سنگ چینه نگاری یا لیتواستراتیگرافی

Lithostratigraphy

(رشته چینه نگاری و دیرینه شناسی)

دکتر رحیم شعبانیان

۱۳۹٤

فهرست

عنوان: **صفحه**

پیشگفتار

راهنمای مطالعه

هدف های کلی کتاب

فصل یک: چینه شناسی، کلیات ومفاهیم

هدف کلی:

هدف رفتاری:

۱-۱- کلیات چینه شناسی

۱-۲- ویژگی واحدهای چینه شناسی

۱-۳- لیتواستراتیگرافی و قوانین مهم چینه شناسی

۱-٤- لیتواستراتیگرافی و قوانین مهم زمین شناسی

۱-۵-رابطه بین چینه شناسی و سایر شاخه های زمین شناسی

۱-٦- میخ طلایی در تعیین مرز واحدهای سنگ چینه ای

سوالات تستی

سوالات تشریحی

فصل دوم: ناپیوستگی ها

هدف کلی:

هدف رفتاری:

۲-۱-کلیات

۲-۲-انواع مختلف ناپیوستگی

۲-۳-شواهد تشخیص ناپیوستگی در صحرا

۲-٤-چگونگی روابط بین طبقات درناپیوستگی ها در مطالعات لرزه ای

۲-۵-چگونگی تشخیص حوادث کوهزایی و خشکی زایی در صحرا

۲-٦- روابط بین رخساره ها و کوهزایی

سوالات تستی

سوالات تشریحی

فصل سوم: لایه بندی وساختمان های رسوبی

هدف کلی:

هدف رفتاری:

۳-۱-کلیات

۳-۲-چگونگی شکل گیری لایه ها

۳-۳-طبقات و ساختمان های رسوبی

۳-٤-ساخت های همزمان با رسوبگذاری یا اولیه

۳-٥- ساختمان های رسوبی اندکی بعد از رسوبگذاری

۳-٦- ساختمان های بعد از رسوبگذاری یا ثانویه

۳-۷- کاربرد ساخت های رسوبی

۳-۸- شرح تعدادی از ساخت های رسوبی

۳-۸-۱-فلوت مارک

۳-۸-۲-گروکاست

۳-۸-۳-تول مارک ها

۳-۸-٤-اسکور مارک

۳-۸-٥-سواش مارک

۳-۸-٦-کانال

۳-۸-۷-دانه بندی تدریجی

۳-۸-۸-چینه بندی مورب

۳-۸-۹-ریپل مارک

۳-۸-۱۰-طبقه بندی مورب پشته ای

۳-۸-۱۱-ساخت بشقابی

۳-۸-۱۲-ترگ های گلی

۳-۸-۱۳-هارد گراند یا سخت زمین ها

۳-۸-۱٤-ساخت چشم پرنده ای

۳-۸-۱٥-فابریک ژئوپتال

۳-۸-۱٦-ساخت تی پی

۳-۸-۱۷-تپه های گلی

۳-۸-۱۸-استروماتاکتیس

۳-۸-۱۹-ساخت های بیوژنتیک
۳-۸-۲۰-استیلولیت
۳-۸-۲۱- نودل های دیاژنتیکی
سوالات تستی
سوالات تشریحی

فصل چهارم: لیتواستراتیگرافی وقوانین آن

هدف کلی:

هدف رفتاری:

٤-١-کلیات
٤-٢-چگونگی معرفی یک واحد سنگ چینه ای
٤-٣-انواع زیر واحد های سنگ چینه ای
٤-٣-١- سازند
٤-٣-٢- عضو
٤-٣-٣- طبقه
٤-٣-٤-گرو
٤-٣-٥- جریان
٤-٤- واحد های غیر رسمی
٤-٤-١-لیتوزون
٤-٤-٢-افق سنگی
٤-٤-٣-سری
٤-٤-٤-ریف
٤-٤-٥-زبانه و عدسی
٤-٥-ویژگی ها و قوانین مربوط به واحد های سنگ چینه ای
٤-٦- برش الگو و دیگر برش های مرجع واحدهای سنگ چینه ای
٤-٧- نامگذاری واحد های سنگ چینه ای
٤-٨-مرز واحد های سنگ چینه ای
٤-٩-رابطه بین واحدهای سنگ چینه ای ودیگر واحد های چینه شناسی
٤-١٠-استفاده از عبارات سنگ شناختی در چینه شناسی سنگی
٤-١٠-١-طبقات قرمز یا سری قرمز

٤-١٠-٢-آمیزه رنگین
٤-١٠-٣-آمیزه افیولیتی
٤-١٠-٤- توربیدایت ها
٤-١٠-٥-الیستولیت ها
٤-١٠-٦- رخساره های آواری
٤-١٠-٦-١- فلیش ها
٤-١٠-٦-٢- مولاس ها
٤-١٠-٦-٣-آرکوز های تکتونیکی
٤-١٠-٧- دیاپیر
٤-١٠-٨-سیکلوتم
٤-١٠-٩- کارست و سطوح انحلالی
٤-١٠-١٠- طبقات گلوکونیت دار
٤-١٠-١١-طبقات متراکم
٤-١٠-١٢- ریزش و لغزش
٤-١٠-١٣- جریان های گلی
٤-١٠-١٤- بوکسیت و لاتریت
٤-١٠-١٥- طبقات فسفاتی
٤-١٠-١٦-پالئوسول
٤-١٠-١٧- سازند آهن نواری
٤-١٠-١٨- شیل های نفتی
٤-١٠-١٩- شیل های سیاه
سوالات تستی
سوالات تشریحی
فصل پنجم: محیط های رسوبی
هدف کلی:
هدف رفتاری:
٥-١- کلیات
٥-٢- محیط رسوبی قاره ای یا غیر دریایی
٥-٢-١- مخروط افکنه

۵-۲-۲-رودخانه و شکل های مختلف آن

۵-۲-۳- محیط های بیابانی

۵-۲-٤-محیط یخچالی

۵-۲-۵- محیط دریاچه ای

۵-۲-٦-محیط مردابی

۵-۳-محیط های حدواسط

۵-۳-۱-محیط دلتایی

۵-۳-۲-محیط خلیج دهانه ای

۵-۳-۳-محیط دریایی- ساحلی

۵-٤-محیط دریایی

۵-٤-۱- محیط جذر ومدی

۵-٤-۲-محیط جزایر سدی

۵-٤-۳-محیط دریایی کم عمق با نهشته های آواری

۵-٤-٤-محیط دریایی کم عمق کربناته

۵-۵- نهشته های دریایی عمیق

۵-۵-۱-نهشته های توربیدایتی

۵-۵-۲-نهشته های جریان خرده دار

۵-٦-محیط های رسوبی دریای عمیق

۵-٦-۱-نهشته های مناظق عمیق دریایی

۵-۷- ریف ها

۵-۸-

سوالات تستی

سوالات تشریحی

فصل ششم: نمودارها، نقشه های چینه شناسی و روش مطالعه صحرایی

هدف کلی:

هدف رفتاری:

٦-۱-تطابق چینه شناسی

٦-۲-نمودارها ونقشه ها در چینه شناسی

٦-۳-روش های مطالعه چینه شناسی

٦-٣-١-روش مطالعه صحرایی
٦-٣-٢-روش نمونه برداری
٦-٣-٣-روش تعیین ضخامت واقعی لایه ها
سوالات تستی
سوالات تشریحی
منابع:

پیشگفتار

خداوند بزرگ را سپاس می گویم که مرا یاری فرمود تا در راستای تحقق آرمان های والای کشور اسلامی خود گام برداشته و کتاب سنگ چینه نگاری یا لیتواستراتیگرافی که از دروس بنیادی رشته چینه نگاری ودیرینه شناسی است، را به رشته تحریر در آورم. لیتواستراتیگرافی بخشی از علوم زمین و چینه شناسی است که به مطالعه سنگ ها، رسوبات، ساخت های رسوبی، ناپیوستگی ها ودلایل ایجاد آنها، ارتباط فضایی بین واحدهای سازند پوسته زمین و اهمیت آنها در تعیین محیط رسوبی و تقسیم بندی بخش های سازنده پوسته زمین به واحدهای معنی دار بنام واحد های چینه شناسی سنگی می باشد.

کتاب حاضر درشش فصل تهیه و تنظیم شده است. فصل اول کتاب درباره تاریخچه مطالعات چینه شناسی، کلیات چینه شناسی،ویژگی واحدهای چینه شناسی، لیتواستراتیگرافی و قوانین مهم چینه شناسی و قوانین مهم زمین شناسی، رابطه بین چینه شناسی و سایر شاخه های زمین شناسی وتوضیح مهمترین واحد های چینه شناسی می باشد. فصل دوم کتاب در ارتباط با انواع ناپیوستگی ها، چگوگی شناسایی آنها وحوادث خشکی زایی وکوهزایی و نبودهای چینه شناسی مهم درچینه شناسی ایران است. فصل سوم کتاب درارتباط با ساخت های رسوبی بوده وشماری از مهمترین ساخت های رسوبی و اهمیت آنها در مطالعات چینه شناسی مورد بررسی قرار گرفته است. فصل چهارم کتاب در ارتباط با واحد های سنگ چینه ای رسمی وغیر رسمی، چگونگی تعریف و نامگذاری آنها و قوانین مربوطه و همچین معرفی عبارت های سنگی که در چینه شناسی سنگی اهمیت دارند، می پردازد. در فصل پنجم کتاب با محیط های رسوبی، تقسیم بندی محیط ها و معرفی رخساره آنها اشاره شده است. آخرین فصل کتاب درارتباط با انواع نقشه ها ونمودارها در چینه شناسی، چگونگی انجام عملیات صحرایی و تطابق بحث می کند.

بدیهی است با همه سعی و تلاشی که برای ارائه و چاپ هرچه کامل تر و بی نقص تر این کتاب شده است، این اثرعاری ازنقص و ایراد های علمی نمی تواند باشد. لذا نویسنده ازتمامی اساتید و صاحب نظران ارجمند

علوم زمین و چینه شناسان محترم انتظار دارد که با نظرات، پیشنهادات و راهنمایی های سودمند و مفیدشان مرا در اصلاح و بهبود مطالب کتاب یاری نمایند.
در اینجا وظیفه خود می دانم از مسئولین محترم تدوین و انتشارات دانشگاه پیام نور تشکر و سپاسگزاری نماییم. هم چنین از همه کسانی که در بهبودواصلاح کتاب مرا یاری نموده اند کمال قدردانی را دارم.

دکتر رحیم شعبانیان

راهنمای مطالعه

کتابی را که هم اکنون در پیش رو دارید و آماده مطالعه وفراگیری مطالب آن هستید، کتاب سنگ چینه نگاری یا لیتواستراتیگرافی می باشد که برای دانشجویان کارشناسی ارشد زمین شناسی با گرایش چینه نگاری (چینه شناسی) و دیرینه شناسی تهیه و تدوین شده است. با توجه به نظام آموزشی دانشگاه پیام نور، تلاش شده است تا حتی المقدور این کتاب به شکل خود آموز طراحی و تدوین گردد. به همین منظور لازم است در فراگیری آن به نکاتی که در کتاب های خود آموز مورد نظر می باشد دقت شده و براساس آن فرا گرفته شود. بنابراین توجه شما دانشجویان گرامی قبل از آغاز مطالعه فصل های مختلف این کتاب، به مطالب زیر جلب شود:

۱- سنگ چینه نگاری از مقوله های علمی چینه شناسی و زمین شناسی است که ترکیبی از جنبه های محفوظاتی و فهمیدنی است که جنبه محفوظاتی آن بیشتر می باشد. لذا ممارست در مطالعه و مرور مطالب آن و تکرار نام ها و مفاهیم ضروری و مورد تاکید می باشد.
۲- در آغاز مطالعه کتاب لازم است هدف های آموزشی کلی کتاب را مورد مطالعه قرار داده تا به کلیاتی از محتوی کتاب دست یابید.
۳- پس از مطالعه هدف های کلی، مطالعه فصل های این کتاب را از اولین فصل آغاز نمایید. فصل های این کتاب را که همانطور تدوین شده است، مطالعه کنید.
٤- در ابتدای هرفصل هدف های آموزشی فصل مربوطه آورده شده است. با مطالعه این هدف ها، شما دانشجویان با محتوی فصل آشنا می شوید. بنابراین درهنگام فصل به نکات مهم و هدف مند فصل دقت و توجه بیشتری خواهید نمود.
۵- سپس مطالعه فصل را آغاز نمایید. توجه داشته باشید، از آنجایی که جنبه های حفظی این کتابببیشتر از جنبه های مفهومی آن می باشد، لازم است در هرفصل مطالب را قسمت قسمت مرور کرده و برای خود تکرار نمایید.

٦- پس از مطالعه هرفصل سعی کنید فهرست وار مطالب فرا گرفته شده را یادآوری نموده و به سوالات بخش خود آزمایی آن فصل پاسخ دهید. در صورت اشتباه بودن هرپاسخ، قسمت های مربوط به آن پاسخ از متن کتاب را مجددا مطالعه نمایید.

۷- پس از مطالعه هر فصل و پاسخ به سوالات خود آزمایی ها به فصل بعدی مراجعه کنید. سعی کنید پس از اطمینان خاطر از فراگیری هر فصل به فصل بعدی مراجعه کنید.

۸- در صورتی که نسبت به بعضی مطالب دچارابهام یا اشکال باشید، آنها را یاداشت نمایید و در کلاس های رفع اشکال گروهی با استاد خود در میان بگذارید.

۹- امید است با توجه به راهنمای مطالعه وسعی وتلاشی که خواهید نمود در یادگیری مطالب این کتاب و دست یابی به هدف های آموزشی آن موفق باشید.

هدف های آموزشی کتاب:

هدف نهایی:

هدف نهایی این مجموعه، آشنایی دانشجویان کارشناسی ارشد رشته چینه نگاری و دیرینه شناسی با اصول و مفاهیم چینه شناسی، چینه شناسی سنگی، ساخت های رسوبی و تطابق است.

هدف های مرحله ای:

برای دست یابی به هدف نهایی کتاب، دانشجو پس از مطالعه هر قسمت به اهداف مرحله ای زیر دست خواهد یافت.

۱- آشنایی با تاریخچه دانش سنگ چینه شناسی، تعریف و اهداف انواع واحد های چینه شناسی، آشنایی با مهمترین قوانین چینه شناسی

۲- فراگیری و آشنایی با انواع ناپیوستگی، حوادث کوهزایی و پیبش روی ها و پسروی ها

۳- آشنایی با مهمترین ساخت های رسوبی، نحوه تشکیل ساخت های رسوبی و کاربرد آنها در سنگ چینه شناسی

٤- فراگیری دانش سنگ چینه ای، قوانین موجود در تعریف ، تاسیس و نامگذاری واحد های سنگ چینه ای

۵- آشنایی با عبارت های سنگی و رسوبی که در سنگ چینه ای استفاده می شوند.

٦- آشنایی با مفاهیم سنگ شناسی که درچینه شناسی سنگی مورد استفاده قرار می گیرد.

۷- آشنایی با تطابق، انواع تطابق، نمودارها ونقشه های مورد استفاده در چینه شناسی

۸-آشنایی با روش های صحرایی درمطالعات چینه شناسی، ابزار های مورد نیاز و انتخاب برش چینه شناسی مناسب در یک مطالعه صحرایی

فصل اول

هدف کلی

دراین فصل علاوه برآشنایی با مهمترین واحد های چینه شناسی، با قوانین چینه شناسی و یژگی های واحد های چینه شناسی آشنا می شوید.

هدف رفتاری

انتظار می رود پس از مطالعه این فصل بتوانید:

۱-تعریف چینه شناسی و واحد چینه شناسی را توضیح دهد.

۲-ویژگی ها وتعریف مهمترین واحد های چینه شناسی را بیان نمایید

۳- واحد سنگ چینه ای و زمان چینه ای را شرح دهید

٤- واحد زیست چینه ای را توضیح داده ومحدودیت آن رابیان نمایید.

۵-مهمترین ویژگی های واحد های چینه شناسی را توضیح دهید.

٦- مهمترین قوانین چینه شناسی را نام برده وآنها را شرح دهید.

۷- میخ طلایی را ارائه برش الگوی واحد چینه شناسی بیان نمایید.

۸- جینه شناسی حادثه ای را شرح داده ونمونه ای از چینه شناسی حادثه ای را نام ببرید.

۹-تفاوت واژه های پیشین،پسین، زیرین وبالایی را درچینه شناسی گفته و کاربرد آنها را توضیح دهید.

۱۰-تفاوت بین واحد های چینه شناسی سنگی و لیتودمیک را بیان نمایید.

۱-۱-کلیات وانواع واحدهای چینه شناسی

چینه شناسی یا استراتیگرافی(Stratigraphy) دانش مطالعه سنگهای سازنده پوسته زمین می باشد. آن هم چنین علم مطالعه چگونگی ارتباط طبقات، نسبت به مکان و زمان می باشد. از نظر لغت شناسی، واژه چینه شناسی یااستراتیگرافی ازدوکلمه استراتا (strata) به معنی لایه ها، طبقات ویا چینه ها وگرافیا Graphy) (Graphia/ به معنی شناخت، نگارش وترسیم تشکیل شده است. کلمه استراتوم(Stratum) یا طبقه شامل یک لایه ازسنگ های رسوبی است که بوسیله صفات سنگ شناسی از طبقات بلافصل بالا، پایین و واحدهای جانبی خودمجزا می گردند. وظیفه دانش چینه شناسی مطالعه سنگهای رسوبی، آذرین ودگرگونی پوسته زمین وقراردادن آنها درگروه های مشخص، مفید، قابل نقشه برداری وتعریف شده بنام واحدچینه شناسی (stratigraphical unites) است. بنابراین یک واحد چینه شناسی، پیکره وضخامتی از سنگهای سازنده پوسته زمین می باشد که برمبنای ویژگی های فیزیکی، شیمیایی، زمانی وزیستی خود ازدیگر واحدها وتوالی های مجاوردربالا، پایین وجوانب خودش متمایز می گردد. لازم یه یاد آوری است که بخشی از واحدهای چینه شناسی بیانگر بسته های زمانی هستند. چینه شناسی اساس تمام بررسی ها ومطالعات زمین شناسی می باشد. این دانش اغلب همراه با دانش رسوب شناسی ومطالعه سنگ های رسوبی بوده وارتباط نزدیکی با آنها دارد.

با این وجود چینه شناسی نمی بایستی مترادف با زمین شناسی رسوبی وسنگ رسوبی درنظر گرفته شود. هرچندمطالعات رسوب شناختی وسنگ رسوبی اغلب اهمیت زیادی برای چینه شناسان دارد. از طرف دیگررابطه بسیار نزدیکی نیز بین دیرینه شناسی و چینه شناسی وجود دارد. عبارت چینه شناسی اولین بارتوسط اربینی (d'Orbigny, 1825) بکار گرفته شده است. طبقه بندی چینه شناسی، تمام سنگ های پوسته زمین راشامل می گردد. سنگ های سازنده پوسته زمین دارای خواص قابل اندازه گیری مشحص ومتغیری داشته و براساس هرکدام ازاین خواص قابل اندازه گیری طبقه بندی می گردند. علاوه براین سنگ ها ممکن است براساس چگونگی شکل گیری یا صفات منسوب شده مانند محیط دیاژنزی نیزگروه بندی گردند.

معیارهای بکار گرفته شده درتعریف، تاسیس وشناسایی واحدهای چینه ای از یکدیگر متغییر بوده، در نتیجه انواع واحدهای چینه شناسی تعریف می گردد که مهمترین آنها عبارتند از :

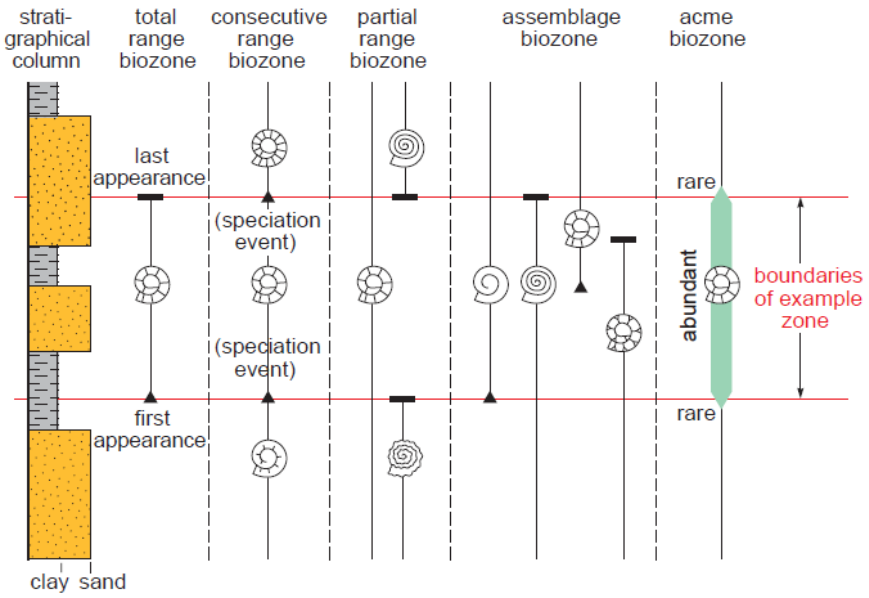
-واحد سنگ چینه ای یا لیتواستراتیگرافی (Lithostratigraphy):

یک واحد سنگ چینه ای، واحدی است که برمبنای ویژگیهای سنگ شناختی سنگهای پوسته زمین مانند جنس، ضحامت، رنگ، ساختمان های رسوبی و ویژگی کانی شناسی تعریف می گردد. ازطرفی دیگریک واحد لیتواستراتیگرافی، توده ای از سنگ های رسوبی، آذرین خروجی، رسوبات و سنگ های دگرگون شده و سنگ های متا ولکانیکی هستند که براساس معیارهای سنگی از یکدیگر متمایز می گردند. واحد سنگ چینه ای یا لیتواستراتیگرافی واحد اصلی کاری چینه شناسان درصحرا بوده و واحد اصلی آن سازند (Formation) می باشد. گروه، عضو، لایه و جریان از دیگر واحد های رسمی سنگ چینه ای می باشند. واحد های سنگ چینه ای معمولا توده ای از سنگ های لایه لایه و مسطح می باشند. یک واحد سنگ چینه ای یک واحد مادی و دارای سلسله مراتبی است و مرز های آن دیاکرونوس می باشد. بعبارتی دیگر مرز این واحد چینه شناسی، سطوح زمانی را قطع می کنند. واحدهای سنگ چینه ای ارزش زمانی نداشته هر چند آنها دارای یک سن زمین شناسی می باشند. از طرفی دیگر تغییرات سنگ شناسی در یک توالی عمودی به منزله تغییر در زمان زمین شناسی واحد سنگ چینه ای نبوده ودر بیشتر موارد مرز تغییرات سنگ شناسی منطبق بر مرزهای زمانی نیست. مرز واحدهای سنگ چینه ای براساس حدود فیزیکی که برمبنای ویژگی سنگی است، تعریف می گردد. علاوه برطبقه، سازند، عضوو گروه، واحدهایی مانند سری، لیتوزون، افق، ریف و عدسی نیز بعنوان واحد های غیر رسمی درسنگ چینه ای مورد استفاده قرارمی گیرند. هدف چینه شناسی سنگی، بررسی چینه ها در گستره زمان و مکان است. واحد های سنگ چینه ای از قانون روی هم قرار گیری طبقات یا اصل سوپرپوزیشن تبعیت می کنند.

- واحد زیست چینه ای یا بیواستراتیگرافی(Biostratigraphy) :

تمایز و تفکیک واحدهای چینه شناسی وسنگهای رسوبی سازنده پوسته زمین برمبنای پراکندگی عمودی وافقی یک یا گروهی از فسیل ها و یا برمبنای خط سیر تکاملی گروه های مختلف فسیلی را بیواستراتیگرافی

می گویند. علاوه براین واحد های زیست چینه ای براساس حوادث زیستی مانند پیدایش(رخـداد) وانقـراض گروههای فسیلی و یا با توجه به میزان و حداکثر فراوانی تاکسون های فسیلی درضـخامتی از سـنگ رسـوبی، تاسیس می گردند.



شکل ۱-۱- مهمترین انواع بایوزون ها(Nichols,1999)

یک واحد زیست چینه ای در مورد سنگهای رسوبی دریایی فانروزونیک بکار گرفته می شود و برای سنگهای پرکامبرین و نهشته های آواری و تبخیری، سنگ های دولومیتی، سنگ های رسوبی تبلور مجدد یافتـه، سـنگ های آذرین و دگرگونی که فاقد فسیل هستند، کاربرد ندارد. واحد اصـلی وبنیـادی در زیسـت چینـه نگـاری، بایوزون می باشد. مهمترین بایوزون های مـورد اسـتفاده در چینـه شناسـی زیسـتی شـامل بـایوزون تجمعـی (Assemblage biozone)، بایوزون گسترش یا حـدود(Range biozone)، بـایوزون حـداکثر فراوانـی(Acme biozone)، اینتروال بایوزون یا اینتروال زون (Interval Biozone)، بایوزون بخشی (Partial Biozone) واپـل زون(Oppel Zone) (شکل۱-۱)(جدول۱-۳)است. یک واحد زیست چینه ای یک واحد مادی، بدون سلسـله مراتبی وبا مرزهای فیزیکی دیاکرونوس تا ایزوکرونوس می باشد. گونه و جنس مهمترین تاکسون های مـورد استفاده در بیواستراتیگرافی می باشند. عبارت تاکسون زمانی استفاده می گردد که جایگـاه سیسـتماتیک نمونـه مورد استفاده مشخص نباشد. بیشتر واحد های زیست چینه ای همانند واحد های سنگ چینه ای وواحد های چینه شناسی محدود به ناپیوستگی ها، تماما به وسعت جغرافیایی ناحیه مورد مطالعه محدود بـوده و درنتیجـه برای تحلیل درمقیاس جهانی رضایت بخش نیستند. با این وجـود، لازم بـه یـاد آوری اسـت کـه شـماری از بایوزون ها که برمبنای اشکال میکروفسیل و ماکروفسیل های پلانکتون ونکتون استوار می باشـد دارای ارزش جهانی بوده و درحل مسایل چینه شناسی درمقیاس جهانی کاربرد دارد. زیست چینه شناسـی، هماننـد سـنگ

چینه ای هم برای مطالعه سنگ های رخنمون دار و هم برای مطالعه زمین شناسی زیر سطحی دارای کاربرد است،هرچند داده های گردآوری شده از بررسی های زیر سطحی مانند داده های لاگ،مغزه ها و خرده حفاریاز درجه اعتبار ودقت کمتری برخوردار باشند.

-مگنتواستراتیگرافی یا چینه شناسی مغناطیسی(Magnetostratigrahy):

یک واحد مگنتواستراتی گرافی(Mc Dougal,1977) توده ای از سنگ های(رسوبی) پوسته زمین است که بوسیله ویژگی های مغناطیس پس ماند(Remanant-Magnetic) یا پالئومگنتیک خود از واحدهای مجاورش متمایز می گردند. بعبارت دیگر ویژگی های مغناطیسی سنگ ها از نظر نوع قطبیت(تک قطبی یا دوقطبی)، معناطیس نرمال یامعکوس وشدت مغناطیس عامل برقراری واحدهای مگنتواستراتی گرافی می باشد. بنابراین مجموعه سنگ هایی که دارای ویژگی مغناطیسی مشابه باشند دریک مجموعه قرار می گیرند. واحد اصلی مگنتواستراتیگرافی، پلارتی زون (Polarity Zone) می باشد. علاوه بر پلاریتی زون، گاهی از پلاریتی سوپرزون(Polarity superzone) وپلاریتی ساب زون (Polarity subzone) در مطالعات چینه شناسی مغناطیسی استفاده می گردد. یک واحد مگنتواستراتی گرافی یک واحد چینه شناسی مادی، دارای سلسله مراتبی ومرزهای ایزوکرونوس می باشد. چینه شناسی مغناطیسی به روابط چینه ای براساس خواص مغناطیسی پس ماند سنگ های رسوبی وسنگ های آتشفشانی دارای لایه بندی استوار می باشد.

واحد های قطبیت چینه شناسی مغناطیسی یا واحدمگنتو پلاریتی(Magnetopolarity Unit) فقط براساس خواص قابل تعیین درسنگ ها یعنی برمبنای قطبیت میدان مغناطیس باقیمانده در سنگ ها استوار است. آن واحد مادی و دارای مرزهای فیزیکی می باشد. از طرف دیگر با توجه به اینکه ویژگی های مغناطیسی سنگ ها دارای یک پتانسیل قابل اندازه گیری درمقیاس جهانی است، درنتیجه واحدهای مغناطیسی اشاره شده، کاربرد جهانی داشته و ازاین نظر مشابه واحد های زمان چینه ای می باشند. این واحد چینه شناسی همانند واحد زیست چینه ای دارای محدودیت بوده و فقط در سنگ های با محتوی کانی های مغناطیس شونده(برای مثال نهشته آهندار قرمز رنگ)، قابل کاربرد است.

-چینه شناسی لرزه ای(Seismic Stratigraphy):

مطالعه چینه شناسی ورخساره های رسوبی که براساس داده های لرزه ای استوار باشد، دانش چینه شناسی لرزه ای را تشکیل می دهد. چینه شناسی لرزه ای، مطالعه داده های لرزه ای به منظور استخراج اطلاعات چینه شناسی است. این دانش چینه شناسی، دانش جدیدی بوده و از سال ۱۹۶۰ مورد توجه قرار گرفته است. بواسطه کاربرد وسیع این دانش درمطالعات زیرسطحی هم درمحیط های دریایی و هم در خشکی ها، جایی که دیگر انواع داده های چینه شناسی کم است، مطالعه و کاربرد آن حائز اهمیت می باشد. در چینه شناسی لرزه ای شکل توده های رسوبی، ناپیوستگی ها، چگونگی و کیفیت مرز چینه ها، قابل تعیین می باشد.

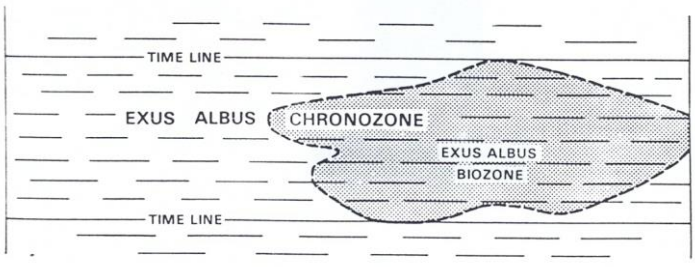
- پدواستراتیگرافی یا واحد خاک چینه ای (Pedostratigraghy) :

یک واحد پدواستراتیگرافی یک توده از سنگ رسوبی یا ضخامتی از نهشته های رسوبی است که در بر گیرنده یک یا چند افق خاک شناختی باشد. واحد اصلی در پدواستراتیگرافی، ژئوسول (Geosol) می باشد(جدول-۱). این واحد چینه شناسی برمبنای تشکیل افق های خاک قدیمی برای مثال افق های بوکسیتی، لاتریتی وکارستی استوار است. واحد چینه شناسی پدواستراتیگرافی یک واحد مادی با مرزهای دیاکرونوس است ومرز های آن بر اساس ویژگی های فیزیکی قابل مشاهده در روی زمین تعریف می گردد.

- کرونواستراتیگرافی یا زمان چینه ای(Chronostratigraphy) :

یک واحد زمان چینه ای یا کرونواستراتی گرافی ضخامتی از سنگ های پوسته زمین است که طی یک محدوده زمانی معین بنام زمان زمین شناسی(Geological Time Unit) تشکیل شده است. آن یک واحد مادی، دارای سلسله مراتبی بوده که اشکوب(Stage) واحد اصلی آن می باشد. مرزهای یک واحد زمان چینه ای ایزوکرونوس و مدت و دوام اجزای این واحد چینه شناسی درتمام گستره خود سین کرونوس (Synchronous) می باشد. سین کرونوسی یک واحد چینه ای به این معنی است که آن واحدها، در تمام نقاط دنیا دارای سن یکسانی می باشند. همانطور که بیان گردید اشکوب واحد بنیادی درتقسیم بندی واحد های زمان چینه ای می باشد که اساسا برمبنای نهشته های دریایی وبا توجه به محتوی فسیلی اش تعریف می گردد. واحدهای زمان چینه ای دارای ارزش زمانی بوده و بیانگریک بسته زمانی ازطول تاریخ زمین شناسی می باشند. واحدکرونواستراتیگرافی یک مقیاس و زبان استاندارد و مشترک جهانی بین چینه شناسان درنظر گرفته می شود. ازنگاه دیگریک واحد زمان چینه ای ضخامتی از سنگ های سازنده پوسته زمین است که در دوره های معین از زمان زمین شناسی تشکیل شده اند.

همانطور که در جدول شماره یک اشاره شده، کوچکترین واحد غیر رسمی زمان چینه شناسی کرونوزون می باشد.کرونوزون براساس فسیل های شاخص تعریف شده وضخامتی ازسنگ های رسوبی است که منطبق با گستره جانبی و عمودی چینه شناسی یک تاکسون معین استوارمی باشد. نام کرونوزن تاسیسی منطبق بانام فسیل استفاده شده درتاسیس کرونوزون می باشد(شکل-۲). کرون واحد معادل کرونوزون در تقسیمات زمان زمین شناسی است که برمبنای اطلاعات دیرینه مغناطیس تعریف می گردد.



شکل ۲-۱- رابطه بین کرونوزون(واحد زمان چینه ای) وکرون(واحد زمان زمین شناسی)(Hedberg,1975)

اشکوب واحد بعدی و بزرگتر درتقسیمات زمان چینه ای است که تعریف وتاسیس آن نیـز براسـاس فسـیل های شاخص بنا نهاده شده است. اشکوب ها دارای نـام بـوده و ریشـه نـام آنهـا جغرافیـایی و ازاسـم مکـان جغرافیایی که اشکوب برای اولین بار از آنجا تعریف می گردد، منشاء می گیرد. با اضافه کردن پسـوند ian - به اسم جغرافیایی انتخاب شده، نام اشکوب حاصل می گردد. بـرای نمونـه دوراشـام (Dorasham) نـام یـک ناحیه جغرافیایی درجمهوری نخجوان آذربایجان بوده و اشکوب دوراشامین(Dorashamian) آخرین اشکوب برای سیستم پرمین می باشد. عصر معادل زمانی اشکوب در تقسیمات واحد های زمان زمین شناسی اسـت و شامل مدت زمان تشکیل نهشته های یک اشکوب می باشد. اشکوب وعصر بعنوان کوچکترین واحـد رسـمی درتقسیمات زمان چینه ای و زمان زمین شناسی مورد استفاده قرار می گیرند. سری واحد بزرگتـر از اشـکوب وکوچکتر از سیستم می باشد. سری ها معمولا بصـورت زیـرین(Lower)، میـانی(Middle) وبـالایی(Upper) مانند پرمین زیرین، پرمین میانی وپرمین بالایی نامگذاری می گردند. با این جود در مواردی مانند سـری هـای سنوزوئیک، آنها دارای نام هستند. پالئوسن، ائوسن، الیگوسن، میوسن و پلیوسن اسامی سـری هـای ترشـیری می باشند. علاوه براین سری های سیستم ژوراسیک نیز دارای نام هستند که از پـایین بـه بـالا شـامل لیـاس، دوگر ومالم می باشند(جدول۱-٤). لازم به یادآوری که بیشتر سری های تعریف شده در چینه شناسی ازجمله سری های تریاس وپرمین دارای نام هستند. واحد های کرونواسـتراتیگرافی ماننـد اشـکوب، سـری وسیسـتم همانند واحد های سنگ چینه ای مانند سازند،گروه وعضودارای مقاطع نمونه(برش الگو) یا اسـتراتوتایپ مـی باشند. برای مثال مقطع نمونه سیستم پرمین درکوه های اورال روسیه، مقطع نمونه سری گوادالـوپین از پـرمین میانی درکوه های گوادلوپ تکزاس امریکا وبرش نمونه اشکوب جلفین از پرمین بالایی در جمهوری نخجوان در کناره رودخانه ارس قرار دارد.

با اینکه واحد های زمان چینه ای با توده های سنگی سرکار دارند ولی تمایز مرزبین واحـدهای مـورد اشـاره براساس زمان تعریف گشته وتغییر در ترکیب سنگ شناسی نقشی درتعیین مرز این واحد چینه شناسی ندارد.

سیستم واحد اساسی در تقسیمات زمان چینه ای می باشد. یک سیستم شامل ضخامتی از سنگ هـای رسـوبی است که طی یک زمان زمین شناسی بنام دوره تشـکیل شـده اسـت(جدول شـماره -۲). سیسـتم هـا هماننـد اشکوب ها دارای نام بوده و اسامی آنها دارای منشاء های متفاوتی می باشد. بعضی از نام ها، ریشه در اسـامی جغرافیایی دارد. برای مثال پرمین و ژوراسیک، بعضی اسامی بیانگر نـوع سـنگ شناسـی تشـکیل شـده در آن بخش از تاریخ زمین می باشد. برا ی مثال نام کرتاسه از نام نهشته های آهکی چاک(Chalk) گرفته شده اسـت که درفرانسه به آنها کریت(Crete) اطلاق می گردد. نام کربونیفر ازنام نهشـته هـای زغالـدار درانگلـیس ونـام تریاس نیز از نام رخساره های سه گانه تشکیل شده این دوره در اروپای مرکزی است. دوره که معادل سیستم در تقسیم بندی واحد کرونواستراتیگرافی می باشـد، دارای بیشـترین کـاربرد مـی باشـد. دو واحـد بعـدی در

سلسله مراتبی واحد زمان چینه ای به ترتیب از پایین به بالا شامل اراتم و انوتم می باشد. واحد های زمان چینه شناسی علاوه بر نام، دارای کاشف نیز بوده و در هنگام تعریف این واحد های چینه شناسی، نام کاشف یا کاشفین(موسس یا موسسین) نیز بیان می گردد. برای مثال سیستم پرمین اولین بار توسط مورچیسون در سال۱۸٤۱در کوه های پرم اورال و اشکوب مائستریشتین درسال ۱۸٤۹ توسط دومونت(Andre Dumont) در جنوب هلند ودر نزدیکی مرز بلژیک تعریف شده است(جدول۱-۲). به علت اینکه در هیچ نقطه از جهان توالی کاملی از نهشته های رسوبی پرکامبرین و فانروزوییک وجود ندارد، واحد های زمان چینه ای در نقاط مختلف جهان تعریف شده است. برای مثال سیستم پرمین در اورال و سیستم دونین در انگلستان تعریف شده است.

- واحدهای زمان زمین شناسی(Geologic time units) یا ژئوکرونولوژیک:

واحدهای زمان زمین شناسی یا واحدهای ژئوکرونولوژیک (Geochronologic Units)، یک واحد چینه شناسی غیرمادی ودارای سلسله مراتبی است که بیانگرمدت زمانی است که طی آن یک واحد زمان چینه ای یا کرونواستراتیگرافی تشکیل شده باشد(جدول-۱). بعبارت دیگر تعریف واحدهای زمان زمین شناسی با تعریف واحدهای زمان چینه ای تکمیل می گردد. واحدهای زمان زمین شناسی دارای مرزهای ایزوکرونوس می باشند. عصرواحد اساسی در تقسیمات زمان زمین شناسی است،که معادل اشکوب می باشد. نام های استفاده شده برای یک واحد زمان زمین شناسی مشابه نام های مورد استفاده برای زمان چینه شناسی است. برای مثال دوره کربونیفر وسیستم کربونیفر که اولی بیانگر زمان زمین شناسی و دومی معرف زمان چینه شناسی یا مجموعه سنگ های تشکیل شده دردوره کربونیفر است. در تعریف واحد های زمان زمین شناسی، سنگ شناسی و ماهیت مرز واحدهای سنگی نقشی ندارند. با توجه به اینکه تاسیس وتعریف واحد های زمان زمین شناسی براساس واحد های زمان چینه ای می باشد، لذا واحد های زمان زمین شناسی خودشان بطورمستقل بعنوان واحد چینه شناسی منظور نمی گردند. واحد های ژئوکرونولوژی، بیانگر یک فاصله زمانی است که براساس میلیون سال تعریف می گردند. واحد زمان زمین شناسی به ترتیب از بزرگ به کوچک شامل ائون، دوران، دوره ، گاهی رو دوره،(Super Period) وزیردوره(Sub Period)، دور، عصروکرون می باشد که هم ارز های آن در واحد های زمان چینه ای در جدول شماره یک ارائه شده است. واحد های زمان زمین شناسی فاقد مقطع الگو می باشند.

ائون طولانی ترین بخش از تاریخ زمین می باشد. تاریخ زمین به سه ائون آرکئن با دوام حدود دوونیم میلیارد سال، ائون پروتروزوئیک ازفاصله دوونیم میلیارد سال قبل تا ٥٤۲ میلیون سال قبل وائون فانروزوئیک که شامل دوران های پالئوزوئیک، مزوزوییک وسنوزوییک می باشد، تقسیم می گردد. در تقسیمات کمیته بین المللی چینه شناسی، ائون پروتروزوییک نیز به سه دوران پالئوپروتروزوییک، مزوپروتروزوییک و نئوپروتروزوییک تقسیم می گردد.

زمان زمین شناسی – ژئوکرونولوژیک (Geochronometric &Geochronologic)	کرونواستراتیگرافی – زمان چینه ای (Chronostratigraphy)
ائون(Eon)	اراتم (Eonothem)
دوران(Era)	ائونوتم (Earathem)
دوره(Period)	سیستم (System)
دور (Epoch)	سری (Series)
عصر(Age)	اشکوب (Stage)
کرون(Chron)	کرونوزون(Chronozone)

جدول ۱ – ۱- واحدهای سلسله مراتبی کرونواستراتیگرافی و ژئوکرونومتریک و هم ارزی آنها (واحدهای کرون و کرونوزون جزء واحدهای اصلی نیستند.)

لازم به یاد آوری است که عبارات استفاده شده برای دور، شامل پیشین(Early)، میانی(Middle) و پسین(Late) و برای سری که یک واحد کرونواستراتیگرافی می باشد شامل زیرین، میانی وبالایی می باشد. برای مثال دونین پیشین و پرمین پسین معرف زمان زمین شناسی بوده در حالیکه سنگ های سیلورین زیرین و نهشته های کرتاسه بالایی معرف واحد زمان چینه ای می باشند. علاوه بر این بعضی دورها، مانند خلاندوری درسیلورین و دورهای لیاس، دوگرومالم در ژوراسیک دارای نام هستند. کرون که کوچکترین واحد غیررسمی در سلسله مراتبی واحد های زمان زمین شناسی همانند کرونوزون تعریف شده و شامل مدت زمانی است که طی آن یک کرونوزن تشکیل شده است.

Era	System	Author & Year	Place first recognized
Cenozoic	Neogene	Hoernes, 1853	Austria
	Paleogene	Hoernes, 1866	Austria?
Mesozoic	Cretaceous	J.J. D'Omalius d'Halloy, 1822	France
	Jurassic	Alexander von Humboldt, 1795 Leopold von Buch, 1839	France, Switzerland, Germany, England
	Triassic	Friedrich August von Alberti, 1834	Germany
Paleozoic	Permian	Murchison, 1841	Russia
	Carboniferous	W.D. Conybeare and W. Phillips, 1822	Northern England
	Devonian	Murchison and Sedgwick, 1839	Southern England
	Silurian	Roderick Impey Murchison, 1835	Welsh Borderland
	Ordovician	Charles Lapworth, 1879	Wales
	Cambrian	Adam Sedgwick, 1835	North Wales

جدول شمار۱- ۲- سیستم های فانروزوئیک و موسسین و محل جغرافیایی مقاطع الگوی انها(Koutsoukos,2005)

- **واحد های ژئوکرونومتریک** (Geochronometric):

واحدهای چینه شناسی ژئوکرونومتریک برمبنای تقسیم بندی مستقیم از زمان زمین شناسی استوار بوده و براساس سال تعریف می گردند. یک واحد ژئوکرونومتریک همانند واحد ژئوکرونولوژیک، یک واحد غیرمادی است. علاوه براین برخلاف واحدهای زمان زمین شناسی یا ژئوکرونولوژیک، یک واحد ژئوکرونومتریک براساس دوره های زمانی ازواحد های زمان چینه ای تعریف نشده است. واحد های ژئوکرونومتریک بطورساده تقسیمات زمانی با بزرگی مناسب می باشند. مرزهای این واحدها قرار دادی بوده وبراساس سال های مورد توافق بین چینه شناسان استوار می باشد. گاهی از تقسیمات واحدچینه شناسی ژئوکرونولوژیک مانند ائون، دوران ودور، برای این واحد چینه شناسی نیز استفاده می شود.

- **واحد پلاریتی کرونواستراتیگرافی** (Polarity Chronostratigraphy):

یک واحد پلاریتی کرونواستراتیگرافی یک توده ازسنگ است که حاوی قطبیت مغناطیسی اولیه است که در هنگام ته نشست یا تبلور آن، شکل گرفته است. این واحد چینه شناسی همانند واحد پلاریتی – کرونولوژیک (Polarity- Chronologic) برمبنای تغییرات مغناطیسی تعریف شده است. آن یک واحد مادی بوده وبه

پلاریتی سوپرکرونوزون، پلاریتی کرونوزون وپلاریتی ساب کرونوزون تقسیم می گردد. این واحد قابل مقایسه با واحد کرونواستراتیگرافی می باشد.

-واحد پلاریتی کرونولوژیک (Polarity Chronologic):

یک واحد غیرمادی وبخشی اززمان زمین شناسی می باشد. آن شامل بخش هایی اززمان زمین شناسی است که بر مبنای ثبت قطبیت مغناطیسی تعریف می گردد وبه پلاریتی سوپرکرون، پلاریتی کرون و پلاریتی ساب کرون تقسیم گشته و قابل مقایسه با واحد های زمان زمین شناسی است.

- واحدهای لیتودمیک (Lithodemic Units) :

یک واحد لیتودمیک توده ای ازسنگهای آذرین نفوذی، توده ای از سنگهای شدیداً دگرریخت شده سنگ های بدون لایه بندی ویا سنگهای دگرگونی درجه بالا است که بوسیله ویژگیهای سنگی از واحدهای مجاور خود متمایز می شوند. مرزهای آن ممکن است بوسیله سنگهای رسوبی، سنگ های آذرین خروجی، سنگ های آذرین نفوذی وسنگ های دگرگونی مشخص گردیده یا دارای مرزهای تکتونیکی(مرز های گسله) باشند. برخلاف واحد های سنگ چینه ای، قانون توالی طبقات (Superposition) در مورد واحدهای لیتودمیک کاربرد ندارد(شکل۱-۳). کمپلکس (Complex)، سوپر سوئیت (Supersuit)، سوئیت(Suit) ولیتودم (Lithodem) زیرواحدهای تشکیل دهنده آن می باشند، که سلسله مراتبی در آن وجود دارد. واحد چینه شناسی لیتودمیک واحدهای مادی بوده، بعبارتی دیگر در سطح زمین دارای رخنمون وقابل مشاهده می باشند (شکل۱-۳). این گروه از واحدهای چینه شناسی بیشتر برای سنگ های پرکامبرین کاربرد دارد. در چینه شناسی ایران مجموعه ها یا کمپلکس های چاپدونی، بنه شورو وتاشک نمونه های از واحد لیتودمیک می باشند، که دارای سن پرکامبرین می باشند.

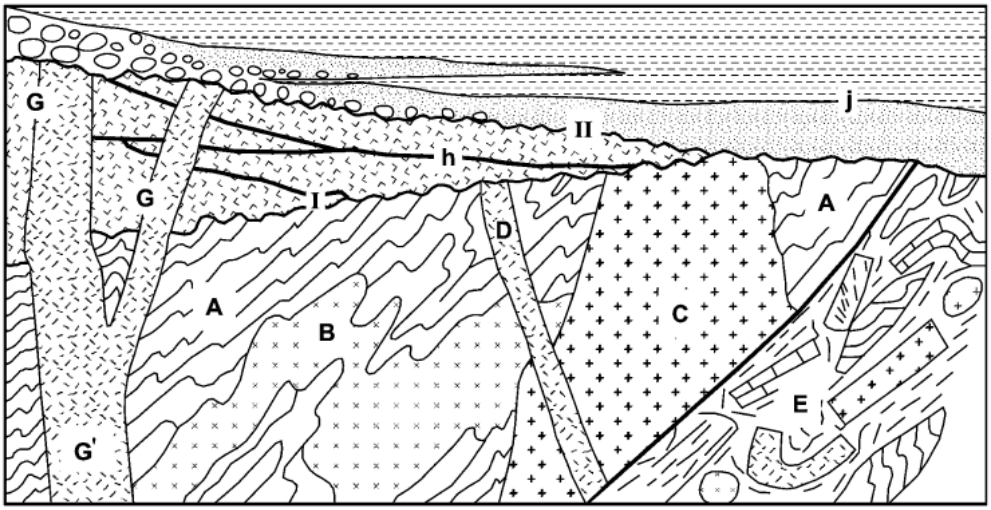


Figure 3. Lithodemic (upper case) and lithostratigraphic (lower case) units. A *lithodeme* of *gneiss* (A) contains an *intrusion* of diorite (B) that was deformed with the gneiss. A and B may be treated jointly as a *complex*. A younger *granite* (C) is cut by a *dike* of *syenite* (D) that is cut in turn by unconformity I. All the foregoing are in fault contact with a *structural complex* (E). A *volcanic complex* (G) is built upon unconformity I, and its feeder dikes cut the unconformity. Laterally equivalent volcanic strata in orderly, mappable succession (h) are treated as lithostratigraphic units. A *gabbro* feeder (G'), to the volcanic complex, where surrounded by gneiss is readily distinguished as a separate lithodeme and named as a *gabbro* or an *intrusion*. All the foregoing are overlain, at unconformity II, by sedimentary rocks (j) divided into formations and members.

شکل۱-۳- مقایسه بین کاربرد واحد های لیتودمیک در بخش زیرین تصویر و واحد های لیتوایتراتیگرافی(راهنمای چینه شناسی امریکای شمالی)(NACSN,2004)

توضیح شکل ۱-۳- یک لیتودم ازگنیس(A) که در مجاورت یک توده نفوذی دیوریتی(B) قرار گرفته و توسط توده گنیسی تغییر شکل یافته است. دو بخشA وB ممکن است با یکدیگر یک مجموعه یا کمپلکس را تشکیل دهند. توده گرانیتی جوانتر(C) که توسط دایک دیوریتی(D) بریده شده و دایک مورد اشاره خود توسط ناپیوستگی I قطع شده است. تمامی واحد های مورد اشاره با یک تماس گسله در مجاورت یک مجموعه ساختمانی(E) قرار گرفته اند. یک مجموعه ولکانیکی(G) که بر روی ناپیوستگی قرار گرفته و دایک های که ناپیوستگیI را قطع کرده اند را تغذیه می کند. واحدهای ولکانیکی مطبق و قابل نقشه برداری (h)که هم ارز جانبی آنها هستند بعنوان واحد سنگ چینه ای تعریف می شوند. یک تغذیه کننده گابرو(G) به مجموعه ولکانیکی که توسط گنیس محدود شده است به آسانی بعنوان یک لیتودم مجزا در نظر گرفته شده و بنام لیتودم گابرو یا نفوذی نامگذاری می گردد. تمامی واحد های اشاره شده در مرزناپیوستگی II توسط واحد های رسوبی پوشیده می شوند که به چند سازند یا ممبر تقسیم می گردد.

- واحدآلواستراتیگرافیک(Allostratigraphic) :

یک واحد آلواستراتیگرافی یک واحد مادی قابل نقشه برداری از توده های سنگی لایه لایه(سنگ های رسوبی) است که مرزهای آن بوسیله ناپیوستگی ها و دیاستم ها مشخص می گردد. واحدهای آلواستراتیگرافی نیز دارای سلسله مراتبی بوده وشامل آلوگروپ (Allogroup)، آلوفورمیشن (Alloformation) و آلوممبر (Allomember) می باشد. مرز واحدهای آلواستراتیگرافی بر روی سطوح ناپیوستگی ها ونشانه های موجود دراین سطوح مانند خاک های قدیمی وسطوح کارستیک تعریف می گردد.

این واحد چینه شناسی قابل مقایسه با واحد های چینه ای محصور به ناپیوستگی می باشد. واحد آلواستراتیگرافی یک واحد چینه شناسی بامرزهای دیاکرونوس است. واحدهای آلواستراتیگرافی، واحد های قابل نقشه برداری هستند که درتاسیس آنها، سطوح محدود کننده واحد، اهمیت بیشتری از ترکیب سنگ شناسی واحد مورد مطالعه دارد.

-واحد چینه شناسی محصور به ناپیوستگی(Unconformity Bounded Units):

این واحد چینه شناسی همانند واحد چینه شناسی آلواستراتیگرافی و سکانس استراتیگرافی براساس توالی های رسوبی که توسط ناپیوستگی ها محدود می شوند، تعریف می گردد. با وجود اینکه این واحد چینه شناسی همانند آلواستراتیگرافی، یک واحد رسمی است، اما کاربرد چندانی ندارد. آن یک واحد مادی دارای سلسله مراتبی بوده و به سوپرسین تم(Supersynthem)، سین تم(Synthem) و ساب سین تم(Synthem) تقسیم می گردد، که سین تم واحد اساسی آن می باشد (Chang,1975). یک سین تم شامل توده ای از سنگ است که در بالا و پایین توسط ناپیوستگی های مهم و مشخص محدود شده است.

-چینه شناسی توالی ها (Sequence Stratigraphy):

چینه شناسی سکانسی، دانش توالی های رسوبی است که برمبنای سکانس های سازنده آنها مورد تجزیه و تحلیل قرار گرفته وتاثیرات تغییرات نسبی سطح آب دریا را درپیدایش رخساره ها ومحیط های رسوبی مختلف بررسی می کند. بعبارت دیگر، چینه شناسی توالی ها به تجزیه وتحلیل واحدهای رسوبی ازنظر زایشی مرتبط به هم ومحصور شده درحد فاصل سطوح فرسایشی یا سطوح ناشی از نبود رسوبی،ناپیوستگی ها یا نبودهای چینه شناسی تعریف می شود. چینه نگاری سکانسی دانش جدیدی است که بااستفاده از بررسی رخساره های رسوبی، تشخیص محیط رسوبی، مطالعه بیواستراتیگرافی،تعیین تغییرات عمودی وجانبی رخساره ها و شناسایی تغییرات نسبی سطح آب دریاها یا تغییرات کف حوضه، به تقسیم ردیف های رسوبی به توالی های که ما بین سطوح ناپیوستگی و یا پیوستگی های معادل آنها قرار دارند، می پردازد. سکانس واحد اساسی در چینه شناسی توالی ها بوده وشامل توالی نسبتا پیوسته ای از لایه ها است که با یکدیگر ارتباط زایشی داشته ودر قاعده وراس با ناپیوستگی یا پیوستگی هم ارز آنها محدود شده است. هر توالی یا سکانس از اجزای کوچک تری بنام سیستم تراکت (system tract) تقسیم می شوند که معرف وضعیت معینی ازسطح نسبی آب دریا در زمان تشکیل آن می باشد. برای تعریف وتفکیک سکانس ها و سیستم تراکت ها تشخیص سطوح اصلی سکانسی ضروری می باشد. منظور ازسطوح اصلی درچینه شناسی توالی ها، مرزهای سکانس(SB)، سطح افت آب دریا یا سطح پایین آمدن آب دریا (fms)، سطح پیشروی(ts) وحداکثر میزان بالاآمدگی آب دریا یا غرغاب شدگی (mfs) می باشد. مرزهای یک توالی وحداکثر بالاآمدگی سطح آب دریا

از اصلی ترین سطوح سکانسی در مطالعه چینه شناسی توالی ها به شمار می روند. برخلاف دوواحد چینه شناسی آلواستراتیگرافی و واحدهای محصور به ناپیوستگی ها که از واحد های رسمی هستند، چینه شناسی توالی واحد رسمی نبوده ولی کاربرد گسترده ای درمطالعات چینه شناسی پیدا کرده است. لازم به ذکر است که مفهوم سکانس درچینه شناسی توالی ها، سکانس های ته نشستی یا سکانس های ناشی از فرایندهای پیشروی و پسروی می باشد.

-واحدهای دیاکرونیک(Diachronic Units):

یک واحد دیاکرونیک، یک واحد چینه شناسی غیرمادی وشامل دوره های غیریکسان از زمان است که بوسیله یک واحد خاص لیتواستراتیگرافی، آلواستراتیگرافی، بیواستراتیگرافی وپدواستراتیگرافی یا ترکیبی ازآنها مشخص می گردد. واحد اصلی آن دیاکرون(Diachron) بوده و قابل تقسیم به واحدهای سلسله مراتبی مانند ایپسود(Episod)، فاز (Phase)، اسپن (Span) وکلاین(Cline) می باشد. دراین سلسله مراتبی اپیسود درمرتبه بزرگتری قرارداشته وکلاین کوچکترین تقسیم درواحد چینه شناسی دیاکرونیک می باشد.

- ایزوتوپ استراتیگرافی(Isotop Sratigraphy):

اساس واحد چینه شناسی ایزوتوپی یا ایزوتوپ استراتیگرافی برمبنای تغییرات عناصر استرانسیوم، کربن و اکسیژن درمحیط های اقیانوسی می باشد. تغییرات ایزوتوپی عناصرمی تواند به عنوان یک ابزارجهت تطابق مورد استفاده قرار بگیرد. کاربرد ایزوتوپ استراتیگرافی بااستفاده ازتغییرات ایزوتوپی اکسیژن، کربن و استرانسیوم موجود درسنگ های کربناته، فسیل ها ومواد آلی موجود دررسوبات خشکی بخصوص برای نهشته های دوران دوم(ژوراسیک،کرتاسه)ودوران سوم حائز اهمیت می باشد. دانش ایزوتوپ استراتیگرافی دانش جدیدی در چینه شناسی به حساب می آید. منحنی های حاصله از تغییرات ایزوتوپی استرانسیوم و کربن می توانند برای تطابق در مقیاس جهانی مورد استفاده قرار بگیرند. یکی ازعناصر مهم در دانش ایزوتوپ استراتیگرافی، تغییرات استرانسیوم می باشد. این روش برمبنای اندازه گیری نسبت عنصراسترانسیوم در سنگ های رسوبی استوار است. آبهای اقیانوس ها ودریاها درهر مقطع زمانی دارای مقدار یکسانی از استرونسیوم بوده درنتیجه نهشته های تشکیل شده درهرزمان زمین شناسی دارای مقادیر استرونسیوم مختص به خود می باشند. بااندازه گیری نسبت Sr87 به Sr86 در نهشته های مختلف، واحد های سنگی مشابه با یکدیگر مقایسه شده وتطبیق داده می شوند.

- چینه شناسی رخساره ای یا فاسیس استراتیگرافی(Facies Stratigraphy):

عبارت ومفهوم چینه شناسی رخساره ها(Facies) ازکلمه فاسیس مشتق شده که در لاتین به معنی ظاهر، سیما، شکل وموقعیت یک شی بوده و به ویژگی های سنگ شناسی وفسیل شناسی یک برش چینه شناسی

اطلاق می گردد. واژه مورد اشاره درزمین شناسی توسط استنو(۱۸۶۹)معرفی شده، اما کاربرد مدرن آن در چینه شناسی توسط گرسلی (Gresly, 1838) در مطالعه کوه های ژورا بکار گرفته شده است. ازآن تاریخ به بعد این واژه در زمین شناسی دارای کاربرد های متعددی می باشد. مفهوم رخساره درچینه شناسی به معنی سیما وماهیت طبقات سنگی یا اجزای خاص طبقات سنگی است. آن هم چنین برای یک توده معین از سنگ ها که بوسیله سیما، طبیعت یا ویژگی های خود از واحد های مجاورش متمایز می شود، استفاده می گردد. طبقات سنگی ممکن است تفاوت هایی را دررخساره به شکل های متفاوت نمایش داده که آنها بنام های لیتوفاسیس(Lithofacies)، بایوفاسیس(Biofacies)،رخساره کانی شناسی(Mineralogy Facies)، رخساره دریایی، رخساره ولکانیکی، رخساره شمالی(Boreal Facies)، رخساره تتیسی وغیره معرفی می شوند. علاوه بر این گاهی این واژه توسط زمین شناسان غیرچینه شناس برای توصیف پدیده هایی در زمین شناسی مانند رخساره دگرگونی، رخساره آذرین یا رخساره ساختمانی(Tectonic Facies) نیز مورد استفاده قرار می گیرند.

-چینه شناسی کمی(Quantitative Stratigraphy):

انواع روش های نموداری، عددی و تجربی که برای پالایش در دقت چینه شناسی و مطالعات مدلینگ حوضه ها بکار گرفته می شود، بنام چینه شناسی کمی معروف باشد . این دانش بطور پیوسته از دهه های ۱۹۶۰ توسعه یافته است(Shaw, 1964; Ager, 1973; Miller, 1977; Van Hinte, 1978, 1982; Gradstein *et al.*, 1985; Mann and Lane, 1995; Harbaugh *et al.*, 1999; Paola *et al.*,2001). روش چینه شناسی کمی، بزرگترین وبیشترین پتانسیل را برای دسترسی به بهترین دقت ممکن در بایواستراتیگرافی ودرتطابق توالی های سنگی متفاوت درمطالعات زمین شناسی ناحیه ای در مقابل تطابق جهانی حوادث زمین شناسی فراهم می کند. روش های چینه شناسی کمی به بازسازی تاریخ زمین شناسی توالی های رسوبی، تطابق واحدهای زمین شناسی ومدولینگ مخازن ذخایر نفتی(Petroleum reservoir modelling)کمک می کند. روش نموداری شاو(Show,1964) یکی از معروفترین روش های چینه شناسی کمی است که در زیست چینه نگاری دارای اهمیت می باشد.

-چینه شناسی حادثه ای(Event stratigraphy):

تطابق واحد های رسوبی براساس لایه های شاخص یا افق های حادثه ای درتوالی های چینه ای را چینه شناسی حادثه ای می گویند. چینه شناسی حادثه ای، دانشی است که برمبنای حوادث آنی وسریع زمین شناسی استوار می باشد. این حوادث که مبنای دانش چینه شناسی حادثه ای هستند، منطبق با افق های همزمانی یا ایزوکرونوس می باشند. در سال ۱۹۸۲ بطور گسترده فرایند های چرخه ای ورسوبگذاری حادثه ای توسط اینسل وسیلاخر مورد بحث قرار گرفته(Einsele and Seilacher,1982) و مبانی آنچه را که بعدا

بنام چینه شناسی حادثه ای شناخته شده را معرفی نمـوده انـد (Kauffman, 1987, 1988; Walliser, 1996; Einsele, 1998). روش چینه شناسی حادثه ای با مطالعه تجمعـی رسـوبگذاری دوره ای(پریودیـک) وکوتـاه مدت و فرایند های زیستی در ثبت های چینه شناسی سرکار داشته و پتانسیل لازم را، بـرای بهبـود ودقـت در تطابق های زمین شناسی دارا می باشد. چرخه هـای چینـه ای ریتمیـک در نهشـته هـای سیلیسـی کلاسـتیک (Silisiclastic) و توالی های کربناته مرتبط به هم بنام چرخه های میلانکویچ(Milankovitch cycles) نامیـده می شود. این نام به افتخار میلوتین میلانکویچ صرب (۱۸۷۹– ۱۹٦۵) که در سال ۱۹٤۱ یـک اسـاس ریاضـی ثابت برای تغییرات پریودی چرخش زمین و حرکات مدارات برای تغییر آب وهوایی بلند مدت ارائـه نمـوده، اقتباس شده است. تفرواستراتیگرافی نوعی چینه شناسی حادثه ای اسـت. نهشـته هـای ناشـی ازجریـان هـای طوفانی، سونامی ها، برخورد شهاب سنگ ها، حرکات توده های سنگ و خاک ها نیـز ازدیگـر رخـداد هـای فیزیکی آنی وسریع در زمین شناسی محسوب می شوند. مگنتواستراتیگرافی را می توان نـوعی چینـه شناسـی حادثه ای تعریف کرد. در چینه شناسی حادثه ای، مرز های سنگی دارای مرزهـای زمـانی ایزوکرونـوس مـی باشند. تفروستراتیگرافی(Tephrostratigraphy)، که تعیین سن برمبنای پراکندگی خاکسترهای آتشفشـانی در توالی های چینه ای می باشد ، نوعی چینه شناسی حادثه ای به شمار می رود . این دانـش یکـی از ابزارهـای چینه شناسی برای تطابق می باشد. با مقایسه نهشته های آتشفشانی به شکل توف یا خاکسـترکه دریـک زمـان معین و دریک فرایند آنی ایجاد شده اند، می توان تطابق زمانی بین واحد های هم ارز ایجاد نمود.

– چینه شناسی چرخه ای یا سایکلواستراتیگرافی(Cyclostratigraphy):

بررسی دقیق ازالگو های چرخه ای منظم در ثبت های چینه شناسی که بوسیله تاثیر متقابل بین زمین سـاخت (تکتونیک) وفرایند های آب و هوایی نوع میلانکویچ ایجاد می گردد، موضوع دانش چینه شناسـی اسـت کـه چینه شناسی چرخه ای یـا سایکلواسـتراتیگرافی نامیـده مـی شـود(Schwarzacher, 1993; Fischer, 1993, 1995; Gale, 1998). این روش امکان یک مسیری را برای برآورد دوره زمانی بیوزون ها وبزرگی ناپیوستگی ها فراهم نموده و اسکلت چینه شناسی رابهبـود بخشـیده و فهـم بهتـری از فراینـد هـای رسـوبگذاری وآب وهوایی را در اختیار قرار می دهد (Perlmutter and Matthews, 1989,1992).

– چینه شناسی شیمیایی یا کمواستراتیگرافی(Chemostrtigraphy):

این روش نسبتا جدیدی است که در دهه های آخر قرن بیستم (Humphreys *et al*., 1991: Ehrenberg and Siring, 1992: Pearce and Jarvis, 1992, 1995: Racey *et al*., 1995: Pearce *et al*., 1999). توسعه یافته است. آن از تغییرات ژئوشیمیایی درترکیب عناصر درکل سنگ، رسـوبات سیلیسـی کلاسـتیک و سـنگ هـای رسوبی در طول یک توالی معین(برای مثال یک سازند) به منظور تطابق توالی های چینه ای استفاده می گردد.

بعلاوه درجمع آوری داده ها برای استنباط ودرک تاریخ تکتونیک دیرینه حوضه رسوبی، سنگ شناسی سنگ منشاء، راه های ته نشستی ورابطه رسوبگذاری وآب وهوای دیرینه کاربرد دارد. تشخیص رخداد ها و تغییرات شیمیایی لایه ها نیازمند ابزار های دقیق(Microprob, XRD, XRF) می باشد. تعیین تغییرات شیمیایی وتمرکز غیرمتعارف ایزوتوپها درافق های زمین شناسی از مسائل مورد مطالعه در دانش چینه شناسی شیمیایی می باشد. برای مثال تغییرات فراوانی عنصرایریدیوم در مرز کرتاسه- سنوزوئیک که معرف برخورد شهاب سنگ ها می باشد، در محدوده دانش کمواستراتیگرافی می باشد. هدف چینه شناسی شیمیایی طبقه بندی سنگ ها براساس ویژگی های شیمیایی معین(ترکیب شیمیایی، عناصر ایزوتوپی، نسبت عناصر کمیاب) می باشد. این دانش معادل ایزوتوپ استراتیگرافی نیز می باشد.

Allostratigraphy	Lithodemic	Magneto polarity	Biostratigraphy
Allogroup Alloformation Allomember	Supersuit Suit Lithodem Complex	Polarity super zone Polarity zone Polarity subzone	Range Biozone Assemblage Biozone Aboundance Biozone Acme Zone Interval Biozone Phyllozone
Pedostratigraphy	Chronostratigraphy	Geochronometric	Lithostratigraphy
Geosol	Earathem Eonothem System Series Stage Chronozone	Eon Era Period Epoch Age Chron	Supergroup Group Formation Member Beds Flow

جدول۱ -۳ مهمترین واحد های چینه شناسی و تقسیمات آنها را نشان می دهد

چینه شناسی با دقت بالا(High-Resolution Stratigraphy):

کاربرد مفاهیم وروش های جدید چینه شناسی، که امکان تقسیم توالی های چینه شناسی را به واحدهای کوچکتر زمانی، برای مثال واحدهای با دوام ومدت کمتر از ۱۰۰۰ تا ۳۰۰۰ سال برای کواترنری و دوام ۲۲۵۰۰۰ تا دومیلیون سال برای نهشته های دیگر دوره های زمین شناسی، در قلمرو دانشی از چینه شناسی است که به آن چینه شناسی با دقت بالا یا چینه شناسی درمقیاس کوچک نامیده می شود.

لازم به ذکر است که درجه اهمیت وکاربرد تمام واحد های چینه شناسی اشاره شده در این کتاب به یک اندازه نبوده و بستگی به نیاز چینه شناس یا متخصصین دیگر دارد. بعبارتی دیگر یک چینه شناس بطور

همزمان ازتمامی واحد های چینه شناسی برای مطالعه یک ناحیه زمین شناسی استفاده نکرده، بلکه نوع واحد چینه شناسی مورد پژوهش بستگی به اهداف مطالعه دارد.

۱-۳-ویژگی واحدهای چینه شناسی:

هریک از واحدهای چینه شناسی مورد اشاره دربالا دارای ویژگی های هستند که مهمترین آنها به شرح زیر مورد بررسی قرار می گیرند. ویژگی های مورد اشاره ممکن است برای تمامی واحد چینه شناسی از درجه اهمیت یکسانی برخوردار نباشند.

- **وجود سلسله مراتبی یاعدم وجود سلسله مراتبی**: به غیر از واحد بایواستراتیگرافی که درآن سلسله مراتبی وجود نداشته وهریک ازبایوزون های اشاره شده در این تقسیم بندی بزرگتر یاکوچکتر از بایوزون های دیگر نمی باشند، در دیگر واحدهای چینه شناسی سلسله مراتبی وجود دارد. برا ی مثال در سنگ چینه ای، سازند بزرگتر از ممبرومعبر نیز بزرگتراز طبقه می باشد. البته لازم به یاد آوری است که در زیست چینه نگاری نیز در شرایط خاص، سلسله مراتبی وجود دارد. برای مثال وقتی از زون و ساب زون بحث می گردد، اشاره به نوعی سلسله مراتبی دارد.

- **وجود مرزهای ایزوکرونوس یا دیاکرونوس**: واحدهای چینه شناسی ممکن است دارای مرزهای یکسان یا ایزوکرونوس داشته ویا ممکن است مرز های بالایی و پایینی یک واحد چینه شناسی غیر یکسان یا دیاکرونوس(هتروکرونوس) باشد. منظورازمرزهای ایزوکرونوس، مرزهای هستند که در تمام نقاط دارای سن یکسانی باشند. منظوراز دیاکرونوس بودن یک واحد چینه شناسی این است که مرز های آن واحد، مرز زمانی راقطع کرده و بیانگر سن های متفاوتی باشد. واحد های سنگ چینه ای دارای مرز های دیاکرونوس وواحدهای کرونواستراتیگرافی دارای مرز ایزوکرونوس می باشند.

- **مادی بودن یا غیرمادی بودن واحدهای چینه شناسی**: واحدهای چینه شناسی ممکن است دارای وجود خارجی بوده که در این صورت به آن واحد چینه شناسی مادی اطلاق می گردد. برای مثال واحدهای سنگ چینه ای و زیست چینه ای از واحدهای چینه شناسی مادی می باشند. زیرا اجزای سنگی و فسیلی در طبیعت قابل مشاهده می باشند. واحد زمان زمین شناسی یا ژئوکرونولوژیک یک واحد چینه ای غیرمادی در نظر گرفته می شود.

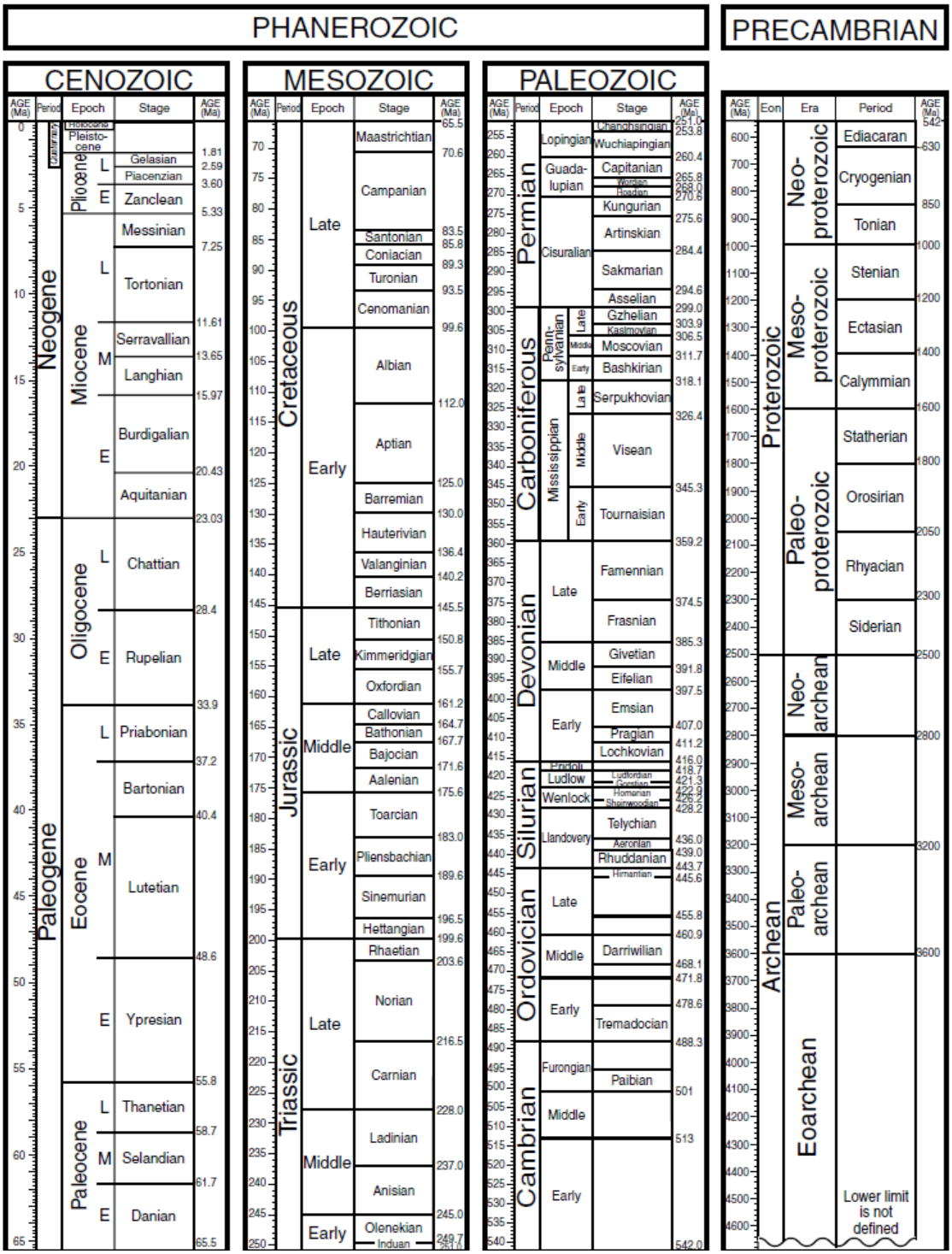
- **محلی بودن یا جهانی بودن واحدهای چینه شناسی**: تعریف، نامگذاری وکاربرد واحد های چینه شناسی ممکن است ناحیه ای یا درمقیاس جهانی باشد. برای مثال سیستم پرمین یک واحد چینه شناسی در مقیاس جهانی بوده درحالیکه سازند آسماری یک واحد چینه شناسی ونامی است که فقط در یک محدوده جغرافیایی معین دارای اعتبار است. بعبارت دیگر واحد هایی مانند کرونواستراتیگرافی دارای اعتبار وارزش درمقیاس جهانی وواحد های سنگ چینه ای مانند مبارک، قم، ممبراهواز وگروه فارس ناحیه ای می باشند.

– **نام دار بودن واحدهای چینه شناسی**: واحدهای چینه شناسی با هر درجه و ارزش دارای نام هستند. برای مثال سازند کرج، پرکامبرین، تریاس، آکسفوردین و گلوبوترونکانا رنج زون(Globotruncana Range Zone) نام های واحدهای چینه شناسی می باشند. نام های چینه شناسی ممکن است ریشه دریک نام جغرافیایی، نام فسیل، ریشه در سلسله مراتبی، نام نهشته یا رسوبات تشکیل شده ویا نام افراد داشته باشد.

– **رسمی بودن یا غیر رسمی بودن واحدهای چینه شناسی**: واحد چینه شناسی اگر توسط بالاترین موسسه علمی زمین شناسی برای مثال سازمان زمین شناسی کشور یاکمیته چینه شناسی جهانی مورد تصویب قرار گیرد بعنوان واحد چینه شناسی رسمی و درغیر این حالت بعنوان واحد چینه شناسی غیر رسمی در نظر گرفته می شود. برای مثال سازند، ممبر از واحد های رسمی سنگ چینه ای ولیتوزون و سری از واحدهای غیررسمی سنگ چینه ای می باشند. در چینه شناسی سنگی پرمین البرز، نام های دورود، روته(Assereto,1963) ونسن(Glaus,1965) نام های رسمی وسازند های قسنوی، ساری امبرو قشلاق(Jenny and Stampfli,1978) از واحد های غیررسمی می باشند.

مولف یا کاشف واحدهای چینه شناسی: هریک از واحد های چینه شناسی که براساس ضرورت مطالعه در یک ناحیه تعریف وتاسیس می گردد توسط یک یا چند نفر معرفی می شود که بنام کاشف یا مولف واحد چینه شناسی مورد بحث شناخته می شوند. برای مثال دوره پرمین اولین بار در روسیه توسط مورچیسون(۱۸٤۱)، سیستم تریاس توسط فون آلبرتی(۱۸۳٤)، بایوزون بخشی گلوبوترونکانا (*Globotruncana elevata* Partial Range Zone) توسط Dalbeiz در سال ۱۹٦٦وسازند دورود توسط آسرتو(۱۹٦۳) معرفی شده است.

داشتن یا نداشتن برش الگو یا مرجع واحدها و زیر واحد های چینه شناسی: برش الگو یا برش تایپ به برشی گفته می شود که برای اولین بار برای یک واحد چینه شناسی برای مثال واحد های سنگ چینه ای، زیست چینه ای، زمان چینه ای و واحدهای چینه شناسی دیگر تعریف و تاسیس شده و هم ارزهای همان واحدها در دیگر نقاط جغرافیایی با آن مقایسه می گردند. برای مثال برش الگوی سازند الیکا توسط گلوس(۱۹٦٥) در دهکده الیکا در دره چالوس معرفی شده و دیگر رخنمون های این سازند ومعادل های آن در البرز وآذربایجان با برش الگو تاسیس شده، مقایسه می گردند. سیستم کرتاسه ابتدا برای سنگ آهک سفید رنگ حوضه پاریس که کریت نامیده می شده، توسط d'Omalius d'Halloy(1839) تاسیس و بعنوان برش الگوی کرتاسه شناخته می شود. هریک از واحد های زمان چینه ای یا سنگ چینه ای و بعضی از واحدهای زیست چینه ای دارای برش الگو هستند.



]جدول ۱-٤ تقسیم بندی زمان زمین شناسی(Gradstein *et al*., 2012)

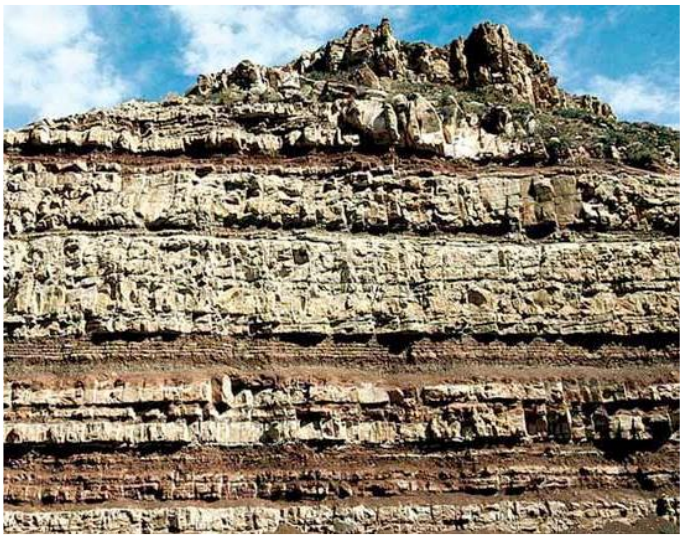
۱-٤- لیتواستراتیگرافی وقوانین مهم چینه شناسی:

لیتواستراتیگرافی یا سنگ چینه شناسی، واحد چینه شناسی مادی است که وظیفه آن طبقه بندی، نامگذاری و تعریف پیکره های سنگهای رسوبی، آذرین و دگرگونی به واحدهای نام دار می باشد. لیتواستراتیگرافی ازدوکلمه لیتو(Litho) به معنی سنگ وگرافی (Graphy) به معنی نگارش است. معیارهای طبقه بندی واحد سنگ چینه ای به واحدهای کوچکتر یا بزرگتر براساس ویژگیهای سنگی استوار است. این واحد، واحد کاری واساسی چینه شناسی درکارهای صحرایی می باشد. با توجه به اینکه سنگها درتمام دوران ها تشکیل شده و درتمام نقاط زمین رخنمون دارند، درنتیجه کاربرد این واحد بسیار گسترده است. سنگهای رسوبی، سنگهای آذرین خروجی وسنگهای دگرگونی درجه پایین از مواد لازم برای تعریف واحد های سنگ چینه ای می باشند.

برای فهم بهترروابط بین سنگ های سازنده پوسته زمین ودانش چینه شناسی سنگی، نیازمند آشنایی با شماری ازقوانین مهم چینه شناسی می باشد، که مهمترین آنها قوانین سه گانه استنو (Stenois,1969) می باشد.

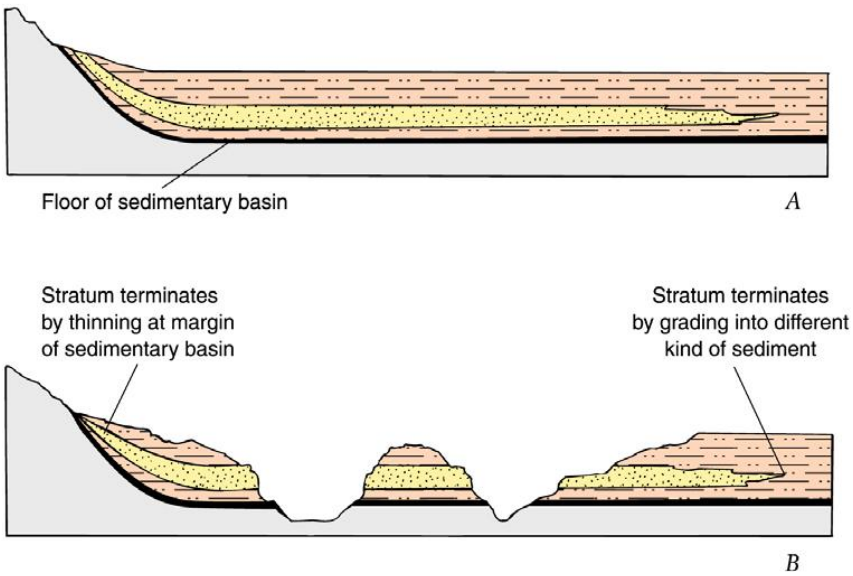
– قانون اول استنوکه بنام قانون تشکیل افقی لایه های سنگ های رسوبی یا اصل افقی بودن طبقات (Original horizontality) است. برمبنای این قانون در یک حوضه رسوبی واحدهای سنگی لایه لایه بطورافقی وبدون توجه به بسترحوضه رسوبی ته نشست می کنند(شکل۱-٦ A). با این وجود دربعضی از محیط های رسوبی این قانون ممکن است کاربرد نداشته باشد. برای مثال درمحیط های غیردریایی، رسوبگذاری نهشته های درشت دانه(رسوبات آواری) با شیب بیش از ۳۰ درجه ممکن است انجام گیرد. با این حال با توجه به اینکه زاویه قرارگیری رسوبات نزدیک به افق است ازاین اصل می توان برای توجیح حوادث بعدی ازجمله چین خوردگی ها و شیب دارشدن لایه ها که موجب تغییر شکل لایه ها می شود، استفاده کرد.

– اصل دوم استنوبنام اصل روی هم قرار گیری طبقات یا اصل سوپرپوزیشن(Superposition) است. براساس این اصل دریک حوضه رسوبی، قدیمترین لایه ها دربخش زیرین و جوانترین لایه ها در بالا قرار می گیرند. ازاین اصل جهت تعیین سن نسبی طبقات استفاده می گردد(شکل۱-۵). این اصل برای طبقاتی که توسط فعالیت تکتونیکی دچارتغییرشکل نشده اند، کاربرد دارد. زیرا دراثر فعالیت های زمین ساختی برای مثال راندگی(روراندگی) طبقات جوانتردرپایین و طبقات قدیمتر در بالا قرار می گیرند. یا درمورد پادگانه های آبرفتی این اصل کاربرد نداشته، زیرا درپادگانه ها، لایه هایی که درقسمت های بالاتر قرار دارند قدیمیتر وپادگانه های زیرین جوانتر هستند. علاوه بر این در مورد سیل ها(Sill) و توده های آذرینی که در داخل سنگهای رسوبی تزریق شده اند، نیز قابل کاربرد نیست. سرانجام قابل ذکر است که اصل فوق درمورد نهشته های غاری نیز صدق نمی کند زیرا ته نشست های داخل غار ازسنگ های بالا دستی وپایین دستی جوانتر می باشند. درخاتمه یادآوری گردد که اصل روی هم قرار گیری طبقات فقط برای یک ناحیه معین کاربرد داشته ومورد استفاده قرار می گیرد.



شکل۱-۵ – اصل روی هم قرار گیری طبقات، لایه زیرین قدیم تر و لایه های بالا جوانتر می باشند

– سومین اصل استنو، اصل تداوم جانبی (Lateral continuity) است. براساس این اصل دریک حوضه رسوبی، علاوه برقرار گیری رسوبات روی هم دیگر، آنها در طرفین حوضه رسوبی تا جاییکه حوضه گسترش داشته باشد، تشکیل می شوند. این اصل درفهم چینه شناسی ناحیه ای کاربرد دارد. زیرا با مطالعه و بررسی ویژگی های یک لایه در یک ناحیه جغرافیایی خاص، این ویژگی ها بطور جانبی قابل تعقیب می باشد. اما باید یادآوری گردد اگر تداوم جانبی یک لایه توسط فعالیت های تکتونیکی قطع نگردد، بتدریج ازضخامت لایه کاسته شده، در حاشیه حوضه رسوبی نازک وسرانجام پایان می یابد. گاهی ممکن است یک واحد چینه ای، بطورگوه ای شکل به داخل واحد سنگی دیگر با جنس متفاوت که ناشی از تغییرات رخساره ای در یک زمان معین است، تداخل داشته باشد (شکل۱-B6).



شکل۱ -٦ – نمایش اصل تدوام جانبی طبقات

اصل تداوم جانبی طبقات جهت تعیین سن نسبی لایه ها کاربرد دارد. زیرا هرطبقه یا واحد سنگی دارای یک سن زمین شناسی معین بوده و درنتیجه امتداد آن نیز درهرناحیه جغرافیایی که گسترش دارد، دارای همان سن زمین شناسی است.

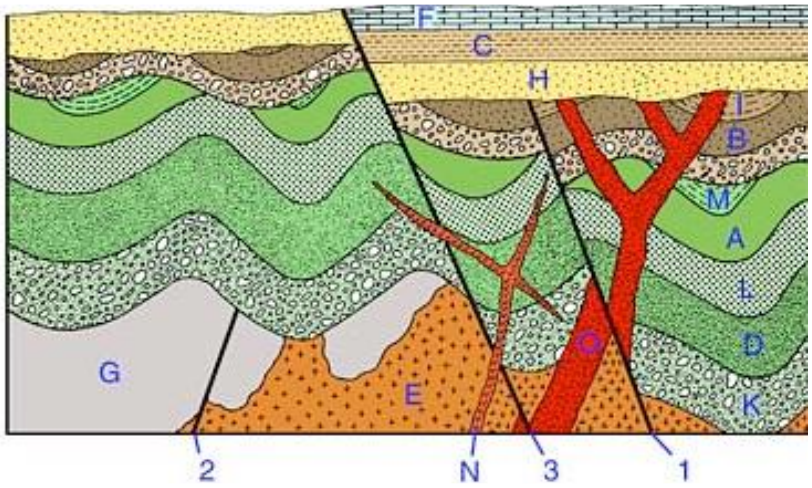
علاوه براصول سه گانه استنو که در بالا مورد بحث قرار گرفته اند، قوانین دیگری درچینه شناسی وجود دارند که یاد گیری آنها برای فهم بهتر چینه شناسی ودرک روابط فضایی بین لایه ها حائز اهمیت می باشد.

– اصل بعدی که درلیتواستراتیگرافی کاربرد دارد اصل قطعات ضمیمه یا اصل ادخال است. این اصل زمانی استفاده می گردد که واحدهای سنگی ازجنس آذرین، دگر گونی ورسوبی در کنار یکدیگر واقع شده باشند. در این حالت جهت تعیین سن نسبی هریک ازتوده های سنگی فوق از اصل قطعات ضمیمه (Principle of included Fragments) استفاده می نمایند. به عبارتی، هرگاه قطعاتی ازسنگ آذرین یادگرگونی مجاور واحد های رسوبی، در داخل لایه های رسوبی دیده شوند، سنگ آذرین یا دگرگونی که درمجاورت لایه های رسوبی قرار دارند از نظرسنی قدیمی تر می باشند. معمولا نشانه هایی این چنینی درردیف های کنگلومرایی یا ماسه سنگی قابل شناسایی می باشد. درحالیکه چنین ویژگی مورد مشاهده قرار نگیرد وازطرفی دیگر قطعاتی ازسنگ رسوبی در داخل واحدهای آذرین قرار گرفته باشند یا بخشی ازسنگ وطبقات رسوبی مجاوریک توده ازسنگ آذرین، دچار دگرگونی شده باشد، دراین صورت توده آذرین جوانتر ازطبقه رسوبی است. براساس این اصل سن یک واحد کنگلومرایی جوانتر ازجوانترین عضوسازنده آن می باشد(شکل۱–۷).

شکل ۱–۷– اصل قطعات ضمیمه

اگر واحدهایی ازسنگ های رسوبی دریک ناحیه توسط توده های آذرین به شکل استوک،دایک و باتولیت قطع گردند ،سنگ رسوبی مورد تاثیرازنظرسنی قدیمی ترازتوده های آذرین می باشد (Principle of Intrusive Relationship) هرچند درمورد سیل ها که به موازات لایه بندی گسترش دارند چنین نتیجه گیری می تواند درست نبوده ونیاز به بررسی بیشتری می باشند.

اصل روابط بریدگی یا قطع شدگی (Principle of cutting releationship) یـا روابـط بـین واحـدهای زمـین شناختی: از این اصل در مناطق با تکتونیک و زمین ساخت پیچیده اسـتفاده مـی نماینـد. بـه عبـارت دیگـردر منطقه ای که شامل چین خوردگی، گسلش، تزریق توده های ماگمایی همراه با واحدهای رسوبی باشد، مـورد استفاده قرار می گیرد. به بیان دیگر براساس این اصل سن یک گسل یا چین خوردگی جوانتر از طبقه رسـوبی می باشد که تحت تاثیر چنین حادثه ای قرارگرفته است. از طرفی دیگر اگر یک توده آذرین بـرای مثـال یـک دایک، مجموعه ای ازسنگهای رسوبی را قطع کند، توالی رسوبی ازدایک قدیمتر می باشـند. چنـین اسـتنتاجی درمورد سیل (Sill)، استوک (Stock)، با تولیـت (Batholite) و لاکولیـت (Lacolite) نیـز قابـل اسـتفاده مـی باشد(شکل ۱-۸).



شکل ۱-۸- ارتباط بین واحد های سازنده توالی چینه ای(اصل ارتباط بریدگی)()

اصل توالی گیاهان و جانوران (Fauna and Flora succession):

درتوالیهای رسوبی دریایی فانروزونیک که بقایای گیاهان و جانوران بصورت فسیل در آنها دیـده مـی شـوند، این اصل بعنوان یک ابراز جهت تعیین سن نسبی وتطابق ردیف های رسوبی استفاده می شود. بطورکلی اصل توالی تکاملی گیاهان و جانوران بیان می کند، که لایه ها وطبقات رسوبی جوانتر دربر گیرنده مجموعه فسـیلی هستند که از نظر فیزیولوژیکی وآناتومیکی پیچیده تروتکامل یافته تر هستند. برای مثال طبقات حـاوی فسـیل باز دانگان جوانتر ازطبقات حاوی فسـیل نهانـدانگان مـی باشـد. ایـن اصـل یکـی از اصـول بسـیار مهـم در بایواستراتیگرافی یا چینه شناسی زیستی می باشد.

اصل والتر(Walther Law): اصل والتر یکی از اصول مهم در تفسیر و بازسازی محـیط هـای رسـوبی دیرینـه دارد.این اصل به سادگی بیان می کند که توالی های رسوبی که دررخنمون ها برروی یکدیگر قـرار دارنـد در زمان تشکیل، درمحیط های رسوبی که درمجاورت یکدیگر وجود داشته اند، تشکیل شده اند.

فصل دوم

ناپیوستگی ها و رخداد های کوهزایی

اهداف کلی:

اهداف رفتاری:

۲-۱-کلیات:

پیوستگی واحدهای سنگی، بویژه سنگهای رسوبی درطول زمان زمین شناسی کامل نبوده و دراثر عوامل مختلفی از جمله پیشروی و پسروی دریا، نوسانات سطح دریاهای گذشته، فرسایش های بعدی، فعالیت های تکتونیکی وبالا آمدگی ها، فعالیت های کوهزایی یاتغییر دررژیم رسوبگذاری وتغییر درمنبع تامین کننده رسوبات ازحالت پیوستگی خارج شده است. بعبارت دیگر هیچ مکانی را نمی توان در روی کره زمین پیدا کرد که توالی کاملی از سنگ های رسوبی پرکامبرین تا کواترینری در آن دارای رخنمون باشد. وقفه های رسوبی و چینه ای بنام نبود یا گپ (Gap) شناخته می شوند وبا توجه به بزرگی و زمان آن به دو نوع هیاتوس(Hiatus) ودیاستم (Diastem) تقسیم می گردند. برخی ازاین نبودها کوتاه مدت بوده که ناشی ازتغییرات ایجاد شده در محیط رسوبی است. برای مثال توقف فرایند رسوبگذاری ناشی ازعدم ورود بار رسوبی یا نبود مواد لازم جهت ته نشینی، خروج موقتی محیط رسوبی ناشی ازنوسانات سطح آب حوضه رسوبی از آن جمله اند. گاهی این توقف ممکن است ناشی از فعالیت های زمین ساختی باشد. به وقفه های کوچک رسوبی(نبود های رسوبی کوتاه مدت) در توالیهای رسوبی دیاستم می گویند. بعبارتی دیگر، دیاستم ها به توقف های خیلی کوتاه درفرایند رسوبگذاری اطلاق می گردد. آنها فاقدهرگونه سطح فرسایشی قبل از رسوبگذاری می باشند. ولر(Weller,1960) به هرگونه ناپیوستگی چینه ای کوچک که اهمیت لازم را برای تعریف ناپیوستگی (Unconformity) نداشته باشد، دیاستم اطلاق نمود. گاهی دیاستم بعنوان پاراکانفورمیتی(Paraconformity) یا دیسکانفورمیتی(Disconformity) طبقه بندی می گردد. با توجه به اینکه مدت زمانی رخداد یک دیاستم کوتاه می باشد، دریک توالی چینه ای و ستونی از سنگهای رسوبی، دیاستم ها ممکن است چندین بار تکرار گردند.

ازطرفی دیگرهیاتوس شامل توقف وایست های رسوبی است که هم مدت زمان فرسایش رادر بر گرفته وهم شامل مدت زمانی است که هیچگونه رسوبگذاری صورت نگرفته نباشد. هرچند از نظر شماری از چینه شناسان هیاتوس فقط معرف مدت زمانی است که فرایند رسوبگذاری متوقف شده است. مدت زمان یک هیاتوس ممکن است شامل چند میلیون سال تا چند صد میلیون سال باشد. به

فاصله زمانی که طی آن یک هیاتوس رخ داده ومعمولا به عنوان یک واحد زمانی، درنظرگرفته می شود، لاکیونا (Lacuna) می گویند. گاهی مفاهیم لاکیونا، هیاتوس و واکیوتی(Vacuty) به یک معنی و برای گستره زمانی یک نبود چینه ای، مورد استفاده قرار می گیرد.

ناپیوستگی ها نوعی نبود رسوبی هستند که مدت زمان توسعه آن می تواند کوتاه یا طولانی باشد. برخلاف دیاستم ها که بیشتر در مقیاس محلی رخ می دهند و معمولا دراثر عواملی چون عدم رسوبگذاری موقتی یا فرسایش توسط انرژی جریان موجود در محیط صورت می گیرد، ناپیوستگی ها دارای گستردگی جغرافیایی بزرگتری بوده و در مقیاس ناحیه ای (Regional) و قاره ای (Continental) رخ می دهند. با توجه به اینکه ناپیوستگی ها مدت زمان نسبتاً طولانی را شامل می گردند، لذا تکرار آنها در توالیهای عمودی چینه شناسی کمتر می باشد. همانطور که بیانگر گردید مدت زمان در برگیرنده یک ناپیوستگی از چند میلیون سال تا چند صد میلیون سال است. در ایران ناپیوستگی های متعددی گزارش شده است که می توان به ناپیوستگی کربونیفر در زاگرس، دونین پیشین درالبرز، ناپیوستگی بین پرمین پیشین و میانی در بخش اعظم سرزمین ایران، نبود نئوکومین (والانژین، هوتروین و بارمین) درایران مرکزی، البرز و آذربایجان و سرانجام به نبود رسوبی پالئوسن تا میوسن در البرز شمالی اشاره کرد(شعبانیان، ۱۳۹۰).

۲-۲- انواع مختلف ناپیوستگی عبارتند از :

با توجه به نوع سنگ های دوطرف سطح ناپیوستگی، اختلاف شیب قرار گیری طبقات دردوطرف سطح ناپیوستگی و میزان فرسایش درسطح ناپیوستگی، چهارنوع ناپیوستگی تعریف می گردد(شکل ۲-۱).

الف) ناپیوستگی موازی یا پیوسته نما (Paraconformity)

ب) ناپیوستگی فرسایشی (Disconformity)

ج) ناپیوستگی آذرین پی (Nonconformity)

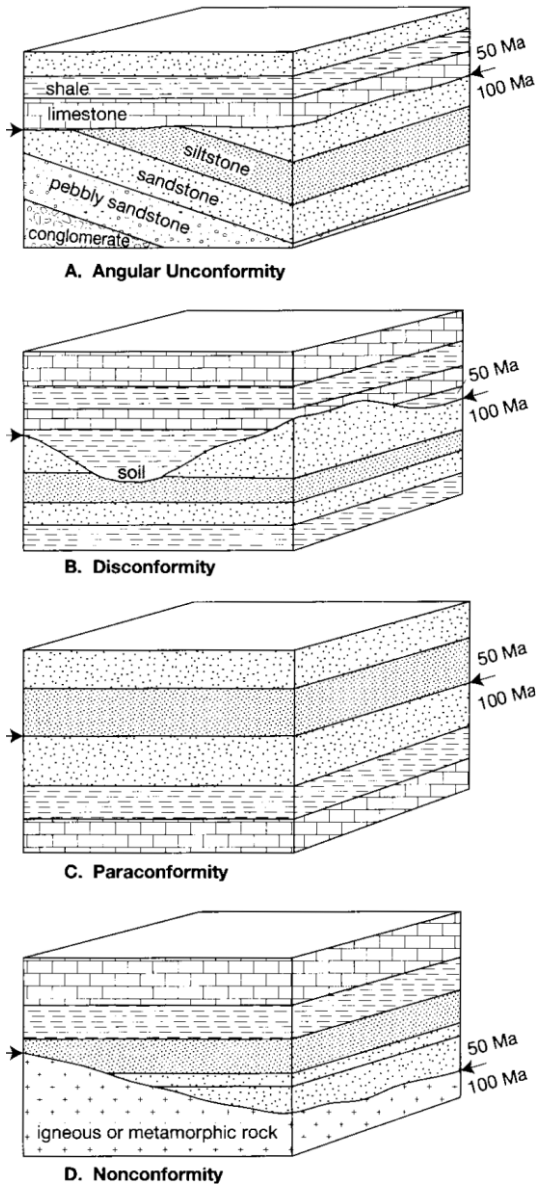
د) ناپیوستگی زاویه دار (Angular unconformity)

دریک توالی ناپیوسته، بین لایه های بالا و پایین سطح ناپیوستگی روابطی وجود دارد که توسط دو عبارت زیر بیان می گردد. اگر طبقات بالا و پایین یک سطح ناپیوستگی موازی با سطح ناپیوستگی باشند، به این طبقات، همساز ناپیوستگی یاکانکوردانت (Concordant) گفته شده و اگروضعیت اشاره شده دربین طبقات بالا و پایین یک سطح ناپیوستگی دیده نشود، به آن ناهمسازگاری یا دیسکوردانت (Discordant) می گویند. سطوح ناپیوستگی ممکن است مسطح، مایل، غیر هموار یا موجی باشد.

ناپیوستگی موازی یا پیوسته نما:

ناپیوستگی پیوسته نما یا پاراکانفورمیتی، نوعی ازناپیوستگی است کـه بـدون شـواهد فرسایشـی بـوده، تشخیص آنها در روی زمین معمولا غیرممکن و شناسایی آنها برمبنای مطالعات دیرینه شناسـی اسـتوار می باشد. مرز بین طبقات دردو طرف ناپیوستگی با یکدیگر موازی بوده و هیچگونـه سـطح فرسایشـی دربین آنها دیده نمی شود. نوسانات سطح آب دریا، حرکات خشکی زایی(ایپروژنی) یا هر فرایندی که باعث توقف کوتاه مدت در رسوبگذاری یا فرسایش گردد، از مهمترین عوامل تشکیل دهنده ایـن نـوع ناپیوستگی می باشد. مدت زمانی شکل گیری این نوع ناپیوستگی معمولاً کوتاه می باشـد. ناپیوسـتگی موازی در مقیاس اشکوب یا کمتر از اشکوب در توالی های رسوبی رخ می دهد.

ناپیوستگی فرسایشی نوعی ناپیوستگی است که طبقات در دو طرف سطح مورد نظر با یکدیگر موازی بوده، اما علاوه برسطوح فرسایشی، تغییرات سنگ شناختی نیز معمولا در دو طرف این سطح دیده مـی شود. سطح فرسایشی یک سطح ناهموار بوده که معمـولا توسـط نهشـته هـای کنگلومراتیـک، سـطوح کارستیک یا توسط خاکهای قدیمی(Paleosol) مشخص می گردد. مدت زمان ایجـاد یـک ناپیوسـتگی فرسایشی ممکن است چند میلیون سال تا چند ده میلیون سال باشد. چنین سطوح فرسایشی در ایـران، در حد فاصل بین سازندهای پرمین پیشین و نهشته های قدیمی تـر بـا سـن کربـونیفر پیشـین، دونـین پیشین، کامبرین وحتی قدیمتر دیده می شود. علاوه براین بین چرخه هـای سـه گانـه رسـوبی پـرمین پیشین، پرمین میانی وپرمین پسین یعنی سازند های دورود، روته ونسن در البرز وآذربایجان ناپیوستگی فرسایشی گسترش دارد(شعبانیان،۱۳۹۱). بعد از رسوبگذاری ردیف های رسوبی زیرین، بنا بـه دلایـل مختلف این بخش از نهشته های تشکیل شده از آب خارج شده و یک فـاز فرسایشـی را متحمـل مـی شوند. سپس با پیشروی مجدد دریا، نهشته های جدید بر روی این سـطح و بطـور مـوازی بـا طبقـات زیرین ته نشین می شوند.



شکل ۲-۱- انواع مختلف ناپیوستگی(Boggs,2006)

وجود کنگلومرا(کنگلومرای پیشرونده)، سطوح فرسایشی، خاک های قدیمی، بوکسیت ولاتریت، سطح کارستیک، تغییرات سنگ شناسی از دریایی به نهشته های قاره ای واختلاف سنی واحد های سنگی مجاورکه براساس فسیل شناسی تعیین می گردد، از مهمترین روش های تشخیص ناپیوستگی فرسایشی در صحرا می باشد.

ج) ناپیوستگی آذرین پی: ناپیوستگی آذرین پی که گاهی بنام ناپیوستگی بلورین پی نیز نامیده می شود، عبارت از پیشروی دریا و قرارگیری توده هایی ازسنگ های رسوبی بطور پیشرونده بر روی سنگ های آذرین یا دگرگونی می باشد. در این نوع ناپیوستگی، ابتدا سنگ های آذرین و یا سنگ های

دگرگونی تشکیل شده و بعد با پیشروی دریا بر روی این سنگ ها، لایه رسوبی بـر روی آنهـا تشـکیل می شوند. گاهی ممکن است در مرز ناپیوستگی ودرقاعده توالی رسوبی، قطعات کنگلـومرا بـا ترکیـب سنگ آذرین یا دگرگونی زیرین مشاهده گردد. علاوه براین، گاهی در ناپیوسـتگی آذریـن پـی بخـش هایی از واحدهای زیرین، بصورت اجزای سازنده در واحدهای رسوبی بالای سـطح ناپیوسـتگی دیـده می شوند. وجود نشانه های اشاره شده و نبود دگرگونی درسـطح تمـاس بـین واحـد هـای آذریـن و رسوبی از روش های تشخیص این نوع ناپیوستگی در صحرا می باشـد. شناسـایی ایـن ناپیوسـتگی در مطالعات صحرایی، ساده می باشد.

د) ناپیوستگی زاویه دار: نوعی ناپیوستگی که شیب لایه های سنگی در دو طـرف سـطح ناپیوسـتگی با یکدیگر تفاوت دارد. این نوع ناپیوستگی دارای داستان زمین شناسی پیچیده تـری مـی باشـد. میـزان اختلاف شیب طبقات در دو طرف سطح ناپیوستگی متغیر بوده و در مواردی که این زاویـه کـم باشـد، تشخیص این نوع ناپیوستگی درروی زمین مشکل است. درحالتی که اختلاف زاویه شـیب طبقـات در بالا و پایین سطح ناپیوستگی زیاد باشد، براحتی در صحرا قابل تشـخیص اسـت. بـه ناپیوسـتگی هـای زاویه دار با اختلاف شیب کم که فقط از روی نقشه های زمین شناسی تهیه شده از منطقه، می توان پی به وجود آنها برد، ناپیوستگی کارتوگرافی(Cartographic unconformity) می گویند. ناپیوستگی هـای زاویه دار بازتابی ازعملکرد یک فاز کوهزایی در منطقه مورد مطالعه می باشند.

ابتدا درمحیط رسوبی، نهشته ها آواری یا شیمیایی، بصورت طبقات افقی ته نشست می نمایند. سـپس در اثر تاثیر حوادث زمین ساختی و کوهزایی، طبقات تشـکیل شـده از آب خـارج شـده و دچـار کـج شدگی، چین خوردگی، گسلش و فرسایش شده و از حالت افقی خارج مـی گردنـد. پیشـروی مجـدد دریا همراه با رسوبگذاری بر روی سطوح تغییر شکل یافته، چین خورده و فرسایش یافتـه مـی باشـد. در این شرایط زاویه شیب قرار گیری طبقات بالای سطح فرسایشی با زاویـه شـیب واحـدهای زیـرین فرق می کند. در ناپیوستگی های زوایه دار، طبقات زیرسـطح ناپیوسـتگی شـیب دار و طبقـات بـالای سطح ناپیوستگی افقی یا شیب دار می باشند. درحالت وجود شیب در طبقات بالای سطح ناپیوسـتگی، شیب آنها کمتر از شیب طبقات در سطح زیرین ناپیوستگی است. از ناپیوستگی های زاویه دار در چینه شناسی ایران می توان به ناپیوستگی زاویه دار سازند تیز کوه به سن کرتاسه پیشین بـر روی واحـدهای قدیمی تر در البرز اشاره کرد.

شکل ۲-٤- دگرشیبی زاویه دار بین توالی زوراسیک با سنگ های قدیمی تر(خسروتهرانی ودرویش زاده، ۱۳٦۷)

میزان فرسایش سطوح ناپیوستگی به ویژگیهای سنگ شناسی ، شرایط آب و هوایی و مدت زمان خروج این طبقات از آب بستگی دارد. در محیطهایی با شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب، میزان فرسایش و هوازدگی سطوح ناپیوستگی زیاد بوده و ممکن است طبقات خارج شده، کاملا دچار فرسایش گشته و به یک سطح صاف تبدیل گردند، که در این حالت به آن پنه پلین (Peneplain) می گویند. عبارت پدی پلین (Pediplain) به سطح فرسایش یافته ای، که میزان فرسایش از حالت پنه پلین کمتر است، اطلاق می گردد. این سطوح فرسایشی در نواحی جغرافیایی با آب و هوای خشک رخ می دهد. گاهی سطح فرسایش دارای توپوگرافی ناهمواری متشکل از پستی و بلندی است که بیانگر توسعه و گسترش آبراهه ها و کانال ها می باشد. زمین های نوع پنه پلین و پدی پلین مربوط به زمین های پرکامبرین است.

گاهی در بازسازی تاریخ چینه شناسی و زمین ساختاری یک منطقه وهم چنین دربازسازی تاریخ رسوب گذاری و تاثیر فرایند های پیشروی و پسروی بر شکل و روابط چینه ای واحد های رسوبی از مفاهیمی مانند لپ اوت(Lapout) و اورلپ(Overlap)استفاده می شود. **لپ اوت** به قطع شدگی جانبی یک لایه در مرزهای ته نشستی آن گفته می شود. بعبارت دیگرلپ اوت به ماهیت انقطاع جانبی طبقات و چینه های رسوبی، در محدوده محیط رسوبگذاری گفته می شود. این وضعیت در مقابل حالت هایی است که قطع شدگی طبقات ناشی ازبریدگی یا گسلش می باشد. **اورلپ،** عبارت از بیشترین گسترش جانبی یک سطح بازتابی در یک محدوده رسوبگذاری است.

۲-۳-شواهد تشخیص ناپیوستگی در صحرا :

در مطالعات صحرایی تشخیص بعضی از انواع ناپیوستگی ها راحت از دیگر اشکال ناپیوستگی می باشد. برای مثال شناسایی انواع ناپیوستگی های آذرین پی یا زاویه دار با توجه به ترکیب سنگ شناسی

و اختلاف زاویه شیب بین طبقات دو طرف ناپیوستگی به آسانی ممکن است. با ایـن وجـود مهمتـرین عوامل شناسایی ناپیوستگی در روی زمین عبارتند از :

۱ – اختلاف سنی فاحش بین طبقات دردوطرف سطح ناپیوستگی

۲ – تغییرات سنگ شناسی ازنهشته هایی دریایی به نهشته های قاره ای و وجود کنگلومرای قاعده ای یا کنگلومرای پیشرونده

۳ – قطع شدگی ناگهانی دایک ها وگسلها

٤ – اختلاف زاویه شیب بین طبقات دردو طرف سطح ناپیوستگی

۵ – توسعه وگسترش سنگهای رسوبی بر روی سنگهای آذرین ودگرگونی مشروط براین که، سـنگهای رسوبی بالایی این توده های بلورین فاقد آثاردگرگونی باشند.

شکل ۲–۵– دگرشیبی زاویه دار بین نهشته های کرتاسه بالایی و تریاس در ناحیه نخلک(خسروتهرانی و درویش زاده، ۱۳٦۷)

٦– توسعه سطوح فرسایشی، گسترش هارد گراند، گسترش خاک های قدیمی، توسعه افق های بوکسیتی – لاتریتی وگسترش افق های کارستی.

۷–مطالعات فسیل شناسی وتعیین سن ردیف های رسوبی وتعیین ناپیوستگی

۸–تغییرات ناگهانی ازوجود فسیل های دریایی به تجمع فسیل هایی قاره ای

۹– تغییرات ناگهانی درمیزان تجمع فسیلی لایه ها

۱۰– آهن دار شدن وچرتی شدن سطوح سنگ های کربناته

توده سنگهایی که محدوده به سطوح ناپیوستگی می باشند، مبنای کار واحد چینه شناسی می باشد کـه بنـام واحد های چینه شناسی محدود به ناپیوستگی(Unconformity Bounded Units) نام گذاری می گردند. این

توده های سنگی رسوبی که در پایین و بالا توسط دوسطح ناپیوستگی محصور هستند، ممکـن از یـک نـوع سنگ یا اجتماعی از چند نوع سنگ با جنس های متفاوت باشند.

ویژگیهای سنگ شناسی، محتوی فسیلی طبقات در صورتیکه فسیل وجود داشته باشد ومدت زمان چینه شناسی سنگ های محصور بین دو ناپیوستگی درتعریف واحد چینه شناسی مورد بحث نقشی نداشته وفقط برای تشخیص محدوده ناپیوستگی اهمیت دارند. علاوه براین چگونگی تشکیل ناپیوستگی ها یا تغییرات سببی سطوح محدود کننده ناپیوستگی نقشی در تعریف و تاسیس این واحد چینه شناسی ندارد. هر واحد محصور به ناپیوستگی ممکن است در برگیرنده تعدادی ازدیگرواحدهای چینه شناسی مانند واحدهای بایواستراتیگرافی، لیتواستراتیگرفی ودیگر واحد های چینه شناسی باشد. واحد بنیادی محصور به ناپیوستگی بنام سین تم (Synthem) نامیده می شود که معمولا دارای کاربرد زیادی نیست. ولی بجای سین تم ازعبارت کاربردی تر وگسترده تر، توالی یا سکانس(sequence) برای این نوع واحدها استفاده می شود،که نه تنها بعنوان واحد بنیادی چینه شناسی توالی ها (Sequence Stratigraphy) می باشد، بلکه برای قطعی شدن تمام واحدهای چینه ای که بطور کامل یا بطور بخشی توسط ناپیوستگی محصور هستند، بکار می رود. عبارت سکانس برای واحد های محدود به ناپیوستگی ها ابتدا توسط اسلاس و همکارانش (Sloss *et al.*,1949) بکاربرده شده است. واحد چینه شناسی محصور به ناپیوستگی از نوع واحدهای مادی بوده، بعبارت دیگر دارای وجود خارجی می باشد.

۲-٤-چگونگی روابط بین طبقات در ناپیوستگی ها در مطالعات لرزه ای:

تعیین ساختمان های عمقی زمین و ساختمان های سطحی کم عمق برای اکتشافات نفتی دارای اهمیت است. امرزه براساس دانش چینه شناسی لرزه ای، نه تنها افق های چینه شناسی قابل تعیین است بلکه شکل توالی های رسوبی و تاریخ رسوبی آن نیز قابل تعیین و تفسیر می باشد. آن هم چنین برای شناسایی ناپیوستگی ها و بازسازی تاریخ پیشروی ها و پسروی ها دریک ناحیه وتعیین سیال سنگ ها و تعیین تجمعات هیدروکربنی مورد استفاده قرار می گیرد. در مطالعات چینه شناسی لرزه ای، هرسکانس لرزه ای شامل ویژگی هایی است که این ویژگی ها روابط بین یک توالی ته نشستی که توسط سطوح ناپیوستگی محصور است با توالی های بالایی وزیرین مشخص می نماید. روابط بین سطوح چینه بندی در این مطالعه، توسط عبارت هایی چون Top lap، Base Lap، Onlap وDown lap بیان می گردد که به شرح زیر توضیح داده می شوند(شکل۲-٦ و شکل ۲-۷).

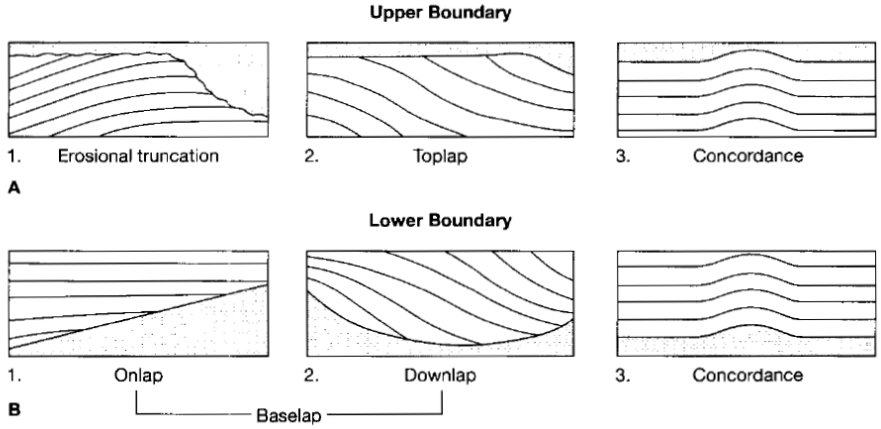
الف) روابط مرز بالایی:

مرز بالایی یک ناپیوستگی یا سطح ناپیوستگی با طبقات مجاورش در بخش بالایی یک توالی لرزه ای به سه شکل متفاوت ممکن است دیده می شود(شکل۲-٦)

مرز با بریدگی فرسایشی(Erosional Truncation): مرز بالایی وتماس واحد چینه شناسی مورد مطالعه با واحد روی خودش توسط سطح فرسایشی مشخص می گردد(شکل ۲-٦- b). سطح بازتابی گسترش زیادی داشته ولی دستخوش فرسایش یا قطع شدگی قرارگرفته است. بعبارتی دیگر لایه های زیرین ممکن است افقی ویا شیب داربوده و توسط یک سطح فرسایشی بریده بریده از طبقات بالایی خودش متمایز می گردد.

مرز تاپ لپ(Toplap): دراین نوع مرز، طبقات زیرین شیب داربوده وبه توالی با شیب کمتر ختم می گردد (شکل ۲-٦- b). به سطح محدود کننده، سطح تاپ لپ گفته می شود ودر توالی های رسوبی ساحلی قابل شناسایی است. سطح مورد بحث ممکن است یک سطح نبود رسوبی یا معرف تغییرات ناگهانی در وضعیت حوضه باشد.

مرز کانکوردنس(Concordance) : مرزبالایی توالی رسوبی به شکل پایان نیافته می باشد(شکل ۲-٦- c). طبقات دو طرف ناپیوستگی با یکدیگر موازی می باشند.



۲-٦- شکل روابط بین مرز بالایی و پایینی یک توالی ته نشستی (Boggs,2006)

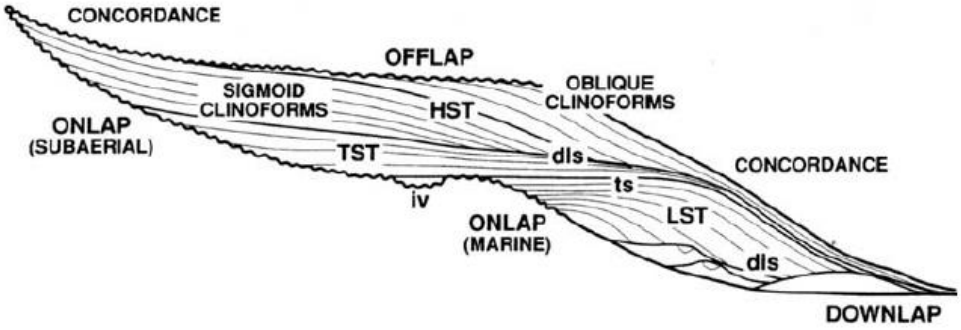
روابط مرز زیرین:

مرز زیرین یک ناپیوستگی یا سطح ناپیوستگی با طبقات مجاورش در بخش پایین نیز ممکن است به سه شکل متفاوت دیده می شود(شکل۲-٦)

ان لپ(Onlap): طبقات به شکل افقی یا با شیب کم ته نشست کرده، درمقابل یک سطح باشیب بیشتر و بطرف بالا، خاتمه یافته اند. بعبارتی دیگر طبقات بالای سطح ناپیوستگی شامل طبقات افقی یا شیب داری هستند که به سطحی با شیب بیشتر درزیرسطح ناپیوستگی منتهی می گردند. سطح مورد نظر بنام، سطح آن لپ نامیده می شود. گاهی عبارت **اوت لپ** نیز(Catuneanu,2006) معادل آن لپ در نظر گرفته می شود. علاوه براین عبارت آن لپ به، زبانه ای شدن و حذف تدریجی واحد های رسوبی یک توالی همساز از سنگ به سمت حاشیه حوضه ته نشستی را نیز می گویند.

داون لپ(Down lap): طبقات شیب داربالای سطح ناپیوستگی بطور پیشرونده و شیب داربه سمت پایین برروی سطح شیب دار زیرین(یا افقی) قرار می گیرند. شیب صفحه کمتر ازشیب طبقات فوقانی است عبارت بیس لپ(Base lap) به نوعی ازقرارگیری طبقات که بلافاصله در بالای سطح ناپیوستگی باشد، اشاره دارد. بعبارت دیگر این واژه معادل آن لپ و داون لپ می باشد. علاوه براین، عبارتی برای توصیف سطح انقطاع چینه ها در مرز زیرین یک توالی ته نشستی زمانی که تمایزی بین آنلپ و داون لپ وجود نداشته باشد، بکار برده می شود. سطح بازتابی با گسترش جانبی زیاد بر روی یک سطح لرزه ای قرار دارد.

کانکوردانس(Concordance): نوعی ازارتباط واحدهای محصوربه ناپیوستگی با طبقات زیرین سطح ناپیوستگی است که در آن واحد های دو طرف ناپیوستگی با یکدیگر موازی می باشند.



شکل ۲-۷- شکل روابط چینه ای، پیشروی و پسروی یک توالی بر اساس مطالعات لرزه ای (Boggs,2006)

عبارت آف لپ(Offlap) زمانی استفاده می شودکه رخساره ها یک الگوی پسرونده را نشان بدهند. این پسروی ناشی ازحرکت خطوط ساحلی بطرف دریا ناشی ازیک منبع تامین رسوب دربخش خشکی می باشد. بعبارتی ناحیه خشکی از لحاظ تکتونیکی بالا آمده وسطح دریا بطرف پایین جابجا می گردد و یا اینکه یک پایین آمدن سطح نسبی دریا وجود داشته باشد.

۲-۵- فازهای کوهزایی و خشکی زایی:

فازهای کوهزایی (Orogenic phasese):

فازهای کوهزایی به مجموع حوادث زمین ساختاری گفته می شود که طی آن سلسله جبالی تشکیل گردد. هر فاز کوهزایی در یک محدوده زمان زمین شناسی نسبتاً محدود رخ داده و پیامد آن ایجاد ناپیوستگی (دگر شیبی)، تغییر ساختارهای زمین شناسی منطقه، چین خوردگی، گسلش، فعالیت ماگمایی و دگرگونی و تغییرات رخساره ای و سنگ شناسی می باشد. واژه کوهزایی برای اولین بار توسط گیلبرت(۱۸۹۰) برای توصیف فرایند هایی که موجب تشکیل کوه ها می شده، اطلاق گردیده و شامل حرکاتی است که در نواحی نسبتا باریک و کشیده ای که بنام کمربند کوهزایی نامیده می شود، اتفاق می افتد. از زمان تشکیل حوضه رسوبی (Sedimentary Basin) که با نازک شدگی پوسته و فرایند کافتی شدن رخ می دهد تا بسته شدن

حوضه و تشکیل رشته کوه را یک چرخه کوهزایی (Orogenic cycle) می گویند. حوادث کوهزایی در محل برخورد صفحات همگرا صورت می گیرد. این صفحات ممکن است هر دواز نوع صفحات قاره ای بوده که به آن کوهزایی داخلی می گویند. رشته کوه هیمالیا حاصل این نوع برخوردمی باشد. در مقابل کوه های مانند راکی از تصادم حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی – قاره ای حاصل شده اند، که بنام کوهزایی حاشیه ای(Periferal) معروف بوده و همراه با فعالیت های ماگمایی گسترده می باشند.

هر چرخه کوهزایی از چندین فاز کوچکتر تشکیل شده است. برای مثال چرخه کوهزایی کالدونین که در طی پالئوزوئیک پیشین اتفاق افتاده، شامل فازهای کوهزایی ساردی نین (مرز کامبرین – اردویسین)، تاکونین (مرز اردویسین – سیلورین)، اردی نین در طی سیلورین میانی (بین اشکوب های ونلوکین – لودوین) و ارین(دونین پیشین) می باشد. با توجه به اینکه حرکات خشکی زایی و کوهزایی در شکل گیری فرایند های چون ناپیوستگی ها، ایجاد خاک های قدیمی و تغییرات رخساره ای که در دانش چینه شناسی وبویژه در چینه شناسی توالی ها نقش دارند، یاد گیری و آشنایی با این حوادث دارای اهمیت می باشد. در اثر عملکرد فازهای کوهزایی در یک ناحیه جغرافیایی معین، ممکن است فرایند پیشروی و پسروی آب دریا چندین بار تکرار گردد. به مجموعه رسوبات بین دو مرحله پسروی متوالی را یک چرخه رسوبی (Sedimentary Cycle) می گویند.

حوادث خشکی زایی به حوادثی در زمین شناسی اطلاق می گردد که در یک فاصله زمانی زمین شناسی نسبتا طولانی تر و با انرژی کمتری حادث شود. طی این مرحله از تاریخ زمین به میزان خشکی ها افزوده یا کاسته می گردد. در فرایند پیشروی (Transgration) جابجایی خط ساحلی بطرف خشکی می باشد. در این حادثه سطح بیشتری از خشکی به زیرآب می رود. عوامل متعددی چون بالا آمدن سطح آب ناشی از ذوب یخچالها و کلاهک های یخی همانند آنچه که در آغاز پرمین در ایران اتفاق افتاده، تغییرات بستر دریا، فرونشینی محیط خشکی یا ترکیبی از آنها در پیشروی دریا موثر هستند. علاوه بر این سرعت گسترش کف اقیانوس ها عامل دیگری در پیشروی دریا در یک ناحیه معین می باشد. در یک حادثه پیشروی نهشته های مربوط به محیط های عمیق تر بر روی رسوبات و سنگهای تشکیل شده در محیط های کم عمق تر قرار می گیرند. در توالی های رسوبی قاره ای پیشرونده، نهشته های دانه ریز بر روی رسوبات دانه درشت قرار می گیرند. فرایند پسروی (Regression) به جابجا شدن خط ساحلی به طرف دریا یا افت سطح آب دریا را پسروی می گویند، که طی آن از وسعت دریا ها کاسته و بر میزان خشکی ها اضافه می شود. گسترش کلاهک های یخچالی وبالا آمدگی خشکی ها باعث پسروی می شود. در یک توالی عمودی رسوبی نهشته های مربوط به محیط های کم عمق بر روی واحد های رسوبی مربوط به محیط های عمیق تر قرار می گیرند . بالا آمدگی از عوامل مهم پسروی دریا در یک ناحیه است. پسروی ها و پیشروی ها ممکن است در مقیاس محلی، ناحیه ای، قاره ای ویا جهانی باشد. آن هم چنین قابل ذکر است که شماری از نبودهای رسوبی

در توالی های فانروزوئیک ایران، به حوادث خشکی زایی مربوط می شود. تاثیر حوادث کـوهزایی و خشـکی زایی در طی پرکامبرین و فانروزوییک باعث توسعه فرابوم ها و فرزمین ها شده است، که بافقر نهشـته هـا یـا توالی ضخیمی از رسوبات مشخص می گردد. نبودهای چینه شناسی کامل یا بخشی در طی اردویسین البرز و زاگرس، سیلورین در بخش های از البرز، آذربایجان، ایران مرکزی و زاگرس، دونین پیشین در البرز، کربونیفر در زاگرس و کربونیفر پسین در البرز و آذربایجان، ناپیوستگی شروع پرمین میـانی یـا ناپیوسـتگی بـین اولـین چرخه رسوبی با دومین چرخه رسوبی پرمین که در تمامی ایران گسترش دارد،، نبود تریاس پسین در قسـمت های از البرز، آذربایجان و زاگرس، هم چنین نبود های جینه شناسی کرتاسه پیشین و پالئوژن در بخش هـای از سرزمین ایران را می توان نام برد که نتیجه تاثیر این حوادث می باشد.

۲-۵-چگونگی تشخیص حوادث کوهزایی و خشکی زایی در صحرا:

یکی ازاهداف مطالعه دانش چینه شناسی در صحرا، شناخت پدیده های زمین شناسی و ارتباط آنها به عوامـل ایجاد کننده آنها می باشد. به منظور شناسایی عملکرد حوادث کوهزایی یا خشکی زایی در یـک ناحیـه زمـین شناسی وجود یک یا تعدادی از نشانه های زیر لازم می باشد. انتساب حوادث ونشانه هابه یک حادثه معـین، از طریق تعیین سن مطلق یا از طریق روابط چینه شناسی وموقعیت چینه شناسی آنها در صحرا امکان پذیر می باشد. مهمترین نشانه های حوادث کوهزایی و خشکی زایی در یک ناحیه عبارتند از:

- تشکیل وتزریق توده هایی ماگمایی به شکل نفوذی یا خروجی
- شکل گیری سنگ های دگرگونی در یک ناحیه معین
- چین خوردگی و توسعه گسلش در سنگ های یک ناحیه
- نبود های چینه شناسی و توسعه ناپیوستگی ها و بطور خاص تشکیل دگرشیبی زاویه دار
- تغییرات رخساره ای و توسعه و تشکیل نهشه های تبخیری و تخریبی
- تشکیل و توسعه خاک های قدیمی

۲-٦-رابطه بین رخساره ها و کوهزایی:

هرحادثه کوهزایی دارای ویژگی ها و صفاتی است که به کمک آن قابل شناسایی می باشد. تغییـرات رخسـاره ای(دریایی به قاره ای)، تغییر در ضخامت واحد های رسوبی، تجمع زیادی از نهشته هـای نابـالغ کـه معـرف فرسایش شدید و حمل سریع می باشد و هم چنین تشکیل رخساره های خاص از جمله این ویژگـی هـا بـه شمار می رود. کوارتر آرنایت ها، آرکوزهای تکتونیکی، گـری وک هـا، مـولاس هـا و فلـیش هـا مهمتـرین رخساره های مرتبط با حوادث کوهزایی و تکتونیک به شمار می روند. ماسه سنگ های کـوارتز آرنـایتی کـه بیش از ۹۵ درصد کانی کوارتز در ترکیب خود میباشدو درآن کانی های ناپایدار درحداقل میزان خـود اسـت، مربوط به نواحی با تکتونیک آرام و مناطق به لحاظ توپوگرافی هموار می باشد. زیرا دراین منـاطق سـنگ هـا

تحت تاثیر فرسایش بلند مدت کانی های ناپایدار خود را ازدست داده و سنگ به لحاظ کانی شناسی و بـافتی به بلوغ می رسد. چنین نواحی پایدار با پی سنگی ازسنگ های بلورین بنام کراتون نامیده مـی شـوند. نهشـته های مولاسی و فلیشی که درپهنه های زمین ساختاری شرق و مکران از فراوانی گسترده برخوردار مـی باشـند از نهشته های همزاد یا رخساره پس از کوهزایی تعریف می شوند. گری وک ها یا ماسـه سـنگ هـای کثیـف وآرکوز های تکتونیکی که از نظر بافتی و کانی شناسی ، فاقد بلوغ شدگی می باشـند از رخسـاره مربـوط بـه کوهزاد و نواحی بالا آمده به شمار می روند.

سوالات تستی فصل دوم:

سوالات تشریحی فصل دوم:

فصل سوم
لیتواستراتیگرافی و ساخت های رسوبی

اهداف کلی

۳-۱-کلیات:

لیتواستراتیگرافی دانش مطالعه وطبقه بندی سنگهای لایه لایه می باشد. هرسنگ رسوبی متشکل از واحدهای صفحه ای شکل سه بعدی است که دارای طول، عرض(پهنا) وضخامت می باشد. علاوه براین، ویژگی های زمین ساختاری هرلایه شامل امتداد، شیب و زاویه شیب لایه می باشد که مجموعه آنها می توانند درتفسیرو تحلیل زمین شناسی یک ناحیه حائز اهمیت باشند. این واحدهای صفحه ای شکل بنام طبقه(Bed)، لایه(Layer) وچینه (Stratum) نامیده می شوند. هرچند مفهوم چینه وسیع تر بوده و دربرگیرنده لایه ها ولامینه ها می باشد. هرطبقه یا چینه دارای سطوح کاملا مشخص زیرین و بالایی بنام مرزهای لایه هستند که براحتی آن را ازچینه وطبقه مجاورش متمایز می سازد. هرچند درمواردی ممکن است بعلت وجود ساختمان توده ای شکل (Massive) بویژه درسنگهای رسوبی مانند دولومیت ها یاسنگ های تبحیری کیفیت طبقه بندی براحتی قابل وضوح نباشد. عبارت چینه معادل یک واحد رسوبی است که دربرگیرنده تمامی رسوباتی است که تحت شرایط فیزیکی، شیمیایی و زیستی یکسان تشکیل شده اند. معیارشناسایی وتفکیک طبقات نیز همانند دیگر واحدهای لیتواستراتیگرافی بر مبنای ویژگی های سنگی مانند جنس، رنگ، ضخامت وترکیب کانی شناسی می باشد. دریک توالی عمودی از رخنمون سنگهای لایه لایه یا رسوبی وجود ویژگیهای زیرطبقه بندی را بخوبی نمایان می سازد:

۱ – قرار گیری طبقات نازک دربین طبقات ضخیم تر، برای مثال قرارگیری لایه های نازک شیلی در بین لایه های آهکی

۲ – اختلاف دردرجه فشردگی، میزان تراکم و میزان سیمانی شدن متفاوت طبقات مجاور یکدیگر

۳ – تغییردرجنس مواد وترکیب سنگ شناسی طبقات کنار هم

٤ – تغییر دراندازه دانه ها درسنگهای آواری

۵ – اختلاف رنگ درطبقات مجاور هم

ازنظر ضخامت نیزطبقات دارای تقسیم بندی هستند که چینه شناسان درحین کار صحرایی ازآن برای توصیف طبقات وچینه ها مورد استفاده قرار می دهند(Ingram,1954) .

به طبقاتی که کمتر ازیک سانتیمتر ضخامت دارند لامینه (Lamina) اطلاق میگردد، که خود به لامینه ضخیم(۱سانتیمتر تا ۰/۳ سانتیمتر)، لامینه نازک(۰/۱تا ۰/۳ سانتیمتر) ولامینه خیلی نازک (کمتر از ۰/۱ سانتیمتر) تقسیم می گردد. لامینه ها ممکن است به شکل موازی یا،موجی در داخل طبقات توسعه داشته و یا بطور مستقل گسترش داشته باشند. لامینه ها بیشتر در سنگ های آواری دانه ریز و دانه متوسط مانند ماسه سنگ ها و سیلتستون ها در سرعت های بالا یا پایین جریان شکل می گیرند. لایه نیز به واحد هایی گفته می شود که ضخامت بیشتر از یک سانتیمتر داشته باشند. لایه خیلی نازک شامل طبقاتی است که بین ۱ تا۳ سانتیمتر ضخامت داشته و به چینه هایی که۳ تا۱۰سانتیمتر ضخامت دارند، نازک لایه اطلاق می گردد. به طبقاتی با ضخات بین۱۰ تا۳۰ سانتیمترطبقه یا لایه متوسط اندازه (Medium bed) گفته می شود. طبقه ضخیم(Thick bed) به لایه های با ضخامت بین ۳۰ تا۱۰۰سانتیمتر و طبقه خیلی ضخیم (Very Thick bed) به طبقاتی که بیش از۱۰۰سانتیمتر ضخامت داشته باشد، گفته می شود(جدول ۳-۱). توده ای بودن طبقات می تواند ناشی از فرایند های دیاژنزی، بهم خوردگی طبقات یا رسوبگذاری مداوم باشد. به هم خوردگی لایه ها می تواند ناشی ازفرایند زیست آشفتگی، تبلور مجدد و ازدست دادن آب در لایه های آب دار باشد. عبارت چینه گاهی برای لامینه و لایه ها استفاده می شود.

در مطالعات صحرایی واحدهای سنگ چینه ای، علاوه بر ثبت تمام ویژگی های سنگی لایه، ضخامت آنها نیز می بایستی اندازه گیری شده و درتوصیف لایه ها بکار گرفته شود. معمولا درگزارش های زمین شناسی بجای استفاده ازاعداد ارائه شده درجدول از صفات توصیفی مانند نازک لایه، متوسط لایه و ضخیم لایه استفاده می گردد.

1 m	very thickly bedded
0.3 m	thickly bedded
0.1 m	medium bedded
30 mm	thinly bedded
10 mm	very thinly bedded
3 mm	thickly laminated
	thinly laminated

جدول ۳-۱ تقسیم بندی لایه ها و لامینه بر اساس اندازه(Ingram,1954)

واروها نوع خاصی ازلامینه هستند که دردریاچه های یخچالی تشکیل می شوند. هروارو دراثر تغییرات فصلی بوجود می آید. رسوبات دانه درشت و با رنگ روش که عموما از سیلت و ماسه است درطی فصل

بهار و نهشته های دانه ریز وارو، که حاوی رس و مواد آلی است مربوط به رسوبگذاری درزمستان است. ساخت دانه بندی تدریجی دراین گروه از نهشته های قاره ای دیده می شود.

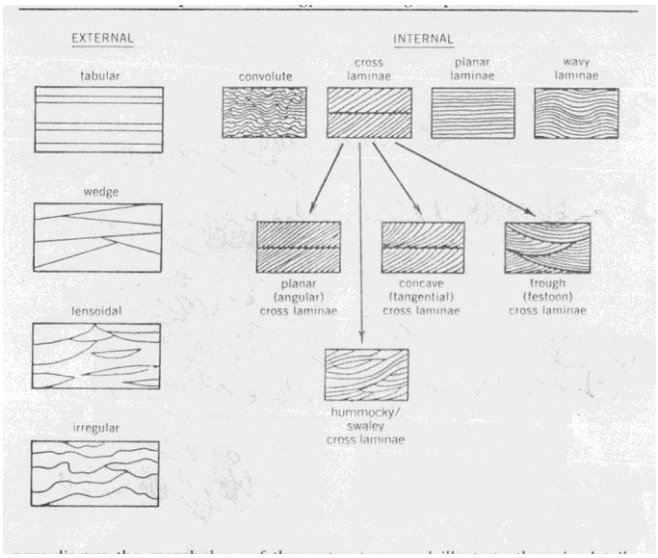
هر طبقه یا لایه رسوبی دارای ویژگیهای داخلی و خارجی است که باعث تمایز آنها از یکدیگر می گردد. براساس شکل هندسی خارجی لایه ها وطبقات به چهار گروه تقسیم می شوند (شکل ۳-۱) :

الف) طبقات صفحه ای شکل (Tabular): در این حالت مرز بین لایه ها یا سطوح لایه بندی موازی می باشد. این حالت معمولا شکل متداول لایه بندی در نهشته های کربناته است.

ب) طبقات گوه ای شکل (Wedge – shape): دراین وضعیت مرزبین لایه ها، جناغی وزاویه دار بوده و یکدیگر راقطع می کنند. درنهشته های آواری چنین ویژگی دیده می شود.

ج) طبقات عدسی مانند (Lensoidal): مرزها لایه ها ممکن است موازی بوده یا همدیگررا قطع کرده وطبقات به شکل عدسی هایی دراندازه های مختلف گسترش دارد.

د) طبقات نامنظم (Irregular): دراین حالت سطوح لایه ها نامنظم و موجی شکل می باشد.



شکل۳- ۱- ویژگی سطح بیرونی و داخلی لایه ها(Fritz et al.,1988)

در هرتوالی از سنگهای لایه لایه، اشکال چهارگانه مختلف سطح بیرونی لایه بندی ممکن است به تنهایی یا همراه با دیگر ساختمان رسوبی دیده شوند. فضای داخل هرطبقه که توسط دوسطح زیرین و بالایی محدود می گردد، دارای لامنیه های کوچک است که الگوی قرارگیری آنها با یکدیگر تفاوت دارد. ساختمانهای داخلی هرطبقه شامل چهارالگو ومدل به شرح زیر می باشد(شکل ۳-۱) :

الف) لامینه متقاطع (Cross laminae) که براساس نوع قرارگیری آنها خود به چهار گروه بنام مسطح (Planar)، مقعر(تانژانتی)(Concave)، تراف مانند (Trough) و پشته ای شکل (Hummocky) تقسیم می گردد.

ب) موجی شکل (Wavy laminae)

ج) مسطح (Planar laminae)

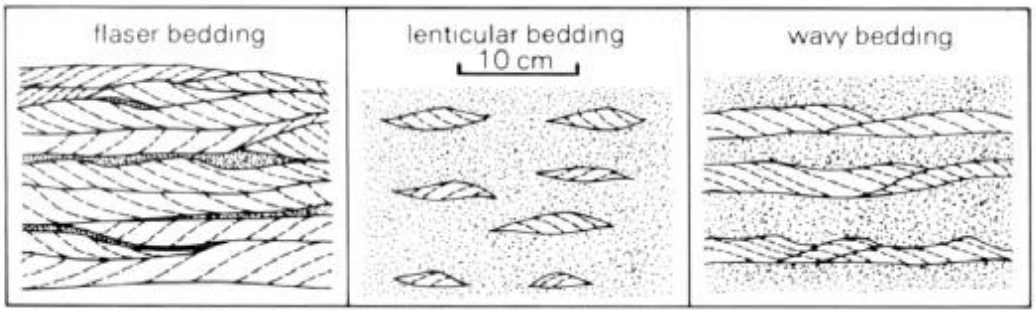
د) کانولوت (Convolute)

در حوضه های رسوبی که در آن نهشته های آواری دانه ریزماسه وگل تشکیل می شود از همزمانی رسوبگذاری این دو نوع رسوب، لایه بندی های خاصی تشکیل می شوند که بنام لایه بندی عدسی شکل، فلاسر و موجی نامگذاری می شوند. این ساخت ها درمحیط های شکل می گیرند که تنوعی از جریان یا فعالیت موج و منبع تامین کننده رسوبات را تجربه می کنند.

الف) لایه بندی عدسی شکل (Lenticular): دراین نوع لایه بندی، **عدسی های از گل در داخل ماسه که پیکره** اصلی طبقه را تشکیل می دهند، بوجود می آید(شکل -۳-۲).

ب) لایه بندی موجی (Wavy): در این حالت ماسه بخش اصلی لایه را تشکیل داده و بصورت بخش پیوسته تشکیل می شود. اگر این واحدهای ماسه ای توسط واحدهای موجی شکل ازرسوبات گل (رس) قطع گردند به آن لایه بندی موجی اطلاق می گردد(شکل ۳-۲). ماسه سنگ های با ریپل نازک و متقاطع بطور متناوب با گل سنگ دیده می شود. طبقات موجی حدواسط طبقات عدسی شکل و مورب هستند. ممکن است تناوب گل و ماسه تقریبا به یک اندازه باشد(Reineck and Singh,1980).

ج) طبقه بندی فلاسر(Flaser): نوعی طبقه بندی است که درآن واحدهای گل سازنده طبقه، بصورت اشکال عدسی مانند و بریده بریده در داخل بخش ماسه ای با ساختمان لایه بندی متقاطع (Cross bedding) پراکنده می باشند. درواقع با ایجاد لایه بندی مورب درنهشته های ماسه ای، نهشته های دانه ریز رسی در بخش های فرورفته و برآمده ریپل ها شکل می گیرند.



شکل ۳-۲- لایه بندی فلاسر ، عدسی شکل و موجی(Tucker,2003)

۳-۲- چگونگی شکل گیری لایه:

لایه بندی معمولا توسط اعمال پیچیده متقابل تعدادی از فرایند های فیزیکی، شیمیایی و زیستی انجام می گیرد. لایه بندی می تواند ناشی از ته نشست غیریکنواخت رسوبات بوجود بیاید. آن هم چنین می تواند محصول تغییر درماهیت موادی که رسوب می کنند یا تغییر در نرخ رسوبگذاری باشد. تنوع در جریان رسوب حوضه ته نشستی ممکن است با فاکتور هایی مانند تغییر در شرایط آب وهوایی، تغییرات رخنمون سنگ ها درنواحی منشاء یا تغییر در ناحیه منشاء و تغییر در شرایط توپوگرافیکی منشاء رسوبات باشد. در بیشتر موارد یک تغییر کوتاه مدت در عامل حمل ونقل رسوبات، ممکن است مهمترین فاکتور درتعین لایه بندی باشد. یک جریان ممکن است در میزان تخلیه و قدرت حمل رسوب متغیر بوده و باعث ته نشست رسوبات دانه درشت یا دانه ریز گردد. بنابراین تغییر درجریان، یک عامل ایجاد لایه بندی است. تغییردرعمق آب دریاچه یا دریا می تواند الگوهای رسوبگذاری را تغییر داده و باعث ایجاد چینه بندی شود. والر(Waller,1960) بیان می کند زمانی که رسوبات درآغاز ته نشین می شوند، ممکن است بطور فیزیکی به هم خورده و این آشفتگی و به هم خوردگی سبب لایه بندی گردد. ذرات رسوبی ممکن است توسط موج به هم زده شده وسپس به شکل طبقه رسوب نمایند. رسوبات سخت نشده ممکن است سریع فرسوده شده و به نواحی مختلف جابجا و سپس به شکل لایه بندی مجدد رسوب نمایند.

تراکم بعد از رسوبگذاری و فرایند های دیاژنتیکی نیز می توانند عامل ایجاد لایه بندی باشند. فرایند دیاژنتیکی معمولا می تواند یک عامل ایجاد لایه بندی ریتمی باشد. علاوه براین چینه بندی می تواند در ارتباط با با موقعیت های شیمیایی ایجاد گردد. رسوباتی که به روش شیمیایی ته نشست می کنند همانند نهشته های تبحیری ممکن است لایه بندی را به نمایش بگذارند. تغییر در محیط شیمیایی برای مثال تغییر بین محیط احیاء و محیط اکسیدان ممکن است طبقه بندی را توسعه داده یا حداقل لایه های رنگی حاوی پیگمان های آهن را ایجاد نماید.

کنکرسیون ها، نودولها، استیلولیت یا ویژگی های انحلالی به موازات طبقه بندی توسعه یافته و حتی چینه بندی کاذب را ایجاد می کنند. تعدادی از چینه ها توسط فرایند های زیستی کنترل می شوند. بیشتر سنگ های رسوبی بطور بخشی یا تماما از قطعاتی تشکیل شده اند که توسط موجودات تولید می شوند. این موجودات بطور گسترده می توانند در کنترل موقعیت ژئوشیمی محیط رسوبی مهم بوده و اجازه به ته نشست یا انحلال کانی های معینی را بدهند.

گاهی توالی های رسوبی رخنمون دار در یک منطقه زمین شناسی، تکراری از طبقات و چینه ها را نشان می دهند که بازتابی از فرایند ها و موقعیت های رسوبی است که تحت یک نظم معینی، تکرار می شوند. چنین حودث تکراری در یک ردیف رسوبی، بنام رسوبگذاری دوره ای یا چرخه ای، رسوبگذاری سیکلیک(Cyclic Deposit) یا رسوب گذاری ریتمیک (Rhythmic Deposits) نامیده می

شود. رسوبگذاری چرخه ای سبب تشکیل توالی های رسوبی از طبقات و چینه هایی مـی گردنـد کـه دارای یـک آرایـش مـنظم از انـواع رسـوبات وسـنگ هـای رسـوبی مختلـف مـی باشـد. تنـاوبی از رسوبگذاری سنگ آهک و شیل، نهشته های توربیدایتی با لایه بندی ریتمیک و سـیکلوتم هـای زغـال دار نمونه هایی از رسوبگذاری چرخه ای می باشند. تشکیل این گروه از نهشته ها در مقیاس محلی تـا در مقیاس جهانی می باشد.

۳-۳-طبقات و تقسیم بندی ساختمان های رسوبی:

ساخت های رسوبی به ساختمان هاو ویژگیهای بزرگ مقیاس در سنگهای رسوبی گفته مـی شـود کـه دارای شکل هندسی بوده و درسطوح بالایی و پایینی لایه یا درداخل لایـه هـای سـنگ هـای رسـوبی تشکیل می شوند. بعبارتی دیگر به سـاختمان هـا و اشـکال هندسـی درون سـنگ هـای رسـوبی و در سطوح لایه بندی سنگ های رسوبی، ساخت رسوبی گفته می شود. هرطبقه بعنوان کـوچکترین واحـد سازنده توالیهای رسوبی، ممکن است فاقد هرگونه ساختمان رسوبی در سطوح و داخل خود باشـد بـه چنین طبقاتی، طبقات توده ای یا فاقد ساختمان نام نهاده اند (Massive /Structureless). درحالیکه در بیشتر موارد طبقات یا چینه ها، دارای ساختمان هـای رسـوبی هسـتند کـه بخشـی از سـاختمان هـای رسوبی محدود به فضای داخل طبقات بوده و عده ای دیگر نیز مربوط به سـطوح طبقـه بنـدی یعنـی سطح زیرین و سطح بالایی لایه ها هستند. سطح لایه بندی سطحی است که درآن یک لایه ازلایه دیگر جدا می شود. ساخت های رسوبی شامل اشکال بزرگ مقیاس و ماکروسکپی هستند که در صحرا قابـل مشاهده بوده، با این وجود شماری از آنها نیز در مقیاس میکروسکپی مورد شناسایی قرار می گیرند.

ساخت های رسوبی موجود در سنگهای رسوبی از جهات مختلف ممکن است، تقسـیم بنـدی گردنـد. یکی از عوامل طبقه بندی ساخت های رسوبی، زمان تشکیل ساخت رسوبی می باشد،که براسـاس آن، ساخت های رسوبی به سه گروه تقسیم می گردند.

۱-۱- ساخت رسوبی ممکن است به ساختمان رسوبی اولیه (همزمان با رسوبگذاری)

۱-۲- ساخت رسوبی اندکی بعد از رسوب گذاری

۱-۳- ساخت رسوبی ثانویه (بعد از فرایند رسوبگذاری و سنگ شدگی) تقسیم گردد.

عوامل ایجاد کننده ساخت رسوبی ازدیگر عوامل طبقه بندی ساخت هـای رسـوبی بـوده، کـه در ایـن حالت ساخت های رسوبی در یکی از گروههای سه گانه زیر قرار می گیرند :

۲- ۱ – ساختمانهای رسوبی شیمیایی که فعل و انفعالات شیمیایی درتشکیل آنهـا دخالـت دارد. ماننـد کنکرسیون، نودل (Nodul) و ژئود (Geod).

۲ –۲- ساختمانهای زیستی که در اثر فعل و انفعال موجودات در هنگام رسوبگذاری یا بعـد از دیـاژنز تشـکیل مـی گـردد. ژئوپتـال (Geoptal)، اسـتروماتولیت (Stromatolite)، ریـف (Reef)، بورینـگ

(Boring) و بارو (Barrow)، انواع حفاری ها، بایوتورباسیون (Bioturbation)، بیوهرم (Bioherm) و بیوستروم (Biostrom) از این گروه می باشند.

۲-۳ – ساختمان های فیزیکی(Physical structure)که در اثر انرژی جریان آب یا باد و یا موادی که توسط آنها حمل می گردند، تشکیل می شود. بنابراین این گروه از ساخت های رسوبی خود به دو دسته ساختمانهای رسوبی ایجاد شده توسط انرژی جریان وساختمان های تشکیل شده توسط مواد حمل شونده توسط جریان تقسیم می گردند. ساخت هایی مانند فلوت مارک، گرومارک وکانال ناشی از انرژ ی جریان آب یا باد ایجاد شده و ساختمان تول مارک (بونس مارک) محصول اشیائی هستند که توسط باد یا آب حمل می شوند.

ساخت های رسوبی ممکن است براساس موقعیت و مکان تشکیل ساخت در یک لایه، نیز طبقه بندی شوند. براساس موقعیت قرارگیری ساخت های رسوبی نسبت به قسمت های مختلف لایه بندی، سه گروه از ساخت ها به شرح زیر معرفی می شوند:

۳-۱ – ساخت های سطح بالای لایه بندی مانند ریپل مارک و ترک های گلی

۳-۲- ساخت های درون چینه ای یا درون لایه ای مانند دانه بندی تدریجی وچینه بندی مورب

۳- ۳- ساخت های سطح زیرین چینه ها یا سول مارک(Sole Mark)

علاوه بر تقسیم بندی های اشاره شده، ساختمان های رسوبی ممکن است براساس زمان و چگونگی تشکیل ساخت نیز طبقه بندی گردند. بطورکلی باتوجه به زمان تشکیل ساخت نسبت به ته نشست رسوبات وعوامل ایجاد کننده ساخت های رسوبی، آنها درچهار گروه مختلف، تحت عنوان ساخت های ته نشستی(Depositional)، ساخت های فرسایشی (Erosional)، ساخت های بعد ته نشستی(Post depositional) وساخت زیستی(Biogenic) تقسیم می گردند. ساخت های ته نشستی قابل مقایسه با ساخت های اولیه بوده و شامل ساخت های فیزیکی و شیمیایی می باشند. ساخت های بعد ته نشستی و فرسایشی درگروه ساخت های فیزیکی و شیمیایی ثانویه قرار می گیرند.

در این کتاب ازتقسیم بندی زمان نسبی تشکیل ساخت ها، برای معرفی ساخت های رسوبی استفاده شده است:

۱- ساختمان های همزمان با رسوبگذاری(During sedimantary) یا اولیه (Primary Structure)

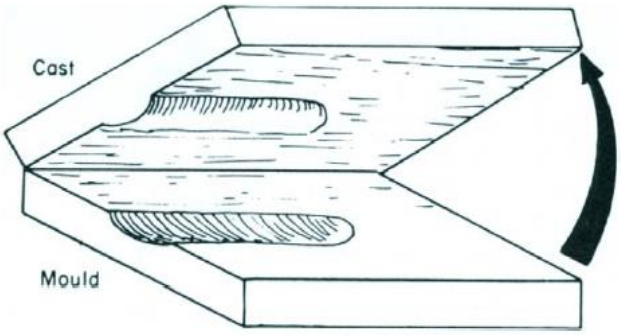
۲- ساختمان های رسوبی اندکی بعد رسوبگذاری (Penecontemporaneous)

۳- ساختمان های بعد از سنگ شدگی (Postlithification) یا ثانویه(Secondary Structure)

۳-۳-۱- مفهوم اثریا مارک(Mark) و قالب یا کست (Cast):

گاهی ممکن است این دوعبارت بطورعمد یا سهوا بجای یکدیگر استفاده شده و باعث عدم فهم صحیح و تجزیه وتحلیل مسائل مربوط به ساخت های رسوبی گردد. اثر یا مارک نشانه مستقیم از

ساخت رسوبی که ممکن است توسط انرژی جریان و یا توسط اشیائی که حمل می شوند، ایجادگردد. این نشانه بیانگر سطح بالایی طبقه زیـرین مـی باشـد. بـرای مثـال تـول مـارک(Tool Mark)، فلـوت مارک(Flute Mark) و بونس مارک(Bounc Mark) دراثرکنده شدن رسوبات توسط جریان آب و یـادر اثر برخورد اشیاء درسطح رسوبات ایجاد می گردد. بعد از تغییر درمیزان انـرژی جریـان، اشـکال کنـده شده توسط رسوباتی که جنس یا اندازه ذرات آن با جـنس و انـدازه ذرات تشـکیل دهنـده مـارک هـا، تفاوت دارد، پر می گردد. به این اشکال پرشده قالب یا کست اطـلاق مـی گـردد. کسـت هـا، هماننـد فلوت کست (Flute cast) و گروکست (Groove cast) معرف سطح زیرین لایه بالایی می باشند.



شکل۳-۳- مفهوم مارک(مولد) و کاست(Selly,2001)

۳-۳-۲- ساختمان های همزمان با رسوبگذاری یاساخت های اولیه یا سین ژنتیک (Syngenetic)

در ایجاد ساختمان های رسوبی عوامل مختلفی مانند عوامل فیزیکی، شیمیایی و زیستی دخالت دارنـد. با توجه به این موضوع، هریک از ساختمان های سه گانه فوق خود براساس نقش عوامل ایجـاد کننـده به سه گروه به شرح زیر تقسیم می گردند:

۱- الف- ساختمان های همزمان بارسوبگذاری که عوامل فیزیکی در تشکیل آنها نقـش دارنـد. عوامـل فیزیکی شامل انرژی جریان وهم چنین شامل مواد و اشیائی است که توسط جریان جابجا مـی گردنـد، می باشد. این ساخت ها شامل موارد زیر می باشد:

- ویژگی های خارجی لایه بندی
- ویژگی های داخلی لایه بندی
- دانه بندی تدریجی (Graded bedding)
- دون، آنتی دون، مگاریپل وامواج ماسه ای(Dune, Megaripple, Sandy Wave)
- ساخت هوموموکی(Hommomchy) یا ساخت پشته ای
- کنگلومرای درون سازندی
- فلوت مارک (Flute Mark)

- اسکور مارک(Scoure Mark)
- ریل مارک (Rill Mark)
- ریپل مارک (Ripple Mark)
- تول مارک(Tool Mark)
- سواش مارک(Swash Mark)
- اسکوروفیل(Scour & fill)

ساختمان های رسوبی اولیه فیزیکی دارای دو منشاء متفاوت می باشند.

۱-الف- ۱- گروه اول شامل ساختمانهای رسوبی هستند که ناشی از انرژی جریان است. این گروه از ساختمان های رسوبی از تنوع بیشتری برخوردار می باشند، که می توان به موارد ذیل اشاره کرد :

الف) ریپل مارک، دون(Dune)، آنتی دون(Antidune) و مگاریپل (Megaripple)

ب) دانه بندی تدریجی (Graded bedding)

ج) لایه بندی متقاطع (Cross bedding) و طبقه بندی مورب پشته ای (HCS)

د) فلوت مارک (Flute Mark)،گرو مارک (Groove Mark)، ریل مارک (Rill Mark) و سول مارک (Sole Mark). بعبارتی دیگر این گروه از ساختمانهای رسوبی از نوع ساختمانهای فرسایشی می باشند. لفظ اسکورمارک (Scour Mark) یک عبارت کلی برای معرفی این گروه ازساخت های رسوبی می باشد.

۱-الف-۲- ساخت های ایجاد شده توسط اشیایی که توسط جریان حمل می گردد:

در مقابل ساخت های اشاره شده در بالا، شماری ازساختمان های فیزیکی اولیه دراثر عملکرد اشیاء یا اجرامی است که توسط جریان آب یا باد حمل می شوند، تشکیل می گردند. عبارت کلی تول مارک (Tool Mark) برای ساختمانهای رسوبی استفاده می گردد که توسط اشیاء حمل شده توسط آب یا باد مانند قطعات و خرده های سنگی برسطح نرم رسوبات ایجاد می گردد. ازساخت های گروه تول مارک، می توان به دراگ مارک (Drag Mark) ، رول مارک (Roll Mark)، بونس مارک (Bounce Mark) و اثر برخوردی (Impact Mark) اشاره کرد.

علاوه برساختمانهای اشاره شده تعدادی از ساخت های رسوبی وجود دارند که در بعضی از تقسیم بندی ها تحت عنوان ساختمانهای بعد ازرسوبگذاری نامگذاری می شوند که ازمهمترین آنها می توان به موارد زیر اشاره کرد :

-ساخت های ریزشی و لغزشی

-طبقه بندی پیچیده

-قالب های وزنی (Load cast) : لودکاست ها یا لود استراکچر(Load Structure) ساخت های رسوبی سطح زیرین طبقات نهشته های نرم می باشند. این ویژگی درقاعده طبقات، جاییکه یک شیب قوی ودانسیته

معکوس بین دو نوع رسوب بوجود بیاید، تشکیل می شود. آنها به لحاظ شکل وترکیب متفاوت می باشند. قالب های وزنی در طبقات ماسه ای که برروی نهشته های گلی، رسی یا رسوبات کربناته قرار می گیرند، بوجود می آیند. فرورفتن بخش هایی ازطبقه ماسه درداخل نهشته های ریزدانه زیرین، باعث ایجاد لودکاست می شود. ساختمان توپی و بالشی(Ball and Pillow) نوعی خاصی از لودکاست بوده ودر جایی تشکیل می شود که طبقات ماسه برروی نهشته های گلی قرار گرفته باشند. با توجه به وزن و چگالی رسوبات ماسه ای آنها به شکل قطعات توپی وبالشی شکل شکسته شده ودر درون رسوبات گلی فرو می روند. ابعاد قطعات چند سانتیمتر تا چندین متر می باشد.

- دایکهای ماسه ای و آتشفشانهای ماسه ای
- استیلولیت ها (Stylolites)
- **ساخت شعله مانند**(Flame stracture) ساخت رسوبی، ناشی از تزریق رسوبات گلی به داخل طبقات ماسه ای است که در بالای آنها قرار گرفته اند. این ساخت نوعی لودکاست می باشد که دراین حالت ماسه بطرف بالا حرکت کرده ودر طبقات گلی بالایی تزریق می گردد.
- ساختمانهای بشقابی – ستونی

۱–ب–ساختمان های همزمان با رسوبگذاری یا اولیه شیمیایی که پارامتر های شیمیایی حاکم بر محیط مانند شرایط اکسیداسیون و احیاء وPH محیط درایجاد آنها نقش دارند

- تجمعات بلورین(Crystal aggregate)
- ساختمان تی پی نمکی(Salt teepee structure)
- ساخت پلی دون (Polydon)

۱–ج– ساختمان های همزمان بارسوبگذاری یا ساختمان های اولیه زیستی که توسط فعالیت های موجود زنده درتوالی های رسوبی دیده می شود.

- استروماتولیت(Stromatolites)
- اونکولیت (Oncolite)
- ساخت های اسکلتی ناشی از وجود مرجان، بریوزوآ
- موند (Mound)
- کریپتال لامینه (Cryptal laminae)
- ساخت های مربوط به فسیل های جهت یافته(Alligned fossil)

۳–۳–۳– ساختمان های رسوبی اندکی بعد از رسوبگذاری

بلافاصله بعد ازرسوبگذاری، رسوبات تغییراتی را متحمل می شوند. فرایندهای ایجاد کننده این تغییرات شامل بارگذاری طبقات بالایی، تغییرات حجمی رسوب ناشی ازخشک شدن یا از دست دادن آب وعوامل دیگر بوده وباعث می گردد ساخت های رسوبی قبل ازاینکه رسوب به سنگی سخت تبدیل گردد، گسترش پیدا بکند. این گروه از ساخت ها نیز با توجه به عوامل ایجاد کننده به سه گروه فیزیکی، شیمیایی و زیستی طبقه بندی می گردند.

۲- الف -ساختمان های رسوبی اندکی بعد رسوبگذاری فیزیکی شامل ساختمان های داخل لایه بندی و ساختمان های سطح لایه بندی است.

۲- الف – ۱- ساختمان های داخل لایه بندی شامل:

- چین ها(fold) که شامل Slum fold و Convolute fold می باشد
- ساختمان تی پی(Teepee Structure)
- ساختمان های وزنی(Load Feature) شامل :

Load cast, Flame structure, Ball and Pillow, Water escape structure, Dish & Pillar Structure, Clastic dikes, Mud volcanoes, Sand volcanoes, Air bubble sand, Slump plane, Convolute beding

ساخت لغزشی(Slumping structure): این ساخت ها دراثرحرکات لغزشی وگراویتی رسوبات سخت نشده ونرم بر روی سطوح شیب دار تشکیل می شود. اندازه آن متغیر بوده ممکن است یک یا چندین لایه را شامل گردد. لغزش روبه پایین رسوبات درسطوح شیب دار، باعث بوجود آمدن ساختمان های چین مانندی می شود که بیشتر آنها بطرف پایین سطح شیب دار، شیب داشته یا ممکن است طبقات مورد بحث در جهت جریان دارای برگشتگی باشند. ساخت لغزشی درنهشته های فلیشی گسترش دارد. نوعی ساخت که تا حدودی مشابه با ساخت لغزشی بوده و دراثر تغییرشکل ثانویه وچین خوردگی لایه ها یا لامینه های رسوبی بوجود می آید، بنام لایه بندی کانولوت(Convolute Bedding) یا ساخت نیلوفری معروف می باشد. این ویژگی دررسوبات دانه ریزآواری محیط های توربیدایتی، رودخانه ای و درمناطق جذر ومدی توسعه می یابد.

۲- الف -۲- ساختمان های رسوبی اندکی بعد از رسوبگذاری که در سطح لایه بندی تشکیل می شود، عبارتند از:

- ترک های گلی (Shrinkage cracks)
- اثرات قطرات باران
- دایک های کلاستیکی(Clastic dikes) :

گاهی واحدهایی از سنگ های رسوبی با ترکیب سنگ شناسی متفاوت توسط نهشته های آواری در زوایا مختلف قطع می گردند، که بنام دایک کلاستیکی ازآن یاد می گردد. دایک های قطع کننده ممکن است از

مواد لایه های تحتانی یا لایه بالایی و حتی ممکن از مواد خارجی باشد. ازلحاظ ترکیب، مواد سازنده دایک ها می تواند از گراول، ماسه یا از جنس مواد آلی باشد. اگررسوبات طبقات زیرین دارای آب باشند، در اثر فشارهای اعمالی، این نهشته ها بطرف بالا حرکت کرده وتشکیل دایک را می دهند. در صورتی ترکیب سازنده دایک ها از مواد خارجی باشد، آنها از بالادر داخل شکاف های موجود تزریق می شوند.

- اثرات بلور های یخ
- تول مارک ها (Tool Marks)
- لودکاست ها وسایر اثرات
- گل فشان ها و ماسه فشان ها (Sand & Mud Volcanoes)
- توپ های گلی زره دار(Armored mud Balls)

۲- ب- ساختمان های رسوبی اندکی بعد رسوبگذاری با منشاء شیمیایی که شامل ساخت های زیر می باشد:

1-Gas escape structure
2- Crystal feature structure
3-Void Filling
4-Armored mud Balls
5- Bird's eye structure
6-Nodules and Concretion
7-Crystal growth feature

توپ های گلی زره دار(Armored mud Balls):

توپ های بزرگی ازسیلت یاگل رسی که بوسیله مخلوطی ازشن وماسه با جور شدگی ضعیفی پوشیده شده است. دربیشتر موارد آنها شکل کروی داشته که قطر کمترازسانتیمترتا حدود پنجاه سانتیمترمیرسدو بطور میانگین بین پنج تا ده سانتیمتر قطر دارند. وقتی اندازآنها بزرگتر می شود، اندازه دانه های سازنده نیز بزرگ می گردد. منشاء این توپ ها، قطعات رسی هستند که توسط جریان های رودخانه ای با شیب زیاد حمل شده و یا این رسوبات در سواحل، کنده شده و سپس حمل ودرطی جابجایی تشکیل می شوند.

۲-ج- ساختمان های رسوبی اندکی بعد رسوبگذاری با منشاء زیستی که شامل بایوتورباسیون ها و دیگر اشکال ناشی ازفعالیت های زیستی مانند بارو(Burrow)، اثرات استراحت(Resting structure)، ساختمان فرار (Escape structure)، وموتلینگ(Mottling) می باشد.

۳-۳-٤- ساختمان های بعد از سنگ شدگی یا ثانویه(اپی ژنتیک)(Epigentic)

این گروه از ساخت های رسوبی نیز براساس عوامل بوجود آورنده در سه گروه مختلف قرار می گیرند:

۳-الف - ساختمان های بعد ازسنگ شدگی یا ثانویه فیزیکی که شامل اشکال فرسایشی مانند

1- Exfoliation

2- Paleosole
3- Minikarst surface
4- Weadring ring
5-Potholes

٦- اشکال انحلالی مانند استیلولیت (Stylolites)

٧- نودول (Nodules)

٨- اشکال پرشدگی مانند پرشدگی غار(Cave filling) وحفرات(Void filling) می باشند.

٣- ٣- ب - ساختمان های بعد ازسنگ شدگی یا ثانویه با منشاء ثانویه شیمیایی:

این گروه از ساخت ها شامل ساخت هایی است که ناشی ازعملکرد عوامل شیمیایی بوده وشامل: کنکرسیون(Concretion)، لکه های اکسیداسیونی-احیایی(Reduction/Oxidation spot) وهاردگراند (Hardground) می باشد.

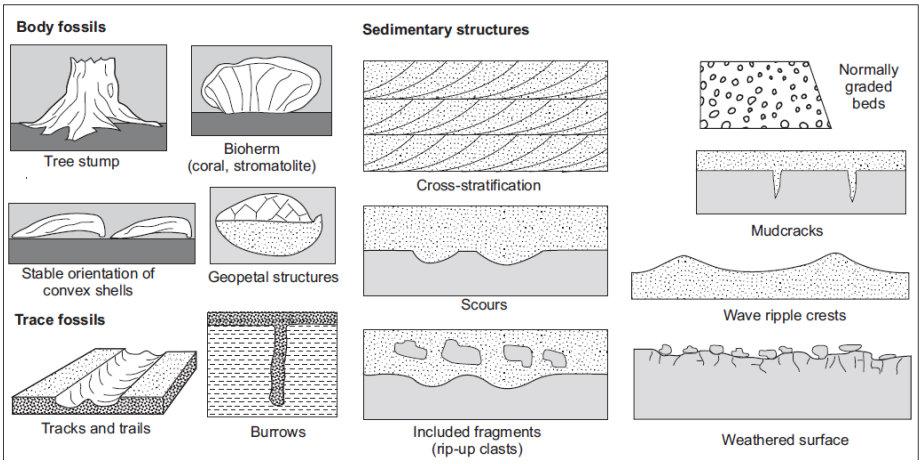
٣- ج- ساختمان های بعد ازسنگ شدگی یا ثانویه که منشاء زیستی دارند. این ساخت ها شامل اشکال حفاری درسنگ می باشد که بورینگ نام دارد.

٣-٤-کاربرد ساختمان های رسوبی

ساخت های رسوبی معمولا در تمام سنگ های رسوبی یافت شده ولی فراوانی و نوع آنها ممکن است ازسنگی به سنگ رسوبی دیگر فرق بکند. ساخت های رسوبی، دارای کاربرد های مختلفی بوده و شناخت آنها درصحرا و در مقاطع نازک دارای اهمیت می باشد. بطورکلی ساخت های رسوبی جهت موارد زیر دارای کاربرد هستند :

١ – تشخیص جهت جریان های قدیمی(Paleocurrent) : در این ارتباط ساختمانهایی مانند ریپل مارک های غیرمتقارن، طبقه بندی مورب (Cross bedding) وفلوت مارک (Flute Mark) مورد استفاده قرار می گیرند.

٢ – گروه دیگر ازساختمان های رسوبی جهت تعیین سطح بالایی وزیرین طبقات وبه منظور شناسایی قرارگیری عادی یا برگشتگی طبقات مورد استفاده قرار می گیرند. ریپل مارک متقارن(موجی)، طبقه بندی مورب عدسی شکل، ترکهای گلی، دانه بندی تدریجی نرمال، سول مارکها (Sole Mark) یا نشانه های زیرین سطح طبقه ازمهمترین ساخت های این گروه می باشند. شکل٣-٣انواع راه های تشخیصی سطح زیرین وسطح بالایی درلایه بندی را نشان می دهد.



شکل۳-٤- انواع راههای تشخیص سطح بالای لایه بندی(Tucker,2003)

۳ – تعیین عمق نسبی محیط تشکیل ساخت رسوبی

٤- تعیین انرژی(شدت نسبی جریان) حاکم بر محیطهای رسوبی گذشته

٥- استنباط فرایند ها و موقعیت های ته نشستی

٦- تعیین مکانیسم حمل ونقل رسوبات. برای مثال تعیین منشاء بادی، آبی یا دریایی ساخت

۷ – تعیین نوع محیطهای رسوبی گذشته با توجه به اینکه پیدایش شماری از ساخت های رسوبی تابع اندازه دانه تشکیل دهنده رسوبات، میزان انرژی موجود در محیط و به جهت جریان بستگی دارد. در نتیجه با توجه به ساخت ایجاد شده می توان نوع محیط های رسوبی و به میزان انرژی حاکم در محیط های رسوبی گذشته پی برد.

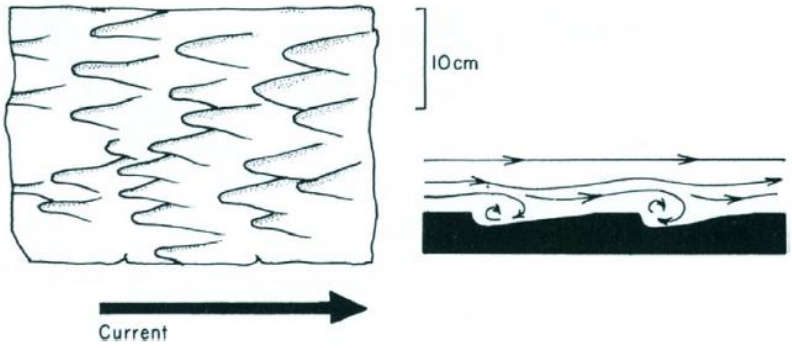
۸- تفسیر رخساره های رسوبی که حاوی ساخت رسوبی هستند. براساس شماری از ساخت های رسوبی می توان دسته های رسوبی یا پارا سکانس ها را شناسایی نموده ودر تجزیه وتحلیل توالی و چینه شناسی سکانسی کاربرد دارند.

۳-٥- شرح تعدادی از ساختمان های رسوبی و اهمیت آنها در لیتواستراتیگرافی

۳-٥-۱-فلوت کاست:

فلوت کاست ها،ساخت های فرسایشی که براحتی از روی شکلشان قابل تشخیص می باشند. درسطح زیرین لایه آنها طویل تا سه گوش بوده که بطرف بالای جریان آن نقطه ای تا گرد است. بطرف پایین جریان شکل آنها پهن می گردد. دربرش آنها غیر متقارن بوده وعمیق ترین بخش آن بطرف راس جریان است. از نظر طولی اندازه آنها متغیر واز چندسانتیمتر تا ده هاسانتیمتر است. این ساخت در رسوبات گلی که توسط گرداب های جریان توربولنت،ایجاد شده وسپس توسط رسوبات پر می شود. ساخت فلوت کاست در ماسه سنگ های توربیدایتی فراوان بوده و در بخش زیرین ماسه سنگ های فلوویال بخصوص آنهاییکه درطی فرایندکانال شدگی یا کروسینگ (Crevassing) شکل می گیرند، دیده می شود. علاوه بر این فلوت مارک ها

در قاعده ماسه سنگ ها و آهک های ته نشست شده توسط جریان های طوفانی یا تمپسایت ها(Tempesite) نیزدیده می شود. این ساخت رسوبی فرسایشی برای تشخیص جهت جریان های قدیمی کاربرد دارند.



شکل۳-۵- ساختمان فلوت مارک و نحوت تشکیل آن(Selly,)

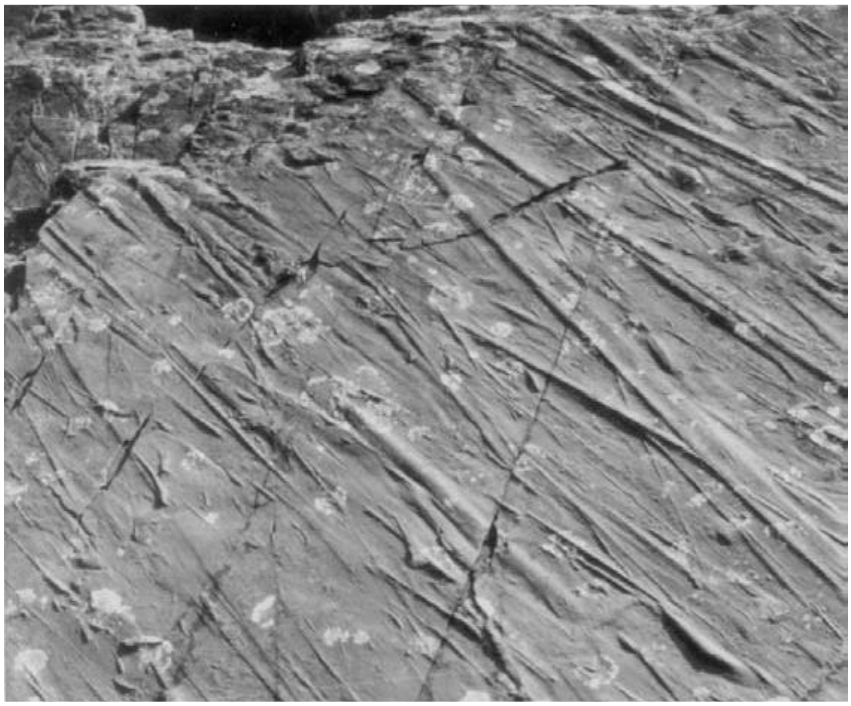
شکل ۳-٦- ساخت فلوت کاست(Tucker,2003)

۳-۵-۲-گروکاست(Groove cast):

گروکاست ها ازساخت های ابزاری(فرسایشی) یا تول مارک بوده وشامل تیغه های طویلی هستند که درسطح زیرین طبقه بندی دیده می شود. اندازه آنها از چند میلیمتر تاچند ده سانتیمتر است.گرو کاست ممکن است موازی یکدیگر باشند ویا اینکه روند های مختلفی را نمایش می دهند. گروکاست در اثر پرشدگی شیارهایی ایجاد می شود که دراثرکشیده شدن اشیاء توسط جریان ایجاد می شود. این ساخت درسطح زیرین توربیدایت ها دیده می شود. ساخت های مشابه اما با نظم کمتر درقاعده بعضی ماسه سنگ های فلوویالی و ماسه سنگ ها وسنگ آهک های ته نشین شده ناشی ازطوفان دیده می شود که گوترکاست (Gutter cast) نام دارد. گرو مارک و گوتر کاست معرف روند جریان می باشد.

۳-۸-۳- تول مارک (Tool mark):

تول مارک ها(ساخت های ابزاری) ساخت هایی هستند که توسط اشیایی حمل شده توسط آب ایجاد می شوند. این ساخت ها در اثر برخورد اجسام با سطح رسوبات ایجاد شده و براساس چگونگی ایجاد وشکل شان بنام های پرود مارک(Prod mark)، رول مارک(Roll mark)، بروش مارک(Brush mark)، بونس مارک (Bounce mark) واسکیپ مارک (Skip mark) نامیده می شوند. با توجه به مکانیسم حمل ونقل ذرات دریک جریان به شکل های جهشی، پرشی، غلتشی و لغزشی می باشد، ساخت های ابزاری ایجاد شده شکل های متفاوتی دارند. اشیاء ایجاد کننده این گروه ازساخت ها شامل قطعات گلی، پبل، فسیل وقطعات گیاهان می باشد. تول مارک ها درقاعده طبقات توربیدایتی دیده می شود.



شکل ۳-۷- ساخت گرو مارک در ماسه سنگ های توربیدایتی(Tucker,2003)

۳-۵-٤-اسکور مارک(Scour mark):

اسکورمارک ها همانند تول مارک وگرومارک جزء ساخت های فرسایشی بوده وساخت های هستند که بوسیله فرسایش جریانی ایجاد می شوند. آنها کوچک مقیاس بوده وابعاد آنهاکمترازیک متر می باشند. این ساخت درقاعده یا درداخل طبقات تشکیل می شوند. درسطح لایه بندی آنها درامتداد جریان طویل می باشند. با افزایش اندازه، اسکور مارک به کانال تبدیل می شود.

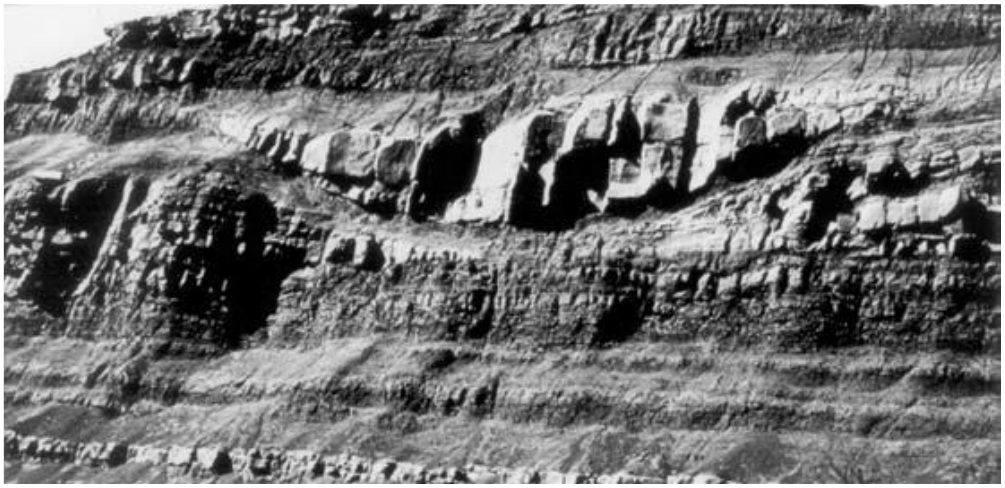
۳-۵-۵- سواش مارک(Swash Mark):

این آثار برروی سواحل ماسه ای دریا که در معرض برخورد امواج هستند، تشکیل می گردد. برگشت امواج به طرف دریا باعث ایجاد یک سری تیغه هایی ازجنس ماسه ایجاد می کند که سواش نامیده می شود.

درنهشته های ماسه ای، این ساخت به شکل منحنی های دیده می شود که بخش محدب آنها بطرف خشکی می باشد. ارتفاع تیغه ها حدود یک یا دومیلیمتر می باشد. وجود این ساخت درسنگ ها، بیانگرمحیط های دریاچه ای یا دریایی است.

۳-۵-٦-کانال(Channel):

کانال ها ساختمان های بزرگ مقیاسی در ابعاد چندین متر تا کیلومترهستند که ناشی ازحمل رسوبات درطی یک دوره نسبتا طولانی ایجاد می شوند. بیشترکانال ها درمقطع، بطرف بالا مقعر می باشند. پرشدگی آنها ممکن است تشکیل توده های رسوبی طویل را بدهند. کانال ها ممکن است با توجه رابطه اش درطبقات زیرین مورد شناسایی قرار بگیرند. کانال ها معمولا بوسیله رسوبات دانه درشت تر از واحدهای مجاورش پر می شود. ماسه سنگ های با ساخت متقاطع ممکن است داخل کانال را پرکنند. کانال هادررسوبات مربوط به محیط های مختلف فلویال، دلتایی، مخروط افکنه های زیر دریای، نهشته های کم عمق دریایی پهنه ساب تایدال – اینتر تایدال دیده می شود.

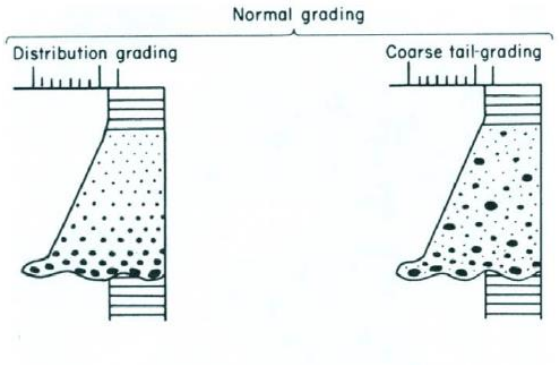


شکل ۳-۸ – ساختمان کانال با رسوبات دانه درشت که بطرف پایین ماسه سنگ ها و گل سنگ ها را قطع کرده است. کانال عمود بر امتداد لایه می باشد(Tucker,2003)

۳-۵-۷- دانه بندی تدریجی(Graded bedding):

این ساخت درنهشته های توربیدایتی بیشتر دیده می شود. دراین ساخت رسوبی اندازه دانه بطرف بالا بتدریج کم می شود. ضخامت این طبقات ممکن است ازیک سانتیمتر تاچندین متر برسد. ساخت دانه بندی تدریجی بیشتر از نوع نرمال بوده بطوریکه دانه های درشت تردرقاعده و دانه های ریزدربخش بالایی قرار می گیرند. گاهی ممکن است دانه بندی تدریجی ازنوع معکوس بوده که دراین حالت دانه بندی بطرف راس توالی،درشت تر می شود. فراوانی دانه بندی معکوس کم بوده ود مقیاس کوچک درلامیناسیون های ساحلی

در طی شتاب رو به عقب امواج اتفاق می افتد. دانه بندی تدریجی نرمال درکنگلومراها قابل مشاهده و قابل اندازه گیری بوده وتشخیص آن درنهشته های دانه ریز توسط عدسی یا میکروسکوپ امکان پذیر است.

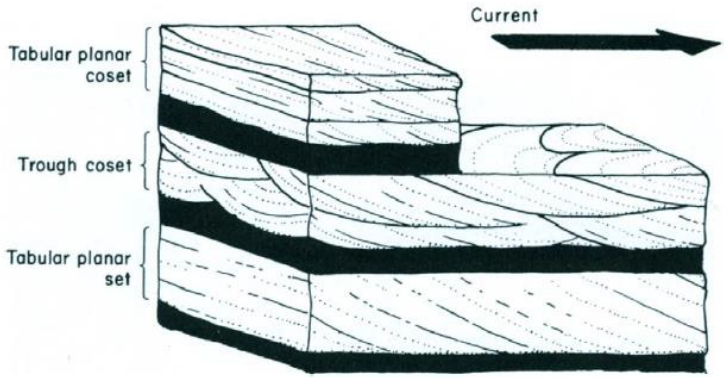


شکل ۳-۹ – ساخت دانه بندی تدریجی(Selly,2001)

اگر دربین رسوبات دانه درشت قاعده یک ساخت دانه تدریجی ماتریکس گلی مشاهده گردد ، بیانگر کاهش سریع درسرعت ته نشست رسوبات می باشد. درحالتیکه فضای مابین رسوبات دانه درشت فاقد گل باشد، معرف کاهش تدریجی درسرعت ته نشست مواد می باشد. این ساخت درنهشته های ضخیم فلیشی که درمناطق عمیق دریا تشکیل می شود، بیشتر گسترش دارد.

۳-۵-۸-چینه بندی مورب، چینه بندی چلیپایی یا لایه بندی متقاطع(Cross bedding)

چینه بندی مورب ازفراوانترین ومتداول ترین ساخت رسوبی در نهشته های آواری ماسه سنگی و سیلتی می باشد. طبقه بندی مورب شامل تعدادی لایه های ریز یا لامینه است که در داخل یک لایه گسترش داشته و نسبت به سطح بالایی وسطح زیرین لایه زاویه ایجاد می کنند. این ساخت رسوبی درنهشته های بااندازه ماسه تشکیل می شود. منشاء ساخت ممکن است دریایی، رودخانه ای یا بادی باشد. برای ایجاد چنین ساختی وجود ریپل مارک وتلماسه ضروری است. در یک چینه بندی مورب، لامینه های تشکیل دهنده لایه نسبت به سطح افق و سطح لایه بندی شیب دار بوده و جهت شیب لامینه معرف شیب جریان می باشد. این ساخت برای تشخیص جهت جریان های قدیمی مورد استفاده قرار می گیرد. علاوه براین با توجه به میزان شیب دوبخش بالا وپایین لامینه ها می توان برای تشخیص بالا وپایین لایه ها ودرنتیجه عادی بودن توالی هادررخنمون ها استفاده کرد. زاویه شیب بخش زیرین کمتر اززاویه اتصال بخش بالایی لامینه ها به سطح لایه بندی است.



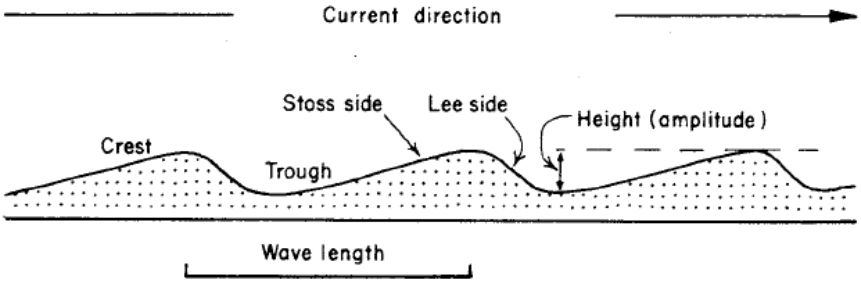
شکل ۳-۱۰- نمایش ساخت لایه بندی متقاطع و تشخیص جهت جریان(Selly, 2001)

ساخت طبقه بندی مورب به دوشکل کلی دیده می شود. یکی ساخت مورب مسطح (Planar)که سطح بالایی و پایینی موازی یکدیگر بوده(Tabular plannar) ودیگری طبقه بندی مورب عدسی شکل یاتراف است (Trough) که سطح تحتانی به یک سری لایه عدسی شکل محدود می گردد(شکل ۳-۸). طبقه بندی مورب گوه ای شکل یا تیغه ای (Wedged- Shaped) نوعی طبقه بندی مورب مسطح است که سطوح محدود کننده ساخت، با یکدیگر موازی یکدیگر نباشند. نوعی دیگری از طبقه بندی مورب وجود دارد که بنام طبقه بندی عدسی شکل مورب درهم(Herringe bone) نام دارد. این ساخت درمحیط هایی شکل می گیرد که جریان رفت و برگشتی وجود داشته باشد. در طبقه بندی عدسی شکل درهم، یک سری از لایه های مورب دارای شیب مخالف با سری بالایی یا پایینی است. سرانجام می بایستی یاد آوری گردد که طبقه بندی مورب پشته ای (Hummocky) نوع دیگر از طبقه بندی مورب می باشد. ازلایه بندی مورب مسطح جهت تشخیص سطح بالایی و زیرین لایه بندی وجهت جریان قدیمه و از ساخت طبقه بندی مورب عدسی شکل فقط می توان برای تعیین سطوح زیرین وبالایی لایه بندی استفاده کرد.

۳-۵-۹-ریپل مارک یا آثار موجی(Ripple Mark):

ریپل مارک ها آثاروساختمان های سطح لایه بندی بوده که ناشی ازحرکت مواد رسوبی در اندازه ماسه توسط باد یا جریان های آبی بوجود می آید. ساخت ریپل هم در نهشته های خشکی، درمحیط های حدواسط و هم در رسوبات محیط های دریایی دیده می شود. ریپل ها به دو دسته ریپل مارک متقارن وریپل مارک نامتقارن تقسیم می گردند. ریپل های نامتقارن یا ریپل جریانی که درمحیط های رودخانه ای و صحرایی دیده می شود، برای تشخیص جهت جریان های قدیمی مورد استفاده قرار می گیرد. ازریپل مارک های موجی که معرف محیط های ساحلی دریایی ومتقارن هستند، برای تشخیص بالا وپایین طبقات مورد استفاده قرار می گیرند. درریپل های جریانی شیب تند ریپل، معرف جهت جریان وشیب ملایم در آنها جهت بالا دست جریان را نشان می دهد. درساختمان یک ریپل مارک، بخش پرشیب بنام لی(Lee)، بخش کم شیب بنام

استوس(Stoss) نامیده می شود. فاصله بین دو فرورفتگی ویا دوبرآمدگی متوالی بنام طول موج ریپل نامگذاری می گردد(شکل۳-۹).



شکل ۳-۱۱- ساختمان ریپل مارک نامتقارن و اصلاحات مربوط به آن(Selly,2001)

خط الراس یا ستیغ ریپل ها مارک ها ممکن است مستقیم، سینوسی یا منقطع باشند که به سرعت جریان بستگی دارد. ریپل مارک ها درنهشته های آواری دانه درشت مانند کنگلومرا و برش و دررسوبات دانه ریز گلی دیده نمی شود.

۳-۵-۱۰- طبقه بندی مورب پشته ای(Hommocky):

نوعی لایه بندی که درآن زاویه شیب لایه بندی دربخش زیرین کمتر از ده درجه بوده و لامیناسیون های تشکیل دهنده یکسری، بطورموازی یا نزدیک به موازی نسبت به سطح تخریب قرار می گیرند. درلامیناسیون های مورب،لامینه ها بطورجانبی ضخیم تر شده ومقدار شیب آنها کم می می شود. این نوع طبقه بندی بر روی تپه های کوچک وفرورفتگی های مناطق کم عمق دریا که مربوط به افزایش سرعت موج است، تشکیل می شوند. به نظر می رسد درشرایط طوفانی دریا، این ساخت توسط امواج در سواحل تشکیل می شود.

طبقاتی ازماسه درداخل رودخانه ها وخلیج های دهانه ای، سواحل ومحیط های دریایی دارای اشکال لایه مانند بوده و دارای ساخت های شبیه به ریپل مارک اما در اندازه بزرگتر هستند که به آنها **دون**(Dune) اطلاق می گردد.گاهی عبارت مگاریپل برای این گروه ازساخت هابکاربرده می شود. هرچند عبارت **مگاریپل** جهت تمایز انرژی بکاررفته بین ریپل و دون مورد استفاده قرار می گیرد. **آنتی دون** ساختمان های مشابه با ریپل های متقارن می باشد. تاج(Crest) در آنها مستقیم، لایه ای شکل با برجستگی کوتاه بوده که تقریبا می تواند متقارن باشد. آنها نسبتا بزرگ و فاصله بین تیغه ها یا رئوس درمقیاس دسی مترتا متر است.

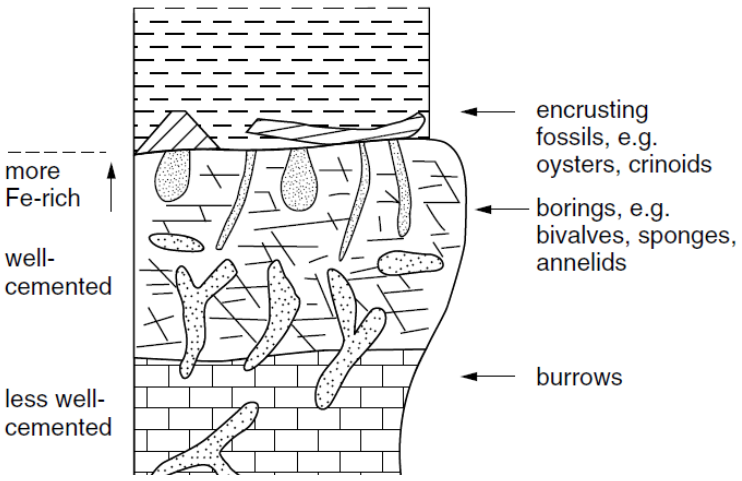
۳-۵-۱۱-ساختمان بشقابی(Dish Structure):

شامل لامینه های بطرف بالا مقعر می باشد که معمولا چندسانتیمتر عرض داشته و توسط بخش های ستون یا پیلار مانند فاقدساختمان جدا می شوند. ساخت بشقابی وساخت دیش اند پیلار(Dish and Pillar) بوسیله عبور بطرف جوانب یا بطرف بالای آب از داخل یک رسوب تشکیل می شود.

۳-۵-۱۲- ترک های گلی: ترک های گلی شامل ساختمان های ترک مانندی است که در رسوبات دانه ریزی گلی در موقعیت های مختلف تشکیل می گردد. آنها ازلحاظ اندازه، نظم شکل ترک وعمق نفوذ بایکدیگر تفاوت دارند. ترک های گلی یا ماد کرک ها(Mud Crack)، ساختمان های ناشی از خشک شدگی درسطح رسوبات گلی هستند که دراثر تابش خورشید ایجاد می شود(Desiccation / Sun Crack). شیرینکیج ها(Shrinkage Crack) ترک هایی هستند که در اثراز دست دادن آب رسوبات نزدیک به سطح(Subaerial) تشکیل می شوند. ترک های سین آرسیس(Synaeresis Crack) ترک های هستند که بوسیله فرارآب ازنهشته های تقریبا آبدار دراعماق کم توسعه می یابند. اندازه این گروه از ترک ها کوچکتر و شکل هندسی آنها نیز V مانند نمی باشد.

۳-۵-۱۳- هاردگراند(Hardground):

سطوح هاردگراند یکی از ویژگیهای سطح لایه بندی است. این سطوح که بیانگر سیمانی شدن همزمان با فرایند رسوبی است، در نزدیکی یا زیر سطح رسوبگذاری انجام می گیرد. درمحیط دریایی جاییکه هارد گراند تشکیل می شوند، موجودات کف زی ثابت و پوششی مانند مرجان ها، سرپولید (Serpulid)، دوکفه ای اویستر، روزنبران و کرینوئید وموجودات حفار همانند کرم های آنلید، بعضی ازدو کفه ای ها و اسفنج ها حضور دارند. سطوح هارد گراند ممکن است توسط فسیل ها یا ساختمانهای رسوبی دیگر قطع گردند. دو نوع هارد گراند تشخیص داده می شود. نوع اول هارد گراند با سطح مسطح وصاف که توسط فرایند سایشی ایجاد شده است و نوع دوم دارای سطوح نامنظم هستند که در اثرفرایند انحلال ایجاد می گردند. نوع اول در رسوبات مناطق کم عمق ساب تایدال دیده می شوند و نوع دوم در رسوبات پلاژیک اتفاق می افتد. درنهشته های مناطق عمیق پلاژیک و در دوره های عدم رسوبگذاری، فرایند سیمانی شدن و انحلال رخ می دهد. سطوح هارد گراند ممکن است توسط شماری از کانی ها معدنی گردد. به عبارتی دیگر این سطح توسط اکسیدهای آهن، آهن – منگز، گلوکونیت یا فسفات آغشته شده باشد.



شکل ۳- ۱۲- ویژگی های ساخت هارد گراند(Tucker,2003)

شکل ۳-۱۳- منظره هارگراند که ساختمان اویستر و بورینگ را نمایش می دهد(Tucker,2003)

۳-۵-۱٤-ساخت چشم پرنده ای(Bird's eye / Fenestrate):

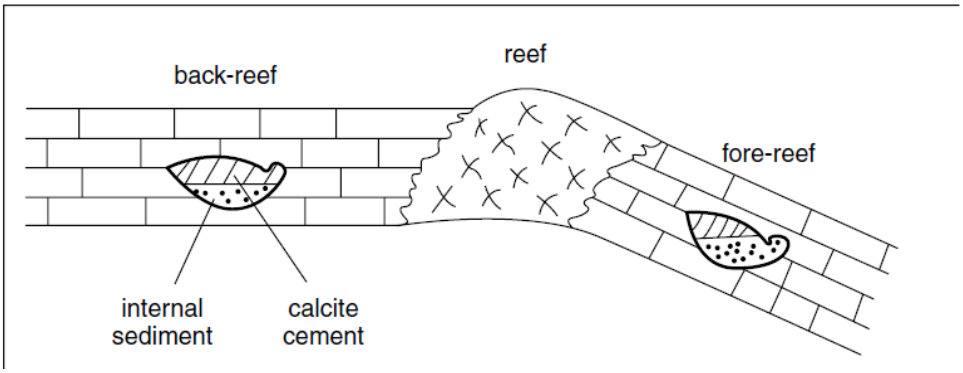
این گروه ازساخت ها شامل ساختمان های حفره ای می باشند که معمولا توسط سیمان اسپارایتی پرشده و در سنگ های میکرایتی بویژه درسنگ اهک ودولومیت های پلوئیدی رخ می دهند. سه نوع ازاین حفرات یا فنسترات ها وجود دارند، که بنام حفرات هم اندازه تا منظم(چشم پرنده ای)، حفرات لامینوئیدی وحفرات مسطح(Tabular fenestrate)معروف می باشند. ساخت چشم پرنده ای شامل حفرات با عرض چند میلیمتر می باشند که از نظر شکل مشابه واندازه هم بعدبوده و دراثرخروج گاز یا فرایند خشک شدگی در رسوبات کربناته محیط های جذر ومدی تشکیل می شوند. حفرات لامینوئید ساختمان های حفره ای طویل هستند که نسبت به سطح لایه بندی موازی می باشند. آنها دربین لامینه های میکروبایال تشکیل شده و ناشی ازتقسیم شدگی وخروج گاز درفرش های میکروبایال می باشند. ارتفاع آنها چند میلیمتر بوده ودارای چندسانتیمتر طول می باشند.

فنسترات های مسطح(Tabular fenestrate) معمولاعمود برلایه بندی بوده وچند میلیمترعرض وچند سانتیمتر طول دارند. فنسترات های مسطح بطرف عمق انشعابی شده وتشکیل آنها ناشی ازبارو های حفرشده توسط موجودات یا ریشه های کوچک می باشد. این حفرات توسط رسوبات وگاهی توسط اسپارایت پرشده است.

حفرات کی استون(Keystone vugs) از نظر شکل مشابه با ساخت چشم پرنده ای بوده ولی ازساخت چشم پرنده ای نامنظم ترولی هم اندازه (چند میلیمتر) باساخت چشم پرنده ای می باشند. آنها درسنگ های دانه ای مانند گرینستون های بیوکلاستیک یا اوولیتک رخ می دهند. این ساختمان شاخص رسوبات ساحلی بوده و در اثر محبوس شدن هوا درماسه تشکیل می شوند.

۳-۵-۱۵- فابریک ژئوتپال (Geoptal):

فابریک ژئوپتال که درسنگهای آهکی دیده می شوند، جهت تشخیص بالا وپایین طبقات مورد استفاده قرار می گیرند. فضای داخل حجرات موجوداتی مانندگاستروپود، دوکفه ای، استراکود، فرامینی فر وبراکیوپود بطوربخشی توسط کلسیت اسپارایتی شفاف وبخشی ازصدف نیز توسط گل کربناته میکرایتی پر شده است. بخش پرشده توسط سیمان اسپارایتی سطح بالای طبقه را نشان میدهد. سطح داخلی اسپارایت یک سطحی رافراهم می نماید که موقعیت افقی در زمان تشکیل رسوب را نشان می دهد. ساختمان ژئوپتال درزیرصدف ها(ساختمان های چتری) یا درزیر دانه های اسکلتی تشکیل می شوند. اندازه گیری دقیق ساختمان ژئوپتال می تواند نشان دهد که یک سری از آهک ها دراصل دارای شیب ته نشستی دارند. این ویژگی می تواند برای تشخیص سنگ آهک های جلوی ریف و طبقات رسوبی تشکیل شده در موند ها وریف ها کومه ای(Patch reef)استفده شود.



شکل ۳-۱٤- ساخت ژئوپتال و استفاده از آن برای تشخیص نهشته های جلوی ریف و پشت ریف(Tucker,2003)

۳-۱۵- چگونگی تشخیص و تشکیل ساخت ژئوپتال(Tucker,2003)

۳-۵-۱٦- ساختمان تی پی (Tee pee):

یکی دیگر از ویژگی های سنگ آهک های مناطق کم عمق (پری تایدال) ساخت تی پی است. آنها شامل گسیختگی هایی در سطوح لایه بندی هستند، که به شکل طاقدیس های دروغین (کاذب) دیده می شوند. درراس، ساختمان تی پی یک الگوی چند ضلعی را نشان می دهد. این ساختمان درابعاد چندین میلیمتری تا چند متری رخ می دهد. فرایند سیمانی شدن، حرکت رو به بالای آب زیر زمینی، آب دریاها یا آبهای جوی از عوامل ایجاد تی پی هستند. تی پی ها نتیجه سیمان شدن همزمان با رسوب کربناته می باشند. سطح سیمانی شده می تواند انبساط پیدا کرده ودرالگوهای چند ضلعی ترک بر دارد. همراه با توسعه تی پی،اینتر کلاست نیز می تواند تشکیل شود. علاوه براین درزیر لایه سطحی سیمانی شده، حفرات تشکیل شود. گاهی این حفرات توسط رسوب یا سیمان پر می گردد. ساختمان تی پی دررسوبات کم عمق پهنه جذر ومدی تشکیل می شود. این گروه از ساخت ها در کربناته های جذر ومدی دیده می شوند.

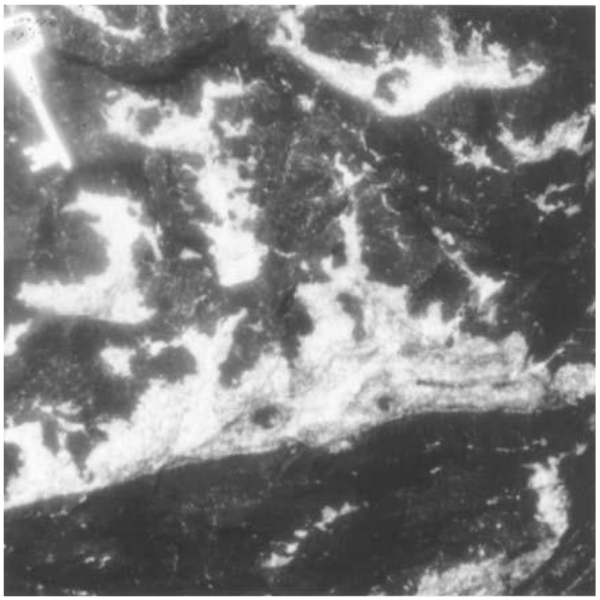
شکل ۳-۱۶- ساختمان تی پی(Tucker,2003)

۳-۵-۱۷- تپه های گلی (Mud Mound):

تپه های گلی ساختمانهای تپه مانندی هستند که ازتجمع گل میکرایتی ایجاد شده اند. اجتماع ذرات ریز گل آهکی بوسیله موجوداتی که نقش مانع و سد را ایفا می کنند، موجب تثبیت وتجمع این نهشته می شود. تپه های گلی درمحیط های کم عمق لاگونی و درمناطق عمیق گزارش شده است. بطورکلی آنها درمحیط های کم انرژی تشکیل شده وعموماً به سمت بالا به رخساره های کم عمق تر می رسند. ابعاد آنها از ده ها تا صدها متر می رسد. درجوانب تپه های گلی، سنگها دارای لایه بندی خیلی خوبی می باشند. فسیل در آنها کم و فقط بقایایی ازکرینوئید، بریوزوآ، اسفنج و جلبک درآن حضور دارند. این ساخت درتوالیهای پالئوزوئیک گسترش دارند. چنین ساختمان های رسوبی ازسازند مبارک گزارش شده است.

۳-۸-۱۸-استروماتاکتیس(Stromatactis):

این گروه ازساخت ها نوعی خاصی ازحفرات هستند که بوسیله کف صاف وسقف ناهمواراز رسوبات داخلی مشخص می گردند. حفرات مورد بحث توسط سیمان، معمولاسیمان کلسیت رشته ای ایزوپکوس(هم ضخامت) پرشده که به دنبال آن سیمان کلسیت اسپاری دروزی توسعه می یابد. استروماتاکتیس ها درسنگ آهک های موندهای گلی(گل سنگ های آهکی توده ای- بایومیکرایت های با سن پالئوزوئیک) رخ داده، اما منشاءآنهامشخص نیست. ازدست دادن آب رسوب، سیمانی شدن محلی کف دریا، بریدگی رسوبات (Scouring of sediment) و انحلال اسفنج ها از مهمترین دلایل تشکیل استروماتاکتیس می تواند می باشد.



شکل ۳-۱۷- ساخت استروماتاکتیس(Tucker,2003)

۳-۵-۱۹-ساختمان های بیوژنتیک (Biogenetic structure):

ساختمان های متعددی توسط موجودات بخصوص اشکال کف زی وحفار درداخل رسوبات و سنگ های رسوبی درادوارگذشته زمین شناسی ایجاد شده است. بیشتر ساخت های زیستی در رسوبات، ناشی از فعالیت های حیاتی موجودات می باشد. ازجمله این ساخت ها، لامینه های میکروبایال(Microbial lamination) و استروماتولیت ها می باشند. بخشی از این آثار تحت عنوان ایکنوفسیل(Ichnofossil) نامیده می شوند. بعبارت دیگر ایکنوفسیل ها به آثارغیرمستقیم برجای مانده از فعالیت های موجودات اطلاق می گردد. بافت های ایجاد شده در اثر فعالیت ایکنوفسیل ها، ایکنوفابریک(Ichnofabric) یاایکنوفاسیس(Ichnofacies) نام دارد. دانش مطالعه ساخت های زیستی ایکنولوژی نامیده می شود. همانطور که بیان گردید ایکنوفسیل ها آثار بجای مانده از فعالیت بیولوژیکی بوده، هر چند تعیین نوع موجود بوجود آورنده همیشه امکان پذیر نمی باشد. از طرف دیگر یک جانور ممکن است چندین نوع از آثارفسیلی را بوجود آورد که بستگی به رفتار موجود و ویژگی های رسوب از جمله اندازه دانه و محتوی آب دارد.

بایوتورباسیون(Bioturbation):

بایوتورباسیون یا زیست آشفتگی(آشفتگی زیستی) یک عبارت کلی برای فعالیت های موجودات در داخل رسوبات است که طی آن نظم وترتیب رسوبات، لایه ها و لامینه های اولیه به هم می خورد. بعبارت دیگر بایوتورباسیون به بهم خوردگی رسوبات بوسیله فعالیت های موجودات گفته می شود. فرایند بیوتورباسیون ممکن است رسوبات را ازطریق مخلوط کردن هموژن و یکنواخت کرده یا اینکه منجر به بافت نودولار وسگرگاسیون(Segergation) (پراکندگی) رسوبات دانه ریز و دانه درشت گردد. ایجاد بافت برش دروغین(Pseudobreccia)، به هم خوردگی لامیناسیون ها و لایه بندی نیز ازمحصولات آشفتگی زیستی می باشد. این آثار فسیلی ممکن است توسط ارگانیسم های مختلف مانند کرم ها، دوکفه ای ها، شکم پایان، بندپایان یا خارپوستان ایجاد گردد. برای مثال یک ایکنوفاسیس خاص توسط چند موجود تشکیل شود. ایکنوفاسیس ها برای تعیین عمق، تعیین میزان شوری، میزان و محتوی تولید اکسیژن و انرژی محیط های دیرینه حائز اهمیت می باشند براساس نوع فعالیت موجودات، آثارفسیلی برجای مانده در داخل طبقات به چند گروه به شرح زیر می باشد:

-آثار ناشی از استراحت موجودات (Resting traces). برای مثال ایکنوفاسیس روزوفیکوس(Rusophycus) بعنوان استراحت تریلوبیت ها و ایکنوفاسیس پلسی پودینکوس(Pelecypodichnus) مربوط به استراحت دوکفه ای ها می باشد. این گروه از فسیل های اثری، بنام کوب ایکنا(Cubichna) نامیده می شوند. آثارناشی از حرکت(locomotion)، خزیدن، راه رفتن، آثار تریل وتراک، آثار چریدن واستراحت درسطح زیرین یا بالایی لایه بندی دیده می شود. درحالیکه آثار تغذیه، سکونت در داخل لایه بندی گسترش دارد.

-آثار ناشی ازخزیدن موجودات در بستر و کف دریا(Crawling traces): واژه رپ ایکنا (Repichna) برای معرفی این گروه از ساخت های اثری استفاده می گردد. مثال بارز این گروه از اثر ها، ساخت کروزیانا(Cruziana) می باشد که ناشی ازفعالیت تریلوبیت می باشد. این ساخت ناشی از فعالیت سخت پوستان، تریلوبیت ها و کرم های آنلید ایجاد می شود.

-آثار ناشی ازفرار موجودات درسطح رسوبات(Scape traces): برای معرفی این گروه از ایکنوفسیل ها از عبارت فوگ ایکنا (Fugichna)استفاده می گردد.

- آثار ناشی ازتغذیه برروی رسوبات(Feeding traces): ایکنوفاسیس های کندریتس(Chondrites) و زوفیکوس(Zoophycus) نیزبعنوان ساخت های تغذیه ای تشخیص داده شده اند. اصطلاح فودین ایکنا (Fodinichna) برای معرفی آثار فسیلی در ارتباط با تغذیه موجودات استفاده می شود.

- اثار ناشی ازعمل چریدن(Grazing traces): ایکنوفاسیس های هلمنتوئیدس(Helminthoides)، پالئودیکتیون(Palaeodictyon) ونریتس مربوط به فعالیت چرا می باشند. اصطلاح پاس ایکنا(Pasichna) برای

معرفی آثارفسیلی درارتباط با تغذیه موجودات استفاده می شود. این گروه ازساخت ها توسط موجودات رسوب خوار مانند نرم تنان و سخت پوستان ایجاد می شود.

– آثار ناشی از مسکن وزندگی موجودات(Dwelling traces). عبارت دم ایکنا(Domichna) برای ایکنوفسیل های مربوط به مسکن استفاده می گردد. این آثار به شکل لوله های عمودی، ساختمان های یوشکل یا لوله های افقی هستند که می توان از ریزوکورالیوم(Rhizocorallium) به شکل لوله های افقی، مونوکراتریون (Monocraterion)(لوله های عمودی) ساختمان لوله ای یو شکل دیپلوکراتریون (Diplocraterion) و اسکولیتوس(Skolitos)(لوله های عمودی) نام برد.

تقسیم بندی ایکنوفاسیس ها برمبنای محیط رسوبی:

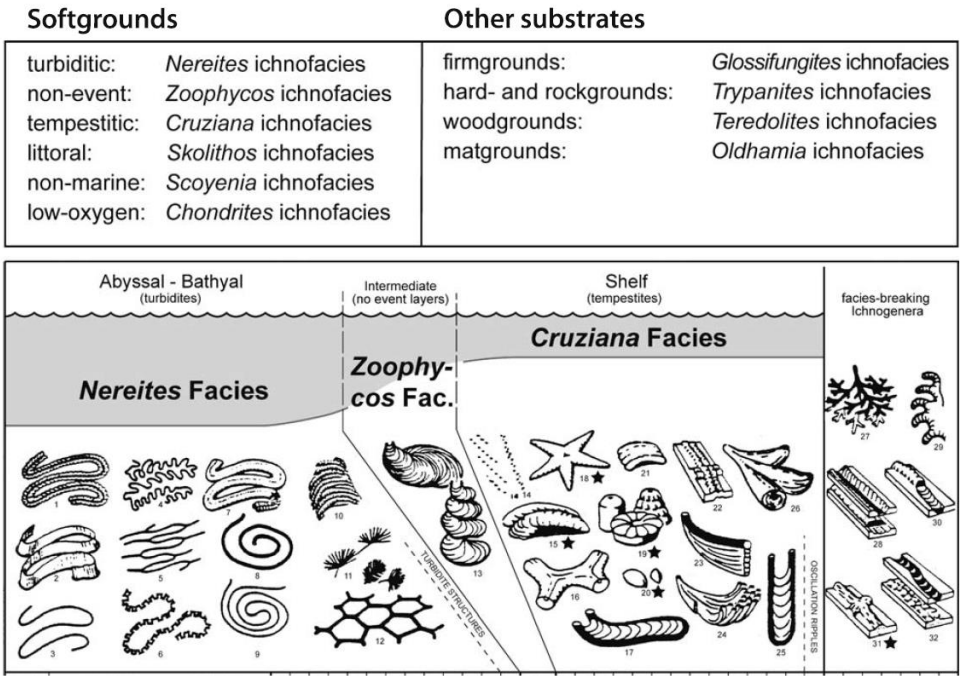
برمبنای شکل اثرات فسیلی، شرایط زیست موجودات، چگونگی بستر و انرژی آب، مجموعه فسیل های اثری در چندین رخساره گسترش دارند که مهمترین آنها به شرح زیر طبقه بندی می گردند.

–ایکنوفاسیس اسکویئینا(Scoyenia): این ایکنوفاسیس مربوط به محیط های غیردریایی ومحیط های آب شیرین با بستر سخت است.

– ایکنوفاسیس تریپانیتس(Trypanites): این رخساره مربوط به محیط های ساحلی با بسترسخت و سنگی بوده و درجاییکه هاردگراندها تشکیل می شوند، دیده می شود.

– ایکنوفاسیس گلوسوفونژیتس(Glossofungites): این رخساره درمنطقه اینترتایدال وسوپراتایدال با بستر های سخت تشکیل شده و ساختمان های لوله مانندی را شامل می گردد.

–ایکنوفاسیس اسکولیتوس(Skolitos): این رخساره دربستر های ماسه ای با جور شدگی خوب که در نواحی ساحلی با انرژی بالا(لیتورال) تشکیل شده اند، دیده می شود. رخساره اسکولایتس، به شکل لوله های عمودی گسترش دارد.

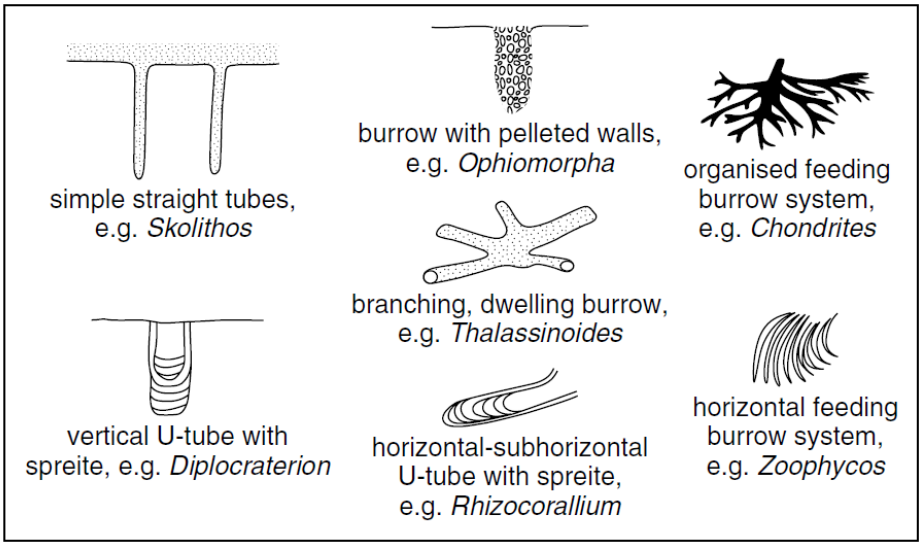


شکل۳-۱۸- انواع ایکنوفاسیس و رابطه آنها با بستر(Siellacher, 2007)

- ایکنوفاسیس کروزیانا(Cruziana): در مناطق دور ازساحل و ساب لیتورال ودر بستر های سیلتی تا ماسه ای که میزان انرژی کم تا متوسط است، تشکیل می شود. این ساخت در نهشته های مربوط به محیط های لاگون و شلف دیده می شود.

-ایکنوفاسیس زوفیکوس(Zoophcus): رخساره زوفیکوس مربوط به آب های آرام وانرژی پایین مناطق عمیق شیب قاره ای تا باثیال با بسترهای گلی می باشد. این رخساره گاهی ازمحیط های لاگونی گزارش شده است.

ایکنورخساره نریتس(Nereites): این رخساره درنهشته های توربیدایتی و مناطق عمیق(شیب قاره تا آبیسال) با بستر های گلی تا ماسه ای دیده می شود.

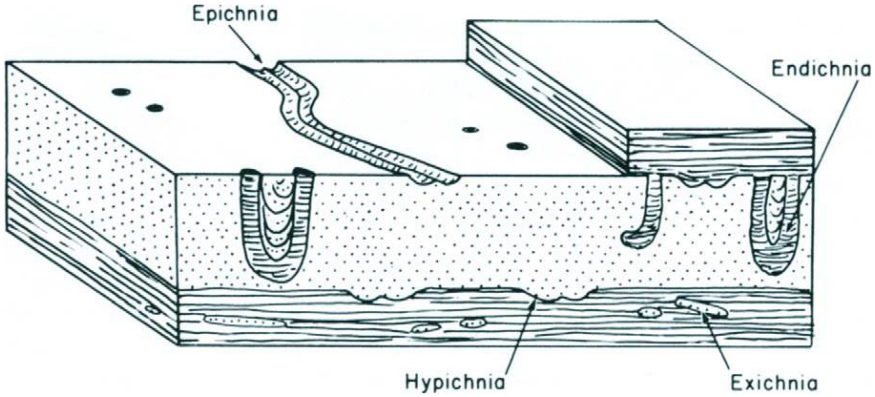


شکل ۳- ۱۹- نمونه های از ساخت های زیستی یا ایکنوفابریک(Tucker,2003)

ایکنوفاسیس کندریتس(Chondrites Ichnofacies): این رخساره اثری مربوط به محیط های با سطح پایین اکسیژن می باشد.

ایکنوفاسیس تردولیتس(Teredolites Ichnofacies): این اثررخساره به حفاری های ایجاد شده درچوب اطلاق می گردد.

ایکنوفاسیس الدهامیا(Oldhamia Ichnofacies): این میکروفاسیس درمحیط های مت گراند(Mat ground) گسترش دارند.



شکل ۳-۲۰- ایکنوفسیل و اصلاحات توپولوژی مربوط به آن(Selly,2001)

ساخت های اثری که در سطح بالای لایه بندی تشکیل می شوند بنام اپی ریلیف(Epirelief) و آنهایی که در سطح تحتانی لایه ها شکل می گیرند، بنام هیپوریلیف(Hyporelief) نام دارند.

بارو(Burrow) یا نقب:

ساختمان بارو اغلب توسط سخت پوستان، کرم های آنلیدی، دوکفه ای ها وخارداران ایجاد می شود. بارو یک ساختمان لوله مانند یا استوانه ای شکل است که دررسوبات نرم و سست تشکیل می شود. این ساخت توسط کرم های گل خوار ودوکفه ای ها در امتداد سطح لایه بندی تشکیل می گردد. باروها دارای شکل های مختلف می باشند. این ساختمان های لوله مانند توسط رسوباتی با رنگ وبافت متفاوت اززمینه پرمی شوند. در مواردی که سنگ دربرگیرنده باروفرسایش یابد، باروها به شکل ساختمان میله مانند تظاهر می نمایند. باروها از نظر رنگ وبافت رسوب پرکننده با رسوب اصلی تمیزداده می شوند. تراک(Track) (اثرردپا)وتریل ها(Trail)(اثر خزیدن) سطحی توسط سخت پوستان، تریلوبیت، کرم های آنلید، شکم پایان و مهره داران شکل می گیرد. ساختمان های تاحدودی مشابه بارو می تواند توسط ریشه درختان تشکیل شده، هرچند این ساخت ها معمولا دارای هسته کربنی می باشند.

عبارت تراک(Track) برای آثار بجا مانده از پای یک حیوان را درسطح رسوبات می گویند. تریل ها(Trail) نیز به بهم زدگی یک رسوب بوسیله حرکت یک موجود درامتداد سطح لایه بندی اطلاق می گردد. این ویژگی

باعث ایجاد ساختمان های شیار مانندی می گردد. جانوران خزنده یا موجوداتی که بدنشان را درسطح رسوب می کشند، این ساخت را بوجود می آورند. این نقش ممکن است مستقیم یا خمیده باشد.

شکل ۳-۲۱-ساختمان بارو(Scholle and Ulmer –Scholle,2005)

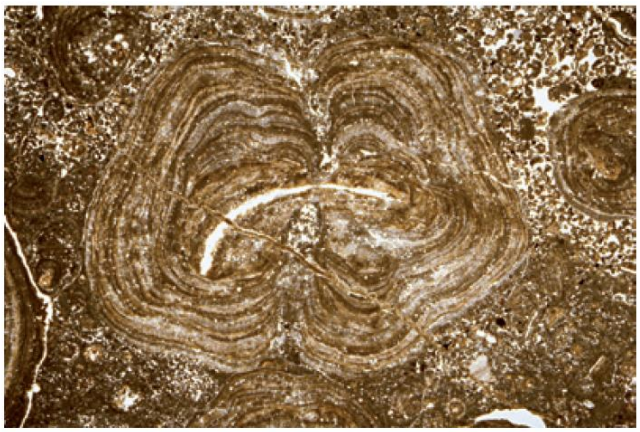
بورینگ(Boring):

بورینگ عبارت ازحفاری است که در سنگ های رسوبی یا صدف فسیل ها توسط موجودات ایجاد می گردد. بورینگ ها دارای شکل های متنوع بوده ومعمولا توسط رسوبات پرشده اند. ساخت بورینگ توسط دوکفه ای های لیتوفاژید، قارچ ها، جلبک هاو بریوزوآ تشکیل می گردد. تعدادی از بورینگ ها توسط اسفنج هایی ایجاد می گردد که ساختمان دانه تسبیحی را به نمایش می گذارند. بورینگ های ایجاد شده توسط کرم های آنلید(پلی چات ها) دارای شکل های یکنواخت تری می باشند. ساخت بورینگ درهارگراندها که معرف سیمانی شدن همزمان با رسوبگذاری در کف دریا می باشد، گسترش دارد. بورینگ ها اغلب درنواحی ساحلی اتفاق می افتد جایی که دوکفه ای ها و اکینودرم ها برای محافظت خود سنگ ها را حفاری می کنند. بورینگ های ایجاد شده در یک سنگ ماتریکس، سیمان و آلوکم ها راقطع می نماید، درحالیکه باروها فقط زمینه سنگ را مورد حفاری قرار داده است.

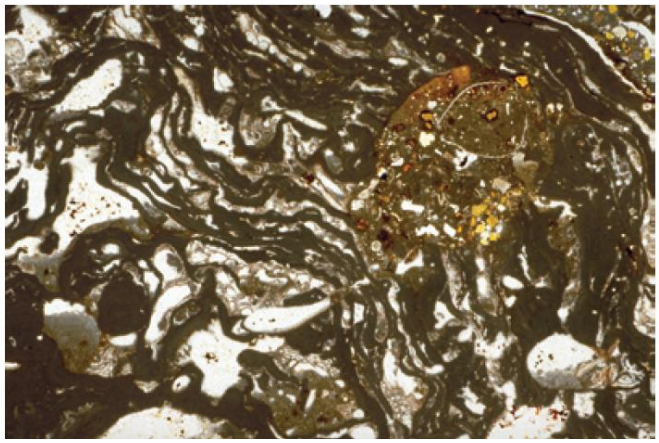
اونکوئید ها(Oncoid) و ساختمان های مشابه:

اونکوئیدها اشکال با ساختمان پوششی تقریبا کروی هستندکه ازرشد جلبک ها یا میکروبیال ها (Microbaial) در اطراف یک هسته که ممکن است خرده فسیل یا فسیل کامل باشند، تشکیل می شود. اندازه اونکولیت ها بزرگتر ازدومیلیمتر بوده ودارای حاشیه نامنظم می باشد. ساختمان های میکروبیالی کروی تا تقریبا کروی بدون اتصال به یکدیگر می باشند که تقریبا ساختمان لامینه ای متحدالمرکزی رانشان می دهند. لامینه ها ممکن است بطرف بالاغیرمتقارن وناپیوسته باشد. این ساختمان میکروبیالی ممکن است باپیزوئیدها (Pisioid) یا وادوئید(Vadoid) که درخاک تشکیل می شوند، اشتباه گرفته شوند. سنگ متشکل ازاونکوئید بنام اونکولیت

نامیده می شود. اونکوییدها درعضو شماره ۲سازند دورود درالبرزگسترش دارد. رودولیت یا رودوئید (Rhodolith/ Rodoid) نوعی دیگرازاونکوئید است(نودول ها یا توپ های جلبکی)که ازرشد نامنظم جلبک های قرمز در اطراف یک هسته تشکیل می شود. رودولیت ها نیز ساختمان های کم و بیش متحد المرکزی را نشان داده و اندازه آنها بیش ازچندسانتیمتر می باشد. این ساخت درآبهای دریایی کم عمق گرم تا سرد پایین تر از ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر شکل می گیرند.



شکل ۳-۲۲- ساختمان یک اونکوئید(Scholle & Scholle,2005)



شکل ۳-۲۳- ساختمان یک رودولیت(Scholle & Scholle,2005)

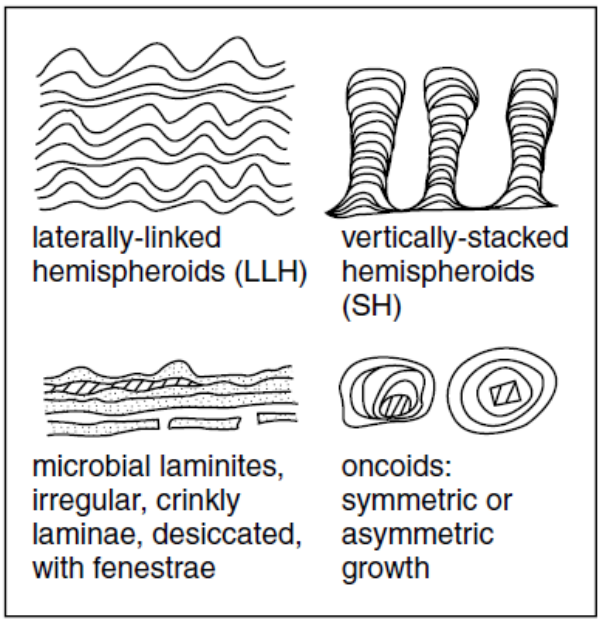
ترومبولیت(Thrombolite):

نوعی ساختمان استروماتولیتی است که به شکل لامیناسیون های ضعیف بوده ویک بافت لخته (Clotted) را ایجاد می کند. آنها اجتماعاتی ازسیانوباکتری ها محسوب می شوند. این ساخت دربخش زیرین سازند الیکا گسترش دارند.

- **استروماتولیت ها**(Stromatolites):

استروماتولیت ها نوعی ساخت لامینه داربا منشاء زیستی است که ازلحاظ شکلی دارای تنوع زیادی می باشند. آنها از طریق محبوس کردن و اتصال ذرات کربناته توسط فرش های میکروبیال یا فرش های جلبکی(Algal mat) که اساسا متشکل ازسیانوباکتری ها ودیگراشکال میکروبی هستند، ازطریق ته نشست های زیست –

شیمی بوجود می آیند. استروماتولیت ها در توالی پرکامبرین بسیار فراوان بوده، اما با این وجود در شماری از آهک های فانروزوئیک بویژه آنهایی که منشاء پری تایدال(Peritidal) دارند، دیده می شوند. آنها دارای شکل های بسیار متنوع بوده وازشکل لامینه دارمسطح که تحت عنوان لامینه های میکروبیال(Microbaial laminites) تا اشکال گنبدی و ستونی توسعه می یابند(شکل۳-۱۷).



شکل۳-۲٤- انواع مختلف رشد استروماتولیت ها(Tucker,2003)

لامینه ها اغلب حدودچند سانتیمتر ضخامت داشته وشامل پلوئید های میکرایتی و خرده های اسکلتی ریز می باشند. لامینه های میکروبیالی مخصوص سنگ آهک ودولومیت های پهنه تایدال فلت(Tidal flat) یا جذرومدی بوده و ممکن است همراه با مادستون های آهکی با ساخت فنسترالی، بلورهای تبخیری یا بلورهای کاذب تبخیری باشد. لامینه ها اغلب شکسته و توسط فرایند خشک شدگی به هم می خورد. ساختمان تی پی ممکن است گسترش داشته و دراثر فرایند خشک شدگی، انترکلاست ها(Interclast) تشکیل می شوند.

استروماتولیت های گنبدی(Domal stromatolites) معمولا دارای لامینه های ممتدی ازیک گنبد به گنبد دیگر داشته وممکن است ده ها سانتیمترقطر داشته باشند. استروماتولیت های ستونی ساختمان های ترشحی هستند که معمولا درموقعیت های با انرژی بالا تشکیل شده، بطوریکه انترکلاست ها ودانه ها دربین ستون ها شکل می گیرد. ریخت شناسی استروماتولیت ها بطرف بالا تغییر کرده که ناشی از تغییرات محیطی بوده واستروماتولیت های بزرگ ممکن است نظم کمتری نسبت به اشکال ستونی وگنبدی شکل داشته باشند. علاوه براین استروماتولیت ها ممکن است به شکل لایه های نازک یا متشکل از ساختمان های ریف مانند پیچیده باشند. درطی پرکامبرین استروماتولیت ها ازنظرشکل و میکرواستراکچر دارای تنوع زیادی می باشند و

همانند آثاز فسیلی دارای چندین نام جنس و گونه ای می باشند. استروماتولیت های امروزی درمحیط های جذرومدی و تعدادکمی نیز درمحیط های دریاچه ای آب شیرین تشکیل می شوند. ساخت استروماتولیت در سازند میلا دارای گسترش وسیعی می باشد.

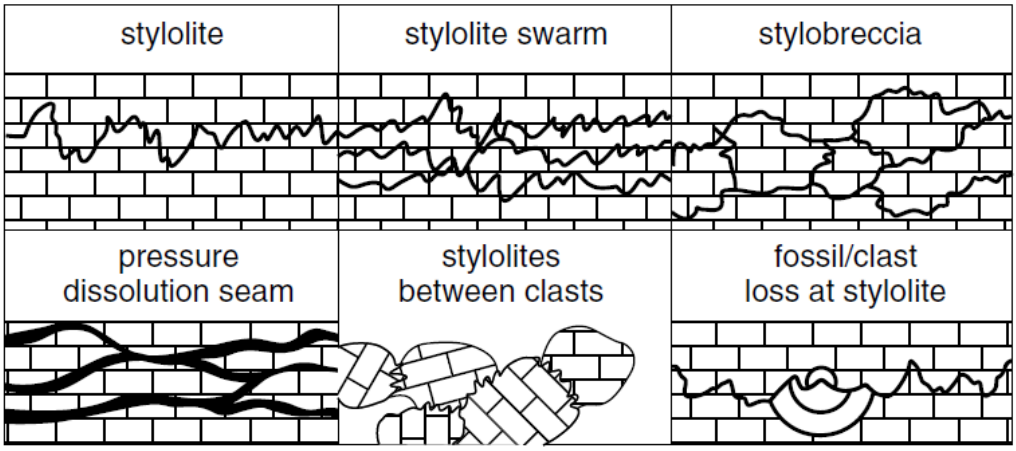
شکل۳-۲۵- یک ساختمان استروماتولیتی ستونی شکل(Tucker,2003)

۳-۵-۲۰- استیلولیت(Stylolites):

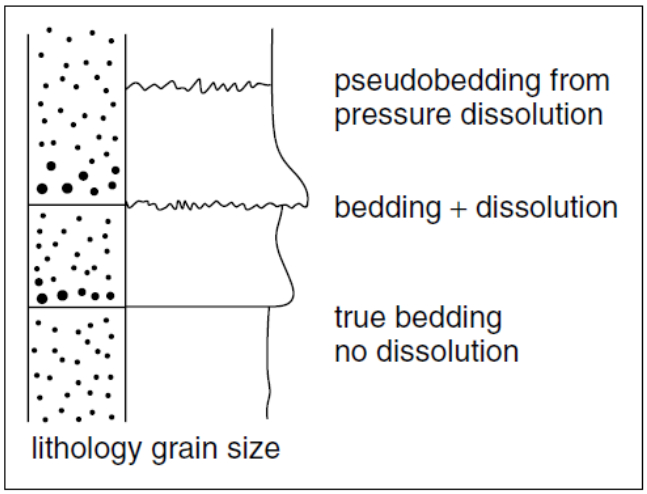
استیلولیت ها ساختمان های رسوبی ناشی ازانحلال فشاری و متراکم شدن درنهشته های رسوبی است. دراثر فشار های ناشی ازطبقات بالایی و تکتونیکی، انحلال در امتداد سطوح معینی از توده های سنگ های رسوبی اتفاق می افتد. این انحلال تنوعی ازسطوح نامنظم تا صافی را ایجاد می نماید. اثرات انحلال فشاری معمولا درمحل اتصال طبقات آهکی درداخل سنگ آهک دیده می شود. احتمالا این فرایند بطور کامل درآغاز تدفین رخ داده، امابعد از تدفین ودرعمق چند صد متری توسعه می یابد. دو نوع اصلی ازانحلال فشاری وجود داشته که منجر به ایجاد رگه های مضرس و غیرمضرس می شود. انحلال فشاری می تواند منجر به لایه بندی دروغین (Pseudbedding) نیزگردد(شکل ۳-۲۰). نوع مضرس استیلولیت ها متداولتر ومعروفتربوده که معمولا به موازات سطح لایه بندی گسترش داشته، هرچند آنها ممکن است با یک زاویه زیاد نسبت به سطح لایه بندی دیده شوند.

مواد غیر قابل حل مانند رس ها درامتداد رگه ها تجمع پیدا می کنند. استیلولیت ها به شکل سطوح مضرس مجزا یا به شکل یک دسته و پهنه(Swarm) دیده می شوند. علاوه بر این دامنه آنها ممکن است کوتاه یا بلند باشد. رگه های انحلالی غیرمضرس با اندکی برجستگی دربین آهک های رسی دیده می شود. آنها موجی،

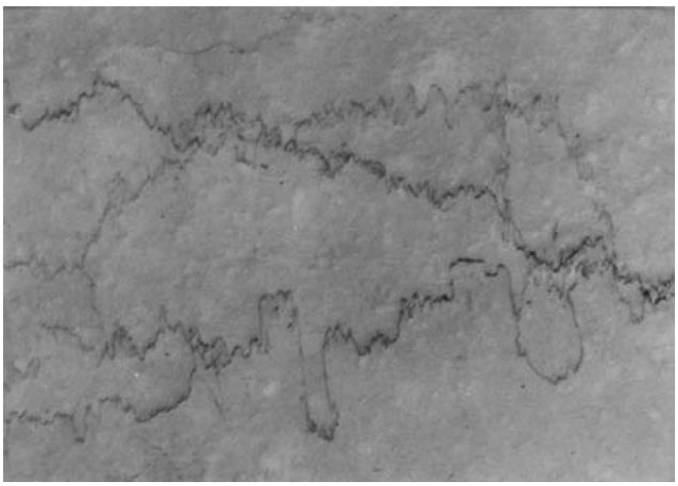
انشعابی و مشبک بوده و بطور مجزا یا به شکل رگه دیده می شود. دراستیلولیت های تشکیل شده در سنگ آهک های پرمین(سازند روته) معمولا تجمعی ازاکسید آهن و بلورهای رومبوئدری دولومیتی گسترش دارد.



شکل۳- ۲۰-محصولات مختلف انحلال فشاری(Tucker,2003)



شکل۳-۲۶- لایه بندی، لایه بندی کاذب و سطوح انحلال فشاری(Tucker,2003)



شکل ۳-۲۷- ساختمان استلولیت دریک سنگ آهک میکرایتی(Tucker,2003)

- **نودول ها وکنکرسیون ها**(Nodule & concretion):

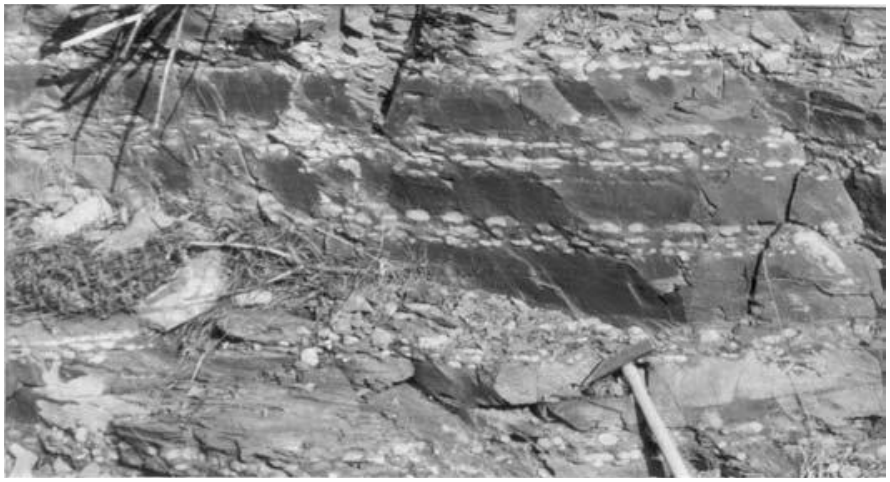
نودول ها(که کنکرسیون نیز نامیده می شوند) معمولادر رسوبات، بعد از ته نشست رسوبات تشکیل می شوند. بیشتر نودول ها قطعات محلی(local patch) ازسیمانی شدن می باشند. دونوع از نودول های دیاژنتیکی درطی تدفین کم عمق وعمیق تشکیل می شود. علاوه براین نودول های پدوژنتیک نیزدر اثرفرایندهای خاک زایی تشکیل می شود.

۳-۵-۲۱-نودول های دیاژنتیکی:

کانیهایی که معمولا نودولها را درطی فرایند دیاژنز تشکیل می دهند شامل انواع نمونه های ریز دانه مانند کلسیت، دولومیت، سیدریت، پیریت، کلوفان، کوارتز (چرت وفلینت)و ژیپس وانیدریت می باشند. نودول های کلسیتی، ژیپسی، انیدریتی، پیریتی وسیدریتی که چندین میلیمتر تاچندین ده سانتیمتر قطر دارند درگل سنگها (Mud rock) متداول می باشند. نودول چرتی در سنگ آهک ونودول های کلسیتی ودولومیتی گاهی با ابعاد بزرگ در ماسه سنگ ها دیده می شوند. گاهی نودول های کلسیتی و نودول های دولومیتی بنام دوگر(Dogger) معروف می باشند. نودول ها ممکن است بطور تصادفی یا به شکل متمرکز درامتداد سطوح خاص پراکنده باشند. شکل نودول ها متنوع بوده و بطور قابل ملاحظه ازشکل های کروی تا مسطح، طویل تا اندکی غیر منظم می باشند. بعضی نودول ها دارای هسته ای از فسیل می باشند. در حالیکه شماری آز آنها در منافذ ناشی ازحفاری موجودات تشکیل می شوند. بعضی نودول دارای ساختمانی از ترک های شعاعی متحد المرکز می باشند که توسط بلور هایی ازکلسیت، سیدریت یا رسوبات دیگر پر شده اند. ترک ها دراین گونه نودول ها که نودل های سپتارین (Septarian Nodlse) نام دارند، ناشی از انقباض دراثر ازدست دادن آب اندکی بعد از تشکیل اتفاق می افتد. ترک های ایجاد شده توسط موادمعدنی پر می گردند. این گونه ساخت ها در سنگ های شیلی به فراوانی یافت می شود.

ژئود(Geod) نوعی نودول هستند که مرکز آنها خالی بوده و دارای بلورهایی هستند که بطرف مرکز رشد می کنند. بعضی از ژئودها از طریق انحلال نودول های تبخیری(بطور ویژه توسط ژیپس و انیدریت) تشکیل می شوند. این گروه از ژئود ها متشکل از کوارتز، کلسیت یا دولومیت ودارای ظاهری گل کلمی می باشند. یک نوع خاص از نودول ها که کلسیتی هستند، ساختمان مخروط در مخروط(Cone in Cone) را نشان می دهند. بلورهای کلسیتی شامل بلورهای فیبری هستند که چند تا ده سانتیمتر طول داشته و به شکل بادبزنی ومخروطی که نسبت به سطح لایه بندی زاویه دار هستند،

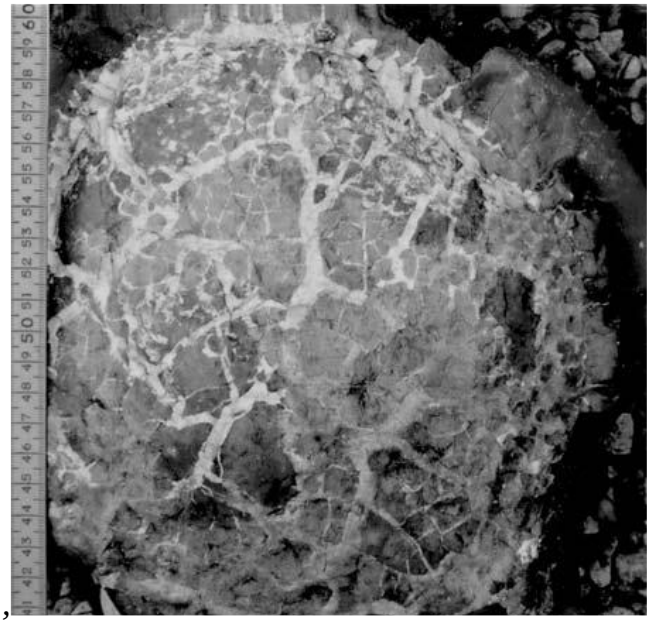
آرایش یافته اند. ساختمان مخروط درمخروط در گل سنگ هـای غنـی از مـواد آلـی درطـی تـدفین و تشکیل کریستال ها نیز مربوط به سیال پرفشار ناشی از متراکم شدن رسوبات است.



شکل ۳-۲۸- نودول های آهکی دیاژنتیکی همراه با فاصله منظم در گل سنگ همی پلاژیک دونین(Tucker,2003)

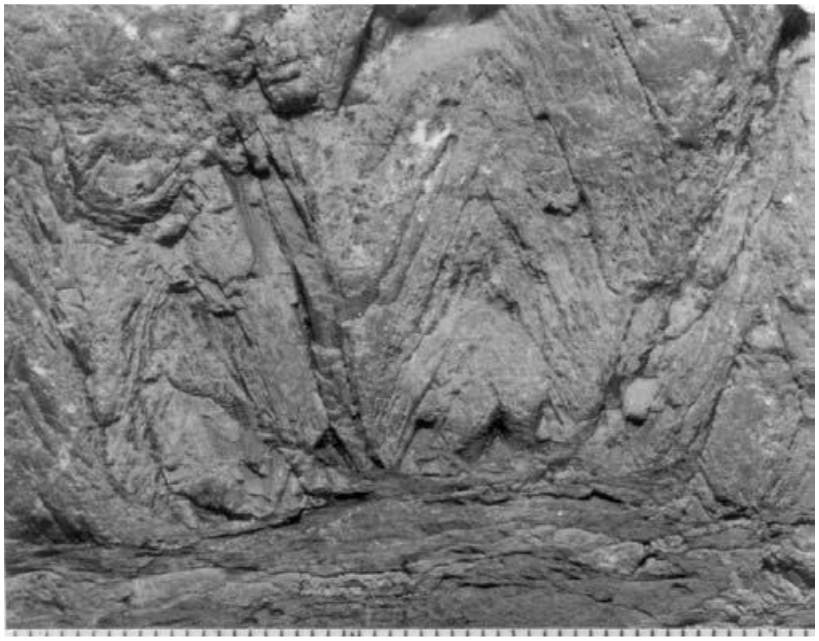
نودول ها می توانند درزمان های مختلف درطی فرایند دیاژنز وتدفین تشکیل شوند. بیشتر نودول ها دررسوبات گلی درطی دیاژنز اولیه و قبل ازمرحله متراکم شدن تشکیل می شوند. نودول های آهکی معمولا درگل سنگ ها دریایی متداول بوده اما آنها درداخل خاک ها نیز به شکل کالکرت (Calcrete) تشکیل می شوند. بنابراین این گروه ازنودول ها در گل سنگ های دریاچه ای ودشت سیلابی نیز دیده می شوند. نودول های پیریتی دررسوبات دریایی غنی ازمواد آلی یافت شده درحالیکه نودول های سیدریتی در رسوبات غنی از مواد آلی با منشاء غیر دریایی دیده می شوند.

کنکرسیون ها ساخت های مدوری هستند که دراثررشد مواد معدنی درداخل سنگ های رسوبی ایجاد می شود. دریک کنکرسیون، لایه های متحدامرکزی از یک کانی دراطراف یک هسته رشد می کند. قطر یک کنکرسیون ازحد چند سانتیمتر تا متر می باشد.



شکل ۳-۲۹- نودل سیدریتی با ترک های سپتارین پر شده از رسوب(Tucker,2003)

ساختمان مخروط درمخروط، ساختمان های مخروطی شکلی هستند که برروی یکدیگر توسعه یافته اند. این ساخت در اثرفشارهای ناشی ازرشدسیمان درکنکرسیون ها ایجاد می شود. مخروط ها ازجنس کلسیت بوده و بیشتر درنهشته های گلی یافت می شوند.



شکل ۳-۲۶- ساختمان مخروط در مخروط با بلور های رشته ای کلسیتی(Tucker,2003)

سوالات تستی فصل سوم

سوالات تشریحی فصل سوم

فصل چهارم
واحدهای سنگ چینه ای یا لیتواستراتیگرافی

هدف کلی:

هدف رفتاری:

٤-١-کلیات:

واحد های سنگ چینه ای شامل توده هایی ازسنگ های رسوبی، سنگ های آذرین خروجی، متا ولکانیک ها ومتاسدیمنت هایی(سنگ های دگرگونی درجه پایین) هستند که براساس ویژگی های سنگی ازیکدیگر متمایز می گردند. یک واحد سنگ چینه ای اساسا از قانون توالی طبقات استنو، پیروی می نماید. علاوه براین، واحد های سنگ چینه ای معمولا، توده های سنگی مسطح ولایه لایه می باشند.

هدف اصلی لیتواستراتیگرافی یا دانش سنگ چینه نگاری، شناسایی سیستماتیک طبقات سنگی سازنده پوسته زمین به واحد های نام دارچینه شناسی، براساس ویژگیهای سنگی است. اساس هر واحد سنگ چینه ای، طبقات سنگی وویژگیهای موجود دراین طبقات می باشد. انواع مختلف زیرواحدهای سنگ چینه ای، بر اساس ویژگیها وصفات سنگی از یکدیگر متمایز می شوند. هر واحد سنگ چینه ای یک واحد مادی بوده و دارای وجود خارجی است. بعبارت دیگر نشانه و شواهدی از این واحد در روی زمین وجود داشته و قابل ارائه می باشد. طبقه بندی سنگ چینه ای، معمولا نخستین روش درکارهای چینه شناسی روی زمین در یک ناحیه معین به شمار می رود و از عناصر مهم چینه شناسی هر ناحیه ای، که مورد مطالعه قرار می گیرد، به حساب می آید. علاوه براین یک واحد سنگ چینه ای دارای سلسله مراتبی نیز می باشد.

سنگ چینه نگاری دانشی است که با ویژگیهای سنگی طبقات سازنده پوسته زمین سر وکار داشته و سازمان دهی آنها را به واحدهای نام دار با توجه به مشخصات سنگی، عهددار می باشد. بنابر این هر واحد سنگ چینه ای، ضخا متی از سنگ رسوبی، آذرین خروجی یا سنگ دگرگونی با درجه ضعیف است که براساس یک یا چند ویژگی سنگی از توده های سنگی مجاور خود متمایز می گردد. یک واحد سنگ چینه ای می تواند شامل سنگهای رسوبی، سنگهای آذرین خروجی، سنگهای دگرگونی یا اجتماعی از دو یا تعداد بیشتری از سنگها باشد. این واحد نه تنها شامل واحدهای سنگی دارای استحکام وسخت شده است، بلکه در برگیرنده تمامی توده های سنگی سخت نشده و رسوبات نیز می باشد. بعبارتی دیگر واحدهای سنگی که در عمق قرار نگرفته و تحت تاثیر دیاژنز نیز قرار نگرفته اند، در محدوده کاری سنگ چینه نگاری می باشند.

وظیفه دانش لیتواستراتیگرافی توصیف سنگ شناسی، تعیین گسترش جانبی توده های سنگی، تعیین سن لایه ها وطبقات سنگی، ارتباط جانبی وعمودی بین واحدهای سنگی، تعیین ضخامت و تطابق بین واحدهای سنگ چینه ای در فواصل دور و نزدیک می باشد. اطلاعات سنگ چینه ای از یک منطقه، مبناء نقشه های زمین شناسی یک منطقه نیزمی باشند. همانطور که قبلا نیز بیان گردید یک واحد سنگ چینه ای، یک واحد مادی بوده و در نتیجه براساس معیارهای فیزیکی قابل مشاهده در روی زمین تعریف می گردد. زمان تشکیل یک توده سنگی یا سن زمین شناسی واحد، محتوی فسیلی، خصوصیات ژئوفیزیکی، چگونگی پیدایش سنگ ها ویا تشکیل پیکره های سنگی، زمین شناسی ساختاری منطقه ومحیط تشکیل سنگ ها، در شناسایی وطبقه بندی واحدهای سنگ چینه ای نقشی ندارند. بنابراین در معرفی وتاسیس یک واحد سنگ چینه ای، فقط ویژگیهای سنگ شناسی شامل ترکیب شیمیایی و جنس سنگ، ویژگی های کانی شناسی، رنگ و دیگر صفات سنگی که به آسانی در روی زمین و در حین انجام کار صحرایی تشخیص داده می شوند، مورد استفاده قرار می گیرند. فسیل ها ممکن است درتشخیص و شناسایی یک واحد سنگی در صحرا به زمین شناس کمک نمایند، اما دریک واحد سنگ چینه ای آنها بعنوان یکی از اجزای سازنده سنگ در نظر گرفته می شوند. یکی از مهمترین ویژگیهای مورد توجه درپایه گذاری واحدهای سنگ چینه ای، یکنواختی سنگ شناسی واحد می باشد. مرز واحد های سنگ چینه ای ممکن است مرز های مشخص و براساس تغییرات مشخص سنگ شناسی بوده و یا اینکه این مرزها ممکن است درداخل یک زون تدریجی سنگی قرار گرفته باشد. درنهایت یک واحد سنگ چینه ای ممکن است براساس یک ویژگی یا اجتماعی از چند ویژگی از واحدهای جانبی و بالا و پایین خود، متمایز می گردد.

٤-٢- چگونگی معرفی یک واحد سنگ چینه ای در یک منطقه کاری:

وقتی یک واحد سنگ چینه ای، بویژه یک سازند برای اولین بارمورد شناسایی قرار می گیرد، چینه شناس می بایستی مراحل زیر را جهت معرفی واحد چینه شناسی مورد نظر انجام دهد.

- تعیین نام واحد سنگ چینه ای، ریشه و وجه تسمیه نام انتخاب شده و معرفی محل جغرافیایی برش الگو یا برش نمونه.
- تعیین مرتبه واحد سنگ چینه ای(برای مثال گروه، سازند یا عضو) و نظرات موجود در ارتباط با جایگاه واحد لیتواستراتیگرافی.
- زمینه وسابقه تاریخی درمعرفی واحد چینه شناسی، تاریخچه مطالعاتی واحد سنگ چینه ای مورد نظر و پژوهش های مرتبط با واحد سنگی مورد نظر.
- معرفی برش الگو، ویژگی های برش الگو و مختصات جغرافیایی برش الگو از طریق رسم شکل، ارائه نقشه، ستون و عکس های هوایی.
- شرح وتوصیف واحد سنگ چینه ای در برش الگو که شامل ضخامت، شرح سنگ شناسی، میزان تغییرات سنگ شناختی واحد مورد مطالعه، محتوی فسیلی و ترکیب جامعه فسیلی واحد، تکتونیک و زمین شناسی ساختمانی واحد سنگی، چگونگی گسترش و شکل هندسی واحد چینه شناسی، شرایط رسوبگذاری، پیوستگی یا وجود ناپیوستگی و چگونگی مرزهای زیرین و بالایی واحد چینه شناسی می باشد(شکل ٤-١).
- میزان وچگونگی رخنمون واحد یا پراکندگی جغرافیایی رخنمون واحد سنگ چینه ای، تغییرات ضخامت، تغییرات سنگ شناسی وفسیلی شناسی و شکل توپوگرافی ایجاد شده توسط سازند در منطقه مورد گسترش.
- منشاء ومحیط تشکیل واحد های سنگی مورد بحث و ارتباط آن با واحد های سنگ چینه ای بالایی و زیرین.
- مقایسه واحد سنگ چینه ای مورد نظر با واحدهای سنگی مشابه دردیگر پهنه های زمین ساختاری.
- سن واحد سنگ چینه ای با توجه به محتوی فسیلی و موقعیت قرارگیری آن نسبت به واحدهای مجاور.
- ارائه منابع و موآخذ

به منظور درک بهتر از مفاهیم توضیح داده شده ، سازند سردر(Stocklin *et al.*,1965)از واحد های سنگی کربونیفر ایران مرکزی معرفی می گردد(اقتباس ازآقانباتی، ١٣٨٦):

نام واحد سنگی: سازند سردر Sardar Formation

وابستگی: گروه ازبکوه که شامل سازند های سیب زار، شیشتو، بهرام و سردر است.

سن: کربونیفر

هم نامی: سنگ ماسه های لیاس(فورون، ١٩٤٣)، پرمو- کربونیفر(گانسر،١٩٥٥)

نوع نام: رسمی

مولف: اشتوکلین و همکاران، ۱۹٦۵ (Stocklin *et al*.,1965)

ماخذ: سردر نام دره ای در خاور شهرستان طبس است که در یک روند خاوری- باختری بخشی از روان آب های بلندی های شتری را به دشت طبس تخلیه می کند.....

تاریخچه مطالعاتی: درباختر کوه های شتری واقع در خاور شهرستان طبس، ترادفی به نسبت ستبر از سنگ ماسه و شیل های گراینده به رنگ سبز تیره وجود دارد که تا اندازه ای با نهشته های آواری زغال دار تریاس بالایی- ژوراسیک میانی ایران هم رخساره است. به همین رو، فورون(۱۹٤۱) این سنگ نهشته ها رابه سن لیاس دانست.....

مقعیت جغرافیایی برش الگو: برش الگوی سازند سردر در کوهپایه های باختر بلندی های شتری ودر پایین دست رودخانه سردر اندازه گیری شده و مختصات آن به شرح زیر است.....

راههای دسترسی:.....

سنگ شناسی: .....

٤-۳- انواع زیرواحدهای سنگ چینه ای :

همانند دیگر واحدهای چینه شناسی مانند زیست چینه نگاری، لیتودمیک و زمان چینه شناسی تعدادی از واحدهای سنگ چینه ای از نوع زیرواحد های رسمی وتعدادی دیگر از زیرواحد های سنگ چینه ای، نیز از واحدهای غیر رسمی می باشند. یک واحد چینه شناسی رسمی به واحدی اطلاق می گردد که توسط کمیته چینه شناسی یا موسسه مسئول یا سازمان زمین شناسی مورد تصویب قرار گرفته باشد. بنابراین واحدهای غیررسمی شامل واحدهای هستند که جهت آسانی درانجام کار و طبقه بندی وپیشرفت کار توسط چینه شناسان پیشنهاد شده، ولی مورد تصویب نهایی توسط کمیته چینه شناسی یا بالاترین گروه تصمیم گیرنده در مورد واحد های سنگ چینه ای قرار نگرفته اند.

واحدهای سنگ چینه ای دارای سلسله مراتبی بوده و تعدادی از آنها، جزء واحدهای سنگ چینه ای رسمی و عده ای دیگر نیز جزء واحدهای سنگ چینه ای غیررسمی هستند. مهمترین واحدهای رسمی در طبقه بندی سنگ چینه ای عبارتند از :

گروه (Group)

سازند (Formation)

عضو یا بخش (Member)

لایه یا جریان (Bed/Flow)

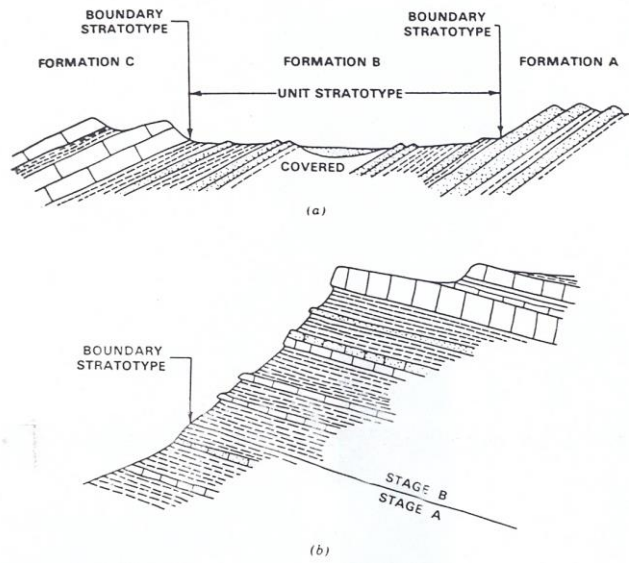
علاوه براین گاهی در توصیف و شرح واحدهای سنگی درصحرا از عبارت هایی مانند لیتوزون(Lithozone) وافق سنگی(Lithohorizon) نیز استفاده می شود. جدا از واحدهای اشاره شده عبارت های

کمپلکس(Complex)، ریف(Reef) وسری(Series) نیز برای توصیف واحد های سنگ چینه ای بکـار گرفتـه می شود که بعداً راجع به آنها بحث می گردد.

میزان تغییر درترکیب سنگ شناسی یک توالی برای تعریف و تاسیس واحدهای سنگ چینه ای از یـک قـانون واحدی پیروی نکرده و آن با میزان پیچیدگی زمین شناسی یک ناحیه تغییر می کند. برای مثال سازند سـروک با سن کرتاسه پیشین(James and Wynd,1965) از سنگ آهک و سازند دشتک با سن تریاس پسین از شـیل، دولومیت، سنگ آهک و نهشـته هـای تبخیـری مـی باشـد(Szabo and Kharad Pir,1978). همچنـین بـرای برقراری یک واحد سنگ چینه ای، ازجمله سازند، ضخامت آن نیز از قاعده خاصی پیروی نمی کند. ضخامت یک سازند ممکن است کمتراز یک متر تا چندین هزار متر باشد. ولی نکته ای که می بایستی در تعریف واحد سنگ چینه ای منظور نمود، این است که باید ضخامت هر واحد سنگی در حدی باشد که عمل نقشه بـرداری و تعیین حدود آن در نیمرخ های زمین شناسی با مقیاس مورد نظر مقدور باشد، برای مثال سازند علـی باشـی یا الی باشی (Ali Bashi) (Teichert *et al*., 1973) در برش الگوی خود در کوه الی باشی در جنـوب غـرب جلفا دارای ضخامتی حدود ۲۳ متر و سازند کرج در برش الگوی خود، دارای ضخامت حدود ۳۳۳۰ متر مـی باشد (ددوآل،۱۹٦۷).

٤-۳-۱- سازند(Formation):

سازند واحد اصلی، بنیادی ورسمی درتقسیمات سنگ چینه ای به حساب می آید. سازند نه تنها واحد رسمی سنگ چینه ای بوده، بلکه در هرمنطقه کاری زمین شناسی که مطالعات سـنگ چینـه ای مـد نظـر باشـد، مـی بایستی براساس معیارهای سنگی(مانند جنس سنگ، رنگ، اخـتلاف درمیـزان هـوازدگی و نـوع لایـه بنـدی) تعریف گردد.



شکل ٤-١- نمایش برش الگوی یک سازند ، مرز ها و نیمرخ آن(Hedberg,1975) مرز سازند برتغییرات سنگ شناسی استوار می باشد(a).

هر سازند ممکن است متشکل از سنگهای رسوبی یا رسوبات، آذرین و دگرگونی و یا در تحت شرایط خاص مجموعه ای از دو یا تعدادی بیشتری از آنها باشد. سازند آسماری شامل توالی از سنگ های رسوبی آهکی(James and Wynd,1965)، سازندسلطان میدان شامل مجموعه ای ازسنگهای آذرین خروجی(Jenny,1977) و شیست گرگان شامل سنگهای دگرگونی است(). سازندهای فجن (Dellenbach,1964) وقلی(افشار حرب،۱۳۷۳) شامل تناوبی از سنگهای رسوبی و سنگهای آتشفشانی می باشد. هر سازند به مانند هرواحد سنگ چینه ای دارای نام می باشد. این نام می تواند از ترکیب کلمه سازند و یک نام جغرافیایی یا یک عبارت سنگ شناسی باشد. سازند مبارک، سازند سرخ شیل، سازند دولومیتی سلطانیه و سازند پابده از آن جمله است. علاوه براین گاهی درنام گذاری یک سازند، رنگ آن نیز در نامگذاری مورد استفاده قرار می گیرد. سازند سرخ و سازند سرخ شیل(Stocklin et al.,1965)، مثال هایی از این نوع نامگذاری می باشند

یک سازند ممکن است به صورت یک واحد رسمی سنگ چینه ای باشد. مانند سازندهای جیرود(دونین پسین)، میلا(کامبرین میانی تا اردویسین) و چهل کمان(ائوسن) یا ممکن است بصورت یک واحد سنگ چینه ای غیررسمی تعریف گردد. مانند سازندهای قشلاق (پرمین میانی و پسین) و سازند آلستون (پرمین پیشین) که درالبرز شرقی تعریف شده اند (Jenny & Stampfil, 1978). همانطور که قبلا نیز بیان گردید همگنی در ترکیب سنگ شناسی برای تعریف یک سازند شرط لازم است با این وجود در بیشتر موارد با توجه به پیچیدگی های زمین شناسی منطقه، بیشتر سازندها از نظر سنگ شناسی همگن نیستند. بعبارتی دیگر قواعد معین و یکنواختی برای میزان تغییرات سنگ شناسی که نیازمند برقراری یک سازند یا دیگر واحدهای سنگی باشد، وجود نداشته وآن تابع میزان پیچیدگی زمین شناسی وبه عوامل دیگر بستگی دارد. تعیین مرز های پایینی وبالایی درتعریف یک سازند حائز اهمیت است. این مرزها ممکن است منطبق بر یک لایه، یک ناپیوستگی ویا ممکن است شامل مرز تدریجی بوده و یااین مرز قراردادی باشد. برای مثال اگر سازند زیرین ازگل سنگ و دارای لایه های ماسه سنگی و سازند بالایی ازجنس ماسه سنگ با درون لایه هایی از گل سنگ باشد مرز بین دوسازند درجایی قرار می گیرد که محتوی ماسه سنگی بیش از۵۰ درصد باشد.

اگر ردیفی ازسنگ های رسوبی که به لحاظ سنگ شناسی شباهت زیادی به یکدیکر داشته اما توسط ناپیوستگی های محلی یاناپیوستگی های کوچک مقیاس از یکدیگر جدا شده باشند، ردیف سنگی مورد اشاره می تواند به عنوان یک واحد سنگ چینه ای مستقل تعریف گردد. با این وجود توسعه ناپیوستگی های بزرگ مقیاس می تواند عامل تفکیک یک توالی رسوبی به واحد های سنگ چینه ای مجزا و متعدد باشد، هرچند سنگ شناسی واحد های تفکیک شده ممکن است مشابه یکدیگر باشد. از طرفی دیگر در یک نیمرخ از سنگ

های رسوبی، هر واحد سنگ شناسی می تواند به عنوان یک سازند مستقل درنظر گرفته شود. تصور شود که در یک توالی عمودی به ترتیب از پایین به بالا، این توالی به چهار واحد سنگی با ضخامت مکفی یعنی سنگ آهک، مادستون(شیل)، ضخامتی با ترکیب سنگ شناسی چندگانه و ماسه سنگ تقسیم می گردد. با توجه به ویژگی های درنظر گرفته شده برای تاسیس سازند، توالی مورد اشاره می تواند به چهارسازند مختلف تقسیم گردد.

بطورکلی ویژگی های سازند عبارت از:

-یک سازند بعنوان یک واحد سنگ چینه ای از اصل روی هم قرارگیری طبقات تبعیت می کند.

-یک سازند دارای مرزهای طبیعی مشخص بوده و از واحدهای سنگ چینه ای بالا، پایین و مجاورش قابل تفکیک می باشد.

- ضخامت سازند باید درحدی باشد که با مقیاس معینی قابل نقشه برداری باشد. ضخامت یک سازند می تواند کمتر ازیک متر تا چندین هزار متر باشد.

-هرسازند دارای یک برش الگو یا برش مرجع می باشد ومبنای تعریف واحد تاسیس شده براساس برش الگوی آن می باشد.

-برش الگوی سازند که معرف تاسیس آن است نماینده تمام ویژگی های سازند است.

- در تعریف یک برش الگو ازسازند، ستون چینه شناسی آن می بایستی رسم گردد.

- هر سازند(ودیگر واحد های سنگ چینه ای) در نقشه های زمین شناسی دارای نشانه اختصاری می باشد که شامل حرف اول بزرگ مربوط به سن زمین شناسی منسوب شده برای واحد مورد اشاره و حرف کوچک های دوم وسوم معرف نام سازند است. برای مثال حروفPr در نقشه زمین شناسی یک منطقه درالبرز، به ترتیب حرفPمعرف دوره پرمین و حرفr معرف سازند روته می باشد.

٤-٣-٢-عضو، بخش یا پاره سازند:

عضو یا بخش، یک واحد سنگ چینه ای رسمی کوچکتر از سازند ولی همیشه بخشی از یک سازند است. یک عضو یا پاره سازند درداخل یک سازند، بعلت داشتن ویژگی سنگی خاص ومتمایز از دیگر بخش های آن سازند تشخیص داده می شود. برای مثال ترکیب سنگ شناسی سازند آسماری از سنگ آهک بوده، در حالیکه ترکیب سنگ شناسی عضو های آن شامل نهشته های تبخیری و ماسه سنگی می باشد. همانند سازند معیار ضخامتی خاصی برای عضو وجود ندارد. یک عضو می تواند در تمام گستره یک سازند توسعه داشته یا فقط در بخشی از سازند مورد نظر دارای گسترش و تداوم باشد. مثلا بخش ماسه سنگی اهواز از سازند آسماری فقط در ناحیه اهواز وبخش تبخیری کلهرازهمین سازند در نواحی لرستان گسترش دارد. ازطرف دیگر یک عضو می تواند از یک سازند به سازند دیگر توسعه داشته باشد. بعبارت دیگر استاندارد مشخصی برای گستره جانبی و ضخامت یک عضو وجود ندارد. ایجاد و تاسیس بخش در داخل یک سازند امری

ضروری نیست، مگر اینکه با تاسیس بخش یا پاره سازند، هدف و منظور خاصی در آن نهفته باشد. بیشتر سازندهای تعریف شده در چینه شناسی ایران، فاقد بخش بوده، درحالیکه عده ای دیگر از سازند ها دارای یک یا چند بخش می باشند. بخش آهک اسپهک درسازند شتری، بخش های معدود و احمدی در سازند سروک، بخش ورسک در سازند الیکا و عضو خلیج در سازند فهلیان از مثال های این واحد سنگ چینه ای در چینه شناسی ایران می باشند.

تعداد بخش های تشکیل دهنده یک سازند در چینه شناسی ایران (در یک سازند)از یک تا هفت بخش متغیر است. سازند میلا با پنج بخش، سازند قم با هفت بخش، سازند سروک دو بخش و سازند دالان نیز دارای یک بخش است.

نام بخش از یک نام جغرافیایی مانند بخش شیلی آغار یا بخش دولومیتی سفیدار درسازند دشتک، بخش شیلی چیقلو درسازند سلطانیه یا براساس حروف الفبایی همانند آنچه که در مورد بخش های سازند قم(بخش های c,b,a ... f) بکار گرفته شده است، نامگذاری می گردد. علاوه براین گاهی برای معرفی ونامگذاری یک بخش، از اعداد ترتیبی وبصورت عددی (بخش های ۱، ۲ و ... ۵) برای مثال در سازند میلا یا سازند کرج استفاده می شود. تعدادی از بخش ها(عضوهای) تعریف شده درچینه شناسی ایران عبارتنداز:

نام عضو (ممبر)	ترکیب سنگ شناسی	سن	نام سازند مربوطه
نار	گچ و نمک	پرمین	دالان
ورسک	آهک	تریاس	الیکا
اسهپک	آهک	تریاس	شتری
آغار	شیل	تریاس	دشتک
سپیدار	دولومیت	تریاس	دشتک
گل کن	شیل و سیلتستون	تریاس	نایبند
بیدستان:	شیل، سیلتستون و ماسه سنگ	تریاس	نایبند
اهواز	ماسه سنگ	الیگوسن–میوسن	آسماری
گوری	آهک	میوسن	میشان
لهبری	سیلتستون	پلیوسن	آغاجاری
معدود	آهک	کرتاسه	سروک
احمدی	شیل	کرتاسه	سروک
خلیج	آهک	کرتاسه	گدوان
امام حسن	آهک	کرتاسه	گورپی
سیمره	آهک	کرتاسه	گورپی

٤-٣-٣- طبقه:

کوچکترین واحد سنگ چینه ای رسمی درسلسله مراتبی واحدهای سنگ چینه ای یا لیتواستراتیگرافی، طبقه می باشد. هرطبقه شامل یک لایه در یک توالی لایه بندی ازسنگهای رسوبی است. هر لایه به لحاظ ویژگیهای سنگ شناسی خود ازدیگر طبقات مجاورش درآن توالی قابل شناسایی است. یک طبقه ممکن است از چندین سانتیمترتا چندمترضخامت داشته باشد. به لایه های نازک و باضخامت کمترازیک سانتیمتر، لامینه می نامند. دریک توالی لایه بندی شده از سنگهای رسوبی، طبقه اهمیت چندانی نداشته هرچند می بایستی ویژگی های سطحی و داخلی طبقات، خیلی دقیق مورد بررسی وبازبینی قرار بگیرند. در مواردی که طبقه بعنوان یک لایه مارکر یا نشانگر باشد، در آن صورت این بخش می تواند برای اهداف چینه شناسی مفید واقع گردد. یک لایه راهنما یا نشانگر به طبقه ای گفته می شود که ویژگیهای سنگ شناسی آن دریک فاصله دورقابل پی گیری و ثابت باشد. این طبقات معمولا برای برقراری تطابق بین واحدهای سنگی در مکانهای جغرافیایی دور مورد استفاده قرار می گیرند. گاهی از طبقات راهنما، بعنوان یک طبقه مرجع جهت مقایسه سایر طبقات تشکیل دهنده سازند، مورد نظر استفاده می شود. دراین حالت طبقه مورد نظر همانند واحد سنگ چینه ای سازند، می تواند دارای نام باشد. علاوه بر این یک طبقه راهنما می تواند بعنوان مرزهای واحدهای سنگ چینه ای مورد استفاده قرار گیرد. برخلاف دیگر واحد های سنگ چینه ای، طبقات دارای نام نبوده و فقط در مطالعات صحرایی توصیف می گردند. طبقات راهنما یا شاخص که برای فرایند تطابق مفید هستند، دارای نام صحیح(Proper name) برای مثال طبقات ذغال داریا طبقات بنتونیت (Bentonite bed) می باشند. گاهی درتوصیف صحرایی چینه شناسی سنگی یک منطقه از کلمه باند(Band)استفاده می شود. یک باند یا نوارشامل چینه های نازک است که باترکیب سنگ شناسی یارنگ مختص بخود، مشخص گشته و درانطباق چینه ها مفیداست.

٤-٣-٤-گروه (Group) :

گروه یک واحد رسمی بزرگتر ازسازند است و از دو یا تعدادی بیشتر، سازند تشکیل شده است. مقاطع نمونه یا مرجع (مقطع تیپ) یک گروه شامل مقاطع نمونه هریک از اجزای سازنده آن گروه می باشد. سازندها الزاما نباید در داخل یک گروه جمع شوند. قرار گیری سازندها در گروه ها، ابزاری مناسب ومفید، در طبقه بندی سنگ چینه ای فراهم می کند. نام یک گروه از نام جغرافیایی مناسب در نزدیکی ناحیه نمونه سازندهای تشکیل دهنده آن مشتق می شود. برای مثال در نامگذاری گروه فارس، ازنام فارس و شامل منطقه ای است که هر سه سازند گچساران، میشان وآغاجاری در آن منطقه گسترش دارد، استفاده شده است. لازم به یادآوری است که سازندهای تشکیل دهنده یک گروه در تمام گستره جغرافیایی گروه یکسان نمی باشند. بعبارتی

دیگر، بعضی ازاعضای سازنده گروه فقط، در یک ناحیه جغرافیایی معین رخنمون داشته و گستره جانبی آن کاهش یافته و از بین می رود. مرزگروه ها معمولا بوسیله ناپیوستگی ها مشخص می گردند که در مقیاس حوضه قابل تعقیب می باشند.

گروه طبس شامل سازندهای جمال، سرخ شیل و شتری و گروه خامی شامل سازندهای سورمه، حیث، گدوان، فهلیان و داریان می باشد. تعداد سازندهای تشکیل دهنده یک گروه متغییر ومعمولا بین دو تا شش سازند می باشد. گاهی گروه به زیر گروه (Subgroup) یا روگروه(supergroup) که ازچندین گروه مرتبط به هم تشکیل یافته، تقسیم می گردد. در جدول زیر شماری ازگروه های تعریف شده در چینه شناسی ایران ارائه شده است.

نام گروه	سازندهای تشکیل دهنده	سن	منطقه جغرافیایی
دهرم :	فراقون، دالان و کنگان	پرمین – تریاس	زاگرس
میلا :	کالشانه ، درینجال و شیرگشت	کامبرین – اردویسین	ایران مرکزی
گوش کمر:	نیور و پادها(پادهات)	سیلورین – دونین	ایران مرکزی
ازیک کوه:	سیب زار، بهرام، شیشتو و سردر	دونین – کربونیفر	ایران مرکزی
طبس:	جمال، سرخ شیل و شتری	پرمین – تریاس	ایران مرکزی
خامی :	سورمه، حیث، فهلیان، گدوان و داریان	ژوراسیک – کرتاسه	زاگرس
بنگستان :	ایلام، سورگاه و سروک	کرتاسه	زاگرس
فارس :	گچساران، میشان و اغاجاری	میوسن – پلیوسن	زاگرس
شمشک:	نای بند،آب حاجی، بادامو و هجدک	ژوراسیک پیشین	ایران مرکزی
مگو:	پرورده، بغمشاء، قلعه دختر، اسفندیار،گرد، مگو	ژوراسیک میانی – پسین	ایران مرکزی

گروه شمشک در البرز شامل سازندهای پروار(کارنین- نورین)، اکراسر(کارنین- رتین)، سازند شهمیرزاد(نورین- رتین)، سازند لله بند(نورین-رتین)، سازند کلاریز(رتین)، سازند جواهرده(هتانژین- باژوسین)، سازند آلاشت(هتانزین-آآلینین)، سازند شیرین دشت(پلینسباخین-آآلینین)، سازند دانسریت(باژوسین) و گرومگو نیز شامل سازند های دیکتاش، دلیچای، لار، آبناک و واحد سنگ چینه ای ژیپس و ملافیر می باشد(Fursich *et al.*,2oo9).

٤-٣-٥-جریان (Flow):

جریان، واحد چینه شناسی سنگی است و به توده های سنگی آذرین که کم و بیش مسطح وهم شیب با لایه بندی کلی یک منطقه زمین شناسی باشند، گفته می شود. هرجریان که واحد رسمی سنگ های آتشفشانی است توسط بافت، ترکیب و نحوه قرار گیری یا توسط دیگر صفات مادی فیزیکی قابل شناسایی می باشد.

٤-٣-٦-مجموعه (Complex):

یک واحد سنگ چینه ای غیررسمی متشکل از انواع مختلفی از سنگهای رسوبی، آذرین درونی و متامورفیک است. این واحد سنگ چینه ای در مکان هایی استفاده می شود که واحدهای سنگی، دارای ویژگی های تکتونیکی پیچیده ای بوده و اجزای تشکیل دهنده آن به آسانی قابل نقشه برداری نباشند. به لحاظ هم ارزی یک مجموعه ممکن است معادل یک گروه، یک سازند و یا حتی یک بخش باشد. کمپلکس ها(مجموعه ها) ممکن هستند، دارای مرزهای بالایی وپایینی مشخص نباشند. مجموعه یا کمپلکس بخشی ازواحد چینه شناسی لیتودمیک است که در چینه شناسی امریکای شمالی تعریف شده است. این واحد چینه شناسی سنگی، برای سنگهای نفوذی و سنگهای شدیداً دگرگون شده کاربرد دارد. زیر تقسیمات واحد چینه شناسی لیتودمیک شامل سوپرسوئیت، سوئیت (Suite)و لیتودم (Lithodem) است وکمپلکس معادل آنها در نظر گرفته می شود. مجموعه های چاپدونی، تاشک وساغند با سن پرکامبرین در ایران نمونه های از این واحد سنگ چینه ای می باشند.

نام مجموعه	ترکیب سنگ شناسی	سن
سرکوه	میکاشیست ،آمفیبولیت، مرمر وسنگ های آذرین	پرکامبرین ؟ – پالئوزوئیک
چاپدونی	گنیس، گرانیت آناتکسی، آمفیبولیت و میکاشیست	پرکامبرین
بنه شورو	میکاشیست،آمفیبولیت، گنیس، مرمرو کوارتزیت	پرکامبرین
پشت بادام	آمفیبولیت، گرانیت، میگماتیت وفیلیت و..	پرکامبرین
تاشک	فیلیت، اسلیت، میکاشیست، کوارتزیت و متاگری وک	پرکامبرین

٤-٤- واحدهای غیر رسمی سنگ چینه ای:

علاوه بر واحدهای سنگ چینه ای رسمی که ویژگی ها ی آنها مورد بررسی قرار گرفت، شماری از واحد های سنگ چینه ای بعنوان واحدهای غیررسمی جهت حل مسایل زمین شناسی یک ناحیه مورد استفاده قرار می گیرند که به شرح زیر می باشند.

٤-٤-١- لیتوزون (Lithozone) :

لیتوزون یک واحد سنگ چینه ای غیررسمی است که مشخص کننده یک توده از لایه ها و چینه ها است که کم و بیش یکنواخت بوده، اما فاقد اطلاعات ونیازمندی لازم جهت تاسیس یک واحد رسمی سنگ چینه ای، همانند سازند یا بخش است. برای مثال سازند شمشک با سن ژوراسیک پیشین توسط آسرتو(١٩٦٣) به چهار لیتوزون C,B,A وD تقسیم شده است. عبارت لیتوسوم(Lithosome) که توسط ولر وهمکار(Wheeler and Mallary, 1956) مورد استفاده قرار گرفته، شامل توده هایی از سنگ رسوبی است که اساسا دارای ویژگی های یکسانی بوده و با سنگ های مجاور خود که دارای سنگ شناسی متفاوتی می باشند، ارتباط بین انگشتی

دارد. یک سازند می تواند شامل یک لیتوسوم، بخشی از یک لیتوسوم یـا شـامل چنـد لیتوسـوم یـا چنـدگروه سنگی متفاوت باشد.

٤-٤-٢- افق سنگی (Litbohorizon) :

یک سطح از تغییرات سنگ شناسی یا یک سطح با ویژگی سنگ چینه ای مجزا در داخل یـک تـوالی رسـوبی است که جهت تطابق (سنگی یا زمانی) بین واحدهای سنگ چینه ای از اهمیت خاصی برخوردار اسـت. افـق های فسفاته دردونین پسین یـا افـق مـوش (Mush Horizone)در حـد فاصـله بـین دو سـازند شیشـتو(١) و شیشتو(٢) یک افقی سنگی هستند. نوع افق برای مثال افق سنگی(Lithohorizon)، افق زیستی(Biohorizon) یا افق زمانی(Time-Horizon)بوسیله پیشوندی که معرف ویژگی مورد استفاده در تعیین افق اسـت، مشـخص می گردد.

٤-٤-٣- سری (Series) :

هرچند سری یک واحد زمان چینه شناسی بزرگتر ازاشکوب و کوچکتر از سیستم می باشند. بـا ایـن وجـود این عبارت گاهی جهت معرفی واحدهای سنگ چینه ای نیز بطور نادرست استفاده می گردد. سـری هنگـامی بعنوان یک واحد سنگ چینه ای مورد استفاده قرار می گیرد که فقط یکی از مرزهـای واحـد سـنگ چینـه ای مشخص و مرز دیگر یعنی مرز زیرین آن نامشخص باشد. برای مثال در ادبیات گذشـته زمـین شناسـی ایـران سازند هرمز باسن پرکامبرین پسین –کامبرین پیشین به دلیل نامشخص بودن مـرز زیـرین، بنـام سـری هرمـز نامگذاری شده بود. هم چنین سری هـای ریـزو و ودزو از واحـد هـای سـنگ چینـه ای پرکـامبرین پسـین-کامبرین پیشین در ایران مرکزی هستند.

٤-٤—٤-ریف (Reef) :

ریف معمولا برای توده ای از سنگ های آهکی با ساختمانهای آلی کـه بوسـیله موجـوداتی نظیـر دوکفـه ای، مرجان، جلبک و دیگر موجودات درجازا ساخته می شود، اطلاق می گردد. ریف هـا از نظـر انـدازه و شـکل متغیر بوده و می تواند بصورت توده های مجزا و محدود بوده یا بصورت تـوده هـای سـنگی بـا گسـترش و تداوم جانبی گسترده دارای رخنمون باشند. یک ریف ممکن است فقط بخشی از یک سازند بوده و بصـورت یک بخش یا ممبر درسازند، در نظر گرفته شده و یا اینکه بطرف جوانب یا بطور عمودی رشد کرده و بخشـی از سازند دیگر گردد. علاوه براین، یک ریف می تواندبه تنهایی یک سازند را ایجـاد نمایـد. اگـر ریـف دارای اهمیت بوده و یا دارای اندازه مکفی باشد، ممکن است از یک نـام جغرافیـایی بـرای نامگـذاری ایـن واحـد غیررسمی، (برای مثال کاپیتان ریف (Capitan reef)در پرمین امریکا) استفاده شود.

٤-٤-٥- زبانه و عدسی (Tongue & lentile):

این واحدهای سنگ چینه ای بعنوان عبارت های خارج از طبقه بندی سلسله مراتبی مـورد اسـتفاده قـرار مـی گیرند. یک عدسی (Lentile) یک توده عدسی شکل از سنگها با ترکیب متفاوت از سنگ در برگیرنده خودش

می باشد. زبانه (Tongue) به یک بخش زائده مانند از یک واحد سنگ چینه ای است، که بطرف خارج واحد سنگ چینه ای اصلی توسعه یافته باشد.

٤-٥- ویژگی هاوقوانینی که می بایستی در مورد تاسیس واحدهای سنگ چینه ای در نظر گرفت:

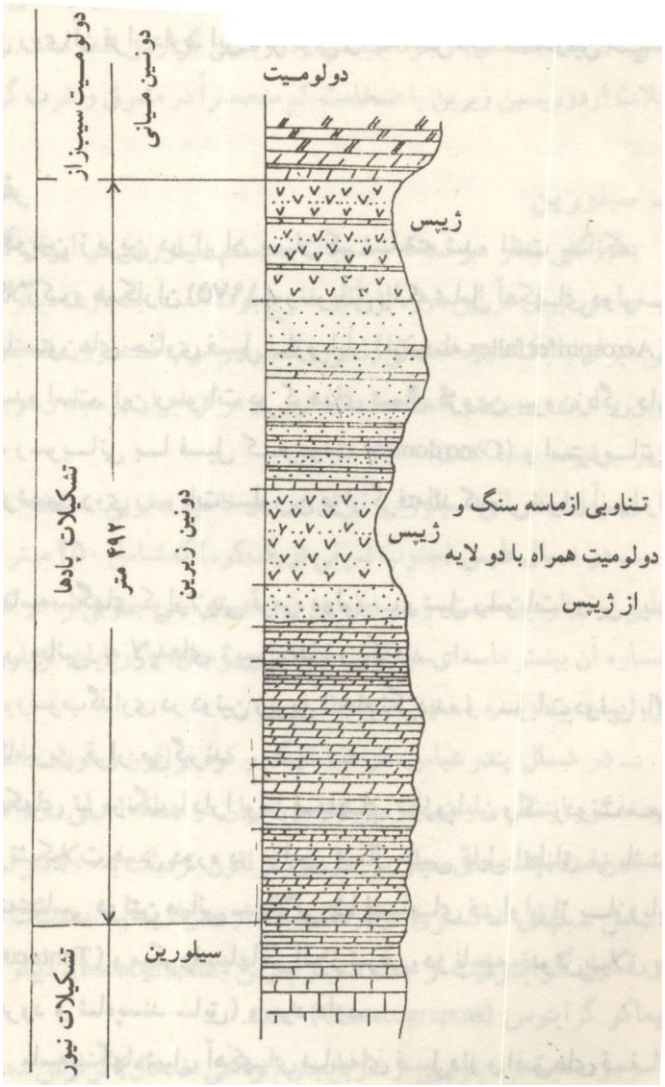
١) هرواحد سنگ چینه ای با هردرجه ای که دارد، می بایستی یک تعریف استاندارد دقیق و واضع داشته باشد که مبتنی بر شناخت کامل از تغییرات جانبی و عمودی آن واحداستوار می باشد.

٢) طرح و ارائه یک برش نمونه یا الگو(Type section) درتعریف و تاسیس واحدهای سنگ چینه ای ضروری است. طبقات نمونه (Stratotype) یک واحد سنگ چینه ای، شامل یک توالی خاص و مشخص شده از طبقات سنگی است که تعریفی استاندارد از ویژگیهای سنگ شناسی واحد مورد نظر (برای مثال ویژگی یک سازند) را ارائه می نمایند. آن همچنین معرف یک منطقه جغرافیایی بوده و ترجیحاً مکانی است که نام واحد سنگ چینه ای از آن اقتباس شده است.

٣) مقاطع نمونه یا الگو واحد سنگ چینه ای سازند یا واحد های سنگ چینه ای با درجات پایین تر معمولاساده بوده، درحالیکه تعیین مقاطع الگوی واحدهای بزرگترازسازند، برای مثال گروه معمولا بصورت طبقات الگوی مرکب بوده که در برگیرنده مقاطع نمونه یا الگوی تمامی سازندهای تشکیل دهنده، گروه می باشد.

٤) گاهی به جای مقطع نمونه از ناحیه نمونه (Type area) یا محل نمونه (Type locality) استفاده می شود. استفاده از ناحیه نمونه یا محل نمونه زمانی است که یک مقطع کامل ازواحد سنگ چینه ای مورد نظر دارای رخنمون نبوده و تعریف واحد سنگ چینه ای براساس چند رخنمون ناقص در منطقه مورد مطالعه استوار باشد. لازم به یادآوری است که برش نمونه یا برش الگو، برشی است که اولین بار توسط مولف یا مولفان در تاسیس یک واحد سنگی چینه ای معرفی می گردد.

٥) یکی از نکات مهم در تعریف و تاسیس واحدهای سنگ چینه ای، تعیین مرزهای زیرین و بالایی واحد است، که این مرزها دقیقا می بایستی مشخص گردند.



شکل ٤- ٢- ستون چینه شناسی سازند پادها

٤-٦- برش الگو و دیگر برش های مرجع واحد های سنگ چینه ای:

همانطورکه بیان گردید واحدهای سنگی مانند سازند، گروه و عضو دارای برش الگو یا برش نمونه می باشند. دریک برش نمونه یا الگو، توالی کاملی از واحد سنگ چینه ای مورد نظر، برای مثال سازند دارای رخنمون بوده و مرزهای زیرین و بالایی آن کاملا مشخص وتعریف شده می باشند. اما همانطور که بیان گردید، اگر بنابه دلایلی مانند هوازدگی، فرسایش و یا عدم رخنمون دریک برش چینه شناسی، تمام واحد مورد نظر گسترش و رخنمون نداشته باشد، بجای برش الگو، از ناحیه الگواستفاده می گردد. برای مثال سازند قم فاقد برش الگو بوده و تعریف سازند برمبنای تعدادی از رخنمون ها استوارمی باشد. برای تاسیس و تعریف واحد

های سنگی که ترکیب سنگ شناسی آنها ازسنگ های آذرین و دگرگونی است، بجای برش الگو ازناحیه الگو یا محل الگو(Type Locality) استفاده می شود.

برش الگو که معرف تاسیس یک سازند است بیانگر کلیه ویژگی های سازند است. با تعریف برش الگو برای یک سازند، واحد سنگ چینه ای مذکور در دیگربخش های آن پهنه زمین ساختاری قابل شناسایی است. در تعریف برش الگوی یک سازند، ستون چینه شناسی آن می بایستی ارائه گردد که معمولا پهنای آن حدود ۲/۲ سانتیمتر می باشد.

گاهی ممکن است بعد ازمعرفی برش نمونه (الگو) یک سازند توسط مولف یا مولفین، برش کامل تر و ضخیم تری از همان سازند در ناحیه جغرافیایی دیگر مورد مطالعه و شناسایی قرار بگیرد. این برش جدید بعنوان برش شاهد (References section) تعریف می گردد. برای مثال سازند خوش ییلاق(دونین پسین) بعنوان برش شاهد سازند جیرود در نظرگرفته شده است.

سن یک سازند درتمام گستره جغرافیایی که آن سازند دارای رخنمون است، ممکن است یکسان و یا غیر یکسان باشد. بعبارت دیگر مرزهای واحدهای سنگ چینه ای، بیشتر از نوع دیاکرونوس(Diachronous) می باشند. مرزهای دیاکرونوس به مرزهای واحدهای سنگ چینه ای گفته می شود که در نقاط مختلف، سن متفاوتی داشته و سطوح زمانی را قطع می نمایند. برای مثال یک سازند رسوبی مرتبط به یک محیط ته نشستی باریک که در طی پیشروی یک ساحل تشکیل می شوند، بطرف سمت پیشروی دریا، سن آن جوانتر می گردد. مرز زیرین و بالایی سازند شمشک با سن ژوراسیک که یک واحد سنگ چینه ای پیشرونده است، در رخنمون های مختلف آن در پهنه های زمین ساختاری البرز و آذربایجان یکسان نیست. بعبارتی دیگر سن سازند مذکور در بعضی رخنمون ها تریاس پسین ودر رخنمون های دیگر آغاز ژوراسیک پیشین است. به همین روش، پایان رسوبگذاری سازند شمشک(گروه شمشک) در بخش های مختلف البرز، سن واحدی را نشان نمی دهد. گاهی ممکن است مرزهای واحد سنگ چینه ای در تمام گستره خود دارای سنی یکسان بوده، که در این حالت به آن سین کرونوس(Synchronous) می گویند.

نکته خیلی مهم که می بایستی یادآوری گردد، این است که طبقات یا واحدهای هم ارز با طبقات الگو که در مکان های جغرافیایی غیر ازمحل یا برش نمونه، مورد شناسایی قرار می گیرند، دارای ضخامت بیشتر و یا ضخامت کمتری داشته و ازنظر گستره زمانی نیز دارای سنی طولانی تر یا کوتاهتر نسبت به برش الگو می باشند. برای مثال سازند دورود دربرش الگو دارای ضخامتی حدود ۱۵۰ متر بوده، درحالیکه در گستره جغرافیایی خود دارای تغییرات ضخامت بوده و دربعضی از رخنمونها در البرز و آذربایجان ممکن است به صفر رسیده یا بالغ بر ۳۵۰ متر ضخامت داشته باشد.

گاهی درتعریف واحدهای سنگ چینه ای ازعبارات هلواستراتوتایپ و پاراستراتوتایپ استفاده می گردد. یک هلواستراتوتایپ (Holostratotype) معادل مقطع الگو بوده که در زمان برقراری و تاسیس واحد سنگ چینه

ای توسط مولف یامولفین با مرزهای کاملا مشخص تعریف و معرفی می گردد. پاراستراتوتایپ (Parastratotype) معادل مقطع شاهد یا یک مقطع نمونه و برش تکمیلی است. که توسط مولف یا مولفین جهت کمک به روشن شدن وضعیت هلواستراتوتایپ درنظر گرفته می شود. علاوه براین درتعریف واحد های سنگ چینه ای، برش های دیگری به شرح زیر تعریف می گردد.

نئواستراتوتایپ(Neostratotype): برش جدیدی است که جایگزین برش الگوی اولیه می شود. برش اولیه تعریف شده، برای واحد سنگ چینه ای ممکن است تخریب ویا به هرعلتی غیرقابل دسترسی گردد.

لکتواستراتوتایپ(Lectostratotype): برش الگویی است که بعد ها به دلیل فقدان جامعیت برش اصلی، تعریف می شود.

هیپواستراتوتایپ(Hypostratotype): برشی که در مکان های جغرافیایی غیراز مکان جغرافیایی برش الگو، به منظور تعمیم آگاهی، معرفی می شود.

٤-٧- نامگذاری واحدهای سنگ چینه ای :

معمولا نام یک واحد سنگ چینه ای، متشکل از نام یک عارضه جغرافیایی(ناحیه جغرافیایی برای مثال نام روستا، بخش، شهر،رودخانه، دریا یا مکان های جغرافیایی تاریخی) وکلمه ای که مرتبه واحد چینه شناسی را مشخص می کند، می باشد. سازند میلا از دوکلمه سازند که بیانگر نوع واحد سنگ چینه ای و میلا ازنام جغرافیایی میلا کوه گرفته شده است. گاهی نام یک واحد سنگ چینه ای ممکن است معرف سنگ شناسی غالب آن واحد باشد. برای مثال شیل چیقلو که بخشی ازسازند سلطانیه است. درحالت هایی نیزاین نام ممکن است ترکیبی از دوحالت فوق باشد. مانند سازند آهکی مبارک که هم در برگیرنده نام جغرافیایی و هم ترکیب سنگ شناسی است. در استفاده از ترکیب سنگ شناسی در نامگذاری یک واحد سنگ چینه ای ازکلمات ساده ومختصر مانند آهک، ماسه سنگ وشیل استفاده می گردد. درنامگذاری واحدهای سنگ چینه ای ازصفاتی مانند رنگ، نرم ویا سخت استفاده نمی شود، مگراینکه این صفت بخشی ازویژگی های سنگی آن واحد باشد. برای مثال سرخ شیل نام واحد سنگ چینه ای تریاس درایران مرکزی است که رنگ سرخ از ویژگی های تشخیصی این واحد سنگ چینه ای در صحرا وجزء جدایی ناپذیرازآن می باشد.

همانطوری که بیان گردید نام های جغرافیایی مورد استفاده درنامگذاری واحدهای چینه شناسی ممکن است ازنام عارضه طبیعی یا مصنوعی که در محل های نزدیک به مقطع یا برش الگو قرار دارند، اقتباس شده باشد. دراین موارد سعی می گردد ازعارضه هایی استفاده شود که دارای دوام نسبتا طولانی باشند. استفاده ازنام های مزارع ویا محل های مسکونی درنامگذاری واحدهای سنگ چینه ای، می بایستی اجتناب کرد. نام های انتخابی می بایستی کوتاه، ساده وغیرمشابه باشد.

یک نام انتخاب شده جهت معرفی واحد سنگ چینه ای، فقط برای یک واحد سنگ چینه ای ویک بار مورد استفاده قرار گرفته واستفاده مجدد از همین نام برای اجزای آن واحد یا واحدهای سنگ چینه ای دیگر مجاز

نمی باشد. معمولا در نامگذاری رسمی واحدهای سنگ چینه ای استفاده ازکلمات زیرین، میانی وبالایی صحیح نمی باشد.

برای سنگهای آذرین درونی عبارت سنگ شناسی که نشان دهنده جنس سنگهای تشکیل دهنده واحد یا نوع سنگی که بیشترین فراوانی وپیکره اصلی واحد چینه شناسی راتشکیل می دهد برای مثال گرانیت الوند، سینیت آلموقولاق وگابروی مبارک آباد، حتما می بایستی بیان گردد.. اما استفاده از کلماتی که نه بارسنگ شناسی داشته و نه مفهوم جغرافیایی دارند مانند استوک، دایک، باتولیت، نفوذی یا خروجی در نامگذاری ها این گروه از واحد های لیتواستراتیگرافی صحیح نمی باشد.

واژه هایی که دلالت برمنشاء یا چگونگی تشکیل سنگها دارد، نباید درنامگذاری واحدهای سنگ چینه ای مورد استفاده قرار گیرند. برای مثال کلماتی مانند توربیدایتی(Turbidite) که بیانگر مکانیسم تشکیل سنگ بوده ویا عبارت های چون فلیش (Flysch)و مولاس(Molass) که بیانگر منشاء سنگ هستند، از آن جمله می باشد. هرچند درچینه شناسی ایران به بطور غیر رسمی از نام های چون فلیش امیران یا مولاس مکران استفاده می گردد.

نام ها واسامی استفاده شده برای واحدهای سنگ چینه ای، نام های محلی بوده و تنها در بخشی، ناحیه ای یا دریک پهنه زمین ساختاری خاص وفقط در داخل مرزهای جغرافیایی آن کشور قابل استفاده می باشد. برای مثال برای ردیف های دریایی تریاس درایران که تقریبا سنگ شناسی نزدیک به هم دارند نام های الیکا(البرز و آذربایجان)، سرخ شیل وشتری (ایران مرکزی) وسازند های خانه کت، کنگان ودشتک(در زاگرس) استفاده شده است .

نام هرواحد سنگ چینه ای و بطورخاص سازند درنقشه های زمین شناسی وگزارش ها با نشانه های خاصی که شامل حروف هستند، مشخص می گردند. حرف اول مربوط به سن واحد سنگ چینه ای که با حرف بزرگ انگلیسی نوشته می شود و حروف دوم وسوم معرف نام سازند است که با حروف کوچک دیکته می گردد. برای مثال حروفPr در نقشه های زمین شناسی تهیه شده برای البرز وآذربایجان سازند روته با سن پرمین، Tre برای سازند الیکا باسن تریاس وJd برای سازند دلیچای با سن ژوراسیک است.

درهنگام نوشتن نام واحد های چینه شناسی رسمی، می بایستی ازحروف بزرگ برای مثال Elika Formationو Permian system استفاده شود. نام واحد های غیررسمی چینه شناسی از جمله واحد های غیررسمی سنگی، مانند طبقات اویستر دار (oyster bed) یا لایه های بلروفون دار(bellerephon beds) باحروف کوچک نوشته می شود.

٤-٨-مرزهای واحدهای سنگ چینه ای :

مرزهای واحدهای سنگ چینه ای منطبق برمحل تغییرات سنگ شناسی دریک ردیف عمودی است. این مرزمعمولا درجای تعریف می شود، که یک تقابل سنگ شناسی واضح بین دوبخش زیرین و بالایی(ماسه

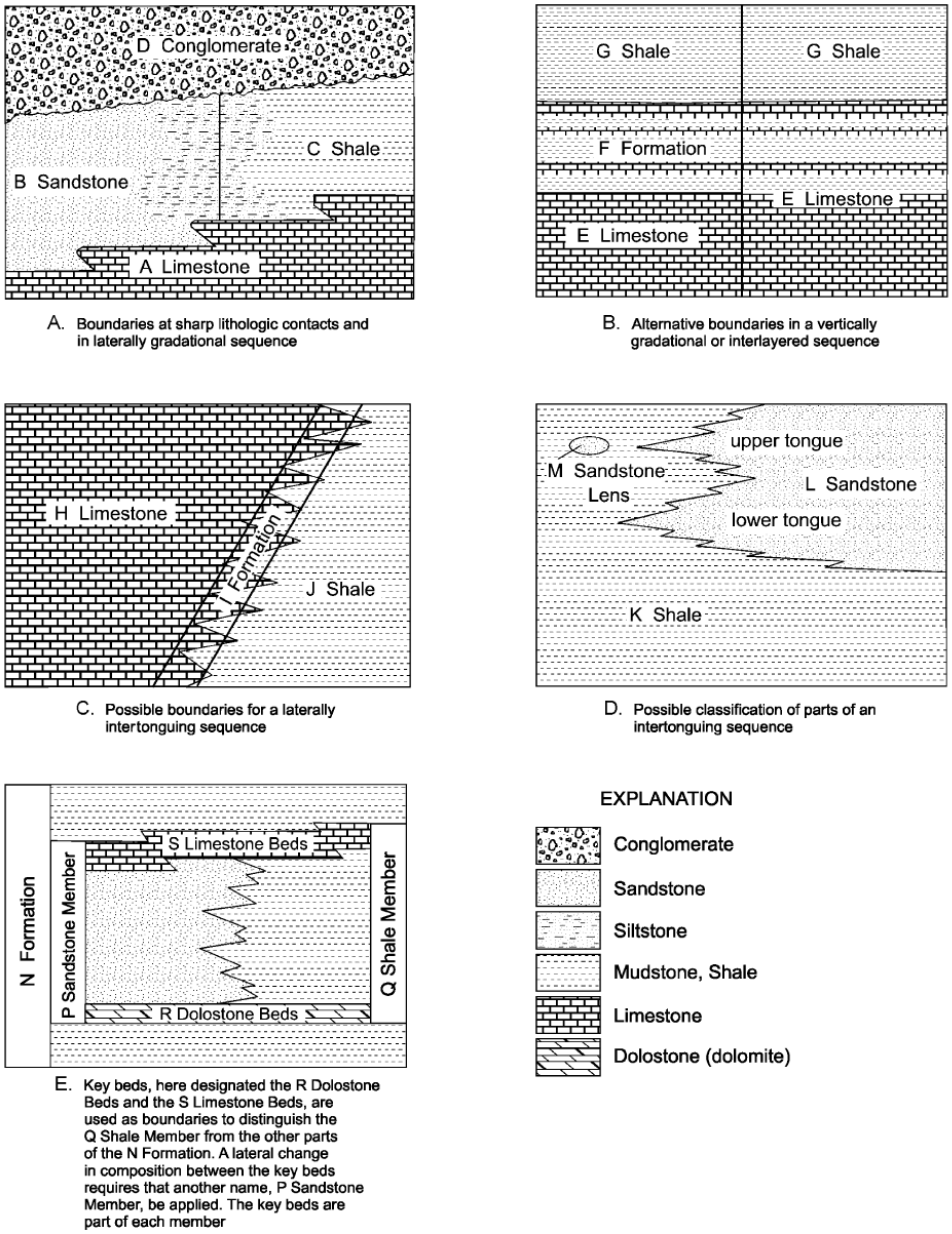
سنگ وآهک) در آنجا دیده شود. گاهی این مرز ممکن است درداخل زون های تدریجی سنگ شناسی بین دو واحد تعریف گردد. معمولا مرزهای واحدهای سنگ چینه ای، افق های زمانی ومحدوده گسترش عمودی فسیل ها هستند که مبنای تعریف با یوزون ها می باشند. مرز واحدهای سنگ چینه ای ممکن است، مرزهای دیگر واحدهای چینه شناسی را قطع کند. بعبارت دیگر مرزهای یک واحد سنگ چینه ای درتمام گستره جغرافیایی که دارای رخنمون است، سنی واحدی نداشته ومرزواحد های زمان زمین شناسی را قطع می کند.
تغییرات جانبی و عمودی بین دو واحد سنگ چینه ای مجاور ممکن است که به یکی از شکلهای زیر باشد (شکل)

الف) بین انگشتی (Interfingering) دراین حالت دو واحد سنگی مختلف به شکل زبانه های ریز متعدد به یکدیگر تبدیل و محل تماس آنها، منظره انگشتی پیدا می کنند. ارتباط دوسازند اسفندیار وسازندگره دو با سن ژوراسیک در ایران مرکزی از نوع بین انگشتی است.

ب) زبانه ای (Inter tongue) در این حالت طبقات به شکل گوه در یکدیگر تداخل دارند. برای مثال زبانه هایی از سازند تله زنگ با ترکیب سنگ آهک به سن پالئوسن تا ائوسن در داخل سازند پابده گسترش دارد.

ج) تند وناگهانی(Sharp) مرز بین دوواحد سنگ چینه ای همراه با تغییرات سنگ شناسی ناگهانی ومشخص می باشد. مرز بین آواری های سازند کشکان و کربنات های سازند تله زنگ بطور ناگهانی می باشد.

د) تدریجی (Transitional) در این حالت یک واحد سنگی بطور تدریجی به یک واحد دیگر تبدیل شده و حد فاصل بین آنها با ترکیب سنگ شناسی بینابین مشخص می گردد. برای مثال اگر واحدهای سنگی مجاور از سنگ آهک وماسه سنگ باشند، طبقات بین آنها بتدریج سنگ آهک ماسه ای تا ماسه سنگ آهکی تغییر می کند. مرز بین دو سازند دلیچای و لار از نوع تدریجی می باشد(شکل ۳-۳ ب). درشکل ۳-۳ A، مرز جانبی دو واحد سنگ چینه ای ماسه سنگ B و شیل C با واحدهای سنگ آهک زیرین و کنگلومرای بالایی کاملا مشخص و براساس تغییرات سنگ شناسی استوار بوده درحالیکه مرز دو واحد شیلی وماسه سنگی دریک زون تدریجی قرار دارد.

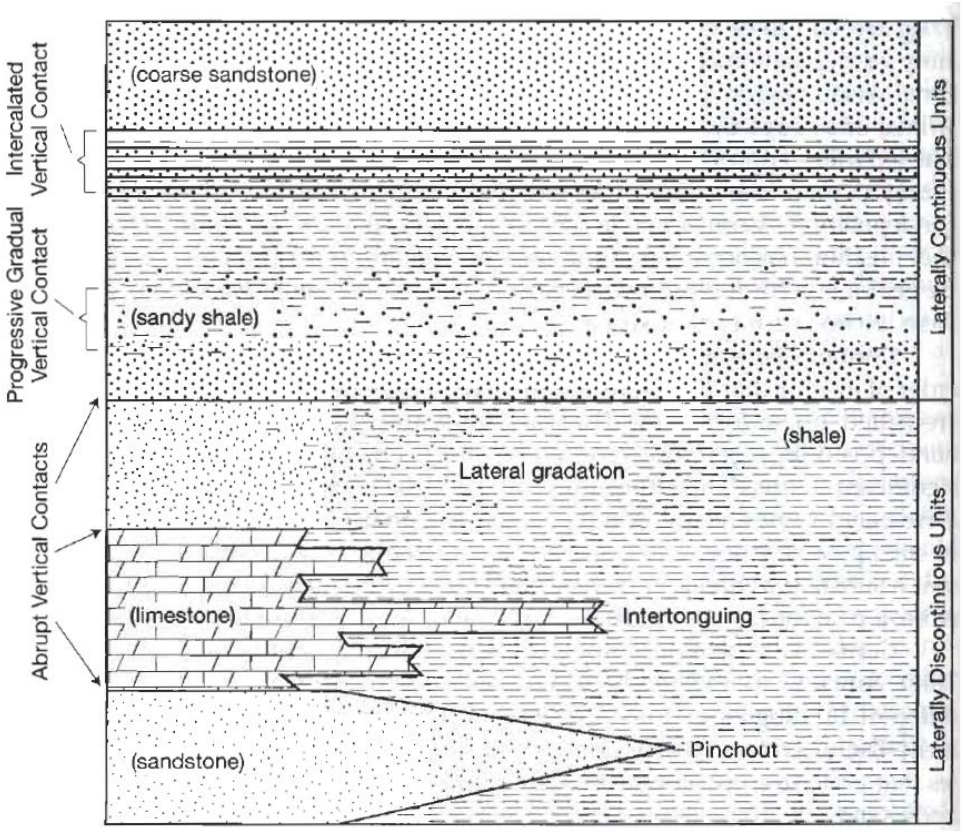


شکل ۳-۳- نمایش تصویری ازتعیین مرز واحد های سنگ چینه ای (راهنمای چینه شناسی امریکای شمالی(NACSN,1983)

٤-۹-رابطه بین واحد سنگ چینه ای با دیگر واحد های چینه شناسی:

تمام واحدهای چینه شناسی فوق از اینکه با سنگهای پوسته زمین به عنوان توده هایی سنگی لایه لایه کـه در حال حاضر وجود داشته و با تاریخ زمین که از روی سنگهای رسـوبی تفسـیر مـی گـردد، سـرکار دارنـد، بـا یکدیگر مرتبط می باشند. هرچند صفات و خواص درنظرگرفته شده، برای تعریـف واحـدهای فـوق ممکـن است با یکدیگر تفاوت داشته باشند. از طرفی دیگر هریک از واحدهای چینه شناسی مورد اشاره ممکن است اهداف خاصی رادنبال نمایند.

در هر ناحیه زمین شناسی طبقه بندی واحد های سنگی سازنده پوسته زمین برمبنای سنگ چینه ای و زیست چنیه ای اولین گام در کارهای زمین شناسی صحرایی است. وقتی با سنگها مواجه می گردیم که فاقد فسیل هستند، نخستین ابزار دسترسی به واحدهای چینه شناسی، واحدهای سنگ چینه ای هستند. واحدهای سنگی اساسا برمبنای ویژگی صفات سنگی سنگهای دگرگونی، آذرین ورسوبی استوار است. درتقسیم بندی لایه ها به واحدهای سنگ چینه ای، فسیل ها فقط بعنوان یک جزء از سنگ در نظر گرفته می شوند. آنها ممکن است تنها بعنوان یک شناساگر فیزیکی شاخص جهت تفکیک واحدهای سنگی نه براساس سن، مورد استفاده قرار گیرند. برای مثال طبقات کوکینا (coquinas)، ریف های جلبکی، ریف های مرجانی، رادیولاریت ها، دیاتومیت ها، طبقات حاوی لوفا ، لایه های زغالدار، افق های گونیاتینی مثال های خوبی هستند که واحدهای سنگ چینه ای در برگیرنده این اشکال فسیلی را با توجه به حضور فسیلهای خاص، از واحدهای سنگ چینه ای مجاور خودشان متمایز می سازند.



شکل... تغییرات جانبی و عمودی واحد های سنگی (تغییرات جانبی شامل گوه ای شدن، ارتباط زبانه ای و تدریجی) وتغییرات عمودی شامل تغییرات تیز و مشخص، تدریجی پیشروند واینتر کاله(Boggs,2006)

از طرفی دیگر، هر واحد سنگ چینه ای در طی یک فاصله زمانی خاص اززمان زمین شناسی تشکیل شده اند. بنابراین واحد های لیتواستراتیگرافی نه تنها یک شاخص سنگی هستند، بلکه یک حادثه مهم زمان چینه

ای نیز می باشند. با این حال مفهوم زمان نقش خیلی کمی دربر قراری وتاسیس واحدهای سنگ چینه ای و مرزآنها بازی می کند. صفات سنگی بیشتر متاثر از موقعیت منشاء تشکیل سنگ بوده و زمان تشکیل آن نقش کمی در این صفات داشته و یا فاقد هرگونه نقشی می باشد.. تقریبا انواع سنگهای رسوبی، آذرین ودگرگونی با ترکیب سنگ شناسی مشابه در طی زمان های زمین شناسی تشکیل ودر توالی های چینه شناسی تکرار می شوند. به این نهشته های معادل هوموتاکسی (Homotaxi) اطلاق می گردد. برای مثال درزمین شناسی ایران درطی سنوزوئیک نهشته های آواری قرمز رنگ باسن الیگوسن، میوسن وپلیوسن دربخش های مختلف ایران تشکیل شده، که هموتاکسی می باشند. مرز تمام واحدهای سنگ چینه ای ازنوع دیاکرونوس بوده ومعمولا سطوح ایزوکرونوس (Isochronous) را قطع می کنند.

یک واحد زیست چینه ای براساس محتوی فسیلی سنگها تعریف شده وانتخاب وتاسیس یک واحد زیست چینه ای بوسیله ترکیب سنگ شناسی طبقات سنگی آن تعیین نمی گردد، مگراینکه وجود یا عدم وجود فسیل درلایه ها ویا ترکیب فسیل های مورد مطالعه از ترکیب سنگ شناسی متاثر باشد. بنابراین، دو واحد بنیادی سنگ چینه ای وزیست چینه ای کاملا ازیکدیگر متمایز بوده و ملاکهای مورد استفاده در تاسیس و برقراری هریک ازدو واحد چینه شناسی با یکدیگر تفاوت دارد. با این وجود ممکن است درمواردی مرزواحدهای زیست چینه ای منطبق با مرزواحدهای سنگ چینه ای باشد. ولی در بیشتر مواقع مرزها برروی افق های چینه ای متفاوتی تعریف شده و یا ممکن است همدیگر را قطع کنند. از نگاه دیگر یک واحد سنگ چینه ای، درهرکجا که سنگها وجود داشته باشند. اعم ازسنگ آذرین، رسوبی ودگرگونی قابل تعریف واستفاده می باشند، درحالیکه واحدهای زیست چینه ای فقط درمورد طبقاتی کاربرد دارند که بتوان درآنها فسیل پیدا کرد. همانطوری که بیان گردید درکارهای صحرایی، درخیلی از مواقع، تنها واحدهای سنگ چینه ای هستند که دارای کاربرد بوده، یعنی آنها واحدهای مادی ضرروی هستند. واحدهای زیست چینه ای برای سنگ های فاقد فسیل از جمله سنگ های تشکیل شده درطی پرکامبرین کاربرد ندارد. بعبارتی دیگر واحد های زیست چینه ای برای بخش قابل توجهی از توالی های چینه شناسی فاقد کاربرد است.

بر خلاف واحدهای سنگ چینه ای و زیست چینه ای که واحدهای مادی بوده و بیانگر رخداد واقعی از یک نوع سنگ یا فسیل هستند، واحدهای زمان زمین شناسی(ژئوکرونولوژی) برگیرنده تمام سنگهایی هستند که دریک دوره زمانی معین در تاریخ زمین تشکیل شده باشند. دراین طبقه بندی محتوی درونی مجموعه های سنگی لحاظ نمی گردند. با توجه به تعریف این نوع واحد درهر مکان جغرافیایی ، آنها در بر گیرنده سنگهای تشکیل شده در یک زمان معین را شامل شده و مرزهای آنها از نوع ایزوکرونوس می باشد. اساس و مبنای تعریف واحدهای زمان چینه ای یا کرونواستراتیگرافی بر مبنای زمان تشکیل آنها می باشد.

برای تبیین یک واحد زمان چینه ای دقیق و صحیح ، نیاز ضرروی به واحدهای سنگ چینه ای و زیست چینه ای است. بخصوص برای سنگهای رسوبی دوران فانروزوئیک که حاوی فسیل بوده و با توجه به اینکه تکامل

زیست شناختی یک فرایند غیر قابل برگشت می باشد، فسیل یک راهنمای برجسته در تعیین سن و تطابق زمانی این رسوبات ایفای نقش می کند. به همین خاطر است که واحدهای زیست چینه ای در عمل یک نوع واحد زمانی است و در خیلی ازموارد با همدیگر نزدیک و قرابت دارند. با این وجود، دلایل متعددی وجود دارد که مرزهای واحدهای زیست چینه ای با واحدهای زمان چینه ای منطبق نباشند. تغییر دررخساره های رسوبی، تنوع درموقعیت های فسیل شدگی، فرایند حفظ شدن فسیل ها، تغییر درکشف فسیلها، زمان مورد نیاز برای مهاجرت و تفاوتهای جغرافیایی در توسعه تکاملی موجودات از جمله این دلایل هستند.

از طرفی دیگر واحدهای سنگی یا افق های سنگی ممکن است راهنمای خوبی برای تطابق زمانی برای فواصل دور باشند. با این حال آنها نیز نمی توانند واحدهای زمان چینه ای باشند. زیرا برخلاف واحدهای زمان چینه ای، مرزهای واحدهای سنگ چینه ای سطوح ایزوکرنوس نیستند. بااین وجود برای برقراری واحدهای زمان چینه ای، از تمام اطلاعات بدست آمده ازمطالعه دیگرواحدهای چینه ای استفاده می گردد.

واحدهای زمان چینه ای با توجه به اینکه بر مبنای زمان زمین شناسی استوار است دارای گستره جهانی بوده ویک مبناء واساس سیستماتیک برای آشکارسازی تاریخ زمین محسوب می گردند. بعلاوه این واحد ها درایجاد یک اساس ومبناء در مقیاس جهانی برای فهم ودرک متقابل بین زمین شناسان حائز اهمیت است.

فصل پنجم

محیط های رسوبی(Sedimentary environments)

هدف کلی

هدف رفتاری

۵-۱-کلیات:

یک محیط رسوبی بخشی ازپوسته زمین است که موقعیت آن نسبت به منبع تامین کننده رسوب دروضعیت پایین تری بوده ودرآن رسوبات جمع می گردند. هرمحیط رسوبی دارای ویژگی های فیزیکی، شیمیایی و زیستی مخصوص بخود است که آن را ازمحیط های رسوبی دیگر متمایز می سازد. عوامل فیزیکی، زیستی وشیمیایی متعددی برمحیط های رسوبی اثرمی گذارند ودرنتیجه دردومحیط رسوبی مشابه برای مثال دو محیط دریاچه ای، ممکن است نهشته های متفاوتی تشکیل گردد. مهمترین عوامل فیزیکی حاکم برمحیط های رسوبی شامل دما،عمق آب، سرعت جریان آب، نقش امواج، فشار هیدرواستاتیک، میزان نفوذ نورخورشید، ویژگی های بستر و جهت باد می باشد. عوامل شیمیایی تاثیر گذار بریک محیط رسوبی شامل، ترکیب شیمیایی آب، ترکیب شیمیایی رسوبات، شرایط اکسیداسیون واحیاءوPH محیط است. فراوانی ونوع موجودات، نحوه زندگی ونوع پوشش گیاهی ازمهمترین عوامل زیستی تاثیرگذاربرمحیط های رسوبی است. هرمحیط رسوبی توسط شماری از رخساره های زیستی وسنگی تشخیص داده می شود. رخساره (Facies) به مجموعه ویژگی های سنگ شناسی وفسیل شناسی یک سنگ یا یک واحد چینه ای گفته می شود. هرواحد چینه شناسی دارای رخساره مربوط به خود می باشد. رخساره چینه ها به دو رخساره سنگی یا لیتوفاسیس ورخساره فسیلی یا بایوفاسیس قابل تقسیم می باشد. رخساره فسیلی یارخساره زیستی(Biofacies) شامل مجموعه خواص فسیل شناسی یک چینه یا لایه می باشد. رخساره سنگی(Lithofacies) عبارت ازمجموعه خواص فیزیکی، سنگی وکانی شناسی یک توده سنگی است که آن راازواحد های مجاورش متمایز می سازد. رخساره ها با توجه به محیط تشکیل به رخساره های قاره ای یا دریایی تقسیم می گردند. هرمحیط رسوبی، توسط مجموعه ای از رخساره ها مشخص می گردند که متمایز کننده آن محیط از دیگر محیط های رسوبی می باشد. انواع نهشته ها ورخساره ها و هم چنین هریک از محیط های رسوبی قاره ای ومحیط های دریایی براساس ویژگی های زیر از یکدیگرقابل تمایز می باشند:

-وجود رنگ قرمزیا عدم وجود رنگ قرمز. رنگ قرمز ازویژگی نهشته های قاره ای بوده وکمتردر نهشته های دریایی دیده می شود.

-فراوانی فسیل های موجودات دریایی بیانگردریایی بودن نهشته هابوده ومیزان فراوانی فسیل درنهشته های قاره ای کم بوده ویا این گروه از نهشته ها، فاقد فسیل می باشند. علاوه براین نوع فسیل های کف زی یا پلانکتون و نکتون در جدایش محیط ها کاربرد دارند.

-نوع ساخت های رسوبی موجود درنهشته ها
-نوع نهشته های تشکیل شده مانند نهشته های کربناته یا آواری
- ویژگی های مانند گسترش افق های خاک قدیمی، بوکسیت ولاتریت و گلاکونیت
-نوع رخساره های سنگی تشکیل شده
-تغییرات دانه بندی دریک توالی از نهشته های آواری، برای مثال دریک توالی رودخانه ای اندازه دانه ها بطرف بالا دانه ریزتر ودریک توالی دلتایی، اندازه دانه بطرف بالا، دانه درشت تر می شوند.
درتفسیر یک محیط رسوبی، مشخصات سنگ شناسی، محتوی فسیلی، فرم هندسی طبقات، ماهیت سطوح طبقه بندی، وضعیت رخساره ها درجهت قائم(ریز یا درشت شوندگی دانه ها، کم عمق یا عمیق شدگی)، ضخامت و گسترش جانبی رخساره ها و مقایسه آنها با رخساره های استاندارد نقش دارند.
-شکل هندسی و خارجی رسوبات تشکیل شده نیز در شناسایی محیط های رسوبی اهمیت دارد. زیرا شکل خارجی یک رسوب یا رخساره، تابع توپوگرافی محیط رسوبی، شکل محیط رسوبی در هنگام رسوبگذاری و به حوادث بعد از رسوبگذاری وابسته می باشد.
- تلفیقی از یک یا چند ویژگی اشاره شده، در شناسایی رخساره ها و محیط رسوبی قابل استفاده می باشد.
محیط های رسوبی یا محیط های ته نشستی بطور کلی به سه گروه عمده تقسیم می شوند:

۵-۲-محیط های رسوبی قاره ای یا محیط غیردریایی:

این گروه ازمحیط های رسوبی برروی خشکی ها وبالاترازسطح دریا تشکیل شده و شامل محیط های رسوبی متعددی است. محیط های قاره ای شامل محیط های یخچالی، محیط دریاچه ای، محیط های غاری، محیط مردابی، محیط بیابانی(صحرایی)، محیط مخروط افکنه ومحیط های رودخانه ای می باشد.
محیط های آبرفتی(Fluvial) شامل مخروط افکنه(Alluvial fan)،رودخانه مستقیم، رودخانه مئاندری (Meandering stream)، رودخانه آناستوموزینگ(Anastamosing) ورودخانه بریده بریده (Braided stream) است.

سه ناحیه ژئومورفولوژیکی در داخل مجموعه های آلویالی وفلوویالی قابل شناسایی می باشد. منطقه فرسایش که رودخانه ها باعث کندن بخش هایی ازبالا دست می گردند. بخش انتقالی(Transfer) که شیب درآن کم شده و توان فرسایندگی رودخانه کاهش یافته، با این وجود محیط ته نشستی نیز در این بخش گسترش ندارد. سرانجام ناحیه ته نشستی(Depositional zone) است که پایین ترین بخش این مجموعه بوده ورسوبات درکانال های رودخانه ای ودردشت های سیلابی، سیستم های فلویالی(رودخانه ای) و یا درسطح مخروط های آبرفتی(Alluvial fan) ته نشست می کنند. لازم به ذکر است که درتمامی محیط های آبرفتی، این سه مجموعه ممکن است گسترش نداشته باشند. محیط فلوویالی شامل کانال ها ودشت های سیلابی است. دشت های سیلابی، بخش هایی از کناره های رودخانه است که در مواقع طغیان، توسط آب رودخانه اشغال می

گردد. عبارت آلوویال، یک عبارت کلی تر برای فرایند های سطح خشکی بوده ودر برگیرنده جریان های رودخانه ای نیز می باشد.

۵-۲-۱-مخروط افکنه:

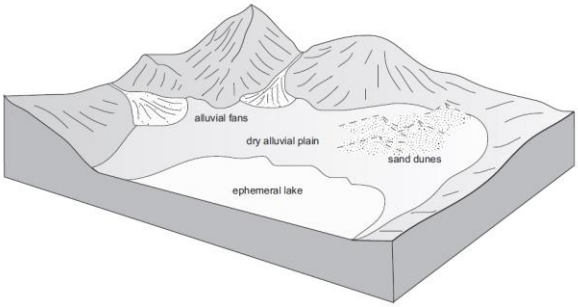
مخروط افکنه عبارت ازته نشست های مخروطی شکل، بادبزنی شکل یا قیفی شکل است که در حاشیه یا پای کوهستان تشکیل می شود. حداکثر ضخامت آن درحاشیه کوه بوده وبطرف دشت ازضخامت آن کاسته می شود. راس مخروط منطبق با کانال یا مسیری است که رسوبات ازکوهستان ازطریق آن به مخروط افکنه انتقال داده می شود. رسوبات تشکیل شده دریک مخروط افکنه ممکن است ناشی ازرسوبات حمل شده توسط جریان های رودخانه ای بوده ویا توسط جریان های خرده دار تشکیل گردد. جریان های خرده دار(debris flow)به جریان های گفته می شود که قطعات آواری در اندازه های مختلف درداخل جریانی ازگل حمل می گردد. گروه اول بیشتردرآب وهوای مرطوب وگروه دوم ازمخروط افکنه ها درآب وهوای خشک تا نیمه خشک توسعه دارد. یک مخروط افکنه دربرش طولی مقعر ودربرش عرضی محدب است. این نهشته ها بیشتر درمناطق آب وهوایی خشک تا نیمه خشک که دارای بارندگی های ناگهانی، سیل آسا وفرسایش سریع است، تشکیل می شوند. علاوه براین در مناطق مرطوب نیز مخروط افکنه تشکیل می شود. مهمترین ویژگی های یک مخروط افکنه عبارتند از:

- شیب یک مخروط افکنه حدود ۵ درجه بوده ولی بین یک تا ۲۵ درجه می تواند، متغیر باشد.
- اندازه یک مخروط افکنه متغیر وازچند صدمتر تا شعاعی حدود ۱۵۰کیلومترررا در بر می گیرد.
- نهشته های مخروط افکنه به علت ته نشست در شرایط اکسیدان قرمزرنگ ومیزان موادآلی در این نهشته ها کم است.
- مخروط افکنه های مناطق خشک دارای اندازه کوچک وشیب زیاد و مخروط افکنه مناطق با آب وهوای مرطوب، دارای شیب سطح مخروط کم واندازه آنها نیز بزرگ است.
- اندازه یک مخروط افکنه توسط شرایط آب وهوایی، سیستم آبگیری، مقدارآب، اختلاف بین کوه ودشت ونوع سنگ منشاء کنترل می شود.
- رسوبات مخروط افکنه منبع مناسبی برای تجمع آب های زیرزمینی وکانسار های پلاسری می باشند.
- نهشته های مخروط افکنه به لحاظ بلوغ کانی شناسی، ایمچور است.

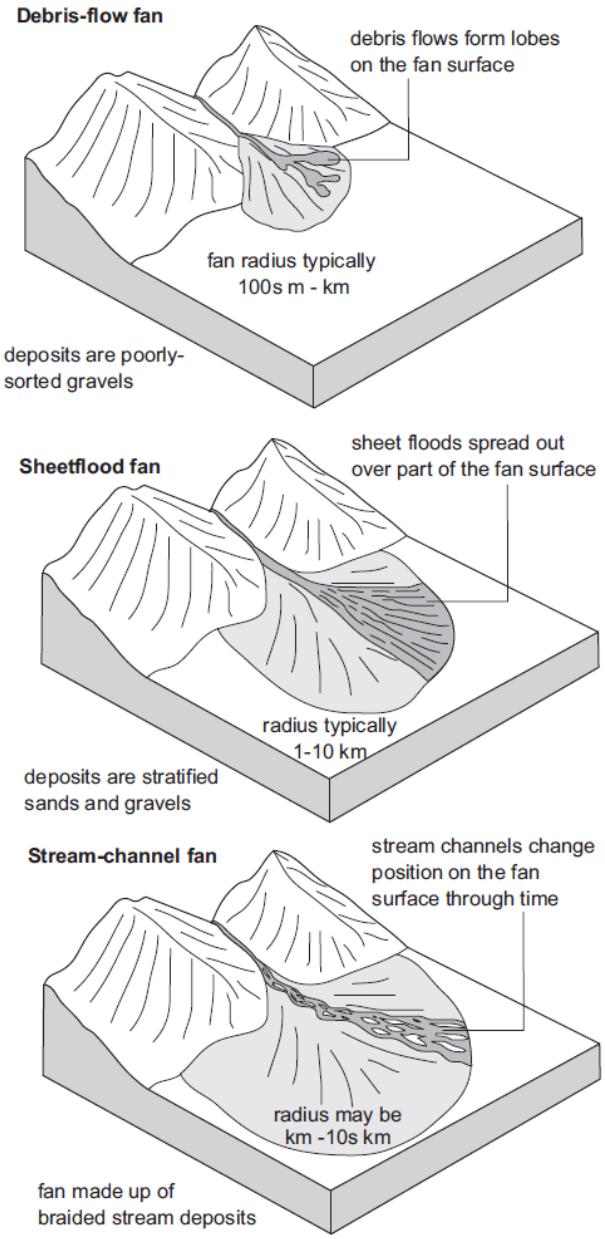
ویژگی سنگ شناسی مخروط افکنه:

سنگ های تشکیل شده دراین محیط رسوبی شامل کنگلومرا، برش وماسه سنگ های آرکوزی است که فاقدفسیل یا آثارزیستی بوده وبعلت انرژی زیاد رسوبات دارای جورشدگی ضعیف می باشند. اندازه ذرات متغییر وازحد رس تاگراول ودانه های درشت تر می باشد که معمولا زاویه داروگوشه دار هستند. رنگ این

نهشته ها قرمز تاقهوه ای بوده و دارای ساختمان های دانه بندی تدریجی وچینه بندی مورب است. عبارت فانگلومرا بیشتربرای کنگلومراهای تشکیل شده در محیط های مخروط افکنه ای مورد استفاده قرار می گیرد.



۵-۱-شکل محیط های ته نشستی در مناطق خشک شامل مخروط افکنه، دون های ماسه ای، دشت های آلویالی خشک و دریاچه موقت (Nichlos,2009)

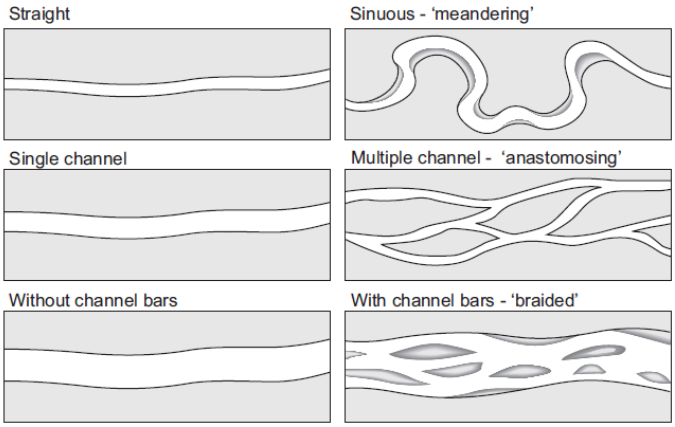


شکل ۵-۲-انواع مختلف مخروط افکنه(مخروط افکنه جریان های خرده دار، مخروط افکنه با جریان های ورقه ای و مخروط افکنه با جریان های کانالی(Nichlos,2009)

۵-۲-۲-رود خانه وشکل های مختلف آن:

رودخانه بعنوان بخشی ازمجموعه ته نشستی قاره ای، اشکال متفاوتی داشته ومهمترین آنها شامل رودخانه مستقیم، تک کانالی، بدون سد کانالی، مشبک (آناستوموزینگ)، مئاندری ورودخانه بریده بریده می باشد (شکل٦-٣). رودخانه های مستقیم(Straight) ازفراوانی کمتری برخوردار بوده و یااینکه رودخانه ها فقط در

یک فاصله کوتاه به شکل مستقیم می باشند. وجود بستری از سنگ های مقاوم، توسعه شکستگی های خطی وبالا آمدگی منطقه ای درایجاد این گروه ازرودخانه ها نقش دارند.



شکل۵-۳- انواع رودخانه(رودخان مستقیم، تک کانالی، بدون کانال، مئاندری، آناستوموزینگ وبریده بریده (Nichlos,2009)

رودخانه های بریده بریده(Braided) یا درهم بافته:

گروهی ازرودخانه ها هستند که جریان آب دربستر رودخانه پخش شده وتوسط سدها ویا برجستگی های کوچک به چند بخش تقسیم شده و مجددا به یکدیگر متصل می شوند. بعبارت دیگراین گروه از رودخانه ها درجاهایی توسعه می یابند که رودخانه قادر به حمل تمامی باررسوبی خود نبوده و آن را به شکل پشته یاجزایری درداخل خود رسوب می دهد. سدها یا پشته ها ثابت نبوده وبا تغییرمیزان انرژی آب، این سدها جابجا می شوند. عرض رودخانه های بریده بریده نسبت به عمق آنها خیلی زیاد می باشد.

محیط رسوبی رودخانه مئاندری:

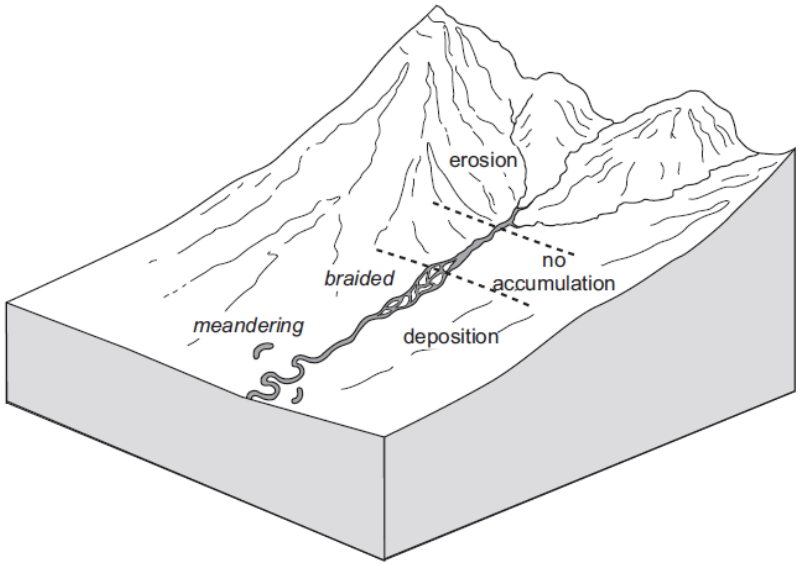
رودخانه مئاندری(Meandering) نوعی رودخانه است که دارای کانال های پیچیده و موجی شکل می باشد. این رودخانه درامتداد خود ازسمتی به سمتی دیگرگسترش می یابد. وقتی خط القعررودخانه به کناره رودخانه نزدیک می شود، مقطع رودخانه نامتقارن می گردد. دربخش نزدیک به خط القعر، سرعت جریان بیشتر ازطرف مقابل آن می باشد. این نوع رودخانه ها از متداول ترین نوع دربین انواع رودخانه ها بوده ودرمکان هایی تشکیل می شودکه فرسایش جانبی براحتی انجام گرفته و شیب توپوگرافی نیز کم باشد.

رودخانه مشبک یا آناستوموزینگ(Anastomosing):

این گروه ازرودخانه ها شبیه به رودخانه بریده بریده بوده وشامل تعدادی کانال های مرتبط با یکدیگر بوده وبوسیله نواحی دشت سیلابی(Floodplain) ازیکدیگر جدا می شوند. رودخانه مشبک توسط تعدادی اشکال جزیره مانند تقسیم وانشعابات ایجاد شده مجددا به یکدیگر وصل می شوند. بخش های جزیره ای شکل معمولا توسط پوشش گیاهی پوشیده شده است. فراوانی این نوع از آبراهه ها کم بوده وگاهی بعنوان رودخانه بریده بریده طبقه بندی می شود.

مشخصات رسوبات رودخانه ای:

این نهشته ها تا حدودی مشابه رسوبات مخروط افکنه می باشند. رنگ نهشته ها قرمز تا قهوه ای بوده و سنگ های تشکیل شده شامل کنگلومرا، ماسه سنگ، شیل وگل سنگ می باشد. دانه ها گردتا زاویه دارودرجه جورشدگی دررسوبات وسنگ های بامنشاء رودخانه ای متغییر است. اندازه ذرات ازگراول تا رس بوده که بطرف بالا دانه ریزتر می شود. ساخت های ریپل نامتقارن، لایه بندی مورب، دانه بندی تدریجی وتول مارک ها درنهشته ای رودخانه ای دیده می شوند. بقایای فسیلی شامل استخوان، صدف موجودات آب شیرین و بقایای گیاهی وساخت های بیوژنیک خیلی کم گسترش دارد.



شکل۵-٤- نواحی ژئومورفولوژیکی در مجموعه های آبرفتی (Nichlos,2009)

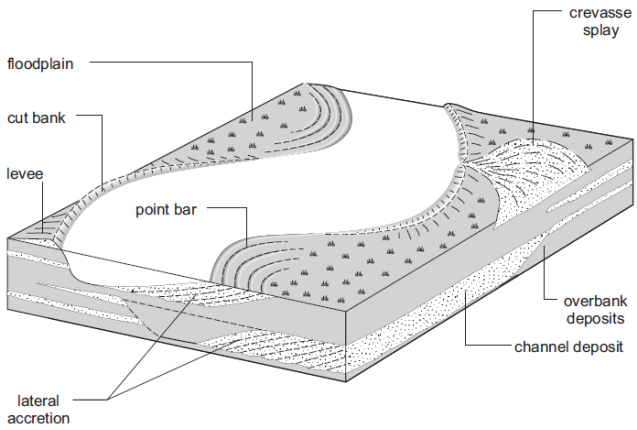
انواع رسوبات رودخانه ای:

رسوبات رودخانه ای متنوع بوده ودرسه مجموعه متفاوت قابل تقسیم می باشند. گروه اول شامل رسوبات داخل رودخانه است که دربرگیرنده نهشته های کف کانال، رسوبات سدها وکانال های بریده بریده ورسوبات قسمت های مئاندری شکل یا پوینت بار می باشد. گروه دوم نهشته های رودخانه ای شامل نهشته های خارج رودخانه ای بوده ودربرگیرنده رسوبات خاکریزهای طبیعی، رسوبات دشت سیلابی، رسوبات کروس ها ورسوبات حوضه سیلابی می باشد. سومین گروه ازرسوبات رودخانه ای تحت عنوان رسوبات حدواسط معروف بوده که پس ازقطع شدن ارتباط کانال اصلی باکانال جدید، در درون کانال قدیمی رسوب می کند(شکل۵-۵) وبعنوان نهشته های مربوط به قطع شدگی کانال ها معروف می باشند.

رسوبات کانال(Channel Deposit): کانال ها محل تجمع رسوبات دانه درشت گراولی وماسه های دانه درشت با جورشدگی وگرد شدگی خوب می باشد. این گروه ازنهشته ها، کنگلومرای کف کانال را بوجود می

آورند. طبقه بندی توده ای که ممکن است لایه بندی مورب را به نمایش بگذارند، از ویژگی نهشته های کانال می باشد.

رسوبات سدی: رسوبات سدی شامل نهشته های ماسه ای تاگراولی می باشد. این گروه ازرسوبات در رودخانه های بریده بریده توسعه دارد. جورشدگی ضعیف و طبقه بندی، توده ای یا مورب عدسی شکل می باشد.



شکل ۵-۵- ریخت شناسی اصلی رود خانه مئاندری ونهشته های رودخانه ای(Nichlos,2009)

رسوبات پوینت بار(Point Bar): این نهشته ها در رودخانه هایی شکل می گیرد که دارای پیچش های زیادی باشند. فرایند فرسایش درقسمت مقعر رودخانه مئاندر، باعث ته نشست رسوبات دربخش محدب آن می گردد که پوینت بار نامیده می شود.

رسوبات کروس ها(Crevasse splay): این گروه از نهشته های رود خانه ای، در مواقع سیلابی تشکیل می شود. دراین وضعیت آب بخشی ازخاکریز راشکسته ورسوبات به شکل مخروطی درون دشت سیلابی ریخته می شود. اندازه بیشتر دانه ها درحد ماسه تا سیلت ورس متغییر بوده وبستگی به میزان فاصله ازرودخانه دارد.

رسوبات دشت سیلابی(Flood Plain): در مواقع طغیان، آب از داخل رودخانه به بیرون ریخته و دشت وسیعی را در اطراف رودخانه می پوشاند که بنام رسوبات دشت سیلابی معروف می باشد. اندازه این نهشته ها از حد ماسه ریز تا سیلت و رس متغیر می باشد. ذرات رسوبی به شکل بار معلق می باشند.

رسوبات ته نشست شده در اثر قطع کانال(Cut bank): این گروه ازنهشته بعدازقطع ارتباط کانال اصلی باکانال جدید درداخل کانال قدیمی تشکیل می شود. رسوبات بیشتر ماسه ای همراه با لایه بندی مورب می باشد.

رسوبات خاکریز طبیعی(Levees): درمواقع سیلابی که آب رودخانه به دشت سیلابی گسترش پیدا می کند نهشته های نواری شکلی دراطراف رودخانه تشکیل می گردد که به آنها خاکریز طبیعی گفته می شود. این نهشته دربرش عرضی مثلثی شکل وحداکثرضخامت آنها درسمت رودخانه می باشد(موسوی هرمی،۱۳۸۵).

اندازه رسوبات متغییر واز ماسه، سیلت تا رس می باشد. ترک های گلی، اثرریشه درختان و قطرات باران در این گروه از نهشته ها متداول می باشد.

۵-۲-۳- محیط های بیابانی(Aeolian Environment):

محیط های بیابانی یا بادی مناطق پهناوری هستند که با توده های عظیمی ازماسه که به شکل تلماسه انباشته می شود، تعریف می گردد. این مناطق دارای پوشش گیاهی کم، بارندگی اندک وبا تبخیر زیاد مشخص می شوند.آنها شامل مناطق جغرافیایی داغ وخشک بوده و نهشته های تشکیل شده درمناطق صحرایی شامل رسوبات حمادا، رسوبات سریر،رسوبات سبخا، نهشته های دریاچه های صحرایی، رسوبات وادی ولس می باشد. عامل جابجایی وتغییر شکل دهنده رسوبات بادی، جریان باد می باشد. تلماسه های هلالی یا برخان، تلماسه های شمشیری یا سیف و تلماسه های عرضی از مهمترین شکل تجمعات رسوبات بادی امروزی می باشند.

ویژگی نهشته های بیابانی:

نهشته های بیابانی یاتلماسه ها رسوباتی در اندازه ماسه تا سیلت وازنظر کانی شناسی بیشتر ازجنس کوارتز می باشند،که رنگ این نهشته ها اززرد، قرمز، قهوه ای تا سفید متغیر بوده ودانه ها دارای گردشدگی وجورشدگی خوب تاخیلی خوبی می باشند. آثارلایه بندی مورب وچینه بندی موازی درنهشته های صحرایی ماسه ای گسترش داشته و بندرت ساخت زیستی وفسیل درآن مشاهده می گردد. گاهی آثار فسیل مهره داران ازاین نهشته ها گزارش شده است. نهشته های بادی به شکل ورقه ای تا عدسی شکل گسترش دارند. مهمترین سنگ های با منشاء بیابانی می توان به ماسه سنگ های کوارتزآرنایتی ونهشته های تبخیری اشاره کرد.

۵-۲-٤-محیط های یخچالی(Glacial):

محیط های یخچالی شامل مناطقی ازخشکی ها می باشد که توسط توده هایی ازیخ پوشیده شده یا در ارتباط مستقیم با یخ ها می باشند. ازنظر رسوبگذاری دوبخش درمحیط های یخچالی دارای اهمیت می باشد. بخش اول شامل مناطق زیریخچالی بوده که درآن فرایندهای تخریب ورسوبگذاری توسعه داشته وقسمت دوم بخش های سطحی یافوقانی یخچال ها می باشد. رسوبات یخچالی شامل تیل های توده ای وتیل های نواری است. تیل ها(Till) به نهشته های منفصلی گفته می شود که از ته نشست مستقیم یخ حاصل شده واگر این رسوبات سخت وسنگ شوند،عبارت تیلایت(Tillite) برای آنها بکاربرده می شود. عبارت موراین (Moraine) برای تجمعی از تیل های تشکیل شده در حواشی یخچال را می گویند که دارای انواع مختلفی می باشند. نهشته های یخچالی فاقد چینه بندی بوده وذرات دارای جورشدگی ضعیفی می باشند. سطح سنگها معمولا دارای شیارومخطط بوده ودربین دانه های طویل تشکیل دهنده رسوبات، جهت یابی مشخصی

دیده می شود. ذرات تشکیل دهنده رسوبات یخچالی از خرده سنگ های مختلف بوده و دراثر جابجایی یخچال، دانه ها دارای فشردگی می باشند.

مهمترین ویژگی نهشته های یخچالی:

از نظر سنگ شناسی نهشته های یخچالی شامل کنگلومرا، ماسه سنگ وگل سنگ بوده که رنگ های مختلفی رانشان داده و ازنظر جور شدگی خیلی ضعیف در تیل ها تا ضعیف دررخساره های یخچالی – فلوویالی می باشد. آنها فاقد لایه بندی بوده، اما نهشته های یخچالی – دریایی ممکن است لامینه دار باشند. درتیل ها هیچگونه ساختی مشاهده نمی شود، اما دررخساره های یخچالی – فلوویالی ممکن است لایه بندی متقاطع گسترش داشته باشد.

۵-۲-۵- محیط دریاچه ای(Lacustrain):

دریاچه ها توده هایی ازآب ساکن هستند که درمناطق قاره ای یا درون خشکی قرار دارند. هرچند بعضی از دریاچه های امروزی ممکن است بعنوان دریا های درون خشکی درنظر گرفته شوند. اغلب دریاچه ها منشاء زمین ساختی داشته وآب آنها ممکن است شیرین تا شور باشد. اندازه وعمق دریاچه ها متغیر بوده ومنشاء نهشته های تشکیل شده درآنها ممکن است زیستی، شیمیایی یافیزیکی باشد. رسوبات دریاچه ای ممکن است رسوبات حمل شده از خشکی(نواحی هینترلند اطراف دریاچه)، نهشته های کربنات یا تبخیری باشد.گاهی شیل های نفتی لامینه ای در دریاچه ها تشکیل می شود. رسوبات آواری نهشته های دانه ریز دراندازه سیلت و رس می باشدکه از متداولترین اجزای نهشته های دریاچه ای می باشند. تجمع نهشته ها در دریاچه ها در مقایسه با محیط های دریایی خیلی کم می باشد.

ویژگی نهشته های دریاچه ای:

بقایای فسیلی دراین نهشته کم وشامل صدف های آب شیرین، قطعات گیاهی، بقایای جلبکی، اشکال میکروبایال واستخوان بوده وساخت های زیستی مانند آثارردپا وحفاری ها توسعه دارد. نهشته های سبز، خاکستری، سیاه تا قهوه ای رنگ محیط دریاچه ای، اساسا ازماسه سنگ،گل سنگ، شیل، سنگ آهک دانه ریزونهشته های تبخیری می باشد. اندازه دانه ها ازرس تا ماسه بوده که بطرف بالا دانه درشت تر می شود. ماسه های دریاچه ای دارای جورشدگی متوسط می باشند. ریپل های متقارن، لایه بندی مورب، ساخت دانه تدریجی، تول مارک ها ولامیناسیون های موازی ولایه بندی نازک در نهشته های دریاچه ای گسترش دارد. لایه بندی نهشته های دریاچه ای اغلب نازک لایه می باشد. دیاتومیت ها نهشته های سفید رنگ شفافی هستند که از تجمع بقایای سیلیسی دیاتومه ها تشکیل می شوند و یکی ازنهشته های یخچالی دریاچه های سرد یا نواحی قطبی می باشد.

۵-۲-٦-محیط های مردابی یا باتلاقی:

محیط های مردابی محیط های با آب های راکد هستند که اغلب نهشته های زغال سنگی درآن تشکیل می شود.

ویژگی نهشته های مردابی(تالاب):

تورب، زغال سنگ، شیل وگل سنگ(لای سنگ) بارنگ های سیاه، قهوه ای وخاکستری از مشخصات نهشته های مرداب می باشد. اندازه دانه ها ازحد رس تا لای بوده و آثار لامینه تاحالت توده ای دراین نهشته ها دیده میشود. فسیل و ساخت های فسیلی در نهشته های مردابی کم است.

۵-۳-محیط های حدواسط:

شامل محیط هایی هستند که در مجاورت محیط های دریایی وقاره ای قرار داشته و متاثرازپارامتر های حاکم بر محیط های قاره ای و دریایی است. محیط های حدواسط شامل محیط های دلتایی، پهنه های جذر ومدی، جزایر سدی، محیط های ساحلی وکولاب می باشد.

٦-۳-۱- محیط دلتایی (Deltaic Environment):

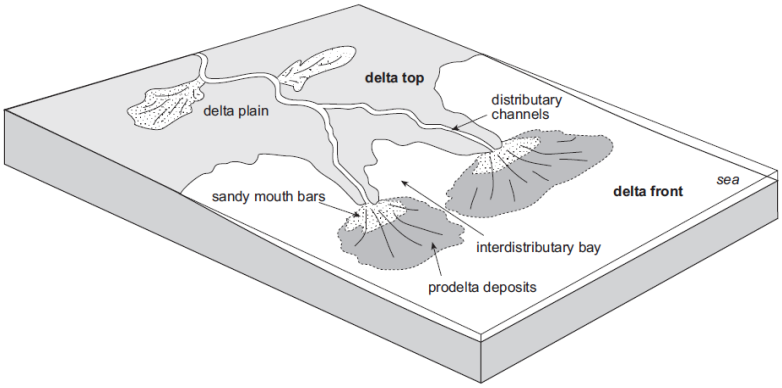
دلتا ها یکی از پیچیده ترین محیط های رسوبی بوده که در محل تلاقی دریا با خشکی شکل می گیرد. محیط دلتا متاثراز اندازه ومیزان دبی رودخانه، شرایط آب وهوایی، میزان انرژی امواج دریا، جریان های جذرومدی وجریان های موازی ساحلی قراردارد. دلتاها یکی ازمحیط های تجمع مواد هیدروکربنی بوده و از این جهت مطالعه نهشته های دلتایی دارای اهمیت می باشد. نهشته های دلتایی، توده های رسوبی هستند که در دهانه رودخانه تشکیل شده ودرطول زمان زمین شناسی به سوی خارج یعنی به محیط دریایی یادریاچه ای گسترش می یابد. محیط های دلتایی همانند محیط های خلیج دهانه ای به تغییرات سطح آب دریا براثربالاآمدگی خشکی ها یا دیگرتغییرات سطح دریا بسیار حساس می باشند. نام دلتا از شکل مثلثی دلتای رودخانه نیل که به حرف دلتای یونانی شباهت دارد، اقتباس شده است. با این وجود می بایستی خاطر نشان گردد که تمامی دلتا ها شکل مثلثی ندارند.

مهمترین ویژگی دلتا ها عبارتند از :

-سرعت رسوبگذاری از سرعت حمل رسوب به داخل دریا زیادتر است.

- هر دلتا خود از زیرمحیط های کانال، سد های ماسه ای و.... تشکیل شده است.

- دلتا ها وخلیج های دهانه ای به تغییرات سطح دریا یا بالا آمدگی خشکی که دلتا بر روی آن در حال توسعه است، بسیار حساس می باشند.



شکل۵-۵- محیط ته نشستی دلتا شامل دوبخش راس دلتا و جلوی دلتا (Nichlos,2009)

محیط های راس دلتا(Delta Top):

چون تمام دلتا هاتوسط رودخانه تغذیه می شوند، درنتیجه یک روند تحولی بین کانال های رودخانه ای تاکانال های بالا یا راس دلتا ویا دشت دلتایی دراین محیط دیده می شود. کانال های دلتایی ممکن است کانال اصلی بوده و یا این کانال خود به کانال های فرعی تقسیم شوند. نهشته های دانه درشت دلتایی معمولا دربخش کانال ها تشکیل می گردد. میزان انرژی موجود در کانال ها طوری است که می تواند باعث حمل یا جابجایی بیشتر رسوبات گردد. در شرایط اقلیمی مناسب، این بخش از دلتا توسط گیاهان پوشیده می شود. در نواحی آب وهوایی مرطوب حاره ای، مرداب های بزرگ با پوشش گیاهی توسعه یافته و گاهی دراین بخش، تورب تشکیل می گردد. نهشته های ماسه ای عدسی شکل که در این ناحیه تشکیل می شوند، حاصل شکافته شدن خاکریز های ماسه ای اطراف رودخانه می باشند. بین کانال های اصلی در ناحیه راس دلتا، بخش های حفاظت شده ای به نام خلیج های بین شعبه ای (Interdistributary bay) تشکیل می شود.

محیط پیشانی دلتا(Delta front):

در داخل کانال های دلتا، سرعت جریان آب در اثر برخورد با آب های ساکن دریا یا محیط دریاچه ای، بطور ناگهانی کاهش می یابد. در پیشانی دلتا که در دهانه کانال ها قرار دارند، بار بستری رودخانه انباشته شده و یک سد دهانه ای زیر آبی را تشکیل می دهند. جریانات شامل امواج وجریان های کشندی سبب فرسایش و رسوبگذاری مجدد نهشته های فرسایشی می شوند. در اثر اختلاط آب شیرین رودخانه و آب شوردریا، محیط هایی با آب لب شورگسترش می یابد. جریان رودخانه ها با دور شدن از دهانه کانال پراکنده و میزان انرژی آن کاهش می یابد. این فرایند باعث ته نشین شدن رسوبات دانه ریز می گردد. رسوبات دانه ریزتشکیل شده دربخش های عمیق ترپیشانی دلتا یاپیش دلتا(Prodelta)، عموما ناشی ازبار معلق بوده، اما گاهی جریان های چگالی(جریان های دانسیته ای)،رسوبات دانه درشت تری را از پیشانی دلتا حمل وبه شکل نهشته های توربیدایتی رسوب می کنند.

پیش نشینی دلتا (Progradation):

با پیشروی به سمت دریا، کانال ها بر روی سد دهانه ای گسترش یافته و سد دهانه ای هم برروی سراشیبی دلتا قرار می گیرد. درکانال ها وسد دهانه ای بار بستری دانه درشت تشکیل می شوند. بطرف سراشیبی و پیش دلتا نهشته های دانه ریزتر شکل می گیرند. بنابر این با پیش نشینی دلتا، یک توالی از نهشته ها بوجود می آید که نهشته های دانه ریز دربخش قاعده ونهشته های دانه درشت تر کانال و سد در بالا ته نشین می شود.

تقسیم بندی دلتاها:

تقسیم بندی دلتا ها براساس عوامل کنترل کننده دلتا می باشد. عوامل کنترل کننده دلتا شامل عوامل تاثیرگذار خشکی مانند آبدهی رودخانه، ماهیت رسوبات حمل شده و آب و هوا و عوامل حوضه ای مانند توان وجهت گیری امواج، شیب و میزان ژرفای توده آب است. بر این اساس دلتا ها به سه گروه تقسیم می شوند:

دلتای تحت نفوذ رودخانه(River dominated Delta)

دراین گروه ازدلتاها، تاثیر امواج وجریان های جزر ومدی(کشندی) اهمیت کمتری دارند. چنین موقعیتی دریک روند زیرکشندی و یک سکوی بسیار کم شیب که درآن انرژی امواج قبل از رسیدن به خط ساحلی از بین می رود، گسترش پیدا می کند. تحت چنین شرایطی، عامل اصلی کنترل کننده شکل دلتا ونوع رسوبات، فرایند های حمل ونقل وته نشست رسوبات رودخانه ای و رودخانه ها هستند. جریان یک جهتی رودخانه ای در دهانه رود بطرف داخل دریا یا دریاچه به شکل یک جریان زیرآبی ادامه پیدا می کند. شکل کانال، توسط خاکریز ها و نواحی فراکرانه ای زیر آبی ادامه پیدا می کند.

باربستری و معلق حمل شده توسط جریان رودخانه، بر روی خاکریز های زیرآبی ته نشین می شوند و پس ازرسیدن به سطح آب به شکل باریکه های نازکی ازخشکی درجلوی دلتا به سوی داخل حوضه درهر دو سمت کانال گسترش می یابند. این نوع دلتاها الگوی پا پرنده ای ایجاد می کنند. یک ویژگی مهم دلتاهای تحت نفوذ رودخانه همانند دلتای می سی سی پی، ناپایداری کانال است که حاصل شیب بسیارکم دشت دلتایی می باشد. جابجایی مکررکانال درراس دلتا، الگویی از بخش های هم پوشاننده متروک برجای می گذارد.

درنهشته های این گونه دلتاها، رخساره راس دلتا بخوبی گسترش داشته وشامل رسوبات کانال فراکرانه ای (Overbank) است. ویژگی این نهشته ها، همانند نهشته های رودخانه ای می باشد. گاهی در اثر رشد پوشش گیاهی در بخش راسی دلتا، نهشته های توربی وزغال سنگی شکل می گیرند. کانال به شکل انگشتان دست پرنده توسعه یافته و بین آنها خلیج شعبه ای بوجود می آید. در این خلیج ها، تاثیر امواج وجریان ها کمتر ودر نتیجه رسوبات دانه ریز انباشته می شوند. شکسته شدن سدهای ماسه ای باعث سرازیر شدن رسوبات به

داخل این خلیج ها وسبب پر شدن آنها می گردد. رسوبات پرکننده این خلیج ها بطرف بالا دانه درشت تر می شوند.

دلتای تحت نفوذ موج(Wave –dominated Delta):

امواج ایجاد شده توسط باد، باعث متلاطم شدن آب های بخش بالایی ورسوبات نهشته شده در آب های بخش های کم عمق می گردد. حساس بودن سدهای دهانه دلتاها باعث تغییر شکل آنها توسط امواج شده والگوهای جدیدی را ایجاد می کند. پیش نشینی دلتا به سوی دریا محدود شده، زیرا امواج از تشکیل خاکریز های زیرآبی جلوگیری نموده وبا همان سرعتی که بار بستری ته نشین می شود آن را پراکنده می کند. اگرجهت باد نسبت به جبهه دلتا متمایل باشد، شستشوی مواد توسط امواج به موازات ساحل باعث مهاجرت جانبی رسوبات گردیده و سواحل وسد های دهانه ای به شکل توده های کشیده شده به موازات خط ساحلی در می آیند. تاثیر امواج باعث جورشدگی بار بستری شده، در نتیجه جورشدگی رسوبات سدهای دهانه ای این گونه دلتاها از دلتا های تحت نفوذ رودخانه بهتر است. چون امواج، توان حمل تمام بار رسوبی ته نشین شده در دهانه رود را ندارد، این نوع دلتا هم پیش نشینی می کند. رسوبات باقیمانده، مجموعه ای ازپشته های ماسه ای موازی ساحل بوجود می آورند که بتدریج یک ساحل جدید راتشکیل می دهند. در پیشینه ثبت چینه ای نهشته های دلتاهای تحت نفوذ موج، رسوبات ساحلی و سدهای دهانه ای دارای گسترش بوده واز رسوبات دانه درشت و طویل تشکیل شده و تقریبا عمود برمسیر کانال های رود جهت یافته اند. در دلتاهای تحت نفوذ رود، سد های دهانه ای دارای پیوستگی کمتر بوده وبیشتر از رسوبات کانال و فراکرانه ای بوجود آمده اند. در این دو نوع دلتا، نهشته های سراشیب و پیش دلتا تفاوت زیادی ندارند.

دلتای تحت نفوذکشند(Tide dominated Delta):

در این گروه ازدلتا ها، بار بستری و بار معلق تحت تاثیر جریان های جزر ومدی نزدیک و دور ساحل جابجا شده و شکل دلتا ها نسبت به دلتا های تحت نفوذ رودخانه و امواج تغییر پیدا می کنند. نسبت رسوبات ماسه ای به رسوبات گلی زیاد بوده ورسوبات ماسه ای بیشتر دردرون کانال های جذرومدی برجا گذاشته می شوند. نهشته های این گونه دلتاها حاوی ساختار های رسوبی ومجموعه ای از رخساره های خاصی هستند که تاثیر فرایندهای کشندی رانشان می دهند. سازند شمشک با سن تریاس بالایی–ژوراسیک زیرین در یک سیستم رودخانه ای– دلتایی رسوب کرده اند.

۵–۳–۲– محیط خلیج دهانه ای(Estuary):

یک محیط خلیج دهانه ای یک بخشی از یک دره غرق شده متاثر از دریا می باشد. یک دره غرق شده یک بخش رو به دریا از یک دره رودخانه ای است که توسط آب دریا زمانی که یک بالا آمدگی نسبی ازسطح دریا وجود داشته باشد، اشغال می گردد. منشاء رسوبات دراین بخش هم رودخانه ای بوده و هم منشاء

دریایی دارد. مکانیسم حمل ونقل وته نشست رسوبات در این بخش ترکیبی از فرایند های رودخانه ای، امواج و جذرومد می باشد. یک محیط خلیج دهانه ای از محیط دلتایی تفاوت دارد، زیرا دریک خلیج دهانه ای تمام فرایند رسوبگذاری در داخل رودخانه مغروق رخ می دهد درحالیکه در یک دلتا، نهشته ها، توده های پیشرونده ای(پروگرادیشنال) از رسوبات هستند که در محیط های دریایی ساخته شده اند. خلیج های دهانه ای ویژگی متداول در دهانه رود خانه های امروزی است.

۵-۳-۳- محیط های دریایی – ساحلی(Marginal- marine):

کرانه(Coast)و ساحل(Beach):

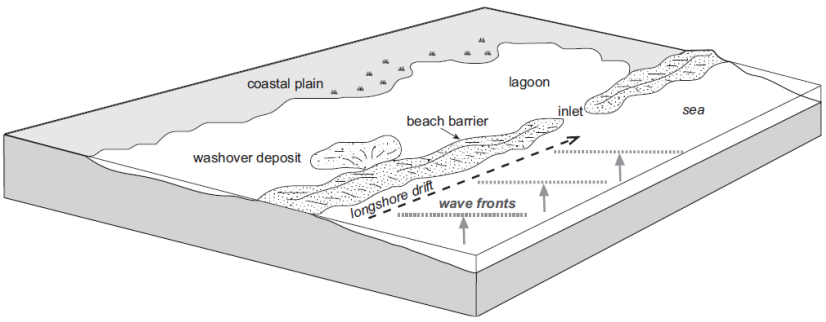
کرانه شامل نواحی واقع شده بین خشکی و دریا است ومحیط های کرانه ای شامل بخش های مختلف ازجمله دشت های ساحلی(Coastal Plain)، سواحل(Beaches)، سد(Barrier) ولاگون (Lagoon) می باشند. خط های ساحلی حاشیه واقعی بین خشکی ودریا می باشند. کرانه ها براساس ریخت شناسی، انرژی موج ومیزان رسوبات به دونوع کرانه های فرسایشی(Erosional) و کرانه ته نشستی(Depositional coastline) تقسیم می گردند. رخساره های تشکیل شده در بخش ساحلی شامل رخساره حاشیه ساحلی، رخساره سدی، رخساره کانال ها یاگذر گاه های جذر ومدی و رخساره لاگونی که در بخش لاگون بین سد و ساحل تشکیل می شود، تقسیم می گردد.

سواحل(Beaches):

سواحل شامل نواحی هستند که توسط امواجی که در ساحل شکسته می شوند، شسته می شوند. سمت رو به دریا بنام فورشور(Fore shore) نامیده می شود وسطح مسطحی است که در آن امواج رفت وبرگشت داشته و با یک شیب ملایم بطرف دریا گسترش دارد. دراین بخش به علت تغییرات انرژی، تعداد زیست کنندگان بسیار کم می باشد(شکل٦-٦).

جزایرسدی(Barrier Island):

جزایر سدی شامل برجستگی های ماسه ای است که بواسطه گسترش یک کولاب ازبخش خشکی جدا می شود. این توده های ماسه ای به موازات ساحل گسترش داشته و باعث جدایش بخشی از آب دریا شده که تشکیل لاگون را به همراه دارد. این جزایر ممکن است دارای کانال باشند(شکل٦-٦).



شکل ۵-٦- جزایر سدی(Nichlos,2009)

ویژگی نهشته های سد ساحلی: نهشته های ساحلی و مجموعه های سدی شامل ماسه سنگ و کنگلومرا می باشد. این ماسه های کوارتز دار بالغ بوده و شامل ماسه های صدف دار می باشند. دانه ها دارای جورشدگی وکرویت خوبی می باشند.

لاگون(Lagoon) یا کولاب:

لاگون ها توده هایی از آب های ساحلی هستند که که ارتباط محدودی با دریای باز دارند. بعبارت دیگر لاگون ها، پهنه های آبی هستند که بین خشکی و جزایر سدی گسترش داشته و تحت تاثیر امواج نبوده وبه همین علت نهشته های دانه ریز سیلتی و رسی در این بخش تشکیل می شود. آب دریا ازطریق کانال ها یا تراوش از طریق سد وارد لاگون شده و آب شیرین نیزاز طریق بارندگی یا آب های جاری منشآء گرفته از دشت های ساحلی تامین می گردد. اگر لاگون توسط رودخانه تغذیه گردد، آن بعنوان بخشی از سیستم خلیج دهانه ای درنظر گرفته می شود. لاگون ها معمولا کم عمق بوده وعمق آن به چند متر می رسد. لاگون ها معمولا در امتداد سواحل جاییکه سد توسعه یافته باشد، تشکیل می گردد. ویژگی نهشته های لاگونی بستگی به شوری آب داشته که آن نیز تابع دو عامل میزان ارتباط با دریای باز ومیزان خشکی هوا دارد. لاگون های کربناته مکان رسوبگذاری ذرات ریز بوده که لایه هایی ازگل سنگ و وکستون های کربناته با مقادیری از گرینستون و پکستون تشکیل می شود(شکل٦-٦).

ویژگی نهشته های لاگون یا کولاب:

نوع ته نشست های لاگون وجامعه موجودات زیست کننده در آن تابع شرایط آب و هوایی، منشاء رسوبات ونیز نوع رسوبات شسته شده به داخل لاگون می باشد. بیشتر نهشته های این بخش گلی بوده و ازنظر کانی شناسی متنوع می باشد. نهشته ها ریز وفاقد جورشدگی بوده و لایه های گلی به همراه عدسی هایی ازماسه گسترش دارد.

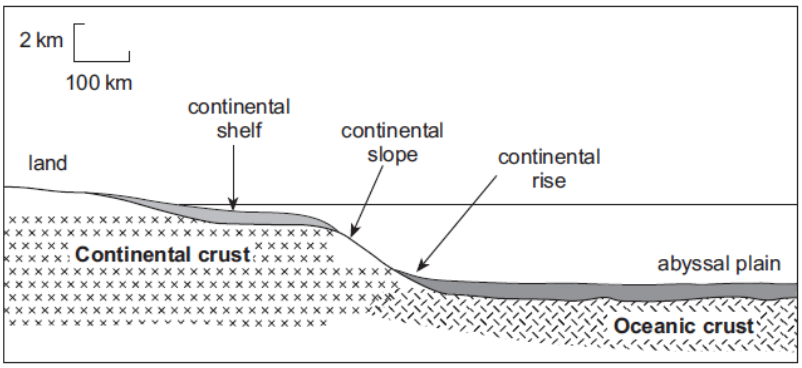
پهنه جذر ومدی(Tidal flat) یا پهنه کشندی:

پهنه های کشندی شامل بخش هایی از ساحل است که کولاب را احاطه کرده است. این بخش توسط فرایند های جذرومدی به زیرآب رفته یا ازآب خارج می شود. این نواحی دارای برجستگی توپوگرافی کمی بوده وتوسط کانال های ماندری حاصل از فعالیت جذرومدی بریده شده اند. نهشته های این محیط اغلب از رس، سیلت وماسه دانه ریز می باشد. گاهی تحت شرایط معین استروماتولیت دراین بخش نیز ممکن است، تشکیل شود. رخساره های تشکیل شده در پهنه کشندی شامل چهار گروه بوده که بنام **رخساره باتلاق های نمکی، رخساره کانال جذر ومدی، رخساره قسمت بالای ناحیه جذر ومدی** و **رخساره ناحیه پایین جذر ومدی** قابل تقسیم می باشد.

از نظر سنگ شناسی بیشتر نهشته های این بخش ازرسوبات گلی وماسه است واز نظر کانی شناسی رس وماسه های صدفی می باشند. آنها نهشته های ریز دانه بوده وبه شکل ورقه هایی از گل، عدسی ها و ورقه های ماسه ای دیده می شوند. لایه بندی عدسی شکل وفلاسر در این بخش متداول است.

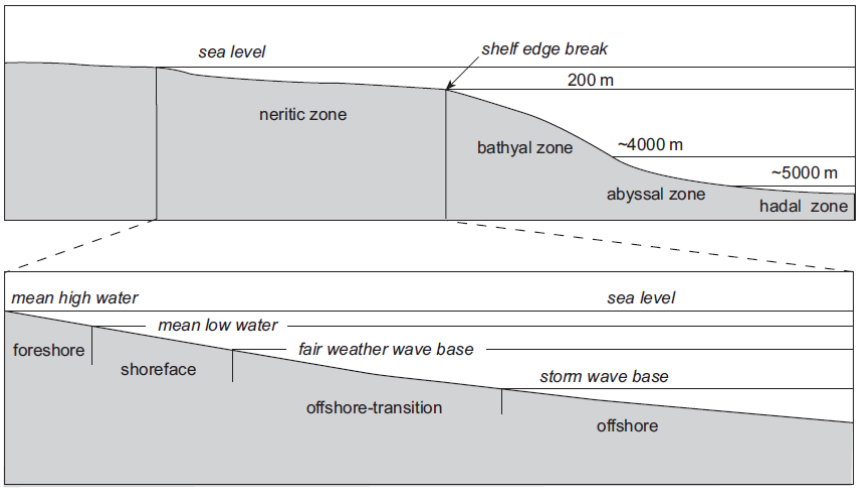
۵-٤- محیط های دریایی

محیط دریایی(Marine): محیط های دریایی شامل محیط های رسوبی موجود دردریاها و محیط های اقیانوسی بوده و بخش های سکوی قاره ای(Continental shelf)، شیب قاره ای (Continental slop)، خیز قاره ای(Continental rise) و محیط های توسعه یافته در بخش های آبیسال و باثیال را شامل می شود. سکو های قاره ای دارای شیب کم(بین ۲/۵ تا۰/۱ درصد) بوده وگستره آنها از ساحل تا شکستگی مربوط به شیب قاره می باشد. این گستره بین ده ها تاصدها کیلومتر بوده که در آن نهشته های کربناته یا آواری شکل می گیرد.



شکل ٦-۷- نیمرخ یک محیط دریای(Nichlos,2009)

شیب قاره که منطقه پرشیبی راتشکیل می دهد بین سکوی قاره ای وخیز قاره ای(شکل ٦-۷) گسترش داشته وبین ۲تا ۷ درجه شیب دارد. نهشته های تشکیل شده در این بخش معمولا ناپایدار بوده و به بخش های پایین تر منتقل می گردد. دشت های مغاکی یا آبیسال که دارای پی سنگ اقیانوسی است محل تجمع نهشته های آواری دانه ریز، نهشته های توربیدایته و رسوبات پلاژیک می باشد.



شکل ۵-۸-تقسیمات دریا براساس عمق(دربالا) وبخش های مختلف یک شلف در پایین(Nichlos,2009)

محیط های دریایی ازمنظرهای دیگری نیز تقسیم می شوند. برای مثال محیط نریتیک که در برگیرنده فلات قاره بوده وتا عمق ۲۰۰ متری گسترش دارد. اعماق بیشتر ازدویست متر نیز از بخش کم عمق به ناحیه عمیق به ترتیب به بخش های باثیال، آبیسال وهادال تقسیم می گردند (شکل ٦-۸). منطقه نریتیک نیز به سه بخش ساحلی سوپراتایدال یا فراکشندی، بخش میانی ساب تایدال(لیتورال) و قسمت دوراز ساحل(ساب لیتورال) تقسیم می گردد. ناحیه فورشور یا نزدیک به ساحل(Foreshore) به بخشی اطلاق می گردد که بین بالاترین سطح آب در هنگام مد و پایین ترین سطح آب در زمان جزر واقع شده است.

در محیط های دریایی کم عمق دو نوع نهشته فراوان می باشد. گروه اول نهشته های کربناته است که دارای منشاء شیمیایی وزیستی بوده وگروه دوم نهشته های آواری ته نشست شده در این بخش ازمحیط های دریایی است، که منشاء در خشکی دارد. علاوه براین تحت شرایط معینی نهشته های تبخیری نیزاز محیط های دریایی کم عمق گزارش شده است. چینه های مربوط به نواحی کم عمق دریا، از فراوانترین نهشته های تشکیل شده در طول تاریخ زمین می باشند.

محیط های دریایی شامل محیط های جذر ومدی ومحیط جزایر سدی، محیط های دریایی کم عمق آواری، محیط های دریایی با رسوبگذاری کربناته، ریف ها ومحیط های دریایی عمیق که در برگیرنده رخساره توربیدایتی، نهشته های مخروط افکنه های زیردریایی، رخساره جریان های خرده دار، رسوبات کربناته مناطق عمیق(پلاژیک و همی پلاژیک) نهشته های سیلیسی و کموشیمیایی می باشد.

-5-٤-١-محیط های جذر و مدی:

این بخش شامل قسمت هایی از دریا است که تحت تاثیر جذر ومد بوده و به دوبخش سوپراتایدال (Supratidal) و اینترتایدال(Intertidal) تقسیم می گردد. منطقه بین جذر و مدی شامل قسمتی از ساحل است که در هنگام مد از آب پوشیده ودرهنگام جذراز آب خارج می شود. پهنه بالای جذر و مدی نیز

قسمتی از خشکی ها است که در مواقع طوفانی شدید از آب پوشیده می شود. بیشتر نهشته های رسوبگذاری شده در این بخش منشاء دریایی داشته و بخشی نیز از رودخانه نشات گرفته است. محیط های رسوبی پهنه جذر و مدی شامل باتلاق های نمکی، محیط رسوبی بخش بالا و پایین ناحیه جذر و مدی و کانال های جذرومدی می باشد. محیط پایین جذرو مدی با نهشته های دانه ریز آواری و فراوانی موجودات دریایی، بخش های بالایی ناحیه جذر ومدی با رسوبات ماسه ای، گسترش کانال های ماندری شکل و بقایای کم موجودات و باطلاق های نمکی نیز که در مواقع طوفانی ازآب پوشیده می شوند از رسوبات دانه ریز سیلتی، رسی و نهشته های تبخیری و با محتوی کم فسیلی مشخص می گردد. کانال های جذرومدی شامل کانال های بطرف دریا هستند که هم در مواقع جذر و هم مد دارای آب بوده و نهشته های با فراوانی اسکلت موجودات و ماسه های کربناته با ساخت طبقه بندی مورب شناسایی می گردد.

۵-٤-۲-محیط جزایر سدی:

جزایر سدی شامل توده های رسوبی از ماسه های کربناته هستند که به موازات ساحل گسترش دارند. آنها باعث جدایش قسمتی از دریا شده و محیط های لاگونی، در بین سدها وخشکی ها توسعه می یابد. جزایر سدی ممکن است دارای کانال یا فاقد کانال باشند. سمت بطرف دریا جزایر سدی بعلت تاثیر انرژی جریان امواج معمولا هموار و طرف رو به لاگون که معمولا محافظت شده بوده و کمتر متاثر از انرژی موج است به شکل نامنظم دیده می شود. در این بخش از محیط های دریایی، نهشته ها در چهار گروه شکل گرفته وشامل نهشته های در امتداد شیب جزایر به سمت دریا یا رخساره حاشیه ساحلی، رخساره بخش جزایر سدی یا رخساره جزایر سدی، نهشته های کانال ها و رخساره لاگونی می باشند.

۵-٤-۳- محیط های دریایی کم عمق با نهشته های آواری:

یکی ازعوامل بنیادی کنترل کننده برمحیط های رسوبی قاره ای(Continental) وبرقاره ای(Epicontinental) وچگونگی پراکندگی رخساره های رسوبی، میزان ورود رسوبات آواری است. زیرا میزان ورود رسوبات آواری بر تشکیل نهشته های کربناته و تبخیری تاثیر دارد. الگوی رسوب گذاری و ویژگی های رسوبی در چنین محیط هایی که ورود رسوبات خشکی زیاد است، به اهمیت امواج، جذر ومد و طوفان ها بستگی دارد. در بعضی مناطق از جمله در سکوی باز حاشیه اقیانوس ها تاثیر طوفان بیشتر، درحالیکه فرایند جذر ومدی در نواحی محدود به سکوی قاره ای اثر گذاری بیشتری دارد. بنابراین سکوی قاره ای به دو دسته سکوی قاره ای تخت نفوذ طوفان و سکوی قاره ای تحت نفوذ کشند یا جذر ومد تقسیم می شود.

این بخش از محیط دریایی شامل منطقه نزدیک به ساحل تا مناطق عمیق تر بوده و عمق آن بین ده تا دویست متر متغیر است. نهشته های تشکیل شده دراین بخش شامل ماسه ها و نهشته های گلی(شیل و رس) می باشد.

دریا های کم عمق آواری تحت نفوذ کشند(جذر ومد):

جریان های جذر ومدی که بیشتر دربخش های کم عمق فلات قاره تاثیر گذار است باعث می شوند رسوباتی از بخش ساحلی به مناطق کم عمق حمل ودر اثر کاهش انرژی رسوبگذاری نمایند. این نهشته های شامل رسوبات نسبتا دانه درشت ماسه است که به شکل ماسه های نواری، ماسه های موجی و ماسه های رشته ای گسترش پیدا می کنند.

دریاهای کم عمق تحت نفوذ طوفان:

در نواحی کم عمق سکو، رسوبات تحت تاثیرامواج بوده ورسوبات ماسه ای تشکیل شده در این بخش از نظر بافتی و از نظر ترکیب تقریبا بالغ بوده و ساخت های لایه بندی متقاطع، ریپل های موجی و لایه بندی افقی گسترش دارد. ضخامت نهشته های با منشاء طوفانی درقسمت های خارجی این منطقه که دهها کیلومتر ازساحل دورتر است، از چند ده سانتیمتر تاچند میلیمتر است. لایه های طوفانی در نزدیک منشاء دارای قاعده فرسایشی بوده و از رسوبات تبخیری دانه درشت تشکیل شده است. در بخش های دورتر از منشاء لایه های ماسه ای ریز دانه لامینه دار شکل می گیرد. چینه بندی متقاطع و ساخت هوموکی در این بخش توسعه دارد. دریک توالی عمودی تحت نفوذ طوفان رخساره ها بطرف بالا کم عمق شونده می گردد. فرایند بایورتورباسیون در این بخش گسترش داشته و با عث ازبین رفتن شماری از ساختمان های رسوبی می شود.

۵-٤-٤-محیط های دریایی کم عمق کربناته یا سکو های کربناته:

سکوهای کربناته شامل دریاهای کم عمقی هستند که در آنها نهشته های کربناته تشکیل می گردد. این محیط های دریایی بنام سکوهای کربناتی یا پلاتفرم های کربناته نامگذاری شده اند. بطورکلی عبارت پلتفرم کربناته برای هر محیط دریایی کم عمق جاییکه تجمعی از نهشته های آهکی وجود داشته باشد، اطلاق می گردد. اگر پلتفرم به یک توده ازخشکی متصل باشد، به شلف کربناته معروف(Carbonate Shelf) می باشد. شلف کربناته یک ناحیه رسوبگذاری است که قابل مقایسه با محیط های شلفی می باشد که رسوبات آواری در آن ته نشست می کنند. یک شلف کربناته ممکن است مقداری از مواد ته نشستی را ازتوده خشکی مجاور تامین می کند. سواحل کربناته(Carbonate Bank) یک پلتفرم مجزا است که بطورکامل توسط توده ای از آب عمیق محصور و هیچ گونه رسوبی از منشاء آواری دریافت نکند. یک آتول کربناته(Carbonate Atoll) یک رده خاصی از کربنات بنک می باشد که در بالای یک جزیره آتشفشانی درحال فرورانش تشکیل می شود. این سکوها از بخش های فلات قاره بوده و ازخط ساحلی تا لبه سکوی قاره ای را دربر می گیرد. براساس ریخت شناسی پنج نوع مختلف سکوی کربناته یا پلتفرم مورد شناسایی قرار گرفته است. تجمع دانه های کربناته یا آلوکم ها در سکوی کربناته تابع میزان درجه حرارت و شوری می باشد. درعرض های جغرافیایی پایین بعلت بالا بودن نسبی درجه حرارت و گسترش شرایط شوری نرمال، مرجان ها وجلبک های آهکی سبز در کنار شماری دیگری از جانداران، بویژه بی مهرگان یک اجتماع کلروزوآن را بوجود می آورند. با افزایش میزان شوری آب دریا که ناشی از محدودیت جریان است ازفراوانی موجودات کاسته و فقط جلبک

های آهکی سبز از گسترش زیادی برخورداربوده ویک اجتماع کلروالگال را بوجود می آورند. با جابجایی بطرف عرض های جغرافیایی بالاتر وتوسعه شرایط معتدل تر و گسترش آب های سرد، فراوانی روزنبران کف زی و نرم تنان دوکفه ای افزایش یافته و اجتماع فورامول(Foramol) راایجاد می نمایند. میزان سنگ آهک زیستی تولید شده درپلاتفرم های کربناته به میزان تولید در زنجیره غذایی بستگی دارد که تابع میزان نفوذ نور،عمق آب ومیزان مواد معلق درآب می باشد. معمولا جانداران فتوسنتز کننده مانند جلبک ها بیشتر دراعماق بین ده تا پانزده متری زندگی کرده در نتیجه تجمع موجودات با اسکلت آهکی در این بخش از دریا بیشتر می باشد. به این ناحیه ازدریاهای کم عمق که تولیدات زیستی زیاد می باشد، کارخانه کربناته (Carbonate Factory) می گویند.

منابع:

آقانباتی، س.ع.(۱۳۸۳). چینه شناسی ایران. انتشارات سازمان زمین شناسی ایران،... صفحه.

ایرانپناه، الف. (۱۳٤۹) اصول چینه شناسی. انتشارات دانشگاه تهران، شماره ۱۳٤۲،... صفحه.

چهرازی،ع. (۱۳٦۸). اصول چینه شناسی. دانشگاه پیام نور، ۲۳۹ صفحه.

شعبانیان، ر.(۱۳۹۱). زمین شناسی ایران. انتشارات دانشگاه پیام نور،۳۲۵صفحه.

شعبانیان، ر.(۱۳۹۲) بایوزوناسیون ومدل های بایواستراتیگرافی، کتاب درسی کارشناسی ارشد، انتشارات دانشگاه پیام نور،۲۹۰ صفحه.

مغفوری مقدم، الف. و پازوکی، الف.۱۳۸۰. اصول چینه شناسی.انتشارات فرهنگ زبان،۲٥٦ صفحه.

موسوی هرمی، ر.۱۳۷۷. رسوب شناسی کاربردی. انتشارات آستان قدس رضوی. شماره ٤٥(چاپ پنجم)، ٤۷٤صفحه.

مهاری، ر. ۱۳۸۸. مبانی سنگ شناسی رسوبی. انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی، ۲۱۲ صفحه.

وزیری مقدم، ح.، طاهری، ع. وکیمیاگری، م. ۱۳۸٤، اصول چینه نگاری. انتشارات دانشگاه اصفهان، شماره ۲۷۳، ۳۱۰ صفحه.

-Ager, D. V., 1973, The Nature of the Stratigraphical Record, New York, John Wiley & Sons.

-Ager, D. V., 1981, The Nature of the Stratigraphical Record, Halsted Press, New York, John Wiley and Sons.

-Assereto, R., 1963. The Paleozoic formations in Central Elbourz (Iran). Rivista. Ital. Paleont. Strat.,69, 503- 543.

-Blatt, H.,Berry, W.,B.,N. and Brande, S., 1991.Principles of stratigraphic analysis. Blackwell Scientific Publication, 512p.

-Boggs, S., 2006. Principle of sedimentalogy and Stratigraphy. Pearson Prenictotice hall, 676.

-Busby, C. and Ingersoll, R.V. (Eds) (1995) Tectonics of Sedimentary Basins. Blackwell Science, Oxford.

-Catuneanu, O.,2006. Principles of sequence stratigraphy, Elesivier Publication.375p.

-Chang, K.H.,1975. Unconformity- Bounded stratigraphic units. Geological Society of America Bulletin,86,1544-1552.

-Coe. A.,L., Argles, T.,W.,Rothery, D.,A. and Spicer, R.,A. 2010. Geological field techniques. Willey-Blackwell publication, 337p.

-Dedual. E., 1967. Zur geologie des mittleren und unteren Karaj- Tales. zentral Elburz. Mitt. Geol. Inst. E. T. H. U. Unv. Zurich, 76, 125 p.

-Dickinso,W.R. and Yarborough, 1976. Plate Tectonics and hydrocarbon accumulation. AAPG education Course Note Series No.1, Am. Assoc, Petroleum Geologist, 34 p.

-d'Omalius d'Halloy, J. G. J., 1822, Observations sur un essai de carte g´eologique de la France, des Pays-Bas, et des contr´ees voisines. Annales des Mines **7**: 353–76.

-Dumont, A., 1849, Rapport sur la carte g´eologique du Royaume.Bulletin de l'Acad´emie royale des Sciences et des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique **16**(11): 351–73.

-Ehrenberg, S. N., and Siring, E., 1992, Use of bulk chemical analyses in stratigraphic correlations of sandstones: An example from the Statfjord Nord Field, Norwegian Continental Shelf, Journal of Sedimentary Petrology 62:318–330.

-Einsele, G., 1998, Event stratigraphy: recognition and interpretation of sedimentary event horizons, in: Unlocking the Stratigraphic Record: Advances in Modern Stratigraphy (P. Doyle and M. R. Bennett, eds.), Chichester, John Wiley & Sons, pp. 145–193.
-Einsele, G. (2000) Sedimentary Basins, Evolution, Facies and Sediment Budget (2nd edition). Springer-Verlag, Berlin.
-Einsele, G., and Seilacher, A. (eds.), 1982, Cyclic and Event Stratification, Berlin, Heidelberg, New York, Springer.
-Fischer, A. G., 1993, Cyclostratigraphy of Cretaceous chalk-marl sequences, in: Evolution of the Western Interior Basin, Special Paper 39 (W. G. E. Caldwell and E. G. Kauffman, eds.), Geological Association of Canada, pp. 283–295.
-Fischer, A. G., 1995, Cyclostratigraphy, quo vadis?, in: Orbital Forcing Timescales and Cyclostratigraphy, Geological Society special publication 85 (M. R. House and A. S. Gale, eds.), pp. 199–204.
-Fritz, J.W. and Moore, N. J.,1988. Basics of physical stratigraphy and sedimentology. John Wiley & Sons Publication, 371 P.
-Fürsich,F.,T.,, Markus Wilmsen,M., Seyed-Emami, K. and Majidifard, M.,R,2009. Lithostratigraphy of the Upper Triassic–Middle Jurassic Shemshak Group of Northern Iran. Special Publication, Geological Society of London,129-160.
-Gale, A. S., 1998, Cyclostratigraphy, in: Unlocking the Stratigraphic Record: Advances in Modern Stratigraphy (P. Doyle and M. R. Bennett, eds.), Chichester, John Wiley & Sons, pp. 195–220.
-Glaus, M., 1964.Trias und Oberperm in zentralen Elburs (Persien). Eclogae Geol. Helv., 57(2) ,497- 508.
-Gradstein, F. M., Agterberg, F. P., Bower, J. C., and Schwarzacher, W. S., 1985, Quantitative Stratigraphy, Dordrecht, Reidel.
-Gradstein,F.M., Ogg, J.G. and Smith, A., 2004. A geological time scale. Cambridge University Press, 589 p.
-Grotzinger, J., Jordan,T.,H., Press,F.and Silver, R., 2007. Understanding Earth, W.H. Freeman and Company, New York, 661p.
-Harbaugh, J. W.,Watney,W. L., Rankey, E. C., Slingerland, R., Goldstein, R. H., and Franseen, E. K. (eds.), 1999, Numerical Experiments in Stratigraphy: Recent Advances in Stratigraphic and Sedimentologic Computer Simulations, SEPM (Society for Sedimentary Geology), Special Publication 62.
-Hedberg, H.,D.,1975. International Stratigraphic; by the International Subcommisson Stratigraphic Classification. Wiely, New York.
-Homewood, P.,W., Mauriaud, P. and Lafont, F. 1985. Best practice in sequence stratigraphy for explorationist and resiervoir engineers. 81 p.
Humphreys, B., Morton, A. C., Hallsworth, C. R., Gatliff, R. W., and Riding, J. B., 1991, An integrated approach to provenance studies: A case example from the Upper Jurassic of the Central graben, North Sea, in: Developments in Sedimentary Provenance Studies, Special Publication 57 (A. C. Morton, S. P. Todd, and P. D. W. Haughton, eds.), London, Geological Society, pp. 251–262.
-Jenny, J. and Stampfli,G., 1978. Lithostratigraphie du Permien de L'Elbourz oriental en Iran. Eclogae Geol. Helv., 71/3,. 551- 580.
-Kauffman, E. G., 1987, High-resolution event stratigraphy: concepts, methods and Cretaceous examples. in:A Field Trip Guidebook: High Resolution Event Stratigraphy, Greenhorn Cyclothem (Cretaceous: Cenomanian-Turonian), Western Interior of Colorado and Utah (E. G. Kauffmann, B. B. Sageman, E. R. Gustason, and W. P. Elder, eds.), Boulder, Geological Society of America, Rocky Mountains Section, pp. 2–34.

-Kauffman, E. G., 1988, Concepts and methods of high-resolution event stratigraphy, Annual Review of Earth Planetary Sciences **16**:605–654.
-Kauffman, E. G., and Hazel, J. E., eds., 1977, Concepts and methods in stratigraphy, Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross.
Kingston,D.R. ,Dishroon,C.P. and Williams,P.A., 1983. Global basin classification system. Am. Assoc. Petroleum Geologist Bulletin,67,2175-2193.
-Koutsoukos.E.M.2005. Applied Stratigraphy. Springer Publication,486p.
-Koutsoukos, E., A., M., 2005,Stratigraphy: Evolution of a Concept , In: Appelied Stratigraphy -(Edited by Koutsoukos), Published by Springer,3-22.
-Mail, A., D., 2010. The geology of stratigraphy sequences. Springer-Verlag Pub. Berlin. 532p.
-Mann, K. O and Lane, R. H., (eds.), 1995, Graphic Correlation, Society for Sedimentary Geology, Special Publication 53.
-Milankovitch, M., 1941, Kanon der Erdbestranlung and seine anwendung auf das eiszeitenproblem (Canon of insolation and the ice age problem): Transactions of the Royal Serbian Academy, Belgrade, Spec. Publication, v. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences, v. 33, 674 pp.
-Miller, F. X., 1977, The graphic correlation method in biostratigraphy, in: Concepts and Methods in Stratigraphy (E. G. Kauffman and J. E. Hazel, eds.), Stroudsburg, Pennsylvania, Dowden, Hutchinson and Ross, pp. 165–186.
-Mitchell, A. H.C. and Reading, H.G., 1986. Sedimentation and tectonics, In; Reading,H.G.(ed.),Sedimentary environments and facies. Blackwell publication, 471-519.
-Murchison, R. I., 1841, First sketch of the principal results of a second geological survey of Russia. Philosophical Magazine, Series 3 **19**: 417–22.
-Murphy, M. A. and Salvador, A., 1999. International stratigraphic guide —an abridged edition. Episodes(Eds.), 22, 255-271.
Mutti. E.,1985. Turbidite systems and their relation to depositional sequences,In: Zuffa,G.G.(ed.),Provenance of arenites:D.Riedel, Dordrecht,65-93
-NACSN, 2005. North American stratigraphic code. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 89, 1547-1591.
-Nicolas, G., 2009. Sedimentology and stratigraphy. Wiley –Blackwell Publication, 419P.
-North American Commission on Stratigraphy Nomenoclature, 1983. North American Stratigrphic Code. Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 67, 841- 875.
-Owen,D.E., 2009. How to use stratigraphic terminology in papers, illustrations, and talks. Stratigraphy,6(2), 106-116.
-Paola, C., Mullin, J., Ellis, C., Mohrig, D. C., Swenson, J. B., Parker, G., Hickson, T., Heller, P. L., Pratson, L., Syvitski, J., Sheets, B., and Sttrong, N., 2001, Experiment Paris, 1981, Les chitinozoaires dans le Paleozoique du sud-ouest de l'Europe, Memoires de la Societé Geologique et Mineralogique Bretagne 26:1–412.
-Pearce, T. J., and Jarvis, I., 1992, Applications of geochemical data to modelling sediment dispersal patterns in distal turbidites: Late Quaternary of the Madeira Abyssal Plain, Journal of Sedimentary Petrology **62**:1112–1129.
-Pearce, T. J., and Jarvis, I., 1995, High-resolution chemostratigraphy of Quaternary distal turbidites: A case study of new methods for the Analysis and correlation of barren sequences, in: Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation: London, United Kingdom, Special Publication No. 89 (R. E. Dunay and E. A. Hailwood, eds.), London, Geological Society, pp. 107–143.
-Pearce, T. J., Besly, B. M., Wray, D. S., and Wright, D.K., 1999, Chemostratigraphy: A method to improve interwell correlation in barren sequences – A case study using onshore

Duckmantian/ Stephanian sequences (West Midlands, U.K.), Sedimentary Geology **124**:197–220.
-Perlmutter, M. A., and Matthews, M. D., 1989, Global cyclostratigraphy – A model, in: Quantitative Dynamic Stratigraphy (T. A. Cross, ed.), Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, pp. 233–260.
-Perlmutter, M. A., and Matthews, M. D., 1992, Global cyclostratigraphy, in: Encyclopedia of Earth Systems Science (W. A. Nierenberg, ed.), New York, Academic Press, pp. 379–393.
-Racey, A., Love, M. A., Bobolecki, R. M., and Walsh, J. N., 1995, The use of chemical element analyses in the study of biostratigraphically barren sequences: An example from the Triassic of the central North Sea (UKCS), in: Non-biostratigraphical Methods of Dating and Correlation: London, United Kingdom, Special Publication 89 (R. E. Dunay and E. A. Hailwood, eds.), London, Geological Society, pp. 69–105.
-Salvador, A., 1994. International stratigraphic guide A guide to stratigraphic classification, Terminology and procedure, 2nd. edition. Geological Society of America, 214 pp.
-Scholle, P., A. and Ulmer-Scholle, D. S., 2003. A color guide to the petrography of carbonate rocks. American Association of Petroleum Geologist Bulletine, 459p.
-Schwarzacher, W., 1993, Cyclostratigraphy and the Milankovitch Theory, in: Developments in Sedimentology,Volume 52, Amsterdam, Elsevier, p. 225.
-Scoffin, T.P, 1987. Carbonate sediments and rocks. Blackie, Glasgow, 249p.
-Schoch, M.R.,1989.Stratigraphy, principles and methods.Von Rostrand Reinhold Publication, 375P.

-Seilacher, A.,2007. Trace Fossil analysis. Springer-Verlag Publication Berlin,226p.
-Shaw A.,B., 1964. Time in Stratigraphy. McGraw- Hill Publication, New York,365P.
-Selly ,R.,C., 2000. Applied sedimentology. Second edition, Academic Press San Deigo, 446p.
-Sloss, L.,L.,1963. Sequence in the cratonic interior of North America. Geology Society America Bulletin, 74,93-114.

-Stocklin, J., Eftekhar- nezhad, J. and Hushmandzodeh, A.,(1965). Geology of the Shotri Range. Geo.Sur. Iran, Rep.39, 63p.
-Stow,D. A.V., 2005. Sedimentary rocks in the Field. Manson Publishing Ltd. 163P.
-Teichert, C., Kummel, B., Sweet, W.C., 1973. Permian-Triassic strata, Kuh-e-Ali Bashi, North western Iran. Bulletin of the Museum of Comparative Zoology, 145,359-472.
-Tucker, M., 2001. Sedimentary petrology, BlackWell Science publication,Third edition, 262p.
-Tucker, M., E., 2003. Sedimentary rocks in the Field. John Wiley & Sons Ltd, 250 p.
-Van Hinte, J., 1978, Geohistory analysis – application of micropaleontology in exploration geology, American Association of Petrologists and Geologists Bulletin **62**(2):201–222.
-Van Hinte, J., 1982, Synthetic seismic sections from biostratigraphy, American Association of Petrologists and Geologists Memoir **34**:675–685.
-von Alberti, F. A., 1834, Beitrag zu einer Monographie des Bunten Sandsteins, Muschelkalks und Keupers und die Verbindung dieser Gebilde zu einer Formation. Stuttgart and T¨ubingen: Verlag der J. G. Cottaishen Buchhandlung, p. 326.
-Walliser, O. H. (ed.), 1996, Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic: results of international interdisciplinary cooperation in the IGCP Project 216 “Global Biological Events in Earth History”. Berlin and Heidelberg, Springer-Verlag.
-Walther, J. (1894) Einleitung in die Geologicals Historische Wissenschaft, Bd 3, Lithogenesis der Gegenwart. Fischerverlag, Jena; 535–1055.
-Wheeler, H. E., 1959a, Note 24 – Unconformity-bounded units in stratigraphy, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists 43:1975–1977.

-Wheeler, H. E.,1959b, Stratigraphic units in time and space, American Journal of Science 257:692–706.
-Wheeler, H.,E. and Mallory, V.,S., 1956. Factors in lithostratigraphy. Am. Assoc. Petrolium Geologist Bulletin,40,2711-2723.
-Wright, V.P. and Burchette,T.,P.,1998. Carbonate Ramp. The Geological Society special publication, London, 465p.