Reichellia (پایین)این چهار زون زیستی، نشانگر آشکوب جلفین هستند. بدین‌سان، تغییرات سنی سازند نسن از گوادالوپین تا جلفین است. سن گوادالوپین لایه‌های نسن پایینی و هم‌ارزی زمانی آن با بخش بالایی روته سبب شده تا گروهی از دیرینه‌شناسان بر این باور باشند که نسن پایینی همان سازند روته است و لذا واژهٔ سازند نسن را تنها به ۱۴۴ متر نسن بالایی اختصاص می‌دهند. ولی، با توجه به این که نسن پایینی در روی ناپیوستگی روته قرار گرفته و همچنین به لحاظ این که در واحدهای سنگ‌چینه‌ای، زمان چندان سرنوشت‌ساز نیست، لذا شایسته است که نسن پایینی از برش الگو حذف نشود و به تمام سنگ‌های بین دو ناپیوستگی روته و الیکا (تریاس)، نسن نام داده شود.

گسترش جغرافیایی سازند نسن، بیشتر در دامنه‌های شمالی البرز است، با این حال، در گردنهٔ امامزاده هاشم، درهٔ مبارک‌آباد و همچنین منطقهٔ آوج و کبودرآهنگ (بلورچی، ۱۹۷۷)، ضخامت‌های ناچیزی از سازند نسن گزارش شده است.

از نگاه سنگ‌شناسی و محیط‌های رسوبی، در سازند نسن دو دسته رخسارهٔ گلسنگ حوضه‌ای و کربنات سکویی تشخیص داده شده است (مختارپور، ۱۳۷۶). رخسارهٔ دستهٔ اول معرف دریای باز و رخسارهٔ دستهٔ دوم نشانگر رخساره‌های دریایی باز، سدی و تالابی است لاسمی (۱۳۷۹). از نظر چینه‌شناسی توالی، بر این باور است که در سازند نسن، دو توالی قابل تشخیص است. توالی نخست با لایه‌های آواری پایهٔ سازند نسن آغاز و پس از یک پیشروی ناگهانی رخسارهٔ بخش ژرف‌تر رَمپ کربناتی پدید آمده و سپس رخساره‌های پسرونده سدی و تالابی شکل گرفته‌اند. توالی دوم دربر گیرندهٔ دستهٔ رسوبی پیشروندهٔ حوضه‌ای تا سکویی است که با مرز پیوسته از توالی زیرین جدا می‌شود و به ناپیوستگی لاتریتی / کارستی زیر سازند الیکا (تریاس) پایان می‌پذیرد.

پرمین در جلفا

یکی از کامل‌ترین بُرش‌های پرمین ایران در منطقهٔ مرزی جلفا مطالعه شـده اسـت. از ویژگـی‌هـای آشکار این برش، تداوم ظـاهری رسـوبگذاری از پـرمین بـه تریـاس اسـت. بـه همـین رو، مطالعـات دیرینه‌شناسی انجام گرفته در این برش از سال ۱۸۷۸ تـاکنون در خـور توجـه اسـت.بـا توجـه بـه مطالعات بسیار جامع استپانوف و همکاران (۱۹۶۹)، جدا از توصیف لایه به لایه، سنگ‌هـای پـرمین بالایی ناحیهٔ جلفا را می‌توان به شرح جدول زیر خلاصه کرد. پرتوآذر (۱۳۷۴) به واحدهای C و D « سازند اَلی باشی» نام داده و آن را به سن جلفین پسین – دورآشامین می‌داند.

نام واحد		سنگ‌شناختي	ضخامت (متر)	قابل قياس با			سن
				ارمنستان	ايران		
					زون زيستي/ عضو	سازند	
لايه‌هاي گذر تدريجي	واحد E	شيل رسي، كمي مارني، ارغواني حاوي سراتيت‌هاي « تریاس » و براكيوپودهاي « پرمين »	۱۷/۶۰	Bernhacdites Zone Djulfites Zone Tompophiceras Zone Phisonites - Comelicania Zone	-	-	پرموتریاس
لايه‌هاي جلفا	واحد D (جلفاي بالايي)	سنگ‌آهك مارني نازك لايه همراه با شيل‌هاي « ارغواني »	۱۴/۵	Vedioceras - Haydenella Zone	Reichelins	سازند نسن	جلفین
	واحد C (جلفاي پايي)	آهك مارني نازك لايه همراه با شيل‌هاي « خاكستري روشن »، كمي قلوه‌دار	۱۷/۶	Araxoceras-Oldhamina Zone	Permophi-ricothyris		
				Araxilevis Zone	Tyloplecta		
لايه‌هاي خاچيك	واحد B	سنگ‌آهك خاكستري با ميان‌لايه‌هاي شيل قليائي (۶ متر)، شيل مارني تيره حاوي چرت	۱۶۸	Conodonfusiella-Reichelina Bed Khachic Horizon	عضو شامار (غيررسمي)	سازند روته	گوادالوپین
لايه‌هاي گنيشيك	واحد A	سنگ‌آهك خاكستري تيره تا سياه با لايه‌بندي ضخيم، حاوي كمي گره‌هاي چرتي	۳۰۸	Gnishic Horizon	عضو سيل‌گرد (غيررسمي)		Spinornaraginifera

پرمین در ایران مرکزی

وجود برونزدهای به نسبت گسترده سنگ‌های پرمین در نواحی طبس، شیرگشت، کلمـرد، کرمـان، بهاباد، بیابانک، انارک، بافق، تربت‌جام، ازبکوه، تربت‌حیدریه، کاشمر، نایبند، بیرجنـد، بزمـان و ... گویای پیشروی گستـــردهٔ دریای پرمین در ایران مرکزی است که در همه جا به ردیف‌های رسـوبی این دریای پیشرونـــدهٔ « سازند جمال» نام داده شده است. اگرچه سازند جمال یادآور ردیف‌هـای «

کربناتی» زمان پرمین است، ولی در همه جای ایران مرکزی، لایه‌های آغازین این سازند با ردیف‌های آواری آغاز می‌شود. شباهت رخسارهٔ این آواری‌ها با نهشته‌های آواری کربنیفر (سازند سردر) سبب شده تا آواری‌های موردنظر بخش انتهایی سازند سردر دانسته شوند. در حالی که وجود یک ناپیوستگی رسوبی در پایهٔ این آواری‌ها و به ویژه گذر تدریجی آنها به سنگ‌آهک‌های پرمین حتمی و نشانگر پیوند آنها با سازند جمال است.

وجود سنگواره‌های کربنیفر پسین در ردیف‌های آواری پایه سازند جمال نشانگر آن است که پس از چرخهٔ فرسایشی هرسی‌نین، در آشکوب‌های پایانی کربنیفر (مسکووین – قزلین) دریا، به ویژه بلوک در حال نشست طبس را فرا گرفته و رسوبگذاری آغاز شده در کربنیفر پایانی، بدون انفصال تا زمان پرمین ادامه پیدا کرده است. لذا شایسته است تا دست کم در ناحیهٔ طبس، سازند جمال را به دو بخش آواری (در زیر) و کربناتی (در بالا) تقسیم و تغییرات سنی آن را از کربنیفر پسین (مسکووین – قزلین) تا پرمین بدانیم.

سازند آهکی جمال : بُرش الگوی سازند جمال، توسط اشتوکلین و همکاران (۱۹۶۵)، در پهلوی جنوبی کوه جمال، در جنوب طبس، مطالعه و معرفی شده است. در این محل، مرز زیرین سازند جمال به سازند سردر است و در بالا، با ناپیوستگی هم‌شیب با واحد سنگ چینه‌ای سازند سُرخ شیل، به سن تریاس پیشین، پوشیده می‌شود.

در بُرش الگو، سازند آهکی جمال شامل ۴۷۳ متر سنگ‌های کربناتی است که حدود ۶۰ متر بالای آن دولومیت کرم رنگ و بقیهٔ آن، سنگ‌آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای ریفی، به رنگ خاکستری است. مرجان به ویژه فوزولینیده از مهم‌ترین سنگواره‌های سازند جمال است که به ویژه در بخش میانی این سازند یافت می‌شوند و تغییرات سنی آنها از بخش بالایی پرمین پیشین تا جُلفین است.یافته‌های زمین‌شناسی جدید نشان می‌دهد که بر خلاف شرح بیان شده برای بُرش الگو، سازند

جمال منحصر به ردیف‌های کربناتی نیست. به عبارت دیگر ۷۴ متر آواری‌های زیر سنگ‌آهک‌های سازند جمال به واقع ردیف‌های آواری پیشروندهٔ این سازند هستند.

به همین‌رو، بنا به پیشنهاد کمیتهٔ ملی چینه‌شناسی، آواری‌های مورد سخن از سازند سردر حذف و نخستین عضو سازند جمال دانسته می‌شوند. بدین ترتیب، در بُرش‌های کامل، سازند جمال یک عضوماسه‌سنگ کوارتزی در زیر، یک عضو سنگ‌آهک مرجانی در وسط و یک عضو دولومیتی در بالا دارد.

طاهری (۱۳۸۱)، به ردیف‌های آواری حد فاصل سازند سردر (در زیر) و کربنات‌های سازند جمال، « عضو زَلَدو » نام داده و با توجه به پراکندگی فوزولیناسهآ و شناسایی دو زون زیستی به تغییرات سنی قزلین پسین – آسلین اعتقاد دارد. ایشان، در برش حوض دوراه (کوه جمال) ردیف‌های «کربناتی» پرمین را شامل چهار زون زیستی و به سن بُلورین – جُلفین – دورآشامین؟ می‌داند.

پرمین در آباده

در جنوب آباده، توالی به نسبت ضخیمی (۱۱۹۰ متر) از سنگ‌های پرمین پایینی تا بالایی وجود دارد که به لحاظ داشتن گذر تدریجی به تریاس، شاخص است. رخسارهٔ متفاوت این سنگ‌ها و همچنین گذر تدریجی آنها به تریاس سبب شده تا طراز (۱۹۶۹)، ردیف‌های پرمین ناحیه را به گونه‌ای دیگر نامگذاری و معرفی نماید که نتیجهٔ آن در جدول زیر خلاصه شده است.

شماره واحد	واحد سنگ چینه‌ای (غیر رسمی)	ضخامت (متر)	سنگ شناسی	زون‌های زیستی	اشکوب	در مقایسه با جلفا
۷	سازند همبست	۱۹	سنگ‌آهک نازک لایه، سرخ مایل به قهوه‌ای	Paratirofites Beds Beds Pseudoqastrioceras Araxoceras Beds Araxilevis Beds	پرمو- تریاس (جلفین- ایندوان)	واحد E (لایه‌های گذر تدریجی)
۶		۱۷/۵	سنگ‌آهک، سنگ‌آهک مارنی، خاکستری سنست		جلفین	واحد C (جلفای پایینی)
۵	سازند ابادہ	۵۶	سنگ‌آهک سیاه، سخت، بودار، دیواره‌ساز	Codonofusiella–Reichelina Beds	ابادیین	-
٤		۲۷۸	شیل‌های سرخ تا ارغوانی در زیر، سنگ‌آهک سیاه، شیل و مارن خاکستری تیره در بالا			
۳	سازند سورمق	۱۱۰	سنگ‌آهک خاکستری تیره، با سختی متوسط	Statta Zone (حدواسط گوادالوپ، پرمین‌وجوان‌تر)	گوادالوپین	واحد B (لایه‌های خاچیک)
۲		۲۶۰	سنگ‌آهک خاکستری، سیاه، متراکم، حاوی لایه‌های چرت در پائین و قلوه‌های چرت در بالا	Verbeekina-Chusenella Zone		واحدهای A و B (لایه‌های کنیشیک و خاچیک)
۱		٤۵۰	سنگ‌آهک، خاکستری، توده‌ای با افقی ازماسه‌سنگ‌آهکی درشت دانه در زیر	Neoschwagerina Zone Afghanella Zone Polydiexodina Zone	واحد A اسلین – ارتنسکین	

پرمین در بلوک کلمرد

در بلوک کلمرد، واقع در باختر طبس، سنگ‌های پرمین تفاوت رخساره‌ای محسوسی با بُرش الگوی این سنگ‌ها در کوه جمال دارند. در این ناحیه (کلمرد)، سنگ‌های پرمین متشکل از سه چرخهٔ رسوبی دانسته شده است. به همین لحاظ سنگ‌های یاد شده (پرمین) به سه عضو A, B و C تقسیم و به مجموعهٔ آنها، با اقتباس از نام روستای رباط‌خان (۹۰ کیلومتری باختر طبس) « سازند خان » نام داده شده است (آقانباتی، ۱۹۷۵).

یافته‌های دیرینه‌شناسی جدید (آقانباتی و هفت‌لنگ، ۱۳۷۹) نشان داده است که عضو A سازند خان حاوی Pseudoepimastopora sp. Globivalvulina cf. sphaerica (Abich),

Pseudostaffella sp. به سن مسکووین است. به همین دلیل، با توجه به بـازنگری انجـام شـده، سازند غیررسمی خان متشکل از دو عضو، با تغییرات سنی مرغابین – جُلفین، می‌باشد.

پرمین در شهرضا

در شمال خاوری شهرستان شهرضا، ردیف رسوبی کاملی از سنگ‌های پـرمین برونـزد دارد. باغبـانی (۱۳۷۵)، رسوبات پرمین ناحیهٔ شهرضا را با عنوان « گروه شورجـستان » نـام‌گـذاری کـرده کـه بـا ناپیوستگی فرسایشی بر روی رسوبات کربنیفر و به طور هـم‌شـیب و بـدون نبـود چینـه‌ای در زیـر رسوبات تریاس زیرین قرار می‌گیرد و از نظر تداوم رسوبگذاری از پرمین بـه تریـاس مـشابه نـواحی جلفا و آباده است. ردیف‌های پرمین شهرضا در جدول زیر خلاصه شده است.

دوره	اشکوب	زون زیستی	سنگ شناسی	ضخامت	واحد سنگی: سازند	واحد سنگی: گروه
پرمین	جلفین	Vedioceras nakamurai subzone Araxoceras tectum subzone Araxillevis Zone Codonofusilla Rectostipulina Zone	سنگ‌آهک سرخ متمایل به قهوه‌ای سنگ‌آهک خاکستری	۸۰	سازند همبست	گروه شورجستان
	ابادیین	Yabeina (Lepidolina) Zone	- تناوب شیل سیاه و سنگ‌آهک ورقه‌ای - سنگ‌آهک خاکستری	۲۰۶ ۴۱۴	سازند آباده	
		Discospirella Zone				
		Paraglobivalvulina – Chusenella abichi Zone				
	مرغابین (گوادالوپین)	Neoschwagerina margaritae Zone	پخش پائینی (۶۰ متر) سنگ‌آهک میکریتی با لایه‌ها و قلوه‌های چرت پخش پایینی (۲۸۰ متر) سنگ‌آهک و آهک دولومیتی، ضخیم لایه، خاکستری صخره‌ساز	۴۴۰	سازند سورمه	
		Eopolydiexodina dauqlasi Zone				
		Neoschwagerina simplex Zone				
	کوبرگندین	Cancellina Zone				
		Maklaya Zone				
	بلوریین	Misellina Zone				
	ارتنسکین	Pseudofusulina, Parafusulina Zone				
	ساکمارین	Robustoschwagerina	ماسه سنگ، سنگ‌آهک و شیل دارای یک ردیف کنگلومرایی به ضخامت ۰/۵ متر در پایه	۱۴۲	سازند وژنان	
	اسلین	Pseudoschwagerina-Pseudo Fusulina				

پرمین در مشهد – فریمان

بر خلاف تمام گسترهٔ ایران زمین که سنگ‌های پرمین خاستگاه قاره‌ای – سکویی دارد، در جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان مجموعه‌ای از سنگ‌های مافیک و اولترامافیک وجود دارد که همراهانی از سنگ‌های رسوبی پلاژیک، به سن پرمین دارند. مجموعهٔ سنگ‌های مافیک، اولترامافیک و همراهان رسوبی آنها، سیمای منشورهای برافزاینده دارند و بیشتر زمین‌شناسان بر این باورند که مجموعهٔ یاد شده، ضمن داشتن خاستگاه اقیانوسی، نشانگر زمیندرز تتیس کهن است که دو صفحهٔ توران و ایران را از یکدیگر جدا می‌سازد.

در ناحیهٔ مشهد، این مجموعه، دگرگونی و بدون سنگواره شاخص است که گاهی به سن پرکامبرین و زمانی به سن دونین – کربنیفر دانسته شده است. در ناحیهٔ سفید سنگ از درجهٔ دگرگونی سنگ‌ها کاسته شده و می‌توان نشانه‌هایی از سنگواره‌های پرمین را به ویژه در سنگ‌های آهکی دید. بهترین رخنمون این مجموعه را افتخارنژاد (۱۳۷۰) در دره انجیر، واقع در ۲۰ کیلومتری جنوب باختری آق‌دربند گزارش کرده است. در دره انجیر، مجموعه‌ای از سنگ‌های دیابازی، توف، رادیولاریت، چرت و سنگ‌آهک وجود دارد که با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک پیوند گسلی دارند. سنگواره‌های موجود در افق‌های آهکی این مجموعه حاوی انواع گوناگونی از سنگواره‌های جلفین پیشین است. جدا از بخش‌های کربناتی، چرت‌های پلاژیک این مجموعه، به ویژه در ناحیهٔ فریمان، دارای کنودونت‌های اواخر پرمین زیرین هستند.

پرمین در سنندج – سیرجان

پیچیدگی‌هایی که در تعیین مرز سنندج – سیرجان و ایران مرکزی وجود دارد، سبب شده تا دیدگاه‌های موجود در مورد سنگ‌های پرمین این پهنه، متفاوت باشد. باغبانی (۱۳۷۰)، سنگ‌های پرمین نواحی سورمق، آباده، شهرضا را متعلق به زون سنندج – سیرجان می‌داند. لاسمی (۱۳۷۱)

بر این باور است که توالی‌های پرمین نواحی آباده – شهرضا رخسارهٔ تتیس جوان دارد. تفاوت دیدگاه‌ها، ارایهٔ شرحی بر سنگ‌های پرمین سنندج – سیرجان را دشوار می‌سازد. ولی، در یک نگاه کلی به نظر می‌رسد که بیشتر سنگ‌های پرمین این ناحیه سنگ‌های کربناتی آهکی- دولومیتی هستند که همراهانی از شیل و سنگ‌های آتشفشانی آلکالن دارند. در ناحیهٔ مریوان، سنگ‌های آتشفشانی بازی تا متوسط، حجم اصلی سنگ‌های پرمین ناحیه را تشکیل می‌دهند. دگرگونی و دگرشکلی، یکی از ویژگی‌های سنگ‌های پرمین سنندج – سیرجان است که در ایجاد آن رویداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین نقش داشته است

پرمین در زاگرس

یافته‌های جدید دیرینه‌شناسی زاگرس گویای آن است که ایست رسوبی و چرخه‌های فرسایشی پیش از پرمین این پهنه دست کم به بزرگی ۷۰ میلیون است، به گونه‌ای که لایه‌های آغازین سیستم پرمین (آشکوب ساکمارین) با دگرشیبی موازی سطوح فرسایشی دونین پسین (فامنین پیشین) و گاهی سنگ‌های کامبرین را می‌پوشانند.

جدا از ردیف‌های آواری دریای پیشروندهٔ پرمین، سهم بیشتر سنگ‌های پرمین زاگرس از نوع نهشته‌های کربناتی آهکی است که شباهت کافی به ردیف‌های همزمان در عربستان دارد. به همین‌رو تا پیش از سال ۱۹۷۷، برای سنگ‌های پرمین زاگرس از نام « سازند خوف (Khuff Fm.) » استفاده می‌شد که از واحد سنگی پرمین عربستان اقتباس شده بود.

بر پایهٔ مطالعات زابو و خرد پیر (۱۹۷۸) و قویدل (۱۹۸۸)، در حال حاضر دو واحد سنگ‌چینه‌ای فراقون (درزیر) و دالان (دربالا)، معرف سنگ‌های پرمین زاگرس است. گفتنی است که مجموعهٔ دو سازند فراقون و دالان، همراه با سازند کنگان (تریاس پایینی)، یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ گروه است که «گروه دهرَم (Deheram Group) » نام دارد.

سازند ماسه‌سنگی فراقون : برش الگوی سازند فراقون زیر سطحی است و در چاه شمارهٔ یک کوه سیاه انتخاب شده است (مطیعی، ۱۳۷۲). برونزدهای سطحی این سازند را می‌توان در کوه فراقون (۸۰ کیلومتری شمال بندرعباس) چالیشه، اشترانکوه، کوه گوگرد، کوه دنا، کوه گهگم و کوه سورمه دید.

در گذشته ماسه‌سنگ‌های فراقون نشانگر سنگ‌های پرمو – کربنیفر و زمانی هم یادآور ردیف‌های دونین بود. ولی در حال حاضر این واحد سنگ‌چینه‌ای تنها نشانگر ردیف‌های پیشروندهٔ پرمین پیشین است. از نگاه سنگ‌شناسی، لایه‌های آغازین این سازند بیشتر کنگلومرای کوارتزی با قلوه‌های نیم گرد است که با آژندی ماسه‌سنگی و سیمان سیلیسی در بر گرفته شده‌اند، ولی بیشتر سازند ماسه‌سنگ کوارتزی با دانه‌بندی متوسط تا دانه ریز دلتایی – رودخانه‌ای است که تناوب‌هایی از شیل و لایه‌های آهکی دارد. در چاه انجیر (۱)، کبیرکوه (۱) و هلیان (۱) بیشتر این سازند شامل شیل است (مطیعی، ۱۳۷۲).

ستبرای سازند فراقون از ۵۳ متر در کوه فراقون تا ۵۰۰ متر در چالیشه متغیر است. در بیشتر نواحی مرز زیرین ماسه‌سنگ‌های فراقون ناپیوسته و ممکن است به کامبرین (کوه دنا) اردویسین (کوه سورمه) و یا دونین (کوه فراقون و کوه گهکم) باشد ولی در همه جا، مرز بالایی این سازند با کربنات‌های سازند دالان (پرمین) تدریجی است.

سن سازند فراقون، به لحاظ نداشتن سنگوارهٔ شاخص چندان روشن نیست. اگرچه در گذشته ردیف‌های آواری فراقون را به سن پرمو – کربنیفر دانسته‌اند ولی مطالعه پالینومرف‌های این سازند (قویدل، ۱۹۸۸) معرف آشکوب ساکمارین از پرمین پیشین است. بدین ترتیب در کوه‌های زاگرس وجود یک نبود چینه‌شناسی از فرازنین بالایی و فامنین، تمامی کربنیفر تا پرمین پیشین حتمی است.

سازند ماسه‌سنگی فراقون را می‌توان با آواری‌های دریای پیشروندهٔ پرمین در البرز (سازند دورود) و یا ماسه‌سنگ‌های کوارتزی موجود در پایهٔ سازند جمال (ایران مرکزی) مقایسه کرد.

سازند آهکی دالان : سازند دالان نشانگر رخساره‌های کربناتی ردیف‌های پرمین بالایی زاگرس است. بُرش الگوی این سازند با ۷۴۸ متر ضخامت، در چاه شمارهٔ (۱) کوه سیاه است. بهترین رخنمون سطحی آن با ۶۳۸ متر ستبرا، در کوه سورمه (۱۱۰ کیلومتری جنوب شیراز) برونزد دارد.

در یک دید سراسری، باغبانی (۱۹۸۱) سازند دالان را به سن گوبرگندینین ((Gubergendinian تا دورآشامین ((Dorashamian می‌داند. مرز زیرین سازند دالان، از نوع پیوسته و تدریجی و به سازند آواری فراقون است. در بسیاری از نواحی زاگرس یک دگرشیبی در مرز پرمین و تریاس قابل شناسایی است.

سازند دالان در شرایط رسوبی مشابهی انباشته نشده به همین رو، این سازند در نواحی گوناگون سنگ رخسارهٔ متفاوت دارد (شکل ۴-۷). باغبانی (۱۳۶۹) به سه سنگ رخساره و مطیعی (۱۳۷۲) به چهار سنگ رخساره باور دارند. از تلفیق این دو دیدگاه، سازند دالان را می‌توان به رخساره‌های زیر تقسیم کرد.

رخسارهٔ کربناتی محدود همراه با سنگ‌های تبخیری: این رخساره که معرف ویژگی‌های عمومی بُرش الگو است به ویژه در نواحی فارس و لرستان گسترش دارد و نشانگر محیط‌های کم انرژی تا انرژی متوسط است. در این نواحی، سازند دالان شامل سه عضو زیر است.

عضو « کربناتی پایینی (Carbonate Member Lower) »، با ۲۵۰ تا ۳۰۰ متر ستبرا، شامل سنگ‌آهک‌های دولومیتی و دولومیت با روزنه‌داران کوچک، جلبک و به ندرت فوزولینید است. این بخش دو افق گچ به نام‌های A و B دارد. بررسی‌های دیرینه‌شناسی جامع باغبانی (۱۹۸۱) در نواحی مختلف زاگرس، گویای آن است که عضو کربناتی پایینی دارای چهار زون زیستی زیر است:

Kahlerina – Globivalvulina - Eopoly diexodina -Eoverbeekina -(بالا) Neaendothyra -(پایین)با استناد به این زون‌های زیستی، عضو کربناتی پایینی، سن گوبرگندینین و مرغابین دارد.

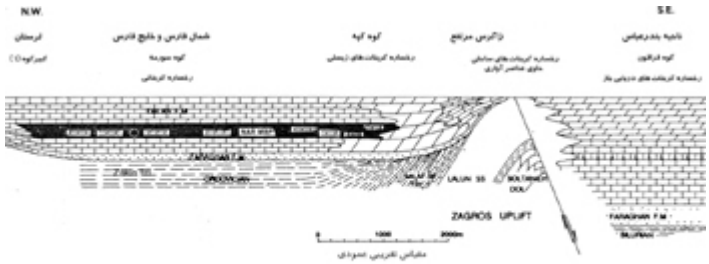
« عضو تبخیری نار »، با ۸۰ تا ۲۲۷ متر ضخامت، شامل انیدریت‌های ضخیم لایه در تناوب با دولومیت‌های ائولیتی و گچی است. از فارس به سمت زاگرس مرتفع، بخش تبخیری نار ابتدا به سنگ‌آهک تبخیری و سپس به لایه‌های کربناتی تغییر رخساره می‌دهد. زون‌های زیستی زیر سبب شده تا باغبانی، بخش انیدریتی نار را به سن مرغابین بالایی و آبادیین بداند.(بالا)Discospirella -Palaglobivalvulina -Schwagerina -Kahlerina – Globivalvulina- (پایین)

عضو « کربناتی بالایی (Carbonate Upper) »، با حدود ۳۰۰ متر ضخامت، شامل سنگ‌آهک‌های ائولیتی در پایین و سنگ‌آهک‌های میکریتی و دولومیت در بالا است. عضو کربناتی بالایی دو ویژگی دارد. یکی تخلخل بسیار زیاد که سبب شده تا این عضو سنگ مخزن ذخایر گازی باشد. دوم داشتن افق‌های متعدد گچ که به ستبرترین آنها افق C نام داده شده است. زون‌های زیستی این عضو عبارتند از:(بالا)Paradagmarita -Rectostipulina - Shanita-(پایین)

رخسارهٔ کربناتی ساحلی – دریای آزاد: در زاگرس مرتفع، سازند دالان با حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا، رخسارهٔ کربناتی محض دارد و شامل ردیف‌هایی از سنگ‌آهک، آهک دولومیتی و دولومیت است که لایه‌بندی آن از متوسط تا توده‌ای تغییر می‌کند. عدسی‌ها و گرهک‌های چرت در بخش‌های میانی و بالایی این ردیف‌های وجود دارد.در کوه گره، زردکوه، قلعه کوه و اشترانکوه فراوانی مرجان‌ها، لاله‌وشان، جلبک‌ها، بازوپایان و روزنه‌دارانی چون فوزولینیدها، نشانگر رخساره‌های کربنات‌های آلی ساحلی است. ولی، در کوه‌های گهکم و فراقون، فراوانی فوزولینید، بازوپایان و جلبک، بیانگر رخسارهٔ کربناتی دریای آزاد با انرژی متوسط تا کم می‌باشد.

رخسارۀ کربناتی – آواری نزدیک ساحل: در کوه دنا، سازند دالان شامل آهک‌های فوزولینیدار است. وجود یک بخش آواری سبب شده تا در این ناحیه سازند دالان قابل تقسیم به سه عضو « سنگ‌آهک پایینی »، « ماسه‌سنگ گیاه‌دار میانی » و « دولومیتی بالایی » باشد. سه عضو یاد شده می‌تواند نشانگر عضوهای سه گانۀ برش الگو باشند. ولی در این نواحی، عضو تبخیری نار با ردیف‌های ماسه‌سنگی جایگزین شده است.

سنگ‌شناسی و محیط رسوبی سازند دالان: کاووسی (۱۳۷۴) سنگ‌های رسوبی سازند دالان را از دیدگاه رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی در کوه‌های دنا و سورمه بررسی کرده است. بر اساس این مطالعات، ریز رخساره‌های سازند دالان در زیر محیط‌های دریای باز، زیست‌آواری و ائوییدی، تالابی و پهنه‌های کشندی و در یک سکوی کربناتی نوع رمپ، با آب و هوای خشک، همسان با خلیج فارس امروزی، نهشته شده‌اند.لاسمی (۱۳۷۹) بر پایۀ تغییرا ت قائم، هشت چرخۀ رسوبی پسرونده (توالی) در سنگ‌های سازند دالان کوه دنا شناسایی کرده است که سه توالی در عضوکربناتی پایینی، سه توالی در عضو انیدریتی نار و دو توالی در عضو کربناتی بالایی جای دارد.



شکل ٤ - ٧ -انتشار رخساره‌های چهارگانه سازند دالان و چگونگی کنترل بلندای زاگرس در آن رخساره‌ها (مطیعی ۱۳۷۲)

مرز پرمین تریاس در ایران

در بیشتر نواحی ایران، سنگ‌های حاوی سنگوارەهای آشکوب دورآشامین و بخش بالایی آشکوب جلفین وجود ندارد و مرز پرمین و تریاس ناپیوسته و از نوع دگرشیبی موازی است که این دیدگاه با افق‌های هوازده، ماسه‌سنگ‌های آهنی تیره رنگ و یا عدسی‌هایی از بوکسیت و لاتریت مسجل

می‌شود. با وجود این، در چند ناحیهٔ ایران مانند جلفا، شهرضا، آباده، کندوان، آمل، مرز پرمین به تریاس تدریجی دانسته شده، ولی یافته‌های فسیل‌شناسی جدید نشان می‌دهد که حتی در نواحی یاد شده، بعضی از زون‌های زیستی پرمین – تریاس وجود ندارد. برای مثال در برش پرمین – تریاس ناحیهٔ جلفا که به عنوان کامل‌ترین بُرش‌های مرز پرمین – تریاس ایران معرفی شده نبود زون زیستی Otoceras wood wardi سبب شده تا گروه دیرینه‌شناسی مشترک ایران و ژاپن، بر این اعتقاد باشند که به احتمال یک ناپیوستگی رسوبی در گذر پرمین به تریاس ناحیهٔ جلفا وجود دارد.**شکل ۴-۸**

ماگماتیسم و دگرگونی پالئوزوییک

عنوان: مقدمه

بررسی‌های دیرینه جغرافیایی نشان می‌دهد که پس از کوهزایی پرکامبرین پسین (کاتانگایی) و سخت شدن پوستهٔ قاره‌ای، از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، پوستهٔ ایران به عنوان سکویی با ثبات، با دریایی کم ژرفا پوشیده می‌شد که گاه در اثر حرکت رو به بالای زمین و یا دوره‌های یخبندان، دریا وسعت کمتری داشته و یا به طور کامل پس نشسته. به همین دلیل، توالی پالئوزوییک ایران کامل نیست ولی با وجود ایست‌های رسوبی مکرر و گاه بسیار طولانی، ردیف‌های پالئوزوییک به طور قابل ملاحظه‌ای هم‌شیب هستند. این هم‌شیبی نسبی می‌تواند گویای شرایط رسوبی به نسبت آرام و ضعف فرآیندهای وابسته به رخدادهای زمین‌ساختی کالدونین و هرسی‌نین باشد. به همین دلیل، در مقایسه با زمان پرکامبرین و زمان‌های بعد (مزوزوییک و سنوزوییک)، سنگ‌های آتشفشانی به ویژه توده‌های نفوذی و پدیدهٔ دگرگونی در پالئوزوییک ایران در کمترین مقدار است و این باور وجود دارد که در زمان پالئوزوییک، آرامشی نسبی بر سرزمین ایران حاکم بوده است. در هر حال، انواع سنگ‌های ماگمایی با ترکیب سنگ‌شناسی اسیدی (گرانیتی – ریولیتی)، میانه (تراکی آندزیت – آندزیت) و بازی (بازالت، گابرو، دیاباز) و حتی اولترامافیک از

مناطق ضعیف پوسته و شکستگی‌های ژرف بـه سـطح زمـین راه یافتـه و یـا درون پوسـته جـایگیر شده‌اند که در میان آنها، تکاپوهای آتشفشانی بازالتی ناشـی از ذوب بخـشی گوشـتهٔ بـالایی، سـهم بیشتری دارند. با توجه به شواهد موجود، از نظر محیط تشکیل و شرایط ترمودینامیک، سـنگ‌هـای ماگمایی پالئوزوییک ایران را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد.

گروه نخست سنگ‌های ماگمایی آلکالن هستند که در محیط‌های نیمـه قـاره‌ای – دریـایی (سـکو) شکل گرفته‌اند. گروه دوم نشانگر ماگمازایی محیط‌های رسوبی ژرف تـا نیمـه ژرف اسـت کـه از آن جمله می‌توان به سنگ‌های ماگمایی پالئوزوییک در زون سنندج – سیرجان و مناطق شمال خاوری ایران (مشهد – فریمان) اشاره کرد که جریان‌های گرمایی و تکاپوهای دینامیکی، موجب دگرگـونی ناحیه‌ای دیناموترمال در سنگ‌های ماگمایی شده است (امامی، ۱۳۷۹).

سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک

در توالی پالئوزوییک ایران سنگ‌های آتشفشانی به سن اردویسین – سیلورین، دونین – کربنیفـر و پرمین وجود دارد که دست کم نشانگر سه فاز کششی و شکسته شدن سکوی اپـی‌کاتانگـایی ایـران است. بر خلاف نتایج حاصل از سن سنجی‌های پرتوسنجی که نتایج رضایت‌بخـش نداشـته، جایگـاه چینه‌شناسی سنگ‌های آتشفشانی مذکور کمک شایانی به بـرآورد سـن آنهـا داشـته اسـت. جـدا از سنگ‌های آتشفشانی با جایگاه چینه‌شناسی مشخص، در نواحی جنگلی دامنهٔ شمالی البرز، به ویـژه در کوه‌های طالش، سنگ‌های پالئوزوییک مقدار درخـور تـوجهی سـنگ آتشفـشانی و یـا آذرآواری دارند. مطالعهٔ سنگ‌شناسی این آتشفشانی‌ها نشان می‌دهد که گدازه‌های کهن‌تر، از نوع روانـه‌هـای اسپیلیتی و روانه‌های جوان‌تر از نوع آندزیتی است. حضور سنگ‌هـای آتشفـشانی مـورد سـخن، بـه همراه ستبرای زیاد رسوبات پالئوزوییک وجود یک کافت پر تحرک را در دامنهٔ شـمالی البـرز قـوت می‌بخشد (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵).

سنگ‌های آتشفشانی سیلورین : به نظر می‌رسد، یکی از مهم‌ترین فعالیت‌های ماگمایی پالئوزوییک، در سیلورین رخ داده باشد، زیرا در نقاطی از ایران، به ویژه در البرز خاوری و خاور ایران مرکزی، که ردیف‌های رسوبی سیلورین برونزد دارند، واحد سنگ‌چینه‌ای این زمان (سازند نیور) دارای همراهانی از گدازه‌های بازالتی است. گفتنی است که:

× از جنوب گرگان، (دشت سلطان میدان درجنوب باختری گرگان، مینودشت) تا شمال شاهرود (گردنهٔ خوش‌ییلاق، تیل‌آباد)، گدازه‌های سیلورین حدود ۲۵۰ تا ۷۰۰ متر ضخامت دارندو ژنی (۱۹۷۷) برای این گدازه‌ها نام « بازالت‌های سلطان میدان » را انتخاب کرده است (شکل ۴-۵). سن پرتوسنجی این گدازه‌ها به زمان‌های گوناگون (کامبرین، کربنیفر، اوایل ژوراسیک، آغاز تریاس) اشاره دارد که با جایگاه چینه‌شناسی آن هماهنگی ندارد.

× بخش بزرگی از سنگ‌های سیلورین زون سنندج – سیرجان، به ویژه در ناحیهٔ سیرجان از نوع گدازه‌های اسپیلیتی است و چنین به نظر می‌رسد که فاز کششی سیلورین، در زون سنندج – سیرجان، بیشترین اثر را داشته است.

× آثار دگرگونی ضعیف در همهٔ سنگ‌های آتشفشانی سیلورین وجود دارد که به احتمال نتیجهٔ عملکرد فاز کالدونین است، هرچند حرکت‌های جوان‌تر نیز مؤثر بوده‌اند.

× گدازه‌های بازالتی سیلورین به طور عموم تیره رنگ بوده و ساخت بالشی دارند که نشانگر تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی است.

× ترکیب شیمیایی این گدازه‌ها قلیایی است، به همین رو روانه‌های مورد نظر حاصل نخستین شکستگی سکوی پالئوزوییک ایران دانسته شده‌اند. ژنی (۱۹۷۷) به دلیل بالا بودن مقدار تیتانیم و قلیایی بالا، این بازالت‌ها را از نوع قاره‌ای می‌داند.

× در پاره‌ای نقاط ایران به ویژه جنوب گرگان – شمال شاهرود، جنوب باختری اسفراین، سنگ‌های آتشفشانی سیلورین، در مقایسه با سنگ‌های رسوبی گسترش و ستبرای بیشتر دارند.

× گدازه‌های سیلورین تنها از نوع بازالت نیست بلکه انواع سنگ‌های آندزیتی و تراکی آندزیتی نیز وجود دارد.

× چنین به نظر می‌رسد که سنگ‌های بازالتی تیره‌رنگ موجود در واحدهای کهن‌تر از سیلورین (کامبرین و به احتمال اردویسین نواحی شیرگشت، ماکو، قلی، تَتَورود و ۰۰۰) نتیجهٔ همین فاز آتشفشانی باشند.

× جدا از البرز خاوری (گرگان، شاهرود، اسفراین، رباط قره‌بیل و ۰۰۰)، در نواحی شیرگشت، ترود، جام، سُه (کاشان) و خور (انارک) نیز سنگ‌های سیلورین (سازند نیور) دارای روانه‌های بازالتی هستند.

× جایگاه چینه‌شناسی گدازه‌های سیلورین و پوشیده شدن آنها با ردیف‌های پیشروندهٔ دریایی دونین سبب شد تا اشتامفلی (۱۹۷۸) و شهرابی (۱۳۵۶) به رویداد زمین‌ساختی تاکونین در ایران اعتقاد داشته باشند.

سنگ‌های آتشفشانی دونین: در پاره‌ای نقاط ایران، نهشته‌های رسوبی دونین، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دارند. سازند جیرود شناخته شده‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دونین بالای ایران است که همراهان بازالتی آن، گاه تا حدود ۱۵۰ متر ستبرا دارند. جدا از درهٔ جاجرود (بُرش الگوی جیرود)، سنگ‌های دونین نواحی آمل، شمال قزوین، علم‌کوه، کوه‌های طالش و نواحی لکرکوه، انارک (برش شاه گنبد) همراهان بازالتی دارند.

در ناحیهٔ حاجی‌آباد، واقع در پهنهٔ سنندج – سیرجان، سنگ‌های دونین (کمپلکس سرگز) دارای تناوب‌های مکرر از گدازه‌های بازالتی به ضخامت‌های متفاوت با برتری سری سنگ‌های بازیک آلکالن با روند سُدیک است. تکرار روانه‌های بازالتی می‌تواند نشانهٔ تکرار فازهای کششی باشد. اوج ماگماتیسم در دونین بالایی است که حجم قابل ملاحظه‌ای از سنگ‌های ماگمایی را به صورت گدازه، برش آتشفشانی و توف در میان رسوبات جا داده است. در این آتشفشانی‌ها، پدیدهٔ دگرگونی پیشرفته است. به طوری که بیشتر آنها چنان متحول شده‌اند که جز با مطالعات سنگ‌شناسی و ژئوشیمیایی دقیق، نمی‌توان به اصل آنها پی برد. با این حال، سنگ‌های مذکور ضمن حفظ بافت اولیه، سرشت ماگمایی خود را به خوبی حفظ کرده‌اند، هرچند که در حال حاضر خصلت آمفیبولیت و شیست سبز دارند.

سنگ‌های آتشفشانی پرمین: در زون سنندج – سیرجان، به ویژه در نواحی گلپایگان، الیگودرز و حاجی‌آباد، بخش بزرگی از سنگ‌های پرمین از نوع بازالت و یا دیابازهای قلیایی با ستبرا و گستردگی زیاد است و گاه با رسوبات نوع فلیش همراه هستند. بر اساس فراوانی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی پرمین در زون سنندج – سیرجان این باور به وجود آمد که فازهای دیررس هرسی‌نین موجب تجدید فعالیت کافت‌های درون قاره‌ای در سنندج – سیرجان شده که خود مقدمه‌ای برای نازک شدگی پوسته و جدایش صفحهٔ ایران از عربستان بوده است.

جدا از پهنهٔ سنندج – سیرجان، در کوه‌های البرز، به ویژه در درهٔ چالوس و درهٔ جاجرود، در مرز بالای سازند روته و یا به صورت میان‌لایه در سازند نسن، گدازه‌های بازی وجود دارد که اغلب در اثر دگرسانی به افق‌های آهن‌دار و یا عدسی‌های بوکسیت ولاتریت تبدیل شده‌اند.

در آذربایجان و در ایران مرکزی سنگ‌های آتشفشانی پرمین گزارش نشده‌اند ولی وجود افق‌های بوکسیت ولاتریت در نقاط مختلف نواحی مذکور، ممکن است حاصل هوازدگی سنگ‌های آتشفشانی پرمین باشد. هرچند هوازدگی سنگ‌های کربناتی نیز نقش داشته‌اند.

در استان چهارمحال و بختیاری، در نزدیکی دوپُلان، بین سنگ‌های پرمین و تریاس زاگرس، ردیف به نسبت ضخیمی از بازالت و ریولیت با موقعیت چینه‌شناسی بسیار روشن دیده می‌شود (امامی، ۱۳۷۹).

از جنوب باختری مشهد تا شمال خاوری فریمان، تکاپوهای آتشفشانی پرمین از نوع گدازه‌های بازالتی و یا دیابازی است که به رنگ تیره و ساخت بالشی شاخص است. گدازه‌های بازی یاد شده بخشی از منشورهای برافزایشی هستند که تشکیل آنها در زمیندرز تتیس کهن حتمی است.

مؤمن‌زاده (۱۳۶۰)، به یک فاز فلززایی به سن پرمین باور دارد که مواد معدنی قابل توجه آن در البرز از نوع سرب، روی، باریت و نقره است. کانسار سرب و نقرهٔ دونا – الیکا در البرز مرکزی و انجیرهٔ یزد و به احتمال، سیاه کوه عقدا در ایران مرکزی، نمونه‌هایی از کانسارهای همزاد آتشفشانی پرمین هستند.

توده‌های نفوذی پالئوزوییک

در شرایط زمین‌ساختی به نسبت آرام پالئوزوییک ایران، جایگیری توده‌های نفوذی چندان درخور انتظار نیست. با این حال، بر اساس موقعیت چینه‌شناسی، سن پرتوسنجی و یا از راه مقایسه با نفوذی‌های کشورهای همسایه، بعضی از توده‌های نفوذی ایران به سن پالئوزوییک دانسته شده‌اند. هرچند که در بسیاری از حالات، بازنگری سنی این توده‌ها را می‌توان پیشنهاد داد. عمده‌ترین نفوذی‌های منسوب به پالئوزوییک ایران عبارتند از:

« گرانیتوییدهای مشهد » : در جنوب – جنوب باختری مشهد تا شمال دشت تربت‌جام، برونزدهای ناپیوسته‌ای از توده‌های گرانیتوییدی وجود دارد که در یک راستای تقریبی شمال باختری – جنوب خاوری آرایش شده‌اند. (شکل ۴-۹)

مجیدی (۱۹۷۸)، گرانیتوییدهای مشهد را با نفوذی‌های مشابه در افغانستان، توران و قفقاز مقایسه و با بهره‌گیری از سن پرتوسنجی، توده‌های مذکور را به سن کربنیفر و جایگیری آنها را مدیون رخداد هرسی‌نین دانسته است (گرانیتوییدهای مشهد به سن تریاس پسین – ژوراسیک میانی‌اند) . ترکیب سنگ، بافت و سن نسبی گرانیتوییدهای مشهد با یکدیگر متفاوت است و می‌توان آنها را از سه نوع متفاوت دانست.

« **انواع قدیمی یا گرانیت‌های پورفیری** » : این گرانیت‌ها، با بیشترین رخنمون، از نوع پورفیری بیوتیت‌دار (تودهٔ سنگ بست)، گرانودیوریت (تودهٔ خواجه‌مراد) تا تونالیت (توده‌های طرقبه و وکیل‌آباد) است و بیشتر آنها جهت‌دار بوده و سیمای گنیسی دارند و به نظر می‌رسد که نخستین فاز گرانیت‌زایی مشهد را تشکیل می‌دهند. شواهد موجود، بیانگر عملکرد همزمان دگرشکلی‌های زمین‌ساختی با تبلور کانی‌ها است. وجود میکای سیاه و یا هضم سنگ‌های پلیتی تیره‌رنگ مجاور، سبب شده است تا این گرانیت‌ها به رنگ خاکستری تیره باشند و این تیره‌رنگی، وسیلهٔ مناسبی برای شناسایی آنها است. سن پرتوسنجی بیوتیت‌های این نفوذی‌ها به روش پتاسیم – آرگون، در حدود ۱۶ ± ۲۵۶ و ۹ ± ۲۱۵ میلیون سال است.

« **انواع جدید یا لُکوگرانیت** » : در ناحیهٔ مشهد گرانیت‌های سفیدرنگی وجود دارد که در گرانیت‌های میکادار و تیره رنگ قدیمی تزریق شده‌اند و به همین‌رو، می‌توان این گرانیت‌های روشن‌رنگ را دومین فاز گرانیت‌زایی مشهد دانست. نداشتن پورفیروبلاست، نبود جهت‌گیری کانی‌ها و کمبود میکای سیاه، بهترین شاخص برای شناخت این گرانیت است. سن پرتوسنجی گرانیت‌های جدید ۱۰ ± ۲۴۵ میلیون سال است (مجیدی، ۱۹۷۸).

« **انواع رگه‌ای**» : در ناحیهٔ خواجه مراد، رگه‌های آپلیتی متعددی توده‌های نفوذی دو فاز گرانیت‌زایی مشهد را بریده‌اند. سن نسبی و ترکیب شیمیایی آپلیت‌ها حاکی از دو مرحله آپلیت‌زایی است. آپلیت‌های مرحلهٔ نخست به داشتن فلدسپار فراوان و آپلیت‌های فاز بعدی به داشتن تورمالین

فراوان شاخص هستند. به باور امامی (۱۳۷۹)، گرانیتوییدهای مشهد از نظر میزان قلیایی‌ها در برابر اکسید سدیم، جزو سری سنگ‌های کلسیمی - قلیایی به شمار می‌روند. در نورم غالب این سنگ‌ها، کرندوم ظاهر شده و در مواردی به حدود ۸ درصد می‌رسد. شاید بتوان ذوب پوستهٔ سیالیک را در تشکیل این تودهٔ ماگمایی مسئول دانست و در نتیجه این سنگ‌ها به انواع گرانیتوییدی نوع « S » نزدیک می‌شوند.

مجیدی (۱۹۷۸) با توجه به سن پرتوسنجی و مقایسه با افغانستان و توران، گرانیتوییدهای مشهد به ویژه انواع قدیمی را به سن کربنیفر و رخداد هرسی نین مشهد را نوعی کوهزایی همراه با گرانیت‌زایی دانسته است. بر پایهٔ یافته‌های مجیدی، زمین‌شناسانی مانند درویش‌زاده (۱۳۷۰) و شهرابی (۱۳۸۲) نیز سن کربنیفر توده‌ها و عملکرد کوهزایی هرسی‌نین را پذیرفته‌اند. ولی، آلبرتی و همکاران (۱۹۷۴) سن بیوتیت‌های گرانیت مشهد را با روش پتاسیم– آرگون، ۳ ± ۱۴۶ تا ۳ ±۱۲۰ میلیون سال برآورد کرده‌اند. سن یاد شده بیانگر مرز تقریبی ژوراسیک – کرتاسه است ولی وجود قلوه‌های فرسوده شدهٔ گرانیت مشهد در درون رسوب‌های شیلی – ماسه‌سنگی زغالدار لیاس و یا در پایهٔ دریای پیشروندهٔ ژوراسیک میانی، سن سنجی انجام شده توسط آلبرتی را پرسش آمیز کرده و نشانگر سن پیش از لیاس برای گرانیت‌هاست.

× گرانیتوییدهای مشهد در رسوب‌های پلاژیک دگرگون شده و همراهان اولترابازی جنوب باختری مشهد جای گرفته‌اند. در ناحیهٔ سفیدسنگ، سنگ‌آهک‌های موجود در مجموعهٔ پلاژیک و اولترامافیکی سنگواره‌های پرمین دارند و لذا گرانیتوییدهای مورد نظر باید سنی پس از پرمین و پیش از لیاس داشته باشند.

× با توجه به نارسایی‌ها و تضادهای موجود در سن پرتوسنجی به ویژه با تکیه بر شواهد روی زمین (پس از پرمین) سن تریاس پسین، با فاز کوهزایی سیمرین پیشین و در نتیجه زمان برخورد نهایی

صفحهٔ ایران و توران همزمان و هماهنگ است و لذا گرانیتوییدهای مشهد را می‌توان نوعی نفوذی برخوردی و حاصل برخورد دو صفحهٔ یاد شده دانست.

× با توجه به چند مرحله‌ای بودن گرانیت‌زایی، این احتمال نیز وجود دارد که گرانیت‌های پورفیروی قدیمی به سن تریاس پسین و لکوگرانیت‌های جوان، وابسته به رویداد سیمرین میانی (ژوراسیک میانی) باشند. در هر حال به مطالعات بیشتری نیاز است.

« **اولترابازیک‌های مشهد** » : اولترابازیک‌های مشهد شامل دونیت، ورلیت، بازالت و گابرو است که به ظاهر با دگرگونی‌های مشهد تناوب دارند. مجیدی (۱۹۷۸)، ضمن مقایسه اولترابازیک‌های جنوب مشهد با سنگ‌های کربنیفر شمال افغانستان و توران، سنگ‌های مذکور را به سن دونین – کربنیفر می‌داند که در اثر رخداد هرسی نین، گاهی تا رخسارهٔ آمفیبولیت دگرگون شده‌اند. گفتنی است که:

× اولترامافیک مذکور ترکیب شیمیایی تولئیتی دارند و تناوب ظاهری آنها با سنگ‌های رسوبی پیرامون سبب شده تا سنگ‌های یاد شده نوعی جریان‌های گدازه‌ای همزمان با رسوبگذاری دانسته شوند، ولی علوی (۱۹۹۱) تکرار سنگ های اولترامافیک و ردیف‌های رسوبی دگرگون شده را حاصل عملکرد راندگی‌ها در یک منشور برافزاینده می‌داند.

× اگرچه اولترابازیک‌های مشهد حاصل یک پدیدهٔ اقیانوس‌زایی دانسته شده که در پالئوزوییک پسین در اثر جدایش دو صفحهٔ ایران و توران جایگیر شده‌اند، ولی سبزه‌ئی (۱۳۷۳)، محیط ژئودینامیکی این مجموعه را نوعی اولاکوژن می‌داند که به کافت‌های اقیانوسی شباهتی ندارد.

× از جنوب باختری مشهد به سمت تربت جام، به ویژه با دور شدن از توده‌های نفوذی، درجهٔ دگرگونی کاهش می‌یابد. در ناحیهٔ سفیدسنگ، بین لایه‌های آهکی پلاژیک همراه با سنگ‌های مافیک و اولترامافیک، حاوی سنگوواره‌های مشخص پرمین میانی – پسین است و لذا، سن دونین – کربنیفر و دگرگونی هرسی‌نین پذیرفتنی نیست.

× امروزه این باور وجود دارد که سنگ‌های یاد شده کـه سـیمای آلوکتـون‌هـای توربیـدایتی دارنـد، بازمانده‌های اقیانوس تتیس کهن هستند که در تریاس پسین به صـورت یـک مجموعـهٔ برافزایـشی (Accretionary Complex) در زون فرورانش ورق توران تشکیل و پس از دگرگـون شـدن بـه روی زون غیر فعال ورق ایران فرارانش ((Obduction کرده‌اند.

« **نفوذی‌های تالش** » : در ناحیهٔ ماسوله و تالش، بعضی توده‌های نفـوذی از نـوع دیوریـت، گـابرو، پریدوتیت مانند توده‌های گرانیتی خاور گشترودخان و حوالی ماسوله به دونین میانی و یا قدیمی‌تـر نسبت داده شده‌اند (دیویس و همکاران، ۱۹۷۵) ولی در بسیاری از حالات سن آنها قطعی نیست.

« **سینیت‌های مرند – جلفا** » : در ناحیهٔ مرند و جلفا چند تودهٔ سینیتی ریز دانه وجود دارد که به لحاظ داشتن اُرتوکلازهای گُلی سیمای سُرخ‌گون دارند. این نفوذی‌ها در سنگ‌هـای دونـین تزریـق شده و به ظاهر با دگرشیبی آذرین پی، با ردیف‌های پرمین پوشیده شده‌اند و لذا جـایگیری آنهـا در ارتباط با رخداد کوهزایی هرسی نین دانسته شده است (قرشی، ۱۳۶۸).

« **اولترامافیک‌های باختر تبریز** » : افزون بر سینیت‌های یاد شده در کـوه مـورو، مجموعـه‌ای از دونیت تا گرانودیوریت وجود دارد که مجتهدی (۱۳۶۹) آن را یک تودهٔ اولترابازی مـی‌دانـد. علـوی (۱۹۹۱)، گسل شمال تبریز را زمیندرز بین کمان ماگمایی ارومیه – دختر و کمان ماگمـایی البـرز می‌داند که در فصل مشترک آنها، اولترا بازی‌های میشو و مورو برونزد دارند.

« **نفوذی‌های جنوب باختری سیرجان** » : در جنوب باختری سیرجان، نفـوذی‌هـایی بـا ترکیـب لرزولیت تا گرانیت همراه با سنگ‌های دگرگونی به سن پیش از پـرمین وجـود دارد. ایـن مجموعـه شباهت به جزایر کمانی و یا حاشیهٔ فعال قاره‌ها دارد ولی سن آنها به درستی دانسته نیـست. نبـوی (۱۹۷۶) و هوشمندزاده (۱۹۷۷) این توده‌ها را با کوهزایی کالدونین مرتبط دانسته‌اند. اما، بربریان بر این باور است که این ناحیه از کمربند کوهزایی کالدونی فاصله دارد.

شکل ٤-٩-گرانیتوئیدهای مشهد. انواع قدیمی به رنگ تیره و جدید به رنگ روشن‌اند

دگرگونی پالئوزوییک

در برخی نقاط ایران سنگ‌های پالئوزوییک دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ‌های نادگرگونی همان دوران پوشیده شده‌اند. به همین‌رو، به رغم آرامش نسبی، در پاره‌ای از نقاط، عملکرد نیروهای زمین‌ساختی به ظاهر با دگرگونی همراه بوده است. دگرگونی‌های منسوب به پالئوزوییک را می‌توان در نواحی زیر دید.

« **ناحیهٔ ماکو** » : در ناحیهٔ ماکو مجموعه‌ای از سنگ‌های آتشفشانی اسید دگرگونی (در زیر)، شیست، فیلیت، اسلیت (در وسط) و سنگ‌آهک و دولومیت بلورین شده (در بالا) وجود دارد که با همبری دگرشیب در زیر سنگ‌های نادگرگونی دونین (سازند مولی) قرار دارند. اگرچه دگرگونی‌های موردنظر در گذشته به سن پرکامبرین دانسته شده‌اند ولی، بازوپایان، کنودونت و کرینوییدهای پیدا شده، گویای سن اردویسین برای آنها است. به همین دلیل، حمدی و بربریان (۱۹۷۷)، قرار داشتن دگرگونی‌های اردویسین در زیر رسوبات دونین نادگرگونی را نتیجهٔ عملکرد فاز کوهزایی کالدونین دانسته‌اند.

« **ناحیهٔ مشهد** » : در جنوب باختری مشهد مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی و سنگ‌های اولترابازی دگرگون شده وجود دارد که با رسوبات دگرگون نشدهٔ لیاس پوشیده شده‌اند. در مورد سن سنگ و

زمان دگرگونی اتفاق نظر وجود ندارد. اشتوکلین (۱۹۶۸) سنگ و دگرگونی را به پرکامبرین نسبت داده است. مجیدی (۱۹۷۸) بر این باور است که سنگ‌های دگرگون شده سن دونین – کربنیفر داشته و عامل دگرگونی رخداد هرسی‌نین است. بازنگری دوبارهٔ دگرگونی‌ها توسط مجیدی (۱۳۷۵) با پیدا شدن سنگواره‌های پرمین در ناحیهٔ سفیدسنگ همراه بود و لذا، طرح دگرگونی هرسی‌نین قابل قبول دانسته نشد و مسلم شد که عامل دگرگونی را باید در فاصلهٔ زمانی پس از پرمین و پیش از لیاس محدود کرد. امروزه این باور وجود دارد که پدیدهٔ دگرگونی در ناحیهٔ مشهد حاصل یک رویداد برخوردی است که با برخورد دو صفحهٔ ایران و توران شکل گرفته و لذا، کلیهٔ فازهای دگرگونی منسوب به پالئوزوییک مشهد، مربوط به سیمرین پیشین و فازهای جوان‌تر (سیمرین میانی) است.

« **ناحیهٔ لاهیجان** » : آنلز و همکاران (۱۹۷۵)، شیست‌ها و فیلیت‌های دگرگونی جنوب لاهیجان را پیامد رخداد کوهزایی هرسی‌نین دانسته‌اند. قرارگیری اتفاقی این دگرگونی‌ها در محل تقریبی زمیندرز تتیس کهن و نفوذ گرانیت‌های تریاس (گرانیت لاهیجان) در این مجموعه، تصور زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین و عملکرد فاز سیمرین پیشین را قوت می‌بخشد.

« **ناحیهٔ طالش** » : در جنوب باختری فومن و خاور ماسوله یک مجموعهٔ دگرگونی به نام « کمپلکس گشت («Gasht Complex» وجود دارد (کلارک و همکاران ۱۹۷۵). این مجموعه دارای دو بخش جداگانه است.بخش پایینی از نوع میکا شیست و گنایس‌های دانه درشت بیوتیت‌دار است. بخش بالایی که با یک دگرشیبی فرسایشی بر روی واحد پایینی قرار دارد، شامل فیلیت‌های شیستی، شیست‌های مسکویت‌دار است که بیشترین سهم را شیست‌های پلیتی دارند. در مجموعهٔ بالایی بلورهای کیانیت تخریبی وجود دارد که از سنگ‌های دگرگونی قدیمی‌تر منشأ گرفته‌اند و لذا پذیرفته شده که مجموعهٔ گشت دست کم در دو زمان متفاوت دگرگون شده است.

بخش پایینی مجموعهٔ گشت سن پرتوسنجی ۱۲ ± ۳۷۵ میلیون سال یعنی دونین میانی دارد. بخش بالایی در زیر سنگ‌آهک‌های میکروفسیل‌دار پرمو – تریاس نادگرگونی قرار دارند ولی به باور کلارک (۱۹۷۵)، مجموعهٔ پایینی سنگ‌های پرکامبرین هستند که در اثر رویداد کالدونین دگرگون شده‌اند و پیامد دگرگونی در مجموعهٔ بالایی مدیون رخداد هرسی‌نین است.

علوی (۱۹۹۱) بین مجموعهٔ گشت و سنگ‌های پالئوزوییک شناخته شدهٔ البرز شباهتی ندیده و قرارگیری اتفاقی آنها در محل زمیندرز تتیس کهن سبب شده تا نامبرده بر این باور باشد که دگرگونی‌های مورد سخن پی‌سنگ دگرگونی هرسی‌نین توران هستند که در نتیجهٔ عملکرد گسل‌های راندگی بر روی صفحهٔ غیرفعال البرز رانده شده‌اند.

« **ناحیهٔ سنندج – سیرجان** » : یکی از ویژگی‌های آشکار پهنهٔ سنندج – سیرجان به عنوان یک کافت درون قاره‌ای، همراهی سنگ‌های پالئوزوییک با سنگ‌های آتشفشانی است. مجموعه‌های رسوبی و همراهان آتشفشانی پالئوزوییک این پهنه، به ویژه در حوالی سیرجان، اسفندقه و حاجی‌آباد دگرگون شده‌اند و در مواردی پیشرفت دگرگونی به حدی است که گدازه‌های بازالتی به آمفیبولیت و سنگ‌های کربناتی به مرمر تبدیل شده‌اند.

در مورد عامل و زمان دگرگونی سنگ‌های پالئوزوییک سنندج – سیرجان اتفاق نظر وجود ندارد. گروهی فرآیند دگرگونی را در دو زمان متفاوت می‌دانند. در دگرگونی نخست سنگ‌های پالئوزوییک پایین در رخسارهٔ شیست سبز دگرگون شده‌اند. در دگرگونی دوم، سنگ‌های پرمین – تریاس، در مرز بالای شیست سبز تا دگرگونی ملایم دگرگون شده‌اند. هر دو دگرگونی، با رسوبات دگرگون نشدهٔ ژوراسیک پوشیده شده‌اند و لذا، دگرگونی نخست مربوط به رویداد هرسی‌نین و دگرگونی دوم حاصل رخداد سیمرین جوان است.

یافته‌های زمین‌شناسی جدید این باور را به وجود آورد که دگرگونی هرسی‌نین پرسش‌آمیز است و دو فاز دگرگونی یاد شده به سن تریاس پسین و وابسته به رخداد سیمرین پیشین است که به صورت دگرگونی دیناموترمال عمل کرده است.

منابع اقتصادی پالئوزوییک

فسفات: فسفات‌های پالئوزوییک ایران بخشی از یک رویداد فسفات‌زایی جهانی و به سه سن متفاوت است (هلالات و بلورچی، ۱۳۷۳).

« **فسفات‌های کامبرین پیشین** » : به صورت پلت‌های فسفاتی در بخش‌های شیلی سازند سلطانیه، در حد فاصل عضو دولومیت میانی و عضو شیل بالایی به ویژه در البرز مرکزی (دلیر، ولی‌آباد، فیروزکوه و ۰۰۰)، طالقان، کوه‌های سلطانیه، تکاب و شاهین‌دژ (زمان کندی، حاجی کندی) شناخته شده‌اند. ذخایر شناخته شده، به طور کلی از نوع فسفات کم عیار با ناخالصی فراوان است که بهره‌برداری آنها، هم اکنون مقرون به صرفه نیست.

« **فسفات‌های اردویسین** » : به ویژه در نهشته‌های شیلی –ماسه سنگی سازند شیرگشت در ایران مرکزی (کلمرد، زرند و ۰۰۰) و یا رسوب‌های اردویسین زردکوه بختیاری شناخته شده و از دیدگاه اقتصادی مورد توجه نیستند.

« **فسفات‌های دونین** » : در ردیف رسوبی شیلی و ماسه‌سنگی سازند جیرود و هم‌ارزهای آن تکوین یافته که از آن جمله می‌توان به ذخایر مناطق جیرود، فیروزکوه، دامغان، آذربایجان (مرند – ماکو)، شاهرود و ۰۰۰ اشاره کرد که بیشتر به دلیل آمیختگی کانی‌های آپاتیت و کوارتز و نسبت بالای آهن، از نظر کانه‌آرایی پیچیده بوده و از لحاظ عیار، ناخالصی‌ها و نسبت بازیافت صرفهٔ اقتصادی ندارند.

« **لاتریت** » : ناآرامی‌های زمین‌ساختی زمان پرمین موجب تشکیل افق‌های متعدد عدسی شکل از بوکسیت، لاتریت و کائولینیت شده که بوکسیت‌های اطراف بوکان (کردستان)، یزد، شمال جاجرم، البرز مرکزی و غرب طبس از آن جمله است. مقدار بوکسیت چندان زیاد نیست. ذخایر بیشتر از نوع دیاسپور است که پیچیدگی‌های فرآوری دارند. ولی، ذخایرکائولینیت دوپُلان و شاهین‌دژ در صنایع نسوز کاربرد دارند.

« **سرب و روی** » : جدا از ذخایر سرب دونین منطقهٔ ازبکوه، در معدن دونا رگه‌هایی از سرب و روی به همراه باریت، به سن پرمین وجود دارد که منشأ اولیهٔ آنها رسوبی بوده ولی در فازهای جوان آلپی سیمای رگه‌ای یافته‌اند.

« **نفت و گاز** » : در کوه‌های زاگرس ردیف‌های آواری دو سازند زاکین (دونین) و فراقون (پرمین پایینی) به عنوان سنگ مخزن و ردیف‌های کربناتی سازند دالان (پرمین بالایی) به عنوان سنگ منشأ از نظر ذخایر هیدروکربنی مورد توجه هستند. بخشی از ذخایر گازی میدان کنگان در کربنات‌های سازند دالان (پرمبن پسین) است.جدا از موارد یاد شده، در جنوب کاشمر، کوه‌های بینالود و ناحیهٔ انارک، تکاپوهای آتشفشانی زیردریایی موجب تشکیل کانی‌های سرب، آهن، باریت و مس شده که به صورت انباشت همزمان با رسوبگذاری با سازند آهکی بهرام (دونین) دیده می‌شوند ولی چندان گسترده نیستند

فصل پنجم- مزوزوییک در ایران

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: توضیح

مزوزوییک، به عنوان دومین ائون فانروزوییک، حدود ۱۶۰ میلیون سال از تاریخ کرهٔ زمین (۲۲۵ – ۶۵ میلیون سال پیش) را به خود اختصاص می‌دهد. در این دوران، تحولات ژئودینامیکی کرهٔ زمین

درخور توجه است، به گونه‌ای که مزوزوییک را دوران اشتقاق قاره‌ها و گسترش کف اقیانوس‌ها نام داده‌اند.در میانه‌های تریاس، با نخستین اشتقاق گندوانا صفحهٔ استرالیا – قطب جنوب، صفحهٔ هند و ماداگاسکار از ابرقارهٔ گندوانا جدا شده‌اند.

در اشتقاق دوم گندوانا، که در ژوراسیک پایانی صورت گرفته، آفریقا و آمریکای جنوبی از یکدیگر جدا شده‌اند که در اثر آن اقیانوس اطلس جنوبی پدیدار شده است (در زمان کرتاسهٔ پایانی پهنای اطلس جنوبی ۳۰۰۰ کیلومتر بوده و در حال حاضر ۵۰۰۰ کیلومتر است و کماکان در حال گسترش است). گفتنی است که اقیانوس اطلس شمالی نیز از زمان کرتاسهٔ پسین، میان دو قارهٔ اروپا و آمریکای شمالی شکل گرفته ولی در دورهٔ ترشیری کامل شده است.

بررسی جغرافیای دیرینه مزوزوییک ایران در مکان، نشان می‌دهد که شرایط سکویی پالئوزوییک بی هیچ‌گونه رویداد زمین‌ساختی مهم تا تریاس میانی ادامه یافته است. از همین‌رو، سنگ‌های اوایل مزوزوییک ایران همچنان از نوع نزدیک قاره‌ای هستند که به جز نخلک و کپه‌داغ، کم و بیش در بیشتر نقاط ایران رخسارهٔ همسان دارند. در تریاس پسین، پس از رخداد زمین‌ساختی معادل سیمرین پیشین Early Cimmerian ، چهرهٔ حوضه‌های رسوبی ایران تغییر کرده و از این هنگام، حوضه‌هایی جداگانه شکل گرفته‌اند که شرایط جغرافیای دیرینه و رسوبی آنها با حوضه‌های رسوبی مجاور متفاوت بوده است.

در یک نگاه کلی، می‌توان گفت که از تریاس پسین تا پایان مزوزوییک سه پهنهٔ آبی مستقل دائمی و یا موقتی در ایران وجود داشته است. در باختر – جنوب باختری ایران (زاگرس)، رخسارهٔ سنگی ردیف‌های پس از تریاس میانی – کرتاسهٔ بالایی معرف نهشته‌های دریایی با ژرفای متوسط و گاه عمیق‌اند که رخسارهٔ دریای تتیس جوان را دارند. تفاوت رخسارهٔ سنگ‌های موردنظر با سایر نواحی ایران آن چنان است که وجود یک حوضهٔ رسوبی از نوع تتیس جوان را در زاگرس مسجل می‌سازد. در گسترهٔ واقع در شمال خاوری زاگرس تا لبهٔ جنوبی کپه‌داغ، نهشته‌های تریاس بالا – ژوراسیک

میانی ردیف‌های شیلی، ماسه‌سنگی زغالدار و سنگ‌های ژوراسیک میانی – کرتاسهٔ پایانی ردیف‌های مارنی و کربناتی‌اند که در محیط‌های دریایی با ژرفای متوسط نهشته شده‌اند. ردیف‌های زغالدار یاد شده همسانی بسیار چشم‌گیر با سنگ‌های همزمان در آسیای مرکزی (ترکمنستان، افغانستان و ۰۰۰) دارند که نشانهٔ یکپارچگی ایران مرکزی – البرز با آسیای مرکزی و سرانجام گرفتن نهایی دریای موسوم به تتیس کهن است. در شمال خاوری ایران (کپه‌داغ)، ترادف‌های لیاس – کرتاسهٔ پایانی به گونه‌ای هستند که وجود یک حوضهٔ رسوبی مستقل با رسوبگذاری به ظاهر پیوسته را تداعی می‌کنند. ولی، همسانی رخسارهٔ سنگی و حتی گاهی، زیستی این ردیف‌ها با البرز و حتی ایران مرکزی به گونه‌ای است که وجود یک حوضهٔ رسوبی مستقل را در پهنهٔ کپه‌داغ پرسش‌آمیز می‌نماید، با این وجود در زمین‌شناسی ایران این پندار وجود دارد که در گسترهٔ زمانی مزوزوییک، کپه‌داغ حوضهٔ رسوبی جداگانه‌ای بوده است، که این پندار نیاز به بازنگری دارد.افزون بر رخداد سیمرین پیشین، جنبش‌های زمین‌ساختی سیمرین میانی (باژوسین – باتونین)، سیمرین پسین (کرتاسهٔ آغازی)، فاز اتریشی و رخداد لارامین (کرتاسهٔ پایانی) هریک به تنهایی بر جغرافیای دیرینه و به ویژه تحولات زمین‌ساختی مزوزوییک ایران اثرگذار بوده‌اند نمونه‌های زیر نشانه‌هایی از پیامد رخدادهای یاد شده بر ژئودینامیک ایران است.

× جدا شدن کامل صفحهٔ ایران از صفحهٔ زاگرس در آغاز تریاس پسین، همراه با تکوین دریای تتیس جوان، در محل راندگی اصلی زاگرس.

× حرکت صفحهٔ ایران به سوی صفحهٔ توران و برخورد این دو همراه با بسته شدن کامل تتیس کهن.

× سرانجام گرفتن محیط‌های پلاتفرمی پالئوزوییک – تریاس میانی و شکل‌گیری حوضه‌های رسوبی پیش‌بوم تریاس پسین – ژوراسیک میانی.

× شکل‌گیری اشتقاق‌های درون قاره‌ای از نوع تتیس جوان همراه با اقیانوس‌زایی در امتداد گسل‌های طولی و عمدهٔ ایران مرکزی.

× بسته شدن سیستم‌های کافتی تتیس جوان در زمان کرتاسهٔ پسین همراه با فرارانش مجموعه‌های افیولیتی ایران، به روی لبهٔ ورق‌ها و یکی شدن دوبارهٔ صفحهٔ زاگرس و صفحهٔ ایران.

نکته‌های یاد شده نشان از آن دارد که بر خلاف آرامش نسبی پالئوزوییک، در زمان مزوزوییک پوستهٔ ایرانزمین بسیار پویا و جنبا بوده است. ماگمازایی، دگرگونی، کافت‌زایی همراه با جدا شدن صفحات، تشکیل پوسته‌های اقیانوسی، همگرایی صفحه‌های جدا شده و یکی شدن دوبارهٔ آنها، گواه بر پویایی مزوزوییک صفحهٔ ایران است.

تریاس در ایران

عنوان: مقدمه

دورهٔ تریاس حدود ۳۵ میلیون سال (۲۳۰ تا ۱۹۵ میلیون سال پیش) از تاریخ زمین را به خود اختصاص می‌دهد. به دلیل سه قسمتی بودن سنگ‌های تریاس در اروپای مرکزی و آلمان، برای نهشته‌های نخستین سیستم مزوزوییک از واژهٔ « تریاس » استفاده شده است. در زمین‌شناسی ایران این باور وجود دارد که سنگ‌های تریاس ایران به ویژه کربنات‌های پلاتفرمی تریاس پایینی – میانی با رخساره‌های تریاس آلپ همانند هستند به همین رو، در ایران هم تریاس به سه زیر سیستم پایینی، میانی و بالایی تقسیم می‌شود.به جز کپه داغ و نخلک، در بیشتر نقاط ایران رخسارهٔ سنگی و حتی رخسارهٔ زیستی سنگ‌های تریاس یکسان‌اند. با این وجود، با توجه به ویژگی‌های سنگی، ردیف‌های تریاس ایران را می‌توان به دو گروه بزرگ تقسیم کرد.

گروه نخست، نهشته‌های کربناتهٔ آهکی و دولومیتی، معرف محیط‌های دریایی از نوع سکوهای نزدیک به قاره‌اند که سن تریاس پیشین - میانی دارند. گروه دوم نهشته‌های تیره رنگ شیلی و

ماسه‌سنگی زغالداراند که در پیش بوم‌های تریـاس میـانی نهـشته شـده‌انـد و سـن تریـاس پـسین دارند(**شکل ۵-۱**). مرز دو گروه سنگی یاد شده شواهدی گوناگون از یک رخداد زمین‌ساختی از نوع کوهزایی دارد که در زمین‌شناسی ایران با رویداد سیمرین پیشین هم‌ارز دانسته شده است . رخـداد زمین‌ساختی یاد شده که با پدیده‌های چین‌خوردگی، گـسلش، ماگمـازایی و جـایگیری تـوده‌هـای نفوذی همراه بوده سبب شـده تـا محـیط‌هـای دریـایی تریـاس پـایینی – میـانی بـه حوضـه‌هـای پیش‌خشکی تریاس بالایی تبدیل شوند. جدا از دو گروه سنگی یاد شده، بخشی از سنگ‌های تریاس ایران از نوع گدازه‌های قلیایی هستند که به ویژه در پایهٔ ردیف‌های تریاس بالایی دیـده مـی‌شـوند. توده‌های گرانیتی تریاس را می‌توان به ویژه در لبهٔ جنوب باختری صفحهٔ ایران (سنندج – سیرجان) و یا در حاشیهٔ شمالی آن (البرز شمالی) دید. دگرگون شدن سنگ‌های تریـاس میـانی و کهـن‌تـر و همچنین پدیدهٔ کانی‌زایی از جمله پیامدهای وابسته به رویداد سیمرین پیشین است.

با وجود یکسان بودن نسبی شرایط رسوبی در البرز، ایران مرکزی و زاگرس، می‌تـوان ناهمـسانی در ردیف‌های تریاس ایران بود. بیشترین تغییر در سنگ‌های تریاس پـایینی و میـانی ناحیـهٔ آق‌دربنـد دیده می‌شود که گواهی بر شرایط رسوبی متفاوت و شاید استقلال حوضهٔ کپه داغ در زمان یاد شده باشد. سنگ‌های تریاس بالا درکپه داغ ویژگی‌های سنگی و اقتصادی مشابه با سایر نقاط ایران دارند. این همسانی تا بدانجا است که بسته شدن دریای تتـیس کهـن را پـیش از تریـاس پـسین مـسجل می‌نماید.

تریاس در البرز

در کوه‌های البرز، ناآرامی‌های زمین‌ساختی اواخر پرمین موجب پس نشست کامـل دریـا از سـکوی پرمین شده است به گونه‌ای که به جز چند ناحیه، ردیف‌های کربناتـهٔ تریـاس پـایینی – میـانی بـا دگرشیبی فرسایشی، سطوح فرسوده شدهٔ پرمین میانی (سازند روتـه) و یـا پـرمین بـالایی (سـازند نسن) را می‌پوشانند. خاک‌های فسیل، افق‌های اکسیده و گاهی عدسـی‌هـای بوکـسیتی – لاتریتـی

مؤید ناپیوستگی پیش از تریاس‌اند. با توجه به رخساره و سن، ردیف‌های تریاس البرز را می‌توان در دو زمان تریاس پیشین – میانی و تریاس پسین بررسی کرد.

تریاس پیشین – میانی در البرز : سنگ‌های تریاس پایینی – میانی البرز، ردیف‌های کربناتی آهکی – دولومیتی به نام « سازند الیکا » هستند که بُرش الگوی آن را کلاوس (۱۹۶۴) در درهٔ نور، و در ۵ کیلومتری پایین دست روستای الیکا، به ضخامت ۲۹۵ متر، مطالعه و معرفی کرده است.

در محل بُرش الگو و سایر نقاط البرز، بخش پایینی سازند الیکا، ضخامتی متغیر از سنگ‌آهک‌های نازک‌لایه و آهک‌های مارنی است که کمی مارن و یا میان‌لایه‌های نازک دولومیت دارد. لایه‌بندی نازک، رنگ متمایل به خاکستری روشن، فراوانی ساخت‌های کرم مانند از ویژگی‌های بخش پایینی سازند الیکا است که شناسایی و تفکیک آن را از دولومیت‌های ضخیم لایهٔ بخش بالایی فراهم می‌سازد. فراوان‌ترین سنگواره‌های بخش یاد شده دو کفه‌ای‌های نوع کلارایا، گاستروپودهای کوچک و آثار کرم مانند هستند، مقدار ناچیزی جلبک، روزنه‌داران و به ندرت آمونیت، سنگواره‌های دیگر این بخش‌اند. فراوانی آثار کرم، ویژگی آشکارآهک‌های لایه‌لایه است. به همین‌رو در بیشتر جاها به بخش پایینی سازند الیکا، به طور غیر رسمی آهک‌های ورمیکوله Vermiculate limestone گفته می‌شود. سنگواره‌های این بخش چندان بارز نیستند ولی باور همگان بر سن تریاس پیشین است.

بخش بالایی سازند الیکا، در همه جا، کربنات‌های دولومیتی – آهکی، ضخیم لایه، روشن رنگ و متراکم به ضخامت‌های متفاوت (تا ۱۰۰۰ متر) اند.که سیمای برجسته و کوه‌ساز دارند و به « دولومیت‌های الیکا » معروف‌اند. به جز سنگواره‌های میکروسکپی ناچیز، دولومیت‌های الیکا سنگوارهٔ شاخص ندارند ولی معرف سنگ‌های تریاس میانی البرز هستند. با این وجود، در برخی نقاط البرز (شهمیرزاد)، لایه‌های بازپسین دولومیت الیکا میکروفسیل‌های آشکوب کارنین (آغاز تریاس پسین) دارند.در بعضی نقاط البرز به ویژه در نواحی ورسک، شهمیرزاد، تاقدیس آینه ورزان و ۰۰۰ توالی

کامل‌تری از ردیف‌های کربناتی تریاس وجود دارد. در این‌گونه نواحی، جدا از دو بخش آهکی و دولومیتی، بخش سوم به سازند الیکا افزوده می‌شود که شامل سنگ‌آهکی‌های سفیدرنگ، ریزدانه و ستبرلایه است که به ویژه در نزدیک پل ورسک شاخص است و از همین‌رو، « بخش آهکی ورسک» نام دارد. سن آهک ورسک چندان روشن نیست. زانی‌تنی و همکاران (۱۹۷۳) در ناحیهٔ آرو (خاور دماوند) روزنه‌دار Involutina را به سن نورین زیرین دانسته ولی سایر مطالعات دیرینه‌شناسی بیشتر معرف آشکوب کارنین‌اند.

سازند الیکا گسترش جغرافیایی وسیعی در آذربایجان، کبودرآهنگ، البرز مرکزی و البرز خاوری دارد. در این نواحی تغییرات سنگ‌شناختی ناچیز است ولی ستبرا از ۱۰۰۰ متر در درهٔ هراز، ۲۹۵ متر در بُرش الگو و در بعضی نقاط چند ده متر متغیر است. تحلیل حوضه‌های رسوبی الیکا در چند برش جداگانهٔ البرز مرکزی سبب شد تا جهانی (۱۳۷۹) بر این باور باشد که نهشته‌های سازند الیکا در حاشیهٔ شمالی قارهٔ سیمری نهاده شده و شامل طیفی گسترده از رخساره‌ها است که در سه دسته رخسارهٔ کربناته وابسته به شرایط آرام، رخسارهٔ کربناتهٔ وابسته به شرایط توفانی و رخسارهٔ آواری قابل گروه‌بندی است. همین بررسی‌ها نشانگر آن است که بخش زیرین سازند الیکا در یک سکوی کربناته از نوع رَمپ هم‌شیب، نهشته‌های آغازی بخش میانی سازند در یک سکوی رمپ گسترده (پلاتفرم اپی‌ریک) گذاشته شده و به سوی بالا به حاشیه‌ای تبدیل شده‌اند.

سازند الیکا را می‌توان با مجموعهٔ دو سازند سُرخ شیل و شتری در ایران مرکزی و سازند خانه‌کت در زاگرس قابل قیاس دانست (شکل ۵-۲). ردیف‌های آغازین تریاس آق‌دربند (کپه‌داغ) یادآور سنگ‌آهک‌های ورمیکوله است ولی بخش بیشتر ردیف‌های تریاس آق‌دربند ناهمسانی رخساره‌ای چشم‌گیر با سازند الیکا دارند.

تریاس پسین در البرز : به جز ناحیهٔ پالند (وحدتی، ۱۳۶۴) و جنوب گلندرود (دبیری، ۱۳۸۰) که گذر ردیف‌های سکویی سازند الیکا به نهشته‌های شیلی - ماسه‌سنگی زغالدار تریاس بالایی تدریجی

است، در دیگر نقاط البرز، گذر تریاس میانی به تریاس بالایی ناپیوسته و نشانگر شواهدی از رویدادزمین‌ساختی سیمرین پیشین است که با پایان گرفتن شرایط سکویی تریاس میانی، بالا آمدن زمین و پس‌نشست دریا همراه بوده است. ولی در تریاس پسین (نورین) با پیشروی دوبارهٔ دریا پهنهٔ البرز به یک خلیج به نسبت باریک تبدیل شده که به سوی خاور گسترش زیاد داشته و از سمت باختر با دریای آزاد در ارتباط بوده است (رضوی و معین‌السادات، ۱۳۷۲). در خلیج یاد شده رژیم هیدرودینامیکی ضعیف ولی فرونشست کف، زیاد بوده است به گونه‌ای که برای انباشت مقداری در خور توجه (گاهی ۱۰۰۰ متر) گل و لای شرایط لازم فراهم بوده است.

در زمان نورین پسین با پس نشست دریا، البرز نخست به دشت آبرفتی – دلتایی و سپس در زمان رتین Rhaetianبه یک دشت آبرفتی تبدیل شده که گاه در آن مرداب‌های تورب‌زار شکل می‌گرفته‌اند. به دلیل شرایط جغرافیای دیرینهٔ حاکم، ردیف‌های تریاس بالای البرز نهشته‌های به نسبت همگن شیل و ماسه‌سنگ است که به داشتن لایه‌های زغال شاخص‌اند. ترادف‌های زغالدار تریاس بالایی البرز سنگ رخسارهٔ به طورکامل همسان با سنگ‌های ژوراسیک پایینی – میانی دارند و این همسانی تا بدانجا است که در بیشتر موارد تفکیک نهشته‌های زغالدار تریاس بالا از ژوراسیک پایین ناممکن است. از همین‌رو، در نقاط زیادی از البرز، نهشته‌های زغالدار تریاس بالایی از رسوب‌های مشابه، ولی به سن ژوراسیک پایینی – میانی، تفکیک نشده‌اند و حتی گاه سنگ‌های تریاس بالایی به سن ژوراسیک دانسته شده‌اند.

در ۱۹۶۳ آسرتو به مجموعهٔ رسوب‌های زغالدار البرز « سازند شمشک » نام داد و تغییرات سنی آن را از لیاس (آشکوب هتانژین) تا دوگر (آشکوب باتونین) دانست. ولی، یافته‌های زمین‌شناختی جدید نشان داد که سازند شمشک یک واحد زمین‌ساختی- چینه‌شناختی Tectonostratigraphyدر مرتبهٔ گروه است که در فاصله زمانی دو رخداد کوهزایی سیمرین پیشین و میانی نهشته شده و می‌تواند مشتمل بر چند سازند باشد، به همین دلیل، در حال حاضر برای این چرخهٔ رسوبی بزرگ

«نام گروه شمشک » انتخاب شده که به سن نورین – باتونین است که در البرز شمالی با یک بخش آهنی – بوکسیتی و رس‌های فلینیتی به رنگ سُرخ – قهوه‌ای آغاز می‌شود ولی، در البـرز جنـوبی، آغاز گروه شمشک با بازالـت‌هـای تیـره‌رنـگ زیردریـایی اسـت کـه بـا رسـوب‌هـای زغالـدار ادامـه می‌یابد.بخش‌های تریاس بالایی این گروه، در شرایط رسوبی نابرابر، بـر جـای گذاشـته شـده‌انـد بـه همین لحاظ در همه جا ویژگی‌های سنگی و نام همسان ندارند. اگرچـه در نقـاط بـسیاری از البـرز، ردیف‌های تریاس بالایی از گروه شمشک به دلیل فقر داده‌های فسیلی وضوح چندان ندارند، ولی، در ناحیهٔ سمنان و پاره‌ای از نقاط زغال‌خیز البرز، مطالعه سنگواره‌های گیاهی و یا جانوری در تفکیـک رسوب‌های تریاس بالا کمک شایان کرده است که نتایج آن در دو جدول زیر خلاصه شده است.

× ناهمسانی شرایط حاکم بر حوضهٔ رسوبی سبب شده است تـا سـازند طـزره در همـهٔ جـا ترکیـب سنگی یکسان نداشته باشد. در حوضهٔ بایی‌جان حدود ۵۰ متر و در ناحیهٔ ورسک و نزدیک پل اریم حدود ۶۰ متر گچ در پایهٔ طرزه وجود دارد.

× به باور نبوی (۱۳۶۱) در دامنهٔ شمالی البرز، رخسارهٔ چیرهٔ طزره از نوع نهـشته‌هـای کنگلـومرایی همراه با میان چینه‌هایی از ماسه‌سنگی درشت دانه و شیل اسـت. نهـشته‌هـای کنگلـومرایی ناحیـهٔ رامسر به ستبرای ۱۲۰۰ متر و جنوب گرگان به سـتبرای ۱۰۰۰ متـر شایـستهٔ هـم‌ارزی بـا طـزره دانسته شده‌اند.

× رسوب‌های زغالدار تریاس بالایی البرز را می‌توان با همه و یا بخش‌هـایی از سـازندهای نایبنـد در طبس، پرسفید در کاشان، درهٔ گُر – دَهرود درکرمان، قدیر در نایبند، فردوس در لوت هم‌ارز دانست.

شکل ۵ - ۲ - ارتباط زمانی و مکانی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تریاس حوضه زاگرس

تریاس پسین البرز از نگاه کارشناسان شرکت فولاد

زمان	گروه	سازند	بخش	سنگ‌شناسي	ضخامت (متر)	محيط رسوبي	پراگندگي جغرافيايي
ژوراسیک			الشت				
تریاس پسین	شمشک	طارم	گلاندیز	ماسه‌سنگ، سيلت سنگ، ارژيليت، داراي ۱۱ لايه زغالسنگ اقتصادي	۱۱۵۰-۱۵۰	دریاچه‌اي ابرفتي، شبه فليشي	رامسر، نی‌دشت، گلندرود، قشلاق
			لله بند	سيلت سنگ، ارژيليت ، ماسه‌سنگ با ساخت نواري	۵۰/۱۱۰۰	ابرفتي ابرفتي - دلتايي	گلندرود، الیکا، بلده، لله بند
			اگرا سر	سيلت سنگ خاکستري و ارژيليت با تناوب‌هاي اتفاقي از رسوب‌هاي زغالدار	۱۰۰۰ -۰۰	دريايي	جاجرم، سفیدرود، بلده، الیکا

تریاس در ایران مرکزی

شباهت‌های سنگی و زیستی ردیف‌های تریاس ایران مرکزی، با البرز در خور توجه است. به همین‌رو، همانند کوه‌های البرز، نهشته‌های تریاس پایینی – میانی از نوع نهشته‌های کربناتی نواحی نزدیک به ساحل‌اند که به طور عموم با سنگ‌های کهن‌تر ارتباط ناپیوسته دارند و مرز بالایی آنها نیز همچنان معرف سطوح فرسایشی و پس نشست دریا، وابسته به رخداد زمین‌ساختی سیمرین پیشین است.

نهشته‌های تریاس بالای ایران مرکزی، ردیف‌های شیلی ماسه‌سنگی زغالدارند که در پیش بوم فرازمین‌های حاصل از رخداد سیمرین پیشین نهشته شده‌اند. این رسوب‌های سنگواره‌های گوناگون دریایی دارند، پس این امکان وجود دارد که در مقایسه با البرز، حوضه‌های رسوبی تریاس بالا ایران مرکزی ژرفای بیشتر داشته و یا به طور مقطعی با پیشروی‌های کوتاه مدت دریا پوشیده می‌شده است.ردیف‌های کربناتی تریاس پایینی – میانی البرز، جدا از نوسانات موقتی کف دریا، یک چرخهٔ رسوبی بزرگ‌اند که در فاصلهٔ زمانی دو رویداد پالاتین و سیمرین پیشین نهشته شده‌اند ولی، سنگ‌های تریاس بالایی بخشی از یک ابر سیکل رسوبی هستند که پس از رویداد سیمرین پیشین (پیش از نورین) آغاز و تا سیمرین میانی (باتونین) ادامه داشته است.