در « پهنهٔ کپه‌داغ »، در مرز ژوراسیک – کرتاسه، با پسروی دریا به سمت باختر، توالی سُرخ‌رنگی به نام سازند شوریجه بـر جـای گذاشـته شـده اسـت کـه از مـرز افغانـستان تـا ۸۰ کیلـومتری خـاور گنبدکاووس رخنمون دارند. رخسارهٔ سنگی آواری‌های یاد شده، آشکارا بـه یـک کـاهش ژرفـا ولـی بدون هرگونه چین‌خوردگی اشاره دارد. با وجود این، در باختر کپه‌داغ، سازند شوریجه دیده نمی‌شود و در نـواحی گنبـدکاووس، رسـوبگذاری از ژوراسـیک پـسین بـه کرتاسـهٔ پیـشین پیوسـته اسـت (افشارحرب، ۱۳۷۳).

در « کوه‌های البرز »، چگونگی مرز ژوراسیک – کرتاسه در البـرز شـمالی و البـرز جنـوبی متفـاوت دانسته شده است و باور همگان بر این است کـه در نقـاط زیـادی از البـرز شـمالی (تـالش، رشـت، چالوس، گرگان، ساری و ...)، مرز ژوراسیک – کرتاسه تدریجی اسـت و بـا نهـشته‌هـای پلاژیـک تیتونین – نئوکومین مشخص می‌شـود. ولـی در البـرز جنـوبی، یـک ایـست رسـوبی مهـم، شـامل آشکوب‌های تیتونین و نئوکومین، وجود دارد. سـنگ‌هـای تیتـونین و حتـی تیتـونین – نئوکـومین موجود در پاره‌ای از نقاط البرز جنوبی مانند ناحیهٔ جام (علـوی نـایینی، ۱۹۷۲) و ناحیـهٔ فیروزکـوه (کشانی، ۱۳۶۱) نشانگر آن است که اگرچه در البـرز جنـوبی سـنگ‌هـای تیتـونین – بریـازین بـه گستردگی البرز شمالی نیست، ولی پیوسته بودن مرز ژوراسیک – کرتاسه حتمی است، به احتمال، دوره‌های فرسایشی بیش از بارمین در البرز جنوبی عملکرد شدیدتر داشته و باعث حذف ردیف‌هـای نئوکومین و تیتونین شده است.

زون « سنندج - سیرجان »، از جمله گستره‌هایی است که به طور عموم گذر از ژوراسیک (آشکوب تیتونین) به کرتاسه (آشکوب بریازین) در آن تدریجی است و در بیشتر جاهـا بـا سـنگ‌آهـک‌هـای میکریتی دارای سنگوارهٔ کالپیونلا و رادیولر متعلق به حوضه‌های ژرف، مـشخص مـی‌شـود. منـاطق گل‌گهر، خبر، باغات (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۳۷۳)، نیریـز (ریکـو، ۱۹۷۴)، سـبزواران (دیمیتریـویچ،

۱۹۷۳)، سُنقُر (اشراقی و جعفریان، ۱۳۷۴) بخش‌هایی از زون سنندج – سیرجان هستند که رسوبگذاری از ژوراسیک به کرتاسه، پیوسته گزارش شده است.

مرور مرز ژوراسیک – کرتاسه در ایران، بیانگر آن است که در بخش‌های وسیعی از البرز، ایران مرکزی، کپه‌داغ، سنندج – سیرجان و زاگرس، رسوبگذاری در مرز این دو سیستم پیوسته بوده و ناپیوستگی رسوبی ناشی از رویداد زمین‌ساختی سیمرین پسین، پیش از بارمین صورت گرفته و مهم آن که این رخداد (سیمرین پسین) به طور عمده از نوع خشکی‌زا بوده و شواهد کوهزایی منسوب به آن (سیمرین پسین)، حاصل رخداد کهن‌تری است که در ژوراسیک میانی (سیمرین میانی) روی داده است.

ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک

مقدمه

ویژگی‌های سنگی و زیستی ژوراسیک ایران نشانگر چند ناآرامی زمین‌ساختی است که در بین آنها سه رویداد سیمرین میانی، به سن باژوسین – باتونین، طبسین به سن ژوراسیک پسین و سیمرین پسین به سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین از همه مهم‌تر است. در بین رویدادهای زمین‌ساختی یاد شده، فاز سیمرین میانی نشانه‌هایی از چین‌خوردگی، ماگماتیسم و دگرگونی دارد. شواهد رویداد طبسین بیشتر به صورت ناپیوستگی در رسوبگذاری است که گاه به ویژه در زون سنندج – سیرجان، با ماگمازایی همراه است. ولی رویداد سیمرین پسین، تنها با پسروی دریا و برقراری حوضه‌های رسوبی قاره‌ای همراه بوده است. به همین‌رو، بخش درخور توجهی از تکاپوی ماگمایی و دگرگونی ژوراسیک ایران، در ارتباط با رویداد سیمرین میانی است و بر خلاف باور موجود، فاز سیمرین پسین در این مهم بی نقش بوده و یا در آتشفشان‌زایی اثر ناچیزی داشته

است.پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های آتشفشانی، توده‌های نفوذی و توالی دگرگونی ژوراسیک ایران، نشانگر آن است که این پدیده‌ها، به ویژه در زون سنندج – سیرجان و بلوک لوت در بیشترین مقدار است.

سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک

در پاره‌ای از نواحی ایران از جمله قزوین، سیاه بیشه، فیروزکوه، دماوند، ترکمن دره (خاور تهران)، گل‌گهر، اسفندقه، سیرجان، شهرکرد، ترود، دامغان و ۰۰۰ گدازه‌های تیره‌رنگی از بازالت‌های گاه زیردریایی وجود دارد که به سن ژوراسیک دانسته شده‌اند. داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که بسیاری از گدازه‌های بازالتی منسوب به ژوراسیک، جایگاه چینه‌شناسی ویژه‌ای بین کربنات‌های سکویی تریاس میانی و رسوب‌های شیلی – ماسه‌سنگی، گاه زغالدار، صفحهٔ ایران دارند. امروزه این باور وجود دارد که این گدازه‌ها، پیوند نزدیکی با رویداد سیمرین پیشین داشته و سن تریاس پسین دارند ولی رخسارهٔ سنگی مشابه بین توالی تریاس بالا و ژوراسیک پایین سبب شده تا گدازه‌های یاد شده به سن ژوراسیک دانسته شوند. با وجود این، در برخی نقاط، جایگاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی به گونه‌ای است که تعلق آنها را به ژوراسیک قطعی می‌سازد که از آن جمله می‌توان به پیروکسن آندزیت‌های ژوراسیک میانی در خاور ترود (روستای سَهل)، آندزیت، اسپلیت نواحی سنقر – کامیاران، توف‌های بازیک لایه‌لایه شمال کوه خاشاچال (رامسر – جواهرده)، بازالت‌ها و آذرآواری‌های اسپیلیتی ناحیهٔ اسفندقه اشاره کرد که به رویداد سیمرین میانی دانسته‌اند. افزون بر آن، در ارومیه، مهاباد، سنندج، دماوند، راور، و در طول نوار سنندج – سیرجان روانه‌های بازیک وجود دارد که گاه مانند دماوند و راور با مجموعه‌های تبخیری و گاه مانند جنوب خاوری سنندج – سیرجان، با رسوب‌های پلاژیک همراه هستند و سن ژوراسیک پسین – کرتاسه پیشین دارند. درویش‌زاده (۱۳۷۰)، همراهی رسوبات تبخیری با سنگ‌های آتشفشانی را با گنبدی شدن زمین، پیش از کافت‌های درون‌قاره‌ای، دور از ذهن نمی‌داند.

توده‌های نفوذی ژوراسیک

در پاره‌ای نواحی ایران، به ویژه البرز، ایران مرکزی، لوت و زون سنندج – سیرجان توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شده که در نهشته‌های رسوبی ژوراسیک تزریق شده و با رسوب‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین (آپتین – آلبین)، با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده‌اند. به همین دلیل، این توده‌های نفوذی به سن ژوراسیک پسین و در ارتباط با رخداد سیمرین پسین دانسته شده‌اند، ولی:

× به تقریب همهٔ این توده‌ها، تنها در رسوب‌های پیش از ژوراسیک بالایی به ویژه سنگ‌های تریاس بالایی – دوگر پایینی (گروه شمشک) تزریق شده‌اند و هیچ‌گاه نفوذ آنها در سنگ‌های ژوراسیک بالا دیده نشده است.

× در چند مورد (گرانیت آیرکان، گرانیت شیرکوه و ۰۰۰) سن پرتوسنجی توده‌ها معرف زمان ژوراسیک میانی است.

× در ناحیهٔ یزد، بخشی از نهشته‌های رسوبی روی یکی از این توده‌ها (باتولیت شیرکوه) دارای سنگواره‌های ژوراسیک پسین است.

× در ناحیهٔ میامی شاهرود، یکی از این نفوذی‌ها با توالی رسوبی ژوراسیک بالا پوشیده شده‌اند.

× یافته‌های زمین‌شناسی نو نشانگر یک رخداد زمین‌ساختی مهم به سن باژوسین – باتونین (رویداد سیمرین میانی) است که در پاره‌ای نقاط با چین‌خوردگی (یزد، طبس و اقلید)، تکاپوی ماگمایی (ترود و میامی) و نیز دگرگونی (اقلید و همدان) همراه است.

با تکیه بر موارد یاد شده باید در سن پیشین توده‌های نفوذی ژوراسیک بازنگری و نفوذی‌های مورد نظر را به سن ژوراسیک میانی و در پیوند با رویداد زمین‌ساختی سیمرین میانی دانست که در مناطق البرز، ایران مرکزی، بلوک لوت و سنندج – سیرجان گزارش شده است.

نفوذی‌های ژوراسیک البرز : وجود توده‌های نفوذی ژوراسیک در البرز پرسش‌آمیز است و به طور معمول یکی از تفاوت‌های آشکار با ایران مرکزی، نداشتن نفوذی‌های ژوراسیک است. با وجود این، برفاز نفوذی‌های البرز شمالی مانند گرانیت لیاسر (در مسیر انزلی به آستارا)، دایک‌های خاور شهرستان دماوند (بایی‌جان) را بدون داشتن شاهد مطمئن به ژوراسیک نسبت داده‌اند. بنا به گزارش کرافورد (۱۹۷۷) سن پرتوسنجی گرانیت تالش ۱۷۵ میلیون سال است که می‌تواند با رویداد سیمرین میانی در ارتباط باشد.

نفوذی‌های ژوراسیک ایران مرکزی : مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک میانی ایران مرکزی عبارتند از:« گرانیت شیرکوه » باتولیت بزرگی است که در ۴۰ کیلومتری جنوب باختری یزد (نزدیک شهرستان تفت) رخنمون دارد و از نوع گرانیت‌های دانه‌درشت است که به داشتن بیوتیت فراوان و گارنت شاخص است. فراوانی گارنت می‌تواند به منشأ آناتکتیکی این توده اشاره داشته باشد (درویش‌زاده، ۱۳۶۳). اگرچه گرانیت شیرکوه به سن ژوراسیک بالا معرفی شده، ولی سن پرتوسنجی۱۷۶میلیون سال (فورستر، ۱۹۷۵) و ۱۵۹ تا ۱۸۶ میلیون سال (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) و همچنین جایگاه چینه‌شناسی این باتولیت نشانگر آنندکه گرانیت شیرکوه، سن ژوراسیک میانی دارد و حاصل عملکرد رخداد سیمرین میانی است.

« گرانیت آیرکان » در شمال خور – بیابانک برونزد دارد. نتایج سن‌سنجی این گرانیت متفاوت است. پرتوسنجی گلسنگ، به روش روبیدیم – استرانسیم ۸ ± ۱۶۸ میلیون سال (ژوراسیک میانی) است، در حالی که سن بیوتیت و فلدسپارهای آن به روش پتاسیم – آرگون، در حدود ۹ ± ۱۱۳ میلیون سال (کرتاسهٔ پیشین) است.

« گرانودیوریت کلاه‌قاضی » در ۵۰ کیلومتری جنوب خاوری اصفهان به درون سنگ‌های گروه شمشک (تریاس پسین – ژوراسیک میانی) تزریق شده و با آواری‌های پیشروندهٔ سُرخ‌رنگ کرتاسهٔ پیشین با دگرشیبی آذرین پی پوشیده شده است. ترکیب این دو توده، گرانیتوییدی بوده و سه گروه گرانودیوریت، مونزوگرانیت و سینوگرانیت در آن مشارکت دارند. نمودارهای ژئوشیمیایی نشانگر ماگمای نوع کلسیمی - قلیایی و سرشت پُرآلومینیوم با خاستگاه نوع S برای این توده است. در ضمن نمودارهای ژئوشیمیایی و شواهد منطقه‌ای، محیط زمین‌ساختی بعد از کوهزایی را برای این سنگ‌ها تأیید می‌کند (نقره‌ییان، ۱۳۷۴).

« گرانیت اسماعیل‌آباد» از نوع گرانیت‌های فلدسپار قلیایی و دو میکایی است که در ناحیهٔ پشت‌بادام در سنگ‌های پرمین تزریق شده و با رسوبات پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین پوشیده شده است. در مورد سن این گرانیت شواهد و نظرها یکی نیست. سن پرتوسنجی این گرانیت ۲۶۷، ۲۶۸ و ۲۴۰ میلیون سال است که به دلیل تزریق در سنگ‌های پرمین نباید درست باشد. برخی زمین‌شناسان، گرانیت اسماعیل‌آباد را جزو توده‌های نفوذی ژوراسیک می‌دانند و حقی‌پور (۱۹۷۴) سن تریاس و رویداد سیمرین پیشین را برای آن پذیرفته است (شکل ۵-۱۲).

نفوذی‌های ژوراسیک بلوک لوت : در بلوک لوت دو باتولیت بزرگ گرانیتی « شاه‌کوه » و « چهارفرسخ »، سن ژوراسیک میانی دارند.

« گرانیت شاه‌کوه » با ۴۵ کیلومتر درازا، یکی از بزرگ‌ترین باتولیت‌های ایران است که از نوع گرانیت بیوتیت‌دار و دانه درشت بوده و دارای بلورهای بزرگ صورتی رنگ از فلدسپار پتاسیم (اورتوکلاز) است. در حاشیهٔ شمالی باتولیت، اثر گرمایی این توده، منحصر به سیلیسی شدن سنگ‌های ژوراسیک است. در حاشیهٔ جنوبی در همبری با دگرگونی‌های دەسلم حاشیه‌ای از هورنفلس کُردیریت‌دار به رنگ سبز تیره دیده می‌شود. در همبری توده، کُردیریت‌ها به سریسیت و کوارتز تجزیه شده‌اند، ولی در فاصلهٔ حدود ۲۰۰ متری از توده، کُردیریت‌ها به طور کامل تازه بوده و

تجزیه نشده‌اند. حاشیهٔ جنوبی هاله دگرگونی، با کانی‌سازی مس همراه است. در یک نگاه کلی، تودهٔ گرانیتوییدی شاه‌کوه، از دو واحد مونزوگرانیت – گرانودیوریت و سینوگرانیت تشکیل شده که میانبارهای بزرگ میکروگرانیتی را دربر دارد. تعداد کمی دایک داسیتی، آندزیتی و آپلیتی و همچنین رگه‌های کوارتز – تورمالین کانه‌دار، این تودهٔ گرانیتی را قطع کرده‌اند. به نظر اسماعیلی و همکاران (۱۳۸۰) ویژگی‌های کانی‌شناسی این توده مشابه با گرانیت‌های نوع I است و پرتوسنجی بیوتیت‌های ۱۳ نمونه به روش پتاسیم – آرگون، گویای سن میانگین ۳/۱ ± ۱۶۵ میلیون سال (ژوراسیک میانی) است.

به نظر بربریان (۱۹۸۳)، گرانیت شاه‌کوه، همراه با سنگ‌های دگرگونی ده‌سلم، وجود « فرورانش نهبندان» با شیب به سوی باختر را دست کم در ژوراسیک – کرتاسه پیشنهاد می‌کند و گسترش سنگ‌های آتشفشانی و توده‌های نفوذی پالئوژن در پهنهٔ لوت، نشانه‌ای از ادامهٔ فرورانش نهبندان در پالئوژن است.

« گرانیت چهارفرسخ » تودهٔ نفوذی بزرگی به طول حدود ۴۰ کیلومتر و عرض حداکثر ۲ کیلومتر است که در ۱۶۵ کیلومتری جنوب بیرجند و در بخش خاوری بلوک لوت، در بین رسوبات شیلی – ماسه‌سنگی ژوراسیک زیرین – میانی، تزریق شده است. شکل کشیدهٔ این توده نشانگر جایگیری در امتداد شکستگی‌های اصلی و طولی منطقه است. ویژگی‌های سنگی و جایگاه چینه‌شناختی گرانیت چهارفرسخ مشابه شاه‌کوه است و می‌تواند حاصل فاز زمین‌ساختی سیمرین میانی باشد.

نفوذی‌های ژوراسیک سنندج – سیرجان : در زون سنندج – سیرجان، ترکیب توده‌های نفوذی ژوراسیک بیشتر از نوع بازیک است که گاه با توده‌های نفوذی اسیدکرتاسهٔ بالا – پالئوسن عجین است و مجموعهٔ آنها، نفوذی‌های حلقوی را تداعی می‌کند. مهم‌ترین نفوذی‌های ژوراسیک سنندج - سیرجان عبارتند از: « توده‌های نفوذی چاه دزدان و چاه بازرگان »، در ناحیهٔ شهربابک، از نوع گابرو تا گرانیت است و بیرون‌زدگی روشنی ندارد و تنها با توجه به پوشیده شدن با سنگ‌های کرتاسه،

جزو نفوذی‌های ژوراسیک دانسته شده‌اند. مسکوویت‌های کوه چاه دزدان، سن پرتوسنجی ۱۵ ± ۱۱۸ میلیون سال دارد. ولی بیوتیت‌های گرانیت - گنیس چاه بازرگان، ۴ + ۱۶۴ میلیون سال سن دارند (سبزه‌ئی و همکاران، ۱۹۷۰). تودهٔ بزرگ گرانیتی – گرانودیوریتی چاه دزدان ویژگی ژئوشیمیایی کلسیمی - قلیایی دارد (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۸۱).

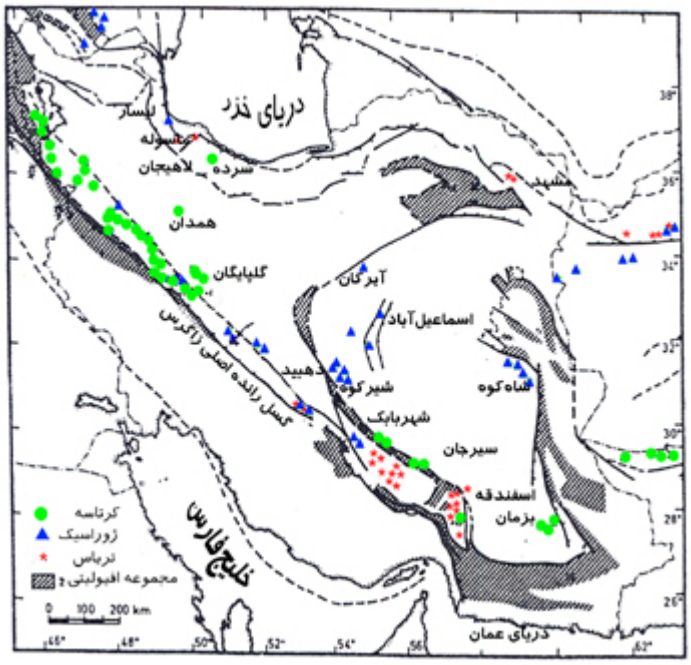
« دیوریت شمال ده‌بید » در سنگ‌های ژوراسیک نفوذ کرده و بر سنگ‌های کرتاسه و ترشیری بی اثر است به همین دلیل، طراز (۱۹۷۴) این توده را به سن ژوراسیک می‌داند. دیوریت شمال ده‌بید به شدت بُرش خورده Sheared است و دگرگونی خفیف دینامیکی را تحمل کرده است.

« گرانیت‌های الیگودرز » به صورت چندین تودهٔ نفوذی سنگ‌های ژوراسیک (لیاس – دوگر) را قطع کرده‌اند. در مورد سن این توده‌ها، دیدگاه‌ها یکی نیست. تیله و همکاران (۱۹۶۸) با توجه به وجود قلوه‌ای از گرانیت‌های مشابه در کنگلومرای پایهٔ کرتاسهٔ پایین، زمان جایگیری را پیش از کرتاسه می‌دانند. بُرو (۱۳۶۹) وجود یک قلوهٔ گرانیتی را که ممکن است از گرانیت‌های قدیمی باشد، کافی نمی‌داند و ضمن مقایسهٔ گرانیت‌های الیگودرز با گرانیت الوند همدان، به سن پالئوسن اعتقاد دارد. باقریان (۱۳۸۰)، تودهٔ منطقهٔ ملاطالب (شمال الیگودرز) را از نوع گرانیت، گرانودیوریت و مونزوگرانیت می‌داند و با توجه به مطالعات کانی‌شناسی، سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی، تودهٔ مذکور را از نوع گرانیتوییدی‌های نوع S و از نوع پس از کوهزایی (لارامید) می‌داند.

« گابروی چشمه قصابان »، آشکارا نهشته‌های ماسه‌سنگی ژوراسیک ناحیهٔ همدان را بریده است.

« گابرو - دیوریت آلموقولاق » (در ۳۰ کیلومتری شمال غرب همدان) ۷ + ۱۴۴ میلیون سال سن دارد و حاصل تفریق ماگمایی است که خود از گوشتهٔ بالایی نتیجه شده است (ولی‌زاده، ۱۹۷۷). جدا از گابرو – دیوریت ژوراسیک، بخش بزرگی از تودهٔ آلموقولاق از جنس سینیت پورفیری

کوارتزدار به سن کرتاسهٔ پسین – پالئوسن است که بخش گابرویی را در برگرفته و ساختاری حلقوی به وجود آورده است.



شکل ۵ - ۱۲ - توده‌های نفوذی عمده مزوزوییک ایران

دگرگونی ژوراسیک

در برخی از حوضه‌های ساختاری – رسوبی ایران، به ویژه در زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های ژوراسیک دگرگونی هستند. در پاره‌ای گزارش‌های زمین‌شناسی، پدیدهٔ دگرگونی به سن ژوراسیک پسین و در پیوند با رویداد زمین‌ساختی سیمرین پسین دانسته شده است، ولی مشاهدات صحرایی نشان می‌دهد که:

× در بیشتر مناطق، توالی دگرگونی ژوراسیک، محدود به نهشته‌های رسوبی و یا همراهان آتشفشانی لیاس – دوگر پیشین هستند.

× در این نواحی، سنگ‌های دوگر بالایی – مالم وجود ندارد و در صورت وجود، یا دگرگونی نیستند و یا رخساره‌ها و درجهٔ دگرگونی آنها بسیار ضعیف‌تر از لیاس – دوگر پایینی است.

× شواهد گوناگون نشان می‌دهد که کانی‌ها و ساختارهای خطی (خطوارگی، شیست‌وارگی و ۰۰۰) حاصل از فرآیند دگرگونی ژوراسیک در بیشتر جاها تغییر جنس داده و دگرشکل شده‌اند.این نکته‌ها نشان می‌دهد که بر خلاف باور عمومی:

× پدیدهٔ دگرگونی، ژوراسیک به سن ژوراسیک میانی است و نه ژوراسیک پسین .

× در این دگرگونی نقش و اثر رویداد سیمرین میانی فراتر و قوی‌تر از سیمرین پسین است.در این نواحی (سنندج – سیرجان، بلوک لوت)، رویداد سیمرین میانی با گرانیت‌زایی همراه است. لذا جدا از دگرگونی ناحیه‌ای، همچنان دگرگونی همبری در این مهم نقش داشته است.

× تغییر درجه و رخسارهٔ دگرگونی ژوراسیک و یا دگرشکلی ساختارهای خطی وابسته به دگرگونی ژوراسیک میانی، نتیجهٔ پدیده‌های پس از ژوراسیک (کرتاسهٔ پسین) است که به صورت ناحیه‌ای و یا همبری بر سنگ‌های ژوراسیک اثر گذاشته‌اند.

دگرگونی ژوراسیک در سنندج – سیرجان : در زون سنندج – سیرجان، پدیدهٔ دگرگونی ژوراسیک، در مقایسه با تریاس، کمی به سمت شمال باختری حرکت کرده است.

در ناحیهٔ سبزواران، ردیفی از سنگ‌های تخریبی ریزدانه، شیل و مارن‌های آهکی کم دگرگونی وجود دارد که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک میانی پوشیده شده‌اند (دیمیتریویچ، ۱۹۷۴). توالی دگرگونی هم‌ارز سنگ‌های لیاس است و دگرشیبی و دگرگونی یاد شده، می‌تواند حاصل رویداد سیمرین میانی باشد.در ناحیهٔ اقلید، سنگ‌های آواری ژوراسیک پایین دگرگونی است و روی آنها را رسوب‌های ژوراسیک بالا، به گونه‌ای ناپیوسته و با کنگلومرا می‌پوشاند (هوشمندزاده، ۱۳۶۹). این دگرگونی که از درجهٔ به نسبت پایین (شیست سبز) است، به رویداد زمین‌ساختی پس از لیاس و پیش از ژوراسیک بالا مربوط است.در نواحی همدان، کرمانشاه، گلپایگان، خمین، ملایر و ازنا (از نوار سنندج – سیرجان)، تناوبی از سنگ‌آهک، آندزیت و به ویژه رسوب‌های شیلی و ماسه‌سنگی

خاکستری تیره وجود دارد که از یک دگرگونی آشکار متأثرند (بربریان، ۱۹۷۳). زمان این دگرگونی، به ژوراسیک بالا نسبت داده شده است، ولی در کوه خان‌گورمز مجموعهٔ دگرگون شدهٔ موردنظر را ردیفی از سنگ‌آهک‌های ژوراسیک بالایی نادگرگونه می‌پوشاند. وجود سنگ‌آهک‌های نادگرگونی ژوراسیک بالا بر روی شیل‌های دگرگون شدهٔ همدان نشانگر سن ژوراسیک میانی و بیانگر عملکرد سیمرین میانی است. در دگرگونه‌های همدان – کرمانشاه، شیست‌وارگی به خوبی گسترش دارد ولی خطوارگی چندان آشکار نیست. این شیست‌وارگی توسط یک فاز جدیدتر دگرشکلی (کرتاسهٔ بالا) با الگوی تک چین و ساختار شکنجی، تغییر کرده و محور تک چین‌ها موازی زاگرس است. بدین‌سان در ناحیهٔ همدان، دست کم دو فاز دگرشکلی دینامیک وجود دارد. فاز نخست، با فشار متوسط است که در شرایط مناسب شیمیایی و ترمودینامیکی، بلورهای کیانیت را ایجاد کرده و فاز دیگرکه از نظر دگرگونی چندان اهمیت ندارد ولی موجب چین دادن شیست‌وارگی فاز نخست شده و خود یک شیست‌وارگی جدید به وجود آورده است (بربریان و علوی تهرانی، ۱۹۷۱)،

فاز نخست ژوراسیک میانی، و فاز دوم متعلق به کرتاسهٔ پسین است. گفتنی است که:

× پیرامون ملایر و بروجرد، درجهٔ دگرگونی از شیست سبز بالاتر نمی‌رود.

× در پاره‌ای مناطق مانند اَزنا، تالک شیست‌های ژوراسیک، دارای عدسی‌های بزرگ و به نسبت خالص تالک است.

× در ناحیهٔ همدان و اَزنا، از رگه‌های کوارتز موجود در دگرگونی‌های ژوراسیک در صنایع شیشه و فروسیلیس استفاده می‌شود.

× آندالوزیت‌های حاصل از فرآیند دگرگونی، ارزش اقتصادی دارند و می‌توان از آنها به عنوان دیرگداز استفاده کرد.

دگرگونی ژوراسیک در ایران مرکزی و بلوک لوت : دگرگون شدن رسوبات شیلی و ماسه‌سنگی ژوراسیک، محدود به نوار سنندج – سیرجان نیست. در نواحی چهارفرسخ، ده‌سلم، آبگرم (در بخش خاوری و شمال بلوک لوت)، خاور ازبکوه، ناحیهٔ گناباد، جنوب خاوری نهبندان جنوب خاوری سمنان و ترود، سنگ‌های ژوراسیک پایینی – میانی سرگذشت مشابهی دارند.

کرتاسه در ایران

مقدمه

نام سیستم کرتاسه از سنگ نهشته‌های گل سفیدی اروپای شمالی گرفته شده که با ۷۵ میلیون سال عمر، طولانی‌ترین دورهٔ مزوزوییک است.

در ایران، مرز ژوراسیک – کرتاسه به خوبی توصیف نشده و باور همگان بر آن است که این مرز با رخداد زمین‌ساختی سیمرین پسین مشخص می‌شود که از نوع کوهزایی است. ولی، یافته‌های نوین نشان می‌دهند که بر خلاف پندارهای موجود، در بسیاری از نقاط ایران، مرز آشکوب‌های تیتونین (ژوراسیک پایانی) و بریازین (کرتاسهٔ آغازی) تدریجی و از نوع محیط‌های ژرف است. به سخن دیگر، رویداد نامگذاری شده به سیمرین پسین، در اوایل کرتاسهٔ پیشین و پس از آشکوب بریازین و به احتمال قوی در زمان نئوکومین (پیش از بارمین) رویداده که موجب خروج گستردهٔ زمین از آب و برقراری شرایط قاره‌ای شده است. به همین‌رو است که به جز زاگرس، حوضهٔ فلیشی خاور ایران و مکران، نهشته‌های پس از رخداد سیمرین پسین انباشته‌های آواری سرخ رنگ است که با یک گذر تدریجی به ردیف‌های کربناتی اُربیتولین‌دار بارمین – آپتین می‌رسد. ردیف‌های آواری مورد سخن (شوریچه در کپه داغ، سنگستان در ایران مرکزی، سازند نقره و ۰۰۰) سنگوارهٔ شاخص ندارند و بیشتر به لحاظ چینه نگاشتی به سن نئوکومین دانسته شده‌اند.

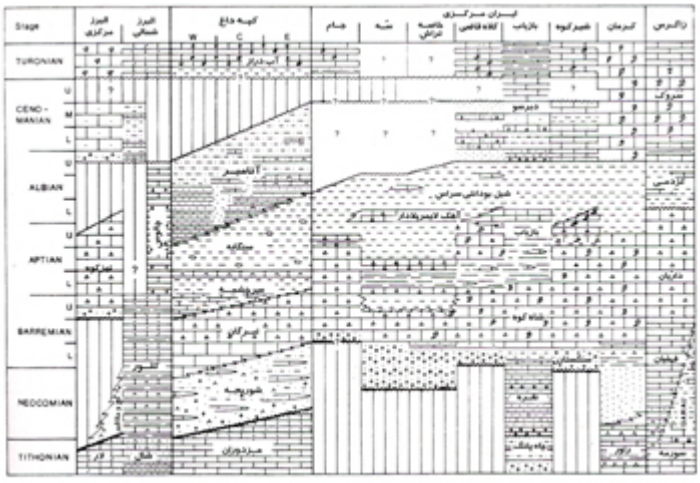
سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بارزترین ردیف‌های کرتاسه پایینی ایران هستند که در البرز (سازند تیزکوه)، کپه‌داغ (سازند تیرگان)، ایران مرکزی (سازند تفت و سازند شاه‌کوه) و کوه‌های زاگرس (سازندهای فهلیان و داریان) گسترش در خور توجه دارند (شکل ۵-۱۳). در گستره‌های وسیعی (به جز حوضهٔ فلیشی زابل – مکران)، سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بارمین – آپتین با گذری تدریجی، گاهی ناپیوسته (زاگرس) به انباشته‌های شیلی – مارنی، سبز – خاکستری می‌رسند که آمونیت‌های نوع بودانتی سراس و سن آلبین دارند که در زاگرس سازند کژدمی، در ایران مرکزی سازند درهٔ زنجیر و در کپه‌داغ سازندهای سرچشمه و سنگانه نام‌گذاری شده‌اند. با وجود این، در مناطقی که چرخه‌های فرسایشی وابسته به رخداد اتریشی شدید باشند، شیل‌های آلبین وجود ندارد.

در بسیاری از نقاط ایران، به جز زاگرس، در مرز تقریبی کرتاسهٔ پیشین و کرتاسهٔ پسین شواهدی از نوعی رخداد زمین‌ساختی دیده می‌شود که به جز موارد نادر (شرق تهران ، یزد) بیشتر از نوع زمین‌زا و قابل قیاس با رخداد جهانی اتریشی است.

سنگ نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی ایران ویژگی‌های رخساره‌ای یکسان ندارند و به نظر می‌رسد که بر خلاف شرایط یکسان رسوبی کرتاسهٔ پایینی، حوضه‌های رسوبی کرتاسهٔ بالایی از یکدیگر جدا بوده‌اند و بر هر حوضه شرایط ویژه‌ای حاکم بوده است. به همین لحاظ، واحدهای سنگ‌چینه‌ای کرتاسهٔ بالایی ایران، به جز زاگرس و کپه داغ، نامگذاری نشده‌اند و یا نام‌های محلی دارند. یکی از ویژگی‌های کرتاسه پسین ایران، تکرار حرکت‌های زمین‌ساختی وابسته به رخدادهای قابل قیاس با چرخهٔ ساب هرسی نین است. به همین رو است که وقفه‌های رسوبی و چرخه‌های فرسایشی درون تشکیلاتی در ردیف‌های کرتاسهٔ بالای ایران مکرر است. بازپسین ایست رسوبی کرتاسه در زمان پس از ماستریشتین صورت گرفته که قابل قیاس با رخداد لارامین است و که سیستم کرتاسه را به پایان برده است.جدا از انباشته‌های رسوبی، بخشی از سنگ‌های کرتاسهٔ ایران از نوع روانه‌های خروجی و یا توده‌های نفوذی است.

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه پایینی را می‌توان کمی در البرز و بیشتر در زون سنندج – سیرجان (اقلید، حاجی‌آباد، کبودرآهنگ، ارومیه، مهاباد و ۰۰۰) دید. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی به ویژه در نواحی البرز شمالی، اهر، زنجان، سنندج – سیرجان، کمان ماگمایی ارومیه – بزمان و خاور ایران بسیار گسترده‌اند. در نوارهای افیولیتی سبزوار – کاشمر، تربت حیدریه، باختر ارومیه و حوضهٔ فلیشی خاور ایران، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالایی خاستگاهی از گوشته دارند که در بازپسین مراحل افیولیت‌زایی و در گودی‌های ژرف تشکیل شده‌اند و بخشی از مجموعه‌های افیولیتی کرتاسهٔ ایران را تشکیل می‌دهند. توده‌های نفوذی منصوب به کرتاسهٔ پسین، سن رادیومتری ۶۴ تا ۷۰ میلیون سال دارند که به ویژه در زون سنندج – سیرجان (همدان، بروجرد، اراک و ۰۰۰) برونزد دارند. تودهٔ نفوذی بزمان نیز نشانگر آغاز فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران ایران است که از زمان کرتاسهٔ پسین (۶۴ میلیون سال پیش) فعال بوده است.

جدا از تکاپوهای ماگمایی، پدیدهٔ اقیانوس‌زایی، تشکیل پوسته‌های اقیانوسی، بسته‌شدن زمیندرزهای تتیس جوان در زاگرس و ایران مرکزی، رانده شدن پوسته‌های اقیانوسی بر روی حاشیهٔ قاره‌ها و سرانجام پدیده‌های کانی‌زایی با خاستگاه ماگمایی جملگی به پویایی ژئودینامیک ایران در زمان کرتاسه اشاره دارند.



شکل ۵-۱۳ -واحدهای سنگ چینه‌ای کرتاسه ایران در حوضه‌های ساختاری-رسوبی عمده (ایمل و همکاران ۱۹۹۲)

کرتاسه در البرز

در بیشتر نقاط البرز شمالی، سنگ‌های پلاژیک همگنی با سنگواره‌های تیتونین (ژوراسیک پسین) و نئوکومین (کرتاسهٔ پیشین) وجود دارد که تعیین مرز ژوراسیک – کرتاسه در آنها تنها به کمک یافته‌های فسیلی امکان‌پذیر است. نکتهٔ یاد شده نشان می‌دهد که در البرز شمالی، گذر از ژوراسیک به کرتاسه، آرام و تدریجی است و به جز ناحیهٔ کلور که رسوبگذاری دریایی از ژوراسیک تا کرتاسهٔ پسین پیوسته بوده (سید امامی، ۱۹۷۲)، در دیگر نواحی البرز شمالی، رویداد سیمرین پسین در زمان پیش از بارمین عمل کرده است.در البرز جنوبی، بر خلاف گزارش‌های موجود که به یک ناپیوستگی رسوبی در مرز ژوراسیک -کرتاسه اشاره دارد، وجود سنگواره‌های تیتونین و حتی تیتونین – نئوکومین در کوه‌های سه‌پایه (کرومبرگ، ۱۹۲۲) و (ریویه، ۱۹۳۳)، جنوب تهران (ریویه، ۱۹۴۱)، جام (علوی نایینی، ۱۹۷۲) و فیروزکوه (کشانی، ۱۳۶۷) گویای آن است که در مرز ژوراسیک - کرتاسه، شرایط زیست‌چینه‌ای و سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، تفاوت چندانی با البرز شمالی نداشته، ولی در البرز جنوبی دوره‌های فرسایشی پیش از بارمین (فاز فرسایشی سیمرین پسین) شدیدتر بوده و به طور محلی موجب فرسایش بیشتر نهشته‌های نئوکومین و تیتونین شده است.پس از چرخه‌های فرسایشی پیش از بارمین (سیمرین پسین)، گستره‌های وسیعی از البرز با دریای پیشروندهٔ نئوکومین پوشیده شده است ولی شرایط رسوبی متفاوت همراه با تکاپوهای آتشفشانی سبب شده تا سنگ‌های کرتاسه البرز، به ویژه البرز جنوبی و البرز شمالی تفاوت‌های آشکار داشته باشد و ارایهٔ شرحی بر کرتاسهٔ البرز تنها با تکیه بر ویژگی‌های منطقه‌ای امکان‌پذیر است.

کرتاسه در البرز جنوبی

کرتاسه پیشین در البرز جنوبی : داده‌های زمین‌شناسی موجود نشانگر آن است کـه در دامنـه‌هـای جنوبی البرز مرکزی، رسوبات کرتاسهٔ پایینی رخنمون‌های گسترده دارد، ولی حرکات زمین‌سـاختی حین و پس از رسوبگذاری، بر سنگ‌های این زمان اثرگذار بوده‌اند.

به نظر صادقی (۱۳۷۸)، ته‌نشست رسوبات ژوراسیک بالایی (سازندهای لار و آب نیک)، در محـیط فروکشندی Sub – Tidal تا نیمه‌عمیق، تا نئوکومین ادامه یافته است، ولی بـه سـمت بـالا، ایـن رسوبات به توالی نواحی کم عمق‌تر دریایی با شرایط فروکشندی تا میـان‌کـشندی Inter - Tidal تبـدیل شـده‌انـد. رسـوبات نئوکـومین – بـارمین، بـا ناپیوسـتگی زاویـه‌دار و گـاه مـوازی، در زیـر سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین قرار دارند. اگرچه دریای پیشروندهٔ آپتـین بـسیار گـسترده بـوده ولی نبود سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین در پـاره‌ای نقـاط البـرز جنـوبی ماننـد منطقـهٔ الـرم و سیدآباد نشانهٔ فراخاست پیش از حد این مناطق در اثر حرکات زمین‌ساختی پیش از آپتین است.

به جز دو ناحیهٔ خرسنگ و کوه‌های سه‌پایه، در دیگر نواحی البـرز جنـوبی، رسـوبات آلبـین برونـزد ندارند. در منطقهٔ خرسنگ، رسوبات آلبین در محیط دریایی به نسبت ژرف، با انرژی ضـعیف شـکل گرفته‌اند که آسرتو (۱۹۶۶) آنها را بخش بالایی سازند تیزکوه و به نام « بخـش هَـشتَر» نامگـذاری کرده است. در منطقهٔ سه پایه، بر روی سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار، حدود ۹۶ متـر شـیل سـبز بـا سطح شکست تاره خاکستری تیره وجود دارد که فاقد هر گونه سنگوارهٔ شاخص است ولی بـه سـن آلبین دانسته شده‌اند که می‌تواند یادآور شیل‌های آلبین دیگر نواحی ایران باشـد. بنـابراین، جـدا از توالی کرتاسهٔ آغازی که رسوبگذاری پیوسته‌ای با سنگ‌های ژوراسیک دارند، پس از فـاز فرسایـشی سیمرین پسین، پیشروی دریای کرتاسه در دامنهٔ جنوبی البـرز در منـاطقی ماننـد خـاور تهـران از بارمین و در مناطقی مانند سمنان، دماوند، فیروزکوه، آبیک قزوین و عَلَم‌کوه از آپتین رخ داده ولـی در اواخر آلبین، تحت تأثیر فاز کوهزایی اتریشین (۱۰۰ میلیون سال) کل البرز جنوبی از آب خـارج و شرایط قاره‌ای بر آن چیره شده است.

در البرز جنوبی، رخسارهٔ چیرهٔ سنگ‌های کرتاسهٔ پایین سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار است که به تقریب در همه جا رخسارهٔ سنگی همگن و همانند دارند. ریزرخسارهٔ سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین گویای آن است که این رسوب‌ها در محیط‌های دریایی کم ژرفا با شرایط فروکشندی تا میان‌کشندی، با انرژی ضعیف تا متوسط نهشته شده‌اند و به طور دگرشیب بر روی سنگ‌آهک‌های سازند لار، و یا سنگ‌های کهن‌تر قرار دارد. مؤلفان مختلف برای توالی اُربیتولین‌دار البرز جنوبی از نشانه‌های U1 (آسرتو، ۱۹۶۴)، K1 (دلنباخ، ۱۹۶۴)، C1 (اشتایگر، ۱۹۶۶) و سازند تیزکوه (آسرتو و ایپولیتو، ۱۹۶۴) استفاده کرده‌اند که در بین آنها سازند تیزکوه رایج‌تر بوده و نشانگر سنگ‌های کرتاسهٔ پایین البرز جنوبی است.

سازند تیزکوه : را آسرتو و ایپولیتو (۱۹۶۴)، با اقتباس از نام « تیزکوه » در نزدیکی آبادی پلور، معرفی کرده‌اند ولی این سازند بُرش الگو ندارد. در این محل سازند مورد نظر، با ۱۷۰ متر ضخامت، شامل دو واحد سنگ‌شناختی است. واحد آواری متشکل از کنگلومرا، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک ماسه‌ای زردرنگ در پایین و سنگ‌آهک‌های روشن‌رنگ، مایل به صورتی، ضخیم‌لایه و صخره ساز در بالا. مجموعهٔ این دو، یک توالی رسوبی را تشکیل می‌دهند که مرز زیر آن با ژوراسیک بالایی – کرتاسه آغازی (سازند لار) و مرز بالای آن با ردیف‌های سنومانین دگرشیبی زاویه‌دار است.بر خلاف ردیف‌های آواری پایه که چندان نمود ندارد، بخش کربناتی سازند تیز کوه سیمای شاخصی دارد و پاره‌ای از چکادهای بلند البرز جنوبی را می‌سازد. به طور معمول، « تیزکوه » یادآور ستیغ‌های کربناتی خشنی است که به داشتن اُربیتولین شاخص است. به همین دلیل، به طور عموم از این واحد سنگی به نام « سنگ‌آهک‌های تیزکوه » یاد می‌شود.

در بین سنگواره‌های فراوان، روزنه‌داران اُربیتولین و دوکفه‌ای‌های نوع رودیست شاخص‌تر است. فراوانی اُربیتولین در پایین و رودیست در بخش بالایی سبب شده تا آسرتو 1966 (b)، بُرش‌های

میان درهٔ کرج و درهٔ هراز را به دو بخش غیررسمی به نام « خَرسنگ » در پایین و « هَشتَر» در بالا تقسیم کند.

« بخش خَرسنگ » با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا شامل برش‌های تک‌زادی، ماسه‌سنگ کوارتزی و سنگ‌آهک‌های تیره‌رنگ اُربیتولین‌دار با لایه‌بندی نامشخص است که به سمت بالا به سنگ‌آهک‌های میکرایتی خاکستری تیره می‌رسد. در قاعدهٔ این بخش و بر روی ماسه‌سنگ‌های کوارتزی ضخامتی نزدیک به ۴۰ متر بازالت اولیوین‌دار به رنگ سبز وجود دارد . این بخش (خَرسنگ) روی سازند آب‌نیک (ژوراسیک میانی – بالایی) قرار گرفته و سن آن آپتین تعیین شده است.

« بخش هَشتَر» شامل ۱۷۰ متر میکرایت نازک لایه به رنگ خاکستری روشن همراه با میان‌لایه‌هایی از میکرایت‌های چرت‌دار صورتی رنگ است که به داشتن رودیست فراوان و سن آلبین شاخص است.در بیشتر بُرش‌ها، از جمله بُرش الگو، سنگواره‌های سازند تیزکوه نشانگر آشکوب آپتین است. ولی در برخی بُرش‌ها، تغییرات سنی این سازند از بارمین تا اوایل آلبین است و حتی به باور دلنباخ (۱۹۶۴) لایه‌های پایانی این سازند ممکن است به سنومانین تعلق داشته باشد، ولی این سن مورد تأیید همگان نیست.به جز تغییرات ستبرا، در بیشتر نقاط البرز جنوبی (درهٔ کرج، باختر سفیدرود، درهٔ هراز و ...) سازند تیزکوه رخسارهٔ سنگی همگن و پایدار دارد. ویژگی‌های سنگی و زیستی این سازند همچنان یادآور کربنات‌های اُربیتولین‌دار زاگرس، کپه‌داغ و ایران مرکزی است که نشانگر شرایط یکسان رسوبی زمان کرتاسهٔ پیشین در گسترهٔ ایران‌زمین است.

کرتاسهٔ بالا در البرز جنوبی : ردیف‌های کرتاسهٔ بالای البرز جنوبی در شرایط رسوبی متفاوتی نهشته شده‌اند و به همین دلیل، تغییر رخساره‌ها در خور توجه است و تاکنون ردیفی که نشانگر ویژگی‌های عمومی کرتاسهٔ بالای البرز جنوبی باشد قابل نامگذاری و معرفی نبوده است. از نواحی گوناگون البرز جنوبی، مطالعات انجام شده بر روی بُرش‌های شمال و خاور تهران، نسبت به دیگر

نقاط، بیشتر است. در منطقهٔ فیروزکوه، اشتایگر (۱۹۶۶)، رسوب‌های کرتاسهٔ بالایی را به سه واحد C3, C2 و C4تقسیم کرده است. در منطقهٔ لار، آسرتو (۱۹۶۴) برای رسوب‌های ناهمگن کرتاسهٔ بالا از نشانه‌های ، U2 U4، U3 و U5 استفاده کرده است. در خاور تهران (کوه‌های سپایه)، دلنباخ (۱۹۶۴) ردیف‌های کرتاسهٔ بالا را به واحدهای K2c, K2b, K2a و K3تقسیم کرده است. در جنوب فیروزکوه، کشانی (۱۳۶۷)، تقسیمات اشتایگر را باور دارد. همان‌گونه که دیده می‌شود، در شمال و خاور تهران، زمین‌شناسان مختلف نسبت به ویژگی‌های سنگی و به ویژه زیستی و به تبع آن، هم‌ارزی‌های محلی ردیف‌های کرتاسهٔ بالا دیدگاه‌های به طورکامل متفاوت و گاه متناقض دارند، به گونه‌ای که جمعبندی نظرها دشوار و حتی ناممکن است (شکل ۵-۱۴).

مرز کرتاسهٔ پایین – کرتاسهٔ بالا، همانند دیگر نقاط ایران (به جز زاگرس) با فاز کوهزایی اتریشین و ناپیوستگی رسوبی و گاه تکاپوهای آتشفشانی مشخص است. در پی این کوهزایی (اتریشین) دریای پیشروندهٔ سنومانین بیشتر مناطق دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی را پوشانده به گونه‌ای که توالی سنومانین، با کنگلومرای قاعده‌ای سنگ‌آهک‌های اُربیتولین را با دگرشیبی زاویه‌دار و یا موازی می‌پوشاند. از اواخر سنومانین، بر ژرفای حوضهٔ رسوبی افزوده شده، به گونه‌ای که در زمان تورونین، به ویژه نواحی شمال گسل مُشا – فشم با دریای به نسبت ژرفی پوشیده می‌شد که محل مناسبی برای نهشت آهک‌های چرت‌دار نواحی نیمه عمیق و عمیق، سنومانین پسین - تورونین بوده است، ولی در باختر فیروزکوه، حوضهٔ سنومانین پسین – تورونین ژرفای کمتری داشته که منجر به نهشت رسوب‌های آهکی حاوی روزنه‌داران کف‌زی و گاه پلانکتون، در محیطی دریایی با شرایط فروکشندی تا نیمه عمیق شده و حتی در کوه‌های سپایه، محیط دریایی تورونین بسیار کم عمق و ناپایدار و با انرژی متوسط تا زیاد بوده و سرانجام در نواحی جنوب باختری فیروزکوه (بُرش سیدآباد) سنگ‌های تورونین وجود ندارد . تغییرات رخساره‌ای مزبور در نواحی به نسبت نزدیک، به احتمال نتیجهٔ عملکرد گسل‌ها و ایجاد شرایط ناهمسان در نواحی مختلف حوضه است (صادقی، ۱۳۷۸).

شرایط رسوبگذاری در دریای کُنیاسین مشابه تورونین بوده، به گونه‌ای که در شمال گسل مُشا – فشم حوضه ژرفای بیشتری داشته و رسوبات تورونین به آرامی به سنگ‌آهک‌های میکرایتی متوسط تا ستبرلایهٔ خاکستری محیط آرام و به نسبت عمیق می‌رسد، ولی به سمت خاور در غرب فیروزه‌کوه، ضمن کاهش ژرفا، سنگ‌آهک‌های فاقد چرت انتهای تورونین جای خود را به یک متر ماسه‌سنگ‌آهکی و سپس به سنگ‌آهک‌هایی می‌دهد که در محیط دریایی با شرایط فروکشندی تا نیمه عمیق شکل گرفته‌اند. در جنوب گسل مُشا – فشم، دریای کنیاسین، همانند دریای تورونین، ژرفای کمتر و انرژی بیشتری داشته است به گونه‌ای که در منطقهٔ سه پایه و دربندک، ضخامتی از رسوبات تخریبی متشکل از ماسه‌سنگ‌آهکی، آهک ماسه‌ای، ماسه‌سنگ و سیلت سنگ، با ریتم‌های تکراری همراه با آثاری مانند موج‌نقش، نقش‌شیار و گاه چینه‌بندی متقاطع همراه با روزنه‌داران پلانکتون و کف‌زی نهشته شده که تفکیک آنها از رسوبات تخریبی سانتونین ممکن نیست.در سانتونین، شرایط رسوبی به ویژه در شمال و جنوب گسل مُشا – فشم به طور کامل مشابه کُنیاسین بوده، به گونه‌ای که دریای سانتونین در تمامی نواحی شمالی گسل مُشا – فشم از ناحیهٔ لار تا فیروزکوه حضور و گسترش داشته و از شرایط به نسبت نیمه عمیق برخوردار بوده است.

در ضمن با فرونشینی تدریجی جنوب باختری فیروزکوه، این مناطق که از نئوکومین تا سانتونین شرایط قاره‌ای داشته‌اند، با دریای سانتونین پوشیده شده است. این پیشروی، به احتمال تحت تأثیر رخداد ساب هرسی نین که از تورونین تا سانتونین تداوم داشته، رخ داده است.

در جنوب گسل مُشا – فشم، شرایط محیطی دریای سانتونین با نواحی شمالی آن به طورکامل متفاوت بوده است، به گونه‌ای که در این نواحی، در زمان سانتونین دریای کم عمق و پر انرژی حضور داشته است و رسوبات تخریبی با ضخامت زیاد را ته‌نشین کرده است. به همین دلیل، در منطقهٔ سه پایه تا دربندک، در ادامهٔ رسوبات تخریبی کنیاسین، رژیم رسوبگذاری تخریبی ادامه یافته و با نزدیک شدن زمان سانتونین، حتی دانه‌بندی درشت‌تری داشته کنگلومرای ضخیم تا

توده‌ای را بر جای گذاشته است که نشانگر عمق کم و انرژی بیشتر دریا نسبت بـه زمـان کنیاسـین است. دلنباخ (۱۹۶۴) این رسوبات تخریبی را با نشانهٔ K2b و به سن اواسط کنیاسین (؟) تا اواسط سانتونین (؟)، ولی صادقی (۱۳۷۸) سن کامپانین پیـشین را بـاور دارد.دریـای کامپـانین در بیـشتر مناطق دامنهٔ جنوبی البرز مرکزی گسترش داشته است. رسوبات این زمـان (کامپـانین) در منـاطق شمالی و جنوبی گسل مُشا – فشم با اختلاف رخسارهٔ آشکاری همراه است. در شمال گسل مُـشا – فشم، دریای کامپانین با شرایطی در مرز فروکشندی تا نیمه عمیق بوده و در گـذر از سـانتونین بـه کامپانین تغییرات آشکاری مشهود نیست.

در نواحی جنوبی گسل مُشا – فشم دریای کامپانین ضمن گسترش در خور توجه، شرایط متفـاوتی با نواحی شمالی گسل مزبور داشته است. دلنباخ، در نواحی شرق تهـران بـر روی آهـک‌هـای واحـد K2c آهک‌های گل سفیدی و مارن‌های دارای گلوبوترونگانایيدهای (واحد K3) کامپانین را معرفی کرده، ولی صادقی (۱۳۷۸) فسیل‌های شاخص ماستریشتین را یافتـه اسـت.اگرچـه در دامنـه‌هـای جنوبی البرز مرکزی رسوبات ماستریشتین چندان گـزارش نـشده ولـی مطالعـات صـادقی (۱۳۷۸) حضور دریای ماستریشتین را در درهٔ لار و نواحی فیروزکوه اثبات کـرده اسـت. بـه گونـه‌ای کـه در محدودهٔ الرم، رسوبات ماستریشتین، به ضخامت حدود ۲۰۰ متر شامل سنگ‌آهک، آهک مـارنی در تناوب با مارن آهکی و شیل مارنی – آهکی به رنگ خاکستری روشن تا متمایل به سبز و زرد دارای میکروفسیل‌های فراوان پلانکتـون اسـت کـه رسـوبگذاری در محـیط‌هـای آرام و عمیـق دریـایی را مشخص می‌کند. یافته‌های جدید صادقی (۱۳۷۸) نشان می‌دهد که در نواحی جنوبی گسل مُـشا – فشم نیز دریا در طول ماستریشتین حضور داشته است. دریای ماستریشتین تحت تأثیر حرکت‌هـای زودرس فاز کوهزایی لارامین قرار داشته و سرانجام در اواخر ماستریـشتین، ایـن منـاطق همـراه بـا مناطق شمالی گسل مُشا – فشم تحت تأثیر فاز کوهزایی لارامین قرار گرفته و بـه خـشکی تبـدیل شده است. آثار این پدیده به صورت دگرشیبی زاویه‌دار آشکاری برجا مانده است، به گونه‌ای کـه در منطقهٔ الرم رسوبات ماستریشتین با دگرشیبی آشکار در زیر آهـک‌هـای آلوئـولین‌دار و نومولیـت‌دار

ائوسن و در تخت علی و سیدآباد در زیر کنگلومرای فجن و در دربندک و جنوب زره در زیر رسوبات تخریبی پالئوسن – ائوسن قرار گرفته است.

کرتاسه در البرز شمالی

در بیشتر نواحی البرز شمالی، به جز جنوب چالوس، گذر از ژوراسیک (تیتونین) به کرتاسه (بریازین) آرام و تدریجی است. در هر حال، در پاره‌ای نقاط می‌توان ناپیوستگی رسوبی وابسته به رویداد سیمرین پسین را در بین سنگ‌های بریازین و ردیف‌های جوان‌تر نئوکومین دید. گوناگونی شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی کرتاسهٔ البرز شمالی، بیان ویژگی‌های سنگی و زیستی این سیستم را در البرز شمالی دشوار می‌سازد و لذا مسائل کرتاسهٔ البرز شمالی را، از باختر به خاور، در سه گسترهٔ محدودهٔ باختری البرز شمالی (نواحی بندرانزلی - ماسوله، جنوب رشت، ناحیهٔ لاهیجان)، محدودهٔ مرکزی البرز شمالی (چالوس) و محدودهٔ خاوری البرز شمالی (گرگان – گنبد) می‌توان مورد بررسی قرار داد.

کرتاسه در محدودهٔ باختری البرز شمالی : در محدودهٔ باختری البرز شمالی، توالی کرتاسهٔ پایین، رخسارهٔ سنگی متنوعی از نواحی ساحلی، ریفی و یا رَمپ‌های کربناتی دارند که نشانه‌هایی از ناآرامی‌های زمین‌ساختی دارد. برای نمونه در پایانهٔ باختری منطقهٔ انزلی – ماسوله شواهدی از یک فاز کوهزایی میان رسوبات بارمین و آپتین وجود دارد که تاکنون در هیچ نقطه‌ای از ایران گزارش نشده است (صادقی، ۱۳۷۸). در اواخر آلبین، دومین فاز کوهزایی کرتاسه (اتریشین، ۱۰۰ میلیون سال) بر محدودهٔ موردنظر اثر کرده است. پیشروی دریای کرتاسهٔ بالا، در همه جا همزمان نیست. در ناحیهٔ بندرانزلی، پیشروی بعدی دریا در آغاز سنومانین بوده، در حالی که در ناحیهٔ لاهیجان پیشروی دریای کرتاسهٔ بالا در سنونین پیشین صورت گرفته و یا در جنوب رشت (کوه دُرفَک) بایوهرم‌های آلبین، به طور دگرشیب با رسوبات سانتونین پوشیده شده‌اند و سرانجام در ناحیهٔ انزلی – ماسوله، پیشروی بعدی تا ماستریشتین به تعویق افتاده است. مناطق لاهیجان و جنوب رشت در

ماستریشتین پسین، بر اثر رخداد لارامین، از آب خارج شده‌اند، در حالی که در ناحیهٔ انزلی – ماسوله، رسوبات آهکی ماستریشتین به آرامی به سنگ‌آهک‌های دانین (پالئوسن) می‌رسند.شرحی بر کرتاسهٔ نواحی بندرانزلی – ماسوله، جنوب رشت و ناحیهٔ لاهیجان، می‌تواند بیانگر ویژگی این سنگ‌ها در محدودهٔ باختری البرز شمالی باشد.

کرتاسه در نواحی بندرانزلی – ماسوله : در دامنه‌های شمالی رشته کوه‌های تالش، به ویژه از نصف‌النهار بندرانزلی به سمت باختر ویژگی‌های سنگی و زیستی سنگ‌های ژوراسیک پایانی و کرتاسه به گونه‌ای است که به دلیل تفاوت‌های آشکار با دیگر بخش‌های البرز، نوع و شرایط رسوبی به طور کامل استثنایی را در این بلندی‌ها (تالش) تداعی می‌کند. دیویس و همکاران (۱۹۷۵)، بدون اشاره به حوضه‌های ساختاری – رسوبی، شرح کاملی بر سنگ‌های کرتاسهٔ این ناحیه نوشته‌اند. داده‌های منطقه‌ای نشان می‌دهد که گسترهٔ موردنظر منطبق بر بخشی از فرونشست پاراتتیس است که نوگل (منتشر نشده) برای آن از واژهٔ کاسپین – خزر استفاده کرده است. در گسترهٔ انزلی – ماسوله، سنگ‌های کرتاسه سه رخسارهٔ متفاوت ساحلی – دلتایی، کولابی – پشت‌ریف و ریفی دارند.

« رخسارهٔ ساحلی – دلتایی » کرتاسه را بیشتر در منطقهٔ شمال خاوری کوه‌های تالش می‌توان دید که شامل سنگ‌های آواری است که مقدار درخور توجهی توف و یا گدازه‌های آندزیتی تا قلیایی، به ویژه در بخش بالایی آن دیده می‌شود، به گونه‌ای که سیمای دوگانهٔ رسوبی – آذرین دارد. توالی آواری، از جنس سیلت سنگ، گلسنگ‌های سیلتی و ماسه‌سنگ هستند که میان‌لایه‌هایی اتفاقی از سنگ‌آهک دریایی و یا کنگلومرا دارند. خرده‌های گیاهی و زغالی فراوان ویژگی‌های این رخساره است.در نزدیکی هشتپر، رخساره‌های ساحلی – دلتایی حدود ۱۵۰۰ تا ۲۰۰۰ متر ستبرا دارند، ولی به سمت باختر و جنوب، کاهش ضخامت درخور توجه است. سنگواره‌های موجود در میان‌لایه‌های آهکی این رخساره، نشانگرآشکوب سنومانین تا ماستریشتین پسین است. قرارگیری این توالی بر

روی سنگ‌های کهن‌تر از ژوراسیک پسین، می‌تواند نشانهٔ یک فرابوم کهن و فرسایش طولانی پیش از سنومانین باشد.

« رخسارهٔ کولابی – پشت‌ریف » به ویژه در بخش مرکزی دامنه‌های شمالی کوه‌های تالش (تپه ماهورهای پیرامون شهر ماسوله و در منطقهٔ شال)، رخنمون‌های محدود و پراکنده دارند. رخسارهٔ چیره، کربنات‌های آهکی است ولی این رخساره پایدار نیست و میان‌لایه‌هایی از شیل، ماسه‌سنگ و توف چه در زمان و چه در مکان به کربنات‌ها افزوده می‌شود. میان‌لایه‌های توفی به ویژه در بخش بالایی فراوان‌تر است. بخش پایینی این رخساره، دارای آمونیت و روزنه‌داران آشکوب بریازین است. در ردیف‌های بالاتر، آمونیت‌های بارمین و حتی در لایه‌های پایانی این رخساره اینوسراموس‌های بارمین – آپتین گزارش شده است. مرز زیرین این سنگ‌آهک‌ها ممکن است با رخساره‌های ریفی سازند لار (ژوراسیک بالایی) باشد. مرز بالایی آنها به شیل‌های آهکی سبز – خاکستری رنگی است که سن سنونین دارد و به ایست رسوبی آلبین – تورونین اشاره دارد.در بخش مرکزی دامنه‌های شمالی کوه‌های تالش، سنگ‌های کرتاسهٔ بالا، رخسارهٔ پیشرونده دارد و به طور دگرشیب سنگ‌آهک‌های بریازین – آپتین را می‌پوشاند. پیشروی دریای کرتاسه در همه جا همزمان نیست و تغییرات سنی آن از آشکوب کنیاسین تا سانتونین است. لایه‌های پیشرونده در همه جا ترکیب سنگی همگن ندارد، ولی بخش عمدهٔ توالی ترکیبی از ماسه‌سنگ و شیل است که میان‌لایه‌های آتشفشانی دارد و در بالا به سنگ‌آهک‌های قلوه‌ای می‌رسد که ریز سنگواره‌های ماستریشتین پسین – دانین دارد.

« رخسارهٔ ریفی » کرتاسه، بیشتر در باختر انزلی – ماسوله رخنمون دارد و به طرف خاور و شمال خاور به رخسارهٔ کولابی – پشت ریفی می‌رسد. ولی در دیگر جهت‌ها به تدریج نازک می‌شود و یا با رسوب‌های جوان‌تر از کرتاسه پوشیده می‌شود.

این رخسارهٔ ریفی، بیش از ۵۰۰ متر ستبرا دارد و تغییرات سنی آن از نئوکومین تا کامپانین بالایی است. سنگ‌های نئوکومین این رخساره، آهک‌های مارنی و شیل‌های آهکی است. سنگ‌های بارمین چندان مشخص نیست. سپس گدازه‌های آندزیتی و لایه‌های توف با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار به سن آپتین – آلبین وجود دارد. سنگ‌های کرتاسهٔ بالا ستبرای چندانی ندارند و بیشتر سنگ‌آهک‌های متبلور و صدف‌دار با جلبک و روزنه‌داران پلانکتون به سن سنومانین – کامپانین هستند.

کرتاسه در جنوب رشت : در جنوب رشت (کوه دُرفَک)، توالی پیوسته‌ای از سنگ‌های ژوراسیک بالا – بارمین وجود دارد که با سه ناپیوستگی رسوبی تا آشکوب ماستریشتین ادامه می‌یابد. این مجموعه که حدود ۳۵۰۰ متر ضخامت دارد قابل تقسیم به ردیف‌های زیر است (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵) :« سنگ‌های تیتونین » با حدود ۷۰۰ متر ستبرا، سنگ‌آهک‌های همگن، خاکستری رنگ و دارای قلوه‌های چرت است.

« سنگ‌های نئوکومین » با حدود ۸۰۰ متر ستبرا، سنگ‌آهک‌های سیلتی – ماسه‌ای، سنگ‌آهک نازک لایه و ماسه‌سنگ است که دارای آمونیت‌های نوع Berriasellidae و دیگر سنگواره‌های بارز نئوکومین است.« سنگ‌های بارمین » رسوبات تخریبی است که با سنگ‌های جوان‌تر کرتاسهٔ پایین (آپتین) ارتباط دگرشیب دارد (تنها دگرشیبی معرفی شده بین بارمین و آپتین) .

« سنگ‌های آپتین - آلبین » با حدود ۸۰۰ متر ستبرا، رخنمون‌های محدود و پراکنده دارند که با دولومیت، کنگلومرا، ماسه سنگ آغاز و با سنگ‌آهک‌های بایوهرمی اُربیتولین‌دار ادامه می‌یابد.

« سنگ‌های سنونین » توالی همگنی از سنگ‌آهک‌های گلوبوترونکانادار است که در میان دو دگرشیبی پس از آلبین و پیش از ماستریشتین) قرار دارند.

« سنگ‌های ماستریشتین » با حدود ۱۲۰۰ متر ستبرا، از نوع سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای است که به طور محلی گلوکونیت می‌شود و قلوه‌های کوارتز در آن عمومیت دارد. توالی ماستریشتین، به طور دگرشیب در زیر کنگلومرایی قرار می‌گیرد که با سازند فجن (پالئوسن) قیاس شده است.

کرتاسه در ناحیه لاهیجان – اَملَش : بنا به گزارش آنلز و همکاران (۱۹۷۵)، در ناحیهٔ لاهیجان – اَملَش، همانند دیگر نقاط البرز شمالی گذر ژوراسیک به کرتاسه تدریجی است. ولی در اینجا، لایه‌های گذر ژوراسیک – کرتاسهٔ رخسارهٔ آواری (سیلت سنگ، ماسه‌سنگ، گلسنگ) دارند که با دیگر نقاط البرز شمالی تفاوت آشکار دارد.

« سنگ‌های بارمین » این ناحیه حدود ۲۰۰ متر گدازه‌های قلیایی است.

« سنگ‌های آپتین - آلبین » با سنگ‌آهک‌های حاوی اُربیتولین مشخص می‌شود. یک ناپیوستگی رسوبی از نوع دگرشیبی زاویه‌دار بین آلبین و سنونین قابل شناسایی است.

« سنگ‌های سنونین » با حدود ۱۳۰۰ متر ستبرا، سنگ‌های آذرین قلیایی زیردریایی از نوع آگلومرای لایه‌ای، توف، گدازه وگدازه‌های قلیایی است که با سنگ‌آهک‌های دارای اُربیتولین، ارتباط دگرشیب دارد. میان‌لایه‌های آهکی این مجموعه دارای گلوبوترونکاناهای سنونین است.

مجموعه‌های آتشفشانی سنونین، منحصر به ناحیهٔ لاهیجان – اَملَش نیست. در برش‌های چم‌رود، پل رود بالایی، خشکه‌رود و شمال پرنکوه، بخش بزرگی از سنگ‌های سنونین همچنان از نوع آگلومرا، گدازه، توف و ۰۰۰ است.

« سنگ‌های ماستریشتین » آواری و از نوع کنگلومرا و ماسه‌سنگ است که حدود ۳۰۰ متر ستبرا دارد و مرز پایین آن با مجموعهٔ آتشفشانی سنونین و مرز بالای آن با کنگلومرای پالئوسن (سازند فجن) دگرشیبی زاویه‌دار است.

کرتاسه در محدودهٔ مرکزی البرز شمالی : در جنوب چالوس، توالی ویـژه‌ای از سـنگ‌هـای کرتاسـه وجود دارد که ضخامت درخور توجهی از سنگ‌های آتشفشانی دارد. به گزارش کارتیـه (۱۹۷۱)، در پایانهٔ شمالی درهٔ چالوس، سنگ‌های ژوراسیک میانی (سازند دلیچـــای) و ژوراسیک بالایی (سازند لار) وجود ندارد و نهشته‌های شیلـی -ماسـه‌سـنگی گـروه شمـشک را تـوالی سـنگ‌هـای کرتاسـه می‌پوشاند که ضمن داشتن ناپیوستگی‌های رسوبی بزرگ، تغییرات سنی آن از بریازین تا کامپـانین است.

در اینجا، پایین‌ترین بخش ردیف‌های کرتاسه، ردیفی از سنگ‌آهک ائولیتی، روشـن‌رنـگ و تـوده‌ای همراه با لایه‌های نازک شیل آهکی – رسی و مـارن اسـت کـه جلبـک و کالپیونلاهـای بریـازین – والانژنین دارد. کارتیه به بخش میانی سنگ‌های کرتاسهٔ جنوب چالوس، « سازند چالوس » نام داده که حدود ۱۸۰۰ متر ستبرا دارد و با ناپیوستگی، سطح هوازدهٔ سنگ‌آهک‌های بریازین – والانژنین را می‌پوشاند. سازند چالوس ۵ عضو دارد :

« عضو آتشفشانی زیرین » با ۳۲۵ متر ضخامت شامل دیاباز سُرخ تیره تا قهوه‌ای و لایه‌های سیلتی مارنی و به احتمال به سن والانژنین – بارمین است.

« عضو آهک زیرین » شامل ۱۷۰ متر سنگ‌آهک اُربیتولین‌دار و شیل‌های ماسه‌ای بـا سـن بـارمین پسین – آپتین است.

« عضو آتشفشانی میانی » شامل ۱۲۰ گدازه‌های دیابازی، سنگ‌های آذرآواری و مارن‌هـای سـیلتی سُرخ‌رنگ است.

« عضو آهک بالایی » شامل ۷۰ متر سنگ‌آهک سیلیسی و ماسه‌ای اُربیتـولین‌دار اسـت کـه بخـش پایینی آن سن بارمین پـسین – آپتـین ولـی بخـش بـالایی آن سـن سـنومانین؟ – سـنونین دارد.

بدین‌سان در جنوب چالوس، سنگ‌های آلبین سرنوشت روشنی ندارند و وجود یک ناپیوستگی بین آپتین – سنونین محتمل است.

« عضو آتشفشانی بالایی » با حدود ۵۰۰ متر ضخامت، شامل یک توالی رسوبی – آذرین، از کنگلومرا (در زیر)، بازالت الیوین‌دار (در وسط) و کنگلومرا در بالاست که سن سنومانین میانی – پسین دارد. بالاترین توالی کرتاسهٔ جنوب چالوس، سنگ‌آهک و مارن گلوبوترونکانادار به سن سانتونین – ماستریشتین است. این نهشته‌ها، به طور هم‌شیب و پیوسته به رسوبات دانین می‌رسد و این نشانگر آن است که در جنوب چالوس، عملکرد رخداد کوهزایی لارامین منطبق بر مرز کرتاسه – ترشیری نیست. گفتنی است که در بخش شمالی درهٔ هراز، ویژگی‌های سنگی کرتاسه، مشابه جنوب چالوس است، ولی بنا به گزارش سوسلی (۱۹۷۶)، در درهٔ هراز، سنگ‌های کرتاسه در روی مجموعهٔ گچ – ملافیر (ژوراسیک بالایی – نئوکومین) دیده می‌شوند.

کرتاسه در محدودهٔ خاوری البرز شمالی : در نواحی گنبد – گرگان – نوده، همانند پاره‌ای از نواحی البرز شمالی و البرز جنوبی، می‌توان شاهد یک گذر تدریجی ولی همراه با تغییر رخساره، از تیتونین (ژوراسیک پسین) به آشکوب‌های بریازین – هوتریوین (کرتاسهٔ پایینی) بود، به گونه‌ای که سنگ‌آهک‌های سازند لار در انتها مارنی می‌شوند و به تدریج به رخسارهٔ مارنی – رُسی – آهکی سازند پاقلعه به سن والانژنین تا بارمین می‌رسد. به نظر می‌رسد که در این نواحی، ناپیوستگی رسوبی وابسته به رخداد زمین‌ساختی سیمرین پسین پس از آشکوب هوتریوین اثرگذار بوده است. فونتن (۱۹۷۷)، سنگ‌های کرتاسهٔ جنوب گنبدکاووس را در قالب سه واحد سنگی غیررسمی معرفی کرده است :

سازند پاقلعه : به سن والانژنین – هوتریوین و ضخامت تا ۵۰۰ متر که به سه بخش زیر قابل تقسیم است.

« بخش پایینی » ۲۰۰ تا ۲۵۰ متر مارن، رس‌های خاکستری – آبی به سن والانژنین پیشین با تناوب‌هایی از سنگ‌آهک نازک لایه در بالا است.

« بخش میانی » حدود ۱۹۰ متر سنگ‌آهک تخریبی قهوه‌ای به سن والانژنین پسین – هوتریوین است که به داشتن صدف فراوان و میان‌لایه‌های رسی –ماسه‌سنگی مشخص است.

« بخش بالایی » حدود ۱۲۰ متر دولومیت و میکرایت گلی رنگ به سن هوتریوین پسین – بارمین است.سازند پاقلعه ویژگی یک چرخهٔ پسرونده دارد. مرز پایین آن با سازند لار تدریجی، و مرز بالای آن با کنگلومرای چندزادی سازند جامی شوران (آپتین – آلبین)، ناپیوسته است.

سازند جامی‌شوران : یادآور سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار بارمین – آپتین دیگر مناطق ایران است. این سازند همچنان با یک واحد آواری ماسه سنگی به ضخامت ۲۰ تا ۳۰ متر آغاز و به تدریج به میکرایت‌های رودیست‌دار با رخسارهٔ اورگونین به ضخامت ۲۶۰ تا ۲۷۰ متر می‌رسد که در بخش پایین، نازک لایه و ماسه‌سنگی، و در بالا توده‌ای و ریفی است.

مرز پایینی سازند جامی‌شوران با سازند پاقلعه، از نوع دگرشیبی موازی است ولی مرز بالایی آن با ردیف‌های کرتاسهٔ پسین « سازند قلعه موران »، دگرشیبی زاویه‌دار خفیف است. با توجه به داده‌های سنگی و زیستی، سازند جامی‌شوران یادآور رَمپ‌های کربناتی بارمین – آپتین ایران است که با سازند تیزکوه البرز و دیگر سازندهای همزمان درخور قیاس است.

سازند قلعه‌موران : نشانگر یک واحد سنگی از سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، گلوکونیت‌دار و تا اندازه‌ای گل سفیدی است که سن سنونین پسین (سانتونین – کامپانین) دارد و با ردیف‌های سنونین دیگر نقاط ایران قابل قیاس است.

بخش پایینی این سازند حدود ۱۰ متر ماسه سنگ گلوکونیت‌دار و یا بیومیکرایت ماسه‌سنگی است که بقایایی ازپلانکتون‌ها، خارپوستان و اینوسراموس دارد. بخش بالایی، با ۶۰ تا ۷۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های گرهکی، گل سفیدی و سرشار از قطعات اسفنج است.ماسه‌سنگ گلوکونیت‌دار بخش پایینی و کارست‌های قدیمی، شاهدی بر یک ایست رسوبی از نوع دگرشیبی به سن آلبین تا سنونین پسین است که دو سازند جامی‌شوران (در زیر) و قلعهٔ موران (در بالا) را از یکدیگر جدا می‌سازد.

در اواخر کرتاسه، حوضهٔ البرز خاوری، تحت تأثیر کوهزایی لارامین از آب خارج شده است.

کرتاسه در آذربایجان

در گستره‌های وسیعی از آذربایجان، کهن‌ترین سنگ‌های کرتاسه، ردیف‌های کربناتی اُربیتولین‌دار، به سن بارمین- آپتین با رخنمون محدود و بسیار پراکنده است که به طور دگرشیب زمین‌های گوناگون به ویژه رسوب‌های زغالدار و دگرشکل شدهٔ گروه شمشک را می‌پوشانند.

ردیف‌های آلبین و جوان‌تر بیشتر نواحی آذربایجان نهشته‌های شیلی – مارنی فلیش گونه هستند که به طور عموم، همراهانی از گدازه‌های بازیک زیردریایی دارند و به نهشت آنها در گودال‌های پویای فروبوم، محدود به زون‌های گسلی، اشاره دارند که از میان آنها، سه فرونشست زنجان – مراغه، فرونشست شمال تبریز - جلفا و فرونشست باختر ارومیه (ماکو- مهاباد) بارزتر است. در بیشتر فرونشست‌های فروبومی، به ویژه در شمال تبریز و باختر دریاچهٔ ارومیه، در زمان سنونین پسین با سرانجام گرفتن حوضه‌های فلیشی، شرایط آرام و سکویی، دوباره چیره شده است.

در « فرونشست زنجان – مراغه » بخش ناچیزی از توالی کرتاسه شامل سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین است که به طور عمده در جنوب خاوری سلطانیه، باختر زنجان (۵۰۰ تا ۶۰۰ متر)و همچنین در بخش خاوری دریاچهٔ ارومیه مانند دربند، دیزج و ۰۰۰ برونزد دارند. در این فرونشست،

گستره‌های باختر زنجان (حد فاصل کَرَسف تا سعیدآباد) همچنین از خاور میاندوآب تا بندر رحمانلو و زینت‌لو و نیز در جزایر اسپیر، قویون‌داغی و اشک، سنگ‌های کرتاسه از تناوب لایه‌های شیل و ماسه سنگ کوارتزی به رنگ هوازده خاکستری تیره تا سیاه به شدت چین‌خورده تشکیل شده که در بین آنها سنگ‌های آتشفشانی از نوع نیمه بازیک تا بازیک دیده می‌شود. به نظر شهرابی (۱۳۷۳)، همبری ردیف‌های شبه فلیشی کرتاسه با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار آپتین (سازند تیزکوه) تدریجی است. در این رسوبات فلیشی، سنگواره کمیاب است. در کوه محمود (ناحیهٔ مراغه) تنها آمونیت موجود را سیدامامی از نوع Pusania sp. به سن آلبین دانسته است (شهرابی، ۱۳۷۳). ولی در باختر زنجان (فلتوق)، در میان آهک‌های مارنی و آهک ماسه‌ای موجود در رسوبات شبه فلیشی، آمونیت، بلمنیت و میکروفسیل‌های پلانکتون شاخص، سن تورونین را برای این نهشته‌ها اثبات می‌کند ولی سن بالایی این توالی دانسته نیست (صادقی، ۱۳۷۸).

در « فرونشست شمال تبریز » توالی کرتاسهٔ پیشین، به ویژه در کوه مورو، با رسوب‌های آواری سُرخ روشن به ستبرای حدود ۳۰ متر آغاز می‌شود و به تدریج به حدود ۴۵ متر سنگ‌آهک‌های خاکستری رنگ با لایه‌بندی منظم، دارای دوکفه‌ای و اُربیتولین فراوان، به سن آپتین – آلبین می‌رسد.در شمال تبریز، توالی فلیش کرتاسهٔ بالا از شیل و ماسه‌سنگ همراه با لایه‌های آهکی تشکیل شده و آندزیت‌های زیردریایی نیز بخش مهمی از این توالی را تشکیل می‌دهند. اسدیان (۱۳۷۲)، نمونه‌هایی را که از بخش‌های مختلف این واحد گرفته، به سن ماستریشتین می‌داند. در کرتاسهٔ پسین، شرایط دریایی کم عمق نوع سکو، جانشین حوضه‌های عمیق فروبوم شده. رسوبات این دریای کم عمق، به ویژه در شمال آذربایجان در منطقهٔ بین خوی و جلفا، حدود ۷۰۰ تا ۶۰۰۰ متر مارن و آهک‌های مارنی دارای گلوبوترونکا است که عدسی‌هایی از سنگ‌آهک‌های ریفی با فسیل رودیست، اینوسراموس و آمونیت دارد. مارن و آهک‌های گلوبوترونکادار نیز خود با دگرشیبی مهم در زیر توالی پالئوژن قرار می‌گیرد (شمیرانی، ۱۳۶۳).

« فرونشست باختر دریاچهٔ ارومیه » بخش شمال باختری اولاکوژن سنندج – سیرجان است که ردیف‌های کرتاسهٔ آن در گودال‌های پویای مزوزوییک شکل گرفته‌اند به همین‌رو، نهشته‌های کرتاسهٔ آن رخسارهٔ فلیش توربیدایت دارند که به داشتن اولیستولیت‌های کربناتی، جریان‌های آشفته و به ویژه حجم‌های زیاد سنگ‌های آتشفشانی شاخص است. بخشی از ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی این فرونشست، رسوب‌های پلاژیک کرتاسهٔ بالایی، به ویژه ماستریشتین است که با مجموعه‌های افیولیتی همراه‌اند.در باختر دریاچهٔ ارومیه، حقی‌پور (۱۳۶۷)، رخساره‌های فلیشی کرتاسه را با شیل‌های بیابانک و شیل‌های سنندج قابل قیاس دانسته و ستبرای آنها را بیش از ۲۰۰۰ متر برآورد می‌کندکه به طور عمده شامل شیل، شیل‌های سیلتی – اسلیتی و کوارتزیتی شده (دگرگونی خفیف) و میان لایه‌های ماسه‌سنگ، سیلت سنگ، عدسی‌ها و لایه‌های سنگ‌آهک، سنگ‌آهک کنگلومرایی یا کنگلومرا با سیمان کربناتی است که تناوب‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی / داسیتی نیز به همراه دارد.

میکروفسیل‌های لایه‌های کربناتی، تغییرات سنی از تریاس پسین –تا آپتین دارد و به نظر می‌رسد که شرایط فلیشی آغاز شده از تریاس پسین، تا کرتاسه ادامه داشته است.سنگ‌های کرتاسهٔ بالای باختر دریاچهٔ ارومیه، بخشی از آمیزهٔ افیولیتی محور ماکو – مهاباد است که ویژگی عمومی آمیزه‌های رنگین کرتاسهٔ پسین ایران را دارند و به طور دگرشیب با توالی ستبری (بیش از ۱۰۰۰ متر) از ماسه سنگ، شیل و کنگلومرا به رنگ‌های سبز تیره، خاکستری تیره و سُرخ تیره پوشیده شده‌اند. اینها به دلیل داشتن گونه‌های متنوعی از گلوبوترونکانا، به سن ماستریشتین هستند ولی احتمال دارد که دارای بخش‌های جوان‌تر مانند پالئوسن – ائوسن نیز باشند. آمیزه‌های افیولیتی و مجموعه‌های فلیشی کرتاسهٔ پسین باختر دریاچهٔ ارومیه، یادآور مجموعه‌های افیولیتی – فلیشی خاور ایران است.

« در فرونشست سنندج » توالی کرتاسهٔ پایین، مجموعه‌ای بُر خورده از شیل‌های تیره‌رنگ، ماسه‌سنگ، سنگ‌آهک‌های دارای اُربیتولین و سنگ‌های آتشفشانی از گونهٔ حدواسط تا بازیک و بدون نظم چینه‌ای هستند و حتی به طور محلی رسوب‌ها و محیط‌های آشفته را تداعی می‌کنند. اُربیتولین‌های آپتین شاخص‌ترین سنگوارهٔ واحدهای کربناتی است. سیدامامی دو آمونیت پیدا شده در واحدهای شیلی این مجموعه را از نوع(Prodeshaysites tenuicostatms (KOENEN و Pseudohaploceras sp به سن آپتین دانسته است (زاهدی ۱۹۸۵). نهشته‌های کرتاسهٔ بالایی ناحیهٔ سنندج، همچنان فلیش گونه و شامل مجموعهٔ ستبری (۱۷۰۰ متر) از شیل‌های تیره‌رنگ هستند که لایه‌های چندی از سنگ‌آهک، کنگلومرا و آتشفشانی دارند و شهر سنندج بر روی آن ساخته شده است و به همین‌رو « شیل سنندج » نامیده شده است.

واحدهای کنگلومرایی توصیف شده در این مجموعه، شامل کوارتزیت، سنگ‌آهک، اتشفشانی و شیل است. سنگ‌آهک‌ها کمی گرد شده و سنگ‌های آتشفشانی بیشتر گوشه هستند. خمیرهٔ کنگلومرا، آهک رُسی با دانه‌های کوارتزیت و تکه‌های شیل سیاه فراوان است که به روشنی به جریان‌های آشفته زیردریایی اشاره دارد. نسبت دادن این شیل‌ها به زمان کرتاسهٔ پسین، به دلیل تناوب‌های آهکی دارای روزنه‌داران گلوبوترونکانا، دوکفه‌های اینوسراموس، آمونیت است که همگی آنها از آن کرتاسهٔ پسین (سنونین) اند.

کرتاسه در ایران مرکزی

سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دارکرتاسهٔ پایینی، یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگی ایران مرکزی است که اغلب با ردیف‌های آواری سُرخ‌رنگ آغاز و به طور پیشرونده و گاه دگرشیب سنگ‌های کهن‌تر را

می‌پوشاند. گستردگی زیاد این سنگ‌ها، در نواحی گوناگون ایران مرکزی، گویای پیشروی گستردهٔ دریا و پوشیده شدن بسیاری از کهن پشته‌ها، با دریای پیشروندهٔ کرتاسهٔ پایین است.

به طور کلی، در مناطقی که توالی کرتاسهٔ پایین بر روی سنگ‌های کهن‌تر از « ژوراسیک بالا » قرار دارند، همبری آنها از نوع دگرشیبی زاویه‌دار و گاه آذرین‌پی است. ولی در محل‌هایی که سنگ‌های کرتاسهٔ پایینی با ردیف‌های ژوراسیک بالا همبر است، مانند جنوب باختری کرمان، جنوب راور، ناحیهٔ بافق، منطقهٔ خور، جنوب سبزوار و ۰۰۰، همبری آنها هم‌شیب و حتی ممکن است تدریجی باشد. دگرشیبی زاویه‌دار پایهٔ سنگ‌های کرتاسهٔ پایین به رخداد کوهزایی « سیمرین پسین »، به سن ژوراسیک پسین نسبت داده شده است، در حالی که این دگرشیبی، پیامد رویداد زمین‌ساختی کهن‌تری (سیمرین میانی) به سن ژوراسیک میانی است. بنابراین، با توجه به داده‌های دیرینه‌شناسی، ردیف‌های کرتاسهٔ پایین پس از یک ناپیوستگی رسوبی برجای گذاشته شده‌اند که در برخی مناطق (اصفهان، یزد، اردکان و ۰۰۰) از ژوراسیک میانی تا نئوکومین (پیش از بارمین) است و در بعضی نقاط، این ناپیوستگی نوعی هیاتوس محدود به آشکوب‌های آغازین نئوکومین (والانژین – هوتریوین) می‌باشد. به دنبال این هیاتوس، دریای کرتاسه به تدریج در مناطق مختلف ایران مرکزی پیشروی کرده، به گونه‌ای که این پیشروی در منطقهٔ گلپایگان از زمان هوتریوین، در اصفهان، زفره، انارک از زمان بارمین، در نواحی کاشان، کوه‌گز، هفت تومون، طبس و گناباد از زمان آپتین، در پشت‌بادام – ساغند از زمان آلبین، و در جندق از سانتونین رخ داده است (صادقی، ۱۳۷۸).

سنگ‌های کرتاسهٔ پایین ایران مرکزی دو رخسارهٔ به طورکامل متفاوت دارد. در گستره‌های وسیعی از این پهنه، رخسارهٔ سنگ‌های کرتاسهٔ پایین نشانگر سکوهای کربناتی است، ولی در فروافتادگی‌های محدود به زون‌های گسلی، حوضهٔ فرونشست درخور توجه داشته و به همین‌رو در این گونه نواحی، سنگ‌های کرتاسهٔ پایین رخسارهٔ فلیش گونه دارند. رخساره‌های فروبوم کرتاسهٔ

پایین ایران مرکزی، رخسارهٔ به نسبت همگنی از شیل و ماسه‌سنگ‌های سبز، با ستبرای زیاد (۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) است که « سازند شیلی بیابانک » معرف آنها می‌باشد. رخسارهٔ کربناتی کرتاسهٔ پایین شامل سه واحد سنگی زیر است :

« ردیف‌های آواری زیرین » متشکل از نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی، به سن هوتریوین – بارمین، به رنگ سُرخ – ارغوانی که گاهی میان‌لایه‌هایی از مارن و یا سنگ‌آهک دارد و در شمال کرمان، افق‌های گچ به آن افزوده می‌شود. ستبرای این واحد از خیلی کم (۱۵ تا ۱۰ متر) تا حدود چند صد متر متغیر است.

« ردیف‌های کربناتی میانی » واحدی بسیار آشکار از کربنات‌های ستبرلایه با سیمای کوه‌ساز است که به داشتن اُربیتولین و دیگر سنگواره‌های بارمین – اوایل آلبین شاخص است. رخسارهٔ سنگی کربنات‌های اُربیتولین‌دار ایران مرکزی نشانگر محیط‌های دریایی گرم با ژرفای کم و گاهی نشانگر محیط‌های ریفی است که رخسارهٔ اورگون Orogonian Facies دارد و با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار دیگر مناطق ایران، شباهت‌های سنگی و زیستی زیادی دارد.

« ردیف‌های شیلی – مارنی بالایی » ردیفی از شیل و مارن‌های رُسی تیره‌رنگ با رنگ هوازدگی مایل به سبز زیتونی – زرد است که به ویژه در اصفهان، یزد، خاور سمنان، کاشان، انارک و ۰۰۰، سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار را می‌پوشاند. این واحد سنگی، سیمای فرسوده و تپه ماهوری دارد و سنگواره‌های گوناگون آن، به ویژه آمونیت‌های نوع بودانتی سراس معرف آشکوب آلبین است. به همین‌رو، از این ردیف‌های شیلی اغلب با عنوان « شیل‌های آلبین » یاد می‌شود. گسترش جغرافیایی شیل‌های آلبین محدود به ایران مرکزی نیست. در پهنه‌های زاگرس، البرز، کپه‌داغ و ۰۰۰، نیز ردیف‌های آلبین، شیل‌های سبزرنگ هستندکه می‌تواند بیانگر شرایط یکسانی رسوبی زمان آلبین در تمام ایران باشد. شاخص‌ترین نهشته‌های شیلی آلبین ایران مرکزی را می‌توان در

باختر گسل چاپدونی دید که از جنوب خور تا بیاضه و خاور یزد ادامه دارد. ولی چرخه‌های رسوبی پس از آلبین سبب شده تا این‌گونه شیل‌ها در همه جا دیده نشود.

ردیف‌های سه گانهٔ کرتاسهٔ پایین ایران مرکزی هنوز به طور رسمی نام‌گذاری نشده‌اند. با وجود این، در ناحیهٔ یزد - تفت، به طور غیررسمی، به رسوبات تخریبی پایه « سازند سنگستان »، به سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار میانی « سازند تفت »، و به شیل‌های آلبین « سازند درهٔ زنجیر » نام داده شده است (نبوی، ۱۹۷۲) و یا در ناحیهٔ خور به ترتیب هم‌ارز سه سازند یاد شده در ناحیهٔ یزد – تفت از نام‌های « نقره »، « شاه‌کوه » و « بازیاب » استفاده شده است.

در ایران مرکزی، همانند دیگر نقاط ایران (به جز زاگرس)، مرز کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا ناپیوسته همراه با فازهای فرسایشی، هم‌ارز با رخداد زمین‌ساختی اتریشین است. چنین به نظر می‌رسد که از اوایل کرتاسهٔ پسین، تحولات زمین‌ساختی موجب تغییرات زیادی در وسعت، ژرفا و شرایط زیستی حوضه‌های رسوبی شده، به سانی که در اثر این رویداد حوضه‌های مستقلی به وجود آمده که از نظر رخساره شرایط رسوب‌گذاری و محیطی با هم اختلاف عمده داشته و آغاز و پایان آنها در همه جا همزمان نیست. به همین‌رو، در بیشتر نقاط ایران مرکزی، ردیف‌های کرتاسهٔ بالا با رسوب‌های کم ژرفای سنومانین آغاز می‌شود ولی در مجموع ماسه‌سنگ کلوکونیت‌دار، سنگ‌آهک‌های هیپوریت و اینوسراموس‌دار و نهشته‌های شیلی – مارنی عمومیت دارد. در حالی که در فرونشست انار – بردسیر، نهشته‌های سنومانین در حوضه‌های کم عمق تا نیمه عمیق انباشته شده‌اند. و یا در مناطقی مانند گلپایگان و تفرش، ردیف‌های آشکوب سانتونین آغازگر ردیف‌های کرتاسهٔ بالا است. در تغییرات مربوط به رخساره و ستبرای رسوبات کرتاسهٔ بالایی ایران مرکزی رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت دوبارهٔ گسل‌ها نقش اساسی داشته‌اند. برای نمونه در باختر گسل نایین، توالی کرتاسهٔ بالا از نوع سنگ‌آهک‌های پلاژیک و ژرف است، در حالی که در خاور همین گسل، رسوبات کرتاسهٔ بالای نخلک، چوپانان و جندق رخسارهٔ کم ژرفا دارند و یا این گونه سنگ‌ها وجود ندارد.