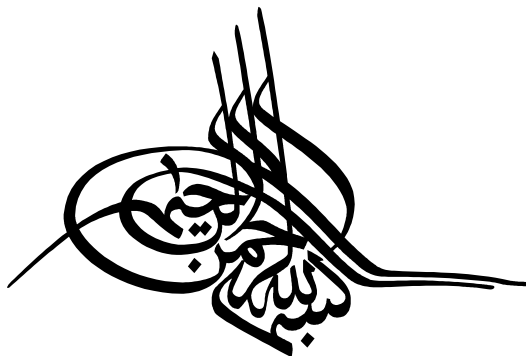




ژئومورفولوژی (مبانی و ایران)

سری کتابهای کمک آموزشی کارشناسی ارشد

مجموعه جغرافیا

مؤلف: حسین عبادی

سرشناسه	: عبادی، حسین
عنوان	: ژئومورفولوژی (مبانی و ایران)
مشخصات نشر	: تهران: مشاوران صعود ماهان، ۱۴۰۱
مشخصات ظاهری	: ۲۳۸ ص
فروست	: سری کتابهای کمک آموزشی کارشناسی ارشد
شابک	: ۷-۷۴۵-۴۵۸-۶۰۰-۹۷۸
وضعیت فهرست نویسی	: فپیای مختصر
یادداشت	: این مدرک در آدرس http://opac.nlai.ir قابل دسترسی است.
شماره کتابشناسی ملی	:



کتاب: ژئومورفولوژی (مبانی و ایران)
مدیر مسئول: هادی سیاری، مجید سیاری
مولف: حسین عبادی
ناشر: مشاوران صعود ماهان
مدیر تولید محتوا: سمیه بیگی
نوبت و تاریخ چاپ: اول / ۱۴۰۱
تیراژ: ۱۰۰۰ جلد
قیمت: ۲/۶۹۰/۰۰۸ ریال
شابک: ISBN: ۹۷۸-۶۰۰-۴۵۸-۷۴۵-۷

انتشارات مشاوران صعود ماهان: خیابان ولیعصر، بالاتر از تقاطع مطهری،

روبروی قنادی هتل بزرگ تهران، جنب بانک ملی، پلاک ۲۰۵۰

تلفن: ۴-۸۸۱۰۰۱۱۳

سخن ناشر

«ن والقلم و ما یسطرون»

کلمه نزد خدا بود و خدا آن را با قلم بر ما نازل کرد.

به پاس تشکر از چنین موهبت الهی، مؤسسه ماهان درصدد برآمده است تا در راستای انتقال دانش و مفاهیم با کمک اساتید مجرب و مجموعه کتب آموزشی خود برای شما داوطلبان ادامه تحصیل در مقطع کارشناسی ارشد، گام مؤثری بردارد. امید است تلاش‌های خدمتگزاران شما در این مؤسسه پایه‌گذار گام‌های بلند فردای شما باشد. مجموعه کتاب‌های کمک آموزشی ماهان به‌منظور استفاده داوطلبان کنکور کارشناسی ارشد سراسری و آزاد تألیف شده‌اند. در این کتاب‌ها سعی کرده‌ایم با بهره‌گیری از تجربه اساتید بزرگ و کتب معتبر داوطلبان را از مطالعه کتاب‌های متعدد در هر درس بی‌نیاز کنیم.

دیگر تألیفات ماهان برای سایر دانشجویان به‌صورت ذیل است.

● مجموعه کتاب‌های ۸ آزمون: شامل ۵ مرحله کنکور کارشناسی ارشد ۵ سال اخیر به همراه ۳ مرحله آزمون تألیفی ماهان همراه با پاسخ تشریحی می‌باشد که برای آشنایی با نمونه سوالات کنکور طراحی شده است. این مجموعه کتاب‌ها با توجه به تحلیل ۳ ساله اخیر کنکور و بودجه‌بندی مباحث در هریک از دروس، اطلاعات مناسبی جهت برنامه‌ریزی درسی در اختیار دانشجو قرار می‌دهد.

● مجموعه کتاب‌های کوچک: شامل کلیه نکات کاربردی در گرایش‌های مختلف کنکور کارشناسی ارشد می‌باشد که برای دانشجویان جهت جمع‌بندی مباحث در ۲ ماهه آخر قبل از کنکور مفید است.

بدین‌وسیله از مجموعه اساتید، مولفان و همکاران محترم خانواده بزرگ ماهان که در تولید و به‌روزرسانی تألیفات ماهان نقش مؤثری داشته‌اند، صمیمانه تقدیر و تشکر می‌نماییم.

دانشجویان عزیز و اساتید محترم می‌توانند هرگونه انتقاد و پیشنهاد درخصوص تألیفات ماهان را از طریق سایت ماهان به mahan.ac.ir با ما در میان بگذارند.

مؤسسه آموزش عالی آزاد ماهان

سخن مؤلف

مقدمه مؤلف

سپاس یزدان پاک را که مرا یاری نمود تا بتوانم خدمتی هر چند ناچیز در جهت ادای دین خود به علم جغرافیا، به دانش پژوهان این عرصه عرضه کنم.

مجموعه‌ی گردآوری شده، حاصل تلاش بی‌وقفه‌ی نگارنده به همراه راهنمایی‌های اساتید مجرب علم جغرافیا می‌باشد. این مجموعه شامل مواد امتحانی زیر است:

- جغرافیای شهری (مبانی و ایران)
- برنامه‌ریزی شهری (مبانی و ایران)
- آب و هوا شناسی (مبانی و ایران)
- ژئومورفولوژی (مبانی و ایران)
- برنامه‌ریزی ناحیه‌ای و روستایی (مبانی و ایران)
- فلسفه‌ی جغرافیا

از آنجایی که مجموعه‌ی علوم جغرافیا (کد ۱۱۰۲) برخلاف دیگر گروه‌های آزمایشی دارای منابع امتحانی مشخص و معینی نمی‌باشد، بنابراین سعی شده است تا حد امکان از تمامی کتب موجود در این رابطه که آورده شدن حتی یک سوال از آنها نیز احتمال داده می‌شود، مطالبی استخراج شود.

هدف اصلی در این کتاب فراهم آوردن زمینه‌های مطالعاتی برای دانشجویانی است که به اکثریت منابع و کتاب‌های مرجع دسترسی نداشته و یا اینکه وقت مطالعه‌ی آنها را ندارند.

لازم به ذکر است که اطلاعات این مجموعه طبق آخرین تغییرات در کتب و مواد امتحانی گردآوری و تلاش شده تا با جدیدترین منابع معرفی شده مطابقت و هم‌پوشی داشته باشد. با این تعابیر انتظار می‌رود که مجموعه‌ی حاضر بتواند تأثیری مفید بر روند قبولی داوطلبان رشته‌ی جغرافیا داشته باشد.

گفتنی است که محتوای این مجموعه کتاب به گونه‌ای تنظیم شده که تمام گرایش‌های جغرافیا به‌علاوه‌ی گرایش‌های برنامه‌ریزی شهری و منطقه‌ای، و طراحی شهری بتوانند از این مباحث بهره ببرند.

یکی از دروس امتحانی جغرافیا، ژئومورفولوژی (مبانی و ایران) می‌باشد که در این کتاب در قالب دو بخش و پنج فصل ارائه شده است. مؤلف قلباً اذعان دارد که آنچه پیش رو دارید مانند ثمره‌ی هر تلاش دیگری در زندگی نمی‌تواند محصول فعالیتی منفرد باشد. دست‌های بسیار و اذهان متعدد به لطف پروردگار یاری رسانده‌اند تا نگارنده بتواند این مجموعه را گردآوری کند.

اما از آنجایی که هیچ تلاشی عاری از کم و کاست نمی‌باشد، نگارنده نیز در این باره هیچ‌گونه ادعایی ندارد و لیکن تردیدی نیست که در این ارتباط هر گونه قصور و کوتاهی همواره متوجه مؤلف می‌باشد. لذا از شما عزیزان خواهشمند است با نظرات اصلاحی خود اینجانب را آگاه و خشنود سازید.

در پایان، تشکر خالصانه‌ی خویش را از راهنمایی‌های ارزشمند و به جای دکتر محمد علی فیروزی، مهندس علی شجاعیان، ابراز می‌دارد. اساتید محترمی که نگارنده با استفاده از راهنمایی‌های مستقیم یا مطالعه‌ی آثارشان بهره‌ی فراوان کسب کرده است:

دکتر فرج الله محمودی، دکتر جمشید جداری عیوضی، دکتر محمود حریریان، دکتر مقصود خیام، دکتر حسن احمدی، دکتر محمد جعفر زمریدیان، دکتر محمود علایی طالقانی و همچنین تمامی اساتید گروه جغرافیا و برنامه‌ریزی شهری دانشگاه شهید چمران اهواز.

بخش اول - مبانی ژئومورفولوژی

فصل اول

ژئومورفولوژی ساختمانی ۱۱

فصل دوم

ژئومورفولوژی دینامیک ۲۱

بخش دوم- ژئومورفولوژی ایران

فصل سوم

کلیات ۳۵

فصل چهارم

پایه‌های زمین شناختی ژئومورفولوژی ایران ۴۱

فصل پنجم

ماهیت و کیفیت تحولات اقلیمی کواترنر و شواهد مورفولوژیکی ۴۵

مجموعه‌ی نکات ۴۷

مجموعه سوالات چهارگزینه‌ای ۸۹

پاسخنامه مجموعه سئوالات چهارگزینه‌ای ۱۰۹

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۰ سراسری ۱۳۳

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۰ آزاد ۱۳۶

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۱ سراسری ۱۴۰

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۱ آزاد ۱۴۳

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۲ سراسری ۱۴۶

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۲ آزاد ۱۴۹

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۳ سراسری ۱۵۲

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۳ آزاد (ژئومورفولوژی رشته‌ی جغرافیای طبیعی) ۱۵۵

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۳ آزاد (ژئومورفولوژی رشته‌ی جغرافیای سیاسی) ۱۵۹

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۴ سراسری (ژئومورفولوژی رشته‌ی جغرافیای سیاسی) ۱۶۲

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۴ آزاد (ژئومورفولوژی رشته‌ی اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی) ۱۶۶

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۴ آزاد (رشته‌ی ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی) ۱۷۰

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۴ آزاد (رشته‌ی ژئومورفولوژی ایران رشته‌ی ژئومورفولوژی در برنامه ریزی محیطی) ۱۷۸

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۴ آزاد (ژئومورفولوژی رشته‌ی جغرافیای سیاسی) ۱۷۹

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۵ سراسری ۱۸۲

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۵ آزاد (رشته اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی) ۱۸۵

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۵ آزاد (رشته‌ی ژئومورفولوژی رشته‌ی اقلیم شناسی در برنامه‌ریزی محیطی) ۱۸۹

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۶ سراسری ۱۹۳

آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۶ آزاد (ژئومورفولوژی رشته‌ی جغرافیای سیاسی) ۱۹۷

۲۰۱.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۶ آزاد (ژئومورفولوژی رشته‌ی اقلیم شناسی در برنامه ریزی محیطی)
۲۰۵.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۷ سراسری
۲۰۹.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۸ سراسری
۲۱۳.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۸۹ سراسری
۲۱۷.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۹۰ سراسری
۲۲۰.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۹۱ سراسری
۲۲۳.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۹۲ سراسری
۲۲۷.....	آزمون کارشناسی ارشد سال ۱۳۹۳ سراسری
۲۳۸.....	منابع و مآخذ

مبانی ژئومورفولوژی

عناوین اصلی

❖ فصل اول: ژئومورفولوژی ساختمانی

❖ فصل دوم: ژئومورفولوژی دینامیک

ژئوهورفولوژی ساختمانس

عناوین اصلی

❖ داده‌های ساختمان زمین‌شناسی

❖ ساختمان چین‌خورده

❖ ساختمان‌های بلوری

❖ رشته‌های چین‌خورده

فصل اول

ژئومورفولوژی ساختمان‌های ساختمانی

■ داده‌های ساختمان زمین‌شناسی

ژئومورفولوژی مطالعه‌ی علم ناهمواری‌های زمین است. دامنه و ویژگی‌های آن به عنوان عارضه‌ی اصلی تشکیل‌دهنده‌ی ناهمواری مطالعه می‌شود. تغییرات شیب دامنه، تغییرات شکل آن را به دنبال دارد. اشکال مهم ناهمواری، مانند: دره، دشت، کوهستان و فلات از گذشته‌های دور شناخته شده و جغرافیدانان نیز از همان اصطلاحات استفاده می‌کنند. اما پیکرشناسان زمین سعی کرده‌اند که بنیان‌های علم ی پیدایش و تحول این اشکال را روشن ساخته و ضمن شناسایی اجزاء متفاوت آن، چگونگی پیدایش و روابط بین این پدیده‌ها و طبقه‌بندی این عوارض را به صورتی منظم توجیه نمایند. در این چشم‌انداز، دخالت عوامل مهم در پیدایش و تحول ناهمواری‌ها مانند کوهی سنگی، کوهی هوا، کوهی آب و کوهی زیستی را موردنظر دارند. برای دستیابی به نتایج قابل لمس، ابتدا تأثیر و نقش سنگ‌ها و ساختمان آن‌ها در پیدایش ناهمواری‌ها مطالعه می‌شوند. پس از آن اثر دخالت فرآیندهای بیرونی در تحول تدریجی اشکال مورد بررسی قرار می‌گیرد. در ساختمان سنگ‌شناسی به نقش مقاومت سنگ‌ها در ایجاد اشکال اشاره می‌شود. به همین دلیل بحث اصلی از تعریف سنگ و تقسیمات آن آغاز می‌شود. به همین منظور سنگ‌ها به سه گروه آذرین یا درونی و رسوبی و دگرگونی تقسیم می‌شوند. سنگ‌های آذرین از سخت‌شدن گدازه‌ها حاصل می‌شوند و بر اساس محل انجماد به دو دسته تفکیک می‌شوند.

۱-۲- سنگ‌های رسوبی - سنگ‌های دگرگونی

سنگ‌های رسوبی در سطح زمین از تخریب سنگ‌های آذرین ساخته می‌شوند. بسته به منشاء تشکیل آنها به دسته‌های مختلف تقسیم می‌شوند. در این زمینه مهمترین کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ‌های رسوبی مطالعه شده‌اند. شرایط تشکیل هر کانی و محیط‌ها و عوامل تشکیل‌دهنده‌ی کانی‌های ثانوی نیز شناخته می‌شوند. نام هر سنگ از میزان بیشترین کانی تشکیل‌دهنده‌ی آن اقتباس می‌شود. گاهی سنگ‌ها از یک نوع کانی و زمانی از کانی‌های مختلف تشکیل شده‌اند. در این تقسیم‌بندی‌ها به بافت و ساختمان سنگ نیز توجه می‌شود. مجموعه‌ی سنگ‌های رسوبی فقط ۵ درصد از حجم سنگ‌های شناخته شده را شامل می‌شوند. اما به صورت یک قشر نازک ۷۵ درصد سطح خشکی‌ها را می‌پوشانند. سرانجام در تقسیم‌بندی‌های اصلی سنگ‌های رسوبی از ترکیب شیمیایی آنها نیز استفاده می‌شود.

چینه‌شناسی به عنوان واحد اصلی سنگ‌های رسوبی مورد مطالعه قرار می‌گیرد. چینه‌شناسی توالی نظم سنگ‌های رسوبی در مقیاس کوهی زمین را برقرار می‌سازد.

سنگ‌های دگرگون به عنوان سومین گروه مهم سنگ‌ها، نقش اساسی در اشکال ناهمواری‌ها دارند. این سنگ‌ها بر اثر دخالت عوامل فشار و حرارت در طول زمان به تدریج از دو گروه قبلی (آذرین و رسوبی) به وجود می‌آیند. ویژگی‌های سنگ‌شناسی آن بسته به عامل مولد آنها به دو دسته‌ی متمایز تقسیم شده‌اند. این دو دسته شامل دگرگونی عمومی یا ناحیه‌ای و دگرگونی مجاورتی است.

اثر عوامل فشار و حرارت بیشتر سبب تغییر ساختمان فیزیکی سنگ می‌شود. اما در شرایط خاصی ممکن است به ذوب شدن سنگ‌ها بیانجامد. چون وزن سنگ‌های پوسته‌ی جامد نیز به عنوان یک عامل در دگرگونی سنگ‌ها دخالت دارند، بنابراین در چشم‌اندازی دیگر، سنگ‌های دگرگونی را بسته به عمق آن‌ها نسبت به سطح زمین به سه منطقه‌ی فوقانی و میانی و عمیق تقسیم می‌کنند.

۱-۳- حرکات زمین ساخت

حرکات زمین ساخت مهمترین عامل تغییر شکل ناهمواری‌ها می‌باشد. بر اثر حرکات زمین ساخت، نظم سنگ‌ها بر هم می‌خورد و ساختمان‌های متنوعی به وجود می‌آید. این حرکات یا سریع و محدود و محلی است و یا آرام و ملایم و در فضای وسیعی عمل می‌کند که حاصل آن پیدایش خشکی‌ها است. چین‌ها و گسل‌ها و خمیدگی‌ها به حرکات زمین ساختی دیگری تعلق دارند. چین تغییر قوسی شکلی است که حاصل آن تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها می‌باشند. هر چین از اجزاء خاصی تشکیل شده که مهمترین آنها لولای چین، طول موج، ارتفاع چین، محور و سطح محور چین و سرانجام شیب طبقه می‌باشند. هر تغییری در حالت سطح محور و ارتفاع نسبی، سبب تغییر شکل چین خواهد شد. در این چشم‌انداز چین‌های راست و مایل و افکنده و برگشته و هم‌شیب، تشکیل می‌شوند. چنانچه مقاومت سنگ‌ها در برابر نیرو متفاوت باشد، انواع دیگری از چین‌ها به وجود می‌آیند. در شرایط دیگری چین‌های گسلی و روی هم قرارگیری شکل می‌گیرند. رسوب‌های تبخیری و سنگ‌های نفوذی، نوع دیگری از چین‌ها به نام چین دیاپیر به وجود می‌آورند. تاقدیس‌ها و ناودیس‌های مرکب، چهره‌ی دیگری از چین‌ها می‌باشند. گسل‌ها و خمیدگی‌ها به صورت دیگری اشکال ناهمواری را تغییر می‌دهند. گسل‌ها از عناصر مختلفی تشکیل شده‌اند که مهمترین آنها، صفحه یا آئینه‌ی گسل و قطعات فرارو و فرورو می‌باشند. جابه‌جایی قطعات شکسته شده در هر سه بعد طول و عرض و ارتفاع صورت می‌گیرد. در ارتباط با شیب سطح گسل، با انواع گسل‌ها روبه‌رو خواهیم بود. گسل‌ها ممکن است متعدد و موازی یا متقاطع باشند. در این صورت ساختمان‌های پله‌ای یا شطرنجی تشکیل می‌شوند. ساختمان‌های واقعی و یک شیبی بر اثر حرکات خشکی‌زایی به وجود می‌آیند و ممکن است گرایش منفی یا مثبت داشته باشند.

۱-۴- مجموعه‌های ساختمانی بزرگ کره‌ی زمین

کیفیت سنگ‌ها و ساختمان آنها در ایجاد اشکال ناهمواری دخالت دارند. اختلاف این ویژگی‌ها در سطح کره‌ی زمین به صورت مجموعه‌های متفاوتی ظاهر می‌شوند و بنابراین به دو خانواده‌ی بزرگ سکوها و سیستم‌های چین‌خورده تقسیم می‌شوند. سکوها قدیمی‌ترین بخش قاره‌ها را تشکیل می‌دهند و به ویژه از سنگ‌های آذرین و دگرگونی ساخته شده‌اند. با تولیدهای خارا‌ئی آنها را شکافته‌اند و رگه‌های نفوذی فراوانی نیز به همراه دارند. یک پوشش نازک رسوبی اغلب به صورت دگر شیب آنها را می‌پوشانند. این پوشش گاهی گچ و نمک و زمانی ماسه سنگ و آهک است. این سکوها از نظر سن دو دسته‌اند. دسته‌ای مربوط به آنته‌کامبرین و دسته‌ای دیگر در دوران اول به وجود آمده‌اند. گاهی بر اثر فرونشینی، رسوب‌های فراوانی بر سطح آنها متمرکز شده‌اند. در این سکوها اغلب بقایای چین‌خوردگی‌های قدیمی آنته‌کامبرین و دوران اول وجود دارند. گسل‌های فراوانی با جهش چند هزارمتری آنها را تحت تأثیر قرار داده و ساختمان‌های آتش‌فشانی زیادی دارند. گاهی شکستگی‌های بزرگی در آنها به وجود آمده و از رسوب‌های جدید انباشته شده‌اند. وسعت سکوه‌ای آنته‌کامبرین بسیار زیاد است، در حالی که سکوه‌ای دوران اول از چندین ده هزار کیلومتر مربع تجاوز نمی‌کنند. سکوه‌ای آنته‌کامبرین یا در قطبین و مجاور آن و یا در استوا و حوالی آن پراکنده شده‌اند. در حالیکه سکوه‌ای دوران اول فقط در نیمکره‌ی شمالی و در عرض‌های میانی قرار دارند.

سیستم‌های چین‌خورده متکی بر سکوه‌ای قدیمی هستند و جوان‌ترین مجموعه‌های ساختمانی کره‌ی زمین می‌باشند. این مجموعه بیشتر از سنگ‌های رسوبی تشکیل شده است. روی هم‌رفته به سه گروه مشخص بین قاره‌ای و مجاور قاره‌ای و درون قاره‌ای تقسیم می‌شوند. از نظر پراکندگی شامل دو قلمرو بزرگ مداری و نصف‌النهاری و قوس‌های جزیره‌ای هستند. قلمرو مداری در اروپا و آسیا و قلمرو نصف‌النهاری در آمریکا و قوس‌های جزیره‌ای در حاشیه‌ی اقیانوس کبیر قرار دارند.

۱-۵- اشکال اولیه‌ی ساختمانی

حجم و اندازه‌ی اشکال اولیه‌ی ساختمانی در ارتباط با ساختمان زمین‌شناسی می‌باشند. اشکالی که فقط بر اثر دخالت نیروهای درونی به وجود آمده باشند، اصلی یا اولیه نامیده می‌شوند. در حالیکه پس از دخالت فرسایش و تغییرشکل، اشکال مشتق نام می‌گیرند. از طریق مطالعه‌ی این اشکال، هم جنس سنگ‌ها و هم ساختمان آنها شناسایی می‌شوند. از نظر منشاء پیدایش مجموعه‌ی این اشکال به دو خانواده‌ی متفاوت تقسیم می‌شوند. گروه اول مربوط به سنگ‌های رسوبی و گروه دوم ویژه‌ی سنگ‌های بلورین است. در سنگ‌های رسوبی، ساختمان‌های متفاوت بر حسب شیوه‌ی تغییر شکل تقسیم‌بندی می‌شوند. بر همین اساس با سه نوع ساختمان؛ افقی و مایل و چین‌خورده، روبرو خواهیم شد. در صورتی که تغییری در چین‌بندی سنگ‌ها به وجود نیامده باشد، غالباً ساختمان افقی خواهد بود. ساختمان افقی بیشتر نشان‌دهنده‌ی دشت‌ها و جلگه‌ها و فلات‌ها می‌باشد. در این صورت سطح توپوگرافی منطبق بر سطح ساختمانی طبقات خواهد بود. اگر سری سنگ‌های رسوبی از تناوب طبقات سخت و سست تشکیل شده باشند، پس از دخالت فرسایش، در حاشیه‌ی عوارض پرتگاه‌های پله‌مانندی به وجود می‌آیند که شیب تند منطبق بر طبقه‌ی سخت و شیب ملایم در ارتباط با طبقه‌ی سست خواهد بود. در صورتی که عمل تخریب شدید باشد به تدریج پهنه‌های وسیع به صورت نوارهایی در حد فاصل شبکه‌های آب ظاهر می‌شوند. ادامه‌ی فرسایش همین نوارهای مسطح را به شکل تپه‌های پراکنده شکل می‌دهد که اغلب کلاهی از طبقه‌ی سخت در قله‌ی آنها مشاهده می‌شود. اگر مقاومت سنگ‌ها یکسان باشند، پس از دخالت فرسایش پرتگاه یکنواخت و عظیمی متناسب با ضخامت طبقات به وجود می‌آورند. نمونه‌ی این عوارض بر سطح سکوه‌های آنته‌کامبرین، در رسوب‌های دگر شیب فوقانی فراوانند که گلن یا گلنت نامیده می‌شوند.

۱-۶- ساختمان‌های یک شیبی (اشکال ساختمانی رسوبی مایل)

مشخص‌ترین اشکال در ساختمان‌های مایل رسوبی کواستا نامیده می‌شود. این عارضه شامل طبقه‌ای از سنگ سست بین دو لایه‌ی سخت می‌باشد. عارضه‌ی کواستا نمونه‌های متفاوتی دارد. کواستا دارای نیم‌رخ عرضی نامتقارنی است. در یک دامنه، پرتگاهی در سنگ سخت دارد که پیشانی نامیده می‌شود و در طرف مقابل، شیب ملایم ساختمانی دامنه را به وجود می‌آورد. در پای پیشانی چاله‌ای وجود دارد که وسعت آن در ارتباط با ضخامت طبقه‌ی سست است. برای تشکیل کواستا شرایط خاصی لازم است که عبارتند از: شیب طبقه حداکثر ۱۵ درجه باشد؛ تناوب طبقات سخت و سست وجود داشته باشد؛ طبقه‌ی سخت در بالا قرار گرفته و از طبقه‌ی سست کم ضخامت‌تر باشد. پیشانی کواستا ممکن است مستقیم یا برآمده و یا فرورفته باشد. دخالت شبکه‌ی آبها عارضه‌ی کواستا را به وجود می‌آورد. شبکه‌ی اصلی «اورتوکلی‌نال» نام دارد که مسبب اصلی کواستا می‌باشد و جهت آن عمود بر شیب طبقه است. شبکه‌ای که در امتداد شیب ساختمانی طبقه‌ی سخت جریان دارد، نزولی نامیده می‌شود و آب‌هایی که از پیشانی به داخل چاله‌ی راست شیب می‌ریزند، شبکه‌های معکوس نام دارند. شبکه‌ی معکوس به تدریج پیشانی کواستا را متلاشی ساخته و تپه‌های شاهی از آن به جای می‌گذارند که نشانه‌ی پسروری پیشانی کواستا است. چنانچه در داخل طبقه‌ی سست میان لایه‌های سخت وجود داشته باشد، آن را کواستای مضاعف می‌نامند. اما اگر یک شبکه‌ی راست شیب، بر سطح ساختمانی کواستا دره‌ی جدیدی ایجاد کند، مجموعه‌ی عارضه را کواستای تقسیم شده می‌گویند. اگر در ساختمان مایل رسوبی، تناوب طبقات سخت و سست وجود نداشته باشد، اشکال حاصل از آن، شبه کواستا نام دارند.

۱-۷- ساختمان چین‌خورده

اشکال اولیه‌ای که در سری‌های رسوبی چین‌خورده به وجود می‌آیند به علت اختلاف ساختمان‌های زمین‌شناسی از تنوع بسیاری برخوردارند. ساختمان‌های چین‌خورده به سه گروه متمایز: اشکال ژورایی، اشکال رورانده و اشکال آپالاشی تقسیم می‌شوند. در اشکال ژورایی، اصولاً کوه‌ها منطبق بر تاقدیس‌ها و دره‌ها منطبق بر ناودیس‌ها می‌باشند. در این صورت آنها را اشکال ساده یا زاگرسی (ژورایی) هم می‌نامند. آب‌هایی که یک پهلوی چین را قطع می‌کنند، رو یا روز نامیده می‌شود. اما اگر رودی هر دو پهلوی

به عبارت دیگر تقادیس را قطع کند، دره‌ای به اسم تنگ یا کلوز به وجود می‌آورد. آرایش شبکه‌ی آب‌ها در این عوارض نیزه‌ای می‌باشد. دخالت فرسایش در این ناهمواری‌ها، اشکال معکوسی ایجاد می‌کند که میان تاق و ناودیس برجسته نامیده می‌شوند. پیدایش میان تاق‌ها، منشاءهای متفاوتی دارند. چنانچه طبقات سخت و سست فوقانی از بین بروند و طبقه‌ی سخت زیرین در کف میان تاق ظاهر شود، آن را تاق مشتق می‌نامند. میان تاق‌ها گاهی ممکن است قوسی شکل باشند و اغلب به صورت بیضی کشیده‌ای ظاهر شوند. در ناودیس‌های برجسته یا معلق، چنانچه حاشیه‌ی طبقه‌ی سخت برافراشته باشد، شکل آن به کف قایق شباهت دارد. این عوارض در قسمت فوقانی به پرتگاه‌هایی ختم می‌شوند که بر میان تاق‌ها مسلط‌اند. چنانچه شیب ساختمانی در پرتگاه‌های مسلط به میان تاق‌ها حداکثر تا ۴۵ درجه باشد آن را تیغه و در صورتی که بیش از ۴۵ درجه باشد آن را دیواره می‌نامند.

چنانچه بعد از پیدایش ساختمان‌های چین‌خورده، نیروهای زمین ساخت هنوز ادامه داشته باشند، ساختمان‌های رورانده تشکیل می‌شوند. اگر طبقات رورانده از سنگ‌های سختی تشکیل شده باشند پیشانی آنها غالباً به پرتگاهی ختم می‌شوند. چنانچه پیشانی توده‌ی رورانده بر اثر فرسایش از اسکلت اصلی جدا شود آن را کلیپ می‌نامند. در همین شرایط، فضای خالی شده، سبب رخنمون سنگ‌های زیرین می‌شود که اصطلاحاً روزنه نام دارد.

عوارض آپالاشی در اصل از بقایای سکوه‌های دوران اول به جا مانده‌اند. یکی از ویژگی‌های آن تناوب طبقات سخت و سست است. سطح کوهستان‌ها هموار است که نشانه‌ی هموارشدگی کل سیستم در دوران اول بوده است. دره‌هایی که لایه‌های سخت را بریده‌اند گپ نام دارد.

۱-۸- فرسایش کارستی (آهکی)

گاهی ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها در برابر عوامل فرسایش از چنان اهمیتی برخوردار است که نقش مقاومت و ساختمان زمین ساخت را در درجه‌ی دوم اهمیت قرار می‌دهد. سنگ آهک سمبل چنین شرایطی است. سنگ‌های آهکی به دلیل حساسیت در برابر پدیده انحلال و ایجاد اشکال ویژه، جداگانه مطالعه می‌شوند. این اشکال را اصطلاحاً کارست می‌نامند. شبیه این اشکال ممکن است در سنگ‌های تخییری نیز به وجود آیند. مهمترین اشکال کارستی به سه دسته‌ی لاپیه‌ها و چاله‌های بسته و حفره‌های زیرزمینی تقسیم می‌شوند. لاپیه‌ها یا به صورت حفره‌های کوچک سطحی و یا شیارهای مختلف ظاهر می‌شوند. بین شیارها را یا تیغه‌های تیز و یا سطوح همواری تشکیل می‌دهند. لاپیه‌های خطی ممکن است مستقیم یا دارای انحناء بوده و حتی گاهی متقاطع باشند. این شیارها اغلب در محل درز سنگ‌ها توسعه می‌یابند. حفره‌های لاپیه ممکن است مدور یا بیضی‌شکل باشند. در سنگ‌های دولومیتی انحلال ضعیف‌تر است.

مشخص‌ترین اشکال کارستی چاله‌های کوچک یا بزرگی هستند که بسته به شکل و حجم آنها به دولین‌ها و آون‌ها و پلیه‌ها تقسیم می‌شوند. دولین‌ها حفره‌های دایره یا بیضی‌شکلی، حداکثر به ابعاد چندین صدمتر می‌باشند. اغلب در کف آنها چاهی برای تخلیه‌ی آب وجود دارد. از اتصال دولین‌ها، حفره‌های بزرگ‌تری به وجود می‌آیند که اووالا نام دارند. پلیه‌ها چاله‌های بسته‌ی بسیار وسیعی می‌باشند که ابعاد کیلومتری دارند. این عارضه در محل غسل‌ها یا ناودیس‌ها شکل می‌گیرند. اغلب شبکه‌ی آب مستقلی دارند و این آب‌ها از طریق چاهی تخلیه می‌شوند که پونور نامیده می‌شوند. برجستگی‌هایی به نام همس در آن وجود دارند. آون‌ها سومین نوع حفره‌ها هستند که به صورت قیف وارونه با حفره‌ی نسبتاً تنگی با سطح زمین در ارتباط می‌باشند و قسمت پایین آن که بیشتر به سقف غارها باز می‌شود بسیار فراخ است.

حفره‌های زیرزمینی چهره‌ی دیگری از فرسایش کارستی است که اغلب افقی و در ارتباط با یکدیگر می‌باشند. مشخص‌ترین این حفره‌ها غارها می‌باشند. در غارها اشکال فراوانی از رسوب ثانوی آهک به وجود می‌آیند که مهم‌ترین آنها استالاکتیک و استالاگمیت است. در این حفره‌ها اغلب شبکه‌های مهمی از آب جریان دارند. در حالی که، سطح زمین‌های آهکی به علت درز و ترک‌های فراوان نسبتاً خشک است. کارست‌ها از نظر گسترش یا محدودیت، انواع متفاوتی دارند.

۹-۱- ساختمان‌های بلوری

سنگ‌های بلورین حجم عظیمی از پوسته‌ی جامد زمین را تشکیل می‌دهند و در چهره‌های متفاوتی ظاهر می‌شوند. یکی از ویژگی‌های مهم اشکال حاصل از ساختمان سنگ‌های درونی و دگرگونی، اختلاف مقاومت سنگ‌های نفوذی با سایر سنگ‌ها در برابر فرسایش تفریقی است. چنان‌چه سنگ‌های نفوذی به صورت باتولیت و مقاومت آن‌ها بیش از سنگ‌های دربرگیرنده‌اش باشد، اغلب به شکل کوهستان‌های واقعی در ناهمواری ظاهر می‌شوند. همین عوارض پس از دخالت طولانی فرسایش به صورت انسلب‌ها ظاهر می‌شوند. چنان‌چه مقاومت باتولیت کمتر باشد، در محل آن‌ها حفره‌هایی به وجود می‌آیند. این حفره‌ها ممکن است مدور یا بیضوی و در صورت وجود گسل، مستقیم باشند. رگه‌های نفوذی نیز شرایطی مانند باتولیت‌ها خواهند داشت و به شکل دیواره‌ها یا شیارهایی در طبیعت منعکس می‌شوند.

از فعالیت آتش‌فشان‌ها، ساختمان‌هایی شکل می‌گیرند که می‌توان آن‌ها را به سه دسته مخروط‌های آتشفشانی، روانه‌ها و اشکال عریان‌شده تقسیم نمود. برجستگی آتشفشان‌ها از تراکم مواد جامد به دور دهانه‌ها شکل می‌گیرند و دارای اشکال متفاوتی هستند. مهمترین آن‌ها شامل نمونه‌های هاوایی، سپری، پله‌ای، تراکمی، ولکانی و استرامبولی و ... می‌باشند. دهانه‌ی بعضی از آتش‌فشان‌ها بسیار وسیع است که آن را کالدیرا می‌نامند و اغلب به صورت دریاچه‌ای ظاهر می‌شوند. آتش‌فشان‌ها ممکن است ساده یا مرکب باشند. روانه‌ها اشکال متفاوت دیگری می‌سازند. روانه‌های بازی در سطحی وسیع گسترده شده و نهایتاً فلات‌های وسیع یا محدود بازالتی را به وجود می‌آورند. در حالی که گدازه‌های اسیدی در فاصله‌ای نه چندان دور از دهانه منجمد می‌شوند. گاهی گدازه‌ها، مسیر دره‌ها را مسدود ساخته و دریاچه‌های سدی آتش‌فشانی ایجاد می‌کنند. ستون‌های منشوری شکل بازالتی یکی دیگر از چهره‌های مشخص ناهمواری است.

۱۰-۱- اشکال عریان‌شده

اشکال ناهمواری‌های کنونی هم حاصل دخالت نیروهای زمین ساخت و هم نتیجه‌ی مقاومت سنگ‌ها در برابر فرسایش است. اشکال عریان‌شده، قسمتی از سنگ‌های آذرین درونی و بیرونی هستند که به صورت قالب‌گیری شده‌ای سخت شده‌اند. این اشکال بعدها بر اثر دخالت فرسایش از رسوب‌های در بر گیرنده‌ی خود آزاد می‌شوند. چون شکل و حجم حفره‌ها متفاوتند، بنابراین از تنوع فراوانی برخوردارند. مهمترین این عوارض از باتولیت‌ها، لاکولیت‌ها، سیل‌ها، دایک‌ها و نک‌ها تشکیل شده‌اند. سیل‌ها به صورت پرتگاه‌ها و دایک‌ها در ارتباط با شکل حفره به صورت دیواره‌های مستقیم یا مدور ظاهر می‌شوند. رسوب‌های فوقانی لاکولیت‌ها پس از دخالت فرسایش به کواستاها شباهت دارند. سرانجام باتولیت‌ها در ارتباط با حجم خود گاهی کوهستان‌های بسیار بزرگی می‌سازند. خود این عوارض ممکن است دارای سیل‌ها و دایک‌های متعددی باشند. نک‌ها و کولوها از انجماد گدازه‌ها در دهانه‌ی آتشفشان به وجود آمده‌اند و پس از متلاشی شدن مخروط در توپوگرافی ظاهر می‌شوند.

گسل‌ها تمام سنگ‌ها را تحت تأثیر قرار می‌دهند. دخالت فرسایش سبب تغییر شکل صفحه‌ی گسل می‌شود. بنابراین در ارتباط با حرکات گسل‌ها و دخالت فرسایش با اشکال متفاوتی از آن روبه‌رو خواهیم بود.

پرتگاه گسل اولیه، مستقیماً از شکستن سنگ‌ها حاصل می‌شود. بنابراین پرتگاه در بالای خط گسل قرار دارد. چنان‌چه فرسایش دخالت کرده باشد، پرتگاه گسل، در پشت صفحه‌ی گسل واقع می‌شود و ارتفاع آن کمتر از گسل اولیه خواهد بود. چنان‌چه قطعات طرفین گسل از دو سنگ متفاوت تشکیل شده و مقاومت یکسانی نداشته باشد، پس از دخالت فرسایش، پرتگاه خط گسل به وجود می‌آید. بر حسب اینکه قطعه‌ی سخت، در کدام بخش گسل واقع شده باشد، نمونه‌ی گسل متفاوت خواهد بود. پس از دخالت فرسایش، ابتدا هر دو بخش هم‌سطح می‌شوند. بنابراین پرتگاهی در توپوگرافی باقی نمی‌ماند. در این شرایط، بسته به اینکه سنگ سخت در قطعه‌ی فرارو یا فرورو قرار داشته باشد، پس از دخالت فرسایش مجدداً پرتگاه ظاهر می‌شود. اگر نگاه عارضه‌ی جدید در همان جهت قدیمی باشد، پرتگاه خط گسل مستقیم است و برعکس، پرتگاه خط گسل معکوس نامیده می‌شود. در صورتی که بعد

از ایجاد گسل و یا همزمان با آن، بخش فرورو، از رسوب‌های جدید تخریبی انباشته شود، ظاهراً گسلی در توپوگرافی مشاهده نخواهد شد. اما پس از دخالت فرسایش و برداشت حداقل قسمتی از این رسوب‌های جدید، گسل‌ها مجدداً ظاهر می‌شوند. این گسل‌ها به ترتیب، پرتگاه گسل نبشی و پرتگاه گسل مکشوف نامیده می‌شوند.

۱-۱۱- واحدهای بزرگ اشکال ساختمانی و مجاورت آنها

به طور کلی اشکال اصلی ساختمانی را به صورت واحدهای بزرگی تقسیم می‌کنند. هر یک از این واحدها ویژگی‌های خاصی دارند و در مجموع ناهمواری‌های کروی زمین را تشکیل می‌دهند.

همانطور که قبلاً گفته شد، کلیه ناهمواری خشکی‌ها به دو خانواده‌ی بزرگ سکوها و سیستم‌های چین‌خورده تقسیم می‌شوند. در این تقسیم‌بندی، حوضه‌های رسوبی و سپرها و گران‌کوه‌های قدیمی منطبق بر سکوها و بقیه جزء سیستم چین‌خوردگی‌های آلیپی محسوب می‌شوند.

نحوه‌ی مجاورت این دو مجموعه و ارتباط آنها با یکدیگر از اهمیت خاصی برخوردار است. حوضه‌های رسوبی بخشی از سکوها هستند که پس از فرونشینی از رسوب انباشته شده و سطحی هموار تشکیل می‌دهند. اشکال ناهمواری آنها بسیار ساده و شامل ساختمان‌های افقی و مایل می‌باشند و به دو دسته، حوضه‌های آنته‌کامبرین و دوران اول تقسیم می‌شوند. حوضه‌های آنته‌کامبرین بسیار وسیع و در عرض‌های بالا و پایین پراکنده هستند. اشکال ناهمواری تقریباً یکنواخت می‌باشند و از اختلاف مقاومت پوشش رسوبی با سنگ پایه بر اثر فرسایش به صورت پرتگاه‌هایی ظاهر می‌شوند. گاهی به دلیل مایل‌بودن پوشش رسوبی و سست‌بودن سنگ پایه، کواستاهای واقعی عظیمی به وجود می‌آیند. روی‌هم‌رفته گاهی پرتگاه‌های بزرگ و زمانی فلات‌های وسیع هموار یا تپه ماهوری، عوارض مهم ناهمواری را تشکیل می‌دهند. حوضه‌های رسوبی کالدونو - هرسی‌نین، کم‌وسعت‌تر اما اشکال آنها تنوع بیشتری دارند. علاوه بر اشکال مشابه حوضه‌های قدیمی‌تر، گاهی چین‌ها و خمیدگی‌ها و گسل‌ها نیز دیده می‌شوند. اغلب کواستاهای مکرر از عوارض مشخص آنها می‌باشند.

سپرها و گران‌کوه‌های قدیمی بخش دیگری از سکوه‌های بلورین می‌باشند که بر اثر دخالت حرکات زمین‌ساخت بعدی اغلب به صورت کوهستان‌های عظیم ظاهر می‌شوند. سپرها از ارتفاع یافتن سکوه‌های آنته‌کامبرین به وجود آمده‌اند. نسل‌های متعددی از باتولیت‌ها و رگه‌های نفوذی و آتشفشان‌ها در آن وجود دارند که اشکال متنوعی می‌سازند. گسل‌های عظیمی این سپرها را به صورت پله‌هایی مسلط به دریاها درآورده است.

گران‌کوه‌های قدیمی به صورت عوارض برجسته‌ی ساختمانی، منطبق بر سکوه‌های کالدونو - هرسی‌نین می‌باشند. عوارض آن هسته‌هایی از سکوه‌های آنته‌کامبرین دارند. بر روی آنها بقایای چین‌خوردگی‌های دوران اول نیز شکل گرفته‌اند. همانند سکوه‌های بسیار قدیمی، چندین نسل از باتولیت‌ها و رگه‌های نفوذی در آن وجود دارند. رسوب‌های دوران‌های دوم و سوم به صورت دگر شیب بر روی آنها قرار دارند و آتشفشان‌های جدید، عوارض مهمی به وجود می‌آورند. گران‌کوه‌ها یا نسبتاً هموارند یا کوهستانی.

۱-۱۲- رشته‌های چین‌خورده

رشته‌های چین‌خورده یکی از واحدهای بسیار مهم ناهمواری خشکی‌ها می‌باشند و در تمام عرض‌های جغرافیایی وجود دارند. روی‌هم‌رفته به دو نمونه‌ی رشته‌های ساده چین‌خورده و رشته‌های مرکب چین‌خورده تقسیم می‌شوند. رشته‌های ساده در قسمت‌های مقدم یا خارجی سیستم چین‌خورده قرار دارند. از ویژگی‌های آن تکرار ساختمان‌های مشابه به صورت تاقدیس و ناودیس‌ها می‌باشند. شرایط بسیار مساعدی در برابر فرسایش تفریقی دارند. اغلب کوه‌ها منطبق بر تاقدیس‌ها و دره‌ها در محل ناودیس‌ها قرار دارند. اما اشکال معکوس مانند دره‌های تاقدیسی و ناوهای برجسته نیز فراوان می‌باشند که نشانه‌ی دخالت وسیع فرسایش است. روی‌هم‌رفته نمونه‌های مختلفی مانند: ژورایی، پیش‌آلی و اطلسی در آن قابل تشخیص است. ساختمان‌های آپالاشی را می‌توان به عنوان نمونه‌ی دیگری از آن ذکر کرد.

در رشته‌های مرکب، ساختمان ناهمواری‌ها پیچیده‌تر است. این بی‌نظمی و پیچیدگی در سفره‌های رورانده بسیار زیادتر است. بسته به اینکه سفره‌های رورانده از سنگ‌های سخت یا سست تشکیل شده باشند، اشکال ناهمواری متفاوت خواهند بود. مجموعه‌ی ساختمان‌های ساده یا مرکب در سه نمونه‌ی مشخص بین قاره‌ای و مجاور قاره‌ای و درون‌قاره‌ای با ویژگی‌های خاص شناخته شده‌اند. مجاورت واحدهای مهم ساختمانی به صورت مختلف، اشکال متنوعی به وجود می‌آورند و به سه صورت روی هم قرارگیری، رویارویی و تکمیلی شناسایی شده‌اند.

مجاورت به صورت روی هم قرارگیری، ویژه‌ی سپرها و گران‌کوه‌های قدیمی است. اشکال ساختمانی حاصل تحمل نسبی سنگ‌های مجاور سطح دگرشیب در برابر فرسایش است. پوشش رسوبی ممکن است از سنگ پایه مقاوم‌تر یا سست‌تر باشد. بنابراین اشکال ناهمواری تفاوت‌های چشم‌گیری خواهند داشت.

ممکن است واحدهای ساختمانی بر اثر دخالت گسل‌ها رو در روی یکدیگر قرار گیرند. در این صورت قطعات عظیمی از سنگ پایه در برابر حوضه‌ی رسوبی قرار می‌گیرند.

در مجاورت تکمیلی، حوضه‌ی رسوبی تدریجاً بر روی سنگ پایه شکل می‌گیرد. نوسان حرکات زمین‌ساخت در زمان‌های متفاوت شرایط حوضه‌ی رسوبی را تغییر می‌داده، اما در مجموع به سود سیستم‌های چین‌خورده بوده است.

۱-۱۳- ارتباط شبکه‌ی آب‌ها با ساختمان زمین‌شناسی

گسترش شبکه‌ی آب‌ها با مقاومت سنگ‌ها و ساختمان زمین‌شناسی آن رابطه‌ای نزدیک دارد. اگر مسیر شبکه‌ی آب با ساختمان زمین و یا رخنمون سنگ سست در ارتباط باشد، می‌گوییم که در حالت اول انطباق بر ساختمان زمین ساخت و در صورت دوم انطباق بر ساختمان سنگ‌شناسی حاصل شده است. اما اگر مسیر جریان آب با هیچ‌یک از دو مورد فوق، رابطه نداشته باشد، عدم انطباق نام دارد. در ساختمان‌های مایل، شبکه‌های نزولی و راست شیب به ترتیب بر ساختمان زمین و ساختمان سنگ منطبق هستند. اما شبکه‌ی معکوس در حالت عدم انطباق است. در ساختمان‌های چین‌خورده، بیشتر شبکه‌های طولی در حالت انطباق هستند. اما تنگ‌ها نشانه‌ای از عدم انطباق می‌باشند.

اگر تنگ منطبق بر فرود محوری باشد، حالت نیمه انطباق است. در سکوها تمام شبکه‌هایی که امتداد گسل‌ها را دنبال می‌کنند و یا در سنگ‌های سست جریان دارند، در حالت انطباق هستند. در سکوها هم حالت عدم انطباق فراوان است.

انطباق و عدم انطباق ممکن است مضاعف باشند. انطباق مضاعف در مورد دره‌هایی است که خط گسل را دنبال می‌کنند و عدم انطباق مضاعف در حالت کواستای تقسیم شده صادق است. توجیه پدیده‌ی عدم انطباق متکی بر نظریه‌ی ای‌پی‌ژنی است و به دو دسته‌ی پیشین رود و تکمیلی تقسیم می‌شوند.

در پیشین رود، مسیر جریان اولیه در بالارود قدیمی‌تر از سن سنگ‌های بستر در میان رود و پایین‌رود است. در حالی که شبکه‌ی تکمیلی در یک ساختمان دگرشیب، شکل می‌گیرد.

۱-۱۴- ساختمان زمین‌شناسی و اجزاء شبکه‌ی آنها

ساختمان زمین‌شناسی و سنگ‌شناسی در نحوه‌ی پراکندگی و گسترش اجزاء شبکه‌ی آب‌ها دخالت دارند. در سنگ‌های آهکی شبکه‌ی آب‌ها بسیار پراکنده اما در سنگ‌های رسی متراکم‌اند. در اثنای تحول اجزا و شبکه‌ی آب‌ها پدیده‌های اسارت و انحراف اتفاق می‌افتد. ربودن بخشی از یک جریان به وسیله‌ی جریان دیگر، اسارت نامیده می‌شود. اما ورود ناگهانی یک جریان به جریان مجاورش، انحراف نام دارد. این دو پدیده از طریق شواهد روشنی در طبیعت قابل شناسایی هستند.

ژئومورفولوژی دینامیک

عناوین اصلی

❖ تخریب و هوازدگی

❖ فرآیند حمل بر سطح دامنه‌ها

❖ نیمرخ تعادلی طولی بستر

❖ یخچال‌ها

❖ فرسایش بادی

❖ فرسایش ساحلی

فصل دوم

ژئومورفولوژی دینامیک

در فصل اول دیدیم که چگونه ناهمواری‌های اولیه یا اصلی زمین بر اثر دخالت نیروهای درونی به وجود می‌آیند. بنابراین اشکال اولیه‌ی ناهمواری‌ها، حاصل دخالت مستقیم دینامیک درونی زمین است. در این فصل آن دسته از پدیده‌های خارجی کره‌ی زمین مطالعه می‌شوند که در پیدایش تدریجی اشکال کنونی ناهمواری‌ها، دخالت داشته‌اند.

۲-۱- تخریب و هوازگی

به علت فعالیت مداوم عوامل فرسایش، عوارض ناهمواری هیچ‌وقت ثابت باقی نمی‌مانند. از طریق مطالعه‌ی رسوب‌های حاصل از فرسایش، عوامل مولد آن به خوبی شناخته می‌شوند. گروهی از عوامل فرسایش (دما و آب و ...) سبب هوازگی و تخریب سنگ‌های سست‌اند و عوامل زیستی دوش به دوش آنها فعالیت دارند. عملکرد این پدیده‌ها جنبه‌ی دینامیکی یا شیمیایی دارند. نتیجه‌ی هر نوع دخالتی با شرایط کانی‌شناسی سنگ‌ها، که اغلب نقش تعیین‌کننده‌ای دارند، مربوط است.

نحوه‌ی مجاورت مستقیم یا غیرمستقیم سنگ‌ها با عوامل مهاجم در شدت و نوع تخریب بسیار مؤثر است. مهمترین ویژگی‌های فیزیکی سنگ‌ها که در نحوه‌ی تخریب و هوازگی دخالت مؤثر دارند رنگ و اندازه‌ی کانی‌های تشکیل‌دهنده‌ی سنگ، شکل ظاهری و نسبت تراکم دانه‌ها، میزان نفوذپذیری آنها و سرانجام وجود درزها و شکاف‌های متعدد در توده‌های سنگی‌اند.

سنگ‌های تیره بیش از سنگ‌های روشن، جاذب حرارت‌اند. هر اندازه دانه‌ها ریزتر باشند، مقاومت سنگ‌ها زیاده‌تر است. شکل و اندازه‌ی دانه‌ها در نفوذپذیری سنگ‌ها دخالت دارند و بالاخره هر اندازه دانه‌ها درشت‌تر و سنگ‌ها پر درزتر باشند، قابل نفوذتر و بنابراین، سست‌تر خواهند بود. درزها منشأهای گوناگونی دارند. ترکیب کانی‌شناسی سنگ‌ها از لحاظ تخریب و هوازگی در مرحله‌ی دوم اهمیت قرار دارند.

پدیده‌ی تخریب و هوازگی در قالب تخریب مکانیکی و انحلال و تجزیه‌ی شیمیایی فعال است. در تخریب مکانیکی، سنگ‌ها به طور مختلف متلاشی می‌شوند و تغییر محسوسی در جنس آنها داده نمی‌شود. از مهمترین حالات تخریب مکانیکی می‌توان به موارد ذیل اشاره کرد: پدیده‌ی ترموکلاستی که محرک اصلی آن تغییرات درجه حرارت در بالای صفر درجه‌ی سانتیگراد است و ویژه‌ی نواحی گرم و خشک مانند نواحی مداری است. بسته به طبیعت فیزیکی سنگ‌ها، نحوه‌ی متلاشی شدن متفاوت خواهد بود. چهره‌ی دیگر تخریب مکانیکی کریوکلاستی است. این پدیده، بر اثر دخالت مشترک آب و تغییرات دما، در حوالی صفر درجه‌ی سانتیگراد عمل می‌کند. آب‌های نفوذی از طریق درزها و حفره‌ها به قلب سنگ‌ها داخل می‌شوند. سپس، در اثنای کاهش دما، پدیده‌ی یخ بستن آب فشار فوق‌العاده‌ای بر سنگ‌ها وارد می‌کند و تدریجاً با تکرار یخبندان و ذوب یخ مقاوم‌ترین سنگ‌ها را متلاشی می‌سازد. دخالت آب در حالت مایع نیز ممکن است بعضی از سنگ‌ها را متلاشی سازد (هیدروکلاستی). در کانی مونتورپونیت دخالت آب حجم سنگ را تا ۶۰ درصد افزایش می‌دهد. چنانچه این نوع سنگ‌ها آب خود را از دست دهند، با ایجاد درزها و شکاف‌های فراوان، متلاشی می‌شوند. نمک‌های محلول در آب نیز، پس از تبلور، سنگ‌ها را متلاشی می‌کنند. این پدیده هالوکلاستی نامیده می‌شود و در سواحل دریاها و حاشیه‌ی چاله‌های شور بیابان‌ها مشاهده شده است.

هنگامی که آب کانی‌ها را به صورت مولکولی تفکیک می‌کند، پدیده‌ی انحلال رخ داده است. بعضی از سنگ‌های رسوبی در برابر انحلال حساسیت فراوانی دارند (سنگ‌های تبخیری). بعضی از عناصر شیمیایی، توانایی انحلال را افزایش می‌دهند. کانی‌های محلول، پس از رسوب در نواحی خشک، به صورت روکش‌هایی سنگ‌ها را می‌پوشانند. یکی از مهم‌ترین حالت‌های هوازدگی و تخریب، به ویژه در نواحی گرم و مرطوب، آب است. ساده‌ترین نوع تجزیه‌ی سنگ‌ها به صورت اکسیده‌شدن و آبدارشدن عمل می‌کند. عامل تجزیه در سنگ‌های آذرین و دگرگونی نیز آب است که به صورت هیدرولیز وارد عمل می‌شود. از مهم‌ترین نوع تجزیه‌ی این سنگ‌ها می‌توان به سیالیتیزاسیون و آلیتیزاسیون اشاره کرد. موجودات زنده و گیاهان نیز به صور مختلف در اعمال هوازدگی و تخریب دخالت دارند.

۲-۲- فرایند حمل بر سطح دامنه‌ها

این فرایندها، رسوب‌های حاصل از دخالت چهره‌های متنوع هوازدگی و تخریب را بر سطح دامنه‌ها جابه‌جا می‌کنند. سپس با توجه به بافت و نسبت مقاومت و ساختمان رسوب و دخالت نیروی جاذبه، آنها را به صورت مختلف به سمت پای دامنه‌ها و خط‌القعرها می‌کشانند.

نیروی جاذبه عامل محرک جابه‌جایی رسوب‌هایی است، که بر اثر دخالت هوازدگی و تخریب به وجود آمده‌اند. گاهی اجزای تشکیل‌دهنده رسوب دانه به دانه حرکت می‌کنند و زمانی به صورت یکپارچه حجم قابل توجهی از قطعات متلاشی شده در امتداد شیب دامنه‌ها به سمت خط‌القعرها کشانده می‌شوند. برحسب چگونگی حمل و نوع حرکت رسوب‌ها، فرایندهای حمل بر سطح دامنه‌ها را جداگانه بررسی می‌کنیم. یکی از مهم‌ترین شیوه‌ها جابه‌جایی، سقوط سنگ‌ها و ریزش است. چنان‌چه این پدیده به صورت حرکت مستقل دانه به دانه‌ی رسوب‌ها عمل کند، بر سطح دامنه یا پای آن، اشکال خاصی به وجود می‌آید که به ترتیب مخروط واریزه‌ای و شیب واریزه‌ای نامیده می‌شوند. اما اگر قطعات ریز و درشت همزمان سقوط کنند، پدیده‌ی ریزش اتفاق می‌افتد. این فرایند مخصوص سنگ‌های سخت و یکپارچه است. مهم‌ترین شرایط عملکرد این پدیده هنگامی است که در زیر طبقه‌ی سخت طبقه‌ی سستی قرار گرفته باشد. تکان‌های زلزله، این فرایند را تشدید می‌کند. اغلب در محل ریزش حفره‌ای تشکیل می‌شود که توده‌ی ریزشی در پای آن انباشته شده است. در کوهستان‌هایی که پدیده‌ی یخبندان و ذوب یخ وجود داشته باشد، این پدیده بسیار فعال است.

خزش چهره‌ی دیگری از حرکت رسوب‌ها بر سطح دامنه‌هاست. این حرکت دانه دانه و مداوم، اما بسیار کند است. آثار آن به صورت کج‌شدن تنه‌ی درختان یا پرچین باغ‌ها و ... مشهود است. عوامل مختلفی مانند تغییرات دما و آب و جانداران و گیاهان آن را تشدید می‌کنند. این پدیده در نواحی مرطوب بر روی دامنه‌ها بسیار فعال است.

در حرکات توده‌ای و یکپارچه، حجم قابل توجهی از رسوب‌ها یکباره در امتداد شیب جابه‌جا می‌شوند. یکی از مشخص‌ترین چهره‌ی این نوع حرکت لغزش است که ویژه‌ی سنگ‌های سست دانه‌ی ریز است. حضور آب در پیدایش آن الزامی است. تناوب لایه‌های سخت و سست این فرایند را تشدید می‌کند. اشباع لایه‌های رسی یا مارنی یا لیمونی و ... از طریق آب‌های نفوذی محرک اصلی است، به طوری که سطح لغزش همیشه مرطوب است و حالت گلی دارد. این پدیده ویژه‌ی دامنه‌های پرسیب نواحی کوهستانی است. جریان‌های سیلابی و تکان‌های ناشی از زلزله در ایجاد آن بسیار مؤثرند. حالت دیگری از این حرکت سولی فلوکسیون نام دارد که به صورت جابه‌جایی یک قشر سطحی گلی عمل می‌کند. وجود آب و رسوب سست ریزدانه و عامل شیب از شرایط تشکیل آن است. سولی فلوکسیون چهره‌های متفاوتی دارد و به دو نوع محلی و عمومی تقسیم می‌شود. در نوع عمومی، چنان‌چه ضخامت گل کم باشد، آن را لایه‌ای می‌نامند. اما اگر پوشش گیاهی متراکم و باران فراوان باشد، سولی فلوکسیون زیرجلدی است، ولی گاهی، بر اثر فشار ممکن است گل به خارج راه یابد. حالت دیگر آن را پای دامی می‌نامند که فراوان‌ترین چهره‌ی سولی فلوکسیون است.

نوع محلی بیشتر در رسوب‌های ریزدانه‌ای به وجود می‌آید که بر سطح دامنه‌ها گسترده شده‌اند. مشخص‌ترین نمونه‌ی آن یک بازوی گلی در پای یک حفره‌ی ساده است. گاهی ممکن است در پای حفره باتلاق یا دریاچه‌ی کوچکی نیز به وجود آید.

سولی فلوکسیون های قدیمی را با توجه به حالت قرار گرفتن تک سنگ ها در داخل گل شناسایی می کنند. اگر آب موجود بر اثر ذوب برف یا یخ حاصل شده باشد، پدیده ی ژلی فلوکسیون نامیده می شود. آخرین چهره ی فرایندهای حمل بر روی دامنه ها شستشو با هرز آب های سطحی است. این هرز آب ها یا متمرکزاند یا متقاطع. جریان های در هم و متقاطع را ریل واش و حرکت لایه ای آب را شیت واش می گویند. شیب زمین در تغییر نوع جریان بسیار مؤثر است. حاصل عمل هرز آب ها، برداشت، حمل و رسوب گذاری است. هزاردره یکی از مشخص ترین چهره های برداشت در رسوب های ریزدانه و حاصل تراکم مخروط هایی است که در پای دامنه به جای می مانند.

۲-۳- عوامل مهم حمل

رسوب هایی که قبلاً هوازدگی و تخریب آنها را متلاشی کرده و از طریق فرآیندهای اولیه در سطح و پای دامنه ها پراکنده شده اند، نهایتاً در اختیار فرآیندهای مهم حمل قرار می گیرند. این عوامل رسوب های تخریب شده را از محل خود خارج می کنند و در محیط های رسوب گذاری دریایی یا خشکی ته نشین می کنند.

آب های جاری یکی از گسترده ترین و مهم ترین عوامل فرسایش در سطح خشکی های کره ی زمین اند. آب شناسان فعالیت آب های جاری را به خوبی مطالعه کرده اند. آب های جاری را بر حسب میزان آب و نحوه ی عملکرد آن به سه دسته شط ها و رودها، سیلاب ها و خشک رودها و هرز آب های پراکنده تقسیم می کنند.

تمایز بین شط ها و رودها بیشتر مربوط به وسعت حوضه ی آبریز و حجم آب آنهاست. بستر جریان دارای ویژگی های خاصی است و بر حسب میزان آب به بستر فرعی و بستر اصلی اتفاقی تقسیم می شود. این خصوصیات در بسترهایی وجود دارد که رژیم آب منظمی دارند. مجموعه ی وسعتی که جریان های سطحی آن در یک شبکه ی مستقل متمرکز شود حوضه ی آبریز یا حوضه ی آبگیر نام دارد. حد فاصل حوضه های آبریز مجاور، خط تقسیم آبهاست. حوضه های آبریز به حوضه ی آبریز نظری و حوضه ی آبریز جاری تقسیم می شوند. نسبت این دو حوضه به یکدیگر، ضریب زهکشی نامیده می شود. از نظر نحوه ی گسترش شاخه های فرعی، شبکه ی آب ها تنوع فراوان دارد. منشاء تغذیه ی رودها نزولات جوی است و در فصول خشک از آب های نفوذی بهره مند می شوند. در نواحی خشک و یخبندان جریان آب ها موقتی است.

چنانچه در فواصل بارندگی ها آب های نفوذی وجود نداشته باشند، رودهای دائمی وجود نخواهند داشت. بلکه سیلاب ها و خشک رودها در چنین شرایطی شکل می گیرند. این جریان ها از سرچشمه به سمت سطح پایه شامل سه بخش حوضه ی دریافت، آبراهه و مخروط افکنه اند. این شبکه ها جریانی نوسانی دارند و گاهی به کلی خشک می شوند. اما ممکن است جریانی زیرزمینی داشته باشند. در فصل طغیان دارای حداکثر آب اند. با وجود کم آبی نسبی، در فصل طغیان، ضایعات فرسایشی شدیدی دارند. پاکویه ها قلمرو فعالیت هرز آب ها هستند. پدیده های ریل واش و شیت واش گسترش قابل توجهی دارند. چنانچه، بر اثر تراکم رسوب های ریزدانه، به جریان گلی تبدیل می شوند، شیت فلور نام دارند. عکس های هوایی نواحی خشک نمونه های متعددی از هرز آب ها را در بردارند.

فعالیت آب های جاری حاصل تغییرات دینامیک اند. ساده ترین شکل جریان نخ آب نامیده می شود. نخ آب ها یا به صورت متمرکز یا صفحه ای حرکت می کنند. قطر نخ آب ها گاهی کمتر از یک میلی متر و زمانی بیش از صد متر است. چنانچه جریان آرام باشد نخ آب ها به صورت موازی با بستر حرکت می کنند. اما در شرایط طغیانی مسیر نخ آب ها تغییر می کند و جریان گردآبی و متلاطم می شود. فعالیت های سایشی حاصل متلاطم بودن جریان هاست. سرعت جریان آب ها، هم به طور مستقیم و هم از طریق فرمول های تجربی، اندازه گیری می شوند. سرعت متوسط آب را با استفاده از شعاع هیدرولیک می سنجند. سرعت آب ها در یک جریان، هم در سطح افق و هم در امتداد قائم، تغییر می کند و در مجاور کف بستر به حداقل می رسد. نیرویی که به مصرف شکل زایی می رسد در

حدود $\frac{1}{5}$ کل نیروی آب است. اعمال مهم فرسایشی از نسبت رابطه ی بین نیروی اولیه و نیروی خالص آب حاصل می شوند.

مهم‌ترین فعالیت آب‌های جاری حمل آبرفت‌هاست که آن را بار جامد یا بده جامد می‌نامند. بار جامد جریان‌ها از ذرات بسیار ریز تا تخته‌سنگ‌ها را شامل می‌شود. در جریان یک طغیان شدید حجم مواد ریزدانه ممکن است تا ۵۰ درصد حجم بار جامد افزایش یابد. بسته به حجم دانه‌ها، آبرفت‌ها به صورت غلتیدن یا خزیدن یا جهیدن یا معلق‌بودن در آب جابه‌جا می‌شوند. در جریان‌های نواحی معتدله گاهی وزن مواد محلول در آب بیش از وزن بار جامد مرئی است. فعالیت اصلی این فرآیندها در اثنای طغیان‌ها ظاهر می‌شوند. نیروی جنبشی دانه‌ها یکدیگر را می‌سایند. به همین دلیل اندازه‌ی دانه‌ها به سمت پایین رود کاهش می‌یابد. جریان آب‌ها زمین‌های سست را حفر می‌کند، اما روی سنگ‌های سخت اثر محدودی دارند. اصولاً آب باید مجهز به آبرفت‌های درشت دانه باشد تا بتواند عمل فرسایشی انجام دهد. در بسترهای تنگ و گود، عمل فرسایش بر روی جدارها نیز انجام می‌شود. در این صورت به تدریج بسترها پهن می‌شوند.

مشخص‌ترین اثر فرسایشی جریان آب‌ها در پیچان رودها ظاهر می‌شود. بر اثر این عمل، قوس‌های باز تدریجاً به صورت حلقه‌های مشخص تغییرشکل می‌دهند. در یک ساحل قوس‌های باز تدریجاً به صورت حلقه‌های مشخص تغییرشکل می‌دهند. در یک ساحل قوس‌های کوژ و کاو به دنبال یکدیگر ظاهر می‌شوند. مشخصات پیچان رودها را از طریق طول موج و عرض آن می‌سنجند. پیچان رود یا سطحی است یا دره‌ای. تحول پیچان رودها نتیجه‌ی نابرابری نیروی جریان در دو ساحل متقابل است. فرآیندهای اولیه‌ای مانند ریزش، خزش و لغزش روی دامنه‌ها ممکن است جریان متقارن و مستقیم را به پیچان رود تبدیل کند. در ساحل کوژ، شیب دامنه بسیار کم و در ساحل کاو مقابل بیشتر حالت پرتگاهی دارد. پیچان رودها هم در جهت غربی و هم در مسیر جریان جابه‌جا می‌شوند. سرانجام در تحول نهایی، در اثنای طغیانی شدید، پیچان رود قطع می‌شود و آب مستقیماً به حلقه‌ی بعدی وارد می‌گردد و حلقه‌ی متاندر به صورت بستر متروکی ظاهر می‌شود.

چهره‌ی دیگر فرسایش آب‌های جاری تراکم آبرفت‌ها در بستر جریان است. حاصل این رسوب‌گذاری‌ها، بسته به شرایط توپوگرافی و موقعیت جغرافیایی، در حوضه‌ی آبریز به صورت دشت‌ها یا جلگه‌های آبرفتی، پادگانه‌های آبرفتی و مخروط‌های افکنه شکل می‌گیرد.

۲-۴- اشکال مهم تراکمی آب‌های جاری

فرآیندهای اولیه‌ی حمل بر روی دامنه‌های رسوب‌های حاصل از پدیده‌ی هوازگی و تخریب را به اشکال متفاوت و تدریجاً به سمت خط‌القع‌های محلی می‌کشانند. آب‌های جاری به تدریج رسوب‌هایی را که فرآیندهای اولیه‌ی دامنه‌ها آنها را در خط‌القع‌ها انباشته‌اند از منطقه کوهستانی تخلیه می‌کنند. بسته به چگونگی عملکرد آب، بخشی از این رسوب در پهنه‌های هموار مجاور رودها ته‌نشین می‌شوند و با گذشت زمان به تدریج جلگه‌ها یا دشت‌های آبرفتی را به وجود می‌آورند. دشت‌ها ممکن است مستقل یا باز باشند. در این صورت، شرایط رسوب‌گذاری در آنها متفاوت خواهد بود.

آب‌های جاری به چهره‌ی دیگری از تراکم رسوب در عارضه‌ای به نام مخروط افکنه تجسم می‌بخشند. هرجا، در مسیر شبکه، شیب زمین بسیار کاهش یابد و همزمان عرض بستر زیاد شود، امکان تشکیل مخروط افکنه وجود دارد. به دلیل شکل ظاهری، این عارضه مخروط افکنه نامیده شده است. بهترین محل تشکیل آن حاشیه‌ی دشت‌ها و حوضه‌های انتهایی است. اندازه‌ی آنها بسیار متغیر است و به ندرت تا چند هزار کیلومترمربع می‌رسد. در شبکه‌های خارجی این عارضه دلتا نامیده می‌شود. رأس مخروط در ابتدای دشت و قاعده‌ی آن به سمت مرکز دشت گسترش می‌یابد. درشت‌ترین دانه‌ها در رأس و ریزترین آن‌ها در حوالی قاعده‌ی مخروط ته‌نشین می‌شوند. ضخامت آبرفت در مرکز مخروط زیادتر است. هر مخروط افکنه در طول یک دوره‌ی فرسایش تشکیل می‌شود. بنابراین، به تعداد دوره‌های فرسایش مخروط افکنه وجود خواهد داشت. مخروط افکنه‌ها ممکن است در مجاور هم یا به صورت متداخل به وجود آیند.

همیشه مخروط‌های قدیمی مسلط بر مخروط‌های جدیدند. در ایران داخلی، بیشتر شهرها و روستاها بر سطح این عارضه گسترده شده‌اند. مشخص‌ترین و فراوان‌ترین شکل تراکم آب‌های جاری پادگانه‌های آبرفتی‌اند که در حاشیه‌ی بلافصل شبکه‌های آب جاری تشکیل می‌شوند. پادگانه‌ی آبرفتی بر اثر فرسایش به مفهوم عام حاصل می‌شود. یک دوره‌ی فرسایش شامل سه مرحله‌ی حفر، جابه‌جایی و

تراکم است. پادگانه‌های آبرفتی، بر اثر توالی دوره‌های فرسایش، به وجود می‌آیند. عوامل مهم تکرار دوره‌های فرسایش عبارتند از حرکات زمین ساخت، تغییرات شرایط اقلیمی و نوسان سطح آب اقیانوس‌ها. همیشه و در آغاز دوره‌های فرسایش نیروی خالص آب مثبت است و عمل حفر انجام می‌شود. به همین ترتیب، به علت منفی شدن نیروی خالص در پایان دوره، فرسایش تراکمی است. هر پادگانه‌ی آبرفتی همیشه از توالی دو دوره‌ی متوالی فرسایش به وجود می‌آید. بنابراین، دو پادگانه‌ی آبرفتی حاصل توالی سه دوره‌ی فرسایش است. نتیجتاً، تعداد دوره‌های فرسایش در هر محل برابر تعداد پادگانه‌های آبرفتی، به اضافه‌ی یک است. براساس تعریف، پادگانه‌ی آبرفتی عارضه‌ای هموار یا نسبتاً هموار است که با شیب مشخصی به بستر سابق یا بستر فعال مسلط باشد. بسته به میزان قدرت فرسایش کاوشی در هر دوره و اختلاف آن‌ها نسبت به یکدیگر دو نوع پادگانه به نام‌های مطبق و متداخل تشکیل می‌شود. پادگانه‌های آبرفتی همیشه متقارن نیستند. به عبارت دیگر، تعداد پادگانه‌ها در هر حاشیه ممکن است با تعداد پادگانه‌های حاشیه‌ی مقابل برابر نباشند. به طور کلی، امکان دارد حاشیه‌ای دارای پادگانه و حاشیه‌ی مقابل فاقد آن باشد. همیشه مرتفع‌ترین پادگانه‌ها ممکن است قدیمی‌ترین آنها نیز باشد. اغلب مرتفع‌ترین پادگانه‌ها به صورت ناهموار در توپوگرافی ظاهر می‌شوند. گاهی گسل‌ها ممکن است نظم پادگانه‌های آبرفتی را بر هم بزنند. در این صورت بعضی از پادگانه‌ها گسلی خواهند بود.

در مطالعه‌ی پادگانه‌ها برای تعیین سن نسبی آن‌ها از روش‌های مختلفی استفاده می‌کنند که مهمترین آن‌ها به شرح زیر است:

- ۱- اختلاف توپوگرافیک پادگانه‌ها نسبت به یکدیگر که پست‌ترین آنها جوان‌ترین پادگانه‌ها خواهد بود.
 - ۲- اختلاف رنگ مجموعه‌ی آبرفت‌ها، زیرا به ندرت ممکن است سیمان موجود در پادگانه‌های مختلف مشابه و هم‌رنگ باشد.
 - ۳- اختلاف قطر میانگین مجموعه آبرفت‌ها، چون قدرت جریان آب‌ها در دوره‌های متفاوت یکسان نبوده است.
 - ۴- نسبت ترکیب کانی‌شناسی آبرفت‌ها در پادگانه‌های مختلف هماهنگ نیست.
 - ۵- ویژگی ساختمانی، یعنی نظم و ترتیب لایه‌های تشکیل‌دهنده‌ی پادگانه‌ها از یک دوره به دوره‌ی دیگر فرق می‌کنند.
 - ۱- میزان تخریب کانی‌های مختلف در هر پادگانه و همین ویژگی در هر کانی و در پادگانه‌های متفاوت یکسان نیست.
- برای تشخیص، سن مطلق پادگانه‌ها از آزمایش کربن ۱۴ استفاده می‌کنند.

۲-۵- نیمرخ تعادل طولی بستر

مسیر جریان رودها را نیمرخ طولی بستر می‌نامند که به تدریج به سمت پایین رود شیب آن کاهش می‌یابد. خط منطبق بر این بستر نیمرخ تعادل طولی نامیده می‌شود که به دو نوع نظری و حقیقی تقسیم شده است. منحنی نیمرخ تعادل طولی همیشه کاو است.

به علت اختلاف مقاومت سنگ‌ها، همین نیمرخ کاو، ناهموار نیز هست. افزایش حجم آب کاهش شیب را سبب می‌شود و قطر دانه‌های آبرفت نیز هم‌زمان کوچکتر می‌گردد. دانه‌های کوچکتر برای حمل به شیب کمتری نیاز دارند. در نواحی کم آب، نیمرخ طولی تعادل هرز آب‌ها به صورت خط مستقیمی ظاهر می‌شود. تصور نیمرخ تعادل نظری حاصل ویژگی‌های فوق است که در آن حالت، آب قادر به جابه‌جایی رسوب‌ها خواهد بود. در این صورت، بده آب و بار رسوبی به سمت پایین رود افزایش می‌یابند. اما در طبیعت چنین شرایطی به ندرت فراهم می‌آیند. بنابراین، نیمرخ طولی تعادل نظری تصویری بیش نیست.

شیب بستر هر لحظه خود را با تغییرات دبی و سرعت و بار رسوبی هماهنگ می‌سازد. هر یک از این تغییرات آشفته‌گی‌های نسبتاً پایداری به وجود می‌آورند. چنان‌چه بار جامد یک شاخه‌ی فرعی درشت‌تر یا بیشتر از حجم بار جامد شاخه‌ی اصلی باشد، شیب بستر در شاخه‌ی اصلی افزایش می‌یابد و برعکس. بنابراین، براساس تنوع سنگ‌شناسی در یک حوضه‌ی آبریز، دائماً نسبت شیب بستر، چه در شاخه‌های فرعی و چه در رود اصلی، در حال تغییر خواهند بود. سایر ویژگی‌های سنگ‌شناسی نیز در این تغییر شیب دخالت دارند. مثلاً، مقاومت سنگ‌ها سبب تنگی بستر و عمیق شدن آن می‌شود و کاهش شیب را به دنبال خواهد داشت. اما، در سنگ‌های سست، غالباً پهنای بستر افزایش می‌یابد. پس نیمرخ تعادل حقیقی از بخش‌های مشخص و نابرابر تشکیل شده‌اند. به

عبارت دیگر، هر بخش از یک منحنی منظم کاو تشکیل شده است که میانگین شیب هر یک متفاوت است. بنابراین، نیمرخ طولی تعادل در اطراف یک حالت میانگین شکل می‌گیرد و در عین حال موقتی نیز هست. نتیجه اینکه، بدون دخالت عوامل خارجی، نیمرخ تدریجاً در تمام طول بستر پایین می‌رود. با توجه به دخالت متغیرهای مختلف، دستیابی به نیمرخ واقعی نیز مشکل است. تشکیل نیمرخ تعادل طولی به مراحل طغیان آب‌ها بستگی دارد. دستکاری در بستر، در اثنای طغیان‌ها، بیشتر و مشخص‌تر است. این تعادل بر اثر توالی حفر و تراکم در بستر انجام می‌شود. همیشه فعالیت اولیه‌ی آب در بسترهای بسیار نامنظم انجام می‌شود. این بی‌نظمی‌ها هم حاصل دخالت زمین ساخت و هم به نسبت مقاومت سنگ بستر است. شیب بستر در سنگ‌های سخت از طریق حفر کاهش می‌یابد و برعکس. تراکم بر سطح سنگ‌های سست شیب متوسط را افزایش می‌دهد. این اعمال همزمان انجام می‌شوند. در سنگ‌های سخت، تنظیم نیمرخ از پایین رود به سمت بالا رود انجام می‌شود، در حالی که تراکم از بالا رود به سمت پایین رود شکل می‌گیرد. با اصلاح این بی‌نظمی‌ها، به تدریج نیمرخ تعادل طولی منظم می‌شود. این نظم در پایین‌رود سریعتر از بالا رود حاصل می‌شود. هر تغییر در شرایط تعادل پایین‌رود مستقیماً در تغییر نیمرخ تعادل بالا رود اثر می‌گذارد. نیمرخ تعادل همیشه به تناسب وضع سطح پایه در هر حوضه‌ی آبریز شکل می‌گیرد. در مورد شبکه‌های خارجی سطح پایه در ارتباط با سطح دریاهای آزاد است. اما در شبکه‌های داخلی، سطح پایه ممکن است بالاتر یا پایین‌تر از سطح پایه‌ی دریاهای آزاد باشد. اغلب محل اتصال شاخه‌های فرعی به رود اصلی ممکن است سطح پایه‌ی محلی باشد. سنگ‌های سخت نیز در بستر رودها به صورت سطح پایه‌ی موقت عمل می‌کنند. نیمرخ تعادل طولی همیشه نسبت به سطح پایه‌ی خود متقاطع خواهد بود. هر تغییری در سطح پایه به تدریج در تمام طول نیمرخ منعکس می‌شود.

۲-۶- یخچال‌ها

۲-۶-۱- شرایط و نحوه‌ی تشکیل یخچال‌ها

یخچال‌ها، که در نواحی خاصی از سطح خشکی‌ها تشکیل می‌شوند، حدود ۱۰ درصد سطح خشکی‌ها را می‌پوشانند. تشکیل یخچال‌ها، حاصل تغییر شکل برف بر اثر ذوب جزئی و فشار لایه‌های فوقانی است. یخچال‌ها ابتدا به یخ برفی و سپس به یخ حباب‌دار و یخ شفاف بلوری تبدیل می‌شوند. در این حالت، توانایی فعالیت فرسایشی دارند. این یخچال‌ها هم در عرض‌های بالا، یعنی در قلمروهای قطبی شمال و جنوب و هم در کوهستان‌های مرتفع نواحی معتدل و استوایی تشکیل می‌شوند. از نظر جغرافیدانان، فعالیت شکل‌زایی یخچال‌ها مورد توجه‌اند و بر اساس پراکندگی جغرافیایی تقسیم‌بندی می‌شوند. یخچال‌ها به دو گروه قاره‌ای و کوهستانی تقسیم می‌شوند: نواحی وسیعی از قلمرو هر دو قطب زیر پوشش ضخیمی از یخ قرار دارند. وسیع‌ترین یخچال‌ها در قاره‌ی قطب جنوب واقع است. یخچال‌های قاره‌ای، شکل گنبدی و نیمرخ کوژ ملایمی دارند. ضخامت متوسط یخ‌ها در قاره‌ی قطب جنوب حدود ۲۵۰۰ متر و در گروئنلند حدود ۱۵۰۰ متر است. حجم آب یخچال‌های قاره‌ای معادل ۹۸ درصد آب‌های شیرین کره‌ی زمین است. گاهی قله‌ی کوهستان‌ها با ارتفاع نسبی چندین صد متر بر گنبدهای یخی مسلط‌اند که نوناتاک نامیده می‌شوند. حرکت عمومی یخ‌ها از مرکز به سمت حاشیه‌ی گنبدهای یخچالی است. بدین ترتیب، سکوه‌های یخ شناور وسیعی بر روی دریا تشکیل می‌شوند. کوه‌های یخی از شکستن لبه‌ی خارجی همین سکوه‌های یخ شناور به وجود می‌آیند. تفاوت‌هایی بین گنبدهای یخی گروئنلند و قاره‌ی قطب جنوب وجود دارند. گاهی یخچال‌هایی بر سطح این گنبدهای یخی تشکیل می‌شوند که مهم‌ترین آن‌ها به نام یخچال همبولت در گروئنلند، به طول ۷۰۰ و عرض ۱۰۰ کیلومتر است. یخچال‌های قاره‌ای جزء یخچال‌های سردند.

توپوگرافی سطح یخچال‌های کوهستانی از ناهمواری‌های زیربنای آن تبعیت می‌کند. این نوع یخچال‌ها به استثنای استرالیا در سایر قاره‌ها وجود دارند. بسته به موقعیت این یخچال‌ها، نسبت به عوارض ناهمواری، دارای نمونه‌های متفاوتی‌اند.

مهم‌ترین آنها شامل یخچال‌های فلاتی، یخچال‌های دره‌ای، یخچال‌های مرکب، یخچال‌های دامنه‌ای، یخچال‌های پایکوهی و یخچال‌های میان‌کوهی است. این یخچال‌ها از طریق زبانه‌هایی به خارج انتشار می‌یابند. ضخامت یخ در مرکز زیاد و در حاشیه‌ها

کم است. بر سطح زبانه‌ها، شکاف‌های عرضی و طولی و مورب فراوان وجود دارد که حاصل حرکت یخ در ارتباط با شکل ناهمواری‌های زیر یخ است. گاهی زبانه‌های یخچالی حتی از مرز برف‌های دائمی نیز پایین‌تر می‌آیند. در یخچال‌های مرکب بازوها، پهلوی به پهلوی، به هم چسبیده‌اند و یخچال عظیمی به وجود آورده‌اند. این نوع یخچال‌ها مخصوص کوهستان‌های بسیار مرتفع‌اند. اما در نواحی کم‌ارتفاع مجاور قطب شمال نیز وجود دارند. بزرگترین نوع این یخچال به نام هوبارد، در آلاسکا، ۱۲۰ کیلومتر طول دارد. چنانچه زبانه‌های یخچالی از دره‌های متقابل خارج شوند، یکدیگر را قطع می‌کنند و یخچال مشبک نامیده می‌شوند. گاهی به علت کمبود تغذیه‌ی برف یخچال‌ها فقط در داخل حفره‌ی سیرک‌ها باقی می‌مانند. دمای یخ یخچال‌های کوهستانی در حدود صفر درجه‌ی سانتی‌گراد است و تقریباً همیشه قشری از برف یخچال‌ها را می‌پوشانند. به علت سقوط قطعه‌سنگ‌ها از جدارهای مسلط سنگی بر سطح سیرک و تیرگی رنگ سنگ‌ها به تدریج حفره‌هایی در سطح سیرک به وجود می‌آید. گاهی، به علت تراکم بین قطعه‌سنگ‌ها، سطح یخ به کلی پوشیده شده و از ذوب یخچال جلوگیری به عمل می‌آورند.

در برابر یخچال‌های سرد قطبی، یخچال‌های کوهستانی را معتدل یا گرم می‌نامند. پنی‌تانتها به صورت ستون‌های مخروطی یکی از اشکال مشخص این یخچال‌ها هستند. گاهی در اینلندسیس‌ها جریان‌های موقتی از ذوب روزانه‌ی یخ‌ها تشکیل می‌شوند. از ذوب زبانه‌های یخچالی جریان‌هایی به وجود می‌آید که از لحاظ موقعیت آن‌ها نسبت به یخچال به جریان‌های میان یخچالی، زیر - یخچالی و مجاور یخچالی تقسیم می‌شوند.

۲-۶-۲- حرکت یخ‌ها و زبانه‌های یخچالی

حرکت یخ‌ها از طریق وجود شکاف‌ها یا نصب علائم و بازشناسی آنها تأیید شده است. این حرکت با ضخامت یخ، میزان تغذیه‌ی برف، شیب زمین و مقاومت بستر رابطه دارد. شناخت میزان سرعت این حرکت دارای اهمیت است. میانگین سرعت از چندین ۱۰ متر در سال تجاوز نمی‌کند. حداکثر سرعت اندازه‌گیری شده ۲۴۰۰ متر در سال در آلاسکا بوده است.

میزان سرعت در محور مرکزی زبانه‌ی یخچالی بیش از کناره‌های آن است. در برش قائم از زبانه‌ی یخچالی میزان سرعت از پایین به بالا افزایش می‌یابد. شکاف‌ها نشانه‌ی شتاب حرکت در بخش فوقانی است. شناخت میزان حرکت در یخچال‌های قاره‌ای، به دلیل عظمت یخچال و تنوع عوارض در آنها، بسیار مشکل است. میزان حرکت در مرکز گنبد یخچالی کم و در کناره‌ها افزایش می‌یابد. در بخش داخلی یخچال‌های قاره‌ای میزان حرکت از ۱ تا ۲۰ متر و در حاشیه‌ها از ۳۰ تا ۵۰۰ متر متفاوت است. بده یخچالی حجم یخی است که در یک سال از عرض بستری مشخص می‌گردد. میانگین بده یخچال‌های آلپی در حدود چندین ۱۰ متر مکعب و در یخچال‌های قاره‌ای در حدود چندین کیلومتر مکعب در سال است. اغلب، به علت دخالت باد، میزان تغذیه‌ی یخچال‌های کوهستانی بیش از سهم بارش معمولی است. برداشت از طریق ذوب و تبخیر در اینلندسیس‌ها به ویژه از طریق جداسدن کوه‌های یخی انجام می‌شود. موازنه‌ی یخچالی ممکن است مثبت یا منفی باشد. در این صورت، یخچال یا ذخیره‌ای است یا تخلیه‌ای. در اینلندسیس‌ها مرکز گنبدها محل ذخیره و حواشی آنها نقشی تخلیه‌ای را بر عهده دارند. یخچال‌ها، از لحاظ میزان تغذیه و تخلیه، به فعال و غیرفعال تقسیم می‌شوند. حرکت یخ با قابلیت شکل‌پذیری آن رابطه دارد. در زبانه‌های یخچال‌های کوهستانی، بخش سطحی تحت تأثیر رژیم انبساطی و بخش زیرین متأثر از رژیم فشاری است. وجود نوارهای مشخص سفید و آبی‌رنگ نشانه‌ی حرکت صفحه‌ای در زبانه‌های یخچالی است. ذوب تابستانی شتاب جریان یخچالی را توجیه می‌کند. آزمایش‌ها نشان داده‌اند که در عمق اینلندسیس‌ها در مجاورت سنگ‌های زیرین آب وجود دارد و دما به نقطه‌ی ذوب نزدیک است. تجارب نشان داده‌اند که، برای امکان حرکت در بستری با شیب ۷ درجه، ضخامت یخ باید حداقل ۴۰ متر باشد. اما با وجود ضخامت زیاد یخ، در اینلندسیس‌ها سرعت جریان بسیار کند است. در پیشانی انتهایی زبانه‌های یخچالی، سرعت یخ گاهی تند و گاهی کند است. به علت ویژگی شکل‌پذیری، یخ‌ها بر شیب‌های معکوس غلبه می‌کنند. اینلندسیس‌ها تقریباً در حالت تعادل قرار دارند. یعنی میزان تغذیه و برداشت آنها تقریباً معادل است.

یخچال‌ها، در نواحی قطبی و مجاور آن و کوهستان‌های مرتفع، عامل مهم فرسایش به شمار می‌روند. نحوه‌ی فعالیت یخچال‌ها با آب‌های جاری و باد فرق دارد. مجموعه‌ی رسوب‌هایی که با یخ جابه‌جا می‌شوند یخرفت نامیده می‌شود. ساختمان یخرفت‌ها بسیار

نامنظم است و از دانه‌های ریز تا تخته سنگ‌های بزرگ را شامل می‌شود. منشأ یخرفت‌ها هم از هوازدگی و تخریب و هم از بستر حرکت یخ‌هاست. یخرفت‌ها، بر حسب اینکه در چه محلی نسبت به زبانه‌های یخچالی قرار گرفته باشند، نام‌های متفاوتی دارند. قطعاتی که بر سطح یخ قرار دارند، یخرفت سطحی است که به تدریج با عبور از ضخامت یخ به کف بستر می‌رسد.

منشاء یخرفت‌های سطحی از سنگ‌های مسلط به زبانه‌های یخچالی است. در اینلندسیس‌ها و یخچال‌های فلاتی یخرفت‌های سطحی بسیار کمیاب‌اند. یخرفت‌های جانبی در حاشیه‌ی زبانه‌های یخچالی وجود دارند. منشأ آنها هم از جدار بستر و هم از هوازدگی دامنه‌های مسلط به یخ‌ها فراهم می‌شود. این یخرفت‌ها بسته به مقاومتشان یا خود شیارشمار می‌شوند یا شیارهای مشخص بر جدار بستر به وجود می‌آورند.

هنگامی که دو یا چند بازوی یخی به هم متصل می‌شوند، یخرفت‌های جانبی به یخرفت‌های میانی تبدیل می‌شوند. در یخچال‌های مرکب، نوارهای موازی تیره‌رنگ نشانه‌ی همین یخرفت‌های میانی است. یخرفت‌های عرضی از قطع‌شدن بازوهای یخچالی به وسیله‌ی یخرفت‌های جانبی و میانی تشکیل می‌شوند. مجموعه‌ی رسوب‌هایی از هر منشأ که در زیر زبانه قرار گیرند، یخرفت‌های کف نامیده می‌شوند. سرعت جابه‌جایی آنها اندکی کمتر از حرکت بازوی یخچالی است. مجموعه‌ی این یخرفت‌ها نهایتاً به انتهای بازوی یخچالی انتقال می‌یابند که، همراه با قطعه سنگ‌های محلی، یخرفت‌های پیشانی را به وجود می‌آورند. گسترش آنها هلالی‌شکل و موقعیت آن‌ها حداکثر گسترش یخچال‌ها را نشان می‌دهند.

۲-۶-۳- برداشت و تراکم یخرفت‌ها

فرآیندهای مکانیکی حرکت زبانه‌های یخچالی سبب حفر بستر و جابه‌جایی یخرفت‌ها می‌شوند. اهمیت این فعالیت‌ها در یخچال‌های کوهستانی بیش از یخچال‌های قاره‌ای است. قسمت بیشتر مواد اولیه‌ی یخرفت‌ها قبل از دوره‌ی یخچالی از طریق هوازدگی و تخریب فراهم شده‌اند. جابه‌جایی یخرفت‌ها سبب گود و پهن‌شدن بستر یخچالی می‌شوند. یخرفت‌های ریزدانه سبب ساییدگی و یخرفت‌های درشت‌دانه موجب خراش‌هایی بر جدار بستر می‌شوند. حاصل این تلاش‌ها به صورت اشکال کاوشی و تراکمی در طبیعت ظاهر می‌شود. یکی از اشکال کاوشی سیرک‌های یخچالی است که به صورت حفره‌ی قیفی‌شکلی در مجاورت قله کوهستان‌ها شکل می‌گیرند. اغلب حفره‌ی گودی در ته آن قرار دارد که پس از ذوب یخ به صورت دریچه‌ای ظاهر می‌شود. برجستگی‌هایی این حفره را مسدود می‌سازند که ورو نام دارند. همیشه تیغه‌هایی بر این سیرک‌ها مسلط‌اند که مرتفع‌ترین آنها به صورت مخروطی است و هورن نامیده می‌شوند.

یکی دیگر از اشکال مهم کاوشی دره‌ی یخچالی است. این عارضه، برشی به شکل U دارد. کف آن ممکن است سنگی یا پوشیده از تخریب باشد. گاهی فعالیت آب‌های جاری حاصل ذوب، ممکن است کف دره را حفر کند و برش عرضی آن به صورت V ظاهر شود. نیمرخ طولی دره‌ی یخچالی اغلب بسیار نامنظم است. علت آن اختلاف مقاومت سنگ بستر است. در محل سنگ‌های سست حفره‌ها و در ارتباط با سنگ‌های سخت برجستگی‌هایی به وجود می‌آیند. پس از ذوب یخ در این حفره‌ها دریاچه‌هایی تشکیل می‌شوند. چنانچه زبانه‌های یخچالی به دریاها یا دریاچه‌های عمیق ختم شوند، می‌توانند بستر خود را بسیار گود کنند. این خلیج‌های عمیق فیورد نامیده می‌شوند. نیمرخ عرضی دره‌های یخچالی متفاوتند. اغلب شانه‌های برجسته‌ای در طرفین دره‌ی یخچالی به چشم می‌خورند. گاهی شانه‌های متعدد به صورت پله‌ای به دره‌ی یخچالی مسلط‌اند. حضور این شانه‌ها نتیجه‌ی تکرار دوره‌های یخچالی و بین یخچالی است.

نحوه‌ی برداشت در یخچال‌های قاره‌ای متفاوت است و سطح بسیار وسیع‌تری را تحت تأثیر قرار می‌دهد و حتی ممکن است دره‌های جدیدی نیز حفر کنند. آثار چنین دخالتی در کانادا و آمریکای شمالی و اروپا فراوان است. پس از ذوب و عقب‌نشینی یخچال‌ها، چهره‌ی ناهمواری‌ها به صورت تراکم عظیم یخرفت‌ها و دریاچه‌های بی‌شمار ظاهر شده‌اند. چون این عوارض را اولین بار اروپاییان مطالعه کردند، اصطلاحات مهم از فرهنگ ساکنان این قاره اقتباس شده است.

از تراکم یخرفت‌ها اشکال متنوعی بر جای مانده که یکی از مهم‌ترین آن یخرفت‌های پیشانی است. این یخرفت‌ها حداکثر گسترش

یخچال‌ها را نشان می‌دهند. دروملین‌ها چهره‌ی دیگری از این اشکالند که، به صورت تپه‌های بیضی‌شکل، احتمالاً از بقایای یخرفت‌های کف تشکیل شده‌اند. این تپه‌ها اغلب یک هسته‌ی سنگی دارند. یکی دیگر از این عوارض تپه‌ها گاهی بسیار طولانی با خط‌الرأس نامنظم‌اند که دامنه‌ای نامتقارن دارند و اصطلاحاً «اُس» نامیده می‌شوند. در حاشیه‌ی این تپه‌ها اغلب باتلاق‌هایی وجود دارند. تپه‌های مشابهی با پیچیدگی بیشتر هستند که اسکر نام دارند. در صورتی که سطح آنها هموار باشد کام نامیده می‌شوند. یخرفت‌های پیشانی گاهی به صورت نوار (را) و زمانی به شکل دو توده‌ی پیاپی (سالپوسلکا) به جای مانده‌اند. از ذوب یخ‌ها اشکال یخچالی - آبرفتی نیز تشکیل شده است که یکی از چهره‌های مشخص آن ساندور نامیده می‌شوند.

۷-۲- فرسایش بادی

۷-۲-۱- جریان هوا

در سراسر کره‌ی زمین کم و بیش آثار فرسایش بادی مشهود است. اما عملکرد مؤثر آن بستگی به مساعدت محیط طبیعی دارد. رطوبت عامل بازدارنده‌ی فعالیت فرسایشی باد است. به همین دلیل، در نواحی مرطوب آثار آن مشهود نیست. نواحی خشک و سواحل دریاها و دریاچه‌های بزرگ مساعدترین قلمرو عملکرد باد است. در نواحی قطبی بادهای نیرومندی وجود دارد، اما چون قسمت اعظم آن از یخ پوشیده است، اثر آن به صورت بوران‌های قطبی ظاهر می‌شود. ولی باد در زمین‌های بدون یخ، تپه‌های ماسه‌ای - برفی می‌سازد. در سرزمین ایران قلمرو وسیعی در اختیار فرسایش بادی است و اشکال متنوع آن به ویژه در بیابان‌ها مشاهده می‌شود.

سرعت حد باد در حدود یک متر بر ثانیه است. بادهای فعال ویژگی گردبادی دارند. تغییرات دما و رطوبت و مشخصات ناهمواری‌ها در ویژگی‌های فیزیکی باد دخالت دارند. سرعت باد بیش از فراوانی آن در فرسایش بادی دخالت دارد. گاهی نقش بادهای محلی و فرعی از بادهای مسلط بیشتر است. سرعت باد در جهت ارتفاع سریع‌اً افزایش می‌یابد، اما از نظر پیکرشناسی زمین میزان سرعت در مجاور سطح زمین اهمیت دارد. ارتفاع و تراکم نباتات و افزایش قطر دانه‌ها سرعت باد را کاهش می‌دهد. بادهای اغلب از طریق مسیرهای خاصی می‌وزند.

سرعت باد از یک پهنه‌ی ناهموار به یک پهنه‌ی هموار افزایش می‌یابد و برعکس. تغییرات در سرعت و جهت باد و تکرار آنها مولد فرسایش بادی است. تراکم اجزای ریزدانه‌ی متحرک در هوا جریان باد را آشفته می‌سازد. در مطالعه‌ی اهمیت فرسایش بادی باید به توزیع سالیانه‌ی باران و رطوبت فیزیکی خاک توجه شود. چون آثار تخریب شدید باد تا ارتفاع حداکثر ۲ متر بالاتر از سطح زمین مشهود است، مطالعه‌ی تغییرات هوای مجاور زمین برای پیکرشناسان از اهمیت خاصی برخوردار است.

تجربه نشان داده که اگر سرعت باد به حداقل ۴/۵ متر بر ثانیه برسد، می‌توان آن را عامل فرسایش در نظر گرفت. اگر سرعت افزایش یابد، مرحله‌ی کاوشی فرسایش باد ظاهر خواهد شد. نحوه‌ی جابجایی ماسه به تناسب سرعت باد و قطر دانه و ناهمواری زمین متفاوت است. بزرگ‌ترین دانه‌هایی که جابه‌جا می‌شوند قطری در حدود یک میلی‌متر دارند.

باد تا زمانی که به ماسه مجهز نشده باشد، نمی‌تواند به طور مستقیم عامل فرسایش باشد. جابه‌جایی به سه صورت غلتیدن، جهیدن و تعلیق انجام می‌شود. دانه‌هایی که بر زمین می‌غلطند، قطری بیش از ۵/۵ میلی‌متر دارند و معمولاً گرد، کدر و آبله‌گونه‌اند. از قطر

۵/۵ میلی‌متر تا ۱/۱ میلی‌متر در جهت جهشی جابه‌جا می‌شوند و $\frac{3}{4}$ حجم کلیه‌ی ماسه‌های بادی را شامل می‌شوند. ضربات این

ذرات هم ماسه‌های درشت‌تر را به جلو می‌راند و هم عامل اصلی فرسایش کاوشی است. تجربه نشان داده است که این دانه‌ها، پس از برخورد با مانع و متناسب با سطح مانع، ابتدا در حدود ۱/۵ متر بالا می‌روند، سپس در حدود ۲ متر با سرعتی نصف سرعت اولیه به جلو رانده می‌شوند و این پدیده تکرار می‌شود. در زمین‌های سخت اعمال جهشی آسانتر صورت می‌گیرد.

دانه‌های با قطر کوچکتر از ۱/۱ میلی‌متر در حالت تعلیق جابه‌جا می‌شوند. تعلیق ممکن است در مورد دانه‌های بزرگتر موقت باشد و

دانه‌های بسیار ریز در حال تعلیق تقریباً دایمی باقی بمانند و مسافتات بسیار زیادی را طی کنند. باران‌های خونی حاصل همین ذرات بسیار ریز در فضا است. اندازه‌گیری حجم ماسه‌های بادی اهمیت خاصی دارد. بده متوسط ماسه در صحرا در حدود ۳ تا ۱۰ مترمکعب در کیلومترمربع در سال است.

۲-۷-۲- چهره‌های کاوشی فرسایش بادی

در رژیم‌های پایدار اغلب تعادلی بین جریان نسبی هوا و جابه‌جایی ماسه برقرار می‌شود. اما اگر به هر دلیل این تعادل به هم بخورد، مراحل مختلف جابه‌جایی، حفر و تراکم ماسه ظاهر می‌شود. برداشت ماسه تا مرحله‌ی اشباع هوا از گرد و غبار ادامه می‌یابد. در زمین‌هایی که رسوب‌های ریزدانه مانند رس، لیمون، مارن و ... وجود داشته باشند، جابه‌جایی ماسه شیاریهایی در آنها به وجود می‌آورد. یکی از چهره‌های کاوشی دشت ریگی است. باد ماسه‌های ریزدانه را از محل خارج می‌کند و سطح دشت را به تدریج از دانه‌های درشت‌تر و ریز می‌پوشاند. گاهی، بر اثر تراکم دانه‌های ریز در یک محل یا سستی زمین، برداشت ماسه‌ها ادامه می‌یابد، به طوری که در محل آن حفره‌های کوچک یا بزرگی به وجود می‌آیند. این حفره‌ها را چاله‌های بادی می‌نامند. فعالیت سایشی باد به کمک ماسه‌های ریزدانه صورت می‌گیرد که سطوح قله‌سنگ‌ها را می‌سایند و بر حسب نسبت تراکم و مقاومت کانی‌های آن، گاهی این سطوح را آبله‌گون و گاه صیقلی می‌کنند.

مشهورترین این نوع قله‌سنگ‌ها منشورهای سه‌وجهی‌اند که درای‌کانتر نامیده می‌شوند. در حوضه‌هایی که از رسوب‌های ریزدانه پوشیده شده‌اند تداوم سایش بادی بر عمق و وسعت شیاریها می‌افزاید و به تدریج در حد فاصل این شیاریها برجستگی‌های کشیده‌ای در جهت باد به جای می‌مانند. غالباً، بر سطح این برجستگی‌ها بوته‌های گیاهی وجود دارند. این اشکال یاردانگ نامیده می‌شوند. این عوارض تپه‌های گلابی شکلی‌اند که قسمت باریک آنها رو به باد قرار دارند. در استپ‌های بیابانی، این اشکال نامنظم‌ترند. چنانچه میزان شیب بتواند به صورت مانعی در برابر باد ظاهر شود، روی دامنه‌های رو به باد، نه نسبت سختی یا سستی زمین، حفره‌های کوچک و بزرگ مجاوری به وجود می‌آیند که آن را کندوی بادی می‌گویند.

اگر عمق شیاریها در رسوب‌های تخریبی ریزدانه افزایش یابد و میزان رطوبت زمین به طور محلی برداشت را تسهیل کند، اشکال بسیار جالبی شکل می‌گیرند که یکی از مهم‌ترین و عجیب‌ترین اشکال بادی محسوب می‌شوند. مشخص‌ترین نوع از این عوارض در دشت لوت ایران کلوت یا شهر لوت نامیده شده‌اند. کلوت‌ها به صورت تپه‌های موازی یا مورب گاهی ده‌ها کیلومتر طول دارند. تپه‌های کوچکتر از همین نوع را کلوتک نامگذاری کرده‌اند. یکی از کمیاب‌ترین اشکال کاوشی عوارض قارچی شکلی‌اند که بر اثر برخورد ماسه‌های در حال جهش به تپه‌های سنگی به وجود می‌آیند.

۲-۷-۳- اشکال فرسایش تراکمی باد

چنانچه سرعت باد کاهش یابد، رسوب‌گذاری آغاز می‌شود. ذرات معلق به صورت پوشش نازکی در سرزمین‌های دورتر به سطح زمین باز می‌گردند. ذرات در حال غلتیدن به محض برخورد با مانع متوقف می‌شوند. جابه‌جایی ذرات در حال جهش بیش از ذراتی است که بر سطح زمین می‌غلطند. ساده‌ترین اشکال تراکمی پیکان‌های ماسه‌ای که در پناه موانع شکل می‌گیرند. جهت پیکان‌ها در امتداد باد قرار دارد. تل ماسه‌ای در پناه موانع بزرگ‌تر متراکم می‌شوند. چنانچه توفان‌ها مکرر و در مسیر آنها بوته‌های گیاهی وجود داشته باشند، اشکال جدیدی به نام نیکا تشکیل می‌شوند که ساختمان آنها قوسی و تناوبی از لایه‌های ماسه‌ای و برگ بوته‌های گیاهی است. خشک شدن گیاه سبب نابودی این عارضه خواهد شد. مرتفع‌ترین آنها در دشت لوت ایران ده متر ارتفاع دارند. تل‌ماسه‌ها بر اثر تداوم توفان و افزایش حجم ماسه به عوارض جدیدی تبدیل می‌شوند که پیکرا یا برخان نامیده شده‌اند. این عوارض هلالی شکل‌اند و دو بازوی آنها در امتداد باد قرار می‌گیرد. شیب دامنه رو به باد ملایم و شیب پشت به باد زیاد است. این عارضه با حفظ شکل به طور متوسط ۱۰ تا ۳۰ متر در سال جابه‌جا می‌شود. برخان‌های کوچکتر سریع‌تر جابه‌جا می‌شوند. بنابراین، از اتصال این عوارض اشکال جدید و مرکبی به وجود می‌آیند.

یکی از این اشکال از اتصال جانبی دو پیکرا به وجود می‌آید. چنانچه برخان‌ها پهلویه‌پهلوه به یکدیگر متصل شوند، با تغییر بسیار