

خمش

(ترجمه از صفحه 7 به بعد موجود میباشد)

این دو نوع رفتار کمانش را می توان به آسانی با در نظر گرفتن کرنشی که در ماتریکس حول یک تک لایه مستحکم (یعنی قوی با توجه به ماتریکس محاط) با کمانش ایجاد می شود توجیه کرد. ناحیه تخریب بر روی هر طرف لایه کمانش به عنوان زون کرنش تماسی نامیده می شود. اگر لایه های قوی یک چند لایه به انداز کافی از هم دور باشد تا هیچ گونه هم پوشانی قابل توجه در نواحی کرنش تماسی وجود نداشته باشد، آن گاه هر لایه به عنوان تک لایه کمانش می یابد. با این حال اگر زون های کرنش تماسی لایه های

قوی مجاور هم پوشانی زیادی داشته باشد، لایه های دیگر مستقل از دیگر کمانش نمی شوند. زون های کرنش تماسی و زون های مربوطه تنش های تماسی لایه های مجاور باید سازگار باشد و در نتیجه، همه لایه ها در معرض یک میدان فشاری قرار گرفته و طول موج یکسانی را تولید می کنند.

به منظور تعیین میزان نزدیکی لایه های قوی یک چندلایه بر خلاف کمانش تک لایه ها، آگاهی از میزان فاصله ناحیه کرنش تماسی دور از لایه های ماتریکس لازم است. برای یک ماتریکس ویسکوز، پی برده شده است که تخریب تا 1 درصد مقدار ماکزیمم در یک فاصله یک طول موجی از لایه کاهش می یابد (شکل 8).

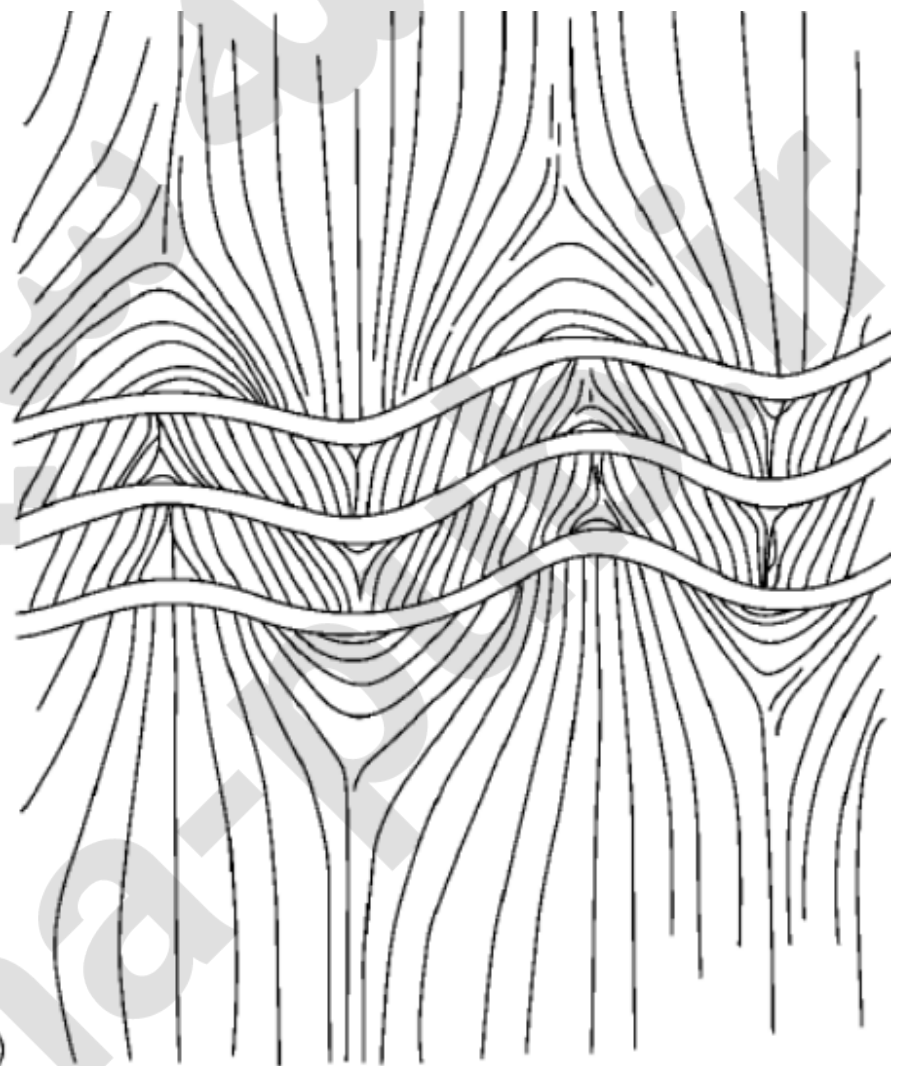
کمانش مواد ناهمسان گرد

بیشترین کمانش پیچیده در مواد حاوی ناهمسانگردی مکانیکی غالب رخ می دهد. ناهمسانگردی را می توان با یک خصوصیت ذاتی سنگ ها ناشی از

آرایش بستری موازی ذرات رس در شیل یا القا شده طی دگرگونی برای مثال یک اسلیت یا شیست تشکیل شده از یک گل سنگ می باشند. مطالعات تئوری و کارهای آزمایشی در چنین موادی نشان می دهد که طیف وسیعی از ساختارهایی وجود دارند که می توانند در صورت فشردن موازی با لایه بندی و خصوصیات کانی ها ایجاد شوند. دو عضو نهایی این دامنه، پین های بالا رونده و چین های جعبه ای می باشد (شکل 9). نوع ساختمانی که تشکیل می شود را می توان با ناهمسان کردی مکانیکی مواد تعیین کرد. با افزایش ناهمسان گردی در چین های بالارونده (شکل 9 A)، راه برای چین هایی با صفحات محوری جدا شونده (شکل 9 B) و در نهایت چین های جعبه ای باز می شود (شکل 9 ج).

می توان خاطر نشان کرد که اگر یک چند لایه زمین شناسی دارای ناهمسان گردی مکانیکی بالا باشد، کمانش یافته و ایجاد چین باکس می کند. نمونه

ای از این در شکل 10 الف نشان داده شده است که در آن چین جعبه ای با طول موج چندین 100 متر در گل سنک های کربونیفر از جنوب غرب انگلستان تشکیل شده است.

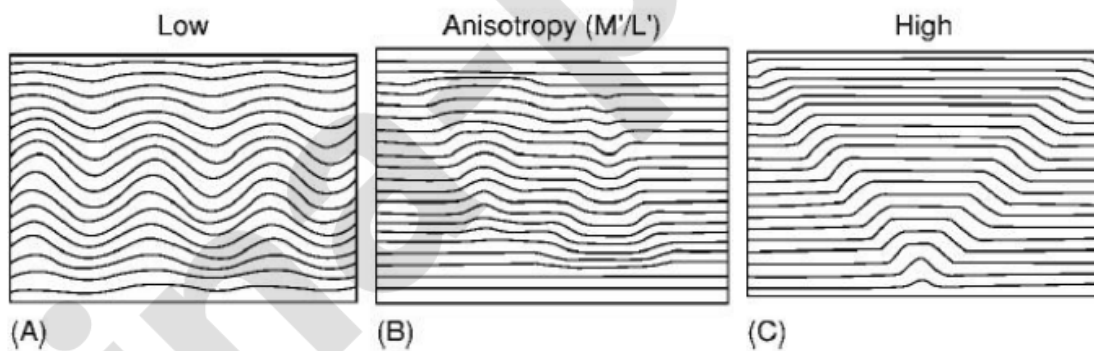


شکل 8-الف: کمانش های تولید شده آزمایشی در مواد ویسکوز که نشان دهنده تخریب ماتریکس (زون کرنش تماسی) با تک لایه کمانشی ب: چند لایه چین خورده که در آن نزدیک به لایه ها موجب هم پوشانی زون های کرنش تماسی و تشکیل کمانش های چند لایه ای می شود.

مطالعه آزمایشی بر روی چین ها

یکی از معایب مطالعات تئوری چین خوردگی این است که اغلب برای نخستین تفاضل کمانش معتبر است. وقتی کمانش آغاز می شود، فرضیات آنالیز نقض شده و تئوری را نمی توان برای پیش بینی شیوه تقویت چین ها به یک چین نهایی استفاده کرد. بر عکس، مطالعه آزمایشی بر روی مدل های ایجاد شده از مواد آنالوگ سنگ نظیر ژلاتین، برای مطالعه تقویت چین ها ایده ال است. به علاوه بر خلاف تیمار های تئوری چین خوردگی که فرض می کند سیستم لایه بندی به طور ناخود آگاه تحت فشار قرار می گیرد (فرایند

فشار مواد نقشی در کمانش ایفا نمی کند، آزمایشات نشان می دهند که فرایند فشار سیستم لایه بندی شده می تواند بر فرایند چین خوردگی تاثیر بگذارد. چنین آزمایشی نشان می دهند که چین هایی که طی فشردن مدل ها تشکیل می شوند، به طور کلی به طور هم زمان ایجاد نمی شوند. آن ها به صورت سریالی ایجاد می شوند یکی بعد از این که تقویت چین موجب شبیه سازی آغاز و تقویت دیگری (شکل 11 الف) و یکی بعد از موقعیت های تصادفی درون مدل. شکل 11 ب چنین چین های با موقعیت تصادفی را در رشته کوه های ژورای سوییس نشان می دهد.



شکل 9: ساختار هایی که زمانی تشکیل می شوند که یک ماده دارای ناهمسان گردی مکانیکی نظیر مواد اصلی لایه های رسوبی موازی با لایه بندی تحت فشار قرار می گیرد. بسته به ناهمسانگردی که آن ها را متغیر از چین های بالا رونده با صفحات مجوری با فشار اصلی با چین های جعبه ای که متمایل به فشار می باشد هستند.



شکل 10 الف: چین باکس با مقیاس کوچک در یک سنگ میکایی و ب:

چین باکس بزرگ تشکیل شده با کمانش یک توریدیت

در چند لایه های پیچیده ای که در طبیعت دیده می شوند، پی برده شده است

که همه انواع کمانش در یک چند لایه رخ می دهد. برای مثال، در چند لایه

نشان داده شده در شکل 12، که به صورت مواد تبخیری لایه بندی شده

است، نمونه هایی از کمانش تک لایه ای را می توان مشاهده کرد که در آن

طول موج با ضخامت لایه ها تعیین می شود. دو لایه به اندازه کافی برای چین

خوردگی مستقل دور بوده و آن ها برای تولید نمونه ای از چین خوردگی

ناهماهنگ ترکیب شده اند. در منطقه 3 چند لایه، مثال هایی از چین

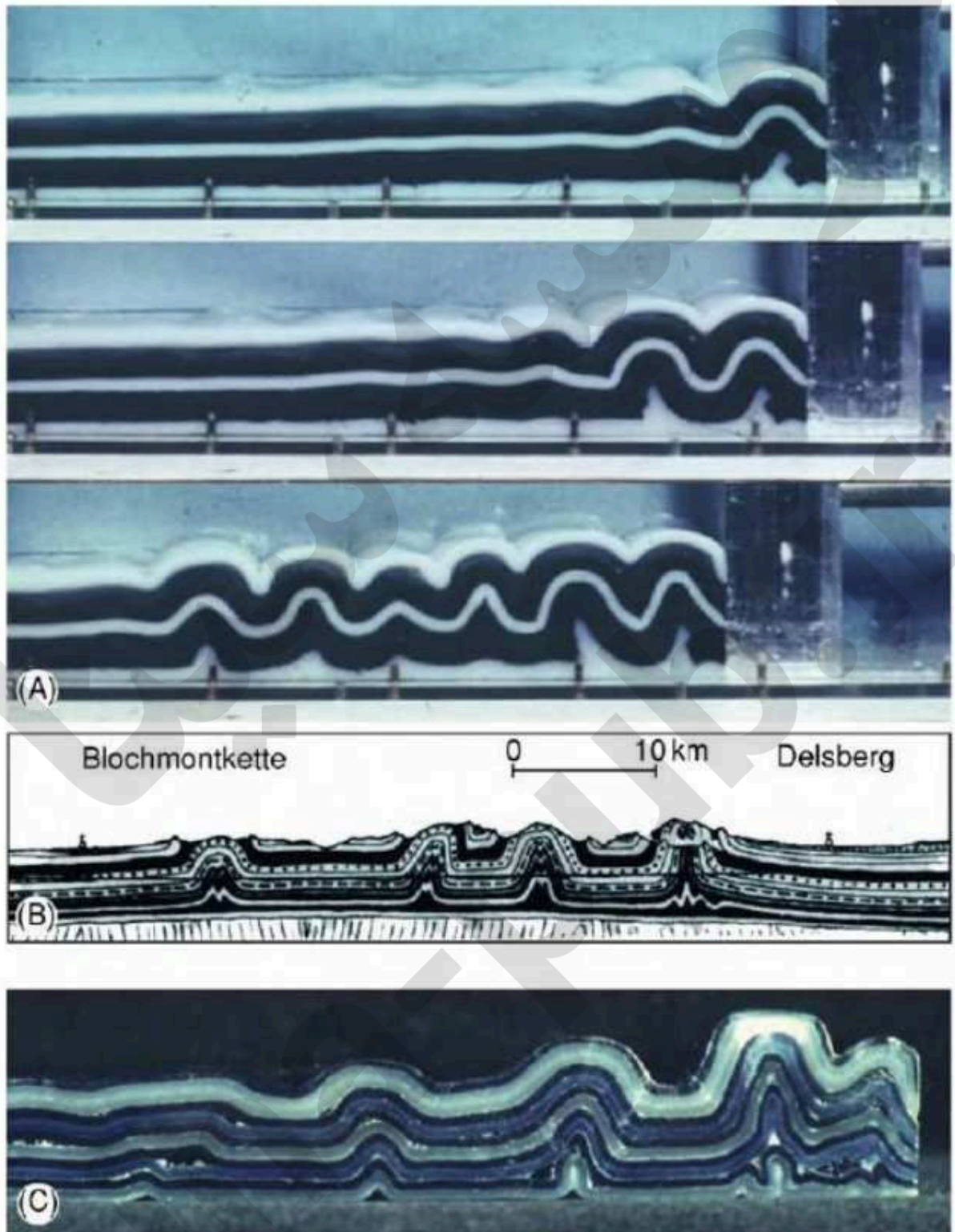
خوردگی چند لایه که در آن چین ها دارای صفحات محوری جهت یافته با

زاویه قائم با لایه بندی می باشند (شکل 7 ب و 9 الف) و در منطقه 4، چین

های جعبه ای با صفحات محوری متمایل با لایه بندی تشکیل شده است)

شکل 9 ج، 10 الف، ب).

سینا پابلیش
Sina-pub.ir



شکل 11: الف: توسعه سریالی چین ها در یک چند لایه ژلاتینی لابرکت ناشی از حرکت پیستون از راست به چپ ب: چین های ایزوله شده در رشته کوه های ژورای سویس ج: چین های ایزوله شده در یک چند لایه مومی لابرکت.



شکل 12: چین خوردگی هارمونیک و غیر هارمونیک در نمونه ای از رسوبات تبخیری کاستیل و تودیلتو، نیومکزیکو، آمریکا. برخی از چین خوردگی های لایه 1 و 2، را می توان با تئوری کمانش تک لایه توصیف

کرد که با تئوری کمانش چند لایه 3 و برخی 4 توسط تئوری کمانش از یک ماده ناهمسانگرد توصیف می شود.

هندسه سه بعدی چین های کمانش

هندسی سه بعدی و سازمان دهی مکانی چین های کمانشی عمدتاً توسط مشاهدات میدانی و مدل سازی آنالوگ مطالعه شده است. این مطالعات نشان می دهند که چین های کمانش دارای شکل هندسی پری کلینال می باشند یعنی داری شکل گنبدی طویل، یا زین مانند دارند (شکل 20 الف). شکل هندسی پرکلاین اغلب از حیث نسبت طول موج و طول یال های آن بررسی می شود. این خود موسوم به نسبت عرضی بوده و اگرچه با تقویت چین افزایش می یابد، پی برده شده است که اکثریت چین های کمانشی در پوسته فوقانی دارای نسبت های بین 1:5 و 1:10 می باشد. اشکال هندسی چین های زمین شناسی در شکل 13 نشان داده شده است /

خمش

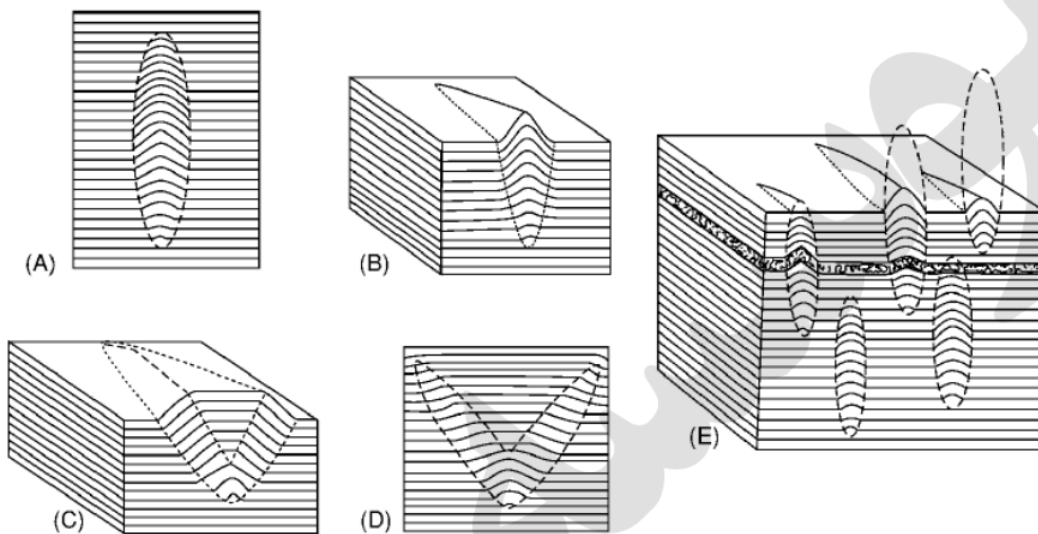
خمش اصطلاحی برای توصیف انعطاف پذیری یک لایه تحت عمل فشار در زاویه زیاد با لایه بندی استفاده می شود (شکل 1 ب). چین های های زمین شناسی که ناشی از خمش می باشند موسوم به چین های پارچه ای یا تحت فشار هستند و به طور مداوم زمانی تشکیل می شوند که رسوبات پوشاننده سطح زیرین سخت، در پاسخ به مولفه های حرکات عمودی در امتداد گسل های زیرین خمیده شوند (شکل 14). این می تواند یک حرکت نرمال باشد که در این صورت، خمش لایه بندی در بر گیرنده یک حال لایه موازی یا حرکت معکوس که در آن صورت، چین ها شامل یک عنصر کمانش هستند (شکل 14 د).

یک چین تحت فشار به صورت چینی تعریف می شود که در آن شکل و روند نهایی کلی با شکل برخی از نیروهای زیرین غالب می شود. این ها

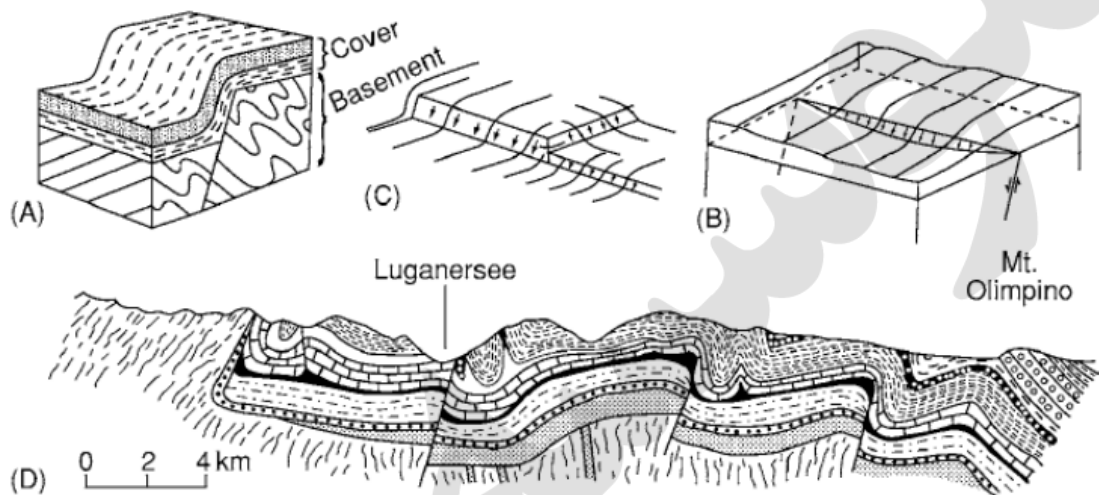
موجب گسل بلوک ها شده و حرکات آن ایجاد گسل های خطی می کند که به نوبه خود ایجاد چین های خطی با نسبت عرضی بیش از چین های کمانشی و با سازمان دهی مکانی مختلف می شود.

دو نوع گسل مرتبط به تشکیل چین های فشاری گسل های فرورونده لغزشی (به ترتیب نرمال و معکوس)، می باشند. این گسل ها ایجاد لایه هایی در قاعده می کنند که بر روی آن چین های فشاری ایجاد می شوند. وقتی سومین نوع گسل، گسل نوع برخوردی لغزنده یا گسل چاله ای ایجاد می شود، هیچ گونه صخره گسلی ایجاد نشده و چین های فشاری در لایه های رویی ایجاد نمی گردد. با این حال، حرکات بر روی گسل های نزدیک شونده موجب چین خوردگی سنگ های رویی می شود. فشار تولید شده در سنگ پوشش فوقانی در لایه ها ایجاد گسل امتداد لغز می کند که در شکل 15 الف نشان داده شده است. فشار افقی محلی با زاویه میل 45 درجه با گسل قاعده،

در پوشش ایجاد شده و این موجب طیف وسیعی از ساختمان‌ها بسته به شرایط رئولوژیکی سنگ‌های پوششی می‌شود. در صورتی که رفتار آن‌ها خمشی باشد، آنگاه سری‌های چین‌ها ایجاد می‌شوند. آن‌ها با صفحات محوری خود در زوایای قائمه با فشار ماکزیمم محلی ایجاد شده و به صورت آفست در امتداد خط گسل زیرین آرایش می‌شوند (شکل 15 الف). نمونه‌های طبیعی این آرایش‌های خمشی چین‌های کمانش (برای مثال شکل 15 ب) که نشان‌دهنده چین خوردگی ایجاد شده در سنگ‌های پوششی بالای گسل سان آندارس است) نشان‌گرهای عالی برای مکان‌یابی گسل‌های مخفی هستند.



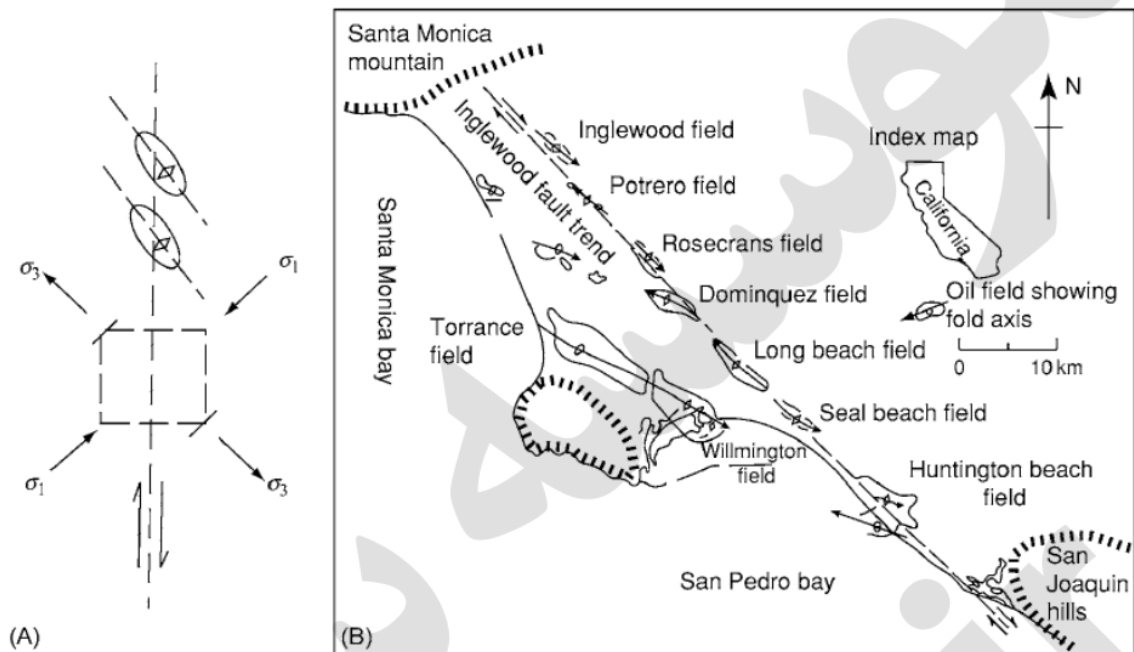
شکل 13: الف: شکل هندسی پروفیل چین در یک چند لایه ب: دیاگرام بلوکی نشان دهنده چین در هر دو پروفیل و شکل طرح C: دیاگرام بلوک و d: ژئومتری پروفیل یک چین جعبه ای E: سازمان دهی مکانی چین های درون یک چند لایه.



شکل 14: A و B دیاگرام های بوک چین های پارچه ای یا فشاری، ناشی از

گسل نرمال در قاعده، C: نوع هندسی که مربوط به گسل کمانش است. D:

گسل های فشاری تشکیل شده بر روی گسل های معکوس در قاعده



شکل 15: a: حرکت در امتداد یک گسل فرورونده در قاعده ایجاد فشار افقی در سنگ های پوششی کرده و یک کرنش خطی در چین های افست بالای گسل ایجاد می شود. b: چین چین هایی در بالاتر از گسل اینگلوود کالیفرنیا است.

چین های ترکیبی با گسل

چین های فشاری نشان داده شده در شکل 14 در سنگ های پوششی رخ می دهد که به طور خمشی در پاسخ به حرکات یک گسل در قاعده نسبتاً سخت ایجاد می شوند. دیگر روابط مستند بین گسل ها و چین ها مشخص است که یکی از شناخته شده ترین موارد چین خوردگی مرکب گسیلی است (شکل 16). در این نوع چین خوردگی فشاری، چین خوردگی ماشی از جا به جایی بلوک ها در قاعده نیست بلکه ناشی از حرکات گسل درون سنگ های پوششی است. همان طور که در شکل 16 دیده می شود، گسل ها به طور کامل دارای صفحات امتداد لغز هستند. آن ها دارای سطح صاف با شیب ملایم بوده و انحنای زیاد یا خمش با زاویه زیاد نشان می دهند. برای مثال گسل رورانده نشان داده شده در شکل 16، متشکل از دو بخش افقی متصل توسط بخش مایل است. همان طور که دو گسل با هم لغزش می یابند، یک تغییر شکل حداقل در یکی از بلوک ها رخ خواهد داد زیرا سنگ ها دارای

قدرت کافی برای پشتیبانی منافذ بزرگ نیستند. به همین دلیل بسیاری از چین های اصلی درون یک سنگ لایه بمدی شده با بلوک های گسلی معکوس وجود دارند که با خمش بلوک های گسل با لغزش در سطوح غیر صفحه ای ایجاد شده اند. این مکانیسم چین خوردگی موسوم به چین خوردگی مرکب گسلی است.

چین خوردگی جریان

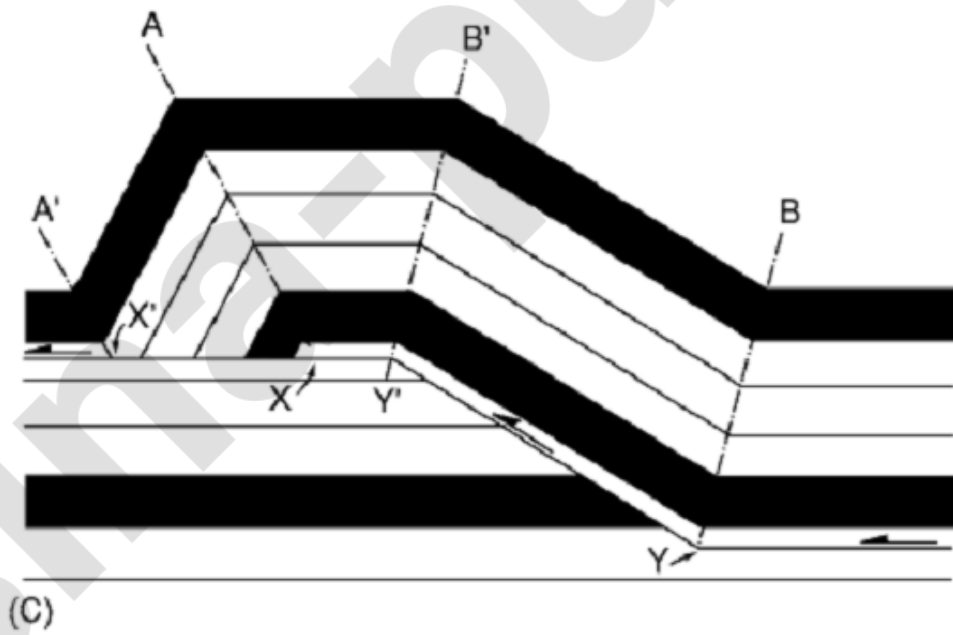
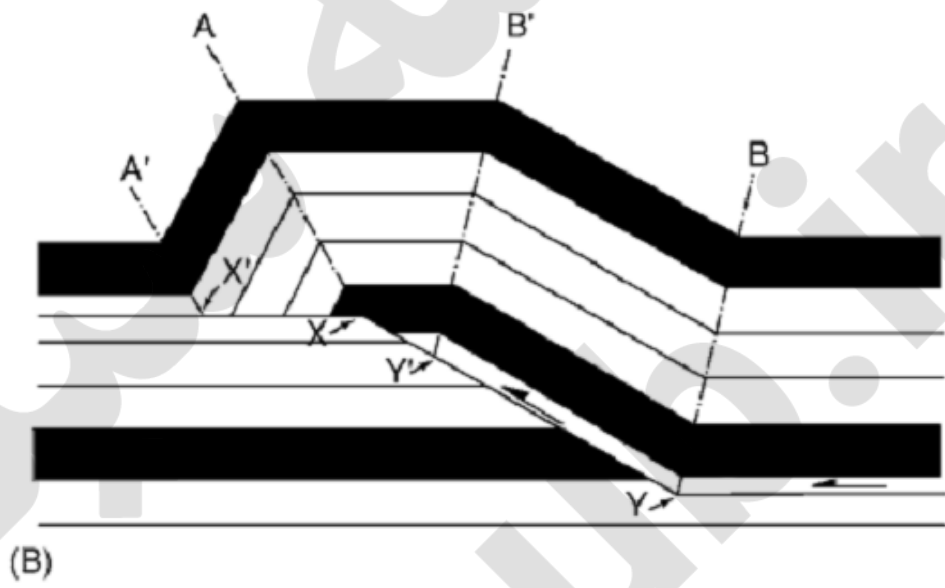
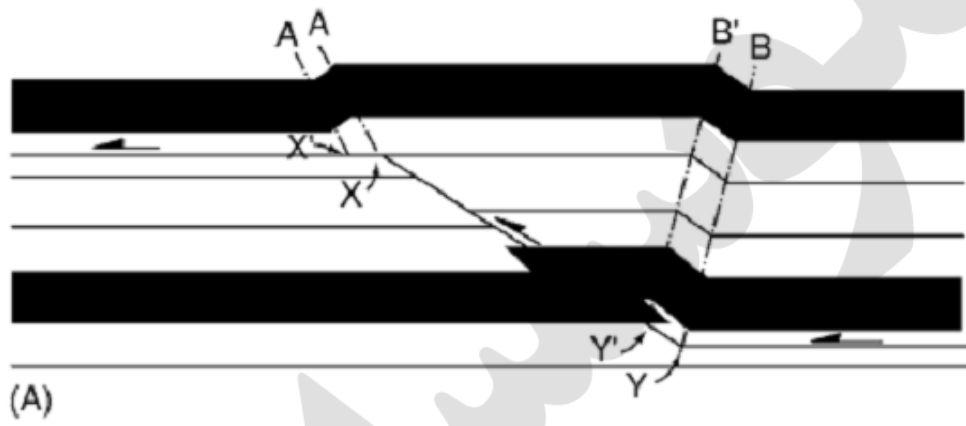
علاوه بر مکانیسم های کمانش و خمش، چین ها می توانند با جریان تولید شوند. نمونه هایی از این قبیل موارد طی خروج گدازه و طی کاهش سرعت جریان یخ و نمک دیده می شوند. نمک دارای چگالی کم تری نسبت به بیشتر سنگ ها بوده و تمایل به گنبدی شدن نسبت به لایه های فوقانی دارد. گنبد های نمکی حاصله اغلب در سطح زمین ایجاد می شوند (شکل 17) که در آن ها یخچال های نمکی می تواند رخ می دهد. شکل 18 چین های

جریان بزرگ صاف در نتیجه جریان های درون یک یخچال های نمکی ایجاد می شوند.

اهمیت چین ها در خصوص خواص سنگ

پوسته زمین یک زون فعال لرزه ای می باشد که در آن گسل های شکننده غالب بوده و منجر به تشکیل شکستگی ها و کاهش پیوستگی سنگ ها شده و ناحیه لرزه ای پایین با تغییر شکل خمشی می شوند، تغییر شکلی که بدون افت پیوستگی مواد رخ می دهد. چین خوردگی درون یک زون خمشی رخ می دهد اگرچه همان طور که قبلا گفته شد، چین ها می توانند در اعماق پوسته رخ دهند.

شکل 16: توسعه چین های مرکب گسلی با رورانگی در افق از هم گسیختگی (بر گرفته از ساپ 1983).



به علاوه، شکستگی ها همراه با چین خوردگی و جهت یافتگی شکستگی ها ایجاد شده و نشان دهنده این است که آن ها در یک میدان فشاری طی چین خوردگی ایجاد شده اند (شکل 19).

کرنش درون لایه چین خورده و شکستگی مربوطه

توزیع کرنش از این روی الگوی شکستگی درون یک لایه چین خوردگی بستگی به خواص لایه دارد. در یک لایه همسان گرد همگن، نظیر بستر سنگ آهک و ماسه سنگ، توزیع کرنش مشابه با آن چه است که در شکل 20 ب نشان داده شده است که در آن یک لایه موازی با میدان فشاری مربوط به قوس بیرونی از یک میدان فشاری موازی مربوط به قوس داخلی با یک سطح خشی که فاقد کرنش است جدا می شود. این مدل توزیع کرنش موسوم به چین خوردگی کرنش طولی تانژانتی است. بر عکس، یک لایه ناهمسان گرد همگن، نظیر یک شیل با لایه بندی خوب، با لغزش بستری چین

خورده و ایجاد توزیع کرنشی می کند که در شکل 20 ج نشان داده شده است. این موسوم به چین خوردگی جریان خمشی در صورتی است که کرنش برشی موازی با مرز لایه، دارای توزیع یکنواخت در لایه باشد و چین خوردگی لغزش خمشی در صورتی که در امتداد صفحات بستری باشد است.



شکل 17: نمای هوایی گنبد های نمکی از کویر ایران که نشان دهنده آگات با آرایش منظم در بستر جوان تر و یک گسل تماسی با توده های نمکی

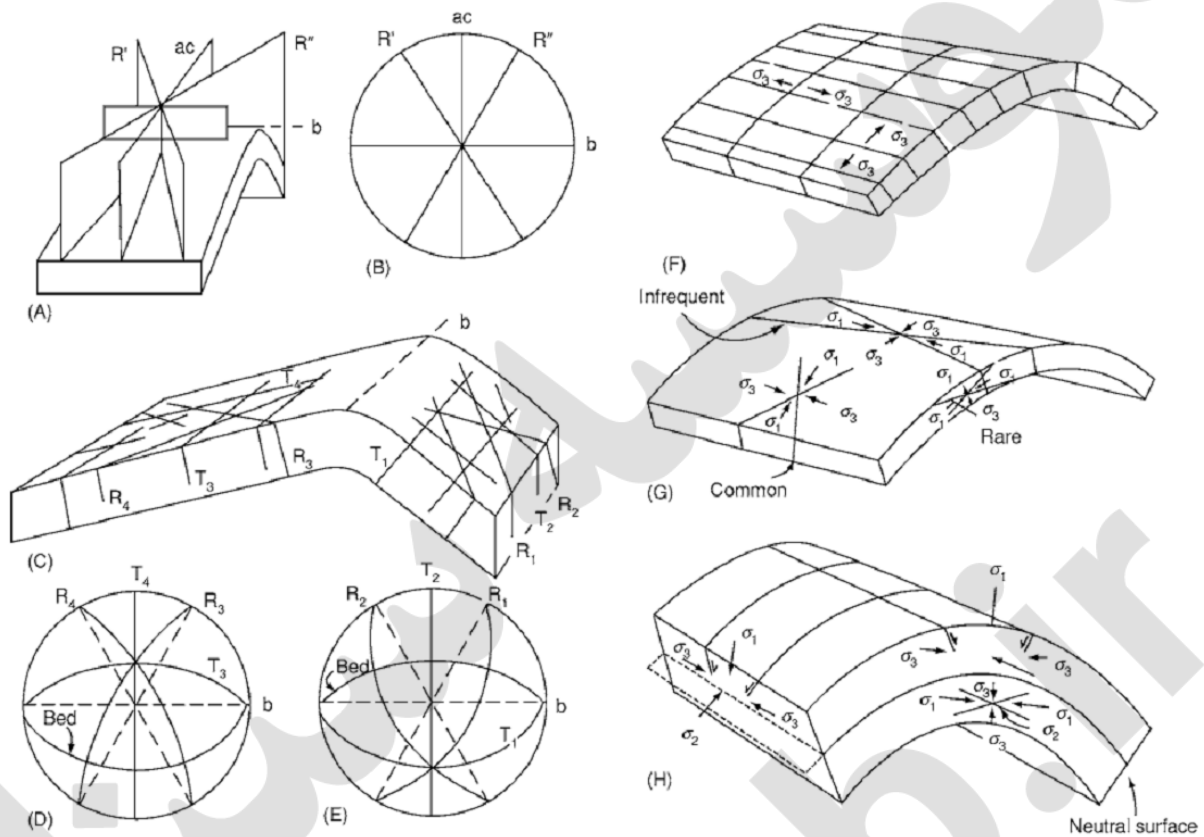
عظیم

لازم به ذکر است که هر دو مدل چین خوردگی (شکل 20 ب و ج) ایجاد چین های موازی می کنند چینی هایی که دارای ضخامت متعامد ثابت می باشند. این نشان دهنده این است که حالت کرنش درون یک چین را نمی توان از شکل هندسی مقطع پروفیلی آن استنباط کرد. با این حال، الگوهای کرنشی متفاوت درون دو مدل منعکس کننده این است که آن ها دارای میدان های فشاری متفاوتی درون خود می باشند که موجب ایجاد الگوهای شکستگی و گسلی مشخصی می شوند که دو نوع چین را در میدان ایجاد می کند. برای مثال، شکستگی های اصلی در قوس بیرونی پریکلاین یا تاقدیس در شکل 20 الف نشان داده شده است و شکستگی های برشی در قوس داخلی نشان دهنده قوس بیرونی و داخلی به ترتیب می باشند و الگوهای سازگار با دفورماسیون مربوط به چین کرنش طولی ایجاد می شوند (شکل 20 ب).



شکل 18: چین های جریان با سطح صاف تشکیل شده ناشی از جریان درون

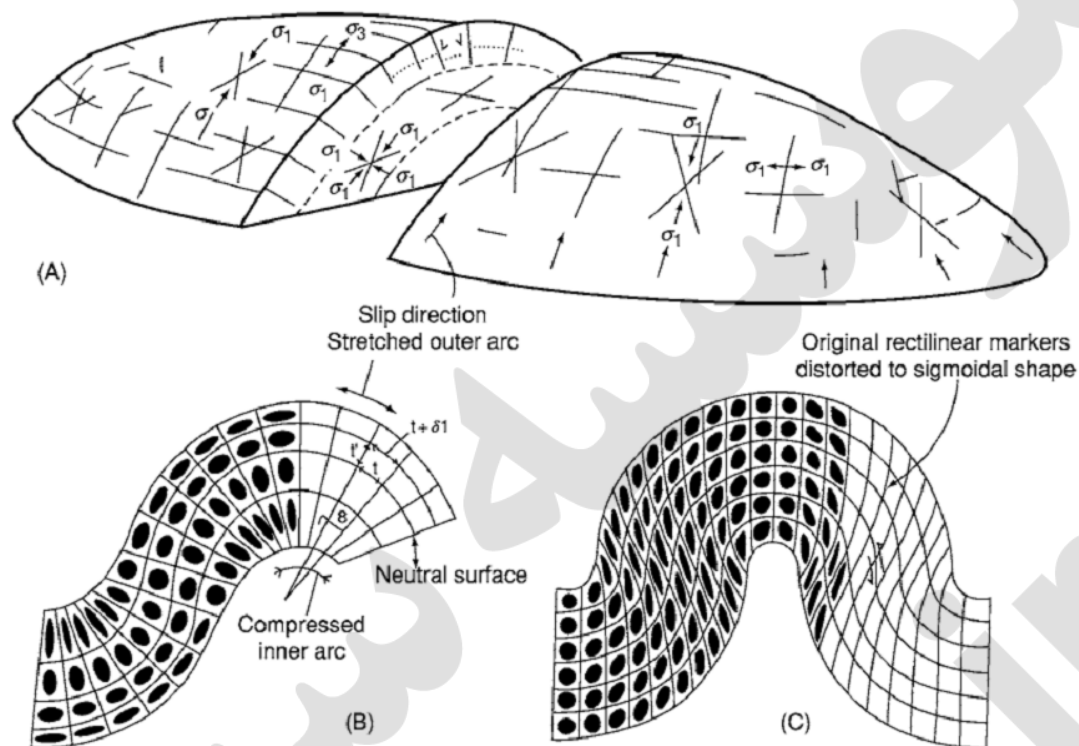
یخچال نمکی، ایران



شکل 19: الف: رابطه ایده ال درزه های اصلی با چین های نسبتا کوچک ب: پلات استریوگرافی شکستگی های نشان داده شده در الف/ C: روند تغییرات شکستگی های خفیف در یک واحد چین خورده. D و E: پلات های شکستگی در دو یال. R و T به ترتیب درزه های برشی و کششی هستند. F: رابطه درزه های کششی چین خوردگی. جهت یافتگی حداقل تنش اصلی

مربوط به هر مجموعه نشان داده شده است. G: جهت یافتگی درزه های
برشی در لایه بزرگ با سیستم های فشاری. H: جهت یافتگی گسل های
نرمال و رورانندی که در واحد ضخیم ایجاد می شود.

از این روی، درزه های ایجاد شده همراه با چین های کمانش می تواند ناشی
از فشار های موضعی ایجاد شده ناشی از کمانش می باشد. در عین حال، آن
ها ناشی از میدان فشاری منطقه ای است. وجود یک کمانش می تواند
موجب تخریب میدان فشاری منطقه ای شود. برای مثال، چین ها اغلب با
لایه بندی بستری صفحه لغزشی همراه است و نشان می دهد که صفحات
بستری نمی تواند یک فشار برشی بزرگ را تداوم بخشد. از این روی فشار
اصلی باید محدود شده و با لایه های چین خوردگی نیمه موازی یا نیمه نرمال
باشد.



شکل 20: الف. شکستگی های مربوط به یک تاقدیس. ب/م توزیع کرنش

در چین کرنش طولی تاثراتی و ج: چین جریان خمشی

در نتیجه این انحراف فشاری، شکستگی ها به طور نرمال با بستر ایجاد می

شوند. این در شکل 19 نشان داده شده است، که این نشان دهنده جهت

یافتگی پیش بینی شده شکستگی های برشی و کششی در پاسخ به فشار منطقه

ای است که موجب چین می شود (شکل 19 الف) و همراه با تصویر

عمودی خود در یک نمودار استروگرافی در شکل 19 ب نشان داده شده است و جهت یافتگی مشاهده شده این شکستگی ها در یال های چین به دلیل تنش فشاری اصلی بعد از لایه بندی رخ می دهد (شکل 19 C-e). نوع و جهت یافتگی شکست همراه با چین های کمانشی که ناشی از هر دو تنش محلی و منطقه ای است و در شکل 19 F-H نشان داده شده است.

شکستگی ها (از جمله درزه ها)

مقدمه

شکستگی ها ناشی از حالت شکننده ای می باشند که اصطلاحی کلی بوده و برای توصیف شکستگی ای استفاده می شود که طی آن پیوستگی ماده از بین می رود. دفورماسیون که شامل عدم از دست دادن پیوستگی است موسوم به خمش است. دو حالت شکستگی شناسایی شده است که شامل شکست برشی و شکست کششی است و این ها را می توان بر اساس موارد ذیل از

هم جدا کرد: 1- جهت یافتگی شکستگی ها با توجه به فشار های اصلی که موجب آن ها می شود و 2- حرکت نسبی سنک در هر طرف شکستگی ها (شکل 1).

اگر سنگ ها موازی با شکستگی باشد (شکل 1 الف)، شکستگی نوع برشی و در صورتی که نرمال و موازی باشد (شکل 1 ب)، نوع کششی است.

شکستگی های برشی در سنگ ها موسوم به گسل و شکستگی های کششی موسوم به درزه هستند /

مکانیسم تشکیل شکستگی ها

دانش فعلی شکستگی در سنگ ها ناشی از ترکیبی از مشاهدات میدانی، کار های آزمایشی و مطالعات تئوری است. مشاهدات میدانی نشان دهنده دو نوع

شکستگی بوده و کارهای آزمایشی نشان می دهد که شکست برشی زمانی رخ می دهد که فشارهای اصلی همه فشاری باشد و شکست کششی زمانی رخ می دهد که حداقل فشار اصلی کششی بوده و بزرگ تر مساوی مقاومت کششی سنگ باشد.

شکست برشی

آزمایشاتی انجام شدند که در آن نمونه های استوانه ای سنگ احاطه شده توسط ژاکت باریک که یک مایع به درون آن ها تزریق شده و ایجاد فشار همه جانبه می کند و در معرض بارگذاری محوری قرار می گیرد. این موجب یک سری داده ها در خصوص تنش فشاری برای سنگ ها در طیف وسیعی از فشاری های محصور کننده می شود. این داده ها را می توان به طور گرافیکی به دو روش نشان داد. نخست نمودار بار محوری در برابر فشار همه جانبه (شکل 2 الف). برای بسیاری از سنگ ها، این نمودار، ایجاد یک خط

مستقیم می کند که تقاطع آن با محور فشار محوری ایجاد یک مقاومت غیر محوری می کند. فشار یک سنگ بدون فشار همه جانبه. این نمودار به وضوح نشان می دهد که مقاومت سنگ (توانایی حفظ یک بار بدون دفورماسیون دایم) یک مقدار ثابت نیست ولی بستگی به فشار همه جانبه دارد و هر چه فشار همه جانبه بیشتر باشد، بار محوری مورد نیاز برای شکستگی بیشتر خواهد بود. از این روی، مقاومت سنگ با افزایش عمق پوسته افزایش می یابد.

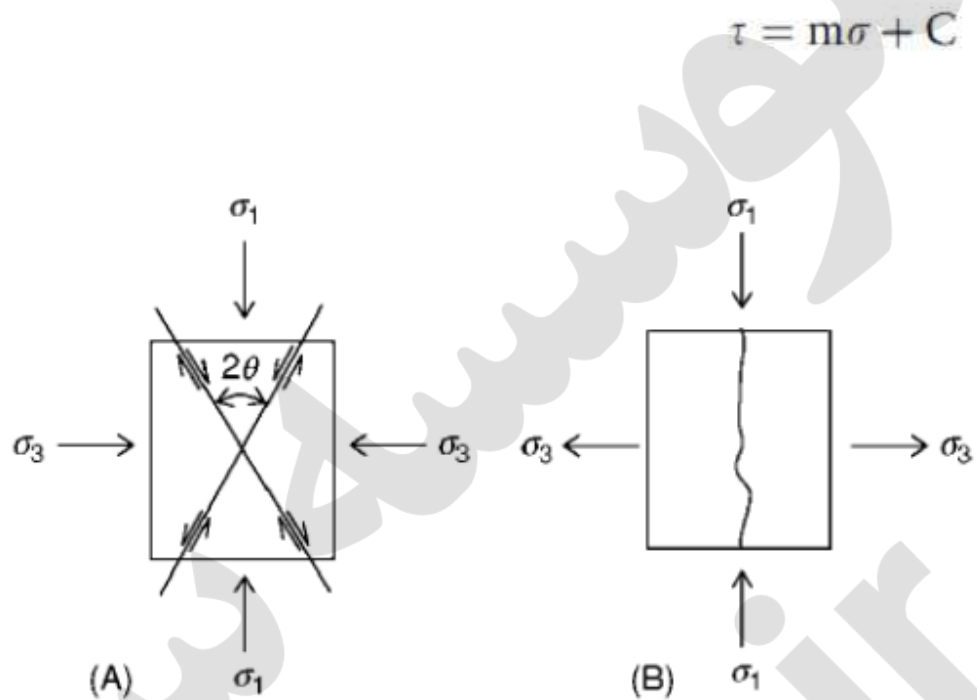
دومین روش ترسیم نمودار داده های آزمایشی، رسم نمودار حالت فشار برای هر آزمایش (حالت فشاری که موجب شکست سنگ می شود). می باشد. حالت فشار روی هر صفحه با زاویه تتا با فشار اصلی ماکزیمم با معادلات دو محوری فشاری ارایه می شود:

$$\sigma = \sigma_1 \cos^2 \theta + \sigma_3 \sin^2 \theta \quad [1]$$

$$\tau = (\sigma_1 - \sigma_3) \cos^2 \theta \sin^2 \theta \quad [2]$$

این معادلات را می توان به طور گرافیکی با محاسبه سیگما و پی برای مقادیر θ و 0° و ترسیم نمودار نتایج بر روی گراف سیگما در برابر پی نشان داد. نقاط حاصله معرف حالت یک فشار می باشند. قطر دایره که شاخص اندازه گیری فشار تمایزی است، با مقدار فشار های اصلی تعیین می شود. همان طور که داده های آزمایشی در شکل 2 الف نشان میدهند، نقادیر فشار های اصلی که موجب شکست این سنگ ها می شوند، نمودارشان به صورت سری های دوایر موهر نشان داده می شوند (شکل ب). تانژانت این دایره ها نشان دهنده معیار شکست برای شکست برشی است.

برای بسیاری از سنگ ها، این تانژانت یک خط مستقیم است که معادله آن به شکل ذیل است:

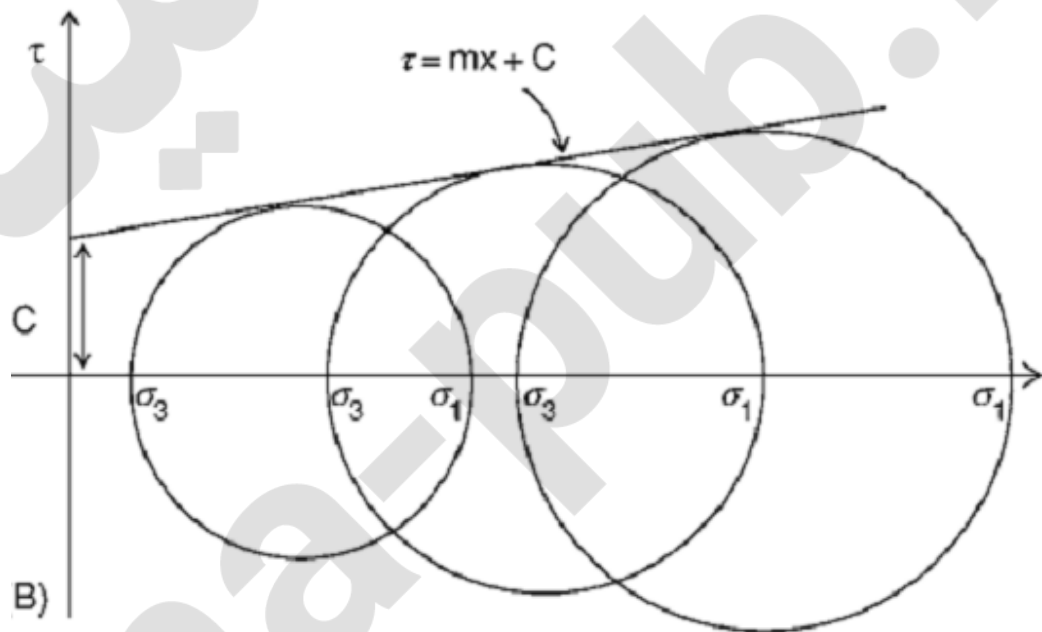
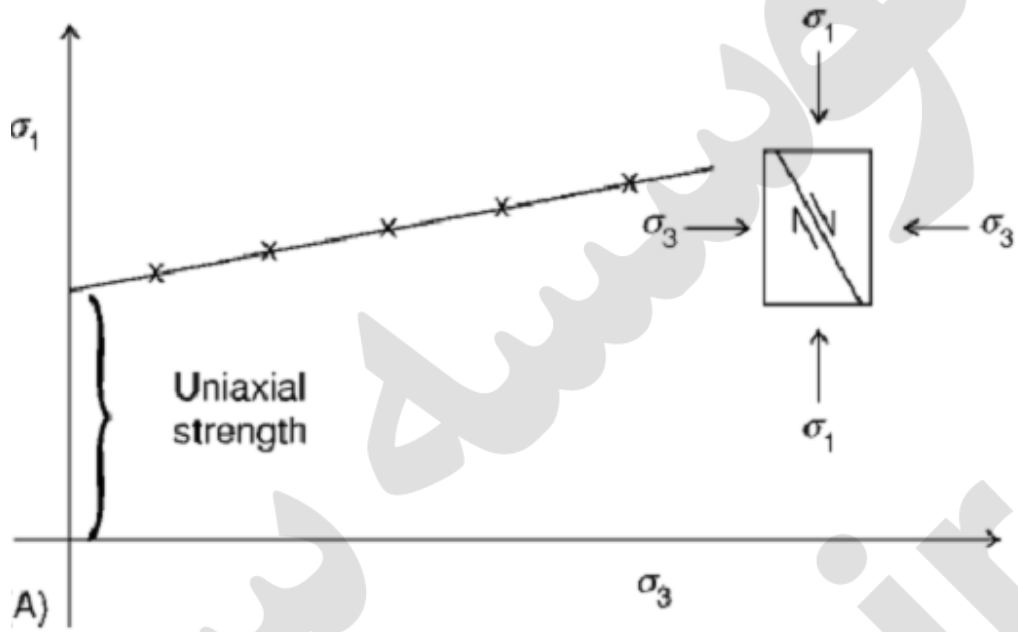


شکل 1: دو حالت شکست شکننده A: شکست برشی و B: شکست کششی.

آن ها را می توان از یک دیگر بر اساس موارد ذیل جدا کرد. 1- جهت

یافتگی شکستگی ها با توجه به فشارهای اصلی که موجب آن ها می شوند

و 2- حرکت نسبی سنگ در هر طرف شکستگی



شکل 2: بیان گرافیکی داده های آزمایشی شکست برشی. این داده ها را می توان به دو صورت نشان داد. . نخست نمودار بار محوری در برابر فشار همه جانبه (شکل 2 الف). برای بسیاری از سنگ ها، این نمودار، ایجاد یک خط مستقیم می کند که تقاطع آن با محور فشار محوری ایجاد یک مقاومت غیر محوری می کند. فشار یک سنگ بدون فشار همه جانبه. این نمودار به وضوح نشان می دهد که مقاومت سنگ (توانایی حفظ یک بار بدون دفورماسیون دائم) یک مقدار ثابت نیست ولی بستگی به فشار همه جانبه دارد و هر چه فشار همه جانبه بیشتر باشد، بار محوری مورد نیاز برای شکستگی بیشتر خواهد بود. تانژانت این حلقه ها نشان دهنده یک بسته شکست برای شکست برشی است.

با ایجاد آزمایشی یک معیار شکست برشی، مقایسه آن با معیار تئوری مهم است. این خود به طور مستقل توسط ناویر و کولومب ایجاد شده که استدلال

کردند که برای توسعه شکست برشی، فشار برشی پی در امتداد صفحه شکست، باید به اندازه کافی بزرگ باشد تا بر کوهیژن در امتداد صفحه غلبه کند علاوه بر مقاومت برشی در امتداد صفحه. مقاومت به لغزش با قانون آمونتون لغزش اصطکاکی نشان داده می شود:

$$\tau = \mu\sigma \quad [4]$$

که τ و σ به ترتیب فشار های برشی و نرمالی می باشند که روی صفحه شکست وارد می شوند و μ ضریب اصطکاک لغزشی است. μ به صورت تانژانت زاویه اصطکاک لغزشی φ تعریف می شود. از اینرو، معیار کامل را می توان به شکل ذیل بیان کرد:

$$\tau = \sigma \tan \varphi + C_0 \quad [5]$$

این موسوم به معیار ناویر-کولموب شکست برشی بوده و مشابه با معیار اثبات شده آزمایشی است. جهت یافتگی صفحاتی باید با جایگزینی معادلات شکست برش تعیین شود. و جهت یافتگی های بهینه برای شکست های برشی به شکل ذیل می باشد:

$$\theta = + \text{ or } - [45^\circ - \varphi/2] \quad [6]$$

که θ زاویه بین ماکزیمم فشار و شکست برشی است (شکل 1 الف). توجه کنید که دو جهت یافتگی شکست در زاویه $45^\circ - \varphi/2$ از هر طرف σ_1 پیش بینی می شوند. آن ها موسوم به صفحات برشی اتصالی بوده و در حالی که بزرگی فشار برش در امتداد آن ها یکسان است، و مقدار برش متفاوت است. گسل های علایم زمین شناسی شکست برشی بوده و گسل های

کوچک مفیاس در توالی از ماسه سنک ها و شیل ها در شکل 4 نشان داده شده است.

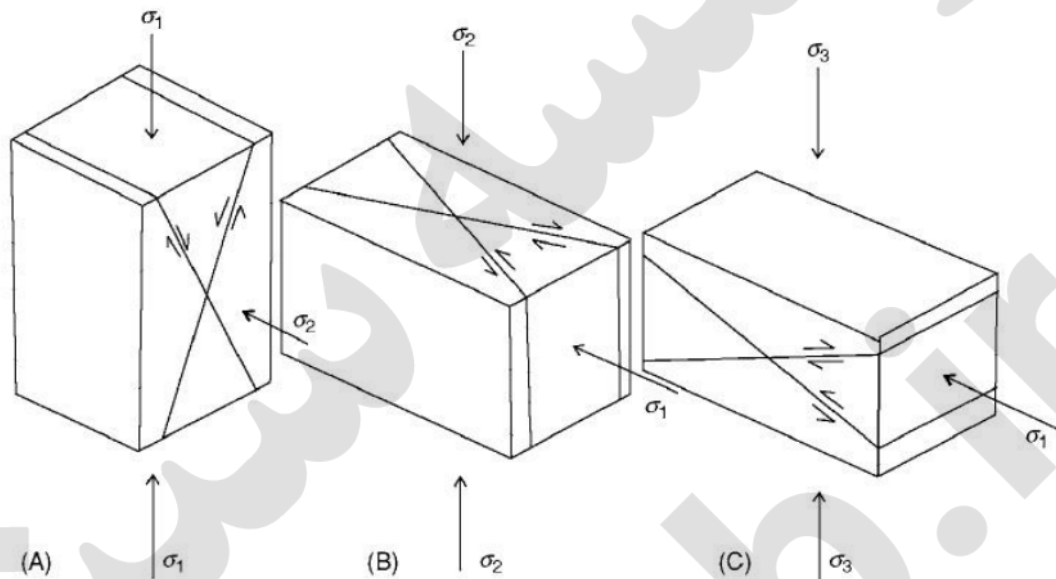
طبقه بندی گسل ها

همان طور که در شکل 1 الف دیده می شود، جهت یافتگی گسل تحت تاثیر جهت یافتگی فشارهای اصلی تولید کننده آن هاست. مشاهدات میدانی نشان می دهد که گسل ها در سه مقوله نرمال، امتداد لغز و رورانده تقسیم می شوند. که در شکل 5 مشاهده می شود. و متناظر با حالت های فشاری عمودی σ_1, σ_2 و σ_3 است.



Sina-pub.

شکل 4: گسل های نرمال کانژوگیت در توریدیت های کربونifer در انگلستان.



شکل 5: جهت یافتگی شکست های برشی که زمانی ایجاد می شوند که σ_1 (A) و σ_2 (B) عمودی باشند. گسل های حاصله شامل گسل های نرمال، امتداد لغز و رورانده یا معکوس می باشد.

این مشاهده نشان می دهد که فشار های اصلی در یکی از سه جهت، جهت می یابند. در 1951، اندرسون خاطر نشان کرد که دلیل این است که سطح

زمین یک سطح آزاد است که نمی تواند فشار برشی داشته باشد. از این روی برای عدم ایجاد فشار موازی، فشار های اصلی موازی با آن است. همان طور که بعدا گفته شد، سه کلاس از گسل ها، دارای سه رژیم تکتونیکی متفاوت می باشد.

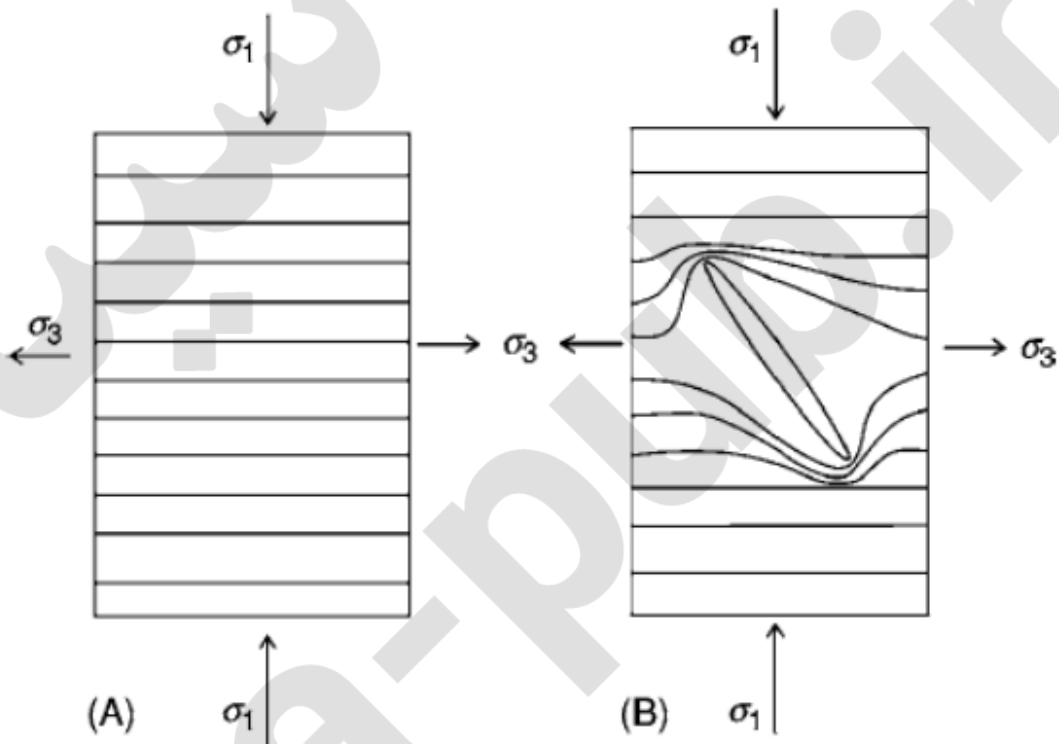
شکست کششی

درزه ها و رگه ها، رایج ترین شکل زمین شناسی شکست کششی می باشند. آزمایشات نشان می دهند که این نوع شکست ایجاد گسل هایی نرمال با σ_3 می کند (شکل 1 ب). تئوری شکست کششی توسط گریفیت (1925) ارائه شد که گفت یک در ماده ایده ال، مقاومت کششی مواد را می توان با مقاومت پیوند های اتمی تعیین کرد. با این حال، آزمایشات نشان داده است که مقاومت کششی اندازه گیری شده ماده، دارای بزرگی چند برابر نسبت به مقدار محاسبه شده بر اساس مقاومت پیوند درون اتمی می باشد. گریفیت

عنوان کرد که دلیل این است که مواد دارای برخی نقص ها یا میکرو درزه ها بوده و ایجاد بزرگ نمایی فشاری در سطح ترک می کنند. این در شکل 6 نشان داده شده که نشان دهنده ساختار فشاری صفحات در معرض کشش افقی است. در شکل 6 الف، فشار به طور یکنواختی در صفحه توزیع می شود. در دومین صفحه، که دارای ترک لوزی است، فشار کششی در سطح شکست بزرگ نمایی شده است. مقدار بزرگ نمایی بستگی به جهت یافتگی ترک دارد. هر چه گریز از مرکز زیاد باشد، بزرگ نمایی بیش تر خواهد بود. گریفیت عنوان کرد که ، فشار نسبتا اعمال شده را می توان در سطح شکست درون مواد تا نقطه ای که به فشار مورد نیاز برای شکستن پیوند اتمی برسد تقویت می شود. ایشان معیار شکست ذیل را بر اساس این معیار عنوان کرد (معیار گریفیت شکست کششی):

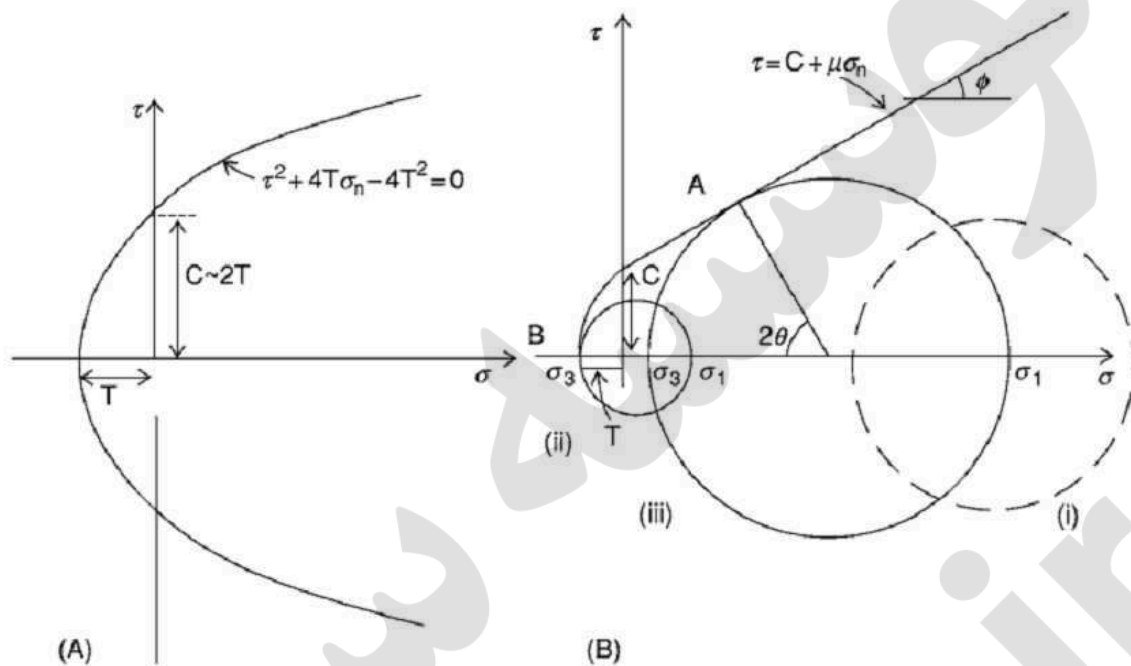
$$\tau^2 + 4T\sigma - 4T^2 = 0$$

که τ فشار برشی، σ فشار نرمال، T مقاومت کششی ماده است. نمایش نموداری این معیار در شکل 7 الف نشان داده شده است. این خود دارای یک شکل سهمی است که تقاطع آن با محور فشار نرمال دارای مقاومت کششی و با محور فشار برشی است:



شکل 6 الف: میدان فشار یکنواخت که با صفحات فشار با فاصله یکنواخت در لایه کشیده شده نشان داده شده است. ب: تمرکز فشار کششی در نوک ترک در یک لایه یکنواخت.

معیار های کامل برای شکست، (گریفیت، معیار های ناویر کولومب) با ارتباط دو معیار حاصل می شود. هر گونه حالت فشار در این لایه به صورت حلقه موهر نشان داده شده است که با مقدار فشار های اصلی نشان داده می شود. اگر یک حالت فشار با بسته شکست تماس نشود، حالت فشار پایدار بوده و موجب شکستگی سنک نمی شود. اگر برخورد صورت گیرد، شکست به صورت برشی خواهد بود و در صورتی که تماس با بخش برشی صورت گیرد، شکست برشی با جز برشی دیده می شود.



شکل 7: نمایش گرافیکی از معیار گرفتیت از شکست برشی معادله 7. این به صورت سهمی است که با محور فشار نرمال متقاطع بوده و دارای مقاومت برشی و محور فشار برشی پیوستگی است. ب: معیار های کامل برای شکنندگی با ارتباط دو معیار در نقطه ای ایجاد می شود که شیب آن ها مشابه باشد.

چه چیزی تعیین می کند شکل شکستگی ها برشی باشد و یا کششی؟

با توجه به شکل b7 می توان مشاهده کرد که شکست برشی ارتباط تنگاتنگی با فشار های تفاضلی بزرگ دارد $(\sigma_1 - \sigma_3)$ یعنی حلقه ی فشار موهر می تواند برای بسته فشار برشی بزرگ باشد و این که فشار کششی ارتباط تنگاتنگی با فشار تمایزی دارد یعنی حلقه ی فشار موهر می توان به منظور تقاطع فشار کششی کوچک باشد. شرایط تشکیل لازم برای دو نوع فشار به شرح ذیل است:

$$(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T \quad [8a] \quad \text{برای رخ دادن شکست برشی}$$

$$(\sigma_1 - \sigma_3) > 4T \quad [8b] \quad \text{برای رخ دادن شکست برشی}$$

که T مقاومت کششی ماده است.

روابط هندسی بین فشار های کششی اصلی و شکست هایی که تولید می کنند (مجموعه ی کانژوکت از شکستگی های برشی حول سیگما 1 و تک

مجموعه های کششی حوله زاویه ی قائمه با سیگما 3) همان طور که در شکل 3 نشان داده شده است. و همان طور که در بالا نشان داده شده است درک این روابط می توان ابزاری مفید در انالیز های شکستگی باشد.

بنابراین به نظر می رسد که جهت یافتگی شکست ها در پاسخ به میدان فشاری را می توان با جهت یافتگی فشار های اصلی تعیین کرد (شکل 1) و نوع شکستگی برشی یا کششی توسط بزرگی فشار های تفاضلی حاصل می شود..

اثر فشار سیال بر شکستگی

شکستگی ناشی از سیال

حالت فشار در پوسته غالبا به صورت فشاری است برای مثال در محیط غیر تکتونیک فشار ها در هر عمقی توسط یک توده ای ایجاد می شوند که

تولید فشار قائم کرده و القای فشار های افقی فشرده می کنند بنابراین در هر عمق محور تنش موهر را می توان به صورت شکل B7 نشان داد و احتمال یک شکست کششی وجود دارد بنابراین زمین شناسان پی بردند که تعداد زیادی از شکستگی ها در پوسته اتفاق می افتد. این پارادوکس زمانی حل می شود که اهمیت فشار های سیال درون سنگ مشخص شود. فشار سیال منفذی درون سنگ با مدفون شدن سنگ افزایش می یابد. حالت فشار درون منافذ به صورت هیدرواستاتیک بوده و فشار طوری عمل می کند که یک فشار لیتو استاتیک ناشی از مدفون شدن مواد ایجاد می شود این اثر را می توان به صورت دیاگرام یا نمودار با نشان دادن فشار های لیتو استاتیک به صورت بیضی با فشار تنش وارده و فشار سیال به صورت دایره با تنش وارده به صورت بیرونی نشان داد (شکل A8). فشار سیال موجب کاهش همه ی شار های لیتو استاتیک تا مقدار P فلوئید می شود که این یک فشار موثر را به

دست می دهد بنابراین تنش های اصلی σ_1 and σ_3 به $(\sigma_1 - P_{fluid})$ و $(\sigma_3 - P_{fluid})$ تبدیل می شود. این میدان فشاری جدید را می توان به صورت حلقه ی فشار موهر نشان داد. می توان گفت که حلقه ی فشار هیدرواستاتیک اصلی دارای رژیم کششی است با این حال قطر این حلقه به صورت ثابت باقی می ماند.

مقدار مهاجرت حلقه ی فشار توسط بزرگی فشار سیال تعیین می شود بنابراین با افزایش تدریجی فشار سیال طی ده روز، حلقه ی فشار به طرف بسته ی شکست حرکت میکند. هنگامی که به سمت بسته می رسد شکست اتفاق می افتد. چنین شکستی موسوم به شکست ناشی از سیال یا شکست هیدرولیکی است و این رژیم طوری می تواند تغییر کند که فشار های اصلی به طور کارآمد شده و شرایط برای شکست کششی محیا می شود.

بیان شکست ناشی از سیال

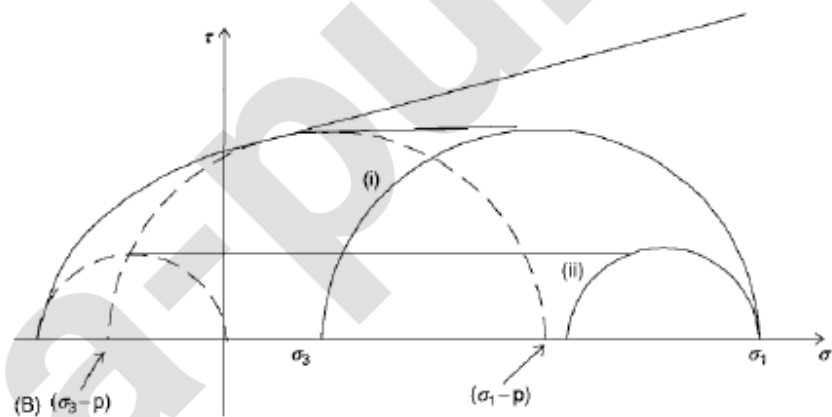
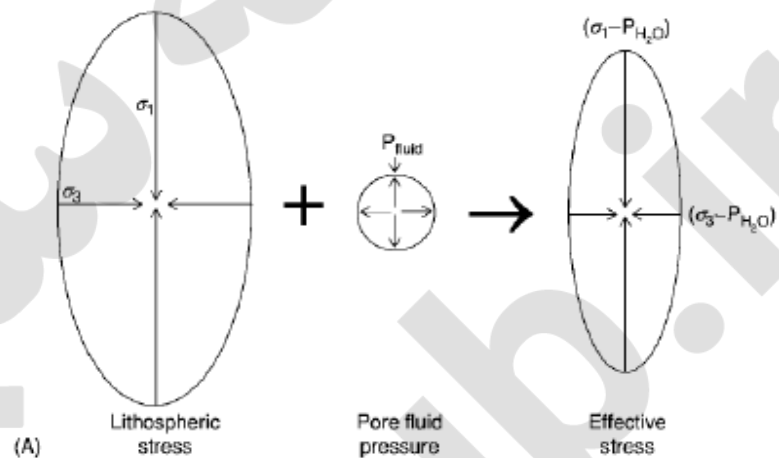
در مثال نشان داده شده در شکل B8 فشار هیدرواستاتیک دارای فشار تمایزی کمتری می باشد و در نتیجه ی شکستگی های هیدرولیک شکستگی های کششی رخ می دهند. در صورتی که این بیش از T4 باشد شکستگی های برشی تشکیل خواهند شد.

سازمان دهی شکست های کششی

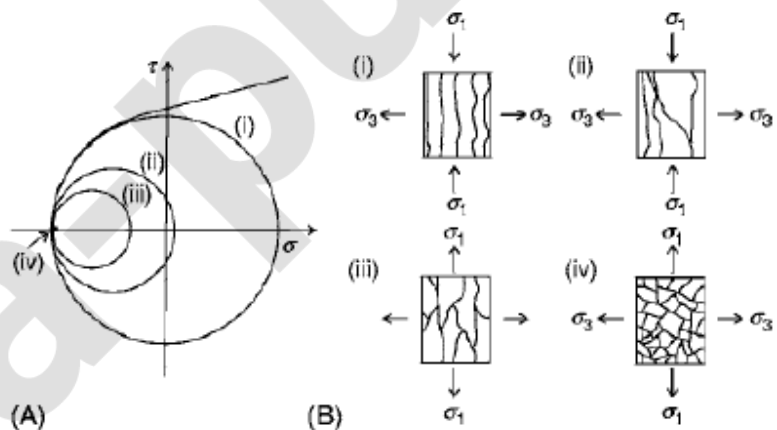
حلقه های موهر نشان داده شده در شکل 9 همگی با منحنی شکست در رژیم کششی متقاطع می شوند که همان فشار تمایزی است که در آن کمتر از $4T$ بوده و موجب ایجاد فشار کششی می شود. فشار تمایزی آن ها از T تا 0 متغیر است. توجه داشته باشید که وقتی حالت فشار هیدرو استاتیک است حلقه ی موهر به یک نقطه ی خاص کاهش می یابد.

همان طور که بالا گفته شد، شکست های کششی به صورت موازی با تنش های کششی اصلی حداقل سیگما 3 هستند. یعنی آن ها در برابر تنش های

فشاری حداقل باز می شوند حالت فشار نشان داده شده توسط حلقه ی موهر در شکل 9 دارای فشار نسبتاً بزرگی بوده و بنابراین یک جهت مشخص در شکستگی ها دیده می شود .



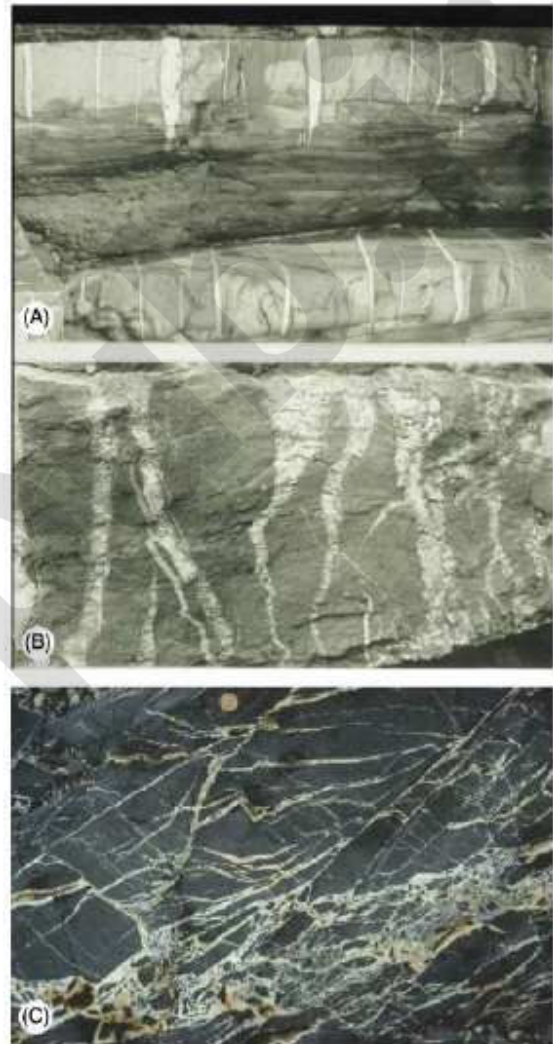
شکل 8:1) نمایش گرافیکی از اثر فشار سیال (حلقه های با فشار رو به بیرون) بر روی حالت فشار بر روی یک سنگ (بیضی هایی با فشار رو به داخل) همه ی تنش ها یا فشار های نرمال به یک مقدار فشار موثر کاهش می یابند اما فشار های تمایزی یا تفاضلی ثابت باقی می ماند. این تاثیر طوری است که موجب می شود حلقه ی موهر به سمت چپ برابر با فشار منفذی حرکت کند. 2) بسته به بزرگی فشار تفاضلی، شکستگی های القا شده می تواند برشی کششی و یا تکتونیک باشد.



شکل 9: حلقه های فشار موهر نشان دهنده ی طیفی از حالت های فشار است که همه ی آن ها منجر به شکست کششی می شوند. NB حلقه ی موهر که نشان دهنده ی تنش های هیدرولیک در یک نقطه است (2) الگوهای شکست کششی ایجاد شده با حالت های فشار متناظر در 1.

بنابراین این یک فشار نرمال مناسب را در یک جهت نشان می دهد. با این حال برای حالت های فشار نشان داده شده توسط حلقه های موهر، فشار های تفاضلی به طور پیش رونده تا زمانی که فشار هیدرواستاتیک توسط حلقه ی 5 نشان داده شود و به صرف برسد کاهش می یابد. در میدان فشاری هیدروستاتیک تنش نرمال در همه ی صفحات برابر بوده و بنابراین هیچ جهت بازشدگی شکست دیده نمی شود بنابراین آن ها یک جهت یافتگی ارجح را نشان نمی دهند و اگر دارای فواصل کافی باشند ایجاد تورق در سطح سنگ می کنند (شکل 9B). این نشان داد که با کاهش فشار تمایزی شکستگی های

کششی می توانند ایجاد یک ارایش نرمال از سیگما 3 کنند. سیستم های شکست کششی متغیر از شکستگی هایی با ارایش منظم تا تصادفی می باشد که در سنگ ها انتظار می رود. و مشاهدات میدانی این ایده را تایید می کنند (شکل 10).



شکل 10:1)ارایش منظم از شکستگی های کششی بر روی یک صفحه ی بستری در ماسه سنگ کربونیفر میلوک کورناوییل انگلستان 2) شکستگی های کششی با سازمان دهی کمتر که ماسه سنگ ها را برش یافته اند 3)برش ماسه سنگ کربونیفر به صورت شکستگی هایی با ارایش تصادفی.



شکل 11:ارایش پلی گون از شکستگی های کششی ناشی از تورق و برش یافتگی لایه ی سیلت



شکل 12: شکل پلی گونال از شکست کششی ناشی از سرد شدگی جریان

گدازه

در هر دو این نمونه ها شکستگی ها به صورت آرایش پلی گونال بوده و نشان می دهند که فشار کششی ایجاد شده در همه ی جهات یکسان است.

مجموعه های شکستگی

به طور کلی حالت فشار یا تنش در پوسته زمین هیدرواستاتیک نیست. در نتیجه، یک تک دفورمسیون ایجاد مجموعه ای از شکستگی ها با جهت

یافتگی یکسان می کنند. با این حال بیشتر سنگ ها رژیم های فشاری متفاوتی را طی تاریخچه خود تجربه می کنند که بر روی یک دیگر در یک شبکه شکستگی تحمیل می شود. (شکل 13). اثر متقابل شکستگی های اخیر با شکستگی های اولیه در شکل 14 نشان داده شده است. /

اثر شکستگی های اولیه بر روی شکستگی های ثانویه، کاهش انتشار آن ها و تغییر جهت یافتگی مربوطه می باشد. با توجه به شکل های 14 الف و ب می توان عنوان کرد که یک شکستگی ناگهان به شکستگی دیگری تغییر می یابد. این رابطه می تواند به سن یابی نسبی شکستگی ها بیانجامد. در صورتی که شکستگی اولیه یک شکستگی باز باشد، یک سطح آزاد درون سنگ ایجاد شده که در بخش فوق در خصوص طبقه بندی گسل ها در رابطه با آن بحث شد. و این قادر به پشتیبانی فشار های برشی نیست و در نتیجه، فشار های اصلی با رسیدن به موقعیت نرمال و موازی با شکستگی کاهش می یابند.

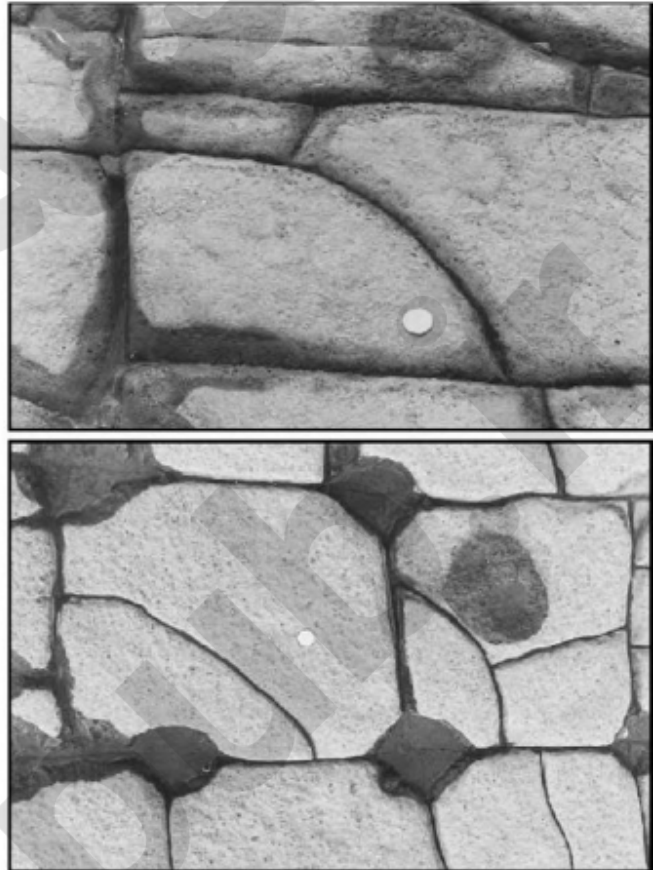
این اثر را می توان در شکل 14 نشان داد که در آن منحنی های شکست دارای جهت یافتگی قائم با شکست اولیه با نزدیک شدن آن می باشند.

شکل 13: شبکه شکستگی در یک بستر سنگ آهک از انگلستان. این با تحمیل لایه رویی از مجموعه گسل های فردی ایجاد شده است.



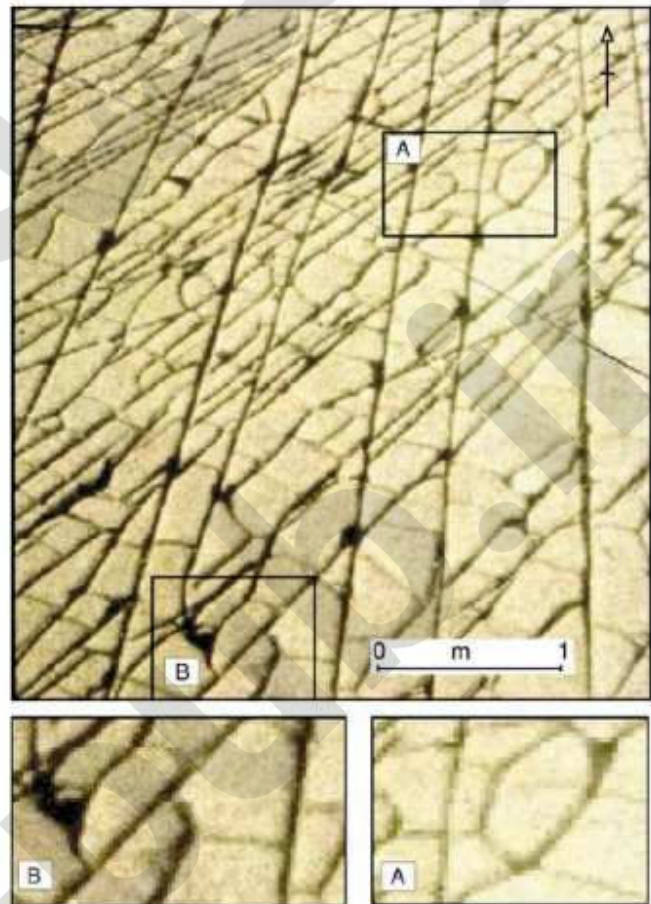
شکل 14: جزییات لایه سنگ آهک نشان داده شده در شکل 13 نشان دهنده فعل و انفعال شکستگی های بعدی با قبلی است. اثر قبلی روی بعدی

موجب کاهش انتشار آن ها شده و جهت را تغییر می دهد. شکستگی های بعدی با مفاک در برابر شکستگی قبلی منحرف می شوند.



شکل 15: الگوهای شکست در سنگفرش سنگ آهک در جنوب غرب انگلیس. مجموعه های قدیمی تر دارای بیشترین پیوستگی بوده و با جوان تر

شدن مجموعه ها، پیوستگی آن ها کاهش یافته و جهت یافتگی کم تر می شود:



شبهه های شکستگی:

زمین شناسان ساختمانی اقدام به مطالعه روابط مقطعی و عرضی بین شکستگی ها برای تعیین سن نسبی آن ها می کنند. طیف وسیعی از قوانین برای کمک به این کار ارائه شده اند. پی برده شده است که شکستگی های اولیه طولانی تر و نسبتاً پیوسته هستند و انواع ثانویه کوتاه تر و ناپیوسته تر هستند. برخی از این شکستگی ها را می توان در شکل 15 دید که نشان دهنده یک سنگفرش شکست خورده دارای چندین مجموعه شکستگی است. طولانی ترین و پیوسته ترین انواع دارای جهت شمالی جنوبی هستند. این ها قدیمی ترین شکستگی ها بوده و توسط مجموعه های جوان تر برش می خورند که پیوستگی کم تر و جهت یافتگی نامنظم دارند. مجموعه های شکستگی به طور کلی دارای جهت شمال غرب جنوب شرق می باشند و تشکیل دومین مجموعه ها را می دهند که درجه پیوستگی قابل توجهی را نشان داده و تحت تاثیر شکستگی های شمالی جنوبی قرار دارند و جهات آن

ها مربوط به میدان فشاری منقطه ای است. با این حال با توسعه مجموعه های شکستگی در توده سنگی، تغییرات جهات فشار توسط شکستگی ها موجب همبستگی ضعیف بین جهت شکستگی و میدان فشاری منطقه ای موثر بر سازند می شود. این مسئله به خوبی در شکل 15 نشان داده شده که در گوشه شکل بزرگ نمایی شده است. اثر شکستگی های قبلی بر جهت یافتگی شکستگی های ثانوی قابل ملاحظه است طوری که شکست های بعدی یک سازمان دهی پلی گونال را نشان داده و ارتباط مستقیم با میدان فشار منطقه ای ندارد.

آنالیزهای شکست:

یک آنالیز شکست مطالعه توده سنگ های شکسته شده برای موارد ذیل است: 1- تثبیت شکل هندسی مفصل شبکه سنگ 2- تعیین توالی لایه گذاری مجموعه شکست های مختلف که ایجاد شبکه شکستگی می کنند. و

3- استنتاج رژیم مربوط به شکل هر مجموعه شکستگی. دلیل اهمیت دانش شکل هندسی شبکه شکستگی این است که خصوصیات کلی نظیر تراوایی و مقاومت یک توده سنگ شکسته شده به طور کلی با شکستگی‌ها تعیین می‌شود تا خصوصیات ذاتی سنگ.

مراحل 2 و 3 آنالیز شکستگی با استفاده از اصول مطرح شده مربوط به اثرات متقابل شکستگی‌ها و روابط بین میدان فشاری و جهت یافتگی شکست انجام می‌شود (شکل 1).

انواع گسل‌های حاشیه صفحات

نوع حاشیه صفحه توسط حرکت نسبی دو صفحه مجاور کنترل می‌شود. آن‌ها را می‌توان به سه دسته، نزدیک شونده، دور شونده و امتداد لغز تقسیم کرد. حاشیه‌های نزدیک شونده ایجاد رژیم‌های فشاری در حاشیه کرده و تشکیل کمر بند‌های کوهزایی می‌دهند. رژیم فشاری برای رورانده‌گی‌های

مهم است یعنی فشار اصلی ماکزیمم افقی و فشار حداقل عمودی (شکل 5 ج). حاشیه صفحات دور شونده ایجاد سازند های اقیانوسی و صفحات جدا شونده می کند. مرحله اولیه این فرایند، شکستگی لیتوسفر و سازند های پوسته ای که موجب ایجاد ریفتم ها نظیر ریفتم شرق آفریقا می شود. رژیم های فشاری حداقل فشار افقی و فشار ماکزیمم عمودی برای تشکیل گسل های نرمال مناسب است. وقتی صفحات موازی با یکدیگر در سرعت های مختلف برخورد کنند، شرایط برای تشکیل دراز گودال مهیاست نظیر ناحیه گسل سان آندرس که صفحات اقیانوس آرام و آمریکای شمالی را از هم جدا می کند.

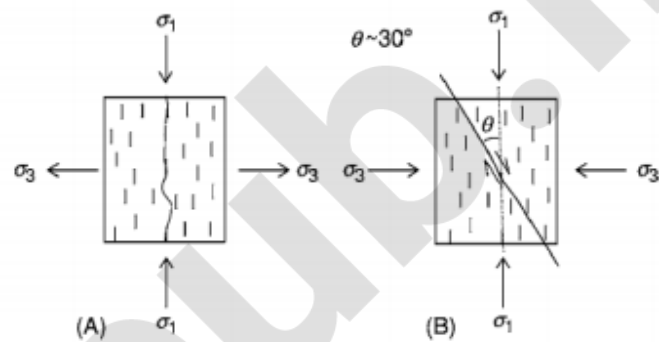
از این روی می توان دید که هر یک از سه نوع حاشیه صفحه با گسل های مختلف همراه است.

مقیاس شکستگی

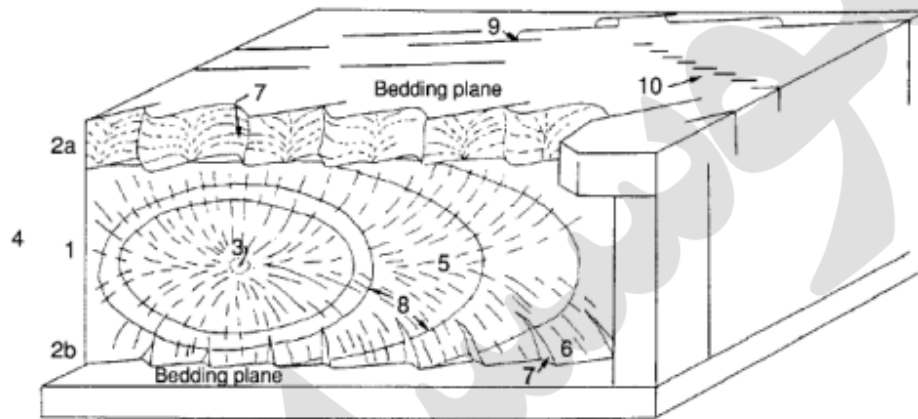
شکستگی ها در همه مقیاس درون پوسته زمین رخ می دهند که متغیر از گسل های اصلی می باشد که معرف حاشیه های صفحات می باشند و این گسل ها بیشتر در کمربند ها دیده می شوند . هم چنین مقیاس گسل ها می تواند به صورت میکروسکوپی تا ماکروسکوپی باشد. مطالعات مفصل شکستگی های کوچک در سنگ ها در مراحل مختلف تکامل شکستگی های کششی توسط تئوری بزرگ نمایی فشار گرفتیت نشان داده شده است. که در آن شکست های بزرگ دارای جهت یافتگی های نرمال هستند و فشار حداقل نیز دارای جهت یافتگی موازی است.

مسئله مهم تر این که وقتی رشد شکست های برشی به طور مشابه مطالعه می شود، پی برده شده که شکستگی با رشد شکست های ریز در نوک خود و در جهت نرمال با σ_3 رخ می دهد. با این حال، شکست های برشی ماکروسکوپی با ارتباط شکست های ریز افست ایجاد می شود که در شکل

16 نشان داده شده است. از این روی، می توان مشاهده کرد که علی رغم دو نوع شکستگی دارای معیار های شکست مستقل و جهت های مختلف با توجه به فشار های اصلی، آن ها ارتباط نزدیکی با مقیاس میکروسکوپی دارد. آن ها هر دو ناشی از رشد شکستگی های ریز توسط شکست کششی بوده و از نظر شکستگی های مربوط به شکست ماکروسکوپی متفاوت هستند.



شکل 16: شکست های ریز با جهت یافتگی تصادفی درون ماده و رشد آن ها توسط شکست کششی و ارتباط آن برای ایجاد شکستگی های کششی و برشی ماکروسکوپی.



شکل 17: یک دیاگرام بلوکی که نشان دهنده انواع مختلفی از ساختارهای سطحی و شکستگی است. 1- رخ درزه اصلی 2- یال کمانش دوقلو 2ب: یال تدریجی 3- منشا شکستگی 4- پلوم هاگل 5- محور پلوم 6- وجه هاگل 7- مراحل هاگل دوقلو. 8- علایم ریگ 9- هوکینگ 10- شکستگی

های EN اکولون

خصوصیات سطحی شکست ها

شکست ها طیف وسیعی از خصوصیات سطح را نشان داده و شکل 17 دیاگرام خلاصه را نشان می دهد. شکست نگاری علمی است که به

توصیف، آنالیز و تفسیر مورفولوژی های سطح شکست و ارتباط آن با فشار ها، مکانیسم و ارزیابی شکست ها می پردازد. نشان داده شده است که رگه های جدا شونده ساختار های پلاموز (اشکال 17 و 5) موازی با جهت انتشار شکست می باشند. از این روی با ایجاد خطوط قائم بر این رگه ها، موقعیت و شکل جبهه شکست در زمان های مختلف تکامل تعیین می شود (شکل های 17 و 8). در صورتی که نمایش ها خوب باشد، پی برده شد که جبهه های شکست سری های بیضی، می کند که مرکز آن در محل آغاز شکستگی قرار دارد.