داشته باشد. اُربیتولین شاخص‌ترین سنگوارهٔ سازند تیرگان است که اغلب هستهٔ ائولیت‌های آهکی را تشکیل می‌دهد. بر پایهٔ سنگواره‌های موجود، سن سازند تیرگان نئوکومین (بارمین) تا آپتین است.

سازند تیرگان یکی از واحدهای سنگی و پایدار پهنهٔ کپه‌داغ است، ولی گاهی این سازند وجود ندارد. برای نمونه در ناحیهٔ جاجرم، سازند تیرگان گسترش نیافته و سنگ‌آهک کلات به سن ماستریشتین، بر روی ماسه‌سنگ‌های شوریجه است و یا در ۸۲ کیلومتری گنبدکاووس، باز سازند تیرگان وجود ندارد و سازند آیتامیر بر روی سازند شوریجه قرار دارد.

گفتنی است که جدا از تغییرات ستبرا، گاهی می‌توان شاهد تغییر رخسارهٔ سازند تیرگان بود. برای نمونه در بُرش حمام‌قلعه، ۹۰ متر از بخش میانی سازند را ماسه‌سنگ‌های خاکستری و نخودی رنگ همراه با لایه‌های نازک آهک و مارن تشکیل می‌دهد. جدا از پهنهٔ کپه‌داغ، سنگ‌آهک‌های ائولیتی سازند تیرگان را می‌توان در دامنه‌های شمالی بینالود (جنوب جادهٔ مشهد – قوچان) و کوه شاه‌جهان (شمال اسفراین) دید. این رخنمون‌ها هیچ‌گونه نشانه‌های زمین‌ساختی ندارند و به نظر می‌رسد که دریای تیرگان، به سمت جنوب تا کوه‌های بینالود، گسترش داشته است.

سازند مارنی سرچشمه : نام این سازند از روستای سرچشمه (۱۴ کیلومتری شمال خاوری بینالود) گرفته شده، ولی بُرش الگوی آن در دماغهٔ خاوری تاقدیس خور، کنار راه مشهد به کلات، مطالعه شده است.سازند سرچشمه در محل بُرش الگو، با ۳۱۰ متر ستبرا، از دو بخش غیررسمی و یک لایهٔ کلیدی تشکیل شده است. بخش زیرین سازند، حدود ۱۷۸ متر مارن همگن به رنگ خاکستری مایل به آبی است. بخش بالایی سازند ۱۳۲ متر شیل آهکی خاکستری تیره است که میان‌لایه‌های نازکی از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری دارد. پایان بخش سازند سرچشمه، یک لایه کلیدی یک متری از سنگ‌آهک‌های زیست‌آواری است که راهنمای خوبی برای تعیین مرز بالایی سازند می‌باشد. در بُرش‌های گوناگون، تغییرات نسبت بخش مارنی پایینی به شیل بالایی زیاد است و گاهی ممکن است یکی از آنها وجود نداشته باشد.تغییرات ضخامت سازند سرچشمه درخور توجه

است. در یک نگاه کلی، ستبرا از خاور به باختر افزایش می‌یابد. در بُرش نـار (خـاوری‌تـرین بـرش)، سازند سرچشمه ۱۵۰ متر ضخامت دارد. در ۱۰۰ کیلومتری شمال خـاوری گنبـدکاووس ضـخامت سازند سرچشمه ۱۰۹۰ متر است. هر دو همبری سازند با واحدهای سنگی زیرین (سازند تیرگان) و بالایی (سازند سنگانه) هم‌شیب است. ولی گاهی دو سازند تیرگان (درزیر) و سرچـشمه بـا یکـدیگر ارتباط بین انگشتی دارند.جدا از روزنه‌داران فـراوان، در بـاختر کپـه‌داغ، سـازند سرچـشمه آمونیـت فراوان دارد.

مجموعهٔ سنگواره‌های این سـازند، نـشانگر سـن بـارمین پـسین تـا آپتـین میـانی اسـت.گـسترش جغرافیایی سازند سرچشمه در خور توجه است. از مـرز افغانـستان بـه سـمت بـاختر، سرچـشمه را می‌توان در یک فاصلهٔ ۱۱۰ کیلومتری دید. ولی در شمال کوه کورخود- رباط قره‌بیـل، ایـن سـازند رخنمون ندارد و سازند آیتامیر روی سنگ‌های کهن‌تر از سازند سرچشمه (تیرگـان، شـوریجه) قـرار دارد.

سازند شیلی سنگانه : بُرش الگوی سازند سنگانه در ۴ کیلومتری شمال باختری روستای سنگانه، در ۷۰ کیلومتری شمال خاوری مشهد، (در نزدیکی کلات) مطالعه شده است. از نظر سنگ‌شناختی، سازند سنگانه شامل شیل‌های همگن به رنگ خاکستری تیره تا سیاه کمـی مایـل بـه سـبز، بـدون لایه‌بندی شاخص و مقدار ناچیز میان‌لایه‌های سیلت سنگ است.سـازند سـنگانه دو ویژگـی آشـکار دارد، یکی سیمای ریخت‌شناسی تپه ماهوری فرسوده و پشته مانند به رنگ سبز – خاکـستری، دوم گرهک‌های عدسی و بیـضوی شـکل از رس‌هـای آهـن‌دار کـه گـاه هـسته‌ای از سـنگوارهٔ آمونیـت دارد.ضخامت سازند سنگانه در محل بُرش الگو، ۷۵۰ متر است، ولی به سمت شمال و باختر، سـتبرا تا ۲۰۰۰ متر افزایش می‌یابد. هر دو همبری سازند سنگانه با واحدهای زیرین (سـازند سرچـشمه) و زبرین (سازند آیتامیر) هم‌شیب است. ولی گاهی تفکیک سرچشمه و سنگانه ناممکن است و گـاهی

نیز (شمال گسل کورخود – رباط قره بیل) مرز بالایی سنگانه فرسایشی و به سازند کلات به سن ماستریشین و یا سازند چلکن به سن پلیوسن است.

سازند شیلی سنگانه، به سن آلبین، یادآور شیل‌های آلبین نواحی جام، اصفهان و یزد (سازند غیر رسمی دره زنجیر) و سازند کژدمی در زاگرس است. این شباهت می‌تواند نشانگر شرایط یکسان رسوبی بر حوضه‌های زمان آلبین ایران باشد.

سازند آواری آیتامیر (آتامیر) : بُرش الگوی این سازند در ۵ کیلومتری جنوب خاوری روستای آیتامیر، در ۷۰ کیلومتری شمال خاوری گنبدکاووس قرار دارد. از نظر سنگ‌شناختی، بخش پایینی سازند آیتامیر ۶۱۲ متر ماسه‌سنگ با ریخت‌شناسی برجسته و بخش بالایی آن ۳۸۸ متر شیل است. گلوکونیت فراوان در دو بخش یاد شده سبب شده تا این سازند سیمای سبز زیتونی داشته باشد که راهنمای خوبی برای شناسایی آن است. سازند آیتامیر در محل بُرش الگو، ۱۰۰ متر ستبرا دارد. ستبرای این سازند در کنترل گسل‌های طولی همزمان با رسوبگذاری است و در یک نگاه کلی، از شمال به جنوب ضخامت کاهش می‌یابد، به گونه‌ای که در جنوب گسل کورخود – رباط قره‌بیل، ضخامت این واحد سنگی فقط ۶ متر است و حتی در نواحی جنوبی‌تر (شمال گسل جاجرم) این سازند وجود ندارد.

در بیشتر بُرش‌ها مرز زیرین سازند آیتامیر با سازند سنگانه تدریجی و مرز بالایی آیتامیر همواره فرسایشی و نشانگر خشکی‌زایی اوایل کرتاسهٔ پسین است.بخش ماسه‌سنگی سازند آیتامیر در محل بُرش الگو، بدون سنگواره است ولی در دیگر نواحی (مراوه تپه و شمال درهٔ اترک) دارای آمونیت‌های سنومانین پیشین است. بخش شیلی (بالایی) سازند آیتامیر دربر دارندهٔ روزنه‌داران گوناگون با سن سنومانین است. ولی سن آپتین پسین – سنومانین میانی بیشتر محتمل است.ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های گلوکونیتی سنومانین جدا از پهنهٔ کپه داغ، در جنوب اصفهان نیز برونزد دارد که جایگاه چینه‌شناسی و ویژگی‌های زیستی مشابه با سازند آیتامیر دارد.

سازند آب‌دراز : بُرش الگوی این سازند در خاور راه مشهد – سَرخس در حدود یک کیلومتری گردنهٔ مزدوران قرار دارد. از نظر سنگ‌شناختی، سازند آب دراز دو رخسارهٔ متفاوت دارد. در خاور جادهٔ درگز – قوچان، سازند آب‌دراز شامل شیل خاکستری روشن است که سه و گاهی چهار تناوب از سنگ‌آهک گچی دارد. در باختر جادهٔ درگز – قوچان، آب دراز تنها از نوع سنگ‌آهک گچی – مارنی همگن است. در هر دو رخساره، سیمای عمومی سازند، رنگ سفید مایل به خاکستری دارد و دوکفه‌ای‌های نوع اینوسراموس و آمونیت از ویژگی‌های آن است. در محل بُرش الگو، سازند آب دراز ۱۸۸ متر ستبرا دارد ولی به سوی جنوب خاور و باختر، سازند ضخیم‌تر میشود. ولی، در شمال جاجرم، این سازند وجود ندارد و سنگ‌آهک کلات بر روی سازند شوریجه دیده می‌شود.در همه جا، مرز زیرین آب دراز ناپیوسته و نشانگر چرخهٔ فرسایشی اوایل کرتاسهٔ پسین است. مرز بالایی آب دراز به سازند آب‌تلخ تدریجی و منطبق بر آخرین لایهٔ سنگ‌آهک گچی سازند آب دراز است. ولی گاهی مرز بالای آب دراز، ناپیوسته و با ردیف‌های جوان‌تر کرتاسه بالا است .

روزنه‌داران، آمونیت، اینوسراموس و خارپوست از سنگواره‌های شاخص سازند آب دراز است. در بیشتر بُرش‌ها، تغییرات سنی سازند آب‌دراز از تورونین تا کونیاسین است . ولی گاهی لایه‌های تورونین وجود ندارد و یا گاهی لایه‌های پایانی این سازند به آشکوب سانتونین است. بنابراین، مرز پایین و بالای این سازند در همه جا همزمان نیست.

سازند شیلی آب تلخ : نام این سازند از روستای آب تلخ در خاور راه مشهد – سَرَخس گرفته شده که در ۷۷ متری شمال خاوری مشهد قرار دارد. بُرش الگوی این سازند در ادامهٔ برش سازند آب دراز، در حدود یک کیلومتری گردنهٔ مزدوران اندازه‌گیری شده است.در محل بُرش الگو، سازند آب تلخ با ۸۱۳ متر ضخامت، شامل شیل آهکی به رنگ خاکستری مایل به آبی و کمی مارن است.

نزدیک به سطح بالایی سازند، لایه‌های نازک ماسه‌سنگ رس‌دار و سنگ‌آهک مارنی- ماسه‌ای وجود دارد.در بُرش الگو، همبری سازند با سازند پایینی (آب دراز) و سازند بالایی (نیزار) هم‌شیب و

تدریجی است. روزنه‌داران بُرش الگو، سن این سازند را سانتونین میانی و ماستریشتین پیشین تعیین کرده است. وکیل باغمیشه (۱۳۷۶)، به دلیل انقراض استراکود جنس Cythereis، سازند آب تلخ را پایان بخش کرتاسهٔ کپه داغ می‌داند.سازند آب تلخ بهترین گسترش را در خاور کپه داغ دارد. در ۱۵ کیلومتری بُرش الگو، ضخامت سازند تا ۱۲۵۰ متر افزایش می‌یابد. سازند آب تلخ در بخش‌های باختری کپه داغ، تنها در ناودیس آیتامیر دیده می‌شود و در دیگر برش‌ها، سازند آب تلخ یا رسوب نکرده و یا فرسوده شده است.

سازند ماسه‌سنگی نیزار : بُرش الگوی این سازند در تنگ نیزار، بر سر راه مشهد به سَرَخس قرار دارد. در این محل سازند مذکور، ۳۱۸ متر ماسه‌سنگ‌های ضخیم لایهٔ گلوکونیتی دانه ریز تا متوسط دانه و شیل با لایه‌هایی از سنگ‌آهک ماسه‌ای در بخش بالایی است. تخلخل فراوان از ویژگی‌های بارز این ماسه‌سنگ‌ها است.سازند نیزار به طور هم‌شیب بر روی سازند آب تلخ و در زیر کلات قرار دارد. این سازند، سنگوارهٔ شاخص ندارد و تنها به دلیل جایگاه چینه‌شناسی به سن ماستریشتین دانسته شده است.

گسترش سازند نیزار به طور عمده به نواحی جنوب خاوری کپه داغ محدود است. از درگز به سوی باختر، این سازند گزارش نشده است. در برونزدهای خاوری، تغییرات ضخامت و سنگ‌شناختی ماسه‌سنگ‌های نیزار زیاد است. برای نمونه در نزدیک مرز افغانستان (برش نار) نیزار فقط ۴۵ متر ضخامت دارد . در تنگ چهل‌کمان بخش زیرین سازند شامل ماسه‌سنگ و بخش بالایی آن شیل ماسه‌ای است و یا در بُرش جنوب ناودیس کلات، سازند نیزار با ۵۹۰ متر ضخامت شامل یک بخش ماسه‌سنگی کم سیمان در زیر، یک بخش سنگ‌آهک در وسط و یک بخش ماسه‌سنگ‌آهکی در بالاست.

سازند آهکی کلات : نام این سازند از ناودیس کلات و شهرک کلات نادری گرفته شده، ولی بُرش الگوی آن در تنگ نیزار (سرراه مشهد به سَرَخس) مطالعه شده است. در این محل، سازند کلات

شامل ۲۷۷ متر سنگ‌آهک ماسه‌ای زیست آواری و صخره ساز با همراهانی از شیل آهکی است. در بُرش الگو، ۵ بخش قابل شناسایی است که از پایین به بالا عبارتند از :

× بخش سنگ‌آهک زیرین به ضخامت ۸۵ متر،

× بخش شیل زیرین به ضخامت ۸۴ متر،

× بخش سنگ‌آهک میانی به ضخامت ۲۳ متر،

× بخش شیل بالایی به ضخامت ۵۳ متر،

× بخش سنگ‌آهک بالایی به ضخامت ۳۲ متر.

بخش پنجم سازند کلات، از نوع بایوستروم رودیستی است که در تشکیل آن رادیولیتیده و هیپوریتیده مشارکت دارند. مطالعات سنگ‌شناسی محبوبی و همکاران (۱۳۷۶) نشان داد که سنگ‌های بخش پنجم سازند کلات، از سه رخسارهٔ آهک و یک رخسارهٔ مارنی و شیلی تشکیل شده است که در کم عمق‌ترین بخش یک چرخهٔ بزرگ پسرونده، در یک محیط دریایی گرم، با شوری زیاد عمق و انرژی کم، بر جای گذاشته شده‌اند.از ۵ بخش بُرش الگو فقط بخش زیرین در تمام منطقه گسترش دارد. بخش‌های دیگر به سوی خاور و باختر نازک شده و ناپدید می‌شوند.

در محل بُرش الگو، همبری این سازند با سازند نیزار هم‌شیب و همساز است. مرز بالایی آن به رسوب‌های قاره‌ای هم‌شیب است، ولی این مرز ناپیوسته است.بخش‌های ۵ گانهٔ برش الگو، انواع گوناگونی از روزنه‌داران ماستریشتین دارند که در بین آنها، انواع گلوبوترونکانا از همه شاخص‌تر است. در تنگ نیزار (بُرش الگو)، یک لایهٔ صدف سنگ در قاعدهٔ سازند و چندین لایه سنگ‌آهک رودیستی در بخش بالایی وجود دارد.وکیل باغمیشه (۱۳۷۶)، سنگواره‌های منسوب به ماستریشتین را آواری و حمل شده می‌داند و با استناد به روزنه‌داران کف‌زی مانند Eponides sp.، Rotalia

sp.، Elphidium sp. و روزنه‌داران پلانکتون مانند Globigerinatheka sp. و Hantkenina sp و اســـتراکودهای موجـــود ماننـــد Paleomonosmirabilia sp، Hermanites sp.، Cushmanidia sp.، Legominocythere sp سن سازند کلات را ائوسن مـی‌دانـد کـه ایـن دیدگاه نیاز به بررسی بیشتر دارد.

سازند کلات بیشتر در مناطق مرکزی و خاور کپه داغ گسترش دارد. در باختر کپه داغ، ردیـف‌هـای قیاس شده با سازند کلات رخسارهٔ بُرش الگو را ندارند و از جنوب به شـمال، ضـخامت آنهـا کـاهش می‌یابد. در این نواحی، همبری سـازند کـلات بـا سـازندهای زیـرین (شـوریجه، آب دراز، سـنگانه) ناپیوسته و فرسایشی است.

سازند شیلی نفته : نام این سازند از روستای نفته در خاور کپه داغ گرفته شده و شامل حدود ۶۰ متر شیل‌های خاکستری‌رنگ، گاه با میان‌لایه‌هایی از سنگ‌آهک ماسه‌ای است که تنها در خاور کپه داغ برونزد دارد. مرز پایینی آن با سازند کلات و مرز بالایی آن با سازند پستلیق (به سـن پالئوسـن) هم‌شیب و تدریجی است.

کرتاسه در مکران

در پهنهٔ مکران، سنگ‌های کرتاسه دو خاستگاه متفاوت دارند. در کربنات‌های پیش‌کمانی جداکنندهٔ مکران شمالی از مکران جنوبی، سنگ‌های کرتاسه بیشتر از نوع کربنات‌های سکویی به همراه کمی روانه‌های آتشفشانی هستند. بخش بیشتر سنگ‌های کرتاسهٔ مکران، آمیزه‌ای از سنگ‌های اولترامافیک، مافیک و رسوب‌های پلاژیک نواحی ژرف‌اند که در دراز گودال‌های ژرف شکل گرفته و پی‌سنگ مکران را می‌سازند. سنگ‌های قاره‌ای و اقیانوسی یاد شده نظم چینه‌ای ندارند و بیشتر به صورت آمیزه‌های زمین‌ساختی هستند که در فواصل کوتاه تغییر جنس می‌دهند. به همین‌رو نام و ویژگی‌های گوناگون دارند. شکل‌های زیر نشانگر نام واحدهای سنگی و ارتباط مکانی سنگ‌های کرتاسه در نواحی طاهرویی، میناب، فنوج و نیک‌شهر است که می‌تواند بیانگر بخشی از ویژگی‌های کرتاسهٔ مکران باشند. در ضمن، مجموعه‌های نفوذی بند زیارت، رمشک و همچنین نهشته‌های فلیشی غیرقابل تفکیک و سنگ‌آهک‌های سکویی بخش‌های دیگری از سنگ‌های کرتاسهٔ مکران‌اند (شکل ۵-۱۹)

نوضیح شکل(۵-۱۹)

.KPecm: پی‌سنگ افیولیتی مکران شامل: (sh) شیل و سیلیت، سنگ‌آهک پلاژیک، (r) رادیولاریت، (sp) اسپلیت، (on) آندزیت، (b) بازالت، (gb) گابرو، (db) دپایاز، (d) دیوریت، (ub) هارزبوژیت، (sr) سرپانتینیت

Kd: مجموعهٔ دورکان شامل: سنگ‌آهک، گدازه‌های بازیک تا متوسط، سنگ‌های آتشفشانی دگرگون، فیلیت، شیست.

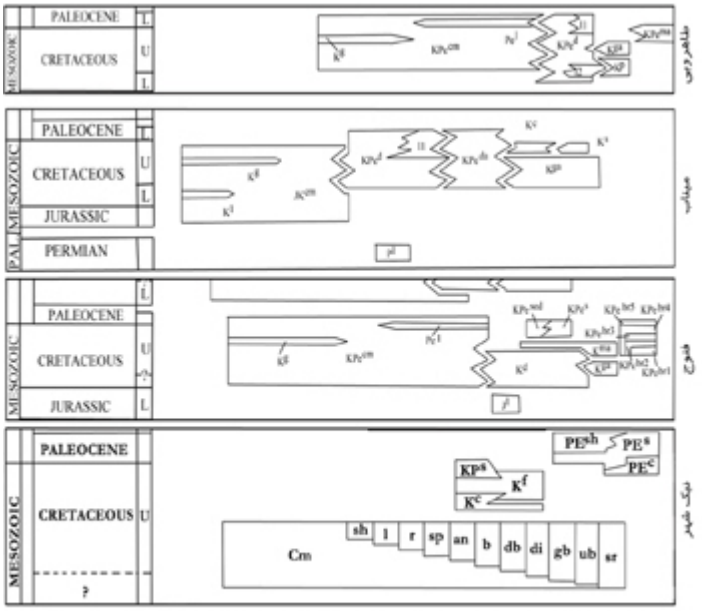
Kpede: مجموعهٔ درانار شامل: گدازه‌های بالشی قلیایی، سنگ‌آهک پلاژیک، چرت، نهشته‌های ماسه‌ای و کمی توده‌های نفوذی

.Kga: مجموعهٔ گنج شامل: گدازه‌های بازیک تا متوسط، رسوب‌های آشفته، سنگ‌آهک، توف، توده‌های نفوذی کوچک.

Kma: مجموعهٔ مختارآباد شامل: گدازه‌های بالشی بازالتی، سنگ‌آهک پلاژیک، شیل، سنگ‌ماسهٔ توفی و کمی توده‌های دیابازی.

KPebr: مجموعهٔ بُن‌رود شامل: سنگ‌آهک، توف، شیل، سنگ‌های آتشفشانی بازی با ساخت بالشی.

KP: واحد پاتوران شامل: شیل، ماسه‌سنگ، گدازه‌های بازیک تا متوسط، سنگ‌آهک، فیلیت.



شکل ۵-۱۹-هم ارزی مکانی واحدهای سنگ چینه‌ای کرتاسه مکران در نواحی ظاهرویی-میناب-فنوج و نیک شهر (مکال، ۱۹۸۵)

ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه

مقدمه

یکی از ویژگی‌های کرتاسهٔ ایران، تأثیر قابل ملاحظهٔ تنش‌های زمین‌ساختی است که گاه به صورت فشارشی و گاهی به صورت کشش بوده‌اند. در حالت‌های کششی، فرونشست‌های باریک و عمیق (از نوع تتیس جوان) به وجود آمده که در بسیاری از حالات، تا رسیدن به گوشته پیش‌رفته است و در نتیجهٔ آن، ضمن تشکیل کافت‌های درون قاره‌ای عمیق و انباشت رسوبات، مواد ماگمایی، به ویژه مربوط به گوشته، در این فرونشست‌ها جایگیر شده‌اند. در فازهای فشردگی، ضمن بسته شدن کافت‌های درون قاره‌ای، چین‌خوردگی، دگرگونی و آمیختگی رسوبات روی داده است.

یافته‌های زمین‌شناسی ایران نشانگر آن است که ماگمازایی و دگرگونی کرتاسه به طور عمده نتیجهٔ سه جنبش زمین‌ساختی سیمرین پسین (نئوکومین – آلبین)، فاز اتریشی (سنومانین – سانتونین) و رخداد لارامید (ماستریشتین پایانی) است.

ماگمازایی کرتاسهٔ پایین گسترش محدودی دارد، در حالی که، جنبش‌های کرتاسهٔ پسین با دگرگونی و ماگماتیسم و به ویژه افیولیت‌زایی همراه بوده و مسایل جالبی در ارتباط با اقیانوس‌زایی مطرح می‌کند. افزون بر دگرگونی و ماگماتیسم، بسته شدن زمیندرزهای کهن و فرارانش آمیزه‌های افیولیتی بر روی حاشیهٔ ریزقاره‌ها، از ویژگی‌های کرتاسهٔ ایران است که در اواخر کرتاسه رخ داده و در برخی از نواحی تا پالئوسن ادامه داشته است.

سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه

از نظر زمانی، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ ایران را می‌توان به دو گروه کرتاسهٔ پایین و کرتاسهٔ بالا تقسیم کرد. گدازه‌های کرتاسهٔ بالا، دو خاستگاه متفاوت دارند. بخشی از آنها حاصل ذوب پوسته‌های قاره‌ای و بخش دیگر مربوط به آخرین مراحل ماگماتیسم اقیانوسی است . از ترکیب تکاپوهای آتشفشانی کرتاسه جز در موارد نادر، اطلاع دقیقی در دست نیست. به گزارش کازمین و همکاران

(b1986)، گدازه‌های ژوراسیک پسین – نئوکومین و کرتاسهٔ پسین ایران ترکیب کلسیمی - قلیایی دارند.

« سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین »، به طور عمده به صورت تکاپوهای آتشفشانی پس از کوهزایی بوده و به طور اساسی شامل سنگ‌های بازیک قلیایی است. سنگ‌های بازالتی این زمان در مناطق قاین، خارتوران، تهران قزوین، رشت، ارومیه، سنندج و ۰۰۰ گزارش شده است. در آمل و ساری، بازالت‌های کرتاسهٔ پایین با مواد آذرآواری همراه است. جدا از بازالت، گاهی گدازه‌های کرتاسهٔ پایین از نوع آندزیتی - تراکیتی (منطقهٔ سنندج)، بازالتی – آندزیتی (منطقهٔ خوی)، آندزیتی (منطقهٔ انار) و آندزیتی همراه با توف (مناطق اقلید و نایین) است.سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین را بیشتر در زون سنندج – سیرجان، یا کمان ماگمایی ارومیه – بزمان و پهنهٔ البرز می‌توان دید. نواحی زیر از جمله مناطقی است که سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین در آن گزارش شده است.

× در اقلید، در میان سنگ‌های کرتاسهٔ پایین، گدازه‌های بازالتی، همراه با برش آتشفشان و توف وجود دارد که دستخوش دگرسانی ثانویه شده‌اند. (هوشمندزاده، ۱۳۶۷).

× در نایین، یک مجموعهٔ رسوبی – آتشفشانی در قاعدهٔ آهک‌های اُربیتولین‌دار کرتاسه پایینی دیده می‌شود (عمیدی، ۱۹۷۵).

× در سَرو بالا، سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی کرتاسهٔ پایین با لایه‌ها و یا عدسی‌های آهکی از یکدیگر تفکیک می‌شوند (عمیدی، ۱۹۷۵).

× در گلپایگان، از نوع، تراکیت‌های غنی از فلدسپار و بازالت است (تیله و همکاران، ۱۹۶۸).

× در مهاباد، از نوع آندزیت، ریولیت و توف است (افتخارنژاد، ۱۹۷۸).× در حاجی‌آباد، از نوع آندزیت است (هوشمندزاده).

× در کبودرآهنگ (شمال همدان) از نوع آندزیت با ترکیب متنوع بازالت، توف‌های آندزیتی، کراتوفیر به ضخامت ۳۰۰ تا ۵۰۰ متر است (بلورچی، ۱۹۷۵).

× در ناحیهٔ زنجان، از نوع آندزیت میان‌لایه‌ای با سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار است (اشتوکلین، ۱۹۶۹).

× در شرق دماوند، از نوع گدازه‌های بازیک مخلوط با گچ (سازند گچ و ملافیر) است (اشتایگر، ۱۹۶۶).

× در جنوب چالوس، از نوع بازالت‌های آندزیتی و بازالت‌های اولیوین‌دار است که کارتیه (۱۹۷۱) به آن سازند چالوس نام داده است.

× در بندرانزلی، از نوع گدازه‌های زیردریایی و توف‌های آندزیتی همراه با آهک‌های ریفی (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲).

× در جواهرده، همراه با نهشته کربناتی آهکی کرتاسهٔ پایین لایه‌های توفی نیز وجود دارد.

× در پل رود، سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ پایین حدود ۱۱۰۰ متر بازالت حفره‌دار همراه با لایه‌های نازک آگلومرایی است (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

× در البرز مرکزی، گدازه‌های کرتاسهٔ پایین شامل دیاباز الیوین و اوژیت‌دار و دیاباز هماتیتی (ملافیر) است که گاهی در قاعدهٔ سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار سازند تیزکوه قرار دارند.

« سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالا » به طور عمده به صورت گستره‌های آتشفشانی بازیک تا حدواسط مانند سنگ‌های بازالتی – اسپیلیتی است. اثرات دگرسانی بر این مجموعه، موجب بروز پاراژنز ثانویه و تشکیل سنگ‌های ماگمایی دگرگونی و یا دگرسان، گردیده است. سنگ‌های آتشفشانی کرتاسهٔ بالا به ویژه در نواحی زیر گزارش شده‌اند:

× در اهر از نوع بازالت‌های زیردریایی، آندزیت، تفریت‌های آنالیسم‌دار همراه با مواد آذرآواری (لسکویه و همکاران، ۱۹۷۸).

× در سنندج – مهاباد، از نوع سنگ‌های آتشفشانی با خصلت متوسط تا بازیک (افتخارنژاد، ۱۹۸۰).

× درکمان ماگمایی ارومیه – بزمان به ویژه سورک نطنز و نایین از نوع ریولیت (درزیر) آندزیت و داسیت (دربالا)، به ضخامت ۱۰۰ تا ۱۲۰۰ متر (عمیدی، ۱۹۷۵).

× دردامنهٔ شمالی البرز مرکزی به ویژه عَلَم‌کوه، پل رود، چم‌رود، لاهیجان، اَملَش از نوع آتشفشان‌های اسید تا بازیک (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

× در زنجان از نوع آندزیت‌های پیروکسن و هورنبلنددار (اشتوکلین و همکاران، ۱۹۶۴).

× در البرز شرقی دایک‌هایی سازند لار را قطع کرده‌اند که سن پرتوسنجی آنها ۱/۸±۹۶، ۱/۶± ۱۰۸ و ۱/۶±۱۰۰، است که از نوع قلیایی گاهی سدیمی و گاهی پتاسیمی است (اشتامفلی، ۱۹۷۸).

× در خارتوران در مرز میان کرتاسهٔ زیرین – بالایی تکاپوهای آتشفشانی همراه با رسوبات پلاژیک گزارش شده است (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲).

× در شمال تبریز، فلیش‌های کرتاسهٔ بالا، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی دارند (افتخارنژاد و همکاران، ۱۹۷۵).

× در ماسوله، سنگ‌های آتشفشانی به صورت میان‌لایه‌ای همراه با سنگ‌های ماستریشتین است (دیویس و همکاران، ۱۹۷۲).

در باریکه‌های افیولیتی نواحی گوناگون ایران از جمله شمال سبزوار، شرق کاشمر، تربت حیدریه، ماکو، غرب ارومیه و ۰۰۰ ، گدازه‌های آندزیتی – بازالتی گسترده‌ای وجود دارد که اغلب با رسوبات پلاژیک کرتاسهٔ بالا و یا سنگ‌های مجموعه‌های افیولیتی همراه است. این گدازه‌ها مربوط به آخرین تکاپوی ماگمایی کرتاسهٔ بالایی، از توالی افیولیتی دانسته شده‌اند. ماهیت ماگماتیسم بازالتی وابسته به این مجموعه، از نوع تولئیتی است.

در برخی نواحی ایران از جمله در شمال زاهدان، گدازه‌های کرتاسهٔ بالا به درون حوضهٔ فلیشی راه یافته و مجموعه‌های آتشفشانی - رسوبی کرتاسهٔ بالا را به وجود آورده‌اند.

توده‌های نفوذی کرتاسه

همهٔ توده‌های نفوذی کرتاسه دارای سن کرتاسهٔ پسین و در ارتباط با فاز کوهزایی لارامید هستند که ممکن است ناشی از ذوب پوستهٔ سیالیک باشند. توده‌های نفوذی کرتاسهٔ بالایی، به ویژه در امتداد حاشیهٔ قاره‌ای فعال ایران مرکزی، یعنی در زون سنندج – سیرجان رخنمون دارند. افزون بر آن، تودهٔ نفوذی بزمان در حاشیهٔ جنوبی بلوک لوت و نیز یک بیرون‌زدگی در ناحیهٔ البرز باختری گزارش شده است (شکل ۵-۷). به نفوذهای یاد شده، باید دایک‌ها و گاه توده‌های استوک مانند را افزود که به طور معمول ترکیب حدواسط – بازیک دارند.

« در البرز باختری »، نفوذی کرتاسهٔ پسین منحصر به یک تودهٔ کوچک از سینیت و مونزونیت است که سنگ‌های گروه شمشک را بریده‌اند. این تودهٔ کوچک را آنلز (۱۹۷۵) به نام « مونزونیت سرده » نامگذاری و به زمان کرتاسه نسبت داده شده است.

« در نوار سنندج – سیرجان » توده‌های نفوذی کرتاسهٔ پایانی – پالئوسن، به ویژه بین همدان – گلپایگان برونزد دارند. توده‌های نفوذی اسیدی مورد نظر، بخشی از توده‌های گابرویی ژوراسیک و

محصولات گرمایی آنها را هضم کرده و یا به صورت بیگانه‌سنگ در بر دارند که نشانگر قدمت این دو نوع سنگ نسبت به یکدیگر است.

مهم‌ترین نفوذی کرتاسهٔ بالای نوار سنندج – سیرجان، « گرانیت الوند » در جنوب باختری همدان است. این توده حدود ۴۰ کیلومتر درازا و ۱۰ کیلومتر پهنا دارد و در راستای شمال باختر – جنوب خاور، بلندی‌های اصلی کوه الوند (با ارتفاع ۳۵۶۵ متر) را می‌سازد.

گرانیت الوند به رنگ خاکستری روشن با دانه‌های متوسط بوده و نوعی گرانیت کلسیمی - قلیایی با پورفیربلاست‌های میکروکلین و کوارتز است که شیست‌های همدان را قطع کرده و خود با سنگ‌آهک‌های سازند قم به سن آکیتانین پوشیده شده است. رخسارهٔ سنگ شناختی این توده متنوع است، ولی ترکیب ژئوشیمیایی سنگ‌ها تا حدودی شباهت دارد. تزریق گرانیت الوند در شیست‌های همدان، با ایجاد یک هالهٔ دگرگونی از نوع هورنفلس‌های مسکوویت‌دار و تورمالین‌دار همراه است.

حالت مشابهی در نزدیکی تویسرکان دیده می‌شود، اما در این ناحیه هورنفلس‌ها با ضخامت نزدیک به ۸ کیلومتر و رخساره‌های مختلف هورنفلس، به طورکامل مستقل از گرانیت الوند است (برو، ۱۳۶۹). هورنفلس‌های نزدیک تویسرکان شامل سنگ‌های به طور کامل تیرهٔ توده‌ای با بیوتیت – پورفیروپلاست‌های بزرگ از کردیریت و آندالوزیت است که با حاشیه‌ای از اسپنیل سبزرنگ احاطه شده است. به باور برو (۱۳۶۹)، گرانیت الوند این رخساره‌های دگرگونی را بریده است. بنابراین، عامل دگرگونی، یک فاز دگرگونی گرمایی پس از ژوراسیک و پیش از جایگیری گرانیت الوند است. از گرانیت الوند، دو نمونه (همدان و تویسرکان) برای سنجش سن پرتوسنجی مطالعه شده است. بیوتیت‌های این دو گرانیت، به روش پتاسیم – آرگون سن ۶۴ میلیون سال را نشان می‌دهد که با زمان پالئوسن زیرین همخوان است (برو، ۱۳۶۹) . در ضمن، گرانیت الوند هیچ‌گونه خردشدگی و یا دگرشکلی ناشی از فاز مهم زمین‌ساختی کرتاسهٔ پسین را نشان نمی‌دهد، و در نتیجه همزمان و یا

پس از فاز کوهزایی لارامید به وجود آمده است. از نفوذی‌های هم‌ارز الوند می‌توان بـه گرانودیوریـت سامن (۱۵ کیلومتری جنوب غرب ملایر) و گرانیت یونس در ملایر، برخی گرانیـت‌هـای گلپایگـان، گرانیت سُدیک بروجرد و سرانجام گرانیت طلادار آستانهٔ اراک اشاره کردکه در امتداد روند زاگـرس قرار دارند.

گرانیت بزمان : باتولیت بزمان در شمال جازموریان و در پایانـهٔ کمـان ماگمـایی – بزمـان، شـامل گرانیت قلیایی و گرانیت‌های هورنبلنددار است که توده‌هـای کوچـک‌تـری از گـابرو، دیوریـت آن را احاطه کرده‌اند. باتولیت بزمان ساختاری حلقوی دارد. بدین‌سان که گرانیت در وسـط و سـنگ‌هـای بازیک در حاشیه قرار دارند. هر سه نوع سنگ گابرو، دیوریت و گرانیت بـا رگـه‌هـای آپلیتـی قطـع شده‌اند . افزون بر آن دایک‌های دیابازی همهٔ مجموعه را بریده‌اند. بدین‌سان، باتولیت بزمان در یـک زمان جایگیر نشده، بلکه تزریق آن در مراحل متوالی بوده است.

باتولیت بزمان سنگ‌های پرمو – تریاس را بریده و با رسوبات فیلشی ائوسن – میوسن پوشیده شده است. مطالعات پرتوسنجی پورحسینی (۱۳۶۰) نشانگر آن است که سن ایـن تـوده حـدود ۲ ± ۷۴ میلیون سال است. گفتنی است که ترکیب شیمیایی تودهٔ نفوذی بزمان از نوع کلسیمی - قلیـایی و نشانگر انواع نفوذی‌های حاشیهٔ قاره‌ای و حاصل ذوب گوشته و یا پوسـتهٔ اقیانوسـی اسـت. بـه بـاور پورحسینی (۱۳۶۰)، تودهٔ کلسیمی - قلیایی بزمان بر روی منطقهٔ فـرورانش عمـان قـرار دارد و در کواترنری نیز تکاپوی ماگمایی با فوران‌های کلسیمی - قلیایی بزمان و تفتان دنبال شده اسـت. ایـن نکته نشانگر آن است که فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عُمان به زیر لبـهٔ قـاره‌ای جنـوب خـاوری ایـران (مکران)، دست کم در پایان مزوزوییک آغاز شده و تا امروز ادامه دارد.

دگرگونی کرتاسه

در ایران دگرگونی کرتاسه به طور عمده ناشی از حرکات کوهزایی کرتاسه پسین (رخداد لارامید) و از درجهٔ ضعیف است و گسترهٔ زیر پوشش آن نیز محدود به بخش شمالی کمربند سنندج – سیرجان (سنندج، صحنه، همدان، شهرکرد، بروجرد، اراک و گلپایگان) می‌شود. عامل این دگرگونی همان است که سبب گرانیت‌زایی کرتاسهٔ پسین در الوند، بروجرد، گلپایگان و ملایر شده است. افزون بر آن در پاره‌ای از کافت‌های درون‌قاره‌ای، (مجموعه‌های افیولیتی) رسوبات کرتاسهٔ بالا دگرگون شده‌اند.در پایانهٔ شمال باختری زون سنندج – سیرجان، یعنی در نواحی سنندج و مهاباد، رسوبات فلیش‌گونه و تناوب‌های آهکی کرتاسهٔ بالا دگرگون شده‌اند.

درجهٔ این دگرگونی ضعیف و رخسارهٔ آن شیست سبز است. در ناحیهٔ سقز و نوار مرزی ایران و عراق، دگرگونی درجهٔ بالاتری دارد، به گونه‌ای که عدسی‌های بزرگ سنگ‌آهک به مرمر تبدیل شده‌اند. عامل افزایش درجهٔ دگرگونی، یقین توده‌های نفوذی بعدی است که در زمان ترشیری جایگیری شده‌اند.در شمال باختری صحنه، سنگ‌آهک‌های کرتاسه به شدت تکتونیزه و شیستی شده و تبلور دوباره دارند (بُرو و همکاران، ۱۹۷۵).

در همدان، دگرگونی کرتاسهٔ پسین، موجب چین‌خوردن شیست‌وارگی فاز ژوراسیک شده و خود شیست‌وارگی جدیدی را در راستای N 140E و به موازی زاگرس و یک خطوارگی نامشخص به وجود آمده است (هوشمندزاده، ۱۹۷۲) . وضع کم و بیش مشابهی در بین بروجرد و اراک تا شهرکرد دیده می‌شود.مجموعه‌های افیولیتی و رسوبات فلیشی متعلق به کافت‌های درون‌قاره‌ای پوستهٔ ایران به طور عموم به شدت تکتونیزه و دگرگونی است. عامل این دگرگونی، نیروهای فشارشی است که سبب بسته شدن کافت‌ها شده‌اند. در ابتدای بسته شدن کافت، که فشار نسبت به دما بیشتر است، سنگ‌های مجموعهٔ افیولیتی در رخسارهٔ پرهنیت – پمپلی‌ئیت (بدون دگرشکلی) تا رخسارهٔ شیست آبی دگرشکلی دگرگون شده‌اند. ولی در مراحل پایانی فشارشی، با افزایش دما، رخسارهٔ دگرگونی به شیست سبز و حتی آمفیبولیت نزدیک شده است.

در بیشتر کافت‌های ایران، به ویژه در حاشیهٔ شمالی پهنهٔ مکران (حاشیهٔ جنوبی جازموریان) و در کنارهٔ باختری پهنهٔ فلیشی زابل، نهشته‌های فلیشی کرتاسهٔ بالا دگرگون شده و به اسلیت، فیلیت و شیست‌های براق تبدیل شده‌اند. گفتنی است که شدت دگرگونی، به ویژه در مجاورت گسل‌های عمده بیشتر است و با دور شدن از گسل، به تدریج درجهٔ دگرگونی کاهش می‌یابد. بنابراین، افزون بر نیروهای فشردگی کرتاسهٔ بالا، حرکت‌های بعدی در امتداد گسل‌ها می‌تواند در دگرگونی نقش داشته باشد. در نیریز، سن پرتوسنجی آمفیبولیت مجموعهٔ افیولیتی نیریز، حدود ۸۷ و ۸۹ میلیون سال است که به زمان بسته شدن زمیندرز نیریز اشاره دارد.

فصل ششم- سنوزوییک در ایران

مقدمه

توضیح

در ایران همانند دیگر نقاط جهان، سنوزوییک از ۶۵ میلیون سال پیش و پس از رخداد کوهزایی جهانی لارامین آغاز شده است و شامل دو دورهٔ ترشیری و کواترنری است. جدا از رویداد زمین‌ساختی و تحولات ژئودینامیکی، از نگاه زیستی نیز مرز مزوزوییک و سنوزوییک با ناپدید شدن خزندگان بزرگ، آمونیت‌ها، بلمنیت‌ها و بسیاری از موجودات ذره‌بینی مشخص می‌شود.رخداد لارامین یکی از رویدادهای زمین‌ساختی اثرگذار بر زمین‌شناسی ایران است که در اثر آن ضمن به هم‌رسیدن صفحه‌های جدا مانده و بسته شدن زمیندرز کهن (به جز مکران) حوضه‌های رسوبی مستقل سنوزوییک ایران شکل گرفته‌اند.

در البرز، رخداد لارامین سبب شده است تا دامنهٔ شمالی از دامنهٔ جنوبی جدا شود به همین رو نهشته‌های سنوزوییک بخش شمالی ایران در دو حوضهٔ رسوبی مستقل انباشته شده‌اند. در بخش شمالی البرز،کهن‌ترین نهشته‌های سنوزوییک، ردیف‌های دریایی میوسن هستند که رخسارهٔ پاراتتیس دارند و نشانگر پیش‌روی دریایی میوسن پس از یک دورهٔ خروج طولانی است. شرایط دریایی میوسن البرز شمالی، کم و بیش تا زمان کواترترنری ادامه داشته است. در بخش جنوبی البرز، پس از دوره‌های فرسایشی و انباشت آواری‌های پالئوسن (کنگلومرای فجن) زمین با دریای کم ژرفایی پوشیده شده که محل مناسبی برای ته‌نشست سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار ائوسن پیشین،

(سازند زیارت)، و توفیت‌هـــای سبز ائوسن میانـــی (سـازند کـرج) بـوده اسـت. در مـرز ائوسـن – الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن موجب خروج گسترده البرز جنوبی شـده اسـت بـه همـین‌رو سنگ‌های الیگوسن و حتی نئوژن البرز جنوبی گسترش بـسیار محـدود دارنـد و اغلـب ردیـف‌هـای انباشته شده در حوضچه‌های بین کوهی با شرایط اکسیدی هستند. رخداد زمین‌ساختی مرز میوسن – پلیوسن (فاز آتیکن) ضمن اثرگذاری بر فراخاست و مورفوتکتونیک البرز، سبب شده تا نهشته‌های پلیوسن البرز انباشته‌های کنگلومرایی (سازند هزار دره) باشند که در کوهپایه‌های جنـوبی البـرز بـه ویژه در حد فاصل قزوین تا سمنان رخنمون دارند. همانند زمان پلیوسـن، در زمـان کـواترنری نیـز شرایط رسوبی البرز جنوبی از نوع رودخانه‌ای سیلابی است که حاصل آن فرسایش شدید بلندی‌ها و پر شدن سریع گودی‌ها است.

در ایران مرکزی، بیشتر سنگ‌های پالئوسن انباشته‌های کنگلومرایی حاصل از چرخه‌های فرسایـشی رخداد لارامین هستند. سنگ‌های ائوسن گاهی نشانگر تکاپوهای آتشفـشانی و گـاهی انباشـته‌هـای فلیش گونه‌اند که در حاشیهٔ قـاره‌هـا انباشـته شـده‌انـد. عملکـرد رخـداد پیـرنئن موجـب برقـراری محیط‌های اکسیدی – قاره‌ای محدود شده به همین‌رو سنگ‌های الیگوسن ایران مرکـزی گـسترش محدود دارند و بیشتر از نوع مارن – سنگ ماسه و کنگلومرا هستند (سازند سرخ پایینی) کـه رنـگ سرخ دارند. پس از رخداد پیرنئن ، در اواخر الیگوسـن بخـش بـاختری ایـران مرکـزی (قـم، مـاکو، آذربایجان، تفرش، کاشـان ۰۰۰) بـا دریـای پیـشروندهٔ الیگوسـن - میوسـن پوشـیده شـده اسـت. سنگ‌های این دریای پیش‌رونده کربنات‌های سکویی نوع رمپ‌اند (سازند قـم) کـه در محـیط‌هـای کم‌ژرفا انباشته شده‌اند و نشان می‌دهند که در این زمان (الیگوسن – میوسن) قسمت‌های باختری ایران مرکزی زیر دریای پیشرونده‌ای بوده است که به احتمال از زاگرس به این ناحیـه آمـده اسـت. سنگ‌های نئوژن ایران مرکزی انباشته‌های قاره‌ای – اکسیدی هستند و نشانگر آنند کـه از میوسـن پیشین، با پسروی دریا، محیط‌های قاره‌ای حاکم شده که تا زمان پلیوسن و حتی کواترنر ادامه یافته است

.در پهنهٔ زاگرس سنگ‌های پالئوژن به سه رخسارهٔ ساحلی (سازند ساچون)، سکویی (سازند جهرم) و ژرف (سازنده پابده) هستند که نشانگر شرایط و ژرفای متفاوت محیط رسوبگذاری پالئوژن زاگرس می‌باشند. در ائوسن میانی، در اثر رخداد پیرنئن، دریا از نواحی ساحلی و سکویی پس نشسته در حالی که در تراف‌ها رخساره‌های ژرف سازند پابده به انباشت خود ادامه می‌داده‌اند. سنگ‌های الیگوسن – میوسن پیشین زاگرس، حتی در نواحی سکویی، کربنات‌های کم ژرفا است (سازند آسماری) که به بازگشت دوبارهٔ دریا و پوشیده شدن نواحی سکویی اشاره دارد. ردیف‌های میوسن پیشین – پلیوسن زاگرس (گروه فارس) معرف انباشتگی رسوب‌های همزمان با کوهزایی هستند که در یک دریای پسرونده به سمت جنوب باختری ته نشست شده‌اند. خروج گستردهٔ زمین در زمان پلیوسن سبب شده تا پسروی دریای نئوژن، در زمان پلیوسن در بیشترین مقدار باشد به همین رو سنگ‌های پلیوسن زاگرس انباشته‌های کنگلومرایی (سازند بختیاری) هستند.

در شمال خاوری ایران (کپه داغ) در آغاز سنوزوییک، رخداد لارامین همچنان سبب پسروی دریا و انباشت نهشته‌های قاره‌ای پالئوسن (سازند پسته لیق) شده است. ولی، از اواخر پالئوسن به طور محلی (سازند چهل کمان) و از ابتدای ائوسن به طور سراسری محیط دریایی سازند خانگیران برقرار شده است. در مرز تقریبی ائوسن – الیگوسن، عملکرد رخداد پیرنئن سبب خروج گسترده و پس نشست دریا برای همیشه از کپه داغ گردیده به همین رو سنگ‌های نئوژن این ناحیه، ته نشست قاره‌ای – اکسیدی هستند که گسترش بسیار محدود دارند.

در کوه‌های خاور ایران، پس از رخداد لارامین، حوضه‌های فلیشی شکل گرفته‌اند که تا زمان ائوسن میانی دوام داشته‌اند ولی در این زمان در اثر برخورد نهایی صفحه‌های لوت و افغان، دریا به طور گسترده و برای همیشه به سمت جنوب پسروی کرده است. در حوضهٔ مکران، نهشته‌های پالئوسن به رخساره‌های گوناگون خشکی، دریایی کم ژرفا و دریایی ژرف‌اند که به ویژه انواع ژرف آنها با پوسته‌های اقیانوسی همراه‌اند و بخشی از آمیزه‌های رنگین مکران را تشکیل می‌دهند. شرایط و

ژرفای دریای ائوسن مکران تغییرات زیاد داشته است به همین لحاظ واحدهای سنگ‌چینه‌ای ائوسن به رخساره و نام‌های گوناگون‌اند که گاهی با سنگ‌های پالئوسن و گاهی با سنگ‌های الیگوسن پیوند دارند. نهشته‌های الیگوسن مکران رخسارهٔ شیلی – ماسه‌ای فلیش‌گونه (واحد انگوران) دارند که پس از رخداد الیگوسن میانی (رویداد ساوین) ته نشست شده‌اند و رسوبگذاری آنها تا میوسن ادامه داشته است. نهشته‌های میوسن بالایی مکران، رسوب‌های مارنی ژیپس‌دار، سنگ ماسه، شیل و کنگلومرا است که به نام گروه و یا واحد مکران نامگذاری شده‌اند. تغییرات محلی رخساره‌ها سبب شده تا گاهی برای ردیف‌های میوسن بالایی- پلیوسن مکران از نام‌هایی همچون کنگلومرای پالمی و یا واحد تاهتون استفاده شود. جدا از سنگ ماسه‌های سست کم‌سیمان، بخشی از انباشته‌های پلیوسن مکران کنگلومرایی با قطعات بزرگ است که گاهی واحد نهنگ و گاهی کنگلومرای تلخاب نام دارند.

نهشته‌های کواترنری ایران، به طور عمده رودخانه‌ای – سیلابی هستند که پهنه‌های آبرفتی جوان را می‌سازند. با وجود این در حوضه و حاشیهٔ خزر، نهشته‌های کواترنری دریایی است. در ضمن، در پاره‌ای نقاط ایران سنگ‌های کواترنری از نوع روانه‌های بازالتی، پادگانه‌های دریایی، نهشته‌های بادی و رسوب‌های کویری است.جدا از انباشته‌های رسوبی، در نتیجه فشارش و تنش‌های وابسته به دو رخداد کوهزایی آلپ میانی و پایانی، بخشی از سنگ‌های سنوزوییک ایران معرف تکاپوهای ماگمایی هستند که به صورت روانه‌ها و خاکسترهای آتشفشانی و یا توده‌های نفوذی، به ویژه در صفحهٔ ایران رخنمون دارند. فراوانی سنگ‌های ماگمایی سنوزوییک به اندازه‌ای است که از این دوران به عنوان «دوران ماگماتیسم» ایران یاد می‌شود که گاهی، به ویژه در زمان ترشیری، تکاپوهای آتشفشانی همراه با فلززایی است به همین رو از ترشیری ایران به عنوان « دورهٔ فلزی» نیز یاد می‌شود.

ترشیری در البرز

مقدمه

اثر کوهزایی اواخر کرتاسه (لارامید)، برجستگی‌هایی در البرز شمالی به وجود آمده و در نتیجه ردیف‌های ترشیری البرز در دو حوضهٔ رسوبی مستقل و جدای از یکدیگر انباشته شده‌اند. بیشتر البرز شمالی در ترشیری از آب بیرون بوده و فاقد رسوب است، ولی در نئوژن، حاشیهٔ جنوبی دریای خزر و دشت گرگان به عنوان بخشی از حوضهٔ رسوبی پاراتتیس (پُنتوکاسپین)،که حوضه‌ای مستقل و جدای از البرز بوده، محل نهشت رسوبات تبخیری ماسه‌ای، سیلتی رُسی بوده است. در البرز جنوبی، توالی ستبری از رسوب‌های دریایی پالئوژن و نهشته‌های قاره‌ای نئوژن دیده می‌شود. در اینجا سنگ‌های پالئوسن بیشتر از نهشته‌های کنگلومرایی و ماسه‌سنگی است که گاه همراهانی از گدازه‌های آتشفشانی دارد و به تدریج به سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار دریایی کم عمق ائوسن زیرین می‌رسد. در ائوسن میانی، حجم درخور توجهی (حدود ۳۰۰۰ متر) از توف و توفیت‌های سبز، در حوضهٔ در حال فرونشینی البرز جنوبی نهشته شده که سرانجام به رسوب‌های کم عمق و تبخیری ائوسن بالایی می‌رسد. در مرز ائوسن – الیگوسن، رخداد زمین‌ساختی پیرنئن موجب خروج گستردهٔ البرز جنوبی شده و به همین‌رو، توالی‌های الیگوسن در البرز جنوبی وجود ندارد. ولی در حوضه‌های میان کوهی این بلندی‌ها، توالی‌هایی از رسوبات قاره‌ای اکسیدی وجود دارد که ویژگی‌های سنگی آنها، مشابه ردیف‌های نئوژن (سازند سُرخ بالایی) ایران مرکزی است.

پالئوسن در البرز

در دامنهٔ شمالی البرز توالی‌های پالئوسن گسترش بسیار محدود دارد و به ظاهر رویدادهای زمین‌ساختی لارامید سبب شده تا گستره‌های وسیعی از این نواحی از آب خارج باشد. در بیشتر نقاط البرز جنوبی، رخسارهٔ پالئوسن، قاره‌ای (سازند کنگلومرایی فجن) است که در کمتر مکانی آثار فسیل از آن گزارش شده است. سازند فجن، گاه در قاعدهٔ رسوبات ائوسن زیرین، گاه در بخش

بالایی ائوسن زیرین و یا در رسوبات ائوسن میانی (لوتسین) قرار می‌گیرد (حاجیان، ۱۳۷۵) و دارای ضخامت‌های متفاوت از چند متر تا بیش از ۲۰۰۰ متر است و لذا، انتساب آن به پالئوسن نیاز به بازنگری دارد. اگرچه سازند کنگلومرایی فجن نشانگر ردیف‌های پالئوسن در البرز است، ولی اشتایگر (۱۹۶۶) در ناحیهٔ فیروزکوه لایه‌های آهکی حاوی اوستراکودها، Textularia sp.، Cularia sp.، Amblyochara begudina را به پالئوسن نسبت داده است. و یا، در ناحیهٔ اهر، سنگ‌های پالئوسن به طور عمده گدازه، برش و توف (سازند محمدآباد) است که در بخش زیرین آن ردیفی از مارن، کنگلومرا، سنگ‌آهک‌های ماسه‌ای، مولاس‌های سُرخ حاوی دوکفه‌ای دیده می‌شود. آهک‌های ماسه‌ای این توالی رسوبی، حاوی روزنه‌داران، جلبک، مرجان و خارپوست به سن پالئوسن است. در این ناحیه، دگرشیبی وابسته به فاز لارامید دیده نمی‌شود، ولی مرز کرتاسه - پالئوسن ناپیوسته است.

سازند کنگلومرایی فجن (فاجان) : سازند کنگلومرایی فجن نشانگر چرخه‌های فرسایشی پس از رویداد کوهزایی لارامید است که به طور عموم ردیف‌های کهن‌تر را با دگرشیبی زاویه‌ای می‌پوشاند. برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴) در ۱۰۰ کیلومتری خاور تهران و نزدیک روستای فاجان، به ضخامت ۱۵۰۰ متر اندازه‌گیری کرده ولی ضخامت این سازند تغییرات زیادی دارد. از نگاه سنگ‌شناختی، این سازند شامل ضخامت متغیری از کنگلومرای چندزادی، ماسه‌سنگ‌های سُرخ‌رنگ و مارن ماسه‌ای است ولی، به طور محلی، سازند فجن نوعی کنگلومرای آتشفشانی (آکلومرا) است.

در محل برش الگو، کنگلومرای فجن، به طور دگرشیب سنگ‌آهک‌های اوربیتولین‌دار کرتاسهٔ زیرین (سازند تیزکوه) را می‌پوشاند و در بالا، با سازند آهکی زیارت هم‌شیب است. ولی در برخی نقاط، مانند باختر فیروزکوه، دو سازند فجن (در زیر) و زیارت (در بالا) در زمان و مکان، با یکدیگر ارتباط بین انگشتی دارند.با وجود داشتن آلوئولین و نومولیت، سازند فجن بیشتر بر اساس جایگاه چینه‌شناسی به سن پالئوسن – ائوسن دانسته شده است، ولی با توجه به اینکه در پاره‌ای نقاط

ایران، رویداد کوهزایی لارامید سن پس از دانین Danian دارد و با تکیه بر پیوند تـدریجی و بـین انگشتی دو سازند فجن و زیارت احتمال ائوسن بودن این نهشته‌های کنگلومرایی بیشتر است.گفتنی است که آلنباخ (۱۹۶۶)، در ناحیهٔ دماوند، کنگلومرای موجود در قاعدهٔ سـنگ‌آهـک‌هـای زیـارت را بخش قاعده‌ای سازند زیارت می‌داند و از آن به نام کنگلـومرای زیـارت یـاد مـی‌کنـد.خـاوری‌تـرین رخنمون‌های سُرخ‌رنگ سازند فجن را می‌توان در شمال شاهرود (درهٔ مُجن) دید. بـه سـمت بـاختر این سازند در شمال باختری دامغان (تویـه، درروار)، شـمال سـمنان، بـاختر و خـاور فیروزکـوه، درهٔ منجیل، و کوه‌های سلطانیه گزارش شده است. پاره‌ای از کنگلومراهای قیاس شده بـا سـازند فجـن، نیاز به بازنگری دارند.

از نگاه رخساره، به ویژه جایگاه چینه‌شناسی، سازند فجن را می‌توان با ردیـف‌هـای هـم‌رخـساره در ایران مرکزی (کنگلومرای کرمان)، کپه‌داغ (سازند پسته‌لیق) و حتی بخش شیل ارغوانی سازند پابده در زاگرس مقایسه کرد.

ائوسن در البرز

گسترش سنگ‌های ائوسن محدود به پهلوی جنوبی بلندی‌های البرز است که از نگاه رخسارهٔ سنگی و زیستی شباهت زیادی با ردیف‌های همزمان در آذربایجـان دارد. واحـدهای سـنگ‌چینـه‌ای فجـن (فاجان)، زیارت، توفیت‌های کرج و سازند کُند نشانگر ردیف‌های ائوسن البرز است کـه بـه ویـژه در البرز مرکزی مطالعه و معرفی شده‌اند، ولی با اندکی تغییر در دیگر نقـاط البـرز و حتـی آذربایجـان (زنجان، تکاب و ۰۰۰) شناسایی و مطالعه شده‌اند.

سازند آهکی زیارت : سازند آهکی زیارت، نشانگر واحدی از سنگ‌آهک نومولیت‌دار به سن ائوسن میانی است که به طور معمول در فاصلهٔ چینه‌شناسی سازند کنگلومرایی فجن در زیر و توفیت‌هـای سازند کرج در بالا قرار دارد. ولی، گاهی نیز این سازند جایگاه عمومی خود را ندارد و ممکـن اسـت

شامل چند واحد آهکی باشد که در پایین با سازند فجن و در بالا با سازند کرج تناوب و ارتباط بین انگشتی داشته باشد.برش الگوی این سازند را دلنباخ (۱۹۶۴) در خاور تهران، در نزدیکی گورستانی واقع در باختر دهکدهٔ توچال، به ضخامت ۴۳۵ متر، اندازه‌گیری کرده است. در این محل، سازند زیارت شامل دو بخش است.

بخش زیرین حدود ۱۵۰ متر مارن‌های مایل به زرد و گچ‌دار است و بخش بالایی آن حدود ۳۰۰ متر سنگ‌آهک‌های ضخیم‌لایه و ریفی است که به داشتن نومولیت فراوان شاخص است.ویژگی‌های سنگی برش الگو در همه جا پایدار نیست. برای نمونه، بخش مارن پایینی برش الگو در همه جا وجود ندارد و یا بخش ریفی بالای برش الگو، به طور محلی، ممکن است مارنی، توفی و یا ماسه‌ای باشد. در هرحال، داشتن رنگ بژ روشن، فراوانی نومولیت، بقایای نرم‌تنان، جلبگ، بریوزوآ و حتی لایه‌هایی از برش آهکی، از ویژگی‌های سازند زیارت است.در محل برش الگو، سنگواره‌های فراوان سازند زیارت، سن آن را پالئوسن تا ائوسن میانی نشان داده است. در منطقهٔ دماوند، آلنباخ (۱۹۶۴) وجود بعضی از آلوئولینیده‌ها را گویای وجود رسوبات آشکوب ایلردین، و لایه‌های زیرین و میانی آهک‌های زیارت را متعلق به آشکوب کوزین Cusian می‌داند.

گسترش جغرافیایی سنگ‌آهک‌های زیارت محدود به البرز مرکزی نیست. در البرز خاوری (شمال شاهرود)، البرز غربی (منجیل – رودبار)، کوه‌های سلطانیه و جنوب آذربایجان نیز هم‌ارزهای این سازند گزارش شده است.

سازند توفی کرج : سازند کرج به عنوان یکی از شاخص‌ترین واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز جنوبی، شامل توالی به نسبت ستبری از توف‌های سبزرنگ، سنگ‌های رسوبی و گدازه‌های آتشفشانی و به ندرت تبخیری است که در گذشته به نام‌های گوناگون سری سبز (تییزه، ۱۸۷۷)، لایه‌های سبز (ریویه، ۱۹۳۴)، توفیت‌های سبز البرز (درویش‌زاده، ۱۳۶۰) و ۰۰۰ از آن یاد شده است. در ۱۹۶۷، ددوآل، در درهٔ کرج برشی از این سازند را معرفی و به آن « سازند کرج » نام داد.

برش الگوی سازند کرج نوعی برش مرکب است که در دو مقطع جداگانه اندازه‌گیری شده است، اگرچه سازند کرج یادآور توف‌های سبز البرز جنوبی است، ولی در برش الگو و همچنین در دیگر رخنمون‌ها، سازند کرج ترکیب سنگ‌شناسی همگن ندارد، به همین‌رو، در برش الگو، با ۳۳۰۰ متر ضخامت، به ۵ عضو تقسیم شده که از پایین به بالا عبارتند از:

«بخش شیل پایینی»، با ۱۰۵۵ متر ستبرا، شامل شیل‌های آهکی و سیلتی خاکستری تیره است که میان‌لایه‌هایی از توف خاکستری، توف شیشه‌ای به رنگ سبز – خاکستری دارد. در نزدیکی قاعدهٔ این عضو، ۲۰ متر گدازهٔ پورفیری اوژیت‌دار وجود دارد.

«بخش توف میانی»، با ۱۱۷۷ متر ستبرا، شامل توف‌های ضخیم‌لایه و شیشه‌ای به رنگ سبز آبی تا سبز روشن است که در قسمت بالایی، شیل‌های آهکی دارد.

«شیل آسارا»، شامل ۱۶۷ متر شیل آهکی با مقدار ناچیزی از توف و شیل توفی است. در این بخش، باقیمانده گیاه گزارش شده است.

«بخش توف بالایی»، با ۹۱۷ متر ستبرا، به طور عمده شامل توف سبز است که لایه‌هایی از شیل توفی، ماسه‌سنگ توف‌دار و شیل آهکی دارد.

«شیل کندوان»، شامل حدود ۱۵۰ متر شیل آهکی و آهک قیری وگاه به شدت متخلخل و ژیپس‌دار است که در گردنهٔ کندوان (شمال گچسر) برونزد دارد.

گفتنی است که عضو پنجم در برش الگو دیده نشده و تعلق آن به سازند کرج پرسش‌آمیز است.اشتوکلین (۱۹۷۲) بر این باور است که از نگاه سنگ‌شناسی، شیل‌های کندوان ممکن است هم‌ارز «سازند کُند» باشد که جوان‌تر از سازند کرج است و ارتباط ناپیوسته‌ای با آن (سازند کرج) دارد.عضوهای چندگانهٔ برش الگوی سازند کرج، سنگ‌شناسی و ستبرای پایداری ندارند و

تغییرات آنها در فواصل کوتاه، درخور توجه است به همین‌رو، عضوهای یاد شده تنها در طول برش الگو کاربرد دارد.

در دیگر نقاط البرز، سازند کرج عضوبندی نمی‌شود و یا از عضوهای غیررسمی و محلی استفاده می‌شود. برای نمونه، در کوه‌های طارم (شمال خاوری زنجان)، این سازند به دو عضو غیررسمی به نام «کُردکَند» (۲۴۰۰ متر توف ماسه‌سنگی و مارن) در زیر و «اَمَند» (۱۴۰۰ متر ماسه‌سنگ و آندزیت) در بالا تقسیم شده است.در درهٔ چالوس (برش الگو)، مرز پایینی سازند کرج به طور مستقیم بر روی شیل‌های سبز تیره و سنگ‌ماسه‌های سازند شمشک است و مرز بالایی آن به کنگلومرای سُرخ‌رنگی است که به احتمال سن نئوژن دارد (اشتوکلین، ۱۹۷۲). ولی، در بیشتر نقاط البرز جنوبی، مرز زیرین سازند کرج با سنگ‌آهک‌های نومولیت‌دار سازند زیارت و هم‌شیب است. گاهی نیز توف‌های سازند کرج، بدون حضور سنگ‌آهک‌های زیارت، با ردیف‌های کنگلومرایی سازند فجن (فاجان) هم مرز است.آثار گیاهان تک لبهٔ قاره‌ای (در توف بالایی)، روزنه‌دار پلانکتون نواحی ژرف، آثار و بقایای ماهیان (در شیل پایینی) سنگواره‌های گزارش شده از سازند کرج هستند که به طور عمده به زمان ائوسن میانی تعلق دارند. از ناهمگونی سنگواره‌ها و حفظ شدگی ضعیف آنها چنین برمی‌آید که شاید فسیل‌ها در جا نباشند، ولی جایگاه چینه‌شناسی سازند کرج، سن ائوسن میانی آن را تأیید می‌کند.

تنوع سنگواره‌ها به ویژه ساخت‌های رسوبی، تفسیر محیط رسوبی سازند کرج را دشوار ساخته است. این باور وجود دارد که سازند کرج به رغم ستبرای زیاد، در یک دورهٔ کوتاه نهشته شده که محدود به بخش میانی و پسین ائوسن میانی است. در ضمن، تغییر عمق و تغییر شرایط رسوبی سازند کرج درخور توجه است. ساخت‌های رسوبی موجود در نهشته‌های آذرآواری، آتشفشانی آواری، نظیر لایه‌بندی، لایه‌بندی تدریجی، ریزلایه‌بندی خمیده، قالب شیاری و لغزش‌های گرانشی، نه تنها گویای نهشت در محیط دریایی است بلکه حاکی از جریان‌های آشفته در محیط رسوبی است.

بادزن‌های زیردریایی و اولیستوستروم‌ها همچنان نشانهٔ جریان و حمل توده‌های رسوبی است. به همین‌رو، لاسمی (۱۳۷۰) بر این باور است که بخش بزرگی از مجموعهٔ ماگمایی البرز در گودال‌های ژرف قاره‌ای، در کف شیب قاره و در جلوی یک کمان ماگمایی فعال تشکیل شده‌اند در ضمن، گالپیرین و همکاران (۱۹۶۲) با توجه به داده‌های ژئوفیزیکی نیز بر این باورند که جنوب دریای خزر شبیه گودال اقیانوسی است که موهو در ۴۰ کیلومتری به اعماق فرورفته و احتمال دارد که توفیت‌های سبز البرز به وسیلهٔ آتشفشان‌های انفجاری از نوع جزایر کمانی و حاشیهٔ قاره‌ای به وجود آمده باشند. مراحل آخر این گونه آتشفشان‌ها، به فعالیت شوشونیتی پایان می‌یابد که شوشونیت‌های طالقان (ائوسن پایانی) می‌توانند نمونه‌ای از آن باشند (درویش‌زاده، ۱۳۷۰).دلنباخ (۱۹۶۴)، در شمال خاوری تهران (لتیان)، سازند کرج را به ۱۹ چرخهٔ رسوبگذاری متناوب تقسیم کرده که بیشتر شامل توف (اُوپالی، ماسه‌ای، چندزادی، شیشه‌ای، فلدسپاتی)، سیلکسیت، کالسدونیت، روانه‌های گدازه‌ای، ماسه‌سنگ میکروکنگلومرایی، پُرسلانیت و سنگ‌آهک است. وجود توف‌های دانه‌درشت در قاعدهٔ هر چرخهٔ رسوبی و ریزدانه شدن آنها به سمت بالا و سرانجام پایان گرفتن چرخه با رسوبات سیلیسی رادیولردار سبب شده تا واتان (۱۹۶۹) برای سازند کرج ویژگی سیکلوتمی پیشنهاد کند.

باید گفت که سازند کرج منحصر به توف و نهشته‌های رسوبی نیست. در درهٔ کرج – چالوس، در میان نهشته‌های سبز سازند کرج، بخش‌های گدازه‌ای زیردریایی وجود دارد که به طور عمده به صورت فوران‌های انفجاری به شکل نهشته‌های هیالوکلاستیک همراه با دایک‌های تغذیه کننده نمایان هستند. در کوه‌های تالش نیز، در بخش بالایی سازند کرج روانه‌های گدازه سبز تیره از جنس پیروکسن آندزیت، با بافت پورفیری، وجود دارد. در منطقهٔ طارم، انواع فرعی روانه‌ها، در بخش بالایی سازند دیده می‌شود که شامل انواع بازیک مانند الیوین و الیوین – اورژیت بازالت هستند. انواع اسیدی‌تر مانند بیوتیت داسیت و بیوتیت ریولیت هم در بین توف‌ها وجود دارند. در البرز مرکزی و مناطق شمال تهران نیز واحدهای گدازه‌ای و برش‌های هیالوکلاستیک وابسته به

فعالیت‌های انفجاری زیردریایی شایان توجه است.از نظر گسترش جغرافیایی، اگرچه سازند توفی کرج یادآور فوران‌های انفجاری ائوسن میانی البرز جنوبی، است ولی باید گفت که جدا از البرزجنوبی، این سازند با ویژگی‌های سنگی و رنگی مشابه، همچنان در کوه‌های سلطانیهٔ زنجان، تکاب، باختر قم، تفرش، آران و پاره‌ای از نقاط ایران مرکزی گسترش درخور توجه دارد و لذا، فوران‌های انفجاری ائوسن میانی پدیده‌ای گسترده‌تر از البرز جنوبی است که به طور کلی به صورت خاکستر و در برخی نقاط (عباس‌آباد شاهرود) به صورت آگلومراست که تا ۱۵۰۰ متر ضخامت دارد.

سازند کُند Kond Fm. : در بسیاری از نقاط البرز جنوبی، سازند کرج آخرین واحد سنگ‌چینه‌ای ائوسن است. ولی، در دو ناحیه از خاور تهران (دهکدهٔ کُند و نزدیک روستای بُلان)، بر روی سازند کرج مجموعه‌ای از سنگ‌ماسه، کنگلومرا، لایه‌های گچ، مارن و سنگ‌آهک مارنی بودار، وجود دارد که دارای سنگواره‌های ائوسن پایانی (آشکوب پریابونین) هستند. مطالعات دلنباخ (۱۹۶۴)، بر روی رخنمون دهکدهٔ کُند، منجر به معرفی واحد سنگ‌چینه‌ای به نام «سازند کُند» شده که حدود ۲۵۰ متر ضخامت دارد. برش الگوی سازند کُند قابل تقسیم به سه عضو غیررسمی است. حدود ۸۰ تناوب کنگلومرا و ماسه‌سنگ در پایین، حدود ۴۰ متر ژیپس در وسط و حدود ۱۲۰ متر سنگ‌آهک و مارن در بالا (عضو بالایی تا اندازه‌ای بوی قیر می‌دهد). رخنمون بُلان – آجان مشابه برش الگو نیست. در اینجا، سازند کُند شامل حدود ۳۰۰ متر سنگ‌آهک ریفی، مقداری ژیپس و دولومیت است.

سنگواره‌های گزارش شده از سازند کُند از نوع .Discocyclina sp، Miliodes، Ostreids، Nummulites cf. striatus (BURG)، Gypsina globules (REUSS)، Rotalia sp. است که معرف ائوسن پسین هستند. سازند کُند یک چرخهٔ رسوبی محدود بین دو ناپیوستگی است. مرز زیرین آن (به دلیل وجود قلوه‌های توف) با سازند کرج ناپیوسته و به ظاهر موازی است. مرز بالایی آن با نهشته‌های الیگوسن، به نام سازند سُرخ زیرین، دگرشیب است.

الیگوسن در البرز

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که رخداد زمین‌ساختی پیرنئن، اثر قابل توجهی بر دیرینه جغرافیای ایران به ویژه البرز داشته به گونه‌ای که در نتیجهٔ آن، با پسروی دریا، تمام البرز به خشکی گسترده‌ای تبدیل شده و به همین‌رو، ردیف‌های الیگوسن در البرز وجود ندارد.

میوسن در البرز

جدا از نواحی ساحلی دریای خزر و دشت گرگان – گنبد که بخشی از دریای پاراتتیس است، در دیگر نقاط البرز، توالی میوسن به طور عمده محدود به فرونشست‌های میان‌کوهی است که به ویژه در درهٔ جاجرود، میگون، سراسر لواسانات و در فرونشست قزل‌اوزن – گیلوان (بین کوه‌های طارم و تالش) رخنمون دارند. در این نواحی، ردیف‌های منسوب به میوسن، به طور عمده نهشته‌های سُرخ‌رنگی از مارن، ماسه‌سنگ و کنگلومرا است که به طور محلی گچ و یا نمک دارند و گاهی نیز چند متر سنگ‌آهک میلیولیددار در بخش زیرین آنها دیده می‌شود.

نهشته‌های مذکور به طرف حاشیهٔ حوضه تبدیل به کنگلومرا می‌شود و سه دورهٔ مشخص کنگلومرازایی در این ناحیه قابل شناسایی است. کنگلومرای دور سوم ممکن است هم سن و هم‌ارز سازند هزاردره باشد. ددوآل (۱۹۶۷)، گلوس (۱۹۶۵)، آسرتو (b 1966) به این انباشته‌های قاره‌ای «سازند سُرخ» نام داده‌اند. سیما و ویژگی‌های سنگ‌شناختی این نهشته‌ها قابل قیاس با سازند سُرخ بالایی ایران مرکزی است. ولی احتمال هم‌ارزی آنها با مجموعهٔ سازندهای سُرخ زیرین، سنگ‌آهک‌های قم و سازند سُرخ بالایی وجود دارد. در چنین حالتی تغییرات سنی آنها از الیگوسن تا میوسن خواهد بود.

پلیوسن در البرز

سازند هزاردره : درکوهپایه‌های البرز جنوبی، به ویژه در حد فاصل قزوین تا سمنان، نهشته‌های کنگلومرایی بارزی وجود دارد که با ناپیوستگی (دگرشیب و یا هم‌شیب) بر روی سنگ‌های

قدیمی‌تر، به ویژه توفیت‌های سازند کرج قرار دارند. چنین به نظر می‌رسد که به دنبال رخداد زمین‌ساختی میوسن پسین – پلیوسن (فاز آتیکان)، چرخه‌های فرسایشی شدید چیره شده که حاصل آن، فرسایش شدید بلندی‌ها و پر شدن سریع گودی‌ها با رسوبات آبرفتی – کوهپایه‌ای است. تغییرات سنی این نهشته‌های آبرفتی – رودخانه‌ای از پلیوسن تا زمان حال است که نخستین بار توسط ریبن (۱۹۵۵) مطالعه و به چهار سری A، B، C و D تقسیم شد. بازنگری بعدی ریبن باعث تغییر مرتبهٔ سری‌های یاد شده به سازند گردید. سیمای ریختی بخش پلیوسن این نهشته‌های کنگلومرایی به صورت دره‌های متعدد، با گودی کم است. به همین‌رو، در البرز جنوبی، نام «سازند هزاردره» دارد که تپه‌های باختر رودخانهٔ جاجرود به عنوان برش الگوی آن انتخاب شده است. سازند هزاردره، نهشته‌های رودخانه‌ای سیلابی است که از شمال خاوری تهران و از میان کوه‌های البرز و سه پایه به سوی جنوب و جنوب خاوری تهران جاری بوده‌اند. مهم‌ترین ویژگی‌های سازند آبرفتی هزاردره عبارت است از:

× ستبرای زیاد (۱۰۰۰ تا ۱۲۰۰ متر)

× یکنواختی در اندازهٔ قلوه‌ها (۵-۲۰ cm)

× همگنی در جنس قلوه‌ها (۸۵٪ توف کرج)

× داشتن شیب زیاد (۹۰° - ۵۰)

× وجود لایه‌های همگن و یکنواخت

× تراکم و سیمانی شدن شدید

× تخلخل کم و ناتراوا (به جز عدسی‌های ماسه‌ای)

× رنگ روشن

باید گفت که:

× سازند هزاردره، به دلیل داشتن قطعاتی از آروارهٔ Rhinocerid (نزدیکی منجیل) و شکم‌پایان Planorbis به سن پلیوسن یا پلیستوسن است ولی در برخی نقاط ممکن است از میوسن پسین آغاز شده باشد.

× در بیشتر مناطق (ورامین، کرج، قزوین و ۰۰۰)، در مرز بین سازند هزاردره با سازند سُرخ بالایی دگرشیبی دیده نشده، ولی در بعضی مناطق (مانند قم) مرز مشخص و تندی در اثر تغییر شیب، رنگ و سنگ‌شناسی بین این دو سازند وجود دارد.

× سازند هزاردره هم‌ارز رسوبات پلیوسن بالایی – پلیستوسن «سازند بختیاری» است. ریبن (۱۹۶۶)، سازند هزاردره را با شیل‌های آب شیرین لیگنیت‌دار میوسن پسین ساری داغ تبریز و همچنین لایه‌های ماهی‌دار تبریز مقایسه کرده است.

× لاتریتی شدن درون سازندی، نشانهٔ نبودهایی در سازند آبرفتی هزاردره است.

× سازند آبرفتی هزاردره پس از نهشت، به دلیل نیروهای وارده، در راستای خاوری – باختری یا شمال باختری جنوب خاوری به صورت نامتقارن چین خورده و یال جنوبی شیب کمتری دارد.

ترشیری در جنوب دریای خزر و مُغان

مقدمه

در دشت گرگان، ساحل جنوبی دریای خزر و دشت مُغان، ویژگی‌های سنگی و زیستی ردیف‌های ترشیری، تفاوت آشکاری با دیگر نواحی ایران دارد. این تفاوت‌ها به حدی است که وجود یک حوضهٔ رسوبی مستقل را در نواحی یاد شده حتمی می‌سازد. بر پایهٔ داده‌های مستند، از آغاز پالئوژن، دریای تتیس به دو حوضهٔ جنوبی (مدیترانهٔ کنونی) و شمالی (پاراتتیس) تقسیم شده است. حوضهٔ

جنوبی با اقیانوس اطلس در ارتباط بوده ولی حوضهٔ شمالی (دریای پاراتتیس)، به جز مقاطع زمـانی خاص که با مدیترانه در ارتباط بوده، در دیگر زمان‌ها محیطی بسته و لب شور بـوده اسـت. دریـای پاراتتیس که وسیع‌ترین دریای بین قاره‌ای سنوزوییک بـوده، از پـیش گـودال Foredeepآلـپ در فرانسه تا دامنهٔ تین‌شان در چین گسترش داشته و پس از تکوین کوه‌هـای آلـپ، کارپـات، بالکـان، پونتید، قفقاز، کپه‌داغ و البرز، به سه حوضهٔ کوچک‌تر باختری، مرکزی و خاوری تقسیم شده کـه از میان آنها پاراتتیس خاوری، نواحی واقع در شمال کریمه، قفقاز، دریای سیاه، دریای خـزر، دریاچـهٔ آرال و ترکمنستان را زیر پوشش داشته است. دریای خزر و ساحل جنوبی آن، دشت گنبد - گرگان، بندرانزلی، شمال آستارا و دشت مُغان بخش‌هایی از ایران شمالی هستند که از میوسن میانی به بعد با پاراتتیس خاوری پوشیده می‌شد، ولی به دلیل فرونشینی بستر به ویـژه اُفـت سـطح دریـا، از آب بیرون مانده‌اند. چینه‌شناسی ترشیری نواحی مذکور به شرح زیر است.

پالئوسن – ائوسن

در جنوب دریای خزر، سنگ‌های پالئوسن میانی، ائوسن و الیگوسن وجود ندارد و ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی (ماستریشتین) و یا مارن و آهک‌های پالئوسن زیرین با دگرشیبی زاویه‌دار توسط نهشته‌هـای لب‌شور میوسن میانی با رخسارهٔ پاراتتیس پوشیده شده‌اند. بـه همـین‌رو، نتیجـه شـده کـه نـواحی مذکور (البرز شمالی – جنوب دریای خزر)، در اثر رخداد آلپ میانی (فاز لارامید) از آب بیرون بوده است و به همین لحاظ نهشته‌های پالئوسن (به جز ۴۵ متر بخش پایینی آن)، ائوسن و الیگوسن در جنوب و خاور دریای خزر وجود ندارد.در دشت مُغان، سنگ‌های پالئوسن گسترش محدودی دارند و شامل مارن و سنگ‌آهک مارنی است که میان‌لایـه‌هـایی از بـرش و گـدازه‌هـای جریـانی دارد. ایـن مجموعه در فاصلهٔ چینه‌شناسی کرتاسـهٔ بـالایی و ائوسـن (سـازند قـره‌آقـاش) قـرار دارد و حـاوی میکروفسیل‌های دانین – پالئوسن و یا ائوسن زیرین است.به ردیف‌های ائوسن دشـت مُغـان سـازند قره‌آقاش گفته شده است.

الیگو – میوسن (سازند زیوه)

در منطقهٔ مُغـــان، مجموعه‌ای از نهشته‌های تخریبی دانه‌درشت کنگلومرایی تا دانه‌ریز رُسی بـه نـام «سازند زیوه» وجود دارد که سن الیگوسن – میوسن میانی دارند که از بلندی‌های شمال اردبیل به محیط رسوبی مُغان حمل شده‌اند.

برش الگوی سازند زیوه در نزدیکی دهکدهٔ زیوه، واقع در جنوب شهرک مرزی اصلاندوز مطالعه شده است. این سازند که با ناپیوستگی هم‌شیب و گاه دگرشیب بـر روی نهـشته‌هـای ائوسـن قـرار دارد، ترکیب سنگی همگن ندارد. به همین‌رو سازند زیوه به سه واحد جدا تقسیم شده است.

«زیوهٔ پایینی» دو سنگ‌شناسی متفاوت دارد که به شکل بین انگشتی با یکـدیگر ارتبـاط دارنـد. در حاشیه جنوبی حوضهٔ مُغان، این واحد کنگلومرایی اسـت، ولـی بـه سـوی خـاور و بـاختر و شـمال، رسوبات دانه ریزتر شده و به ماسه‌سنگ و سیلت رُسـی حـاوی آثـار گیـاهی، رگچـه‌هـای زغـالی و پولک‌های ژیپس تبدیل می‌شود. ضخامت زیوه زیرین به درستی مشخص نیست. ولی تصور می‌شود که بیشترین ضخامت در خاور منطقه، ۲۳۰۰ متر باشد که به طرف باختر کاهش می‌یابـد. ضـخامت زیاد این کنگلومرا که از طریق رودخانه‌ای قدیمی حمل و در حاشیهٔ حوضه نهشته شده‌اند نـشان از فرسایش شدید در ناحیهٔ منشأ و یک فاز بالا آمدگی مشخص دارد. وجود رگچه‌های زغـالی و شـیل تیره‌رنگ در بین لایه‌های کنگلومرایی ناشی از به زیر آب رفتن متناوب و تشکیل محیط‌های مردابی موقت با pH منفی است. وجود صدف دوکفه‌ای‌در میان‌لایه‌هـای ماسـه‌ای ایـن کنگلـومرا، نـشانگر تشکیل آن در یک محیط ساحلی است. کنگلومرای قاعدهٔ سازند زیوه می‌تواند هـم‌ارز زمـانی دیگـر واحدهای سازند باشد.

«زیوهٔ میانی» به طور معمول از ماسه‌سنگ تشکیل شده که میان‌لایه‌های شیلی گیاه‌دار و رگچه‌های نازک زغال و گچ دارد. همزمان با نهشت این ماسه‌سنگ‌ها تکاپوهـای آتشفـشانی محـدودی وجـود

داشته که به شکل توف و یا گدازه، همراه با ماسه‌سنگ‌ها دیده مـی‌شـود. ضـخامت زیـوهٔ میـانی در حدود ۸۰۰ متر است، ولی به طرف باختر قره‌سو به یکصد متر می‌رسد. به طرف جنوب، ماسه‌سنگ زیوهٔ میانی کنگلومرایی می‌شود، به گونه‌ای که مرز آن با کنگلومرای زیوهٔ پایینی مشخص نیست.

«زیوهٔ بالایی» بیشتر از نوع ماسه‌سنگ، ماسه‌سنگ فلدسپات‌دار کنگلومرایی و سیلت رُسی زردرنـگ با میان‌لایه‌های نازکی از آهک و دولومیت است. وجود یک لایـهٔ کنگلـومرایی سـبب شـده تـا زیـوهٔ بالایی به سه زیر واحد «سیلت پایینی»، «کنگلومرای میانی» و «سیلت رُسی بالایی» تقسیم شود.

سنگواره و سن سازند زیوه : سازند زیوه، به طور عموم تهـی از آثـار فـسیل جـانوری اسـت. حـضور ژیپس، نبود سنگوارهٔ جانوری، وجود رگچه‌های لیگنیت و آثار گیاهی فراوان، در سراسر سازند زیـوه، تأییدی بر نهشت این رسوبات در یک حوضهٔ بسته با پوشش گیاهی در اطراف حوضه است. به بـاور نوسکایا (۱۹۸۴)، آلودگی فزایندهٔ هیدروژن سولفوره مهم‌ترین شاخص حوضـهٔ پـاراتتیس اسـت بـه همین‌رو، این نهشته‌ها از فسیل بسیار فقیر هستند.

تنها گونهٔ فسیلی گزارش شده از سـازند زیـوه Cytheridea cf. paracuminata اسـت کـه در قسمت بالایی سازند پیدا شده (ویلم، ۱۹۶۱)، که مشابه انواع هلوتین بالایی – تورتونین حوضهٔ وین است. اُستراکود، دندان ماهی و بیشتر از همه برگ، شاخه، تنهٔ درخت سایر سنگواره‌های سازند زیوه هستند.در خاور قره‌سو، سازند زیوه بر روی مارن‌های ائوسن بالایی است و عضو رویـی سـازند زیـوه توسط ردیف‌های فسیل‌دار تورتونین پوشیده می‌شود. در نتیجه سن این سازند، پس از ائوسن پسین تا پایان میوسن میانی تعیین شده است.

میوسن پسین

سنگ‌های «تورتونین پایینی»، در جنوب دریای خزر (علم‌ده – نکارود)، کهن‌ترین ردیف‌های نئوژن است که به طور دگرشیب بر روی ردیف‌های پالئوسـن زیـرین و یـا کرتاسـهٔ بـالایی نشـسته اسـت.