در بیشتر نقاط ایران مرکزی، توالی کرتاسهٔ بالا کامل و پیوسته نیست. شواهد ناپیوستگی‌های رسوبی متعدد و مکرر است. ناپیوستگی‌های رسوبی بین توالی کرتاسهٔ بالای ایران مرکزی و یا حذف قسمتی از توالی‌ها، نیز پیامد ناآرامی‌های زمین‌ساختی همزمان با رسوبگذاری است که از آن جمله می‌توان به ناپیوستگی دگرشیب بین رسوبات سانتونین و کامپانین در جندق و هفت تومون، دگرشیبی بین رسوبات کامپانین و ماستریشتین میانی با بالایی و سرانجام خروج گستردهٔ زمین در نواحی اصفهان، زفره، گلپایگان و یزد در اواخر ماستریشتین اشاره کرد که عامل آن رویداد لارامین است.

از سنگ‌های بسیار شاخص کرتاسهٔ بالای ایران مرکزی، آمیزه‌های افیولیتی – رسوبی این زمان است که در محل کافت‌های ژرف درون قاره تشکیل شده و در حال حاضر، به دلیل بسته شدن کافت، به صورت آمیزه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی، و رسوب‌های پلاژیک در امتداد برخی گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی برونزد دارند و رخنمون آن، نشانگر محل تقریبی زمیندرزهای کهن پیرامون صفحه‌های ایران مرکزی است.

تأثیر شدید و سریع تحولات زمین‌ساختی بر رخساره‌های سنگی سبب شده تا ردیف‌های کرتاسهٔ ایران مرکزی یا نامگذاری نشوند و یا نام‌های غیررسمی داشته باشند. به همین دلیل، ویژگی‌های چینه‌شناسی کرتاسهٔ ایران مرکزی، در واحدهای ریخت‌زمین‌ساختی جداگانهٔ زیر قابل بررسی است (شکل ۵-۱۵).

کرتاسه در فرونشست اراک – اصفهان - شهرضا

فرونشست اراک – اصفهان – شهرضا، بخشی از زون ساختاری پیچیده و همراه سنگ‌های دگرگونی (فالکن، ۱۹۶۱) و یا زون خرد شده (مک‌کویلن، ۱۹۶۲) است که علوی (۱۹۹۴) آن را حاشیهٔ شمال خاوری کوهزاد زاگرس می‌داند. در این محور، سنگ‌های کرتاسه بیشتر سیمای ورق‌های نابرجا دارند

که از شمال خاور به جنوب باختر جا به جا شده‌اند. ولی در مناطقی مانند اصفهان، کـه تـنش‌هـای فشارشی کمتر اثر داشته، می‌توان برش‌های کاملی از سنگ‌های کرتاسهٔ پایین و بالا را دید. مطالعـهٔ رخساره‌های سنگی و زیستی سنگ‌های کرتاسهٔ اصفهان می‌تواند بـه عنـوان الگـویی از ردیـف‌هـای کرتاسهٔ پایین و بالای فرونشست اراک – اصفهان – شهرضا باشد، هرچند این توالی در همه جا دیده نمی‌شود.

در فرونشست یاد شده، سنگ‌هـای کرتاسـه، تـوالی سـتبری از نهـشته‌هـای فلـیش گونـهٔ شـیلی و ماسه‌سنگی را می‌پوشاند که تغییـــرات سنی آنها از تریاس پسین تـا ژوراسـیک میـــانی اسـت و در زمین‌شناسی ایـــران به آن « گروه شمشک » نام داده شده است. در نواحی مورد بحث، سنگ‌هـای گروه شمشک دستخوش دگرگونی دینامیک شده‌اند و به همین دلیل، چـین‌خـوردگی پیـشرفته‌ای دارند و همبری آنها با سنگ‌های کرتاسه، به ویژه در بُـرش‌هـای دسـت نخـورده از نـوع دگرشـیبی زاویه‌دار است. اگرچه دگرگونی و دگرشیبی مورد سخن پیامد رویداد سیمرین پسین دانـسته شـده ولی داده‌های منطقه‌ای نشانگر آن است که توالی چین‌خـــــــوردهٔ گروه شمشک، فرابوم‌های رخداد سیمرین میانی هستند که پس از یک دورهٔ فرسایشی طولانی، با دریای پیشروندهٔ کرتاسـهٔ پیـشین پوشیده شده‌اند. به این ترتیب، در فرونشست اراک – اصفهان – شهرضا، سـنگ‌هـای کرتاسـه یـک واحد زمین‌ساختی – چینه‌شناختی شاخص است که مرز پایین آنها به رویداد سیمرین میانی و مرز بالای آن به رخداد کوهزایی لارامید است. با استناد به کار زاهدی و همکاران (۱۹۷۶)، سـیدامامی و همکاران (۱۹۷۱) و خسرو تهرانی (۱۹۷۷)، توالی کرتاسهٔ ناحیهٔ اصفهان را می‌توان از پایین به بـالا، به واحدهای سنگی زیر تقسیم کرد :

« آواری‌های سُرخ‌رنگ پایه » شامل ردیفی از آواری‌های سُرخ رنگ است که به طـور دگرشـیب بـر روی نهشته‌های تریاس بالا – ژوراسیک میانی و یا توده‌های نفوذی (گرانیت کـلاه‌قاضـی) سـیمرین میانی قرار گرفته و به سمت بالا ریزدانه می‌شود. رنگ مایل به سُرخ از ویژگی‌های این واحـد اسـت

که به صورت لایه‌ای راهنما، واحدهای تیره‌رنگ ژوراسیک (گروه شمشک) را از سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز کرتاسه جدا می‌کند. در جنوب اصفهان ستبرای این واحد از چند متر (۱۰ تا ۱۵ متر) فراتر نمی‌رود، ولی در شمال خاوری اصفهان (زفره) ستبرای آن تا ۴۰۰ متر می‌رسد. این آواری‌ها به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های مشابه (بخش بالای سازند شوریجه، آواری‌های قاعدهٔ سازند تیزکوه و ۰۰۰) در بسیاری از نقاط ایران است.

« لایه‌های گذر دولومیتی » شامل حدود ۲۵ متر دولومیت‌های قهوه‌ای مایل به سُرخ است که با ماسه‌سنگ‌های پایه (در زیر) و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار (در بالا) گذر تدریجی دارد. در لایه‌های پایانی این واحد، سنگواره‌هایی از بازوپایان، دوکفه‌ای‌ها، خارپوستان و آثار کرم دیده می‌شود. تنها آمونیت این واحد را سیدامامی (۱۳۵۰) از نوع Matheronites soulieri (ATHERON) و به سن بارمین پسین یافته و نتیجه گرفته است که در منطقهٔ اصفهان، پیشروی دریای کرتاسه پیش از بارمین پسین بوده است.

« سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار پایینی » شامل ۳۵۰ تا ۴۰۰ متر، سنگ‌آهک توده‌ای اُربیتولین‌دار به ویژه انواع Orbitolina (BLUMENBACN) lenticularis و(Dictyoconus arabicus HENSON) به سن بارمین پسین است. دوکفه‌ای‌های ضخیم، شکم‌پایان، رودیست و خارپوستان سنگواره‌های دیگر این واحد است. این سنگ‌آهک در همه جا از جمله کوه صُفه، ریخت‌شناسی خشن و صخره‌ساز دارند که به شناسایی آن کمک می‌کند (این واحد را می‌توان با سازند فَهلیان زاگرس هم‌ارز دانست).

« مارن – شیل اُربیتولین‌دار »، حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر شیل – مارن خاکستری‌رنگ و ویژگی آن داشتن اُربیتولین فراوان، کمی آمونیت Deshayesites cf. deshayesi (ORBIGNY) Prodeshayesites tenuicostatus (KOENEN) به سن آپتین پیشین و میانی است. این واحد، لایه‌ای کلیدی زودفرسا است که در همه جا وجود ندارد و دو واحد سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار

توده‌ای پایینی و بالایی را از یکدیگر جدا می‌کند. در جایی که این واحد سنگی وجود ندارد، تفکیک دو سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار پایینی و بالایی دشوار است (این واحد را می‌توان با شیل‌های گَدوان زاگرس هم‌ارز دانست).

« سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار بالایی » شامل ضخامت متغیری (حدود ۱۰۰ متر) از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه و توده‌ای کوه‌ساز است که مقدار زیادی مرجان، دوکفه‌ای، شکم‌پایان درشت نرینیا Nerinea و اُربیتولین‌های آپتین میانی – پسین دارد. جدا از اُربیتولین‌ها، دوکفه‌ای‌های نوع Pseudotoncasia همچنان مؤید سن یاد شده است. (این واحد را می‌توان با سازند داریان در زاگرس هم‌ارز دانست).سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار پایینی و مارن - شیل اُربیتولین‌دار میانی و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بالایی بر روی هم نشانگر سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار ایران مرکزی هستندکه می‌تواند با بخش کربناتی سازند تیزکوه (البرز)، سازند تیرگان (کپه‌داغ) و خامی بالایی (فَهلیان، گَدوان، داریان) در زاگرس قابل قیاس باشد.

« سنگ‌آهک لیمریلادار » در بُرش کلاه‌قاضی، این واحد شامل سنگ‌آهک سیلیسی خاکستری بسیار تیره تا سیاه، با هوازدگی آجری رنگ است، ولی در بُرش زفره، به سنگ‌آهک‌های مارنی به رنگ خاکستری روشن، به ضخامت حدود ۸۰ متر، تغییر رخساره می‌دهد (سیدامامی، ۱۳۵۰)، که البته در همه جا وجود ندارد. آمونیت‌های (D. aequinodum SCHLITHEIM), QUENTEDT)) به بخش جوان‌تر آلبین پیشین تا بخش قدیمی آلبین پسین تعلق دارند (سیدامامی، ۱۳۷۵).

« شیل‌های بودانتی‌سراس‌دار » شامل ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر شیل خاکستری مایل به سبز زیتونی میان‌لایه‌های نازکی از سنگ‌آهک‌های شکم‌پایان است. آمونیت‌های بودانتی‌سراس به ویژه نوع (Beudanticerace beudanti (BRONGNIARI شاخص‌ترین سنگوارهٔ این شیل‌هاست که سن آلبین پیشین – میانی دارد. ریخت‌شناسی تپه ماهوری سبزرنگ، و سن آلبین

این شیل‌ها، یادآور شیل‌های آلبین دیگر مناطق ایران است که در زاگـرس « سـازند کژدمـی »، در کپه‌داغ « سازند سرچشمه » و در ناحیهٔ یزد « سازند درهٔ انجیر » نام دارند. شباهت‌های گفته شـده درخور توجه است و به شرایط رسوبی بسیار یکسان زمان آلبین در ایرانزمین اشاره دارد.

« سنگ‌آهک ماسه‌ای گلوکونیتی » واحدی بارز به رنگ سبز تا خاکستری و ضخامت کم اسـت کـه مرز زیرین آن با شیل‌های بودانتی سراس و مرز بالایی آن از نوع ناپیوستگی موازی است (سیدامامی و همکاران، ۱۹۷۱). این واحد سرشار از روزنه‌داران، بازوپایان و به ویژه آمونیت‌های شـاخص آلبـین پسین تا سنومانین پسین است. جایگاه چینه‌شناسی و ویژگی‌های سنگی و زیستی این واحد، یادآور سازند آیتامیر در کپه‌داغ است.

« سنگ‌آهک اینوسراموس‌دار » شامل حدود ۱۰۰ متر سنگ‌آهک لایه‌ای پلاژیک به رنگ خاکستری روشن و حاوی دوکفه‌ای‌های نوع اینوسراموس است که سن تـورونین – کُنیاسـین دارد. بـسیاری از ویژگی‌های این واحد سنگی، می‌تواند با سازند آب دراز در کپه‌داغ قابـل قیـاس باشـد.« مـارن‌هـای اکینیددار » شامل حدود ۱۲۰ متر مارن خاکستری مایل به آبی با میان‌لایه‌هایی ناچیز از سنگ‌آهک است. روزنه‌داران به ویژه گلوبوترونکانا، خارپوستان و دیگر سنگواره‌های این واحد به سن سانتونین و کامپانین هستند. ویژگی‌های سنگی و تا اندازه‌ای زیستی این واحد، قابل قیاس با سـازند آب‌تلـخ در کپه‌داغ است.

« سنگ‌آهک‌های زیستی » شامل سنگ‌آهک‌های زیستی – تخریبی توده‌ای و قهوه‌ای رنگ و پایان بخش توالی کرتاسهٔ اصفهان اسـت کـه قطعـات فـراوان رودیـست دارد. وجـود روزنـه‌دارانـی ماننـد جـنس‌هـای شـاخص گلوبوترونکانـا، نـشانگر سـن کامپـانین پـسین – ماستریـشتین اسـت. ایـن سنگ‌آهک‌ها را می‌توان قابل قیاس با سازند کلات در کپه‌داغ دانست.لازم به ذکر است که توالی‌های کرتاسهٔ پایینی فرونشست اراک – اصفهان – شهرضا، هم با رخـساره‌هـای سـکویی کرتاسـهٔ پـایین زاگرس در ناحیهٔ فارس و هم با سنگ‌های همزمان در کپه‌داغ رخسارهٔ سنگی و گاهی زیستی مشابه

دارند. اگرچه ردیف‌های کرتاسهٔ بالای زاگرس با سنگ‌های هم سن در منطقهٔ اصفهان همانند نیست، ولی توالی چینه‌ای و به ویژه سنگ‌شناسی نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی اصفهان را به آسانی می‌توان با واحدهای مشابه در کپه‌داغ مقایسه کرد.

کرتاسه در بلوک یزد – پشت‌بادام

بلوک یزد – پشت‌بادام بخش باختری ریز قارهٔ ایران مرکزی است که توسط گسل‌های طولی امتداد لغز راستگرد با تحدّب به سمت باختر از دیگر قسمت‌های ایران مرکزی جدا می‌شود.

در این بلوک، ردیف‌های تریاس بالا- ژوراسیک میانی (گروه شمشک) به خوبی چین‌خورده و نشانگر نوعی دگرگونی دینامیک است. دگر شکلی یاد شده و ماگمازایی ژوراسیک میانی (گرانیت شیرکوه) مدیون یک رویداد زمین‌ساختی از نوع کوهزایی است. به همین‌رو، در این بلوک ردیف‌های دوگر میانی – مالم وجود ندارد و سنگ‌های کرتاسه، با دگرشیبی زاویه‌دار، ردیف‌های کهن‌تر از ژوراسیک میانی – بالایی را می‌پوشاند. ساختار بلوکی ناشی از رویداد سیمرین میانی سبب شده تا در این بلوک، سنگ‌های کرتاسه دو رخسارهٔ متفاوت داشته باشند. نخست رخساره‌های فلیشی که در حوضه‌های فروافتادهٔ فروبومی نهشته شده‌اند. دوم، رخسارهٔ کربنات‌های سکویی که نشانگر دریاهای باز ولی کم ژرفا است.

رخسارهٔ سکویی کرتاسه در بلوک یزد – پشت‌بادام: در بلوک یزد – پشت بادام، رخساره‌های سکویی کرتاسه به طور عمده محدود به کرتاسهٔ پایینی است و به جز سنگ‌های سنومانین، سنگ‌های کرتاسه بالا وجود ندارد. در این بلوک، ردیف‌های آواری پایه سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار، کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ (سازند سنگستان) است که به تدریج به ردیف‌های کربناتی (سازند تفت) و در بُرش‌های کامل به شیل‌های آمونیت‌دار آلبین (سازند دره زنجیر) می‌رسد.

سازند آواری سنگستان : سنگستان یک سازند غیر رسمی متشکل از آواری‌های سُرخ‌رنگ (کنگومرا، ماسه‌سنگ و ۰۰۰) است. نبوی (۱۹۷۲)، این آواری‌ها را ردیف‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایینی ایران مرکزی می‌داند که با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین دار بارمین – آلبین ارتباط پیوسته دارد. پرتوآذر و ابوتراب (۱۳۶۰)، بر این باورند که آواری‌های مورد نظر، توالی پسروندهٔ ژوراسیک بالا هستند که با دگرشیبی آذرین‌پی روی گرانیت شیر کوه و یا با دگرشیبی زاویه‌دار روی سنگ‌های گوناگون قرار دارد.اگر چه این سازند توسط نبوی (۱۹۷۲) معرفی شده، ولی بُرش الگوی آن را پرتوآذر (۱۳۶۰) در پهلوی جنوب خاوری خارکوه در جنوب علی‌آباد در ۲۰ کیلومتری تفت اندازه‌گیری کرده است. در این بُرش، سازند سنگستان ۱۱۰۰ متر ستبرا دارد و در یک نگاه کلی می‌توان آن را به سه عضو تقسیم کرد.

« عضو پایینی » با ۹۷۵ متر ستبرا، توالی آواری به رنگ سُرخ است. این عضو با افق‌های کنگلومرایی دارای قلوه‌های گرانیت شیرکوه آغاز می‌شود و به ردیف‌های ماسه‌سنگ می‌رسد. چرخه‌های دوتناوبی کنگلومرا و ماسه‌سنگ چند بار تکرار می‌شود.

« عضو میانی »، حدود ۳۵ متر سنگ‌آهک و شیل است که به دلیل داشتن سنگواره‌هایی مانند Textularia sp. ، Boueina sp.، Torinosuella peneroplifomis، Salpingoporella annulats و ۰۰۰ به سن کیمریجین تا پُرتلندین دانسته شده است.

« عضو بالایی » شامل ۹۰ متر ماسه‌سنگ با هوازدگی سُرخ تا ارغوانی است و در بخش انتهایی آن لایه‌های متعدد مارنی و آهکی وجود دارد. سن این بخش بر اساس فسیل‌های ذره‌بینی متعدد توسط تهرانی و وزیری‌مقدم (۱۳۷۲)، والانژنین تا بارمین زیرین مشخص شده است.

گفتنی است که عضوهای پایینی و میانی در همه جا وجود ندارد و سازند سنگستان منحصر به عضو ماسه‌سنگ بالایی است. به همین دلیل تغییرات ستبرای آواری‌های منسوب به سازند سنگستان، در خور توجه است.داده‌های منطقه‌ای نشانگر آن است که عضوهای پایینی و میانی می‌توانند هم‌ارز آواری‌های ژوراسیک بالا در دیگر نواحی ایران مرکزی باشند، ولی عضو ماسه‌سنگ بالایی، ردیف‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین است که به سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار گذر تدریجی دارد. به عبارت بهتر، آنچه که در بُرش الگو به عنوان سازند سنگستان در نظر گرفته شده، مجموعه‌ای از سنگ‌های ژوراسیک بالا و آواری‌های پیشروندهٔ دریای کرتاسهٔ پایین است. چنین حالتی به ویژه در کوه‌های کپه داغ (سازند شوریجه) و یا بخش جنوبی بلوک طبس نیز دیده می‌شود.

سازند آهکی تفت : سازند آهکی تفت یک واحد سنگی غیر رسمی و معرف سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بلوک یزد – پشت بادام است. نام این سازند توسط نبوی (۱۹۷۲) و با اقتباس از نام شهرستان تفت انتخاب شده ولی واحد سنگی تفت، برش الگو ندارد. در همه جا، سازند تفت توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های ستبرلایه، خاکستری – خاکستری تیره، کرم رنگ و ستیغ ساز با نمای ظاهری لانه زنبوری و حفره‌های انحلالی است. اُربیتولین، شاخص‌ترین سنگواره است که در زمینه‌ای از سنگ‌آهک‌های میکرایت، اینترامیکرایت و ائواسپارایت دیده می‌شود. به باور سیدامامی (۱۹۷۲) شروع این آهک‌ها در بارمین بوده و به طور متناوب تا آپتین ادامه یافته و در موارد اندک، ممکن است تشکیل این آهک‌ها تا آغاز آلبین ادامه داشته است.

ویژگی‌های سنگ‌شناختی و زیستی سازند تفت همانند سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار دیگر نواحی ایران مرکزی است. در ضمن، بخش آهکی سازند تیزکوه (البرز)، سازند تیرگان (کپه‌داغ)، مجموعهٔ دو سازند فَهلیان و داریان با سازند تفت قابل قیاس است.گفتنی است که در شمال ناحیهٔ معدنی مهدی‌آباد، بخش بالایی سنگ‌آهک‌های تفت، به ضخامت ۳۳۴ متر، شامل توالی کربناته‌ای از سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، شیل آهکی و سنگ‌آهک تیره‌رنگ بوده و ویژگی آن چرت فراوان

است. باباخانی (۱۳۶۷) به ردیف‌های چرت‌دار سازند تفت نام غیررسمی « سازند آبکوه » داده که کاربرد محلی دارد.

سازند شیلی درهٔ زنجیر : در جنوب شهرستان تفت، توالی همگنی از شیل‌های سبز مایل به زیتونی وجود دارد که با سنگ‌آهک‌های سازند تفت ارتباط پیوسته دارد ولی مرز بالایی آن به یک راندگی است. با وجود نداشتن ویژگی‌های لازم، به نهشته‌های شیلی موردنظر سازند درهٔ زنجیر نام داده شده که به فراوانی دارای آمونیت، دوکفه‌ای، مرجان، شکم‌پا و بلمنیت است (نبوی، ۱۹۷۲). این ردیف شیلی – مارنی در بیشتر موارد بخش‌هایی از آشکوب آلبین را در بر می‌گیرد ولی در مواردی ممکن است تا آپتین زیرین و حتی میانی پایین رود (سیدامامی، ۱۳۷۵). فراوانی آمونیت‌های بودانتی سراس به سن آلبین، سبب شده که در بیشتر نقاط ایران مرکزی از این نهشته‌ها با عنوان شیل‌های بودانتی سراس و یا شیل‌های آلبین یاد شود. با این وجود، در ناحیهٔ کرمان (هوکریده، ۱۹۶۲) از نام « مارن‌های سبزرنگ کرتاسه » و در جنوب خور (آیستوف و همکاران، ۱۹۸۴) از نام « سازند بازیاب » استفاده کرده‌اند. سازند شیلی درهٔ زنجیر را می‌توان با شیل‌های آلبین سازند کژدمی در زاگرس و شیل‌های سازند سنگانه در کپه‌داغ قیاس کرد.

رخساره‌های فروبوم کرتاسه در بلوک یزد – پشت بادام: در گستره‌های باریکی از ایران مرکزی، مانند فروافتادگی بیابانک - خور – یزد و همچنین فروافتادگی انار – بردسیر، بر خلاف کربنات‌های سکویی دیگر نقاط، سنگ‌های کرتاسه بیشتر از نوع شیل‌های مایل به سبز – خاکستری با سیمای فلیش گونه است و نهشت آنها در حوضه‌های فروبومی، محدود به زون‌های گسل، آشکار است. ولی در جنوب بیابانک و باختر پشت‌بادام، شیل‌های یاد شده با کربنات‌های اُربیتولین‌دار کرتاسه ارتباط بین‌انگشتی دارند و از این‌رو، شیل‌های مورد نظر، ممکن است توالی شیب قاره سکوهای کربنات ایران مرکزی باشند.

به رخسارهٔ فروبومی کرتاسهٔ پایین که از جنوب خاوری خور تا بیاضه و خاور یزد، به تقریب در روند شمالی – جنوبی برونزد دارند، « شیل‌های بیابانک » نام داده شده که شامل حدود ۳۰۰۰ متر شیل‌های خاکستری روشن تا سبز، سبز زیتونی، خاکستری تیره تا سیاه با میان‌لایه‌هایی از شیل ماسه‌ای، سیلتی، آهکی، مارنی و یا افق‌های نازک و کم ضخامت ماسه‌سنگ است. تناوب‌های کربناتی این شیل‌ها دارای آمونیت و بلمنیت است و تمام مجموعه دستخوش دگرگونی دینامیک خفیف در حد فیلیت شده است. در جنوب کوه‌های چاپدونی، افقی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ، شیل‌های بیابانک را به دو بخش زیرین و بالایی تقسیم می‌کند. همبری این دو بخش از نوع دگرشیبی زاویه‌دار است (حقی‌پور، ۱۹۷۴).

در شیل‌های بیابانک مرجان، اسفنج، شکم‌پایان، دوکفه‌ای و به ویژه آمونیت فراوان است. مجموعهٔ‌آمونیتی شیل‌های بیابانک، به ویژه نوع Beudanticeras beudanti (BRONGNIART) که در بالاترین بخش شیل‌ها دیده شده، نشانگر سن آلبین میانی – پسین است و نشان می‌دهد که سن این شیل‌ها از آلبین فراتر نمی‌رود. آمونیت‌های بودانتی سراس شیل‌های بیابانک، یادآور رخساره‌های شیلی آلبین دیگر نواحی ایران است.در سال ۱۹۸۴، آیستوف و همکاران، به جای شیل‌های بیابانک از واژهٔ « سازند بیابانک » استفاده کردند که در کوه سُرخ (۲۰ کیلومتری جنوب بیاضه) شامل حدود ۴۰۰۰ تا ۴۵۰۰ متر شیل رُسی و مارنی اسلیتی شده با میان‌لایه‌های آهکی، سیلتی و ماسه‌ای است که به طور همساز بر روی توالی نئوکومین – بارمین (سازند نقره) قرار دارد ولی به طور جانبی به سنگ‌آهک‌های ستبر لایه اُربیتولین‌دار آپتین (سازند شاه‌کوه – سازند تفت) می‌رسد. در این محل سازند بیابانک به سه بخش ماسه‌سنگی (در پایین) اسلیتی – آهکی (در وسط) و بخش اسلیتی (در بالا) تقسیم شده است.

روزنه‌داران و آمونیت‌های این سازند، به سن آپتین پیشین تا آلبین میانی دانسته شده‌اند.در شمال مهرجان و جنوب بیاضه، برای رخساره‌های ایزوپیک شیل‌های بیابانک از نام «سازند میرزا »

استفاده شده که بیشتر از شیل‌های آهکی بسیار نرم و روشن متمایل به سبز و همچنین شیل‌های اسلیتی تشکیل شده است. به گزارش آیستوف و همکاران (۱۹۸۴)، سازند میرزا به طور ناهمساز بر روی سطح فرسودهٔ شیل‌های بیابانک قرار دارد و رخسارهٔ نرم‌تر این سازند وجه تمایز آن از سازند (شیل‌های) بیابانک است. ویژگی‌های سنگی و زیستی شیل‌های بیابانک، به سازند میرزا شباهت کامل دارد و تغییرات جانبی ناچیز سنگ‌شناسی، استفاده از نام‌های گوناگون را توجیه نمیکند.

« در فرونشست انار – بردسیر » به عنوان بخش جنوبی بلوک یزد – پشت‌بادام، توالی کرتاسه با ۲۳۰۰ متر ستبرا، توالی به نسبت کاملی از کرتاسهٔ پایین و بالا است که به ویژه نهشته‌های کرتاسهٔ بالای آن رخسارهٔ فلیش گونه دارد. در گزارش شمارهٔ ۵۲ سازمان زمین‌شناسی، ردیف‌های کرتاسهٔ فرونشست انار – بردسیر، به دو بخش کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا تقسیم شده‌اند.

« کرتاسهٔ پایین » با ردیف‌های آواری بارمین آغاز می‌شود که بر روی سنگ‌آهک‌های زیست آواری با سن نامشخص قرار دارد. بیشتر توالی، شامل دولومیت‌های آهکی (درزیر) و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار (در بالا) است که توسط شیل و مارن‌های خاکستری – سبز از یکدیگر جدا شده‌اند. اگرچه این کربنات‌ها یادآور سنگ‌آهک‌های اُربیتولین دار (پایینی و بالایی) ناحیه اصفهان است، ولی ساختارهای رسوبی گویای جریان‌های توربیدایتی و لغزش‌های زیردریایی است که به شیب قاره اشاره دارند.

« سنگ‌های کرتاسهٔ بالا » به دو عمیق شدگی حوضه و تشکیل نهشته‌های فلیشی ستبر و یا رسوب‌های ژرف معادل آن اشاره دارد. یکی فلیش‌های سنومانین – تورونین و دیگری فلیش‌های کامپانین – ماستریشتین. دو مجموعهٔ فلیشی یاد شده به وسیلهٔ توالی مارن‌های سبز کُنیاسین – سانتونین از یکدیگر جدا شده‌اند که به کاهش عمق و آرامش نسبی حوضه اشاره دارد.

« فلیش سنومانین » مجموعه‌ای از سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای – زیست‌آواری، سنگ‌آهک ریزدانه، سنگ‌آهک‌های زیستی، گری‌وک‌های آهکی و مارنی است که دارای روزنه‌داران و دیگر ریزسنگواره‌های پلانکتون به سن سنومانین هستند.

« فلیش تورونین » رخسارهٔ سنگی متنوع دارد و شامل سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری متبلور، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، سنگ‌آهک‌های ائولیتی، میکروکنگلومرا، ماسه‌سنگ، گری وک است که سنگواره‌های پلانکتون به ویژه انواع گلوبوترونکانا دارد. داشتن توالی توربیدیتی بدون تفریق دانه‌بندی، لغزش‌های توربیدایتی دانه درشت از ویژگی‌های فلیش‌های تورونین است.

« مارن‌های سبز سنونین زیرین »، شامل حدود ۲۰۰ متر مارن همگن به رنگ سبز – خاکستری است که در پایین آهکی و در بالا ماسه‌ای است. انواع گلوبوترونکانا های کنیاسین – سانتونین، شاخص‌ترین سنگواره‌های این واحد است . مارن‌های یاد شده بدون آشفتگی رسوبی است و به یک دورهٔ رسوبگذاری آرام در بین فلیش‌های کرتاسهٔ بالا اشاره دارد.

« فلیش کامپانین - ماستریشتین » به سه واحد جداگانه تقسیم می‌شود.

« واحد زیرین »، با ۸۰۰ متر ستبرا ، از نوع گری‌وک‌های آهکی دانه ریز است.

« واحد میانی » کنگلومرای دانه درشت است که گاهی قطر اجزای آن از دو متر بیشتر است. سیمای این واحد نشانگر جریان‌های لغزشی رسوبات و جریان‌های توربیدایتی است.

« واحد بالایی » شامل سنگ‌آهک‌های نازک لایه صورتی رنگ با ریزسنگواره‌های ماستریشتین است.

کرتاسه در منطقهٔ خور - جندق

در گسترهٔ خور – جندق تغییرات زیاد در زمان پیشروی، رخسارهٔ سنگی و ستبرای سنگ‌های کرتاسه، سبب شده تا در فواصل کوتاه، توالی یاد شده ویژگی‌های گوناگون داشته باشند.

ناپیوستگی‌های رسوبی مکرر از ویژگی‌های ردیف‌های کرتاسهٔ این منطقه است که می‌تواند نشانگر ناپایداری حاکم بر حوضهٔ رسوبی باشد. بررسی سنگ‌های کرتاسهٔ این منطقه، توسط محافظ و مشتاقیان (۱۹۶۳)، خسرو تهرانی (۱۹۷۷) و آیستوف و همکاران (۱۹۸۴) نشانگر آن است که :

« در ناحیهٔ خور » مرز زیرین ردیف‌های کرتاسه دیده نمی‌شود و کهن‌ترین لایه‌ها از نوع سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای است که به طرف بالا مارنی می‌شود و به دلیل داشتن Epiaster sp. وHemiaster sp. سن سنومانین دارد.در این ناحیه، ردیف‌های تورونین – کنیاسین وجود ندارد. سنگ‌آهک‌های تخریبی – زیستی – مارنی سانتونین – کامپانین، به ضخامت ۴۰۰ متر، با سنگ‌های کهن‌تر کرتاسه (سنومانین) مرز دگرشیب دارد. سنگ‌آهک‌های پلاژیک ماستریشتین با ۴۵۰ متر ستبرا، به طور هم‌شیب بر روی ردیف‌های سانتونین – کامپانین قرار دارد ولی بخش پایانی توالی ماستریشتین که از نوع سنگ‌های مارنی است، با سنگ‌های زیرین (ماستریشتین) ارتباط ناپیوسته دارد. حذف تورونین – کنیاسین، دگرشیبی زاویه‌دار در پایهٔ سنگ‌های سانتونین - کامپانین، دگرشیبی موازی به سن ماستریشتین، نشانهٔ پیشروی و پسروی مکرر دریا در ناحیهٔ خور است.

« در ناحیهٔ جندق » رخسارهٔ سنگی و همچنین ناپیوستگی‌های رسوبی سنگ‌های کرتاسه متفاوت از مناطق مجاور (خور، بیابانک و ۰۰) است. در اینجا، کرتاسهٔ پایین وجود ندارد و به ظاهر، سنگ‌های کرتاسهٔ بالا با دگرشیبی زاویه‌دار سنگ‌های دگرگونی کهن‌تر را می‌پوشاند. کرتاسهٔ ناحیهٔ جندق شامل دو توالی جداگانه است. توالی سانتونین که بین دو ناپیوستگی پر اهمیت از نوع دگرشیبی زاویه‌دار قرار دارد، شامل ۱۵۰ متر، سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای تا خاکستری است که بخش زیرین آن آواری (کنگلومرا –ماسه‌سنگ) است. توالی ماستریشتین، با ۲۷۰ متر ستبرا، با نهشته‌های کنگلومرایی دارای سیمان آهکی آغاز شده و به تدریج به سنگ‌آهک‌های مارنی سُرخ و خاکستری و سپس به سنگ‌آهک‌های دولومیتی و آهک‌های مارنی – ماسه‌ای می‌رسد. گلوبوترونکانا و

اوربیتوییدها از سنگواره‌های شاخص ردیف‌های آهکی به سن ماستریشتین پیشین تا پسین هستند. گفتنی است که دگرشیبی زاویه‌دار پیش از سانتونین و دگرشیبی پیش از ماستریشتین، منحصر به دو ناحیهٔ خور و جندق نیست. این ناپیوستگی‌ها را می‌توان در بسیاری از برش‌های کرتاسهٔ این ناحیه مانند برش‌های هفتمون، کوره‌گز، چوپانان و ۰۰۰ دید.

« در خاور بیاضه »، بین روستاهای حسن‌آباد و بازیاب (بُرش شاه‌کوه)، یکی از کامل‌ترین بُرش‌های کرتاسهٔ ناحیهٔ خور برونزد دارد که توسط آیستوف و همکاران (۱۹۸۴) به واحدهای سنگی، غیررسمی زیر تقسیم شده است :

سازند نقره : با چند ده متر تا ۵۰۰ متر ستبرا، نشانگر ردیف‌های آواری پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین است که از ماسه سنگ‌های سبز – سُرخ، سیلت سنگ و کنگلومرا ساخته شده است. در برخی بُرش‌ها، این سازند افق‌های متعددی از سنگ‌آهک ماسه‌ای، مارن حاوی فسیل‌های دریایی به ویژه اُربیتولین، شکم‌پایان و رودیست دارد که به احتمال به نئوکومین – بارمین دارند.

در کوه معراجی، سازند نقره، توالی‌های پالئوزوییک و مزوزوییک را با دگرشیبی آشکار می‌پوشاند. ولی در مناطقی که توالی‌های ژوراسیک بالایی – کرتاسهٔ پایینی (سازند چاه پلنگ) وجود دارد، این دو سازند به ظاهر یک ردیف پیوسته را می‌سازند. مرز بالایی سازند نقره با واحد سنگی رویی (سازند شاه‌کوه)، پیوسته و تدریجی است.

ویژگی‌های سازند نقره به گونه‌ای است که مقایسهٔ آن را با توالی‌های پیشرونده و سُرخ‌رنگ نئوکومین دیگر نقاط ایران، از جمله سازند سنگستان امکان‌پذیر می‌سازد.

سازند شاه‌کوه : از ضخامت متغیری (۱۰۰ – ۴۶۰ متر) سنگ‌آهک خاکستری رنگ اُربیتولین‌دار تشکیل شده که گاهی، به ویژه در بخش بالایی آن، میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک ماسه‌ای و مارن دارد. بر اساس ریزسنگواره‌های جانوری، بازوپایان، دوکفه‌ای‌های نوع رودیست و ۰۰۰ سن این سازند

آپتین تا آلبین گزارش شده است. ولی سیدامامی (۱۳۵۷)، به استناد افق آمونیتی لایمریلا که حدود ۳۰۰ متری بالای این سازند قرار دارد، سازند شاه‌کوه را به سن بارمین تا آپتین پیشین می‌داند. سازند شاه‌کوه را می‌توان هم‌ارز سنگی و زمانی سازند تفت در ناحیهٔ یزد و سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار ناحیهٔ اصفهان دانست.

سازند بازیاب : حدود ۵۵۰ متر گلسنگ، مارن‌های رُسی و لایه‌های دو تا سه متری سنگ‌آهک و آهک ماسه‌ای است که به طور هم‌شیب بر روی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار سازند شاه‌کوه قرار دارد. به گزارش سیدامامی (۱۳۵۷)، در خاور بازیاب بخش پایینی این سازند از شیل‌های آهکی خاکستری و تناوبی از لایه‌های دو تا سه متری سنگ‌آهک ساخته شده که از سنگواره بسیار فقیر است. بخش بالایی آن، حدود ۱۵۰ متر مارن رسی به رنگ هوازدگی زیتونی است. آمونیت‌های Beudanticeras sp., Douvilleiceras sp. و ۰۰۰ سن بخش بالایی سازند بازیاب را آلبین زیرین تا میانی نشان می‌دهد. این سازند (بازیاب) را می‌توان با ردیف‌های مشابه و هم سن مانند شیل‌های بودانتی سراس‌دار اصفهان، شیل‌های درهٔ زنجیر یزد، شیل‌های کژدمی در زاگرس و حتی شیل‌های بیابانک هم‌ارز و قابل قیاس دانست.

سازند دبَرسو : به ویژه در نیمهٔ جنوبی پهنهٔ خور – انارک برونزد دارد و شامل سنگ‌آهک‌های آلی - آواری خاکستری رنگ است که در پایهٔ آن کنگلومرا و ماسه‌سنگ، در بالاترین بخش آن عضوی مارنی با میان‌لایه‌های آهکی وجود دارد.

به طور معمول، سازند دبَرسو به طور هم‌شیب بر روی سازند بازیاب دیده می‌شود. ولی در پهلوی خاوری شاه‌کوه، همبری این سازند با ردیف‌های کهن‌تر (سازندهای شاه‌کوه و نقره) دگرشیب است. بر پایهٔ سنگواره‌های موجود، سن سازند دبرسو سنومانین – تورونین دانسته شده که با سنگ‌آهک اگزوژیردار سنومانین – تورونین البرز و همچنین واحد شمارهٔ ۲ که توسط آسرتو(۱۹۶۶)، در البرز مرکزی (شمال گسل مشا – فشم) معرفی شده، قابل قیاس است (اشتوکلین، ۱۹۷۱).

سازند هفتمون : در بیشتر جاها شامل سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار و اندکی سنگ‌آهک ماسه‌ای است که به ندرت تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ، مارن و یا میان‌لایه‌هایی از کنگلومراهای عدسی شکل دارد. مرز زیرین این سازند با سازند دبَرسو دگرشیب است که با ضخامت متغیر (چند تا ۱۲۰ متر) از کنگلومرا مشخص می‌شود. در بُرش هفتمون، این سازند بیشترین ستبرا (۹۲۵-۹۰۰ متر) را دارد ولی به طرف شمال (کوه رشید – کوه سُرخ) ستبرای آن تا ۵۶۰ متر کاهش می‌یابد. رودیست، شکم‌پا، دوکفه‌ای، بازوپا و خارپوست، سنگواره‌های این سازند است که به ویژه با تکیه بر رودیست‌های موجود، سن سازند هفتمون، سنونین پیشین دانسته شده‌اند. به باور اشتوکلین (۱۹۷۱)، سازند هفتمون را می‌توان با سنگ‌آهک‌های هیپوریت‌دار کرتاسهٔ بالایی دیگر مناطق ایران مرکزی مقایسه کرد.

سازند فرخی : شامل ضخامت متغیری (۱۸۰ – ۶۵ متر) از سنگ‌آهک خاکستری روشن با قلوه و یا نوارهای چرت است که با داشتن خارپوست و دوکفه‌ای فراوان شناخته می‌شود. پایین‌ترین بخش این سازند، ۴۵ تا ۱۲۰ متر مارن با لایه‌هایی از ماسه‌سنگ است. بازوپا، دوکفه‌ای و خارپوست نشانگر آن هستند که سازند فرخی، سن سنونین پسین – دانین دارد (شکل ۵-۱۶).

کرتاسه در بلوک طبس: در بلوک طبس (شکل ۲-۱۴) گسترش سنگ‌های کرتاسه محدود به نیمهٔ جنوبی این بلوک است. کامل‌ترین بُرش کرتاسهٔ این بلوک، با تغییرات سنی نئوکومین – ماستریشتین را می‌توان در شمال خاوری کرمان (کوه جوپار) دید. به سمت شمال، به ویژه در نواحی راور، کوه دربند، خاور و شمال بهاباد ردیف‌های جوان کرتاسه وجود ندارد، به گونه‌ای که در زیر مدار ۳۱ درجه، فقط ردیف‌های آواری و پیشروندهٔ نئوکومین را می‌توان دید که با نهشته‌های آواری – تبخیری ژوراسیک بالایی گذر هم‌شیب و شاید تدریجی دارند.

همانند دیگر نواحی ایران مرکزی، در بلوک طبس هم، زمین‌ساخت بلوکی بر حوضه‌های رسوبی کرتاسه اثر درخور توجه داشته است. به همین دلیل، در نقاطی که تأثیر حرکت‌های بلوکی ناچیز

بوده درگذر ژوراسیک پسین به کرتاسهٔ پیشین، شواهدی از کاهش ژرفای حوضه وجود دارد ولی مرز دو سیستم هم‌شیب و به ظاهر با ناپیوستگی‌های کم اهمیت و حتی تدریجی است. ولی در نقاطی که پشته‌های کهن حاصل از رویدادهای طبسین (ژوراسیک بالا)، سیمرین میانی (ژوراسیک میانی)، سیمرین پیشین (تریاس پسین) با دریای پیشروندهٔ کرتاسه پوشیده شده‌اند، ردیف‌های آغازین کرتاسه وجود ندارد و مهم‌تر آنکه همبری سنگ‌های کرتاسه با سنگ‌های کهن‌تر، دگرشیب است. دگرشیبی زاویه‌دار میان سنگ‌های کرتاسهٔ پایین با ردیف‌های گروه شمشک در ناحیهٔ بهاباد (مهدوی، ۱۳۷۷) یا با ردیف‌های سازند نایبند و یا سازند بَغَمشاه در شمال بهاباد (فریدی و همکاران، ۱۳۸۳)، از آن جمله است.

در بلوک طبس، مطالعهٔ رخسارهٔ سنگی کرتاسه بسیار گسترده است ولی از رخسارهٔ زیستی این سنگ‌ها اطلاع چندانی در دسترس نیست. جمعبندی بررسی‌های انجام شده در نواحی شمال بهاباد (فریدی، ۱۳۸۲)، حُرجُند (سهندی، ۱۳۷۸)، کرمان (عزیزان، ۱۳۷۸)، بهاباد و راور (حاج‌ملاعلی، ۱۳۷۳)، می‌تواند بیانگر ویژگی‌های ردیف‌های کرتاسه در بلوک طبس باشد.

کرتاسهٔ پایین در بلوک طبس : در بلوک طبس، توالی کرتاسهٔ پایین شامل چند واحد سنگی زیر است :

« واحد آواری سُرخ‌رنگ پیشرونده »، به طور عمده شامل ماسه‌سنگ دانه درشت همراه با میان‌لایه‌های کنگلومرایی است که به طور هم‌شیب و گاه دگرشیب ردیف‌های کهن‌تر از کرتاسه را می‌پوشاند. این آواری‌های سُرخ‌رنگ، از یک طرف رخسارهٔ سنگی مشابه با ردیف‌های پسروندهٔ ژوراسیک دارند و از سوی دیگر با توالی‌های همزمان در منطقهٔ یزد (سازند سنگستان)، ناحیهٔ خور (سازند نقره) و حتی سازند شوریجه در کپه‌داغ قابل قیاس است.

در شمال خاوری کرمان (کوه‌جوپار)، در سیلت سنگ‌های آغازین این واحد، دو لایه سنگ‌آهک صدف‌دار وجود دارد که دارای گونه‌های خوب حفظ شده بریوزوآ از نوع Salpingoporella steinhauser به سن نئوکومین است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳).

« واحد مارن گچی - گچ »، را می‌توان در بسیاری از نقاط بخش جنوبی بلوک طبس دید. در پهلوی شمال خاوری کوه جوپار، واحد آواری سُرخ‌رنگ پیشروندهٔ نئوکومین، به مارن‌های سبز به ستبرای ۵۰ تا ۷۰ متر می‌رسد که بیشتر رُسی و آهن‌دارند و بیوکالک‌آرنایت‌های آن دارای شکم‌پایان کوچک و تکه‌هایی از دو کفه‌ای‌های دارای پوستهٔ ضخیم ولی نامشخص است. در شمال بهاباد، واحد آواری پیشرونده وجود ندارد و توالی کرتاسه با واحد شاخصی از گچ شروع می‌شود که به طور دگرشیب بر روی سازند نایبند (تریاس پسین) و یا سازند بَغَمشاه (ژوراسیک میانی) نشسته است. در ناحیهٔ کرمان، واحد موردنظر، تناوبی از مارن، مارن گچ‌دار، دولومیت، شیل و سنگ‌آهک است. وضع مشابهی در ناحیهٔ بهاباد گزارش شده است. در ناحیهٔ راور، در سنگ‌آهک‌های شیلی این واحد سنگواره‌هایی به سن والانژنین گزارش شده است.

« واحد سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار »، در بخش جنوبی بلوک طبس واحد چهره‌سازی از سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار به سن آپتین – آلبین وجود دارد که یادآور سنگ‌های مشابه در دیگر نواحی ایران مرکزی است. در بیشتر گزارش‌های موجود، ارتباط کربنات‌های اُربیتولین‌دار با ردیف‌های کهن‌تر کرتاسه (واحد آواری نئوکومین و واحد مارنی – گچی والانژنین) را پیوسته دانسته‌اند، ولی در ناحیهٔ راور، واحد اُربیتولین‌دار با واسطهٔ ضخامت کمی از کنگلومرای سُرخ و سخت به طور دگرشیب بر روی گروه شمشک دیده می‌شود و یا در شمال کرمان (کوه جوپار) سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود که دو افق بسیار مشخص سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار به سن آپتین – آلبین میانی دارد. ولی حجم اصلی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار شامل ۴۵۰ متر تناوب نامنظم اینترابیواسپارایت و اینترابیومیکرایت تیره رنگ تا زرد و سنگ‌آهک‌های نرم

مارنی است. ریزسنگواره‌های فراوان این سنگ‌آهک‌ها به سنومانین نسبت داده شده‌اند که در مقایسه با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار دیگر نواحی ایران، سن سنومانین می‌تواند پرسش‌آمیز باشد.

کرتاسهٔ بالایی در بلوک طبس : کامل‌ترین ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی بلوک طبس در پایانهٔ جنوبی این بلوک و در کوه جوپار مطالعه شده است (دیمیتریویچ، ۱۹۷۳). در این برش، گذر از کرتاسهٔ پایینی به بالایی تدریجی دانسته شده و ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی بُرش مذکور (جوپار) به سن‌های زیراند:

« سنگ‌های تورونین »، شامل تناوبی از بیوکالک‌آرنایت و مارن‌های ماسه‌ای، به ضخامت ۲۵۲ متر، حاوی ریزسنگواره‌های Heterohelix sp., Globotruncana sp., Hedbergella sp., Oligostegina sp. و ۰۰۰. ویژگی‌های رسوب‌شناسی و روزنه‌داران این نهشته‌ها نشانگر عمیق شدن ناگهانی حوضه است.

« سنگ‌های سنونین »، از دو واحد به طور کامل متمایز مارنی (در زیر) و سنگ‌آهک (در بالا) تشکیل شده است. واحد مارنی با ۱۵۵ متر ستبرا، و میان‌لایه‌هایی از بیومیکرایت و بیوکالک آرناریت، حاوی روزنه‌داران فراوان سنونین پیشین است. در این مجموعه، انواع Globotruncana (BROTZEN concava) و (PLUMMER G. formicata) سن سانتونین و نوع G. elevata سن کامپانین دارند.

واحد آهکی سنگ‌های سنونین، بیش از ۱۵۰ متر ضخامت دارد. ویژگی‌های سنگی و زیستی سنگ‌آهک‌های سنونین نشانگر نوسانات ژرفای حوضه است، به گونه‌ای که بخش پایینی این سنگ‌آهک‌ها، بیشتر از نوع بیومیکرایت مارنی همراه با گلوکونیت، متعلق به محیط دریایی کم عمق هستند ولی بخش میانی از جنس بیومیکرایت خاکستری روشن، دارای چرت و ریزسنگواره‌های پلاژیک است که به فرونشست و افزایش ژرفای حوضه اشاره دارد. وجود بیومیکرایت‌های دارای

ائولیت‌های کاذب، کنگلومرای درون سازندی و بیومیکرایت‌های توده‌ای در بالاترین بخش این آهک‌ها، می‌تواند نشانگر محیط‌های کم عمق باشد. ریزسنگواره‌های موجود در قاعدهٔ این واحد آهکی، نشانگر زمان کامپانین است ولی، سنگواره‌های رأس آن، بیانگر آن است که توالی پایانی این واحد به آشکوب ماستریشتین تعلق دارد.

گفتنی است که در باختر و جنوب گوک، ناحیه‌ای پهناور با توالی سنونین پوشیده شده که به تدریج به مارن‌ها و ماسه‌سنگ‌های پالئوسن می‌رسد.

کرتاسه در بلوک لوت

در بلوک لوت به عنوان بخش خاوری ریزقارهٔ ایران مرکزی، سنگ‌های کرتاسه دو رخسارهٔ متفاوت دارند. در جنوب بیرجند، ردیف‌های کرتاسهٔ فلیش گونه‌اند و همراه با مجموعه‌های افیولیتی خاور ایران، به صورت ورق‌های بُر خورده، و از پهنهٔ فلیشی خاور ایران به حاشیهٔ خاوری بلوک لوت جابه‌جا شده‌اند و در نتیجه جایگاهی نابرجا دارند. در مناطقی که سنگ‌های کرتاسه برجا هستند، ردیف‌های کربناتی رخسارهٔ چیره است که به دو زمان کرتاسهٔ پیشین و کرتاسهٔ پسین تعلق دارند.

« سنگ‌های کرتاسهٔ پایین » بلوک لوت ویژگی‌های عمومی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار کرتاسهٔ ایران مرکزی را دارد که به صورت پیشرونده و در بیشتر جاها به طور دگرشیب بر روی سنگ‌های تریاس بالایی – ژوراسیک میانی (گروه شمشک) و یا سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. در اینجا نیز ردیف‌های آغازین کرتاسهٔ پایینی وجود ندارد و داده‌های دیرینه‌شناسی نشان می‌دهد که پیشروی دریا، از زمان آپتین آغاز و تا آلبین و گاهی تا سنونین زیرین ادامه داشته است. همانند دیگر نقاط ایران مرکزی. پیشروی دریا با نهشت‌های آواری‌های درشت دانه آغاز و به سمت بالا ریزدانه می‌شوند و با یک گذر تدریجی به سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه می‌رسد که در شمال خاوری لوت (دهسلم –

رخنه) تا ۱۰۰۰ متر ستبرا دارد. اُربیتولین شاخص‌ترین سنگواره است که به طور عموم، با بقایایی از بریوزوآر، مرجان و دوکفه‌ای همراه است.

« سنگ‌های کرتاسهٔ بالا » در بلوک لوت سن ماستریشتین دارند و طور دگرشیب ردیف‌های کرتاسهٔ پایین را می‌پوشانند که می‌تواند نشانگر ناپیوستگی رسوبی بزرگ از سنومانین تا ماستریشتین باشد. سنگ‌های کرتاسهٔ بالای لوت با ۵۰۰ متر ستبرا، با کنگلومرای سُرخ‌رنگ آغاز و به طرف بالا، ابتدا به ماسه‌سنگ و سپس به آهک‌های ماسه‌ای و پس از آن به سنگ‌آهک‌های توده‌ای ریفی تبدیل می‌شود که دارای (ARCHIAC) Orbitoides media d' و دیگر سنگواره‌های ماستریشتین است.در کوه گرماب، بر خلاف دیگر نقاط بلوک لوت، ردیف‌های ماستریشتین، نهشته‌های مارنی نواحی کم ژرفا است که میان‌لایه‌های نازکی از ماسه‌سنگ‌های آهکی و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای دارد و به طور دگرشیب، سنگ‌های کهن‌تر از کرتاسهٔ پایین (تریاس بالا – ژوراسیک میانی، گروه شمشک) را می‌پوشاند. ولی مرز بالایی آن با سنگ‌های رسوبی و آذرآواری پالئوسن – ائوسن هم‌شیب و تدریجی است.

کرتاسه در زاگرس

به جز ناحیهٔ شیراز که در آن رسوبگذاری از ژوراسیک تا کرتاسه پیوسته بوده، در دیگر نواحی زاگرس، پس از ایست رسوبی ژوراسیک پایانی، گستره‌های وسیعی از زاگرس با دریای پیشروندهٔ کرتاسه پوشیده شده است. سنگ‌های کرتاسهٔ زاگرس رخسارهٔ سنگی یکسان ندارند و در شرایط رسوبی همسان نهشته نشده‌اند. در ناحیهٔ لرستان، توالی کرتاسه، شیل‌های تیره رنگ پلاژیک است، در حالی که در ناحیهٔ فارس، رخنمون‌های کرتاسهٔ پایین نشانگرکربنات‌های سکویی است و لذا پذیرفته شده که در ناحیهٔ لرستان، دریای کرتاسه بیشترین ژرفا را داشته و تغییرات رخساره‌ای به کربنات‌های سکویی فارس، نشانگر کاهش ژرفا در آن امتداد است.

در کرتاسهٔ بالایی نیز حوضهٔ زاگرس شرایط یکسانی نداشته است، در شمال خاوری خوزستان گودی اصلی بزرگ ناودیس تتیس و از خاور عراق تا فارس ساحلی، گودی خوزستان قرار داشته است. این دو گودی، با یک پشتهٔ میانی از یکدیگر جدا بوده‌اند و بر روی همین پشته است که ریف‌های رودیستی سازند تاربور (به سن ماستریشتین) به وجود آمده‌اند.

بر خلاف استاندارد چینه‌شناسی جهانی، سیستم کرتاسهٔ زاگرس به سه بخش پایینی، میانی و بالایی تقسیم شده است. مهم‌ترین عامل، پیوستگی رسوبگذاری از آلبین به سنومانین است. افزون بر آن، در مرزهای بالایی آپتین، تورونین و ماستریشتین ناهمسازی وجود دارد.

« بخش پایینی کرتاسه »، دو رخسارهٔ متفاوت دارد. در ناحیهٔ لرستان شیل‌های رادیولردار خاکستری تیره تا سیاه و آهک‌های رُسی عمیق « سازند گَرو » و در ناحیهٔ فارس و جنوب فروافتادگی دزفول، سه سازند « فَهلیان »، « گَدوان » و « داریان » به سن نئوکومین – آپتین است.

« بخش میانی کرتاسه »، با ناپیوستگی آغاز می‌شود و شامل شیل‌ها و آهک‌های « سازند کژدمی » به سن آلبین و سنگ‌آهک‌های کم عمق « سازند سَروَک » به سن سنومانین است. در این بخش سه فاز فرسایشی زیر ثابت شده است:

× در همبری آپتین (سازند داریان) و آلبین (سازند کژدمی)، یک زون هوازده شامل گلوکونیت، سیلت سنگ، ماسه‌سنگ و آهن وجود دارد.

× در پایان سنومانین، یک فاز فرسایشی سبب شده تا آهک‌های سازند سَروَک به دو بخش سنومانین و تورونین تقسیم شود.

× فاز فرسایشی پس از تورونین.

« بخش بالایی کرتاسه »، پس از یک ایست رسوبی، با سنگ‌آهک‌های کم عمق « سازند ایلام » آغاز و با شیل‌های عمیق « سازند گورپی » ادامه می‌یابد. در ماستریشتین، با تخریب فرابوم‌های شمال خاوری راندگی اصلی، حجم زیادی مواد آواری موجب نهشت ماسه‌سنگ، کنگلومرای کربناتی، سیلت سنگ‌های « سازند امیران » شده‌اند. افزون بر آن، آهک‌های ریفی « سازند تاربور » نیز از ردیف‌های کرتاسهٔ بالای زاگرس است (شکل ۵-۱۷).

بخش پایینی کرتاسه در زاگرسبخش پایینی کرتاسهٔ زاگرس دو رخسارهٔ متفاوت سکویی و پلاژیک دارد. رخساره‌های سکویی کرتاسهٔ پایین زاگرس شامل سه سازند فَهلیان، گَدوان و داریان است و رخساره‌های پلاژیک آن بخشی از سازند شیلی گَرو است.

سازند آهکی فَهلیان : در کوه دال (بُرش الگو) نزدیکی روستای فَهلیان، در ۹۰ کیلومتری خاور دوگنبدان (گچساران)، سازند فَهلیان شامل ۳۶۰ تا ۳۶۵ متر سنگ‌آهک‌های ائولیتی متورق تا توده‌ای به رنگ قهوه‌ای خاکستری با ریخت خشن است که یکی از سنگ مخزن‌های گروه خامی می‌باشد. در پایین این سازند، به طور محلی، برش انحلالی وجود دارد که ممکن است معادل سازند هیث باشد.

مرز پایینی سازند فَهلیان ممکن است به سازند سورمه (ژوراسیک بالایی) و یا سازند انیدریتی هیث باشد. اگر فَهلیان روی هیث باشد (فارس ساحلی) شناسایی مرز ساده است. در جایی که هیث وجود ندارد (به ویژه در شمال شیراز)، تفکیک فَهلیان و سورمه دشوار است، ولی واحدهای آهکی دارای Tintinnid فراوان که معادل شیلBerriasella است، مشخص کنندهٔ مرز ژوراسیک – کرتاسه است.

مرز بالایی فَهلیان با شیل‌های گَدوان واضح است. ولی در جایی که شیل‌های گَدوان وجود ندارد، مانند شمال فروافتادگی دزفول، سازند فَهلیان و داریان قابل تفکیک نیستند.بر اساس ریزسنگواره‌ها،

جلبگ، آمونیت، خارپوست و پالینومورف، سن به سازند فَهلیان سن نئوکومین – آپتین تعیین شده است.سازند فَهلیان را می‌توان در تمام مناطق فارس، شمال خاوری خوزستان و شمال خاوری لرستان دید، ولی در جنوب غرب لرستان و خوزستان، این سازند به شیل و سنگ‌آهک‌های سازند گَرو تبدیل می‌شود.

سازند شیلی – آهکی گَدوان : سازند گَدوان یک واحد بارز شیلی در میان دو آهک خشن فَهلیان (در زیر) و داریان (دربالا) است بُرش الگوی این سازند در گوه گَدوان در ۴۰ کیلومتری شمال خاوری شیراز به ضخامت ۱۲۰ متر، شامل تناوبی از شیل‌های خاکستری مایل به زرد یا سبز با میان‌لایه‌های خاکستری از سنگ‌آهک رُسی، دارای خرده صدف است.

بر اساس سنگواره‌های موجود، سن سازند گَدوان نئوکومین بالایی تا آپتین است. در خوزستان و شمال باختری فارس، این سازند بیشتر شیلی است، ولی به سوی جنوب خاوری (فارس)، به تدریج به رسوب‌های آهکی تبدیل می‌شود به گونه‌ای که در فارس ساحلی، شناخت آن از سازند رویی (داریان)، دشوار است.در میانهٔ سازند گَدوان، یک آهک بارز، به نام « بخش آهکی خلیج » شناسایی شده است که بُرش آن در جزیرهٔ خارک، به ضخامت ۱۵ متر، اندازه‌گیری شده و شامل آهک بی رُس متعلق به محیط دریایی کم عمق و باز است. بخش آهکی خلیج در برخی از میدان‌های نفتی منطقهٔ زاگرس دارای نفت است. به شیل‌های گَدوان که در پایین و بالای آهک خلیج دیده می‌شوند، گاهی گَدوان پایینی و گَدوان بالایی گفته می‌شود.سازند شیلی گَدوان، سنگ پوش مخازن فَهلیان را تأمین می‌کند و از مواد آلی نیز غنی است و در تولید نیز به عنوان سنگ مادر نقش دارد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند آهکی داریان : در گذشته به این سنگ‌آهک‌ها « آهک اُربیتولین‌دار » و یا « آهک آپتین – آلبین » گفته می‌شد ولی با اندازه‌گیری بُرشی در کوه گَدوان در شمال دهکدهٔ داریان در شمال خاوری شیراز، نام « سازند داریان » انتخاب شد (جیمز و وایند، ۱۹۶۵).

در محل بُرش الگو، این سازند شامل ۲۸۶/۵ متر سنگ‌آهک قهوه‌ای – خاکستری ستبرلایه تا توده‌ای خشن و صخره‌ساز است که به داشتن اُربیتولین فراوان به سن آپتین شاخص است.

مرز پایینی داریان با گَدوان تدریجی است ولی در بالا، با کژدمی به شدت فرسایش یافته است و لایه‌های ائولیتی و گلوکونیتی آن را از سازند کژدمی جدا می‌کند.

اگر چه سنگ‌آهک‌های داریان دو واحد شیلی گَدوان (در زیر) و کژدمی (دربالا) را جدا می‌کند، ولی دو سازند داریان و کژدمی هم زمان هستند (مطیعی، ۱۳۷۲). به گفتهٔ دیگر، سازند کژدمی حذف می‌شود و آهک داریان در زیر آهک بنگستان (دوسازند سَروَک و ایلام) قرار می‌گیرد. در ناحیهٔ ایذه، سازند گَدوان هم وجود ندارد. در اینجا سازندهای آهکی فَهلیان داریان، سَروَک و ایلام روی هم قرار می‌گیرند که تنها با مطالعه فسیل‌شناسی می‌توان آنها را جدا کرد. سازند داریان سنگ مخزن مهمی در گروه خامی است.

سازند شیلی گَرو : نام این سازند از تنگ گَرو در کبیرکوه لرستان گرفته شده و بُرش الگوی آن در ۱۰ کیلومتری شمال خاوری روستای قلعه دره مطالعه شده است (جیمز و واینـد، ۱۹۶۵).در محل بُرش الگو، سازند گرو با ۸۲۵ متر ضخامت به ۵ عضو تقسیم شده، ولی در یک نگاه کلی، سازند گرو از تناوب آهک‌های بسیار رُسی سیاه رادیولردار با شیل‌های سیاه‌رنگ بیتومین‌دار پیریتی و چرتی آمونیت و بلمنیت‌دار تشکیل شده است. در هر حال، در لرستان مرکزی این سازند بیشتر شیلی است. ولی در فروافتادگی دزفول سنگ‌آهک بیشتر است. مرز پایینی سازند گرو بیشتر به رسوبات تبخیری هیث و گوتنیا است. مرز بالایی آن بسیار متغیر است. گرو می‌تواند در زیر سازندهای مختلفی مانند ایلام و حتی سازند فَهلیان قرار گیرد (مطیعی، ۱۳۷۲) این موضوع نتیجهٔ پیشروی رسوبات ساحلی به حوضهٔ رسوبی گرو است.

پلانکتون‌ها و رادیولرها نشانگر محیط کم انرژی و بی اکسیژن (حوضهٔ ژرف دریایی) است. ریزسنگواره‌ها، آمونیت و رادیولر، سن سازند گرو را نئوکومین تا کُنیاسین نشان می‌دهند.سازند گرو، سنگ منشأ نفت با پتانسیل زیاد است.

بخش میانی کرتاسه در زاگرس

بخش میانی کرتاسهٔ زاگرس شامل دو سازند کژدمی و سَروَک است که مرز پایینی آنها به ناپیوستگی آپتین و مرز بالای آنها به ناپیوستگی تورونین است. با این حال، در ناحیهٔ لرستان « سازند شیلی سورگاه » و در ناحیهٔ فارس ساحلی « بخش شیلی لافان » را می‌توان جزو کرتاسهٔ میانی دانست.

سازند شیلی کژدمی : نام سازند کژدمی از قلعهٔ کژدمی در فروافتادگی دزفول (در تنگ گورگورا – شمال گچساران) گرفته شده که در محل بُرش الگو، ۲۳۰ متر شیل قیری خاکستری تیره و گاه سیاه رنگ، و دارای لایه‌هایی از سنگ‌آهک رُسی تیره رنگ و مارن است. در هر حال، ۳۵ متر پایینی آن سُرخ‌رنگ و اکسیده است و دانه‌های گلوکونیت را می‌توان تا یک صد متری مرز پایین آن دید. در این سازند، لایه‌های آهکی به ویژه در ۹۰ متر زیرین وجود دارد که زبانه‌هایی از سازند داریان است. این سازند، سنگ منشأ بسیار مهمی در حوضهٔ رسوبی زاگرس است.

مرز پایینی سازند کژدمی به سنگ‌آهک‌های داریان است که مرزی ناپیوسته بوده و با لایه‌های سُرخ‌رنگ مشخص می‌شود، ولی مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های سَروَک، تدریجی است.

رخسارهٔ شیلی سازند کژدمی را می‌توان در تمام خوزستان و فارس دید ولی در ناحیهٔ لرستان، کژدمی رخسارهٔ آهکی دارد. در این حالت، تفکیک سنگ‌آهک‌های داریان، کژدمی، سَروَک و ایلام دشوار است.با توجه به پلانکتون‌ها، روزنه‌داران، خارپوستان و آمونیت‌ها (در گذشته نام این سازند شیل‌های آمونیت‌دار بوده)، سن سازند شیلی کژدمی، آلبین تا سنومانین است.تغییرات جانبی

کژدمی زیاد است. گاهی با سازند گرو جانشین می‌شود گاه آهکی شده و یا به صورت زبانه در داخل سازند داریان است و گاهی نیز با سازندهای بورقان و نهر عمر از کویت و جنوب عراق تداخل زبانه‌ای دارد (مطیعی، ۱۳۷۲).

سازند آهکی سَروَک : در گذشته به این واحد سنگی، سنگ‌آهک‌های هیپوریت‌دار، سنگ‌آهک‌های رودیست‌دار و سنگ‌آهک لشتکان گفته می‌شد، ولی با اندازه‌گیری برشی در تنگ سَروَک در کوه بنگستان، در شمال بهبهان، نام « سازند سَروَک » جایگزین نام‌های پیشین شد.سازند سَروَک دو رخسارهٔ متفاوت دارد. در محل بُرش الگو و فارس ساحلی، رخساره‌های کم عمق این سازند گسترش دارد. در حالی که در ناحیهٔ لرستان، می‌توان رخساره‌های عمیق سازند سَروَک را دید.

« رخسارهٔ کم عمق سازند سَروَک » در محل بُرش الگو، شامل ۳۰۰ متر سنگ‌آهک لایه‌ای رُسی و سنگ‌آهک‌های گل سفیدی در پایین است ولی بیشتر سازند را سنگ‌آهک‌های سفیدرنگ، توده‌ای، دارای چرت و رودیست تشکیل می‌دهد. ولی در فارس ساحلی، رخسارهٔ کم عمق سازند سَروَک، شبیه بخش آهکی مودود در قطر و بخش شیلی احمدی در کویت است که این اسامی در زاگرس هم بکار می‌رود.

« بخش آهکی مودود Mauddud»، زبانه‌ای از سازند مودود است، بُرش آن در قطر است و تا عراق و کویت نیز ادامه دارد. در ایران این واحد سنگی، سنگ‌آهک ضخیم لایهٔ اُربیتولین‌دار است که روی سازند کژدمی قرار دارد و با بخشی از سازند سَروَک برابر است.

« بخش شیلی احمدی »، زبانه‌ای از سازند شیلی احمدی کویت است که در ایران ۳۰ تا ۶۰ متر شیل خاکستری حاوی اگزوژیرا، به سن سنومانین است. بخش احمدی به طور هم‌شیب بر روی بخش آهکی مودود، ولی به صورت دگرشیب در زیر سازند ایلام است.

« رخسارۀ عمیق سازند سَروَک »، در لرستان، شامل سنگ‌آهک‌های مارنی – رُسی تیره رنگ و نازک لایه، با ریزسنگواره‌های پلانکتون فراوان است.

دو رخسارۀ کم عمق و عمیق سازند سَروَک با یکدیگر ارتباط بین انگشتی دارند. از سوی دیگر، در شمال لرستان، سازند سَروَک با شیل‌های عمیق گرو همچنان ارتباط بین انگشتی دارد (شکل ۵-۱۴).

مرز پایینی سازند سَروَک با شیل‌های کژدمی تدریجی و مرز بالایی آن با سازند ایلام ناهمساز فرسایشی و آغشته به ترکیب‌های آهن است.وجود یک ناپیوستگی موازی، به سن پس از سنومانین در میان سازند سَروَک، سبب شده تا این سازند به سَروَک پایینی (سنومانین) و سَروَک بالایی (تورونین) تقسیم شود. سازند سَروَک پس از سنگ‌آهک آسماری مهم‌ترین سنگ مخزن حوضۀ زاگرس است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند شیلی سورگاه : در ناحیۀ لرستان، یک واحد شیلی دو سازند سَروَک (در زیر) و ایلام (در بالا) را از یکدیگر جدا میکند و از سوی دیگر با واحد شیلی گرو ارتباط انگشتی دارد. به این واحد سنگی سازند سورگاه نام داده شده که بُرش الگوی آن در تنگ گراب، در پایانۀ شمال باختری کبیرکوه ایلام اندازه‌گیری شده است. در این محل، سورگاه شامل ۱۷۵ متر شیل خاکستری روشن یا تیرۀ پیریت‌دار نرم‌فرسا در تناوب با آهک است که در چاه‌های حفر شده در لرستان، در میانۀ آن، سنگ‌آهکی به ضخامت ۳۰ متر وجود دارد. گفتنی است که در لرستان، سازند سورگاه سنگ پوش سنگ مخزن سَروَک را تشکیل می‌دهد.

مرز پایینی سازند سورگاه با سازند سَروَک ناپیوسته همراه با حفره‌های بزرگ و رُس‌های لیمونیتی به ضخامت تا یک متر است. گاهی نیز سورگاه بر روی سازند گرو است. مرز بالایی آن با سازند ایلام

ناپیوسته و آغشته به مواد آهن‌دار است.بر اساس پلانکتون‌های فراوان، محیط رسوبی سازند سورگاه از نوع ژرف و سن آن تورونین تا سانتونین زیرین است.

در فارس ساحلی، یک واحد شیلی سازند سَروَک (در زیر) و سازند ایلام (در بالا) را جدا می‌کند. این واحد شیلی که « بخش شیلی لافان » نامگذاری شده، از دیدگاه متفاوت هم‌ارز سازند سورگاه است. تغییرات سنی این شیل‌ها زیاد است، ولی سن سنونین پیشین، منطقی‌تر است (مطیعی، ۱۳۷۲).

گروه بنگستان : بر اساس گزارش جیمز و وایند (۱۹۶۵)، از آلبین تا کامپانین، یک چرخهٔ رسوبی از سازندهای کژدمی، سَروَک، سورگاه و ایلام را می‌توان در زاگرس شناسایی کرد. به مجموعهٔ سازندهای یاد شده گروه بنگستان نام داده شده که نام آن از کوه بنگستان در شمال بهبهان گرفته شده است.

امروزه کوشش می‌شود تا سازند کژدمی از این گروه حذف شود. سازند سورگاه هم همیشگی نیست. در این صورت گروه بنگستان شامل دو سازند سَروَک (در زیر) و سازند ایلام (در بالا) خواهد بود. در چنین حالتی ترجیح داده می‌شود به جای گروه بنگستان از «سازند بنگستان » متشکل از دو سازند سَروَک و ایلام استفاده شود (مطیعی، ۱۳۷۲). سازند بنگستان در نتیجهٔ ناپیوستگی پس از سنومانین و تورونین قابل تقسیم به بنگستان پایینی (بخش سنومانین سَروَک)، بنگستان میانی (بخش تورونین سَروَک) و بنگستان بالایی (سازند ایلام) است.

بخش بالایی کرتاسه در زاگرس

چهار سازند ایلام، گورپی، تاربور و امیران، نشانگر بخشی از سنگ‌های کرتاسهٔ بالایی زاگرس هستند. بخش پایینی سازند ساچون نیز سنگوارهٔ ماستریشتین دارد.

سازند آهکی ایلام : سازند ایلام به دو رخسارهٔ عمیق و کم عمق دیده می‌شود. برش الگوی این سازند که نشانگر رخساره‌های عمیق است، در پایانهٔ شمال باختری کبیرکوه در ۱۲ کیلومتری شهرستان ایلام اندازه‌گیری شده است. در این بُرش، سازند ایلام شامل ۱۹۰ متر سنگ‌آهک‌های رسی دانه ریز پلاژیک خاکستری رنگ با لایه‌بندی منظم و میان‌لایه‌های نازک شیل، و سن سانتونین – کامپانین است.وجود قلوه‌های درشت هماتیت در پایهٔ بُرش الگو، نشانگر ناپیوستگی رسوبی است که ممکن است به سازند سَروَک و یا سورگاه باشد. ولی مرز بالایی آن با سازند گورپی همساز است.رخساره‌های کم عمق سازند ایلام در نواحی فارس و خوزستان، گسترش دارد که شامل سنگ‌آهک‌های قلوه‌ای است که همچنان سن سانتونین تا کامپانین دارد. در برخی نقاط می‌توان ارتباط بین انگشتی دو رخسارهٔ پلاژیک و کم عمق سازند ایلام را دید.

سازند شیلی گورپی : بُرش الگوی این سازند در تنگ پابده در شمال مسجد سلیمان (میدان نفتی لالی) ۳۲۰ متر ستبرا دارد، ولی پیش از معرفی این بُرش، به این واحد سنگی « مارن دزک »، « مارن‌های گلوبیژرینا »، گفته می‌شد که شامل سازند گورپی و سازند پابده بود.

در بیشتر نواحی زاگرس، سازند گورپی شامل مارن، شیل‌های خاکستری مایل به آبی است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های نازک رُسی دارد و به دلیل زود فرسا بودن، سیمای آن فرسوده است.

در فارس داخلی، رخسارهٔ آهکی سازند تابور، به طور بین انگشتی جانشین سازند گورپی می‌شود. اگرچه مرز زیرین گورپی با سازند ایلام (درزیر) تدریجی دانسته شده، ولی سطح هوازده در این مرز می‌تواند نشانگر دگرشیبی خفیف باشد. در نقاطی که ایلام وجود ندارد، گورپی روی سَروَک بوده و در این حالت، ناپیوستگی رسوبی پیش از سازند گورپی آشکارتر است. مرز بالایی سازند گورپی با سازندهای مختلف است. در لرستان مرز بالایی گورپی با شیل‌های ارغوانی سازند پابده با شواهدی از دگرشیبی فرسایشی است. سازند گورپی، در همه جا همزمان نیست. در نواحی فارس و خوزستان

مرز زیرین گورپی، سانتونین و مرز بالایی آن ماستریشتین است. در لرستان، لایه‌های زیرین به سن کامپانین و لایه‌های بالایی تا پالئوسن ادامه دارد. سازند گورپی، سنگ پوش مخـازن نفتـی سَـروَک است.

این سازند (گورپی) دارای دو عضو آهکی رسمی (امام حسن، سیمره) و یک عضو غیر رسمی (آهـک منصوری) است (مطیعی، ۱۳۷۲).

« عضو آهکی امام حسن » ۱۱۴ متر سنگ‌آهک رُسی، ستبرلایه، ریز دانـه و خاکـستری بـه همـراه میان‌لایه‌های مارن است. به دلیل سختی بیشتر، در درون شیل‌هـای گـورپی برجـستگی دارد. ایـن عضو بیشتر در لرستان و فروافتادگی دزفول دیده شده است.

« عضو آهکی سیمره » شامل سنگ‌آهک‌های قهوه‌ای رنگ دارای دو کفه‌ای‌های نوع لوفا اسـت و در مقایسه با بخش آهکی امام حسن، رخسارهٔ کم عمق‌تری دارد.

« عضو آهکی منصوری » یک سنگ‌آهک نریتیـک منقطـع در سـازند گـورپی اسـت کـه در بـاختر خوزستان برونزد دار، ولی به سمت شمال خاوری ناپدید می‌شود.

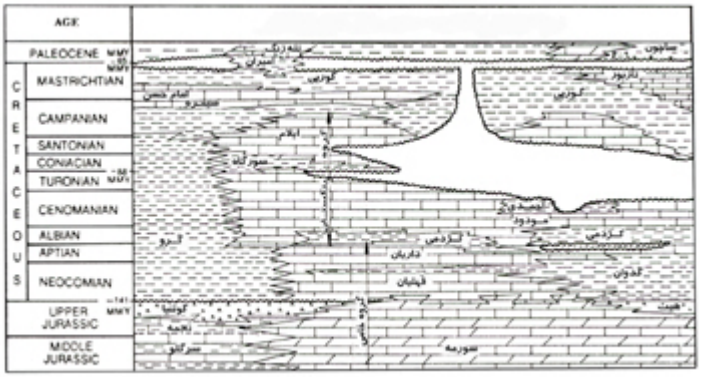
سازند آهکی تاربور : سازند آهکی تاربور یک واحد سنگ‌چینه‌ای از نوع ریف‌های رودیستی اسـت که در فارس داخلی توسعه دارد. به همین‌رو، بُرش الگوی آن در کوه گَدوان و در نزدیگـی روسـتای تاربور در استان فارس مطالعه شده است. در محل الگو، سازند تاربور حدود ۵۲۷ متر سنگ‌آهک‌های توده‌ای با مقدار فراوانی صدف است که میان دو واحد کمی هوازدهٔ سازند گورپی (در زیـر) و سـازند ساچون (دربالا) قرار دارد. همبری آن با واحد زیرین (گورپی) هم‌شیب و ناگهانی است ولـی در مـرز بالایی آن مقداری قلوه‌های آهنی وجود دارد که به یک ناپیوستگی رسوبی اشاره دارد.

سنگواره‌های گوناگون بـه ویـژه لوفتوزیـا Loftusia و سـایدرولیتس Siderolites نـشانگر زمـان کامپانین – ماستریشتین و شرایط ریف است. وجود برخی سنگواره‌های گروه خامی و تریاس سـبب شده بود تا این سازند به سن ژوراسیک و یا تریـاس دانـسته شـود کـه ایـن تـصور نادرسـت اسـت (مطیعی، ۱۳۷۲).سنگ‌های آذرین با ساخت بالشی به صورت بین لایـه‌ای و یـا سـنگ‌هـای آذریـن درونی بازیک، متعلق به ترشیری بالایی نیز در این توالی تداخل دارند (مطیعی، ۱۳۷۲).

گفتنی است که از فارس داخلی به سوی جنوب باختر، سازند تاربور تغییر رخساره می‌دهد. نخـست به سنگ‌آهک‌های نازک لایه با منشأ عمیـق و سـپس بـا رخـسارهٔ شـیلی سـازند گـورپی جانـشین می‌شود.

سازند آواری امیران : سازند آواری امیران شامل حدود ۸۷۱ متر سیلت سـنگ و ماسـه‌سـنگ بـه رنگ سبز زیتونی تیره تا قهوه‌ای و مقداری سنگ‌آهک و کنگلومرا با رخسارهٔ فلیش گونه اسـت، بـه همین‌رو، گاهی با نام فلیش‌های امیـران از آن یـاد مـی‌شـود. در حـوالی خـرم‌آبـاد، بخـش پـایینی فلیش‌های امیران کنگلومرایی است که به آن « بخش کنگلومرای خرم‌آباد » نام داده‌انـد (مطیعـی، ۱۳۷۲).

سازند امیران فقط در شمال خاوری لرستان برونزد دارد. به همین دلیل بُرش الگوی آن در تاقدیس امیران، در کنار راه اندیمشک – خرم‌آباد (نزدیک روستای معمولان) اندازه‌گیـری شـده اسـت. مـرز پایینی امیران با مارن‌هـــای خاکستـــری رنگ سازند گورپـــی هم‌شـیب و تدریجـــی اسـت. مـرز بالایـــی آن ممکن است بـــه « سنگ‌آهک‌های تله‌رنگ » و یا « کنگلومرای کشکان » باشد. امیـران به طور جانبی به سازندهای گورپی و پابده تبدیل می‌شود.سازند امیران زمان گذر و در لرسـتان بـه سن پالئوسن و در ناحیهٔ کرمانشاه – خرم‌آباد به سن ماستریشتین است.



شکل ۵ - ۱۷ - ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگی کرتاسهٔ زاگرس

کرتاسه در کپه‌داغ

بررسی دیرینه جغرافیای کرتاسه توسط افشارحرب (۱۳۷۲) نشانگر آن است که به جز بخش شمال باختری کپه‌داغ (پیرامون گنبدکاووس) که رسوبگذاری دریایی از ژوراسیک به کرتاسه پیوسته است، در دیگر نواحی به ویژه در خاور و جنوب کپه‌داغ، در اواخر ژوراسیک و آغاز کرتاسه شواهدی از یک خشکی‌زایی گسترده را می‌توان دید.

به همین‌رو، نهشته‌های آغاز کرتاسه از نوع آواری‌های سُرخ‌رنگی به نام « سازند شوریجه » است که در محیط‌های مردابی، دشت ساحلی، دلتایی و یا محیط سبخایی نهشته شده‌اند. به تدریج، از زمان هوتریوین، رژیم‌های قاره‌ای – مردابی به انواع مردابی – دریایی تبدیل شده و در زمان بارمین، نخست سکوی کربناتی کم ژرفا و پُر انرژی و در آپتین محیط‌های دریایی بر تمام منطقه چیره شده که شرایط مناسبی برای نهشت سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری و ائولیتی « سازند تیرگان » بوده است. حوضه در آپتین پسین، ژرفای بیشتر داشته و با ورود رُس، « سازند سرچشمه » نهشته شده است. در آلبین، ورود رُس مداوم‌تر بوده که حاصل آن « سازند شیلی سنگانه » است. در سنونین پیشین، در یک دریای پسرونده به سمت باختر، ردیفی از ماسه‌سنگ‌های گلوکونیتی به نام « سازند آیتامیر » نهشته شده و در پایان سنومانین میانی، به جز بخش شمال خاوری حوضه، دیگر مناطق خشکی بوده و به همین دلیل، در بسیاری از نواحی، از اواخر سنومانین تا آغاز سنونین و حتی در بعضی

نقاط تا اواخر تورونین، شواهدی از یک نبود رسوبی وجود دارد. در تـورونین پـسین، بخـش شـمال خاوری با دریای آزاد ارتباط داشته، ولی در باختر و جنوب مرکزی منطقه، خشکی کم شیبی وجـود داشت که تحت تأثیر فرسایش ملایم قرار داشته است. شرایط دریایی زمـان تـورونین، بـا تغییـرات اندک، کم و بیش تا ماستریشتین ادامه یافته و در طـی آن سازندهای « آبـدراز »، « آب تلـخ »، « نیزار » و « کلات » نهشته شده‌اند.

از اواسط ماستریشتین پسین، به جز ناحیهٔ سَرَخس و شمال گنبد کاووس، دیگر مناطق خشکی بوده و در پایان ماستریشتین، تنها در شمال باختر، سکوی کربناتی کم ژرفایی وجود داشته است.دیرینـه جغرافیا نشان می‌دهد که بر خلاف باور عموم، به دلیل تأثیر حرکت‌های زمـین‌سـاختی، پیـشروی و پسروی دریای کرتاسه مکرر بوده و در پهنه کپه داغ، رسوبگذاری پیوسته نبوده است. در هـر حـال، ردیف‌های کرتاسه کپه داغ، یکی از کامل‌ترین و سـتبرترین نهـشته‌هـای کرتاسـهٔ ایـران اسـت کـه واحدهای سنگ چینه‌ای زیر در آن مشارکت دارند (شکل ۵-۱۸)

سازند آواری شوریجه : در نقاط زیادی ازکپه داغ، به جز پایانهٔ باختری آن (نواحی گنبد کاووس)، سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالا (سازند مزدوران) با ردیف آواری سُرخ‌رنگی پوشیده می‌شود کـه از آن به نام « سازند شوریجه » یاد می‌شود. نام این سازند از روستای شوریجه گرفتـه شـده، ولـی بُـرش الگوی رسمی آن، در کنار راه مشهد بـه کـلات (درهٔ خـور)، بـه ضـخامت ۹۸۰ متـر، مطالعـه شـده است.سازند شوریجه بیشتر از نوع رسوب‌های آواری (شیل، رُس سنگ، ماسه‌سنگ، کنگلومرا)، کمی سنگ‌گچ و لایه‌های ناچیز سنگ‌های کربناتی است که سیمای قهـوه‌ای – سُـرخ دارد و بـه صـورت ردیفی راهنما و سُرخ‌رنگ، سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز ژوراسیک بالا (مزدوران) را از سنگ‌آهـک‌هـای کرتاسهٔ پایین (سازند تیرگان) جدا می‌کند.در محل بُرش الگو (درهٔ خور)، سـازند شـوریجه بـه سـه بخش تقسیم شده است (افشار حرب، ۱۳۷۳).

× « بخش آواری تبخیری زیرین » شامل ۳۳۴ متر شیل قهوه‌ای مایل به سُرخ و ارغوانی، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک و سنگ گچ است.

× « بخش کربناتی تبخیری میانی » از ۲۷۶ متر سنگ‌های کربناتی، سنگ گچ، شیل، ماسه‌سنگ و سیلت سنگ تشکیل شده است.

× « بخش آواری بالایی » شامل ۳۷۱ متر ماسه‌سنگ با میان‌لایه‌هایی از شیل قهوه‌ای مایل به سُرخ است. در این بخش، سنگ‌های کربناتی و سنگ گچ دیده نمی‌شود.

رخسارهٔ آواری و سیمای سُرخ – صورتی سازند شوریجه را می‌توان از مرز افغانستان تا ناحیهٔ آرموتلی (۸۰ کیلومتری خاور گنبد کاووس) دنبال کرد. ولی شرایط و نوع محیط رسوبی سبب شده تا بخش‌های سه گانهٔ بُرش الگو در همه جا رخساره و ستبرای یکسان نداشته باشد. برای نمونه، در بُرش حمام‌قلعه، ماسه‌سنگ قاره‌ای بخش بالایی به رسوب‌های دریایی و سنگ‌های کربناتی تغییر رخساره داده است.در محل بُرش الگو، همبری شوریجه با سازند مزدوران تدریجی است. همبری بالایی آن با سازند تیرگان، اگرچه با تغییر رخسارهٔ ناگهانی است، ولی می‌توان شاهد یک گذر تدریجی بود. ولی گاهی (مانندرهٔ ارداک) سطح بالایی شوریجه فرسایشی است و بر روی آن کنگلومرای پلیوسن قرار دارد و یا در کوه اُزون، سنگ‌آهک کلات به سن ماستریشتین بر روی این سطح قرار دارد.

سازند شوریجه بیشتر از رسوب‌های قاره‌ای – مردابی تشکیل شده ولی زبانه‌هایی از رسوب‌های دریایی حاوی سنگواره دارد. بخش زیرین لایه‌های دریایی به سن بریازین – والانژنین، سن بخش میانی آن هوتریوین و بخش بالایی به سن بارمین دانسته شده است. در مورد سن سازند شوریجه اتفاق نظر وجود ندارد.کلانتری به استناد دو برش حمام‌قلعه و زنگانلو، شوریجه را به سن کیمریجین – نئوکومین می‌داند. رهقی، نمونه‌های بُرش نایبا – جوزک را به سن تیتونین – نئوکومین

می‌داند.نهشته‌های آواری – تبخیری و سُرخ‌رنگ سازند شوریجه، با رسوب‌های همزمان (ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین) دیگر نقاط ایران به ویژه نهشته‌های سُرخ و آواری نواحی کرمان – طبس (لایه‌های سُرخ گره‌دو، سازند سُرخ آواری، نهشته‌های آواری – گچی مَگو) شباهت کامل دارد. با وجود تفاوت‌های رخساره‌ای، نهشته‌های تبخیری گوتنیا و هیث در زاگرس و واحد گچ و ملافیر البرز مرکزی، می‌توانند از نظر زمانی و شرایط رسوبی، به نوعی با سازند شوریجه هم‌ارز باشند. در ترکمنستان به آواری‌های مشابه با شوریجه « ماسه‌سنگ شاتلیک » نام داده شده که سنگ مخزن اصلی میدان‌های گازی دولت‌آباد – دونمز، شاتلیک، مارلی و بایرام‌علی است. در ایران، شوریجه دارای دو لایه ماسه‌سنگ گازدار به نام ماسه‌سنگ D معادل ماسه‌سنگ شاتلیک ترکمنستان است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

سازند آهکی تیرگان : بُرش الگوی سازند تیرگان، در کوه تیرگان، واقع در ۳۹ کیلومتری جنوب خاوری درگز مطالعه شده است. در ضمن این سازند دارای بُرش مرجعی است که در جنوب خاوری روستای جوزک (باختر کپه‌داغ) قرار دارد.سازند تیرگان از سنگ‌آهک‌های ستبر لایه تا توده‌ای ائولیتی و زیست‌آواری با میان‌لایه‌های ناچیزی از سنگ‌آهک‌های مارنی، مارن و شیل آهکی است. ستبرای زیاد لایه‌ها و به ویژه تراکم و سختی سنگ‌آهک‌ها سبب شده تا این سازند از واحدهای چهره‌ساز بین ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ سازند شوریجه و نهشته‌های شیلی – مارنی سرچشمه باشد. به همین دلیل یکی از واحدهای فیزیوگرافیک کپه‌داغ را می‌سازد.در خاور کپه‌داغ (بُرش شوراب)، سازند تیرگان کمترین ستبرا (۲۰ متر) را دارد ولی به سمت باختر، ضخامت سازند افزایش می‌یابد، به گونه‌ای که در محل برش مرجع، ۳۱۰ متر و در بُرش الگو ۷۸۰ متر ستبرا دارد و حتی در چاه قزل‌تپه شمارهٔ ۲ ضخامت تیرگان ۱۰۰۵ متر است.در محل بُرش الگو و بُرش مرجع مرزهای پایینی و بالایی تیرگان با تغییر رخساره ناگهانی گزارش شده است، ولی بررسی‌های رسوبشناسی جدید، حاکی از تدریجی بودن مرزهای زیرین و بالایی این سازند است و حتی گاهی سازند تیرگان ممکن است با واحد کهن‌تر (سازند شوریجه) و یا جوان‌تر (سازند سرچشمه) پیوند بین انگشتی