« پهنهٔ فـارس » از نگاه جغرافیایی، پهنهٔ فـارس بـه دو بخـش فـارس داخلـی (Interior Fars) و فارس بیرونی (External Fars) تقسیم می‌شود. فارس بیرونی به دو زیر پهنهٔ کوچـک‌تـر بـه نـام فـارس سـاحلی(Coastal Fars) و فـارس بـه تقریـب سـاحلی (Sub- coastal Fars) تقـسیم می‌شود. بسیاری از زمین‌شناسان، فارس را گسترهٔ واقع درمیان دو گسل کازرون در بـاختر و گـسل میناب در خاور می‌دانند. ولی، مطیعی (۱۳۷۴)، ویژگی‌های زمین‌شناسـی بخـش خـاوری فـارس را متفاوت می‌داند و به آن پس خشکی بندرعباس نام داده است (شکل ۲-۳) بدین‌سان مـرز بـاختری پهنهٔ فارس با زون گسلی کازرون بسته می‌شود و مرز خاوری آن خطی فرضی اسـت کـه از حـوالی بندر نَخیلو آغاز و نزدیک کوه فینو، شمال بندرعباس، تا راندگی اصلی زاگرس ادامـه مـی‌یابـد. مـرز شمالی فارس، زون راندگی‌ها و مرز جنوبی آن، خط ساحلی خلیج فارس است. مهم‌ترین ویژگی‌های زمین‌شناختی پهنهٔ فارس عبارت است از :

× داشتن شرایط سکویـــی، به دلیل تداوم پی‌سنگ عـــربستان که از قطر به فارس می‌رسد و از آن به نـــام « بلندی گاوبندی » یاد می‌شود.

× تاقدیس‌ها جهت‌یافتگی گوناگون، E-W، NW –SE و حتـی NE-SW ، دارنـد. تغییـر رونـد ساختارها نتیجهٔ عملکرد گسل‌های پی‌سنگ و یا چرخش بُردار حرکت صفحهٔ عربی نسبت به صفحهٔ ایران است.

× فارس از نواحی گازخیز و مشهور دنیا است .

×کومبای (۱۹۷۷)، بر این باور است که کمان فارس، به درازای ۷۵۰ کیلـومتر، فرجـام سـازوکار دو گسل میناب (در خاور) و کازرون (در باختر) است، به گونه‌ای که قشر رسوبی رویی بر روی قطعـات متحرک پی‌سنگ شناوراست.

× الگوی چین‌خوردگی پهنهٔ فارس بیشتر از نوع هم مرکز است کـه سـطوح جـدایش زیـرین آن در نمک‌های هرمز و سطوح جدایش فرعی و درون سازندی آن در سازندهای تبخیـری دشـتک، شـیل پابده و گورپی هستند.

« پس‌خشکی بندرعباس » محدوده‌ای از پایانهٔ جنوب خاوری زاگرس است که مرز خاوری آن گسل میناب و مرز جنوبی آن جبههٔ چین‌های زاگرس است که از درون خلیج فارس می‌گذرد. مرز شمالی آن منطبق بر گسل رازک (برزگر، ۱۳۶۰) و یا خطوارهٔ نَخلیو – فینو است. مهـم‌تـرین ویژگـی‌هـای زمین‌شناختی پس‌خشکی بندرعباس عبارتند از :

× بیشتر تاقدیس‌ها از سنگ نهشته‌های گروه فارس تشکیل شده‌اند.

× ضخامت سنگ نهشته‌ها به مراتب بیشتر از ناحیهٔ فارس، و از این نظر شبیه فـروافتـادگی دزفـول است.

× تاقدیس‌ها در سه جهت آرایش یافته‌اند. دستهٔ نخست، موازی روند عمـومی زاگـرس (SW-NE) است، مانند تاقدیس‌های گهگم و فراقون. دستهٔ دوم، روند شمالی – جنـوبی دارنـد ماننـد تاقـدیس میناب، دستهٔ سوم، روند خاوری – باختری تا شمال خاوری – جنوب باختری دارند که در تضاد بـا امتداد کلی تاقدیس‌های زاگرس هستند و شکل‌گیری آنها به کنترل گسل‌های پی‌سنگ نسبت داده شده است.

× وجود سازند گچساران، چشمه‌های نفتی، گچ ترش و چشمه‌های آبگرم گـوگردی از ویژگـی‌هـای پس‌خشکی بندرعباس و نشانگر میدان‌های احتمالی نفت در این ناحیه است.

« دشت آبادان » زون ساختاری واقع در انتهای جنوب باختری زاگرس است. مـرز شـمالی و شـمال خاوری آن محدود به جبههٔ چین‌های زاگـرس (لبـهٔ جنـوبی تاقـدیس‌هـای سوسـنگرد، آب‌تیمـور، منصوری) است و پس از عبور از جنوب میدان رگ‌سفید وارد خلیج فـارس مـی‌شـود. مـرز جنـوبی

دشت آبادان، خلیج فارس و عربستان است (شکل ۲-۳). دشت آبادان بخشی از جلگهٔ میانرودان (بین‌النهرین) است که از نظر زمین‌شناختی پایانهٔ شمالی سکوی عربی به شمار می‌آید.به دلیل پوشش‌های آبرفتی جوان، دانسته‌های زمین‌شناختی، به نتایج حاصل از حفاری‌های نفتی و مطالعات ژئوفیزیکی محدود است. این داده‌ها نشان می‌دهند که در زیر رسوبات پوششی، نهشته‌های دوران‌های اول و دوم، به طور ملایم و در روندی شمالی – جنوبی (روند عربی) چین‌خورده‌اند و به ظاهر گذر از رخساره‌های تخریبی و کم ضخامت دشت آبادان به رخساره‌های دریایی و ستبر زاگرس چین‌خوردهٔ تدریجی است. به همین دلیل، افتخارنژاد (۱۳۵۹) نواحی دشت گونهٔ خوزستان را بخشی از زاگرس چین‌خورده می‌داند. ولی برخلاف زاگرس، دشت آبادان توان لرزه‌خیزی بسیار پایینی دارد به همین‌رو، حقی‌پور (۱۳۵۸) وجود یک شکستگی بزرگ و پوشیده را، با جهت NW-SE در حد فاصل زاگرس چین‌خورده و دشت محتمل می‌داند. تمرکز تقریبی کانون زمین‌لرزه‌ها در فصل مشترک تقریبی این دو زیر پهنه، تأییدی بر این نظر است. دشت آبادان دارای ویژگی‌های زیر است :

× لرزه‌خیز نیست.

× تاقدیس‌ها اثر سطحی ندارند.

× روند ساختارها N – S است که با روند SE - NW متداول در زاگرس در تضاد است.

× روند N - S دشت آبادان قابل تعمیم به ساختارهای جنوب عراق، کویت، شمال خلیج‌فارس و شمال خاوری عربستان است.

× این تاقدیس‌ها از منشأ فشارشی نیستند و زایش آنها در ارتباط با گسل‌های پی سنگ است.

زمین‌ساخت زاگرس

الگوی ساختاری زاگرس در همه جا یکسان و همانند نیست. بررسی‌های ساختاری نشانگر آن است که از شمال خاور به جنوب باختر پوشش رسوبی روی پی‌سنگ در برابر تنش‌های فشارشی واکنش متفاوتی داشته‌اند به گونه‌ای که از نظر ساختاری، می‌توان زیر پهنه‌های زیر را در زاگرس شناسایی کرد.

۱- زیر پهنهٔ راندگی‌ها: شواهدی از دو فاز چین‌خوردگی در این زیرپهنه وجود دارد (فالکن، ۱۹۷۴). فاز نخست در اواخر کرتاسه و فاز دوم از اواخر میوسن تا امروز، که شدت آن در پلیوسن بیشترین مقدار بوده است. این دو فاز چین‌خوردگی، پیاپی، چین‌هایی با دامنهٔ بیش از ۵ هزار متر و طول موج بیش از ۸ هزار متر را ایجاد کرده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۴). این چین‌ها روند NW - SE دارند و سطح محوری آنها مورب و شیب صفحه‌ها به سوی NE است. این چین‌ها که به طور معمول از انواع بسته هستند، نسبت به چین‌های پیشین و پسین، از طریق رورواندگی‌ها مرتبط می‌شوند و جهت راندگی آنها به سوی جنوب باختری است. گسل‌های موجود در این زیر پهنه بیشتر رورواندگی و گاه نرمال اند. شیب گسل‌های راندگی به سوی NE است. ریخت‌شناسی برجسته و همچنین افزایش ستبرای پوستهٔ قاره‌ای در زاگرس مرتفع پیامد عملکرد راندگی‌هاست.

۲- زیر پهنهٔ چین‌خورده، شامل نواحی جای گرفته میان راندگی گذر کرده از جنوب اشترانکوه – زردکوه – دهنگان – سبزو تا لبهٔ جنوبی تاقدیس‌های سوسنگرد – آب تیمور – منصوری است که به نام‌های کمربند چین‌خورده (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، زون سادهٔ چین‌خورده (فالکن، ۱۹۷۴) و کمربند چین‌خوردهٔ کوهستانی (Mountain Folded Belt) (فاور، ۱۹۷۵) از آن یاد می‌شود. داده‌های موجود نشانگر آن است که چین‌خوردگی این بخش از زاگرس به لحاظ تأثیر گسل‌های پی‌سنگی، حضور گنبدهای نمکی، راندگی‌های پنهان، فروافتادگی‌ها و خمش‌ها چندان ساده نیست، به گونه‌ای که نام زاگرس چین‌خورده و گسلیده بهتر است.

در این زیر پهنـــه، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، به صورت تاقدیس‌ها و ناودیس‌هـــای کـشیده، در راستـــــای NW - SE است که صفحه‌های محوری آنها مارپیچ مانند تـاب‌خـورده و بـه چـین‌هـا سیمای زیگموییدال باز داده اسـت. اگرچـه رونـد عمـومی سـاختارها، NW - SE هـستند و رونـد زاگرس دارند ولی، رسوب‌های شکل‌پذیر میوسن، عملکرد گسل‌های پی‌سـنگ، تغییـر جهـت بُـردار حرکتی صفحهٔ عربستان نسبت به ورق ایران و سـرانجام حرکـت گنبـدهای نمکـی، تغییراتـی را در سیستم و روند کلی چین‌ها به وجود آورده‌اند. بیشترین دگرشکلی‌های محلی در مجاورت گنبدهای نمکی، به ویژه در کنار دو گسل کازرون و میناب، دیده می‌شود که حرکت‌های راستگرد آنها منجـر بـه تـشدید حرکـت چرخـشی و خمیـدگی سـاختاری در رونـد چـین‌هـا شـده اسـت. بـسیاری از زمین‌شناسان، تغییر روند و خمیدگی محور چین‌ها را ناشی از عملکرد دو فاز دگرشکلی پی در پی و جداگانه می‌دانند :

× فاز نخست، مرحلهٔ فشردگی و ایجاد روندهای NW – SE،

× فاز دوم، مرحلهٔ تغییر شکل بُرشی راستگرد مربوط به گسل‌های امتداد لغز که منجر به شکل‌گیری روندهای خاوری – باختری شده است، در حالی که خمیدگی‌ها می‌توانند فرجام سازوکار دگرشکلی پیوسته باشند.

در بارهٔ سازوکار و زمان چین‌خوردگی، نظرها یکسان نیست. اشتوکلین (۱۹۶۸)، هیتز و مک کوییلن (۱۹۷۴)، شرمن (۱۹۷۶) بر این باورند که حرکات اصلی مربوط به چین‌خوردگی زاگـرس در اواخـر میوسن پایانی و یا پلیوسن آغازین، یعنی مدت‌ها پس از یکی شدن مجدد لبـهٔ ورق‌هـای زاگـرس و ایران مرکزی صـورت گرفتـه اسـت، ولـی شـواهد سـاختاری و چینـه‌نگـاری گویـای آن اسـت کـه چین‌خوردگی زاگرس، از کرتاسهٔ پسین آغاز شده ولی در زمان پلیوسـن بـه بیـشترین انـدازهٔ خـود رسیده است، که فرجام آن کاهش پهنای اولیه زاگـرس بـه انـدازهٔ ۲۰ درصـد اسـت. (۴ درصـد در فروافتادگی دزفول و ۱۶ درصد یا کمی بیشتر در زاگرس چین‌خورده، جمالی، ۱۳۷۰).

گفتنی است که به دلیل تداوم حرکت پوستهٔ قاره‌ای عربستان چین‌خوردگی زاگرس ادامه دارد. جابه‌جایی افقی امروزی در حدود ۳/۵ تا ۴/۸ سانتیمتر و حرکت‌های قائم بیش از دو میلیمتر در سال برآورد می‌شود.چین‌ها از نظر نوع، بیشتر از نوع دکولمان یا جدایشی ((Decollement هستند، پیدایش و توسعهٔ آنها نتیجهٔ حرکات متناوب بین پی‌سنگ و پوشش سنگی رویی است. گفتنی است که بیشتر چین‌ها، به دلیل داشتن شیب بیشتر در پهلوی جنوب باختری، نامتقارن‌اند. در ضمن، از شمال خاور به جنوب باختر، ضمن کاهش شدت چین‌خوردگی، چین‌ها جوان‌ترند.

دو عامل می‌توانند در چین‌خوردگی نقش داشته باشند (شرمن، ۱۹۷۶) یکی تنش‌های وارده از سوی ایران مرکزی و دیگری حرکت پی‌سنگ به سوی شمال خاوری و پایداری ورق ایران مرکزی.از آنجا که نظریهٔ دوم قابل قبول‌تر است، شرمن نتیجه گرفته است که جدا از فرورانش کرتاسهٔ پسین، باید فرورانش دیگری، هرچند نه به ژرفای اولی، در زمان پلیوسن روی داده باشد. سه مورد زیر گواه این نظر هستند.

× حضور آتشفشان‌های جوان در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان. روی دادهای آتشفشانی مربوط به پدیدهٔ فرورانش کرتاسهٔ پسین، به ظاهردر ائوسن پایانی خاتمه یافته‌اند. بنابراین آتشفشان‌های کنونی، پس از یک وقفه ۳۵ میلیون ساله شکل گرفته‌اند. این وقفهٔ زمانی، طولانی‌تر از آن است که تصور شود تکاپوهای آتشفشانی جوان نتیجهٔ باقیماندهٔ گرمایی ترشیری آغازی هستند.

× ریخت‌شناسی کنونی خلیج‌فارس. در بُرش‌های عرضی، خلیج فارس نامتقارن است. به سخن دیگر، با دور شدن از ساحل عربستان شیب به تدریج زیادتر می‌شود، به گونه‌ای که در پایانهٔ شمالی، خلیج فارس ضمن داشتن بیشترین ژرفا، به سوی شمال باختر و به زیر رسوبات آبرفتی ستبر بین‌النهرین فرو می‌رود. فرونشینی در امتداد محور خلیج فارس – بین‌النهرین چند بار تکرار شده، ولی آخرین بارآن همزمان با چین‌خوردگی و فراخاست نهایی زاگرس بوده است.

× بالا بودن توان لرزه‌زمین‌ساختی زاگرس. زاگرس چین‌خورده، توان لرزه‌خیزی بالایی دارد. ولی، داده‌های موجود در بارهٔ ژرفای کانون زمین‌لرزه‌ها، وجود یک زون بنیوف را در این ناحیه تأیید نمی‌کنند.۳- زیر پهنهٔ به تقریب چین‌خورده، الگوی ساختاری دشت آبادان، به عنوان پایانهٔ شمال خاوری لبهٔ سکوی عربستان، در مقایسه با زاگرس چین‌خورده، چهار تفاوت عمده دارد.

× ردیف‌های رسوبی، ضمن داشتن رخسارهٔ آواری، چین‌خوردگی موجی و پهلوهای بسیار ملایم و باز دارند.

× روند ساختارها، شمالی – جنوبی (روند عربی) و متفاوت از زاگرس است.

× ساختارها منشأ فشارشی ندارند و شکل‌گیری آنها مربوط به عملکرد گسل‌های پی‌سنگ است.

× ساختارها رخنمون سطحی ندارند.

لرزه زمین‌ساخت زاگرس

از نظر نو زمین‌ساختی، زاگرس چین‌خورده، در اثر حرکت رو به شمال صفحهٔ عربی و برخورد آن با صفحهٔ ایران، در راستای شمال خاوری – جنوب باختری فشرده می‌شود. به همین دلیل، در حال حاضر زاگرس تحت تأثیر دگر شکلی، ناشی از فشارهای زمین‌ساختی با روند NNE- SSW ، فرجام همگرایی و برخورد قاره‌ای، قرار دارد. دگرشکلی‌ها هم‌راستای ساختارها و شکستگی‌های آلپی، (NW-SE)، و پیش از آلپی، ((N-S، هستند. از این رو، عملکرد مشترک این دو، بر روی هم، باعث برآیند نوزمین‌ساختی و لرزه‌زمین‌ساختی و در نتیجه لرزه‌خیزی کنونی زاگرس می‌شود.

عموم بزرگی کمتر از ۷ دارند و به ندرت بزرگی زمین‌لرزه‌ها از آن بالاتر است. زمین‌لرزه‌های زاگرس کم ژرفایند. مقاطع توزیع زمین‌لرزه‌ها در عمق نشان می‌دهد که اگر چه ژرفای برخی زمین‌لرزه‌ها تا حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد، ولی بیشتر آنها در ژرفای حدود ۳۰ کیلومتر متمرکزند. به گونه‌ای که

مجموعه کانون‌های زمین‌لرزه به تقریب در درون منشوری به درازای حدود ۱۵۰۰ و پهنای حدود ۱۵۰ و ژرفای ۶۰ کیلومتر،(**شکل ۴-۲**) روند شمال باختری – جنوب خاوری، قرار دارند. شیب صفحهٔ زیرین منشور حدود ۱۰ تا ۲۰ درجه به سوی شمال خاور است. بدین‌سان دیده می‌شود که، بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس در زیر رسوبات چین‌خورده رخ داده و زمین‌لرزه‌های ژرف‌تر و مربوط به زیر پوستهٔ قاره‌ای به تقریب وجود ندارند.

پراکندگی جغرافیایی زمین‌لرزه‌ها به گونه‌ای است که گاهی بر روی شکستگی‌های شناخته شده آلپی و یا شکستگی‌های کهن باز پویا قرار می‌گیرند. ولی بسیاری از زمین‌لرزه‌ها را نمی‌توان به شکستگی‌های شناخته شده و یا روند گسل‌های سطحی ربط داد. و لذا، باید پذیرفت که رابطهٔ میان زمین‌لرزه و زمین‌ساخت زاگرس چین‌خورده بسیار پیچیده است که این موضوع می‌تواند نتیجهٔ کمبود اطلاعات زمین‌شناختی و لرزه‌زمین‌ساختی باشد. در بارهٔ بالا بودن توان لرزه‌خیزی زاگرس می‌توان به چهار مورد زیر اشاره کرد.

× فالکن (۱۹۶۹)، با توجه به گسترش گنبدهای نمکی و عدم تطابق کانون زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های مشخص، گنبدهای نمکی و حرکت آنها را در زمین‌لرزه‌های زاگرس مؤثر می‌داند.

× تنش‌های فشارشی وارد بر زاگرس، بر پی‌سنگ ناحیه اثرگذار است. همین تنش‌ها موجب دگرشکلی ورق عربستان و فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌شود. فراوانی نسبی زمین‌لرزه‌ها در ناحیهٔ بندرعباس – لار، که نتیجهٔ فشارهای اضافی وارده از بخش خاوری ورق عربستان است می‌تواند دلیلی بر این نظر باشد.

× فراوانی زمین‌لرزه‌های زاگرس می‌تواند مدیون حرکت گسل‌های شمالی – جنوبی پرکامبرین باشند. ولی، این‌گونه گسل‌ها به طور عموم، در سطح، دارای حرکت‌های نرمال و یا امتداد لغزند در حالی که سازو کار زمین‌لرزه‌های ژرف زاگرس، گویای حرکت‌هایی از نوع رورانده است.

× رها شدن بُرش‌های (Slabs) باقی‌مانده از پوستهٔ اقیانوسی به درون گوشته. شواهد روی زمین نشان می‌دهند که فرورانش احتمالی پوستهٔ اقیانوسی در شمال خاوری خطراندگی انجام گرفته و لذا، این نظر نمی‌تواند دلیلی بر توان لرزه‌خیزی امروز زاگرس باشد.

گفتنی است که بیشتر زمین‌لرزه‌های زاگرس بدون گسلش سطحی هستند. این امر می‌تواند به دلیل وجود لایه‌های نمکی سری هرمز در مرز پی‌سنگ و پوشش رسوبی رویی باشد که ضمن تعدیل انرژی‌ها از رسیدن همهٔ آنها به سطح زمین جلوگیری می‌کند. افزون بر این، وجود رسوبات گچی – انیدریتی وابسته به سازندهای دالان (پرمین)، دشتک و کنگان (تریاس)، هیت و گوتنیا (ژوراسیک بالا)، به ویژه سازند تبخیری گچساران (میوسن)، از عوامل مؤثر در کاهش انرژی و جلوگیری از گسلش سطحی هستند. بنابراین، برای داشتن گسلش سطحی به یکی از دو عامل، زمین‌لرزه‌های کم ژرفا و یا زمین‌لرزه با بزرگی بیشتر از ۷ نیاز است (بربریان، ۱۹۷۶).

اگرچه همهٔ پهنهٔ زاگرس چین‌خورده، در یک رژیم لرزه زمین‌ساختی پیوسته قرار دارد، ولی مطالعهٔ پراکندگی کانون زمین‌لرزه‌ها نشان می‌دهد که تمرکز کانون‌ها در همه جا یکسان نیست و در بعضی نواحی، ویژگی لرزه‌زمین‌ساختی از اهمیت بیشتری برخوردار است. به باور بربریان (۱۹۷۶)، پهنه‌ها و یا نواحی لرزه‌خیز زیر را می‌توان در زاگرس چین‌خورده شناسایی کرد.

« زون لرزه‌خیز بندرعباس – جیرفت » این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و تا نزدیکی جیرفت، در ایران مرکزی، ادامه می‌یابد. در این ناحیه زمین‌لرزه‌ها از نوع متوسط تا ژرفاند (۳۴ تا ۱۵۰ کیلومتر) و بزرگی آنها از ۳/۵ تا ۷ در تغییر است. نیاز به یادآوری است که این روند با هیچ یک از خطواره‌های سطحی همپوشانی ندارد، ولی ممکن است نشانگر بلندی عمان (Oman High)باشد.

« زون لرزه‌خیز گهگم – حاجی‌آباد » این زون از بندرعباس آغاز می‌شود و پس از گذر از زاگرس چین‌خورده و زاگرس رورانده در ناحیهٔ حاجی‌آباد به راندگی اصلی زاگرس می‌رسد. ژرفای

زمین‌لرزه‌های این زون از نوع متوسط (۳۴ تا ۱۰۰ کیلومتر) و بزرگی آنها از ۳/۵ تا ۶ است. این زون لرزه‌خیز با هیچ یک از گسل‌های سطحی شناخته شده منطبق نیست.

در « شمال خاوری داراب و یا جنوب خاوری نیریز » کانون‌هایی پراکنده در راندگی اصلی زاگرس وجود دارند، ولی از این ناحیه تا شمال خط کازرون، در زاگرس مرتفع، در فاصلهٔ سال‌های ۱۹۰۰ تا ۱۹۷۶ هیچ کانون زمین‌لرزه‌ای ثبت نشده و لذا این ناحیه را زون نبود لرزه‌ای نیریز نامیده‌اند.

در « جنوب خاوری گسل کازرون » چندین زون لرزه‌خیز وجود دارند که عمده‌ترین آنها عبارتند از: لار، بستک، قیر و طاهری.

در « شمال خاوری گسل کازرون » زون‌های لرزه‌خیز عمده عبارتند از میشان، گچساران، دزفول.

« زون لرزه‌خیز صحنه – کنگاور » در محل به هم پیوستن زاگرس رورانده و پهنهٔ سنندج – سیرجان و در بخش شمال باختری زاگرس قرار دارد. در این زون که از پهنهٔ رورانده تا ایران مرکزی ادامه دارد، زمین‌لرزه‌ها بزرگ و ویرانگر بوده‌اند.

توان اقتصادی زاگرس

وجود میدان‌های عظیم گاز و نفت سبب شده است تا زاگرس یکی از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی جهان باشد (شکل ۲-۵) جدول زیر نشانگر نام میدان و سنگ مخزن ذخایر نفتی زاگرس است (افشارحرب، ۱۳۸۰).

میدان‌های گازی زاگرس را می‌توان به دو واحد بزرگ « گروه دهرَم » و «جوان‌تر از دهرَم» تقسیم کرد. میدان‌های گازی گروه دهرَم (سازندهای فراقون، دالان، کنگان)، بیشتر از نوع میدان‌های بسیار عظیم و عظیم‌اند که از آن جمله می‌توان به ذخایر پارس جنوبی، پارس شمالی، کنگان، نار، آغار، دالان، وراوی اشاره کرد. مهم‌ترین میدان‌های گازی جوان‌تر از دهرَم عبارتند از:

میدان‌های تنگ بیجار در سازند سروک، سرخون در سازند جهرم و عضو گوری، گورزین در سازند آسماری، سَلَخ در سازندهای سروک و فهلیان، گشوی جنوبی در سازندهای سروک، پایده و آسماری، سورو در سازندهای گدوان و داریان.

جدا از میدان‌های عظیم نفت و گاز، بخشی از توان اقتصادی زاگرس از نوع انباشته‌های فلزی و یا غیرفلزی است که عمده‌ترین آنها عبارتند از:

« سرب و روی » در سنگ‌های رسوبی پرمین – تریاس کوه سورمه واقع در جنوب فیروزآباد فارس.

« فسفات » در سازند پابده به سن پالئوژن که در مناطق وسیعی از لرستان، خوزستان، فارس و بوشهر گزارش شده است.

« کرومیت و منگنز » در افیولیت‌های کرتاسهٔ بالایی ناحیهٔ نیریز.

« سنگ‌آهن و خاک سُرخ »، به ویژه در محور بندرعباس – سیرجان که به صورت توده‌های پگماتیتی در پیکره‌های منیتیت، هماتیت و لیمونیت در حدفاصل سنگ‌آهک‌های سازند آسماری تشکیل شده است.« مس » در ناحیهٔ هفت‌چشمه دوپلان.

« آلومینیوم » در ردیف‌های کرتاسهٔ بالا به ویژه بین دو سازند سروک و ایلام. اگر چه عیار ممکن است تا ۴۰٪ برسد ولی بالا بودن سیلیس و ترکیب کانی‌شناختی ذخایر که از نوع دیاسپور است، فرآوری این انباشته‌ها را غیر اقتصادی می‌نماید.

« سلستیت » در رسوب میوسن مانند کانسار لیکک در شمال باختر بهبهان که در روی سنگ‌آهک‌های آسماری است. گاهی نیز در انباشته‌های تبخیری سازند گچساران لایه‌هایی از سولفات استرانسیوم گزارش شده است.

« آزبست » در گنبدهای نمکی حاجی‌آباد که از نـوع آمفیبـول قلیـایی (منگنـز و ریـه‌بکیـت) غیـر اقتصادی است.

« خاک‌نسوز » در ردیف‌های پرمو – تریاس دوپُلان.جدا از مـوارد گفتـه شـده در گنبـدهای نمکـی مجموعهٔ هرمز انباشته‌هایی از « خاک سُرخ »، « سنگ نمک »، اورانیوم، پتاس سـنگی وجـود دارد. در گنبد نمکی پُهل ذخیرهٔ پتاس سنگی برآورد شده حدود ۴ میلیون تن است که عیار آن گاهی تـا حدود ۹۰٪ کلرور پتاسیم می‌رسد.

فعالیت ماگمایی زاگرس چین‌خورده

به جز سنگ‌های ماگمایی موجود در گنبدهای نمکی هیچ‌گونه تکاپوی آتشفشانی در پهنـهٔ زاگـرس دیده نمی‌شود. در پایان پرکامبرین، به لحاظ کاری شـدن گـسل‌هـای ژرف، دیاپیرهـای داغ بـالای گوشته، موجب تشکیل ماگمای بازالتی شده و پـس از آن بـه علـت گـداز بخـشی پوسـتهٔ قـاره‌ای، ماگمای اسیدی به وجود آمده است که هر دو ماگما به هنگام شـکل‌گیـری رسـوب‌هـای تبخیـری، آواری، کربناتی سری هرمز به درون حوضهٔ رسوبی نفوذ کرده و به صورت گدازه‌های بـازالتی و گـاه بالشی و یا ریولیت و توف اسیدی، سرد شده‌اند.

سبزه‌ئی (۱۳۵۶) بر این باور است که ماگمای بازیک برآمده از گوشتهٔ بالایی، موجب گداز بخشی از پوسته شده و ماگمای اسیدی را به پدید آورده است. از آنجا که رویدادهای پس از تشکیل، به ویـژه دگرگونی ایستا و گرمایی موجب تغییرهایی شده است، بنابراین شناسایی نوع ماگمای اولیـه دشـوار است. سنگ‌های بازیک یافت شده در گنبدهای نمکی کم و بیش از خانوادهٔ قلیایی هستند، تنها یک نمونه در دستهٔ نیمه قلیایی(Subalkaline) جای گرفتـه اسـت. سـنگ‌هـای اسـیدی بـه صـورت توده‌های نفوذی ژرف (گرانیت‌ها) یا سیل‌های نیمه ژرف، گنبدهای ریولیتی و یا گدازه‌های سـطحی هستند.

عنوان: مقدمه

به بخش گسترده‌ای از ایران که میان دو زمینــدرز تتـیس کهـن، (در شـمال)، و تتـیس جـوان (در جنوب) قرار دارند می‌توان « ایران میانی » نام داد. بـرخلاف زمینــدرز تتـیس کهـن، دربـارۀ محـل زمیندرز تتیس جوان اتفاق نظر وجود ندارد.

فرهودی (۱۹۷۸) و علوی (۱۹۹۴) محل زمیندرز تتیس جوان را منطبق بـر مـرز جنـوب بـاختری کمان ماگمایی ارومیه – بزمان می‌داننـد. اشـتوکلین (۱۹۶۸)، و گروهـی بـزرگ از زمـین‌شناسـان، راندگی اصلی زاگرس را به عنوان زمیندرز تتیس جوان پذیرفته‌اند. با توجه بـه پرسـش‌آمیـز بـودن مسئلۀ فرورانش ورق زاگرس به زیر ورق ایران (کشفی ۱۹۷۶، عمیدی و امـامی، ۱۹۸۴، سـبزه‌ئـی، ۱۳۶۴) ، در این نوشتار هم راندگی اصلی زاگرس، مرز میان دو ورق زاگرس (ایـران جنـوبی) و ورق ایران (ایران میانی) پذیرفته شده است.

همسانی کامل سـنگ‌هـای پرکـامبرین – پالئوزوییـک ایـران میـانی بـا ایـران جنـوبی (زاگـرس – عربستان)، همسانی رویدادهای زمین‌ساختی، و همچنین وجود داده‌های دیرینه مغناطیسی، نشانگر آن است که ایران میانی و جنوبی از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی سکویی یگانـه بـوده‌انـد (لاپارانـت، ۱۹۷۲ و اشـتوکلین، ۱۹۷۷)، ولـی، از اواخـر پالئوزوییـک، در پـی تکـوین حرکـات زمین‌ساختی سیمرین پیـشین، ایـن دو صـفحه از یکـدیگر جـدا شـده و در حـالی کـه در زاگـرس رسوب‌گذاری به آرامی و به تقریب پیوسته ادامه داشته، ایران میانی منطقه‌ای پرتکـاپو را در شـمال راندگی اصلی زاگرس تشکیل می‌داده است. ایران میانی پس از جدایش، با سرعتی بـیش از صـفحۀ زاگرس به سوی شمال خاوری حرکت کرده و پس از برخورد بـا ابرقـارۀ اوراسـیا و بـستن اقیـانوس تتیس کهن، بخشی از صفحۀ اوراسیا شده است. در اواخر پالئوزوییک و در طـی مزوزوییـک، ایـران میانی زیر رژیم‌های کششی بوده ولی، از کرتاسۀ پسین بـه دنبـال سـرانجام گـرفتن و بـسته شـدن

تتیس جوان، ایران میانی میان دو کمربند زاگرس و کپه‌داغ به تله افتاده و از آن زمان به بعد، زیر رژیم فشارشی، با راستای تنش N20E قرار گرفته است (بربریان، ۱۹۸۳).ایران میانی سرزمینی یکپارچه و همگن نیست، بلکه در نتیجهٔ عملکرد گسل‌ها به صورت قطعاتی جدا با ویژگی‌های زمین‌شناختی متفاوت است (شکل ۲-۱). در هر حال، دو ویژگی عمده در این پهنه حاکم است یکی چین‌خوردگی، دگرگونی و پلوتونیسم شدید مزوزوییک، و دوم، تکاپوی شدید آتشفشانی سنوزوییک. همین دو ویژگی است که صفحهٔ ایران میانی را از صفحهٔ زاگرس متمایز می‌سازد.گفتنی است که به ظاهر، بخش‌هایی از ایران میانی، مانند خردقارهٔ ایران مرکزی، بلوک لوت و بلوک بوکان در اثر تحولات زمین‌ساختی، پایدار شده‌اند.

زمین‌شناسی عمومی ایران میانی

از نگاه زمین‌ساخت صفحه‌ای، ایران میانی بخشی از ابرورقی است که تا فراسوی مرزهای خاوری و باختری ایران ادامه دارد. به سوی شمال باختری گستره‌های وسیعی از ترکیه، به ویژه پهنه‌های آناتولی و توربد، به این صفحه تعلق دارند. ادامهٔ خاوری صفحهٔ ایران را می‌توان تا جنوب کوه‌های پامیر، هندوکش، قره‌قوروم و حتی تا سرزمین‌های مرتفع تراهیمالیا (Trans – Himalaya) و تبت دنبال کرد. گسترش زیاد ورق ایران سبب شده تا مطالعات و دیدگاه‌ها در این ورق درخور توجه باشد. شنگور (۱۳۷۳) تمامی ترکیه، به جز باریکه‌ای از بلندی‌های جنوب دریای سیاه، را با صفحهٔ ایران یکسان دانسته و به سبب عملکرد شدید رویداد کوهزایی سیمرین، از این صفحه به عنوان قارهٔ سیمرین (Cimmerian Continent) نام برده است.

در نقشهٔ زمین‌ساخت خاورمیانه، علوی (۱۹۹۱)، برای این ابر صفحه، نام کوچک قارهٔ سیمرین (Microcontinent) (Cimmerian را برگزیده است (شکل ۲-۶). حقی‌پور (۱۹۸۴) در نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران – افغانستان – پاکستان، با توجه به ویژگی‌های سنگ‌های پالئوزوییک، ایران میانی را به دو بخش تقسیم کرده، که در یکی (سنندج – سیرجان) سنگ‌های پالئوزوییک در

حوضه‌های گرابنی و در دومی (ایران مرکزی) توالی‌های رسوبی پالئوزوییک ضمن کامل‌تر بودن، بـر روی سکوها انباشته شده‌اند.

در نقشهٔ زمین‌ساخت ایران نوگل‌سادات (منتشر نشده)، به نواحی واقع بین دو زمیندرز تتیس کهـن و جـوان، ایالـت ایـران مرکـــزی (Central Iran Province) نـام داده و آن را بـه زیـر زون سیستان(Sistan Subzone) زون گـذاری (Transitional Zone) ، مثلث میـانی (Median Triangle)، زیر زون ماگمـایی مرکـزی (Central Magmatic) و زیـر زون دگرگـونی مرکـزی (Central Metamorphic) تقسیم کرده است (شکل ۲-۷).

بیان تمام دیدگاه‌ها در خصوص ایران میانی (ورق ایران) نتیجه‌گیری را دشوار می‌سازد. ولی، با تکیه و تلفیق نظرهای چیره، می‌توان بخش ایرانی ورق موردنظر را به زیرپهنه‌هـای سـنندج – سـیرجان، البرز، خردقارهٔ ایران مرکزی، بلوک لوت و حوضهٔ فلیشی خاور ایران تقسیم کرد.در یـک نگـاه کلـی واحدهای چینه‌شناختی – ساختاری ایران میانی عبارتست از:

۱- پی‌سنگ دگرگونی پرکامبرین

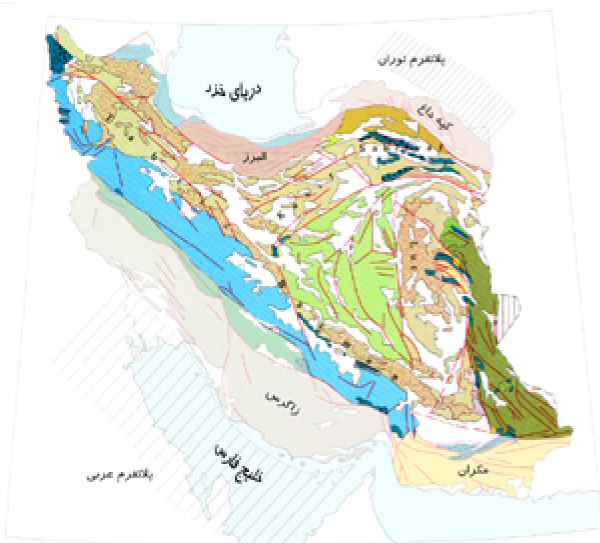
۲- ردیف‌های سکویی پرکامبرین پسین – تریاس میانی

۳- انباشته‌های زغالدار تریاس پسین – ژوراسیک میانی

۴- رسوب‌های دریایی ژوراسیک میانی – کرتاسه به همراه تکاپوهای آتشفشانی

۵- تکاپوهای ماگمایی دریایی و رسوب‌های همزمان با کوهزایی پالئوژن

۶- تکاپوهای ماگمایی خشکی و رسوب‌های قاره‌ای نئوژن - کواترنر



شکل ۲ - ۷ - زیر پهنه‌های ایران میانی از نگاه نوگل سادات (۱۹۹۳)

زِیرفصل: سنندج – سیرجان

عنوان: مقدمهسنندج – سیرجان باریکه‌ای از جنوب باختری ایران میانی است که در بلافصل شمال خاوری راندگی اصلی زاگرس قرار دارد. ویژگی‌های سنگی و ساختاری سنندج – سیرجان معرف یک گودی ژرف (Trough) و یا کافت میانهٔ بلوک در سپر پرکامبرین ایران و عربستان است. به همین‌رو ویژگی‌های زمین‌شناختی آن با پهنه‌های مجاور تفاوت‌های آشکار دارد. تفاوت‌های ویژهٔ این زون سبب شده است تا از گذشته‌های دور مورد توجه و مطالعهٔ زمین‌شناسان باشد.

سری‌هیتات (پیلگریم، ۱۹۰۸)، زون همدان (گرگوری، ۱۹۲۹)، زون ساختاری پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی (فالکن، ۱۹۶۱) سنندج – سیرجان (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، زون دگرگونی زاگرس (برو و ریکو، ۱۹۷۱)، اسفندقه – رضاییه (تکین، ۱۹۷۱)، مریوان – منوجان (هوشمندزاده، ۱۹۷۶)، اسفندقه – مریوان (نوگل، ۱۹۷۷)، اُلاکوژئوسینکلینال پروتروزوییک – تریاس (سبزه‌ئی، منتشر نشده) نام‌های ناهمسانی است که برای این زون گزیده شده است که از میان آنها، « سنندج – سیرجان » شناخته شده‌تر است و کاربرد بیشتر دارد.درازای زون سنندج – سیرجان حدود ۱۵۰۰ و

پهنای آن ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر است که از باختر دریاچهٔ ارومیه آغاز می‌شود و در یک راستای شمال باختری – جنوب خاوری تا گسل میناب، در شمال بندرعباس، ادامه می‌یابد. نیاز به یادآوری است که در پهنهٔ مکران باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای به نام کمپلکس دورکان وجود دارد که مک‌کال (۱۹۸۵) آن را ادامهٔ خاوری زون سنندج – سیرجان می‌داند. در جهت شمال باختر، گودی درون قاره‌ای سنندج – سیرجان تا جنوب خاوری ترکیه ادامه دارد که پس از تغییری در روند آن تا ماسیف بیتلیس ادامه می‌یابد (اشتوکلین، ۱۹۶۸).برخلاف مرز جنوب باختری، که با راندگی اصلی زاگرس مشخص می‌شود، ارتباط شمال خاوری سنندج – سیرجان با مناطق دیگر ایران میانی، به دلیل پوشش گستردهٔ سنگ‌های ترشیری و کواترنر، تغییرات جانبی رخساره‌ها و نیز دگرشکلی‌های پیچیده، به خوبی مشخص نیست. فروافتادگی‌های دریاچهٔ ارومیه، توزلوگل، گاوخونی و جازموریان فصل مشترک تقریبی سنندج – سیرجان با ایران میانی است (اشتوکلین، ۱۹۶۸). راستای مستقیم سنندج - سیرجان در فاصلهٔ میان دریاچهٔ ارومیه و اسفندقه، به طور محلی نمایانگر سامانه‌ای راستالغز است. در راستای جنوبی این ناحیه، گسل‌های مستقیمی مانندآباده، ده‌شیر، شهربابک و بافت مشخص‌اند که بعضی از آنها نشانگر جابه‌جایی امتداد لغز راستگرد در رسوبات کواترنری می‌باشند (شیخ‌الاسلامی، ۱۳۸۱).

همخوانی روند ساختاری، یکسانی الگوی ساختاری، چیرگی راندگی‌ها به ویژه پذیرش الگوی استاندارد مناطق کوهزادی در زون‌های برخوردی، سبب شده است تا زمین‌شناسانی مانند فالکن (۱۹۶۱)، برو و ریکو (۱۹۷۱)، هینز و مک‌کوییلن (۱۹۷۴)، فرهودی (۱۹۷۸) و علوی (۱۹۹۴)، سنندج – سیرجان را زیر زونی از کوهزاد زاگرس بدانند. ولی، ترتیب رسوبات، چارچوب زمین‌ساختی و به ویژه رویدادهای زمین‌ساختی و فعالیت‌های ماگمایی – دگرگونی سبب شده تا گروهی بزرگ از زمین‌شناسان، ویژگی‌های سنندج – سیرجان را با مناطق پرتحرک مرکز و شمال ایران قیاس کرده و آن را زیرزونی از ایران میانی بدانند. با این حال، تفاوت‌هایی مانند پیروی از روند ساختمانی زاگرس، نبود نسبی سنگ‌های آتشفشانی دورهٔ ترشیری، محدودیت گسترش سنگ‌های

ترشیری، فراوانی نفوذی‌های گرانیتی – دیوریتی مزوزوییک و سنوزوییک، فراوانی نسبی سنگ‌های آذرین بیرونی پالئوزوییک (سیلورین – دونین – پرمین)، عملکرد احتمالی رویدادهای زمین‌ساختی پیش از پرمین، و سرانجام دگرگونی به نسبت پیشرفته جنبش‌های سیمرین پیشین از ویژگی‌های بارز سنندج – سیرجان است که وابستگی آن را با زون‌های مجاور پرسش‌آمیز و مستقل دانستن آن را پیشنهاد می‌کند. ویژگی‌های بارز سنندج – سیرجان به ویژه فرآیندهای دگرگونی آن در همه جا یکسان نیستند. در نیمهٔ جنوب خاوری این زون پدیده‌های دگرگونی به طور عمده حاصل عملکرد کوهزایی سیمرین پیشین است در حالی که در نیمهٔ شمالی آن رویدادهای سیمرین میانی به ویژه کوهزایی لارامید از عوامل پلوتونیسم و دگرگونی هستند. به همین دلیل افتخارنژاد (۱۳۵۹)، زون سنندج – سیرجان را به دو بخش سنندج - همدان و همدان – سیرجان تقسیم می‌کند.

تاریخچهٔ چینه‌نگاری سنندج – سیرجان

در زون سنندج – سیرجان، پدیده‌های دگرگونی، ماگماتیسم و زمین‌ساخت پی در پی و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی در بیشترین مقدار است. به همین‌رو، این زون ناآرام‌ترین و به گفته‌ای دیگر پویاترین پهنهٔ زمین‌ساختی ایران است.

دربارهٔ پی‌سنگ پرکامبرین این پهنه، اطلاع روشنی در دست نیست. در پاره‌ای از گزارش‌ها پی‌سنگ، متشکل از آمفیبولیت، گنیس و آمفیبولیت شیست دانسته شده است.

سبزه‌ئی (۱۳۷۳)، پی‌سنگ پرکامبرین سنندج – سیرجان را با نواحی رودان قیاس کرده و پی‌سنگ را نوعی پوستهٔ اقیانوسی می‌داند. از اواخر پالئوزوییک پیشین، این زون به حوضه‌ای در حال نشست تبدیل و با نهشته‌های آواری انباشته شده است. نیروهای کششی مؤثر در فرونشست، موجب ظهور و خروج ماگماهای بازالتی از نوع قلیایی قاره‌ای شده که اوج آن در دونین بالایی است. نبود سنگ‌های

کربنیفر بالایی نشان می‌دهد که حرکت‌های خشکی‌زای فلات ایران همچنان بر این زون اثرگذار بوده است که بارزترین اثر آن، ایجاد پستی و بلندی است.

ولی، تیله و همکاران (۱۹۶۸) بر این باورند که فاز هرسی‌نین همراه با دگرگونی بوده است. مجموعهٔ پرمین زون سنندج – سیرجان، کم و بیش با ایران مرکزی همانند است، ولی سنگ‌های شیلی پرمین در این پهنه بیشترند و در برخی نقاط مانند حاجی‌آباد، اقلید، گلپایگان و مریوان با دیابازهای قلیایی و بازالت همراه است. به جز موارد نادر، سنگ‌های پرمین را شیست‌های تریاس بالا – ژوراسیک پوشانده‌اند و شواهد موجود گویای این است که در میانه‌های تریاس حوادثی بس مهم روی داده که در نتیجهٔ آن سنگ‌های زون سنندج – سیرجان دچار دگرگونی دینامو‌ترمال شده‌اند که تا رخسارهٔ آمفیبولیت پیشرفته و در اعماق پایین‌تر به ذوب آناتکتیک رسیده است. از آغاز تریاس پسین تا کرتاسهٔ پسین در فرونشست ژرف سنندج – سیرجان رسوبات آواری و گاه کربناتی، همراه با سنگ‌های ماگمایی انباشته شده است این توالی‌ها، زیر تأثیر فاز کوهزایی لارامید قرار گرفته‌اند که حاصل آن پایداری و سخت شدن بخش‌های شمال باختری زون سنندج – سیرجان است به گونه‌ای که در نواحی باختر ارومیه، میاندوآب، بوکان و مهاباد، رسوبات آهکی الیگوسن – میوسن (سازند قم) چین‌خوردگی ملایم و دامنهٔ کوتاه دارند (افتخارنژاد، ۱۳۵۹). به جز چند ناحیه، در زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های سیستم ترشیری گسترشی چندان ندارند.

از دیدگاه ژئودینامیکی، شیخ‌الاسلامی (۱۳۸۱) نکته‌های زیر را باور دارد (شکل ۲-۸).

الف) بازشدگی درون قاره‌ای به سن پالئوزوییک در حاشیهٔ شمالی گندوانا

.ب) جدا شدن ورق ایران از گندوانا در حاشیهٔ جنوبی خود به دنبال بازشدگی تتیس جوان پس از پرمین میانی.

ج) از آغاز تریاس پسین، سنگ کرهٔ اقیانوسی تتیس جوان در اثر فرورانش در زیر ورق ایران، شروع به از میان رفتن کرده است. از این زمان به بعد، سنندج – سیرجان یک گوه برافزایشی را شکل داده است.

د) بسته شدن تتیس جوان در انتهای مزوزوییک. در این زمان حاشیهٔ قدیمی ایران (سنندج – سیرجان) با مجموعهٔ دگرگون همراه با افیولیت‌های تتیسی بر روی حاشیهٔ قدیمی عربی – گندوانایی رانده شده‌اند.با توجه به دیرینه جغرافیایی گفته شده می‌توان پذیرفت که زون سنندج – سیرجان دارای یک زمینهٔ ساختاری اصلی است که از پرکامبرین پسین با کافتن آغاز شده و در کوهزایی سیمرین پیشین با وارونگی زمین‌ساختی پایان یافته و سپس حوضه‌های توربیدیتی مزوزوییک در تریاس پسین شکل گرفته و در فاز سیمرین میانی و یا لارامید بسته شده است. همهٔ سنگ‌های سنندج – سیرجان را می‌توان در سه واحد زمین‌ساختی – چینه‌نگاشتی پرکامبرین پسین – تریاس میانی، تریاس بالایی – کرتاسه و مجموعهٔ ترشیری جای داد.

الف) مجموعهٔ دگرگونی پرکامبرین پسین – تریاس میانی

از دیدگاه سبزه‌ئی (منتشر نشده)، کهن‌ترین مجموعهٔ سنگی زون سنندج – سیرجان سنگ‌های اولترامافیک – گابرویی دگرگونی هستند که به طور عمده سن پرکامبرین دارند. سبزه‌ئی مجموعهٔ پرکامبرین پسین – تریاس میانی را به ۶ همتافت (Complex) زیر تقسیم می‌کند:

همتافت (۱) زیرترین دگرگونی‌های سنندج – سیرجان است که روی افیولیت‌های ناحیه جای دارد. این همتافت در همه جا ترکیب همسان ندارد. در برخی نقاط، سنگ‌ها از نوع گنیس چشمی، کوارتزیت همراه با مقدار بسیار کمی میکا شیست است. مجموعهٔ یاد شده همیشه به یک لایهٔ به نسبت ضخیم کوارتزیت سفیدرنگ پایان می‌پذیرد. سبزه‌ئی این کوارتزیت سفید را هم‌ارز کوارتزیت رأسی(Top Quartzite) کامبرین ایران و گنیس‌های یاد شده را حاصل دگرگونی ماسه سنگ‌های

آرکوزی سازند لالون می‌داند. گاهی در زیر گنیس‌های یاد شده، سنگ‌های بازیک دگرگونه مانند آمفیبولیت و گارنت آمفیبولیت وجود دارند. این آمفیبولیت‌ها تغییر رخسارهٔ همتافت (۱) دانسته شده‌اند. از دیدگاه سنی، همتافت (۱) سن وندین - کامبرین میانی دارد.

همتافت (۲) مجموعهٔ روتشون (Rutchun Complex) ، در حد فاصل اقلید – باجگان، بر روی همتافت (۱)، تناوبی از مرمرهای دولومیتی، کلسیتی، میکا شیست، کوارتزیت، اسلیت‌های سیاه دیده می‌شوند که در زیر مرمرهای دونین قرار دارند. در این همتافت فسیلی دیده نشده ولی سبزه‌ئی با استناد به شواهد موجود در ناحیهٔ داوران، این سنگ‌ها را به کامبرین میانی تا سیلورین زیرین نسبت داده، و آنها را با سازندهای میلا، نیور و پادها هم‌ارز می‌داند.

همتافت (۳) مجموعهٔ خبر (Khabr Complex) ، به طور کلی از مرمرهای گوناگون تشکیل شده که گاه حاوی کرینوییید، بازوپایان، مرجان، بریوزوآ و پالینومورف، دونین‌اند. این مرمرها به طور کامل دگرشکل‌اند و اغلب به صورت چین‌های بُرشی (Shear Folds) تخت و بی ریشه، با یال‌های بسیار نزدیک به هم دیده می‌شوند. این مرمرها با ساندهای سیبزار، بهرام و شیشتو قیاس شده‌اند. لامینا سیون‌های رسوبی متقاطع (Cross Lamination) ، برش‌های جریانی رسوبی (Flow Breccia) ، چین‌های لغزشی (Slump Folds) ساخت‌هایی هستند که رسوبات آشفته آهکی(Turbidite Limestone) را تداعی می‌کنند. آشفتگی رسوب‌ها نشانهٔ نهشت آنها در گودال‌های ژرف و کشیدهٔ سکوی ایران مرکزی – زاگرس است.

همتافت (۴) مجموعهٔ سرگز(Sargaz Complex) ، بیشتر از شیست، فیلیت، کوارتزیت و حجم زیادی از شیست سبز همراه با گدازه‌های بالشی تشکیل شده است که در بخش پایینی آنها تناوب‌های کربناتی وجود دارد. این مجموعه، همچنان نوعی رسوب آشفته (Turbidite) حاوی پالینومورف‌های فرازنین پسین – فامنین پیشین است ولی سن کربنیفر پیشین نیز برای آن محتمل است.

همتافت (۵) مجموعهٔ چـاه چُغـوک (Chah Chughuk Complex) ، تنـاوبی از ماسـه‌سـنگ، شیل، گدازه‌های بالشی، رسوب‌های آشـفتهٔ آهکـی، چـرت‌هـای نـازک لایـه و گـدازه‌هـای اسـیدی زیردریایی، حاوی سنگواره‌های کربنیفر پسین تا پرمین پیشین است.

همتافت (۶) شامل ردیفی از سنگ‌های آهکی – دولـومیتی بـا ضـخامت بـه نـسبت زیـاد اسـت و محدودهٔ سنی از پرمین پسین تا تریاس میانی دارد.با توجه به ویژگی همتافت‌های ششگانهٔ یاد شده، محیط رسوبی و تحولات پرکامبرین پسین – تریاس میانی سنندج – سیرجان را می‌توان بـه شـرح زیر تحلیل کرد.

× حوضهٔ سنندج – سیرجان لبه‌های گسلی بسیار مشخصی با حوضه‌های مجاور دارد.

× مقایسهٔ پالئوزوییک سنندج – سیرجان با دیگر نواحی ایران گویای این است که در زون سنندج – سیرجان، سکوی پالئوزوییک بر یک بستر شکسته و پرتحرک قرار داشته به طوری که رسـوب‌هـای انباشت شده در لبهٔ سکو، در اثر تکان‌های زمین‌ساختی، پایداری خـود را از دسـت داده و بـه درون حوضه سرازیر می‌شدند.

× بافت رسوبی کربنات‌های همتافت‌های ۲ تا ۶ نشان می‌دهد که این کربنات‌ها، آهک‌هـای اولیـه از نوع آلوداپیک(Allodapic) هستند که توسط جریان‌های آشفته(Turbidity Current) رسـوب کرده‌اند.

× شیست‌های سیاه و میکا شیست‌های ریزدانه، به همراه سنگ‌های آتشفشانی نشانه‌های ژرفای زیاد حوضه‌اند به گونه‌ای که سنندج – سیرجان به صورت کافتی ژرف، در میانهٔ بلوک بوده است.

× در این کافت ژرف، رژیم گرمایی بالا، و سست کره، به بسترحوضه نزدیک بوده است.

× در نتیجهٔ تکاپوهای ماگمایی و ذوب بخشی، گداخته‌هایی ایجاد شده که خود در میان سنگ‌های بالاتر نفوذ کرده‌اند. این گداخته‌های آناتکتیک، از مواد سیال و فرار، غنی بوده و با نفوذ در سنگ‌ها، موجب دگرسانی و دگرگونی گسترده شده‌اند.

ب) مجموعهٔ تریاس بالایی – کرتاسه

از نگاه سبزه‌ئی، در فاصله‌ای کوتاه میان تریاس پسین – ژوراسیک پیشین، در پهنهٔ سنندج – سیرجان، شرایط سکویی برقرار بوده ولی پس از آن، گودال‌های پویای مزوزوییک چیره شده که در مواردی با فعالیت‌های بسیار گستردهٔ آتشفشانی همراه بوده‌اند. به گفتهٔ دیگر در محدودهٔ سنندج – سیرجان تا لبهٔ زاگرس، بخشی بزرگ از دوران مزوزوییک گواه بر پیدایش رسوب‌های ژرف، رخساره‌های فلیشی، توربیدیت بوده در حالی که در زون‌های مجاور (زاگرس – ایران مرکزی) شرایط سکویی چیره بوده است. ردیف‌های زمین‌ساختی – چینه‌نگاشتی تریاس بالا - کرتاسه در اثر فاز کوهزایی لارامید دگرگون شده و توده‌های نفوذی (گرانیت الوند همدان، گرانودیوریت سامن و یونس، گرانیت‌های سدیک بروجرد و ۰۰۰) در درون آنها جای گرفته‌اند.

ج) مجموعهٔ ترشیری

در زون سنندج – سیرجان، سنگ‌های سیستم ترشیری چندان گسترش ندارند. به گفتهٔ دیگر، به جز چند فرورفتگی در پیرامون ایران مرکزی و زاگرس شمالی که در آنها رسوب‌های فلیش گونهٔ ائوسن – الیگوسن انباشته می‌شده است، دیگر مناطق سنندج - سیرجان، به صورت فرابوم ((Horst ، بوده‌اند. جدا از انباشته‌های فلیش گونه، بخش ناچیزی از سنگ‌های ترشیری سنندج – سیرجان از نوع آندزیت و آذرآواری‌های وابسته، به سن ائوسن هستند که به ویژه در حوالی سنندج، شمال کرمانشاه و حاجی‌آباد رخنمون دارند. افزون بر فعالیت‌های آذرین بیرونی، در مرز ائوسن –

الیگوسن، توده‌های نفوذی بازیک از نوع گابرو – دیاباز تزریق شده که توده‌های کامیاران، کلاه‌سر، پنجوین و خارسره (خرزهره) از آن شمارند.

دگرگونی سنندج – سیرجان

نا آرامی‌های مکرر و هم‌آهنگ با فازهای زمین‌ساختی شناخته شده در مقیاس جهانی، سبب شده تا ردیف‌های پالئوزوییک – تریاس و همچنین فلیش توربیدیت‌های مزوزوییک، گاهی در مرز رخسارهٔ آمفیبولیت دگرگون شوند. در گذشته، بخش درخور توجهی از این دگرگونی‌ها به سن پرکامبرین و پی‌سنگ ناحیه انگاشته می‌شد. ولی، یافته‌های تازه نشانگر آن است که به جز نواحی کوچکی از گلپایگان و سیرجان، در دیگر نواحی، سنگ‌های دگرگونی بیشتر در ارتباط با جنبش‌های کوهزایی جوان‌تر است. در سیرجان و اسفندقه، بخش عمدهٔ دگرگونی‌ها، ماسه سنگ‌ها و سنگ‌آهک‌های تبلور یافته و متاگابرو – بازالت، به سن سیلورین – دونین هستند. در ناحیهٔ اقلید، آواری‌های ژوراسیک پایینی – میانی دگرگون شده و بر روی آنها، ژوراسیک بالایی نادگرگونه نشسته است (هوشمندزاده، ۱۳۵۷). در همدان شیست‌های دگرگونه سن ژوراسیک دارند که در فاز سیمرین میانی نخستین رویداد دگرگونی بر آنها تحمیل شده ولی، فرآیندهای دگرگونی همچنان در زمان کرتاسه و حتی در اثر جایگیری توده‌های نفوذی تکرار شده است. و سرانجام، در بخش شمال باختری سنندج – سیرجان، بخش عمدهٔ سنگ‌های دگرگونی نواحی سنندج و مهاباد وابسته به کرتاسه‌اند و فرآیند دگرگونی یک پدیدهٔ آلپی هم‌ارز رخداد لارامید است.

از نگاه سبزه‌ئی همهٔ دگرگونی‌های سنندج – سیرجان را می‌توان در دو گروه بزرگ زیر جای داد:

۱- سنگ‌های دگرگونی پالئوزوییک – اوایل مزوزوییک که بیشتر در بخش جنوب خاوری رخنمون دارند.

۲- سنگ‌های دگرگونی مزوزوییک – اوایل سنوزوییک که بیشتر در بخش شمال باختری دیده می‌شوند.

ویژگی یگانهٔ دگرگونی، در هر دو دگرگونی، چند فازی بودن آن است که از روندی ویژه پیروی می‌کند. به گفتهٔ دیگر، در هر دو دگرگونی، سنگ‌ها پیش از چین‌خوردگی به گونه‌ای ایستا دگرگون شده‌اند و سپس در روند چین‌خوردگی نیز برگوارگی تازه در آنها به وجود آمده که پاراژنز دگرگونی ایستا را تحت تأثیر قرار داده است، اما به رغم شدت تحولات، هنوز پاراژنز اولیه به جا مانده است.

در پی دگرگونی دینامیک، نوعی دگرگونی گرمایی از نوع همبری مشخص است که در نقاطی بر روی دو حادثهٔ پیشین اثر گذاشته است. دگرگونی همبری با تشکیل کانی‌هایی مشخص می‌شود که پس از شیستوزیته پدیدار شده‌اند. سبزه‌ئی عامل اصلی این دگرگونی‌ها را نفوذ دیاپیرهای گرم به درون پوستهٔ جامد زمین می‌داند که مهم‌ترین آثار آن عبارت است از:

× شکافتن پوسته و تشکیل کافت،

× ایجاد چین‌خوردگی در رسوبات،

× تأمین حرارت لازم برای دگرگونی ناحیه‌ای و دگرگونی همبری.

گفتنی است که از دیدگاه سبزه‌ئی، رخدادهای دگرگونی حین کوهزایی و فازهای دگرگونی پس از آن قابل تفسیر با الگوی فرورانش نیست. اما علوی (۱۹۹۴)، دگرگونی و حتی پلوتونیسم ترياس میانی – پسین را مربوط به فاز کششی حاصل از تشکیل تتیس جوان می‌داند بی‌آن که دلیلی ارائه دهد.

زمین‌ساخت سنندج – سیرجان

اگرچه مُحَجل و سهندی (۱۳۷۸)، الگوی ساختاری سنندج – سیرجان را از نوع چین‌های بسته و هم راستا درمقیاس کیلومتری می‌داند، ولی علوی (۱۹۹۴)، زمین‌ساخت سنندج – سیرجان را به طور عمده از ساختارهای دوپلکس(Duplex) مرکب بزرگ مقیاس و همچنین سیستم‌های فلسی(Imbricated) کوچک و بزرگ زاویه، با شیب شمال خاوری می‌داندکه در اثر آن، ورقه‌هایی از سنگ‌های فانروزوییک دگرگونه و نادگرگونه، به اندازه‌های ناهمسان، جابه‌جا شده‌اند. شواهد چینه‌نگاشتی و کنگلومراهای همزمان با کوهزایی، نشانگر آن است که این راندگی‌ها از کرتاسهٔ پسین آغاز شده‌اند. شواهد ساختاری ((Shear Senseجهت راندگی‌ها را از شمال خاور به جنوب باختر نشان می‌دهد. جابه‌جایی و انباشتگی ورقه‌های راندگی، سبب افزایش ضخامت پوستهٔ قاره‌ای به اندازهٔ تقریبی ۱۰ تا ۱۵ کیلومتر شده که بی‌هنجاری گرانی بوگه منفی، مؤید این پدیده است.

نخستین رویداد گسلش راندگی در کرتاسهٔ پسین، حاصل جایگیری افیولیت‌ها بر روی حاشیهٔ قاره‌ای غیرفعال زاگرس – عربستان و انتقال فلس‌های حاشیه‌ای به صورت صفحه‌های نابرجا به سوی جنوب باختر است. فلسی شدن توالی حاشیه‌ای و فرارانش افیولیت‌ها که حاصل رویکرد آغازین برخورد قاره‌ای زاگرس است ممکن است به صورت منشورهای بر افزایشی کنونی در زون‌های برخوردی رخ داده باشد (علوی، ۱۹۹۴).

به باور شیخ‌الاسلامی (۱۳۸۱)، در ناحیهٔ نیریز، رویداد دگرشکلی اصلی سنندج – سیرجان ارتباط مستقیم با شدت دگرگونی دارد. در سنگ‌های کهن‌تر پالئوزوییک، ساختار اصلی یک برگوارگی مرکب برشی است که همزمان با تشکیل ناودیس‌ها و تاقدیس‌های متوالی، در اندازهٔ کیلومتری شکل گرفته‌اند. در سنگ‌های جوان‌تر با شدت دگرگونی پایین‌تر، ساختار اصلی به صورت شیستوزیته چین‌خورده تظاهر دارد (شکل ۲-۹ الف). پراکندگی و هندسهٔ تاقدیس‌ها با روند شمال باختر – جنوب خاور نشان می‌دهند که آنها به صورت چین‌خوردگی متوالی در یک سامانه راست‌بر با راستای باختر جنوب خاور، با مؤلفهٔ تراگذر شکل‌پذیر قوی شکل گرفته‌اند (شکل ۲-۹ ب).

با وجود این در مقیاس تاقدیس‌ها تمام معیارهای کینماتیکی بررسی شده حاکی از وجود یک رژیم کششی محلی در پال چین‌ها می‌باشد (شکل ۲-۹ ج). لایه‌های سنگی پرمین تحت تأثیر همین دگرشکلی قرار گرفته‌اند و اثری از ناپیوستگی بین سری‌های دگرگون شده با سنگ‌های پرمین دیده نمی‌شود. و سرانجام، ردیف‌های تریاس بالا و ژوراسیک با شدت کمتر دگرشکل شده‌اند و دارای رخ شکستگی موازی با سطوح زیرین خود هستند.

الگوی ساختاری سبب شده تا مُحَجل و سهندی (۱۳۷۸)، از جنوب باختر به شمال خاور، در پهنهٔ سنندج - سیرجان، این زیر پهنه‌ها را شناسایی کند (شکل ۲-۱۰) :

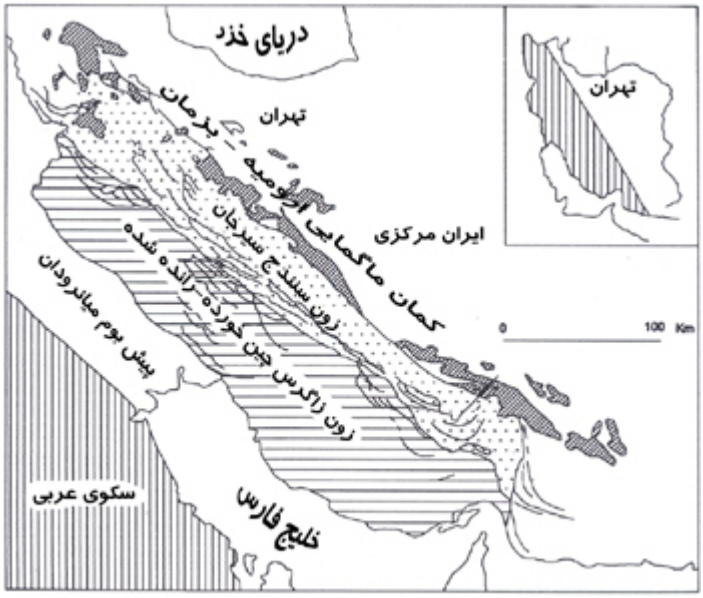
« زیر زون رادیولیتی » (تریاس پسین – کرتاسهٔ پسین) که از باختر تا قبرس و از خاور تا عمان (حواسینا) ادامه دارد. در ایران، این زون در نواحی کرمانشاه، جنوب ازنا، شهرکرد، اقلید و نیریز برونزد دارد.

« زیر زون بیستون » که در ناحیهٔ کرمانشاه، شامل آهک‌های ضخیم لایه تا توده‌ای به سن تریاس تا کرتاسه است. ردیف‌های تریاس بالایی – کرتاسهٔ پایینی کم عمق و ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی آهک‌های میکریتی، پلاژیک ژرف است.

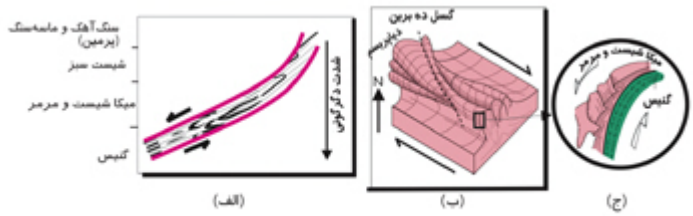
« زیر زون افیولیتی » در دو ناحیهٔ کرمانشاه و نیریز برونزد دارد. سن افیولیت‌های کرمانشاه ۸۱ تا ۸۶ میلیون سال، (آشکوب سنونین)، و سن سنگ‌های آذرین افیولیت‌های نیریز، پوشیده شده با سازند تاربور، ۷/۲ ± ۸۷/۵ میلیون سال (سنونین) است.

« زیر زون حاشیه‌ای » شامل سنگ‌های آتشفشانی با سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ زیرین است که در طول زون سنندج – سیرجان قابل رؤیت است.

« زیر زون دگرشکلی پیچیده » شامل سنگ‌های به شدت دگرگون و توده‌های نفوذی فراوان است. به این دگرگونی‌ها نام‌های گوناگون مانند مجموعهٔ ژان (مُحَجل) کمپلکس توتک، کولی‌کش و سوریان (هوشمندزاده، ۱۹۷۵)، و در الیگودرز مجموعهٔ آب باریک، داده شده است.



شکل ۲ - ۱۰ - زیرپهنه‌های زون سنندج - سیرجان از نگاه محجل و سهندی (۱۳۷۸)



شکل ۲ - ۹ - الگوی دگرشکلی سنندج - سیرجان در ناحیه نیریز (شیخ‌الاسلامی ۱۳۸۱)

توان معدنی سنندج – سیرجان

همانگونه که گفته شد زون سنندج – سیرجان نوعی کافت درون قاره‌ای است که تکاپوهای ماگمازایی و پدیده‌های دگرگونی، عواملی مؤثر در ایجاد نهشته‌های معدنی هستند. به همین‌رو توان معدنی درخور توجه دارد و جدا از ذخایر و نشانه‌های شناخته شده، امید دستیابی به نهشته‌های معدنی جدید در آن دور از انتظار نیست. قربانی (۱۳۸۱) از دیدگاه زمین‌شناسی اقتصادی و پراکندگی کانسارها زون سنندج – سیرجان را به سه بخش زیر تقسیم می‌کند.

« بخش جنوبی » که به داشتن « کروم » در اولترامافیک‌های اسفندقه فاریاب. « آهن »، «آهن منگنز » در گل‌گوهر، هنشک، بافت، « سرب - روی، مس »، در چاه‌گز، قنات مروان با سن پرکامبرین پسین تا کرتاسهٔ پیشین شاخص است.

در « بخش میانی »، کانی‌سازی اصلی سرب و روی است. که در مناطق شمس‌آباد – نظام‌آباد (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز)، آهنگران (با کانی‌سازی سرب و روی و نقره، آهن و منگنز) و موته در بیشترین مقدار است. افزون بر آن، در این بخش کانسارهای تالک، گرافیت، باریت و سنگ‌های ساختمانی، اهمیت ویژه دارند.

در « بخش شمالی »، کانی‌سازی آهن، (معدن آهن همه‌کسی شمال همدان و شمال سُنقُر، شمال باختری دیواندره)، طلا، طلا – آنیتموان، (معدن داشکسن)، و کانه‌های آلومینیوسیلیکاتی را می‌توان نام برد. گفتنی است آنچه که پیش از همه می‌تواند در زون سنندج – سیرجان از نظر اقتصادی با اهمیت باشد، وجود انواع مختلف سنگ‌های تزیینی و نما با ذخایر زیاد است.

زِیرفصل: البرز

عنوان: مقدمه

پهنهٔ رسوبی – ساختاری البرز شامل بلندی‌های شمال صفحهٔ ایران است که به شکل تاقدیسی مرکب(Anticlinorium) ، در یک راستای عمومی خاوری – باختری، از آذربایجان تا خراسان امتداد دارد.از نگاه زمین‌ریخت‌شناسی، مرز شمالی البرز منطبق بر تپهٔ ماهورهای متشکل از نهشته‌های ترشیری و دشت ساحلی خزر است. از نگاه زمین‌شناختی، مرز شمالی البرز محدود به زمیندرز تتیس کهن است که از برخورد سنگ‌کرهٔ (Lithosphere) قاره‌ای البرز با سنگ کرهٔ توران، در تریاس پسین به وجود آمده است. ولی، در بیشتر نقاط، محل زمیندرز با ورق‌های رانده شده از شمال به جنوب پوشیده شده است. حد جنوبی البرز چندان روشن نیست. گسل تبریز

(علوی، ۱۹۹۱)، آنتی البرز (Anti Alborz) (ریویه، ۱۹۴۱) گسل گرمسار (بربریان، ۱۳۷۵)، گسل سمنان (نبوی، ۱۳۵۶) و گسل عطاری (علوی‌نایینی، ۱۹۷۲)، مرز جنوبی البرز دانسته شده‌اند. ولی چنین به نظر می‌رسد که مرز شاخصی در مرز جنوبی البرز وجود نداشته باشد و گذر از پهنهٔ ایران مرکزی به پهنهٔ البرز تدریجی باشد.

از نظر کوه‌نگاری، مرز باختری البرز تا قفقاز کوچک و مرز خاوری آن تا کوه‌های پاراپا میسوس افغانستان (علوی، ۱۹۹۱) گسترش دارد.فراوانی سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ترشیری، در دامنهٔ جنوبی البرز، سبب شده بود تا در نخستین نقشهٔ زمین‌ساخت اروپا (خاین، ۱۹۷۲)، البرز بخشی از بزرگ ناودیس قفقاز – ترکیه دانسته شود. ولی، وجود سنگ‌های ماگمایی همسان با آن در دیگر نواحی ایران، و به ویژه با دستیابی به یافته‌های بیشتری از زمین‌شناسی ایران، یقین شد که بسیاری از واحدهای سنگ‌چینه‌ای البرز و ایران مرکزی، از دیدگاه رخساره و شرایط تشکیل، همانندند به گونه‌ای که البرز را می‌توان چین‌های حاشیه‌ای ایران مرکزی دانست که در شکل‌گیری آن برخورد دو صفحهٔ ایران و توران و پیامدهای آن نقش اساسی داشته‌اند.

همسانی البرز با ایران مرکزی به ویژه در دامنهٔ جنوبی بیشتر است ولی در دامنهٔ شمالی تفاوت‌هایی دارد (اشتوکلین، ۱۹۶۸ الف) .به ظاهر، سرگذشت ساختاری و چینه‌ای البرز در همه جا یکسان نیست. به همین‌رو، جدا از واژه‌های جغرافیایی: البرز باختری، البرز مرکزی، البرز خاوری، البرز شمالی، البرز جنوبی، از نظر زمین‌شناسی، از زیرزون‌هایی همچون ماکو – تبریز، رشت – گرگان، بینالود (نبوی، ۱۳۵۵) و حتی کپه‌داغ یاد شده است که نیاز به بازنگری دارند. برای نمونه، زون رشت – گرگان که شامل مناطق جنوبی دریای خزر است، در شمال گسل البرز، به گفتهٔ بهتر در شمال زمیندرز پوشیدهٔ تتیس کهن قرار دارد و از این رو، وابستگی آن به لبهٔ جنوبی ورق توران به مراتب بیشتر است و یا زون بینالود، خویشاوندی زمین‌شناختی بیشتری با ایران مرکزی دارد تا البرز. مهم‌تر آنکه، شرایط زمین‌شناختی حاکم بر کپه‌داغ با البرز متفاوت است و از این رو، شمول

آنها در البرز توجیه علمی قوی ندارد. در این نوشتار با اعتقاد به ضروری نبودن تفکیک البرز از ایران مرکزی، تنها به ویژگی‌های زمین‌شناسی اصلی، به ویژه ساختار البرز، بسنده می‌شود. ولی، تفاوت‌های ناحیه‌ای نادیده گرفته نشده و به آنها نیز اشاره می‌شود.

تاریخچهٔ چینه‌ای البرز

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، کهن‌ترین سنگ‌های البرز را دگرگونی‌های جنوب گرگان (شیست‌های گرگان) دانسته‌اند. افزون بر آن، دگرگونی‌های اسالم – شاندرمن (کلارک و همکاران، ۱۹۷۵) و گاهی نیز سازند بَریر (گانسر و هوبر، ۱۹۶۲) واحدهای سنگ‌چینه‌ای پرکامبرین البرز انگاشته شده‌اند. ولی، امروزه یقین شده است که این دگرگونی‌ها، بیشتر سنگ‌های پالئوزوییک و یا مزوزوییک هستند که در اثر زمین‌ساخت برخوردی تریاس پسین (رویداد سیمرین پیشین) و یا به طور همبری دگرگون شده‌اند. یافته‌های دیرینه‌شناختی امروز البرز، گویای آن است که کهن‌ترین سنگ‌های رخنمون شدهٔ البرز، سازند کهر است که حاوی آکریتارک‌های نوپروتروزوییک پسین Neoproterozoic (Late) است.

علوی (۱۹۹۱)، با تکیه بر سنگ رخساره‌ها به ویژه نقش زمین‌ساخت بر حوضهٔ رسوبی البرز، همهٔ سنگ‌های البرز را به چند واحد زمین‌ساختی – چینه‌نگاشتی بزرگ و به شرح زیر تقسیم می‌کند:

چ۱– توالی سکوی پرکامبرین پسین – اردویسین،

۲- سنگ‌های ماگمایی (درونی و بیرونی) اردویسین میانی – دونین،

۳- توالی فلات قارهٔ دونین – تریاس میانی،

۴- نهشته‌های پیش‌خشکی تریاس بالایی – ژوراسیک میانی،

۵- توالی فلات قارهٔ ژوراسیک میانی – کرتاسه، با دو رخسارهٔ ناهمسان در البرز جنوبی و شمالی.

۶- مجموعهٔ ماگمایی البرز به سن سنوزوییک، با ترکیب شیمیایی کلسیمی - قلیایی در البرز غربی – مرکزی و قلیایی در البرز شرقی.

۷- رسوبات همزمان با کوهزایی سنوزوییک، با دو رخسارهٔ ناهمسان در البرز جنوبی و شمالی، گفتنی است که:

× هر یک از واحدهای یاد شده در بالا شامل چند یا چندین سازند است که همگی در شرایط زمین‌ساختی خاص، با شرایط رسوبی – زمین‌ساختی مشابه، انباشته شده‌اند.

× در حد فاصل پرکامبرین پسین تا اردویسین، پوستهٔ قاره‌ای البرز جایگاه تکاملی دریای بَرقاره‌ای (Epicontinental) کم عمق بوده است.

× بنا به گزارش اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان و کینگ (۱۹۸۱)، سنگ‌های ماگمایی اردویسین – دونین معرف یک مرحله بازشدگی (Opening Stage) و جدایش (Break Up) سکوی پرکامبرین پسین – پالئوزوییک پیشین البرز اند.

× در تریاس پسین، سنگ کرهٔ قاره‌ای (Lithosphere) البرز و ورق توران برخورد کرده و در اثر این برخورد، ضمن پایان گرفتن حیات فلات قاره، پدیده‌های فراخاست، دگرگونی، جایگیری توده‌های گرانیتوییدی انجام و حوضه‌های رسوبی پیش‌خشکی (Foreland) تریاس پسین – ژوراسیک میانی شکل گرفته‌اند.

× بررسی دیرینه جغرافیای البرز نشان می‌دهد که رسوبات پالئوزوییک دامنهٔ شمالی ستبرتراند و در پاره‌ای نقاط همچون آمل، کندوان ناپیوستگی رسوبی میان سنگ‌های پرمین و تریاس در کمترین اندازه است. در ضمن، ستبرای رسوبات زغالدار تریاس بالا – ژوراسیک میانی در دامنهٔ شمالی، چندین برابر دامنهٔ جنوبی است و یا سنگ‌های کرتاسهٔ بالایی حجم قابل توجهی سنگ‌های آتشفشانی دارند.

این نکته‌ها نشان می‌دهند که در زمان‌های پالئوزوییک – مزوزوییک حوضهٔ رسوبی دامنهٔ شمالی البرز عمیق‌تر از دامنهٔ جنوبی بوده است در حالی که از سنوزوییک به بعد شرایط دیرینه جغرافیا تغییر عمده کرده و در حالی که در دامنهٔ شمالی گسلش راندگی و فراخاست روی داده، در دامنهٔ جنوبی البرز، دریای پسرونده، کم ژرفا و در حال فرونشستی وجود داشته است که در آن چند هزار متر انباشته‌های آذرآواری – تخریبی همزمان با کوهزایی بر جای نهاده شده است.

زمین‌ساخت البرز

اگرچه در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، با استناد به پرکامبرین بودن شیست‌های گرگان، پیامد رویداد کوهزایی کاتانگایی را در تکامل ساختاری البرز مؤثر دانسته‌اند اما، هم شیبی نسبی و حتی تدریجی بودن احتمالی گذر سازند کهر به ردیف‌های جوان‌تر نوپروتروزوییک (سازند سلطانیه) نشان می‌دهد که شواهدی روشن از عملکرد رویدادکاتانگایی در کوه‌های البرز دیده نشده است. در بیشتر نواحی البرز، رسوب‌های پالئوزوییک – تریاس میانی، به رغم نبودهای چینه‌ای فراوان، هم‌شیب‌اندکه نشانگر حرکت‌های زمین‌ساختی از نوع زمین‌زا است. در تریاس پسین، همزمان با رویداد کوهزایی سیمرین پیشین، اگرچه رویدادهای ناشی از برخورد حاشیهٔ قاره‌ای فعال و پویای توران با حاشیهٔ قاره‌ای ناپویای البرز موجب شکل‌گیری گسل‌های راندگی و فرارانش مجموعه‌های اقیانوسی تتیس کهن بر روی لبهٔ شمالی البرز شده ولی، نخستین کوهزایی آلپی واقعی در پالئوسن، همزمان با رویداد لارامید، رخ داده که با گسلش راندگی، چین‌خوردگی و فراخاست، پیدایش حوضه‌های رسوبی میان کوهی، انباشت آواری‌های همزمان با کوهزایی و مهاجرت پیش‌خشکی به سمت جنوب همراه بوده است. کوهزایی بعدی در آغاز الیگوسن بوده که ماگماتیسم درونی، از آب خارج شدن گستردهٔ زمین و گسترش حوضه‌های میان کوهی از پیامدهای آن است. بازپسین فاز کوهزایی آلپی در اواخر پلیوسن یا اوایل پلیستوسن صورت گرفته که حاصل آن، گسلش، راندگی،

مرتفع شدن و سیمای امروزی البرز است.ساختارهای زمین‌شناختی البرز بیشتر از نوع چین‌های ملایم و ناهماهنگ ((Disharmonic با روند همگانی خاوری – باختری است.

در بخش باختری البرز، ساختارها روند شمال باختری – جنوب خاوری دارند ولی در بخش خاوری، روند ساختارها شمال خاوری – جنوب باختری است. این دو روند ناهمسان در البرز مرکزی به یکدیگر می‌رسند. گفتنی است که در شکل‌گیری ساختارهای چین‌خوردهٔ البرزعواملی مانند برخورد صفحهٔ ایران و توران، عملکرد گسلش‌های راندگی و سرانجام عملکرد گسل‌های امتداد لغز شمال باختری – جنوب خاوری در البرز باختری، و شمال خاوری – جنوب باختری در البرز خاوری، نقش دارند. جدا از چین‌خوردگی، گسلش‌های راندگی همچنان در ساختار البرز اثر بسیار سازنده داشته‌اند. در گزارش‌هایی مانند اشتوکلین (۱۹۶۸)، بربریان (۱۹۸۳)، شنگور (۱۹۹۰) و ۰۰۰ آمده که در پهلوی شمالی البرز راندگی‌ها به سمت جنوب شیب دارند و حرکت فرادیواره به سمت شمال است در حالی که در دامنهٔ جنوبی، شیب راندگی‌ها به سمت شمال و حرکت فرادیواره رو به جنوب است. ولی بررسی‌های اخیر علوی (۱۹۹۱) در نواحی بینالود، جنوب گرگان، منطقهٔ کیاسر، شمال تهران، ناحیهٔ تالش حقایقی روشن‌تری از سازوکار و نقش راندگی‌ها در ساختار البرز را نشان دادند.

این بررسی‌ها نشان دادند که:× الگوی ساختاری چیرهٔ البرز از نوع گسلش راندگی است که سبب شده تا ورقه‌های ساختاری به مقدار زیاد حمل و سیستم‌های دوپلکس (Duplex) از نوع گُرده‌ای مرکب(Antiformal Stack Composit) به وجود آید. ساختارهای گُرده‌ای مرکب، حاصل دو نسل گسلش راندگی هستند. نسل یکم راندگی‌ها به سن پیش از ژوراسیک میانی و در ارتباط با حوادث برخوردی، سیمرین پیشین است. نسل دوم راندگی‌ها به سن سنوزوییک و در ارتباط با کوهزایی آلپی است.

× راندگی‌های سیمرین ویژگی شکل پذیر دارند ولی راندگی‌های آلپی ویژگی شکننده دارند.

× هر دو نسل یاد شده، شیبی به سمت شـمال خـاوری دارنـد و رونـد عمـومی آنهـا NW – SE ، موازی روند البرز، است.- در نتیجهٔ عملکرد دو نسل رانـدگی مـورد سـخن، ورقـه‌هـای گونـاگون از پس‌خشکی(NE) ((Hinterland به سمت پیش‌خشکی(SW) (Foreland) جابه‌جا شـده‌انـد.- در اثر این راندگی‌ها، به طور عموم سنگ‌های کهن‌تر بر روی واحدهای جوان‌تر حمل شده‌انـد ولـی گاهی، نیز واحدهای جوان‌تر، بر روی سنگ‌های کهن‌تر، برده شده‌انـد.گـذر چنـدین گـسل طـولی، موازی با روند ساختاری کوه‌های البرز ، سبب شده تا با دیـدگاه‌هـای متفـاوت (اشـتوکلین، ۱۹۷۴، دلنباخ، ۱۹۶۴، انگالن، ۱۹۶۸) البرز به چند واحد ساختاری متفاوت تقسیم شود.

تقسیمات پیشنهادی اشتوکلین (۱۹۷۴) که پر استفاده‌ترین آنهاست به شرح زیـر اسـت (شـکل ۲-۱۱)،

۱- زون برآمدهٔ گرگان ((Gorgan Spur: ناحیهٔ به نسبت مقاومی از سنگ‌های دگرگونی است که با رسوبات کم ضخامت، ۳۰۰ – ۵۰۰ متر، مزوزوییک پوشیده شـده اسـت. برآمـدگی و بـه عبـارتی پیشامدگی گرگان دارای روند خاوری – باختری است و محورآن به سوی بـاختر نشـست دارد و بـه نظر می‌رسد بخشی از منشورهای فزایندهٔ تتیس کهن باشد.

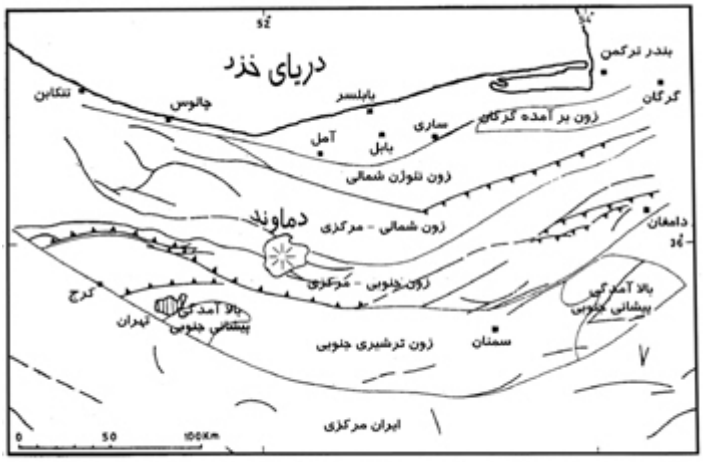
۲- زون نئوژن شمالی: شامل کمربندی چین‌خورده از سنگ‌های مزوزوییک و مـولاس‌هـای نئـوژن است. مرز جنوبی آن منطبق بر یک گسل راندگی است. سنگ‌های نئوژن ایـن زون، رخـسارهٔ خـزر جنوبی، یعنی پاراتتیس، دارند.

۳- زون شمالی – مرکزی : مشخصهٔ این زون رسوبات پایابی است که به تقریب از پرکامبرین پسین تا کرتاسهٔ بالایی در آن انباشته شده‌اند. افزون بر آن کمی رویدادهای آتشفشانی صورت گرفته دگـر شکلی ساختاری عمدهٔ این زون در دورهٔ ترشیری انجام گرفته است.

۴- زون جنوبی – مرکزی : در این زون، رسوبات کم عمق پیش از ترشیری، به وسیلهٔ حجم زیادی از آتشفشانی‌های ائوسن پوشیده شده‌اند. از ویژگی آن، راندگی‌های پس از ائوسن است.

۵- زون ترشیری جنوبی : دارای آتشفشانی‌های بسیار ضخیم ائوسن و رسوبات خشکی نئوژن است. این زون با راندگی‌های ملایم به سمت جنوب مشخص است.

۶- بالا آمدگی پیشانی جنوبی : دارای رسوبات کم ژرفا و سنگ‌های آتشفشانی است. مراحل چین‌خوردگی از کرتاسهٔ آغازین به بعد و گسل خوردگی‌های عادی و معکوس در آن مشهود است. به همین‌رو، بسیار محتمل است که این زون و حتی بخشی از زون ۵، متعلق به بخش شمالی ایران مرکزی و یا زون گذری البرز – ایران مرکزی باشند.



شکل ۲ - ۱۱ - زیرپهنه‌های ساختاری البرز با توجه به عملکرد گسل‌ها و راندگی‌های عمده (اشتوکلین ۱۹۷٤)

لرزه زمین‌ساخت البرز

تاریخچهٔ لرزه‌خیزی البرز نشان می‌دهد که شهرهایی مانند، رشت، لاهیجان، فشم، جیرود، دماوند، آمل، بابل، بابلسر، ساری، بهشهر، گرگان و بعضی نواحی دیگر، بارها و بارها ویران شده‌اند که از آن شمار، می‌توان به زمین‌لرزهٔ ۱۳۶۹ رودبار اشاره کرد. زمین‌لرزه‌های پی در پی و پرشمار نشانهٔ لرزه‌خیزی البرز است.