وزارت صنایع و معادن
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

پایگاه ملی داده های علوم زمین کشور

سنگ های رسوبی ایران

عنوان گزارش :

سنگ های رسوبی ایران

گـــردآورندگان :

علی ساکت

شکوفـــه خدیـــوی

سرپرست گروه :

شکوفـــه خدیـــــوی

طراحـــی جلد :

مهـــــرداد بطحـــــائـــی

سال :

اردیبهشت ۱۳۸۵

فصل اول :

سنگ های رسوبی

شناخت

محیط تشکیل

کانسارها

انواع

کاربرد

ژئوشیمی آلی

مقدمه ای بر سنگ های رسوبی:

درحدود ۷۰ درصد از سنگ های سطح زمین، دارای منشا رسوبی هستند و این سنگ ها عمدتا از ماسه سنگ ها ،سنگ های آهکی، شیل ها و به مقدار کمتری اما با همان معروفیت از رسوبات نمک ،سنگ های آهن دار، ذغال و چرت تشکیل شده است. سنگ های رسوبی در ادوار گذشته زمین شناسی در محیط های طبیعی متفاوتی که امروز دارد رسوب کرده اند. مطالعه این محیط های عهدحاضر و رسوبات و فرایندهای آنها به درک بیشتر معادل قدیم آنها کمک می کند. هر چند برخی از انواع سنگ های رسوبی وجود دارد که مشابه عهد حاضر آنها شناخته نشده است، یا اینکه محیط های رسوبی آنها خیلی کم دیده می شود.

رسوبات پس از ته نشست تحت تاثیر فرایندهای دیاژنز قرار می گیرند که این فرایند به سه شکل فیزیکی ، شیمیایی و بیولوژیکی است و باعث فشردگی،سیمانی شدن، تبلور مجدد و سایر تغییرات در رسوب اولیه می شود.

دلایل زیادی برای مطالعه سنگ های رسوبی وجود دارد زیرا ارزش اقتصادی کانی ها و مواد موجود در آنها کم نمی باشد. سوخت های فسیلی نفت و گاز از پختگی مواد آلی در رسوبات مشتق شده و سپس این مواد به یک سنگ مخزن مناسب که عمدتا یک سنگ رسوبی متخلخل است، مهاجرت می کند. ذغال، سوخت فسیلی دیگری است که البته در توالی های رسوبی نیز وجود دارد. روش های رسوب شناسی و سنگ شناسی به طور گسترده در پی جویی ذخایر جدید این منابع سوختی و سایر منابع طبیعی مورد استفاده قرار می گیرد. سنگ های رسوبی ،بیشتر آهن، پتاس، نمک و مصالح ساختمانی و بسیاری دیگر از مواد خام ضروری را تامین می کنند. محیط ها و فرایندهای رسوبی و جغرافیا و آب و هوای قدیمه،همگی را می توان از مطالعه سنگ های رسوبی استنباط کرد.

محیط ها و رخساره های رسوبی:

محیط های رسوبی از جایی که فرسایش و حمل و نقل بیشتر است،تا جایی که رسوبگذاری غالب است،در تغییر می باشند. هوازدگی و فرسایش بیشتر در نواحی قاره ای صورت می گیرد و دانه های رسوب و یون های به فرم محلول را آزاد می کند که آب وهوا ، زمین شناسی محل و توپوگرافی کنترل کننده نوع و مقدار دانه های آزاد شده می باشد. محیط های رسوبی اصلی قاره ای عبارتند از سیستم های رودخانه ای و یخچالی،دریاچه ها و دریاهایی از ماسه بادی در صحرا.

بیشتر محیط های خط ساحلی(دلتاها، مرداب ها، پهنه های جذر و مدی، سبخا، سواحل و سدها)، و محیط های دریایی باز (فلات های کم عمق و دریاهای اپی ریک) و محل عمیق تا بسیار عمیق رسوبگذاری پلاژیک، همی پلاژیک و توربیدایت ، از نواحی صرفا رسوبگذاری هستند که تمام لیتولوژی های رسوبی مختلف را ایجاد می کنند. بسیاری از این دارای مشخصات ویژه ای هستند که می توانند برای شناخت معادل آنها در ادوار گذشته زمین شناسی به کار روند.

عوامل زیادی رسوبگذاری رسوبات را کنترل و تحت تاثیر قرار می دهند و تعیین کننده نوع سنگ رسوبی و رخساره تولید شده می باشند. در مقیاس کلی، عوامل مهم کنترل کننده شامل:

الف) فرایندهای رسوبی

ب) محیط رسوبی

ج) موقعیت تکتونیکی

د)آب و هوا

می باشند.

رسوبات می توانند در یک محدوده وسیعی از فرایندها از جمله باد ، جریان آب (مانند رودخانه)، جریان های جذر و مدی و جریان های طوفانی،امواج ، جریان های رسوب+آب (نظیر جریان های توربیدایتی) و جریان های خرده دار،رشد درجای اسکلت های جانوران(نظیر ریف ها) و رسوبگذاری مستقیم کانی ها(نظیر تبخیری ها)، رسوب کنند. فرایندهای رسوبی اثر خود را به فرم ساختمان های رسوبی و بافت در رسوبات باقی می گذارند. برخی از فرایندهای رسوبی، خاص یک محیط ویژه هستند، در حالیکه برخی ممکن است در چندین محیط ایجاد شوند.

عمق آب ، میزان آشفتگی و درجه شوری از عوامل مهم فیزیکی در محیط های زیر آبی هستند و این عوامل حیات موجودات زنده در داخل یا در روی رسوب و یا تشکیل دهنده های رسوب را تحت تاثیر و کنترل قرار می دهند. عوامل شیمیایی نظیرEh(پتانسیل اکسیداسیون-احیا)و PH(اسیدیته-آلکالینیته) آبهای سطحی و آب های درون حفره ای موجود زنده را تحت تاثیر قرار می دهد و ته نشینی کانی ها را کنترل می کنند. تامین رسوب چنانکه با نرخ کم باشد، برای تشکیل سنگ های آهکی، تبخیری ها، فسفات ها و سنگ های آهن دار مناسب و حائز اهمیت است و سطح بالای تولید مواد آلی در تشکیل سنگ های آهکی، فسفات ها، چرت ها، ذغال و شیل نفتی دارای اهمیت زیادی است.عامل دیگری که بر روی رخساره های رسوبی موثر است، موقعیت جهانی سطح آب دریا و تغییرات نسبی آن می باشد. موقعیت آب دریا اساسا توسط فاکتورهایآب و هوایی و تکتونیکی تعیین می گردد و فرایندهایی که باعث تغییر نسبی سطح آب دریا می شود ممکن است منطقه ای یا جهانی باشند که تحت عنوان تغییر جهانی سطح آب دریا خوانده می شود(برای مثال اختلاف در آب و هوا باعث تغییر اندازه کلاهک های یخی در قطب می شود، باز شدن و بسته شدن اقیانوس ها و تغییر در نرخ بازشدگی کف دریا باعث تغییراتی در حجم حوضه اقیانوسی می شود).

I وابسته به گسترش یا موقعیّت‌های غیرفعّال:

الف: ریفت‌های درون کریتونیکی (برای مثال، افریقای شرقی). عمدتاً توسط رخساره‌های مخروط افکنه، رودخانه‌ای و دریاچه‌ای پر شده است.

ب: ریفت‌های ناقص یا اولاکوژن‌ها(برای مثال، ترافِ بنیو). توالی‌های ضخیم از مخروطهای عمیق دریا تا رودخانه‌ای

ج: ریفت‌های بین قاره‌ای که خود شامل:

۱-پیشین (برای مثال، دریای سرخ) ، تبخیری‌ها،کربنات‌ها، سیلیسی آواری‌ها:رودخانه‌ای تا دریای عمیق

۲- پسین (برای مثال، اقیانوس اطلس). رودخانه‌ای - دلتایی، فلات آواری، پلاتفرم کربناته در حاشیه غیر فعّال، که به توربیدایت‌ها، همی پلاژیت‌ها و پلاژیت‌ها در کف اقیانوس تبدیل می‌شود.

د: حوضه‌های درون کریتونیکی (برای مثال، چاد، ژشتاین، دلور، میشیگان). رخساره‌های خشکی تا دریائی، آواری‌ها، کربنات‌ها، تبخیری‌ها.

II موقعیتّ‌های فعّال

الف: در ارتباط با برخورد قاره‌ها

۱- حوضه‌های اقیانوسی باقیمانده (برای مثال خلیج بنگال، مدیترانه)، رسوبات متنوع، توربیدایتها، گل‌های محیط احیائی، تبخیری‌ها.

۲- حوضه‌های فورلند (برای مثال، تیمه هیمالیا، حوضه‌های مولاس آلپ)، آواری‌های خشکی تا دریائی کم عمق و کربناتها

ب: حوضه‌های امتداد لغز یا جداشده (برای مثال، کالیفرنیا). توالی‌های ضخیم، مخروط عمیق دریا تا رودخانه‌ای

ج: در ارتباط باموقعیّت‌های فرورانش

۱- قوس‌های ماگماتیکی حاشیه قاره‌ای (برای مثال،آند)

الف) حوضه‌های جلوقوسی. توالی‌های نازک تا ضخیم، مخروط عمیق دریا تا رودخانه‌ای و آذر آواری‌ها

ب: حوضه‌های پشت قوسی یا قوس های قهقرائی. عمدتاً رخساره‌های خشکی و آذر آواری‌ها.

۲- قوس‌های درون اقیانوسی (برای مثال ژاپن،الیوتیانز)

الف) حوضه‌های جلوی قوسی. توربیدایت‌ها، همی پلاژیت‌ها، آذرآواری ها.

ب) حوضه‌های پشت قوسی. رخساره‌های دریائی و ولکانیکی: آواری‌ها فراوان است.

جدول ۱: طبقه بندی حوضه های رسوبی بر اساس تکتونیک صفحه ای و انواع سنگ های تیپیک آنها(سرینو می نارد ۱۹۸۵ اقتباس از تاکر ۱۹۹۰).

www.ngdir.ir

ساخت	محیط							
	بادی	یخچالی	آبرفتی	دریاچه‌ای	ساحلی	پهنه کشندی	تریتیک	عمیق
اولیه								
موج نقشهای متقارن کوچک	-	-	r	P	P	P	P	-
موج نقشهای نامتقارن کوچک مستقیم	P	r	P	P	P	P	P	P
موج نقشهای نامتقارن کوچک رأسی	-	-	P	-	r	P	-	-
موج نقشهای نامتقارن بندکفشی	r	-	P	r	r	P	P	-
موج نقشهای پشت تردبانی	-	-	-	-	P	P	-	-
موج نقشهای سطح شده	-	-	-	-	P	P	-	-
موج نقشهای بزرگ متقارن	-	-	-	-	-	-	P	-
موج نقشهای بزرگ نامتقارن	-	-	P	-	P	r	P	-
چینه‌بندی مورب مقیاس کوچک	r	-	P	P	r	P	r	P
چینه‌بندی مورب با مقیاس متوسط	P	-	P	r	P	P	-	r
چینه‌بندی مورب با مقیاس بزرگ	P	-	P	-	P	-	-	-
چینه‌بندی مورب با مقیاس خیلی بزرگ	P	-	-	-	P	-	-	-
چینه‌بندی مورب پشته‌ای	-	-	-	-	-	-	P	-
لایه‌بندی فلاسر و عدسی شکل	-	-	-	r	r	P	P	r
قرارگیری فلسی قطعات	-	-	P	-	P	-	-	r
جریان خطی	r	-	r	-	P	P	P	P
لایه‌بندی تدریجی (عادی)	-	P	P	r	P	-	r	P
لایه‌بندی تدریجی (معکوس)	-	P	P	-	-	-	-	r
کانالها و کندگیها	-	P	P	r	P	P	P	P
علائم اثبا	-	-	r	-	r	P	-	P
علائم فلوت	-	-	r	r	-	-	r	P
علائم شیاری	r	r	r	-	P	P	-	-
اثر بلورهای نمک	-	-	-	P	-	P	-	-
ثانویه								
گلفشان و ماسه‌فشان	-	r	P	P	-	-	P	P
دایکهای آواری	-	P	P	-	P	-	P	P
ساختهای شعله‌ای	-	-	P	P	-	-	P	-
ساختهای ریزشی	r	P	r	P	-	r	P	r
ساختهای توپی و بالشی	-	-	P	-	-	-	-	P
فالیهای وزنی	-	P	P	P	-	P	P	P
لامیناسیون پیچیده	-	r	-	P	-	-	P	r
حفره‌های گازی	-	-	-	r	P	r	-	-
ترکهای حاصل از خشکشدگی	P	-	P	P	-	P	-	-
اثر باران و تگرگ	P	r	P	P	P	P	-	-
زیست‌زاد								
فالیهای ریشه گیاهان	-	-	P	r	-	P	-	-
آثار حفره‌ای	-	-	-	-	P	P	P	-
آثار تغذیه‌ای	-	-	-	-	r	P	P	r
آثار خزیدن	r	-	r	P	r	P	P	r
آثار استراحت	-	-	-	-	-	r	P	-
کوپرولیت	-	-	-	r	-	P	P	-
استروماتولیت	-	-	-	r	-	P	r	-

توجه: استثنا وجود دارد!

P = اغلب وجود دارد، r = به ندرت وجود دارد، - = وجود ندارد.

جدول۲ : طرح پیدایش برخی از ساختارها در محیط های رسوبی مختلف (آدابی ۱۳۸۰)

www.ngdir.ir

کانسارهای موجود در سنگ های رسوبی :

محیط‌های رسوبی و گوناگونی سنگ‌های رسوبی محیط‌های متنوع و متعدد بسیاری را برای میزبانی ذخایر معدنی فراهم نموده‌اند. در محیط‌های رسوبی با ذخایر مختلفی از کانی‌های فلزی و غیرفلزی برخورد می‌کنیم که اغلب ساخت‌ها و بافت‌های رسوبی مشخصی را نشان می‌دهند. عوامل مؤثر در رسوبگذاری موادمعدنی نیز بسیار متنوعند. فاکتورهای شیمیایی، عوامل مکانیکی، محیط رسوبی، موجودات زنده، دما PH ،و Eh محیط رسوبی همگی از عواملی هستند که هر کدام به سهم خود در شکل‌گیری انواع مختلف کانسارهای رسوبی مؤثرند.

کانسارهایی مانند مس، سرب و روی، اورانیوم، طلا، آهن و آلومینیوم از جمله کانسارهایی هستند که بخش قابل توجهی از ذخایر رسوبی شناخته را تشکیل می‌دهند.

کانسارهای اورانیوم ماسه‌سنگی

مهمترین ذخایر اورانیوم در ماسه سنگهایی تشکیل شده که منشاء رودخانه‌ای داشته‌اند. حدود ۴۵٪ ذخایر اورانیوم کشف شده کشورهای غربی و ۹۵٪ ذخایر اورانیوم آمریکا از نوع ماسه‌سنگی است. این کانسارها در آفریقای جنوبی از کربونیفر تا تریاس و در غرب آمریکا و شرق اروپا در دوران دوم و در استرالیا در دوران سوم تشکیل شده‌اند.

سنگ میزبان کانی‌سازی از نوع ماسه‌سنگ، آرکوز و یا توف است که در محیط رودخانه یا حوضچه‌های کم‌عمق تشکیل شده‌اند. اورانیوم اولیه موجود در پگماتیت‌ها، توف‌های آتشفشانی اسیدی و یا گرانیت‌های منطقه توسط آبهای سطحی اکسیژن‌دار اکسید شده و به این صورت محلول حمل می‌شود. پس از فرورفتن به درون زمین به شکل آبهای زیرزمینی غنی از اورانیوم در جهت شیب توپوگرافی، در لایه‌های متخلخل ماسه‌سنگ حرکت نموده و ضمن تغییر شرایط اکسیدان محیط و با عبور از کنار بقایای مواد آلی موجود در ماسه سنگ به شکل کانی اورانینیت در فضاهای تخلل ماسه‌سنگ رسوب می‌نماید.

فاکتورهای مهم و مؤثر در تمرکز اورانیوم عبارتند از : نفوذپذیری بالای سنگ میزبان، وجود مواد جذب‌کننده اورانیوم نظیر زغال‌سنگ، اکسیدهای آهن و منگنز و کانی‌های رسی، شرایط احیاءکننده حاصل از وجود مواد آلی و سولفیدها.

کانی‌های مهم اورانیوم در این ذخایر عبارتند از کارنوتیت، اورانیتیت، پیچبلند و کمپلکس‌های آلی اورانیوم‌دار. عیار متوسط U_3O_8 این کانسارها بین ۰/۱ الی ۰/۳۵ درصد است. میزان ذخیره هر کانسار بین ۲۵ تا ۳۰ هزار تن است.

www.ngdir.ir

کانسارهای پلاسر (Placer):

در طبیعت کانی‌هایی وجود دارند که در مرحله اول تشکیل‌شان به دلیل پایین بودن عیارشان در سنگ مادر اولیه فاقد ارزش اقتصادی هستند. به عنوان مثال زیرکن به عنوان یک کانی فرعی در گرانیت‌ها متبلور می‌شود اما عیار آن در سنگ گرانیت آنقدر پایین است که ارزش استخراج ندارد. مسلماً تعداد این کانی‌ها در طبیعت بسیار است، اما تنها تعداد محدودی از این کانی‌ها از مقاومت مکانیکی و شیمیایی کافی برخوردارند تا پس از هوازده‌شدن سنگ مادر، توسط آب، باد و گاهی اوقات یخچال‌ها حمل شده و در محیط‌های مناسب ثانویه بستر رودخانه‌ها، صحراها یا رسوبات یخچالی متمرکز گردیده و تشکیل ذخایر نوع پلاسر را بدهند.
کانی‌های دارای مقاومت شیمیایی و مکانیکی بالا نظیر طلا، پلاتین، ایلمنتیت، الماس، زیرکن، کاسیتویت و گارنت‌ها به صورت آواری توسط آب حمل شده و بر اساس وزن مخصوص، شکل و اندازه ذرات در محل‌های مناسب رسوب نموده . برجا نمی‌مانند. مهمترین شرایط لازم جهت تشکیل ذخایزر پلاسر عبارتند از:
سنگ مادر مناسب، آب و هوای گرم و مرطوب که موجب هوازدگی سنگ و آزاد شدن کانیهای مقاوم از متن سنگ گردد، و بالاخره شیب توپوگرافی نسبتاً هموار و کم‌شیب. نوع سنگ مادر کانیهای یک پلاسر است. به عنوان مثال پلاسر الماس از کیمبرلیت‌ها، پلاسر قلع از گرانیت‌ها و پلاسر گارنت از گارنت شیست‌ها منشاء می‌گیرد.
حدود ۹۵ درصد قلع تولید شده توسط کشورهای مالزی، تایلند و اندونزی از پلاسرهای قلع اواخر دوران سوم بدست می‌آید. کاستریت (SnO_2) موجود در گرانیت‌ها و پگماتیت‌ها پس از هوازده شدن سنگ آزاد شده و سپس توسط آب حمل شده و در بستر رودخانه در محل‌های مناسب تشکیل پلاسرهای قلع را می‌دهند.

کانسارهای بوکسیت (پلاسر)

بوکسیت سنگی غنی از آلومینیوم است که عمدتاً از هیدروکسیدهای آلومینیوم و مقدار ناچیزی کانیهای رسی و کوارتز تشکیل شده است. ترکیب کانی‌شناسی بوکسیت تا حدودی متغیر بوده و تابع سنگ مادراولیه آن است. حدود ۹۶٪ آلومینیوم جهان از ذخایر بوکسیتی این عنصر تأمین می‌شود.

میانگین آلومینیوم سنگهای پوسته زمین ۱۳/۸٪ است در حالی که برای یک ذخیره اقتصادی آلومینیوم حداقل عیار قابل استخراج ۳۰ % Al_2O_3 است. در میان سنگهای آذرین نفلین سینیت با ۳/۲۱ % Al_2O_3 و در بین سنگهای رسوبی شیل‌ها با ۷/۱۴ % Al_2O_3 بالاترین مقدار آلومینیوم را در سنگهای پوسته دارا هستند، که به مراتب کمتر از حداقل عیار قابل بهره‌برداری آلومینیوم می‌باشند.
در صورتی که سنگهای دارای محتوای Al بالا و Sio_2 پایین تحت هوازدگی شیمیایی حاصل از بارندگی متناوب و اصطلاحاً هیدرولیز (آب‌شویی) قرار گیرند عناصر Si ، Ca ، Mg ، Na، k سنگ به صورت محلول درآمده و توسط

www.ngdir.ir

آبهای سطحی و زیرزمین از منطقه خارج می‌شوند. آنچه باقی می‌ماند Al_2O_3 و اندکی Fe_2O_3 است که موجب می‌شود تا لایه ضخیم خاک حاصل از هوازدگی که روی سنگ مادراولیه تشکیل شده سرخ رنگ دیده شود. فاکتورهای مهمی که در تشکیل ذخایر بوکسیت نقش اساسی دارند عبارتند از:

۱- ترکیب شیمیایی و کانی شناختی سنگ مادر.

۲- نفوذپذیری بالا.

۳- میزان نزولات جوی و دما.

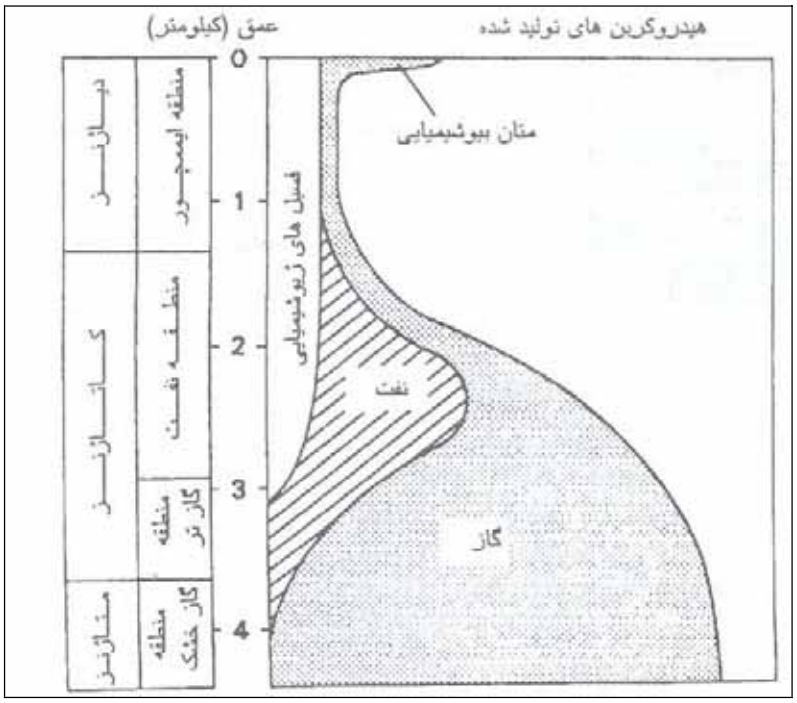
۴- توپوگرافی مناسب و زهکشی بالا .

نفلین سینیت، شیل، آهک‌های رسی و بازالت سنگهایی هستند که از نظر محتوای کافی جهت تشکیل بوکسیت برخوردارند. سنگ‌های مناسب برای تبدیل شدن به بوکسیت باید در آب‌وهوای گرم و مرطوب مناطق حاره قرار بگیرند. میزان بارش سالیانه ۱۲۰۰ الی ۱۴۰۰ میلیمتر و دمای متوسط ۲۶ درجه سانتیگراد همراه با توپوگرافی ملایم و کم‌شیب موجب حداکثر فرسایش شیمیایی و حداقل فرسایش مکانیکی می‌شود. در شرایط PH بین ۷ تا ۸ آبهای سطحی این نواحی سیلیکاتها تجزیه شده و تمامی عناصر آنها شسته شده و به صورت محلول حمل می‌شوند. تنها هیدروکسیدهای آلومینیوم هستند که به شکل کانی‌هایی نظیر گیبسیت، بوهمیت و دیاسپور نامحلول باقی مانده و رسوب می‌کنند.

کانسارهای مهم بوکسیت در برزیل، استرالیا، گینه بیسائو و جامائیکا واقع شده‌اند. عیار Al_2O_3 در ذخایر بوکسیت بین ۳۵ الی ۵۵ درصد و ذخیره آنها بین ۱ الی ۷۰۰ میلیون تن می‌باشد.

سنگ شناسی رسوبی:

سنگ های رسوبی بیش ازهفتادوپنج درصدسطح زمین را می پوشانند. یک توده رسوبی شامل موادی است که در سطح یا نزدیک سطح زمین ودر محیطی که دارای فشار و حرارت پایین می باشد، انباشته می‌گردد. معمولاً مواد رسوبی از مایعی که آن ها را در بر می گیرد، در محیط های مختلف رسوبی ته نشین می گردند ، رسوبات به روش های مختلفی تشکیل می شوند. رسوبات در برخی از مواقع از هوازدگی و فرسایش سنگ های قدیمی تر تشکیل می شوند که در این شرایط به رسوب تخریبی یا آواری می گویند. گاهی اوقات رسوبات در اثر فرایند های بیولوژیکی ، شیمیایی و یا بیو شیمیایی ، نیز تشکیل می شوند. بعنوان مثال تشکیل رسوبات تبخیری نظیر نمک و گچ یک فرایند شیمیایی محض و تشکیل بافیمانده صدف جانداران آب زی یک فرایند بیوشیمیایی است. مواد رسوبی هرگاه تحت تأثیر فرایندهای سنگ زدایی قرار گیرند تبدیل به سنگ رسوبی می شوند . مطالعه سنگ های رسوبی برای ما بسیار حائز اهمیت است ، زیرا اطلاعات ما درباره‌ی چینه شناسی و بسیاری از علومات ما درباره تاریخ گذشته زمین در این سنگ ها نهفته است. بخش مهمی از ذخایر معدنی که دارای ارزش قابل توجهی می باشند از سنگ های رسوبی بدست می آیند. بعنوان مثال همه یا قسمت عمده نفت ، گاز طبیعی ، زغال ، نمک ، گوگرد، املاح پتاسیم، سنگ گچ ، سنگ اهک ، فسفات، اورانیوم ، منگنز، و همچنین موادی مانند : ماسه، سنگ های ساختمانی، رس های سفال سازی، از سنگ های رسوبی بدست می آیند.



شکل۱ : تولید هیدروکربن نسبت به عمق از مواد آلی و عمدتا از کروژن موجود در داخل رسوبات

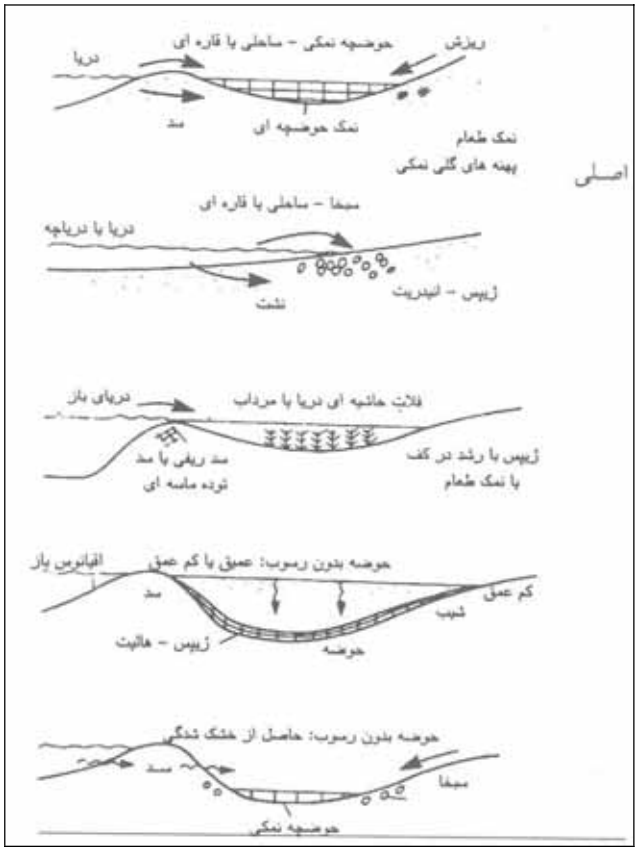
سنگ‌های شیمیایی و بیوشیمیایی

الف) تبخیری‌ها

کانیهای تبخیری در محیط‌های کولابی یعنی محیطی که میزان تبخیر نسبت به ورود آب فزونی دارد تشکیل می‌شود. در این محیط اصل اشباع عامل ایجاد انواع رسوبهای تبخیری بوده و چون درجه اشباع آب با حرارت متفاوت است، لذا ترتیب خاص در پیدایش سنگ‌های تبخیری پیدا می‌شود که به آن شیل سنگهای تبخیری گفته می‌شود. محیط تشکیل این سنگها را می‌توان به دو دسته تقسیم نمود که عبارتست از الف) دریاچه‌های موقتی نظیر دریاچه قم ب) حوضه‌های کناری دریاهای بهرالیل ارتباط آن با دریای آزاد محدود می‌باشد نظیر خلیج فارس و خلیج قره نباز. شرایط عادی تبخیر و اشباع در این حوضه‌ها هم از نظر مکانی و هم از نظر زمان نظم خاصی را ایجاد می‌نماید که بطور مثال افزایش وزن مخصوص در اثر تبخیر و نوع کانی تبخیری به شرح زیر است. نحوه رسوب‌گذاری، نهشته‌های نمک‌دار در هنگام تبخیر یک متر از آب دریا به شرح زیر است:

رسوب	ارتفاع آب باقی‌مانده
رسوب آهک با مقدار بسیار کم آهن	m۵۴۳/۰
رسوب گچ، ابتدا سریع و سپس کند	m۱۹۰/۰
رسوب گچ، شروع رسوب نمک‌طعام	m۰۹۹/۰
پایان بیشینه رسوب گچ و ادامه رسوب‌گذاری نمک‌طعام	m۰۹۵/۰
بیشینه رسوب نمک و دنباله رسوب گچ	۰۳۹/۰
پایان رسوب گچ و دنباله رسوب‌گذاری نمک	۰۳۲/۰
دنباله رسوب نمک‌طعام و رسوب کلرور پتاسیم و سولفات منیزیم	۰۰۰/۰۳۲۰۰۰/۰

جدول ۳: ترتیب ته نشست رسوبات تخریبی در دریا



شکل۲ : محیط رسوبی اصلی تخریبی ها

سنگ‌های کربناته

مقدمه

سنگ‌های کربناته حدود ۰۲۰/۰ سنگ‌های رسوبی را تشکیل می‌دهند و تقریباً همیشه خالص می‌باشند. این سنگ‌ها عمدتاً از کانی‌های کربناته، نظیر کلسیت ، $CaCo_3$اراگونیت $CaCo_3$ و دولومیت $Camg(Co_3)_2$تشکیل شده‌اند بعلت فعالیت یخچال‌ها در پلئیتوسن (Pleistocene) رسوبات کربناته دریاهای کم عمق کنونی توسعه زیادی ندارند. ولی در گذشته دریاهای کم عمق شبیه بخش جنوبی خلیج فارس متناوباً بخش وسیعی از کره زمین را می‌پوشاند که منجر به تشکیل انباشته‌های ضخیمی از سنگ‌های آهکی شده است. عوامل مختلفی از قبیل درجه حرارت، شوری، عمق آب و ورود مواد تخریبی تشکیل سنگ‌های آهکی را کنترل می‌نمایند. اکثر رسوبات کربناته در مناطق گرم حدود ۳۰ درجه جنوب و شمال خط استوا بوجود می‌آیند. مطالعه و بررسی سنگ‌های کربناته بسیار با اهمیت است زیرا حدود ۵۰ درصد سنگ‌های مخزن

www.ngdir.ir

نفت در دنیا و حدود ۹۵ درصد سنگ‌های مخزن نفت و گاز ایران در این گونه سنگ‌ها تشکیل شده است. بعنوان مثال سنگ مخزن نفت در سازند اسماری در جنوب و جنوب غرب ایران یکی از بهترین سنگ مخزن نفت در دنیا می‌باشد. سنگ‌های کربناته دارای کاربردهای شیمیایی و صنعتی فراوانی می‌باشد بعنوان مثال این گونه سنگ‌ها کارایی فراوانی در صنعت ساختمان‌سازی چه به صورت مصالح و چه به صورت سنگ ساختمانی می‌باشند ایران از جهت دارابودن این گونه معادن بسیار غنی است. در جای‌جای کشورمان این گونه منابع با حجم بسیار مناسب نهفته است استان‌های امروزه دارای منابع فعال‌تری نسبت به این‌گونه سنگ‌ها می‌باشند عبارتند از استان قم، لرستان، اصفهان .... می‌باشند. از طرف دیگر بررسی اینگونه سنگ‌ها برای شناسایی مناطق کارستیک حایز اهمیت فراوان از جنبه آب‌شناسی و توریستی می‌باشد. زیرا بسیاری از منابع آب زیرزمینی در استان‌های خشک ما در این سنگ‌ها واقع باشند. از نظر توریستی نیز با بررسی اینگونه سنگ‌ها می‌توان مناطق مستمر جهت شناسایی غار علی‌صدر را شناسایی شود.

کربناتها در محیطهای عمیق

سنگهای کربناته که در محیطهای عمیق دریایی عصر حاضر تشکیل می‌گردند، در دو گروه به شرح زیر مشخص می‌شوند.

- گروه اول :

آهکهایی هستند که از مناطق کم عمق تر حوضه رسوبی توسط جریانهای زیر دریایی یا جریانهای توربیدیتی به مناطق عمیق منتقل شده و به تدریج بر حسب اندازه و وزن مخصوصشان رسوب کرده‌اند. این مواد منتقل شده ، طبعا ریز دانه و از بقایا و اسکلت جانوران و ارگانیسمهای دریایی هستند که از آن جمله می‌توان جلبکهای آهکی رانام برد.

- گروه دوم :

آهکهایی هستند که منشا آنها ، صدف و پوسته فرامینفرها و پلانکتونهایی نظیر گلوبیژرینا می‌باشد. تشکیل لجنهای گلوبیژرینا در اعماق زیادتر یعنی حدود ۴۰۰۰ متر به پایین به علت ناپایداری پوسته آهکی و حل شدن آنها در آب دریا ، متوقف می‌گردد.

کربناتها در محیطهای کم عمق

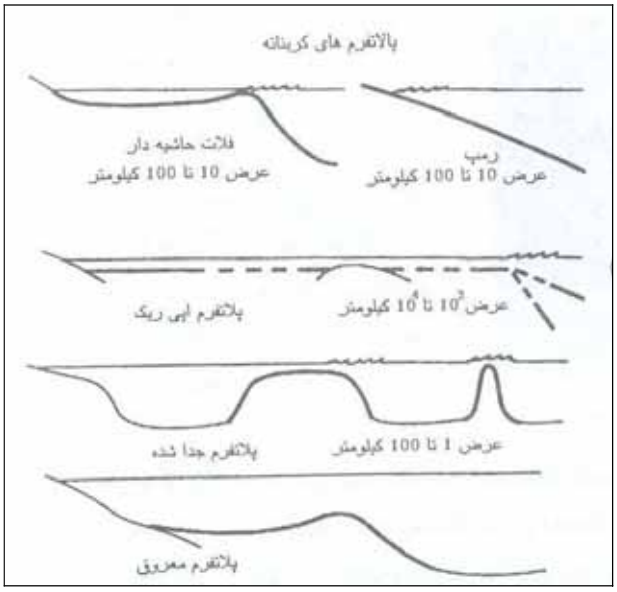
معمولا محیطهای کم عمق ، در حاشیه و سواحل دریاهای آزاد گسترش داشته و این سواحل محل مناسبی برای تشکیل آهکهای مربوط به این محیطها هستند.

ساخت سنگهای آهکی

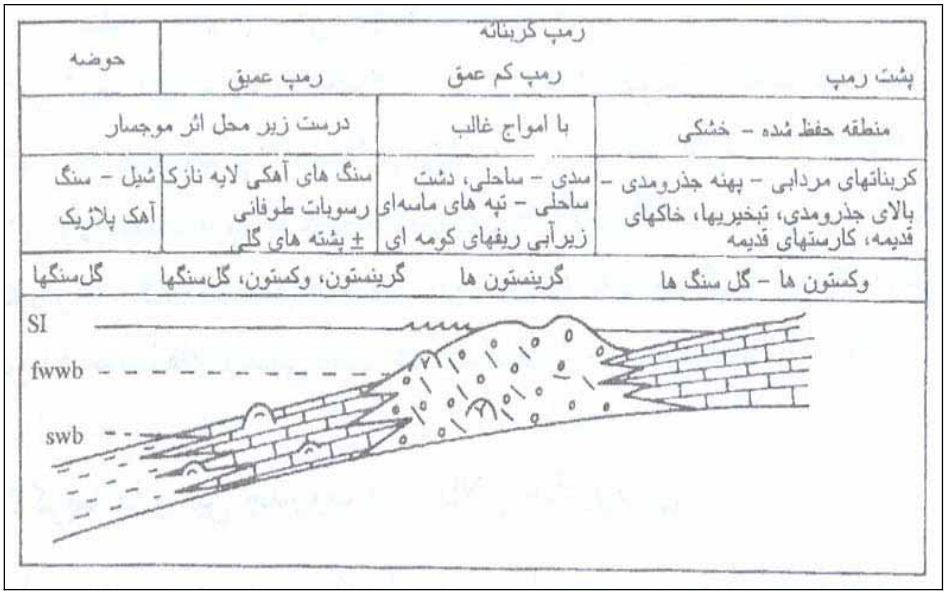
ساخت سنگهای آهکی اعم از انواع برجا و یا آهکهای نابرجای تخریبی شامل بعضی یا تمام بخشهای زیر است.

۱. دامنه‌هایی تخریبی از تمام منشا شیمیایی یا اکوکمها.
۲. مواد پرکننده بسیار دانه ریز به صورت گل کربناته که فضاهای خالی بین دانه و درون دانه‌ها را پر کرده است.

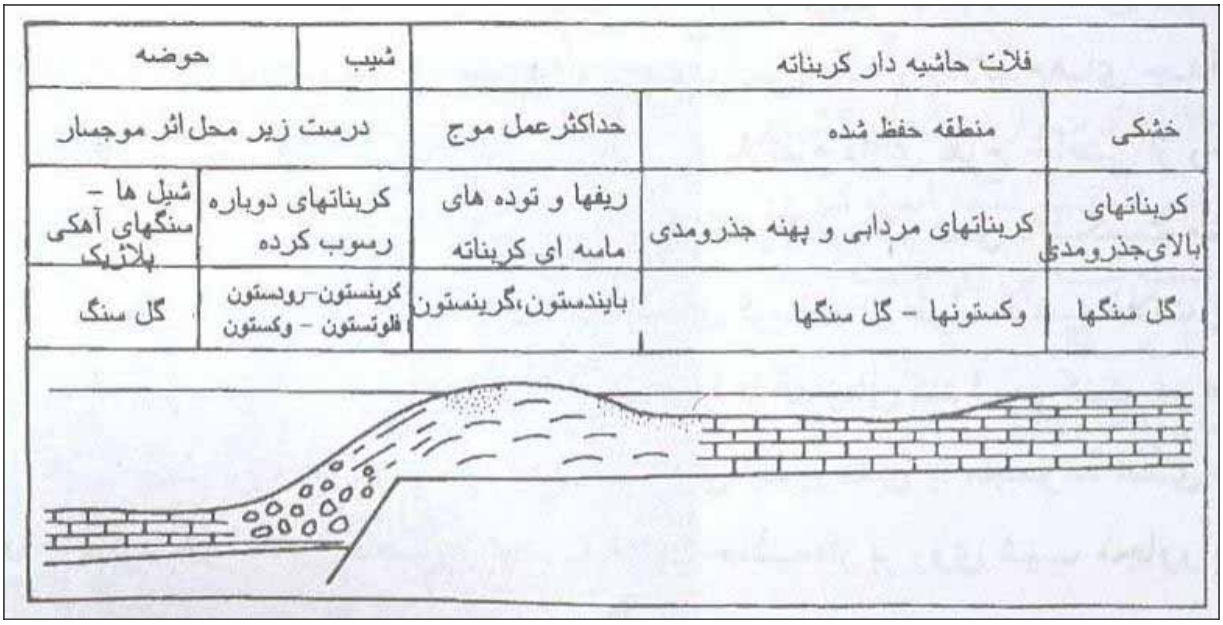
۳. سیمان کربنات کلسیم که در اغلب قریب به اتفاق موارد ، کلسیتی است و بعد از نهشتگی تشکیل می‌گردد. این نیز نقش پرکننده فضاهای خالی بین و درون دانه‌ها را ایفا می‌کند.



شکل۳ : انواع مختلف پلاتفرم های کربناته (اقتباس از تاکر و رایت۱۹۹۰)



شکل۴ : مدل کلی رخساره ها و انواع سنگ های آهکی در یک رمپ کربناته



شکل ۵: مدل کلی رخساره ها و انواع سنگ های آهکی در یک فلات حاشیه دار کربناته

www.ngdir.ir

بافت سنگ‌های کربناته و تقسیم بندی آنها:

بافت سنگ‌های تخریبی از دانه‌ها، ماتریکس و سیمان تشکیل شده بود. سنگ‌های کربناته اجزاء مشابه بافتی با سنگ‌های تخریبی دارند که اجزاء آن عبارتند از:

الف) آلوکم‌ها (معادل دانه‌ها در سنگ‌های تخریبی بوده و عبارتند از رسوباتی می‌باشند که منشاء داخل حوضه رسوبی داشته و از خارج از حوضه وارد آن نمی‌شود) که عبارتند از

۱- اینتراکلاست‌ها: ذرات یا قطعات نابجای زاویه‌دار یا شبه زاویه‌دار بوده که همزمان با رسوب‌گذاری بوجود آمده‌اند. اندازه آنها متغیر بوده و بنظر می‌رسد این ذرات از کف دریا کنده شده و مجدداً رسوب نموده‌اند.

۲- لائیدها: ذرات کروی یا شبه کروی با ساختمان داخلی شعاعی با دوایر متحدالمرکز که جنس آن کربنات کلسیم است می‌باشند. اندازه لائیدها عمدتاً از ۲ میلی‌متر کوچکتر است.

۳- پلت: ذرات گرد تا بیضوی بوده که فاقد ساختمان داخلی می‌باشند. اندازه آنها مابین ۰۳/۰ تا ۱۵/۰ میلی‌متر است. پلت‌ها از فضولات جانوران لجن‌خوار کف دریاها تشکیل شده‌اند.

۴- ذرات فسیلی: صدف انواع موجودات دریازی نظیر دوکفه‌ای‌ها، براکپرپودها و انواع موجودات نظیر مرجان‌ها، ماهیها ... که بعد از مرگ موجود در محیط زیست آن‌ها رسوب می‌نماید.

ب) ماتریکس:

ماده زمینه که از ذرات دانه ریز در حد سیلت و رس تشکیل شده و دانه های رسوبی را در بر می‌گیرد.

ج) سیمان ها :

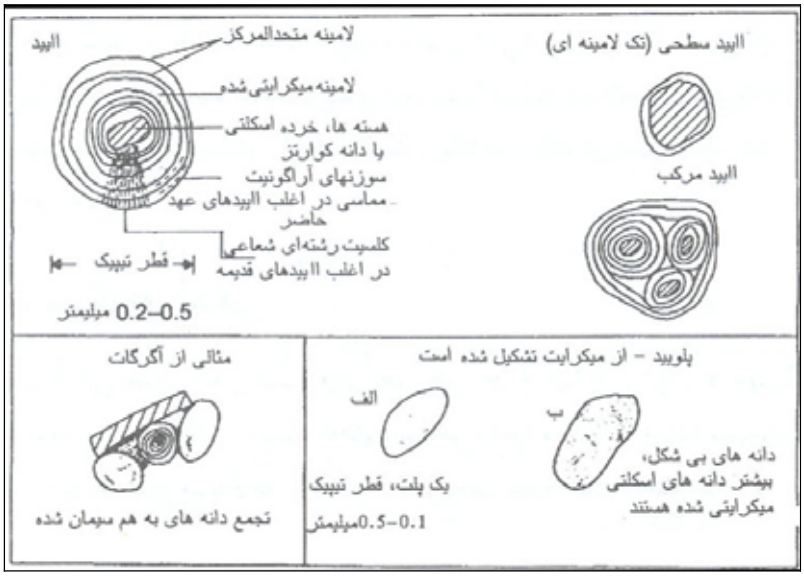
سیمان که به صورت شیمیایی تشکیل شده وعمدتاً از جنس سیلیس و یا کربنات کلسیم می باشد، البته برخی از اوقات سیمان از جنس اکسید آهن نیز دربین دانه ها تشکیل می شود. سیمان مانند چسب دانه‌ها را به یکدیگر می چسباند. در بسیاری از مواقع بین دانه ها فضاهای خالی باقی می ماند. ترکیب کانی شناسی سیمان های در یایی که عمق عهد حاضر بیشتر آراگونیت یا کلسیت با منیزیم بالاست و در ادوار گذشته زمین شناسی، سیمان های دریایی اولیه آراگونیتی ، کلسیت با منیزیم بالا و کلسیت با منیزیم کم را می توان تشخیص داد.

www.ngdir.ir

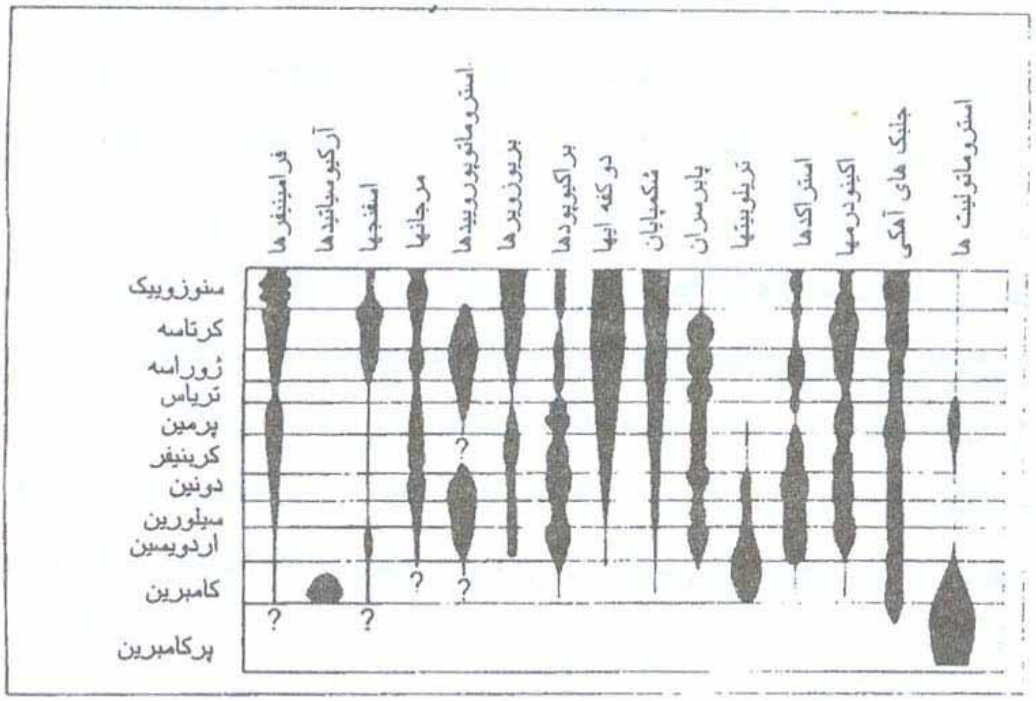
موجودات	کانی‌شناسی			
	آراگونیت	کلسیت با Mg پایین	کلسیت با Mg بالا	آراگونیت + کلسیت
نرم تنان:				
دوکفه‌ای ها	×	×		×
گاستروپودها	×			×
پتروپودها	×			
سفالوپودها	×		(×)	
براکیوپودها		×	(×)	
مرجان‌ها:				
اسکلراکتینین	×			
روگوز+ تابولیت		×	×	
اسفنج‌ها	×	×	×	
بریوزوئرها	×		×	×
اکینودرم‌ها			×	
استراکدها		×	×	
فرامینیفرها:				
بنتیک	(×)		×	
پلاژیک		×		
جلبک :				
کوکولیتوفوریدها		×		
رودوفیتا	×		×	
کلروفیتا	×			
کاروفیتا		×		

شکل۴ : کانی شناسی اسکلت کربناته (x= کانی شناسی متداول و (X)= کمتر متداول)

www.ngdir.ir

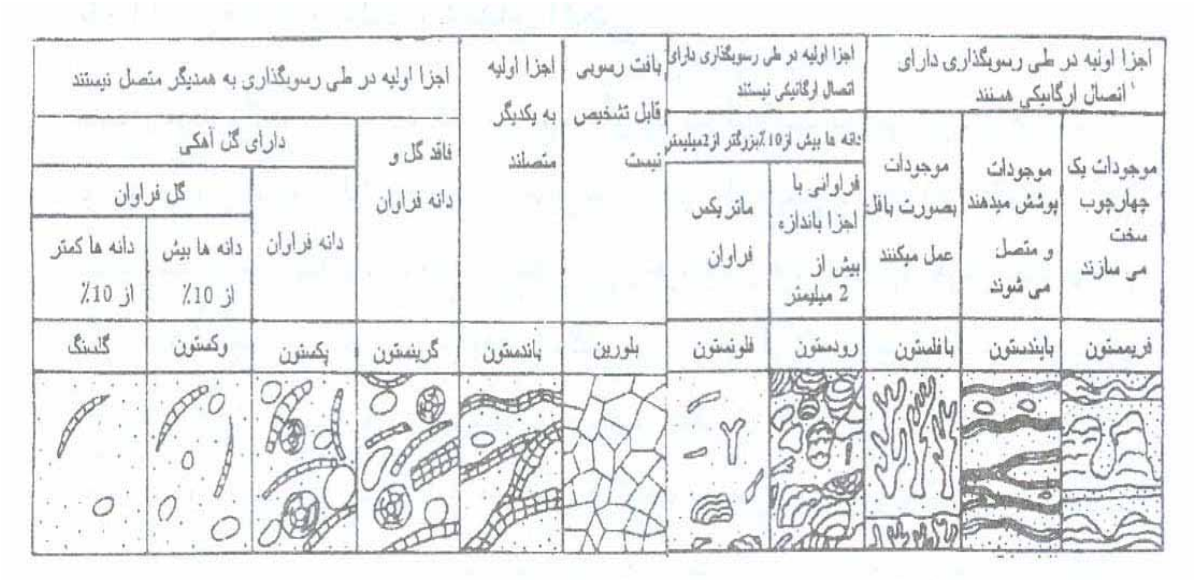


شکل ۶: کانی های غیر اسکلتی اصلی سنگ های کربناته

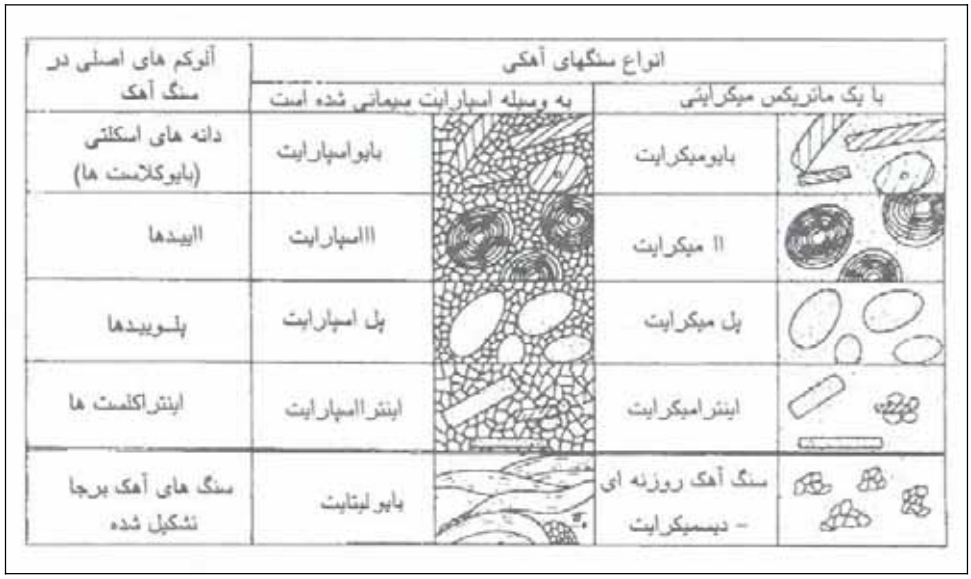


شکل۷ : دامنه سنی و تنوع تاکسونومی کلی موجودات ترشح کننده کربنات ها (هوروتیز و پاتر ۱۹۷۱)

www.ngdir.ir



شکل۸ : طبقه بندی سنگ های اهکی بر اساس بافت رسوبی (دانهام ۱۹۶۲ با تغییراتی از امبری و کلوون ۱۹۷۱ اقتباس از تاکر ۱۹۹۰)



شکل۹ : طبقه بندی سنگ های آهکی بر اساس ترکیب(فولک ۱۹۶۲ اقتباس از تاکر۱۹۹۰)

www.ngdir.ir

سنگ آهک :

سنگ آهک فراوانترین سنگ رسوبی موجود در سطح زمین است.ترکیب شیمیایی آن کربنات کلسیم ($CaCO_3$)به ندرت به صورت آهک خالص در طبیعت پیدا می‌شود. این سنگ بیشتر به صورت آهک رسی ، آهک ماسه‌ای و دولومیت یافت می‌گردد. ناخالصیهای مهم سنگ آهک شامل منیزیم ، سلیس ، آلومینیم و منگنز است.

نحوه تشکیل:
سنگهای آهکی از نظر ژنتیکی و نحوه تشکیل به دو گروه عمده و بزرگ آهکهای برجا و آهکهای نابرجا تقسیم می‌شوند. آهکهای برجا شامل کلیه سنگ آهکهای ستونهایی می‌گردد که طی فرآیندهای شیمیایی و بیوشیمیایی در محلی که وجود دارند، تشکیل گردیده‌اند. اصولا تشکیل در جای رسوبات آهکی مربوط به فعالیتهای بیولوژیکی بوده و از منشا بیوشیمیایی می‌باشند. مانند تراورتن و ستونهای آهکی. آهکهای نابرجا آهکهایی را شامل می‌گردد که از نظر بافتی به سنگهای کلاسیک شباهت داشته ، ولی از نظر منشا تشکیلاتشان کاملا مربوط به فرآیندهای شیمیایی است. مانند آهکهای تخریبی و ماسه‌ای.

شکل و گسترش سنگهای کربناته
رسوبات کربناته جدید در محیطهای رسوبی مختلفی تشکیل شده و به اشکال گوناگون گسترش دارند. با وجود تنوع زیادی که در محیط رسوبی کربناتها وجوددارد، بطور کلی این محیطها را می‌توان در دو گروه بزرگ زیر مطالعه نمود.

موارد استعمال آهک

- تهیه منشورهای نیکل :
  اسپت دیسلند که نوعی کربنات کلسیم است، برای تهیه منشورهای نیکل در میکروسکوپها ، فتومترها و کولوریمترها بکار می‌رود.

- تهیه کود :
  نوع نامرغوب آن در صنعت تهیه قلیائیان و به عنوان کود در زمینهای بی آهک بکار می‌رود.

- تهیه شیشه :
  در صنعت شیشه‌سازی ، کلسیت خالص را به مذاب شیشه‌ها اضافه می‌کنند، گاز کربنیک حاصله از ذوب آن موجب همگن شدن توده مذاب شیشه می‌گردد.

- استفاده در صنایع شیمیایی :
  آهک در صنایع شیمیایی به عنوان یک ماده اولیه و همچنین برای خنثی کردن اسید و به عنوان کمک ذوب ،

ماده قلیا کننده ، جاذبه رطوبت ، عامل چسبندگی و... بکار می‌رود. این نوع آهک بایستی با درصد کلسیم زیاد باشد.

- تهیه پودر مل :
سنگ آهک با درصد بالا از کربنات کلسیم در کارخانه‌های سنگ کوبی به صورت پودر تهیه می‌گردد که به عنوان مل به بازار عرضه می‌شود.

- استفاده در صنعت سیمان :
سنگ آهک به مقدار زیاد در صنایع استعمال می‌شود. ترکیب سیمان به صورت (آهک، رس ، آهن ، گچ ، سیلیس) که با درصدهای مختلفی این مخلوط در کوره پخته و محصول حاصل بعد از خرد شدن و مخلوط شدن با آب و بعد از سفت شدن به سیمان تبدیل می‌شود.

دیگر مصارف سنگ آهک :
نمونه‌ای از سنگ آهک بسیار دانه ریز که به سنگ چاپ معروف است، قابل استفاده در چاپ و امور چاپی است. بالاخره سنگهای آهکی در خمیر دندان سازی، لاک سازی ، عطرسازی و لاستیک سازی کاربرد دارند.

* سنگ آهک فسیل‌دار: این‌گونه سنگ‌های آهکی فسیل‌ها یا قطعات باقی‌مانده جانوران قدیمی می‌باشند. مابین این قطعات را یا گل‌کربناته پر می‌نماید.

- کوکینا: کوکینا نوعی سنگ آهک فسیل‌دار می‌باشد که از صدف فسیلها تشکیل شده است کوکنیا فاقد ماترکس بوده و یا مقدار ماتریکس در آن بسیار کم است. اندازه صدف‌ها در کونیا از ۲ میلی‌متر بزرگتر بوده و با چشم قابل مکشاهده می‌باشند.

- چالک: چالک نوعی سنگ آهک فسیل‌دار است که از صدف جانوران میکروسکوپی تشکیل شده است. پلانکتون‌ها عمده‌ترین موجودات تشکیل دهنده چالک می‌باشند. از نظر بافتی چالک مشابه میکرایت‌ها است ولی از نظر رنگ چالک سفید رنگ می‌باشد.

- سنگ آهک‌های کریستالین: این گونه سنگ‌ها زا بلورهای درشت کربنات کلسیم تشکیل شده‌اند. علت بوجودآمدن این بلورها تغییرات فیزیکی و شیمیایی در حین مراحل سنگ‌زایی (دیاژنز) می‌باشد.

- تراورتن: در محیط‌های غاری، چشمه‌ها و یا رودخانه از تبخیر آب‌های حاوی کربنات کلسیم بوجود می‌آید. تراورتن سنگی با چگالی زیاد و بلوری می‌باشد استالاکتیت‌ها و استالاگمیت‌ها از جنس تراورتن می‌باشند. تراورتن نوعی سنگ زمینی بوده و در مجسمه‌سازی و سنگ‌های تزئینی کاربرد دارد. تراورتن‌ها از رخساره‌های جدید زمین‌شناسی هستند که در رخساره‌های دوران چهارم در عهد حاضر گسترش دارند

www.ngdir.ir

برخی کانی های مهم موجود در سنگ های کربناته:

کلسیت:

ریشه لغوی :
نام کلسیت از کلمه لاتین کالکس (Calx) به معنی آهک سوزان گرفته شده است.

سیستم تبلور :
کلسیت در سیستم تری‌گونال ، رده اسکالنوئدریک متبلور می‌شود. دارای بلورهای درشت و مشخص و یا بصورت توده‌های دانه‌ای می‌باشد. فرمهای رومبوئدر و اسکالنوئدر کلسیت فراوانتر است. دارای ماکلهای گوناگون و متنوع نیز می‌باشد.

ساختار کلسیت :
ساختار کلسیت به صورت رومبوئدر است و در آن یونهای کلسیم و بنیان $(CO_3)^{2-}$ بطور یک در میان قرار دارند. در بنیان CO_3 هر کربن بوسیله سه اکسیژن ، به صورت مثلث احاطه شده است و مثلثها در صفحه‌های عمود بر محور C قرار دارند. این ساختار را می‌توان با شبکه تبلوری نمک طعام مقایسه نمود که در آن یونهای کلسیم در موقعیت یونهای سدیم و مثلثهای CO_3 در موقعیت مکانی یونهای کلر قرار دارند.
مشخصات ماکروسکوپی کلسیت

- کلیواژ : دارای کلیواژ کامل موازی با سطوح رومبوئدری (۱۰۱۱) است و زاویه بین سطوح کیلواژ ۷۴ درجه می‌باشد. در اثر کلیواژ کلسیت به آسانی به صورت متوازی‌السطوح لوزی می‌شکند.
- سختی : سختی کلسیت در سطح کلیواژ ۳ می‌باشد و در سطوح دیگر ۲,۵ است. که به آسانی توسط چاقو خط برمی‌دارد، ولی توسط ناخن خط برنمی‌دارد.
- رنگ : رنگ آن سفید یا بی‌رنگ است، اما در اثر وجود بعضی ناخالصیها می‌تواند به رنگهای سبز ، زرد ، آبی و حتی قهوه‌ای تا سیاه نیز دیده شود، رنگ خاکه آن نیز بی‌رنگ است.
- ماکل : ماکل در بلورهای کلسیت به صورت فراوان دیده می‌شود. فراوانترین آنها با سطح ماکل (۰۰۰۱) است که در این صورت شبیه به دی‌تری گونال پایرامیدال می‌باشد. همچنین ماکل پلی سنتتیک ، ماکل قلبی شکل و پروانه‌ای نیز در آن دیده می‌شود.
- فرم : کلسیت علاوه بر فرمهای بلوری ، به صورت دانه‌ای ، ساقه‌مانند ، رشته‌ای ، استالاکتیتی و توده‌ای نیز تشکیل می‌شود.
- خاصیت مشخصه کلسیت : کلسیت در اسیدها ، حتی در حالت سرد ، با ایجاد گاز CO_2 ، به آسانی حل می‌شود. اگر کمی اسید کلریدریک رقیق و سرد روی کلسیت بریزیم با آن واکنش داده و می‌جوشد.

مشخصات میکروسکوپی کلسیت :

- نور طبیعی:

کلسیت در نور طبیعی بی‌رنگ است، اما بعضی اوقات به صورت مه‌آلود دیده می‌شود. گاهی به صورت االیتی یا اسفرولیتی دیده می‌شود. کلیواژ کامل آن به موازات سطح (۱۰۱۱) به صورت دو سری متقاطع با زاویه , ۵۵ ´ ۷۴°دیده می‌شود. گاهی دارای جدایش به موازات سطح (۰۱۱۲) می‌باشد، که به خاطر ماکل است. برجستگی بلور از جهات گوناگون ، متفاوت است. از اینرو ، برجستگی ضعیف تا متوسط ، منفی یا مثبت دارد. مقاطع موازی با سطح (۰۰۰۱) برجستگی ثابت دارد.

- نور قطبیده:

بیرفرژانس فوق‌العاده قوی دارد و رنگهای تداخلی آن رنگهای سفید سریهای فوقانی می‌باشد. خاموشی نسبت به اثر کلیواژ متقارن است. ماکل پلی‌سنتتیک زیاد دیده می‌شود. تیغه‌های ماکل به ویژه در کلیستهای تولید شده در اثر دگرگونی بطور معمول موازی با قطر بزرگ لوزی است، اما گاهی نسبت به آن مایل دیده می‌شود. این تیغه‌ها اغلب خیلی ظریف هستند و تیغه‌های ماکل به علت نازکی زیاد از خود رنگ تداخلی سری اول را نشان می‌دهند.

- نور متقارب:

یک محوری منفی است و اغلب دوایر رنگین دارد. گاهی به صورت دو محوری دیده می‌شود.

نحوه و محل پیدایش کلسیت :

کلسیت یکی از کانیهای فراوان سنگهای رسوبی و دگرگونی است. سنگ آهک ، تراورتن و مرمر فقط از کلسیت ساخته شده‌اند. حدود ۵۰ درصد ترکیب مارنها ، کلسیت است. بخش اعظم ماسه‌سنگ‌های آهکی را کلسیت می‌سازد. کلسیت در سنگهای آذرین بیرونی بطور ثانوی تشکیل می‌شود. اسکلت آهکی موجودات زنده ، ممکن است کلسیتی باشد.

گل سفید یک نوع آهک متخلخل و نرم و خاکی است که از پوسته آهکی روزن‌داران تولید شده است. مرمر اونیکس یک نوع آهک است که از رشته‌های ظریف کلسیت ساخته شده است. تراورتن نیز کلسیت است که در محل چشمه‌های آهکی تشکیل می‌شود. در ایران سنگهای آهکی که از کلسیت همراه با ناخالصی تشکیل شده‌اند، بسیار فراوان هستند و تقریبا در همه استانها وجود دارند.

کاربرد کلسیت :

کلسیت به صورت سنگ آهک در صنایع سیمان و کارخانجات آهک‌پزی به‌مقدار زیاد مصرف دارد. در صنایع شیمیایی مانند کارخانه قند ، برای تصفیه و جداسازی ترکیبات فسفاتی و اسیدهای آلی ، در صنایع نفت برای خنثی کردن ترکیبات آلی ، سولفیدها و بی اثر ساختن گاز انیدرید سولفوره و تهیه گریس ویژه بکار می‌رود. در کارخانه‌های ذوب فلزات ، به عنوان کمک ذوب ، در صنایع رنگ به عنوان پرکننده و نیز در صنایع چرم ، برای جدا کردن مو و پشم استفاده می‌شود. همچنین به صورت پودر مل در نقاشی و نیز در خمیردندان ، لاک شیمیایی ، عطر و لاستیک سازی مصرف می‌شود. در صنایع ساختمانی به عنوان سنگ نما به نام مرمریت یا تراورتن ، سنگ چینی ، مرمر و نیز در بتن به صورت سنگدانه مصرف می‌شود. انواع شفاف آن به نام اسپات دیسلند قبلا در ساخت وسایل نوری ، از جمله نیکل ، برای تولید نور پلاریزه به کار می‌رفت. اما امروزه به جای آن از صفحات پلاروید استفاده می‌شود.

دولومیت:

بطور ایده آل ، دولومیت از تعداد برابری یون Ca^{2+} و Mg^{2+} تشکیل شده است که توسط صفحاتی از آیفون CO^{+} بطور منظم جدا شده‌اند. حالت خوب مرتب شده شبکه دولومیت باعث یکسری انعکاسهای فوق ساختمانی در دیفراکتومتر اشعه ایکس (XRD) می‌شود که از نظر ساختمانی با کلسیت متفاوت است.

بیشتر دولومیت‌های عهد حاضر در مقایسه با دولومیت‌های قدیمتر دارای درجه نظم پایین‌تری هستند، واژه پروتودولومیت Protodolomiteبرای کربناتهای Ca - Mg ساخته شده در آزمایشگاه با نظم انعکاسی خیلی ضعیف یا بدون نظم انعکاسی معرفی شده است. جانشینی آهن در دولومیت‌ها فراوان است و دولومیت آهن‌دار با چند درصد مول $FeCO_3$ تشکیل می‌شود. که ممکن است آنکریت Ankite همراه داشته باشد.

جانشینی دولومیت :

جانشینی کانیهای کربنات کلسیم توسط دولومیت و ته نشست سیمان دولومیتی ممکن است بلافاصله بعد از اینکه رسوبات ته نشین شدند، یعنی همزمان با رسوبگذاری و در طی دیاژنز اولیه (قبلا دولومیت شدن سین ژنتیک نامیده می شد)، یا مدتی طولانی بعد از رسوبگذاری (معمولا بعد از سیمانی شدن ، و در طی دفن) انجام می‌گیرد(دولومیتی شدن اپی ژنتیک).

دولومیت اولیه :

خیلی اوقات واژه اولیه Primary برای دولومیتی بکار می‌رود که بر ته نشست مستقیم از آب دریا یا دریاچه دلالت دارد. در حقیقت اکثر دولومیت‌ها توسط جانشینی در کانیهای کربناته‌ای که قبلا تشکیل شده‌اند، به وجود می‌آیند، هر چند سیمانهای دولومیتی نیز فراوان است.
تقسیم بندی سنگهای کربناته بر اساس مقدار دولومیت

- سنگ آهک : سنگی است که حاوی ۰ تا ۱۰ درصد دولومیت باشد.
- سنگ آهک دولومیتی : سنگی است که حاوی ۱۰ تا ۵۰ درصد دولومیت باشد.
- دولومیت کلسیتی : سنگی است که حاوی ۵۰ تا ۹۰ درصد دولومیت باشد.
- دولومیت (Dolostone) : سنگی است که حاوی ۹۰ تا ۱۰۰ درصد دولومیت باشد.

بافت‌های دولومیت :

- اگزونوتوپیک : Xenotopic در این بافت دولومیت دارای بلورهای بدون شکل با مرزهای بلوری منحنی تا دندانه‌ای و نامنظم است.
- ایدیوتوپیک : Idiotopic در این بافت دولومیت دارای بلورهای شکل‌دار لوزوجهی می‌باشد.

فابریک مخرب در دولومیت:
حفظ بافت اولیه سنگ آهک در دولومیت از فابریک کاملا تخریب شده و بدون باقی ماندن آثار مشخصی از رسوب اولیه ، تا فابریک حفظ شده ، با ساختمان اولیه خوب تا کاملا حفظ شده در تغییراست. دانه‌های کلسیت با منیزیم کم ممکن است در مقابل دولومیتی شدن مقاوم بوده یا بطور مخرب دولومیتی شوند. زمان دولومیتی شدن نیز یک فاکتور است، چون اگر تاخیری و در طی دفن باشد، احتمال زیاد دارد که رسوب اولیه با کانی شناسی مخلوط قبلا به کلسیت پایدار با منیزیم که تبدیل شده باشد. بنابراین دولومیت دارای یک فابریک مخرب خواهد بود.

دولومیت بی‌تناسب یا زین اسبی :

نوعی دولومیت ، که ممکن است جانشینی یا به صورت یک سیمان باشد، دولومیت بی‌تناسب Barague یا زین اسبی Saddleاست. همچنین تحت عنوان اسپار مرواریدی Peal Spar شناخته می‌شود. بطور کلی بلورها بزرگند (چند میلیمتر) و سطوح بلوری منحنی شکل و واضح دارند. در مقطع نازک ، آنها رخ منحنی و خاموشی موجی دارند. معمولا حاوی اینکلوزیون‌ها بوده که بیشتر آنها از آهن می‌باشند.

www.ngdir.ir

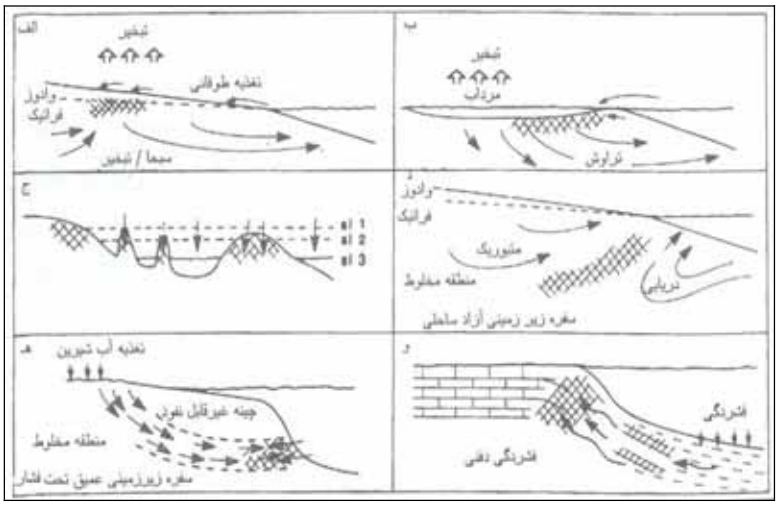
شکل ۱۰ : کانی دولومیت

دولومیت بی‌تناسب معمولا با کانی سازی سولفیدی، فعالیت هیدروترمالی و همچنین هیدروکربن‌ها همراه است، خیلی اوقات این دولومیت به عنوان دولومیتی شدن تیپیک دفنی بررسی می‌شود و اختصاصات تغییر شکل شبکه به تغییرات غلظت یونهای Ca جذب شده بر روی سطوح بلوری در حال رشد نسبت داده می‌شود.

پراکندگی دولومیت‌ها در ادوار زمین شناسی

پراکندگی دولومیت‌ها در ادوار زمین شناسی یکسان نیست و اغلب گفته شده است که با بازگشت زمان به عقب فراوانی دولومیت ها افزایش می‌یابد. به نظر می‌رسد، دولومیت‌ها در پرکامبرین فراوان تر از سنگهای آهکی باشند و این موضوع منجر به این پیشنهاد شده است که آب دریا ترکیب متفاوتی داشته است، بطوری که دولومیت می‌توانسته است مستقیما ته نشین شود یا می‌توانسته خیلی به سادگی جانشین $CaCO_3$ شود.

عقاید دیگر این است که محیط ها دولومیتی شدن Dolomitization در سرتاسر جغرافیایی قدیم و آب و هوای قدیم مختلف متداول تر بوده است یا اینکه به راحتی در اثر گذشت زمان ، سنگهای آهکی زمان زیادی داشته‌اند تا دولومیتی شوند.



شکل ۱۱: مدل های دولومیتی شدن که مکانیسم مختلف حرکت سیالات تشکیل دهنده در رسوبات را نشان می دهد.

www.ngdir.ir

– سنگ‌های رسوبی آلی

سنگ‌های رسوبی سیلیسی

سنگ‌های رسوبی سلیس‌دار عمدتاً از Sio۲ تشکیل شده‌اند، این گونه سنگ‌ها از رسوب شیمیایی Sio۲ موجود در محلول تشکیل شده‌اند. بنابراین، این‌گونه رسوبات از نظر ژنتیکی تفاوت فاحشی نسبت به کوارتزآرنایت دارند. عمده‌ترین سنگ‌های سیلیسی عبارت از چرت، دیاتومیت و اُپال می‌باشد.

- چرت Chert (کوارتز میکروکریستالین):

چرت از دانه‌های بسیار ریز سیلیس که دارای منشاء شیمیایی یا بیوشیمیایی است تشکیل یافته است. برخی از چرت‌ها حاوی باقی مانده اسکلت جانداران ریز نظیر رادیولاریت‌ها و یا سوزن‌های اسفنج‌های سیلیسی می‌باشند که فقط در زیر میکروسکوپ قابل مشاهده اند. انواع چرت براساس رنگ آن‌ها به اسامی مختلف نامیده می‌شوند. سنگ کک یکی از انواع چرت می‌باشد که عمدتاً رنگ تیره دارد.

ـ دیاتومیت Diatomite

یکی از سنگ‌های معدنی می‌باشد که کاربرد صنعتی فراوانی در صنایع مختلف خصوصاً صنایع نظامی دارد. دیاتومیت، سنگی بسیار نرم، سفید و با چگالی کم و قابلیت پودرشدگی خوبی است. دیاتومیت از اسکلت دیاتومه‌ها تشکیل شده است. در ایران معادن دیاتومیت یافت می‌شود که یکی از معادن آن در آذربایجان شرقی در نزدیکی تبریز می‌باشد.

- سنگ آهن رسوبی

آهن یکی از فراوان‌ترین عناصر در پوسته جامد زمین است و فقط معدودی از سنگ‌ها، از ترکیب آهن عاری می‌باشند. بنابراین سنگ آهن به سنگهایی اطلاق می‌گردد که مقدار آهن آنها بیش از ۱۵ درصد، (که معادل ۳/۲۱ درصد Fe۲o۳ و یا ۴/۱۹ درصد Feoاست) تعیین شده باشد. از جمله رسوبات غنی از آهن می‌توان به لاتریت و رس‌های آهن‌دار اشاره نمود.

سنگ های رسوبی تخریبی:

سه جزء اصلی بافتی سنگ های رسوبی تخریبی عبارتند از:

۱- دانه ها که در حد گراول ، ماسه و سیلت می‌باشند

۲- ماتریکس یا ماده زمینه که از ذرات دانه ریز در حد سیلت و رس تشکیل شده و دانه های رسوبی را در بر می‌گیرد.

۳- سیمان که به صورت شیمیایی تشکیل شده وعمدتاً از جنس سیلیس و یا کربنات کلسیم می باشد، البته برخی از اوقات سیمان از جنس اکسید آهن نیز دربین دانه ها تشکیل می شود. سیمان می شد چسب دانه‌ها را به یکدیگر می چسباند. در بسیاری از مواقع بین دانه ها فضاهای خالی باقی می ماند که بعداً ممکن است توسط آب های زیرزمینی و یا نفت و گاز اشغال شود که برخی از رشته های تخصصی زمین شناسی نظیر آب شناسی و زمین شناسی نفت وظیفه بررسی این فضاهای خالی را که اصطلاحاً تخلخل نامیده می‌شوند را دارند.

- اندازه دانه‌ها

یکی از مهمترین شاخصه های بافتی رسوبات و سنگ های رسوبی اندازه دانه های تشکیل دهنده آن می باشد. زیرا توسط بررسی اندازه دانه ها می‌توان انرژی عامل حمل ونقل و دوری و نزدیکی رسوب نسبت به ناحیه فشار را تعیین نمود و به واسطه اندازه دانه ها تقسیم بندی رسوبات و سنگ های رسوبی مطابق جدول زیر انجام می شود. طبقه بندی دانه ها از روی بلندترین قطر آنها صورت می گیرد که برای اولین بار توسط ونثورث واودرن ارایه شد. این مقیاس لگاریتمی بوده و در آن ، هر درجه ای برابر بزرگتر از درجه قبلی است. امروزه این مقیاس میلی متری نیز معروف است.

www.ngdir.ir

واژه‌های رسوب و سنگ بر اساس اندازهٔ دانه		واژه‌های هر رده	فی	میلیمتر
		بولدرها		
			-۸	۲۵۶
		کابلها	-۷	۱۲۸
			-۶	۶۴
گراول				
رودایت			-۵	۳۲
رسوبات رودایتی		پبلها	-۴	۱۶
کنگلومراها			-۳	۸
برش‌ها			-۲	۴۰
			-۲	۴
		گرانولها		
			-۱	۲۰
ماسه		خیلی درشت	۰	۱
		درشت	۱	۰/۵
ماسه سنگ‌ها	ماسه	متوسط		
رسوبات آرنایتی		ریز	۲	۰/۲۵
آرنایتها			۳	۰/۱۲۵
		خیلی ریز	۴	٪۶۲
گل‌سنگها		درشت		
	سیلت	متوسط	۵	۰/۳۱
	سیلتستون	ریز	۶	۰/۱۶
	سیلت	خیلی ریز	۷	۰/۰۰۸
			۸	۰/۰۰۴
	رس	رس		
	سنگ رسی			

شکل۱۲ : مقیاس اندازه دانه برای رسوبات و سنگ ها (جی ا . ادون و سی کا. ونث ورث ، اقتباس از تاکر ۱۹۹۰)

www.ngdir.ir

- شکل دانه grain shape

شکل دانه عبارت از توصیف فرم هندسی دانه در رسوب یا سنگ است که توسط فرم، کروپت ، گردشدگی و بافت سطح دانه مورد بررسی قرار می‌گیرد.

الف) فرم form :

فرم عبارت است از رابطه بین سه قطر اصلی تشکیل دهنده یک دانه می باشد (اقطار بلند، کوتاه، متوسط) که براساس آن دانه ها ممکن است به اشکال زیر دیده شوند.

ب) کرویت sphericity

کرویت عبارتست از این که شکل دانه تا چه حد به کره نزدیک باشد. کرویت یکی از ویژگی های ارثی دانه ها می باشد.

ج) گردشدگی reandness

گردشدگی عبارتست از این که دانه رسوبی زوایا و گوشه های تیز خود را در حین حمل و نقل از دست بدهد. هرچه دانه رسوبی بزرگتر باشد گردشدگی سریعتر اتفاق می افتد. امروزه اگر کنار بستر یک رودخانه بروید ذراتی را خواهید دید که کاملاً گوشه های تیز خودرا از دست داده اند. به واسطه میزان گردشدگی می توان به راحتی مقدار مسافت طی شده رسوب را تخمین زد. هرچه رسوبی مسافت بیشتری را طی نموده باشد گردتر می شود. باید توجه داشت ذرات دانه ریز در صد سیلت هیچگاه گرد نمی شوند. میزان گردشدگی بستگی به درجه سایش دانه در هنگام حمل ونقل ، اندازه دانه ومسافت حمل ونقل دارد.

د) بافت سطح دانه texture grain surface

عوارض مواد در سطح دانه ، بافت سطح دانه را تشکیل می دهند. بعنوان مثال رسوبات از منشاء یخچالی که در حد گراول باشند عمدتاً برروی آن‌ها خطوطی دیده می شود که نمایانگر جهت حرکت یخچال می‌باشد. و یا اینکه در کنار ساحل دریا به دانه های ماسه ای توجه نمایند متوجه می شوید که دانه ها ماسه‌ای درخشان و براق می باشند. زیرا سطح این دانه‌ها در اثر حرکت بر روی یکدیگر توسط امواج براق گردیده است.

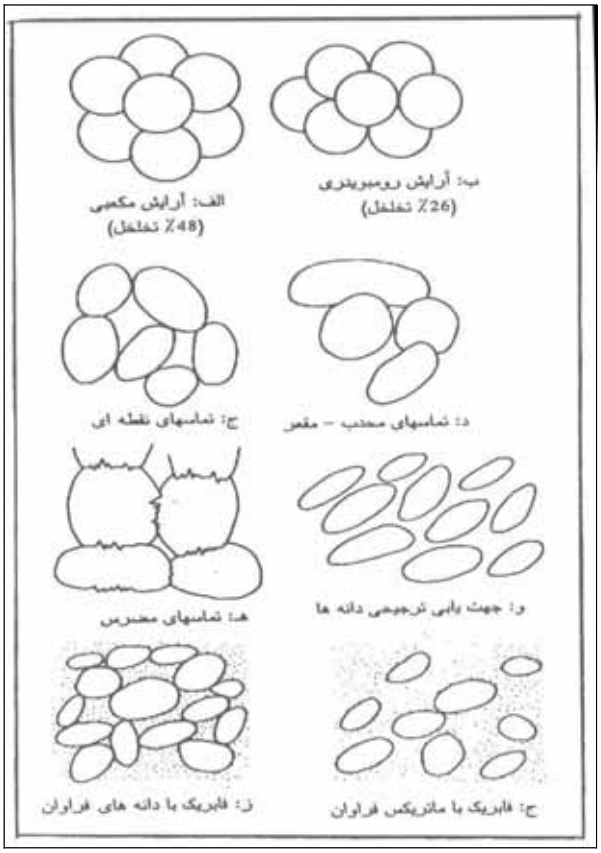
در محیط های بیابانی سطح دانه‌ها کدر یا مات است ، امروزه دانشمندان زمین شناسی توسط بررسی این اختصاصات توسط میکروسکوپ های پیشرفته ، به راحتی می توانند فشار بسیاری از رسوبات را شناسایی نمایند.

۳ - جورشدگی sorting

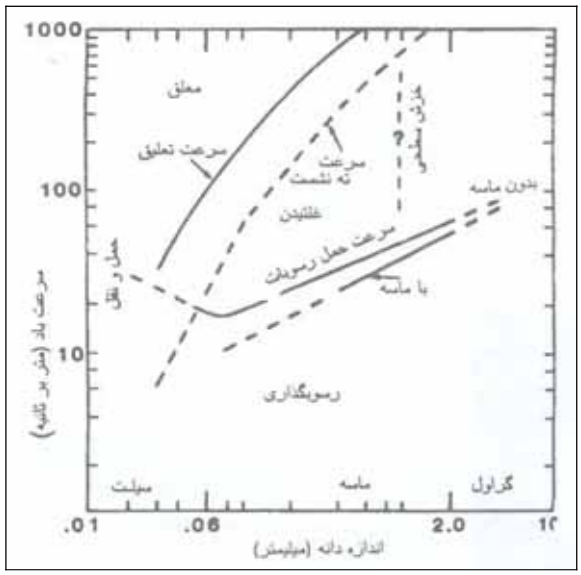
جورشدگی به یکنواختی اندازه دانه‌ها در سنگ اشاره می نماید، اگر سنگی از دانه های بااندازه تقریباً یکسال تشکیل شده باشد را سنگ با جورشدگی خوب می نامند و اگر سنگ از مخلوطی از دانه‌ها در سایزهای مختلف نظیر گراول ، ماسه و گل تشکیل شده باشد آن را سنگی با جورشدگی بد می‌نامند، به طور کلی رسوبات ساحل دریا از جورشدگی بسیار خوب و رسوبات یخچالی از جورشدگی بدی بهره می‌برند. دانشمندان از جورشدگی در تشخیص مقدار منافذ خالی موجود در سنگ استفاده می‌نمایند.

۴- طرز قرارگیری دانه ها

نحوه آرایش دانه هاو رسوبات در مقدارفضای خالی بین ذرات حایز اهمیت بسزایی است. بطوریکه هرگاه دانه ها به صورت مکعبی آرایش پیدا کنند، مقدار تخلخل به صورت ۴۷ ٪ و اگر به صورت رومبوئدر آرایش یابند میزان تخلخل تقریباً نصف خواهد شد. این مسئله در آب شناسی حائز اهمیت است.



شکل ۱۳: فابریک دانه رسوبات: آرایش، تماس و جهت یابی دانه ها و ارتباط دانه- ماتریکس



شکل۱۴ : ارتباط بین اندازه دانه رسوب و سرعت حمل ونقل در رسوبگذاری توسط باد

www.ngdir.ir

سنگ های رسوبی تخریبی:

سنگ های رسوبی دانه ریز

براساس اندازه تشکیل دهنده این گونه سنگ‌ها آن را به دو قسمت تقسیم می‌شوند.

۱- سیلت سنگ ها (اندازه دانه‌ها یابین ۴ تا ۶۴ میکرون) -۲رس سنگ ها(اندازه دانه‌ها از ۴ میکرون کوچکتر می‌باشد).

اندازه دانه‌ها تشکیل دهنده این گونه سنگها مابین ۶۴ تا ۴ میکرون می‌باشد. از نظر بافتی سیلت سنگ‌ها مابین ماسه‌ها و فسیل‌ها می‌باشند. تشخیص اندازه دانه‌ها توسط چشم غیر مسلح مشکل است، اما یکی از ساده ترین راهها برای تشخیص آن در طبیعت این است که اگر مقداری از آن را مابین دندان های خود قرار دهیم، دانه‌های تشکیل دهنده آن را احساس خواهیم نمود. کوارتز عمده‌ترین ذره تشکیل‌دهنده سیلت‌ها است.

- رس سنگ ها

شیل ها ویا رس سنگ ها از دانه های بسیار ریز (کوچکتر از ۴ میکرون) تشکیل شده‌اند. بنابراین دانه‌ها بقدری ریز هستند که توسط لنز دستی و میکروسکوپ با بزرگنمایی کم هم قابل تشخیص نمی‌باشند. در طبیعت جهت تشخیص این گونه سنگ ها از سیلت سنگ ها کافی است قدری آن را مابین دندان‌های خود بگذاریم بر اثر فشار هیچگونه دانه‌ای را در بین دندان‌های خود احساس نمی نماییم. این گونه سنگ ها را براساس رده‌بندی و نحوه شکسته شدن به دودسته شیل و رس سنگ تقسیم می نماید.

ـ شیل : دارای خاصیت فیسیلیتی است .این سنگ دارای لایه بندی ظریف بوده و در امتداد این لایه بندی به راحتی جدا می‌شود .

رنگ رسوبات دانه‌ریز بسیار متغیر است که علت برخی ازرنگ ها به شرح زیر است. رنگ سیاه بعلت وجود مواد آلی می‌باشد که به این گونه شیل ها ، شیل سیاه می‌گویند. رنگ قرمز در شیل های قرمز بعلت وجوداکسید آهن است ونمایانگر رسوبگذاری آن در محیط های اکسیدان می‌باشد.

ـ کائولن :

نوعی گل سنگ سفید رنگ است که عمدتاً از کانی کائولنیت تشکیل شده است. این گونه سنگ کاملاً اقتصادی است واز آن در ساخت چینی، کاغذ ، پلاستیک و صنایع دیگر استفاده می‌شود. کشور مانسبت به این ماده معدنی نسبتاً غنی می‌باشد و معادن آن در استان آذربایجان شرقی ، خراسان و لرستان موجوداست.

ـ گل :

از نظر علمی گل عبارتست از مخلوط سیلت رس می‌باشد. ومعادل سنگی گل را گلسنگ می‌نامند. هرگاه گل سنگ دارای خاصیت فیسیلیتی بود به آن گل شیلی می‌گویند.

سنگ های آواری دانه درشت

اجزاء تشکیل دهنده این دسته از سنگ های آواری اندازه بزرگتر از ۲ میلی متر:

اجزاء تشکیل دهنده این دسته از سنگ های آواری اندازه بزرگتر از ۲ میلی متر داشته و بر اساس گردشدگی دانه ها به دودسته کنگلومرا (Conglomerate) و برش (Breccia) تقسیم می‌شوند. کنگلومرا یا سنگ جوش از قطعات گردودانه درشتی تشکیل شده که اختلافش با برش در فقدان ذرات زاویه دار می باشد. طبق نظریه پتی‌جان (Pettijohn) اگر ده درصد ذرات سنگی ابعاد بیش از ۲ میلی متر داشته باشند آن سنگ را کنگلومرا می نامند. برش سنگی است که از قطعات زاویه‌دار و دانه‌دار درشت تشکیل شده است. اصولاً برش در وسعت خیلی کمتر از کنگلومرا در رسوبات دیده می‌شود. علت گوشه دار بودن برش دراین است که قطعات متشکله آنها بوسیله آب یا عامل دیگری حمل نشده‌اند ودر نتیجه زوایای آن ها محفوظ مانده است. از انواع برش ها می توان به برش انحلالی ، برش گسلی وبرش آتشفشانی اشاره نمود. سنگ های آواری دانه متوسط (ماسه سنگ ها sandstone). ماسه سنگ‌ها از دانه‌های در حدوداندازه ماسه (بین دو میلی متریا شصت وچهارمیکرون)تشکیل شده‌اند. ماسه‌ها و ماسه سنگ‌ها نسبت به کنگلومرها دارای گستردگی بیشتری می‌باشند و بر خلاف رسوبات دانه درشت از جورشدگی بهتری بهره می‌برند. ذرات ماسه در ماسه سنگ ها عمدتاً توسط سیمان سیلیس یا کربنات به یکدیگر چسبیده است. در صورتی‌که کنگلومرها این امر بیشتر توسط ماتریکس انجام می‌شود. ماسه سنگ‌ها را براساس ترکیب شیمیایی ذرات به سه دسته عمده تقسیم می نمایند:

۱- ماسه های کوارتزی Quartz Sand stone یا کوارتز آرنایت Quartz arenite:

این گونه ماسه ها حاوی بیش از نودو پنج درصد دانه‌های کوارتزمی‌باشند. علت فراوانی دانه‌های کوارتزدراین دسته از ماسه سنگ ها فرسایش و حذف دانه‌ها دیگر نظیر فلدسپات‌ها و... به علت هوازدگی می‌باشد. این گونه ماسه سنگ ها از نظر اقتصادی حایز اهمیت فراوانی می‌باشند زیرا از آنهامی‌توان بعنوان سنگ معدن اس ای او دو جهت شیشه سازی و الکترونیک استفاده نمود. در ایران کوارتز آرنایت به وفور دیده می‌شود. یکی از مهمترین سازندهای این ماده معدنی است، بیس کوارتزیت به سن کامبرین است. کوارتز آرنایت ها در نواحی تشکیل می‌شوند که از نظر تکتونیکی فعال نباشد.

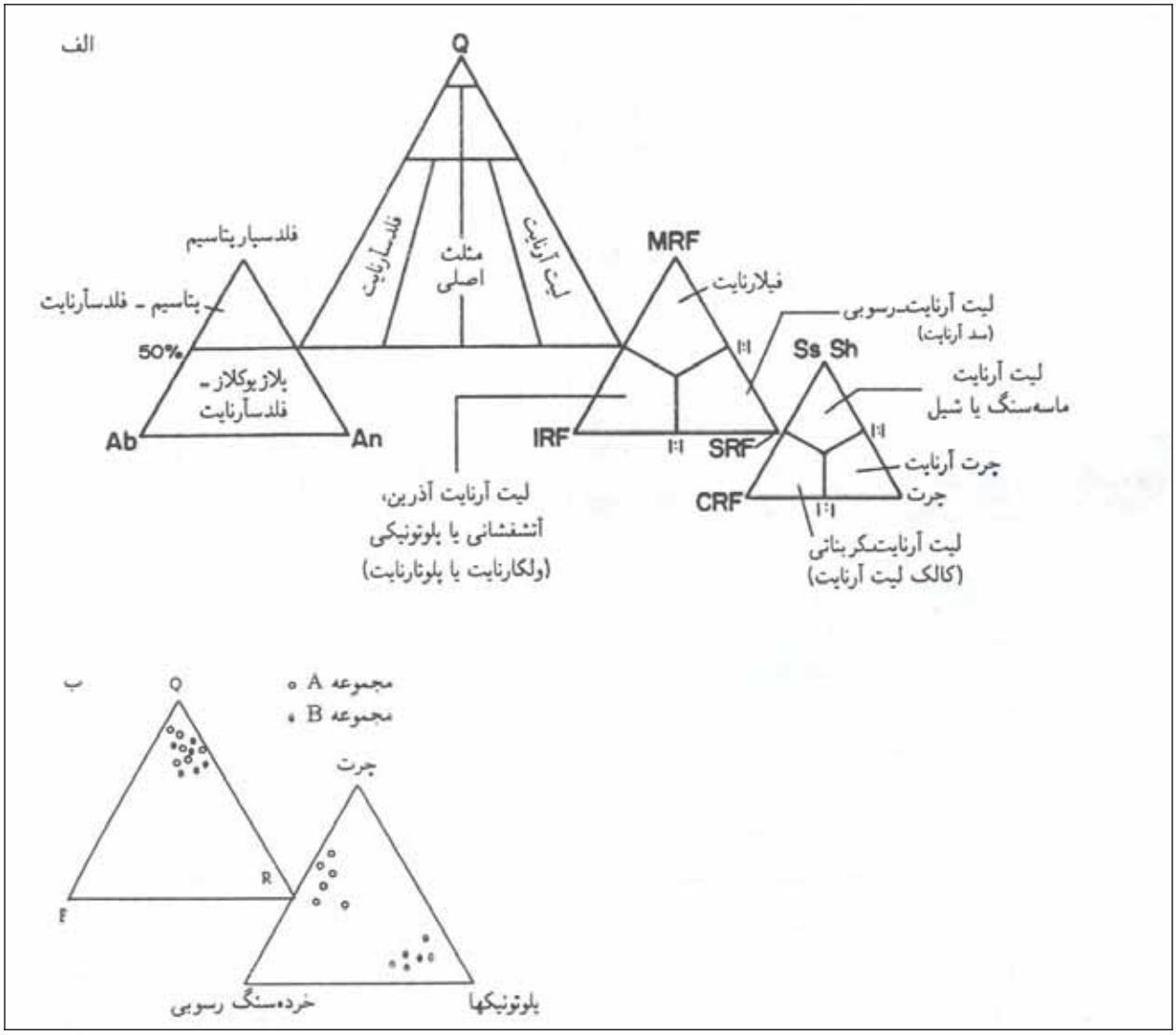
۲- ارکوز Arkose:

ماسه سنگی است که حدودبیست وپنج درصدحجم دانه‌های آن را ذرات فلدسپات تشکیل داده‌اند. بنابراین ارکوز یک سنگ رسوبی آواری است که از کوارتز و فلدسپات تشکیل شده است. فلدسپات ها معمولاً رنگ صورتی به این قبیل ماسه سنگ‌ها می دهند. از آنجایی که فلدسپات ، یکی از کانی های اصلی تشکیل دهنده ارکوز است واین کانی به سهولت توسط هوازدگی تجزیه می‌شود. وجود فلوسپات فراوان در این گونه ماسه سنگ می توان نمایانگر شرایط آب و هوایی کاملاً خشک و یا بالا آمدگی سریع تاچه بعلت فعالیت های شدید تکتونیکی و فرسایش شدید پی آمدآن باشد. امروزه در نواحی گرم وخشک ایران در بستر رودخانه های فصلی عمدتاً، رسوبات ماسه‌ای غنی از فلدسپات نهشته می‌شود.

۳- ماسه سنگ لیت ارنایتی:

در این گونه ماسه سنگ ها مقدار قطعات خرده سنگی بیش ازبیست وپنج درصدمی باشد. جنس این قطعات عمدتاً سنگ های دگرگونی با درجه خفیف ، سنگ های آذرین بیرونی وقطعات رسوبی می باشند. وجود این گونه سنگ ها نمایانگر فعالیت‌های کوهزایی در ناحیه مورد بررسی می‌باشد. در بسیاری از مواقع فضای مابین ذرات را در این گونه ماسه سنگ‌ها را ماتریکس دانه‌ریز پر می نماید.

www.ngdir.ir



شکل۱۵ : رده بندی آرنایت ها

www.ngdir.ir

ضرورت کاربرد علم ژئوشیمی آلی :

نگاهی به تاریخچه اکتشاف نفت و گاز در حداقل ۳۰ سال گذشته به وضوح نشان می دهد که ژئوشیمیست ها به اعتبار "ژئوشیمی آلی" قادرند به پرسش ها و مشکلات زیر پاسخ دهند :

- کدام لایه یا طبقه در یک توالی زمین شناسی را می توان به عنوان سنگ منشا در نظر گرفت ؟
- آیا این سنگ منشا توانسته است در ادوار گذشته زمین شناسی ، نفت و یا گاز تولید کند و یا اینکه هیچ گونه هیدروکربنی تولید نکرده است ؟
- سنگ منشا مزبور در کدام مرحله از "زایش هیدروکربور " قرار دارد ؟ آیا به اصطلاح ژئوشیمیست ها ، چنین سنگی "نابالغ" است ، "بالغ" است و یا حتی "فوق بالغ" ؟
- اگر سنگ منشا مزبور ، نفت و یا گاز تولید کرده باشد ، مقدار آن چقدر است ؟
- آیا این مقدار با محاسبه زمین شناسان و کارشناسان مخزن یکسان است یا خیر و علت اختلاف احتمالی چیست ؟
- گسترش این سنگ منشا و به اصطلاح جامع تر "جغرافیای دیرینه " آن ناحیه چگونه است ؟ این سنگ منشا در کدام منطقه توانسته نفت تولید کند ؟

به این ترتیب ، شاخه "ژئوشیمی آلی" به همراه سایر شاخه های علوم زمین امروزه می تواند بسیاری از هزینه های اکتشافی و بویژه مخارج حفاری چاه های چند هزار متری را که در مقایسه با سایر هزینه های اکتشافی رقم بسیار بالایی را تشکیل می دهد ، کاهش دهد .

کاربرد ژئوشیمی آلی در اکتشاف منابع هیدروکربنی :

اکتشاف منابع زیر زمینی نفت و گاز ،تاریخچه ای طولانی ، شگرف و در عین حال رو به رشد داشته است . چاه های اولیه نفت ، حداکثر عمقی در حدود چند صد متر داشته است . در صورتیکه امروزه غالبا عمق چاه های نفت به بیش از ۴۰۰۰ متر و در مواردی حتی به بیش از ۶۰۰۰ متر می رسد . لذا به دلیل هزینه های گزاف و سرسام آور حفاری ، متخصصین ، محققین و دانشمندان علوم زمین از جمله ژئوفیزیست ها و ژئوشیمیست ها تمام سعی و تلاش خود را به کار می گیرند تا از میزان ریسک عملیات اکتشافی بکاهند و در مناطقی اقدام به حفاری کنند که احتمال دستیابی به نفت و گاز ، نسبتا زیاد باشد .

در موارد زیر به کاربرد ژئوشیمی آلی در اکتشاف هیدروکربنی اشاره شده است :

۱- با توجه به عملیات ژئوشیمیایی و ویژگی مواد آلی می توان مشخص کرد که مواد آلی موجود در سنگ منشا با ترکیبات آلی نفت ، یا گاز همان ناحیه ، انطباقی بین آن و مخازن نفتی در دوردست یافت و معلوم کرد که سنگ منشا هر دو یکسان بوده است و یا چنین انطباقی وجود ندارد .

این تطابق ها را در ژئوشیمی آلی " تطابق نفت با نفت "ویا "تطابق سنگ منشا با نفت " می نامند .
در بحث تطابق از بیومارکرها و در صورت نبود آنها که به ندرت پیش می آید از ایزوتوپ کربن استفاده می شود . البته در مورد گاز ها همیشه باید از ایزوتوپ کربن استفاده کرد .

۲- ژئوشیمی آلی می تواند دگرگونی یا آنومالی های ساختاری زمین شناسی از قبیل : گسل ها ، ناهمسازی لایه ها ، دگرشیبی و حتی نفوذ توده های مذاب و آتشفشانی را نشان داد .

۳- نکته دیگری که ژئوشیمی می تواند آن را روشن کند ، مطالعه و بررسی مخازن کشف شده است که باید نفت و یا گاز انها استخراج شود . از طرفی یک مخزن نفتی می تواند دچار آسیب شود از جمله مهمترین این آسیب ها می توان " تخریب میکروبی " ، " آبشویی مخازن " و " اکسیداسیون " را نام برد .

۴- تشخیص " ماهیت یا کیفیت سنگ منشا " به عبارت دیگر "کیفیت کروژن سنگ منشا " باید روشن گردد .
در مورد نفت گفتیم ژئوشیمی آلی ، مواد آلی سنگ منشا را به سه صورت : "نابالغ " ، " بالغ " و "فوق بالغ " تعریف می گردد .
اما یک کروژن در یک ناحیه می تواند اینگونه ارزیابی شود که شرایط نفت زایی " بالقوه " دارد . در حالیکه این توان به "فعل " تبدیل نشده است و یا به حد اقتصادی مورد قبول نرسیده است .
این "عدم زایش نفت " می تواند به دلایا زیادی وابسته باشد که از آن جمله می توان به دما و یا عمق سنگ منشا اشاره کرد .

۵- تشخیص یا پیش بینی نوع هیدروکربن در اهداف اکتشافی
ژئوشیمی آلی با تکیه بر آزمایشات متعدد و بهره گیری از اطلاعات سایر شاخه های علوم زمین ، می تواند نظر دهد که در یک چاه اکتشافی باید در انتظار نفت ، گاز و یا هر دو باشیم .

۶ - تعیین درجه پختگی سنگ منشا و بالاخره تعیین درجه زمین گرمایی در ناحیه مورد نظر .

۷- تعیین عمق در کدام دوران یا دوره زمین شناسی ، کدام لایه ، طبقه و یا سازند به یک سنگ منشا تبدیل شده است؟ دما و عمق در آن زمان چگونه بوده است ؟ محیط رسوبی از چه نوع بوده و تاریخچه سنگ منشا از بدو پیدایش تا به امروز چگونه بوده است ؟

۸- با تکیه بر اطلاعات مربوط به موارد قبل ، آیا شرایط مطلوب برای شکل گیری یک مخزن نفتی بوجود آمده است یا خیر ؟

www.ngdir.ir

کربن در سنگ های رسوبی :

کربن در رسوبات به دو صورت زیر وجود دارد :
۱) کربن احیایی که منحصرا ناشی از فعالیت های حیاتی است (کربن آلی) .
۲) کربن اکسیدی به ویژه کربنات ها (کربن معدنی)

هانت(۱۹۷۲) منشا تقریبی کربن در لایه های رسوبی زمین را نشان داد.
به طور کلی به نظر می رسد ۱۷ درصد از کربن موجود در رسوبات سطح زمین از نوع احیایی و ۸۳ درصد بقیه از نوع کربن اکسیدی است .

جایگاه مواد آلی :

در محیط های رسوبی کنونی مانند محیط های رسوبی دوران های گذشته زمین از قبیل اقیانوس ها ، دریا ها ، دریاچه ها همراه با مواد معدنی (بویژه کربنات ها و سیلیکات ها) مقادیر زیادی مواد آلی مرکب از اجساد جانوران و گیاهان آبزی بویژه فیتوپلانکتون ها و زئوپلانکتون ها وجود دارد که بر آن مواد آلی دیگری که بوسیله رودخانه ها از خشکی به همراه آورده می شود افزوده می گردند (شکل ۱-۱) .
تراکم این مواد در فلات قاره بویژه در بخش هایی چون مصب رودخانه ها و لاگون ها ، بیشتر از سایر بخش های رسوبی است . چون از طرفی تکثیر موجودات آبزی در این مناطق بالاتر است و از طرف دیگر ، سهم مهمی نیز از مواد آلی حمل شده از خشکی ها نیز به آن وارد می شود .
مواد آلی مورد بحث در محیط های رسوبی ، فعل و انفعالات شیمیایی و فیزیکی مداومی را متحمل می شوند که بخشی از آن به صورت محلول در آب در آمده ، بخش دیگری به صورت ترکیبات هیدروکربنی و بخش مهمی نیز به صورت ذرات ریز غیر قابل حل به رسوبات منتقل می شود . حفظ و بقایای مواد آلی در درون حوضه رسوبی ، به مقدار انرژی محیط و نوع رسوبات بستگی دارد . چون در محیط های رسوبی که فرسایش در این رسوبات موجب جابجایی آن می شود ، مواد آلی به سرعت اکسیده شده و از بین می روند . افزون بر این در محیط های فوق العاده کم انرژی که مواد حمل شده به مقدار کافی ته نشین نشده اند نشود ، مواد آلی برای مدت زیادی بدون پوشش می ماند و در نهایت اکسید می شود .
انتشار و حفظ مواد آلی در رسوبات بستر هر حوضه رسوبی ، به دانه بندی ذرات ، نوع محیط رسوبی و به جنس دانه ها بستگی دارد . هر قدر قطر ذرات متشکله رسوبات کوچکتر باشد ، تراکم مواد آلی در آنها بیشتر است . به عبارت دیگر ، در سنگ های رسی که ریز دانه هستند غنای مواد آلی بیشتر است . برای نمونه ، انتشار و تراکم مواد آلی در رسوبات شیلی Viking در کانادا به شرح زیر است :

www.ngdir.ir

قطر ذارات	درصد متوسط مواد آلی
سیلتستون (۱۵ تا ۶۰ میکرون)	۱,۷
سنگ با دانه های در حد رس (۲ تا ۴ میکرون)	۲,۰۸
رس (کمتر از ۲ میکرون)	۶,۵

همچنین سنگ هایی که از نظر تراکم مواد آلی غنی تر هستند بیشتر متعاق به محیط های رسوبی لب شود یا رخساره ای که به طور متناوب در یایی باشند تعلق دارند.

میدان‌های نفتی زاگرس

میدان‌های نفتی خشکی					میدان‌های نفتی دریایی	
میدان‌های نفتی عظیم		میدان‌های نفتی با کمتر از ۱۰۰ میلیون بشکه				
نام میدان	سنگ مخزن	نام میدان	سنگ مخزن	نام میدان	سنگ مخزن	نام میدان
اهواز	آسماری- سروک	پابدار غربی	آسماری- سروک	نفت سفید	آسماری- سروک	سروش
مارون	آسماری- سروک	دانان	آسماری- سروک	کلی	آسماری- سروک	سلمان
گچساران	آسماری، بنگستان	سعادت آباد	سروک	شورروم	آسماری، بنگستان	گدوان - سورمه
آغاجاری	آسماری، بنگستان	بوشهر	آسماری	هشمه خوش	آسماری، بنگستان	فروزان
بی‌بی حکیمه	آسماری- سروک	چاپنگر	آسماری- سروک	کیلورکریم	آسماری- سروک	بورقن (=کژدمی)
کرنج	آسماری	دالپری	سروک	نفت‌شهر	آسماری	اسفندیار
پارس	آسماری	چهاربیشه	آسماری	خشت	آسماری	گدوان
هفتگل	آسماری	گرگان	ایلام - سروک	سروستان	آسماری	نوروز
دارخوین	فهلیان- بنگستان	کبود	سروک- کژدمی و داریان	کنه‌ریگ	فهلیان- بنگستان	نیرعمر (=کژدمی)
منصوری	آسماری	کارون	آسماری- سروک	رامشیر	آسماری	هندیجان
مسجد سلیمان	آسماری، شهبازان	خویز	آسماری- سروک	پابدار	آسماری، بنگستان	غار(سنگ مادر اهواز) آسماری- سروک، نیرعمر (=کژدمی)
کوپال	آسماری- سروک	کالی	آسماری	رامین	آسماری- سروک	میارشریف (=سروک)
پازنان	آسماری	ماله‌کوه	بنگستان			سپری "C"
آب‌تیمور	آسماری، بنگستان	نرگسی	آسماری- خوزستان			میارشریف (=سروک)
خارک	فهلیان	پرسیاه	آسماری			سپری "D"
دهدران	سروک	پنگان	آسماری			دورود
اب‌سفید	آسماری	رودک	خلیج - فهلیان			سنگ مادر غار-فهلیان
شادگان	آسماری	سرگان	بنگستان			مبارک
بنیک	بنگستان، آسماری	سیاه‌کوه	بنگستان			ایلام - سروک
		میلاون	آسماری			آسماری - سروک
		سولابدر	جامی			میرگانسر
		بوشکان	آسماری			بلال
		سوسنگرد	آسماری			سروک - سورمه
		ویزنیار	ایلام			آبدر
		زیلوئی	آسماری- سروک			آسماری - سروک
		دودرو	فهلیان			

شکل ۱۶: میدان های نفتی زاگرس (اقتباس از آقانباتی ۱۳۸۳)

www.ngdir.ir

فصل دوم :

سنگ های رسوبی ایران

سنگ های رسوبی پرکامبرین

سنگ های رسوبی پالئوزوئیک

سنگ های رسوبی مزوزوییک

سنگ های رسوبی سنوزوییک

در البرز، زاگرس ، ایران مرکزی و کپه داغ

www.ngdir.ir

سنگ های رسوبی پر کامبرین ایران

سنگ های رسوبی پرکامبرین البرز :

قدیمی ترین سنگ های شناخته شده در ایران در این زون قرار دارد و با نام سازند کاهار شناسایی می شود که روی آن سازند بایندر (در تکاب سازند قره داش) و سازند سلطانیه قرار می گیرند .

سازند کهر :

برش الگو این سازند در البرز مرکزی و در اطراف کوه کهر در غرب سازند کرج و در ارتفاع ۴۰۰۰ متری توسط Dedual (۱۹۶۷) انتخاب شده است . در برش الگوی این سازند شیل های ماسه دار ، ماسه سنگ های کوارتزی ، دولومیت و آهک بدبو می باشد . ضخامت آن حدود ۱۶۰۰ متر می باشد . چراکه مرز زیرین آن در هیچ جا رخنمون ندارد ولی در منطقه البرز گذر آن به سازند سلطانیه اکثرا گسله است ولی در مناطقی مانند شمال شرق فیروز آباد در جاده چالوس و شمال شرق تهران و شمال روستای چپقلو و جنوب قره داغ در جنوب شرق زنجان گذر آن به سلطانیه تدریجی است (حمدی ۱۳۷۴) . سازند کهر تا شرق ارومیه یافت شده است و از سمت شرق تا سمنان پیش می رود . این سازند در ایران مرکزی در مناطقی مثل سو (Soh) واقع در جنوب کاشان – شمال اصفهان و گلپایگان گزارش شده است .
رخساره سازند کهر یک دریای کم عمق می باشد که با توجه به وجود استروماتولیت ها محیط گرم و خشک و جذر و مدی تا فلات قاره را نشان می دهد .
سیل های این سازند می توان به استروماتولیت ها ، اثر فسیل ها و آکریتارک ها یی مانند Protoleis pharidium (Seger ۱۹۷۷) اشاره کرد که مشابه با سازند (Bitterspring) استرالیا و یا زمان ریفئن می باشد .

محیط رسوبی سازند کهر:
* رخساره های آورارى و محیط های رسوبی در سازند کهر:
۱- رخساره ماسه سنگ ، سیلت استون و شیل می شود و با نام رخساره A در این سازند معرفی شده است وابسته به محیط های رودخانه ای مه‌آندری است.
۲- رخساره شیل ، سیلتستون و ماسه سنگ با عنوان رخساره B که محیط آن را محیط دلتایی شناسایی کرده اند.
۳- رخساره شیل، سیلت استون و ماسه سنگ چرت‌آرنایت با عنوان رخساره C که محیط بسیار آرام و منطقه دور از ساحل را نشان می دهد.

* رخساره کربناته و محیط رسوبی ان در سازند کهر:

۱- رخساره با نام D:

الف) رخساره دولومادستون با فابریک لامینه ای:

با ویژگی هایی مانند فابریک لامینه ای ، حفرات چشم پرنده ای و قالب کانی های تبخیری (بیشتر ژیپس و انیدریت) نشان از محیط ایجاد شده در آب و هوای گرم و خشک و موقعیت فرا جذر ومدی است.

ب) باندستون استروماتولیت دولومیت شده:

در این محیط با وجود حضور استروماتولیت ها، فابریک چشم پرنده ای در این بخش می تواند نشان از زیر محیط های فرا جذر و مدی و بین جذر و مدی باشد.

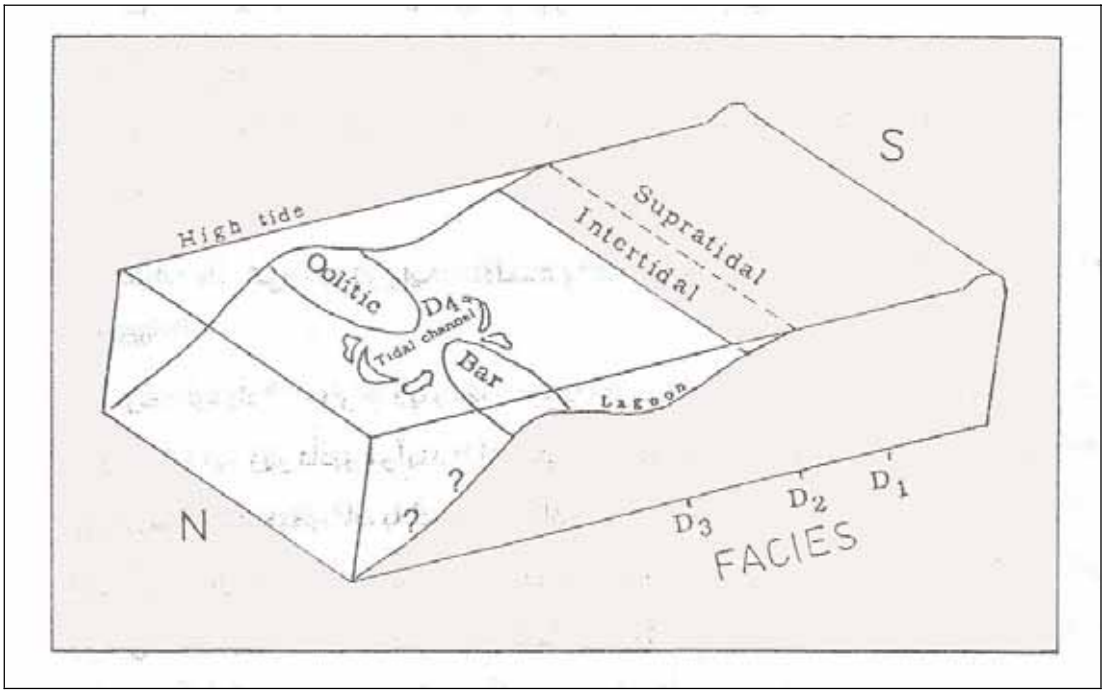
ج) پلوئید وکستون/پکستون دولومیتی:

تشکیل دولومیت ثانویه و رخساره های به شدت چرتی شده نشان از یک محیط آرام با انرژی کم است.

اثرهای برجای مانده از بافت نخستین و نوع و فراوانی آلوکم یافت شده در آن نشان می دهد که رخساره یاد شده وابسته به محیط رسوبی تالابی است. موجود مقادیر کم دانه های آواری در اندازه ماسه بسیار ریز تا سیلت نیز نشانگر نهشته شدن این دانه ها در یک محیط کم انرژی است.

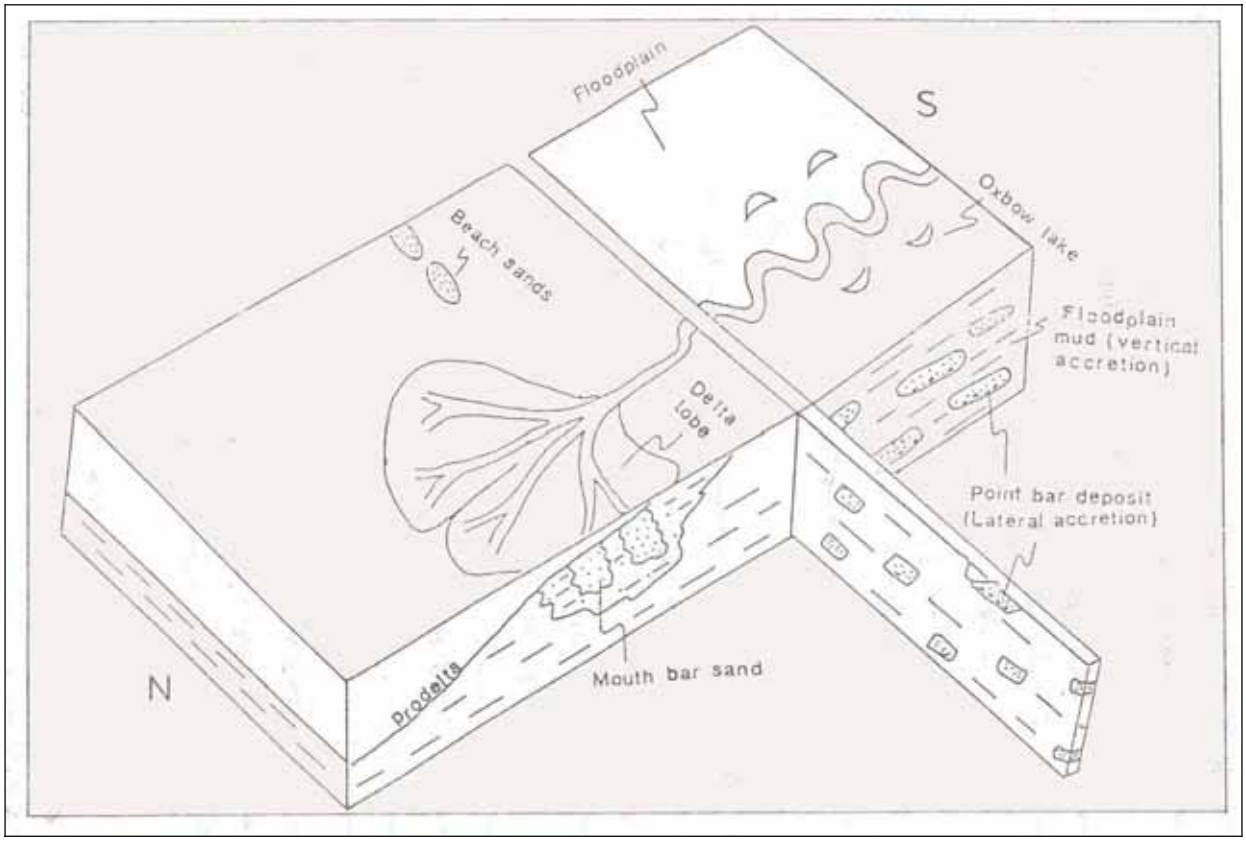
ج) گرین استون اینتراکلست و اوئید دولومیت شده:

وجود چنین بافت و ترکیبی نشان از پیدایش این رخساره در محیط رسوبی آبراهه های جذر و مدی و سدهای اآلیتی است.



شکل۱: مدل رسوبی رخساره کربناته سازند کهر در مناطق شمال سربندان و سمنان (جهانی ۱۳۷۳)

www.ngdir.ir



شکل۲: مدل رسوبی رخساره های آواری بخش بالایی سازندکهر در منطقه سربندان و شهمیرزاد(جهانی ۱۳۷۳)

سازند بایندور :

نام این سازند از کوه بایندور در مجاور روستای بایندور در منطقه سلطانیه در جنوب شرق زنجان (در جاده زنجان – بیجار) گرفته شده است . ضخامت آن در برش الگو ۴۹۸ متر می باشد و شامل ماسه سنگ های ارغوانی تیره و شیل های میکا دار و اسلیتی تا شیل های ماسه ای با بین لایه های دولومیتی است . این سازند به صورت فرسایشی بر روی گرانیت های دوران قرار دارد و به صورت هم شیب در زیر سلطانیه قرار گرفته است و تنها اثر استروماتولیت ها و آرکئوسیاتید در آن گزارش شده بود که دارای سن اینفرا(پرکامبرین پسین) می باشد . گسترش جانبی بایندور بسیار کم بوده است و محدوده آن تنها اطراف زنجان تا شمال شرق تهران را شامل می شد .

سازند سلطانیه :

نام این سازند اقتباس از شهرستان سلطانیه (خدابنده) در جنوب شرق زنجان می باشد (Stocklin ۱۹۶۴) .
اشتوکلین و همکاران این سازند را به سه بخش تقسیم می کردند که عبارتند از :

۱- بخش دولومیت بالایی
۲- بخش چپقلو پایینی
۳- بخش دولومیت

نامبردگان سن پرکامبرین را برای این سازند در نظر می گرفتند ، ولی حمدی (۱۹۸۹) برش مناسبتری از برش الگوی این سازند را در جاده چالوس در منطقه دلیر و ولی آباد یافت و این سازند را به پنج بخش تقسیم کرد که عبارتند از :

۱- بخش دولومیت بالایی
۲- بخش شیل بالایی
۳- بخش دولومیت میانی
۴- بخش شیل پایینی
۵- بخش دولومیت پایینی

در زیر سازند سلطانیه به طور تدریجی سازند کهر قرار می گیرد و مرز بالایی این سازند با سازند باروت نیز تدریجی است و حد فاصل آن در آبادی باروت در جنوب زنجان یک لایه شیلی است که متعلق به قاعده سازند باروت است .
در بخش دولومیت پایینی این سازند فسیل هایی چون موجودات پوسته دار پر سلولی میکروسکوپی پوسته دار و ماکروفسیل هایی چون (Ghuaria circularis) و فسیل های شاخص وندین (پرکامبرین پسین یافت می شود .
در لایه های بالایی این سازند فسیل های کامبرین پیشین یافت می شود که به نوشته حمدی (۱۹۸۹) گذر از پرکامبرین به کامبرین در داخل شیل پایینی (شیل چپقلو) قرار دارد .
در کوه های سلطانیه ضخامت این سازند به ۱۱۶۰ متر می رسد (Stocklin ۱۹۶۴) . این سازند از شرق تا دامغان و سبزوار و از غرب تا مراغه – تکاب دیده شده است .
در ایران مرکزی در ازبک کوه – شیرگشت این سازند دیده شده است . در انارک این سازند آهک های آرکئوسیاتیدار و در یزد و کرمان به آهک های جلبکی بد بو و سیاه رنگ (آهک عقدا) تبدیل می شود (حمدی ۱۳۷۴).
سازند سلطانیه در ایران مرکزی دارای لایه های توفی می باشد . بسیاری از لایه های دولومیتی که در ایران به عنوان لایه کلیدی محسوب می شد معادل سازند سلطانیه می باشد.

محیط رسوبی سازند سلطانیه:
سازند سلطانیه در البرز و در بخش شمال و خاور ایران مرکزی گسترش دارد. به سوی جنوب این سازند تغییر رخساره می دهد و به رخساره های ساحلی تر (تبخیری ها و دولومیت های سازند دزو و نمک های سری هرمز)تبدیل می شود. بخش

بیشتر سازند سلطانیه از سنگ های کربناته پدید آمده است که در پلاتفرم های نوع رمپ در حاشیه پروتو پالئوتتیس نهشته شده اند.

در کل محیط رسوبی سازند سلطانیه به موارد زیر تقسیم می شود:

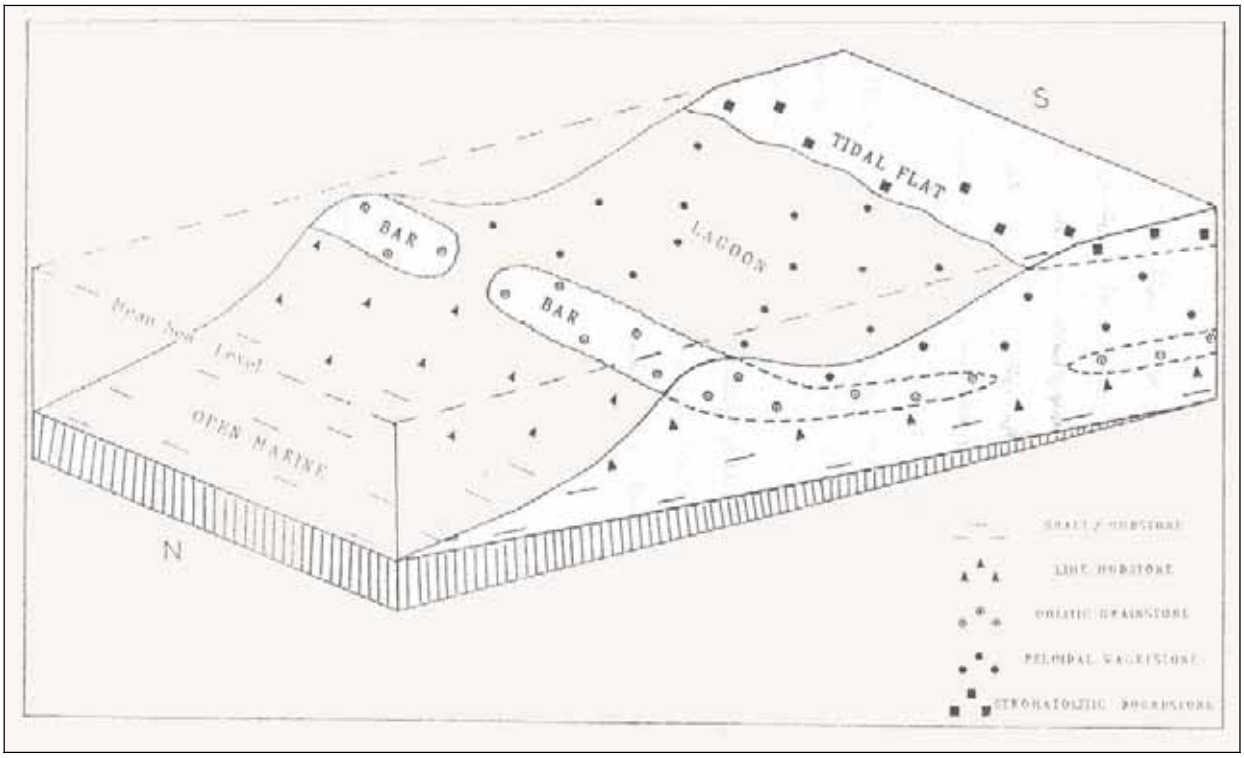
الف) رخساره A۱(شیل، مادستون سیلیسی آواری تیره رنگ)، از دانه های اواری در برگیرنده کانی های رسی و سیلت های کوارتز و فلدسپات پدید آمده است که وابسته به ژرف ترین قسمت دریاست.

ب) رخساره A۲(مادستون کربناته)،از میکریت بوجود آمده و دارای ساختمان های بیوژنیک و سوزن های اسفنج است. این رخساره در زیر محیط های دریایی باز (زیر ژرفای تاثیر موج)نهشته شده است.

ج) رخساره B(گرینسون اائیدی)، در یک زیر محیط سد کربناته پدید آمده است.

د)رخساره C(وکستون پلوئیدی)،در بردارنده پلوئید در یک زمینه میکریتی (دولومیتی شده)است و در یک محیط تالابی پشت سدی پدید آمده است.

ه) رخساره D(باندستون استروماتولیتی)، همراه با فابریک چشم پرنده ای و قالب های بلورهای ژیپس که نشان دهنده زیر محیط پهنه جذر و مدی است. در مقطع حسنک در و ولی آباد(جاده چالوس) رخساره مادستون پلوییید با فابریک چشم پرنده ای وابسته به زیر محیط بالای مد نیز دیده شده است.



شکل۳:مدل رسوبی سازند سلطانیه در مناطق سربندان دماوند و شمال شهمیرزادسمنان (میراب شبستری۱۳۷۳).

www.ngdir.ir

سازند های پرکامبرین ایران مرکزی :

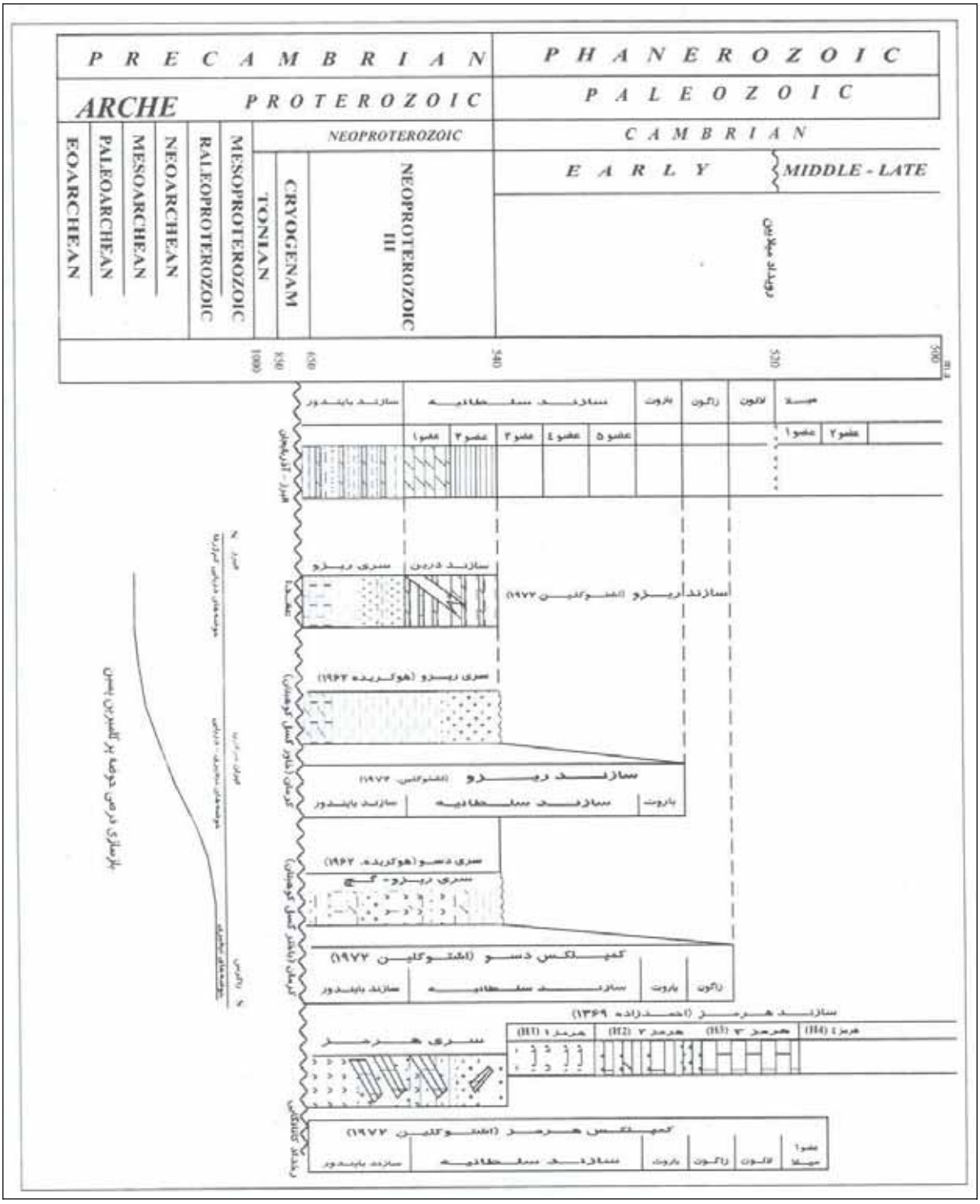
سری مراد

قدیمی ترین رسوبات ایران مرکزی به نام سری مراد خوانده می شد . برش الگوی این سری در هسته یک تاقدیس در ۲۰ کیلومتری شمال غرب کرمان می باشد . این سازند متشکل از رسوبات تبخیری یکنواخت متشکل از شیل های اسلیتی – شیل ماسه ای به ضخامت ۵۰۰ متر می باشد . گروهی از کشور یوگسلاوی در ۸۰ کیلومتری شمال غرب زرند برش دیگری از این سازند را یافتند که به سه بخش زیر تفکیک می شود (Dimitrijevc ۱۹۷۳) :

- در قاعده کوارتزیت خاکستری تیره و شیل های ماسه ای سرخ و سبز رنگ و شیل های کمی فلیتی شده سبز با ضخامت ۴۰۰ متر .
- شیل های ماسه ای به رنگ سبز با بین لایه شیل سیلیسی محتوی فسیل
- شیل های ماسه ای به رنگ سبز با بین لایه شیل سیلیسی محتوی فسیل رادیولری از جنس های اسپوملاریا (Spumellaria) و لامیرانیتس (Laminarites) .
- کوارتزیت سفید به ضخامت ۳۰۰ متر

به اعتقاد هوکریده و همکاران (۱۹۶۵) سری مراد در فاز کوهزایی آسنیتیک ، چین خورده و به صورت دگرشیب بر روی آن سری ریزو با کنگلومرای قاعده قرار می گیرد . سری ریزو خود توسط رسوبات تبخیری آهکی و ماسه سنگی دزو پوشیده می شود . ولی بررسی های اخیر نشان می دهد که ارتباط سری مراد با سری ریزو گسله می باشد (هوشمند زاده و همکاران ۱۳۶۷) . از طرف دیگر ارتباط سری ریزو با رسوبات پالئوزوییک بالایی تدریجی می باشد و از طرفی در سری مراد و ریزو فسیل های زیرین (اثر فسیل و اکریتارک) یافت شده است که سن پالئوزوئیک پیشین را برای سری مراد و سیلورین – دونین را برای ریزو نشان می دهد (حمدی ۱۳۷۴) . با توجه به داده های بالا به نظر می رسد که سن سازند مراد حداقل در مناطق مطالعه شده جوانتر از پرکامبرین باشد .

www.ngdir.ir



شکل۴ : هم ارزی واحد سنگ چینه ای پرکامبرین پسین ایران

www.ngdir.ir

واحدهای سنگ چینه ای پالئوزوئیک البرز :

سازند سلطانیه :

گذر پرکامبرین – کامبرین در البرز میان شیل های چپقلو در سازند سلطانیه قرار دارد . از فسیل های کامبرین پیشین در این سازند می توان به Femoria اشاره کرد که به شکل کروی و بسیار کوچک می باشد و احتمالا از نخستین براکیوپودهاست .
سازند سلطانیه در بیشتر نقاط ایران به استثنای زون گرگان – رشت و شمال آذربایجان گسترش دارد . در برخی از مناطق البرز مرکزی و در جنوب شرق زنجان بخش دولومیت زیرین این سازند حذف شده است و شیل های چپقلو مستقیما بر روی سازند کهر قرار می گیرند (علوی نائینی ۱۳۷۲) .

سازند باروت :

نام آن از روستای باروت آغاجی در غرب کو ههای سلطانیه و در ۱۸ کیلومتری جنوب غرب زنجان اقتباس شده است . این سازند شامل شیل ها و ماسه سنگ های شیلی بیشتر به رنگ سبز و قرمز است که در بین آنها آهک تیره و لایه هایی از دولومیت قرار دارد . سنگ های کربناته بیشتر در بخش های بالایی این سازند مشاهده می گردد . مرز بالایی و پایینی با سازند زاگون و سلطانیه تدریجی است . در البرز در تمام مناطقی که سازند سلطانیه قرار دارد این سازند هم دیده می شود . در تکاب ، مهاباد ، کبودرآهنگ و به سمت شرق در سوادکوه شهمیرزاد و جاجرم این سازند رخنمون دارد . در برش الگو ضخامت این سازند ۷۱۴ متر می باشد ولی در کوه های البرز مرکزی به ۶۰ تا ۳۵۰ متر کاهش یافته و در منطقه تکاب به ۳۵۰ متر و در بلندی های کبودر آهنگ به ۳۵۷ متر می رسد (حمدی ۱۳۷۴) .
در شمال خاوری ایران در جنوب سبزوار ، منطقه تکنار و در منطقه طبس این سازند رخنمون دارد . در کرمان معادل این سازند ، واحد سنگی دزو می باشد که در زیر لایه های داهو (لالون) قرار می گیرد .
در انارک معادل این سازند ، مرمر های پتیار است که در داخل آن فسیلها ی آرکئوسیاتید یافت شده است (Technoexport ۱۹۸۴) در زاگرس در کوه دینار و کوه سبزو این سازند رخنمون دارد (Setodenia ۱۹۷۵) .
از نظر محیط رسوبی رخساره کربناته و آواری زیر در سازند باروت شناسایی شد :
الف) شناخت رخساره کربناته سازند باروت به دلیل دولومیتی شدن و باز بلورین شدگی در بیشتر موارد دشوار مینماید و گاه غیر ممکن است. رخساره های کربناتی که شناسایی شده اند شامل رخساره گرینستون اائیدی دولومیتی شده ، گرینستون پلوئیدی، باندستون استروماتولیت و مادستون آهکی همراه با قالب بلورهای تبخیری و فابریک چشم پرنده ای است. این محیط نشان از یک محیط دریایی کم عمق با آب و هوای گرم و خشک است.

ب) رخساره تخریبی:
این رخساره شامل ماسه سنگ های نوع آرکوز، لیلیک آرکوز، لیت آرنایت فلدسپاتی گری وکی خرده سنگی و مادستون (سیلت استون و شیل) است. ماسه سنگ ها دارای دانه های تخریبی زاویه دار تا نیمه زاویه دار اند و از نظر رسیده بودن نارس تا نیمه رسیده اند. رخساره تخریبی سازند باروت در محیط های رسوبی رودخانه مئآندری و دلتایی نهشته شده اند.

سازند زاگون :

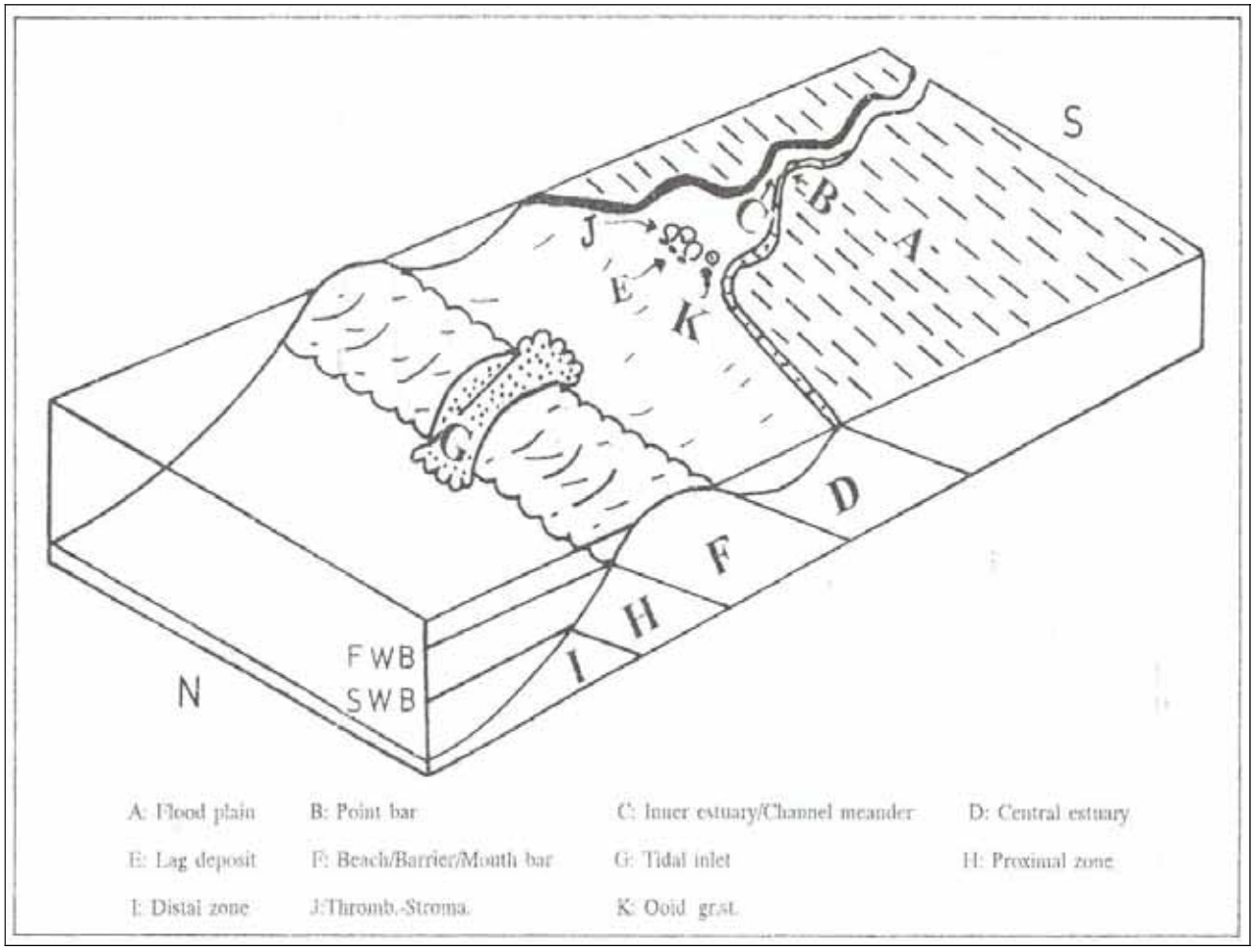
نام این سازند اقتباس از روستای زاگون در شمال شرق تهران می باشد و آن را آسرتو (۱۹۶۳) معرفی کرد . در برش الگو، سازند زاگون شامل ۶ لیتوزون به ضخامت ۴۵۳ متر بوده و تناوبی از شیل های آهک دار و ماسه سنگ های آرکوزی و میکا دار و سنگ هایی به رنگ ارغوانی می باشد . بر حسب اثر فسیل های مختلفی که در آن یافت شده است ، سن این سازند را کامبرین پیشین می دانند .
سازند زاگون در البرز ، آذربایجان ، مهاباد ،کبودرآهنگ و تکاب رخنمون دارد . در تکاب در داخل این سازند چند لایه دولومیتی وجود دارد . به سمت شرق در شمال سمنان ، در شهمیرزاد ، دامغان ، کاشمر و جنوب سبزوار این سازند رخنمون دارد ولی در اطراف کرمان مانند کوهبنان ، این سازند تشکیل نشده است . به طور کلی گسترش این سازند در ایران مرکزی محدود تر از البرز است .
در زاگرس این سازند در کوه دینار ، کوه سبزو ، کوه لاچین و کوه گره گسترش دارد .

سازند لالون :

نام این سازند را آسرتو (۱۹۶۳) از دره لالون در شمال شرق تهران معرفی کرده است . ضخامت این سازند در برش الگو ۵۸۲ متر می باشد که شامل شیل های قرمز تیره و ماسه سنگ های کوارتزی قرمز رنگی است که در بالا به یک لایه سفید رنگ به نام ماسه سنگ راسی (Top quartzite) محدود می شود که این ماسه سنگ در محیط جذر و مدی تشکیل شده و شروع پیشروی سازند میلا را نشان می دهد و لذا اصطلاح کوارتزیت راسی برای آن چندان مناسب نیست (مغفوری و همکاران ۱۳۸۰) . مرز زیرین سازند لالون با زاگون تدریجی و مرز بالایی آن با سازند میلا تند و ناگهانی است . وجود اثر فسیل هایی مانند :
Rusophycus , Cruziana سن این سازند را اواخر کامبرین پیشین می دهد . وجود غالب های بلور نمک (Salt psedomorph) در این سازند به ویژه در گنبدهای نمکی و آثار ترک های گلی نشان دهنده محیط کم عمق تا جذر و مدی می باشد . سازند لالون در تمامی البرز ، آذربایجان و ایران مرکزی دیده شده و در زاگرس در میان گنبدهای نمکی و در کوه دینار رخنمون دارد . معادل این سازند را در کرمان "داهو" می نامند . این سازند در خارج از ایران در پاکستان (تحت عنوان ماسه سنگ های ارغوانی) در عربستان (ماسه سنگ ساق) در ترکیه (ماسه سنگ سادان) و در اردن (ماسه سنگ قویره) نامیده می شود .

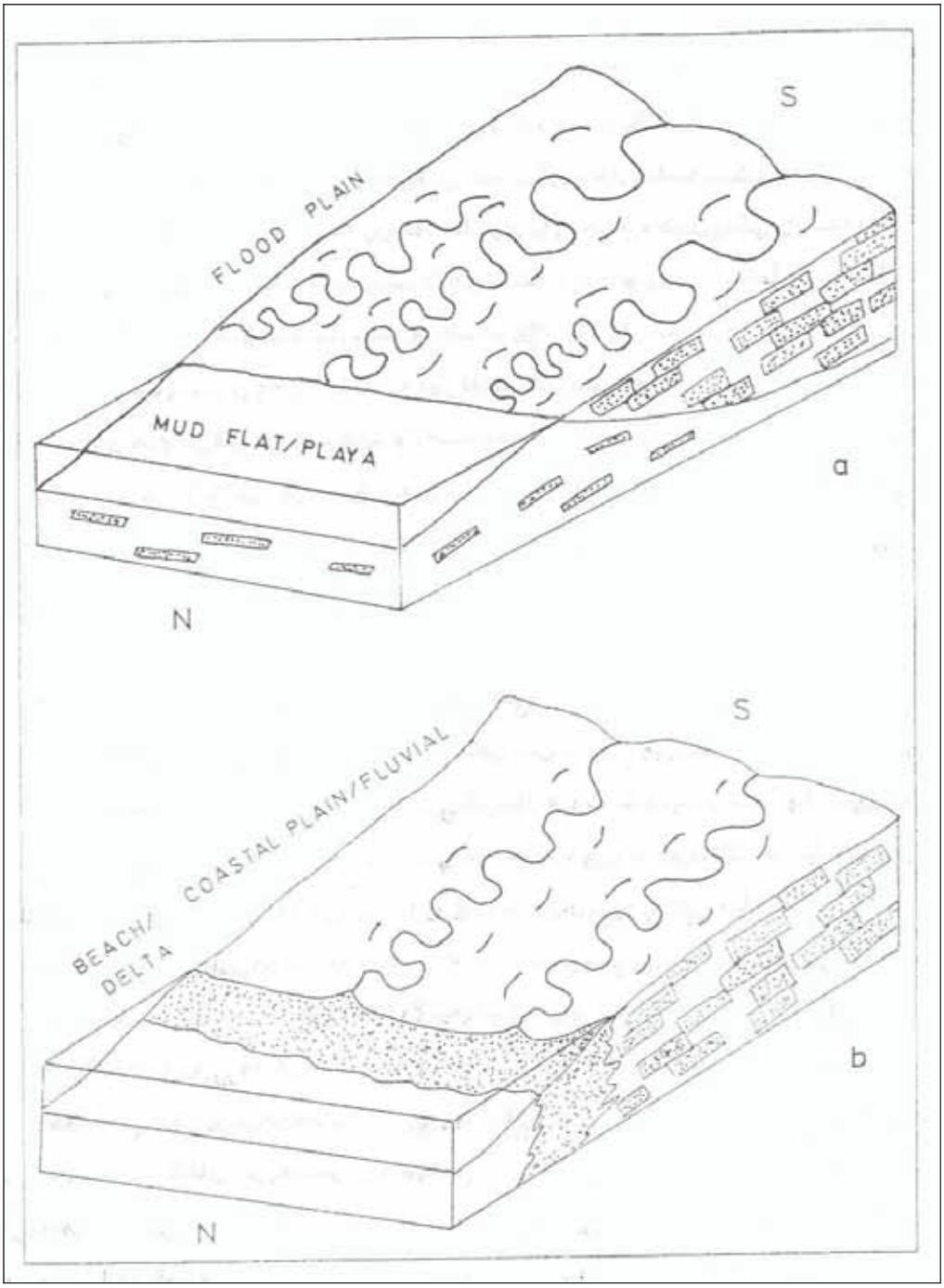
محیط های رسوبی سازنهای زاگون و لالون:

در سرانجام های کامبرین پیشین پایین افتادن سطح جهانی آب دریاها (شاید به دلیل پایان پذیرفتن فرونشینی و یا بالا آمدگی منطفه در بخش جنوب و جنوب باختری) به پس نشستن دریا از قاره گندوانا انجامید و سنگ های سازند باروت مورد فرسایش قرار گرفتند. این پسروی به گمان قوی به از بین رفتن همه سنگ های سازند باروت در حاشیه جنوب پلاتفرم انجامیده است. در این زمان سازندهای زاگون و لالون و هم ارزهای آنها در ایران مرکزی (سازند داهو) و عربستان (بخش زیرین ماسه سنگ ساق) در یک محیط قاره ای تا حد واسط نهشته شده اند.
بخش زیرین سازند زاگون به دلیل داشتن گل سنگ و سیلتستون قرمز رنگ فراوان، ترک های گلی و قالب بلورهای تبخیری در یک محیط قاره ای خشک و به گمان قوی در یک محیط پلایایی پدیدار شده اند. سنگ های بخش بالایی سازند زاگون و بخش پایینی و میانی سازند لالون همسان سازند قرمز بالایی است و یک محیط رودخانه مئآندری را برای آن در نظر گرفته اند. سنگ بخش میانی سازند لالون نیز به طور عمده در یک رودخانه مئآندری و گاه در یک محیط دلتایی/ ساحلی نهشته شده اند. به دلیل فرونشینی کمتر حوضه رسوبی در زمان پیدایش سازند لالون ، رخساره گل سنگی دشت سیلابی هر چرخه، پیش از نهشته گذاری چرخه های جوانتر حذف شده است، آنچنان که مقدار لایه های ماسه سنگی در بخش های بالایی به تدریج افزایش می یابد.
کوارتز آرنایت های بهش بالایی سازند لالون در یک محیط ساحلی نهشته شده اند.



شکل۵ : مدل رسوبی رمپ تخریبی-کربناته با خلیج دهانه ای برای واحدهای شیلی و کوارتزیت بالایی سازند لالون در منطقه تویه-درواز(امین رسولی ولاسمی۱۳۷۸)

www.ngdir.ir



شکل ۶ : تکامل محیط های رسوبی سازندهای زاگون و لالون

A مدل رسوبی سازند زاگون و بخش پایینی واحد ماسه سنگ زیرین سازند لالون

B مدل رسوبی بخش بالایی واحد ماسه سنگ زیرین لالون

www.ngdir.ir

سازند میلا :

نام این سازند را برای اولین بار اشتوکلین و همکارانش (۱۹۶۴) از میلاکوه در جنوب سمنان گذاشته اند . در برش الگو این سازند ۵۸۵ متر می باشد و شامل ۵ بخش می باشدکه عبارتند از :

- بخش پنجم :

این واحد سنگی در مجموع دارای ۱۲۹ متر رسوبات آواری سیلیسی فاقد فسیل می باشد .

- بخش چهارم :

به ضخامت ۹۶ متر آهک بلورین با میان لایه های ماسه سنگی ریزدانه آهکی و سیلتی و دارای فسیل های ، Hyolite , Iranspis sp , Sinosaukia , Chuahgia می باشد .

- بخش سوم :

۸۲ متر آهک اسپاری خاکستری روشن و چند لایه آهک گلاکونیت دار و شامل فسیل های براکیوپودی چون ، Billingsella sp , و برخی از تریلوبیت هاست .

- بخش دوم :

۸۹ متر سنگ آهک متبلور و چند لایه آهک مارنی که دارای فسیل های براکیوپود (Obolus sp) و تریلوبیت (Chuangja sp می باشند .

- بخش اول :

۱۸۹ متر تناوب دولومیت خاکستری و مارن های زرد فاقد فسیل

سازند میلا در برش الگو با یک لایه مارنی زرد رنگ بر روی کوارتزیت راسی قرار می گیرد و به صورت ناپیوستگی های فرسایشی در زیر سازند جیرود قرار گرفته است .

Kushan(۱۹۷۳) با مطالعه سازند میلا از شهمیرزاد تا دره چالوس ، هفت بایوزون تریلوبیتی و Muller(۱۹۷۳) با مطالعه این سازند در ایران مرکزی و البرز هفت بایوزون کنودونتی معرفی کرده اند .

در برش شهمیرزاد در بخش سوم سازند میلاقدیمی ترین فسیل های ریف ساز ایران بوجود آمده است (حمدی ۱۳۷۴) .

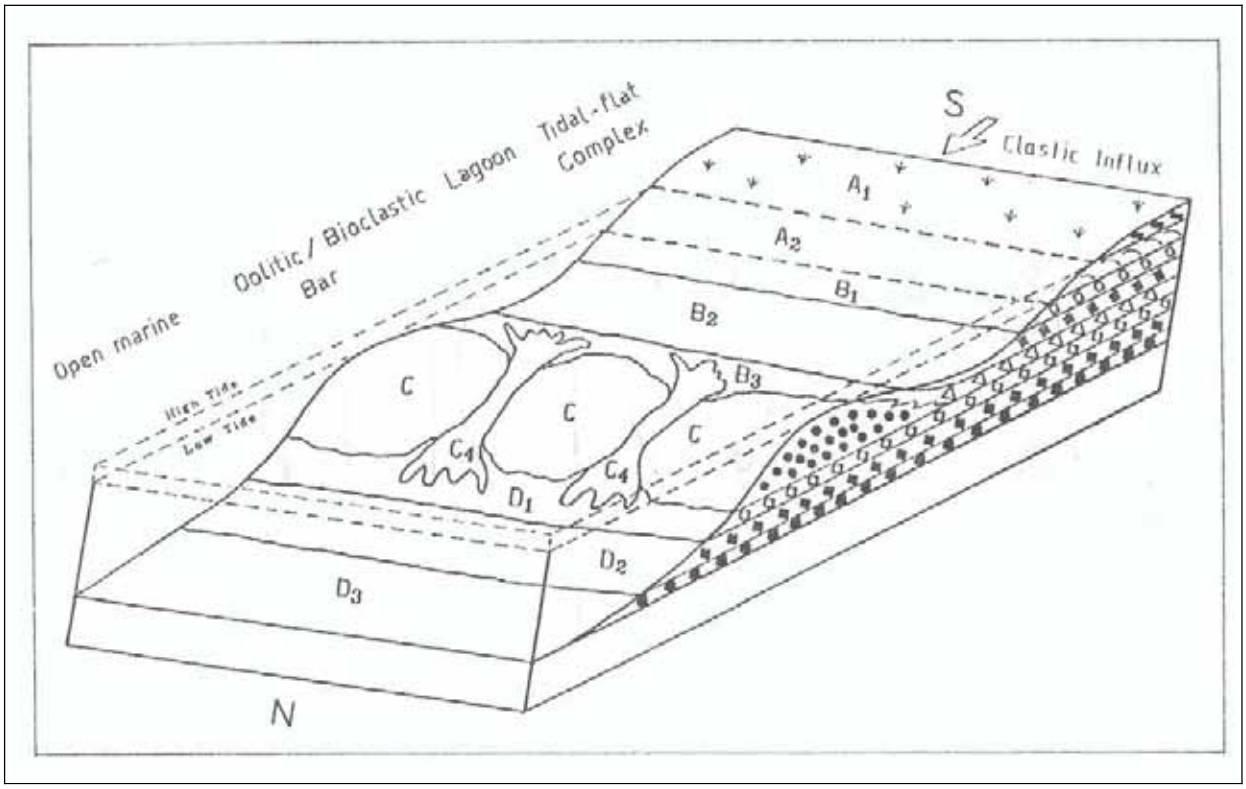
با توجه به محتویات فسیلی ، سن این سازند کامبرین پسین-اردویسین پیشین می باشد . قسمت بالایی بخش چهارم این سازند گذر کامبرین به اردویسین را نشان می دهد .

سازند میلا در البزر ، سلطانیه ، آذربایجان ، کردستان ، کبودر آهنگ و بلندی های زاگروس و نهایتا در ایران مرکزی گسترش دارد . در ایران مرکزی سازند میلا گسترش فوق العاده ای پیدا می کند و به گروه میلا تبدیل می شود که شامل سازند های کال شانه ، درنجال و شیرگشت می باشد .

محیط رسوبی سازند کوه بنان و میلا:

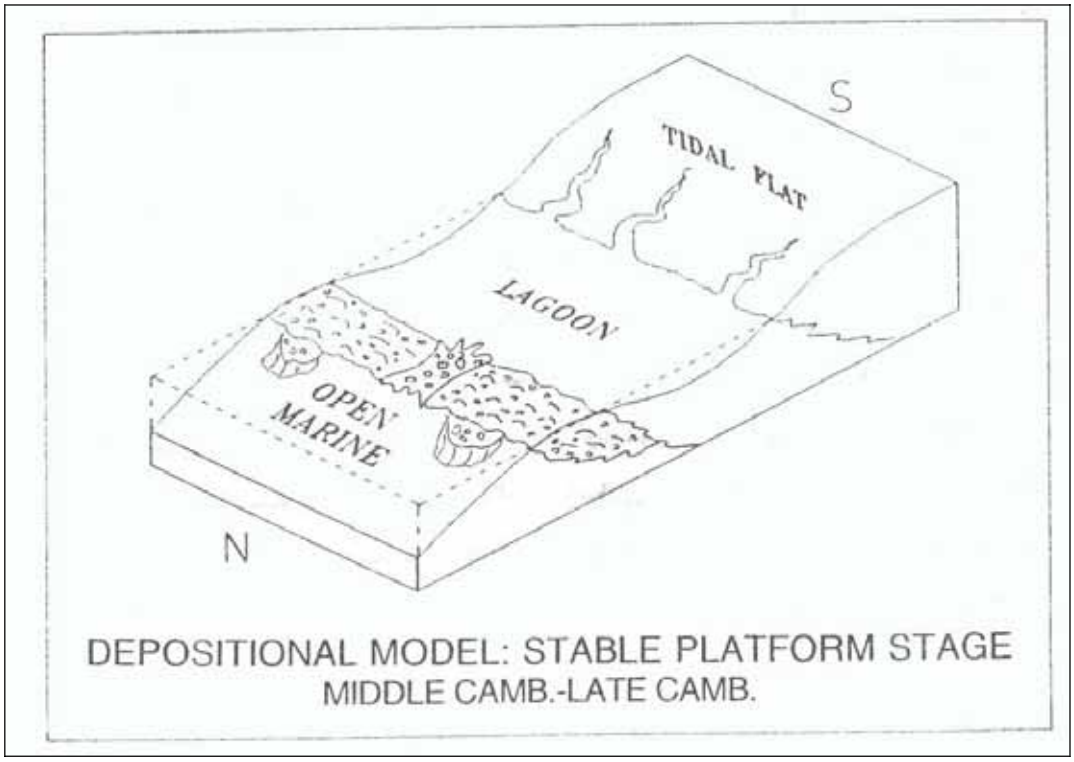
رخساره ها و چینه نگاری سکانسی سازندهای کوه بنان و میلا نشان می دهند که سکانس ۲و۳ سازند کوه بنان با سکانس های سازند میلا همزمان هستند. همسان سازند میلا در منطقه البرز (بخش شمالی تر حاشیه واگرای پروتوپالئوتتیس)، رخساره های سازند کوه بنان در میان دو ناپیوستگی مهم (بین رخساره های قاره ای کامبرین زیرین و ته نشست های به طور عمده آواری اردویسین و سیلورین) جای دارند. واحدهای لیتولوژیکی سازند کوه بنان در بخش های ساحلی تر دریای پروتوپالئوتتیس(حاشیه قاره ای شمال گندوانا) نهشته شده اند.

بررسی سکانس های سازند کوه بنان نشان دهنده ان است که رخساره های دولومیتی شده این سازند، آنجا که سطح آب دریا در بالاترین سطح خود بوده است، پدید آمده اند. این نوع رخساره ها در بیشتر موارد از انواع گروه رخساره های سدی هستند و همسان با دولومیت های سازند مزدوران در زمان پیشروی و سکون نسبی آب دریا ، با عمل پمپاژ آب دریا به درون پلاتفرم(نهشته های سدی)پدید آمده است.



شکل۷ : مدل رسوبی نهشته های ماسه سنگی سازند کوهبنان در شمال خاوری زرند کرمان ، حروف A-D میکروفاسیس های کربناته است(کهنسال قدیم وند۱۳۷۲)

www.ngdir.ir



شکل ۸: مدل رسوبی بخشهای کربناته سازند میلا ،پدید آمده در حاشیه جنوبی پروتوپالئوتتیس ، در منطقه شهمیرزاد سمنان ، در این مدل محیط رسوبی سد کربناته ،محیط های دریایی باز و تالاب ها از هم جدا شده اند(لاسمی ۱۳۷۹).

سازند لشگرک :

نام این سازند را Hubber, Gansser (۱۹۶۲) از بلندی های لشگرک واقع در علم کوه در غرب البرز اقتباس کردند ، سپس در سال ۱۹۶۵، Glaus در شمال کندوان برش دیگری از این سازند را معرفی کرد . در برش الگو ضخامت این سازند به ۱۷۵ متر می رسد و شامل دولومیت ، آهک ، شیل و ماسه سنگ می باشد . گسترش جغرافیایی این سازند بسیار کم است و با توجه به فسیل های ،Echinospharits , Endocras , Michelinoceras , Orthoceras , Orthis سن اردویسین پیشین تا میانی را به آن داده اند .

در برش الگو مرز زیرین این سازند با کهر گسله می باشد و حد بالایی آن با سازند مبارک به صورت ناپیوستگی فرسایشی است .

سازند قلی :

برش الگوی این سازند در دهکده "قلی" واقع در ۵۰ کیلومتری جنوب غربی شهرستان بجنورد می باشد . ضخامت آن در این ناحیه ۹۰۰ متر است و شامل سنگ های آتشفشانی و آهکی همراه با میان لایه هایی از سیلتستون و شیل می باشد . این سازند در جنوب شرقی دشت گرگان نیز رخنمون دارد و بر حسب محتویات فسیل (براکیوپودها) سن این سازند

www.ngdir.ir

اردویسین می باشد . معادل این سازند در شمال غرب فومن و در جنوب غربی روستای تترود قرار گرفته است . آهک های قاعده سازند قلی متعلق به اردویسین می باشد و در نواحی هروآباد (خلخال) سنگ های آذرین به همراه اسپیلیت به رنگ سبز تیره و آهک های قرمز رنگ وجود دارد که با توجه به محتویات فسیلی سن اردویسین را نشان می دهند . رسوبات کربنیفر به طور ناپیوسته بر روی این سازند قرار گرفته اند .

محیط رسوبی سازند قلی:
سنگ های سازند قلی که نزدیک به ۹۰۰ متر ضخامت دارند، همزمان با پیدایش کافت پدید آمده اند. بخش زیرین آن بیشتر شامل بازالت زیر دریایی با ساخت بالشی (بیشتر از ۲۰۰ متر)، آگلومرا و مقدار کمی ماسه سنگ قهوه ای است. بخش میانی و بالایی در بر گیرنده تناوبی از ماسه سنگ و شیل خاکستری گراییده به سبز وابسته به نواحی ژرف دریاست(همسان با بخش ۵ سازند میلا).
سنگ های رسوبی سازند قلی دارای رنگ تیره اند و ساخت های رسوبی دانه بندی تدریجی، قالب حفر شدگی های قاشقی و شیاری ، لایه بندی مورب، چین های لغزشی و لایه بندی پیچیده و چرخه های کامل و ناقص بوما در آن فراوان است. این سنگ ها به صورت سکانس های رو به درشت شونده و ستبر شونده دیده می شوند. ویژگی های یاد شده همراه با آثار فسیلی فراوان (وابسته به نواحی ژرف دریا)نشان می دهندکه انباشتگی تخریبی های سازند قلی در یک دریای ژرف و توسط جریان های توربیدیتی و توده ای انجام گرفته است.

سازند درو :

این سازند هنوز یک واحد سنگ چینه ای غیر رسمی می باشد و برش الگوی آن در ۲۳ کیلومتری جنوب شهر خلخال واقع شده است و شامل لایه های آهکی قرمز رنگ و فسیل های سفالوپودی از گروه سیرتوکون (Cyrthocone) و اورتوکون (Orthocone) و (Michelinoceras sp) می باشد . این محتویات فسیلی سن سیلورین دارند و ۳ متر بالایی آن به دونین تعلق دارند . ولی در ناحیه تترود قاعده آن به اردویسین می رسد .

سازند خوش ییلاق :

برش الگوی سازند خوش ییلاق در دامنه شرقی گردنه خوش ییلاق قرار دارد . در برش الگو ضخامت آن ۱۴۵۰ متر می باشد که با ناپیوستگی بر روی سازند پادها قرار می گیرد و خود به طور تدریجی با سازند مبارک پوشیده می شود . این سازند متشکل از کنگلومرای قاعده ای و توالی کوارتزیت و دولومیت و میان لایه های ماسه سنگی ، سیلتستون ، ماسه

www.ngdir.ir

سنگ ، آهک توف دار انباشته می شود . بر حسب محتویات فسیلی سن این سازند دونین میانی تا بالایی است . قویدل (۱۹۹۲) با مطالعه پالینومورفهای سازند پادها و خوش ییلاق سن این دو سازند را دونین پسین اعلام کرد .
به جز فسیل های بی مهرگان و میکروفسیل در سازند خوش ییلاق فسیل های گیاهی و ماهی نیز یافت شده است . سازند خوش ییلاق تنها در البرز شرقی ، کپه داغ و شاهرود رخنمون دارد و در البرز مرکزی به سازند جیرود تبدیل می گردد. به طور کلی در دونین زیرین و میانی غرب ایران از اب خارج بوده و مواد تخریبی حاصل از فرسایش این بلندی ها ، رسوبات شرق ایران را تشکیل داده اند .

محیط رسوبی سازند خوش ییلاق:

۱- رخساره های کربناته:
میکروفاسیس ها:
-گل سنگ لامینه دار(محیط پهنه جذر ومدی)
- وکستون استراکد و پلت (وابسته به زیر محیط تالاب)
- پکستون استراکد/گاستروپود و پلت (بخش رو به دریای تالاب)
- گرینستون براکیوپود و اکینودرم (زیر محیط سد کربناته)
- پکستون بیوکلاست (بخش آرام جلوی سد بیوکلاستی)
- مادستون / وکستون بیوکلاست دار (محیط ژرف تر از محیط های قبلی)

۲- رخساره تخریبی:
ساختمان های رسوبی در رخساره ماسه سنگ کوارتزی دارای لایه بندی مورب جناغی و لایه بندی مسطح با فابریک لامینه ای هستند.
گل سنگ های تخریبی که در تناوب با رخساره های آهکی ماسه سنگی هستند، در محیط های آرام (پهنه های جذر و مدی و و بخش های ژرف تر شلف) نهشته شده اند. رخساره های تخریبی در هنگاهی که سطح آب دریا پایین بوده است به گونه آمیخته با کربنات ها و یا به تنهایی نهشته شده اند.

در کل برای سازند خوش ییلاق چند زیر محیط رسوبی ایجاد شده است:
زیر محیط های بالای مدی و بین جذر و مدی، تالاب،سدبیوکلاستی و بخش های ژرف تر شلف،در جلوی سد بیوکلاستی.

www.ngdir.ir

سازند جیرود :

نام این سازند از روستای جیرود در شمال شرق تهران گرفته شده است . آسرتو (۱۹۶۳) این سازند را به چهار بخش تقسیم کرد :

بخش چهارم (D) : در برش الگو وجود ندارد و به طرف مشرق و شمال غرب شامل آهک های االیتی است .
بخش سوم (C) : آهک های فسیل دار
بخش دوم (B) : میان لایه های بازالتی پلاژیوکلاز دار به رنگ خاکستری تیره ، شیل ، آهک و کنگلومرای بین سازندی است .
بخش اول (A) : ۱۴۰ متر ضخامت دارد و شامل ماسه سنگ و شیل های تیره رنگ با فسیل براکیوپود (از نوع اسپریفریدها) می باشد . در این بخش افق های فسفات دار وجود دارد که حداکثر ضخامت این لایه ها در این بخش به ۷۵ متر می رسد و دارای ۲۰٪ P_2O_5 است .

کمیته ملی چینه شناسی ایران تغییراتی در این سازند داده است . به این معنی که بخش های عضوهای D, Cو بخشی از B را حذف کرده است چراکه مشابه سازند مبارک می باشد .
بر اساس محتویات فسیلی بسیار فراوان این سازند که شامل میکروفسیل ها ، فسیل های گیاهی و بی مهرگان می باشند سن بخش A آشکوب های فرازنین- فامنین (دونین پسین) می باشد . سازند جیرود در البرز مرکزی و غربی و آذربایجان گسترش دارد .

سازند مولی :

نام این سازند از قشلاق مولی واقع در دره مولی حدود ۶۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان ماکو اقتباس شده است . در برش الگو این سازند ۱۲۰۰ متر ضخامت دارد و به صورت دگرشیب و یا به حالت گسله بر روی دگرگونی هایی قرار می گیرد که به پرکامبرین تعلق دارند .
این سازند از دو واحد تشکیل شده است که دارای فسیل های غیر قابل تشخیص می باشد ولی به علت موقعیت چینه ای که دارد سن آن دونین پیشین تا میانی می باشد و به سمت پلدشت این سازند از دو بخش تشکیل شده است ، بخش پایینی ، دولومیت دانه ریز و بخش بالایی آهک و ماسه سنگ که دارای براکیوپودا ، مرجان تنتاکولیتس و ساقه کرینوییید می باشد .
از روی ماکروفسیل ها سن این سازند دونین میانی تشخیص داده شده است .

www.ngdir.ir

سازند ایلان قره :

نام این سازند ، اقتباس از روستایی به همین نام در ۲۰ کیلومتری شمال شرقی شهرستان ماکو و پنج کیلومتری جنوب قشلاق مولی می باشد . این سازند به طور هم شیب بر روی سازند مولی و در زیر لایه های سازند روته (به سن پرمین) قرار می گیرد .
علوی نائینی ، بلورچی (۱۹۷۳) این سازند را به چهار بخش تقسیم کردند :

- بخش D : آهک هایی به ضخامت ۱۱۳ متر با سن کربنیفر
- بخش C : شامل شیل ، آهک و ماسه سنگ است و آهک آن دارای فسیل های تنتاکولیتس می باشد . بیشترین ضخامت این بخش ۷۸ متر است .
- بخش B : آهک نازک لایه شیلی و فسیل دار به ضخامت ۲۵۲ متر
- بخش A : دولومیتی است که در بخش های میانی شامل لایه های آهکی و شیلی است و دارای فسیل های براکیوپود و تنتاکولیتس است .

سازند مبارک :

نام این سازند از روستای مبارک آباد در شمال غرب تهران اقتباس شده است .

ضخامت آن در برش الگو ۴۵۰ متر می باشد و شامل ۴ لیتوزون زیر است :

- لیتوزون ۴ : ضخامت ۱۳۰ متر متشکل از آهک های خاکستری سازند مبارک است . دارای ماکرو و میکروفسیل های زیادی از قبیل مرجان ها ، براکیوپود ها و فرامینفرهایی به سن کربونیفر (تورنزین تا ویزئن) می باشد .
- لیتوزون ۳ : به ضخامت ۸۰ متر متشکل از آهک های متراکم و سخت به رنگ سیاه
- لیتوزون ۲ : با ضخامت ۱۵۰ متر متشکل از آهک های نازک لایه
- لیتوزون ۱ : با ضخامت ۸۰ تا ۹۰ متر آهک های مارنی

این سازند از شرق تا حوالی فیروزکوه و از غرب تا علم کوه گسترش دارد و معادل زمانی "شیشتو" و بخش زیرین سازند "سردر" در ایران مرکزی و سازند گچال در کلمرد و بخش D سازند" ایلان قره" می باشد .

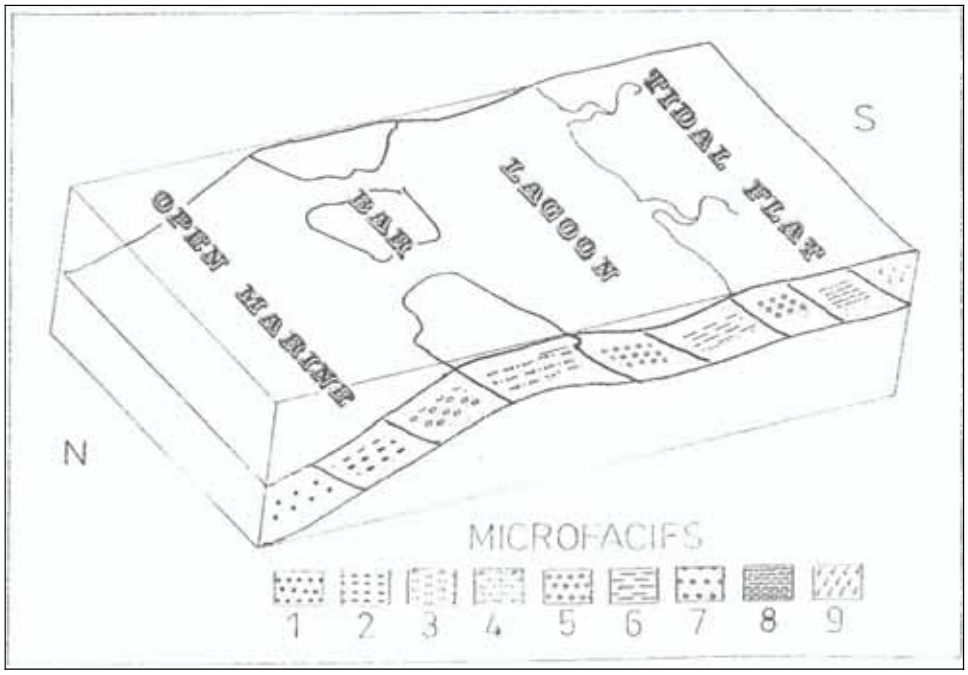
بررسی میکروفاسیس ها و محیط رسوبی سازند مبارک (لاسمی و مهاری،۱۳۷۲؛ لاسمی و مصدق، ۱۳۷۹؛ مصدق،۱۳۷۹) نشان دادند که این سازند در پلاتفرم نوع رمپ در زیر محیط های پهنه جذر و مدی خشک تا دریاهای عمیق پدیدی آمده اند. بررسی های صحرایی و میکروسکوپی سازند مبارک در ناحیه آبنیک به شناسایی میکروفاسیس های گوناگون وابسته به کمربندرخساره ای سدهای اائیدی، به طور عمده در بخش های بالایی سازند، انجامیده اند. در این میکروفاسیس اائیدها از

www.ngdir.ir

نوع نرمال، سطحی و مرکب با ساختمان شعاعی و متحد المرکز هستند. فابریک اائیدها سالم اند(اسپارایتی نشده اند) و بدون هیچگونه تغییری دیده می شوند. هسته اائیدهای نرمال،اینتراکلست، پلوئید،کوارتز، بیوکلست های دوکفه ای و گاستروپود(اسپارایتی شده)و اکینودرم هستند. رخساره های سدی سازند مبارک در محیطی همسان با محیط رسوبی سد کربناته خلیج فارس (Purser & Evans, ۱۹۷۳)و حاشیه پلاتفرم باهاماسنهشته شده اند.

بررسی های صحرایی و میکروسکپی سازند مبارک در ناحیه "دروار" به شناسایی دسته های رخساره کم ژرفا و ژرف دریا انجامید. دسته رخساره های کربناته کم ژرفا و ژرف .

در رخساره ژرف سازند مبارک سیکل های بوما نمایان گردید.



شکل۹ : مدل رسوبی سازند مبارک در خاور دماوند

سازند باقر آباد :

نام این سازند اقتباس از روستای باقر آباد در ۷ کیلومتری شهر رامیان در البرز شرقی می باشد . این سازند به طور هم شیب بر روی سازند مبارک و در زیر عضو ۲ سازند قزل قلعه قرار دارد .

این سازند دارای ۴ عضو می باشد که عبارتند از :

- عضو ۳ و ۴ تناوبی از آهک و ماسه به ضخامت ۹۵ متر
- عضو ۲ : آهک های فسیل دار و اائیتی به ضخامت ۵۵ متر
- عضو ۱ : آهک های ماسه ای به ضخامت ۷۵ متر

سن این سازند "ویزئن" تا " باشکرین" می باشد . این سازند معادل سازند "دزد بند" می باشد (بزرگ نیا ۱۹۷۲) .

www.ngdir.ir

سازند قزل قلعه :

برش الگوی این سازند در دره فاصل آباد واقع در غرب قائم شهر اندازه گیری شده است (Jenny ۱۹۷۷) و شامل سه بخش است :

- بخش سوم : عضو بالایی به ضخامت ۱۰۵ متر متشکل از شیل و سیلتستون با چند افق آهک ماسه ای
- بخش دوم : عضو میانی به ضخامت ۷۵ متر شامل ماسه سنگ همراه با چند افق ذغال سنگی
- بخش اول : عضو پایینی به ضخامت ۱۰۰ متر متشکل از آهک ماسه ای

میکروفسیل های موجود در این سازند عبارتند از :
Fusulinella sp , Ozwainella sp , Pseudostaffella sp , Earlardia sp , Endothyra Convexus , E.Similis , Unispirifer sp .

سن این سازند را ویزین تا مسکووین دارد .
وجود تناوبی از ماسه سنگ ، شیل و آهک در سازند قزل قلعه حاکی از پیشروی و پسروی دریا در اثر حرکات خشکی زایی و گسترش یخچالها در طی تشکیل این سازند بوده است(جعفریان و همکاران، ۱۳۸۱).

سازند درود :

برش الگوی این سازند در دره علیای جاجرود و شمال روستای درود قرار دارد . آسرتو(۱۹۶۳) در برش الگوی این سازند ۴ لیتوزون تشخیص داده است که عبارتند از :

لیتوزون ۴ : تناوبی از سیلت استون با شیل های سرخ و سبز و ماسه سنگ های سرخ
لیتوزون ۳ : آهک های دارای فوزولینید که در قاعده دارای کنگلومرای آهکی است .
لیتوزون ۲ : شامل کنگلومرای قاعده ای و تناوبی از شیل و ماسه سنگ فاقد فسیل با رخساره رودخانه ای
لیتوزون ۱ : تناوبی از مارن های رسی زرد تا خاکستری همراه با آهک های مارنی سرخ تا سبز که حاوی فسیل های ویزئن تا نامورین می باشد.
بزرگ نیا (۱۹۷۳) این لیتوزون را به نام سازند "دزدبند" معرفی کرده است و آن را از قاعده سازند درود جدا کرده است.

سازند درود با ناپیوستگی بر روی سازند جیرود قرار میگیرد و اگر لیتوزون ۱ سازند درود را به عنوان یک واحد لیتواستراتیگرافی در نظر بگیریم ، سازند درود با ناپیوستگی فرسایشی بر روی رسوبات کربنیفر زیرین قرار می گیرد .
بر روی این سازند به طورهم شیب سازند روته قرار می گیرد . به جز لیتوزون ۱ ضخامت این سازند به ۱۳۰ متر می رسد که به طرف شرق و غرب سریعا کاهش یافته و ناپدید می شود .

www.ngdir.ir

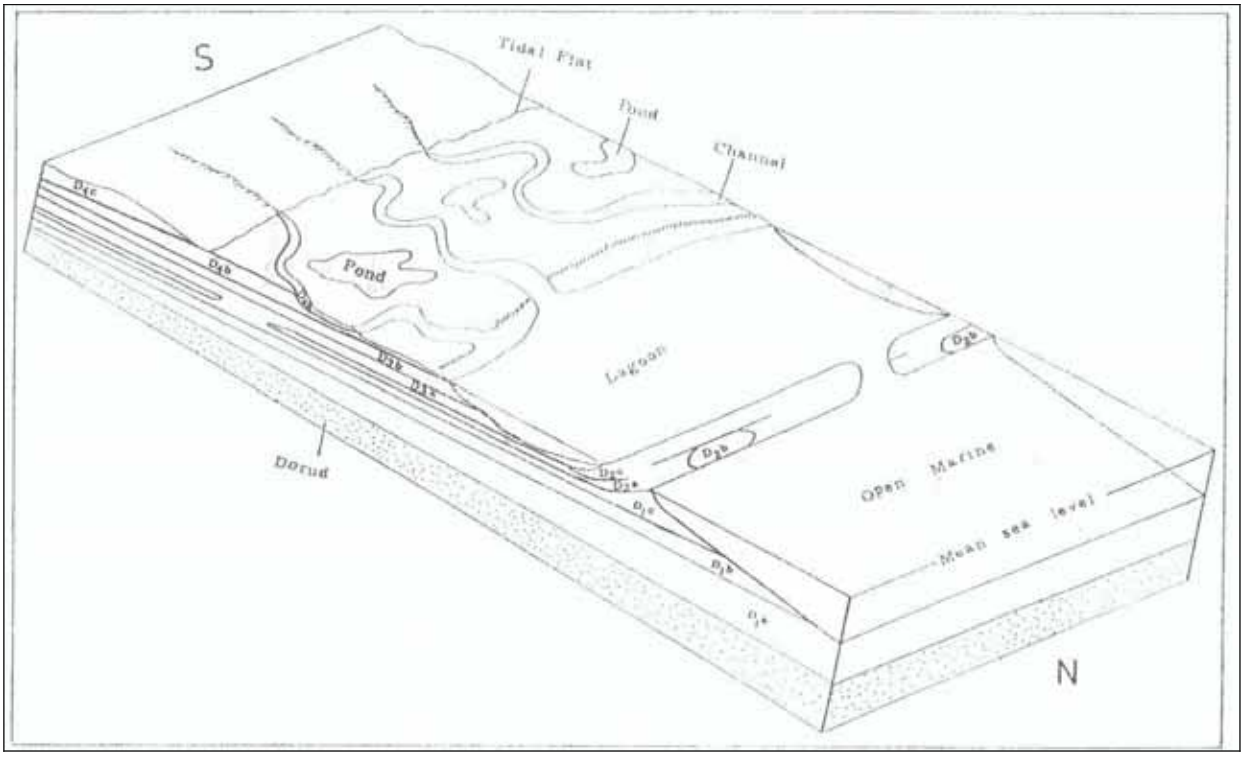
محیط رسوبی سازند درود:

۱- رخساره کربناته:

رخساره ها:
- وکستون و پکستون بیوکلاستی (دریای باز با انرژی کم)
- گرینستون بیوکلاستی (کناره جلویی برجستگی پلاتفرم)
- گرینستون آنکوئیدی (منطقه بین جذر و مدی و زیر جذر و مدی با انرژی بالا)
- گرینستون بیوکلاستی ماسه دار (پشته کربناتی با انرژی متوسط)
- گرینستون پلوئیدی (پلاتفرم کربناته نوع رمپ)

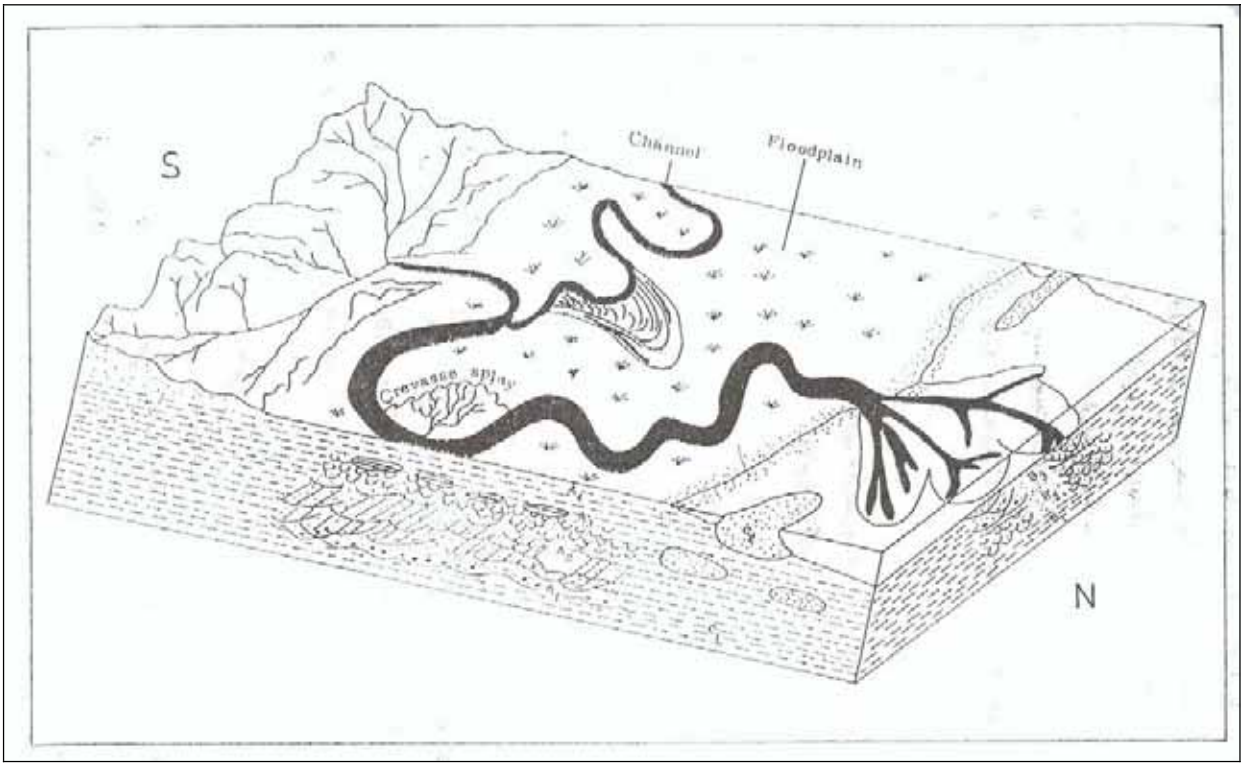
۲- رخساره تخریبی:

رخساره ها:
رودخانه ای مئاندری ، دلتایی و رخساره های ساحلی.



شکل ۱۰ : مدل رسوبی واحد کربناته سازند درود (مختار پور و لاسمی۱۳۷۶).

www.ngdir.ir



شکل۱۱ : مدل رسوبی تخریبی های سازنددرود(مختارپور ۱۳۷۶) نشان دهنده وجود محیط رسوبی رودخانه ای ماندری و دلتایی در حاشیه واگرای شمال قاره سیمری است.

سازند روته :

نام آن از دره روته در جاجرود علیا اقتباس شده است . مرز زیرین آن با درود هم شیب است و با مرز بسیار مشخص در زیر سازند الیکا قرار می گیرد .
این سازند مشتمل بر آهک های نازک لایه با مارن بسیار پر فسیل تشکیل شده است . از فسیل های این بخش می توان انواع براکیوپودها ، مرجان ها ، فرامینفرها و جلبک ها را نام برد که سن اوایل پرمین پسین (مرغابین ، کازانین) دارند . ضخامت این سازند در برش نمونه ۲۳۰ متر می باشد و به سمت ماکو ضخامت آن به ۷۷۵ متر می رسد . در منطقه آوج و کبودر آهنگ یک سطح فرسایش در میان آهک روته دیده می شود که در میان آنها لایه های بوکسیت تشکیل شده است .

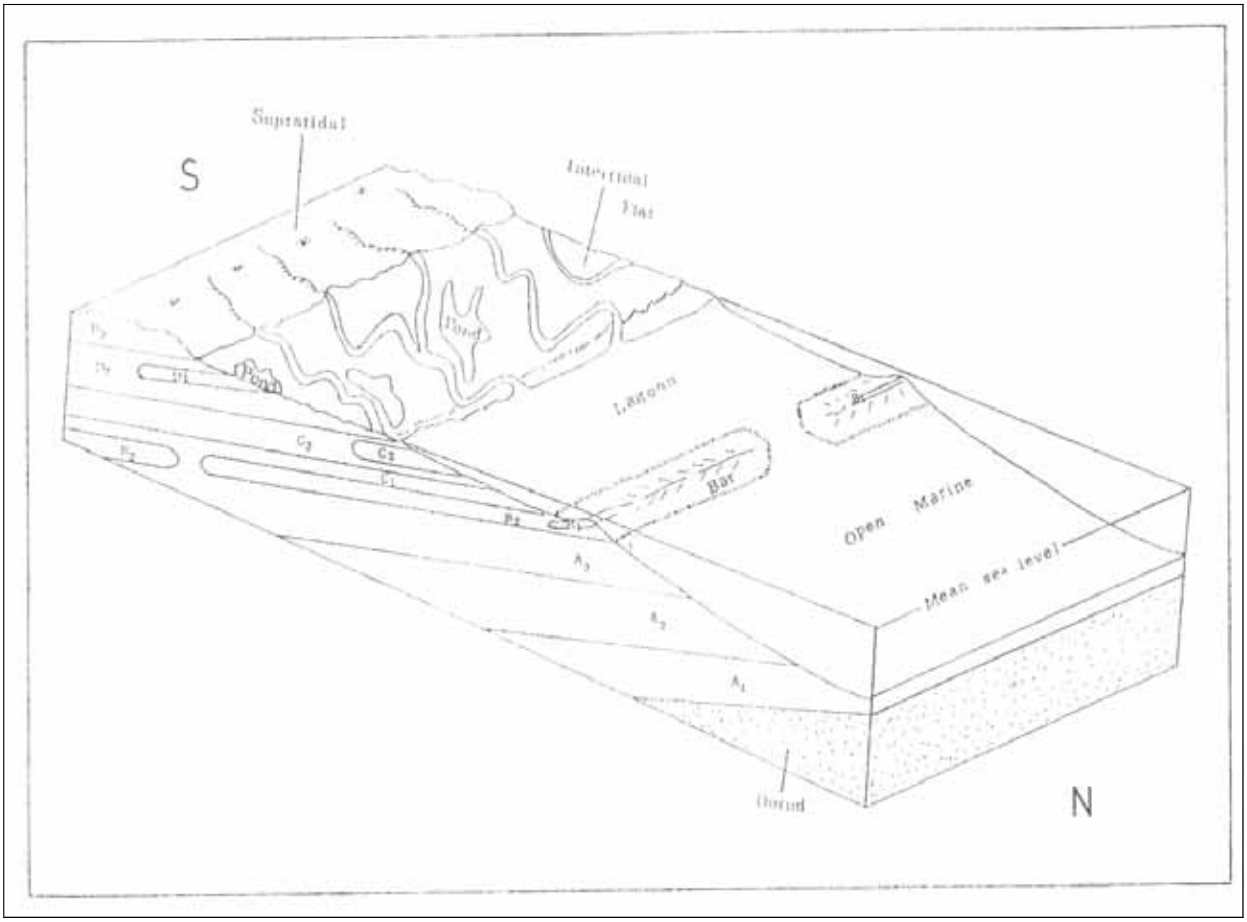
محیط رسوبی سازند روته:

این سازند دارای محیط های تشکیل متنوعی است که عبارتند از :

- میکروفاسیس دریای باز (گل سنگ بیوکلاستی، وکستون بیوکلاستی، پکستون بریوزوآ و خارپوست).
- میکروفاسیس سد (گرینستون بریوزوآ و اکینودرم / براکیوپود، گرینستون اائید و گرینستون جلبک و گاستروپود.

www.ngdir.ir

- میکروفاسیس تالاب (پکستون جلبک و گاستروپود)
- میکروفاسیس پهنه جذر و مدی (دانه های کوارتز آواری و االیت های تک لایه ای ، االیت دروغین).



شکل ۱۲: رخساره و مدل رسوبی سازند روته در منطقه البرز (مختارپور و لاسمی ۱۳۷۹).

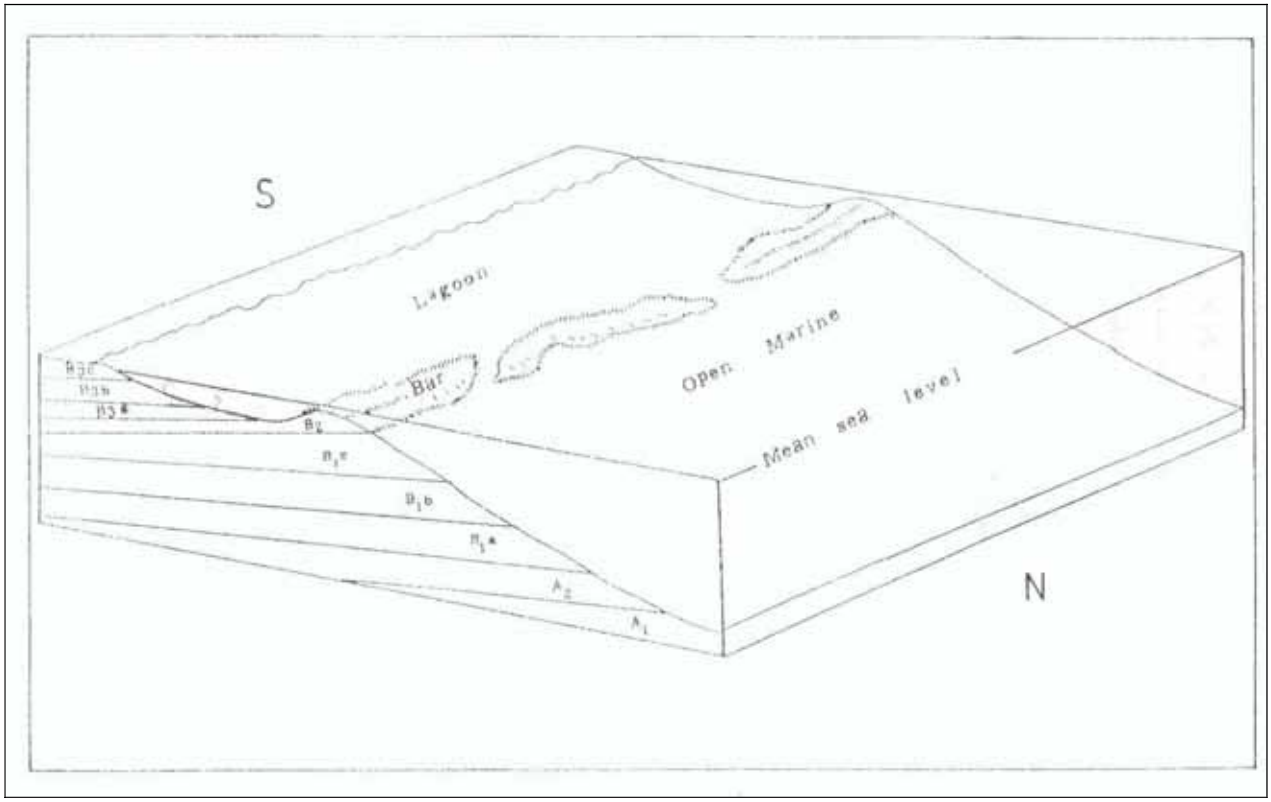
سازند نسن :

نام این سازند از روستای نسن در دره علیای نور در شرق دره چالوس اقتباس شده است . ضخامت آن در برش الگو ۲۳۰ متر می باشد و بایک سطح فرسایشی روی سازند درود قرار می گیرد . سازند نسن در البرزشمالی گسترش خوبی دارد و برش بسیار عالی و کاملی از آن در دره سفلای هراز در ۲۰ کیلومتری جنوب آمل وجود دارد که گذر آن به تریاس تدریجی است . در البرز جنوبی تنها در امام زاده قاسم این سازند با ۸ تا ۹ متر ضخامت توسط آسرتو (۱۹۶۵) گزارش شده است . در منطقه کبودر آهنگ نیز سازند نسن با ۲۲ متر ضخامت رخنمون دارد . سازند نسن از آهک های تیره تشکیل شده است و از نظر فسیلی بسیار غنی می باشد که سن جلفین (پرمین پسین) را نشان می دهد .

www.ngdir.ir

محیط رسوبی سازند نسن:

دارای رخساره گلسنگ حوضه ای و کربناته پلاتفرمی است. پس از یک پیشروی ناگهانی، رخساره بخش ژرف تر رمپ کربناته و سپس رخساره های افزاینده و پسرونده سدی و تالابی پدیدار شده اند.



شکل۱۳ : رخساره ها و مدل رسوبی سنگ های سازند نسن در منطقه آمل(مختارپور و لاسمی ۱۳۷۹).

www.ngdir.ir

پالئوزوئیک زاگرس :

سازند باروت :

کاملترین رخنمون سازند باروت در زاگرس در کوه سبزو در نزدیکی دهکده کله مویی و نواحی دورک واقع در شرق معدن خاک نسوز و دوپلان برونزد دارد . سازند باروت در زاگروس مشتمل بر دولومیت های نازک لایه و شیل های قرمز ارغوانی است . ضخامت آن در کوه سبزو به ۱۵۲ متر می رسد .
مرز زیرین آن در هیچ جا دیده نشده است ولی بخش بالایی آن تدریجا به سازند زاگون تبدیل می شود . تنها فسیل موجود در این سازند استروماتولیت می باشد .

سازند زاگون :

در زاگرس ، سازند زاگون در تنگ باوی کوه دینار ، کوه های سبزو ، لاچین و کوه گره رخنمون دارد . در کوه دینار ضخامت این سازند به ۱۲۲ متر می رسد و مشتمل بر شیل های رنگارنگ قرمز ارغوانی تا سبز آبی – میکادار می باشد که به سمت بالا به شیل های ماسه ای تبدیل می شود . این سازند فاقد فسیل است و از نظر چینه شناسی روی باروت و در زیر سازند لالون قرار می گیرد .

سازند لالون :

در تمامی زاگرس به جز در روراندگی پیشانی زردکوه دیده می شود . گسترش این سازند در زاگرس بسیار وسیع تر از سازندهای زاگون و باروت می باشد . مرز آن با زاگون تدریجی و با میلا بسیار مشخص است . ضخامت آن در دو محل یکی در تنگ پوتک و دیگری در تنگ رگه باوی در کوه دنا به ضخامت ۸۳۱ متر می رسد. با توجه به موقعیت چینه شناسی و وجود اثر فسیل (Cruziana) سن آن کامبرین پیشین می باشد .

سازند میلا :

سازند میلا در کوه های زاگرس در شمال دره بازوفت در امتداد زردکوه – کوه گره و لاچین دارای رخنمون می باشد . در کوه دینار نیز این سازند رخنمون دارد . اما ضخامت آن به شدت کاهش می یابد و بخش بالایی آن حذف می گردد. ستوده نیا (۱۹۷۵) این سازند را به صورت غیر رسمی سازند بازوفت می نامد و آن را به سه بخش تقسیم می کند :

بخش C : تا ۳۲۱/۵ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از دولومیت و آهک با فسیل های فراوانی چون :

www.ngdir.ir

بخش B : Agnostus sp , Billingsella sp , Obolus sp , Hyolithe
به ضخامت ۲۶ تا ۱۳۷ متر می باشد و شامل شیل های سرخ و قالب های نمک می شود .
بحش A : ۷۱/۶ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از شیل ، ماسه سنگ و دولومیت فاقد فسیل می باشد .

این سازند سن کامبرین میانی تا پسین را نشان می دهد . مرز بالایی این سازند را سازند ایلبک شامل می شود و مرز پایینی آن را سازند لالون .

سازند ایلبک :

نام این سازند از تنگ ایلبک در زردکوه در زاگرس مرکزی واقع در ۱۵۰ کیلومتری جنوب غربی اصفهان اقتباس شده است . این سازند در زردکوه و کوه های بختیاری رخنمون دارد و به سمت جنوب شرق و کوه دینار حدف می گردد .
ضخامت آن در برش الگو ۲۷۲/۸ متر می باشد وشامل تناوبی از رسوبات تخریبی- کلوئیدی با میان لایه های آهکی می باشد . این سازند به طور هم شیب بر روی سازند میلا و در زیر سازند زردکوه قرار می گیرد . در چالیشه با دگرشیبی سازند فراقون (پرمین) بر روی این سازند قرار می گیرند .
ماکروفسیل های موجود در این سازند بسیار متنوع می باشند که مهمترین آنها عبارتند از :

Chungia sp , Saukia iranicus , Circotheca sp , Coosia sp , Hyolithes sp

این فسیل ها سن کامبرین پسین را نشان می دهند ولی نتایج پالئو پالینولوژیکی نشان دهنده سن ترمادوسین پیشین تا پسین (اردویسین) برای این سازند می باشد (قویدل ۱۳۶۹) .

سازند زردکوه :

این سازند تنها در امتداد زردکوه رخنمون دارد شامل شیل‌ها و ماسه‌سنگ‌های دانه‌ریز است ولی در مناطق دیگری مانند کبیرکوه در برش های تحت الارضی (داخل چاه) دیده شده است .
این سازند توسط ستوده‌نیا به دو عضو غیر رسمی تقسیم شده است:

عضو بالایی سازند زردکوه با حدود ۲۴۷ متر ضخامت همچنان از نوع شیل و ماسه‌سنگ است که در بخش میانی آن یک لایهٔ کنگلومرایی وجود دارد. این عضو، به داشتن گراپتولیت، بارز است.
عضو پایینی زردکوه حدود ۹۰ متر شیل و ماسه سنگ است که با همبری ناگهانی و پیوسته بر روی سازند ایلبیک قرار دارد و به داشتن تریلوبیت شاخص است.

www.ngdir.ir

تریلوبیت‌های عضو پایینی و گراپتولیت‌های عضو بالایی سازند زردکوه مبین سن اردویسین است، ولی، آکریتارک‌ها، کیتینوزواها و اسکلوکودونت‌ها نشان می‌دهد که ۱۱۰ متر قسمت زیرین سازند زردکوه به آشکوب ترمادویسین پسین و بخش بالایی آن معرف آشکوب آرنیگین تا لانویرنین از اردویسین می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲).
گراپتولیت های موجود در این سازند عبارتند از :

Didymograptus cf extenus , Schizograptus sp , Temnograptus sp

سازند سیاهو :

نام جدیدی است که به ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی اردویسین زاگرس داده شده است . نام این سازند از روستای سیاهو در ۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس اقتباس شده است . برش الگوی این سازند را قویدل (۱۳۷۳) در تنگ زکین کوه فراقون، در فاصلهٔ ۶۵ کیلومتری شمال بندرعباس مطالعه و معرفی نموده است. در برش الگو، سازند سیاهو با ۸۰۷ متر ستبرا، با حدود ۳۰ متر ماسه‌سنگ الوان، دانه درشت و قلوه‌دار دارای ساخت‌های رسوبی موج نقش و لایه‌بندی متقاطع آغاز می‌شود و با توالی به نسبت همگنی از شیل‌های سیلتی میکادار به رنگ زیتونی – خاکستری، ماسه‌سنگ‌های ریزدانه خاکستری و سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای فسیل‌دار ادامه می‌یابد. در محل برش الگو، همبری پایینی مشخص نیست ولی، در دیگر نقاط، همچون ارتفاعات لرستان و خوزستان با سازند زردکوه است. مرز بالایی این سازند به یک دگرشیبی فرسایشی است.
این سازند به ضخامت ۵۸ متر در کوه سورمه رخنمون دارد و بقیه آن در زیر زمین قرار دارد . در چاه های اکتشافی خلیج فارس و کبیرکوه نیز این سازند گزارش شده است (قویدل ، خسروی ۱۳۷۳) .
با وجود اورتوسراس، تریلوبیت، کرینوییید، بریوزوآ و بازوپای فراوان، تعیین سن سازند سیاهو تنها بر مبنای ارزش چینه‌شناسی گونه‌های مختلف پالینومورف قرار داردو قویدل، در محل بُرش الگو ۱۰۰ گونه پالینومورف شناسایی کرده که در ۶ زون زیستی آکریتارک و ۴ زون‌زیستی کیتینوزوآ سامان داده شده‌اند. بر پایهٔ مطالعات یاد شده، زمان اردویسین بالایی (کارادوسین – آشگیلین) برای سازند سیاهو پیشنهاد شده است. گراپتولیت‌های مطالعه شده توسط ریکارد و همکار (۲۰۰۰ میلادی) منجر به شناسایی دو زون زیستی شده است.
ساخت‌های رسوبی فراوان که در افق‌های مختلف سازند سیاهو وجود دارد، حاکی است که دریای اردویسین زاگرس ژرفای چندانی نداشته است. ویژگی‌های سنگی سازند سیاهو و جایگاه چینه‌شناسی آن به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی اردویسین دیگر نواحی ایران و معرف شرایط جغرافیای دیرینه و چگونگی پراکنش سنگ‌های سیلورین در ایران این باور را به وجود آورده است که به لحاظ تداوم حرکات شاغولی وابسته به رخداد کالدونین و یا گسترش جهانی یخچال‌ها و افت سطح دریاها، در زمان سیلورین خشکی ایرانزمین وسعت بیشتری داشته و به همین‌رو، در ایران، دورهٔ سیلورین، یک دورهٔ نبود رسوبگذاری است. با این حال، در نواحی محدودی از البرز خاوری، ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس سنگ‌هایی به سن سیلورین گزارش شده است. به همین دلیل، نبوی (۱۳۵۵) بر این باور است که در پیامد جنبش‌های زمین‌ساختی کالدونی، بخش شمال و شمال باختری ایران به صورت خشکی (خشکی کالدونی) درآمده است. مرز خاوری

www.ngdir.ir

این خشکی از علی‌آباد گرگان آغاز و پس از گذر از سمنان و محلات به زردکوه بختیاری رسیده است. ولی، وجود سنگ‌های سیلورین در تالش، محدودهٔ این خشکی را پرسش‌آمیز می‌سازد .

سازند سرچاهان :

نام این سازند از روستای سرچاهان اقتباس شده است که در فاصله ۱۲۰ کیلومتری شمال بندرعباس و ۲۵ کیلومتری جنوب حاجی آباد قرار دارد . برش الگوی سازند سرچاهان در تنگ آبزاغ کوه گهگم قرار دارد که در فاصله ۱۰ کیلومتری شمال دهکده سرچاهان واقع است . سازند سرچاهان در محل برش الگو(تنگ آبزاغ - کوه گهگم) ۱۰۲ متر ضخامت دارد که از نظر سنگ‌شناسی از کنگلومرا، ماسه‌سنگ ، شیل و بین لایه‌هایی از آهک فسیل‌دار تشکیل شده است . در محل برش الگو این سازند با دگرشیبی فرسایشی روی سازند باروت (؟) و زیر سازند فراقون قرار می‌گیرد. علاوه بر کوه گهگم این سازند در تنگ زکین کوه فراقون بیرون‌زدگی دارد که از ۶۶ متر شیل تیره گراپتولیت‌دار تشکیل شده است . در کوه فراقون، سازند سرچاهان به طور هم شیب روی سازند سیاهو و با دگرشیبی فرسایشی زیر سازند فراقون قرار می‌گیرد (قویدل ۱۳۷۴) .

سازند زاکین :

نام سازند زاکین از روستایی به همین نام در دامنه جنوبی کوه فراقون انتخاب گردید. این سازند در محل برش نمونه ۲۸۵ متر ستبرا دارد که از ماسه سنگ و شیل تشکیل شده است .
سازند زاکین با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سازند سرچاهان و به همین حالت در زیر سازند فراقون قرار میگیرد .
این سازند برخلاف رسوبات دونین ایران مرکزی و البرز فاقد فسیل های ماکرو و میکرو می باشد ولی محتویات پالینولوژیکی آن سن دونین را نشان میدهد که مشابه رسوبات دونین عربستان است .
بر روی هم ۶۳ گونه پالینومرف در سازند زکین شناسایی گردید (درآزمایشگاه پالینولوژی اکتشاف وزارت نفت) که بر اساس انتشار چینه شناسی آنها به پنج بیوزون تقسیم شد. بیوزون های I و II در ستبرای ۹۶ متر از سازند زاکین قرار دارد و سن دونین زیرین را برای این ستبرا از سازند پیشنهاد می کنند. این بخش از سازند زاکین از نظر سنگ شناسی و دیرینه شناسی معادل سازند تاویل در عربستان سعودی است. بیوزون های III و IV در ستبرای ۱۵۴ متر از سازند زاکین وجود دارند که سن دونین میانی دارد. این ستبرا از سازند زاکین هم ارز سازند جوف در عربستان سعودی می باشد. بیوزون V در ستبرای ۲۵/۵ متر از این سازند ظاهر و سن نسبی دونین بالایی (فراسنین) را برای این بخش از سازند زاکین پیشنهاد می کند که هم ارز سازند جبه در عربستان سعودی است.

www.ngdir.ir

سازند فراقون :

برش الگوی سازند فراقون زیر سطحی است و در چاه شمارهٔ یک کوه سیاه انتخاب شده است(مطیعی، ۱۳۷۲). برونزدهای سطحی این سازند را می‌توان در کوه فراقون (۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس) چالیشه، اشترانکوه، کوه گوگرد، کوه دنا، کوه گهگم و کوه سورمه دید.

در گذشته ماسه‌سنگ‌های فراقون نشانگر سنگ‌های پرمو – کربنیفر و زمانی هم یادآور ردیف‌های دونین بود. ولی در حال حاضر این واحد سنگ‌چینه‌ای تنها نشانگر ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پیشین است. از نگاه سنگ‌شناسی، لایه‌های آغازین این سازند بیشتر کنگلومرای کوارتزی با قلوه‌های نیم گرد است که با آژندی ماسه‌سنگی و سیمان سیلیسی در بر گرفته شده‌اند، ولی بیشتر سازند ماسه‌سنگ کوارتزی با دانه‌بندی متوسط تا دانه ریز دلتایی – رودخانه‌ای است که تناوب‌هایی از شیل و لایه‌های آهکی دارد. در چاه انجیر (۱)، کبیرکوه (۱) و هلیان (۱) بیشتر این سازند شامل شیل است.
مطیعی این سازند را به دو بخش تقسیم می کند :
بخش بالایی : عضو چالیشه به سن پرمین زیرین
بخش پایینی : عضو زکین به سن دونین

ستبرای سازند فراقون از ۵۳ متر در کوه فراقون تا ۵۰۰ متر در چالیشه متغیر است. در بیشتر نواحی مرز زیرین ماسه‌سنگ‌های فراقون ناپیوسته و ممکن است به کامبرین (کوه دنا) اردویسین (کوه سورمه) و یا دونین (کوه فراقون و کوه گهکم) باشد ولی در همه جا، مرز بالایی این سازند با کربنات‌های سازند دالان (پرمین) تدریجی است . سن سازند فراقون، به لحاظ نداشتن سنگوارهٔ شاخص چندان روشن نیست. اگرچه در گذشته ردیف‌های آواری فراقون را به سن پرمو – کربنیفر دانسته‌اند ولی مطالعه پالینومرف‌های این سازند (قویدل، ۱۹۸۸) معرف آشکوب ساکمارین از پرمین پیشین است.
بدین ترتیب در کوه‌های زاگرس وجود یک نبود چینه‌شناسی از فرازنین بالایی و فامنین، تمامی کربنیفر تا پرمین پیشین حتمی است . سازند ماسه‌سنگی فراقون را می‌توان با آواری‌های دریای پیشروندهٔ پرمین در البرز (سازند دورود) و یا ماسه‌سنگ‌های کوارتزی موجود در پایهٔ سازند جمال (ایران مرکزی) مقایسه کرد.

سازند دالان :

سازند دالان نشانگر رخساره‌های کربناتی ردیف‌های پرمین بالایی زاگرس است. بُرش الگوی این سازند با ۷۴۸ متر ضخامت، در چاه شمارهٔ (۱) کوه سیاه است. بهترین رخنمون سطحی آن با ۶۳۸ متر ستبرا، در کوه سورمه (۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز) برونزد دارد.

در یک دید سراسری، باغبانی (۱۹۸۱) سازند دالان را به سن گوبرگندینین تا دورآشامین می‌داند. مرز زیرین سازند دالان، از نوع پیوسته و تدریجی و به سازند آواری فراقون است. در بسیاری از نواحی زاگرس یک دگرشیبی در مرز پرمین و تریاس قابل شناسایی است.

سازند دالان در شرایط رسوبی مشابهی انباشته نشده به همین رو، این سازند در نواحی گوناگون سنگ رخسارهٔ متفاوت

www.ngdir.ir

دارد. باغبانی (۱۳۶۹) به سه سنگ رخساره و مطیعی (۱۳۷۲) به چهار سنگ رخساره باور دارند. از تلفیق این دو دیدگاه، سازند دالان را می‌توان به رخساره‌های زیر تقسیم کرد.

- رخسارهٔ کربناتی محدود همراه با سنگ‌های تبخیری:

این رخساره که معرف ویژگی‌های عمومی بُرش الگو است به ویژه در نواحی فارس و لرستان گسترش دارد و نشانگر محیط‌های کم انرژی تا انرژی متوسط است. در این نواحی، سازند دالان شامل سه عضو زیر است.

- رخسارهٔ کربناتی ساحلی – دریای آزاد:

در زاگرس مرتفع، سازند دالان با حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا، رخسارهٔ کربناتی محض دارد و شامل ردیف‌هایی از سنگ‌آهک، آهک دولومیتی و دولومیت است که لایه‌بندی آن از متوسط تا توده‌ای تغییر می‌کند. عدسی‌ها و گرهک‌های چرت در بخش‌های میانی و بالایی این ردیف‌های وجود دارد.

در کوه گره، زردکوه، قلعه کوه و اشترانکوه فراوانی مرجان‌ها، لاله‌وشان، جلبک‌ها، بازوپایان و روزنه‌دارانی چون فوزولینیدها، نشانگر رخساره‌های کربنات‌های آلی ساحلی است. ولی، در کوه‌های گهکم و فراقون، فراوانی فوزولینید، بازوپایان و جلبک، بیانگر رخسارهٔ کربناتی دریای آزاد با انرژی متوسط تا کم می‌باشد.رخسارهٔ کربناتی – آواری نزدیک ساحل: در کوه دنا، سازند دالان شامل آهک‌های فوزولینیدار است. وجود یک بخش آواری سبب شده تا در این ناحیه سازند دالان قابل تقسیم به سه عضو « سنگ‌آهک پایینی »، » ماسه‌سنگ گیاه‌دار میانی » و « دولومیتی بالایی » باشد. سه عضو یاد شده می‌تواند نشانگر عضوهای سه گانهٔ برش الگو باشند. ولی در این نواحی، عضو تبخیری نار با ردیف‌های ماسه‌سنگی جایگزین شده است.

* سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سازند دالان:

کاووسی (۱۳۷۴) سنگ‌های رسوبی سازند دالان را از دیدگاه رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در کوه‌های دنا و سورمه بررسی کرده است. بر اساس این مطالعات، ریز رخساره‌های سازند دالان در زیر محیط‌های دریای باز، زیست‌آواری و ائوییدی، تالابی و پهنه‌های کشندی و در یک سکوی کربناتی نوع رمپ، با آب و هوای خشک، همسان با خلیج فارس امروزی، نهشته شده‌اند.

لاسمی (۱۳۷۹) بر پایهٔ تغییرا ت قائم، هشت چرخهٔ رسوبی پسرونده (توالی) در سنگ‌های سازند دالان کوه دنا شناسایی کرده است که سه توالی در عضوکربناتی پایینی، سه توالی در عضو انیدریتی نار و دو توالی در عضو کربناتی بالایی جای دارد.

عضو « کربناتی پایینی »، با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های دولومیتی و دولومیت با روزنه‌داران کوچک، جلبک و به ندرت فوزولینید است. این بخش دو افق گچ به نام‌های A و B دارد.

با استناد به این زون‌های زیستی، عضو کربناتی پایینی، سن گوبرگندینین و مرغابین دارد.

www.ngdir.ir

» عضو تبخیری نار »، با ۸۰ تا ۲۲۷ متر ضخامت، شامل انیدریت‌های ضخیم لایه در تناوب با دولومیت‌های ائولیتی و گچی است. از فارس به سمت زاگرس مرتفع، بخش تبخیری نار ابتدا به سنگ‌آهک تبخیری و سپس به لایه‌های کربناتی تغییر رخساره می‌دهد.

عضو « کربناتی بالایی »، با حدود ۳۰۰ متر ضخامت، شامل سنگ‌آهک‌های ائولیتی در پایین و سنگ‌آهک‌های میکریتی و دولومیت در بالا است. عضو کربناتی بالایی دو ویژگی دارد. یکی تخلخل بسیار زیاد که سبب شده تا این عضو سنگ مخزن ذخایر گازی باشد. دوم داشتن افق‌های متعدد گچ که به ستبرترین آنها افق C نام داده شده است.

واحدهای سنگ چینه ای پالئوزوئیک ایران مرکزی :

سازند هشم :

این سازند متشکل از شیل کربناتی میکادار به رنگ سبز زیتونی تا خاکستری همراه با ماسه سنگ و کوارتزیت با میان لایه آهکی می باشد . ضخامت برش الگوی این سازند ۱۵۰ تا ۱۸۰ متر که نبوی (نقشهٔ یزد) به آن سازند هشـــم نام داده است . سنگ‌آهک هـــای نازک لایهٔ سازند هشم سنگوارههـایی مانند Protohertzina anabarica, Olivoodes multisulcatusدارد که حمدی (۱۳۷۴) آنها را متعلق به کامبرین پیشین می‌داند و لذا سازند هشم را با عضو شیل بالایی سلطانیه قابل قیاس می‌داند.

سازند عقدا :

بر روی سازند هشم، واحد سنگ‌چینه‌ای دیگری متشکل از سنگ آهک‌های سیاه رنگ و کوه‌ساز به نام سازند عقدا (نبوی نقشهٔ یزد) وجود دارد که ضخامت آن از ۳۵ تا ۴۰۰ متر متغیر است. از ویژگی‌های سنگ‌آهک‌های عقدا، فراوانی جلبک‌های کامبرین است که ساختار استروماتولیتی از نوع Columnaefacta usatica Schenf دارد. شواهد دیرینه‌شناسی و جایگاه چینه‌شناسی سبب شده تا حمدی (۱۳۷۴) بر این باور باشدکه سازند آهکی عقدا، هم‌ارز عضو دولومیت بالایی سازند سلطانیه است و سن آتابانین دارد. در ناحیهٔ عقدا، سازندهای باروت و زاگون وجود ندارد و سازند لالون با ناپیوستگی موازی روی سنگ‌آهک‌های عقدا نشسته است.

سازند دزو :

سازند دزو به سن کامبرین پیشین در خاور زرند (شمال باختر استان کرمان) است. این سازند با ناپیوستگی فرسایشی بر روی سنگهای سری ریز و قرار دارد و با یک ناپیوستگی فرسایشی در زیر سازند داهو قرار می گیرد.. مطالعات روی زمین و آزمایشگاهی بر روی سنگهای سازند دزو، به شناسایی دو رخساره تخریبی و هشت رخساره کربناته و تبخیری انجامیده است . رخساره های تخریبی دربردارنده ماسه سنگ (لیت آرنیت) و شیل مادستون هستند. رخساره های کربناته و تبخیری هم در بر گیرنده و کستون دولومیت شده (A)، پکستون تا گرین استون اونیددار دولومیت شده (B)، گل سنگ آهکی (C۱)، پکستون تا گرینستون پلت دار دولومیت شده (C۲)، گل سنگ آهکی دولومیتی با فابریک لامینه ای (D۱)،

www.ngdir.ir

باند استون استروماتولیتی دولومیتی (D۲)، گل سنگ آهکی دولومیتی با فابریک فنسترال (E۱)، و ژیپس و انیدریت (E۲) هستند. رخساره های تخریبی (ماسه سنگ و شیل مادستون) در یک محیط رودخانه ای مناندری بجای گذاشته شده اند. رخساره های کربناته و تبخیری نیز در یک رمپ کربناته همسان با خلیج فارس امروزی نهشته گردیده اند. رخساره A در جلوی سد اونیدی ، رخساره Bدر محیط سدهای اونیدی، رخساره های C۱ و C۲ در محیط تالابی، رخساره های D۱ و D۲ در محیط پهنه بین جزر و مدی و رخساره های E۱ و E۲ نیز در محیط بالای مد نهشته شده اند. توالی سنگهای سازند دزو در خاور زرند نشان دهنده یک سیکل بزرگ رده سوم (سکانس) است که با ناپیوستگی های نوع ۱ (ناپیوستگیهای مهم بالا و پائین آن) محدود می شود. در این سکانس رخساره های وابسته به دسته رخساره های ,TST LST و HST تشخیص داده شده است (لاسمی و همکاران ۱۳۸۰).

سازند دزو مجموعه ای از سنگ های درهم وابسته به ساختار گنبدهای نمکی است . قطعاتی از سنگ های رسوبی آذرین به ابعاد چند سانتیمتر تا چند متر این سازند را می سازد . این سازند اکثرا در کنار گسله کوه بنان رخنمون دارد و ضخامت آن بین ۱۶۰ تا ۳۰۰ متر است .

به علت وجود رسوبات تبخیری در این سازند اشتوکلین (۱۹۶۸) آن را با سازند راور در شمال کرمان و سری هرمز در خلیج فارس مقایسه می کند . این سازند تدریجا به سازند داهو (لالون) تبدیل می شود ولی در اطراف کرمان بر روی این سازند رسوبات کوه بنان قرار می گیرد . در دولومیت های بخش بالایی و میانی این سازند فسیل های کامبرین پیشین وجود دارد . این بخش از این سازند را می توان با دولومیت های سلطانیه و بخش های ولکانیکی آن را با سازند ریزو مقایسه کرد .

سازند بنستان :

سازند دزو با یک ناپیوستگی فرسایشی که در برخی مناطق به صورت دگرشیبی است در روی سازند ریزو قرار می گیرد . در شمال کرمان سازند بنستان هم ارز جانبی آن تلقی می شود .

سازند بنستان را حامدی و علوی نایینی (۱۳۶۳) در ده کیلومتری غرب روستای طغرل الجرد در شمال شهرستان زرند معرفی کردند . این سازند دارای چهارپاره سازند می باشد که عبارتند از :

- آهک های خاکستری تیره به ضخامت ۲۰ متر (در بالاترین بخش سازند)

- دولومیت چرت دار به ضخامت ۴۰۰ متر

- تناوبی از شیل ، گچ و دولومیت به ضخامت ۱۰۰ متر

- ماسه و کنگلومرا به ضخامت ۵۰ متر

www.ngdir.ir

در حد فاصل بخش های دوم و سوم استروماتولیتی از نوع Colluna Faca sp وجود دارد . این سازند با دگرشیبی بر روی سری مراد و با یک مرز مشخص در زیر سازند دهو قرار می گیرد . به نظر می رسد بخش اول این سازند معادل رسوبات قبل از سازند سلطانیه ، بخش دوم هم ارز دولومیت زیرین- دولومیت بالایی و شیل بالایی سازند سلطانیه ، بخش سوم معادل با دولومیت بالایی سازند سلطانیه و بخش چهارم معادل سازند باروت و آهک عقدا می باشد .

سازند داهو :

معادل سازند لالون در ایران مرکزی ، سازند داهو نامیده می شود . در اطراف کرمان این سازند تا ۴۰۰ متر ضخامت دارد و به صورت ناپیوسته روی آن کوارتزیت راسی قرار می گیرد . از نظر موقعیت چینه شناسی سن این سازند کامبرین پیشین می باشد . ضخامت این سازند در جنوب کرمان تا ۱۰۰۰ متر و به سمت شمال و گسله کوه بنان ۱۱۰ متر می رسد و در شمال غرب کرمان و شهر کوه بنان سازند داهو حذف می شود و در نتیجه کوارتزیت راسی مستقیما روی عضو سوم سازند بنستان قرا می گیرد ولی در برخی مناطق مانند کاشان سازند لالون مستقیما بر روی سازند سلطانیه قرار می گیرد .

سازند کوه بنان :

در شمال کرمان بر روی سازند داهو (لالون) رسوباتی قرار می گیرد که شبیه سازند میلا می باشند ولی برخلاف سازند میلا بیشتر از شیل ، مارن و ماسه ستگ تشکیل شده است . سن آن اواخر کامبرین پیشین تا کامبرین میانی می باشد . این سازه شامل سه بخش است (حمدی ۱۳۷۳) :

ماسه سنگ قهوه ای

آهک و دولومیت

دولومیت ، ماسه سنگ قهوه ای

در آهک های این سازند فسیل تریلوبیتی به نام Redlichia chinensis به سن کامبرین پیشین وجود دارد . بر روی این سازند به صورت ناپیوستگی فرسایش رسوبات دونین قرار می گیرد . در بخش های فوقانی این سازند فسیل (Iraolesia) به سن کامبرین میانی یافت شده است . ولفارت (۱۹۷۴) بخشی از ماسه سنگ های کوارتزیتی را به عنوان بخش اول این سازند در نظر می گیرد . او این سازند را به چهار بخش تقسیم می کند ولی بدون این بخش ضخامت این سازند به ۱۳۰ متر می رسد .

www.ngdir.ir

سازند کالشانه :

سازند میلا در ایران مرکزی بسیار ضخیم شده و تحت عنوان گروه میلا نامیده می شود که شامل سه سازند کالشانه ، درنجال ، شیرگشت می باشد . سازند کالشانه از نام آبادی در اطراف طبس اقتباس شده است . این سازند تنها در اطراف طبس ، تربت حیدریه ، منطقه جام (بین سمنان و دامغان و راور) گزارش شده است . ضخامت این سازند در اطراف طبس به ۱۰۰۰ متر می رسد و به علت در هم بودن ، یک توالی منظم از آن معرفی نشده و لی شامل مجموعه ای از سنگ های رسوبی مانند دولومیت سیاه- خاکستری ، شیل های دولومیتی به همراه سنگ های اتشفشانی مانند دیابازهای سبز رنگ ، دولریت و اوژیت می باشد . در آهک های این سازند چند کرینوییید و دو کفه ای غیر قابل شناسایی یافت شده است . این سازند به طور هم شیب بر روی سازند لالون و در زیر لایه درنجال قرار می گیرد . این سازند معادل بخش اول سازند میلا می باشد .

سازند درنجال :

نام این سازند اقتباس از روستای کوچک درنجال در ۹ کیلومتری غرب جاده طبس به سبزوار و ۱۲ کیلومتری شمال غرب شیرگشت اقتباس شده است . در برش الگو ضخامت این سازند به ۸۲۳ متر می رسد و شامل لایه های نازک آهک با میان لایه های مارنی و سیلتستونی است . همچنین این سازند دارای فسیل های زیادی از نوع تریلوبیت مانند Chuangia sp و براکیوپودهای Billingsella و Hyolithia می باشد . سن این لایه بخش بالایی کامبرین پسن است که می توان آن را معادل پاره سازندهای ۲،۳و۴ میلا در نظر گرفت .

سازند شیرگشت :

نام این سازند از روی روستای شیرگشت در ۵۵ کیلومتری شمال طبس اقتباس شده است . ضخامت آن در برش الگو ۱۲۳۶ متر می باشد و شامل آهک های گره دار با میان لایه هایی از مارن می باشد که دارای فسیل های زیر است :

Michinoceras (نوعی سفالوپود) ، Hallopora (نوعی اسفنج) و Stromatopora . سن این سازند اردویسین پیشین تا میانی که معادل پاره سازند ۵ میلا و سازند لشکرک می باشد .

www.ngdir.ir

سازند نیور (نیوار) :

نام این سازند از روستای نیوار واقع در کوه های ازبک اقتباس شده است . سازند نیوار در برش الگو ۴۴۶ متر ضخامت دارد و بین سازند های شیرگشت و پاده ها قرار گرفته است . این سازند مشتمل بر سنگ های آهکی به رنگ قهوه ای تیره همراه با چند لایه شیل در بخش میانی و یک عضو دولومیتی در بخش های قاعده می باشد . در برش الگو مرز زیرین آن با شیرگشت گسله می باشد ولی گذر آن به سازند پاده ها تدریجی است . در میان آهک های آن فسیل های زیادی یافت شده است که می توان به گونه های مختلف مرجان ها از قبیل sringopora، Heliolits،Mesofavosits و Cystiypylvm) ، کنودونت ، براکیوپود (مانند جنس Eosprifer) ، تریلوبیت (Dalmanits، Calymene) اشاره کرد . سن این سازند سیلورین میانی تا سیلورین پسین می باشد . در بخش های شمال شرق ایران مرکزی سن سازند نیوار تا دونین پیشین و در کوه های بینالود سن این سازند تا سیژنینSiegenian (دومین اشکوب دونین پیشین) می رسد .

سازند پادها :

نام آن اقتباس از مزرعه پاده ها در غرب روستای نیوار در ازبک کوه اقتباس شده است . در برش الگو این سازند ۴۹۲ متر ضخامت دارد و شامل تناوبی از دولومیت-ماسه سنگ کوارتزیتی و به سمت بالا گچ و شیل قرمز و دولومیت میباشد . در مناطق کوه های شتری-نایبند-لکر کوه-کاشمر-کلمرد این سازند رخنمون ندارد . در البرز شرقی و بینالود سازندپاده ها با رخساره مشابه ایران مرکزی رخنمون دارد. تاکنون هیچ فسیل شاخصی از این سازند یافت نشده است ولی از آنجا که روی سازند نیوار (سیلورین) و در زیر سازند سیبزار به سن دونین زیرین تا بالایی قرار دارد ، سن دونین پیشین برای آن پیشنهاد شده است ولی قویدل با توجه به پالینومورف های موجود در این سازند سن آن را فامنین (اوایل دونین پسین) می داند . این سازند بسیار مشابه سازند مولی در آذربایجان می باشد . به مجموع سازند های نیوار و پادها گروه "گوش کمر" گفته می شود که نشان دهنده یک چرخه رسوبی است (Rutner et al ۱۹۶۸) .

بین پادها و سازند نیوار نبود وجود دارد که به نام هیاتوس ایفلین خوانده می شود . این هیاتوس را می توان در سراسر جهان مشاهده کرد و مربوط به تغییرات ائوستاتیک آب دریا ها می باشد .

گروه ازبک کوه :

نام این گروه از کوهی به همین نام در شرق ایران اقتباس شده است و شامل ۴ سازند "سیبزار" ،" بهرام" ، "شیشتو" و سازند "سردر" است .

نهشته های سازند پاده ها در حوای کرمان دارای چند رخساره متفاوت است. مطالعات صحرایی و آزمایشگاهی نشان می دهد که رخساره شیل/ مارن با لایه های گچ و با رنگ خاکستری روشن تا قرمز در یک محیط پلایا نهشته شده است. رخساره کنگلومرا در محیط رودخانه ای بریده – بریده و رخساره های ماسه سنگی و شیل/ مادستون در محیط رودخانه ای مئآندری و دولومیت در دریاچه های موجود در دشت سیلابی نهشته شده است.

سازند سیبزار :

نام این سازند از معدن سربی به همین نام واقع در کوه های ازبک کوه اقتباس شده است . این سازند به طور هم شیب بر روی سازند پاده ها و در زیر سازند بهرام قرار می گیرد و شامل دولومیت های تیره و خاکستری رنگی است که به علت مقاومت در برابر فرسایش ، به عنوان لایه های کلیدی استفاده می شود و به علت موقعیت چینه ای که دارد سن اوایل دونین برای آن پیشنهاد می شود . در برش الگو ضخامت این سازند هزار متر می باشد ولی در منطقه کاشمر و تکنار به ۱۰ متر ، در البرز شرقی و بینالود ۳۰ متر و در شیرگشت ۱۰۰ متر می باشد . در کوه های شتری این سازند وجود ندارد که نشان می دهد کوه های شتری در این زمان به صورت یک بلندی قدیمی (Paleorelief) عمل کرده است .

سازند بهرام :

نام این سازند از کوه سرتخت بهرام در جنوب ازبک کوه اقتباس شده است و ما بین سازندهای سیبزار و شیشتو قرار گرفته است و مشتمل بر آهک های تیره ای است که در برش الگو ۳۰۰ متر ضخامت دارد و به دو پاره سازند بهرام ۱ (به سن ژیوسین)و بهرام ۲ (به سن فرازنین) تقسیم می شود . فسیل های بسیار زیادی از این سازند معرفی شده است که می توان به براکیوپودهایی چون Rhyzchohellides وCyrtosprifer ، کنودونت ، تریلوبیت ،تنتاکولیتس اشاره کرد . در کوه های بینالود در داخل سازند بهرام چهار افق اکسید آهن وجود دارد که در برخی مناطق ارزش معدنی دارد . کانی های آهن موجود از نوع هماتیت همراه بوکسیت و اکسیدهای منگنز می باشد که همراه با کانسارهای سرب، روی ، باریم دیده می شوند .

سازند شیشتو :

نام آن اقتباس از روستای شیشتو در کوه های ازبک کوه می باشد و شامل شیل ، مارن ، آهک می باشد که به طور هم شیب بر روی سازند سیبزار و در زیر سازند سردرقرار می گیرد . در برش الگو ضخامت آن ۵۴۳ متر می باشد و به دو واحد تقسیم می شود . واحد ۱ شیشتو که ۳۲۶ متر ضخامت دارد و شامل آهک قلوه ای ماسه ای همراه با لایه های ائولیتی آهن داری می باشد که دارای فسیل سفالوپود زیادی است . در بخش فوقانی ، این سازند از طریق افقی به نام موش از بخش شیشتو ۲ جدا می شود . از فسیل های بخش ۱ می توان به موارد زی اشاره کرد :

Productella sp , Cyrtosprifer pamiricus , Atthyris cf.communis (Gosselet) , Atrypa sp .

Receptaculits neptuni Defer

از مرجان ها :

Tabulophllumsp , Favosits cf.styriacus

بخش دوم شیشتو ۲ نیز دارای فسیل فراوانی است که سن آن را تورنزین پسین تا ویزین آغازی (کربنیفر پیشین) نشان می دهد . بخش ۲ شیشتو حاوی یک قسمت بسیار فسیل دار بنام افق سفالوپوددار ۲ می باشد . در برش الگو این سازند به صورت ناپیوستگی زیر سازند" سردر" قرار می گیرد . ولی در برش مرجع در جنوب رشته کوه های شتری با یک دگرشیبی بسیار ضعیف در زیر سازند "سردر" قرار می گیرد(اشتوکلین ، افتخارنژاد و هوشمندزاده (۱۹۶۵) . معادل این سازند در جنوب و جنوب غرب کرمان بخش های ۳و ۴ گروه کوشک می باشد . واحد ۵ گروه کوشک معادل سازند سردر (کربنیفر) می باشد .

سازند سردر :

این سازند یادآور نهشته‌های شیلی ماسه سنگی کربنیفر ایران مرکزی است که برش الگوی آن در کوهپایه‌های باختری کوه‌های شتری (دره سردر) اندازه‌گیری شده است. در محل برش الگو، سازند سردر در یک ساختار تاقدیس گونه برونزد دارد که مرکز آن دیده نمی‌شود و لذا ستبرا، و چند و چون سنگ‌شناسی بخش زیرین آن دانسته نیست. به همین رو برش کمکی این سازند در دامنهٔ جنوبی کوه جمال (درهٔ حوض دوراه) می‌تواند نشانگر ویژگی‌های بیشتر این سازند باشد.
به تقریب در بسیاری از نقاط بلوک طبس، سازند سردر، ضخامت متغیری از نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی سبزرنگ تا خاکستری است که تناوب‌های مکرری از ماسه سنگ‌های آهکی، کوارتزیت و یا سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای قهوه‌ای رنگ دارد. مجموعهٔ یاد شده سیمای تپه ماهورهای تیره‌رنگ دارد که در شناسایی سازند کار ساز است.
توالی شیل‌ها و ماسه سنگ‌های سازند سردر، با لایه‌ای راهنما از کوارتزیت‌های سفیدرنگ، به ضخامت ۷۴ متر، پوشیده می‌شود که به لحاظ داشتن رخسارهٔ آواری، عضوی از سازند سردر دانسته شده است. ولی، یافته‌های جدید روی زمین این باور را به وجود آورده که پیوند کوارتزیت‌های مورد سخن با ردیف‌های کربناتی زمان پرمین (سازند جمال) به مراتب بیشتر از سنگ‌های کربنیفر (سازند سردر) است و به همین رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، عضو کوارتزیتی یاد شده از ردیف‌های کربنیفر حذف و نهشته‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین می‌شود..
از روی فسیل‌هـــای یافت شده، این سازنـد را به دو زیر سازند « سردر ۱ » و « سردر ۲ » تقسیم کرده‌اند (علوی نایینی، ۱۳۷۲). مرز بین این دو به خوبی روشن نیست و در بیشتر نقاط تفکیک یاد شده امکان‌پذیر نیست.
در برش حوض دوراه (برش مرجع) و همچنین در دو سوی رود سردر، لایه‌های آغازین سردر شامل ۳۰ تا ۵۰ متر کنگلومرای چرتی، همراه با میان‌لایه‌هایی از ماسه سنگ است که با ناپیوستگی هم‌شیب بر روی لایه‌های بالایی، شیشتو (۲)

نشسته است. با توجه به سن بخش زیرین سازند سردر (ویزئن پسین)، ناپیوستگی فرسایشی پیش از سازند سردر، تأییدی به چرخه‌های فرسایشی و پس نشست دریای کربنیفر پیشین است که در ایران یک پدیدهٔ سراسری است. همبری بالای این سازند همچنان به یک دگر شیبی فرسایشی است که در زیر لایهٔ کوارتزیتی سفیدرنگ پرمین (سازند جمال) قرار دارد.
با وجود فراوانی سنگواره، دربارهٔ این سازند دیدگاه دیرینه‌شناسی مشترکی وجود ندارد. استپانوف (۱۹۶۷) سردر (۱) را ویزئن پسین تا نامورین و سردر (۲) را به سن کربنیفر پسین و پرمین می‌داند. در حالی که والیسر (۱۹۶۶)، سردر (۲) را متعلق به پنسیلوانین پیشین می‌داند. حضور گونیاتیت‌های وستفالین (Gasterioceras sp.) در آخرین لایه‌های سردر، سبب شد تا یزدی (۱۹۹۶) مرز بالای سردر را محدود به آغاز وستفالین بداند.
دیدگاه‌های سنی گوناگون، ارائهٔ تصویری روشن از مرز سنی سازند سردر و در نتیجه مرز کربنیفر و پرمین ایران مرکزی را دشوار می‌سازد. با وجود این، داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که یک ایست رسوبی در بالای سازند سردر حتمی است ولی وجود افق‌های آواری فسیل‌دار کربنیفر پایانی در قاعدهٔ پیشروی بزرگ بعدی (پیشروی پرمین) سبب شده تا سازند سردر، توالی کاملی از نهشته‌های کربنیفر ایران مرکزی دانسته شود.
گفتنی است که رخسارهٔ سازند سردر اختصاص به کوه‌های شتری و شیرگشت دارد، در نواحی ازبکوه، فردوس، گناباد، کرمان، بزمان، انارک و ۰۰۰ . سنگ‌های کربنیفر با سازند سردر، مقایسه شده‌اند، ولی تفاوت رخسارهٔ آنها به نسبت زیاد است.

سازند آهکی جمال :

برش الگوی سازند جمال، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در پهلوی جنوبی کوه جمال، در جنوب طبس، مطالعه و معرفی شده است. در این محل، مرز زیرین سازند جمال به سازند سردر است و در بالا، با ناپیوستگی هم‌شیب با واحد سنگ چینه‌ای سازند سُرخ شیل، به سن تریاس پیشین، پوشیده می‌شود.
در برش الگو، سازند آهکی جمال شامل ۴۷۳ متر سنگ‌های کربناتی است که حدود ۶۰ متر بالای آن دولومیت کرم رنگ و بقیهٔ آن، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای ریفی، به رنگ خاکستری است. مرجان به ویژه فوزولینیده از مهم‌ترین سنگواره‌های سازند جمال است که به ویژه در بخش میانی این سازند یافت می‌شوند و تغییرات سنی آنها از بخش بالایی پرمین پیشین تا جُلفین است.
یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد که بر خلاف شرح بیان شده برای بُرش الگو، سازند جمال منحصر به ردیف‌های کربناتی نیست. به عبارت دیگر ۷۴ متر آواری‌های زیر سنگ‌آهک‌های سازند جمال به واقع ردیف‌های آواری پیشروندهٔ این سازند هستند. به همین‌رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، آواری‌های مورد سخن از سازند سردر حذف و نخستین عضو سازند جمال دانسته می‌شوند. بدین ترتیب، در بُرش‌های کامل، سازند جمال یک عضوماسه‌سنگ کوارتزی در زیر، یک عضو سنگ‌آهک مرجانی در وسط و یک عضو دولومیتی در بالا دارد.

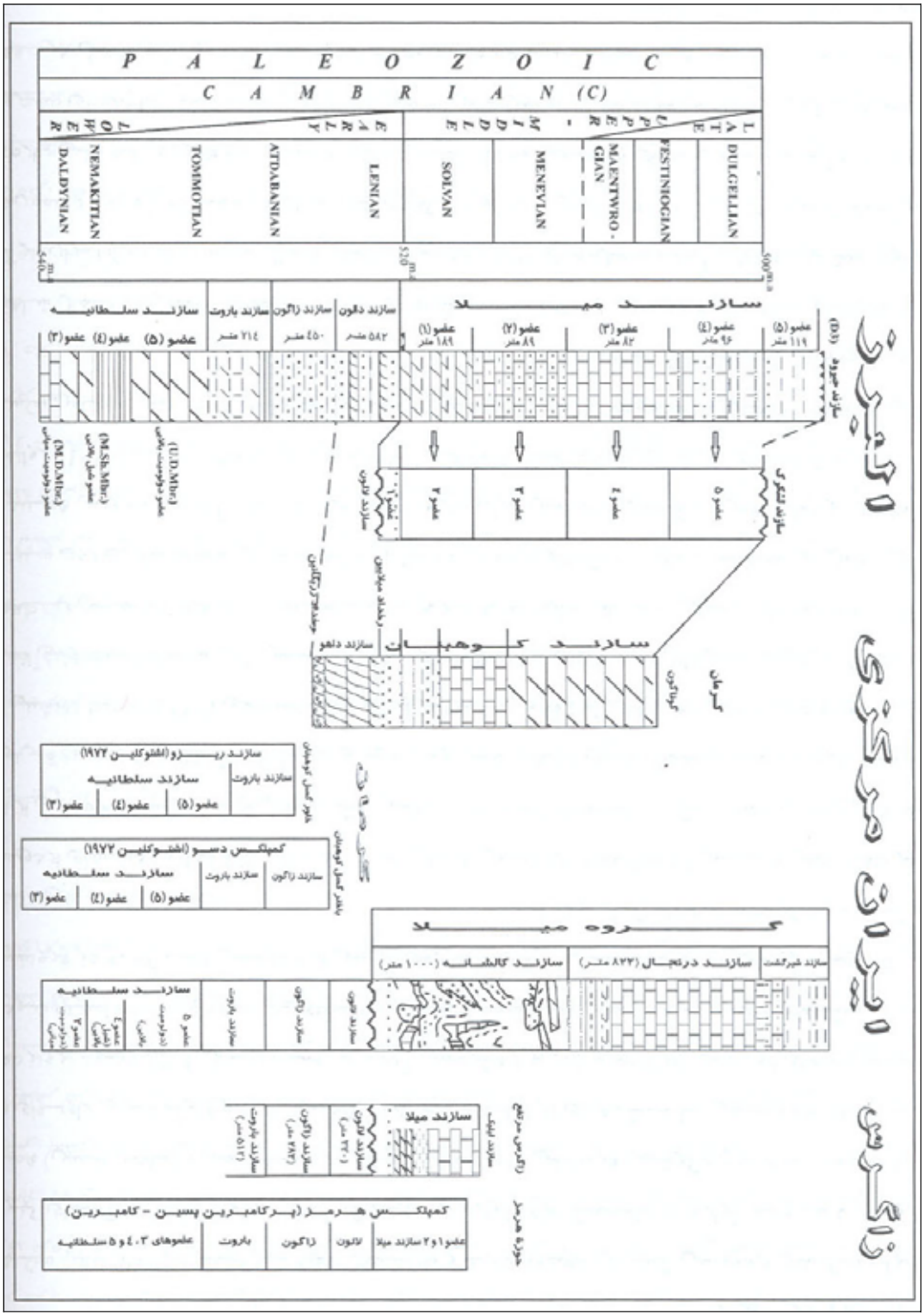
www.ngdir.ir

طاهری (۱۳۸۱)، به ردیف‌های آواری حد فاصل سازند سردر (در زیر) و کربنات‌های سازند جمال، « عضو زلدو » نام داده و با توجه به پراکندگی فوزولیناسهآ و شناسایی دو زون زیستی به تغییرات سنی قزلین پسین – آسلین اعتقاد دارد. ایشان، در برش حوض دوراه (کوه جمال) ردیف‌های «کربناتی» پرمین را شامل چهار زون زیستی و به سن بلورین – جلفین – دورآشامین؟ می‌داند.

پالئوزوییک کلمرد :

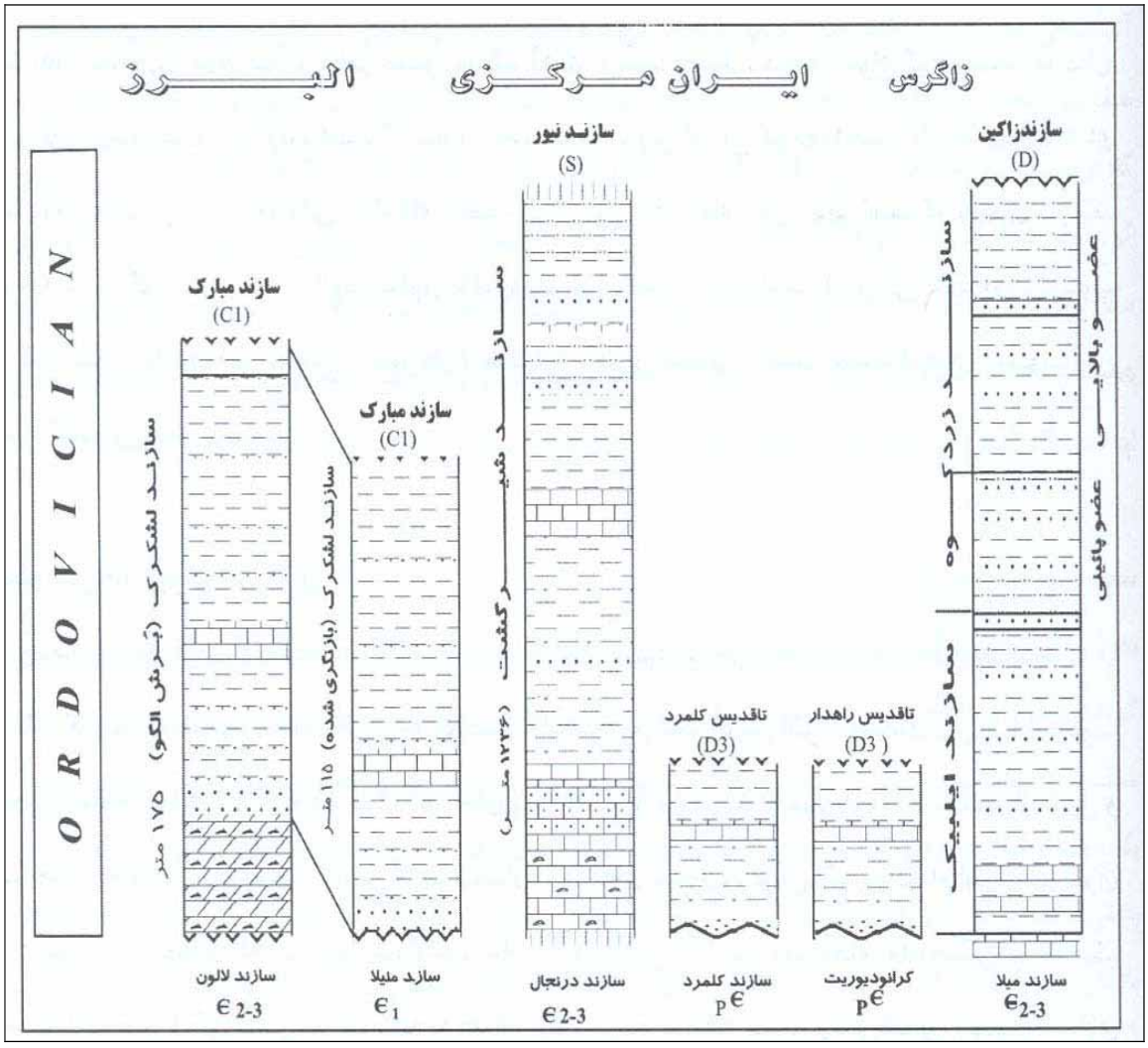
ناحیه کلمرد توسط دو گسل به موازات گسله درونه به سه بخش تقسیم می شود . هر یک از این بخش ها به علت فرایند گسلش ، توالی چینه شناسی متفاوتی دارند . آقانباتی (۱۹۷۵) سازند های پالئوزوئیک پسین بخش های میانی کلمرد را به ترتیب رهدار (دونین بالایی) ، گچال (کربنیفر زیرین) و خان (پرمین) نامید . این سه سازند به ترتیب با سازند

www.ngdir.ir



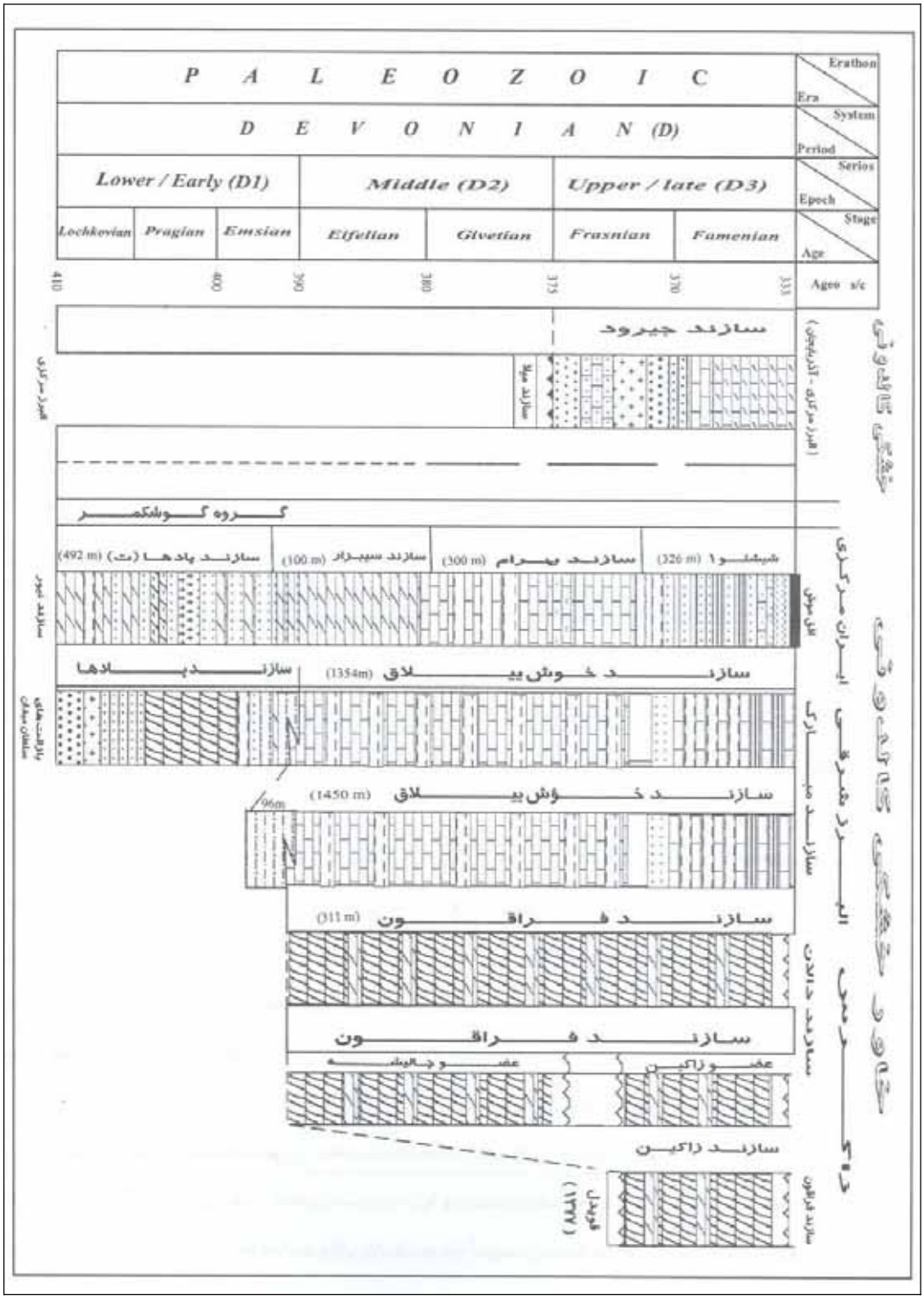
شکل۱۴ : هم ارزی واحدهای سنگ چینه ای کامبرین ایران

www.ngdir.ir



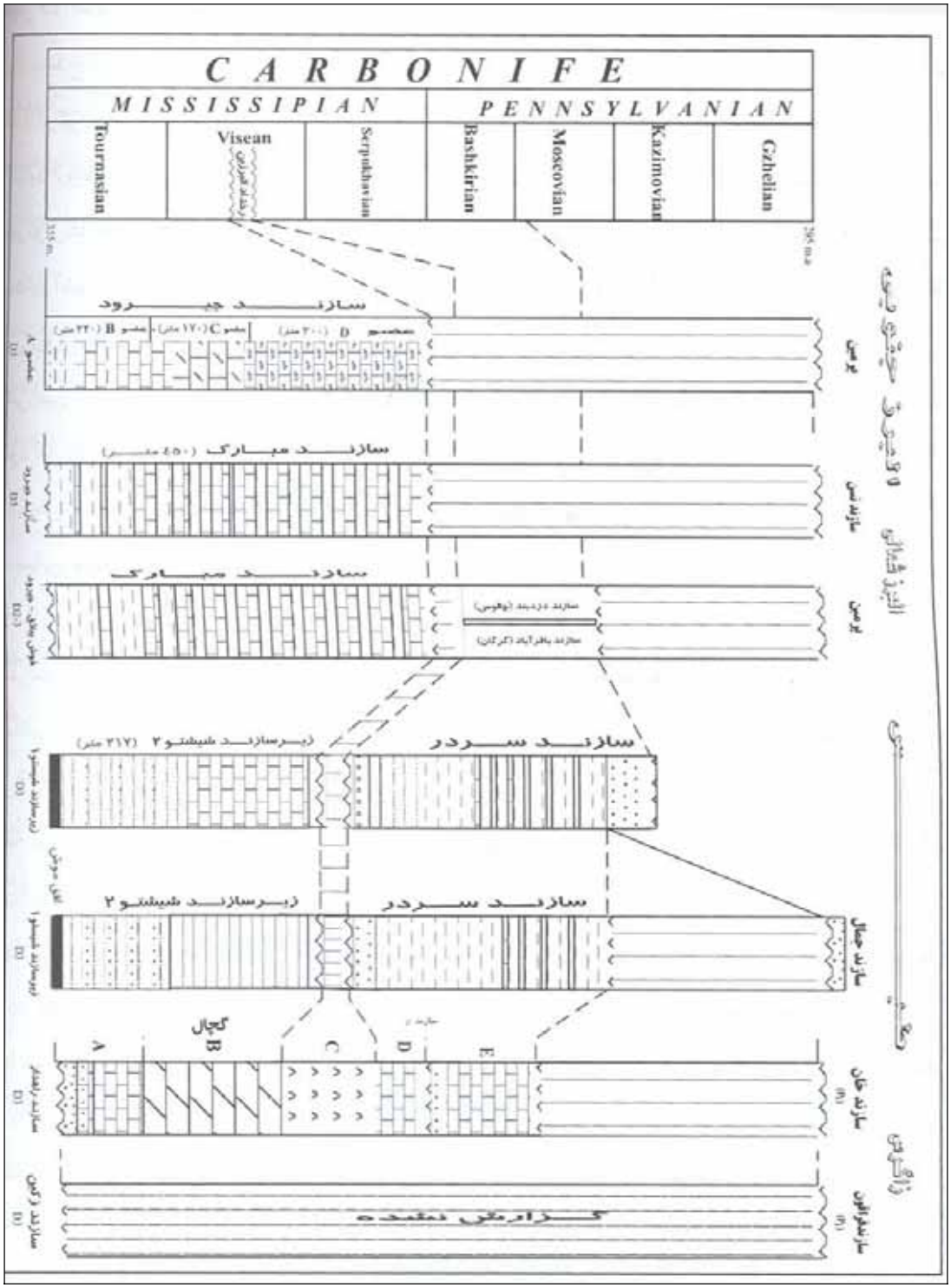
شکل۱۵ : هم ارزی واحد های سنگ چینه ای اردویسین ایران

www.ngdir.ir



شکل۱۶ : هم ارزی واحدهای سنگ چینه ای دونین ایران

www.ngdir.ir



شکل۱۷ : هم ارزی واحد های سنگ چینه ای کربنیفر ایران

www.ngdir.ir

واحدهای سنگ چینه ای مزوزوییک در ایران

مزوزوئیک در البرز :

سازند شمشک :

سازند شمشک مجموعه‌ایی ازما سه سنگ ، سیلیتون ، شیل است که آنرا به عنوان مولاس سیمیرین پیشین البرز می‌دانند . مقطع نمونه سازند شمشک در شمال گردنه لاسم در دره‌ی علیای روته ، بخش شرقی منطقه معدنی شمشک انتخاب شده است (آسرتو ۱۹۶۶ ، اشتوگین ۱۹۷۲) در سال ۱۹۶۳ آسرتو ، به مجموعه رسوبهای زغالدار البرز ، سازند شمشک نام داد و تغییرات سنی آنرا از لیاس تا دوگر دانست . ولی یافته‌های جدید حاکی از آن است که سازند شمشک یک واحد زمین ساختی چینه‌شناسی در مرتبه گروه است که در فاصله زمانی دو رخداد کوهزایی سیمیرین پیشین و میانی نهشته شده است و می‌تواند مشتمل بر چند سازند باشد به همین دلیل در حال حاضر برای این چرخه رسوبی بزرگ نام (گروه شمشک) انتخاب شده است که سن‌نورین باتونین دارد . از نگاه چرخه رسوبی (Cyclothem) در گروه شمشک دو دوره‌ی رسوبی بزرگ وجود دارد که هر دوره با نهشته‌های دریایی آغاز و رفته رفته بر نهشته‌های قاره‌ایی می‌رسند . به نظر فخر (۱۹۷۵-۱۹۷۷) با توجه به ضخامت رسوبات شمشک (بیش از ۱۰۰۰ متر) و وسعت زیاد آن رسوبات مزبور نمی‌تواند تنها منشاء قاره‌ایی داشته باشند . به اعتقاد وی رسوبات مذکور در نوارهای ساحلی که گهگاه بوسیله آب دریا فرا گرفته می‌شود به وجود آمده‌اند . در این مورد تصور می‌شود دریای کم عمق فلات ایران (بجز زاگرس) را فرا گرفته و در آن جزایر کوچک و بزرگ بصورت پراکنده یافت می‌شده‌اند . رسوبات حاصل از فرسایش این جزایر در حوضه‌هایی که فرونشینی شدیدی داشته رسوبات شمشک را تأمین کرده‌اند . (سید امامی ۱۹۷۱ ، فخر ۱۹۷۵-۱۹۷۷) راد (۱۹۸۶) سازند شمشک را به ۶ واحد چینه‌ایی و لیتواستراتیگرافی تقسیم کرده و معتقد است این رسوبات در یک سیستم روخانه‌ایی دلتایی رسوب کرده‌اند نامبرده زیر محیطهای دلتایی سازند شمشک در شرق حوضه البرز در یک دیاگرام نمایش داده است:

واحد ۱ از شیل و ماسه سنگ تشکیل شده که به فرم ناپیوسته بر روی آهکهای تریاس قرار دارند .

واحد ۲ بیشتر از ماسه سنگ است که وی آن را رسوبات پر کننده کانالهای شاخه‌ایی تفسیر کرده . -واحد ۳ از شیل آهکی تشکیل شده که در یک محیط آرام رسوب کرده است . (رسوبات محیط باتلاقی)

واحد ۴ بیشتر از ماسه سنگ تشکیل شده که در آنها بقایای زیادی از فسیل و حفره‌های تشکیل شده توسط موجودات ورپیل مارکهای جریانی مشاهده می‌شود این رسوبات در قسمت جلویی دلتا به طرف دریا رسوب کرده‌اند .

www.ngdir.ir

واحد ۵ بیشتر از شیل است و حاوی مقدر زیادی فسیل از قبیل فرامینیفرا ، دو کفه‌ایها و آمونیت‌ها می‌باشد و در شرایط دریایی (فلات قاره) در محیط آرام بر جای گذاشته شده‌اند .

واحد ۶ بیشتر از ماسه سنگ بوده که در بالای شیلهای دریایی قراردارد این ماسه سنگها از دانه‌های ریز ماسه با جورشدگی خوب تشکیل گردیده‌اند که در محیط جزایر سدی رسوب کرده‌اند .

به طور کلی واحدهای ۱ تا ۳ نشان دهنده‌ی رسوبگذاری در محیطهای خارج از آب دلتایی و رسوبات ۴ تا ۶ در قسمتهای زیر آب محیطهای دلتایی تشکیل شده‌اند . از مطالعات انجام شده چنین برمی‌آید که میزان فرونشینی کف حوضه بیشتر از میزان رسوبات وارده به منطقه بوده است زیرا در اثر فرونشینی ممتد کف حوضه ، دریا رفته رفته به طرف جنوب پیشروی کرده و رسوبات دریایی در بالای رسوبات دلتایی قرار گرفته است .

رسوبات بخش بالایی سازند شمشک در ناحیه طزره شامل ماسه‌سنگ، سیلتستون و شیل بوده که حاوی فسیلهای دریایی است. براساس مطالعه سیستماتیک ایکنوفسیلهای این رسوبات تعداد ۹ ایکنوجنس در دو مجموعه مجزا تشخیص داده شده است. مجموعه اول با تنوع ایکنوفونای کم (Arenicolites, Skolithos, Diplocraterion) در لایه‌های ماسه‌سنگی و سیلتستونی حضور دارد. این مجموعه از ایکنوفسیلها نشانگر ایکنورخساره اسکولیتوس بوده که در یک محیط نسبتا پرانرژی تشکیل شده است. مجموعه دوم با تنوع ایکنوفونای بیشتر (Planolites, Palaeophycus, Neonerites)است.

سازند دلیچای :

نام سازند ، از نام رودخانهٔ دلیچای (پل فردوسی)، در خاور شهرستان دماوند گرفته شده است .
برش الگوی سازند دلیچای (اشتایگر ۱۹۶۶)، در پهلوی راست رودخانهٔ دلیچای (پل فردوسی)، در خاور شهرستان دماوند است ۰
حداکثر ضخامت سازند دلیچای حدود ۱۰۷ متر ستبرا دارد ولی این ضخامت ثابت نیست و حتی ممکن است به صفر برسد. سن سازند دلیچای ژوراسیک (از باژوسین پسین تا کالووین) است.
در بیشتر نقاط، سازند دلیچای از نوع مارن، سنگ‌آهک‌های مارنی، کمی اسپاری و نازک لایه است که میان‌لایه‌هایی از شیل‌های مارنی دارد. گاهی میزان مارن بیشتر از سنگ‌آهک است، به همین رو از واژهٔ مارن‌های دلیچای استفاده می‌شود. ریخت‌شناسی پشته مانند و رنگ سبز – خاکستری روشن از ویژگی‌های این سازند است که به شناسایی آن کمک می‌کند.

سنگواره‌های گوناگون به ویژه آمونیت‌هایی مانند Oppelia subradiata ، Parkinsonia oarkinson Ebrayicerace pseudoanceps از سنگواره های این سازند هستند . آمونیت های این سازند سن ژوسین تا

www.ngdir.ir

کالووین را نشان می دهند . در مناطقی از البرز جنوبی که سازند دلیچای تشکیل نشده است ،پیشروی دریا در آغاز اشکوب کالووین و با رسوبگذاری آهک لار شروع می شود .

گسترش جغرافیایی سازند دلیچای محدود به البرز (دماوند، کرج، آبیک، شمال قزوین، درهٔ هراز، سمنان، جام، شاهرود و ۰۰۰) نیست. این سازند همچنان در کوه‌های سلطانیهٔ زنجان، مراغه، آبگرم همدان و جنوب خاوری دریاچهٔ ارومیه گزارش شده است.

د ر مرز زیرین این سازند وجود کنگلومرا، قلوه‌های لیمونیتی، ترک‌های گلی، دگرشیبی موازی در ناحیهٔ جام (علوی نایینی، ۱۹۷۳)، دگرشیبی زاویه‌ای در شمال قزوین (آنلز، ۱۹۷۵)، ده متر ائولیت آهن‌دار در ناحیهٔ نشل (اشتایگر، ۱۹۶۶)، وجود ۳۰ متر رُس سُرخ‌رنگ آهن‌دار در شمال جرآت (اشتایگر، ۱۹۶۶)، مؤید آن است که بر خلاف نظر آسرتو، مرز زیرین دلیچای ناپیوسته است.

مرز بالای دلیچای با سازند لار تدریجی است و در محل حذف لایه‌های مارنی و آغاز لایه‌های چرت‌دار سازند لار انتخاب می‌شود.

سازند دلیچای را می توان با توالی های سنگی مشابه در کپه داغ (سازند چمن بید) ، ایران مرکزی(سازند بغمشاه)، و حتی در شمال افغانستان ، ترکمنستان ، تاجیکستان و پامیر مرکزی مقایسه کرد . بررسی های صحرایی وآزمایشگاهی سازندهای لار و دلیچای به تشخیص ۵ کمربند وابسته به کمربند رخساره ای دریای باز انجامیده است. نبود رخساره های سدی، لاگونی و پهنه های جذر و مدی در سازندهای دلیچای و لار در منطقه پلور نشان می دهد که این منطقه وابسته به بخش دور از ساحل دریا در زمان ژوراسیک میانی و بالایی بوده است(لاسمی،روشناوند۱۳۸۱).

سازند فرسیان :

این سازند را (۱۹۷۸ Stampflli) در سه کیلومتری شمال غربی روستای فرسیان معرفی کرده است . سازند فرسیان در این ناحیه و در حد فاصل خوش ییلاق و آزاد شهر گسترش دارد و شامل لایه های آهکی و مارنی به رنگ قرمز می باشد که دارای واریزه هایی از سخت پوستان و کرینوئیدها می باشد . ضخامت این سازند بیش از ۴۰ متر نمی باشد . در برخی مناطق رسوبگذاری تا کرتاسه با تشکیل رسوبات سازند پوکاله ادامه می یابد . سازند فرسیان از نظر فسیلی بسیار غنی می باشد که برخی از آنها عبارتند از :

Lenticulina sp , Natilocolina sp , Fondicularia sp , Dentalina sp , Sowerbyceras sp

این فسیل ها نشان دهنده زمان "کالووین" تا " اکسفوردین " می باشد .

www.ngdir.ir