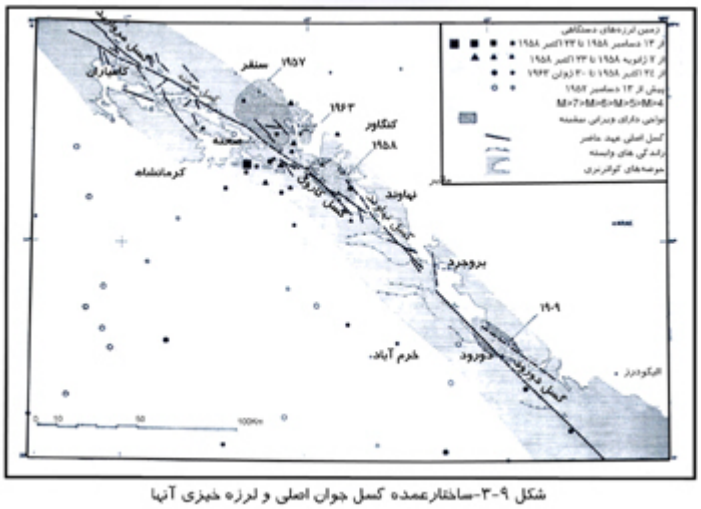
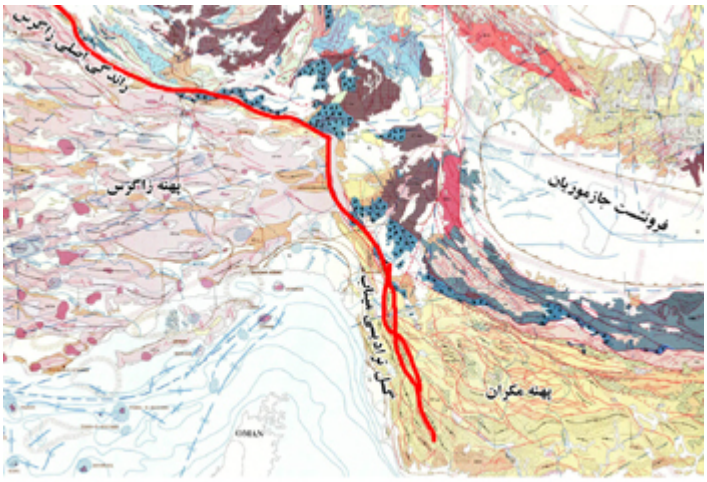


شکل ۹-۳-ساختارعمده گسل جوان اصلی و لرزه خیزی آنها



شکل ۹-٤-گسل تراديسی ميناب (جداکننده پهنه زاگرس از پهنه مکران)

گسل‌های ایران مرکزی

گسل دورونه (گسل کویر بزرگ) : گسل دورونه (ولمن، ۱۹۶۶) یا گسل کویر بزرگ (اشـتوکلین، ۱۹۷۳)، حدود ۷۰۰ کیلومتر طول دارد که از نایین، در یک راستای شمال خاوری – جنوب باختری تا ناحیهٔ دورونه در جنوب باختری کاشمر ادامه دارد و از دورونه، با یک روند خاوری – بـاختری، بـا خمیدگی به سمت جنوب، تا مرز افغانستان ادامه می‌یابد (شکل ۹-۵).

به نظر می‌رسد گسل دورونه ادامهٔ گسل خاوری – باختری هرات افغانستان است. از آنجا که جابه‌جایی دو گسل درونه و هرات در حدود ۱۰۰ کیلومتر است، به نظر می‌رسد حرکت چپگرد گسل هریرود باعث جدایی و جابه‌جایی این دو گسل شده است.در امتداد این گسل، بلوک‌ها به دو صورت چپگرد و راستگرد حرکت کرده‌اند ولی بدون شک یکی از آخرین حرکت‌های آن از نوع راستگرد است.

برخی از زمین‌شناسان، گسل نایین –بافت را دنبالهٔ گسل درونه دانسته و بر این باورند که این گسل، در حقیقت یک گسل کاتانگایی با روند شمالی – جنوبی است که بعدها در اثر حرکت کوهزایی کالدونی تغییر جهت داده است که این نظر نیاز به بازنگری دارد. پس از گسل زاگرس، گسل دورونه یکی از مهم‌ترین و ممتدترین ساختارهای خطی ایران است. نوروزی و مک‌کنزی (۱۹۷۲) این گسل را به عنوان مرز شمالی بلوک لوت دانسته‌اند.تأثیر قابل ملاحظهٔ این گسل بر روی بادزن‌های آبرفتی کوهپایه‌ای و نیز بر روی رسوبات جوان کویری گویای حرکات جوان کواترنری آن است. ولمن از روی جابه‌جایی‌های موجود در رسوبات آبرفتی، حرکت چپگردی به میزان ۲۰۰ متر را پیشنهاد می‌کند. در حالی که، چالنکو (۱۹۷۳) با مطالعهٔ حدود ۶۰ کیلومتر از طول این گسل بین تربت‌حیدریه و کاشمر، به حرکات قائم این گسل اشاره دارد. به باور چالنکو، دو زمین‌لرزهٔ ۱۹۰۴ کاشمر و ۱۹۲۳ تربت‌حیدریه مربوط به حرکت‌های این گسل است.

گسل بینالود : گسل بینالود با راستای خمدار شمال باختری – جنوب خاوری و درازای نزدیک به ۹۲ کیلومتر در پای دامنهٔ جنوب باختری رشته‌کوه بینالود قرار دارد و از ۱۵ کیلومتری خاورشهر نیشابور می‌گذرد. اختلاف بلندی ناگهانی و شدید میان دشت و کوه‌های شمال نیشابور در راستای گسل فعال بینالود است. سازوکار این گسل، راندگی با شیب به سمت شمال خاوری است.

گسل میامی (شاهرود) : گسل میامی یکی از گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی است که از خاور شاهرود تا مرز افغانستان ادامه دارد. نبوی (۱۳۵۵) این گسل را ادامهٔ خاوری گسل عطاری و یا

گسل سمنان می‌داند که ممکن است بخش خاوری آن تا گسل هـرات در افغانـستان ادامـه داشـته باشد.در نواحی میامی – عباس‌آباد (خاور شاهرود) این گسل، مرز شـمالی مجموعـه‌هـای افیـولیتی موجود در منطقه را مشخص می‌کند. بنابراین، این گسل مـی‌توانـد مـرز شـمالی کافـت سـبزوار – شاهرود باشد (شکل ۹-۶).

بر پایهٔ گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، گسل میامی تا آخرین مراحل چین‌خـوردگی آلپـی در پلیوسـن حرکت راستگرد داشته است.

گسل ترود و انجیلو : در شمال ترود یک دسته گسل اصلی بـر ناحیـهٔ تـرود – چـاه شـیرین اثـر گذاشته‌اند. عمـــده‌ترین این گسل‌ها گسل تـرود و دیگری گسل انجیلو اسـت کـه در شـمال گـسل ترود قرار دارد (شکل ۹-۷). روند این گسل‌ها، N- 60- 70 E است و شیبی نزدیک به ۸۰ درجه به سمت جنوب دارند. از آنجا که این گسل‌ها در زمان‌های طولانی و بارها فعال بوده‌اند، تعیـین دقیـق نوع حرکت آنها ممکن نیست.

هرچند روند این گسل‌ها روند کالدونی است، ولی هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، بر این باورند که این گسل‌ها، دست کم از کامبرین به بعد بر ناحیه اثر گذاشته‌اند.

با توجه به خراش‌هایی که بر روی صفحات گسلی دیده می‌شود، گسل‌های مذکور دو جهت حرکـت دارند. یکی افقی و چپگرد که قسمت جنوبی گسل را به طرف شرق حرکت داده و دیگری قـائم کـه قسمت جنوبی را به طرف پایین برده است،

روشن است که حرکات قائم مدیون فشارهای عمود بر امتداد گسل و حرکات چپگرد افقی مـدیون نیروهای مماسی است. آخرین زمین‌لرزه‌ای که در ۱۲ فوریهٔ سـال ۱۹۵۳ در تـرود اتفـاق افتـاد، بـا حرکت قائم گسل ترود همراه بوده است (آبدالیان، ۱۹۵۳).بین دو گسل انجیلو و ترود، در اثر حرکت افقی و چپگرد آنها، چین‌های شمال باختری – جنوب خاوری ایجاد شده که با تداوم حرکات، حالت

مارپیچی به خود گرفته‌اند (شکل ۹-۷) و در شمال گسل انجیلو، درست به همین علت، چین‌ها بـه سمت شمال خاوری تمایل دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

گسل کلمرد : گسل کلمرد یکی از گسل‌های کهن و ژرف ایران مرکزی است که در پیامد رخـداد کاتانگایی شکل گرفته و در باختر طبس فرونشست شیرگشت – طبس را در کنار فرابوم کلمرد قرار می‌دهد (**شکل ۹-۸**). همانند دیگر گسل‌های پرکامبرین ایـران مرکـزی، رونـد اولیـهٔ ایـن گـسل، شمالی – جنوبی بوده است. این گسل به سمت باختر خمیده است به گونه‌ای که بخش شـمالی آن در ناحیهٔ شیرگشت، دارای امتداد شمال – شمال خاوری است و نیمهٔ جنوبی آن بـه سـوی جنـوب خاوری تمایل دارد. روند شمال خاوری نیمهٔ شمالی این گسل سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) چـرخش و خمیدگی آن را به رخداد کالدونی نسبت دهد، ولی برای خمیـدگی قـسمت جنـوبی آن پاسـخی نیافته است.

در حالی که، شواهد زمین‌شناسی، نشانگر خمیدگی گسل کلمرد در طی حرکات کوهزایی سـیمرین پیشین است.در ناحیهٔ شیرگشت رسوبات پرمین و تریاس دو سوی ایـن گـسل هماننـد نیـستند. در خاور گسل، رسوبات پرمین – تریاس دگرشکل شده و کم ضـخامت اسـت، در حـالی کـه در بـاختر گسل، رسوبات موردنظر ستبرای بیشتری دارد (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). در جنوب شیرگـشت، در ناحیهٔ کلمرد، وضع به گونهٔ دیگر است و به نظر می‌رسد که بلوک باختری گـسل بـه سـمت شـمال حرکت کرده و مقدار این جابه‌جایی از ۲۵ تا ۴۰ کیلومتر برآورد می‌شود.

در ناحیهٔ کلمرد، شیب گسل حدود ۷۵ تا ۸۰ درجه به سمت باختر است و به نظر مـی‌رسـد بلـوک باختری به طرف خاور برگشتگی دارد.

در شمالی‌ترین قسمت، رسوبات آبرفتی کواترنری به وسیلهٔ این گـسل بریـده شـده‌انـد کـه نـشانگر حرکات بسیار جوان آن است.

رخداد زمین‌لرزهٔ ۵ اکتبر ۱۹۳۳ (Ms = ۶/۰ و mb = ۶/۲) می‌تواند در اثر عملکرد گسل کلمرد باشد زمین‌لرزه‌های ۱۹۳۹/۶/۳۰ (mb، mb = ۴/۷) 22/7/1991 (4= mb) و ۱۹۹۴/۸/۲۶ (۴/۴ = mb) در راستای این گسل به وقوع پیوسته‌اند و به نظر می‌رسد پس‌لرزهٔ ۱۹۷۸/۹/۲۸ زمین‌لرزهٔ طبس با بزرگی ۴/۳ ریشتر ناشی از حرکت گسل کلمرد بوده است (قاسمی و همکاران، ۱۳۸۱).

گسل پشت‌بادام : از گسل‌های قدیمی (پرکامبرین) و ژرف و خمیدهٔ ایران مرکزی است که در ایجاد فرابوم و فروبوم‌ها و تفکیک رخساره‌های ناحیهٔ پشت‌بادام نقش داشته است. در بارهٔ حرکت افقی آن نمی‌توان دلیلی ارائه کرد، ولی راستگرد بودن آن محتمل است.

گسل قم – زفره : این گسل روند شمال باختری – جنوب خاوری دارد. نقشه‌های زمین‌شناسی موجود، گسل زفره را ادامهٔ گسل تبریز نشان می‌دهند که از ۲ کیلومتری باختر شهرستان نطنز گذشته و تا جنوب زفره ادامه می‌یابد ولی تصور می‌شودکه تا باتلاق گاوخونی ادامه داشته باشد. این گسل راستگرد قائم تا نزدیک به قائم است که به طرف خاور خوابیدگی دارد و در ناحیهٔ نطنز، سنگ‌های کرتاسه را به میزان دو کیلومتر جابه‌جا کرده است (نبوی، ۱۳۵۵). به باور گروهی از زمین‌شناسان، این گسل و گسل‌های موازی آن (گسل کاشان، گسل غرب اردستان، گسل ساوه) در پیدایش سنگ‌های آتشفشانی نوار ارومیه – بزمان نقش مؤثری داشته‌اند.

گسل ایندس : این گسل که با راستای خمدار شمال باختری – جنوب خاوری از ۱۸ کیلومتری جنوب باختری شهر ساوه می‌گذرد یک گسل تنها نیست، بلکه از چند گسل موازی یکدیگر تشکیل شده است.گسل ایندس با درازای بیش از ۷۰ کیلومتر یکی از گسل‌های بنیادی گسترهٔ ساوه است که مرز میان بلندی‌های جنوب باختری ساوه و دشت ساوه را می‌سازد. کارکرد این گسل سبب زایش دشت و فرونشست دشت ساوه شده است.

گسل ایندس در بخش‌هایی از درازای خود رسوبات آبرفتی کواترنر و پادگانه‌های کهن و جوان را بـه روشنی بریده و رویه‌های تخت سه گوش جوانی را ساخته است.

احتمـــال مـی‌رود کـه زمیـــن‌لـرزه‌هـــای ۱۹ دسامبـــــر ۱۹۸۰ (mb ،۵،۶ Ms = 5.8) و ۲۲ دسامبـــر ۱۹۸۰ (mb = 5.5, Ms = 5.2) سـلفچگان بـه سـبب جنـبش گـسل اینـدس باشـند (بربریان، 1976 b).

گسل دهشیر (نایین – بافت) : این گسل ۳۵۰ کیلومتری (بـه احتمـال ۵۰۰ کیلـومتری)، رونـد شمال شمال باختری – جنوب جنوب خاوری و شیب نزدیک بـه قـائم دارد کـه از جنـوب بـاختری شهرستان نایین شروع و تا نزدیـک سـیرجان ادامـه مـی‌یابـد. از دهـشیر تـا شـهربابک، قـسمتی از آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی در بخش باختری آن و در طول بـیش از ۲۰۰ کیلـومتر رخنمـون دارد که ممکن است نشانگر مرز جنوب باختری ریزقارهٔ ایران مرکزی باشد.

از دهشیر به طرف شمال، این گسل تغییر جهت داده و تا نایین ادامه می‌یابد (نبوی، ۱۳۵۵). تغییر جهت گسل دهشیر، مدیون گسل دیگـری بـه نـام ندوشـن – مروسـت اسـت کـه در کفـهٔ ابرقـو - سیرجان، سبب جابه‌جایی گسل دهشیر شده است. ادامهٔ جنوبی این گسل روشن نیست ولی ممکن است تا فروافتادگی جازموریان و حتی مرز پاکستان ادامه داشته باشد.

بریده شدن رسوبات کواترنری به وسیلهٔ این گسل، گویای حرکات کواترنری آن است. اگر چه شـیب گسل نزدیک به قائم دانسته شده ولی این گسل با یک حرکت راستگرد، سبب جابه‌جـایی رسـوبات کرتاسهٔ بالا به میزان ۵۰ کیلومتر شده است (عمیدی، ۱۹۷۵). هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای بر روی ایـن گسل گزارش نشده، ولی رخداد زمین‌لرزه بسیار محتمل است (بربریان، 1976 b).

گسل سروستان : گسل بنیادی سروستان با راستای شمال شمال باختری – جنوب جنوب خاوری و درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر در حدود ۷۵ کیلومتری جنوب خاوری کرمان قرار دارد (شکل ۹-

۹). گسل سروستان در دنبالهٔ زون گسلی گوک قرار گرفته به همراه آن پهنهٔ لرزه‌خیزی را در این بخش از ایران‌زمین به وجود آورده است (بربریان و همکاران، ۱۹۸۴).

گسل سروستان در بخش شمالی دارای شیب به سمت باختر جنوب باختری بوده در راستای خود سبب رانده شدن سنگ‌های پالئوسن (از سمت باختر) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در خاور) شده است. در بخش میانی، رسوبات کواترنر و پهنه‌های رسی و نمکی به وسیلهٔ گسل بریده شده است. به سمت جنوب، گسل پس از بریدن سنگ‌های آتشفشانی – آذرآواری ائوسن کوه‌های جبال‌بارز، وارد دشت شمالی جیرفت می‌شود و رد آن کم و بیش در رسوبات آبرفتی کواترنر به چشم می‌خورد.

گسل شهداد : گسل فشاری شهداد، گسلی است کواترنر با راستای خمدار شمال باختری – جنوب خاوری که در ۲/۵ کیلومتری جنوب شهداد قرار دارد. این گسل که کم و بیش مرز جنوب باختری دشت لوت را تشکیل می‌دهد، گسلی است جوان که در تمامی مسیر خود رسوبات کواترنر را می‌برد. شیب این گسل به سمت جنوب باختری بوده در مسیر آن کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ و گچ‌دار میوسن و رسوبات آواری نئوژن (از سوی باختر و جنوب باختری) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر دشت (در خاور و شمال خاوری) رانده شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۹۸۴).

گسل کوهبنان : طول این گسل تا ۹۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود (شکل ۹-۸) و روند عمومی آن شمال باختری – جنوب خاوری است و ممکن است ادامهٔ جنوبی گسل کلمرد باشد. در شمال کوهبنان (شمال کرمان)، این گسل ارتفاعات سنگی را از رسوبات آبرفتی جوان جدا می‌کند. حرکت این گسل در کامبرین، پالئوزوییک، تریاس و پلیو – پلیستوسن آشکار است. نوع حرکت، تلفیقی از راستگرد و راندگی است و به نظر می‌رسد که یک گسل معکوس پرشیب باشد که به طرف شمال خاوری شیب دارد. گسل کوهبنان رسوبات کواترنری را بریده و می‌توان آن را گسلی فعال تلقی کرد که با زمین‌لرزه‌ها و گسلش جوان همراه است (بربریان،1976 b).

گسل جُرجافک : گسل فشاری جُرجافک با راستای شمال باختری – جنوب خاوری و درازای بیش از ۱۳۰ کیلومتر در شمال باختری کرمان قرار دارد. این گسل دارای شیب به سمت جنوب باختری بوده در بخش شمال باختری سبب رانده شدن سنگ‌های کرتاسه (از سوی جنوب باختر) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در شمال خاوری) شده است. گسل در بخش‌های مرکزی و جنوب خاوری خود، سنگ‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوییک کوه داوران را (از سمت جنوب باختری) بر روی رسوبات کنگلومرایی پلیوسن و آبرفت‌های کواترنر رانده است.پهنه‌های به شدت خرد شده همراه با برش گسل، چشمه‌های آب و پرتگاه‌های گسلی (گاه به بلندی ۱۰۰ متر) از ویژگی‌های این گسل است.

ویژگی‌های مورفوتکتونیکی گسل جُرجافک که به روشنی رسوبات آبرفتی کواترنر را بریده است، لرزه‌زا بودن آن را به خوبی نشان می‌دهد اما با این حال، هیچ‌گونه دادهٔ لرزه‌خیزی از این گسل به دست نیامده است.

گسل گلباف (گوک) : این گسل با طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر و روند شمال، شمال باختری – جنوب جنوب خاوری از باختر بم تا باختر شهداد ادامه دارد و یکی از جنباترین ساختارهای ناحیه است (شکل ۹-۹).

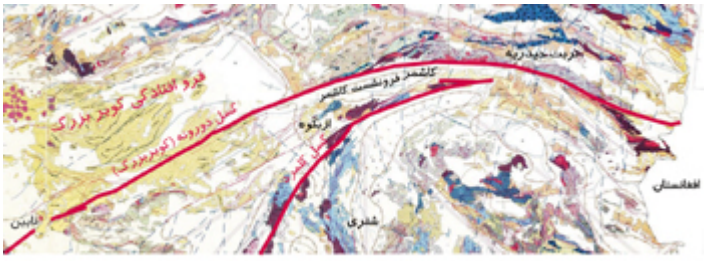
در ۲۳ سال گذشته دست کم ۵ زمین‌لرزهٔ متوسط تا بزرگ و ویرانگر (۱۹۸۱/۶/۱۱، ۱۹۸۱/۷/۲۸، ۱۸۹۸/۱۱/۲۰، ۱۹۹۸/۳/۱۴ و ۱۹۹۸/۱۱/۱۸) در گسترهٔ گلباف رویداده است. رویداد زمین‌لرزهٔ پنجم دی‌ماه ۱۳۸۲ در جنوب سامانهٔ گسلی گلباف می‌تواند هشداری برای رویداد زمین‌لرزهٔ آتی در بخش جنوبی‌تر این سامانهٔ گسلی باشد (قرشی و همکاران، ۱۳۸۲).

گسل نایبند : گسل نایبند یکی از گسل‌های بنیادی و کهن ایران است که بلوک لوت (در خاور) را از بلوک طبس (در باختر) جدا می‌کند (شکل ۹-۸)، این گسل با طولی نزدیک به ۶۰۰ کیلومتر، در

یک راستای شمالی – جنوبی، از منطقهٔ بشرویه در خاور کوه‌های شتری آغاز و تا منطقهٔ بم در جنوب شرق کرمان امتداد می‌یابد. برخی زمین‌شناسان بر این باورندکه دو گسل نایبند و میناب، گسل واحدی بوده‌اند که در نتیجهٔ تأثیر گسل زاگرس، نسبت به یکدیگر جابه‌جا شده‌اند، ولی شاهد معتبری برای این دیدگاه وجود ندارد.به دلیل روند شمالی – جنوبی، این گسل از جمله گسل‌های کاتانگایی به شمار می‌آید. شواهد ریخت‌زمین‌ساختی موجود نشان می‌دهد که شمالی‌ترین بخش این گسل، سبب پایین افتادگی کویر بجستان و کویر بشرویه شده و بخش میانی، آن در شکل‌گیری کوه‌های شتری و فراخاست بعدی آن نقش اساسی داشته است (نبوی، ۱۳۵۵).

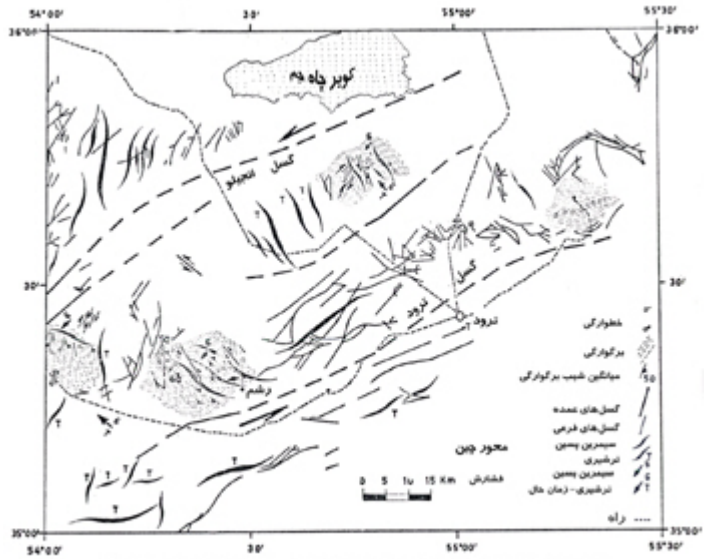
یکی از ویژگی‌های گسل نایبند، هدایت گدازه‌های ماگمایی به سطح زمین است. در خاور طبس، این گدازه‌ها از نوع نیمه عمیق داسیتی هستند که به زمان پالئوژن نسبت داده شده‌اند ولی در جنوب کفهٔ طبس و ناحیهٔ راور، آتشفشان‌ها به سن کواترنری، از نوع روانه‌های بازالتی هستند (شکل ۹-۸ الف).

نحوهٔ جابه‌جایی این گسل چندان روشن نیست. جدا از پایین افتادگی‌های قائم، در ناحیهٔ طبس و کوه‌های راور (شمال کرمان) شواهدی از یک حرکت راستگرد گزارش شده است (مهاجر اشجعی و همکاران، ۱۹۷۵). مقدار جابه‌جایی افقی یاد شده به خوبی روشن نیست ولی در ناحیهٔ نایبند، حدود ۱۰۰-۵۰ کیلومتر برآورد می‌شود. جابه‌جایی در نهشته‌های آبرفتی جوان، نشانهٔ فعالیت جوان این گسل است و زمین‌لرزهٔ ویرانگر تابستان ۱۳۵۷ طبس نیز مؤید حرکت در طول یکی از شاخه‌های فرعی و ناشناختهٔ گسل نایبند است.

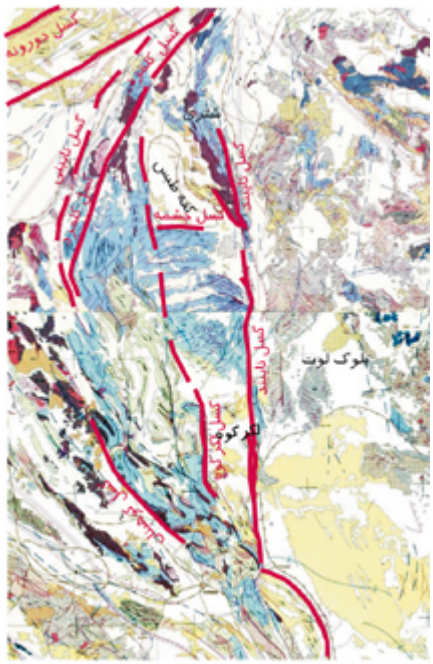


شکل ۹-۵-گسل دورونه و تاثیر آن بر رسوبات جوان کویری

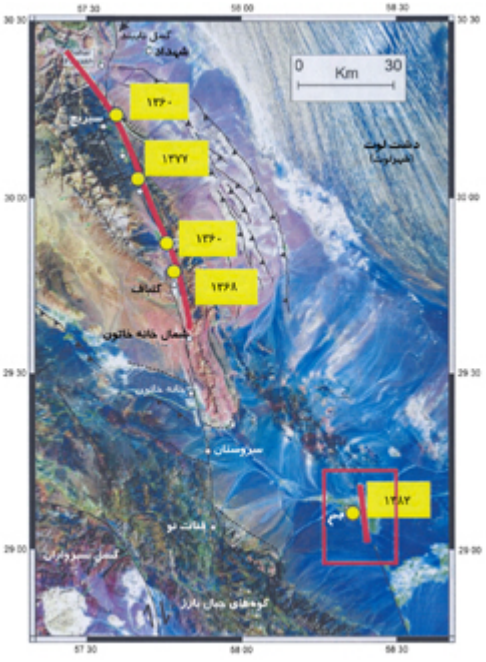
شکل ۹-۶- نمایش بخشی از گسل میامی در حدفاصل میامی-عباس آباد .
به سمت باختر این گسل پوشیده می شود ولی به سوی خاور تا مرز افغانستان ادامه می یابد



شکل ۹-۷- گسل‌های نرود و انحیلو و تاثیر حرکتی آنها برساختار ناحیه در فازهای تکتونیکی
(هوشمندزاده و همکاران، ۱۹۶۴)



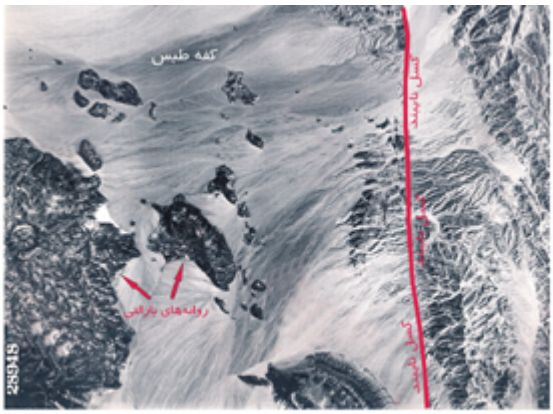
شکل ۹-۸- پاره‌ای از گسل‌های ایران مرکزی



شکل ۹-۹- گسل کلاتک (گوگل) و زمین‌لرزه‌های وابسته(پایگاه ملی داده‌های علوم زمین)

گسل‌های خاور و جنوب خاوری ایران

گسل نهبندان : نام این گسل از شهرستان نهبندان، در ۲۵۰ کیلومتری شمال زاهدان گرفته شده است. در این ناحیه، چند گسل کم و بیش موازی با روند عمومی شمالی – جنوبی وجود دارد ولی چرخش پایانهٔ شمالی به سوی باختر و پایانهٔ جنوبی به سمت خاور سبب شده تا نسل‌های مختلف راندگی بر روی این سیستم امتداد لغز سوار باشند.



شکل ۹-۸-(الف) روانه‌های بازالتی کوانترنری جنوب طبس که از محل گسل نایبند به سطح زمین رسیده‌اند کدازه‌های بازالتی به صورت سر تحت‌های افقی تیره‌رنگ سنگ نهشته‌های تریاس بالایی را می‌پوشانند

دو گسل عمدهٔ این مجموعهٔ گسلی، به نام گسل خاور «نه» گسل باختر «نه» نامگذاری شده‌اند (شکل ۹-۱۰). در ناحیهٔ خونیک (جنوب نهبندان)، این دو گسل به یکدیگر می‌رسند و به صورت یک گسل امتداد لغز واحد، به سمت جنوب ادامه می‌یابد، ولی در ۵۰ کیلومتری شمال نصرت‌آباد، این گسل بار دیگر دو شاخه شده و به سمت جنوب، به تدریج از هم دور می‌شوند. به شاخهٔ جنوب خاوری که جداکنندهٔ افیولیت خاور ایران از بلوک لوت است «گسل نصرت‌آباد» و به شاخهٔ جنوب باختری، که تا شمال آتشفشان‌های بزمان ادامه دارد «گسل کهورک» نام داده شده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۰).

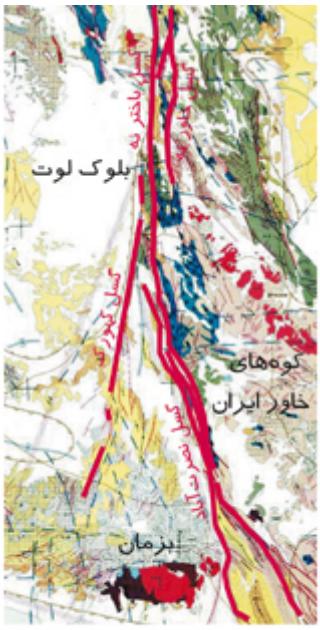
قدیمی‌ترین سنگ‌های متأثر از گسل نهبندان، سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک – تریاس بلوک لوت هستند و در نتیجه سن این گسل، قدیمی‌تر از تریاس است و به احتمال از زمان پرکامبرین فعالیت داشته است ولی در زمان مزوزوییک به یک جدایش درون قاره‌ای تتیس جوان تبدیل شده است. به گونه‌ای که در شکل‌گیری حوضهٔ فلیشی و جایگیری پوستهٔ اقیانوسی خاور ایران، نقش اساسی داشته ولی در حال حاضر زمیندرز خاور ریزقارهٔ ایران مرکزی را تشکیل می‌دهد. بُرش رسوب‌های کواترنری، نشانهٔ حرکت‌های جوان این گسل است. کانون زمین‌لرزه ۱۹۲۸ نهبندان بر روی این گسل قرار دارد. ویرانی سال ۱۳۷۰ شهرستان نهبندان و روستاهای شورک، سهل‌آباد و ۰۰۰ مربوط به آخرین حرکت گسل نهبندان است (بربریان، b ۱۹۷۶).

گسل بشاگرد : نام این گسل از کوه‌های بشاگرد در جنوب فروافتادگی جازموریان گرفته شده است. در این ناحیه، دسته‌ای گسل طولی با روند تقریبی خاوری – باختری وجود دارد. یکی از درازترین آنها گسل بشاگرد است که از کهنوج (شمال خاوری بندرعباس) شروع و ممکن است تا مرز پاکستان ادامه یابد. شاید این گسل، ادامه‌ای از گسل اصلی زاگرس باشد، ولی مسئلهٔ دوگانگی سن سنگ‌های افیولیتی موجود در امتداد این دو گسل، این دیدگاه را پرسش‌آمیز می‌سازد. به ویژه آنکه، روند خاوری – باختری گسل بشاگرد با روندهای شناخته شدهٔ پرکامبرین ایران یکی نیست.گفتنی است که همانند دیگر گسل‌های همزاد و همروند (گسل‌های فنوج، جنوب جازموریان و ۰۰۰)، گسل طولی بشاگرد دست کم در زمان شکل‌گیری پهنهٔ ساختاری – رسوبی مکران (مزوزوییک) به وجود آمده، ابتدا از نوع گسل نرمال بوده ولی پس از آغاز فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان و تشکیل منشورهای برافزایشی به راندگی رو به شمال تبدیل شده است.

گسل هریرود : تفاوت در ویژگی‌های زمین‌شناسی دو سوی رودخانهٔ هریرود (مرز ایران – افغانستان) و رودخانهٔ تجن (مرز ایران و ترکمنستان) سبب شده تا به ناپیوستگی زمین‌شناسی موجود بین بلوک لوت در ایران و بلوک هیلمند در افغانستان خطواره و به عبارت بهتر گسل

هریرود نام داده شود. جدا از شواهد روی زمین، اثر این گسل، به صورت یک ناپیوستگی ژئوفیزیکی از پهنهٔ توران تا مرز ایران و افغانستان گزارش شده است.در ایران، مسیر تقریبی این گسل منطبق بر رودخانه‌های هریرود و تجن است. ادامهٔ جنوبی آن به احتمال از باختر دشت زابل (حد شرقی کوه‌های خاور ایران) گذشته و به زاهدان می‌رسد (شکل ۹-۱۱).

بدین‌سان، گسل یاد شده روند شمالی – جنوبی و حدود ۸۲۵ کیلومتر طول دارد. در ضمن گسترش جغرافیایی سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسهٔ ایران و افغانستان در دو سوی این گسل، نشانگر حرکت چپگرد است (نبوی، ۱۳۵۵) ولی در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت خاورمیانه (حقی‌پور، ۱۹۹۲) این گسل راستگرد دانسته شده است. با توجه به نقشهٔ زمین‌شناسی ایران، چنین استنباط می‌شود که این گسل لبهٔ خاوری جدایش درون‌قاره‌ای کوه‌های خاوری ایران است که ویژگی‌های مشابه با گسل نهبندان دارد.در ضمن، به نظر می‌رسد که در خاور بیرجند، بخش شمالی گسل پس از چرخش به سمت شمال باختری تا جنوب گناباد ادامه می‌یابدو لذا تداوم بیشتر این گسل به سمت شمال نیاز به دلایل مستندتر دارد. به ویژه این که در روند ساختارهای موجود در حدفاصل خاور گناباد تا کپه‌داغ قطع‌شدگی دیده نمی‌شود.



شکل ۹-۱۰-زون گسلی نهبندان در حد فاصل
بلوک لوت و کوه‌های خاور ایران

شکل ۹-۱۱-موقعیت گسل هریرود در منطقه زابل

گسل‌های البرز باختری و آذربایجان

گسل ارومیه – زرینه‌رود: روند عمومی این گسل شمال باختری – جنوب خاوری است که از ماکو آغاز و پس از عبور از کنارهٔ باختری دریاچهٔ ارومیه به رودخانهٔ زرینه‌رود می‌رسد. فروافتادگی دریاچهٔ ارومیه مدیون حرکت این گسل است (شکل ۹-۲).روند عمومی آن هماهنگی با گسل‌های پرکامبرین دارد، ولی نقش آن در زمان پرکامبرین دانسته نیست. در هر حال، در نتیجهٔ عملکرد این گسل، نواحی باختر دریاچهٔ ارومیه به فرابوم‌های پرکامبرین تبدیل شده که در بعضی نقاط تا پرمین ادامه داشته است.

در باختر این گسل، ستبرای رسوبات پرمین به چندین هزار متر می‌رسد و نشانگر آن است که در زمان پرمین، حوضهٔ عمیقی در باختر این گسل وجود داشته است. در رخداد سیمرین جوان، بار دیگر در اثر عملکرد این گسل باختر دریاچهٔ ارومیه به فرابوم بلندی تبدیل شده که با حذف رسوبات ژوراسیک – تریاس همراه بوده است. بررسی تاریخچهٔ زمین‌شناسی نواحی محدود به این گسل نشان می‌دهد که حرکات آن بیشتر از نوع قائم بوده و چگونگی حرکت افقی این گسل مشخص نیست. وجود بازانیت، لوسیتیت و تفریت در حاشیهٔ باختری دریاچهٔ ارومیه و به سن ۷/۸ میلیون سال (معین وزیری و امین سبحانی، ۱۳۶۵) و نقش این گسل در شکل‌گیری دریاچهٔ ارومیه در ۶۵۰۰ تا ۸۵۰۰ سال قبل (شهرابی، ۱۹۸۱) نتیجهٔ جوان‌ترین حرکت‌های این گسل دانسته شده است.

گسل آستارا (تالش) : گسل ترادیس آستارا، یکی از گسل‌های شمالی – جنوبی ایران است که در طول ۱۴۰۰ کیلومتر از ناحیهٔ آستارا تا قفقاز کشیده شده است. دربارهٔ این گسل دانسته‌های زیادی در دست نیست ولی بدون شک در ریخت‌شناسی ناحیه نقش بزرگی داشته و فروافتادگی دریای خزر در خاور آن بسیار آشکار است. ریخت‌شناسی ناحیه، اشاره به عملکرد یک گسل معکوس با افت خیلی زیاد بین ارتفاعات تالش و دریای خزر دارد به طوری که، نهشته‌های پالئوزوییک را در کنار نهشته‌های جوان قرار می‌دهد.سازوکار ژرفی این گسل، نشانگر شیب بسیار ملایم صفحهٔ گسل به سوی جنوب باختر است. این گسل توان لرزه‌ای دارد و در زمین‌لرزه‌های ۱۹۷۸ و ۱۹۵۳ قفقاز، سازوکار فشاری داشته است (بربریان، b ۱۹۷۶).

گسل تبریز: گسل تبریز یکی از ساختارهای خطی ایران است که در یک طول ۱۰۰ کیلومتری از کوه‌های میشو (در باختر) تا بُستان‌آباد (در خاور) قابل ردیابی است (شکل ۹-۱۲). بهترین اثر آن در بلا فصل شمال تبریز دیده می‌شود به همین دلیل گسل تبریز نامگذاری شده است. روند عمومی آن شمال ۱۱۵ درجهٔ شرق و شیب آن قائم است. به نظر بربریان (۱۹۷۷) بخش جنوبی این گسل

(دشت تبریز – صوفیان) حدود ۴۰ متر فروافتاده، ولی نبوی (۱۳۵۵) از مقایسهٔ کوه‌های مرو و میشو به یک جابه‌جایی راستگرد اعتقاد دارد.از صوفیان به سمت باختر، این گسل پس از گذشتن از شهرستان خوی به طرف ماکو و سپس به کوه‌های آرارات در ترکیه می‌رسد. ادامهٔ جنوب خاوری آن کوه‌های سلطانیه در جنوب شرق زنجان است که ممکن است به گسل زفره – قم برسد (نبوی، ۱۳۵۵).

افتخارنژاد (۱۹۷۵)، گسل شمال تبریز را یکی از گسل‌های قدیمی ایران می‌داند که از فروافتادگی زنجان – ابهر، شمال تبریز، شمال باختر آذربایجان گذشته و تا قفقاز ادامه می‌یابد. در زمان دونین زیرین، این گسل منطقهٔ آذربایجان را به دو بلوک تقسیم می‌کرد. بلوک شمال خاوری فروافتاده و بلوک جنوب باختری، تا پایان کربنیفر فرابوم بوده است. بنابراین ممکن است فعالیت این گسل از دورهٔ دونین آغاز شده باشد، هرچند که سن قدیمی‌تر آن محتمل است.

اگرچه در شمال فرودگاه تبریز، سنگ‌های میوسن بر روی رسوبات آبرفتی کواترنری رانده شده‌اند ولی، بررسی زمین‌لرزه‌های تاریخی و ۱۰۰ سال گذشتهٔ تبریز، هیچ نشانی از فعالیت این گسل ندارد. گفتنی است که بربریان (۱۹۷۷)، حرکت دوبارهٔ گسل همراه با زمین‌لرزه‌ای ویرانگر را محتمل می‌داند.

گسل سلطانیه : گسل فشاری سلطانیه، گسلی است با درازای حدود ۱۴۰ کیلومتر و راستای شمال باختری – جنوب خاوری که از فاصلهٔ ۸ کیلومتری جنوب جنوب باختری شهر سلطانیه زنجان می‌گذرد. شیب این گسل به سمت جنوب باختر است و دیوارهٔ فرسودهٔ گسل را می‌توان به روشنی در تمامی درازای آن دید. جنبش‌های فشاری گسل سلطانیه ممکن است در شکل‌گیری فرونشست ابهر – زنجان نقش داشته باشد. در ضمن احتمال دارد زمین‌لرزهٔ سال ۱۸۰۳ میلادی سلطانیه به سبب جنبش این گسل باشد (بربریان 1976 b)

گسل‌های البرز

گسل البرز : این گسل در دامنهٔ شمالی البرز، در طول ۵۵۰ کیلومتر، از لاهیجان تا جنوب گنبدکاووس ادامه دارد. روند عمومی آن کم و بیش خاوری – باختری است ولی، به دلیل خمش به سمت جنوب، بخش میانی آن، سیمایی کمانی دارد. اگرچه در بیشتر گزارش‌ها (نبوی، ۱۳۵۵، بربریان، ۱۹۸۳) شیب گسل البرز به سمت جنوب دانسته شده است ولی در نقشهٔ زمین‌ساخت خاورمیانه (علوی، ۱۹۹۱) گسل البرز نوعی راندگی با شیب به سمت شمال است. در باختر لاهیجان، گسل چپگردی به نام گسل سفیدرود با روند شمال خاوری – جنوب باختری این گسل را جابه‌جا کرده است.گسل البرز جداکنندهٔ البرز از حوضهٔ ترشیری حاشیهٔ جنوبی خزر است و این احتمال وجود دارد که این گسل نشانگر محل تقریبی زمیندرز تتیس کهن باشد. گسل البرز در ریخت‌زمین‌ساخت منطقه اثرگذار است. یاسینی (۱۹۷۰)، اختلاف ارتفاع رأس واحدهای قاره‌ای پلیوسن در دو سوی گسل البرز را حدود ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ متر می‌داند. ولی بربریان (۱۹۸۳)، به جابه‌جایی حدود ۳۰۰۰ متر طی ۲ میلیون سال اعتقاد دارد. موسوی روحبخش (۱۳۸۰)، با توجه به حفاری نفتی در دو طرف گسل البرز، این اختلاف ارتفاع را بین ۱۹۰۰ متر در خاور تا ۲۳۰۰ متر در باختر می‌داند. بلوک شمالی این گسل، در بیشتر زمان‌ها حرکت رو به پایین داشته است. شاید نخستین حرکت رو به پایین در زمان میوسن بوده که در نتیجهٔ آن رخساره‌های دریایی میوسن (رخسارهٔ خزر) در شمال این گسل نهشته شده‌اند. ولی آغاز فرونشینی ممکن است به زمان ژوراسیک برسد. در حال حاضر گسل البرز به شدت فعال به نظر می‌رسد و احتمال دارد بسیاری از زمین‌لرزه‌های گیلان و مازندران نتیجهٔ جابه‌جایی در طول این گسل باشد (شکل ۹-۱۳).

گسل سمنان : گسل سمنان که در شمال بلافصل این شهر و در پهلوی شمالی کوه چنَدران قرار دارد، نوعی راندگی با روند شمال خاوری – جنوب باختری است که به سمت جنوب جنوب خاوری شیب دارد. حرکت‌های افقی گسل سمنان دانسته نیست، فقط در قسمت‌هایی اثرات راندگی با شیب

به سمت جنوب در آن تشخیص داده می‌شود. از نگاه نبوی (۱۳۵۵) ویژگی‌های چینه‌نگاری سنگی توالی پالئوزوییک (به ویژه دونین) دو سوی این گسل تفاوت آشکار دارند، به گونه‌ای که در بلوک جنوبی رخساره‌های ایران مرکزی و در بلوک شمالی رخساره‌های البرز برونزد دارند، به همین‌رو گسل سمنان مرز بین دو پهنهٔ ایران مرکزی و البرز معرفی شده است. اگرچه درازای این گسل از دامغان تا گرمسار محتمل دانسته شده، ولی بهترین اثر آن تنها در کوه چندران دیده می‌شود که بیش از چند صدمتر درازا ندارد. با توجه به تدریجی بودن گذر ایران مرکزی به البرز، پذیرش گسل سمنان به عنوان مرز این دو پهنه چندان ساده نیست.

گسل مُشا – فشم : در دامنهٔ جنوبی البرز، درحد فاصل آبیک – فیروزکوه – شاهرود – گسلی از نوع راندگی وجود دارد که دست کم از زمان لیاس (نبوی، ۱۳۵۵) تاکنون، بر حوضهٔ رسوبی، ساختار کهن و به ویژه ریخت‌زمین‌ساخت امروز البرز اثر درخور توجه داشته است. گسل مُشا – فشم (دلنباخ، ۱۹۶۴، چالنکو، 1974 b)، راندگی اصلی جنوبی (لورنز، ۱۹۶۴)، راندگی میگون – مشاء (آسرتو، ۱۹۶۶)، راندگی اصلی (کارتیه، ۱۹۷۱)، گسل آبیک- فیروزکوه- شاهرود (نبوی، ۱۳۵۵) نام‌های متفاوتی است که به این گسل داده شده است. گسل مورد سخن در حقیقت یک پهنهٔ گسلی به پهنای حدود ۱۰ کیلومتر و طول حدود ۴۰۰ کیلومتر است. خط گسل موجدار است، در شمال باختری دارای روند WNW- ESE می‌باشد. در بخش مرکزی به تدریج خمیده می‌شود ولی در خاور، روند خاوری – باختری دارد. شیب صفحهٔ گسلی، متناسب با نوع سنگ‌های مجاور، بین ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت شمال متغیر است. در حوالی لواسان (خاور تهران)، گسل شمال تهران به این گسل می‌رسد و به صورت واحد، به سمت خاور ادامه می‌یابند (شکل ۹-۱۴). آسرتو (۱۹۶۶)، این گسل را از انواع ژرف و بنیادی البرز می‌داند که در بعضی نواحی بالا رانده Upthrust ، و در بعضی نقاط رورانده Overthrust است. اگرچه اشتوکلین (۱۹۶۸)، آخرین حرکت این گسل را به سن پلیوسن – پلیستوسن می‌داند، ولی چالنکو (۱۹۷۴)، این گسل را از نوع لرزه‌زا و زمین‌لرزه‌های آه مبارک (۱۹۳۰) و زمین‌لرزهٔ مشا (۱۹۵۵) را نتیجهٔ رها شده انرژی در امتداد این گسل می‌داند.

گسل کندوان : یکی از گسل‌های عمده و به احتمال کهن البرز، گسل کندوان است که روند باختر شمال باختر دارد و شیب صفحهٔ گسلی حدود ۳۰ تـا ۹۰ درجـه بـه سـمت شـمال اسـت. رانـدگی کندوان (آسرتو، ۱۹۶۶)، گسل کندوان (اشتالدر، ۱۹۷۱)، راندگی طالقان (ددوال، ۱۹۶۷)، رورانـدگی گرمابدر (آسرتو، ۱۹۶۶)، گسل برگشتهٔ بایجان (آلنباخ، ۱۹۶۶)، گسل رود والار و شاهان دشـت (در خاور دماوند) نام‌هایی است که به بخش‌های مختلف این گسل داده شده اسـت.در ناحیـهٔ کنـدوان، شیب گسل ۳۰ تا ۶۰ درجه به سمت شمال است (گـلاس، ۱۹۶۵) اما بـه سـوی بـاختر، در ناحیـهٔ عَلَم‌کوه، شیب آن به ۷۰ تا ۹۰ درجه می‌رسد. در ناحیهٔ انگوران (باختر زنجان) حرکت‌های قائم این گسل تا ۱۰۰۰ متر برآورد شده است. در حالی که، در باختر انگوران حرکت این گسل افقی گزارش شده است. به نظر می‌رسد که گسل کندوان، مرز شمالی دریای ائوسن را مشخص کند.

گسل شمال تهران : در گسترهٔ تهران، گسل‌های کوچک و بزرگ بسیاری وجود دارد که بـه طـور عمده ردیف‌های رسوبی ترشیری و کواترنری را بریده و جابه‌جا کرده‌انـد. یکـی از عمـده‌تـرین ایـن گسل‌ها، پهنهٔ گسل شمال تهران است که با راستای خاوری – باختری در شمال تهران بـین کـوه و کوهپایه قرار دارد (شکل ۹-۱۵). نخستین بار ریبن (۱۹۵۵)، به وجود یک گـسل اصـلی و مهـم در مرز میان کوهپایه و توفیت‌های سبز سازند کرج ناحیهٔ تهـران توجـه کـرد کـه در اثـر عملکـرد آن، ارتفاعات البرز بر روی آبرفت‌های کواترنر تهران رانده شده است. چالنکو (۱۹۷۴) هم، اختلاف ارتفاع ناگهانی میان تهران و بلندی‌های توچال را مدیون حرکت یک گسل عمده دانسته است. این گسل با راستای متوسط خاور - شمال خاوری و با درازای ۱۰۸ کیلومتر از لواسان و نیکنام ده (شمال خـاور تهران) تا باختر ولیان (باختر کرج) ادامه دارد که کمی به سمت جنوب خمیدگی دارد و شیب آن به سمت شمال است. مقدار شیب در نواحی مختلف متغیر است و از ۱۰ درجه تا ۸۰ درجه اندازه‌گیری شده است. بهترین اثر گسل، در درهٔ کن گزارش شده است. در این محل، توفیت‌های سازند کرج، به عنوان فرا دیواره، به روی فرو دیواره‌ای از سازند هزار دره رانده شده‌اند.

در خاور درهٔ کن، نهشته‌های تراورتن در طول بخشی از گسل رخنمون پیدا کرده‌اند. بنا به گـزارش چالنکو و همکاران (۱۹۷۴)، گسل شمال تهران از چند قطعه همپوشان en echelon تشکیل شده که حرکت امتداد لغز چپگرد دارند. مطالعات اخیر قاسمی و همکاران (۱۳۸۱) نـشان مـی‌دهـد کـه پهنهٔ گسلی واقع در شمال تهران، در واقع از یک گسل راندگی اصلی (گسل شـمال تهـران) و یـک پهنهٔ گسلی چپگرد معکوس تشکیل شده است که از راستای راندگی شمال تهران پیروی می‌کننـد. درازای پهنهٔ مورد نظر ۶۲ کیلومتر است و از خاور به باختر از ۷ قطعه به نام‌های گسل نیک نام دره، سبو کوچک، سوهانک، سوهانک – محمودیه، دارآباد، سعادت‌آباد، گلاب‌دره – کن، باغ اناری و قطعه ازگیل‌دره تشکیل شده است. بخش عمدهٔ این قطعه‌ها مرز بین سازند کـرج در فـرا دیـواره و سـازند هزار دره در فرو دیواره را تشکیل می‌دهند، اما در مواردی، قطعه‌های مذکور به طور کامـل در درون سازند کرج یا سازند هزار دره و واحدهای جوان‌تر قرار می‌گیرند. خطی بودن این قطعه گسل‌هـا، بـا وجود توپوگرافی متغیر، حکایت از شیب زیاد سطح آنها دارد که مولفهٔ راستالغز آنها بر مؤلفهٔ شـیب لغز چیره است.

زمان آخرین حرکت گسل شمال تهران، به سبب نداشتن سن دقیـق نهـشته‌هـای آبرفتـی کـواترنر دانسته نیست. گفتنی است که گسل شمال تهران از نوع لرزه‌زا اسـت و پـاره‌ای از زمـین‌لـرزه‌هـای تهران حاصل حرکت زمین در امتداد این گسل دانسته شده است.

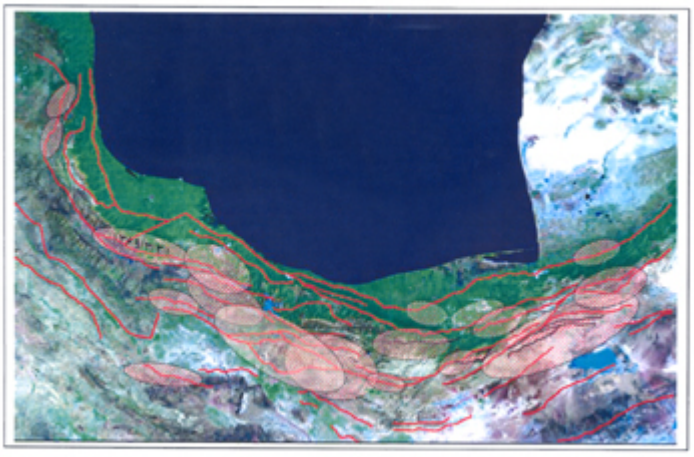
گسل دامغان : گسل دامغان از ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان می‌گذرد و با بـرش نهـشته‌هـای کواترنری، معرف یک گسل کواترنری است (شکل ۹-۱۶). نخـستین بـار کرینـسلی (۱۹۷۰)، ۱۴/۵ کیلومتر از طول گسل مذکور را مطالعه و آن را نوعی گسل نرمال با شیب به سوی جنوب همراه بـا فرو افتادن بخش جنوبی دانست.

بنا به گزارش بربریان و همکاران (۱۳۷۵)، درازای این گسل حدود ۱۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود و از دو بخش بنیادی خاوری و باختری ساخته شده است. بخش خاوری (از شمال دامغان تا ده‌ملا)، بـه

طول ۵۳ کیلومتر، گاهی از میان کنگلومرای چین‌خوردهٔ نئوژن پسین و بادزن آبرفتی کهن و جوان کواترنر و گاهی در میان سیلت‌های رسی کواترنری است، و بلوک جنوبی آن پایین افتادگی دارد. در بخش باختری گسل دامغان (از شمال دامغان تا گردنهٔ آهوان) بلوک شمالی فرو افتاده و بلوک جنوبی معرف نوعی گسل فشاری با شیب به سوی جنوب است.هیچ‌گونه داده لرزه‌خیزی از گسل دامغان در دست نیست. امکان دارد زمین‌لرزه‌های ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قومس و زمین‌لرزهٔ ۹ ژانویهٔ ۱۹۸۲، نتیجهٔ جنبش گسل دامغان باشد (بربریان،۱۳۶۳).

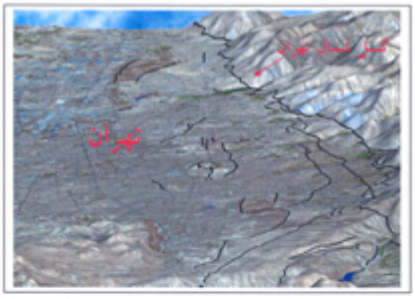
گسل عطاری : گسل عطاری از حدود ۲۵ کیلومتری خاور سمنان آغاز و به سمت خاور تا حوالی روستای قوشه ادامه می‌یابد. علوی نایینی (۱۹۷۲)، این ساختار خطی را نوعی گسل شمال خاوری – جنوب باختری با شیب به سوی جنوب خاور می‌داند که ضمن بریدن پهنهٔ جام - آبخوری، نوعی گسل بنیادی است که از زمان کامبرین تا کرتاسهٔ پسین بر حوضه‌های رسوبی دو سوی خود اثر گذار بوده است. از نگاه علوی نایینی نقش این گسل به گونه‌ای است که می‌توان آن را جداکنندهٔ دو پهنهٔ ساختاری – رسوبی البرز و ایران مرکزی دانست (شکل ۹-۱۷). بربریان و همکاران (۱۳۷۵) گسل عطاری را نوعی راندگی کوتاه به طول ۳۲/۵ کیلومتر می‌دانند که سبب راندگی سنگ‌های سازند کرج (از سوی جنوب) برروی کنگلومرا، ماسه‌سنگ و مارن‌های ژیپس‌دار میوسن و کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های پلیوسن – پلیستوسن (در شمال) شده است . هیچ‌گونه داده سنی و یا لرزه‌خیزی از راندگی عطاری در دست نیست. **(شکل ۹-۱۷)**

mk1Q‹Dw g r †› 12-9 ¢ ßw

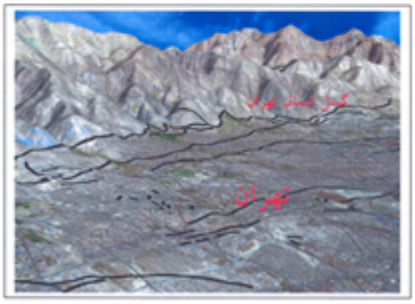


شکل ۹-۱۳- پهنه‌های مهلرزه‌ای و گسل‌های البرز (پایگاه داده‌های علوم زمین)

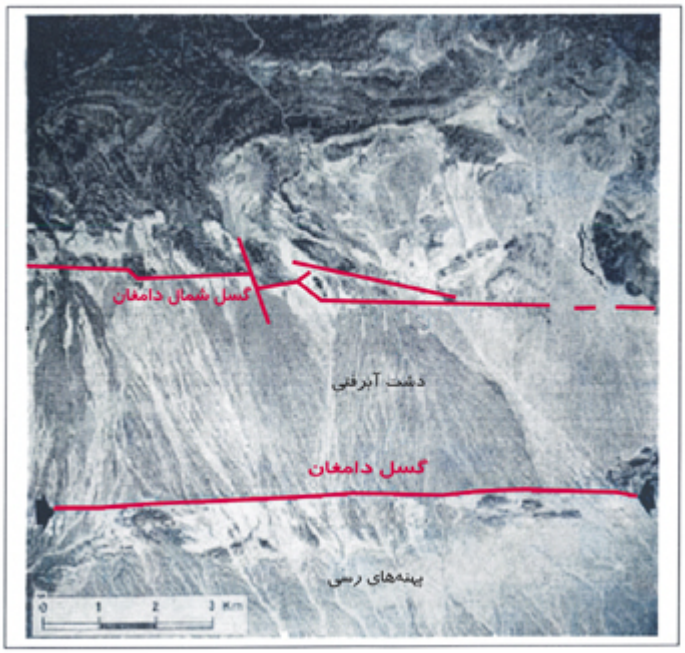
شکل ۹-۱٤گسل مشاء-فشم (آبیک-فیروزکوه-شاهرود)-
گسل شمال تهران و بهم رسیدن این دو در ناحیه لواسان



شکل ۹-۱۵-نمای گسل شمال تهران از شرق (پایگاه داده‌های علوم زمین)



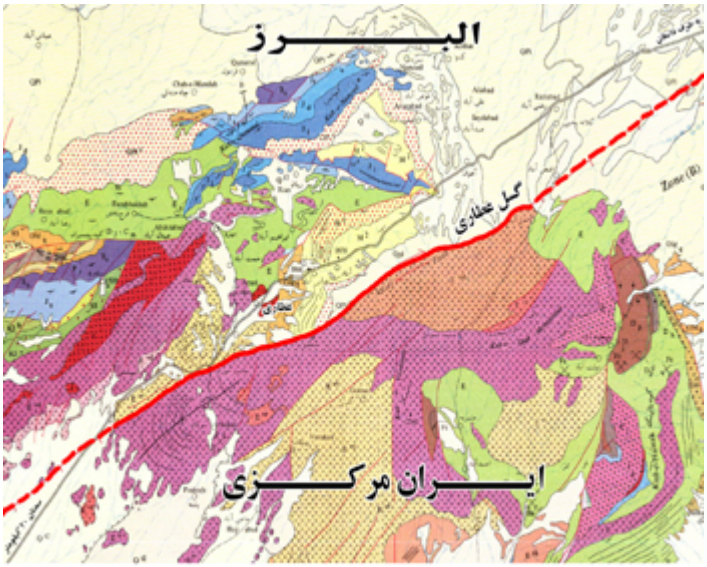
شکل ۹-۱۵-نمای گسل‌های تهران از جنوب غرب (پایگاه داده‌های علوم زمین)



شکل ۹-۱۶-گسل دامغان (در این شکل گسل شمال دامغان در فاصله ٤ کیلومتری دیده می‌شود)

گسل‌های زمین‌لرزه‌ای

با مروری بر تاریخچهٔ لرزه‌خیزی ایران دیده می‌شود که کشور ایران یکی از نواحی لرزه‌خیز دنیا است. در بخش بیشتر ایران، لرزه‌خیزی در ارتباط مستقیم با تجدید فعالیت گسل‌هاست و بیشترین تکاپوهای لرزه‌خیزی در امتداد گسل‌های فعال روی داده است.به گفتهٔ دیگر، بسیاری از زون‌های دارای گسل‌های عمده و همبری‌های زمین‌ساختی غیر عادی، دارای ناآرامی‌های لرزه‌ای بوده و زمین‌لرزه‌هایی را به وجود می‌آورند.



شکل ۹-۱۷- گسل عطاری

گفتنی است حرکات لغزشی در امتداد گسل‌ها، ممکن است از نوع خزش آرام و بدون زمین‌لرزه باشد.گسل زمین‌لرزه‌ای، نوعی شکستگی زمین است که در اثر زمین‌لرزه کم ژرفا تولید شده باشد و به طور کلی با تجدید حرکت دوبارهٔ گسل‌های پیشین همراه هستند. این گونه گسل‌ها می‌توانند دربارهٔ سازوکار رهاسازی انرژی لرزه‌ای در طی زمین‌لرزه و نیز تنش‌های ناحیه اطلاعات لازم را بدهند.بیشتر گسل‌های زمین‌لرزه‌ای شناخته شدهٔ ایران، طولی بیش از ۴۰ کیلومتر دارند و همهٔ آنها با زلزله‌های مخرب با بزرگی بیشتر از ۷ ، همراه‌اند.در تمام حالت‌ها، جهت گسل‌های زمین‌لرزه‌ای

ایران گویای جهت فشاری در راستای NNE-SSW است که با جهت حرکت شمال خاوری صفحهٔ عربستان هماهنگی دارد.

گسل‌هایی که برخوردار از یک یا چند ویژگی زیر باشند، گسل‌های جُنبا یا گسل‌هایی با توانایی جنبش به حساب می‌آیند (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) :

× کانون‌یابی رو مرکز زمین‌لرزه‌های بزرگ در مکانی از درازای گسل و یا در فرادیوارهٔ آن × گسلش در نهشته‌های کواترنری پسین

× داشتن دیوارهٔ حفظ شده

× داشتن ریزلرزه‌های زیاد که با شبکهٔ کامل و بستهٔ لرزه‌نگاری محلی با خطای کم در کانون‌یابی روی زمین و ژرفی و زمان‌گیری یکنواخت برداشت می‌شوند.

× داشتن بستگی به یک گسل شناخته شدهٔ جُنبا.نام و بعضی ویژگی‌های گسل‌های ایران با پیشینهٔ لرزه‌خیزی در جدول زیر خلاصه شده است (گزارش ملی زلزله). **جدول**

!Error

نام	موقعیت جغرافیایی	درازا (کیلو متر)	امتداد	شیب	تاریخچهٔ لرزه‌خیزی		
گسل فشاری الموت	بهلوی جنوبی دهٔ الموت	۵۲	NW-SE	۳۰sw	۱۶۰۸/۷/۲۴	طالقان	(Mₛ=۷,۶)
					۱۸۰۸/۱۲/۱۶		(Mₛ=۵,۹)
گسل فشاری ایبک	جنوب بهمن‌زهرا	۸۵	E-W	N	۱۹۶۲/۹/۱	بهمن زهرا	(Mₛ=۷,۲)
راندگی یلجان	شمال راه‌هزار	۴۵	NW-SE	N	۱۹۸۲/۲/۲۵	یلجا ن	(mb=۵,۲) (mb=۵,۴)
					۱۹۸۴/۲/۲۶		
گسل فشاری طالقان	جنوب طالقان	۶۴	E-W	S	۱۹۶۶/۱۲/۸		(mb=۵,۰)
					۱۸۰۸/۱۲/۱۶		(Mₛ=۵,۹)
گسل فشاری تسوج	۵ کیلومتری شمال تسوج	۶۱	NE-SW	NW	۱۸۰۷/۶/۱۱		(۱۰+VIII)
					۱۸۵۷/۹/۹		(۱۰+VIII)
					۱۹۶۲/۱۲/۳۱		(mb=۴,۵)
					۱۹۸۱/۵/۲۴		(mb=۴,۹)
					۱۹۸۴/۴/۲۹		(mb=۴,۹)
					۱۹۸۶/۷/۱۰		(mb=۴,۷)
					۱۹۸۶/۷/۱۷		(mb=۴,۵)
گسل جنوب ری	جنوب شاه‌عبدالعظیم	۱۸/۵	E-W	N-NW	-	-	
گسل فشاری خزر	جنوب دشت کرانه‌ای ماندران	۶۰۰	E-W	S	سال ۸۴۷ میلادی	کرگان	(Mₛ=۶,۵)
					۱۹۹۴/۴/۵		(mb=۵,۲)
گسل فشاری دفسنجان	۲۰ کیلومتری جنوب دفسنجان	۱۴۰	NW-SE	SW	۱۹۲۴/۱/۱۸		(Mₛ=۵,۷)
گسل زلزله‌خیز *	۶۰ کیلومتری جنوب باختری نیشابور	۶۶	NW-SE	SW	۱۹۴۰/۵/۴	؟	(Mₛ=۶,۴)
					۱۹۷۱/۵/۲۲		
					۱۹۸۰/۱۰/۳۰		
					۱۹۸۰/۱۱/۲۱		
گسل فشاری شاهوار	شمال – شمال‌خاور شاهرود	۶۰	NW-SE	NW	۱۸۹۰/۶/۱	تاش، لر	(Mₛ=۷,۲)
					۱۹۸۱/۸/۹		(Mₛ=۴,۷)
					۱۹۸۴/۱/۱۶		(Mₛ=۴,۵)
گسل فشاری شاه‌کوه	شمال‌شمال باختری شاهرود	۱۱۵	NE-SW	NW	۱۸۹۰/۹/۱۱	تاش،	(Mₛ=۷,۲)
					۱۹۸۵/۱۰/۲۹		(Mₛ=۶,۰)
گسل فشاری شمال البرز	دامنهٔ شمالی البرز	۳۰۰	E-W	S	۱۱۲۷	گیلان	(Mₛ=۶,۸)
گسل فشاری شمال تبریز	بلافصل شمالی تبریز	۱۵۰	NW-SE	NE	۸۵۸ میلادی		(Mₛ=۶,۲)
					۱۰۴۲/۱۱/۴		(Mₛ=۷,۰)
					۱۷۲۱/۴/۲۶		(Mₛ=۷,۰)
					۱۷۸۰/۱/۸		(Mₛ=۷,۷)
					۱۹۶۵/۴/۱۰		(Mₛ=۵,۱)
گسل شمال تهران	بلافصل شمال تهران	۹۰	E-W	N	۹۵۱/۲/۲۱		(Mₛ=۷,۰)
					۱۱۷۷/۵/--		(Mₛ=۷,۲)
					۱۹۷۰/۱۲/۴		(Mₛ=۴,۱)
					۱۹۸۹/۱۰/۲۶		؟
گسل (راندگی) شمال ری	جنوب بهشت‌زهرا	۱۷	E-W	N	امحاد جاده‌جلی در سفره‌های آب زیرزمینی		
گسل فشاری شمال قزوین	شمال قزوین	۶۰	E-W		۱۱۱۹/۱۲/۱۰		? (Mₛ=۶,۵)
راندگی قزل‌اوزن (منجیل)		۶۵	NW-SE	N-NW	۱۹۶۸/۸/۲	-	-
					۱۹۸۲/۹/۲۲		
گسل فشاری کشف‌رود		۱۲۰	NW-SE	NE	۱۹۷۲/۷/۲۰		(Mₛ=۶,۶)
					۱۶۸۷/۷/۲۸		؟
					۱۹۸۸/۹/۲۸		؟

فصل دهم- دریاچه‌ها و دریاهای ایران

مقدمه

توضیح

ایران بخشی از سرزمین‌های نیمه‌خشک و خشک آسیا با بارش سالانهٔ به نسبت کم است. به همین‌رو، آب‌های داخلی (دریاچه‌ها) آن کم، و اغلب در فروافتادگی‌های زمین‌ساختی جوان، قرار دارند. با وجود این، پاره‌ای از دریاچه‌های ایران، مانند دریاچه‌های تار و گَهَر در بلندی‌ها قرار دارند.دریاها و دریاچه‌های ایران، به جز مطالعات پراکنده، چندان مورد توجه نبوده‌اند. به همین دلیل، اطلاعات زمین‌شناسی چندانی از آنها در دسترس نیست، در حالی که سازوکار تشکیل و تأثیر آنها بر زمین‌شناسی و اقتصاد ایران درخور توجه است و باید مورد توجه ویژه قرار گیرند، به گونه‌ای که «زمین‌شناسی دریایی» یکی از شاخه‌های فعال علوم زمین ایران باشد.دریاچه‌های دائمی ایران بیشتر به مناطق پر باران شمال – باختری و جنوب باختری ایران محدود است در مناطق خشک و صحرایی، دریاچه‌ها از نوع فصلی و پایانه‌ای بوده و آب شور دارند. در این فصل ابتدا دریاچه‌های عمده (بر حسب حروف الفبا) شرح داده می‌شوند و بعد به بحث دریاها می‌رسیم.(**شکل ۱۰-۱**)

شکل ۱۰-۱-پراکندگی جغرافیایی دریاچه‌های عمده ایران

دریاچه‌های ایران

دریاچهٔ ارومیه

دریاچهٔ ارومیه که در گذشته «چی‌چست» و «کبودان» نام داشته بزرگ‌ترین و شورترین دریاچهٔ دائمی ایران و یکی از دریاچه‌های فوق اشباع از نمک دنیا است که از این نظر با دریاچهٔ بزرگ نمک Great Salt Lake آمریکا شباهت دارد.

درازای آن ۱۴۰ و پهنای آن میان ۱۵ تا ۵۰ کیلومتر و مساحت آن بین ۵۰۰۰ تا ۶۰۰۰ کیلومترمربع (بر حسب میزان بارش و تبخیر) است. به باور فورون (۱۹۴۱)، در پلیو – پلیستوسن، دریاچهٔ ارومیه تا تبریز و مراغه گسترش داشته است. این دریاچه در یک فرونشست کم ژرفای وسیع با میانگین ژرفای ۶ متر قرار گرفته است. ولی ژرف‌ترین نقطهٔ آن با ۱۳ متر عمق در گوشهٔ شمال باختری جای دارد. سطح آن نسبت به سطح آب دریاهای آزاد، ۱۳۰۰ متر بالاتر قرار دارد. در این دریاچه بیش از ۱۰۲ جزیره وجود دارد که شکل و اندازهٔ آنها با میزان بارش سالانه تناسب دارد.

در بین این جزایرکوچک و بزرگ، شبه جزیرهٔ اسلامی (شاهی) بزرگ‌ترین آنها است که در سال‌های پر بارش به صورت جزیره درمی‌آید. بر خلاف جزیرهٔ اسلامی که از سنگ‌های آتشفشانی پلیوسن است، دیگر جزایر، نهشته‌های فلیش گونهٔ کرتاسهٔ زیرین و یا سنگ آهک‌های ریفی زمان میوسن (سازند قم) هستند. سطح حوضهٔ آبریز دریاچه حدود ۵۰۰۰۰ کیلومترمربع است. زرینه‌رود، سیمینه‌رود، زولای‌چای و آجی‌چای از رودهای عمدهٔ وارده به دریاچه هستند. از میان رودهای گفته شده، آجی‌چای از رسوب‌های نمکی نئوژن خاور تبریز عبور می‌کند و در حمل مقدار قابل ملاحظه‌ای نمک به دریاچه نقش دارد.اگرچه در گزارش‌های قدیمی (گونتر، ۱۸۹۹ و بوبک، ۱۹۳۴)، دریاچهٔ ارومیه را باقیماندهٔ دریای مدیترانه دانسته‌اند ولی از نگاه زمین‌شناسی، این حوضه حاصل عملکرد سامانه‌های گسل‌های فشاری مانند گسل تبریز و زرینه‌رود است که در سیستم آبگیری آن نقش اساسی داشته‌اند. از نگاه زمین‌ساختی صفحه‌ای، به باور مکنزی (۱۹۷۲ و ۱۹۷۶) دریاچهٔ ارومیه، در قسمتی از پهنهٔ خرد شدهٔ بین صفحه‌های عربستان و ایران و ریزصفحه‌های ایران و ترکیه قرار گرفته و می‌توان آن را نوعی دریاچهٔ زمین‌ساختی دانست که کوه‌های بلندی آن را در بر گرفته است.حدود ۳۵ تا ۴۰ متر نهشته‌های نرم دریاچه‌ای بر روی پی‌سنگ سخت شدهٔ کرتاسهٔ زیرین و یا سنگ‌آهک‌های مارنی میوسن (سازند قم) قرار گرفته که با ویژگی‌های کنونی، سن دریاچه را ۳۰ تا ۴۰ هزار سال تعیین می‌کند. ولی بر اساس پادگانه‌های دریاچه‌ای پیرامون آن، سن دریاچه را ۴۰۰ تا ۵۰۰ هزار سال برآورد می‌کنند.نمونه‌های گرفته شده از رسوبات نرم بستر، نشانگر ردیفی از رسوبات هولوسن است که قسمت‌های زیرین آن بازگوی محیط‌های دیرینهPaleoenviroment از نوع کویری Playa و یا کفهٔ‌گلی Mud flat است. بررسی دانه‌های گرده موجود در رسوبات دریاچه نشان می‌دهد که در طول عمر دریاچه، شرایط خشک اقلیمی نیز وجود داشته است.بیشتر نهشته‌های دریاچه از نوع شیمیایی است. وجود بعضی لایه‌های نازک تخریبی (کوارتز، کلسیت، پلاژیوکلاز، کائولینیت) نشانگر تغییر موقتی آب و هوا و شوری دریاچه است.

از رسوب‌های شیمیایی دریاچه، آراگونیت بیشترین مقدار را دارد که به صورت تیغه‌های نازک و منظم و یا نامنظم است. ژیپس به صورت لایه‌های مستقل و بلورهای درشت در گل و لای رشد کرده و تشکیل آن در زمانی بوده که سطح آب به حداقل رسیده است. کلسیت‌های موجود آواری است و همراه آب رودها به دریاچه رسیده‌اند و تغییر مقدار آن نسبت به کوارتز، نمایانگر تغییرات آب و هوایی است. گاهی در رسوبات دریاچه‌ای گل و لای دولومیتی هم وجود دارد که ممکن است به شیوهٔ جانشینی تشکیل شده باشند. نمک طعام و فلدسپارهای پتاسیم‌دار کانی فرعی هستند. اگرچه در نهشته‌های کف ائولیت دیده نشده، ولی در کرانهٔ باختری دریاچه، ائولیت در حال تشکیل است. در این نهشته‌ها، اثری از خاکسترهای آتشفشانی دیده نشده است. در ضمن نمک مجزا هم دیده نشده که نشان می‌دهد دریاچه هیچ‌گاه به طور کامل خشک نشده است.

آب دریاچهٔ ارومیه با pH از ۷/۲ تا ۷/۶ از نوع کلریدسدیم، منیزیم و سولفات سدیم و در حالت زیرقلیایی است. تغییر شوری آب، رابطهٔ عکس با ژرفای دریاچه دارد و با افزایش ژرفا، شوری کمتر می‌شود. میزان شوری آن در هنگام پرآبی ۲۲۰ گرم در لیتر و در تابستان تا ۲۸۰ گرم در لیتر افزایش می‌یابد. سطح آب در فصول مختلف تا یک متر در نوسان است و به همین دلیل در مواقع پر آبی بخش‌هایی از ساحل آن به زیر آب می‌رود. به رغم شوری زیاد، جلبک‌های سبز مانند Dundella ، سخت‌پوستان Artemia salina و باکتری‌ها از موجودات زندهٔ دریاچه هستند. این جانداران در دوام دریاچه نقش مؤثر دارند و از نابودی آن جلوگیری می‌کنند.مطالعات اکتشافی انجام شده برای استحصال نمک از دریاچهٔ ارومیه نشان داده است که مجموع ته‌نشست جامد دریاچه به بیش از ۵ میلیارد تن می‌رسد. در این میان، پتاسیم بر حسب O2K حدود ۲۷ میلیون تن و بر حسب سولفات پتاسیم حدود ۶۰ میلیون تن، منیزیا ۲۴۴ میلیون تن، برومید حدود ۲۸ تن و لیتیم حدود ۲۵۰ تن برآورد شده است (سازمان صنایع و معادن آذربایجان غربی، ۱۳۸۰) بنابراین، پس از مطالعات فرآوری، استحصال نمک‌های دریاچهٔ ارومیه با احداث حوضچه‌های تبخیر خورشیدی و کارخانهٔ فرآوری امکان‌پذیر است.

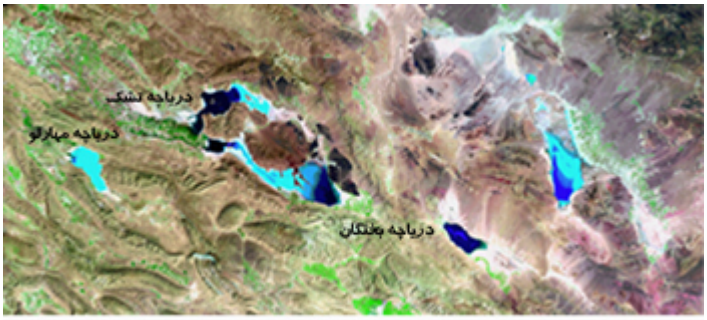
دریاچهٔ بختگان – طَشک

دریاچه‌های بختگان و طشک دو فرونشست میان‌کوهی هستند که ارتفاع آنها از سطح دریای آزاد حدود ۱۵۵۸ متر است. دریاچهٔ بختگان که در باختر نیریز قرار داردو به صورت یک فروافتادگی کشیده به طول تقریبی ۷۰ تا ۱۰۰ کیلومتر است که روند شمال باختر – جنوب خاور دارد و سطح زیر پوشش آن حدود ۲۰۰۰ کیلومترمربع است. سواحل این دریاچه با رسوبات سفیدرنگ تبخیری پوشیده شده‌اند ولی در سواحل نزدیک به سنگ‌های افیولیتی، رنگ تیره‌تر است.

دریاچهٔ طَشک با وسعت تقریبی ۸۰۰ کیلومترمربع در شمال باختری دریاچهٔ بختگان و ۱۶۰ کیلومتری خاور شیراز قرار دارد. تنها راه ارتباطی این دو دریاچه، از طریق دلتای رودکُر است که بخشی از آن به دریاچهٔ بختگان و بخش دیگر به دریاچهٔ طشک می‌ریزد. تعدادی جزیره و شبه جزیرهٔ کوچک و بزرگ از جنس رادیولاریت، سنگ‌های پلاژیک و آهک‌های سروک در این دو دریاچه وجود دارند که مهم‌ترین آنها جزایر نرگس و گنبان (در دریاچهٔ طشک) و جزیرهٔ مناک در دریاچهٔ بختگان است که مساحت آنها، تابع شرایط بارندگی سالانه است. بلندترین نقطهٔ جزیرهٔ گنبان ۱۷۳۴ متر از سطح دریا است که از سطح دریاچه حدود ۱۸۵ متر بلندتر است. دریاچهٔ طشک ژرفایی کمتر از بختگان دارد و در فصول خشک، ارتباط آن با بختگان قطع می‌شود.

تأمین کنندهٔ اصلی آب این دو دریاچه، «رودکُر» است که از کوه‌های برآفتاب و موسی‌خانی، در ۵۰ کیلومتری جنوب باختری ده‌بید سرچشمه می‌گیرد و در شمال باختری مرودشت، پس از یکی شدن با رود شادکان (شادکام)، و عبور از دشت مرودشت به دریاچه‌ها می‌ریزد. از طریق چشمه سارها که از سنگ‌آهک‌ها و دولومیت‌های پیرامون دریاچه سرچشمه می‌گیرند نیز مقدار قابل توجهی آب وارد دریاچه‌ها می‌شود.ترکیب شیمیایی آب دو دریاچه از نوع کلریدسدیم، کلریدمنیزیم، سولفات سدیم (NaCl ،SO 2Na 2MgCl۴) می‌باشد. (**شکل ۱۰-۲**)

از نظر زمین‌ساختی و خاستگاه باید گفت که این دو دریاچه نواحی گود فرونشست نیریز – مرودشت هستند که در تشکیل آنها، گروهی از گسل‌های راندگی، با روند شمال باختری – جنوب خاوری نقش دارند و بر اساس دانسته‌های موجود، پاره‌ای از آنها، مانند راندگی بختگان، در دورهٔ کواترنر فعال بوده‌اند. ژرفای بسیار کم دریاچه‌ها و نبود پادگانه‌های دریاچه‌ای کهن، درک زمان تشکیل دریاچه را ناممکن ساخته، ولی کرینسلی (۱۹۷۰) به زمان پلیستوسن پسین (همزمان با دورهٔ یخچالی وُرم) باور دارد. چنین زمانی با جنبش‌های کوهزایی چرخهٔ پایانی آلپ که با فراخاست همراه بوده همخوانی دارد.بررسی‌های اکتشافی انجام شده برای استحصال پتاسیم و منیزیم، رضایت‌بخش نبوده است (وزارت صنایع و معادن، ۱۳۸۱).



شکل ۱۰-۲- تصویرماهواره‌ای دریاچه‌های مهارلو، تشک و بختگان

دریاچه‌های تار و هَویر

دریاچه‌های زمین‌ساختی تار و هویر در ۳۰ کیلومتری خاور شهرستان دماوند، از جمله دریاچه‌های آب شیرین کوهستانی هستند که در ارتفاع بیش از ۲۹۰۰ متر از سطح دریا قرار دارند و راه ارتباطی آنها، جاده ماشین روی دماوند – دریاچهٔ تار است. این دو دریاچه در فاصلهٔ حدود ۵۰۰ متری از یکدیگر قرار دارند. بیشترین درازای دریاچهٔ تار ۱/۳ کیلومتر و میانگین پهنای آن ۴۰۰ متر و درازی دریاچهٔ هویر حدود ۹۰۰ متر و میانگین پهنای آن ۱۵۰ متر است.

دو دریاچه بر روی هم نزدیک به ۰/۷ کیلومترمربع وسعت دارنـد. سرشـاخهٔ آب‌هـایی کـه بـه ایـن دریاچه‌ها می‌ریزند، چشمه‌ساران کوه‌های قره‌داغ، سیاه‌چال و شاه‌نشین در شمال و آبراهه‌های فصلی از جنوب است که قسمتی ازآب آنها وارد دریاچه‌ها می‌شود و قسمتی دیگر، آب رودهای تار و هـویر را تأمین می‌کنند.در بارهٔ چگونگی تشکیل این دو دریاچه، زمـین‌شناسـان (اشـتال، ۱۸۹۷، آلنبـاخ، ۱۹۷۲، شهرابی، ۱۳۷۳) دیدگاه واحدی دارند. شواهد زمین‌شناسی پیرامون دو دریاچه سبب شده تا آنها بر این باور باشند که در شکل‌گیری دو دریاچـه، عملکـرد تـوأم رانـدگی مُـشا – فـشم (آبیـک، فیروزکوه، شاهرود) و کوه لغز پهلوی جنوبی دریاچه (زرین‌کوه) نقش اساسی داشته‌اند. بدین‌سان که حرکات جوان این راندگی در زمان کواترنر، سبب رانش به نسبت بزرگی از زرین‌کوه (رشته کوه‌های جنوب دریاچه) شده و با ایجاد پشته‌ای به بلندای بـیش از ۵۰ متـر، سـدی طبیعـی در برابـر روان آب‌های سطحی ایجاد و شرایط لازم برای انباشت آب فراهم آمده است. تیپ شـیمیایی آب دریاچـهٔ تار، بـر اسـاس مطالعـات (لـوفلروین، ۱۹۵۰) از نـوع کلـسیم، منیـزیم، کربنـات ($MgCO_3 - CaCO_3$)است.

دریاچهٔ پریشان (فامور)

دریاچهٔ پریشان یا فامور، در ۱۵ کیلومتری جنوب خاوری شهرستان کازرون قرار داد و نام دریاچه از کوه فامور، در شمال خاوری آن گرفته شده است. آب دریاچه شـیرین اسـت و بخـش بیـشتر آن، از آبراهه‌هایی است که از کوه فامور سرچشمه می‌گیرند و بخشی نیز از منابع زیرزمینی تأمین می‌شود. ژرفای کم دریاچه سبب می‌شود که در فصول خشک بخشی از آن زیر پوشش نهشته‌های تبخیـری قرار گیرد. دریاچهٔ پریشان با حدود ۴۳ کیلومترمربع وسعت، در فرونشست کم ژرفایی تشکیل شـده که از سطح دریا حدود ۸۲۰ متر بلندتر است و در پیرامـون آن رخنمـون‌هـای مرتفـع از واحـدهای سنگ‌چینه‌ای زاگرس دیده می‌شود که به سن کرتاسهٔ پسین تا کواترنر است. از دیدگاه سـاختاری و زمین‌شناسی، دریاچهٔ فامور در پهنهٔ زاگرس چین خورده قرار گرفته. شهرابی (۱۳۷۳) بـر ایـن بـاور

است که حرکت‌های جوان گسل فعال کازرون و گسل‌های وابسته که در فاصلهٔ کمی از دریاچه قرار دارند، در شکل‌گیری فرونشست کازرون و لغزش سازند نامقاوم گچساران نقش داشته‌اند. نامبرده وجود چندین زمین‌لغز از سازند گچساران را تأییدی بر نظر خود می‌داند.

دریاچهٔ جازموریان (جزموریان)

هامون جازموریان، یک فرونشست زمین‌ساختی جوان در ۱۵۰ کیلومتری باختر ایرانشهر است که و بلندی آن از سطح دریای آزاد ۳۵۰ متر می‌باشد. وسعت این هامون در فصول پرباران، ۳۳۰۰ کیلومترمربع است و به دلیل شرایط اقلیمی ویژه، در بیشتر مواقع سال، بخش اعظم آن به کفهٔ نمکی وکفه‌های رسی تبدیل می‌شود. رودها و آبراهه‌های متعدد دائمی و موقت، به این هامون می‌ریزند که از میان آنها، رود بَمپور و هلیل‌رود اهمیت بیشتری دارند. در بارهٔ شوری رودهای وارده و درصد نمک آب دریاچه گزارش‌های موجود هماهنگی دارد. در گزارش اوبرلندر (۱۹۸۸)، آب هامون قابل شُرب دانسته شده ولی فیشر (۱۹۶۸) آب هامون را شور می‌داند. بنابر دانسته‌های موجود، شوری آب جازموریان تا حد فوق اشباع از نمک است. کرینسلی (۱۹۷۰) گسترهٔ هامون جازموریان را شامل سه بخش زیر دانسته است:

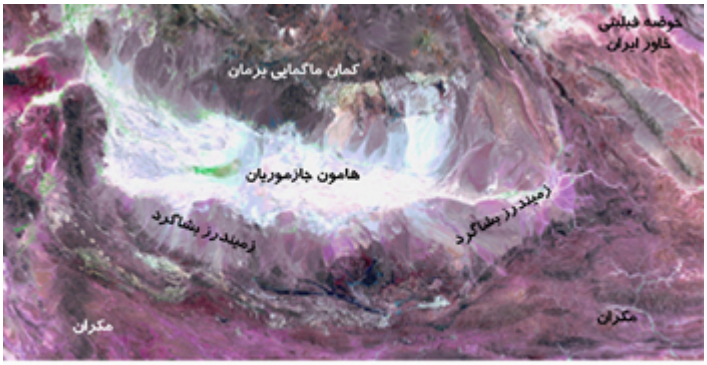
× دریاچهٔ فصلی که گسترهٔ آن در فصول خشک و مرطوب تغییرات زیادی دارد و در بیشتر جاها در اواخر تابستان و اوایل پاییز ناپدید می‌شود.

× پهنهٔ مرطوب که سطحی در حدود ۲۲ درصد می‌پوشاند.

× پهنهٔ باتلاقی که ۵۹ درصد از منطقهٔ مرطوب را زیر پوشش دارد و مرز بالایی آن به پهنه‌های سیلتی-رسی است.

هامون جازموریان در مرکز یک فرونشست زمین‌ساختی جوان است که بین رشته کوه‌های جبال‌بارز (در شمال) و رشته کوه‌های بشاگرد (در جنوب) قرار دارد. در گذشته این فرونشست را لبهٔ جنوبی

بلوک لوت می‌دانستند، ولی در حال حاضر این باور وجود دارد که جازموریان نوعی فرونشست پیش کمانی است که در شکل‌گیری آن، فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران و همچنین عملکرد گسل‌های همروند با فروافتادگی، به ویژه مجموعهٔ گسلی بشاگرد، نقش داشته‌اند. اشتوکلین (۱۹۷۰) پدیدهٔ فروافتادگی را به رخدادهای نئوژن – کوارترنری نسبت داده، ولی کرینسلی (۱۹۷۰) زمان تشکیل آن را پلیستوسن می‌داند. (**شکل ۱۰-۳**)



شکل ۱۰-۳- تصویر ماهواره‌ای دریاچه فصلی هامون جازموریان

دریاچهٔ حوض‌سلطان

دریاچهٔ حوض‌سلطان یا دریاچهٔ شاهی، فروافتادگی نامتقارنی با ۳۳۰ کیلومترمربع وسعت، در ۳۵ کیلومتری شمال قم و در شمال باختری دریاچهٔ نمک است. این دریاچه شامل دو چالهٔ جدا از هم یکی به نام «حوض‌سلطان» و دیگری به نام «حوض‌مره» است که با آبراههٔ باریکی به هم وصل می‌شوند. حوضهٔ باختری (حوض‌سلطان) دارای بلندی ۸۰۶ متر از سطح دریا است که به طور معمول از روان‌آب‌های سطحی تغذیه می‌شود. حوضهٔ خاوری (حوض‌مره)، افزون بر روان‌آب‌ها، از رودهایی مانند رودشور و قره‌چای نیز بهره می‌گیرد.

مطالعات مستوفی (۱۳۵۰) نشان می‌دهد که آب ابتدا وارد حوض‌مره شده و پس از پر شدن آن، از مسیل دو حوض گذشته وارد حوض‌سلطان می‌شود و هنگامی که آب در حوض‌سلطان چند متر