هیدرولوژی کارست

(زمین‌شناسی)

دکتر همایون مقیمی

فصل اول : کارست، تعاریف و تاریخچه آن
۱-۱ اهمیت کارست در محیط زندگی بشر
۱-۲ تعریف کارست و مشخصات آن
۱- ۳ تاریخچه کارست
۱-۴ وضیعت کارست در ایران
۱-۵ توزیع کارست در ایران
خود آزمایی فصل اول
فصل دوم: طبقه بندی سنگهای کارستی، کربناتی و فرایند دیاژنز در این سنگ ها
مقدمه
۲-۱ طبقه بندی و مشخصات شیمیایی سنگ های کارستی
۲-۱-۱ سنگهای کربناتی
۲-۱-۲ سنگ های تبخیری
۲-۲ طبقه بندی سنگهای کربناتی
۲-۲-۱ طبقه بندی فولک
۲-۲-۲ طبقه بندی دانهام
۲-۲-۳ طبقه بندی رایت
۲-۳ نحوه تشکیل سازندهای دولومیتی و طبقه بندی آن
۲-۴ دیاژنز، تبلور مجدد، برگشتگی و نئومورفیسم سنگ های کربناتی
۲-۵ اثرات خواص سنگ شناسی بر توسعه کارست
۲-۵-۱ تخلخل
۲-۵-۲ نفوذپذیری(تراوایی) و توسعه کارست
۲-۵-۳ نقش فرایندهای زمین شناسی و تکتونیک در توسعه کارست
۲-۶ رابطه عمق و توسعه کارست
۲-۷ دیرینه کارست(پالئوکارست)
خود آزمایی فصل دوم
فصل سوم : انحلال پذیری سنگ های کارستی
مقدمه
۳-۱ فرایند انحلال
۳-۲ فرایندهای موثر در ایجاد و انحلال کربنات ها

۳-۳ انحلال پذیری سنگ های آهکی
۳-۴ تاثیر حرارت آب در حلالیت کربنات ها
خود آزمایی فصل سوم
فصل چهارم : ژئومورفولوژی و اشکال مناطق کارستی
مقدمه
۴-۱ دولین ها (فروچاله ها یا آب فروچاله)
۴-۱-۱ طبقه بندی دولین ها بر اساس شکل ظاهری
۴-۱-۲ طبقه بندی دولین ها بر اساس نوع تشکیل
۴-۲ اُوالا
۴-۳ پولژه ها
۴-۴ آون (پونور یا چاههای مکنده یا حفره های بلعنده)
۴-۵ اشکال سطحی کارستی (لاپیه یا کارن)
۴-۶ اشکال دیگر کارستی
۴-۷ استاول ها
۴-۸ دره های کارستی
۴-۸-۱ دره های آلوژنیک یا گود
۴-۸-۲ دره های کور
۴-۸-۳ دره های حفره ای (جیبی)
۴-۸-۴ دره های خشک
۴-۹ غارها
۴-۹-۱ عوامل اصلی در تشکیل غار
۴-۹-۲ خصوصیات پتروگرافی و ساختمان سنگ های آهکی تشکیل دهنده غارها
۴-۹-۳ مقدار و نوع جریان آب های جاری
۴-۹-۴ عوامل فیزیوگرافی و ساختمانی در غار
۴-۹-۵ شرایط اقلیمی
۴-۱۰ مواد رسوبی تشکیل شده در مناطق کارستی
۴-۱۱ نهشته های درونی غار
۴ -۱۱-۱ رسوباتی که منشاء غیر آهکی دارند
۴-۱۱-۲ رسوباتی که منشاء سنگهای آهکی دارند
۴-۱۱-۲-۱ رسوبات آهکی تشکیل شده به وسیله قطره های آب

۴-۱۱-۲-۲ رسوبات آهکی که با جریان آب تشکیل می شوند
۴-۱۱-۲-۳ رسوبات آهکی که بر اثر نشت آب تشکیل می شوند
۴-۱۱-۲-۴ رسوبات آهکی که در زیر آب تشکیل می شوند
خود آزمایی فصل چهارم
فصل پنجم : طبقه بندی مناطق کارستی
۵-۱ طبقه بندی سیویک
۵-۱-۱ هلو کارست (کارست کامل)
۵-۱-۲ مرو کاست (کارست ناکامل یا ناقص)
۵-۱-۳ کارستهای انتقالی
۵-۱-۴ طبقه بندی هیدروژئولوژیکی
۵-۲ انواع طبقه بندی های دیگر
۵-۳ اشکال اصلی مناطق کارستی
۵-۳-۱ کارست واقعی (هلو کارست)
۵-۳-۲ کارستهای فلوویال
۵-۳-۳ کارستهای یخچالی و برفی
۵-۳-۴ کارستهای استوایی
۵-۳-۴-۱ تپه های قیفی شکل
۵-۳-۴-۲ کارستهای برجی
۵-۳-۵ کارستهای لخت (بدون پوشش) و پوشیده
۵-۳-۶ کارستهای فسیل یا باقیمانده (قدیمی)
۵-۳-۷ کارستهای سین ژنتیک
۵-۳-۸ کارستهای دروغین یا کاذب
۵-۴ مراحل تکامل مناطق کارستی
خود آزمایی فصل پنجم
فصل ششم : مطالعات هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی(آبخوان های کارستی)
مقدمه
۶-۱ جریان آب در سازندهای کارستی
۶-۲ نظریه های حرکت آب در مناطق کارستی
۶-۳ بخش های مختلف مناطق کارستی
۶-۴ مطالعات هیدروژئولوی

۶-۴-۱ افقهای هیدروژئولوژیکی
۶-۴-۲ آبخوان کارستی
۶-۴-۳ آبخوانهای ساحلی مناطق کارستی
۶-۴-۴ استفاده از ردیابها در مناطق کارستی
۶-۵ چشمه های کارستی
۶-۵-۱ خصوصیات هیدرودینامیکی چشمه های کارستی در دوره های خشک و بی بارش
۶-۵-۲ مطالعه منحنی تخلیه چشمه ها در دوره های خشک
۶-۵-۳ محاسبه ضریب تخلیه در چشمه های کارستی
۶-۵-۴ مطالعه ضرایب تخلیه
۶-۵-۵ مقادیر حجم آب باقیمانده در سنگ مخزن و آب تخلیه شده از چشمه ها
۶-۵-۶ طبقه بندی چشمه ها بر اساس دبی و ضریب تخلیه
۶-۶ بیلان هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی
۶-۷ پایداری پهنه های کارستی
خود آزمایی فصل ششم
فصل هفتم : جریان هوا و شرایط اقلیمی در فضاهای خالی کارستی
۷-۱ جریان هوا در فضاهای خالی کارستی
۷-۲ اختلاف تراکم در ستون هوا و جریان هوا در غارها و کانالهای مناطق کارستی
۷-۳ تاثیر حرارتی جریانهای هوا
۷-۴ تاثیرات حرارتی آبهای زیرزمینی
۷-۵ اثرات شیمیایی و آبهای متراکم در فضاهای خالی کارستی
۷-۶ شرایط حیات در غارها
خود آزمایی فصل هفتم
فصل هشتم : مدیریت منابع آب (کارستی و غیر کارستی)
۸-۱ مدیریت منابع آب
۸-۲ نقش آب در توسعه پایدار و وضیعت آب در ایران
۸-۳ مدیریت و حفاظت منابع آب کارست
۸-۳-۱ بهره برداری از منابع آب کارست
۸-۳-۲ کیفیت منابع آب کارست
۸-۳-۲-۱ انواع آلوده کننده ها
۸-۳-۲-۲ کنترل کیفیت منابع آب کارست

۸-۴ مسائل مهندسی کارست
خود آزمایی فصل هشتم
فصل نهم : مدل سازی های هیدرودینامیکی کارست
مقدمه
۹-۱ مدل های تفهیمی سیستم های کارستی
۹-۲ روش های مدل سازی
۹-۳ مدل های کلی
۹-۳-۱ مدل های رویداد منفرد(مدل های جعبه خاکستری)
۹-۳-۲ تجزیه و تحلیل سری های زمانی
۹-۴ مدل های توزیعی
۹-۴-۱ روش شبکه شکستگی مجزا
۹-۴-۲ روش شبکه مجرایی مجزا
۹-۴-۳ روش محیط متخلخل هم ارز
۹-۴-۴ روش پیوستگی دوگانه
۹-۴-۵ روش ترکیب شده پیوستگی مجزا(هیبرید)
۹-۵ مدل سازی انتقال حل شده و گرما در آبخوان کارستی
خود آزمایی فصل نهم
پاسخ نامه
منابع
واژگان کارست

پیشگفتار

کتاب هیدرولوژی کارست که در پیش رو دارید مقدمه ای است کلی بر مطالعات پدیده کارست. در این کتاب سعی شده عوارض ژئومورفولوژیکی سازندهای کربناتی و مخصوصاً سنگ های آهکی در سطح زمین و منابع آب موجود در آن ها، روابط و قوانین حاکم در شکل گیری و جریان آب در این نوع سنگها مورد بحث قرار گیرد. در این مباحث نمونه و مثالهای از جهان و ایران ارائه شده است.

مطالب عنوان شده در این کتاب بر اساس مصوبات شورای عالی برنامه ریزی وزارت علوم، تحقیقات و فن آوری برای دانشجویان دوره کارشناسی زمین شناسی (محض و کاربردی) به صورت دو واحد درسی به گونه ای تنظیم شده است که دانشجویان و علاقه مندان به مطالعات کارست ، به راحتی بتوانند از آن استفاده کنند. قبل از مطالعه این کتاب لازم است پیش زمینه ای از علوم زمین شناسی و بطور اخص رسوب شناسی ؛ سنگ شناسی رسوبی و آذرین، آبهای زیرزمینی و قوانین حاکم بر آن؛ هیدروژئوشیمی و زمین شناسی ساختمانی داشته باشند.

هدف از تهیه و تدوین کتاب هیدرولوژی کارست کمبودی بود که در این زمینه احساس می کردم و بر آن شدم کتابی تا حد امکان خودآموز آماده کنم. به همین منظور مطالب عنوان شده در هر فصل تا حد زیادی پیشنیاز فصل های بعدی است و مطالب هر فصل بر مبنای هدف های کلی و رفتاری تهیه شده است. هدف های کلی و رفتاری ارائه شده معیاری در افزایش دانسته ها و مهارتهای خواننده پس از مطالعه متن کتاب می باشد. به همین دلیل اینجانب انتظار دارم دانشجویان با مطالعهٔ این کتاب به اهداف مورد نظر برسند.

در ابتدای هر فصل مفاهیم جدیدی که برای اولین بار مطرح می شوند و به عنوان **" مفاهیم جدید"** فهرست شده اند که با دقت به آنها می توان تا حد زیادی به اهداف مورد نظر نزدیک تر شد و یاد گیری آن بسیار ضروری می باشد. در آخر هر فصل نیز تعدادی سوال به عنوان خودآزمایی ارائه شده که بر اساس اهداف هر فصل به صورت تستی و تشریحی مطرح شده اند که در واقع نظیر سؤالات پایان ترم خواهد بود.

برای یادگیری هرچه بهتر قبل از هر چیز لازم است هدفهای کلی و رفتاری هر فصل با توجه به نکات مورد تاکید به دقت از نظر محتوا و مفاهیم مطالعه گردد. در این کتاب تصاویر متعددی از عوارض کارست از نقاط مختلف جهان ارائه شده است که در یادگیری مطالب کمک خواهد کرد. همینطور روابط و فرمولهای زیادی ارائه شده است که به خاطر سپردن همهٔ

آنها ضروری نیست ، ولی روابط اصلی که در حل مسایل کمک می کند را باید به خاطر داشته باشید. همانگونه که گفته شد در آخر هر فصل مسایلی داده شده است که پس از مطالعه همان فصل باید بتوانید حداقل به ۷۰ الی ۸۰ در صد سؤالات پاسخ صحیح بدهید، در غیر این صورت لازم است فصل مورد نظر بخصوص بخشهایی را که نتوانسته اید پاسخ صحیح بدهید دوباره مطالعه کنید تا مطالب بخوبی در ذهن شما بصورت اصولی جای بگیرد.

در تدوین این کتاب قبل از هر چیز لازم است از آقایان دکتر حاجی کریمی و ارزانی در ارزیابی و ویراستاری تشکر و قدردانی نمایم.

همینطور از خانم هما بهنام در صفحه آرایی و مساعدت های لازم در تدوین این کتاب تشکر می نمایم.

این کتاب را به روان شاد پدر و مادر عزیزم که مرا در رسیدن به اهدافم از خود گذشتگی کرده اند اهدا می نمایم. به علاوه از دختر و همسرم در رابطه با مساعدتهای لازم در حل مسایل کامپیوتری و ایجاد فضای مناسب در تهیه این نوشتار تشکر و قدردانی می نمایم. در ضمن در صورت مشاهده هر گونه اشتباه و خطا می توانید به گروه تدوین یا به گروه زمین شناسی دانشگاه پیام نور ارسال فرمایید. همینطور می توانید به سایت اینترنتی **www.**ir.ac.pnuabhar.moghimi یا moghimi1193@gmail.com مراجعه و ارسال فرمایید.

در خاتمه از تمامی همکاران گروه تدوین و مخصوصاً آقای اکبری در آماده سازی و چاپ این کتاب نهایت سپاسگزاری را می نمایم.

دکتر همایون مقیمی

فصل اول : کارست، تعاریف و تاریخچه آن

هدفهای کلی

در این فصل ضمن تعاریف مختصر در مورد کارست، اهمیت و تاثیرات آن در زندگی بشر مورد بحث و بررسی قرار گرفته است. در ادامه تاریخچه مختصری از مراحل پیشرفت مطالعات کارست در ایران و جهان بیان شده است.

هدف های رفتاری

پس از مطالعه ای این فصل دانشجویان باید بتوانند :

۱- مفاهیمی که در این فصل به عنوان مفاهیم جدید آمده است را توضیح دهند.
۲- اهمیت کارست و خطرات آن در محیط زندگی انسان را بیان کنند.
۳- مفهوم کارست را درک کرده و توضیح دهند.
۴- تاریخچه تکامل مطالعات کارست را فرا بگیرند.
۵- تاریخچه، نحوه مطالعات و بررسی سازندهای کارستی در ایران را تشریح نمایند.
۶- اهمیت مطالعات کارست از لحاظ منابع آب ، نفت و گاز را درک کنند.

مفاهیم جدید

کارست، Kras، Karso، تاریخچه کارست، توزیع کارست در ایران، مطالعات تفصیلی و نیمه تفصیلی کارست، مرکز ملی مطالعات و تحقیقات سازندهای سخت(کارست)

مقدمه

بشر ، سال ها قبل از سروکار داشتن با واژه " کارست " مخصوصاً از طریق گسترش غارها آشنا بوده است. در زمان های ما قبل تاریخ ، غارها محل زندگی بشر، ذخیره آب و حفاظت او بوده است. در دوره پارینه سنگی تکامل بشر شامل نقاشی هایی بود که قدرت اعجاب آور بشر اولیه را در رسم تصاویر حیوانات و فعالیت های شکار نشان می داد. بشر اولیه این غار ها را به عنوان نواحی زندگی انتخاب کرد و پیش رفتن آن ها به اعماق زمین وی را به منابع آب زیرزمینی هدایت نمود. این اولین تلاش بشر برای کشف و درک کارست و استفاده از این پدیده طبیعی برای بهبود شرایط زندگی و ایمنی خود بوده است.

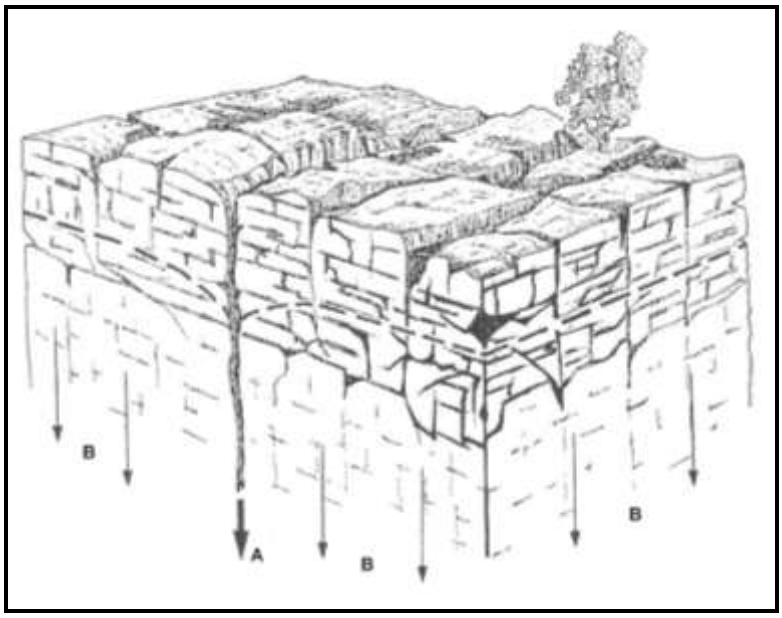
۱-۱ اهمیت کارست در محیط زندگی بشر

محیط زندگی انسان ها به گونه ای بسیار پیچیده با سنگ های کربناتی در هم آمیخته شده است. به طور مثال در یوگسلاوی سابق (صربستان، کرواسی و بوسنی هرزگوین) تقریباً در

حدود ۳۳٪ سطح زمین کارستی است(میلانوویچ, ۱۹۸۱). در شوروی سابق ۴۰٪ زمین شامل کربنات ها و دیگر سنگ های قابل انحلال است و در امریکا ۲۵٪ زمین ها روی سنگ های کربناتی قرار دارند. ایران بعد از کشورهای امریکا، چین و ترکیه بالاترین درصد کارست را دارد و بیش از ۱۱٪ سطح کشورمان را سازندهای کارستی می پوشاند. تقریباً کمی کمتر از یک پنجم سطح زمین را سنگ های کربناتی با خصوصیات فیزیکی پیچیده وجود دارد که به خاطر هوازدگی تحت تاثیر شرایط آب و هوایی مختلف پستی و بلندی های متنوع نشان می دهد(افراسیابیان،۱۳۷۷). در بعضی از نقاط ، زیر دشت های آبرفتی نواحی کربناتی قرار دارند، حال آن که در مناطق بدون پوشش، به صورت صخره هایی با شیب تند و تیز، دره ها و گودال ها ی عمیق می باشد. سنگ های کربناتی از منابع مهم مخازن آب، کانی، نفت و گاز هستند. همچنین مسایل زیادی در ارتباط با گسترش کافی مخازن آب، زهکشی صحیح و جلوگیری از عوامل جدی آلودگی وجود دارد. به علت پیچیدگی در نوع حرکت آب های زیرزمینی در کارست، روش های اکتشاف و توسعه آب، عملیات هندسی، ایمنی در سازه ها و ضرورت حفظ محیط زیست، نمی توان بر اساس قوانین یکنواخت مورد مطالعه قرار داد. تاثیر آسیب های ایجاد شده در نواحی کارستی بر روی زندگی بشر زیاد بوده و در صورتیکه چاره اندیشی نشود می تواند هم از نظر زیست محیطی و هم از نظر مالی ضررهای غیرقابل جبرانی بوجود آورد.

۱-۲ تعریف کارست و مشخصات آن

پدیده کارست و ژئومورفولوژی آن نتیجهَ عملکرد آب بر سنگهای آهکی و سایر سنگ های قابل انحلال است. واژه کارست از نام جغرافیایی ناحیه شمال غرب یوگسلاوی سابق(اسلونی، صربستان و سواحل دریای آدریاتیک) نزدیک مرز ایتالیا منشاء میگیرد. واژه اسلاوی Krs یا Kras که به معنی سنگ است، کلمه هندی- اروپایی Kar که به معنای تخته سنگ و کلمه ایتالیایی Karso که به معنی سنگی لم یزرع می باشد و مجموعه این واژه ها در واژهَ آلمانی کارست تبلور یافته است (میلانوویچ،۱۹۸۱). نواحی کارستی دارای خصوصیات ویژه و اشکال زمین ریختی بخصوص در سطح و زیر سطح زمین هستند و مسیرهایی که در امتداد آن ها آب جریان می یابد باعث ایجاد این اشکال شده که عمدتاً در اثر توسعه تخلخل ثانویه ایجاد می گردند. نشانه ها و عوارض کارستی معمولاً به صورت عوارض سطحی، زیرسطحی و عمقی یا درونی رده بندی می شوند(شکل۱-۱).



شکل۱-۱ نمایش اجمالی از منطقهٔ عوارض کارستی زیر سطحی(مانژین،1975). A : تمرکز آب نشتی در جهت عمودی در عوارض کارستی زیر سطحی. بخش دیگر پراکندگی آب ذخیره شده و تغذیه پخشی را نشان می دهد(B).

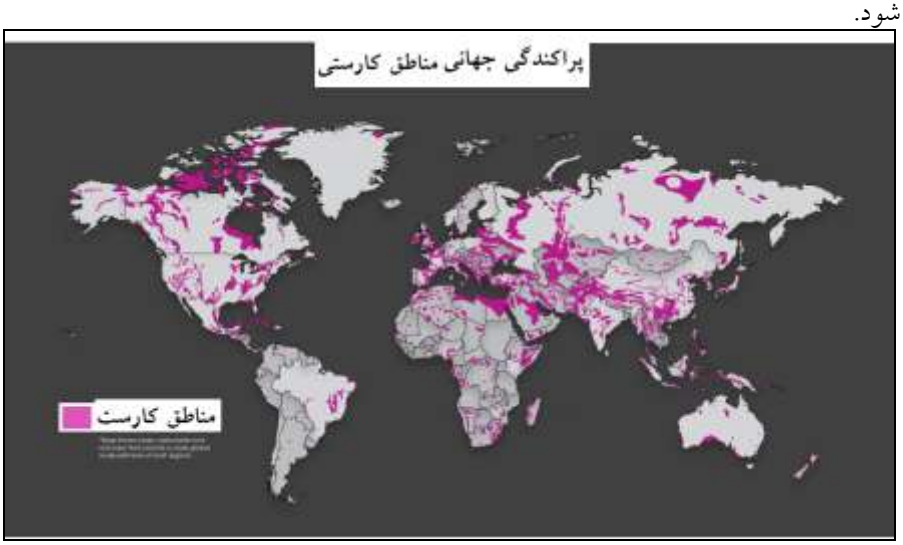
عوارض سطحی کارست بر روی نقشه های ژئومورفولوژیکی قابل مشاهده است ولی عوارض زیر سطحی از بالاترین بخش های سنگ های کارستی شروع و به سمت اعماق گسترش می یابند، در نتیجه به راحتی قابل آشکار شدن نیستند. ضخامت عوارض زیر سطحی از چندین دسی متر تا ده ها متر در تغییر است. تمرکز جریان و ذخیره آب از مهمترین عملکردهای هیدرولیکی در عوارض کارستی زیر سطحی می باشد(کلیم چوک،۱۹۹۶).

با توجه به اینکه مساخت زیادی از خشکیهای کره زمین را سنگهای آهکی و قابل انحلال پوشانده است و بیشتر جمعیت جهان نیز بر روی این نواحی زندگی می کنند. فورد و ویلیامز (۱۹۸۹) تخمین زده اند که حدود ۲۵٪ از جمیعت جهان نیازهای آبی خود را از سیستم کارست تامین می نمایند. شکل ۱-۲ نقشهٔ پراکندگی سنگهای کارستی را در کره زمین نشان می دهد.

نواحی کارستی با داشتن پدیده های هیدرولوژیکی زیر از سایر نواحی تمیز داده می شوند :

۱- اشکال گوناگون باز شدگی سطحی با اندازه های متفاوت که منجر به نفوذ بسیار آب و چرخش سریع آن می گردد. در نتیجه نواحی کارستی ممکن است از نظر آب های زیرزمینی غنی و از نظر آب های سطحی فقیر باشند.

۲- سیستم آبراهه های زیرزمینی مانند غارها و رودخانه های زیرزمینی در آنها خوب توسعه یافته اند و جریان آب در کارست در هر دو جهت افقی و عمودی با سرعت زیاد وجود دارد. بهرحال بطورکلی حرکت آب در کارست می تواند با سرعت های زیاد، متوسط و کم انجام شود.



شکل ۱-۲ پراکندگی جهانی بیرون زدگی سنگ های کارستی (برگرفته از سایت غار ایران)

۳- اغلب نواحی کارستی جویبارهای سطحی و رودخانه های زیرزمینی هم زمان توسعه می یابند و جریان سطحی در مقیاس منطقه ای می تواند از حالت سطحی به حالت جریان زیرزمینی و بر عکس در آید. به علاوه وقتی تبادل جریان سطحی و زیرزمینی اتفاق می افتد، همهَ جریان به داخل حوضه کارستی بازگشت نمی کند و مقداری از آن به صورت چشمه ظاهر شده و به حوضه های دیگر انتقال می یابد(وایت، ۱۹۶۹) و مقداری از آن ها ممکن است به داخل دریا جریان یابد و به صورت چشمه های زیر دریایی ظاهر شود(فورد و ویلیامز، ۱۹۸۹و۲۰۰۷) و این امر باعث پیچیدگی بیشتر هیدرولوژی کارست می شود.

۴- در نواحی کارستی ، بدلیل پوشش گیاهی متفرق و کم و رخنمون سنگهای بدون پوشش خاک ، میزان تبخیر و تعرق نسبتاً زیاد است.

۵- در نواحی کارستی، سطح آب زیرزمینی مشخصی وجود ندارد. همانگونه که میدانیم در آبخوان های آبرفتی هیدرولوژی آب زیرزمینی در یک محیط متخلخل بررسی می شود، اما در کارست، اصولاً جریان آب زیرزمینی با آبرفت متفاوت است و نمی توان آن را مانند محیط های متخلخل آبرفتی بررسی نمود. لذا مفاهیم متداول در مورد آبرفت ها مانند ضریب آبگذری در کارست آن چنان کاربردی ندارد و یا کاربرد آن خیلی کم است. فورد و ویلیامز

(۱۹۸۹) کاربرد قواعد عمومی هیدرولوژی آب های زیرزمینی در سنگ های درز و شکاف دار که در اثرانحلال به صورت معابر لوله مانند در آمده اند، یعنی محیط کارستی را مورد سوال قرار داده اند و لذا کاربرد فرمول دارسی در این محیط ها را مناسب ندانسته اند. قانون دارسی یک رابطه تجربی بین نفوذ پذیری(k)، گرادیان هیدرولیکی(i) و سطح مقطع جریان (A) آب با حجم آب جریان یافته (q) می باشد، که با استفاده از رابطهٔ زیر قابل محاسبه است:

$$q= k A i$$

از رابطهٔ فوق می توان سرعت جریان سیال ویا آب (υ) را بدست آورد. این رابطه:

$$\upsilon= k i$$

این قانون قطعاً در مورد جریان آرام (غیر متلاطم که خطوط جریان با هم مخلوط نمی شوند) و مستقیم در یک مایع همگن و همروند کاربرد دارد و به وسیله عدد رینولدز مشخص می گردد. عدد رینولدز (N_R) رابطهٔ مستقیمی با وزن مخصوص سیال (ρ)، سرعت جریان سیال (υ) که در اینجا منظور سرعت آب در مناطق کارستی است و قطر موثر (D) یا d_{10} بعلاوه با لزجت (μ) رابطهٔ عکس دارد.

$$N_R =\rho \upsilon D / \mu$$

در این گونه موارد قانون دارسی وقتی معتبر و صادق است که این عدد کمتر یا مساوی یک باشد. اگر عدد رینولدز بیشتر از یک باشد جریان از حالت خطی خارج و آشفته شده و نیاز به استفاده از معادلات پیچیده دیگری می باشد.

۱- ۳ تاریخچه مطالعه کارست

از مهمترین اشخاصی که در مورد کارست مطالعه کرد دانشمند یوگسلاو یوان سیویک[1] بود و اطلاعات با ارزشی برای تز دکترای خود به نام" در باب پدیده کارست"فراهم نمود. این اطلاعات در سال ۱۹۰۰ در کتاب پولژه های کارستی غرب بوسنی هرزگوین و در سال ۱۹۲۶ در کتاب " ژئومورفولوژی " آمده است.

از نقاط روشن و بارز در تاریخچه کارست به موارد زیر می توان اشاره کرد:

- جغرافی دان یونانی اسکیلا کس کاریاندا[2]در۵۰۰ قبل از میلاد و پوزئیدنیوس[3](۵۰ – ۱۳۵ قبل از میلاد) در مورد چشمه های تیماوو گزارش هایی ارائه و اعلام کردند این رودخانه در یک غار زیرزمینی ناپدید می گردد.
- در ۹۷۵ میلادی اعضای اجماع اسلامی برادران طاهر یک دایره المعارف دانش جمع آوری کردند. در این اسناد دانشمندان اسلامی درباره غارهای درون کوه ها و چشمه هایی که آب ذخیره شده در غارها را تخلیه می کنند، مطالبی نوشته اند.

1- Civijic 2- Ekilas Carianda 3- Posiednious

– در مطالعات کارستی، چینی ها کتابی در مورد غارهای شمال چین در حدود ۲۲۱ قبل از میلاد نوشته اند که شامل توصیف غارها و هیدروگرافی آن بوده است. زوزیاک (در زمان خاندان مینگ)، عملیات صحرایی زیادی را در ناحیه کارستی جنوب چین یعنی گویلین برای مطالعه ژئومورفولوژی غارها انجام داد. وی سیمای کارست گرمسیری را توصیف کرد که شامل فنگلین یا قلل کارستی بود.

– بین سالهای ۱۷۷۸ تا ۱۷۸۹، هاکوت[۱]، در یک مطالعه و تهیه یک کتاب چهار جلدی، بسیاری از پدیده های هیدرولوژیک را توضیح داد که شامل انحلال سنگ آهک، سنگ چکه، درزه های پر شده، ارتباط بین رودها در یک ناحیه کارستی بود.

– در سال ۱۸۳۴در فرانسه، ویرلت[۲]، توسعهٔ بعضی از اشکال و ساختارهای کارستی را زودتر از سیویک مشخص کرد و از چشمه های معروف در جنوب فرانسه در وکلوز، واژه وکلوزین را به کارست اضافه کرد. این واژه در مورد تغییرات تخلیه می باشد.

– در سال ۱۸۵۶، دانشمندان فرانسوی ابی پارامل[۳] اولین کسی بود که سعی در مطالعه گسترش کارستی شدن عمقی و تشخیص مسیر حرکت آب های زیرزمینی در کارست کرد.

– در ۱۸۷۳، ای تیتز[۴]، کارست را در مجاورت تریست (منطقه ای در یوگسلاوی سابق) مطالعه کرد و اولین کسی بود که به این نواحی" تشکیلات کارست" اطلاق کرد.

– با شروع قرن بیستم سیویک بررسی سیستماتیک اشکال سطحی کارست و پدیده های کارستی را در ناحیه ساحلی آدریاتیک شروع کرد.

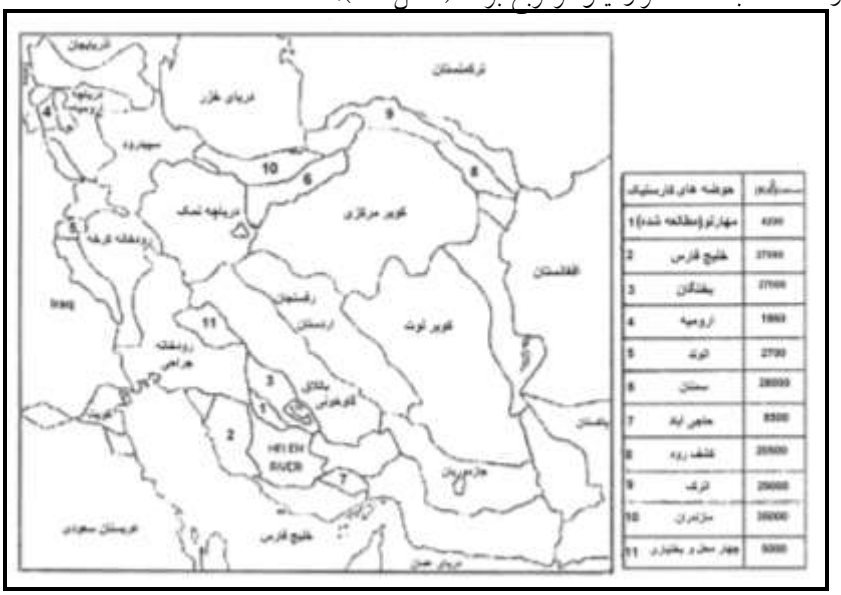
ـ گراند[۵](۱۹۱۴– ۱۹۰۳) یک منطقه اشباع در کارست را انتخاب و مشخص کرد که در ناحیه آدریاتیک، سطح دریا، سطح اساس فرسایش برای یک سیستم هیدرولوژیک کارست است و تغذیه از بارش باعث صعود سطح آب زیرزمینی می شود.

– مطالعات و پژوهشهای کارست در ایران

در کشور ایران که سازندهای کارستی حدود ۱۱ در صد از سطح آن را می پوشاند، اکتشاف منابع آب شیرین و حفاظت آنها از منابع آلاینده از اهمیت ویژه ای برخوردار است (افراسیابیان،۱۳۷۷). مطالعات کارست در ایران به مطالعات شناسایی در سال ۱۳۵۰ بر می گردد که عمدتا در حوضه های کارستی زاگرس آغاز و تعداد زیادی چاه در نواحی مختلف آن حفاری گردیده است. اما مطالعات جامع آن از سال ۱۳۶۹ آغاز شده است. بعد از تاسیس مرکز مطالعات و پژوهشهای کارست در شیراز، اولین مطالعات جامع کارست در حوضه

۱ - Hacuit ۲- Virlet ۳- Ebiparmel ۴ - A. Tietz ۵- Grund

کارست مهارلو به مساحت ۴۲۰۰ کیلومترمربع انجام گردید و پس از تهیه روش مطالعات جامع، این مطالعات با افزایش شش حوضه کارستی دیگر به مساحت ۱۱۴ هزارکیلومترمربع رسید. با پی گیریی این مرکز پیش بینی می شود با افزایش حوضه های کارستی، مساحت مورد مطالعه به ۴۲۰ هزارکیلومترمربع برسد(شکل۱-۳).



شکل ۱-۳ تقسیم بندی حوضه های کارستی در ایران، حوضه های در دست مطالعه و حوضه هایی که در طول برنامه های توسعه مطالعه خواهند شد(وزارت نیرو).

به طور کلی از بدو تاسیس مرکز ملی مطالعات و تحقیقات سازندهای سختِ (کارست) سازمان مدیریت منابع آب (وزارت نیرو)، تاکنون مطالعات موردی با توجه به نیاز آب شرب در مناطق ساوه - قم - خوانسار - طبس - دیلمان - ابرقو - جهرم - پلدختر - به اتمام رسیده است (جدول ۱-۱) و هم اکنون نیز مطالعات موردی منطقه کارست ایذه خوزستان و کارست عجب شیر آذربایجان شرقی در دست مطالعه می باشد. در هر سال، سالیانه با توجه به نیاز صنعت آب کشور دو تا سه منطقه به صورت موردی مورد مطالعه قرار می گیرد. لازم به توضیح است که مطالعات منابع آب سازندهای کارستی و سازندهای سخت در مراحل اولیه به صورت شناسایی انجام که پس از بررسی اولیه در صورت نیاز کمبود آب شرب در منطقه، مطالعات نیمه تفصیلی آن که معمولا بین دو تا سه سال بطول می انجامد، انجام می گیرد.

جدول۱-۱ اهم مطالعات موردی انجام شدهً منابع آب کارست توسط مرکز کارست کشور در طول برنامه اول و دوم.

نام منطقه	هدف مطالعه ویژه
طبس	جهت آب شرب
ساوه	جهت آب شرب
آینه ورزای دماوند	مشخص شدن حوضه تغذیه چشمه
کشمک	محاسبه حجم مخزن چاه آهکی
خوانسار	جهت آب شرب
سافچگان	جهت آب شرب و صنعت
شهرک مهدیه قم	جهت آب شرب
پلدختر	جهت آب شرب
کاشان	جهت آب شرب
خلخال	جهت آب شرب
دره مبارک آباد	جهت آب شرب
دیلمان	در شرف مطالعه

دامنه کاری پژوهشکده مرکز مطالعات و تحقیقات سازندی(کارستی و سخت غیرکارستی)، با هدف تعیین پتانسیل بهره برداری و توسعهً منابع آب کارستی و سازندی(با توجه به ویژگیهای خاص آنها از لحاظ جریان آب که از قانون دارسی تبعیت نمی کنند) بوده و در زمینهً مطالعات شناسایی - نیمه تفصیلی ، تفصیلی(جدول۱-۲) و موردی حوضه های مذکور برنامه ریزی می کند. با در نظر گرفتن اولویتها و گسترش این سازندها در سطح کشور ، مطالعات شناسایی، نیمه تفصیلی و موردی منابع کارستی و سازندی در پنج منطقه ایران انجام می شود.

- حوضه های کارستی وسازند سخت منطقه البرز
- حوضه های کارستی و سازند سخت منطقه زاگرس
- حوضه های کارستی و سازند سخت منطقه ایران – مرکزی
- حوضه های کارستی و سازند سخت منطقه کُپه داغ
- حوضه های کارستی و سازند سخت منطقه سنندج سیرجان

در برنامه اول و دوم توسعه کشور تعداد ۴ حوضه کارستی از منطقه زاگرس توسط مرکز براساس متدولوژی مرکز کارست کشور مشخص و مطالعات نیمه تفصیلی انجام گرفته که این مقدار در برنامه سوم به ۱۲ حوضه افزایش داده شده است. تعداد حوضه های کارستی که در

برنامه های چهارم ، پنجم ، ششم توسعه قرار است مطالعه شوند به ترتیب برابر با ۱۲ ، ۱۳ و۱۱ حوضه خواهد بود.

با توجه به نقش منابع آب کارست و تامین آب شرب کشور و انجام مطالعات موردی حوضه کارست مهارلو و ارائه روش های مطالعه از بدو تاسیس مرکز تا پایان سال۷۹ جمعا ۷ حوضه کارستی کشور به وسعت ۹۷۰۰۰ کیلومتر مربع زیر پوشش مطالعات نیمه تفصیلی قرار گرفت و پتانسیل بالقوه آنان در مناطق یاد شده تعیین گردید. ضمنا علاوه بر اتمام مطالعات مذکور مطالعات حوضه های کویر، سیاه کوه یزد و ساری و نکاء جمعا به وسعت ۳۳۲۰۰ کیلومتر مربع تا پایان سال ۸۰ و مطالعات ۱۰ منطقه دیگر تا پایان برنامه سوم به اتمام رسیده است. ضمنا همانطوری که در جداول پیوست درج شده در برنامه چهارم تا ۱۲ حوضه و در برنامه پنجم ۱۳ حوضه و در برنامه ششم ۱۱ حوضه دیگر مطالعات نیمه تفصیلی آنها به انجام خواهند رسید. لازم به توضیح است، با اتمام مطالعات مذکور در حوضه های یاد شده و شناخت پتانسیل بالقوه منابع سازندی کمک موثری به کمبود آب شرب خواهد کرد (جداول۱-۲، ۳ و ۴).

اهداف مطالعات جامع کارست را می توان به شکل زیر خلاصه کرد:

- محاسبه بیلان و تخمین پتانسیل حوضه کارستی.
- تهیه مدلهای هیدرولوژیکی و متدولوژیکی در نواحی مورد بررسی.
- شناخت پدیده های کارستی در حوضه.

مطالعات هیدروژئولوژی نواحی کارستی همراه با بررسیهای اکتشافی انجام می شود. اما موارد زیر در نواحی کارستی بیشتر مورد توجه مرکز پژوهشهای کارست قرار دارد:

- مطالعه جامع کارست که شامل مطالعات هیدروژئولوژی ، ژئوفیزیک و جمع آوری اطلاعات و داده ها می باشد.
- اندازه گیری پیوسته و نمونه برداری از نقاط آبی کارستی (قنات، چشمه و چاه) به صورت ماهیانه و فصلی.
- اندازه گیری نوسانات آب زیرزمینی در چاهها (نصب دستگاههای ثبات و لیمنوگراف در نقاط آبی) و بررسی تغییرات این نوسانات نسبت به بارندگی.
- مطالعات زمین شناسی به خصوص تکتونیکی در حوضه.
- تعیین ذخایر دینامیک و استاتیک چشمه های کارستی.

- شبکه مجهز باران سنجی و اندازه گیری آبدهی رودخانه ها و چشمه ها و قنوات در شناخت بهتر رژیم آبخوانهای کارستی تاثیر فراوانی دارد.

– استفاده از ردیابها و بررسیهای ایزوتوپی که انجام بررسیهای رادیو ایزوتوپی همراه با آنالیزهای آزمایشگاهی شناخت بهتری از حوضه کارستی به دست می دهد.

جدول ۱–۲ برنامه زمانبندی مطالعات تفصیلی حوضه های کارستی کشور در برنامه سوم

ردیف	نام منطقه مطالعاتی	نام حوضه مطالعاتی	وسعت Km2	سالهای پیش بینی مطالعات					شهرهای تحت پوشش مطالعات	ملاحظات
				۱۳۷۹	۱۳۸۰	۱۳۸۱	۱۳۸۲	۱۳۸۳		
۹	ایران مرکزی	حوضه کارست کویر در انجیر ساغندبه جز رفسنجان بهادران، شمس و انار	۲۰۲۶۵						کرمان ، بافق ، باغین ، زرند	شامل مطالعات نیمه تفصیلی منابع آب کارست با هدف ارائه بیلان تعیین پتانسیل و مدل ریاضی حوضه
۱۰	زاگرس	حوضه کارست کشکان	۸۹۵۳						خرم آباد،پلدختر،الشتر	""""""""""""""
۱۱	ایران مرکزی	حوضه کارست زاینده رود	۱۶۶۷۰						اصفهان،گلپایگان، میمه نجف آباد، شهررضا، موچه خورت	""""""""""""""
۱۲	زاگرس	حوضه کارست مهران	۱۸۸۳۰						بستک،لامرد،گاوبندی	""""""""""""

جدول ۱–۳ برنامه زمانبندی مطالعات نیمه تفصیلی حوضه های کارستی کشور در برنامه چهارم

نام حوضه	وسعت کیلومتر مربع	پتانسیل قابل بهره برداری حجم منابع آب کارست		سال مطالعه	مدت زمان مطالعات سال
		حجم آبخوانهای کارستی میلیون مترمکعب	حجم پتانسیل قابل بهره برداری میلیون مترمکعب		
مهارلو	۴۲۰۰	۳۷۰	۵۸	۱۳۷۰	۳
خلیج فارس	۲۷۰۰۰	۲۶۴	۱۶/۷	۱۳۷۷	۳
بختگان	۲۸۰۰۰	۹۹۶	۲۱/۶	۱۳۷۸	۳
حاجی آباد	۷۳۰۰	۱۷۵/۸	۱۰۸	۱۳۷۹	۲/۵
ارومیه	۱۰۰۴	۲۴/۲	۱۲/۳	۱۳۷۹	۲/۵
دامغان و سمنان	۲۷۰۰۰	۲۲۴	۱۸	۱۳۷۸	۳
شهرکرد	۳۷۳۳	۲۵۵/۷	۱۱۴/۳	۱۳۸۰	۳

جدول۱-۴ برنامه زمانبندی مطالعات نیمه تفصیلی حوضه های کارستی کشور در برنامه چهارم

ردیف	نام منطقه مطالعاتی	نام حوضه مطالعاتی	وسعت Km2	سالهای پیش بینی مطالعات					شهرهای تحت پوشش طالعات	ملاحظات
				۱۳۸۴	۱۳۸۵	۱۳۸۶	۱۳۸۷	۱۳۸۸		
۱	زاگرس	حوضه کارست کشکان	۸۹۵۳						خرم آباد،پلدختر	شامل مطالعات نیمه تفصیلی منابع آب کارست با هدف ارائه بیلان تعیین پتانسیل و مدل ریاضی حوضه
۲	ایران مرکزی	حوضه کارست گاوخونی	۴۲۲۲۲						اصفهان،نجف آباد، شهررضا، بوئین وداران	""""""""""""
۳	زاگرس	حوضه کارست مهران	۱۸۹۷۸						بستک ، لامرو	""""""""""""
۴	البرز- خزر	حوضه کارست قره سو	۱۳۳۹۲						گرگان، مینودشت گنبد،علی آباد، کلاله آزادشهر	""""""""""""
۵	آذربایجان	حوضه کارست ارس	۳۹۸۹۶						پارس آباد،مشکین شهر،اردبیل،اهر،مر ند خوی، زنگنه، بازرگان جلفا	""""""""""""
۶	ایران مرکزی	حوضه کارست کرج جاجرود	۹۰۸۰						تهران ،کرج ، پردیس، بومهن رودهن و دماوند	""""""""""""
۷	زاگرس	حوضه کارست رودخانه کل در فارس به جز حاجی آباد	۳۵۵۷۴						داراب و لار	""""""""""""
۸	زاگرس	حوضه کارست رودخانه	۳۰۵۶۰						نهاوند،ملایر، تویسرکان کرمانشاه،کنگاور اسلام آباد ماهیدشت	""""""""""""
۹	ایران مرکزی	حوضه کارست کویرنمک	35626						بشرویه،فردوس، گناباد تربت حیدریه	""""""""""""
۱۰	زاگرس	حوضه کارست کارون پایین	۱۱۲۲۱						شوشتر، مسجدسلیمان ایذه،گتوند،مرغاب	""""""""""""
۱۱	ایران مرکزی	حوضه کارست قم رود	۱۴۵۲۵						خمین،قم،خوانسار محلات،دلیجان، گلپایگان	""""""""""""
۱۲	ایران مرکزی	حوضه کارست ابرقو-سیرجان به جزکویرابرقو	۳۶۱۱۶						مروست،بوانات، شهربابک قطروئیه و سیرجان	""""""""""""

۱-۴ وضیعت کارست در ایران

همانگونه که ذکر شد در ایران نیاز فراوانی به استفاده از منابع آب کارستی وجود دارد و هنوز پدیده های کارستی ناشناخته زیادی وجود دارد که با مطالعات و همکاریهای وسیع با مرکز بین المللی کارست تا در رفع این نیازها موفقیت حاصل گردد. از طرف دیگر بدلیل مرتفع بودن منابع کارستی در ایران دسترسی انسانها به آنها کمتر است و به همین دلیل تقریبا دور از آلودگی انسانی هستند. به علاوه اهمیت دیگر این منابع در احداث سازه هایی است که بر روی آنها انجام می شود. مخصوصا در کشور ما که سدهای زیادی در حال ساخت است. اکثر این سدها در تنگه ها و دره های کارستی احداث می شوند. بنابراین دانش مهندسی کارست دارای اهمیت بسیار زیادی است. از مهمترین ویژگیهای دیگر کارست می توان به قابلیت جذب گردشگر اشاره کرد. در کشور ما آبشارها، حوضچه ها و غارهای زیبایی مانند غار علی صدر در همدان و غار کتله خور در جنوب ابهر(استان زنجان) وجود دارد که عامل جذب گردشگر هستند. همچنین اهمیت دیگر منابع کارست ارزان بودن آب آنهاست چرا که اگر دقیق مورد مطالعه قرار گیرد، استفاده از آب کارست ارزان تر از احداث سد تمام می شود.

در حال حاضر نیز بیش از ۸۵ در صد شهرهای جنوبی ایران آب شرب و مصرفی خود را از این سازندها تامین می کنند(افرسیابیان،۱۳۷۷).

منابع موجود آب شیرین در رسوبات آبرفتی در حال حاضر برای تامین نیازهای فزاینده کنونی کافی نیست و بنابراین منابع آب کارستی در بسیاری از کشورهای جهان در سالهای اخیر اهمیت ویژه ای یافته است. ولی در مناطقی که رسوبات آبرفتی در تماس با سازندهای کارستی هستند با توجه به شرایط هیدرولیکی، زمین شناسی، تکتونیکی و اقلیمی می توان به بهترین نحو از منابع آب این دو استفاده کرد. برای استفاده بهینه از دو منبع آب لازم است مطالعات وسیعی صورت پذیرد. بعنوان مثال دردشت ایذه در شمال شرق اهواز (استان خوزستان) مطالعاتی در مورد بیلان و ارتباط هیدرولیکی آبخوان های آبرفتی و کارستی صورت گرفته است. این محدوده از لحاظ زمین شناسی شامل سنگ آهک های مربوط به دوران دوم و سوم که تحت تاثیر کارستی شدن قرار گرفته اند، ساختار سنگی و ارتفاعات محدوده را تشکیل می دهند. در شمال منطقه آهک های داریان و فهلیان رخنمون داشته که بوسیلهٔ مارن های آهکی و رسی سازند کژدمی از آهک های ایلام – سروک که در سرتاسر شمال تا شمال شرق و جنوب منطقه بیرون زدگی دارد، جدا می گردد. سازند آسماری در قسمت جنوب، جنوب غرب و شمال غرب رخنمون دارد. بر اثر عوامل تکتونیکی و چرخه های فرسایشی موجب ایجاد گسل های عادی و روراندگی، تاقدیس های متعدد و در نتیجه باعث شکستگی ها، درزه و شکاف

های جزیی و سطحی در بخش هایی از منطقه شده است. همچنین وجود دو دریاچه شمالی و جنوبی در دشت ایذه و در امتداد محور ناودیس دشت، دلیل فعال بودن نیروهای تکتونیکی در منطقه بوده و این دو دریاچه را که زمانی به هم متصل بوده اند، از یکدیگر جدا کرده است. در قسمت شمال دشت نیز یک گسل راندگی بین سازندهای آسماری و ایلام – سروک وجود دارد که در درون آبرفت نیز امتداد دارد و احتمال می رود، این منطقه نیز یکی از محل های فرار آب دشت ایذه به سمت حوضه مجاور باشد. از لحاظ هیدروژئولوژیکی در این محدوده دو نوع آبخوان آبرفتی و کارستی موجود است. سازندهای کارستی آبدار شامل سنگ آهک های کرم رنگ و هوازده آسماری با سن الیگوسن – میوسن که به شکل ناودیس پلانژدار نعل اسبی با مساحت ۲۰ کیلومترمربع(جنوب، شرق و غرب حوضه) و دیگری سنگ آهک های خاکستری رنگ روشن هوازده ایلام – سروک با سن کرتاسه بالایی با وسعت ۳۵ کیلومترمربع (شمال، شمال شرق و جنوب منطقه) می باشند، که از لحاظ هیدروژئولوژیکی دارای ذخایر آبی مناسب می باشند.

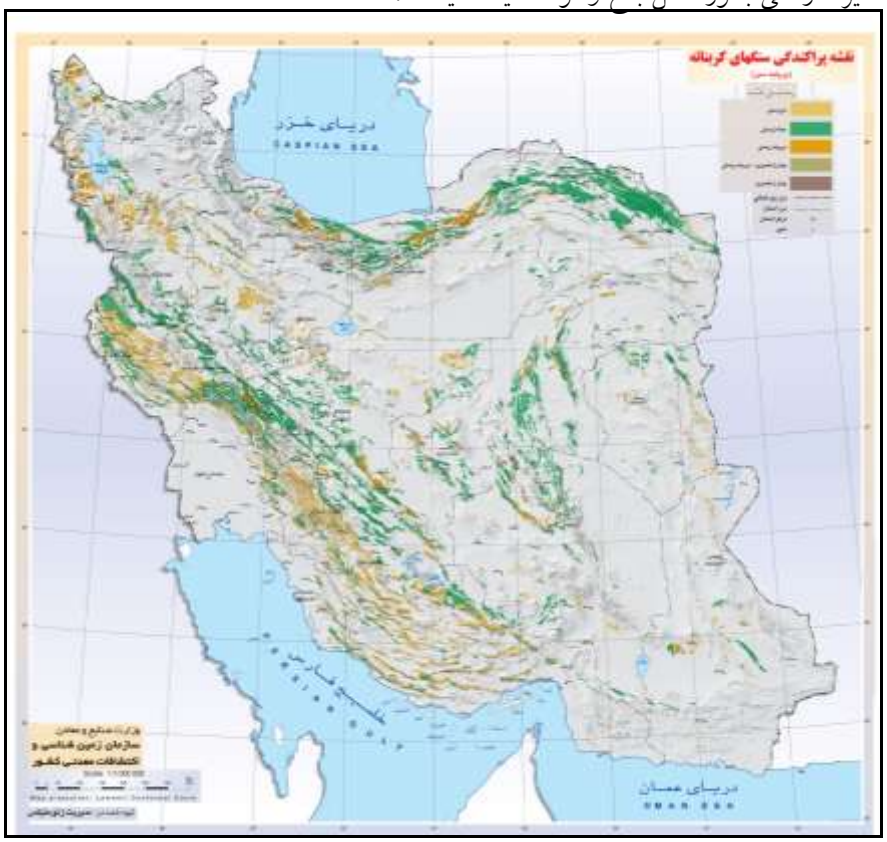
آبخوان دوم، آبخوان آبرفتی به وسعت ۱۷۰ کیلومترمربع، بین ارتفاعات آهکی محصور گردیده است. جنس رسوبات در مرکز و اطراف دریاچه ها ی میانگیران و بندان، دانه ریز تا متوسط (رس، رس سیلتی)، در مرکز دشت رسوبات شامل رس سیلتی متراکم همراه با مقداری ماسه می باشد و در حاشیه ارتفاعات جنس مواد آبرفتی دانه درشت و متوسط (واریزه های آهکی همراه با ماسه سیلتی)می باشد. با توجه به مقاطع ژئوالکتریک و لوگ چاه های اکتشافی متوسط ضخامت رسوبات آبرفتی در حدود ۱۵۰ متر تخمین زده می شود. شیب هیدرولیکی از حاشیه سازندهای آهکی به طرف مرکز دشت و دریاچه ها به تدریج کاهش می یابد. با توجه به ترسیم نقشه های تراز سطح ایستابی، عمده ترین تغییرات در اردیبهشت سال ۱۳۸۰، معکوس شدن جهت جریان آب زیرزمینی از آبخوان آبرفتی به سمت آبخوان کارستی در ناحیه آهک آسماری است، که احتمالا بر اثر خشک سالی های اخیر و برداشت بیش از حد از چاه های حفر شده در آبخوان کارستی، موجب افت سطح ایستابی آبخوان کارستی نسبت به آبخوان آبرفتی گردیده و در نتیجه باعث معکوس شدن جهت جریان آب زیرزمینی از آبخوان آبرفتی به آبخوان کارستی شده است. براساس نقشه های ترسیم شده، نشان دهندهٔ تغذیه آبخوان آبرفتی از سازند آهک آسماری در جنوب و جنوب غرب دریاچه بندان(غرب شهرستان ایذه) می باشد. با حرکت از حاشیه جنوبی دشت به سمت بخش های مرکزی مقادیرrMg/rCa افزایش می یابند، علت آن انحلال اغلب رسوبات دولومیتی در آبخوان آبرفتی منطقه می باشد(تولائی نژاد، ۱۳۸۴).

۱-۵ توزیع کارست در ایران

سازندهای کارستی در ایران عمدتا در رشته کوههای زاگرس(دامنه شمالی و جنوبی)، رشته کوه های البرز و تا حدودی در بخش مرکزی کشور گسترش یافته است (شکل۱-۴).

الف : سازندهای کارستی در ناحیه زاگرس

در ناحیه زاگرس ، سازندهای کارستی فراوانی رخنمون دارد. همانگونه که در شکل ۱-۴ مشاهده می شود، در بخش شمالی زاگرس و در استانهای چهار محال بختیاری، جنوب و شمال غربی اصفهان، شمال شرق کهکیلویه و بویراحمد و بخشهای شمالی استان فارس سنگهای کربناتی مربوط به دوران مزوزوئیک و پالئوزوئیک می باشند. لذا از لحاظ عوارض و ذخایر کارستی بطور کامل بالغ و توسعه یافته نیستند.



شکل۱-۴ توزیع و گسترش سازندهای کربناتی در ایران(سایت سازمان زمین شناسی ایران)

در حالیکه در بخش جنوبی زاگرس کارستهای جوان که مربوط به دوران سنوزوئیک هستند، مشاهده می شوند. این سازندها برروی لایه های نفوذ ناپذیر قرار گرفته اند و لذا شرایط

مناسبی برای ایجاد و توسعه کارست فراهم شده است. مطالعات و اکتشافات نشان می دهد که ناحیه شمالی زاگرس تفاوت زیادی با زاگرس جنوبی دارد، بطوریکه در شمال زاگرس بین منابع تغذیه کننده و تغذیه شونده و به خصوص چشمه ها موانعی وجود دارد در حالیکه در زاگرس جنوبی منابع کارستی به صورت زنجیره پیوسته ای ملاحظه می شود (افراسیابیان،۱۳۷۷). شکل ۱-۴ توزیع سازند های کربناتی در ایران را نشان می دهد، در این نقشه باید به گسترش کارست در منطقه جنوب ایران توجه خاص داشت. کارست در منطقه زاگرس در مقایسه با سلسله جبال البرز و ایران مرکزی تفاوتهایی دارد زیرا در زاگرس چین خوردگیها منظم بوده و از سنگهای کربناتی و غیر آتشفشانی تشکیل شده که ۹۵ در صد از ارتفاعات آن را سنگهای کربناتی تشکیل می دهند. ویژگی دیگر زاگرس وجود گنبدهای نمکی که نسبت به زمین های اطراف مرتفع تر هستند، می باشند. سنگ های کربناتی موجود زاگرس تحت تاثیر عوامل تکتونیکی و اقلیم سرد با بارشهای طولانی می باشد که باعث بلوغ و تکامل کارست در زاگرس شده است و غارهای زیادی مانند علی صدر و شاهپور را ایجاد کرده است. بطور کلی در ناحیه زاگرس توسعه و رخنمون وسیع سازندهای کربناتی و بارش برف باعث انحلال سنگ کربناتی شده است و چشمه های کارستی زیادی با آبدهی بالا ایجاد کرده که این چشمه ها رودخانه هایی را در این ناحیه جاری ساخته است. با توجه به حرکات تکتونیکی و ایجاد گسل ها و چین خوردگی و بدنبال آن درز و شکاف ها در سنگ های کربناتی ناحیه زاگرس و همچنین آب و هوای سرد در آخرین دوره یخبندان باعث ایجاد چرخه ژئومرفولوژیک کارست در حالتهای متفاوت در بخشهای مختلف آن شده است. شواهد مرحله جوان این چرخه ژئومرفیک کارست به صورت شیارها و فروچاله ها و جویبارهایی است که در این سنگ ها جریان دارند که در سرتاسر زاگرس مشاهده می شوند. یکی از انواع کارست شدگی جالب در زاگرس ، کارست شدگی گنبدهای نمکی است. این گنبدهای مرتفع که تعداد بیشماری از آنها در ناحیه زاگرس وجود دارند از موارد نادر در جهان هستند. شکستگی هایی که بر اثر عوامل تکتونیکی در سنگ های کربناتی دیده می شود، پدیده متداولی در سلسله جبال زاگرس است و در واقع اولین مرحله چرخه ژئومرفیک کارست می باشد که با انحلال اولیه در امتداد آنها باعث ایجاد شیارهای سطحی و فروچاله ها می گردد. نمونه بارز این مرحله از کارست شدگی در زاگرس در دشت ارژن فارس فراوان به چشم می خورد که در این محل تقریبا همه مراحل کارست شدگی را می توان مشاهده نمود.

یکی از مهمترین سازندهای کربناتی که گسترش زیادی در بسیاری از نواحی ایران به ویژه در منطقه خوزستان(دامنه جنوبی زاگرس) دارد، سازند کربناتی آسماری و ایلام- سروک می باشد. این سازند به دلیل گسترش کارست در آن مورد توجه قرار گرفته است. نظر به اینکه تعداد

زیادی از سدهای مخزنی ایران بر روی این سازند احداث ویا در حال احداث می باشند و همینطور عمده مخازن هیدروکربوری و نیز ذخایر مهم آب کشور در توده سنگ های کربناتی این سازند قرار دارند، شناخت ویژگی های فیزیکی، ترکیب شیمیایی و انحلال پذیری آن ها مورد توجه قرار گرفته است. در همین رابطه مطالعه ای در ساختگاه سد کارون یک و دو صورت گرفته است. از لحاظ زمین شناسی در محل سد کارون یک، شیل های ائوسن با میان لایه های سیلت استون، مارن و سنگ آهک است (سازند پابده). سازند آسماری بصورت تاقدیسی با راستای شمال غرب – جنوب شرق رخنمون دارد و عمدتا از سنگ آهک تشکیل شده است که بر روی سنگ های ائوسن قرار گرفته اند. سازند آسماری (الیگوسن – میوسن) در بخش های عمده دریاچه سد بوسیلهٔ سازند گروه فارس(سازندهای گچساران، میشان و آغاجاری) با سن میوسن - پلیوسن که متشکل از شیل های مارنی نرم با میان لایه های ژیپسی بصورت لایه های سنگی نفوذناپذیر می باشند، پوشانده می شوند. در محل سد کارون دو قدیمی ترین سازند مربوط به شیل های خاکستری تیره تا سیاه رنگ سازند نفوذ پذیر کژدمی است که سازند ایلام – سروک بطور هم شیب روی آن قرار می گیرد. سازند کربناتی ایلام – سروک از سنگ های آهکی ضخیم تا متوسط لایه با میان لایه های مارنی تشکیل شده است. با مطالعات صورت گرفته با وجود بالا بودن میزان اکسید کلسیم نسبت به درصد اکسید منیزیم در توده سنگ های کربناتی ایلام – سروک قابلیت کارستی شدن در آن ها کمتر از توده سنگ های آسماری می باشد. این تفاوت در چگونگی ایجاد و توسعه کارست، نتیجه تفاوت در خصوصیات فیزیکی سنگ را بیان می کند. بر اساس آزمایشهای صورت گرفته نمونه سنگ های سازند ایلام – سروک بیشتر از ۵۰٪ اکسید کلسیم دارد و بطور عمده میزان اکسید منیزیم در آن ها کمتر از یک درصد است. نتایج آزمایش روی نمونه های آهک های آسماری نشان می دهد که در تمام آن ها میزان اکسید کلسیم کمتر از ۵۰٪ و بیشتر از ۲۰٪ می باشد. با توجه به خلوص بیشتر نمونه های ایلام – سروک انتظار می رود سنگ های کربناتی مذکور انحلال پذیری بیشتری داشته باشند. در حالیکه نتایج آزمایش های انحلال پذیری برای سنگ های کربناتی سازند آسماری مقدار بیشتری را نشان می دهد. این نتیجه دور از انتظار نبوده زیرا با نتایج بررسی های صحرایی در منطقه خوزستان انطباق دارد. در این منطقه پدیده های مورفولوژیکی کارست در سازند آسماری بیشتر از سازند ایلام – سروک دیده شده و توسعه یافته است. نتایج حاصل از اکتشافات نفتی نیز نشان می دهد سازند آسماری بعنوان سنگ مخزن، ذخایر هیدروکربوری بیشتری نسبت به سازند ایلام – سروک دارد. در اکتشافات منابع آب در جنوب ایران به علت گسترش بیشتر کارست در سازند آسماری آبخوان های زیادتر و با گنجایش بیشتری در این سازند نسبت به سازند ایلام – سروک موجود است(قبادی، ۱۳۸۵).

ب : سازندهای کارستی در زون ایران مرکزی

این منطقه یا زون همانگونه که در شکل ۱-۴ مشاهده می شود، اکثراً سازندهای کربناتی پالئوزوئیک و مزوزوئیک تشکیل می دهد. با توجه به اینکه ایران مرکزی از لحاظ مساحتی بخش عظیمی از ایران را در بر می گیرد ولی از نظر رخنمون سنگ های کربناتی نسبت به زاگرس بسیار ناچیز و کم می باشد. این سازندها در استان های یزد، کرمان و به مقدار کم در سیستان و بلوچستان قابل مشاهده است. میزان بارندگی در این مناطق در مقایسه با البرز و زاگرس بسیار کم و در برخی نقاط آن به حداقل بارندگی در ایران می رسد، یعنی بارش متوسط این مناطق در حدود ۱۰۰ میلی متر و بعضا کمتر از آن در سال می رسد. در این زون الگوی توسعهٔ سنگ های کربناتی و تشکیل مخازن کارستی با سایر نواحی به خاطر وجود توده های نفوذی جوان و شرایط اقلیمی متفاوت است. به عنوان مثال می توان به مطالعات"رسوبات سرخ و ارتباط آن با بقایای انحلال کارستی، مطالعه ای از دشت شمالی ابر کوه، غرب استان یزد"(ارزانی،۱۳۸۱) اشاره کرد. در این تحقیق رسوبات سرخ (خاک های خونی) که به عنوان بقایای انحلال سنگ های آهکی و خاک های قدیمی در ستون چینه شناسی مورد توجه هستند، در موردی از حفاری چاه های آبی عمیق در دشت شمالی ابرکوه(غرب استان یزد) دیده شده و ارتباط آن با سفره های آب زیرزمینی و پدیده کارستی در منطقه مورد مطالعه قرار گرفته است. از تعداد بیش از ۸۵۰ حلقه چاه عمیق و نیمه عمیقی که در حال حاضر در حوضه آبریز ابرکوه (مساحتی حدود ۵۵۰۰ کیلومترمربع) وجود دارد و مورد این مطالعه قرار گرفته بیش از ۱۸ حلقه چاه در اعماق ۵۰ تا ۱۲۰ متری و سه حلقه چاه در اعماق حدود ۳۰۰ متری و به تونل های کارستی در آهک های سازند قم(الیگوسن – میوسن) با سفره آب زیرزمینی تحت فشار برخورد نموده است. در ۵ کیلومتری شمال شهر ابرکوه در عمق حدود ۲۵۵ متری و بعد از عبور از آهک های سفید رنگ به گِلهای سرخی با ضخامت حدود ۵ متر در بین آهک های سازند قم رسیده است. با توجه به حفاری های مجاور در آن عمق، این رسوبات با پُر کردن تونل کارستی ارتباط سفره های آب تحت فشار موجود در منطقه را قطع نموده اند. آهک های سازند قم به صورت مجموعه ریفی شامل گرین ستون- پکستون تا باندستون و به رنگ سفید کِرِمی در مجاورت شهر ابرکوه و ۲۵ کیلومتری شمال شهر رخنمون دارند. این آهک ها(با ضخامت ۴۰ تا بیش از ۱۵۰ متر) در بین مارن های زرد رنگ آهکی (مقدار کلسیم کربنات تا ۴۵٪) و یا رسوبات آبرفتی(هر دو مربوط به کواترنر) در بالا و مارن های سبز رنگ الیگوسن – میوسن در پایین) در زیر زمین محصور شده اند. پراکندگی و توپوگرافی زیرزمینی بسیار نامنظم و غیر یکنواخت آهک های الیگوسن- میوسن در حفاری های منطقه (عمق ۵۰ تا بیش

از ۳۰۰ متری) مشخص شده است. رسوبات سرخی که تونل های کارستی را پُر کرده اند، نه تنها از نظر آبدهی کارست اهمیت دارند بلکه مطالعه آن ها از نظر منشاء و چگونگی تجمع نیز با اهمیت است. نتایج به دست آمده از این مطالعه نشان می دهد؛ رسوبات قرمز رنگی که تونل های کارستی در شمال ابرکوه را پُر کرده است با توجه به موقعیت چینه شناسی آن ها و عمق حفاری و مقایسه ستون چینه شناسی منطقه و آن چه در دشت شمالی ابرکوه از گسترش آهک های سازند قم در زیر زمین دیده می شود(بسیار نامنظم و عدم وجود بخش آهکی سازند قم در اکثر نقاط) این رسوبات سرخ منشاء دور دست داشته و احتمالاً مربوط به شستشوی رنگ قرمز از سازند قرمز بالایی در شرق آباده است. به علاوه تونل های کارستی در آهک های سازند قم با قرار گرفتن بین مارن های سبز سازند قم (در پایین) و مارن های آهکی کواترنر(در بالا) سفره های آب تحت فشار معلق سطحی ویا عمیق(بیش از ۳۰۰ متر) را تشکیل می دهند. رسوبات کواترنر و رسوبات آبرفتی مربوط به کانال های انتهای مخروط افکنه ای(آبرفت های دانه درشتی که به صورت بند کفشی در بین رسوبات مارنی در زیر زمین و تا اعماق ۳۰۰ متری وجود دارد) به صورت تغییر رخساره در فاصله جانبی بسیار کم ویا اثرات نئوتکتونیک باعث تشکیل سفره های معلق متعدد و وضیغت بسیار پیچیده ای در منطقهٔ مورد مطالعه شده است.

ج : سازندهای کارستی در رشته کوه های البرز

بر اساس شکل ۱-۴ در رشته کوه های البرز سازندهای کربناتی عمدتاً در نوار شمالی و اکثراً از شمال به سمت شمال شرق تا خراسان شمالی و رضوی و به مقدار کم در بخش شمالی خراسان جنوبی رخنمون دارند. از طرف دیگر در بخش شمال و شمال غرب نوارهای باریکی از سازندهای کربناتی مشاهده می شود. این سازندها از لحاظ سنی متفاوت هستند ولی بیشترین وسعت مربوط به مزوزوئیک، پالئوزوئیک و در آخر سنوزوئیک می باشد. منابع آب کارستی در سازندهای کربناتی رشته کوه های البرز با سن پرمین، ژوراسیک، کرتاسه و ائوسن قرار دارند. در البرز سنگ های کربناتی کرتاسه که برروی سنگ هایی با سن کرتاسه پائینی قرارگرفته منابع آب کارست خوبی دارند که در بررسیهای اکتشافی خراسان مشخص شده اند. همچنین سازند لار با سن ژوراسیک در البرز، پتانسیل زیادی از نظر آبدهی دارند. اکتشافات در مناطق سمنان و شاهرود بسیار مثبت بوده است. دیگر منابع کارستی در البرز در سازندهای آهکی پرمین قرار دارد که وجود چشمه های کارستی پر آب در آنها نشانه پتانسیل مناسب این سازندها می باشد(افراسیابیان،۱۳۷۷).

به عنوان مثال، "بررسی نقش عوامل ساختاری در فراوانی منابع آب در منطقه کارستی لار با استفاده از سنجش از دور و GIS " (کاظمی، ۱۳۸۵) را می توان نام برد. این مطالعه در حوضه

آبریز رودخانه لار(در یال جنوبی کوه های البرز مرکزی) در ۸۵ کیلومتری شمال شرق تهران انجام گرفته است(شکل۱-۴). محدوده مطالعاتی تحت تاثیر فشارهای ناشی از کوهزایی آلپی یک سری چین خوردگی های متوالی و گسل های متعددی با روند کلی شمال غرب – جنوب شرق تشکیل و شکل امروزی خود را گرفته است. بر اساس مطالعات اشتوکلین(۱۹۶۴) در این منطقه واحدهای کربناتی شامل سازندهای دلیچای، لار و تیز کوه می باشند که ۳۳٪ سطح حوضه را فرا گرفته است. سازند دلیچای با سن ژوراسیک زیرین با لیتولوژی آهک های ضخیم لایه، آهک مارنی و ماسه ای به طور عمده در قسمت های شمالی حوضه گسترش دارد. سازند لار(ژوراسیک بالایی) متشکل از آهک های کرم قهوه ای ضخیم لایه و دولومیتی است. در این سازند عوارض سطحی کارست به خوبی گسترش یافته است. سازند تیز کوه(کرتاسه زیرین) شامل آهک های زرد متمایل به صورتی، متوسط لایه با میان لایه هایی از کنگلومرا است. بخش بالایی این سازندها متعلق به سازند کرج است که شامل آهک، شیل، بازالت و توف های ضخیم لایه است که مرز شمالی و جنوبی حوضه را در بر می گیرد. نتایج نشان می دهد که رابطه زیادی بین فراوانی چشمه ها با فاصله از عناصر تکتونیکی، خطواره ها و شبکه هیدروگرافی وجود دارد. همچنین تبعیت روند کلی جهت عناصر تکتونیکی و خطواره ها با شبکه هیدروگرافی و مشاهده تمرکز عوارض کارستی در امتداد کلی عناصر تکتونیکی نشان دهنده نقش اساسی عناصر تکتونیکی در هیدروژئولوژی منطقه و تاثیر آن در پدیده کارستی شدن می باشد. در قسمت شمال غربی و جنوب شرقی پتانسیل کارست، گسستگی در حصار توده آهکی مشاهده می شود که با توجه به تطابق آن با روند کلی عناصر تکتونیکی، خطواره ها و شبکه هیدروگرافی می تواند نشان دهنده عدم انطباق حوضه توپوگرافی و حوضه کارست و همچنین نشان دهنده احتمال تبادل آب زیرزمینی بین این حوضه و حوضه های مجاور باشد. از روابط بین فراوانی چشمه ها با عناصر تکتونیکی، خطواره ها، شبکه هیدروگرافی، لیتولوژی و عوامل توپوگرافی می توان برای پتانسیل یابی منابع آب زیرزمینی استفاده کرد.

مثال دیگر، می توان به مطالعه "عوامل بالقوه ی آلایندگی منابع آب کارست در حوضه کارده (شمال شهرستان مشهد)" (ثروتی و عشقی، ۱۳۸۲)اشاره کرد. قلمرو کارستی زون کُپه داغ عمدتاً از دوره ژواسیک(مزوزوئیک) بوده و بیش از ۵۰٪ لیتولوژی حوضه آبریز کارده در شرق زون کُپه داغ شامل سنگ های کربناتی(آهکی و دولومیتی) است(شکل۱-۴). در این رسوبات علاوه بر تشکیل و تکامل عوارض کارستی بدلیل عملکرد تکتونیکی به شدت درز و شکافدار و شکستگی در آن ها ایجاد شده است. از آنجا که حساسیت سیستم های زهکشی کارست به انتقال یا ورود هر گونه مواد آلاینده زیاد است، وجود هر گونه مواد آلاینده مانند تجمع زباله ها، فضولات دامی، جریان یافتن فاضلاب و پساب های صنعتی و مسکونی می تواند از منابع

بالقوه آلاینده منابع آب کارست حوضه کارده باشد. با توجه به بهره برداری از آبخوان کارستی در ارتفاعات شمال شهرستان مشهد و نیز استفاده از منابع آب های سطحی کارست به منظور تامین آب شرب شهرستان مشهد، هنوز هیچ نوع اقدامات حفاظتی و یا مدیریت منابع آب کارست صورت نگرفته است. این مساله یکی از مشکلات عمده استفاده از منابع آب کارست در سطح منطقه ای و ملی می باشد و ضرورت یک استرتژی و برنامه ریزی همه جانبه را در کنترل منابع آب کارست می طلبد. هدف اصلی این تحقیق مطالعه ویژگی های کارست، ژئومورفولوژی حوضه کارده در ارتباط با حساسیت سیستم زهکشی و نیز عوامل بالقوه آلاینده ای است که بویژه در سال های اخیر شدت یافته است. این عوامل پس از شناسایی، طبقه بندی گردیده و موقعیت و تمرکز آن ها بر روی نقشه ترسیم می شود. با کمک این نقشه ها، مدیران اجرایی و برنامه ریزان می توانند به راحتی مناطق با ریسک بالا را شناسایی کنند. در همین رابطه لازم است سیاست گذاری های کلان در مدیریت و حفاظت منابع آب کارست چه در سطح منطقه ای و یا کشوری صورت بگیرد.

نمونه دیگر از مطالعات کارست در ایران می توان به"مطالعات هیدروژئولوژی و هیدروشیمیایی آبخوان های بازالتی و کارستی منطقه ماکو در ارتباط با سازندهای زمین شناسی منطقه" (اصغری مقدم، ۱۳۸۷) اشاره کرد، که در محدوده کارستی منطقهٔ آذربایجان قرار دارد (جدول۱-۴). منطقه در شمال غرب ایران و شمال استان آذربایجان غربی قرار گرفته است(شکل۱-۴). این محدوده از غرب با کشور ترکیه و از شرق به رود ارس محدود می گردد. در منطقه مطالعاتی دو نوع سازند سخت مهم از دیدگاه هیدروژئولوژیکی وجود دارد. گدازه های بازالتی و دیگری آهک های سازند قم و آهک های توده ای و دولومیت های سازند روته هستند. شایان ذکر است که سازندهای آبدار منطقه را بیشتر بازالت های کواترنری، آهک پرمین و رخساره های آهکی سازند قم تشکیل می دهند. آهک های مجاور بازالت ها به ویژه آهک های سازند روته به شدت کارستی شده و نفوذپذیری بسیار بالایی دارند. در منطقه مطالعاتی ترکیب آب زیرزمینی از بازالت به سمت آهک تغییر کرده و از میزان سدیم و بی کربنات کاسته شده و بر مقدار کلسیم افزوده می شود. مقادیر TDS نیز از مناطق آهکی به بازالتی افزایش می یابد. به طور کلی، بر اساس نمودارهای ترسیم شده ، ترکیب آب زیرزمینی در منطقه از دو تیپ مختلف تشکیل شده است، نمونه بازالتی به طور عمده دارای تیپ بیکربنات سدیم – کلسیم و نمونه های آهکی دارای تیپ بیکربنات کلسیم – منیزیم هستند. با توجه به آنالیزها و نمودارهای ترسیم شده، آب های منطقه دارای سه منشاء کلی بازالتی، آهکی و حالت بینابینی است. این حالت بینابینی نشان دهنده آمیختگی و ارتباط هیدروژئولوژیک بین دو آبخوان می باشد. براساس مطالعات انجام گرفته می توان گفت که منشاء اصلی نمونه های

دارای بی هنجاری فلوئور از آبخوان بازالتی موجود در منطقه است. کانی های مشاهده شده در مطالعات سنگ شناسی و نتایج حاصل از تجزیه نمونه های سنگی منطقه نشان دهندهٔ کانی های نورماتیو موجود در سنگ است. علاوه بر کانی های دیگر که مقادیر جزیی فلوئور دارند، تنها کانی فلوئور و آپاتیت می تواند دارای مقادیر فراوان فلوئور باشد. قلیایی بودن بیشتر نمونه ها، مقادیر تیتان با نسبت بالا و مقادیری P_2O_5 ، وجود شرایط تشکیل کانی فلوئور و آپاتیت در سنگ های منطقه مطالعاتی و منشاء فلوئور و آپاتیتی غلظت بالای فلوئور در منابع آبی منطقه را نشان می دهد.

خود آزمایی فصل اول

۱- پدیده و واژه کارست از تعریف کنید؟

۲- عوارض سطحی کارست چگونه قابل مشاهده است؟

الف) از طریق نقشه های ژئومورفولوژیکی ب) از طریق حفاری در سازندهای کربناتی

ج) از طریق نقشه های زمین شناسی د) از طریق عکس های هوایی

۳- به نظر فورد و ویلیامز چند درصد نیاز آبی جمعیت جهانی از طریق سنگ های آهکی و قابل انحلال تامین می شود؟

الف) ۱۱٪ ب) ۲۵٪ ج) ۴۰٪ د) ۳۰٪

۴- پدیده های هیدرولوژیکی در نواحی کارستی از دیگر نواحی چگونه تفکیک می شود؟

۵- کدامیک از گزینه های زیر از اهداف جامع کارست می باشد؟

الف) محاسبه بیلان و تخمین پتانسیل حوضه کارستی ب) اندازه گیری پیوسته و نمونه برداری از منابع ج) شبکه مجهز باران سنجی و اندازه گیری آبدهی رودخانه ها، چشمه ها و قنوات در شناخت رژیم آبخوان های کارستی د) همهٔ موارد

فصل دوم: طبقه بندی سنگهای کارستی، کربناتی و فرایند دیاژنز در این سنگ ها

هدف های کلی

در فصل دوم، سنگهای کارستی و کربناتی بر اساس مشخصات، نوع، بافت و زیر مجموعه هایشان طبقه بندی و مورد بررسی قرار گرفته است. از میان سنگ های کارستی، سنگ های کربناتی از لحاظ تشکیل کارست بسیار مهم هستند، بر این اساس سنگهای کربناتی بطور کامل و سنگهای تبخیری نیز به دلیل اهمیت آنها در تشکیل کارست توضیح مختصری داده شده است. در پایان فرایند دیاژنز و تاثیر آن بر روند تکاملی سنگ های کربناتی و دیگر سنگهای کارستی و عوامل زمین شناسی ساختمانی تشریح شده است.

هدف های رفتاری

دانشجویان بعد از مطالعه این فصل باید بتوانند ؛

۱- کلمات جدیدی که در بخش مفاهیم تازه آمده است را توضیح دهند.

۲- سنگ های کارستی را طبقه بندی نمایند.

۳- بلورهای موجود و مشخصات آن ها را در سنگهای کربناتی تشریح نمایند.

۴- سنگهای کربناتی را براساس نوع وبافت طبقه بندی و نام گذاری نمایند.

۵- نظریه های تشکیل سنگهای دولومیتی تشریح نمایند.

۶- سنگهای تبخیری و کانی های موجود در آنها را بیان کنند.

۷- تخلخل، انواع و تاثیر آن بر توسعه کارست را تشریح نمایند.

۸- تاثیرعوامل زمین شناسی ساختمانی و عمق بر میزان کارستی شدن را توضیح دهند.

۹- پالئوکارست و اهمیت آن در تشکیل مخازن را توضیح دهند.

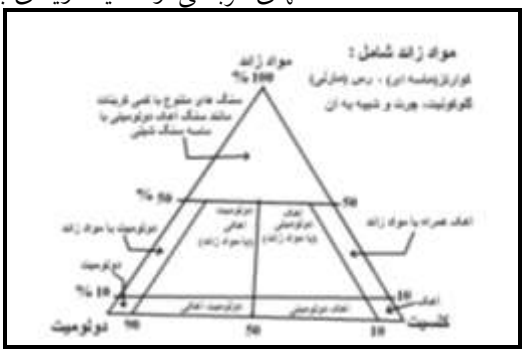
مفاهیم تازه

پلی هالیت، پیناکوئید(دوهرمی)، دانه شکری، استیولیت، کربناتیت، برش های ترکیدنی، برش های تجمعی، برش های شناور، آلوکم، کلسیت اسپاری، میکرایت، اُائید، پلوئید، بافت شناور، گرین ستون، پَک ستون، وَک ستون، مادستون، بازشارش(برگشتی)، نئومورفیسم، سنگ ساحلی، سبخا، وادُز، فریاتیک، پلی مورف(چندریختی)، انتخابی فابریک، بدون انتخابی فابریک، لوژن، ضریب کارستی شدن، دیرینه کارست(پالئوکارست).

مقدمه

مناطق کارستی در طبیعت بیشتر در سنگهای کربناتی دیده می شوند. معمولا کلمه کارست با مطالعه مورفولوژیکی سنگهای کربناتی هم معنی شده است. سنگهای کربناتی دارای انواع مختلف هستند در نتیجه برای تشکیل سنگهای کربناتی باید بیش از ۵۰ درصد آن ازلحاظ وزنی

از کانی های کربناتی ایجاد شده باشد و برای تشکیل تمامی ساخت ها و اشکال کارستی درصد خلوص این کانی ها باید بیش از۹۰ درصد باشد. در شکل۲-۱ طبقه بندی ساده ای از سنگهای کربناتی داده شده است.مطالعه سنگهای کربناتی از اهمیت زیادی برخوردار است،زیرا



شکل ۲-۱ ترکیب کلی از طبقه بندی سنگهای آهکی (بر گرفته از فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

تقریبا ۵۰٪ ذخایر نفت و گاز شناخته شده امروزی ، بعلاوه بوکسیت، نقره، روی و سرب و بسیاری دیگر و حتی طلا و الماس از جمله ذخایر معدنی مهم و اقتصادی هستند، در این سنگها جای گرفته اند. سنگهای کربناتی در تهیه آهک کشاورزی، سیمان پورتلند، سنگهای ساختمانی و از منابع مهم و اصلی خرده سنگهای مورد استفاده در ساخت بزرگ راهها می باشند. امروزه نهشته های کربناتی در نقاط مختلف تجمع می یابند و تقریبا میزان ته نشست کلسیت و آراگونیت هم سان بوده ولی میزان دولومیت بسیار کم است. بطور کلی نسبت کلسیت به دولومیت در لایه های کرتاسه در حدود ۸۰ به یک بوده در پالئوزوئیک زیرین این نسبت سه به یک بوده و در پروتوزوئیک یک به سه در حالیکه در آرکئن این نسبت یک به یک بوده است(فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷). بعضی از مشخصات مهم کانی های اصلی سنگهای کارستی در جدول ۲-۱ داده شده است.

۲-۱ طبقه بندی و مشخصات شیمیایی سنگهای کارستی

سنگ های قابل انحلال و کارستی ، بطور کلی با توجه به مشخصات فیزیکی، شیمیایی، سنگ شناسی و تاثیر عوامل زمین شناسی ساختمانی می توان به شکل زیر طبقه بندی کرد:

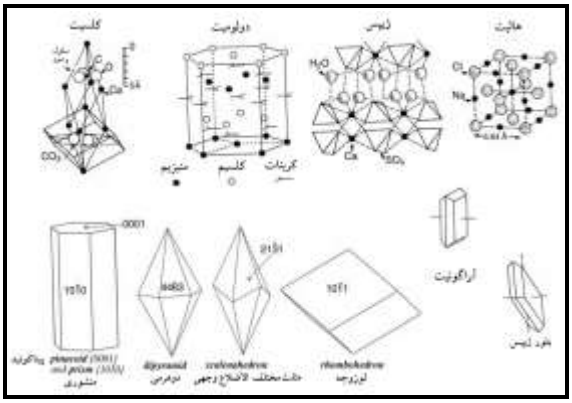
۲-۱-۱ سنگهای کربناتی

به سنگهایی که بیش از ۵۰ ٪ یون کربنات در آنها وجود داشته باشد به عنوان سنگهای کربناتی معرفی می شوند. در ساختمان کربنات، آنیون هایCO_3^{-2} به شکل سه اتم هم پوشان اکسیژن در اطرف یک اتم کوچک کربن که در مرکز قرار دارد، بوجود می آید. بطور مثال در کلسیت خالص آنیونها به صورت لایه های یک در میان با کاتیونهای کلسیم قرار گرفته اند یعنی یون

کلسیم دارای شش آنیونCO_3^{-2} است که به طرق مختلف ساختمان بلوری هگزاگونال را بوجود می آورند(ای.جی.هویزینگ و دیگران،۲۰۰۳)(شکل۲-۲).

جدول۲-۱ بعضی از مشخصات فیزیکی و شیمیایی کانی های سنگهای کارستی

نوع	کانی	سیستم تبلور	فرمول شیمیایی	وزن مخصوص	سختی	توضیحات
کربناتها	گروه کلسیت کلسیت	هگزاگونال	$CaCO_3$	۲/۷۱	۳	شکل۲-۲
	سیدریت		$FeCO_3$			
	منیزیت		$MgCO_3$			
	گروه آراگونیت آراگونیت	اورتورمبیک	$CaCO_3$	۲/۹۵	۳/۵-۴	
	ویتریت		$BaCO_3$			
	استرونتینیت		$SrCO_3$			
	گروه دولومیت دولومیت	هگزاگونال	$CaMg(CO_3)_2$	۲/۸۵	۳/۵-۴	
	آنکریت		$Ca(Mg,Fe)(CO_3)_2$			
	کوتنوهوریت		$CaMn(CO_3)_2$			
سولفاتها	انیدرید		$CaSO_4$	۲/۹-۳	۳/۵-۵	شکل۲-۲
	ژیپس		$CaSO_4\text{-}2H_2O$	۲/۳۲	۲	
	پلی هالیت		$K_2Ca_2Mg(SO_4)_4$	۲/۷۸	۳-۳/۵	
هالیدها	هالیت		$NaCl$	۲/۱۶	۲/۵	شکل ۲-۲
	سیلویت		KCl	۱/۹۹	۲	
	کارنالیت		$KClMgCl_2.6H_2O$	۱/۶	۱	
سیلیس	کوارتز		SiO_2	۲/۶۵	۷	
	اپال		SiO_2	۲-۲/۲۵	۵/۵-۶	



شکل ۲-۲ اشکال بلور کانیهای سنگهای کارستی

کربناتها به شکل کلسیت، آراگونیت و دولومیت دیده می شوند. در سنگهای آهکی بیش از ۹۰٪ آن از کلسیت (CaCO3) تشکیل شده است.

- کلسیت : **اشکال اصلی** بلورهای کلسیت بصورت لوزوجه، مثلث مختلف الاضلاع وجهی، منشوری، پیناکوئید یا دوهرمی بوده و وزن مخصوص آن ۲/۷۱ گرم بر سانتی متر مکعب می باشد(جدول۲-۱ و شکل ۲-۲). با تلفیق این اشکال بیش از ۲۰۰۰ نوع که از بهم پیوستن عناصر کمیاب با غلظت های متفاوت در سیال یا یونهای وارد شده در محلول اصلی ایجاد می شود (هویزینگ و همکاران،۲۰۰۳) در طبیعت گسترش پیوسته ای بین کلسیت خالص با آراگونیت و دولومیت وجود دارد. ۳۰ ٪ کف اقیانوسها به وسیله رسوبات کربناتی پوشیده شده اند. در کف دریاها برای تشکیل یک سانتی متر آهک پلاژیک ۱۰۰۰ سال زمان لازم است. در دریاهای سرد، رسوب $CaCO_3$ بدلیل کمبود مواد اُرگانیکی کاهش می یابد. کلسیت اکثرا با $MgCO_3$ دیده می شود و در دریای عمیق بدلیل کاهش Mg بیشتر کلسیت رسوب می کند. آراگونیت ها در شروع تشکیل از نظر Mg غنی هستند ولی بدلیل شستشو و یا حلالهای منطقه ای از محیط جدا می شوند.

- آراگونیت : بلورهای آراگونیت بصورت سوزنی، منشوری یا صفحات تیغه ای شکل دیده ، و بصورت جفت جفت تکرار می شود. این بلور دارای وزن مخصوص ۲/۹۵ گرم برسانتی مترمکعب می باشد(جدول۲-۱ و شکل ۲-۲). آراگونیت نسبت به کلسیت فشرده تر و در آب بیشتر حل می شود. به همین دلیل اجازه ورود کاتیون های کوچکتر از کلسیم را نمی دهد. مهمترین اتم هایی که معمولا جایگزین می شوند شامل استرانسیم و اورانیم می باشد. از لحاظ حجمی آراگونیت ۸ درصد کمتر از کلسیت است. این کانی بسیار ناپایدار بوده و تبدیل آراگونیت به کلسیت بطور معمول با کاهش تخلخل همراه است. آراگونیت در آبهای گرم اقیانوسی که بیش از حد از $CaCO_3$ اشباع شده باشد به شکل مواد زائد اُرگانیکی رسوب می کند. ازطرف دیگر آراگونیت ها در شرایط آب و هوایی استوایی، خلیج های کم عمق و لاگونها رسوب می کنند(فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷).

- دولومیت: فرمول شیمیایی دولومیت بگونه ای است که لایه های هم مولار یونهای کلسیم و منیزیم بطور منظم مابین صفحات CO_3^{-2} قرار می گیرند(شکل۲-۲)،و دارای فرمول شیمیایی($CaMg(CO_3)_2$) می باشد.زمانیکه تعدادی از اتم های کلسیم در لایه های منیزیم جایگزین می شوند، به مقدار کم ممکن است اثری از حضور اتم های Sr,Na,Mn,Fe,Zn در این لایه ها دیده شوند. بندرت ممکن است وقتی دولومیت از آهن غنی شود کانی آنکریت ($Ca_2FeMg(CO_3)_4$)) تشکیل شود، ولی بندرت منیزیت خالص یا سیدریت ($FeCO_3$) بوجود می آید. در نتیجه در درون دولومیت معمولا آهن بیشتر از کلسیت است، به همین سبب اغلب بدلیل هوازدگی، به رنگهای صورتی یا رنگ جلایی دیده می شوند، که این از اکسیده شدن

آهن دو ظرفیتی به سه ظرفیتی ایجاد می شود. بافت دولومیت ها بصورت توده ای یا پودری یا بلورهای شکری(دانه شکری) بوجود می آیند. این بلورها، لوزوی و کدر هستند و دارای وزن مخصوص ۲/۸۵ گرم برسانتی مترمکعب می باشند(جدول۲-۱و شکل۲-۲). از رنگ آمیزی آلیزارین قرمز و مقایسهٔ آن با جدول رنگ آمیزی استاندارد در تشخیص کانی دولومیت از کلسیت استفاده می شود (آدامز و دیگران،۱۹۸۴). ساختمان شیمیایی این کانی همانند سنگهای آهکی است با این تفاوت که در آن MgO ترکیب بسیار مهمی می باشد. نام گذاری سنگهای آهکی و دولومیتی در جدول ۲ – ۲ ارائه شده است:

جدول۲ – ۲ نام گذاری سنگهای آهکی و دولومیتی بر حسب میزان کلسیت و دولومیت

نوع	کلسیت (٪)	دولومیت(٪)
سنگ آهک	بیش از ۹۰٪	کمتر از ۵٪
سنگ آهک منیزیم دار	۹۰ – ۱۰	۱۰ – ۵
سنگ آهک دولومیتی	۹۰ – ۵۰	۵۰ – ۱۰
دولومیت کلسیتی	۵۰ – ۱۰	۹۰ – ۵۰
دولومیت	کمتر از ۱۰٪	بیش از ۹۰٪

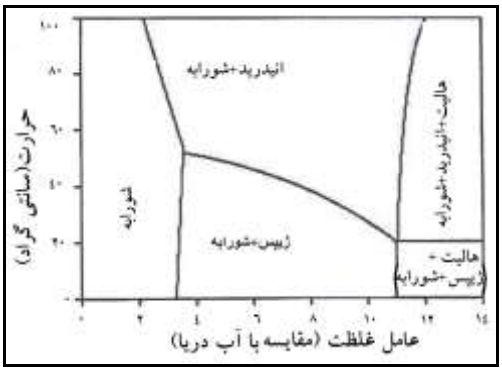
۲-۱-۲ سنگهای تبخیری

کانی های تبخیری در داخل یک محلول شور و به سبب تبخیر گسترده یا کلی آب، نهشته می شوند(وارن،۱۹۹۹). نهشته های عظیم تبخیری هم دربارهٔ شرایط اقلیمی شدیداً گرم و خشک و هم دربارهٔ چرخش آب های اقیانوسی و شیمی آب، که از آن حاصل شده است نیز اطلاعاتی به ما می دهند. بدلیل حلالیت بالا، تبخیری ها بجز در مناطق خشک، در رخنمون ها کمتر دیده می شوند. در این نواحی، ژیپس به عنوان کانی تبخیری با کمترین حلالیت، فراوان ترین و معمول ترین کانی می باشد. هالیت در رخنمون ها نادر است، ولی در افق های زیر سطحی از ژیپس فراوان تر می باشد. سنگ های تبخیری معمولاً با دولومیت، آهک و سنگ های تخریبی دانه ریز به ویژه شیل های قرمز نازک لایه به صورت متناوب قرار دارند. حلالیت فوق العاده کانی های تبخیری موجب می شوند که این کانی ها حتی در طی تدفین کم عمق نیز دچار تغییر شوند. تعداد کمی از نهشته های تبخیری عهد حاضر تماماً اولیه هستند ولی نهشته های قبل از نئوژن همواره دارای مقادیری دگرسانی دیاژنتیک هستند(هاردی و همکاران،۱۹۸۵) . عوارضی همچون انحلال، اشکال دروغین، تبلور مجدد در نهشته های تبخیری نسبت به سنگ های سیلیکاتی و کربناتی فراوان ترند. در واحدهای تبخیری، ساخت های رسوبی اولیه ای مانند: لامیناسیون، طبقه بندی مورب، دانه بندی تدریجی، ریپل مارک، ترک های گلی، چین ها و لغزش های هم زمان با رسوبگذاری هستند. چشم انداز سنگهای کارستی نمکی به قطعات کوچک در بیابانها محدود می شود. اگر چه برای تشکیل عوارض کارستی در پهنه های آهکی،

به هزاران سال زمان نیاز است اما در مناطق تبخیری در مدت چند روز، چند هفته یا چند ماه تشکیل می شوند. اگر تبخیری ها فاقد بیرون زدگی بوده ولی در اعماق کم حضور داشته باشند، امکان ریزش ناگهانی و مخرب سنگ های فوقانی همراه با تشکیل بِرش های انحلالی دور از انتظار نیست. در این سنگها، انحلال بین لایه ای گسترده و بسیار مهم است.

شکل گیری این سنگها بر اثر ته نشینی همگن یا غیر همگن در دریاها، دریاچه ها ویا آبگیرها بدلیل افزایش غلظت وبا کمک تبخیر صورت می گیرد. در کنار آب دریاها محدوده هایی مانند لاگون ها، سبخاها و مناطق جزر و مدی از محیط هایی هستند که برای ته نشینی این گونه رسوبات مناسب هستند. شکل ۲-۳ ، نحوه تشکیل ژیپس، انیدرید و نمک، با توجه به متغییر بودن غلظت در یک شورابه همراه با مقداری آب با T.D.S مساوی یا بیشتر از استاندارد آب دریا را نشان می دهد.

از مهمترین رسوبات تبخیری، ژیپس ، انیدریت و هالیت (سنگ نمک) را می توان نام برد. از دیگر کانیهای تبخیری پلی هالیت، سیلویت و کارنالیت را می توان نام برد که از نظر کارست بی اهمیت هستند. این کانیها در مقایسه با کربناتها کلاً منشاء غیر آلی دارند(آلسُپ،۱۹۹۶و سَرگ،۲۰۰۱).



شکل ۲-۳ رابطه عامل غلظت با درجه حرارت در تشکیل رسوبات تبخیری

در جدول ۲-۳ مقایسه نسبت ته نشست های مختلف در تعدادی از مجموعه های رسوبی را نشان می دهد. در این جدول رخساره های رسوبات تبخیری، کربنات و آواری داده شده است. مهمترین بخش این جدول، افزایش نمک و ژیپس بوده که حداقل ده برابر سریعتر از دیگر کانیها هستند.

- ژیپس ($CaSO_4,2H_2O$) : ژیپس ها معمولا از اولین بلورهایی هستند که ته نشین شده و سپس بندرت دومین کانی انیدرید می باشد. وقتی در زیر ۲۰۰ الی ۳۰۰ متر روباره دفن می شوند تبدیل به انیدرید شده که به مفهوم از دست دادن آب میباشد. حال اگر این رسوبات

روباره ای بر اثر فرسایش رخنمون دهند، بدلیل آبگیری دوباره، انیدریدها به ژیپس تبدیل می شوند. اغلب ژیپس ها در کارست در معرض چرخه آبگیری و از دست داده آب قرار می گیرند که این بدلیل اختلاف درجه حرارت و فشار محیطی اتفاق می افتد. به همین دلیل، گستره وسیعی از این گونه اشکال در محیط های ته نشست، ممکن است مشکلاتی را در تشخیص آنها از لحاظ سنگ شناختی و سنگ شناسی ایجاد کند.

جدول۲-۳ مقایسه نسبت ته نشست ها در تعدادی از مجموعه های رسوبی(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

نوع رسوب	نسبت ته نشست(متر/ میلیون سال)
رس دریای عمیق	۱
لجن کربناتی دریای عمیق	۱
گل و کربنات فلات قاره	۳۰-۱۰
تولیدات غنی شیب آواری	۴۰
توربیدیت(نوعی سنگ) دریای عمیق	۱۰۰۰-۱۰۰
تولیدات غنی دیاتومه های دریایی	۱۰۰۰-۴۰۰
سنگ آهکی ریفی آب کم عمق	۳۰۰۰-۱۰۰۰
رسوب تبخیری(جزر و مدی)سبخا	به ازای یک متر برش پیش رونده ضخامت ۱کیلومتر بر ۱۰۰۰ سال
ژیپس زیرآبی	۴۰۰۰۰-۱۰۰۰۰
هالیت زیرآبی	۱۰۰۰۰۰-۱۰۰۰۰
رشد دیاپیر(کوههای زاگرس)	۲۰۰۰۰۰-۱۵۰۰۰۰

بلورهای فرعی ژیپس بدلیل تخریب بعضی از بلورهای سنگهای کربناتی تنها و جدا می مانند. این بلورها بندرت بصورت تکراری در بین لایه ها در توالی های نیمه نازک لایه های دولومیتی، رس یا شیل بین لایه ای آشکار می شوند. زمانیکه رسوبات بین لایه ای ایجاد می گردد، بطور معمول ژیپس در بین این لایه ها بشکل دایک، دیاپیرها(گنبدهای نمکی) و دیگر نفوذیها رخنه می کند. بلورهای ژیپس معمولاً از درشت دانه (سوزنی، منشوری یا اشکال ستونی) تا دانه ای یا بی شکل یافت می شود، ولی کانی های خالص در لایه های توده ای معمولا نیمه شفاف(سلِنیت)،سفید کدر(آلاباستر) یا اثرات کمی از سایه روشن های رنگ قهوه ای، خاکستری، زرد و صورتی هستند. اگر انیدریدها بین ۳۰ الی ۵۰ درصد آب جذب کند به ژیپس تبدیل می شوند (جدول ۲-۱وشکل۲-۲). ژیپس با کمترین حلالیت باز هم ۱۵۰ برابر بیشتر از کلسیت است، و هالیت ۵۰ برابر محلول تر از ژیپس می باشد.

- انیدریت ($CaSO_4$) : این کانی تحت فشار $x۱۰^۵$ ۷۵-۱۸ پاسکال با از دست دادن آب به ژیپس تبدیل شده و در نتیجه حجم آن تقریبا ۳۸٪ کاهش می یابد(وارن،۱۹۸۹). بر اساس مشاهدات صحرایی و محتویات موجود در آن، انیدرید دارای تخلخل قابل اندازه گیری کم، درزه ها و صفحات لایه بندی کرم سان هستند که این ممکن است بدلیل جریان از دیاپیرها رخ دهد. این کانی اکثرا دارای ساختمان بلوری بسیار ریز دانه است، ولی در حین رسوبگذاری

بعضی اوقات دارای طبقه بندی ضخیم بوده که دارای لامینه های نازک است. اگر تنش ها در راستای دوباره بازشدگی های درزه ها یا ایجاد شکستگی های جدید پیشرفت کنند، پیامد آن آغاز آبگیری است که می تواند بسیار نامنظم باشد و بدنبال آن قطعات کوچک انیدرید در پرتگاههای ژیپسی به جا می ماند که ممکن است در معرض تندآبها قرار گیرند (پچُرکین ،۱۹۸۶). معمولا جریان آب زیرزمینی در داخل انیدرید یا نیست ویا بسیار کم است. کوئین لان(۱۹۷۸) استدلال میکند، وقتی آبگیری از محلول شروع می شود، دوباره بسرعت ته نشینی صورت می گیرد. در این حالت بطور معمول فشار در حدود ۲۰ کیلوگرم بر سانتی مترمربع است. در زیر اعماق۱۵۰تا۲۰۰ متری این احتمال وجود دارد که جریان سیال، بدون انبساط حجمی، کانی ها پراکنده شوند (قربون اُوا، ۱۹۷۷). در بالای این اعماق حد انبساط حجمی کانی بین ۳۰ تا ۶۷٪ رخ خواهد داد. به سبب جریان سیال و نفوذ آن در اعماق، شکستگی های شکننده ای تشکیل می شود که جهت آن ها به سمت بالا می باشد و این باعث بوجود آمدن دوبارهً مقدار زیادی تخلخل می شود. مشخصات این کانی در جدول ۲-۱ ارایه شده است.

- هالیت(NaCl) : نحوه تشکیل سنگهای نمکی همانند ژیپس می باشد. این سنگها ممکن است بصورت میان لایه هایی در کربنات ها، سولفات ها، شیل ها یا واحدهای توده ای با ضخامت بیش از ۱۰۰۰ متر پراکنده شوند، که در داخل آن فقط مقدار کمی لایه های انیدرید یا شیل که اغلب ذخایر اقتصادی مانند نمکهای پتاس(کارنالیت، سیلویت، سیلوینیت($KNaCl_2$)) را دارا هستند، تشکیل شوند. نمک ها اغلب یا پراکنده اند و یا لایه های نازک تشکیل شده، در حین دیاژنز حل می شوند. بنابراین حضور این لایه ها دلالتی بر وجود فضاهای خالی، برش یا دگرشیبی در سنگهای بجامانده می باشد. در نمکهای توده ای، همهً درزه ها و دیگر بازشدگی ها بدلیل فشار لیتواستاتیکی مواج می شوند و بدنبال آن کاملا ناتراوا شده و در جهت جریان به داخل دیاپیرها و ساخت های کوچکتر وارد می شوند. محلول عمقی نمک، فقط در داخل این ساخت ها بوسیلهً لایه های آبدار با قدرت مکانیکی بالا در زیر و روی آن ایجاد می شوند و می تواند نیروی لازم را در محل تماس بوجود آورند. اگر چه جریان آب زیرزمینی در داخل نمک یا نیست ویا بسیار اندک است ولی رخنمون های ایجاد شده می تواند از لحاظ چرخه های هواده و غاری با اهمیت باشند. این کانی از بلورهای درشت دانه، صاف و به شکل سنگهای بدون درز و شکاف دیده می شوند. بدلیل داشتن خواص پلاستیکی، در فشار و حرارت کم می تواند خاصیت دیاپیر(گنبد نمکی) از خود نشان دهد (جدول ۲-۱).

۲-۱-۳ سیلیس

سیلیس سیمان بسیار مناسبی برای ماسه های سیلیسی(ماسه سنگهای سیلیسی و کنگلومراها) است و بطور یکنواخت در آن پخش و بطور همسان دگرسان می شوند. از انواع سیلیس می توان به کوارتز ، اُپال و چرت اشاره کرد. کوارتز با ترکیب شیمیایی SiO_2 دارای سیستم تبلور هگزاگونال و سختی ۷ می باشد(جدول۲-۱). کوارتز ۳۵ تا ۵۰ درصد ذرات آواری سنگ های رسوبی را تشکیل می دهد. کوارتزیت ها به دلیل خلوص در ترکیبات شان، امکان ایجاد اشکال سطحی کارست های انحلالی در مقیاس کوچک تا متوسط وجود دارد. اگر چه محدودهٔ شکل گیری و رفتار هیدروژئولوژیکی در آن بسیار محدود است. مهمترین مشخصه کانی کوارتز کم بودن قابلیت حل سیلیس در آبهای جوی است، از طرف دیگر کوارتزیت در مقابل اشکال مختلف هوازدگی مکانیکی بشدت مقاوم است. قابلیت حل همه اشکال سیلیس در آب بالای ۵۰ درجه سانتی گراد افزایش می یابد. دانه های کوارتز گاهی ممکن است در مرحله دفن رسوبات در زیر سطح زمین حتی فقط تحت فشار و درجه حرارت متوسط حل شوند، بنابراین در بعضی از ماسه سنگها در امتداد استیولیت ها دانه های کوارتز دارای شکاف و شیار می باشند.

چِرت به عنوان یک سنگ رسوبی که به طریقه شیمیایی ته نشین شده است، تعریف می شود. در واقع چرت از تجمع مقادیر زیادی سیلیس که بر اثر حمل و نقل کوارتز یا اسفنج سیلیسی، شعاعیان و دیاتومه ها در بسیاری از رسوبات آهکی بوجود می آیند. اگر در طول دیاژنز شرایط متفاوت آلکالی ایجاد گردد، سیلیس های تجمع یافته حل و دوباره ته نشین می شوند و در نتیجه به سرعت گرهک ها یا عدسی های چِرت تشکیل می شوند. چِرت ها معمولا ممکن است در بین صفحات لایه بندی به شکل ورقه های پیوسته ای که بعضاً تا قطر بیش از یک متر دارند، تشکیل شوند، که در نتیجه این ورقه ها، از ورود جریان سیال جلوگیری می کنند. چِرت ها در سطوح کارست اغلب بصورت کلاهک های مقاوم دیده می شوند. چِرت ها به مقدار زیادی از کوارتز ریز بلور با مقدار ناچیزی از ناخالصی ها تشکیل شده است. ناخالصی های موجود در آن عبارت اند از: کانی ها رسی، کربنات، پیریت و مواد آلی.

اُپال یک سیلیکات آب دار، ژله مانند و همسان گرد می باشد. این کانی برجستگی های مقاومی بر روی سنگ ها داشته و اغلب قهوه ای رنگ به نظر می رسد و گاهی اوقات نا همسان گردی ضعیف از خود نشان می دهد (جدول۲-۱). اُپال در رسوبات کمیاب است. این کانی ممکن است به حالت زیست زادی همچون لجن دیاتومه دار، لجن های رادیولردار، خار مرجان ها و یا به حالت غیرآلی مانند سیمان در ماسه سنگ ها، نودول ها، پوسته های هوازده ژئود و به عنوان پر کننده رگه تشکیل شود. تصور می شود اُپال با افزایش زمان بر اثر تبلور مجدد به چرت تبدیل می شود.

۲-۱-۴ برش، استیلولیت، مرمر و دیگر کربنات های دگرگون شده، کربناتیت و کنگلومرا ها:
برش های انحلالی معمولا در سرتاسر پیشینهٔ زمین شناسی گسترده هستند. برشی شدن ممکن است در بین سنگ های آهکی یا دولومیتی ویا در هرکدام از سنگ های تبخیری مشاهده و بعلاوه می توانند در توالی های کربنات- تبخیری جابجا شوند. این وقایع در طول دیرینه زادی، وقتی تبخیری ها در سکانس های کربناتی قرار دارند و یا بخش رویی جزر و مدی همچنین در غارهایی که از حل شدن سنگ های متخلخل کربناتی ریزشیِ تلماسه ای تشکیل شده اند، رخ می دهد. معمولا درطول مدت دفن عمقی، آب های فسیل یا آب های گرم تهاجمی از داخل برش ها بیرون رانده شود و در نتیجه می توانند تا اعماق بیش از ۵ کیلومتر گسترش یابند.

استیلولیت ها، رگه یا لایه های انحلال فشاری هستند. آن ها در امتداد عوارض بسیاری از سنگ های آهکی و دولومیتی که دارای لایه بندی خوب هستند، دیده می شوند. در همهٔ محیط های دیاژنزی می توانند توسعه یابند. اما عموماً بیشتر در مکان هایی که عمق دفنی بیش از ۵۰۰ متر است و با کمک فشارهای بالای رسوبات روباره بوجود می آیند. استیولیت ها معمولاً موازی لایه بندی هستند و می توانند باعث لایه بندی دروغین شوند، ولی اکثراً بصورت لایه های عرضی دیده می شوند. کربنات ها در فشارهای بالا حل می شوند، در نتیجه استیلولیت ها ممکن است بترتیب در زیر و بالای کربنات های حل شده بصورت بلورهای متصل شده یا توده های بزرگتر قرار گیرند. این نحوهٔ قرارگیری به صورت اشکال بسیار نامنظم، رگه های انحلالی دندانه دار با محدودهٔ برجسته ای از چند میلی متر در مادستون های همگن تا چندین سانتی متر یا بیشتر در سنگ های غیرهمگن مانند گرین ستون و فریم ستون مشاهده شود(آندروز و ریلز بک،۱۹۹۷). استیلولیت ها مشخصاً به راحتی در معرض دید هستند، زیرا تیرگی آن ها از کانی های نامحلول باقی مانده و مواد آلی غلیظ شده ناشی می شود. بیش از ۴۰٪ توده فشرده شدهٔ بخشی از کربنات ها در رگه های استیلولیت متلاشی می شوند. کانی های نامحلول باقی مانده در استیلولیت ها نفوذپذیری موثر را کاهش می دهد ولی بعضی دیگر ممکن است شکستگی باز دیگری ایجاد کرده و به دنبال فشار رهایی، مسیرهای جریان باز شده را دنبال کنند. این ساختارها از طریق ناهمواری هایی که در سطوح سنگ های آهکی و دولومیتی که به شکل شیار هستند، شناخته می شوند. در سنگ آهک های رسی، استیولیت ها به دلیل تشکیل گرهک های هوازده مشخص می شوند.

سنگ های آهکی و دولومیتی وقتی تحت فشار وحرارت قرار گرفته و دگرگون شوند، مرمر را بوجود می آورند. در این حالت محدوده فشار بین یک الی ۱۰ کیلوبار و حرارت معمولاً بین ۲۰۰ الی ۱۰۰۰ درجه سانتی گراد می باشد. پایین ترین مراحل دگرگونی همراه با عمق است،

اما جزء دیاژنزهای گرم(کمتر از ۳۵۰ درجه سانتی گراد) محسوب نمی شود، بگونه ای که سطوح بیرونی دانه های کوچکتر به سرعت، نسبت به دانه های درشت تری که به آهستگی سرد شده اند، افزایش می یابد. به مجرد آنکه میزان سرد شدن افزایش می یابد، بلورهایی مانند اسپار مجدداً متبلور می شوند. در این حالت بافت سنگ و فسیل ها کاملاً محفوظ هستند. در مراحل بعد (رخساره شیست سبز بین ۳۵۰ الی ۵۰۰ درجه سانتی گراد) ذوب بخشی یا جانشینی بلورها نسبتا کامل می شود و دانه های جدید ممکن است دوباره جهت یابی شوند(برگ وار) و این به دلیل فشار محیطی احاطه کننده می باشد، در این حالت اغلب فسیل ها تخریب و صفحات لایه بندی فشرده و مقاوم می شوند. سنگ های بوجود آمده سخت، چگال، سنگ بلوری دانه شکری با اندازه دانه های یکنواخت می باشند. دولومیت ها در حرارت های بالای ۴۰۰ درجه ممکن است تبدیل به مرمرهای غنی از منیزیم اُکسید (MgO) شوند، این زمانی اتفاق می افتد که بخشی از CO_2 خارج شده است. بدلیل واکنش های صورت گرفته بین کربنات ها و سیلیس با دیگر ناخالصی ها، کانی های وُلاستونیت ($CaSiO_3$)،کلریت ($(Mg,Fe,Al)_6(OH)_6(Si,Al)_4,O_{10}$)، گارنت(گراسولار ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$) و تالک ($Mg_6(Si_8O_{20})(OH)_4$) تشکیل می شوند. مرمرها دارای تخلخل بسیار کم و از لحاظ نفوذپذیری بسیار بی اهمیت است و به سختی در آن ها کارست توسعه می یابند.

کربناتیت ها ترکیبی از سنگ های آذرین فوق قلیایی هستند که دارای بیش از ۶۰٪ ، تا کمتر از ۹۰٪ از کانی های کربناتی عمدتاً کلسیت تشکیل یافته اند. آن ها معمولا نفوذی هستند همراه با پیروکسینیت ها و آمفیبولیت ها دیده می شوند. اما در نمونه های توف های فورانی و لاپیلی ها نیز مشاهده شده اند. در حالیکه کربناتیت ها بسیار نادرند(کمتر از یک درصد رخنمون سنگ های آذرین)، به نظر می رسد منبع این کربناتیت ها از ذوب بخشی گوشته بالایی است. توسعه عوارض کارستی مدیون کربناتیت هایی با کلسیت غنی شده هستند. به نظر اَردوش و سندویک(۱۹۷۷)، کربناتیت های نفوذی دارای بیش از ۱۷٪ آپاتیت ($Ca_5(F,Cl,OH)_3PO_4$) هستند، و علیرغم اینکه از لحاظ فسفات غنی هستند با این حال به دلیل هوازدگی، در فروچاله های بزرگ سنگ کلسیتی مواد باقیمانده را تشکیل می دهد.

کنگلومراها، تپه های خاکی واریزه ای یا مخروط افکنه های ریگ- قلوه سنگ و یا آواری هایی به اندازه تخته سنگ، در طول حمل و نقل بوسیلهٔ آب، باد یا یخچال ها بطور کامل یا نسبی گِرد شده اند. روزنه های آن ها ممکن است به وسیلهٔ رس ها یا دانه های ریز پُر شوند و یا بوسیلهٔ سیلیس یا کلسیت، سیمانی شوند. کنگلومراها اغلب از سنگ های آواری آهک و دولومیت(بدلیل گسترش این سنگ ها) تشکیل می شوند و معمولاً از عوارض عمومی در

مناطق کربناتی که اکثراً دارای منشاء زیردریایی، انتهای دلتایی، پیشانی پُرشیب کوهستان یا مخروط افکنه آواری در داخل حوضه های پست که قبلاً مستغرق بودند، می باشند.

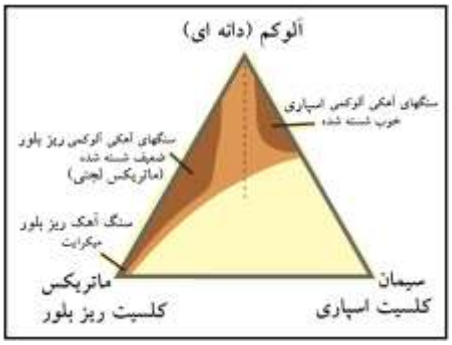
۲-۲ طبقه بندی سنگ های کربناتی

سنگهای آهکی جزء سنگهای رسوبی شیمیایی هستند و اجزاء تشکیل دهنده این سنگ ها از خود حوضه رسوبی سرچشمه می گیرند. سنگهای آهکی حداکثر از سه جزء: دانه ها، ماتریکس و سیمان بوجود آمده اند. تمامی این اجزاء تشکیل دهنده غالبا از کربنات کلسیم ساخته شده اند. یک سنگ آهکی بر حسب مورد می تواند از دانه + سیمان، دانه + ماتریکس، و یا منحصرا از ماتریکس بوجود آید. سنگ های آهکی دیگری نیز وجود دارد که بصورت درجا از رشد برخی اُرگانیسم ها و موجودات زنده ساخته می شوند. بر این اساس سه جزء اصلی تشکیل دهندهٔ سنگ آهک شامل(شکل۲-۴):

۱- لجن یا ماتریکس(کلسیتی ریز بلور)

۲- کلسیت اسپاری (سیمان)

۳- آلوکم ها(دانه ها)



شکل۲-۴ طبقه بندی اجزای سازنده سنگ های آهکی(شوُل.پی و شوُل اُلمِر،۲۰۰۳)

۱-لجن کلسیتی ریز بلور(ماتریکس): این ماده به صورت دانه هایی با قطر یک تا ۴ میکرون تشکیل شده و معمولا در مقاطع نازک به شکل نیمه شفاف تا تیره و کدر به چشم می خورد. ماتریکس، در رسوبات عهد حاضر از جنس کلسیت، کلسیت منیزیم دار یا آراگونیت می باشد، در حالیکه در سنگ های آهکی قدیمی تر از پلئستوسن، تقریبا همگی آنها به کلسیت تبدیل شده اند. منشاء گل کربناتی چندگانه و متعدد است. قسمتی از آن حاصل ته نشینی شیمیایی غیر آلی در دریاهای گرم، کم عمق و شور می باشد. بخش عمده ای از این گل ها امروزه از تجزیه و متلاشی شدن موجودات زنده به ویژه جلبک های سبز- آبی، به بلورهای تشکیل دهنده شان حاصل می گردند. (شکل ۲-۴).

۲- کلسیت اسپاری ریز بلور(سیمان): این ماده به صورت بلورهایی با قطر معمولا بیش از ۱۰ میکرون تشکیل شده و به دلیل داشتن شکل روشن، واضح و نیز اندازه درشت تر بلورها که حتی ممکن است تا یک میلی متر یا بیشتر هم برسد، تشخیص داده می شود. این نوع کلسیت غالبا به صورت سیمان پر کننده حفرات به وجود می آید. حفرات در ابتدا به وسیله کلسیت رشته ای از داخل پوشانده شده و سپس فضاهای باقی مانده توسط بلورهای کلسیت موزائیکی هم بعد اشغال می گردند. در رسوبات عهد حاضر، نخستین پوشش رشته ای معمولا از جنس آراگونیت یا کلسیت منیزیم دار است، اما در سنگ آهک های قدیمی تمام سیمان به کلسیت تبدیل شده است.

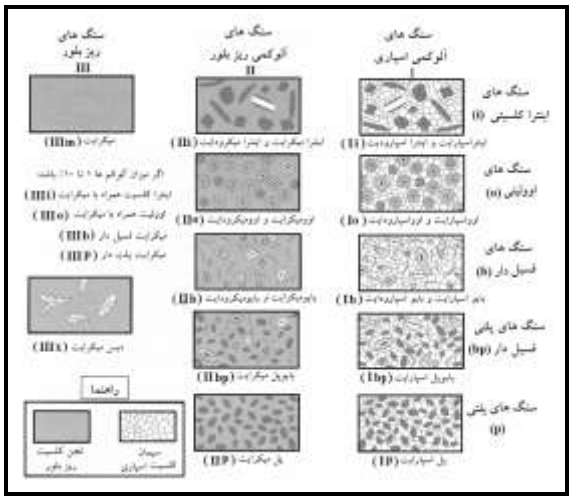
۳- اجزای آلوکم(دانه ای): این اجزاء در اغلب سنگ آهک ها از ماتریکس رسی، سیمان شیمیایی و دانه های ماسه ای تشکیل یافته اند. این اجزاء حاصل از رسوبگذاری شیمیایی در درون حوضه رسوبی هستند اما اندکی انتقال یافته اند، یا اگر هم منتقل نشده اند شامل اجتماعات منسجمی از قبیل فسیل های غیر متحرک و ساکن می باشند. آلوکم ها چارچوب سنگ را تعیین می کنند. اگر این سه عضو به عنوان یک نمودار مثلثی در نظر گرفته شوند (شکل۲-۴)، محدوده تشکیل انواع سنگ آهک ها در این نمودار به صورت سایه زده نشان داده شده است . مرز بین سه نوع اصلی بافت سنگ آهک ها نیز در این نمودار مشخص شده است.

در طبقه بندی سنگ های آهکی روشهای متفاوتی ارائه شده است . در این بخش به سه روش، فولک(۱۹۵۹ و۱۹۶۲)، دانهام(۱۹۶۲) و رایت (۱۹۹۰) اشاره شده است.

۲-۲-۱ طبقه بندی فولک (۱۹۵۹و۱۹۶۲)

روش فولک، برای نام گذاری سنگ های آهکی و دولومیت ها یکی از اساسی ترین و نسبتا کامل ترین روشهایی است که نیازهای معمولی در طبقه بندی سنگ های کربناتی را بر طرف می سازد. مطابق این روش، سنگ های آهکی را می توان در کل به سه گروه بزرگ، سنگ های آلوکمیکال، اورتوکمیکال و سنگ های ریفی اتوکتونوس طبقه بندی کرد(شکل ۲-۵).

سنگ های آهکی آلوکمیکال، سنگ هایی هستند که واجد دانه های آهکی ویا بعبارت دیگر واجد آلوکم می باشند. این دانه های آهکی دانه هایی هستند که از داخل خود حوضهً رسوبی منشاء گرفته و احتمالاً پس از مقدار کمی حمل و نقل در فابریک رسوب آهکی قرارگرفته اند.



شکل ۲-۵طبقه بندی ترکیبی سنگ آهک ها(فولک،۱۹۵۹و۱۹۶۲)

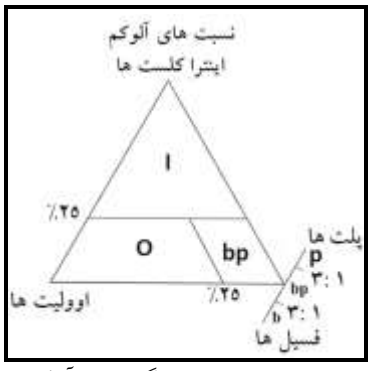
بنابراین از برخی جهات،این دانه های آهکی یا آلوکم ها مشابه دانه های تخریبی در سنگ های رسوبی تخریبی می باشند، با این تفاوت که آلوکم ها بر خلاف دانه های تخریبی، از خشکی ها سرچشمه نگرفته و محصول هوازدگی و فرسایش قاره ها نیستند، بلکه در داخل حوضهٔ رسوبی تولید شده اند. در این سنگ ها آلوکم ها بیش از ۱۰٪ حجم سنگ را تشکیل می دهند. حجم باقی ماندهٔ سنگ برحسب مورد می تواند متشکل از ماتریکس آهکی یا سیمان آهکی باشد. ماتریکس آهکی از بلورهایی به اندازهٔ یک تا ۴ میکرون ساخته شده است و میکرایت نامیده می شود(فولک،۱۹۶۲). سیمان آهکی یا اسپار نیز متشکل از بلورهایی است که اندازهٔ آنها معمولاً بیشتر از ۱۰ میکرون است. میکرایت و اسپار هر دو، جزء مواد اورتوکم هستند، یعنی بصورت درجا رسوب گذاری نموده اند و هیچگونه جابجایی و حمل و نقل در آنها صورت نگرفته است. بدین ترتیب سنگ های آهکی آلوکمیکال، به دو گروه سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال (آلوکم+ماتریکس) و اسپاری آلوکمیکال(آلوکم+سیمان) تقسیم می شوند. سنگ های اسپاری آلوکمیکال را سنگ های آهکی نوع دوم می نامند(شکل ۲-۵).

سنگ های آهکی اورتوکمیکال دومین گروه از سنگ هایی هستند که فولک آنها را سنگ های آهکی نوع سوم نامیده است. در این سنگ ها دانه های آلوکم در هر حال کمتر از ۱۰٪ حجم سنگ را تشکیل می دهند. بنابراین قسمت اعظم سنگ از کلسیم کربنات اورتوکمیکال بصورت میکرایت ساخته شده ا ست.

سومین گروه از سنگ های آهکی، سنگ های ریفی اتوکتونوس است که آهک های نوع چهارم را بوجود می آورند. این نوع سنگ ها در طبقه بندی فولک سنگ ها یی هستند، که بصورت درجا از رشد و نمو موجودات مختلف آهکی بوجود آمده و توده های ریفی و بایو هِرمی را

تشکیل می دهند. فولک در ابتدا برای این نوع سنگ ها، واژهٔ سنگ های بایوهرمایت بکار برد ولی بعداً واژهٔ بایولیتایت را جایگزین کرد.

در طبقه بندی فولک به تقسیم بندی جزیی تر سنگ های آهکی نوع اول، دوم و سوم توجه بیشتری شده است. سازندگان اصلی این سنگ ها به دو دستهٔ سازندگان آلوکمیکال و سازندگان اورتوکمیکال تقسیم می شوند. سازندگان آلوکمیکال یا آلوکم عمدتاً شامل چهار نوع دانهٔ آهکی اصلی هستند که عبارتند از اینتراکلست ها، اُائیدها، پلوئیدها و فسیل ها یا خرده های اسکلتی (شکل۲-۶). از میان این آلوکم ها، اینتراکلست ها دانه های آهکی گرد شده یا زاویه داری هستند که در حد ماسه یا بزرگتر بوده و از جدا شدن و جابجائی محدود قطعاتی از رسوبات آهکی نیمه سخت شدهٔ قبلی بوجود می آیند. اُائیدها کمتر از ۲ میلی متر قطر دارند و دانه های پوشش دار مدور یا بیضوی شکلی هستند که دارای یک هسته از جنس خرده صدف، ذرهٔ تخریبی کوارتز، پلوئید ویا اینتراکلست و واجد یک تا چند لایهٔ متحدالمرکز یا یک فابریک شعاعی می باشند. پلوئیدها یا پِلت ها تجمعاتی از کلسیم کربنات میکروکریستالین بوده و عمدتاً محصول فعالیت و تغذیهٔ موجودات زنده هستند و به شکل مدور و بیضوی دیده می شوند. پلوئیدها دارای اندازه های متنوعی می باشند و میانگین قطر آنها بنا به عقیدهٔ فولک بین ۰/۰۴ تا ۰/۱ میلی متر در تغییر است. این دانه ها به لحاظ نداشتن ساختمان داخلی از اُائیدها و به لحاظ کوچکی اندازه و یکنواختی خود از اینتراکلست ها متمایز می شوند. قطعات فسیلی بقایائی از صدف های آهکی و اُرگانیسم های مختلف هستند که پس از مرگ آن ها وارد رسوبات آهکی می گردند.



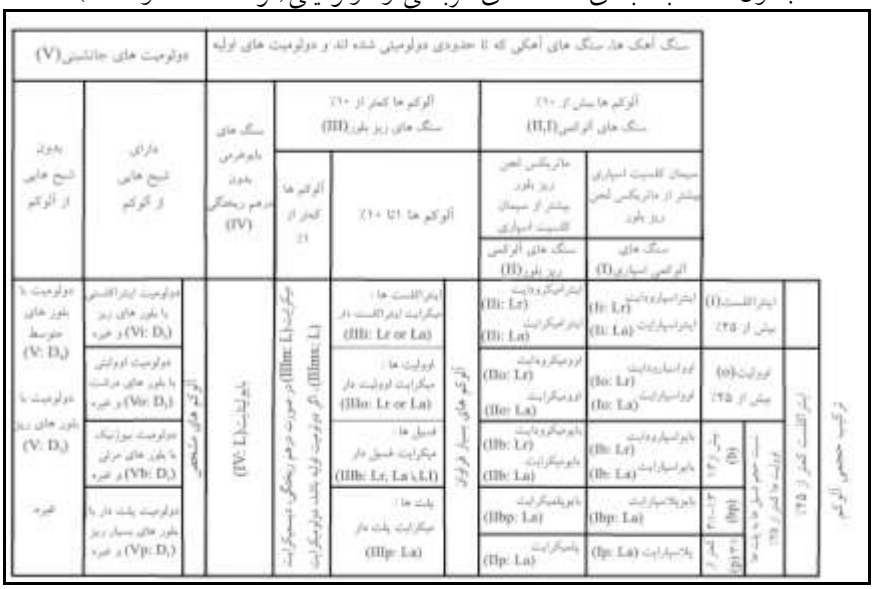
شکل۲-۶ دیاگرام مثلثی جهت طبقه بندی سنگ های آهکی براساس حجم آلوکم ها (فولک،۱۹۵۹و۱۹۶۲)

کلسیم کربنات میکروکریستالین(میکرایت) و کلسیت درشت بلور(اسپار)، سازندگان اورتوکمیکال سنگ های آهکی هستند. میکرایت به شکل لجن های آهکی میکروکریستالین،

ماتریکس سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال را تشکیل داده ویا خود به تنهایی سنگ های آهکی نوع سوم را پدید می آورد. این ماده بسیار ریز بلور بوده و اغلب بصورت تیره و کدر دیده می شود. کلسیت اسپار، بلورهای درشت تر و شفاف تری از کلسیت دارد که در سنگ های اسپاری آلوکمیکال، نقش سیمان متصل کنندهٔ آلوکم ها را بعهده می گیرد.

در طبقه بندی فولک، آندسته از سنگ های آهکی که بصورت کامل توسط دولومیت جانشین شده اند، سنگ های نوع پنجم را تشکیل می دهند. همانطور که در جدول۲- ۴ دیده می شود، این سنگ ها توسط اندازهٔ بلورهای دولومیت، معرفی شده و بر حسب اینکه اثراتی از آلوکم های اولیه را هنوز حفظ کرده باشند یا نه، به دو دسته تقسیم می شوند. این دو دسته شامل وجود شَبحی از آلوکم و بدون شَبحی از آلوکم.

جدول۲-۴ طبقه بندی سنگ های کربناتی و دولومیتی(فولک،۱۹۶۲ و۱۹۵۹)



سنگ های آهکی غیر ریفی را می توان بر اساس نوع بافت و انرژی حاکم بر محیط تشکیل آنها به سه گروه، سنگ های اسپاری آلوکمیکال، سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال و سنگ های میکروکریستالین تقسیم نمود. در میان سنگ های آهکی، نسبت میکرایت به اسپار بهترین شاخص برای تعیین میزان انرژی موجود در محیط رسوبی است. طبیعی است که هر چقدر مقدار این انرژی بیشتر باشد، ماتریکس یا گل کربناتی از لابه لای دانه های آهکی شسته شده و خارج می شود و در مراحل دیاژنز، سیمان، فضاهای بین دانه ای حاصله را پُر می نماید.

با تمامی مسایل و مشکلاتی که در تعیین بلوغ بافتی سنگ های آهکی وجود دارد، با این حال فولک در سال ۱۹۶۲ گروههای اصلی سنگ های آهکی را بر اساس بلوغ بافتی (فراوانی نسبی آلوکم ها در میکرایت، جورشدگی و گردشدگی آلوکم ها) به گروههای کوچکتری تقسیم کرد. در این تقسیم بندی، صرفنظر از سنگ های میکروکریستالین که کمتر از ۱۰٪ آلوکم دارند و خود شامل دو دسته می باشند، سنگ های اسپاری آلوکمیکال و میکروکریستالین آلوکمیکال را می توان با برخی واژه ها بهتر معرفی نمود(شکل۲-۷).

شکل۲-۷ طبقه بندی سنگهای آهکی بر اساس ویژگی های بافتی با روش فولک(۱۹۶۲)

در این راستا، سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال بر حسب اینکه دارای فابریک متصل یا شناور باشند به دو دسته تقسیم می شوند. اگر درصد حجمی آلوکم ها در سنگ میکروکریستالین به بیش از ۵۰٪ برسد، آن سنگ دارای فابریک متصل بوده و بر این اساس، قبل از نام سنگ واژه متراکم اضافه می شود. در غیر این صورت، سنگ میکروکریستالین بافت شناور خواهد داشت و واژه غیر متراکم یا شناور، به اول آن اضافه خواهد شد. همچنین در مورد سنگ های اسپاری آلوکمیکال، بر حسب اینکه دانه های آلوکم دارای جورشدگی و گرد شدگی باشند یا نه، سه حالت پیشنهاد شده است و بر حسب مورد می توان از واژه های جورنشده ، جور شده و گرد شده در مورد این سنگ ها استفاده کرد. بدیهی است که در سنگ های اسپاری آلوکمیکال، جورشدگی و گردشدگی غالباً در مورد آلوکم هایی مصداق دارد که پس از تشکیل، بیش از آلوکم های دیگر امکان جابجایی و حمل و نقل می یابند، بنابراین واژه های فوق در ارتباط با سنگ های اینتراکلَستیک و بیوژنیک بکار برده می شوند. دانه هایی مانند اُائید و پلوئید معمولا بصورت اولیه دارای جورشدگی و گردشدگی هستند. با توجه به شکل ۲-۷ ، مطابق تعریف فولک، نسبت اسپار به میکرایت در سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال کمتر از ۱/۳ و در سنگ های اسپاری آلوکمیکال بیشتر از ۲/۳ منظور شده است. اگر

در نمونه ای مقدار میکرایت و اسپار تقریبا برابر باشد، صفت ضعیف شده قبل از نام سنگ بکار خواهد رفت. در شکل مذکور، مقدار انرژی و تحرک محیط رسوبی از سمت چپ بطرف راست افزایش می یابد.

۲-۲-۲ طبقه بندی دانهام(۱۹۶۲)

این طبقه بندی بر اساس نوع بافت سنگ های آهکی استوار است. دانهام در طبقه بندی خود سنگ های آهکی را به دو گروه بزرگ تقسیم نموده است.

گروه اول، سنگ هایی است که بافت رسوبی آنها قابل تشخیص نمی باشد. این سنگ ها در جریان فرایندهای دیاژنز تجدید تبلور یافته و به سنگ های کربناتهٔ متبلور(کریستالین) تبدیل گردیده اند.

گروه دوم، سنگ هایی را در بر می گیرد که بافت رسوبی قابل تشخیص دارند و خود شامل دو دسته بزرگ می باشند. در دسته اول، سازندگان و اجزاء بصورت جدا از هم ته نشین شده اند. دانهام سنگ های دستهٔ اول را باندستون نامیده و سنگ های دستهٔ دوم را به دسته های کوچکتری تقسیم نموده است. در دستهٔ دوم، بر حسب اینکه سنگ ها دارای فابریک غنی از دانه و متصل یا غنی از گل و شناور باشند چهار حالت دیده می شود. اگر سنگی دارای فابریک متصل و فاقد گل آهکی(بلورهای کلسیت ریزتر از ۲۰ میکرون) باشد، گرین ستون و اگر دارای فابریک متصل و واجد گل آهکی باشد پک ستون نامیده می شود. از سوی دیگر، چنانچه سنگ دارای فابریک شناور بوده و حاوی بیش از ۱۰٪ دانه(اجزاء درشت تر از ۲۰ میکرون) باشد، وَک ستون و اگر واجد همان فابریک بوده ولی کمتر از ۱۰٪ دانه داشته باشد، مادستون نام گذاری خواهد شد. این طبقه بندی در جدول۲- ۵ نشان داده شده است. سنگ های آهکی نام گذاری شده توسط دانهام، با گروه های بخصوص توصیف شده بوسیله فولک معادل هستند. در این رابطه، باندستون با بایولیتایت، گرین ستون با انواع سنگ های اسپاری آلوکمیکال، پَک ستون با سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال متراکم، وَک ستون با سنگ های میکروکریستالین آلوکمیکال غیر متراکم، مادستون با سنگ های میکروکریستالینی که کمتر از ۱۰٪ آلوکم دارند، هم ارز می باشند.

۲-۲-۳ طبقه بندی رایت(۱۹۹۲)

این طبقه بندی در تعدیل و اصلاح تعداد زیادی از واژه های اساسی کمک شایانی کرد. رایت، از تقسیمات ژنتیکی بیشتری در درون فابریک های بیولوژیکی، دیاژنزی و نهشته ای استفاده کرد. بر این اساس، بافت سنگ های آهکی از تاثیرات متقابل سه فاکتور ناشی می شود که شامل رژیم نهشته ای، فعالیت بیولوژیکی و دیاژنزی می باشد(جدول۲-۶).

جدول ۲-۵ طبقه بندی سنگهای آهکی بر اساس روش دانهام(۱۹۶۲)

بافت نهشته ای قابل تشخیص نیست	بافت نهشته ای قابل تشخیص					
	اجزاء اولیه سنگ ها در جریان رسوبگذاری به هم متصل شده اند	اجزاء اولیه سنگ ها بصورت جدا از هم ته نشین شده اند				
تجدید بلور دیاژنزی		بدون گل آهکی	شامل گل آهکی $\geq 20\mu m$			
		غنی از دانه و متصل	غنی از گل شناور			
				دانه ها ۱۰٪ <	دانه ها ۱۰٪ >	
کریستال بلوری	بافل ستون	گرین ستون	پک ستون	واک ستون	ماد ستون	

در طبقه بندی دانهام تاکید بر اجزای نهشته ای می باشد در حالیکه در محتوای طبقه بندی رایت(۱۹۹۲)، اجزای دیاژنزی نقش اصلی را بازی می کند. رایت، تعدادی واژه جدید ارائه کرد، بطور مثال واژه مادستون در دانهام بر اساس افزایش میزان شفافیت به کلسی مادستون تغییر نام داد. بعلاوه پنج واژه جدید به جدول طبقه بندی دانهام اضافه کرد که مربوط به بافتهای دیاژنزی پوششی است که در فابریک اولیه می تواند وجود داشته باشد و یا ممکن است محو شده باشند.

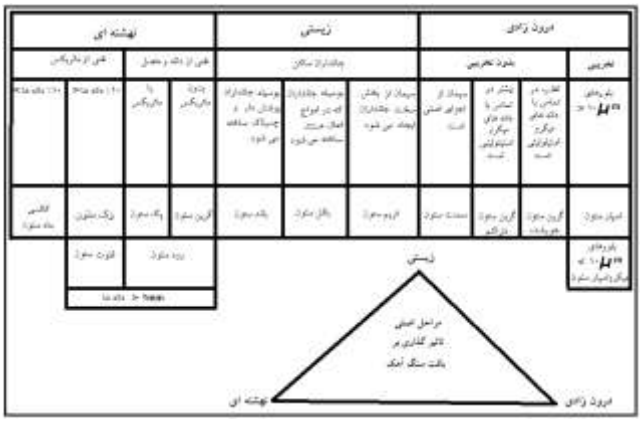
مبنای این طبقه بندی که به صورت دیاگرام مثلثی ترسیم شده، شامل مراحل تکاملی سنگهای آهکی بر اساس مراحل بیولوژیکی، دیاژنزی و نهشته گذاری می باشد، که تاثیرات اصلی در تشکیل بافت این سنگها را سبب می شوند و بدنبال آن سنگهای آهکی طی پیشرفت مراحل رشد، بهم پیوسته و تشکیل می شوند. این طبقه بندی بر اساس سه مرحله، که هر کدام با توجه به شرایط محیطی باعث ایجاد سنگهای متفاوت آهکی می شوند. در مرحله نهشته گذاری با پشتیبانی ماتریکس(زمینه) یا دانه، تشکیل سنگهای متفاوت آهکی را سبب می شوند. مانند: کلسی مادستون، وَک ستون، پَک ستون و گرین ستون.

در مرحله زیستی یا بیولوژیکی که مربوط به جانداران ساکن در محیط است، با توجه به تنوع جانداران، سنگهای آهکی مختلفی تشکیل می شوند. مانند: باندستون، بافل ستون و فریم ستون. در مرحله دیاژنزی تشکیل سنگهای آهکی بر اساس محو یا عدم محو مواد، طبقه بندی می شوند. در این طبقه بندی، سیمان سنگ(محتوای اصلی از سیمان)، گرین ستون فشرده(در محتوی با مقدار بیشتری دانه میکرو استیولیتی در تماس است) و گرین ستون سالم(در محتوی اغلب با دانه های میکرو استیلولیتی در تماس است) در آخر، بخش محو شده از مواد که شامل

بلورهای کوچکتر از ۱۰ میکرومتر با نام اسپارستون و بزرگتر از ۱۰ میکرومتر با نام میکرواسپارستون نام گذاری می شوند.

بطور کلی این طبقه بندی تمامی ویژگیهای مثبت روشهای دانهام و دیگر طبقه بندی ها را دارد. همینطور بین واژه های پیش بینی شده با ویژگیهای اولیه(رسوب شناختی و زیستی) و ثانویه (دیاژنز سنگهای آهکی) همبستگی وجود دارد. از طرف دیگر این طبقه بندی نسبتاً جدید است و هنوز به طور گسترده استفاده نمی شود.

جدول ۲-۶ طبقه بندی سنگهای آهکی بر اساس روش رایت (به نقل از شول،۲۰۰۳)



۲-۳ نحوه تشکیل سازندهای دولومیتی و طبقه بندی آن

به نظر می رسد بیشتر دولومیت ها دارای منشاء جانشینی بوده و معمولا پدیده جانشینی هنگامی رخ می دهد که رسوبات آهکی هنوز نرم و خیلی در اعماق مدفون نشده اند. اغلب دولومیت هایی که به وضوح منشاء جانشینی دارند دارای بلورهایی درشت تر از ۰/۰۱۵ میلی متر می باشند. جانشینی در یک سنگ آهک ممکن است کامل یا ناقص باشد. در سنگ هایی که به طور ناقص دولومیتی شده اند، دولومیت ممکن است به شکل دانه های منفرد و پراکنده، به صورت لوله های کوچک مارپیچی و یا به صورت وصله های نامنظمی که در نواحی با نفوذپذیری بیشتر توسعه یافته اند، دیده شوند. بلورهای دولومیت در اندازه ریزتر از ۰/۰۱ میلی متر به منشاء اولیه نسبت داده شده و مستقیما به صورت لجن دولومیتی (دولومیکرایت) نهشته می شوند.

مطالعات پتروگرافی و ژئوشیمی نشان می دهد که بسیاری از جانشینی های دولومیت به جای کلسیت در اعماق نسبتاً کم و در مراحل اولیه تاریخچه سنگ رخ می دهد. دولومیت ممکن است از هر سیال طبیعی حتی از آب دریاچه ها یا آبهای زیرزمینی که میزان شوری آنها بسیار پایین است به وجود آید، مشروط بر این که میزان Mg/Ca بیش از یک به یک باشد. یکی از

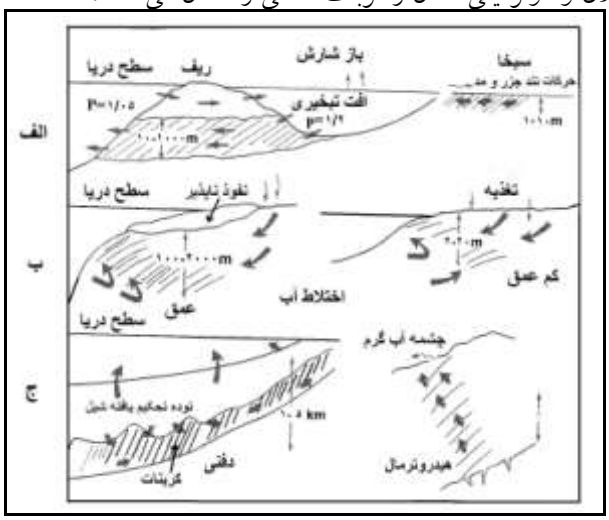
مهمترین طرق برای رسوب گذاری دولومیت، رقیق شدن آب دریا یا آب تبخیری سبخا توسط آبهای شیرین می باشد. این رقیق شدگی موجب کاهش سرعت تبلور و کاهش غلظت یون های رقابتی گردیده و در عین حال میزان Mg/Ca را همچنان بالا نگه می دارد. مانند: کولاب های کم عمق یا سبخاهای تحت تاثیر سیلاب، جایی که شوری آب آنها بین شرایط فوق العاده شور و نزدیک به آب شیرین به سرعت در نوسان است. در اثر اختلاط آبهای سطحی با آب دریا، فعالیت یونی در آب دریا کاهش یافته و شرایط مطلوب رسوبگذاری دولومیت مهیا می شود. این اختلاط باعث تغییر غلظت یون سولفات که علل باز دارنده تشکیل دولومیت است، می گردد (کاستنر،۱۹۸۱). به نظر می رسد جانشینی کانی کلسیت توسط دولومیت مستلزم کاهش حجمی به نسبت ۱۰۰ به ۸۸ بوده که این عامل با افزایش تخلخل همراه است. این مساله نشان می دهد که آب دریا(آب دریایی تبخیر شده یا آب دریایی مخلوط شده با آب شیرین) به عنوان سیال تولید کننده عمل می کند. تشکیل اغلب دولومیت ها با یکی از این سه روش مورد تجزیه و تحلیل قرار می گیرند(شکل۲-۸):

۱ – بازشارش(برگشتی) تبخیری: در این روش، ناحیه ای محصور شده یا تقریباً محصور شده از دریا، تبخیر و موجب افزایش شوری می شود و در نتیجه در ته نشست دولومیت تسهیل ایجاد می کند. چنان چه شوری تا ۱۰۰ هزار قسمت در میلیون افزایش یابد، ژیپس از شورابه رسوب می کند. این شورابه، وارد آهک می شود، جانشین آب منفذی آن می گردد و آهک را دولومیتی می کند. یک نمونه محیط رسوب گذاری که می تواند به آسانی از طریق بازشارش تبخیری ها منجر به دولومیتی شدن گردد، سبخای ساحلی است که یک محیط پیرامون کشندی (جزر و مدی) تبخیری وسیع است.

۲ – اختلاط آب ها: در این مدل، دولومیت در زیر سطح ایستابی در پهنهٔ آب های شور تشکیل می شود، محیطی که در امتداد خطوط ساحلی جهان وجود دارد. این محیط، پهنهٔ اختلاط میان آب شیرین اساساً جوی و آب دریایی موجود در زیر عدسی های آب شیرین است، در نتیجه شوری کاهش می یابد. اگر چه هر دو جزء نهایی دخیل در این مخلوط ممکن است نسبت به کلسیت اشباع باشند ولی تنها آب دریا نسبت به دولومیت اشباع است. یعنی این مخلوط نیازی به اشباعی از کلسیت ندارد ولی نیازمند اشباع از دولومیت است.

۳ – آب های دریایی عادی: آب های دریایی عادی منبع فوق العاده ای برای منیزیم هستند اما برای اینکه یک سیال دولومیت زا مفید باشد، باید طریقی برای گردش آب دریا در میان توالی کربناتی نیز وجود داشته باشد. سازوکارهای فعلی شناخته شده شامل ورود آب دریا به بخش رو به دریای پهنهٔ اختلاط، پمپاژ آب دریا به درون کربنات هایی که دارای تراوایی بالا هستند توسط شارش کشندی یا جریان های دریایی، اختلاف اندک بار میان توده های اقیانوسی در

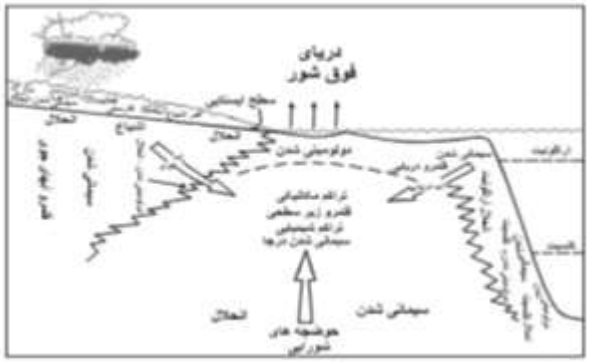
عرض سکوهای کربناتی محصور و تراوش از میان کربنات های متخلخل به صورت تخلیهٔ آب دریا به درون لاگون های تبخیری می باشند. آب های دریایی که به میزان کمی تبخیر می شوند، می توانند به دلیل چگالی کمتر آب بالاتر خود، به درون رسوبات فرو روند(حتی اگر تبخیر منجر به اشباع شدن ژیپس نشده باشد). در نهایت حتی در غیاب جریان یک سیال، یون های منیزیم می توانند به درون رسوبات انتشار یافته و یون های کلسیم خارج شوند. چنان چه نرخ رسوب گذاری به اندازهء کافی کُند باشد، این فرایند می تواند منجر به دولومیتی شدن کلی گردد. در حال حاضر، در غیاب مجموعه های تبخیری، آب دریایی عادی به عنوان سیال تولید کننده، منشاء دولومیت تفسیر می شود (شکل۲-۸). بنابراین ارائه مدلهایی که بیانگر تمام شرایط تشکیل این کانی و سنگ های حاصله باشند، اهمیت فراوانی در اکتشاف و ردیابی دیاژنزی محیط های رسوبی کربناتی دارد (شکل ۲-۹). همانگونه که در شکل ۲-۹ دیده می شود، در یک قلمرو دریایی و بین این قلمرو با خشکی مراحل فعالیتهای کارستی را نشان می دهد. در این شکل در یک محیط دریایی مراحل انحلال و سیمانی شدن آراگونیت و کلسیت و به دنبال آن انحلال و دولومیتی شدن رسوبات آهکی را نشان می دهد.



شکل ۲-۸ مدلهای مختلف دولومیتی شدن(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

از قلمرو دریایی همراه با آب دریا مواد محلول وارد حوضه های شورابی شده و از طرف دیگر از محیط های قاره ای نیز فعالیت های کارستی همزمان در بخش غیر اشباع انحلال-سیمانی شدن و در زیر سطح ایستابی و اشباع انحلال و عبور آن به قلمرو آبهای جوی نیز انحلال – دولومیتی شدن را بوجود آورد. از این بخش نیز مواد محلول از طریق آبهای جوی وارد حوضه های شورابی می شوند. با اختلاط این دو، سیمانی شدن در جا و تراکم شیمیایی،

رسوبات کربناتی در زیر محدودهٔ زیر سطحی بوجود می آید. در بالای محدوده زیر سطحی، تراکم مکانیکی و دولومیتی شدن سنگهای کربناتی در بخش جدا شده از قلمرو دریایی در زیر بخش دریای فوق شور ایجاد می شوند. با توجه به شرایط رسوبگذاری از پالئوزوئیک تا کواترنر نسبت Ca/Mg افزایش یافته است. عوامل متعددی ته نشست دولومیت را کنترل می کنند که از میان آنها دما، انحلال، ترکیب و تجمع مواد، میزان تبلور یافتگی و حضور و غلظت ترکیبات آلی خاص حائز اهمیت می باشند. عوامل بازدارنده تشکیل دولومیت در آب دریا، قدرت یونی بالای آب دریا، رسوبگذاری سریع کلسیم کربنات و هیدراته شدن منیزیم می باشد. به دلیل آنکه منیزیم قابلیت هیدراسیون بالایی نسبت به کلسیم دارد و در محیط های دریایی به میزان کم برای دولومیتی کردن کربناتها وجود دارد، هیدراته شدن یون منیزیم در حرارتهای کمتر اتفاق افتاده و در نتیجه ورود یون منیزیم به ساختمان کربنات در حال تشکیل آسان تر است(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).



شکل ۲-۹ محیط های وسیع دیاژنزی را در مورد دولومیتی شدن کلسیم کربنات نشان می دهد (بازبینی دوباره از مور، ۲۰۰۱)

دولومیت های عهد حاضر در پهنه های بالای جزر و مدی در خلیج فلوریدا، باهاما و سبخاهای خلیج فارس یافت می شود. یکی از مهمترین دلایل تشکیل نشدن دولومیت، دشواری ایجاد نظم مولکولی برای تبلور آن است. در نتیجه آسان ترین روش برای تشکیل این کانی سرعت تبلور پایین است. چنان چه سرعت تبلور بالا باشد، معمولا آراگونیت و کلسیت منیزیم دار به وجود می آید، زیرا آنها ساختارهای ساده تری دارند. در جدول ۲-۴ سنگهای دولومیتی براساس نام ها و نمادهای مختلفی طبقه بندی شده است .

۲-۴ دیاژنز، تبلور مجدد، برگشتگی و نئومورفیسم سنگ های کربناتی

دیاژنز، یا همان پدیده تبدیل رسوبات کربناتی به سنگ، در اثر فرایندهای متعددی روی می دهند. این فرایند ها شامل:

– انحلال کانی های ناپایدارتر، به ویژه آراگونیت،

– پُر شدن حفرات توسط انواع گوناگون کانی های نهشته شده که در این میان کلسیت از همه متداول تر است.

– دگرسانی کانی های اولیه به انواع جدیدتری که تحت شرایط پدید آمده پایدار باشند، این مساله بر اثر فرایندهایی مانند خروج منیزیم از ساختمان کلسیت منیزیم دار، تبدیل آراگونیت به کلسیت، تبلور مجدد کلسیت ریز بلور به کلسیت درشت بلور یا جانشینی توسط دولومیت(یا سیلیس، پیریت و غیره).

فولک(۱۹۶۵) واژه گذاری برای مراحل دگرسانی کانی های دیاژنتیکی ارائه نمود. این طبقه بندی مربوط به پدیدهٔ دیاژنتیکی کربناتی است و متعلق به تعیین عملکرد مراحل دگرسانی که توضیح دهندهٔ ارتباط بین ترکیبات و بافت با کانی های آغازین و جانشین آنان می باشند. در جدول ۲– ۷ توضیحاتی در مورد این مراحل و مثال هایی همراه با انواع دگرگونی ها، که هر نمونه را دربر می گیرد، داده شده است.

جدول۲–۷ واژه گذاری مراحل دگرسانی کانی دیاژنتیکی(فولک۱۹۶۵)

مرحله	مثال	واژه گذاری فولک(۱۹۶۵) کاربرد مشخص / کاربرد وسیع و آزاد
جانشینی یک کانی بجای یک کانی دیگر در ترکیب متفاوت	کلسیت ⇐ دولومیت پیریت و نظیر آن	جانشینی
یک کانی جانشین شده است بوسیله یافی مورف همان کانی	گل آراگونیت ⇐ یا پوسته کلسیت موزائیکی	وارونگی
تغییرات دگرشکل شده ی کانی به یک موزائیک دگر شکل نیافته کانی همان بلور	کلسیت تنشی ⇐ بدون کلسیت تنشی	تنش تبلور مجدد تبلور مجدد (و درجه بندی تبلور مجدد)
تغییرات اشکال، اندازه دانه ها یا جهت یابی یک کانی بدون دگر شکلی شده	گل کلسیت یا رشته ها ⇐ کلسیت موزائیکی و نظیر آن	
کانی های حل شده باقی ماندن یک حفره حفره بعداً پُرشده است	آلوکم ⇐ حفره ⇐ کلسیت	انحلال – پُرشدگی حفره

اکثر پدیده های دیاژنتیکی در نزدیکی ناحیه تماس دو یا سه فاز از فازهای هوا، آب شیرین، آب دریا و رسوب روی می دهد. به ویژه، دیاژنز و رسوب سیمان زمانی فعال می شوند که دو محلول متفاوت از نظر ترکیب شیمیایی، دما، محتوای CO_2 و غیرو با یکدیگر مخلوط شوند.

نوع کانی هایی که در نتیجه دیاژنز به وجود می آیند، دقیقا توسط شیمی محیط تعیین می شوند . آشکال اصلی پدید آمده را با ترسیم نمودار میزان شوری در برابر نسبت Mg/Ca در محلول های دیاژنتیکی می توان نشان داد. نواحی اصلی دیاژنتیکی عبارتنداز(شکل ۲–۱۰):

الف) آبهای شور، که شامل:

۱– سنگ ساحلی: در این ناحیه پدیده سیمانی شدن عمدتا در اثر تبخیر آب دریا در منطقه جزر و مدی، در ناحیه تماس فازهای دریا، رسوب و هوا اتفاق می افتد.

۲- سبخا یا پهنه نمکی تبخیری: میزان شوری ۵ تا ۱۰ برابر دریاهای آزاد و نسبت منیزیم به کلسیم از میزان ۵ به یک تا حد ۱۰۰ به یک در نوسان است. سیمان به صورت رشته ای تا میکرایتی و از جنس آراگونیت یا کلسیت منیزیم دار می باشد.

۳- سیمان در زیر محدوده جزر و مد در نزدیکی سطح تماس آب دریا با رسوب: میزان شوری و نسبت منیزیم به کلسیم مشابه شرایط حاکم بر دریاهای آزاد است. از لحاظ فیزیکی وجود زیر لایه مقاوم شرط اصلی تبلور آرام سیمان ها است. سیمان عمدتا به شکل میکرایتی و رشته ای و از جنس کلسیت منیزیم دار و آراگونیت است.

ب) آبهای جوی، که شامل:

۱- آبهای سطحی شیرین(دریاچه، رودخانه ها): میزان شوری در حدود ۱٪ آب دریاها است و نسبت منیزیم به کلسیم معمولا یک به ۱۰ تا یک به ۲ می باشد. کلسیت، کانی اصلی تشکیل دهنده سیمان در این محیط ها بوده و در آبهایی با قدرت یونی پایین (رودخانه) به صورت بلورهای لوزوجهی متبلور می شود. در دریاچه های غیر عادی که نسبت منیزیم به کلسیم بالا است، سیمان ممکن است از جنس کلسیت منیزیم دار، آراگونیت و یا حتی دولومیت باشند.

۲- خاک های کم عمق(محل تماس هوا با رسوب): کلسیت در کالیش ممکن است به صورت میکرایت یا بلورهای لوزوجهی پدید آید.

۳ – منطقه غیر اشباع از آب(هواده): در این مناطق آب از نوع شیرین و نسبت منیزیم به کلسیم بسیار پایین است.

۴ – منطقه اشباع از آب شیرین(محصور): میزان شوری آب بسیار پایین و نسبت منیزیم به کلسیم نیز معمولا اندک است(یک به ۱۰ تا یک به ۳). بیشترین مقدار رسوب سیمان احتمالا در نزدیکی سطح ایستابی اتفاق می افتد(سطح تماس هوای زیرزمینی با آب). هوازدگی موجب می شود که رسوبات تمایل یابند تا با آبهایی که نسبت منیزیم به کلسیم در آنها بسیار پایین است، آمیخته شوند. خارج شدن یون منیزیم از سنگ ها اجازه می دهد تا میکرایت به میکرواسپار تبلور مجدد یافته و کلسیت اسپاری جانشین دولومیت شود(دولومیت زدایی).

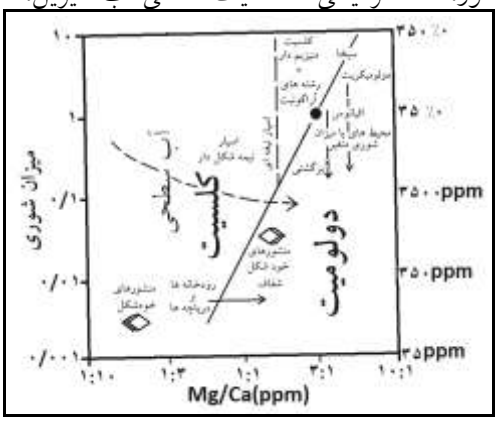
ج) آبهای زیرزمینی، شامل:

۱- آبهای زیرزمینی عمیق که عمدتا از آبهای جوی ناشی شده اند: میزان شوری این آبها اکثراً پایین بوده و نسبت منیزیم به کلسیم مشخصاً یک به ۶ تا یک به ۲ می باشد. سیمان از نوع کلسیت اسپاری و معمولا فاقد شکل بلورین است. در برخی از آبهای زیرزمینی نسبت منیزیم به کلسیم در حدود یک به یک است که در این صورت دولومیت بوجود می آید.

۲- آبهای محبوس عمیق که عمدتا از آبهای دریایی ناشی شده اند: میزان شوری تا حد چندین برابر آب دریاها در نوسان بوده و نسبت منیزیم به کلسیم معمولا اندک است. یون منیزیم به

طور انتخابی از شورابه های محبوس در زیر زمین خارج شده و توسط کانی های رسی و یا به منظور تشکیل دولومیت به کار گرفته می شود.

۳– به نظر می رسد که بزرگ ترین رسوب گذاری کربنات های زیرزمینی در محل تماس آبهای جوی با آبهای شور، مانند نزدیکی قاعده یک عدسی آب شیرین، حاصل شود.



شکل۲–۱۰ رابطه میزان شوری و نسبت Mg/Ca در نواحی دیاژنتیکی(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

سنگ های کربناتی به دلیل ماهیت واکنشی و ناپایداری شدید بسیاری از اجزای تشکیل دهنده آنها، به ویژه کانی های آراگونیت و کلسیت منیزیم زیاد، بیش از سایر سنگ ها مستعد دگرسانی هستند. این واکنش ممکن است به یکی از این حالات ظاهر شود:

۱ – از بین رفتن کامل ماده سازنده و بر جای ماندن حفره ای باز در مدت زمان قابل توجه و متعاقب آن پُر شدگی حفره ها توسط یک کانی دیگر.

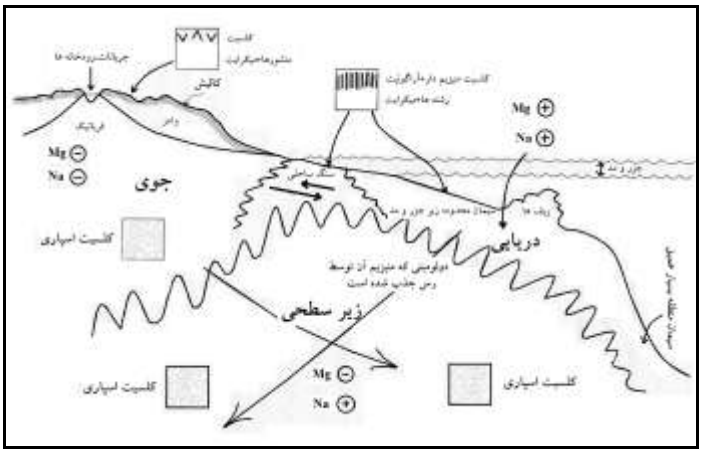
۲– جانشینی یک کانی جدید با ترکیب کاملاً متفاوت به جای کانی های سازنده اصلی و بدون ایجاد هیچ حفره ای مشخص. در این حالت کانی های میزبان و میهمان همیشه در تماس نزدیکی باقی مانده و البته غشاء مایع نازکی بین آن دو برای هدایت یون ها به داخل و خارج سیستم وجود دارد. این همان فرایند متاسوماتیزم است که در مورد دولومیتی شدن سنگ های آهکی کلسیتی یا آراگونیتی یا جانشینی به وسیله چرت، پیریت و غیره صورت می گیرد. معمولاً جانشینی به صورت حجم به حجم انجام گرفته و با افزایش یا کاهش برخی یون ها در سیستم همراه است.

۳ – برگشتگی پلی مورف های(چند ریختی) یک کانی از یکی به دیگری، در حالی که ترکیب شیمیایی کلی ثابت باقی بماند. مانند تغییر آراگونیت اُرتورومبیک به کلسیت رومبوئدرال، این پدیده می تواند به یکی از این دو روش اتفاق بیافتد:

– یک غشاء مایع مهاجرت کننده موجب انحلال کانی قدیمی و رسوب گذاری کانی جدید شود، درست مانند یک جانشینی واقعی.

– تغییر موقعیت یون ها در شبکه های بلوری بدون حضور مایعات یا ورود و خروج یون ها برای مسافت های زیاد. احتمالاً فرایند غشاء مایع در مورد سنگ های کربناتی اصلی از اهمیت بیشتری برخوردار است.

۴ – تبلور مجدد واقعی، که در اثر آن فازهای ابتدایی و نهایی از نظر ترکیب کانی شناسی یکسان ولی از لحاظ شکل، اندازه یا جهت یابی بلورها کاملاً متفاوت اند. به عنوان مثال، ممکن است کلسیت رشته ای به کلسیت ریز بلور و یا کلسیت ریز بلور به کلسیت اسپاری تبدیل شود. مراحل کلی تغییر و تحول توضیح داده شده در بالا به صورت تصویری نمادین در شکل ۲–۱۱ ارایه شده است.



شکل ۲–۱۱ مراحل تشکیل و تکوین کانی های سنگهای آهکی و دولومیتی(فولک،۱۹۶۵)

گهگاه فرایندهای دیگری می توانند در این کار نقش داشته باشند، بطور مثال، ممکن است کلسیتِ جانشین شده به جای یک پوسته آراگونیتی دارای یک قشر نازک " غیر قابل دسترس" از پودر کربناتی باشد و یا حتی بین کانی های اصلی و جدید تخلخل میکروسکوپی وجود داشته باشد(فولک،۱۹۶۵) که اینحالت حد واسط بین پُرشدگی حفرات انحلالی و برگشتی است. در حالت دیگر، احتمال دارد که کلسیت با منیزیم زیاد یون های منیزیم را از خود بیرون رانده و کلسیت نسبتاً خالصی برجای بماند که شکل و بافت میکروسکوپی حاصله مشابه با حالت اولیه آن باشد.

فرایندهای ۳ و ۴ یعنی برگشتگی و تبلور مجدد واقعی، را می توان درهم آمیخت و تحت عنوان " نئومورفیسم" نامگذاری کرد(فولک،۱۹۶۵). به مفهوم ساده تر، اگر یک کانی ترکیب شیمیایی کلی اولیه را حفظ کرده(صرف نظر از تغییرات عناصر کمیاب، ایزوتوپ ها و غیره)

ولی اندازه، شکل و جهت یابی حاصله، کاملاً جدید بوده و با حالت اولیه متفاوت باشد، تعریفی ساده از نئومورفیسم است.

۲-۵ اثرات خواص سنگ شناختی بر توسعه کارست

سنگهای انحلال پذیر و به دنبال آن کارستی شدن ارتباط مستقیمی با ویژگی های فیزیکی و شیمیایی سنگهای قابل انحلال دارد. از مهمترین ویژگیهای فیزیکی، می توان به تخلخل، درز و شکاف، شکستگی ها، گسل ها نام برد. از ویژگی های شیمیایی می توان به، درصد خلوص سنگها اشاره کرد که همهً این عوامل در ایجاد کارست و گسترش آن نقش مهمی را بازی می کنند. از مهمترین ناخالصی های موجود در سنگ های کربناتی، وجود کانی های نامحلول رسی و سیلیسی است. اگر میزان سیلیس متجاوز از ۲۰ الی ۳۰٪ شود، معمولا مجموعه های بزرگ کارست های کربناتی به خوبی توسعه نمی یابند.
مهمترین سنگ های آهکی، آنهایی هستند که بیش از ۷۰٪ کربنات خالص داشته باشند. به نظر جیمز و چاکت(۱۹۸۴)، کلسیت غنی از منیزیم بدلیل شبکه بلوری خاص خود به راحتی قابل حل است، همانند آراگونیت. در حالیکه اگر کلسیت از نظر منیزیم فقیر باشد، کلسیت یا دولومیت از حالت خلوص خارج و در نتیجه در کاهش قابلیت انحلال آن اثر می گذارد.
در ژیپس، انیدرید و نمک به طور معمول یک رابطه مثبت ساده بین خلوص و انحلال پذیری وجود دارد.
در مطالعات کارست، تخلخل از اهمیت بیشتری برخوردار است، زیرا فضاهای خالی که با یکدیگر مرتبط هستند، باعث می شود آب براحتی در داخل سنگ به جریان درآید. به همین دلیل، رده بندی تخلخل سازندهای کارستی از اهمیت به سزایی برخوردار است.

۲-۵-۱ تخلخل

به طور کلی تخلخل، عبارت است از نسبت حجم فضاهای خالی به حجم کل سنگ. تخلخل از نظر زمین شناسی مخازن هیدروکربنی(نفت و گاز) و آبی(آبرفتی و کارستی) از اهمیت بیشتری برخوردار است. زیرا فضاهای خالی مرتبط با هم موجب می شود هر گونه سیالی بتوانند در توده های سنگی حرکت نمایند. در محاسبات، تخلخل به صورت اعشاری یا کسری به کار برده می شود.
عواملی که باعث می شوند میزان تخلخل تغییر کند، شامل: دیاژنز رسوبات، درجه سیمان شدگی، تراکم و نحوه انباشتگی دانه ها، یکنواختی دانه ها و شکل دانه ها می باشند.

یکنواختی یا جورشدگی یکی از عوامل موثر در میزان تخلخل محسوب می شود، زیرا هر چه دانه ها یکنواخت و جورشده باشند، نسبت به دانه بندی با جورشدگی بد تخلخل بیشتری دارد. از طرف دیگر هر چه کرویت دانه ها افزایش یابد، با توجه به نحوه آرایش دانه ها فضاهای خالی بیشتری نسبت به دانه های گوشه دار بوجود می آورد. در نتیجه میزان تخلخل افزایش می یابد.

سیمانی شدن سنگ، نقش مهمی در میزان تخلخل دارد. عمل سیمانی شدن در زمان دیاژنز و با گردش آب در سنگ صورت می پذیرد. در این فرایند فضاهای خالی توسط بلورهای ریزتر پُر و در نتیجه باعث کاهش میزان تخلخل در سنگ می شوند. تراکم ایجاد شده در مرحله دیاژنز، رسوبات مانند گل سنگ ها، شیل ها و سنگ های کربناتی ریز دانه و غیره، فضاهای خالی موجود در سنگ را کاهش می دهد. این مساله با افزایش عمق رسوبات دفن شده ارتباط نزدیک داشته و هرچه عمق زیادتر شود، میزان تخلخل کاهش می یابد.

نوع انباشتگی ذرات در تغییر درصد تخلخل موثر است. فضاهای خالی متداول در سنگ های رسوبی از نوع بین دانه ای است. بر اساس محاسبات انجام گرفته، درصد تخلخل بین دانه ای در آرایش مکعبی دانه های کروی ۴۷/۶٪ است. آرایش رمبوئدرال، بسته ترین نظم دانه های کروی است و دارای تخلخل ۲۵/۹٪ است. اگرچه تخلخل بین دانه ای، تابعی از اندازهٔ دانه نیست، ولی اندازهٔ فضاهای بین دانه ای تابعی از اندازهٔ دانه، جورشدگی و تخلخل درون دانه ای است(لوسیا،۱۹۹۵). با کاهش اندازهٔ دانه و جورشدگی، اندازهٔ فضاهای خالی کاهش می یابد. به علاوه اندازهٔ بین دانه ای، با رسوب سیمان در فضاهای خالی و ایجاد آرایش نزدیک تر دانه ها در نتیجه تراکم، به طور منظم کاهش می یابد.

طبقه بندی تخلخل و اصطلاحات فضاهای خالی در رسوبات سخت شده از طرف بسیاری از رسوب شناسان مورد مطالعه قرار گرفته است.

به طور کلی طبق تعریف رسوب شناسان، تخلخل را می توان به دو دسته اصلی، تخلخل اولیه و ثانویه تقسیم بندی کرد. تخلخل اولیه در زمان تشکیل رسوب ایجاد می شود در حالیکه تخلخل ثانویه بعد از رسوب گذاری بر اثر فرایندهای زمین شناسی بوجود می آید.

جهت طبقه بندی انواع تخلخل اولیه و به منظور تلفیق اطلاعات زمین شناسی و مهندسی، فضاهای خالی بر حسب فابریک و خواص پتروفیزیکی آن طبقه بندی شده اند. آرچی(۱۹۵۲) اولین کسی بود که برای ارتباط دادن فابریک سنگ های کربناتی با خصوصیات پتروفیزیکی آن اقدام کرد. وی متوجه شد که بافت سطحی یک سنگ شکسته شده، مقدار تخلخل ماتریکس را مشخص می سازد. بنابراین فضاهای خالی به تخلخل ماتریکس و تخلخل قابل رویت تقسیم بندی شدند(شکل۲-۱۲). به عنوان مثال، بافت گل سفید از حدود ۱۵٪ تخلخل

ماتریکس، بافت دانه شکری از حدود ۷٪ تخلخل ماتریکس و بافت فشرده از حدود ۲٪ تخلخل ماتریکس برخوردارند. فضاهای خالی قابل رویت بر اساس اندازهٔ فضاها توصیف می شوند؛ A برای فضاهای خالی غیرقابل رویت، C, B و D به ترتیب، با افزایش اندازهٔ فضاهای خالی از اندازهٔ بزرگتر از خُرده های سنگی تغییر می کنند. این طبقه بندی یک مشکل اساسی داشت و آن، نبود پیش بینی برای تمایز فضاهای خالی بین ذره ای قابل رویت از دیگر انواع فضاهای خالی قابل رویت است. لوسیا(۱۹۹۵و۱۹۸۳) طبقه بندی پتروفیزیکی تخلخل در سنگ های کربناتی را ارائه کرده است. وی با مقایسه ویژگی های فابریک سنگ با مقادیر اندازه گیری شدهٔ تخلخل و دیگر پارامترها، نشان داد که مفیدترین تقسیم بندی فضاهای خالی، تقسیم بندی به فضاهای خالی بین دانه ای یا بین بلوری (تخلخل بین ذره ای) و سایر انواع فضاهای خالی (تخلخل حفره ای) است (شکل۲-۱۲).

شکل ۲-۱۲ تقسیم بندی پتروفیزیکی انواع فضاهای خالی در سنگ های کربناتی

چاکت و پری(۱۹۷۰)، مفاهیم زمین شناسی در مورد فضاهای خالی کربناتی را مورد بحث قرار داند و طبقه بندی را که ارائه نمودند، به طور گسترده مورد استفاده قرار می گیرد. این طبقه بندی مبنای ژنتیکی دارد، چرا که بر مبنای نحوه تشکیل فضاهای خالی شکل گرفته است. آنها تمام فضاهای خالی کربناتی را به دو گروه عمده تقسیم کردند: انتخاب شده به وسیلهٔ فابریک و بدون انتخاب فابریک(شکل۲-۱۳).

در مطالعات کارستی روش چاکت و پری بدلیل نمودارهای مناسبی که در رابطه با طبقه بندی تخلخل ارائه داده اند بطور گسترده مورد استفاده قرار می گیرد. این طبقه بندی، ترکیبی از واژه هایی است که از چهار دستهٔ مجزای مشاهداتی تشکیل شده است. واژه اصلی، تخلخل اولیه نامیده می شود، که براساس محل و نوع فضای خالی تدوین شده است. این واژه مقدمه ای بر توصیف ژنتیکی مرتبط با مراحل تشکیل، راستا یا مراحل رشد و تکامل تخلخل و زمان شکل گیری منافذ است. بعلاوه، واژه تشریح اندازه های منافذ نیز می تواند به آن افزوده شود. نهایتاً

با افزودن واژه های فراوانی در آخر نام، درصد فضای خالی نامگذاری می شود. در عمل، اکثر زمین شناسان به راحتی این روش اذعان نموده و انواع اولیه تخلخل تنها با یک یا دو توصیف نام گذاری می شود.

انواع تخلخل اولیه در شکل ۲-۱۳ به تصویر کشیده شده است. در این تصاویر هر کدام دارای دو ستون می باشد که انواع تخلخل اولیه در آنها سامان دهی شده است. بر این اساس یا دارای فابریک انتخابی یا بدون فابریک انتخابی هستند.

در طبقه بندی چاکت و پری(۱۹۷۰)، فابریک انتخابی نشان دهنده تخلخلی است که بوسیله دانه ها، بلورها و دیگر ساختهای فیزیکی سنگ کنترل می شوند. انواع این تخلخل ها شامل:

- تخلخل بین دانه ای: تخلخل اولیه رسوبی بین ذرات سازندهٔ سنگ است. این نوع تخلخل در رسوبات دانه ریز هم دیده می شود. به عنوان مثال گِل های آهکی پلاژیک قدیمی گاهی در عمق یک کیلومتری بیش از ۴۰٪ تخلخل بین دانه ای دارند. قطر فضاهای خالی در این نوع تخلخل عموماً بین ۰/۰۵ الی یک میلی متر است. میزان این نوع تخلخل با توجه به بزرگی ، جورشدگی، نحوهٔ قرارگیری ذرات و شکل ذرات تغییر می کند.
- تخلخل درون دانه ای: فضاهای خالی درون دانه ایِ اسکلتی مانند صدف روزن داران، ریف ها را شامل می شود. این نوع تخلخل ممکن است اولیه باشد ویا بعدها در طی دیاژنز آغازین بر اثر تجزیه مواد آلی پُر کننده فضاهای اسکلتی موجودات آهک ساز، حاصل شود. تراوایی در این نوع تخلخل معمولاً کم است، زیرا حفره های درون دانه ای ممکن است به هم مرتبط نباشند. به طور کلی در تخلخل درون دانه ای اندازهٔ فضاهای خالی بین ۰/۰۱ الی یک میلی متراست. ارتباط آن با تراوایی ضعیف بوده و پراکندگی این نوع تخلخل به صورت همسان گرد است.
- تخلخل بین بلوری: این نوع تخلخل اغلب در دولومیت های جانشینی یافت می شود و از نوع ثانویه محسوب می گردد. این نوع تخلخل در آهک های متبلور و رسوبات تبخیری که دیاژنز زیادی تحمل نکرده باشند، فراوان است. اندازه فضاهای خالی در حدود ۱۰ میکرون تا ۰/۱ میلی متر است. تراوایی در این نوع تخلخل بشدت با افزایش قطر بلورها افزوده می گردد.
- تخلخل قالبی: انحلال انتخابیِ دانه های آراگونیتی در سنگ های آهکی، موجب ایجاد فضاهای خالی در محل این دانه ها می شود که کلاً شباهت با دانهٔ اولیه دارد. این تخلخل انتخاب شده به وسیلهٔ فابریک سنگ است و بطور ثانویه (عموماً در طی دیاژنز جوی و تدفینی) حاصل می شود. عموماً باید اختلافی در میزان حلالیت دانه ها و چارچوب موجود باشد تا اجزای ناپایدار، انحلال یابند و تخلخل قالبی حاصل شود. اندازهٔ فضاهای خالی عموماً

بین ۰/۲ الی ۱۰ میلی متر است. این نوع تخلخل، بویژه اگر در ماتریکس میکرایتی احاطه شده باشد، دارای تراوایی کمی است. این نوع تخلخل به ویژه در آهک های حاوی آراگونیت گسترش می یابد، زیرا بر اثر انحلال دانه های آراگونیتی فضاهای خالی ایجاد می شود، ولی دانه های کلسیت غنی از منیزیم عموماً انحلال نمی یابند بلکه با از دست دادن منیزیم به کلسیت کم منیزیم تبدیل می شوند، بنابراین در حین پایدارسازی، کلسیت غنی از منیزیم به کلسیت کم منیزیم هیچ گونه تخلخل قالبی ایجاد نمی شود. تخلخل قالبی ناشی از انحلال قطعات اسکلتی را بایومولدیک و تخلخل قالبی ناشی از انحلال اُولیت را اُومولدیک گویند. طی فرایند دولومیت زدایی و همین طور بر اثر انحلال بلورهای کانی های تبخیری تخلخل قالبی تشکیل می شود.

- تخلخل فنسترال(چشم پرنده): این نوع تخلخل، نوعی تخلخل بین دانه ای است که در رسوبات نواحی جزر و مدی بر اثر ترک خوردگی رسوبات گِلی ویا تجزیهٔ ماده آلی جلبک ها و تولید گاز و تورم حفره ها ایجاد می شود. تخلخل فنسترال اهمیت کمتری نسبت به تخلخل های بین بلوری و قالبی دارد.

- تخلخل پناهگاهی یا چتری: این نوع تخلخل در زیر قطعات بزرگ اسکلتی، همانند قطعات دوکفه ای ها که سمت محدب آن ها در محیط رسوبی به طرف بالا قرار گرفته باشد، به وجود می آید و نوعی تخلخل بین دانه ای است. این تخلخل بویژه در آهک های تخریبی دانه درشت که حاوی صدف های بزرگ نرمتنان، مرجان یا روزن داران هستند، دیده می شود.

- تخلخل چارچوبی(رشدی): این نوع تخلخل حاصل رشد موجودات چارچوب ساز آهکی، همانند مرجان ها و جلبک های آهکی است. رشد شاخه ها و زوائد این موجودات موجب تشکیل فضاهای خالی زیادی در لابه لای این بخش ها می شوند. اگر این فضاهای خالی در ریف ها حفظ شود، شرایط مناسبی برای ایجاد مخازن کربناتی به وجود می آید.

برای تخلخل بدون فابریک انتخابی یا تخلخل تغییر پذیر همانند فابریک انتخابی نموداری تهیه شده است که در طبقه بندی تخلخل سنگ های کربناتی بسیار مورد استفاده قرار می گیرد. همهٔ الگوهای تخلخلی که موجود هستند، واقعاً یا بالغوه می توانند میانبُری برای دانه ها و فابریک نهشته ای اولیه باشند. الگوهای تخلخلی اغلب شامل انواعی از تخلخل ها هستند که بالقوه می توانند به تنهایی بسیار بزرگتر از هرکدام از ساختار چارچوب اولیه باشند. انواع این تخلخل شامل:

-تخلخل شکستگی: این نوع تخلخل فابریک سنگ را قطع می کند و عموماً حاصل نیروهای جهت دار(تکتونیکی)، فروریزش ویا انحلال در آهک ها و تبخیری ها هستند. این نوع تخلخل با منشاء تکتونیکی، بویژه در دولومیت ها گسترش بیشتری می یابند، زیرا دولومیت شکننده تر

از آهک است و آهک معمولاً تحت فشار، تا حدی جریان می یابد. تخلخل شکستگی در سنگ های کربناتی بسیار معمول بوده و پدیده ای است که بعد از تدفین رسوبات روی می دهد. این نوع تخلخل همراه با چین خوردگی، گسل خوردگی، دیاپیری شدن نمک ها، انحلال نمک ها یا افزایش بیش از حد فشار سیالات درون سازندی ایجاد می گردد. شکستگی ها در سنگ، اغلب به صورت مجموعه هایی به هم پیوسته و متقاطع تشکیل می دهند که امکان افزایش تراوایی را به مقادیر زیاد(حتی در مقادیر کم تخلخل) فراهم می کنند. در مخازنی که دارای تخلخل کلی بالا هستند، ولی تخلخل موثر آن ها کم است(مانندتخلخل قالبی که در آن با وجود بالا بودن میزان تخلخل به علت عدم به هم پیوسته بودن حفره ها، تخلخل موثر کم است) شکستگی موجب پیوستگی این فضاها و بالا رفتن تراوایی می گردد. وقوع شکستگی در سنگ ها امکان عبور سیالات پس از تدفین را فراهم می کند و موجب ایجاد تخلخل ثانویه(حفره ای) می شود.

-تخلخل برشی: در شکستگی، جابه جایی نسبی در سنگ های اطراف کم است، اما ممکن است این نوع تخلخل به تخلخل برشی تبدیل شود که در آن قطعات سنگی جابه جا و در هم هستند. شبکه های شکستگی های میکروسکوپی(با متوسط طول ۲۰ میکرون) همراه با شکستگی های بزرگ مقیاس، گسترش می یابند و میزان تراوایی مخازن را بالا می برند. اندازه فضاهای خالی این نوع تخلخل بین ۰/۵ الی ۱۰ میلی متر بوده و عموماً دارای تراوایی بالا هستند.

-تخلخل حفره ای: این نوع تخلخل، حفره هایی در سنگ های آهکی هستند که قطر آن ها از ۰/۰۶۲۵ میلی متر بیشتر است، لذا با چشم غیر مسلح قابل مشاهده اند. این تخلخل به صورت حفره های انحلالی، نامنظم و ثانویه هستند که دانه ها و یا مرزهای سیمان ها را قطع می کنند. تخلخل های حفره ای حاصل از انحلال، ممکن است در ابتدا از نوع تخلخل های انتخاب شدهً فابریک (همانند تخلخل قالبی) بوده باشند که بر اثر انحلال، شکل اولیهً آن ها تغییر کرده و بزرگتر شده است. اندازه حفره های این نوع تخلخل بین یک میلی متر تا یک متر است، اشکال نامنظم دارد و دارای تراوایی متوسط بوده و اغلب ناهمسان گرد است.

-تخلخل غاری: حفره هایی در سنگ های آهکی هستند که بزرگتر از قد انسان بوده و به صورت کانال یا حفره ای می باشند. این نوع تخلخل اغلب حاصل انحلال بوده و محصول فرایندهای کارستی شدن آهک ها می باشند. تخلخل غاری بویژه در سطوح فرسایشی قدیمی و در مناطق تکتونیکی مشاهده می شوند. یعنی حاصل انحلال آهک در امتداد درزه ها، شکستگی ها و گسل ها می باشند. طول حفره ها بسیار بیشتر از عرض آن ها هستند.

تخلخل استیلولیتی: تخلخلی است که در طول رگه های بسیار کوچک(رگچه) فشاری – انحلالی گسترش می یابد، ثانویه بوده و در محیط های تدفینی تشکیل می گردد. در برخی موارد این عوارض به عنوان مسیرهای مهم مهاجرت سیالات(آب و هیدروکربن) عمل می کنند. کلسیم کربنات حاصل از انحلال در سطوح استیلولیت ها، در نقاط کم فشار رسوب می کند و موجب کاهش تخلخل و تراوایی(نفوذپذیری) می شود. این نوع تخلخل اغلب همراه با تخلخل های شکستگی مشاهده می گردد. مواد غیر قابل حل، مانند مواد آلی، کانی های رسی و ناخالصی های موجود در سنگ های آهکی در امتداد سطوح استیلولیتی تجمع می یابند. ضخامت این فضاها حدود ۰/۱ میلی متر و طول آن ها تا چند سانتی متر است که ممکن است انتخاب شده به وسیله فابریک هم باشد. این تخلخل به شدت دارای جهت یابی بوده و اغلب حداکثر تراوایی به موازات سطوح لایه بندی مشاهده می شوند.

چاکت و پری طبقه بندی سومی به نام تخلخل هایی که ممکن است تحت کنترل فابریک باشند را ارایه نموده اند(شکل ۲–۱۳). این گروه شامل تخلخل های فرعی و کم اهمیت هستند که عموماً به صورت تخلخل های مکمل مشاهده می شوند.

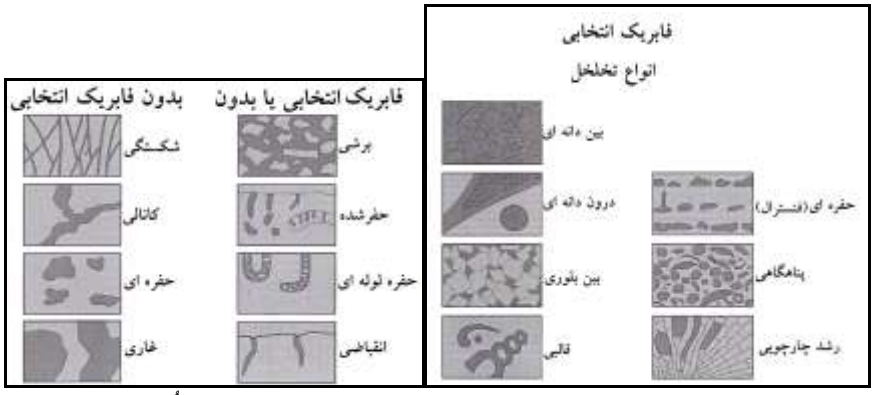
تخلخل بِرشی بر اثر حرکت نسبی بلوک های سنگی شکسته شده و فروریزش آن ها ایجاد می گردد. برخی از انواع این تخلخل حاصل انحلال هستند. وجود ماتریکس ویا سیمانی شدن موجب کاهش این تخلخل می شود.

تخلخل سوراخی(حفر شده) حاصل حفاری به وسیلهٔ موجودات زنده در بستر سخت آهکی(مانند زمین های سخت، ریف یا قطعات اسکلتی) است که عموماً اهمیت زیادی ندارد.

تخلخل حفره لوله ای: حاصل حفاری موجودات زنده در رسوبات سست و تحجیر نشده است، در نتیجه دارای ساختمانی ساده هستند. این گروه نیز اهمیت زیادی از نظر ایجاد مخازن هیدروکربوری ندارد. این دو گروه(حفر شده و حفره لوله ای) ممکن است در محیط رسوبی یا بعداً در طی دیاژنز با سیمان پُر شوند(شکل۲–۱۳).

تخلخل انقباضی: حاصل از خشک شدن و چروک خوردگی رسوبات در برخی افق های طبقات آهکی دیده می شود که حاکی از دوره های خشک شدگی و رخنمون تحت الجوی نهشته های آهکی تازه اند. تخلخل حاصله معمولاً چندان زیاد نیست(شکل۲–۱۳).

تخلخل گِل سفیدی: نوعی تخلخل بین دانه ای و درون دانه ای است که در طبقه بندی فوق، بحث نشده است و در رسوبات واریزه ای ریف ها مشاهده می گردد. این تخلخل ارتباطی با رخسارهٔ گل سفید(چاک) ندارد. تخلخل بین دانه ای و درون دانه ای خرده های اسکلتی واریزه ای ریف ها(جلو ریف) اصطلاحاً گل سفیدی اطلاق می شود که گاهی مخازن نفتی مهمی را ایجاد می کنند.



شکل۲-۱۳ طبقه بندی تخلخل به روش چاکت و پری (اقتباس از شول،پی و اُلمر شول،۲۰۰۳)

چاکت و پری جدولی در مورد واژه های توصیفی ژنتیکی، اندازه و توصیف فراوانی ها ارائه کرده اند. این اصطلاحات شامل فرایندهای موثر بر تخلخل، پس از تشکیل آن(مانند انحلال، سیمانی شدن یا رسوبگذاری درونی)، مرحله ای که این فرایند در آن قرار دارد(بزرگ شدن، کوچک شدن یا پُر شدن حفره) و زمان آن(اولیه یا ثانویه) است(شکل۲-۱۴).

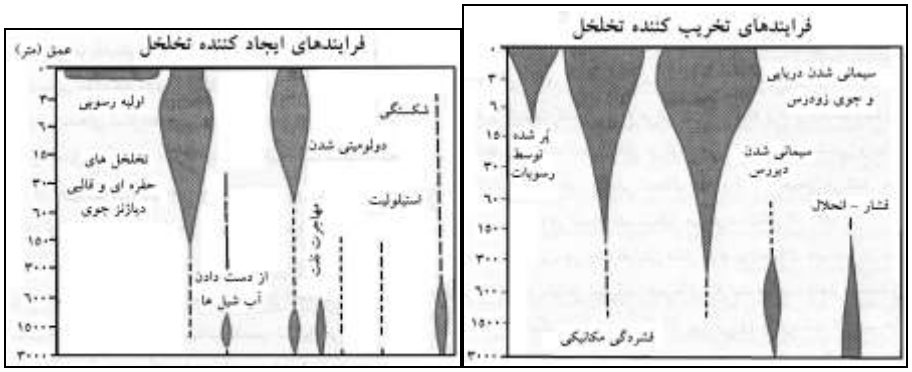
این لیست توصیف های ژنتیکی در راستا(جهت) یا مراحل و زمان شکل گیری تخلخل است که می تواند در تشریح فرایندها استفاده شود (شکل۲-۱۴). همان طور که نمونه ای در زیر جدول ستون ژنتیکی نشان داده شده است، واژه های چندگانه ای می توانند با هم ترکیب شوند. اندازه منفذ و توصیف فراوانی ها اگر قابل توجه باشد اغلب می تواند به نام تخلخل افزوده شود.

این نام گذاری تعدیل شده، اجازه می دهد تا نام های داده شده (برای تخلخل) قابلیت انعطاف پذیری قابل توجه ای داشته باشند، ولی براساس نیاز استفاده کننده، تا جایی که مجاز است واژگان انتخابی قابلیت درک عمومی داشته باشند(شکل۲-۱۴).

شکل ۲-۱۵ ماهیت و زمان وقوع فرایندهای شکل دهنده و تخریب کنندهٔ تخلخل را نشان می دهد. در حین تدفین، تمایل سنگ های آهکی بیشتر سیمانی شدن است نه انحلال. آب های جوی که در حفره های رسوبات در حین نهشته شدن به دام می افتند، احتمالاً در طی تدفین (از طریق انحلال) تخلخل ثانویه زیادی تولید نمی کنند، زیرا بعد از مدتی با رسوبات به حالت

شکل۲-۱۴ نام گذاری واژه های توصیفی برای تخلخل اولیه(اقتباس از شول،پی و اُلمر شول،۲۰۰۳)

تعادل شیمیایی می رسند. از طرفی افزایش دما بر اثر افزایش عمق، در حین تدفین بیشتر، موجب تسهیل رسوب شیمیایی آهک می شود تا انحلال آن، بنابراین تخلخل های ثانویه حاصل از انحلال، مانند تخلخل قالبی یا حفره ای، به وسیلهٔ نفوذ سیالات جوی تحت اشباع از کلسیم کربنات، تشکیل می شوند. این فرایند در سکانس های کربناتی، در نزدیکی سطوح دگرشیبی، گسترش دارند. رسوبات شیلی در حین تدفین حجم زیادی آب از دست می دهند. این آب ها عموماً تحت اشباع از کلسیم کربنات هستند. بنابراین موجب تشدید انحلال و افزایش تخلخل آهک های مجاور خود می شوند. سیالات تحت اشباع از کلسیم کربنات، با حرکت در این واحدها، بتدریج از کلسیم کربنات اشباع می شوند، مگر آنکه میزان ورود سیالات بالا باشد. تخلخل حاصل از انحلال، فقط در این شرایط تشکیل می گردد. اگر ترکیب کانی شناسی و بافتی سنگ متنوع باشد، اجزای با حلالیت بالاتر به طور انتخابی انحلال یافته و ایجاد تخلخل می کنند. به طور کلی اغلب تخلخل های ثانویه(کربنات ها) در اعماق کم تشکیل می شوند(شکل۲-۱۵). طی تدفین رسوبات آهکی، هر چند افزایش فشار موجب انحلال دانه ها در محل تماس آن ها می شوند، اما این فرایند ایجاد تخلخل نمی کند. عموماً این فرایند موجب کاهش تخلخل نیز می شود، زیرا با فشرده شدن دانه ها، فضاهای بین آن ها را از بین می رود و کلسیم کربنات حاصل از انحلال دانه ها در فضاهای خالی باقیمانده به صورت سیمان نهشته می گردد. گسترش تخلخل در طول استیلولیت ها اغلب به علت انقطاع در تنش و گسترش ترک های ورقه ای در اطراف استیلولیت ها، طی یک فاز کششی است. عبور سیالات از این فضاها می تواند موجب انحلال و گسترش بیشتر تخلخل گردد.



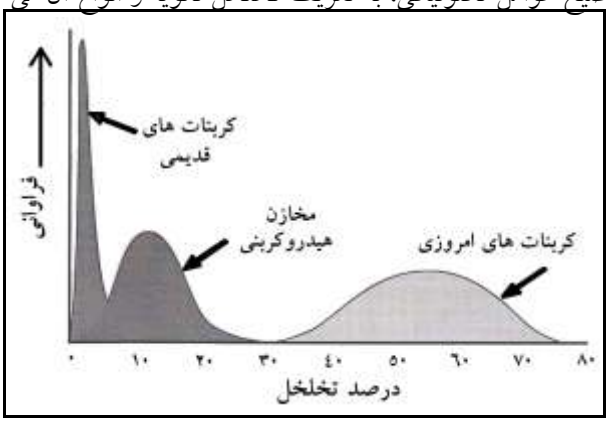
شکل۲-۱۵ توصیف ارتباط بین تغییرات عمق و فرایندهای اصلی تخریب کننده(راست) و ایجاد کننده تخلخل(چپ)(لانگمن، ۱۹۸۲)

بطور کلی با توجه به مباحث ارائه شده در مورد مراحل تشکیل سنگ های کربناتی و اهمیت قبل و بعد از دیاژنز و دیگر عوامل می تواند نقش مهمی بر افزایش یا کاهش تخلخل و بدنبال آن نفوذپذیری بازی کند. عموماً با آنکه میزان تخلخل و نفوذپذیری با افزایش زمان و عمق دفنی به سوی کاهشی شدن پیش می روند، بطور کلی روند این تغییرات در حالت معمولی می تواند قابل قبول باشد. همانگونه که در شکل ۲-۱۶ دیده می شود، روند تخلخل متوسط در رسوبات کربناتی امروزی، در نمونه کربنات های قدیمی و سنگ های متخلخل که مخازن هیدروکربنی را تشکیل می دهند، قویاً روند این تغییرات را تایید می کند. محدوده تخلخل رسوبات امروزی بین ۳۵ الی ۴۵٪ برای گرین ستون تا ۷۰٪ یا بیشتر برای ماد ستون یا رسوبات گچی است. نمونه کربنات های قدیمی دارای تخلخل کمتر از ۵٪ و در سنگ مخزن های یکنواخت، بطور متوسط بسیار کمتر از نصف تخلخلِ کربنات امروزی هم ارز آن ها هست.

در نهایت، طبقه بندی مناسب تخلخل تاکید بر مشاهدات دقیق آزمایشگاهی و صحرایی، تعداد و ماهیت فضاهای خالی بستگی دارد. بطور مثال؛ تخلخل اولیه میکرایت کمتر از ۲٪، اسپارایت بین ۵ الی ۱۰٪ و در اغلب مرمرها کمتر از یک درصد است(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).

بطور کلی می توان گفت در سنگهای آهکی و دولومیتی ریز دانه در صد تخلخل اولیه کم است و اگر درز و شکاف در آنها تشکیل نشود، نفوذ ناپذیر تلقی می شوند. در سنگهای درشت دانه آهکی، تخلخل اولیه تا به بیش از ۲۰٪ نیز می رسد. از طرف دیگر در گلِ سفید این تخلخل به بیش از ۵۰٪ می رسد. سنگهای آهکی مرجانی نیز دارای بیش از ۲۰٪ تخلخل هستند(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)(شکل ۲-۱۷).

پس از رسوب گذاری و گذشت از مرحلهٔ دیاژنز سنگ های تشکیل شده تحت تاثیر عواملی مانند صفحات لایه بندی، سطوح تماس، درزه ها و شکستگی های بُرشی(سامانه های درزه ای)، گسل ها و نشانه های شکستگی، باز شدگی شکستگی ها، چین خوردگی قرار دارند. با نگاهی به این عوامل درمی یابیم که اکثر اینها مربوط به تکتونیک و زمین شناسی ساختمانی است. قبل از توضیح عوامل تکتونیکی، به تعریف تخلخل ثانویه و انواع آن می پردازیم:



شکل۲-۱۶ رابطه درصد تخلخل و فراوانی در رسوبات کربناتی امروزی، قدیمی و مخازن هیدروکربنی (اقتباس از شول،پی و اُلمر شول،۲۰۰۳)

شکل ۲-۱۷ وضیعت مغارها و درزه های کارستی در سنگهای کربناتی انتخابی و رابطه هدایت هیدرولیکی تئوریک با اندازه فضاهای خالی و تخلخل اولیه و ثانویه(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).

تخلخل ثانویه: تخلخل ثانویه که بر اثر فعالیت های زمین شناسی پس از رسوب گذاری تشکیل می شود، بدلیل اهمیت و نقش آن در انحلال و جریان آب زیرزمینی، می توان به صورت زیر تقسیم بندی کرد:

- تخلخل انحلالی: فضاهای خالی در سنگها می تواند بر اثر حرکت محلولهای گرم در سنگهای انحلال پذیر بوجود آید ویا سنگهای انحلال پذیری که در مجاورت فعالیت های آتشفشانی قرار دارند به دلیل محلولهای هیدروترمالی که خاصیت اسیدی دارند باعث بوجود آمدن فضاهای خالی در آنها می شود. از طرف دیگر این نوع تخلخل بر اثر هوازدگی شیمیایی نیز می تواند بوجود آید زیرا آب باران که حاوی اسید کربنیک است بر روی سنگهای کربناتی اثر گذاشته و باعث انحلال آنها می شود، که این خود در تشکیل فضاهای خالی در سنگها موثر می باشند.

دولومیتی شدن: در این فرایند که در بعضی از سنگهای کربناتی تقریبا خالص اتفاق می افتد؛ غالبا در معرض آبهای غنی شده از کاتیونهای منیزیم قرار گرفته و باعث می شود یون کلسیم با یون منیزیم تعویض شوند. حجم یون منیزیم بسیار کمتر از یون کلسیم است و بر اثر این جانشینی میزان تخلخل در دولومیت افزایش می یابد. این جانشینی به اشکال مختلف روی می دهد، به عنوان مثال اگر کلسیت بین بلورهای دولومیت بر اثر انحلال (بدون ارتباط با دولومیتی شدن) از دست رود، افزایش تخلخل حاصله مربوط به پدیده دیاژنتیکی است. اگر از دست رفتن کلسیت بر اثر دولومیتی شدن باشد، در این حالت بیشتر افق های دولومیتی شده با افزایش دولومیت تخلخل زیادی را نشان می دهند. در حالیکه اگر دولومیتی شدن به صورت جانشینی مول به مول به جای کلسیت بوده و منشاء کربنات لازم از درون سازند باشد، چگالی بالاتر دولومیت موجب ایجاد تخلخلی حدود ۱۳٪ در طی تبدیل کلسیت به دولومیت می گردد(وارن، ۲۰۰۰)، البته جایگزینی مول به مول دولومیت به جای کلسیت همیشه هم روی نمی دهد. بطور کلی چنین می توان نتیجه گرفت که، مشخصات و ویژگی های سنگ آهک اولیه از مهمترین عوامل در تکامل تخلخل در طی دولومیتی شدن است، زیرا مقدار تخلخل نهایی حاصل از دولومیتی شدن را کنترل می کند. به علاوه شرایط دیاژنتیکی حاکم بر این محیط (از نظر باز و بسته بودن بر روی سیالات دولومیت ساز) نیز نقش مهمی در ایجاد تخلخل در طی دولومیتی شدن دارد. در شرایطی که کربنات لازم برای دولومیتی شدن از درون سازند تامین شود عموماً در طی دولومیتی شدن تخلخل افزایش می یابد، بویژه اگر فرایند دولومیتی شدن به وسیلهٔ نفوذ سیالات آب شور مربوط به مرحلهٔ بعد از نهشت ژیپس صورت گیرد، اهمیت خاصی می یابد.

- تخلخل ناشی از فعالیتهای تکتونیکی : فعالیتهای زمین شناسی مانند چین خوردگی و گسل باعث می شود در سنگها شکستگیهایی بوجود آورد. این شکستگیها تخلخل ثانویه را در سنگها ایجاد می کنند، بطوریکه میزان تخلخل ناشی از این نوع شکستگیها در سنگهای کربناتی از یک درصد تجاوز نمی کند. ولی از لحاظ کارست این نوع شکستگیها و تخلخل ثانویه از اهمیت

بسیار زیادی برخوردار است، زیرا باعث ایجاد تخلخلهای حفره ای؛ کانالی و غاری می شود (شکل۲-۱۷).

۲-۵-۲ نفوذپذیری(تراوایی) و توسعه کارست

طبق تعریف، نفوذپذیری یا تراوایی، توانایی یک محیط متخلخل(واحدهای سنگی یا آبرفتی) برای عبور دادن هر نوع سیال (هیدروکربن یا آب) را نشان می دهد.
تراوایی به عنوان یک ویژگی سنگ که در ارتباط با نرخ تولید از انواع مخازن(هیدروکربن، آب) است، دارای اهمیت زیادی می باشد. واحد تراوایی با توجه به اینکه در کجا مورد استفاده قرار گیرد، متغیر است. به عنوان مثال در مخازن نفتی معمولا در محدودهً کمتر از ۰/۰۱ میلی دارسی تا خیلی بیشتر از یک دارسی تغییر می کند. نفوذپذیری یا تراوایی توسط قانون دارسی بیان می شود:

$$Q=K\{1/\mu\}\{(p_1-p_2)/L\}\ A$$

در این رابطه: Q دبی جریان، K تراوایی، μ گرانروی سیال،$\{(p_1-p_2)/L\}$ افت پتانسیل در طول یک نمونه افقی و A مساحت سطح مقطع می باشد.
تراوایی یک کمیت برداری است و مقدار آن در جهت عمودی همواره بسیار کمتر از تراوایی افقی است. در مخازن آبرفتی با توجه به مشخصات سیال از واحد های m/s ، cm/s و m/day استفاده می شود.
در سنگ های کارستی روش های تعیین خصوصیات تراوایی به دو گروه تقسیم می شود:
اولین گروه، روش هایی که برای تعیین افق های نسبتاً تراوا در یک منطقه وسیع سنگ های کارستی مورد استفاده قرار گرفته و روش هایی که برای تعیین کمّی تراوایی، حجم کوچکی از سنگ در مجاورت نقطه اندازه گیری به کار می رود.
گروه اول شامل تجزیه و تحلیل زمین شناسی و تکتونیکی منطقه، تحلیل هیدروژئولوژیکی نوسانات سطح ایستابی و بررسیهای ژئوفیزیکی است.
دومین گروه که بسیار مورد استفاده قرار می گیرد، آزمایش های تراوایی در پهنه های کارستی است. در حین حفاری هر گمانه در پهنه کارستی معمولا تراوایی سنگ های کربناتی در طول کل گمانه یا بخش های اعظم آن ارزیابی می شود. براین اساس تراوایی، معمولا یا توسط تراوایی مخصوص یا بر حسب لوژن بیان می شود. یک لوژن، کمیت آب دریافت شده توسط سنگ در طول یک متر گمانه تحت فشار ۱۰ آتمسفر و در فاصله زمانی یک دقیقه است. تراوایی مخصوص، کمیت آبی است که از طریق سنگ کارستی در طول یک متر گمانه نفوذ می کند که معادل فشار یک متر ستون آب می باشد. این کمیت با رابطه زیر بیان می شود:

$q = Q/pxh$ lit/min x m x 0/1at

در این رابطه: q تراوایی مخصوص، Q کمیت آبی که در طول گمانه از طریق سنگ های اطراف نفوذ کرده برحسب لیتر بر دقیقه، p فشار آبی که توسط پمپ به داخل گمانه تزریق شده بر حسب آتمسفر یا طول ستون آب بر حسب متر، h طول بخش تحت بررسی بر حسب متر. رابطه بین تراوایی مخصوص و واحد لوژن عبارتست از :

100Lu = 1 lit/min/m/0/1 at

بدست آوردن مقادیر عددی برای فضاهای خالی در سازندهای کارستی همواره با سختی هایی همراه می باشد. از طرف دیگر با افزایش عمق از حجم فضاهای خالی کاسته می شود، البته چنین قانونی عمومیت ندارد زیرا در مناطق کارستی امکان برخورد با حفرات در اندازه های متفاوت در عمق های زیاد هم بسیار محتمل است. با این وجود بدست آوردن یک کمیت برای آن همیشه بحث برانگیز بوده است و آن نیزبه دلیل تفاوتهایی است که در پهنه های مختلف کارستی مشاهده می شود. بابوشکین و همکاران (به نقل از بوناچی،۱۹۸۱) با مطالعاتی که بر روی مغزه های بدست آمده از مناطق کارستی از اعماق ۱۰۰۰ تا ۱۳۰۰ متری، رابطه بین میزان کارستی شدن (Ks) یا فضاهای خالی در هر یک متر مغزه را با نفوذپذیری به صورت رابطه زیر ارائه کرده است:

$$\log Ks = 0/65 \log K + 0/34$$

از طرف دیگر، بورلی (به نقل از بوناچی، ۱۹۸۱) برای محاسبه فضاهای خالی مفید یا موثر (تخلخل موثر عبارتست از نسبت حجم فضاهای خالی مرتبط با هم به حجم کل نمونه سنگ می باشد، $n_e = Vc/Vt$ ، در این رابطه Vc : حجم فضای خالی مرتبط به هم، Vt : حجم فضای کل) از رابطه زیر استفاده کرده است :

$$n_e = (i \times I))/ (Vmax)$$

در این رابطه I : شدت بارندگی(روز/ m)، i : ضریب نفوذ آب در زمین (مقدار آن برای کارستهای بدون پوشش گیاهی بین0/6تا 0/9 در نظرگرفته می شود)، Vmax : سرعت حداکثر بالا آمدگی سطح آب زیرزمینی برحسب متر بر روز.

بطور کلی ویژگی های فیزیکی سنگ همچون تخلخل، تراوایی و دیگر مشخصات از طریق توزیع اندازه فضاهای خالی با یکدیگر ارتباط پیدا می کنند. تخلخل یک ویژگی مهم سنگ های مخزن است، اما با اندازهٔ فضای خالی ارتباطی ندارد. توزیع اندازه فضاهای خالی در ارتباط با فابریک سنگ است که تخلخل نیز یکی از عناصر فابریک سنگ محسوب می شود. اشباع شدگی سیالات مانند اشباع شدگی آب، تابعی از توزیع اندازه فضاهای خالی و ارتفاع مخزن است. ارتفاع مخزن نیز معادل فشار موئینگی است. تراوایی تابعی از توزیع اندازه فضاهای خالی، تخلخل بین دانه ای و اشباع شدگی سیال است.

با توجه به تغییرات بسیار زیاد نفوذپذیری در نقاط مختلف پهنه های کارستی لازم است، اطلاعات زیادی از نقاط مختلف بدست آورد. از لحاظ عملی داشتن میانگین نفوذپذیری اهمیت زیادی در رابطه با اکتشاف ندارد بر عکس تعیین نقاطی که از نظر نفوذپذیری بالاترین مقادیر را دارا هستند به مراتب مهمتر می باشند. میلانوویچ سنگها را براساس نفوذپذیری طبق جدول ۲–۸ طبقه بندی کرده است. البته لازم به ذکر است که در مناطق کارستی تمرکز درز و شکافها یا به عبارت دیگر راههای عبوری آب به صورت کاملا نامشخص توزیع شده است، در نتیجه این گونه محلها از نظر مطالعات کارست جهت استخراج آبهای زیرزمینی بسیار با ارزش می باشند.

جدول ۲–۸ تقسیم بندی سنگها بر حسب نفوذپذیری ویژه (میلانوویچ، ۱۹۸۱)

نوع سنگ	نفوذپذیری(L/min)
نفوذناپذیر	<0.001
با نفوذپذیری کم	0.001- 0.01
نفوذپذیر	0.01-0.1
نفوذپذیری متوسط	0.1-1
نفوذپذیری زیاد	1-10
نفوذپذیری بسیار زیاد	10-100
نفوذپذیری فوق العاده زیاد	100-1000

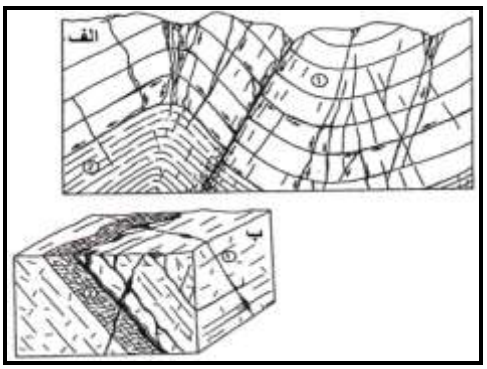
۲–۵–۳ نقش فرایندهای زمین شناسی و تکتونیک در توسعه کارست

فضاهای خالی و درز و شکافها و به دنبال آن نفوذپذیری از عوامل مهم در افزایش قابلیت انحلال توده های سنگی و ایجاد کارست می باشند. فضاهای خالی و درز و شکافهای ایجاد شده در سنگهای کربناتی عامل اصلی نفوذپذیری و امکان ورود و جریان آب را میسر می سازد(شکل۲–۱۸).

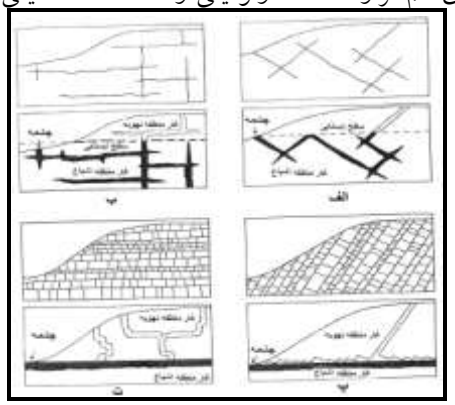
شکل ۲–۱۸ افزایش انحلال سنگهای کربناتی در جهت درزه های شکافی اصلی

بر اثر عملکرد فرایندهای تکتونیکی، درز و شکافها در جهت های عمودی، افقی و مایل در توده های سنگی ایجاد و گسترش می یابند. درزه و شکافهایی که بصورت یک شبکه

گسترش می یابند، در شکل گیری و تشکیل اشکال زیرزمینی مانند مجاری به هم پیوسته و تشکیل آبخوانهای کارستی نقش بسیار مهمی بازی می کنند. در توسعه کارست، سیستم درزه های کششی معمولا اهمیت خاصی دارند، زیرا در چنین سیستمی، بلوکهای سنگی از یکدیگر جدا می شوند. این درزه ها در تاقدیس ها (در محل خمش لایه ها) و همچنین در بخشهای عمیق ناودیسها دیده می شوند (شکل۲-۱۹). در طول فرایند تشکیل چین، تحت تاثیر تنش های برشی شدید، لایه بندی های ضخیم و سخت شده نمی توانند در مقابل نیروهایی که می خواهند تغییر شکل در طبقات را بوجود آورند، مقاومت برشی کافی از خود نشان دهند. در نتیجه درزه ها و شکافهایی در صفحه لایه بندی بوجود می آید که در فرایند کارستی شدن نقش عمده ای را ایفا می کنند (شکل ۲-۲۰). امروزه یک طبقه بندی استاندارد ضخامت لایه ها و واژه گذاری آن با فضای درزه ای ارائه شده که در جدول۲- ۹ نشان داده شده است.



شکل ۲-۱۹سیستم های درزه اصلی که موقعیت فرایندهای کارست موثر هستند:۱) سنگ آهک کارستی شده ۲) سنگهای کم تراوا، سنگ دولومیتی و سنگ آهک شیلی(میلانوویچ،۱۹۸۱)



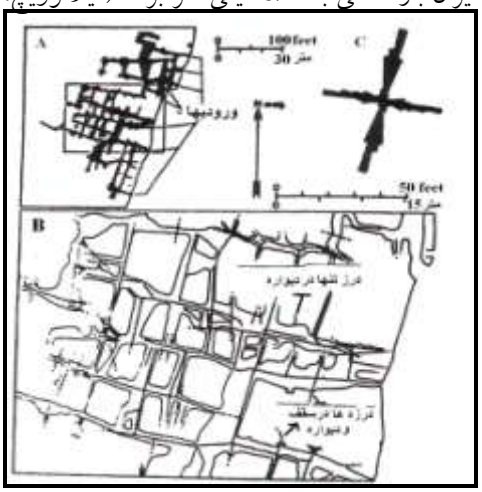
شکل ۲-۲۰ نحوه قرارگیری لایه ها و درزه ها و چگونگی گسترش کارست در امتداد این ساختارها(۱۴)،الف) درزه های مایل ب) درزه های افقی پ) لایه های مایل ت) لایه های افقی

جدول ۲- ۹ واژگان مورد استفاده برای ضخامت لایه و فضای درزه ای(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

ضخامت لایه(Cm)	توضیح	فضای درزه ای(Cm)	توضیح
۱۰۰-۱۰۰۰	بسیار ضخیم یا توده ای	بزرگتر از ۳۰۰	بسیار پهن
۳۰-۱۰۰	ضخیم	۳۰۰-۱۰۰	پهن
۱۰-۳۰	متوسط	۱۰۰-۳۰	متوسط
۳-۱۰	نازک	۳۰-۵	بسته
۱-۳	بسیار نازک	کمتر از ۵	بسیار بسته
کمتر از یک	لامینه شده		

موثرترین درزه ها در این شبکهٔ تخلخل ثانوی، آنهایی هستند که بیشترین بازشدگی (سطح مقطع عرضی) و عمق را دارند، یعنی آنهایی که سهولت عبور برای آب ثقلی را فراهم می سازند. با توسعه این درزه ها، تخلخل ثانویه نیز افزایش یافته، که این خود در گسترش کارست کمک می کند. نحوه قرار گرفتن درزه ها نیز بسیار مهم است زیرا در درزه های عمود بر هم مجاری کارستی و غار براحتی تشکیل می شود. در امتداد محل تقاطع درزه های عمود بر هم فرایند انحلال سریع می شود و باعث گسترش و بازشدگی بیشتر آنها خواهند شد. از طرف دیگر ترکهای سطحی که نتیجه فرایندهای خارجی می باشند، بر روی سنگهای کربناتی در توسعه و تشکیل کارست نقش تعیین کننده ای دارند. این ترکها به همراه درزه های حاصل از تنش رهایی، شبکه بسیار وسیعی از بازشدگی ها را تشکیل می دهند که آبهای سطحی از طریق این سیستم های درزه ای (شکافهای مربوط به نیروهای کششی و تنش رهایی) به قسمتهای عمیق تر توده های سنگ کربناتی نفوذ می کنند. در مقابل، درزه هائیکه فقط از طریق لایه های یک سنگ، توسعه می یابند، دارای اثرات خیلی محدود می باشند. در شکل ۲-۲۱ نقش فرایندهای تکتونیکی و اثرات آن در تشکیل غار و مجاری زیرزمینی را نشان می دهد. همانطور که در شکل دیده می شود فضاهای خالی موجود در زیرزمین عمدتا در جهاتی توسعه می یابند که درز و شکاف و گسلها نیز در آن جهت شکل گرفته اند که این جهات در نمودار رُز دیده می شود. سرعت و کمیت آب در این جریان بستگی به ابعاد مجاری و شکستگیها و درجه ارتباط آنها به یکدیگر دارد. به نظر لِهمان (به نقل از زولت، ۱۹۷۴) آب نمی تواند از بازشدگی هایی به عرض کمتر از یک تا دو میلی متر جریان پیدا کند. بر اساس تجربه، باز شدگیهایی با

عرض نیم تا دو میکرون دارای آب ثقلی است. مغارها، در قسمتهای عمیق تر توده سنگ کربناتی فراوان هستند. توزیع مغارها و مجاری انحلالی کوچکتر، امتداد تکتونیکی یا ناپیوستگیهای لیتولوژیکی را تعقیب می کنند. از طرف دیگر برای جریان یافتن آب در توده های سنگی لازم است میزان بازشدگی به 0/2 میلی متر برسد(میلانوویچ،۱۹۸۱).



شکل ۲-۲۱ نمودار رز (گل سرخی) بر اساس شکل درزه ها و شکافهای بزرگ و عریض نسبت به گذرگاه های غار نشان می دهد (میلانوویچ، ۱۹۸۱).

۲-۶ رابطه عمق و توسعه کارست

پدیده کارستی شدن در مرحله اول با فعالیت شیمیایی و انحلال توده سنگ که در امتداد بازشدگی ها می باشد، شروع می شود. سپس با انتقال کربنات حل شده ادامه می یابد. همراه با توسعه و تجزیه سنگها، مجاری کارستی بوجود می آیند. این مجاری در مراحل اولیه باریک و کوچکند ولی بتدریج افزایش می یابند. در مراحل کارستی شدن در این مجاری وجود جریانهای آشفته و پر تلاطم باعث می شود حلالیت این نوع سنگها افزایش یابد. در اینجا این پرسش پیش می آید که این پدیده تا چه عمقی پیش می رود؟

کارست محصول فرایندی است که در توده های قاره ای زمین عمل می کند. فرایند کارستی شدن مربوط به بالاآمدگی زمین است، یعنی موقعی که توده های زمین در ارتفاعی بالاتر از سطح دریا قرار گیرند، هر مرحله بالاآمدگی در واقع یک مرحله کارستی شدن سنگهای کربناتی است (میلانوویچ، ۶۵-۱۹۶۴). عمق کارستی شدن یعنی عمقی که سنگها در معرض کارستی شدن قرار می گیرند ممکن است بطور وسیعی تغییر نماید، ولی با این حال سطح زیرزمینی مشخصی برای عمق فرایند کارستی شدن وجود ندارد. این قسمت بنا به تعریف ، سطح اساس

کارستی شدن نامیده می شود. اعماق کارستی شدن در مناطق مورد مطالعهً منطقه دیناریک (سطح اساس کارستی شدن) عمقی در حدود بیش از ۲۵۰ متر نیست. در حالیکه در دره های کارستی شرق کوه های آپالاش مرکزی آمریکا، بین ۵۰ تا ۱۰۰ متر و در غرب کوههای آپالاش ۷۵ تا ۲۰۰ متر گزارش شده است، که برحسب نوع سنگ، وضع توپوگرافی دره ها، ساختار زمین شناسی و عوامل دیگر متغییر است. البته در این مورد مطالعات بسیار گسترده ای صورت گرفته است که نظر غالب محققان این است که فضاهای خالی درزه ای در سازندهای سخت با توجه به عمق کاهش می یابد، لذا فرایند کارستی شدن نیز کم می شود.

از طرف دیگر این نیز مشخص است که در سازند های کربناتی بعضی اوقات در اعماق نسبتا زیاد پدیده کارستی مشاهده شده است. برای مثال، به نظر میلانوویچ در مناطق کارست دیناریک پدیده کارست تا اعماق ۲۲۳۶ متری از سطح دریا پیش رفته است و بوگلی(۱۹۸۰) در حین حفاری برای نفت در شمال کوبا در شبه جزیره هیکاکاس در عمق ۲۹۵۲ متری به حفره های بزرگ کارستی برخورد کرده است. میلانوویچ نتایجی که از مطالعات شرق بوسنی هرزگوین بدست آورده و تحلیل های آن بر روی بررسی تراوایی یا نفوذپذیری ۱۴۶ حلقه چاه گمانه حفاری شده در ارتفاع ۲۰۰ تا ۱۰۰۰ متری از سطح دریا نشان می دهد که بین فرایند کارستی شدن و عمق سازند رابطه نمایی وجود دارد که به صورت رابطه زیر ارائه داده است:

$$\varepsilon = a \cdot e^{-bh}$$

در این رابطه :

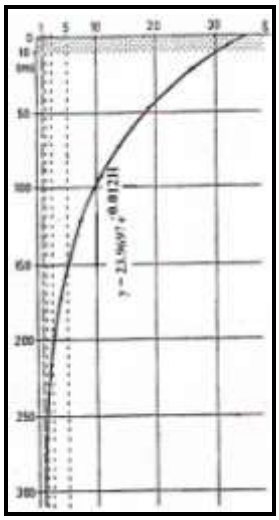
ε : ضریب کارستی شدن، H: عمق بر حسب متر، a,b ضرایب معادله می باشند که نمودار آن در شکل ۲-۲۲ دیده می شود ($\varepsilon = 23/9697\ e^{-0/012H}$).

شکل ۲-۲۲ به وضوح نشان می دهد که فراوانی فضاهای خالی درز و شکافدار عمدتاً تا عمق ۱۰ متری می باشد، ولی تا عمق حدود ۱۰۰ متری نیز می توان تجمع فضاهای خالی را که برای کارستی شدن لازم است، مشاهده نمود.

نتایج مشابهی در توزیع تخلخل کارست به عنوان تابعی از عمق به وسیله وهاهاویچ(۱۹۷۵) بدست آمده است. ولی تعداد زیادی گمانه اکتشافی را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد و ثابت نمود که مجاری کارست و مغارها در افق بالای ترازهای سطح ایستابی 3/3 برابر بیشتر از افق زیر این ترازها می باشند.

۲-۷ دیرینه کارست های (پالئوکارست) دگرشیبی

در محیط های مرطوب، آب های باران و جاری غنی از CO_2 می توانند هوازدگی وسیع در سنگ های کربناتی رخنمون یافته در سطح ایجاد کنند. این پدیده بویژه در زیر افق های خاک



شکل ۲-۲۲ رابطه بین فرایند کارستی شدن و عمق سازند (میلانوویچ، ۱۹۸۱)

شدیدتر است. در طی این فرایند، تخلخل ثانویه زیادی از نوع قالبی، حفره ای و حتی غاری در نواحی وسیع ایجاد می شود. این وضیعت در پی پایین آمدن سطح دریا یا بالا آمدگی پلاتفرم های کربناتی(رخنمون یافتن آن ها) روی می دهد. اگر بعدها دریا بر روی این پلاتفرم پیشروی کند، سطح فرسایشی می تواند به وسیلهً رسوبات شیلی یا تبخیری ها پوشیده شود و بدین ترتیب پوش سنگ وسیع ناحیه ای ایجاد می گردد که روی افق پُر تخلخلی را پوشانیده است. به طور کلی فرایند کارستی شدن مبین دوره های افت سطح آب دریا و ایجاد رخنمون تحت الجوی است. میزان تخلخلی که در طی کارستی شدن ایجاد می گردد بستگی به حجم آب عبوری، حساسیت سنگ ها در برابر انحلال و میزان گسترش سیستم درزه ها و شکستگی ها در سنگ دارد. در ایران نیز در مرز برخی سازندها وجود دگرشیبی و رخنمون یافتن تحت الجوی منجر به ایجاد کارست های میکروسکوپی بر اثر دیاژنز توسط آب های جوی تحت اشباع از کربنات شده است. مثال مهم آن که غالباً موجب افزایش کیفیت مخزنی شده است، مرز سازندهای دالان و کنگان در میدان گازی پارس جنوبی است. در این ناحیه نبود چینه شناسی در پایان پرمین و ابتدای تریاس منطبق با بسیاری دیگر از مقاطع پرموتریاس دنیاست. در انتهای پرمین، با کم عمق شدن حوضه و نهایتاً رخنمون یافتن رسوبات کربناتی کم عمق، این رسوبات برای مدت زمان طولانی در معرض دیاژنز جوی و حتی دولومیتی شدن و گاهی نهشت تبخیری بوده اند. اثر این فرایندها در مجموع موجب افزایش ناگهانی کیفیت مخزن واحد زیر مرز پرموتریاس شده است (رحیم پور بناب، ۲۰۰۹). جالب آنکه این واحد عمدتاً از رخساره های گِل- قالب تشکیل شده و عموماً تخلخل اولیه خوبی ندارد و فرایندهای دیاژنزی

مرتبط با رخنمون تحت الجوی(انحلال و دولومیتی شدن) موجب افزایش کیفیت مخزنی آن درست در زیر مرز پرموتریاس شده است.

خود آزمایی فصل دوم

۱-از لحاظ وزنی برای تشکیل سنگ های کربناتی چه میزان کانی کربناتی لازم است؟

الف) ۵۰٪ ب) بیش از ۵۰٪ ج)کمتر از ۵۰٪ د) بین ۴۰ الی ۵۰٪

۲- نسبت کلسیت به دولومیت در لایه های کرتاسه چه میزان است؟

الف) ۸۰ به یک ب) ۳ به یک ج) یک به یک د) یک به سه

۳-کدامیک از کانی های زیر دارای سیستم هگزاگونال است؟

الف) دولومیت ب) آراگونیت ج) کلسیت د) هالیت

۴-ساخت های رسوبی اولیه که در واحدهای تبخیری شناخته شده اند، کدامیک از گزینه های زیر است؟

الف)لامیناسیون ب) طبقه بندی مورب ج)دانه بندی تدریجی د) همه موارد

۵-سِلِنیت و آلاباستر را توضیح دهید؟

۶-کدامیک از گزینه های زیر مربوط به یک سیلیکات آب دار و ژله مانند ایزوتروپ می باشد؟

الف)اُپال ب) چرت ج)کوارتزیت د)ماسه سنگ کوارتزی

۷-فولک سنگ های آهکی را به چند گروه تقسیم کرده است؟

۸-مراحل طبقه بندی رایت برای سنگ های آهکی را نام ببرید؟

۹-با چند روش می توان تشکیل دولومیت را مورد تجزیه و تحلیل قرار داد؟

۱۰-در طبقه بندی چاکت و پِری، فابریک انتخابی تخلخل سنگ از چه طریقی کنترل می شود؟

۱۱-کمیت آب دریافت شده توسط سنگ در طول یک متر گمانه تحت فشار ۱۰ آتمسفر و در فاصله زمانی یک دقیقه، تعریف کدامیک از گزینه های زیر است؟

الف) تراوایی مخصوص ب) لوژن ج) تخلخل د) دارسی

فصل سوم : انحلال پذیری سنگ های کارستی

هدفهای کلی : هدف از ارایه این فصل دادن توضیحات مختصری در مورد مشخصات عمومی آب، اثرات آب در شرایط مختلف همراه به میزان CO_2 بر انحلال سنگهای سخت(کارستی و غیر کارستی) قابل انحلال می باشد. به علاوه اثرات PH و درجه حرارت در میزان انحلال یا رسوب گذاری سنگ های کربناتی(مخصوصاً آهک ها) بطور مختصر تشریح شده است.

هدفهای رفتاری :

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند:

۱- اصطلاحاتی که در بخش " مفاهیم جدید" آمده است را توضیح دهند.

۲- عوامل انحلال و رسوبگذاری سنگهای کربناتی را تشریح نمایند.

۳- انواع کربن دی اکسید موجود در آب و اثرات آن بر انحلال توضیح دهند.

۴- تغییرات فشار نسبی گاز CO_2 و اثرات PH بر انحلال و رسوبگذاری کربنات ها بیان کنند.

۵- با ترسیم مدل وایت، انحلال و رسوبگذاری کربناتها را تشریح نمایند.

۶-روش های محاسبه کربنات ها در آب باران، خاک و سنگ های کربناتی را فرا بگیرند.

۷-تاثیر حرارت بر میزان انحلال یا رسوب گذاری کربنات ها تشریح نمایند.

مفاهیم جدید

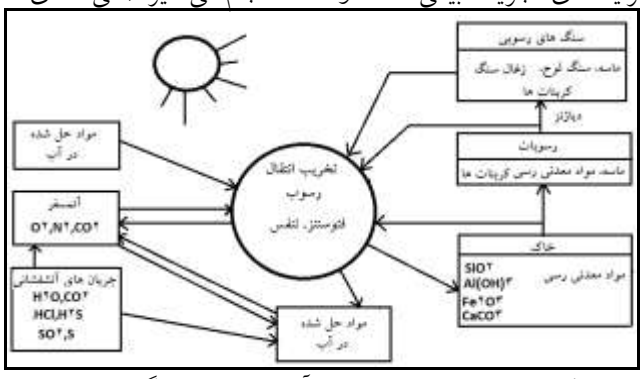
دو قطبی، انحلال پذیری، کربن دی اکسید آزاد، کربن دی اکسید ترکیبی، اسید کربنیک تعادلی، اسید کربنیک نیمه مرزی، مدل وایت، مسافت بحرانی، حلالیت کربنات، ضریب انحلال پذیری

مقدمه

آب یا اُکسید هیدروژن(H_2O) دارای جرم مولی برابر ۱۸/۰۲ گرم برمول می باشد. آب خالص مایعی است شفاف، بی رنگ و بو و همچنین بدون مزه که نقطه ذوب آن در صفر درجه و نقطه تبخیر آن ۱۰۰ درجه سانتی گراد است. یک سانتی مترمکعب آب در دمای ۴ درجه سانتی گراد دارای جرمی معادل یک گرم است. یخ در دمای صفر درجه سانتی گراد دارای جرم مخصوص ۰/۹۱۶۸ می باشد. قابلیت هدایت الکتریکی آب برابر ۰/۰۶۳۵mS/cm می باشد که شاخصی است برای تعیین مواد موجود در آن. اختصاصات(در برخی موارد) غیر معمول آب به دلیل ساختار ملکولی آن می باشد زیرا دو اتم هیدروژن ملکول آب دارای زاویهٔ ۱۰۵ درجه می باشند. بدلیل الکترونگاتیویته اُکسیژن و هیدروژن پیوند قطبی است، یعنی ملکول آب دو قطبی است. دو قطبی بودن ملکول آب و اختصاصات دی الکتریک آن، توجیه کننده مناسب بودن آب به عنوان یک حلال برای مواد قطبی، تجزیه الکترولیتی نمک ها، بازها و اسیدهای حل

شده، تمایل به تشکیل ترکیبات کمپلکس(مخلوط)، هیدراتاسیون، قابلیت تشکیل پیوندهای هیدروژنی و در نتیجه ساختار مایع آب می باشند.

در رابطه با ترکیب شیمیایی منابع آب، موارد مهمی همچون مواد موجود، فرایندهای موثر بر غلظت آن ها و منشاء طبیعی یا آلودگی را می توان نام برد. مهمترین فرایندهای ژئوشیمیایی، شامل تخریب سنگ ها، رسوب گذاری و همچنین فرایندهای انتقال مواد بین آتمسفر و آب مورد توجه می باشند. آب به عنوان یک ماده شیمیایی فعال، به عنوان یک ماده انتقال دهنده در همهٔ چرخه ها موثر است. برخی از فرایندهایی که بر ترکیب طبیعی آب موثرند در شکل ۳-۱ نمایش داده شده است تنظیم وضیعت O_2 و CO_2 در طبیعت، به کمک فرایند فتوسنتز، تجزیه بیولوژیکی و فرایندهای تجزیه طبیعی سنگ و خاک انجام می گیرد(قلی کندی،۱۳۸۲).



شکل۳-۱ تاثیر متقابل چرخه آب و چرخه سنگ و خاک

۳-۱ فرایند انحلال

انحلال پذیری، فرایندی است که با جریان یافتن آب در سنگ ها(از روی سنگ یا از داخل آن) با توجه به خصوصیات فیزیکی و شیمیایی(آب و سنگ) اتفاق می افتد. در طول این فرایند کانی های انحلال پذیر به صورت محلول توسط آب حمل شده و بدین ترتیب فضاهای خالی در سنگ ایجاد می شود. بیشترین کانی های انحلال پذیر شامل کلسیت، ژیپس، انیدرید و هالیت می باشد. در این میان بدلیل گسترش زیاد سنگ های کربناتی در سطح زمین نسبت به این نوع سنگ ها توجه فراوانی می شود. سنگ های کربناتی و خصوصیات انحلال پذیری آن ها از نظر ساختگاه سد سازی (تعداد زیادی از سدهای مخزنی در جهان در این نوع سنگ ها ساخته شده است)، از لحاظ اکتشاف منابع آب (آبخوان های بسیار مناسبی هستند) و با توجه به اهمیت اکتشاف منابع نفت، گاز و ذخایر عظیمی از هیدروکربورها(سازند کربناتی آسماری و ایلام- سروک) از اهمیت به سزایی برخوردار است.

یکی از مهمترین عوامل موثر در فرایند انحلال پذیری سرعت، نوع و حجم جریان آب عبوری از میان سنگ های کارستی می باشد. مطالعات و بررسی های انجام گرفته از نقاط و انواع مختلف سنگ های کارستی به منظور پیدا کردن جریان های آب زیرزمینی در مجاری اصلی نشان می دهد، سرعت جریان آب دارای تغییرات بسیار زیادی است که این تغییرات سرعت در محدودهً بین ۰/۰۰۲ تا ۵۵ سانتی متر بر ثانیه می باشد. میانگین سرعت جریان آب در بیشتر اوقات در حدود ۵ سانتی متر بر ثانیه است. در مکان هایی که شیب هیدرولیکی افزایش می یابد، سرعت نیز افزایش یافته و در نتیجه میزان و سرعت انحلال بدلیل جلوگیری از اشباع شدن افزایش می یابد. سرعت آب تابعی از نوع جریان و این نیز در نواحی کارستی به نحوهً پراکندگی فضاهای خالی مرتبط با هم یعنی نفوذپذیری وابسته است. جریان آب در آبخوان های کارستی با سرعت متوسط یک متر بر روز جزء جریان آرام محسوب می شود. ولی اگر ضریب نفوذپذیری به بیش از ۵ متر بر روز برسد آنگاه جریان به سمت آشفته سوق می یابد. به عنوان مثال جریان آب در سنگ های کربناتی سد لار از مخزن به سمت پایین دست بین ۵ تا ۱۲ سانتی متر بر ثانیه است(قبادی،۱۳۸۵). همینطور عبور آب از سنگ های کربناتی منطقه تیز کوه منتهی به دریاچه سد لار دارای جریانی آشفته است. با شناخت نوع جریان می توان به میزان انحلال پذیری آب پی برد. بر این اساس جریان های آشفته انحلال پذیری بیشتری نسبت به جریان آرام دارند. البته با تغییر شرایط در نوع فضاهای خالی مرتبط با هم، مدت زمان تماس ، مشخصات شیمیایی سنگ های کارستی و آب، نوع سرعت جریان و حجم آب عبوری می توانند در میزان انحلال پذیری تاثیرات مستقیمی داشته باشند.

رسوبات پیوسته ای که بر اثر انحلال، خصوصیات کارستی شدن از خود نشان می دهند را می توان در سه گروه اصلی کربناتی، سولفاتی و کلروره تقسیم بندی کرد.

با توجه به مساحت بسیار زیاد سنگهای کربناتی، در این فصل فرایند انحلال این نوع سنگها و خصوصیات رسوب و حل شدن آنها در تشکیل ساخت های کارستی توضیح داده خواهد شد. به طور کلی یکی از مهمترین عوامل در حل شدن سنگهای کربناتی گاز CO_2 موجود در آتمسفر و یا به صورت محلول در آب اقیانوسها می باشد. مقدار CO_2 در اتمسفر $۲/۱x۱۰^{۱۲}$ تن و در هیدروسفر $۱/۳x۱۰^{۱۴}$ تن(تقریبا ۱۰۰ برابر اتمسفر) می باشد. در کره زمین در حدود ۸۵/۵ در صد گاز CO_2 موجود در اتمسفر و اقیانوسها تعادل زیر حاکم است (۳-۱ و۳-۲).

$$\text{آتمسفر} \underset{\text{فتوسنتز}}{\overset{\text{تنفس}}{\leftrightarrow}} CO_2 \qquad (۳-۱)$$

تنفس

اقیانوس $\leftrightarrow CO_2+H_2O \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO_3^-$ (۲-۳)

فتوسنتز

در این روابط CO_3^{+2} ، CO_3^- ، H_2CO_3 و CO_2 با هم و OH^- با H^+ نیز با یکدیگر باید در حالت تعادل باشند. حال اگر در یکی از این ۶ ملکول و یونها، تغییراتی ایجاد شود (مانند فتوسنتز، تنفس و غیرو) یک تعادل شیمیایی جدید بوجود خواهد آمد. تنفس جانداران باعث تخریب مواد آلی، و آزاد سازیCO_2 بوجود آمده از سوختهای فسیلی نیز (زغال سنگ، بنزین) تحت فشار بالا تغییر شکل داده و باعث تغذیه اتمسفر و خاک خواهد شد.

بخش اعظمCO_2 موجود در آبهای زیرزمینی از تنفس جانداران و تخریب مواد آلی موجود در خاک تشکیل می شود. بجز این موارد، از اُکسایش سولفورها ، سولفوریک ها و از نیتریتی شدن، نیتریک و اسیدهای آلی بوجود می آیند که این مواد بر کربناتها اثر کرده و در نتیجه گازCO_2 تشکیل و سپس وارد آبهای زیرزمینی می شود. در حین این گونه فعالیت ها، اسیدهای تشکیل شده همراه با گیاهان از بین رفته، با خاک مخلوط می شوند. بعلاوه بر اثر باکتری های موجود در خاک این مواد زائد از یکدیگر تفکیک شده و به اسیدهای آلی تبدیل می شوند. مانند: اسیدهای فرمیک، استیک، اُکسالیک و سیتریک و غیرو . در آبهای زیرزمینی اسیدهای بوجود آمده در مدت زمان کوتاهی تعادل شیمیایی خود را از دست داده و با کربنات ها وارد واکنش می شوند.

آب از نظر الکتریکی دارای خاصیت خنثی است و در نتیجه باید یونهای مثبت و منفی با هم برابر باشند (رابطه ۳-۳)، یعنی

$$2aCa^{+2} + aH^+ = aHCO_3^- + 2CO_3^{-2} + aOH^-$$ (۳-۳)

حل شدن گازCO_2 در آب باعث کاهش PH محیط شده و خاصیت اسیدی را افزایش می دهد (رابطه ۳-۴)

$$CO_{2\,(g)} + OH - H = aH^+ + aHCO_3^-$$ (۴-۳)

از رابطه ۳-۴ می توان چنین دریافت، وقتی گازCO_2 حل می شود، با ملکول OH^- آب ترکیب شده و در افزایش یون H^+ تاثیر می گذارد. برعکس اگرCO_2 محلول به شکل گاز از محیط خارج شود، آب بدلیل آنکه دارای PH بیش از ۷ است، خاصیت بازی بدست می آورد (رابطه ۳-۵):

$$(HCO_3^-) = OH^- + CO_{2\,(g)}$$ (۵-۳)

همانگونه که در رابطه ۳-۵ مشاهده می شود گازCO_2 که از یونهای HCO_3 جدا شده، باعث می شود یونهای OH^- باقی بماند و این PH محیط را بازی خواهد کرد.

مجموع مقادیرCO_2 موجود در آب را می توان به دو گروه اصلی تقسیم کرد:

- CO_2 آزاد
- CO_2 ترکیبی با بی کربناتها

CO_2 آزاد از دو بخش فعال و متعادل تشکیل شده است. CO_2 وابسته به بی کربناتها نیز از دو بخش نیمه وابسته یا نیمه ترکیبی{ (H_2CO_3) CO_2} و ترکیبی یا وابسته ($CaCO_3$) تشکیل می شود (جدول ۳-۱).

جدول ۳-۱ انواع CO_2 موجود در آب

مجموع مقادیر CO_2			
CO_2 (ترکیبی با بی کربنات ها)		CO_2 (آزاد)	
CO_2 فعال (۱)	CO_2 متعادل (۲)	CO_2 نیمه ترکیبی H_2CO_3 (۳)	CO_2 ترکیبی ($CaCO_3$) (۴)

اگر آب در یک درجه حرارت مشخص و معینی قرار داشته باشد، یعنی کلسیت موجود در آب رسوب یا محلول نشود، به این معنی است که CO_2 فعال بطور کامل به صورت CO_2 متعادل می باشد و مقادیر CO_2 متعادل با مقادیر CaCO3 حل شده معین می گردد.

ورود CO_2 به محیط و یا خارج شدن آن به فشار و درجه حرارت وابسته است. بدین ترتیب CO_2 فعال(۱) بدون آنکه رابطه شیمیایی اولیه را تخریب کند، می تواند از محیط خارج شود. CO_2 فعال و متعادل هر دو تابعی از حرارت بوده و با قوانین هنری هماهنگی دارد. وجود CO_2 نیمه ترکیبی(۳) وابسته به CO_2 متعادل می باشد. به مفهوم دیگر جریان هوایی که CO_2 در آن وجود ندارد، باعث حل شدن کلسیت می شود. CO_2 ترکیبی (۴) وابسته به مقدار CO_2 ترکیبی با $CaCO_3$ می باشد (جدول۳-۱). اگر فرض کنیم در آتمسفر به هیچ وجه CO_2 وجود نداشته باشد، در نتیجه CO_2 ترکیبی موجود در $CaCO_3$ از محیط خارج می شود و تمامی سنگهای آهکی موجود در کره زمین به شکل $Ca(OH)_2$ محلول می شوند. بدین ترتیب، می توان حلالیت $CaCO_3$ در آب را به این شکل نوشت: $CaCO_3 = Ca^{+2} + CO_3^{-۲}$. یونهای CO_3^{-2} در این رابطه با آب ترکیب شده و یونهای بی کربنات را بوجود می آورند:

$$CO_3^{-2} + H_2O = 2HCO_3^-$$

در این فعالیت شیمیایی HCO_3^- بدین شکل تفکیک می شود:

$$HCO_3^- = CO_2^{+} OH^-$$

CO_2 بوجود آمده در این فعالیت از محیط خارج و اگر فرض کنیم دوباره با آب وارد واکنش شود با یونهای OH^- و Ca^{+2} ترکیب شده و باعث بوجود آمدن ترکیب جدیدی با فرمول $Ca(OH)_2$ که به مقدار زیاد در آب حل شده است، تشکیل می شود. بدین ترتیب در کره زمین ترکیبات سنگهای آهکی بوجود نمی آمد و شرایط حیات در کره زمین در حد بسیار زیادی تحت تاثیر قرار می گرفت.

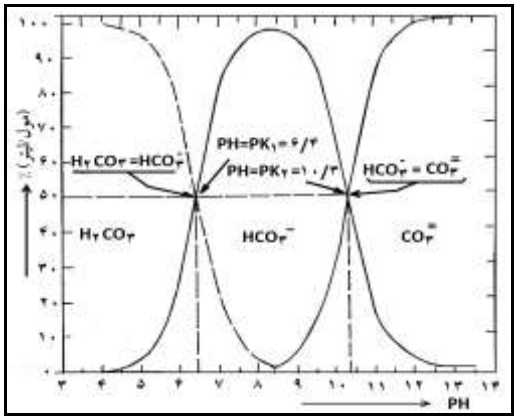
۳-۲ فرایند موثر در ایجاد و انحلال کربنات ها

فرایند انحلال به عوامل متعددی وابسته است. یکی از این عوامل، وجود شکستگی های پیوسته است که اجازه عبور و حرکت آب در سنگ را مهیا می کند. طبعاً علت اصلی نفوذپذیری وجود این ناپیوستگی است(درزه، شکاف، چین خوردگی و گسل). نا پیوستگی ها ممکن است خالی یا از مواد مختلفی مانند رس ها، کربنات ها، سولفات ها، کوارتز و نظیر آن پُر شود. در فرایند انحلال، مواد حل شده در توسعه باز شدگی ها کمک می کند، در حالیکه با توجه به نوع مواد پُر کننده می تواند نفوذپذیری و به دنبال آن جریان آب و انحلال پذیری افزایش ویا کاهش یابد. بطور مثال رس هایی که متورم می شوند حجم آن ها افزایش و باعث می شود میزان نفوذپذیری و جریان آب در ناپیوستگی را کُند ویا متوقف کند. در حالیکه رس های واگرا به راحتی با آب شسته شده و با جریان آب بیشتر در ناپیوستگی ها، میزان انحلال را افزایش داده و تَرک های موجود را توسعه می دهند. یکی دیگر از عوامل، ترکیب شیمیایی سنگ و آب می باشد. مشخصات شیمیایی و کانی شناسی سنگ های کارستی است (در فصل دوم بطور کامل توضیح داده شده است). ولی کلاً، سنگ های کلروره مانند نمک (هالیت و غیره) قابلیت انحلال بیشتری نسبت به سنگ های سولفاته مانند گچ (ژیپس، انیدرید) دارند. سنگ های سولفاته نسبت به سنگ های کربناتی (کلسیت، آراگونیت) از قابلیت انحلال پذیری زیادتری برخوردار هستند. بالا بودن در صد اُکسید کلسیم در سنگ، نشانه خلوص بیشتر و معیاری برای ارزیابی انحلال سنگ های کربناتی است.

یکی دیگر از عوامل مهم در تشکیل و انحلال کربناتها، زمانی است که گاز CO_2 در آب حل می شود. در شرایط متعارفی فشار گاز CO_2 برابراست با $۱۰^{-۳/۵}$ اتمسفر و H_2CO_3 موجود بر اساس رابطهٔ ۳– ۶ ، تقریبا به میزان ۰/۳ درصد CO_2 محلول در آب می باشد(aq محلول، lq مایع ، g گاز ، a فعالیت یونی) .

$$aH_2O_{(lq)} + aCO_{2(g)} = aH_2CO_{3(aq)} \qquad (۶-۳)$$

بدین ترتیب اسید کربنیک تشکیل شده یک اسید ضعیف نیست در واقع یک اسید تقریبا قوی می باشد. در سیستم چرخشی اتمسفر ، گاز CO_2 جایگاه نسبتا مهمی دارد و از طرف دیگر در آب مقادیر مشخصی یونهای محلول aCa^{+2} ، $aCO3^{-2}$ ، aHCO3 و $aCO_2(aq)$ وجود دارد. با توجه به اینکه فعالیت یونی در آبهای طبیعی بسیار کم و بی اهمیت است و با فرض اینکه، کل مقادیر کربنات در آب حل شده باشند، می توان مقدار CT (مجموع کل مقادیر کربنات) را صددرصد و برابر یک قرار داد. بنابراین می توان با استفاده از شکل۳-۲ مقادیر پراکندگی مشتقات گاز CO_2 بر اساس میزان تغییرات PH، مراحل تشکیل و انحلال کربناتها را بدست آورد.



شکل ۳-۲ مقادیر پراکندگی مشتقات گاز CO_2 حل شده در آب بر اساس میزان تغییرات PH

با توجه به فشار نسبی گاز CO_2 محلول در آب و ضریب تعادل فعالیت های شیمیایی، که با آب صورت گرفته است، مقدار(KCO_2) با توجه به رابطه زیر بدست می آید.

$$aH_2CO_3/PCO_2 = K_{CO_2} = 10^{-1.47}$$

بر این اساس، فشار نسبی گاز CO_2 در اتمسفر با توجه به رابطه زیر قابل محاسبه است :

$$PCO_2 = (aH^+)\,(aHCO_3^-)\,/\,K_1\,K\,CO_2 \quad \text{(اتمسفر)}$$

در این رابطه aH^+ ، PH آب را نشان می دهد، KCO_2 ، ضریب تعادلی واکنشی CO_2 و K_1 برابر است با:

$$K_1 = 10^{-6.4} = a(H^+)(aHCO_3^-)/(aH_2CO_3)$$

حال اگر فشار نسبی گاز CO_2 محلول در آب از مقدار فشار نسبی گاز CO_2 اتمسفر بیشتر باشد، در آب رسوب کربنات تشکیل می شود، البته این مسئله همواره صادق نیست.

برعکس اگر فشار نسبی گاز CO_2 محلول در آب از فشار نسبی گاز CO_2 در اتمسفر کمتر باشد، در این حال برای متعادل شدن فشار نسبی گاز CO_2 محلول در آب از اتمسفر گاز CO_2 وارد آب خواهد شد و در نتیجه در آب کربنات حل می شود.

در اتمسفر فشار نسبی گاز CO_2 تقریبا$۱۰^{-۳/۵}$ اتمسفر می باشد، بدین ترتیب مقدار H_2CO_3 در آب باران برابر $۱۰^{-۴/۹۷}$ مول بر لیتر خواهد بود. اگر PH آب باران ۵/۶۸۵ در نظر گرفته شود، میزان کل نمک محلول آب باران در حدود ۰/۷۹ mg/l بدست می آید.

یعنی تکامل آب باران و افزایش میزان نمکهای محلول در آن پس از رسیدن به سطح زمین ، مخصوصاً پس از برخورد برروی سنگهای آهکی ازدو طریق صورت می گیرد. اولی ، آب باران به طور مستقیم با سنگهای آهکی تماس حاصل می کند و به حالت اشباع می رسد. همانگونه که در شکل ۳-۳ در نقطه 'a دیده می شود.

دومین حالت، آب باران زمانیکه در خاکِ غنی از CO_2 نفوذ می کند، خاصیت اسیدی آن افزایش می یابد، همانند نقطه b در شکل ۳-۳. آب باران تحت شرایط اتمسفر (یعنی 25°C و تحت فشار$PCO_2=۱۰^{-۳/۵}$ اتمسفر) وقتی با سنگهای آهکی تماس حاصل کرد، پس از مدت زمان معینی از نظر $CaCO_3$ به اشباع می رسد(شکل ۳-۳، نقطه'a). زمانیکه آب باران اشباع شده، وارد محیط بازی شود PCO_2 وH_2CO_3 تغییر نمی کند. در این وضعیت می توان مقدار کل نمک محلول، $CaCO_3$،Ca^{+2}، PH، CO_3^{-2} و $HCO3^-$ را بدست آورد.

$$K_1 = (aH^+)(aHCO_3^-) / (aH_2CO_3) = ۱۰^{-6.4}$$

$$K_2 = (aH^+)(aCO3^{-2}) / (aHCO3^-) = 10^{-10.3}$$

مقدار یون کربنات (CO_3^{-2}) از رابطه زیر بدست می آید (رابطه ۳– ۷):

$$CO_3^{-2} = K_2 (HCO_3^-)^2 / K_1 (H_2CO_3) \qquad \text{(رابطه۳-۷)}$$

با استفاده از رابطه ۳-۷ و ۳-۸ :

$$(aCa^{+2})(aCO_3^{-2})/aCaCO_3 = Kc = 10^{-8.3} \qquad \text{(رابطه ۳-۸)}$$

می توان مقادیر یونهای Ca^{+2} و HCO_3^- را بدست آورد:

$$(Ca^{+2})(HCO_3^{-2}) = 10^{-9.37}$$

از آن جائیکه در آب به مقدار یون کلسیم، یون بی کربنات وجود دارد، رابطه فوق به شکل زیر خواهد شد(Ca^{+2} برابر است با - HCO3) :

$$(HCO_3^-)^3 = 10^{-9.37}$$

$$HCO_3^- = Ca^{+2} = 10^{-3.123}$$

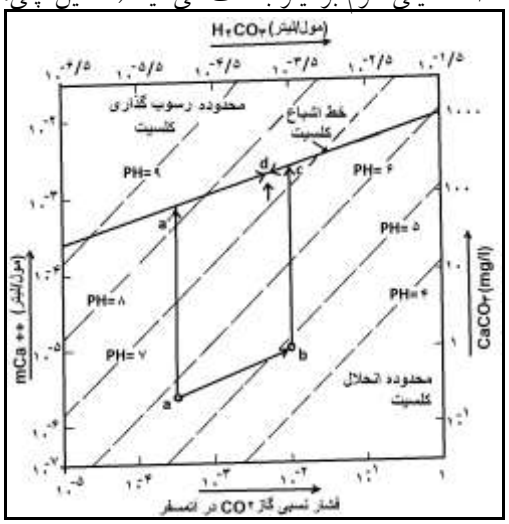
بدین ترتیب PH آبی که از نظر $CaCO_3$ اشباع است، از طریق رابطه زیر قابل محاسبه است:

$(H^+)=K_1(H_2CO_3)/(HCO_3^-)=$ ۱۰$^{-6.4}$ x10$^{-4.97}$ / 10$^{-3.123}$ = 10 $^{-}$ 8.247

بدین ترتیب امکان محاسبهٔ CO_3^{-2} به شکل زیر فراهم می شود(مول بر لیتر):

CO_3^{-2} =Kc/Ca $^{+2}$ =10 $^{-۸}$ / 10 $^{-3.123}$ = 10 $^{-5.177}$

بر اساس محاسبات صورت گرفته، مقدار $CaCO_3$ محلول در آب برابر۷۵/۳ میلی گرم بر لیتر و مجموع نمک محلول ۷۷/۷ میلی گرم بر لیتر بدست می آید (شاهین چی،۱۹۹۱).



شکل ۳-۳ منحنی حلالیت کلسیت در آبهای زیرزمینی و آب باران(شاهین چی،۱۹۹۱)

خاک بدلیل تخریب مواد آلی و تنفس جانداران از لحاظ گاز CO_2 نسبت به اتمسفر بسیار غنی تر است. فشار نسبی گاز CO_2 در خاک بین ۰/۱ الی۰/۰۰۱ اتمسفر در تغییر است که می توان آن را به طور متوسط در حدود ۰/۰۱ اتمسفر قبول کرد. حال، آب بارانی که در این خاک نفوذ می کند، بدلیل بالا بودن مقدار گاز CO_2 و بنا به رابطه زیر باعث می شود، در مقدار H_2CO_3 افزایش مشاهده می شود (شکل ۳-۳، نقطه b)،

$aH_2CO_3/PCO_2 = KCO_2 = 10^{-۱.۴۷}$

که برابر؛

$H_2CO_3+PCO_2=KCO_2=10^{-2} \times 10^{-۱.۴۷} = 10^{-۳.۴۷}$

مول بر لیتر خواهد بود. مقدار PH بر اساس محاسبات انجام گرفته از طریق رابطه زیر برابر با ۴/۹۳۵ بدست می آید:

$(aH^+)(aHCO_3^-)/aH_2CO_3 = K_1 = 10^{-6.4}$

اشباع آب زیرزمینی در یک سیستم باز، از خاک سطحی به سمت سنگ آهک زیرین حرکت می کند. در نتیجه می توان، مقادیر مجموع نمکهای محلول، CO_3^{-2} و HCO_3^- را محاسبه کرد (شکل ۳-۳ نقطه c).

۳-۳ انحلال پذیری سنگ های آهکی

کلمه کارست رابطه مستقیمی با سنگهای کربناتی ، بخصوص با سنگهای آهکی و دولومیتی دارد، هر چند فرایند کارستی شدن در سازندهای گچی (ژیپس) و نمکی نیز اتفاق می افتد. با این وجود معمولاً کارست واژه مترادفی برای سنگهای کربناتی (آهکی و دولومیتی) و انواع دیگر آنهاست. به هر حال سنگهای آهکی مهمترین سنگهایی هستند که در آنها فرایند کارستی شدن صورت می پذیرد. ولی قابلیت کارستی شدن در سنگهای دولومیتی بستگی به ضخامت و وضع قرارگرفتن آنها در توالی چینه شناسی دارد. این سنگها بیشتر از کانی کلسیت تشکیل می شوند. ولی به ندرت سنگهای آهکی که تنها از کلسیت خالص تشکیل شده باشند، یافت می شوند. در اکثر موارد سنگهای آهکی دارای درصد معینی رس، مواد بیتومی(هیدرو کربنی)، منیزیم، سیلیس، ماسه و ترکیبات جزئی دیگر می باشند. در فرایند کارستی شدن،انحلال پذیری سنگهای آهکی با درجه خلوص آنها افزایش می یابد. عامل اصلی انحلال پذیری کلسیم کربنات در آب، اسید کربنیک است (رابطه۳-۹):

$$CaCO_3 + H_2CO_3 \leftrightarrow Ca^{+2} + 2HCO3^- \qquad (۹-۳)$$

این واکنش دو طرفه است و انحلال پذیری سنگ آهک به غلظت اسید کربنیک بستگی دارد که خود نیز به غلظت CO_2 در آب وابسته است. نتیجه واکنش CO_2 با آب مقدار جزیی اسید کربنیک (نیم تا یک در صد مقدار کل CO_2) است (رابطه ۳-۱۰) :

$$CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO3 \quad , \quad H_2CO_3 \leftrightarrow H^+ + HCO3^- \qquad (۱۰-۳)$$

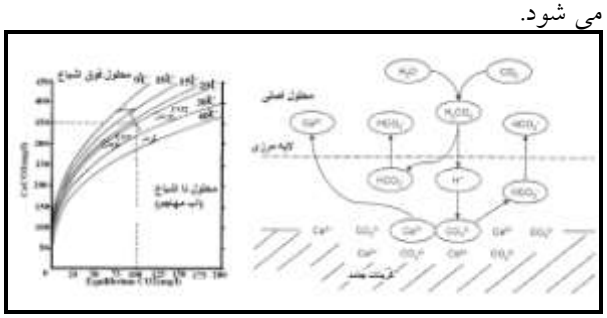
اگر غلظت یون بی کربنات قابل برگشت، متناسب با غلظت یون هیدروژن افزایش یابد، غلظت یون بی کربنات کاهش می یابد. به خصوص اگر PH کمتر از ۴ باشد. چنین آبی می تواند فقط حاوی مقادیر کمی CO_2 و بدون حضور کربناتها یا بی کربناتها باشد. مقدار اسید کربنیک در آب به فشار نسبی بستگی دارد. بخشی از اسید کربنیک که مستقیما در انحلال سنگهای کربناتی دخالت دارند به عنوان اسید کربنیک تهاجمی تعریف می شود. بخش دیگر آن چون در تعادل با اسید کربنیک نیمه مرزی یعنی با دیگر یونهای $HCO3^-$ در بی کربنات محل واکنش می باشد، اسید کربنیک تعادلی نامیده می شود. غنی شدن آب از CO_2 مستقیما در روی سطح زمین و در افق خاک اتفاق می افتد. CO_2 ، در طی مراحل اکسیدآسیون مواد آلی با کمک میکروارگانیسم ها و تنفس ریشه گیاهان تشکیل می شود.

فرایند انحلال کلسیت در شکل ۳-۴ نشان داده شده است. یک توده سخت از سنگ های آهکی در معرض جریان آبهای زیرزمینی از طریق درزه ها و حفره ها، بطور جزیی تحت اشباع قرار می گیرد. بر اساس مدل وایت(۱۹۷۷)، این فرایند مستلزم مراحل متوالی زیر می باشد:

- هیدراسیون CO_2 محلول در آب و تشکیل اسید کربنیک طبیعی
- انتقال اسید کربنیک به لایه مرزی و تفکیک یونی به شکل یون بی کربنات و یون هیدروژن
- واکنش H^+ یا HCO_3^- روی سطح بلور به شکل یون بی کربنات که داخل لایه مرزی جای می گیرد.
- انتشار $CO3^-$ با عبور از لایه مرزی به محلول اصلی
- آزاد شدن Ca^+ با عبور از سطح جامد
- انتشار Ca^+ با عبور از لایه مرزی به محلول اصلی

در واقع این فرایند و محلول اشباع و غیر اشباع تحت تاثیر CO_2 در کنترل یکی از عوامل مهم انحلال کربناتها یعنی درجه حرارت قرار دارد (شکل ۳-۴).

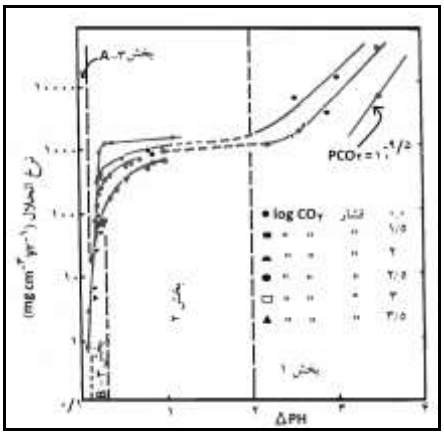
واکنشهای شیمیایی در سطح سنگهای کربناتی پیچیده است. ابتدا H^+ باید جذب شود، آنگاه در سطح بلور به حرکت درآمده و در نقطه ای با یون CO_3 واکنش انجام دهد و به شکل یون HCO_3 در آید. یون بی کربنات به علت پدیده انتشار از سطح بلور به داخل محلول، آزاد می شود. فقدان یون بی کربنات منجر به عدم تعادل بار الکتریکی محلی و در نتیجه آزاد شدن یون Ca^{+2} از داخل سلول می شود. این فرایند شیمیایی می تواند در هر مرحله ای به پایان رسد و بنابراین نهایت ادامه آن، فرایند انحلال می باشد. تشکیل مغارها و مجاری زیرزمینی نتیجه مستقیم انحلال شیمیایی است که در مرحله معینی، این پدیده می تواند توسط عمل فرسایشی آب نیز حمایت می شود.



شکل ۳-۴ نمودار کلی از مهمترین مراحل انتقال حل کلسیت (وایت،۱۹۷۷)

چنانچه سرعت آب افزایش یابد کمیت ماده حل شده نیز افزایش خواهد یافت. در این صورت اگر عدد رینولدز از ۲۵۰ به ۲۵۰۰ افزایش یابد، میزان انحلال تقریبا تا سه برابر افزایش خواهد

یافت. گرچه افزایش سرعت و جریان آشفته باعث افزایش فرایند انحلال می شود، اما به نظر می رسد که تغییر جریان از ورقه ای (آرام) به آشفته معرف عامل اولیه در بزرگ شدن مغار است . معهذا ، فرایند شیمیایی نقش مهمتری را در انحلال دارد. ماده حل شده کربنات (بر حسب میلی گرم در سانتی مترمکعب درسال) تابعی از مقدار PH یعنی مقدار متعادل آن برای فشار CO_2 معینی می باشد. این نسبت به صورت ΔPH معرفی شده است. نتایج تجربی در شکل ۳-۵ نشان داده شده است(به نقل از وایت، ۱۹۷۷). این نمودار به چهار بخش تقسیم شده است.



شکل ۳-۵ میزان نرخ انحلال که بر حسب انحراف PH از مقدار متعادل آن در فشار CO_2 معین ترسیم شده است(اقتباس از وایت، 1977)

بخش یک در ΔPH=۲ قرار گرفته که در این بخش احتمال اینکه PH در آبخوان کارستی کمتر از ۴ باشد تقریبا وجود ندارد. در بخش یک آهنگ انحلال با افزایش درجه غیر اشباع به سرعت افزایش می یابد. بخش دو در ۲-۰/۳ = ΔPH قرار دارد. در این دامنهٔ تغییرات ΔPH ، آهنگ انحلال، بطور مستقیم متناسب با درجه غیر اشباع است. ولی تغییر کلی آهنگ انحلال در سرتاسر این بخش(ΔPH) کوچک می باشد. زیرا در ΔPH= ۰/۳ انحنای منحنی زیاد شده و آهنگ انحلال بیش از هزار برابر و به شدت کاهش یافته است. این مساله در بخش B- ۳ نمودار شکل ۳-۵ نشان داده شده است. وقتی محلول ها به ΔPH= ۰/۱ متعادل نزدیک می شوند، آهنگ انحلال به حداقل می رسد. این نتایج امکان پذیری مکانیسم اولیه تشکیل تخلخل حفره ای را تایید می کند.

در نتیجه دو نوع رژیم انحلالی مستقل وجود دارد: یکی آب اشباع نشده از کلسیم کربنات و دیگری آبی که از کلسیم کربنات اشباع شده است. حالت گذرا در بین این دو رژیم بسیار زیاد مشاهده می شود(وقتی که مقدار ΔPH خیلی سریع از ۰/۳ به ۰/۱ تغییر نماید).

وایت(۱۹۷۷) فرایند انحلال سنگهای کربناتی را در رابطه بین کمیت ماده حل شده و زمان یعنی طول مدت زمان جریان آب زیرزمینی اشباع شده با CO_2 تحت فشار اولیه معینی را تجزیه و تحلیل نمود. مدل پیشنهادی مربوط به بخش دو شکل۳-۵ است که در آن آب غیر اشباع است. وی به عنوان نقطه شروع رابطه زیر را مورد استفاده قرار داد(رابطه۳-۱۱):

$$(Vdc/Adt) = k_c(C'_s - C')^n \qquad \text{(رابطه۳-۱۱)}$$

در این رابطه: V: حجم سیال،dc: تغییرات غلظت، A: مساحت سطح جسم حل شونده،dt: تغییرات زمان،k_c :ثابت آهنگ واکنش (ضریب انحلال پذیری)، C'_s: غلظت در سطح برای حالت اشباع(غلظت یون کلسیم در حالت اشباع)، C': غلظت واقعی در سطح(غلظت اولیه یون کلسیم)، n: رتبه واکنش.

وایت(۱۹۷۷)، وابستگی زمان غلظت را به شکل زیر ارایه داد(رابطه۳-۱۲):

$$(1/C_s - C) - (1/C_s) = (A/V)\, k_c t \qquad \text{(رابطه۳-۱۲)}$$

در این رابطه C_s و C غلظت های اشباع و واقعی را در سیال اصلی نشان می دهد. موضوع مهم دیگر، مدت زمان لازم برای اشباع آبی است که در ابتدای امر حاوی کلسیم کربنات نمی باشد، تا به حد کافی اشباع شود. فرض بر این است که، تغییر در آهنگ مکانیسم کنترل در ۹۰ درصد اشباع، مربوط به مرز بین بخش های A-۳ و B-۳ اتفاق می افتد. زمان لازم برای رسیدن به ۹۰ درصد اشباع(t_{90}) از روابط ۳-۱۳و۱۴) قابل محاسبه است:

$$C=0/90C_s \qquad \text{(رابطه۳-۱۳)}$$

$$t_{90}= 9V/ C_s k_c A \qquad \text{(رابطه ۳-۱۴)}$$

با فرض اینکه آب از طریق لوله های موئینه به شعاع a و طول Δx جریان دارد، حجم این قطعه $V=\pi a^2\Delta x$ و سطح دیواره سنگی داخل این قطعه که در هر زمان حل می شود برابر است با: $A=2\pi a\Delta x$ ، زمان مورد نیاز برای رسیدن به ۹۰ درصد اشباع به شکل رابطه۳-۱۵خواهد بود:

$$t_{90\%}=9/2\ (a/C_s k_c) \qquad \text{(رابطه۳-۱۵)}$$

مسافتی که باید برای رسیدن به حد ۹۰ درصد اشباع طی شود، عبارتست از(رابطه۳-۱۶):

$$L90\%= t90\%\upsilon \qquad \text{(رابطه۳-۱۶)}$$

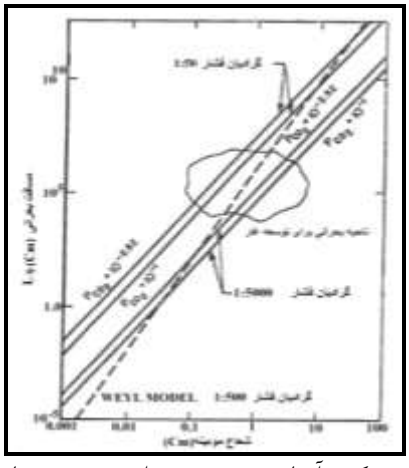
در این رابطه υ، میانگین سرعت جریان لوله موئینه است و از رابطه ۳-۱۷ و مسافت ۹۰ درصد از رابطه ۳-۱۸ قابل محاسبه می باشند.

$$\upsilon = (a^2/8\mu)(dp/dx + \rho g\sin\alpha) \qquad \text{(رابطه۳-۱۷)}$$

$$L90\%= 9/16\{(a^3 g \sin\alpha) / C_s k_c\} \qquad \text{(رابطه۳-۱۸)}$$

در این روابط: μ، گرانروی سیال؛ dp/dx گرادیان فشار آب؛ ρ، جرم مخصوص سیال؛ g، شتاب ناشی از گرانش زمین؛ α، شیب موئینه بر حسب درجه.

در شکل ۳-۶ مسافت بحرانی حرکت آب زیرزمینی که در آن توسعه کارستی شدن بسیار شدید است، نشان داده می شود. گرادیان فشار (dp/dx اختلاف بار هیدرولیکی به مسافت طی شده)در جریان آب زیرزمینی ۱/۵۰ و ۱/۵۰۰ باشد، به عنوان مقادیر حدی در نظر گرفته می شوند. مدل انتشار پیش بینی می کند، مسافت برای حرکت در لوله موئین با توان چهارم شعاع موئین تغییر می کند. با مقایسه مسافت مورد انتظار با مسافت بحرانی که در شکل ۳-۶ نشان داده شده است، می توان چنین نتیجه گرفت، انتقال آب از یک آبخوان با شکستگی زیاد به یک آبخوان که دارای مجرای زیاد است، زمانی اتفاق می افتد که مقدار شعاع موئین از یک تا ۱۰ میلی متر در تغییر باشد.



شکل ۳-۶ مسافت بحرانی حرکت آبهای زیرزمینی برای توسعه مجاری(وایت،۱۹۷۷)

یکی از مهمترین مسایل در مطالعات سنگ های انحلال پذیر، حل مشکلات ایجاد شده ویا جلوگیری از احتمال وقوع آن در آینده برای سازه های مهندسی می باشند. یکی از این سازه ها سدها هستند که انحلال کانی های این نوع سنگ ها سبب توسعه ترک ها و شکاف های موجود در بین آن ها می شوند، که این مساله باعث افزایش نفوذپذیری پی، تکیه گاه وتخریب پرده تزریق و بروز مشکلاتی در زمینه پایداری خواهد شد.

بر اساس مطالعاتی جامعی که در مورد انحلال پذیری سنگ های سولفاتی(ژیپس و انیدرید) از دیدگاه مهندسی انجام داده شد، منجر به روابطی(۳-۱۸ و ۱۹) برای محاسبهٔ انحلال پذیری ژیپس و انیدرید شد (قبادی،۱۳۸۶).

$$dM/dt = K_C\, A(C_S-C) \qquad (۱۸-۳)$$

$$dM/dt = K_C\ A\ (C_S - C)^2 \qquad (۱۹-۳)$$

در روابط ۳-۱۸ و ۱۹: dM، تغییرات جرم یا وزن، dt، تغییرات زمان، Kc، ثابت سرعت انحلال،A ، سطح تماس سنگ با آب، C، غلظت اولیه یون کلسیم و Cs، غلظت یون کلسیم در حالت اشباع می باشد.

۳-۳ تاثیر حرارت آب در حلالیت کربنات ها

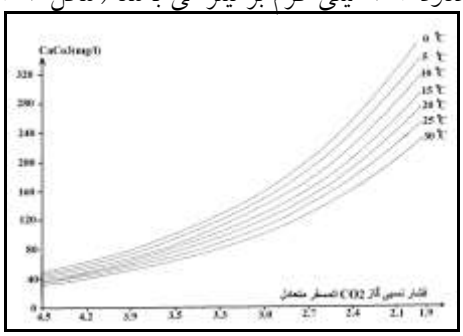
قابلیت انحلال سنگ های کربناتی نسبت به تغییرات دما حساس است، زیرا در آب های سرد میزان انحلال گاز کربنیک افزایش یافته و در نتیجه اسیدیتهٔ آب کاهش می یابد. کاهش اسیدیته با ازدیاد میزان حلالیت کربنات ها همراه می باشد. قدرت انحلال یک لیتر آب صفر درجه سانتی گراد ۴ الی ۵ بار بیشتر از قدرت انحلال یک لیتر آب ۳۰ درجه سانتی گراد، و شش بار بیشتر از یک لیتر آب، با دمای ۴۰ درجه سانتی گراد است که می تواند سنگ آهک را حل کند (کاستانی،۱۹۶۳).

اثر درجه حرارت بر انحلال پذیری کانی ها با یکدیگر بسیار متفاوت است. بطور مثال کانی های ژیپس، انیدرید و هالیت با افزایش درجه حرارت حلالیت بیشتری دارند، در حالیکه کلسیم کربنات با افزایش درجه حرارت حلالیت کمتری از خود نشان می دهند.

همچنین نتایج مشابهی به وسیله کوربل(۱۹۵۹) بدست آمده است. وی پس از بررسی های مفصل، نتیجه گیری نمود که فرایند کارستی شدن در شرایط آب و هوای سرد، با بارش زیاد برف، سریعتر از مناطقی است که دارای آب و هوای گرم می باشند. نرخ فرسایش، اعم از مکانیکی و شیمیایی در کوه های کم ارتفاع با بارش ۱۰۰۰ تا ۱۶۰۰ میلی متر و در شرایط آب و هوای سرد برابر ۱۶۰ میلی متر در ۱۰۰۰ سال است و در همین مدت و در شرایط آب و هوای گرم این میزان ۱۰ برابر کمتر و فقط ۱۶ میلی متر می باشد. در مناطق هموار با بارش ۳۰۰ تا ۳۵۰ میلی متر با آب و هوای سرد، میزان فرسایش ۴۰ میلی متر در ۱۰۰۰ سال است و در رژیم آب و هوای گرم این میزان فقط ۴ میلی متر در ۱۰۰۰ سال می باشد.

بطور کلی ، میزان حلالیت بخش زیادی از نمکهای موجود در آب با حرارت افزایش می یابد. ولی همانند کربناتها، حلالیت نمکها وابسته به گازهای محلول در آب است وبا حرارت کاهش می یابد. بنا به قانون هنری، حلالیت گازها در آب، با فشار نسبت مستقیم و با حرارت نسبت عکس دارد. حلالیت کربناتها از آنجائیکه به مقدار گاز CO_2 حل شده در آب وابسته است، در نتیجه حرارت آب جایگاه مهمی دارد. در شرایط متعارفی هر چه حرارت کم باشد حلالیت کربنات نیز به همان نسبت افزایش می یابد. بطور مثال درصفر درجه سانتی گراد فشار نسبی

گازCO_2 در آب خالص $۱۰^{-۳/۵}$ اتمسفر و وقتی از نظر کلسیت به اشباع برسد حداکثر مقدار $CaCO_3$ قابل حل در حدود ۱۰۷ میلی گرم بر لیتر می باشد (شکل ۳-۷).



شکل ۳-۷ مقادیر حلالیت $CaCO_3$ در آب خالص در حرارت و فشار های مختلف.

خود آزمایی فصل سوم

۱- زاویه بین هیدروژن های موجود در ملکول آب چقدر است؟

الف) ۵۲/۵ ب) ۱۰۵ ج) ۹۰ د) ۴۵

۲- میزان CO_2 آتمسفر به هیدروسفر چه نسبتی دارد؟

الف) ۱۰۰۰ برابر ب) ۱۰ برابر ج) ۱/۱۰۰ د) ۱/۱۰

۳- با افزایش غلظت یون هیدروژون، غلظت یون بی کربنات چگونه تغییر می کند؟

الف) افزایش می یابد ب) کاهش می یابد ج) تغییر نمی کند د) به میزان بی کربنات وابسته است

۴- مراحل فرایند انحلال در مدل وایت را با رسم شکل توضیح دهید؟

۵- میزان انحلال با افزایش عدد رینولدز از ۲۵ به ۲۵۰۰ چند برابر افزایش می یابد؟

الف) فرقی نمی کند ب) ۲ برابر ج) کاهش می یابد د) سه برابر

۶-حلالیت گازها در آب با فشار نسبت ..... و با حرارت نسبت ..... دارد؟

الف) با فشارنسبت مستقیم با حرارت نسبت عکس دارد

ب) با فشارنسبت عکس با حرارت نسبت مستقیم دارد

ج) با فشار و حرارت نسبت مستقیم دارد د) با فشار و حرارت نسبت عکس دارد

۷- کاهش حلالیت نمک ها با حرارت وابسته به کدامیک از گزینه های زیر است؟

الف) میزان کلسیم کربنات ب) فشار CO_2 ج) میزان شعاع موئین د) گازهای محلول

۸- نرخ انحلال در کوه های کم ارتفاع با بارش ۱۰۰۰ تا ۱۶۰۰ میلی متر و در شرایط آب و هوای سرد در هر ۱۰۰۰ سال چقدر است؟

الف) ۴۰ میلی متر ب) ۴ میلی متر ج) ۱۶۰ میلی متر د) ۱۶ میلی متر

فصل چهارم : ژئومورفولوژی و اشکال مناطق کارستی

هدف های کلی: هدف از ارایه این فصل شناسایی اشکال و ژئومرفولوژی مناطق کارستی است. بدنبال آن تعاریف اولیه این اشکال و محل تشکیل آنها مورد مطالعه و بررسی قرار گرفته است.

هدف های رفتاری

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند :

۱- واژه های مورد استفاده دراین فصل که در"مفاهیم تازه" آمده است را توضیح دهند.

۲- از نظر مورفولوژی و اشکال سطحی، کارست را طبقه بندی نمایند.

۳- فروچاله های سطحی کارستی را توضیح دهند.

۴- دولین ها را بر اساس شکل ظاهری طبقه بندی نمایند.

۵- اوالاها را تعریف و چگونگی تشکیل آن ها را بیان کنند.

۶- پولژه ها را توضیح دهند.

۷- کارنها و انواع آن را توضیح دهند.

۸- چگونگی عملکرد پونور و استاول ها تشریح نمایند.

۹- دره های کارستی و انواع آن را توضیح دهند.

۱۰- غارها و شرایط تشکیل آنها در جریان های مختلف را تشریح نمایند.

۱۱- رسوبات موجود وشرایط تشکیل استالاکتیت ها و استالاگمیت ها را در غار توضیح دهند.

مفاهیم تازه

دولین، اوالا، پولژه، آون، لاپیه (کارن)، پونرها(چاه های مکنده)، استاول، دره های کارستی، دره های آلوژنیک(گود)، دره های بسته یا کور(بن بست)، دره های خشک،استالاکتیت، استالاگمیت

مقدمه

توسعه و عوارض اشکال و سیستم جامع کارستی به عوامل متعددی وابسته است که این عوامل را می توان در شکل ۴-۱ بطور خلاصه مشاهده کرد. طبقه بندی اشکال کارستی بدلیل آنکه با یکدیگر مرتبط اند، مشکل می باشد.

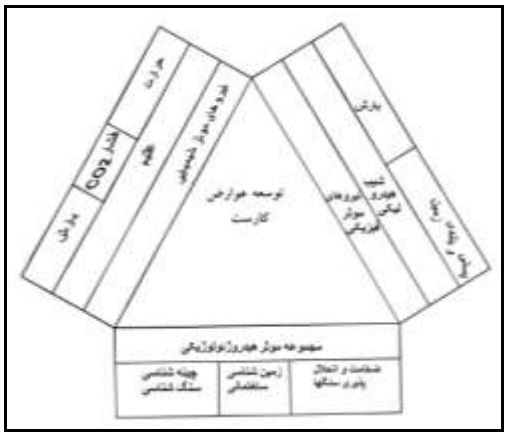
از نظر مورفولوژی و عوارض سطحی، می توان کارستها را به شکل زیر طبقه بندی کرد:

- فرورفتگی های برجسته در ابعاد کوچک (دولین هایی با تنوع مختلف): این نوع فرورفتگی ها در واقع پایه و اساس ساختهای کارستی را تشکیل می دهد.

- اشکال سطحی کارستی: اشکال با ابعاد کوچک که بر اثر حل شدن بر روی سطح سنگها دیده می شود.

- اشکال کارستی که بر اثر رودخانه ها تشکیل می شود: این اشکال به وسیله رودخانه ها بر روی سطح سنگهای کربناتی ایجاد می کنند.

– اشکال زیرزمینی کارستی: غارها و رسوبات داخل غارها می باشد.
– فرورفتگی ها شامل اشکال سطحی با منشاء های مختلف می باشند.



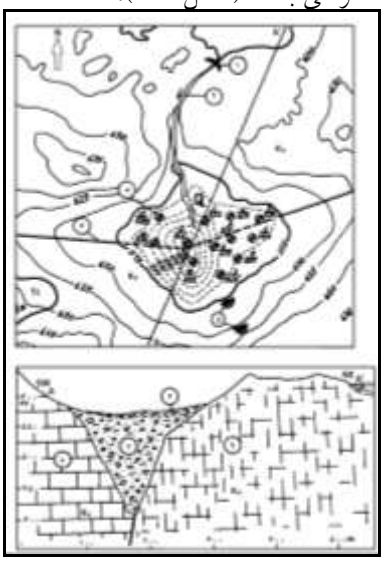
شکل ۴–۱ پارامترهای موثر در توسعه اشکال و عوارض کارستی

۴–۱ دولین ها (فروچاله ها یا آب فروچاله،حفره های فروکش) :

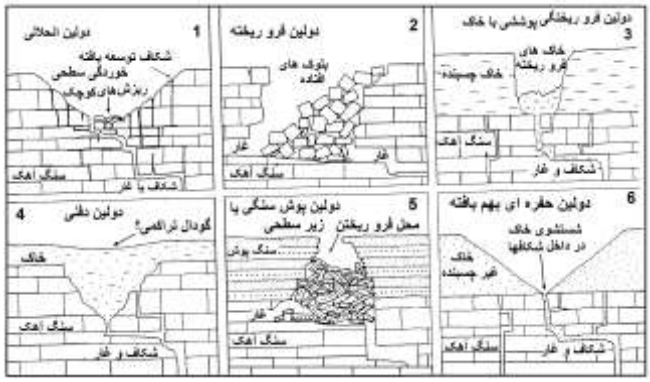
دولین ها یکی از شاخص ترین و اساسی ترین اشکال سطحی و مورفولوژیکی کارست است. دولین ها در اکثر موارد نتیجه تاثیر شیمیایی آب بر سنگهای آهکی می باشند. این اثر مهمترین عامل بوده ولی تنها عامل موثر در تشکیل آن ها تلقی نمی گردد. مکانهایی که دو یا چند گسل ، یکدیگر را قطع نموده اند، مناسبترین نقطه شروع برای فرایندهای کارست می باشد(شکل۴–۲). روش دیگر برای تشکیل حفره های فروکش(دولین ها)، درون ریزی سقف مغارها و مجاری زیرزمینی کارست در اعماق کم، زیر سطح زمین است. غالبا محور بلند (اطول) حفره های فروکش در امتداد طویلترین گسل ظاهر می شود.

بنابراین گسلها تشکیل حفره های فروکش را افزایش می دهند. تعداد حفره های فروکش در پهنه هایی که از نظر ترکیب زمین شناسی یکنواخت هستند به عمق کارستی شدن بستگی دارد. تعداد حفره های فروکش در مناطق هموار بیشتر ولی اندازه شان کوچک است و بر عکس در مناطق تپه ماهوری تعداد کمتری با ابعاد بزرگتر یافت می شود. حفره های فروکش در شیبهای تند غیر متداول بوده چنانچه یافت شوند حاصل فروکش کردن سقف مغاره ها می باشند. این حفره ها در اشکال بسیار گوناگون مانند بشقاب، قیف، میله چاه و فروافتادگیهای دراز و غیرو یافت می شوند. کف حفره های فروکش ندرتا فاقد پوشش می باشد و معمولا توسط لایه ضخیمی از خاک سرخ پوشیده شده است. دولین ها در صورت توسعه مناسب حدودا در هر کیلومترمربع ۱۰۰ الی ۲۰۰ عدد از آن مشاهده می شود. زمانیکه از سطح زمین (سطح افقی) به

دولین نگاه کنیم به شکل دایره ای و یا بیضوی دیده می شود و عمق آنها نسبت به قطرشان یسیار کوچک و دارای ساختمان قیفی یا استوانه ای می باشد. عمق دولین ها بین ۲ الی ۱۰۰ متر و قطرشان ۱۰ الی ۱۰۰۰ متر می باشد (شکل ۴-۳).



شکل ۴-۲ تاثیر گسل در تشکیل حفره های فروکش،۱) سد۲)جریان آب۳) چاه گمانه ۴) گسل ۵) غار ۶) پوشش رس ماسه دار۷) سنگ آهک خرد شده با ماسه و رس۸) سنگ آهک لایه ای کرتاسه فوقانی۹) سنگ آهک توده ای کرتاسه (Kr) ،۱۰) رسوبات تریاس(Tc) (میلانوویچ،۱۹۸۱).



شکل۴-۳ شش نوع اصلی دولین ۱) دولین انحلالی، ۲) دولین ریزش یافته ،۳) دولین ریزش یافته پوششی یا خاک کمانی، ۴)دولین دفنی، ۵) دولین پوش سنگی، ۶) دولین حفره ای به هم بافته(فورد و ویلیامز،۱۹۸۷).

۴-۱-۱ طبقه بندی دولین ها بر اساس شکل ظاهری

دولین ها بر اساس شکل ظاهری و نوع تشکیل طبقه بندی می شوند:

- دولین طویل گودال: در این دولین ها نسبت قطر به عمق بسیار زیاد است (۱/۱۰) و شیب دامنه بین ۱۰ الی ۱۲ درجه می باشد. دولین هایی که دارای کف صاف هستند (شکل ۴-۴).

شکل ۴-۴ دولین های ریزش یافته که به صورت دریاچه در آمده اند (فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).

- دولین های قیفی: در این دولین ها قطر نسبت به عمق ۲ الی ۳ برابر بزرگتر است و شیب دامنه آن بین ۳۰ الی ۴۰ درجه می باشد. این نوع دولین ها دارای کف باریک می باشند.

- دولین چاه شکل: معمولا در این نوع دولین ها نسبت قطر به عمق بسیار کوچک است و دارای دامنه های سنگی پر شیب و تقریبا عمودی هستند (شکل ۴-۵).

شکل ۴-۵ دولین چاه شکل با عمق زیاد و شیب تند

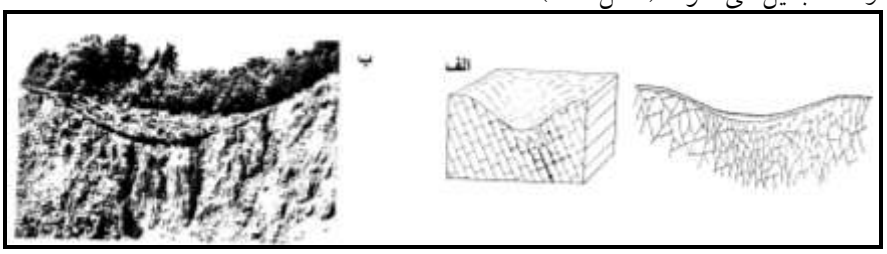
۴-۱-۲ طبقه بندی دولین ها بر اساس نوع تشکیل

دولین ها بر اساس شرایط تشکیل به انواع انحلالی، آبرفتی، انحلالی- فروریختگی و فروریختگی طبقه بندی می شوند.

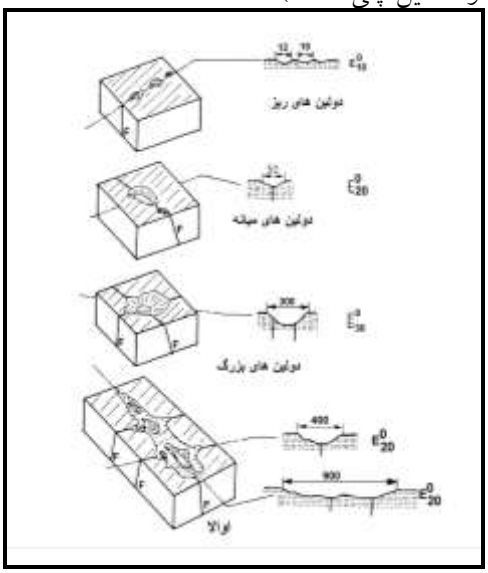
الف) دولین های انحلالی: بر اثر فرایندهای تکتونیکی، درز و شکافهایی در سنگهای اصلی کارست شونده ایجاد می شود. در صورت تماس با آب، حل شدگی شیمیایی در آنها شروع و

به دنبال آن فروریختگی های اولیه به وجود می آید، این مرحله آغاز تشکیل دولین می باشد. بر اثر حل شدن و فرسایش مکانیکی، دولین ها توسعه یافته و عمیق می شوند که معمولا به شکل قیف در می آیند (شکل ۴-۶). در ادامه اگر آب در اطراف دولین به فرسایش و حل کردن سنگها ادامه دهد کف دولین ها بصورت ناصاف شکل می گیرند.

بدین ترتیب در مرحله اولیه، دولین های ریز و کوچکی که بر اثر حل شدن تشکیل شده اند به یکدیگر متصل و دولین های حد واسط را تشکیل می دهند و سپس این دولین ها به هم پیوسته و دولین های بزرگتر را بوجود می آورند. در مراحل پیشرفته تر دولین های بزرگتر به اُوالاها تبدیل می شوند (شکل۴-۷).



شکل ۴-۶ الف) طرز تشکیل دولین های انحلالی ، ب) تصویر واقعی از یک دولین انحلالی (فورد و ویلیامز،۲۰۰۷ و شاهین چی،۱۹۹۱).

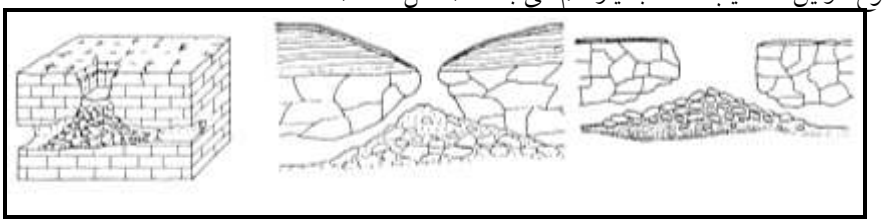


شکل۴-۷ مراحل تشکیل و توسعه دولین ها(شاهین چی،۱۹۹۱)

ب) دولین های آبرفتی یا آلوویال: این نوع دولین ها در سنگهای آهکی که بوسیله آبرفت ها ویا خاک پوشیده شده اند، تشکیل می شود. درز و شکافهایی که در زیر این اشکال قرار دارند

بوسیله آبهای زیرزمینی وسیع تر می شوند و سپس فرورفتگی هایی را بوجود می آورند. تشکیل و توسعه این فرورفتگی ها در زیر خاک به عواملی همچون: وسعت و عمق شکافهایی که در سنگهای آهکی وجود دارد، ضخامت مواد تجمع یافته، مقدار آبهای سطحی که به فرورفتگی ها وارد می شوند، شیب عمومی دامنه ارتفاعات سطح زمین، وابسته است.

ج) دولین های انحلالی: **ریزش یافته**: اگر بر روی سنگهای آهکی موادی همچون ماسه سنگ، گِل سنگ و نظایر آن وجود داشته باشد، به دلیل حل شدن سنگهای آهکی در کف، باعث فروریختن مواد بالایی خواهد شد که در نتیجه، این نوع دولین ها تشکیل می شوند. در این نوع دولین ها شیب دامنه بسیار کم می باشد (شکل ۴-۸).



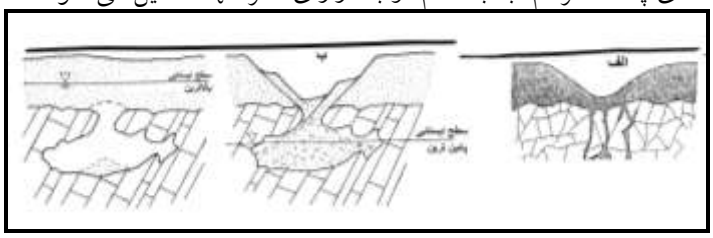
شکل ۴-۸ مراحل تشکیل دولین های انحلالی – ریزش یافته(شاهین چی،۱۹۹۱)

د) دولین های ریزش یافته: شیب دامنهٔ دولین هایی که بر اثر فرو ریزش ایجاد می شوند، بسیار زیاد و نزدیک به عمود می باشند و دارای ظاهری پهن و مسطح و یا نامنظم هستند. هر چقدر دولین ها عمق کمتری داشته باشند، نسبت عمق به قطر افزایش می یابد (شکل ۴-۹ الف).

معمولا این دولین ها، در سقف غارهای نزدیک به سطح زمین و یا در اطراف چشمه های کارستی، بر اثر فرو ریختن سنگهای آهکی بلوکی و بزرگ، تشکیل و توسعه می یابند. در مناطق اقلیمی خشک، این نوع دولین ها کمتر تشکیل می شوند. در حالیکه در مناطق مرطوب که دارای سیستم شاخه بندی زیرزمینی است، بخوبی توسعه می یابند. به علاوه در مناطقی که دارای دوره های خشک و بارانی هستند و در اقلیم هایی که انجماد – ذوب حاکم است، در درز و شکاف سنگهای آهکی به مقدار زیاد از این نوع دولین ها تشکیل می شوند. در شکل ۴-۹-ب سنگ بستر انحلالی و متراکم که بوسیله رسوبات ناپیوسته پوشیده شده باشند، بدلیل تغییرات سطح ایستابی، رسوبات ناپیوسته به داخل فضاهای خالی فرو می ریزد. در این فروریختگی ها سه مکانیزم وجود دارد : ۱- انحلال از بالا، باعث سست شدن سقف غار می شود. ۲- فروریختگی از پائین، باعث عریض تر و سست شدن سقف غار می شود. ۳- انتقال رسوبات با پائین آمدن سطح ایستابی که باعث افزایش بار موثر بر روی سقف غار شده که بیش از توان آن می باشد.

۴-۲ اُوالا

همانگونه که در شکل ۴-۷ مشاهده می شود، از بهم پیوستن و توسعه دولین ها، اُوالاها بوجود می آیند. در سنگهای آهکی کارستی که طبقات دارای شیب زیادی هستند، در جهت امتداد این سنگها، اُوالاهای پشت سرهم (بدنبال هم) و به درازای قطر آنها تشکیل می شوند.

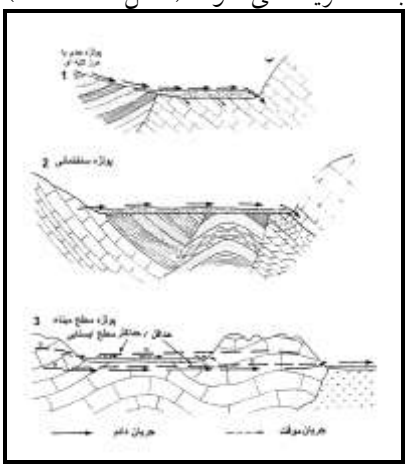


شکل ۴-۹ نحوه تشکیل دولین های ریزش یافته(شاهین چی،۱۹۹۱)

معمولا اُوالاهایی که بر اثر انحلال شیمیایی تشکیل می شوند، تحت تاثیر عوامل متفاوتی توسعه می یابند. اُوالاها اکثرا دارای قطر ۳۰۰ الی ۴۰۰ متر و عمق ۳۰ الی ۴۰ متر و دارای کف صاف و کناره های عمودی هستند. از بهم پیوستن و توسعه اُوالاها، پولژه هایی با وسعت زیاد بوجود می آیند.

۴-۳ پولژه ها

در تعاریف کارست، پولژه به معنی فرورفتگی های ایجاد شده در سنگهای آهکی با کف تقریبا مسطح می باشند. پولژه ها معمولاً دارای ساختار شاخه بندی است، اگر این شاخه بندی به سمت بیرون راهی داشته باشد به عنوان پولژه باز و در غیر این صورت اگر در داخل خود شاخه بندی و در اطراف خود بچرخند به عنوان بسته تعریف می شوند (شکل ۴-۱۰،الف).



شکل ۴-۱۰تصویری از یک پولژه که با تشکیل خاک مناسب در روی آن کشاورزی انجام می گیرد(الف)، تاثیرات ساختهای مورفولوژیکی، لیتولوژی و تکتونیکی بر تشکیل پولژه (ب)(فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷).

پولژه ها از نظر ژنتیکی مربوط به فرایندهای کارستی شدن نیستند، گرچه آنها علامت مشخصهً مناطق کارستی می باشند. تکامل آنها غالبا مرتبط با فرایندهای درون زایی در افقهایی است که سنگهایی با فرسایش پذیری مختلف در مجاورت یکدیگر هستند. این اشکال در مناطق کارستی به صورت راه روهای عریض ریزشی صاف و مستقیم هستند و در راستای خطوط تکتونیکی مشاهده می شوند. طول پولژه ها از ۲ الی ۶۰ کیلومتر در تغییر است.

پولژه ها با توجه به وضیعت هیدروژئولوژیکی، به پولژه های خشک که در طول سال خشک بوده و میزان بارشها آن کم است، و پولژه های دائم که بطور مداوم دارای آب بوده و همواره در زیر آب قرار دارند، دیگری پولژه های موقت که تحت شرایط فصل پر آب در زیر آب قرار دارند و بقیه فصل سال خشک می باشد، تقسیم می شوند.

اگر کف پولژه ها از سنگ آهک باشد، آب بوسیله درز و شکافها به غارهای افقی تخلیه می شوند. اگر کف پولژه ها از طرف آبرفتها پوشیده باشند، آب بوسیله دولین های آبرفتی ریزشی جذب می شود.

پولژه ها با توجه به تاثیرات متقابل ساختمان مورفولوژیکی، لیتولوژی، تکتونیکی و شرایط اقلیمی توسعه می یابند (شکل ۴-۱۰- ب). سیویک (به نقل از میلانوویچ،۱۹۸۱) پولژه ها را بنا به رژیم هیدرولوژیکی به شرح زیر طبقه بندی نمود:

پولژه های خشک، پولژه های دریاچه ای یا دائماً مستغرق ، پولژه های مستغرق موقتی.

زمانی که ظرفیت تغذیه و یا فروکش پونور کمتر از کمیت جریان ورودی آب باشد، پولژه ها مستغرق می شوند. انسداد طبیعی پونرها نیز ممکن است به مستغرق شدن سریع و طولانی تر شدن پولژه منجر شود.

۴-۴ آون (پونور ، چاههای مکنده یا حفره های بلعنده)

در مناطق کارستی، کل و یا بخشی از آب رودخانه ها فرو رفته و گم می شوند. گم شدن آبهای جاری در سنگهای آهکی بنام پونور یا چاهای مکنده ویا رودخانه های فرو رو و در زبان فرانسه آون نام گذاری شده است. در زبان فارسی در کنار اصطلاح پونور یا چاههای مکنده ؛ آون نیز گفته می شود. در مناطق کارستی فرو رفتن آبهای جاری به دو طریق انجام می گیرد:

در حالت اول: آبهای جاری سطحی در داخل دره، رفته رفته خشک می شود و شکل مورفولوژیکی خاصی از خود نشان نمی دهد.

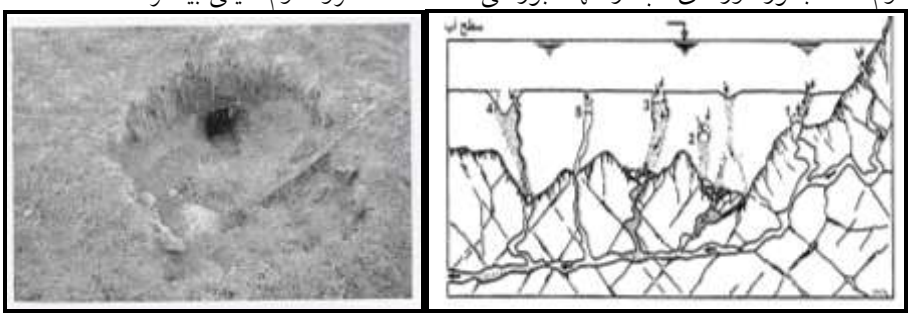
در حالت دوم: آبها در یک و یا چند آون فرو رفته و ساختمان مورفولوژیک مشخصی دارند.

فرو رفتن آب ها در حالت دوم را می توان به شکل زیر طبقه بندی کرد:

- آبهای جاری در غارهای تقریبا افقی گُم و یا فرو می روند.

- آبهای جاری در گودالهایی که به شکل چاه با دیواره قائم اند، فرو می روند.
- آبهای جاری در آبرفتها و یا گودالهایی که از مواد حمل شده پُر شده اند، فرو می روند (مانند دولین های آبرفتی) (شکل ۴-۱۱، راست).

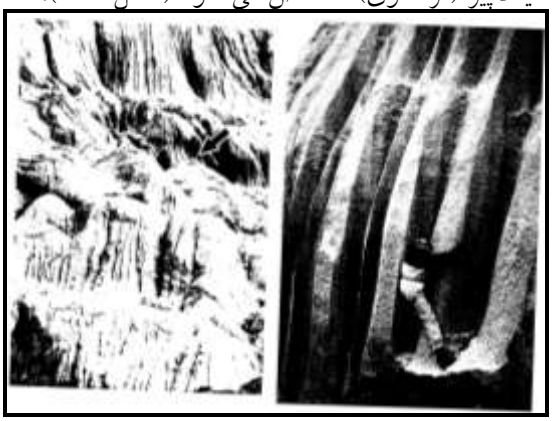
همانگونه که در شکل ۴-۱۱ (راست) دیده می شود، در شماره یک آب در بالای رسوبات آبرفتی احتمالاً از مجاری قدیمی که بوسیله رسوبات پر شده اند، نفوذ می کند که اغلب این مجاری همزمان با رسوبگذاری آبرفتها تشکیل شده اند. گرادیان خروج آب در بازشدگی پونور در سنگ آهک ارتباط مستقیم به تراز سطح آب دارد. از این رو عمل فرسایش آب می تواند بسیار گسترده صورت گیرد. در مرحله بعد با هر بار فرو ریختن متوالی سقف غار، حفره به سمت بالا گسترش می یابد (نقطه ۲). سقف حفره به گسترش خود ادامه داده و سقف کروی آن به سطح رسوبات آبرفتی می رسد و در نتیجه آخرین فرو ریختگی اتفاق می افتد و یک پونور دایره شکل تشکیل می شود (نقطه ۳). در ریزش سقف، پونور تشکیل شدهٔ جدید به شکل بخشی از یک مخروط در می آید (نقطه ۴). نفوذ آب در بین صفحات قائم، شدید است و آب به راحتی، مواد سست را از مجرایی که بین سنگ بستر و نهشته های آبرفتی مجاور تشکیل شده، خارج می کند. حرکت خاک در امتداد کناره های پونور، شکل یک قیف را به آن می دهد. پونورها متعاقب تشکیل سیستمهای درزه، گسلها و فرایند جدایی سطوح بین لایه ای توسعه می یابند که گسترش آنها در اثر فعالیتهای شیمیایی و مکانیکی آب بر توده های سنگهای کربناتی است که در معرض آب قرار گرفته اند (شکل ۴-۱۱،چپ). پونورها به دو گروه تقسیم می شوند: در گروه اول؛ آب بطور مداوم در آنها در حرکت هستند و در گروه دوم؛ فقط بطور دوره ای آب از آنها عبور می کنند. تعداد گروه دوم خیلی بیشتر است.



شکل ۴-۱۱مراحل تشکیل پونورهایی که بوسیله رسوبات آبرفتی پوشیده شده است (راست) (میلانوویچ،۱۹۸۱)تصویری از حفره های بلعنده (پونور)(چپ) (لِگراند و استرینگ فیلد،۱۹۷۳)

۴-۵ اشکال سطحی کارستی (لاپیه یا کارن)

فرسایش سطحی در سنگهایی با ساختمان متفاوت می تواند اشکال مورفولوژیکی ثانویه تشکیل دهند. مخصوصاً تحت تاثیر انحلال شیمیایی در سنگهای آهکی و ندرتاً در سنگهای دولومیتی اشکال مختلف معینی بوجود می آیند. در ابعاد کوچک، اشکال سطحی کارستی با نام کارن (آلمانی)، لاپیه یا لاپیز (فرانسوی) مشخص می شوند(شکل۴-۱۲).



شکل ۴-۱۲ مناظر بسیارزیبا از کارن (در شیلی) که بر اثر عملکرد یخچالها در سطح کارست بوجود آمده است (فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷)

کارن ها معمولا در روی سنگهای آهکی بدون پوشش، ساخت هایی از چند سانتی متر تا چندین متر بوجود می آورند و معمولا دارای عمق ۲ تا ۳ متر و عرض یک متر می باشند. وقتی کارن ها در امتداد شکافها تشکیل می شوند، به آنها کارن های شکافی می گویند. این کارن ها، غالباً شبکه کارن با طرح متقاطع را بوجود می آورند و به کارن های شبکه دار معروف هستند. چاله های آب، گروه ویژه ای از کارن ها هستند که شکلهای مورفولوژیکی کوچکی با عمق کم را ایجاد و بر روی سطوح سنگ های آهکی افقی تشکیل می شوند و به شکل مدور و یا بیضی هستند. عمق آنها به بیش از ۳۰ سانتی متر و سطح آنها معمولاً کمتر از ۰.۵ متر مربع می باشد. در شکل ۴-۱۲ اشکال بسیار زیبایی از کارن که بر اثر عمل کرد یخچالها در سطوح کارست ایجاد کرده، دیده می شود. این کارن ها در سطح دامنه های پرشیب مرمرهای مقاوم، بر اثر فعالیت یخچالها بوجود آمده اند. این کارن ها تحت کنترل عوامل هیدرولیکی و در مناطق پر باران و بادهای قوی مشاهده می شوند. در این نوع سطوح کارستی، درزه ها با سطوح لایه بندی با نفوذپذیری بسیار کم دیده می شوند، که در نتیجه آب در زیرزمین نفوذ نمی کند و به دنبال آن پوشش گیاهی تنک و ضعیف شکل می گیرد. تشکیل کارن ها به عوامل زیر وابسته است:

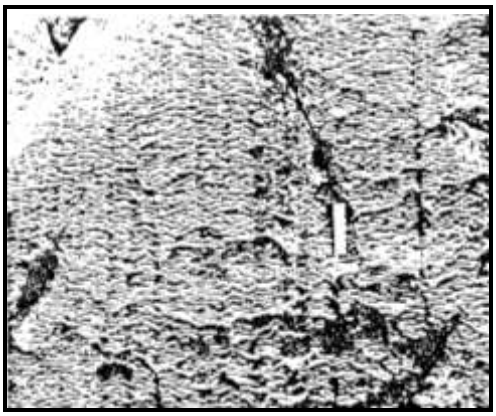
– عوامل بی تاثیر: این عوامل به مشخصات پتروگرافی، تخلخل، نفوذپذیری و سیستم های درز و شکاف، طبقه بندی، شیب دامنه، وجود خاک و یا نبود آن وابسته است.

– عوامل موثر: این عوامل شامل: تغییرات مقادیر آب – خاک، پراکندگی بارش (باران و برف)، درجه حرارت، اثر گاز CO_2 و آب بر روی سنگهای آهکی، PH، نوع پوشش گیاهی، یخچالها و اثرات آنها در طول دورانهای زمین شناسی می باشند. کارن ها در سنگهای آهکی به عمق ۲ الی ۴ متر و عرض یک متر بوجود می آیند. عمق آنها در بعضی اوقات به ۵ متر نیز می رسد. کارن ها بهترین شاخص برای نشان دادن فرایند کارستی شدن سنگ در سطح زمین هستند.

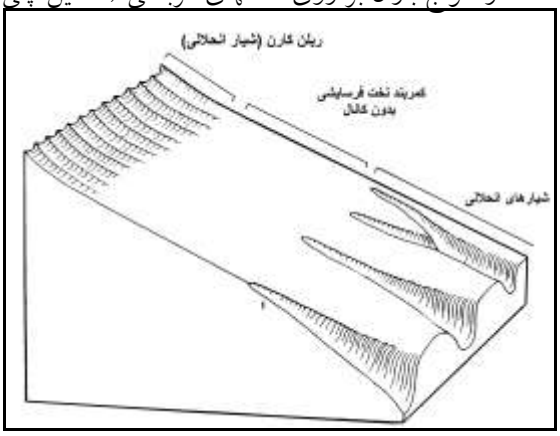
اشکال سطحی کارن های کوچک (قطر کوچک) بسیار متنوع است، در زیر به بعضی از این ها اشاره شده است:

– آثار موجی باران (ریپل های انحلالی): آثار موجی باران معمولا در سطوحی با شیب ۲۰ الی ۳۰ درجه و در مکانهای تقریبا عمودی به موازات یکدیگر تشکیل می شوند. این ساخت ها از چند سانتی متر تا ۱۰ الی ۱۵ سانتی متر فاصله دارند و عمق آن ها بین ۲ الی ۳ سانتی متر می باشد. (شکل ۴-۱۳).

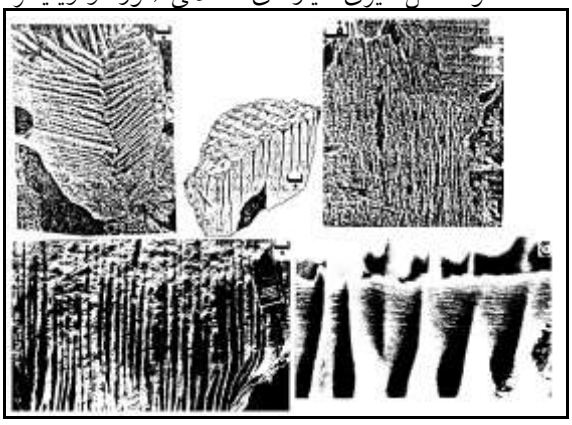
– شیارهای انحلالی یا ریلن کارن: یکی از مشخص ترین کارن هایی که در سطوح پر شیب بوجود می آیند، ساختهای شیاری انحلالی هستند(شکل ۴-۱۴). این شیارها به شکل کانالهای دندانه دار ویا کناره های تیز و گرد می باشند. عمق آن ها در حدود یک الی ۲ سانتی متر و طول آنها در اقلیم های معتدل معمولا ۱۰ الی ۱۵ سانتی متر و در اقلیم های گرم تا چندین متر نیز می رسند. عرض این ساختها بین ۲ الی ۴ سانتی متر است که در بخش شروع یا اولیه به شکل اره ای و در بخشهای آخرین به صورت پخش شده و پراکنده می باشند. دربرخی مناطق در سطوح سنگهای آهکی صاف به شکل قیف توسعه می یابند. ریلن کارن هایی که از آب بارانهای غنی شده از CO_2 بوجود می آیند، در مدت زمان کوتاهی تشکیل می شوند. مخصوصا در سنگهای آهکی که دارای شیبهای بین ۴۰ تا ۸۰ درجه هستند، بسیارخوب توسعه می یابند. در آلپهای مرتفع و حد و مرزهای برفی از این نوع ساختها دیده نمی شود، زیرا به علت تاثیر انجماد این ساختها شکل خود را از دست می دهند. در مناطق اقلیمی استوایی و بدون پوشش گیاهی بر روی سنگهای آهکی، ریلن کارن ها بسیار خوب توسعه نمی یابند و از نوع آلپی آن درازتر می باشد و دارای عرض ۵ الی ۶ سانتی متر و بوسیله پشته های قیفی شکل از یکدیگر جدا می شوند. در اقلیم های خشک و نیمه خشک که میزان بارندگی آنها کمتر از ۲۵۰ میلی متر است، ریلن کارن ها بسیار نازک و کوچک هستند. این کارن ها دارای عرض چند میلی متر و طول چندین سانتی متر می باشد(شکل۴-۱۵ الف، ب، ج).



شکل ۴-۱۳ آثار امواج باران بر روی سنگهای کربناتی (شاهین چی،۱۹۹۱)

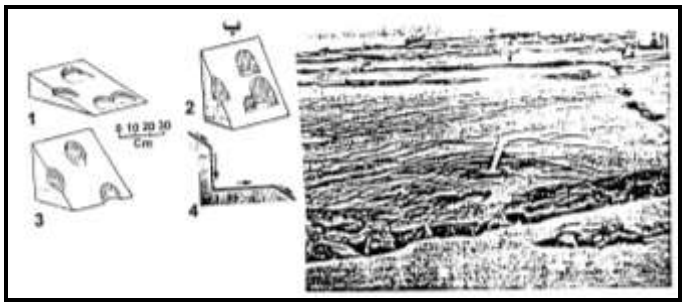


شکل ۴-۱۴ نحوه شکل گیری شیارهای انحلالی (فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)



شکل ۴-۱۵ الف: ریلن کارن های مناطق خشک که کمتر از ۲۵۰ میلی متر بارندگی دارند، ب: تصاویری از انواع ریلن کارن ها، ج: خط الراس های ریلن کارن در بلوکهای نمکی (شاهین چی،۱۹۹۱و فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

– ساختهای پله ای (کارن تریت یا مرحله انحلالی قیفی شکل) : در سطح سنگهای آهکی صاف و منظم، ساختهای پله ای تشکیل که به شکل یک پله صاف و در قسمت پشت، دامنه ای می باشد که به آن ظاهری پله پله می دهد. بخش پشتی آن دارای دامنه ای عمودی به ارتفاع ۳ الی ۵ سانتی متر و پله های صاف دارای درازای ۲۰ سانتی متر تا یک متر می باشند. ریلن کارن ها و ساختهای پله ای با یکدیگر و پشت سرهم قرار می گیرند بطوریکه در دامنه های عمودی، ریلن کارن ها و در بخشهای مسطح نیز ساختهای پله ای تشکیل می شوند(شکل ۴–۱۶).



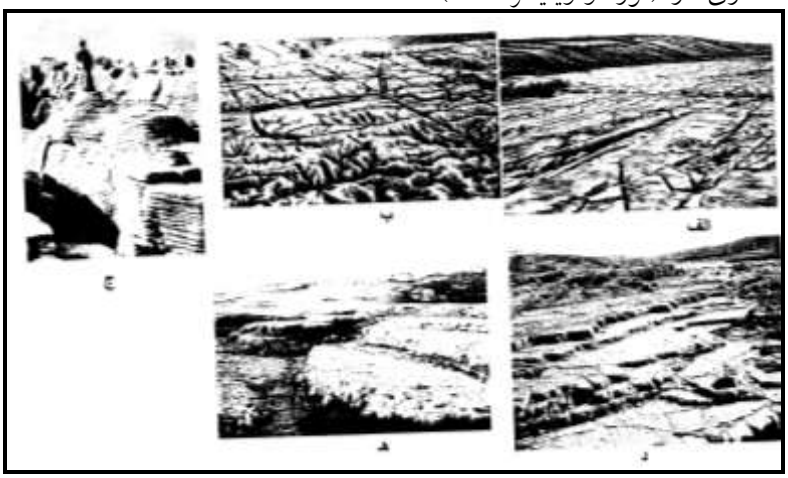
شکل ۴–۱۶ الف: تصویری از ساختهای پله ای (تریت کارن) بر روی سنگهای آهکی، ب: اشکال ۱ و ۲ – گودی های انحلالی که بر روی سنگهای آهکی کم و بیش شیب دار دیده می شود، ۳ – ساخت پله ای ۴ – جهت جریان آبهای سطحی(شاهین چی،۱۹۸۰)

– ساختهای کانالی (رینن کارن یا نهرهای انحلالی): این نوع کارن ها به تعداد زیاد، از جریان آبهای سطحی بر روی سنگهای آهکی ایجاد و باعث تشکیل نهرهای وسیع و عمیق به شکل کانال می شود. رینن کارن ها از ریلن کارن ها بسیار بزرگتر و دارای عمق ۴۰ سانتی متر و وسعت ۴۰ تا ۵۰ سانتی متر است، در حالیکه طول آنها از چندین متر تا ۱۵ الی ۲۰ متر متغیر می باشند. این ساختها معمولا گرد، بدون زبری و شکل پوسته ای دارند. در دامنه هایی که دارای شیب کم هستند، باران پس از طی مسیرهای پر پیچ و خمی ساختهای کانالی موازی هم را تشکیل می دهد که به این نوع کارن ها ساختهای کانالی موازی هم (پیچان کارن) گفته می شوند (شکل ۴–۱۷ الف و ب).

– ساختهای شیاری: بدلیل توسعه در ناپیوستگی های سطوح طبقات، درز و شکافهای سنگهای آهکی که تحت تاثیر پوشش گیاهی و انحلال شیمیایی هستند، اشکالی عمیق و نزدیک به عمود بوجود می آیند که به آنها ساختهای شیاری گفته می شود. عرض این ساختها بین ۱۵ الی ۲۰ سانتی متر، طول و عمق آنها به چندین متر می رسد. بعضی اوقات این شیارها بوسیله موادی

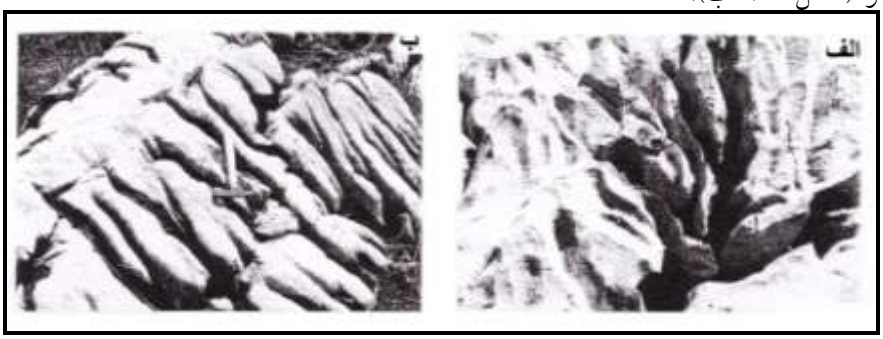
مانند کلسیت، رس و اکسید آهن پُر و بسته می شوند. با عریض تر شدن این شیارها، گلوگاه هایی بوجود می آید که دارای عرض ۵ متر و عمق ۳۰ متر می باشد (شکل ۴-۱۸).

شکل ۴-۱۷ الف : رینن کارن تشکیل شده بر روی سنگهای آهکی پر شیب (پیکان در مرکز عکس کمی به سمت چپ)، ب: رینن کارن تشکیل شده در دامنه پر شیب سنگ مرمر که حالت مئاندری دارد(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)



۴-۱۸ توپوگرافی شیارها در سنگهای سخت. الف: سنگ آهکهای سطح یخچالی و در انتها تپه های یخساری مشاهده می شود،ب: ساختهای شیاری و سنگهای سخت معمولی و همینطور در قسمت جلو روند کارن، نواری را نشان می دهد که بوسیله خاک تحت شعاع قرار گرفته اند، ج: لایه بندی باریک مخروطی صفحه ای سنگهای آهکی فرسایش یافته بوسیله ساختهای شیاری که بوسیله درزه های کششی ایجاد شده است، د: دولومیت های سطح پلکانی در مناطق قطب جنوب با یک سیستم درزه کششی منظم؛ ه : سنگهای آهکی مسطح پلکانی (فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷)

- گرد (رُوند) کارن (نهرهای انحلالی کوچک): ساختهای روند کارن در سنگهای آهکی با پوشش گیاهی یا در زیر خاکهای هوموسی بوجود می آیند. عرض این ساختها بین ۱۰ الی ۱۵ سانتی متر و عمق ۱۰ الی ۵۰ سانتی متر و در طولهای متفاوت تشکیل می شوند (از چند سانتی متر تا ۱۰ متر). داخل کانالها و کناره های آن صاف، منظم و با لمس دست، حالت لیز از خود نشان می دهند. روُند کارن ها در سطوح صاف سنگها کوتاه(یک تا دو متر) و به شکل استوانه ای است(شکل ۴-۱۹ الف) و در سطوح شیب دار تا حدی بلند و موازی هم تشکیل می شود(شکل ۴-۱۹ب).



۴-۱۹ انواع کارن ها، الف) روند کارن های بلند، برهنه و تیز(بدون پوشش) که در داخل رینن کارن تشکیل شده است، ب : روند کارن هایی که با از بین رفتن پوشش گیاهی پدیدار شده اند(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).

- ساختهای وسیع یا حوضه های انحلالی: اگر سطح سنگهای آهکی صاف ویا نزدیک به افق باشد، بر اثر تجمع آبهای راکد، انحلال در سطح این سنگها، گودالهای وسیع و کم عمقی تشکیل می دهد که باعث ساختهای وسیع انحلالی می شوند. این ساختها از چند سانتی متر تا چندین متر قطر داشته و به چند میلی متر تا ۵۰ سانتی متر عمق می رسند.

این اشکال معمولا به شکل بیضی یا دایره ای دیده می شوند و دارای کناره های عمود و یا نزدیک به عمود است. کف این ساختها صاف و کناره های آن با زوایای تندی همدیگر را قطع می کنند. همینطور دارای دامنه ایی زیگ زاگ، زبر، گود و کناره های تندِ بالا آمده هستند. این وضیعت، نشان دهنده حل شدن این ساختها از طرف آب جاری و آبهای در حال حرکت است.

در اقلیم های خشک که دارای کف صاف و منظم هستند، این ساختها بوسیله آلگها، خاک و مواد آلی پُر می شوند. حوضه های انحلالی معمولا بصورت گروهی در امتداد درز و شکافها بشکل دانه های تسبیح ردیف می شوند. در مناطق خشک قطر حوضه های انحلالی بسیار کوچک است (به عرض و عمق چند میلی متر)، در اقلیم های قطبی (جنوب) ساختهایی که

تشکیل می شوند، بدون CO_2 آلی توسعه می یابند. در اقلیم های مرطوب و با پوشش گیاهی بسیار زیاد در سنگهای آهکی، حوضه انحلالی بوسیله ضایعات گیاهی پر می شوند که سرعت در توسعه این ساختها را سبب می شوند.

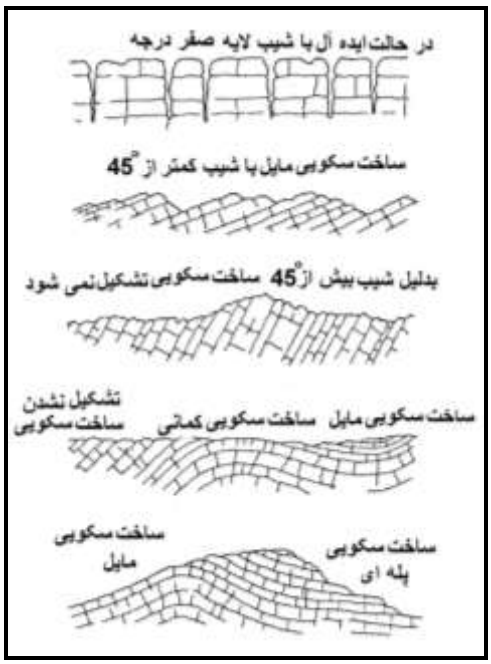
– هل کارن (نهرهای کوچک انحلالی صخره ای یا زیر بِرش): این ساختها در زیر خاک و پوشش گیاهی تشکیل و دارای ظاهری گرد و بدون زبری هستند. تفاوت این ساختها با ساختهای کانالی کنده شده در کف این ساختها است، یعنی هل کارن ها و بخش فوقانی آن دارای نوک وسیع هستند (شکل۴–۲۰).

شکل ۴–۲۰ تصویری از هل کارن(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

– ساختهای سنگ فرشی(مسطح یا سکویی): این نوع سنگهای آهکی از کارن های مختلفی بوجود آمده است. در مرحله اول، اثر یخچالها بر سطح سنگهای آهکی است و سپس به دلیل انحلال، اشکال سنگ فرشی تشکیل می شود (شکل ۴–۲۱).

شکل ۴–۲۱ تصویری از ساخت سکویی یا سطح ضخیم لایه آهک میکرایتی با سیستم درزه های کششی زاویه دار(فورد و ویلیامز،۱۹۸۹).

بر اثر یخچالها سطوح سنگهای آهکی تکه تکه شده و روی آن خطوطی بوجود می آید که اکثرا بر اثر انحلال سطحی پاک می شوند. اشکال سکویی یخچالی در شمال غرب آلپ پدیده بسیار مهمی است و تماما مربوط به مناطق کارستی یخچالی می باشد. از مهمترین اثرات تشکیل مورفولوژی سنگهای آهکی سکویی شیب طبقات و سیستم ارتباط درز و شکافها می باشد. در سنگهای آهکی افقی و درز و شکافدار این ساختها بسیار خوب توسعه می یابند. اگر شیب طبقات آهکی کمتر از ۴۵ درجه و هماهنگ با شیب دامنه باشد، اشکال سکویی تشکیل می شود. اگر شیب سنگهای آهکی بیش از ۴۵ درجه باشد، ساختهای سکویی توسعه نمی یابند (شکل ۴-۲۲).



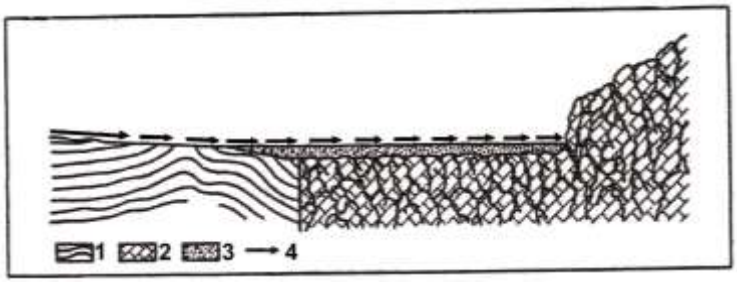
شکل ۴-۲۲ تاثیر عوامل ساختمانی در تشکیل ساختهای سکویی(شاهین چی،۱۹۹۱)

- کارن های دریایی: این نوع ساختهای انحلالی بر اثر هجوم آب دریا و جانداران موجود در آن بوجود می آیند. امواج دریا، حرکات جزر و مد در سطوح سنگهای آهکی باعث پدید آمدن گودال، بالا آمدگی نوک تیز و سطوح زبری می شوند. در کنار دریا های مناطق گرم، حوضه های انحلالی به قطر یک متر مشاهده می شود.

۴-۶ اشکال دیگر کارستی

شکل های کوچک و بزرگ مورفولوژیکی فراوان و گوناگونی در مناطق کارستی وجود دارد که بطور مختصر بدان اشاره شد. در زیر به اشکال دیگر مناطق کارستی اشاره خواهد شد:

– دشتهای کارستی: نواحی بزرگ سطحی هستند که اساسا از سنگهای آهکی با پوششی از رسوبات ناپیوسته تشکیل شده است(شکل ۴–۲۳).



شکل ۴–۲۳ تصویری از دشتهای کارستی که خورندگی مرزی را نشان می دهد. ۱) سنگهای ناتراوا ، ۲) سنگهای آهکی، ۳) لایه رویی آبرفتی، ۴) جهت جریان(میلانوویچ،۱۹۸۱)

– هوم ها: تپه های منفرد پراکنده روی پهنه های کارستی مسطح هستند (شکل ۴–۲۴).

– طاق طبیعی: بقایای سقف غارهایی هستند که بخشی از آن فرو ریخته است (شکل ۴–۲۵ الف). اگر طاق طبیعی بالای یک مجرای فعال کارستی ظاهر شود و این طاق در امتداد بخش اعظم طول خود فروبریزد و باعث شود مجرای زیرزمینی نمایان شود به این سیما، پل طبیعی می گویند (شکل ۴–۲۵– ب).

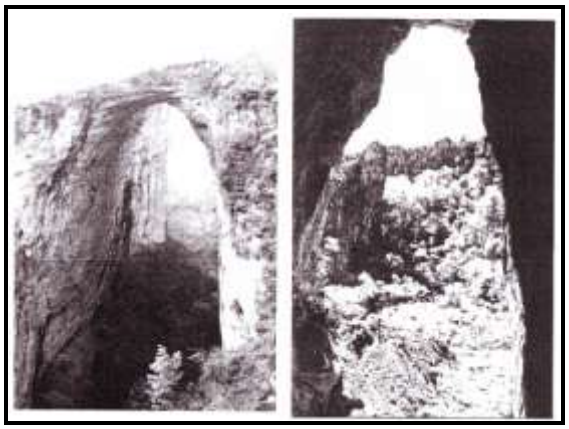
– شکل های کارست مخروطی: ویژه کارست نواحی استوایی هستند. آنها شباهتهایی با هوم ها دارند ولی قاعده های آنها خیلی کوچکتر و پهلوهایشان پرشیب تر است (شکل ۴–۲۶).

– پهنه های کارستی: عوارض سطحی دارای اشکال متعدد زیرزمینی هستند. همراه با راهروهای زیرزمینی و مغارها، استالاکتیت ها، استالاگمیت ها، چکه سنگها، ستونها، پرده و چاله های درون غاری و نیز سنگهای گرانبهای قابل ملاحظه از مشخصه های پهنه های کارستی هستند.

– میله چاه های کارستی (جاماها): جاماها، مجاری کارستی قائم یا نزدیک به قائمی هستند که به سطح زمین باز می شوند. آنها در افق هایی که دارای دره های قائم اند یا سیستم های درزی که توسط فرایندهای کارستی عریض شده اند، شکل می گیرند. جاماها معمولا در امتداد گسل و در فصل مشترک بین لایه های سنگهای آهکی و سنگهای دولومیتی یافت می شوند. آنها جدا از واکنش شیمیایی در معرض فرایندهای شدید سایش نیز قرار می گیرند. قطر این مجاری قائم به بیش از ۱۰ متر نیز می رسد. از جاماها و غارهایی که دارای یک عمق معین هستند جهت کنترل نوسانات سطح ایستابی و برای تهیه نمونه برداری از آب در طول آزمایشهای ردیابی، فراهم کردن راههای دسترسی به مجموعه کارستی استفاده می شود. بالا

دست رودخانه ایجاد شده است، شکل سمت چپ نمونه ای از یک پل طبیعی است که از فرو ریختن مغار بوجود می آید.

شکل ۴-۲۴ نمایی از تپه های بسیار زیاد(هوم) جدا از هم در یک دشت و پهنه مسطح(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)



شکل ۴-۲۵ شکل سمت راست تصویری از یک طاق طبیعی است که از فرو ریختن مغار در

شکل ۴-۲۶ تصویری از یک کارست مخروطی در راستای خط افق آسمان و تغییرات آن به سمت کارست برجی در یک دره(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).

۴-۷ استاول ها

استاول ها پدیده هایی با دو وظیفه هیدرولوژیکی هستند. استاول با توجه به وضیعت سطح آب زیرزمینی و شرایط هیدرولوژیکی روی سطح می تواند در یک زمان به عنوان چشمه متناوب و در زمان دیگر به عنوان پونور عمل کند. از نظر مورفولوژیکی؛ استاول ها بوسیله تمام چشمه های متناوب و پونورهایی که تا امروز بررسی شده اند؛ معرفی می شوند. در طول فصل خشک زمانیکه تراز آب زیرزمینی بسیار پایین است، چشمه ها تنها در سطح دریا ظاهر می شوند. در نتیجه، سطوح اساس فرسایش که بالاتر قرار می گیرند، بدون جریان آب و بدون چشمه خواهند بود. در طول فصل مرطوب بدلیل افزایش تراز آب زیرزمینی، سطح آب به سطح زمین در افق استاول ها برخورد می کند، استاول بصورت چشمه عمل می کند. بعلاوه جریان ورودی آب سطحی برای دورهٔ زمانی طولانی تر، چشمه های متناوب را در بالاترین سطح اساس فرسایش قرار می دهند. در همان زمان پونور نیز فعال می شود و جریان ورودی آب به سطح اساس فرسایش تحتانی یعنی پولژه کارستی محاط شده، افزایش می یابد. چون ظرفیت پونور برای تخلیه همه جریان ورودی آب کافی نیست، پولژه سیلابی می شود. اگر سطح آب زیرزمینی هم تراز سطح زمین یا بالاتر از آن باشد، استاول بصورت یک چشمه که در مرحله اولیه، یک جریان خروجی آزاد دارد، عمل خواهد کرد. اما در شرایط غوطه وری، استاول به صورت یک چشمه زیر دریایی انجام وظیفه می نماید. با کاهش بارش، افت سطح ایستابی آغاز می شود و استاول به عنوان پونور وظیفه خود را شروع می کند. استاول تا وقتی که دیگر هیچ آبی برای تغذیه وجود نداشته باشد به صورت پونور عمل می کند. استاول های دسته دوم در آغاز مانند پونور و بعد مانند چشمه ها انجام وظیفه می کنند.

۴-۸ دره های کارستی

اگر فرض شود اشکال مناطق کارستی در جهت عمودی و زیرزمینی از شاخه بندی هایی به شکل راهرو و دهلیز تشکیل شده باشند، در نتیجه نمی توان دره های کارستی که بر اثر عملکرد آبهای سطحی بوجود آمده است را جزء اشکال کارستی محسوب کرد. به همین دلیل از نظر بعضی محققان، آوردن تعاریف مربوط به دره های کارستی در اشکال کارستی اشتباه دانسته و آن را قبول ندارند. در مقابل بعضی دیگر از محققان دره های کارستی را جزء اشکال کارستی دانسته و آن را یکی از اولین اشکال مورفولوژیکی مناطق کارستی می دانند. در همین راستا، این اشکال را به دره های کارستی آلوژنیک (دره های گود و عمیق)، دره های کور ، دره های حفره ای یا جیبی و خشک طبقه بندی کرده اند.

۴-۸-۱ دره های آلوژنیک یا گود: این دره ها بوسیله آبهای جاری بر روی سنگهای آهکی بوجود می آید و دارای دامنه های عمودی و تنگ می باشند. توسعه این دره ها به درجه

خلوص سنگهای آهکی وابسته است. این نوع دره ها بیشتر از انحلال سنگهای آهکی بوجود می آید و پوشش گیاهی تاثیر زیادی ندارد. در اقلیم های مرطوب استوایی دره های آلوژنیکی معمولا نسبت به اقلیم های گرم دارای وسعت زیاد و دامنه های کم شیب اند. گلوگاههای دره های آلوژنیکی وابسته به ساختمان سنگهای آهکی است که رودخانه از آن عبور می کند. در دره های آلوژنیکی، سنگهای آهکی شیب دار بر اثر انحلال فرسایشی، آبشار تشکیل می شود که جهت و شیب طبقات در جهت گیری آب رودخانه تاثیر گذار خواهد بود.

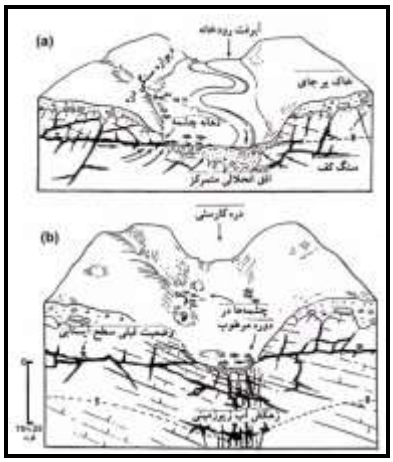
۴-۸-۲ دره های کور: دره های بسته، بر اثر انحلال بوسیله آبهای باران که از طریق درز و شکافهای موجود در کف سنگهای آهکی است، تشکیل می شوند. در این گونه دره ها معمولا آبهای جاری گم می شوند. زمانیکه آبهای جاری از مناطقی که دارای کف نفوذ ناپذیر است، عبور می کنند وارد سنگهای آهکی درز و شکافدار می شوند پس از طی مسافتی از طرف گودالها بلعیده می شوند. اطراف این گونه محلها بسته است و به همین دلیل دره های کور بوجود می آید. از طرف دیگر در فصولی که بارش زیاد است، بخشی از آب در محل گم شدن، راه خود را ادامه داده و به نقاط دورتر جاری می شود و می تواند دره های نیمه کور را تشکیل دهد. این گونه دره ها از دو قسمت تشکیل شده اند. بخش بالایی، در قسمتی که آب بلعیده می شود، به اتمام می رسد. در بخش پائین آن در فصولی که پر بارش است آب جاری در آن دیده می شود. معمولا دره های کور با یک دامنه عمودی به انتها می رسد و در نقاطی که آب گم می شود یک غار وجود دارد.

۴-۸-۳ دره های حفره ای (جیبی): دره های بسته، در بخشهای بالایی سنگهای آهکی در قسمتهایی که آبهای جاری وارد می شوند، توسعه می یابد.

در حالیکه دره های U شکل در بخشهای پایینی سنگهای آهکی و در قسمتهایی که چشمه های بزرگ کارستی از آن خارج می شود، قابل مشاهده اند. این دره ها دارای کف صاف و به شکل U می باشد و دارای دامنه های عمودی هستند.

۴-۸-۴ دره های خشک: در این گونه دره ها آب، جاری نمی باشد. این دره ها دارای مقطع عرضیU ویا V شکل هستند. نوع دره به جنس سنگ آهک و نحوه تشکیل دره (آبهای جاری و یا یخچالی) وابسته است. در اقلیم های مرطوب استوایی، این گونه دره ها کمتر مشاهده می شود. در اقلیم های نیمه خشک و در مناطقی که دارای بارانهای شدید و تند می باشد، بجای دره، دولین ها با راهرو و دهلیزها، این کار را انجام می دهند. منشاء این گونه دره ها مستقیما با تکامل فرایند کارست مرتبط است. ترکیب لیتولوژی و فعالیت تکتونیکی نقش قابل توجهی در تشکیل دره های خشک دارند.

پَریزک (۱۹۷۶)، تشکیل دره های خشک در یک منطقه را در افق هوازده با انحلال متمرکز تجزیه و تحلیل کرده است. مدل وی در شکل ۴-۲۷ نشان داده شده است. در مرحله a کف دره تا تراز سطح ایستابی فرسایش یافته و جریان مداوم آب زیرزمینی به طور همگرا به سوی دره برقرار می شود و انحلال توده سنگ واقع در زیر آن به میزان سریعتری نسبت به سنگهای کنار رودخانه (واقع در زیر فلات اطراف) صورت می پذیرد. خاکهای باقیمانده و کم تراوا و رسوبات حمل شده در پولژه های مستغرق (یا دشتهای سیلابی) در مرز خود با سنگ کف، موجب تشکیل چشمه می شود. مجاری بطور جانبی گسترش یافته و در ارتباط با تراز پولژه های مستغرق یا دره و تراز سطح آب (خط پیزومتریک) جای می گیرند. در مرحله b مجاری آب با ظرفیت قابل ملاحظه در زیر بستر رودخانه توسعه می یابد و جریان سطحی را دریافت می کند.

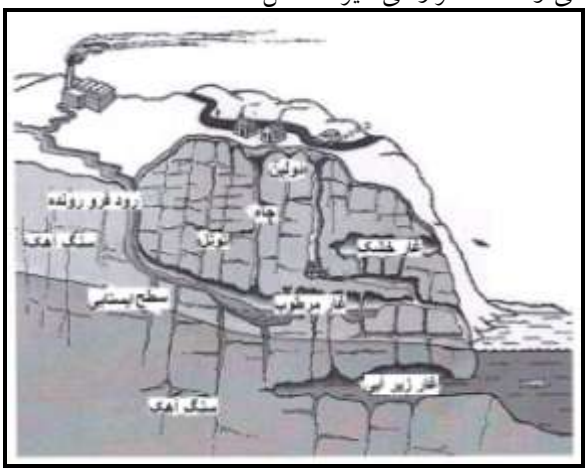


شکل ۴-۲۷ تشکیل دره های خشک با توجه به افزایش قابلیت تراوایی و مجاری زیرزمینی در مجاورت یک دره همراه با توسعه این گونه محدوده ها (اقتباس از پَریزک، ۱۹۷۱ و ۱۹۷۶)

۴-۹ غارها

کارستی شدن بنا به تعریف صورت گرفته، از انحلال و به دنبال آن تشکیل راهروها و دهلیزهای زیرزمینی توسعه می یابد و بدین ترتیب اشکال زیرزمینی بوجود آمده و هر کدام بخشهایی از کارستی شدن را تشکیل می دهد. چاله ها، گودال ها، سوراخ ها و راهروهایی که بوجود می آیند، بعضاً بحدی بزرگ اند که انسان ها می توانند به راحتی وارد آن شود. دلایل بوجود آمدن این اشکال شامل جریانهای ماگمایی، امواج، فرسایش، حرکات یخچالی، مواد خاکی یا سنگی و انحلال می باشد. ولی با شکوه ترین و پیچیده ترین این اشکال در مناطق

کارستی، غارها می باشند. غارها از طریق علوم مختلف مانند غارشناسی، جغرافیا و زمین شناسی مورد بررسی و مطالعه قرار می گیرد (شکل ۴-۲۸).



شکل ۴-۲۸ تصویر کلی از یک منطقه کارستی و تشکیل غار در بخشهای مختلف آن.

نحوه تشکیل این غارها از مهمترین سئوالاتی است که در مطالعات کارست با آن روبرو هستیم. در سنگهای آهکی یکی از مهمترین دلایل توسعه غارها، انحلال شیمیایی می باشد. در آب باران بدلیل وجود گاز CO_2 محلول با اولین تماس، این بارانها با سنگهای آهکی انحلال آنها شروع می شود. در درز و شکافهای سطحی تنگ در مدت زمان کوتاهی تا اعماق چندین سانتی متر، این آبها از لحاظ کلسیت به اشباع می رسد. ولی در اعماق زیاد درک این مسئله بسیار مشکل است که با این عمل غار تشکیل شود. در همین رابطه لازم است در مرحله اول، درزه و شکافهای تنگ توسعه یابند و پس از وسیع شدن این شکافها، آب باران در آنها جریان شود. آب باران، فضاهای خالی اولیه را کاملا پر می کند و سپس ارتباط آنان با هوای داخل غارها و یا اتمسفر قطع می شود. نیروی جاذبه بر روی آب در درزه و شکافهای کوچکتر از ۵ میلی متر تقریبا بی تاثیر است، در نتیجه این آبها بی حرکت مانده و به مقدار زیاد کربنات حل می کنند که البته برای این کار احتیاج به گاز CO_2 می باشد. غنی شدن آبهای زیرزمینی از لحاظ CO_2 از جریان هوای داخل غار و پوسیده شدن مواد آلی می باشد. در این شرایط بسیار مشکل است که بتوان به وسیله یک سری فرمولهای شیمیایی ساده تشکیل این گونه غارها را توضیح داد، زیرا میزان گاز CO_2 در این گونه مناطق محدود می باشد.

در درزه و شکافهایی که دارای عرض و هیدرولیک جریان زیاد هستند، نسبت به آبهایی که دارای هیدرولیک و عرض کم هستند، انحلال بیشتری در آنها مشاهده می شود. در درزه و شکافهای وسیع اگر به اندازه کافی جریان آب وجود داشته باشد، می توان جریانهای گردابی

در آنها مشاهده کرد و در آبهایی که دارای جریان گردابی هستند انحلال کلسیت نسبت به جریانهای ورقه ای و غیر گردابی چندین برابر بیشتر است. زمانیکه عرض شکافها به ۵ میلی متر می رسد می تواند جریان آب در آنها به شکل گردابی تشکیل شود.

۴-۹-۱ عوامل اصلی در تشکیل غار: از نظر زمین ریخت شناسان آبهای زیرزمینی یکی از مهمترین عوامل تشکیل غار می باشد. نحوه تشکیل و شکل گیری غارها با یکدیگر متفاوت و شبیه بهم نیستند ولی می توان نتایج مهم آماری از این نوع غارها بدست آورد.

با توجه به شکل هر گذرگاه در غارها، از فرسایش و رسوبگذاری و مراحل تشکیل غارها می توان اطلاعات مهمی را بدست آورد. عوامل اصلی در تشکیل غارها را می توان به شکل زیر طبقه بندی کرد:

- شکستگیها، درزه و شکافهای سنگهای آهکی
- ساختمان شیمیایی و پتروگرافی سنگهای آهکی
- وضیعت ساختمانی سنگهای آهکی(شیب، امتداد، گسل و نظیر آن...)
- میزان آبهای جاری و نوع جریان (آزاد، تحت فشار، ورقه ای یا گردابی)
- فیزیوگرافی منطقه
- مراحل تشکیل غار
- شرایط اقلیمی امروز و تاریخچه آن
- رسوبگذاری و تشکیل انواع ساخت ها در داخل غار می باشد.

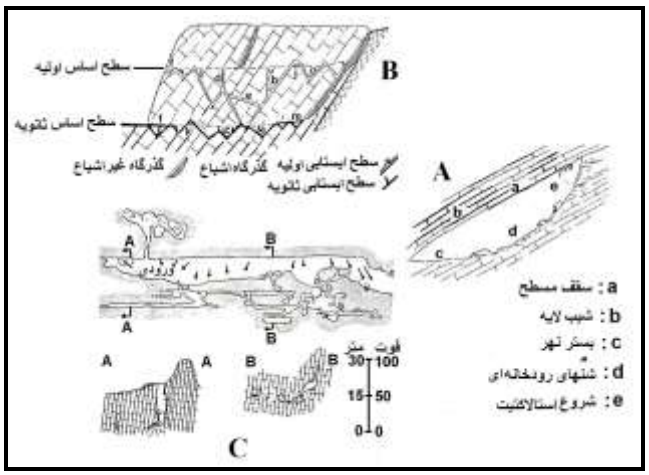
در بین این عوامل خصوصیات سنگهای آهکی؛ نوع جریان آبهای زیرزمینی، ساختمان فیزیوگرافی منطقه و شرایط اقلیمی بیشتر مورد توجه و مطالعه قرار گرفته است.

۴-۹-۲ خصوصیات پتروگرافی و ساختمان سنگ های آهکی تشکیل دهنده غارها:

به غیر از سنگهای آهکی مرجانی (ریفی) ، معمولا سنگهای آهکی دارای لایه بندی و درزه و شکافدار هستند. آبها در سطوح لایه ها ودر امتداد درزه و شکافها جریان می یابند و کانالهای اولیه جریان را تشکیل می دهند. تشکیل غارها اکثرا در محل تماس سنگهای آهکی خالص با ساختهای متفاوت دیگر شروع می شود.

بطور مثال؛ سنگهای آهکی که در بین آنها لایه های شیلی وجود دارد از نظر تشکیل غار بسیار مهم اند. زیرا شیل ها آبهای زیرزمینی را متوقف کرده و یا اُکسیده شدن پیریتهای موجود در آنها اسید سولفوریک را تشکیل می دهد و باعث سرعت بخشیدن به انحلال سنگهای آهکی می شوند. تخلخل سنگهای آهکی در مقابل انحلال و بلوری شدن، مقاومتهای متفاوتی نشان می دهد و به علاوه در داخل سنگهای آهکی میزان درز و شکافها می تواند در هدایت هیدرولیکی تاثیر گذاشته و در نفوذ پذیری اولیه غارها موثر واقع شود. غارهایی که در سنگهای

آهکی لایه ای با ریف های ساحلی توسعه می یابند از نظر شکل تا حدودی با یکدیگر متفاوت هستند. در شکل گیری غارها، میزان سیستم شکافها و شیب لایه ها موثر است و در امتداد لایه های افقی غارها بسیار کم توسعه می یابند و دارای ارتفاع کم و عرض زیاد می باشند. شیب لایه ها می تواند در تشکیل غارها موثر باشد و سطوح لایه بندی سقف غار را بوجود می آورد (شکل ۴-۲۹-A).



شکل ۴-۲۹: تاثیر شیب طبقه و تشکیل گذرگاهها در تشکیل غار(شاهین چی،۱۹۹۱)

اگر لایه بندی افقی باشد، در تشکیل غارها سیستم شکافها بسیار مهم می باشد. اگر شیب لایه ها زیاد باشد، همراه با سیستم شکافها در تشکیل غارها تاثیر گذار خواهد بود (شکل۴-۲۹ – B). لایه های تقریبا عمود در تشکیل غار در جهت امتداد توسعه یافته و دیواره ها در جهت سطوح لایه بندی شکل می گیرد (شکل۴ – ۲۹ – C). تنش در سنگها با تحت فشار قرار گرفتن، سیمانی شدن و بلوری شدن افزایش می یابد و باعث می شود سطوح ناپیوستگی کاهش یابد. در سنگهای آهکی یکپارچه و خالص معمولاً غار ایجاد نمی شود در حالیکه سطوح ناپیوستگی از نظر تشکیل غار بسیار مهم است. در سنگهایی که دارای مواد دانه درشت، بدون گردشدگی و تخلخل بین دانه ای است، بدلیل پراکنده شدن آب، از تشکیل غار جلوگیری می شود. در مناطق سرد بدلیل انجماد، آب جریان نداشته و در نتیجه در تشکیل و توسعه غار تاثیر گذاری کمتری دارد. در مناطق خشک و کم باران نیز بدلیل کمبود آب، غار بندرت تشکیل می شود. آبهای گرم می توانند به تشکیل غار سرعت ببخشند. در دامنه های شیب دار و مرتفع بدلیل سرعت جریان آب جاری در سطح زمین باعث می شود غارهای زیادی تشکیل نشود. در سنگهای آهکی که دارای درز و شکاف بسیار زیادی هستند، بر اثر فشار، ریزشهای بلوکی ایجاد شده و سقف غار به شکل محدب دیده می شود. غارهای تشکیل

شده در طول سطوح درزه ها معمولا به شکل شکافهای عمودی، تنگ و دارای پستی و بلندی هستند. از طرف دیگر، اگر آبهای جاری از آنها عبور کرده باشد به شکل راهرو دیده می شود. نوع و شکل درزه ها به خصوصیات لیتولوژی لایه های آهکی و به میزان آبهای جاری وابسته است. گذرگاه هایی که بوسیله این درزه ها بوجود می آید معمولا دو نوع هستند. در اولین نوع؛ اگر این درزه ها فقط بوسیله انحلال وسیع شده باشند، بدلیل انحلالهای متفاوت گودالهایی تشکیل می شود که اینگونه غارها نادر دیده می شوند و در نوع دوم که بیشتر مشاهده می شود، آن دسته ای هستند که گذرگاهها بوسیله این درزه ها کنترل می شود و مثلثی شکل هستند. اضلاع کناری این مثلث از کف غار به سمت سقف تنگ می شوند. این غارها از بخش زیرین درزه ها در طول سطوح لایه بندی به صورت جانبی با انحلال بوجود می آیند.

۴-۹-۳ مقدار و نوع جریان آبهای جاری: این بخش از موضوع یکی از مهمترین عوامل در تشکیل غار محسوب می شود. در مطالعات کارست به جریان آب آزاد(هواده) و جریان تحت فشار(جریان محصور) نامیده می شوند. جریان در بخش تهویه در روی آبخوان و جریان محصور در داخل آبخوان ایجاد می شود.

- جریانهای محصور: خصوصیات شاخص و معین جریانهای محصور، عبور این جریان ها از سطوح لایه بندی، درزه ها و شکستگی ها می باشد. در محل عبور، اشکال دایره ای و یا بیضوی بوجود می آید. اثراتی که یک جریان تحت فشار از خود بجا می گذارد، در کف و سقف شبیه به یکدیگر هستند. در قسمتی که جریان از آن عبور می کند مقعر می باشد. در داخل سنگهای آهکی همگن، در شکافهای تنگ به سرعت و در درزه های وسیع، جریان آب آرام بوده و عرض گذرگاههای بوجود آمده همگن می باشند (شکل ۴-۳۰). به نظر بعضی از محققان، در راستای سطوح لایه بندی در منطقه تحت فشار بدلیل ایجاد جریان گردابی اشکالی مانند کانالهای بیضوی بوجود می آید. در حالیکه بنا به نظر بعضی دیگر، اشکال بیضوی بدلیل اختلاط دو نوع آب با ساختمان مختلف شیمیایی که در راستای سطوح لایه بندی جریان دارد، بوجود می آیند. اگر آبهای حوضه های بالا دست، این کانالها را تغذیه کنند، شکل این کانال ها معمولا دایره ای می باشد. آبهایی که دارای ساختمان شیمیایی همگن هستند، مقطع کانال، دایره ای است و سپس بر اثر توسعه، این کانالها بدلیل اختلاط، با دیگر آبهای زیرزمینی موجود در کانال، باعث می شود خصوصیات دایره ای کانال تغییر و به شکل بیضوی تبدیل شوند. جریانهای تحت فشار را می توان در دو حالت مورد مطالعه قرار داد: اول، در اعماق که دارای جریانهای آرام است و دوم، در اعماق کم و آبهای محصور که دارای سرعت جریان زیاد است.

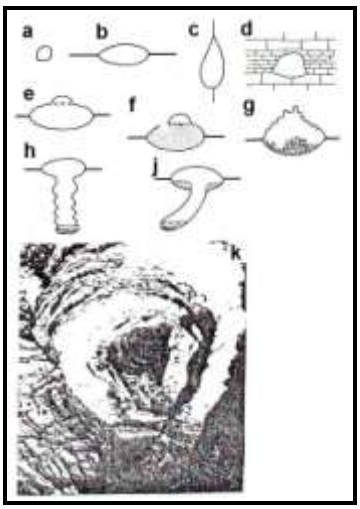
آبهای محصور، اشکالی مانند انحلالهایU شکل بوجود می آورند. این اشکال از گودالهای اسفنجی وسیع و اکثراً دیواره غارها به حالت گروهی ، منفک از یکدیگر دیده می شوند. معمولا عمق این غارها از وسعت شان بیشتر است.

در منطقه تهویه(غیر اشباع) بدلیل جریانهای گردابی در کف، اثرات جریانها بخوبی قابل مشاهده است. هر چه جریان کم باشد، اثر جریان به همان نسبت وسیع است و گودالهای انحلالی غیر متقارن و برآمدگیهایی در جهت عمود بر جریان ایجاد می کنند (شکل ۴-۳۱). آبهای تحت فشار منظمی که از دیواره و سقف کانالها عبور می کنند؛ اشکال شبیه به پوسته صدف ایجاد می کنند (شکل ۴-۳۲). ارتباط سرعت آب با طول این اشکال بر عکس بوده و قسمت نوک سطح محدب این پوسته ها به شکل کمانی و یا نوک تیز شکل می باشد. شیب پوسته ها در بخش منبع جریان آب کم و در قسمت منصب عمودی می باشد. این اشکال در کانالهای خشک، زمانیکه جریان آب وجود دارد، جهت جریان را نشان می دهد.

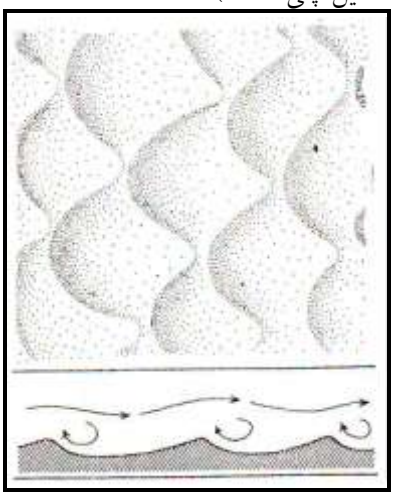
- جریان غیر اشباع(هواده) : بر اثر کاهش سطح آب جریان یافته در غارها، بجای آب تخلیه شده هوا جایگزین آن می شود و جریان آزاد بوجود می آید و شکل کانال تغییر می کند. با توجه به اینکه مقطع اولیه کانال دایره ای و یا بیضوی است، با ایجاد جریان آزاد، در هر کدام از جریانها (آزاد یا محصور) و در طول سطوح لایه بندی معمولا در طول درزه ها، کانالهایی تشکیل می شوند. این کانالها از راهروهای پر پیچ و خم و تنگ و از قسمتهای مختلف دیگر بوجود آمده است. بر اثر فرسایش و انحلال به شکل مستطیل و غیر منتظم در می آیند. در این شرایط، آب جاری تحت تاثیر جاذبه است و بر اثر فرسایش کف به شکل گلوگاه یا کانیون در می آید و همانند آنچه در آبهای سطحی دیده می شود به شکل مارپیچی مشاهده می شود (شکل ۴-۳۳). کانالهای آب، بخش تهویه(غیر اشباع) به شکل V بوده که نوک تیز آن در کف قرار دارد (شکل ۴-۳۳).

این اشکال تحت تاثیر عوامل مختلفی بوجود می آیند که بعضی از آنها را می توان به صورت زیر بیان کرد:

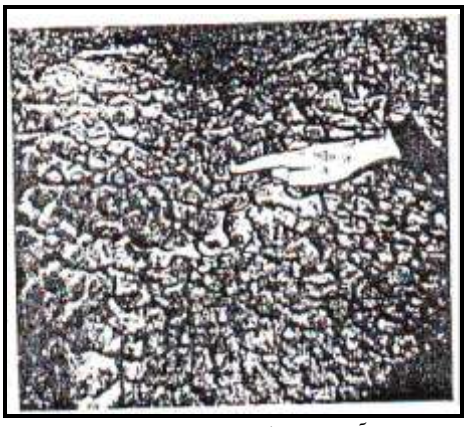
- آبهای جاری غارها در کوتاه مدت ویا در مدت زمان طولانی در یک سطح معینی ثابت مانده باشد.
- کاهش و یا افزایش در حجم آب ورودی به غار
- تغییرات در PH آب غار بدلیل کاهش و یا رشد گیاهان و عوامل شبیه به آن
- انحلال متفاوت لایه های سنگ آهک



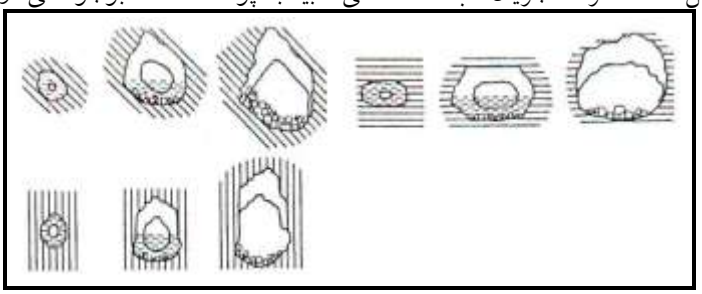
شکل ۴-۳۰ اشکالی که جریانهای غیر اشباع و تحت فشار بوجود می آورند. a) لوله تحت فشار در سنگهای آهکی خالص. b) گذرگاه بیضوی تحت فشار در سنگهای آهکی افقی. c) گذرگاه جریان محصور در شکافهای عمودی.d) گذرگاه جریان محصور در دو نوع سنگ با انحلال متفاوت. e) گذرگاه جریان محصور در هوای محصور شده در سقف. f) گذرگاه جریان محصور در کف محلی که مواد حمل شده جمع شده اند. g) تغییرگذرگاه جریان محصور بدلیل فروریزش. h) گذرگاه جریان محصوری که جریان آزاد بوجود آورده است. j) مقطع مئاندری که آبهای وادز بوجود آورده اند.k) برشهایی که آبهای غیر اشباع و گذرگاه جریان محصور بوجود آورده اند (شاهین چی،۱۹۹۱).



شکل ۴-۳۱ اثرات جریان آب در داخل غار(شاهین چی،۱۹۹۱)



شکل ۴-۳۲ اثرات جریان آب که اشکالی شبیه به پوسته صدف بوجود می آورند



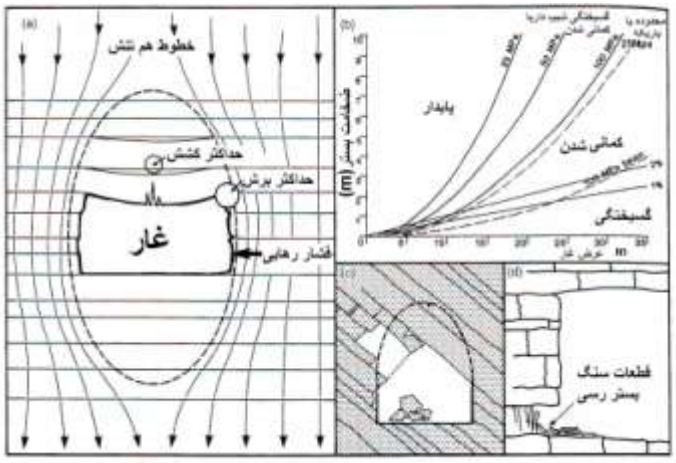
شکل ۴-۳۳ تاثیر جریانهای آزاد بر روی شکل کانال ها

۴-۹-۴ عوامل فیزیوگرافی و ساختمانی غار: سنگهای آهکی نازک لایه و غارهای کم عمق نسبت به غارهای عمیق معمولا با راهروهای تو در تو جدا می شوند. در مناطقی که کف سنگهای آهکی دارای یک لایه نفوذناپذیر است، نسبت به سنگهای آهکی که لایه نفوذناپذیر ندارند؛ وسیع تر و غارهای بزرگتری توسعه می یابد. تخریب و فرو ریختن غار و در نتیجه آن گسترش غار به عواملی که در زیر بدان اشاره می شود بستگی دارد.

بر اثر تنشهای ایجاد شده در دیواره ها و سقف غارها، رسوبات دانه ریز و درشتی فرو ریخته و تجمع می یابد، این رسوبات از اساسی ترین مناظر ژئومورفولوژیکی در مناطق کارستی زیرزمینی است که می توانند تا حد بسیار کمی جایگزین اشکال قبلی انحلال در بخش هواده یا اشباعی شوند. غارشناسان انگلیسی زبان به این اشکال مورفولوژیکی تخریب یا فروریزش (فروریختن) می گویند، بعضی از متخصصان اروپایی به آن ریزش سقف (غار) می گویند. درنتیجه این تخریب در سطوح کارستی غار پرتگاههایی آشکار شکل می گیرد. به عنوان مثال رودخانه های فرو رونده (چاله رود)؛ ستون سنگی نوک تیز و برجی از این قبیل فرایندها هستند. در اثبات این گونه فرایندها می توان چنین گفت؛ بار نقطه ای در توده های سنگی از

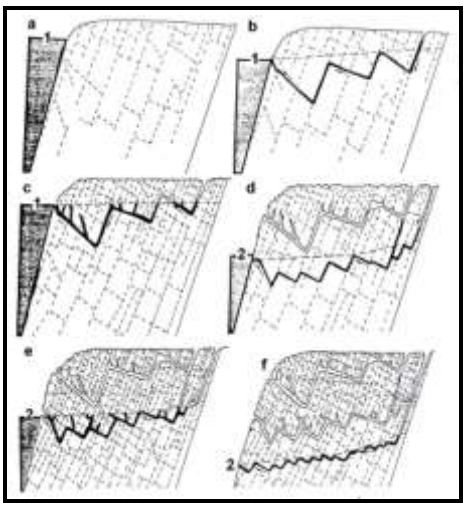
رابطه $P=\rho g h$ به طور ساده محاسبه می شود. در این رابطه: ρ: وزن مخصوص سنگ، h : ضخامت یا ارتفاع توده سنگ در بخش بالایی و g : شتاب گرانی می باشد.

پراکندگی بار و محدوده تنش را می توان از مقطع تهیه شده در شکل ۴-۳۴-a مشاهده کرد. کششی که در بخش قوسی غار در بالای سنگهای گذرگاه ایجاد می شود را می توان به راحتی مشاهده کرد. اصولاً ارتفاع با ضخامت سنگهای بالاسری از طریق عرض گذرگاه می توان تعیین کرد. افزایش تنش در سنگهای بخش فوقانی گذرگاه بدلیل افزایش وزنی است که به دیواره های گذرگاه ها وارد می شود که این امر باعث شل شدن و دگر شکلی آنها می شود. اغلب کششهایی که در کف غار وجود دارد اهمیت کمتری در غارهای طبیعی دارد (مساله غارهای مصنوعی ساختهٔ بشر متفاوت است). در غارهای بسیار بزرگ بدلیل کششهای بزرگی که بوجود می آید، ریزش از بخش گنبدی یا قوسی غار کمتر رخ می دهد، و به هیچ وجه مواد خُرد و تجزیه شده در آن مشاهده نمی شود. در شکل۴-۳۵ مدلی در مورد پهنای بحرانی گذرگاه یا بریدگیهای ضخامت برای فواصل این گذرگاهها که به صورت ستونهای سر آزاد در سنگهای آهکی با لایه بندی افقی داده شده است، مشاهده می شود.



شکل ۴-۳۴ توزیع خطوط فشاری در اطراف غار و کششی در بخش گنبدی آن (a)، عرضهای بحرانی گذرگاه (فاصله بحرانی بین گذرگاهها) یا انقطاع ضخامت در سنگهای آهکی با لایه بندی افقی در محدوده قوس طاقها و سر ستونهای آزاد (b). تئوری دگر شکلی بخش گنبدی یا قوسی غار به پرشیب بودن چینه ها مربوط دانست (c) پوسته پوسته شدن لایه ها بدلیل آزاد سازی فشار بدلیل حداکثر بار لایه ها از طریق لایه های رویی می شود (d) ،بطور مثال در نزدیکی ستون سنگی یا پایه دیواره های سنگی (اقتباس از فورد و ویلیامز، ۲۰۰۷).

غارهایی که در مراحل اولیه خود هستند، فشار آبهای موئین موجود در بین درزه ها بسیار متغیر است. با وسیع شدن درزه ها و پس از تشکیل غار فشار موئین آب اهمیت خود را از دست می دهد. به علاوه ورود آبها به غار و همینطور تغییر سطوح آن نیز بی اهمیت می شود. بین تصویر اشکال مورفولوژیکی مناطق کارستی با تشکیل غارها همواره ارتباط وجود ندارد (۴-۳۵). موادی که همراه با آبهای جاری حمل می شود بدلیل فرسایش اصطکاکی به وسیعتر شدن غارها کمک خواهد کرد. به همین دلیل قبل از آنکه آبهای جاری وارد سنگهای آهکی شوند؛ جنس سنگهای عبوری آب دارای اهمیت می باشد. مخصوصاً اگر آبهای جاری در جهت شیب لایه های آهکی حرکت کنند، فرسایش بیشتری را بوجود می آورند. پس از بوجود آمدن شبکه اولیه به هم متصل درزه ها در مراحل اولیه تشکیل غار و اثرات فیزیوگرافی محدوده کارستی می توان توضیح داد که چرا بعضی از غارها توسعه می یابند و بعضی دیگر به حالت اولیه کوچک باقی می مانند.



شکل ۴-۳۵ تاثیر سیستم شبکه ای درزه و شکافها در تشکیل غارها

۴-۹-۵ شرایط اقلیمی: بارش و حرارت از عوامل اقلیمی هستند که در تشکیل غار موثرند. باید گفت، تشکیل غار در اقلیم مرطوب نسبت به اقلیم خشک دارای اهمیت بیشتری است و در مناطق خشک و نیمه خشک تشکیل و توسعه غار دارای عوامل محدود کننده می باشد. غارهای موجود در بیابانهای امروزی در واقع در اقلیم های بارانی اعصار قدیم بوجود آمده اند. بطور مثال: در جنوب عربستان، بیابانهای جنوب و شمال غربی استرالیا غارهایی ایجاد شده اند که در شرایط پالئو – اقلیم تشکیل شده است. اگر بارشها به مقدار کافی نباشد رشد در کارستی شدن مشاهده نمی شود. در اقلیم های نیمه خشک بر اثر بارشهای رگباری شدید باعث می

شود فضاهای خالی انحلالی در سنگهای آهکی بوجود آید، ولی بدلیل بالا بودن میزان تبخیر کلسیت حل شده در مدت زمان کوتاهی به شکل استالاکتیت و استالاگمیت رسوب می کنند و فضاهای خالی، بسته می شوند. غارهای وسیع در مناطق بارانی و یا تجمع برفی زیاد، بیشتر مشاهده می شود. غارهای موجود در اقلیم های استوایی مرطوب نسبت به مناطق خشک استوایی بسیار خوب توسعه و رشد می یابند. در مناطق بسیار سرد به علت انجماد خاک تشکیل غار محدود می باشد.

۴-۱۰ مواد رسوبی تشکیل شده در مناطق کارستی

آب باران که بر روی سنگهای آهکی ریزش می کند از نظر اسید کربنیک غنی بوده و PH آن کمتر از هفت می باشد. آبهای جاری تشکیل شده از این بارشها وقتی در داخل سنگهای آهکی حرکت می کند، PH آن افزایش می یابد و از لحاظ کربنات به اشباع می رسد. مواد زائدی که در مقابل انحلال آبهای سطحی اسیدی مقاومت کرده اند؛ رسوبات سطحی را بوجود می آورند. این رسوبات شامل ماسه های کوارتزی، سیلیس، گلکونی و رس و مواد مشابه می باشد. هیدروکسید و اکسیدهای آلومینیم و آهن؛ ژلهای سیلیسی در آب به صورت معلق حمل می شوند و یا مواد اولیه خاک قرمز تجمع می یابند. بعضی اوقات در مواد رسوبی سطحی دانه های فسفات و دولومیت یافت می شود. در حالیکه $MgCO_3$ نسبت به $CaCO_3$ در آب بیشتر حل می شود، از طرف دیگر انحلال دولومیت نسبت به $CaCO_3$ کمتر است. به همین دلیل، در داخل مواد رسوبی سطحی خرده سنگهای دولومیتی بسیار زیاد دیده می شوند. هیدروکسید آهن و آلومینیم با ترکیبات اکسیدی و سیلیسهای کلوئیدی وقتی از محیط جدا و یا رسوب میکند از لحاظ تکامل سنگهای آهکی بسیار مهم است. اگر PH محیط از پنج بیشتر باشد؛ هیدروکسیدهای آهن و آلومینیم از نظر شیمیایی از طرف سنگهای آهکی حبس می شود.

در مناطق خشک استوایی بدلیل بالا بودن حرارت و انحلال کم گاز CO_2 آب ، باعث افزایش PH خواهد شد. بدین ترتیب در شرایط اقلیمی استوایی آبها دارای خاصیت بازی می باشند؛ وقتی سیلیس حل می شود به شکل کلوئیدی از محیط خارج می شود. سپس اکسید و هیدروکسیدهای آهن و آلومینیم رسوب می کنند. در مناطق گرم و خشک رسوبات رسی مانند کائولینیت؛ هالوسیت و آلوفن بسیار کم و نادر دیده می شوند در حالیکه معادن بوکسیت و یا لاتریت در سطوح وسیعی تجمع می یابند. در مناطق معتدل با بارشهای فراوان بدلیل کم بودن PH آبهای جاری در سطوح سنگهای آهکی، سیلیس و آلومینیم از طریق شیمیایی به هم چسبیده و رسوبات رسی شبیه کائولینیت را بوجود می آورند. این رسها وقتی از نظر آهن غنی شوند، خاکهای قرمز بوجود می آورند. منشاء این رسوبات یکی از قدیمی ترین مباحث سنگ شناسی رسوبی است و بطور کلی دو نظریه ایجاد رنگ قرمز در اثر هوازدگی و درطی مراحل

تشکیل خاک در سطح زمین ویا عقیده توسعه رنگ قرمز در طی فرایندهای دیاژنتیکی در ستون رسوباتی که در داخل زمین مدفون شده اند (ارزانی،۱۳۸۱). در این راستا رسوبات قرمز رنگی که در اثر انحلال سنگ های آهکی برجای مانده اند به صورت خاک های قدیمی(پالئوسل) ویا رسوبات قرمز رنگ ترا روزا در منابع معرفی شده است. این واژه برای اولین بار در ایتالیا از طرف جوفی(۱۹۴۹) به رسوبات قرمزی اطلاق شد که در آب و هوای مدیترانه ای(بارندگی بیشتر از ۱۵۰۰ میلی متر در سال) و روی بستر آهکی تشکیل شده بودند، ولی بعداً کوئین لان(۱۹۷۸) این رسوبات را که علاوه بر رسوبات حاصل از بقایای انحلال سنگ های آهکی شامل رسوبات آواری حمل شده توسط رودخانه نیز بودند، به عنوان پالئوسل دانست. دوچان فور(۱۹۷۰) رسوبات قرمز رنگ ترا روزا را به عنوان خاک های پالئوسلی که روی سنگ های آهکی ایجاد شده وبا ویژگی های زیر معرفی کرد: افق A معمولاً در اثر فرسایش وجود ندارد و افق B بسیار رسی و بقایای سیلیسی حاصل از انحلال سنگ های آهکی و خرده سنگ های آهکی در آن وجود دارد. رنگ سرخ رسوبات مربوط به مواد رنگ آمیزی کننده هایی مانند هماتیت(α-Fe_2O_3) و گوتیت(α-FeOOH) که از مهمترین کانی های ترکیب آهن در رسوبات و خاک های سرخ هستند. این کانی ها می توانند، فری هیدرات در خاک و رسوبات هوازده یافت می شود و این ترکیب از محلولی که حاوی اُکسیدهای آهن باشد، رسوب می کند. توپوگرافی کارستی در اثر انحلال سنگ های آهکی در روی سطح زمین ویا در زیر سطح(در بالا ویا در زیر سطح سفره ایستابی) پدیده ای آشنا و ایجاد تونل ها و غارهای آهکی و تجمع بقایای انحلال به صورت رسوبات و خرده سنگ های برشی عارضه ای شناخته شده است(مراجعه به موتز و دیگران،۲۰۰۱). علاوه بر انحلال در اثر آب های اسیدی و ارتباط آن با فشار گاز کربنیک در سیستم محلول(وایت و وایت،۱۹۸۹)، انحلال سنگ های آهکی و ایجاد پدیده کارست می تواند در اثر مخلوط شدن آب شور و شیرین، انحلال در اثر آب های گرم ویا در اثر اُکسیداسیون مواد آلی صورت گیرد(ارزانی،۱۳۸۱). در خاکهایی که از نظر مواد زائد گیاهی غنی هستند، باعث می شود از لحاظ اسید هومیک که دارای ساختمان آمورف، سیاه و ژلاتینی است نیز غنی شوند. در محیط اسیدی، اسید هومیک زیادی از طرف رسها حبس می شود؛ که این بدلیل وجود $CaCO_3$ در محیط می باشد. کلوئیدهای رسی همراه با هیدروکسید های آهن با هم می توانند ترکیبات نفوذناپذیر سیمان آهنی تشکیل دهند.

۴-۱۱ نهشته های درونی غار

نهشته های درونی غار که در جدول ۴-۳ داده شده است؛ در واقع یک تقسیم بندی ساده به صورت انواع رسوبات کلاستیک (آواری)؛ آلی و رسوبات ته نشین شده و تبخیری است که به شکل رسوبات خارج از غار تشکیل و منتقل می شوند (نابرجا) و همراه با رسوبات داخل غار

بوجود می آیند (برجا). رسوبات برجا؛ رسوباتی هستند که بوسیله آبهای آزاد یا بخش تهویه و محصور حمل می شوند و شامل شن، ماسه، گل و مواد مشابه هستند. رسوبات نابرجا از رسوبات سنگهای آهکی فرسایش یافته بوسیله محلول شیمیایی در داخل غار تشکیل می شوند (استالاکتیت و استالاگمیت). به علاوه مواد ریزشی؛ مواد زائد انحلالی و رسها نیز جزء مواد رسوبی نابرجا می باشند. در جدول ۴-۴ کانیهای اصلی نهشته شده در غارها داده شده است. مواد رسوبی که بوسیله آبهای جاری حمل می شوند در داخل فضاهای خالی کارستی جمع می شوند. این مواد شامل ماسه های کوارتزی؛ گلوکنی، خرده سنگهای دولومیتی؛ رس و بعضی اوقات فسفات و کربناتهای Li، Ni، Co، Cu، Pb، Be، Zn، Cd، Mn و Fe و ترکیبات آلومینیمی می باشند. فسفریتها اکثرا به شکل $CO_3(PO_3)_2$ بوده و بعضی اوقات همراه با CaF_2 مشاهده می شود. از طرفی با توجه به میزان PH آب اول آهن (PH بالای ۵ است) و سپس ترکیبات منگنزی رسوب می کنند. با حل شدن نمکهای زیادی بوسیله آبهای سطحی؛ این مواد در فضاهای خالی کارستی رسوب می کنند. از مهمترین این مواد شامل نمکهای سولفات و کلرور می باشد. از اکسیده شدن سولفور آهن؛ سولفات آهن تشکیل و بر روی کلسیم کربنات اثر گذاشته و ژیپس ها را بوجود می آورند. ژیپس ها نسبت به $CaCO_3$ بیشتر حل می شود. حلالیت ژیپس تا درجه حرارت معینی افزایش می یابد و سپس کاهش می یابد. ژیپس ها حداکثر تا حدود ۳۷ درجه سانتی گراد حل می شود. ولی در فضاهای خالی کارستی کمتر اتفاق می افتد که به این درجه حرارت برسد. رسوبات ژیپسی با کاهش حرارت و یا تبخیر توسعه می یابند. در فضاهای خالی کارستی؛ رسوبات ژیپسی در اعماق توسعه می یابند و در نزدیکی سطح زمین کمتر قابل مشاهده هستند. انحلال و رسوب ژیپس تحت تاثیر گاز CO_2 نمی باشد.

۴ - ۱۱-۱ رسوباتی که منشاء غیر آهکی دارند: این رسوبات با منشاء نابرجا از طرف آبهای وادز و محصور حمل و در داخل غار رسوب کرده اند. بدلیل جریان گردابی آبهای سطحی؛ رسها که به شکل معلق حمل می شوند در دریاچه های ساکن داخل غار جمع می شوند. ولی مقداری تکه های شنی از شکافهای وسیع می تواند حمل شوند. در شرایط جریان کم آب در داخل غار؛ این مواد رسوب می کنند و رسهایی که دارای قطر ۲ الی ۲۰ میکرون هستند به صورت معلق به مدت طولانی ساکن هستند و از سنگ مادر تا فواصل طولانی حمل می شوند. در غارهای عمیق که دارای اقلیم یکنواخت هستند؛ تاثیر CO_2 بر روی رسها بی اهمیت می باشد. رسهای رسوب کرده در زمانیکه میزان آب کاهش می یابد؛ ضخیم شده و کف سنگهای آهکی را از نظر انحلال محافظت می کند. در داخل غار مهمترین کانیهای رسی عباتند از ایلیت؛ کائولینیت و ندرتا اسپدولیت می باشد. کانیهای رسی به هیدروکسیدهای آهن وصل می

شوند؛ وقتی هیدراتهای آهن اکسیده می شوند به رنگ قرمز و قهوه ای و در رنگهای آبی وقتی دو ظرفیتی می باشد؛ بخش اعظم رسها از اطراف سنگهای آهکی و غار به قسمتهای دورتر حمل می شوند ولی بخش دیگری از رسها بر اثر انحلال شیمیایی سنگهای آهکی و جابجایی یونی در جا تشکیل می شوند. در اقلیم های معتدل؛ بسته به فصول گرم و سرد در داخل غار رسهایی را به وجود می آورند. در آخر تابستان آبها رس کمتری دارند و بیشتر ماسه رسوب می کند. بر عکس در آخر زمستان رسوبات رسی افزایش می یابد. خاکهای قرمز شرایط اقلیمی گرم را نشان می دهد. در تاریخچهٔ بیشتر غارها رسوبات رسی با بافت ظریف تصور می شود، نشان دهندهَ آخر جریان محصور و قبل از شروع جریان وادز می باشد. جریانهای وادز بخش اعظم رسوبات رس قرمز قبلی را حمل می کند و باعث می شود کانالها و حفرات بسته شدهَ غار را باز کنند. شنهای موجود در غارها نسبت به شن های خارج غار نسبتاً صاف و گرد می باشند. بعضی اوقات مواد رسوبی که منشاء غیر آهکی دارند با سیمان کربناتی مخلوط شده و بدین ترتیب مواد رسوبی را در محل حفظ نمایند.

۴-۱۱-۲ رسوباتی که منشاء سنگهای آهکی دارند: زمانیکه در غارها بحث رسوبات و مخصوصاً رسوبات آهکی به میان می آید؛ قبل از هر چیز استالاکتیت و استالاگمیت ها در مغز تداعی می شود. ولی بر اثر انجماد و یا فروریزش سنگهایی که دارای ساختمان برشی و بلوکهای سنگهای آهکی گوشه دار به مقدار زیاد قابل مشاهده است. در مدخل و داخل غارها به بلوکهای تجمع یافته به عنوان برشهای غاری تعریف می شود. در غارهای مناطق مدیترانه مخصوصاً در فصول سرد که تصور می شود این نوع مواد رسوبی در مدخل غارها تشکیل شوند، به مقدار زیاد قابل مشاهده هستند. غارهایی که در اروپا تشکیل شده است، بیشتر شامل رسوبات استالاکتیت و استالاگمیت می باشد؛ که ساختمان شیمیایی و بلور شناسی آن بطور کامل مورد مطالعه قرار گرفته است.

طرز تشکیل این رسوبات می تواند در مورد تاریخچه این غارها اطلاعات مهمی دهد. به رسوبات آهکی که از سقف به سمت پائین تشکیل شود به استالاکتیت و به رسوباتی که از کف به سمت بالا تشکیل می شود؛ استالاگمیت گفته می شود. کلسیت از اولین بلورهایی است که در غارها رسوب می کند. بلورهای کلسیت در استالاکتیت ها بیشتر دارای سیستم رمبوئدری است و اکثرا سیستم آن تغییر نمی کند. در بعضی از غارها آراگونیت تشکیل می شود که دارای سیستم ارتورومبیک بوده که معمولا این کانی ثابت نمی باشد. آراگونیت ها در شرایط غار و در آب ؛ ۱۶٪ بیشتر از کلسیت حل می شود. بنا به نظر بعضی از محققان که تشکیل آراگونیت را به شرایط اقلیمی گرم نسبت می دهند؛ ولی این مساله تاکنون ثابت نشده است (شکل ۴-۳۶).

شکل ۴-۳۶ عکس سمت راست نمایی از استالاکتیت و استالاگمیت های تشکیل شده در غار کتله خور (جنوب ابهر،استان زنجان)؛ عکس سمت چپ، غار نمکی(جنوب ایران)

در بعضی از مناطق خشک در سنگهای آهکی که دارای نوارهای شیل پیریت دار می باشند، رسوبات ژیپس مشاهده می شود. تعادل حساسی بین مواد رسوبی و محلول وجود دارد که حتی با تغییرات کم در شرایط محیطی می تواند تعادل شیمیایی را به هم زند. رسوبات آهکی در واقع منعکس کننده شرایط غار بوده و به صورت: رسوبات آهکی تشکیل شده بوسیله قطره های آب، رسوبات آهکی که با جریان آب تشکیل می شوند، رسوبات آهکی که با آبهای نفوذی تشکیل می شوند، رسوبات آهکی که در زیر آب تشکیل می شوند، دیده می شود. کلسیت در هر کدام از انواع رسوبات تشکیل شده با یکدیگر بسیار متفاوت است؛ بطوریکه هر یک از آنها در داخل گروهای دیگر تشکیل نمی شود.

در بعضی از غارها در حالیکه هوا دارای صددرصد رطوبت است به مقدار کمی آب تبخیر می شود و در این صورت رسوب $CaCO_3$ قابل مشاهده می باشد. در غارها رسوبات کلسیتی بدلیل کاهش فشار نسبی گاز CO_2 در آب بوجود می آید. در تغییر فشار نسبی گاز CO_2 تغییرات حرارت بسیار مهم است. در شرایط عادی اتمسفر، میزان فشار نسبی گاز CO_2 برابر$۱۰^{-۳/۵}$ اتمسفر بوده و در آب باران مقدار گاز CO_2 محلول برابر$۱/۳۶۴x۱۰^{-۵}$ مول بر لیتر می باشد. آب باران وقتی از خاک غنی شده از مواد آلی عبور می کند، مقدار CO_2 در آن بین ۲۵ الی ۹۰ بار افزایش می یابد. این آبها تقریبا $۱/۳x۱۰^{-۳}$ مول بر لیتر گاز CO_2 محلول دارد.

جدول ۴-۳ نهشته های درونی غار (اقتباس از فورد و ویلیامز؛ ۲۰۰۷) در این جدول کانیهای غالب ارایه شده است. در غارها بیش از ۲۵۰ کانی مختلف شناخته شده است.

منبع	نوع نهشته	منشاء	توضیحات
نابرجا	آواری	رودخانه ای	تنوع زیاد- نابرجا غالب است
		خاکهای فیلترشده	از نشت- فرعی
		دریاچه ای	کمیاب
		دریایی	رخساره ساحلی
		بادی	معمولا کمیاب به استثنای وارد شونده ها
			رایج در مناطق یخچالی
		یخچالی و یخ رودی وارد شده	معمولا منحصر به محدوده ورودی است
		جریانهای گلی و کوهپایه ای؛ خارج شده	محدوده آتشفشانی
		آذرآواری	اندازه این ذرات در محدوده هاگها تا تنه درختان
	آلی	حمل شده توسط آب؛باد و غیرو جانداران بیرونی	بعضی مواقع مورد استفاده انواع گونه های جانوری در غار؛ استخوانها؛ آشیانه ها و کومه های آهکی؛ فضولات
برجا	آواری	۱۱-تخریبی	عمدتا با گسیختگی است؛ندرتا گرما آواری است.
		رودخانه ای	از مشتقات تخریبی یا فرسایش سنگهای کارستی
		۱۳- خاک هوازده و بادی	از مشتقات موارد ۱۱ و۱۳
	ته نشین شده و تبخیری	یخ	یخ آبدار؛ یخ رودها؛ نفوذ یخرفتها و یخبندان
		کلسیت، دیگر رسوبات کربناتی و کربناتهای هیدراته شده.	از با اهمیت ترین رسوبات برجا می باشد
		سولفاتها و سولفاتهای هیدراته شده.	
		نمکها، فسفاتها و نیتراتها، سیلیس و سیلیکاتها، منگنز و اکسیدهای آهن هیدراته شده کانی های مختلف و کانسنگهای همراه	

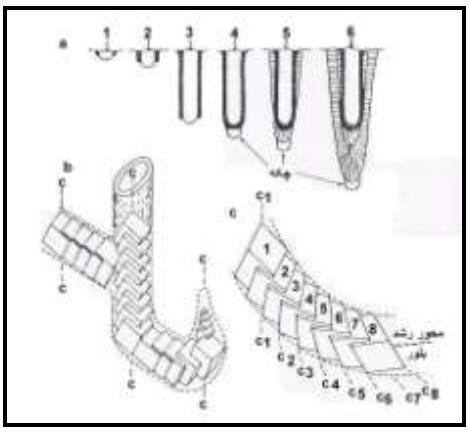
جدول ۴-۴ کانیهای عمده نهشته شده در غارها

گروه کانیها	کانی	فرمول
کربناتها	کلسیت آراگونیت مگنزیت	CaCO3 CaCO3 MgCO3 CaMg3(CO3)4
کربناتهای هیدراته شده (آبدار)	منوهیدروکلسیت تری هیدروکلسیت نسکو هونیت	CaCO3.H2O CaCO3.3H2O MgCO3.H2O 4MgCO3.Mg(OH)2.4H2O
سولفاتها و سولفاتهای آبدار: نمکها	آنیدریت باریت سلستیت تناردیت هالیت باسانیت ژیپس	CaSO4 BaSO4 SrSO4 Na2SO4 NaCl CaSO4.H2O CaSO4.2H2O MgSO4.7H2O MgSO4.6H2O Na_2SO_4.10H2O
سولفیدها	پیریت مارکازیت گالن اسفالریت	FeS2 FeS2 PbS ZnS CaF2
فسفاتها و نیتراتها	وایت لوکیت مونتیت هیدروکسی آپاتیت کربنات آپاتیت کاندالیت تراناکیت پتاسیم نیترات سدیم نیترات نیترو کلسیت و.....	Ca3(PO4)3 CaHPO4 Ca5(PO4)3.OH Ca10(PO4)6CO3.H2O CaAl3(PO4)2(OH)5.H2O (K.NH4)Al3(PO4)3(OH).9H2O KNO3 NaNO3 Ca(NO3)3.4H2O
اکسیدهای آهن؛ منگنز و آلومینیم	ژئوتیت هماتیت لیمونیت بیرنسیت هلنویت تدروکیت بوکسیت	FeOOH Fe2O3 Fe2O3.nH2O MnO2 BaMn8O12 (Na,Ca,K,Mn,Mg)6O12.3H2O Al2O3.3H2O AlO(OH) Al(OH)3
سیلیس	کوارتز؛ کلسدون؛ کریستوبالیت (اپال)	SiO_2
یخ		H_2O

آبها وقتی درزه های سنگهای آهکی را پُر می کنند؛ CO_2 از محیط خارج نمی شود، ولی آبهای زیرزمینی وقتی وارد محیط غارهایی می شوند که از نظر فشارنسبی گاز CO_2 اتمسفر با یکدیگر برابرند؛ مقداری از گاز CO_2 از آب جدا می شود. گاز CO_2 جدا شده باعث رسوب کربنات شده و بدین ترتیب باعث تشکیل ساخت هایی شبیه به استالاکتیت و استالاگمیت می شوند. قبل از آنکه گاز CO_2 از آب جدا شود، فقط تحت تاثیر عوامل بیولوژیکی مقدار محدودی رسوب کربنات بوجود می آید. در اقلیم های خشک بدلیل تبخیر آب داخل غار و جدا شدن CO_2 از آن، رسوبگذاری کربنات از اهمیت خاصی برخوردار است. شکل بلور کلسیت رسوب شده به ساختمان داخلی آن وابسته است. با توجه به طبقه بندی انجام شده در مورد رسوبات آهکی تشکیل شده در غار در زیر بطور مختصر توضیح داده می شود.

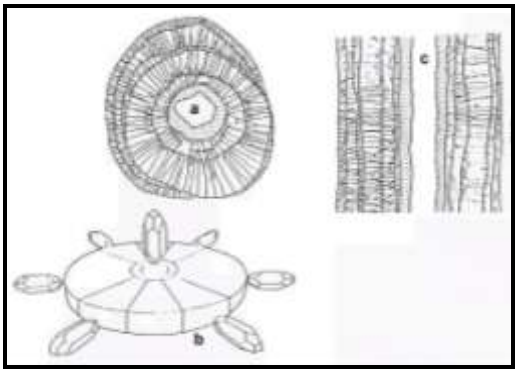
۴-۱۱-۲-۱ رسوبات آهکی تشکیل شده بوسیله قطره های آب: استالاکتیت و استالاگمیت ها از مهمترین اشکال کلسیت است که بوسیلهٔ قطره های آب بوجود می ایند. استالاکتیت ها از قطرات آبهای چکه شده از سقف غارها تشکیل می شوند. این و دیگر ساختهای غار اکثراً در سنگهای آهکی دیده می شود که تحت تاثیر یخچال قرار گرفته اند. آب بارانی که از درز و شکافها نفوذ می کنند؛ مقداری از CO_2 خود را در سقف غار از دست داده و رسوب کلسیت در داخل آب به صورت لایه نازک و نیم کروی مشاهده می شود و در طول زمان استالاکتیت بوجود می آید (شکل۴-۳۷). با افزایش قطرات کلسیت بصورت حلقوی بر روی یکدیگر تجمع یافته و به صورت استوانه رسوب می کند که قُطر آن برابر با قُطر قطرات آب می باشد. قطر متوسط قطرات آب در حدود ۵ میلی متر می باشد. با بزرگ شدن استوانه های کلسیت قطرات آب در فضای خالی داخل استوانه نفوذ کرده و باعث افزایش طول استالاکتیت می شود که معمولا به شکل لوله ای بوجود می آید. این اشکال دارای قطرهای ۵ الی ۱۰ میلی متر بوده و می تواند تا چندین متر نیز افزایش یابد. استالاکتیت های لوله ای ساختمان کلسیتی است و اگر از یک نوع بلور تشکیل شده باشند دارای ساختمان شبیه به هم خواهند بود. ساختمان ملکولی لایه های کلسیتی که به نوک استالاکتیت اضافه می شود همانند ساختمان لایه های قبلی می باشد. اگر جریان آب پر سرعت باشد برای رسوب کلسیت زمان کافی وجود نداشته و باعث می شود قطره ها به کف غار ریخته شوند که این باعث رسوبگذاری کلسیت و تشکیل استالاکتیت می شود. لوله های استالاکتیت بیشتر در اقلیم های سرد بوجود می آید، ولی در مناطق مدیترانه و استوایی به ندرت قابل مشاهده هستند بعضی اوقات بدلیل رسوب کلسیت در سطح خارجی استالاکتیت ها اشکالی مانند قیف، کره و برآمدگی هایی بوجود می آیدو لایه های رسوبی تشکیل شده در سطح خارجی استالاکتیت ها تقریباً موازی سطح استالاکتیت ها می باشد. در مقطع عرضی استالاکتیت ها، این لایه ها به صورت حلقه های تو در تو دیده می

شود. این لایه ها بدلیل آنکه بطور کامل تشکیل نشده اند؛ در مطالعات رشد استالاکتیت ها قابل استفاده نیستند. محور بزرگ بلورهای لوله ای شکل استالاکتیت هابسمت پائین می باشد. بلورهای قیفی شکل استالاکتیت ها بر محور آن عمود و بشکل شعاعی توسعه می یابد(شکل ۴-۳۸).

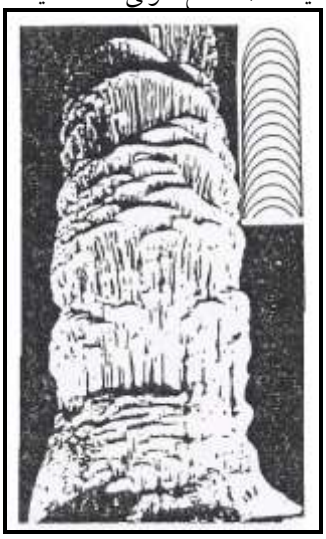


شکل ۴-۳۷ تصویری از رشد و تشکیل استالاکتیت:a) تشکیل استالاکتیت،b) بدلیل تغییر آنی در محور رشد و رشد استالاکتیت به شکل رمبوئدرهای داخل یکدیگر؛ c) به دلیل تغییرات پله ای در محورc تغییر جهت ؛ رشد استالاکتیت ایجاد می شود(شاهین چی،۱۹۹۱).

در تمامی استالاکتیت ها ؛ لوله های مرکز محور وجود نداشته و بیشتر آنها از رسوب کلسیم کربناتی تشکیل شده اند که آبهای جاری از سطوح خارجی آن در جریان است. استالاگمیت ها؛ بدلیل آنکه در کف غارها تشکیل می شوند؛ نسبت به استالاکتیت ها به اشکال گوناگون مشاهده می شوند. از سقف غار ویا آبهایی که از استالاکتیت ها فرو می ریزد به مقدار زیاد دارای کلسیم بی کربنات می باشد. آب فرو ریخته بر روی زمین تحت تاثیر تبخیر قرار می گیرد و از محل فروریزش آب بسمت بیرون رسوب کربنات کاهش می یابد. مرکز استالاگمیت ها از لایه های افقی تشکیل می شود در حالیکه کناره های آن از لایه های بسیار نازک عمودی بوجود می آید. استالاگمیت ها بشکل شعاعی رشد نمی کنند به همین علت برای مطالعه و بررسی آنها از مقاطع طولی استفاده می شود نه از مقاطع عرضی. رشد عمودی استالاگمیت ها به مقدار آب وابسته نبوده بلکه به مقدار CO_2 در آب وابسته است. ولی رشد عرضی آن با حجم آب نسبت مستقیم دارد. بدین ترتیب یک هستهٔ کوچک استالاکمیت بشکل بشقاب رسوب می کند و به همین دلیل مانند استالاکتیت ها نوک تیز نبوده بلکه بشکل شمع تشکیل می شود (شکل ۴-۳۹)



شکل ۴-۳۸ مقاطع عرضی و طولی استالاکتیت ها.a) مقطع عرضی استالاکتیت، b) مقطع عرضی ساختمان بلوری استالاکتیت، c) مقطع طولی استالاکتیت (شاهین چی،۱۹۹۱)



شکل ۴-۳۹ مقطع طولی استالاکمیت

۴-۱۱-۲-۲ رسوبات آهکی که با جریان آب تشکیل می شوند: این رسوبات در دیواره و یا کف غار از طرف آبهای جاری بوجود می آیند. بلورهای کلسیت در جهت عمود بر سطح رویی رسوبگذاری می کنند. رسوبات کلسیتی بدلیل برآمدگی در سطح آن و یا بدلیل پرتاپ شدن آب و از دست دادن CO_2 تشکیل می شوند. در غارهای استوایی که مقدار تبخیر زیاد است به رسوبات جریانی به وفور دیده می شوند. رسوباتی که از این طریق تشکیل می شود، تراورتن نامیده می شود. این رسوبات اکثراً بشکل لایه ای و یا برگه ای است و شیب لایه ها به سطح رسوبگذاری وابسته است. اگر کلسیت های رسوبی در آبهای سطحی متبلور نشود و سخت نیز نشده باشد توفهای کلسیتی بوجود می آید. معمولاً سنگهای جریان یافته از طریق آبهای جاری صاف، بدون زبری و منظم هستند ولی وقتی در موانع قرار می گیرند به شکل این

موانع دارای پستی و بلندی شده و به همان شکل رسوب می کنند. این نوع رسوبات دارای کف نامنظم، نوک تیز و با از دست دادن CO_2 بوجود می آیند.

۴-۱۱-۲-۳ رسوبات آهکی که بر اثر نشت آب تشکیل می شوند: رسوبات آنتودیت از طریق نشت آب در دیواره و سقف غار بوجود می آیند. این گونه رسوبات مناظر زیبایی در غار بوجود می آورند و در سقف تشکیل و به استالاکتیت های بی شکل شبیه هستند. این رسوبات دارای طول چند سانتی متر و عرض یک سانتی متر می باشد. ساختهای دیگری که آبهای نشتی در غار بوجود می آورند، یکی بشقاب یا سپرهای غاری است که به شکل دایره بوده و دارای ضخامت چندین سانتی متر و عرض یک دسی متر می باشد و با کمک یک نوک تیز به سقف غار می چسبد. در دیواره های غار در امتداد شکافها آب نشتی باعث تشکیل مرجانهای غاری که شبیه به دانه های ذرت می باشد، بوجود می آورند. این ساختها صاف و بدون زبری است که هرکدام از دانه ها دارای قطری برابر یک الی دو سانتی متر می باشد. در مقطع عرضی دارای ساختمان نواری تو در تو می باشد. سنگهای تشکیل شده با جریان؛ زمانیکه سرعت آب به حد بسیار زیادی از کلسیت اشباع و گردابی باشد، تشکیل می شوند. اگر جریان آب بشکل نشتی باشد؛ مرجانهای غاری و یا اشکالی مانند ذرت باز شده بوجود می آورند، زیرا رسویگذاری با خارج شدن CO_2 از محیط ایجاد می شود. سرعت خارج شدن CO_2 از محیط با ضخامت لایه آب نسبت عکس دارد. رسوبگذاری در سطوح فرو رفته و بالا آمده نسبت به سطوح صاف و بدون زبری بسیار بیشتر است. رسوبات گل غاری از آبهای نشتی در غار بوجود می آیند. تفاوت مشخص بین آنتودیت ها و گُل های غاری در این است که در گُل های غاری کانالها محور مرکز نیستند. گُلهای غاری اکثراً به طول ۴ الی ۵ سانتی متر است ولی بعضی اوقات تا ۳۰ سانتی متر نیز می رسد و اکثراً در ژیپس ها دیده می شود.

۴-۱۱-۲-۴ رسوبات آهکی که در زیر آب تشکیل می شوند: در غارهای بسیار خشک در سطح آبهای دریاچه پولک های کلسیتی تشکیل می شود که ضخامت این پولکها در حدود یکصدم میلی متر بوده و بدلیل کشش سطحی در روی آب معلق می مانند. بعضی بلورهای کلسیت در زیر آب در دیواره و کف غار ساختهایی به شکل دندان سگی بوجود می آورند. اگر آب دریاچه در غار تخلیه شود، این بلورها نشان دهندهٔ موجودیت آب دریاچه قدیمی می باشد. در قطرات و یا آبهای جاری بر اثر وجود میکرو ارگانیسم ها؛ در غارها باعث می شود در کف و دیواره ها و یا شکافهای آن ظاهری آردی شکل به خود بگیرد. این مواد که ذرات سفید و یا گچی نرم هست ظاهر سفید پنبه ای شکل به رسوبات می دهند. این اشکال در نتیجه تکه تکه شدن کلسیتها بوسیله میکروارگانیسم های موجود در دیواره غارها بوجود می آیند. در بعضی از غارها این رسوبات به شکل کلسیتهای میکرو کریستالی دیده می شود و دیگر انواع

آن بلورهایی مانند میکرمنیزیت ($Mg_4(OH)_2(CO_3)_3.3H_2O$) ، دولومیت، کلسیت و منیزیم بوجود می آورند. در غارها مواد رسوبی درشت دانه دوره های سرد و لایه های دانه ریز دوره های گرم را مشخص می کند. در خاورمیانه و مدیترانه، استالاکمیت ها و سنگهای جریانی در شرایط اقلیمی مرطوب بوجود می آیند.

خود آزمایی فصل چهارم

۱- کدامیک از گزینه های زیر ساختمان فروچاله ها می باشد؟

الف) قیفی شکل یا استوانه ای ب) دایره ای ج) بیضوی د) دایره ای یا بیضوی

۲- طبقه بندی دولین ها بر اساس شکل ظاهری را نام ببرید؟

۳- در دولین های آلوویال فرورفتگی های وسیعی بوسیله آبهای زیرزمینی تشکیل می شوند، عوامل آن را نام ببرید؟

۴- از به هم پیوستن و توسعه اُوالاها کدامیک از گزینه های زیر تشکیل می شود؟

الف) دولین ها ب) اوالاهای بزرگ ج) پولژه ها د) دره های کارستی

۵- از مطالعات پولژه ها چه نتایجی بدست می آید، نام ببرید؟

۶- چاههای مکنده یا پونورها توضیح داده و به چند گروه تقسیم می شوند ؟

۷- کارن های کوچک بسیار متنوع با قطر کوچک را نام ببرید؟

۸- وظایف هیدرولوژیکی استاول ها را توضیح دهید؟

۹- عوامل اصلی در تشکیل غار را چگونه می توان طبقه بندی کرد؟

۱۰- رسوباتی که در غار ها تشکیل می شوند و منشاء غیر آهکی دارند، کدامیک از گزینه های زیر است؟

الف) ایلیت، کائولینیت ب) ایلیت ، ژیپس، کائولینیت

ج) ایلیت، ندرتا اسپیولیت؛ ژیپس د) ایلیت، کائولینیت و ندرتا اسپیولیت

فصل پنجم : طبقه بندی مناطق کارستی

هدفهای کلی : هدف از ارایه این فصل؛ دادن اطلاعات مختصری در مورد کارستی شدن می باشد. به منظور درک بهتر این فرایند، تعاریف اولیه و عوامل اصلی و مهم در گسترش کارستی شدن ارائه گردیده است. بدنبال آن روشهای طبقه بندی بر اساس عوامل ارائه شده مورد بحث و بررسی قرار گرفته است.

هدفهای رفتاری

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند:

۱- اصطلاحاتی که در "مفاهیم جدید" آمده است را توضیح دهند.

۲- طبقه بندی سیویک را نام ببرند.

۳- مشخصات هلوکارست، مرو کارست و انتقالی را تشریح کنند.

۴- اشکال سطحی و زیرزمینی تشکیل شده در این طبقه بندی را تشریح نمایند.

۵- انواع طبقه بندی های مختلف در رابطه با نحوه و تشکیل اشکال سطحی و زیرزمینی کارست را توضیح دهند.

۶- با توجه به شرایط اقلیمی، مناطق کارستی را طبقه بندی نمایند.

۷- براساس طبقه بندی اقلیمی؛ تک تک این طبقه بندی را توضیح دهند و در ضمن تفاوتها و اشتراکات این طبقه بندی را تشریح نمایند.

۸- نحوه تشکیل تپه های قیفی شکل با برجی کارستی را بیان کنند.

۹- براساس مناطق حرارتی در جهت عمودی مناطق کارستی را تقسیم نمایند.

۱۰- مراحل تکامل و شکل گیری یک منطقه کارستی را با رسم شکل تشریح نمایند.

مفاهیم جدید

هلو کارست، (کارست کامل)، مرو کارست (کارست ناقص)، کارستهای انتقالی، کارستهای سکویی، کارست بزرگناودیسی، کارستهای پوشیده، کارستهای دفنی، کارستهای قیفی، کارست جبه ای، کارست گیاهی، کارست واقعی، کارست فلوویال، کارست استوایی، تپه های قیفی شکل، تپه های برجی کارستی، کارستهای فسیل یا باقیمانده، کارستهای دروغین یا کاذب، طاق طبیعی، کارستهای حرارتی، کارستهای رگابی، کارستهای گرانیتی، کلاغ لانه، کارستهای هیدروترمالی.

مقدمه

به منظور درک بهتر از فرایند های کارستی شدن، بررسی و مطالعات اولیه ای در مورد طبقه بندی مناطق کارستی و گسترش آن صورت گرفته است. این طبقه بندی های اولیه که خاص

کارستهای کلاسیک دیناری می باشد؛ با توجه به تفاوتهای اقلیمی که در مناطق مختلف کارستی حاکم است نمی توان در هر نقطه و منطقه ای قابل اجراء باشد. به همین علت محققان طبقه بندی های مختلفی را ارایه نموده اند؛ ولی هیچکدام نمی تواند تمامی اشکال موجود در مناطق کارستی را بدرستی تعریف کند. در این فصل تعدای از این طبقه بندی ها که از طرف محققان داده شده است، مورد بررسی قرار می گیرد.

۵-۱ طبقه بندی سیویک

سیویک مناطق کارستی را به هلو کارست (کارست کامل) ؛ مرو کارست (کارست ناقص) و کارستهای انتقالی تقسیم کرده است(سیویک،۱۹۲۴ تا ۱۹۲۶).

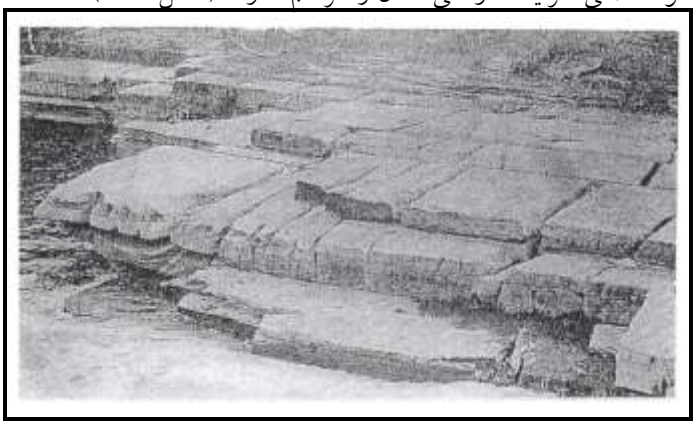
۵-۱-۱ هولو کارست (کارست کامل): این نوع کارستها هم در سطح و هم در زیر زمین بخوبی توسعه یافته اند. کارستی شدن در هلو کارستها در جهت های افقی و عمودی صورت گرفته است و تماماً در سنگهای آهکی توده ای و خالص منطقه ای و از نقاط بالایی آن گرفته تا کف نفوذپذیر و شکافهای عمودی و زیر سطح دریا بشکل کامل، تکامل یافته است. در هولوکارستها دره های آب جاری، دریاچه ها و طبیعتاً غارها که از اشکال زیرزمینی هستند و همینطور دولین ها که از اشکال سطحی می باشند بخوبی در آن گسترش یافته است.

۵-۱-۲ مرو کاست (کارست ناکامل یا ناقص): اشکال کارستی که هستند که بطور کامل توسعه نیافته و بیشتر در سنگهای آهکی نازک لایه و غیر خالص مانند مارنی، دولومیتی و بنتونیتی مشاهده می شوند. در مرو کارستها؛ کارستی شدن به سمت اعماق بخوبی توسعه نیافته اند زیرا شکل گیری این گونه مناطق بسرعت صورت گرفته است که دلیل آن عامل فرسایش مکانیکی می باشد که باعث بوجود آمدن دره های معمولی می شود. اکثر مرو کارستها بوسیله خاک و پوشش گیاهی پوشیده شده اند که به کارست پوششی نیز معروفند و در زیر تشکیلات غیر کارستی توسعه یافته اند. در این نوع کارستها غار بسیار زیاد تشکیل می شود و نسبت به هولو کارستها از نظر هیدروژئولوژیکی پیچیدگی کمتری دارند. در مرو کارستها اشکال ناشی از انحلال مانند فروچاله و پولژه یافت نمی شود؛ ولی کانالهایی که آبهای زیرزمینی از آنها عبور می کند به راحتی قابل تعقیب است و نقاط خروجی آن نیز مشخص می باشد.

۵-۱-۳ کارستهای انتقالی: بدلیل درجه کارستی شدن، این نوع ساختهای کارستی را بین هلوکارست ها و مرو کارست ها قرار می دهد. ولی بیشتر به هولو کارست ها شبیه می باشند. این نوع کارست عمدتاً در سنگهای آهکی یافت می شوند که توسط رسوبات ناتراوا و با قابلیت انحلال کم از هم تفکیک شده اند. اشکال زیرزمینی کارست بخوبی توسعه داشته ولی پولژه های کارستی حضور ندارند. کوه های ژورا و ناحیه مرکزی شبه جزیره بالکان مناطق نمونه این نوع کارست بشمار می آیند.

۵-۱-۴ طبقه بندی هیدروژئولوژیکی: از لحاظ هیدروژئولوژی طبقه بندی کارست بسیار حائز اهمیت است. این تقسیم بندی بر اساس تفاوت خصوصیات اصلی زمین شناسی و مهمتر از همه خصوصیات لیتولوژی و ساختمانی می باشد. طبق این طبقه بندی دو نوع کارست مختلف به وضوح قابل تشخیص است. یکی کارست سکویی و دیگری کارست بزرگناودیسی :

- کارست سکویی: توسط طبقات افقی با شیبی ملایم و برجستگی های مسطح مشخص می شود. سنگهای کربناتی معمولاً حاوی درصد زیادتری از مواد مارنی است. بنابراین کارستی شدن آنها به دشواری صورت می گیرد. این رسوبات اغلب به صورت بین لایه ای، تنگاتنگ سنگهای ناتراوا یافت شده ویا روی سنگهای ناتراوا قرارگرفته اند. مناطق کارستی سکویی اغلب به علت نبود حرکت تکتونیکی جدایشی، فاقد اجزای گسیخته ای است تا بتوانند در جهات و خطوط اصلی، فرایند کارستی شدن را فراهم سازند (شکل ۵-۱).



شکل ۵-۱ کارست سکویی یا مسطح با لایه های افقی

کارست بزرگ ناودیسی: در سنگهای کربناتی که بطور مشخص چین خورده، گسیخته یا گسل خورده توسعه می یابند. نواحی چین ناودیسی با شرایط اقلیمی مساعد، محیط های بسیار خوب را برای حداکثر توسعه فرایند کارستی شدن فراهم می سازند (شکل۵-۲). اختلاف اساسی بین این دو کارست آن است که روابط هیدروژئولوژی در کارست بزرگناودیسی بمراتب مبهم تر و پیچیده تر و فرایند کارستی آن فعالتر از کارست سکویی می باشد. کُماتینا، (۱۹۷۳) اظهار می کند که از کمیت مواد حل شده ای که آب از محیط های کارستی حل می کند به وضوح می توان نواحی کارست بزرگناودیسی را از نواحی کارست سکویی مشخص نمود. فعالیت انحلال در سنگهای کربناتی نوع بزرگناودیسی بمراتب بیشتر از کارست سکویی است.

۵-۲ انواع طبقه بندی های دیگر

لِهمان(۱۹۳۲) انواع کارستی شدن را به شرایط اقلیمی وابسته دانسته و بدین شکل طبقه بندی کرده است:

مناطق نزدیک به یخچال ها و مناطق قطبی، مناطق سرد اقیانوس و غرب اروپا، مناطق مدیترانه ای، مناطق خشک بیابانی، مناطق استوایی مرطوب.

یکی از محققان روسی بنام گزدیکیج(به نقل از شاهین چی،۱۹۹۱) کارست را بدین شکل طبقه بندی کرده است:

کارستهای بدون پوشش: این نوع کارستی شدن حدوداً همتراز با کارستی شدن دیناری مناطق مدیترانه می باشد (هولو کارست).

– کارستهای پوشیده: مناطق کارستی که توده ای آهکی کارستی شدهٔ آن با مواد رسوبی که آن را پوشانده ارتباطی ندارد (رسوبات یخچالی؛ آبرفت؛ ماسه سنگ؛ سنگ رس و غیرو).

– کارستهای پوشیده باخاکهای سطحی: مناطق کارستی هستند که آهکهای کارستی شده بوسیله مواد رسوبی تشکیل شده ازخود آهکها پوشیده شده است (خاکهای سطحی).

– کارستهای دفنی: مناطق کارستی هستند که تماماً بوسیلهٔ سنگهایی که بر روی آهکهای کارستی قرار دارند، پوشیده شده است. وجود این مناطق تنها از طریق حفاری مشخص می شود.

– کارستهای قیفی و یا استوایی: این نوع طبقه بندی به شرایط اقلیمی وابسته است.

– کارستهای پرموفراست: اشکال کارستی هستند که تحت تاثیر انجماد بوجود می آیند.

کوئین لان (۱۹۶۶، ۱۹۷۲)، برای طبقه بندی مناطق کارستی نکات زیر را مورد توجه قرار داده است:

نوع پوشش:

شامل، نبود رسوب پوشش، خاک سطحی، مواد متشکله رسوب پوششی و نظیر آن.

وضیعت زمین شناسی شامل:

سنگ شناسی، ساختمان زمین شناسی و ژئومورفولوژی و فیزیوگرافی محدودهَ کوهستان و یا دشت.

بعلاوه تغییراتی که در مدت کارستی شدن و بعد از آن اتفاق می افتد مانند؛ عوامل دفن شدن ویا دوباره فعال شدن.

وی کارست را به چهار نوع ویژه تفکیک می نماید:

الف) کارست زیر خاکی: که با خاک بجا مانده پوشیده است.

ب) کارست جبه ای: که با یک لایه نازک از رسوبات بعد از کارست با چشم انداز ویژه پوشیده شده است.

ج) کارست مدفون: با پوشش یک لایه نسبتاً ضخیم از رسوبات بعد از کارست که به آن کارست قدیمی نیز می گویند.

د) کارست درون لایه: که توسط رسوبات یا سنگهای قبل از کارست پوشیده است و امکان ندارد که اینها بخشی از چشم انداز معاصر باشند.

فولک (۱۹۷۱) و دیگران واژه کارست گیاهی را برای بوم ریختهای مشخص ناشی از فرسایش بیولوژی سنگهای کربناتی معرفی نموده اند. تولید و رشد جلبکهای رشته ای در سنگ آهکی نوعی خاص از کارست را به وجود می آورد که از کارست حاصل از آب و باران متمایز است. جلبکها با حل کلسیت و بطور بهتر دولومیت به سنگ حمله می کنند. این جلبکها شامل جلبکهای آبی – سبز نازک؛ جلبک قرمز یا دیاتمه ها می باشند. این جلبکها از طریق فتوسنتز و ترشح آب و CO_2 و بدلیل اتصال آن به سنگ باعث می شود در روی سطح سنگ سوراخهایی بوجود آورند (معمولاً عمق آنها بیش از چند میلی متر نیست). بیشترین فعالیت این اجتماعات (آلگها) در سواحل دریاهاست و اثرات آنها بسیار متنوع هستند. نرخ فرسایش از طریق زیستی در جزایر مرجانی دیویس در استرالیا تا ۳۵۰ گرم کلسیم کربنات در کف لاگونها بدست آمده است. این گونه عوارض انحلالی دارای ابعاد کوچک مانند چاله ها هستند. باکتریها نیز در شرایط هوازی و بی هوازی با اکسیدآسیون و احیاء در انحلال سنگهای کارستی نقش مهمی را بازی می کنند.

یکی دیگر از انواع مهم طبقه بندی پهنه های کارستی مربوط به هِراک (۱۹۷۷) می باشد که بر اساس تکتو- ژنتیک طبقه بندی را انجام داده و آنها را با تفاوت های هیدروژئولوژی و مورفولوژی مشخص کرده است. بنا به نظر وی امکان تشخیص دو نوع تکتو- ژنتیک عمده کارست وجود دارد: کارست بین کوهزایی و کارست کوهزایی

- کارست بین کوهزایی: در سنگهای کربناتی یا انحلال پذیر دیگری که در دریاهای کم عمق ناحیه فلات قاره یا تحت شرایط آب شیرین نهشته شده توسعه می یابند. این نوع کارست در لایه های افقی یا نزدیک به افقی گسترش داشته و چین ها منظم و گسلها اغلب دارای گسترش منطقه ای هستند. این نوع کارستها به چهار نوع مختلف تقسیم می شوند.

الف) کارست بین کوهزایی تخت وار که در سنگهای قابل حل توسعه می یابند که بر روی یک قاعده ناتراوا قرار گرفته و متعلق به کوهزایی قبلی یا به یک پسروی قدیمی دریا مرتبطند، که تنها به رسوبگذاری سنگ ناتراوا منجر شده است. قاعده کارست بخوبی مشخص است. آب از درزه و شکافها و سطوح بین لایه ها فرو می رود و برخی اوقات غارها و مجاری کارست بخوبی توسعه یافته و وسیع می شوند.

ب) کارست بین کوهزایی چین خورده: در مناطقی گسترش دارند که مستقیماً روی یک ردیف از سنگهای ناتراوای جلو(رو) قاره ای قرار گرفته است.

ج) کارست بین کوهزایی حوضه ای: این نوع کارست در رسوباتی توسعه دارند که در کف فرو افتادگی های یک پی سنگ کوهزایی قدیمی تر تشکیل شده اند. آبخوانهای کارستی ممکن است مجزا یا توسط شکستگی های محلی مرتبط باشند. شرایط تشکیل آبهای زیرزمینی آرتزین یا نیمه آرتزین در بعضی حوضه ها امکان پذیر است.

د) کارست بین کوهزایی عمیق: این کارست نوعی از کارست رو قاره ای و شبیه کارست کوهزایی عمیق است. در این نوع کارست رسوبات کربناتی بسیار ضخیم هستند و روی سنگهای ناتراوا قرار می گیرند.دراین نوع کارستها سیماهای مورفولوژی و هیدروژئولوژی درمقیاس وسیع توسعه یافته اند.

– کارست کوهزایی: این کارست در سنگهای کربناتی و دیگر سنگهای قابل حل توسعه می یابند که در معرض حرکات تکتونیکی(کوهزایی) شدید قرار گرفته اند. اغلب با روراندگی هایی اشکال ساختمانی نهایی همراه هستند. بر اساس ضخامت و وضعیت آنها در توالی بزرگناودیس ممکن است چهار نوع کارست کوهزایی تشخیص داد:

الف) کارست کوهزایی عدسی شکل: این نوع کارست محدود است و به سنگهای عدسی شکلی که به صورت درون لایه هایی در سنگهای غیر کربناتی چین خورده دارند.

ب) کارست کوهزایی چین خورده: این کارست از مشخصهٔ بخش بیرونی میوژئوسنکلین و ناحیه انتقالی به طرف خشکی می باشد. چین ها فراوان و حاکم و اشکال تاقدیسی و ناودیسی در سنگهای کربناتی اکثراً تخریبی هستند که توسط گسلها پخش شده اند.

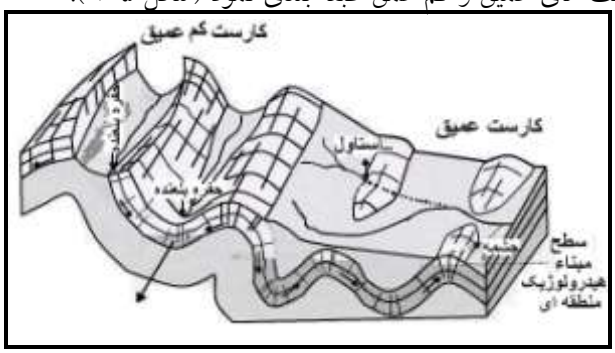
ج) کارست کوهزایی قطعه قطعه : این نوع کارست در سنگهای کربناتی که توسط نیروی تکتونیکی شدیداً مغشوش شده، گسترش می یابد و فرسایش در بهم ریخته گیهای تکتونیکی تا سنگ کف ناتراوا غیر کربناتی ادامه می یابد. در این نوع کارست پولژه و استاول وجود ندارد، ولی چشمه های دائمی افتان (در دره ها) متداول هستند.

د) کارست کوهزایی تجمعی: مدل نمونهٔ آن؛ کارست دیناریک (در یوگسلاوی سابق) است که در آن تمام اشکال مورفولوژی کارستی کاملاً گسترش دارد. مجموعه های کربناتی از نظر ساختمانی بشدت بهم ریخته شده است. بهم ریختگی های تکتونیکی شامل ساختمانهای بسیار پیچیده، روراندگی و غیرو می شود. حوضه های سطحی استثنایی و استاول ها رودخانه های گمشده متداول هستند.

کارستها را بر حسب وضیعت قاره ای و ساحلی آن به کارست ساحلی و کارست قاره ای طبقه بندی می کنند. این طبقه بندی بر اساس وضیعت زمین شناسی و خصوصیات هیدروژئولوژی آنها صورت می گیرد. تفاوت این دو نوع به چگونگی تشکیل آنها، خصوصیات هیدروژئوشیمیایی آبخوانهای آنها، رژیم جریان آب و پدیده های هیدروژئولوژی خاص دیگر آنها بستگی دارد.

کارست ساحلی برخلاف کارست قاره ای ممکن است حاوی آب شیرین، آب لب شور و آب کاملاً شور باشد. تهاجم آب شور ممکن است به چند کیلومتری داخل خشکی برسد. جریان سیفونی، پیدایش چشمه های زیردریایی و چشمه های لب شور از خصوصیات کارست های ساحلی هستند.

بر اساس موقعیت کارست با توجه به سطح اساس فرسایش محلی و موقعیت سنگ کف ناتراوا ، می توان کارست های عمیق و کم عمق طبقه بندی نمود (شکل ۵-۲).



شکل ۵-۲ رابطه ساختمانی چین خوردگی در تشکیل کارست کم عمق و عمیق و همینظور آبهای زیرزمینی در یک سیستم کارست با کنترل بسیار شدید جریان چینه شناختی . کارست کم عمق در بخش ناودیس که مجرای اصلی جریان آب است و در بخش تاقدیس کارست عمیق وپخش آب منطقه ای جای دارد.

این نوع کارست در توده های کربناتی ضخیم، خرد شده و چین خورده تشکیل می شود. لایه های ناتراوا در عمق زیاد و غالباً زیر سطح دریا قرار دارند. وجود لایه های ناتراوا، محلی و منفرد است و تاثیر اساسی روی فرایند کلی کارستی شدن ندارد. تمام چشم اندازها و سیماهای مشخص کارستی در کارست عمیق تشکیل می شود. امکان گسترش پولژه ها نامحدود است. در کارستهای کم عمق؛ ضخامت توده های کربناتی محدود است. لذا لایه های ناتراوا توسط فرسایش عمقی نزدیک سطح اساس ظاهر می شوند. پولژه ها در این نوع کارست بندرت یافت می شوند.

کارست می تواند بر حسب موقعیت فضایی لایه های ناتراوا و توده های کارستی شده به کارست مسدود و کارست روباز تقسیم شود. در کارست مسدود؛ توده های کارستی شده عمدتاً یا کاملاً توسط لایه ناتراوا احاطه می گردند و تعیین وضع هندسی آبخوان در این نوع کارست در مقایسه با کارست روباز به آسانی صورت می گیرد که در نوع اخیر موانع هیدروژئولوژی وجود نداشته یا این موانع به حداقل کاهش یافته است.

۵-۳ اشکال اصلی مناطق کارستی

با توجه به توضیحات و طبقه بندی های داده شده، اشکال مناطق کارستی تنها تحت تاثیر یک عامل شکل نگرفته؛ بلکه عوامل متعددی باعث شده که این ساختها تشکیل شوند. اشکال اصلی مناطق کارستی با توجه به شرایط اقلیمی به شکل زیر تعریف کرد:

- کارست واقعی (هولو کارست): از عوامل اصلی در تشکیل این نوع اشکال کارستی، انحلال شیمیایی می باشد.
- کارست فلوویال
- کارست یخچالی: کارستهای پرما فراست نیز جزء این نوع کارستی شدن می باشد.
- کارستهای استوایی
- کارستهای اقلیم های خشک و نیمه خشک

در کنار این طبقه بندی های اصلی می توان از کارستهای کوهستانی مرتفع؛ مناطق پست که به ساختها (زمین شناسی، سنگ شناسی و نظیر آن) وابسته اند. بعلاوه به کارستهای فسیل (باقیمانده) و دروغین نیز می توان اشاره کرد.

۵-۳-۱ کارست واقعی (هولو کارست): بهترین و مشخص ترین کارستهای واقعی را می توان در یوگسلاوی سابق در کوههای دیناریک مشاهده کرد. این نوع کارستها دارای پراکندگی وسیعی از سواحل دالماچیا تا آلبانی را پوشانده است. با اینکه نسبت به مناطق مختلف تنوع زیادی دارد ولی یکی از مشخصات تعیین این کارستها خالدار و نقطه نقطه بودن آنها می باشد. در این مناطق دولین های زیادی که دارای شیب دامنهٔ بین ۲۰ الی ۳۰ درجه و عمق چندین متر تا ۱۰۰ متر مشاهده می شود.

آبهای باران معمولاً در فضاهای خالی سنگهای آهکی ضخیم لایه به سمت اعماق نفوذ می کند، به همین علت در سطح جریان آبی مشاهده نمی شود و با ساختهای سطحی مورفولوژیکی هیچگونه رابطه ای ندارد. در کارستهای واقعی یا هولو کارستها غارهای افقی وجود ندارد و از مشخصات این نوع کارستها نمی باشد، به همین علت درز و شکافها در داخل سنگهای آهکی تا اعماق ادامه دارند و کف نفوذناپذیر در اعماق خیلی زیاد قرار دارد. بعضی مواقع کف نفوذناپذیر می تواند در سطح زمین رخنمون داشته باشد و این سبب می شود فرسایش آبهای

جاری در محل تماس کف نفوذناپذیر با سنگهای آهکی دیده شود. مواد رسوبی فرسایشی به شکافهای سنگهای آهکی حمل می شوند و در نتیجه آبهای جاری در غارهای افقی جریان نمی یابند، بلکه وارد چاههای مکندهٔ عمودی شده و در آنجا گم می شوند. با وسیع تر شدن درز و شکافها و ادامه فرسایش آبهای جاری در کف نفوذناپذیر پولژه هایی محصور شده در سنگهای آهکی بوجود می آیند.

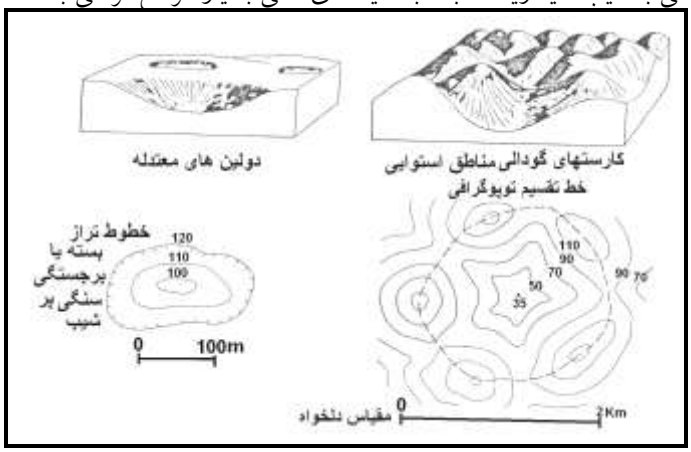
۵-۳-۲ کارستهای فلوویال: این نوع کارستها در محل تاثیرگذاری آبهای جاری با کارستی شدن بوجود آمده اند، به همین دلیل در تشکیل کارستهای فلوویال آبهای جاری از عوامل مهم بشمار می آیند. این مناطق بوسیلهٔ آبهای جاری آلوژنیک(دگرجازاد یا نابرجازادی) قطع شده و نسبت به کارستهای واقعی از بخشهای بیشتری تشکیل شده است. گسترش سنگهای آهکی در جهات افقی و عمودی کم و در اعماق جریان آب به ندرت تشکیل می شود. چشمه ها از محل تقاطع سنگهای آهکی با کف نفوذ ناپذیر خارج می شود. فرسایش موثر نقش مهمی داشته و دره های خشک می تواند تشکیل و بدنبال آن توسعه یابند. در بیشتر موارد مفقود شدن آبهای جاری و ظاهر شدن آنها در سطح زمین از مشخصات این کارستها می باشد. دره های بن بست و پونورها بسیار زیادند. در مناطق کارستی فلوویال غار بسیار مهم است و در بین سنگهای آهکی و کف نفوذناپذیر توسعه یافته اند. غارها به ارتفاعات توپوگرافی وابسته است و در سطوح بسیار زیادی مشاهده و می تواند به ابعاد بزرگتری نیز برسد.

۵-۳-۳ کارستهای یخچالی و برفی: کارستهای برفی در مناطق نزدیک به قطب بر اثر تجمع برف بر روی سنگهای آهکی و تاثیرات آن تشکیل می شوند. در تشکیل این نوع ساختهای کارستی یخ و یخچالها دارای اهمیت بسیار زیادی هستند. در کارستی شدن یخچالی بیش از انحلال؛ فرسایش فیزیکی دارای اهمیت است، زیرا یخچالها رسوباتی مانند شیلها را فرسایش داده و باعث می شود سنگهای آهکی از زیر آنها نمایان شوند.

۵-۳-۴ کارستهای استوایی: از میان ساختهای کارستی بیش از همه کارستهای استوایی مورد توجه قرار گرفته است. شناسایی اشکال مناطق کارستی استوایی بسیار آسان است. زیرا دولین ها معمولاً گرد و به شکل گودالهای مقعر دیده می شوند. گودالها در اقلیم استوایی نامنظم و بعضی اوقات کمانی شکل می باشند. بعضی اوقات ساختهای کارستی در اقلیم های استوایی بر عکس ایجاد می شود. یعنی بجای دولین های گرد تپه های آهکی قیفی شکل تشکیل می شود (شکل ۵-۳). کارستهای استوایی معمولاً در دو بخش تپه های برجی کارستی و تپه های قیفی شکل مورد مطالعه قرار می گیرد.

۵-۳-۴-۱ تپه های قیفی شکل: تپه های قیفی شکل که پشت سرهم از تپه های قیفی شکل و گودالها تشکیل شده اند دارای ارتفاع ۱۰۰ الی ۱۵۰ متر و حداکثر به قطر یک کیلومتر می

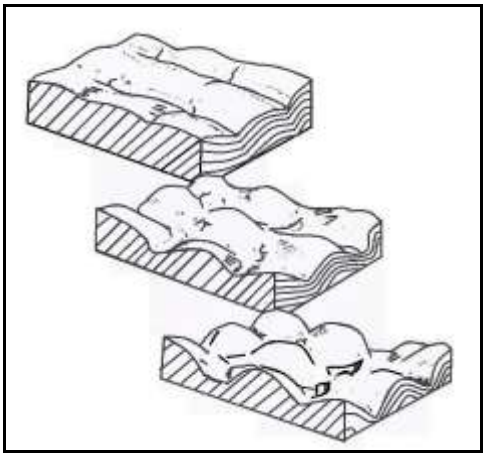
باشد (شکل ۵-۳). شیب دامنهٔ تپه ها زیاد و کمانی شکل می باشند. گودالها معمولاً در راستای گسل و یا درزه ها شکل می گیرند. ساختهای مشاهده شده در اقلیم های استوایی که گودالهای کمانی دارند، نباید به اشتباه به آنها دولین گفته شود. در تشکیل تپه های قیفی شکل، ظاهر و شکل دره های کوچک و خطوط تکتونیکی بسیار مهم است. در امتداد این خطوط بر اثر انحلال شیمیایی آبهای جاری، گودالهایی بوجود می آید و بدنبال آن شکافها وسیعتر می شود که باعث بوجود آمدن تپه های قیفی شکل می شود (شکل ۵-۴). در توسعه ساختهای کارستی سن سنگهای اهکی اهمیتی ندارد در مقابل تخلخل سنگهای آهکی؛ سنگ شناسی، وضیعت ساختمانی و اقلیم از عوامل مهم در کارستی شدن می باشد. تپه های قیفی شکل در سنگهای اهکی با شیب لایه زیاد نسبت به لایه های افقی بسیار مرتفع تر می باشند.



شکل ۵-۳ تصویر سمت چپ بالا حد و حدود دولین در یک دشت (دولین عادی در منطقه معتدله). بالا سمت راست: حد و حدود دولین در پهنه تپه ای (دولین عادی در منطقهٔ استوایی در کارستهای گودالی) (شاهین چی،۱۹۹۱ و فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)

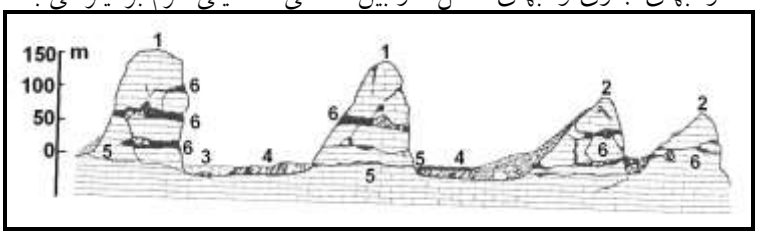
در اقلیم های مرطوب استوایی از ارتفاعات ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر به بالا تپه های قیفی شکل مشاهده نمی شود. بعلاوه در مناطقی که میزان بارش آن کمتر از ۱۵۰۰ میلی متر است؛ تصور می شود که تپه های قیفی شکل بخوبی توسعه نمی یابند. طولانی بودن مدت زمان اقلیم خشک در تشکیل تپه های قیفی شکل اثر نا مطلوب دارد. این تپه ها اکثراً قرینه بوده ولی بعلت مسائل تکتونیکی می تواند این مساله بهم بخورد.

۵-۳-۴-۲ کارستهای برجی: دامنه های این نوع ساختهای کارستی عمودی و معمولاً به شکل گروهی هستند و در اطراف هر کدام و یا گروهها بوسیلهٔ رودخانه و یا دشتهای آبرفتی محاط شده اند. شیب این دامنه ها بین ۷۰ تا ۹۰ درجه و ارتفاع آنها می تواند بین ۲۰۰ الی ۳۰۰ باشد.



شکل ۵-۴ نحوه تشکیل تپه های قیفی شکل

تپه های برجی کارستی بر اثر انحلال جانبی آبهای جاری موقتی و یا دائم و دریاچه ها بوجود آیند.گودالها از طریق آبرفتها می تواند پر شود و دامنه های تپه های نوع قیفی شکل با عمودی شدن به تپه های برجی کارستی تبدیل می شوند (شکل ۵-۵ و ۵-۶). در اقلیم های استوایی خشک بدلیل افزایش تبخیر در سطح سنگهای آهکی انحلال شیمیایی محدود است و به ندرت غارهای عمیق تشکیل می شود. ایجاد غار در این مناطق تقریباً بطور کامل به آبهای جاری آلوژنیک وابسته است. اثرات زیستی و شیمیایی در اقلیم های استوایی باعث سرعت بخشیدن به فرسایش سطوح سنگهای آهکی می شود و سطوح صاف را بوجود می آورد. در اقلیم های استوایی میکروارگانیسم ها در انحلال $CaCO_3$ نقش مهمی را بازی می کنند. در آبهای ساکن مناطق استوایی (دریاچه و باتلاقها) میزان کلسیت بین ۵۰۰ الی ۶۰۰ میلی گرم بر لیتر می رسد؛ در حالیکه در آبهای جاری و آبهای داخل غار بین ۱۲ الی ۴۰ میلی گرم بر لیتر می باشد.



شکل ۵-۵ تپه های برجی کارستی:۱- تپه های برجی کارستی که بر اثر فرسایش جانبی آبهای جاری بوجود آمده است.۲- تپه کارستی ۳- آب جاری ۴- دشت جانبی کارست ۵- غار فعال موجود در کف ۶- غار قدیمی یا فسیلی بجا مانده در کف(شاهین جی،۱۹۹۱)

شکل ۵-۶ کارست برجی در مجاور چشم انداز دشت با پوشش گیاهی ضعیف (سمت راست). توپوگرافی کارست برجی نیمه مستغرق. با توجه به اینکه دامنه های این نوع کارستها عمودی و به شکل گروهی هستند(فورد و ویلیامز،۲۰۰۷).

نوع دیگر از کارستها بنام کارست برجی - بریده است.این نوع کارستها در مکانی تشکیل می شوند که آبرفتها دارای سنگ کف انحلال پذیر دارند و آب نفوذ کرده در امتداد صفحات لایه بندی؛ درزه ها و شکستگیها؛ باعث انحلال سنگ کف شده و این بصورت بریدگیهای عمودی دیده می شوند و شبیه به برجهای کوچک با کف ناهموار و نامنظم در می آید (شکل ۵-۷ و ۵-۸). مناطق کارستی معمولاً در جهت عمودی دارای سه منطقه حرارتی می باشد:

- منطقه انحلالی سطحی: محدوده ای است که اشکال سطحی مانند دولین و کارن تشکیل می شود. به این منطقه بعضی اوقات پوستهٔ کارست نیز گفته می شود.

این شکل که توسعه یا تنگی انحلال در انتهای تیز شدگی درزه ها را با عمق در یک کارست زیر سطحی مشخص می کند.

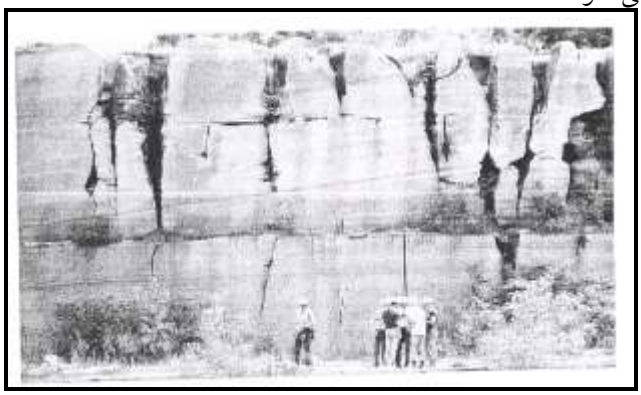
- منطقه خنثی: در این محدوده انحلال شیمیایی در کمترین حد خود می باشد.

- منطقه انحلال عمقی: منطقه ای است که آبهای زیرزمینی دوباره با خاصیت خورندگی خود باعث انحلال سنگهای آهکی می شوند و غارها و فضاهای خالی جدید را توسعه می دهند. در مناطق معتدل در حالیکه مناطق سه گانه حرارتی مشاهده می شود؛ در اقلیم های استوایی بدلیل اختلاف کم درجه حرارت در فصول مختلف در سنگهای آهکی این مناطق به طور واضح مشاهده نمی شود. بدین ترتیب در اقلیم های استوایی انحلال شیمیایی در مناطق نزدیک سطح متراکم می شود. تشکیل کارست در مناطق استوایی را می توان به شکل زیر خلاصه کرد:

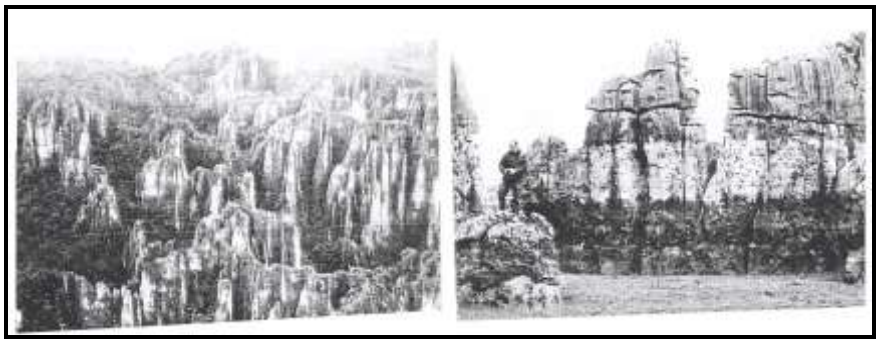
- در مناطق استوایی آبها به سرعت سنگهای آهکی را حل می کنند ولی در زمان کوتاهی به اشباع می رسد. در این اقلیم ها به استالاکتیت و استالاکمیت های بیشتری روبرو می شویم و معمولاً از آراگونیت ودر مناطق معتدل از کلسیت تشکیل شده است.

- در نتیجه رسوب و انحلال سریع؛ PH در زمان و مکان بسرعت تغییر می کند.

- انحلال شیمیایی بیشتر در سطح توسعه می یابد زیرا میکروارگانیسم ها و باکتریها؛ انحلال شیمیایی را تحت کنترل دارند در نتیجه در دریاچه ها و گودالها اثرات تخریب شیمیایی بسیار زیاد مشاهده می شود.



شکل ۵-۷ رخنمون و بریدگیهای کارست برجی- بریده در یک معدن سنگ آهک در آمریکا.



شکل ۵-۸ منظره ای از کارستهای برجی- نوک تیز که این برجستگی ها در ارتفاع ۳۰۰۰ متر از سطح دریا و دارای ارتفاع ۱۲۰ متر می باشد (سمت چپ). در شکل سمت راست کارستهای برجی که بر روی آن تغییرات سطح ایستابی دیده می شود.

بدلیل توسعه نسبتاً خوب خاک و گیاه در اقلیم های استوایی؛ فرسایش آبهای جاری و انحلال در آنها نسبت به اقلیم های معتدل بسیار موثر است. تمامی این عوامل باعث می شود سنگهای آهکی را تجزیه و خرد کند و تپه های قیفی شکل و در آخرین مرحله تپه های برجی کارستی بدون پوشش یوجود آید و در بین اینها باتلاق و رودخانه های کم سرعت تشکیل می شود. در مناطق استوایی انحلال سطحی حاکم است و بدلیل موثر بودن رسوبگذاری؛ غارهای کوچک و بیشتر شبکه کانالی شکل توسعه یابد. بدلیل رسوبگذاری کربناتها باعث بسته شدن درز و شکافها می شود که این خود مانعی است برای عبور آبهای سطحی به اعماق خواهد شد.

۵-۳-۵ کارستهای لخت (بدون پوشش) و پوشیده: کارستهای پوشیده به کارستهای آهکی گفته می شود که بوسیله مواد رسوبی، آبرفتی و یا خاک پوشیده شده است. کارستهای پوشیده و لخت دارای خصوصیات زیر می باشند:

الف) کارستهای بدون پوشش

- کارن یا لاپیه زیاد است
- بیشتر انحلال عمودی و گودالی حاکم است تا انحلال افقی فضاهای خالی
- مواد زاید کمتر است
- فرو ریزش بسیار زیاد مشاهده می شود

ب) کارستهای پوشیده

- بندرت کارن دیده می شود
- فضاهای خالی افقی حاکم است
- مواد رسوبی پر کنندهٔ غار بسیار مهم است
- بندرت فرو ریزش دیده می شود

بجز آبرفتها و خاک؛ سنگهای آهکی از طرف مورن ها؛ رس ها و ماسه سنگهای ضخیم لایه پوشیده می شوند. به این نوع کارستها؛ کارستهای میان لایه ای گفته می شود. ژیپس؛ نمک و دولومیت ها نیز می تواند میان لایه ها را تشکیل دهند. در این کارستها به دلیل ایجاد فضاهای خالی در لایه های بالایی؛ فرو ریزش مشاهده می شود.

۵-۳-۶ کارستهای فسیل یا باقیمانده (قدیمی): این نوع مناطق دو نوع هستند؛ نوع اول: از مناطق کارستی در دورانهای زمین شناسی تحت تاثیر کارستی شدن قرار گرفته و تاکنون از طرف هیچ رسوبی پوشیده نشده است؛ که به این نوع کارستهای فسیلی؛ مناطق کارستی فسیلی باقیمانده گفته می شود. نوع دوم؛ که در دوره های زمین شناسی تحت تاثیر کارستی شدن قرار گرفته بوسیله رسوبات غیر کربناته پوشیده و سپس دفن شده است. به این نوع کارستی شدن؛ کارستی شدن دفنی گفته می شود.

۵-۳-۷ کارستهای سین ژنتیک: در مراحل اولیه سخت و فشرده شدن سنگهای آهکی بدلیل توسعه کارستی شدن در آنها کارستهایی که بدین ترتیب بوجود می آیند؛ بنام کارستهای سین ژنتیک نامگذاری می شوند. این نوع کارستها در مرجانها و در حین سخت شدن سنگهای آهکی که بدلیل انحلال شیمیایی بارانها تسریع می یابد؛ بوجود می آیند.

۵-۳-۸ کارستهای دروغین یا کاذب: مفهوم کارستهای دروغین یا کاذب به سنگهای غیر از سنگهای آهکی که می تواند ساختهای کارستی در آن ایجاد شود؛ گفته می شود. اشکال ایجاد شده در این سنگها معمولاً بر اثر انحلال شیمیایی بوجود می آیند. اشکال کارستی که به غیر از

انحلال شیمیایی و شبیه به آن بوجود می آید جزء طبقه بندی کارستهای دروغین قرار می گیرد. اشکال به ظاهر کارستی که بر اثر باد و جریانهای ولکانیک بوجود می آید به عنوان اشکال کارستی دروغین معرفی می شوند. به علاوه در یخچالها بر اثر ذوب ساختهایی مانند دولین؛ طاق طبیعی و غار و شبیه به آن بوجود می آید که به عنوان کارستهای حرارتی تعریف می شوند. در کنار این نوع کارستها؛ کارستهای هیدروترمالی که بر اثر فعالیتهای آتشفشانی و ظهور محلولهای گرم بالارو و ورود آنها از طریق درز و شکافهای موجود در توده های سنگی آهکی و تشکیل اسید سولفوریک باعث تشکیل و توسعه کارست در این نوع سنگها می شود. مانند سنگهای آهکی منطقه لار که در مجاورت آتشفشان دماوند قرار دارند. به غیر از انواع گفته شده کارستهای رگابی و کارستهای گرانیتی نیز وجود دارند. در کارستهای رگابی؛ در اثر شستشوی مکانیکی که به پدیده رگاب معروف است؛ آبرفتهای سست درشت دانه مانند شن و ماسه جدا شده با جریان آب شسته می شوند. در نتیجهً فرسایش در آبرفتها فضاهای خالی بوجود می آید؛ باعث می شود نوعی کارست دروغین تشکیل شود. نمونه ای از این نوع کارست را در منطقه بلوچستان غار پوسه می توان مشاهده کرد. بر اثر خروج گاز و یا هوازدگی کانیهای سست؛ حفراتی در گرانیتها بوجود می آید که در واقع نوعی کارست کاذب را تشکیل می دهد. نمونهً چنین حفراتی در منطقه گنج نامه و در دامنه قلهً ۳۸۵۰ متری کوه الوند در گرانیتها دیده می شود. بر اساس شکل ایجاد شده کوهنوردان به آن کلاغ لانه (کلاغ لان) گفته می شود.

۵-۴ مراحل تکامل مناطق کارستی

در سنگهای کربناتی قبل از هر چیز دره های معمولی ایجاد می شود که در مدت زمان کوتاهی خرد شده و از بین می روند. در این دوره فقط مناطق هیدروگرافیکی مشاهده می شود. با نشست آبهای سطحی؛ در سطح سنگهای آهکی یک منطقه خشک بوجود می آید و سپس دو منطقه دیگر ایجاد می گردد. منطقه اول خشک و در زیر آن منطقهً اشباع قرار دارد. به موازات توسعه کارستی شدن؛ در بین منطقه خشک بالایی و منطقه اشباع زیرین یک منطقه میانی و عبوری بشکل گلوگاه و یا گذرگاه توسعه می یابد. بنا به نظر سیویک مراحل کارستی شدن را به چهار قسمت تقسیم کرده است:

- مرحله اول: در این مرحله منطقه هیدروگرافیک مشاهده می شود. درزه ها و شکافهای داخل سنگ تنگ و باریک و در سنگ درزه و شکافهای وسیع قرار دارند. در سطح دره های معمولی مشاهده می شود و دولین ها هنوز کوچک و در ضمن پولژه و اوالاها نیز توسعه نیافته اند (شکل ۵-۹-a).

– مرحله دوم : این دوره که مرحلهٔ تکامل را نشان می دهد. در مناطق کارستی سه منطقهٔ هیدروگرافیکی در آن مشاهده می شود. دولین و اوالاها بخوبی توسعه یافته و پولژه ها در منطقه میانی هیدروگرافیکی دیده می شود (شکل ۵–۹–b).

– مرحله سوم: مناطق کارستی به ترتیب شروع به خرد شدن می کنند. کف نفوذناپذیر رخنمون دارد و فرسایش خورنده باعث تشکیل دره های معمولی می شود (شکل۵–۹–c).

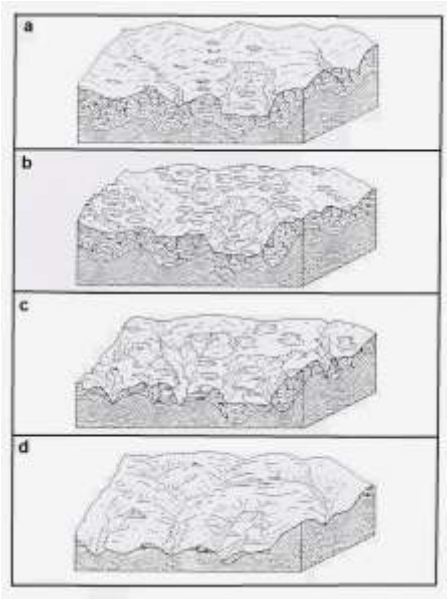
– مرحله چهارم: تقریباً تمامی سنگهای آهکی فرسایش یافته و در بعضی نقاط آهکهای باقیماندهٔ ضعیفی بشکل تپه ها بر روی کف نفوذناپذیر مشاهده می شوند. شبکه آبهای جاری بطور عادی جای گرفته اند (شکل ۵–۹–d). دولین ها و پونورهایی که بخش تحتانی کارستی شدن را تشکیل می دهند به تعداد درزه ها و رخنمون سطح سنگهای آهکی وابسته است. تمام اشکال کارستی از دولین ها و اوالاها تا پولژه ها را می توان مشاهده کرد. ولی نباید بدین ترتیب تصور کرد که شروع هر کدام از این اشکال با پایان شکل دیگر خاتمه می یابد. ساختهای کارستی در شرایط خاص خود باید مورد مطالعه قرار گیرد. اشکال کارستی مراحل تکاملی معینی را دنبال می کند. در این مراحل نمی توان گفت؛ غار؛ دولین ویا پولژه همگی با هم تشکیل می شوند زیرا شرایط لازم برای بوجود آمدن این ساختها باید تشکیل شده باشد؛ در نتیجه در زمان لازم می تواند اشکال کارستی بوجود آید. در مناطق کارستی می توان غار و دولین را مشاهده کرد و یا ممکن است مشاهده نگردد؛ پولژه ها اکثراً بر اثر عوامل خارجی و یا آبهای جاری بوجود می آیند. در نتیجه بنا به دلایل و مباحث ارایه شده از طرف سیویک در مورد مراحل تکامل کارستی که بدنبال هم و به ترتیب انجام می گیرد؛ زمانی ممکن است در هر موقع اتفاق نیافتد.

اساس تشکیل مورفولوژی کارست به سنگ شناسی سنگهای کربناتی؛ خصوصیات شیمیایی؛ خصوصیات ساختمانی؛ شرایط اقلیمی و زمان وابسته است.

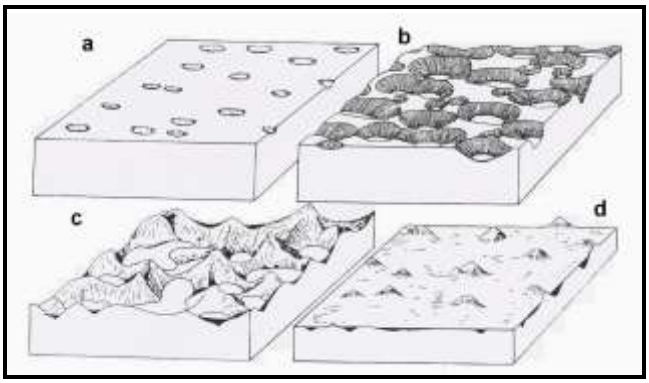
یکی دیگر از مهمترین فرضیه های مرتبط با تکامل و شکل گیری مناطق کارستی می توان به فرضیه گراند (۱۹۰۳) در این فرضیه ترتیب تکامل و شکل گیری مناظر کارستی را با در نظر گرفتن منطقه دیناریک توضیح داده است (شکل ۵–۱۰). وی این فرضیات را با توجه به تجربیات دست اولی که در مناطق استوایی مرطوب جامائیکا و جاوا داشته است؛ توضیح می دهند. در شکل ۵–۱۰ با توجه به نظریات گراند مراحل شکل گیری کارست به تصویر کشیده شده است. در شکل ۵–۱۰ – a یک منطقه کارستی با دولین های متعدد مجزا از هم که می تواند دارای منشاء های مختلف باشند؛ تشکیل می شود.

در قسمت b این دولین ها در ادامه گسترش خود بصورت جداگانه و تدریجی و با پیوستگی خاصی از بین می روند و در ادامه در شکل c بدلیل فرو ریزش یا انحلال به صورت تپه های

باقیمانده و جدا از هم تشکیل می شوند. همانگونه که در شکل d دیده می شود؛ این پهنه ها سرانجام به دشتهای فرسایشی تبدیل می شوند.



شکل ۵-۹ مراحل تکامل مناطق کارستی بنا به نظر سیویک(۱۹۱۸)(به نقل از فورد و ویلیامز،۲۰۰۷)



شکل ۵-۱۰ تصویری از چرخه کارست با توجه به نظریات گراند(۱۹۰۳)

خود آزمایی فصل پنجم

۱- طبقه بندی سیویک را نام ببرید؟

۲- مروکارست در کدامین سنگهای آهکی تشکیل می شود؟

الف) سنگهای آهکی نازک لایه و غیر خالص ب) سنگهای آهکی نازک لایه و خالص ج) سنگهای آهکی توده ای و خالص د) سنگهای آهکی ضخیم لایه و غیر خالص

۳- در هولو کارستها.....؟

الف) اشکال کارستی بطور کامل توسعه نیافته است.

ب) اشکال کارستی هم در سطح و هم در زیرزمین بخوبی توسعه یافته است.

ج) اشکال کارستی در سنگهایی مانند مارن؛ دولومیت و بنتونیت توسعه می یابند.

د) شکل گیری اشکال کارستی بسرعت صورت می گیرد.

۴- در کدامیک از گزینه های زیر اشکال کارستی مرو کارست یافت نمی شود؟

الف) راهروهای زیرزمینی ب) دهلیزهای زیرزمینی

ج) غار و کانالهای زیرزمینی د) فروچاله و پولیه

۵- در کارستهای انتقالی کدامیک از گزینه های زیر غایب است؟

الف) پولژه ها ب) اشکال زیرزمینی ج) غارها د) اوالاها

۶- کدامیک از گزینه های زیر از عوامل اصلی تشکیل کارست واقعی می باشد؟

الف) هوازدگی فیزیکی ب) انحلال شیمیایی ج) یخ زدگی د) هوازدگی زیستی

۷- تفاوت تپه های قیفی با برجهای کارستی را توضیح دهید؟

۸- در مناطق کارستی در جهت عمودی دارای چند منطقه حرارتی است نام ببرید؟

فصل ششم : مطالعات هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی(آبخوان های کارستی)

هدف های کلی: هدف از ارایه این فصل دادن اطلاعات مختصری در مورد مطالعات هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی است. عوامل تاثیر گذار از قبیل بارشها، تغذیه و غیرو و توسعه کارستی شدن و روش مطالعه این گونه مناطق می باشد. در ضمن روش مطالعه چشمه ها که بر اثر عمل کرد و خروجی دبی آب در مناطق کارستی است، مورد بررسی قرار گرفته است.

هدفهای رفتاری

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند:

۱- اصطلاحاتی که در مفاهیم جدید آمده است را توضیح دهند.

۲- بخشهای مختلف مناطق کارستی را از نظر هیدروژئولوژیکی تشریح نمایند.

۳- روش مطالعات و تحقیقات مناطق کارستی را تشریح نمایند.

۴- نظریه های مربوط به حرکت آبهای زیرزمینی در مناطق کارستی را تشریح نمایند.

۵- روش و انواع مواد رنگی مورد مطالعه در جریان آبهای زیرزمینی مناطق کارستی را توضیح دهند.

۶- چشمه های کارستی را بر اساس نوع خروج طبقه بندی و توضیح دهند.

۷- ضرایب تخلیه در چشمه های کارستی را بدست آورند.

۸- چشمه ها را بر اساس دبی و درصد تغییر آن طبقه بندی نمایند.

۹- با استفاده از روابط معین، بیلان آبی مناطق کارستی را محاسبه نمایند.

مفاهیم جدید

تخلیه ویژه، تغذیه نقطه ای، تغذیه پراکنده، جریان افشان، جریان شکافی، جریان مجرایی، جریان پراکنده، جریان آزاد، جریان گردابی، جریان معلق، آبهای اُتوژنیک (دگرجازادی)، آلوژنیک(درجازادی)،منطقه هوادهی، هاگهای لیکوپودیم، رُدامین B، چشمه های بازخیز، چشمه های کارستی ثقلی، چشمه های کارستی محصور، چشمه های دفنی کارستی، چشمه های کارستی زیردریایی ، درصد تغییر دبی چشمه، ذخیره دینامیک، بیلان مناطق کارستی.

مقدمه

سنگهای آهکی در میان تمام سنگها از نظر هیدروژئولوژیکی از اهمیت خاصی برخوردار است. در حالیکه در مراحل اولیه تشکیل، تخلخل و نفوذپذیری آن بسیار کم است ولی بعداً بر اثر عوامل تکتونیکی درزه، شکاف و گسلهایی بوجود می آید که همراه با آب باران، در آن ها انحلال ایجاد می شود و در نتیجه اشکال مناطق کارستی را بوجود می آورند.

۶-۱ جریان آب در سازندهای کارستی

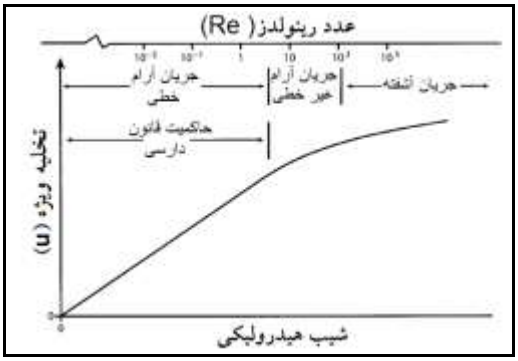
حرکت جریان آب در آبخوا های آبرفتی از بین فضاهای خالی بین دانه ای صورت می گیرد و می توان گفت در اکثر موارد قانون دارسی در آن حاکم است. در این حالت با استفاده از رابطه دارسی سرعت جریان آب قابل محاسبه است. این رابطه:

$\upsilon=k\ dh/dl$

می باشد. در این رابطه k هدایت هیدرولیکی(m/s)، dh/dl شیب هیدرولیکی وυ سرعت جریان(m/s) می باشد. همانگونه که می دانیم قانون دارسی براساس مقطع انتخابی در یک محیط اشباع آزمایش شده است. شکل ۶-۱ در واقع با استفاده از قانون دارسی و بر مبنای جریان به ازای یک واحد سطح مقطع یا تخلیه ویژه(u)، شیب هیدرولیکی و عدد رینولدز (به فصل اول مراجعه شود)که معمولاً در شناسایی سرعت بحرانی عبور جریان از حالت آرام به آشفته کمک می کند، ترسیم شده است. از عدد رینولدز در بدست آوردن بالاترین حد حاکمیت قانون دارسی استفاده می شود. در نتیجه تخلیه ویژه از رابطه زیر محاسبه می شود:

$u=-k(dh/dl)=Q/a$

در این رابطه:u تخلیه ویژه(LT^{-1})، Q (L^3T^{-1}) تخلیه و a مساحت سطح مقطع در محیط دانه ای می باشد.

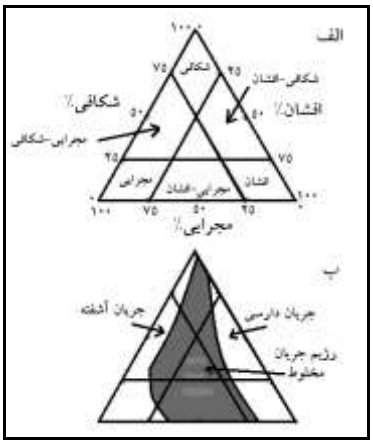


شکل۶-۱ محدوده اعتبار قانون دارسی(فریز و چری،۱۹۷۹)

در سازندهای سخت (کربناتی و غیر کربناتی) و قابل انحلال پس از مرحلهٔ رسوب گذاری و دیاژنز، تخلخل اولیه تشکیل شده از لحاظ تجمع منابع آب(نفت و گاز هم صادق است) و حرکت سیال بسیار ضعیف می باشد. این سازندها در طی دوران های زمین شناسی تحت تاثیر عوامل تکتونیکی از قبیل چین خوردگی و جابه جایی های که منجر به تشکیل گسل می شود باعث ایجاد درز و شکاف و شکستگی هایی در سنگ هایی از نوع آهکی و غیره می شوند. با تشکیل درز و شکاف ها و شکستگی ها تعداد و میزان آن ها از نظر پراکندگی، طول، عرض و عمق می تواند در تشکیل مخزن و حرکت سیال موجود در آن تاثیر به سزایی بگذارد. در این

مرحله بارش ها با توجه به مقدار، پراکندگی، میزان CO_2، PH و درجه حرارت در افزایش طولی، عرضی و عمقی بازشدگی ها به مرور زمان تاثیر می گذارد. با افزایش بازشدگی ها طبعاً حرکت و جهت جریان آب همانند سازندهای آبرفتی نخواهد بود و برای مشخص کردن نوع جریان و مسیر حرکت آن تئوری های بسیار پیچیده تری می بایست تعریف شود.

تاثیر عوامل تکتونیکی(درز و شکاف و شکستگی) و بارش، سیستمی از شبکه های درز و شکاف و مجراها را بوجود می آورد. در این شبکه لزوماً به این معنی نیست که تمامی درز و شکاف ها به یکدیگر متصل هستند ولی با پیشرفت کارستی شدن این اتصالات به واقعیت می پیوندد. طبعاً نوع جریان آب وابستگی مستقیمی با طول، عرض و عمق شکستگی ها دارد، در نتیجه در این نوع سازندها هم می تواند قانون دارسی حاکم باشد(بدلیل کوچک بودن درز و شکاف ها) یعنی سرعت جریان و شیب هیدرولیکی کم. همینطور جریان های ناپایدار(گذرا) و آشفته که بدلیل افزایش سرعت و شیب هیدرولیکی و این بر اثر افزایش میزان باز شدگی ایجاد می شود را می توان مشاهده کرد. با توجه به توضیحات داده شده انواع جریان در سازندهای سختِ اغلب کارستی را در شکل ۶-۲ می توان تشریح کرد. بر این اساس آتکینسون(۱۹۸۵) با توجه به اطلاعات بدست آورده پیشنهاد کرد مناسب ترین روش نشان دادن مفاهیم قدیمی آبخوان های آبرفتی(دانه ای)، شکستگی و مجرایی استفاده از یک مدل تفهیمی سه گانه است که در شکل ۶-۲-الف به تصویر کشیده شده است. در شکل ۶-۲- ب در واقع طبقه بندی مفهومی محیط جریانی است که ارتباط این جریان ها را در یک رژیم جریانی محصور نشان می دهد.

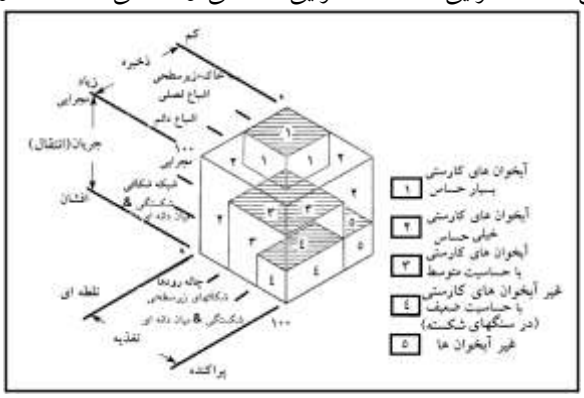


شکل۶-۲ الف: طبقه بندی تفهیمی از آبخوان کارستی و فرضیاتی مرتبط با رژیم های جریانی غالب(آتکینسون،۱۹۸۵)

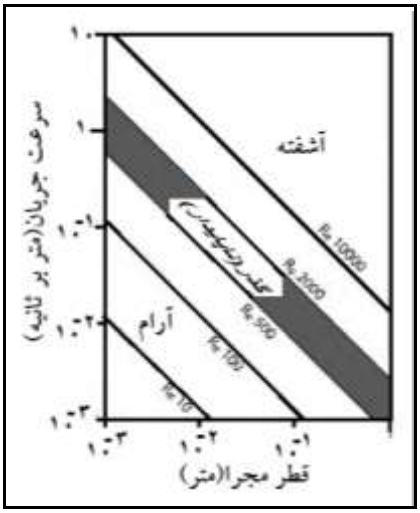
هوبز و اسمارت(۱۹۸۶)، مدلی که شامل سه بخش اساسی است پیشنهاد کردند، این سه بخش شامل تغذیه، ذخیره و انتقال(جریان) است که در محدوده مفاهیم سه گانه شکل۶-۲ می باشد. در نتیجه شکل ۶-۳ یک حوضه سه بُعدی از یک مدل مفهومی برای آبخوان های کربناتی که باز شناختی مستقل از تغذیه، ذخیره و جریان(انتقال) می باشد که به تصویر کشیده شده است. همانگونه که در شکل دیده می شود، بخش ذخیره از سطح خاک+زیر سطحی با مقادیر کم شروع و به سمت پایین افزایش می یابد که شامل اشباع فصلی و دائم(از صفر تا صد درصد) است. در بخش تغذیه سنگ های کارستی به صورت نقطه ای یا پراکنده از طریق چاله رودها، شکاف های زیر سطحی و شکستگی و فضاهای میان دانه ای تغذیه(صد تا صفردرصد) می شوند. جریان ایجاد شده از افشان به مجرایی(صفر تا صد درصد) متغییر است و به صورت مجرایی، شبکه شکافی و شکستگی و فضاهای میان دانه ای حرکت می کند. در این شکل، آبخوان های کارستی ایجاد شده از یک تا ۵ دارای حساسیت هستند که بر اساس نوع تغذیه، ذخیره و جریان یا انتقال آب در آن طبقه بندی می شوند. مشخصه آبخوان های کارستی بوسیلهً جریان مجرایی در غارها(لوله ای)، تمرکزتغذیه (بوسیله زهکش های عمودی، بسترهای رودخانه یا رودفرو رو) و ذخیره کم(محدود به منطقه اشباع). در این قسمت احتمال زیادی دارد که آلاینده هایی در سطح بسرعت عبور کرده و به سمت پایین بدون آنکه رقیق شوند، مستقیماً در داخل مجراهایی قابلیت انتقال بالایی دارند، حرکت می کنند. این انتقال بوسیله جریان لوله ای(غاری) در چشمه ها دیده می شود. آبخوان های خیلی حساس دارای مشخصاتی شامل جریان خوب توسعه یافته در غارهای لوله ای(مجرایی)، تغذیه نقطه ای در رودهای فرو رو یا محدودهً ذخایر از خیلی کم(در منطقه غیر اشباع) تا بسیار زیاد(منطقه اشباع) یا ترکیبی از این دو حالت. آبخوان هایی با حساسیت متوسط، جریان لوله ای در آن وجود ندارد، تغذیه نقطه ای در میان رودهای فرو رو و رودخانه های گم شده یا ذخیره کم، اگرچه هنوز علائمی از ریسک آلایندگی آبهای زیرزمینی وجود دارد با امکان تغذیه سریع از بین فروافتادگی های بسته، انتقال سریع از بین شبکه های شکافی انحلالی بزرگ شده و رقیق شدن محدود در زمانیکه ذخایر فصلی در حداقل هستند. آبخوان های غیر کارستی کربناتی با حساسیت ضعیف دارای تغذیه پراکنده و دارای جریان افشان از طریق شکستگی و فضاهای میان دانه ای است. آبخوان های غیر کارستی بدون حساسیت احتمالاً تحت تاثیر عوامل کارستی قرار نمی گیرند و می توان آن ها را به عنوان بخش نفوذناپذیر قبول کرد.

بر این اساس با توجه به شکل و ارتباطات موجود در یک شبکه ای که شامل شکستگی، درز و شکاف ها است، جریان دارسی(قوانین دارسی در آن حاکم است) تا جریان آشفته(شکل۶-۴)، می توان سه نوع جریان اساسی را در سازندهای کارستی مشخص کرد که شامل جریان افشان،

جریان شکافی و جریان مجرایی(غاری) می باشند. جریان افشان این سه جریان در بین خود تقسیم بندی هایی مانند مجرایی-افشان، مجرایی-شکافی و شکافی- افشان دارند.



شکل ۶-۳ یک مدل حوضه ای سه بُعدی مفهومی از تغذیه-ذخیره-انتقال(جریان) در آبخوان های کارستی(هوبز و اسمارت،۱۹۸۶)



شکل۶-۴ مقادیر عدد رینولدز در سرعت جریان و قطر مجراهای مختلف در حوضهً رژیم های جریانی مختلف(اسمیت و آتکینسون،۱۹۷۶)

۶-۲ نظریه های حرکت آب در مناطق کارستی

جریان آب زیرزمینی در سنگهای کارستی کاملاً با حرکت این سیال در پهنه های غیر کارستی متفاوت است. این جریان خصوصیات هیدرولوژیکی ویژه پهنه های کارستی را نشان می دهد. تقریباً تمام پدیده های سطحی و زیرزمینی که در محیط های کارستی یافت می شوند، در اصل به وجود آب مربوط هستند. با توجه به درک دقیق انواع رویدادها و حرکت آب در نواحی

کارستی از مدتهای طولانی وجود داشته است، ایجاد روابط حاکم بر حرکت و ذخیره آب در پهنه های کارستی بر عکس پهنه های دیگر زمین شناسی مشکل تر می باشد. نظریات مختلفی در مورد جریان آب در مناطق کارستی ارایه شده است.

گراند و کاتزر (۱۹۰۳و۱۹۰۹) در مورد حرکت آبهای زیرزمینی نظریات متضادی را ارایه نمودند. طبق نظریه گراند یک ناحیه آبدار یکنواخت در کارست به نام آبخوان وجود دارد که دو افق آب زیرزمینی را تفکیک نمود. اولی افق آب ساکن و دیگری افق آب کارستی. در افق ساکن آب در شکافها و مغاره های سنگهای آهکی یا کارستی واقع در اعماق زیاد تجمع یافته و بدون حرکت هستند. سطح ایستابی در این بخش شیب ملایمی به سمت دریا دارد. روی این افق ناحیه جریان آب واقع است که گراند آن را آب کارستی نامید.

کاتزر معتقد بود که جریان آب زیرزمینی در پهنه های کارستی عمدتاً از طریق سیستمهای مجاری و مغاره ها صورت می گیرد. بر این اساس جریانهای آب زیرزمینی از طریق مجاری، شکافها و غارهای کارستی وجود دارد که این جریانها در یک لحظه بهم رسیده و منشعب می گردند و در لحظه دیگر بطور عجیبی مستقل از حالت قبل به یکدیگر مرتبط می شوند. مطابق نظر وی سیستمهای مجرای جریانهای زیرزمینی که در ضمن نواحی فرسایش شیمیایی بشمار می آیند در کارست عمیق حاکم هستند.

سیویک سه افق هیدروگرافی با سه نوع مختلف گردش آب را پیشنهاد نمود و آنها را نتیجه مستقیم تکامل فرایند کارست دانست. این سه افق عبارتند از: افق خشک، افق انتقالی و افق دارای جریان مداوم آب. افق خشک مستقیماً زیر سطح زمین قرار دارد و توسط غارهای خشک فراوان، مجاری و شکافهایی مشخص است که آب از طریق آنها با جریان تقریباً نزولی خود به طرف افق انتقال حرکت می کند. ممکن است در فصول بارانی آب زیرزمینی در بعضی از این مجاری و غارها جریان داشته باشد. افق انتقالی با پدیده های هیدرولوژیکی دوره ای دائمی مشخص می باشد. در طول دوره های بارش، فرونشست آب به بخشهای عمیق تر سنگهای کربناتی یا خیلی کند صورت می گیرد و یا کاملاً به افق انتقالی منتهی می گردد. آب زیرزمینی در این افق با جریان فعال متمرکز می شود. افق انتقالی در بالای فروافتادگیهای کارستی قرار دارد و توسعه چشمه ها از مشخصات این فروافتادگیها در طول فصول بارانی است. افق دارای جریان مداوم آب در زیر تراز فروافتادگیهای کارستی واقع است. مقدار متنابهی آب در این افق در جهت سطح ایستابی جریان دارد. از این رو حرکت آب به طرف پائین کند است. این افق دارای شکافهای گسترش یافته و پراکنده است و غالباً به پدیده جریان کانالی(سیفونی) برخورد می شود. در طول بارندگی شدید، نظر به اینکه ظرفیت تخلیه آبخوان

کم است، سطوح آب زیرزمینی بالا می رود و ابعاد این افق با کاهش افق انتقالی افزایش می یابد و ارتباط مشابهی نیز بین افقهای انتقالی و خشک اتفاق می افتد.

سه افق مذکور به وضوح قابل تشخیص نیستند و موقعیت آنها می تواند تغییر نماید. فرایند تکامل کارست در این افقها تنگاتنگ به یکدیگر مرتبط بوده و به سمت پائین با تغییر مکان افقها با یکدیگر توسعه می یابند. انطباق این افقها همیشه به ساختهای زمین شناسی بستگی دارد. این افقها کمتر در کارست کم عمق و بیشتر در کارست عمیق ملاحظه می شوند.

وایت(۱۹۶۹) گردآورنده یا جمع کننده های کارستی را بر حسب نوع جریان به سه گروه اساسی طبقه بندی کرد که هر کدام دارای تقسیم بندی های کوچکتر هستند. این طبقه بندی عمدتاً برای مناطق کارستی با برجستگی های کوتاه و ملایم به کار می رود(جدول۶-۱):

جدول۶-۱ طبقه بندی هیدرولوژیکی آبخوان های کربناتی(وایت،۱۹۶۹)

نوع جریان		کنترل هیدرولوژیکی	نوع همراهی غاری(کانالی)
جریان افشان		سنگ ناخالص(تخلخل اولیه بالا،دولومیت بلوری و سنگ های آهک شیلی)	غارهای کمیاب،کوچک،با الگوهای نا منظم
جریان آزاد		ضخیم،سنگ های قابل حل توده ای	سیستم غارهایی با مجرای یکپارچه
	معلق	سیستم کارست در زیر و مجاورت سنگ های نفوذناپذیر قرار دارد یا بالای سطح اساس	رودخانه های معلق غاری، وجود چرخش زاد
	باز	توسعه سنگ های قابل انحلال رو به بالا به سمت سطح	ورودیهای فروچاله، بار سنگین رسوبی،غارهایی با مورفولوژی کانالی کم درازا
	پوششی	آبخوان بر روی سنگ های نفوذناپذیر	ورودی های چاه های عمودی، جریان های جانبی در زیر لایه های پوششی است
عمیق		در زیر سطح اساس توسعه سیستم کارست قابل توجه است	جریان از بین مجراهای مستغرق انجام می گیرد
	باز	توسعه سنگ های قابل انحلال به سمت سطح زمین	غارهای کوتاه لوله ای متروکه که احتمالاً با رسوبات مسدود شده اند
	پوششی	آبخوان بر روی سنگ های نفوذناپذیر	مجراهای طولانی یکپارچه در زیر سنگ پوشش. سطح فعالِ سیستم پوشیده از آب
جریان محصور		کنترل های چینه شناختی و ساختمانی	
	آرتزین	لایه های نفوذناپذیر که نیروی جریان در زیر منطقه سطح اساس است.	غارهایی با شبکه سه بُعدی مایل
	ساندویچ	لایه های نازک قابل انحلال در بین لایه های نفوذ ناپذیر	غارهایی با شبکه های دو بُعدی افقی

- آبخوانهایی با جریان افشان که در آنها قانون دارسی حاکم و یا تقریباً معتبر است. تخلخل غالب در آنها شامل درزه های عریض شده انحلالی و سطوح لایه بندی است که ارتباط خوبی با یکدیگر دارند. مغاره ها در تعداد و ابعاد محدود هستند. تخلیه آبخوان از طریق تعدادی چشمه های کوچک صورت می گیرد. در سطح چنین پهنه هایی اشکال کارستی قابل رویت نیستند.

– آبخوانهایی با جریان آزاد که در سنگهای توده ای قابل انحلال توسعه دارند. جریان آب زیرزمینی در این گروه در سیستمهای کامل مجرایی وجود دارد. جریان متلاطم و تخلخل نوع حفره ای و مجرایی به این گروه حاکم است. این آبخوانها به دو زیر گروه تقسیم می شوند: یکی جریانهای آزاد معلق یا پوشش دار که توسط کارستی شدن کم عمق مشخص است. زیرا آنها به لایه های ناتراوا یا به سطح اساس فرسایش محدود می شوند. سطح ایستابی تقریباً مسطح داشته و در سطح پهنه های آن اشکال کارستی بخوبی توسعه یافته است. دیگری کارستی شدن آنها تا عمق قابل ملاحظه ای در زیر سطح اساس فرسایش توسعه می یابد. سنگهای قابل انحلال تا سطح زمین گسترش دارند.

– آبخوانهایی با جریان تحت فشار که توسط شرایط ساختمانی و چینه شناسی کنترل شده و به زیر گروههایی تقسیم می شوند.

– آبخوانهای کارستی تحت فشار آرتزین با یک آبخوان واقع در بین لایه های ناتراوا که آب را زیر سطح اساس ناحیه ای می راند.

– آبخوان دارای جریانی از طریق لایه های نازک سنگ قابل حل واقع در بین لایه های ناتراوا(نوع جریان ساندویچی) .

۶-۳ بخش های مختلف مناطق کارستی

از لحاظ هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی را می توان به بخشهای زیر تقسیم کرد :

– **منطقه خشک** : از سطح شروع و در داخل سنگهای آهکی در منطقه ای که آب باران به صورت آزاد در حال حرکت می باشند، گفته می شود.

– منطقه میانی : به منطقه ای گفته می شود که در زمانهای مشخص از آب اشباع است، ولی در دوره های دیگر خشک می باشد.

– منطقه اشباع: منطقه ای است که همواره از آب اشباع بوده و تحت فشار هیدرواستاتیک قرار دارد. جریان آب در منطقه اشباع در ساختهای عمیق کارستی اکثراً قابل مشاهده می باشد. در منطقه خشک جریانهای آب نزدیک به سطح زمین حاکم می باشد. جریان آب در منطقه میانی، زمانیکه جریان آب در منطقه اشباع به سطح نزدیک می شود؛ بوجود می آید. فرسایش مناطق کارستی با جریان آب در این سه منطقه به سمت اعماق پیشروی می کند. در طول زمان، جریان فشاردار می تواند به جریان آزاد تبدیل شود. غارهایی که دارای مقطع بیضوی و یا دایره ای که بر اثر جریان فشاردار بوجود آمده اند، بر اثر جریانهای آزاد کانالهایی با مقطع استوانه ای و یا به شکل دالانی تشکیل می شود. در مناطقی که کارستی شدن کم و در حداقل قابل قبولی

توسعه یافته اند؛ جریانهای آب در سیستم هیدروژئولوژیکی را می توان به شکل زیر طبقه بندی کرد (وایت؛ ۱۹۷۹):

– جریان پراکنده: در سنگهای آهکی غیر خالص و در بافتهای درشت نامنظم دولومیتی مشاهده می شود. این نوع جریان در ساختهای کوچک کارستی در امتداد لایه ها و درزه و شکافها بوجود آمده که اکثراً با یکدیگر در ارتباط بوده و فضاهای خالی نامنظم زیادی در آن مشاهده می گردد.در این نوع آبخوانها می توان قانون دارسی را به اجراء درآورد (شکل۶–۵–I).

– جریانهای آزاد: در سنگهای آهکی صاف، خالص و ضخیم تعداد زیادی غارهای راهرو دار مشاهده می شود که تحت تاثیر جاذبه دارای جریانهای گردابی با شیب کم است. این جریانها را می توان به جریانهای معلق و عمیق تقسیم کرد:

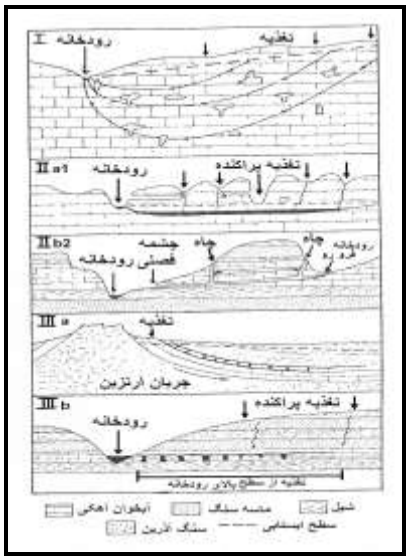
– جریانهای آزاد عمیق: کارستی شدن در زیر سطح کف دره های آب جاری می تواند توسعه یابد. این جریان در دو حالت بررسی می شود: اول جریانهای باز آزاد عمیق که در این نوع جریان کارستی شدن در سطح بسیار خوبی توسعه یافته و تعداد زیادی چاه مکنده و دولین در آن مشاهده می شود. همینطور مواد حمل شده گودالها را پر می کند و دقیقاً در زیر سطح بستر رودخانه؛ غارهای پر آب مشاهده می شود (شکل ۶–۵،IIa-1). دومی، جریانهای معلق آزاد عمیق، که در این نوع کارستی شدن تا کف نفوذناپذیر ادامه دارد وغارهای افقی وسیع شده مشاهده می شود (شکل ۶–۵،IIb-2).

– جریانهای محصور (فشاردار): جریان آبهای زیرزمینی با لایه های سنگی محدود شده اند. جریانهای محصور به دو نوع آرتزین و معلق محصور تفکیک می شود:

الف) جریانهای آرتزین محصور: سنگ پوش نفوذناپذیر بالایی جریان را در داخل سنگهای آهکی شیب دار با فشار به اعماق سوق می دهد. در این حالت جریان آرام بوده و غارها وابسته به شبکهٔ سیستم درزه و شکاف موجود توسعه می یابد (شکل ۶–۵،IIIa).

ب) جریان معلق محصور: در سنگهای آهکی معلق و نازک که در بین لایه های نفوذناپذیر محصور مانده اند می توان این نوع جریان ها را مشاهده کرد. غارهایی وابسته به این شبکهٔ درزه ها بخوبی توسعه می یابند. تغذیه در این نوع آبخوانها بسیار کم و به شکل نامنظم اند بخشهای بالایی صورت می گیرد و آب خود را به آبهای جاری تخلیه می کنند(شکل ۶–۵،IIIa).

از لحاظ منشاء می توان آبهای کارستی را به دو نوع تقسیم کرد. نوع اول، تغذیه سنگهای آهکی بوسیلهٔ آبهایی که از خارج از محدوده سنگهای آهکی آمده و در آنها بلعیده می شوند و به عنوان آبهای آلوژنیک(درجازادی) نام گذاری می شوند. نوع دوم از آبهای کارستی به عنوان آبهای اتوژنیک(دگرجازادی) معرفی می شوند.



شکل ۶-۵ طبقه بندی جریانهای آب زیرزمینی در مناطقی که کارستی شدن در آن کم و در حد قابل قبولی توسعه یافته است (شاهین چی،۱۹۹۱).

این نوع آبها از محدودهٔ تغذیهٔ سنگهای آهکی می آیند. آبهای باران که در محدوده تغذیه فرو می ریزند قبل از آنکه آبهای جاری را بوجود آورند در سنگهای آهکی نشت می کنند که به این نوع آبها، آبهای اتوژنیک عمقی گفته می شود. آبهای جاری با منشاء آلوژنیک از نظر میزان نمکها با منشاء سنگ آهک کم می باشد ولی از لحاظ نمکهای دیگر غنی می باشند و از طرف دیگر مواد آلی آن نسبت به آبهای اتوژنیک بسیار بیشتر است.

۶-۴ مطالعات هیدروژئولوژی

در مناطق کارستی تحقیقات هیدروژئولوژیکی با آنچه که در آبخوانهای دانه ای صورت می گیرد بسیار متفاوت است. زیرا در رسوبات دانه ای تحقیقات ژئومورفولوژی و زمین شناسی سطحی می تواند در مورد حرکت آبهای زیرزمینی اطلاعات نسبتاً صحیحی بدهد. ولی در سنگهای آهکی کارستی ظاهر سطحی آن جریان آب زیرزمینی در داخل سنگ را منعکس نمی کند. به غیر از امتداد درزه و شکافها و گسلها که در سطح مورد مطالعه قرار می گیرد؛ هر کدام از سطوح در بین خود در اعماق همدیگر را قطع می کنند. بدین ترتیب امتدادها و در طول تقاطع ها بر اثر انحلال آب باران، کانالهایی به صورت یک سیستم تو در تو و درهم بوجود می آورند. در حالیکه در سطح هیچگونه شواهدی وجود ندارد ولی در اعماق، آب حوضه آبریز می تواند به مناطق دیگر جریان یابد.

به همین دلیل در مطالعات کارست روشهای مختلف با یکدیگر باید انجام گیرد. در کنار مطالعات هیدروژئولوژی و زمین شناسی باید تحقیقات دقیقی از قبیل ژئومورفولوژی، غار شناسی، ژئوفیزیک، ایزوتوپ و ردیابهای شیمیایی صورت پذیرد. عکسهای هوایی می تواند در مطالعه اولیه و دقیق مناطق کارستی بسیار مفید باشد. جریانهای کانالی و سطح ایستابی در سنگهای آهکی کارستی را می توان به چهار سطح هیدرودینامیک تقسیم کرد:

الف : منطقه هوادهی: جریان آب و نشت از بالا به پائین موثر می باشد. به این منطقه آبهای معلق وارد می شود.

ب : منطقه تغییر فصلی سطح آب کارست: این منطقه زمانیکه سطح آب کارست افت می کند، ایجاد می شود و جزء منطقه هوادهی محسوب می شود. در دوره های بارانی تمام فضاهای خالی کارستی اشباع شده که باعث تشکیل این سطح می شود.

ج : منطقه کاملاً اشباع: راهروها بوسیله شبکه کانال موجود در منطقه تحت کنترل است. در منطقه اشباع، آبهای کارستی در تمامی طول سال در حال حرکت می باشند.

د : منطقه جریان عمقی؛ جریانهای آب زیرزمینی تحت تاثیر شبکه راهروهای موجود در منطقه نیست و جریان کند می باشد.

۶-۴-۱ افقهای هیدروژئولوژیکی

عامل اصلی برای تعیین جهت غالب در حرکت آبهای زیرزمینی پهنه های کارستی موقعیت سطح اساس فرسایشی است. لیتولوژی؛ گسلها و ساختهای زمین شناسی نیز عوامل مهم دیگری در این مورد به حساب می آیند، ولی وظیفه و نقش آنها همیشه کمتر از نقش سطح اساس فرسایشی است. بنا به اهمیت این عامل در تشکیل خصوصیات هیدروژئولوژی مناطق کارستی، سطح اساس فرسایش را می توان به سه گروه تقسیم کرد:

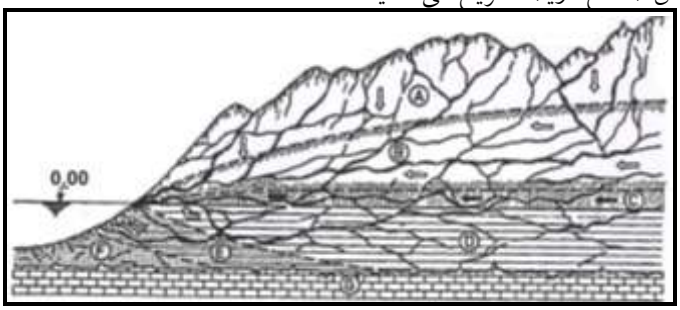
گروه اول: سطح اساس فرسایش مطلق است که حوضه دریاها و بخصوص نواحی سطح دریا و عمیق ترین چشمه های زیر دریایی موجود در منطقه را شامل می شود. اگر چشمه زیر دریایی وجود ندارد سطح اساس فرسایش همان سطح دریا یعنی رقوم میانگین تراز دریا (صفر) است.

گروه دوم: شامل سطوح اساس فرسایش بزرگ مناطق قاره ای است. این گروه دره های عمیق رودخانه و تنگه ها را در بر دارند. این سطوح اساس، آب را از مناطق کارستی وسیع دریافت می نمایند.

گروه سوم: سطح اساس فرسایش محلی است و شامل پولژه های کارستی، دره های مرتفع در رودخانه ها (خشک یا دارای جریان)، حفره ها و غیرو می باشد. سطوح اساس فرسایش محلی روی مناطق کوچک موثر هستند و همیشه برای انتقال آب ذخیره شده غیر دائم به کار می

روند. این سطوح اساس از نقطه نظر توسعه کارست مهم هستند زیرا تاثیر قابل توجهی روی تنظیم و تکامل فرایندهای کارست دارند.

بر طبق وضیعت و نوع سطوح اساس، امکان سه تصویر اساسی حرکت آب زیرزمینی در محیط کارستی شده وجود دارد که در شکل ۶-۶ مهمترین افقها را بطور فرضی در منطقه سطح اساس فرسایش مطلق (سطح دریا) تشریح می نماید.



شکل ۶-۶ تصویری از حرکت آب زیرزمینی در آبخوان کارستی ساحلی،A :افق بالایی آبخوان،B، C، D، E، F و G :آبخوان کارستی، B : بخش مخزن دینامیکی با تبادل آبی بسیار سریع، C : بخش مخزن دینامیکی با تبادل آبی کُند، D : افق حرکت سیفونی آب، E : افق حاوی آب لب شور، F :افق آب شور، G : افق زیر بستر کارست (میلانوویچ،۱۹۸۱)

۶-۴-۲ آبخوان کارستی

آبخوان های کارستی، مخازن زیرزمینی ناهمگنی هستند که آب در شبکه های مرتبط به هم شکافها، مغاره ها و مجاری درون آنها جمع آوری می شوند. سطح ایستابی در آنها یک سطح پیوسته نیست و دارای شیب منطقه ای و محلی است. بطور کلی تمام آبخوان به طرف سطح اساس فرسایشی تمایل و شیب دارد و بدین ترتیب آب از جمع کننده ها تحت تاثیرسطح اساس زهکشی می شود. زهکشی آبخوان بطور محلی توسط نزدیکترین مجرای زیرزمینی با بیشترین ظرفیت صورت می گیرد. این جریان با کمیت آب، خود سطح اساس فرسایش را منعکس می سازد. سطح پیزومتریک عمومی که در جهت جریان مشاهده شده برحسب شرایط هیدرولوژیکی تغییر می کند و طرز قرار گرفتن آن به خصوصیات هیدروژئولوژیکی پهنه بستگی دارد. گرادیانها در توده سنگ کارستی مابین دو پولژه که دارای بیشترین اختلاف ارتفاع هستند و بیشترین کمیت را دارا می باشند. بعلاوه بیشترین سرعتهای جریان آب زیرزمینی در این مکانها روی می دهد در صورتیکه تمام عوامل دیگر یکسان باقی می مانند. تحت این شرایط ظرفیت تخلیه جمع کننده ها افزایش می یابد و سطح ایستابی در توده سنگ همیشه در جهت کلی به طرف پائین تر سطح اساس فرسایش شیب دارد.

ابعاد وسیع مجاری کارستی، ارتباط درونی آنها به یکدیگر، گرادیان های زیاد تراز آب و قابلیت تراوایی زیاد افقهای سطحی این توانایی را به مجاری جمع کننده ها می دهند تا با سرعت از آب پر و خالی شوند یا به عبارت دیگر تشکیل سریع آبخوان تقریباً معادل زهکشی سریع آنها صورت می گیرد. تخلخل کل نسبتاً کم و قابلیت فوق العاده حرکت آب بطور کلی منجر به نوسانات بسیار سریع سطوح ایستابی آبخوان با دامنه های زیاد آنها می شود. آبخوان در فصول بارانی نسبت به بارش زیاد (بیش از ۳۰۰ میلی متر) بعضی اوقات به سرعت در ۱۰ الی ۱۵ ساعت و در بعضی موارد حتی سریعتر واکنش نشان می دهد. در بیشتر پهنه های کارستی در دوره نوسان را با خصوصیات مختلف می توان تشخیص داد:

فصل مرطوب با تغییرات قائم پیوسته سطح ایستابی آبخوان و فصل خشک با تغییرات کند سطح ایستابی که در این دورهٔ زهکشی آبخوان، سطح ایستابی دائماً پائین می رود. دوره اخیر را معمولاً دوره تخلیه یا فروکش آبخوان می نامند. نوسانات سطح ایستابی در افق ذخیره دینامیکی خیلی سریع و همراه با دامنه زیاد می باشد. عکس العمل آبخوان نسبت به بارندگی در طول دوره مرطوب به خوبی ملاحظه می شود. نوسانات سطح ایستابی آبخوان در پیزومترها پیوسته در زمان وقوع رگبارهای شدید و ناگهانی ثبت می شود. میزان صعود سطح ایستابی به شدت بارندگی بستگی دارد.

سطح ایستابی در طول دوره های خشک در اعماق زیادتر قرار می گیرد به استثنای آبخوانهای ساحلی که سطح ایستابی آن در طول همان دوره از نوسانات سطح آب (جزر و مد) پیروی می نماید. آبخوان این نواحی حاوی مقدار زیادی کلر است. در بخش قاره ای آبخوان، اندکی بالای سطح متوسط دریا که شرایط مساعد برای تشکیل آبخوان وجود دارد، سطح ایستابی آن در دوره خشک خیلی پائین خواهد بود. شرایط تغذیه آبخوانهای کارستی به مراتب مساعدتر از آبخوانهای واقع در پهنه های دیگر زمین شناسی است.

نفوذ بطور مستقیم از طریق تعدادی پونور، استاول و توسط نفوذ پراکنده از سطح و برکه طبیعی موقت و بوسیلهٔ نزول مستقیم بارندگی و ذوب برف از طریق شبکه های درزه ها و شکافها صورت می گیرد. در سالهای اخیر اثرات ساخت مخازن ذخیره ای در نواحی کارستی بر آبخوان ها بیشتر و بیشتر ظاهر گشته است.

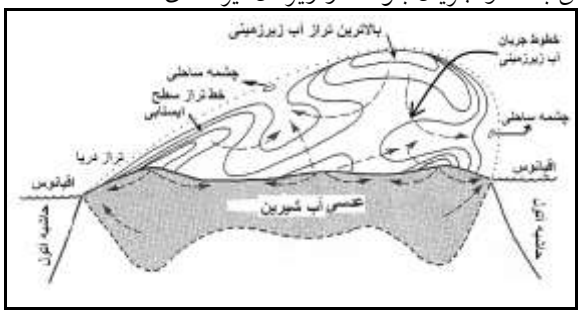
در طول فصول خشک طولانی افق تهویه آبخوان بیشترین مقدار رطوبت خود را از دست می دهد و باعث می شود این افق کاملاً خشک شود. عواملی که در خشک شدن این افق نقش دارند؛ شامل طولانی بودن فصل خشک، مصرف آب بارش از طرف پوشش گیاهی و تبخیر آن ، درز و شکافهای پر شده با خاک سرخ که دارای ریشه های گیاهانی با عمق ۱۵ متر و یا بیشتر که تامین آب آنها باعث می شود تغذیه آبخوان کارستی در این فصول بسیار کم شود.

اثرات عوامل مذکور در طی فصول مرطوب کم و می توان از آنها صرفنظر کرد ولی با این حال در این فصل ۷۰ تا ۹۰٪ بارش به آبخوان وارد می شود.
تغذیه آبخوان کارستی به رژیم بارش، بیشتر از کمیت آن در طول یک سال به بارش شدید بستگی دارد و مساعدترین اثرات تغذیه یک آبخوان در حالی است که یک بارش کم، ذخیره سازی مهمی را تولید نماید. جریان آب جاری در مجاری زیرزمینی مهمترین نوع حرکت آب در کارست است و به شکل جریانهای متمرکز در طول مسیرهای متمایز جریانهای زیرزمینی اتفاق می افتد، زیرا تخلخل مفید در پهنه های کارستی نسبتاً کم است و مقدار آن بین ۰/۷ تا ۳ درصد تغییر می کند و ممکن است به شکل موضعی بیشتر و یا کمتر هم باشد. اگر این تخلخل در هر متر مکعب توده سنگ بطور یکنواخت توزیع شده باشد، حرکت آب در سیستم کارست عملاً غیر ممکن خواهد بود. ولی بررسیهای اخیر نشان می دهد که حرکت خیلی سریع آب در کارست تنها از طریق عبور از این نوع سیستمها یعنی مجاری با ابعاد بزرگ خواهد بود.

۶-۴-۳ آبخوانهای ساحلی مناطق کارستی

آبخوان کارستی ساحلی در توده سنگهای کارستی واقع در نزدیکی ساحل دریا تشکیل می شود. مشخصه عمده این آبخوان تماس هیدرولیکی تنگاتنگ آب شور دریا و آب شیرین است که از زمینهای نزدیک ساحل تامین می شود. تماس و اختلاط این آبها در بخشی از آبخوان نزدیک به دریا اتفاق می افتد به طوری که این آبخوانها در اکثر موارد آب لب شور را از طریق چشمه های خود تخلیه می نمایند. نمایش کلی حرکت آب در آبخوانهای کارستی ساحلی در شکل ۶-۶ نشان داده شده است، که بخشی از افقهایD , E , F متعلق به آبخوانهای ساحلی می باشد. یکی دیگر از انواع آبخوانهای کارستی ساحلی مرتبط با جزایری است که از آهکهای ریفی مرجانی که برروی سنگهای آذرین و غیرو تشکیل شده اند. در شکل ۶-۷ مقطعی از این نوع جزایر مرجانی و رابطه آب شور و شیرین نشان داده شده است. هرچند مشخصه ویژه هیدرولیکی حرکت آب در این محدوده کارستی اغلب سبب انحرافات قابل ملاحظه ای از شکل کلی داده شده می شود. تهاجم عمقی آب شور دریا به داخل خشکی در شور شدن آب بخشهایی از آبخوان که در بالای تراز آب دریا قرار گرفته اغلب نتیجه این انحرافات می باشد. شور شدن آبخوان ساحلی نیز می تواند نتیجه محبوس شدن آب شور (فسیل) ذخیره شده در داخل گردآورنده ها (جمع کننده ها) در برخی از دوران های پیشین زمین شناسی باشد. سه افق در آبخوان ساحلی قابل رویت می باشد (استپانوویچ،۱۹۶۲))، که شامل افق شیرین، افق آب لب شور و افق آب شور. افق لب شور یک افق انتقالی بین افقهای آب شور و شیرین است. افق انتقالی تغییرات ثابتی را تحمل می کند و قابلیت جابجایی بسیار دارد. شور شدن تحت شرایط زیر اتفاق می افتد:

– وقتی گردآورندهٔ کارستی در تمام طول خود با دریا تماس داشته باشد.
– وقتی مانع هیدروژئولوژی واقع در بین دریا و گردآورنده ها در محلهایی توسط فرسایش یا فعالیتهای تکتونیکی آسیب دیده باشد.
– اگر مانع بطور جزیی به علت موقعیت نامطلوب ساختمانی خود در زیرسطح دریا واقع شود.
– اگر مانع کم عمق باشد و جریان بتواند در زیر آن نیز اتفاق افتد.



شکل ۶–۷ تصویری از عدسی آب شیرین در بالاآمدگی ریف های مرجانی در جنوب غرب اقیانوس آرام(باز بینی از فورد و ویلیامز،۲۰۰۴)

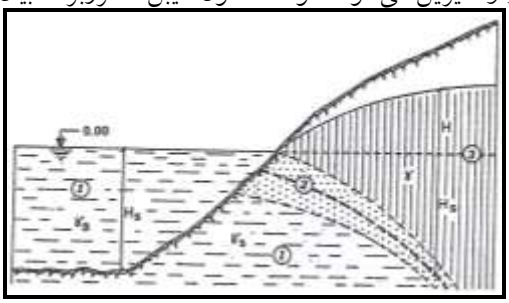
تاثیر دریا بر آبخوان با فاصله از دریا معمولاً کاهش می یابد و این تاثیر عمدتاً در فواصل ۰.۵ تا ۳ کیلومتری از ساحل می تواند ملاحظه شود. عمق هجوم آب شور به آبخوانهای کارستی تابعی از زمان و مکان است و به گروهی از عوامل مختلف، نظیر فصل مشترک دریا و توده سنگ کارستی شده، اندازه و گسترش مجاری و سیستمهای درزه، نحوه ارتباط متقابل آنها، موقعیت زهکشهای متمایز، کمیت آب شیرینی که به داخل این بخش آبخوان جریان دارد، فشارهای حاکم بر بخشهای دور دست آبخوان و غیرو بستگی دارد. جزر و مد تاثیر زیادی بر آبخوانهای ساحلی دارد. به علت مقاومتی که توده سنگ نسبت به جریان نشان می دهد این اثر با کمی تاخیر صورت می گیرد. تمام چشمه های کارستی که دارای گردآورنده هایی (کلیه مجراهایی که چشمه را تغذیه می کند) در تماس مستقیم با دریا هستند در معرض تاثیر جزر و مد قرار دارند. ویژگی اساسی این چشمه ها آن است که شوری آنها در طول مد به حداکثر و به هنگام جزر به حداقل خود می رسد. سرعتی که با آن اثر جزر و مد روی چشمه گسترش می یابد به شدت کارستی شدن آن بخش از گردآورنده بستگی دارد که مستقیماً به دریا متصل و تحت تاثیر آن است. این ارتباط سبب نوسانات میزان کلر در بخش لب شور آبخوان می شود. میچاتوویچ(۱۹۶۷) معتقد است ؛ اگر اختلاف بین حداکثر و حداقل میزان کلر زیاد باشد(بیش از هزاران میلی گرم بر لیتر)، در این صورت عرض افق لب شور می تواند به چندین کیلومتر نیز برسد. در مکانهایی که گرادیانهای کم به سمت دریا توسعه دارند، اندازه

افق آب شیرین بطور قابل ملاحظه ای کاهش می یابد. تاخیر قابل ملاحظهٔ تاثیر جزر و مد بر وجود افق لب شور با عرض نسبتاً باریک دلالت می کند که تغییرات میزان کلر در این افق با توجه به مقدار باریکی آن از ۱۰۰ تا ۵۰۰ میلی گرم بر لیتر متغیراست.

تخلیه آبخوانهای ساحلی از طریق زیر صورت می گیرد:

- چشمه های ساحلی دائمی و متناوب
- چشمه های زیر دریایی دائمی و موقت
- جریان خروجی پراکنده از آبخوان در فصل مشترک گردآورنده ها و دریا

آنیزوتروپی و هیدروژئولوژی گردآورنده های کارست سبب می شود راههای ویژه برخورد بین آب شیرین و شور توسعه یابد. این برخورد با ارتباط موجود در محیط های متخلخل همگن ایزوتروپ به طور قابل ملاحظه تفاوت دارد. برای مثال؛ حرکت آبهای شور و شیرین در بخشی از آبخوان متشکل از ماسه های ریز کند است، لذا فصل مشترک آنها تقریباً تحت شرایط سکون جریان اتفاق می افتد. بدلیل تفاوت در چگالی های آب شور و شیرین باعث جدایی آب شور از شیرین می شود. اختلاط این دو سیال حاصل انتشار ملکولی است که در جدار سطح تماس آنها صورت می گیرد، ضخامت این انتقالی (آب لب شور) کم است. در این مورد رابطه بین آبهای شور و شیرین می تواند توسط قانون گیبن– هرزبرگ بیان شود (شکل۶– ۸).



شکل ۶–۸ تصویری از رابطهٔ بین آب شیرین و آب دریا (شور)درآبخوانهای کارستی ساحلی:۱–آب شور(دریا)،۲– ناحیه آب لب شور، ۳– ناحیه آب شیرین

رابطهٔ زیر وضیعت تعادل در سیال را بیان می نماید:

$$H_S \gamma_S = \gamma (H+H_S) \text{ ==== } H_S = \gamma H / (\gamma_S - \gamma)$$

در این رابطه :H_S: عمق بخش مقعر سطح مشترک آب شور نسبت به سطح دریا، H: ارتفاع ستون آب شیرین بالای سطح دریا، γ_S :وزن واحد حجم آب شور(۱/۰۲۵ گرم بر سانتی مترمکعب) γ: وزن واحد حجم آب شیرین(یک گرم بر سانتی مترمکعب).

در تجزیه و تحلیل شوری چشمه های ساحلی می توان سه حالت زیر را تشخیص داد:

– آب شیرین در چشمه زیر دریایی به همان صورت بخش سطحی خود به خارج جریان می یابد.

– آب شیرین از چشمه به خارج جریان دارد در حالیکه در بخشی از آبخوان که توسط آب شور پوشیده شده است، هیچ جریان خروجی وجود ندارد.

– آب شور از طریق بخش مستغرق گردآورنده به گردآورندهٔ کارستی نفوذ می کند و چشمه بالای تراز دریا، آب شیرین یا لب شور تخلیه می نماید. وضیعت فصل مشترک آبهای شور–شیرین بر حسب مقدار گرادیان آن تغییر خواهد یافت.اگر این گرادیانها و فشارها زیاد باشند، فصل مشترک به طرف ساحل حرکت می نماید و هنگامی که سطح ایستابی در بالادست افت کند و گرادیانها کاهش یابند؛ جابجایی فصل مشترک(ناحیه لب شور) در گردآورنده به درون آبخوان بیشتر صورت می پذیرد.

اگر نسبت فشارهای آبهای شور و شیرین در حال تعادل و یا به نفع آب شیرین باشد یعنی :

$(\gamma_s - \gamma) H_s \leq \gamma H$

آب شیرین از چشمه جریان خواهد یافت، آب لب شور تنها در صورتی از چشمه خارج می شود که این نسبت به شکل زیر در آید :

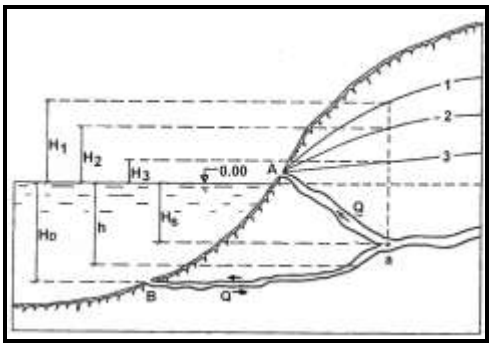
$(\gamma_s - \gamma) H_s > \gamma H$

وقتی گرادیان بزرگ است (شکل ۶–۹ سطح ایستابی–۱)، جریان خروجی آبخوان زیاد می باشد و نسبت مذکور به نفع آب شیرین تغییر می نماید. موقعیتی در آبخوان که بیشترین امکان برای اختلاط آبهای شور و شیرین وجود دارد نقطه a در شکل ۶–۹ با بار هیدرولیکی H_1 می باشد. نفوذ آب دریا کاملاً بطئی است و آب شیرین از چشمه (A) و از زیر تراز دریا به صورت چشمه زیر دریایی (B) به خارج جریان می یابد. بنابراین تماس آب شور شیرین در عمق H_D اتفاق می افتد. جهت جریان آب در آبخوان همیشه بسوی دریا است. با کاهش فشار پیزومتریک (سطح ایستابی– ۲، شکل ۶–۹) در روی نقطه a ،با کاهش بار تا تراز H_2 میزان تخلیه چشمه نیز کم می شود و ناحیه آب شور بخشی از آبخوان را اشغال می نماید، حالت تعادل فشاری را برقرار سازد که برای این حالت، فصل مشترک بین ناحیه آب شور و بخشی از آبخوان حاوی آب شیرین در عمق h قرار می گیرد. تحت این شرایط هیچ جریانی در مجاری واقع در زیر تراز سطح دریا (رقوم صفر) اتفاق نمی افتد و این مجاری مستقیماً تحت تاثیر دریا قرار می گیرند.

۶–۴ –۴ استفاده از ردیابها در مناطق کارستی

آزمونهای ردیابی با اهداف مختلف انجام می گیرد که مهمترین آنها برای تعیین جهت، سرعت جریان آب در مناطق کارستی می باشد. این گونه مواد در دولین، شکاف و یا محلهایی که

انتظارمی رود این پدیده ها با عوارض عمقی کارستی در ارتباط هستند، ریخته می شوند و بدنبال آن در چشمه ها یا چاههایی که فکر می کنند این مواد از این نقاط خارج خواهد شد، از آب نمونه برداری نموده و رسیدن مواد ردیاب و گاهی مقدار خارج شدن این مواد را اندازه گیری می کنند.



شکل ۶-۹ تصویری از جریان خروجی چشمه های ساحلی:Q – آب شیرینq- آب شور،A– چشمه،B – چشمه زیر دریایی، a – ناحیه ای با شدید ترین اختلاط آب شور و شیرین

به نظر بوگلی (۱۹۷۸)، می توان با تجزیه و تحلیل نسبتاً دقیق نتایج آزمونهای ردیابی، حتی به وضیعت مجاری پر و پیچ و خم زیرزمینی پی برد و آنرا طراحی کرد. وی بر اساس روند نمودار ماده ردیاب (شکل ۶- ۱۰ – الف)، مدلی از مجاری زیرزمینی را طراحی کرد که در شکل ۶-۱۰- ب دیده می شود. مدل مزبور وضیعت مجاری زیرزمینی و حرکت جریان آب را در مجاری به شرح زیر به نمایش می گذارد (حرکت آب بقدری کند است که اصطکاک نقش چندانی ندارد):

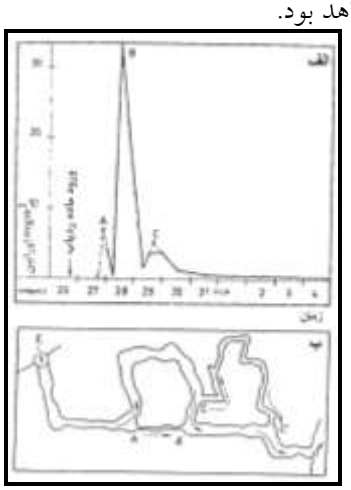
مجرای اصلی دارای پیچ و خم بوده و یک مجرای باریک در مسیر'A-A در زیر مجرای اصلی کشیده می شود. همچنین بین'C-C یک پیچ تنگ وجود دارد. بخش عمده ای از آب در مسیر مجرای اصلی جریان یافته و مقدار کمی از ماده ردیاب همراه آب، از مجرای باریک 'A-A عبور کرده است. چون مسیر کوتاهتر است، در نتیجه با آبی که فاقد ماده ردیاب است و از مجرای اصلی حرکت می کند، مخلوط می شود.

مخلوط با غلظت کم، به صورت اولین جبهه ماده ردیاب وارد چشمه می شود (حداکثر اول ، A).آنگاه جبهه دوم و اصلی وارد چشمه می گردد که از مجاری اصلی حرکت می نماید (حداکثر دوم، B).در مرحله آخر، مقداری از ماده ردیاب از مسیر'C-C وارد چشمه می شود (حداکثر سوم، C). بطور کلی (بجز حالتهای استثنایی) نتایج آزمونهای ردیابی نشان می دهد که در مناطق کارستی، ممکن است سه نوع منحنی غلظت- زمان دیده شود:

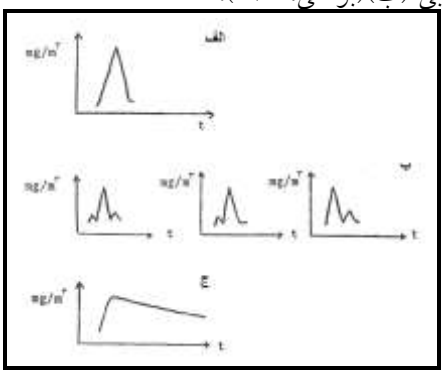
– هنگامی که آب زیرزمینی از درون لوله های منفرد و مجزا حرکت می کند، منحنی به صورت شکل ۶–۱۱ – الف خواهد بود. حجم مخزن و مساحت مقاطع لوله ها با توجه به معادلات و روابط مورد نظر قابل محاسبه می باشد.

– در حالتی که آب از درون لوله های پر پیچ و خم بزرگ و کوچک حرکت می کند، منحنی ها ممکن است به صورت شکل ۶–۱۱ – ب دیده می شود.

– چنانچه آب زیرزمینی عمدتاً از درون درزه و شکافها حرکت نماید، منحنی غلظت – زمان به صورت شکل ۶–۱۱– ج خواهد بود.



شکل ۶–۱۰ منحنی غلظت – زمان ماده ردیاب (الف) ، مدل رسم فضاهای خالی زیرزمینی با استفاده از آزمونهای ردیابی (ب)(بوگلی،۱۹۷۸).



شکل۶–۱۱ نمودار زمان– غلظت ماده ردیاب و تحلیل فضاهای خالی زیرزمینی (بوگلی،۱۹۷۸)

در صورتیکه منحنی های بدست آمده از یک منطقه کارستی دارای هر سه شکل ارایه شده باشد، باید سعی نمود حتی المکان آنها را از یکدیگر تفکیک و منطقه را بر اساس آنها ارزیابی نمود. بررسی و دنبال کردن آبهای زیرزمینی کارستی با روشهای مختلفی صورت می گیرد.

یکی از روشهایی که هم ارزان و هم بسیار متداول است، استفاده از مواد رنگی می باشد. مواد رنگی مورد استفاده باید مشخصات زیر را داشته باشد: در آبهای اسیدی یا بازی حل شود، از طرف سنگهای آهکی نباید جذب شود، برای جانداران نباید خطر آفرین باشد، محیط زیست اطراف را نباید آلوده کند، در غلظت های کم نیز قابل اندازه گیری باشد، با گل و رسها خاصیت لختگی ایجاد نکند، راحت و ارزان بدست آید.

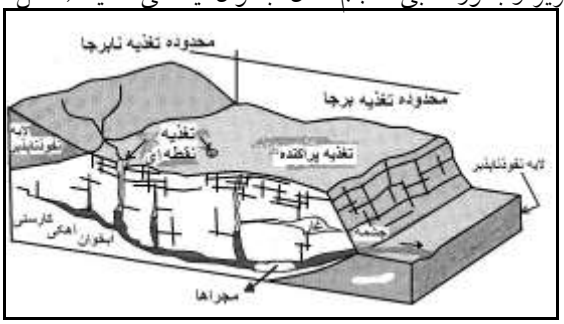
به عنوان مثال، بعضی از این مواد رنگی شامل آمونیم سولفات، فلئورسین، ترکیبات آلی را می توان نام برد. از این انواع فلئورسین(اورانیل)دراقلیم های استوایی که دارای پوشش گیاهی بسیار خوب است به مقدار زیاد جذب گیاهان می شود.ردامینB دارای خواص فلئورسین می باشد ولی تصور می شود که تاثیرات منفی بر روی جانداران دارد. بعلاوه از ردامین WT و عناصر رادیوآکتیو مانندH^3 نیز می توان به عنوان ردیاب استفاده کرد. بجز موارد ارایه شده می توان از هاگهای لیکوپودیم و مخصوصاً لیکوپودیم کلاواتوم در ردیابی آبهای زیرزمینی بسیار مفید است. این هاگها دارای رنگهای مختلف هستند وقتی به داخل فضاهای خالی مانند پونورها فرستاده می شود می توان سریعاً پس از اندازه گیری مورد مطالعه قرار داد. گسترش این هاگها سریع و تقریباً به اندازهٔ سرعت آب می باشد. به همین دلیل هاگها از فلئورسین و ردامین B پر سرعت تر است. قطر هاگها تقریباً برابر۳۰ میکرون می باشد و از لحاظ ردیابی دارای معایب زیر می باشد:

- هاگها بسیار ریزند.
- هاگها گران قیمت هستند
- جهت آماده سازی آن زمان زیادی لازم است و احتیاج به نیروی ماهر می باشد.

۶-۵ چشمه های کارستی

چشمه های موقت و دائم و جریانهای سطحی، پونورها؛ استاول ها و چشمه های زیر دریایی در تشریح خصوصیات هیدرولوژیکی و هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی اهمیت یکسان دارند. این پدیده ها بطور ژنتیکی به خصوصیات هیدروژئولوژیکی رژیم های هیدرولوژیکی آبها در یک منطقه مربوط هستند؛ به عبارت دیگر آنها نتیجه مستقیم فرایندهای کارستی می باشند. چشمه های کارستی یا محلهای ظهور آب در مناطق کارستی خیلی پراکنده هستند؛ اکثراً چشمه های مهم در امتداد سطح اساس فرسایش یعنی در مرز محیطی پولژه های کارست؛ دره های رودخانه و ساحل دریا واقع شده اند. مشخصه مشترک این چشمه ها اعم از دائم یا موقت وابستگی مستقیم بین بارش و جریان خروجی آنها می باشد. بطور کلی ظرفیت و مشخصه هیدرولوژیکی چشمه های کارست به تعدادی عوامل بستگی دارد؛ سطح حوضه آبریز و تغذیه،

ظرفیت تاخیری آبخوان، تخلخل موثر، ترکیب زمین شناسی و عوامل مشابه دیگر. نقش عمده را سطح حوضه آبریز و بطور نسبی حجم فعال آبخوان ایفا می نماید (شکل ۶-۱۲).



شکل ۶-۱۲ رابطه حوضه آبریز و انواع تغذیه و ترکیب زمین شناسی با آبخوان کارستی و چشمه سیستم کارستی. در این شکل محدوده های دو گانه تغذیه، نفوذ و نشت (نقطه ای و پخشی) و جریان آب در مجرای کارستی تا چشمه را نشان می دهد.

چشمه های کارستی را بنا به میزان تغذیه آنها به دو شکل می توان مورد مطالعه قرار داد، در نوع اول چشمه ها از مناطق تغذیه کارستی آبهایی که نشت کرده و چشمه ها را تغذیه می کند و به عنوان چشمه های کارستی معرفی می شوند. نوع دوم چشمه ها، چشمه هایی هستند که از بلعیده شدن مستقیم آبهای جاری تغذیه می شوند و به همین دلیل به این نوع چشمه ها، چشمه های بازخیز یا حاصل از این تجدید فعالیت شده نام گذاری می شود. چشمه های تجدید فعالیت شده از طریق نشت نیز تغذیه می شوند. بین این دو چشمه گذرگاههایی برای ارتباط با یکدیگر قابل مشاهده می باشد. چشمه های مناطق کارستی را بر اساس نوع خروج می توان به شکل زیر طبقه بندی کرد:

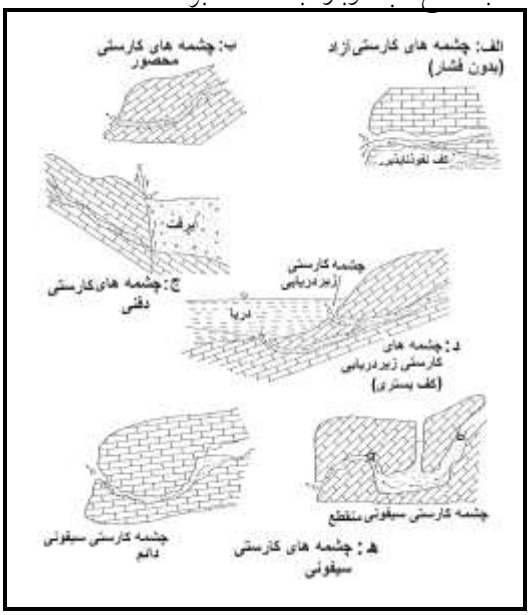
- چشمه های کارستی ثقلی آزاد و بدون فشار: در کانال آبهای جاری بین سطح آب و سقف کانال هوا وجود ندارد و جریان بدون فشارمی باشد. معمولاً این نوع چشمه ها در بخش بین سنگهای آهکی با کف نفوذناپذیر دیده می شود (شکل ۶-۱۳-الف).

- چشمه های کارستی محصور: تمامی کانال جریان با آب پر بوده و تحت فشار هیدرواستاتیک قرار دارد. آب باران که در محدوده های تغذیه در ارتفاعات نفوذ می کند در ارتفاعات پائین بصورت چشمه های محصور تخلیه می شود (شکل۶-۱۳-ب).

- چشمه های دفنی کارستی: سنگهای آهکی کارستی مخصوصاً تحت تاثیر گسلهای عمودی به بلوکهایی تفکیک می شود. بلوکهای افتاده بوسیلهٔ آبرفتهای ضخیمی پوشیده می شوند. آبهای زیرزمینی در امتداد گسل چشمه های کارستی را بوجود می آورند که با فشار این آبها به سطح زمین می رسند (شکل ۶-۱۳-ج).

- چشمه های کارستی زیردریایی(کف بستری) و جریان آب: در داخل سنگهای آهکی کنار ساحل، آبهای زیرزمینی تحت فشار در کف دریاهای عمیق و یا کم عمق بصورت چشمه، آب را تخلیه می کند (شکل ۶-۱۳-د).

چشمه های کارستی سیفونی: این نوع چشمه های کارستی تحت تاثیر فشار هیدرواستاتیک قرار دارند.چشمه های کارستی سیفونی به دو شکل مشاهده می شوند؛در شکل اول جریان آب قطع نمی شود در حالیکه در شکل دوم در فواصل معینی جریان وجود دارد(شکل۶-۱۳-ه). دبی چشمه های کارستی سیفونی بسیار متغیر است و جریان آب آنها در دوره های خشک صاف و براق و در بارندگیهای پر شدت و تند گل آلود می باشد. در چشمه های کارستی که در فواصل معینی جریان دارد سطح آب در فواصل بین a و b در تغییر است. زمانیکه سطح آب در نقطه b است از چشمه آب تخلیه می شود که دبی آب تخلیه شده از تغذیه بیشتر است. وقتی سطح آب به نقطه a می رسد، اثر سیفونی کاهش یافته و تخلیه از چشمه می ایستد. برای شروع جریان از چشمه با سطح آب دوباره به نقطه b برسد.



شکل ۶-۱۳ طبقه بندی چشمه ها بر اساس نوع خروج و برخورد آن در سازندهای کارستی

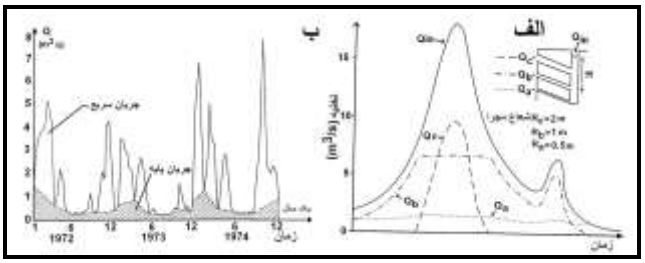
۶-۵-۱خصوصیات هیدرودینامیکی چشمه های کارستی در دوره های خشک و بی بارش:

وقتی کاپتاژ چشمه های کارستی که دارای دبی مناسبی هستند، انجام می گیرد، تعیین حجم ذخیره سنگ مخزن، تغییرات دبی چشمه، تعیین حجم آبی که در دوره های خشک می توان از

چشمه بدست آورد، از جمله مشکلاتی است که می توان با آن روبرو شد. برای جوابگویی به این مشکلات روشهای مختلفی به اجرا در می آید.
مطالعه بلند مدت با اندازه گیری بسیار حساس در فواصل کوتاه که تابعی از زمان می باشد، صورت گیرد می تواند یکی از روشهای بسیار مهم و عملی مورد قبول باشد.
همانگونه که در شکل ۶-۱۳ – الف دیده می شود، هیدروگرافهای مختلفی با توجه به نوع و اندازهٔ درزه و شکافها ترسیم شده است. شعاع مجاری (R) در میزان خروجی دبی آب تاثیر مستقیم داشته و در نتیجه شکل منحنی نیز بر این اساس توسعه می یابد. هیدروگرافهای Qa،Qbو Qc دقیقاً براساس اندازه مجرا و میزان دبی خروجی شکل گرفته اند. با بزرگ شدن مجرای تخلیه (Qc) بسرعت انجام می گیرد و هر چه R کوچکتر می شود اوج منحنی از حالت تیز به حالت صاف و تخت در می آید و ادامه دار بودن آن نشان از تداوم تخلیه و تغییرات بسیار کم در دبی می باشد.
همانگونه که در شکل ۶-۱۴ – الف مشاهده می شود، این گونه هیدروگرافها بر اساس زمان و دبی تخلیه ترسیم می شود. با در دست داشتن اندازه گیرهای مستمر دبی چشمه های کارستی و رسم هیدروگراف آنها، می توان تا حدودی به سیستم کارست در آبخوان کارستی پی برد. بناچی (۱۹۸۷) در این رابطه اظهار می کند که اگر هیدروگراف چشمه کارستی در دست باشد، می توان جریان پایه را از جریان تند یا سیلابی جدا کرد. در این رابطه، نقاط حداقل هیدروگراف چشمه را به صورت خط یا خط چین به یکدیگر وصل می کنند. آنچه که در بالای این خط واقع می شود، جریان سیلابی و آنچه در پائین قرار می گیرد، جریان پایه خواهد بود(شکل۶-۱۴-ب).در صورتیکه حجم جریان تند، بیشتر از جریان کند شود نشان دهندهٔ حاکم شدن شکافهای وسیع و مجاری وسیع یا کارست تکامل یافته در منطقه است. عکس این حالت، غالب بودن درزه و شکستگی را در منطقه کارستی نشان می دهد (کارست توسعه نیافته). در دوره های با تعیین ضریب تخلیه چشمه های کارستی اطلاعات بسیار مهمی در مورد حجم باران موثر نفوذ یافته، تخلخل مفید، نفوذپذیری، ابعاد آبخوان، شکل جریان آب زیرزمینی و حجم سنگ مخزن بدهد.

۶-۵-۲ مطالعه منحنی تخلیه چشمه ها در دوره های خشک

بنابر میزان عرض درزه و شکافهای مختلف و قطر کانالها می توان در جریان های آب زیرزمینی ورقه ای، آشفته و یا ورقه ای – آشفته را با هم دید. سنگ مخزن اگر دارای کانالها و درزه و شکافهایی با قطرهای مختلف باشند، در این وضیعت می توان این گونه موارد را عیناً در منحنی تخلیه مشاهده کرد. در ترسیم منحنی از یک کاغذ نیمه لگاریتمی استفاده می شود.

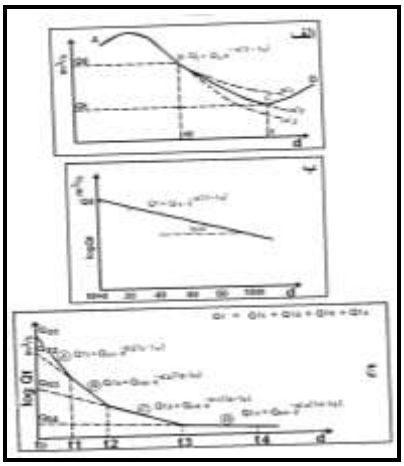


۶-۱۴ نمونه ای از هیدروگراف چشمه به منظور جدا سازی جریان تند و کُند از یکدیگر(بناچی، ۱۹۸۷)

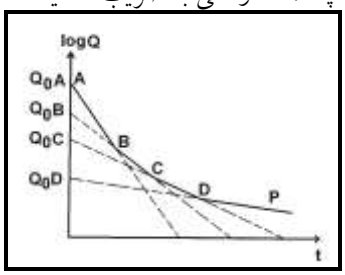
این کاغذ را بصورت عمودی نگاه داشته و در محور عمودی میزان دبی برحسب لگاریتم دبی (logQ) و زمان (t) در محور افقی در مقیاس حسابی علامت گذاری می شود. در روی منحنی تخلیه نقاط عطف و شکستگی های زیادی را می توان مشاهده کرد (شکل ۶-۱۵).

معادله بخش نزولی منحنی تخلیه بین نقاط CوB هیدروگراف (شکل ۶-۱۵ الف) درمقیاس ریاضی به صورت یک منحنی نزولی بوده و در مقیاس نیمه لگاریتمی به صورت یک خط مستقیم در می آید. در این صورت ضریب تخلیه (α) توسط تانژانت زاویه بین خط مستقیم و محور افقی بیان می شود (شکل ۶-۱۵-ب). در یک چشمه کارستی بدلیل جریانهای متفاوت از درزه و شکافها و مجراهای مختلف می تواند همانند شکل ۶-۱۵-ج دارای ضرایب تخلیه متفاوتی باشد که در بخشهای بعدی بطور مفصل توضیح داده خواهد شد. تحلیل کیفی و کمی هیدروگراف و ضرایب تخلیه چشمه های کارستی را می توان به شکل زیر توضیح داد: در شروع تخلیه جریان آب در درزه و شکافها و کانالهای وسیع همانند خط A-B در شکل ۶-۱۶ می تواند دارای شیب تند باشد. این خط در واقع در برگیرندهٔ جریان آب از درزه و شکافهای دیگر را نیز شامل می شود. زمانیکه آب جریان یافته از شکافها و کانالهای وسیع اهمیت خود را از دست می دهد، نوبت به جریان آب از درزه و شکافهای باریک و تنگ می رسد که بترتیب خطوط B-C و C-D تشکیل می شود.خط D-P که تقریباً افقی است مربوط به آبهایی است که از درزه و شکافهای بسیار تنگ که بشکل نشتی خارج شده است، می باشد.

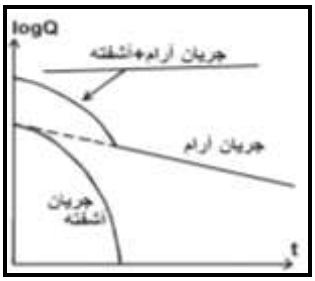
اگر در شروع منحنی جریان آشفته وجود داشته باشد، در روی کاغذ نیمه لگاریتمی شاهد یک منحنی مقعر که مربوط به جریان آرام و آشفته است، خواهیم دید. وقتی جریان آشفته اثر خود را از دست می دهد، فقط خطی را مشاهده می کنیم که مربوط به جریان آرام می باشد (شکل ۶-۱۷).در حالت برعکس،اگر جریان آشفته به جریان آرام، قوی تر و جریان تخلیه عمومی چشمه دارای جریان آشفته باشد،محل شروع منحنی $\log Q - t$ بصورت محدب می باشد، در



شکل ۶-۱۵ هیدروگراف چشمه کارستی با ضریب تخلیه مختلف (شاهین چی،۱۹۹۱)



شکل ۶-۱۶ در منحنی تخلیه چشمه های کارستی ایجاد خطوط شکسته شده بر اساس جریان آبی که از کانالها و درزه و شکافهایی با عرضهای متفاوت خارج می شوند(شاهین چی،۱۹۹۱)

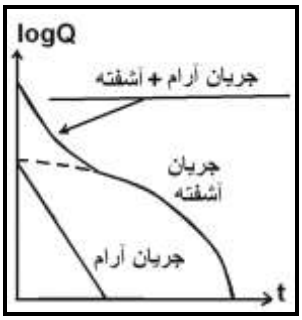


شکل ۶-۱۷ جریان آرام حاکم در منحنی جریان آب در چشمه کارستی (شاهین چی،۱۹۹۱)

حالیکه وقتی جریان آرام تاثیر خود را از دست می دهد، منحنی شکل مقعر در می آید (شکل ۶-۱۸). در منحنی logQ – t جریان آرام بشکل خطی و جریان آشفته بشکل منحنی و در روی کاغذ با مقیاس حسابی نیز جریان آرام بشکل منحنی و جریان آشفته بشکل خطی مشاهده می شود. بدین ترتیب در سنگ مخزن می توان نوع جریان را براحتی تشخیص داد. در طبیعت جریان آرام اکثراً نسبت به جریان آشفته بسیار مهمتر است. بعضی اوقات بدلیل پیشرفت

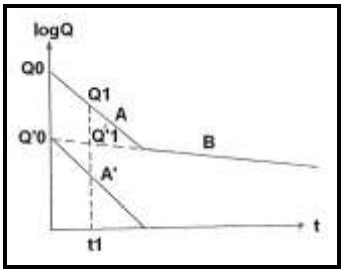
کارستی شدن جریان آشفته می تواند حاکم شود. بنا به وضیعت کارستی شدن و زمین شناسی محدودهٔ مطالعاتی در منحنی logQ – t نقاط عطف و شکسته شده مشاهده می شود. در بعضی مواقع خاص هیچ نقطه عطفی نیز قابل مشاهده نیست. از نظر تئوری می توان حجم آب جریان یافته در درزه و شکافها و کانالها با قطرهای مختلف را تعیین کرد. بطور مثال در منحنی logQ – t دو خط A و B را در نظر بگیریم، خط A مربوط به تخلیه از کانالهای وسیع و تنگ و B نیز مربوط به تخلیه از درزه های تنگ را نشان می دهد (شکل ۶-۱۹).

اگر خط B را ادامه دهیم، محور عمودی را در نقطهٔ دبی Q_0 قطع می کند که این نقطه مربوط به درزه های تنگ در شروع دبی در زمان t_0 می باشد. اگر مجموع دبی کانالهای وسیع و درزه های تنگQ_0 باشد در لحظهٔ t_1 حجم دبی جریان یافته از کانالهای وسیع از تفاوت $Q_1 - Q'_1$ بدست می آید.



شکل ۶-۱۸ جریان آشفته حاکم در منحنی جریان آب در چشمه کارستی(شاهین چی،۱۹۹۱)

بدین ترتیب در زمانهای مختلف حجم دبی جریان یافته از درزه های وسیع محاسبه و خط A' ترسیم می شود (شکل ۶-۱۹).



شکل ۶-۱۹ تفکیک دبی آب جریان یافته از کانالهای وسیع و درزه های تنگ در چشمه های کارستی(شاهین چی،۱۹۹۱).

۶-۵-۳ محاسبه ضریب تخلیه در چشمه های کارستی

در دوره های خشک بی باران روابط مختلفی در مورد تعریف منحنی های تخلیه وجود دارد. ولی در هیدروژئولوژی بیشترین رابطه ای که مورد استفاده قرار می گیرد مربوط به روش

میلیت و تیسن می باشد. البته این روشها را نمی توان در تمامی تخلیه چشمه های کارستی مورد استفاده قرار داد و لازم است در این موارد خاص روابط جدید تعریف و تولید شود.

الف) رابطه میلیت : میلیت فرض می کند، منحنی تخلیه چشمه ها که وابسته است و از رابطه توانی تبعیت کرده و تخلیه آن کاهشی می باشد. چشمه های کارستی که دارای جریان آرام می باشند را می توان از رابطه زیرتخلیه آن را بدست آورد (رابطه-۱) :

$$Q_t = Q_0\, e^{-\alpha t} \qquad \text{(رابطه-۱)}$$

در جریان های آشفته برای محاسبه تخلیه چشمه ها از رابطه زیر استفاده می شود (رابطه-۲):

$$Q_t = Q_0 - \alpha t \qquad \text{(رابطه-۲)}$$

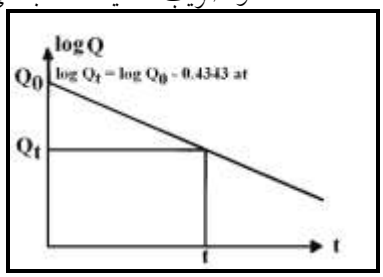
در این روابط :Q_0:دبی شروع چشمه در زمان t_0،Q_t: دبی چشمه در زمان t، α:ضریب تخلیه چشمه(روز/1)، e :۲/۷۱۸ که برابرlne می باشد. اگر از رابطه- ۱ لگاریتم نپرین گرفته شود؛ خواهیم داشت (رابطه- ۳):

$$\ln Q_t = \ln Q_0 - \alpha t \qquad \text{(رابطه -۳)}$$

در روی کاغذ نیمه لگاریتمی خط راست ایجاد شده مربوط به جریان آرام و بر اساس رابطه – ۲ جریان آشفته یک خط منحنی را ایجاد می کند. در کاغذ با مقیاس حسابی نیز جریان آشفته یک خط راست و جریان آرام نیز یک منحنی را تشکیل می دهد که از نظر ریاضی ثابت شده است. اگر رابطهٔ ۷-۳ بر اساس لگاریتم مبنای ۱۰ تبدیل شود به شکل رابطه -۴ خواهد شد:

$$\log Q_t = \log Q_0 - ۰/4343\, \alpha t \qquad \text{(رابطه-۴)}$$

بنا به رابطهٔ میلیت برای محاسبه ضریب تخلیه چشمه هایی با جریان آرام بر روی محور عمودی کاغذ نیمه لگاریتمی logQو محور حسابی افقی مقادیر t که مربوط به دبی های Q می باشد، جاگذاری می گردد، که بر این اساس یک خط راست ترسیم می شود. نقطه ای که خط ترسیم شده (logQ) محور عمودی را در نقطه ای مانند Q_0 قطع می کند(شکل ۶-20). مقدارQ_0 با مقدار t در هر لحظه متقابل است با t و در نتیجه مقداری که برای t در نظر گرفته می شود را می توان در رابطه -۴ گذاشته و ضریب تخلیه محاسبه می شود.



شکل ۶-20 تعریف رابطه میلیت از طریق منحنی

ب) روش تیسن: تیسن برای تعریف منحنی تخلیه چشمه ها در جریان آرام رابطه–۵ را داده است:

$$Q_t = Q_0 / (1+\alpha t)^2$$ (رابطه – ۵)

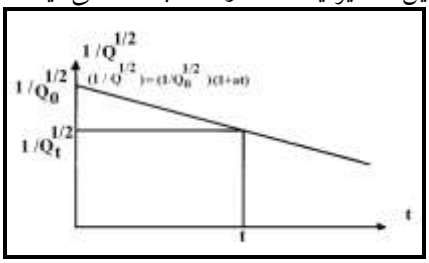
برای جریان آشفته رابطه منحنی تخلیه به شکل رابطه – ۶ خواهد شد:

$$Q_t = Q_0 / (1+ \alpha\, t)^3$$ (رابطه –۶)

رابطه –۶ را می توان به شکل دیگری نیز نوشت :

$$(1/\sqrt{Qt})=(1/\sqrt{Q0})(1+\alpha t)$$ (رابطه –۷)

رابطه –۷ معرف یک خط راست می باشد. بدین ترتیب در محور عمودی(حسابی) مقادیر$1/\sqrt{Q0}$ و در محور حسابی افقی مقادیر t که بر گرفته از $1/\sqrt{Qt}$ می باشد، گذاشته می شود که در نتیجه اتصال این مقادیر یک خط راست بدست می آید (شکل ۶–۲۱).



شکل ۶–۲۱ تعریف رابطه تیسن از طریق منحنی

اگر در منحنی تخلیه بیش از یک نقطه عطف و تغییر روند در منحنی مشاهده گردد، رابطه تخلیه چشمه را می توان به شکل رابطه –۸ نوشت:

$$Q_t = Q_A+Q_B+\ldots\ldots+Q_N\ldots.$$ (رابطه –۸)

در معادله –۸ ، QA، QB و.....وQN ، روابط تخلیه بوده که مستقل از یکدیگر می باشند و بوسیلهٔ تساوی های تیسن یا میلیت قابل محاسبه می باشند که پس از محاسبه در رابطه –۸ جاگذاری و رابطهٔ کلی تخلیه بدست می آید.

ج) روش شولر: شولر(۱۹۶۷) ضریب فروکش(α) را در یک جریان یک بعدی در یک محیط همگن با استفاده از تخلخل مفید برای رژیم های آشفته و آرام بدست آورد (رابطه– ۹).

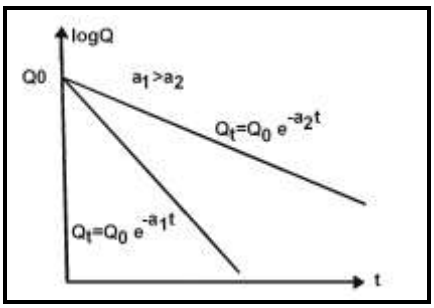
$$\alpha = a(kH /neL2) = a (TB/neLA)$$ (رابطه– ۹)

در این رابطه: k :هدایت هیدرولیکی دارسی، H : عمق آبخوان کارستی، ne : تخلخل مفید، L :طول آبخوان، T: ضریب آبگذری (T=kH)، A: مساحت بخش ذخیره آب در آبخوان کارستی(A=BxL)، B، عمق از کف آبخوان، a: ضریبی است که به عوامل مکانی و دینامیکی مشخصات آبخوان کارستی وابسته است. واضح است که محاسبه این پارامترها از طریق جریان خروجی آبخوان کارستی ممکن است (بوناچی،۱۹۸۷)).

۶-۵-۴ مطالعه ضرایب تخلیه

ضریب تخلیه سطح ایستابی یک حوضه کارستی خاص که هیچگونه ارتباطی با دیگر سطوح ایستابی نداشته و هیچگونه آبی رد و بدل نشود به نفوذپذیری سنگ مخزن، دبی اولیه، حجم، تخلخل موثر، ضخامت، طول و عرض (وسعت) آن مرتبط می باشد.

معمولاً در سنگهای آهکی درزه و شکافدار و طبقه ای، ضریب تخلیه $nx10^{-3}$ و در سنگهای آهکی خالص که جریان در آن به شکل کانالی می باشد بین $nx10^{-2}$–$nx10^{-1}$ متغیر است (در این محاسبات t بر حسب روز می باشد). ضریب تخلیه یک چشمه هرچه بزرگ باشد، تخلیه از چشمه به همان نسبت سریع صورت می گیرد. بطور مثال دو چشمه را در نظر می گیریم که دبی اولیه آنها با هم مساوی است ولی ضریب تخلیه آنها با یکدیگر متفاوت می باشد، در طول زمان اگر با هم مقایسه شوند، چشمه ای که دارای ضریب تخلیه بزرگتر می باشد نسبت به چشمه ای که ضریب تخلیه آن کوچکتر است در مدت زمان کوتاهی آب خود را تخلیه می کند. حال اگر منحنی این دو چشمه ترسیم (logQ – t) و با یکدیگر مقایسه گردد، چشمه ای که ضریب تخلیه آن (α_1) بزرگ است محدوده ای که در زیر منحنی آن قرار دارد از محدوده ای که در زیرمنحنی ضریب تخلیه کوچکتر (α_2) قرار می گیرد، کوچکتر می باشد (شکل ۶-۲۲)، یعنی محدوده هایی که در زیر این منحنی ها قرار دارند با حجم آب جریان یافته نسبت مستقیم دارد به عبارت دیگر، ضریب تخلیه چشمه ای که کوچک است در طول زمان آب بیشتری را تخلیه کرده است. با توجه به منحنی تخلیه چشمه و ضریب تخلیه می توان چنین نتیجه گرفت که؛ ضریب تخلیه شاخص توانایی تخلیه کنندهٔ آبخوان کارستی بوده و نتیجه خصوصیات هیدروژئولوژیکی منطقه کارستی یعنی فضاهای خالی موثر و قابلیت انتقال آبخوان می باشد.



شکل ۶-۲۲ مقایسه چشمه هایی که دارای دبی اولیه برابر ولی ضرایب تخلیه مختلفی هستند

اگر مقدار α کاهش یابد یعنی شیب منحنی کم اما زمان طولانی تر خواهد شد، که این بر زیاد بودن ذخایر دینامیکی آبخوان دلالت دارد. این نوع چشمه ها معمولاً دائمی هستند. اگر α

افزایش یابد شیب منحنی تند خواهد بود و باعث می شود توانایی آبدهی آبخوان کاهش یابد. ذخایر دینامیکی در این حالت موقتی بوده و خیلی سریع تخلیه می شود. آب این نوع چشمه ها متناوب می باشد. در اکثر موارد این نوع منحنی ها به صورت چندین خط مستقیم کوتاه با شیبهای متفاوت هستند و ضرایب تخلیه($\alpha_1, \alpha_2, \alpha_3 .. \alpha_n$) مربوط به آن نیز به همان تعداد در یک کاغذ نیمه لگاریتمی مشاهده می شود. این نوع منحنی ها نشان دهندهٔ توابع مرکبی هستند که از رژیم های مختلف، از آبخوان تخلیه شده اند. به عبارت دیگر یکی دیگر از خصوصیات پیچیدهٔ هیدروژئولوژیکی سنگهای کارستی می باشد، بنابراین با تقریب می توان نوشت(رابطه –۱۰) :

$$Q_t = Q_{01}\, e^{-\alpha_1 t} + Q_{02} e^{-\alpha_2 t} + \ldots + Q_{0n} e^{-\alpha_n t} \qquad \text{(رابطه– ۱۰)}$$

تجربه نشان داده است، در یک سیستم کارست توسعه یافته معمولاً سه خط مستقیم و سه ضریب تخلیه متفاوت وجود دارد.

۶–۵–۵ مقادیر حجم آب باقیمانده در سنگ مخزن و آب تخلیه شده از چشمه ها

بنا به رابطه میلیت حجم آب موجود در سنگ مخزن (V_0) در زمان شروع تخلیه (t_0) به شکل رابطه –۱۱ خواهد بود:

$$V0 = \int_{t0}^{\infty} Qt\, dt \qquad \text{(رابطه –۱۱)}$$

با توجه به انتگرال رابطه– ۱۱ و در زمان t بر حسب ثانیه، حجم آب موجود در سنگ مخزن در زمان شروع تخلیه (t_0) بشکل زیر می باشد(رابطه – ۱۲).

$$V_0 = 86400 Q_0 / \alpha \qquad \text{(رابطه– ۱۲)}$$

حجم آب موجود در هر لحظه ای از t (V_t) نیز بشکل زیر می باشد (رابطه –۱۳):

$$V_t = 86400\, Q_t / \alpha \qquad \text{(رابطه –۱۳)}$$

برای محاسبه حجم آب جریان یافته از چشمه اگر رابطه –۱۲ از رابطه–۱۳ کسر شود، رابطه–۱۴ بدست می آید:

$$V_0 - V_t = 86400\, (Q_0 - Q_t) / \alpha \qquad \text{(رابطه –۱۴)}$$

رابطه ۱۳ را می توان بشکل زیر نوشت (رابطه –۱۵) :

$$V_0 - V_t = 86400\, Q_0\, (1 + e^{-\alpha t}) / \alpha \qquad \text{(رابطه –۱۵)}$$

اگر حجم آبخوان را بتوان معین کرد، می توان مقدار درصد فضاهای خالی درزی مفید و موثر را از رابطه –۱۶ محاسبه کرد :

$$n = (V_0 / V_b) x\, 100 \qquad \text{(رابطه –۱۶)}$$

در این رابطه؛ n : فضاهای خالی درزی مفید و موثر V_0 : حجم کل آبخوان V_b : حجم آبخوان (بخشی که از آب خالی شده است).

۶-۵-۶ طبقه بندی چشمه ها بر اساس دبی و ضریب تخلیه

بطور کلی چشمه ها بر اساس متوسط دبی می توان به هشت نوع تقسیم کرد که در جدول ۶-۲ ارایه شده است .

تفاوت دبی شروع (Q_0) از دبی انتهایی (Q_k) در یک دوره خشک ($Q_d = Q_0 - Q_k$) تقسیم بر دبی شروع (Q_0) به عنوان" درصد تغییر دبی چشمه" تعریف می شود (رابطه – ۱۷) :

$$Q_d = dQ / Q_0 \qquad (\text{رابطه } -۱۷)$$

در محاسبات، مدت زمان دوره خشک برابر ۶ ماه است (Q_d). چشمه ها بر اساس درصد تغییرات دبی به چهار نوع تقسیم می شوند (جدول ۶-۳). چشمه ها با توجه به ضرایب تخلیه به چهار نوع تقسیم می شوند. این تقسیم بندی با نامهای ضرایب تخلیه کم، متوسط، زیاد و بسیار زیاد برای چشمه ها انجام گرفته است(جدول ۶-۴).

جدول ۶-۲ طبقه بندی چشمه ها بر اساس دبی (شاهین چی،۱۹۹۱)

نوع چشمه	متوسط دبی (l/s)
نوع اول : چشمه هایی با دبی بسیار بسیار بالا	بیش از ۱۰۰۰۰
نوع دوم : چشمه هایی با دبی بسیار بالا	۱۰۰۰۰ – ۱۰۰۰
نوع سوم: چشمه هایی با دبی نسبتاً بالا	۱۰۰۰ – ۱۰۰
نوع چهارم: چشمه هایی با دبی بالا	۱۰۰ – ۱۰
نوع پنجم : چشمه هایی با دبی متوسط	۱۰ – ۱
نوع ششم : چشمه هایی با دبی کم	۱ – ۰.۱
نوع هفتم : چشمه هایی با دبی بسیار کم	۰.۱ – ۰.۰۱
نوع هشتم : چشمه هایی با دبی بسیار بسیار کم	کمتر از ۰.۰۱

جدول۶ -۳ تقسیم بندی چشمه ها بر اساس درصد تغییرات دبی (شاهین چی،۱۹۹۱)

نوع چشمه	%Qd
نوع اول : چشمه هایی که تغییر دبی آنها کم است	کمتر از ۶
نوع دوم : چشمه هایی که تغییر دبی آنها متوسط است	۲۷- ۶
نوع سوم: چشمه هایی که تغییر دبی آنها زیاد است	۹۲- ۲۷
نوع چهارم : چشمه هایی که تغییر دبی آنها بسیار زیاد است	بیش از ۹۲

جدول ۶-۴ طبقه بندی چشمه ها بر اساس ضرایب تخلیه (شاهین چی،۱۹۹۱)

نوع چشمه	%Qd	ضریب تخلیه (α) روز /1	نوع بارش موثر
نوع اول	کمتر از ۶	کمتر از $۳/۵x۱۰^{-۴}$	وابسته به مقادیر بارش منظم و طولانی (Pe)
نوع دوم	۲۷-۶	$۳/۵x۱۰^{-۴}$-$۱/۷۵x۱۰^{-۳}$	ارتباط جداگانه مقادیر بارش در دوره خشک بارانی (Pe)
نوع سوم	۹۲- ۲۷	$۱/۷۵x۱۰^{-۳}$ -$۱/۲۶x۱۰^{-۲}$	وابسته به متوسط بارشهای طولانی مدت(Py)
نوع چهارم	بیش از ۹۲	بیش از $۱/۲۶x۱۰^{-۲}$	وابسته به مقادیربارش ماهانه (Pa)

(Pe : مقادیر بارش سالانه، Py : متوسط سالانه طولانی مدت، Pa : مقادیر انحراف ازتفاوت Pe – Py، Pa: مقادیر بارش ماهانه)

۶-۶ بیلان هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی

بیلان آبی حوضه آبریزی که با حوضه های دیگر و آبخوانهای آن ارتباط آبی نداشته، برای تهیه بیلان آبی از فرمول و رابطه -۱۸ استفاده می شود:

$$P = E + Rs + I \qquad (\text{رابطه } -۱۸)$$

در بیلان آبی سنگهای آهکی کارستی اگر از رابطه -۱۸ استفاده شود، می تواند نتایج اشتباهی را در بر داشته باشد. به همین دلیل در بیلان مناطق کارستی بهتر است از رابطه -۱۹ استفاده شود :

$$P = E + Rs + I \pm \Delta r \pm \Delta Vs \qquad (\text{رابطه } -۱۹)$$

در این رابطه: P: میزان بارش E: تبخیر و تعرق Rs: میزان آبهای جاری $\pm \Delta r$: کاهش و یا افزایش حجم آب موجود در خاک $\pm \Delta Vs$: کاهش و یا افزایش حجم آب موجود در سطح I: میزان نفوذ .

پارامترهای داده شده در رابطه - ۱۸ به عنوان ارتفاع آب بوده و بر حسب میلی متر یا متر محاسبه می شود. E، تبخیر ایجاد شده بر اثر حرارت موجود در سطح و داخل خاک می باشد. تعرق، حجم آبی است که گیاهان از دست می دهند. به علاوه میزان تبخیر آب در کانالهای کارستی را نیز نشان می دهند. ولی تبخیر در داخل کانالهای کارستی در کنار پارامترهای دیگر قابل اغماض می باشد. زیرا رطوبت هوای موجود در کانالها، درزه و شکافهای مناطق کارستی معمولاً صد در صد در حالت اشباع می باشد. در بخش هایی که جریان هوا در آن وجود دارد این نسبت کمی کمتر می شود. اگر تفاوت ارتفاع ورود و خروج جریان هوا زیاد باشد، مقدار تبخیر در کانالهای کارستی می تواند از اهمیت خاصی برخوردار باشد.

$\pm \Delta r$ به عنوان کمبود و یا افزایش آب – خاک تعریف می شود و به عنوان حجم آبی است که با نفوذ آب باران از سطح زمین و مدت زمانی که طول می کشد به داخل آبخوان وارد شود و از طرف خاک نگهداری می شود.در مناطق که کارستی شدن بخوبی توسعه یافته است، عمق تبخیر می تواند از سطح ایستابی آبهای آبخوانهای رسوبی دانه ای عمیق تر باشد. این منطقه بر اثر نشت آب باران و یا بر اثر بالا آمدن سطح ایستابی آبخوان در دوره های خشک باعث پر شدن درزه های باریک و تنگ شود. این آبها پس از مدتی به سمت آبخوان حرکت می کند. در دوره خشک در یک مدت زمان مشخص نسبت به مقادیر I و P و بر اثر تاخیر در تخلیه آبخوان مقادیر Δr به مرور مثبت می شود. نسبت I/P کاهش یافته و در اواخر دوره خشک طولانی به حداقل مقادیر می رسد. در دوره تغذیه Δr از لحاظ مقادیر مطلق می تواند مقادیر مثبت و منفی یا افزایش یا کاهش داشته باشد. بجز ذوب برف، این مقادیر تا حد معینی تغییر می کند که در نتیجه نسبت I/P افزایش می یابد. در دوره خشک وقتی جریان در کانالهای وسیع اثر خود را از دست می دهد، جریان در درزه و شکافهای تنگ آبخوان حاکم شده و

قطرات آب در درزه و شکافهای بسیار تنگ در تغذیه دبی چشمه های کارستی اثر خود را نشان می دهد. در درزه و شکافهای بسیار تنگ و نازک دبی قطرات آب تقریباً دارای مقادیر ثابت می باشد. این جریان ها که بعنوان دبی دائم چشمه های کارستی معرفی می شوند از جریانهای دیگر درزه و شکافهای تنگ قابل تفکیک می باشد. در اواخر دوره خشک طولانی، برروی منحنی تخلیه چشمه کارستی بخشی که بصورت خط افقی دیده می شود برابر با قطراتی است که در درزه و شکافهای بسیار تنگ مشاهده می شود. تغذیه مناطق کارستی از طرف آب باران به پوشش گیاهی، پوشش خاک و بدون پوشش خاک وابسته است.

در تخلیه چشمه ها بیش از بارانها اثر تبخیر و تعرق بسیار مهم است. اگر سنگهای آهکی بوسیلهٔ پوشش خاک ضخیم و پوشش گیاهی مناسب پوشیده شده باشد، بدلیل ظرفیت بالای آب نگهداری شده توسط پوشش گیاهی و خاک، نفوذ را آرام و حتی می تواند کاملاً متوقف کند. در این شرایط منحنی تخلیه چشمه منظم و بدون تغییر است و اگر افزایشی دیده شود نیز بسیار کم است. بر عکس اگر سنگهای آهکی با پوشش یا بدون پوشش باشد، تاثیر تبخیر و تعرق کم و نفوذ بسیار زیاد خواهد شد. ولی سنگهای آهکی که تا حدودی بوسیلهٔ خاک و پوشش گیاهی محصور شده باشند در زمانیکه شدت بارشها کم و کوتاه مدت است، تبخیر و تعرق می تواند نفوذ را مانع گردد. با توسعه کارستی شدن، در سنگهای آهکی بدون پوشش که دارای درزه و شکافهای وسیع هستند، حتی اگر بارشها بی اهمیت باشد، بدون آنکه تحت تاثیر تبخیر و تعرق قرار گیرد به اعماق نفوذ می کند و در منحنی تخلیه چشمه با تعدادی افزایش و کاهش مواجه می شویم. در دوره خشک نسبت آب باران به مقدار آب وارد شده به چشمه از نسبت دورهٔ تغذیه بوسیله بارشها کوچکتر است. در دوره خشک تعیین نسبت مقدار آب باران کوتاه مدت که در تغذیه چشمه موثر است، بسیار ساده می باشد. زیرا در منحنی تخلیه چشمه بدلیل بارشها در منحنی افزایش دیده می شود و وقتی باران موثر اثر خود را از دست می دهد، دوباره چشمه به وضیعت تخلیه عادی برمی گردد.

در مناطق کارستی در دوره خشک تغذیه ادامه دارد و نسبت به آبخوانهایی که از رسوبات دانه ای تشکیل یافته بیشتر است. بارانهایی که در مناطق مختلف تغذیه ریزش کند باعث تغییراتی بر روی منحنی تخلیه چشمه می شود. زیرا کانال و شکافهایی که آب باران تا رسیدن به چشمه طی می کند می تواند متفاوت باشد. اگر مناطق کارستی بوسیلهٔ ماسه و یا ماسه سنگهای ضخیم پوشیده شده باشد، منحنی تخلیه چشمه معمولاً در طول سال منظم می باشد.

وقتی بحث از بهره برداری از مخازن آب مناطق کارستی می شود، بررسی بیلان آب یکی از مهمترین اقدامات بشمار می رود. از طرف دیگر مشخص است که بدلیل پیچیدگی های مربوط به توزیع ناموزون فضاهای خالی کارستی یا معابر آب، بررسی پارامترهای بیلان آب زیرزمینی

با دشواریهای زیادی همراه است. زیرا جریان آب زیرزمینی در درون مناطق کارستی اغلب به صورت مغشوش و گردابی از راه لوله ها و مجاری صورت می گیرد. لذا نمی توان مانند مخازن آبرفتی که در آنها جریان آب به صورت خطی است از معادلات معمول (دارسی و غیرو) استفاده کرد. بر اساس معادلات دارسی، تایس و ژاکوب شرایط استفاده از آنها برای محاسبه ضرایب هیدرودینامیکی مستلزم محیط هموژن و ایزوتروپ می باشد. به نظر می رسد برای تهیه بیلان آبی یک منطقه کارستی که مرزهای آن مشخص شده باشد، استفاده از عوامل کلی بیلان حوضه یعنی بارندگی، تبخیر، رواناب و نفوذ آسانتر از عوامل بیلان آب زیرزمینی که داشتن ضرایب هیدرودینامیکی (T,K,S) برای آن الزامی، باشد. میلانوویچ (۱۹۸۱) روشهایی را برای محاسبه بیلان آب زیرزمینی در مناطق کارستی پیشنهاد می کند که جالب توجه می باشد. به نظر وی مساحت حوضه آبریز و وضع هندسی آبخوان کارستی، عواملی هستند که در زمان و مکان تغییر نموده و به شرایط هیدرولوژیکی بستگی دارد و معمولاً این تغییرات بطور مداوم در طول دوره بارندگی شدید، اتفاق می افتد. در صورت عدم اطلاع از این عوامل، لازم است از راههای دیگری برای محاسبه بیلان آب استفاده نمود. یک سیستم آبخوان کارستی غالباً جریان آب متمرکز خود را به یک چشمه بزرگ تخلیه می کند. این ویژگی، محاسبه عوامل بیلان را از طریق تجزیه و تحلیل هیدروگراف چشمه عملی می سازد. در این رابطه، آن بخش از هیدروگراف (آبنمود) مورد استفاده واقع می شود که بهترین شکل از سیستم کارست را نشان می دهد. مناسبترین زمان برای این تجزیه و تحلیل، پس از بارانهای بهاری است که ورودی آب آبخوان عملاً به صفر می رسد. از این مرحله به بعد، آبخوان در مرحله تخلیه مداوم است که می توان مقدار آن را در چشمه اندازه گیری کرد. هیدروگراف چشمه، شکل تخلیه یا فروکش جریان را نشان می دهد که صورت ریاضی آن از معادله و رابطه میلیت (رابطه-۱) بدست می آید. در مطالعات بیلان محاسبهٔ خصوصیات هیدرودینامیکی آبخوان شامل قابلیت انتقال و ضریب ذخیره دو شاخص مهم می باشند که مقدار آنها در محاسبات بیلان آبخوان الزامی است. تعیین این دو عامل نیز در آبخوانهای کارستی بدلیل ناهمسانی و آنیزوتروپی زیاد با دشواری فراوان همراه است.

میلانوویچ روشی را پیشنهاد می کند که با اندکی تفاوت، تا حد زیادی مبتنی بر روشهای تایس و ژاکوب است که برای رسوبات آبرفتی با خصوصیات فیزیکی همگن و همسان گرد پیشنهاد شده است. بنا به گفتهٔ وی، دبی جریان خروجی متمرکز یک آبخوان کارستی، می تواند تواماً تجزیه و تحلیل قابلیت انتقال و تخلخل موثر کل آبخوان را عملی سازد. برای رسیدن به این هدف لازم است حداقل یک پیزومتر در آبخوان، حفاری شود تا نوسان سطح آب آن اندازه گیری شود. تجربه نشان داده است، در مناطق کارستی، تکیه بر داده های، تنها یک پیزومتر

منجر به نتایج نادرست درباره آبخوان خواهد شد. به همین دلیل باید بیش از یک پیزومتر حفاری کرد و از میان آنها، یکی را به عنوان معرف نوسان سطح آبخوان انتخاب نمود. میانگین مقدار سطوح آب در تمام پیزومترها نیز، می تواند به عنوان سطح آب معرف آبخوان به کار رود. برای تجزیه و تحلیل هر چه بهتر مشخصات مناطق کارستی ، محاسبهٔ مساحت حوضه آبریز بطور دقیق الزامی است. تغییر تراز سطح آب آبخوان در طول دوره تخلیه آن توسط چشمه، در صورتیکه $t = t_0$ باشد، می تواند بصورت زیر بیان شود (رابطه –۲۰):

$$\Delta h_0 = V_0 / A = 86.4\, Q_0 / (\alpha\, xA) \qquad \text{(رابطه –۲۰)}$$

در این رابطه :

Δh_0 : ستون آب، معادل کل آبی است که در طول تخلیه آبخوان توسط چشمه از آن خارج می شود (mm).

$V_0 = 86400\, Q_0/\alpha$: حجم ذخیره دینامیکی آب آبخوان (m^3)، ۸۶۴۰۰ معادل یک شبانه روز برحسب ثانیه و Q_0 مقدار جریان خروجی در زمان t_0 (m^3/s)، α: ضریب تخلیه آبخوان (روز/۱)، A: مساحت حوضه آبریز آبخوان مشروط بر اینکه مساحت حوضه آبریز و مساحت آبخوان یکسان باشد (km^2)، ۸۶.۴ مقدار تعدیل شدهٔ ۸۶۴۰۰ به دلیل استفاده از ابعاد h_0 بر حسب mm است. وقتی که $t \neq t_0$ است، رابطه –۲۰ بشکل زیر خواهد شد (رابطه –۲۱) :

$$\Delta h_t = V_t / A = 86.4\, Q_t / (\alpha\, xA) \qquad \text{(رابطه –۲۱)}$$

اختلاف بین مقادیر میانگین ارتفاع سطح آب اولیه آبخوان در شروع اندازه گیری (h_0) و مقدار آن از آبخوان تخلیه شده (h_t) در واقع تغییر در ارتفاع ستون آب آبخوان یا به مفهوم دیگر حجم آبخوان می باشد که آن را با ΔR نشان می دهند (رابطه –۲۲) :

$$\Delta R = \Delta h_0 - \Delta h_t \quad \text{و} \quad \Delta R = 86.4\, (Q_0 - Q_t) / (\alpha\, xA) \qquad \text{(رابطه –۲۲)}$$

در این رابطه؛Q_t آبدهی چشمه در پایان تخلیه (m^3/s) و t تعداد روزهایی که تخلیه بررسی شده است (یعنی دبی چشمه اندازه گیری شده است).

در بررسیهای کارستی، تخلیه یک چشمه می تواند همانند تخلیه یک چاه در آزمون پمپاژ با دبی متغییر دانست. مقادیر Δh به عنوان سیر نزولی مستمر ارتفاع آب آبخوان در جریان غیر ماندگار است که در طول دورهٔ تخلیه اندازه گیری شده است (رابطه–۲۳):

$$\Delta H = 0.183\, Q / T\, (\log 2.25t / (r^2 n_e) + \log t) \qquad \text{(رابطه –۲۳)}$$

در این رابطه :

ΔH : کاهش سطح آب آبخوان (m) در یک چاه پیزومتر در زمان t، Q : آبدهی چشمه (m^3/s)، r : فاصله بین چشمه و پیزومتر (m)، t : زمانی که آبدهی Q شروع می شود (ثانیه)، T: قابلیت انتقال آبخوان کارستی (m^2/s)، n_e : تخلخل مفید و موثر درزی(٪) .

اگر زمان (t) بر روی محور طولها و ΔH بر روی محور عرضها در مقیاس لگاریتمی انتخاب گردد، می توان تغییرات ΔH را برحسب t ترسیم که بصورت خط مستقیمی بدست می آید (رابطه – ۲۴) :

$$\alpha \text{ (ضریب زاویه)} = 0.183Q / T \text{ و } T = Q \times 183 \times Qa / C \qquad \text{(رابطه–۲۴)}$$

در رابطه –۲۴ داریم ؛ Qa : میانگین تخلیه برای بخشی از منحنی تخلیه که بوسیله ضریب تخلیه مشخص شده است (m3/s)، C: کاهش ΔH در فاصله زمانی t (یک سیکل لگاریتمی) که از رابطه –۲۵ قابل محاسبه است:

$$C = R / (\log t_2 - \log t_1) = \Delta R_2 - \Delta R_1 / (\log t_2 - \log t_1) \qquad \text{رابطه – ۲۵}$$

در این رابطه: ΔR: تغییرات ذخیره دینامیکی آبخوان کارستی بر حسب میلی متر(به ازای تغییرات بار پیزومتریک)، t : فاصله زمانی که در آن ذخیره برای ستون آب (Δ R) تغییر می کند. ضریب ذخیره یا تخلخل مفید و موثر درزی (S) از رابطه زیر قابل محاسبه است (رابطه – ۲۶):

$$S = 2.5 \times T \times t_0 / r_2 \qquad \text{(رابطه –۲۶)}$$

در این رابطه؛t_0 :زمانی است که سطح آب آبخوان ΔH = ۰ می باشدو یا هنگامی که ذخیره آب در آبخوان تحت بررسی (ΔH) به سمت صفر میل نموده و یا وقتی که ΔR=۰ است. ضریب ذخیره را می توان از طریق دیگر نیز محاسبه نمود (رابطه– ۲۷):

$$S = \Delta R / \Delta H \times 100 \qquad \text{(رابطه –۲۷)}$$

۶–۷ پایداری پهنه های کارستی

بطور کلی از نظر زمین شناسی مهندسی، پهنه های کارستی زمینهای پایداری را مشخص می کنند. لیکن طبیعت کارست الزامی به تضمین این مورد قایل نیست. یک مسئله مهم و کاملاً خاص، تشکیل پونورها و کارن های معاصر است. آنها به عنوان سرچشمه های مشکلات عمده بالقوه ای برگزیده می شوند و ممکن است سبب خسارات قابل ملاحظه ای در نواحی شهری، صنعتی و برای خطوط ارتباطی شوند. به عنوان مثال درون ریختگی ها و فرو ریختگیهای ایالت آلاباما در آمریکا را می توان نشان داد. در طول سالهای ۱۹۰۰ تا ۱۹۷۶ بیش از ۴۰۰۰ فرو ریختگی زمین و تشکیل پونورها و کارن ها همزمان مشاهده شده است. پدیده فرو ریختگی را می توان در خیابانهای بیرمنگام در بزرگراه ها، زیر راه آهن ها، در پارکهای عمومی، ساختمان های مسکونی، زیر ساختمان های صنعتی و فضاهای سبز و زمینهای زیر کشت و غیرو مشاهده

نمود. تشکیل پونورها به این طریق می تواند بسیار زیان آور باشد، چون توسعه آنها تقریباً خطرناک هستند. آنها معمولاً به تعداد زیاد در دوره زمانی نسبتاً کوتاه حادث می شوند. چون غالباً با فعالیتهای بشری در ارتباط هستند، لذا اکثراً در نواحی پر جمعیت یافت می شوند. پیدایش آنها ذاتاً مانند پیدایش پونورها های آبرفتی است. پونورهای اخیر در نواحی که پی سنگ کارستی شده توسط رسوبات باقیمانده حاصل از کارستی شدن پوشانیده شده است، تشکیل می شوند. بر اساس تحلیل این نوع فروریختگی را می توان به دو دسته تقسیم کرد:

- فرو ریختگیهای طبیعی که با نزول سطح ایستابی مرتبط اند.
- فرو ریختگیهای حاصل از فعالیت انسان که مربوط به عملیات اجرایی و ابنیه مختلف می باشند.

غالباً به فرو ریختگیهای زمین که در نتیجه نوسان سطح آب (اغلب ناشی از اضافه برداشت) تشکیل شده بیش از فرو ریختگی نوع دوم برخورد می شود. اندازهٔ قُطر فرو ریختگی ها بین یک تا ۹۰ متر و عمق آنها از ۰.۳ تا ۳۰ متر متغیر است. برداشت بیش از حد از آب های زیرزمینی یا حفر و برداشت کانسنگهای عمیق می تواند منجر به کاهش ناگهانی سطح پیزومتریک شود. حرکت سریع آب ممکن است باعث فرسایش مکانیکی شدید مواد رویی تحکیم نیافته زیرزمینی گردد. بنابراین پدیده فرو ریختگی در نزدیکی چنین مکانهایی بیشتر اتفاق می افتد. تعداد فرو ریختگیهایی که در نتیجه تاثیر ابنیه تشکیل شده به مراتب کمتر از فرو رفتگیهایی می باشد که تحت تاثیر نوسان آبهای زیرزمینی به وجود آمده است. لیکن آنها ممکن است سبب خسارت قابل ملاحظه و آلودگی آبخوان شوند. این فرو ریختگی ها در جاهایی از نواحی کارستی روی می دهد که توسط رسوبات تحکیم نیافته پوشانده شده اند. هر ابنیه یا عملیات اجرایی دیگر و حتی جا به جایی کُنده های چوب می تواند نقطه ضعفی در مواد پوششی به وجود آورد و در نتیجه ارتباطی مستقیم میان سنگهای کارستی و سطح زمین برقرار شده و حفره های فروکش و پونورها آشکار شود.

خود آزمایی فصل ششم

۱- از نظر هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی به چند بخش تقسیم می شود، نام برده توضیح دهید؟

۲- جریانهای آب در یک سیستم هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی چگونه طبقه بندی می شوند، نام ببرید؟

۳-کدامیک از جریانهای زیر در سنگهای آهکی خالص و ضخیم دارای غارهای راهرودار مشاهده می شود؟

الف) جریانهای آزاد ب)جریان معلق محصور ج)جریانهای محصور د) جریان آرتزین محصور

۴- تحقیقات هیدروژئولوژیکی مناطق کارستی از نظر جریان آب زیرزمینی و تعیین محل چاه چگونه انجام می گیرد (فقط پنج مورد بیان شود)

۵- سطوح هیدرودینامیک در سنگهای آهکی را تقسیم بندی و توضیح دهید؟

۶- پنج مورد از مشخصات مواد رنگی در مناطق کارستی را نام ببرید؟

۷- کدامیک از گزینه های زیر در مورد هاگهای مورد استفاده در تعیین جهت و سرعت آب زیرزمینی مناطق کارستی صحیح است؟

الف)سرعت حرکت هاگها از فلئورسین کمتر است ب) سرعت حرکت هاگها از ردامین B کمتر است ج) گسترش هاگها سریع و تقریباً به اندازهٔ سرعت آب می باشند

د) بدلیل قطر بزرگ هاگها استفاده از آنها مشکل است

۸-ظرفیت و مشخصه هیدرولوژیکی چشمه های کارست به چه عواملی بستگی دارد؟

۹-جریانهای مداوم پهنه های کارستی عمدتاً در کجاها تشکیل می شوند؟

الف)پولژه ها ب) حفره های بلعنده ج) پونورها د) استاول ها

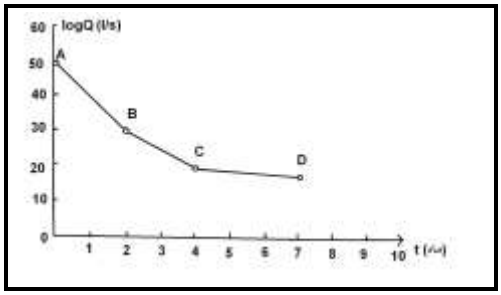
۱۰- نام چشمه های مناطق کارستی از نوع خروج نام ببرید؟

۱۱- کدامیک از انواع چشمه های زیر تحت تاثیر فشار هیدرو استاتیک قرار دارند؟

الف) چشمه های دفنی ب) چشمه های کارستی سیفونی

ج) چشمه های کارستی ثقلی د) چشمه های کارستی کف بستری

۱۲ – با توجه به منحنی تخلیه چشمه داده شده انواع جریان و ضریب تخلیه آنرا با استفاده از روش میلیت محاسبه نمایید؟ در ضمن حجم مخزن تخلیه شده را بدست آورید؟ با توجه به اینکه حجم کل آبخوان $۱۷/۸X۱۰^{۸}$ متر مکعب می باشد. درصد فضای خالی مفید و موثر را محاسبه نمایید؟



فصل هفتم : جریان هوا و شرایط اقلیمی در فضاهای خالی کارستی

هدف کلی : هدف از ارایه این فصل تاثیر شرایط اقلیمی مخصوصاً جریانهای هوایی در توسعه و گسترش فضاهای خالی و بوجود آوردن غارها می باشد. بعلاوه چگونگی شرایط لازم در ایجاد فضاهای مناسب برای زندگی در غارها مخصوصاً انسانها بیان شده است.

هدفهای رفتاری

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند:

۱- اصطلاحاتی که در "مفاهیم جدید" آمده است را توضیح دهند.

۲- عوامل کنترل کننده جریانهای هوا در داخل غار را تشریح نمایند.

۳- گردش هوا در فضاهای خالی کارستی با رسم شکل توضیح دهند.

۴- تاثیر فصول و تغییرات درجه حرارت در ایجاد فضاهای خالی و غارها را بیان کنند.

۵- نحوه حرکت جریان هوا در غارها با امتدادهای مختلف را توضیح دهند.

۶- تاثیر حرارت در نحوه شکل گیری غارها را تشریح نمایند.

۷- شرایط لازم برای ایجاد فضاهای مناسب جهت زندگی و ادامه حیات در غارها را توضیح دهند.

مفاهیم جدید

جریان هوای بالارونده، جریان هوای پائین رونده، غارهای افقی، غارهای فرو رونده(سرد)، غارهای بالارونده (گرم)، پولکهای کلسیتی، چرخه تراکم – انحلالی.

مقدمه

با اینکه جریان هوا در رسوبات دانه ای مشاهده نمی شود ولی در مناطق کارستی توسعه یافته، غارها و کانالهای وسیعی بوجود آمده می تواند ابعاد بسیار مهمی داشته باشد. جریانهای هوا یکی از عوامل اصلی کنترل کنندهٔ شرایط فیزیکی و شیمیایی فضاهای خالی کارستی می باشد. به عنوان مثال، تراکم رطوبت داخل غار با تغییرات درجه حرارت و انتقال CO_2 و در نتیجهٔ آن رسوب کلسیت و یا حل شدن آن از واکنشهای شیمیایی است که در فضاهای خالی کارستی توسعه یافته و جریانهای هوا آن را کنترل می کند. از طرف دیگر تغییرات درجه حرارت از سطح تا اعماق مناطق کارستی تحت تاثیر عوامل مختلفی در توسعه کارستی شدن موثر است. درجه حرارت در درز و شکافها و غارهایی که در مناطق کارستی دیده می شوند، تحت تاثیر درجه حرارت هوا و آبهای زیرزمینی موجود در این فضاهای خالی است. معمولاً در اعماق این گونه مناطق تغییرات درجه حرارت ناچیز است ولی چند صد متر پائین تر اثرات ژئوترمال

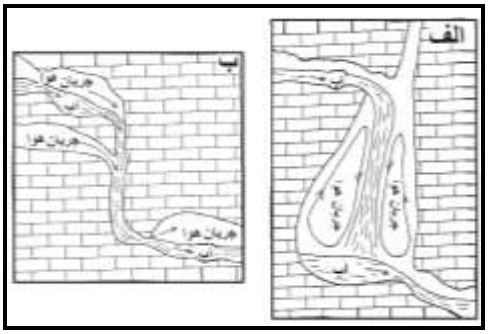
گرادیان موثر می باشد. درز و شکافها، کانال و غارهای مناطق کارستی آب و هوا را مانند اسفنج جذب می کنند. آب باران زمانیکه از سطح زمین به اعماق نشت می کند، در داخل فضاهای خالی سنگ در درجات متفاوت و متغیر با هوایی که از بخار آب اشباع است، مخلوط می شود. آب باران با توجه به شرایط آتمسفریک به داخل سنگ، حرارت را منتقل می کند و یا حرارت را از آن می گیرد. بعلاوه تراکم بخار هوا در داخل سنگ و یا بر اثر تبخیر، حرارت بوجود آمده باعث می شود تبادل حرارتی صورت بگیرد که این مسئله بسیار حائز اهمیت است.

۷-۱ جریان هوا در فضاهای خالی کارستی

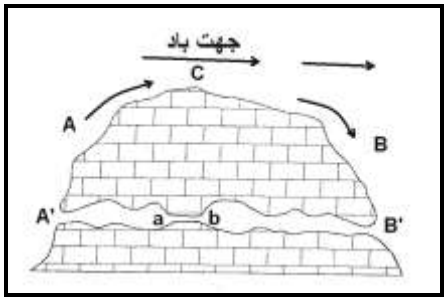
در فضاهای خالی کارستی، گردش هوا تحت تاثیر عواملی مانند فشار قرار دارد. عوامل اصلی که باعث ایجاد تفاوت فشار می شود، یکی؛ ریزش آب زیرزمینی از ارتفاع بالاتر، اثر باد، تفاوت تراکم در ستون هوا و متغیر بودن فشار اتمسفر. اثر ابهای جاری که در زمین از ارتفاع بالا فرو می ریزد معمولاً در حد محدودهٔ فرو ریزش می باشد. آبهای زیرزمینی که بصورت آبشار فرو می ریزد به همراه خود مقادیر قابل توجهی هوا حمل می کنند (شکل ۷-۱-الف). ولی در امتداد دیواره های تنگ فضاهای خالی که بشکل قیف می باشد، هوا دوباره به ارتفاع بالاتر حرکت می کند. بعضی اوقات تمامی کانالهای تخلیه می تواند پر شود و همراه با آب به مقادیر زیاد، هوا از محیط خارج می گردد (شکل ۷-۱- ب). با توجه به جریان باد که بر روی درز و شکافها اثر می کند در داخل فضاهای خالی کارستی هوا می تواند فشرده و یا منبسط شود. بادی که در یک جهت معین می وزد بر روی فضاهای خالی کارستی اثر استاتیکی ایجاد شده بسیار مشهود می باشد. بطور مثال؛ غار افقی که سرتاسر یک تپه کارستی عبور می کند و فرض کنیم که جهت باد از نقطه A به سمت B باشد(شکل ۷-۲)، تحت این شرایط، در جبهه A انبساط و در جبهه B انقباض هوا مشاهده می شود. تفاوت فشار استاتیکی بوجود آمده در دهانه های A و B باعث ایجاد جریانهای هوا خواهد شد. اگر در داخل غار در نقاطی مانند a-b تنگ شود، بدلیل انقباض هوا، جریان هوا در این نقاط از نقاط دیگر داخل غار دارای جریانهای هوا بسیار بیشتری است. اگر در نقطه اوج c در تپه کارستی با غار A-B در انبساط باشد، تفاوتهای رطوبتی و حرارتی داخل غار با آتمسفر می تواند جهت جریان هوا در محیط غار را تغییر دهد (شکل ۷-۲).

۷-۲ اختلاف تراکم در ستون هوا و جریان هوا در غارها و کانالهای مناطق کارستی

اختلاف تراکم هوا به محتویات رطوبت و حرارت ستون هوا وابسته است. در حرارتهای یکسان، هوایی که از رطوبت اشباع است از هوای خشک سبکتر است.



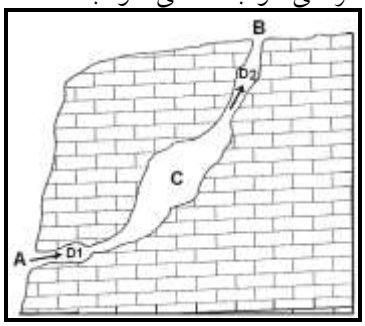
شکل ۷-۱ گردش هوای مرتبط با جریان آب در فضاهای خالی کارستی به شکل قیف (الف)؛ گردش هوای مرتبط با جریان هوا در کانالهای تنگ مملو از آب (ب)



شکل ۷-۲ تاثیر باد با توجه به جریانهای هوایی در داخل غار

توضیحات داده شده در واقع بر اساس ثابت بودن فشار اتمسفر می باشد، در حالیکه تغییرات فشار اتمسفر در داخل فضاهای خالی کارستی می تواند جریانهای هوا با سرعتهای مختلف را بوجود آورد. بطور مثال؛ بعضی از فضاهای خالی کارستی که دارای دهانه هایی هستند که با سطح زمین مرتبط هستند تحت تاثیر مستقیم فشار آتمسفر قرار دارند. ولی کانالهایی که در اعماق تشکیل شده اند و زمانی با سطح زمین نیز مرتبط بوده اند، بدلیل مواد جامد حمل شده و یا بوسیله آبهای زیرزمینی بسته می شوند. در این نوع غارها وقتی تغییرات هوا بصورت سطحی صورت می گیرد (جهت باد و تغییر فشار آتمسفر) در کف غارها تجمع CO_2 مشاهده می شود (گازCO_2 از هوا سنگین تر است). در دهانهٔ این گونه غارها در حالیکه جریان هوا مشاهده می شود، نمی تواند تا کف فضاهای خالی تاثیر گذار باشد. تغییرات فشار آتمسفر در داخل فضاهای خالی کارستی می توان در مورد مقدار جریان هوای ایجاد شده اطلاعاتی بدست آورد. تغییرات فشار آتمسفر در داخل فضاهای خالی کارستی که دو طرف آن باز است، جریان هوا را به اشکال مختلف تحت تاثیر می گذارد. در داخل یک فضای خالی کارستی فرض کنیم جریانهای هوا در امتداد C،B،A توسعه یافته است (شکل ۷-۳). وقتی فشار آتمسفر ثابت است مقدار جریان هوا در D_1 و D_2 برابر است. اگر فشار افزایش یابد، مقدار

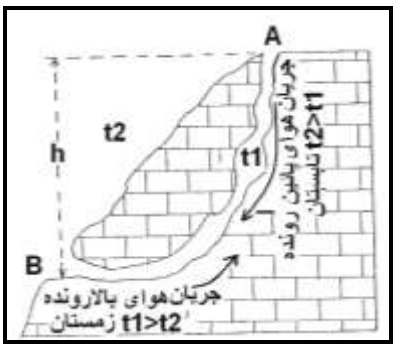
جریان هوا در D_1 نیز افزایش و در D_2 کاهش می یابد. در نتیجه در منطقهَ C هوا فشرده می شود. اگر فشار آتمسفر کاهش یابد،در D_1 جریان هوا آرام کم) و در D_2 سریع می شود و در منطقه C انبساط هوا بوجود می آید. اگر تغییر فشار آتمسفر بسرعت انجام گیرد، می تواند جهت جریان هوا در داخل غار را تغییر می دهد. در این گونه موارد نمی توان از آلتی متر در غارها استفاده کرد زیرا این فشردگی هوا باعث می شود با خطا اندازه گیری گردد.



شکل ۷-۳ جریانهای هوای وابسته به فشار آتمسفر

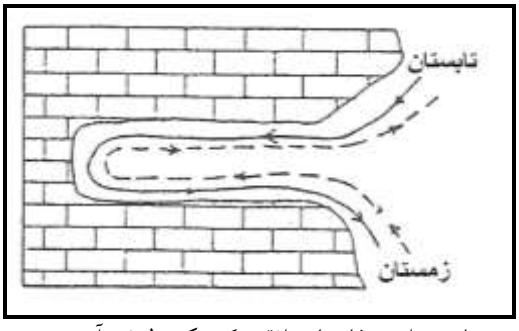
در اعماق مقادیر رطوبت و حرارت هوا در فضاهای خالی کارستی در حالیکه معمولاً ثابت می ماند، در آتمسفر در طول روز متغیر است. در ماهها فصول بهار و تابستان و زمستان در داخل غار جریان هوای روزانه تغییرات بسیار مهمی مشاهده می شود. جریان هوا در کانال و غارهایی که دو طرف آن به سمت بیرون باز است از نوع بالارونده و فرو رونده می باشد یعنی جریان هوا در حالت فرو رونده معمولاً در ماههای تابستان ایجاد می شود، زیرا در این وضیعت در فضاهای خالی غار و کانالها در واحد مقاطع و ارتفاع تراکم هوای سرد از هوای گرم خارج شده از آن بیشتر بوده و در نتیجه هوای گرم از بخش بالایی فضاهای خالی کارستی به سمت پائین مکیده می شود. در ماههای زمستان هوای موجود در غار اکثراً از هوای بیرون غار گرمتر است. در نتیجه جریان هوا در داخل غار از نوع بالارونده می باشد و برعکس جریانهای هوای فرو رونده در بالا ایجاد می شود (شکل۷-۴). از طرف دیگر در داخل فضاهای خالی کارستی که فقط از یک سمت به بیرون ارتباط دارند، جریانهای هوایی که بر اثر تفاوت تراکم در دو ستون هوا بوجود می آید، از فضاهای خالی که دو طرف آن باز است، مشخصات متفاوتی از خود نشان می دهد.این نوع فضاهای خالی که فقط از یک سمت با بیرون ارتباط دارند به غارهای افقی و شیب دار طبقه بندی می شوند.

الف) غارهای افقی: جریان هوا در این نوع غارها در تابستان و زمستان در جهت عکس هم می باشد، در ماههای بهار نیز با توجه به درجه حرارت روزانه هوا در هر دو جهت می وزد.



شکل ۷-۴ جریان هوای بالارونده و پائین رونده در کانالهایی که دو طرف آن بسمت بیرون باز است

در ماههای زمستان در داخل غار نسبت به هوای آتمسفر گرمتر بوده و در نتیجه جریانهای هوای سرد از کف غار حرکت کرده و مقداری که گرم شد از طریق سقف غار خارج می گردد (شکل ۷-۵).

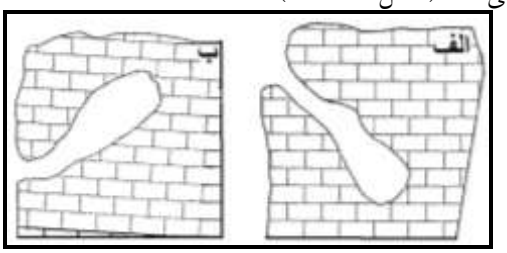


شکل ۷-۵ جریان هوا در غارهای افقی که یک طرف آن به بیرون باز است

در تابستان هوای گرم بیرون از سقف غار حرکت و پس از کمی خنک شدن در امتداد کف غار به بیرون می رود. در ماههای بهار با توجه به حرارت محیط، همانگونه که در فصول تابستان و زمستان مشاهده می شود، جریانهای هوا در داخل غار تشکیل می شود.

ب) غارهای شیبدار: این نوع غارهای شیبدار به غارهای فرورونده (سرد) و بالارونده (گرم) تقسیم می شوند (شکل ۷-۶،الف و ب). غارهای سرد و یا فرورونده، هوای سرد را جذب می کند و اگر حرارت داخل غار از حرارت آتمسفر بیشتر باشد، جریان هوا بوجود می آید. زمانیکه هوای گرم از داخل فضاهای خالی کارستی بیرون می رود، هوای سرد به داخل وارد می شود (شکل ۷-۶- ب). غارهای گرم و بالارونده در ماههای تابستان هوای گرم را مکش می کند و جریان هوای سرد در اعماق غار نمی تواند موثر واقع گردد.

غارهای شیبدار می تواند از دو فضاهای خالی مرتبط با هم بوجود آیند. در این شرایط جریان هوا شبیه به جریانهای هوایی است که در غارهایی که دارای دو جهت باز به سمت بیرون دارند، باشند. ولی این مسئله بسیار پیچیده می باشد. در این نوع غارها دو حالت مشاهده می شود؛ غار موجود در داخل می تواند نسبت به غار بیرونی بالاتر و یا پائین تر(از نظر ارتفاع) قرار گیرد. در غارهای بالارونده فضاهای خالی واقعی(R)نسبت به بیرونی اگر در ارتفاع پائین تری قرار داشته باشد، در تابستان از نقطه X_1 از غار R فقط هوای گرم مکش می کند و در زمستان بر عکس عمل می کند. یعنی هوایی که نسبت به آتمسفر گرمتر است از نقطه X_1 به غار بیرونی حرکت می کند (شکل ۷-۷-A).

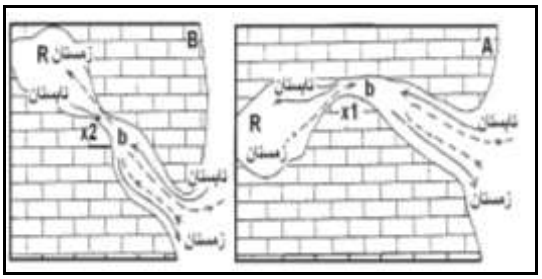


شکل ۷-۶ غارهای فرورونده ای که یک طرف آن به سمت بیرون باز است (الف)، غارهای بالارونده ای که یک طرف آن به سمت بیرون باز است (ب)

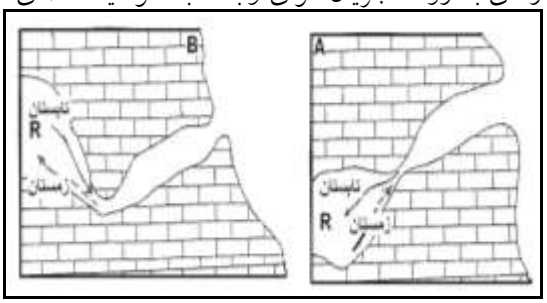
اگر فضاهای خالی R نسبت به غار بیرونی در ارتفاع بالاتری قرار داشته باشد، در تابستان از نقطه b هوای سرد به غار بیرونی منتقل می شود و در زمستان هوای سرد را مکش می کند (شکل۷-۷-B). در غارهای فرورونده (سرد) که از دو فضای خالی تو در تو تشکیل شده اند، اگر فضای خالی R داخلی نسبت به بیرونی در ارتفاع پائین تری قرار داشته باشد. در تابستان به سمت داخل R جریان هوا بوجود می آید و در زمستان بر عکس از R به سمت بیرون هوا تخلیه می شود (شکل ۷-۸-A). اگر فضای خالی R نسبت به فضای خالی بیرونی در ارتفاع بیشتری قرار داشته باشد، در تابستان از R به بیرون و در تابستان از غار بیرونی به R جریان هوا صورت می گیرد(شکل ۷-۸-B). در غارهای شیب دار تو در تو سرعت جریانهای هوا در محل گلوگاه دو غار به درازا و موقعیت فضای خالی R وابسته است.

۷-۳ تاثیر حرارتی جریانهای هوا

در ماههای تابستان در فضاهای خالی کارستی که دو طرف آن به سمت بیرون باز است، هوای گرم که به داخل غار کشیده می شود تا اعماق نفوذ می کند و در آنجا سرد می شود و با حرارت هوای داخل آن متعادل می شود. با توجه به میزان اشباع رطوبت هوا در دیواره های فضاهای خالی، آب متراکم می شود و یا بر عکس بخشی از آب موجود این دیواره ها تبخیر می شوند (شکل ۷-۹).

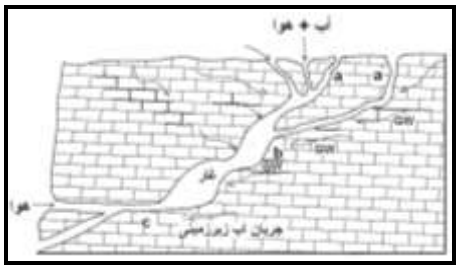


شکل۷-۷ درغارهای بالارونده؛جریان هوای وابسته به موقعیت فضای خالی داخلی R



شکل۷-۸ در غار فرورونده؛ جریان هوای وابسته به موقعیت فضای خالی داخل R

فضاهای خالی موجود در اعماق نسبت به آنهایی که در سطح قرار دارند دارای حرارت بیشتری هستند و با کاهش ارتفاع توپوگرافی، هوای اشباع شده از رطوبت فشرده شده و گرم می شود (شکل ۷-۹-b). هوایی که صد درصد از رطوبت اشباع است وقتی به اعماق حرکت می کند میزان تبخیر آن افزایش یافته و از کانالها و فضاهای خالی زیرزمینی خارج می شود (شکل ۷-۹-c).



شکل ۷-۹ تاثیر حرارتی جریانهای هوا (a ، منطقه جریان هوای فرو رونده برابر است با منطقه تبخیر و یا تراکم و خنک شدن هوا؛ جریانهای هوای بالارونده با منطقهً متعادل b؛ منطقهً جریان هوای بالارونده و فرورونده که تقریباً منطقه تعادل محسوب می شود. C ؛ منطقه جریان هوای فرورونده با منطقه تعادل؛ جریان هوای بالارونده که برابر است با منطقهً تبخیر و تراکم هوا: GW ؛ آب زیرزمینی).

در ماههای زمستان هوای سرد مه در حد صفر درجه سانتی گراد و یا کمتر از آن است، از فضاهای خالی کارستی به داخل سنگها فرو می رود و در نتیجه باعث انجماد آبهای زیرزمینی که از کانالها و شکافها تخلیه می شوند، خواهد شد. اگر ورودی فضاهای خالی به شکل افقی ادامه دار باشد، هوای سرد تدریجاً گرم شده و به همین دلیل به سمت بالا حرکت می کند (شکل ۷-۹-b). وقتی هوای سرد از منطقه c وارد می شود (با وجود یخبندان و یا بدون آن) بدلیل گرم شدن آن تبخیر نقش مهمی ایفا می کند. در نقطهَ b هوا باز به سمت بالا به حرکت خود ادامه می دهد و منبسط می شود. در طول مسیر، تماس با دیواره های غار و یا آبهای زیرزمینی، مقداری از حرارت خود را از دست می دهد. معمولاً بدلیل تجمع زیاد برف در منطقه a حرارت بیشتری از دست می دهد و تراکم بخار آب مشاهده می شود. با سرد شدن هوا و ایجاد جریان فرو رونده با هوای گرم شده ای که جریان بالارونده دارد معمولاً بدلیل تراکم آن در بعضی مواقع مقادیر قابل توجهی آب زیرزمینی را می تواند تشکیل دهد.

۷-۴ تاثیرات حرارتی آبهای زیرزمینی

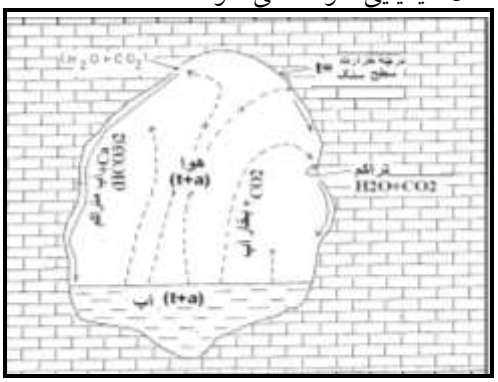
بر اثر تراکم و تبخیر جریانهای هوا در زیرزمین در چرخش و تکامل حرارتی در حالیکه یکی از عوامل بسیار مهم محسوب می شود، آبهای زیرزمینی در حمل این انرژی نقش بسیار مهمی ایفا می کنند. با اینکه برای جریانهای هوا سطوح وسیعی لازم است، ولی آبهای زیرزمینی از بین مسیرهای بسیار تنگ، درز و شکاف و کانالها نفوذ و تاثیر حرارتی خود را بر سنگهای کارستی نشان می دهد. بدلیل کم بودن هدایت گرمایی سنگها، در داخل ساختهای کارستی انرژی حرارتی به سنگ منتقل می شود که بدین ترتیب این انتقال حرارتی همواره از طرف آبهای زیرزمینی تجدید شونده انجام می گیرد. به مفهوم دیگر تمامی نقل و انتقالات حرارتی در توده های سنگی از طرف آبهای زیرزمینی کنترل می شود. از عوامل بسیار مهم در نقل و انتقالات هدایت گرمایی می توان به ابعاد فضاهای خالی کارستی، مورفولوژی ساختها و میزان جریان آب زیرزمینی اشاره کرد. رودخانه ای که دارای دبی بسیار بالایی است، اگر از فضاهای خالی افقی و وسیع بسرعت عبور نماید؛ تغییرات حرارتی بزرگی در آن مشاهده نمی شود، زیرا بین ملکولهای آب و سطوح کانالهای کارستی تبادل حرارتی کم بودن مدت زمان صورت نمی گیرد. بر عکس در آبهایی که دارای دبی و سرعت کم هستند در داخل فضاهای خالی کارستی (غارها) که در آن دریاچه ای نیز وجود دارد، اگر برای مدت طولانی در آنجا باقی بماند درجه حرارت سطح سنگ با آب به تعادل می رسند و باعث می شود تفاوت حرارتی بین ورودی آب زیرزمینی با خروجی آن مشاهده گردد. فضاهای خالی که در اعماق ساختهای کارستی هستند، اگر اختلاف ارتفاع زیادی داشته باشند، تغییرات حرارتی که در آبهای جاری بوجود می آید همانند مباحث بالایی قابل توضیح نیست. بدلیل زیاد بودن شیب، تبادل حرارتی

بین آب و سنگ نسبت به کانالهای افقی بسیار کمتر است. با توجه به این اختلاف ارتفاع بر اثر پائین افتادن آبهای زیرزمینی انرژی حرارتی بوجود آمده می تواند از تبادل حرارتی بسیار مهمتر باشد. انرژی مکانیکی آبهای زیرزمینی که بشکل آبشار باشد، تصور می شود که کاملاً به انرژی حرارتی تبدیل شده که می توان مقدار افزایش حرارت آب را محاسبه نمود. بطور کلی آبهای زیرزمینی در سنگهای کارستی جریان دارد و این سنگها اگر دارای درز و شکافهای تنگ باشند، باعث کاهش سرعت جریان شده و در نتیجه مقدار حرارتی که از سطوح سنگ به آب وارد می شود، حائز اهمیت می باشد.

۷-۵ اثرات شیمیایی و آبهای متراکم در فضاهای خالی کارستی

در فضاهای خالی کارستی بدلیل جریانهای هوا در مورد مقدار آب متراکم شده بین محققان نظرات مختلفی ارایه شده است. بنا به نظر بعضی از محققان در داخل فضاهای خالی کارستی مقدار آب متراکم شده زیاد نیست. با توجه به مطالعات صورت گرفته مخصوصاً در مناطق خشک در تغذیه بعضی از چشمه های کارستی، تراکم آبها از اهمیت خاصی برخوردار است. آب باران که از لحاظ اسید کربنیک تا حدی غنی می باشد از سطح سنگهای کربناتی به اعماق نفوذ می کنند. در مدت زمان کوتاهی از لحاظ کلسیت به اشباع رسیده و حلالیت خود را به مقدار زیادی از دست می دهند. در مقابل، آبهایی که در سطوح فضاهای خالی کارستی متراکم می شوند با توجه به مقدار گاز CO_2 و حرارت محیط از نظر اسید کربنیک غنی می شوند که این باعث می شود دوباره انحلال سنگهای آهکی شروع شود. احتمالاً آبهای متراکم در اعماق در تشکیل فضاهای خالی کارستی نقش مهمی بازی می کنند. آبهای متراکم شده در داخل فضاهای خالی کارستی موقتاً با انبساط و یا انقباض هوا بوجود می آیند. با تغییرات حرارت کمی که در داخل غار ایجاد می شود، از سطح به زیر زمین حرارت با دبی معینی در جریان است. با توجه به فصول، تبادل حرارتی بین سطح غار و آبهای زیرزمینی صورت می گیرد. بطور مثال؛ اگر حرارت سطح غار t و حرارت آب زیرزمینی t+a باشد، مقدار a بدلیل متغیر بودن می تواند از یک درجه سانتی گراد بیشتر باشد (شکل ۷-۱۰). حرارتی که آبهای جاری زیرزمینی دارند از طرف هوا جذب و باعث افزایش مقدار رطوبت می شوند. سنگهایی که غار را بوجود می آوند، بدلیل آنکه از آب سردتر هستند در سطوح آهکها بخار آب متراکم می شود. گاز CO_2 موجود در آتمسفر در داخل آب متراکم شده حل می شود و باعث حل شدن دیواره های آهکی می شوند. وقتی این آبها از نظر کلسیت به اشباع می رسند به دیوارهَ غارها، بستر رودخانه ها رسوب میکنند و یا بصورت پولکهای کلسیتی از طریق آبهای جاری زیرزمینی حمل و خارج می شوند. ولی اگر مقدار گاز CO2 بین سطوح آب جاری با هوای محیط در تعادل می باشد از آب جاری به سمت هوا گاز CO2 وارد خواهد شد. بدین ترتیب

چرخهٔ تراکم – انحلال و رسوبگذاری کلسیت در داخل غار به صورت یک مدار بسته مکرراً صورت می گیرد. اگر درجه حرارت سطح غار از درجه حرارت آب جاری بیشتر باشد بدلیل نبود تراکم عملکرد انحلال شیمیایی متوقف می شود.

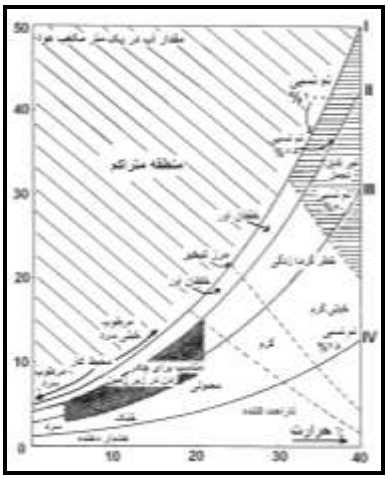


شکل ۷–۱۰ انتقال آب متراکم شده به سطح غار و انحلال شیمیایی در داخل آن(فورد،۱۹۷۶)

۷–۶ شرایط حیات در غارها

هزاران سال قبل در دوران پارینه سنگی فوقانی انسانهای اولیه جهت زندگی و محافظت و برگزار کردن جشنهای دینی خود در غارها زندگی می کردند. این انسانها بخشهای نزدیک به سطح زمین را انتخاب و به قسمتهای عمقی غارها وارد نمی شوند. زیرا در بخشهای نزدیک به سطح زمین هوا بخوبی دارای چرخش بود و بعلاوه گودالهایی را انتخاب می کردند که دارای رطوبت نسبی بالایی نبودند ولی دارای شرایط مناسب برای زندگی بوده است. در بیشتر غارها وجود رطوبت زیاد، شرایط اقلیمی آن بسیار مناسب است. میزان گاز CO_2 در داخل غار در حد خطرناک برای زندگی انسانها نیست. بخار هوا بر اثر تماس طولانی مدت با سطوح سنگ به نوعی کار فیلتر را انجام داده و از لحاظ گرد و غبار در حد صفر می باشد. بعلاوه تحت تاثیر یونهای موجود در محیط هدایت الکتریکی نسبت به آتمسفر بسیار زیادتر است. اگر هوای داخل غار در حد زیادی دارای رطوبت نباشد، ترکیب و از لحاظ پاکیزگی و خواص فیزیکی همانند هوای کوههای مرتفع می باشد، به همین دلیل در بعضی از غارها برای ناراحتی های آسمی بسیار موثراند. با اینکه شرایط محیطی غار بسیار مناسب می باشد در غارهای عمیق اقامت طولانی مدت می تواند خطرناک باشد. حرارت داخل غار معمولاً برای زندگی مناسب است (۱۲ الی ۱۴ درجه سانتی گراد) به ندرت هوای داخل آن سرد است (صفر الی ۵ درجه سانتی گراد). درجه حرارت داخل غار در حالیکه برای زندگی مانعی ایجاد نمی کند ولی بدلیل رطوبت بالا می تواند خطراتی را بوجود آورد. در محیط هایی که در صد رطوبت بیش از ۸۰٪ و کمتر از ۲۵٪ باشد باعث بروز ناراحتی هایی خواهد شد. در غارهای عمیق رطوبت هوا

صددرصد و در بعضی مواقع نیز می تواند بیش از این باشد. در این فضاهای خالی انسانهایی که خوابیده اند خیس شده و در بدن خود درد و خستگی و از لحاظ روحی به مشکلاتی برخواهند خورد. در مطالعات طولانی مدت در غارها و در صورتی که لازم باشد شبهایی را در آنجا به سر برد، بهتر است رطوبت محیط را کاهش داد. در داخل غاری که از لحاظ رطوبت اشباع است برای ایجاد شرایط مناسب از نظر میزان درجه رطوبت کافی است که محیط داخل چادر را گرم کرد. محیط غار و شرایط زندگی در آن در شکل ۷-۱۱ داده شده است(شاهین چی،۱۹۹۱).



شکل۷-۱۱ شرایط اقلیمی لازم برای زندگی در غار

خود آزمایی فصل هفتم

۱- کدامیک از گزینه های زیر از عوامل اصلی کنترل شرایط فیزیکی و شیمیایی فضاهای خالی کارستی محسوب می شوند؟

الف) جریانهای هوا ب) تراکم رطوبت

ج) انتقال CO_2 د) تغییرات درجه حرارت

۲- عوامل اصلی در ایجاد تفاوت فشار در فضاهای خالی کارستی را نام ببرید؟

۳- اختلاف در تراکم هوای غار به کدامیک از عوامل زیر وابسته است؟

الف)درجه حرارت ب)میزان رطوبت هوای خشک

ج)محتویات رطوبت وحرارت ستون آب د)رطوبت اشباع و هوای خشک

۴- حرکت جریان هوا در کانالهای موجود در غارهایی که دو طرف آن به سمت بیرون باز است چگونه شکل می گیرد؟

الف) جریان هوا از دو طرف کانال به سمت بالا و به صورت بالارونده می باشد.

ب) جریان هوا از دو طرف کانال به سمت پائین و به صورت فرو رونده می باشد.
ج) جریان هوایی در داخل کانال تشکیل نمی شود.
د) جریان هوا از یک طرف به سمت بالا یعنی بالارونده و از یک طرف به سمت پائین و فرورونده می باشد.
۵- تحت چه شرایطی جریان هوا در داخل غار متوقف می شود؟
الف) حرارت داخل و خارج غار متعادل باشد.
ب) فشار داخل غار با فشار آتمسفر متعادل باشد.
ج) حرارت داخل و خارج غار یکسان نباشد.
د) حرارت و فشار در داخل و خارج غار متعادل نباشد.
۶- غارهای یک طرفه ای که فقط به سمت بیرون مرتبط است به چند دسته تقسیم می شوند؟
۷- عواملی که در نقل و انتقال هدایت گرمایی در فضاهای خالی و غارهای کارستی موثر است را نام ببرید؟

فصل هشتم: مدیریت منابع آب (کارستی و غیر کارستی)

هدف کلی: هدف از ارائه این فصل آشنایی مختصری در مورد برنامه ریزی در مدیریت منابع آب در سازندهای سخت و غیر سخت می باشد. در این راستا، بررسی و مطالعهٔ منابع آب و تعیین نوع مخزن و حجم آن الزامی است و برای استفادهٔ بهینه از منابع محدود آب در کشورهای خشک همانند ایران، برنامه ریزی های کوتاه، متوسط و بلند مدت طراحی و مدیریت آن را به نحو مناسب پی گیری کرد.

هدفهای رفتاری

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند :

۱- اصطلاحاتی که در بخش مفاهیم جدید آمده است را تعریف کنند.

۲- تاثیر فعالیت های انسانی بر روی منابع آب (کارستی وغیر کارستی) را توضیح دهند.

۳- رابطه آب و توسعه پایدار و مفاهیم مرتبط به آن را تشریح نمایند.

۴- سیاستها و راهبردهای منابع آب و محورهای مهم آن را بیان کنند.

۵- نحوه بهره برداری از منابع آب کارست را تشریح نمایند.

۶- اهمیت کنترلهای کمی و کیفی منابع آب را توضیح دهند.

۷- منابع آلاینده و اثرات آن را تشریح نمایند.

۸- روشهای حفاظت از منابع آب را توضیح دهند.

۹- در مسایل مهندسی نقش موثر و مخرب آب را توضیح دهند.

مفاهیم جدید

مدیریت منابع آب، توسعه پایدار، سیاستها و راهبردها، مدیریت ریسک، حریم بهداشتی، حفاظت از منابع آب، مهندسی کارست.

مقدمه

مخازن آبهای زیرزمینی در رسوبات آبرفتی و توده های سنگی همچون مایه سنگها، سنگ آهک و غیرو یافت می شود. حرکت آبهای زیرزمینی در اعماق کم و زیاد یکی از عوامل اصلی توسعه و گسترش کارست است. از این رو بطور کلی آب زیرزمینی و به ویژه اثر انحلالی آن یکی از موارد قابل بحث است که در بخشهای قبلی بدان اشاره شده است. وضیعت دانه بندی، بافت سنگ و گسترش افقی و عمودی فضاهای خالی در داخل سنگها به چگونگی پیدایش مواد و خصوصیات سنگ شناسی آنها همچنین به میزان فرسایش سنگها بر اثر عواملی همچون کوهزایی، هوازدگی در میزان تخلخل و نفوذپذیری موثر است. در پهنه های کارستی یکی از مسایل مهم و مشکلات استخراج از سنگهای کارستی است. همانگونه که در بخشهای قبلی

توضیح داده شد، در پیدایش و گسترش کارست، سنگهای آهکی و دولومیتی نقش بسیار مهمی را ایفا می کنند. البته در سنگهای تبخیری مانند انیدریت، ژیپس، هالیت بعلاوه ماسه سنگ و غیرو نیز کارستی شدن مشاهده می شوند. بدلیل فعالیتهای نامطلوب زیست محیطی که انسانها در محیطهای کارستی بجای گذاشته اند و اثراتی که این فعالیتها و کیفیت زندگی داشته، باعث پدید آمدن مشکلات بسیار زیادی شده است. این فعالیتها شامل تسطیح اراضی کشاورزی، توسعه شهری، جهانگردی، فعالیتهای نظامی، بهره برداری آب و معادن روباز اثرات منفی در نواحی کارستی بجای بگذارد. کانیهای ترکیب شده در کارست طی سالهای متمادی استخراج شده اند. برخی از سنگهای کربناتی شامل مواد ارزشمندی مانند آب، نفت و گاز و بعضاً رسوبات بوکسیتی و ترکیباتی مانند منگنز و سنگ فسفات هستند. اغلب معادن ذغال سنگ در داخل رگه های ضخیم کربناتها بدست آمده است. بعلاوه در سنگها و صخره های کارستی ممکن است شامل رسوبات کانسارهای میزبان سرب، روی، آهن و طلا باشد. کیفیت آب در نواحی کارستی به دلیل آنکه نسبت به آلودگی مستعدتر است، در نتیجه در محیط های کارستی می تواند مقادیر زیادی مواد آلی و باکتری وارد آن شود که این در کاهش کیفیت آب نقش مهمی را بازی می کند. فرسایش مخصوصاً در مناطق مرزی بین کارست و غیر کارست، آبشویی و خاک رس باقیمانده در درز و شکافها می تواند از دلایل افزایش تیرگی در آب چشمه های کارستی باشد. زهکشی آب زیرزمینی از رسوبات کانساری خود یکی از عوامل پخش آلاینده های طبیعی محسوب می شود. اگر به هر دلیلی امتداد جریان آب زیرزمینی تغییر داده شود؛ ممکن است احتمال آلودگی آن را افزایش دهد. این حالت می تواند به دلیل پمپاژ آب زیرزمینی و یا اگر گذرگاهها قبلاً مسدود و سپس لبریز شوند، قابل مشاهده هستند. بعلاوه مقادیر زیاد گل و لای حاصل از استخراج ممکن است رودخانه ها و همچنین آبهای زیرزمینی اطراف منطقه کارستی را آلوده کنند.

۸-۱ مدیریت منابع آب

آب یکی از بزرگترین چالشهای قرن حاضر است که می تواند سرمنشاء بسیاری از تحولات مثبت و منفی باشد. ۹۷/۵٪ از آب کره زمین در اقیانویها و دریاها قرار دارد، که آب شور را تشکیل می دهد. ۲/۵٪ باقیمانده، آب شیرینی است که در زمین به اشکال مختلف وجود دارد که از آن تقریباً ۰/۳٪ آب رودخانه ها و ۳۰/۸٪ آب زیرزمینی و ۶۸/۹٪ یخچالها و پوشش دائمی برف کوههاست.

بر این اساس میان آب شیرین موجود با میزان تقاضای آب در جهان اختلاف فاحشی وجود دارد که در سالهای اخیر بحران آفرین بوده و از این پس بحران آفرین خواهد بود. زمانیکه این عدم تعادل با مجموعه راهکارهای مدیریتی قابل مهار نباشد، مخصوصاً در بخش آب، انسانها

از زبان مخاصمه و دشمنی با یکدیگر صحبت خواهند کرد که این مساله فراتر از ابعاد محلی، منطقه ای و ملی است بلکه دارای ابعاد جهانی است. بخش عمده ای از عدم تعادل در منابع آب ناشی از چرخه آب و محدودیت طبیعی منابع آب بوده و بخش دیگری از آن مربوط به تاثیر گذاری اقدامات و فعالیتهای انسان بر روی منابع آب است که محدودیت ذاتی منابع آب، خشکسالی، رشد جمیعت، بهره برداری بی رویه از منابع و ذخایر موجود و در نتیجه افت آبهای زیرزمینی و اثرات تخریبی فعالیت انسان بر محیط زیست جملگی زمینه ساز چالشهای سنگین در امر بهره گیری از منابع آب شیرین است. در حدود ۱/۲ میلیارد انسان در جهان هنوز به آب شرب قابل اطمینان دسترسی ندارند. تامین آب شرب قابل اطمینان و خدمات بهداشتی برای بیش از یک میلیارد نفر در دهه های آینده یکی از بحرانی ترین چالشهایی است که بشر امروزی با آن روبرو است. تغییرات آب و هوایی و کاهش جنگلهای بارانی، کاهش ضخامت لایه اوزن همه و همه کمبود آب را تشدید می کنند. کمبود آب، اثرات جانبی و غیر مستقیم نیز دارد. نظیر افزایش فقر و گرسنگی، تخریب اکوسیستم، بیابان زایی، تغییرات آب و هوا و حتی صلح جهانی را مورد تهدید قرار می دهد. جهان امروز می بایستی با مشارکت دولتها و بخش خصوصی در یافتن یک راه حل فوری و اضطراری برای پاسخگویی به بحران آب قدم های جدی تری بر دارد. بررسی آماری میزان مصرف آب، وضیعت آب در جهان را روشن تر می سازد. بطور میانگین در سطح جهانی آب شرب و بهداشت ۱۰٪ مصارف را تشکیل می دهند و فعالیتهای صنعتی، تفریحی و تجاری و سایر حدود ۲۰٪ و کشاورزی به تنهایی ۷۰٪ منابع آب را مصرف می نماید. در برخی از کشورها به ویژه کشورهای افریقایی در مناطق صحرایی و ساحل افریقا ۹۰٪ منابع آب صرف کشاورزی می گردد. شناسایی نقاط کم آب جهان توزیع مناسب آب در گستره جهان غیر یکنواخت و ناهمگون است. دو سوم جمیعت جهان در نقاطی ساکن هستند که تنها یک سوم بارشهای سالانه را دارند (مانند قاره آسیا). در عوض نقاط پر آب جهان نظیر رودخانه آمازون و کنگو تراکم جمیعت کمتری دارند. بسیاری از نقاط پر تراکم جمیعت نظیر مدیترانه، خاورمیانه، هندوستان و چین با کمبود جدی آب در دهه های آینده روبرو خواهند بود. پیش بینی خشکسالی های آتی به دلیل تغییرات غیر قابل پیش بینی آب و هوا بسیار دشوار است.

بیشتر منابع آب جهان قبلاً استحصال شده اند و در واقع محدودیت های تکنولوژی برای استحصال آب بیشتر وجود دارد. برای دهه های زیادی بشر غیر مسئولانه از محیط زیست بهره برداری بیش از نیاز، منابع را مورد استفاده قرار داده است و در راستای تخریب و کاهش کیفیت منابع آب گام برداشته است. در نتیجه کاهش و کمبود تولیدات کشاورزی از عواقب سوء بحران آب می باشد. حل این بحران بدون مداخله انسان و اجرای برنامه های بلند مدت

ممکن نخواهد بود و تاخیر در انجام وظیفه، هزینه های اقتصادی طرح های عمرانی را افزایش می دهد و باعث افزایش مخاطرات حیات انسان ها و دیگر جانداران می گردد.

۸-۲ نقش آب در توسعه پایدار و وضیعت آب در ایران

ایران، با دارا بودن مرزهای آبی در شمال و جنوب از منابع با ارزش برخوردار است. با توجه به اینکه در سه دهه گذشته توجه جهانیان به مسایل زیست محیطی روز به روز بیشتر شده است. این امر باعث شده به حفاظت از اقیانوسها و دریاها توجه بیشتری مبذول گردد. با این حال در بیشتر مناطق جهان با کاهش و نابودی بسیاری از گونه های جانوری و گیاهی که منشاء دریایی دارند روبرو هستیم. در ایران نیز در دریای خزر(مازندران) که منبع بسیار غنی از ماهیهای خاویاری و انواع دیگر ماهی ها بوده، امروز گرفتار آلودگیهایی است که منشاء زمینی دارند. در مرزهای جنوبی در خلیج فارس و دریای عمان نیز آلودگیهای مختلف به مرجانها، این گونه های با ارزش به شدت آسیب رسانده است. به منظور درک نقش آب در توسعه، باید چالشهای بنیادی پیش رو را به شرح زیر توضیح داد:

الف) محدودیت ذاتی آب : محدودیتهای ذاتی منابع آب از مهمترین چالشهای بخش آب در کشور است. ایران به علت شرایط خاص جغرافیایی و آب و هوایی سهم ناچیزی از آب شیرین را دارا است. در حالیکه حدوداً ۷۱٪ از ۱۳۰ میلیارد متر مکعب منابع آب تجدید شونده خود را مورد استفاده قرار داده است. اگر وضیعت آب کشور را با سطوح تعریف شدهٔ جهانی بر اساس میزان مصرف آب در جدول ۸-۲ مقایسه شود، دیده می شود که ایران با بحران آب روبرو است.

جدول ۸-۲ وضیعت آب بر اساس میزان مصرف آب

مصرف	وضیعت آب
کمتر از منابع آب قابل دسترس	بحران خفیف آب
۲۰-۱۰٪ منابع آب قابل دسترس	بحران متوسط
۴۰-۲۰٪ منابع آب قابل دسترس	بحران نسبتاً شدید
بیش از۴۰٪منابع آب قابل دسترس	بحران شدید مصرف آب

ب) عدم توازن بارندگی: میزان نزولات جوی هم از بعد زمانی و هم از نظر کمیت و میزان استفاده در شرایط جغرافیایی ایران با یکدیگر به شدت متفاوت است. چنانچه میزان بارندگی سالیانه بین مناطق کویری تا مناطق سر سبز شمال ایران بین ۵۰ تا ۱۸۰۰ میلی متر متغیر است. لازم به ذکر است که ؛ ۷۰٪ کل منابع آب با کیفیت مناسب در مناطق شمالی و غربی ایران قرار دارد. ۳۰٪ کل منابع آب در نواحی مرکزی، شرق و جنوب شرقی قرار دارد. در حالیکه ۷۵٪ بارندگی سالیانه ایران در زمان غیر فصل کشاورزی جاری است.

ج) پدیده های طبیعی و خشکسالی: محدودیتهای طبیعی منابع آب زمینه را برای خشکسالی های شدید در بخشهایی از ایران بیشتر کرده است. ایران معمولاً یک دوره خشکسالی اقلیمی دارد که غالباً در دوره های ۱۰ و ۳۰ ساله اتفاق می افتد و جلوگیری از آن در دست انسان نیست، اما باید با پیامدهای خشکسالی مقابله نمود. مقابله با پیامدهای خشکسالی زمانی موفق است که با پیش بینی و برنامه ریزی دوره های خشکسالی و ایجاد ظرفیت های لازم، هم در بعد تامین و هم در بعد مصرف با روشی پایدار به عبور از دوره خشکسالی نایل شویم.

د) کاهش کیفیت منابع آب: منابع آب در اثر بهره برداری و استفاده بی رویه همواره در معرض آلودگی و یا کاهش کیفیت بوده است. مصرف رو به رشد در تمامی عرضه های مصرف اعم از شرب، صنعت، خدمات و کشاورزی پیامدهای تغییر و کاهش کیفیت را به دنبال دارند. در حال حاضر حدود ۲۹ میلیارد متر مکعب از پسابهای کشاورزی، شهری و صنعتی کنترل نشده وجود دارد که خطر بالقوه ای برای کاهش کیفیت منابع آب است و پیش بینی می شود این روند در سال ۱۴۰۰ به حدود ۴۰ میلیارد متر مکعب برسد. تبعات کاهش کیفیت و آلودگی منابع آب باعث شیوع بیماری های مختلف است. کاهش آلودگی منابع آب با کاهش در سهم آلاینده ها امکان پذیر است. زباله، فاضلابها، پسابها، شوینده، سموم دفع آفات، کود شیمیایی و غیرو گونه هایی از آلاینده های مهم آب هستند.

ه) جمیعت و مصرف: جمیعت و مصرف هر دو متغیرهایی هستند که همواره در جهت افزایش تغییر می کند و عدم تناسب بین آنها چالشهای مربوط به آب را تشدید می کند. به عنوان مثال طی صد سال اخیر جمیعت حدوداً سه برابر شده است و اما تقاضای جهانی آب به بیش از ۶ برابر افزایش یافته است. جمیعت ایران طی ۴۵ سال اخیر از ۶ میلیون به بیش از ۷۰ میلیون نفر رسیده که این افزایش جمیعت باعث شده ۷۱٪ منابع آبی کشور به خدمت گرفته شدند. پیش بینی ها نشان می دهد که جمیعت کشور در سال ۱۴۰۰ به ۹۷.۵ میلیون نفر خواهد رسید و مقدار آب مورد نیاز برابر ۱۳۰ میلیارد متر مکعب خواهد بود که تامین این میزان آب از منابع تجدید پذیر آبی کشور امکان پذیر نیست. کمیت و کیفیت رقابت در مصرف، عدم تعادل در شیوه های استفاده و صدمه ای که از این حیث به منابع آب و نهایتاً محیط زیست وارد می آید، نیاز به برنامه ریزی و مدیریت اصولی در کاهش تبعات و اثرات آن دارد. از جمله مصرف کنندگان عمده بخش کشاورزی است که در سال ۱۳۸۰ نیاز آبی خود را به میزان ۴۶٪ از آب سطحی و ۵۴٪ از آبهای زیرزمینی تامین کرده است.

بنابراین دیده می شود که بخش کشاورزی سهم بزرگی از آب هایی با کیفیت و قابلیت بالا را به خود اختصاص داده است.

و) سیاستها و راهبردها: آب گنجینه مشترک تمامی بشریت است که باید به نسلهای آینده سپرده شود. لذا محورهای زیر اهمیت خاصی را در آیندهٔ برنامه های آب دارند:

- جلوگیری ازتخریب منابع آب، محیط و تجدید و توسعه بهره برداری بهینه از آنها در جهت توسعه پایدار.
- بهره برداری بهینه از آبهای مرزی و مشترک.
- اصلاح قوانین توزیع عادلانه آب و تدوین قوانین جامع آب کشور
- اعمال الگوی مصرف آب در بخش های کشاورزی، شرب و صنعت متناسب با شرایط اقلیمی.
- تهیه برنامه جامع ملی (حفاظت کمی و کیفی منابع آب کشور) به منظور جلوگیری از ورود آبهای آلوده به چرخه طبیعی.
- تعیین حریم بهداشتی و زیست محیطی برای منابع تامین کنندهٔ آب شرب
- تدوین روشهای مدیریت ریسک برای مقابله با خشکسالی و سیل.
- تدوین اقتصاد آب از جمله اقتصاد محیط زیست در برنامه ریزی ها
- ارزیابی اثرات زیست محیطی طرح های مهم توسعه منابع آب به منظور کاهش اثرات منفی بر محیط زیست.

۸-۳ مدیریت و حفاظت منابع آب کارست

اگرچه در چند سال اخیر مساله کیفیت منابع آب کارست و راههای جلوگیری از آلودگی این منابع در بعضی محافل علمی و کنفرانسهای آبی برگزار شده در کشور، مطرح شده است. اما متاسفانه هنوز با این مشکل بطور جدی برخورد نشده و در اکثر موارد تلاش دست اندرکاران و تصمیم گیرندگان حول ابن منابع معطوف شده است. شاید علت این موضوع را بتوان در دو نکته اساسی جستجو کرد؛ یکی اینکه واکنش آبخوان در مقابل آلودگی معمولاً سریع و فوری نیست و دیگر اینکه آب زیرزمینی یک منبع پنهان می باشد و کنترل آن مشکل است. با توجه به نیاز روز افزون به آب زیرزمینی نیاز به حفاظت و جلوگیری از آلودگی آن روز به روز بیشتر حساس می شود. حساسیت این موضوع در نواحی کارستی به علت نفوذپذیری زیاد، از شدت بیشتری برخوردار است. تعیین منشاء آلودگی و کنترل آن در حوضه های وسیع کارستی به علت وسعت زیاد منطقه تغذیه مشکل می باشد. بطور کلی دو طبقه بندی عمده جهت مدیریت حفاظت منابع آب کارست وجود دارد، یکی حفاظت کلی و دیگری حفاظت محلی. حفاظت کلی منابع آب کارست معمولاً در طرحهای ملی و ناحیه ای مدیریت منابع آب تنظیم می گردد که هم منابع آب کارست مورد بهره برداری و هم منابع آب کارست توسعه نیافته را پوشش می دهد. حفاظت محلی منابع آب کارست در ارتباط با تامین آب شرب می باشد که می تواند

تاثیر بسزایی درپیشرفتهای اقتصادی، اجتماعی و توسعه منابع آب داشته باشد. تعیین محدوده های حفاظتی در نواحی کارستی معمولاً در دو یا سه سطح در اطراف سیستمهای تامین آب شرب در کشور الزامی است.

۸-۳-۱ بهره برداری از منابع آب کارست

در سالهای اخیر به علت برداشت بیش از حد آبخوانهای آبرفتی کشور همچنین آلوده شدن این منابع تقاضای استفاده از منابع آب کارست افزایش یافته است. این افزایش تقاضا بیشتر در زمینهٔ آب شرب بوده است. در حال حاضر تعدادی از مناطق کارستی کشور تامین کننده آب شرب شهرهای بزرگی مانند مشهد، شیراز، کازرون، بوشهر، دماوند، شاهرود، سمنان، دامغان، خرم آباد، بندر عباس، طبس، کرمانشاه و تعداد زیادی از شهرها و روستاهای کشور می باشد. متاسفانه به علت بهره برداری بیش از حد و همچنین فقدان یک سیستم صحیح در تعدادی از این مناطق منجمله در مشهد و کازرون با افت شدید سطح آب زیرزمینی در آبخوان کارستی مواجه بوده ایم. در این خصوص لازم است دست اندرکاران و مدیران ارشد در امور آب نسبت به کنترلهای کمّی و کیفی این منابع با دقت عمل بیشتری عمل نمایند. کنترل بهره برداری: بهره برداری بیش از حد از منابع آب کارست ممکن است هم از دیدگاه کمی و هم از نظر کیفی بر آب زیرزمینی تاثیر منفی داشته باشد. معمولاً میزان بهره برداری مجاز را می توان از مقایسه میزان تغذیه، میزان آب برداشتی بدست آورد. هر چند در محاسبه تغذیه طبیعی ممکن است اشتباهات فاحشی بروز نماید (به ویژه در حالتی که تاخیر در تاثیر بارندگی در منابع آب کارست وجود داشته باشد). اما چنانچه میزان تغییرات سطح آب زیرزمینی هم در بعد زمانی و هم مکانی مد نظر قرار گیرد، تا حدود زیادی می توان به تعیین دقیق میزان بهره برداری مجاز از این منابع دست یافت. زمانیکه شبکه چاههای مشاهده ای در محدود ای وسیع افقی، افت مداوم و همیشگی را نشان می دهد، می توان گفت که در ناحیه مورد نظر میزان برداشت، بیش از حد مجاز می باشد که پیامدهای آن می تواند به اشکال مختلف مانند ایجاد فروچاله ها و یا فرونشینی زمین باشد و یا از نظر اقتصادی افزایش قیمت آب برداشتی را به همراه خواهد داشت. از طرف دیگر بهره برداری بیش از حد مجاز سبب تغییر شرایط هیدرولیکی جریان آب زیرزمینی از نقاط دیگر که ممکن است آلوده باشد، به سمت نقطه یا نقاط بهره برداری گردد که در نهایت آلوده شدن آب زیرزمینی را به همراه دارد. بنابراین بهره برداری بیش از حد منابع آب کارست مشکلات عمده ای را در سطوح فنی و اقتصادی در پی خواهد داشت. یکی از پیامدهای بهره برداری بیش از حد از آب شیرین، هجوم آب شور دریا و دریاچه های شور به سمت این نواحی می باشد. کنترل کمیّ : با توجه به عواقب و پیامدهای ناشی از بهره برداری بیش از حد در آبخوانهای کارستی که در بالا بدان اشاره گردید، لزوم

کنترل کمّی این منابع حیاتی بیش از پیش احساس می گردد. بنابراین تمهیدات زیر جهت کنترل این منابع می توان مد نظر قرار داد:

الف) کاهش میزان آب برداشتی تا حد مجاز و حتی در خشکسالیها زیر حد مجاز

ب) ایجاد سیستم اندازه گیری تغییرات سطح آب زیرزمینی در چاههای مشاهده ای و یا حتی چاههای بهره برداری

ج) تغذیه مصنوعی، در این مورد باید دقت نمود، زیرا منبع آبی که جهت تغذیه مصنوعی مورد استفاده قرار می گیرد، آلوده نباشد و یا از هجوم آلاینده ها در آینده به دور باشد. ضمناً محل انتخابی اجرای طرح تغذیه مصنوعی در مجاورت منابع آلوده کننده نباشد.

۸-۳-۲ کیفیت منابع آب کارست

همانگونه که گفته شد، یکی از منابع تامین کننده آب شرب بسیاری از کشورها منابع آب کارست می باشند، که در واقع در بعضی مناطق تنها منبع تامین کننده آب شرب است. بطور کلی منابع آب کارست از نظر کیفی بسیار مطلوب می باشد. جهت حفاظت و نگهداری منابع آب کارست از آلودگی لازم است رفتار آلاینده ها و همچنین عوامل طبیعی که این رفتارها را کنترل می کنند، شناخته شود. مهمترین مسایلی که با آلودگی منابع آب کارست ارتباط پیدا می کنند عباتند از :

شناخت مهمترین منابع آب آلوده کننده و آشنایی با خصوصیات آنها، تعیین انواع اصلی آلوده کننده ها در کارست، رفتار سنجی آلوده کنند ها در کارست.

- منابع آلوده کننده: آلودگی منابع آب کارست می تواند فصلی مانند بکار بردن نمک در جاده ها در فصول یخبندان جهت جلوگیری از یخ زدگی یا ممکن است اتفاقی باشد مانند تصادف کامیونها و تانکرهای حامل مواد هیدروکربنی در بزرگراهها و یا ناشی از فعالیتهای کشاورزی و صنعتی باشد.

- فعالیتهای کشاورزی: یکی از منابع آلوده کننده منابع آب کارست ناشی از فعالیتهای کشاورزی می باشد. استفاده از سموم دفع آفات و کودهای شیمیایی و حیوانی در زمینهای زیر کشت و همچنین ذخیره نمودن یا دفن این مواد در نواحی کارستی سبب آلوده شدن آب زیرزمینی در این نواحی می گردد. بیشترین و در عین حال معمول ترین نتیجه فعالیتهای کشاورزی افزایش نیترات در آب زیرزمینی می باشد. دیگر اجزای کودهای شیمیایی مانند فسفات و پتاسیم قابلیت انتقال کمتری دارند.

- پسابهای صنعتی: در بعضی کشورها پسابهای صنعتی به علت اینکه تصفیه می گردند، خطرات چندانی در آلودگی منابع آب زیرزمینی ندارند. شمار زیادی از کارخانجات شامل کارخانه های تولید کننده مواد غذایی و کشتارگاهها باعث تولید مواد آلوده کنندهَ آلی می

شوند. در بعضی از مناطق، یکی از مهمترین آلوده کننده های فصلی، کارخانه های روغن گیری می باشد که باعث ورود مقادیر زیادی C.O.D و کروم و دیگر آلوده کننده ها به آب زیرزمینی می شوند.

– فاضلابهای شهری: بطور کلی تمام مناطق شهری با تراکمهای مختلف جزء منابع آلوده کنندهَ آبهای زیرزمینی می باشند. بیشترین تاثیر توسط ابنیه هایی که فاضلاب آنها مستقیماً وارد آب زیرزمینی می گردد و هیچگونه سیستم جمع آوری و تصفیه فاضلاب ندارد و مستقیماً بر روی سطوح کارستی قرار دارند و یا نزدیک به نواحی کارستی که درجه کارستی شدن بالایی دارند، می باشند. آلودگیهای ناشی از فاضلابهای شهری عمدتاً شامل ترکیبات ارگانیک، فسفاتها، آمونیم، نیترات، باکتریها، ویروسها و پاک کننده ها می باشد.

– محل دفن زباله ها و مواد معدنی: از جمله منبع مهم آلوده کننده به ویژه در نواحی کارستی با درجه انحلال بالا، محلهای دفن زباله و مواد معدنی می باشد. در این نواحی به علت زیاد بودن قابلیت هدایت هیدرولیکی در جهت عمودی، آبهای نفوذی به سرعت به ناحیه اشباع می رسند و باعث آلودگی منابع آب کارست می گردند. آلوده کننده هایی از محل دفن زباله های مواد معدنی حاصل می شوند شامل: نیتروژن آلی و آمونیم و C.O.D می باشد.

– **بزرگ راهها:** آلودگی های ناشی از این منابع می تواند از کاربرد نمک جهت جلوگیری از یخ زدگی در بزرگ راهها، هیدروکربنها و فلزات سنگین که در اثر شستشوی آسفالت جهت جاده ها و همچنین تصادفات کامیونها باشد.

– **منابع دیگر** : نشت مواد هیدروکربنی از تانکرهای گازوئیل و دیگر مواد نفتی در داخل پمپ بنزینها به منابع آب باعث آلودگی این منابع می گردد.

۸-۳-۲-۱ انواع آلوده کننده ها

– میکرو ارگانیزمها: به علت سرعت زیاد آب زیرزمینی در کانالهای کارستی و دیگر فضاهای خالی موجود در سنگهای کربناتی آبهای نفوذ یافته به سرعت خود را به ناحیه بهره برداری یا ناحیه خروج می رسانند. بنابراین زمان ماندگاری آب کم می شود و این موضوع به خوبی بعد از پایان بارندگی شدید در ناحیه غیر اشباع مناطق کارستی قابل تعقیب و اثبات است.

– سموم دفع آفات: سرعت شکسته شدن ملکولهای کمپلکس به فرمهای ساده تر بستگی به نوع شکل تجمع میکروبیولوژیکی خاک و عوامل محیطی مثل رطوبت خاک، درصد رس، درجه حرارت و غیرو دارد.

– فلزات سنگین: یونهای فلزی موجود در آب زیرزمینی تحت تاثیر چندین مرحله مانند اکسایش – احیا، جذب انحلال و بارندگی کنترل می شود. جذب این یونها بستگی به PH و

فشار CO_2 دارد. از جمله یونهای فلزی که موجب آلودگی منابع آب کارست می شوند می توان به مس، سرب، روی، لیتیم و پتاسیم اشاره نمود.

– ترکیبات نیتروژن دار: این ترکیبات عمدتاً ناشی از کاربرد کودهای شیمیایی و حیوانی و خرد شدن مواد آلی بوجود می آید که از مهمترین آنها آمونیاک نیتریت می باشد. بطور کلی نیتریت در منابع کارست وجود ندارد و فقط در آبخوانهای تحت فشار با جریان عمیق یافت می شود.

– **ترکیبات غیر آلی:** افزایش میزان کلسیم و منیزیم می تواند یا ناشی از عوامل طبیعی ویا ناشی از آلودگی باشد. به عنوان مثال انحلال گچ و یا دیگر رسوبات تبخیریها و همچنین هجوم آب شور که باعث افزایش یونهای فوق در آبهای زیرزمینی می گردد که ناشی از علل طبیعی است.

رادیو ایزوتوپها: حادثه چرنوبیل نشان داد که منابع آب کارست به شدت در مقابل رادیو ایزوتوپها آسیب پذیر است. چنین حوادثی حتی اگر دور از نواحی کارستی هم اتفاق بیافتد، عموماً باعث نفوذ ید ۱۳۱ و سزیم ۱۳۷ در چشمه های کارستی می گردند. آسیب پذیری کارستهای بدون پوشش سطحی (عریان) در مقابل رادیوایزوتوپها، بیش از آسیب پذیری کارستهای پوشیده (کارست با پوشش خاک) می باشد.

۸–۳–۲–۲ کنترل کیفیت منابع آب کارست

کیفیت منابع آب کارست باید از اثرات منفی ناشی از ساخت و سازهای شهری، آلودگیهای صنعتی و فعالیتهای کشاورزی مصون بماند.

– کنترل آلودگیهای ناشی از ساخت و سازهای دست بشری: فعالیتهای این بخش شامل توسعه شهر نشینی، ساخت و ساز مناطق مسکونی، جاده ها و خطوط راه آهن، فرودگاهها، کمپها و گورستانها می باشد. در این خصوص پیشنهادات زیر جهت حفاظت از منابع آب کارست توصیه می شود:

ممنوعیت ورود فاضلابهای شهری به آب زیرزمینی بدون تصفیه قبلی، تصفیه آبهای آلاینده، سیستمهای فاضلاب مناسب، استفاده از تانکرهای سالم جهت نگهداری مواد نفتی و دیگر مایعات خطرناک، ممنوعیت توسعه در نزدیکی چاهها و چشمه های کارستی، محدودیت تغذیه مصنوعی آبخوانهای کارستی، محدودیت استفاده از نمکها جهت یخ زدگی سطوح جاده ها، ممنوعیت ساخت و سازها در نزدیکی و مجاورت رخساره های زمین شناسی با قابلیت هدایت هیدرولیکی بالا.

– کنترل آلودگیهای ناشی از فعالیتهای صنعتی: فعالیتهای ناشی از این بخش شامل طرحهای صنعتی و کارخانه های آلوده کنندهٔ هوا، معادن، مصرف مایعات و مواد جامد آلوده کننده در کارخانجات و فاضلاب این کارخانه ها می باشد.

تمهیدات زیر جهت کنترل ناشی از آلودگیهای فوق پیشنهاد می گردد:
ممنوعیت اجرای طرحهای صنعتی در مجاورت چاهها و چشمه های کارستی یا نزدیکی مناطق آسیب پذیر (مناطق کارستی با نفوذپذیری بالا)، انتخاب محل مناسب جهت کارخانه هایی که مایعات و مواد جامدی که در آنها مصرف می گردد، امکان آلوده نمودن منابع آب کارست را داشته باشد، اجرای طرحهای مناسب جمع آوری هیدروکربنهای ناشی از تصادفات و یا مایعاتی که ممکن است باعث آلودگی منابع آب گردد، سیستمهای مناسب جهت جمع آوری مواد آلوده کننده ناشی از نشت تانکرها و ایستگاههای پمپ بنزین، اجرای سیستم مشاهدات جهت کنترل کیفیت آبهای زیرزمینی و نواحی که امکان انتشار آلودگی وجود دارد، کاربرد فیلترهای مناسب جهت جلوگیری از خروج دود کارخانه های دودزا، جلوگیری از اجرای طرحهای صنعتی در نواحی که لایه پوشاننده سازندهای کارستی از ضخامت کافی برخوردار نیست، انتخاب محل مناسب جهت پارک کامیونها و ساخت محلهای مناسب جهت ذخیره مواد منفجره، سیستمهای مناسب جمع آوری و ذخیره مایعات و مواد جامد ناشی از فعالیت کارخانه ها، تصفیه پسابهای صنعتی، پسابهایی که باید قبل از مصرف توسط یک سیستم مناسب تصفیه شوند، سیستم های مناسب جهت جمع آوری و ذخیرهٔ پسابهای صنعتی.
- **کنترل آلودگیهای ناشی از فعالیتهای کشاورزی و باغبانی:** آلودگیهای ناشی از این فعالیتها به علت کاربرد کودهای شیمیایی و حیوانی و سموم دفع آفات می باشد. تمهیدات زیر جهت جلوگیری از این آلودگیها پیشنهاد می گردد:
سیستم مناسب جمع آوری و ذخیره فضولات حیوانی، ممنوعیت استفاده از کودها و فضولات حیوانی در نزدیکی و مجاورت رخنمونهای کربناتی و نفوذپذیری بالا و همچنین در مجاورت چاهها و چشمه های کارستی، ساخت سیستمهای مناسب جهت ذخیره کودهای شیمیایی، سموم، دفع آفات، ممنوعیت استفاده از این مواد در مجاورت چاهها و چشمه های کارستی، ممنوعیت کاربرد و پخش کودهای شیمیایی در فصل تر و زمانیکه پوشش برفی و یخ بر روی سطوح کارستی موجود باشد، ساخت سیستمهای مناسب جهت ذخیره سموم و دفع آفات.

۸-۴ مسائل مهندسی کارست

پیچیدگی و تنوع شرایط زمین شناسی در کارست آن چنان وسیع است که هر یک از کارهای تحقیقاتی یا سازه ای را بسیار منحصر به فرد می سازد. هر سد یا مخزنی، هر جمع کننده آبگیر یا حفاری تونل در مناطق کارستی فرایند معمولی نیست و هر مورد سازه در حال ساخت و یا ساخته شده زمان عملکرد طولانی یا کارهایی که بطور معمول در نواحی مختلف کارستی دنیا صورت می گیرد تائیدی بر پیچیدگی های مطالعات در این نوع مکانها است. مخصوصاً هر

شکستی در تجارب مهندسی گذشته برای هر فردی که ماهیت کارست را در مقیاس محلی یا ناحیه ای دیده است، احتیاط را می طلبد.

پیچیدگی های خاص کارست برای هر مساله منابع آبی یک روش چند شیوه ای است. پروژه های بزرگ منابع آب اغلب به یک روش دقیق تکنیکی، اقتصادی، اجتماعی، اکولوژیک و دیدگاههای دیگر نیاز دارد. غالب ترین مسائل مهندسی در کارست عبارتنداز: نشست سطح زمین و کف مخازن، نشت آب از سدها و مخازن، نشست حول دهانه تونلها، جریان آب گل آلود در حفاری زیرزمینی، نفوذ آب شور دریا در خط ساحلی، لرزه خیزی القایی به علت ذخیره مصنوعی، ایجاد سیلابها در اثر تغییر رژیم آب سطحی، تغییر بیلان جهانی آب زیرزمینی و حفاری، چاههای بدون بازده و عاقبت دخالت بشر در ماهیت کارست، باعث ایجاد مسائل محیطی معمول در کارست می گردد که این مسائل عباتند از :

کاهش تخلیه چشمه های پائین دست، تخریب کیفیت آب زیرزمینی، شکست در دفع مواد زاید، خطر برای موجودات زنده و موارد مشابه آن.

سنگهای قابل انحلال (آهک، دولومیت، ژیپس و هالیت و غیرو) مستعد کارستی شدن هستند. معمولاً این توده های سنگی بوسیله چین خوردگی و گسلش ناشی از فعالیتهای تکتونیکی آشفته شده و دارای شبکه وسیعی از شکستگیها می گردد. شکسته شدن توده ها مهمترین عمل در کارستی شدن هم بطور عمودی و هم افقی هستند. فرایندهای کارستی شدن یکنوع خاص از تخلخل ایجاد می کند یعنی ترکها را گشاد می کند. این ترکها در توده سنگ بطور نامنظم توزیع شده اند. آشکار شدن وضیعت آن، مخصوصاً وقتی که غارهای کوچکی وجود دارد، بسیار پیچیده و مشکل می شود. این نوع تخلخل به هم پیوسته باعث هدایت آب، ظرفیت چند سانتی متر مکعب تا بیش از ۱۰۰ متر مکعب بر ثانیه می شود. ساخت هر سازهَ دست بشر در سنگهای کارستی دارای ریسک می باشد. ولی سدهای بزرگ و مخازن در کارست به علت ضرایب ایمنی و سرمایه گذاری بالا، سازه هایی با ریسک زیاد هستند که تأکید می شود چنین کارهایی مانند سد سازی و مخزن سازی به تحقیقات و طراحیهای ویژه ای نیاز دارد که شامل قبول بخشی از ریسک نیز قابل اجتناب نیز هست. تعداد مسائل پیش آمده و همچنین شکست خورده در مهندسی سد، این مسائل را تأکید می کند. داده های ارائه شده در این بخش مثالهای ویژه ای از سدها و مخازنی هستند که مدتها ساخته شده اند یا اخیراً کار آنها در نواخی کارستی مختلف دنیا در حال اجراء است. غیر از زمان طولانی و کارهای تحقیقاتی و عملیات مسدود سازی اطراف مخزن بعد از پر شدن اولیه مخزن، از طریق محل مخزن یا سدها نشت بزرگی اتفاق می افتد. در این مورد مثالهای زیر قابل بررسی و تعمق می باشند:

سد کبان (ترکیه) میزان نشت ۲۶ m^3/s

سد کاماراسا (اسپانیا) """""""" ۱۱/۲ m^3/s

سد ماورکو (مقدونیه) """""""" ۹/۵ m^3/s

سد لار (ایران) """""""" ۱۰/۸ m^3/s

سد ورتاک (یوگسلاوی سابق) """""""" ۲۵ m^3/s

سد گریت فال (آمریکا) """""""" ۹/۵ m^3/s

سد فودا (مراکش) """""""" ۳/۵ m^3/s

سد دوکان (عراق) """""""" ۶ m^3/s

در شرایطی که مخزن پر شود، کارهای "چاره ساز" شدیداً پیچیده و خاص خواهد شد. این مساله نیاز به همکاری تنگاتنگ بین مهندسین زمین شناس و عمران، تکنولوژی سطح بالای مسدود سازی نشت آب، سرمایه گذاری بالا، تبادل تجربه بین کارشناسان، طراحان و پیمانکاران دارد. در بعضی موارد کارهای "چاره ساز" موفقیت آمیز بوده اند، بعنوان مثال :

سد دوکان (عراق) از ۶ m^3/s بر طرف شد

سد گریت فال (آمریکا) از ۹/۵ m^3/s به ۰/۲ m^3/s

مثالهای دیگری که بعد از عملیات "چاره ساز" کاهش نشت قابل ملاحظه ای را نشان داده اند:

سد کبان (ترکیه) از ۲۶ m^3/s به کمتر از ۱۰ m^3/s

سد کاماراسا (اسپانیا) از ۱۱/۲ m^3/s به ۲/۲ m^3/s

سد اسلاتد(یوگسلاوی سابق)از ۸ m^3/s به ۵ m^3/s کاهش یافته است.

ولی بعضی موارد ساخت مخازن ممکن است با شکست مواجه شود و علیرغم عملیات مسدود سازی جهت پر کردن فضاهای خالی ایجاد شده میزان آبگیری در حد انتظار نباشد (مانند سد ورتاک در یوگسلاوی و سد لار در ایران) که بعضاً به رها کردن این ساختها منجر می شود.

هر عملیات مسدود سازی در کارست را نمی توان به صورت معیاری جهت حفظ نهایی سازه پذیرفت. در زمان عملیات مخزن، نوسان دائمی باعث جلوگیری عملکرد تعدادی از فرایندهای مخرب می گردد. این عوامل شامل :

شستشوی رسوبات پر کننده غار، بدتر شدن پرده زیرزمینی، تاثیرات چکش آب و چکش هوا، لرزه خیزی القایی، فرو نشینی بوسیله نوسانات مخزن، ایجاد ترکهای طویل و عمیق بوسیله پر شدن مخزن و یکی دیگر از مسائل مهم و شاخص در کارست، تشکیل فرونشستها و ریزشها است. فرونشینی ها بطور مکانی وقایع تصادفی مستقل هستند و به عنوان مسائل پتانسیل اصلی عمل می کنند که ممکن است باعث تخریب عمده کف مخزن در نواحی شهری، صنعتی و

خطوط ارتباطی شود. تشکیل فرونشینی در این حالت خیلی مضر است زیرا به علت اینکه توسعه آنها غیر قابل پیش بینی و عملاً یک مرتبه است. فرونشینی ها در سنگهای کارستی شده بوسیله رسوبات منفصل پوشانده می شوند. وقوعشان تحت تاثیر آب، فرسایش، عملکرد لوله ای آن باعث شکست مواد می شود. نقش مخرب آب را می توان به چهار دسته تقسیم کرد :
عملکرد آب زیرزمینی از زیر، عملکرد آب سطحی به صورت سیلاب، آب منفذی درون رسوبات آبرفتی (بالایی)، عملکرد آب بطور غیر مستقیم، افزایش فشار هوا در منطقه هوا گیرش.
منشاء فرونشینی ها می تواند طبیعی یا القایی باشد. فرونشینی های القایی به علت شهر نشینی، معدن کاری، ساخت مخازن و استخراج آب زیرزمینی می تواند صورت گیرد. بزرگی فرونشینی های ایجاد شده یا تخریب شده بوسیله اعمال بشر می تواند یکباره اتفاق بیافتد. فرونشینی های القایی ناشی از نوسان شدید سطح آب در سازه های ساخت بشر خیلی معمول است. یکی دیگر از موارد و مشکلات، مساله گود برداری برای ساخت هر سازه ای می باشد، مخصوصاً احداث تونل در کارست در زمان انجام عملیات حفاری در زمان ساخت سازه ریسک غیر قابل اجتنابی دارد. مغاره های بزرگ خالی یا پر و احتمال ورود ناگهانی و شدید جریان آب زیرزمینی پیشرفت عملیات حفاری را با مشکل مواجه ساخته و حیات انسان و حفظ لوازم موجود را به خطر می اندازد.

خود آزمایی فصل هشتم

۱-فعالیتهای نامطلوب زیست محیطی در مناطق کارستی که باعث ایجاد مشکلات شده است را نام ببرید؟

۲-اغلب معادن زغال سنگ در داخل کدامیک از رسوبات زیر بدست می آید؟

الف) رگه های نازک لایه دولومیت

ب) رگه های ضخیم لایه کربناتها

ج) رگه های نازک لایه کربناتها

د) رگه های ضخیم لایه دولومیتها

۳- کدامیک از گزینه های زیر در مورد ضربات زیان بار در مناطق کارستی بر اثر فعالیتهای انسان در مورد پمپاژ آب زیرزمینی صحیح تر است؟

الف) ضربه خوردن چشمه ها از لحاظ آبدهی

ب) پائین آوردن سطح ایستابی

ج) کاهش یافتن تغذیه دگرجازا

د) ایجاد یک سیستم کارست مستغرق

۴- کدامیک از گزینه های زیر از دلایل افزایش تیرگی آب چشمه های کارستی می باشد؟
الف) فرسایش در مناطق مرزی بین کارست و غیر کارست
ب) آبشویی ج) خاک رس باقیمانده در درز و شکافها د) هر سه مورد
۵- از مهمترین عوامل و بخش عمده عدم تعادل در منابع آب کدامیک از عوامل زیر محسوب می شود؟
الف) چرخه طبیعی آب ب) فعالیتهای انسانی
ج) خشکسالی د) رشد جمیعت
۶- حفاظت کلی منابع آب کارست به چه شکلی تنظیم می گردد؟
۷- انواع آلاینده ها را نام ببرید؟

فصل نهم مدل سازی های هیدرودینامیکی کارست

هدف کلی: هدف از مطالعه این فصل آشنایی کلی با مدل های مورد استفاده در مناطق و آبخوان های کارستی است که با روش های مختلف برای مطالعه سیستم های جریان آب در این محیط ها را مورد بررسی قرار می دهد.

هدفهای رفتاری

دانشجویان پس از مطالعه این فصل باید بتوانند:

۱- اصطلاحاتی که در "مفاهیم جدید" آمده است را درک نمایند.

۲- مشکلات تهیه یک دستوالعمل جامع در رابطه با مدل های کارست را دریابند.

۴-سیستم مدل های تفهیمی را توضیح و کاربرد آن ها تشریح نمایند.

۴-روش های مدل سازی را فرا بگیرند.

۵-مدل های کلی و اتفاقی منفرد را مقایسه و تشریح نمایند.

۶-کاربرد سری های زمانی در مدل سازی را توضیح دهند.

۷-مدل های توزیعی و انواع آن را تشریح نمایند.

۸-چگونگی مدل سازی حل شده و انتقال حرارت در آبخوان های کارستی را فرا بگیرند.

مفاهیم جدید

مدل های تفهیمی، مدل های کلی، مدل های جعبه خاکستری، مدل های جعبه سیاه، دو وردایی، یک وردایی، موجک، توزیع سهمی شکل (شلجمی)، توزیع فیشر، تفاضل محدود صریح، فرارفت- پراکنش، روش های DC، EPN، DCN،DFN و CDC

مقدمه

مدل در واقع خواص مکانی و زمانی یک سیستم و یا بخش هایی از آن را به صورت فیزیکی (واقعی)، ریاضی(انتزاعی) و تفهیمی شبیه سازی می کند.

سیستم های جریان آب زیرزمینی را می توان به صورت تحلیلی، با بررسی های صحرایی یا با استفاده از مدل ویا ترکیبی از آن ها مطالعه کرد. در واقع مدل مخلوطی از واقعیت و تخیل بوده در مواقعی که امکان تجزیه و تحلیل مستقیم یا بررسی و اندازه گیری صحرایی مقدور نباشد، مدل می تواند بسیار مفید واقع شود. سیستم های جریان آب زیرزمینی (آبرفتی یا کارستی) غالباً بسیار پیچیده تر از جریان های یک بعدی یا جریان شعاعی با محور متقارن است. سیستم های ساده تر را ممکن است بتوان با راه حل های ریاضی تحلیل کرد، ولی به نظر می رسد اگر جریان در سیستم های پیچیده تر مانند محیط هایی که دارای مرزهای نامنظم هستند یا شرایط مرزی پیچیده با لایه های ناهمسان گرد و ناهمگن دارند و از همه مهمتر در مواردی که انواع

مختلف جریان به طور هم زمان وجود دارد، مانند جریان آرام، موقتی و آشفته در یک سیستم کارستی، می توان با استفاده از مدل ها تحلیل را انجام داد.

مدل های ریاضی ابزار دقیقی برای نشان دادن سنجش پذیری رفتار هیدرولیکی سیستم های آبخوانی هستند. یعنی توصیف اجزای جریان آب زیرزمینی با کمک معادلات ریاضی تعریف می شود. باز سازی از یک حوضه یا محدوده جریان آب زیرزمینی یکپارچه با هدایت هیدرولیکی و شرایط مرزی مشخص تقریبا همواره می توان از مدل های عددی استفاده کرد.

مدل های تحلیلی جریان آب زیرزمینی از اواخر قرن نوزدهم توسعه یافته است ولی به کارگیری از این روش از سال های ۱۹۶۰ به بعد در آبخوان های دانه ای(آبرفتی) شروع و از آن سال ها به بعد تا کنون همه روزه به کار گرفته می شود. اگر چه کاربرد روش های عددی در هیدروژئولوژی کارست نیازمند یک روش مدل سازی ویژه است(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). که این به دلیل پیچیدگی های خاص، همراه با ناهمگنی های وسیع در محدوده های جریان می باشد.

اولین مرحله در مطالعه هر مدل سازی نشان دادن تصویری از یک سیستم واقعی است.

یک مدل تفهیمی شامل کاربرد معادلات دیفرانسیل جزیی، وضیعت هندسی آبخوان و مجموعه ای از پارامترهای جریان، شرایط مرزی و شرایط اولیه است. کاربرد پارامترهای هیدرولیک صحرایی در مدل های آب زیرزمینی معمولاً با روش درون یابی از میان مشاهدات صحرایی مجزا بدست می آید. به واسطهٔ وجود ناهمگنی های وسیع و تفاوتهای زیاد در هدایت هیدرولیکی، روش درون یابی نمی تواند کارکردی مناسب برای تعیین مشخصه های آبخوان های کارستی داشته باشد. بیشترین الزام کاری در مدل سازی کارست تعریف پیوستهٔ پارامترهای صحرایی هیدرولیک است.

مشکل دوم، در مورد انتخاب و توسعه یک کُد کامپیوتری مناسب بر مبنای روش های عددی که اجازه می دهد معادلات معین در غالب یک طرح انتزاعی حل شود. لازمهٔ ناهمگنی های وسیع، معرفی ویژگی های خاص در داخل مدل های عددی که همانند ترکیب بارز عناصر یک بُعدی با یک ساختار پیوسته سه بُعدی یا نشان دادن ساختار پیوسته دوگانهٔ محیط جریان می باشد.

مشکل سوم، مرتبط با انتقال نتایج شبیه سازی شده به یک سیستم واقعی است. فرض های ساده ایجاد شده در مدل های تفهیمی و عددی باید عدم قطعیت نتایج شبیه سازی شده را آشکار کنند. به دلیل بالا بودن درجه ناهمگنی، عدم قطعیت آن ها در سیستم های کارستی نسبت به اغلب آبخوان های متخلخل غیر متراکم خیلی بیشتر است.

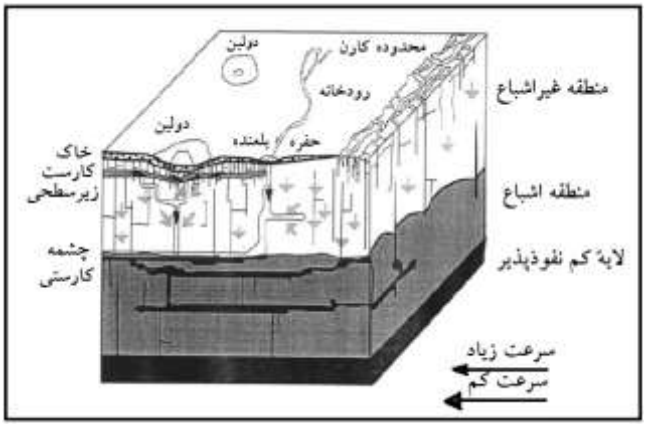
این فصل در صدد است، دستورالعمل جامعی را در مورد تکنیک های مدل سازی کارست و مشکلات مرتبط با آن تهیه نماید. این دستوالعمل جهت کمک کردن به هیدروژئولوژیست های مدل ساز در انتخاب ابزارهای مناسب برای تعیین روش های نسبتا قابل قبول برای پارامتری کردن روش ها می باشد.

۹-۱ مدل های تفهیمی سیستم های کارستی

در سیستم های کارستی هر مدل تفهیمی معقول، دارای یکپارچگی های ناهمگن و در نتیجه دوگانگی فرایندهای جریان هیدرولیکی می باشد. این ها شامل دوگانگی نفوذ، ذخیره، جریان آب زیرزمینی و فرایند تخلیه است. فرایند ساختار پیوسته (اغلب هم واژه با جریان افشان) در قطعات اصلی کم نفوذپذیر فعال هستند یا کمی شکافدار شدن لایه های سنگ آهک، وقتی که فرایندهای متمرکز جریان می تواند در شبکه مجرایی گسسته مشاهده شود. علاوه بر این، در اغلب مدل های تفهیمی سه منطقه اصلی در راستای عمودی تشخیص داده می شود. این مناطق شامل منطقه خاک و کارست زیر سطحی، غیر اشباع یا منطقه هوادهی و منطقه تحت فشار. اگرچه اکثر مدل های تفهیمی دارای ویژگی های ساختاری مشابه هستند، اما فرایندهای جریان و ذخیره، نشان دهنده وسعت تنوع آن هاست. براساس مدل تفهیمی مانژین(۱۹۷۵)، سیستم مجرایی اصلی، آب های نفوذ یافته را به سمت چشمه کارستی منتقل می کند، اما بدلیل ضعیف بودن ارتباط در فضاهای وسیع سنگ های همجوار، به عنوان یک سیستم زهکشی اضافه می شود. مانژین(۱۹۷۵)، پیوستن ذخیره به سیستم زهکشی کننده- مازاد و همچنین به عنوان مفهوم کارست زیرسطحی معرفی می شود. به عنوان مثال می توان از مناطق کم عمق و کارستی شده با نفوذپذیری بالا که دقیقا در بخش زیرین خاک قرار دارد، نام برد. او معتقد است که این منطقه مانند یک ذخیره موقتی و سیستم توزیعی برای نفوذ آب همانند آبخوان معلق عمل می کند. فرض بر این است که آب نفوذی کانال به سمت چاه های عمودی توسعه می یابد و بدین طریق به تمرکز نفوذ می افزاید. دِرُگ(۱۹۷۴و۱۹۸۰)، فرض می کند که، الگوی اصلی شکستگی سنگ، از وضیعت هندسی شبکه های مجرایی کارست پیروی می کند. درزها یک سیستم تخلخل شکافدار- دوگانه تشکیل می دهند. این شبکه شامل قطعات شکافدار در مقیاسی به اندازه های چند صد متر می باشد، که در مجراهایی با ذخیره کم و نفوذپذیری بالا گسترش می یابند. هر قطعه با کمک شکاف های کم وسعت یا شکستگی هایی با ذخایر قابل توجه همراه با نفوذپذیری ذاتی کم تشریح می شود.

مدل تفهیمی پیشنهادی از طرف کِرالی(۱۹۷۵،۲۰۰۲)، کِرالی و همکاران (۱۹۹۵)، ترکیبی از مدل های مانژین(۱۹۷۵) و دِرُگ(۱۹۸۰) است. این مدل دربرگیرندهٔ یک کارست زیرسطحی و شبکه های مجرایی با ساختار سازمان یافته مرتبط با یکدیگراست. همچنین شامل اثر

هیدرولیکی یک پارچهٔ گروهی، از ناپیوستگی های مختلف می باشد. بنا به نظر کِرالی و مورل(۱۹۷۶)، پارامترهای هیدرولیکی شامل دو نوع طبقه بندی است که به اندازه کافی می تواند بازتاب رفتار هیدرولیکی سیستم های کارستی باشد. آبخوان های کربناتی براساس واحدهای تعاملی در شبکه کانالی کارست مرتبط با یکدیگر که دارای هدایت بالا می باشد با زمینهٔ یک سنگ شکافدار با نفوذپذیری کم قابل بررسی هستند. در زمانی که مانژین(۱۹۷۵) ذخیره را به سیستم زهکش کننده – مازاد نسبت میدهد، دِرُگ(۱۹۸۰) و کِرالی (۱۹۷۵) آن را به نفوذپذیری کم زمینه (منشاء) نسبت دادند. قدرت بالای مدل تفهیمی کِرالی به این واقعیت برمی گردد که قابلیت آزمون و سنجش برایش موجود است و به تائید مدل های عددی رسیده است.(کِرالی و مورل، ۱۹۷۶ کِرالی و دیگران، ۱۹۹۵). شکل۹-۱ تصویری از طرح این مفهوم که از طرف دُارفلیگر و زاهلن (۱۹۹۵) تهیه شده است.



شکل۹-۱ مدل تفهیمی آبخوان های کارستی(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷)

۹-۲ روش های مدل سازی

امروزه دو روش مدل سازی اساسی متفاوت برای مطالعه و شرح سیستم های هیدروژئولوژیکی کارست وجود دارد.

مدل های کلی(مدل های شاخص یکپارچه) تجزیه و تحلیل ریاضی سری های زمانی تخلیه چشمه ها (هیدروگراف ها) را در بر می گیرد و اعتقاد بر این است که بازتاب جامعی(کلی) از واکنش های هیدروژئولوژیکی آبخوان های کارستی است. براساس این روش، سیستم های کارستی می تواند به عنوان مبدلی هایی که علائم(سیگنال) ورودی(تغذیه) موجود در داخل علائم خروجی(تخلیه) را تغییر شکل داده اند، مورد توجه قرار دهد. با توجه به ساده بودن نسبی تهیهٔ داده های مربوط به تخلیه چشمه، این مدل ها از ابتدای قرن گذشته تا کنون کاربرد داشته اند. روش های(تکنیک) سنتی مدل سازی کلی تغییرات مکانی در محدودهٔ آبخوان را در

نظر نمی گیرد و نمی تواند اطلاعات مستقیمی از وضیعت هندسی آبخوان، پارامتر صحرایی هیدرولیک و همچنین پارامترهای فیزیکی را پیش بینی کند. اگرچه بعضی از روش های ترکیبی با دیگر روش های اکتشافی ممکن است برای تخمین پارامترهای هیدرولیکی و فاصلهً مجرا استفاده شود، اما می توان از آن برای بدست آوردن اطلاعات مورد نیاز مدل های توزیعی جریان استفاده کرد. برای شبیه سازی فضایی حوضه های جریان آب زیرزمینی قابل اندازه گیری، استفاده از مدل های توزیعی ضرورت دارد. کاربرد روش های پارامتریک توزیعی نیازمند تقسیمات جزئی تر در قلمرو یک مدل در داخل زیر مجموعه های همگن، برای جریان آب زیرزمینی که می تواند با کمک معادلات جریان، که ناشی از قوانین اولیه فیزیکی می باشد توضیح داده شود. مدل های توزیعی می تواند هم از طریق تغییرات موقتی و فضایی، شرایط مرزی و پارمترهای هیدرولیکی مورد بررسی قرار گیرد. و بدین سبب نیازمند داشتن اطلاعات جزئی از وضیعت هندسی آبخوان، پارامترهای هیدرولیکی حوضه ای و شرایط تغذیه می باشد. این پارامترها می تواند از نتیجه گیری روش های تحقیقاتی مورد استفاده ویا از اطلاعات غیر مستقیم مدل های کلی ناشی شود.

۹-۳ مدل های کلی

اندازه گیری تخلیه نسبت به زمان در محل تخلیه آبخوان کارست اطلاعات صحیحی از رفتار هیدرولیکی کامل سیستم فراهم می کند. در ذیل دو روش تحلیلی هیدروگراف چشمه قابل تشخیص است(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷).

مدل های رویدادی منفرد ، رفتار کلی واکنش هیدرولیکی آبخوان را براساس رویداد رگباری منفرد مورد بحث قرار می دهد. این روش مورد قبول بیشتر محققان بوده که بازتاب اثر هیدرولیکی سه عامل بنیادی در واکنش کامل یک آبخوان کارستی است، این سه عامل شامل: تغذیه، ذخیره و انتقال(جریان) می باشد. اغلب روش های موجود در تجزیه و تحلیل هیدروگراف های چشمه این امکان را فراهم می سازد که پارامترهای کلی در رابطه با ویژگی های کیفی کارست شناسایی گردد. اما در رابطه با مفهوم های کمی کمکی به ما نمی کند.

هرچند اغلب این روش ها مبنای ساده ای دارند اما گاهی پیچیدگی زیادی در مخازنی که دارای تفاوت حجم آب موجود به شکل نامنظم می باشند، دارند اما همگی دربر گیرندهً پدیده های فیزیکی هستند. از سوی دیگر، بعضی از این روش ها پیش بینی های نیمه کمّی مرتبط بین الگوی واکنش کلی پارامترهای هیدرولیک را به خوبی بعضی ویژگی های هندسی یک آبخوان انجام می دهند. بنابراین " مدل های جعبه خاکستری" بیان مناسبتری نسبت به " مدل های جعبه سیاه"دارد.

تحلیل سری های زمانی به واکنش کلی هیدرولیکی سیستم های کارستی به توالی رخدادهای تخلیه مربوط است. روش های تحلیلی سری های زمانی تک وردایی (تک متغیره) از طریق تغییرات ادواری قابل شناسایی هستند.

تجزیه و تحلیل سری های زمانی دو وردایی(دو متغیره) برای تحلیل ارتباط بین پارامترهای ورودی(تغذیه) و خروجی(تخلیه) سیستم های کارستی مختلف طراحی شده اند.

این روش ها منحصراً بر مبنای عملیات ریاضی هستند، و ضرایب بدست آمده بطور مستقیم نمی تواند وابسته به پدیده های فیزیکی باشد. پیش بینی تحلیل های سری های زمانی شامل محدودیت اطلاعات است که از ویژگی های فیزیکی خود سیستم ناشی می شود. در نتیجه آن ها به عنوان مدل های جعبه سیاه معرفی می شوند. به عبارت دیگر تفسیر نتایج بدست آمده از مدل ها گاهی می تواند با بعضی از ویژگی های هیدرولیکی ویا وضیعت هندسی سیستم های کارستی مرتبط باشد.

۹-۳-۱ مدل های رخداد منفرد(مدل های جعبه خاکستری): نتایج رخداد نفوذ در بخش سطحی زمین های کارستی، در نقطه اوج یک هیدروگراف چشمه کارستی که دارای تاخیر زمانی نسبی است، نسبت به یک رخداد رگباری بوقوع می پیوندد. این نقطه اوج معمولاً می تواند به سه زیر گروه تقسیم شود (شکل۹-۲):

- بازوی بالارونده
- سیلاب فروکش
- جریان پایه فروکش

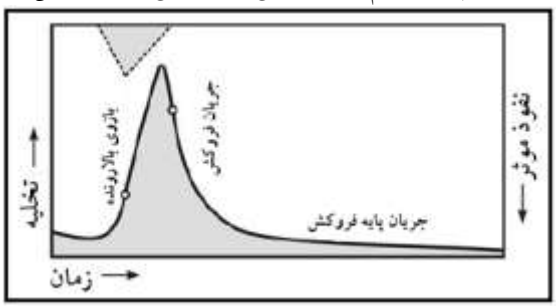
سومین گزینه بیشترین بخش پایدار هر هیدروگرافی است و اغلب بیشترین ویژگی مشخصِ واکنش کلی در یک آبخوان را نشان می دهد. این به دلیل فروکش جریان پایه است که می توان فرض را بر این گذاشت، که تغییرات مکانی و موقتی نفوذ کمترین اثر را بر این بخش از هیدروگراف دارد.

میلیت(۱۹۰۵)، پیش بینی منحنی فروکش جریان پایه را از روش ریاضی تشریح کرده است. بر این اساس کاهش در حجم یک مخزن و فرض هایی که نشان میدهد تخلیه یک چشمه تابعی از حجم مخزن می باشد. این حالت به شکل زیر با استفاده از یک معادلهٔ نمایی قابل تشریح است :

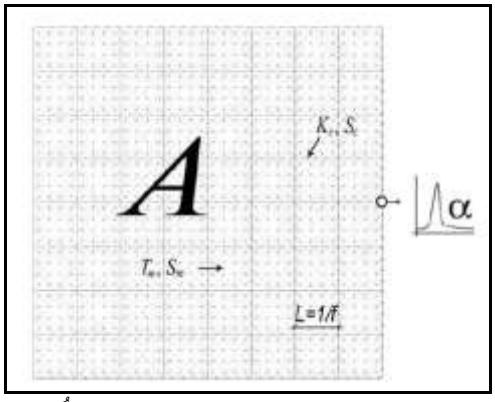
$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

در این رابطه: Q_t تخلیه(LT^{-1}) در زمان t ، Q_0 شروع تخلیه (LT^{-1}) در زمان قبل از آن، α ضریب فروکش(T^{-1}) است که معمولاً به صورت روز/۱ بیان می شود. هیدروگراف تخلیه بر

روی یک کاغذ نیمه لگاریتمی که از یک خط مستقیم با شیب α در شرایط مطلوب ترسیم می شود. این معادله برای تشریح فروکش جریان پایه در سیستم های کارست مناسب است. براساس مطالعات کُواکس(۲۰۰۳) و کُواکس و همکاران(۲۰۰۵)، ضریب فروکش جریان پایه برای استخراج اطلاعات مهم دربارهٔ پارامترهای هیدرولیکی آبخوان و مشخصه های شبکه جریان قابل استفاده است. براساس نظریات محققان ذکر شده پیش بینی قواعد تحلیلی بر مبنای مدل های ساده تفهیمی می باشد که در برگیرندهٔ شبکه منظم با قابلیت نفوذپذیری بالا در مجراهایی با یک منشاء نفوذپذیری کم هیدرولیکی مرتبط می باشد (شکل۹-۳).

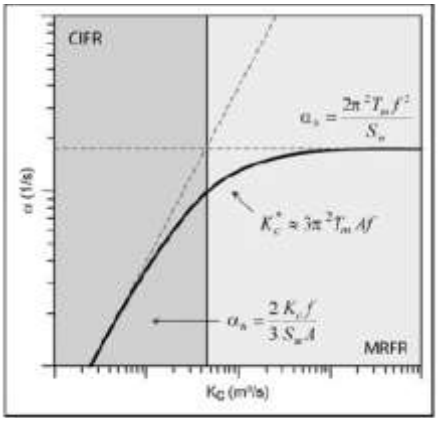


شکل۹-۲ ویژگی های عمومی اوج هیدروگراف چشمه، نقاط سفید نشانگر نقاط عطف می باشد که مطابق با حداکثر نفوذپذیری و انتهای یک رخداد نفوذ است(کِرالی ،۱۹۹۸ و اقتباس از کُواکس،۲۰۰۳)

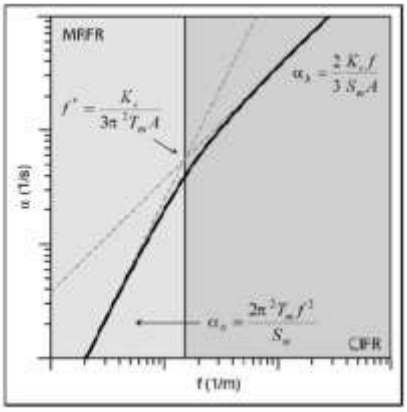


شکل۹-۳ مدل تفهیمی سیستم های کارستی بر اساس مطالعهٔ کُواکس(۲۰۰۳) و کُواکس و همکاران(۲۰۰۵). مشخصهٔ پارامترهای مدل شامل: قابلیت انتقالِ با منشاء نفوذپذیری کم ($Tm[L^2T^{-1}]$)، ضریب ذخیره با منشاء نفوذپذیری کم($Sm[-]$)، قابلیت هدایت مجراهای کارست یا شکستگی ها($Kc[L^3T^{-1}]$)، ضریب ذخیره مجراهای کارست($Sc[L]$)، وسعت مکانی آبخوان($A[L2]$) و فراوانی مکانی مجراهای کارست($f[L^{-1}]$).

ضریب فروکش تخلیه چشمه کارستی در واقع بازتاب یک سیستم از پارامترهای هیدرولیکی و ساختاری شبکه مجرایی با منشاء نفوذپذیری کم می باشد. مطالعات عددی محققان ذکر شده نشان می دهد که تنها با یک رابطه نمی توان تبعیت ضریب فروکش بر روی ویژگی های آبخوان را تشریح کرد، اما قابل ذکر است که دو اصل فیزیکی متفاوت بر مبنای ترکیب جامع پارامتر هندسی و هیدرولیکی حوضه ها دارای اهمیت می باشد(شکل۹-۴،۹-۵).



شکل۹-۴ نمودار، تصویری از ارتباط بین ضریب فروکش با هدایت مجرایی بر روی کاغذ تمام لگاریتمی.Kc نمایشگر مقادیر آستانهٔ هدایت مجرایی است. مقادیر بالاتر ماترکس(زمینه)- مهارشده جریان پایه (MRFR)و مقادیر کمتر مجرا – القایی جریان پایه را ایجاد می کند(CIFR)(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷).



شکل۹-۵ نمودار، تصویری از ارتباط بین ضریب فروکش با فراوانی مجرایی بر روی کاغذ تمام لگاریتمی.*f نشان دهندهٔ مقادیر آستانه در تعداد فراوانی مجرایی است. مقادیر بالاتر مجرا – القایی (CIFR)، و مقادیر کمتر ماتریکس(زمینه)- مهارشده جریان پایه(MRFR)ایجاد می کند، (روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷).

منحنی فروکش جریان پایه سیستم های کارستی، بوسیلهٔ پارامترهای هیدرولیکی با منشاء نفوذپذیری کم و وسعت مجرایی کنترل می شود. این جریان مشروط بر این است که دارای رژیم جریان ماتریکس(زمینه)- مهار شده (ورقه ای) (MRFR) باشد. ضریب فروکش جریان پایه سیستم های کارستی از رابطهٔ زیر بدست می آید:

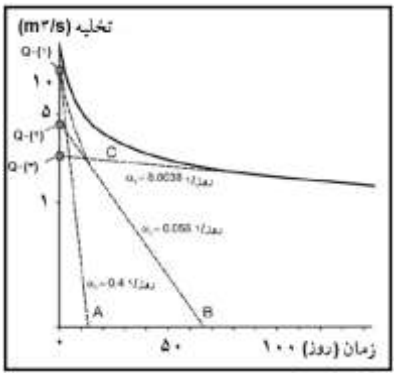
$\alpha_b = (2\pi Tmf^2)/S_m$

منحنی جریان پایه در سیستم های شکافدار و سیستم های کارستی شدهٔ ضعیف تحت تاثیر پارامترهای هیدرولیکی شکستگی ها ویا مجرایی، قطعاتی با نفوذپذیری کم، وسعت شکستگی و وسعت آبخوان است. شرط این جریان مانند رژیم جریانی مجرایی - القایی(CIFR) می باشد. فروکش جریان پایهٔ سیستم های شکسته شده از طریق زیر قابل محاسبه است:

$\alpha_h \approx (2/3)(K_c f/S_m A)$

اهمیت قواعد و فرمول های تحلیلی این هیدروگراف ها، در پتانسیل خود آن ها برای پیش بینی پارامترهای ورودی بسیار مهم و نیاز به مدل های توزیعی جریان آب زیرزمینی نهفته است. آن ها اغلب بعضی از مشخصه های بنیادی فرایند فروکش در سیستم های هیدروژئولوژیکی بسیار ناهمگن را آشکار می کنند، از داده های هیدروگراف چشمه امکانی برای تخمین پارامترهای آبخوان و وسعت مجرایی ایجاد می شود.

فُورکاسیویتز و پالُک(۱۹۶۷)، با توسعهٔ رابطه میلیت فرایندهای فروکش را از طریق تجزیهٔ بازوی بالا رونده تا اوج منحنی به صورت سه بخش نمایی تفکیک کردند(شکل۹-۶)



شکل۹-۶ روش تجزیه منحنی های فروکش

پیش بینی این محققان از این سه جزء، بازتابی از سه مخزن منفک از یکدیگر و به منزلهٔ یک شبکهٔ مجرایی در یک سیستم میان مرحله ای کارستی شدهٔ شکستگی های یکپارچه-خوب، و یک شبکه با شکاف های باریک و منافذی با نفوذپذیری کم می باشد. اگر چه تجزیه و تحلیل هیدروگراف چشمه شبیه سازی شده اما با مدل های عددی بوسیلهٔ کِرالی و مورل(۱۹۷۶) و

سپس اِیسن لوهر و همکاران(۱۹۹۷) نشان داده شده است که در این مدل بخش های مختلف نمایی هیدروگراف ضرورتی ندارد که با ظرفیت های آبخوان و هدایت هیدرولیکی متفاوت، مطابقت داشته باشد. مخازن سه نمایی می توانند با هیدروگراف یک سیستم کارستی که فقط از دو دسته هدایت هیدرولیکی تشکیل شده است، متناسب باشند. نمای میان مرحله ای می تواند فقط نتیجه محدودهٔ جریان موقتی(گذرا) در مجاورت شبکه کانالی با هدایت هیدرولیکی بالا باشد. محققان دیگر برای تشریح فرایندهای فروکش پیشنهاد کردند از توابع مختلف ریاضی استفاده کنند. درُگ(۱۹۷۲) ، تمامی فرایندهای فروکش را با کمک یک رابطهٔ هذلولی شکل منفرد توضیح داد. در مقابل، مانژین(۱۹۷۵)، دو جزء را بر روی منحنی فروکش تشخیص داد و آن ها را به هم مرتبط کرد. که آن ها به ترتیب تخلیه از بخش غیر اشباع و تخلیه از بخش اشباع می باشند.

۹-۳-۲ تجزیه و تحلیل سری های زمانی

سری های زمانی با استفاده از تجزیه و تحلیل ریاضی، واکنش سیستم های کارستی را نسبت به رخدادهای بارش متوالی می تواند مورد بررسی قرار دهد. از آن جایی که این روش ها منحصراً برمبنای عملکردهای ریاضی هستند، اطلاعات پیش بینی شده بر اساس کارکرد فیزیکی سیستم های کارستی کافی نمی باشد، و اساساً به منظور جمع آوری اطلاعات و پیش بینی های مختلف مورد استفاده می باشد. عمدتا بیشتر روش های تحلیلی سری های زمانی از طرف جینکینز و واتز(۱۹۶۸) توسعه یافته است، و کاربرد آن در سیستم های کارست توسط مانژین (۱۹۷۱-۱۹۸۴) تنظیم شده است. تجزیه و تحلیل متداول سری های زمانی از هر دو روش تک وردایی(یک متغیره)(همبستگی-خودکار، تجزیه و تحلیل طیفی) و دو وردایی(همبستگی متقابل، تجزیه و تحلیل طیفی متقابل) استفاده می شود. روش های دو وردایی نشان دهندهٔ ساختار مخصوص سری های زمانی است(هیدروگراف). ولی روش های دو وردایی تغییر شکل یک تابع ورودی در داخل تابع خروجی را تشریح می کند(بارش ویا تخلیه). روش همبستگی خودکار ابزاری برای شناسایی تعداد زیادی از مشخصه های یک سریِ زمانی تخلیه، تغییرات ادواری جز به جز است(مانژین ۱۹۸۲، گراسو و جینین۱۹۹۴).

تجزیه و تحلیل طیفی، پتانسیل قابل توجهی را به عنوان یک ابزار قدرتمند برای تجزیه و تحلیل سری های زمانی به شکل متناوب را فراهم می کند(مانژین،۱۹۸۴).

روش های همبستگی متقابل، این امکان را می دهد تا سری های زمانی تخلیه چشمه و بارش را مقایسه کمّی کرد. از میان روش های تهیه اطلاعات دربارهٔ ارتباط قوی بین دو سری زمانی و زمان تاخیری می توان روش همبستگی متقابل را برتر دانست (مانژین۱۹۸۴،۱۹۸۲،۱۹۸۱، گراسو۱۹۹۸،گراسو و جینین۱۹۹۸).

در صورتیکه سیستم های ماندگار(پایا) و خطی، به عنوان یک تابع انتقال قابل تعریف است، که این تابع معرف، بازتاب فرایندهای فعال سیستم می باشد. روش شناسایی تابع انتقال در یک سیستم ناشناخته بدون پیچیدگی شناخته می شود. با فرض تصادفی بودن تابع ورودی، همبستگی نگاشت متقابل از نظر تابع انتقال سیستم می تواند قابل توجه باشد(مانژین ۱۹۸۴).

سری های زمانی تخلیه امکان نمایش نا پایا در آمارهایشان وجود دارد. زیرا نشان دادن علائم متناوب در این سری ها حاکم است. این علائم می تواند هم در کثرت و هم در فراوانی، تغییراتی را در یک دوره زمانی بسیار طولانی نشان دهد. اولین امکان برای تجزیه و تحلیل ناپایای سری های زمانی، با مبدل پنجره ایی فوریه که استفاده معینی در اندازه یک روزنه دارد، و گذاشتن آن در راستای سری ها قابل محاسبه خواهد بود. این اطلاعات از طریق فراوانی محلی سازی پیش بینی خواهد شد ، اما باز هم منوط خواهد بود به اندازه روزنه استفاده شده، و این منجر به یک ناهماهنگی رفتاری در انواع فراوانی ها می شود (روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). تجزیه و تحلیل موجک از طرف گروسمان و مُرلت(۱۹۸۴) ارایه گردید، آن ها کوشش کردند این مشکل را از طریق تجزیه کردن سری های زمانی در داخل دوره زمان ویا فراوانی بطور همزمان حل کنند. تغییر شکل پیوستگی موجک از درهم پیچیدگی سری های زمانی همراه با یک درجه بندی و یک نسخه انتقالی تابع موجک تعیین شده است(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). تجزیه و تحلیل موجک متشکل از گزینه ای در هیدرولوژی کارست برای تجزیه و تحلیل طیف و همبستگی است. با تغییر مقیاس موجک و گذاشتن موجک در راستای سری های زمانی، می توان مفهوم یک تصویر را هم در رابطه با، کثرت در مقایسه با مقیاس تعدادی از علائم تناوبی و هم میزان تغییرات این کثرت را در واحد زمان به نمایش در آورد.

۹-۴ مدل های توزیعی

ناهمگنی مکانی آبخوان های کارستی بر مجزا کردن سیستم هیدروژئولوژی در درون زیر واحدهای همگن که هر کدام مشخصهٔ پارامترهای هیدرولیکی خودش را داراست، تاکید دارد.

مجزا سازی حجم یک سنگ از طریق تفکیک سازی معادلات دیفرانسیل جریان آب زیرزمینی قابل تشریح است. رابطهٔ اصولی، بیان کنندهٔ جریان آب زیرزمینی گذرا در محیط اشباع از رابطه عمومی و بر گرفته از قانون دارسی (بقای مُمنتُم یا تکانه) و روابط پیوستگی(بقای جرم) چنین محاسبه می شود: این رابطه

$$S(\partial H/\partial t)=\nabla(K\nabla H)+i$$

در اینجا: S ضریب ذخیره[L^{-1}] ، K هدایت هیدرولیکی [LT^{-1}] ، H بار هیدرولیکی[L]، t زمان [T] و i جزء ثابت می باشد.

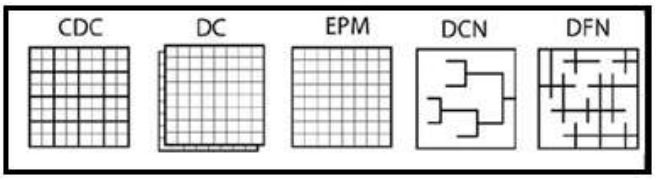
دو نوع روش مجزا سازی در هیدروژئولوژی وجود دارد که بطور گسترده مورد استفاده قرار می گیرد، این دو روش عبارتند از:

روش تفاضل محدود که متشکل از زیر بخش هایی از قلمرو مدل، در درون سلول های مستطیلی است. این روش در واقع مشتق های جزیی هستند که پس از تخمین زدن از طریق تفاضل های ساده بین یک عدد معلوم در مجاورت رأس ها، گره ها ویا در مرکز هر سلول تعیین محل شده اند. بر طبق روش عناصر محدود؛ قلمرو مدل، دارای زیر بخش هایی در داخل شبکهٔ نا منظم مثلثی ویا عناصر محدود چهارضلعی هستند. عملگرهای دیفرانسیلی تقریباً تحلیلی هستند و شامل مقادیر زیادی انتگرال برای هر عنصر می باشد. دراین روش اشکال مختلفی به صورت ترکیبی از عناصر یک ، دو و سه بُعدی مانعی ندارد و بدین ترتیب مجزا سازی مناسب و ویژگی های ابزاری تفکیک کردن در داخل مدل به آسانی فراهم است. تشریح جزئیات این دو روش (تفاضل محدود و عناصر محدود) از طریق مطالعات اندرسون(۱۹۸۲) قابل پی گیری است.

سیستم معادلاتی از طریق ماتریس معکوس که نیازمند تفکیک مکانی است، بوجود می آید. این می تواند به راحتی کامپیوتری شود و بدین ترتیب مجزا سازی مکانی اجازه می دهد شبیه سازی های جریان آب زیرزمینی درسیستم های پیچیده هیدروژئولوژیکی انجام گیرد.

حل یک سیستم معادلاتی نیازمند تعیین شرایط مرزی (برای مشکلات جریان گذرا) و شرایط اولیه است. شرایط مرزی شامل تعریف پتانسیل هیدرولیکی (بار مرزی) و یا مقادیر امتدادی (مرز امتدادی) در راستای دامنهٔ مرزها می باشد. شرایط اولیه شامل پراکندگی مکانی تابع نامعلوم، و معمولاً از نقشه های هم پتانسیل یا از جریان آب زیرزمینی ماندگار شبیه سازی شدهٔ قبلی بدست می آید. پارامتر تعمیم یافته مدل های جریان آب زیرزمینی دارای دو مفهوم اساسی هستند. بررسی مفهوم تفکیکی جریان در شکستگی ها یا مجراهای مجزا صورت می گیرد. در مقابل، مفهوم پیوستگی در واژه های ناهمگنی پارامترهای موثر مدل و توزیع مکانی آن ها معنی پیدا می کند. این مفاهیم در داخل پنج گزینه از روش های مدل سازی قابل ترکیب هستند، بر این اساس ویژگی های هدایت و مشخصه های هندسی در مدل را به تصویر می کشند (روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷) (شکل۹-۷). این پنج گزینه:

- روش شبکه شکستگی مجزا (DFN)
- روش شبکه کانال مجزا (DCN)
- روش محیط متخلخل هم ارز (EPN)
- روش پیوستگی دوگانه (DC)
- روش پیوستگی مجزای ترکیب شده(هیبرید) (CDC)

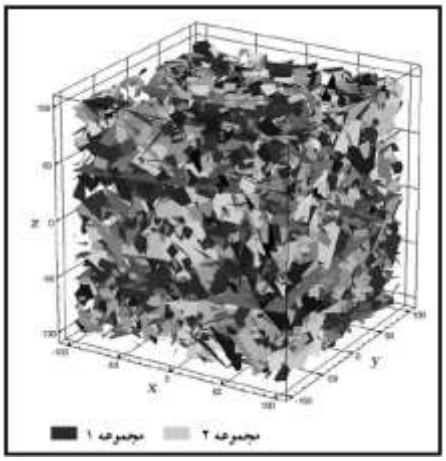


شکل۹-۷ طبقه بندی توزیعی روش های مدل سازی کارست

پارامترهای فیزیکی محیط جریان، می تواند مستقیماً یا غیر مستقیم از مشاهدات صحرایی واقعی (مدل های جبری) ویا از متغیرهای تصادفی مشخص شود. هر روش به ترتیب مزیت و محدودیت هایی دارد و انتخاب روش مناسب مدل سازی امکانات بسیار مهمی در مورد پیامد شبیه سازی می دهد.

۹-۴-۱ روش شبکه شکستگی مجزا

بر اساس این روش، بطور حتم مجموعه شکستگی ها از لحاظ نفوذ بسیار مهم هستند. در محیط زمینه ای(ماتریکس) فرض بر این است که نفوذپذیری کمی موجود است. این مفهوم ساده شدهً یک سیستم شکافدار در داخل یک شبکه دو بُعدی صفحات شکستگی می باشد (شکل۹-۸).



شکل۹-۸ نمونه ای از روش شبکه شکستگی مجزا که شامل دو مجموعه شکستگی است

این روش عمدتاً در آبخوان های شکسته شده قابل اجرا است. روش های DFN در به تصویرکشیدن کانال های کارستی تسهیلاتی ایجاد می کند که از طریق عناصر یک بُعدی یا با افزایش محدوده های قابلیت انتقال(T) که فقط در امتداد شکستگی های منفرد دارای منافذ خالی انحلالی است، ارائه می گردد(درشویتز و همکاران،۲۰۰۴).

قابلیت انتقال(T)(L^2T^{-1}) یک شکستگی منفرد را می توان با استفاده از قانون مکعب (اسنو،۱۹۶۵) به شکل زیر بیان کرد(شکل۹-۹):

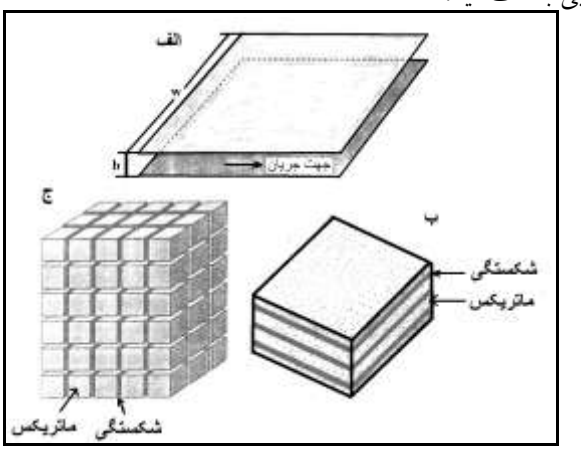
$$T=a^3\rho g/12\mu$$

در این رابطه:a میزان پهنای(فراخی دهانه)شکستگی(L)، μ گرانروی دینامیکی آب($ML^{-1}T^{-1}$) ،ρ چگالی سیال (ML^{-3}) و g شتاب ثقل (LT^{-2}) می باشد. قانون مکعب برای جریان آرام(ورقه ای) در شکستگی های باز یا بسته تعریف می شود(ویترسپون و همکاران،۱۹۸۰). ضریب ذخیره در یک شکستگی منفرد که فرض می شود فقط آب در آن تحت فشار است، از رابطهٔ زیر بدست می آید:

$$S_f = (\rho g/E_w)a$$

در این رابطه: S_f ضریب ذخیره، E_w کشسانی آب($ML^{-1}T^{-2}$) و دیگر پارامترها همانند رابطه بالا است.

قانون مکعب بر اساس سرعت های توزیع سهمی شکل در بین صفحات موازی هموار(صاف) مطرح است. البته این شرط بندرت در فضای طبیعی میان صفحات شکستگی اتفاق می افتد. معمولاً شکستگی های طبیعی ناهموار، زبر، ناهمگن و پُرپیچ و خم هستند. از این رو قانون مکعب شکافدار(روزنه ای) می تواند دلیلی بر برآورد ذخیره کم و برآورد سرعت بالا باشد. بر اساس این استدلال، ترجیح داده می شود که ویژگی های ناشی از شکستگی ها بطور مستقیم از تجربیات صحرایی بدست آید.



شکل۹-۹ مدل صفحه موازی (الف)، مدل دسته ای از صفحات موازی(ب) مدل صفحه های متقاطع و موازی(ج)

تست های پاکر اطلاعاتی از قبیل قابلیت انتقال آب، تست های تداخلی تخمین ذخیره و تست های ردیابی تعیین وضیعت انتقال شکاف را فراهم می آورد.

اولین مدل سازی دو بُعدی DFN در شبکه های شکستگی مصنوعی با استفاده از یک حل کننده عددی طراحی گردید(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). شبکه های شکستگی به روش آماری تصادفی با کاربرد فرایند مونت کارلو (رجوع شود به کتاب آب شناسی کاربردی، انتشارات دانشگاه پیام نور) به کار گرفته شد. لانگ و همکاران(۱۹۸۵) یک مدل سه بُعدی DFN را طراحی کردند و جریان ماندگار در آن شبیه سازی شد، این شبیه سازی برمبنای نظریه سادهٔ شکستگی های راست گوشه تنظیم شده است. آندرسون و دِورستورپ(۱۹۸۷) مدلی از یک نمونه مطالعاتی را برای شرایطی که آمارهای اصلی آن از داده های صحرایی مجموعه های شکستگی جمع آوری شده بود، ارائه نمودند.

بر این اساس فرایند مونت کارلو، احتمالاً توابع تراکمی با داده های صحرایی تشریحی اندازه گیری شده اند. مانند وسعت، طول، راستا و مجموعه های شکستگی (شکاف)روزنه ای که بر روی استریونت شناسایی می شوند. پارامترهای نمونه برداری شده از این توزیع های آماری، شکستگی های منفرد و مجزا در مدل را تعیین می کند. با فرض یک توزیع نمایی منفی از وسعت شکستگی، ابتدا مراکز صفحهٔ شکستگی ایجاد می شوند(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). سپس اندازه های شکستگی ، معمولاً از نمونه برداری توابع توزیعی لوگ نرمال تعیین می شود. جهت گیری های شکستگی معمولاً یک توزیع فیشر را به نمایش می گذارد، در صورتیکه قابلیت های انتقال شکستگی پیامد یک توزیع لوگ نرمال است.

از مزیت های مهم مدل های DFN قابلیت آن ها در بازتاب محفظه ای شدن پدیده های تجربه شده می باشد که در مجموعه فراوانی از مطالعات محلی دیده شده است (روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷).

محفظه هایی در مجاورت توده های سنگی که تفاوت های مهم آشکاری در بارهای هیدرولیکی دارند، موجود هستند(تا ۱۰۰ متر اختلاف در چند متر فاصله). رابینسون(۱۹۸۴) اثبات کرد، یک عدد مرزی وجود دارد که تاکیدی بر نشت در مسیر میان برها است. در نتیجه این محفظه ها در شبکه شکستگی تراکم کافی ندارند. پیوستگی هیدرولیکی مفروض از مفهوم محیط متخلخل

ما بین همهٔ نقاط در محدوده شبیه سازی شده نمی تواند بازتاب پدیده محفظه ای شدن باشد. یکی از بیشترین پیامدهای انتقاد آمیز روش DFN نیاز به داده های بسیار زیاد است. هم زمان با اندازه گیری های درون چاه می توان وسعتِ شکستگی، پراکندگی های قابلیت انتقال و جهت گیری را تخمین زد. پارامترهای اندازه های شکستگی معمولاً قابل اعتماد نیستند. حداکثر محدودیت محاسباتی در تعداد شکستگی های شبیه سازی شده به ترتیب از $۱۰^۴$ تا $۱۰^۵$ می باشد. پراکندگی های مقدار(اندازهٔ) شکستگی معمولاً کامل نبوده و شکستگی هایی با اندازه

کوچک در این مدل به نمایش گذاشته نمی شود. این نتایج در یک تخمین نادرست از عملکرد ذخیره و به نشتی، باعث می شود تا در مدل قطعات زمینه ای(ماتریکسی) مصنوعی اجرایی گردد. با توجه به نتایج پارامترهای شکستگی از یک روش عمومی تصادفی، می توان دریافت که مدل دربرگیرندهٔ عدم قطعیت مکانی قابل توجه ای است.

۹-۴-۲ روش شبکه مجرایی مجزا(DCN)

روش DCN شبیه سازی جریان در شبکه های لوله های یک بُعدی مجراهای کارستی ویا بین مراکز شکستگی را به نمایش می گذارد. شبکه مجرای ADCN موقعیت صحرایی که در یک مقیاس محلی نمایش داده شده است را می تواند قاطعانه برقرار کند. و نیز می تواند از شبکه های تصادفی DFN با کمک تغییر شکل های هندسی موقعیت صحرایی ذکر شده را ایجاد کرد. فرمول های ریاضی در رابطه با سرعت متوسط در جریان ورقه ای در مجراهای یک بُعدی را می توان از قانون هاگن-پویزول بدست آورد:

$$\upsilon = - r^2/8\ \rho g/\mu\ \vec{I}$$

در این رابطه r شعاع مجرا (L) و I بُردار شیب هیدرولیکی می باشد. قابلیت هدایت یک پارامتر یک بُعدی است که با استفاده از قانون پویزول به شکل زیر نوشته می شود:

$$K_c = \pi r^4 \rho g/8\mu$$

رابطهٔ ریاضی برای جریان آشفته در مجراهای یک بُعدی با استفاده از قانون اصطکاکی دارسی-وایسباخ به شکل زیر می باشد:

$$Q = - K'Ac\sqrt{I}$$

در این رابطه K' هدایت هیدرولیکی موثر در جریان آشفته(LT^{-1})، A مساحت سطح مقطع (L^2) و $\vec{I}$ گرادیان هیدرولیکی(-) می باشد. لوئیس(۱۹۶۸) بیان می کند، رابطه هدایت هیدرولیکی موثر برای جریان لوله ای که کاملاً تحت فشار است به شکل زیر می باشد:

$$K' = 2\log(1.9\ D_h/\varepsilon)\sqrt{2gD_h}$$

در این رابطه $D_h=4R_h$ است که قطر هیدرولیکی است(L) و ε اندازه مطلق ناصافی و زبری در امتداد دیوارهای مجرا(L) ، رابطهٔ هدایت هیدرولیکی موثر برای جریان لوله منقبض نشده (هواده) به شکل زیر است:

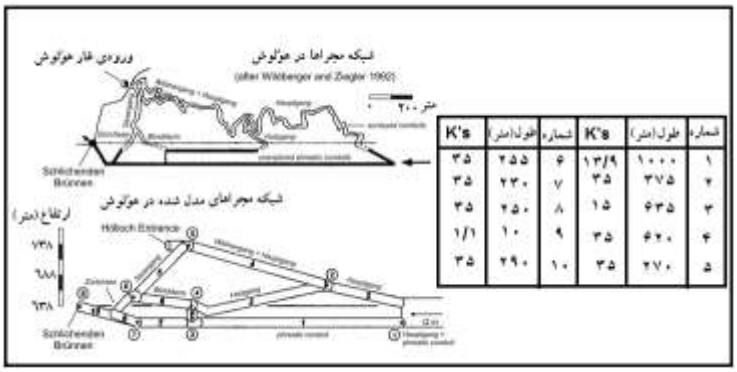
$$K' = K_s R_h^{2/3}$$

در این رابطه K_s ضریب استریکر($L^{1/3}T^{-1}$) که وابسته به درجه زبری است، R_h شعاع هیدرولیکی(از تقسیم سطح مقطع بر محیط ترشده بدست می آید)(L) می باشد.

ضریب ذخیرهٔ یک مجرا فقط از طریق تراکم(فشار) آب تعیین می شود که از رابطهٔ زیر قابل محاسبه است(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷):

$S_c=(\rho g/E_w)r^2\pi$

در مقایسه، بطور خلاصه این فرمول ها در راستای مطالعات موردی برای کاربردشان از طرف جینین و میرچل(۱۹۹۵) و جینین(۲۰۰۱) پیش بینی شده است. این محققان یک مدل دو بُعدی جریان–لولهٔ کاملاً فشرده شده در غار هولوش در سوئیس به منظور شبیه سازی جریان آب زیرزمینی برای شرایط مختلف تخلیه ابداع و به انجام رساندند(شکل۹–۱۰). ویژگی های هندسی مجراها از مشاهدات صحرایی ناشی می شود. مدل براساس یک سری اندازه گیری های بار و تخلیه در مجراها واسنجی می گردد. این مطالعه اثبات کرد که چگونه سرریز مجراها با هدایت آبخوان زمانیکه فعال می شوند، تغییر می کند. این نتایج در سیستم غیر خطی وسیع مشاهده می شود.



شماره	طول (متر)	K's	شماره	طول (متر)	K's
۱	۱۰۰۰	۱۳/۹	۶	۲۵۵	۳۵
۲	۳۷۵	۳۵	۷	۲۳۰	۳۵
۳	۶۳۵	۱۵	۸	۲۵۰	۳۵
۴	۶۲۰	۳۵	۹	۱۰	۱/۱
۵	۲۷۰	۳۵	۱۰	۲۹۰	۳۵

شکل۹–۱۰ مدلDCN از بخش پایاب غار هولوش (Muotatal) در سوئیس (جینین،۲۰۰۱) ، پارامتر K's هم ارز K'A می باشد.

هدایت هیدرولیکی موثر مجراهای کارستی در محدودهٔ بین یک تا ۱۰ متر بر ثانیه تغییر می کند و رابطه لوئیس(۱۹۶۸) در چنین شرایطی برای محاسبه افت بار کافی است.

کاربرد دیگر روش DCN برای نشان دادن شبکه های شکستگی است(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷).

شکستگی ها معمولاً با عناصر یک بُعدی مرتبط است و با میان بُرهای شکستگی به تصویر کشیده می شود. زمانیکه اطلاعات مکانی موجود نباشد نیاز به جریان شکستگی مطرح است، شبکه های شکستگی DCN این امکان استفاده را ارائه می دهد. شبکه های DCN از مدل های DFN ناشی شده که به درستی می تواند همهٔ رفتارهای انتقالی سیستم های شکافدار را نشان دهد، و همچنین می تواند برای برطرف کردن موانع شبیه سازی منحنی ها استفاده شود. تغییر شکل شکستگی ها در داخل لوله های یک بُعدی به تخمین پهنای موثر لوله نیازمند است، که

پس از آن پارامتر واسنجی نیز مطرح می شود. کیفیت مدل های DCN در این مورد قویاً وابسته به کیفیت مدل DFN می باشد زیرا از آن ها به وجود آمده است.

۹-۴-۳ روش محیط متخلخل هم ارز(EPM)

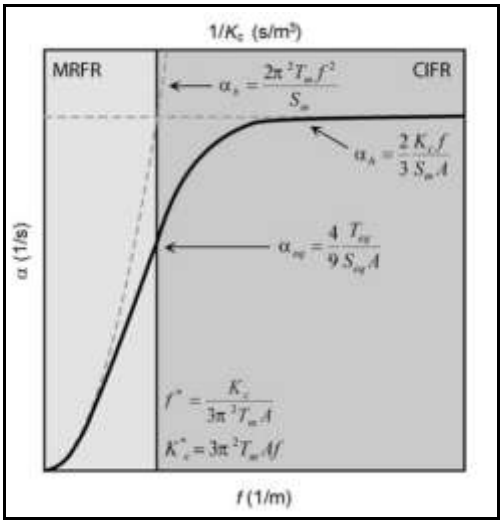
روش EPM در واحدهای مجزای یک اندازه مورد استفاده قرار می گیرد. این تاکیدها نشانگر این است که اغلب حجم اولیه در کل قلمرو مدل ثابت می باشد و دربر گیرندهٔ یک تغییر ناچیز در پارامترهای هیدرولیکی آبخوان، بین مجزا سازی و واحدهای مجاور است. این شرطی است که بندرت در سیستم های کارستی دیده می شود.

جانشینی سنگ های ناهمگن قدرتمند با محیط متخلخل هم ارز(این تغییر شکل به صورت بالا رونده انجام می گیرد) مدت هاست که نظر هیدروژئولوژیست های فعال در زمینهٔ هیدرولوژی سنگ های شکسته شده در صحرا را به خود جلب کرده است. اُدا(۱۹۸۵) روشی را برای محاسبه ویژگی های EPM از طریق شبکه های شکستگی ابداع کرد. روش اُدا تاکیدی بر یک شبکه شکستگی بر مبنای شبکه های کوچک چهارضلعی متقاطعEPM است و ویژگی های روش EPM برای هر سلول این شبکه به ویژگی های شکستگی که در آن سلول نگهداری می شود، وابسته است. در نتیجه به عنوان مثال نفوذپذیری هم ارزی در چنین سلول ویژه ای مطرح است. مجزاسازی دقیق، رفتار هیدرولیک و انتقال در محیط شکسته شده را دوباره ایجاد می کند. اگرچه برای مجزاسازی های سودمند در درشت نمایی ده ها ویا صدها متر، اُدا نتایج تخمینی با دقت کمتری را تهیه کرد.

اختلاف های رفتار هیدرولیکی در رژیم جریان گذرا(موقتی) بین شکافدار شدن و سیستم های هم ارز متخلخل و کارستی بوسیلهٔ کُواکس و همکاران،۲۰۰۵ اثبات شده است. این محققان اثبات کردند که سیستم های متخلخل بطور آشکار با رفتار هیدرولیکی موقتی که از محیط کارستی شده ناشی می شود، اختلاف اساسی دارند. واکنش کلی مدل های EPM مطابقت با جریان گذرا بین جریان زمینه- مهارشده و مجرا- القایی دارند(شکل۹-۱۱).

کاربرد مدل های EPM برای جریان های ماندگار برای حل یکی از مشکلات هیدروژئولوژی کارست عمدتاً از طریق محدود کردن مجزا سازی استفاده می شود.

مدل های EPM جریان گذرا(موقتی) بازتاب ناموفق رفتار هیدرولیک کارستی است. در نتیجه، روش EPM اصولاً برای مدل سازی سیستم های هیدروژئولوژی کارست که کاربردهایی با طیف وسیع بیش از حد دارد، ناکافی است.



شکل۹-۱۱ انواع ضرایب فروکش برای مدل های هم ارز پیوستگی- مجزا. مدل های EPM با جریان گذرا بین جریان زمینه- مهارشده و مجرا- القایی مطابقت دارند، و به عنوان نقطه عطف منحنی ضریب فروکش معرفی می شود(روش ها در هیدروژئولوژی کارست، ۲۰۰۷)

۹-۴-۴ روش پیوستگی دوگانه(DC)

برای طراحی مدل های CDC یا DCN بیشترین مشکلات مربوط به جمع آوری داده ها می باشد، و در ضمن یکی از موارد عدم توانایی روش EPM ، به حساب آوردن ناهمگنی های قوی آبخوان های کارستی است. این مساله در توسعهٔ روش DC بسیار موثر بوده است، که می تواند ویژگی های کارستی خاص را شبیه سازی کند، بدون اینکه نیاز به جزئیات اطلاعات و معلوماتی از قبیل وضیعت هندسی شبکه مجرایی داشته باشد.

اولین راه حل عددی مورد استفاده در روش DC از طرف تِوُتش(۱۹۸۸) ارائه شد، که قبلاً توسط بارنبلات و همکاران(۱۹۶۰) مفهوم های اصلی این روش به کار گرفته شده بود (شکل۹-۱۲). در یک مدل پیوستگی دوگانه شبکه مجرایی و محیط شکافدار هر دو بوسیلهٔ فرمول های پیوستگی ارائه می گردد. تبادل بین دو عامل آب و جسم حل شده بر مبنای اختلاف بار هیدرولیکی بین آن ها، با استفاده از واژه تبادل خطی محاسبه شده است. معادلات جریان برای دو محیط مجزا امکان فرموله کردن را به شکل زیر فراهم می کند:

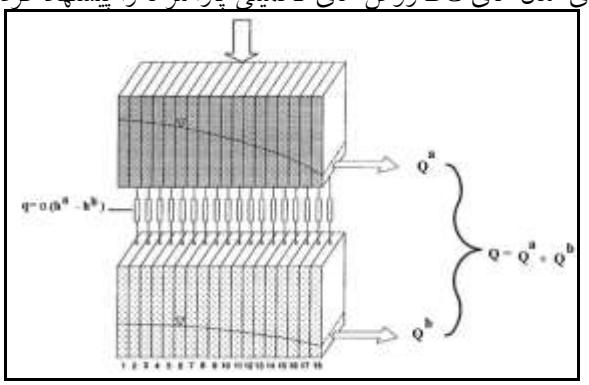
$$\nabla(K_i \nabla H_i) = S_s^i(\partial H_i/\partial_t) + Q_i \pm \alpha_{ex}(H1 - H2)$$

در اینجا i شناساننده محیط مطالعه شده است، و آخرین جمله تبادل امتداد تغییرات بین دو عامل آب و جسم حل شده در آن را از طریق اختلاف بار هیدرولیکی ضربدر یک ضریب تبادل جریان ماندگار تجربی(α) می توان به شکل زیر محاسبه کرد:

$q_{ex}=\alpha_{ex}(H_1 - H_2)$

پارامتر α ($L^{-1}T^{-1}$) مشخصهٔ نسبت انتقال سیال در بین دو محیط، که مرکب از منطقهٔ تبادل هدایت هیدرولیکی و عوامل هندسی می باشد.

مقدار جریان در یک گره (مانند تخلیه چشمه)، می تواند از جمع جریان های دو محیط مختلف برآورد گردد، چنانچه بطور جداگانه در دو محیط، مقادیر بار مشاهده شده باشد. اگرچه مفهوم DC می تواند به اندازه کافی در رفتار دو گانه هیدرولیکی آبخوان های کارستی تشریح شود، اما اجرایی کردن پراکندگی پارامترهای هیدرولیکی از پارامترهای حجمی محاسبه شده بصورت میانگین از پارامترهای واقعی امکان پذیر می باشد. عمدتاً نحوه واسنجی پارامترها از طریق روش آزمون- خطا بر مبنای داده های بار، قابل دسترسی است، کیفیت نتایج مدل قویاً وابسته به نقاط مشاهداتی مکانی و تراکم آن دارد. تعدادی از پارامترهای دامنه سیستم DC را می توان از تست های پمپاژ و بخصوص برای سیستم ماتریکسی تخمین زد. سأتر(۱۹۹۲)، برای مدل های DC روش های تخمینی پارامترها را پیشنهاد کرد.



شکل۹-۱۲ تصویر کلی از یک مدل DC یک بُعدی

کفایت نتایج مدل DC پارامترهای واسنجی حوضه ای از طرف تعداد زیادی از محققان مورد آزمایش قرار گرفته است. موهرلوک و تِوُتش(۱۹۹۷) اثبات کردند که شبیه سازی تخلیه های چشمه از واسنجی مدل های DC که نشان دهندهٔ مطابقت درستی با مشاهدات صحرایی دارند، تشکیل می شود. کُرناتون(۱۹۹۹)، پارامتر واسنجی در مورد نشانه های فیزیکی را آزمایش کرد و وابستگی قدرتمندی از ضریب تبادل بر روی ذخیره زمینه ای(ماتریکسی) و تراکم شبکه مجرا را اثبات کرد.

دیدگاه بسیار مهم دیگر، از مفهوم DC این است که نمی تواند برای تاخیر موقتی نفوذ نشری اجرایی باشد، زمانیکه هر کدام از زیر سیستم ها در هر گره مستقیما به هم وصل شده اند. به منظور دربر گرفتن تاخیر در نفوذ نشری، مدل DC نیازمند یک تابع نگهداشت می

باشد(سأتر،۱۹۹۲). مفهوم دو بُعدی DC در کاربردهای واقعی با موفقیت بوسیلهٔ تِوُتش ،۱۹۹۸ و سأتر،۱۹۹۲ به اجرا درآمد. کاربردهای سه بُعدی روش DC در واقیعت هنوز اجرایی نشده است، زیرا واسنجی مدل دارای مشکلاتی است که نیاز به داده های بار سه بُعدی دارد. روش DC از ابزارهای موثر برای مدل سازی سیستم کارست است. توزیع مکانی مقادیر پارامتریک واسنجی اطلاعات تقریبی برمبنای ساختار سیستم مجرایی واقعی تهیه می کند. اما در هر صورت تفسیر پارامترهای هیدرولیکی کاربردی نیازمند دقت بیشتری می باشند.

۹-۴-۵ روش پیوستگی- مجزای ترکیب شدهٔ (هیبرید)(CDC)

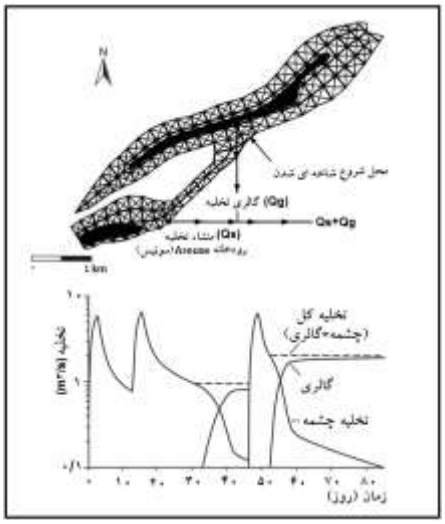
روش CDC قادر است نا پیوستگی های موجود در هر مقیاسی در سیستم کارست را دربر گیرد(شکستگی ها، مناطق گسلی، کانال های کارستی و نظیر آن)، که این از طریق ارائه و قرار دادن آن ها در شبکه های مختلف به ترتیب کثرت صورت می گیرد. این مدل گروهی، دوگانگی را در کارست (فرایند دوگانه نفوذ، جریان حوضه ای و شرایط تخلیه)، و میزان تاثیر بر روی هدایت های هیدرولیکی را تشریح می کند(کِرالی ،۱۹۷۵). روش CDC از روش مجزا سازی FEM به منظور ترکیب عناصر یک- دو و سه بُعدی استفاده می کند(کِرالی، ۱۹۷۹،۱۹۸۵،۱۹۸۸ و کِرالی و همکاران، ۱۹۹۵).بر طبق روش CDC هدایت هیدرولیکی بالای کانال های کارست می تواند عناصر محدود یک بُعدی شبیه سازی شود، و نیز مجموعه ای هستند دارای نفوذپذیری کم ماتریکسی بوسیلهٔ عناصر سه بُعدی ارایه می شوند. بطور مشابه، کاربرد عناصر دو بُعدی که طراحی شکستگی ها و مناطق گسلی را ممکن می سازد.

روش CDC اولین بار از طرف کِرالی و مُورل(۱۹۷۶) توسعه یافت و به کار گرفته شد. این اولین باری بود که نمونه ای از رفتار موقتی یک چشمه کارستی به اندازه کافی شبیه سازی شده بود. این شبیه سازی با استفاده از مدل توزیعی و همچنین پراکندگی پارامترهای واقعی هیدرولیکی ارائه گردیده است(شکل۹-۱۳). کِرالی (۱۹۹۸) چنین نتیجه گرفت که کاربرد مدل های EPM نیازمند هدایت هیدرولیکی مصنوعی بالا به منظور شبیه سازی بارهای واقعی می باشد. اگرچه،

این تناقض ها با ورود شبکه کانالی که دارای هدایت بالا ست به داخل مدل FEM از بین می رود. هیدروگراف های چشمه نمونه نمی توانند بدون کاربرد نفوذ متمرکز شده شبیه سازی شوند. نسبت ورودی این تمرکز حتماً باید بیش از ۴۰٪ کل نفوذ باشد. لایه های کارست زیر سطحی (مانژین،۱۹۷۵) ممکن است نقش مهمی در زهکشی و آب نفوذ کرده و کانالی کردن به سمت شبکه کارست ایفا می کند.

روش CDC فقط مفهوم مدل سازی توزیعی است که کاربرد مستقیم پارامترهای اندازه گیری شدهٔ هیدرولیک و مشاهدهٔ وضیعت هندسی آبخوان را تسهیل می کند. در نتیجه، روش CDC

نحوهٔ آزمایش مدل های تفهیمی سیستم های کارستی را آسان می کند. بر اساس اثبات کُواکس(۲۰۰۳) و کُواکس و همکاران(۲۰۰۵) در روش CDC تخمین صحیح از تراکم شبکه مجرایی و پارامترهای هیدرولیکی دارای اهمیت بسیاری برای مدل سازی سیستم های کارستی است. در اینجا فقط یک ساختار پارامتر منفرد که محصول نتایج مناسب مدل جریان گذرا است، وجود دارد. این محققان اثبات دیگری در مورد ذخیره کارست زیر سطحی که می تواند تاثیر مهمی در واکنش های کلی یک سیستم کارست داشته باشد، دارند، چنین سیستم هایی نیازمند تخمین جداگانه پارامترهای هندسی و هیدرولیکی کارست زیرسطحی هستند.



شکل۹-۱۳ عناصر محدود مشبک و شبیه سازی هیدروگراف های چشمه در اولین مدل CDC (حوضه آرئوس،سوئیس)، (کِرالی و مُورل،۱۹۷۶)

انواع مدل های CDC اغلب از اولین نوع بکارگرفته شدهٔ مدل های جریان هستند که در زیر در مورد شبیه سازی منشاءهای کارست تشریح شده است(روش ها در هیدروژئولوژی کارست ،۲۰۰۷).

۹-۵ مدل سازی انتقال حل شده و گرما در آبخوان های کارستی

مدل سازی انتقال حل شده در آبخوان های کارستی نسبت به شبیه سازی فرایندهای انتقال در محیط های متخلخل بیش از حد پیچیده است. دلیل آن ناهمگنی بسیار زیاد جریان و نا معلوم بودن ذخیره در زیر سیستم های کارستی گوناگون در محیط های هواده و محصور می باشد. در نتیجه، فقط تعداد محدودی از مدل سازی انتقال تا کنون در آبخوان های کارستی مطالعه و به انجام رسیده است.

جریان نوع ACDC و واکنش پذیری مدل انتقال بوسیلهٔ تعداد زیادی از محققان (روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷)توسعه یافته است.

این مدل طرح مجزا سازی تفاضل محدود را بکار می گیرد. جریان در شبکه لوله ای با استفاده از قانون جریان دارسی – وایسباخ و هاگن – پویزول که وابسته به رژیم جریان و در داخل زمینه (ماتریکس) با بکارگیری یک روش پیوستگی بنیادی با قانون دارسی محاسبه شده است. دو سیستم به هم متصل هیدرولیکی و تبادل سیالی بوسیلهٔ اختلاف بار بین دو سیستم و ضریب تبادل آن ها کنترل می شود. به غیر از شبیه سازی انحلال کربنات واکنش پذیر، مدل می تواند رخداد کوتاه مدت را برمبنای فرایند انتقال بار و حل شده شبیه سازی کند. شبیه سازی انتقال حل شدهٔ واکنش پذیر در مجراهایی که در مدل دکر شده ارائه گردیده است، بر مبنای معادلهٔ یک بُعدی فرا رفت– پراکنش که یک جمله مبدأ به آن افزوده شده است، برای محاسبه افزایش غلظت حل شده از انحلال کربنات از معادله ای استفاده می شود، که به شکل زیر می باشد:

$$\partial c/\partial t = -\upsilon(\partial c/\partial z)+D(\partial^2 c/\partial z2)+(4/a)F$$

در این رابطه: c نشانگر غلظت حل شده ($molm^{-3}$)، υ سرعت جریان (ms^{-1})، D ضریب پراکنش(پاشیدگی)(m^2s^{-1})، a قطر مجرا (m)، F نسبت انحلال($molm^{-2}s^{-1}$)، t زمان (s) و z مختصات مکانی در راستای مجرا (m). ضریب پاشیدگی با استفاده از روابطی برای جریان لولهٔ آشفته (تیلور،۱۹۵۴) محاسبه شده است. ضریب 4/a از نسبت مساحت سطح به حجم مجرا تعیین می شود، که ملزم به تغییر شکل نسبت انحلال(F) به صورت تغییر در غلظت می باشد، نسبت انحلال F بشکل زیر قابل محاسبه است:

$$F= K[(1-(C/C_{eq})]^n$$

در این رابطه: C غلظت گونه های حل شده که در آب مجرا وجود دارد،c_{eq} غلظت تعادل درمورد کلسیت(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷)، ضریب ثابت K بر مبنای عواملی مانند نوع سنگ، شرایط جریان و نظیر آن می تواند بوسیلهٔ تجربیات آزمایشگاهی بدست آید. توان n برابر است با یک پارچگی به شرط آنکه فرایند انحلال تحت کنترل جریان نشری باشد. اگر نسبت انحلال با فعالیت سطح زمین محدود شود، توان n یک عدد مثبت است که از طریق تجربی باید تعیین شود.

مدل همرفت گرمایی در آب مجرا و هدایت گرمایی در سنگ های مجاور را شبیه سازی می کند. شبیه سازی انتقال گرمایی بر مبنای معادلهٔ همرفتی گرمایی با کمک یک جمله مبدأ که برای انتقال گرمایی بین آب مجرایی و دیواره مجرایی محاسبه شده بسط داده می شود (روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). این معادله بشکل زیر نوشته می شود:

$$\partial T/\partial t = -\upsilon(\partial T/\partial z)+(h/C_w\rho_w)(4/a)(T_s - T)$$

در این رابطه: h نشانگرهای ضریب انتقال گرمایی ($Jm^{-2}s^{-1}K^{-1}$)، T درجه حرارت آب مجرا (°C)، T_S درجه حرارت دیواره مجرا (°C)، C_W حرارت ویژه آب ($Jkg^{-1}K^{-1}$) وρ_W وزن مخصوص آب(kgm^{-3}). محاسبهٔ حرارت دیواره مجرا از معادلهٔ هدایت گرمایی در مختصات استوانه ای بدست می آید(روش ها در هیدروژئولوژی کارست،۲۰۰۷). این معادله:

$$\partial Tr/\partial t = Kr[(\partial 2Tr/\partial r2+(1/r)(\partial Tr/\partial r)]$$

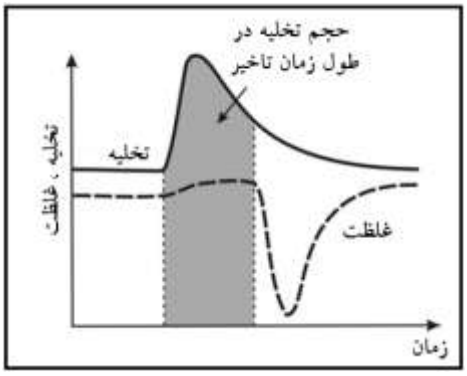
در این رابطه: Tr نشانگرهای حرارتی سنگ (°C)، Kr قابلیت پخش گرمایی سنگ (m^2s^{-1}) و r مختصات شعاعی(m) می باشد. معادلات انتقال گرما و حل شده با استفاده از برنامهٔ تفاضل محدود صریح حل شده است. ابزار مدل سازی با طرحی که بدان اشاره شد، برای شبیه سازی جریان و انتقال در یک حوضه کارستی ساده شده بکار برده می شود.

واکنش های چشمهٔ مدل سازی شده برای تجزیه و تحلیل مشخصه های جزیی و الگوهای پیچیدهٔ تخلیه و پارامترهای فیزیکوشیمیایی با یک روش فرایند- بنیادی می تواند استفاده شود. این بدین معنی است که تخلیه معمولا پاسخ های سریع به رخدادهای تغذیه نسبت به پارامترهای فیزیکوشیمیایی است(شکل۹-۱۴). بنابراین آشتون(۱۹۶۶) پیشنهاد کرد که حجم آب تخلیه شده در طول زمان این تاخیر برای حجم سیستم کارست مجرایی(تحت فشار) با یک تخمین پیش بینی شود.

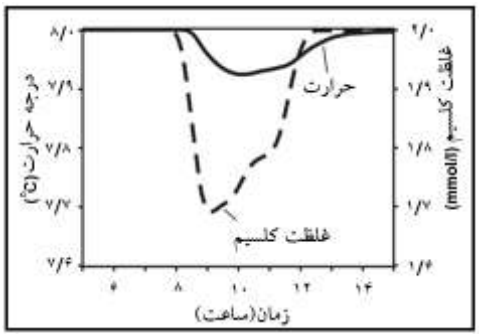
مقایسه بین مدل های DCN و CDC اثبات می کند که زمان تاخیر بین یک اوج تخلیه چشمه و متعاقباً کاهش در غلظت، می تواند خیلی بیشتر از یک سیستم جریان دو گانه نسبت به مجرای مجزا شده، باشد. حجم آب تخلیه شده در طول مدت زمان تاخیر هم از آب قبل از رخداد آب مجرایی و هم آب ناشی از سنگ متخلخل شکافته شده تشکیل می شود. بنابراین روش پیشنهادی ارائه شده از طرف آشتون(۱۹۶۶)، به تخمین بیش از حد حجم سیستم مجرایی منتج می شود.

درجه حرارت تخلیه چشمه اغلب با ویژگی های فیزیکوشیمیایی ارائه می شود که می توان از آن به عنوان پتانسیلی برای تخمین احجام مجرایی استفاده کرد. برای مقایسه واکنش های درجه حرارت و غلظت حل شده، بازبینی شرح مختصر قضایا از مدل ذکر شده انتقال گرما شبیه سازی شده بود. شکل ۹-۱۵ اثبات می کند که واکنش حرارتی یک سیستم CDC در کاهش غلظت نسبت به واکنش شیمیایی نقش مهمتری ایفا می کند، که حتی برای یک شرح مختصر و سطحی نیز از علائمی کاملاً پیچیده(با تعدادی نقاط عطف) استفاده می کنند و در نتیجه غیر واقعی می باشد. علاوه بر این، واکنش حرارتی به ظاهر در مقایسه با واکنش شیمیایی تاخیری می باشد. تاثیر هر دو عامل بوسیلهٔ هم کنشی گرمایی، بین آب مجرایی و سنگ مجاور موجب می شود (بریک،۲۰۰۲) که درجه حرارت آب به منزلهٔ یک ردیاب فعال مناسب و قابل استفاده

آشکار شود. بنابراین برای تخمین احجام مجرایی بر مبنای روش آشتون(۱۹۶۶) به عنوان ردیاب قابلیت کمتری دارد. در هر صورت، واکنش های حرارتی می تواند اطلاعاتی دربارهٔ دیگر مشخصه های سیستم مجرایی ، مانند مساحت تداخل نسبی آب – سنگ در حجم مجرا پیش بینی کند(لِیدل و دیگران،۱۹۹۸). بنابراین غلظت حل شده و درجه حرارت آب در توصیف آبخوان کامل کننده یکدیگر هستند.



شکل۹-۱۴ واکنش چشمه کارستی به رخداد تغذیه



شکل۹-۱۵ واکنش حرارت(خط ممتد) و غلظت(خطوط منقطع) برای رخداد تغذیه بالا. محورهای درجه حرارت و غلظت برمبنای تغییرات پارامتر نسبی هم ارز، با یک مقیاس درجه بندی شده اند.

خودآزمایی فصل نهم

۱-مدل را تعریف کنید؟

۲-یک مدل تفهیمی شامل چه کاربرد هایی است؟

۳-مدل کلی را تعریف کنید؟

۴-سری های زمانی چگونه تجزیه و تحلیل می کنند؟

۵-طبقه بندی توزیعی روش های مدل سازی کارست را نام ببرید؟

۶-روش CDC را تعریف کنید؟

پاسخنامه کتاب هیدرولوژی کارست

فصل اول

۱- پدیده کارست و ژئومورفولوژی آن نتیجهَ عملکرد آب بر سنگهای آهکی و سایر سنگ های قابل انحلال است. کارست نام جغرافیایی ناحیه جنوب غرب یوگسلاوی سابق نزدیک مرز ایتالیا است. واژه اسلاوی Krs که به معنی سنگ است. کلمه هندی – اروپایی Kar که به معنی تخته سنگ و به ایتالیای Karsa استفاده می کنند، مجموعه این واژه ها در واژهَ آلمانی کارست تبلور یافته است. ۲- الف ۳- ب ۴-اشکال گوناگون باز شدگی سطحی با اندازه های متفاوت، سیستم آبراهه های زیرزمینی مانند غار و رودخانه های زیرزمینی، پوشش گیاهی کم و رخنمون سنگهای لخت و نازک بدون پوشش خاک، سطح آب زیرزمینی مشخصی ندارد ۵- د

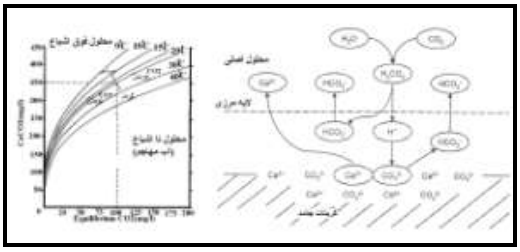
فصل دوم

۱-ب ۲- الف ۳- ج ۴- د ۵- رنگ کانی های خالص ژیپس در لایه های توده ای معمولا نیمه شفاف(سِلنیت) و سفید کِدر(آلاباستر) می باشد. ۶- الف ۷- به سه گروه: آلوکمیکال، اورتوکمیکال و سنگ های ریفی اتوکتونوس ۸- مرحله نهشته گذاری با پشتیبانه ماتریکس ، مرحله زیستی و مرحله دیاژنزی ۹- باز شارش(برگشتی)، اختلاط آب ها و آب های دریای عادی ۱۰- بوسیله دانه ها، بلورها و دیگر ساخت های فیزیکی سنگ ۱۱- ب

فصل سوم

۱- ب ۲- ج ۳- ب ۴- هیدراسیون CO_2 محلول در آب و تشکیل اسید کربنیک طبیعی. انتقال اسید کربنیک به لایه مرزی و تفکیک یونی آن به شکل یون بی کربنات و یون هیدروژن. انتقال یون هیدروژن به سطح جامدی که آن را جذب می کند.

واکنش H^+ یا HCO_3^- روی سطح بلور به شکل HCO_3^- که داخل لایه مرزی جای می گیرد. انتشار HCO_3^- با عبور از لایه مرزی به محلول اصلی. آزاد شدن Ca^{2+} از سطح جامد. انتشار Ca^{2+} با عبور از لایه مرزی به محلول اصلی



۵- د ۶- الف ۷- د ۸ – ج

فصل چهارم

۱-الف ۲- دولین هایی با گودی دراز – دولین های قیفی ؛ دولین هایی به شکل چاه

۳- وسعت و عمق شکافهایی که در سنگهای آهکی وجود دارد. ضخامت مواد تجمع یافته. مقدار آبهای سطحی که به فرورفتگی ها وارد می شود. شیب عمومی دامنهٔ ارتفاعات سطح زمین ۴- ج ۵- پولژه ها بطور کلی در خطوط تکتونیکی قابل مشاهده هستند. – پولژه ها در بین سنگهای آهکی و کف نفوذ نا پذیر تشکیل می شوند. – مواد رسوبی و نوع فرسایش هر پولژه باید به شرایط خود همان پولژه بررسی شود و نباید با انواع دیگر پولژه ها بررسی و ارتباط برقرار گردد. – در پولژه ها، پونرها و کانالهای تخلیه زیرزمینی توسعه نیافته باشند، دریاچه مشاهده می شود. – پولژه ها به هیچ وجه مشخصات کل رودخانه ها را منعکس نمی کند. – پولژه ها با توجه به تاثیرات متقابل ساختمان مورفولوژیکی، لیتولوژی، تکتونیکی و شرایط اقلیمی توسعه می یابد

۶- در مناطق کارستی کل و یا بخشی از رودخانه ها فرو و گم می شوند. گم شدن آبهای جاری در سنگهای آهکی بنام پونور یا چاههای مکنده و یا رودخانه های فرو رو و در زبان فرانسه آون نام گذاری شده است. پونورها به دو گروه تقسیم می شوند: در گروه اول؛ آب بطور مداوم در آنها در حرکت هستند. و در گروه دوم؛ فقط بطور دوره ای آب از آنها عبور می کنند. تعداد گروه دوم خیلی بیشتر است.

۷- آثار موجی باران (ریپل های انحلالی)، شیارهای انحلالی (ریلن کارن). ساختهای پله ای (کارن تریت)، ساختهای کانالی (رینن کارن)، ساختهای شیاری ۸- یک استاول با توجه به وضیعت سطح آب زیرزمینی و شرایط هیدرولوژیکی روی سطح می تواند در یک زمان به عنوان چشمه متناوب و در زمان دیگر به عنوان پونور عمل می کند.

۹- شکستگیها و درزه و شکافهای موئین اولیه – ساختمان شیمیایی و پتروگرافی سنگهای آهکی – وضیعت ساختمانی سنگهای آهکی (شیب، امتداد، درزه و شکافها .....) – میزان آبهای جاری و نوع جریان. – فیزیوگرافی منطقه. – مراحل تشکیل غار – شرایط اقلیمی امروز و تاریخچهٔ آن – رسوبگذاری و تشکیل انواع ساختها در داخل غار ۱۰- د

فصل پنجم

۱- هولو کارست، مرو کارست و کارستهای انتقالی ۲- الف ۳- ب ۴- د ۵- الف ۶-ب ۷- منطقه انحلالی سطحی، منطقه خنثی و منطقه انحلالی عمقی

فصل ششم :

۱- به سه بخش که شامل :

- **منطقه خشک:** از سطح شروع و در داخل سنگهای آهکی در منطقه ای که آب باران به صورت آزاد در حال حرکت می باشند، گفته می شود، **منطقه میانی:** به منطقه ای گفته می شود که در زمانهای مشخص از آب اشباع است، ولی در دوره های دیگر خشک می باشد، **منطقه اشباع:** منطقه ای است که همواره از آب اشباع بوده و تحت فشار هیدرواستاتیک قرار دارد. ۲- جریان پراکنده ، جریانهای آزاد و گردابی (جریانهای آزاد عمیق، جریانهای معلق آزاد عمیق)، جریانهای محصور (جریانهای آرتزین محصور ، جریان معلق محصور) ۳- الف ۴- وسیع شدن شکافهای سنگهای آهکی معمولاً بوسیله انحلال شیمیایی صورت می گیرد. - آبهای سطحی و آبهای تجمع یافته در سطح می تواند باعث جمع شدن آبهای زیرزمینی در محلها و یا نقاط مشخص گردد.

- در اعماق، جریان در کانالهای مستقل به ورود و خروج مقدار آب وابسته است. - اگر آبگذری کاهش یابد می تواند راهروهای زیرزمینی را کم و بیش جدا از یکدیگر سیستم های مختلفی را بوجود بیاورد. ۵- الف: منطقه هوادهی؛ جریان آب و نشت از بالا به پائین موثر می باشد. به این منطقه آبهای معلق وارد می شود. ب: منطقه تغییر فصلی سطح آب کارست؛ این منطقه زمانیکه سطح آب کارست افت می کند، ایجاد می شود و جزء منطقه هوادهی محسوب می شود. در دوره های بارانی تمام فضاهای خالی کارستی اشباع شده که باعث تشکیل این سطح می شود. ج: منطقه کاملاً اشباع؛ راهروها بوسیله شبکه کانال موجود در منطقه تحت کنترل است. در منطقه اشباع، آبهای کارستی در تمامی طول سال در حال حرکت می باشند. د : منطقه جریان عمقی؛ جریانهای آب زیرزمینی تحت تاثیر شبکه راهروهای موجود در منطقه نیست و جریان کند می باشد.

۶- در آبهای اسیدی یا بازی حل شود. - از طرف سنگهای آهکی نباید جذب شود.

-برای جانداران نباید خطر آفرین باشد. - محیط زیست اطراف را نباید آلوده کند.

در غلظت های کم نیز قابل اندازه گیری باشد ۷- ج ۸- سطح حوضه آبریز، تغذیه، ظرفیت تاخیری آبخوان، تخلخل موثر، ترکیب زمین شناسی و عوامل مشابه آن ۹- الف

۱۰- چشمه های کارستی ثقلی آزاد و بدون فشار. - چشمه های کارستی محصور.

- چشمه های دفنی کارستی.- چشمه های کارستی زیردریایی (کف بستری).- چشمه های کارستی سیفونی۱۱- ب ۱۲- با توجه به منحنی ترسیم شده که بر اساس$\log Q - t$ می باشد. می توان از لحاظ جریان به نتایج زیر دست یافت:

خط A-B که دارای شیب تند است در واقع در بر گیرندهٔ جریان آب از درزه و شکافها و کانالهای وسیع می باشد و در واقع جریان آب از درزه و شکافهای دیگر را نیز شامل می شود. خط B-C و C-D مربوط به زمانی است که جریان از شکافها و کانالهای وسیع بسرعت کاهش یافته و سپس جریان آب از درزه و شکافهای باریک و تنگ شروع می شود. خط C-D که تقریباً افقی است مربوط به آبهایی است که از درزه و شکافهای بسیار تنگ که بشکل نشتی از چشمه خارج می شود. در این مساله سه خط مستقل که شامل A-B ، B-C و C-D می باشد، دیده می شود. در نتیجه برای هر کدام از این سه خط معادلهٔ میلیت و ضریب تخلیه و معادله تیسن و ضریب تخلیه آن باید محاسبه گردد. معادله کلی روش میلیت همانند رابطه ۶-۱ می باشد: یعنی

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t}$$

$\log 30 = \log 50 + (-\alpha t \times \log e)$

$1.47 = 1.69 - \alpha \times 60 \times 0.4343$

$-0.2 = -26.05\,\alpha$

$\alpha = 0.22 / 26.05 = 0.0084$

8.4×10^{-3} 1/روز

در خط B-C داریم :

$\log 20 = \log 40 + (\alpha \times 60 \times \log e)$

$1.3 = 1.6 - 26.05\alpha$

$\alpha = 0.3 / 26.05 = 0.0115 \quad 1.15 \times 10^{-3}$

در خط C-D داریم:

$\log 18 = \log 21 + (-\alpha \times 90 \times 0.4343)$

$1.25 = 1.32 - 39.08\alpha$

$\alpha = 0.07/39.08 = 0.0017 \quad 1.7 \times 10^{-3}$

$V01 = Q0A / \alpha = 0.05 \times 86400 / 8.4 \times 10^{-3} = 0.514 \times 10^{6}\ m^3$

$V02 = Q0B / \alpha = 0.04 \times 86400 / 1.15 \times 10^{-2} = 0.3 \times 10^{6}\ m^3$

$V03 = Q0C / \alpha = 0.021 \times 86400 / 1.7 \times 10^{-3} = 1.06 \times 10^{6}\ m^3$

$V0 = 1.881 \times 10^{6}$

$N = V0 / V\,b = 1.881 \times 10^{6} / 1710 \times 10^{6} \times 100 = \%0.11$

فصل هفتم

۱- الف ۲- ریزش آب زیرزمینی از ارتفاع بالاتر، اثر باد، تفاوت تراکم در ستون هوا و متغییر بودن فشار اتمسفر۳-ج ۴- د ۵- الف ۶-به دو دسته تقسیم می شوند. الف: غارهای افقی ب : غارهای شیبدار ۷-ابعاد فضاهای خالی کارستی، مورفولوژی ساختها؛ میزان جریان آب زیرزمینی

فصل هشتم

۱-این فعالیتها شامل تسطیح اراضی کشاورزی، توسعه شهری؛ جهانگردی؛ فعالیتهای نظامی؛ بهره برداری آب و معادن روباز اثرات منفی در نواحی کارستی بجای می گذارد

۲- ب ۳- الف ۴- د ۵- الف ۶-محدودیتهای ذاتی آب، عدم توازن بارندگی، پدیده های طبیعی و خشکسالی، کاهش کیفیت منابع آب، جمعیت و مصرف، سیاستها و راهبردها ۷- حفاظت کلی منابع آب کارست معمولاً در طرحهای ملی و ناحیه ای مدیریت منابع آب تنظیم می گردد که هم منابع آب کارست مورد بهره برداری و هم منابع آب کارست توسعه نیافته را پوشش می دهد. حفاظت محلی منابع آب کارست در ارتباط با تامین آب شرب می باشد که می تواند تاثیر بسزایی در پیشرفتهای اقتصادی، اجتماعی و توسعه منابع آب داشته باشد. تعیین محدوده های حفاظتی در نواحی کارستی معمولاً در دو یا سه سطح در اطراف سیستمهای تامین آب شرب در کشور الزامی است.

فصل نهم

۱- مدل در واقع خواص مکانی و زمانی یک سیستم یا بخش هایی از آن را به صورت فیزیکی (واقعی)، ریاضی(انتزاعی) و تفهیمی شبیه سازی می کند.

۲- یک مدل تفهیمی شامل کاربرد معادلات دیفرانسیل جزیی، وضیعت هندسی آبخوان و مجموعه ای از پارامترهای جریان، شرایط مرزی و شرایط اولیه است. کاربرد پارامترهای هیدرولیک صحرایی در مدل های آب زیرزمینی معمولاً با درون یابی بین مشاهدات صحرایی مجزا بدست می آید. به واسطهٔ وجود ناهمگنی های وسیع و تفاوتهای زیاد در هدایت هیدرولیکی، روش درون یابی نمی تواند کارکردی مناسب برای تعیین مشخصه های آبخوان های کارستی داشته باشد. بیشترین الزام کاری در مدل سازی کارست تعریف پیوستهٔ پارامترهای صحرایی هیدرولیک است.

۳- مدل های کلی(مدل های شاخص یکپارچه) تجزیه و تحلیل ریاضی سری های زمانی تخلیه چشمه(هیدروگرف ها) در بر می گیرد که گمان می رود بازتاب جامعی(کلی) از واکنش های هیدروژئولوژیکی آبخوان های کارستی است.

۴- سری های زمانی به موجب تجزیه و تحلیل ریاضی واکنش سیستم های کارستی به یک توالی وقایع بارش را تجزیه و تحلیل می کنند. زیرا این روش ها منحصراً برمبنای عملکردهای ریاضی هستند، اطلاعات پیش بینی شده در آن ها برروی کارکرد فیزیکی سیستم های کارستی کافی نمی باشد، و اساساً اهداف گردآوری داده و برای پیش بینی می تواند استفاده شود.

۵ - روش شبکه شکستگی مجزا (DFN)

روش شبکه کانال مجزا (DCN)

روش محیط متخلخل هم ارز (EPN)
روش پیوستگی دوگانه (DC)
روش پیوستگی مجزای ترکیبی(هیبرید) (CDC)

۶- روش CDC قادر است نا پیوستگی های موجود در هر مقیاسی در سیستم کارست را دربر گیرد(شکستگی ها، مناطق گسلی، کانال های کارستی و نظیر آن)، که این از طریق ارایه آن ها و قرار دادن شان در شبکه های مختلف به ترتیب کثرت صورت می گیرد. این مدل گروهی یا دسته ای دوگانگی را در کارست (فرایند دوگانه نفوذ، جریان حوضه ای و شرایط تخلیه)، و میزان تاثیر بر روی هدایت های هیدرولیکی را تشریح می کند(کِرالی ،۱۹۷۵). زیرا روش CDC از روش مجزا سازی FEM به منظور ترکیب عناصر یک- دو و سه بُعدی استفاده می کند (کِرالی ،۱۹۸۸،۱۹۸۵،۱۹۷۹ و کِرالی و دیگران، ۱۹۹۵، کِرالی و مورِل،۱۹۷۶).

منابع فارسی

۱-ارزانی، ناصر، ۱۳۸۱، رسوبات سرخ(terra rossa?) و ارتباط آن با بقایای انحلال کارستی، مطالعه ای از دشت شمالی ابرکوه، غرب استان یزد، ششمین همایش انجمن زمین شناسی ایران

۲- افراسیابیان، احمد، ۱۳۷۷، اهمیت مطالعات و تحقیقات منابع آب کارست در ایران، مجموعه مقالات دومین همایش جهانی آب در سازندهای کارستی؛ تهران- کرمانشاه.

۳- استاندارد راهنمای مطالعات هیدروژئوشیمیایی محیط های کارستی و سازندهای سخت ، ۱۳۸۱ ، نشریه شماره ۲۲۱-الف، وزارت نیرو

۴- استاندارد راهنمای تهیه مدل ریاضی آب های زیرزمینی؛۱۳۸۱ ، دفتر استانداردها و معیارهای فنی سازمان مدیریت منابع آب ایران؛ مرکز تحقیقات آب وزارت نیرو.

۵-اصغری مقدم، اصغر، ۱۳۸۷، مطالعات هیدروژئولوژی و هیدروژئوشیمیایی آبخوان های بازالتی و کارستی منطقه ماکو در ارتباط با سازندهای زمین شناسی منطقه، مجله علوم زمین، شماره ۶۷، سال هفدهم.

۶- ترابی تهرانی، پرویز، ۱۳۷۹ ، هیدرولوژی زیرزمینی، انتشارات دانشگاه بوعلی سینا، همدان

۷-تولائی نژاد، محمود،۱۳۸۴، بررسی بیلان دشت ایذه و نقش تکتونیک در ارتباط هیدرولیکی آبخوان های بین حوضه ای، مجموعه مقالات نهمین همایش انجمن زمین شناسی ایران.

۸- رضایی، زمانی، ۱۳۷۷، ارتباط سیستم ساختمانی و کارست شدگی در اردکان فارس ،جنوب غرب ایران، مجموعه مقالات دومین همایش جهانی آب در سازندهای کارستی؛ تهران- کرمانشاه.

۹- رحیم پور بناب، حسین،۱۳۸۹، سنگ شناسی کربناته با نگرشی بر کیفیت مخزنی، انتشارات دانشگاه تهران

۱۰-سایت سازمان زمین شناسی ایران، وزارت صنایع و معادن، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، مدیریت ژئومتیکس

۱۱–سایت غار ایران (www.caveiran.ir)
۱۲– سیادتی، بهزاد، منابع آب کارست، رهیافتی در تامین آب، بولتن وضیعت منابع آب کشور، سال ۹، شماره ۱۴ ،۱۳۷–۱۳۳
۱۳– شمسایی، ابولفضل ، ۱۳۷۷ هیدرولیک جریان آب در محیط های متخلخل (کاربرد مدلهای ریاضی– کامپیوتری)، جلد سوم؛ مرکز نشر دانشگاه صنعتی امیرکبیر(پلی تکنیک تهران).
۱۴–کارآموز، محمد. کراچیان ، رضا. ۱۳۸۲ ، برنامه ریزی و مدیریت کیفی سیستم های منابع آب ، مرکز نشر دانشگاه صنعتی امیر کبیر(پلی تکنیک تهران).
۱۵–کاظمی، رحیم،۱۳۸۵، بررسی نقش عوامل ساختاری در فراوانی منابع آب در منطقه کارستی لار با استفاده از سنجش از دور و GIS ، پژوهش و سازندگی در منابع طبیعی، شماره ۷۳
۱۶– لاکس.پ.دانیل، استدینگر، جری.ر.؛ هیث، داگلاس.آ.، ۱۳۸۰ ، تحلیل سیستمهای منابع آب، ترجمه محمد باقر شریفی، سید محمد مهدی شهیدی پور، انتشارات دانشگاه فردوسی مشهد.
۱۷–لوسیا،جری،اف،۱۳۸۳، بررسی ویژگی های مخزنی سنگ های کربناته، ترجمهٔ محمدرضا رضایی ، و جواد هنرمند، انتشارات دانشگاه تهران.
۱۸–عشقی،ابولفضل،ثروتی، محمدرضا،۱۳۸۲، عوامل بالقوه ی آلایندگی منابع آب کارست در حوضه کارده(شمال شهرستان مشهد)"(ضرورت مدیریت و حفاظت منابع آب کارست)"، پائیز و زمستان، مجله جغرافیا و توسعه.
۱۹– قبادی، محمد حسین، ۱۳۸۶ ، زمین شناسی مهندسی کارست ، دانشگاه بوعلی سینا، همدان
۲۰–قبادی، محمد حسین،۱۳۸۶ ، لزوم توجه به ویژگی های فیزیکی و شیمیایی سنگ های کربناتی در مطالعات زمین شناسی مهندسی کارست(مطالعات موردی)، چهارمین کنفرانس زمین شناسی مهندسی و محیط زیست ایران.
۲۱–بدلیانس قلی کندی، گاگیک،۱۳۸۲، شیمی آب، ناشر، نورپردازان
۲۲– فولک. رابرت، ۱۹۸۰، پترولوژی سنگ های رسوبی، ترجمه محمد حسین آدابی و غلام رضا میراب شبستری، ۱۳۸۷ ، ناشر آرین زمین.
۲۳–مرکز مطالعات و تحقیقات کارست ایران، وزارت نیرو
۲۴– مُر، فرید، ۱۳۸۴، واژه نامه جامع علوم زمین، انتشارات کوشامهر شیراز
۲۵– مجموعه مقالات دومین همایش جهانی منابع آب در سازندهای کارستی؛ تهران– کرمانشاه، تیرماه ۱۳۷۷.
۲۶– میلانوویچ،پتر؛ت،۱۹۸۱ ، هیدروژئولوژی کارست، ترجمه عبدالوحید آقاسی با همکاری احمد افراسیابیان، انتشارات طرح تهیه استانداردهای مهندسی آب کشور،۱۳۷۸
۲۷– ولایتی، سعداله، ۱۳۸۷، هیدروژئولوژی سازندهای نرم و سخت (مبانی نظری و عملی) انتشارات جهاد دانشگاهی مشهد.

۲۸- وینب ، آ. ، ۱۳۷۵ ، توسعه و مدیریت منابع آب کارست ؛ ترجمه سهیلی؛ مجتبی، سازمان تحقیقات منابع آب، مرکز ملی پژوهشها و مطالعات کارست.

منابع خارجی

29-Adams,A.E., Mackenzie,W.S. and Guilford,C.(1984).Atlas of sedimentary Rocks under the microscope, John Wiley & Sons, New York,104pp.
۳۰-Alsop,G.I. Blundell, D.J. and Davison,I.(eds)(1996) Salt Tectonics. Special Publication 100, Geological Society Publishing House,Bath.
31-Andersson,J., Dverstrop,B.(1987) Conditional simulations of fluid flow in three dimensional networks of didcrete fractures. Water resources Research, 23, 1876-1886.
32-Andrews, L.M. and Railsback,L.B.(1997) Controls on stylolite developpment: morphologic, lithologic temporal evidence from bedding-parallel and transverse stylolite from the U.S. Appalachians. Journal of Geology,105,59-73.
33-Ashton, K. (1966) the analyses of flow data from karst drainage systems, Trans, cave research group G.B., 7(2), P. 161-203.
34- Atkinson,T.C.,(1985)Present and future directions in karst hydrogeology. Annales de la Socite Geologique de Belgique,108, 293-96.
35-Back,W. and La Moreaux,P.E,editor, ,V.T.,Stringfield, (1983) symposium , processes in karst hydrology,a selection of paper presented at the symposium in honor of V.T.,Stringfield during the annual meeting of the geological society of America, Atlanta,GA,U.S.A,1980;Journal Hydrology,G-1:1-3,355P.
36-Bell,K.(ed)(1989) Carbonatites::Genesis and Evolution, Unwin Hyman , London ,618pp.
37- Bogli,A.(1980) Karst hydrology and physical speology: Berlin and Newyork, Springer – Verlag
38- Bonacci, O.(1987) karst hydrology, Springer – Verlag, Berlin, W. Germany.
39- Bonacci, O., Roje – Bonacci, T., 1997, Sea water intrusion in coastal karst springs, example of the blaz spring (Croatia) Hyd. Sci. Journal, 42; 89-100
40- Bonacci, O.(1993) karst springs hydrographs as indicators of karst aquifers, journal hydrology sciences, 38: 51-62
41-Brik,S.(2002) Characterization of karst systems by simulating aquifer genesis and spring response: Model development and application to gypsum karst. Tübinger Geowissenschaftiliche Arbeiten C60. Also available at: http:// w210. ub. Unituebingen .de /dbt/ volltexte/2002/558
42-Choquette,P.W. and Pray,L.C.(1970) Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates.American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 54, 50- 207
43-Clemens,T., Hückinghaus,D., Sauter,M., Liedl, R. & Teutsch,G. (1996) A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development. IAHS Publ., 237, 309-318.
44-Corbel,J.(1959) Erosion en trrain calcaire. Annales de Geographic, 68, 97-120
45-Cvijic,J.(1918) Hydrographie souterraine et evolution morphologi- que du karst. Hydrographie souterraine et evolution morphologique du karst, 6(4),375-426.
46- Cvijic,J.(1957) Underground hydrology and morphological evolution of karst, Special edition of Serbian Geographical Society, Volum 35, Beograd, Yugoslavia.
47-Duchanfour,P.(1970) Precis de pedologie: Paris, 481p.
48-Dunham,R.J.(1962) Classification of carbonate rocks. Memoris, American Association of Petroleum Geologist, 1, 21-108.

49-Eisenlohr,L., Király,L., Bouzelboudjen, M.& Rossier,I.(1997a) A numerical simulation as a tool for checking the interpretation of karst springs hydrographs. Journal of Hydrology, 193, 306-315.
50-Folk,R.L.(1962) Spectral subdivision of limestone types, Memoirs, American Association of Petroleum Geologist,1, 62-84.
51- Folk,R.L.(1965) Some aspects of recrystallizition in ancient limestone. In Pray, L.C. and Murray,R.C.(eds), Dolomitization and Limestone diagenesis,SEPM Spec. Pub. 13, 14-48.
52- Ford, D.C., Williams, P.W., (1989) karst geomorphology and hydrology, unwin hyman ltd. 601 P.
53-Ford.D.,Williams,P.(2007) Karst hydrogeology and geomorphology , John Wiley &Sons (copyright 2007, West Sussex, England)
٥4-Gorbunova, K.A.(1977) Exogenetic gypsum tectonics, Proceedings of the 7th International Congress of Speleology,Sheffield,pp.222-3.
55-Grabau,A.W.(1913). Principles of Stratigraphy. Seiler, New York.
56-Grasso,D.A.,Jeannin,P-Y.(1998) Dtatistical approach to the impact of climatic variations on karst spring chemical respons. Bulletin d' Hydrogéologie, 16, 59-74.
57-Grund, A.(1914) Der geographische Zyklus im karst. Gesellschaft für Erdkunde, 52, 621-40.[Translated into English in Sweeting(1981)].
58-Hardie,L.A, T.K. Lowenstein, and R.J. Spencer(1985) The problem of distinguishing between primary and secondary features in evaporates, in 6th International Sypposium on Salt,ed.B.C. Schreiber and H.L. Hamer. Alexandria,V.A: Salt Institute, 11-39.
59-Herak,M. and Stringfield, V.T.(1972) Historical review of hydrog- eologic concepts, in karst: Important Karst Regions of the Northern Hamisphere(eds M. Herak and V.T Strigfield),Elsevier, Amesterdam ,pp 19-24.
60- Herak,M.(1977) Tecto-genetic approach to classification of karst terranes. Carsus Iugoslviae 9/4 Zagreb, Yugoslavia.
61-IAH Book Series(2007) Methods in Karst Hydrogeology,Taylor & Francis Group. London,U.K.
62-James,N.P. and Choquette,P.W.,(1984) Diagenesis(9). Limestone- the meteoric diagenetic environment. Geoscience Canada. 11, 161-94.
63-Jeannin,P.-Y.(2001) Modelling flow in phreatic and epiphreatic karst conditions in the Hö lloch cave(Muotatal, Switzerland). Water Resources Research, 37, 191-200.
60- Jeannin,P.-Y. & Marchal,J.-c.(1995) Lois de perts de charge dans les conduits karstique: base theorique et observations. Bulletin d' Hydrogéologie, 14, 149-176.
64-Joffe,J.C.(1949) Pedology: New Brunswick,New Jersey, 662p.
65- Hobbs,S.L., and Smart,P.L.,(1986) Characterization of carbonate aquifers: a conceptual base, Proceedings of the 9th International Congress of Speleology, Barcelona, Vol. I, pp. 43-6.
٦6- Katzer,F.(1909) Karst and Karsthyrographie(Karst and Karst Hydrology). Sarajevo, Yugoslavia.
67- Király,L. & Morel,G.(1976a) Etude de regularization de l' Areuse par modéle mathematique: Bulletin du Centre d' Hydrogéologie, Neuchatel,1,19-36.
68-Király,L.,Perrochet,P. & Rossier, Y.(1995). Effect of epikarst on the hydrograph of karst springs: a numerical approach. Bulletin d' Hydrogéologie,14, 199-220
69- Király,L.(1998a) Introduction á l' hydrogélogie des rocks fissures et karstiques. Bases theoriques á l' intention des hydrogéologues. Manuscrit, Universite de Neuchatel.
70-Klimchouk,A.(1996) Hydrogeology of gypsum formations. Gypsum karst of the world: International Journal of Speleology, 25, 83-89.

71-Kovács, A.(2003) Geometry and hydraulic parameters of karst aquifer: A hydrodynamic modeling approach. PhD. Thesis, University of Neuchatel, Switzerland, 131p.
72- Kovács, A.,Perrochet,P., Király,L.& Jeannin,P.-Y.(2005) A quantitative method for the characterization of karst aquifers based on spring hydrograph analysis. Journal of Hydrology, 303, 152-164.
73-Komatina, M.(1973) Uslovi razvoja karsong procesa irejonizacija karsta (conditions of karst development and zoning of karst terranes). Vesnik Geozavoda X/XI, Beograd, Yugoslavia.
74-La Moreaux,P.E.,Prohic,W.,Zotel,J.,Tanner,J.M.,and Roche, B.N., editors , (1989) Hydrology of lime stone terranes,annotated ibliography of carbonaterocks ,volume 4:W.Germany ,Hannover ;verlag, Heinz Heise,IAH,267 P.
75-Legrand,H.E.,Stringfield,V.T.(1973) Karsthydrology–Areview,the Nether lands ,Amesterdam, Journal of hydrology, N- Holland publishing Comp.PP.
76-Liedl,R.,Renner,S.&Sauter,M.(1998) Obtaining information about fracture geo metry from heat flow data in karst systems.Bulletin d'Hydrogeologie,16,143-153.
٧7-Lehman,H.,(1932) Die Hydrographie des Karstes(Hydrology of the Karst). Enzyklopadie der Erkunde, Duticke, Leipzig, Germany.
78-Long, J.C.S., Gilmour,P. & Witherspoon,P.A.(1985) A model for steady fluid flow in random three-dimensional networks of disc-shaped fractures. Water Resources Research, 21, 1105-1115.
79-Longman,M.W.,(1982) Carbonate diagenesis as a control on stratigraphic traps. AAPG Education Course Notes. 21, 1-159
80-Louis,C.(1968) Etude des écoulements d' eau dans les roches fissures et de leurs influences sur la stabilite des massifs rocheux. Bull. Dir. Etud. Rech. Electr. Fr.,A3, 5-132.
81- Jennings,J.N.(1971) Karst; Boston, M.I.T. |press, 252 P, U.S.A.
82-Maillet,E.(1905) Essais d'Hydraulique souterraine et fluvial, Herman, Paris.
83- Mangin,A.(1975) Contribution a l' etude hydrodynamique des aquifers karstiques. These, Institutdes Science de la Terre de l' Universite de Dijon.
84- Mangin,A.(1982) L' approche systemique du karst, consequences conceptuelles et methodologiques. Proc. Reunion Monographica sobre el karst, Larra., 141-157.
85-Mijatovic,P.(1967) Hydraulic mechanism of karst aquifers located within low coastal collectors, Vesnik Geozavada VII, Beograd, Yugoslavia.
86-Milanovic,P.T.(1981) Karst hydrogeology:U.S.,Colorado;water Resources Publications, 434P.
87-Milanovic,P.T.(2000) Geological engineering in karst. Belgrad: Ed. Zebra,347pp.
^8- Mohrlok,U.& Teutsch,G.(1997). Double continuum porous equivalent(DCPE) versus discrete modeling in karst terranes. Proc. 5th Int. Symp. And Field Seminar on karst waters& Environmental Impacts, 10-20 Sep. 1993, Antalya, 319-326.
89-Moore,C.H.(2001) Carbonate Reservoirs: Porosity, Evolution and Diagenesis in a Sequence Stratigraphic Framework, Developments in Sedimentology 55, Elsevier, Amesterdam, 444pp.
90-Oda,M.(1985) Permeability tensor for discontinuous rock masses. Geotechnique, 35, 483-495.
91-Parizak,R.P.(1976) On the nature and significance of fracture traces and linements in carbonate and other terranes, in Karst Hydrology and Water Resources: Vol, I Karst Hydrology(ed. V. Yevjevich), Water Resources Publications, Colorado, pp. 47-108.
92-Perchorkin,A.N. and Bolotov,G.V.(1983) Geodynamics of Relief in Karstified Massifs, University of Perm, 83pp.[In Russian.].

93-Quinlan, J.,F.(1978) Types of karst, with emphasis on cover beds in their classification and development. Univ. of Texasat Austin PhD thesis, 323pp.
94-Quinlan,J.,F.et al.(1991) Recommended administrative/regulatory definition of karst aquifer, principles of classification of carbonate aquifers, practical evaluation of vulnerability of karst aquifers and determination of optimum sampling frequency at springs in proceeding of the 3th conference on hydrogeology, ecology, monitoring, management of GW in karst terrains ; PP 573-635, Dec. 4-6 1991, Nashville / Tennessee / U.S.A
95-Railsback, L.B.(1999) Pattern in the compositions, properties and geochemistry of carbonate minerals, Carbonates and Evaporates,14,1-20.
96- Ralston,Mark,R.(2000) Ground water management in karst terrain, groundwater symposium 2000, Harrisburg, Pennsylvania, U.S.A.
97-Razack,M.(1984). Applivation de methods numeriques et statisti- que es a l' identification des reservoirs fissures carbonates en hydro- geologic. Thesis Doctoral U.S.T.L., Montpellier, 257p.
٩8-Robinson,P.C. (1984) Connectivity, flow and transport in network models of fracture media. PhD. Thesis, St. Calherine's College, Oxford University.
99-Sandvik,P.O. and Erdosh,G.(1977) Geology of the Cargill Phosph- ate Deposit in Northern Ontario, Bulletin, Canadian Institute of Mining, pp. 90-6.
100-Şahinci,A.(1991) karst hidrolojisi,Ege Üniversitesi, İzmir , Türkiye.
101-Sarg, J.F.(2001) The sequence stratigraphy, sedimentology economic importance of evaporate- carbonate transitions: a review. Sedimentary Geology, 140, 9-42.
102-Sauter,M.(1992) Quantification and forcasting of regional ground water flow and transport in a karst aquifer(Gallusquelle, malm, Sw. Germany). Tübinger Geowissenchaftliche Areiten, C13.
103- Sauter,M. & Liedl,R.(2000) Modelling karst aquifer genesis using a coupled continuum-pipe flow model. In A. Klimchouk, D. Ford, C. Palmer,A.& Dreybrodt, W.(Eds.), Speleogenesis: Evolution of karst aquifers(pp. 212-219). Huntsville, Alabama(USA): National Speleolo- gical Society.
104- Scanlon, B.R., Thrailkill, J.(1987) Chemical similarities among physically distinct spring types in a karst terrains, Journal of Hydro- logy, 89, P. 259-279
105- Scholle,P.A.,Scholle,Ulmer.S.D.(2003) A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks, The American Association of Petroleum Geologists Tulsa, Oklahama, U.S.A
106- Shuster, E.T., White, W.B.(1971) Seasonal fluctions in the chemistry of limestone springs; A possible means for characterizing aquifers; Journal of hydrology, 14, P. 93-128
107 Smith,D.I. and Atkinson,T.C.(1976) Process, landforms and climate in limestone regions, in Geomorphology and Climate (ed.E.Derbyshire),John Willy & Sons, Chichester,pp. 369-409.
108-Snow,D.T.(1965) A pralel plate model of fractured permeable media. PhD. Thesis University of California Berkley.
١٠9-Stanton,R.J.(1966) The solution brecciation process. Geological Society of America, Bulletin, 77, 843-48.
110-Stepanovic,B,(1962) Principles of general hydrogeology. Special edition, Geozavod, Beograd, Yugoslavia.
111- Stringfield, V.T and LeGrand,H.E.(1971) Effects of karst features on circulation of water in carbonate rocks in coastal areas, Journal of Hydrology, 14, 139-57.
112-Teutsch,G. & Sauter,M.(1998) Distributed parameter modeling approaches in karst hydrological investigations. Bulletin d' Hydrogeologie, 16, 99-109.

113- Thrailkill,J.(1968) Chemical and hydrological factors in the excavation of limestone caves. Bulletin, Geological Society of America, 79(B916), 19-46.
114-Vlahovic,V.(1975) Kras Niksickog polja I njegova hidrogeo logija (Hydrogeology of karst region of the Niksicko Polje). Drustvo za nauku I umjetnost Crne Gore, Titograd, Yugoslavia.
115-Warren,J.K(2000) Dolomite: occurrence, evoluation and economically important associations. Earth Science Reviews,52, 1-81
116- White, W.B.(1969) Conceptual models for carbonate aquifers, G.W. 7(3) , B 97515-21.
117- White, W.B.(1976) Cave minerals and speleothems, in the Science of Speleology(eds T.D. Ford and C.H.D. Cullingford), Academic Press, London, pp. 267-327.
118- White, W.B.(2002) Karst hydrology: recent developments and open question. Engineering Geology, 65, 85-105.
119- Zhang,Y.K.,Bal, E.W.(1996) Simulation of spring discharge from a lime stone aquifer in N.I|owa with an identification scheme. IAHS pub. No: 237, PP: 31-40
120- Zolti,J.(1974) Karsthydrogeology, Springer-Verlag, Vienna.

Polje	پولژه
Sea cave	غار دریایی
Paleokarst	کارست قدیمی
Matrix-laminar	تجزیه و تحلیل طیفی
Platform karst	کارست سکویی
Deep karst	کارست عمقی
Solution doline	دولین انحلالی
Vadose flow	جریان هواده
Wall karren	شیارهای وال (دیواره) کارن
Subsoil karst	کارست زیر خاکی
Perimetric corrosion	خورندگی مرزی (پیرامونی)
Primary porosity	تخلخل اولیه
Well-integrated	تجزیه و تحلیل طیفی متقابل
Rundkarren (rounded solution,runnel)	روند(گِرد) کارن (نهر انحلالی کوچک، رانل)
Subterranean flow	جریان زیرزمینی
Fissure cave	غار شکافی
Rimstone pool	حوضچه حاشیه سنگی
Net erosion	فرسایش کامل
Pool deposit	نهشته برکه ای
Basinal karst	کارست حوضه ای
Aven(ponor or swallow hole or stream sink)	آون(پونور یا چاه مکنده)
Limestone pavement	ساخت سنگ فرشی (مسطح یا سکویی)
Resurgence	ظهور مجدد(رود)
Pot hole	چالاب
Internal runoff	رواناب درونی
Inter strata karst	کارست بین طبقه ای
Self-regulated	خود تنظیم
Orogenic karst	کارست کوهزایی
Aggressive	مهاجم
Bedding grike	شکاف قائم انحلالی بین سطوح لایه
Transient flow	جریان ماندگار
Auto-correlation	جریان موقتی(گذرا)
Rapid flow	جریان تند
Allogenic valley	دره های دگرجازاد
Grain stone	گرین ستون
Mud stone	مادستون
Reflux	شارش(بازگشتی)
Netlike karrens	کارن های شبکه دار
Descending spring	چشمه های دائمی افتان

Point- located	استقرار در محل
Ruiniform	اشکال کارستی فروریخته
Packing	انباشتگی
Abstract	انتزاعی
Heat transport	انتقال گرما
Declination	انحراف، میل
Solution-collapse (subsidence)	انحلالی-فروریختگی
Uvala	اُوالا
Vadose water	آب منطقه هواده
Stream sink	آبفروچاله،رودخانه های فرو رونده(چاله رود)
Perched catchment	آبگیر معلق
Pressure-release	آزادسازی فشار
Threshold	آستانه
Rising	بالاآمدگی
Subsoil pinnacles	برج های زیرخاکی
Extra-karst terrain	برون کارستی
Rimstone dam	بند حاشیه سنگی
Natural bridge	پل طبیعی
Ponor (shallow hole)	پونور(چاه مکنده)
Continuum based	پیوستگی بنیادی
Discrete continuum	پیوستگی مجزا
Lag time	تاخیر زمانی
Residual hills	تپه های باقیمانده
Porosity	تخلخل
Inter crystalline porosity	تخلخل بین بلوری
Inter particle porosity	تخلخل بین دانه ای
Secondary porosity	تخلخل ثانویه
Organism porosity	تخلخل زیستی
Erroneous estimation	تخمین نادرست(مغلوط)
Explicite finite diffrence	تفاضل محدود صریح
Conceptual	تفهیمی
Univariate	تک وردایی(تک متغیره)
Random walk	تکنیک حرکت تصادفی
Tensor	تنسور
Parabolic distributive	توزیع سهموی(شلجمی)
Fisher distribution	توزیع فیشر
Lognormal distribution	توزیع لوگ نرمال
Net deposition	ته نشست کامل
Deep phreatic theory	تئوری آب اشباع(محصور)

Travertine	تراورتن
Alluvial ponor	پونور آبرفتی
Blind valley	دره کور
Karren field	سطح کارن
Cave - ins	فروریزش(درون ریختگی)
Shaft doline	دولین به شکل چاه عمودی
Unsaturated (vadose) zone	منطقه غیر اشباع(هواده)
Outflow cave	غار جریان خروجی
Bare karst	کارست برهنه
Natural arch	طاق طبیعی
Cave	غار
Terrestrial	زمینی(خشکی)
Joint porosity	تخلخل درزه ای
Epikarstic(sub cutaneus)	کارست زیر سطحی
Semi-combine	نیمه ترکیبی
Karstic valley	دره های کارستی
Spectral analysis	ماتریکس-ورقه ای
Cracked karren	کارن شکافی
Sump	چاهک
Dry valley	دره خشک
Funnel hills	تپه های قیفی شکل
Double porosity model	مدل های تخلخل دوگانه
Epi-orogenic karst	کارست بین کوهزایی
Diffuse flow	جریان پراکنده
Cave flower	گُل غار
Swallow hole	حفره بلعنده(پونور)
Bound stone	باندستون
Grain-supported	دانه و متصل(پشتیبان)
Rounded	گرد شده
Solution runnels or rinnen karren	ساختهای انحلالی کانالی (رانل یا رینن کارن)
Inflow cave	رودغار
Rimstone	سنگ لبه
Spalling	پوسته پوسته
Pillar	ستون سنگی
Pipe	لوله
Stalagmite	کف چکه سنگ (غارچکیده آهکی)
Stone forest	جنگل سنگی
Solution basin	حوضه انحلالی
Allogenic river	رودخانه دگرجا زاد

Water table cave theory	تئوری سطح ایستابی غار
Conduit-influenced	جریان مجرا- القایی
Unsorted	جورنشده
Kamenicas	چاله های آب
Cave kamenicas	چاله های درون غاری
Shaft	چاه عمودی
Under flow spring	چشمه درون ریز
Overflow spring	چشمه سرریزی
Solute	حل شده
Multiple loop	حلقه های چندگانه
Catchment	حوضه، آبگیر
Terra rossa	خاک سرخ
Joint-bounded	درزه های مرزی
Endogenous	درون زایی
Semi blind valley	دره نیمه کور
Karstic alluvial	دشت های کارستی
Bivariate	دو وردایی(دو متغیره)
Caprock doline	دولین پوش سنگی
Suffusion doline	دولین حفره ای به هم بافته
Dropt doline	دولین فروریختگی پوششی
Funnel doline	دولین قیفی
Doline(sinkholes)	دولین(فروچاله یا آبفروچاله)
Epigene	دیرزاد
Detritus	ذره آواری، آوار
Cave fill	رسوبات کف غار
Swallet	رودخور(محل بلعیده رود)
Double continuum approach	روش پیوستگی دوگانه
Combined discrete approach	روش پیوستگی مجزای ترکیب شده(هیبرید)
Equivalent porous medium	روش محیط متخلخل هم ارز
Solution ripples	ریپل انحلالی(آثار موجی باران)
Incasion	ریزش سقف(غار)
Rillen karren	ریلن کارن
Solution slots or kluft karren or grike	ساخت شیاری انحلالی یا شکافهای قائم
Pin	ساخت گودالی
pinnacle	ستون سنگی نوک تیز
Stalactite	سقف چکه سنگ (غارچکه آهکی)
Stepped pavement	سکوهای پلکانی
Sinkhole	سنگ چال(چاله کارستی)
Grid across	شبکه(چهارضلعی)متقاطع

شکافی – دوگانه	Double-fissured
شکستگی راست گوشه	Orthogonal fracture
شکستگی(شکاف) روزنه ای	Aperture of fracture
شیار انحلالی(ریلن کارن)	Solution flute (Rillen karren)
شیار(ناودانکی) دالبری	Fluted scallop
شیارهای بزرگ کارستی	Spitz karren
عوارض سطحی کارست	Exo karstic (sub aerial)
غار شناسی	Speleology
غار هولوش	Hö lloch cave
غیر متراکم	Sparse
فرا رفت- پراکُنش	Advection-dispersion
فراوانی	Frequency
فرو ریختن	Breakdown
فروریزش(فروریختن)	Collapse
فوق اشباع	Supersaturated
قابلیت نگهداشت	Retention capability
قانون اصطکاک دارسی- وایسباخ	Darcy-Weissbach friction law
قانون مکعب	Cubic law
قانون هاگن-پویزول	Hagen-Poiseuille
کارست برجی	Tower karst
کارست برجی- بریده	Cutter-pinnacle karst
کارست بزرگ ناودیسی	Geosyncline's karst
کارست جبه ای	Mantled karst
کارست چند ضلعی	Polygonal karst
کارست دروغین	Pseudokarst
کارست رگابی	Piping karst
کارست ساحلی	Littoral karst
کارست عمقی(درونی)	Endo-karstic (subterranean)
کارست قاره ای	Continental karst
کارست کم عمق	Shallow karst
کارست کوهزایی قطعه قطعه	Discrete orogenic karst
کارست مدفون	Buried karst
کارستی شدن	Karstification
کارن دریایی	Karren sea
کارن ساحلی	Coastal karren
کالک آرانایت ائولین	Dune limestone
کثرت	Magnitude
کفه(تشت) انحلالی	Solution pan
کوه رُفتی	Colluvial
گذرگاه	Passage
مبدل پنجره ای فوریه	Non-stationarity
پَک ستون	Pack stone
وَک ستون	Wack stone
مراحل انحلالی قیفی شکل یا تریت کارن	Solution funnel steps or trit karren
سرریزشی(ناودانکی)	Fluting
دیوراه اسفنجی غارهای آهکی	Sponge work
چشمه کارستی تغذیه شونده از اعماق	Exsurgence
غار نهشته لایه ای	Speleothem
تغذیه نابرجازادی	Allogenic recharge
غار سطح لایه بندی	Bedding plane cave
ژرفای آب اشباع	Bath phreatic
همبستگی خودکار	Cross correlation
برش	Breccia
دولین فروریختگی	Collapse doline
رسوب معلق	Suspended sediment
کافت	Rift
نابرجا	Allogenic (allochthonous)
گل و شناور(پشتیبان)	Mud-supported
کارست های برجی(نوک تیز)	Arête-pinnacle
کارست انتقالی (حد واسط)	Transition karst
بدون سر ریزش	Decantation
سرزمیتهای شکافی غول آسا	Giant grike land
جریان مینه	Matrix flow
اشکال چند منشایی	Polygenetic forms
نیمه افقی	Quasi horizontal
دره های حفره ای(جیبی)	Pocket valley (steep head)
دولین طویل گودال	Long depression doline
درون زاد	Endogenous
کارست پوششی	Covered karst
سنگ های سخت لبه تیز	Sharp rimmed
تخلخل انحلالی	Dissolution porosity
ژرف دره	Canyon
پنجره(گودال) کارست	Karst window
کارن(لاپیه یا لاپیاز)	Karren (lapie or lapiaz)
کارست گودالی	Cockpit karst
منطقه محصور دینامیکی	Dynamic phreas
برجا زی	Autogenic (autochthonous)
تخلخل انحلالی	Solution porosity
جریان مجرایی	Conduit flow
قلل جنگلی کارستی	Peak forest karst

Flowstone	گُل سنگ(تراورتن)
Matrix-restrained	ماتریکس(زمینه)-مهارشده
Packed	متراکم
Half-tube	مجرای نیمه استوانه ای
Chamber	محفظه یا حفره
Distributive model	مدل توزیعی
Grey box model	مدل جعبه خاکستری
Black box model	مدل جعبه سیاه
Burial and hydrothermal	مدل دفن شدگی و هیدروترمال
Single event model	مدل رویدادی منفرد
Global model	مدل کلی
Numerical models	مدل های عددی
Mero karst	مرو(ناکامل) کارست
Cavern	مغار
Recession curve	منحنی فروکش
Low permeability	منشاء نفوذپذیر ناچیز
Phreatic zone	منطقه آب اشباع
Transition zone	منطقه گذر
Interstitial medium	منفذ یا روزنهٔ متوسط
Vadose seepage	نشت هواده
Diffuse infiltration	نفوذ پراکنده یا نشری
Fracture permeability	نفوذپذیر شکستگی
Matrix(granular) permeability	نفوذپذیری زمینه ای(دانه ای)
Conduit permeability	نفوذپذیری مجرایی
Cave deposit	نهشته غار
Holo karst	هولو کارست(کامل)
Glaciofluvial	یخساری
Fluvial	رودخانه ای
Cross spectral analysis	همبستگی متقابل
Bedding planes porosity	تخلخل سطوح لایه بندی
Hohl karren or undercut solution runnels	هُل کارن (نهرهای کوچک انحلالی صخره ای یا زیر برش)
Chimney	بازشدگی عمودی
Correlogram	همبستگی نگاشت
Windowed Fourier transform	یکپارچه - خوب
Wavelet	موجک
Buried doline	دولین دفنی
Finite difference method	روش عناصر محدود
Finite element method	روش عناصر محدود
Discrete fracture network approach	روش شبکه شکستگی مجزا
Mixing model	مدل اختلاط
Cenote	چاه کم عمق طبیعی
Relict karst	کارست باقیمانده
Discrete fracture channel network method	روش شبکه کانال مجزا
Phyto karst	کارست گیاهی
Turbidity	تیرگی(گِل آلود)
Jamas(shaft)	میله چاه دستی(جاماها)
Vadose theory	تئوری وادز(غیراشباع)
Diffuse model	مدل انتشار
Free-surface stream	رودخانه سطحی-آزاد
Meander karren (meandering solution runnel)	پیچان کارن (رانل های انحلالی پیچان)
Cone karst (fengcong)	کارست مخروطی
Cave earth	خاک غار
Half-blind valley	دره نیمه کور
Grike	شکاف قائم