومی گسل‌های منطقه وجود دارند که کنش آنها می‌تواند تشدیدکننده کشش‌های محلی در منطقه دخان باشد. گسل کوشک نصرت در شمال گسل ایندس و گسل تبرته در جنوب گسل تلخاب و موازی با آنها قرار دارند و هر دو دارای مؤلفه راستالغز راست‌گرد هستند. اگر گسل‌های بزرگ کوشک نصرت و تبرته مرزهای این پهنه برشی راست‌گرد در نظر گرفته شوند، گسل‌هایی مانند تفرش، تلخاب و ایندس را می‌توان گسل‌هایی از نوع D دانست که سازوکاری همانند گسل‌های اصلی این پهنه برشی دارند. بدین ترتیب می‌توان قطع شدن راستای گسل ایندس توسط روند خطی مخروط‌های آتشفشانی را توجیه کرد. البته باید گفت کشش ناشی از تنش برشی در پهنه گسل‌های تفرش و ایندس سبب تشدید کشش‌های ناشی از پهنه برشی اصلی میان گسل‌های کوشک نصرت و تبرته در منطقه دخان شده است. گرچه شناخت نوع شکستگی‌هایی که سبب خروج مواد

را تأیید کرد. به گونه‌ای که اثری از گسلش یا چین خوردگی در محل اندازه‌گیری مقطع چینه‌شناسی BB' دیده نشد. از سوی دیگر تغییرات طول موج چین خوردگی سازند قم در منطقه دخان، داده‌های چینه‌شناسی را -تغییرات شدید ستبر- تأیید می‌کند. این تغییرات ستبر با احتمال قوی به دلیل پایین رفتن کف حوضه رسوبی دریای قم در منطقه دخان بوده است؛ چرا که تغییرات کلی سطح آب دریاها، ستبرای رسوبات را به‌طور همه گیر و در همه جا افزایش می‌دهد. به نظر می‌رسد محیط رسوبی دیرین سازند قم در منطقه دخان تحت تأثیر گسل‌های اصلی منطقه و کنش همزمان با رسوب گذاری آنها، سبب تغییرات شدید ستبر در فواصل کوتاه شده است.

- الگوی چیره شکستگی‌های منطقه مورد مطالعه با الگوی پهنه برشی راست گرد با راستای $N130^{\circ}$ (شکل ۱۱- ج) همخوانی دارد. با توجه به قطع شدن راستای گسل ایندس توسط روند خطی مخروط‌های آتشفشانی دخان، که دقیقاً همخوان با راستای شکستگی‌های کششی مورد انتظار در یک پهنه برشی راست گرد با راستای $N130^{\circ}$ است و حضور گسل‌های بزرگ دیگری مانند گسل کوشک نصرت در شمال گسل ایندس و تبرته در جنوب گسل تلخاب، می‌توان همه منطقه مورد مطالعه را جزیی از پهنه برشی دو گسل بزرگ تر کوشک نصرت و تبرته دانست و گسل‌های تفرش و ایندس را گسل‌هایی از نوع D در پهنه برشی آنها در نظر گرفت.

سپاسگزاری

نگارندگان از دانشگاه تربیت مدرس برای فراهم آوردن محیط مناسب برای این پژوهش در چهارچوب پایان‌نامه کارشناسی ارشد، از همه بزرگوارانی که در به انجام رسیدن این پژوهش یاری رسانیدند و از راهنمایی‌ها و یاری‌های آقای دکتر یساقی و اساتید گرانقدر دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه تهران، جناب آقای دکتر الیاسی، جناب آقای دکتر امینی و دیگر اساتید محترم سپاسگزاری می‌کنند.

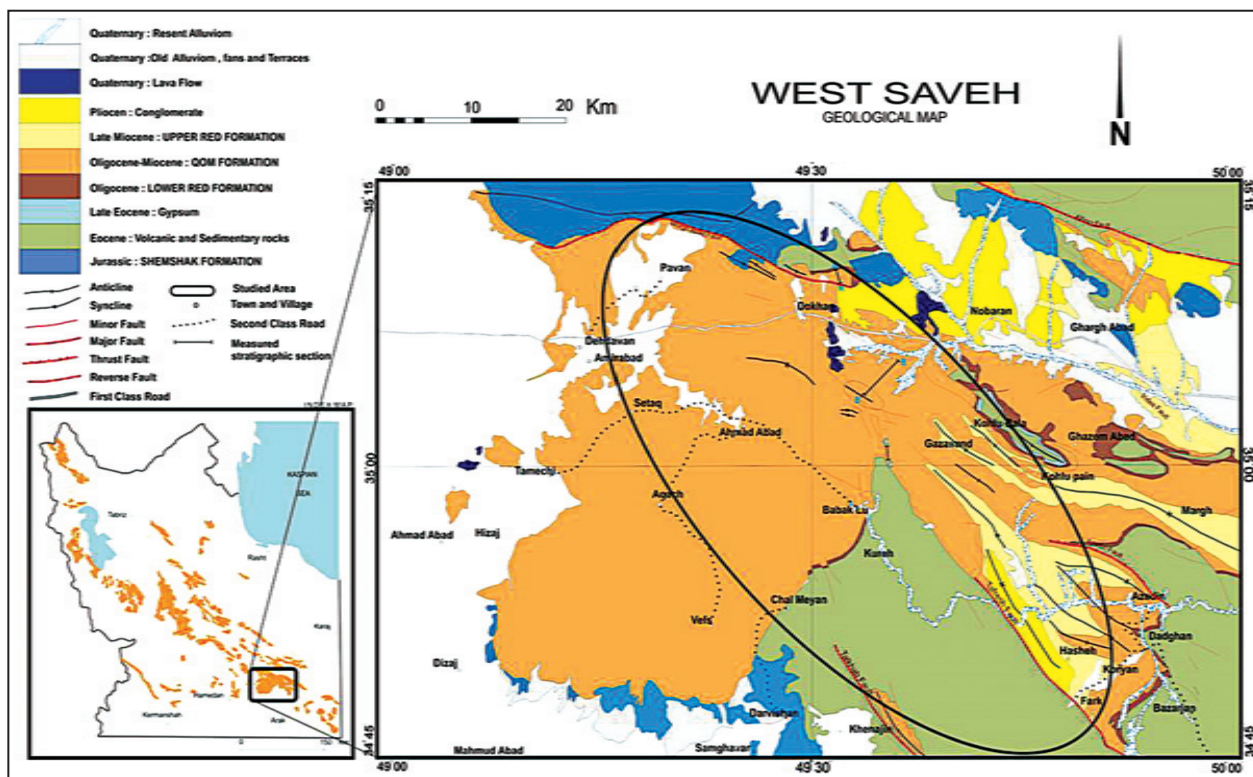
طول موج غالب چین‌ها در کنار گسل تفرش دلیل دیگری هم دارد و آن حضور تنش‌های فشاری ناشی از تجزیه تنش برشی گسل تفرش به دلیل موازی نبودن راستای گسل‌های تفرش و ایندس و تجزیه بردار میانگین P است. این در حالی است که طول موج غالب چین‌های دیگری مانند ناودیس مرق، با وجود ستبرای کمتر سازند قم، به دلیل دریافت نکردن تنش‌های فشاری، بیش از طول موج غالب چین‌های کناری گسل تفرش است (شکل ۴).

۶- نتیجه‌گیری

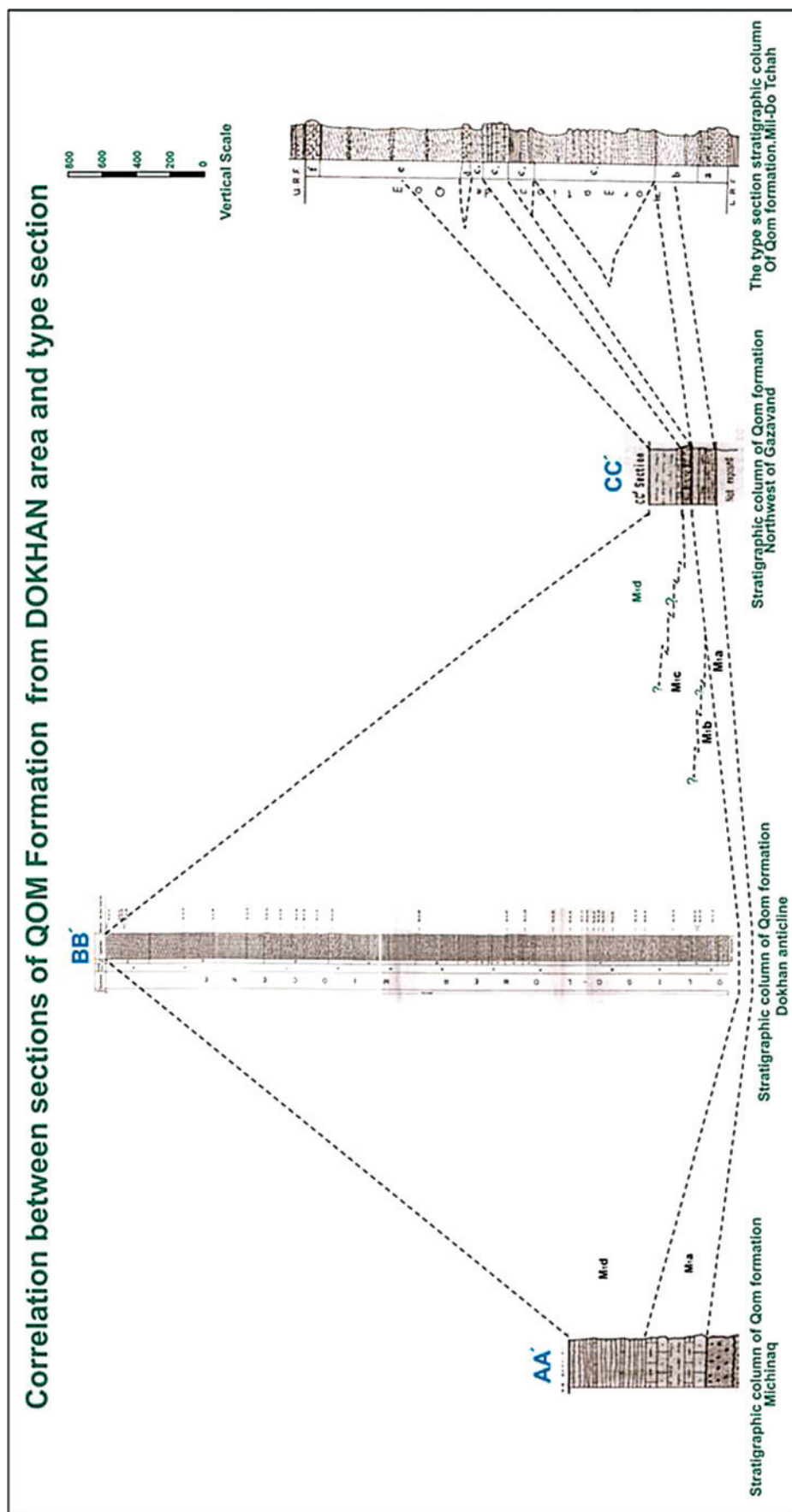
- تحلیل هندسی و جنبشی گسل تفرش نشان می‌دهد این گسل با راستای کلی $N140^{\circ}$ ، شیب به‌سوی جنوب باختر و سازوکار وارون با مؤلفه راستالغز متوسط راست گرد دارد. گسل تفرش در تغییرات ژرفای حوضه رسوبی قم و چگونگی چین خوردگی رسوبات سازند قم در ناحیه دخان و تکوین این حوضه رسوبی تأثیر داشته است. زیرا تفاوت آشکاری میان ستبرای رسوبات این سازند و روند ساختارها در دو سوی گسل تفرش دیده می‌شود.

- با توجه به روند عمومی ساختارها در پهنه ارومیه- دختر و تحلیل ساختاری منطقه دخان، الگوی ساختارهای منطقه مورد مطالعه با الگوی ساختارها در یک پهنه برشی راست گرد با راستای کلی $N130^{\circ}$ همخوانی دارد. ولی تنها دگرشکلی برشی ساده برای بیان تغییر شکل‌های حاکم بر منطقه دخان کافی نیست؛ چرا که مایل بودن راستای عمومی گسل‌های منطقه نسبت به سوی عمومی فشارش (شکل ۱۱- الف)، سبب جابه‌جایی راستالغز راست گرد در گسل‌های بزرگ تفرش، ایندس و تلخاب و تحمیل دو مؤلفه تنش برشی و فشاری بر منطقه شده است. به گونه‌ای که ساختارها در محل همپوشانی دو گسل تفرش و ایندس مانند ناودیس مرق، شکل گمانند دارند. از سوی دیگر اختلاف روند دو گسل تفرش و ایندس سبب تحمیل مؤلفه تنش فشاری دیگری به منطقه دخان شده است. بنا بر آنچه گفته شد، ساختارهای منطقه دخان تحت تأثیر تراشش به وجود آمده‌اند.

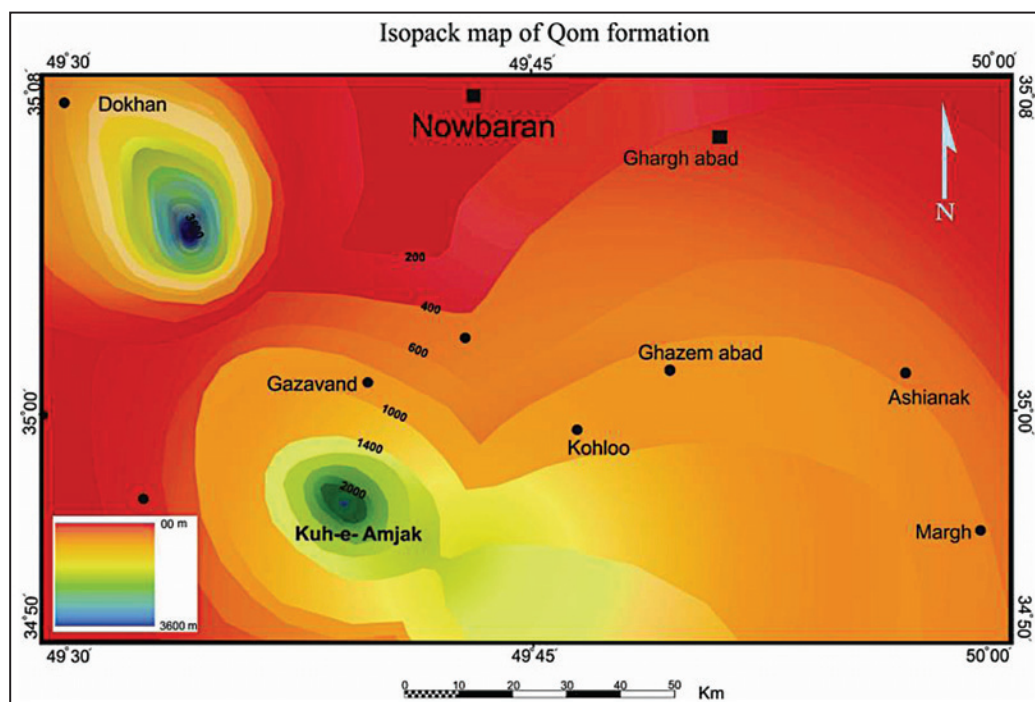
- بازدیدهای صحرایی از منطقه دخان، درستی اندازه‌گیری مقطع چینه‌شناسی BB' -



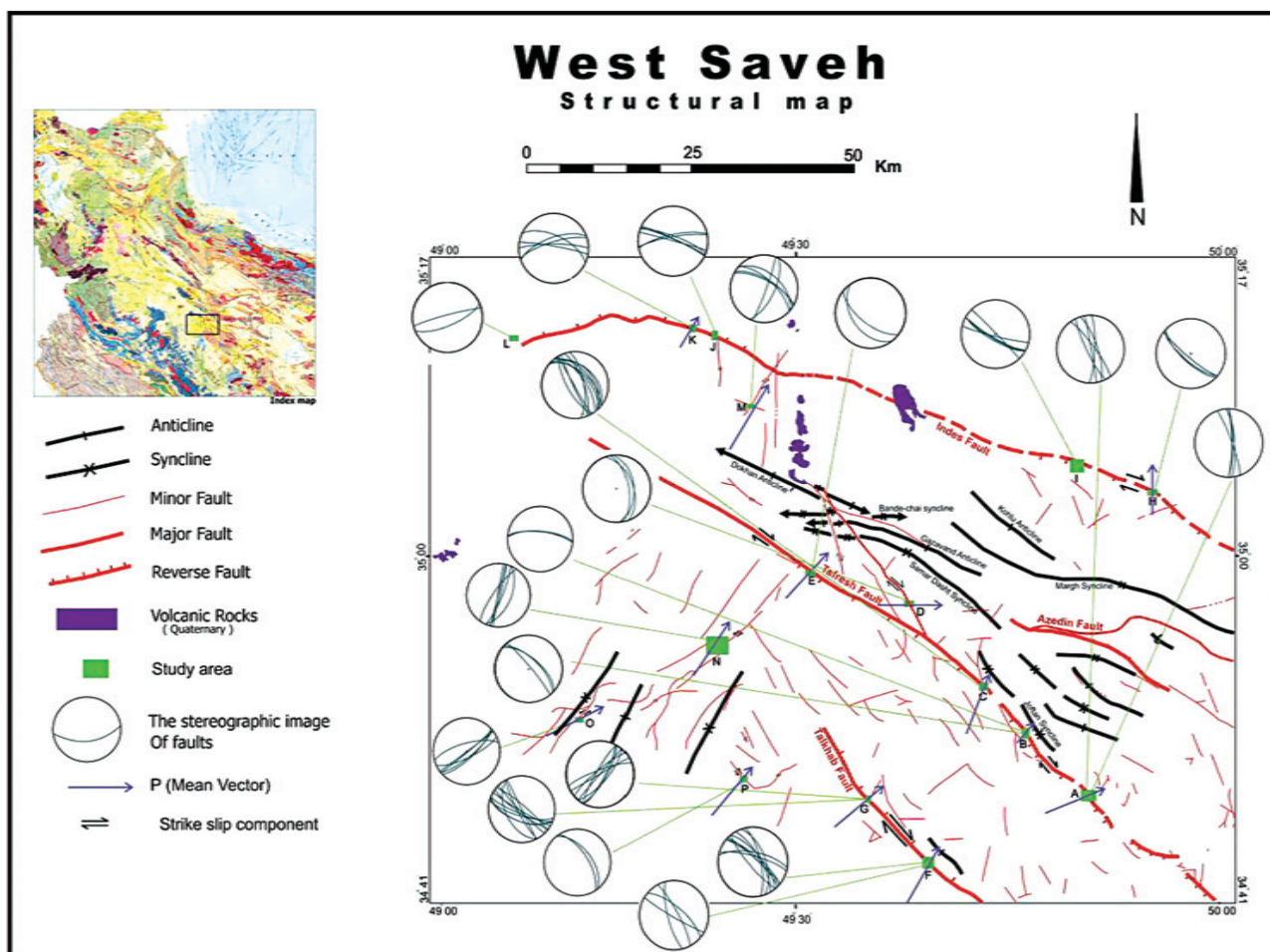
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه دخان و پیرامون آن که بر پایه نقشه‌های زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قم، ساوه، همدان و کبودرآهنگ تهیه شده است.



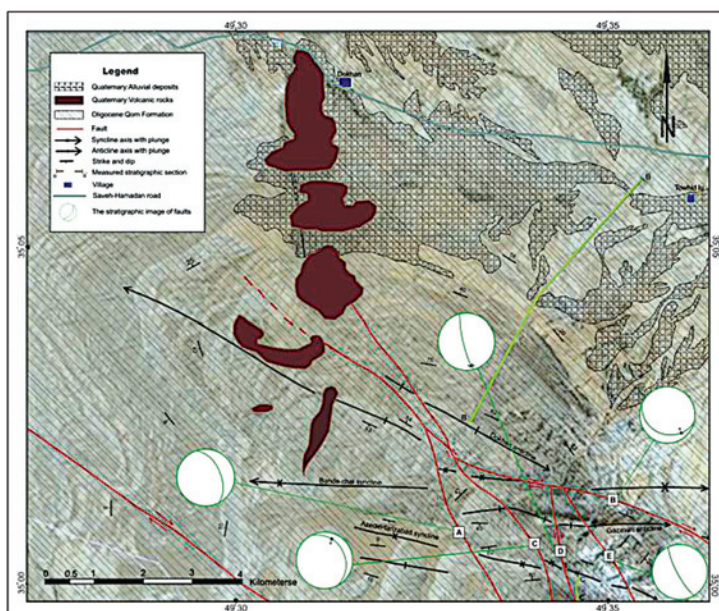
شکل ۲- هم‌ارزی چینه‌شناسی سازند قم میان ناحیه الگو و منطقه دخان، برگرفته از نوگل سادات (۱۳۶۴) و وحدتی دانشمند (۱۳۵۴).



شکل ۳- نمودار کنثوری تغییرات ستبرای حقیقی سازند قم در ناحیه دخان و پیرامون آن که بر پایه میزان ستبرای این سازند در مطالعات امامی (۱۳۷۰)، بغدادی (۱۳۵۹)، بلورچی (۱۳۵۸)، رادفر و همکاران (۱۳۸۵)، وحدتی دانشمند (۱۳۵۴) و یزدانی (۱۳۸۵) تهیه شده است.

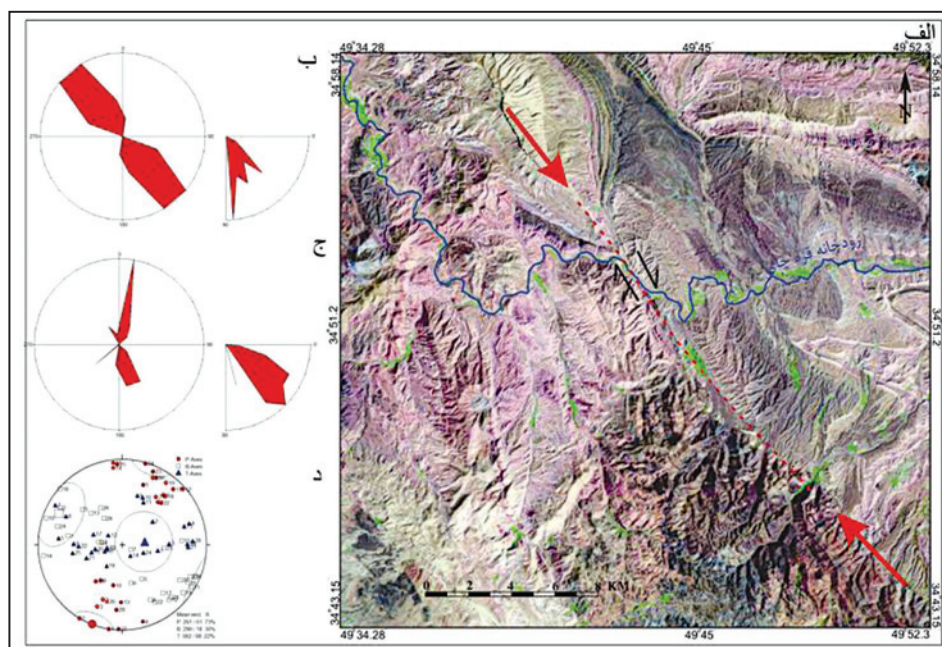
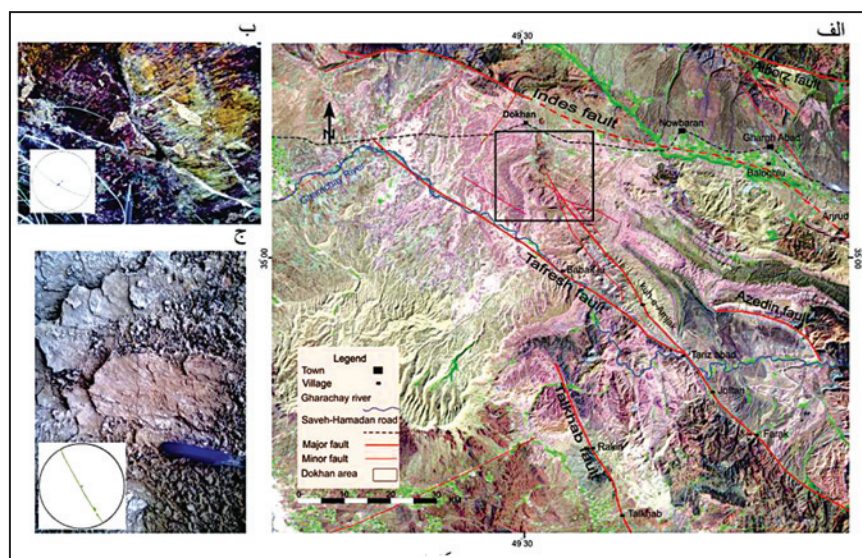


شکل ۴- نقشه ساختاری منطقه دخان و پیرامون آن.

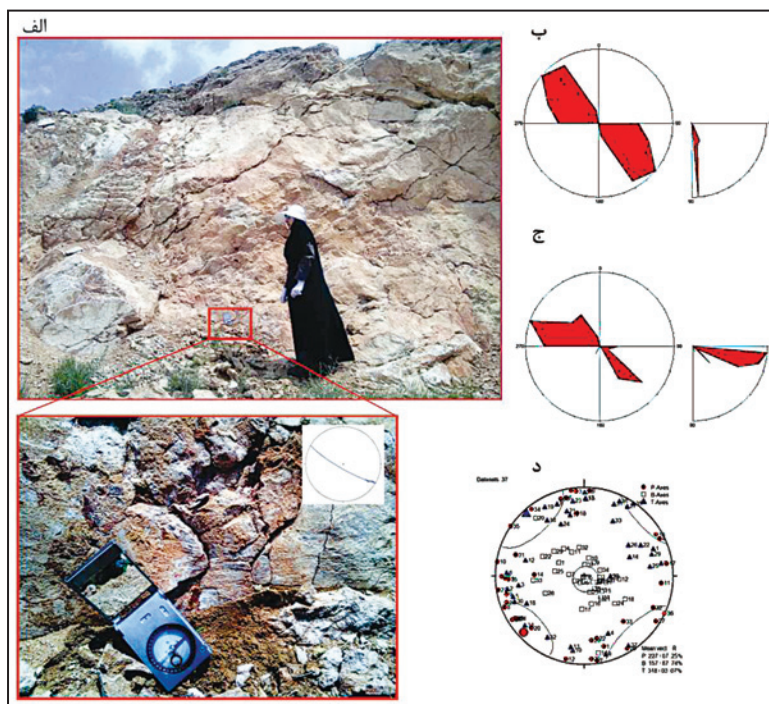


شکل ۵- نقشه ساختاری منطقه دخان.

شکل ۶- الف) تصویر ماهواره‌ای منطقه دخان و گسل‌های پیرامون آن، مستطیل سیاه‌رنگ نشانگر موقعیت شکل ۵ است؛ ب) تصویر خشن لغزش گسل تفرش در ایستگاه B و تصویر استریوگرافیک گسل برداشت‌شده در این موقعیت؛ ج) خشن لغزش گسل تفرش روی کنگلومرای پلیوسن در ایستگاه C (شکل ۴).

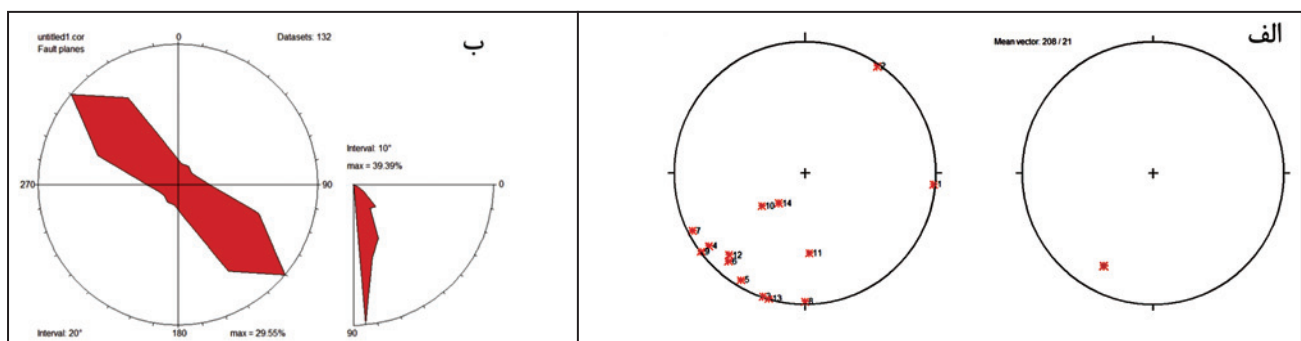
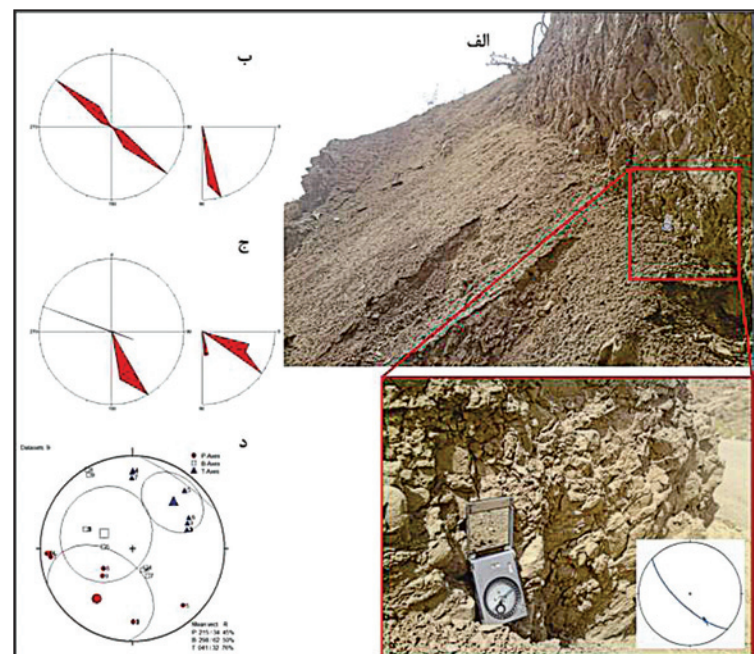


شکل ۷- الف) جابه‌جایی راست‌گرد رودخانه قره‌چای در راستای گسل تفرش؛ ب) نمودار گل‌سرخ مربوط به صفحه گسل تفرش که نشانگر امتداد چیره (ج) نمودار گل‌سرخ خطوط لغزشی گسل تفرش. زاویه میل خش‌ها نشانه متوسط بودن مؤلفه راست‌الغز است؛ د) تصویر استریوگرافیک محورهای فشار و کشش گسل تفرش. افقی بودن محور فشار و زاویه میل زیاد محور کشش، نشانه وارون بودن گسل تفرش است.

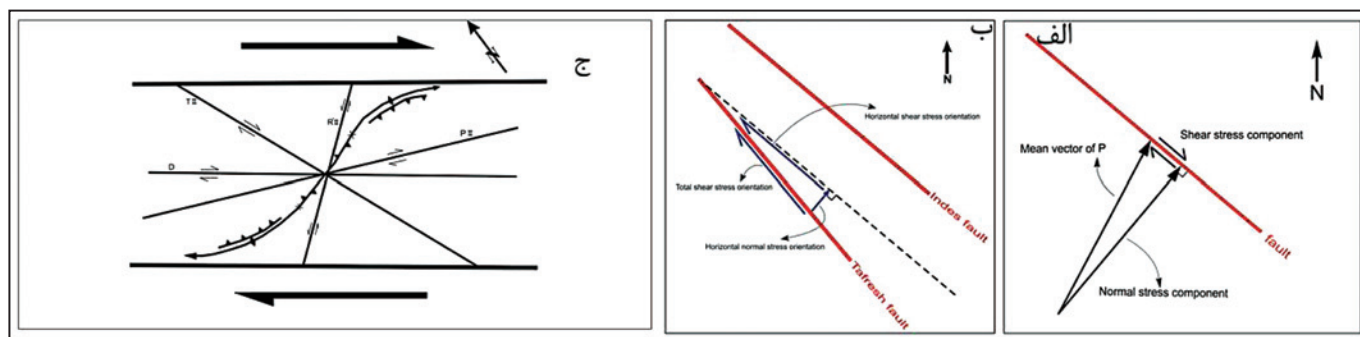


شکل ۸- الف) پهنه گسل تلخاب و خش لغزش آن در ایستگاه G؛ ب) نمودار گسل سرخی مربوط به موقعیت گسل تلخاب که نشان دهنده امتداد کلی $N130^{\circ}$ و شیب 80° تا 85° است؛ ج) نمودار گسل سرخی خطوط لغزشی گسل تلخاب. زاویه میل خش لغزش نشان می دهد که مؤلفه راستالغز گسل تلخاب بزرگ است؛ د) تصویر استریوگرافیک محورهای تنش گسل تلخاب. زاویه میل کم محورهای P و T و قائم بودن تقریبی محور B نشانگر حرکت راستالغز گسل تلخاب است.

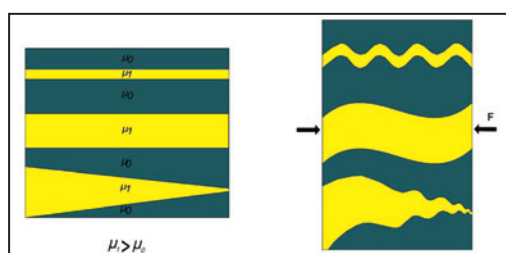
شکل ۹- الف) برش گسلی پهنه گسل ایندس و خش لغزش آن در ایستگاه H (ارجود)؛ ب) نمودار گسل سرخی موقعیت گسل ایندس؛ ج) نمودار گسل سرخی خطوط لغزشی گسل ایندس. زاویه میل خطوط لغزشی گسل ایندس نشان می دهد مؤلفه راستالغز این گسل متوسط است؛ د) تصویر استریوگرافیک محورهای تنش گسل ایندس.



شکل ۱۰- الف) تصویر استریوگرافیک بردار میانگین محورهای فشارش (P) مربوط به ایستگاه های برداشت که در شکل ۴ نیز روی موقعیت هر ایستگاه به نمایش در آمده است به همراه تصویر استریوگرافیک بردار میانگین محور فشارش کل منطقه؛ ب) نمودار گسل سرخی راستای گسل های برداشت شده در کل منطقه که نشانگر امتداد چیره $N130^{\circ}$ و شیب غالب 80° تا 85° است.



شکل ۱۱- الف) تصویر نمادین تجزیه بردار میانگین فشارش وارد بر روند عمومی به دست آمده از گسل‌ها در منطقه مورد مطالعه. موقعیت گسل و بردار P بر پایه داده‌ها به ترتیب $13^\circ N$ و $8^\circ N20$ است. به اندازه کوچک بردار مؤلفه تنش برشی نسبت به بردار مؤلفه تنش فشاری توجه شود؛ ب) تصویر نمادین تجزیه بردار تنش برشی گسل تفرش به مؤلفه‌هایش در راستای موازی با گسل ایندس؛ ج) خمیدگی اثر سطح محوری چین‌ها و گسل‌ها و موقعیت شکستگی‌های سامان‌مند در پهنه برشی راست گرد (برگرفته از نوگل سادات، ۱۳۶۴).



شکل ۱۲- تأثیر ستبرای در طول موج غالب. در صورت ثابت بودن گرانیوی، هرچه لایه‌ای ستبرتر باشد، طول موج غالب چین خوردگی آن بیشتر است.

کتابنگاری

- اصفهانی نژاد، م.، ۱۳۷۷- مطالعه پترولوژی- زمین ساختی گدازه‌های اولترامافیک قلیایی کواترنر باختر ساوه- کبودرآهنگ، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- امامی، م. ه. و حاجیان، ج.، ۱۳۷۰- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ قم، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- امامی، م. ه.، ۱۳۷۰- شرح نقشه زمین‌شناسی چهارگوش قم ۱:۲۵۰۰۰۰، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بغدادی، ا.، ۱۳۵۹- فسیل‌شناسی تشکیلات قم در غرب ساوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- بلورچی، م. ح. و حاجیان، ج.، ۱۳۵۸- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بلورچی، م. ح.، ۱۳۵۸- پژوهش زمین‌شناسی چهارگوش ۱:۲۵۰۰۰۰ کبودرآهنگ شماره D₃، سازمان تحقیقات زمین‌شناسی و معدنی کشور.
- رادفر، ج. و کهنسال، ر.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ وفس، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- رادفر، ج.، کهنسال، ر. و حاجیان، ج.، ۱۳۸۵- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ فرمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- سبزه‌ای، م.، مجیدی، ب.، عمیدی، م.، علوی تهرانی، ن. و قرشی، م.، ۱۳۶۹- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ همدان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علایی‌مهابادی، س. و خلعتبری، ب.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ نوبران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- علایی‌مهابادی، س. و فودازی، م.، ۱۳۸۶- نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ رزن، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نوگل سادات، م. ع.، ۱۳۶۴- منطقه‌های برشی و خمیدگی‌های ساختاری در ایران (دستاوردهای تحلیل ساختاری ناحیه قم)، گزارش شماره ۵۵ سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- نوگل سادات، م. ع.، هوشمندزاده، ع.، بهروزی، آ. و لطفی، م.، ۱۳۶۴- نقشه زمین‌شناسی ۱:۲۵۰۰۰۰ ساوه، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- وحیدی‌دانشمند، ف.، ۱۳۵۴- بررسی زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی ناحیه دخان (۷۵ کیلومتری غرب ساوه)، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.
- یزدانی، ه.، ۱۳۸۵- میکروبیواستراتیگرافی فرامینفرهای سازند قم در غرب ساوه، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران.

References

- Abaie, L., Ansari, H. J., Badakhshan, A. & Jaafari, A., 1964- History and development of the Alborz and Sarajeh fields of central Iran. Bull, No.15, pp561-574.
- Cochran, J. R., 1983- A model for development of red sea. The American association of petroleum geologists bulletin. N0.1, pp.41-69.
- Furrer, M. A. & Soder, P. A., 1955- The Oligo-miocene marine Formation in the Qom region (Central Iran), 4th world petroleum congress, Rom.
- Hempton, M. R., 1987- Constraints on Arabian plate motion and extensional history of the red sea. Bellaire research center Shell development Company. No.6, pp.687-705.
- Pichon, X., Bergerat, F. & Roulet, M. J., 1988- Plate kinematics and tectonics leading to the Alpine belt formation a new analysis. Geological survey of America. pp.111-131.
- Ramsay, J.G., 1967- Folding and fracturing of rocks. Mc Graw Hill. Ed. London, 568 p.

Structural Study and Influence of Thickness in Qom Formation on Geometry of the Structures, Dokhan Area, West Saveh

S. Khodaparast ¹, M. Mohajjel ^{2*} & S. Haj-Amini ³

¹ M.Sc., Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

² Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

³ Assistant Professor, School of Geology, College of Science, Tehran University, Tehran, Iran

Received: 2011 November 14

Accepted: 2012 September 03

Abstract

The marine facies of the Qom Formation was deposited between two detritus continental facies of the Lower and Upper Red Formations. The type section of the Qom Formation was observed in Qom city, but its most thickness has been reported from the Dokhan area in west Saveh. Stratigraphic studies revealed that its thickness has sudden changes in the Dokhan area through short distances. Geometry of the structures was strongly influenced by change of thickness in different rocks of the Qom Formation. The main question that has been answered in this study is what caused change of thickness in short distances. The geometry and kinematic observations of the major faults in the Dokhan area showed that their displacement style during sedimentation influenced on change of the thickness and folding style during deformation of the Qom Formation. This study showed that the Dokhan area is located in the extension termination of the NW-SE trending major strike-slip faults such as the Tafresh, Talkhab and Indus faults.

Keywords: Qom Formation, Dokhan, West Saveh, Strike-Slip Faults, Folding.

For Persian Version see pages 235 to 244

*Corresponding author: M. Mohajjel; E-mail: Mohajjel@modares.ac.ir