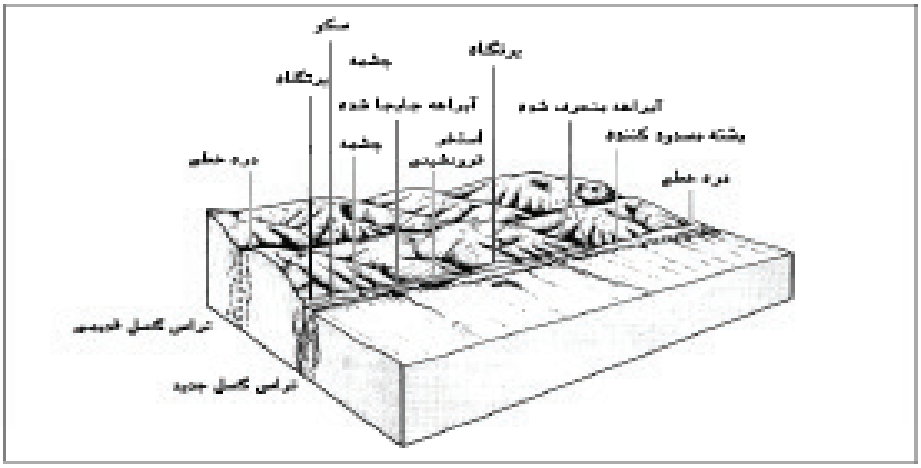
سوره : النمل آیه ۸۸:

وَتَرَى الْجِبَالَ تَحْسَبُهَا جَامِدَةً وَهِيَ تَمُرُّ مَرَّ السَّحَابِ صُنْعَ اللَّهِ الَّذِي أَتْقَنَ كُلَّ شَيْءٍ إِنَّهُ خَبِيرٌ بِمَا تَفْعَلُونَ

و کوهها را می بینی و می پنداری که ساکنند؛ حال آنکه به سرعت ابر می روند! خداوند هر چیزی را به کمال پدید آورده است. هر آینه او به هر چه می کنید آگاه است.

زمین شناسی ساختمانی

با تاکید بر شواهد ژئومرفیک زمین ساخت فعال



دکتر رسول شریفی نجف آبادی

مدرس دانشگاه فرهنگیان- پردیس استان اصفهان

سرشناسه :شریفی نجف‌آبادی، رسول، ۱۳۵۳ -
عنوان و نام پدیدآور : زمین‌شناسی ساختمانی (با تاکید بر شواهد ژئومرفیک زمین‌ساخت فعال)/ رسول شریفی‌نجف‌آبادی.
مشخصات نشر: نجف آباد: انتشارات مهر زهرا (س)، ۱۳۹۳.
مشخصات ظاهری: ۲۰۸ ص.: مصور، جدول، رنگی.
شابک: ۵-۴۹-۷۱۷۷-۶۰۰-۹۷۸
وضعیت فهرست نویسی: فیپا
یادداشت : کتابنامه.
موضوع : زمین‌شناسی ساختمانی
موضوع : زمین ریخت‌شناسی
رده بندی کنگره : ۱۳۹۳ ۸ز۴ش/QE۶۰۱
رده بندی دیویی : ۵۵۱/۸
شماره کتابشناسی ملی : ۳۵۱۴۲۵۰

نام کتاب : زمین‌شناسی ساختمانی (با تاکید بر شواهد ژئومرفیک زمین‌ساخت فعال)
مولف: دکتررسول شریفی نجف‌آبادی
ناشر: موسسه انتشارات مهر زهرا(س)
طراح جلد: بهنام سلیمی
صفحه آرا: فاطمه شفیعی
شابک: ۵-۴۹-۷۱۷۷-۶۰۰-۹۷۸
نوبت چاپ: اول ۱۳۹۳
قطع: وزیری
شمارگان: ۱۰۰۰نسخه
صحافی و چاپ: پیشگام
مرکز نشرو پخش: اصفهان - نجف آباد- چهار راه امام(ره)-ابتدای خیابان ۱۵ خرداد جنوبی-پلاک۸ -کدپستی ۸۵۱۸۶-۵۸۸۶۸ موسسه انتشارات مهر زهرا(س)
تلفن:۰۳۱-۴۲۶۱۸۸۷۱ فکس:۰۳۱-۴۲۶۱۸۸۷۲ همراه:۰۹۱۳۳۳۳۴۹۱۹
www.Mehrezahra.ir Info@mehrezahra.ir

پیشگفتار ۱۳
فصل اول:کلیات ۱۵
۱-۱- مقدمه ۱۶
۱-۲- زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک ۱۶
۱-۳- رابطه زمین شناسی ساختمانی با سایر علوم زمین ۱۶
۱-۳-۱-آب زمین شناسی ۱۶
۱-۳-۲-زمین شناسی اقتصادی ۱۶
۱-۳-۳-سنگ شناسی ۱۷
۱-۳-۴-رسوب شناسی ۱۷
۱-۳-۵-چینه شناسی ۱۷
۱-۳-۶-زمین ریخت شناسی ۱۷
۱-۳-۷-زمین شناسی کاربردی ۱۷
۱-۳-۸-فتوژئولوژی ۱۸
فصل دوم: فرم های ساختمانی اولیه ۱۹
۲-۱- مقدمه ۲۰
۲-۲- ساخت های موجود در سنگ های رسوبی ۲۰
۲-۲-۱- مشخصات طبقه ۲۱
۲-۲-۲- لایه بندی مجازی ۲۱
۲-۲-۳- ساختمان داخلی لایه ۲۱
۲-۲-۳-۱-لایه بندی چلیپایی یا مورب ۲۲
۲-۲-۳-۲- ریپل مارک یا اثر شکنجی ۲۳
۲-۲-۳-۳- طبقات بندی تدریجی ۲۳
۲-۲-۴- ساختمان های موجود در سطح لایه ۲۳
۲-۲-۴-۱- ترک های گلی ۲۳
۲-۲-۴-۲- آثار باران ۲۴
۲-۲-۴-۳- آثار و قالبهای بلوری ۲۴
۲-۲-۴-۴- آثار شیارهای جریانی ۲۵
۲-۲-۴-۵- ساختمان های حفره شده و پر شد ۲۵

۲-۲-۴-۶- استفاده از فسیل ها ۲۵
۲-۲-۴-۷- ساخت بالشی ۲۵
۲-۳- ساخت های موجود در سنگهای آذین ۲۵
۲-۳-۱-ساخت های اولیه سنگهای آذرین خروجی ۲۶
۲-۳-۱-۱-گدازه ۲۶
۲-۳-۱-۲-سنگ آذَرآواری ۲۶
۲-۳-۱-۳-آتشفشان ها ۲۷
الف- مخروط آتشفشانی ۲۷
- مخروط گدازه ای ۲۸
- مخروط های آذر آواری ۲۸
- مخروط مرکب ۲۸
ب- دهانه ۲۸
- کرارتر ۲۸
- کالدرا ۲۸
۲-۳-۲- ساخت های اولیه سنگهای آذرین نفوذی ۲۸
۲-۳-۲-۱- توده های نفوذی هم شیب ۲۹
الف- سیل ها ۲۹
ب- لاکولیت ها ۲۹
ج- لوپولیت ها ۲۹
د- فاکولیت ها ۲۹
۲ -۳-۲-۲-توده های نفوذی ناهم شیب ۳۰
الف- دایک ها ۳۰
ب- دودکش های آتشفشانی ۳۰
ج- باتولیت ها ۳۰
د- استوک ها ۳۱
فصل سوم: فرمهای ساختمانی ثانویه ۳۳
۳-۱-مقدمه ۳۴
۳-۲-چین ها ۳۴

۳-۲-۱-اجزای چین‌ها ۳۴
۳-۲-۱-۱-محور چین ۳۴
۳-۲-۱-۲-خط‌الرأس ۳۴
۳-۲-۱-۳-خط‌القعر ۳۴
۳-۲-۱-۴-یال چین ۳۴
۳-۲-۱-۵-لولای چین ۳۵
۳-۲-۱-۶-خط لولا ۳۵
۳-۲-۱-۷-سطح محوری ۳۵
۳-۲-۱-۸-زاویه میان یالی ۳۵
۳-۲-۱-۹- پلانژ چین ۳۵
۳-۲-۲- تقسیم بندی چین ها بر اساس جهت بسته شدن چین ۳۵
۳-۲-۲-۱- مقدمه ۳۵
۳-۲-۲-۲- تاقدیس ۳۶
الف- انواع تاقدیس ۳۶
- تاقدیس متقارن ۳۶
- تاقدیس نامتقارن ۳۶
- تاقدیس برگشته ۳۶
- تاقدیس خوابیده ۳۶
- تاقدیس بادبزنی ۳۷
- تاقدیس پلانج‌دار ۳۷
- تاقدیس مرکب ۳۷
۳-۲-۲-۳- ناودیس ۳۷
الف- انواع ناودیس ۳۸
- ناودیس متقارن ۳۸
- ناودیس نامتقارن ۳۸
- ناودیس برگشته ۳۸
- ناودیس خوابیده ۳۸
- ناودیس بادبزنی ۳۸

- ناودیس مرکب ۳۸
- ناودیس پلانج دار ۳۸
۳-۳-گسلها ۳۹
۳-۳-۱- مقدمه ۳۹
۳-۳-۲-مشخصات گسلها ۳۹
۳-۳-۲-۱-راستا ۴۰
۳-۳-۲-۲- شیب ۴۰
۳-۳-۳-انواع گسلها ۴۰
۳-۳-۳-۱-گسلهای شیب لغز ۴۰
الف- گسل نرمال ۴۱
ب- گسل معکوس ۴۱
- راندگی ۴۱
- روراندگی ۴۲
۳-۳-۳-۲-گسلهای امتداد لغز ۴۲
۳-۳-۴- هورست و گرابن ۴۳
۳-۳-۵- تقسیم بندی گسل هااز نظر تظاهر در سطح زمین ۴۴
۳-۳-۵-۱-گسل های آشکار ۴۴
۳-۳-۵-۲-گسل های پنهان ۴۴
۳-۳-۵-۳-گسل های کور ۴۴
۳-۳-۶- نشانه های شناسایی گسل ها ۴۴
۳-۳-۶-۱- نشانه های خارجی تشخیص گسل ها ۴۴
۳-۳-۶-۲- نشانه های داخلی تشخیص گسل ها ۴۴
۳-۳-۷-گسل های فعال و ویژگی های آن ها ۴۵
۳-۴- درزه ها ۴۶
۳-۴-۱- تقسیم بندی هندسی درزه ها ۴۶
فصل چهارم-چگونگی ایجاد فرم های ساختمانی ثانویه ۴۹
۴-۱- مقدمه ۵۰
۴-۲- نیرو ۵۰

۴-۳- تنش ۵۰
۴-۳-۱- انواع تنش ۵۰
۴-۳-۱-۱- تنش فشاری ۵۰
۴-۳-۱-۲- تنش کششی ۵۱
۴-۳-۱-۳- تنش برشی ۵۱
۴-۴-تغییر شکل ۵۲
۴-۴-۱- مرحله تغییر شکل ارتجاعی (الاستیک) ۵۲
۴-۴-۲- مرحله تغییر شکل غیر ارتجاعی (پلاستیک) ۵۲
فصل پنجم- تکتونیک ۵۳
۵-۱- مقدمه ۵۴
۵-۲- ساختار درونی زمین ۵۴
۵-۲-۱- پوسته ۵۵
۵-۲-۲- گوشته ۵۵
۵-۲-۳- هسته ۵۵
۵-۳- لایه بندی فیزیکی کره زمین ۵۵
۵-۳-۱- لیتوسفر(سنگ کره) ۵۶
۵-۳-۲- مزوسفر یا گوشته پائینی ۵۶
۵-۳-۳- هسته خارجی ۵۶
۵-۳-۴- هسته داخلی ۵۷
۵-۴- تئوری صفحه زمین ساخت ۵۷
۵-۴-۱- مرز صفحات ۵۷
۵-۴-۱-۱- مزرهای دورشونده ۵۸
۵-۴-۱-۲- مرزهای همگرا ۵۹
۵-۴-۱-۳- مرزهای امتداد لغز ۶۰
۵-۴-۲-تغییر شکل پوسته ای ۶۱
فصل ششم -زمین لرزه ۶۳
۶-۱- مقدمه ۶۴
۶-۲- انواع زمین لرزه ۶۵

۶-۲-۱- زمین لرزه های تکتونیکی ۶۵
۶-۲-۲-زلزله های آتشفشانی ۶۵
۶-۲-۳- زمین لرزه های فروریختی ۶۵
۶-۲-۴- زمین لرزه های القایی ۶۵
۶-۲-۵- زمین لرزه های ناشی از انفجارها ۶۵
۶-۳-مکانیزم خرابی در زلزله ۶۵
۶-۴-کانون و عمق زلزله ۶۶
۶-۵-موجهای لرزه ای ۶۷
۶-۵-۱- مواج تراکمی P یا اولیه ۶۸
۶-۵-۲- امواج برشی S یا عرضی ۶۹
۶-۵-۳- امواج رایلی ۶۹
۶-۵-۴- امواج لاوLQ ۶۹
۶-۶- لرزه نگاری ۶۹
۶-۷- اندازه گیری زمین لرزه ۷۰
۶-۷-۱- شدت زمین لرزه ۷۰
۶-۷-۲- بزرگای زلزله ۷۱
۶-۸-پیش بینی زمین لرزه ۷۱
فصل هفتم: زمین ساخت فعال ۷۳
۷-۱-مقدمه ۷۴
۷-۲-زمین ساخت فعال و روش های مطالعه آن ۷۴
۷-۲-۱-مطالعات لرزه شناسی ۷۵
۷-۲-۲-مطالعات ژئودزی ۷۵
۷-۲-۳-مطالعات تاریخی ۷۵
۷-۲-۴-مطالعات باستان شناسی ۷۵
۷-۲-۵-مطالعات زمین شناسی ۷۶
۷-۲-۶- مطالعات ژئومورفولوژی ۷۷
۷-۲-۶-۱-تعریف علم ژئومورفولوژی ۷۷
۷-۲-۶-۲-تاریخچه علم ژئومورفولوژی ۷۷

۷-۲-۶-۳- قلمرو ژئومورفولوژی ۷۸
۷-۲-۶-۴- مزیت مطالعات ژئومورفولوژی ۷۸
۷-۳-زمین ساخت فعال در ایران ۷۹
۷-۳-۱- رخداد اواخر پلیوسن (پاسادنین) ۷۹
۷-۳-۲- فاز کوهزایی والانژین ۸۰
فصل هشتم- معرفی شواهد و شاخص های ژئومورفیک زمین ساخت فعال ۸۳
۸-۱- مقدمه ۸۴
۸-۲- امتیازات استفاده از شاخص های ژئومورفولوژی ۸۶
۸-۳-معرفی شواهد و شاخص های ژئومورفیک زمین ساخت فعال ۸۷
۸-۳-۱-پستی و بلندی های سطح زمین ۸۷
۸-۳-۱-۱-شاخص انتگرال فرازنما (Hi) ۸۷
۸-۳-۱-۲-شاخص حجم به سطح حوضه (V/A) ۸۸
۸-۳-۲-شکل حوضه ۸۹
۸-۳-۲-۱- شاخص شکل حوضه (Bs) ۸۹
۸-۳-۲-۲- شاخص نسبت کشیدگی حوضه (Re) ۹۰
۸-۳-۳-تقارن عرضی حوضه ۹۰
۸-۳-۳-۱-شاخص عدم تقارن آبراهه ها (AF) ۹۰
۸-۳-۳-۲-شاخص تقارن توپوگرافی عرضی (T) ۹۲
۸-۳-۴-وضعیت نیم رخ رودخانه ۹۲
۸-۳-۴-۱-شاخص گرادیان شیب رود ۹۳
۸-۳-۵- دگر شکلی و خمیدگی تراس‌های آبرفتی ۹۳
۸-۳-۶- پیچ و خم رودخانه ۹۴
۸-۳-۶-۱- شاخص پیچ و خم رودخانه (S) ۹۴
۸-۳-۷- آبراهه های منحرف شده ۹۴
۸-۳-۸- آبراهه های جابجا شده ۹۴
۸-۳-۹- چشمه ها ۹۵
۸-۳-۱۰- خش لغزه های سطح گسل ۹۵
۸-۳-۱۱-پشته های مسدود کننده ۹۵

۸-۳-۱۲- استخر های فرونشینی (آبگیر تکتونیکی) ۹۵
۸-۳-۱۳- پشته های فشارشی و حوضه های کششی ۹۵
۸-۳-۱۴- سکو ها ۹۶
۸-۳-۱۵- شیب دامنه ها ۹۶
۸-۳-۱۵- ۱-شیب نوعw-L.S ۹۶
۸-۳-۱۵- ۲-شیب نوع.ST-L ۹۶
۸-۳-۱۶-عدم وجود کوهپایه و یا وسعت بسیار کم آن ۹۶
۸-۳-۱۷- وضعیت پیشانی کوهستان ۹۷
۸-۳-۱۷-۱-شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان (Smf) ۹۷
۸-۳-۱۷-۲- شاخص های سطوح امتداد جبهه ی کوهستان ۹۸
۸-۳-۱۸- شکل دره ۱۰۰
۸-۱۸-۱- شاخص نسبت پهنای دره به عمق آن(Vf) ۱۰۱
۸-۱۸-۲- شاخص مساحت دره(V) ۱۰۲
۸-۳-۱۹- دره های خطی ۱۰۳
۸-۳-۲۰- ویژگی های مخروط افکنه ها ۱۰۳
۸-۳-۲۰-۱- شاخص وسعت مخروط افکنه(Af) ۱۰۴
۸-۳-۲۱- حرکات دامنه ای ۱۰۴
منابع ۱۰۷
واژه نامه ۱۱۲

پیشگفتار

عنوان درسی زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک برای رشته های زمین شناسی، جغرافیا و سایر علوم وابسته تعریف شده و مورد تاکید قرار گرفته است. در این موضوع درسی، ساختمان های تغییر شکل یافته و معماری خارجی ترین بخش کره ی زمین و نیروهای ایجاد کننده ی آن ها مورد بحث و بررسی قرار می گیرد. فهم و درک این موضوع، مقدمه ورود به سایر مباحث مطرح در علوم زمین و جغرافیا می باشد. هرچند در مورد زمین شناسی ساختمانی کتب متعدد ی نوشته شده است؛ اما در محتوای آن ها به موضوع زمین ساخت فعال کمتر توجه شده است. با توجه به نقش مهم زمین ساخت فعال در شناسایی مناطق زلزله خیز ، این موضوع باید بیش از پیش مورد توجه قرار بگیرد. این کتاب به همین منظور به رشته تحریر در آمده است. از آنجایی گرایش تخصصی نگارنده در دوره ی دکترای ژئومورفولوژی زمین ساخت فعال بوده و چندین مقاله در این زمینه در مجلات پژوهشی داخلی و خارجی به ثبت رسانده است، در این کتاب تلاش داشته تا یافته های خود را در اختیار سایر علاقمندان نیز قرار دهد.

علم ژئومورفولوژی که اصول موضوعه آن به شناخت فرم اراضی معطوف است، شامل عناصر شکل شناسی و عوامل موثر در ایجاد آن می شود. در این علم سطح زمین که در واقع محل تماس و برخورد دو دسته نیروهای درونی (که از درون سطح زمین سرچشمه می گیرند و اسکلت ناهمواری ها را ایجاد می کنند) و نیروهایی بیرونی(که از خارج پوسته زمین منشاء می گیرند و به فرسایش و تغییر شکل ناهمواری ها می پردازند) است، مورد مطالعــه قرار می گیرد.

بر اساس تعریف ذکر شده، علم ژئومورفولوژی را می توان به عنوان کلید شناخت تحولات رخ داده در گذشته ی زمین دانست که با استناد به شواهد باقی مانده در سطح کره زمین، سعی دارد تحولات رخ داده درآن را تفسیر و تحلیل کند. این علم در موضوع زمین ساخت فعال با توجه به این که گستره ای وسیع را با سرعتی زیاد و هزینه ای کم مورد بررسی قرار می دهد و نتایج حاصل از آن می تواند ضعف اطلاعـات لرزه شناسی و تاریخی را جبران نماید، جایگــاه ویژه ای دارد.

فلات ایران نیزمانند سایر مناطق کره زمین، همواره تحت تاثیر حرکات زمین ساختی قرار داشته و در اثر حرکات کوهزایی و خشکی زایی و عوارض ناشی از آن ها بارها تغییر شکل داده، گاهی از زیر آب بیرون آمده و زمانی در زیر دریا ها مدفون شده است. پیدایش نهایی ناهمواری های ایران، در نتیجه حرکات کوهزایی اواخر دوره ترشیاری بوده که در این زمان، اسکلت ناهمواری های ایران به طور قطعی تثبیت شد و سپس در طول کواترنر تحت تاثیر عوامل فرسایش به صورت کنونی در آمد .این در حالی است که" حرکات کوهزایی آلپ پایانی هنوز به پایان نرسیده و به عبارت دیگر، تعادل نهایی بر قرار نشده است" ؛ بنابر این،

فعالیت های زمین ساخت فعال که در واقع ادامه جنبش های زمین ساختی پاسادنین بوده وعلت عمده آن به باز شدگی کف دریای سرخ مربوط می شود، همچنان ادامه دارد .

وقوع زمین لرزه های مکرر در ایران از پیامد های فعال بودن جنبش های زمین ساختی بوده و همچنین، واقع شدن کانون اکثر زمین لرزه ها ی ثبت شده در امتداد دو کمربند چین خورده و جوان حاشیه شمالی و جنوبی البرز و زاگرس این ارتباط را به خوبی نشان می دهد.

در این کتاب، با مروری بر مبانی زمین شناسی ساختمانی، تکتونیک و زمین ساخت فعال، به معرفی شواهد و شاخص های زمین ساخت فعال خواهیم پرداخت.

دانشگاه فرهنگیان-پردیس اصفهان
رسول شریفی نجف آبادی

فصل اول

کلیات

هدف کلی

- آشنایی دانشجویان با تعریف علم زمین شناسی ساختمانی و رابطه ی آن با سایر شاخه های علوم زمین.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

- تعریف علم زمین شناسی ساختمانی
-رابطه بین زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک
-شاخه هایی از علوم زمین که مرتبط با زمین شناسی ساختمانی هستند
- ارتباط بین آب زمین شناسی و زمین شناسی ساختمانی
-ارتباط بین زمین شناسی اقتصادی و زمین شناسی ساختمانی
-ارتباط بین رسوب شناسی و زمین شناسی ساختمانی
-ارتباط بین زمین ریخت شناسی و زمین شناسی ساختمانی
-ارتباط بین زمین شناسی کاربردی و زمین شناسی ساختمانی

۱-۱-مقدمه

زمین‌شناسی ساختمانی[۱] یا زمین‌شناسی ساختاری بخشی از زمین‌شناسی است که در مورد توزیع سه‌بعدی سنگهای تشکیل دهنده پوسته زمین و تاریخچه تغییرشکل آنها طی فرآیندهای فشارشی و کششی بحث می کند. به عبارت دیگر، زمین شناسی ساختاری عمدتاً درباره شکل هندسی و مشخصات ظاهری ساختمانهای مختلف زمین (گسل، چین خوردگی و ...) صحبت می کند.

واژه ی ساختار[۲] سا خت یا ساختمان، یعنی «آنچه ساخته یا بنا شده» تعریف شده است. زمین شناسان ساختمانی این واژه را برای قسمتی از زمین که به وسیله دگرشکلی، یعنی بر اثر عملکرد نیرو در سطح یا درون پوسته زمین تغییر شکل یا حالت داده است، به کار می برند. ساختار شامل یک آرایش هندسی از صفحات، خطوط، سطوح، توده های سنگی و غیره است. شکل و جهت یافتگی حاصل از این آرایش بازتابی از عملکرد بین نیروی تغییر شکل دهنده و توده سنگ اولیه است. زمین شناسی ساختمانی، درباره ساختمان سنگها، تغییر شکل و موقعیت هندسی ساختهای به وجود آمده در سنگها بحث می کند.

۱ -۲-زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک

عده ای از زمین شناسان کلمه تکتونیک را مترادف با زمین شناسی ساختمانی به کار می برند. ولی این دو واژه از یکدیگر متمایزند به طوری که زمین شناسی ساختمانی، تشریح هندسی ساختهای زمین شناسی و تکتونیک، بررسی نیروها و حرکات به وجود آورنده آنها است. در نهایت می توان هدف کلی زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک را شناخت و بررسی ساختهای زمین شناسی، تعیین موقعیت مکانی و زمانی و علت پیدایش آنها در مقیاس جهانی و ناحیه ای عنوان کرد.

۱-۳-رابطه زمین شناسی ساختمانی با سایر علوم زمین

۱-۳-۱-آب زمین شناسی

این شاخه از علوم زمین نحوه تشکیل مخازن آب زیرزمینی و طرق استفاده و بهره برداری از آنها را مورد مطالعه قرار می هد.لذا آشنایی با وضعیت ساختمانی منطقه کمک موثری د رمطالعه مخازن زیرزمینی است، چون گسلها و شکستگیها علاوه بر جابجایی لایه های آب دار،مجاری مناسبی برای عبور آبهای زیرزمینی ایجاد می کنند.

۱-۳-۲-زمین شناسی اقتصادی

اکتشاف و بهره برداری از ذخایر زیرزمینی که به نحوی جنبه اقتصادی دارد، هدف اصلی این علم است. مواد معدنی در ساخت های خاص زمین شناسی متمرکز می شوند. مثلا بسیاری از مواد معدنی به صورت رگه در امتداد گسل ها و شکستگی ها تشکیل می شوند، یا نفت و گاز طبیعی بیشتر در تاقدیسها جمع می شوند. برای شناخت این ساخت ها و استفاده بهینه از مخازن موجود، آگاهی از مشخصات تکتونیکی و ساختمانی منطقه ی مورد مطالعه لازم است.

---

۱) structural geology
۲) structural

۱-۳-۳-سنگ شناسی

این شاخه از علوم زمین از منشا پیدایش و شرایط تشکیل سنگها و همچنین رابطه موجود بین سنگها گفتگو می کند و ارتباط نزدیکی با زمین شناسی ساختمانی،به ویژه تغییر شکل هایی که در اعماق زمین با تبلور دوباره یا دگرگونی سنگها همراهند،دارد.

۱-۳-۴-رسوب شناسی

در مبحث رسوب شناسی، مطالعه سنگهای رسوبی،طرز تشکیل آنها و همچنین نحوه و شرایط رسوب گذاری مواد در محیط های مختلف مورد توجه است. رسوب شناسی و رسوب گذاری از رخ دادهای تکتونیکی شواهد و مدارک زیادی ارائه می کنند،زیرا تغییر شرایط ته نشینی و انباشته شدن رسوبات با تغییر شکل حوضه های رسوبی حاصل می شود. مطالعه این ارتباط در مبحث تکتونیک و رسوب گذاری و تحلیل حوضه ها صورت می گیرد.

۱ -۳-۵-چینه شناسی

تعیین سن نسبی طبقات زمین و مطالعه تغییرات آن در زمین های گذشته موضوع اصلی این علم است. وضعیت تکتونیک منطقه را نمی توان بدون دانستن اطلاعاتی درباره چینه شناسی آن ناحیه روشن کرد. اغلب اوقات وضع چینه شناسی به موقعیت ساختمانی طبقات وابسته است که بدون دانستن چگونگی موقعیت تکتونیک منطقه،امکان بررسی ترتیب چینه شناسی وجود ندارد. برای دانستن این رابطه باید علم رسوب شناسی را پایه تحقیق قرار داد.

۱-۳-۶-زمین ریخت شناسی

بررسی شکل خارجی زمین، به خصوص شکل ارتفاعات، دره ها، رودخانه ها، سواحل و کف دریا ها در حیطه این علم است. زمین ریخت شناسی در مناطقی که تحت تاثیر تکتونیک جدید قرار گرفته اند، اهمیت زیادی دارد. به علاوه، بعضی از تغییر شکل ها،خود به تکامل و تحول مورفولوژی بستگی دارد که موضوع علم مورفوتکتونیک است.

۱-۳-۷-زمین شناسی کاربردی

این شاخه از علوم زمین،کلیه مواردی را که مربوط به کارهای ساختمانی و یا مقاومت زمین در مقابل عوامل خارجی است مورد مطالعه قرار می دهد. بنابر این آن بخش از مسائل مربوط به شهر سازی،راه سازی،حفر تونل،ایجاد سدها وسازه های بزرگ و ...که رابطه مستقیمی با جنس زمین دارد، موضوع این علم را تشکیل می دهد. نیروهای عمل کننده بر زمین باعث ایجاد تغییر در پوسته زمین و تاثیر گذاری بر روی سازه های احداث شده بر روی آن می شود. بنابر این شناخت پدیده های ساختمانی و تکتونیکی کمک موثری به برنامه ریزی صحیح در ایجاد این گونه سازه ها می کند. شاخه هایی از علم زمین شناسی، مانند مکانیک سنگ،زمین شناسی مهندسی و ژئوفیزیک که در شناخت خواص فیزیکی سنگ ها و اهمیت این خواص در تغییر شکل آنها بحث می کنند،در قالب این علم گنجانیده شده است. برای شناخت این خواص،باید اطلاعاتی درباره پراکندگی و روند درزها و گسلها در سنگ،نیروهای عمل کننده در ناحیه و تاثیر آن بر سازه را به دست آوریم.

۱-۳-۸-فتوژئولوژی

مطالعه و نتیجه گیری از عکسها ی هوایی و ماهواره ای در قلمرو این علم است.امروزه بررسی های زمین شناسی ساختمانی با استفاده از عکس های هوایی و مطالعه مستقیم در روی زمین(زمین شناسی صحرایی)صورت می گیرد. اصولا این دو علم، یعنی فتوژئولوژی و زمین شناسی ساختمانی لازم و ملزوم یکدیگرند.

خودآزمایی فصل اول:

۱- زمین شناسی ساختمانی را تعریف کنید.
۲-رابطه بین زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک را توضیح دهید.
۳-نام ۶ شاخه زمین شناسی مرتبط با زمین شناسی ساختمانی را نام ببرید.
۴-اطلاع از وضعیت زمین شناسی ساختمانی یک منطقه چه تاثیری در بهره برداری از آب های زیر زمینی آن منطقه دارد؟
۵- اطلاع از وضعیت زمین شناسی ساختمانی یک منطقه چه تاثیری بر اکتشاف و بهره برداری از ذخایر و منابع زیرزمینی آن منطقه دارد؟
۶-چگونه می توان از شواهد زمین ریخت شناسی(ژئومورولوژی) برای مطالعات زمین شناسی ساختمانی بهره گرفت؟
۷- ارتباط بین زمین شناسی کاربردی و زمین شناسی ساختمانی را توضیح دهید.
۸-عکس های هوایی و ماهواره ای چه کاربردی در مطالعات زمین شناسی ساختمانی دارند؟

فصل دوم

فرم های ساختمانی اولیه

هدف کلی

- آشنایی دانشجویان با انواع فرم های ساختمانی اولیه در سنگ های رسوبی و آذرین.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

-فرم های ساختمانی اولیه
-تفاوت فرم های اولیه و ثانویه
-چند مورد از فرم های اولیه در سنگ های رسوبی
-چگونگی ایجاد لایه بندی چلیپایی یا مورب در سنگ های رسوبی
- چگونگی ایجاد ریپل مارک در سنگ های رسوبی
- چند مورد از ساختمان های موجود در سطح لایه های رسوبی
- چند مورد از ساخت های اولیه سنگهای آذرین خروجی
-انواع مخروط های آتشفشانی و چگونگی ایجاد آن ها
- چند مورد از ساخت های اولیه سنگهای آذرین نفوذی

۲-۱-مقدمه

فرم های ساختمانی به دسته های زیر طبقه بندی می شود:

-فرمهای ساختمانی اولیه

منظور از این فرم ها، ساختمانهایی است که همزمان با تشکیل سنگها به وجود آمده اند و از آن جمله می توان ساخت سنگهای رسوبی و آذرین را نام برد.

-فرمهای ساختمانی ثانویه

آن دسته از ساختمانهائی که بعد از تشکیل سنگها به وجود می آیند، به این نام خوانده می شوند. از جمله این ساختمانها می توان گسله ها، چین ها، درزه ها و ناپیوستگی ها را نام برد.

۲-۲-فرم های ساختمانی اولیه در سنگ های رسوبی

سنگ رسوبی به سنگی گفته می‌شود که بر اثر ته نشین‌ین شدن مواددر داخل آب به وجود می‌آید. رودها مقدار زیادی مواد را با خود به دریاها و دریاچه‌هامی‌برند. این مواد به دلیل سنگینی به ته دریا فرو رفته، روی هم قرار می‌گیرند و پس از سفت شدن سنگ‌هایی را به وجود می‌آورند که به آن‌ها سنگ‌های رسوبی گفته می‌شود. سنگ‌های رسوبی لایه‌لایه‌اند که رنگ یا جنس هر لایه با لایه دیگر متفاوت است. ریگ، شن و سنگ‌های آهکی نمونه‌هایی از سنگ‌های رسوبی هستند. سنگ‌های رسوبی تقریبا تمام سطح قاره‌ها را پوشش می‌دهند ولی به طور کلی ۸٪ از کل سنگ‌های پوسته را در بر می‌گیرند. سنگ‌های رسوبی فقط لایه نازکی روی پوسته هستند. مطالعه سنگ‌های رسوبی و این قشر نازک روی زمین اطلاعات زیادی درباره ی سطح به ما می‌دهد که برای مهندسی عمران مفید است به طور مثال در ساخت جاده‌ها، خانه‌ها، تونل‌ها، کانال‌های اب یا سازه‌ها ی دیگر. همچنین سنگ‌های رسوبی منبع مهمی برای منابع طبیعی مانند زغال سنگ، سوخت‌های فسیلی، آب یا سنگ‌های معدنی می باشد. مطالعه سنگ‌های رسوبی منبع اصلی دست یافتن به تاریخچه زمین و تاریخچه حیات می‌باشد.

لایه بندی یا چینه بندی یکی از مهمترین خصوصیات سنگهای رسوبی است. طبقه یا لایه را می توان به صورت جسم ورقه مانندی تعریف کرد که دو بعدش در مقایسه با بعد سوم (ضخامت) زیاد است. ضخامت لایه از چندین متر تغییر می کند. از نظر ابعاد نیز طبقات متفاوت‌اند و ممکن است تا چندین کیلومتر نیز گسترش داشته باشند. هر طبقه از طبقات مجاور خود توسط یک سری خصوصیات مشخص می‌شود. این خصوصیات ممکن است اختلاف در اندازه ذرات (شیل ، ماسه سنگ و کنگلومرا و غیره) باشد و یا اینکه اختلاف در ترکیب (ذغال ، شیل و آهک ، سختی ، رنگ و مشخصاتی نظیر آنها) سبب مشخص شدن لایه شود. در بعضی موارد نیز ممکن است دو طبقه با مشخصات مشابه ، بوسیله یک طبقه نازک از یکدیگر جدا شوند.

شکل ۱-۱: لایه بندی در سنگ های رسوبی

هرچند که طبقه ممکن است از یک منطقه وسیع به حالت مستوی و مسطح دیده شود ، ولی غالبا در نتیجه تاثیر نیروهای تکتونیکی ، از حالت مستوی خارج شده اند . وضعیت اولیه طبقات هنگام تشکیل معمولا به حالت شیب‌دار در خواهند آمد. در بعضی موارد ، شرایط اولیه رسوبگذاری طوری است که طبقه تشکیل شده ، از همان ابتدا به حالت غیر افقی است. مثلا هنگامی که رسوبگذاری در دامنه دره‌ها ، قسمت های شیب‌دار کف دریاها ، روی جزایر مرجانی و در محیطهای نظیر آن انجام می شود، طبقات در حالت تشکیل نیز به صورت شیب‌دار خواهند بود.

۱-۲-۲-مشخصات طبقه

در حالت کلی می‌توان طبقه را قسمتی از سنگهای رسوبی دانست که بین دو صفحه موازی محدود است. سطح بالایی به نام سقف یا کمر بالا و سطح پایین کف لایه خوانده می شود. شیب و امتداد این صفحه به نام شیب و امتداد سطح لایه بندی معروف است. رخنمون لایه محلی است که طبقه در سطح زمین مشاهده می شود و به عبارت دیگر ، فصل مشترک طبقه با سطح زمین را رخنمون آن می گویند.

۲-۲-۲-لایه بندی مجازی

در بسیاری موارد ، پدیده هایی مشاهده می شود که شبیه لایه بندی است. ولی بایستی آنها را از لایه بندی حقیقی تشخیص داد. کلیواژهای قوی و سیستم درزهای موازی در ماسه سنگ و آهک بخصوص هنگامی که تحت تاثیر هوازدگی نیز قرار گرفته باشد ، حالت لایه بندی را دارد. در چنین مواردی بایستی با مطالعه دقیق ، سطح لایه بندی واقعی لایه را با استفاده از نحوه قرار گرفتن اجزا، فسیل‌ها ، وجود لایه های نازک و عواملی نظیر آنها مشخص کرد.

۳-۲-۲-ساختمان داخلی لایه

ساختمان داخلی لایه ، به شرایط فیزیکی و جغرافیایی محیط رسوبگذاری بستگی دارد و با توجه به تنوع این شرایط ، در حد وسیعی تغییر می کند. در حقیقت ، ساختمان داخلی لایه تابع نحوه قرار گرفتن ذرات تشکیل دهنده آن است. بدیهی است ساختمان داخلی لایه ، در مورد سنگهایی مثل کنگلومرا و ماسه سنگ که دارای ذرات درشتند، واضح تر مشاهده می‌شود. فسیل‌های حیوانی نظیر گراپتولیت‌ها و نیز بقایای گیاهی ، غالبا در سطح طبقه بندی قرار دارند. ذرات پهن سنگهای رسوبی نیز (مثل قطعات میکا) اکثرا موازی سطح لایه بندی است.

بعضی از سنگهای رسوبی ، مثل شیل و نیز برخی از ذغالها ، به صورت ورقه های نازکی در امتداد لایه بندی جدا می شوند. این خاصیت ، ناشی از نحوه قرار گرفتن ذرات میکا و رس موجود در این سنگها است، ذرات میکا و سایر کانی‌های پهن ، در اثر جریان آب ، به موازات جریان قرار می‌گیرند. در بعضی موارد، در اثر فشار ناشی از وزن طبقات رویی ، بعدها این قطعات به موازات سطح لایه بندی (افقی) قرار خواهند گرفت. ذرات کنگلومرایی که در نزدیکی سواحل تشکیل می شوند ، در امتدادهای خاصی قرار می‌گیرند، زاویه تمایل این ذرات به سوی دریا است و امتداد محور بزرگ آنها ، غالبا موازی خط ساحل می باشد.

قلوه سنگ‌هایی که بوسیله رودخانه‌ها عمل می‌شوند ، طوری در برابر جریان قرار می گیرند که حداقل مقاومت را داشته باشند. بدین ترتیب ، زاویه تمایل آنها در خلاف جهت جریان می باشد. نحوه قرار گرفتن فسیل‌ها نیز تابع جریان آب است؛ مثلا صدفهای طویل اغلب به موازات جریان آب رودخانه‌ها قرار می‌گیرند. صدفهایی که به شکل مخروط‌اند ، به طریقی قرار می گیرند که نوک مخروط، در جهت جریان باشد. علاوه بر مطالب یاد شده ، نحوه قرار گرفتن اجزا تشکیل دهنده سنگ ، ساختمانهای داخلی مختلفی به وجود می آورد که برخی از آنها را در زیر بررسی می کنیم.

۱-۳-۲-۲-لایه بندی چلیپایی یا مورب

در زمین‌شناسی لایه‌بندی مُوَرَب[۱] با لایه‌بندی چلیپایی به نوعی ساختار لایه‌ای گفته می‌شود که حاصل از نهشته شدن لایه‌های مورب بر روی سطح شیب‌دار باشد. لایه‌بندی مورب یک نوع چینه‌بندی با مقیاس کوچکتر است که غالباً ضخامت آنها کم است و نسبت به طبقه‌بندی اصلی به حالت متقاطع قرار گرفته‌اند. به این لایه بندی، چینه‌بندی چلیپایی[۲] هم گفته می‌شود.

لایه‌بندی مورب نتیجه محیط ویژه‌ای از رسوب‌گذاری است و نه تغییر شکل هندسی سنگ براثر تنش یا دگرشکلی. لایه‌بندی مورب در سنگ‌هایی مانند کنگلومرا، ماسه‌سنگ، سنگ‌های رسی و به ندرت در سنگ آهک مشاهده می‌شود. لایه‌بندی مورب، غالباً در رودخانه‌ها و به خصوص در رسوبات دلتایی و رسوبات کنار رودخانه دیده می‌شود. هنگام ورود رودخانه به آب ساکن، ذرات سنگین آن، بطور ناگهانی سقوط کرده و لایه‌بندی چلیپایی را بوجود می‌آورند. چینه‌بندی متقاطع در لایه‌ای رسوبات بادی نیز بوجود می‌آید. زیرا هنگام حرکت تلماسه‌ها (تپه‌های ماسه‌ای)، ماسه‌های ریز از بالای تپه سرازیر شده و طبقات متقاطع را بوجود می‌آورد.

لایه‌بندی مورب فراوان‌ترین و معمول‌ترین نوع ساختمان‌های رسوبی در طبیعت است. ضخامت لایه‌بندی مورب ممکن است از چند میلی‌متر تا ده‌ها متر تغییر کند. بر پایه ویژگی‌های سطوحی که یک سری لایه‌بندی مورب را احاطه می‌کند دو نوع طبقه‌بندی مورب تشخیص داده شده است: ۱ـ طبقه‌بندی مورب مسطح ۲ـ طبقه‌بندی مورب عدسی شکل یا تراف.

به طور کلی لایه‌بندی مورب بیشتر در رسوبات سیلتی و ماسه‌ایی تشکیل می‌شود ولی ممکن است در رسوبات دانه‌درشت گراولی نیز دیده شود. لایه‌بندی مورب در اثر حرکت ذرات توسط جریان آب یا باد در محیط‌های رسوبی مختلف (رودخانه‌ای، دلتایی، بادی، دریایی و غیره) و رسوب‌گذاری آنها در قسمت پشتی موج‌نقش[۳]، خاکریزها، امواج ماسه‌ای، سدها و یا در روی مخروط‌ها و دلتاهای کوچک تشکیل می‌گردند. بنابراین در رسوباتی که توسط جریان‌های یک‌جهتی، از قبیل رودخانه، تشکیل شده‌اند می‌توان با استفاده از مقدار و جهت شیب لایه‌بندی مورب به جهت حرکت رسوبات از منشا به حوضه رسوبی پی برد.

شکل ۲-۲: لایه بندی چلیپایی یا مورب

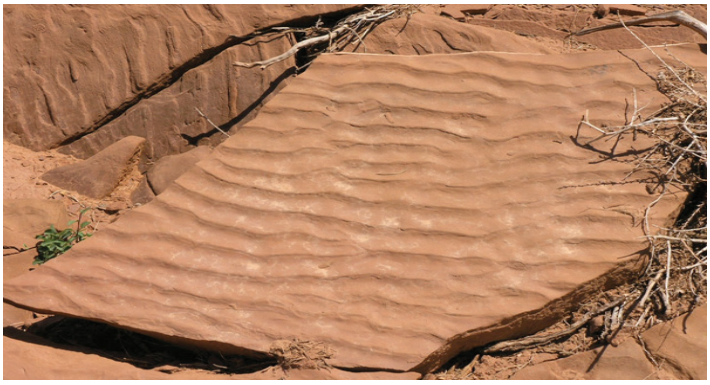
۱) cross-bedding
۲) cross stratification
3) ripple mark

این ساخت در رسوباتی مثل رسوبات ماسه ای که ذرات آن مجزا بوده و قادرند آزادانه در آب یا هوا حرکت کنند ، به وجود آید. تشکیل اثر شکنجی ممکن است در اثر جریان (آب و یا باد) و یا در نتیجه امواج در قسمت های کم عمق دریا باشد.

۲-۳-۲-۲-ریپل مارک یا اثر شکنجی

ریپل مارک ها ساخت های موجی شکل هستند که در اثر حرکت امواج آب یا حرکت باد روی سطوح ماسه ای در محیط های خشکی، حد واسط و دریایی تشکیل می گردند. ریپل مارک ها معمولا به دو صورت دیده می شوند: ریپل مارک های نامتقارن یا جریانی که در اثر حرکت جریان آب یا باد بطوریکه یکطرفه ایجاد می شوند و شیب دو طرف آنها به یک اندازه نمی باشد و ریپل مارک های نا متفاوت یا ریپل های موجی که شیب در دو طرف ریپل به یک اندازه است و در اثر حرکت امواج تشکیل شده اند.

ریپل ها از دو قسمت تشکیل شده اند: قسمتی که دارای شیب ملایم بوده و در خلاف جهت جریان و قسمتی که دارای شیب تند بوده و در جهت جریان قرار دارد. ریپل های جریانی ممکن است به اشکالی مختلفی مثل مستقیم، مارپیچی یا سینوسی، زنجیره ای، زبانه ای و هلالی دیده شود.



شکل ۲-۳: ریپل مارک یا اثر شکنجی

۳-۳-۲-۲-طبقات بندی تدریجی[۳]

در این نوع طبقه بندی اندازه ذرات رسوبی به صورت تدریجی از پایین به بالا در یک واحد رسوبی کم می شود ضخامت این طبقات ممکن است از یک سانتی متر تا چندین متر تغییر کند. اگر ذرات دانه ریز ماتریکسی در بین ذرات دیده شوند؛ خود نشانه رسوبگذاری بر اثر کاهش سرعت به طور ناگهانی می باشد. در غیر این صورت رسوبگذاری در محیطی صورت گرفته که سرعت به طور تدریجی کاهش پیدا کرده است.

۴-۲-۲-ساختمان های موجود در سطح لایه

۱-۴-۲-۲-ترک های گلی

ذرات رسی پس از رسوبگذاری دارای مقدار زیادی آب در خلل و فرج خود می باشند. چنانچه این رسوبات از آب خارج شوند و در معرض هوا قرار بگیرند، رفته رفته آب خود را از

---

۱) graded

دست می دهندوباعث انقباض و کشش در سطح رسوبات شده که این انقباضات منجر به ایجاد ترک های گلی در سطح لایه ها می شود.

شکل ۲-۴: ترک های گلی

۲-۴-۲-۲-آثار باران

در اثر فرود آمدن قطرات باران بر روی رسوبات نرم حفره هایی تشکیل می گردد که اطراف آنها برآمده است و آثار باران نامیده می شود. این آثار بیشتر در مناطقی باقی می ماند که باران به طور دایمی نبارد زیرا اگر باران به طور دائمی ببارد این آثار شسته شده از بین می روند.

شکل ۲-۵: آثار باران بر سطح لایه سنگ رسوبی

۳-۴-۲-۲-آثار و قالبهای بلوری

در شرایط مناسب ممکن است بلورهای مختلفی از قبیل نمک، ژیپس و یخ و غیره در سطح رسوبات نرم تشکیل گردد. چنانچه شرایط محیط تغییر کند این رسوبات ذوب شده و از بین می روند. پس از ذوب این بلورها، حفره های باقی مانده از رسوبات پر می شوند و قالب بلوری را تشکیل می دهند. آثار بلورهای نمک در سطح لایه نشان دهنده بالا بودن درجه شوری محیط است.

۲-۲-۴-۴-آثار شیارهای جریانی

شیارهای جریانی عبارت است از اشکالی که شبیه به کانالهای دانه دار و شیار مانند بوده و در سطح رسوبات ماسه ای در سواحل تکیل میگردند این آثار توسط جریان آب های کم عمق در سطح رسوبات ساحلی ساخته می شوند. شکل این پدیده ها این اثار در محیط های عهد حاضر دیده شده و احتمال مدفون شدن و حفظ شدن آنها اندک است.

۲-۲-۴-۵-ساختمان های حفر شده و پر شده

حفره های که در اثر تغییر شدت جریان آب در سطح رسوبات حفر و سپس با رسوبات دیگر پر شده اند را ساختمان های کنده شده یا حفر شده و پر شده می نامند. این نوع رسوبات در رسوبات رودخانه ای به مقدار زیادی یافت می شوند. اگر کنده شدگی به مقدار زیاد و در مقیاس خیلی بزرگ صورت گیرد، تشکیل کانال را می دهد.

۲-۲-۴-۶-استفاده از فسیل ها

صدف بعضی ازفسیل‌ها مثل دو کفه‌ای‌ها نیز اغلب به حالتی قرار می گیرد که قسمت محدب آن به طرف بالای طبقه می باشد.

شکل ۲-۶:استفاده از فسیل ها برای شناسایی سطح لایه

۲-۲-۴-۷-ساخت بالشی

در بعضی از گدازه‌های زیردریایی بویژه گدازه‌های بازی یک نوع ساخت بالشی بوجود می آید. نحوه قرار گرفتن آماری این قطعات طوری است که قسمت محدب آنها به طرف بالا می‌باشد.

۲-۳- ساخت های موجود در سنگهای آذرین

در زمین‌شناسی به سنگ‌های حاصل از انجماد مواد مذاب، سنگ‌های آذَرین می‌گویند. سنگ‌های آذرین به دو بخش سنگ‌های آذرین درونی و سنگ‌های آذرین بیرونی تقسیم می‌شوند. سنگهای آذرین بیرونی حاصل فرآیند آتشفشانی و بیرون ریختن مواد مذاب از دهانه ی آتشفشان است؛ اما سنگ‌های آذرین درونی حاصل فرآیند ماندن ماگما در آشیانه و سرد شدن آهسته ی آن می‌باشد. برهمین اساس، ساخت های موجود در سنگهای آذرین به دو بخش تقسیم می شود:

۱) ساخت های اولیه سنگهای آذرین خروجی

الف) گدازه
ب) آتشفشان ها

۲) ساخت های اولیه سنگهای آذرین نفوذی

الف) انواع توده های نفوذی هم شیب
ب) انواع توده های نفوذی ناهم شیب

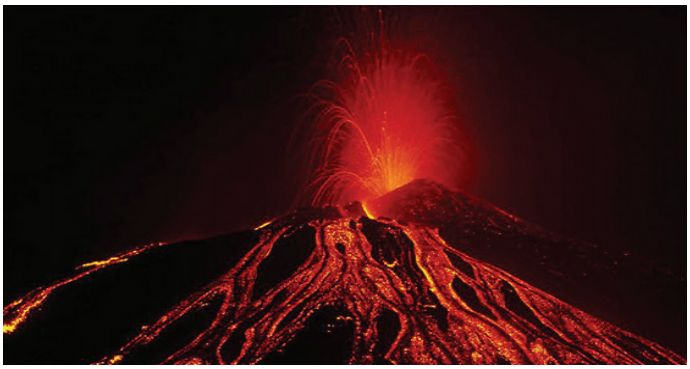
۱-۳-۲-ساخت های اولیه سنگهای آذرین خروجی

۱-۱-۳-۲-گدازه

هنگامی که ماگما به سطح زمین راه می یابد ، در سطح زمین جریان یافته و پس از سرد شدن ، گدازه ها را بوجود می آورد .

گدازه ها ، توده های آذرین لایه شکلی هستند که ضخامتشان در مقایسه با گسترش عرضی آنها ناچیز است . حالت گدازه تابع مشخصات زمینی است که در آن جریان می یابد . مثلا در مواردی که زمین تقریبا مسطح باشد، گدازه نیز قشر کم و بیش افقی خواهد بود، در صورتی که در دامنه آتشفشانها، گدازه ها به حالت شیب دار مشاهده می شوند.

ضخامت گدازه ها معمولا در حدود چند متر است و گدازه های باضخامت بیش از ۱۰۰ متر ، فوق العاده نادر است. گسترش عرضی گدازه ها تا حد زیادی به جنس آنها بستگی دارد . گرانروی گدازه های بازی و متوسط کم است. بنابراین ، این دسته از گدازه ها ، به آسانی جریان افتاده و سطح وسیعی را در بر می گیرند. ضخامت این دسته از گدازه کم و بیش در سرتاسر آن یکسان است . گدازه های اسیدی ، لزج ترند و بنابراین گسترش چندانی ندارند و غالبا به صورت توده های عدسی شکل اند.



شکل ۷-۲:گدازه های روان از آتشفشان

۲-۳-۱-۲-سنگ های آذَرآواری[۱]

سنگ‌های خردشده‌ای هستند که در فوران‌های انفجاری آتشفشان‌ها به هوا پرتاب می‌شوند. مواد آذرآواری

۱) pyroclastic

در زمره مواد آواری هستند. تمام نهشته‌های آذرآواری تحت تاثیر انتقال و جابه‌جایی قرار می‌گیرند. مقدار زیادی از این رسوبات در توالی‌های صفحات تکتونیکی مخرب و همگرا و جزایر قوسی یافت می‌شود.ذرات آذرآواری شامل خرده‌سنگ‌ها، بلورهای منفرد و قطعات شیشه‌های ولکانیکی می‌باشند. خرده‌سنگ‌ها می‌توانند از سنگ‌های منجمد شده در دهانه آتشفشان یا هر نوع سنگ دیگری که بوسیله گازها یا گدازه به سطح زمین آورده شده‌اند، تشکیل گردند. بلورهای منفرد، بلورهایی هستند که قبلاً در داخل ماگما تشکیل گشته و در اثر انفجار به سطح آورده شده‌اند. قطعات شیشه از منجمد شدن گدازه که زمان کافی برای تشکیل نداشته‌اند، تشکیل می‌شود.

ذرات آذرآواری به سه طریقه حرکت می کنند:

- به صورت ذرات گرم یا داغ در سطح زمین جریان پیدا می کنند.
-به صورت ذرات معلق در ارتفاع کم در هوا پراکنده می‌شوند.
-به صورت ذرات معلق در استراتوسفر در ارتفاع زیاد پرتاب شده و حرکت می‌نمایند.

بطور کلی این رسوبات بیشتر در مناطق فعال تکتونیکی (خشکی و دریا) بویژه در نواحی جزایر قوسی تشکیل می گردند.

۳-۱-۳-۲-آتشفشان ها

آتشفشان ها نیز اشکال دیگری از ساخت های اولیه سنگهای آذرین خروجی اند که در اثر خروج ماگما ، بوجود می آیند. مهم ترین قسمت های یک آتشفشان از نظر زمین شناسی ساختمانی ، مخروط و دهانه آتشفشان است که اینک به بررسی آنها می پردازیم .

شکل ۲-۸: فوران آتشفشان

الف- مخروط آتشفشانی

مخروط آتشفشانی در اثر سردشدن و تجمع مواد خروجی آتشفشان به وجود می آید. این گونه ساختمانها را از نظر های مختلف می توان تقسیم بندی کرد. مثلا اساس تقسیم بندی سنگ شناسی، جنس سنگهای تشکیل دهنده مخروط و اساس طبقه بندی فیزیوگرافی، مرحله فرسایش آن است. اما در زمین شناسی ساختمانی، مخروط ها را از نظر ساختمان داخلی طبقه بندی می کنند . در این تقسیم بندی ، می توان انواع مخروط های زیر را تشخیص داد:

- مخروط گدازه ای

این مخروط ها از گدازه های خیلی سیال تشکیل شده و به همین جهت دارای دامنه های کم شیب اند. این مخروط ها تماما از جنس گدازه اند که قسمت اعظم ماگما از درون دهانه اصلی آتشفشان خارج شده است. در مواردی که ماگما هنگام خروج از آتشفشان سرد و لزج باشد، در فاصله کمی پس از خروج از دهانه، منجمد می شود و مخروط پرشیبی را به وجود می اورد که بنام هورنیتو موسوم است .

- مخروط های آذر آواری

این مخروط ها در نتیجه تجمع مواد آذر آواری که از آتشفشان خارج می شود تشکیل شده و در بعضی موارد ممکن است دارای دامنه های پر شیب باشند.

- مخروط مرکب

این مخروط ها از قشر های متناوب گدازه و مواد آذر آواری تشکیل می شوند. در این گونه مخروط ها، قسمت اعظم ماگما از دهانه های فرعی آتشفشان خارج می شوند.

ب- دهانه

قسمت بالایی مخروط آتشفشان، بنام دهانه خوانده می شود. بسته به وضعیت دهانه ، حالات زیر را می توان تشخیص داد :

- کرارتر

کرارتر فرورفتگی موجود در انتهای مخروط آتشفشان است که در حالت کلی، به صورت یک مخروط ناقص در بالای آن قرار دارد . قطر قسمت پائین کرارتر معمولا کم است و به ندرت از ۳۰۰ متر تجاوز می کند اما قطر قسمت بالای آن ، در اثر ریزش دیواره ، ممکن است خیلی زیاد باشد .کرارتر معمولا در اثر انفجار در قسمت های بالایی دود کش آتشفشان، بوجود می آید.

- کالدرا

کالدرا فرورفتگی بسیار بزرگی است که در قسمت های بالایی آتشفشان به وجود می آید . مقطع این فرورفتگی ، معمولا دایره و در بعضی موارد نامنظم است . قطر کالدرا ممکن است به چندین کیلومتر برسد. کالدرا در نتیجه تخریب دیواره دهانه آتشفشان به وجود می آید.

شکل ۲-۹: کالدرا در قله کوه سهند

۲-۳-۲-ساخت های اولیه سنگهای آذرین نفوذی

در زمین شناسی ساختمانی ، توده های نفوذی را بسته به وضعیت آنها نسبت به سنگهای مجاور، به دو

دسته توده های هم شیب و ناهم شیب تقسیم می کنند. هر یک از این گروه ها ، بسته به شکل و ابعاد توده خود به گروه های کوچک تر تقسیم می کنند.

معمولا در مجاورت توده نفوذی ، طبقات رسوبی یا سنگهای دگرگونی حاوی شیستوزیته وجود دارد. اگر توده نفوذی با سطح لایه بندی طبقات رسوبی یا شیستوزیته سنگهای دگرگونی مجاور موازی باشد، آن را توده نفوذی هم شیب و در غیر این صورت، ناهم شیب می گویند.

۱-۲-۳-۲-توده های نفوذی هم شیب

الف- سیل ها

سیل ها، که بنام ورقه نیز خوانده می شوند ، توده های نفوذی لایه ای شکلی اند که به موازات لایه بندی یا شیستوزیته طبقات مجاور ، تشکیل می شوند . گسترش سیل ها در بعضی موارد فوق العاده زیاد و ممکن است به چندین هزار کیلومتر مربع برسد . نکته جالب آن است که در بسیاری حالات ، ضخامت سیل نیز تقریبا ثابت باقی می ماند. بدیهی است سن سیل همواره از سن سنگهای درون گیر خود ، کمتر است. از نظر وضعیت ، سیل ممکن است به حالت افقی، قائم و یا مایل دیده می شود. اما بدیهی است در هر حالت ، تابع مشخصات لایه های اطراف خود باشد . ضخامت سیل از چند سانتیمتر تا چند صد متر ممکن است تغییر نمآید.

ب- لاکولیت ها

لاکولیت ها توده های نفوذی عدسی مانندی هستند که در فصل مشترک لایه ها نفوذ کرده و طبقات رویی را به صورت گنبد در می آورند. باتوجه به این تعریف در می یابیم که لاکولیت مشابه سیل ها هستند با این تفاوت که گسترش عرضی لاکولیت ها فقط چند برابر ضخامت آنها ست، در صورتی که در مورد سیل ها ، ممکن است به چندین برابر برسد . سنگهای آذرین تشکیل دهنده لاکولیت معمولا از نوع متوسط و بازی (مثل آندزیت نفلین سنییت) می باشد .

ج- لوپولیت ها

لوپولیت ها توده های نفوذی وسیعی اند که در نتیجه نفوذ ماگما در ساختمان های تشتکی شکل به وجود می آیند. ماگما تشکیل دهنده لوپولیت معمولا از نوع بازی می باشد.

د- فاکولیت ها

فاکولیت ها توده های نفوذی کوچکی هستند که به شکل عدسی، در خط الراس تاقدیس ها و یا در خط القعر ناودیس ها ، تشکیل می شوند . بایستی توجه داشت که تنها در حالاتی فاکولیت ها جزء ساختمآنهای اولیه سنگهای آذرین به شمار می آیند که سنگها ، قبلا به صورت تاقدیس یا ناودیس چین خورده باشند و در حالتی که یک توده نفوذی مثل سیل ، همراه با طبقات درون گیر خود چین بخورد، ساختمان حاصله را بایستی در گروه ساخت های ثانوی ، طبقه بندی کرد.

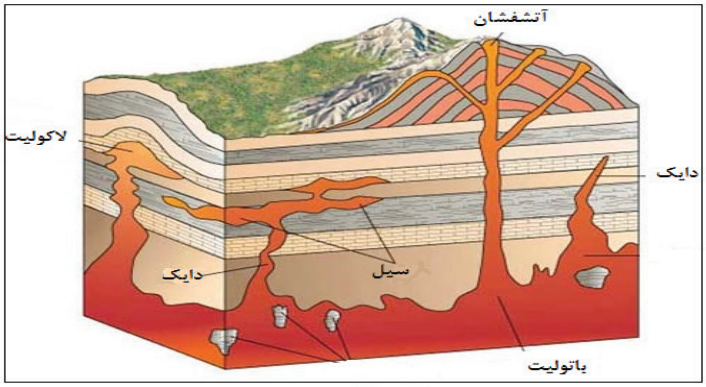
۲-۲-۳-۲-توده های نفوذی ناهم شیب

الف- دایک ها

دایک ها توده های نفوذی لایه ای شکلی اند که طبقات اطراف خود را قطع می کنند. دایک ها غالبا در نتیجه تزریق ماگما در داخل شکستگی سنگها به وجود می آیند. در حقیقت فرق دایک و سیل ، تنها در نحوه قرار گرفتن این توده ها نسبت به طبقات اطراف است و در مورد آنها نیز همانند سیل ها، می توان انواع ساده مکرر ، مرکب و تفریق شده راتشخیص داد . ضخامت دایک ها معمولا چند سانتی متر تا چند متر است ولی در بعضی موارد می توان دایکهای خیلی نازک یا خیلی ضخیم را نیز مشاهده کرد . گسترش دایک ها نیز متفاوت است و در بعضی موارد می توان تا چندین کیلومتر یک دایک راتعقیب کرد .

ب- دودکش های آتشفشانی

قسمت هایی از ماگما را که در داخل دود کش آتشفشانی منجمد می شود ، بایستی جزو توده های نفوذی نا هم شیب منظور کرد . بدیهی است این گونه توده ها را ، تنها پی از فرسایش قسمت های رویی، می توان مشاهده کرد . فصل مشترک دود کش های آتشفشانی با سنگهای اطراف ، اغلب به حالت قائم و یا با شیب زیاد است . مقطع آنها نیز غالبا دایره ای و گاهی نیز به حالت غیر مشخص است. قطر دود کش های آتشفشانی متفاوت است و از چندین ده متر تا ۱,۵ کیلومتر تغییر می کنند.



شکل ۲-۱۰: ساخت های اولیه در سنگ های آذرین نفوذی

ج- باتولیت ها

باتولیت ها توده های نفوذی بزرگی اند که قسمت بالایی شان به شکل گنبد است . بر اساس مطالعات انجام شده ، گسترش باتولیت ها با عمق زیاد می شود . به عبارت دیگر ، فصل مشترک این توده های نفوذی با سنگهای اطراف ، به طرف خارج توده شیب دارد . گسترش باتولیت ها زیاد و عموما بیش از ۱۰۰ کیلومتر مربع است. این توده های نفوذی با منبع ماگما اولیه مرتبط می باشند.

د- استوک ها

استوک ها نیز توده های نفوذی مشابه باتولیت ها اند ولی وسعت آنها از ۱۰۰ کلیومتر مربع کمتر است . شکل کلی استوک ها نامنظم است و در بعضی موارد ، به حالت کم و بیش استوانه ای دیده می شوند .ماگمای تشکیل دهنده استوک ها معمولا از نوع متوسط تا بازی است .

خود آزمایی فصل دوم:

۱-فرم های ساختمانی اولیه را تعریف کنید.
۲-تفاوت فرم های اولیه و ثانویه را شرح دهید.
۳-چند مورد از فرم های اولیه در سنگ های رسوبی را نام ببرید.
۴- مشخصات یک طبقه از سنگ های رسوبی را نام ببرید.
۵-لایه بندی مجازی چیست و چگونه ایجاد می شود.
۶-با رسم شکل ، چگونگی ایجاد لایه بندی چلیپایی در سنگ های رسوبی را شرح دهید.
۷- با رسم شکل چگونگی ایجاد ریپل مارک در سنگ های رسوبی را شرح دهید.
۸-طبقه بندی تدریجی چگونه ایجاد می شود؟
۹- ۶ مورد از ساختمان های موجود در سطح لایه های رسوبی را نام ببرید.
۱۰-فسیل ها چه نقشی در شناسایی سطح طبقات رسوبی دارند؟
۱۱- چند مورد از ساخت های اولیه سنگهای آذرین خروجی را نام ببرید.
۱۲-سنگ های آذرآواری چه سنگ هایی هستند؟
۱۳-انواع مخروط های آتشفشانی را نام برده و چگونگی ایجاد آن ها را شرح دهید.
۱۴- چند مورد از ساخت های اولیه سنگهای آذرین نفوذی را نام ببرید.
۱۵- با ترسیم شکل، انواع ساخت های اولیه آذرین نفوذی را مشخص کنید.
۱۶-دایک و سیل چه شباهت ها و تفاوت هایی دارند؟
۱۷-کالدرا چیست؟

فصل سوم

فرمهای ساختمانی ثانویه

هدف کلی

- آشنایی دانشجویان با انواع فرم های ساختمانی ثانویه ایجاد شده در سنگ های پوسته زمین.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

-فرم های ساختمانی ثانویه
-چین و انواع آن
- اجزای چین
-انواع تاقدیس و ناودیس
-گسل و اجزای آن
- دسته بندی گسل ها از نظر تظاهر در سطح زمین
- نشانه های شناسایی گسل ها در سطح زمین
-گسل فعال
-ویژگی های گسل های فعال
-درز ه و تفاوت آن ها با گسل
-دسته بندی درزه ها

۳-۱-مقدمه

آن دسته از ساختمانهائی که بعد از تشکیل سنگها به وجود می آیند، به این نام فرم های ساختمانی ثانویه خوانده می شوند. از جمله این ساختمانها می توان چین ها ، گسل ها، درزه ها و ناپیوستگی ها را نام برد.

۳-۲-چین ها

بطور کلی چین ها را می توان بعنوان پیچ و موج های حاصله در سنگها تعریف کرد . بعبارت دیگر ، چین ها آن دسته از تغییر شکل های سنگها هستند ، که فقط باعث تغییر وضعیت سنگ می شوند ، بدون آنکه در آن گسستگی بوجود آورند .

هنگامی که یک سطح اولیه بر اثر دگردیسی ، خمیده و یا منحنی می شود ساختاری به نام چین تولید می‌شود. شکستگی‌ها از دگردیسی شکننده سنگها به وجود می آید که موجب شکستن کامل آنها در طول سطوح مجزا می‌شود، اما چین‌ها نمایش دگردیسی «شکل‌پذیر» سنگهااست که تغییرات تدریجی اما پیوسته‌تری را در وضعیت فضایی و درونی تولید می‌کند، به گونه‌ای که سنگ خود را با دگردیسی سازگار می‌کند.

شکل ۳-۱: چین خوردگی

۳-۲-۱-اجزای چین ها

۳-۲-۱-۱-محور چین

محور چین از فصل مشترک سطح محوری با سطح طبقه است.

۳-۲-۱-۲-خط‌الرأس

خط‌الراس یا کریست ، عبارت از خطی است که در امتداد بلندترین نقاط یک چین رسم می‌شود.

۳-۲-۱-۳-خط‌القعر

خط‌القعر ، تراف خطی است که می‌توان در پایین‌ترین قسمت یک چین رسم کرد.

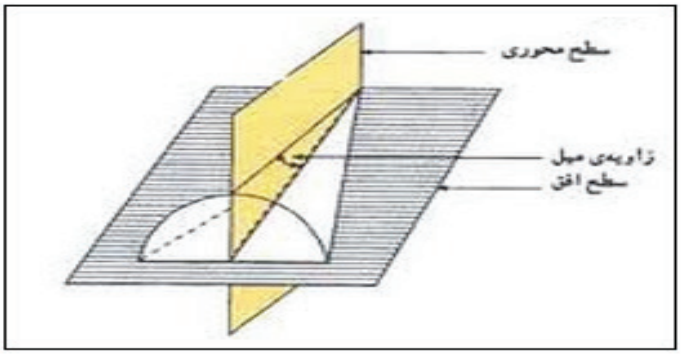
۳-۲-۱-۴-یال چین

دو طرف یک چین را یالهای چین یا پهلوهای چین گویند.

۵-۱-۲-۳-لولای چین
نقطه انحنای بیشینه سطح چین‌ها را لولا می‌گویند.

۶-۱-۲-۳-خط لولا
خطی که در امتداد آن خط چین دارای بیشترین انحنا می‌باشد.

۷-۱-۲-۳-سطح محوری
سطح محوری یک چین سطحی فرضی است که چین را تا حدی به دو قسمت مساوی تقسیم می‌کند.



۸-۱-۲-۳-زاویه میان یالی
کوچکترین زاویه‌ای را که به وسیله یالهای یک چین ساخته می‌شود، زاویه میان یالی یا زاویه چین می‌نامند.

۹-۱-۲-۳-پلانژ چین
زاویه‌ای را که محور چین با افق می‌سازد، پلانژ چین می‌نامند.

۲-۲-۳-تقسیم بندی چین ها بر اساس جهت بسته شدن چین

۱-۲-۳-۳-مقدمه
چین ها با در نظر گرفتن جهت چین خوردگی به انواع مختلفی تقسیم می شوند:
-چین‌های تاق شکل یا تاقدیس:
چین‌هایی که به سوی بالا بسته می‌شود، یعنی یالها در سوی خلاف لولا شیب دارد، تاق شکل می‌گویند.
-چین‌های ناو شکل یا ناودیس:
چین‌هایی هستند که به سوی پایین بسته می‌شوند و یالها به سوی لولا شیب دارند.
-چین‌های خنثی:
چین‌هایی هستند که یالها به سوی جوانب بسته می‌شوند.

۲-۲-۲-۳-تاقدیس

تاقدیس از یک کلمه یونانی[۵] به معنی «داشتن شیب مخالف» گرفته شده است. تاقدیس چینی است که به طرف بالا محدب است. در تاقدیسهای ساده پهلوی چین در جهت مخالف یکدیگر شیب دارد. در بعضی تاقدیسها شیب دو پهلو در یک جهت است یا اینکه هر دو پهلو افقی است و بالاخره بعضی از آنها دارای پهلوهایی درهم می‌باشد که در این صورت نمی‌توان به آسانی مورد مطالعه قرار داد. در چین‌های تاقدیس که طبقات قدیمی در مرکز چین قراردارند.

الف- انواع تاقدیس

-تاقدیس متقارن

تاقدیس متقارن تاقدیسی است که در آن سطح محوری به صورت قائم می‌باشد. به عبارت دیگر پهلوهای چین دارای شیب یکسان می‌باشد.

-تاقدیس نامتقارن

تاقدیس نامتقارن تاقدیسی است که در آن سطح محوری به صورت مایل است. شیب دو پهلو در دو جهت مخالف بوده و زاویه شیب دوپهلو متفاوت می‌باشد.

شکل ۳-۳: تاقدیس نا متقارن.

-تاقدیس برگشته

در تاقدیس برگشته سطح محوری مایل است و هر دوپهلو در یک جهت شیب دارد و معمولا دوپهلو دارای زوایای شیب متفاوت می‌باشد. در این تاقدیسها پهلویی که بیش از ۹۰ درجه چرخیده باشد، پهلوی برگشته و پهلویی که کمتر از ۹۰ درجه چرخیده باشد، پهلوی نرمال است.

-تاقدیس خوابیده

تاقدس خوابیده ، تاقدیسی است که در آن سطح محوری معمولا افقی است. چین‌های خوابیده معمولا دارای چین های خوابیده دیگری به صورت تاقدیسهای فرعی می باشد. اینگونه چین‌های فرعی را به نام ساختمانهای انگشتی شکل می‌نامند.

---

۱) Anticline

-تاقدیس بادبزنی

تاقدیس بادبزنی، تاقدیسی است که هر دو پهلوی آن برگشته است. در از این تاقدیسها شیب دوپهلو به سمت یکدیگر است و ممکن است که در سطح زمین باناودیس اشتباه گرفته شود. ولی از روی طبقات قدیمی تر که در مرکز چین قرار دارند از ناودیس تشخیص داده می‌شود.

-تاقدیس پلانج دار

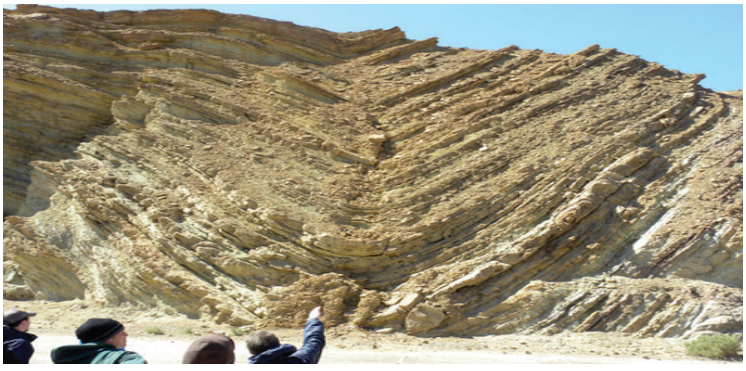
منظور از تاقدیس پلانج‌دار تاقدیسی است که محور آن نسبت به سطح افق زاویه‌دار است و این زاویه از ۰ تا ۹۰ درجه در تغییر است. اگر تاقدیس بدون پلانج باشد، یعنی محور تاقدیس به صورت افقی باشد در اینصورت در روی نقشه زمین شناسی لایه‌ها را به صورت موازی هم خواهیم دید ولی اگر تاقدیس دارای پلانج باشد در اینصورت ، طبقات در سطح زمینی به صورت منحنیهایی که در قسمت انتهایی به همدیگر می‌رسند، دیده خواهند شد. در اینصورت جهت پلانج ، سمتی است که لایه‌ها در آن سمت به یکدیگر می‌رسند.

-تاقدیس مرکب

اگر یک تاقدیس بزرگ از چین‌های کوچکتر تشکیل شده باشد به نام تاقدیس مرکب خوانده می‌شود[۶]. این نوع تاقدیس چین بزرگی است که در حدود یک کوه یا سلسله کوهها وسعت داشته و حداقل دارای مقطعی به طول چندین کیلومتر باشد.

۳-۲-۲-۳-ناودیس

ناودیس لغت یونانی[۷] به معنی شیب به طرف یکدیگر است. ناودیس ، چینی است که به طرف بالا مقعر است. به عبارت دیگر در ناودیسهای ساده شیب دو پهلو به طرف یکدیگر می‌باشد. پهلوهای چینهای ناودیس ممکن است در یک طرف شیب داشته ، یا به صورت افقی ، یا بطور عمود باشند. هر چند این تعریف عموما صادق است ولی مواردی نیز وجود دارد که این تعریف جوابگو نیست، به همین جهت ناودیس را به عنوان چینی که سنگهای جوانتر در مرکز آن قرار دارند، تعریف می کنند.



شکل ۳-۴: ناودیس

۱) Anticlinorium
۲) Syncline

الف- انواع ناودیس

بطور کلی همانطوری که در تعریف ناودیس ذکر شد، چینی که سنگهای جوان در مرکز آن قرار دارند، ناودیس نام دارد. با این وصف ناودیسها را می‌توان از نظر شکل به انواعی تقسیم کرد که در تمامی موارد لایه‌ها از اطراف به سمت مرکز چین جوانتر می‌شوند.

-ناودیس متقارن

ناودیس متقارن، ناودیسی است که سطح محوری آن قائم است. به عبارت دیگر هر دو پهلو دارای شیب یکسان است.

-ناودیس نامتقارن

ناودیس نامتقارن ، ناودیسی است که سطح محوری آن مایل است. شیب دو پهلو در دو جهت مخالف بوده و زاویه شیب دو پهلو متفاوت می‌باشد.

-ناودیس برگشته

در ناودیس برگشته ، سطح محوری مایل است و هر دو پهلو در یک جهت شیب دارد و معمولا دو پهلو دارای زوایای شیب متفاوت می‌باشد. در این ناودیس ، پهلویی که بیش از ۹۰ درجه چرخیده است، برگشته و پهلویی که کمتر از ۹۰ درجه چرخیده است، نرمال می‌باشد.

-ناودیس خوابیده

ناودیس خوابیده ، ناودیسی است که در آن سطح محوری معمولا افقی است.

-ناودیس بادبزنی

ناودیس بادبزنی ، ناودیسی است که هر دو پهلوی آن برگشته است و شیب پهلوها در جهت مخالف هم می‌باشد. در روی سطح زمین این ناودیس ممکن است که با تاقدیس ، اشتباه گرفته شود ولی از روی سنگهای جوانتر که در مرکز قرار دارند، می‌توان این نوع ناودیس را از تاقدیس جدا کرد.

-ناودیس مرکب

مطالبی که در بالا راجع به ناودیسها ذکر شد، مربوط به ناودیسهای منفرد است. به هر حال چین‌ها به تنهایی یافت نمی‌شوند و معمولا هر چین به یک سیستم چین تعلق دارد که خود از چین‌های زیادی تشکیل شده و کمربند چین‌ها را تشکیل می‌دهد. ناودیس مرکب[۱]، ناودیس بزرگی است که از چین‌های کوچکتر تشکیل شده باشد. در اغلب این ناودیسها ، در روی چین اصلی ،چینهای فرعی و کوچکتری نیز وجود دارد که این چینهای فرعی نیز به نوبه خود دارای چینهای فرعی کوچکتر می‌باشند.

-ناودیس پلانج دار

ناودیسها ، مثل سایر ساختمانهای زمین شناسی باید در سه جهت فضایی مورد مطالعه قرار گیرند. برای بررسی ناودیس در حالت سه بعدی بایستی محور ناودیس را نیز به مشخصات قبلی اضافه کنیم. محور ناودیس

---

۱) Synclinovium

در بعضی مواقع به صورت افقی است، در بعضی دیگر مایل و در بعضی دیگر به صورت قائم می‌باشد، وقتی گوییم ناودیسی پلانج‌دار است، منظورمان این است که محور ناودیس نسبت به افق یک زاویه‌ای را تشکیل می‌دهد که این زاویه از ۰ تا ۹۰ درجه در تغییر است. اگر ناودیسی دارای پلانج باشد از روی نقشه زمین شناسی به صورت V شکل دیده می‌شود که در این حالت جهت پلانج یا جهتی که محور ناودیس به آن سمت شیب دارد، در جهت مخالف نوک V می‌باشد.

۳-۳-گسلها

۱-۳-۳-مقدمه

گسلها شکستگیهایی در پوسته زمین هستند که در طول آنها تغییر شکلهای قابل توجهی ایجاد شده است. گاهی اوقات گسلهای کوچک در ترانشه های جاده، جائی که لایه های رسوبی چند متر جابجا شده اند، قابل تشخیص هستند. گسلهایی در این مقیاس و اندازه معمولا بصورت تک گسیختگی جدا اتفاق میافتد. در مقابل گسلهای بزرگ، شامل چندین صفحه گسل درگیر میباشند. این منطقه های گسله، میتوانند چندین کیلومتر پهنا داشته باشند و معمولا از روی عکسهای هوایی راحتتر قابل تشخیص هستند تا سطح زمین.

در واقع حضور گسل در یک منطقه نشان میدهد که در زمان گذشته، در طول آن جابجایی رخ داده است. این جابجاییها میتوانسته یا بصورت جابجائی آرام باشد که هیچ گونه لرزشی در زمین ایجاد نمیکند و یا اینکه بصورت ناگهانی اتفاق بیفتد که جابجایی های ناگهانی در طول گسلها عامل ایجاد اغلب زلزله ها میباشد. بیشتر گسلها غیر فعال هستند و باقیماندهای از تغییر شکلهای گذشته میباشند. در امتداد گسلهای فعال، حین جابجائی فرسایشی دو قطعه پوستهای در کنار هم، سنگها شکسته و فشرده میشوند. در سطح صفحات گسلی، سنگها بشدت صیقلی و شیاردار میشوند. این سطوح صیقلی و شیاردار به زمین شناسان در شناخت جهت آخرین جابجایی ایجادشده در طول گسل کمک میکند. که زمین شناسان بر اساس جهت حرکت گسلها، آنها را به انواع مختلفی تقسیم بندی میکنند که در تقسیم بندی گسلها به آن می پردازیم.

شکل ۳-۵: گسل خوردگی در سنگ ها

۲-۳-۳-مشخصات گسلها

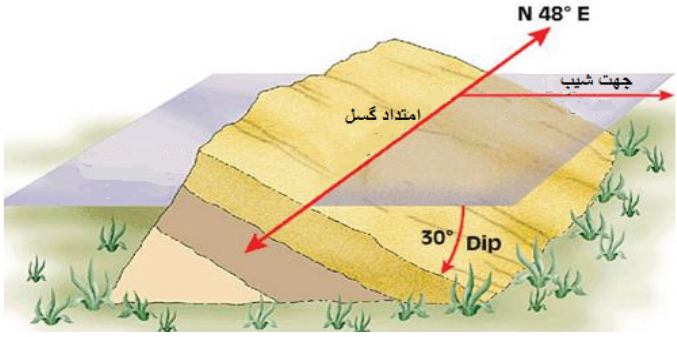
برای تعریف گسلها، از مشخصات هندسی آنها، یعنی موقعیت قرارگیری آنها در یک فضای سه بعدی، استفاده میشود که عمدهترین این مشخصات هندسی راستا و شیب میباشند. شناخت این پارامترها در سطح، زمین شناسان را قادر میسازد تا ساختار سنگها و گسلها را در زیر زمین و قسمتهای دور از دیدشان، پیش بینی نمایند.

۱-۲-۳-۳-راستا[۹]

جهت و راستای خط تلاقی صفحه گسل با افق تحت عنوان راستا شناخته میشود. راستا معمولا بصورت زاویه ای با شمال مشخص می گردد. برای مثال عبارت N۲۰E نشان میدهد که راستای گسل ۲۰ درجه به سمت شرق نسبت به جهت شمال متمایل است.

۲-۲-۳-۳- شیب[۱۰]

عبارتست از شیب سطح یک توده سنگی یا صفحه گسل، نسبت به صفحه افق. شیب شامل زاویه انحراف و نیز جهت آن می باشد. جهت متصور شدن شیب یک گسل، بخاطر سپاری این نکته است که آب همیشه در صفحه موازی با شیب گسل به سمت پایین جاری خواهد شد.



شکل ۳-۶: نمایش خط راستا و شیب و نیز جهت شیب گسل

برای نمایش گسلها بر روی نقشههای زمین شناسی، بدین ترتیب عمل میشود که با یک خط راستای گسل را نشان میدهند و با یک خط کوتاهتر و عمود بر خط قبلی، جهت شیب را مشخص کرده و درجه شیب را در کنار آن می نویسند.

۳-۳-۳-انواع گسلها

اساس این طبقه بندی، نوع حرکت نسبی در امتداد گسلها است که خود ناشی از نحوه تشکیل و مکانیسم توسعه گسل است. بر همین اساس گسلهای زیر در این رده قرار می گیرند.

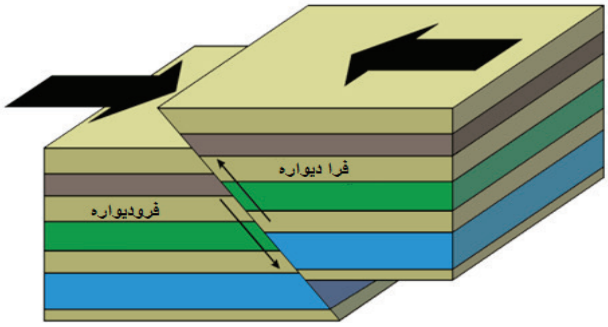
۱-۳-۳-۳-گسلهای شیب لغز

گسلهایی که امتداد اصلی لغزش موازی جهت شیب گسل باشد، گسلهای شیب لغز نامیده میشوند. گسلهای شیب لغز نرمال[۱۱]و معکوس[۱۲] بر اساس جهت حرکت دو قطعه نسبت به هم تعریف می شوند. در صورتی که نیروی وارده فشاری بوده و دو قطعه را به هم نزدیک کند، گسل شیب لغز معکوس و در صورت دو شدن دو قطعه از هم گسل شیب لغز نرمال نامیده میشود.

---

۱) Strike
۲) Dip
۳) Normal Fault
۴) Reverse Fault

بر اساس حرکتهای قائم دو قطعه نسبت به هم، فرا دیواره[۱۳] و فرو دیواره[۱۴] قابل تشخیص است. دلیل این نامگذاری برمیگردد به معدنکارانی که در معادن زیر زمینی کار میکردند. چون غالبا معادن در محل تقاطع دو قطعه قرار دارند، فرا دیواره سقف معادن را تشکیل میدهد که محل آویزان کردن چراغها در داخل معادن بود[۱۵] و فرو دیواره کف معدن یا محلی که پا بر روی آن قرار می گیرد است که به آن[۱۶] کف اطلاق می شود.



شکل ۳-۷: فرا دیواره و فرو دیواره در گسل معکوس

الف-گسل نرمال[۱۷]

گسل نرمال که گاهی از آن به عنوان گسل وزنی[۱۸]نیز یاد می کنند، به گسلی می گویند که در آن کمر بالا نسبت به کمر پایین به طرف پایین حرکت کرده باشد. در حالت خاصی از این گسلها که شیب سطح کم است، گسل را گسل جدا شونده می نامند.

ب-گسل معکوس[۱۹]

گسل معکوس، گسلی است که در آن کمربالا به طرف بالا حرکت کرده باشد. در حالت کلی شیب گسل بیشتر از ۴۵ درجه است. گسل معکوس به دو حالت زیر نیز دیده می شود.

- راندگی[۲۰]

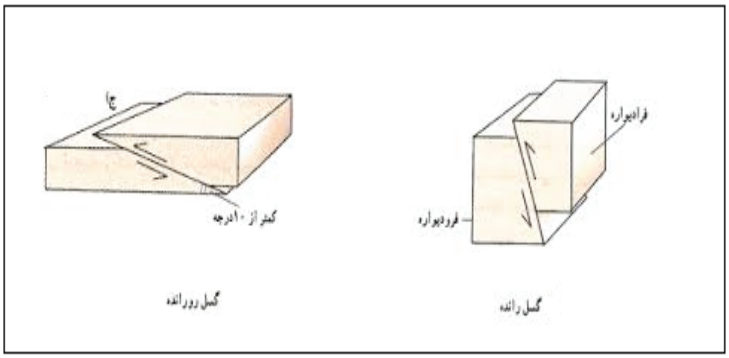
راندگی یا سوار شدگی به گسل معکوسی که شیب آن کمتر از ۴۵ درجه باشد، راندگی گویند. این گسل به نام گسل زیررانده[۲۱] نیز معروف است.

---

۱) Hanging wall
۲) Footwall
۳) Hanging wall
۴) Footwall
۵) Normal Fault
۶) Gravity Fault
۷) Reverse Fault
۸) Thrust Fault
۹) Underthrust Fault

-روراندگی[۲۲]

گسل رورانده، گسل معکوسی است که زاویه شیب آن کمتر از ۱۰ درجه و لغزش کلی آن زیاد باشد.



شکل ۳-۸: فرا دیواره و فرو دیواره در گسل معکوس

۲-۳-۳-۳-گسلهای امتداد لغز[۲۳]

گسل ترنسفرم یا انتقالی ، گسلی است که در طول مرز یک صفحه تکتونیکی امتداد می یابد. حرکت مربوط به این صفحات افقی و به شکل های راستگرد و چپگرد است. برخی حرکات دیگر نیز ممکن است و جود داشته باشند، اما بردارهای اصلی در یک گسل ترنسفرم افقی هستند.

بیشتر گسل های ترنسفرم در بستر اقیانوس ، جایی که پشته ها میان اقیانوسی در حال گسترش بستر اقیانوس هستند و یک مرز زیگزاگی را ایجاد می کنند، یافت می شوند. گرچه شناخته شده ترین گسل های ترنسفرم در خشکی دیده شده اند (مانند گسل سن آندریاس).

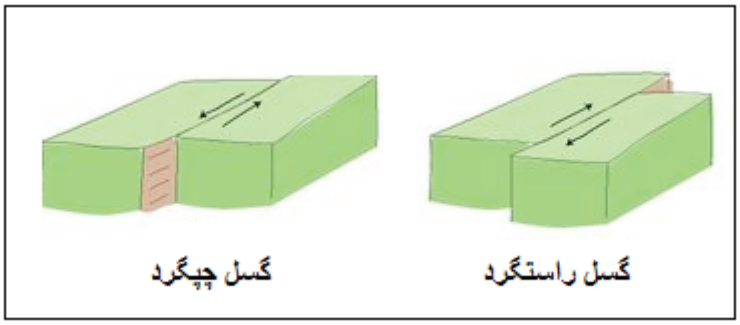
گسل ترنسفرم یکی از ۳ نوع مرز میان صفحات تکتونیکی است . این اصطلاح به وسیله توزو ویلسون در۱۹۶۵ پیشنهاد شد و او این مفهوم را در مورد گسل امتداد لغز عرضی در مسیری که پشته میان اقیانوسی تغییر مسیر می دهند، به کار برد.

حرکت چپ گرد و راستگرد یک صفحه در برابر صفحه دیگر در طول گسل ترنسفرم می تواند موجب تاثیرات لرزه ای بالایی در پوسته لیتوسفری شود. به دلیل اصطکاک ، صفحات نمی توان به سادگی در کنار هم بخزند. بنابراین میزان تنش در هر دو صفحه افزایش می یابد هنگامی که تنش به میزانی می رسد که از آستانه تحمل سنگها تجاوز می کند ، انرژی پتانسیل متراکم شده خارج می شود. واتنش سنگ ها به میزان تغییر پذیری سنگ ها بستگی دارد. درپوسته زیرین و گوشته سنگ ها شکل پذیر و انرژی اندوخته شده به صورت تغییر شکل و به تدریج تخلیه می شود در حالی که در پوسته بالایی که سنگ های شکننده هستند انرژی ذخیره شده با شکستگی و واتنش ناگهانی در طول گسل آزاد می شود. بنا براین به دلیل آزاد شدن انرژی درطول گسل های ترنسفرم در مرزهای مماسی، زمین لرزه یک پدیده معمول است. پاره ای از گسل های ترنسفرم مشهور شناخته شده در جهان عبارتند از:

---

۱) Overthrust Fault
۲) Strike Slip Fault or Transcurrent Fault

۱- گسل سن آندیاس کالیفرنیا که در قاره قرار دارد.
۲- گسل بزرگ سوماترا در اندونزی
۳- گسل بحرالمیت در خاور میانه
۴- گسل چمن در پاکستان
۵- گسل شمال آناتولی در ترکیه

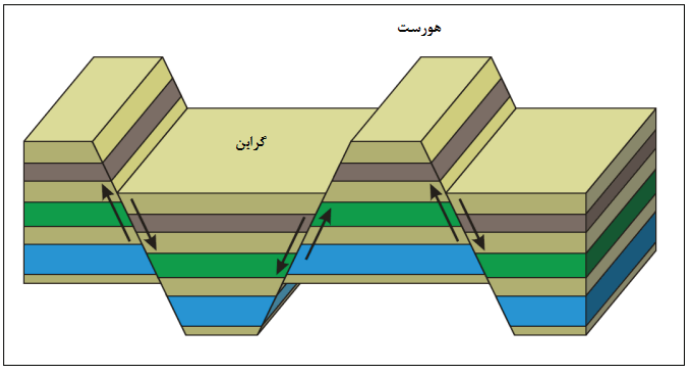


شکل ۳-۹: انواع گسل امتداد لغز

۳-۳-۴-هورست و گرابن

به دلیل استرس کششی که گسل های نرمال را ایجاد می کند ، آنها اغلب بصورت یک سری گسل ایجادمی گردند که با گسل های همجوار جهت شیبشان مخالف می باشد . در چنین مواردی بلوک های پایین افتاده را گرابن و بلوک های بالا رفته را هرست می نامند . در مناطقیکه جدیداً استرس کششی پوسته را تحت تاثیر قرار داده است ، ممکن است گرابن از دره های ریفتی و بلوک های بالارونده و هورست از رشته کوه های باریک و کشیده شده ایجاد گردند .

دره ریفتی شرق آفریقا مثال منطقه ای است که کشش قاره ای آنرا ایجاد کرده است . حوزه و سری ایالت های غرب آمریکا (نوادا ، اوتا و ایداهو) مناطقی هستند که تحت تاثیر نیروی کششی پوسته قرار گرفته اند . حوزه ها ، گرابن های طویل و توسعه یافته می باشند و محدوده ها بلوک های هرست بالارونده می باشند .



شکل ۳-۱۰: هورست و گرابن

۳-۳-۵-تقسیم بندی گسل هااز نظر تظاهر در سطح زمین

گسلها را از لحاظ نحوه تظاهر در سطح زمین می توان در یکی از انواع گروه های زیر قرار داد [سلیمانی،۱۳۷۸]:

۳-۳-۵-۱-گسل های آشکار

در این نوع از گسل ها می توان اثرات مربوط به گسلش سطحی و تشکیل افزار گسلی را به طور کامل مشاهده نمود.

۳-۳-۵-۲-گسل های پنهان

اثرات حرکتی این نوع از گسل ها فقط ممکن است تا حدی به سطح زمین برسند و در نتیجه شناسایی کامل آن ها با استفاده از عکس های هوایی و ماهواره ای و یا توسط بررسی های صحرایی میسر نمی باشد. برای شناسایی کامل این گونه از گسل ها می توان از بررسی های ژئوفیزیکی و دیرینه لرزه شناسی غیر مستقیم استفاده کرد.

۳-۳-۵-۳-گسل های کور

این نوع از گسل ها به سطح زمین نمی رسند و دگر شکلی آن ها در سطح زمین در محدوده ی شکل پذیر رخ می دهد. معمولا، برای بررسی و شناسایی وضعیت دیرینه لرزه خیزی این نوع گسل ها از بررسی های دیرینه لرزه شناسی غیر مستقیم استفاده می شود.

۳-۳-۶-نشانه های شناسایی گسل ها

نشانه های شناساسی گسلها را می توان به دو گروه نشانه های خارجی و نشانه های داخلی تقسیم کرد:

۳-۳-۶-۱- نشانه های خارجی تشخیص گسل ها

عملکرد گسل ها بر روی زمین باعث جابجایی، قطع، تکرار لایه ها و یا ساختهای دیگر زمین شناسی می شود. نشانه هایی که در این گروه جای می گیرند، شامل خطواره ها (انتظامهای خطی)، پرتگاه ها،جابجایی ،قطع شدگی، آبگیرهای فرونشینی، تغییر ناگهانی رخساره های رسوبی، فرازمین و فروزمین، لرزه خیزی، چشمه ها، تغییر ناگهانی مسیر رودخانه ها ، تغییر ناگهانی در نیمرخ بستر رودخانه می شود که در فصل هشتم در مورد شواهد ژئومورفیک وجود گسل ها بحث خواهد شد.

۳-۳-۶-۱- نشانه های داخلی تشخیص گسل ها

نشانه هایی که مربوط به سطح گسل می باشد، در این گروه جای دارند و شامل آیینه گسل، برشی شدن، هوازدگی و تجزیه، سطح ایستابی ، میلونیت شیلی، سیلیسی شدن و تشکیل کانیها می شود که در فصل هشتم به آن ها اشاره خواهد شد.

۳-۳-۷-گسل های فعال و ویژگی های آن ها

در حال حاضر هیچ گونه تعریفی از گسل های فعال که جامعیت جهانی داشته باشد و همچنین اصول و معیار هایی که بتوان بر اساس آن گسل های فعال را شناخت و رده بندی کرد،ارائه نشده است»[مختاری،۱۳۸۵]. کلرو پینتر[۱۹۹۶]گسل ها را از نظر فعالیت به سه دسته گسل های غیر فعال (که فعالیت آن ها محدود به قبل از کواترنر بوده است)، بالقوه فعال (که فعالیت آن ها در طول دوره کواترنر اثبات شده است)و گسل های فعال (که در طی هولوسن از خود تحرک نشان داده اند) تقسیم کرده اند.

کمسیون قانون گذاری ایالات متحده آمریکا گسل های بالقوه فعال را گسل هایی می داند که یک بار در ۵۰۰۰۰ سال گذشته و یا چندین بار در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته جابجا شده اند. فرمانداری ایالت کالیفرنیا، این گسل ها را گسل هایی می داند که در طول کواترنر با فعالیت خود منجر به گسیختگی زمین شده اند. در تعاریف دیگر سازمان ها، این نوع گسل ها،گسل هایی معرفی شده اند که در حال حاضر هیچ گونه فعالیتی ندارند، اما احتمال فعالیت آن ها در آینده وجود دارد»[ماچیت،۲۰۰۰].

بربریان[۱۳۷۱]گسل هایی که یک یا چند ویژگی زیر را داشته باشند، گسل فعال وتوانمند به حساب می آورد:

۱-مرکز یابی زمین لرزه های بزرگ با خطای کم در طی سده ی بیستم در نقطه ای از درازای گسل .

۲-رویداد کهلرزه های زیاد همبسته با رویه ی گسل .

۳-رویداد زمین لرزه تاریخی در بخشی از گسل .

۴-گسلش در رسوبات کواترنر پسین، یک جنبش در ۳۵۰۰۰ سال و یا دو جنبش یا بیشتر در ۵۰۰۰۰۰ سال گذشته .

۵-مشاهده دیواره گسل در روی زمین که به وسیله فرسایش از میان نرفته باشد.

۶-همبستگی زمین ساختی یک گسل با گسل شناخته شده فعال که به سبب جنبش گسل فعال ، جنبشی در گسل دیگر روی دهد.

بر این اساس انتظار می رود چنین گسل هایی در آینده نیز دچار جابجایی نسبی شوند و در هر گونه سازه ای که بر روی آن ها قرار گیرد ، برش ایجاد کنند.

از دیدگاه لرزه خیزی نیز، گسل ها به انواع زیر تقسیم می شوند[سلیمانی،۱۳۷۸]:

-گسل غیر فعال (با توجه به سوابق لرزه خیزی و مدارک زمین شناسی و ژئومورفولوژی عدم فعالیت گسل محرز باشد).

-گسل با فعالیت نامشخص (اگر به دلیل کمبود اطلاعات زمین لرزه ای فعال بودن و یا فعال نبودن یک گسل مشکوک باشد).

-گسل کواترنر (گسل هایی که نهشته های کواترنر را قطع کرده باشند ولیکن الزاما" لرزه زا نباشند).

-گسل دارای پتانسیل فعالیت (اگر شواهد گسلش سطحی بر روی صفحه گسلی قابل تشخیص باشد ولیکن بر اثر کمبود اطلاعات، زمین لرزه ای بر روی گسل ثبت نشده باشد و یا گسل هایی که در طول کواترنر فعالیت کرده باشند ولیکن فعالیت آن ها در عهد حاضر مشخص نباشد).

-گسل فعال (گسل هایی که حداقل یک جنبش در عصر حاضر و یا دوجنبش در کواترنر پسین داشته باشند).

-گسل زمین لرزه ای (گسلی که نهشته های جوان کواترنر را قطع کرده و تاریخ زمین لرزه های آن هم مشخص باشد).

پایگاه داده های علوم زمین ایران[۱۳۸۹]، گسل ها را بر اساس زمین لرزه های رخ داده بر روی آن ها به دو دسته کلی بنیادی و کواترنر تقسیم کرده است. گسل بنیادی، گسلی است که فعالیتی طی ۱۰۰۰۰سال نداشته است. ولی گسیختگی آن برروی سطح دیده می شود.گسل کواترنر نیز گسلی است که حداقل دارای یک فعالیت طی ۱۰۰۰۰ اخیر بوده است .

۴-۳-درزه ها

درزه [۲۴] نوعی شکستگی است که در آن هیچ گونه جابجایی در بخش های طرفین شکستگی نسبت به هم رخ نداده و یا مقدار آن به قدری کم است که با چشم غیر مسلح دیده نمی شود.

24) Joint

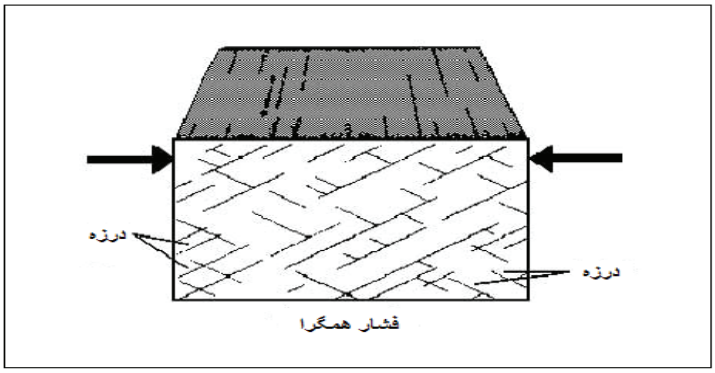
درزه ها را می توان براساس زایش (نحوه ایجاد) و از نظر هندسی تقسیم بندی نمود. تقسیم بندی هندسی منحصرا یک طبقه بندی توصیفی است و نسبت به طبقه بندی زایشی کاربرد آسانتری دارد، ولی منشاء و چگونگی تشکیل درزه ها را مشخص نمی کند.

شکل ۳-۱۱: درزه های موجود در سنگ ها

۱-۴-۳-تقسیم بندی هندسی درزه ها

از نظر هندسی، درزه ها را می توان براساس موقعیت نسبی آنها به سطوح طبقه بندی سنگها و یا سایر ساختمانهای موجود در چینه هایی که به وسیله درزه ها قطع شده اند مانند: شیستوزیته، لایه بندی، تورق و .... تقسیم نمود.

-درزه های امتداد[۲۵]
-درزه های شیبی[۲۶]
-درزه های مورب [۲۷]یا مایل
-درزه های طبقه ای[۲۸]یا موازی لایه بندی .



شکل ۳-۱۲: چگونگی ایجاد درزه ها در ارتباط با فشار وارده به سنگ ها

25) Strike Joints
26) Dip Joints
27) Oblique or Diagonal
28) Bedding Joints

خود آزمایی فصل سوم

۱-فرم های ساختمانی ثانویه را تعریف کرده و مثالی بزنید.
۲-چین را تعریف کرده انواع آن را نام ببرید.
۳-یک چین را رسم کرده و اجزای آن را روی شکل نشان دهید.
۴-پلانژچین را تعریف کنید.
۵-تاقدیس را تعریف کرده و شکل آن را رسم کنید.
۶-انواع تاقدیس را نام ببرید.
۷-گسل را تعریف کرده و اجزای آن را بر روی شکل نشان دهید.
۸-راندگی و روراندگی چه تفاوتی با هم دارند؟
۹- ۴ گسل امتداد لغز معروف دنیا را نام ببرید.
۱۰- گسل ها را از نظر تظاهر در سطح زمین دسته بندی کنید.
۱۱-هورست و گرابن را با رسم شکل نشان دهید.
۱۲- نشانه های شناسایی گسل ها در سطح زمین را نام ببرید.
۱۳-گسل فعال را تعریف کنید.
۱۴-ویژگی های گسل های فعال را توضیح دهید.
۱۵-درز را تعریف کرده و تفاوت آن را با گسل بیان کنید.
۱۶-درزه ها را دسته بندی کنید.

فصل چهارم

چگونگی ایجاد فرم های ساختمانی ثانویه

هدف کلی:

- آشنایی دانشجویان با چگونگی ایجاد فرم های ساختمانی ثانویه در سنگ های پوسته زمین.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

- مفهوم نیرو
- مفهوم تنش
- انواع تنش
- تغییر شکل ارتجاعی
- تغییر شکل غیر ارتجاعی
- تفاوت تغییر شکل ارتجاعی و غیر ارتجاعی

۱-۴-مقدمه

چگونگی ایجاد فرمهای ساختمانی ثانویه در ارتباط با مفاهیم کلی تنش و نحوه توزیع آن در سنگها و تغییر شکل آنها و نیز رفتار سنگ در شرایط مختلف، می باشد. آن دسته از ساختمانهائی که بعد از تشکیل سنگها به وجود می آیند، فرمهای ساختمانی ثانویه خوانده می شوند. از جمله این ساختمانها می توان گسله ها، چین ها، درزه ها و ناپیوستگی ها را نام برد.

۲-۴-نیرو

نیرو آن چیزی است که اجسام ثابت را به حرکت درمی آورد و یا نحوه حرکت اجسام متحرک را تغییر می دهد. از تجربیات روزانه میدانیم که اگر میزی (ساکن[۲۹]) باشد، باید به آن نیرو وارد کنیم تا جابجا شود (حرکت[۳۰]).

۳-۴-تنش

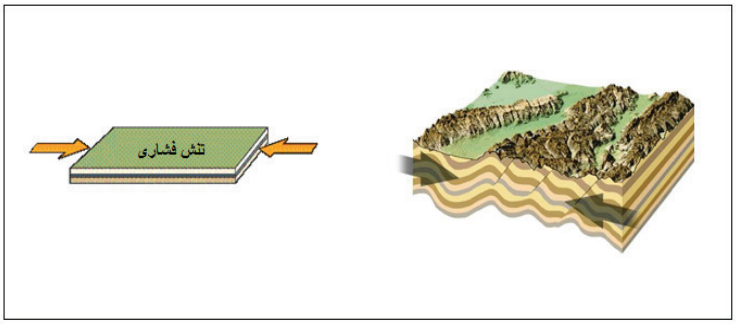
تنش مقدار نیرویی است که به واحد سطح وارد می شود. مقدار تنش به تنهایی تابعی از مقدار نیروی وارده نیست و به سطحی که نیرو به آن وارد می شود نیز وابسته می باشد. برای مثال اگر پای برهنه در حال راه رفتن بر روی سطح سختی باشید نیرو (وزن بدن شما) در سطح کف پای شما پخش می شود، لذا نیرویی که به هر نقطه از کف پای شما وارد می شود کم است. اما اگر بر روی یک سنگ نوک تیز پا بگذارید، تمرکز تنش بر روی نقطه ای از کف پای شما بسیار زیاد خواهد شد. درواقع می توانید تنش را از میزان تمرکز نیرو بر روی سطح درک کنید.

۱-۳-۴-انواع تنش

بر اساس جهت های مختلف نیروهای وارده، تنشهای مختلفی ایجاد می شود. بصورت خلاصه این تنشها عبارتند از:

۱-۱-۳-۴-تنش فشاری

در صورتی که نیروهای وارده باعث فشرده شدن جسم شوند تنش فشاری بوجود می آید. تنشهای فشاری تمایل دارند که صفحات سطح کره زمین را کوچکتر و ضخیمتر نمایند و این فرآیند با چین خوردگی و گسلش اتفاق می افتد.

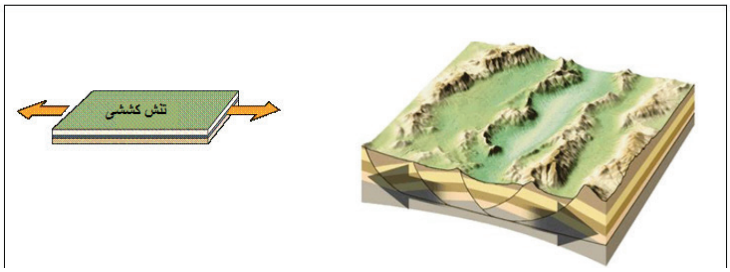


شکل ۴-۱: جهت اعمال نیروهای فشاری که منجر به فشرده شدن و ضخیمتر شدن صفحات پوسته می شود

29) Stationary
30) Motion

۲-۱-۳-۴-تنش کششی

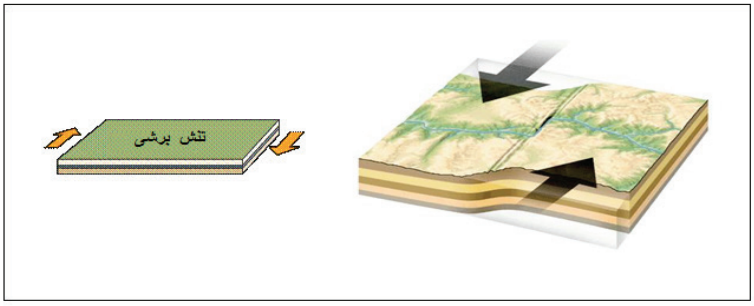
در صورتی که تنش وارده تمایل به کشیدن توده سنگی داشته باشد تحت عنوان تنش کششی شناخته میشود که باعث طویل تر شدن آنها میگردد.



شکل ۴-۲: تنش کششی که منجر به طویل شدن ساختار ها می شود

۳-۱-۳-۴-تنش برشی

وقتی یک دسته کارت را بر روی زمین قرار دهید و با دست خود آنها را به جلو برانید نمونه ای از تنش برشی را بر آن وارد نموده اید. در صورتی که تنش برشی بر توده سنگها وارد گردد باعث لغزش صفحات در کنار یکدیگر می شود.



شکل ۴-۳:تنش برشی که باعث لغزش صفحات در کنار یکدیگر می شود

تعریف تغییر شکلهای ارتجاعی و غیر ارتجاعی باعث خواهد شد تا بتوانیم درک کاملی از مکانیزم ایجاد تغییر شکلها در پوسته زمین و نحوه ایجاد آنها داشته باشیم. هر ماده ای بر روی کره زمین، دارای خصوصیات فیزیکی منحصر بفردی است. ولی غالبا اساس این خصوصیات یکسان می باشد. یکی از این خصوصیات فیزیکی که در این قسمت به آن می پردازیم، نحوه عکس العمل مواد در برابر نیروی وارده بر آنها می باشد.

۴-۴- تغیر شکل

۴-۴-۱-مرحله تغییر شکل ارتجاعی (الاستیک[۳۱])

اگر میله فلزی را اندکی خم کنیم، پس از آنکه آن را رها میکنیم، میله به حالت طبیعی خود بازمی گردد. در این مرحله گفته میشود که میله در حالت ارتجاعی خود قرار دارد. در این حالت هر جسم دقیقا همانند یک فنر عمل نموده و نیروی وارده را در خود ذخیره کرده و پس از برطرف شدن نیرو آن را آزاد نموده و به حالت اولیه خود باز می گردد.

۴-۴-۲-مرحله تغییر شکل غیر ارتجاعی (پلاستیک[۳۲])

اگر نیرویی که به میله وارد می کنیم، از میزان معینی بیشتر باشد و در نتیجه میله از میزان معینی بیشتر تغییر شکل دهد، پس از رها کردن، دیگر به حالت اولیه خود باز نمی گردد و مقداری از تغییر شکل بصورت دائمی در آن باقی خواهد ماند. که در اصطلاح علمی گفته میشود چوب از مرحله الاستیک خارج شده و وارد مرحله پلاستیک شده است.

خود آزمایی فصل چهارم

۱-با ذکر یک مثال مفهوم نیرو را توضیح دهید.
۲-تنش را تعریف کنید.
۳-با رسم شکل، انواع تنش را شرح توضیح دهید.
۴-با رسم شکل تغییر شکل ارتجاعی را توضیح دهید.
۵- با ذکر یک مثال تغییر شکل غیر ارتجاعی را توضیح دهید.
۶-تفاوت تغییر شکل ارتجاعی و غیر ارتجاعی را بیان کنید.

31) Elastic
32) Plastic

فصل پنجم

تکتونیک

هدف کلی

- آشنایی دانشجویان با مفهوم تکتونیک و انواع حرکات قطعات سنگ کره ی زمین.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

- تاریخچه ی شکل گیری کره ی زمین
-ساختار درونی کره ی زمین
- لایه بندی فیزیکی کره زمین
-ساختمان سنگ کره
- تئوری صفحه زمین ساخت
-انواع مرزهای صفحات سنگ کره
-تغییر شکل پوسته

۵-۱-مقدمه

پدیده های زمین شناسی که در داخل زمین اتفاق می افتند تنها در سایه توجه به تاریخچه کره زمین و نحوه تغییرات آن در طول سالیان کهن قابل شناخت است. به همین منظور ابتدا خلاصه ای از پیدایش اولیه کره زمین ارائه می گردد.

کره زمین یکی از ۹ سیاره ی است که به همراه چندین قمر و تعداد زیادی اجسام کوچکتر به گرد خورشید می گردند. طبیعت منظم و مرتبی که بر منظومه شمسی حاکم است، محققان را به این استنتاج هدایت می کند که زمین و سایر کرات هم زمان با خورشید و از عناصر اولیه یکسانی تشکیل شده باشند. بر اساس فرضیه سحابی[1]، اجسام منظوم شمسی از یک توده بزرگ ابر دوار به نام ابر خورشیدی [2]تکوین یافته است که این توده سحابی غالبا از هیدروژن و هلیم و درصد پایینی از عناصر سنگینتر ترکیب یافته بود.

حدود ۵ میلیارد سال پیش، این توده بزرگ ابر از گاز و ذرات ریز بر اساس جاذبه شروع به کشیده شدن به سمت همدیگر کردند. با منقبض شده این ابر مارپیچی بر سرعت چرخش آن افزوده می شود. با گذشت زمان این توده پراکنده تبدیل به یک دیسک صاف با تمرکز مواد در مرکز آن گردید.

همراه با انباشته شدن مواد برای تشکیل کره زمین، اصابت ذرات سحابی با سرعت بالا و زوال عناصر رادیواکتیو باعث افزایش تدریجی دمای کره زمین گردید. این افزایش دما به اندازهای بود که گرمای لازم برای ذوب آهن و نیکل را تامین نمود. پدیده ذوب، حبابهای مایعی از فلزات سنگین ایجاد نمود که به سمت مرکز سیاره زمین فرورفتند.

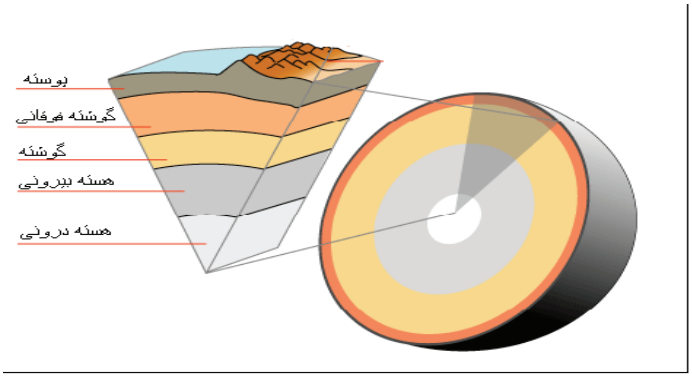
علاوه بر این، در دوره ذوب، توده های شناوری از سنگ مذاب به سطح کره زمین انتقال یافتند که با استحکام یافتن در سطح کره زمین، پوسته اولیه آن را تشکیل دهند. این مواد سنگی غنی از اکسیژن و عناصر [3]بخصوص سیلیکون و آلومینیوم و مقدار کمتری کلسیم، سدیم، پتاسیم، آهن و منگزیم بودند. این دوره اولیه تفکیک شیمیایی، سه لایه اساسی داخلی زمین یعنی هسته غنی از آهن، پوسته ابتدائی باریک و بزرگترین لایه زمین به نام گوشته را که بین هسته و پوسته قرار دارد را بوجود آورد.

۵-۲-ساختار درونی زمین

پدید آمدن زلزله های اخیر که حاصل جابجائی در پوسته زمین است و انفجار مواد مذاب از یک آتشفشان فعال، تنها نمایشگر قسمتهای پایانی از یک پروسه طولانی است که ساختار کنونی کره زمین را بوجود آورده است. پدیدههای زمین شناسی که در داخل زمین اتفاق می افتند تنها در سایه توجه به تاریخچه کره زمین و نحوه تغییرات آن در طول سالیان کهن قابل شناخت است.

در ابتدای پیدایش کره زمین، بدلیل بالا بودن دمای آن، تمام مواد تشکیل دهنده آن بصورت مذاب بودند که بدلیل تفاوت در وزن و چگالی این مواد، سه لایه اصلی در سطح زمین پدید آمده است. این تقسیم بندی بر اساس تفاوت خصوصیات شیمیایی مواد تشکیل دهنده آن قابل تشخیص است:

1) Nebular hypothesis
2) Solar nebula
3) oxygen seeking



شکل ۵-۱:ساختار درونی زمین

۵-۲-۱- پوسته[۴]

پوسته کره زمین لایه نسبتا کم عمقی است که به دو نوع کلی تحت عنوان پوسته قارهای و پوسته اقیانوسی طبقه بندی می شود. پوسته اقیانوسی حدود ۷ کیلومتر ضخامت داشته و از سنگهای آذرینی تحت عنوان (بازالت) تشکیل شده است. در مقابل پوسته قاره ای دارای ضخامت متوسط ۳۵-۴۰ کیلومتر است ولی در برخی مناطق کوهستانی ممکن است از ۷۰ کیلومتر نیز تجاوز نماید. برخلاف پوسته اقیانوسی، که از مواد شیمیائی یکنواختی تشکیل شده است، پوسته قارهای شامل انواع مختلفی از سنگها می باشد. قسمت فوقانی پوسته قارهای از سنگهای گرانیتی تشکیل شده، در حالی که قسمت تحتانی آن شبیه بازالت است.

۵-۲-۲- گوشته[۵]

بیش از ۸۲ درصد از حجم زمین در گوشته قرار دارد که یک ورقه جامد و سنگی را تا عمق ۲۹۰۰ کیلومتری تشکیل می دهد. مرز بین پوسته و گوشته، تفاوت فاحشی را در مشخصات شیمیایی نشان می دهد.

۵-۲-۳- هسته[۶]

تصور میشود که ترکیب اصلی هسته از آلیاژ آهن-نیکل با مقادیر کمی از اکسیژن، سیلیکون و سولفور باشد. بدلیل فشار زیاد در هسته مواد تشکیل دهنده آن دارای چگالی بالایی حدود ۱۴ برابر چگالی آب در سطح زمین هستند.

۵-۳- لایه بندی فیزیکی کره زمین

مشخصه داخل کره زمین افزایش تدریجی دما، فشار و چگالی مواد تشکیل دهنده با افزایش عمق است. برآورد میشود که دما در عمق ۱۰۰ کیلومتری بین ۱۲۰۰ تا ۱۴۰۰ درجه سانتیگراد باشد، درحالی که دما در مرکز کره زمین ممکن است از ۶۷۰۰ درجه سانتیگراد نیز تجاوز نماید. افزایش تدریجی در دما و فشار با عمق، مشخصات فیزیکی و در نتیجه رفتار مکانیکی مواد تشکیل دهنده زمین را تحت تاثیر قرار میدهد. وقتی ماده ای تحت گرما قرار می گیرد، اتصالات شیمیائی آن ضعیف شده و مقاومت مکانیکی آن کاهش می یابد و درصورتی که دما از نقطه ذوب ماده مورد نظر فراتر رود اتصالات شیمیائی شکسته شده و پدیده ذوب اتفاق

4) Crust
5) Mantel
6) Core

می افتد. اگر دما تنها معیار تعیین کننده ذوب مواد بود در این صورت باید کره زمین تبدیل به یک توپ مذاب با یک پوسته نازک جامد می شد. درحالی که فشار نیز با عمق افزایش می یابد و تمایل دارد که مقاومت سنگها را افزایش دهد. بر اساس مشخصات فیزیکی و مقاومت مکانیکی می توان زمین را به ۵ لایه مختلف تقسیم بندی نمود: لیتوسفر[۷]، آستنوسفر[۸]، مزوسفر[۹] یا گوشته پایینی، هسته بیرونی و هسته درونی.

۱-۳-۵-لیتوسفر(سنگ کره)

بر اساس مشخصات فیزیکی، لایه بیرونی کره زمین شامل پوسته و لایه خارجی گوشته است که تشکیل دهنده یک لایه نسبتا سرد و صلب می باشند درحالی که این لایه ها از مواد متفاوت شیمیایی تشکیل شده است، ولی بدلیل سرد بودن و مقاوم بودن رفتار واحدی را از خود نشان می دهند (شکل ۲).

لیتوسفر در قسمت قارهای بطور متوسط ۱۰۰ کیلومتر ضخامت دارد ولی ممکن است به بیش از ۲۵۰ کیلومتر در زیر قسمتهای قدیمی قاره ها برسد. در زیر اقیانوسها ضخامت لیتوسفر از چند کیلومتر در قسمت رشته کوههای اقیانوسی[۱۰] تا حدود ۱۰۰ کیلومتر در قسمتهای قدیمیتر و سردتر پوسته اقیانوسی می رسد.

۲-۳-۵-استنوسفر

در زیر لیتوسفر و در قسمت فوقانی گوشته، تا عمق ۶۶۰ کیلومتر، یک لایه نرم قرار دارد که به عنوان استنوسفر شناخته می شود. قسمت بالای استنوسفر دارای چنان دما و فشاری است که منجر به ذوب بسیار اندکی از این لایه می شود. در برابر این ناحیه ضعیف، لیتوسفر جدا از لایه زیرین خود است و نتیجه این جدا بودن حرکت مستقل لیتوسفر نسبت به استنوسفر است.

۲-۳-۵-مزوسفر یا گوشته پائینی

زیر ناحیه ضعیف استنوسفر، افزایش فشار اثر دمای بالا را خنثی کرده و سنگها تا حدودی با افزایش عمق مقاومتر می شوند. در عمق ۶۶۰ کیلومتر تا ۲۹۰۰ کیلومتر یک لایه صلب تر به نام مزوسفر (کره میانی) یا گوشته پائینی یافت می شود. برخلاف مقاومت آنها، سنگهای مزوسفر همچنان گرم بوده و توانائی جریان یافتن را دارا می باشند.

۳-۳-۵-هسته خارجی

هسته بیرونی از ناپیوستگی گوتنبرگ - ویشرت در عمق ۲۹۰۰ کیلومتری شروع و تا عمق ۵۱۲۰ کیلومتری که ناپیوستگی لمان قرار دارد، ادامه می‌یابد. ترکیب عمومی هسته آلیاژ آهن - نیکل (Ne-Fi) است و به همین دلیل به آن نیف یا نیفه نیز می گویند. لازم به ذکر است که امواج S از هسته مایع خارجی عبور نمی کنند. هسته خارجی دارای حرکات همرفتی است که سرعت آنها چندین کیلومتر در سال است. حرکت وضعی زمین تاثیر به سزایی در این حرکات داشته و این اثربه نام تاثیر کوریولیس نامیده می‌شود.

۴-۳-۵-هسته داخلی

هسته داخلی یک کره به شعاع ۳۴۸۶ کیومتر است. برخلاف دمای بالاتر هسته داخلی، مواد تشکیل دهنده آن جامد هستند.

---

7) Lithosphere
8) Asthenosphere
9)Mesosphere
10) Oceanic ridges

۵-۴-تئوری صفحه ای زمین ساخت[۱۱]

در طول چند دهه اخیر درباره کره زمین مطالب بسیار زیادی آموخته ایم. در این مدت تحولی عظیم در فهم ما از زمین بوجود آمده است. این تحول از ابتدای قرن بیستم با ارائه پیشنهاد مربوط به تئوری جابجائی قارهای[۱۲] تئوری که بیان می‌کند قاره ها بر روی کره زمین حرکت می کنند آغاز گردید. این مطلب با فرض ثابت بودن قاره ها و کف اقیانوسها که تا آن زمان مورد قبول بود در تضاد اساسی قرار داشت و به همین دلیل نیز ۵۰ سال طول کشید تا داده کافی برای اثبات این نظریه جمع آوری شود.

بر اساس تئوری صفحه زمین ساخت، پوسته خارجی صلب زمین (لیتوسفر) به تکه های متعددی شکسته شده است که هرکدام از آنها صفحه[۱۳]نام دارند که در حال حرکت بوده و بصورت بی وقفه تغییر شکل و اندازه می دهند. همانگونه که در شکل ۱- ۲ مشاهده می شود، هفت صفحه اصلی در لیتوسفر شناخته شده است. این صفحات عبارتند از: آمریکای شمالی، آمریکای جنوبی، اقیانوسیه، آفریقا، اوروآسیا، استرالیا و قطب جنوب.

صفحات با ابعاد متوسط مانند کارائیب، نازکا، فیلیپین، عربی، کوکوس و صفحه اسکاتیا هستند و علاوه بر آنها صفحات متعددی با ابعاد کوچکتر شناخته شده است. توجه نمایید که یک صفحه بزرگ ممکن است شامل یک قاره کامل و سطح بزرگی از کف دریا باشد (مانند صفحه آمریکای جنوبی). در حالی که هیچ صفحه ای دقیقا بر اساس مرز یک قاره شناخته نشده است.

صفحات سنگ کره با سرعت بسیار پایین ولی بطور مداوم نسبت به هم درحال حرکت هستند که بطور متوسط ۵ سانتیمتر در سال است. این حرکت به بدلیل توزیع نامساوی حرارت در داخل کره زمین است. مواد داغ که در عمق گوشته قرار دارند، به آرامی به سوی بالا حرکت می کنند و به عنوان یکی از سیستمهای همرفت درونی سیاره عمل می نمایند. همزمان، قطعات سردتر و چگالتر سنگکره در داخل گوشته فرو می روند. درنهایت حرکت عظیم و کند صفحات سنگ کره منجر به ایجاد زمین لرزه ها، آتشفشانها و تغییر شکل تودههای بزرگ سنگی به صورت کوهها می گردد.

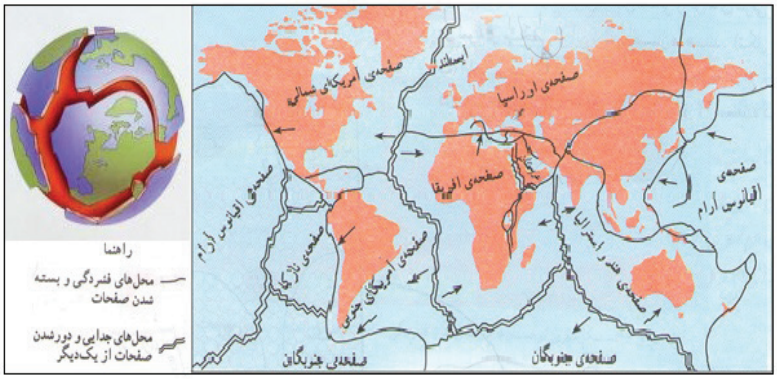
پدیده همرفت در داخل کره زمین همانند جریان همرفتی است که وقتی کتری پر از آب بر روی آتش قرار داده می شود در آن اتفاق می افتد. قسمت تحتانی آب قبل از قسمتهای دیگر گرم شده و در اثر انبساط چگالی آن کاهش می یابد و این باعث جریان یافتن آب به سمت بالا شده و همزمان آب نسبتا سردتر از سطح آب به سمت کف کتری حرکت کرده و آب سرد و گرم جایگزین یکدیگر می گردد.

۵-۴-۱-مرز صفحات[۱۴]

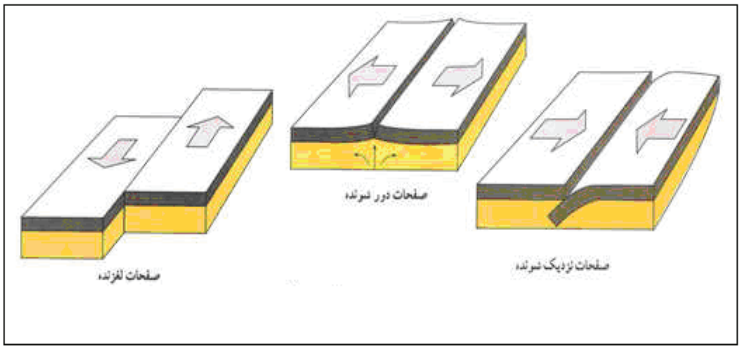
صفحات تشکیل دهنده سنگ کره بصورت یک توده بهم چسبیده، نسبت به یکدیگر در حال حرکت هستند. با وجود اینکه قسمتهای داخلی صفحات ممکن است متحمل مقداری تغییر شکل گردند، ولی تمام اندرکنشهای اصلی بین صفحات جداگانه، در طول مرز بین آنها اتفاق میافتد. در حقیقت تلاشهای اولیه برای مشخص کردن مرز بین صفحات بر اساس محل وقوع زمین لرزه ها بود. صفحات در مرزها سه رفتار کلی نسبت به هم دارند:

---

۱۱) Plate Tectonics
۱۲) Continental drift
۱۳) Plate
۱۴) Boundaries



شکل۵-۲:صفحات تشکیل دهنده ی کره زمین [تاربوک ولوتگن،۱۳۷۲]



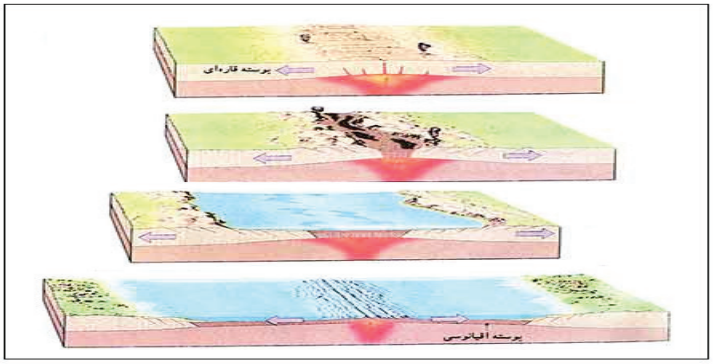
شکل۵-۳: انواع مرزهای صفحات زمین

۱-۱-۴-۵-مزرهای دورشونده[۱۵]

جائی که صفحات در نتیجه بالا آمدن مواد از گوشته از هم دور میشوند و بستر جدیدی در اقیانوسها ساخته می شود. جداشدگی صفحات، غالبا در رشته کوههای میان اقیانوسی رخ می دهد. شکافهای ایجاد شده در اثر دور شدن صفحات، بلافاصله با سنگهای مذاب که از استنوسفر بالا می آید، پرمی شوند. این مواد گرم، به آرامی سرد شده و بستر جدید اقیانوسی را تشکیل می دهند. این پدیده میلیونها سال بطور مداوم تکرار میشود و بدین ترتیب هزاران کیلومتر مکعب بستر جدید ایجاد می گردد.

این مکانیزم کف اقیانوس آتلانتیک را در ۱۶۰ میلیون سال گذشته پدید آورده است که به این پدیده "گسترش بستر دریا" اطلاق می شود. سرعت بستر سازی در قسمتهای مختلف متفاوت است. این سرعت از ۲/۵ سانتیمتر در سال در آتلانتیک شمالی تا ۲۰ سانتیمتر در سال در قسمت شرقی اقیانوس آرام متغیر است. با اینکه بیشترین نرخ بستر سازی در مقیاس تاریخ بشر بسیار کند است، ولی کمترین نرخ تولید سنگ کره به اندازه کافی سریع است که در طول ۲۰۰ میلیون سال گذشته بستر تمام اقیانوسهای زمین را ایجاد کرده باشد. در حقیقت بستر تمام اقیانوسها که تعیین عمر شده اند از ۱۸۰ میلیون سال تجاوز نمی کند.

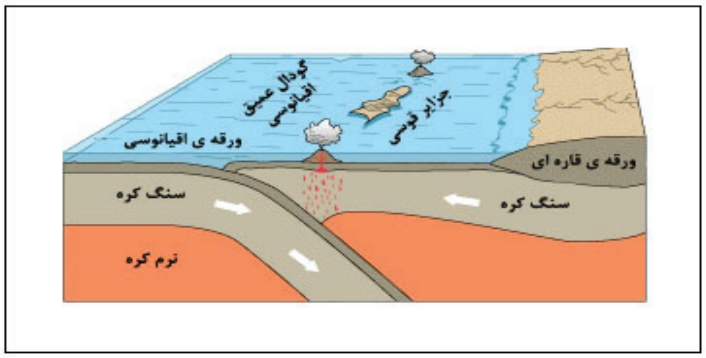
۱۵) Divergent



شکل ۵-۴:مرزهای دور شونده و چگونگی ایجاد آن ها

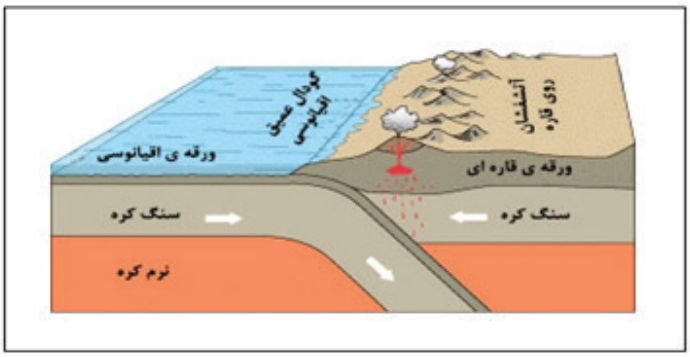
۲-۱-۴-۵-مرزهای همگرا[۱۶]

مرز همگرا زمانی روی می‌دهد که دو دو صفحه زمین‌ساخت به هم نزدیک شوند که در این صورت دو صفحه به یک‌دیگر برخورد می‌کنند.[۱] در برخورد دو سنگ‌کره اقیانوسی، صفحه‌ای که قدیمی‌تر، سردتر و چگال‌تر است به زیر صفحه دیگر فرو می‌رود و یک گودال (مانند درازگودال ماریانا) و آتشفشان شکل می‌گیرد. در برخورد یک سنگ‌کره اقیانوسی و قاره‌ای، سنگ‌کره چگال‌تر (اقیانوسی) به زیر سنگ‌کره اقیانوسی فرو می‌رود. در این برخورد، گودال و زمین‌لرزه‌های ویران‌کننده ایجاد می‌شود و گدازه به سمت بالای کوه می‌آید و قوس آتشفشانی پدید می‌آورد و کوه‌ها بالا می‌آیند. در برخورد دو سنگ‌کره قاره‌ای، به دلیل نسبتاً سبک‌بودن سنگ‌های قاره‌ای و ایستادگی در برابر حرکت رو به پایین، هیچ کدام به زیر دیگری فرو نمی‌روند. اما پوسته به چین خوردن تمایل پیدا می‌کند و سمت بالا یا کنار را تحت فشار قرار می‌دهد.

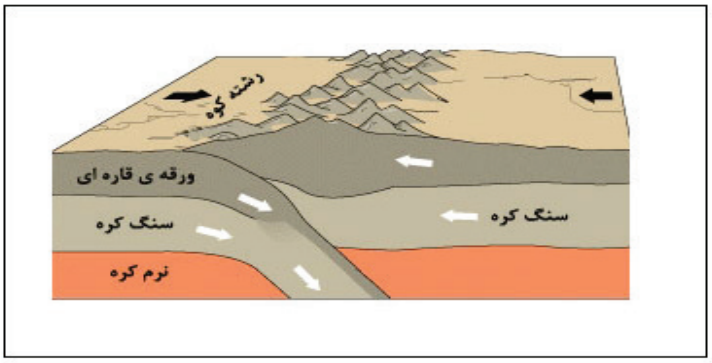


شکل۵-۵:-برخورد دو سنگ کره ا ی اقیانوسی

۱) Convergent



شکل۵-۶:-برخورد دو سنگ کره ی اقیانوسی و قاره‌ای

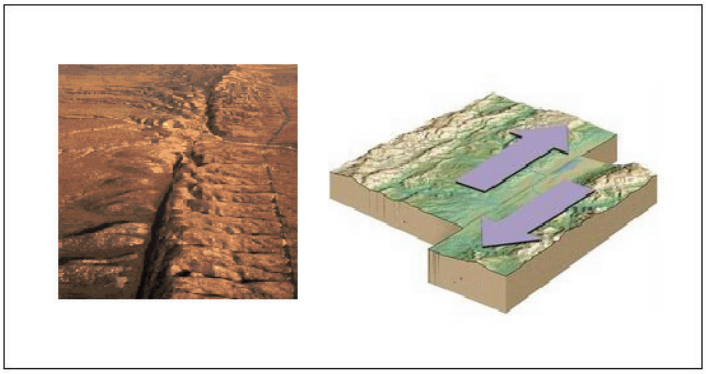


شکل۵-۷: برخورد دو سنگ کره ی قاره‌ای

۳-۱-۴-۵- مرزهای امتدادلغز[۱۷]

مرزهایی که در آنها صفحات بصورت سایشی از کنار هم عبور میکنند، هیچگونه اضمهلالی در مرزها ایجاد نشده و پوسته جدیدی تولید و پوسته قدیمی نابود نم یشود. این گسلها در جهت حرکت صفحات ایجاد شده و در امتداد رشته کوههای اقیانوسی مشاهده می شوند. باوجود اینکه بیشتر گسلهای امتدادلغز در طول رشته کوههای اقیانوسی قرار گرفته است، تعدادی نیز در داخل قارهها وجود دارند. دو مثال از این گسلها، گسل سن آندریاس در کالیفرنیا و گسل آلپین در زلاندنو میباشد. در طول گسل سن آندریاس، صفحه (آرام) درحال حرکت به سمت شمال غربی نسبت به صفحه مجاور (صفحه آمریکای شمالی) است. حرکت درطول این مرز ناشناخته نمانده است، چرا که این حرکت باعث ایجاد کرنش در سنگهای دو سمت گسل می گردد و گاهاً سنگها انرژی ذخیره شده را بصورت زلزله های بزرگی رها می کنند، مانند زلزله سال ۱۹۰۶ که سان فرانسیسکو را ویران کرد.

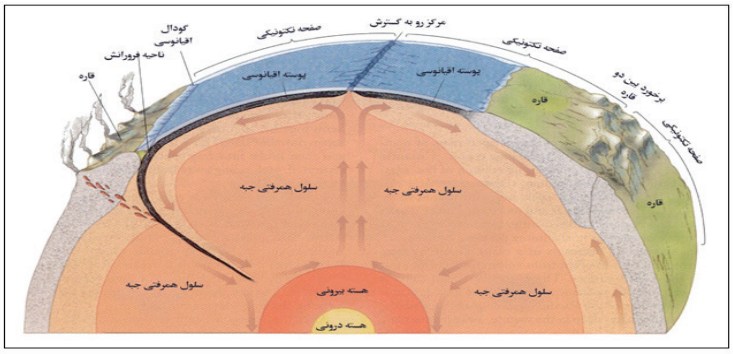
۱۷) Transform Fault



شکل۵-۸:: مرزهای امتداد لغز و امتداد گسل ایجاد شده

۵-۴-۲-تغییر شکل پوسته ای

همانگونه که در قسمت قبل بیان شد، کره زمین یک سیاره پویا است که مواردی از قبیل هوازدگی، رانش زمین، و فرسایش توسط آب، باد و یخ بصورت مداوم چهره آن را تغییر می دهد. علاوه بر این نیروهای تکتونیکی (زمین ساخت صفحه ای) باعث تغییر در سنگهای پوسته زمین میشوند. با هر گامی که بر روی سطح زمین می نهیم باعث ایجاد تغییر شکل در سطح خاک می شویم و پس از عبور ما، خاک به حالت اولیه خود بازمی گردد، اما این تغییر شکلها آنچنان اندک است که معمولا متوجه آن نمی شویم. این تغییر شکلها در اثر نیروی محدودی است که بدلیل وزن ما به سطح زمین وارد میشود. اگر این نیرو زیاد باشد می تواند اثرات کاملا مشهودی ایجاد نماید.



شکل۵-۹: تغییر شکل پوسته ی زمین

خود آزمایی فصل پنجم

۱- تاریخچه ی شکل گیری کره ی زمین را شرح دهید.
۲- ساختار درونی کره ی زمین از چه لایه هایی تشکیل شده است؟ با رسم شکل این لایه ها را معرفی کنید.
۳- پوسته ی اقیانوسی و قاره ای چه تفاوت هایی دارند؟
۴- جنس هسته کره ی زمین از چیست؟ هسته چه ویژگی هایی دارد؟
۵- لایه بندی فیزیکی کره زمین زمین چگونه است؟
۶- ساختمان سنگ کره چگونه است؟
۷- تاریخچه ی تئوری صفحه زمین ساخت را شرح دهید.
۸- انواع مرزهای صفحات سنگ کره را نام ببرید.
۹- مرزهای دور شونده چه ویژگی هایی دارند؟
۱۰- انواع مرزهای نزدیک شونده و ویژگی های آن ها را نام ببرید.
۱۱- چرخه ی تغییر شکل پوسته کره زمین را توضیح دهید.

فصل ششم

زمین لرزه

هدف کلی

-آشنایی دانشجویان با مفهوم و مشخصات زمین لرزه و روش های پیش بینی آن.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

- تعریف زمین لرزه
-انواع زمین لرزه
-مکانیزم خرابی زمین لرزه
-انواع موج های حاصل از زمین لرزه
-لرزه نگار
-انواع مقیاس های زمین لرزه
-پیش بینی زمین لرزه

۱-۶-مقدمه

زمین لرزه عبارتست از لرزش زمین در اثر آزاد سازی سریع انرژی که اغلب موارد در اثر لغزش در امتداد یک گسل در پوسته زمین اتفاق می افتد. انرژی آزاد شده از محل آزاد شدن آن، که کانون نامیده می شود، بصورت امواج در همه جهت ها منتشر می شود. این موجها شباهت بسیار زیادی به امواج ایجاد شده در اثر فروافتادن یک سنگ در آب آرام یک حوضچه دارد. به همان ترتیب که ضربه سنگ باعث به جنبش درآوردن امواج آب می شود، یک زلزله امواج لرزهای را ایجاد می کند که در زمین منتشر می شوند. با وجود اینکه انرژی آزاد شده با فاصله گرفتن از کانون زلزله به سرعت پراکنده شده و میرا میشود، ولی ابزارهای بسیار حساسی که در سراسر جهان بمنظور ثبت ارتعاشات پوسته زمین نصب شده اند، آن را حس کرده و ثبت میکنند.

شکل۶-۱: ارگ بم قبل و بعد از زلزله

یک انفجار آتشفشانی و یا انفجار حاصل از یک بمب اتمی قادر به ایجاد زلزله است، ولی این اتفاقات ضعیف بوده و پدیدهای نادر بشمار می روند. پس عامل ایجاد یک زلزله ویرانگر چیست؟

در این قسمت با مراجعه دوباره به فصل پنجم یادآوری می شود که پوسته خارجی کره زمین، بر اساس تئوری زمینساخت صفحه ای، به تکههای متعددی شکسته شده است که هرکدام از آنها صفحه یا ورق نام دارند که در حال حرکت بوده و بصورت بی وقفه تغییر شکل و اندازه می دهند. که این تغییر شکل و اندازه بدلیل پدیده همرفتی است که در درون کره زمین بدلیل تفاوت دمایی مواد مذاب تشکیل دهنده آن می باشد. هفت صفحه اصلی بر روی پوسته زمین شناخته شده است که همانند یخی که بر روی آب شناور است، این صفحات نیز بر روی لایه های پایینی خود حالت شناوری دارند.

با پیاده سازی زلزله های گذشته، مشاهده می شود که اغلب زلزله های جهان، منطبق بر مرز صفحات کره می باشند. یعنی با جابجائی صفحات نسبت به هم، انرژی این جابجائی بدلیل وجود اصطکاک بین صفحات، ذخیره میگردد و لحظه ای که این مقدار انرژی برای غلبه بر نیروی اصطکاک سنگها کافی بود، بصورت ناگهانی آزاد میشود. علاوه بر این پدیده، عوامل مختلف دیگری نیز باعث ایجاد لرزش در زمین می گردند که در ادامه به توضیح آنها می پردازیم.

۲-۶-انواع زمین لرزه

۱-۲-۶- زمین لرزه های تکتونیکی

زمین لرزه های تکتونیکی در برگیرنده تعداد بسیار زیادی از زلزلههایی هستند که سالانه در سطح جهان ثبت می شوند. حرکات صفحات تشکیل دهنده پوسته زمین عامل ایجاد این زمین لرزه ها می باشد.

۲-۲-۶-زلزله های آتشفشانی[۱۸]

این زلزله ها فقط در نواحی فعال آتشفشانی اتفاق می افتد و به انفجارهای آتشفشانی نیز معروف است. شکل بعدی نشان میدهد که زلزله ها و آتشفشانها اغلب در کنار هم و در امتداد مرز صفحات رخ می دهند.

۳-۲-۶- زمین لرزه های فروریختی[۱۹]

بر اثر فروریختن غارها و کانالهای زیرزمینی، لرزه‌هایی ایجاد می‌شود که به نام زمین‌لرزه‌های فروریختی موسومند. این تکانها بسیار کوچک بوده و فقط اهمیت محلی دارند.

۴-۲-۶- زمین لرزه های القایی[۲۰]

بر اثر آبگیری یا تغییرات ناگهانی سطح آب دریاچه‌های پشت سدها، تزریق آب یا سیالهای دیگر به داخل زمین و یا استخراج آنها، مخصوصاً درجاهایی که گسلهای فعال وجود دارد زمین‌لرزه‌هایی ایجاد می‌شود. در واقع دلیل اصلی این لرزه‌ها را می‌توان بارگذاری سریع برروی زمین و یا برداشتن ناگهانی بار زیادی از روی آن ذکر کرد. این لرزه‌ها به نام القایی موسومند. لرزه‌های ناشی از معادن نیز در این دسته قرار می‌گیرند. به عنوان مثال می‌توان به زمین‌لرزه‌ای که درارتباط با آبگیری و تغییرات فصلی سطح آب دریاچه ها اشاره نمود.

۵-۲-۶- زمین لرزه های ناشی از انفجارها[۲۱]

انفجارهای نظامی و صنعتی، همچنین آمدو شد و یا فعالیت‌های ساختمانی، نیز لرزه‌هایی را ایجاد می‌نمایند که شدت، زمان وقوع و محل آنها قابل پیش بینی است .

از این به بعد هرجا از کلمه زلزله استفاده میشود منظور زمین لرزه های تکتونیکی است.

۳-۶-مکانیزم خرابی در زلزله

عواملی که در یک زلزله باعث ایجاد خسارت می گردند عبارتند از:

۱- نیروهای درونی شدید ایجاد شده بر اثر جنبش شدید زمین.
۲- آتش سوزی های ناشی از زمین لرزه.
۳- تغییر در خواص فیزیکی خاکها (نشستها، پدیده آبگونگی و ...).
۴- بر اثر جابجائی مستقیم گسلها در محل ساخت سازه ها.
۵- بواسطه زمین لغزشها (زمین لغزش عبارتست از فروریزش دامنه شیبها).

---

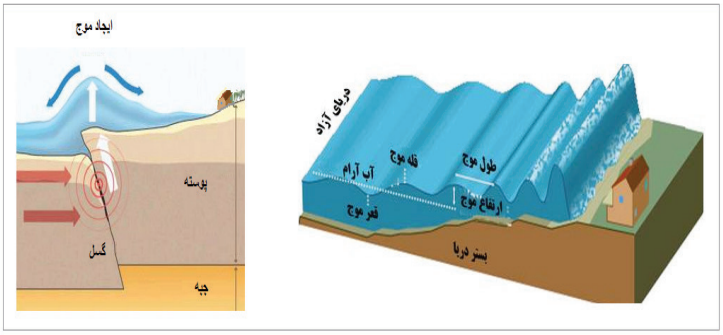
۱) Volcanic Earthquakes
۲) Collapse Earthquakes
۳) Induced
۴) Explosions

۶- بواسطه موجهای بلند ایجاد شده توسط زلزله در دریاها (آبرانش).

از بین عوامل فوق، جبش شدید زمین، مهمترین عامل خرابی و تلفات جانی در زلزله ها میباشد که با معرفی امواج لرزه و اندازه گیری آنها، این بحث ادامه می یابد.

خطر آتش سوزی پس از زمین لرزه نیز باید مورد تاکید قرار بگیرد. در ایران بدلیل مصالح مورد استفاده تا کنون گزارش زیادی از آتش سوزیهای پس از زلزله دریافت نشده است ولی در کشورهایی مانند ژاپن که چوب یکی از مهمترین مصالح استفاده شده در ساختمانها میباشد، گزارشهای زیادی همانند زلزله سال ۱۹۰۶ سان فرانسیسکو و یا زلزله ۱۹۲۳ شهر توکیودر این رابطه وجود دارد.

شاید جابجایی مستقیم در اثر گسلش ترسناک ترین جنبه زلزلهها از دید عموم مردم باشد، با این حال در مقایسه با جبش شدید زمین، این گونه آسیب بسیار نادر است. منطقهای که در معرض گسلش قرار دارد، بسیار کمتر از سطحی است که از تکانهای شدید زمین تاثیر میپذیرد.



شکل۶-۲: چگونگی ایجاد سونامی در اثر زلزله

۶-۴-کانون و عمق زلزله

محل آغاز گسیختگی در گسل (گسلش) را کانون[۲۲] زلزله یا مرکز درونی[۲۳]می نامند و در واقع محل اولیه آزاد شدن انرژی در داخل زمین می باشد. تصویر کانون در سطح زمین رومرکز[۲۴] نامیده می شود که معمولا محل بیشترین خسارتها می باشد.

بر اساس ژرفا، زمین لرزه ها را می توان به سه دسته زیر تقسیم نمود:

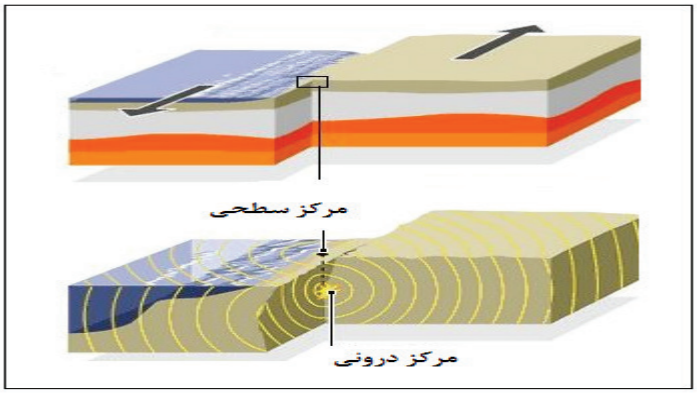
- کم ژرفا: با ژرفای ۰ تا ۷۰ کیلومتر
- متوسط: با ژرفآی ۷۰ تا ۳۰۰ کیلومتر.
- عمیق: با ژرفآی بیش از ۳۰۰ کیلومتر (به این ترتیب که تاکنون زمین لرزه ای در عمق بیش از ۷۲۰ کیلومتر رخ نداده است).

از نقطه نظر ژرفا، بیشتر زمین لرزه های ایران کم عمق می باشند. بیشترین عمق در زمین لرزه های رخ داده در فلات ایران تا حدود ۶۰ کیلومتر در ناحیه مکران مشخص شده است. از سوی دیگر این ژرفا در ناحیه های داخلی فلات آیران تا حدود ۴۰ تا ۵۵ کیلومتر می رسد. در ناحیه البرز و شمال ایران مرکزی

22) Focus
23) Hypocenter
24) Epicenter

بیشینه ژرفا در حدود ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر بوده است. بنابراین زمین لرزه های ایران از نوع کم عمق بوده اند.

مسأله عمق از نظر خسارت زمین لرزه نیز بسیار مهم است، چرا که در زمین لرزه بسیار کم عمق معمولاً خسارتها به ناحیه رومرکزی و حوزه نزدیک محدود می شود و سپس در حوزهٔ دور (فاصله های بیش از ۵۰ کیلومتر از سرچشمه) خسارتها بسیار محدود می گردد (نمونه هایی از چنین زلزله های کم عمق عبارتند از زلزله منجیل، زمین لرزهٔ طبس با ژرفای ۱۰ کیلومتر و زلزله بم با عمق ۸ کیلومتر). از سوی دیگر، هنگامی که زمین لرزه ژرفای زیادی داشته باشد (زمین لرزه ۱۹۸۵ مکزیکو، میچواکان، با بزرگای Ms=۸.۱ و ژرفای ۲۰۰ کیلومتر، که موجب خسارتهای فراوان در فاصله حدود ۲۸۰ کیلومتری در شهر مکزیکوسیتی گردید)، مشاهده می شود که خسارتها می تواند به دلآیل ثانویه (نظیر اثر خاک) در فاصله هآی زیاد نیز گسترده شود، به بحث عمق زلزله در بخش اندازه گیری زمین لرزه خواهیم پرداخت.



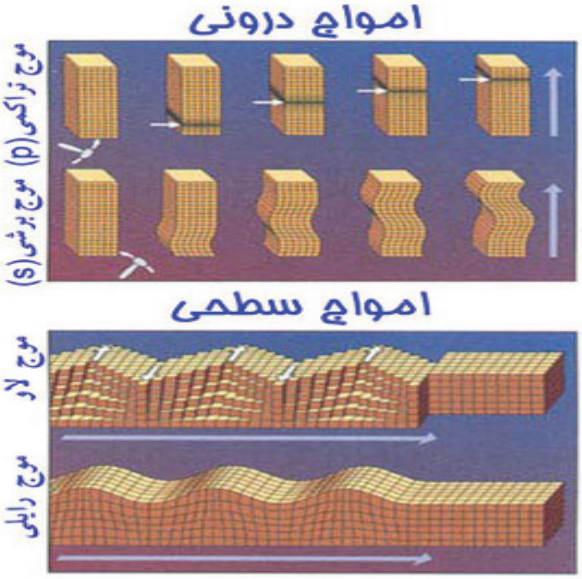
شکل۶-۳:مرکز درونی و سطحی زلزله

۶-۵-موجهای لرزه ای

بطور کلی پس از اینکه در داخل زمین زلزله ای به وجود آمد و انرژی زمین آزاد شد، این انرژی آزاد شده به صورت امواج ارتعاشی در کلیه جهات منتشر شده و انرژی زلزله را با خود منتقل می نمایند. امواج زمین لرزه با توجه به حرکتشان در داخل یا سطح زمین به دو دسته امواج داخلی یا پیکری [۱]۲۵" و "امواج سطحی[۲]۲۶" تقسیم می شوند.

امواج داخلی یا پیکری دسته دیگری از امواج لرزه ای هستند که در درون زمین حرکت کرده و در تمامی جهات منتشر میشوند و با سرعتی بیش از موجهای سطحی حرکت مینمایند. امواج داخلی نیز به دو گروه امواج طولی یا اولیه و امواج عرضی یا ثانویه قابل تقسیم هستند.

۱) Body waves
۲) Surface Waves



شکل۶-۴:انواع امواج زلزله

امواج سطحی بیشترین انرژی ناشی از تکانهای کم عمق را دارا بوده و عامل اصلی خرابیهای ناشی از زمین لرزه بخصوص در مناطق مسکونی می باشند. این گروه از امواج پس از تداخل موجهای داخلی در امتداد حدفاصل ها، شروع به ارتعاش کرده و عمق نفوذ محدودی دارند، از این رو همواره در نزدیکی سطح های ناپیوستگی متمرکز می شوند. بدین جهت در محیطهای همگن موجهای سطحی نخواهیم داشت. این امواج که به نامهای موجهای محدود شده و یا موجهای هدایت شده نیز معروفند خود به گروههای مختلفی چون موج لاو[۲۷] و امواج ریلی[۲۸] تفکیک می گردند.

این امواج توسط ویژگیهایی چون سرعت، دامنه، طول موج، دوره تناوب و فرکانس از یکدیگر تمییز داده می شوند. در زیر به تفصیل به بررسی این چهار نوع موج میپردازیم:

۱-۵-۶-مواج تراکمی P یا اولیه[۲۹]

امواج تراکمی از همه محیطهایی که توان تحمل فشار را دارند از جمله گازها، جامدات و مایعات عبور می کنندو ذراتی که تحت تاثیر موج P قرار میگیرند در جهت انتشار موج به جلو یا عقب نوسان می کنند. در صورتی که بخشی از یک فنر را جمع کرده و به طور ناگهانی رها کنیم، فشردگی تمام طول فنر را طی خواهد کرد تا به انتهای آن برسد. در این مثال فنر در راستای حرکت موج به ارتعاش درآمده است که بسیار شبیه به نحوه انتشار امواج P است. دلیل نامگذاری این امواج به نام امواج اولیه سرعت بالای این امواج می باشد، چرا که اولین موجی که از زلزله احساس میشود امواج Pمی باشد. این امواج با وجود سرعت بالای انتقال، چون بسیار سریعتر از سایر امواج دیگر میرا میشوند (یعنی انرژی خود را از دست می دهند) باعث ایجاد خرابی زیادی در زلزله نمی شوند.

---

۱) Love Wave
۲) Rayleigh Wave
۳) Primary Waves

۲-۵-۶-امواج برشی S یا عرضی[۳۰]

این امواج تنها در محیطهایی که میتوانند در برابر تغییر شکل جانبی مقاومت کنند –مانند محیطهای جامد– منتشر می گردند. این امواج در مایعات و گازها نمی توانند منتقل شوند. در صورتی که یک طناب را به دیواری متصل کرده و سر دیگر آن را در دست گرفته و به صورت قائم حرکت دهیم، در طناب موجی ایجاد میشود شبیه امواج S می باشد. در این امواج ارتعاش ذرات محیط عمود بر جهت حرکت موج می باشد (همانطور که مثال طناب دیده می شود، موج در امتداد طول طناب حرکت میکند در حالی که ذرات طناب در جهت عمود بر طول طناب ارتعاش می کنند).

۳-۵-۶- امواج رایلی LR

این امواج به نحو خاصی حرکت می کنند. بدین ترتیب که حرکت ذرات در امتداد مدارهای دایره ای (یا بیضوی) صورت می گیرد. درست مانند حرکت امواج در سطح اقیانوس. البته جهت حرکت دایره ها برخلاف حرکت امواج اقیانوس است و به عبارتی حرکات ذرات سنگ، مدار بیضوی پسگرد را در صفحه قائمی به طرف منشاء زمین لرزه طی می کنند.

۴-۵-۶- امواج لاوLQ

حرکت زمین توسط موج لاو، تقریبا شبیه موج S است با این تفاوت که ذرات ماده به موازات سطح زمین و در جهت عمود بر انتشار موج حرکت کرده و ذرات در صفحه قائم حرکت ندارند. انتشار این امواج مانند تکانهایی است که بر اثر حرکت طناب به سمت چپ یا راست ایجاد می شود. موجهای لاو قدری سریعتر از امواج رایلی حرکت کرده و زودتر بر روی لرزه نگاشت ظاهر می شوند.

۶-۶-لرزه نگاری

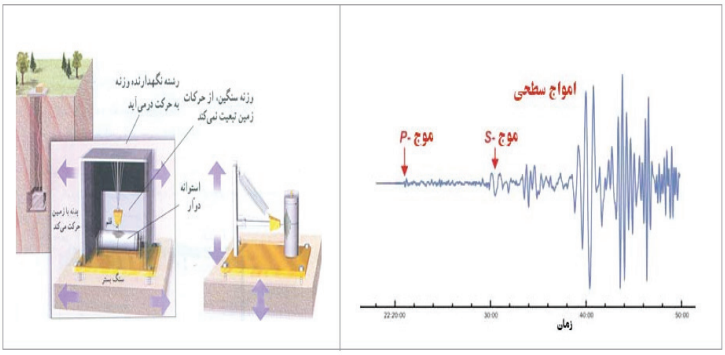
قرنهاست که انسان به مطالعه زمین لرزه ها که موجب خسارتهای جانی و مالی وسیعی می شده اند علاقه مند بوده است. اولین تلاش در چنین راهی به چینی ها مربوط می شود. ۱۳۲ قبل از میلاد مسیح یک فیلسوف چینی به نام چانگ- هنگ[۱] لرزه نگاری به نام لرزه نما اختراع نمود. چنین دستگاهی مشاهدهٔ بروز یک حرکت را امکان پذیر می کرد ولی اندازه گیری میزان حرکت با آن ممکن نبود.

شکل۶-۷:لرزه نگار اختراع چینی ها

۱) Shear Waves or Secondary waves

پس از چنین وسیله ای ظاهراً از زلزله نگار دیگری در تاریخ ذکر نشده است تا آینکه در قرن هجدهم از سیستمهای پاندولی که جهت موج دریافتی را نشان می دادند، (ابتدا در ایتالیا و سپس در ژاپن) مجدداً استفاده شد. اولین لرزه نگاشت روی کاغذ به طور همزمان در ایتالیا، انگلستان و آلمان در سال ۱۸۸۹ به دست آمد. در سالهای بعد نیز جرم و اندازه لرزه نگارها همچنان بزرگتر گردید تا آینکه وزن آنها به حدود ۱۹ تن رسید. چنین وزنی موجب ایجاد یک اینرسی زیاد نسبت به کل تغییرمکان زمین می گردید. ولی از سوی دیگر ضرر آن این بود که امکان جا به جایی چنین لرزه نگاری وجود نداشت.

امروزه شبکه عظیمی از لرزه نگارها در سراسر جهان نصب شده و در حال ثبت ارتعاشات می باشند. شتابنگارهای ثبت شده توسط این دستگاهها امکان مطالعه دقیق زمین لرزه ها را فراهم میاورد. شکل زیر بصورت شماتیک نگاشت ثبت شده از زلزله را نشان می دهد. همانطور که در بخش قبل گفته شد، در اثر زلزله امواج مختلفی منتشر می شوند که سرعت و دامنه هرکدام از این موجها متفاوت میباشد. سرعت متفاوت باعث میشود که زمان رسیدن هرکدام از این موجها متفاوت باشد و در نتیجه بر روی نگاشت ثبت شده قابل تشخیص باشند.



شکل۶-۸: محل کانون و عمق زلزله نیز بر اساس تفاوت موجود بین زمان رسیدن موجهای P و S محاسبه میشود

۷-۶-اندازه گیری زمین لرزه

برای آگاهی از میزان تاثیر هر پدیده لازم است تا بتوانیم به نحوی آن را بصورت کمی بیان کنیم. برای کمی کردن اندازه زلزله، از دو رهیافت مختلف استفاده می شود؛ یک رهیافت بر اساس اندازه گیری دستگاهی (بزرگای زلزله[۳۱]) و دیگری بواسطه تاثیر پذیری دست سازهای بشر از زلزله (شدت زلزله [۳۲])است. شدت زلزله در هر مکان متفاوت است و با دور شدن از کانون زلزله کم می شود، در حالی که بزرگای زلزله همواره ثابت است و ربطی به دور شدن از کانون ندارد (چرا که با کل انرژی آزاد شده مرتبط است).

۱-۷-۶-شدت زمین لرزه

شدت یک زلــزله در یک مکــان خاص بــر مبنآی اثرهآی قابل مشاهده زمین لرزه در آن مکان تعیین می شود. دقت در تعیین شدت زلزله به دقت مشاهده کننده وابسته است. تخمین شدت وسیلهٔ مفیدی برای تخمین اندازهٔ زلزله های تاریخی است، بویژه در ناحیه هآیی نظیر کشور ما که کشوری باستانی و با میراث

۱) Earthquake Magnitude
۲) Earthquake Intensity

تاریخی و فرهنگی کهن است و لذا اطلاعات مهمی می توان از زلزله هآی رویداده در زمانی که ثبت تاریخی وجود دارد به دست آورد. مقیاسهای مختلفی برای تعیین شدت زمین لرزه همانند مقیاس مرکالی اصلاح شده، MSK، EMS۹۸ و ... ارائه شده است.

تعیین شدت زمین لرزه بدین ترتیب است که برای هر کدام از مقیاسها جدولی تهیه شده است و بر اساس آن میزان آسیبهای ناشی از زلزله بر سازه های مختلف ارائه گردیده است و مشاهده گر با تطبیق خسارتهای بوجود آمده از زلزله با موارد ذکر شده در جدول، شدت زلزله را تعیین می کند.

۲-۷-۶-بزرگای زلزله

بمنظور اندازه گیری زمین لرزه و بدست آوردن معیاری برای مقایسه و سنجش زمین لرزه ها، از بزرگای زلزله استفاده میشود که میتوان آن را با در نظر گرفتن دامنه نوسانات روی نگاشت محاسبه نمود. مقیاسهآی متفاوتی برای اندازه گیری بزرگای زلزله وجود دارد. اولین مقیاس بزرگا، توسط چارلز ریشتر در سال ۱۹۳۵ برآی زلزله هآی جنوب کالیفرنیا تعریف شد که بزرگای محلی یاML نامیده میشود. علاوه بر مقیاس ریشتر، مقیاسهای مختلف دیگری نیز وجود دارند که هر کدام کاربردهای خاص خود را در مهندسی زلزله و زلزله شناسی ایفا می کنند. هر زلزله فقط و فقط یک بزرگا دارد و بزرگا با فاصله از محل وقوع زلزله تغییر نمییابد.

ذکر این نکته ضروری است که بزرگای زلزله، بتنهایی نمی تواند معیاری برای سنجش میزان خرابی در زلزله باشد. همانطور که گفته شد، بزرگای زلزله فقط بر اساس میزان انرژی آزاد شده در زلزله محاسبه می گردد و عمق و یا سایر پارامترها در محاسبه آن دخیل نمی باشد. از این رو دو زلزله با بزرگاهای یکسان ولی عمقهای متفاوت میزان خراببهای متفاوتی را ببار می اورند. چرا که با عمیقتر شدن کانون زلزله، امواج لرزه ای فاصله بیشتری را تا سطح زمین طی میکنند که در این فاصله مقداری از انرژی آزاد شده کاهیده شده و از بین می رود. در قسمت قبل بیان شد که زلزله های ایران، اغلب از نوع کم عمق می باشند، لذا انتظار میرود میزان خرابی و آسیب ناشی از این زلزله ها بیشتر باشد.

۸-۶-پیش بینی زمین لرزه

منظور از پیش بینی زلزله، پیش بینی مکان، پیش بینی بزرگا و پیش بینی زمان وقوع زلزله است. برای بسیاری از افراد جامعه، مفهوم پیش بینی، فقط به معنای پیش بینی زمان زلزله است. تلاشهای بیشماری برای بدست آوردن سرنخهای فیزیکی برای پیش بینی زلزله انجام پذیرفته است. در سال ۱۹۷۵، چینی ها توانستند زلزله هایچنگ را بر اساس افزایش لرزه خیزی (پیش لرزه ها) و نا آرامی حیوانات پیشبینی نموده و منطقه وسیعی را تخلیه کنند.

هر پارامتری که قبل از وقوع زمین لرزه تغییراتی در آن پدید آید، بگونه ای که بتوان با بررسی دقیق این تغییرات زمین لرزه را پیش بینی نمود، پیش نشانگر گفته میشود. تا کنون پیش نشانگرهای متعددی که تعداد آنها به بیش از ۳۰ مورد میرسد شناخته شده است. این پیش نشانگرها عبارتند از: تغییر شکل پوسته زمین، تغییر در تراز دریا، کج شدگی، تنجیدگی و تنجشهای پوسته ای، پیش نشانگرهای زمین مغناطیسی و ژئوالکتریکی، تغییر در میدان گرانشی، پیش لرزه ها، انتشار گاز رادن، تغییر در دبی و ارتفاع آبهای زیرزمینی، رفتار حیوانات و ...

مشکل اصلی در استفاده از پیش نشانگرها، نیاز به ثبت مداوم و مستمر آنها و بررسی تغییرات حاصله می باشد. برای مثال سطح آبهای زیر زمینی بصورت طبیعی در فصلهای مختلف نوسان دارد، ولی با ثبت مداوم و چندین ساله این نوسانها، میزان میانگین سطح آب زیر زمینی در فصلی مشخص، بدست می آید که در صورت تغییر غیر عادی در آن قابل تشخیص است. از طرف دیگر، بدلیل دخیل

بودن عوامل دیگر در پارامترهای موجود، لازم است تا چند عامل پیش نشانگر بصورت همزمان مورد بررسی قرار بگیرد.

خود آزمایی فصل ششم

۱- زمین لرزه را تعریف کنید.
۲- انواع علل زمین لرزه را بنویسید.
۳- مکانیزم خرابی زمین لرزه را توضیح دهید.
۴- انواع موج های حاصل از زمین لرزه را نام ببرید.
۵- چگونگی ایجاد سونامی را شرح دهید.
۶- لرزه نگار چیست؟ چگونه کار می کند؟
۷- یک زلزله نگار عمودی رسم کنید.
۸- ترتیب دریافت امواج زمین لرزه چگونه است؟
۹- انواع مقیاس های زمین لرزه را نام ببرید.
۱۰- شدت و بزرگی زلزله چه تفاوت هایی با همدیگر دارند؟
۱۱- پیش بینی زمین لرزه چگونه صورت می گیرد؟

فصل هفتم

زمین ساخت فعال

هدف کلی:

– آشنایی دانشجویان با مفهوم زمین ساخت فعال و کاربرد علم ژئومورفولوژی در شناخت مناطق فعال.

اهداف جزیی

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

–تعریف زمین ساخت فعال

–روش های شناسایی مناطق فعال

–اهمیت مطالعات ژئومورفولوژی در شناخت مناطق فعال

– تاریخچه علم ژئومورفولوژی

– مزیت مطالعات ژئومورفولوژی

– زمین ساخت فعال در ایران

– فاز کوهزایی والانژین در ایران

۷-۱-مقدمه:

پوسته زمین در طی تاریخ زمین شناسی یک واحد ثابت و بدون تغییر نبوده؛ بلکه به کرات تغییر شکل داده است. شاهد این مدعا، وجود رسوبات دریایی است که اینک در قلل مرتفع کوهها در هزاران متر بالاتر از سطح دریا قرار گرفته اند. تایلور[۳۳] (۱۹۱۰ م) و وگنر[۳۴] (۱۹۱۵ م) فرضیه اشتقاق قاره ها[۳۵] را عنوان کردند [تاربوک و لوتگن،۱۳۷۲] که پس از بحث و بررسی بسیار و به خصوص با تلاش های مستمر هس[۳۶] و دیتنز[۳۷] (۱۹۶۲م) به نظریه زمین ساخت صفحه ای[۳۸] (۱۹۶۸م)ارتقاء یافت[پارک،۱۳۷۳].طبق این نظریه، سنگ کره زمین یک تکه و به هم پیوسته نبوده، بلکه از صفحاتی تشکیل شده که در طی میلیون ها سال گذشته نسبت به هم سه نوع حرکت واگرا،همگراویا امتداد لغزداشته اند. این حرکاتکه با وقوع آتشفشان ها،چین خوردگی ها و گسل خوردگی ها همراه شده، اساس شکل گیری ناهمواری های سطح زمین بوده اند [پارک،۱۳۷۳].

این جنبش ها و پدیـــده های وابسته به آن نه تنها در گذشتـه اتفاق افتـاده و تاثیرات زیادی بر تحـــولات زمین شناسی، جغرافیای دیرینه و تکامل زیستی کره زمین داشته اند، بلکه هنوز هم در بسیاری از مناطق ادامه داشته و احتمال وقوع آن ها در آینده نیز می رود.

۷-۲-زمین ساخت فعال و روش های مطالعه آن

واژه زمین ساخت[۳۹] ، اشاره به ساختمان های تغییر شکل یافته و معماری خارجی ترین بخش زمین کواترنر و ارزیابی این عوارض و ساخت ها در طول زمان زمین شناسی دارد[کلر و پینتر[۴۰]،۱۹۹۶]. اصطلاح(زمین ساخت فعال[۴۱]) هم که از این واژه مشتق شده است؛ اشاره به جدید ترین این تغییر شکل ها، که در طی کواترنر پسین و به خصوص عهد حاضر[۴۲] صورت گرفته است، دارد[کلر و پینتر،۱۹۹۶]. انتظار می رود گسل های فعال واقع در این مناطق، در آینده نیز دچار جابجایی نسبی شوند و در هرگونه سازه ای که برروی آن ها قرار گیرد، برش ایجاد نمایند[بربریان،۱۳۷۱]. بنابر این، زمین ساخت فعال از یک سو تاکید بر حرکات گذشته پوسته زمین در طی دوره محدودی از گذشته (کواترنر) و از سوی دیگر، احتمال ادامه وقوع این حرکات در زمان های آینده دارد.

برای شناسایی مناطق فعال از روش های مختلف لرزه شناسی، تاریخی، باستان شناسی، ژئودزی، ژئومورفولوژی و زمین شناسی استفاده می شود که هرکدام شامل دوره زمانی خاصی بوده و روش های مخصوص به خود دارند(شکل ۱-۳)، [ویتافنزی[۴۳]،۱۹۸۶].

۷-۲-۱-مطالعات لرزه شناسی[۴۴]

از سال ۱۹۰۰ میلادی که دستگاه های حساس لرزه نگار ساخته شد، امکان مطالعه و ثبت مستقیم حرکات ناگهانی پوسته زمین ممکن گردید. با اســتفاده از لرزه نگاشت و بررسی اختــلاف سرعت عبور امواج S و P می توان مرکز سطحی زمین لرزه را مشخص کرده و کانون زلزله،که محل فعالیت و آزاد شدن انرژی درونی زمین است، را تشخیص داد[معظمی گودرزی،۱۳۵۱]. در کشور ما اولین فعالیت های مربوط به ثبت

۱) Taylor
۲) Wagner
۳) Continental Drift
۴) Hess
۵) Diets
۶) Plate tectonic
۷) Tectonic
۸) Keller and Pinter
۹) Active Tectonic

اطلاعات مربوط به زمین لرزه ها از سال ۱۳۳۶ و با افتتاح اولین ایستگاه لرزه شناسی در شیراز آغاز شد. در سال ۱۳۳۹ نیز موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران آغاز به کار کرد[معماریان،۱۳۷۴].

۲-۲-۷-مطالعات ژئودزی[۴۵]

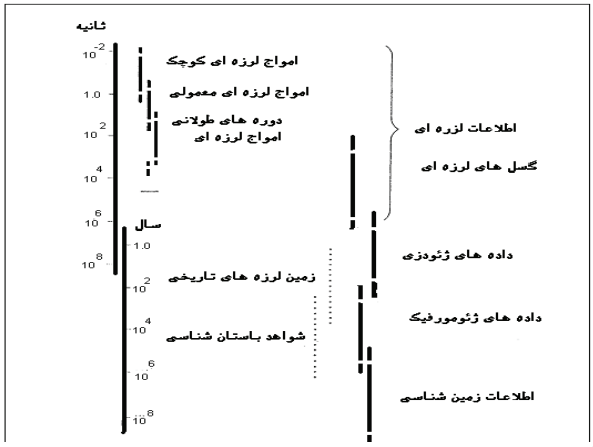
حرکات آرام پوسته، در حد چند میلیمتر در سال،توسط سنجش های دقیق ارتفاع در یک دوره زمانی مشخص قابل دریافت است [پارک،۱۳۷۳]. شبکه تعیین موقعیت جهانی(GPS) در این رابطه نقش بسیار مهمی داشته و توانسته است حرکات زمین را در حد بسیار جزئی ثبت کند.

۳-۲-۷-مطالعات تاریخی[۴۶]

در طول تاریخ زندگی انسان ها و تا قبل از اختراع دستگاه زلزله نگار، زلزله های فراوانی رخ داده اند که در گزارش های مکتوب تاریخی مانند سفرنامه ها، گزارش ها و کتب مختلف ثبت و ضبط شده اند[زمردیان، ۱۳۸۱]. به عنوان مثال،چینی ها سابقه زمین لرزه های۲ هزار سال پیش خود را در دست دارند[معماریان،۱۳۷۴]. با مراجعه به این منابع نیز می توان مکان های فعال و مستعد زمین لرزه را تشخیص داد.

۴-۲-۷-مطالعات باستان شناسی[۴۷]

آثار باستانی و ابنیه قدیمی مانند کانال های انتقال آب،قنات ها و دیواره قلعه ها ممکن است شواهدی ازحرکات زمین را در خود ثبت کرده باشند. از جمله کاربرد این روش ها در ایران می توان به مطالعات ویتافنزی[۱۹۸۶] در مورد کانال باستانی شاهور اشاره کرد.



شکل۷-۱:دامنه زمانی مطالعات زمین ساخت فعال در رشته های مختلف [ویتافنزی،۱۹۸۶]

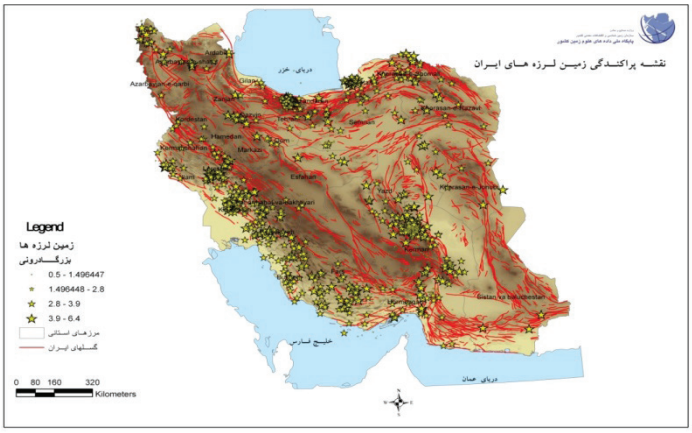
۵-۲-۷-مطالعات زمین شناسی

زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک یکی از شاخه های مهم زمین شناسی است که در مطالعه حرکات پوسته زمین نقش محوری دارد. در این علم درباره شکل هندسی ومشخصات ظاهری ساختمان ها مختلف

۱) Holocen
۲) Vita-Finzi
۳)Seismology
۴)Geodetic
۵)Historical record
۶)Archaeologycal record

زمین (لایه ها ،چین ها و گسل ها) و عوامل به وجود آورنده این ساختمان ها بحث می شود [کلر و پینتر،۱۹۹۶]. با توجه به نمودار طرح شده، علم زمین شناسی این قابلیت را دارد که حوادث زمین ساختی که در گذشته های دور رخ داده و شواهد سطحی آن ها نیز از بین رفته است را به کمک شواهد ثبت شده در بطن توده های سنگ ها مورد بررسی و مطالعه قرار دهد.

بررسی های ژئودزی سالهای ۲۰۰۱-۱۹۹۹ میلادی نشان داده است که در اثر حرکت صفحه عربستان به سمت صفحه اوراسیا، عرض رشته کوه زاگرس سالیانه ۰/۸ سانتی متر کوتاه می شود [حسامی و همکاران ،۱۳۸۲]. بررسی نقشه زمین لرزه زمین ساخت ایران که در سال ۱۹۸۱ منتشر شده و در آن زلزله های سال های ۱۹۰۰ تا ۱۹۸۱ ایران از نظر عمق و بزرگی مشخص شده است،نیز نشان می دهد که در همین محدوده زلزله های زیادی رخ داده است(شکل۲-۷)[درویش زاده،۱۳۷۰] .



شکل۷-۲:پراکندگی کانون سطحی زمین لرزه های رخ داده در ایران[پایگاه داده های علوم زمین،۱۳۸۹]

۶-۲-۷- مطالعات ژئومورفولوژی[۴۸]

مطالعات ژئومورفولوژی مرتبط با زمین ساخت فعال محدوده زمانی بین ۱۰۰ تا ۱۰۰۰،۰۰۰ سال را شامل می شوند [ویتافنزی،۱۹۸۶] که این موضوع به ماهیت ذاتی این علم باز می گردد؛ چرا که از یک سو، معمولا فعالیت های کوتاه مدت درونی زمین نمی توانند به ایجاد اشکال و فرم های ژئومورفیک در سطح زمین منجر شوند و از سوی دیگر، اشکال ایجاد شده نیز نمی توانند به مدت طولانی و در مدت بیش از یک میلیون سال در مقابل نیروهای فرساینده بیرونی مقاومت کرده و شکل و فرم اصلی خود را به صورت مطلوبی که قابل مطالعه در چهارچوب این علم باشند، نگاه دارند.

۱-۶-۲-۷-تعریف علم ژئومورفولوژی

ژئومورفولوژی علم شناسایی اشکال ناهمواریهای زمین است ، این واژه از زبان یونانی گرفته شده و از سه جزء Geo به معنی زمین، Morphe به معنی شکل و Logos به معنی شناسایی ترکیب یافته است.

ژئومورفولوژی جدید بیشتر مبتنی بر مقایسه سیستماتیک اشکال ناهمواریها و نهشته‌هایی است که موجب تعیین سن آنها می‌گردد و همچنین تعیین اشکال اولیه و اصلی ناهمواریها و بالاخره شناسایی فرآیندها و محیط موورفوکلیماتیک هنگامی که ناهمواریها را بوجود آورده‌اند، مورد توجه می‌باشد.

همچنین ژئومورفولوژی از مطالعات آماری برای بررسی اشکال ناهمواریها بهره می‌گیرد و سعی دارد

۱) Geomorfelogos

در تحول ناهمواریهای زمین علیرغم پیچیده بودن مساله دینامیک طبیعت، سهم فرآیندهای مختلف ناشی از آب و هوا و پوشش گیاهی و ماهیت سنگها و ساخت زمین و تغییر شکلهای تکتونیکی و میراث مراحل اولیه تکامل را از نظر دور ندارد.

۲-۶-۲-۷-تاریخچه علم ژئومورفولوژی

این علم از دیرباز به وسیله جغرافی دانان یونانی بی‌آنکه عنوان مشخصی داشته باشد شناخته شده بود و بعدها در دوره رنسانس ، لئوناردو داوینچی و برنارد پالیسی در گسترش آن پیش قدم شدند. لئورناردو واوینچی در یادداشت‌های خود از روابط مهمی که بین ابعاد دره‌ها و رودخانه‌ها وجود دارد سخن می گوید و در قرن نوزدهم ژئومورفولوژی یکی از شاخه‌های سیستماتیک علوم مربوط به زمین می گردد.

کاربرد ژئومورفولوژی در اوایل قرن ۱۹ بوسیله مهندسین هیدرولیک که مامور ایجاد کانالهای آبی و تنسیق رودخانه‌ها بودند، مورد توجه قرار گرفت و ژئومورفولوژی دینامیکی نیز در تنظیم طرحهای ایمنی و حفاظت راه‌ها مورد توجه مهندسین عمران ناحیه‌ای واقع شد، از جمله مهندس سورل در سال ۱۸۷۲ تئوری جدیدی در مورد چگونگی تحول و تکامل و دگرگونی رودخانه‌ها ارائه داد. مهندس دوس آب شناس معروف در سال ۱۸۴۱ مفهوم نیمرخ متعادل رودخانه‌ها را بیان داشت.

جنگل بانان نیز به نوبه خود دریافتند که در جهت مبارزه علیه فرسایش خاک به وسیله سیلابها می‌توان از علم ژئومورفولوژی کمک گرفت و به همین منظور در قرن نوزدهم درخت کاری حوضه‌های سیلابی متداول گردید.

پژوهش‌های علمی ژئومورفولوژی از اواخر قرن ۱۸ آغاز گردیده بود و سوسور اهل ژنو ضمن بررسی یخچالها و اشکال نهشته‌های یخچالی دریافته بود که گسترش یخچالها در گذشته فوق العاده بیشتر از عصر حاضر بوده است. مطالعات نامبرده درقرن ۱۹ به وسیله یک سوئیسی دیگر به نام آگاسیز دنبال شد.

زمین شناسان نیز به نوبه خود در جهت تعیین تاریخ زمین شناسی ، تحول ناهمواریها را مورد توجه قرار داده‌اند. چنانچه در اواخر قرن ۱۸ هوتون مبتکر این روش بوده و تحقیقات نامبرده چند سال بعد به وسیله پلیفر و جیکی و لئیل تعقیب شده است. در اواسط قرن ۱۹ زمین شناسان انگلیسی اولین کسانی بودن که مفهوم پیدایش دشتگون را بیان داشته‌اند.

در کشور فرانسه ژنرال دولانوئه و مارژری که اولی توپوگراف و دیگری زمین شناس بود، اشکال کلاسیک ناهمواری ژورایی را با توجه به ساختهای چین خورده آن بررسی کرده‌اند و در سال ۱۸۸۸ کتال جالبی تحت عنوان مقدمه‌ای بر ژئومورفولوژی به چاپ رسانیده‌اند.

در امریکا ، کشف قسمتهای نیمه خشک غرب به پوول اجازه داد که ضمن بازبینی زمینی کیفیت تخریب رودخانه‌ای را در کانیون کلرادو تجزیه و تحلیل کند. همچنین ژیلبرت در این زمینه مکانیزم آبهای جاری را تعیین کرده و ماک جی نیز نقش آبهای جاری سفره‌ای شکل را بررسی نموده است.

این قبیل بررسی‌ها بعدا به وسیله ویلیام موریس داویس تئوریسین معروف تکمیل گردیده و نامبرده تئوری معروف سیکل فرسایش را پیشنهاد می کند و با ارائه این تئوری ، ژئومورفولوژی وارد مرحله جدیدی می‌شود و داویس شخصیت علمی جهانی پیدا می کند.

۳-۶-۲-۷-قلمرو ژئومورفولوژی

در مطالعه ناهمواریهای پوسته جامد زمین می‌توان سه ناحیه به شرح زیر تشخیص داد:

_ زمین‌هایی که در آب فرو رفته‌اند (اعماق دریاها و دریاچه‌ها).

_ زمین هایی که خارج از آب هستند، یعنی خشکیها.

_ ناحیه تلاقی این دو یعنی ساحل که خود قلمرو ویژه‌ای است.

۴-۶-۲-۷-مزیت مطالعات ژئومورفولوژی

نیروهای درونی زمین طی چند هزار سال گذشته اشکالی را در سطح زمین ایجاد کرده اند که به واسطه آن ها می توان مناطق ناپایدار زمین را تشخیص داد. این اشکال شامل وضعیت شبکه آبراهه ها،وجود پرتگاه های عمود بر جریان رودخانه ها،افزایش شیب رودخانه ها،شکل حوضه ها،وضعیت جبهه ی کوهستان ها،شکل دره ها و... می شود. خوشبختانه، امروزه این مطالعات، به یمن بهره مندی از سیستم اطلاعات جغرافیایی(GIS) که گسترده جغرافیایی وسیعی را با سرعت بالا و هزینه کم مورد مطالعه قرار می دهد ،اهمیت ویژه ای یافته است.

۳-۷-زمین ساخت فعال در ایران

فلات ایران نیزمانند سایر مناطق کره زمین، همواره تحت تاثیر حرکات زمین ساختی قرار داشته و در اثر حرکات کوهزایی و خشکی زایی و عوارض ناشی از آن ها بارها تغییر شکل داده، گاهی از زیر آب بیرون آمده و زمانی در زیر دریا ها مدفون شده است. پیدایش نهایی ناهمواری های ایران، در نتیجه حرکات کوهزایی اواخر دوره ترشیاری بوده که در این زمان، اسکلت ناهمواری های ایران به طور قطعی تثبیت شد و سپس در طول کواترنر تحت تاثیر عوامل فرسایش به صورت کنونی در آمد [محمودی،۱۳۷۵].این در حالی است که «حرکات کوهزایی آلپ پایانی هنوز به پایان نرسیده و به عبارت دیگر، تعادل نهایی بر قرار نشده است» [درویش زاده،۱۳۷۰]؛ بنابر این فعالیت های زمین ساخت فعال که در واقع ادامه جنبش های زمین ساختی پاسادنین است، ادامه دارد که علت عمده آن به باز شدگی کف دریای سرخ مربوط می باشد»[علایی طالقانی ،۱۳۸۲].

وقوع زمین لرزه های مکرر در ایران از پیامد های فعال بودن جنبش های زمین ساختی می باشد. واقع شدن کانون اکثر زمین لرزه ها ی ثبت شده در امتداد دو کمربند چین خورده و جوان حاشیه شمالی و جنوبی البرز و زاگرس ایران به خوبی این ارتباط را نشان می دهد(شکل۷-۴) [علایی طالقانی،۱۳۸۲]. زلزله های ویرانگر سلماس، بوئین زهرا، طبس،دشت بیاض،سمنان، رودبار و خروج گاز ها و بخارات آتشفشانی از دماوند و چشمه های آبگرمی که در مسیر شکستگی های زمین قرار دارند نیز، در ارتباط با همین موضوع می باشند. بسیاری از تاریخ نویسان در نوشته های خود به بروز زلزله های مخربی اشاره کرده اند که موجب ویرانی شهر هاو روستاها شده و خسارت های جانی و مالی فراوانی را در پی داشته اند که در برخی موارد به فرار مردم از آن مناطق و متروک شدن آن ها انجامیده است که از جمله این شهر های نابود شده «حلوان در سر پل ذهاب ،سیمره درخاور ایلام، خبوشان یا قوچان قدیم ومهرجان قذق در استان ایلام» قابل ذکر هستند [زمردیان،۱۳۸۱].

مطالعات صورت گرفته به وسیله دستگاههای (GPS) در طی دوره ۲ ساله ۲۰۰۱-۱۹۹۹ نشان داده است که صفحه عربستان صفحه عربستان با سرعتی بین ۱/۲ تا ۵/۲ سانتی متر در سال به طرف شمال و به سمت اوراسیا در حرکت است و تحت تاثیر فشار و نیرو های زمین ساختی، بلوک منطقه ای ایران کوتاه می شود که این کوتاه شدگی، عمدتا" در رشته کوه های زاگرس و البرز توزیع شده است. گسل های فعال ایران را می توان به عنوان شاهد مستقیم تغییر شکل کنونی پوسته ایران دانست [حسامی و همکاران ،۱۳۸۲].

۱-۳-۷-رخداد اواخر پلیوسن (پاسادنین Pasadenian)

مهم‌ترین رخداد زمین‌ساختی سراسری و چهره‌ساز ایران، در زمان پلیوسن و پلیستوسن پیشین (حدود ۸/۱ میلیون سال پیش)صورت گرفته که با رویداد کوهزایی پاسادنین قابل قیاس است. در این فاز در واقع رخساره های پُست تکتونیک بوجود آمده و چین می‌خورند. پیدایش کنگلومرای هزار دره، کنگلومرای بختیاری و

کرمان که از نظر سنی همگی پلیوسن هستند در این فاز بوده است . در فاز پاسادونین چین خوردگی نهایی زاگرس رخ داده است. در صورتیکه چین خوردگی ناحیه کپه داغ و مکران کمی زودتر از این دوره ، انتهای فاز پیرنه، رخ داده است. پیدایش آتشفشانهای پلیوکواترنر مثل دماوند، تفتان، فعالیت مجدد سهند، سبلان و بزمان ، پیدایش توده های نفوذی مثل گرانیت علم و گرانیت آکاپل در این دوره زمانی بوده است .در ایران هم، رخداد پاسادنین ماهیت کوهزا داشته و مهم‌ترین پیامد آن عبارت است از:

۱- تأثیر قابل توجه همراه با چین‌خوردگی پیشرفته در کوه‌های زاگرس و کپه‌داغ و به پایان بردن گذر تکاملی این دو پهنه.

۲-کوتاه و ستبرشدگی به دلیل فشارهای وارده که حاصل آن چین‌خوردگی، گسلش فشاری و شکل‌گیری سیمای ریخت‌زمین‌ساختی امروزی ایران است.

۳- پایین افتادن بیشتر فرونشست‌های میانکوهی مانند خزر جنوبی، جازموریان، کویر بزرگ و ...و رانده شدن کوه‌های پیرامون بر روی آنها.

۴- پیوستگی فرورانش در زون فعال مکران همراه با زایش کمان ماگمایی کلسیمی قلیایی بزمان تفتان و توسعه گسلش‌های راندگی در حاشیه شمالی این کوه‌ها.

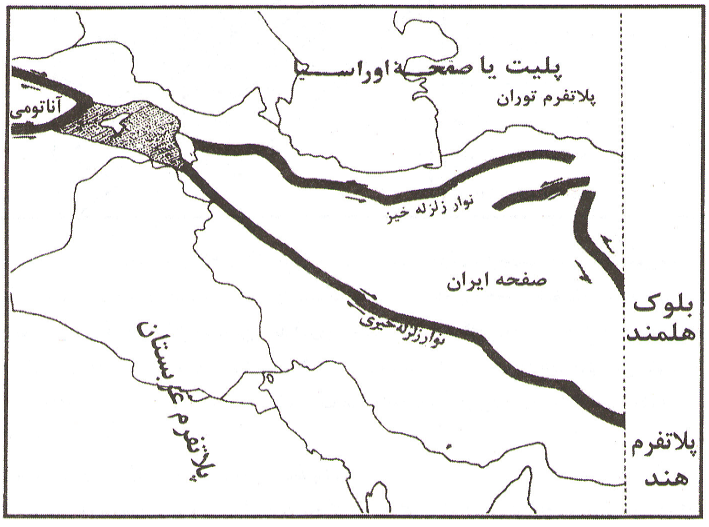
۵- به تله افتادن صفحه ایران، بین صفحه‌های عربستان (در باختر)، هند (در خاور)و توران (در شمال)و تغییر ماهیت حرکت‌های امتداد لغز به فشارشی، همراه با کوتاه و ستبرشدگی پوسته و رویداد زمین‌لرزه با سازوکار به طور عمده فشاری.

۶- چین‌خوردگی نهشته‌های قاره‌ای نئوژن و همچنین کنگلومرایی همزمان با کوهزایی (بختیاری، هزاردره، آقچه‌گیل و معادل‌های آن).

۷-تکرار تکاپوهای آتشفشانی در آتشفشان‌های سهند، سبلان و بزمان و آغاز فعالیت‌در دماوند و تفتان.

۸- جایگیری توده‌های نفوذی جوان ایران مانند گرانیت سفید علم کوه، آکاپل، قهرود کاشان و آتشفشانی‌های عمیق داسیتی البرز، عباس‌آباد – سبزوار و ....

۹- فعالیت دوباره گسل‌های کهن در البرز همراه با جابه‌جایی صفحه‌ها از پس‌خشکی (NE) به پیش‌خشکی (SW) و ایجاد ساختارهای دوپلکس مرکب بزرگ مقیاس (علوی، ۱۹۹۱).



شکل۷-۳: موقعیت زمین ساختی خرده صفحه ایران در میان سایر صفحات [زمردیان،۱۳۸۱]

۲-۳-۷-فازکوهزایی والانژین

فازکوهزایی والانژین، از نظر محدوده سنی بین پلیستوسن و عهد حاضر یا هولوسن رخ داده است . دگرشکلی های این فاز کوهزایی را باید در جوانترین واحدهای رسوبی پی جویی کرد . مطالعه بر روی آبرفتهای دشت تهران توسط Riben(۱۹۳۵) نشان داد که این آبرفتها از چهار بخش A - B - C – D تشکیل شده است . آبرفتهای A به سن پلیوکواترنر همان سازند کنگلومرایی هزاردره می باشد . واحدهای B و C واحدهای دانه ریزی هستند که آثار دگرشکلی را بصورت چین خوردگی و گسلش نشان می‌دهند . آبرفتهای D تحت عنوان سازند کهریزک در بخشهای جنوبی تهران قابل شناسایی است که نسبتاً دگرشکلی کمتری را با توجه به سن آنها نشان می‌دهد . نهشته‌های آبرفتی عهد حاضر که در کف رودخانه های نسبتاً شمالی جنوبی دشت تهران ته‌نشست شده اند بصورت ناپیوسته بر روی این رسوبات قرار می گیرند .

بربریان در محدوده شهر نهبندان آبرفتهایی را معرفی می کند که سن کواترنر داشته ولی تحت تاثیر فعالیتهای تکتونیکی دگرشکل شده‌اند . وضعیت رسوبات کواترنر ناحیه نهبندان نظیر رسوبات کواترنری دشت تهران است . علاوه بر این آبرفتها ، رسوبات جوان ته نشست شده بین کوهی، واریزه های سنگی آبرفتها و سایر رسوبات جوان بصورت پراکنده درتمام ایران یافت می شود که تحت تاثیر فعالیت تکتونیکی دگرشکل شده اند . هر رخداد زمین لرزه ای که منجر به دگرشکلی سطح زمین بصورت ایجاد اسکارپ گسلی یا دگرشکلی ناحیه ای گردد، بخشی از فاز کوهزایی والانژین است .

خود آزمایی فصل هفتم:

۱- زمین ساخت فعال را تعریف کنید.
۲- روش های شناسایی مناطق فعالرا نام ببرید.
۳- اهمیت مطالعات لرزه شناسی در شناسایی مناطق فعال را توضیح دهید.
۴- اهمیت و کاربرد مطالعات ژئودزی در شناسایی مناطق فعال را شرح دهید.
۵- مطالعات تاریخی چه اهمیتی در شناسایی مناطق فعال دارند؟ با ذکر مثال توضیح دهید.
۶- مطالعات باستان شناسی چه کاربردی در شناسایی مناطق فعال دارند؟
۷- اهمیت مطالعات ژئومورفولوژی در شناخت مناطق فعال را بان کنید.
۸- تاریخچه علم ژئومورفولوژی را شرح دهید.
۹- مزیت مطالعات ژئومورفولوژی نسبت به سایر انواع مطالعات زمین ساخت فعال چیست؟
۱۰- وضعیت ایران از نظر حرکات و فعالیت های زمین ساخت فعال چگونه است؟
۱۱- فاز کوهزایی والانژین در ایران را شرح دهید.

فصل هشتم

معرفی شواهد و شاخص های ژئومورفیک زمین ساخت فعال

هدف کلی:

- آشنایی دانشجویان با انواع شواهد و شاخص های ژئومورفیک زمین ساخت فعال.

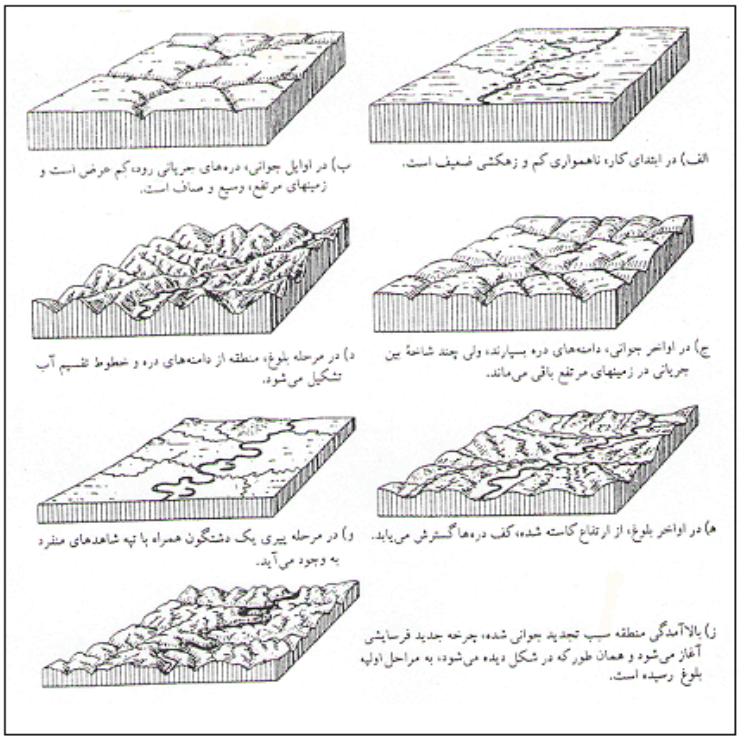
اهداف جزیی:

پس ازمطالعه این فصل، دانشجویان با موضوعات زیر آشنا خواهند شد:

-تاریخچه مطالعات ژئومورفیک زمین ساخت فعال
- دیدگاه سیکل فرسایش ویلیام موریس دیویس
- عدم تعادل فرمی در نقشه توپوگرافی
- شواهد زمین ساخت فعال در پستی و بلندی های سطح زمین
-شواهد زمین ساخت فعال در شکل حوضه
-شواهد زمین ساخت فعال در تقارن عرضی حوضه
-شواهد زمین ساخت فعال در وضعیت نیم رخ رودخانه
-شواهد زمین ساخت فعال در دگر شکلی و خمیدگی تراس‌های آبرفتی
-شواهد زمین ساخت فعال در پیچ و خم رودخانه
- چشمه ها به عنوان شاهد زمین ساخت فعال
- پشته های مسدود کننده به عنوان دلیلی بر زمین ساخت فعال
- استخر های فرونشینی به عنوان شاهد زمین ساخت فعال
- پشته های فشارشی و حوضه های کششی به عنوان دلیلی بر زمین ساخت فعال
- شیب دامنه ها به عنوان شاهد زمین ساخت فعال

۱-۸- مقدمه

ویلیام دیویس[1](۱۸۹۹) از اولین افرادی بود که جهت برقراری ارتباط میان چشم انداز های سطح زمین[2]و حرکات زمین ساختی تلاش هایی را انجام داد. وی یک مدل و سیستم بسته ژئومورفولوژی را ارائه نمود که در آن،به دنبال یک فرایش سریع، ساختار های ژئومورفیک ظاهر شده و سپس، در طی مراحل جوانی[3]، بلوغ[4] و پیری[5] تحول می یابند. هرکدام از مراحل این چرخه چندین میلیون ساله، ویژگی های شکل شناسی ویژه ومخصوص به خود داشته که به مرور زمان،در اثر فرسایش، دچار تغییر شده و به اشکال متفاوتی تبدیل می شوند(شکل ۳-۱). امروزه می دانیم که این چرخه به سادگی طرح ارائه شده توسط دیویس نیست و عوامل دیگری نیز در آن دخالت دارند[کلر و همکار ، ۱۹۶۶] .

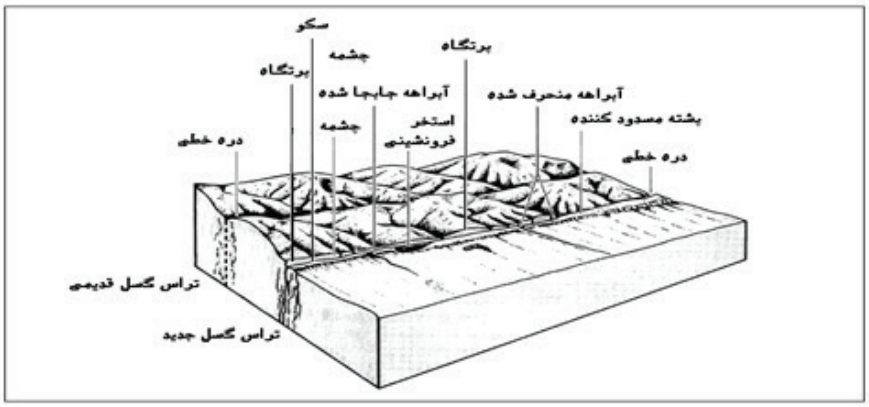


شکل ۸-۱: سیکل فرسایش ویلیام موریس دیویس[کلر و همکار ، ۱۹۶۶]

بول ومک فادن(۱۹۷۷میلادی)،والاس(۱۹۷۸میلادی)، آندرسون(۱۹۷۹میلادی)وکلر (۱۹۹۶ میلادی) از جمله افرادی بوده اندکه در سالیان بعد، رفتار متقابل حرکات زمین ساختی بر ساختارهای ژئومورفیک را با استفاده از روش های تجربی و علمی مورد مطالعه قرار داده اند. نتایج این پژوهش ها نشان داده است که، حرکات افقی و قائم جوان زمین می تواند باعث ایجاد جابجایی عرضی و ارتفاعی،کج شدگی و تغییر در

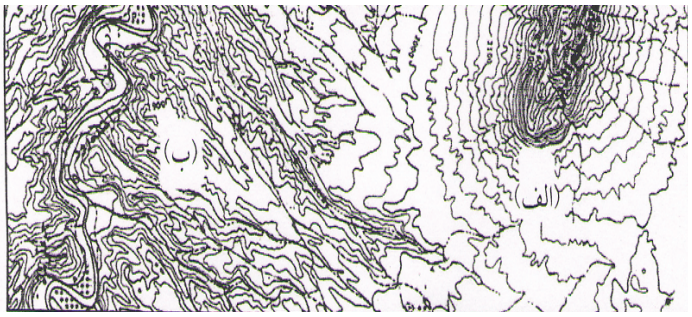
1) William Morris Davis .
2) Landscape Evolution.
3) Youth
4) Maturity
5) Old age

مسیر آبراهه ها،تغییر فرم حوضه ها و همچنین تشکیل زمین ریخت هایی مانند پشته های سدی، پشته های فشاری، دره های خطی،چشمه ها،سکو های گسلی و استخر های فرونشسته و بسیاری دیگر از عوارض و لندفرم های ژئومورفولوژی بشوند» (شکل۲-۳)،[کلر و همکار ، ۱۹۶۶] .



شکل۸-۲: اشکال مرتبط با گسل های راستالغز[کلر و همکار ،۱۹۹۶]

اگرچه همیشه گسل ها نمی توانند سبب ایجاد فرم های خاص شوند، ولی به این نکته باید توجه داشت که در بسیاری از موارد، وقوع حرکات ناگهانی و سریع، سبب ایجاد گسل هایی با جابجایی کم و زیاد در سطوح اراضی می شود. این وقایع می تواند حالت های حاکم بر فرم و فرایند را بر هم زده با ایجاد تغییر در سطوح یک منطقه، فرایند های حاکم بر آن را نیز دستخوش تغییر نماید.این تغییرات، فرم های جدیدی را به وجود می آورد که با فرم های قبلی هماهنگ نبوده و در نتیجه با شناسایی چنین ناهماهنگی هایی می توان به وقوع یک حادثه زمین ساختی که به ایجاد فرم سازی جدید منجر شده است، پی برد.این پدیده ها در نقشه های توپوگرافی به صورت تغییر ناگهانی تراکم و فرم منحنی میزان ها و یا به عبارتی شیب اراضی قابل شناسایی است. «فرم های ناشی از پدیده های گسلی معمولا به صورت شیب های تند تظاهر می شود. این فرم ها سبب می شوند که فاصله منحنی میزان ها در نقشه های توپوگرافی به ناگهـانی تغیـیر یابد» (رامشت،۱۳۸۴). به عنوان مثال، با بررســی دو منطقه «الف»و «ب» در شکل ۸-۳ به خوبی می توان دریافت که دامنه ها در اطراف منطقه «الف »نوعی تعادل و هماهنگی دارد، اما با نزدیک شدن به منطقه «ب» هارمونی منطقه دچار تغییر می شود؛ به گونه ای که ناهمواری ها و دامنه ها دیگر از الگوی «الف»پیروی نمی کند. چنین فرم هایی در نقشه های توپوگرافی حکایت از حوادث خاصی دارد که سبب بر هم خوردن فرایند حاکم بر منطقه است. عامل بروز چنین حوادثی می تواند تغییر در سطح اساس یک ناحیه باشد. تغییر سطوح اساس در مناطق بر حسب میزان آن مستقیما بر فرایند کند و کاو و در نتیجه، پس از مدتی، بر فرم ها منعکس می شود [رامشت،۱۳۸۴].



شکل ۸-۳:عدم تعادل فرمی در نقشه توپوگرافی- اقتباس از نقشه چرمهین به شماره ۶۲۵۴

بســـیاری از عوارض ژئومورفیک سطح زمین در مقابل حرکات زمین ساختی فعــال بسیار حساس می باشند که تحلیل های هندسی آن ها، نشانه ها و شواهدی پیرامون سرعت، نوع و آرایش تغییر شکل های زمین ساخت فعال را برای ما ارائه مـی دهند[بول و مک فـادن،۱۹۷۷]. این اشکــال و فرم ها را می توان به وسیــله «شاخــص های ژئومورفولوژیکی[۶]» توصیف کرد. «ریخت سنجی[۷]، مطالعه توپوگرافی وشکل چشم اندازها، از طریق اندازه گیری های کمی است»[هک،۱۹۷۳].

۲-۸- امتیازات استفاده از شاخص های ژئومورفولوژی

مهمترین ویژگی ها و امتیازات استفاده از شاخص های ژئومورفولوژی این است که:

-استفاده از این شاخص ها، ارزیابی فعالیت های زمین ساختـــی مناطق وسیع را در مدت زمانی کوتاه فراهــم می کنند که این کار باعث بالا رفتن سرعت عمل محقق در انجام اینگونه مطالعات و برآورد خطر زمین لــرزه می باشد.

- مزیت دیگر این روش ها، امکان تلفیق چند شاخــص با یکدیگــرمی باشد که باعث افزایش دقت می شـــود [ال همدونی و همکاران،۲۰۰۸].

-در برخی از مناطق فعال، به ویژه در نواحی واقع در قسمت های داخلی صفحات که زمین لرزه هایی با دوره بازگشت طولانی و حتی چند ده هزار ساله دارند، رخداد های لرزه ای قدیمی را فقط می توان با بهره گیری از بررسی های دیرینه لرزه شناختی و زمین شناختی تشخیص داد[سلیمانی،۱۳۸۷].

لازم به ذکر است که در مقابل این امتیازات، ایرادی نیز که به این مطالعات وارد است این است که« بررسی به کمک این شاخص ها، دیدی دراز مدت به دست می دهند» [بربریان و همکار ،۱۳۷۲] و نمی توان از این شاخص ها برای پیش بینی کوتاه مدت زمین لرزه استفاده کرد.

امروزه، استفاده از تصاویر ماهواره ای و نوآوری های سیستم اطلاعات جغرافیایی(GIS) کمک شایانی به ارزیابی شاخص های ژئومورفیک کرده و به عنوان ابزار های پایه و اساسی به منظور شناخت زمین ساخت فعال نقش عمده ای ایفا کرده است. این تکنیک ابزار قدرتمندی است که نه تنها قادر به اندازه گیری ونمایش پارامتر های مورفومتریک می باشد، بلکه امکان تحلیل آن ها را نیز فراهم می آورد.

Geomorphic Indices

Morphometry

۳-۸-معرفی شواهد و شاخص های ژئومورفیک زمین ساخت فعال

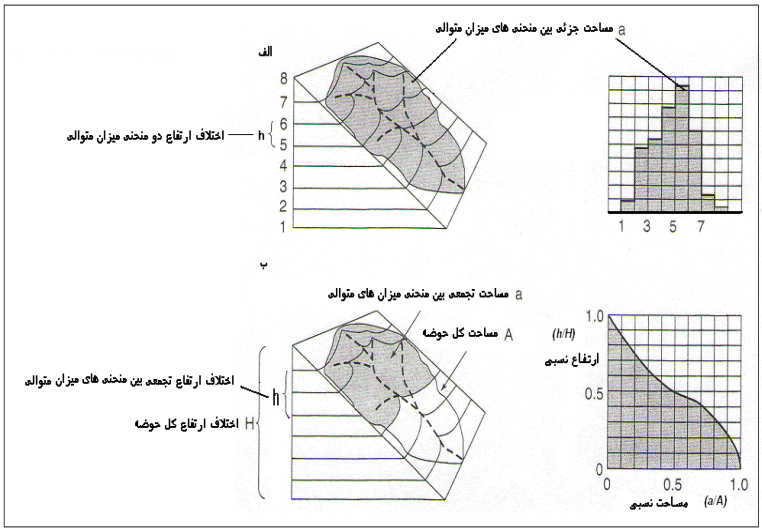
۱-۳-۸-پستی و بلندی های سطح زمین

از مهمترین شواهد معرف زمین ساخت فعال در یک منطقه، وضعیت پستی ها و بلندی های سطح زمین می باشد. در مناطق فعال، نیروهای درونی زمین با تاثیر بر پوسته، باعث حرکات افقی و قائم می شوند که نقش موثری در ناهموار شدن سطح زمین و به وجود آمدن اختلاف ارتفاع زیاد در یک منطقه دارد. معمولابرای بررسی کمی وضعیت ناهمواری های موجود در یک منطقه، از دو شاخص انتگرال فراز نما(Hi) و حجم به سطح حوضه (V/A) استفاده می شود.

۱-۱-۳-۸-شاخص انتگرال فرازنما (Hi)

منحنی فرازنما[۸] یا بی بعد توزیع ارتفاعات را در راستای عمود بر یک ناحیه از زمین توصیف می کند. این منحنی با پیاده نمودن « نسبت ارتفاع کل حوضه » (ارتفاع نسبی)در مقابل « نسبت مساحت کل حوضه » (مساحت نسبی) ترسیم می گردد[کلر و همکار ،۱۹۹۶](شکل۸-۴).

در این شکل، «A» مساحت کل و«H» نیز اختلاف ارتفاع کل حوضه می باشد. «a» نیز مساحت جزئی بین دو منحنی میزان متوالی با اختلاف ارتفاع «h » می باشد. مقدار عددی مساحت نسبی « a/A» همیشه از ۱ در پایین ترین نقطه حوضه (یعنی جایی که «h/H=۰») تا صفر در بالاترین نقطه در حوضه (یعنی جایی که h/H= ۱) متفاوت می باشد. از آنجایی که ترسیم منحنی های فرازنما به صورت توابعی از مساحـــت و ارتفاع کل انجـام می گیرد؛ امکان مقایسه ی حوضه ها با اندازه های متفاوت را امکان پذیر می نماید(شکل۸-۵).



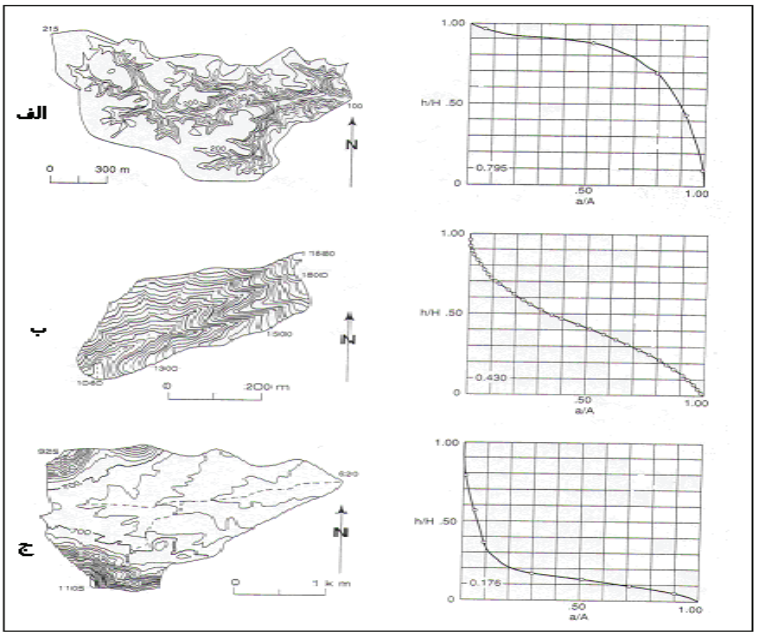
شکل۸-۴:طرحی از یک حوضه آبریز فرضی و منحنی فرازنمای مربوط به آن [کلر و پینتر ،۱۹۹۶]

۱) HypSometric Curve

از روش های ساده در تعیین شکل منحنی فراز نما برای یک حوضه آبریز فرضی، محاسبه نمودن « انتگـــرال فراز نما[۹] » برای آن می باشد. این انتگرال که به صورت « مساحت زیر منحنی فراز نما » تعریف شده است از رابطه زیر به دست می آید :

رابطه۸-۱-چگونگی محاسبه انتگرال فرازنما[بول و مک فادن،۱۹۷۷]:

(Hi=(Hmean-Hmin)/(Hmax-Hmin)



شکل۸-۵: مقایسه منحنی های فرازنما در حوضه های مختلف .الف-جوان ، ب- بالغ و ج- پیر [کلر و پینتر ،۱۹۹۶]

در این رابطه«Hi»مقدار عددی انتگرال فراز نما، «Hmean »ارتفاع متوسط حوضه، «Hmin» ارتفاع کمینه حوضه و«Hmax» ارتفاع بیشینه حوضه می باشد.مقادیر عددی بزرگ برای این انتگرال(شکل ۸-۵ - الف) بیانگر آن است که قسمت اعظم توپوگرافی مرتفع تر از مقدار میانگین بوده و توپوگرافی جوان و دارای پستی و بلندی های فراوان به همراه حفر قائم در دره رودخانه ها می باشد. مقادیر متوسط(شکل ۸-۵-ب) تا کم(شکل ۸-۵-ج) آن نیز به حوضه های آبریزی مربوط می شود که توپوگرافی بالغ تا پیر داشته و به طور یکنواخت تری بریده شده اند[کلر و همکار ،۱۹۹۶].

۲-۱-۳-۸-شاخص حجم به سطح حوضه[۱۰](V/A)

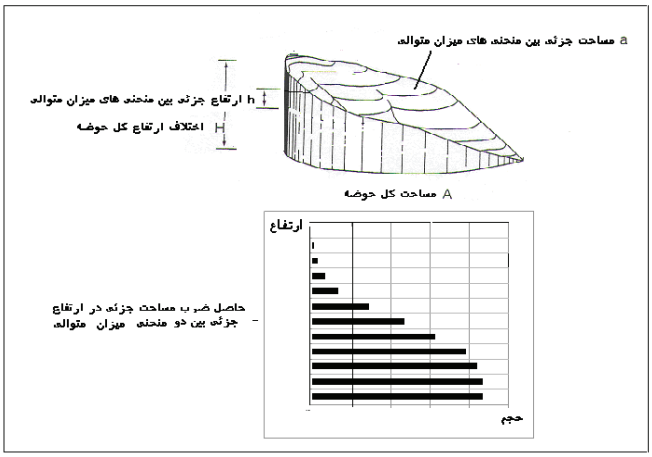
همانگونه که از نام این شاخص مشخص است، رابطه بین حجم و مساحت حوضه را نشان می دهد. برای اندازه گیری حجم یک حوضه، ابتدا باید مساحت بین منحنی های میزان را محاسبه کرده و در اختلاف ارتفاع بین آن ها ضرب کرد تا حجم های جزئی مربوطه محاسبه شود. سپس با تجمیع این حجم های جزئی، حجم کل حوضه به دست می آید. امروزه نرم افزارهای مربوطه این کار را به سهولت انجام می دهند.

۱) HypSometric Integral
۲) Basin volume/area.

رابطه۸-۲-چگونگی محاسبه شاخص حجم به سطح حوضه[هارکینز و همکاران،۲۰۰۵]

$$V/A=Vi/Ai$$

در این رابطه « V/A» مقدار عددی شاخص حجم به سطح حوضه،« Vi » حجم حوضه و «Ai » مساحت حوضه می باشد.حجم کل حوضه،حاصل جمع حجم های بین منحنی های میزان می باشد.مقدار عددی زیاد برای این شاخص نشان دهنده پستی و بلندی زیاد و فعالیت های شدید زمین ساختی در منطقه می باشد[هارکینز و همکارن،۲۰۰۵].



شکل ۸-۶:رابطه بین حجم و مساحت در یک حوضه فرضی وچگونگی محاسبه آن[هارکینز و همکاران،۲۰۰۵]

۲-۳-۸-شکل حوضه

در مطالعه میزان فعال بودن یک حوضه، علاوه بر بررسی شکل سه بعدی حوضه که در بالا به آن اشاره شد، می توان به بررسی شکل دو بعدی حوضه نیز پرداخت. شکل کشیده، از ویژگی های حوضه هایی است که در مناطق کوهستانی با فعالیت های زمین ساختی زیاد واقع شده اند. با دور شدن از زمان بالاآمدگی منطقه، شکل حوضه به دایره نزدیک می شود[رامیز و همکار،۱۹۹۸]. مطالعات سایر محققان نیز این موضوع را تایید کرده است[گوربوز و همکار،۲۰۰۸] و[مختاری،۱۳۸۴]. در مناطق فعال زمین ساختی، عرض حوضه های آبریز باریک تر است، زیرا در چنین مناطقی نیروی رودخانه صرف ژرف کردن بستر خود می شود؛ در حالی که، پایداری زمین ساختی باعث می شود رودخانه فرصت تعریض بسترخود را داشته باشد. شکل حوضه ها توسط دو شاخص شکل حوضه(Bs) و نسبت کشیدگی حوضه(Re) قابل ارزیابی می باشد.

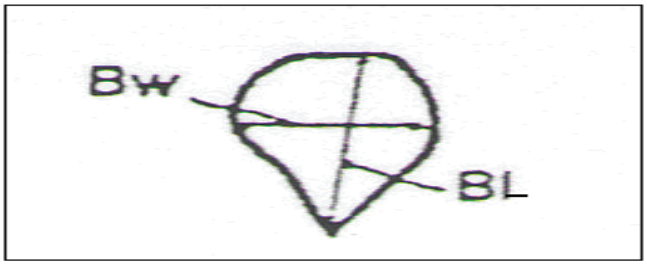
۱-۲-۳-۸- شاخص شکل حوضه (Bs)[۱۱]

بررسی های مختلف نشان داه است که شاخص شکل حوضه آبریز از جمله ویژگی های ریخت سنجی حوضه هااست که می توان آن ها را با فعالیت های زمین ساختی مرتبط دانست[گوربوز و همکا[۱۲]ر،۲۰۰۸،۲۱۸].

رابطه۳-۳-چگونگی محاسبه شاخص شکل حوضه[رامیز و همکار،۱۹۹۸] $Bs=BL/Bw$

۱) Index of drainage basin shape
2) Ramirez & Herrera

در این رابطه «Bs» شاخص شکل حوضه، « BL» طول حوضه از دهانه حوضه آبریز تا بالاترین قسمت حوضه و «Bw» بیشترین عرض حوضه می باشد. زیاد بودن این شاخص نشان دهنده فعالیت زمین ساختی بیشتر است [مختاری،۱۳۸۴]و [ال همدونی و همکاران،۲۰۰۸].



شکل ۸-۷: چگونگی اندازه گیری اجزای شاخص شکل حوضه«Bs»

۲-۲-۳-۸- شاخص نسبت کشیدگی حوضه (Re)[۱۳]

مشابه شاخص قبل،این شاخص نیز برای سنجش شکل حوضه به کار می رود.
رابطه۸-۴-چگونگی محاسبه شاخص نسبت کشیدگی حوضه[بول و مک فادن،۱۹۷۷]:

$$Re=(۲\sqrt{A}/BL)\pi$$

در این شاخص«Re »شاخص نسبت کشیدگی حوضه،«A » مساحت حوضه و«Bl »طول حوضه، می باشد. مقدار این شاخص بین صفر تا ۱ است و مقادیر کم آن نشان دهنده کشیدگی حوضه و فعالیت های زمین ساختی زیاد است[کنگ و همکار،۲۰۰].

۳-۳-۸-تقارن عرضی حوضه

در مناطقی که سیستم های زهکشی تحت تاثیر زمین ساخت فعال قرار گرفته اند، دارای هندسه و الگوی مشخصی شده اند. حرکات عمودی در امتداد یک گسل باعث می شود شبکه آبراهه های حوضه تاثیر کرده و شبکه آبراهه ها را به سمت منطقه فروافتاده متمایل شود. این موضوع را می توان توسط دو شاخص عدم تقارن آبراهه ها (AF) و تقارن توپوگرافی عرضی(T) مورد سنجش قرار داد.

۱-۳-۳-۸-شاخص عدم تقارن آبراهه ها(AF)[۱۴]

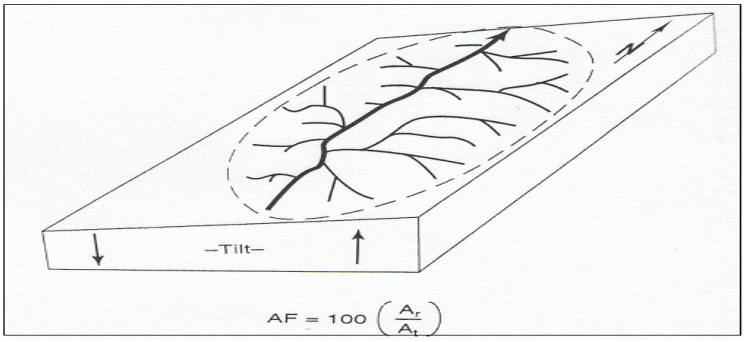
در مناطقی دارای فرایش فعال معمولا به دلیل تظاهر اثرات توپوگرافی حاصل از فرایش در یک سوی منطقه و به تبع آن ایجاد فرونشست در سوی دیگر، طول آبراهه فرعی و در نتیجه مساحت در بر گیرنده این آبراهه ها در سوی فرایش یافته، بیش از همین طول در سمت مقابل خواهد بود.
رابطه۸-۵-چگونگی محاسبه شاخص عدم تقارن توپوگرافی عرضی[کلر و پینتر،۱۹۹۶]:

$$Af=(Ar/At)۱۰۰$$

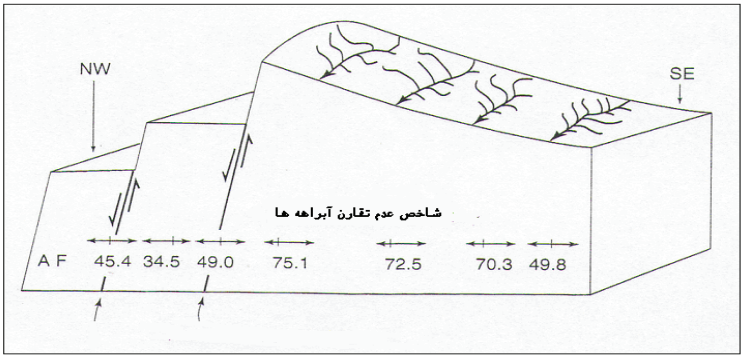
در این رابطه«Af» شاخص عدم تقارن آبراهه ها ،« Ar»معادل مساحت حوضه در برگیرنده زهکشهای فرعی در ساحل سمت راست آبراهه اصلی (بر حسب کیلومتر مربع) و«At» مساحت کل حوضه در

۱) Index of basin elongation ratio.
۲) Index of drainage asymmetric factor.

برگیرنده زهکشهای فرعی در ساحل سمت راست و چپ آبراهه(بر حسب کیلومتر مربع) می‌باشد[کلر و پینتر،۱۹۹۶]. هرگاه مقادیر عددی این شاخص در حدود ۵۰ باشد، بیانگر وجود تقارن زهکش های فرعی نسبت به آبراهه اصلی و در نتیجه عدم وجود کج شدگی بر اثر فرایش خواهد بود. مقادیر عددی بیش از ۵۰ و کمتر از ۵۰ به ترتیب بیانگر عملکرد فرایش در ساحل راست و چپ آبراهه اصلی می باشد.کارایی این شاخص محدود به مواردی است که جهت کج شدگی بر مسیر رود اصلی عمود باشد[ال همدونی و همکاران،۲۰۰۸]. هنگام کاربرد شاخص مزبور فرض این است که عوامل کنترل کننده زمین شناسی نظیر جنس سنگ ها ، شیب لایه بندی و.... و آب و هوای محل نظیر اختلاف پوشش گیاهی در دامنه های دو سوی رودخانه هیچ یک تاثیری بر عدم تقارن نداشته اند.



شکل۸-۸:حوضه ی زهکشی متاثر از حرکات فرایشی و چگونگی محاسبه شاخص Af [کلر و پینتر،۱۹۹۶]



شکل۸-۹: کاربرد شاخص عدم تقارن آبراهه ها«Af» در اثبات فعالیت های زمین ساختی حوضه نیکویا[کلر و همکار،۱۹۹۶]

لازم به ذکر است که ال همدونی و همکاران [۲۰۰۸]در تکمیل این شاخص، موضوع قدر مطلق تفاضل این شاخص با عدد ۵۰، (|Af-۵۰|) را مطرح ساخته اند. بنابر این،در این وضعیت میزان کج شدگی بین صفر تا حداکثر ۵۰ خواهد بود. این اصلاحیه باعث می شود که موضوع انحراف کلی رودخانه صرفه نظر از این که به سمت راست یا چپ بوده مطرح باشد که امکان مقایسه میزان کج شدگی حوضه ها را در مطالعات آماری بهتر فراهم می سازد.

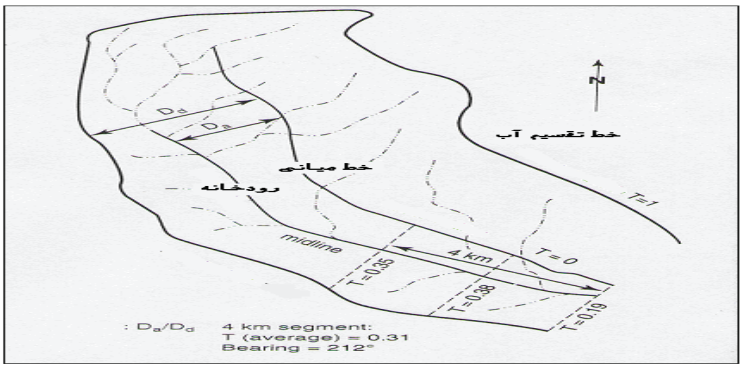
۲-۳-۳-۸-شاخص تقارن توپوگرافی عرضی(T)[۱۵]

برای محاسبه این شاخص باید ابتدا خطی را در امتداد طول حوضه ترسیم کرد،به گونه ای که حتی المقدور از مرز های حوضه های دو سوی حوضه به یک فاصله باشد.سپس با در نظر گرفتن میزان انحراف رودخانه اصلی از خط میانی، این شاخص با توجه به رابطه زیر محاسبه می شود:

رابطه۸-۶-چگونگی محاسبه شاخص تقارن توپوگرافی عرضی[کلر و پینتر،۱۹۹۶]:

$$T=Da/Dd$$

در این رابطه« T » شاخص تقارن توپوگرافی عرضی،« Da » فاصله شاخه اصلی (آبراهه اصلی) از خط میانی حوضه آبریز و «Dd » معادل فاصله خط میانی حوضه آبریز از مرز حوضه می‌باشد.



شکل ۸-۱۰:یک حوضه آبریز فرضی و پارامتر های لازم جهت محاسبه شاخص« T »[کلر و پینتر،۱۹۹۶]

در حوضه های کاملا متقارن، مقدار عددی شاخص« T » صفر می باشد. با کاهش تقارن حوضه، مقادیر عددی این شاخص افزایش یافته و به یک نزدیک می شود. با پذیرش این موضوع که اثرات جزیی شیب سنگ بستر را می توان در مهاجرت و جابجایی کانال رودخانه ها در سطح زمین مشاهده نمود؛ جهت مهاجرت ناحیه ای کانال رودها یکی از نشانه های کج شدگی زمین در آن جهت خواهد بود[کلر و پیتر،۱۹۹۶]. از مطالعات آماری در زیر حوضه های مجاور هم نیز، بصورت تکمیلی، می توان در یافتن جهت اصلی مهاجرت رودخانه بهره جست.

۴-۳-۸-وضعیت نیم رخ رودخانه

به طور کلی در بخش هایی از زمین که پوسته برای دوره های طولانی ناپایدار بوده است، تغییر شکل های زمین ساختی فعال باعث بروز یک پاسخ رودخانه ای خواهد شد[کلر و همکار،۱۹۹۶]. شکل پله پله و کوژیدگی موجود در نیمرخ طولی رودخانه ها می تواند نشان دهنده برخاستگی پویای زمین های بالادست و یا فرونشست پویای سطح اساس باشد. اگر گسلی در حوالی بستر رودخانه به وجود آید؛ باعث بالا آمدن و یا پایین رفتن زمین می شود و اگر فرسایش رودخانه با این بالا آمدن و یا پایین رفتن متناسب نباشد، در حوالی گسل، شیب بستر رودخانه با سایر نقاط تفاوت پیدا می کند که این امر می تواند نشانه ای برای تشخیص گسل باشد [بورباند و همکار[۱۶]، ۲۰۰۱].

---

۱۵) Index of Transverse Topographic Symmetry Factor.
Burband & Anderson

۱-۴-۳-۸-شاخص گرادیان شیب رود[۱۷]

هک[۱۹۷۳] ضمن مطالعات خود در کوه های آپالاش، شاخص طول ◻گرادیانSL را ابداع کرده و به منظور کمی کردن نیمرخ طولی بدنه اصلی رودها بکار گرفت. این شاخص که امروزه در مطالعات زمین ساخت فعال کاربرد وسیعی پیدا کرده، بصورت زیر تعریف گردیده است.

رابطه۸-۷-چگونگی محاسبه شاخص گرادیان شیب رودخانه[هک،۱۹۷۳]:

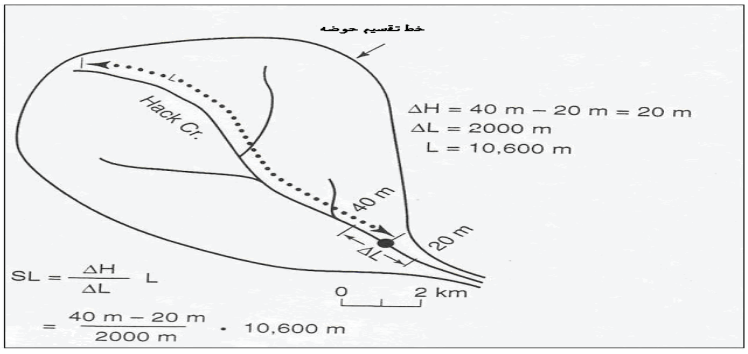
$$SL=\Delta H/\Delta L\times L$$

در رابطه بالا«SL» شاخص شیب رودخانه یا طول◻ گرادیان رودخانه،«$\Delta H/\Delta L$»گرادیان محلی رودخانه و«L» طول رودخانه از خط تقسیم آب تا مرکز بخشی که گرادیان آن محاسبه شده است، می باشد.

در پژوهش های مختلف از این شاخص به دو شکل استفاده شده است:

- فرانکل و همکار[۲۰۰۶]،کالی و همـــکار[۲۰۰۸] ،مددی و همـــکاران[۱۳۸۳] و رادفر و همکاران[۱۳۸۴] از میانگین این شاخص به عنوان مبنای مقایسه و بررسی وضعیت زمین ساخت فعال در حوضه ها استفاده کرده اند.

-ال همدونی و همکاران [۲۰۰۸] حقی پور [۱۳۸۶] ومختاری [۱۳۸۵] از تغییرات سریع این شاخص در طول رودخانه برای تشخیص گسل ها استفاده کرده اند.



شکل۸-۱۱: مقطعی از طول مسیر یک رودخانه فرضی و پارامتر های لازم جهت محاسبه شاخص SL [هک، ۱۹۷۳]

مقادیر عددی شاخص گرادیان رودخانه زمانی که سنگ های بستر رودخانه مقاوم باشند و یا در مناطقی که حرکات تکتونیکی فعال در تغییر شکل قائم پوسته زمین موثر باشند، زیاد می شود؛ بنابر این، مقادیر زیاد SL در سنگ های دارای مقاومت کم و یا در سنگ های از لحاظ مقاومت یکسان، می تواند بیانگر حرکات تکتونیکی فعال و جوان باشد [کلرو همکار ،۱۹۹۶].

۵-۳-۸- دگر شکلی و خمیدگی تراس‌های آبرفتی

از دیگر شواهد برای تغییر شکل های جوان، چین خوردگی ملایم تراس های رودخانه ای در یک دره می باشد. مقطع طولی تراس رودخانه ای بصورت یک تابع نمایی منفی در جهت پایین دست رودخانه است و هر گونه انحراف از این انحنا، مشخص کننده تغییر شکل خواهد بود[سلیمانی،۱۳۷۸].

۱) Stream Length-gradient index

۸-۳-۶- پیچ و خم رودخانه[۱۸]

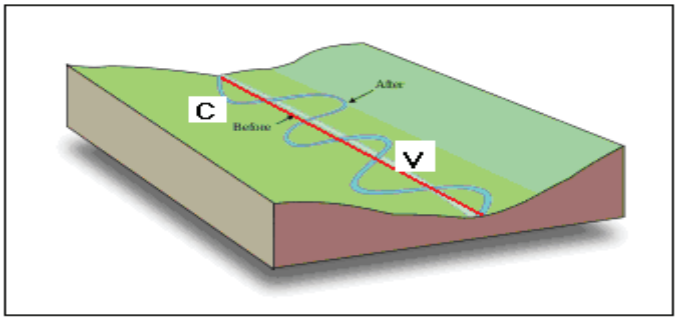
در اصل رودخانه ای با طرح ماندری نشانگر محلی است که رودخانه به سطح اساس خود نزدیک شده است و گرادیان هیدرولیکی کاهش یافته است[کلر و پینتر،۱۹۹۶].

۸-۳-۶-۱-شاخص پیچ و خم رودخانه(S)

برای اندازه گیری میزان پیچ و خم رودخانه از شاخص زیر استفاده شده است:

رابطه۸-۸-چگونگی محاسبه شاخص پیچ و خم رودخانه [هک،۱۹۷۳]: S=C/V

در این رابطه « S » شاخص درجه پیچش ، « C » طول کانال رودخانه و « V » طول دره می باشد. هرگاه مقدار این شاخص از ۱ دور شود بیانگر کاهش در فعالیت تکتونیکی منطقه است.



شکل ۸-۱۲: چگونگی اندازه گیری شاخص پیچ و خم رودخانه[کلر و پینتر،۱۹۹۶]

مقادیر کم دگر شکلی می تواند این مقدار را تغییر دهد.بررسی کانال اصلی رودخانه کشف رود بر روی عکس های هوایی سال ۱۹۶۹ و تصاویر ماهواره ای پردازش شده در سال ۱۹۸۵ در ناحیه آق دربند نشانگر آن است که در این فاصله زمانی کوتاه، درجه پیچش در این ناحیه که در حال بالاآمدگی می باشد کمی کاهش یافته و برعکس شیب افزایش یافته است[موسوی حرمی و همکاران ،۱۳۸۱].

۸-۳-۷- آبراهه های منحرف شده [۱۹]

آن دسته از آبراهه هایی که با یک زاویه مورب به زون گسل برخورد می کنند و پس از طی مسافتی در طول گسل، از آن خارج شـده و معمولا به موازات مسیر اولیه خود ادامه می یابند را آبراهـه های منحرف شـده می نامند. این آبراهه ها می توانند به سمت راست یا چپ منحرف گشته و لزوما با جهت حرکت گسل منطبق نمی باشند [احمدی، ۱۳۸۴].

۸-۳-۸- آبراهه های جابجا شده [۲۰]

آبراهه ای که کانال آن توسط یک گسل راستالغز افقی جابجا شده باشد،آبراهه ی جابجا شده نامیده می شود. بررسی میزان جابجایی این آبراهه ها مشخص کننده جابجایی نسبی گسل ها می باشند(شکل۸-۲).

---

۱) Sinuosity
۲) Deflected Streams
۳) Offset Streams

۹-۳-۸-چشمه ها[۲۱]

چشمه هایی که در پای کوه ها دیده می شوند، غالبا، ناشی از وجود گسل در آن محل می باشند. همچنین،سنگ های خرد شده می توانند مانع و یا عامل هـدایت کننده آب های زیر زمینی به سطح شده و موجب پدیدار شدن چشمه هایی در پهنه گسلی گردند(شکل۸-۲).

.

۱۰-۳-۸- خش لغزه های سطح گسل

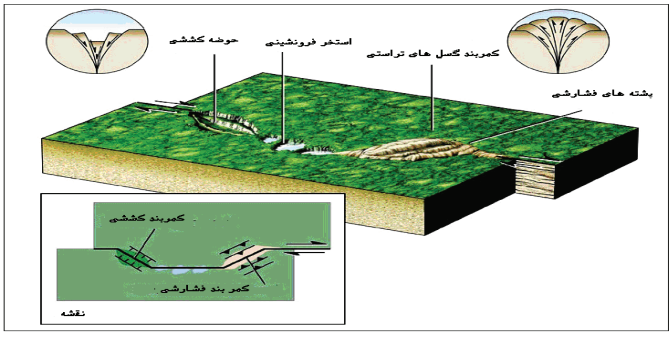
در اثر جابجایی سنگ ها در سطح گسل خش لغزه هایی ایجاد می شوند که نشان دهنده جهت حرکت گسل ها می باشند .چنانچه گسل جدید و فعال باشد اثرات این خش لغزه ها به خوبی قابل تشخیص و بررسی می باشد [مدنی،۱۳۷۳].

۱۱-۳-۸-پشته های مسدود کننده[۲۲]

در جبهه های کوهستانی دارای منشاء گسلی، در صورت وجود مولفه راستـــالغز بر روی گسل،گاهـی تپه هایی را می توان مشاهده نمود که بر اثر جابجایی راستالغز،در مقابل دهانه ی آبراهه های کوچک و بزرگ قرار گرفته و مسیر اصلی آن ها را مسدود می نمایند و به این ترتیب باعث انحراف آبراهه ها به طرفین مسیر قبلی می گردند که به آن ها تپه های مسدود کننده می گویند[سلیمانی،۱۳۷۸](شکل ۸- ۲).

۱۲-۳-۸- استخر های فرونشینی[۲۳] (آبگیر تکتونیکی)

این استخر ها و یا آبگیر ها در طول یک زون گسلی راستالغز و بر اثر خمیدگی لایه ها به سمت پایین و میان دو شاخه مختلف از گسل ایجاد می شوند(شکل۸ -۱۳).



شکل ۸-۱۳:ساختار های موضعی تراکمی و کششی که توسط پایانه ها و همپوشی گسل در گسل های امتداد لغز به وجود آمده اند(گسل سن آندریاس در کالیفرنیای جنوبی)[پارک،۱۳۷۳]

۱۳-۳-۸- پشته های فشارشی و حوضه های کششی[۲۴]

معمولا در فاصله بین دو گسل راستا لغز که در نزدیکی و مجاور یکدیگر قرار دارند و با توجه به جهت حرکت گسل های راستا لغز در زون های گسلی فشارشی و یا کششی ایجاد می شود [پارک،۱۳۷۳]. مطالعات صورت گرفته در پی زمین لرزه مخرب ۱۱ فروردین ۱۳۸۵ دورود حکایت از آن دارد که گسله

---

۱) Springs
۲) Shutter Ridges
۳) Sag Ponds
۴) Pressure Ridges

دورود در دشت سیلاخور شاخه شاخه شده و در اثر نیروهای کششی و فشارشی بین این شاخه ها افتادگی ها و برخاستگی هایی روی داده است[رقاقی،۱۳۸۵].

۱۴-۳-۸- سکو ها [۲۵]

شامل توپوگرافی نسبتاً هموار و مرتفع در پهنه گسلی راستا لغز می باشد که از جابجایی بین قطعات گسل که در یک زون گسل وجود دارد، ناشی می شوند(شکل۸-۲) .

۱۵-۳-۸- شیب دامنه ها

به طور کلی شیب ها از ویژگی های جالب مورفولوژی بوده و به علت حساسیت رفتاری آن در مقابل عوامل خارجی و داخلی مورد توجه می باشند. به طور کلی دو نوع از شیب ها قابل تشخیص می باشند[سلیمانی،۱۳۷۸]:

۱۵-۳-۸- ۱-شیب نوع w-L.S [۲۶]

در این نوع شیبی ها، سرعت فرایند حمل مواد هوازده بر روی آن بیش از سرعت فرایند هوازدگی باشد می باشد که وجود این شیب ها نشان دهنده ارتفاع و شیب زیاد در منطقه بوده و می توان وجود آن ها را متاثر از فعالیت های زمین ساخت فعال دانست.

۲-۱۵-۳-۸-شیب نوع ST-L. [۲۷]

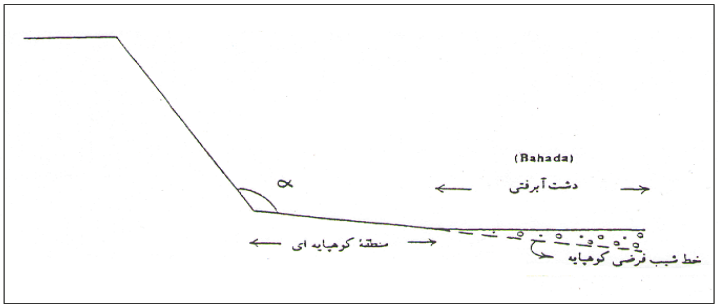
در این شیب ها سرعت فرایند هوازدگی(و در نتیجه تشکیل خاک) بیش از سرعت جابجا شدن مواد می باشد و وجود آن ها را می توان به نوعی با ارامش موجود در منطقه مرتبط دانست[سلیمانی،۱۳۷۸].

۱۶-۳-۸-عدم وجود کوهپایه و یا وسعت بسیار کم آن

کوهپایه ها سطوحی از سنگ کف منطقه می باشند که بر اثر فرسایش یک بلوک کوهستانی که دارای شیب ملایمی به سمت حوضه ی رسوبی است، تشکیل شده و توسط ضخامتی از مواد فرسایش یافته ی دامنه ای همچون شن و ماسه پوشیده شده اند. در هنگامی که سرعت فرسایش کوهپایه ای نسبت به سرعت فرایش رشته کوه محصور شده توسط گسل ها بیشتر باشد، کوهپایه ها تشکیل می گردند. در مناطقی که شرایط سنگ شناسی پارامتری موثر در کوهپایه سازی محسوب نگرد ، کوهپایه ها نشانگر دوره ای از تکتونیک غیر فعال می باشند. یعنی در مناطقی با شرایط سنگ شناسی یکسان ،هر چه پهنای محدوده ی کوهپایه کمتر باشد نشانگر زیاد بودن نرخ فرایش بلوک کوهستانی محصور شده توسط گسل ها بوده و در نتیجه حاکی از فعال بودن زمین ساختی منطقه می باشد. پهنای کوهپایه ها به طول مدت زمان گسلش فعال در طول لبه رشته کوه و نیز به شیب و طول حوضه زهکشی بستگی دارد. سرعت کوهپایه سازی معمولا در یک بازه ی ۳۰۰ تا ۱۰۰۰ متر در میلیون سال قرار دارد. بنابر این،کوهپایه ای با گسترش ۳ کیلومتر، حکایت از آرامش تکتونیکی دارد که بیش از ۳ میلیون سال طول کشیده است[سلیمانی،۱۳۷۸].

---

۱) Benches
۲) Weathering –Limited Slope
۳) Transport –Limited Slope



شکل ۸-۱۴:مقطعی نمادین از موقعیت مکانی منطقه کوهپایه ای[سلیمانی،۱۳۷۸]

غلامی[۱۳۷۸] عدم گسترش کوهپایه وهمچنین خمیدگی تراس های آبرفتی و اختلاف ارتفاع زیاد کف رودخانه با زمین های اطراف،را به عنوان شواهدی از وقوع زمین ساخت فعال در جنوب غربی قاین به حساب آورده است.

۱۷-۳-۸- وضعیت پیشانی کوهستان

حد کوهستان و دشت، جبهه ی کوهستان نامیده می شود. جبهه های کوهستانی که در حال تحمل بالا آمدگی و فرایش فعال باشند، نسبتاً خطی و مستقیم هستند. ولیکن، در صورت کاهش نرخ فرایش، فرایند های فرسایشی وارد عمل شده و جبهه ی کوهستانی نامنظم و سینوسی شکل را پدید می آورند،که با گذشت زمان، این حالت نامنظم تر می گردد. وضعیت پیشانی کوهستان را می توان به عنوان ابزاری مفید در بررسی های اولیه حرکات تکتونیکی قائم و فعال به کار گرفت که شاخص هایی برای بررسی آن ابـداع شده است که مهمـترین آن ها ۲ شاخص پیچ و خم جبهه ی کوهستان(Smf) و درصد سطوح چند وجهی در امتداد جبهه ی کوهستان می باشند[گوربوز و همکار،۲۰۰۸].

۱-۱۷-۳-۸-شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان (Smf)[۲۸]

این شاخص نشانگر توازن میان قدرت رودها و فرایند های شیبی برای ایجاد یک جبهه ی کوهستانی با شکلی نامنظم و حرکات تکتونیکی قائم و جوان جهت ایجاد جبهه ی کوهستانی مستقیم می باشدکه بصورت زیر تعریف می گردد :

رابطه۸-۹-چگونگی محاسبه شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان [بول و مک فادن،۱۹۷۷]

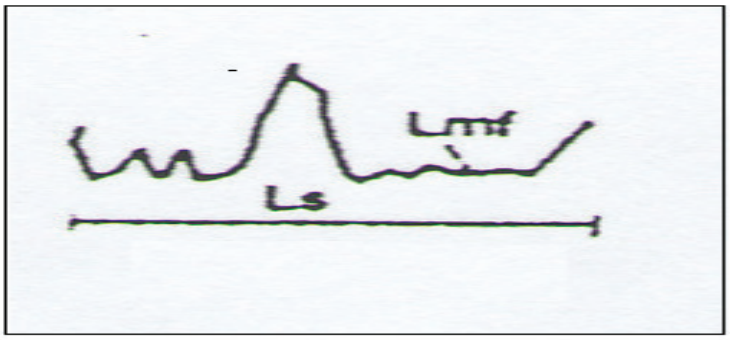
$$Smf=Lmf/Ls$$

در رابطه فوق « Smf » سینوسیته جبهه کوهستان یا پیچ و خم سراشیبی تند کوهستان،« Lmf » طول سراشیبی تند کوهستان در مرز بین کوهستان و کوهپایه (تمام طول لبه نقطه اتصال کوهپایه به کوهستان) و« Ls » طول خط مماس در امتداد سراشیبی تند کوهستان (طول خط راست ترسیم شده به موازات جبهه مورد نظر) است.

میزان سینوسیته سراشیبی کوهستان با نزدیک شدن به عدد ۱، بالا آمدگی اخیر کوهستان و فعالیت تکتونیکی را نشان می دهد؛ در حالی که، افزایش مقدار سینوسیته بیانگر کاهش حرکات زمین ساخت و بالا بودن عمل فرسایش مخصوصا در مرز دشت و کوهستان می باشد[بول و مل فادن،۱۹۷۷].

---

۱) Index of Mountain- FrontSinuosity.



شکل۸-۱۵ : مقطعی از یک جبهه کوهستانی فرضی و پارامتر های لازم جهت تعیین شاخص پیچ و خم جبهه کوهستان [بول و مک فادن،۱۹۷۷]

۲-۱۷-۳-۸- شاخص های سطوح امتداد جبهه ی کوهستان

افراز گسلی [۲۹] یا پرتگاه به قسمت های نسبتاً پرشیبی از سطح زمین گفته می شود که ارتفاع آن ها از چند سانتی متر تا چندین صد متر متغیر بوده و علت ایجاد آن ها بسیاری از آن ها را می توان مربوط به حرکت نسبی گسل مربوط دانست. تجربه ثابت کرده است که معمولا فقط زمین لرزه های بزرگ (M >۶/۵) و دارای عمق کانونی کمتر از ۳۰ کیلومتر (عموماً ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر) توان ایجاد گسیختگی کاملی را در سطح زمین دارا می باشند و زمین لرزه های کوچکتر و یا زمین لرزه های بزرگ ولی دارای عمق کانونی زیاد را می توان توسط اثرات سطحی دیگری همچون پدیده روانگرایی و یا ریزش های ثقلی شناسایی نمود[سلیمانی ،۱۳۷۸].

مشخصات افراز های گسلی با مقدار جابجایی روی گسل، نوع و زمان گسلش، مقاومت و طبیعت سنگ و رسوب سطحی زمین تغییر می کند. وجود افراز های گسلی مشخص و بلند با سطح فرسایش نیافته، حاوی آثار تازه سطح گسل، نشانه گسلش فعال پلیو کواترنری می باشد [رادفر،۱۳۸۴]. در بعضی موارد، سطح پرتگاه در اثر عوامل فرسایشی مثل رودخانه یا یخچال فرسوده می شود و بریدگی های مثلثی شکلی در آن به وجود می آید که در نهایت باعث می شود که سطح پرتگاه به قطعات چند وجهی و یا مثلث تقسیم شود. جبهه های کوهستان گسلی دارای نرخ فرایش زیاد، عموماً شکلی مستقیم داشته و عرض فرورفتگی های فرسایشی حاصل از عملکرد آبهای سطحی بر روی آن ها کم می باشد. ولز و همکار در سال ۱۹۸۸ سه شاخص را به منظور بررسی سطوح جبهه ی کوهستان ارائه کرده اندکه از نظر شیوه محاسبه متفـاوت می باشند، اما در واقع یک مفهوم را دنبال می کنند:

الف- شاخص تسطیح شدگی یا پخ شدگی جبهه کوهستان (Facet٪)[۳۰]

این شاخص به صورت زیر تعریف شده است:

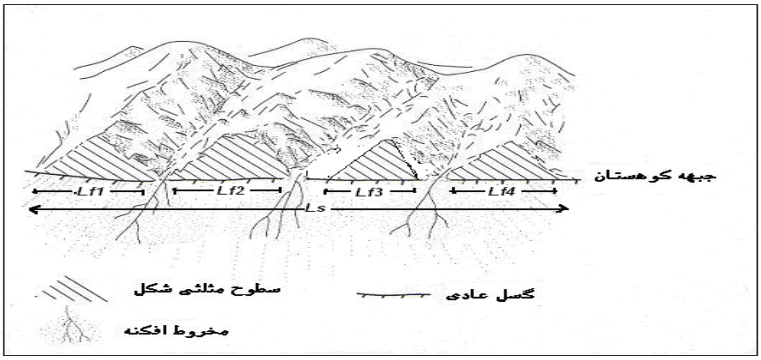
رابطه۸-۱۰-چگونگی محاسبه شاخص درصد سطوح چند وجهی در امتداد جبهه ی کوهستان[ولز و همکاران ،۱۹۸۸]:

$$Facet\% = Lf / Ls$$

در این رابطه(Facet٪)تسطیح شدگی جبهه ی کوهستان،(Lf)مجموع طول اشکال چند وجهی و (Ls) طول خط مستقیم جبهه کوهستان می باشد.

---

۱) Scarps
۲) Index of mountain-front faceting.



شکل۸-۱۶: مقطعی افقی و نمادین از یک جبهه کوهستانی فرضی و پارامتر های لازم جهت تعیین شاخص تسطیح شدگی یا پخ شدگی جبهه کوهستان [کلروپینتر،۱۹۹۶]

در مناطق فعال زمین ساختی، فعالیت گسل ها و تداوم فعالیت آن ها موجب می شود تا اشکال چند وجهی بزرگ و پیوسته بوده و به عبارتی دیگر درصد بالایی از چند وجهی شدن مشاهده شود[مختاری،۱۳۸۵]. در جبهه های کوهستانی فعال،درصد بریده شدن آبراهه ها به ۱۰۰ درصد نزدیک می شود و با کاهش فعالیت مقدار این شاخص کاهش می یابد و به عبارتی درصد های بالا برای این شاخص بیانگر فعالیت فرایشی زیاد در جبهه کوهستانی خواهد بود.

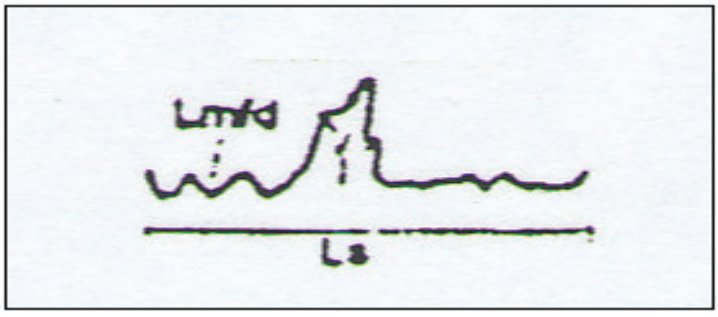
الف-شاخص درصد قسمت های بریده شده جبهه کوهستان(Fd)

روش محاسبه این شاخص از طریق رابطه زیر می باشد:

رابطه۸-۱۱: چگونگی شاخص شاخص درصد قسمت های بریده شده جبهه کوهستان[ولز و همکاران،۱۹۸۸]:

$$Fd=Lmf/Ls$$

که در آن Fd شاخص درصد قسمت های بریده شده جبهه ی کوهستان Lmf طول بخش های بریده شده جبهه کوهستانی و Ls طول جبهه کوهستانی می باشد. جبهه های کوهستانی مناطق فعال کمتر بریده شده اند و به عبارت دیگر مقدار Fd در آن ها کم است.



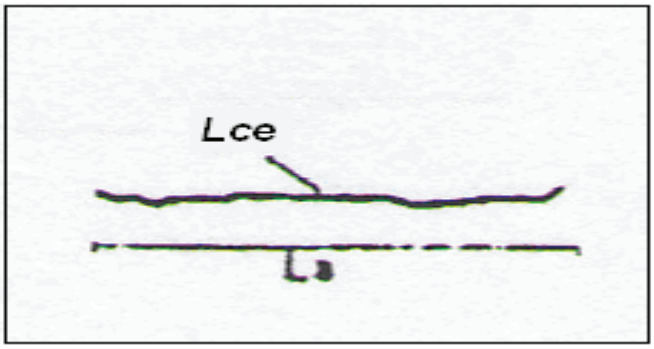
شکل۸-۱۷: شاخص قسمت های بریده شده جبهه ی کوهستانی[ولز و همکاران،۱۹۸۸]

ب-شاخص درصد قسمت های بریده نشده جبهه کوهستان(Eu)

رابطه۸-۱۲-چگونگی محاسبه شاخص درصد قسمت های بریده نشده جبهه کوهستان [ولز و همکاران ،۱۹۸۸]:

$Eu=Lce/Ls$

که در آن(Eu) درصد پرتگاه های بریده نشده در امتداد جبهه ی کوهستان،(Lce) طول بخش های بریده نشده جبهه کوهستانی و(Ls)طول جبهه کوهستانی است. در مناطق فعال تکتونیکی که پرتگاه ها در امتداد جبهه ی کوهستان ممتد و بدون بریدگی هستند،مقدار این شاخص بالا است.



شکل۸-۱۸: شاخص قسمت های بریده نشده جبهه ی کوهستانی[ولز و همکاران،۱۹۸۸]

با توجه به این که از سه رابطه ذکر شده برای سطوح امتداد جبهه ی کوهستان، رابطه اول بیشتر بکار می رود، ما نیز در ادامه از همین شاخص استفاده خواهیم کرد.

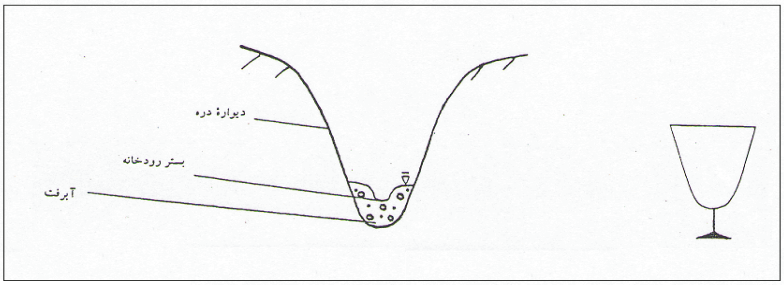
۱۸-۳-۸-شکل دره

بول و مکفادن در سال ۱۹۷۷ میلادی عنوان نمودند که وضعیت فرسایش دره های رودخانه ای و مورفولوژی مقطع قائم این گونه دره ها نشانه و شاهدی بسیار مفید جهت ارزیابی فعالیت های زمین ساختی بر اساس فرایند حفر قائم رودخانه ها می باشد. رودخانه ها در پاسخ به فرایش فعال، ابتدا بستر خود را حفر می کنند و دره های عمیقی ایجاد می کنند که شدت این عمل با تعدیل مجدد گرادیان رودخانه و با رسیدن به سطح اساس جدید کم می شود.در ادامه این روند، عقب نشینی شیب های طرفین دره رودخانه گسترش می یابد که منجر به عریض تر شدن بستر دره ها می شود. بنابر این، مورفولوژی دره رودخانه به میزان حفر قائم رود و نرخ عقب نشینی شیب های طرفین دره بستگی خواهد داشت [سلیمانی،۱۳۷۸]. مقطع عرضی دره های موجود در نواحی فعال تکتونیکی اکثراً «V»شکل بوده که در اصطلاح به آن ها دره های جام گونه[۱] می گویند (شکل۸- ۱۹) و این امر خود نشانگر حفر قائم رود در اینگونه نواحی است. در منطقه تهران نیز بسیاری از دره ها بر روی جبهه ی کوهستانی گسلی گسل شمال تهران همچون دره رودخانه وردیج، چنین حالتی را از خود نشان می دهند[سلیمانی،۱۳۷۹].

شکل دره ها به وسیله دو شاخص نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره(Vf) و شاخص نسبت مساحت دره به مساحت نیم دایره (V) مورد ارزیابی قرار می گیرد.

---

۱) Glassy WineValley



شکل ۸-۱۹: مقطع عرضی از یک دره ی واقع در منطقه فعال مشهور به دره های جام گونه[سلیمانی،۱۳۷۸].

۱-۱۹-۳-شاخص نسبت پهنای دره به عمق آن(Vf)[۳۲]

این شاخص بصورت رابطه زیر تعریف شده است :

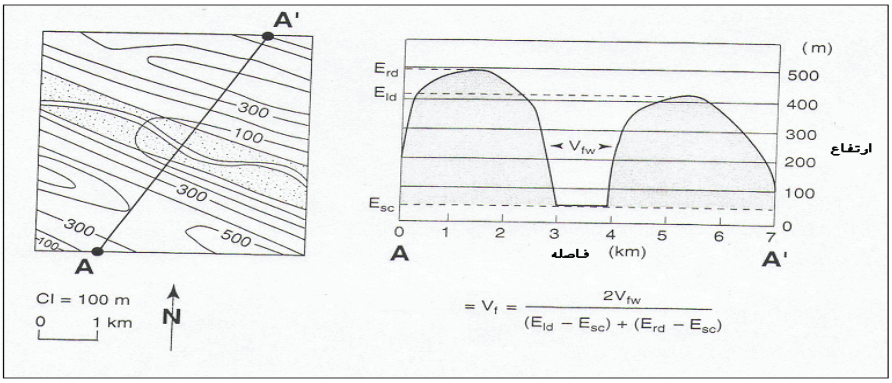
رابطه۸-۱۳-چگونگی محاسبه شاخص نسبت پهنای دره به عمق آن [بول و مک فادن،۱۹۷۷]:

$$Vf=۲\times Vfw / [(Eid-Esc)+(Erd-Esc)]$$

در این رابطه« Vf » نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره ،«Vfw » پهنای کف دره و یا عرض بستر دره،«Eid » ارتفاع دیواره سمت چپ رودخانه و یا خط الراس سمت چپ رودخانه از سطح دریا ، «Erd» ارتفاع دیواره سمت راست رودخانه و یا ارتفاع خط الراس سمت راست رودخانه از سطح دریا و«Esc » ارتفاع متوسط کف بستر رودخانه از سطح دریا است.

این شاخص منعکس کننده اختلاف بین دره های V شکل وU شکل است، به این معنی که هر چه مورفولوژی دره به شکلV نزدیک تر شود مقدارVfw کاهش یافته و حاصل رابطه بالا به عدد صفر نزدیکتر می شود که نشان دهنده عمل تخریب و فرسایش آبهای جاری در پاسخ به فرآیند های تکتونیکی فعال می باشد. همچنین، هرچه مورفولوژی دره به شکلU نزدیک تر شود مقدارVfw افزایش می یابد و حاصل رابطه بالا بزرگ تر می شود که نشان دهنده تعریض و تسطیح دره توسط آبهای جاری و کم شدن شدت فرآیند های تکتونیکی و پایداری دره است.

مقدار این شاخص در گذر از محور های برخاستگی پویا شدیدا کاهش می یابد و نیمرخ عرضی دره به شکـــل « V » و دره های تنگ تغییر می کند.



شکل۸-۲۰ : چگونگی محاسبه نسبت پهنای کف دره به ارتفاع دره [کلر،۱۹۹۶]

۱) Index of valley floor width to valley height.

۲-۱۹-۳-شاخص مساحت دره(V)[۳۳]

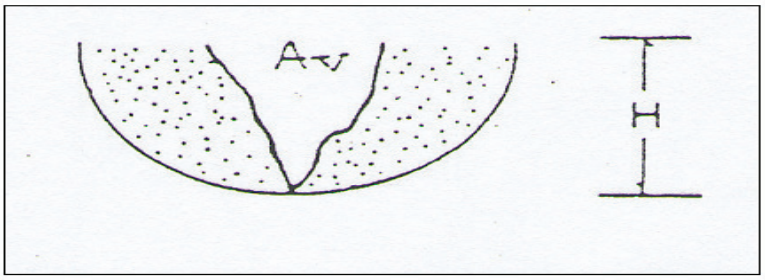
این شاخص که« شاخص مورفولوژی دره » نامیده می شود، از مقایسه مساحت مقطع عرضی دره واقعی با مساحت نیم دایره ای فرضی که دارای شعاعی برابر با عمق دره است، به دست می آید و به صورت زیر تعریف شده است:

رابطه۸-۱۴-چگونگی محاسبه شاخص مساحت دره [بول و مک فادن،۱۹۷۷]:

$$V=Av/Ac$$

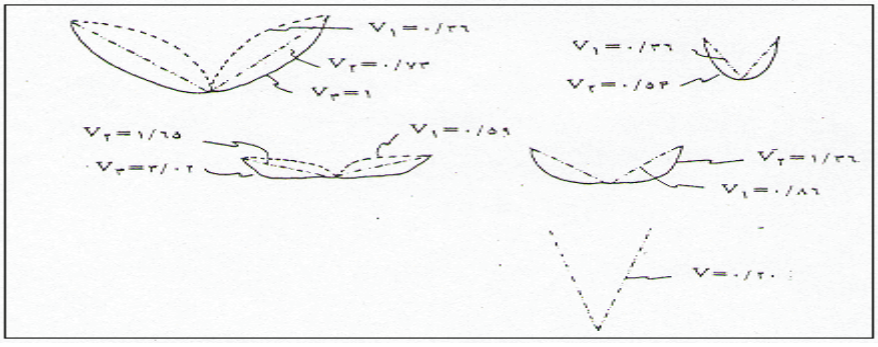
در رابطه «V» مساحت دره در مقطع عرضی بر حسب متر مربع «Av» مساحت دره در مقطع عرضی بر حسب متر مربع و «Ac»مساحت نیم دایره‌ای است بر حسب متر مربع که شعاع آن برابر با ژرفای دره می‌باشد و«H » ارتفاع دره (بر حسب متر) می باشد.

اگر مقدار عددی این شاخص به ۱ نزدیک تر باشد، شکل مقطع عرضی دره به شکل U نزدیک تر بوده و بین فرایش و فرسایش منطقه توازن برقرار می باشد. هر چه مقادیر عددی این شاخص از عدد ۱ بزرگتر باشد، نشانگر دره ای با پهنای زیاد و عمق کمتر بوده ومیزان فرسایش در این نوع دره ها بیشتر خواهد بود و در نهایت هر چه مقدار عددی شاخص از عدد ۱ کوچکتر باشد؛ بیانگر دره هایی به شکل V بوده و میزان فعالیت زمین ساختی در چنین دره هایی بیشتر خواهد بود[هانکوک ،۱۹۹۴].



شکل۸-۲۱: مقطعی قائم از یک دره فرضی و پارامتر های لازم جهت محاسبه شاخص«V »[مایر، ۱۹۸۶]

گاهی مقادیر عددی یکسان از این شاخص ممکن است توصیف کننده دره هایی با مورفولوژی متفاوت باشند که این موضوع نمی تواند دور از انتظار باشد(شکل۳-۲۲). به هر حال این شاخص عموما در زمانی که عمق دره های در حال مقایسه تقریبا برابر باشد باعث فراهم آمدن اطلاعات بهتری جهت مقایسه فعالیت در آن دره ها خواهد شد[سلیمانی ، ۱۳۷۸].



شکل ۸-۲۲:مقادیر مختلف شاخص مورفومتریک V و رابطه آن با شکل دره [مایر، ۱۹۸۶]

۱) Index of valley area.

بال و مک فادن[۱۹۷۷]ازاین شاخص برای شناسایی روند فرسایش استفاده کرده اند و تکوین مورفولوژی دره ها از حالت V شکل به U شکل را به دو صورت توجیه کرده اند:
الف- رودخانه در نتیجه مقدار زیاد بالا آمدن مسیر خود شروع به حفر کرده تا به تدریج از شدت آن کاسته شده و به سطح اساس خود نزدیک شده است.
ب- زمانی که عقب نشینی و فرسایش قهقرایی در امتداد دره ها رخ داده و به مرور دیواره ها پسروی کرده اند.

۱۹-۳-۸- دره های خطی [۳۴]

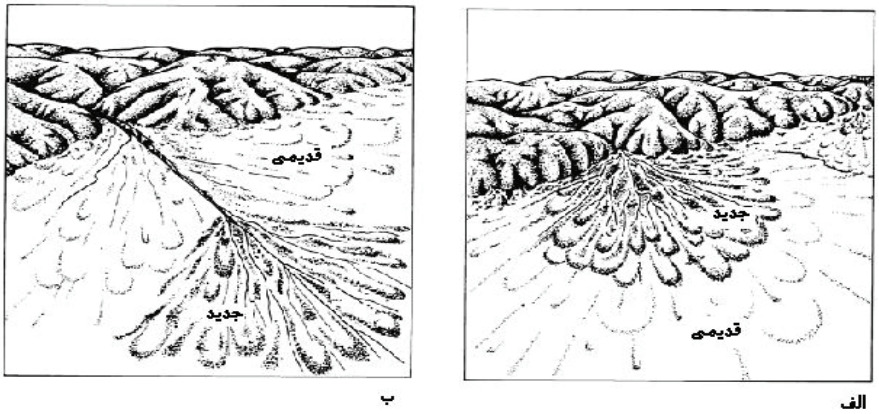
تداوم حرکت در طول گسل اصلی موجب خورد شدگی سنگ ها و فرسایش پذیر شدن آن ها می گردد. آبراهه ها و رودخانه ها نیز که معمولا جهت حرکتشان را بر سطوح ضعف منطبق می سازند با تبعیت از روند گسل ها موجب ایجاد چنین دره خطی می گردند(شکل۸-۲) [احمدی،۱۳۸۴:۹].

۲۰-۳-۸-ویژگی های مخروط افکنه ها

یک مخروط افکنه یا بادبزن آبرفتی، نقطه انتهایی یک سیستم فرسایشی- رسوبگذاری است که در آن رسوبات فرسایش یافته ی یک سرچشمه ی کوهستانی به سمت جبهه ی کوهستان حمل شده و در آنجا به صورت یک عارضه بادبزنی شکل از رسوبات رودخانه ای و یا جریان های واریزه ای نهشته شده اند[بول وهمکار ،۱۹۷۷]. یکی از فواید بررسی های مورفولوژی و رسوب شناسی مخروط افکنه ها، اطلاعات با ارزشی است که آن ها در زمینه زمین ساخت فعال و فعالیت های لرزه خیزی مناطق در اختیار متخصصان امر قرار می دهند، چرا که آن ها از جوانترین عارضه های ژئومورفیک زمین به شمار می آیند و حاوی جوانترین رسوبات عهد حاضر می باشند.
«در مورد مخروط افکنه ها دو حالت متفاوت را می توان مشاهده نمود. اگر میزان بالا آمدگی پیشانی کوه نسبت به میزان حفر شدگی به سمت پایین رود و رسوبگذاری مخروط بیشتر باشد، رسوبگذاری مجدد رود در راس مخروط قبلی صورت گرفته و جوانترین مخروط در نقطه تماس کوه و دشت و بالای مخروط قدیمی تشکیل می شود(شکل۳-۲۳-الف). اما چنانچه، سرعت بالا آمدگی پیشانی کوهستان نسبت به رسوبگذاری رود در پایکوه کمتر باشد، راس مخروط توسط رود حفر شده و دره عمیقی در مخروط افکنه ایجاد می گردد. در این صورت رسوب گذاری رود به بخش های پایین تر منتقل شده و مخروط افکنه جوانتری در قائده مخروط قبلی شکل می گیرد(شکل۳-۲۳-ب). به این ترتیب میزان و سرعت فعالیت های تکتونیکی به طور نسبی قابل تشخیص خواهد بود» [زمردیان ۱۳۸۱] »[کلر ،۱۹۹۶] و [سلیمانی ۱۳۷۸] .از آنجایی که مخروط افکنه ها شکل مخروطی دارند، منحنی های میزان در روی مخروط افکنه های ساده تقریباً قوسی مانند بوده و بخشی از یک دایره را تشکیل می دهند. در صورتی که سطح مخروط افکنه تحت تاثیر فعالیت های زمین ساختی قرار گیرد، سطح مخروط افکنه به جای دایره، بخشی از یک بیضی را تشکیل می دهد [رامشت و همکاران،۱۳۸۸]. یکی دیگر از شواهد جبهه های کوهستانی فعال ، وجود مخروط افکنه های نسبتا بزرگ در دهانه ی آبراهه های کوچک است و این موضوع نشانگر زیاد بودن نرخ فرایش در منطقه است [سلیمانی ،۱۳۷۸].

.

۱) Linear Valles



شکل ۸-۲۳:مورفولوژی مخروط افکنه ها در ارتباط با تکتونیک فعال.الف-فرایش بیش از فرسایش،
ب-فرسایش بیش از فرایش [بول ،۱۹۷۷]

۱-۲۱-۳-شاخص وسعت مخروط افکنه(Af)

یکی از شاخص های کمی در بررسی رابطه میان حرکات تکتونیکی فعال و مخروط افکنه ها رابطه ای است که در آن ارتباطی میان وسعت حوضه های زهکشی«Ad» و وسعت مخروط افکنه ها«Af» برقرار شده است [بول ، ۱۹۶۴].

رابطه۸-۱۵ مربوط به وسعت حوضه زهکشی و وسعت مخروط افکنه

$$Af= CAd^{n}$$

که در این رابطه« Af » مساحت مخروط افکنه (کیلومتر مربع) ، « Ad » مساحت حوضه آبریز (کیلومتر مربع)، « C » ضریب ثابتی که بیانگر مساحت مخروط افکنه به ازای هر کیلومتر مربع از حوضه آبریز است و « n » شیب خط رگراسیون است.مطالعات نشان داده است که در مناطق فعال طبق رابطه ۳-۱۶و در مناطق دارای آرامش زمین ساختی طبق رابطه ۳-۱۷ می باشد[سلیمانی،۱۳۷۸].

الف- رابطه۸-۱۶ مربوط به جبهه های کوهستانی فعال $Af= ۳.۳۴Ad^{۰.۵۵}$

ب- رابطه۸-۱۷ مربوط بهجبهه های کوهستانی غیر فعال $Af= ۰.۵۹Ad^{۰.۸}$

۲۱-۳-۸-حرکات دامنه ای

یکی دیگر از شواهد فعالیت گسل های فعال وقوع حرکات دامنه ای در اطراف آن ها می باشد.علت آن هم این است که با وقوع زمین لرزه دامنه های شیب دار و ناپایدار متاثر شده و مواد مستعد تحت تاثیر نیروی جاذبه به حرکت درآمده و به پایین می روند. زمین لغزه سیمره در زاگرس یکی از بزرگترین زمین لغزه‌های گزارش شده در نیمکره خاوری کره زمین بوده که احتمالاً در اثر وقوع یک زمین‌لرزه عظیم ت در بیش از ۱۰۰۰۰ سال پیش و به احتمال زیاد در اثر فعالیت گسل جنبای کبیر کوه تشکیل شده است[اوبرلندر،۱۳۷۸].

خود آزمایی فصل هشتم:

۱- تاریخچه مطالعات ژئومورفیک زمین ساخت فعال را شرح دهید.
۲- دیدگاه ویلیام موریس دیویس در مورد سیکل فرسایش را شرح دهید.
۳- عدم تعادل فرمی در نقشه توپوگرافی چگونه مشخص می شود.
۴- ۸ مورد از شواهد زمین ساخت فعال را فقط نام ببرید.
۵- شاخص انتگرال فراز نما چگونه در شناسایی مناطق فعال کاربرد دارد؟
۶- شکل حوضه چگونه شواهدی از زمین ساخت فعال را نشان می دهد؟
۷-۲ شاخص شکل حوضه که معرف فعالیت های زمین ساخت فعال باشند را نام ببرید.
۸- تقارن عرضی حوضه چگونه شواهدی از زمین ساخت فعال را نشان می دهد؟
۹- یکی از شاخص های تقارن عرضی معرف زمین ساخت فعال را نام برده و رابطه آن را بنویسید.
۱۰- نیم رخ رودخانه چگونه شواهدی را از زمین ساخت فعال نشان می دهد؟
۱۱- رابطه شاخص گرادیان شیب رود را نوشته و کاربرد آن را در شناسایی مناطق فعال توضیح دهید.
۱۲- دگر شکلی و خمیدگی تراس‌های آبرفتی چه ارتباطی با زمین ساخت فعال دارد؟
۱۳- چشمه ها چه شواهدی از زمین ساخت فعال ارائه می دهند؟
۱۴- پشته های مسدود کننده معرف چه نوع حرکات زمین هستند؟
۱۵- استخر های فرونشینی چگونه ایجاد می شوند؟
۱۶- پشته های فشارشی و حوضه های کششی در ارتباط با فعالیت چه نوع گسل هایی می باشند؟
۱۷- شیب دامنه ها چه ارتباطی با فعالیت گسل ها دارند؟
۱۸-گسل ها چگونه موجب انحراف آبراهه ها می شوند؟
۱۹- وضعیت پیشانی جبهه کوهستان چگونه معرف فعالیت های گسل ها می شود؟
۲۰- شکل دره ها چه ارتباطی با فعالیت گسل ها دارد؟
۲۲- شاخص مساحت دره را توضیح دهید.
۲۳- دره های خطی چگونه ایجاد می شوند؟
۲۴- وسعت مخروط افکنه ها چه ارتباطی با فعالیت گسل ها دارد؟

منابع

- بربریان، مانوئل - قرشی، منوچهر(۱۳۷۱) پارینه لرزه شناختی: روشی نوین در پژوهش های لرزه زمین ساختی، مجله علوم زمین، سال دوم ، شماره ۹، تهران، سازمان زمین شناسی،صفحات۲۳تا ۲۷.
-پارک، ار،جی- ترجمه محسن پورکرمانی و همکاران(۱۳۷۳) مبانی زمین شناسی ساختمانی،تهران،انتشارات علوی،۳۰۸ صفحه.
-پدرامی، منوچهر (۱۳۶۰) کوهزایی پاسادنین و زمین شناسی ۷۰۰ هزار سال گذشته ایران ، سازمان زمین شناسی کشور ، گزارش داخلی.
-پور کرمانی، محسن - صدیق، حمید (۱۳۸۲) ، پدیده های ژئومورفولوژیکی گسل تبریز ، مجله جغرافیا و توسعه ،پاییز و زمستان ، زاهدان،صفحات ۲۳تا۴۵.
-تاربوک، ادوارد جی-لوتگن، فردریک (۱۳۷۲) مبانی زمین شناسی ، ترجمه دکتر رسول اخروی ، تهران ،چاپ اول ، انتشارات مدرسه،۳۲۴ صفحه.
- جعفری ، عباس (۱۳۷۲) ، فرهنگ بزرگ گیتا شناسی ، انتشارات گیتا شناسی ، چاپ دوم ، تهران.
- جمالی، فرشاد - بلورچی، محمد جواد (۱۳۸۴)شاخص های زمین ریخت شناسی در ارزیابی مناطق با زمین ساخت فعال مطالعه موردی گسل تبریز ، چهاردهمین گردهمایی علوم زمین ، سازمان زمین شناسی کشور.
- جیسبوم،الوین (۱۳۸۸)کاربرد زمین لغزش های قدیمی در تحلیل دیرینه لرزه ها،ترجمه محسن مردانی،پایگاه ملی داده های علوم زمین،تهران.
- چورلی، ریچارد جی و همکاران (۱۳۷۹) ژئو مورفولوژی، ترجمه احمد معتمد و همکاران ، تهران ، انتشارات سمت ،جلد اول، ۱۲۸صفحه.
-حسامی،خالد-طبسی، هادی(۱۳۸۵)گسل رازک و عوارض ریخت زمین ساختی مرتبط با آن، پژوهشنامه پژوهشگاه زلزله شناسی و مهندسی زلزله،تهران،صفحات۲۳تا۳۱.
-حسامی، خالد -جمالی، فرشاد -طبسی، هادی(۱۳۸۲)نقشه گسل های فعال ایران،پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله،تهران.
- خادمی،محمد هادی(۱۳۸۴)گسل های فعال و پیامد های حضور آن ها در طراحی سد ها،سومین همایش بزرگ سد سازی ایران،تهران.
- درویش زاده، علی (۱۳۷۰) ، زمین شناسی ایران ، تهران ، نشر دانش امروز وابسته به موسسه انتشارات امیر کبیر.

- رامشت ، م. ح (۱۳۸۴)، نقشه های ژئومورفولوژی ،تهران، انتشارات سازمان سمت ، چاپ اول.
- زمردیان ،محمد جعفر(۱۳۸۱)ژئومورفولوژی ایران ،جلد اول،چاپ اول،انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد ،۲۸۱ صفحه.
- سلیمانی،شهریار(۱۹۹۹)،بررسی مورفوتکتونیک و حرکات تکتونیکی جوان در منطقه تهران-کرج،سومین همایش بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله،تهران.
- سلیمانی،شهریار-حسینی،محمود(۱۳۷۷)تحلیل خطر زمینلرزه با رهیافت تعیینی برای نیروگاه منتظرقائم با تاکید بر روش های مورفوتکتونیک و نئوتکتونیک،موسسه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله،گزارش شماره۹۶،۲ صفحه.
- سلیمانی، شهریار (۱۳۷۸) ، رهنمود هایی در شناسایی حرکات تکتونیکی فعال و جوان با نگرشی بر مقدمات دیرینه شناسی ،پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله،۱۲۵ صفحه.
- شاهپسند زاده ، مجید -شفیعی بافتی ، امیر (۱۳۸۴) بررسی میزان جابجایی و آهنگ لغزش در بخش میانی پهنه گسلی کوهبنان منطقه زرند ، پژوهشنامه زلزله شناسی و مهندسی زلزله ، تابستان و پاییز ۱۳۸۴.
شریفی، رسول (۱۳۹۰)، تاثیر گسل جوان زاگرس بر شکل گیری دریاچه های کواترنر،فصلنامه علوم زمین، سال بیست و یکم، شماره ی ۸۲، سازمان زمین شناسی، تهران.
شریفی، رسول(۱۳۹۱)، بررسی و تطبیق شواهد ژئومورفولوژی و لرزه شناسی زمین ساخت فعال در محدوده ی زاگرس مرکزی، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، سال۲۴، شماره ۵۰، دانشگاه اصفهان.
شریفی، رسول(۱۳۸۹)، بررسی و تحلیل شواهد ژئومورفیک زمین ساخت فعال در حوضه رودبار، فصلنامه پژوهش های جغرافیای طبیعی، شماره ی ۷۳، دانشگاه تهران.
شریفی، رسول(۱۳۸۹)، بررسی و تحلیل شواهد ژئومورفیک زمین ساخت فعال در سرشاخه های مرزی حوضه های آبریز دز، زاینده رود و کارن، پایان نامه دکتری، استاد راهنما مسعود معیری، دانشکده جغرافیا، دانشگاه اصفهان.
- علایی طالقانی ، محمود (۱۳۸۲) ، ژئومورفولوژی ایران ، تهران ، چاپ اول ، نشر قومس.
- علی نقی خانی،محبوبه -ادیب،احمد -پورکرمانی،محسن(۱۳۸۵)بررسی چشمه های لرزه ای و فعالیت لرزه زمین ساخت منطقه کوهرنگ،پژوهشکده بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله،تهران.
- کک، روژه (۱۳۷۶) ژئومرفولوژی، ترجمه فرج ا... محمودی ، انتشارات دانشگاه تهران،۲ جلد ، تهران.
- مختاری،داود(۱۳۸۵) کاربرد شاخصهای ریخت سنجی در تعیین میزان فعالیت گسلها ،مورد نمونه : گسل شمالی میشوداغ ، فصلنامه علوم زمین. سال پانزدهم شماره ۵۹.
- مددی،عقیل-رضایی مقدم،محمد حسین-رجایی،عبد الحمید(۱۳۸۳)تحلیل فعالیت های نئوتکتونیک با استفاده از روش های ژئومورفولوژی در دامنه های شمال غربی تالش(باغروداغ)، مجله پژوهش های جغرافیایی،شماره ۴۸، صفحات ۱۲۳ تا ۱۳۸.
-مدنی، حسن (۱۳۷۳)، زمین شناسی ساختمانی و تکتونیک ،تهران ، چاپ پنجم ، موسسه انتشارات جهاد دانشگاهی (ماجد) .
- معظمی گودرزی، خسرو (۱۳۵۱) ، لرزه شناسی، تهران،شرکت سهامی کتاب های جیبی،چاپ اول،۲۴۹ صفحه.
- موسسه ژئوفیزیک دانشگاه تهران(۱۳۸۶)پیش نشانگر های زلزله،تهران،اولین همایش پیش نشانگر های زلزله.
- نبوی، محمد حسن (۱۳۵۵) ، دیباچه ای بر زمین شناسی ایران ، سازمان زمین شناسی کشور،۱۳۸ صفحه.

.Bridge,J.S,(2003),Rivers and floodplains,Blackwell, Oxford,154P-
-Brant.S.A.,(2000),Classification of geomorphological effects downstream of Dams,Catena.Vol 40.PP.375-401.
-Brookfield,M.E,(1998),The evolution of the great river systems of southern Asia during the Cenozoic India-Asia collision: rivers during southwards , Geomorphology, No. 22,pp.285-312.
Bull,W.B., McFadden,L.D,(1977),Tectonic geomorphology north and sout - of the Garlok fault, California.8th Annual Geomorphology Symposium,State .University of New York, Binghamton,pp.115-138
Burbank, D.W.&Anderson,R.S,(2001),Tectonic geomorphology,Black-- .well,Oxford .274p
,(Cerveny,P.F.,Naeser,N.D.,Zeitler,P.K.Naeser,C.W.&Johnson,N.M,(1988- History of uplift and relief of the Himalaya during the last 18 million years,Springer-verlag,New York,216P.
Chen,Y.C.et al .,(2003),Along –Strike variations of morphotecton-- ic features in the Western Foothills of Taiwan:tectonic implications based on Stream-Gradient and hypsometric analysis ,Geomorphology,- .No.56,pp.109-137
.Chorley,R.J.,Schum,S.A.,Sugden,D,(1984),Geomorphology,London,217P-
-Copeland,P.&Harrison,T.M,(1990),Episodic rapid uplift in the Himalaya revealed by Ar40/Ar39 analysis Of detrital K-Feldespar and muscovite ,Benegal fan .Geology.
Copland,P.1,(1993),Two –phases uplift of Higher Himalayas since 17 Ma:- .comment and reply .Geology, No.46,pp.135-154
Cuong.N.Q&Zuchiewicz.,(2001), Morphotectonic properties of the Lo Riv-- er Fault near Tam Dao in Nort Vietnam,Natural Hazard and Earth System .Sciences,Vol.1,PP.15-22
Doornkamp,j.c,(1986),Geomorphological approaches to the study of neo-- tectonics-journal of Geological Socity zagros Stream, University of Califo .-rnia , Berkeley,185P
-El Hamdouni.R,Irigaray.c,Fernandez.T,Chacon.J,Keller.E.A,(2008) , Assesment of relative active tectonics,Southwest border of the Sierra Nevada (Southern Spain) ,Geomorphology Vol.96,PP.150-173.
Frankel,K,L.,Pazzaglia,F,J,(2006), Mountain fronts,base-level fall,and land-- scape evolution.Insights from the southern Rocky Mountains,Geological .Society of America,Special paper 398,pp.419-434
Friend,P.F,Jones,N.E.&Vicent,S.J,(1999),Drainage evolution in active- .mountain belt.sediment Spec.pub,218P
finzi.Vita,(1986),Recent earth movements an introduction to neotectonics,–

.university college London ,academic press,175P
-Gawthorpe,R.L&Leeder,M.R,(2000),Tectonosedimentry evolution of active extensional basins .Basin.Res,154P.
Gurbuz,Alper & Feyzi Gurer.Omer,(2008),Tectonic Geomorphology of the-North Anatolian Fault Zone in the Lake Sapanca Basin(Eastern Marmara .Region,Turkey).Geosciences Journal,VOL.12,NO.3,PP.215-225
Hack,J.T.,(1973).Stream-profile analysis and stream-gradient index,US-.Geogical Survey Journal of ResearchVol. 1,PP.421-429
Harkins,Nathan.W.,Anastasio,David.J.,Pazzaglia.Frank.J.,(2005).Tectonic-geomorphology of the Red Rock Fault,insights into segmentation and land-scape evolution of a developing range front normal fault .Journal of Struc-.tural Geology ,No27,pp.1925-1939
Kale.V.S andShejwalkar.Nikhil.,(2008).Uplift along the western margin of-the Deccan Basalt Province:Is there any geomorphometric evidence?J.Earth .Syst.Sci.117,Vol.6,PP.959-971
keller,E.A.and Pinter,N,(1996),ActivTectonics:Earthquake,Upliftand Land--.scape Prentice Hall Publication.London,185P
Lecce ,S.A,(1997),Nonlinear downstream changes in stream Power on-Wisconsins Blue River .Annals the Associtionof American Geographers, .Vol.87,PP.471-486
Li,y.,yang,J.,Tan,L.,Duan,F.,(1999),Impact of tectonics on alluvial-Landforms in the Hexi Corridor ,Northwest china.Geomorphology,Vol. .28,pp.299-308
Machette,M.N.,(2000),Active,Capabale and potentially active faults-a pale--.oseismic perspective,journal of Geodynamics,29.387-392
-MC clay, K.R,(1992),Thrust tectonics, Chapman & Hall, P. 419-433.
.Petts.G.E.(2005),Dams andGeomorphology.Geomorphology.In press,243P-
-Ramirez,M.T,(1998),Geomorphic assessment of active tectonics in the Acambay graben, Mexican Volcanic belt.Earth Surface Processes and land-forms. Vol.23,pp.317-322.
-Rockwell,T.K.,Keller,Ea.,Johnson,D.L,(1985),Tectonic Geomorphology of alluvial fans and mountain fronts near ventura,California.In:Morisawa,M. (Ed.), Tectonic Geomorphology.Proceedings of the 15th Annual Geomor-phology Symoposium.Allen and Unwin Publishers,Boston,MA,PP.183-207.
Samari,H;Farid Mojtahedi,A.;Soroush,M.;Heidari,A.,(2005),"Rudbar Lor--estan Dam & Hydro plant:Challenging Seismicity Conditions",Hydropower .Conference,Oct 2005,Villach,Austeria
Schumm,S.A.,Dumont,J.F &Holbrook,J.M,(2000),Active tectonics and-.alluvial rivers.Camrrigde university press.Cambridge.176P

Silva,P.G.,Goy,J.L.,Zazo,C.,Bardaji,T.(2003).Fault Generated mountain-Fronts in Southeast Spain:geomorphologic assessment of tectonic and ses-.mic activity.Geomorphology, Vol.250, pp.203-226

Smith,keith(1996).,Environment Hazards.Assessing Risk and Reducing-.disaster,2nd ed,Routledge.New york and London,231P

Solaymani,Sh.et al,(1999),The study of active morphotectonic in Teh--ran-Karaj region, Third international conference on seismology and Earth-.quake Engineering,May 17-19 ,Tehran,Iran

Talebian,M.,Jackson j.,(2002),Offset on the Main recent of NM Iran and-implications for the late Cenozoic Tectonic Of The Arabia-Eurasia Collision .Zone,Geophys.j.Int.,150,422-439

Verrios.S.,Zygouri.V.,And Kokkalas.S,(2004),Morphotectonic analysis in-The Eliki Fault Zone(Gulf of Corinth,Greece).Bulletin of Geological Society .of Greece Vol.XXXVI,10th International Congress.Thessaloniki,April 2004

Winter,Th.,Niviere,B.,Giamboni,M,(2000),Active tectonics and sismic haz--.ard in Sundgau area.EUCOR-URGENT Annual Report

Zovoili.E.,Konstantinidi.E.andKoukouvelas.I.K,(2004), Tectonic Geo--morpholo- gy of escarpments:The cases of Kompotades and neaanchilos .faults,Bulletin of the Geological Society of Greece Vol.xxxv

واژه نامه

آبراهه بی سر Beheaded Stream
آبراهه ای که بخش فراز آب آن به یک گسل منتهی شده و در این محل مورد گسلش واقع شده باشد.
آبراهه جابجا شدهOffset Stream
آبراهه ای که کانال آن توسط یک گسل راستالغز در راستای افقی جابجا شده باشد.
آبراهه منحرف شدهDeflected Drainage
آبراهه ای که بخشی و یا تمامی طول آن در راستای یک گسل راستالغز روان است.
آبرفتAlluvium
رسوباتی که توسط رودخانه ها و آبراهه ها نهشته می گردند.
آبگیر تکتونیکیSag Pond
آبگیری در طول یک زون گسلی راستالغز که بر اثر خمیدگی لایه ها به سمت پایین در میان دو شاخه مختلف از گسل شکل گرفته باشد.
آسیب پذیری شهریUrban Vulnerability
آسیب پذیری اصطلاحی است که جهت نشان دادن وسعت و میزان خسارت احتمالی بر اثر وقوع سوانح طبیعی به جوامع،ساختمان ها و مناطق جغرافیایی به کار می رود.ارزیابی آسیب پذیری ساختمان های موجود در واقع یک نوع پیش بینی خسارت دیدگی آن ها در مقابل زلزله های احتمالی می باشد[زهرایی و همکار،۱۳۸۴].
افراز گسلیEscarpment (Fault Scarp)
افراز گسلی و یا پرتگاه گسلی شیب تندی در سطح زمین است که توسط گسلی که سطح زمین را بریده شکل گرفته است.
ارزیابی خطر زمین لرزه (SHA)Seismic Hazard Assessment
ارزیابی مقدار خطر زمین لرزه بر اساس انجام بررسی های مشاهده ای،آماری،احتمالاتی و.....برای یک منطقه را گویند.
انحراف معیار Standard deviation
جذر واریانس را انحراف معیار می نامند.
بازمانده تکتونیکی Klippe
در روراندگی ها ، قسمتی از طبقات روی طبقات دیگر قرار می گیرند. هرگاه این قسمت های روانده فرسوده شوند و فقط قطعه ای از آن ها بر روی سنگ های اولیه برجا بماند ،به نام کلیپ یا بازمانده تکتونیکی نامیـــده می شود[مدنی،۱۳۷۳]. سفره های روانده (نپ) و اشکال وابسته به آن مانند باز مانده های تکتونیکی از عوارض مهم در ارتباط با پدیده روراندگی در زون سنندج سیرجان می باشد. مانند کلیپ فریدون شهر ، دربند ، بیدک و دالان کوه[بهار فیروزی،۲۰۰۶].
بزرگی زمین لرزهMagnitude of an earthquake
بزرگی زمین لرزه(انرژی مطلق یک زمینلرزه) را به وسیله واحدی به نام ریشتر(مقیاسی که در سال ۱۹۳۵ به وسیله شخصی به نام ریشتر ابداع شده است) مورد سنجش قرار می دهند. بزرگترین زمین لرزه ای که تا کنون ثبت شده است۸/۶ ریشتر بوده است.
پادگانهTerrace
پادگانه،تختان و یا تراس یک سکوی افقی غیر فعال در کناره یک رودخانه و یا در لبه یک دره است.
پرتگاهScarp

پرتگاه یا افراز ،شیبی تندتر نسبت به توپوگرافی اطراف آن را گویند.

پس رخدادPostevent

در دیرینه لرزه شناسی ،ساختارها و نهشته هایی همچون گوه های واریزه ای مستقر بر روی افراز های گسلی را گویند که بلافاصله پس از وقوع یک زمین لرزه ایجاد شده اند.

پس لرزهAftershock

لرزش های خفیف زمین را که پس از زلزله ی اصلی به وقوع می پیوندند،پس لرزه گویند و علت آن جابجا شدن و جاافتادن سنگ های پوسته زمین بعد از وقوع زمین لرزه است.

پشته فشاریPressure ridge

تپه ای در طول یک زون گسلی راستالغز که توسط چین خوردگی حاصل از فشردگی ثانویه در مناطق تغییر روند و یا در بین دو حاشیه گسلی پدید آید.

پیشینه رودAntecedent River

رودخانه ای که بستر خود را در زمینی که در حال بالاآمدن است،قبلا حفر کرده باشد و وضع مسیرش ثابت بماند. چنین رودخانه ای قبل از تشکیل پستی و بلندی ها در همین حال فعلی وجود داشته است.

تپه مسدود کنندهShutter ridge

تپه و یا پشته جابجا شده توسط یک گسل راستالغز که در مقابل دهانه یک آبراهه قرار گرفته باشد را گویند.

تنش stress

مقدار نیرو در واحد سطح را گویند.

تنش دیرینه Paleostress

میدان و یا میدان های تنشی که در طول زمان زمین شناسی بر پوسته زمین کارساز بوده اند و نشانه های غیر مستقیم آن ها در قالب نگاشت های زمین شناسی(درزه ها،خش لغزه های گسلی و...)بر جای مانده اند.

ترانشه زنی Trenching

در مبحث دیرینه لرزه شناسی مستقیم؛به عملیات حفر ترانشه دیرینه لرزه شناسی بر روی افرازگسلی اطلاق می گردد.

ثبات ژنومورفیکیGeomorphic Record

مجموع نهشته ها و عوارض کواترنری در یک ناحیه را گویند.

جوشش ماسه ای Sand

ماسه های بیرون ریخته در سطح زمین به هنگام وقوع لرزش حاصل از زمین لرزه را گویند که بر اثر بالارفتن فشار سیال و روانگرایی ایجاد شده اند.

جبهه کوهستانMountain Front

پرنگاه تندی که مشخص کننده محدوده بین توپوگرافی کوهستان و توپوگرافی نسبتا هموار می باشد.

چشم انداز(چشم انداز تکتونیکی)Landscape

مجموعه عارضه های تشکیل دهنده سطح زمین را در یک منطقه می گویند.

چاله Kettle

سرزمین پست و فرونشسته ای که آب های اطراف را به سوی خود می کشد.اغلب چاله ها منشاء زمین ساختی دارند و یا فرو رفتن قسمتی از زمین ها بر اثر انحلال و یا شکست در قسمت درونی سبب ایجاد چاله ها می شوند.

حرکات خشکی زایی Epeirogenic movments

حرکات تکتونیکی آرام و قائمی هستند که در طی آن ها حوضه های رسوبی از آب بیرون می آیند.

حریم گسل
حریم گسل فاصله مشخص شده ای از گسل است که ساخت هرگونه سازه ای در آن محوطه ممنوع شناخته می شود.
حوضه آبریز
یک حوضه آبریز به مساحتی از زمین گفته می شود که اطراف آن ها را ارتفاعات در بر گرفته و لذا روان آب حاصله از بارندگی روی این سطح در پست ترین نقطه آن تمرکز کرده و از نقطه ای که پایین ترین ارتفاع را دارا می باشد از منطقه خارج می گردد [علیزاده ۱۳۷۸ ، ۳۳۱].این حوضه ها ممکن است درون ریز (منتهی به یک دریاچه) و یا برون ریز(منتهی به دریا و یا اقیانوس) باشند.
حوضه آبگیر Catchment Area
منطقه یا حوضه ای که آب های آن جمع شده و به هم می پیوندد و به وسیله و به وسیله یک شبکه از جریان های سطحی از آن منطقه خارج می شود.مانند حوضه آبگیر زاینده رود.
خاک Soil
خاک قسمت سطحی پوسته زمین است که در اثر عوامل فیزیکی و شیمیایی و زیستی به وجود می آید.
خشک رود Dry Valley
دره آهکی و یا گچی که در آن آب به طور دائم جریان نداشته باشد. فرم خشکرود به بستر رودخانه های معمولی شباهت داشته و اغلب دارای دیواره های پر شیبی بوده و گاه مسیر پر پیچ و خمی را داراست(جعفری،۱۳۷۲).
خرد لرزه Microearthquake
زمین لرزه هایی با بزرگای کم(معمولا کمتر از ۳ درجه در مقیاس ریشتر)را گویند.
خزش تکتونیکی Tectonic Creep
نوعی حرکت آرام در طول گسل که باعث وقوع زمین لرزه نمی شود را گویند.
خطر طبیعی Nathural Hazard
خطر طبیعی،پدیده ای طبیعی است که در محدوده ی سکونت بشر اتفاق می افتد،زندگی او را مورد تهدید قرار می دهد و ممکن است باعث وقوع بالیایی شود.این قبیل مخاطرات به علل زمین شناختی،زیست شناختی،آب و هوا شناختی و یا فرایند هایی از این دست،در محیط زندگی به وجود می آیند[اسمیت،۱۹۹۶].
داده Data
مجموعه اطلاعات یا ارقامی که بر روی آن ها پردازش صورت نگرفته و به حالت خام باشد.
دره طولی Longitudinal Valley
شیار ممتدی که به موازات رشته کوه قرار گرفته باشد[جعفری،۱۳۷۲].
دره عرضی Transverse Vally
دره ای که رشته ارتفاعات را به طور نسبتا قائم قطع کرده باشد[جعفری،۱۳۷۲].
دره ناودیسی Synclinal Valley
دره ای که براثر تاخوردگی منفی یا چین خوردگی ناودیسی پدیدآمده باشد[جعفری،۱۳۷۲].
دره نشستی Rift Valley
زمینی که میان دو گسله موازی قرار گرفته و دره طویل کف تختی را پدید آورده باشد[جعفری،۱۳۷۲].
دره شکل V Shaped valley
دره ای که مقطع عرضی آن به شکل عدد ۷ بوده و رودخانه ای در آن جاری باشد.
دره Uشکل U Shaped valley
دره ای که مقطع عرضی آن به شکل بوده و کف نسبتا مسطح و دیواره های شیب دار داشته باشد.این گونه

دره ها معمولا بر اثر فرسایش حاصله از حرکت یخچال های طبیعی پدید می آیند [جعفری،۱۳۷۲].

دریاچهLake

گودال تقریبا بزرگی در پوسته زمین که از آب پر شده باشد [جعفری،۱۳۷۲].

دره های جام گونGlassy Wine Valley

این دره ها با مقاطع عرضی وی شکل که مواد بستر رودخانه به جهت عملکرد حرکات فرایشی فعال در منطقه دچار حفر قائم شده اند.

دشتPlain

سرزمین نسبتا هموار و کم شیبی که اطراف آن را کوه ها احاطه کرده باشند.

دشت سیلابیFlood Plain

زمین و یا بستر دره ای مسطح که در کناره های یک آبراهه و یا رودخانه توسط مهاجرت مئاندرها و یا سیلاب های دوره ای پدید آمده است.

دشتگونPeneplain

یک دشت با برجستگی ملایم می باشد که از لحاظ تئوری نشانگر محصول نهایی فرسایش بدون دخالت فعالیت تکتونیکی است.

دوباره جوان شدنRejuvenation

وقوع فرایش جدید و متعاقب آن فرسایش جدید در مجموعه عوارض زمین ریختی قدیمی یک منطقه را گویند.

دوره بازگشتReturn Period

معمولا به میانگین فاصله زمانی میان زمین لرزه های دارای بزرگای یکسان اطلاق می گردد.

دیرینه لرزه شناسیPaleoseismology

بررسی و مطالعه زمین لرزه هایی که در گذشته زمین شناختی رخ داده اند را گویند.

دیرینه زمین لغزه Paleolandslide

زمین لرزه های قدیمی را گویند که معمولا این گونه زمین لغزه ها در شرایط اقلیمی و مورفولوژیکی فعلی دیگر فعال نمی باشند؛زیرا قبلا به شرایط تعادلی رسیده اند.

رشته کوهRange of Mountain

به ردیفی از کوه ها یا تپه ها گفته می شود.

رگرسیون خطیLinear regression

الگویی است براساس این فرض که انتشار دو متغیره ی مشاهدات شکل خط راست را به خود می گیرد.

رگوسولRegosol

به خاک هایی که هنوز در مرحله جنینی هستند و از نظر مواد غذایی بسیار فقیر می باشند،رگوسول گفته می شود.

رودخانه متعادلGraded River

رودخانه ای است که نیروهای محرک (مانند ثقل و شیب)و نیروهای مقاوم(مانند حجم رسوبات منتقل شونده ،زبری بستر کانال و سینوسیتی) در کل طول آن با هم برابر باشند.

رمبشEffondrement

خاصیت حل کننده آبهای زیر زمینی باعث می شود که آهک و گچ به وسیله این گونه آب ها حل شده و به پدید آمدن حفره ها و غار های زیر زمینی منجر گردد. چون این عمل همچنان ادامه خواهد یافت، لذا پر واضح است که سقف این گونه حفره ها و غار ها پس از مدتی خراب می شود و به اصطلاح ریزش می کند. این وضعیت را رمبش می نامند. رمبش گاه به فروریختن ساختمان ها و ایجاد سانحه می انجامد[جعفری،۱۳۷۲].

روانه ناموافقDiscordant Stream
آبرو یا رودخانه ای که بستر آن نسبت به فرم کلی زمین (از نظر ساختمان) هماهنگ نباشد.
رودگیریRiver Capture
عمل گسترش آبریز و پهناور شدن بستر یک رودخانه به کمک رودخانه دیگر.بطور کلی این عمل غالبا به وسیله تغییرات سطح زمین ف فرسایش و یا جابجایی سطحی انجام می گیرد. به این ترتیب که رودخانه (رودگیر)به وسیله گسترش یکی از سرچشمه هایش به رود بزرگ دیگری که در نزدیکی رودگیر جریان دارد متصل شده و تعدادی از سرچشمه های رود فوق را به رودگیر متصل نموده و جهت جریان قسمتی از رود اصلی را نیز معکوس می نماید. به این وسیله مقدار زیادی از آب رودخانه (آبده) کم شده و به رودگیر اضافه گشته و در نتیجه بستر رودخانه نیز پهن تر می گردد[جعفری،۱۳۷۲].
روراندگیOverthrust
راندگی افقی توده ای از سنگ روی سنگ های دیگر در امتداد یک گسستگی.
ریخت زمین ساختMorphotectonics
علم مطالعه و ببرسی همه جنبه های ارتباط دهنده ساختار های زمین شناس و عوارض سطحی زمین را گویند.
ریخت شناسیMorphology
بررسی شکل عوارض تشکیل دهنده سطح زمین را گویند.
ریخت سنجی Morphometry
تحلیل و اندازه گیری کمی توپوگرافی را گویند.
روانگرایی دیرینه Paleoliquefaction
نهشته های روانگرا شده بر اثر وقوع دیرینه زمین لرزه ها را گویند.
زلزله شناسیSeismology
علم مطالعه و بررسی زمین لرزه ها را گویند.
زون گسلی Fault Zone
یک گروه از گسل های نسبتا موازی و مرتبط با هم در یک زون یا کمربند را گویند.
زمین ریخت شناسی Geomorphology
علمی است که به مطالعه و بررسی عوارض و فایند های سطحی زمین می پردازد.
زمین ریخت شناسی ساختاریTectonic geomorphology
بررسی شکل عوارض سطحی زمین بر اساس فرایند های تکتونیکی را گویند. به عبارت دیگر در این علم با استفاده از ویژگی های ژئومورفیکی وجود ،طرح و آهنگ فرایند های تکتونیکی مورد شناسایی قرار می گیرند.
زمین ساختTectonics
فرایند های تغییر شکل پوسته زمین و نیز ساختارها و عوارض حاصل از این فرایند ها را گویند.
زمین ساخت فعالActive Tectonics
حرکات زمین ساختی که جوامع بشری را تهدید می کند و وقوع آن ها در اینده محتمل است.
زمین ساخت صفحه ایPlate Tectonics
یک الگوی زمین ساخت در مقیاس جهانی است که بیانگر حرکت نسبی صفحات تشکیل دهنده لیتوسفر زمین (صفحات قاره ای و صفحات اقیانوسی)نسبت به هم می باشد.در این الگو،حوضه های اقیانوسی و قاره ای نیز به صورت غیر فعال بر روی صفحات لیتوسفری قرار گرفته اند.
زمین لرزه Earthquake

جنبش سریع و محسوسی که در نتیجه جابجایی و یا جایگیری تخته سنگ ها در زیر پوسته زمین پدید آید. در نتیجه این جنبش، یک سری ارزش های موجی شکل پدید می آید و گاه تغییرات ارتفاعی پوسته زمین را باعث می گردد و اغلب ضایعات و زیان های جانی و مالی فراوان از خود برجای می گذارد[جعفری،۱۳۷۲].

زمین لرزه تاریخی Historical Record

زمین لرزه تاریخی به زمین لرزه ای اتلاق میگردد که در طی تاریخ تاقبل از سال ۱۹۰۰ میلادی (۱۲۷۹ شمسی) رویداده باشد.

Induced Seismicity لرزه خیزی القایی

زمین لرزه های حاصل از فعالیت های مختلف انسانی را گویند.برای نمونه زمین لرزه های ناشی از آبگیری سد های نو ساز،تزریق سیالات به لایه های زیر سطح زمین و یا آزمایش های هسته ای زیر زمینی.

زمین لرزه های لبه صفحات تکتونیکی Interplate Earthquakes

زمین لرزه هایی هستند که در مرز میان صفحات تکتونیکی رخ می دهند.

زمین لغزش Landslide

هر نوع حرکت دامنه ای بر اثر نیروی ثقل زمین را گویند.گاه این پدیده بر اثر وقوع زمین لرزه به صورت ثانویه رخ می دهد[سلیمانی،۱۳۷۸].گاهی زمین لغزه سبب ایجاد سد ها در برابر رودها وباعث سیل و انهدام جنگل ها،کشتزارها و خانه ها و خسارت های دیگر می شود.

سطح اساس Base Level

پایین ترین سطحی که یک سیستم رودخانه ای معین به آن زهکشی می شود.این واژه مشتمل بر دو مفهوم سطح اساس محلی و سطح اساس نهایی می باشد.

سطوح مثلثی شکل Triangular Facrt

در افراز های گسلی دارای فرایش زیاد گاهی سطوحی سه گوشه که قاعده آن ها بر روی لبه افراز گسلی و یا جبهه کوهستان گسلی بوده و راس آن ها نیز در بالای افراز گسلی قرار گرفته ،شکل می گیرد که به آن ها سطوح مثلثی شکل می گویند.معمولا این سطوح در محل جبهه های کوهستانی گسلی در میان دهانه دو آبراهه مستقر بوده و نشانگ کم بودن سرعت فرسایش در مقابله با سرعت فرایش می باشند.

سنگ کره Lithosphere

فوقانی ترین بخش کره زمین شامل پوسته و بخش بالایی گوشته که مجموعا رفتاری شکننده دارند را گویند.

سن یابی مورفولوژیکی Morphological dating

تعیین سن عوارض سطحی زمین بر اساس شکل و ویژگی های هندسی آن ها را گویند.معمولا بر اساس مقدار فرسایشی که این عوارض از زمان شکل گیری تا کنون متحمل شده اند و...این عمل انجام می شود.

سن یابی به روش لومینسانس حرارتی Thermolominescence Dating

تعیین نمودن سن بعضی از مواد نظیر؛کوارتز که بر اثر دریافت حرارت به طور مداوم در طول زمان دارای الکترون های به تلف افتاده در بعضی از تراز های الکترونی خود می باشند.در این روش با حرارت دادن این گونه مواد در آزمایشگاه و اندازه گیری مقدار نور ساتع شده از آن ها توسط یم نور سنج حساس،می توان زمان دفن شدن این گونه مواد(زمانی که دیگر انرژی حرارتی دریافت نکرده اند)را تعیین نمود.

سن یابی مطلق Numerical age Control

تعیین سن مطلق مواد و یا ساختار ها را بر حسب واحد سال گویند.

سیستم موقعیت یاب جهانی Global Positioning System

یک تکنیک نقشه برداری برای موقعیت یابی است که شبکه ای ماهواره ای را به کار گرفته و توسط وزارت دفاع ایالات متحده آمریکا پشتیبانی می گردد.

سیستم اطلاعات جغرافیایی(GIS Geographical Information System)
سیستمی که امکان دسترسی و بهره برداری از کلیه اطلاعات جغرافیایی را فراهم می سازد و با تبدیل اطلاعات جغرافیایی به صورت دیجیتال و ذخیره ی آن در رایانه،امکان بازنگری اطلاعات و وارد نمودن اصلاحات،تغییر مقیاس وثبت اطلاعات به صورت گرافیکی را فراهم می آورد.
شاخص های ژئومورفولوژی Geomorphic Indices
شاخص های کمی و کیفی برای بررسی نحوه اثر حرکات تکتونیکی و...در عوارض ژئومورفولوژی می باشند.
شبکه آبراهه ها(سیستم رودخانه ای) Fluvial System
مجموعه ی آبراهه ها،شاخابه ها و رود هایی که در یک حوضه آبگیر وجود دارند و آب های آن حوضه را به خارج ار آن(حوضه آبریز)هدایت می کنند.
شیب دامنه Piedmont slope
میزان اختلاف ارتفاع بین دو نقطه به فاصله ی افقی بین آن ها در روی یک دامنه را گویند.میزان شیب دامنه را به درصد یا درجه بیان می کنند.
ضریب تغییرات
خارج قسمت انحراف معیار بر میانگین را ضریب تغییرات می نامند که برای مقایسه میزان پراکندگی متغیر ها بکار میرود.
ضریب تعیین Coefficient of determination
مقدار واریانس متغیر وابسته که منتسب است به متغیر مستقل
ضریب همبستگی Correlation coefficient
شاخصی آماری برای نشان دادن شدت و حدود همبستگی .
ضریب همبستگی پیرسون Pearsons r
ضریب همبستگی خطی پیرسن ، میزان ارتباط خطی دو متغیر کمی را می دهد و زمانی مورد استفاده است که متغیر های مورد مطالعه با استفاده از مقیاس فاصله ای یا نسبی اندازه گیری شده باشند.
طرح کاربری اراضی Land Use Planning
طرحی که د آن نوع کاربری هر یک از زمین های منطقه مشخص و تعیین گردد.
عارضه Landform
هر یک از اشکال و عوارض تشکیل دهنده سطح زمین (مانند یک تپه و یا مخروط افکنه) که در معرض دید انسان قرار می گیرد را گویند.
عصر پلئیستوسن Pleistocene Epoch
یک دوره زمانی زمین شناسی است که از حدود ۱/۶۵ میلیون سال پیش تا ۱۰۰۰۰ سال قبل را شامل می شود. مشخصه این عصر رشد و حرکت یخچال ها در بسیاری از نواحی جهان است.
عقب نشینی افراز گسلی Fault Scarp Degradation
فرسایش افراز گسلی و پسروی آن در طول زمان را می گویند.
عهد حاضر Holocene Epoch
از ۱۰۰۰۰ سال گذشته تا کنون را عهد حاضر یا هولوسن می نامند که در طی آن پس روی یخچال ها ، بالا آمدن آب اقیانوس ها و گسترش تمدن های انسانی رخ داده است.
فراز نما Hypsometric curve
منحنی که ارتفاعات را در مقابل وسعت ها نمایش می دهد و برای نشان دادن شکل متوسط سطح زمین بکار می رود[جعفری،۱۳۷۲].

فرازیابی Hypsometry
تحلیل و اندازه گیری نحوه پراکندگی مساحت زمین ها در ارتفاعات مختلف را گویند.
فرایش Uplift
هر نوع حرکت رو به بالا و عمود بر سطح زمین را گویند که خواه باعث افزایش سطح زمین بشود و یا نشود.
فرایش بی لرزه Aseismic Uplift
فرایشی که با ایجاد زمین لرزه همراه نباشد.
فرسایش Erosion
فرایند تغییر چهره ظاهری زمین بر اثر فعالیت،آب،باد،امواج و عوامل دیگر که شامل مراحل تخریب،حمل و انباشتن مواد است.
فرسایش خاک Soil erosion
خاک و سنگ پوسته زمین تحت تاثیر عوامل گوناگونی مانند انسان،باد،آب،روئیدنی ها وغیره...با سرعت نسبتا قابل توجهی تغییر شکل داده و دگرگون می شود[جعفری،۱۳۷۲].
فرسایش کنار رودخانه River undercutting
فرسایش کرانه های یک رود بر اثر جریان آب که به ویژه در سر پیچ ها دیده می شود.
فرسایش Erosion
کنده شدن و حمل مواد به وسیله آب های جاری،باد و یا یخچال ها که سبب کاهش حجم و مقدار مواد در یک قسمت از ناهموار ها می شود.رود ها در مسیر خود،در قسمت های پر شیب عمل فرسایش کاوشی را انجام می دهند.
فروسایش Degradation
در یک سیستم رودخانه ای ،نقل مکان رسوبات یا فرسایش بستر کانال در پاسخ به پایین افتادن سطح اساس آن را گویند.
فرونشست Subsidence
پایین رفتن یک ناحیه از سطح زمین را گویند.
قطعه بندی Segmentation
تقسیم بندی یک منطقه کسلی به بخش های کوچکتر دارای گسیختگی های تاریخی مجزا را گویند.عامل اصلی در این نوع تقسیم بندی،وجود اختلافات رفتاری در بخش های مختلف گسل می باشد.مثلا اختلاف در مقدار آهنگ لغزش.
کانون زمین لرزه Focus
محلی در درون زمین و بر روی گسل لرزه زا که زمین لرزه از آن نقطه سرچشمه می گیرد.
کج شدگی Tilting
فرایندی است که در طی آن یک سطح افقی شیب می یابد که معمولا بدون خمیدگی است.
کواترنر Quaternary
چوان ترین دوره زمین شناسی از ۱/۶۵ میلیون سال پیش تا به امروز که شامل پلئیستوسن و هولوسن می باشد.
کوهپایه Pediment
در محدوده بین کوهستان و دشت ،سطوح فرسایشی کم شیب و صفحه مانندی را گویند که سنگ بستر را بریده و توسط رسوبات ابرفتی پوشیده شده است.
کوهزایی Orogeny
بالاآمدگی توپوگرافی یک ناحیه از زمین بر اثر فرایند های تکتونیکی را گویند.

گسل Fault
ایجاد شکستگی و اختلاف ارتفاع در درون سنگ ها و لایه های زمین بر اثر نیروهای درونی را گسل یا گسله می گویند.میزان جابجایی در گسل ها ممکن است چند سانتی متر تا چند کیلومتر باشد.
گسل فعال Active Fault
بربریان(۱۳۷۱) با استفاده از منابع متنوع و معتبر گسل هایی که دارای یک یا چند ویژگی زیر باشند ،گسل فعال ،کاری و یا توانمند (گسل با توان جنبش در روی زمین) معرفی کرده است :
۱-رویداد زمین لرزه های تاریخی (قبل از سده بسیتم)در بخشی از گسل.
۲-مرکز یابی زمین لرزه های بزرگ با خطای کم در سده ی بیستم در نقطه ای از درازای گسل راستالغز و یا کمر بالای گسل های فشاری و یا کششی.
۳-گسلش در رسوبات کواترنر پسین: یک جنبش در ۳۵،۰۰۰ سال و یا دو جنبش یا بیشتر در ۵۰۰،۰۰۰ سال گذشته.
۴-وجود دیواره گسل های کاری در روی زمین که به وسیله فرسایش از میان نرفته باشند.
۵-رویداد کهلرزه های زیاد همبسته با رویه ی گسل که به وسیله ی شبکه ی کامل و بسته ی لرزه نگاری محلی با خطای کم در مرکز و کانون و زمانگیری یکنواخت و دقیق برداشته می شوند.
۶-همبستگی زمین ساختی یک گسل با گسل شناخته شده کاری که به سبب جنبش گسل کاری ،جنبشی در گسل دیگر مجاور روی دهد.
انتظار می رود چنین گسل هایی در آینده نیز دچار جابجایی نسبی شوند و در هرگونه سازه ای که برروی آن ها قرار گیرد ،برش ایجاد نمایند[بربریان ، ۲۹،۱۳۷۱].
گسل قفل شده Locked Fault
گسلی که خزش تکتونیکی نداشته و تنش در پیرامون آن انباشته می شود.
گسل رانده Thrust Fault
نوعی گسل معکوس که شیب آن کمتر از ۴۵ درجه باشد را گویند.
گسل راستا لغز Strike – Slip Fault
گسل راستالغز و یا امتداد لغز گسلی است که جابجایی اصلی در راستای آن به صورت افقی اتفاق افتاده باشد را گویند.
گسلش سطحی Surface Faulting
وقوع گسیختگی حاصل از گسلش در سطح زمین را گویند که معمولا این پدیده در زمین لرزه های بزرگ و دارای عمق کانونی کم به چشم می خورد.
گسل کواترنر Quaternary Fault
گسلی که رسوبات متعلق به کواترنر را قطع کرده ولی الزاما لرزهزا نیست.
گمرود Disappearing Stream
گمرود یا گوراب، روانه ای سطحی است که به درون زمین فرورفته و ناپدید می شود. این وضعیت معمولادر زمین هایی که از نوع آهکی بوده و دارای چاهک باشند، به وجود می آید.
گسیختگی گسل
شکسته شدن و گسیخته شدن مواد زمین بر روی گسل در اثر اعمال تنش حاصل از گسلش در طی زمینلرزه را گویند.
گسل معکوس Reverse Fault
نوعی گسل شیب لغز که در آن بلوک کمر بالا نسبت به بلوک کمر پایین به سمت بالا حرکت کرده باشد. در این نوع گسل ها در جهت عمود بر راستای گسل فشردگی رخ می دهد.

گسل کور Blind Fault
گسلی که گسیختگی آن به سطح زمین نمی رسد.
گسل با توان فعالیت Capable Fault
بر اساس تعریف کمیته انرژی اتمی ایالات متحده آمریکا،گسلی که دست کم یک جنبش در طی ۵۰ هزار سال گذشته و یا تعداد جنبش های بیشتری در طی ۵۰۰ هزار سال گذشته از خود نشان داده باشد،گسل با توان فعالیت معرفی شده است.
گسل نردبانی En echelon Fault
نوعی تظاهر گسا های راستالغز در سطح زمین که در آن قطعات گسل آرایش منفصل و نردبانی را به نمایش می گذارند.
گسل پنهان Hidden Fault
گسلی که گسیختگی آن به طور کامل به سطح زمین نمی رسد و معمولا برای شناسایی کامل ان از شواهد دیگری همچون عوارض مورفوتکتونیکی و...می توان بهره جست.
گوشته Mantle
یکی از بخش های درونی کره زمین در میان پوسته و هسته که از سنگ های اولترا مافیک به ضخامت ۲۹۰۰ کیلومتر تشکیل شده است.
لرزه خیزی القایی
زمین لرزه های حاصل از فعالیت های مختلف انسانی را گویند.برای نمونه،زمین لرزه های ناشی از آبگیری سد های نوساز ،تزریق سیالات به لایه های زیر سطح زمین و یا ازمایش های هسته ای زیر زمینی را می گویند.
لرزه شناسی Seismology
علمی که درباره وقوع،محل و خواص زمین لرزه و تولید و انتشار و آثار امواج زمین لرزه و طرح و ساختمان لرزه نگار بحث می کند.
لرزه نگار Seismograph
دستگاهی برای اندازه گیری امواج زمین لرزه می باشد که این امواج را بر روی لرزه نگاشت ثبت می نماید.
مخروط افکنه Alluvial Fan
محلی که در آنجا مواد حاصل از فرسایش رودخانه ای بر جای گذاشته می شوند و معمولا شکل مخروطی داشته و در محل خروج رودها از کوهستان ها،یعنی کوهپایه ها تشکیل می شوند.این عارضه در اقلیم های خشک و نیمه خشک یافت می شود.
مئاندر Meander
هر یک از پیچ و تابهای موجود در مسیر رودهای پر پیچ و خم را گویند.
منطقه فرورانش Subduction Zone
یک پهنه باریک و طویل در مرز همگرای صفحات تکتونیکی است که در آن یک صفحه اقیانوسی به زیر صفحه دیگر فرو می رود.
ناموافق Discordance
ساختمان کلی یک منطقه(مانند بستر آبراهه) ای که با ساختمان کلی زمین تناسب نداشته باشد.
نگاشت تاریخی
در اصطلاح زلزله شناسی،زمین لرزه های ثبت شده در طول تاریخ تمدن یک منطقه را گویند.
نقشه پهنه بندی
نوعی نقشه که در آن ها احتمال وقوع یک پدیده مثل زمین لرزه و یا زمین لغزه و مانند آن، نمایش داده می شود.

نوزمین ساختNeotectonics
علم مطالعه و بررسی حرکات جوان پوسته زمین در یک بازه زمان زمین شناسی که در آن نگاشت های زمین شناسی نشانگر پیوستگی تاریخچه تکتونیکی تا به امروز می باشند.
واریزه Colluvium
مواد رسوبی سستی که توسط فرایند های ریزشی-ثقلی معمولا بر روی شیب ها نهشته می شود.
هوازدگیWeathering
کلیه فرایند های فیزیکی و شیمیایی خرد کننده سنگ ها بر روی سطح زمین و یا نزدیک آن را گویند.
همبستگی Correlation
رابطه بین دو یا چند متغیر را همبستگی می گویند.
همبستگی خطیLinear correlation
آن چنان حالت از همبستگی است که در آن مقدارهای مشاهده شده ی دو متغیره به شکلی همانند بیضی کشیده توزیع شده باشد.
همبستگی مثبت (مستقیم) Positive correlation
همبستگی مستقیم یعنی این که با افزایش مقدارهای یک متغیر،مقدارهای متغیر دیگر هم افزایش می یابد.
همبستگی منفی (غیر مستقیم) Negative correlation
همبستگی معکوس میان دو متغیر است،چنانکه مقدارهای یک متغیر با افزایش مقدارهای متغیر دیگر کاهش می یابد و بالعکس.
یخچال کوهستانیMountain Glacier
توده های بزرگ و قابل توجهی از برف و یخ فشرده شده که در نواحی مرتفع کوهستانی از سالی به سال دیگر و یا چندین سال پایدار می مانند و ذوب نمی شوند. این یخچال ها تحت تاثیر نیروی کشش زمین از بالا به پایین به آرامی روان می باشد.
یخرفت Till
یخرفت یا مورن مواد و خرده سنگ هایی است که براثر جریان یخچال ها حمل گردیده اند.