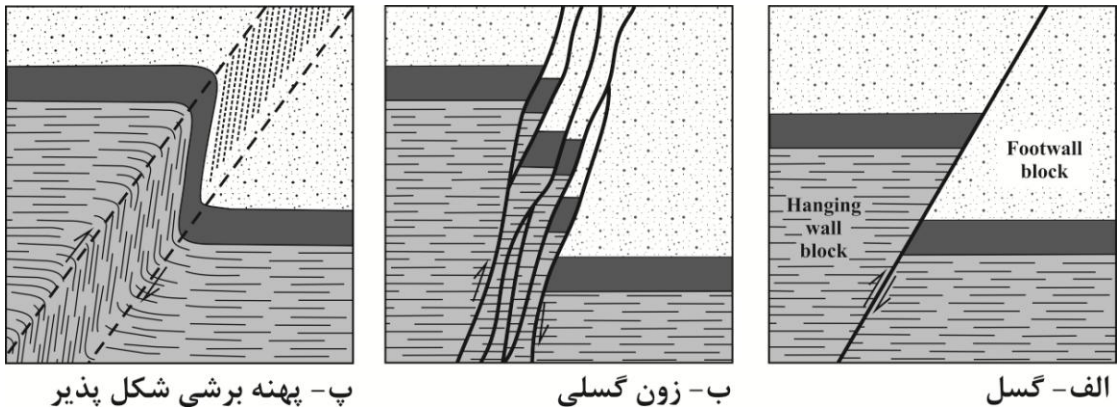
فصل دهم : مقدمه ای بر گسل ها

مقدمه

گسل یک سطح یا محدوده ای باریک در پوسته زمین است که یکی از لبه های این صفحه نسبت به دیگری در جهت موازی با سطح گسل حرکت می کند. بیشتر گسل هایی که در سطح پوسته زمین می بینیم شکستگی های برشی شکنا هستند (شکل ۱-۹ الف)، یا زون هایی از شکستگی های برشی بسته (شکل ۱-۹ ب) و در بعضی ها حالت ها شامل زون های برشی شکل پذیر هستند در جائیکه حرکت ، بدون ازبین بردن چسپندگی در مقیاس رخنمون اتفاق می افتد (شکل۱-۹ پ). بطور کلی واژه گسل برای شکستگی های برشی یا زون هایی که در مقیاس متریک یا بزرگتر توسعه یافته اند استفاده می شود سیما هایی در مقیاس سانتی متر یا کمتر بنام شکستگی های برشی و شکستگی های برشی در مقیاس میلیمتری یا کمتر که تنها زیر میکروسکوپ قابل دیدن هستند بنام ریز گسل[۱] نامیده می شوند . گسل ها اغلب سیما های ساختاری با اهمیت درجه یک در سطح پوسته زمین یا در بخش های داخلی آن می باشند . گسل ها بلوک ها را در هزاران یا میلیون ها کیلومتر مربع از پوسته زمین تحت تاثیر قرار می دهند و در برگیرنده مرزهای اصلی صفحات با هزاران کیلومتر درازا هستند این دامنه وسیع از اندازه در گسل ها و شکستگی های برشی منعکس کننده هندسه خود همانند سازی این ساختار ها می باشد . مشخصا گسل های بزرگ در برگیرنده شبکه ای از گسل های کوچک هستند و هر کدام شامل شبکه کوچکتری از شکستگی های برشی می باشند. در هر مقیاس خصوصیات هندسی شکستگی ها مشابه با خصوصیات ساختارهای گسلی می باشد .



شکل ۱-۹- سه حالت متنوع از عملکرد گسل

انواع گسل ها

گسل سنگ ها را قطع و به بلوک های گسلی تقسیم می کند . برای یک گسل مایل زمین شناسان واژه اقتباس شده کمر بالا[۲] را برای بلوک سنگی بالایی و کمر پایین[۳] را برای بلوک سنگی پایینی استفاده می کنند.(شکل ۱-۹ الف و ۳-۹ الف و ب). در یک تونل این سطوح به عنوان قطعه بالای سر یا زیر پا تعریف می شود . بلوک سنگی بالای گسل بلوک کمر بالا و بلوک سنگی زیر سطح گسل بلوک کمر پایین است. برای یک گسل قائم این مفاهیم کاربرد ندارد و لبه های گسل بر مبنای جهت های جغرافیایی (بطور مثال : بلوک شمال غربی یا بلوک جنوب شرقی) نام گذاری می شوند .

در ارتباط با مختصات هندسی نیز گسل ها کلاسه بندی می شوند . اگر یک گسل شیب بیشتر از ۴۵ درجه داشته باشد گسل پر شیب و اگر کمتر از ۴۵ درجه شیب داشته باشد گسل کم شیب است . اغلب گسل ها بر مبنای جهت گیری جابجایی نسبی و شیب که بیان کننده فاصله کلی و جهت گیری بلوک کمر بالا نسبت به کمر پایین می باشند به سه دسته تقسیم بندی شده است (شکل ۲- ۹) . در گسل های شیب لغز[۴] ، لغزش موازی با شیب صفحه گسل است . در گسل های امتداد لغز[۵] ، لغزش تقریبا افقی و موازی با امتداد سطح گسل می باشد و در گسل های

۱- Micro fault
۲-Hanging wall block
۳- Footwall block
٤-Dip – slip faults
٥-Strike-slip faults

مورب لغز[1] ، لغزش نسبت به صفحه گسل بصورت مورب است. بردار مورب لغزی می تواند بصورت برآیند مولفه های امتداد لغز و شیب لغز تفسیر شود (شکل ۳- ۹) .

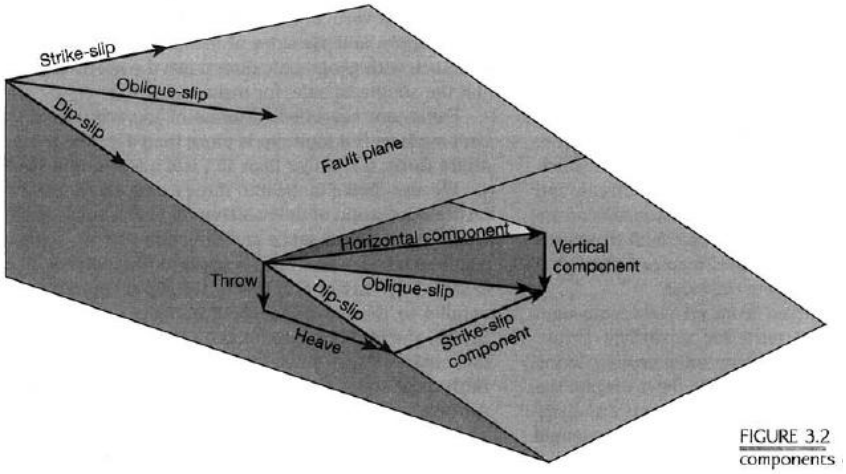
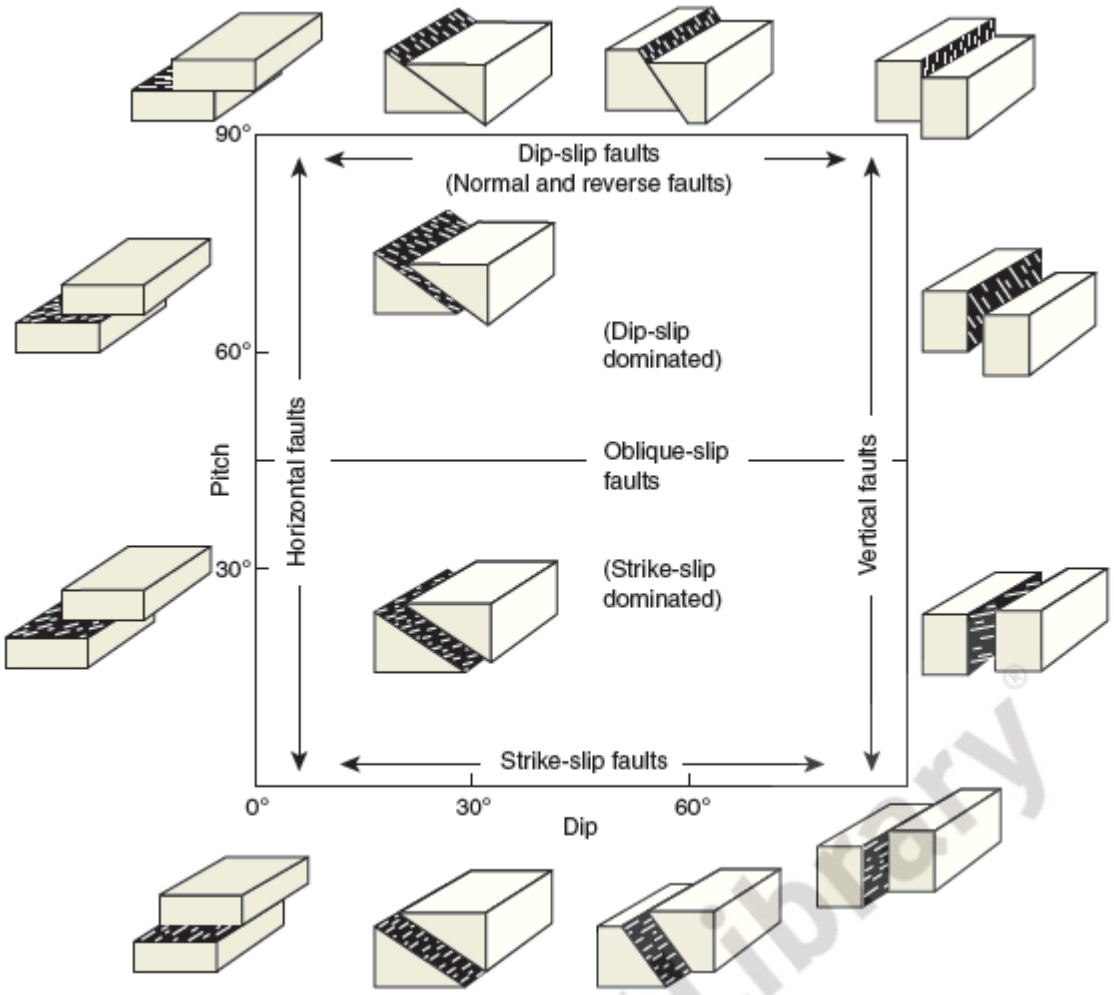


FIGURE 3.2
components

شکل ۲-۹ – مولفه های لغزش بر روی گسل

٦- Oblique –slip faults



شکل ۳-۹ – بلوک های گسل خورده خصوصیات جابجایی را برای انواع مختلف گسل ها نشان می دهند .

بازشناسی گسل ها

معیار های شناسایی گسل ها شامل سه معیار وسیع می باشد . ۱- سیماهای ذاتی یا طبیعی خود گسل ، ۲- تاثیرات گسل بر واحد های زمین شناسی و چینه شناسی و ۳- تاثیرات گسل بر سیماهای فیزیوگرافیک .

سیماهای ذاتی گسل

گسل ها اغلب می توانند بوسیله خصوصیات بافتی و ساختاری درسنگ که در نتیجه برش توسعه می یابد شناسایی شوند . (جدول۱-۹).این بافت ها و ساختارها با میزان و نرخ برش و با شرایط فیزیکی که گسل تحت آن شرایط اتفاق افتاده شامل درجه حرارت و فشار که بطور شاخص تابعی از عمق گسلش می باشند تغییر می کنند .(شکل ۴-۹)

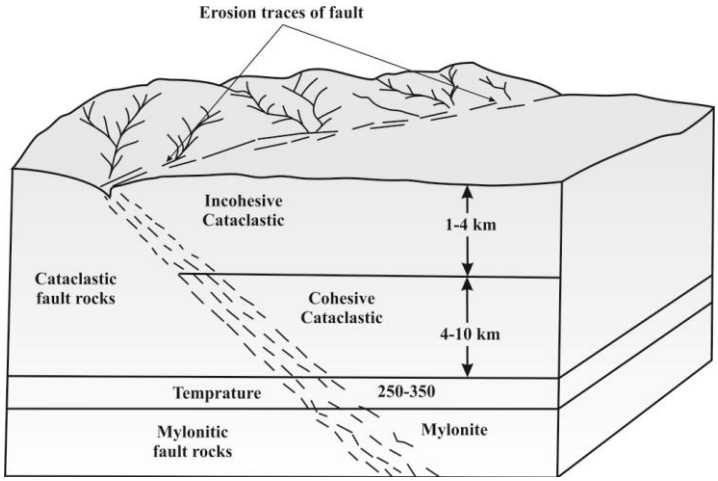
جدول ۱-۹ – واژه شناسی گسله سنگ ها

Fabric	Texture	Name		Clast size	Matrix
Generally no prefered orientation	cataclastic sharp angular fragment	Breccia series	Mega breccia	> 0.5 m	< 30%
			Breccia	1- 500 mm	< 30%
			Microbreccia	< 1 mm	< 30%
May be foliated		Gouge		< 0.1 mm	< 30%
May be foliated		Cataclastic	generaly	< 10 mm	> 30%
May be foliated		Pseudotachylite			glass or grain size < 1 micron

Mylonitic rocks

Fabric	Texture	Name		Matrix grain size	Matrix
foliated and lineated	Metamorphic Interlocking grain boundaries, sutured to polygonal	Mylonitic gniss		> 50 micron	
		Mylonitic Series	Protomylonite	< 50 micron	< 50 %
			Mylonite	< 50 micron	50 %-90 %
			Ultramylonite	< 10 micron	> 90%

گسل های شکل گرفته در اعماق کمتر از ۹ تا ۱۵ کیلومتر بطور شاخص سنگ های کاتاکلاستیک را در زون گسلی ایجاد می کنند . این سنگ ها بصورت قطعاتی محصور شده در یک زمینه هستند که در طول دگرشکلی شکنا شکسته شده اند . قطعات مجزا عموما واضح ، زاویه دار و دارای شکستگی های داخلی می باشند . سنگ های کاتاکلاستیک عموما بدون هر گونه ساختار صفحه ای یا ساختار خطی داخلی دیده می شوند . اگر چه گوژ ها[۱] یا کاتاکلاسیت های برگواره دار نیز مشاهده شده اند . سنگ های کاتاکلاستیک شکننده [۲] ، شاخص گسلش در اعماق ۱ تا ۴ کیلومتری هستند .کاتاکلاسیت های چسپیده[۳] ممکن است در اعماق بالای ۹ تا ۱۵ کیلومتری شکل بگیرند . واژه شناسی و کلاسه بندی گسله سنگ ها بطور جهانی مورد تایید نیست (جدول۱-۹) . گسله سنگ ها در چهار دسته تقسیم بندی شده اند : سری برش ،گوژ، کاتاکلاسیت و شیشه دروغین [۴] .

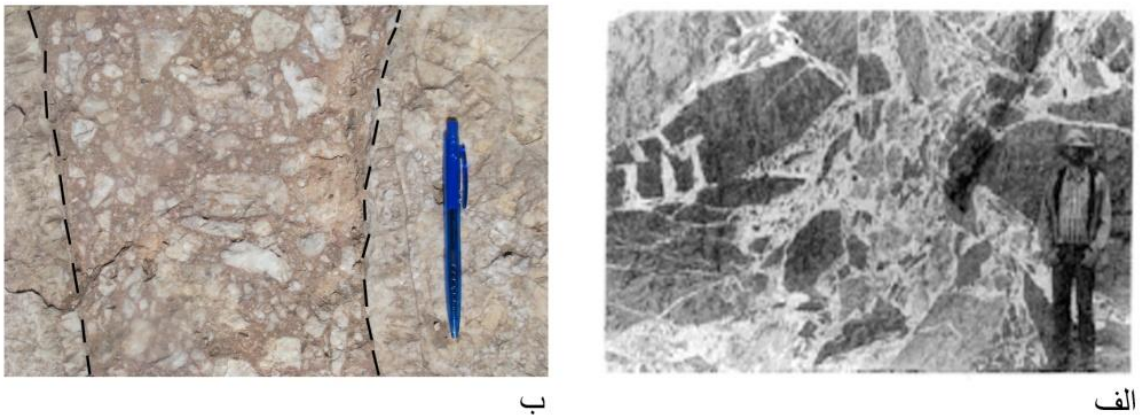


شکل ۴-۹- بلوک دیاگرام شماتیک از بخش های مختلف پوسته زمین که اثرات سطح زون گسلی و تغییرات ایجاد شده در زون گسلی را در ارتباط عمق نشان می دهد .کاتا کلاستیک های غیر چسپیده (و در شرایط خشک شیشه های دروغین)شاخص عمق ۱ تا ۴ کیلومتری هستند . زیر این عمق کاتا کلاستیک های چسپیده (و در شرایط خشک به همراه شیشه های دروغین) در عمق بیش از ۱۵ کیلومتر ظاهر می شوند .میلونیت ها در اعماق بیش از ۱۵ کیلومتر و دمای بیش از ۲۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتیگراد ایجاد می شوند .

۱-Gouge
۲-Brittle cataclastic
۳-Cohesive cataclastic
٤-Pseudotachylite

فراوانی زمینه دانه ریز ، سنگ را در سری برش (کمتر از ۳۰ درصد ، شکل ۵-۹ الف) . از سری کاتاکلاستیک (بیشتر از ۳۰ درصد . شکل ۵-۹ ب) جدا می کند . سری برش به مگا برش (شکل ۵-۹ الف) برش و میکروبرش تقسیم بندی شده است . در مگا برش و برش قطعات به وضوح از قطعات سنگی می باشند . در میکرو برش قطعات اصولا از دانه های کانی می باشند.گوژ ضرورتا یک سری برشی در زمینه دانه ریزتر می باشد و در رخنمون بصورت زمینه دانه ریز با پودر نسبتا سفید از سنگ ظاهر می شود . کاتاکلاستیک ها شامل طیفی از اندازه قطعات و بصورت متغیر از حدود ۳۰ درصد زمینه دانه ریز تا ۹۰ درصد زمینه می باشند (شکل ۵-۹ ب) . اینها عموما سنگ های چسپیده هستند .

بطور مشخص سنگ های کاتاکلاستیک خود همانند ساز هستند . اندازه ، شکل و چیدمان ذرات در یک طیف وسیع از مقیاس ها دیده می شود (شکل های ۵-۹ الف و ب را مقایسه کنید) . توزیع اندازه ذرات یک هندسه فرکتال را نشان می دهد .که خود همانند ساز و بر طبق یک مدل شکسته شدن می باشد، بدینگونه که ذرات با اندازه های یکسان به تماس مستقیم با یکدیگر تمایل ندارند .(شکل ۵-۹ ب) . طبیعت فرکتال توزیع اندازه ذرات این معنی را نشان می دهد که تعیین ذره و زمینه وابسته به مقیاس می باشد . (قطعاتی که در مگابرش ها بخشی از زمینه لحاظ می شوند در مقیاس مشاهده کوچکتر به عنوان ذره می باشند) . اگر چه برش ، میکروبرش و گوژ عموما غیر چسپیده هستند اما ته نشست سیلیس در طول یا بعد از تشکیل می تواند آنها را بصورت گسله سنگ های سخت ، چسپیده و سیلیسی درآورد .

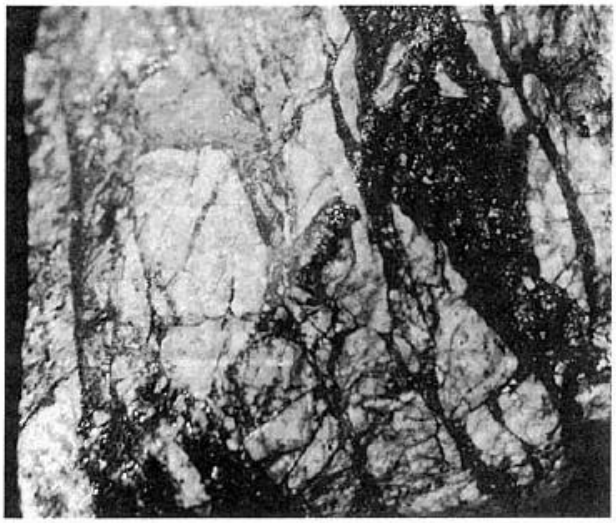


الف ب

شکل ۵-۹- سنگ های کاتاکلاستیک .الف- مگا برش تشکیل شده از قطعات خیلی بزرگ سنگ آهک . ب- کاتاکلاستیک ایجاد شده در پهنه برشی در سنگ آهک های شمال شرق شهر کرمان

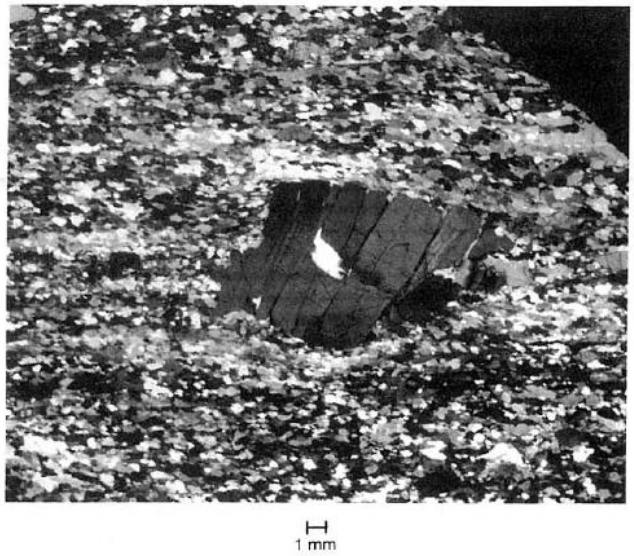
شیشه دروغین (شکل ۶-۹) یک سنگ توده ای است که بطور متناوب در میکروبرش ها یا سنگ های در برگیرنده رگه های سیاه از مواد شیشه ای و مخفی بلور ظاهر می شود . این سنگ بطور شاخص شامل یک زمینه از بلور های با قطر کمتر از ۱ میکرون و یا مقادیر کوچکی از شیشه یا شیشه های دیتریفاید[۱] که مواد شکسته شده را بهم می چسپاند می باشد . در مقاطع سنگ شناسی میکروسکوپی در حالت نور پلاریزه (متقاطع) هیچ نوری از آن عبور نمی کند . این رفتار مربوط به خصوصیت شیشه و مواد بسیار ریز دانه در این سنگ می باشد . در مدت زلزله و تحت شرایط خشک در اعماق عموما کمتر از ۹ تا ۱۵ کیلومتر داغ شدن اصطکاکی می تواند باعث ذوب بخش های کوچک سنگ شود. مواد حاصل شده می توانند در داخل شکستگی ها در سنگ های مجاور نفوذ کنند . بنابراین حضور شیشه دروغین یکی از معدود معیار های فعالیت های دیرینه لرزه ای می باشد .

۱-Ditrified



شکل ۶-۹ – رگه های تیره از شیشه های دروغین که گنیس های سفید رنگ را قطع کرده اند . پهنای واقعی دید ۶ سانتی متر است .

سنگ های کاتاکلاستیک در زون هایی با پهناهای متنوع از چند میلیمتر تا زون های گسترده در یک تا چند کیلومتر ضخامت تشکیل می شوند . عموما ضخامت های زیاد و ذارات با اندازه کوچکتر و مقادیر بزرگتر از جابجایی همراه با گسل ها ی بزرگ شکل می گیرند . زون های گسلی شکل گرفته در اعماق بالای ۹ تا ۱۵ کیلومتر بوسیله نوع خیلی دانه ریز بنام سنگ های میلونیتی مشخص شده است (شکل۷-۹) .



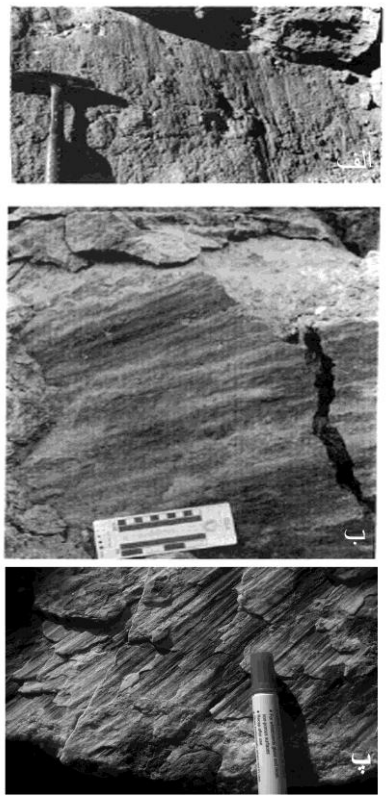
شکل ۷-۹- نمای میکروسکوپی از کوارتزیت میلونیت که پورفیروکلاست های فلدسپاری در یک زمینه دانه ریز متشکل از دانه های به شدت تبلور مجدد یافته کوارتز را نشان می دهد .

این سنگ ها تنها در نتیجه یک دگرشکلی خمیری در سنگ های پوسته در دماهای بالای ۲۵۰ تا ۳۵۰ درجه سانتی گراد ایجاد می شوند. سنگ های میلونیتی یک زمینه بسیار دانه ریز دارند که از ریز شدن دانه های سنگ مادر ایجاد می شوند . مقادیر متنوع ازکانی های دانه درشت بنام پورفیرو کلاست[۱] نامیده می شوند که ممکن است بصورت محصور شده در زمینه دانه ریز دیده شوند . دانه های ریز یک خصوصیت بافتی از مرز های دانه های در هم قفل شده از سنگ های دگرگونی را نشان می دهند . مرز های دانه ها می تواند بصورت چند ضلعی ،

۱-Porphyroclast

اتصال سه گانه ۱۲۰ درجه ای یا اتصال بزرگ زاویه دیده شود . سنگ های میلونیتی یک ساختار داخلی صفحه ای و خطی را تحت عنوان برگوارگی و خطوارگی نشان می دهند . این ساختار ها تحت یک زاویه کوچک و یا موازی یا نیمه موازی با زون گسلی جهت گیری می کنند .
سنگ های میلونیتی در نتیجه تبلور مجدد کانی ها در طول یک دگرشکلی سریع تشکیل می شوند . مرزهای چند ضلعی و مضرس کانی ها در این سنگ با شکل های زاویه دار کاملا مشخص ذرات در فرایندهای شکنا که در کاتاکلاسیت ها رخ می دهند متفاوت می باشند .
اگر اندازه دانه کمتر از اندازه اولیه ذرات و اگر بزرگتر از ۵۰ میکرون باشد سنگ بنام گنیس میلونیتی[۱] نامیده می شود . اگر اندازه ذرات زمینه کمتر از ۵۰ میکرون باشد سنگ در سری میلونیت قرار می گیرد که بر مبنای افزایش درصد زمینه دانه ریز به پروتومیلونیت[۲]، میلونیت و اولترامیلونیت [۳] تقسیم بندی می شود .(جدول۱-۹) . در اولترامیلونیت ها اندازه دانه کمتر از ۹ میکرون باعث ایجاد زمینه شیشه ای در نمونه دستی می شود .
میلونیت ها عموما در پهنه های برشی شکل پذیر با ضخامت هایی چند میلیمتری تا چند متری ظاهر می شوند . بعضی از میلونیت ها با ضخامت های کیلومتری پهنه های برشی وسیعی را نشان می دهند . مراحل گذر از سنگ های دیواره به سمت گنیس های میلونیتی تا اولترامیلونیت می تواند در چنین زون هایی دیده شود .
در رخنمون سطح گسل ها معمولا بصورت صاف و صیقل خورده بنام سطح لغزش[۴] نامیده می شود که در پاسخ به برش روی سطوح گسل یا در گوژهای گسلی شکل می گیرد . سطوح گسل بطور شاخص در برگیرنده خش های لغزش[۵] و بطور بارز در برگیرنده سیماهای خطی به شدت جهت دار می باشد که با عناوین خش لغز ، خطواره های سطح لغزش یا کشیدگی ها[۶] که موازی با جهت لغزش می باشد تعریف شده است. این خطوارگی ها در سه الگو تعریف شده است . پشته ها و کانال ها[۷] ،رگه های کانی[۸] ، فیبر های کانی [۹] و فیبر های لغزشی [۱۰].
پشته ها و شیار ها می تواند نتیجه خراشیده شدن و کنده شدن سطح گسل باشد که بصورت برآمدگی و تورفتگی در یک فرم بی قاعده در سطح شکستگی باعث ایجاد خطواره های پشته-شیار یا مولین های گسلی[۱۱] می شوند . (شکل ۸-۹ الف و ب) یا می تواند نتیجه رشد فیبر های لغزشی باشد (شکل۸-۹ پ) .
فیبر های لغزشی بصورت کشیده و تک کانی هستند که می توانند موازی با جهت جابجایی گسل رشد کنند . آنها فضاهایی که در طول گسل در مدت برش بطور تدریجی توسعه می یابند را پر می کنند (شکل های ۸-۹ پ) . خطوط کانیایی ، خطوط روی سطح لغزش هستند که نتیجه پودر شدن و برش خوردن دانه های کانی در داخل گوژ ها می باشند .
گسل هایی که در اعماق نسبتا کم عمق توسعه می یابند اتساعی[۱۲] هستند بدین معنی که حجم پهنه برشی در طول گسلش بواسطه تشکیل و همراهی شکستگی های باز افزایش می یابد.زون های گسلی اتساعی مسیر های عبور جریان آب زیر زمینی و سیالات هیدروترمال را مهیا می سازند . در نتیجه بسیاری از زونهای گسلی در برگیرنده ته نشست ثانویه کانی هایی شامل کلسیت (شکل ۵-۹) و سیلیس(کوارتز، اوپال یا کلسدون) بصورت رگه ها یا بصورت سیمان برای گوژهای گسلی یا برش ها می باشند. بسیاری از ته نشست های اقتصادی بوسیله ته نشست کانی های معدنی از سیالات هیدروترمال در طول زون های گسلی ایجاد شده اند . بطور مثال می توان به کانسار های طلای تیپ کوهزایی (کانسار طلای زرترشت در منطقه فاریاب) و کانسار های مس رگه ای (کانسار چند فلزی چاه مسی در شهر بابک) اشاره کرد .

۱-Mylonitic gniss
۲-Protomylonite
۳-Ultamylonite
٤- Slikenside
٥-Slikenlines , slikenside lineation or striations
٦-Stretching
۷-Ridge ,grooves
۸-Mineral streaks
۹-Mineral fibers
۱۰-Sliken fibers
۱۱-Fault mullions
۱۲-Dilational



شکل ۸-۹- خطوارگی ها بر روی سطوح گسلی شکل گرفته در طول لغزش . الف- خطواره های شکل گرفته بوسیله خراشیده شدن و کنده شدن سطح گسل ب- خطواره های پشته و فرو رفته یا مولیون های گسلی پ- خطواره فیبرهای لغزشی از کلسیت

تاثیرات گسل بر واحد های زمین شناسی و چینه شناسی

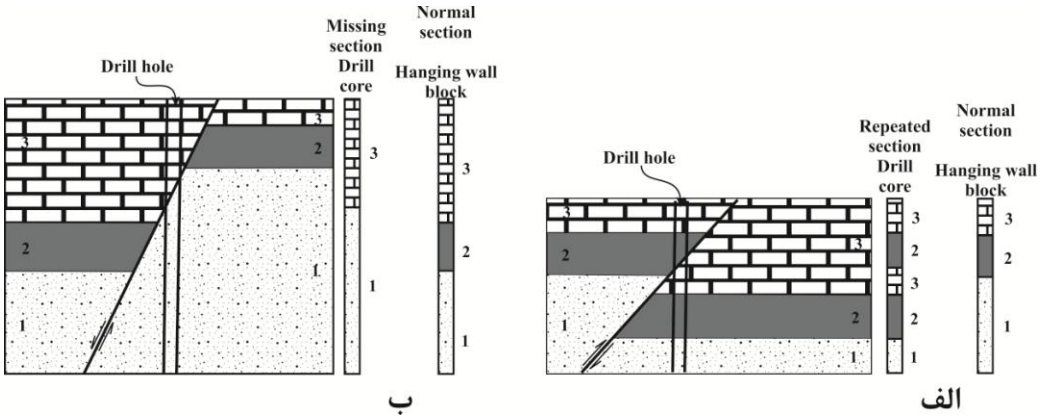
جابجایی در طول گسل ها عموما سنگها را در مقابل هم قرار می دهد . یک گسیختگی در یک سیمای زمین شناسی پیوسته همانند لایه بندی رسوبی می تواند حضور یک گسل را تعیین کند . یک عدم پیوستگی چینه شناسی بهر حال می تواند نتیجه یک ناپیوستگی یا تماس توده نفوذی باشد که تشخیص آن از گسل دارای اهمیت است . سیما های ناپیوستگی شامل افق خاک فسیل ،کانال های فرسایشی ، کنگلومرای قاعده ،تماس های ته نشستی و چینه های موازی یا نیمه موازی که سطح ناپیوستگی را پوشانده اند می باشد . سیماهای مشخص از تماس های توده های نفوذی شامل دگرگونی در سنگ های دیواره ، قطعات معلق از سنگ دیواره در توده نفوذی و دایک ها یا رگه های نفوذی که سنگ دیواره را قطع می کنند قابل مشاهده می باشد .

اما در مرزهای گسلی حضور پشته هایی[1] از سنگ ها در ورقه های گسلی دلیل روشن از گسلش می باشد . پشته ها حجم هایی از سنگ های محصور شده در تمام لبه ها با گسل می باشد (شکل ۲۶- ۹) . اینها بلوک های کمر بالا و کمر پایین هستند که بوسیله شاخه ای از گسل بصورت ورقه درآمده اند و یک تغییر مهم از وضعیت اصلی را نشان می دهند. بنابراین اینها می توانند بطور شاخص خارج از وضعیت چینه شناسی باشند. اگر چینه شناسی محلی شناخته شود تعیین وضعیت اصلی چینه شناسی سنگ در پشته ها یک شاخص از جهت و مقدار حرکت را مهیا می سازد . در طول بعضی گسل ها که سنگ های مشابه ایی را جدا کرده اند یک پشته از لیتولوژی مختلف می تواند به تنهایی دلیل قابل مشاهده از گسل باشد .

تکرار یا حذف بعضی چینه ها در توالی چینه شناسی از دیگر معیار های گسلش می باشد. این معیار مخصوصا در تفسیر زمین شناسی زیر سطحی ، جاییکه اغلب داده های قابل دسترسی از چاه های حفاری بدست می آید ، اهمیت دارد . درشکل ۹-۹ یک مقطع عرضی از ناحیه ای با

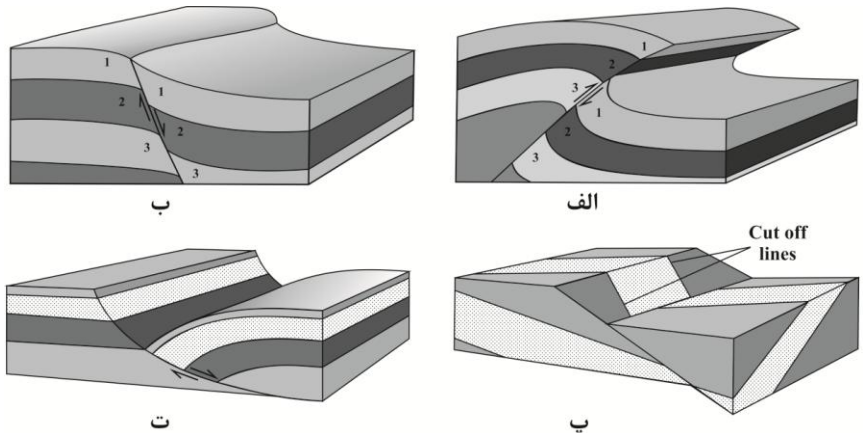
۱-Horses, or fault slices

لایه بندی افقی ، هم تکرار (شکل ۹-۹ الف) و هم گم شدن (شکل۹-۹ ب) لایه ها را نشان می دهد . گر اطلاعات بقدرکافی موجود باشد تهیه نقشه گسل تنها بر اساس اطلاعات بدست آمده از حفاری امکان پذیر می باشد . بهمین ترتیب در بحث قطع شدگی ساختار ها این نکته اهمیت دارد که مطمئن شویم حذف لایه ها در نتیجه یک ناپیوستگی باشد و اینکه تکرار لایه ها نیز نتیجه تغییرات همراه شده با پیش روی و پس روی رخ داده است . تشخیص گسل ها و تغییرات رخساره ای باید بطور دقیق انجام شود و اشتباه در تشخیص اینها از اشتباهات بارز زمین شناسی است .



شکل ۹-۹- الف- گسل تراست باعث تکرار لایه ها شده است. ب- گسل نرمال باعث گم شدن لایه ها شده است .

سطوح لایه بندی نزدیک گسل می تواند در جهت حرکت مخالف بلوک گسلی خم شود . این خمش ها بنام چین های کششی[۱] نامیده می شوند. این چین ها بیشتر در جایی توسعه می یابند که لایه های رسوبی در یک زاویه بزرگ نسبت به جهت لغزش روی گسل قرار دارند (شکل ۹-۹ الف و ب) . احتمال کمتری وجود دارد که چین های کششی در وضعیتی شکل بگیرند که مرزهای لایه بندی خیلی موازی با جهت لغزش باشد (شکل ۹-۹ پ) . در طول بسیاری از گسل های تراست ، چین های کششی بخوبی توسعه می یابند (شکل ۹-۹ الف). در طول گسل های نرمال تاقدیس های غلتیده [۲] که در بلوک کمر بالا توسعه می یابند بیشتر معمول می باشند (شکل۹-۹ ت) . جهت خمش در این چین ها مخالف آنچه که در چین های کششی یافت می شود می باشد و اینها همراهی دگرشکلی لازم برای خمش در بلوک کمر بالا را با گسلش منعکس می کنند .



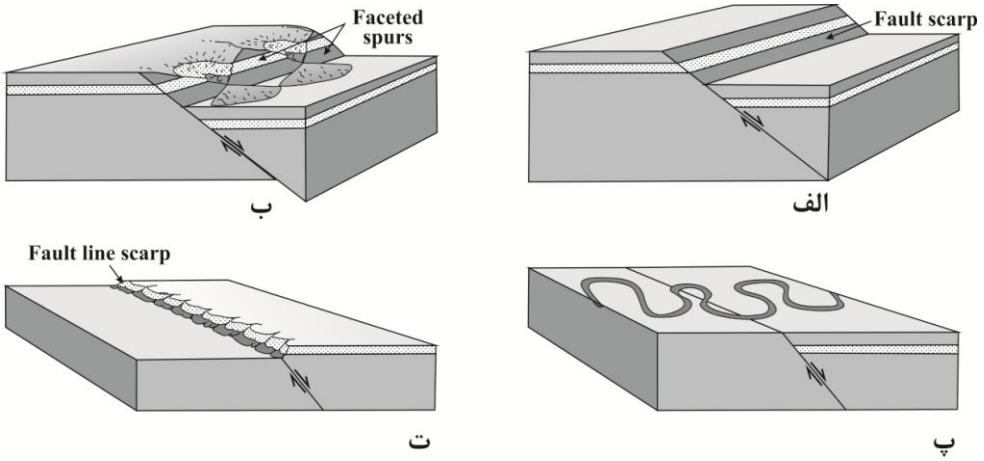
شکل ۹-۹- ایجاد چین های کششی در لایه های رسوبی در طول گسل ها . الف –یک گسل تراست ب- یک گسل نرمال پ- اگر خط قطع لایه ها یک زاویه کوچک با جهت جابجایی روی سطح گسل بسازد چین های کششی ساخته نمی شوند . ت- تاقدیس های غلتکی در کمر بالای یک گسل نرمال

۱-Drag folds
۲-Rollover anticline

معیار فیزیوگرافیک برای گسلش

بسیاری از گسل های فعال و غیر فعال تاثیرات مشخصی بر روی توپوگرافی،کانال های آبراهه ها و جریان آب زیر زمینی نشان می دهند. این تاثیرات بطور متناوب حضور یک گسل را پیشنهاد می کند و این نشانه ها در نقشه های زمین شناسی مفید می باشند .

پرتگاه ها یک سیمای خطی مشخص شده بوسیله افزایش شاخص در شیب توپوگرافی می باشند. پرتگاه های مرتبط با گسل دو نوع می باشند: ۱- پرتگاه های گسلی که شکست های خطی پیوسته در شیب هستند که نتیجه مستقیم جابجایی توپوگرافی بوسیله گسل می باشند (شکل ۱۱-۹ الف) و ۲- پرتگاه های خط گسل که نشان دهنده سیماهای فرسایشی در هر دو نوع گسل های فعال و غیر فعال هستند .شکل ۹-۹ سه مرحله از پیشرفت فرسایش در یک گسل را نشان می دهد . بطور ذاتی کمرپایین بالا رفته یک پرتگاه را شکل می دهد (شکل ۱۱-۹ الف). متعاقبا" فرسایش ، دره هایی را بر پرتگاه های گسلی می تراشد و باعث ایجاد سطوح چند وجهی در پیشانی گسل می شود.(شکل۱۱-۹ ب) و سرانجام بلوک بالا رفته به سمت پایین فرسایش یافته و به سطح تراز مشابه با بلوک کمر بالای پایین رفته می رسد(شکل ۱۱-۹ پ) . نتیجتا لایه نازکی از بلوک کمر بالا در معرض فرسایش قرار می دهد که نسبت به لایه های مجاور مقاومت بالاتری دارد . فرسایش با سرعت بیشتری در سنگ های با مقاومت کمتر ادامه می یابد و باعث ایجاد یک پرتگاه خط گسلی می گردد . باید دقت کرد که صرفا نمی توان بر اساس ویژگی ظاهری سطوح گسلی فرسایش یافتهنمی توان به نوع گسل پی برد (۱۱-۹ ت) .نیمکت های گسلی[۱] پدیده خطی توپوگرافیک هستند که بوسیله یک آنومالی کاهشی در شیب مشخص می شوند . نیمکت های گسلی می توانند با هر نوعی از گسل همراه شوند(شکل ۱۱-۹ ت).



شکل ۱۱-۹- فرسایش پرتگاه گسلی . الف- گسلش یک پرتگاه گسلی را ایجاد می کند. ب- فرسایش درزه ها در پرتگاه گسلی سطوح مثلثی را شکل می دهد پ- فرسایش پوشش مقاوم نازک را در بلوک کمر بالا ازبین می برد و بلوک های سنگی هم تراز می شوند . ت- فرسایش به تراز لایه مقاوم در بلوک کمر بالا می رسد و فرسایش سریعتر در لایه با مقاومت کمتر در بلوک کمر پایین یک پله توپوگرافی یا پرتگاه خط گسلی را ایجاد می کند .

پشته ها ،دره ها یا آبراهه ها می توانند در طول گسل جابجا شوند . شکل ۱۲-۹ دو آبراهه جابجا شده را نشان می دهد که بوسیله حرکت امتداد لغز روی گسل در مدت فعالیت آبراهه جابجا شده اند . انحراف کانال آبراهه می تواند سوی لغزش روی گسل را نشان دهد اما اگر جابجایی گسل بزرگ باشد ممکن است کانال اولیه آبراهه متروکه شده و کانال جدید بطرف پایین جریان از گسل ایجاد بشود . در این حالت فرم ساق سگی[۲] نمی تواند در ارتباط با سوی جابجایی باشد .

یک سطح گسل یا زون گسلی می تواند بصورت یک کانال یا یک مانع برای آب زیر زمینی عمل کند که این مربوط به نفوذپذیری مواد هم در زون گسلی و هم در سنگ های اطراف گسل می باشد . یک زون برشی یک مسیر عالی برای آب را شکل می دهد اما یک زون ضخیم گوژ که دربرگیرنده مقادیر فراوانی رس می باشد می تواند بصورت یک سد یا مانع برای جریان عمل کند . اگر گسل یک سفره آب زیرزمینی را جابجا

۱-Fault benches
۲-Dog leg

کند یا سنگ های نفوذ ناپذیر مثل توده های پلوتونیک یا دگرگونی را در مقابل یک سفره آب زیرزمین قرار دهد می تواند بطور موثر جریان آب زیرزمینی را تحت تاثیر قرار دهد . بنابراین اثرات گسل اغلب بوسیله چشمه ها و بوسیله فرونشست های با آب پرشده[۱] مشخص شده است .
یک کانال با آبراهه تمایل به شکل دادن یک شیب دارد که بطور تدریجی به سمت سرچشمه پرشیب می شود . اینچنین پروفیلی می تواند به دلیل حرکات گسل یا به دلیل قابلیت فرسایش متنوع سنگ بستر تغییر کند . هر گونه تغییر واضح در پروفیل که به عنوان نقطه شکست[۲] نامیده می شود یا تغییر در شکل دره آبراهه که نمی تواند به تغییر در مقاومت فرسایشی سنگ بستر نسبت داده شود ممکن است به صورت یک گسل آشکار شود . اما برای این مدعا دلایل بیشتری نیاز می باشد .

شکل ۱۲-۹- نمایی از گسل سان آندریاس در مرکز کالیفرنیا که جابجایی راستگرد آبراهه توسط گسل را نشان می دهد .

تعیین جابجایی گسل

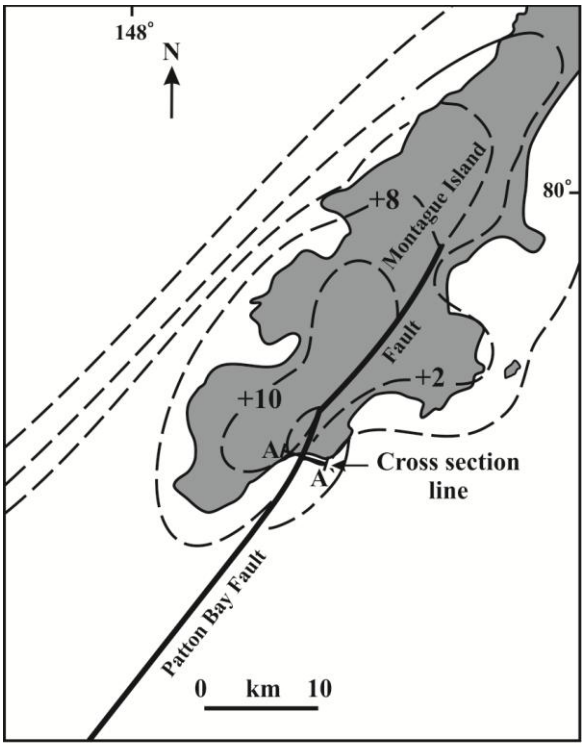
تعیین کامل جابجایی روی یک گسل نیاز به دانستن بزرگی و جهت آن جابجایی دارد. بعضی پدیده ها جابجایی کل را نشان می کنند و بعضی ها تعیین تقریبی و بخشی از جابجایی ارائه می دهند . تعیین جهت گیری اولیه یک گسل و جابجایی همراه شده با آن یک بخش مهم از ارزیابی گسل می باشد . بطوریکه اینها دو پدیده اصلی استفاده شده برای کلاسه بندی و تفسیر اهمیت تکتونیکی گسل ها می باشند. گسل ها ممکن است بوسیله فعالیت تکتونیکی بعدی در جهت های گوناگون چرخش کرده که اگر تشخیص داده نشود می تواند منجر به تفسیر نادرستی گردد.

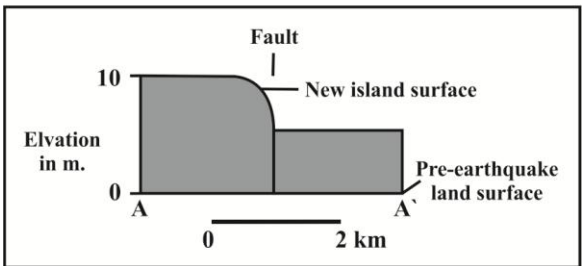
جابجایی نسبی در مقابل جابجایی مطلق

بحث جابجایی گسل عموما صرفا مرتبط به جابجایی نسبی سنگ روی لبه های مخالف یک گسل می باشد. یک ارزیابی مطلق از جابجایی ندرتا از کار صحرایی بدست می آید زیرا که ما عموما یک نقطه مبنا غیر وابسته به بلوک های سنگی را در اختیار نداریم . بنابراین برای مثال این تشخیص یا تعیین معمولا غیر ممکن است ، خواه کمر بالا از یک گسل نرمال کاهش ارتفاع یا کمر پایین افزایش در ارتفاع نشان دهند.
در حالت های خاص تعیین حرکات مطلق گسل می تواند با در نظر گرفتن یک مبنا غیر وابسته امکان پذیر باشد. تحقیقات دگرشکلی فعال با استفاده ازسیستم وضعیت جغرافیایی[۳] می تواند حرکات جاری بلوک های گسلی را نسبت به یک مبنائ ماهواره ای جهانی نشان دهد . در زلزله نورث ریج در سال ۱۹۹۴ در کالیفرنیا برای مثال افزایش در ارتفاع کمر بالای گسل تراست تا دهها سانتیمتر محاسبه شد. رادار تداخلی با استفاده ازدو تصویر ماهواره ایی رادار از موقعیت های یکسان در دو زمان مختلف توانست تغییرات کوچک در ارتفاع را در حد چند میلیمتر تا چند ده میلیمتر محاسبه نماید.

۱-Sag ponds
۲-Nick point
۳-Global Positioning System

تراز دریا می تواند یک چهارچوب مبنایی غیر وابسته برای تعیین حرکات مطلق گسل ها را مهیا سازد . گسلش همراه شده با زلزله الاسکا در سال ۱۹۶۴ در نزدیکی آنچورج [۱] یک مثال جالب را فراهم کرد . اندازه گیری حرکت بلوک های سنگی نسبت به تراز دریا نشان داد که محلی که گسل نرمال شکل گرفته بود هر دو لبه گسل بطرف بالا حرکت کرده است. شکل ۹-۱۳ الف بخشی از ناحیه متاثر شده بوسیله گسل و خطوط ارتفاعی بدست آمده از مقادیر بالاآمدگی که در طول گسلش رخ داده است را نشان می دهد . نکته اینکه خطوط ارتفاعی نشان می دهد که هر دو طرف گسل پاتون بای[۲] بطرف بالا حرکت کرده اند ، اما لبه شمال غربی نسبت به لبه جنوب شرقی بیشتر به سمت بالا رفته است. این تاثیر بوضوح در یک برش عرضی که گسل را قطع کرده نشان داده شده است (شکل ۱۳-۹ ب) . این نتیجه جالب از این زلزله تاریخی یک احتیاط در مورد این فرض که حرکت نسبی کمر بالا اغلب حرکت مطلق می باشد را بوجود می آورد .





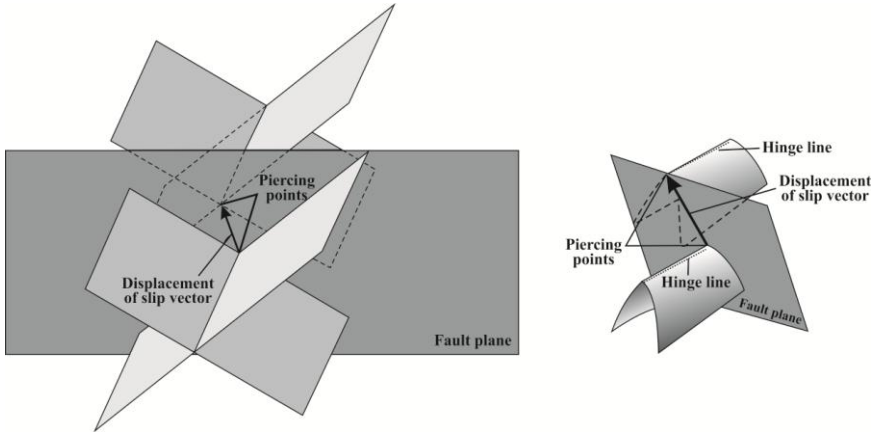
شکل ۱۳-۹- گسلش همراه با زلزله ۱۹۶۴در جزیره مونتاگیو در جنوب آلاسکا .نقشه بالا آمدگی کنتورها(با مقیاس متر) را در دوطرف گسل پاتون بای نشان می دهد . برش عرضی ، بزرگی بالاآمدگی در طول خط A-A′ که گسل پاتون بای را قطع کرده است را نشان می دهد .گسل از نوع نرمال است و در نتیجه بالاآمدگی متفاوت در دو طرف گسل ایجاد شده است .

۳-Anchorage
٤-Patton bay

تعیین کامل جابجایی

تعیین کامل جابجایی روی یک گسل نیاز به تعیین پدیده های خطی از قبل موجود می باشد که سطح گسل را قطع کند و بوسیله آن جابجا شده باشد. یک پدیده خطی گسلیده دو نقطه شاخص[۱] رادر بلوک کمربالا وکمرپایین ایجاد می کند (شکل۱۴-۹) . قبل از گسلش دو نقطه شاخص در مقابل یکدیگر بوده اند و بعد از گسلش بردار وصل کننده دو نقطه می تواند جهت و بزرگی جابجایی گسلش را تعیین می کند . وضعیت نسبی پدیده خطی روی لبه های مخالف گسل سوی برش گسل را نیز فراهم می سازد.

پدیده های خطی زمین شناسی متعددی نقطه شاخص را روی سطح گسل تعریف می کنند . تقاطع دو سطح مجزا اغلب یک خط را تعریف می کند که وقتی بوسیله گسل قطع شود می تواند برای تعیین جابجایی گسل مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۱۴-۹ الف) . این حالت شامل مواردی همچون تقاطع دو گسل قدیمی ، دو رگه یا دایک با جهت گیری متفاوت ، تقاطع لایه بندی با گسل ، تقاطع رگه یا دایک با هم و تقاطع یک ناپیوستگی با یک مرز زمین شناسی مثل لایه بندی یا تماس توده نفوذی می باشد . خط با حداکثر انحنائ یا خط لولا روی سطح چین خورده اغلب یک خط واحدرا تعریف می کند که می تواند در تعیین جابجایی مورد استفاده قرار گیرد (شکل ۱۴-۹ ب) .کانال رودخانه های دفن شده[۲] وتوده های ماسه سنگ خطی (ماسه بند کفشی)[۳] یک پدیده چینه شناسی خطی هستند که می تواند مورد استفاده قرار گیرند .توده های استونه ای نظیر دودکش های آتشفشانی و برخی ته نشست های کانیایی می تواند در چنین روشی مورد استفاده قرار گیرد . اگرچه نقاط شاخص عموما بوسیله تقاطع پدیده های خطی در سنگ با سطح گسل تعیین می شوند اما خطوط نقشه برداری[۴] که در عرض گسل در قبل و در بعد از واقعه گسلش برداشت می شوند وداده های ماهواره ایی تداخلی یا داده های GPS نیز می تواند اغلب دلیلی برای تعیین کامل جابجایی فراهم سازد.



شکل ۱۴-۹- تعیین کامل جابجایی یا بردار لغزش با استفاده از یک پدیده خطی مشخص که بوسیله گسل قطع شده است . الف- تقاطع دو پدیده صفحه ای ب- خط لولای یک چین

تعیین جزئی جابجایی از ساختار های کوچک مقیاس

در بسیاری از حالات جائیکه یک گسل یا پهنه برشی خمیری ایجاد شده باشد تعیین جهت گیری بر مبنای بردار جابجایی و سوی برش امکان پذیر است اما بزرگی جابجایی امکان پذیر نیست.این نوع از اطلاعات بوسیله امتحان پدیده هایی در مقیاس میکروسکوپی و مقیاس رخنمون بدست می آید .

همانگونه که اشاره شد خطواره های خش لغز بصورت موازی با جهت جابجایی روی گسل شکل می گیرند اما بزرگی جابجایی به سختی بدست می آید . خطواره های پشته - شیار[۵] که در طول انتشار صفحه شکستگی ایجاد می شوند ممکن است نسبت به بردار جابجایی بزرگتر باشند . خط های کانی می تواند نتیجه خرد شدگی دانه کانی باشد و می تواند یک تعیین حداقلی از بزرگی جابجایی فراهم سازد . اگرچه این انطباق

۱- Piercing points
۲- Buried river channels
۳- Shoesting sands
٤- Geodetic lines
٥-Ridge-in-groove

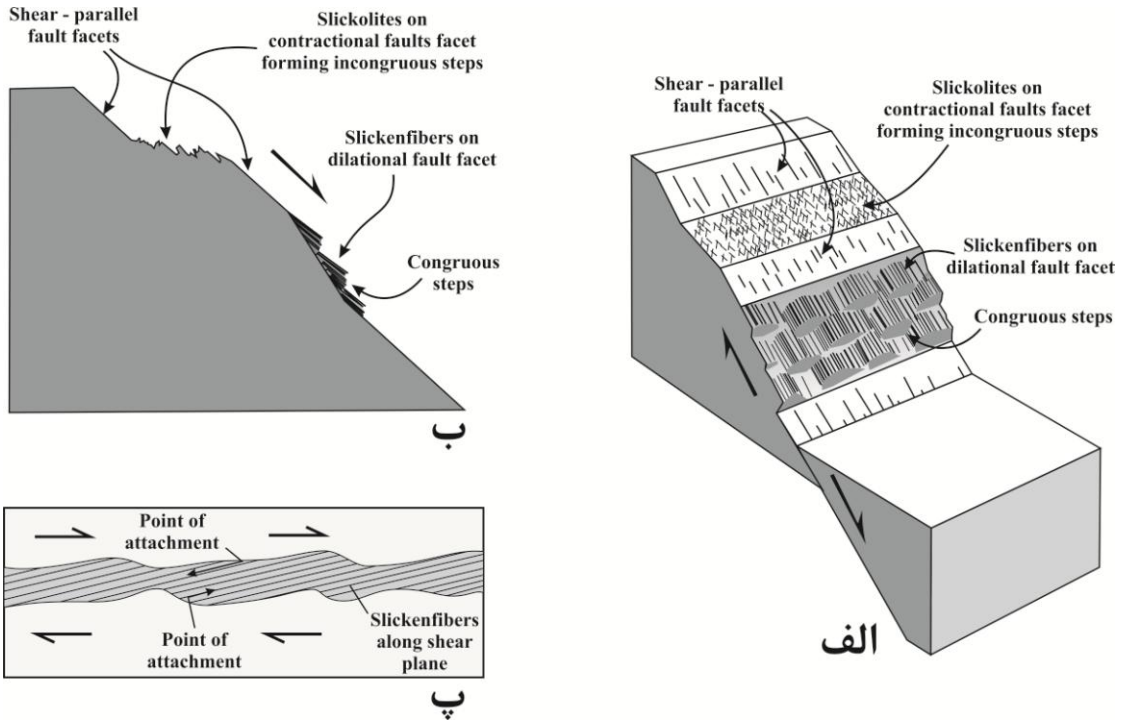
هنوز بدست نیامده است .در طول گسلش شکنا پدیده های متعدد نامتقارنی روی سطوح گسلش توسعه می یابند که می توانند به عنوان معیار هایی جنبشی برای تعیین سوی برش روی گسل استفاده شوند . این پدیده ها تنها زمانی در سطح گسل دیده می شوند که سنگ روی یک لبه از گسل جابجا شده و رخنمون یافته باشد .جهت حرکت نسبی بلوک های جابجا شده بصورت جهت پایین دست معرفی می شود و جهت بالا دست بصورت جهت مخالف حرکت تعریف می گردد . پدیده های متعددی از پله های نامتقارن روی سطح گسل با پله های بلند مایل در یک زاویه کوچک نسبت به سطح گسل و خیز های کوتاه [1] در یک زاویه بزرگ نسبت به سطح گسل شکل می گیرند . اگر خیز ها روبه پایین باشند پله های منطبق[2] هستند و اگر به سمت بالا باشند پله غیر منطبق[3] می سازند . بیشتر معیار های جنبشی معمول برای حرکت نسبی گسل در ۵ مرحله تشکیل شده اند . ۱ – ته نشست دانه های کانی های ثانویه یا انحلال مواد روی سطح گسل ۲ – شکستگی های ثانویه ۳- در آوردن و کنده شدن[4] از سطح گسل ۴– پوشش اصطحکاکی یا سطح صیقلی شده ۵– اجتماع و کشیده شدن مواد درآمده در طول سطح گسل . هر یک از این فرایند ها در زیر توضیح داده شده است.

۱) اگر سطح گسل جهت یافتگی داشته باشد و در مدت برش باز باقی بماند کانی ها می توانند فضای خالی را با ته نشست از محلول با فرم هایی از فیبر های کانی های کشیده پر کنند که بنام خطواره فیبر لغزش شناخته شده اند (شکل های۸–۹ و ۱۵–۹ الف و ب) .فیبر ها در یک زاویه کوچک نسبت به مرز شکستگی برشی رشد می کنند بطوریکه یک فلش در طول فیبر در محل تماس با یکی از دیواره های گسل جهت سوی برش را نسبت به بلوک دیگری نشان می دهد (شکل ۱۴–۹ پ). بدلیل اینکه رشد فیبر ها یک پدیده نسبتا آرامی می باشد فیبر های لغزشی باید در طول حرکات غیر لرزه ای (خزش) بر روی گسل رشد کنند ، بطوریکه می توانند با جابجایی ، همزمان یا همگام شوند. در زمانی که فیبر شروع به رشد می کند لبه های مقابل هم در یک فیبر کانی یکسان نقاط اتصال مجاور هم را بهم وصل می کند . بنابراین اگر نقاط اتصال فیبر روی هر دو بلوک گسلی حفظ شده باشد در مقطع عرضی گسل ، طول فیبر اندازه ای از بزرگی جابجایی روی یک شکستگی خاص برای دوره ای از رشد فیبر ارائه می نماید. ماکزیمم بزرگی های جابجایی ثبت شده بر روی شکستگی های منفرد بوسیله این فیبر ها نسبتا کوچک و معمولا چند میلیمتر تا ۲۰ سانتی متر است . فیبر های بزرگتر از این اندازه یا شکل نمی گیرند یا حفظ نمی شوند . در اصل حداقل جابجایی کل در عرض زون گسلی باید معادل جمع طول فیبرها بر روی تمام شکستگی های برشی در مقطع عرضی باشد . اما جائیکه جابجایی به اندازه متر یا بیشتر باشد این اندازه گیری اگرچه غیر ممکن نیست اما وقت گیر خواهد بود .

فیبر های لغزشی روی سطح گسل عموما بوسیله فرسایش بخشی از بلوک گسلی رخنمون می یابد . بلور در یک زایه کم نسبت به سطح گسل رشد می کند و تمایل به قطع شدن در طول فیبر یا در یک زاویه زیاد نسبت به یکدیگر دارند . فیبر ها یک دسته از پله های منطبق را روی سطح گسل شکل می دهند (شکل ۱۵–۹ ب) بطوریکه جهت پله ها رو به جهت پایین دست می باشند و سطح گسل موقعی که با دست مالیده می شود یک احساس نرمی دارد که جهت حرکت نسبی بلوک گم شده را نشان می دهد .

اگر در عرض سطح گسل انقباض رخ دهد این کوتاه شدگی ممکن است بخصوص در سنگ های آهکی با انحلال سنگ همراه گردد . رخداد انحلال در سطوح بی قاعده بنام استیلولیت[5] نامیده شده است.جائیکه استیلولیت ها در طول شکستگی برشی شکل می گیرند نوک استیلولیت ها در یک زاویه کوچک نسبت به سطح گسل جهت گیری می کند و بعضی مواقع بنام اسلیکولیت[6] نامیده شده اند . نوک موج استیلولیت ها در جهت بالا دست است و پله های غیر منطبق را شکل می دهد . بی قاعدگی در سطح گسل می تواند تناوبی از سطوح را در جائیکه مولفه های اتساعی و انقباضی رخ می دهند بوجود آورد و در این حالت محدوده هایی متناوب از فیبر های لغزشی و اسلیکولیت ها می توانند شکل بگیرند (شکل ۱۵–۹ پ).

۱-Short risers
۲-Congruous steps
۳-Incongruous steps
٤-Gouging or plucking
٥- Stylolites
٦- Slickolites



شکل ۱۵–۹– الف– بلوک دیاگرام ب– برش عرضی از سطح گسل نامنظم با معیار های سوی برش که بر روی سطوح متفاوتی به لحاظ جهت گیری شکل گرفته اند : اسلیکولیت ها ساختار های انحلای هستند که بر روی سطوح انقباضی (بخصوص در آهک ها و مرمر ها) شکل می گیرند . فیبر های لغزشی پوسته های ته نشستی از کانی های فیبری هستند که بر روی سطوح اتساعی شکل می گیرند . پ– فیبر های لغزشی به عنوان معیار هایی از تعیین سوی برش و تعیین حداقل جابجایی می باشند .فیبر ها از محلی که به یک لبه گسل چسپیده باشند به سمت دیواره دیگر گسل رشد و حرکت می کنند . یک فلش در طول فیبر لغزشی و در جهت اتصال فیبر به دیواره گسل جهت نسبی لغزش دیواره مقابل گسل را مشخص می کند . طول فیبر از یک دیواره به دیواره مقابل اندازه از حداقل جابجایی روی گسل را نشان می دهد . فیبر های لغزشی پله های موافق را بر روی سطح گسل و در جهت پایین دست شیب گسل شکل می دهند . سطح گسل در جهت پایین دست یک لمس نرم را نشان می دهد ، که جهت حرکت بلوک گمشده را مشخص می کند . این احسا نرمی سطح گسل برای اسلیکولیت ها کاربردی ندارد .

۲– شکستگی های ثانویه که در طی مدت زمان گسلش توسعه می یابند می توانند شکستگیهای برشی یا کششی باشند . هر دو این نوع شکستگی ها می توانند در زوایایی با گسل اصلی شکل بگیرند و بیشتر آنها در بلوک گسلی شکل می گیرند که سطح شکستگی سطح گسل را در جهت پایین دست قطع کند (شکل ۱۶–۹) . عموما" شکستگی های کششی ثانویه کشیده یا خطی نیستند و ممکن است با کانی های ثانویه پر شوند اما شکستگی های برشی ثانویه عموما کشیده یا خط دار هستند . به دلیل اینکه شکستگی های ثانویه می توانند هر دو نوع پله های منطبق و غیر منطبق را روی سطح گسل شکل دهند جهتی که نرمی در آن احساس می شود در موقعی که با دست روی سطح گسل گشیده می شود نمی تواند به عنوان یک معیار خوب برای تعیین سوی برش باشد .

شکستگی های ثانویه ۵ معیار مفید را برای تعیین سوی برش روی سطح گسل مهیا ساخته اند :

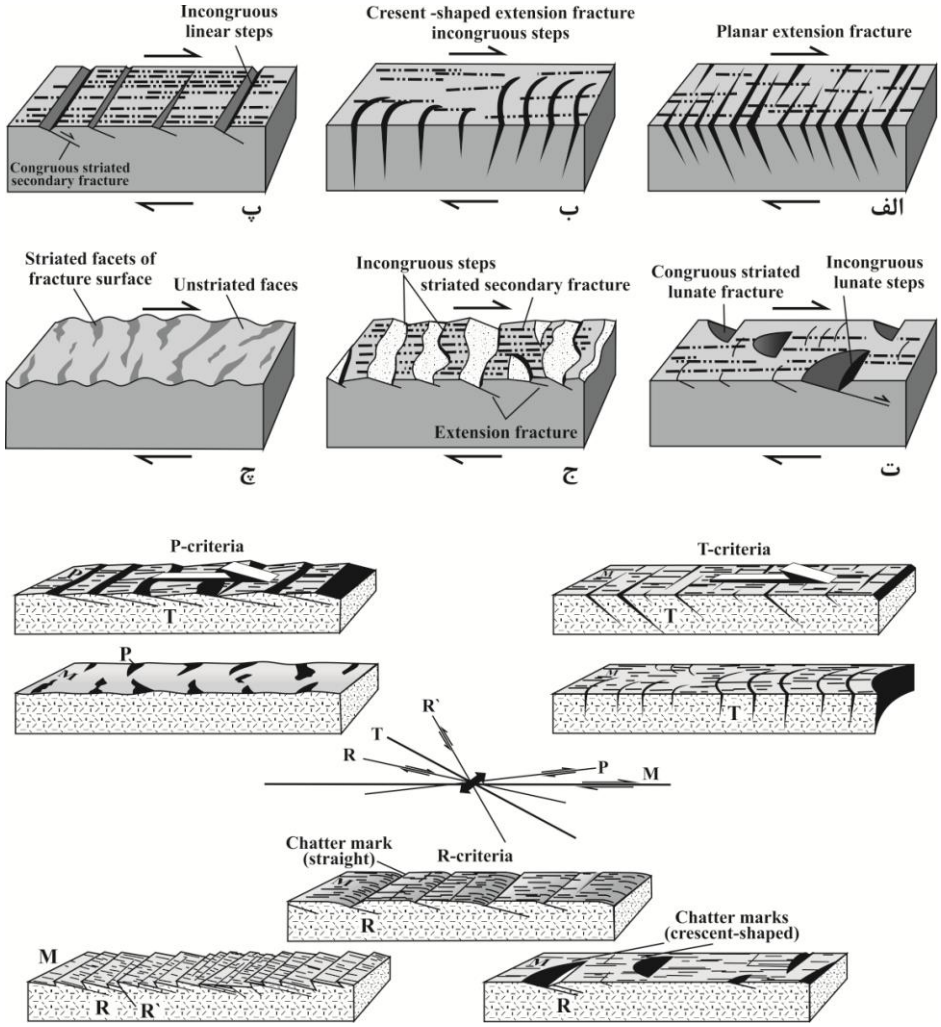
الف–روی یک سطح گسل رخنمون یافته شکستگی های کششی سطح گسل را تحت یک زاویه ۳۰ تا ۵۰ درجه در جهت حرکت بلوک گسلی گم شده قطع می کنند (شکل ۱۶–۹ الف) . این شکستگی های کششی ضرورتا شبیه شکستگی های پر مانند نشان داده شده در یک برش عمود بر گسل می باشند . دسته ای از این شکستگی ها ممکن است آرایش پله ای از شکستگی های شکافی را شکل دهند که در برش عرضی بصورت موازی با گسل و عمود بر بردار لغزش دیده می شود .

ب– اگر شکستگی های کششی به شکل هلالی بر روی سطح گسل دیده شوند این شکستگی ها به سمت پایین دست در جهت حرکت بلوک گسلی گم شده مقعر هستند (شکل ۱۶–۹ ب) . چنین شکستگی هایی ممکن است در واقع یک مقدار جزئی از حرکت لغزشی ناهمسو (بر خلاف سوی برش بر روی گسل اصلی) با شکل دادن پله های غیر منطبق را همراهی نمایند و این در صورتی است که بلوک های سنگی کوچک هم جهت با سوی برش گسل اصلی بر روی گسل چرخیده باشند (شکل ۱۶–۹ ب).

پ–شکستگی های کششی در یک زاویه بزرگ نسبت به گسل می تواند پله های منطبق را شکل دهد در صورتی که قطعات سنگی از لبه پایین دست دیواره شکستگی جدا شده و به سمت پایین دست حرکت داده شود .

ت–اگر شکستگی ثانویه خط دار در دیواره اصلی گسل قطع شود این شکستگی ها بصوت جهت دار هستند و بنابراین در سطح ودر جهت حرکت بلوک گسلی گم شده قطع می شوند (شکل ۱۶–۹ پ) . شکستگی باز، بصورت گوه ای از سنگ بین برش ثانویه و سطح گسل، پله های غیرمنطبق را در سطح مخالف با حرکت بلوک گسلی گم شده می سازد . این پله ها ممکن است بطور واضح خطی (شکل ۱۶–۹ پ) یا می توانند یک مورفولوژی هلالی را دارا می باشند (شکل۱۶–۹ ت).

ث–بعضی برش های ثانویه خط دار نمی توانند بطرف پایین سطح گسل را قطع کنند .آنها ممکن است به شکستگی های ثانویه غیر خطی که سطح زیر گسل را قطع می کنند تبدیل شوند (شکل۱۶–۹ ج) یا ممکن است سطوح بی نظمی را در سطح گسل ایجاد کنند (شکل ۱۶–۹ چ). در این حالات سطوح خط دار به سمت بالا دست اشاره می کند . حجم گوه ای شکل کنده شده از سطح سنگ که بین برش ثانویه و شکستگی کششی ایجاد می شود پله های غیر منطبق با نگاه به سمت بالا دست را شکل می دهند (شکل ۱۶–۹ چ) .شکستگی های برشی ثانویه معرفی شده در بالا قابل مقایسه با شکستگی های همراه با برش راستگرد یا چپگرد هستند (شکل ۱۱–۹) .

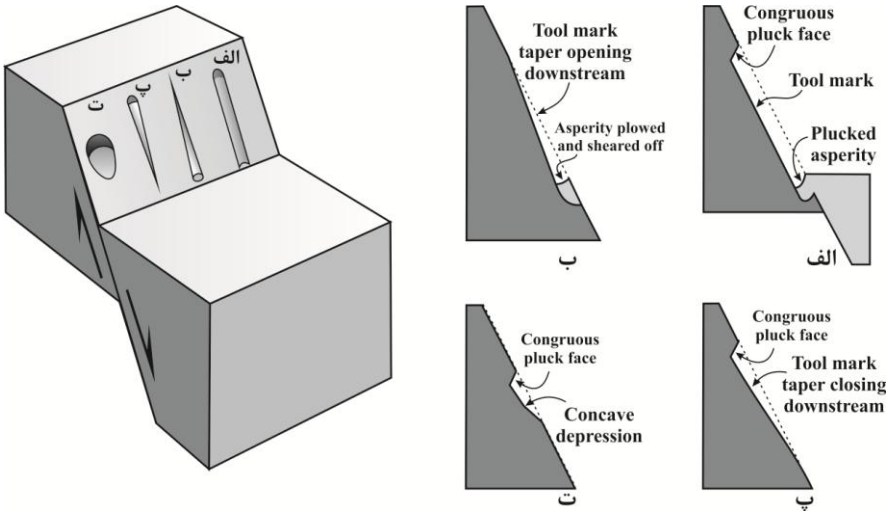


شکل ۱۶–۹– شکستگی های ثانویه که معیار سوی برش را در گسل های شکنا معرفی می کنند . بلوک دیاگرام ها ارتباط بین شکستگی های ثانویه و سوی برش را بر روی گسل شکنا نشان می دهند .صفحه بالایی صفحه برش است و حرکت نسبی بوسیله فلش ها تعیین شده است . شکستگی های کششی غیر کشیده یا غیر خطی هستند و ممکن است با کانی های ثانویه پر شوند . سطوح شکستگی کشیده شده یا خط دار شکستگی های برشی هستند .

۳- کنده شدن یا خراشیده شدن سطح گسل در نتیجه خراش جسم سخت روی یکی از سطوح یک اثر خطی را ایجاد می کند . تراش دهنده ها می توانند دانه های کانی های سخت یا قطعات سنگی باشند . خراش ها یا شیار ها الگو های متنوعی را نشان می دهند. ۱) اگر جسم سخت در لبه مقابل ثابت باشد آثار خراش با لبه های موازی ایجاد می شود (شکل۱۷-۹ الف) .۲) اثر خراش دارای لبه های به سمت پایین واگرا می شود اگر جسم سخت بصورت عمیق تر خراش را بوجود آورد (شکل۹-۱۷ ب) . ۳) اثر خراش دارای لبه های به سمت پایین همگرا می شود اگر جسم سخت به تدریج سمت بیرون سطح حرکت کند (شکل ۹-۱۷ پ) . ۴) اینکه جسم سخت بطور فزاینده ای در طول برش از بین برود.بنابراین استفاده از این نشانه ها به عنوان معیار های تعیین سوی برش نیاز به دقت و احتیاط دارد مگر اینکه بتوان پله های منطبق را در ابتدای نشانه های خراش پیدا کرد (شکل۱۷-۹ الف) یا اینکه قطعات جدا شده و قطع شده جسم سخت را در انتهای آثار خراش پیدا نمود (شکل۹-۱۷ ب) . سوراخ های کنده شدگی (شکل ۱۷-۹ت) معمولا بصورت نامتقارن و مقعر ودر برش عرضی عمود بر سطح گسل هستند و پله منطبق در اینها یک زاویه بزرگ با سطح گسل می سازند . اینها ممکن است خالی یا شامل مواد خراشیده شده باشند .

۴- بی نظمی در سطح گسل ممکن است خردشدگی بر روی سطوح رانشان دهد . بی نظمی ها می تواند شامل سطوح صیقل خورده یا خط دار با سوی نگاه در جهت بالا دست باشد (شکل ۱۶-۹ ج).

۵- کنده شدن از سطح گسل می تواند در جهت پایین دست با شکل دادن یک پشته مخروطی شکل که در جهت پایین دست باریک می شود همراه شود .



شکل ۱۷-۹- خراشیده شدن و کنده شدن شطح گسل معیار های سوی برش را ایجاد می کند . الف- آثار تول مارک در سطح گسل که بوسیله خراش یک جسم سخت ایجاد می شود . ب- آثار تول مارک حاصل از حفر شیار بر روی سطح گسل . نوک شیار به سمت پایین دست باز شده است . پ- تول مارک ناشی از کنده شدگی سطح گسل و اینکه نوک شیار به سمت پایین دست بسته می شود . ت- کنده شدگی مقعر بصورت پله موافق به سمت پایین دست .

این لیست از پدیده های سطح گسل کامل نیست و علاوه بر اینها پدیده های نامتقارن کمتر معمولی نیز برای تعیین جهت لغزش در گسل های شکنا مورد استفاده می باشند . قانون ساده ای برای تعیین جابجایی نسبی گسل موجود نیست ، بنابراین دقت در امتحان وضعیت های منفرد و تیپ سنگ شناسی ضروری است و این می تواند سایر معیار های مفید دیگر را نیز ثابت کند .پهنه های برشی شکل پذیر شامل تعدای ازساختار های کوچک مقیاس می باشد که سوی برش را تعیین می کنند .

۱- کانی های ورقه ای می توانند منظم شده و برگوارگی را شکل دهند (خطوط منقطع در بخش هایی از شکل ۱۸-۹ بجز شکل ب وحرفS در شکل ۱۸-۹) . در مرز پهنه برشی برگوارگی یک زاویه ۴۵ درجه با مرز می سازد و نزدیک به مرکز پهنه برشی بصورت خیلی موازی با آن می شود . انحنا زیگموئیدالی برگوارگی سوی برش را تعیین می کند (شکل ۱۸-۹ الف) .

۲- گسل های خمیری اغلب چین های لوله ای توسعه یافته ای را بنام چین های غلافی[۱] نشان می دهند . بعد طویل این چین ها موازی با جهت لغزش بر روی گسل است (شکل ۱۸-۹ ب) .

۱-Sheat folds

۳- بسیاری از سنگ ها در پهنه های برشی شکل پذیر در برگیرنده بلور های درشتی هستند . بعضی ها باقی مانده بلور های قبلی یا پوفیروکلاست ها می باشند که برش و کاهش در اندازه دانه را نسبت به وضعیت اولیه نشان می دهند . گروهی دیگر پورفیروبلاست ها هستند که بازمانده کانی درشت دانه رشد کرده در طول فرایند دگرگونی و دگرشکلی می باشند .

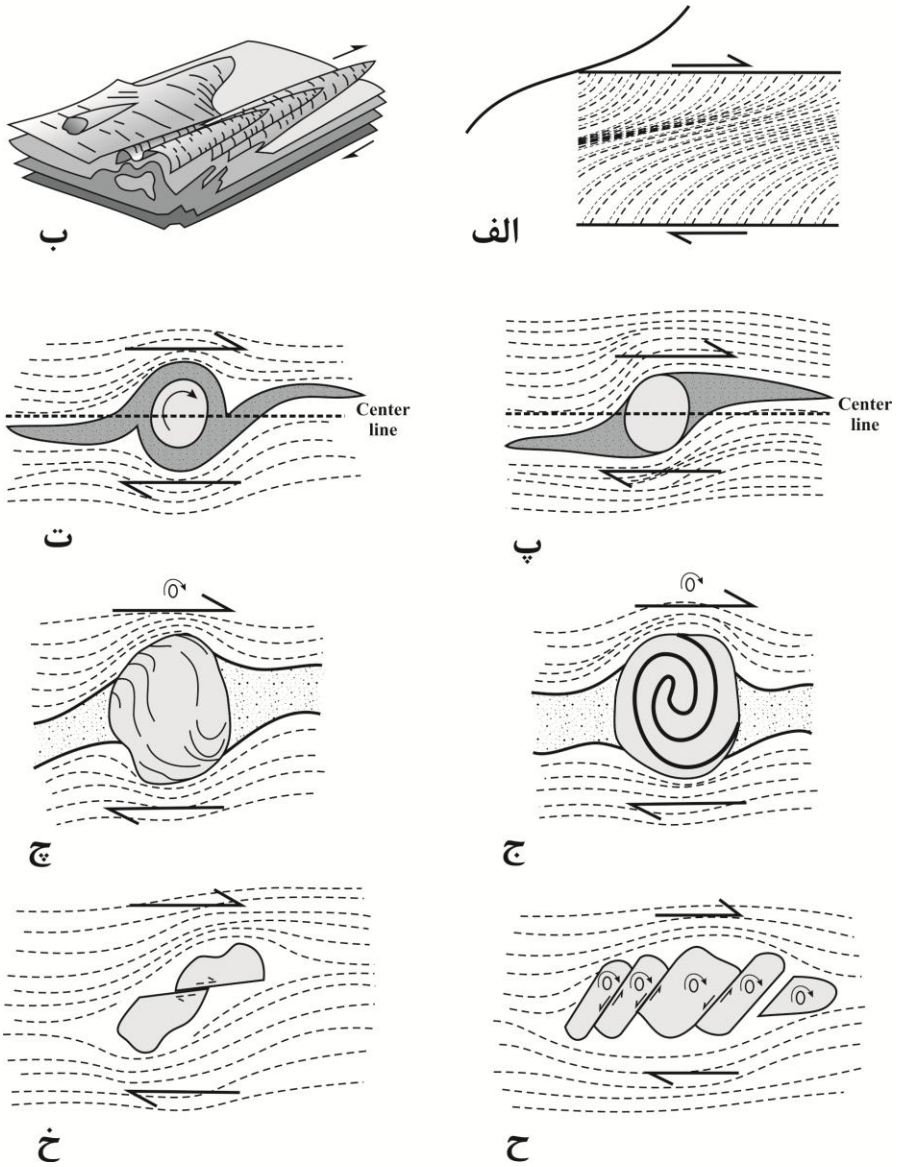
پورفیرو کلاست ها در میلونیت ها یافت می شوند و دارای دنباله های نامتقارن متشکل از دانه های بسیار ریز دانه هستند که نتیجه تبلور مجدد لبه های پورفیرو کلاست می باشد . عدم تقارن دنباله ها سوی برش در سنگ های دگرشکل شده را نشان می دهد . دو نوع از این پورفیرو کلاست ها معرفی می شود . نوع سیگما و نوع دلتا . در نوع سیگما دنباله ها از هر یک از لبه های دانه در جهت پایین دست برش در زمینه توسعه می یابند . دنباله ها خط موازی با برگوارگی که از مرکز دانه عبور می کند را قطع نمی کنند (شکل ۱۸-۹ پ) . نوع دلتا بوسیله چرخش پورفیرو کلاست در سوی موافق با برش و داشتن دنباله هایی که خط مرکزی را قطع می کند مشخص می شود (شکل ۱۸ -۹ ت) .

سایه های فشار یا سایه های واتنشی حجم هایی از دانه های کانی هستند که در زون هایی در لبه های مخالف هم در دو طرف پورفیرو کلاست یا پورفیرو بلاست متبلور می شوند . اینها یک ساختار کشیده ، عمدتا موازی با برگوارگی و یک شکل نا متقارن را با دنباله های نامتقارن از مواد متبلور پورفیرو کلاست شکل می دهند . تعیین دقیق سوی برش با این ساختار مشکل است اما بهر حال نباید با دنباله های ایجاد شده با پورفیرو بلاست های دوباره متبلور شده اشتباه شوند.

پورفیرو بلاست ها با بخش های دیگر سنگ دگرشکل نمی شوند ، اما بصورت یک دانه سخت در طول دگرشکلی خمیری در زمینه چرخش می کنند .کانی های معمول که پورفیرو بلاست ها را شکل می دهند شامل گارنت و استارولیت هستند . این کانی ها در مدت دگرشکلی رشد کرده وکانی های مجاور در زمینه مثل کانی کوارتز را در بر می گیرند . چرخش مداوم و رشد پورفیرو بلاست در فرم حلزونی ادخال ها[1] نتیجه می دهد و سوی برش قابل تعیین می باشد (شکل ۱۸-۹ ج) . تفسیر سوی برش از رشته ادخال ها تنها مقادیر کوچک از چرخش را تعیین می کنند . بهر حال این معیار غیر قابل اعتماد است زیرا که رشته ادخال ها ممکن است در واقع کرینیولیشن های باقی مانده از یک برگوارگی اولیه باشند (شکل ۹-۱۸ چ).

در دگرشکلی شکل پذیر بعضی کانی های پورفیروکلاستیک همانند میکا و فلدسپار تمایل به برش خوردگی در امتداد شکستگی های مشخص یا سطوح بلور شناسی دارند . اگر شکستگی ها بطور اولیه یک زاویه بزرگ با سطح برش ساخته باشد در نتیجه قطعات کانی با اعمال برش چرخش کرده و سوی برش روی سطوح شکستگی مخالف با سوی برش در زمینه است.(شکل ۱۸-۹ ح و شکل ۷-۹) .اگر شکستگی یک زاویه نسبتا کوچک با صفحه برش بسازد در نتیجه سوی برش روی سطح شکستگی مشابه با سوی برش در زمینه می شود.(شکل ۱۸-۹ خ).

۱-Inclusion

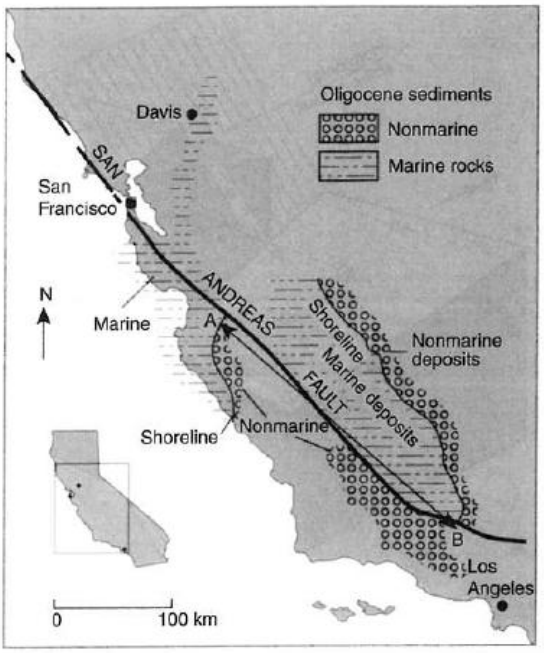


شکل ۱۸-۹- معیار تعیین سوی برش در پهنه های برشی شکل پذیر .الف – سوی انحنائ برگوارگی بوسیله آرایش موازی کانی های صفحه ای . ب- جهت گیری و عدم تقارن چین ها همراه با لایه های در بر گرفته شده از سنگ های جریان یافته . پ- سوی عدم تقارن رشته های در پورفیرو کلاست نوع سیگما (σ) نسبت به هسته پورفیرو کلاست . ت- دنباله های نوع دلتا (δ) که در نتیجه چرخش پورفیروکلاست نوع سیگما توسعه می یابد .ج – سوی چرخش رشته های حلزونی شکل از دانه های کانیایی در برگرفته شده درون بلور پورفیروبلاست رشد کرده همانند کان یهای گارنت و استارولیت . چ –یک رشته ادخال که صرفا یک مقدار کوچک از چرخش را نشان می دهد و به تنهایی نمی تواند دلیلی بر سوی برش باشد . ح – سوی برش در شکستگی ها در دانه های کانی هایی همچون فلدسپار یا میکا ، که این شکستگی ها وابسته به سوی برش در گسل و زاویه بین شکستگی و صفحه برش هستند.

تعیین جزئی جابجایی از ساختار های بزرگ مقیاس

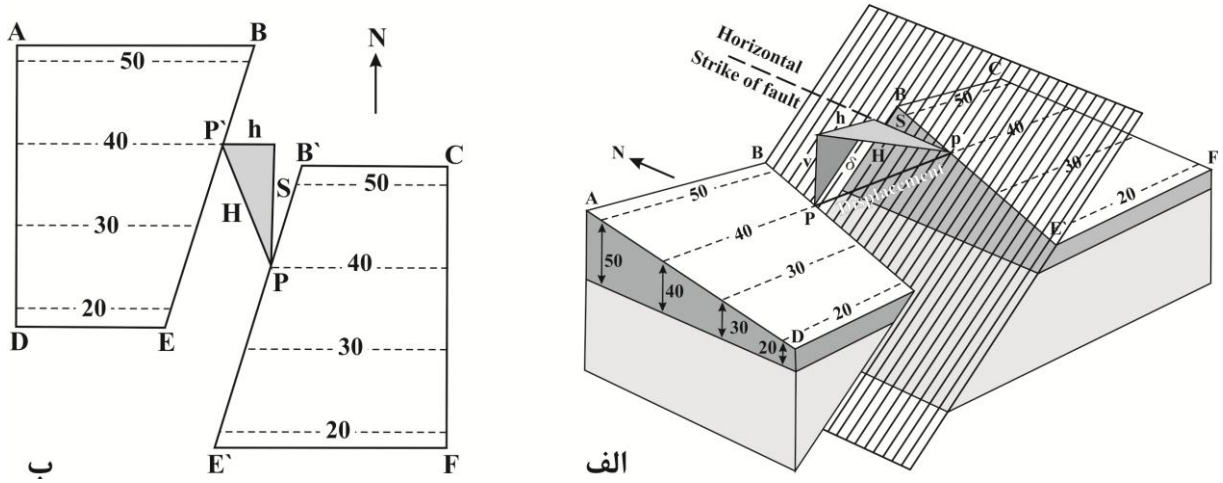
در نواحی که جابجایی گسل ده ها تا صد ها کیلومتر اندازه گیری شده است ، پدیده های زمین شناسی بزرگ مقیاس که توسط گسل جابجا شده اند می توانند برای تعیین جهت جابجایی و سوی برش و تعیین بزرگی جابجایی گسل مورد استفاده قرار گیرند . چنین پدیده هایی شامل خط ساحلی ، لبه های حوضه های رسوبی، منشائ و موقعیت ته نشست رسوبات و اندازه گیری های پالئومغناطیس می باشد . شکل ۱۹ -۹

نقشه پالئو مغناطیس از حوضه رسوبگذاری الیگومیوسن در غرب کالیفرنیا که بوسیله گسل سان آندریاس قطع شده است را نشان میدهد . جابجایی خط ساحلی در طول گسل از موقعیت A تا B یک مولفه راستگرد با جابجایی تقریبا ۳۰۰ کیلومتری را از زمان الیگوسن نشان میدهد .



شکل ۱۹-۹- خطوط ساحلی از حوضه رسوبی الیگوسن بطول ۳۰۰ کیلومتر در طول گسل سان آندریاس ،کالیفرنیا .نقاط A وB بطور اولیه در مجاورت یکدیگر بوده اند .

نقشه های هم ضخامت[1] کنتور های هم ضخامت از یک واحد زمین شناسی را نشان میدهند . اگر یک تنوع ثابت در ضخامت لایه وجود داشته باشد، جابجایی لایه با گسل یک انقطاع در نقشه هم ضخامت را نشان می دهد (شکل ۲۰- ۹ الف و ب) .



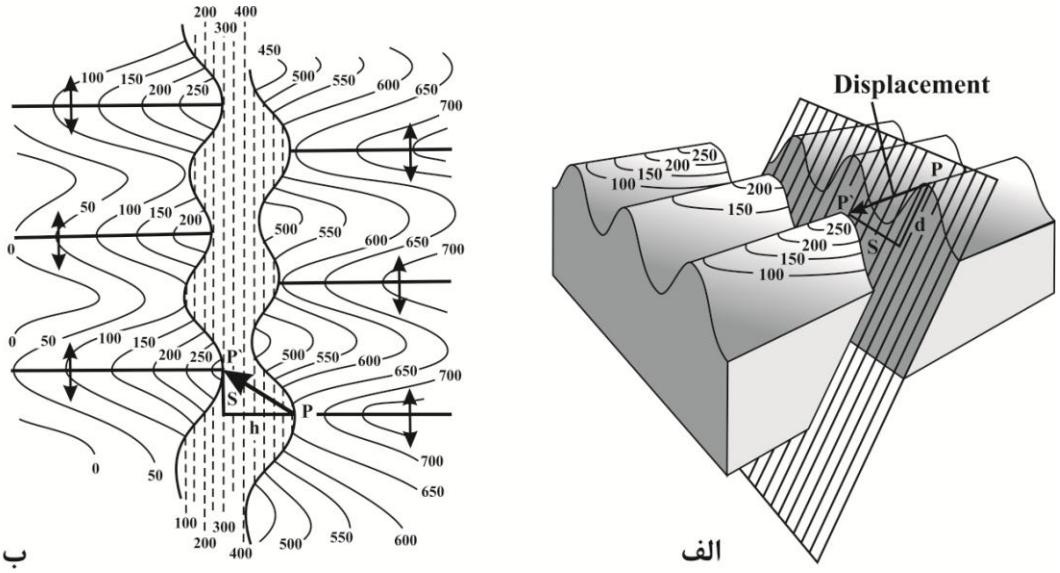
شکل ۲۰- ۹- تفسیر یک گسل بر اساس ناپیوستگی بر روی نقشه هم ضخامت . الف –بلوک دیاگرام نشان دهنده تنوع در ضخامت لایه ای که توسط گسل قطع شده است .خطوط کنتوری از ضخامت یکسان بر روی سطح بالایی لایه رسم شده اند . جابجایی واقعی و مولفه های امتداد لغز (s) ، شیب لغز (d) ، افقی (H) و قائم (v) نشان داده شده اند .در حالت تفسیر سه بعدی یک حالت خاص که خطوط هم ضخامت موازی با امتداد لایه وعمود بر امتداد گسل(h مولفه افقی عمود بر شیب گسل یا مولفه افقی شیب لغز است) می باشند ، نشان داده شده است. ب- نقشه هم ضخامت از ساختار ارائه شده در قسمت الف . مولفه افقی جابجایی (H) بوسیله وصل کردن دو نقطه P و P′ در دو طرف گسل قابل محاسبه می باشد . مولفه امتداد لغز جابجایی (s) با رسم خط بین خطوط هم ضخامت و بصورت موازی باامتداد گسل مشخص می شود.

[1]-Isopach maps

هر کنتور یک خط منحصر بفرد از ضخامت لایه است و مطابقت دادن کنتورها در عرض ناپیوستگی باید در اصل امکان تعیین مولفه افقی (H) یا مولفه امتداد لغز(S) جابجایی را فراهم سازد . اگر اطلاعات از چاه ها باشد بهر حال این اطلاعات نمی توانند .....؟؟

بنابراین محل های هم ضخامت و تقاطع آنها با گسل ها می تواند تقریبی باشد . علاوه بر این مگر اینکه امتدا گسل شناخته شده باشد مولفه امتدا لغز جابجایی نمی تواند بدرستی تعیین شود . به دلیل اینکه نقشه های هم ضخامت نمی توانند شامل اطلاعات ارتفاعی باشند نمی توان از این نقشه ها برای تعیین مولفه های شیب–لغز و قائم جابجایی استفاده کرد .

نقشه کنتوری ساختاری ، نقشه کنتور های ارتفاعی از یک سطح زمین شناسی خاص در عمق و عموما در یک افق چینه شناسی می باشند. گسل ها در زیر سطح می توانند بر مبنای گسستگی ها در کنتور های ساختاری شناسایی شوند (شکل۲۱–۹) . اگر کنتور های ساختاری یک ساختار خطی همانند محور یک چین که می تواند در عرض گسل بطور شاخصی پیاده گردد را نشان دهند جابجایی گسل می تواند تعیین شود (شکل۲۱–۹ الف) . مولفه افقی جابجایی گسل(H) بوسیله منطبق کردن الگوی نقشه کنتور های ساختاری در عرض گسل تعیین می شود.مولفه قائم از اختلاف ارتفاع بین دو پدیده ساختاری اولیه مجاور محاسبه می گردد.اگر امتداد گسل تعیین شود (شکل ۲۱–۹ الف) .



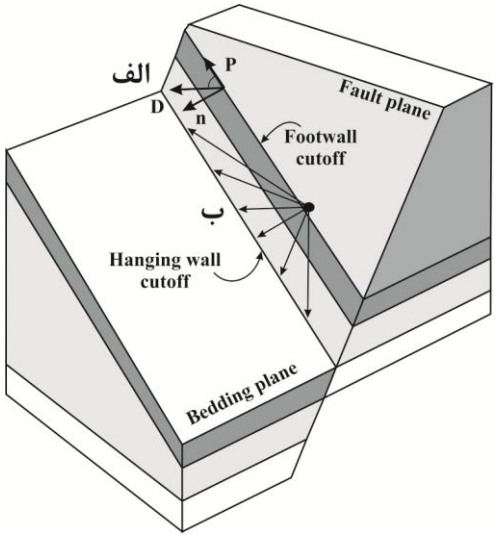
شکل ۲۱–۹– تفسیر یک گسل بر اساس نقشه کنتوری– ساختاری . الف– بلوک دیاگرام سه بعدی سطح چین خورده از یک تماس چینه شناسی که بوسیله یک گسل قطع و جابجا شده است . تماس کنتور های هم ارتفاع(کنتور های ساختاری) بر روی آن رسم شده است . ب– یک نقشه کنتوری ساختاری از ساختار نشان داده شده در قسمت الف . مولفه افقی جابجایی (H) بوسیله وصل کردن نقاط P و P' که لولای چین را در دو طرف گسل نشان می دهند بر روی نقشه بدست می آید .مولفه امتداد لغز (s) موازی باامتداد گسل و مولفه افقی شیب لغز(h) عمود بر امتداد گسل می باشند .

می توانیم با استفاده از مثلث بندی مولفه های امتداد لغز جابجایی (S) را از مولفه افقی (H) و جابجایی واقعی (D) را از مولفه های امتداد لغز (S) و شیب لغز (d) را پیدا کنیم . تعیین این پارامتر ها وابسته به دقت کنتور ها است (شکل ۲۱–۹ الف) .

در بعضی حالات استفاده از داده های ژئو مغناطیس برای تعیین نسبی حرکات طولی دو لبه گسل ممکن می باشد . سنگ های رسوبی یا آذرین معمولا یک ثبت پالئو مغناطیس از جهت گیری میدان مغناطیسی در زمان تشکیل سنگ را ارائه می کنند . اگر این سنگ ها در طول یک گسل امتداد لغز بزرگ جابجا شوند ، تفاوت بین جهت گیری میدان مغناطیسی حفظ شده در سنگ بر روی دولبه گسل می تواند برای تعیین جابجایی نسبی در طول گسل استفاده شود . البته مطالعات پالئو مغناطیس نمی تواند حرکات طولی و عرضی را مشخص کند و عموما جابجائی ها باید بیش از ۹ درجه باشد تا فراتر از محدوده خطا قرار نگیرد.

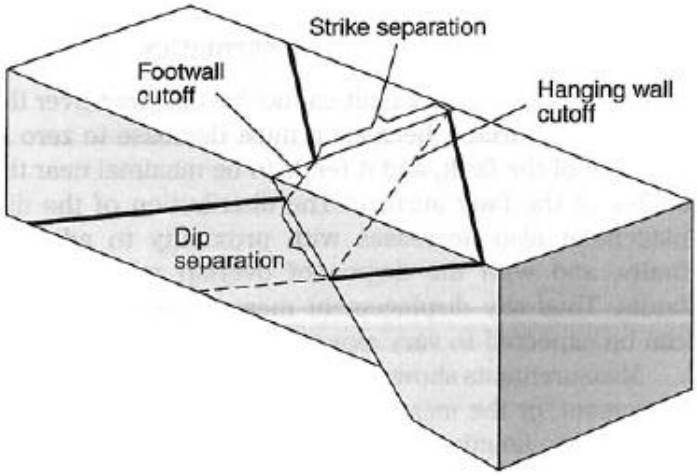
محدودیت های غیر منحصر بفرد برای جابجایی

شاهد اصلی برای معرفی گسل جابجایی یک ساختار صفحه ای ، شاخص همانند لایه بندی رسوبی می باشد . این واقعیت خیلی مهم است که هرگز نمی توان جابجایی روی گسل را بدون در نظر گرفتن نمایش الگوی رخنمون تعریف نمود . پاسخ برای فهم این موضوع مشکل نیست (شکل ۲۲-۹) . در این شکل بردار جابجایی واقعی (D) بصورت جمع مولفه های آن در صفحه گسل که یکی عمود (n) و یکی موازی(p) با خط قطع که حاصل تقاطع پدیده صفحه ای با گسل است نشان داده شده است . مولفه نرمال(n) فاصله عمود بین موقعیت خط قطع روی کمر بالا و کمر پایین است و این مولفه با آسانی قابل اندازه گیری است (شکل ۲۲-۹ الف) . بهر حال توصیف کامل جابجایی (D) نا مشخص یا بی نتیجه است . شکل ۲۴-۹ ب ، شش تا از بردار های جابجایی نا محدود را نشان می دهد و توانسته هندسه یکسانی برای لایه بندی گسل خورده ایجاد نماید . در میان این شش بردار ، مولفه های نرمال، معکوس ، راستگرد و چپگرد جابجایی نیز وجود دارند . هر بردار مولفه یکسانی از جابجایی عمود بر خط قطع (n) و اما یک مولفه متفاوت موازی با خط قطع (p) نیز دارد . بنابراین اگر تنها اطلاعات قابل دسترسی در مورد گسل جابجایی موازی با پدیده صفحه ای باشد نمی توان در مورد لغزش یا جابجایی روی گسل صحبت کرد زیرا که نمی توان آن را تعیین نمود. زمانی که فاصله اندازه گیری شده در جهت خاص بین سیمای صفحه ای یکسان روی لبه های مخالف گسل اندازه گیری می شود از واژه جدایش[۱] صحبت می شود (شکل ۲۳-۹) . جدایش قادر به تعیین تنها مولفه جابجایی عمود بر خط قطع می باشد . هیچ مولفه جابجایی موازی با این خط قابل اندازه گیری نیست . مولفه های جدایش نشان داده شده درشکل ۲۳-۹ شامل دو نوع معمول جدایش و جهت های آنها می باشد . جدایش امتدادی[۲] ، موازی با امتداد گسل و جدایش شیبی[۳] ، موازی با خط شیب گسل اندازه گیری می شوند . سایر جدایش ها در بعضی حالات شامل جدایش چینه شناسی[۴] ، عمود بر صفحه لایه بندی ، جدایش قائم[۵] ، اندازه گیری شده در جهت قائم (مولفه قائم جدایش های شیبی و جدایش چینه شناسی) و جدایش افقی[۶] ، اندازه گیری شده در صفحه عمود بر امتداد گسل (مولفه افقی جدایش شیبی) می باشد .



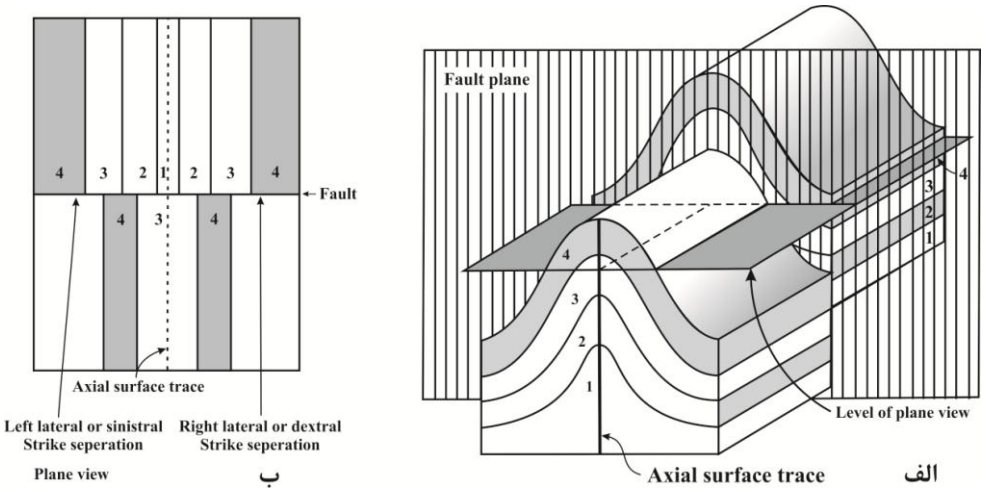
شکل ۲۲-۹- پدیده های صفحه ای گسل خورده معیار های غیر منحصر بفردی از جابجایی گسل هستند . الف- جابجایی واقعی بلوک کمر بالاگسل (D) می تواند بطور خاص بصورت مجموع مولفه نرمال بر خط قطع پدیده صفحه ای (n) ومولفه موازی با خط قطع (p) باشد .ب- به دلیل اینکه مولفه موازی جابجایی (p) نمی تواند هیچ گونه جابجایی در صفحه لایه بندی ایجاد کند هیچ مقداری برای P در هندسه یکسان برای صفحه چین خورده و جابجایی D قابل تعیین نیست .

۱-Separation
۲-Strike separation
۳-Dip separation
٤-Stratigraphic separation
٥-Vertical separation
٦-Horizontal separation



شکل ۲۳-۹- بلوک دیاگرام تعیین کننده جدایش امتدادی و شیبی یک لایه گسل خورده بر روی یک گسل نرمال در جائیکه بلوک کمر پایین بطرف پایین فرسایش یافته و به تراز ارتفاعی یکسان با بلوک کمر بالا رسیده است .

در یک گسل جدایش اندازه گیری شده بر روی یک صفحه از جدایش اندازه گیری شده در همان جهت برای صفحه با جهت گیری مختلف متفاوت می باشد . در حقیقت اگر دو پدیده صفحه ای بطور مناسبی جهت دار باشند . یک امتداد جدایش می تواند راستگرد و دیگری چپ گرد دیده شود . برای مثال یال های یک چین گسل خورده می تواند جدایش های خیلی متفاوتی نشان دهند (شکل ۲۴-۹) . مشابها ممکن است برای صفحات با جهت داری مناسب و جابجایی ها جهت های مخالف هم برای جدایش شیبی ایجاد شود . این مثال منحصر بفرد بودن جدایش و مشکلات مربوطه و یا غیر ممکن بودن استفاده از این خاصیت گسل را تایید می کند .



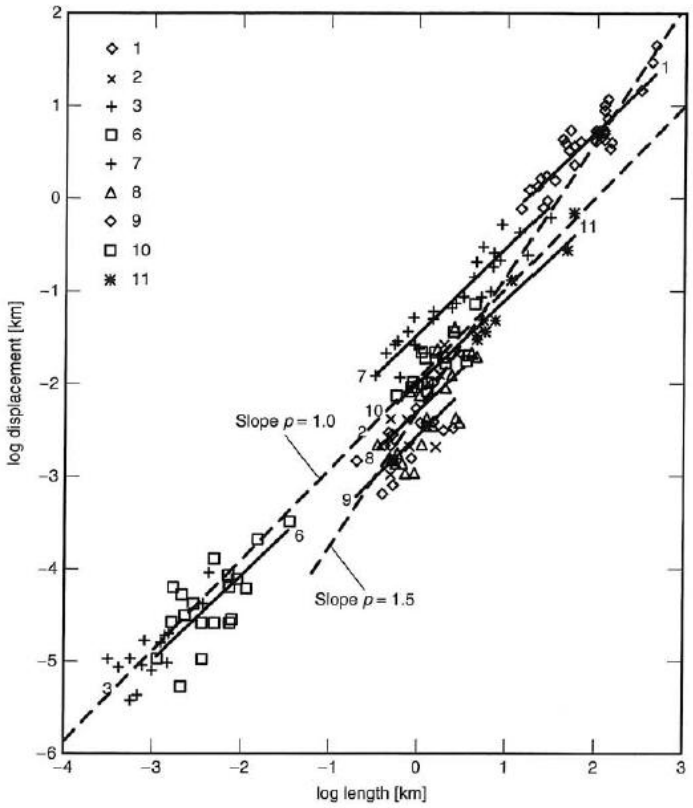
شکل ۲۴-۹-مثالی از جدایش های متفاوت ایجاد شده بوسیله لایه های گسل خورده .الف- جابجایی چین بوسیله حرکت شیب لغز در طول یک گسل قائم. ب- نمای نقشه در تراز سطح افقی در قسمت الف که جدایش های مخالف هم بر روی لبه های مخالف چین نشان می دهد .

ارتباط طول- جابجایی

جابجایی روی گسل نمی تواند در تمام سطح آن ثابت باشد . این ممکن است در لبه های گسل به صفر نیز کاهش یابد و در مرکز گسل تمایل به حد ماکزیمم دارد . توزیع جابجایی اغلب با نزدیکی به گسل های مجاور و با درجه پوشش با گسل های مجاور کاهش می یابد . بنابراین هرگونه تغییر در اندازه گیری جابجایی روی گسل را می توان در طول گسل انتظار داشت . اندازه گیری ها نشان می دهد که ماکزیمم جابجایی یا میانگین جابجایی روی گسل وابسته به طول گسل است که بوسیله فرمول زیر نشان داده می شود .

$$\delta = L^{p}_{f}/B \text{ or } \log\delta = -\log B + p\log L_f$$

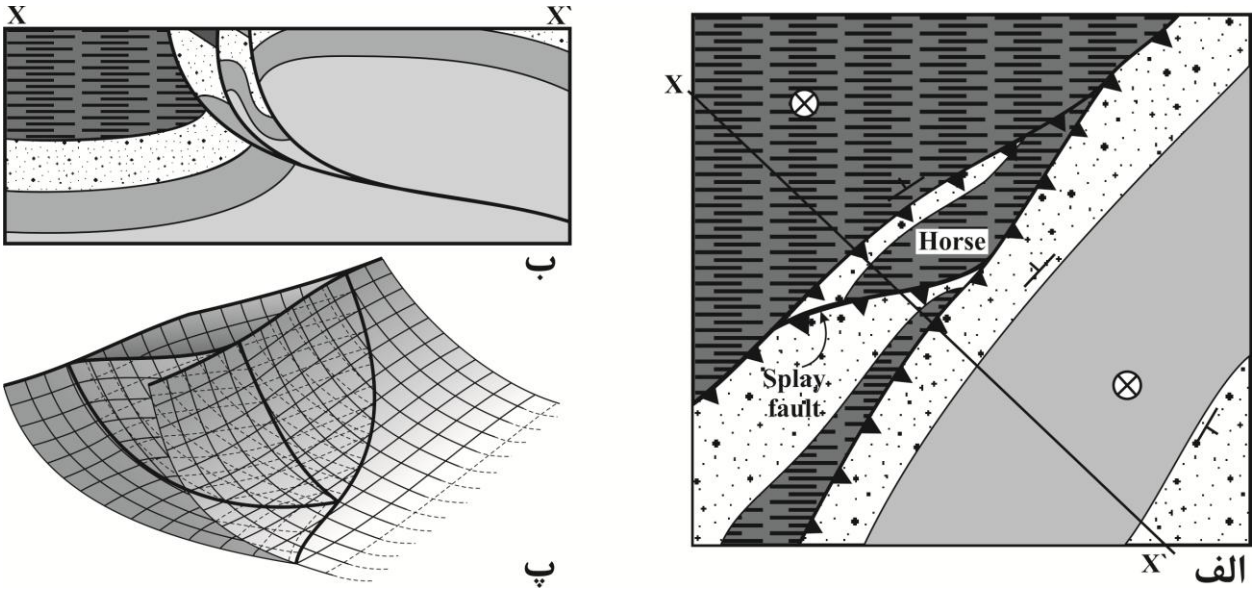
Bوp مقادیر ثابت هستند . شکل ۲۵-۹ یک پیچیدگی در یازده گروه داده از شش دسته از بزرگی ها در طول گسلها جمع آوری شده را نشان می دهد . اگر چه پیگیری یا رهگیری logB از دسته های مختلف یکسان نیست و آنها به بزرگتر شدن همراه با بزرگتر شدن گسل ها تمایل دارند و لیکن شیب های دسته های منفرد داده ها بطور آماری با مقدار p=1 منطبق می باشد . بنابراین در مجموع این داده ها نشان می دهد که جابجایی ماکزیمم روی گسل بطور خطی با طول گسل افزایش می یابد . سایر تحقیقات پیشنهاد داده است که بهترین شیب خط شیب ۱/۵ است . برای داده های شکل ۲۵-۹ چنین مقداری می تواند از پیاده کردن یک خط منفرد برای مقادیر مختلفی که دارای $\log L_f > -1$ هستند نتیجه شود . اما در چنین پیاده کردنی همراه شدن مقادیر بزرگتر logB با گسل های طویل تر قابل محاسبه نیست (شکل ۲۵-۹) . علاوه بر این تنوع ذاتی در پراکندگی در این داده ها به دلیل تنوع در جابجایی در عرض گسل و اختلاف در تعیین جابجایی در جائیکه ماکزیمم جابجایی باید اندازه گیری شود رخ می دهد . پراکندگی اغلب نتیجه نامشخص بودن طول گسل اندازه گیری شده بر روی سطح توپوگرافی است . اگر یک گسل بصورت یک ناحیه بیضوی پیش بینی شود ، طول گسل مشاهده شده روی سطح توپوگرافی دقیقا به مکانی که توپوگرافی سطح بیضی را قطع کرده و اینکه چگونه بیضی نسبت به سطح توپوگرافی جهت دار بوده و چگونه گسل ها در این حجم پخش شده اند وابسته است.



شکل ۲۵-۹- نمودار رابطه طول –جابجایی در گسل ها . نشانه ها واعداد مختلف داده ها از گسل های مختلف را نشان می دهند . خطوط خط چین خط طو با شیب ۱ تا ۱/۵ را نشان می دهد .

هندسه گسل

تمام گسلها تا حدی سطوح نامنظمی در فضای سه بعدی دارند . گسلها اغلب در فضای دو بعدی در رخنمون یا سطوح توپوگرافی یا روی نقشه ها یا مقاطع عرضی بصورت خط یا پهنه های ناپیوستگی با عرض های متنوع دیده می شوند (شکل۲۶-۹ الف) . نمایش و تحلیل گسل ها در دوبعد (شکل ۲۶-۹ الف و ب) ما را به چشم پوشی کردن از جنبه های سه بعدی هندسه گسل (شکل ۲۶-۹ پ) که برای فهم سینماتیک گسل و دگرشکلی های همراه آن مهم هستند ، تشویق می کند .



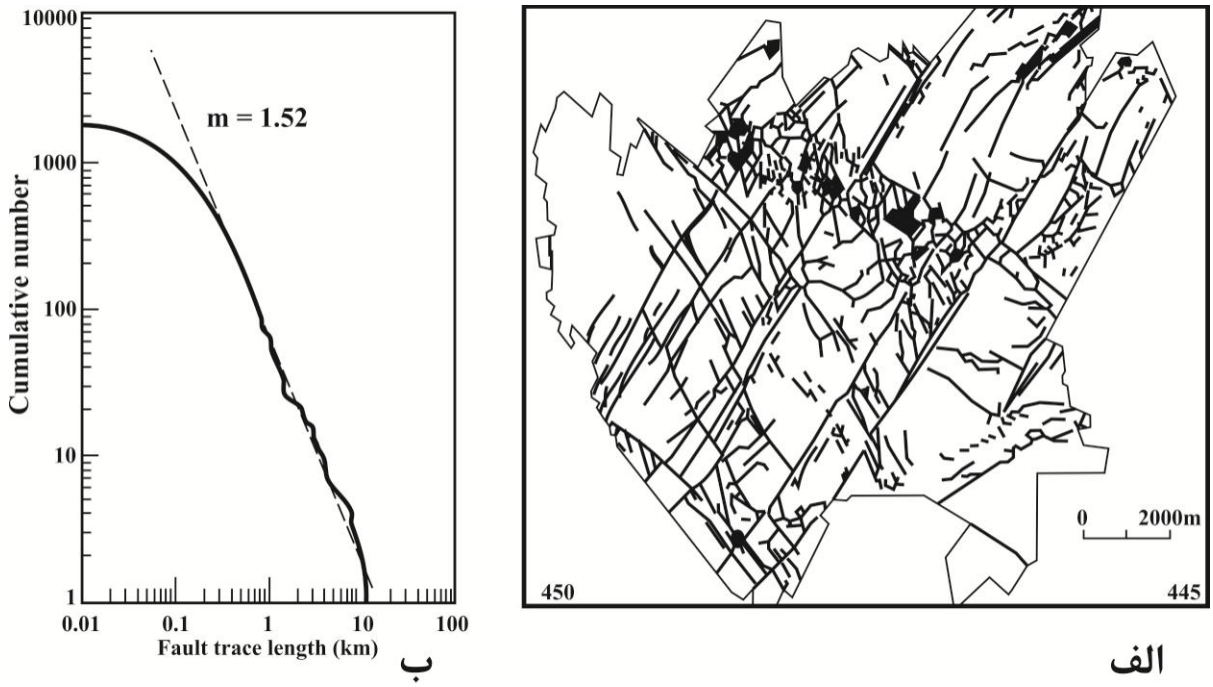
شکل ۲۶-۹- نمایش سه بعدی گسل ها .الف- نقشه رمین شناسی از انشعابات هم آغوش گسل های تراست که بوسیله اریب های ثانویه بهم وصل شده اند و یک پشته جدا شده را شکل داده اند. ب- برش عرضی در طول خط XX' در سرتا سر سیستم گسلی در شکل الف پ- نمایش سه بعدی هندسه گسل های قسمت الف و ب

مقیاس بندی طول گسل

نمایش یک گسل بر روی نقشه باید تعریفی از طول قطعات مختلف گسل را ارائه دهد . جائیکه گسل ها و شکستگی های برشی همراه شده بر روی یک طیف وسیع در طول، نقشه برداری شده است ما گسل های کوتاهتر را در تعدادی بمراتب بیشتر از گسل های بلندتر می یابیم . (شکل ۲۷-۹ الف) . پیاده کردن تجمعی تعداد گسل ها (N) ، یک طول بزرگتر یا معادل L_f بدست می دهد که یک ارتباط قانونمند را پیشنهاد کرده و تایید می کند که طول های گسل ها یک سیستم گسلی با توزیع فرکتال یا خود همانند ساز را نشان می دهد (شکل ۲۷-۹ ب) .

$$\log N=\log H-m\log L_f \quad \text{یا} \quad N=K/L^{m}_{f}$$

K وm مقادیر ثابت هستند . این ارتباط تعیین می کند که در اجتماعی از گسل ها و شکستگی های برشی همراه شده می توان تعداد زیادی از شکستگی های بسیار کوچک و تعداد خیلی ناچیزی گسل های خیلی بزرگ را انتظار داشت .



شکل ۲۷-۹ – الف – سیستماتیک طول گسل برای یک دسته از گسل های نقشه برداری شده در حوضه ذغالی یورکشایر جنوبی در انگلستان . الف- وسعت منطقه ۸۷ کیلومتر مربع و در بر گیرنده ۲۲۵۷ گسل با طول های بین ۹ متر تا ۱۲ کیلومتر است . گسل ها در روند های شمال شرقی-شمال غربی جهت گیری کرده اند و از نوع نرمال می باشند .گروه با امتداد شمال شرقی گسل های اولیه هستند و گسل های با راستای غرب – شمال غرب پهنه های گسلی امتداد لغز راستگرد و ثانویه می باشند . مرزه های شمالی –جنوبی و شرقی –غربی بر اساس سیستم مرجع انگلستان نشانه گذاری شده اند . ب- نمودار تجمعی در مقابل طول اثر گسل ها ،برای دو دسته از گسل های نرمال (با راستای شمال شرق-شمال غرب) و بدون در نظر گرفتن گسل های امتداد لغز (با راستای غرب –شمال غرب) . نکته اینکه هندسه همانند ساز در گسل ها بوسیله بخش مستقیم نمودار مشخص می شود و این خط در دو انتها در جائیکه نمودار از حالت خطی خارج می شود اتمام می پذیرد . شیب بخش خطی نمودار منفی است و مقداری نزدیک به $m=1.52$ دارد . تحلیل دو دسته گسل با راستای شمال شرق و شمال غرب شیب های 1.36 و 1.87 را نشان می دهد .

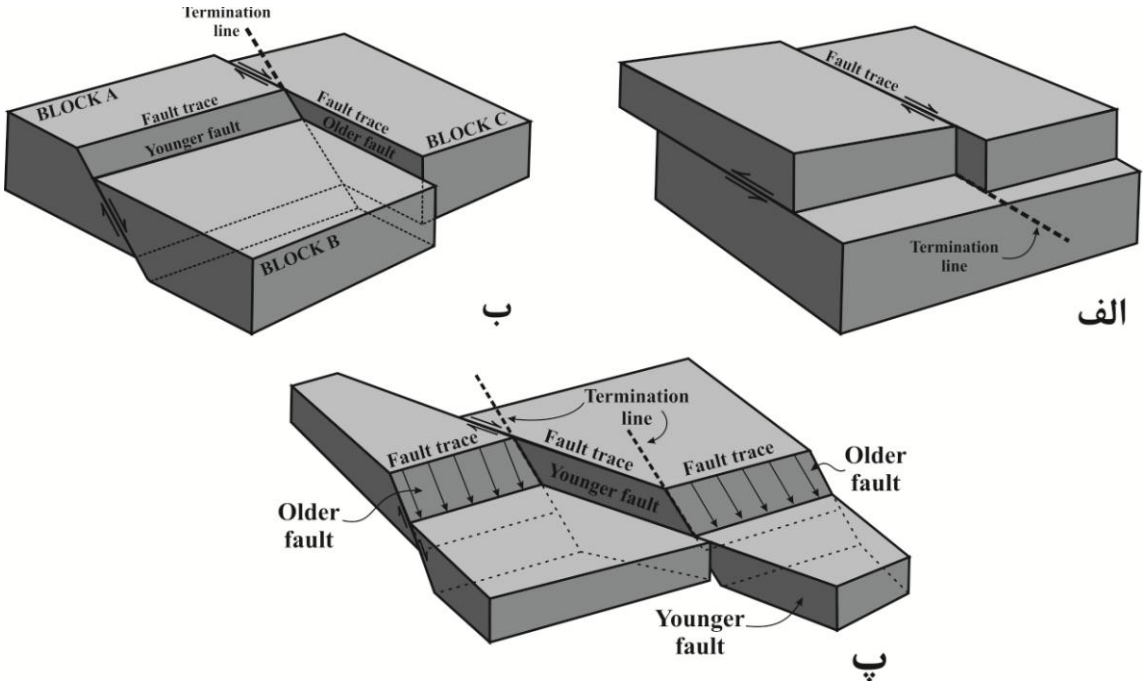
خطوط پایانه

تمام سطحوح گسلش از هر نوع گسل در تمامی جهت ها پایان می یابند و این انتها بنام خط پایانه نشانه گذاری شده است . یک خط پایانه پیوسته و یک خط بسته در اطراف سطح گسل است . این خط نمی تواند بسادگی نقطه انتها باشد . این خط پدیده های متفاوتی بسته به هندسی پایانه را نشان می دهد .

پایانه گسل در سطح زمین اثر گسل بر روی سطح توپوگرافی است (شکل های ۲۸-۹ و۳۱-۹) . این ممکن است مرز اولیه گسل یا تقاطع بخش های اولیه عمیق تر گسل با سطح فرسایشی باشد . این بطور ذاتی خط قطع سطح زمین با گسل می باشد .

در یک تقاطع شکنا – سیال یا شکنا – شکل پذیر تداوم جابجایی بر روی گسل بسادگی بوسیله جریان سیال یا مواد شکل پذیر همراهی می شود . بنابراین ادامه گسل نمیتواند خارج از مواد شکنا و درون مواد شکل پذیر توسعه یابد و خط قطع ، تقاطع پایانه گسل را تعریف می کند.

اگر یک گسل در مجاور گسل دیگر با سن یکسان پایان یابد ، خط تقاطع گسل ها باید موازی با جهت جابجایی روی هر دو گسل باشد (شکل۲۸-۹ الف) . اگر گسل جوانتر در مجاورت گسل قدیمی تر پایان یابد بردار جابجایی روی گسل جوانتر باید موازی خط پایانه باشد(شکل ۲۸-۹ ب).اگر یک گسل قدیمی تر بوسیله گسل جوانتر بریده و جابجا شود خط پایانه گسل قدیمی تر مجاور گسل جوانتر ارتباطی با جهت لغزش روی هیچ کدام از گسل ها ندارد.(شکل ۲۸-۹ پ).برای گسل امتداد لغز با جابجایی بزرگ پایانه تنها ممکن است در نقطه تقاطع گسل مشاهده شود (شکل۲۸-۹ پ) ، شبیه به شکل ۲۸-۹ ب ،که می تواند در یک تفسیر نادرست از جهت لغزش و سن نسبی گسل ها نتیجه دهد.



شکل ۲۸-۹- بلوک دیاگرام نشان دهنده هندسه خطوط پایانه حاصل از تقاطع گسل ها . الف- یک گسل امتداد لغز راستگرد در مقابل یک گسل افقی با سن یکسان پایان می پذیرد . خط پایانه موازی با جهت لغزش است . ب – یک گسل جوانتر در مقابل یک گسل قائم وقدیمی تر پایان می پذیرد . خط پایانه موازی با بردار جابجایی روی گسل نرمال می باشد . پ- یک گسل نرمال قدیمی تر بوسیله یک گسل امتداد لغز جوانتر جابجا شده و پایان پذیرفته است .خطوط پایانه موازی با بردارهای جابجایی نیستند .

یک نگاه به نقشه های زمین شناسی از محدوده های گسل خورده ثابت می کند که اثرات گسل های منفرد دارای محدود ه یا حد ومرز می باشد . خط پایانه خط تعیین کننده نوک یا لبه گسل است جائیکه جابجایی گسل کاهش یافته و اینکه این جابجایی می تواند بوسیله دگرشکلی چسپنده توزیع شده در سنگ همراهی شود (شکل ۲۹-۹و ۳۰-۹) .

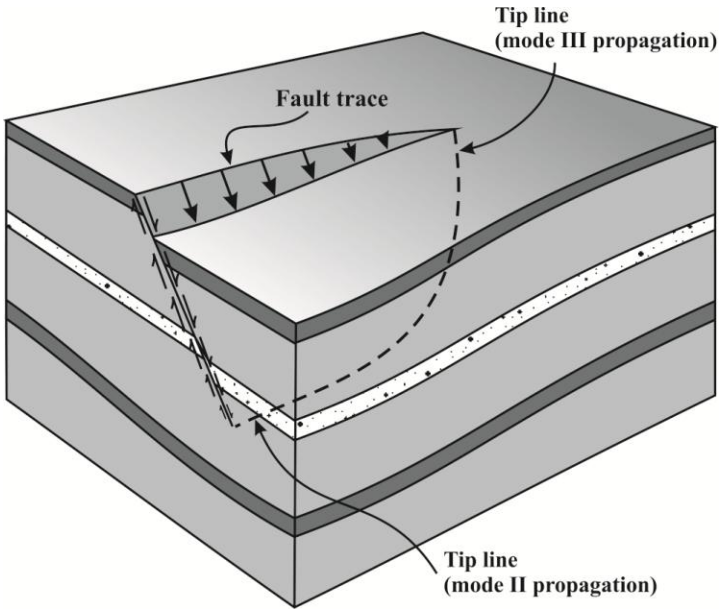
اگر یک اثر گسلی بدون نفوذ در دیگری خاتمه یابد این اثر باید در خط لبه یا نقطه لبه تمام شود . در شکل ۲۹-۹خط لبه موازی با بردار جابجایی روی گسل است ، جائیکه سطح افقی را قطع می کند و عمود بر جابجایی است جائیکه لبه قائم را قطع می کند . بدلیل اینکه خط لبه گسل در عمق عموما بصورت ملایم بیضی شکل است تمام جهت های جابجایی و خط لبه برروبهمین سطح گسل رخ می دهد . بنابراین خط لبه برای یک گسل منفرد در ارتباط با جهت نسبی جابجایی و الگوی انتشار شکستگی ها منتشر می شود. (الوخای انتشار شکساگی ها در فصل دوم معرفی شده اند) .

در زیرسطح ، یک گسل می تواند در تمامی لبه ها بوسیله یک خط لبه پیوسته که هر دو انتهای گسل را در سطح اثر گسل بهم وصل می کند محدود شود . یک گسل پنهان بهر حال سطح زمین را در هیچ جا نمی شکند و بنابراین بطور کامل بوسیله یک خط پایانه که یا خط لبه یا خط انشعاب محصور می شود . فرسایش می تواند بخشی از خط لبه را با ساختن اثری از گسل روی سطح زمین ظاهر سازد .

یک خط انشعاب خط تقاطع است در جائیکه سطح گسل به دو سطح گسلی با تیپ یکسان منشعب شده یا دو سطح گسلی با تیپ یکسان ادغام شده باشند . تمامی قطعات گسل نشان داده شده در شکل ۳۰-۹ الف ، بطور کامل بوسیله خط پایانه که یک اثر گسلی در سطح زمین است محصور شده اند . در شکل ۲۶-۹ پشته گسلی در تمامی لبه ها در زیرسطح بوسیله خط انشعاب محصور شده است .

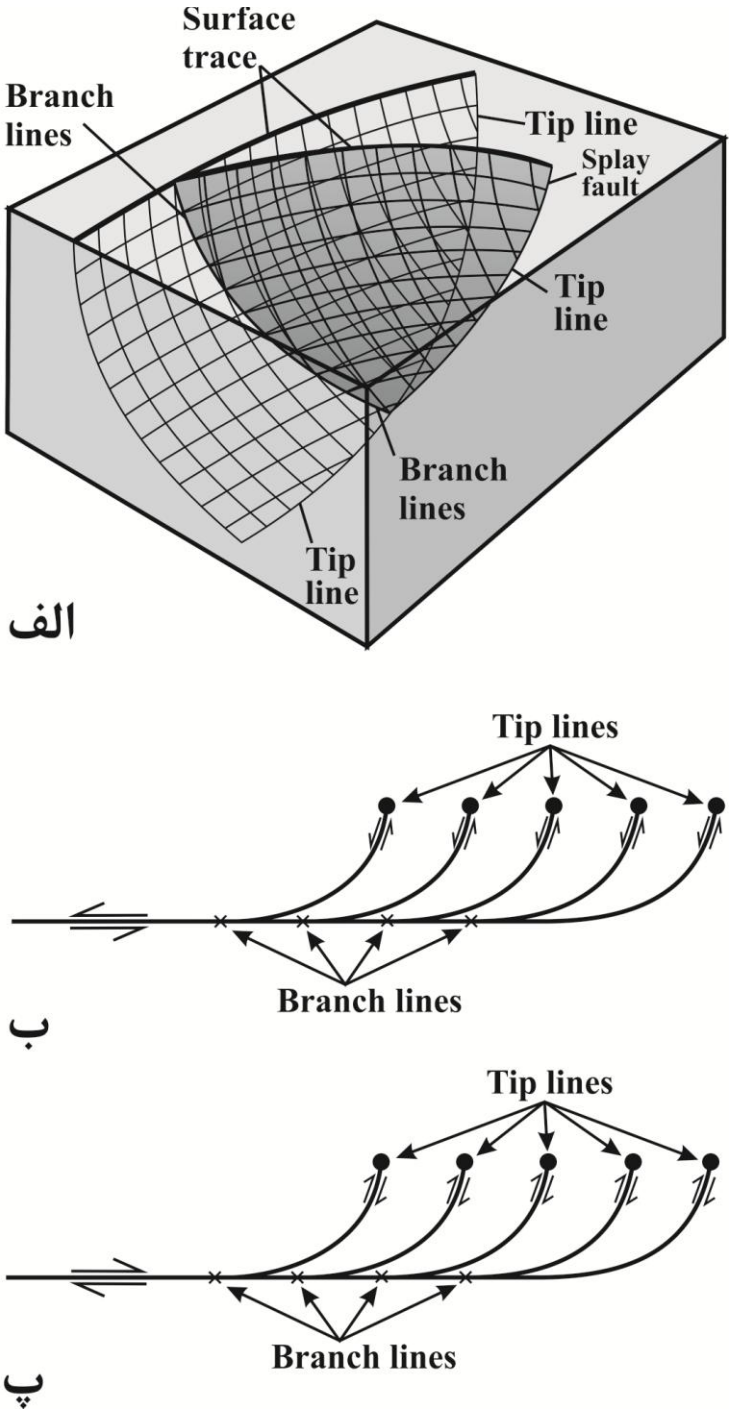
گسل ها از تمامی تیپ های عموما در دسته ای از اریب ها[1] خاتمه می یابند و اینها گسل های کوچکتر و فرعی هستند که از گسل اصلی منشعب می شوند (شکل ۳۰-۹ الف) . جائیکه اریب ها از گسل اصلی منشعب می شوند در یک فاصله دارای نسبتا منظم و با هندسه قابل مقایسه با هم یک ساختار هم آغوش که می تواند هم کششی (۳۰-۹ ب) و هم فشارشی (شکل۳۰ ۹ پ) باشد را شکل دهند .

۱- Splay

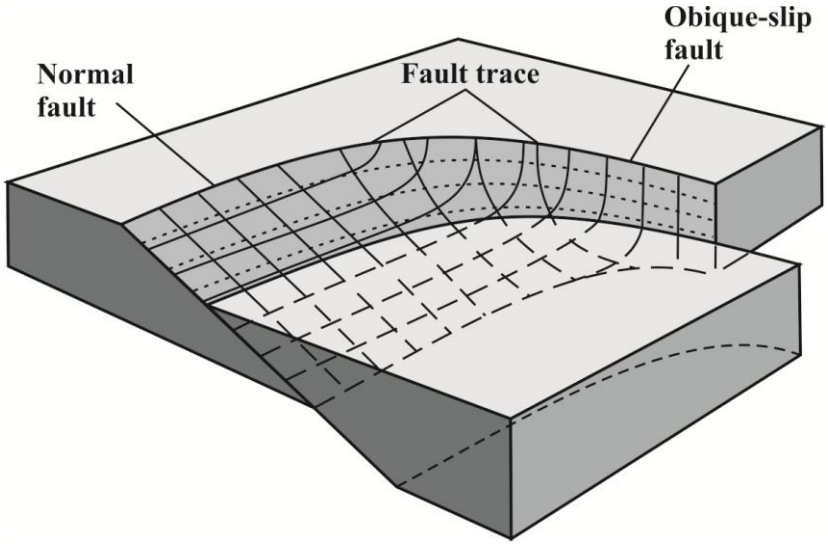


شکل ۲۹-۹- هندسه خطوط پایانه . جابجایی روی یک گسل نرمال در طول امتداد و در جهت شیب خاتمه می یابد . خط لبه یک سطح پیوسته شبه بیضی می باشد . زاویه ای که این سطح با بردار جابجایی می سازد در پیرامون گسل تغییر کرده و الگوی انتشار در هر بخش از گسل را را تعریف می کند . الگوی های مختلف III انتشار (خط لبه موازی با جابجایی) والگوی II انتشار (خط لبه عمود بر جابجایی) دیده می شوند .

در دو موقعیت گسل بدون محدود شدن با خط پایانه اتمام میپذیرد .۱- اگر سطح گسل انحنا پیدا کند ماهیت گسل بطور کامل تغییر می یابد اما خط پایانه شکل نمی گیرد . شکل ۳۱-۹ یک گسل نرمال را که با تغییر جهت گیری به یک گسل قائم تغییر یافته است را نمایش می دهد. ۲- یک گسل ممکن است در عمق پوسته و حتی در گوشته بالایی توسعه یابد . با افزایش عمق در زمین دما و فشار بالا می رود و اگر به مقدار کافی بالا باشد سنگ ها خمیر می شوند . قابلیت جریان یافتن سنگ در نهایت درعمق محدود می شود که گسل می تواند بصورت یک زون برش ادامه پیدا کند . عمقی که در آن گسل ماهیت خود را از دست می دهد شناخته نیست اما احتمالا بطور بخشی وابسته به بزرگی و نرخ جابجایی روی گسل می باشد . شکستگی های شکنا دراعماق ۹ تا ۲۵ کیلومتری به جریانات شکل پذیر تبدیل می شوند . زون های گسلی شناسایی شده بوسیله تکنیک انکسار لرزه ای در پوسته پایینی در اعماق حدود ۲۵ کیلومتر و در بعضی مکان ها ورقه های رخنمون یافته از گوشته بالایی در سطح در طول گسل ها پیشنهاد می کند که گسل ها می توانند تا نزدیکی موهو توسعه داشته باشند . زونهای فرورانش در حقیقت گسل های تراست اصلی هستند که بعضی از آنها می تواند صدها کیلومتر در گوشته شناسایی شوند . اگر چه انتظار نداریم که گسل های پوسته ای در چنین اعماقی توسعه یابند .



شکل ۳۰-۹- اریب های گسلی و هندسه خطوط انشعاب . الف هندسه سه بعدی یک اریب گسلی نشان می دهد که سطح گسل بطور کامل بوسیله یک اثر سطحی یا بوسیله خط انشعاب و یا خط لبه محدود شده است . ب – ساختار بادبزنی هم آغوش کششی . پ- ساختار بادبزنی هم آغوش انقباضی با فشارشی



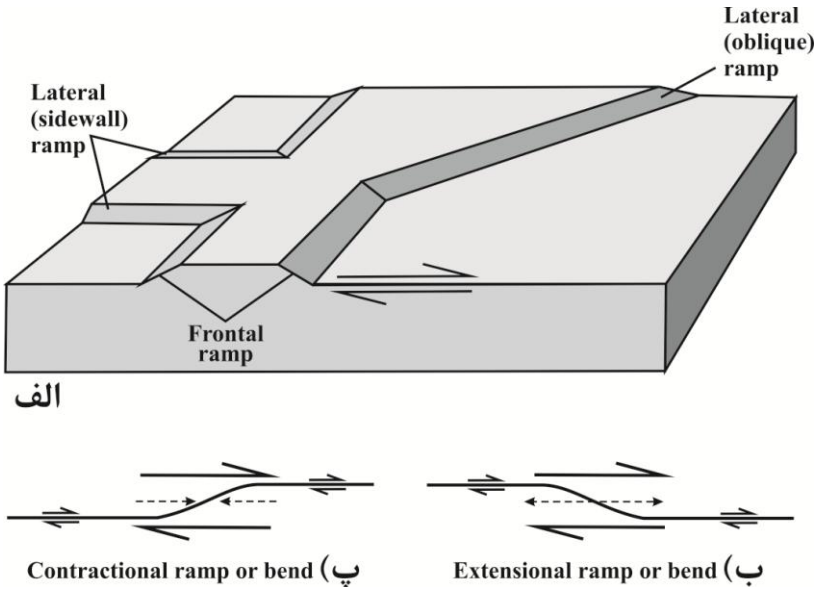
شکل ۳۱-۹ – یک تغییر در جهت گیری سطح گسل باعث تبدیل یک گسل نرمال به گسل مورب لغز قائم می شود. هیچ خط پایانه ای قابل تعیین نیست .

شیبراهه[۱]، خم ها[۲] ، دوپلکس[۳] و زون های انتقالی[٤]

سطح یک گسل منفرد عموما مسطح یا بصورت ملایم منحنی نیست اما در عوض ممکن است دارای شیبراهه های گسلی باشد که قطعات گسل را بهم وصل می کند (شکل۳۲-۹ الف) . یک شیبراهه پیشانی[۵] دارای جهت گیری عمود نسبت به امتداد گسل می باشد که تقاطع آن با گسل اصلی تقریبا عمود بر جهت جابجایی روی گسل می باشد . در گسل های امتداد لغز شیبراهه های پیشانی بنام خمش نامیده می شوند . جهت یافتگی یک شیبراهه جانبی بصورتی است که تقاطع آن با سطح گسل اصلی بصورت مورب یا موازی با جهت جابجایی روی گسل می باشد. اگر شیبراهه بصورت موازی با جهت جابجایی گسل باشد اغلب بنام پله یا شیبراهه پهلویی[۶] است به عبارت دیگر شیبراهه مایل می باشد .

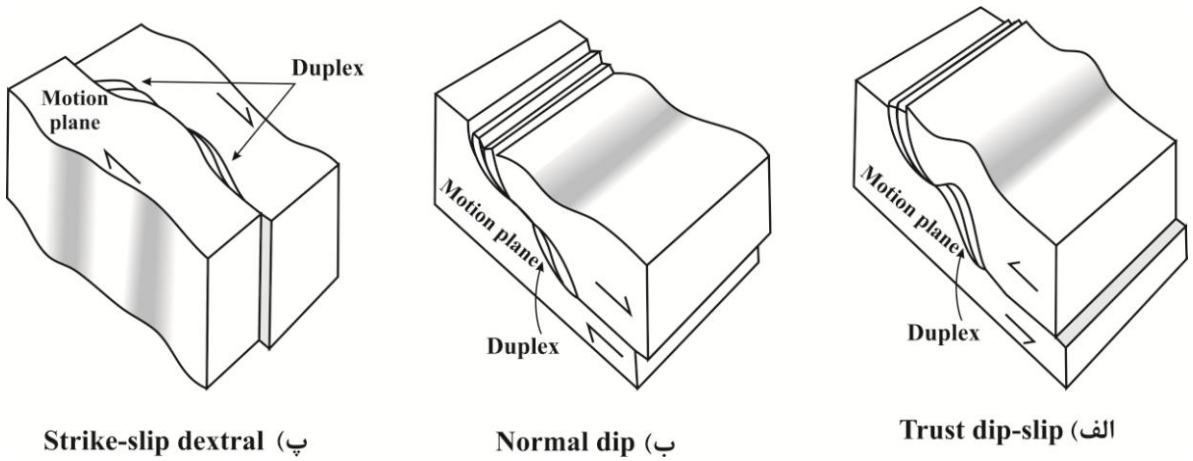
اگر یک گسل قطعه قطعه شود اما قطعات بوسیله یک شکستگی شیبراهه بهم وصل نشوند ، ساختار پله ای[۷] نامیده می شود . عموما جابجایی بلوک گسلی روی شیبراهه دگرشکلی را در داخل بلوک گسلی القا می کند که این وابسته به جهت گیری گسل و جابجایی آن است . یک شیبراهه پیشانی یا خم در ارتباط با اینکه مواد در عرض شیبراهه بوسیله برش غالب روی سطح زون گسلی فشرده یا کشیده شوند می تواند بصورت کششی (شکل ۳۲-۹ ب) و یا انقباضی (شکل ۳۲-۹ پ) باشد .

۱-Ramp
۲-Jogs
۳-Duplex
٤-Transition zones
۵-Frontal ramps
۶- lateral ramp
۷-step-over



شکل ۳۲-۹- هندسه شیبراهه های گسلی . بلوک دیاگرام می تواند بطور دلخواه جهت گیری شده و برای هر نوع گسل کاربرد داشته باشد . الف- شکل شماتیک از سطح گسل ب- یک شیبراهه یا خم گسلی کششی . فلش های خط چین کشیده شدن سنگ ها و ایجاد ساختار های کشیده-جدا شده[1] را نشان می دهند . پ-یک شیبراهه یا خم گسلی فشارشی . فلش های خط چین فشرده شدن سنگ ها به سمت یکدیگر در محل شیبراهه را نشان می دهند .

در مدت گسلش شیبراهه می تواند بصورت یک صفحه گسلی مهاجرت نماید و یکی از بلوک های سنگی را بطور مشخص قطع کند . نتیجه این فرایند دوپلکس گسلی است که بوسیله یک تکه از پشته های محصور شده بوسیله انشعاباتی از گسل اصلی مشخص می شود . دوپلکس ها می توانند تراست(شکل ۳۳-۹ الف) ، نرمال (شکل۳۳-۹ ب) و یا امتداد لغز (شکل۳۳-۹ پ) باشند .



شکل ۳۳-۹-نمایش داپلکس ها در بلوک دیاگرام .صفحه حرکت در بر گیرنده جهت لغزش و خط عمود بر گسل می باشد .

یک زون انتقالی یک ساختار محلی است که انتقال لغزش بین دو گسل بزرگ مجاور را فراهم می کند . ساختار می تواند یک گسل تنها باشد که به گسل انتقالی اشاره دارد و اغلب به عنوان گسل[2] انشعابی شاخته شده است یا می تواند یک پهنه توزیع دگرشکلی بنام زون انتقالی یا زون انشعابی باشد . درون زون های انتقالی دگرشکلی می تواند هم بصورت دسته گسل های موازی مایل نسبت به ساختار های اصلی و هم در پهنه

۱-Pull-apart
۱-Relay

با دگرشکلی شکنا کمتر پخش شود . زون انتقالی ممکن است یک زون چین خوردگی شکل پذیر باشد . یک شیبراهه گسلی(شکل۳۲-۹) ماهیت گسل انتقالی یا شیبراهه انشعابی و دوپلکس گسلی را دارد . واژه گسل انتقالی[۱] بهر حال بطور معمول برای گسل های امتداد لغز که لغزش را بین گسل های بزرگتر مجاور و گسل های نرمال یا تراست ها انتقال می دهند بکار می رود .

پهنه های خرد شده

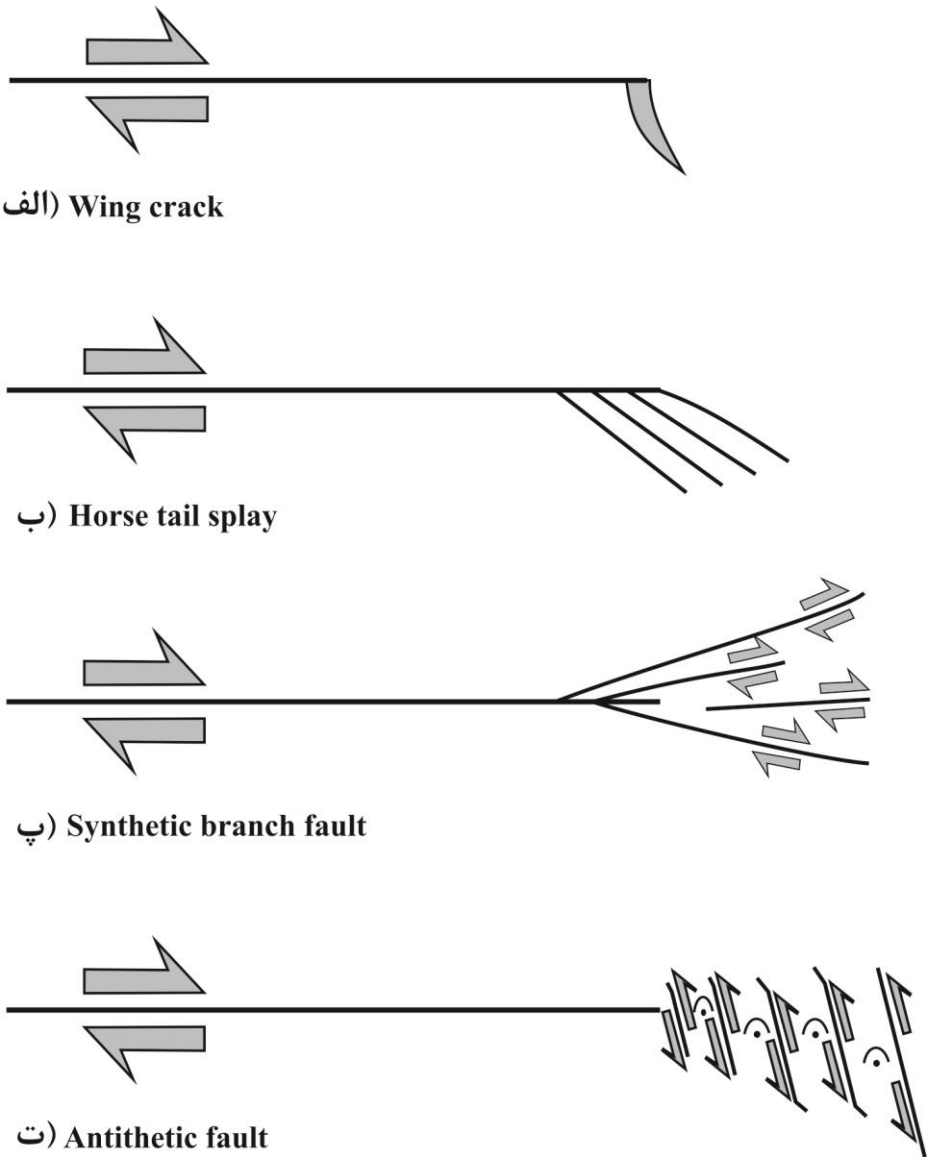
بسیاری از گسل ها در یک روش ساده شده بصورت سطوحی منفرد از ناپیوستگی ها که توده سنگ را قطع کرده اند به تصویر کشیده می شوند . نگاه دقیق به یک گسل واقعی بهرحال یک ساختار خیلی پیچیده را ثابت می کند . یک گسل شکنا عموما یک پهنه در هم آمیخته از شکستگی ها است که می تواند بوسیله یک پهنه از سنگ های کاتاکلاستیک مشخص شود . روی هر دو دیواره گسل و در لبه گسل یک زون خرد شده از شکستگی های ثانویه با جهت گیری های مختلف وجهت های متنوع از برش ایجاد می شود . این زون خرد شده می تواند بطور متغیر توسعه یابد اما در بعضی حالات بطور قابل ملاحظه ای نسبت به خود زون گسلی وسیع تر می باشد .

جابجایی روی یک گسل بطور شاخص در نزدیکی بخش های مرکزی سطح گسل در بیشترین مقدار و در لبه های گسل در کمترین مقدار می باشد . تغییرات در جابجایی در طول گسل و جابجایی های باقی مانده در لبه گسل با توزیع دگرشکلی در سنگ های مجاور گسل همراهی می شود . شدت دگرشکلی در زون های همراه شده در نزدیک گسل در بیشترین میزان است و با افزایش فاصله از گسل کاهش می یابد . در جائیکه دگرشکلی ایجاد شده بیشترین شدت را دارد شکستگی های ثانویه که پهنه خرد شده را می سازند رخ می دهد . خردشدن می تواند در طول دیواره گسل های فعال یا در لبه گسل تجمع یابد ، اما در هر دو مورد خرد شدگی با توزیع دگرشکلی در حجم های بزرگتری در سنگ اطراف زون گسلی اصلی همراه می باشد .

خصوصیات شکستگی های ثانویه در لبه گسل وابسته به جهت گیری بردار جابجایی نسبت به خط لبه است . زون های خرد شده که در مد II خط لبه (شکل ۲۹- ۹ و) توسعه می یابند ممکن است در یک گروه از شکاف های کششی ، اریب های گسلی یا شاخه های گسلی نمایان شوند (شکل۳۴-۹) .

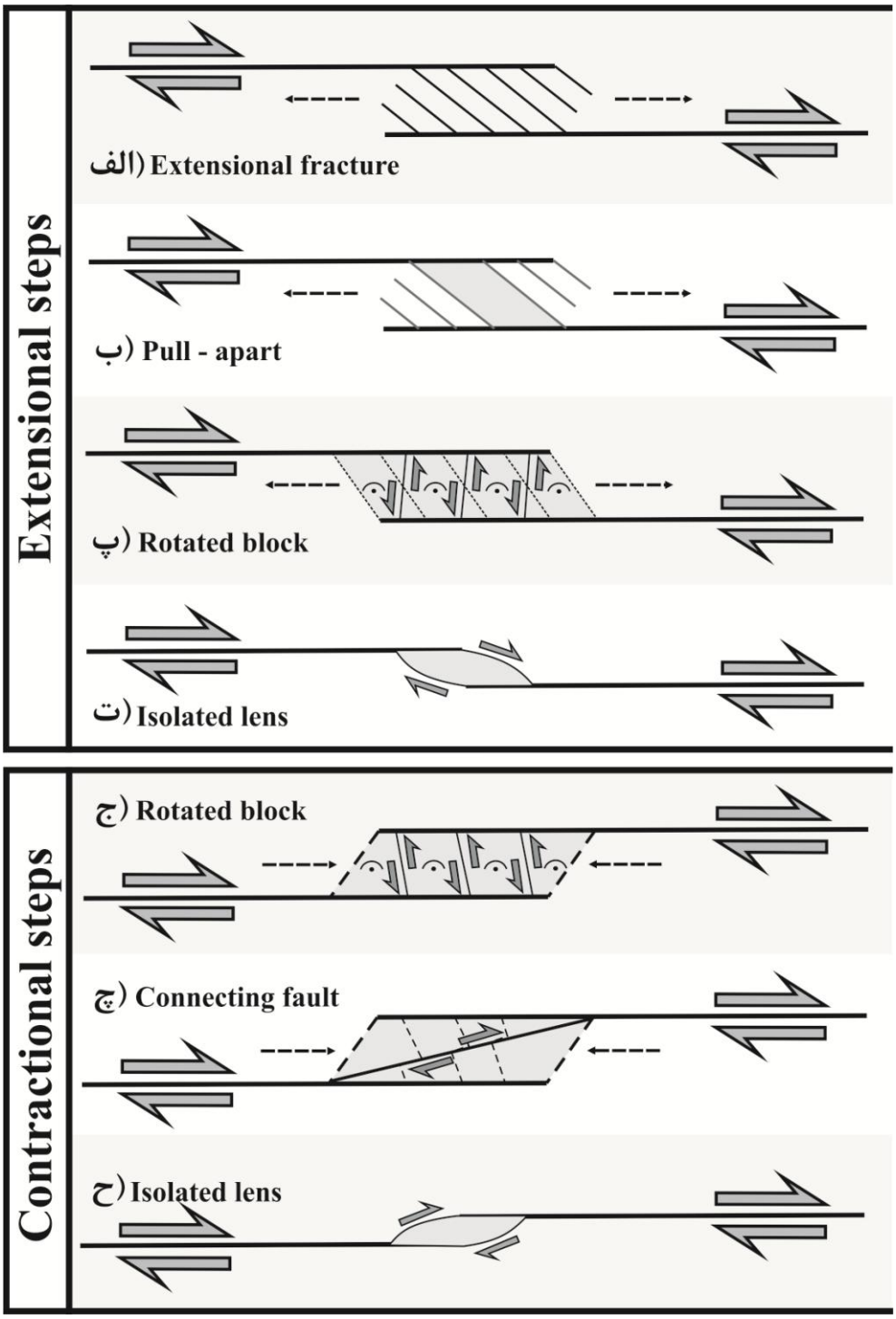
شکاف های بالدار (شکل۳۴-۹ الف) شکستگی های کششی همراه شده با مقادیر کوچک از جابجایی روی شکستگی های کوچک هستند. روی گسل های بزرگتر دگرشکلی قابل مقایسه ای با شکستگی های پر مانند یا اریب های دم اسبی با لغزش همسو یا همسو مایل بر روی برش های ثانویه نتیجه می شود (شکل ۳۴-۹ ب) . دگرشکلی در لبه گسل ممکن است بوسیله یک دسته از گسل های شاخه ای همسو که سوی برش موافق با گسل اصلی دارند همراهی شود (شکل ۳۴-۹ پ) . زون خرد شده در لبه گسل اغلب می تواند شامل یک دسته از گسل های نا همسو با سوی برش مخلف با برش گسل اصلی وچرخش بلوک ها با جهت چرخش موافق با برش در گسل اصلی می باشد (شکل۳۴-۹ ت) .

۱-Transfer faults



شکل ۳۴-۹ –زون های تخریب در لبه های گسل ها یک تنوع در ساختار را نشان می دهد . الف- توسعه شکاف های بال دار روی شکستگی های برشی ب- اریب های دم اسبی به عنوان گسل های ثانویه و همسو .هر یک از این گسل ها دارای سوی برش مشابه با گسل کناری می باشد . پ- انشعابات گسلی همسو. هر یک از این گسل ها دارای سوی برش مشابه با گسل کناری می باشد . ت-گسل های نا همسو محصور کننده بلوک های سنگی که چرخش بلوک ها همسو با جهت برش در گسل اصلی است و اما گسل های فرعی سوی برش مخالف با گسل اصلی نشان می دهند .

زون خرد شده اغلب در یک گسل پله ای تجمع می یابد جائیکه یک گسل تمام شده و گسل دیگری موازی و در مجاورت آن شروع می شود. ساختار پله ای می تواند به یک زون انتقالی تبدیل شود و دگرشکلی انتقال لغزش از انتهای یک گسل به ابتدای یک گسل موازی مجاور را نشان می دهد (شکل ۳۵-۹) . یک ساختار پله ای می تواند هم کششی باشد اگر که سوی برش روی گسل ها مواد داخل پله را دچار کشیدگی کند (شکل ۳۵-۹ الف ، ب ، پ و ت) و هم می تواند انقباضی باشد اگر که مواد در داخل پله فشرده و کوتاه شوند (شکل۳۵-۹ ج، چ و چ) . این زونها نهایتا ممکن است در ایجاد دوپلکس (شکل ۳۳-۹) یا در بعضی حالات محل هایی با نفوذپذیری بالا که باعث تشکیل ته نشست های مهم معدنی می شوند نتیجه بدهد .



شکل ۳۵-۹ – (الف ، ب ، پ و ت) ساختار ها در زون های تخریبی در پله های کششی و پله های فشارشی (ج ، چ و ح)