شکل ۲-۶-سیمای عمومی آمیزه‌های رنگین ایران در شمال نایبن

زمان و چگونگی تشکیل آمیزه‌های رنگین

اگرچه پایین افتادگی همزمان با رسوب‌گذاری می‌تواند در تشکیل آمیـزه‌هـای رنگـین ایـران نقـش داشته باشد، ولی عامل اصلی جابه‌جایی سنگ‌های اولترابازیک و خردشدگی‌های بعدی و تبدیل آنها به یک برش زمین‌ساختی، در حقیقت تنگ و باریک شدن، ناوه و انتقال مجموعه بر روی لبهٔ قاره‌ها است. در بیشتر نواحی ایران، ایجاد آمیزه‌های رنگین در اواخر کرتاسه و حداکثر تـا اوایـل پالئوسـن، خاتمه یافته است. ولی، در خاور و جنوب خاوری ایران (زابـل – مکـران) فراخاسـت و خـروج از آب فقط در قسمت حاشیه‌ای اثر داشته است، در حـالی کـه نشـست و پـایین رفـتن بـستر حوضـه در قسمت‌های محوری ناوه ادامه داشته و سبب تشکیل رسوبات ضخیم فلیش‌های ترشیری شده است.

در منطقهٔ زابل، تراف موردنظر پس از رسوبات فلیشی ائوسن یا الیگوسن به تکامل رسیده است. در حالی که در ناحیهٔ مکران، این فرونشست طولانی‌تر بوده، به گونه‌ای که هنوز هم این فرونـشینی در دریای عمان ادامه دارد.بنابراین باید گفت که زمیندرزهای هم‌خانوادهٔ تتـیس جـوان ایـران در یـک زمان بسته نشده‌اند. در زاگرس به هم رسیدن صفحات بیش از ماستریشتین، در ایران مرکزی پـس

از ماستریشتین و قبل از پالئوسن، در خاور ایران ائوسن میانی است و در مکران برخورد صفحه‌ها هنوز قطعی نشده است.

پراکندگی جغرافیایی و سن افیولیت‌های ایران

مقدمه

با وجود پاره‌ای تناقضات، بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که افیولیت‌های ایران، شاخصی از قلمروی اقیانوس‌های نابالغ قدیمی هستند که با حاشیه‌های قاره‌ای کهن محصور شده‌اند. از نظر جغرافیایی، افیولیت‌های ایران در چهار قلمروی شمال ایران، راندگی اصلی زاگرس، ارومیه – ماکو و پیرامون کوچک قارهٔ ایران مرکزی رخنمون دارند.

با توجه به نواحی چهارگانهٔ فوق، پذیرفته شده که افیولیت‌های شمال ایران باقی‌ماندهٔ اقیانوسی (تتیس کهن) است که در زمان پالئوزوییک پسین – تریاس پسین دو صفحهٔ ایران و توران را از یکدیگر جدا می‌کرده است. افیولیت‌های زاگرس نشانگر محل تقریبی اقیانوس دیگری (تتیس جوان) است که در تریاس پسین – کرتاسهٔ پسین در حد فاصل صفحهٔ ایران و صفحهٔ زاگرس – عربستان وجود داشته است.

گفتنی است که اگرچه با تکیه بر سن همراهان رسوبی، بیشتر مجموعه‌های افیولیتی ایران به سن کرتاسهٔ پسین دانسته شده، ولی:

۱- در پاره‌ای از نواحی ایران افیولیت‌هایی به سن پرکامبرین (در ناحیهٔ انارک) و یا پالئوزوییک (در شمال ایران) هم شناسایی شده است.

۲- سن کرتاسهٔ پسین بیشتر مربوط به همراهان رسوبی است و این احتمال وجود دارد که به ویژه سنگ‌های اولترامافیکی مجموعه‌های موردنظر، سن کهن‌تر داشته باشند.

۳- سبزه‌ئی (۱۳۶۷)، مجموعهٔ افیولیتی ایران را به دو نوع سنگ با سن متفاوت تقسیم و بر این باور است که توده‌های یکنواخت پریدوتیتی – سرپانتیتی مجموعهٔ افیولیتی، سنگ‌های قدیمی‌تر از پالئوزوییک زیرین تا پرمین هستند که در زمان‌های بعدی، به ویژه در زمان کرتاسهٔ پسین – ائوسن، به صورت توده‌هایی با ساخت دیاپیری درون آمیزهٔ رنگین جای گرفته‌اند. دستهٔ دوم سنگ‌های آذرین – رسوبی از نوع سنگ‌های گدازه‌ای، و رادیولاریت، آهک‌های پلاژیک، فلیش و توربیدیت هستند به یک چرخهٔ زمانی از تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین تعلق دارند و پس از مجموعهٔ اول (پریدوتیت‌ها) تشکیل شده‌اند. به طور کلی، از نظر سنی، افیولیت‌های ایران را می‌توان به سه گروه پرکامبرین، پالئوزوییک و مزوزوییک تقسیم کرد.

افیولیت‌های پرکامبرین

در «*ناحیهٔ تکاب*» مجموعهٔ سنگ‌های منسوب به پرکامبرین، در بیشتر جاها از آمفیبولیت، شیست، گنیس و مرمر همراه با بخش‌های افیولیتی متشکل از سرپانتینیت، پیروکسنیت، تالک‌شیست، سرپانتین شیست، آمفیبول شیست و توده‌های کوچک گابرو تا گرانیت است، به گونه‌ای که یک مجموعهٔ آذرین – رسوبی دگرگونی با طیف سنگ‌شناسی گسترده از سنگ‌های اولترابازیک تا گرانیت را به وجود آورده‌اند. گسترش وسیع آمفیبولیت، مرمر، همراه با توده‌های گابرو، دیوریت، گرانودیوریت، گرانیت و مجموعه‌های کوچک سنگ‌های اولترابازیک همراه با کانی‌سازی سولفیدهای چندفلزی، چه به صورت پراکنده و چه به صورت لایه‌ای و به احتمال سولفید توده‌ای و وجود ذخایر متعدد تالک در منطقه‌ای وسیع، بر این مطلب اشاره دارد که مجموعهٔ دگرگونی پرکامبرین منطقهٔ تکاب، در حقیقت یک مجموعهٔ آذرین – رسوبی با یک طیف وسیع ماگماتیسم افیولیتی تا گرانیتی است. گفتنی است که پرکامبرین بودن این سنگ‌ها پرسش‌آمیز است و سن پالئوزوییک بیشتر قابل قبول است.

در «*ناحیهٔ ساغند*»، مجموعهٔ چاپدونی – پشت‌بادام در اصل از گری‌وک، سنگ‌های آذرین حدواسط کلسیمی - قلیایی، سنگ‌های آذرآواری و به ندرت کربنات تشکیل شده‌اند که به آمفیبولیت، گنیس، شیست، میگماتیت و آناتکتیت تبدیل شده‌اند. این سنگ‌ها نشان‌دهندهٔ یک آمیزهٔ زمین‌ساختی از سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین هستند که همراه با پیروکسنیت و سنگ‌های پیروکسن – اولیوین‌دار به سرپانتینیت تبدیل شده‌اند. همراه بودن مجموعهٔ متاگری‌وک، متادیوریت، آمفیبولیت، پیروکسنیت، سرپانتینیت و سنگ‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی ممکن است دلیل بر تکامل این سنگ‌ها در یک منطقهٔ فرورانش باشد. ممکن است پیروکسنیت و سرپانتینیت نیز باقیماندهٔ پوستهٔ اقیانوسی پرکامبرین بوده که بین گسل‌های چاپدونی و پشت‌بادام گرفتار شده و بالا آمده است (بربریان، ۱۹۸۳).

در «*نواحی انارک - جندق*»، بخش بزرگی از سنگ‌های منسوب به پرکامبرین انواع سنگ‌های افیولیتی است. در این ناحیه، سنگ‌های افیولیتی و همراهان رسوبی آنها با ۷۰۰۰ متر ضخامت در زیر سنگ‌های کامبرین زیرین قرار دارند. سنگ‌های اولترابازیکی موردنظر، از نوع هارزبورژیت و اندکی لرزولیت هستند که به همراه آنها توده‌های پراکندهٔ گابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت نیز دیده می‌شود. روی این قسمت پریدوتیتی رسوب‌های پلاژیک قرار دارد که ممکن است با عدسی‌ها و لایه‌هایی از هارزبورژیت، بازالت، توف و برش‌های بازالتی همراه باشند. همان طور که گفته شد، این مجموعه زیر «مرمر لاک» به سن کامبرین زیرین قرار گرفته و لذا سن پرکامبرین آن محتمل است (هوشمندزاده، ۱۳۶۷).

افیولیت‌های پالئوزوییک

در ایران، افیولیت‌های پالئوزوییک گسترش بسیار محدودی دارند. شناخته شده‌ترین این سنگ‌ها در جنوب باختری مشهد رخنمون دارد. در ناحیهٔ مشهد، افیولیت‌ها به صورت عدسی‌های بزرگ کشیده و کم و بیش با حالت لایه‌ای با رسوبات رُسی دگرگون شده همراه هستند. مجیدی (۱۹۷۸) این سنگ‌ها را متعلق به دونین – کربنیفر می‌داند. ولی وجود سنگوارهٔ فوزولین در ناحیهٔ سفیدسنگ، گواه بر سن پرمین آنها است (مجیدی، ۱۹۸۰). هر چند بیشتر زمین‌شناسان سنگ‌های اولترابازیکی مشهد را منشورهای برافزایندهٔ اقیانوس تتیس کهن دانسته‌اند، اما علوی تهرانی (۱۳۶۳) این سنگ‌های فوق بازیک را افیولیت به شمار نمی‌آورد و ضمن مقایسهٔ آنها با کمپلکس کلاسیک لایه‌ای بوشولد (Bushveld) آفریقای جنوبی این گونه سنگ‌ها را با موقعیت کراتونیک می‌داند که در نتیجهٔ جابه‌جایی ماگماتیک به وجود آمده‌اند. وجود مجموعه‌های مشابه در جنوب گرگان، جنوب باختری انزلی (فومن) و کوه‌های الله‌یارلو اهر سبب شده تا از پیوند این رخنمون‌های افیولیتی، محل تقریبی زمیندرز تتیس کهن رقم زده شود.

در کوه‌های طالش و بخش جنوبی کمربند سنندج – سیرجان، بعضی از سنگ‌های اولترابازیکی به زمان پالئوزوییک نسبت داده شده‌اند. ولی در مورد خاستگاه و چگونگی جایگیری آنها سخنی به میان نیامده است. در ناحیهٔ پشت بادام (ایران مرکزی) بخشی از مجموعهٔ دگرگونی پشت بادام از نوع سنگ‌های افیولیتی است. کمپلکس پشت بادام و افیولیت‌های همراه آنها به طور دگرشیب در زیر سنگ‌های آهکی فوزولین‌دار پرمین قرار دارند. لذا سن آنها پالئوزوییک دانسته شده ولی همان طور که گفته شد سن پرکامبرین نیز محتمل است.

افیولیت‌های مزوزوییک

اشتوکلین (۱۹۷۷) برای مجموعه‌های افیولیتی مزوزوییک ایران، از واژهٔ «نوار افیولیتی محوری Axial Ophiolitic belt » استفاده کرده و بر این باور است که این نوار افیولیتی مربوط به اشتقاق‌های «نوع تتیس جوان» است که در زمان مزوزوییک (تریاس پسین – کرتاسهٔ پسین)

بخش‌هایی از قارهٔ گندوانا را از بخش دیگر همان قاره جدا می‌ساخت. به جز بخش‌های رانده شده بر روی لبهٔ قاره‌ها، بیشتر نوار افیولیت محوری یا در زون‌های برخوردی فرورانش کرده‌اند و یا توسط رسوبات ترشیری پوشیده شده‌اند (شکل ۷-۲). باقیمانده‌های نوار افیولیتی محوری به سن مزوزوییک را می‌توان در راستای راندگی اصلی زاگرس (کرمانشاه، نیریز) دید. ادامهٔ خاوری آن، پس از عبور از مکران ایران و پاکستان، از طریق گسل چمن تا هیمالیا ادامه می‌یابد. افزون بر آن، انشعاباتی از آن به طرف عمان، افغانستان و همچنین به صورت باریکه‌ای حلقه مانند، ریزقارهٔ ایران مرکزی را در بر می‌گیرد. از دیدگاه اشتوکلین (۱۹۷۷)، نوار افیولیتی محوری، به دلیل داشتن پاره‌ای تفاوت‌های اساسی، قابل تقسیم به دو بخش جداگانه است.

نخست، زیر نوار افیولیتی بیرونیOuter Sub – belt که شامل افیولیت‌های کرمانشاه – نیریز است که به طرف عمان می‌رود.

دوم، زیر نوار افیولیتی درونی Sub – belt Inner که شامل افیولیت‌های ماکو – ارومیه و آمیزه‌های رنگین دور ریزقارهٔ ایران مرکزی است. اشتوکلین افیولیت‌های شمال مکران را جزو زیر نوار درونی می‌داند،

ولی افتخارنژاد (گفتهٔ شفاهی) بر این باور است که حتی در ناحیهٔ مکران می‌توان دو زیر نوار درونی و بیرونی را دید که توسط پوستهٔ قاره‌ای کمپلکس دورکان از یکدیگر جدا شده‌اند.افیولیت‌های مزوزوییک ایران به سه سن تریاس میانی، تریاس پسین و کرتاسه هستند

افیولیت‌های تریاس

بخش کوچکی از اولترابازیک‌های ایران به تریاس نسبت داده شده‌اند. اولترابازیک‌های لایه‌ای کوه‌های طالش (تریاس میانی) و اسفندقه (تریاس پسین) از آن جمله است. در اسفندقه مجموعهٔ

سیخوران رگه‌های کرومیت دارد و به وسیلهٔ رسوبات ژوراسیک پوشیده شده‌اند و لذا سن تریاس آنها محرز است (سبزه‌ئی، ۱۹۷۴).

افیولیت‌های کرتاسه

در بین افیولیت‌های ایران نمونه‌های کرتاسهٔ بالایی بیشترین سهم و گستردگی را به ویژه در کنار گسل‌ها و راندگی‌های مهم دارند. افیولیت‌های موجود در امتداد راندگی زاگرس (کرمانشاه – نیریز)، آمیزه‌های افیولیتی ماکو – ارومیه، ایران مرکزی، جنوب خاوری (مکران) و خاور ایران (نهبندان) و ۰۰۰ از آن جمله است. افیولیت‌های کرتاسهٔ ایران در سه ناحیهٔ زیر در بیشترین مقدارند.

الف) **افیولیت‌های زاگرس** در امتداد و در بلافصل جنوب باختری راندگی اصلی زاگرس، دو بخش پهن و جدا از هم از مجموعهٔ افیولیتی – رادیولاریتی رخنمون دارد. هر بخش به شکل کمانی با تحدب به طرف جنوب باختری است: یکی کمان پشت‌کوه در کرمانشاه (برو، ۱۹۷۰)، و دیگری کمان فارس در نیریز (ریکو، ۱۹۷۱). از نظر ترکیب و ساخت افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز، با مجموعهٔ افیولیتی – رادیولاریتی کوه‌های عُمان و با افیولیت‌های حاشیهٔ عربستان، شباهت زیاد دارند. به سخن دیگر، دو کمان افیولیتی کرمانشاه و نیریز، بخشی از نوار افیولیتی به طول تقریبی ۳۰۰۰ کیلومتر است که به طور ناپیوسته از سوریه شروع و پس از گذر از جنوب ترکیه و زاگرس به عُمان می‌رود. این نوار که به صورت یک کمان در امتداد راندگی‌های میان دو صفحهٔ عربستان و صفحهٔ ایران قرار دارد، به وسیلهٔ ریکو (1971 b)، مطالعه و به آن هلال افیولیتی حاشیهٔ عربستان Ophiolitique Peri Arabe Croissant نام داده شده است. ولی اشتوکلین (۱۹۷۷)، برای آن نام نوار افیولیتی محوری بیرونی Outer Axial Ophiolitic Belt را انتخاب کرده است.

مجموعهٔ افیولیتی موجود در نوار زاگرس – عمان شامل توالی به نسبت منظم و ثابتی از سنگ‌های خرد شده و فلسی Imbricated است که ردیف‌های رسوبی در زیر و کمپلکس‌های افیولیتی، اغلب، بر روی آنها می‌نشیند. در حدفاصل این دو، یک آمیختگی مشخص دیده می‌شود که اغلب شامل قطعات بزرگی از سنگ‌آهک به صورت قطعات بیگانه است.

به رغم شباهت ساختاری و سنگی با عُمان، مقایسهٔ افیولیت‌های زاگرس با ایران مرکزی نشانگر چهار تفاوت عمده است:

۱- در نوار افیولیتی زاگرس، رسوبات آهکی تخریبی و توربیدایت به فراوانی یافت می‌شود در حالی که همراهان رسوبی آمیزه‌های رنگین ایران مرکزی، بیشتر از نوع شیل، توف و آهک‌های پلاژیک است.

۲- در آمیزه‌های رنگین ایران مرکزی، سنگ‌های اسپیلیتی و دیابازی نقش مهمی دارند، در حالی که در افیولیت‌های زاگرس، مقدار این سنگ‌ها ناچیز است.

۳- در افیولیت‌های زاگرس، سنگ‌های رسوبی سن پالئوزوییک و مزوزوییک دارند . به هرحال جوان‌تر از تورونین نیستند. در صورتی که همراهان رسوبی ملانژهای ایران مرکزی و خاور ایران بیشتر دارای سنگواره‌هایی به سن سنونین تا ماستریشتین می‌باشند.

۴- در نوار زاگرس، ناوه، پیش از ماستریشتین یا حداکثر اوایل مایستریشتین بسته شده است. در صورتی که بسته شدن ناوه در کمربند افیولیتی ایران مرکزی و خاور ایران در اواخر ماستریشتین یا پالئوسن بوده است.

-*افیولیت‌های کرمانشاه* در ناحیهٔ کرمانشاه، سنگ‌های افیولیتی به ویژه در ناحیهٔ صحنه و هرسین رخنمون دارند و «افیولیت‌های صحنه – هرسین» نامگذاری شده‌اند (برو، ۱۹۷۰). کمان افیولیتی صحنه – هرسین شامل سه برونزد جداگانه است:

- نخستین برونزد در شمال خاور کرمانشاه (ناحیهٔ صحنه) قرار دارد که متشکل از سنگ‌های اولترابازیک دانه‌ای (کومولیت)، پریدوتیت، هارزبورژیت و پیروکسنیت است که ابتدا با سنگ‌های گابرویی و سپس با گدازه پوشیده می‌شوند. این مجموعه اثری از آمیختگی ندارد.

- دومین برونزد در جنوب خاوری مجموعهٔ قبلی، یعنی در ناحیهٔ اُرگانا رخنمون دارد. برخلاف برونزد قبلی، این بخش به شدت تکتونیزه است. در این مجموعه، سنگ‌های اولترابازیک با فلس‌های آهکی و رادیولاریتی همراهند که در نتیجهٔ عملکرد فشارهای زمین‌ساختی با یکدیگر مخلوط شده‌اند.

- سومین برونزد، در ناحیهٔ هرسین متشکل از یک تودهٔ سرپانتینیت است که در آن ورقه‌هایی از آهک‌های دوباره تبلور یافتهٔ زیستی آواری به احتمال متعلق به تریاس وجود دارد.

-*افیولیت‌های نیریز* مطالعات مناطق افیولیتی – رادیولاریتی نیریز (ریکو، ۱۹۷۴) و عُمان (گلنی و همکاران، ۱۹۷۳)، نشانگر آن است که در این نواحی، جداشدگی پوسته و ایجاد فرونشست درون قاره‌ای، در زمان تریاس صورت گرفته است. این زمین‌شناسان (ریکو،گلنی) فسیل‌های اواخر تریاس را به عنوان قدیمی‌ترین بقایای حیاتی در رادیولاریت‌هایی که تصور می‌شود در این ناوه نهشته شده گزارش کرده‌اند. به همین رو، پذیرفته شده که مجموعه‌های افیولیتی – رادیولاریتی زاگرس – عُمان در نوعی ناوه اقیانوسی حاصل کافتی شدن Riftingو یا سراشیبی زیاد شکل گرفته‌اند، ولی در بارهٔ سن و اندازهٔ این ناوه و چگونگی تشکیل و سازوکار آن عقاید متفاوتی وجود دارد.

رادیولاریت‌های نیریز (سازند پیچکون)، شامل چرت‌های رادیولاریتی است که با آهک‌های آشفتهٔ (توربیدایت) پُر فسیل همراه هستند. این رسوبات رادیولاریتی، با همبری مبهم، آهک‌های کم عمق کرتاسهٔ بالایی، را می‌پوشانند. رادیولاریت‌های موردنظر به فراوانی دارای سنگواره‌های پالئوزوییک و به احتمال مزوزوییک هستند و به ظاهر فسیل‌های جوان‌تر از تورونین ندارند.قرار داشتن آهک‌های

کرتاسهٔ بالا در زیر و رادیولاریت‌های دارای فسیل‌های کهن‌تر در بالا، دو امکان زیر را پیشنهاد می‌کند.

۱- فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها بر جا بوده و حمل شده نیستند.

۲- بیشتر فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها و آهک‌های آشفته حمل شده و تخریبی هستند.

در صورت برجایی فسیل‌ها، ناگزیر باید پذیرفت که رادیولاریت‌ها نابرجا هستند که این خودراندگی Nappe و جابه‌جایی‌های افقی به طول صدها کیلومتر را مطرح می‌کند، همچنین باید وجود یک ناوه را، دست کم از تریاس پیشین پذیرفت و قبول کرد که گودی مذکور از محل رسوبات امروزی آن دورتر بوده است.در صورتی که فسیل‌های موجود در رادیولاریت‌ها تخریبی و حمل شده باشند، در آن صورت باید پذیرفت که رادیولاریت‌ها در موقعیت چینه‌شناسی طبیعی بوده و در حاشیهٔ پایین‌روندهٔ کم‌عمق سکوی عربستان و در زمان کرتاسهٔ پسین تشکیل شده‌اند.

نظریهٔ برجاییAuthocthony رادیولاریت‌ها، بیشتر بر اساس ویژگی یوژئوسینکلاینی فرض شده برای زاگرس و عُمان است. بنابراین از نظر فالکن (۱۹۶۷) و اشتوکلین (۱۹۶۸)، رادیولاریت‌ها در یک ناوهٔ بین قاره‌ای با فرونشست شدید، در کنارهٔ سپر عربستان، در زمان کرتاسهٔ پسین نهشته شده‌اند و سپس افیولیت‌ها در درون آنها جایگیر شده‌اند.

صرف‌نظر از نحوهٔ جایگیری، برجایی و یا نابرجایی رادیولاریت‌ها و افیولیت‌ها، تمام پژوهشگران در این نظر هم عقیده‌اند که این کار درآشکوب کامپانین یا اوایل ماستریشتین به پایان رسیده است، چرا که سنگ‌آهک‌های کم عمق ماستریشتین (سازند تاربور) به طور دگرشیب و پیش‌رونده این سنگ‌ها و ساختارها را پوشانده‌اند. لذا، پذیرفته شده که از آن زمان (پیش از ماستریشتین) صفحه‌های قاره‌ای عربستان و ایران بار دیگر به هم پیوسته و با باریکه‌ای از پوستهٔ اقیانوسی به یکدیگر جوش خورده‌اند.

سن افیولیت‌های زاگرس مسئلهٔ شکل، شیوهٔ جایگیری و به ویژه سن مجموعه‌های افیولیتی زاگرس، هنوز به خوبی روشن نیست. افیولیت‌های زاگرس به صورت صفحه‌های توده‌ای بزرگ، رادیولاریت‌ها را می‌پوشاند. همبری بین مجموعهٔ رسوبی و توده‌های افیولیتی به طور معمول به صورت باریکه‌ای از آمیزه‌هاست که در آنها قطعات بیگانه پرمو – تریاس وجود دارد. این قطعات بیگانهٔ آهکی ارتباط اصلی بین سنگ‌های مختلف موجود در این ناحیه را پیچیده کرده است. فسیل‌شناسی، مدارک و شواهد کمی در تعیین سن افیولیت‌ها ارائه می‌کند و به نظر می‌رسد که افیولیت‌ها سن کرتاسهٔ پسین دارند و این تنها به دلیل عضوهای انتهایی فاز بازالتی (گدازه‌های بالشی و برش‌های توفی) است که به ندرت در برخی مواقع با رادیولاریت‌ها و شیل‌های سیلیسی و آهک‌های پلاژیک به طور بین لایه‌ای قرار گرفته‌اند. آلمن و پیتر (۱۹۷۲)، با استفاده از روش پتاسیم – آرگون، سن توف‌های سازند هواسینا عُمان را حدود ۶ ± ۹۶ میلیون سال تعیین کرده‌اند. به احتمال این سن برای افیولیت‌های زاگرس نیز درست است. گفتنی است که اگرچه سن عمومی افیولیت‌های زاگرس کرتاسهٔ پسین دانسته شده، ولی مطالعات دقیق‌تر لازم است.

ب) **افیولیت‌های ایران مرکزی** مجموعه‌های افیولیتی ایران مرکزی در دو منطقه در بیشترین مقدارند.

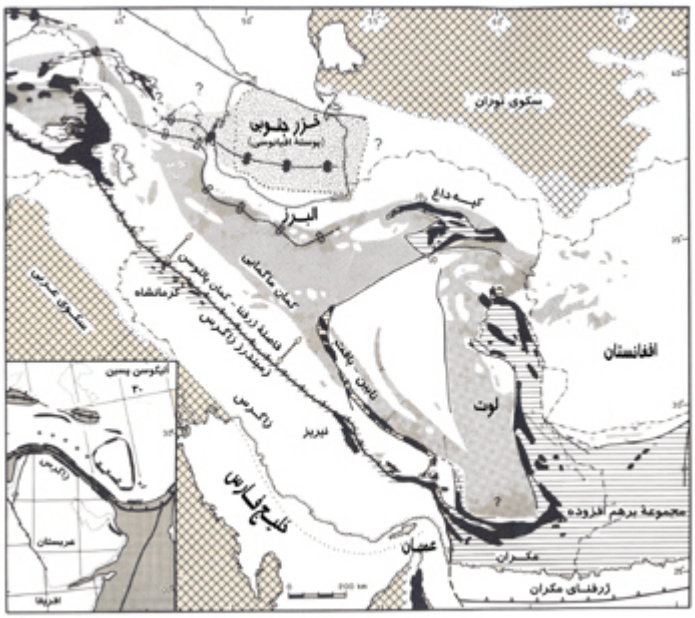
«*افیولیت‌های پیرامون ریزقارهٔ ایران مرکزی*» : این مجموعه به شکل کمربند ناپیوسته‌ای دور ریزقارهٔ ایران مرکزی (تکین ۱۹۷۲) رخنمون دارد. این حلقهٔ افیولیتی، در امتداد گسل نهبندان - ایرانشهر به سمت بیرجند کشیده می‌شود، و پس از یک ناپیوستگی کوتاه بار دیگر امتداد خاوری – باختری در جنوب سبزوار و شمال گسل دورونه ظاهر و به طور ناپیوسته تا شهرستان نایین ادامه می‌یابد. از نایین به طرف جنوب خاوری، افیولیت‌ها بار دیگر در طول گسل نایین – بافت برونزد دارند و از آنجا بار دیگر در باختر پایین‌افتادگی جازموریان به مجموعهٔ افیولیتی بشاگرد متصل می‌شوند.

ویژگی‌های زمین‌شناسی این کمربند افیولیتی به تقریب در همه جا یکنواخت و مشخص است. بر خلاف زاگرس، توالی شناخته شدهٔ مجموعه‌های افیولیتی، پیرامون ریزقاره، در هیچ جا قابل تشخیص نیست. اگر چه قطعات بزرگ و کشیدهٔ اولترابازیک به درازای تا ۱۰ کیلومتر یا بیشتر وجود دارد، اما این مجموعه‌ها به طور معمول آمیخته‌های درهمی از مواد رسوبی و آذرین هستند به طوری که، به طور عموم سنگ‌های تشکیل‌دهنده، ارتباط ناپیوسته دارند. قدیمی‌ترین سنگ‌های آمیزهٔ ایران مرکزی، سنگ‌آهک‌های دارای فسیل کالپیونلا به سن ژوراسیک پسین است که همراه با رادیولاریت‌ها در باختر جازموریان دیده شده است ولی، بیشتر مواد رسوبی آنها، متعلق به اواخر کرتاسه، به ویژه متعلق به آشکوب‌های سنونین – ماستریشتین است.سن مرز بالایی آمیزه‌های ایران مرکزی، نامعلوم‌تر از کمپلکس رادیولاریتی – افیولیتی زاگرس است و به نظر می‌رسد در بلوچستان و شرق ایران، مجموعهٔ افیولیتی با یک حد نامشخص به توالی‌هایی از فلیش به سن ترشیری زیرین تبدیل می‌شود (گانسر، ۱۹۶۰). در جاهای دیگر، و همچنین در منطقهٔ سبزوار، آمیزه‌ها با دگرشیبی، توسط آهک‌های کم عمق اواخر پالئوسن – ائوسن زیرین تا میانی، پوشیده شده‌اند.

با آنچه که گذشت، تصور می‌شود که ناوهٔ اقیانوسی باریک پیرامون ریزقارهٔ ایران مرکزی، از اواخر ژوراسیک، به صورت شاخه‌ای از تتیس جوان شکل گرفته و در اواخر کرتاسه به بیشترین گسترش خود رسیده است. کافتی شدن در امتداد گسل‌های کمانی قبلی بوده ولی پهن‌شدگی بعدی این کافت، با پیدایش لایهٔ اقیانوسی و به احتمال ظهور یک پشتهٔ میانی Median Ridge ارتباط داشته است. در این ناوهٔ باریک کمانی شکل، که ریزقارهٔ ایران مرکزی و خاور ایران را از بقیهٔ صفحهٔ قاره‌ای ایران جدا می‌ساخته، رسوبگذاری و چرت‌های رادیولاریتی و دیگر رسوبات پلاژیک تا اواخر کرتاسه ادامه داشته است.

«*افیولیت‌های ارومیه – ماکو*» : در شمال باختری ایران، به عبارتی از جنوب باختری ارومیه تا ماکو، بیرون‌زدگی افیولیتی دیده می‌شود که به سوی باختر تا آناتولی ترکیه ادامه دارد. مطالعات انجام

شده نشان می‌دهد که افیولیت‌های ماکو – ارومیه، با رشتهٔ آمیزه‌هـای موجـود در ایـران مرکـزی و خاور ایران شباهت بسیار دارد. در اینجا نیز، سنگ‌های اولترابازیک و رادیولاریـت همـراه بـا دیابـاز، توف، شیل و آهک‌های پلاژیک به صورت درهم دیده می‌شود و همهٔ مجموعـه توسـط فلـیش‌هـای ضخیم ائوسن پوشیده شده‌اند. (**شکل ۷-۷**)



شکل ۷-۷-رخنمون‌های افیولیتی ایران (سیاه) و سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی-قلیایی وابسته (خاکستری) از بربریان (۱۹۸۳)

فصل هشتم- رخدادهای زمین‌ساختی ایران

توضیح

مقدمه

در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که در زمان پرکامبرین پسین پوستهٔ ایران یک حادثهٔ تبلوری قابل قیاس با رویدادکاتانگایی را پذیرا شده که با چین‌خوردگی، دگرگونی و ماگمازایی همراه بوده است. در فاصلهٔ زمانی پرکامبرین پسین – تریاس میانی در بیشتر نقاط ایران آرامش

زمین‌ساختی نسبی از نوع خشکی‌زا چیره بوده که نبودهای رسوبی موازی و گاهی شکستگی پوسته و ماگمازایی از پیامد آن است. در تریاس پسین با آغاز جنبش‌های زمین‌ساختی آلپ آغازی و قابل قیاس با رخداد سیمرین پیشین شرایط سکویی پالئوزوییک – تریاس میانی دستخوش تغییرات عمده شده که کم و بیش در مراحل گوناگون کوهزایی آلپ مانند چرخه‌های زمین‌ساختی سیمرین میانی، سیمرین پسین، اتریشین، لارامید و ۰۰۰ تکرار شده که حاصل آن ریخت‌زمین‌ساخت امروزی ایران است. بدین گونه می‌توان گفت که در شکل‌گیری سیمای امروز ایران، چرخه‌های زمین‌ساختی متعددی نقش داشته‌اند که گاهی از نوع کوهزاOrogeny و زمانی از نوع خشکی‌زا Epeirogenyبوده‌اند. گفتنی است بخشی از سیمای ریخت‌زمین‌ساختی ایران نتیجهٔ حرکت و برخورد بلوک‌ها و صفحه‌ها Plates است. برای نمونه، شبه قارهٔ هند سالانه ۱۵ سانتی‌متر به سمت شمال آسیا در حرکت است. چنین حرکتی با تغییر روند و شدت چین‌خوردگی بخش خاوری ایران همراه است و یا با بازشدن دریای سُرخ، شبه جزیرهٔ عربستان پس از جدا شدن از قارهٔ آفریقا و حرکت به سمت ایران، کوتاه شدگی و چین‌خوردگی را بر جنوب باختری ایران (زاگرس) تحمیل کرده است. بررسی تاریخچهٔ زمین‌شناسی ایران نشانگر چهار «گام ساختاری Structural Stage » عمده است (شکل ۸-۱).

از «نخستین گام ساختاری» ایران شواهد روشنی در دست نیست. ولی وجود کانی‌ها و قطعات سنگی دگرگونی در سنگ‌های دگرشکل شدهٔ منسوب به پرکامبرین ایران، نشانگر یک فاز دگرگونی و فرسایش است که حقی‌پور (۱۹۷۴) رویداد مسئول را، با اقتباس از نام کلوت چاپدونی ساغند، «رخداد چاپدونین» نام داده است.

«دومین گام ساختاری» ایران، محدود به دو جنبش چاپدونین و کاتانگایی است که موجب دگرگونی و دگرشکلی پی‌سنگ پرکامبرین ایران شده است.

«سومین گام ساختاری» ایران، از زمان پرکامبرین پسین تا اوایل تریاس پسین دوام داشته و حاصل آن نبودهای رسوبی، دگرشیبی‌های محلی است که به آن «اپـی کاتانگایی» و یـا بنـا بـه پیـشنهاد حقی‌پور (۱۹۷۴)، «اپی مُرادین» نام داده شده است.

«چهارمین گام ساختاری» ایران، شامل فازهای گوناگون کوهزایی آلپی است که از تریاس پسین تـا پلیوسن و کم و بیش تا زمان حال ادامه دارد.فازهای زمین‌ساختی و اثرگـذار بـر پوسـتهٔ ایـران، بـر حسب زمان، عبارتند از: **شکل ۸-۱**

رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین (کاتانگاییKatangan)

بیان ویژگی رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین ایران نیاز به داده‌های سنی و چینـه‌شناسـی قـوی دارد و این در حالی است که داده‌های چینه‌شناسی و داده‌هـای پرتوسـنجی روشـنی از پرکـامبرین ایران در دسترس نیست.تغییرات سن پرتوسنجی سنگ‌های منسوب به پرکامبرین ایران از ۲۳۸۲ تا ۳۴۲ میلیون سال اسـت (حقـی‌پـور، ۱۹۷۴) و امـروزه در مـورد خاسـتگاه و تـوالی چینـه‌شناسـی سنگ‌های یاد شده دیدگاه‌ها به قدری دور از یکدیگر است که نزدیک کردن آنها به یکدیگر نـشدنی است. نداشتن اطلاعات قابل قبول و وجود دیدگاه‌های گوناگون بحث در مورد چند و چـون و زمـان عملکرد رویدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین ایران را دشوار ساخته است.

شواهد قابل قبول نشان می‌دهد که کهن‌ترین رویداد زمین‌سـاختی شـناخته شـدهٔ ایـران در زمـان نوپروتروزوییک و در فاصلهٔ چینه‌شناسی پی‌سنگ پرکـامبرین دگرگـونی و ردیـف‌هـای موسـوم بـه پرکامبرین پسین روی داده است که در نوشتارهـای قدیمی با رویـداد آسینتیـکAssyntic و یـا بایکالـــی Baikalian و امـروزه بـا رخـدادهای «کاتانگـایی»، «پـان‌آفـریکن Panafrican» و «حجازین Hedjazian» قیاس می‌شود. چند و چون رویدادهای نام برده شـده بـه طـور کامـل در ایران قابل شناسایی نیست. به همین‌رو، برای این رخداد، نبوی (۱۳۵۵) نام «ایـرانین» و حقی‌پـور

(۱۹۷۴) نام «مُـــرادین» را پیشنهاد کرده‌اند. از بین نام‌های گفتـــه شده «کاتانگایی» بیـشتر مـورد استفاده قرار می‌گیرد.

شواهدی چند سبب شده‌اند تا ایـن بـاور وجـود داشـته باشـد کـه پـیش از کاتانگـایی رویـدادهای زمین‌ساختی کهن‌تر بر پی‌سنگ پرکامبرین ایران اثرگذار بوده‌اند. از سرشـت فازهـای قـدیمی‌تـر از کاتانگایی، داده‌های روشنی در دست نیست و فاز یا فازهای زمین‌ساختی مورد نظـــر ممکن است با رویـداد کارولین Carolian در سپر بالتیک و یا چـین‌خوردگـــی مـایوبین Mayobian، لیمپوپـو Limpopo، ساتپورین Satpurian هند و یا کیبـارین Kibarian آفریقـا معـادل باشـد (نبـوی، ۱۳۵۵). حقی‌پور (۱۹۷۴) به دو رویداد زمین‌ساختی پیش از کاتانگـایی بـاور دارد. یکـی کـوهزایی «چاپدونین» که کهن‌تر است و دیگری رویداد «تاشکین» که نشانه‌هایی در بین رسوب‌های دگرگون شده درجه بالا و رسوب‌های دریایی پرکامبرین (سازند تاشک، و یا معادل‌های آن) دارد.

سامانی (۱۳۷۳) کهن‌ترین دگرشیبی ایران را بین رسوب‌های شبه فلیشی – تخریبی سـازند ناتـک m.a)750 تا ۸۷۴) و رخساره‌های کافتی سازند ساغند (580 m.a تا ۷۵۰) می‌داند و بر ایـن بـاور است که سازند ساغند با دگرشیبی، در زیر لایه‌هایی قرار دارد که به نوبهٔ خود رخسارهٔ کافتی داشته و با سری‌های ریزو دسو قابل قیاس است. **(شکل ۸-۲)**

به دلیل محدودیت‌های اطلاعاتی، بحث در مورد رویدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین ایران را باید به رویداد کاتانگایی محدود کرد. در ایران رخداد کاتانگـایی، بـا چـین‌خـوردگی، دگرگـونی و گـسلش سنگ‌های پیش از پرکامبرین پسین و همچنین ماگمازایی بوده و بنابراین، ماهیت کـوهزایی داشـته که مهم‌ترین پیامدهای آن عبارت است از:

× تبلور، سخت شدگی و پایداری نسبی پی‌سنگ پرکامبرین ایران.

× دو فاز دگرگونی همراه با دگرشکلی در رخسارهٔ آمفیبولیت و شیست سبز در نواحی ساغند، ازبکوه و۰۰۰.× دو فاز میگماتیتی شدن وابسته به دو فاز دگرگونی.

× دگرگونی ضعیف در حد اسلیت و فیلیت در البرز، کلمرد، باختر ارومیه.

× تقسیم پی‌سنگ یکپارچهٔ ایران به بلوک‌های جدا از هم و ایجاد زمینهٔ لازم برای تشکیل حوضه‌های رسوبی مستقل و جدا از یکدیگر.

× ایجاد چین‌های شمالی – جنوبی در پی‌سنگ پرکامبرین.

× ایجاد گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران در دو راستای شمالی – جنوبی (گسل‌های هریرود، نایبند، نهبندان، کلمرد، کازرون) و شمال باختری – جنوب خاوری (راندگی اصلی زاگرس).

× بازشدگی و ایجاد کافت‌های بین قاره‌ای نارس به سن پروتروزوییک پایانی – کامبرین به ویژه در ناحیهٔ کرمان و جنوب خاوری زاگرس (حوضهٔ هرمز).

× ایجاد فرابوم در نواحی کلمرد، ساغند و جنوب دریای خزر و ۰۰۰.

× ماگمازایی به صورت توده‌های گرانیتوییدی لکوکرات نیمه ژرف (دوران، چادرملو، بُرنورد ۰۰۰) و روانه‌های ریولیتی قلیایی (ریولیت‌های قلیایی ریزو، قره‌داش، محمدآباد، اسفوردی و ۰۰۰).

× مشخصهٔ رخداد کاتانگایی، ماگماتیسم قلیایی – متاسوماتیت خطی است که حاصل آن تشکیل کانسارهای آهن، منگنز، آپاتیت، مگنتیت – آپاتیت، عناصر نادر خاکی، اورانیم، توریم، سرب – روی، سنگ‌های تبخیری در ایران مرکزی و مجموعهٔ هرمز است. فورستر و همکاران (۱۳۶۷)، تشکیل تعدادی کالدرا، کانسارهای ماگمایی آهن (چُغارت و چادرملو) و کانسارهای سولفید توده‌ای (کوشک و انگوران) را نتیجهٔ فاز تکتونوماگمایی کاتانگایی می‌دانند.

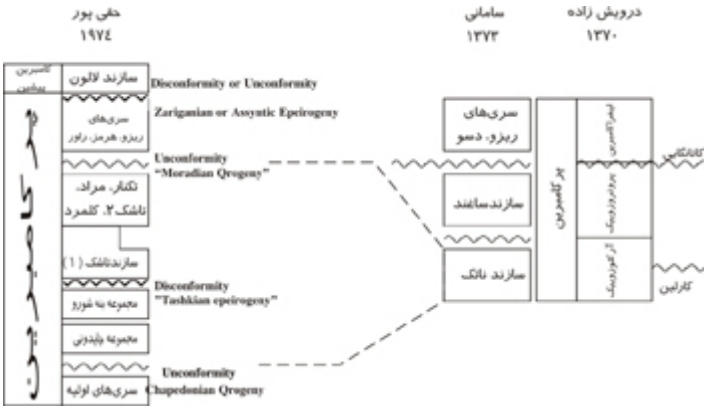
× دگرشیبی زاویه‌ای بین سنگ‌های پرکامبرین و ردیف‌های پرکامبرین پسین ایران. باید گفت که این دگرشیبی در همه جا به یک میزان نیست. برای نمونه در باختر ایران مرکزی و کوه‌های البرز، دگرشیبی کاتانگایی خفیف‌تر است، به گونه‌ای که در جنوب علم‌کوه و یا در بُرش ولی‌آباد (جادهٔ چالوس) ارتباط سازند کهر و سنگ‌های پرکامبرین پسین هم‌شیب به نظر می‌رسد ولی یک تغییر سنگ‌شناسی ناگهانی در مرز آنها وجود دارد. گفتنی است که:

۱- نشانه‌های کوهزایی کاتانگایی به ویژه در ایران مرکزی (بافق، پشت‌بادام، گلپایگان، ترود، موته و آذربایجان) بیشترین مقدار را دارد. در کوه‌های زاگرس که سنگ‌های پرکامبرین برونزد ندارند، پیامد این رویداد ناشناخته است و تنها بر پایهٔ داده‌های منطقه‌ای و یافته‌های موجود از پی‌سنگ پرکامبرین عربستان، یک رویداد تبلوری به سن ۸۵۰ – ۸۰۰ میلیون سال را می‌توان پذیرفت که ممکن است وابسته به کاتانگایی باشد. در کوه‌های البرز، اگرچه دگرگون شدن شیست‌های گرگان را نتیجهٔ رویداد کاتانگایی (اشتوکلین، ۱۹۶۸، ژنی، ۱۹۷۷) و حتی کارُلین (اشتامفلی، ۱۹۷۸) دانسته‌اند ولی یافته‌های جدید، پرکامبرین بودن شیست‌های گرگان را پرسش‌آمیز ساخته و علوی (۱۹۹۱)، دگرگونی این مجموعه را به طور عمده نتیجهٔ زمین‌ساخت برخوردی سیمرین پیشین می‌داند. لذا، اثرات کاتانگایی در البرز چندان روشن نیست. هم‌شیبی نسبی بین ردیف‌های سازند کهر و پرکامبرین پسین نیز به پیامد ضعیف این رویداد در البرز اشاره دارد.

۲- کوهزایی کاتانگایی بر سرنوشت زمین‌شناسی ایران اثرات درخور توجه داشته است، به گونه‌ای که بسیاری از زمین‌شناسان، روندهای ساختاری کلی ایران و ایجاد حوضه‌های رسوبی بعدی (مانند زاگرس) را از جمله پیامد کوهزایی کاتانگایی می‌دانند و حتی، بربریان چارچوب ساختاری آلپی امروز ایران را به ارث رسیده از امتدادهای پی‌سنگ کاتانگایی می‌داند.

۳- هر چند که به دلیل مقایسه با رویداد پان‌افریکن، رخداد کاتانگایی به سن ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال پیش دانسته شده، ولی سن پرتوسنجی سنگ‌های آتشفشانی اسید (ریولیت‌های ریزو، قره‌داش

۰۰۰۰) که به طور دگرشیب زمین‌های چین‌خوردهٔ پرکامبرین را می‌پوشاند، ۷۰۰ – ۶۲۰ میلیون سال است و لذا شاید بتوان سن رویداد را ۸۰۰ – ۷۵۰ میلیون سال دانست.



رخدادهای زمین‌ساختی پالئوزوییک

یکی از پیامدهای کوهزایی کاتانگایی، ایجاد چرخه‌های رسوبی جدید از نوع بَرقاره‌ای Epicontinental است که از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی در گستره‌های وسیعی از ایرانزمین چیره بوده و در طی آن، پوشش سکویی اپی‌کاتانگایی ایران شکل گرفته است. در بیشتر نقاط ایران، مرز پرکامبرین پسین – کامبرین پیوسته و تدریجی است ولی در ردیف‌های سکویی پالئوزوییک ایران، شواهد زیادی از ناپیوستگی‌های رسوبی دیده می‌شود که به جز حالت‌های استثنایی به طور عموم از نوع دگرشیبی موازی است. به همین‌رو، این باور وجود دارد که در پالئوزوییک شرایط زمین‌ساختی به نسبت آرامی بر سرزمین ایران چیره بوده و تنها در حرکت‌های تناوبی رو به بالا و پایین زمین، گاهی از وسعت دریا کاسته می‌شد و زمانی نیز با پسروی کامل دریا، سکوی پالئوزوییک به خشکی تبدیل می‌شد. با این باور، پذیرفته شده که حرکت‌های زمین‌ساختی پالئوزوییک ایران بیشتر از نوع خشکی‌زا است و جنبش‌های کوهزایی مهم و شدید پالئوزوییک که در بخش‌های بزرگ از آسیا و اروپا صورت گرفته، تأثیر ناچیزی در ایران داشته‌اند. به طور یقین، وجود پی‌سنگ دگرگونی و سخت شدهٔ آفریقا – عربستان، در زیر سکوی ایران و همچنین دوری از

پهنه‌های کوهزایی کالدونین و هرسی‌نین، می‌تواند از عوامل مؤثر در کاهش تأثیر نیروهای زمین‌ساختی و آرامش نسبی پالئوزوییک ایران باشد. در توالی پالئوزوییک ایران، شواهدی از سه فاز کششی و بازشدگی Opening stage پوسته و دست کم، چهار رویداد زمین‌ساختی وجود دارد.

«*نخستین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، در زمان کامبرین پیشین و در حد فاصل دو سازند زاگون (در پایین) و لالون (در بالا) صورت گرفته که با پسروی موضعی دریا و تشکیل محیط‌های اکسیدی همراه بوده است. اگرچه، در بیشتر نواحی ایران مرز بین سازندهای زاگون و لالون هم‌شیب و تدریجی است، اما در نواحی سلطانیه، پشت‌بادام، زریگان و شمال باختری کرمان، سازند لالون با یک واحد کنگلومرایی با قطعات سنگ‌های پرکامبرین پسین آغاز شده و به طور دگرشیب بر روی واحدهای کهن قرار دارد. حقی‌پور (۱۹۷۴) به فاز زمین‌ساختی پیش از لالون «رخداد زریگانین» نام داده است.

«*دومین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، پیش از کامبرین میانی و در حد فاصل دو سازند لالون (کامبرین پایینی) و سازند میلا (کامبرین میانی و بالایی) صورت گرفته که جایگاهی بین ماسه‌سنگ‌های ارغوانی لالون و عضو ماسه‌سنگ کوارتزی موسوم به کوارتزیت رأسیTop Quartzite دارد. هم‌شیبی دو سوی ناپیوستگی، نشانگر دگرشیبی موازی است. به این رخداد سراسری که در گستره‌های وسیعی از البرز، زاگرس و ایران مرکزی قابل شناسایی است، می‌توان «میلایین Milaian» نام داد. ایست رسوبی ناشی از رخداد میلایین، جدا از چرخه‌های فرسایشی با تشکیل حوضه‌های تبخیری همراه بوده است. در منطقهٔ شهرکرد در حدفاصل سازندها لالون ومیلا انباشته‌های نمکی وجود دارد که به نام سازند بُزنوید نام‌گذاری شده است (زاهدی، رحمتی، ۱۳۷۹) این جایگاه سبب گردیده ایشان هم، گنبدهای نمکی زاگرس را به سن کامبرین پیشین تا میانی بدانند.

«*سومین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، همزمان با جنبش‌های کالدونی بوده که در نتیجهٔ آن، ارتباط دو سیستم سیلورین و دونین، با سنگ‌های کهن‌تر از نوع دگرشیبی موازی است. حرکت‌های زمین‌ساختی قابل قیاس با رخداد کالدونی، از اواخر اردویسین آغاز شده و تا زمان سیلورین و به احتمالی، تا دونین میانی ادامه داشته است. نبود سنگ‌های سیلورین و دونین پیشین – میانی در نواحی باختر و شمال باختری ایران، وجود فرابوم کالدونی را در نواحی یاد شده تداعی می‌کند که به باور نبوی (۱۳۵۵) در امتداد یک خط فرضی شمال خاوری – جنوب باختری از حوضه برقاره‌ای خاور ایران (البرز خاوری، خاور ایران مرکزی و جنوب خاوری زاگرس) جدا بوده است. نبود رسوبی بین سنگ‌های اردویسین – سیلورین و سیلورین – دونین، رخساره‌های آواری دونین پیشین، تکاپوهای آتشفشانی سیلورین و ۰۰۰ شواهدی از خشکی‌زایی رویداد کالدونی در بخش خاوری ایران است پیشروی و پسروی وابسته به خشکی‌زایی کالدونی، به ویژه در البرز خاوری شواهد روشن‌تری دارد و به همین‌رو اشتامفلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به عملکرد فاز تاکونین (بین اردویسین – سیلورین) و فاز آردنین (در مرز سیلورین – دونین) در جنوب گنبدکاووس و شمال شاهرود باور دارند.

گفتنی است که حرکت‌های کالدونی در همه جا ماهیت یکنواخت و خشکی‌زا نداشته و شواهد پراکنده‌ای از عملکردهای کوهزایی سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) برای رویداد کالدونی نقش پراهمیتی قائل شود و بر این باور باشد که سنگ‌های دگرگونی شمال البرز (شیست‌های گرگان) و ناحیهٔ اسفندقه – اقلید و همچنین ماگماتیسم شکافی در خاور و مرکز ایران، نتیجهٔ عملکردهای کوهزایی کالدونی هستند. نمونه‌های زیر می‌توانند شواهدی از کوهزا بودن موضعی رویداد کالدونی باشند.

× در باختر کرمان، مرز پرکامبرین پسین و دونین از نوع دگرشیبی ملایم است (دیمیتریویچ ۱۹۷۳).

× در شمال سمنان، در پایهٔ آواری‌های دونین بالایی (سازند جیرود) دگرشیبی زاویه‌ای حدود ۳۰ درجه وجود دارد (نبوی ۱۳۶۶).

× در نواحی رباط قره‌بیل، شمال شاهرود، خاور سمنان، جنوب کاشان، ازبکوه و انارک سنگ‌های آتشفشانی بازیک به سن سیلورین (بازالت‌های سلطان میدان) وجود دارد که به شکستگی‌های ناشی از رویداد کالدونی اشاره دارد.

× در ناحیهٔ ماکو، سنگ‌های اردویسین دگرگونی ضعیفی را تحمل کرده و با رسوبات دونین غیر دگرگونی (سازند مولی) پوشیده شده‌اند (بربریان و حمدی، ۱۹۷۷).

× در بندرانزلی و ماسوله، سنگ‌های دگرگونی و دگر شکل شده سیلورین و اوایل دونین، به طور دگرشیب با رسوب‌های دونین میانی و بالایی پوشیده شده‌اند (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

× در ناحیهٔ ده‌بید، روانه‌های بازالتی قلیایی به سن پیش از دونین وجود دارد که حاصل پدیدهٔ کافتی شدن پوسته در زمان پالئوزوییک پیشین دانسته شده‌اند (آلریک و ویرلوژو، ۱۹۷۷).

× در ناحیهٔ اسفندقه، بخش درخور توجهی از سنگ‌های دگرگونی روانه‌های بازالتی سیلورین هستند که به احتمالی در پالئوزوییک پیشین و به احتمال بیشتر در زمان تریاس پسین دگرگون و دگرشکل شده‌اند.

این نکته‌ها نشانگر آن است که جنبش‌های کالدونی ایران تنها حرکات شاغولی نداشته، بلکه در پاره‌ای از نواحی این رویداد از نوع کوهزا بوده است. این احتمال هم وجود دارد که دگرشیبی زاویه‌ای شناخته شده در قاعدهٔ سنگ‌های کربنیفر و پرمین نیز نتیجهٔ این رویداد باشد (نبوی، ۱۳۵۵).

گفتنی است که از پیامدهای رویداد کالدونی در ایران، فاز فلززایی سیلورین – دونین است که موجب تمرکز ذخائری از کانسارهای همزاد آهن (جنوب باختری مشهد، جنوب کاشمر، ازبکوه، جنوب انارک، کرمان)، سرب و روی (جنوب باختری مشهد، انارک)، فسفات (به ویژه در البرز) و گچ شده است (مؤمن‌زاده، ۱۳۶۰).

«*چهارمین حرکت زمین‌ساختی پالئوزوییک*» ایران، همزمان با رخداد هرسی‌نین است. در ردیف‌های کربنیفر ایران، دو ناپیوستگی رسوبی درخور توجه دارد که می‌تواند وابسته به حرکت‌های زودرس، حرکت‌های اصلی و یا اثرات دیررس رخداد هرسی‌نین باشد.بر اساس داده‌های دیرینه‌شناسی، نخستین ناپیوستگی رسوبی، به تقریب، به سن ویزئن Visean میانی است. ناپیوستگی دوم به سن پس از آشکوب نامورین است که تا اواخر کربنیفر پسین و یا اوایل پرمین ادامه داشته است.

ناپیوستگی رسوبی وابسته به پسروی ویزئن میانی به ویژه در کوه‌های البرز اثرات آشکار دارد و به همین‌رو می‌توان به آن «البرزین» گفت. در ایران مرکزی هم، به ویژه در ناحیهٔ طبس پیامد این رویداد نشانه‌های روشن دارد. در دامنهٔ جنوبی بلندی‌های البرز، سن ردیف‌های کربنیفر پیشین (سازند مبارک) از آشکوب ویزئن میانی فراتر نمی‌رود که با ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پوشیده شده است. لذا می‌توان پذیرفت که نواحی مذکور (دامنهٔ جنوبی)، در اثر حرکت‌های زمین‌زا، مرتفع شده و این خروج تا پیشروی بعدی دریا در زمان پرمین ادامه داشته است. در دامنهٔ شمالی البرز، پس از خروج ویزئن میانی، پیشروی دوبارهٔ دریا سبب نهشت توالی به طور عمده کربناتی بر روی سازند مبارک شده که سن ویزئن بالایی – نامورین دارد و در درهٔ چالوس، «سازند دزدبند»، در درهٔ رامیان «سازند باقرآباد» و در باختر آزادشهر «سازند قزل‌قلعه» نام دارد. در ایران مرکزی شواهد ناپیوستگی ویزئن میانی (اَلبرزین) را بیشتر در کوه‌های شُتری و منطقهٔ کلمرد می‌توان دید. در کوه‌های شُتری، به ویژه در بُرش حوض دو راه (جنوب خاوری طبس) سازند سردر (ویزئن میانی – نامورین)، با ۳۰ متر کنگلومرا و ناپیوستگی موازی سازند شیستو را می‌پوشاند. در باختر طبس (بلوک

کلمرد)، ایست رسوبی ویزئن میانی گاهی از نوع ناپیوستگی پیوسته‌نماParaconformity و در نقاطی با نهشته‌های تبخیری – سبخایی در «سازند گچال» مشخص است در اینجا پیشروی بعدی به سن ویزئن پسین است که تا نامورین سکوی کلمرد را زیر پوشش داشته است.

به جز چند مورد پرسش‌آمیز، در بسیاری از نقاط ایران سنگ‌های کربنیفر بالا وجود ندارد و ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین با دگرشیبی موازی و در چند مورد (تکاب، شمال باختری دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰) با دگرشیبی زاویه‌ای سنگ‌های کهن‌تر (کربنیفر پایین – کامبرین) را می‌پوشاند. نبود سراسری نهشته‌های رسوبی کربنیفر بالا، که همزمان با رخداد کوهزایی هرسی‌نین در گستره‌های وسیعی از اروپا و آسیا است سبب شده تا همگان بر این باور باشند که رویداد هرسی‌نین بر زمین‌شناسی کربنیفر ایران اثرگذار بوده ولی، در مورد کوهزا و یا زمین‌زا بودن این رویداد، دو دیدگاه متفاوت وجود دارد. گروهی بزرگی از زمین‌شناسان، پیامد رخداد هرسی‌نین در ایران را از نوع حرکت‌های زمین‌زا و به دور از نشانه‌های کوهزایی می‌دانند، به گونه‌ای که در نتیجهٔ آن، دریا از تمام سرزمین ایران و حتی فرونشست‌های درون قاره‌ای، مانند سنندج – سیرجان پس نشسته است ولی در اواخر کربنیفر پسین و یا اوایل پرمین پیشین حرکت‌های هرسی‌نین دریازا، به گونه‌ای که در قسمت‌هایی از آذربایجان، کوه‌های البرز، شمال و جنوب یزد، کرمان و باختر طبس سنگ‌های پرمین روی ردیف‌های کربنیفر زیرین و یا دونین بالا قرار دارند. و یا در جنوب خاوری زاگرس، سنگ‌های پرمین پس از یک ایست رسوبی به بزرگی حدود ۷۰ میلیون سال، بر روی نهشته‌های دونین بالا (سازند زاکین) نشسته است. در آذربایجان جنوبی نیز پرمین روی اردویسین است و سرانجام در کوه‌های سلطانیه و بخش‌های مرکزی زاگرس، پرمین با سطوح مختلف کامبرین (سازند میلا) همبر است. در بیشتر این نواحی، مرز پرمین و سنگ‌های قدیمی‌تر از نوع دگرشیبی موازی است که به هرسی‌نین خشکی‌زا در این نواحی اشاره دارد. ولی:

× در خاور تهران، بنا به گزارش آنگالن (۱۹۶۸)، در سنگ‌های کربنیفر زیرین (سازند مبارک) دو امتداد مشخص، با راستای شمال – جنوب و شمال باختری – جنوب خاوری وجود دارد که در سنگ‌های جوان‌تر از کربنیفر دیده نمی‌شود.

× در پشت‌بادام، به گزارش حقی‌پور (۱۹۷۴)، نادگرگونی‌های پرمین – تریاس، مجموعهٔ دگرگونی را می‌پوشاند که سن پرتوسنجی بیوتیت‌های آن حدود ۳۰۰ میلیون سال (حدود دونین) است.

× در تکاب (علوی نایینی و عمیدی، ۱۹۶۸)، گلپایگان (تیله و همکاران، ۱۹۶۸)، شمال باختری دریاچهٔ ارومیه (حقی‌پور و همکاران، ۱۳۶۷)، ارتباط سنگ‌های پرمین و نهشته‌های کهن‌تر دگرشیب است، در ناحیهٔ محلات این دگرشیبی با چین‌خوردگی، راندگی و دگرگونی گزارش شده است.

× در ماسوله، مجموعهٔ دگرگونهٔ گَشت با ردیف‌های نادگرگونی پرمو – تریاس پوشیده شده‌اند. سن پرتوسنجی بخش زیرین این مجموعه ۱۲ ± ۳۷۵ تا ۴۷ ± ۳۸۲ (دونین) است که به طور دگرشیب با شیست‌های پلیتی پوشیده شده است. اما علوی (۱۹۹۱)، این دگرگونی‌ها را پی‌سنگ هرسی‌نین توران می‌داند که به صورت ورق‌های بُر خورده بر روی دامنهٔ شمالی البرز رانده شده‌اند.

× کلارک و همکاران (۱۹۷۵) دگرگونی‌های جنوب لاهیجان را به سن کربنیفر پیشین می‌دانند که در اثر رخداد هرسی‌نین دگرگون شده اند. ولی، به احتمال، زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین در این دگرگونی نقش بیشتری دارد.

× بین مرند تا جلفا، توده‌های سینیتی صورتی رنگ در سنگ‌های دونین تزریق و با دگرشیبی آذرین پی با سنگ‌های پرمین پوشیده شده است.دگرشیبی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و فرآیندهای دگرگونی در نواحی یاد شده به رخداد هرسی‌نین نسبت داده شده و نتیجه شده که در نواحی مذکور، جنبش‌های هرسی‌نین از نوع کوهزا بوده است.

گفتنی است که:

× دگرشیبی یاد شده، بیشتر بین سنگ‌های پرمین و ردیف‌های کهن‌تر از دونین است. بـه همـین‌رو نبوی (۱۳۵۵)، رخداد کالدونی را مؤثرتر از هرسی‌نی می‌داند.

× اگرچه دگرگونی‌ها و همراهان اولترامافیکی جنوب باختری مشهد، به دلیل مقایسه با افغانـستان و یا استفاده از سن پرتوسنجی، به سن دونین – کربنیفر دانسته شده‌اند که در اثر کوهزایی هرسی‌نین دگرگون شده‌اند، ولی در حال حاضر یقین بر این است که این دگرگونی‌هـا منـشورهای برافزایـشی زمیندرز موسوم به تتیس کهن با سن پرمین هستند و در تریاس پسین، همزمان با برخورد حاشـیه غیر فعال البرز و صفحهٔ توران دگرگون شده‌اند.

× در پاره‌ای گزارش‌ها، یکی از نتایج اصلی فاز هرسی‌نین را بسته شدن دریای هرسـی‌نـین (تتـیس کهن) شمال ایران و اشتقاق درون قاره‌ای در زاگـرس مرتفـع دانـسته‌انـد. ولـی، نظـر بـه ایـن کـه منشورهای برافزایشی زمیندرز مشهد به سن پرمین است که در تریاس پسین بسته شده و همچنین شباهت‌های سنگ‌شناسی قوی بین سنگ‌های پرمین و تریاس زاگرس مرتفـع و دیگرنـواحی ایـران، بسته شدن زمیندرز شمال و اشتقاق سکوی ایران مرکزی و زاگرس در کربنیفر پرسش‌آمیز اسـت و همان‌گونه که اشتوکلین (۱۹۷۷)، و افتخارنژاد (۱۳۷۰) باور دارنـد، زمینـدرز مـشهد، تتـیس کهـن واقعی نیست.با توجه به تردیدهای موجود در مورد ماهیت و چگونگی عملکرد رخـداد هرسـی‌نـین، می‌توان پذیرفت در ایران، جنبش‌های یاد شده در زمان کربنیفر پسین، از نوع خشکی‌زا و در پرمین پیشین از نوع دریازا بوده است.

رخدادهای زمین‌ساختی مزوزوییک

در همه جای ایران گذر از پالئوزوییک به مزوزوییک با آرامش نسبی زمـین‌سـاختی بـوده و پـس از ایست‌های رسوبی کوتاه (گاهی در کوتاه‌ترین زمان) شرایط سکویی پالئوزوییک همچنـان تـا اوایـل تریاس پسین ادامه یافته است. ولی، از تریاس پسین تا کرتاسهٔ پـسین جنـبش‌هـای زمـین‌سـاختی

مهمی روی داد که با دگرشیبی و دگرگونی‌های عمده همراه بوده است، به گونه‌ای که حتی پیامد آنها را می‌توان در زمان‌های پس از مزوزوییک دید. چین‌خوردگی، آتشفشانی، پلوتونیسم و دگرگونی ناشی از رویدادهای زمین‌ساختی مزوزوییک، در کوه‌های زاگرس، البرز و کپه‌داغ چندان زیاد نیست، در حالی که پیامد این فرآیندها در ایران مرکزی به ویژه در زون سنندج – سیرجان در بیشترین مقدار است.جدا از رویداد لارامید در مرز مزوزوییک و سنوزوییک، در زمان مزوزوییک، سه رخداد زمین‌ساختی مهم بر زمین‌شناسی ایران اثرگذار بوده‌اند که با چرخه‌های کوهزایی «سیمرین» از آلپ آغازی، در ناحیهٔ تتیس، هم‌ارز هستند. نخستین رویداد به سن تریاس پسین است که با فاز سیمرین پیشین Early Cimmerian درخور قیاس است. رویداد دوم، به سن ژوراسیک میانی است که بنام سیمرین میانیCimmerian – Mid نامگذاری شده است. اثرات رویداد سوم را در مرز ژوراسیک – کرتاسه و به مفهوم دقیق‌تر در ابتدای کرتاسهٔ پیشین (پیش از بارمین) می‌توان دید که قابل قیاس با فاز سیمرین پسین Late Cimmerian است. افزون بر سه فاز اصلی گفته شده، می‌توان به فازهای زمین‌ساختی محدودتری اشاره کرد که رویداد طبسین (ژوراسیک بالا)، اتریشی و ساب هرسی‌نین (کرتاسه)، از آن جمله است.

رخداد تریاس پسین (سیمرین پیشین) : در بسیاری از نقاط ایران، سن ردیف‌های کربناتی تریاس تا آشکوب کارنین از تریاس پسین است. لذا می‌توان باور داشت که شرایط سکوی تریاس تا ابتدای تریاس پسین ادامه داشته است. در برخی نقاط هم (باختر طبس، تفرش، کاشان) سنگواره‌های آشکوب نورین را می‌توان در لایه‌های پایینی ردیف‌های شیلی و ماسه‌سنگی تریاس پسین دید. به جز منطقهٔ گلندرود در البرز شمالی که گذر نهشته‌های سکویی تریاس (سارند الیکا) به نهشته‌های زغالدار تریاس بالا (معادل سازند شمشک) تدریجی است در دیگر نقاط ایران شواهد روشنی از یک رخداد زمین‌ساختی به سن پیش از نورین وجود دارد که با رخداد سیمرین پیشین قابل قیاس است.در مورد چگونگی عملکرد و ماهیت رخداد سیمرین پیشین در ایران، نظریه‌ها یکی نیست. برای نمونه، اشتوکلین (۱۹۶۸) این حرکات را بیشتر به صورت گسلش می‌داند تا

چین‌خوردگی و یـا اشـتامفلی (۱۹۷۸)، سـیمرین پیـشین را «خـشکی‌زا» مـی‌دانـد. در حـالی کـه چین‌خوردگی، آتشفشانی، پلوتونیسم و دگرگونی وابسته به این رویداد، شـواهدی از یـک کـوهزایی است که در همه جا شدت یکسان نداشته است. پیامد سیمرین پیشین در ایران به شرح زیر است

:«*تغییر در شرایط و نوع حوضه‌های رسوبی*» به جز زاگرس که سنگ‌های مشخصهٔ تریاس بالا در آن وجود ندارد، در دیگر نقاط ایران، نهشته‌های تریاس بالا، ردیف‌های شیلی ماسه‌سـنگی بـا همراهـان کربناتی است و داشتن زغالسنگ از ویژگی‌های آنهاست. اگرچه آمونیت و برخی سنگواره‌هـا نـشانگر محیط‌های دریایی است، ولی نهشته‌های زغالی و دیگر ویژگی‌هـای رسـوبی ایـن ردیـف‌هـا، معـرف محیط‌های باتلاقی – مردابی نزدیک به ساحل است که با سنگ‌های کربناتی تریاس زیرین – میانی، همبری ناپیوسته از نوع دگرشیب و یا هم‌شیب دارنـد. ناپیوسـتگی و تغییـر شـرایط رسـوبگذاری از محیط‌های سکویی به محیط‌های پیش‌خشکی Fore land زغالدار، از پیامدهای سـیمرین پیـشین است. در منطقهٔ گلندرود و پالنـد، اگرچـه گـذر کربنـات‌هـای سـکویی تریـاس میـانی بـه شـیل و ماسه‌سنگ‌های تریاس بالا تدریجی است، ولی تغییر شرایط رسوبی آشکار اسـت.عمـده‌تـرین تغییـر شرایط رسوبی ناشی از رویداد سیمرین پیشین را می‌توان در پهنه زاگرس دید. به گونه‌ای کـه ازآن زمان به بعد، زاگرس شرایط رسوبی و زمین‌ساختی متفاوت از دیگر نواحی ایـران داشـته اسـت. بـه همین‌رو، رخساره‌های سنگی و زیستی پس از سیمرین پیشین زاگرس، تفاوت‌های چـشمگیر دارد و به تقریب از دگرشیبی‌های عمده، دگرگونی و ماگمازایی به دور است.

«*تغییر در ژئودینامیک و جایگاه صفحه‌ها*» از جمله پیامدهای سیمرین پیشین است که به ویـژه در محل دو زمیندرز موسوم به تتیس کهن (شمال ایران) و تتیس جـوان (جنـوب ایـران)، نـشانه‌هـای آشکار دارد. شکل‌گیری منشورهای برافزایشی نابرجا، گرانیت‌زایـی (مـشهد، لاهیجـان) و دگرگـونی (مشهد، گرگان، جنوب انزلی) می‌توانند از پیامدهای همگرایی و برخورد دور صفحهٔ ایران و تـوران و بسته شدن تتیس کهن در تریاس پسین باشد. در محـل تقریبـی رانـدگی اصـلی زاگـرس، حرکـت

صفحه‌ها، واگرا بوده و جدایش صفحهٔ ایران از زاگرس – عربستان و افیولیت‌زایی، از پیامدهای آن است. افیولیت‌های لایه‌ای مجموعهٔ سیخوران در ناحیهٔ اسفندقه و افیولیت‌های تریاس میانی ناحیهٔ طالش نشان می‌دهد که شکستگی‌های ژرف پوسته منحصر به راندگی اصلی زاگرس نیست و پدیده افیولیت‌زایی، ممکن است در دیگر نقاط ایران نیز مصداق داشته باشد.

«*ایجاد فرابوم*» های سیمرین پیشین در برخی نقاط ایران درخور توجه است. جدا از بالا آمدگی عمومی و سراسری زمین، که با هوازدگی، فرسایش و لاتریت‌زایی همراه بوده، در بعضی نقاط ایران، به ویژه ایران مرکزی، بلوک لوت، فرابوم‌های ناشی از سیمرین پیشین تا زمان ژوراسیک میانی خشکی‌های مرتفعی را می‌ساخت که می‌توان به فرابوم شُتری در منطقهٔ طبس اشاره کرد. بر خلاف ایران مرکزی و لوت که فرابوم‌های سیمرین پیشین در ارتباط با گسل‌های نرمال بوده‌اند، در البرز گسل‌های مؤثر در ایجاد فرابوم‌ها بیشتر از نوع راندگی با شیب به سمت شمال است و با انتقال صفحه‌های گوناگون، از شمال خاوری به جنوب باختری، ضمن ایجاد فرابوم بر ریخت‌شناسی البرز اثر گذاشته‌اند.

«ماگمازایی» تریاس ایران به طور عمده از پیامدهای سیمرین پیشین است. گدازه‌های این فاز، بیشتر از نوع بازالت قلیایی تیره‌رنگ است که به طور معمول به صورت لایه‌ای کلیدی، در زیر نهشته‌های تریاس بالا برونزد دارد. در دامنهٔ جنوبی البرز، به ویژه در بین دماوند – سمنان، برای این بازالت‌ها نام «بازالت‌های جابون» انتخاب شده که در بیشتر نقاط در اثر پدیدهٔ دگرسانی به عدسی‌های آهن‌دار و گاهی عدسی‌های بوکسیت، لاتریت تبدیل شده و گاه ارزش اقتصادی دارند. هم‌ارز این گونه گدازه‌ها را می‌توان در جنوب بیرجند، آبگرم (بلوک لوت) و ترود دید. در زون سنندج – سیرجان، روانه‌های بازیک سیمرین پیشین به ویژه در ناحیهٔ اسفندقه و حاجی‌آباد، حجم زیادی دارند. ولی، در ناحیهٔ اقلید، سورمق، ده‌بید روانه‌های حاصل از فازهای کششی سیمرین پیشین، بیشتر از نوع ریولیت‌های قلیایی و یا توف‌های وابسته است که آلریک و همکاران (۱۹۷۷)

آنها را به پارگدازش پوسته و در ارتباط با ماگماتیسم پس از کوهزایی نسبت می‌دهند.بخشی از ماگمازایی سیمرین پیشین، ماهیت پلوتونیک دارد که گرانیت‌زایی در جنوب باختری مشهد، گرانیت جنوب لاهیجان و ماسوله، (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵)، گرانیت مونزونیتی همزمان با جنبش در دهبید (آلریک و همکاران، ۱۹۷۷) گرانیت اسماعیل‌آباد ساغند (حقی‌پور، ۱۹۷۴) و نفوذی لایه‌ای سیخوران اسفندقه (سبزه‌ئی، ۱۹۷۴) از آن جمله است.

گفتنی است که اگرچه نخستین فازگرانیت‌زایی مشهد، با استفاده از سن پرتوسنجی، به سن کربنیفر و وابسته به فاز هرسی‌نین دانسته شد ولی تزریق این گرانیت در منشورهای برافزایشی پرمین نشان می‌دهد که گرانیت تیره رنگ مورد نظر، نوعی گرانیت برخوردی، به سن تریاس پسین، و در ارتباط با سیمرین پیشین است.

«*کانی‌زایی*»، در البرز مرکزی سازند دولومیتی الیکا دارای سرب، روی، باریت و فلوریت است. در ناحیهٔ بافق – کرمان نیز سرب و روی در ردیف‌های دولومیتی تریاس گزارش شده است. در ناحیهٔ نطنز و دلیجان، دولومیت‌های تریاس دارای کانسارهای باریت همراه با سرب و فلوریت است.در کوه سورمه، فیروزآباد فارس یک افق دولومیت کانه‌دار سرب و روی وجود دارد. مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، کانی‌سازی‌های یاد شده را همزاد و وابسته به ماگماتیسم تریاس (سیمرین پیشین) می‌داند.

«پدیدهٔ دگرگونی» از گسترده‌ترین نشانه‌های کوهزا بودن فاز سیمرین پیشین است که به ویژه در زون سنندج – سیرجان نشانه‌های متعدد دارد. به طور کلی، این دگرگونی چندان شدید نبوده و «رخسارهٔ شیست سبز» دارد و اثر آن در سنگ‌های دگرگونی کهن‌تر (پرکامبرین) از نوع دگرگونی پسرونده است.در زون سنندج – سیرجان، ردیف‌های پیش از تریاس بالا، دو فاز دگرگونی ترمودینامیک را پذیرا شده‌اند. پوشیده شدن این دگرگونی‌ها با ردیف‌های نادگرگونی تریاس - ژوراسیک تأییدی بر تأثیر فاز سیمرین پیشین است. گفتنی است که در زون سنندج – سیرجان، خصلت ویژهٔ دگرگونی، چند فازی بودن آن است و مطالعهٔ رابطه میان فازهای گوناگون دگرگونی و

دگرشکلی، به گونه‌ای است که از نظر الگوی ژئودینامیکی، شباهت به دگرگونی نواحی ژرف بستر اقیانوس‌ها دارد (سبزه‌ئی، ۱۳۷۳)، در زون سنندج – سیرجان، اثرات این دگرگونی را می‌توان در نواحی حاجی‌آباد، اقلید، ده‌بید و بوانات، باختر سیرجان، نیریز، جنوب شهرکرد، بروجرد و شمال مریوان دید. نواحی ساغند، ترود، مشهد، شمال انارک، جنوب لاهیجان، ده‌سلم و ۰۰۰ از جمله مناطقی است که دگرگونی سیمرین پیشین گزارش شده است ولی:

× حقی‌پور (۱۹۷۴)، دگرگونی سیمرین پیشین ناحیهٔ ساغند را به سن پس از تریاس پسین (سازند نایبند) می‌داند اما، احتمال دگرگون شده سازند نایبند در اثر رویداد سیمرین میانی به مراتب بیش از سیمرین پیشین است.

× هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷)، در ناحیهٔ ترود، آثار دگرگونی سیمرین پیشین را گزارش کرده‌اند. ولی، دگرگونی بودن ردیف‌های تریاس بالا – ژوراسیک زیرین (گروه شمشک) سبب شده تا افتخارنژاد (گفتگوی شفاهی) بیشتر فاز دگرگونی ژوراسیک میانی را باور داشته باشد، هرچند عملکرد دو فاز جداگانه (سیمرین پیشین و میانی) بیشتر محتمل است.

× مجیدی (۱۹۷۸)، دگرگونی تریاس ناحیهٔ مشهد را منحصر به ایجاد شیست‌وارگی جدید در میکاشیست‌های قدیمی می‌داند. با منتفی شدن دگرگونی هرسی‌نین در ناحیهٔ مشهد، می‌توان پذیرفت که فاز اصلی دگرگونی مشهد به سن تریاس پسین و وابسته به رویداد سیمرین پیشین است و شیست‌وارگی تأخیری این دگرگونی‌ها، وابسته به رویداد زمین‌ساختی بعدی (سیمرین میانی) است.

× ری‌یر و محافظ (۱۹۷۲) شیست‌های گرافیتی، ماسه‌سنگ و سنگ‌آهک‌های مرمری ناحیهٔ ده‌سلم را، به دلیل دستیابی به سن پرتوسنجی ۱۰ ± ۲۰۶ و ۲ ± ۲۰۹، به سن تریاس پسین و پیامد سیمرین پیشین (پالئوبلوچ) دانسته‌اند، ولی اشتوکلین و همکاران (۱۹۷۳) دگرگونی‌های ده‌سلم را

مجموعه‌ای از دو سازند نایبند (تریاس پسین) و شمشک (ژوراسیک پیشین – میانی) می‌دانند که در زمان پس از ژوراسیک میانی دگرگون شده‌اند. با توجه به یافته‌های جدید زمین‌شناسی ایران، نظر اشتوکلین گویای عملکرد فاز سیمرین میانی و مستندتر است.

رخداد ژوراسیک میانی (سیمرین میانی) : تا چندی پیش هنگامی صحبت از رویدادهای زمین‌ساختی سیمرین می‌شد، تنها از دو حادثهٔ سیمرین پیشین و سیمرین پسین نام برده می‌شد که اولی در اوایل تریاس پسین و دومی در مرز ژوراسیک – کرتاسه رخ داده و هر دو از نوع کوهزایی بوده‌اند.بررسی‌های زمین‌شناختی باختر طبس نشان داد که ویژگی رسوب‌های موجود بین این دو رویداد، به گونه‌ای است که به آسانی می‌توان آنها را در دو دورهٔ رسوبی جدا جای داد. نهشته‌های نخستین دورهٔ رسوبی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ زغالدار است در حالی که سنگ‌های دورهٔ رسوبی دوم، مارن و سنگ‌آهک و نشانگر محیط‌های دریایی با ژرفای متوسط است. مرز دو دورهٔ رسوبی موردنظر با یک رویداد زمین‌ساختی مشخص است که نخستین بار به نام رویداد زمین‌ساختی باتونین معرفی شد (آقانباتی، ۱۹۷۵، آقانباتی و سعیدی، ۱۳۶۰). با توجه به کاربرد زیاد واژه‌های سیمرین پیشین و سیمرین پسین در زمین‌شناسی ایران، برای این رویداد، نام «سیمرین میانی» مناسب‌تر است (آقانباتی، ۱۳۷۱). بررسی چینه‌شناسی، ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک ایران گویای آن است که رویداد سیمرین میانی رویدادی کوهزا است که با چین‌خوردگی، تکاپوی آتشفشانی، جایگیری توده‌های نفوذی و حتی دگرگونی همراه است. همین یافته‌ها حاکی است که بسیاری از نشانه‌های منسوب به رویداد سیمرین پسین، در واقع از پیامدهای سیمرین میانی است و به احتمال زیاد، بر خلاف برداشت‌های پیشین، سیمرین پسین تنها خشکی‌زا بوده است. گفتنی است که زمان این رویداد، در ایران مرکزی و ایران شمالی یکی نیست. در ایران مرکزی (کرمان) نهشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی زیر سطح دگرشیبی (سازند هجدک) دارای سنگواره‌های جانوری دریایی به سن باژوسین – باتونین است (هوکریده و همکاران، ۱۹۶۲). در

ناحیهٔ کلمرد (باختر طبس) نخستین لایه‌های آهکی پیشرونده (سنگ‌آهک پروده) آمونیت‌های باتونین میانی – پسین دارد، لذا رویداد سیمرین میانی باید در آشکوب باتونین روی داده باشد.

در کوه‌های البرز، به استثنای ناحیهٔ طالش، نشانه‌های رویداد سیمرین میانی را می‌توان در حد فاصل رسوب‌های پسروندهٔ باژوسین زیرین (گروه شمشک) و نهشته‌های پیشروندهٔ باژوسین بالایی (سازند دلیچای) دید. به همین‌رو در البرز، این رویداد به سن پیش از باژوسین بالایی است (سیدامامی، ۱۹۹۰) و از این رو باید پذیرفت که سیمرین میانی در همه جای ایران هم زمان نیست. اما پرتوسنجی بعضی توده‌های نفوذی مرتبط با این رویداد، نشانگر سن ۱۶۵ تا ۱۷۵ میلیون سال است. از آن جمله گرانیت شیرکوه به سن ۸ ± ۱۷۶ (فورستر، ۱۹۷۸)، گرانیت سُرخ کوه در مرکز لوت به سن ۱۶۵ تا ۱۷۰ (ترکیان و همکاران، ۱۹۸۴)، گرانیت عروسان ۱۶۵ (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۰ و هوبر، ۱۹۷۷)، گرانیت ماسوله به سن ۱۰ ± ۱۷۵ (کرافورد، ۱۹۷۷) که همگی به آشکوب باتونین اشاره دارند.مهم‌ترین تأثیر رویداد سیمرین میانی بر زمین‌شناسی ایران عبارتست از:

توقف در رسوبگذاری: در بخش گسترده‌ای از ایران شمالی و ایران مرکزی، ایست رسوبی و چرخهٔ فرسایشی آشکاری در بین رسوب‌های ژوراسیک میانی وجود دارد. در البرز جنوبی، رسوب‌های باژوسین زیرین (بخش پایانی گروه شمشک) از نوع سنگ‌های پسرونده است، در حالی که نهشته‌های باژوسین بالا (پایهٔ سازند دلیچای) پیشرونده و دریایی است. اگرچه زمین‌شناسانی مانند آسرتو (۱۹۶۶) و آلنباخ (۱۹۶۶)گذر نهشته‌های آواری گروه شمشک به رسوب‌های دریایی سازند دلیچای را تدریجی دانسته‌اند، اما:

× در نواحی زیرآب، شمال باختری سمنان، جنوب خاوری فیروزکوه، سازند دلیچای با واسطهٔ یک واحد آواری از کنگلومرای کوارتزی و یا ماسه‌سنگ بر روی رسوب‌های کهن‌تر نشسته است.

× در شمال قزوین مرز پایینی سازند دلیچای با گروه شمشک دگرشیب است (آنلز و همکاران، ۱۹۷۵).

× در شمال نشل، ۱۰ متر ائولیت آهن‌دار در پایهٔ سازند دلیچای وجود دارد (اشتایگر، ۱۹۶۶).

× در شمال روستای جرات (منطقهٔ فیروزکوه) حدود ۳۰ متر رُس سُرخ آهن‌دار در پایهٔ سازند دلیچای گزارش شده است (اشتایگر، ۱۹۶۶).

× تفاوت رخسارهٔ رسوبی گروه شمشک (آواری‌تر) و سازند دلیچای (دریایی) بسیار ناگهانی است.

× در جنوب خاوری البرز (ناحیهٔ جام) دگرشیبی موازی روشنی در پایهٔ سازند دلیچای وجود دارد (علوی نایینی، ۱۹۷۲).

موارد یاد شده شواهدی بر ناپیوسته بودن و ایست رسوبی حاصل از رویداد سیمرین میانی بین گروه شمشک و سازند دلیچای است.در ایران مرکزی نشانه‌های ایست رسوبی سیمرین میانی روشن‌تر است و می‌توان آن را در گستره‌های وسیعی از شمال کرمان تا ناحیهٔ جام (خاور سمنان) دید. در این نواحی به رسوب‌هایی که پس از این ایست رسوبی برجا گذاشته شده‌اند، سنگ‌آهک پروده گفته شده که در منطقهٔ طبس، شیرگشت، کلمرد، آبدوغی و راور، با دگرشیبی موازی و در برخی نقاط از جمله ۴۰ کیلومتری شمال طبس (پهلوی خاوری کوه اشلون) با دگرشیبی زاویه‌ای سنگ‌های کهن‌تر ژوراسیک را می‌پوشاند و حتی گاهی رسوب‌های پیشروندهٔ باتونین به دلیل نبود نهشته‌های تریاس بالا – لیاس (گروه شمشک) سنگ‌های کهن‌تر از لیاس {دونین (علوی نایینی، ۱۹۷۲) کربنیفر و تریاس میانی (روتنر، ۱۹۶۸)} را پوشانده است.

در کوه‌های کپه‌داغ، دگرشیبی بین نهشته‌های باژوسین بالایی (سازند کشف‌رود) و سنگ‌های تریاس بالایی (سازند میانکوهی) می‌تواند در ارتباط با رویداد سیمرین میانی باشد.

ایجاد فرابوم: در بخش‌هایی از ایران، مارن‌ها و سنگ‌آهک‌های ژوراسیک میانی – بالایی وجود ندارد و نهشته‌های تریاس بالا – ژوراسیک میانی با سنگ‌های جوان‌تر از ژوراسیک، به ویژه کرتاسهٔ زیرین پوشیده شده‌اند.در کوه‌های البرز به ویژه در پایین دست درهٔ هراز و نیز در ناحیهٔ چالوس، دو سازند دلیچای و لار وجود ندارند. به عقیدهٔ سوسلی (۱۹۷۶) نبود این سازندها، نتیجهٔ خروج نواحی یاد شده از آب و عدم رسوبگذاری است. به باور سوسلی، در ژوراسیک میانی درهٔ هراز به دو ناحیهٔ شمالی و جنوبی با دیرینه جغرافیای متفاوت تقسیم شده است. اگرچه سوسلی برای فراخاست بخش شمالی دلیلی ارائه نمی‌دهد ولی بدون شک این بالاآمدگی باید در ارتباط با رویداد سیمرین میانی باشد. داودزاده و اشمیت (۱۹۸۴) فرابوم‌های سیمرین میانی البرز شمالی را بخشی از حوضهٔ قفقاز کوچک دانسته‌اند که با زمیندرز شمال ایران از البرز جنوبی جدا می‌شد.

در ایران مرکزی به ویژه نواحی یزد، ترود، اردکان، اصفهان و پشت‌بادام، سنگ‌های ژوراسیک منحصر به نهشته‌های گروه شمشک است که به طور دگرشیب با ماسه‌سنگ‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ زیرین پوشیده شده‌اند. چین‌خوردگی پیشرفته، دگرگونی ناچیز، نبود سنگ‌آهک‌های صخره‌ساز و سخت ژوراسیک بالایی نشانگر آن است که این نواحی از زمان باژوسین – باتونین و در نتیجهٔ رویداد سیمرین میانی به فرابوم تبدیل شده‌اند و تا زمان پیشروی دریای کرتاسه از آب بیرون بوده‌اند. در شمال تربت‌جام (معدن زغالسنگ چشمه‌گل) سنگ‌های ژوراسیک بالا وجود ندارد. نهشته‌های زغالدار گروه شمشک همراه با توده‌های گرانیتی تزریق شده در آنها، در زیر سنگ‌آهک‌های اُربیتولین‌دار به سن بارمین قرار دارند.

جایگیری توده‌های نفوذی: در بسیاری از نواحی ایران، توده‌های نفوذی کوچک و بزرگی شناسایی شده‌اند که زمان جایگیری آنها را ژوراسیک پسین دانسته‌اند، چرا که این توده‌ها از یک سو رسوب‌های ژوراسیک را بریده‌اند و از سوی دیگر، رسوب‌های پیشروندهٔ کرتاسهٔ زیرین با دگرشیبی از نوع آذرین‌پی بر روی آنها نشسته است. ولی، شواهد گوناگون به ویژه سن پرتوسنجی و جایگاه