و « دشت خاک » استفاده می‌کند.با وجود گستردگی و ستبرای زیاد، سازند هُجدک برش الگو ندارد.

از نگاه سنگ‌شناسی سازند هُجدک تناوبی از ماسه‌سنگ‌های آرکوزی – کوارتزی و شیل‌های سبز و خاکستری تا قهوه‌ای است که به داشتن سنگال‌های رُسی – هماتیتی سُرخ‌رنگ لایه‌ها و عدسی‌های متعدد (حدود ۳۰ لایه) زغالسنگ شاخص است که در بین آنها لایهٔ زغالی « D »، در فاصلهٔ ۱۵۰ تا ۲۰۰ متر بالاتر از پایهٔ این نهشته‌ها، از همه باارزش‌تر است. از ویژگی‌های دیگر سازند هُجدک، فراوانی سنگواره‌های دریایی است که تنها در تناوب‌های آهکی دیده می‌شود و نشانگر چیرگی محیط‌های دریایی کم ژرفاست.مرز پایینی سازند هُجدک، به سازند بادامو است که ظاهر تدریجی دارد. مرز بالایی این سازند در همه جا فرسایشی و نشانگر عملکرد رویداد سیمرین میانی است.سازند هُجدک دارای مجموعه‌ای غنی از سنگواره‌های جانوری، به ویژه دوکفه‌ای‌ها، و سنگواره‌های گیاهی است که به طور عموم سن باژوسین پسین – باتونین پیشین دارند. اگرچه به سن کالووین هم اشاره شده است، ولی جایگاه چینه‌شناسی هُجدک بین سازند بادامو (توآرسین – باژوسین میانی) و سنگ‌آهک پروده (باتونین پسین) سن کالووین سازند هُجدک را پرسش‌آمیز می‌سازد.

یکی از ویژگی‌های بارز سازند هُجدک، داشتن شیل‌های زغالدار و به ویژه افق‌های زغالسنگی است. در ناحیهٔ کرمان، افق زغالدار موسوم به زون « D » دارای حدود ۳۰ لایهٔ زغالی است که از میان آنها ۶ – ۴ لایه ارزش اقتصادی دارند. زون دوم زغالدار سازند هُجدک، افق زغالی « E » است که شامل ۱۳ لایهٔ زغالی با ۳ تا ۵ لایهٔ اقتصادی است. ضخامت افق زغالی E ثابت نیست و پس از نازک شدن، به آرژیلیت زغالی تبدیل می‌شود. ذخایر زغالسنگی هُجدک، محدود به ناحیهٔ کرمان نیست. در بلوک کلمرد، زغال‌های حرارتی از این سازند استخراج می‌شوند. نیروگاه حرارتی طبس – مزینو (در حال مطالعه) بر اساس ذخایر زغالسنگی هُجدک در بلوک کلمرد طراحی شده است.

چرخهٔ رسوب‌های دریایی ژوراسیک در ایـران مرکـزی : در ایـران مرکـزی، هماننـد البـرز و کپه‌داغ، سنگ‌های ژوراسیک میانی – بالایی، ردیف‌های مارنی و سنگ‌آهک‌های دریایی هستند کـه با ردیف‌های آواری گاه ضخیم و یا نهشته‌های تبخیری ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین سـرانجام می‌گیرند.در مرز پایینی این مجموعهٔ به نسبت ستبر، شواهد وابسته به رویداد سیمرین میـانی و در مرز بالایی آن نیز نشانه‌های آشکار رویداد سیمرین پسین را می‌توان دید. لذا، سنگ‌هـای مـوردنظر چرخهٔ رسوبی بزرگی به نام « گروه مَگو » اسـت کـه بـه دو رویـداد زمـین‌سـاختی بـزرگ محـدود هستند.بیشتر سنگ‌های گروه مَگو از نوع مارن، سنگ‌آهک، ماسه‌سنگ‌های آهکی دریای باز هستند ولی پایان بخش این چرخهٔ رسوبی، ردیف‌های آواری – تبخیـری اسـت. تغییـرات زمـانی و مکـانی رخساره‌ها سبب می‌شود تا همهٔ سنگ‌های این گروه به چند واحد سنگی تقسیم شوند(شکل ۵-۶).

نخستین واحد سنگی گروه مَگو، ردیفی از سنگ‌آهک خاکستری رنگ است کـه بـا داشـتن ترکیـب سنگی و ستبرای کـم و بـیش پایـدار، سـیمای کلیـدی دارد. اگـر چـه در پـاره‌ای از گـزارش‌هـای زمین‌شناسی ایران مرکزی (شیرگشت، شتری، نایبندان و لکرکوه) به این واحد سنگی « سنگ‌آهک بادامو » گفته شده ولی یافته‌های جدید ناحیـــه‌ای نشان می‌دهد که چنیـــن مقایسه‌ای نادرسـت بوده و از این رو به این واحد سنگی راهنمـــا « سازند آهکی پروده » نام داده شده است.

واحد سنگی دوم گروه مَگو، بیشتر از نوع شیل، مارن‌های کمی سیلتی تا ماسه‌ای ریزدانه اسـت کـه رنگ متمایل به سبز روشن دارد و به لحاظ زودفرسا بودن، بیشتر سیمای تپهٔ ماهورهـــای پـشتـــه مانند و نـــام « سازند بَغَمشاه » دارد. در همه جای ایران مرکزی، مرز بالای سازند بَغَمشاه بـا یـک ایست رسوبـــی و چـرخه‌های فرسایشی مشخص است که رویـداد عامـل، مـی‌توانـد بـا رخـــداد جهانی « نوادین » درخور قیاس باشد که در این نوشتار به آن « رویداد طبسین » گفته شده است.

سنگ‌های ژوراسیک بالای ایران مرکزی در شرایط رسوبی متفاوت نهشته شده‌اند و به همین دلیل، رخسارهٔ همانند ندارند. در خاور کوه‌های شتری تا شمال خاوری بلوک لوت، رسوب‌هـای ژوراسـیک

بالا از نوع ماسه‌سنگ، شیل و سنگ‌آهک ائولیتی – آواری نازک لایه است که رخسارهٔ جلوی ریف و نام « سازند قلعه‌دختر» دارد. در کوه‌های شتری، سنگ‌های ژوراسیک بالا از نوع سنگ‌آهک‌های ریفی، توده‌ای روشن رنگ است که سیمای کوه‌ساز، رخسارهٔ ریفی و نام « سنگ‌آهک اسفندیار » دارد. در باختر کوه‌های شتری (ناحیهٔ کلمرد – کرمان)، سنگ‌های ژوراسیک بالا بیشتر سنگ‌آهک‌های لایه‌لایه با میان‌لایه‌هایی از مارن‌های آهکی است که به داشتن پکتن فراوان شاخص است و نشانگر رخساره‌های پشت ریف (ریف‌های اسفندیار) است. به دلیل فراوانی پکتن، به این رخسارهٔ ژوراسیک بالایی ایران مرکزی، « سنگ‌آهک پکتن‌دار » گفته شده است (شکل ۵-۵).

بین کلمرد و بهاباد، بر روی سنگ‌آهک پکتن‌دار، دو افق سنگ‌آهک میکریتی وجود داردکه با افقی از مارن‌های آهک‌دار از یکدیگر جدا شده‌اند. این واحد سنگی، « سازند آهکی نار » خوانده می‌شود. از اواخر آشکوب کیمریجین، با آغاز حرکت‌های سیمرین پسین، شرایط تبخیری – قاره‌ای حاکم شد که با رسوب انباشته‌های گچی به نام « گچ مَگو » و یا ردیف آواری سُرخ‌رنگ به نام « لایه‌های سُرخ گَره‌دوو » همراه است.

در بعضی نقاط ایران مرکزی مانند تفرش، محلات، اصفهان، اردستان و کاشان، ردیف‌های دریایی ژوراسیک میانی – بالایی (گروه مَگو) وجود ندارد. در این نواحی، ردیف‌های زغالدار تریاس بالا – ژوراسیک میانی در بیشتر جاها به طور دگرشیب با رسوب‌های آواری پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین پوشیده شده‌اند. نبود ردیف‌های گروه مَگو و به ویژه دگرشیبی زاویه‌دار، نشان می‌دهد که بخشی از ایران مرکزی در اثر رویداد سیمرین میانی، در زمان باژوسین – باتونین، چین‌خورده و پسروی دریا تا پیشروی آن در کرتاسهٔ پایینی، ادامه داشته است.از طبس تا کرمان، سنگ‌های ژوراسیک میانی – بالایی، ضمن دریایی بودن، بیشتر رخسارهٔ آواری دارند، به گونه‌ای که تفکیک واحدهای سنگی

گوناگون دشوار است. در شمال کرمان به مجموعهٔ سنگ‌های ژوراسیک میانی – بالایی « سری بیدو » نام داده شده که معادل تمام سازندهای گروه مَگو است.

کارشناسان شرکت فولاد، به تمام سنگ‌های میان دو رویداد سیمرین میانی – سیمرین پسین، در شمال کرمان « سازند اسدآباد » نام داده‌اند و با توجه به ناهمگن بودن نهشته‌ها، آنها را به سه بخش پایینی – میانی و بالایی تقسیم کرده‌اند. سازند اسدآباد، جایگاه چینه‌شناسی مشابه با واحدهای سنگی « گروه مَگو » دارد.با نظری به روابط چینه‌شناسی و سنی، به ویژه نوع رخساره‌ها و شرایط رسوبی می‌توان چنین پنداشت که گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی، شرایط رسوب‌گذاری و محیط‌های زیستی ژوراسیک میانی – بالایی، تفاوت چندان آشکاری ندارد. پیچیدگی‌های چینه‌شناسی موجود در پاره‌ای از گزارش‌ها، تنها به دلیل مطالعات ناحیه‌ای و استفاده از نام‌های جغرافیایی گوناگون است.

سازند آهکی پروده : سازند آهکی پروده، نخستین واحد سنگی از دومین چرخهٔ رسوبی نهشته‌های ژوراسیک ایران مرکزی است که پس از یک ایست رسوبی، برجای گذاشته شده است. در گسترهٔ وسیعی از طبس، شیرگشت، کلمرد، آبدوغی و راور این واحد سنگی به صورت لایه‌ای راهنما، جایگاه ثابتی میان ماسه‌سنگ‌های سازند هُجدک (در زیر) و مارن‌های بَغَمشاه (در بالا) دارد.

از نگاه سنگ‌شناختی، به جز بخش آواری پایه، سازند آهکی پروده ردیف کم و بیش یکنواختی از سنگ‌آهک‌های خاکستری رنگ است که تفاوت چشم‌گیری با نهشته‌های شیلی و ماسه‌سنگی زیرین (گروه شمشک) و مارن‌های سبز – خاکستری بالایی (سازند بَغَمشاه) دارد، به گونه‌ای که به صورت ردیفی آشکار، دو واحد سنگی یاد شده را از یکدیگر جدا می‌کند. به دلیل یکنواخت بودن ترکیب سنگ‌شناسی، تقسیم‌بندی فیزیکی، شیمیایی و زیستی سازند ناممکن است. باوجود این، بالاترین بخش آن، رنگ روشن‌تر و نمای قلوه‌ای دارد.

نام این سازند از روستای پروده (جنوب کفهٔ طبس) اقتباس شده ولی برش الگوی آن در شمال باختری طبس (خاور کوه اشلون)، به ضخامت ۴۶ متر اندازه‌گیری شده است که ۷ متر زیرین آن کنگلومرایی و بقیه سنگ‌آهک خاکستری تیره، متراکم، ضخره‌ساز با لایه‌بندی ستبر و به ندرت پیزولیتی است. از محل بُرش الگو به سمت جنوب، کنگلومرا و مارن‌های گچ‌دار بخش پایینی حذف و با افقی از سنگ‌آهک به شدت ماسه‌ای جایگزین می‌شود که دارای مرجان، دوکفه‌ای و بازوپا است.(**شکل ۵-۶**)

در محل بُرش الگو، مرز زیرین سازند با حضور یک واحد کنگلومرایی به ستبرای ۷ متر و دگرشیبی خفیف مشخص است. در شمال بهاباد، آواری‌های پایه از نوع کنگلومرای کوارتزی است. در نواحی شتری، شیرگشت، ترود و جام، سنگ‌آهک پروده با سنگ‌های کهن‌تر از ژوراسیک همبر است. مرز بالای پروده همیشه به سازند بَغَمشاه است. این مرز به گونه‌ای آشکار، ناگهانی و همساز است.سنگواره‌های سازند پروده بیشتر در لایه‌های آغازین و به ویژه در مرز بالایی آن یافت می‌شوند که بیشتر از نوع مرجان، آمونیت و اندکی میکروفسیل است. آمونیت‌های سازند پروده، توسط سید امامی و انی (۱۹۷۴(مطالعه شده و نشانگر باتونین میانی تا آغاز باتونین پسین می‌باشند.

سازند بَغَمشاه : سازند بَغَمشاه یک واحد سنگی نرم و زود فرسا، به سن ژوراسیک میانی است که به ویژه در نواحی طبس، یزد، قاین، کلمرد، لکرکوه، نایبندان، شیرگشت و جام (خاور سمنان)، ستبرا و گسترش در خور توجه دارد.

بُرش الگوی این سازند، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در ناحیه‌ای به نام لَشت بَغَمشاه، در خاور شهرطبس، به ضخامت ۴۹۶ متر اندازه‌گیری شده و بیشتر از نوع شیل، مارن‌های کم و بیش شیلی به رنگ سبز روشن و مقدار کمی ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک است که مقدار بسیار ناچیزی گچ، نمک، زغال و سنگال‌های رُسی - آهنی دارد. ترکیب مارنی این سازند به ویژه در پایین‌ترین بخش، سبب شده تا سیمای برونزدها، تپه ماهوری و در بسیاری از مناطق، با واریزه پوشیده باشد. در شمال

باختری طبس (کوه اشلون) سازند بَغَمشاه قابل تقسیم به سه عضو غیر رسمی است، عضو پایینی بیشتر مارن‌های سبز است. عضو میانی تناوب منظمی از مارن و سنگ‌آهک‌های آمونیت دار است و سرانجام، عضو بالایی سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه و صخره ساز با گسترش کمی است که در نقشه طبس به نام « سنگ‌آهک اشلون » نامگذاری شده است.

تناوب‌های آهکی عضو میانی دارای آمونیت‌های کالووین پیشین است.از جنوب طبس تا شمال کرمان، سازند بَغَمشاه مقدار زیادی نهشته‌های آواری دارد و همانند بسیاری از ردیف‌های ژوراسیک، رخسارهٔ آواری بر رخسارهٔ مارنی چیرگی دارد. رخسارهٔ آواری سازند بَغَمشاه کرمان سبب شده تا این سازند در رخسارهٔ بیدو توصیف شود. در همه جا همبری زیرین سازند بَغَمشاه به سنگ‌آهک پروده و یا معادل‌های آواری آن است که به طور عموم، ناگهانی ولی همساز هستند. مرز بالای سازند بَغَمشاه، دست کم در ناحیهٔ طبس (شتری، شیرگشت، کلمرد) معرف یک ایست رسوبی و سطحی فرسایشی است، ولی ردیف‌های جوان‌تر از بَغَمشاه در همه جا یکسان نیست. در حوضهٔ جلوی ریف، کوه‌های شتری سازند قلعه‌دختر، در کوه‌های شتری سازند آهکی اسفندیار و در حوضه‌های پشت ریف کلمرد- کرمان، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار در روی سطح فرسوده شدهٔ سازند بَغَمشاه قرار دارند. آمونیت، بازوپایان نوع ترابراتولا و دوکفه‌ای‌ها، فراوان‌ترین سنگواره‌های سازند بَغَمشاه است که از میان آنها، آمونیت‌ها در تعیین سن بَغَمشاه بسیار کارساز بوده‌اند. در بیشتر برش‌ها، آمونیت‌های سازند بَغَمشاه، معرف آشکوب‌های باتونین بالایی تا کالووین بالایی است.ترکیب سنگی و جایگاه چینه‌شناسی سازند بَغشماه، به خوبی قابل قیاس با نهشته‌های سازند دلیچای در البرز و رسوب‌های مارنی دوگر درکپه داغ (سازند چمن بید) است. در این نواحی، یکسانی رخساره‌ها به اندازه‌ای است که شرایط رسوبی بسیار یکسان را تداعی می‌کند.

گفتنی است که اگرچه در پاره‌ای گزارش‌ها، سازند بَغَمشاه هم‌ارز جانبی سازند هُجدک دانسته شده، ولی این دو سازند جایگاه چینه‌شناسی مشابه و همزمان ندارند. و لذا این مقایسه نادرست است.

سازند قلعه دختر : در ناحیهٔ طبس، سنگ‌های ژوراسیک بالا، به سن کالووین – کیمریجین سه رخسارهٔ متفاوت جلوی ریف (سازند قلعه دختر)، ریف (سازند آهکی اسفندیار) و پشت ریف (سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار) دارند. بررسی‌های ناحیه‌ای نشانگر جایگاه چینه‌شناسی مشابه دو سازند قلعه‌دختر و اسفندیار است، به گونه‌ای که در شمال کوه‌های شتری تبدیل جانبی این دو سازند بسیار روشن و آشکار است. ولی، به دلیل پوشش آبرفتی دشت طبس، ارتباط رخساره‌های ریفی سازند اسفندیار با نهشته‌های پشت ریف سنگ‌آهک پکتن‌دار، قابل رؤیت نیست.بُرش الگوی سازند قلعه دختر، در ۷ کیلومتری شمال قلعه‌ای به همین نام، در باختر شهرستان بُشرویه، به ضخامت ۹۷۴ متر اندازه‌گیری شده است. در این برش، قلعه‌دختر ردیفی ناهمگن و قابل تقسیم به سه عضو جداگانه است.

« عضو ماسه‌سنگ پایینی »، با ۱۹۴ متر ستبرا، شامل ماسه‌سنگ‌های کوارتزی خاکستری یا قهوه‌ای با چینه‌بندی متقاطع است.

« عضو شیلی میانی »، ۴۵۸ متر شیل مارنی، ماسه‌ای و سیلیتی به رنگ سبز تا قهوه‌ای است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک و ماسه‌سنگ دارد.

« عضو آهکی بالایی »، ۳۲۲ متر سنگ‌آهک نازک لایه و شیل‌های آهکی است که رنگ روشن دارند و به طور محلی، به دلیل دولومیتی شدن، قهوه‌ای رنگ هستند.

در محل بُرش الگو، مرز زیرین سازند قلعه‌دختر پوشیده است. اشتوکلین (۱۹۶۵) به همساز و تدریجی بودن مرز سازند بَغَمشاه (در زیر) و سازند قلعه‌دختر باور دارد ولی داده‌های منطقه‌ای، عضو ماسه‌سنگی پایه و ردیف‌های قلوه‌دار و تخته‌سنگی آن، نشانگر یک ناپیوستگی رسوبی در مرز پایینی سازند قلعه‌دختر است. مرز بالایی این سازند گسلیده است.

آمونیت‌های بخش بالایی بُرش الگو بیانگر سن آکسفوردین – کیمریجین است. این سن با حضور مرجان‌های kobyi e.g.cyathophora تأیید شده است. سن‌های کهن‌تر از آکسفوردین (ناحیهٔ شیر گشت)، نیاز به بازنگری دارد.

گسترش جغرافیایی سازند قلعه‌دختر تنها محدود به نواحی قاین، فردوس، باختر بشرویه و ناحیهٔ شیرگشت است. ولی حتی در این نواحی نیز تغییر رخسارهٔ تدریجی و جانبی این سازند در خور توجه است. برای نمونه در ناحیهٔ شیرگشت (برخلاف بُرش الگو)، قلعه‌دختر دو عضو دارد و یا در ناحیهٔ شیر گشت و نیز در کوه‌های شتری، دو سازند قلعه‌دختر و اسفندیار ارتباط جانبی بین انگشتی دارند.

سازندهای اسفندیار، سنگ‌آهک پکتن‌دار، سازند لار (البرز)، قسمتی از سازند سورمه (زاگرس) و نیز سازند مزدوران رخساره‌های هتروپیک سازند قلعه‌دختر هستند.

سازند آهکی اسفندیار : سازند آهکی اسفندیار نشانگر رخسارهٔ ریفی ژوراسیک بالای ایران مرکزی است که بُرش الگوی آن در کوه اسفندیار (بخش جنوبی کوه‌های شتری)، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، بررسی شده است.

در محل بُرش الگو، سازند اسفندیار حدود ۶۹۰ متر ستبرا دارد. توصیف لایه به لایهٔ سازند اسفندیار، نشانگر دو قسمتی بودن بُرش الگو است. بدین‌سان که بیشتر آن شامل سنگ‌آهک‌های توده‌ای روشن‌رنگ با ساخت ریفی است ولی نزدیک به یک چهارم بخش پایینی آن از نوع ماسه‌سنگ، آهک‌های زیست‌آواری ماسه‌ای و نیز لایه‌های کنگلومرایی می‌باشد. سیمای کوه‌ساز این سازند مدیون رخسارهٔ ریفی – توده‌ای و نیز تراکم زیاد سنگ‌آهک‌ها است، به گونه‌ای که بسیاری از چکادهای بلند در خاور و شمال باختری کوه‌های شتری، از سنگ‌آهک‌های این سازند درست شده است.

در محل بُرش الگو، سازند اسفندیار بـر روی سـازند بَغَمـشاه اسـت. ایـن مـرز همـساز ولـی از نظـر سنگ‌شناسی بسیار ناگهانی است. تغییر ناگهانی مارن‌های دریایی سازند بَغَمشاه به رخسارهٔ ماسه‌ای پایهٔ اسفندیار، گویای کاهش ژرفا و به احتمال زیاد ایست رسوبی است. در خاور طبس، مـرز بـالایی سازند اسفندیار سطحی فرسایشی است که به طور همساز، با سنگ‌هـای پالئوسـن – کرتاسـه و یـا رسوب‌های جوان‌تر، پوشیده شده است. ولی در شمال کوه‌های شتری و نیز در ناحیهٔ شیرگشت، مرز بالایی سنگ‌آهک‌های اسفندیار به نهشته‌های سُرخ‌رنگ و آواری لایه‌های سرخ گره‌دو است.

اگرچه ارتباط دو سازند اسفندیار و گره‌دو هم شیب و حتی گاهی بین انگشتی دانـسته شـده، ولـی قرارگیری سازند گره‌دو بر روی سنگ‌های گوناگون به سن‌های متفاوت، نشانگر یک چرخهٔ فرسایشی پیش از گره‌دو است.

به طور کلی، جلبک‌ها و گاهی نیز مرجان‌ها، در ساخت ریف‌های اسفندیار سهم بسزایی دارند. افزون بر جلبگ، روزنه‌داران، اسفنج‌ها، دو کفه‌ای‌ها، شکم پایان و خارپوستان از دیگـر سـنگواره‌هـای ایـن سازند می‌باشند که زمان ژوراسیک میانی تا ژوراسیک پسین را نشان مـی‌دهنـد. در ناحیـهٔ ازبکـوه، بالاترین بخش سنگ‌آهک اسفندیار از نوع سنگ‌آهک ماسه‌ای سُرخ‌رنگ، با سـنگواره‌هـای ذره‌بینـی آشکوب تیتونین است. سن تیتونین در ناحیهٔ شیرگشت نیز گزارش شده است.

گسترش جغرافیایی سازند اسفندیار، به طور عمده، محدود به پهلوی باختری و دامنـه‌هـای شـمالی کوه شتری است. جنوبی‌ترین رخنمون این سازند شامل برونزدهای باریک و کشیده‌ای است کـه بـه طور پراکنده و ناپیوسته در راستای گسل نایبند دیده می‌شود.سازند ریفی اسفندیار را مـی‌تـوان بـا سازند لار (البرز) سازند مزدوران (کپه‌داغ) و بخش بالایی سازند سورمه (زاگـرس) قیـاس کـرد کـه نشانگر شرایط رسوبی به نسبت یکسان در گستره‌های یاد شده است.

سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار – ژیپس : در گستره‌های طویلی از ایران مرکزی از شمال کرمان تا شمال کلمرد، ردیف‌های ژوراسیک بالا، ردیفی از سنگ‌آهک‌های روشن رنگ نازک لایه، مارن و ژیپس با مقدار در خور توجهی دوکفه‌ای به ویژه از نوع پکتن است. هوکریده و همکاران (۱۹۶۲)، به این رخسارهٔ استثنایی ژوراسیک بالایی نواحی کلمرد، آبدوغی، بهاباد، راور و شمال کرمان، « رخسارهٔ آهک پکتن‌دار – ژیپس » گفته‌اند. این سازند بدون بُرش الگو است.

در ناحیهٔ کلمرد، در این نهشته‌ها یک بُرش چینه‌شناسی اندازه‌گیری شده که می‌تواند معرف ویژگی آنها باشد.در ناحیهٔ کلمرد و در دیگر برونزدها، سنگ‌آهک پکتن‌دار، توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های لایه‌ای با رنگ سبز بسیارکم‌رنگ یا کرم و سیمای از نوع دشت‌های فرسوده، با پستی و بلندی ناچیز است که به طور معمول با ورقه‌هایی از سنگ‌آهک‌های خرد شده، پوشیده شده‌اند. از کلمرد به سمت کرمان، به این واحد، افق‌های گچ افزوده می‌شود، به گونه‌ای که در ناحیهٔ راور، حجم بیشتر سازند، نهشته‌های تبخیری است. ریز رخساره‌های این سنگ‌آهک‌ها نشانگر انواعی از گلسنگ و میکریت‌های بدون عناصر آواری و ائولیت است که به ظاهر در محیط‌های رسوبی بسیار آرام و محصور بر جای گذاشته شده‌اند. این رخساره در تمام برونزدها پایدار است و پایداری رخساره، نشانگر پایداری شرایط و حوضه‌های رسوبی مستقلی است که از خاور به ریف‌های آهکی سازند اسفندیار، و از باختر به فرابوم کهن پشت‌بادام محدود بوده است.

در بیشتر برونزدها، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار، به طور هم‌ساز بر روی سازند بَغَمشاه است. به رغم تدریجی بودن ظاهری مرز، وجود سطوح فرسوده در سطح آخرین لایه‌های سازند بَغَمشاه و حضور ردیف‌های آواری سُرخ – قهوه‌ای رنگ در پایهٔ سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار، می‌تواند به یک چرخهٔ فرسایشی و ایست رسوبی، اشاره داشته باشد. از باختر طبس (کلمرد) تا شمال بهاباد، مرز بالای سنگ‌آهک پکتن‌دار، با یک واحد سنگ‌چینه‌ای شاخص به نام « سنگ‌آهک نار » است. ولی در

شمال کرمان، سازند نار وجود ندارد و سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به طور دگرشیب، با سنگ‌آهک‌های اوربیتولین دار و رودیست‌دار کرتاسه پوشیده شده است.

به دلیل نداشتن سنگوارهٔ شاخص، تعیین سن دقیق سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار دشوار است. دو کفه‌ای‌ها و میکروفسیل‌ها، سن عمومی ژوراسیک پسین را نشان می‌دهند. در ناحیهٔ کرمان، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به سن مالم – نئوکومین دانسته شده‌اند (هوکریده، ۱۹۶۲).

گسترش جغرافیایی سنگ‌آهک پکتن‌دار محدود به حوضهٔ مستقل کرمان – کلمرد است. گنبدهای نمکی و گچی ژوراسیک بالای شمال راور (اشتوکلین، ۱۹۶۱) همراهانی از آهک‌های حاوی پکتن دارد و چنین به نظر می‌رسد که به سمت خاور، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به رخساره‌های تبخیری می‌رسند. با وجود تفاوت رخساره، از نظر زمانی و جایگاه چینه‌شناختی مقایسهٔ این سنگ‌ها با سازندهای قلعه‌دختر، اسفندیار، مزدوران (کپه‌داغ)، لار (البرز) و بخشی از سازند سورمه (زاگرس) منطقی است.

سازند آهکی نار : در ناحیهٔ کلمرد، به آخرین توالی دریایی ژوراسیک، « سازند آهکی نار » نام داده شده است که ۶۰ تا ۹۰ متر ستبرا دارد و می‌توان آن را به سه عضو تقسیم کرد:

«عضو آهک پایینی » حدود ۲۴ متر سنگ‌آهک توده‌ای ریز دانه و کمی دوباره بلورین است. این بخش، ماکروفسیل ندارد. میکروفسیل‌هایی از نوع Pseudocyclamina, Calpionella alpina و Calpionella sp نشانگر بالاترین آشکوب ژوراسیک هستند.

« عضو سنگ‌آهک مارنی میانی » حدود۳۶ متر سنگ‌آهک خاکستری تا سبز کم‌رنگ با لایه‌بندی نازک با تناوب‌هایی از مارن‌های بسیار ظریف لایه است. به طور محلی، این عضو با واحدی از گچ توده‌ای جایگزین می‌شود.

« عضو آهک بالایی » حدود ۳۱ متر سنگ‌آهک ریز دانه و مشابه سنگ‌آهک پایینی است و تنها میکروفسیل‌هایی از نوع Thaumatoporella parvovesiculifera دارد که سن ژوراسیک پسین را نشان می‌دهند. مرز بالایی این بخش، همواره نمایانگر تغییر سنگ‌شناختی ناگهانی است که گاهی به نهشته‌های سُرخ‌رنگ مارنی، کنگلومرایی، هم‌ارز سازند گره‌دو، و گاهی به نهشته‌های گچی ژوراسیک بالایی – کرتاسهٔ پایینی (گچ مَگو) است. جدا از ناحیهٔ کلمرد، سازند نار را می‌توان تا بهاباد و شمال راور نیز دنبال کرد، ولی در دیگر نقاط ایران، این سازند هم‌ارز ندارد. با وجود فاصلهٔ زیاد، سازند نار را می‌توان با « سازند عرب » در عربستان مقایسه کرد که سنگ مخزن ذخایر نفتی ژوراسیک آن کشور را تشکیل می‌دهد. کنکاش در امکان وجود هیدروکربن در سنگ‌آهک نار پیشنهاد می‌شود.

نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالا : در گستره‌های وسیعی از طبس تا کرمان، همانند گستره‌های وسیعی از زاگرس و عربستان، چرخهٔ دریایی ژوراسیک بالا با نهشت حجم زیادی رسوب تبخیری به پایان رسیده است. نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالای ایران مرکزی، بیشتر از سنگ‌های گچی است، ولی نهشته‌های نمکی نیز گزارش شده است.

گسترده‌ترین نهشته‌های گچی ژوراسیک ایران مرکزی را می‌توان از باختر طبس تا شمال راور دید که برای آنها از نام « گچ مَگو » استفاده شده است. به طور معمول گچ‌های مَگو با مارن‌های آواری سرخ‌رنگ گچ‌دار شروع می‌شود و به تدریج میزان گچ افزایش می‌یابد تا در نهایت به نهشته‌های ضخیم گچ (گاهی تا ۶۰۰ متر) تبدیل شود. استراکدها و روزنه‌داران موجود در تناوب‌های کربناتی این مجموعه، نشانگر سن ژوراسیک پسین تا کرتاسهٔ پیشین است. در نواحی دربند و راور، در راستای یک گسل شمالی – جنوبی، در میان ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ ژوراسیک – کرتاسه، ۶ گنبد نمکی و گچی وجود دارد که به باور اشتوکلین (۱۹۶۱) ریشه در رسوب‌های ژوراسیک بالایی دارند. به سمت باختر، گنبدهای نمکی با گنبدهای گچی احاطه شده‌اند. در گنبدهای گچی، به رغم

پیچیدگی‌های ناشی از گنبدی شدن، تناوب‌هایی از سنگ‌آهک‌های شیلی پکتن‌دار وجود دارد. گفتنی است که سنگ‌های تبخیری ژوراسیک بالایی ناحیهٔ راور - دربند، نشانگر قانون‌مندی منطقه‌ای است. (هوکریده، ۱۹۶۲). بدین‌سان که بخش مرکز حوضه با گنبدهای نمکی (راور – دربند) مشخص است، در حالی که به سمت باختر، شمال و شمال خاور، سنگ‌های نمکی ابتدا به نهشته‌های گچی و کمی دورتر (به سمت باختر)، به تدریج به سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار - گچ‌دار و سرانجام به رسوب‌های بدون گچ ژوراسیک بالا می‌رسد.« گچ مَگو » و هم ردیف‌های آواری – تبخیری آن، نشانگر شرایط کولابی – تبخیری و گویای پسروی دریای ژوراسیک پسین است. شرایط گفته شده را می‌توان در نقاط زیادی از ایران، از جمله البرز جنوبی، کپه‌داغ و زاگرس دید که به خوبی با حوضه‌های تبخیری ژوراسیک – کرتاسه و اقلیم گرم این زمان، در کشورهای عربستان (انیدریت هیث) کویت و عراق (انیدریت گوتنیا) هماهنگی دارد.

لایه‌های سُرخ گَره‌دُو : لایه‌های سُرخ گَره‌دو یکی از واحدهای سنگی معرف ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ اواخر ژوراسیک ایران مرکزی است که در بیشتر جاها به طور ناپیوسته و گاه دگرشیب، سنگ‌های ژوراسیک بالایی و یا کهن‌تر (سازندهای قلعه‌دختر، بَغَمشاه و سنگ‌آهک‌های نار) را می‌پوشاند.در کوه‌های شتری این واحد سنگی وجود ندارد. ولی، در نواحی شیرگشت، کلمرد، راور و دربند این سازند را می‌توان دید. در ناحیهٔ شیرگشت لایه‌های سُرخ گره‌دو ردیف به نسبت ستبری (۱۰۰ – ۵۰۰ متر) از کنگلومرا، ماسه‌سنگ‌های آهکی ارغوانی رنگ و سیلیت سنگ‌های سُرخ تیره است که میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های خاکستری – آبی دارد. در پایین‌ترین بخش این لایه‌ها، واحدی از کنگلومرای قاعده‌ای، و همبری ناهمساز آن با سنگ‌ها کهن‌تر، با دیدگاه روتنر (۱۹۶۸) مبنی بر ارتباط انگشتی – جانبی گره‌دو با سازند قلعه‌دختر و یا گذر تدریجی آن با سازندهای اسفندیار و قلعه‌دختر هماهنگی ندارد.

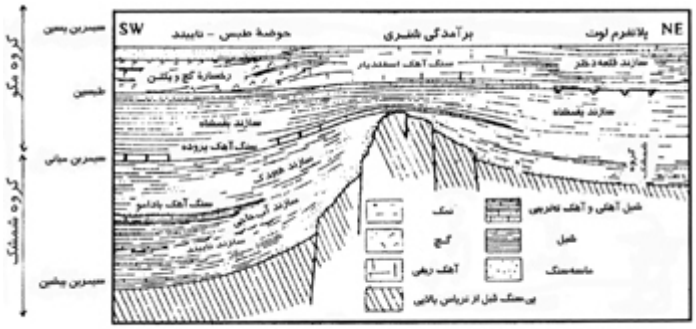
گفتنی است این آواری‌های سُرخ‌رنگ در گستره‌های وسیعی از ایران مرکزی وجود دارد، برای مثال در ناحیهٔ راور – دربند به آواری‌های مشابه، « سازند سُرخ قاره‌ای » نام داده شده که شامل توالی ضخیمی (بیش از ۵۰۰ متر) از ماسه‌سنگ به رنگ سُرخ تیره تا سُرخ مایل به سیاه با لایه‌بندی منظم است و نمک‌های ژوراسیک بالا را می‌پوشاند و همبری این دو به ظاهر تدریجی است. به باور اشتوکلین مرز بالایی این آواری‌ها، فرسایشی است که ابتدا به ردیفی سُرخ‌رنگ از ماسه‌سنگ‌های درشت دانه و سپس به مارن‌های ژیپس‌دار و سنگ‌آهک اوربیتولین‌دار کرتاسه می‌رسد.

جایگاه چینه‌شناسی شاخص در مرز ژوراسیک – کرتاسه این تصور را ایجاد می‌کند که توالی موردنظر ردیف‌های پسروندهٔ دریای ژوراسیک و انباشته‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ آغازین هستند. در حد فاصل بهاباد – جنوب معدن زغالسنگ پروده، یک لایهٔ راهنما از ماسه‌سنگ دانه درشت قهوه‌ای تیره با رنگ فرسایش سیاه می‌تواند تداعی کنندهٔ ژوراسیک پایانی و کرتاسهٔ آغازی باشد.

واحد سنگ‌چینه‌ای بیدو : در شمال کرمان، به ویژه در پیرامون منطقهٔ زغالدار هُجدک، ردیفی از رسوب‌های آواری (کنگلومرا، ماسه‌سنگ سُرخ) و نهشته‌های دریایی (سنگ‌آهک و مارن‌های سبزرنگ) وجود دارد که به نام‌هایی همچون « رخسارهٔ بیدو »، « سری بیدو »، « سازند بیدو » و « لایه‌های بیدو » از آن یاد شده است. از نظر هوبر و اشتوکلین (۱۹۵۴) سری بیدو از سه بخش کنگلومرای قاعده‌ای (در زیر)، ماسه‌سنگ‌های سُرخ – سبز و مارن (در وسط) و سنگ‌آهک بیدو، شامل سنگ‌آهک مارنی در زیر و مارن سُرخ و ماسه‌سنگ در بالا تشکیل شده است. تقابل دیدگاه‌های گوناگون سبب شده است که « بیدو » به عنوان یک واحد سنگی پرسش‌آمیز باشد. ولی داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که واحد کنگلومرایی زیرین در واقع نهشته‌های آواری و پیشرونده پایهٔ سنگ‌آهک پروده است که به طور پیشرونده واحدهای گوناگون را می‌پوشاند. ماسه‌سنگ‌های سبز و مارن‌های واحد میانی هم‌ارز آواری سازند بَغَمشاه است. سنگ‌آهک بیدو به خوبی درخور قیاس با سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار، و سرانجام عضو مارنی، ماسه‌ای، کنگلومرایی

سُرخ‌رنگ روی سنگ‌آهک‌ها، همان نهشته‌های آواری ژوراسیک بالایی – کرتاسهٔ پایینی می‌باشند و لذا « بیدو » یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه و شامل سازندهای پروده، بَغَمشاه، سنگ‌آهک پکتن‌دار و ردیف‌های آواری سُرخ مرز ژوراسیک - کرتاسه است که می‌تواند پارا تایپ « گروه مَگو » باشد.

شکل ۵-۶-نواقی بخشی از ردیف‌های ژوراسیک در شمال باختر طبس (برش اشلون) (عکس از حبیبی مود)



شکل ۵ -۵- انتشار و هم ارزی واحدهای سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک در دو سوی برآمدگی شتری (اشتوکلین و همکاران ۱۹۶۵)

ژوراسیک در ایران مرکزی

زون سنندج – سیرجان، به عنوان یک کافت درون قاره‌ای، به دلیل داشتن پدیده‌های دگرگونی، ماگمایی و زمین‌ساخت مکرر و منطبق بر فازهای زمین‌ساختی شناخته شده، ناآرام‌ترین پهنهٔ زمین‌ساختی ایران است. این زون دارای یک آشکوب ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با کافتش شروع شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی به پایان رسیده است. در تریاس پسین حوضه‌های توربیدیتی مزوزوییک شکل گرفته که به احتمال، در فاز سیمرین پسین و به احتمال بیشتر در فاز لارامید سرانجام گرفته است.

همانند دیگر نقاط صفحهٔ ایران (البرز، ایران مرکزی) در زون سنندج – سیرجان هم سنگ‌های تریاس بالا – ژوراسیک پایین هم رخساره‌اند و در بیشتر موارد، تفکیک آنها به آسانی ممکن نیست. از نگاه سبزه‌ئی، در فاصلهٔ کوتاهی بین تریاس بالا و ژوراسیک پایین شرایط سکویی برقرار بوده ولی پس از آن، گودال‌های پویای مزوزوییک تا اوایل کرتاسه چیره شده‌اند. به همین دلیل، در پهنهٔ سنندج – سیرجان تا لبهٔ زاگرس، در دورهٔ ژوراسیک جولانگاه رسوب‌های عمیق، رخساره‌های فلیشی، توربیدیتی بوده، در حالی که در زون‌های مجاور شرایط فلات قاره (زاگرس) و یا شرایط کولابی – مردابی آرام (ایران مرکزی) چیره بوده است.جدا از رخساره و شرایط رسوبی متفاوت، چگونگی عملکرد و پیامد رخدادهای زمین‌ساختی ژوراسیک بر زون سنندج – سیرجان قابل قیاس با دیگر نواحی ایران نیست. برای نمونه در ناحیهٔ همدان، رویداد زمین‌ساختی سیمرین میانی با دگرگونی ناحیه‌ای و حتی جایگیری توده‌های نفوذی همراه بوده است و یا در ناحیهٔ اسفندقه، رویداد طبسین بیشترین اثر را داشته است، در حالی که رویداد سیمرین پسین بر این زون، بی‌اثر بوده و یا اثر ناچیز داشته است.

به دلیل چیرگی شرایط گودال‌های پویا، تفکیک چرخه‌های رسوبی ژوراسیک دیگر نواحی ایران در زون سنندج – سیرجان دشوار است. ولی توصیف نهشته‌های ژوراسیک به صورت ناحیه‌ای امکان‌پذیر است.

در « ناحیهٔ گل‌گهر »، سنگ‌های ژوراسیک پایینی وجود ندارد. سنگ‌های ژوراسیک بالا با نهشته‌های توربیدایت آغاز و با یک گذر تدریجی، ابتدا به ماسه‌سنگ‌های آهکی و سپس به آهک‌های ماسه‌ای و در پایان به مجموعه‌ای از سنگ‌آهک ریفی – ماسه‌سنگ‌های آهکی و سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای می‌رسد که دارای سنگواره‌های ژوراسیک پسین تا اواخر نئوکومین و اوایل بارمین است.

در « ناحیهٔ باغات - خَبر »، سنگ‌های ژوراسیک تنها نشانگر زمان ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین هستند، ولی به دلیل تفاوت‌های سنگ‌شناختی و به ویژه به لحاظ رفتار زمین‌ساختی پیچیده شناخت و توصیف ردیف‌های چینه‌ای دشوار است. به همین رو سبزه‌ئی و همکاران (۱۳۷۳)، سنگ‌های ژوراسیک را متعلق به حوضه‌های ساختاری – رسوبی جداگانه دانسته‌اند.

در « ناحیهٔ نیریز »، سنگ‌های ژوراسیک پایینی و میانی وجود ندارد. به سنگ‌های ژوراسیک بالا « گروه گلو معدن » نام داده شده (ریکو، ۱۹۷۴) که بیشتر از نوع شیل‌های سُرخ‌رنگ، کوارتزیت‌های سبز در زیر و سنگ‌آهک‌های آواری – کرانه‌ای سیاه با رنگ فرسایش زرد، در بالا است. سنگواره‌های این مجموعه، جلبگ و روزنه‌داران ژوراسیک پسین تا کرتاسهٔ پیشین هستند.

در « ناحیهٔ اسفندقه »، سنگ‌های ژوراسیک رخسارهٔ ناهمگن دارند. در اینجا سنگ‌های ژوراسیک با فوران‌های آتشفشانی، قلیایی زیردریایی، با همراهانی از سنگ‌های رسوبی آغاز و با آواری‌هایی به سن دوگر دنبال می‌شود. بالاترین بخش سنگ‌های ژوراسیک ناحیهٔ اسفندقه، از نوع سنگ‌آهک‌های کالپیونلا و رادیولردار مالم پسین است که به طور دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر (ژوراسیک میانی) را می‌پوشاند. وجود دو دگرشیبی در این نهشته‌ها درخور توجه است. دگرشیبی بین رسوب‌های تریاس بالا – ژوراسیک میانی نشانگر رویداد سیمرین میانی و دگرشیبی بین ژوراسیک میانی و بالایی، گویای حرکت‌های زمین‌ساختی طبسین است.

در « ناحیهٔ سیرجان »، سنگ‌های ژوراسیک در دو رخنمون کوه معدن (معدن چاه‌گز) و کوه خواجو برونزد دارند. در کوه معدن سنگ‌های موردنظر دگرگونی بوده و سن ژوراسیک آنها حتمی نیست. در کوه خواجو، نهشته‌های ژوراسیک محدود به سنگ‌آهک‌های کالپیونلادار ژوراسیک بالایی – کرتاسهٔ پایینی است که به طور دگرشیب بر روی آهک‌های پرمین قرار دارند و شامل سنگ‌آهک‌های خاکستری رنگ و همگن هستند که به طور محلی تناوب‌هایی از ماسه‌سنگ‌های توفی قهوه‌ای مایل به سُرخ دارند.

در « ناحیهٔ شهرکرد »، سنگ‌های ژوراسیک پایینی، آتشفشانی است کـه بـه اسـلیت‌هـای برشـی و سنگ‌آهک‌های سیاه رادیولردار به سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پسین می‌رسند. مقایسهٔ منطقه‌ای گویای آن است که سنگ‌آهک‌های تیره رنگ قسمت بالایی پس از یک ایست رسوبی و یک رویـداد زمین‌ساختی (طبسین) برجای گذاشته شده‌اند و رسـوبگذاری آغـاز شـده، در ژوراسـیک پـسین تـا کرتاسهٔ پیشین ادامه یافته است.

در « ناحیهٔ همدان - کرمانشاه »، سنگ‌های ژوراسیک بیشتر رخسارهٔ فلیش آتشفشانی کم و بـیش دگرگون شده دارند. بُرو (۱۳۶۹) به همهٔ سنگ‌های رسـوبی – آتشفـشانی واقـع در شـمال، شـمال خاوری و خاور سُنقر تا دشت اسدآباد و همچنین تپه‌های شمال و باختر کنگاور « سری آتشفـشانی – آهکی سُنقر » نام داده که با شیست‌های همدان ارتباط جانبی دارد. به نظـر اشـراقی و جعفریـان (۱۳۷۳)، بخش پایینی این مجموعه، به طور عمده از سنگ‌های آتشفشانی و بخش بالای آن بیشتر از سنگ‌های رسوبی است. ولی به دلیل تنش‌های زمین‌ساختی، نمی‌توان در همه جا، نظم یاد شـده را دید. اگرچه بخش‌های آهکی این مجموعه دارای Merinees, Laeollibranches و همچنین Pseudocyclammines متعلق به ژوراسیک پسین هستند، ولـی بُـرو (۱۳۶۹) ردیـف‌هـای کـم دگرگون شدهٔ ناحیهٔ سُنقر و کنگاور را به سن ژوراسیک (به احتمال از لیاس تا به یقین مالم پایانی) می‌داند. ولی، اشراقی و جعفریان (۱۳۷۳) این مجموعه را به دو بخش تریاس پایینی – ژوراسـیک و ژوراسیک بالا – کرتاسه تقسیم کرده‌اند که در بین این دو نشانه‌هـایی از یـک ناپیوسـتگی (رویـداد سیمرین میانی) را می‌توان دید.

در « ناحیهٔ سنندج »، سنگ‌های ژوراسیک به دو حوضهٔ ساختاری زاگـرس و سـنندج تعلـق دارنـد. ردیف‌های ژوراسیک بخش سنندج – سیرجان این ناحیه از دو قسمت تشکیل شده‌اند، بخش پایینی کوارتزیت، شیل و ماسه‌سنگ است که به ویژه در دامنه‌های خاوری رشته کوه صلوات‌آباد تا جنـوب باختری قروه برونزد دارد. واحد بالایی شامل شیل، ماسه‌سنگ‌های خاکستری، عدسی‌های به نسبت

بزرگ سنگ‌آهک و سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی است. سنگواره‌های یافت شده در عدسی‌های آهکی، Lenticulina sp , .Pseudocyclammina sp و Rhapydionina desertaبا سن ژوراسیک پیشین تا میانی است (شکل ۵-۷).

ژوراسیک در زاگرس

سنگ‌های ژوراسیک صفحهٔ زاگرس، به عنوان بخشی از نهشته‌های دریای تتیس جوان، در مقایسه با دیگر نواحی ایران، در شرایط رسوبی به طورکامل متفاوت بر جای گذاشته شده‌اند. به همین رو، رخسارهٔ سنگی – زیستی آنها متفاوت از سایر نواحی ایران است. با وجود این، در گسترهٔ وسیع زاگرس، سنگ‌های ژوراسیک در همه جا هم رخساره نیستند، به سانی که می‌توان این سنگ‌ها را به سه گروه مجزا با سه رخسارهٔ متفاوت زیر تقسیم کرد (مطیعی، ۱۳۷۲) :

× رخساره‌های کم ژرفای تبخیری که به ویژه در لرستان و نزدیک مرز عراق نهشته شده‌اند، ولی رخنمون سطحی ندارند.

× رخساره‌های ژرف کربناتی که در زاگرس چین‌خورده به ویژه سکوی فارس بر جای گذاشته شده‌اند.

× رخساره‌های ژرف کربناتی – رادیولاریتی که معرف بخش‌های ژرف زاگرس رورانده است که به ویژه در دو ناحیهٔ نیریز و کرمانشاه، به صورت فلس‌های رانده شدهٔ نا برجا رخنمون دارند. با توجه به سه رخسارهٔ گفته شده، سنگ‌های ژوراسیک زاگرس در سه ناحیهٔ لرستان، فارس و زاگرس مرتفع قابل شناسایی است (شکل ۵-۸).

ژوراسیک در ناحیهٔ لرستان: در لرستان و شمال فروافتادگی دزفول، سنگ‌های ژوراسیک پایین رخسارهٔ کم ژرفا و تبخیری دارند که با رسوب‌های ژوراسیک دیگر نواحی زاگرس تفاوت کلی دارند و بیشتر به رسوب‌های هم زمان در عراق شبیه هستند. به همین رو برای واحدهای سنگ‌چینه‌ای این زمان (ژوراسیک پایینی) از نام‌های معرفی شده در عراق استفاده شده است.

نهشته‌های تبخیری – کلوییدی ژوراسیک پایین لرستان که در چاه شمارهٔ یک تاقدیس امام حسن (خاور قصرشیرین) شناسایی شده‌اند، شامل سه سازند « عدایه Adaiyah »، « موس Mus » و « علنAlan » است. رسوب‌های ژوراسیک میانی لرستان بیشتر از نوع شیل و سنگ‌آهک‌های رُسی متعلق به حوضه‌های رسوبی با ژرفای متوسط است که « سازند سرگَلو » نام دارد. همبری نهشته‌های ژوراسیک میانی (سازند سرگلو) با سنگ‌های ژوراسیک بالا، از نوع دگرشیبی زاویه‌دار است که نشانگر یک فاز فرسایش قاره‌ای است. در لرستان، با پیشروی دوبارهٔ دریای ژوراسیک بالا، ردیفی از سنگ‌های متورق جلبک دار به نام « سازند نَجمه » بر جای گذاشته شده است. آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ناحیهٔ لرستان، نهشته‌های گچی همراه با لایه‌های ناچیز از شیل خاکستری به نام « سازند گوتنیا » است که برقراری حوضه‌های تبخیری و پسروی دریای ژوراسیک را نشان می‌دهد.

سازند عدایه :سازندی انیدریتی در تناوب با دولومیت و سنگ‌های تیره رنگ است که برش الگوی آن در عراق، ۶۰ متر ستبرا دارد. مرز بالایی آن با سنگ‌آهک‌های سازند موس تدریجی و همساز است. در پایین، سازند عدایه با شیل‌ها و سنگ‌آهک‌های خاکستری تیره، با سن نامشخص همبر است. سنگواره‌های این سازند شاخص نیستند، ولی بر اساس هم‌ارزی چینه‌شناسی، به سن لیاس پسین دانسته شده است.

سازند موس : نشانگر چرخهٔ پیشروی دریا و شامل ۵۵ متر سنگ‌آهک است که به صورت تدریجی و همساز روی سازند انیدریتی عدایه قرار دارد. مرز بالایی آن با سازند جوان‌تر انیدریت علن،

همچنان تدریجی و همساز توصیف شده است. سن این سازند چندان مشخص نیست و تنها بر اساس انطباق‌های ناحیه‌ای و به احتمال، لیاس پسین دانسته شده است.

سازند عَلَن : در ایران، نزدیک به ۹۰ متر انیدریت لایه‌ای در تناوب با سنگ‌آهک است. سازند عَلَن رخنمون سطحی نداشته و شواهد کافی نیز برای تعیین سن آن وجود ندارد ولی با هم‌ارزی‌های ناحیه‌ای، سن سازند عَلَن لیاس پسین پذیرفته شده است.

سازند سرگلو: سازند سرگلو معرف ردیف‌های ژوراسیک میانی لرستان است که بیشتر از نوع شیل خاکستری تیره و سنگ‌آهک‌های رُسی نازک لایه و بودار، متعلق به حوضه‌های رسوبی با ژرفای متوسط است. بالاترین لایه‌های سازند سرگلو، دارای دوکفه‌ای‌های نازک پوستهٔ فراوان از نوع Posidonia با اندکی سنگوارهٔ رادیولاریا است که نشانگر محیط‌های رسوبی ژرف است و به یک دگرشیبی ختم می‌شود. در حوالی کرمانشاه، سازند سرگلو دارای آمونیت‌های ژوراسیک میانی است. در قالی‌کوه، اُشتران‌کوه و زردکوه، سرگلو دارای ویژگی شیل‌های نفتی است و از هر تُن آن حدود ۲۰ تا ۲۵ گالن نفت با حرارت دادن سنگ می‌توان به دست آورد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

با وجود جدا بودن حوضه‌ها، ویژگی‌های سنگی و سنی سازند سرگلو، در خور قیاس با سازند بَغَمشاه (ایران مرکزی) سازند دلیچای (البرز)، و سازند چمن بید است.

سازند آهکی نجمه : بُرش الگوی این سازند در عراق است. در ایران، سازند نجمه، به عنوان معرف ردیف‌های ژوراسیک بالایی لرستان، حدود ۱۸ متر سنگ‌آهک پلیتی و جلبگی متورق است که ارتباط آن با سنگ‌های ژوراسیک میانی (سازند سرگلو) از نوع دگرشیبی فرسایشی و با ردیف‌های ژوراسیک بالایی (سازند گوتنیا) تدریجی است. جلبک فراوان‌ترین سنگوارهٔ سازند آهکی نجمه است که چندان شاخص نیستند، ولی سنگواره‌های پیدا شده در عراق، سن ژوراسیک پسین این سازند را مسجل می‌سازد.

سازند آنیدریتی گوتنیا : آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک بالای ناحیهٔ لرستان و از نوع نهشته‌های انیدریتی است که نشانگر کاهش ژرفای دریا و شکل‌گیری حوضه‌های تبخیری – کولابی پایان ژوراسیک است. در ایران این سازند رخنمون سطحی ندارد ولی ردیف‌های انیدریتی موجود در چاه شمارهٔ یک امام حسن و چاه شمارهٔ ۳۰۶ مسجد سلیمان با سازند قوطنیه عراق مقایسه شده‌اند. در دو چاه یاد شده، سازند گوتنیا ۱۳۷ متر انیدریت و لایه‌هایی از شیل‌های خاکستری تیره است، ولی در شمال لرستان (ایستگاه هفت‌تنگ)، این سازند شامل ۳ متر دولومیتی برشی انحلالی است. نداشتن سنگواره سبب شده تا سن ژوراسیک پسین (تیتونین) برای آن برآورد شود.

جایگاه چینه‌شناسی نهشته‌های انیدریتی سازند گوتنیا به خوبی با نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالایی فارس داخلی (سازند هیث)، البرز (واحد گچ و ملافیر)، ایران مرکزی (گچ مگو) و سنگ‌های نمکی ژوراسیک ناحیهٔ راور در خور قیاس است. این نهشته‌های تبخیری یادآور ردیف‌های مشابه در عربستان و نشانگر چیرگی شرایط آب و هوایی گرم ژوراسیک پسین بر گستره‌های وسیع خاورمیانه است (**شکل ۵-۹**).

ژوراسیک در ناحیهٔ فارس : در نواحی فارس و جنوب فروبار دزفول، رسوب‌های لیاس از نوع شیل‌های سیلتی – سنگ‌آهک و دولومیت به نام « سازند نیریز » است. وجود موج نقش، ترک‌های گلی، استروماتولیت‌های آهکی و انیدریت نشانگر محیط‌های رسوبی از نوع کم‌ژرفا و یا محیط‌های پهنهٔ کشندی است. در ناحیهٔ فارس، از اواخر لیاس و در زمان ژوراسیک میانی، نهشت ردیف‌های کربنات دریایی به نام « سازند سورمه » آغاز شده که به ظاهر، بدون هیچ‌گونه ایست رسوبی تا اوایل آشکوب تیتونین ادامه یافته است. در ژوراسیک پسین، ژرفای حوضهٔ فارس به شدت کاهش یافته به سانی که رخساره‌های کربناتی سازند سورمه، با « انیدریت‌های هیث » پوشیده می‌شود. در اواخر ژوراسیک، یک چرخهٔ خروج از آب با ظهور دگرشیبی در جنوب فارس مشخص است. ولی، در حوالی شیراز، رسوبگذاری کربناتی از منشأ دریایی ژرف، بدون انقطاع از ژوراسیک تا کرتاسه ادامه

داشته است. سنگواره‌های این لایه گذر، به ویژه انواع کالپیونلیده، شباهت کامل به بخش جنوب خاوری پهنهٔ سنندج – سیرجان حتی شمال البرز و پهنهٔ کپه‌داغ دارد.

سازند دولومیتی نیریز : سازند نیریز، به عنوان یکی از سازندهای « گروه کازرون » معرف سنگ‌های آواری خشکی‌زاد و رسوب‌های مرز میان خشکی‌زا – دریایی زمان لیاس در ناحیهٔ فارس است. این سازند (نیریز)، به دلیل ماهیت سنگ‌شناختی خاص و فرسایش‌پذیری، دارای فرسودگی عمیق در بین دو واحد سخت و صخره‌ساز سورمه (در بالا) و خانه کت (در زیر) بوده و لذا شناسایی آن آسان است.

در ناحیهٔ فارس، سازند نیریز بیشتر شیلی و سیلتی است، در حالی که در کوه دنا و زردکوه به طور کامل کربناتی است. در محل بُرش الگو، سازند نیریز ، حدود ۲۰۰ متر ستبرا دارد و شامل سه بخش جداگانه است.

یک سوم بخش پایینی آن از دولومیت‌های نازک لایهٔ خرد شده و شیل‌های متمایل به رنگ سبز، یک سوم بخش میانی از نوع دولومیت با رنگ هوازدهٔ قهوه‌ای و دولومیت‌های ماسه‌ای و سیلتی و یک سوم بالایی، سنگ‌آهک‌های نازک لایهٔ رُسی – شیلی است.

به دلیل نبود سنگ‌های تریاس بالا، مرز پایینی سازند نیریز با سنگ‌های تریاس (سازند خانه‌کت) نمایانگر یک مرحلهٔ خروج از آب و مرز بالایی آن در زیر لایه‌های دارای Lithiotis ، از سازند سورمه، انتخاب می‌شود.دو سوم بخش زیرین سازند نیریز، فسیل شاخص ندارد. یک سوم بخش بالایی آن معرف زون زیستی Orbitopsella proecursosange است که زمان ژوراسیک پیشین (لیاس) را مشخص می‌کند. بر خلاف دیگران، ریکو (۱۹۷۴)، سازند نیریز را به سن تریاس پسین – لیاس می‌داند. زابو و خردپیر (۱۹۷۶)، وجود دولومیت‌های استروماتولیتی، لایه‌های رُسی، برش‌های بسیار ریزدانه و همچنین برش همراه مواد تبخیری را نشانهٔ نهشت سازند نیریز در

محیط‌های دریایی کم ژرفا تا پهنهٔ کشندی می‌دانند. اگرچه سازند نیریز، هم‌ارز زمانی بخشی از گروه شمشک است، ولی هیچ‌گونه شباهت رخساره‌ای با آن ندارد.

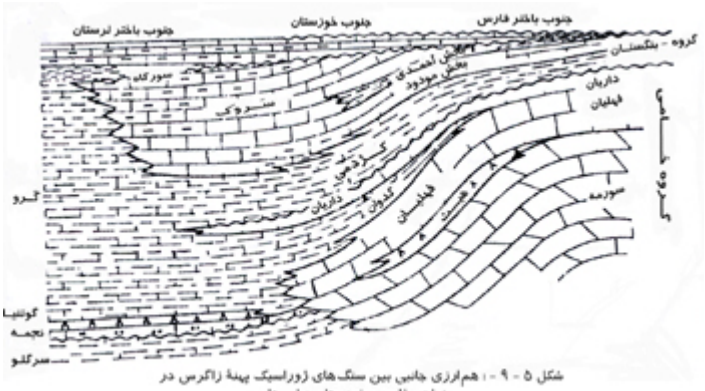
سازند سورمه : در گستره‌های وسیعی از فارس، سنگ‌های ژوراسیک میانی – بالایی از نوع سنگ‌های کربناتی بسیار همگن است که به طور ناحیه‌ای (فارس ساحلی) در بالاترین بخش، دارای نهشته‌های انیدریتی (سازند هیث) است. در محل بُرش الگو (کوه سورمه، ۱۲۰ کیلومتری جنوب باختری شیراز)، سازندسورمه با ۷۶۲ متر ستبرا، سنگ‌آهک دولومیتی و دولومیت است که یک بخش از سنگ‌آهک رسی نازک لایه و با مقاومت ضعیف، در قسمت میانی دارد. در اثر سنگ‌آهک‌های رسی مذکور، سازند سورمه سیمای سه قسمتی دارد.قسمت آغازین سازند سورمه با لایه‌های دارای دو کفه‌ای لیتیوتیس مشخص می‌شود. همبری بالایی سازند سورمه یکسان نیست. گاهی این مرز به سازند انیدریتی هیث (ژوراسیک بالایی) است و گاهی به سنگ‌آهک‌های سازند فهلیان (کرتاسهٔ پایینی) است. در حالت دوم، گذر از ژوراسیک بالا به کرتاسهٔ پایین تدریجی است و سنگ‌آهک‌های ائولیتی سازند فهلیان و یا لایه‌های حاوی Thintinnid، که معرف محیط دریایی ژرف است، به عنوان مرز انتخاب می‌شود.

از نظر سنی، اگرچه سازند سورمه نشانگر ژوراسیک میانی – بالایی است، ولی زون‌های زیستی Radiolaria, Kurnubia jurassica, Trocholina, Pfenderina, Lithiotis و Callpionella spicules نشانگرآن هستند که سازند سورمه معرف تمام دورهٔ ژوراسیک است.سازند سورمه هم‌ارز « سازند عرب » در عربستان و دیگر کشورهای عربی است که مخازن بسیار عظیم نفت را در خود دارد.

سازند آنیدریتی هیث : از فارس ساحلی به سوی خلیج فارس و عربستان، نهشته‌های انیدریتی بالای سازند سورمه، به دلیل شباهت با نهشته‌های مشابه در عربستان، به نام سازند هیث نام‌گذاری شده است. در ایران، رخنمون‌های سطحی این سازند شامل انیدریت با میان‌لایه‌های کربناتی، به

ستبرای ۳۰ تا ۱۵۰ متر است که به طور دقیق تعیین سن نشده است. سن تیتونین و یا سن ژوراسیک – کرتاسهٔ پیشین قابل پذیرش است.در کوه عسلویه و کوه گاوبست می‌توان انیدریت‌های هیث را دید. در کوه سورمه به جای انیدریت، حدود ۲۳ متر دولومیت برشی وجود دارد. از فارس به خوزستان، رخسارهٔ انیدریتی به دولومیت تبدیل می‌شود. سازند انیدریتی هیث، یادآور نهشته‌های تبخیری ژوراسیک بالایی – کرتاسهٔ پایینی دیگر نواحی ایران و پاره‌ای از کشورهای همسایه است و می‌تواند معرف تنش‌های شاغولی مثبت و یا حاصل نوسان‌های سطح آزاد آب در اقیانوس‌ها باشد.

ژوراسیک در زاگرس مرتفع : در زاگرس مرتفع، سنگ‌های ژوراسیک، بخشی از یک مجموعهٔ رسوبی ژرف با تغییرات سنی از تریاس تا کرتاسهٔ پسین هستند. در ناحیهٔ نیریز به این سنگ‌ها سازند پیچاکون (پیچَلون) گفته شده که مجموعه‌ای از رسوب‌های مارنی سیاه رنگ، سنگ‌آهک سیلیسی ائولیتی و رادیولاریت است. در ناحیهٔ کرمانشاه، سنگ‌های موردنظر شامل رادیولاریت‌های کرمانشاه، سنگ‌آهک بیستون و افیولیت‌های صحنه – هرسین است. در هر دو ناحیه، سنگ‌های یاد شده به صورت فلس‌های رو رانده هستند. اگرچه تشکیل این سنگ‌ها، به احتمال در ژرفنای حاشیهٔ شمال خاوری زاگرس (بلند زاگرس) بوده ولی تشکیل آنها در زون سنندج – سیرجان و رانده شدن آنها بر روی لبهٔ صفحهٔ زاگرس همچنان امکان‌پذیر است.



شکل ۵ - ۹ - : هم‌ارزی جانبی بین سنگ‌های ژوراسیک پهنهٔ زاگرس در نواحی فارس، خوزستان و لرستان

ژوراسیک در کپه‌داغ

سنگ‌های ژوراسیک کپه‌داغ، به جز حالت‌های استثنایی، رخسارهٔ یکسان با سنگ‌های همزمان در البرز دارند. این شباهت به اندازه‌ای است که تعیین و حتی برآورد مرز میان کپه‌داغ و البرز خاوری را دشوار می‌سازد.

در این ناحیه، توالی به نسبت ستبری (گاهی بیش از ۱۸۰۰ متر) از شیل و ماسه‌سنگ تیره‌رنگ به نام « سازند کَشَف‌رود » وجود دارد. سنگ‌شناسی و سیمای عمومی برونزدهای سازند کَشَف‌رود یادآور نهشته‌های زغالدار ژوراسیک دیگر نواحی ایران است، ولی بر خلاف نهشته‌های رودخانه‌ای، کولابی، دریاچه‌ای دیگر نواحی ایران، سازند کَشَف‌رود از نوع فلیش توربیدایت است که بخشی از آن در حوضه‌های رسوبی ژرف (گاهی بیش از ۱۰۰۰ متر) نهشته شده‌اند. با وجود تفاوت‌های آشکار، سازند کَشَف‌رود را می‌توان نخستین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک کپه‌داغ دانست.

دومین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک این پهنه (کپه‌داغ) به سن باژوسین میانی تا ژوراسیک پسین و حتی کرتاسهٔ پیشین است که به طور دگرشیب، سطوح فرسوده کهن را می‌پوشاند. دگرشیبی پیش از باژوسین، یادآور عملکرد رویداد سیمرین میانی دیگر نواحی ایران است. بنابراین، همانند دیگر نقاط ایران، مرز پایینی دومین چرخهٔ رسوبی ژوراسیک کپه‌داغ، با رویداد سیمرین میانی آغاز می‌شود و مرز بالایی آن به رویداد زمین‌ساختی سیمرین پسین است. سنگ‌هایی که در این فاصلهٔ زمانی برجای گذاشته شده‌اند، « سازند چمن‌بید »، « سازند خانه‌زو »، « سازند مزدوران » و بخش پایینی

« سازند شوریجه » هستند. سازندهای خانه‌زو، چمن‌بید و مزدوران، نشانگر محیط‌های رسوبگذاری از نوع دریای باز با ژرفای متوسط تا زیاد است. سن بخش پایینی سازند شوریجه، ژوراسیک پسین بوده و نشانگر رخساره‌های پسروندهٔ دریای ژوراسیک است.مطالعهٔ دیرینه جغرافیا کپه‌داغ (افشارحرب، ۱۳۷۳) گویای آن است که به دلیل نداشتن شواهد سنی، بحث دربارهٔ جغرافیای دیرینهٔ باژوسین پیشین دشوار است، ولی در نیمهٔ دوم این آشکوب، در مرکز و باخترکپه‌داغ، بر اثر تجمع گل‌های آهکی، رسوب‌های سازند چمن‌بید نهشته شده است. ولی در خاور حوضه یعنی در شمال فرابوم آق‌دربند، در حوضه‌های ژرف، رسوب‌های نوع فلیش (قسمت بالای سازند کَشَف‌رود) تشکیل می‌شده و در اواخر باژوسین با پر شدن حوضهٔ خاوری، دریا از خاور کپه‌داغ پسروی کرده است.

در زمان باتونین، در مرکز و باختر حوضه، رسوب گل‌های آهکی در محیط احیاکننده و به نسبت ژرف (سازند چمن‌بید) ادامه یافته است. وجود زیای دریایی به ویژه آمونیت فراوان، ارتباط این دریا را با دریاهای آزاد نشان می‌دهد. برخلاف حوضهٔ ژرف مرکزی – باختری، نواحی سرخس و گرگان، به صورت خشکی بوده که در معرض فرسایش ملایم قرار داشت.

در زمان کالووین، تجمع گل‌های آهکی سازند چمن‌بید محدود به بخش مرکزی – باختری نبوده بلکه حوضهٔ مذکور، به صورت باریکه‌ای محصور میان دو سکوی کم ژرفا تا شمال خاوری مشهد گسترش داشته است. در ضمن، دشت سرخس با سکوی کربنات‌های کم ژرفا و پر انرژی پوشیده می‌شد در حالی که دشت گرگان، همچنان به صورت خشکی بوده است.

در آغاز آکسفوردین، در نواحی سرخس، بجنورد، قوچان، مشهد، بینالود و آلاداغ، سکوی کربناتی عمیقی وجود داشت که مرکز بیشینهٔ آن در ناحیهٔ کلات بوده است (شکل ۵-۱۰). ولی در آکسفوردین پسین، خطالقعر و مرکز بیشینهٔ رسوب به خاور حوضه تغییر مکان داده است. در این سکوی کربناتی، گل کربناتی به شکل سازند چمن‌بید و یا در بخش‌های کم ژرفا و پر انرژی‌تر، به

صورت آهک با رخسارهٔ مزدوران بر جای گذاشته شده است. در زمان کیمریجین پیشین، سکوی کربناتی همچنان در ناحیهٔ کلات، بجنورد، شیروان و قوچان قرار داشت و گل‌های کربناتی آن یا در محیطی احیا کننده و یا در محیط کم ژرفا رسوب می‌کرد. در ضمن با پیشروی دریا به سمت باختر، دشت گرگان نیز پوشیده شد ولی در دشت سرخس مرداب کوچکی وجود داشت که در آن گچ رسوب می‌کرد. در آغاز کیمریجین پسین، دریا کم عمق‌تر شد و ورود مواد آواری به ویژه در ناحیهٔ قوچان و مشهد، به میزان درخور توجه بوده است. در کیمریجین پسین، با پسروی دریا از خاور به باختر، نواحی جنوبی و خاوری حوضه به خشکی تبدیل شد، ولی در پایانهٔ باختری حوضه، محیط دریایی تداوم داشت به گونه‌ای که رسوبگذاری آهک‌های سازند مزدوران تا آشکوب تیتونین و حتی بریازین به درازا کشیده است.

بررسی جغرافیای دیرینهٔ باژوسین پسین – تیتونین (شکل ۵-۱۱) پهنهٔ کپه‌داغ نشان می‌دهد که جدا از پسروی و پیشروی‌های محلی، محیط رسوبی دومین دورهٔ رسوبی ژوراسیک، از نوع محیط دریایی باز بوده و از این نگاه، همانندی کافی با دیگر نواحی ایران دارد.

سازند کَشَف‌رود : نهشته‌هایی که به نام سازند کَشَف‌رود (گُلداشمیت، ۱۹۱۱) نامگذاری شده، بیشتر از نوع شیل‌های تیره‌رنگ، ماسه‌سنگ و کمی سنگ‌آهک و کنگلومرا است که از نگاه رخسارهٔ سنگی و سیمای برونزدها، شباهت زیادی به رسوب‌های زغالدار ژوراسیک البرز و ایران مرکزی دارد.

بُرش الگوی این سازند در سال ۱۹۷۷ توسط مدنی در ۱۵ کیلومتری خاور روستای بَغبَغو (سر راه مشهد به معدن زغالسنگ آق‌دربند) اندازه‌گیری شده است. بر پایهٔ این مطالعات سازند کَشَف‌رود ترکیب سنگ‌شناسی همگن و پایدار دارد. بخش پایینی این نهشته‌ها از نوع رسوب‌های آواری درشت‌دانه و بخش بالایی آن نشانگر نهشت در آب‌های ژرف است. تغییرهای جانبی رسوب‌ها نیز همچنان ناچیز است. ولی، به طور معمول، اندازهٔ دانه‌ها از جنوب و خاور به سمت شمال و باختر کاهش می‌یابد. به همین دلیل این باور وجود دارد که نهشته‌های سازند کَشَف‌رود حاصل فرسایش

برجستگی‌های تریاس و یا فرابوم‌های کهن‌تر است که در جنـــوب حوضهٔ کپـــه‌داغ قـرار داشـته و مواد آواری حاصل از فرسایش از سمت جنـــوب به داخل فرونشستی خاوری – باختری، به درازای ۵۰۰ کیلومتر، منتقل می‌شد. به باور مدنی (۱۹۷۷) نهشته‌های برجای گذاشته در این حوضـه، سـه رخسارهٔ رسوبـی شاخص از نوع شیل سیاه، توربیدایت و رخسارهٔ پیش‌دلتـایی Pro - delta دارنـد که در دو محیط به طور کامل متفاوت بر جای گذاشته شده‌اند. به گفتهٔ دیگر، بیشتر سـازند از نـوع فلیش توربیدایت و معرف نواحی ژرف مغاکی است و سهم ناچیزی از آن، نهشته‌های غیر توربیدایت محیط‌های دریایی کم ژرفا هستند. لایه‌های شیلی کَشَف‌رود مواد آلی فراوانی دارد و پذیرفته شـده که منشأ گاز میدان خانگیران از سازند کَشَف‌رود است.سازند کَشَف‌رود بـا دگرشـیبی آشـکار و یـک کنگلومرای پیشرونده، رسوب‌های تریاس بالا را می‌پوشاند. در بالا، سازند کَشَف‌رود ممکـن اسـت بـا سازند چمن بید (ژوراسیک میانی) و یا سنگ‌آهک‌های سـازند مـزدوران (ژوراسـیک بـالایی) همبـر باشد. این ارتباط هم‌شیب است. در خاور ناحیهٔ سرخس، سازندهای چمن‌بید و مزدوران وجود ندارد و مرز بالای کَشَف‌رود به آواری‌های سُرخ‌رنگ سازند شوریجه است.

نخستین گزارش مستند در بارهٔ سن سازند کَشَف‌رود، از کلاپ (۱۹۴۰) اسـت کـه سـن ژوراسـیک پیشین (توآرسین) را بیان می‌کند. بر پایـهٔ همـین گـزارش، بخـش بـالایی سـازند کَـشَف‌رود دارای آمونیت و روزنـه‌داران ژوراسـیک میـانی اسـت. ولـی مـدنی (۱۹۷۷) و سـیدامامی (۱۹۹۴) سـازند کَشَف‌رود را به سن باژوسین پسین تا باتونین پیشین دانسته‌اند. این تفاوت دیـدگاه، حاصـل تغییـر رخسارهٔ سازند چمن‌بید به انواع آواری است که در بخش خاوری کپه‌داغ بـرای بیـشتر ردیـف‌هـای مزوزوییک عمومیت دارد و سبب شده تا سازند چمن‌بید به جای سـازند کَـشَف‌رود در نظـر گرفتـه شود.

از نظر مقایسه منطقه‌ای و هم‌ارزی، اتفاق‌نظر وجود ندارد. افشار حرب (۱۳۷۳) سازند کَشَف‌رود را از نظر سن و رخساره، با بخش بالایی گروه شمشک قابل قیاس می‌داند، ولـی سـیدامامی (۱۹۹۴) بـر

این باور است که سازند کَشَف‌رود، یک واحد سنگی دریایی و توربیدایت است که نمی‌تواند معادل تمام و یا بخشی از گروه شمشک باشد. داده‌های منطقه‌ای بیشتر مؤید نظر افشارحرب است و آنچه که در ناحیهٔ سفیدسنگ به عنوان سازند کَشَف‌رود دانسته شده، در واقع ردیف‌های پیشروندهٔ سازند چمن‌بید است که در خاور کپه‌داغ رخسارهٔ آواری مایل به سبز دارد و حتی از نظر سیمای ظاهر با سازند کَشَف‌رود قابل قیاس نیست.

سازند مارنی چمن‌بید : رسوب‌های باژوسین بالایی - آکسفوردین بخش باختری پهنهٔ کپه‌داغ، از نوع نهشته‌های مارنی تیره‌رنگ، قیری، پیریتی و آمونیت‌دار به همراه سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه با توان نفت‌زایی و گاززایی است و در کنار راه اصلی بجنورد به گنبد کاووس، اطراف روستای چمن‌بید، بیشترین گستردگی را دارد. به همین‌رو افشارحرب (۱۹۷۰)، به این نهشته‌ها « سازند چمن‌بید » نام داده است. وی بُرش الگوی سازند چمن‌بید را در ۳/۵ کیلومتری باختری روستای چمن بید (۶۰ کیلومتری باختر بجنورد) مطالعه کرده است که فاصلهٔ آن تا کنار راه‌اصلی بجنورد – گنبدکاووس حدود یک کیلومتر است. در این محل، سازند چمن بید ۱۷۲۲ سنگ‌آهک ریز بلور و پیریت‌دار خاکستری تیره تا سیاه با تناوب‌هایی از شیل تیره رنگ و مارن است. اگرچه رخسارهٔ سنگی سازند تغییر چندانی ندارد، ولی تغییر ستبرای آن درخور توجه است. برای نمونه در ۱۸ کیلومتری جنوب بُرش الگو، ستبرای سازند از ۱۷۲۲ متر به ۳۱۶ متر کاهش می‌یابد. گاهی نیز (بُرش درخت‌بید) این سازند فقط ۷۰ متر ستبرا دارد.

در محل بُرش الگو، سازند چمن‌بید با نهشته‌های شیلی « سازند باش‌کلاته » همبری همساز و تدریجی دارد، ولی در نقاطی که سازند چمن‌بید با سنگ‌های کهن‌تر از لیاس همبر است، مرز پایینی دگرشیب و لایه‌های آغازین آن آواری – کنگلومرایی است. در بُرش الگو و دیگرنقاط کپه‌داغ، مرز بالایی سازند چمن‌بید با سازند مزدوران همساز است ولی تغییرهای سنگ‌شناسی بین دو سازند، به نسبت ناگهانی است. گاهی در این مرز سنگال‌های آهنی وجود دارد که ممکن است

نشانگر ناپیوستگی رسوبی محلی بین دو سازند باشد.بهترین رخنمون‌های سازند چمن‌بید را می‌توان در کپه‌داغ باختری دید. در کپه‌داغ خاوری این سازند تنها در دو محل برونزد دارد. گاهی سازند چمن‌بید تغییر رخساره می‌دهد و به سنگ آهک‌های کم عمق، آواری و ستبرلایهٔ سازند مزدوران می‌رسد و گاهی نیز چمن‌بید قابل تشخیص نیست و سازند مزدوران به طور کامل جایگزین آن می‌شود.مطالعات دیرینه‌شناسی نشان می‌دهد که سن سازند چمن‌بید در بُرش الگو، باژوسین پسین تا آکسفوردین است. ولی در خاور کپه‌داغ، آشکوب‌های باتونین و کالووین زیرین وجود ندارد و لایه‌های آغازین چمن‌بید سن آکسفوردین دارد. جایگاه چینه‌شناسی و نیز رخسارهٔ سنگی سازند چمن‌بید درخور قیاس با مارن‌های سازند دلیچای (البرز) و نیز سازند بَغَمشاه (ایران مرکزی) است ولی تغییرات سنی آن به گونه‌ای است که این سازند (چمن‌بید)، همچنان می‌تواند با بخش پایینی سازند لار و یا سنگ‌آهک‌های اسفندیار هم‌ارز باشد.

سازند آهکی خانه‌زو : در بخش کوچکی از کپه‌داغ خاوری، ردیفی از سنگ‌آهک‌های ستبر لایه و گاه صخره‌ساز وجود دارد که در روی فلیش توربیدایت‌های سازند کَشَفرود و در زیر نهشته‌های مارنی – آهکی سازند چمن‌بید قرار دارند. با وجود جایگاه چینه‌شناسی متفاوت، سیمای ظاهری این سنگ‌ها به طور کامل همانند رخسارهٔ کربناتی سازند مزدوران است، ولی افشارحرب (۱۳۷۳) این نهشته‌های کربناتی را یک واحد سنگی مستقل دانسته و به آن « سازند خانه‌زو » نام داده است. چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌آهک‌های خانه‌زو، واقع مربوط به بخش‌های کم عمق دریای چمن‌بید باشد.

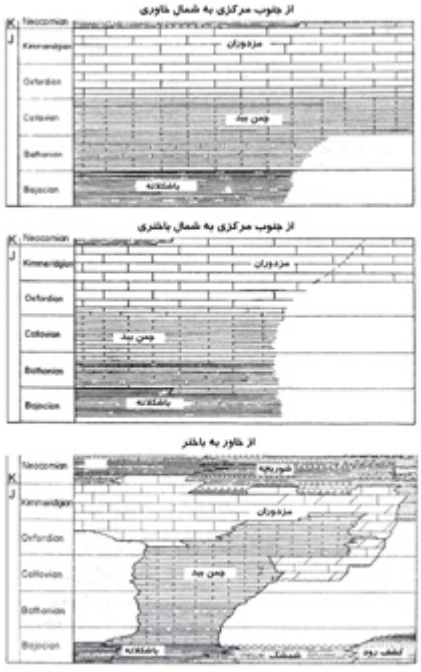
سازند آهکی مزدوران : در ناحیهٔ کپه‌داغ، سازند مزدوران آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای کربناتی ژوراسیک و سنگ مخزن اصلی میدان گازی خانگیران است که برش الگوی آن در خاور روستای مزدوران (مزداوند – مرزداران) در ۸۰ کیلومتری خاور مشهد و سر راه مشهد به سرخس قرار دارد. در اینجا ستبرای این سازند ۴۲۰ متر است و بیشتر از سنگ‌آهک‌های میکریتی ستبر لایه و کوهساز

با رگه‌ها و یا گرهک‌های چرت تشکیل شده است. ولـی لایـه‌هـای مـارن و شـیل نیـز دارد. بخـش چرت‌دار سازند مزدوران مربوط به ژرف‌ترین بخش دریای ژوراسیک (لاسمی، ۱۳۷۳). به نظر آدابـی (۱۳۶۹)، مقاطع نازک سنگ‌آهک‌های مزدوران شامل بسیاری زیـادی از دانـه‌هـای اسـکلتی و غیـر اسکلتی (ائولیت‌ها، درون‌آواری‌ها، کمی پلت)، مقدار فراوانی سیمان اسپاری، میکرایت، دولومیت‌های تشکیل شده در مرحلهٔ نخست دیاژنز، دولومیت‌های تشکیل شده در مراحل آخر دیـاژنز و سـرانجام مقداری رسوب‌های تبخیری (گچ) است که دو نوع فشردگی مکانیکی و شیمیایی بر آن تحمیل شده است.در مورد روند دیاژنز کربنات‌های مزدوران دو نظر وجود دارد. آدابی (۱۳۷۰) دریای مزدوران را برای رسوب آراگونیت مناسب می‌داند. در حالی که لاسمی (۱۳۷۳)، با توجه به بافـت سـیمان‌هـا و ساختار شعاعی و هم مرکز ائولیت‌ها، شرایط حاکم بر دریای ژوراسیک بالایی کپه‌داغ را برای رسوب کلسیت مناسب دانسته است. به باور لاسمی، سازند مزدوران در یک سکوی کربنـاتی کـم ژرفـا بـر جای گذاشته شده که در مجاورت دریایی ژرف قرار داشته، است و نوع رخساره‌ها به گونـه‌ای اسـت که چهار محیط کشندی، لاگونی پشت سد، سد حاشـیهٔ فـلات قـاره و دریـای بـاز قابـل شناسـایی است.در بیشتر برش‌ها، سن سازند مزدوران، آکسفوردین – کیمـریجین اسـت ولـی مرزهـای بـالا و پایین آن در همه جا همزمان نیست.

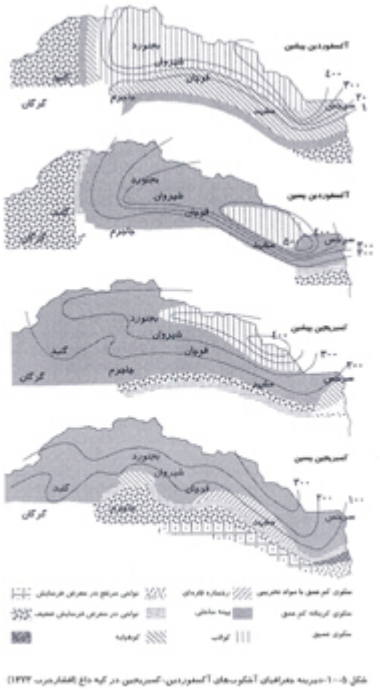
سن‌های جوان‌تر از کیمریجین (نئوکومین) در برش کـوه کورخـود و بُـرش خـاور گنبـد کـاووس و سن‌های کهن‌تر از آکسفوردین (کالووین) در خاور تاقدیس خور گزارش شده است.سـازند مـزدوران سنگ مخزن اصلی میدان‌های گازی شمال خاور ایران (میدان خانگیران) است و به همین رو از نگاه اقتصادی در خور توجه است.

از نگاه رخسارهٔ سنگی، سازند مزدوران شباهت کامل با سنگ‌آهک‌های ژوراسـیک بـالای کـوه‌هـای البرز (سازند لار) دارد. تشابه آن با سنگ‌آهک سازند اسفندیار در ایران مرکزی و حتی بخش بـالایی سازند سورمه در کوه‌های زاگرس در خور توجه است.سنگ رخسارهٔ بُرش الگوی سازند مزدوران ثابت

نیست. در بعضی نقاط در نیمهٔ پایینی و یا در بخش بالایی آن تناوب‌های تبخیری (گچ و انیدریت) وجود دارد و یا گاهی سازند مزدوران به سازند چمن بید تغییر رخساره می‌دهد. بیشترین تغییر رخساره را می‌توان در خاور کپه‌داغ دید. در اینجا ستبرای سازند کمتر از ۲۰۰ متر و بیشتر از نوع رسوب‌های تخریبی دارای چینه‌بندی متقاطع و آثار گیاهی است (شبستری، ۱۳۶۹). موسوی حرمی (۱۳۶۸) رخسارهٔ آواری سازند مزدوران را از سه نوع « آهکی - دولومیتی »، « آواری – تبخیری » و « آهکی – ماسه‌سنگی » می‌داند. به گزارش افشار حرب (۱۳۷۳)، در ناحیهٔ شوریجه، تنها زبانهٔ کوچکی از رخسارهٔ کربناتی سازند مزدوران باقی مانده و بخش عمدهٔ سازند، به ماسه‌سنگ تبدیل شده است. در حالی که، به سمت شمال باختری، ستبرای نهشته‌های کربناتی سازند مزدوران افزایش می‌یابد، تا جایی که در روستای سیبزار، ضخامت به ۱۴۰۰ متر می‌رسد.



شکل ۵-۱۱- تغییر رخساره و نمودهای رسوبی واحدهای سنگ‌چینه‌ای ژوراسیک کپه‌داغ (افشارحرب، ۱۳۷۳)



مرز ژوراسیک - کرتاسه در ایران

اگرچه در حال حاضر در مورد مرز ژوراسیک و کرتاسه اتفاق نظر جهانی وجود ندارد، ولی با اســتناد به جدول زمانی تهیه شده توسط اتحادیهٔ بین‌المللی علوم زمین IUGS ، حد ژوراسیک – کرتاســه در مرز دو آشکوب تیتونین (در زیر) و آشکوب بریازین (در بالا) است.

به باور عموم، در ایران، مرز ژوراسیک و کرتاسه با رویداد کوهزایی سیمرین پسین مشخص می‌شود. ولی یافته‌های زمین‌شناسی جدید بیانگر آن است که در بیشتر نواحی ایران، گذر از آشکوب تیتونین (ژوراسیک) به آشکوب بریازین (کرتاسه) با آرامش نسبی زمین‌ساختی و پیوستگی رسوبگذاری بوده است و حتی در پاره‌ای نقاط، سنگ‌های رسوبی پلاژیک در این مرز نشانگر بیشینهٔ ژرفای حوضه در مرز ژوراسیک به کرتاسه است.

در « پهنهٔ زاگرس »، به جز حوالی شیراز که رسوبگذاری کربناتی از منشأ دریایی به نسبت عمیق، بدون ایست رسوبی، از اواخر ژوراسیک (سازند سورمه) تا آغاز کرتاسه (سازند فهلیان) تداوم داشته، در دیگر نواحی زاگرس، در اواخر ژوراسیک وجود یک مرحلهٔ خروج از آب، در مرز ژوراسیک - کرتاسه، قطعی است.در « گسترهٔ ایران مرکزی »، مرز ژوراسیک – کرتاسه در همه جا یکسان نیست. در اصفهان، کاشان، اردکان، خرانق و یزد، ردیف‌های آواری پیشرونده و کربنات‌های اوربیتولین‌دار کرتاسهٔ پایینی با ردیف‌های شیلی، ماسه‌سنگی گروه شمشک (تریاس بالایی – ژوراسیک میانی) ارتباط دگرشیب دارند. به همین دلیل، دو نتیجهٔ اشتباه گرفته شده است.

۱- رویداد سیمرین پسین در ایران مرکزی از نوع کوهزا است.

۲- در ایران مرکزی همبری سنگ‌های ژوراسیک و کرتاسه دگر شیب است.

ولی، شواهد گوناگون نشان می‌دهد که دگرشیبی یاد شده بین سنگ‌های « ژوراسیک میانی » و کرتاسهٔ پایینی است و تاکنون این دگرشیبی با سنگ‌های ژوراسیک بالا دیده نشده است. در ضمن، در تمام نقاط ایران مرکزی که ردیف‌های ژوراسیک بالا وجود دارد، همبری نهشته‌های ژوراسیک – کرتاسه هم‌شیب و حتی گاهی گذر از ژوراسیک به کرتاسه پیوسته است. برای نمونه، به گزارش روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، سن سنگ‌آهک‌های اسفندیار به ژوراسیک پایانی (آشکوب تیتونین) و حتی کرتاسهٔ پیشین می‌رسد و یا، در شمال کرمان، سنگ‌آهک‌های پکتن‌دار به سن مالم – نئوکومین دانسته شده‌اند. در ضمن، در همین ناحیه (کرمان)، رسوبگذاری پیوستهٔ مشابهی بین نهشته‌های آواری سُرخ‌رنگ سازند بیدو، رسوب‌های حاوی گچ و پکتن با سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار وجود دارد (هوکریده و همکاران، ۱۹۶۲).تدریجی بودن رسوبگذاری از ژوراسیک به کرتاسه همچنان در نواحی بافق، باختر طبس (بزرگ‌نیا ، ۱۹۶۴)، جنوب سبزوار (سیدامامی و همکاران، ۱۹۷۲)، ناحیهٔ بیارجمند (نبوی و پرتوآذر، ۱۳۵۶)، ناحیهٔ میامی شاهرود (حسین‌خان‌ناظر، ۱۳۷۳) گزارش شده است.