گسل‌های ایران

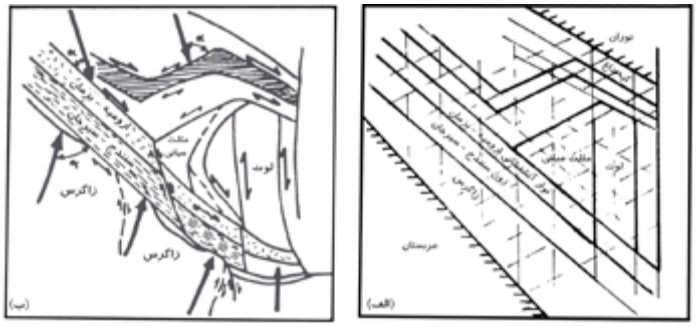
مقدمه

گسل‌ها نوعی ساختار خطی، همراه با جابه‌جایی هستند که بر تحولات زمین‌ساختی و همچنین تکوین حوضه‌های ساختاری – رسوبی ایران اثر در خور توجه داشته‌اند. از این میان، اثر گسل‌های طولی عمده، همزمان با جنبش‌های کوهزایی کاتانگایی (پرکامبرین پسین) به مراتب بیشتر است. روند این گسل‌ها در بیشتر جاها با روندهای زمین‌ساختی مربوط به چین‌خوردگی کاتانگایی همخوان است و در راستای شمالی – جنوبی قرار دارد، ولی روندهای شمال غربی – جنوب شرقی (روند زاگرس) نیز گزارش شده است. جدا از دو روند گفته شده. روند سومی در راستای شمال شرقی – جنوب غربی، بر گسل‌های ایران حاکم است، به گونه‌ای که سه امتداد اصلی (شکل ۹-۱) قابل تشخیص است (نوگل سادات، ۱۹۷۸) .

۱- جهت شمال غربی – جنوب شرقی که با امتداد زاگرس، زون سنندج – سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه- بزمان و البرز غربی هم روند است.

۲- جهت شمال شرقی – جنوب غربی که با امتداد البرز شرقی، گودال کویر بزرگ موازی است.

۳- روند شمالی – جنوبی، که با جهت یافتگی لوت و تمام مناطق شرق گسل نایبند و شمال بزمان، مشخص است.گسل‌های یاد شده، به طور عموم مرز واحدهای ساختاری – رسوبی مختلف ایران را تشکیل می‌دهند و با فعالیت خود، موجب تغییرات عمده در رخساره‌های سنگی، ستبرای رسوبات به ویژه تحولات زمین‌ساختی (ماگماتیسم، دگرگونی، شدت و الگوی چین‌خوردگی ...) می‌شوند و لذا، شناخت آنها از نظر زمان تشکیل، فعالیت‌ها، تأثیر آنها بر زمین‌شناسی ایران و لرزه‌زمین‌ساخت بسیار ضروری است.



شکل ۹-۱ (الف) سه جهت اصلی شکستگی در پی سنگ (خطوط نازک) و گسل های اصلی امروزی (خطوط ضخیم) و موقعیت پهنه‌های ساختاری - رسوبی

شکل ۹-۱ (ب)- نقش گسل‌ها در تفکیک حوضه‌های ساختاری-رسوبی عمده (نوگل سادات ۱۹۷۸)

ویژگی‌های عمومی گسل‌های ایران

به جز حالت‌های استثنایی، ویژگی‌های زیر در گسل‌های ایران عمومیت دارد.

۱- گسل‌های دارای روند شمالی – جنوبی و یا شمال غربی – جنوب شرقی، به سن پرکامبرین پسین، و حاصل کوهزایی کاتانگایی هستند.

۲- گسل‌های شمالی – جنوبی و شمال غربی – جنوب شرقی از انواع امتدادلغز راستگرد هستند.

۳- گسل‌های دارای روند شمال شرقی – جنوب غربی، به سن دونین و حاصل عملکردهای احتمالی جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی هستند

۴- گسل‌های شمال شرقی – جنوب غربی تغییر شکل برشی چپگرد دارند.

۵- گسل‌های مربوط به رخدادهای زمین‌ساختی چرخهٔ آلپی بیشتر موازی روند زاگرس، یعنی امتداد تقریبی N140 درجه دارند.

۶-گسل‌های ایران نقاط ضعیف پوسته هستند که رها شدن انرژی متمرکز را ممکن می‌سازند و لذا گسل‌ها به ویژه انواع طولی عمده (با طول بیش از ده کیلومتر) در لرزه‌خیزی ایران نقش دارند (به جز گسل‌هایی که در ۷۰۰ هزار سال گذشته حرکت نداشته‌اند). در این میان، نباید گسل‌های بی‌نام نادیده گرفته شوند، چراکه بسیاری از گسل‌های بی‌نام نیز می‌توانند لرزه‌زا باشند. برای مثال می‌توان به بزرگ‌ترین زمین‌لرزهٔ ایران با بزرگی ۷/۷ در ۱۶ سپتامبر ۱۹۷۸ (شهریور ۱۳۵۷) در شهر طبس اشاره کرد که بر روی یک گسل بی‌نام و ناشناخته روی داده است (بربریان، ۱۹۸۰).

۷- قرارگیری کانون زمین‌لرزه‌های سدهٔ بیستم در درازای بسیاری از گسل‌های ایران، نشان می‌دهد که بسیاری از گسل‌های ایران هنوز فعال هستند.

۸- گسل‌ها در تحولات زمین‌ساختی گوناگون (دگرشیبی، چین‌خوردگی، ماگماتیسم و ...) نقش مؤثری داشته‌اند. برای نمونه، بسیاری از تکاپوهای آتشفشانی شکافی ایران از طریق گسل‌ها و بازشدگی آنها به سطح زمین رسیده‌اند.

۹- در ریخت زمین‌ساخت امروز ایران، گسل‌های طولی و عمده نقش سازنده داشته‌اند به گونه‌ای که بسیاری از روندهای ساختاری کنونی ایران‌زمین نتیجهٔ حرکت افقی و قائم گسل‌ها است (شکل ۹-۱).

۱۰- در بین گسل‌های ایران، انواع برگشته و راندگی‌ها، نقش بیشتری در دگرشکلی پوسته داشته‌اند. به گفتهٔ دیگر، دگرشکلی کنونی ایران بیشتر در ارتباط گسل‌های معکوس حدکوه و دشت به ویژه راندگی‌ها، و کمتر در ارتباط با گسل‌های امتداد لغز می‌باشند.

۱۱- بیشتر گسل‌های قدیمی دارای حرکت‌های راستگرد هستند در حالی که گسل‌های فعال کنونی همگی امتداد لغزچپ‌گرداند.

۱۲- برخی از گسل‌های فعال کنونی ایران، از نوع عمیق چند نقش می‌باشند. برای نمونه می‌توان به گسل‌های طولی برگشته – راندهٔ پهنه‌های مکران و کپه‌داغ اشاره کرد که در زمان تشکیل حوضهٔ رسوبی از نوع عادی بوده‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته تبدیل شده‌اند.

۱۳- یک گسل در گذر تکاملی فعالیت خود، ممکن است گاه راستگرد، گاه چپگرد و گاه بدون حرکت باشد.

۱۴- در طول یک گسل، مقدار و سازوکار جابه‌جایی، یکسان و همانند نیست و ممکن است بخشی از یک گسل به صورت فشارشی و بخش دیگر آن به صورت کششی عمل کند.

دسته‌بندی گسل‌های ایران

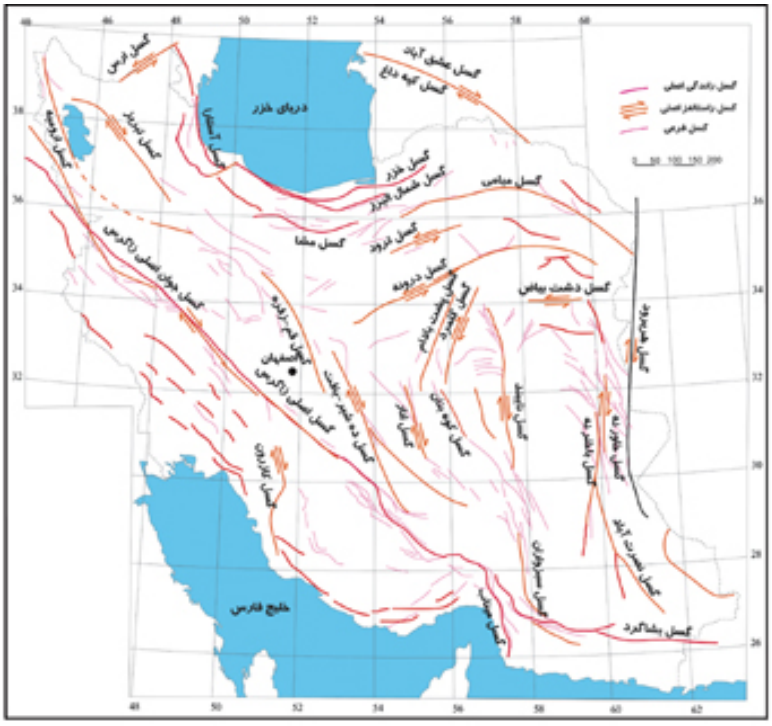
گسل‌های ایران را می‌توان بر اساس زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و پراکندگی جغرافیایی دسته‌بندی کرد.در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) گسل‌های ایران به سه دسته عمدهٔ زیر تقسیم شده‌اند:

۱- گسل‌های زمین‌لرزه‌ای جوان: که در طی رویدادهای زمین‌لرزه‌ای و مخرب زمان حال به وجود آمده‌اند و یا دوباره فعال شده‌اند مانند گسل اپیک، گسل دشت بیاض و ۰۰۰ .

۲-گسل‌های کواترنری: گسل‌هایی هستند که در دو میلیون سال گذشته حرکت داشته‌اند (مانندگسل کلمرد) ولی به ظاهر زمین‌لرزهٔ تاریخی و ثبت شده ندارند.

۳-گسل‌های پیش از کواترنری: این گسل‌ها سنی بیش از دو میلیون سال دارند ولی به احتمال از زمان جنبش‌های آلپ پایانی تاکنون حرکتی نداشته‌اند. با این حال، نباید این گسل‌ها را مرده تصور کرد چراکه ممکن است حرکت‌های جوان آنها ناشناخته باشد.

در ضمن، در بسیاری از حالات، ممکن است در اثر فرسایش، پوشش گیاهی و یا عملکرد انسان، نشانهٔحرکت‌های جوان این گسل‌ها از بین رفته باشد. لذا، هرگز نباید اهمیت این گسل‌ها را نادیده گرفت. در این نوشتار، دسته‌بندی گسل‌ها بر اساس پراکندگی جغرافیایی آنها است دربارهٔ زمان پیدایش، زمان آخرین حرکت و لرزه‌خیزی آنها مطالبی بیان شده است (شکل ۹-۲).



شکل ۹-۲- نام و پراکندگی جغرافیایی گسل‌های عمده ایران

گسل‌های زاگرس

راندگی اصلی زاگرس Zagros thrust Main: راندگی اصلی زاگرس از شمال بندرعباس تا ناحیهٔ مریوان، در طول ۱۳۵۰ کیلومتر امتداد دارد. در ناحیهٔ مریوان این گسل وارد خاک عراق می‌شود و بار دیگر به ناحیهٔ سردشت می‌رسد و از سردشت وارد خاک ترکیه می‌شود. نخستین بار ریچاردسون و لیس از آن به عنوان زون راندگی نام بردند. گانسر (۱۹۶۰) آن را خط راندگی اصلیMain thrust line نامیده است.این مسیر گسلی در اواخر پرکامبرین و در اثر کوهزایی کاتانگایی شکل گرفته و از آن به بعد در شکل‌گیری حوضهٔ زاگرس و در تغییرات ساختاری و رخساره‌ای طرفین خود مؤثر و کنترل کننده بوده است.گسل زاگرس

اثر چشم‌گیری در لرزه‌خیزی ایران دارد و در حال حاضر، به ویژه بخش شمال غربی آن و یا گسل‌های منطبق بر این زون شکستگی، فعالیت جوان داشته و لرزه‌خیزی تاریخی و ثبت شده دارند. راستای گسل زاگرس از مرز ترکیه تا شرق حاجی‌آباد بندعباس، شمال غربی – جنوب شرقی (N130E) است ولی در این پهنه، پیچش می‌یابد. از این مکان به سمت جنوب، گسل زاگرس با درازای ۲۵۰ کیلومتر دارای روند شمال غربی – جنوب شرقی (N170E) است.

این بخش از گسل زاگرس به نام‌های خط عمان، گسل زندان و یا گسلهٔ میناب نیز نامیده شده است.سازوکار گسل زاگرس راندگی – فشاری است. شیب گسل در بخش با راستای N130E، به سمت شمال شرقی (رانده شدن ایران مرکزی بر روی زاگرس) و در بخش N170E به سمت شرق شمال شرقی (رانده شدن مکران بر روی زاگرس) است.مطالعات برو و ریکو (۱۹۷۱)، نشان می‌دهد که راندگی اصلی زاگرس یک شکستگی تنها نیست، بلکه در حقیقت دو گسل راندگی اصلی است که گاه با هم موازی بوده و گاه بر هم منطبق شده. ولی، گاهی نیز به طور قابل ملاحظه از یکدیگر دور می‌شوند. از نظر زمان پیدایش، دو گسل تا حدی با یکدیگر تفاوت دارند. گسل قدیمی‌تر که در جنوب غربی قرار دارد، یک گسل معکوس کم شیب و مشخص‌کنندهٔ حد جنوب غربی ایران مرکزی و زاگرس است. این گسل جابه‌جایی افقی حدود ۴۰ کیلومتر دارد. گسل جوان‌تر به سمت شمال شرق شیب زیاد دارد و یک گسل معکوس با زاویهٔ نزدیک به قائم و با مؤلفه راستگرد است. مشاهدات زمین‌شناسی حرکت راستگرد این گسل را تأیید می‌کند و به احتمال همین حرکات موجب جابه‌جایی سنگ‌های تبخیری در زاگرس بوده است. به گونه‌ای که سنگ‌های مذکور که به طور عملی باید در حوضهٔ تبخیری پرکامبرین در امتداد قطر – کازرون تشکل یافته باشند، امروزه در زردکوه بختیاری یعنی ۲۰۰ تا ۳۰۰ کیلومتر دورتر قرار دارند. گسل (های) جوان منطبق بر گسل اصلی زاگرس را چالنکو و برو (۱۹۷۴) به نام گسل اصلی عهد حاضرMain Recent fault خوانده‌اند که منطبق بر گسل قدیمی است. این گسل، یک ساختار تنها نیست بلکه زون باریکی از قطعات گسل منفرد و مجزا و به طور عمومی راستگرد است و طرح همپوشان en echelon دارد. از جنوب شرقی به شمال غربی، قطعات گسل اصلی عهد حاضر عبارتند از گسل دورود، گسل نهاوند، گسل گارون (قارون)، گسل صحنه، گسل مروارید و گسل پیرانشهر (شکل ۹-۳).

گسل اصلی عهد حاضر، دارای فعالیت لرزه‌خیزی بالایی است و بسیاری از زلزله‌های عهد حاضر در امتداد آن صورت گرفته است و حرکات کواترنری این گسل از نوع امتداد لغز راستگرد است که با تغییر شکل رسوبات کواترنر همراه است. شرح مختصر بخش‌های گوناگون گسل اصلی عهد حاضر به شرح زیر است.(بربریان، 1976 b).

- **گسل دورود** : دارای روند عمومی شمال ۳۱۵° و به طول تقریبی ۱۰۰ کیلومتر است که از جنوب دورود تا حوالی بروجرد امتداد دارد. آخرین حرکت نسبت داده شده به این گسل مربوط به زلزلهٔ مخرب سیلاخور در سال ۱۹۰۹ است.

- **گسل نهاوند** : در دنبالهٔ گسل دورود است که از ۵۵ کیلومتری غرب بروجرد تا شمال غربی نهاوند، در یک راستای شمال ۳۲۰ درجه، امتداد دارد. این گسل از چند قطعهٔ مجزا تشکیل شده که خود نام‌های جداگانه دارند.

- **گسل گارون** : به موازات گسل نهاوند و در فاصلهٔ تقریبی ۱۰ کیلومتری جنوب غربی آن قرار دارد. این گسل که در حاشیهٔ جنوب غربی دشت نهاوند قرار دارد رسوبات آبرفتی کواترنر را از سنگ‌های دگرگونهٔ گارون جدا می‌کند. حرکات جوان این گسل، همانند گسل نهاوند، با تغییر شکل رسوبات کواترنر و به ویژه زمین‌لرزهٔ ۱۹۵۸ نهاوند به اثبات رسیده است.

- **گسل صحنه**: گسل صحنه با طول نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر، در یک روند N295 E تا N300 E دو گسل گارون و گسل مروارید را به یکدیگر وصل می‌کند. چالنکو این گسل را به سه قطعهٔ جنوب شرقی، مرکزی و شمال غربی تقسیم نموده است.

- **گسل مروارید** : بخشی از گسل اصلی عهد حاضر است که در منطقهٔ کامیاران قابل رؤیت است. امتداد آن N315-310 است. در نزدیکی کامیاران، این گسل یک تودهٔ بازیک بزرگ را محدود کرده است که در امتداد گسل آلتراسیون هیدروترمال توسعهٔ گسترده دارد. خش لغزهای سطح گسل گویای حرکات بسیار جوان آن است.

- **گسل پیرانشهر** : نخستین بار افتخارنژاد (۱۹۷۳) این گسل را به نام گسل پیرانشهر نامید. دارای روند شمال غربی – جنوب شرقی است که مرمرهای ژوراسیک – کرتاسه را در جنوب غربی از آبرفت‌های کواترنر در شمال شرقی جدا می‌کند. چالنکو و برو (۱۹۷۴) این گسل را قطعهٔ شمال غربی گسل اصلی عهد حاضر دانسته‌اند. زمین‌لرزه‌های متعددی از سال ۱۹۶۴ تاکنون بر روی این گسل ثبت شده است.

گسل کازرون : گسل شمالی - جنوبی کازرون در ۱۵ کیلومتری غرب این شهرستان قرار دارد. طول آن ۴۵۰ کیلومتر برآورد شده و گسلی است پی‌سنگی و قدیمی که ضمن کنترل مرز غربی حوضهٔ نمکی هرمز، بر رسوبات زاگرس نیز اثرگذار بوده به گونه‌ای که ساختارهای زاگرس را با جهت راستگرد خمیده و جابه‌جا کرده است. در استان فارس، این خمش بسیار چشم‌گیر است.شواهد نشان می‌دهد که گسل کازرون با روند به تقریب شمالی – جنوبی و یا شمال شمال غربی – جنوب جنوب شرقی

دارای حرکت راستگرد جزیی است. برای نمونه روندهای زمین‌ساختی، در شمال خلیج فارس نشان می‌دهد که خط مرزی سکوی عربستان و واحد زاگرس به وسیلهٔ این گسل در جهت راستگرد جابه‌جا شده است. به ظاهر این گسل مرز غربی گسترش حوضهٔ تبخیری پرکامبرین پسین – کامبرین ایران را تشکیل می‌دهد و در طول آن دو گنبد نمکی رخنمون دارد. (اسفندیاری و برزگر، ۱۳۵۸). نبود داده‌های ریزلرزه‌ای و کمبود کانون زلزله نشانگر عدم فعالیت جدید این گسل است، اما زمین‌زلزله‌های ژانویه ۱۹۶۷ و اکتبر ۱۹۷۱ در بخش جنوبی گسل کازرون، نشانگر فعالیت بخشی از گسل کازرون در دورهٔ کواترنری است (بربریان، 1976 b)

.

گسل دنا (دینار) : گسل دنا با راستای شمال شمال غربی و شیب به سمت شرق شمال شرقی یکی از گسل‌های اصلی زاگرس است که بیش از یکصد کیلومتر طول دارد و طرفین خود را به دو بخش با ویژگی‌های زمین‌ساختی، لرزه‌زمین‌ساختی و ریخت‌شناسی متفاوت تقسیم کرده است.در نقشهٔ ژئوفیزیک هوایی، ژرفای پی‌سنگ مغناطیسی در بخش غربی گسل دنا حدود ده هزار متر و در بخش شرقی آن، بین ۱ تا ۵ هزار متر زیر سطح دریاست. بدین‌سان نتیجه شده است که بخش شرقی این گسل، به همراه پی‌سنگ، به صورت فرابوم بالا آمده است.

گسل دنا، یکی از شکستگی‌های اصلی در پی سنگ پرکامبرین زاگرس است که با فعالیت‌های بعدی خود، در مواردی بر رسوبات زاگرس تأثیر گذاشته است. بدین‌سان که رسوبات زاگرس را در مناطقی قطع و در مناطقی باعث پیچش و تغییر راستای این رسوبات و ساختارهای آنها شده است.اطلاعات ژئوفیزیک هوایی مغناطیسی بخش جنوبی گسل دنا را به صورت دو شاخه نشان می‌دهد. یکی از شاخه‌ها به طرف جنوب می‌رود و در امتداد خط کازرون قرار می‌گیرد، شاخه دیگر به سوی جنوب شرق و شیراز می‌رود. زون گسلی دنا در انتهای شمالی خود یعنی جایی که به گسل بزرگ زاگرس نزدیک می‌شود نیز شاخه شاخه می‌شود و به سمت شمال غرب متمایل می‌شود. در ضمن اطلاعات ژئوفیزیکی گسل مهم دیگری را در امتداد شمالی گسل دنا نشان می‌دهد که تا دریای خزر ادامه دارد.با بررسی نقشه‌های زمین‌شناسی، عکس هوایی و تصویرهای ماهواره‌ای چنین به نظر می‌رسد که گسلهٔ دنا افزون بر جنبش فشاری، دارای جنبش راستالغز از گونهٔ راستبر مهمی نیز است. این جنبش، سبب پیچش و کشش پوزهٔ رشتهٔ شمالی کوه دنا شده و احتمال می‌رود کوه هزاردره و چرو ادامهٔ جابه‌جا شدگی کوه دنا به صورت راستبر باشد.از ویژگی‌های مهم زمین‌شناسی گسل دنا، بیرون‌زدگی شماری گنبد نمکی در درازای آن است. در مسیر این گسل، در بخش غربی کوه دنا، سازندهای زاگون و لالون (کامبرین) بر روی سنگ‌های کرتاسه رانده شده‌اند (ستوده‌نیا، ۱۹۷۵). در گسترهٔ شمال کوه دنا، در

دامنهٔ غربی کوه دره‌بادامی و کوه کمانه سنگ‌های کرتاسه بر روی دشت و یا سازند بختیاری (پلیوسن) رانده شده‌اند (بربریان و قرشی، ۱۳۶۵).

گسل میناب : در ناحیهٔ میناب دو واحد زمین‌ساختی – رسوبی زاگرس و مکران در مجاورت یکدیگر قرار می‌گیرند. مرز جدایی این دو واحد، منطبق بر گسلی است که به نام رسوبات فلیشی اولیگوسن – میوسن پاکستان، «گسل زندان» نامیده شده است. ولی، امروزه از آن به عنوان گسل میناب یاد می‌شود (شکل ۹-۴).

گسل میناب، که بخشی از خط اورال – عمان – ماداگاسکار (فورون، ۱۹۴۱) می‌باشد، یک گسل امتداد لغز راستگرد است که مرز بین صفحهٔ قاره‌ای زاگرس و پوستهٔ اقیانوسی عمان را تشکیل می‌دهد که اثر آن را در طول ۳۰۰ کیلومتر می‌توان دنبال کرد.

با توجه به داده‌های زمین‌شناسی، تفسیر عکس‌های هوایی، داده‌های لرزه‌شناسی، باور بر آن است که زون گسلی میناب، امتداد لغز است و بلوک شرقی آن به سوی جنوب حرکت کرده است.به عقیدهٔ فالکن (۱۹۶۷)، حرکت افقی راستگرد به احتمال در کرتاسهٔ پسین – ترشیری پیشین صورت گرفته است. اما، وجود گنبدهای نمکی در زاگرس و خلیج فارس و نبود آنها در ناحیهٔ مکران، سبب شده تا بعضی از زمین‌شناسان، سن این گسل را ۵۰۰ میلیون سال بدانند.

لازم به یادآوری است که در حال حاضر، حرکت در طول این گسل از نوع رورانده است و از اوایل کواترنری حرکت امتداد لغز نداشته است. (قرشی، ۱۳۶۳).

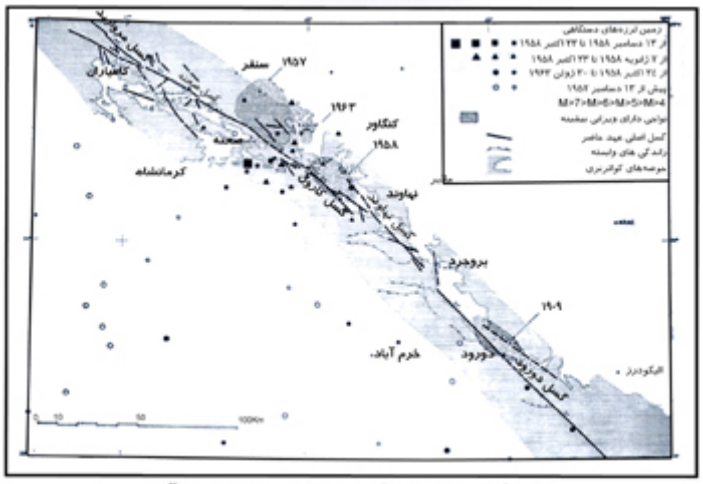
گسل اردَل : گسل اردَل با درازای حدود ۱۵۰ کیلومتر، شیب به سمت شمال شرقی و راستای غربی – جنوب شرقی، به موازات راندگی زاگرس در گسترهٔ اردَل – ناغان قرار دارد. سازوکار این گسل فشاری بوده در مسیر آن سازندهای پالئوزوییک همراه با گروه کرتاسهٔ بنگستان (از شمال شرقی) بر روی دشت و سنگ‌های کرتاسه (در جنوب غربی) رانده شده‌اند.

در شمال غربی اردَل در درازای گسل اردَل، چند گنبد نمکی بیرون‌زدگی دارد.کانون مهلرزه‌ای زمین‌لرزه‌های سال ۱۶۶۶، ۱۸۸۰، ۱۹۲۲، ۱۹۸۵ و ۱۹۷۷ میلادی در راستای گسل اردَل قرار دارند ولی همبستگی این زمین‌لرزه‌ها با جنبش گسل اردَل روشن نیست. بررسی گسل اردَل در زمان رویداد زمین‌لرزه‌های سال ۱۹۷۷ میلادی ناغان هیچگونه جنبشی را در راستای آن نشان نداده است (بربریان و نبوی، ۱۹۷۷).

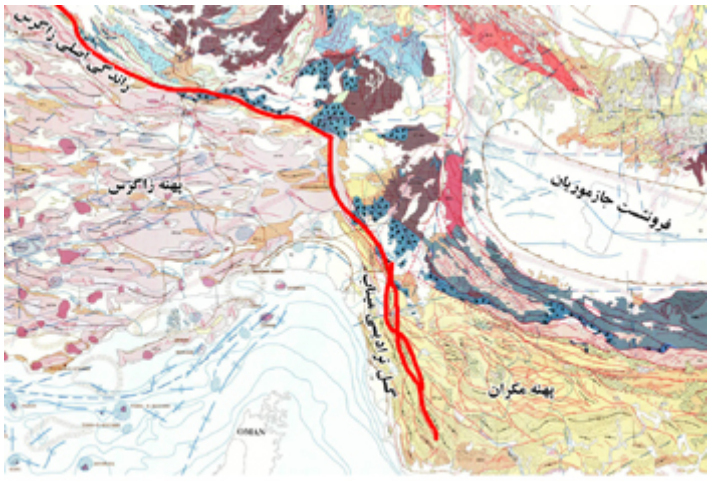
گسل زردکوه : گسل زردکوه با سازوکار فشاری، راستای شمال غربی – جنوب شرقی و شیب به سمت شمال شرقی، بـه مـوازات جنوبی گسل اردل قرار دارد. رودخانهٔ بازفت در مسیر گسل زردکوه و بـه مـوازات جنـوب غربـی آن جریـان دارد.در مسـیر گسـل زردکوه سنگ‌های کامبرین و اردویسین از سمت شمال شرقی بر روی سازند بختیاری (در جنوب غربی) رانده شده‌اند (ستوده‌نیـا، ۱۹۷۵). گسل زردکوه با درازای دست‌کم ۱۳۰ کیلومتر، بخشی از مرز میان بلند زاگرس و زاگرس چین‌خورده را تشکیل می‌دهد.

گسل آغاجاری : این گسل نوعی راندگی به درازای نزدیک به ۱۵۰ کیلومتر است که روند شمال غربی – جنوب شرقی دارد و در اثر عملکرد آن، تاقدیس آغاجاری و تاقدیس پازنان بر روی دشت آبرفتی آغاجاری رانده شده‌اند.

گسل مارون : گسل مارون در شمال غرب گسل آغاجاری و در کمربند زاگرس چین‌خـورده قـرار دارد. طـول آن نزدیـک بـه ۵۰ کیلومتر است و روند NW-SE دارد. سازوکار گسل مارون از نوع راندگی است کـه در اثـر عملکـرد آن تاقـدیس مـارون بـه روی دشت مجاور رانده شده است.



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



شکل ۹-٤-گسل ترادیسی میناب (جداکننده پهنه زاگرس از پهنه مکران)

گسل‌های ایران مرکزی

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

به نظر می‌رسد گسل دورونه ادامهٔ گسل شرقی – غربی 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 غربی – جنوب شرقی و درازای نزدیک به ۹۲ کیلومتر در پای دامنهٔ جنوب غربی رشته‌کوه بینالود قرار دارد و از ۱۵ کیلومتری شرقشهر 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 شرقی است.

گسل میامی (شاهرود) : گسل میامی یکی از گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی است که از شرق شاهرود تا مرز افغانستان ادامه دارد. نبوی (۱۳۵۵) این گسل را ادامهٔ شرقی گسل عطاری و یا گسل سمنان می‌داند که ممکن است بخش شرقی آن تا

گسل هرات در افغانستان ادامه داشته باشد.در نواحی میامی – عباس‌آباد (شرق شاهرود) این گسل، مرز شمالی مجموعه‌های افیولیتی موجود در منطقه را مشخص می‌کند. بنابراین، این گسل می‌تواند مرز شمالی کافت سبزوار – شاهرود باشد (شکل ۹-۶).

بر پایهٔ گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، گسل میامی تا آخرین مراحل چین‌خوردگی آلپی در پلیوسن حرکت راستگرد داشته است.

گسل ترود و انجیلو : در شمال ترود یک دسته گسل اصلی بر ناحیهٔ ترود – چاه شیرین اثر گذاشته‌اند. عمده‌ترین این گسل‌ها گسل ترود و دیگری گسل انجیلو است که در شمال گسل 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، تعیین دقیق 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 حرکت دارند. یکی افقی و چپگرد که قسمت جنوبی گسل را به طرف شرق حرکت داده و دیگری قائم که قسمت جنوبی را به طرف پایین برده است،

روشن است که حرکات قائم مدیون فشارهای عمود بر امتداد گسل و حرکات چپگرد افقی مدیون نیروهای مماسی است. آخرین زمین‌لرزه‌ای که در ۱۲ فوریهٔ سال ۱۹۵۳ در ترود اتفاق افتاد، با حرکت قائم گسل ترود همراه بوده است (آبدالیان، ۱۹۵۳).بین دو گسل انجیلو و ترود، در اثر حرکت افقی و چپگرد آنها، چین‌های شمال غربی – جنوب شرقی ایجاد شده که با تداوم حرکات، حالت مارپیچی به خود گرفته‌اند (شکل ۹-۷) و در شمال گسل انجیلو، درست به همین علت، چین‌ها به سمت شمال شرقی تمایل دارند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۵۷).

گسل کلمرد : گسل کلمرد یکی از گسل‌های کهن و ژرف ایران مرکزی است که در پیامد رخداد کاتانگایی شکل گرفته و در غرب طبس فرونشست شیرگشت – طبس را در کنار فرابوم کلمرد قرار می‌دهد (**شکل ۹-۸**). همانند دیگر گسل‌های پرکامبرین ایران مرکزی، روند اولیهٔ این گسل، شمالی – جنوبی بوده است. این گسل به سمت غرب خمیده است به گونه‌ای که بخش شمالی آن در ناحیهٔ شیرگشت، دارای امتداد شمال – شمال شرقی است و نیمهٔ جنوبی آن به سوی جنوب شرقی تمایل دارد.

روند شمال شرقی نیمهٔ شمالی این گسل سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) چرخش و خمیدگی آن را به رخداد کالدونی نسبت دهد، ولی برای خمیدگی قسمت جنوبی آن پاسخی نیافته است.

در حالی که، شواهد زمین‌شناسی، نشانگر خمیدگی گسل کلمرد در طی حرکات کوهزایی سیمرین پیشین است.در ناحیهٔ شیرگشت رسوبات پرمین و تریاس دو سوی این گسل همانند نیستند. در شرق گسل، رسوبات پرمین – تریاس دگرشکل شده و کم ضخامت است، در حالی که در غرب گسل، رسوبات موردنظر ستبرای بیشتری دارد (روتنر و همکاران، ۱۹۶۸). در جنوب شیرگشت، در ناحیهٔ کلمرد، وضع به گونهٔ دیگر است و به نظر می‌رسد که بلوک غربی گسل به سمت شمال 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 غرب است و به نظر می‌رسد بلوک غربی به طرف شرق برگشتگی دارد.

در شمالی‌ترین قسمت، رسوبات آبرفتی کواترنری به وسیلهٔ این گسل بریده شده‌اند که نشانگر 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 =4) = ۴/۷ 22/7/1991) و ۱۹۹۴/۸/۲۶ (mb = ۴/۴) 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 غربی – جنوب شرقی دارد. نقشه‌های زمین‌شناسی موجود، گسل زفره را ادامهٔ گسل تبریز نشان می‌دهند که از ۲ کیلومتری غرب 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 شرق 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 غربی – جنوب شرقی از ۱۸ کیلومتری جنوب غربی 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 غربی 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 به روشنی بریده و رویه‌های تخت سه گوش جوانی را ساخته است.

احتمال می‌رود که زمین‌لرزه‌های ۱۹ دسامبر ۱۹۸۰ (mb ,۵.۶ Ms = 5.8) و ۲۲ دسامبر ۱۹۸۰ (mb = 5.5, Ms = 5.2) سلفچگان به سبب جنبش گسل ایندس باشند (بربریان، b 1976).

گسل دهشیر (نایین – بافت) : این گسل ۳۵۰ کیلومتری (به احتمال ۵۰۰ کیلومتری)، روند شمال شمال غربی – جنوب جنوب شرقی و شیب نزدیک به قائم دارد که از جنوب غربی شهرستان نایین شروع و تا نزدیک سیرجان ادامه می‌یابد. از دهشیر تا شهربابک، قسمتی از آمیزه‌های افیولیتی ایران مرکزی در بخش غربی آن و در طول بیش از ۲۰۰ کیلومتر رخنمون دارد که ممکن است نشانگر مرز جنوب غربی 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 دیگری به نام ندوشن – مروست است که در کفهٔ ابرقو - 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 شیب گسل نزدیک به قائم دانسته شده ولی این گسل با یک حرکت راستگرد، سبب جابه‌جایی رسوبات کرتاسهٔ بالا به میزان ۵۰ کیلومتر شده است (عمیدی، ۱۹۷۵). هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای بر روی این گسل گزارش نشده، ولی رخداد زمین‌لرزه بسیار محتمل است (بربریان، b 1976).

گسل سروستان : گسل بنیادی سروستان با راستای شمال شمال غربی – جنوب جنوب شرقی و درازای نزدیک به ۱۰۰ کیلومتر در حدود ۷۵ کیلومتری جنوب شرقی 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 غرب جنوب غربی بوده در راستای خود سبب رانده شدن سنگ‌های پالئوسن (از سمت غرب) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در شرق) 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 غربی – جنوب شرقی که در ۲/۵ کیلومتری جنوب شهداد قرار دارد. این گسل که کم و بیش مرز جنوب غربی دشت لوت را تشکیل می‌دهد، گسلی است جوان که در تمامی مسیر خود رسوبات کواترنر را می‌برد. شیب این گسل به سمت جنوب غربی بوده در مسیر آن کنگلومرا، مارن و ماسه‌سنگ‌های قرمزرنگ و گچ‌دار میوسن و رسوبات آواری نئوژن (از سوی غرب و جنوب غربی) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر دشت (در شرق و شمال شرقی) رانده شده‌اند (بربریان و همکاران، ۱۹۸۴).

گسل کوهبنان : طول این گسل تا ۹۰۰ کیلومتر برآورد می‌شود (شکل ۹-۸) و روند عمومی آن شمال غربی – جنوب شرقی 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 شرقی 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 غربی – جنوب شرقی و درازای بیش از ۱۳۰ کیلومتر در شمال غربی کرمان قرار دارد. این گسل دارای شیب به سمت جنوب غربی بوده در بخش شمال غربی سبب رانده شدن سنگ‌های کرتاسه (از سوی جنوب غرب) بر روی رسوبات آبرفتی کواترنر (در شمال شرقی) شده است. گسل در بخش‌های مرکزی و جنوب شرقی خود،

سنگ‌های پرکامبرین پسین و پالئوزوییک کوه داوران را (از سمت جنوب غربی) 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.

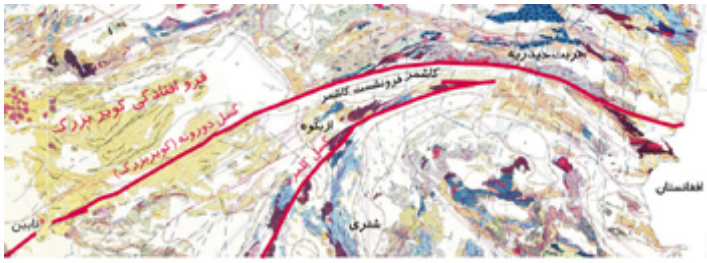
گسل گلباف (گوک) : این گسل با طولی حدود ۱۰۰ کیلومتر و روند شمال، شمال غربی – جنوب جنوب شرقی از غرب بم تا غرب شهداد ادامه دارد و یکی از جنباترین ساختارهای ناحیه است (شکل ۹-۹).

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).

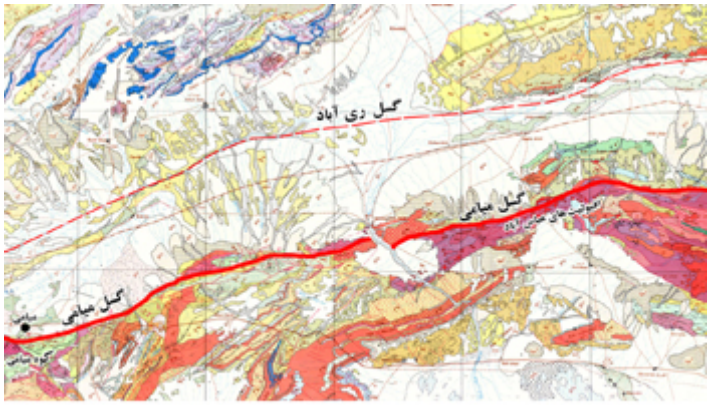
گسل نایبند : گسل نایبند یکی از گسل‌های بنیادی و کهن ایران است که بلوک لوت (در شرق) را از بلوک طبس (در غرب) جدا می‌کند (شکل ۹-۸)، این گسل با طولی نزدیک به ۶۰۰ کیلومتر، در یک راستای شمالی – جنوبی، از منطقهٔ بشرویه در شرق کوه‌های شتری آغاز و تا منطقهٔ بم در جنوب شرق کرمان امتداد می‌یابد. برخی زمین‌شناسان 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 شرق 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).

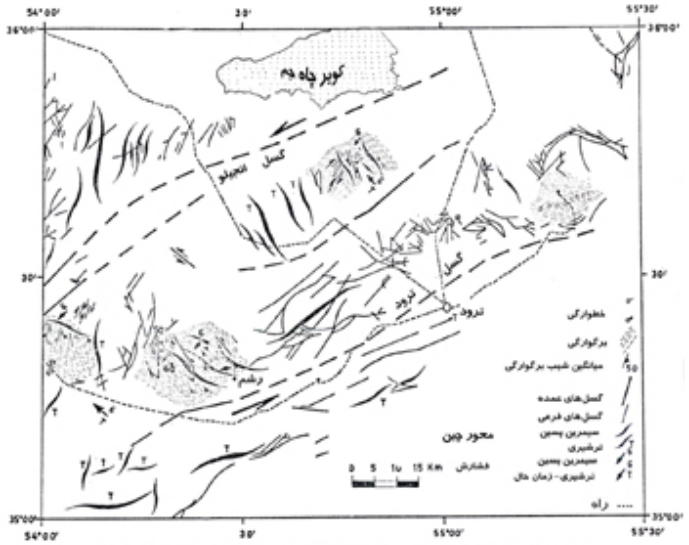
نحوهٔ جابه‌جایی این گسل چندان روشن نیست. جدا از پایین افتادگی‌های قائم، در ناحیهٔ طبس و کوه‌های راور (شمال کرمان) شواهدی از یک حرکت راستگرد گزارش شده است (مهاجر اشجعی و همکاران، ۱۹۷۵). مقدار جابه‌جایی افقی یاد شده به خوبی روشن نیست ولی در ناحیهٔ نایبند، حدود ۱۰۰-۵۰ کیلومتر برآورد می‌شود. جابه‌جایی در 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.



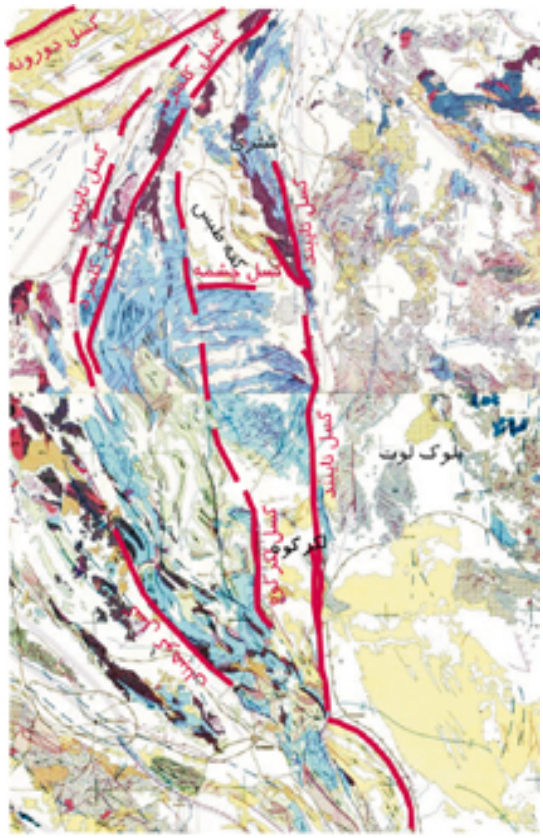
شکل ۹-۵-گسل دورونه و تاثیر آن بر رسوبات جوان کویری



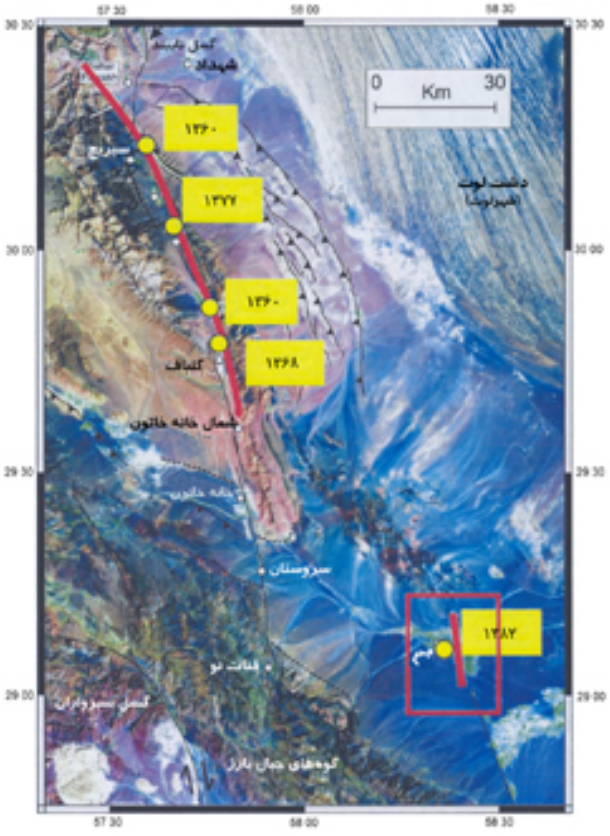
شکل ۹-۶- نمایش بخشی از گسل میامی در حدفاصل میامی-عباس آباد .
به سمت باختر این گسل پوشیده می شود ولی به سوی خاور تا مرز افغانستان ادامه می یابد



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



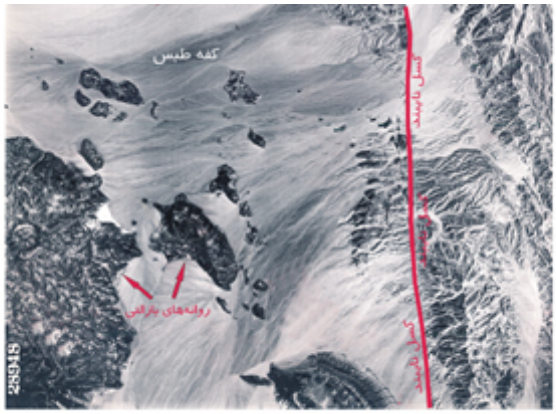
شکل ۹-۸- پاره‌ای از گسل‌های ایران مرکزی



شکل ۹-۹- گسل کلاف (کوک) و زمین‌لرزه‌های وابسته(پایگاه ملی داده‌های علوم زمین)

گسل‌های شرق و جنوب شرقی 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 غرب و پایانهٔ جنوبی به سمت شرق سبب شده تا نسل‌های مختلف راندگی بر روی این سیستم امتداد لغز سوار باشند. دو گسل عمدهٔ این مجموعهٔ گسلی، به نام گسل شرق «نه» گسل غرب «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 شرقی که جداکنندهٔ افیولیت شرق ایران از بلوک لوت است «گسل نصرت‌آباد» و به شاخهٔ جنوب غربی، که تا شمال آتشفشان‌های بزمان ادامه دارد «گسل کهورک» نام داده شده است (درویش‌زاده، ۱۳۸۰).



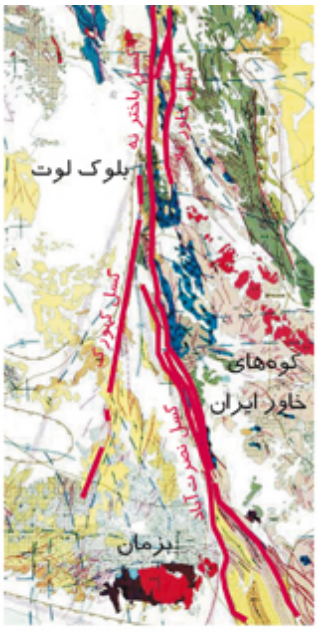
شکل ۹-۸-(الف) روانه‌های بازالتی کواترنری جنوب طبس که از محل گسل نابیند به سطح زمین رسیده‌اند
کدازه‌های بازالتی به صورت سر تحت‌های افقی تیره‌رنگ سنگ نهشته‌های تریاس بالایی را می‌پوشانند

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 شرق ایران، نقش اساسی داشته ولی در حال حاضر زمیندرز شرق 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 شرقی – غربی وجود دارد. یکی از درازترین آنها گسل بشاگرد است که از کهنوج (شمال شرقی 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 شرقی – غربی 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 ایـران و ترکمنستان) سبب شده تا به ناپیوستگی زمین‌شناسی موجود بین بلوک لوت در ایران و بلوک هیلمنـــد در افغانستان خطواره و به عبارت بهتر گسل هریرود نام داده شود. جدا از شواهد روی زمین، اثر این گسل، به صورت یک ناپیوستگی ژئـوفیزیکی از پهنـهٔ توران تا مرز ایران و افغانستان گزارش شده است.در ایران، مسیر تقریبی این گسل منطبق بر رودخانه‌های هریـرود و تجـن اسـت. ادامهٔ جنوبی آن به احتمال از غرب دشت زابل (حد شرقی کوه‌های شرق ایران) گذشته و به زاهدان می‌رسد (شکل ۹-۱۱).

بدین‌سان، گسل یاد شده روند شمالی – جنوبی و حـدود ۸۲۵ کیلـومتر طـول دارد. در ضـمن گسـترش جغرافیـایی سـنگ‌هـای ژوراسیک و کرتاسهٔ ایـران و افغانسـتان در دو سـوی ایـن گسـل، نشـانگر حرکـت چپگـرد اسـت (نبـوی، ۱۳۵۵) ولـی در نقشـهٔ لرزه‌زمین‌ساخت شرقمیانه (حقی‌پور، ۱۹۹۲) این گسل راستگرد دانسته شده است. با توجه به نقشهٔ زمـین‌شناسـی ایـران، چنـین استنباط می‌شود که این گسل لبهٔ شرقی جدایش درون‌قاره‌ای کوه‌های شرقی ایران است که ویژگی‌های مشابه با گسـل نهبنـدان دارد.در ضمن، به نظر می‌رسد که در شرق بیرجند، بخش شمالی گسل پس از چرخش به سمت شـمال غربـی تـا جنـوب گنابـاد ادامه می‌یابدو لذا تداوم بیشتر این گسل به سمت شمال نیاز به دلایل مستندتر دارد. به ویژه این که در روند سـاختارهای موجـود در حدفاصل شرق 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 غربی و آذربایجان

گسل ارومیه – زرینه‌رود: روند عمومی این گسل شمال غربی – جنوب شرقی است که از ماکو آغاز و پس از عبور از کنارهٔ غربی 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 غرب دریاچهٔ ارومیه به فرابوم‌های پرکامبرین تبدیل شده که در بعضی نقاط تا پرمین ادامه داشته است.

در غرب این گسل، ستبرای رسوبات پرمین به چندین هزار متر می‌رسد و نشانگر آن است که در زمان پرمین، حوضهٔ عمیقی در غرب این گسل وجود داشته است. در رخداد سیمرین جوان، بار دیگر در اثر عملکرد این گسل غرب 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 غربی 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 تراديس 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 شرق 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 غرب 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 غرب) تا بُستان‌آباد (در شرق) 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 غرب، این گسل پس از گذشتن از شهرستان خوی به طرف ماکو و سپس به کوه‌های آرارات در ترکیه می‌رسد. ادامهٔ جنوب شرقی 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 غرب آذربایجان گذشته و تا قفقاز ادامه می‌یابد. در زمان دونین زیرین، این گسل منطقهٔ آذربایجان را به دو بلوک تقسیم می‌کرد. بلوک شمال شرقی فروافتاده و بلوک جنوب غربی، 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 غربی – جنوب شرقی که از فاصلهٔ ۸ کیلومتری جنوب جنوب غربی شهر سلطانیه زنجان می‌گذرد. شیب این گسل به سمت جنوب غرب 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 b 1976)

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 شرقی – غربی 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 شرقمیانه (علوی، ۱۹۹۱) گسل البرز نوعی راندگی با شیب به سمت شمال است. در غرب لاهیجان، گسل چپگردی به نام گسل سفیدرود با

روند شمال شرقی – جنوب غربی 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 شرق تا ۲۳۰۰ متر در غرب 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 شرقی – جنوب غربی است که به سمت جنوب جنوب شرقی 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 غربی دارای روند WNW- ESE می‌باشد. در بخش مرکزی به تدریج خمیده می‌شود ولی در شرق، روند شرقی – غربی دارد. شیب صفحهٔ گسلی، متناسب با نوع سنگ‌های مجاور، بین ۳۵ تا ۷۰ درجه به سمت شمال متغیر است. در حوالی لواسان (شرق تهران)، گسل شمال تهران به این گسل می‌رسد و به صورت واحد، به سمت شرق 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 غرب شمال غرب دارد و شیب صفحهٔ گسلی حدود ۳۰ تا ۹۰ درجه به سمت شمال است. راندگی کندوان (آسرتو، ۱۹۶۶)، گسل کندوان (اشتالدر، ۱۹۷۱)، راندگی طالقان (ددوال، ۱۹۶۷)، رورانده‌گی گرمابدر (آسرتو، ۱۹۶۶)، گسل برگشتهٔ بایجان (آلنباخ، ۱۹۶۶)، گسل رود والار و شاهان دشت (در شرق دماوند) نام‌هایی است که به بخش‌های مختلف این گسل داده شده است.در ناحیهٔ کندوان، شیب گسل ۳۰ تا ۶۰ درجه به سمت شمال است (گلاس، ۱۹۶۵) اما به سوی غرب، در ناحیهٔ عَلَم‌کوه، شیب آن به ۷۰ تا ۹۰ درجه می‌رسد. در ناحیهٔ انگوران (غرب زنجان) حرکت‌های قائم این گسل تا ۱۰۰۰ متر برآورد شده است. در حالی که، در غرب 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 به طور عمده ردیف‌های رسوبی ترشیری و کواترنری را بریده و جابه‌جا کرده‌اند. یکی از عمده‌ترین این گسل‌ها، پهنهٔ گسل شمال تهران است که با راستای شرقی – غربی در شمال تهران بین کوه و کوهپایه قرار دارد (شکل ۹-۱۵). نخستین بار ریبن (۱۹۵۵)، به وجود یک گسل اصلی و مهم در مرز میان کوهپایه و توفیت‌های سبز سازند کرج ناحیهٔ تهران توجه کرد که در اثر عملکرد 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 شرق - شمال شرقی و با درازای ۱۰۸ کیلومتر از لواسان و نیکنام ده (شمال شرق تهران) تا غرب ولیان (غرب 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 شرق درهٔ کن، نهشته‌های تراورتن در طول بخشی از گسل رخنمون پیدا کرده‌اند. بنا به گزارش 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) نشان می‌دهد که پهنهٔ گسلی واقع در شمال تهران، در واقع از یک گسل راندگی اصلی (گسل شمال تهران) و یک پهنهٔ گسلی چپگرد معکوس تشکیل شده است که از راستای راندگی شمال تهران پیروی می‌کنند. درازای پهنهٔ مورد نظر ۶۲ کیلومتر است و از شرق به غرب 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 کرج در فرا دیواره و سازند هزار دره در فرو دیواره را تشکیل می‌دهند، اما در مواردی، قطعه‌های مذکور به طور کامل در درون سازند کرج یا سازند هزار دره و واحدهای جوان‌تر قرار می‌گیرند. خطی بودن این قطعه گسل‌ها، با وجود توپوگرافی متغیر، حکایت از شیب زیاد سطح آنها دارد که مولفهٔ راستالغز آنها بر مؤلفهٔ شیب لغز چیره است.

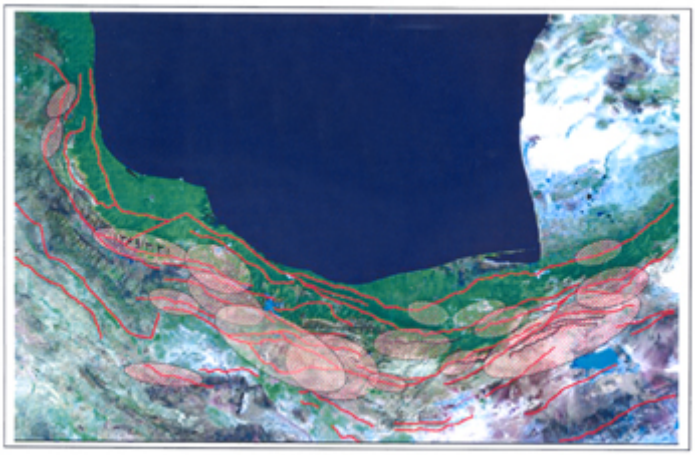
زمان آخرین حرکت گسل شمال تهران، به سبب نداشتن سن دقیق نهشته‌های آبرفتی کواترنر دانسته نیست. گفتنی است که گسل شمال تهران از نوع لرزه‌زا است و پاره‌ای از زمین‌لرزه‌های تهران حاصل حرکت زمین در امتداد این گسل دانسته شده است.

گسل دامغان : گسل دامغان از ۱۰ کیلومتری شمال شهر دامغان می‌گذرد و با برش نهشته‌های کواترنری، معرف یک گسل کواترنری است (شکل ۹-۱۶). نخستین بار کرینسلی (۱۹۷۰)، ۱۴/۵ کیلومتر از طول گسل مذکور را مطالعه و آن را نوعی گسل نرمال با شیب به سوی جنوب همراه با 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 شرقی و غربی ساخته شده است. بخش شرقی (از شمال دامغان تا ده‌ملا)، به 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 غربی گسل دامغان (از شمال دامغان تا گردنهٔ آهوان) بلوک شمالی فرو افتاده و بلوک جنوبی معرف نوعی

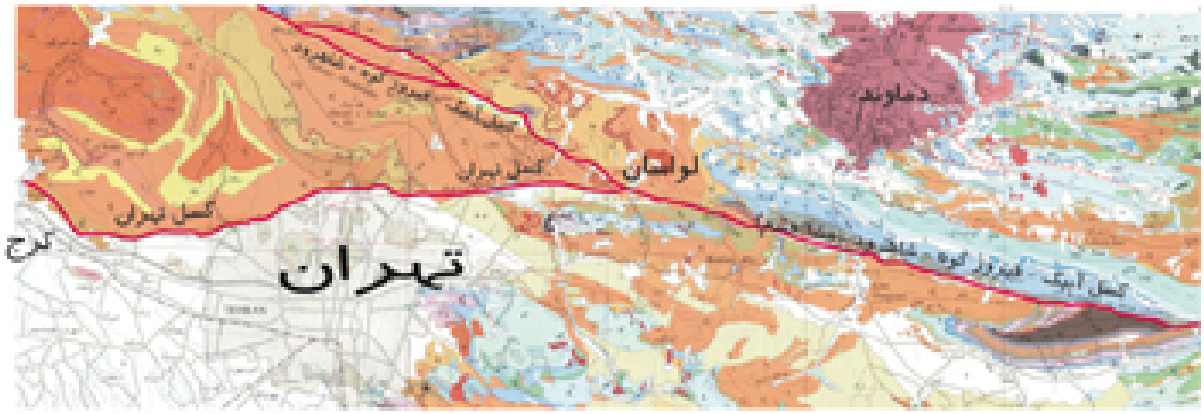
گسل فشاری با شیب به سوی جنوب است.هیچ‌گونه داده لرزه‌خیزی از گسل دامغان در دست نیست. امکان دارد زمین‌لرزه‌های ۲۲ دسامبر ۸۵۶ میلادی قومس و زمین‌لرزهٔ ۹ ژانویهٔ ۱۹۸۲، نتیجهٔ جنبش گسل دامغان باشد (بربریان،۱۳۶۳).

گسل عطاری : گسل عطاری از حدود ۲۵ کیلومتری شرق سمنان آغاز و به سمت شرق تا حوالی روستای قوشه ادامه می‌یابد. علوی نایینی (۱۹۷۲)، این ساختار خطی را نوعی گسل شمال شرقی – جنوب غربی با شیب به سوی جنوب شرق 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)**

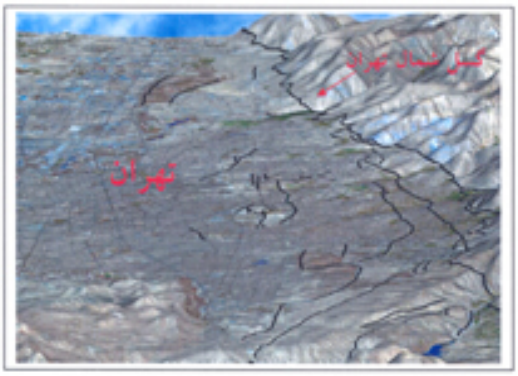


شکل ۹-۱۳- پهنه‌های مهلرزه‌ای و گسل‌های البرز (پایگاه داده‌های علوم زمین)

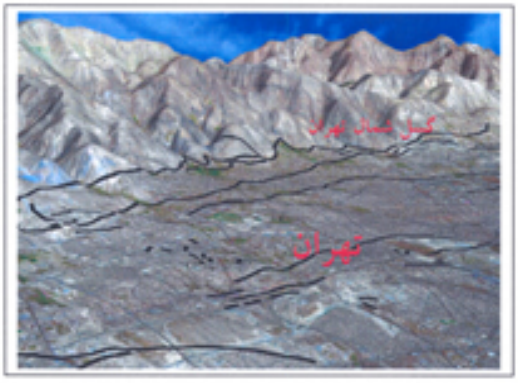
mk1Q (Dw ¢ r ÷ 12-9 ¢ Dw



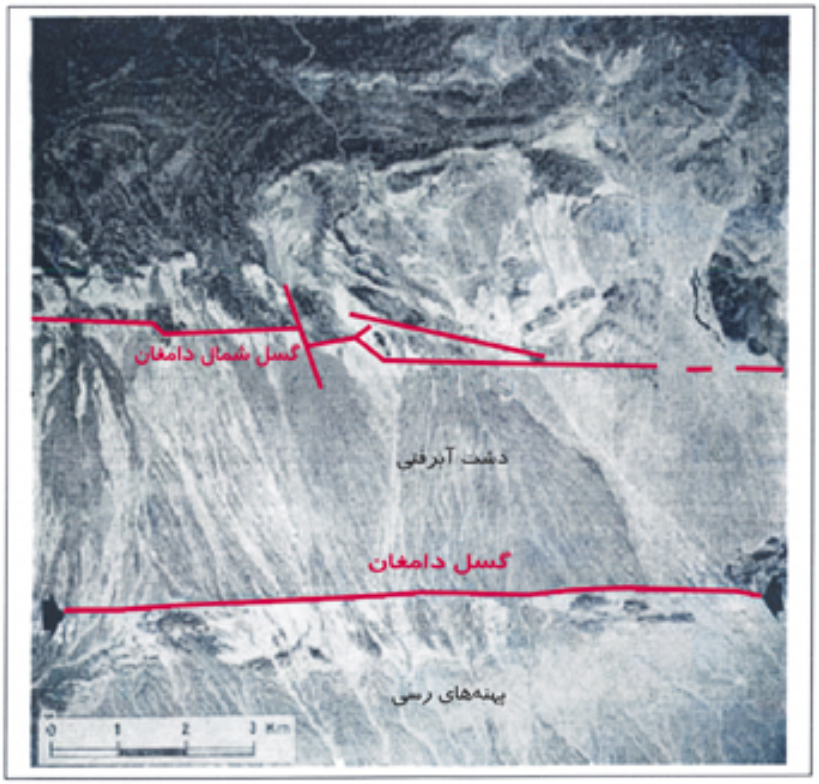
شکل ۹-۱٤گسل مشاء-فشم (آبیک-فیروزکوه-شاهرود)-
گسل شمال تهران و بهم رسیدن این دو در ناحیه لواسان



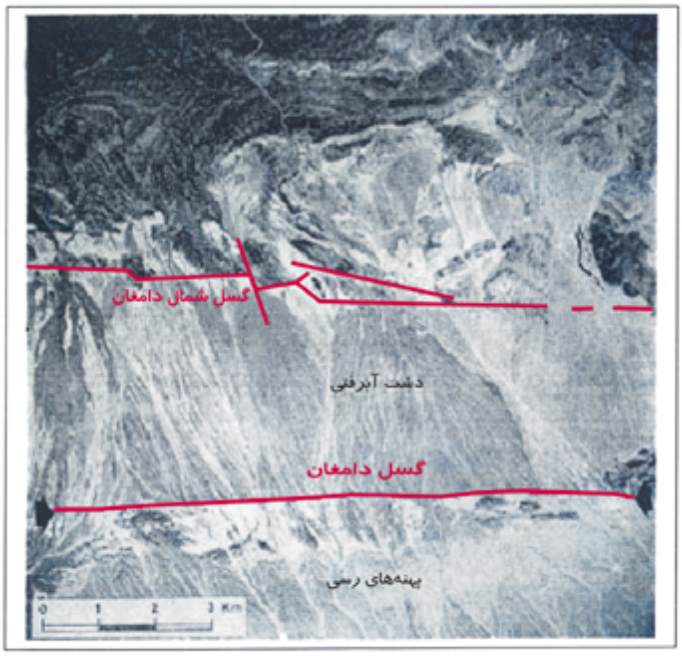
شکل ۹-۱۵-نمای گسل شمال تهران از شرق (پایگاه داده‌های علوم زمین)



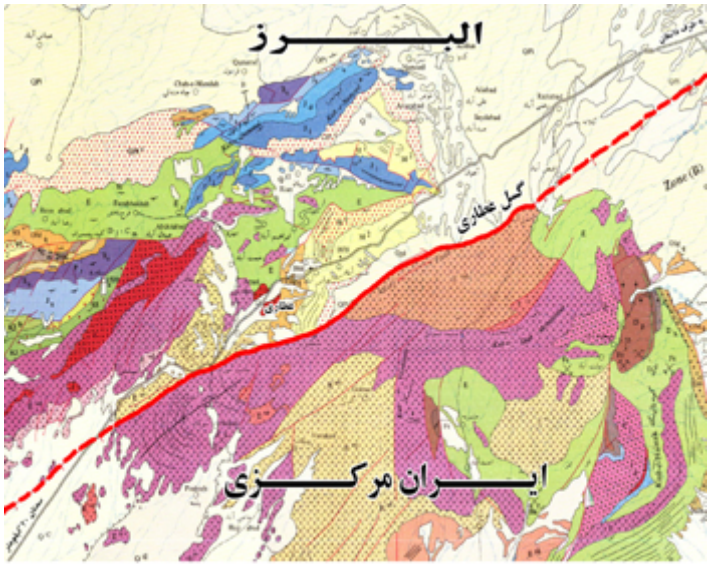
شکل ۹-۱۵-نمای گسل‌های تهران از جنوب غرب (پایگاه داده‌های علوم زمین)



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



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



شکل ۹-۱۷-گسل عطاری

اقتباس از: کتاب زمین شناسی ایران - آقانباتی