

آشنایی با علم جغرافیا

مقدمه

انسان همواره خود را به مکان معینی از سیاره‌ی زمین وابسته و مربوط می‌داند. او قبیله، تیره، و مردم خود را نه تنها با سنت‌ها، آداب و رسوم و فرهنگ خویش می‌شناسد، بلکه در شناسایی‌های مکانی خود سعی دارد کوه‌ها، دره‌ها، رودها، گیاهان و حیوانات ویژه‌ای را نیز که با محیط مسکونی و فرهنگ جامعه‌ی او رابطه‌ای موزون و هماهنگ دارند؛ دخالت دهد. انسان در علم جغرافیا بسیار کنجکاو است و همواره کوشش می‌کند که بر آگاهی‌های خود نسبت به افق‌های دوردست بیفزاید و تفاوت‌های مکانی آن‌ها را با محیط مسکونی خویش دریابد و با تشابهات، یا تضادهای آن‌ها آشنا شود.

از این تعبیر چنین برمی‌آید که مفهوم اصلی علم جغرافیا از دو عنوان بسیار مهم تشکیل شده است:

۱. واحدهای مکانی با همه‌ی خصیصه‌های خود.

۲. ناهم‌هنگی‌های موجود بین مکان‌ها.

با این مقدمه، به توصیف جغرافیا می‌پردازیم.

توصیف جغرافیا

در باره‌ی توصیف جغرافیا تعابیر زیادی وجود دارد، از جمله، جورج کارتر جغرافی‌دان آمریکایی، در شناخت مفهوم جغرافیا چنین ابراز عقیده کرده است:

«انسان در سیاره‌ای فیزیکی زندگی می‌کند که در نقاط مختلف آن، عوامل محیط طبیعی از نظر آب‌وهوا، انواع خاک، و چهره‌ی زمین، یک‌سان و یک‌نواخت نیست و در این قلمروهای متضاد، اشکال گوناگونی از مفاهیم زندگی ظاهر می‌شود. انسان چهره‌ی سیاره‌ی زمین را با ایجاد راه‌ها، مزارع، سدها و شهرها تغییر می‌دهد. جغرافی‌دان نوع پراکندگی زندگی انسان را مطالعه می‌نماید؛ به‌ماهیت روابط بین عوامل مختلف طبیعی و شکل‌های گوناگون حیات آگاهی می‌یابد.

انسان وابسته به طبیعت است، آن‌را تغییر می‌دهد و خود، بخشی از آن است ولی در همان حال به‌وسیله‌ی عوامل فرهنگی‌اش جدا از آن محسوب می‌شود. در علوم دیگر، نظیر هواشناسی، زمین‌شناسی، زیست‌شناسی (بیولوژی)، جمعیت‌شناسی، جامعه‌شناسی و علم اقتصاد، بخش‌هایی از عوامل محیط طبیعی و پدیده‌های انسانی مطالعه می‌گردد.

اما جغرافی‌دان عواملی نظیر آب‌وهوا، جمعیت، و صنایع را به‌خاطر نفس موضوع بررسی نمی‌کند بلکه آن‌ها را به‌عنوان مجموعه‌هایی می‌پذیرد که خصیصه‌های ناحیه‌ای را می‌سازند، از این‌رو می‌توان علم جغرافیا را با تعبیری دیگر تشریح نمود:

جغرافیا به‌همه‌ی پدیده‌هایی که با هم در داخل یک مکان و تحت شرایط و اصول معینی شکل می‌گیرند نظم و اعتبار می‌بخشد و روابط منطقی بین این پدیده‌ها را برقرار می‌سازد. به بیان دیگر، ترکیب عوامل بی‌روح و هم‌ساز طبیعی با پای‌گاه فرهنگ انسانی، جنبش و خلاقیت جغرافیایی به وجود می‌آورد.»

جزوه‌ی آموزشی جغرافیا ی طبیعی

صفحه‌ی ۷۷ از

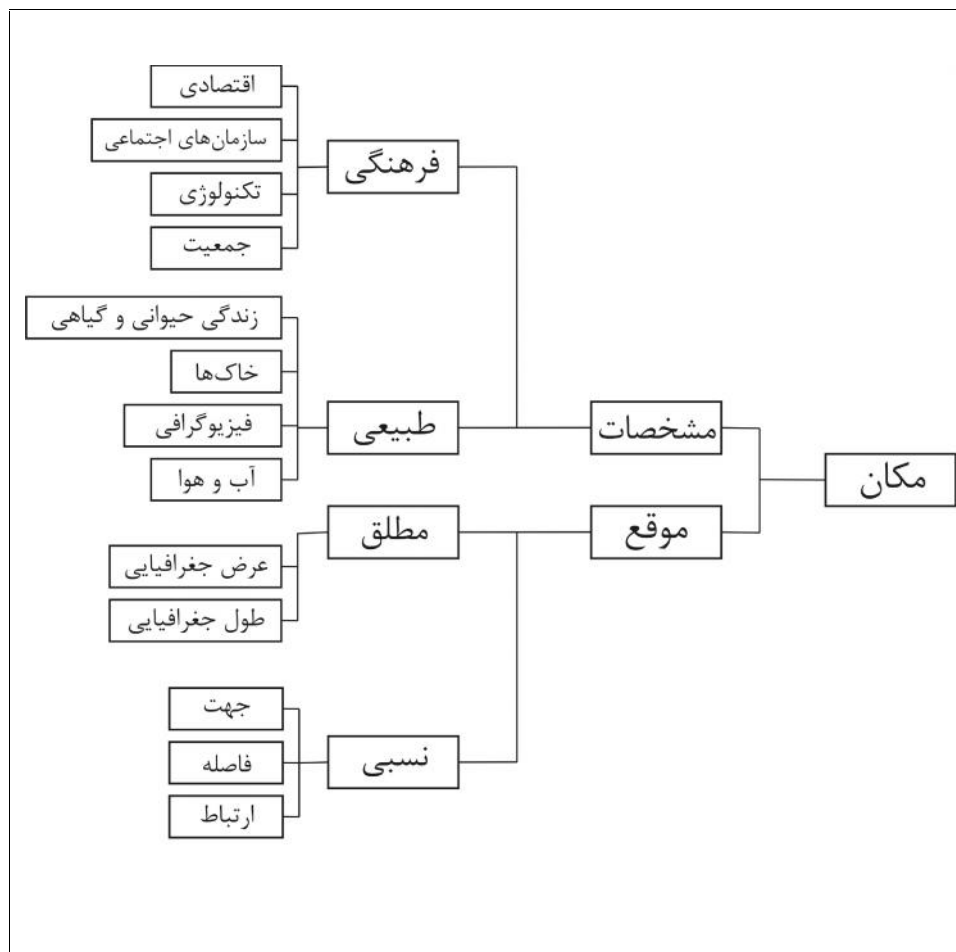
تعاریف دیگری از علم جغرافیا وجود دارد. *هارلن باروز* جغرافیا را علم اکولوژی انسانی می‌داند. به عبارت دیگر *باروز* جغرافیا را علم رابطه‌ی انسان با محیط پیرامونش دانسته و شناسایی محیط اطراف انسان و رابطه‌ی دوطرفه‌ی محیط و انسان را مورد توجه قرار داده است.

ویدال دوبلابلاشی جغرافی‌دان فرانسوی، جغرافیا را علم مکان‌ها دانسته است. مفهوم مکان از نظر این دانشمند تنها مکانی است که به وسیله‌ی انسان شکل گرفته است، نه مکانی که هنگام خلق سیاره‌ی زمین مشخص شده است. *مارت* جغرافیا را علم پراکندگی دانسته است. در هر مطالعه‌ی جغرافیایی، پیش از هر چیز سوال «کجا» در برابر پژوهنده قرار دارد؛ و بررسی توزیع جغرافیایی یک پدیده، از فعالیت‌های اصلی جغرافی‌دان محسوب می‌شود. برای دریافت جواب، جغرافی‌دان به نقشه نیاز دارد و تنها نقشه است که دقیق‌ترین جواب‌ها را در زمینه‌ی بالا در دسترس جغرافی‌دان قرار می‌دهد. در این دیدگاه بر علم پراکندگی پدیده‌ها تأکید خاص شده است و از این رو نقشه، به عنوان ابزاری مهم در نمایش پراکندگی‌ها، در علم جغرافیا اهمیت می‌یابد.

هارتسورن جغرافیا را مطالعه‌ی مشخصات متغیر مکانی از مکان دیگر (سیاره‌ی زمین) به عنوان جای‌گاه انسان می‌داند. این تعریف، به تفاوت‌ها و تشابهات در مکان‌های مختلف سطح کره‌ی زمین توجه دارد. باتوجه به تعاریف ارائه شده در می‌یابیم که اساسی‌ترین عنصر در علم جغرافیا مکان است.

توجه به مکان، در این علم به عنوان جای‌گاه انسان است و در این راستا ویژگی‌های طبیعی مکان و تاثیر آن در زندگی انسان و همچنین تاثیر انسان در طبیعت اهمیتی خاص می‌یابد.

هر مکان جغرافیایی دارای مجموعه‌ای از ویژگی‌ها است. در نمودار بعدی ویژگی‌های کلی مکان آمده است.



تقسیمات علم جغرافیا

دو قطب علم جغرافیا از عوامل محیط طبیعی و فرهنگ جامعه‌ی انسانی تشکیل می‌شود و با توجه به این عوامل،

جغرافیا را می‌توان به دو بخش اصلی *جغرافیای طبیعی* و *جغرافیای انسانی* تقسیم نمود.

جغرافیای طبیعی

استمپ جغرافی‌دان انگلیسی، جغرافیای طبیعی را چنین تعریف می‌کند: «مطالعه‌ی جغرافیای از چهره‌های

طبیعی سیاره‌ی زمین» این رشته از جغرافیا به تجزیه و تحلیل و سنجش پراکندگی اشکال زمین، آب و هوا،

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

صفحه‌ی ۷۷ از

آب‌ها، خاک‌ها، گیاهان، حیوانات، معادن، و سایر پدیده‌های طبیعی می‌پردازد. شاخه‌های اصلی جغرافیای طبیعی به شرح زیر است:

۱. ژئومورفولوژی. از شکل زمین، پیدایش و تکوین و پراکندگی آن‌ها بحث می‌کند. این علم به کوشش ویلیام دوویس جغرافی‌دان آمریکایی، شکل‌گرفت و با تحقیقات سایر جغرافی‌دان‌ها توسعه یافت.

۲. کلیماتولوژی (آب‌وهواشناسی). این علم به طبقه‌بندی و پراکندگی انواع آب‌وهوا و نقش آن در عوامل محیط طبیعی به‌ویژه در مقیاس جهانی توجه دارد.

۳. جغرافیای خاک. بررسی عوامل و مراحل تشکیل خاک، عوامل آلی و غیرآلی در آن، نقش آب‌وهوا در نوع خاک، بهره‌برداری از خاک، طبقه‌بندی، و پراکندگی انواع خاک‌ها در قلمرو این رشته مورد مطالعه واقع می‌شود.

۴. اقیانوس‌شناسی. بررسی علمی پدیده‌هایی است که اختصاص به اقیانوس‌های سیاره‌ی زمین دارد و از دو نظر مورد مطالعه قرار می‌گیرد.

الف. مطالعه‌ی فیزیکی. در این قسمت شکل و ساختمان اقیانوس‌ها، ناهمواری‌های کف و بستر آن‌ها، هم‌چنین جریان‌ات و حرکات آب دریاها، دما، و میزان شوری آب آن‌ها بررسی می‌شود.

ب. مطالعه‌ی بیولوژیک. در این بخش، حیات در اقیانوس‌ها مورد بررسی است و زندگی حیوانی و گیاهی با توجه به محیط اقیانوس‌ها مورد بررسی واقع می‌شود.

۵. بیوژئوگرافی (جغرافیای زیستی). جغرافیای زیستی، پراکندگی حیوانی و گیاهی در خشکی‌های سیاره‌ی زمین را بررسی می‌کند.

در این علم، توجه عمده به گیاهان است، و علت آن به این موارد مربوط می‌شود:

۱. جالب‌ترین و چشم‌گیرترین چهره‌ی سیاره‌ی زمین بعد از ناهمواری‌ها، پوشش‌های گیاهی است.

۲. حیوانات برای زیست خود به گیاهان وابسته‌اند.

۳. حیوانات، برخلاف نباتات، به عوامل و شرایط محیط طبیعی وابستگی زیادی نشان نمی‌دهند.

۴. جغرافی‌دان می‌تواند با مطالعه‌ی پوشش گیاهی به روابط و عوامل محیط طبیعی آگاهی‌یابد و نواحی

جغرافیایی را باهمه‌ی ویژگی‌های آن بشناسد.

جغرافیای انسانی

استیمپ جغرافیای انسانی را «مطالعه‌ی جغرافیایی از چهره‌ها و پدیده‌های سطح سیاره‌ی زمین» می‌داند

پدیده‌هایی که با انسان و فعالیت‌های او در ارتباط مستقیم است. با توجه به این تعریف، می‌توان خطوط اساسی

جغرافیای انسانی را چنین بیان نمود.

الف. در جغرافیای انسانی، عواملی مورد مطالعه قرار می‌گیرد که انسان با آن‌ها قادر است به بخش‌هایی از سطح

سیاره‌ی زمین شکل دهد.

ب. در جغرافیای انسانی، بخش‌هایی از سطح سیاره‌ی زمین، که به دست انسان شکل پذیرفته‌است، مورد بررسی

واقع می‌شود.

تقسیمات اصلی جغرافیای انسانی به شرح زیر است:

۱. جغرافیای اقتصادی؛ که مطالعه‌ی پراکندگی فعالیت‌های انسانی در تولید و مصرف کالا و خدمات را میسر می‌سازد.

این جغرافیا بیش از همه، با تراکم جمعیت و عوامل مختلف جغرافیای طبیعی گره خورده‌است.

۲. **جغرافیای سیاسی؛** که درباره‌ی واحدهای سیاسی سیاره‌ی زمین و نقش فعالیت‌های سیاسی در مسائل جغرافیای انسانی و اقتصادی بحث می‌کند. بخشی از این علم به شناخت اثرات عوامل طبیعی و فرهنگی در ظهور و فعالیت واحدهای پر قدرت سیاسی اختصاص دارد.

۳. **جغرافیای فرهنگی؛** که راجع به پراکندگی جمعیت و فرهنگ آن‌ها، هم‌چنین در باره‌ی اصول و عوامل وابسته به آن بحث می‌کند.

۴. **جغرافیای شهری؛** به مباحثی می‌پردازد نظیر پراکندگی جغرافیایی شهرها و علت وجودی آن‌ها، هم‌چنین مورفولوژی، وسعت و نقش بهره‌برداری از زمین‌های داخل شهرها. جغرافیای شهری، علاوه بر بررسی نقش‌یابی مناطق شهری، توسعه‌ی شهر و نتایج آن، از تاثیر شهر در نواحی اطراف و منطقه‌ی نفوذ خود و بالاخره از مسائل و مشکلات شهری در زمان حال و در آینده بحث می‌کند.

۵. **جغرافیای روستایی؛** که در این گرایش، انواع و پراکندگی روستاها، هم‌چنین شرایط طبیعی، وضعیت اقتصادی، و معیشتی آن‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

جغرافیای طبیعی

جغرافیای طبیعی یکی از شاخه‌های عمده در علم جغرافیا است که به بررسی، تجزیه و تحلیل، و سنجش پراکندگی اشکال زمین، آب و هوا، آب‌ها، خاک‌ها، گیاهان، حیوانات، و سایر پدیده‌های طبیعی می‌پردازد. در این جزوه، کلیاتی از شاخه‌های اصلی جغرافیای طبیعی هم‌چون ژئومورفولوژی، اقلیم‌شناسی، و هیدرواقلیم بیان گردیده است. پیش از پرداختن به موارد یادشده، لازم است از کره‌ی زمین، به عنوان بستر زندگی انسان، اطلاعاتی کلی ارائه گردد.

مشخصات کره‌ی زمین

داده‌های عمومی

فاصله‌ی متوسط زمین تا خورشید	۱۴۹ ۵۰۴ ۰۰۰ کیلومتر
فاصله‌ی متوسط زمین تا ماه	۳۸۴ ۰۰۰ کیلومتر
شعاع استوایی زمین	۳۷۸ ۳۸۸ کیلومتر
شعاع قطبی زمین	۳۵۶ ۹۱۲ کیلومتر
حجم زمین	$\times 10^{12}$ ۰۸۳ ۱ / کیلومتر مکعب
وزن مخصوص متوسط	۵/۵۱۷ گرم بر سانتی متر مکعب
جرم زمین	$\times 10^{21}$ ۵ /۹۷۷ تُن
سطح کره‌ی زمین	۵۱۰/۱ میلیون کیلومتر مربع
سطح قاره‌ها	۱۴۸/۹۴ میلیون کیلومتر مربع
سطح اقیانوس‌ها	۳۶۱/۱۶ میلیون کیلومتر مربع
سن زمین	بین ۳ تا ۴ میلیارد سال

شکل زمین

زمین به یک جسم بیضوی دوار شبیه است که سطح مقطع استوایی آن، به دایره خیلی نزدیک است. حرکت زمین در ناحیه‌ی استوایی سریع تر از نواحی قطبی است و به همین دلیل، زمین در ناحیه‌ی استوایی برآمده تر است. چنان که شعاع استوایی حدود ۲۲ کیلومتر از شعاع قطبی بلندتر است و به زمین شکل شلجمی داده است.

ساختمان زمین

کره‌ی زمین از چندین لایه متشکل است که این لایه‌ها به اختصار مورد بررسی قرار می گیرد.

۱. لایه‌ی هوا (آتمسفر)

این لایه در برگیرنده‌ی گازهایی است که تحت تاثیر نیروی ثقل، زمین را احاطه کرده‌اند. سطح بالای این لایه را تا ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ کیلومتر نیز در نظر گرفته‌اند اما حداکثر تراکم و غلظت آن، به چند کیلومتر اولیه‌ی ارتفاع آن مربوط است.

ترکیب گازی اتمسفر عبارت است از:

نیتروژن ۷۸/۰۸٪؛ اکسیژن ۲۰/۹۵٪؛ آرگون ۰/۹۳٪؛ گاز گربنیک ۰/۰۳٪؛ سایر گازها ۰/۰۱٪.

فشار متوسط این لایه معادل با ۷۶۰ میلی‌متر جیوه بر سانتی‌متر مربع است و خود از چندین لایه‌ی دیگر تشکیل شده‌است. پدیده‌های آب‌وهوایی به‌طور عمده درون این لایه صورت گرفته و از این رو به‌شکل‌گیری و تداوم حیات بر سطح کره‌ی زمین منجر شده‌است. این لایه همانند فیلتر نیز عمل می‌کند، و مانع می‌شود که امواج و تشعشعات مضر کیهانی، به سطح زمین برسد.

۲. لایه‌ی آب (هیدروسفر)

این لایه در برگیرنده‌ی آب‌های موجود در کره‌ی زمین به ۳ شکل بخار، مایع، و یخ است. بیش از ۹۷ درصد آب‌های کره‌ی زمین در اقیانوس‌ها و دریاها متمرکز گردیده‌اند و درصدی اندک از آن‌ها در داخل خشکی‌ها (دریاچه‌ها، رودها، آب‌های زیرزمینی، و یخ‌ها) قرار دارند. آب‌های موجود در اقیانوس‌ها شور است و قابل شرب نیست. تنها ۲/۸ درصد آب‌های موجود در کره‌ی زمین شیرین است که از این مقدار نیز ۷۰ درصد آن به صورت یخ است.

مولکول‌های آب در یک چرخه‌ی مداوم و بسته از هیدروسفر به آتمسفر و پس از طی مسیرهای مختلف مجدداً به هیدروسفر بازمی‌گردند و از این طریق ضمن تأثیرگذاری بر شرایط آب‌وهوایی کره‌ی زمین نیازهای آبی موجودات زنده را تأمین می‌کنند.

۳- پوسته‌ی جامد (لیتوسفر)

پوسته‌ی جامد، خشکی‌های زمین و کف بعضی از اقیانوس‌ها را تشکیل می‌دهد.

این لایه به ۳ طبقه تقسیم می‌شود: طبقه‌ی زیرین، طبقه‌ی میانی، طبقه‌ی بالایی.

طبقه‌ی زیرین لایه، بازالتی است که وزن مخصوص میانگین آن ۳ گرم بر سانتی‌مترمکعب است و ترکیب

عمده‌ی آن را عناصر سیلیسیوم و منیزیم تشکیل می‌دهد و از این رو به آن، لایه‌ی سیما نیز گفته می‌شود.

طبقه‌ی میانی به‌طور عمده از جنس سنگ‌های گرانیتی، با وزن مخصوص ۲/۷ گرم بر سانتی‌مترمکعب است و از

این رو، لایه‌ی گرانیتی نامیده می‌شود. این لایه پوسته‌ی قاره‌ای را تشکیل می‌دهد. عناصر اصلی سازنده‌ی آن

سیلیسیوم و آلومینیوم است و از این رو به آن لایه‌ی سیال نیز گفته می‌شود.

طبقه‌ی بالایی لایه‌های رسوبی است که بر اثر فرسایش سنگ‌های سطحی و رسوب‌گذاری آن‌ها به وجود آمده

است. ضخامت پوسته‌ی جامد حدود ۳۲ تا ۳۵ (کیلومتر) است که نسبت به شعاع ۳۷۸۶ کیلومتری زمین،

رقمی ناچیز است؛ مشابه ضخامت یک تمپر پستی که بر سطح توپ فوتبال قرار گرفته باشد.

۴- لایه‌ی جبه (مانتو)

زیر پوسته‌ی جامد، لایه‌ی جبه قرار دارد. این لایه تا عمق ۹۰۰ ۲ کیلومتری از سطح زمین کشیده شده است

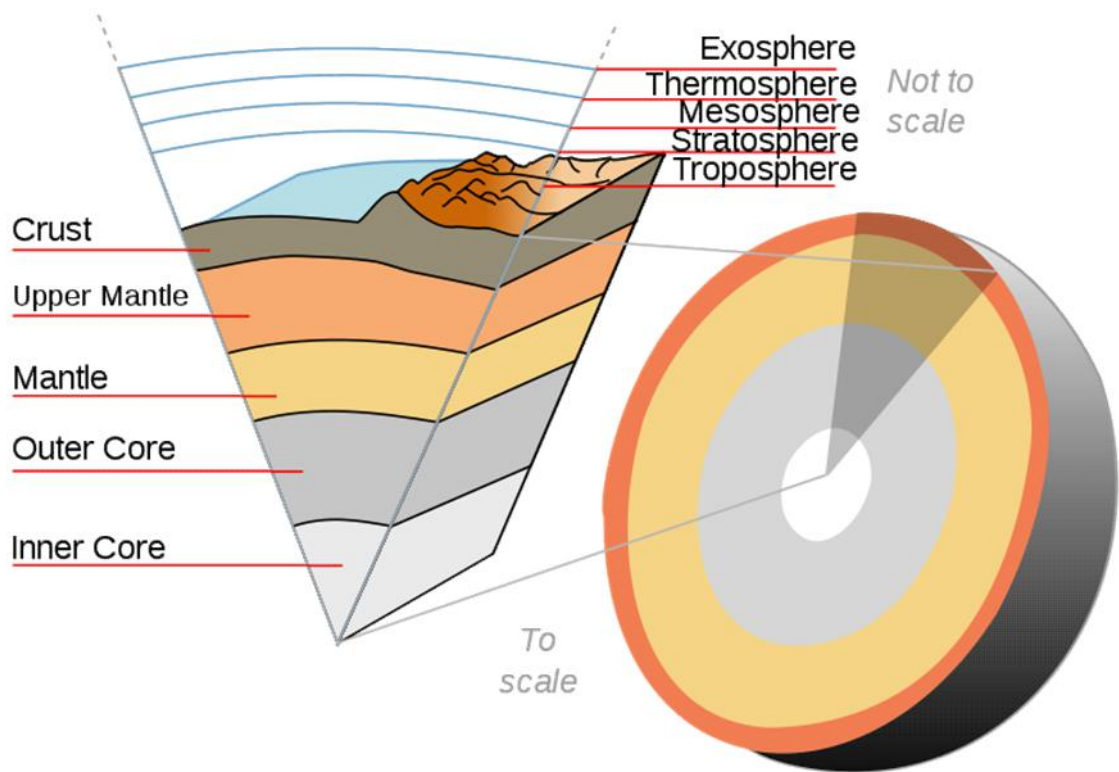
مواد آن، به‌طور عمده از نوع مواد قلیایی است و خود به دو بخش جبه‌ی بالایی و جبه‌ی پایینی تقسیم می‌شود.

بخش بالایی جبهه را که حالت نیم گداخته دارد، به اصطلاح نرم کره (استنوسفر) می‌نامند. پهنه‌های سخت پوسته‌ی جامد بر روی این لایه می‌لغزند و نسبت به یک‌دیگر حرکت می‌کنند. به علت تغییرات فیزیکی بین پوسته‌ی جامد و جبهه یک ناپیوستگی بین این دو لایه وجود دارد، که از آن به عنوان ناپیوستگی موهروویچیک یاد می‌کنند. این ناپیوستگی در عمق ۳۵ کیلومتری قرار دارد.

۵- هسته (یا سیفر)

در مرکز زمین هسته‌ی آن جای دارد. هسته خود به هسته‌ی خارجی و هسته‌ی داخلی تقسیم می‌شود. هسته‌ی خارجی از عمق ۲۹۰۰ کیلومتری شروع می‌شود و تا عمق ۵۱۲۱ کیلومتری ادامه می‌یابد. هسته‌ی داخلی از عمق ۵۱۲۱ کیلومتری آغاز می‌گردد و قطری معادل با ۲۵۱۴ کیلومتر دارد. حرارت هسته حدود ۳۵۰۰ درجه‌ی سانتی‌گراد است و جنس آن از آهن و نیکل است که در هسته‌ی خارجی به صورت مایع، و در هسته‌ی داخلی به صورت جامد است. حد فاصل هسته با جبهه، یک ناپیوستگی قرار دارد، موسوم به گوتنبرگ - ویشرت.

درباره‌ی هسته‌ی زمین اطلاعات بسیار کم و ناقص است و آن چه که تاکنون به دست آمده، از طریق انتشار امواج زلزله بوده است. چنان که با توجه به عبور نکردن امواج ثانویه زلزله از مایعات و همچنین نبود توانایی عبور این امواج از هسته‌ی خارجی زمین، این قسمت هسته را مایع در نظر گرفته‌اند.



شکل یک. لایه‌های تشکیل دهنده‌ی کره‌ی زمین

تعادل ایزوستازی

طبق بررسی‌های به عمل آمده معلوم شده است که ضخامت پوسته‌ی سیالی (گرانیتی) در زیرکوه‌ها بیشتر از نواحی حاشیه قاره‌ها و زیراقیانوس‌ها است و به علت وزن بیشتر خود، تا عمق بیشتری درجه فرو رفته است. در مقابل، ضخامت پوسته در زیر اقیانوس‌ها کم است و به علت وزن کمتر، فرو رفتگی آن درجه کم‌تر از نواحی کوهستانی است. این وضعیت این احتمال را ایجاد می‌کند که مقطع زمین در زیرکوه‌ها باید سنگین‌تر از نواحی اقیانوسی باشد، در حالی که چنین نیست و در هر دونا حیه، وزن زمین یکسان است. علت آن است که وزن مخصوص لایه‌ی سیالی از جبه کم‌تر بوده، فرو رفتگی بیشتر آن درجه در واقع از سهم مواد سنگین‌تر جبه در زیر خویش کاسته است و این در حالی است که حجم مواد سنگین‌تر جبه در زیر اقیانوس‌ها بیشتر است. این حالت، تعادلی را بین هر دو قسمت برقرار می‌کند چنان که اگر مخروط‌هایی در نواحی مختلف کره‌ی زمین

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

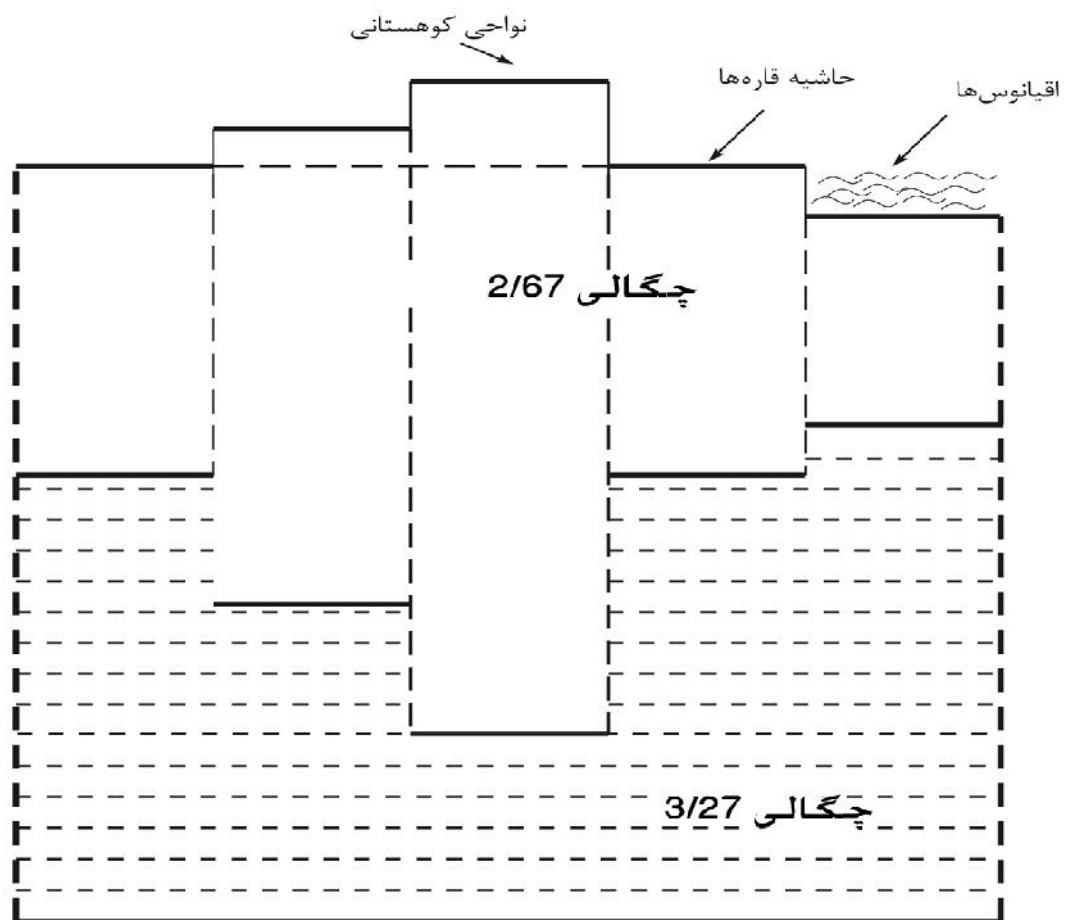
در نظر گرفته شود به صورتی که قاعده‌ی آن‌ها در سطح زمین و راس آن‌ها در مرکز زمین باشد، وزن همه‌ی آن‌ها با هم مساوی خواهد بود. به این حالت تعادل ایزوستازی گفته می‌شود.

تعادل ایزوستازی ممکن است به هم بخورد و نبود تعادل ایزوستازی خود به ظهور تحولاتی در پوسته‌ی زمین منجر می‌گردد. از عوامل مهم بهم خوردن تعادل ایزوستازی می‌توان به موارد زیر اشاره نمود:

الف- در مواقع تشکیل یک رشته کوه

ب- بر اثر فرسایش شدید که طی آن، قسمت‌هایی از یک کوهستان بر اثر تخریب و فرسایش سبک می‌شود و مواد آن به اقیانوس‌ها حمل شده، سبب افزایش وزن لایه‌ی زیر اقیانوس می‌گردد.

ج- بر اثر تغییرات آب و هوایی شدید، مثل گرم شدن هوا در دوره‌های پس از یخچالی؛ که سبب ذوب شدن سریع یخ‌ها می‌شود و از این رو سبب سبک شدن لایه‌ی زیرین می‌گردد. این حالت هم‌اکنون در ناحیه‌ی دریای بالتیک وجود دارد؛ چنان که پس از ذوب شدن یخ‌های آخرین دوره‌ی یخچالی، این ناحیه معادل یک متر در قرن بالامی‌آید. سرعت ذوب شدن یخ و برداشته شدن فشار از پوسته در حدی بوده است که تعادل ایزوستازی را در این ناحیه به هم زده است.



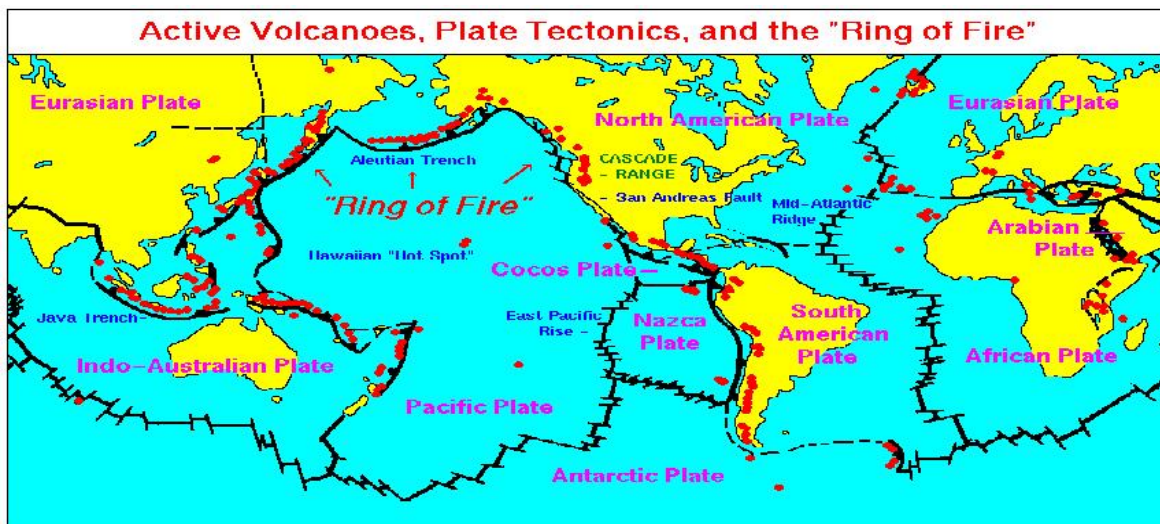
شکل دو. نمایش تعادل ایزوستازی. بیشتر بودن ضخامت پوسته‌ی سیالی در زیر کوه‌ها از حاشیه‌ی قاره‌ها و زیر اقیانوس‌ها

تئوری انحراف قاره‌ها

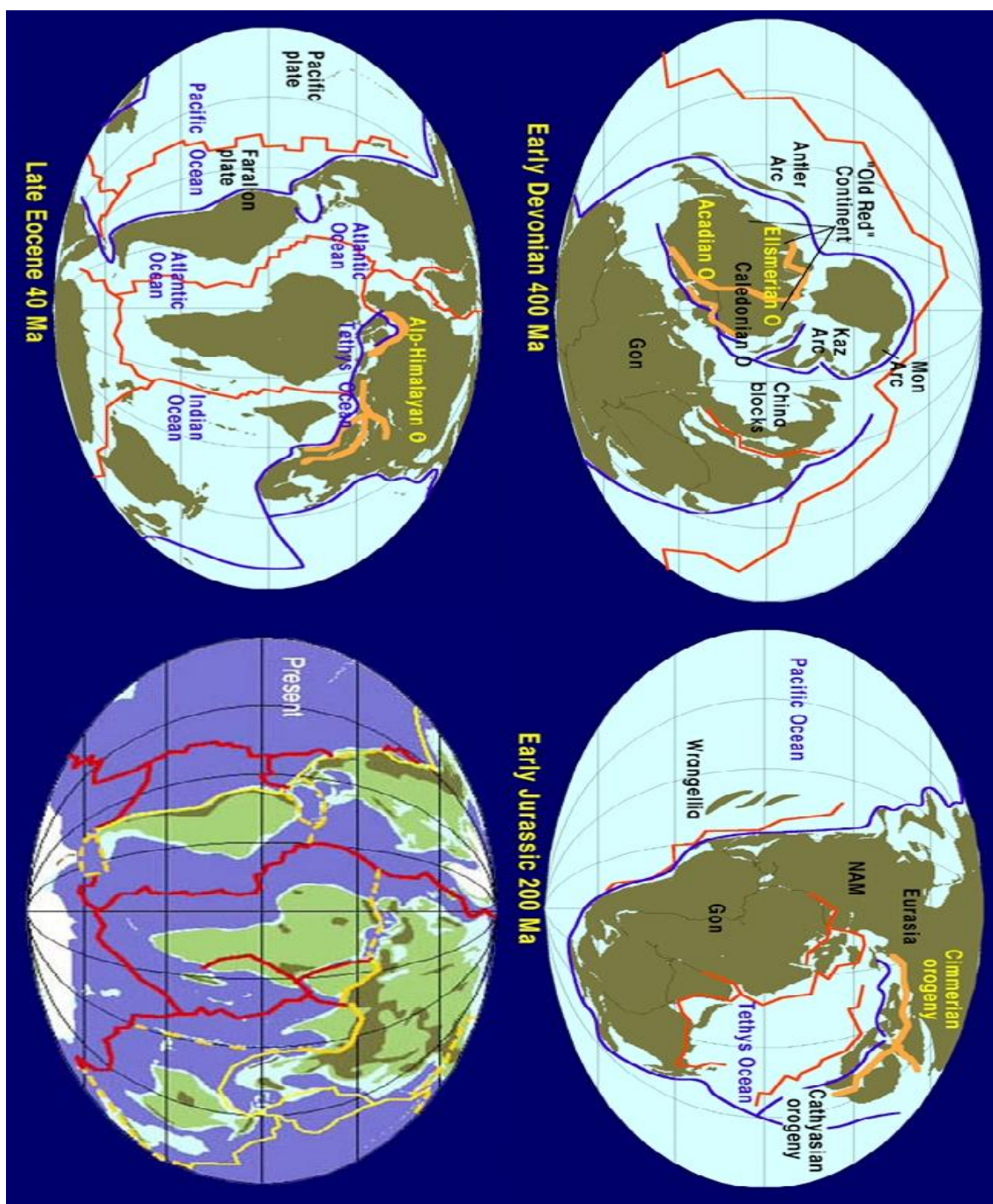
خشکی‌ها و قاره‌های جدا از هم امروزی در زمان‌های اولیه‌ی تشکیل خویش به هم متصل بوده و یک خشکی واحد و بزرگ، به نام پانگه آ را تشکیل می‌داده‌اند و در مقابل یک اقیانوس بزرگ به نام پانتالاسا وجود داشته است.

برطبق فرضیه‌ی انحراف قاره‌ها، که واگنر آلمانی در ۱۹۱۲ ارائه داده‌است، این خشکی‌ها طی دوران‌های زمین‌شناسی به تدریج قطعه‌قطعه گردیده‌اند و بر اثر عمل جابه‌جایی با سرعتی خیلی کند و بطی، در طی میلیون‌ها سال، این قطعات در وضعیت کنونی خویش قرار گرفته‌اند.

طبق آخرین نظرات، این قطعات، شامل خشکی‌ها و دریاها، بر روی لایه‌ی آستنوسفر می‌لغزند و نسبت به هم حرکت می‌کنند. لیتوسفر به هفت قطعه‌ی بزرگ تقسیم شده که هر قطعه را یک صفحه می‌نامند. هر کدام از این صفحات خود به صفحات کوچک‌تر تقسیم می‌شوند. در محل جدا شدن دو صفحه، مواد درونی زمین به سطح می‌رسند و به شکل سنگ‌های جدید سخت می‌گردند. در جایی که دو صفحه به هم نزدیک می‌شوند، یا رشته‌کوه ایجاد می‌شود؛ یا این که یک قطعه به زیر قطعه‌ی دیگر فرومی‌رود و چاله‌های عمیق را ایجاد می‌کند. سنگ‌هایی که به عمق می‌روند تحت تاثیر حرارت زیاد اعماق، ذوب و خمیری گردیده، به مواد درونی زمین می‌پیوندند. این فرایند به طور مداوم ادامه داشته، وضعیت کنونی قاره‌ها و اقیانوس‌ها نیز در آینده (با توجه به زمان زمین شناسی) تغییر خواهد کرد.



شکل سه. صفحات تکتونیکی اصلی به همراه حلقه‌ی آتش و تعدادی از آتش‌فشان‌های فعال



شکل چهار . وضعیت خشکی‌های زمین در آغاز دوره‌ی دوونین (۴۰۰ میلیون سال پیش)؛ در آغاز دوره‌ی ژوراسیک (۲۰۰ میلیون سال پیش)؛ در آخر دوره‌ی اتوسن (۴۰ میلیون سال پیش)؛ و در عصر حاضر

دوران‌های زمین‌شناسی

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

صفحه‌ی ۷۷ از

تقسیم تاریخ عمر زمین به قسمت‌های کوچک‌تر یا براساس زمان صورت می‌گیرد (کرنولوژی) و یا براساس نوع رسوباتی که در طول عمر زمین تشکیل شده‌اند (چینه‌شناسی). در حالت استفاده از عامل زمان با نوعی تقسیم‌بندی روبه‌رو می‌شویم که اجزای آن به ترتیب عبارتند از: دوران - دوره - عصر - بیوکرن - همرا در جدول زیر تقسیمات زمین‌شناسی تا سطح دوره آورده شده‌است.

جدول یک. دوران‌های زمین‌شناسی

دوران	دوره	زمان	حرکات کوه‌زایی
دوران چهارم (آنتروپوزویک)	هولوسن	۱۵ هزار سال پیش تا کنون	آلپی
	پلیستوسن	۱/۵ میلیون تا ۱۵ هزار سال پیش	
دوران سوم (سنوزویک)	پلیوسن	۱۲ میلیون تا ۱/۵ میلیون سال پیش	آلپی
	میوسن	۲۵ میلیون تا ۱۲ میلیون سال پیش	
	الیگوسن	۳۷ میلیون تا ۲۵ میلیون سال پیش	
	ائوسن	۶۵ میلیون تا ۳۷ میلیون سال پیش	
دوران دوم (مزوزویک)	کرتاسه	۱۳۰ میلیون تا ۶۵ میلیون سال پیش	لارامین
	ژوراسیک	۱۸۰ میلیون تا ۱۳۵ میلیون سال پیش	نئوسیمرین
	تریاس	۲۲۵ میلیون تا ۱۸۰ میلیون سال پیش	سیمرین
دوران اول (پالئوزویک)	پرمین	۲۸۰ میلیون تا ۲۲۵ میلیون سال پیش	هرسی نین
	کربونیفر	۳۴۵ میلیون تا ۲۸۰ میلیون سال پیش	
	دوونین	۴۰۰ میلیون تا ۳۴۵ میلیون سال پیش	
	سیلورین	۴۴۰ میلیون تا ۴۰۰ میلیون سال پیش	کالدونین
	اردوویسین	۵۰۰ میلیون تا ۴۴۰ میلیون سال پیش	
	کامبرین	۵۷۰ میلیون تا ۵۰۰ میلیون سال پیش	
دوران آنته کامبرین (پروتروزویک)	انفرا کامبرین	۶۰۰ میلیون تا ۵۷۰ میلیون سال پیش	
	آلگونکین	۲۵۰۰ میلیون تا ۶۰۰ میلیون سال پیش	
	آراکئن	از آغاز تا ۲۵۰۰ میلیون سال پیش	

ژئومرفولوژی

ژئومورفولوژی (زمین‌ریخت‌شناسی) علمی است که ناهمواری‌های سطح زمین را مورد بررسی قرار می‌دهد. در این علم مراحل و عوامل تشکیل ناهمواری‌ها و همچنین نحوه‌ی تغییر شکل تحول، و پراکندگی ناهمواری‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرد.

این علم ارتباط بسیار نزدیک با سایر علوم زمین هم‌چون زمین‌شناسی، خاک‌شناسی، آب‌شناسی، شیمی زمین و زیست‌شناسی دارد.

عنصر اساسی در ناهمواری‌ها دامنه نامیده می‌شود؛ که از به هم پیوستن دامنه‌ها ناهمواری ایجاد می‌گردد. مشخصه‌ی این عنصر پایه، در درجه‌ی نخست، شیب آن است. شیب دامنه، زاویه‌ی است (بر حسب درصد یا درجه) که سطح این عارضه با سطح افق تشکیل می‌دهد و از تقریباً هیچ تا متجاوز از ۹۰ درجه متغیر است. ژئومورفولوژی از دیدگاه فرایندهای تشکیل و تحول ناهمواری‌ها به دو گروه اصلی ژئومورفولوژی ساختمانی و ژئومورفولوژی اقلیمی تقسیم می‌گردد و از نظر مکانی این علم به بررسی ناهمواری‌های خشکی‌ها، نواحی ساحلی، و زیر آب‌ها (کف اقیانوس‌ها و دریاها) تقسیم می‌گردد.

ژئومورفولوژی ساختمانی

ژئومورفولوژی ساختمانی ناهمواری‌های مربوط با ساختمان زمین‌شناسی را بررسی می‌کند، و اشکال ساختمانی را طبقه‌بندی و مشخص می‌نماید. از این نظر، ژئومورفولوژی پیش از هر چیز، الزاماً داده‌های ساختمان زمین‌شناسی را مورد استفاده قرار می‌دهد. این داده‌ها به دو صورت اند: داده‌های سنگ‌شناسی و داده‌های زمین‌ساخت.

داده‌های سنگ‌شناسی

کانی‌های سازنده‌ی پوسته‌ی زمین را سنگ می‌نامند. در بسیاری از نواحی زمین، سازندهای سطحی هم‌چون خاک، سنگ‌ها را می‌پوشانند. سنگ‌ها را بر حسب منشأ پیدایش آن‌ها در ۳ گروه اصلی تقسیم‌بندی می‌کنند:

یک. سنگ‌های آذرین یا درونی؛ دو. سنگ‌های رسوبی؛ سه. سنگ‌های دگرگونی.

سنگ‌های آذرین یا درونی

این سنگ‌ها از سخت‌شدن مواد مذاب دارای منشاء داخلی زمین به وجود می‌آیند. به همین دلیل گاهی سنگ‌های درونی نامیده می‌شوند. هنگامی که سنگ‌ها بعد از فوران در سطح زمین ظاهر می‌شوند، سنگ‌های آتش فشان‌ی نام می‌گیرند. هنگامی که داخل پوسته‌ی زمین جای گیرند و به سطح نرسند، سنگ‌های آذرین درونی نامیده می‌شوند. چون هر دو گروه از ماده‌ی مذاب (ماگما) ناشی می‌شوند، به آن‌ها سنگ‌های ماگمایی نیز اطلاق می‌شود.

ویژگی‌های سنگ‌های آذرین تا حد زیادی به نحوه‌ی سرد شدن ماگما وابسته است. چنان‌که در سنگ‌های آذرین بیرونی به سبب این‌که ماگما در معرض هوای آزاد قرار می‌گیرد، سریع سرد می‌شود، از این رو بلورهای درون سنگ کامل نمی‌گردد و این نوع سنگ دارای بافت ریز است. *بازالت* از جمله این سنگ‌ها است. چنان‌چه ماگما به طور ناگهانی سرد شود بلور تشکیل نمی‌شود و بافت شیشه‌ای به وجود می‌آید. بعضی از سنگ‌های آتش فشان‌ی دارای این حالت اند. اگر ماگما به آرامی سرد شود، بلورها به طور کامل گسترش می‌یابند و بافت دانه‌ای تشکیل می‌دهند، این وضعیت بیش تر هنگامی که ماگما در لابه‌لای سایر سنگ‌های پوسته‌ی زمین سرد شود، ایجاد می‌گردد. *گرانیت* از جمله‌ی این سنگ‌ها است.

سنگ‌های رسوبی

سنگ‌های رسوبی به‌طور عمده از تراکم مواد مختلف در کف دریاها و سطح خشکی‌ها حاصل می‌شوند. این سنگ‌ها ساخت لایه‌ای دارند؛ و بعضی از این سنگ‌ها، به‌طور مستقیم از طریق فعالیت‌های آتش‌فشانی به‌وجود می‌آیند. بخش عمده‌ی آن‌ها از طریق فرسایش سنگ‌های سطح زمین و حمل آن‌ها به‌حوضه‌های رسوبی به‌وجود می‌آیند. مواد رسوبی تحت تاثیر فشار لایه‌های بالایی، یا با کانی‌های محلول و ریزدانه، که نقش سیمان را ایفا می‌کند به یک دیگر متصل شده، سخت می‌گردند

سنگ‌های رسوبی معمولاً از مجموع چند کانی تشکیل می‌گردند. در این موارد، کانی غالب، هویت سنگ را تعیین می‌کند. برای مثال، وجود کانی‌های رُسی زیاد در سنگ رُس علت نام‌گذاری آن بوده است. این نوع سنگ‌ها ممکن است حاوی سنگ‌واره باشند؛ که با استفاده از این سنگ‌واره‌ها علاوه بر تعیین سن سنگ‌های مذکور، بازسازی جغرافیای گذشته‌ی زمین امکان‌پذیر می‌شود.

در سنگ‌های رسوبی، لایه‌های قدیمی در زیر لایه‌های جدید قرار دارند. این سنگ‌ها با آن‌که فقط ۵٪ حجم لیتوسفر را تشکیل داده‌اند اما ۷۵٪ سطح قاره‌ها را می‌پوشانند.

سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های دگرگونی از تغییر حالت سنگ‌های آذرین یا رسوبی بر اثر فرایندهای ناشی از عوامل درونی به‌وجود می‌آیند. عواملی چون حرارت درونی کره‌ی زمین، فشار لایه‌های بالایی، و حضور ماگما، تحت تاثیر حرارت تبلور مجدد کانی‌ها صورت می‌گیرد و از این طریق در درجه‌ی نخست، باعث تغییر ویژگی‌های فیزیکی و در درجه‌ی دوم باعث تغییر ویژگی‌های شیمیایی سنگ می‌گردد. متنا سب با ترکیب اولیه‌ی سنگ، و میزان فشار و حرارت وارده به آن‌ها، تنوع زیادی از سنگ‌های دگرگونی به‌وجود می‌آید. وسعت مناطق دگرگون‌شده نیز به‌طور عمده متناسب با نوع دگرگونی است. چنان‌که در مجاورت ماگما دگرگونی‌های

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

صفحه‌ی ۷۷ از

ایجاد شده به طور معمول وسعت زیادی ندارند ولی دگرگونی‌های ناشی از فشار لایه‌های بالایی به طور معمول وسیع تر است و گاهی چندین ده کیلومتر مربع وسعت دارند.

داده‌های زمین‌ساختی

دراثر حرکات پوسته‌ی زمین، که ناشی از نیروهای داخلی است، ترتیب اولیه‌ی سنگ‌ها به هم می‌خورد و اشکال و ناهمواری‌های جدید به وجود می‌آید. عوامل موثر در ساختمان این ناهمواری‌ها با مقدار نیرو، آهنگ تغییر شکل، و وسعت فضای مورد عمل متناسب است. این حرکات اگر نسبتاً سریع و در ابعاد محلی باشد با پدیده‌ی کوه‌زایی مواجه هستیم و چنانچه حرکات، آرام، آهسته، و دربرگیرنده‌ی توده‌های بزرگ از خشکی‌ها باشد؛ با حرکت خشکی‌زایی (اپیروژنز) مواجه هستیم. از عوارض عمده‌ای که تحت تاثیر نیروهای زمین ساخت به وجود می‌آیند می‌توان به چین‌ها و گسل‌ها اشاره نمود.

چین

چین تغییر شکلی است در ماده‌ی رسوبی که بر اثر حرکات هم‌گرای (تحت فشار) درون زمین به وجود می‌آید. این تغییر شکل حالت موجی دارد، که قسمت برآمده‌ی آن را تاق‌دیس و قسمت فرو رفته را ناودیس می‌گویند. بسیاری از سنگ‌های رسوبی به شکل چین خوردگی در سطح زمین ظاهر می‌شوند. در تشریح ساختمان چین، از پارامترهای زیر استفاده می‌شود:

لولا. محل تغییر شیب طبقات رسوبی را لولا می‌گویند

طول موج. فاصله‌ی افقی بین دو لولای چین طول موج نامیده می‌شود

ارتفاع. فاصله‌ی قائم لولا تا سطح زمین، ارتفاع نسبی چین را نشان می‌دهد.

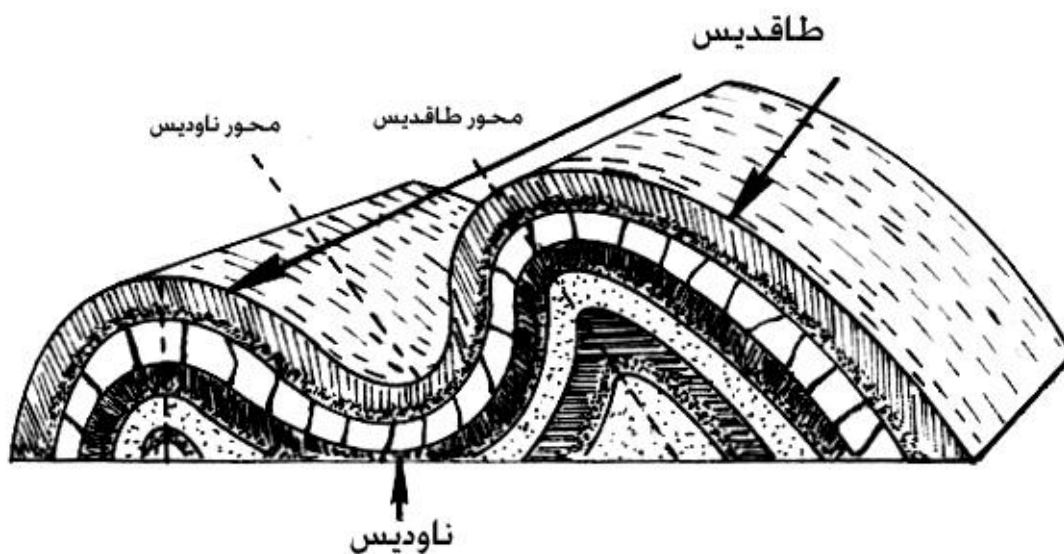
پهلوی. دامنه‌های چین را نمایش می‌دهد.

صفحه‌ی محوری. صفحه‌ی نیم‌ساز زاویه‌ای که پهلوه‌ای چین تشکیل می‌دهند، صفحه‌ی محوری نامیده می‌شود.. انواع مختلفی از چین‌ها وجود دارد که از طریق وضعیت صفحه‌ی محوری نسبت به سطح افق مشخص می‌گردند چنان‌چه صفحه‌ی محوری عمود باشد چین حاصل را چین راست می‌گویند، با تمایل صفحه‌ی محوری، چین /فکنده به وجود می‌آید و با افزایش میزان شیب صفحه‌ی محوری، چین برگشته ایجاد می‌شود. درحالتی که این صفحه کاملاً افقی باشد، چین خوابیده به وجود می‌آید.

چنان‌که بیان شد چین در اثر نیروهای فشاری به وجود می‌آید در بعضی نواحی، چین‌ها ناشی از تزریق توده‌های نفوذی هم‌چون ماگما و به‌طور عمده نمک در لابه‌لای سنگ‌های رسوبی‌اند، این گونه از چین را چین دی‌پیر می‌نامند.

نواحی چین‌خورده در سطح کره‌ی زمین، ابعادی متفاوت دارند. وسعت آن‌ها گاهی به چندین هزار کیلومتر مربع می‌رسد. از جمله‌ی این نواحی، می‌توان به کوه‌های زاگرس اشاره نمود.

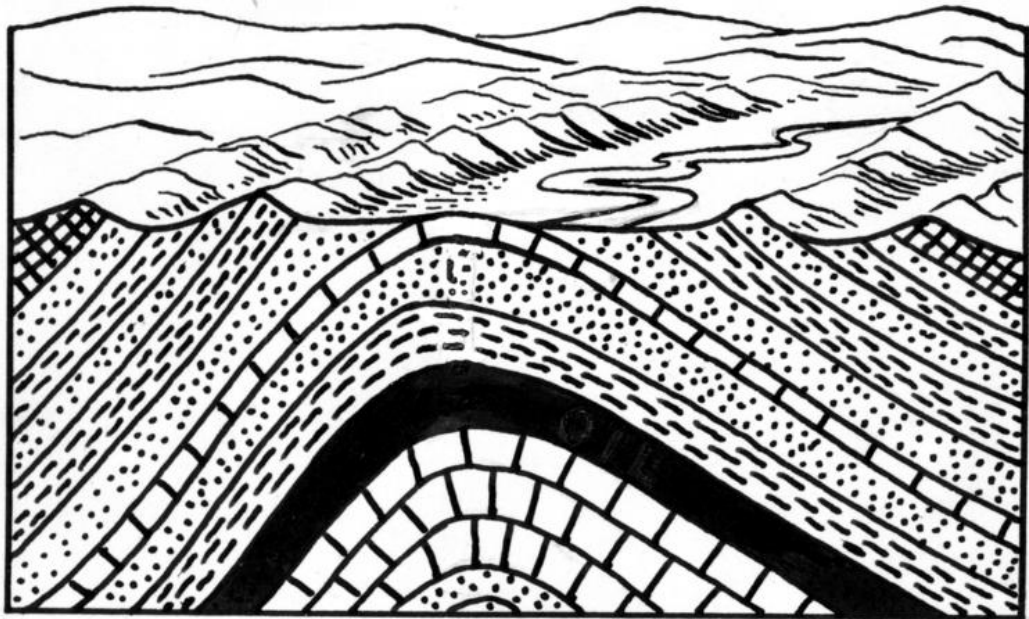
در بعضی نواحی، سازندهای زمین‌شناسی تحت تاثیر فشارهای تکتونیکی به صورت لایه‌های چین‌خورده تا مسافت‌های طولانی، حتی در حد چندین کیلومتر از محل اولیه‌ی خویش دور می‌شوند و بر روی سازندهای دیگر قرار می‌گیرند این نوع عارضه را سفره‌ی رورانده می‌نامند.



شکل ۵. ساختمان طاق‌دیس و ناودیس



شکل ۶. یک طاق‌دیس را نشان می‌دهد.

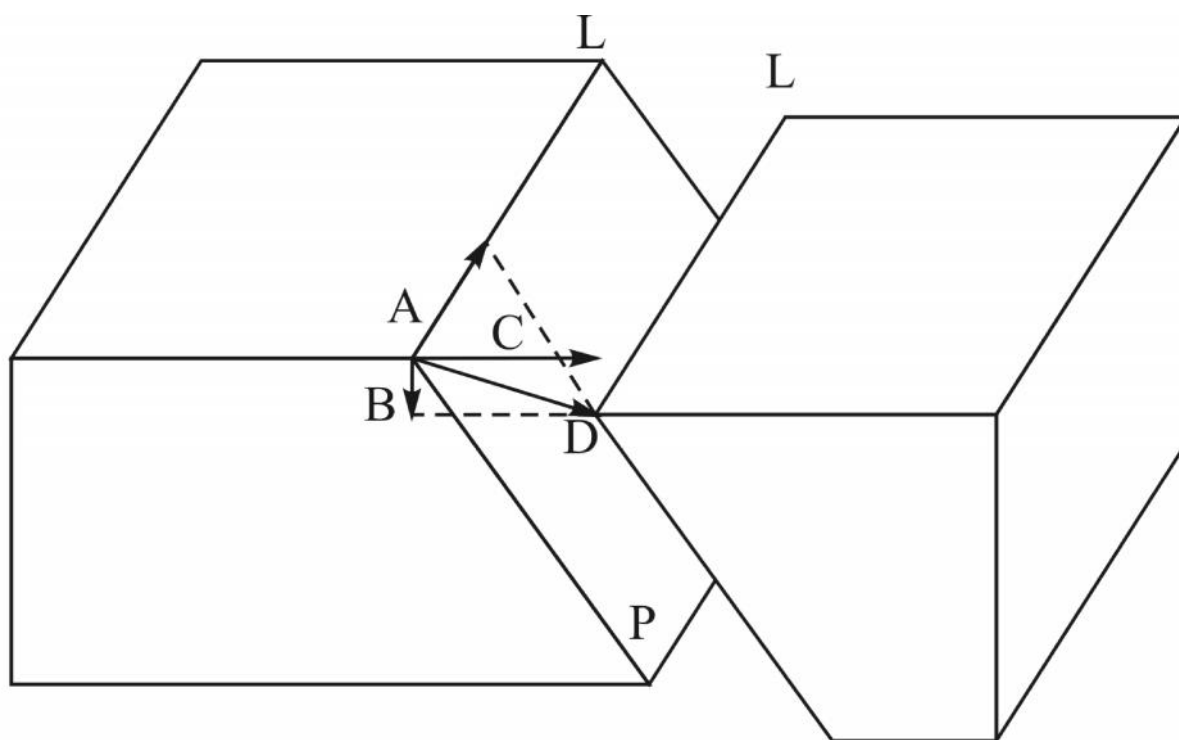


شکل ۷. ساختمان یک طاق‌دیس در زیر سطح زمین و تاثیر لایه‌های آن بر ناهمواری‌های سطحی

گسل

گسل بر اثر شکستگی در سنگ‌های تشکیل‌دهنده‌ی پوسته‌ی زمین به وجود می‌آید. هنگامی که در اثر فشار نیروهای زمین، سختی از حد پلاستیسیته‌ی سنگ‌ها تجاوز نماید شکستگی به وجود می‌آید. چنانچه قطعات شکسته شده دارای جابه‌جایی نباشد، به آن شکستگی ساده می‌گویند. چنانچه شکستگی همراه با جابه‌جایی باشد آن را گسل یا گسله می‌گویند. گسل در هر نوع سنگ ممکن است ایجاد شود اما معمولاً در سنگ‌های با جنس سخت و مقاوم مشاهده می‌شود.

حرکت قطعات دو طرف گسل ممکن است در دو جهت افقی و قائم صورت گیرد.



شکل ۷. جابه‌جایی‌های یک گسل.

P صفحه‌ی گسل، L لبه‌های گسل، A جابه‌جایی افقی جانبی، C جابه‌جایی افقی، B جابه‌جایی عمودی، و D برآیند جابه‌جایی است.

در بسیاری مواقع، تشکیل یک گسل فوق‌العاده کند است و جابه‌جاشدن دو قطعه بعد از گذشت هزاران سال صورت می‌گیرد از این رو هم‌زمان با جابه‌جایی قطعات، عوامل فرسایشی نیز حالت اولیه‌ی ساختمان گسل را تغییر می‌دهند.

اجزای ساختار یک گسل عبارتند از:

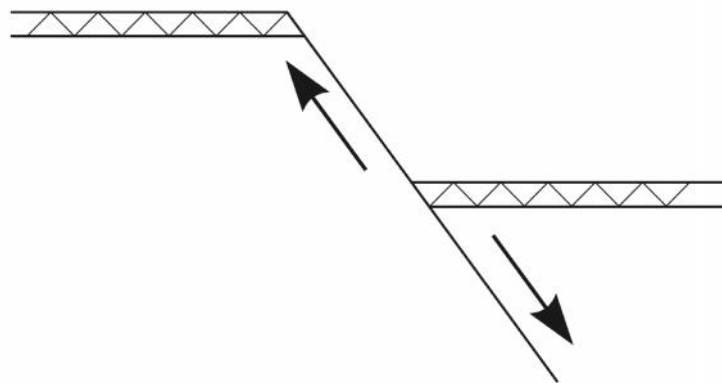
آینه‌ی گسل. بریدگی سطح گسل اگر صاف و هموار باشد و بر اثر حرکت قطعات دو طرف صیقلی شده باشد در اصطلاح آینه‌ی گسل نامیده می‌شود

خط گسل. محل تقاطع سطح گسل با صفحه‌ی افقی خط گسل نامیده می‌شود.

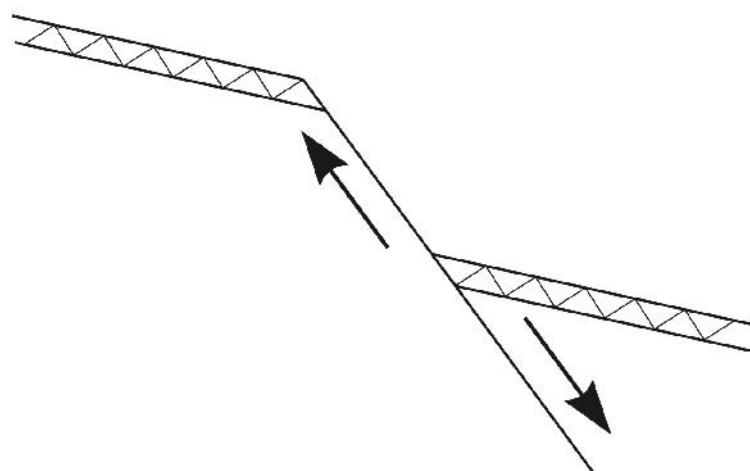
نگاه گسل. جهت جغرافیایی قرارگیری قسمت فرورو گسل، نگاه گسل نام می‌گیرد.

گسل‌ها را برحسب جهت شیب سطح آن‌ها و همچنین شیب طبقات سنگی که دچار شکستگی شده‌اند، طبقه‌بندی می‌نمایند.

گسل عادی. در این نوع، شیب سطح گسل عمودی بوده، یا به سمت قطعه‌ی فرورو است. این نوع گسل بر اثر نیروهای کششی به وجود می‌آید.



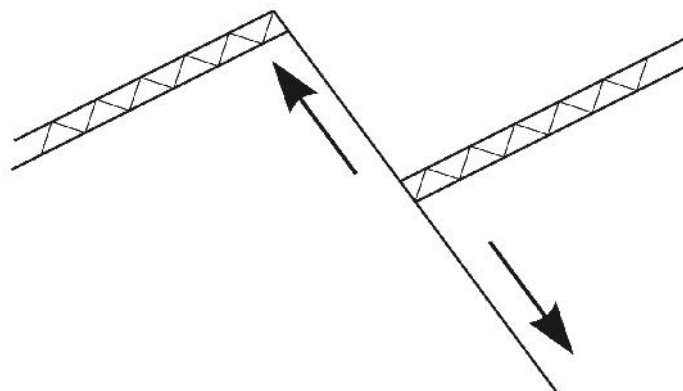
گسل عادی موافق. اگر در گسل عادی شیب طبقات در جهت شیب سطح گسل باشد، گسل را عادی موافق می‌نامند.



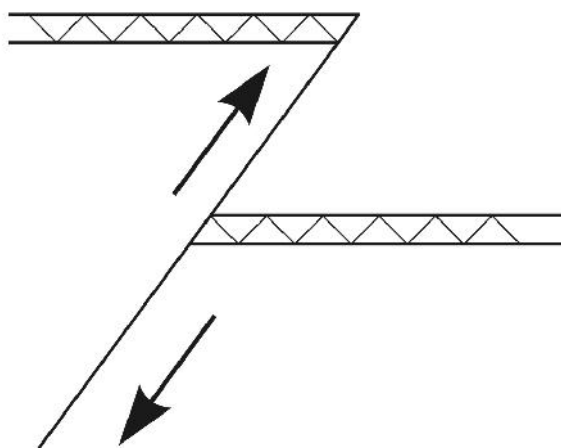
مخالف. در این نوع شیب

گسل عادی

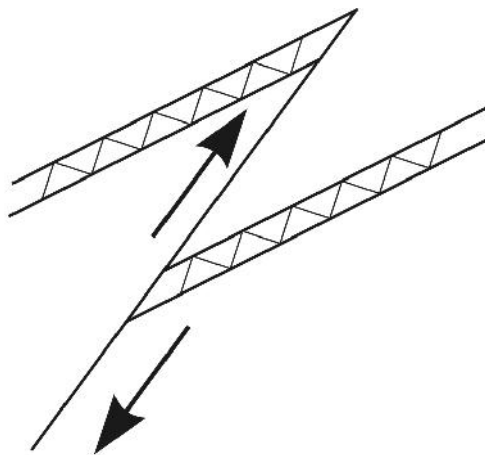
طبقات برخلاف جهت شیب سطح گسل است.



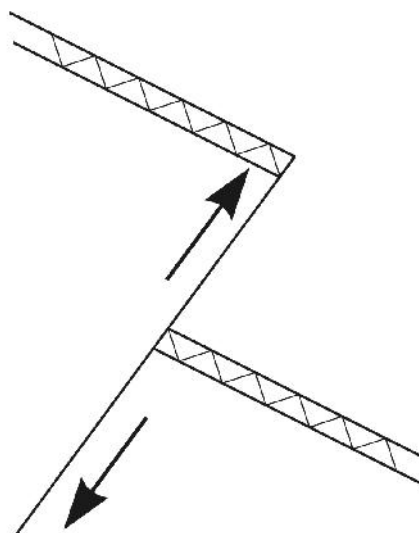
گسل معکوس. در این نوع شیب سطح گسل به سمت قطعه فرارو است. این گسل بر اثر نیروهای فشاری به وجود می‌آید.



گسل معکوس موافق. شیب طبقات در جهت شیب سطح گسل است.



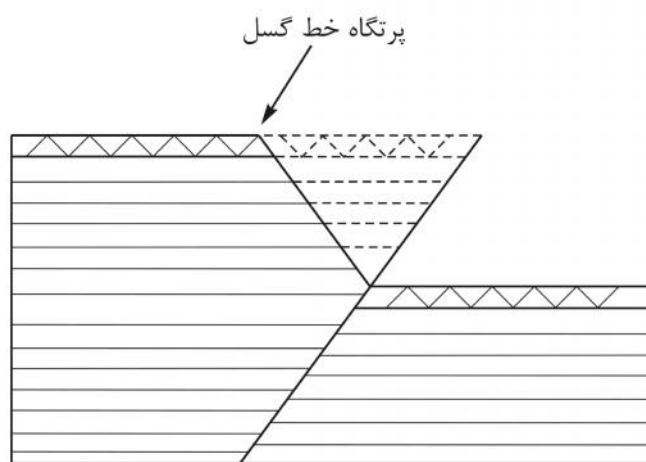
گسل معکوس مخالف. شیب طبقات در جهت خلاف شیب سطح گسل است.



اثر گسل‌ها بر سطح زمین عموماً به صورت ایجاد پرت گاه در سنگ‌ها است. نیروهای تکتونیکی سبب ایجاد گسل و در نتیجه پرت گاه گسل (در گسل‌های همراه با جابه‌جایی ارتفاعی) می‌گردند و عوامل فرسایش نیز این پرت گاه را از حالت اولیه خویش خارج می‌کنند. اگر نیروهای تکتونیکی، جدید، و میزان فرسایش نیز کم باشد، پرت گاه

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

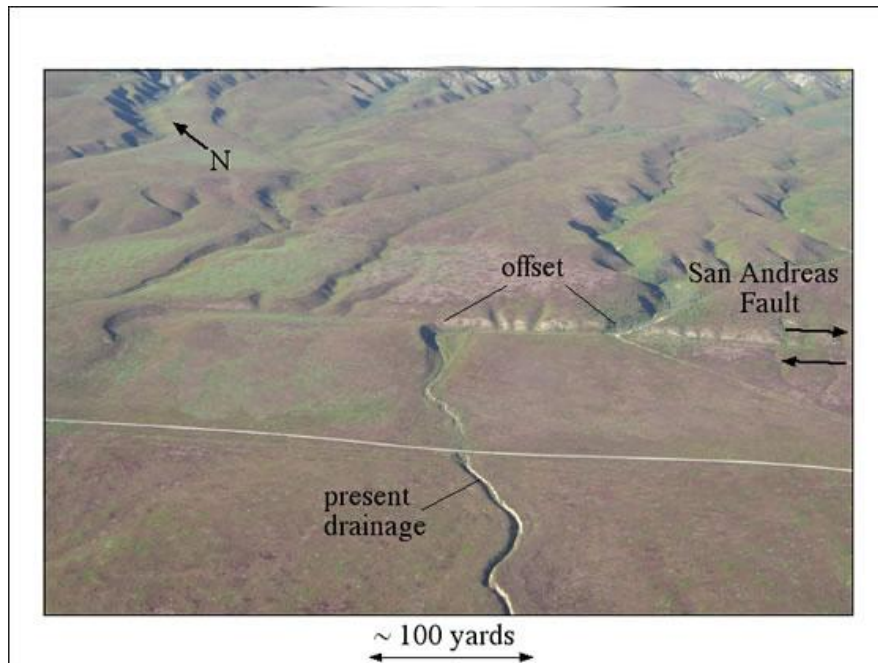
گسل حالت اولیه‌ی خویش را حفظ می‌کند که در این حالت به آن پرت‌گاه گسل / اولیه گفته می‌شود. در صورت برتری قدرت عوامل فرسایشی بر نیروهای تکتونیکی، پرت‌گاه گسل از حالت اولیه‌ی خویش خارج شده، در پشت خط گسل قرار می‌گیرد، در این حالت به این عارضه «پرت‌گاه خط گسل» گفته می‌شود.



شکل ۸. پرت‌گاه خط گسل



شکل ۹. یک گسل عادی را نشان می‌دهد.



شکل ۱۰. گسل همراه با جابه‌جایی افقی

ساختمان‌های آتشفشانی

آتشفشان‌ها عوارضی هستند که از تراکم مواد جامد به دور دهانه‌ای که از آن‌جا فوران مواد صورت گرفته به وجود می‌آیند. بر حسب نوع و چگونگی فوران و همچنین نوع ماگما انواع مختلفی از آتشفشان‌ها به وجود می‌آیند. براساس یک طبقه‌بندی، چهار نوع عمده‌ی آتشفشان شناسایی شده است.

۱. آتشفشان هاوایی

گدازه‌ی این نوع آتشفشان از جنس مواد بازالتی و روان بوده، عمل فوران متناوب و به‌طور آهسته صورت می‌گیرد و دهانه‌ی آتشفشان به صورت دریاچه‌ای جوشان از مواد گدازه درمی‌آید. مخروط این نوع، دارای دامنه‌ی وسیع و با شیب کم است. بهترین نمونه‌ی این نوع آتشفشان در جزایر هاوایی است.

۲. آتشفشان استرومبولی

این آتش‌فشان فعالیت ممتد و پیوسته دارد و دهانه‌ی آن از گدازه پُرمی‌شود و در هر فوران ستونی از گاز همراه با سنگ و مواد دیگر به‌خارج پرتاب می‌شود. فعالیت این‌نوع آتش‌فشان معمولاً خطر چندانی ندارد و در هر انفجار مقدار زیادی مواد مذاب، که به‌خارج پرتاب‌شده، باعث تولید مخروطی با شیب نسبتاً تند می‌گردد.

۳. آتش‌فشان ولکانو

در این‌نوع، گدازه از انواع قبلی غلیظ‌تر است و به‌سرعت منجمد می‌گردد. در نتیجه، دودکش آتش‌فشان پس از هر فوران مسدود می‌گردد و در مواقع مابین دو فوران، فعالیت آتش‌فشان محدود است به‌خروج گازهای گوگردی.

۴. آتش‌فشان پله‌ای

این نوع آتش‌فشان معمولاً از انواع دیگر خطرناک‌تر است. فعالیت این‌نوع مشخصات ویژه دارد. به‌این‌ترتیب که فوران ابتدا با خروج دود و خاکستر شروع می‌شود و سپس انفجاری شدید، که توام با گاز، خاکستر، گدازه‌ی با دمای بسیار زیاد و بخار آب است، انجام می‌گیرد. این ابرهای سوزان با مواد محتوای آن وقتی به‌زمین برسند، مانند حرکت بهمن با ایجاد هوای فشرده در جلوی خود، هرچه در مسیرشان باشد نابود می‌کنند. بعد از این مرحله، گدازه‌های خمیری‌شکل خارج می‌شوند که پس از سرد شدن به‌صورت گنبد، یا به‌حالت ستون‌های نوک‌تیز عمودی در دودکش آتش‌فشان قرار می‌گیرند.

مشخصات تطبیقی آتش‌فشان‌های یادشده از نوع اول تا چهارم به‌صورت زیر است:

- درجه‌ی حرارت از نوع اول تا چهارم کاهش می‌یابد.

- درجه‌ی سیلان مواد آتش‌فشان‌ها تقلیل می‌یابد.

- سنگ‌های خارج‌شده اسیدی‌تر می‌گردند.
- شدت انفجار افزایش می‌یابد.
- نسبت مواد جامد به مواد سیال افزایش می‌یابد.

روانه‌ها

گدازه‌هایی که به صورت روانه از دهانه یا ترک‌های آتش‌فشانی خارج می‌شوند اشکالی را به وجود می‌آورند. در این حالت این مواد مخروط آتش‌فشانی تولید نمی‌کنند و با جریان یافتن، از محل خروج خود دور می‌شوند و بر اثر سرد شدن و سخت شدن، اشکالی را به وجود می‌آورند. از عوامل موثر در تعیین شکل آن‌ها، می‌توان به خصوصیات شیمیایی ماگما (اسیدی یا بازی بودن)، حرارت آن، و وضع توپوگرافی زمینی که بر روی آن حرکت می‌کنند اشاره نمود.

اگر گدازه اسیدی باشد، یا دمای پایین‌تر داشته باشد، روانه‌های کوتاه و ضخیم به وجود می‌آورد و در صورتی که گدازه سیال‌تر بوده (گدازه‌های بازالتی) و دمای بالاتر داشته باشد تا مسافت‌های طولانی گسترده می‌شود. چنانچه گدازه درون دره جریان یابد، تا کیلومترها امتداد می‌یابد و در سطوح هموار به صورت فلات‌هایی گسترش پیدا می‌کند. از جمله‌ی آن، می‌توان به فلات دکن (هندوستان) با وسعتی معادل با ۳۰۰۰۰۰ کیلومتر مربع و ضخامت ۲۰۰۰ متر اشاره نمود.

اشکال برهنه

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

اشکال برهنه بیان‌گر ماگمایی است که در داخل پوسته‌ی زمین سرد و سخت گردیده و سپس در اثر فرسایش یا دخالت نیروهای زمین‌ساختی از سازندهایی که آن‌ها را احاطه کرده‌اند، آزاد گردیده، در سطح زمین هویدا می‌گردند. انواع مختلفی از این اشکال وجود دارد.

دایک (دیواره)

در بعضی موارد، گدازه حین بالا آمدن در یک شکستگی یا شکاف رخنه می‌کند و به صورتی قالب گرفته درمی‌آید. و اگر در نتیجه‌ی فرسایش، طبقات کم‌تر مقاوم اطراف آن از بین برود، به حالت یک دیواره در سطح زمین مشاهده خواهد شد.

سیل

در این حالت گدازه به شکل افقی در فضاهای خالی موجود بین دو طبقه‌ی رسوبی نفوذ کرده، در آن‌جا شکل می‌گیرد.

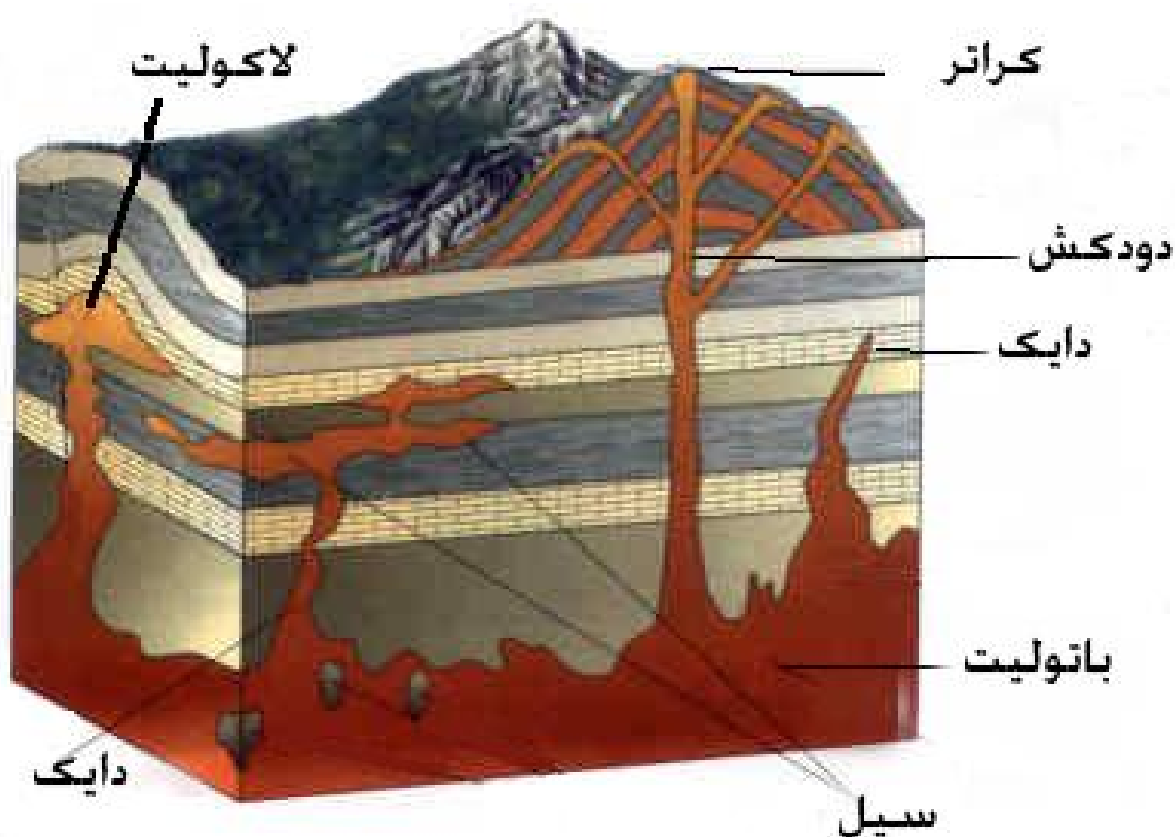
لاکولیت

این عارضه به سیل شبیه است با این تفاوت که متورم بوده، با تزریق گدازه وضعیت طبقات رسوبی بالایی آن به هم می‌خورد و حالت متورم و گنبدی به خود می‌گیرد.

باتولیت

باتولیت‌ها، توده‌های بسیار بزرگ از گدازه‌اند که درون سازنده‌های زمین‌شناسی، سخت و متبلور می‌گردند و اگر از طریق فرسایش به سطح زمین برسند، به علت سختی و مقاومتی که در برابر عوامل فرسایشی از خود

نشان می‌دهند، با گذشت زمان به شکل توده‌های کوهستانی مشخص می‌گردند. از جمله‌ی آن‌ها می‌توان به کوه
الوند در همدان اشاره نمود.



شکل ۱۱. عوارض ناشی از حضور ماگما در داخل و در سطح زمین

ژئومرفولوژی اقلیمی

در این بخش از ژئومرفولوژی، ناهمواری‌ها در رابطه با تاثیرات آب‌وهوا بر آن‌ها مورد بررسی قرار می‌گیرند.
ناهمواری‌هایی که بر اثر عمل کرد دو عامل جنس زمین‌شناسی و نیروهای زمین‌ساختی به وجود آمده‌اند،

تحت تاثیر فرآیندهایی که به‌طور عمده متاثر از عناصر اقلیم (رطوبت، حرارت، بارش، باد، دما...) هستند، دچار تغییر می‌شوند، و شکل اولیه‌ی خویش را از دست می‌دهند.

فرآیند اصلی تاثیر اقلیم در تغییر ناهمواری‌های اولیه و ایجاد اشکال مشتقه در آن‌ها را می‌توان به ۳ مرحله تقسیم نمود: فرسایش، حمل، و تراکم.

تحت تاثیر هر کدام از این مراحل، اشکال خاصی در ناهمواری‌ها ایجاد می‌شود. در ادامه، انواع فرسایش و سیستم‌های حمل مواد حاصل از فرسایش، مورد بررسی قرار خواهد گرفت و در این باره، بعضی از اشکال ناهمواری، که حاصل این فرایندها هستند نیز بیان می‌شوند.

فرسایش

ناهمواری‌های موجود بر سطح کره‌ی زمین، هیچ‌گاه حالت ثابت و پایدار نداشته، به‌طور مداوم در معرض عمل کرد عوامل فرسایش قرار دارند. اما معمولاً به‌علت کندی عمل آن‌ها، ناهمواری‌های یادشده در ظاهر ثابت و بدون تغییر به‌نظر می‌رسند. عوامل فرسایشی ساختار محکم و به‌هم پیوسته‌ی سنگ‌ها را تضعیف نموده، آن‌ها را به‌فرآورده‌های سست تبدیل می‌نمایند. در این بین، ساختار سنگ‌ها نیز در تاثیر عوامل فرسایشی بر روی آن‌ها موثر است. چنان‌که رنگ سنگ‌ها در جذب تشعشعات خورشید موثر است و سنگ‌های تیره سریع‌تر گرم می‌شوند؛ هم‌چنین بافت ناهم‌سان سنگ (وجود قطعات ریز و درشت به‌طور مخلوط) امکان تخریب آن‌ها بر اثر تنش‌های متفاوت این قطعات بر اثر حرارت تسهیل می‌کند. هم‌چنین میزان نفوذپذیری سنگ‌ها در تخریب آن‌ها بر اثر دخالت آب موثر است.

انواع فرسایش را می‌توان به دو دسته‌ی عمده تقسیم نمود: فرسایش مکانیکی؛ فرسایش شیمیایی.

فرسایش مکانیکی

در این فرسایش بدون آن که تغییرات محسوسی در جنس کانی‌ها به وجود آید، فقط ویژگی‌های فیزیکی سنگ دچار تغییر می‌گردد؛ یعنی طی این فرایند بر حسب کیفیت و خصوصیت مواد سنگ اولیه، عناصری با اندازه‌های مختلف به وجود می‌آید. این نوع تخریب تحت تاثیر دو عامل حرارت و آب صورت می‌گیرد.

تخریب حرارتی

تاثیر حرارت به دو صورت مستقیم و غیرمستقیم است. در تاثیر مستقیم، تغییرات میزان حرارت محیط طی دوره‌های شبانه‌روزی و فصلی سبب انبساط و انقباض مکرر سنگ‌ها گردیده و بدین ترتیب با ایجاد گسیختگی در بافت سنگ آن‌را به مرور متلاشی می‌کند (تخریب حرارتی)^۱. این نوع تخریب در نواحی بیابانی با آب و هوای خشک بیش‌تر مشاهده می‌شود. قابل ذکر است که بافت و رنگ سنگ‌ها نقشی عمده در کنترل این نوع فرسایش ایفا می‌کنند.

تاثیر غیرمستقیم حرارت به تخریب بر اثر یخ‌بندان^۲ منجر می‌گردد. در این حالت، افزایش حجم آب‌های نفوذی در بین سنگ‌ها بر اثر یخ‌زدگی به تخریب آن‌ها منجر می‌شود. طبق بررسی‌های به عمل آمده؛ فشار یخ به حدود ۱۵ کیلوگرم بر سانتی‌متر مربع نیز می‌رسد. در این نوع تخریب ویژگی‌های بافتی سنگ به‌ویژه مقدار تخلخل و شکاف‌دار بودن آن نقشی مهم ایفا می‌کند.

تخریب با منشأ آبی

این نوع فرسایش بر اثر تغییرات شدید و سریع میزان آب در سازندهای زمین‌شناسی به وجود می‌آید. بعضی از کانی‌ها، به‌ویژه کانی‌های رُسی نسبت به حجم خویش مقدار زیادی آب را می‌توانند در خود جای‌دهند و تا

1- ThermoClastic
2- cryoclastic

مقدار قابل ملاحظه‌ای از یاد حجم بیابند، چنانچه آب موجود در این سازندها به واسطه‌ی عواملی هم چون تبخیر از آن‌ها خارج گردد؛ این سنگ‌ها دچار انقباض شده، با تکرار این حالت (آب‌پذیری و آب ازدست‌دادن) تخریب می‌گردند. در نوع خاصی از تخریب آبی، نمک محلول در آب‌های نفوذی، هنگام تبلور درون سنگ‌ها، باعث تخریب می‌گردد.

فرسایش فیزیکی و شیمیایی

در این نوع تخریب، حالت اولیه سنگ‌ها دچار تغییر می‌گردد، و گاهی ترکیب شیمیایی سنگ‌ها تحت تاثیر این نوع فرسایش تغییر می‌یابد. انحلال، نوعی از این تخریب است که عملی فیزیکی بوده، در یک محیط حلال (که معمولا آب موجود در زمین است) صورت می‌گیرد. سنگ‌های رسوبی، به‌ویژه سنگ‌های تبخیری به‌این نوع فرسایش بیش‌تر حساس‌اند. تجزیه‌ی شیمیایی نوعی دیگر از فرسایش‌های این گروه است که طی عمل کرد آن، کانی‌های اولیه‌ی سنگ‌ها دچار تغییر شیمیایی می‌شود و کانی‌های ثانویه به‌وجود می‌آید. اکسیده‌شدن، آب‌دارشدن^۱ و هیدورلیز انواع تخریب شیمیایی‌اند. این نوع تخریب، در محیط‌های گرم و مرطوب فعال‌تر است و فرآورده‌های ناشی از این نوع تخریب، بافت نرم و ریز دارند.

حرکات دامنه‌ای

عمل کرد فرسایش بر روی دامنه‌ها به‌تراکم مواد حاصل از فرسایش بر سطح این دامنه‌ها منجر می‌شود. این مواد تحت تاثیر آن‌چه که حرکات دامنه‌ای نامیده می‌شود به پایین دامنه منتقل می‌گردند. عامل اصلی در

1- Hydration

شکل‌گیری حرکات دامنه‌ای، نیروی ثقل است ولی متناسب با نوع و بافت مواد، و همچنین میزان شیب دامنه، انواع مختلف از حرکات دامنه‌ای به وجود می‌آید که تعدادی از آن‌ها در ادامه آورده شده‌اند.

ریزش

در این نوع حرکت، مواد جدا شده از دامنه یا به صورت انفرادی، یا به صورت توده‌ای، پس از یک سقوط آزاد تا لحظه‌ای که به حالت تعادل برسند، بر روی دامنه پایین می‌روند. این حرکت تا انتهای مسیری ادامه می‌یابد که طول این مسیر به شیب و شدت ناهمواری و اندازه و شکل مواد ریزشی بستگی دارد. تجمع این مواد در پای دامنه باعث ایجاد مخروط‌هایی می‌گردد که مواد درشت‌تر در قاعده‌ی آن قرار دارند. این نوع حرکت دامنه‌ای و مخروط‌های حاصل از آن، بیش‌تر در کوهستان‌های نواحی بیابانی، و نواحی عرض‌های بالا مشاهده می‌شوند.



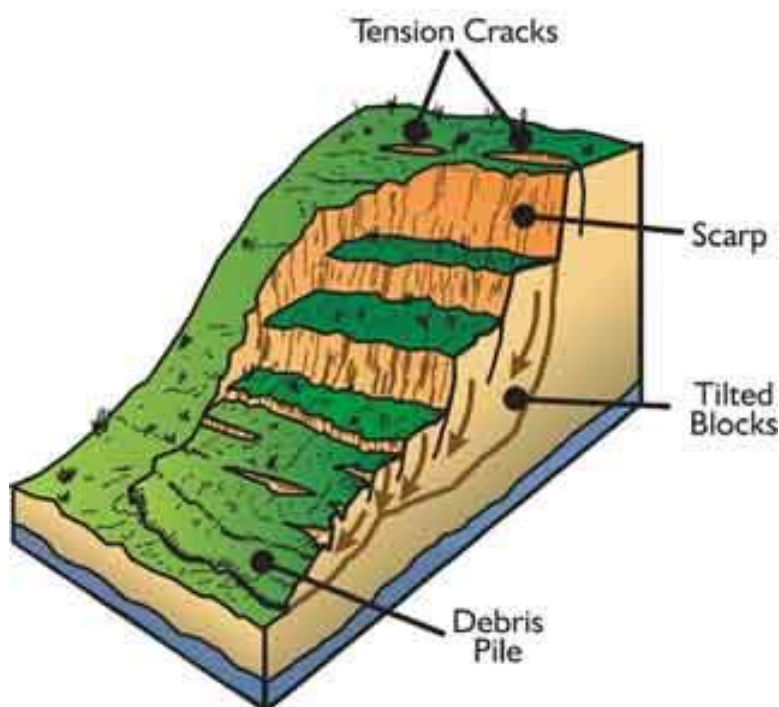
شکل ۱۲. مخروط واریزه‌ای ناشی از ریزش

خزش

خزش، حرکت آرام و دانه‌به‌دانه‌ی رسوبات سطحی دامنه‌ها است. این‌نوع حرکت در آن نواحی بیش‌تر به‌چشم می‌خورد که هوازدگی (فرسایش)، پوششی ضخیم از رسوبات ریزدانه فراهم کرده‌باشد. اثر این‌نوع حرکت را می‌توان در انحنای تنه‌ی درختان موجود بر سطح دامنه‌ها مشاهده‌نمود.

لغزش

پایین‌آمدن یک پارچه و به‌نسبت سریع مواد در طول دامنه‌ها را/لغزش می‌گویند. معمولاً یک سطح لغزش دخالت نیروی جاذبه را آسان‌می‌سازد. در سنگ‌های رسوبی معمولاً لغزش بر سطح یک لایه‌ی غیرقابل نفوذ که بر اثر آب‌های نفوذی حالت لغزنده پیدا کرده، صورت می‌گیرد. این‌نوع حرکت به‌طور عمده، مخصوص دامنه‌های پرشیب کوهستان‌های مرتفع است.



شکل ۱۳. لغزش زمین بر سطح یک دامنه

هرز آب

منظور از هرز آب، جریان‌های اولیه‌ی آب ناشی از باران یا ذوب برف بر سطح یک دامنه است. هرچند این هرز آب‌ها معمولاً جریان‌هایی ملایم‌اند، اما می‌توانند مواد، به‌ویژه مواد ریزدانه را بر سطح دامنه‌ها حمل‌نمایند. هرز آب‌ها به دو حالت‌اند: متمرکز؛ درهم. در حالتی که شیب دامنه زیاد باشد، سرعت هرز آب افزایش می‌یابد و حالت متمرکز به خودمی‌گیرد؛ و در حالتی که شیب دامنه کم بوده، موانعی هم‌چون گیاهان، بر سر راه هرز آب وجود داشته‌باشد، حالت درهم پیدامی‌کند. هرز آب‌ها در سرتاسر کره‌ی زمین وجود دارند و شرط لازم برای جاری‌شدن آن‌ها فزونی سهم آب موجود بر روی دامنه بر سهم نفوذ و تبخیر و تعرق است.

عوامل مهم حمل

مواد حاصل از عمل کرد فرسایش بر روی دامنه‌ها که با حرکات دامنه‌ای به سمت پایین دامنه حرکت کرده‌اند، به وسیله‌ی عوامل دیگری حمل می‌شوند و در محیط‌های رسوب‌گذاری (خشکی و دریایی) تخلیه می‌گردند. این عوامل در حین انجام عمل حمل، اشکال ناهمواری متفاوتی را نیز به وجود می‌آورند. از مهم‌ترین عوامل حمل آب‌های جاری، یخچال‌ها، و باد را می‌توان نام برد.

آب‌های جاری

این عامل تقریباً در تمام سطح کره‌ی زمین فعال است و فقط در نواحی کوهستانی بسیار مرتفع و نواحی یخ‌زده قطبی امکان فعالیت نمی‌یابد. آب‌های جاری به‌طور عمده به شکل رود شناخته شده‌اند. رودها بسته به شرایط آب‌وهوایی حالت‌های دائمی، فصلی، یا موقتی (مسیل) دارند. رود، آب خویش را از منطقه‌ای دریافت می‌کند که به آن حوضه‌ی آبخیز (آبریز) می‌گویند. هر حوضه‌ی آبخیز از حوضه‌ی مجاور خویش، با خطی که به آن

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

خط تقسیم آب گفته می‌شود، جدای می‌گردد. درون این حوضه‌ها شبکه‌هایی از آب‌های جاری به وجود می‌آید که نظم و ترتیب آن‌ها به طور عمده ناشی از جنس و ساختمان زمین‌شناسی است. قدرت رود در حمل رسوب، به حجم آب و سرعت آن بستگی دارد. در نواحی پرشیب که سرعت آب زیاد است، رودها، خود عامل فرسایش اند؛ و در نواحی کم‌شیب که از قدرت آن‌ها کاسته می‌شود، رسوبات خود را به جا می‌نهند؛ با ایجاد فرسایش و رسوب‌گذاری، اشکال ناهمواری خاصی را به وجود می‌آورند. در ادامه چند نوع از این ناهمواری‌ها بیان گردیده است.

دلتا

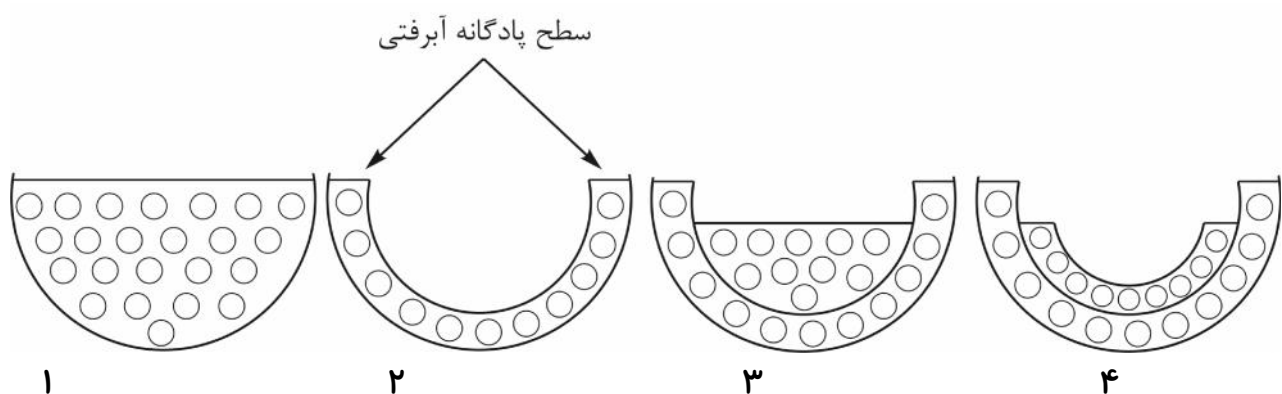
دلتا عارضه‌ای است که از تراکم رسوبات حمل‌شده به وسیله‌ی رودها در محل ورود آن‌ها به دریا و دریاچه ایجاد می‌گردد. وسعت دلتا به قدرت حمل رسوب رود وابسته است. گاهی ضخامت رسوبات دلتاهای بزرگ به چند صد متر نیز می‌رسد. دلتاها معمولاً شیب بسیار کم دارند و هموار بودن سطح آن‌ها باعث می‌شود که تغییرات مسیر رود در سطح آن زیاد باشد.



شکل ۱۴. دلتای رود نیل در محل ورود به دریای مدیترانه

پادگانه‌ی آب‌رُفتی

رودها بخشی از موادی را که با خود حمل می‌کنند (آب‌رُفت) در بستر خویش به‌جامی‌گذارند و از این‌طریق بستر آن‌ها در اثر انباشت آب‌رُفت پرمی‌شود و بالا می‌آید. بعد از این مرحله، چنان‌چه بر اثر تغییرات اقلیمی یا تغییرات ناشی از نیروهای زمین‌ساختی قدرت رود افزایش یابد، به‌فرسایش و حمل بخشی از رسوبات انباشته‌شده در بستر منجر خواهد شد و باقی‌مانده‌ی این رسوبات به‌صورت سطوح نسبتاً هموار در اطراف رود به‌جامی‌مانند. در صورت تداوم تغییرات میزان آب‌دهی رود، که به‌توالی رسوب‌گذاری و فرسایش منجر بشود، چندین سطح از این آب‌رفت‌ها در اطراف رود به‌وجود می‌آید. به این سطوح، پادگانه‌ی آب‌رُفتی گفته می‌شود. در این پادگانه‌ها سطوح بالایی قدیمی‌تر از سطوح پایین‌تراند. اشکال زیر مقطع عرضی یک رود و مراحل مختلف تشکیل پادگانه‌ی آب‌رُفتی را نشان می‌دهد.



۱. مرحله‌ی رسوب‌گذاری اولیه؛ ۲. اولین مرحله‌ی فرسایش و تشکیل اولین پادگانه‌ی آب‌رُفتی
۳. مرحله‌ی رسوب‌گذاری دوم؛ ۴. دومین مرحله‌ی فرسایش و تشکیل دومین پادگانه‌ی آب‌رُفتی

مخروط افکنه

با کاهش قدرت حمل رودها، که به‌ویژه در موقع خروج آن‌ها از نواحی کوهستانی صورت می‌گیرد، از بار رسوبی که این رودها حمل می‌کنند، کاسته می‌شود و رود اقدام به رسوب‌گذاری می‌نماید. این رسوبات به‌شکل یک مخروط حالت می‌گیرند، که راس آن در دهانه‌ی رود (محل خروج رود از کوهستان) قرار دارد. در این مخروط (که مخروط/افکنه نام گرفته‌است)، درشت‌ترین مواد در قسمت بالا می‌مانند و مواد ریزتر به قسمت‌های انتهایی‌تر آن منتقل می‌گردند. مخروط افکنه از اشکال رایج در نواحی کوهستانی، به‌ویژه در نواحی خشک است.



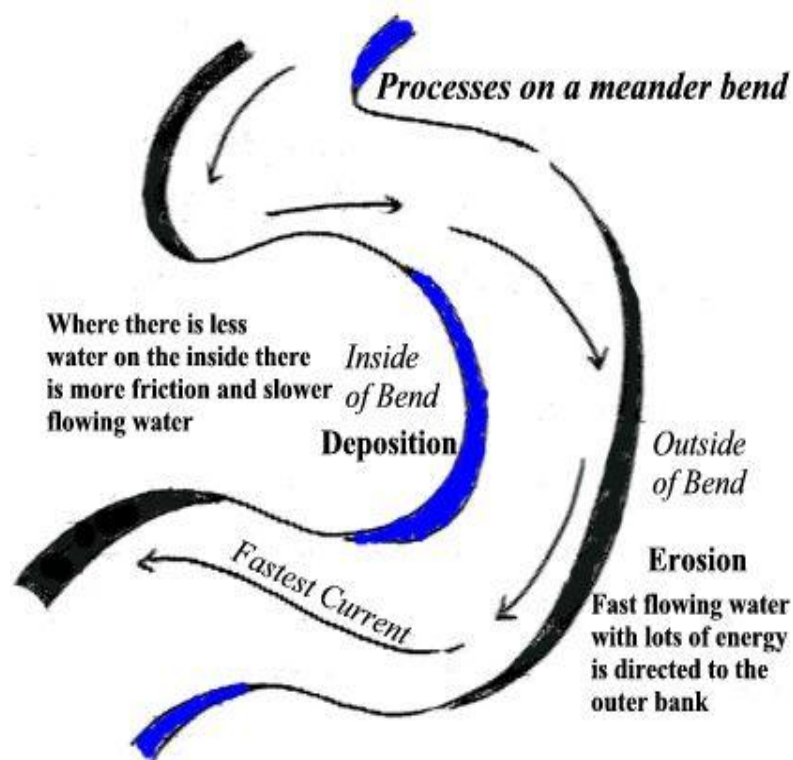
شکل ۱۵. تصویر ماهواره‌ای از یک مخروط افکنه در جنوب ایران

پیچان رود

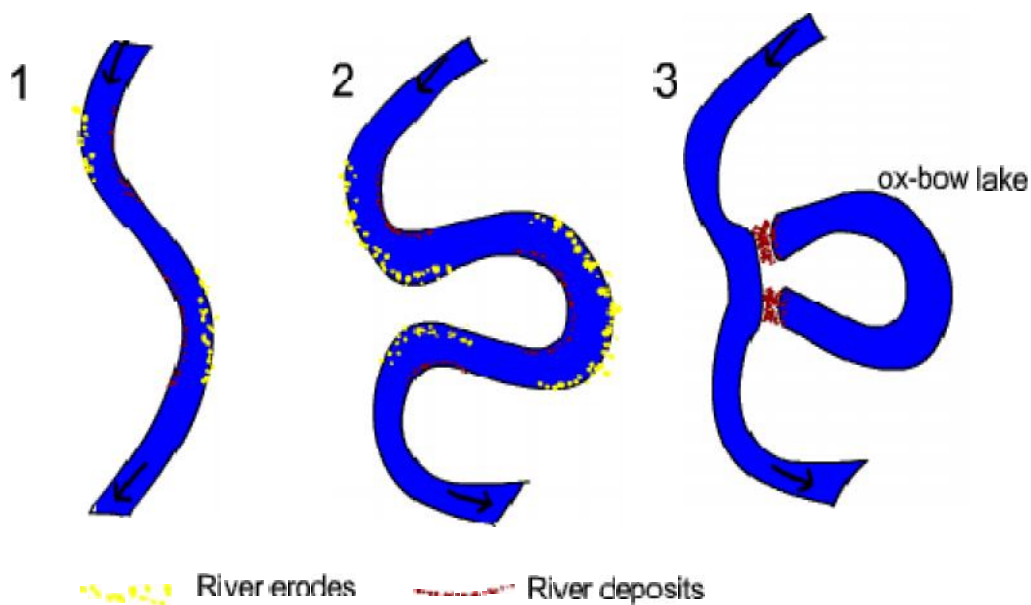
در یک حداکثر نیروی آب مربوط به عمیق‌ترین قسمت آن است، و در حالتی که این نیرو بر نیروی اصطکاک و حمل غلبه نماید، خود می‌تواند سبب فرسایش شود. در مواقعی که خط حداکثر نیرو به سمت یک طرف رود متمایل شود، در آن قسمت از بستر، فرسایش صورت گرفته، در نتیجه حالت مقعر به خویش می‌گیرد. در ساحل مقابل به علت کاهش قدرت رود، عمل رسوب‌گذاری انجام می‌شود و با تراکم رسوبات ساحل شکل محدب پیدا می‌نماید. در ادامه‌ی جریان رود، خط حداکثر نیروی آب در برخورد با ساحل فرسایش یافته (مقعر) به سمت دیگر رودخانه متمایل می‌شود و باعث فرسایش ساحل مقابل می‌گردد و این فرسایش سبب ایجاد ساحلی مقعر در این قسمت گردیده، در ساحل مقابل آن، بر اثر رسوب‌گذاری حالت محدب به وجود می‌آورد. تداوم این عملیات به ایجاد پیچ‌وخم در مسیر رود منجر می‌گردد (پیچان رود)^۱ و با توسعه و پیشرفت عملیات رسوب‌گذاری و فرسایش رود، انحنای این پیچ‌ها افزایش می‌یابد و در نهایت دو کرانه‌ی مقعر رود به یک دیگر وصل می‌شوند. با اتصال این دو کرانه به یک دیگر، مسیر رود به حالت مستقیم درمی‌آید و در حاشیه‌ی آن، مسیری قوسی شکل و متروکه به جا می‌ماند. این بستر متروکه بسته به وضعیت هیدرولوژیکی و زمین‌شناسی منطقه، به صورت عوارضی هم‌چون باتلاق یا دریاچه در خواهد آمد. به این عارضه گردنبند گاو^۲ گفته می‌شود.

1- Meandres

2- OX - bow



شکل ۱۶. چگونگی شکل‌گیری یک مئاندر در مسیر جریان رود



شکل ۱۷. مراحل تکامل مئاندر و تشکیل دریاچه گردن‌بند گاوی

یخچال

یخچال‌ها بر اثر تراکم یخ با ضخامت زیاد تشکیل می‌شوند. این عارضه در شرایط اقلیمی سرد به وجود می‌آید که بارش‌ها به طور عمده به صورت برف است و دمای پایین، مانع از ذوب دائمی برف می‌شود. این شرایط در نواحی عرض‌های بالا (مناطق قطبی) و همچنین در نواحی کوهستانی مرتفع وجود دارد.

برف تحت تاثیر دو فرایند متفاوت به یخ تبدیل می‌گردد. در یک فرایند تحت تاثیر فشار برف‌های بالایی، برف‌های زیرین به تدریج به یخ تبدیل می‌شوند. در این روند، ابتدا با خروج هوا از لابه‌لای ذرات برف، یخ برفی تشکیل می‌شود و در ادامه، یخ خالص ایجاد می‌گردد.

در فرایند دیگر، ذوب و یخ‌بندان مجدد برف‌ها به تشکیل توده‌های یخ منجر می‌گردد. این عمل تحت تاثیر نوسان دمای محیط در حول و حوش صفر درجه‌ی سانتی‌گراد صورت می‌گیرد.

یخچال‌های ایجاد شده در عرض‌های بالا را *یخچال‌های ناحیه‌ای* و انواع ایجاد شده در نواحی کوهستانی را *یخچال‌های محلی* می‌نامند. یخچال‌های ناحیه‌ای شکل گنبدی دارند و از حجمی قابل ملاحظه برخوردارند. وسیع‌ترین آن‌ها در قاره‌ی قطب جنوب، وسعتی معادل با $۱۳/۵$ میلیون کیلومتر مربع دارد، و ضخامت متوسط آن حدود ۲۳۰۰ متر است. شکل این نوع یخچال‌ها تحت تاثیر ناهمواری‌های زیرین خود نیست و تولید یخ در آن‌ها

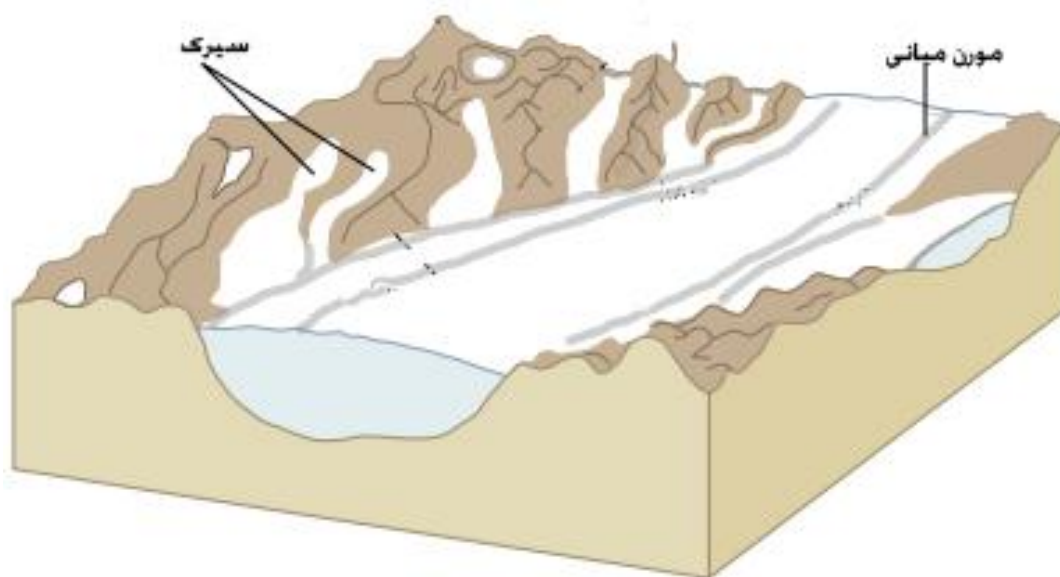
به طور عمده ناشی از عامل فشار است. یخچال‌های محلی از ضخامت کم‌تری نسبت به یخچال‌های ناحیه‌ای برخوردارند و در تمامی کوهستان‌های مرتفع خشکی‌ها به استثنای قاره استرالیا یافت می‌شوند. شکل‌گیری آن‌ها در بالاتر از خط ذوب برف صورت می‌گیرد. در این یخچال‌ها معمولاً یک قسمت جمع‌کننده وجود دارد که یخ در آن شکل می‌گیرد. یخ شکل گرفته در این محل تحت تاثیر جرم خویش و نیروی جاذبه به سمت پایین دامنه حرکت می‌کند. از این رو این یخچال‌ها، تحت تاثیر ناهمواری‌های زیرین خود قرار دارند. یخچال‌هایی که درون دره‌ها حرکت می‌کنند؛ می‌توانند از طریق اتصال به یک دیگر یخچال بزرگ‌تری را به وجود آورند. گذر یخچال‌ها به پایین‌تر از خط ذوب برف منجر به ذوب دائمی آن‌ها می‌گردد. قابل ذکر است فرایند تشکیل یخ در نواح بسیار

مرتفع از طریق فرایند فشار می‌باشد و در نواحی کم‌ارتفاع و حول و حوش خط هم‌دمای صفر درجه سانتی‌گراد از طریق ذوب و یخ‌بندان مجدد می‌باشد.

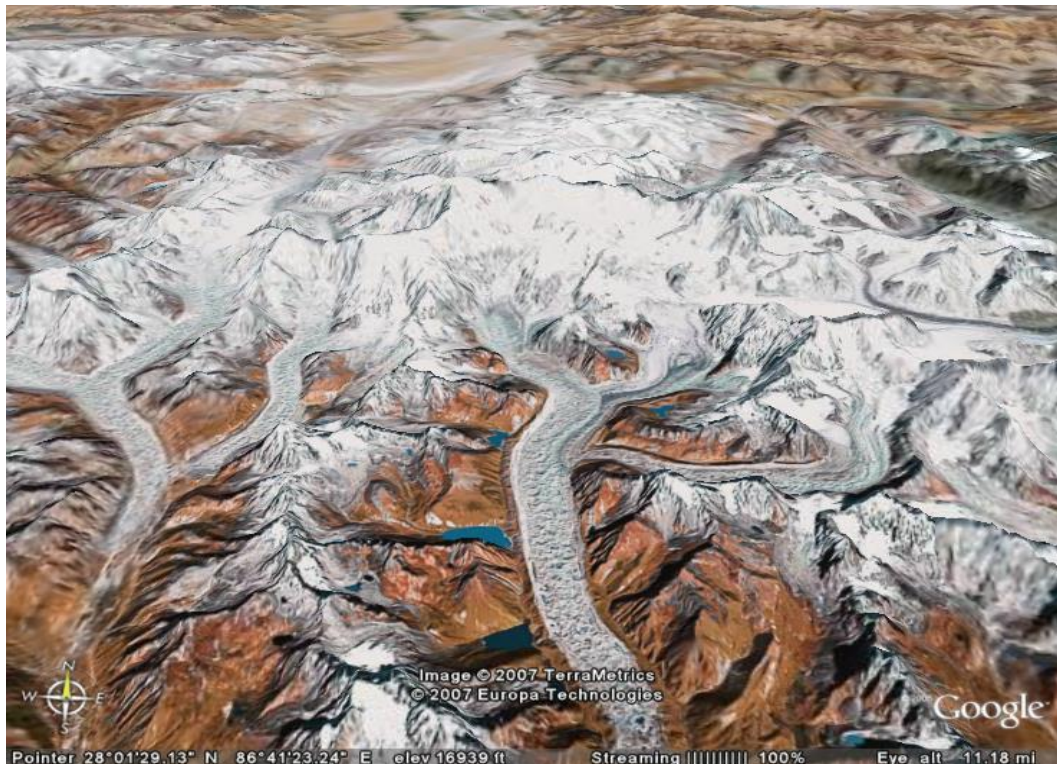
جریان‌های یخچالی:

یخچال‌ها عوارضی متحرک می‌باشند. حرکت یخچال در کنترل دو عامل وزن توده یخی و شیب بستری که یخ بر روی آن قرار دارد می‌باشد. حرکت یخچال‌های محلی معمولاً از یخچال‌های ناحیه‌ای بیش‌تر است. سرعت‌های اندازه‌گیری شده تا کنون معادل چند ده متر در طی سال بوده است. یخچال‌هایی که به‌خوبی توسط بارش‌های برفی تغذیه بشوند، از وزن توده یخی بیش‌تری برخوردار شده و در نتیجه سرعت حرکت و مسافت جابه‌جایی آن‌ها افزایش می‌یابد.

علی‌رغم سرعت کم‌تر یخچال‌ها نسبت به آب‌های جاری، این عوارض از توانایی زیادی در حمل رسوب برخوردارند و یخچال‌های قوی قادر به حمل تخته‌سنگ‌هایی به‌وزن چندین تن می‌باشند. نکته قابل‌ذکر در مورد حرکت یخ، توانایی این عارضه در حرکت بر روی شیب‌های معکوس می‌باشد. حرکت بر روی شیب معکوس ناشی از فشار یخ‌های پشتی می‌باشد. از این نظر حرکت یخ را برعکس آب، می‌توان تابع صددرصد نیروی جاذبه ندانست.



شکل ۱۸. جریان یخچال درون دره



شکل ۱۹. جریان یخچالی در منطقه هیمالیا را نشان می‌دهد.

تأثیر یخچال بر ناهمواری

یخچال‌ها جزء عوامل فرسایشی هستند و همانند آب‌های جاری عملیات برداشت، حمل و رسوب‌گذاری را انجام می‌دهند. موادی (سنگ و خاک) که توسط یخچال‌ها حمل می‌گردند، یخ‌رُفت^۱ نامیده می‌شوند. یخ‌رُفت‌ها در کف، میان، و روی یخچال‌ها قرار می‌گیرند و از این‌رو نام‌های «یخ‌رُفت کف، داخلی، و خارجی» به خود می‌گیرند. یخ‌رُفت‌های خارجی حاصل سقوط سنگ‌ها و واریزه‌ها از دامنه‌های مسلط به یخچال‌ها بر روی آن‌ها هستند. این یخ‌رُفت‌های خارجی چون در کناره‌ی یخچال فرو می‌ریزند، نام «یخ‌رُفت کناری» به خود می‌گیرند. بر اثر اتصال دو یخچال به یک‌دیگر، یخ‌رُفت‌های کناری آن‌ها به هم می‌پیوندند و در ادامه‌ی مسیر «یخ‌رُفت‌های میانی» را

1- Moraines

به وجود می‌آورند. یخ‌رفت‌ها در انتهای مسیر یخچال بر روی هم انباشته می‌شوند و یخ‌رفت‌های انباشتی را به وجود می‌آورند که ضخامت آن‌ها به چندده متر نیز می‌رسد.

فعالیت یخچال‌ها اشکال ژئومورفولوژیکی متنوعی هم‌چون سیرک، دره، دریاچه، و رشته‌های گوناگون یخچالی را ایجاد می‌نماید.

باد

بادها در همه‌ی کره‌ی زمین می‌وزند و در صورتی که به مرحله‌ای از سرعت رسیده و مانعی بر سر راهشان نباشد، به عنوان عامل فرسایش عمل می‌نمایند. این عامل بیش‌تر در پهنه‌های بیابانی سرد، یا گرم عمل می‌نماید. فرسایش بادی از طریق حمل ذرات ریزدانه از سطح زمین و برخورد آن‌ها به سطوح دیگر صورت می‌گیرد. بنابراین، بادها برای ایجاد فرسایش و به تبع آن، تولید و تغییر شکل ناهمواری‌ها، باید از توان کافی برخوردار باشند. در این میان، سرعت بادها از فراوانی آن‌ها اهمیت بیشتری دارد.

حمل و نقل بادی

باد به طور عمده قادر به حمل و نقل ماسه‌ها و گرد و خاک‌های معدنی است. هر چند که قطر این ذرات کم است، اما بادها قادراند حجم بالایی از این مواد را جابه‌جا کنند. چگونگی حرکت این مواد به قطر ذرات آن‌ها و هم‌چنین سرعت باد وابسته است. چنان‌که دانه‌های کوچک‌تر از 0.2 میلی‌متر در هوا معلق می‌مانند و گاهی طی بادهای شدید تا چند هزار متر در جو صعود می‌نمایند و چندین هزار کیلومتر از محل اولیه‌ی خویش دور می‌گردند. ذرات بین 0.2 میلی‌متر تا 0.5 میلی‌متر به صورت جهشی جابه‌جا می‌شوند؛ معمولاً ارتفاع جهش، از $1/5$ متر و طول آن از 2 متر تجاوز نمی‌کند. این نوع حرکت در نواحی که سطح زمین دارای موانعی هم‌چون گیاهان نباشد، قوی‌تر عمل می‌کند و اثر فرسایشی زیادی دارد. حرکت دانه‌های دارای قطر 0.5 میلی‌متر تا حداکثر 10 میلی‌متر،

به صورت غلتیدن است که عامل عمده در این نوع حرکت، در واقع برخورد ذرات در حال جهش به آنها است. از مجموع ذراتی که بر اثر بادهای جابه‌جا می‌شوند، $\frac{2}{3}$ آن در ارتفاع کم‌تر از ۲ متر و بقیه در ارتفاع بالاتر از آن جابه‌جا می‌شوند.

شکل‌های ناشی از فرسایش بادی

باد عامل فرسایش است و در این فرآیند، شکل‌های خاصی را در سطح زمین ایجاد می‌نماید. نوع این اشکال به طور عمده، به قدرت باد بستگی دارد. چنانچه جریان باد از حد مشخصی سریع‌تر شود، باد با خروج مواد از محل، عمل رُفت‌وروب را انجام می‌دهد و از این طریق اشکال مختلفی به وجود می‌آید. با کاهش سرعت باد، عناصری که با باد حمل می‌شوند به شکل‌های مختلف بر سطح زمین قرار می‌گیرند و اشکال تراکمی را به وجود می‌آورند. در ادامه چند نوع از اشکال فرسایشی و تراکمی بادی ارائه شده است.

دشت ریگی

در سازندهای سست، رفت‌وروب به صورت دانه‌به‌دانه و در یک سطح صورت می‌گیرد. این فرآیند در سطوح خشک بهتر عمل می‌نماید. با ادامه یافتن عمل رفت‌وروب، مواد ریزدانه از منطقه خارج می‌گردد و سطحی که فاقد عناصر ریزدانه است، به جا می‌ماند. این سطح را رگ^۱ یا دشت ریگی می‌نامند.

یاردانگ

هنگامی که باد به عناصر ریزدانه، به ویژه به ماسه‌های سیلیسی مسلح باشد، به صورت عاملی ساینده عمل می‌نماید. در این حال، اگر جهت باد با جهت شکاف‌ها و شیارهای موجود در سازندهای زمین‌شناسی منطبق باشد، با توجه به افزایش سرعت ناشی از کانالیزه شدن، ذرات را با قدرت بیشتری به بدنه این شکاف‌ها می‌کوبد و سبب توسعه و

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

گسترش این شکاف‌ها می‌گردد. به این شیارها *یاردانگ* گفته می‌شود. بعضی از یاردانگ‌ها گاهی چندین متر عمق و چندین کیلومتر طول دارند.

تخته‌سنگ قارچی

برخورد بادهای مسلح به عناصر ریزدانه، به پایه‌ی تخته‌سنگ‌ها و تپه‌های منفرد، سبب فرسایش پایه‌ی تخته‌سنگ‌ها می‌گردد. فرسایش پایه‌ی این تخته‌سنگ‌ها به آن علت است که حجم عمده‌ی مواد ریزدانه، که نقش عامل ساینده را ایفا می‌کنند تا ارتفاع دومتری از سطح زمین قرار می‌گیرند. در سازندهای زمین‌شناسی، این نوع سست و کم‌مقاومت، (با نام *تخته‌سنگ قارچی*) بیشتر توسعه می‌یابد.

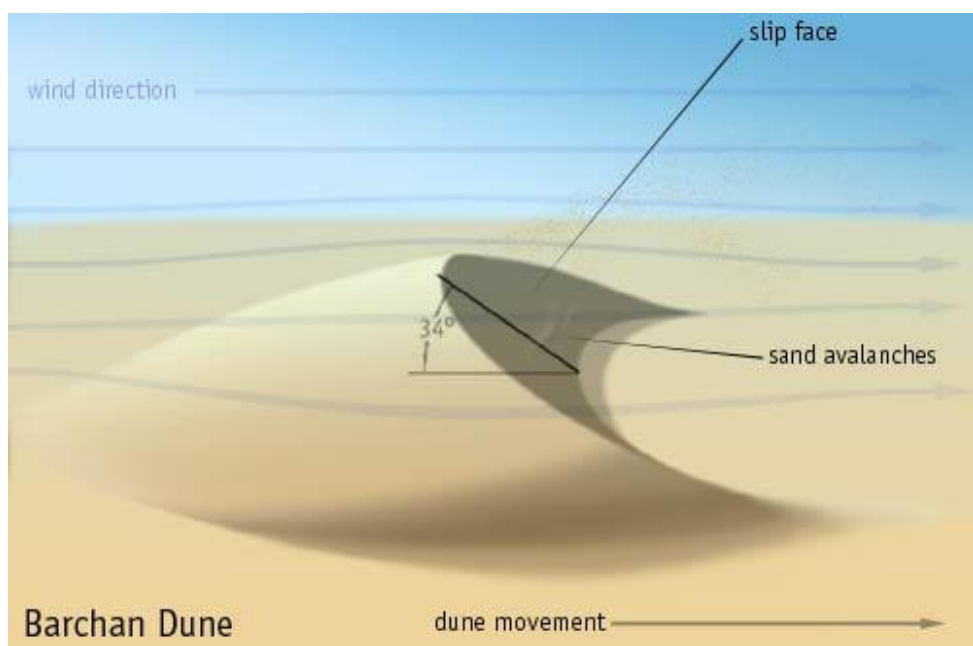


شکل ۲۰. تخته‌سنگ قارچی ناشی از عمل کرد فرسایش بادی

برخان

برخان، نوعی تپه، ناشی از تراکم بادرفتها (مواد حمل شده توسط باد) بر روی یک دیگر است. در یک برخان دامنه رو به جهت وزش باد، شیب ملایم دارد و دامنه‌ی مخالف آن از شیبی تند برخوردار است. هر برخان دارای دو بازو است که در جهت وزش باد امتداد می‌یابند.

بسته به جهت وزش باد، انواع مختلفی از برخان‌ها به وجود می‌آیند. در «برخان‌های طولی» یک بازو گسترش زیاد می‌یابد و در «برخان‌های عرضی» تعدادی برخان در جهت عرضی به یک دیگر متصل می‌شوند.



شکل ۲۱. چگونگی شکل‌گیری برخان



شکل ۲۲. برخان‌های عرضی

سیف

در صورت تغییرات جهت باد دامنه‌های با شیب تند و ملایم برخان‌ها در امتداد طول برخان تغییر یافته، به‌ایجاد

عارضه‌ای به‌نام سیف (به‌معنی شمشیر) منجر می‌گردد.



شکل ۲۳. عارضه سیف

ارگ (هرم ماسه‌ای)

اگر باد غالب در یک منطقه بیش از یکی باشد و این بادهای از جهات مختلف بوزند؛ هرم‌های ماسه‌ای شکل می‌گیرند. بسته به قدرت باد و موادی که برای حمل در اختیار آن قرار می‌گیرند، هرم‌های ماسه‌ای با ابعاد مختلف ایجاد می‌شوند. در نواحی دارای بادهای شدید، و سطوحی از مواد ریزدانه، هرم‌های ماسه‌ای با وسعت چندین هزار کیلومتر مربع به وجود می‌آیند. ارتفاع این هرم‌های ماسه‌ای تا چند صد متر نیز می‌رسد.

آب‌وهواشناسی

آن بخش از علوم زمین را که به مطالعه‌ی اتمسفر سیاره‌ی زمین می‌پردازد؛ علوم اتمسفر می‌گویند. شاخص‌ترین بخش‌های علوم اتمسفری علوم هواشناسی و آب‌وهواشناسی هستند. عمده‌ترین عامل تفکیک این دو علم، مقیاس زمان است.

اصطلاح هواشناسی شرایط جوّی موجود در زمان معین و محدود را مشخص می‌کند. در هواشناسی سعی می‌شود با استفاده از اصول و مفاهیم فیزیکی و مدل‌های تجربی، عناصر و عوامل به وجود آورنده‌ی هوا شناسایی شود؛ و در نتیجه‌ی این شناخت می‌توان وضع هوا را در کوتاه مدت پیش‌بینی نمود.

بدیهی است وضع هوا ثابت نیست و پیوسته در حال تغییر است. اما به طور معمول در هر مکان مشخص، در طول سال هوایی معین به دفعات بیش‌تری جابه‌جا می‌شود، به طوری که از نظر فراوانی، این‌ها در آن مکان، نمودی چشم‌گیر می‌یابد. این نوع هوا در هر منطقه، آب‌وهوای آن منطقه محسوب می‌شود. بنابراین آب‌وهوا (اقلیم) عبارت است از هوای غالب یک محل در درازمدت.

آب‌وهواشناسی از نظر نحوه‌ی بررسی پدیده‌های آب‌وهوایی به آب‌وهواشناسی فیزیکی، دینامیک، سینوپتیک و کاربردی تقسیم می‌شود.

ساختار آتمسفر

آتمسفر زمین را بر حسب چگونگی روند دما، تفاوت چگالی، تغییرات فشار، تداخل گازها، و یژگی‌های الکتریک به لایه‌های متفاوت تقسیم می‌کنند: تروپوسفر؛ استراتوسفر؛ مزوسفر؛ و یونسفر.

۱. لایه‌ی تروپوسفر

این لایه پایین‌ترین لایه‌ی آتمسفر است و خود از لایه‌های دیگر تشکیل شده است. وجه تمایز آن با لایه‌های دیگر، تجمع بخار آب در این لایه است. به همین دلیل بسیاری از پدیده‌های جوّی که با رطوبت ارتباط دارند (ابر، باران، برف، مه، رعدوبرق و...) تنها در این لایه بروز می‌کند.

منبع حرارتی تروپوسفر به‌طور عمده انرژی تابشی از سطح زمین است، از این رو با افزایش ارتفاع در این لایه، دما کاهش می‌یابد. ضخامت این لایه تابعی از شرایط حرارتی حاکم بر عرض‌های جغرافیایی است. چنان‌که ضخامت آن در استوا ۱۷ تا ۱۸ (کیلومتر) و در قطب‌ها به ۷ تا ۸ (کیلومتر) می‌رسد.

۲. استراتوسفر

این لایه از ارتفاع حدود ۱۱ کیلومتر شروع می‌شود و تا ارتفاع ۵۰ کیلومتری امتداد می‌یابد. در چند کیلومتر اولیه، تا حدود ۲۵ کیلومتری دما ثابت (حدود ۵۶- درجه‌ی سانتی‌گراد) است و پس از آن، افزایش می‌یابد. از

ویژگی‌های مهم لایه‌ی استراتوسفر وجود گاز ازن در آن است. ازن بیش‌تر در ارتفاع ۲۰ تا ۳۰ کیلومتری از سطح زمین وجود دارد و در جذب اشعه‌ی فرابنفش (UV) که تابش آن، برای حیات مضر است، تأثیر دارد.

۳. مزوسفر

در این لایه، دما متناسب با افزایش ارتفاع، با آهنگ ۳ / ۰ درجه‌ی سانتی‌گراد به‌ازای هر ۱۰۰ متر کاهش می‌یابد؛ به‌گونه‌ای که در مرز بالایی آن، در ارتفاع ۸۰ تا ۹۰ (کیلومتری)، دما به ۸۰- درجه‌ی سانتی‌گراد می‌رسد. این لایه سردترین لایه‌ی آتمسفر است و در آن، بادهایی با سرعت ۷۲۰ کیلومتر در ساعت می‌وزند.

۴. یونسفر

یونسفر بالایی‌ترین لایه‌ی آتمسفر است که از بالای مزوسفر تا ارتفاع حدود ۱۰۰۰ کیلومتری امتداد می‌یابد. در این لایه، بار الکتریکی شدیدی، که زاییده‌ی وجود یونها و الکترون‌های آزاد است، وجود دارد. این پدیده بر اثر رسیدن پرتوهای پرانرژی خورشید به‌طبقات بالای جو ناشی می‌شود که باعث گسست پیوند یا یونیزاسیون مولکول‌ها و اتم‌ها می‌گردد.

عناصر آب‌وهوایی

آب‌وهوای هر محل، تابعی از کیفیت و کمیت‌های درازمدت چند عنصر مختلف است. برای بررسی‌ها آب‌وهواشناسی شناخت این عناصر، الزامی است. در ادامه به‌طور مختصر مهم‌ترین این عناصر بیان شده است.

تابش

تابش خورشیدی منبع اصلی انرژی سیاره‌ی زمین و عامل اصلی کنترل حیات و آب‌وهوا در سطح زمین است. انرژی خورشید با کنترل حرارت سطح زمین، به‌طور غیرمستقیم، پراکندگی زمانی و مکانی رطوبت و فشار هوا

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

را کنترل می‌کند. خورشید را می‌توان هم‌چون جسمی سیاه دانست که مداوم پرتوافکنی می‌کند. بر طبق قانون استفان بولتزمن کل انرژی تابشی جسم سیاه از فرمول زیر به‌دست می‌آید:

$$E = QT^4$$

ثابت بولتزمن معادل با $10^{-12} \times 5/67$ است. این مقدار برای خورشید با دمای سطحی حدود 6000 درجه کلوین معادل با $10^2 \times 73/15$ W/cm² است.

گسیل انرژی خورشیدی در سرتاسر طیف الکترومغناطیسی صورت می‌گیرد. انتشار انرژی به‌دو حالت موجی و ذره‌ای است. امواج انرژی الکترومغناطیس طول‌موج‌های متفاوت دارند. رابطه‌ی بین طول‌موج و فرکانس این امواج به‌ترتیب زیر است.

$$\lambda = \frac{c}{f}$$

در این رابطه، c سرعت نور بر حسب متر بر ثانیه، λ طول موج بر حسب متر و f فرکانس موج بر حسب هرتز است. با توجه به ثابت بودن سرعت، رابطه‌ی معکوس بین طول‌موج و فرکانس برقرار است.

میزان انرژی که هر ذره از تابش خورشیدی با خود حمل می‌کند با استفاده از معادله‌ی وبر^۱ برابر است با:

$$E = hf$$

در این معادله، E مقدار انرژی، h ضریب پلانک برابر با $6/625 \times 10^{-34}$ ثانیه / ژول و f طول‌موج است. با تلفیق دو تساوی قبلی این رابطه به‌دست می‌آید.

$$E = \frac{hc}{\lambda}$$

با استفاده از این رابطه نتیجه می‌شود که انرژی تابشی امواج کوتاه، بیش‌تر از امواج بلند است.

برای تعیین طول‌موج حداکثر تابش در طیف امواج الکترومغناطیس از قانون جابه‌جایی وین به‌شرح زیر استفاده می‌شود.

$$\lambda_m = \frac{A}{T}$$

در این رابطه، λ_m طول موج حداکثر تشعشع بر حسب میکرون، A عددی ثابت برابر با ۲۸۹۸ و T دمای سطح

خارجی جسم تشعشع‌کننده بر حسب کلوین است. طول‌موج حداکثر برای خورشید با ۶۰۰۰ درجه‌ی کلوین

دمای سطحی برابر با ۴۸۰۰ / میکرون و برای زمین با حدود ۳۰۰ درجه کلوین (۲۷ درجه سانتی‌گراد) برابر با ۹/۷ میکرومتر است.

حداکثر انرژی تابشی خورشید در باند مرئی قرار می‌گیرد و حداکثر تابش زمینی مربوط به امواج فروسرخ (مادون قرمز) است.

عوامل موثر در تابش خورشیدی

مقدار کل انرژی تابشی که به سطح معینی از زمین می‌رسد، تحت تاثیر چهار عامل قرار دارد:

۱. مقدار انرژی تابشی از خورشید. این پارامتر از تغییرپذیری زیادی برخوردار نبوده و فقط لکه‌های خورشیدی

تا حد ناچیزی مقدار آن را تغییر می‌دهند.

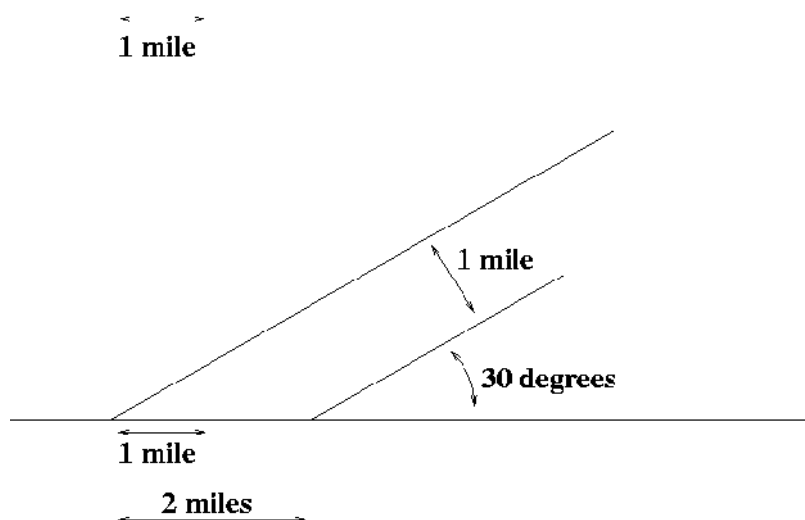
۲. فاصله. فاصله زمین تا خورشید بین ۱۴۷ میلیون کیلومتر (نقطه‌ی حضیض) تا ۱۵۲ میلیون کیلومتر (نقطه‌ی

اوج) است. در نقطه‌ی حضیض، انرژی بیشتری به زمین می‌رسد. اما تغییرات فاصله در گرم‌شدن سطح زمین

بر اثر انرژی رسیده به آن تاثیری اندک دارد.

۳. ارتفاع خورشید. منظور از ارتفاع خورشید زاویه‌ای است که اشعه‌ی خورشید با سطح زمین می‌سازد، هرچه ارتفاع خورشید بیش‌تر باشد، امواج تابشی عمودتر می‌تابد و در نتیجه سطح مقطع این امواج کم می‌شود و از این طریق انرژی بیش‌تری به واحد سطح می‌رسد.

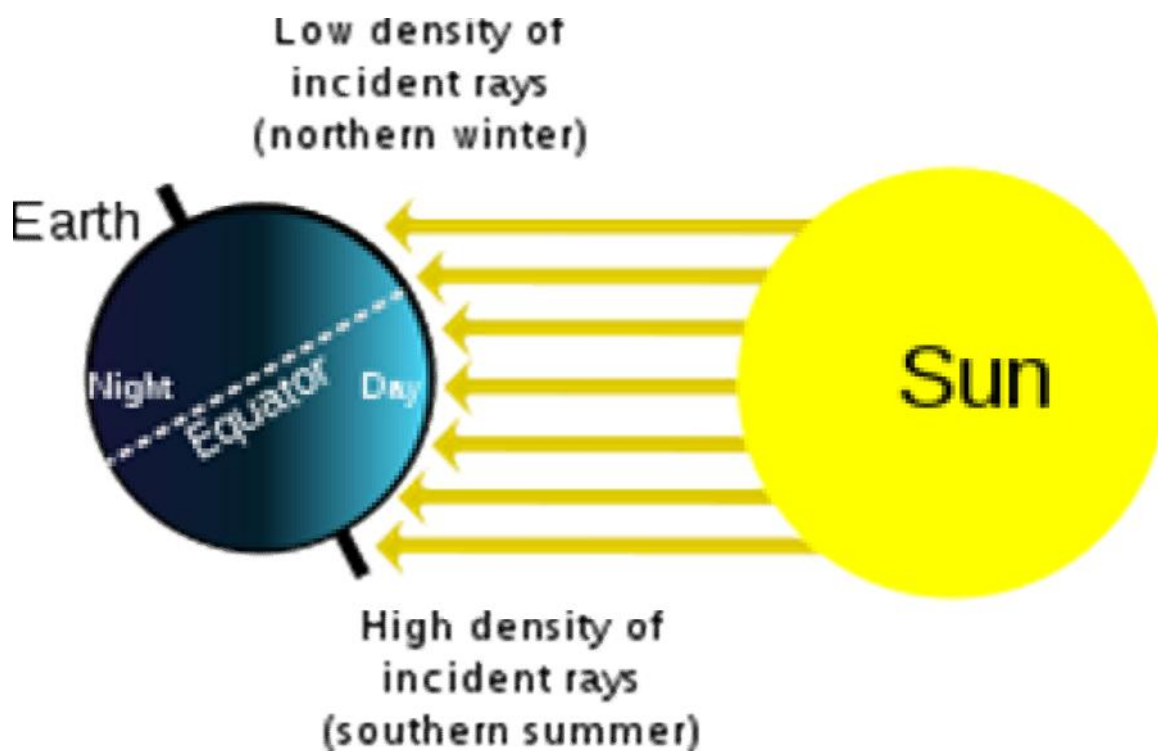
ارتفاع خورشید در رسیدن انرژی تابشی به سطح زمین، بیش‌ترین تاثیر را دارد و تابعی است از عرض جغرافیایی، فصل سال، و ساعت روز. چنان‌که در عرض‌های جغرافیایی پایین ارتفاع خورشید بیش‌تر از عرض‌های بالا است و انرژی بیش‌تری به این نواحی می‌رسد. طی تابستان نیز ارتفاع خورشید بیش‌تر از زمستان است و از نظر ساعت روز نیز حداکثر ارتفاع خورشید در هر محل، مربوط به لحظه‌ی ظهر است.



شکل ۲۴. تاثیر تفاوت زاویه‌ی تابش در مساحت ناحیه‌ای که اشعه تابشی به آن می‌رسد

۴. مدت تابش. هرچه مدت تابش بیش‌تر باشد، مقدار کل انرژی رسیده به زمین بیش‌تر است. طول مدت تابش در واقع معادل با طول مدت روز است. طول مدت روز در هر محل با دایره‌ی روشنایی تعیین می‌شود. در اعتدالین که خورشید بر استوا عمود می‌تابد؛ دایره‌ی روشنایی از دو قطب زمین عبور می‌نماید و در این هنگام

در سرتاسر زمین، طول روز و شب مساوی است. اما در انقلاب تابستانی (اول تیرماه) دایره‌ی روشنایی از مدار قطبی جنوب (یعنی مدار ۶۶ درجه و ۲۳ دقیقه‌ی جنوبی) می‌گذرد و در نتیجه، همه‌ی نواحی قطبی شمال (یعنی آن‌قسمت از کره‌ی زمین که بالاتر از ۶۶ درجه و ۲۳ دقیقه‌ی شمالی واقع شده) در داخل دایره‌ی روشنایی قرار می‌گیرند، و در این نواحی شب وجود ندارد؛ برعکس آن، تمام نواحی قطبی جنوب در موقعیت شب‌اند. در حالت عکس مورد گفته‌شده (اول دی‌ماه)، که خورشید بر مدار ۲۳ درجه و ۲۷ دقیقه جنوبی عمود می‌تابد، دایره‌ی روشنایی از مدار ۶۶ درجه و ۲۳ دقیقه‌ی شمالی می‌گذرد و در نتیجه نواحی قطبی شمال در موقعیت شب قرار می‌گیرند.



شکل ۲۵. وضعیت زمین در زمستان نیم‌کره‌ی شمالی، چگونگی دریافت امواج تابشی، و دایره‌ی روشنایی

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

صفحه‌ی ۷۷ از

همه‌ی انرژی تابشی از خورشید به سطح زمین نمی‌رسد. مقداری از این انرژی در آتمسفر زمین جذب، یا منعکس می‌گردد. اگر کل انرژی دریافتی سیستم سیاره‌ی زمین را ۱۰۰ واحد در نظر بگیریم. ذرات معلق در آتمسفر به همراه ابرها، ۲۶ واحد آن را به فضای کیهانی بازتاب می‌دهند. از ۷۴ واحد باقی‌مانده، ۱۵ واحد را ذرات معلق در آتمسفر و ۳ واحد را ابرهای آتمسفر جذب می‌کنند و باعث افزایش دمای آتمسفر می‌گردند. بنابراین سهم تابش موج کوتاه (تابش مستقیم خورشید) در گرم شدن آتمسفر ۱۸ واحد است.

باقی‌مانده‌ی ۱۰۰ واحد انرژی که معادل با ۵۶ واحد است به سطح زمین می‌رسد که به آن تابش ورودی خورشید می‌گویند. از این مقدار ۶ واحد به طور مستقیم به فضای کیهانی منعکس می‌گردد که با ۲۶ واحد انعکاس سطح ابر و ذرات معلق آتمسفر، روی هم ۳۲ واحد انعکاس کلی سیاره‌ی زمین را تشکیل می‌دهند. ۵۰ واحد باقی‌مانده را زمین جذب می‌کند.

از آن‌جا که سیستم دمایی زمین بازاست و از این رو همیشه ثابت می‌ماند؛ دمای کسب‌شده باید به‌طریقی دفع شود. دفع انرژی از زمین به سه شکل انجام می‌گیرد.

از ۵۰ واحد جذب‌شده، ۲۱ واحد به صورت تابش محدوده‌ی فروسرخ (تابش زمینی) دفع می‌شود. از این ۲۱ واحد ۸ واحد بدون هیچ مانعی به فضای کیهانی گسیل شده، از سیستم خارج می‌گردد، ۱۳ واحد باقی‌مانده را عناصر آتمسفر، مانند گاز کربنیک، بخار آب، و اُزن جذب می‌کنند و سبب بالارفتن دمای آتمسفر می‌شوند.

از ۲۹ واحد باقی‌مانده از ۵۰ واحد انرژی جذب‌شده‌ی زمین، ۹ واحد آن از طریق رسانایی مولکولی به هوای سطح زمین منتقل می‌شود و ۲۰ واحد آن صرف تبخیر آب‌ها می‌شود که به صورت انرژی نهانی وارد جو می‌شود. با بررسی ارقام ارائه شده، مشخص می‌شود که انرژی موج بلند زمین نسبت به انرژی موج کوتاه خورشید تاثیر

بیش‌تری در گرم‌شدن آتمسفر دارد. چنان‌که سهم انرژی موج کوتاه خورشید ۱۸ واحد ($۱۵ + ۳ = ۱۸$) و سهم انرژی موج بلند زمین ۴۲ واحد ($۱۳ + ۹ + ۲۰ = ۴۲$) است.

دما

دما از جمله مهم‌ترین عناصر اقلیمی است. عامل عمده‌ی دمای آتمسفر زمین دریافت انرژی خورشیدی در عوارض سطح زمین و تبدیل آن به انرژی حرارتی (دما یا درجه‌حرارت) است. در این بین عوامل دیگری نیز در چگونگی دمای مناطق مختلف سطح زمین نقش ایفا می‌کنند. از جمله‌ی این عوامل می‌توان به ۷ مورد زیر اشاره نمود:

۱. شرایط تابشی و ارتباط آن با عوارض سطح زمین.

۲. هدایت گرمایی در قشر بالایی سطح زمین.

۳. ارتفاع از سطح زمین.

۴. ناهمواری و جهت آفتاب‌گیری.

۵. جابه‌جایی افقی و عمودی هوا.

۶. ابرناکی.

۷. جریان‌های اقیانوسی.

به‌طور کلی در مناطق حاره، که در طول سال در معرض تابش زیاد و یک‌دست خورشید قرار دارند، دمای آتمسفر بالا و نوسان‌های آن ضعیف است. در مناطق واقع در عرض‌های میانه، و عرض‌های بالا، به‌دلیل تغییر شدید روند سالانه‌ی تابش، دمای این‌نواحی کم‌تر و نوسان‌های آن شدیدتر است.

رطوبت

هوای خشک در طبیعت وجود ندارد. در خشک‌ترین بیابان‌ها، نیز مقداری رطوبت وجود دارد. در بهترین شرایط (دریاهای مناطق حاره) رطوبت هوا حدود ۴٪ از ترکیب هوا را اشغال می‌کند. رطوبت به سه صورت بخار، مایع، و جامد وجود دارد. در هوای صاف و معمولی، رطوبت به شکل بخار است که به چشم دیده نمی‌شود. رطوبت از طریق جذب انرژی موج‌بلند زمین نقشی مهم در بیلان انرژی جو ایفا می‌نماید و علاوه بر آن، از طریق فرایندهای تبخیر و بارش، انرژی آتمسفر را از جایی به جای دیگر منتقل می‌کند.

برای تبخیر یک گرم آب، ۵۸۰ کالری حرارت صرف می‌شود و هنگام تبدیل بخار به آب، حرارت جذب شده آزاد می‌گردد. لذا عمل تبخیر باعث کاهش دمای محیط می‌شود و برعکس آن، هنگام تبدیل بخار به آب (تولید ابر) این حرارت آزاد شده، سبب افزایش دمای محیط می‌گردد. با انجام عمل تبخیر در یک محل و تولید ابر در محل دیگر، در واقع انرژی حرارتی جابه‌جا می‌گردد. ظرفیت رطوبت‌پذیری هوا، به دمای آن وابسته است. هرچه دما بیش‌تر باشد، ظرفیت رطوبت‌پذیری آن نیز افزایش می‌یابد. بنابراین در نواحی استوایی که دمای بالا و شرایط مساعد تبخیر آب وجود دارد، رطوبت بالا است. در نواحی قطبی که دما پایین است، مقدار رطوبت بسیار کم است. قابل‌ذکر آن‌که کمبود رطوبت هوا در نواحی بیابان‌های گرم به‌رغم شرایط دمایی مناسب از نظر رطوبت‌پذیری، ناشی از شرایط نامساعد تبخیر (کمبود منابع آبی) است.

رطوبت از طریق تبخیر آب اقیانوس‌ها وارد جو می‌شود و بر اثر صعود در جو متراکم گردیده، با گذر از حد اشباع، انواع ابرها را ایجاد می‌نماید، و در نهایت بر اثر بارش، دوباره به سطح زمین و اقیانوس‌ها بازمی‌گردد.

بارش

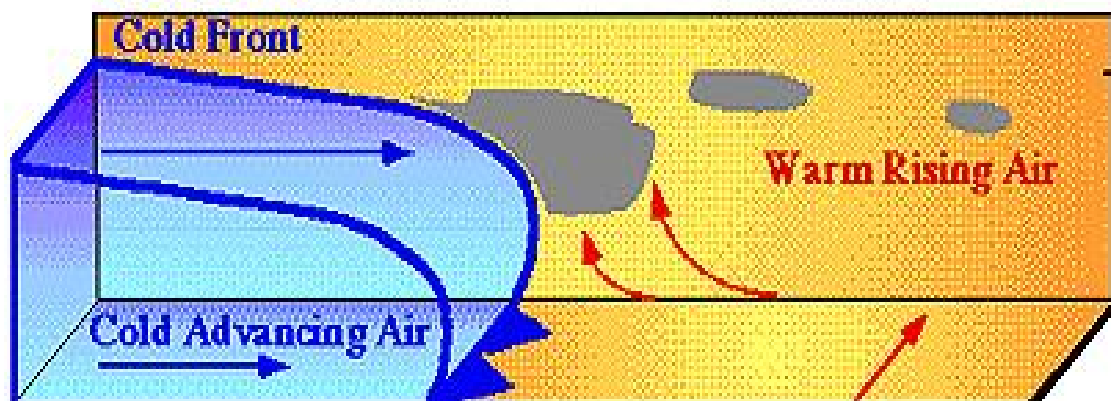
بارش یکی از مهم‌ترین عناصر اقلیمی است. بارش زمانی اتفاق می‌افتد که هوای مرطوب تا ارتفاعی معین صعود نماید و بر اثر سرد شدن و کاهش ظرفیت رطوبت‌پذیری، به نقطه‌ی اشباع برسد. بنابراین مشخص

می‌شود که وجود شرایط مساعد جهت صعود هوا از مهم‌ترین عوامل ایجاد بارش است. چنان‌که بعضی از نواحی اقیانوسی که از شرایط مناسب تبخیر برخوردارند، به‌علت نبود شرایط صعود هوا، از بارش‌های اندکی برخوردارند.

صعود هوای مرطوب به‌منظور ایجاد بارش به‌طرق مختلف صورت می‌گیرد که بر اساس آن بارش را به‌انواع جداگانه‌ای تقسیم می‌نمایند.

بارش جبهه‌ی یا سیکلونی

این‌نوع از بارش‌ها در اثر برخورد یک جبهه هوای گرم و مرطوب با یک جبهه هوای سرد به‌وجودمی‌آید. در برخورد این جبهه‌ها بایک‌دیگر، هوای سرد به‌علت سنگینی بیش‌تر در سطح زمین حرکت می‌کند و به‌زیر هوای گرم نفوذ می‌نماید و سبب صعود توده‌ی هوای گرم و مرطوب می‌گردد. صعود هوای گرم و مرطوب، فرایند اشباع و تولید ابر، و در نهایت بارش را به‌همراه دارد. این‌نوع بارش‌ها با توجه به‌وسعت زیاد مناطق تحت‌تاثیر جبهه‌های هوای گرم و سرد، معمولاً در سطح وسیعی صورت می‌گیرد. سرعت صعود هوا نیز کند است و درنتیجه، بارش‌های ملایم و طولانی‌مدت ایجاد می‌نماید.



شکل ۲۶. صعود توده‌ی هوای گرم بر روی توده‌ی هوای سرد و تولید ابر و بارش

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

بارش همرفتی

در این نوع بارش عامل صعود، حرکت عمودی هوا ناشی از ناپایداری توده هوا است. این نوع صعود معمولاً در مقیاس‌های محلی صورت می‌گیرد. ناپایداری همرفتی موقعی حاصل می‌شود که توده‌ی هوا در یک سطح معین گرم‌تر از هوای مجاور خود بشود. گرم شدن توده‌ی هوا نسبت به محیط اطراف خود به دو صورت اتفاق می‌افتد. در یک حالت، ممکن است که یک قسمت از زمین، انرژی تابشی بیش‌تری نسبت به اطراف کسب کند و به تدریج از طریق همرفتی، هوای موجود در بالای خویش را گرم کند و در حالت دیگر یک توده هوا در مسیر خویش از یک سطح گرم عبور کند، و به این طریق گرم بشود.

این نوع صعود، ابرهای جوششی و برج مانند تولید کرده و معمولاً وسعت و مدت بارش آن کم بوده، اما از شدت بیش‌تری برخوردار است و گاهی حالت رگباری پیدا می‌نماید.

بارش کوهستانی

ناهمواری سطح زمین در واقع عامل صعود نیست، اما با ایجاد مانع در حرکت افقی، توده‌ی هوا را به صعود از دامنه‌ی کوه مجبور می‌نماید. صعود توده‌ی هوا فرایند اشباع رطوبت و بارش را به همراه دارد. مقدار بارش معمولاً در دامنه‌ی بادگیر ناهمواری بیش‌تر است. مقدار بارش به ناپایداری توده‌ی هوا، رطوبت موجود در آن، و مقدار شیب کوه بستگی دارد. در کوهستان‌ها معمولاً با افزایش ارتفاع بر میزان بارندگی افزوده می‌شود، این حالت در مناطق برون‌حاره‌ای بیش‌تر مشاهده می‌شود و در مناطق حاره‌ای افزایش بارش تا ارتفاع ۲۰۰۰ متری بوده و بعد از آن از مقدار بارش کاسته می‌گردد.

عمده‌ترین تاثیر کوهستان‌ها در بارش مربوط به پراکندگی مکانی بارش است. برای مثال در ساحل جنوبی دریای خزر، به علت وجود کوه‌های البرز، بیش‌تر رطوبت این دریا در نواحی ساحلی می‌بارد. اما در شمال غربی اروپا چون رشته‌کوهی وجود ندارد؛ هوای مرطوب اقیانوس تا قلب خشکی اوراسیا پیشرفت می‌کند.

فشار

فشار هوا، نیرویی است که هوا بر سطح زمین وارد می‌کند. مقدار آن در سطح دریای آزاد برابر با وزن ستونی از جیوه به ارتفاع ۷۶ سانتی‌متر است. واحد آن میلی‌بار بوده، برای سطح دریای آزاد برابر با ۱۰۱۳ میلی‌بار بر سانتی‌متر مربع است.

مقدار فشار هوا در سطح زمین یکسان نیست و تحت تاثیر عواملی تغییر می‌یابد. ارتفاع و دما از جمله‌ی این عوامل است. در نواحی مرتفع و هم‌چنین در نواحی دارای دمای بالا، فشار هوا کاهش می‌یابد. نواحی با فشار زیاد را *پرفشار* یا *فرا بار* و نواحی با فشار کم را *کم‌فشار* یا *فرو بار* می‌نامند.

برای ایجاد تعادل در فشار نواحی مختلف، جریان هوا از نواحی پرفشار به سمت نواحی کم‌فشار جریان می‌یابد. این جریان هوا بادهای مختلفی را تولید می‌کند. حرکت هوا از پرفشار به سمت کم‌فشار باید به‌طور مستقیم باشد؛ اما تحت تاثیر عواملی هم‌چون نیروی کریولیس و اصطکاک با ناهمواری‌ها، از مسیر مستقیم منحرف می‌گردد. این جریانات هوایی (بادهای) از عوامل عمده‌ی انتقال انرژی و رطوبت در آتمسفر هستند.

تقسیم‌بندی بادهای

بادهای را از نظر وسعت منطقه‌ی وزش آن‌ها می‌توان به سه دسته تقسیم نمود: محلی، منطقه‌ای، و سیاره‌ای. بادهای محلی بر اثر تغییرات روزانه‌ی فشار به وجود می‌آیند. از جمله‌ی آن‌ها، می‌توان به بادهای ساحلی و نسیم کوهستانی اشاره نمود. بادهای منطقه‌ای بر اثر تغییرات درازمدت فشار در مقیاس ماه و فصل به وجود می‌آیند. بادهایی

جزوه‌ی آموزشی جغرافیای طبیعی

هم‌چون باد صدوییست‌روزه‌ی سیستان از این‌نوع هستند. بادهای سیاره‌ای از توزیع نابرابر انرژی تابشی خورشید در سطح کره‌ی زمین ناشی می‌شوند. بادهای سیاره‌ای، گردش عمومی هوا در سطح کره‌ی زمین را به‌وجود می‌آورند.

مدل‌های گردش عمومی هوا
گردش عمومی هوا، در قالب چند سلول در سطح کره‌ی زمین صورت می‌گیرد. این سلول‌ها به‌طور مختصر در ادامه آورده شده است.

سلول هدلی
در نواحی استوایی تحت‌تأثیر انرژی تابشی زیاد، هوا گرم می‌شود و در نتیجه از سطح زمین صعود می‌نماید؛ و سپس برای ایجاد تعادل انرژی به‌سمت نواحی قطبی، که بیلان انرژی در آن‌جا منفی است، حرکت می‌کند. این جریان تحت‌تأثیر نیروی کریولیس از مسیر خویش منحرف گردیده و جهت شرقی پیدا می‌کند. این جریان در حدود مدار ۳۰ درجه عرض جغرافیایی کاملاً مسیر غربی - شرقی پیدا می‌نماید. در این ناحیه، هوایی که صعود کرده است، سرد شده و نزول می‌نماید.

در محل فرود این جریان یک ناحیه‌ی پرفشار تحت‌عنوان پرفشار جنب حاره به‌وجود می‌آید. هوای فرودآمده در این محل به‌دو شاخه تقسیم می‌شود. یک شاخه‌ی آن در سطح زمین به‌سمت استوا حرکت می‌نماید که به‌علت نیروی کریولیس از مسیر مستقیم خارج می‌شود و به‌جای وزش از شمال به‌جنوب در نیم‌کره‌ی شمالی از شمال شرقی به‌جنوب شرقی می‌وزد؛ به‌این بادهای، باد شمال شرقی یا *آلیزه* گفته می‌شود. این چرخش هوا بین نواحی استوایی و مدارهای ۳۰ درجه‌ی شمالی و جنوبی را *سلول هدلی* می‌نامند.

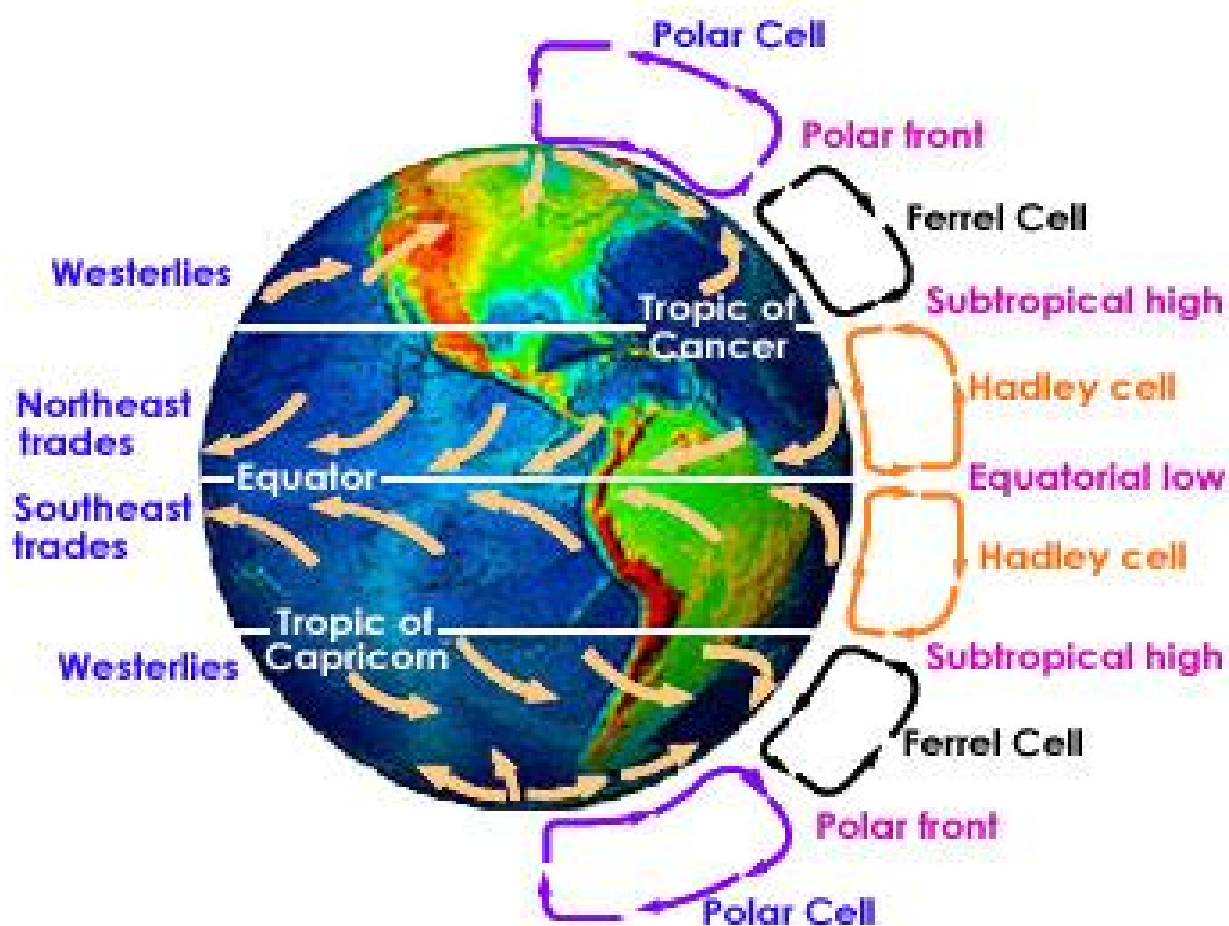
سلول فرل

سلول فرل^۱ در منطقه‌ی معتدله شکل می‌گیرد. یک شاخه از جریان هوای نزولی در منطقه‌ی جنب حاره (پرفشار جنب حاره) به سمت عرض‌های بالا حرکت می‌کند که تحت تأثیر نیروی کریولیس به سمت شرق منحرف می‌شود و جریان هوایی از غرب به شرق شکل می‌گیرد. به این جریانات هوایی، بادهای غربی می‌گویند. این بادهای نقش مهمی در شرایط اقلیمی مناطق معتدله ایفا می‌کنند. این سلول منشأ غیرحرارتی دارد.

سلول قطبی

در ناحیه‌ی قطبی، سلول حرارتی وجود دارد. در این ناحیه هوا سرد و سنگین است و در سطح زمین ایجاد پرفشار می‌نماید. هوای نزولی در منطقه قطبی به سمت عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر حرکت می‌کند و تحت تأثیر نیروی کریولیس جهتی شرقی پیدا می‌کند.

این سلول بین نقطه‌ی قطب و مدار قطبی (۶۶ درجه و ۲۷ دقیقه) برقرار است.



شکل ۲۷. مقطع عمودی سلول‌ها و جهت بادهای ناشی از آن‌ها بر سطح زمین