مغان گزارش نشده ولی نهشته‌های پلیوسن بالایی با ۵۰۰ متر ستبرا متشکل از مارن‌های صدف‌دار در زیر و مارن‌های ماسه‌دار در بالا هستند که کمی توف و کنگلومرا نیز دارند.

نهشته‌های کواترنری مغان از نوع پادگانه‌های آبرفتی و مخروط افکنه‌های عهد حاضر هستند که به طور مستقیم بر روی نهشته‌های پلیوسن بالایی (سازند آقچه‌گیل) قرار دارند. با توجه به تاریخچۀ چینه‌ای، می‌توان نتیجه گرفت که از آغاز پالئوسن تا میوسن پسین، در ناحیۀ مُغان، هیچ جنبش کوهزایی وجود نداشته است. نخستین فاز کوهزایی هم‌زمان با رخداد آتیکن بوده که در اواخر میوسن رخ داده و بر اثر آن، رسوب‌های کهن چین‌خورده‌اند و رسوب‌های جوان ، سازند آقچه‌گیل، به صورت دگرشیب روی آنها قرار گرفته‌اند. بر اثر این فاز، رسوب‌های پلیوسن آغازین (سازند چلکن) در دشت مُغان تشکیل نشده‌اند (زواره‌ای و مغفوری مقدم، ۱۳۷۹).

خزر جنوبی

عنوان: مقدمه

دریای خزر با وسعتی در حدود ۴۳۶ هزار کیلومترمربع، باقیمانده‌ای از دریای پاراتتیس است که در حدود ۱۱ هزار سال پیش از دریای سیاه و مدیترانه جدا و شکل کنونی را پیدا کرده است. در بسیاری از گزارش‌ها، این محیط آبی را به بخش‌های شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم کرده‌اند که توسط گسل‌های عمدۀ پی‌سنگی از یکدیگر جدا شده‌اند. بخش شمالی با روند تقریبی شمالی – جنوبی، بر روی پی‌سنگ نیمۀ اقیانوسی است که در سکوی پرکامبرین روسیه توسعه یافته است. بخش مرکزی، ضمن داشتن روند شمال باختری، پی‌سنگ هرسی‌نین با خاستگاه قاره‌ای دارد. در بخش جنوبی (خزر جنوبی) پی‌سنگ بازالتی است و ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر ضخامت دارد.

از نگاه زمین‌شناسی، فروافتادگی خزر جنوبی، نوعی ساختار کشیدگی (Pull – Apart) ، قطعه‌ای از پوستۀ اقیانوسی فرورانده نشده با وضعیت نابهنجار است که از شمال به گسل آپشرون – بالکان،

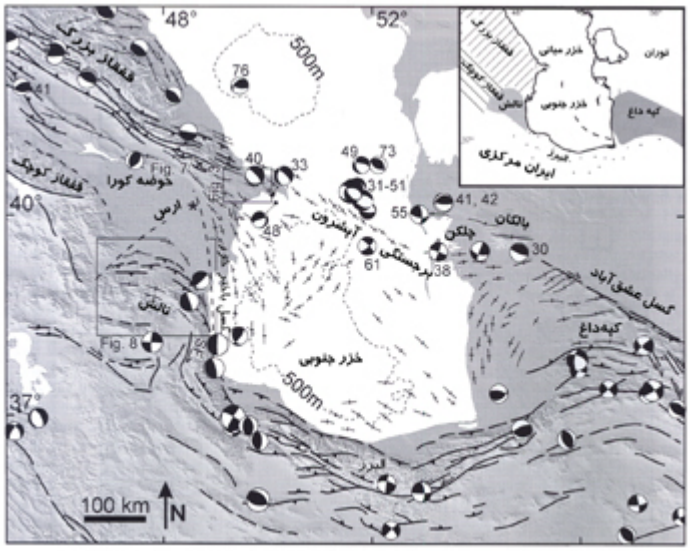
از باختر به گسل آستارا (تالش) و از جنوب به گسل خزر محدود است (شکل ۲-۱۹). مُـر و مُـدبری (۱۳۸۰)، فرونشست خزر جنوبی را به عنوان یک سیستم کافت وامانـده (Failled Rift) تعریـف کرده‌اند که در امتداد زمیندرز برخوردی تریاس قرار گرفته و تکامل آن به احتمال، به دلیل حرکات برخوردی کرتاسهٔ پسین (بسته شدن اقیانوس سوان – اکرا – قره‌داغ) پایـان یافتـه اسـت. بـه نظـر بربریان (۱۳۶۱)، مرز جدایش حاشیهٔ باختری و جنوبی فرونشست خزر جنوبی بـا کـوه‌هـای تـالش توسط گسل معکوس خزر کنترل می‌شود. عملکرد این گسل، باعث فراخاست رسوبات دامنهٔ شمالی البرز شده به گونه‌ای که رسوبات پالئوزوییک دامنهٔ شمالی البـرز در کنـار رسـوبات کـواترنر سـاحل جنوبی خزر است. گفتنی است که فشارش پلیوسن - پلیستوسن و عملکرد گسل‌های راندگی سبب شده که در حال حاضر نهشته‌های میوسن دریای خزر، در ارتفاع ۲۰۰۰ متری و نهشته‌های پلیوسن در ارتفاع ۱۰۰۰ متر باشند. بررسی ویژگی‌های لرزه‌زمین‌ساختی خزر جنوبی نشان دهنـدهٔ چیرگـی رژیم زمین‌ساختی فشاری بر ناحیه است.

تاریخچهٔ چینه‌ای خزر جنوبی

داده‌های ژئوفیزیکی نشان می‌دهند که در حوضهٔ خزر جنوبی، بر روی یـک پـی‌سـنگ بـازالتی، بـه ضخامت ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر، توالی ستبری از پوشش رسوبی چین نخورده وجود دارد که بین ۱۵ تـا ۲۵ کیلومتر ضخامت دارد (شکل ۲-۲۰) .

در ژرفای ۸ تا ۱۲ کیلومتری پوشش رسوبی رویی، تغییراتی در طول امواج لرزه‌ای دیـده مـی‌شـود. چنین می‌نماید که رسوبات واقع در زیر این سطح (۸ تا ۱۲ کیلـومتر)، سـن مزوزوییـک و پـالئوژن دارند و در روی این سطح، سن رسوبات نئوژن – کـواترنر و ضـخامت آنهـا ۵ تـا ۸ کیلـومتر اسـت. بیشترین رسوبات گودال خزر جنوبی در طی دوره‌های پلیوسن و کواترنر (۱/۵ تا ۲کیلومتر) انباشته شده است و رسوبگذاری با فرونشینی سریع بستر و با فراخاست، چین‌خوردگی و روراندگی‌کوه‌هـای حاشیهٔ جنوبی همزمان بوده است. شوخرت (۱۹۷۸)، سـرعت رسـوبگذاری در زمـان سـنوزوییک را

حدود ۰/۱ میلیمتر در سال تعیین کرده ولی، موسوی روحبخش (۱۳۸۰)، سرعت رسوبگذاری را حدود یک میلیمتر و بیشتر می‌داند. گفتنی است در حالی که ستبرای رسوبات نئوژن – کواترنر حوضهٔ خزر به ۱۰ کیلومتر می‌رسد، رسوبات مذکور در دامنهٔ شمالی البرز تنها ۸۰۰ متر ضخامت دارند.



شکل ۲ - ۲۰ - ساختار و رومرکز زمین‌لرزه‌های ژرفتر از ۳۰ کیلومتر خزر جنوبی (بربریان ۱۹۸۳)

زمان و چگونگی تشکیل

دربارهٔ زمان و چگونگی پیدایش خزر جنوبی دیدگاه‌ها بسیار متفاوت و گاه در تضاد با یکدیگرند. به همین دلیل، زمان و چگونگی تشکیل خزر جنوبی به درستی دانسته نیست.

از نگاه دیرینه جغرافیا و بر پایهٔ گزارش آندروسف (۱۹۳۲) در اوایل سنوزوییک و کمی پیش از آن، به جای دریای سیاه، دریای خزر و آرال کنونی، دریای گستردهٔ دیگری به نام پاراتتیس وجود داشت، ولی، در میانه‌های میوسن، پس از شکل‌گیری رشته کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، قفقاز و کوه‌های آسیای صغیر، پاراتتیس به حوضه‌های جداگانه‌ای تقسیم شدکه دریای خزر یکی از آنهاست. در اوایل کواترنر، همزمان با دوره‌های بین یخبندان، بار دیگر دریای خزر و سیاه با یکدیگر پیوند داشته‌اند ولی پس از سپری شدن دوره‌های پرآبی، این ارتباط دوباره قطع شده است.

در بارهٔ چگونگی پیدایش خزر جنوبی، می‌توان به دیدگاه‌های زیر اشاره کرد:

×آپالوسکی (۱۹۵۷)، پیدایش خزر جنوبی را نتیجهٔ عملکرد یک گسل چپگرد در زمان ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین می‌داند که در انتهای جنوب خاوری آن فرورفتگی دریای خزر و در انتهای شمال باختری آن دریای سیاه ایجاد شده است.

× بسیاری از زمین‌شناسان روس، ویژگی شبه پوستهٔ اقیانوسی خزر جنوبی را نتیجهٔ شناورشدن پوستهٔ قاره‌ای به درون گوشته و غنی شدن آن از مواد فرومنیرین می‌دانند.

× اشتوکلین (۱۹۷۵) خزر جنوبی و پی‌سنگ بازالتی آن را باقیماندهٔ تتیس کهن می‌داند.

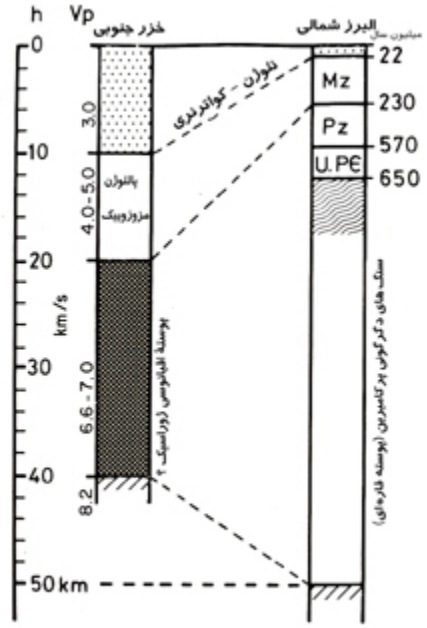
× رضوانف (۱۹۸۰)، پی‌سنگ خزر جنوبی را یک تودهٔ سخت و قاره‌ای و یک زون با کافت مکرر می‌داند و اقیانوسی بودن پی‌سنگ را باور ندارد.

× بربریان (۱۹۸۳)، فرونشست خزر جنوبی و تشکیل پوستهٔ اقیانوسی را حاصل دو فاز کششی در مزوزوییک و ترشیری می‌داند. با وجود این، ضخامت زیاد پی‌سنگ (۱۵ تا ۲۰ کیلومتر) پذیرفتن آن را به عنوان بازمانده‌ای از یک پوستهٔ سادهٔ اقیانوسی دشوار می‌نماید، چرا که پوسته‌های اقیانوسی عادی بسیار نازک‌تر (۷ – ۵ کیلومتر) و چگال‌ترند و به همین رو از نظر گرانشی، ناپایدارند. ستبرای زیاد و پایداری طولانی سبب شده تا بربریان (۱۹۸۳)، پوستهٔ بازالتی خزر را با پوسته‌های نوع ایسلند مقایسه کند و آن را یک پوستهٔ اقیانوسی ستبر شدهٔ نابهنجار بداند که با وجود رژیم‌های فشاری حاکم، به لحاظ وزن مخصوص کم، فرورانش نکرده است(**شکل ۲-۲۱**)

× زونن شاین و لوپشیون (۱۹۸۶)، حوضهٔ خزر جنوبی را بخشی از حوضهٔ اقیانوسی قفقاز بزرگ می‌دانند که در زمان باژوسین (۱۸۰ میلیون سال پیش)، به صورت بازشدگی پشت کمان و در پشت جزایر کمانی پونتید خاوری و قفقاز کوچک به وجود آمده است. نامبردگان، وجود سنگ‌های قلیایی،

رسوبات تبخیری و گسلش پی‌سنگ در گودال کرکینیسکی را تأییدی بر نظر خود می‌دانند. گفتنی است که به باور ایشان حوضهٔ خزر جنوبی دارای بی‌هنجاری گرانشی شدید۱۰۰ تا ۲۵۰ میلی‌گال است که نشانه‌ای از نبود تعادل ایزوستازی در آن است و در حال حاضر، در حدود یک تا دو کیلومتر از فرونشینی زمین‌ساختی خزر جنوبی جبران نشده است. به همین دلیل، نامبردگان به دو مرحله فرونشینی باور دارند. یکی فرونشینی یکنواخت و ثابت که تا پیش از پلیوسن آغازین برقرار بوده و در این زمان، خزر به صورت یک گودال کشیده و بزرگ در حال فرونشینی بوده است. دوم، فرونشینی ۶ میلیون سال گذشته که با کوهزایی و فراخاست بلندی‌های حاشیه‌ای در ارتباط است. به علت همین فراخاست، ارتفاعات دچار فرسایش شدید شده‌اند و رسوبات ناشی از آنها، به داخل حوضه حمل و این امر موجب فرونشینی شدیدتر حوضه شده است.

× سن پی‌سنگ خزر جنوبی همچنان پرسش‌آمیز است. زمان‌های پیش از لیاس (آمورسکی، ۱۹۷۱)، ژوراسیک (گریگورنف، ۱۹۸۰) و آپسین – آلبین – سنومانین (آدامیا، ۱۹۸۰)، سن‌های پیشنهادی هستند که از میان آنها، ژوراسیک می‌تواند قابل قبول‌تر باشد.



شکل ۲ - ۲۱ - مقایسه ستون چینه‌نگاری خزر جنوبی - البرز شمالی
(بربریان، ۱۹۸۳)

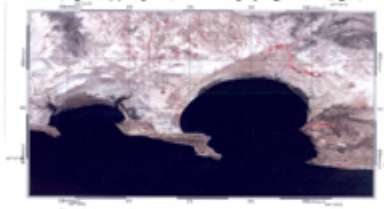
عنوان: مقدمه

مکران » شامل کوه‌های خاوری – باختری است که از سواحل دریای عمان تا فروافتادگی جازموریان دنباله دارد. مرز باختری این کوه‌ها توسط خط عمان (گسل میناب) از زون برخوردی زاگرس جدا می‌شود و در خاور پس از گذر از بلوچستان پاکستان تا محور لاس بلا (Las Bela) ادامه می‌یابد. در امتداد محور لاس بلا، گسل‌های چپگرد « چمن(Fault Chaman) » و «اُرناچ نال (Ornach Nal) » معرف یک زون ترادیسی بین زون فرورانش مکران و زون برخوردی هند – اوراسیا است. گفتنی است که از ۱۶۰ هزارکیلومتر مربع گسترۀ مکران، حدود ۷۰ هزارکیلومتر مربع آن در ایران و بقیه در پاکستان است (شکل ۲-۲۳) .

از دیدگاه زمین‌شناسی، اشتوکلین (۱۹۷۴) بر این باور است که این رشته کوه، یک زمیندرز کهن است که به چهرۀ یک منشور بر افزایشی، از کرتاسۀ پسین یا ترشیری پیشین تا هولوسن، در فرا دیوارۀ یک زون فرورانش کم ژرفا و کم شیب قرار دارد.زمین ریخت‌شناسی مکران پیوند نزدیک با الگوی ساختاری، شدت چین‌خوردگی و سنگ رخساره‌ها دارد. در یک نگاه کلی، بلندی این رشته کوه از شمال به جنوب کاستی می‌گیرد. اسنید (۱۹۷۰)، مکران را به سه واحد فیزیوگرافی « پادگانه‌های دریایی » به موازات ساحل، « نهشته‌های آبرفتی شمال پادگانه‌ها » و « تپه‌ها و بلندی‌های مکران » تقسیم می‌کند. از سیمای ریخت‌شناختی شاخص مکران می‌توان به آمیزه‌های رنگین، برونزدهای چهره‌ساز فلیش‌های وحشی(Wild Flysch) ، آمیزه‌های زمین‌ساختی (Tectonic Melange) و سواحل بالا آمدۀ ((Raised Beach پلکانی، خلیج‌های نعلی شکل و گل‌فشان‌ها (شکل ۲-۲۲) اشاره کرد. بخش دریایی مکران به علت شیب تند فلات قاره پهنای کمی دارد و در فاصلۀ ۲۵ کیلومتری از ساحل، ژرفای آب به ۲۰۰ متر می‌رسد. گفتنی است که

خمش سنگ کره اقیانوسی پیش از فرورانش و به ویژه عملکرد گسل‌های راندگی از عوامل چهره‌ساز مکران‌اند.

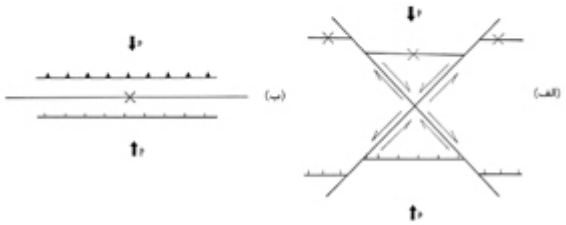
زمین‌ریخت‌شناسی سواحل بالا آمده در ساحل مکران (عکس از لئو)



زمین‌ریخت‌شناسی سواحل نعلی شکل (پایکان) که در شکل گیری آنها گسل‌های همگرا و پایین افتادگی گوه‌های گسلی نقش دارند (عکس از لئو)

شکل ۲-۲۲-گل‌فشان (عکس از یغفوری)

نقشه گسل‌های مکران



شکل ۲ - ۲۳ - سازوکار حرکتی در گسل‌های فشاری و گسل‌های همگرای مکران

الف : گروه گسل‌های دوتایی همگرای امتدادلغز
ب : گسل‌های معکوس و راندگی‌ها هم زمان با چین‌خوردگی
(قرشی، ۱۹۸۵)

تاریخچهٔ چینه‌ای مکران

مکران نوعی اشتقاق درون‌قاره‌ای، به سن ژوراسیک پسین – کرتاسهٔ پیشین (گلنی و همکاران، ۱۹۹۰) در سکوی ایران است که با توجه به رفتار امواج صوتی و سرعت امواج در پی‌سنگ، با اقیانوس‌زایی همراه بوده است. به همین دلیل، پی‌سنگ ناحیه نوعی پوستهٔ اقیانوسی با میانگین ستبرای حدود ۷ کیلومتر است که با توالی ستبری از رسوب‌های فلیش‌گونه و گاه شبه مولاس پوشیده شده که ممکن است تا حدود ۱۰هزار متر ضخامت داشته باشند. در یک راستای شمال به جنوب، پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، جوان‌تر است.

در شمالی‌ترین بخش مکران مجموعه‌ای ۴۱ پوسته‌های اقیانوسی و رسوبات پلاژیک کرتاسهٔ بالا رخنمون دارند که به طور عموم با ردیف‌های فلیشی کرتاسهٔ بالا – ائوسن پوشیده و یا در آمیخته‌اند. بخش میانی مکران با فلیش‌های الیگوسن، با چند دگرشیبی موازی درون سازندی و یک دگرشیبی زاویه‌ای در بالا، پوشیده شده است. رسوب‌های میوسن، به ویژه پلیوسن، بیشتر رخسارهٔ آواری دارد که بخش میانی تا ساحل دریای عمان را زیر پوشش دارند. جوان‌ترین رسوب‌های مکران، ماسه‌سنگ‌های سست و کم سیمان به سن پلیو – پلیستوسن است که به ویژه در نواحی ساحلی با پادگانه‌های دریایی کواترنری پوشیده شده‌اند.

به دلیل شرایط حاکم بر زون فرورانش، واحدهای زمین‌ساختی – چینه‌نگاشتی یاد شده، گاهی نظم چینه‌ای ندارند. در حاشیهٔ شمالی کوه‌های بشاگرد، آمیزه‌ای از پوسته‌های اقیانوسی وجود دارد که نمونهٔ بارزی از آمیزه‌های رنگین ایران است. در پهلوی جنوبی کوه‌های بشاگرد، آمیزه‌ای از اولیستولیت‌های وابسته به پی‌سنگ و فلیش‌های پالئوژن وجود دارد که به آن « فلیش وحشی » نام داده شده است. آمیزهٔ دیگر این ناحیه، آمیزه‌های رسوبی است که در اثر گسلش و چین‌خوردگی شکل گرفته است. آمیزه‌های سه‌گانهٔ یاد شده که به طور عمده در کنار گسل‌های فعال رخنمون دارند، نشان دهندهٔ ناآرامی‌های شدید و جریان‌های آشفته در حوضهٔ رسوبی هستند.

زمین‌ساخت مکران

در ناحیهٔمکران، چین‌ها روند تقریبی خاوری – باختری دارند (شکل ۲-۲۳) کـه بـا جهـت بیـشینهٔ کوتاه‌شدگی و فشار بیشینه در راستای شمال خاور، هماهنگی دارد. کوتاه‌شدگی، بیشتر، بـا رانـدگی همراه است، به گونه‌ای که به تقریب مرز بسیاری از واحدهای سنگ چینه‌ای از نوع رانـدگی اسـت. بدین‌سان، ساختار مکران، الگویی فلسی(Imabricated) دارد که فلس‌ها با گسل‌های معکوس پـر شیب مرزبندی می‌شوند و فرجام آن رانـده شدن فلس از پس‌خشکـی ((N-NE) Hinterland) به سمت پیش‌خشکی (S - SW) (Foreland) است.

این ساختار در اثر رویدادی پدید آمده که اوج آن در میوسن بوده و از آن پس نیز با شدت کمتـری همچنان ادامه دارد زیرا که به لحاظ تداوم فرورانش، در ناحیهٔ مکران،گسل‌ها هنوز فعال‌اند و زمـین به بالا آمدن ادامه می‌دهد که این عمل با چین‌خوردگی، کوتـاه‌شـدگی و بـا پـسروی خـط سـاحلی همراه است. گفتنی است که:

- راندگی‌ها سبب شده‌اند تا پوستهٔ مکران از ۵۰ تا ۷۰ درصد کوتاه شود.

- عامل چین‌خوردگی، به طور عمده، فشارهای ناشی از فـرورانش پوسـتهٔ اقیانوسـی عمـان بـه زیـر مکران است که با عملکرد گسل‌های راندگی شدت می‌یابد به گونه‌ای که رویـداد گـسل آفرینـی بـا چین‌خوردگی شدید پرکلینال با برتری الگوی جناغی همراه است.

- با توجه به زمان آغاز فرورانش، پدیدهٔ چین‌خوردگی از کرتاسهٔ پسین آغاز شده و هنوز هـم ادامـه دارد.

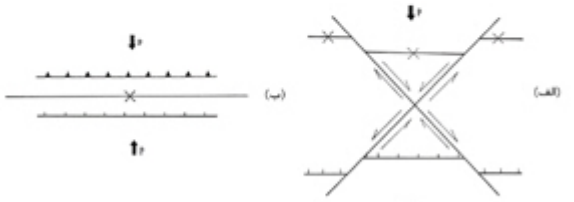
- از شمال به جنوب، شدت چین‌خـوردگی کـاهش مـی‌یابـد، بـه گونـه‌ای کـه در مکـران سـاحلی چین‌خوردگی و گسلش معکوس وجود ندارند و یا بسیار ناچیز و اتفاقی هستند.«گسل» های مکران، از نظر زمان پیدایش و نقش، از چند نوع‌اند (شکل ۲-۲۳) :

«گسل‌های طولی(Longitudinal Faults) » که در آغاز از نوع گسل‌های نرمال بوده و همزمان با شکل‌گیری حوضه به وجود آمده‌اند ولی، در رژیم‌های فشارشی بعدی به گسل‌های راندگی با شیب تند به سمت شمال و شمال خاوری تبدیل شده‌اند. از ادامهٔ گسل‌ها در ژرفا اطلاعی در دست نیست ولی کینگ و همکاران (۱۹۷۵)، ادامهٔگسل‌ها را تا عمق ۲۰ کیلومتر می‌دانند.

«گسل‌های مزدوج (Conjugated Faults) »، که از نظر روند و نوع به دو گروه قابل تقسیم‌اند. گروه نخست، دارای روند شمال باختری هستند که سازوکار امتداد لغز راستگرد دارند. گروه دوم، دارای روند شمال خاوری با سازوکار حرکتی امتداد لغز چپگردند. گسل‌های مزدوج، روند خاوری – باختری ساختارها را قطع می‌کنند و به یک همگرایی به طرف شمال، در داخل منشور برافزاینده اشاره دارند.

«گسل‌های نرمال (Normal Fault » که در ساحل مکران دیده می‌شوند. زمان پیدایش آنها کواترنر دانسته شده و پذیرفته شده است که خطی بودن حاشیهٔ شمالی پادگانه‌های دریایی و همچنین، بالا آمدن سواحل مکران نتیجهٔ عملکرد این گسل‌هاست و حرکت‌های قائم این گسل‌ها سبب شده تا پادگانه‌های دریایی در سطوح تراز گوناگون سامان گیرند.

نقشه گسل های مکران



شکل ۲ - ۲۳ - سازوکار حرکتی در گسل‌های طولی و گسل‌های همگرای مکران

الف : گروه گسل‌های دوتایی همگرای امتدادلغز

ب : گسل‌های معکوس و راندگی‌ها هم زمان با چین‌خوردگی

(قرشی، ۱۹۸۵)

فرورانش مکران

همان گونه که گفته شد مکران نوعی منشور برافزاینده است که در فرادیوارهٔ یک زون فرورانش کم ژرفا جای دارد. در این ناحیه، اگرچه عمل فرورانش از کرتاسهٔ پسین آغاز شده، ولی هنوز برخورد نهایی صفحه‌ها صورت نگرفته است (لوپیشون، ۱۹۶۸). به همین‌رو، در حال حاضر عمل کوهزایی در مکران همچنان در حال انجام است.

باید گفت که، در ناحیهٔ مکران، صفحهٔ رورانده سنگ کرهٔ قاره‌ای است. کمان ماگمایی حاصل از فرورانش، شامل سه مرکز آتشفشانی اصلی کوه سلطان در پاکستان، تفتان و بزمان، با ویژگی آتشفشانی جزایر کمانی است (ژیرو، ۱۹۷۶ و درویش‌زاده، ۱۳۵۴) (شکل ۲-۲۴) . طول این کمان ۴۵۰ کیلومتر و پهنای آن حدود ۱۵۰ کیلومتر است و فاصلهٔ آن تا ژرفنای مکران از ۴۰۰ کیلومتر در باختر (در ایران) تا ۶۰۰ کیلومتر در خاور (در پاکستان) متغیر است. شمار مخروط‌ها منحصر به سه قلهٔ یاد شده نیست. عکس‌های هوایی دست کم نشانگر ۱۶ مرکز فوران در زمان کواترنر است. دو راستای زمین‌ساختی، سه مرکز فوران را از هم جـــدا می‌کند.

زون گسلی مرز خاوری لوت مرز میان دو آتشفشان بزمان و تفتان است و مرز خاوری کوه‌های خاور ایران ، به احتمال گسل هریرود، مرز میان تفتان و سلطان است. این گسل‌ها جابجایی افقی قابل ملاحظه‌ای دارند ولی بر آتشفشان‌های کواترنر اثر ندارند. به همین لحاظ به گمان گانسر (۱۹۷۱) میان ساختارهای سطحی و زیرسطحی ژرف‌تر تفاوت اساسی وجود دارد.آتشفشان‌های بزمان، تفتان و کوه سلطان در یک امتداد خطی سامان نگرفته‌اند. ژاکوب و کیتمیر (۱۹۷۹) بر این گمانند که سنگ کرۀ فرو رونده تا محل خمش یکپارچه است. ولی، از محل خمش، صفحۀ فرورونده در اثر گسل‌های بزرگ ترادیس عمود بر ژرفنا به چهار قطعه تقسیم شده است. سامان‌گیری کانون‌های زمین‌لرزه در امتداد شمالی – جنوبی، مؤید وجود گسل‌های ترادیس دانسته شده است. محل شکستگی‌های ترادیس به صورت قطع شدگی در زنجیرۀ آتشفشانی مشخص است. این قطعات به نام‌های باختری، مرکزی – باختری، مرکزی – خاوری و قطعۀ خاوری نام‌گذاری شده‌اند (شکل ۲-۲۵).

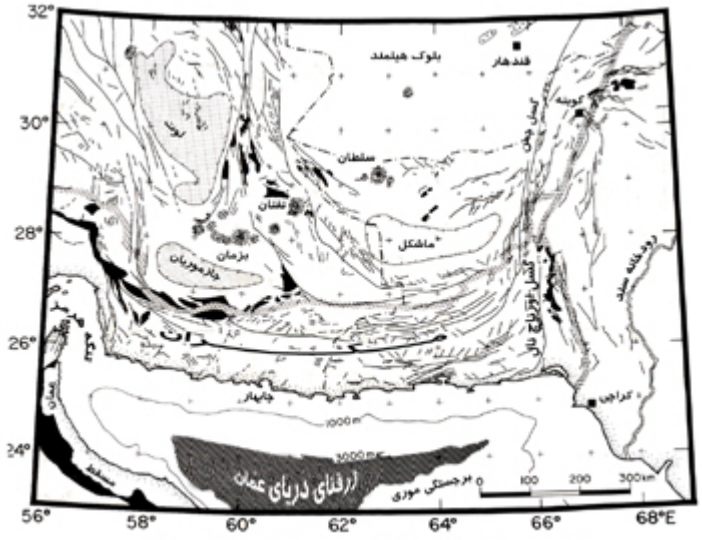
قطعۀ باختری (A)، به دلیل شیب ملایم (کم‌تر از ۱۰ درجه) صفحۀ فرو رونده، پویایی آتشفشانی ندارد. قطعۀ خاوری نیز مخروط‌های مرکب پیشرفته ندارد. در دو قطعۀ مرکزی(B و C)، که دارای مراکز آتشفشانی هستند، شیب صفحه فرورونده بیشتر است (مرکزی – باختری ۳۸° – ۵۰°، مرکزی – خاوری ۱۹° – ۲۸°).

شیب کم قطعات A و D، به مجاورت و تماس آنها با سنگ کرۀ قاره‌ای مجاور، نسبت داده شده است. قطعۀ A با خط عمان در تماس است که محل برخورد صفحۀ عربی و ورق ایران است. قطعۀ D نیز محدود به گسل ترادیس چمن است که محل برخورد صفحه‌های هند و ایران است. گفتنی است که:

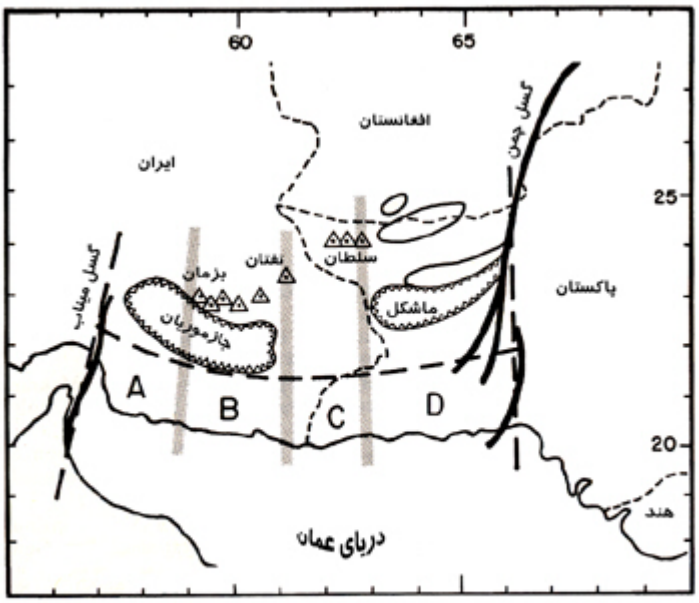
- مشخص‌ترین سیمای لبۀ فرورونده زون بنیوف است که به طور عموم در ژرفای تقریبی ۱۰۰ کیلومتر و به طور مستقیم در زیر کمان آتشفشانی جای دارد.

- بررسی زمین‌لرزه‌های مکران نشان می‌دهد که فعالیت‌های لرزه‌ای کم ژرفا از ساحل شروع و در داخل خشکی تا فاصلهٔ حدود ۷۰ کیلومتر از ساحل ادامه می‌یابند. از این نقطه زمین‌لرزه‌ها به دلیل آغاز خمش ژرف‌تر می‌شوند. ژرف شدن کانون زمین‌لرزه‌ها ادامه می‌یابد تا این که در جنوب کمان آتشفشانی به ژرفای ۸۰ کیلومتر می‌رسد. در پایین‌تر از این ژرفا، زون لرزه‌ای بسیار ضعیف است و تنها چند کانون بین ۸۰ تا ۱۰۰ کیلومتر ثبت شده است.

- پهنای سیستم کمان – ژرفنای(Trench Gap Arc)) مکران در حدود ۴۰۰ کیلومتر، (ایران) تا ۶۰۰ کیلومتر، (پاکستان) است که از نظر پهنا، در نوع خود بی همتا است.



شکل ۲-۲٤- ساختار ساده شدهٔ مکران و نواحی مجاور (ژاکوب و کیلمیر، ۱۹۷۹)



شکل ۲ - ۲۵ - محل شکستگی‌های فرضی و قطعات چهارگانه صفحه فرورونده عمان
(دیکسترا و همکاران ؛ ۱۹۷۹)

میزان فرورانش مکران

ژاکوب و کیتمیر (۱۹۷۹)، میزان فرورانش کنونی را ۴ تا ۵ سانتیمتر در سال می‌دانند. با فرض ثابت بودن مقدار، اگر آغاز فرورانش را دست کم از زمان ائوسن (۶۰ میلیون سال) بدانیم، باید در طول این زمان، حدود ۲۴۰۰ تا ۲۰۰۰ کیلومتر از پوستهٔ اقیانوسی عمان در اثر عمل فرورانش از میان رفته باشد. یادآور می‌شود، اندازهٔ میزان فرورانش در ائوسن و الیگوسن کاهش داشته ولی دوباره در میوسن فزونی یافته و تا زمان حاضر نیز ادامه دارد. در بارهٔ جایگاه فرورانش باید گفت که پندار همگان بر آن است که در زمان کرتاسه، گودال فرورانش در جازموریان بوده ولی در مراحل پی‌درپی، جبههٔ فرورونده به سمت جنوب عقب نشسته و فلیش‌های ائوسن، الیگوسن ۰۰۰ را بر جای گذاشته است، به گونه‌ای که در حال حاضر زون فرورانش به مغاک عمان رسیده است.

: واحدهای زمین‌ساختی مکران

از نگاه « زمین‌ساختی »، تاکنون مکران را به سه روش تقسیم بندی کرده‌اند.

نخستین و ساده‌ترین تقسیم‌بندی، تقسیم مکران به دو بخش شمالی (مکران داخلی) و جنوبی (مکران بیرونی) است. این دو بخش پی‌سنگ افیولیتی دارند و با باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای، به نام کمپلکس دورکان، از یکدیگر جدا شده‌اند. پوستهٔ قاره‌ای با پهنای ۵۰ کیلومتر و درازای ۲۵۰ کیلومتر، شامل سنگ‌های کربنیفر، پرمین، ژوراسیک و کرتاسه است که با سنگ‌های افیولیتی و سنگ‌های دگرگونی همراه هستند. مکران شمالی با بوم‌های افیولیتی کرتاسه – پالئوسن و نهشته‌های پلاژیک آن زمان مشخص است. در مکران جنوبی، رخساره‌های فلیش تا پایابی کم عمق دیده می‌شوند که در یک ژرفنای اقیانوسی پویا انباشته شده‌اند. ارشدی (۱۹۸۲) پوستهٔ قاره‌ای جدا کنندهٔ مکران شمالی از مکران جنوبی را لبهٔ جنوبی بلوک لوت می‌داند که پس از جدا شدن به درون حوضهٔ فلیشی مکران رها شده است. مک‌کال (۱۹۸۵)، پوستهٔ قاره‌ای موردنظر را ادامهٔ جنوب خاوری زون سنندج – سیرجان، در پهنهٔ مکران می‌داند. افتخارنژاد (گفتهٔ شفاهی) این پوستهٔ قاره‌ای را جدا کنندهٔ نوار افیولیتی بیرونی (Outer Axial Ophiolite Belt) از درونی (Inner Axial Ophiolite Belt) می‌داند. فرهودی و کریگ (۱۹۷۷) با توجه به روند فزایندهٔ سن نهشته‌ها از جنوب به شمال، دگرشکلی موجود و فزونی گرفتن ارتفاع، مکران را نوعی سیستم کمانی جنبا (System Active Arc) دانسته‌اند که در شکل‌گیری آن، فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران نقش بنیادی داشته است (شکل ۲-۲۴). به نظر ایشان، فرورانش در فاصلهٔ ۴۰۰ کیلومتری از ساحل انجام گرفته و پیش از فرورانش، سنگ‌کرهٔ خمیده شده و ذوب پوستهٔ اقیانوسی سبب شکل‌گیری سنگ‌های ماگمایی بلندی‌های بزمان شده است.

در این نظریه، پهنهٔ مکران به دو واحد زمین‌ساختی تقسیم شده است.یکی بخش پایین افتادهٔ جازموریان که نوعی حوضهٔ پیش کمان در حال فرونشینی(Subsiding Fore Arc Basin) است و دیگری، بخش بالا آمدهٔ جنوبی که از کوه‌های بشاگرد تا ژرفای اقیانوس عمان ادامه دارد و خود از دو بخش حوضهٔ شیب(Basin Slope) و پرشدگی ژرفنا (Trench Fill) تشکیل شده

است. پهنای شیب - ژرفنا حدود ۳۰۰ کیلومتر است. بنابراین شیب ورق پایین رونده حدود یک درجه برآورد می‌شود.

به عقیدهٔ مک‌کال (۱۹۸۵)، پهنهٔ مکران شامل ۴ ایالت زمین‌ساختی جداگانه است (شکل ۲-۲۶) .

« **گودال خشکی‌زایی جازموریان** (Jaz – e – Murian Epirogenic Depression) »، با رسوب‌های کواترنر پوشیده شده است. در بیشتر گزارش‌های زمین‌شناسی موجود، این فرونشست را بخشی از ایران مرکزی و دنبالهٔ بلوک لوت دانسته‌اند ولی برداشت‌های ژئوفیزیک هوایی اخیر، گویای آن است که پی‌سنگ این فروافتادگی جوان، از نوع پوسته‌های افیولیتی است. این گونه حوضه‌های پیش‌کمانی در دیگر زون‌های فرورانش نیز گزارش شده که گاه توانی شایان توجه از هیدروکربن دارند.

« **کافت فرعی یا زون گسترش کافت مانند**(Rift Like Spreading Zone) »، این بخش در اواخر ژوراسیک یا اوایل کرتاسه شکل گرفته و تا اوایل ائوسن حوضهٔ کافتی باریکی را تشکیل می‌داده است. در این بخش مجموعه‌ای از سنگ‌های افیولیتی به همراه رسوب‌های پلاژیک کرتاسهٔ بالا و فلیش‌های آهکی پالئوسن، به صورت مخلوط برونزد دارند.

« **زون کربناتی پیش‌کمانی**(Carbonate Fore Arc) »، این بخش باریکه‌ای از پوستهٔ قاره‌ای با سنگ‌هایی از نوع سکوی قاره‌ای است که گاه آن را بخش جدا شدهٔ بلوک لوت و گاه ادامهٔ زون سنندج – سیرجان می‌دانند.

« **زون ژرفنای اقیانوسی** (Trench)»، این بخش، یک زون فرورانش واقعی با سنگ‌هایی از مجموعه‌های افیولیتی و رسوب‌های پلاژیک تریاس بالا – پالئوسن است. که با رسوب‌های فلیشی – مولاسی پوشیده شده و تا ساحل مکران شامل چهار بخش است.

الف) زون فلیشی ائوسن،

ب) زون فلیشی الیگوسن – میوسن،

ج) زون رسوب‌های نریتیک میوسن،

د) زون ساحلی با رسوب‌های کم ژرفای مولاسی میوسن بالایی – پلیوسن .

توان معدنی مکران

وجود گل‌فشان‌ها و چشمه‌های گازی، معرف وجود گاز دانسته شده است، ولی تاکنون هیدروکربن قابل ملاحظه‌ای دیده نشده است. با وجود این، در ناحیهٔ برون کرانه‌ای (Offshore) پاکستان نشانه‌هایی از هیدروکربن قابل بازیافت، پیدا شده است که ذخیرهٔ آن بین ۱۴ تا ۱۶ میلیون بشکه نفت و یا معادل گازی آن برآورد می‌شود.در حاشیهٔ شمالی مکران، در حد فاصل ایرانشهر – میناب، در مجموعه‌های افیولیتی پی‌سنگ، کانسارها و نشانه‌های معدنی چندی دیده می‌شود که مهم‌ترین آنها عبارتند از:- کانسارهای کرومیت گوتیج، سرزه، گندتی‌هان، کوشوک، مختارآباد، رمشگ و میرآب.- کانی‌سازی مس از نوع سولفید توده‌ای و گرمایی مانند مس شیخ‌عالی و احمدآباد. در پاکستان هم پی‌سنگ افیولیتی ذخایری از کرومیت دارد. ذخایر کرومیت اسلام‌باغ (هندوباغ) در نزدیکی کویته از آن جمله است.

لرزه‌زمین‌ساخت مکران

هنگامی که صفحه‌ای به زیر صفحهٔ دیگر می‌رود، مقدار لرزه‌خیزی بالا است، در حالی که، به عنوان یک زون فرورانش فعال، در مکران توان لرزه‌خیزی بسیار ضعیف است. این امر به دو دلیل است. یکی فرورانش کم شیب. دوم این که در مکران مجموعهٔ برافزایشی درآب است و به دلیل وجود آب در منافذ سنگ‌ها، رفتار سنگ‌ها پلاستیک است و نه شکننده. به گفتهٔ دیگر، وجود آب، نیروهای

مؤثر را کاهش می‌دهد. با این حال، وجود پادگانه‌های دریایی و وجود ۹ گل‌فشان، نشانهٔ پویایی این پهنه است که از آن جمله می‌توان به زمین‌لرزهٔ ۱۹۴۵ پاسنی اورمارا پاکستان با بزرگی ۸/۳ اشاره کرد.

همان‌گونه که گفته شد، تا فاصلهٔ ۷۰ کیلومتری ساحل، رومرکز زمین‌لرزه‌های مکران کم ژرفا هستند (ژاکوب و گیتمیر، ۱۹۷۹) ولی پس از فاصلهٔ ۷۰ کیلومتری، زمین‌لرزه‌ها کانون ژرف‌تری دارند به گونه‌ای که در جنوب کمان ماگمایی، به ژرفای حدود ۸۰ کیلومتر می‌رسد (شکل ۲-۲۷).

فرونشست زابل

عنوان: توضیح

دشت زابل بخش کوچکی از ناوهٔ (Trough) داری‌رود افغانستان مرکزی است که با گسل هریرود از حوضهٔ فلیشی خاور ایران جدا شده است (شکل ۹-۱۱). بخش افغانی این فرونشست با رسوب‌های نئوژن – کواترنر پوشیده شده است و تنها در پهلوهای ناوه می‌توان لایه‌های چین‌خوردهٔ کرتاسه را دید. در بخش جنوبی ناوه، در کوه‌های کانه‌نشین دایک‌ها و کربناتیت‌های آتشفشانی با سن کواترنر نیز برونزد دارند. ولی در ایران، به جز رخنمون کم ارتفاع کوه خواجه، بقیهٔ دشت زابل با رسوبات دریاچه‌ای – آبرفتی پوشیده شده است و به همین‌رو دانستهٔ چندانی از این فرونشست در دست نیست. بررسی‌های ژئوفیزیکی نشان می‌دهد که روند کلی این دشت شمالی – جنوبی است و حجم درخور توجهی از نهشته‌های نئوژن تا کواترنر در آن انباشته شده‌اند که تنها ردیف‌های کواترنر آن ۲۵۰۰ متر ستبرا دارد.

فصل سوم- پرکامبرین در ایران

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: توضیح

یکی از رویدادهای زمین‌ساختی عمده و سرنوشت‌ساز ایران، حرکت‌های کوهزایی است که با رخـداد کاتانگایی ((Katangan در قارهٔ گندوانا و یا رخداد بایکالی (Baikalian) در قـارهٔ اوراسـیا قابـل قیاس است.

سن‌سنجی سنگ‌های پرکامبرین ایران به روش پرتوسنجی، به ویژه شواهد سـنگی و حتـی زیـستی گویای آن است که کوهزایی یاد شده (کاتانگایی) در زمان پروتروزوییـک پـسین و بـه احتمـالی در فاصلهٔ زمانی دو آشـکوب ریفـئن (Riphean) و ونـدین (Vendian) روی داده اسـت. پیامـدهای کوهزایی وابسته به این رویداد سبب شده تا بتوان همهٔ سنگ‌های پرکامبرین ایـران را بـه دو گـروه بزرگ تقسیم کرد. گروه نخست مجموعه‌های دگرگون و دگرشکل اند که به طور عمـوم از آنهـا بـه عنوان پی‌سنگ پرکامبرین (Precambrian Basement) ایران یاد می‌شود و در زیر ناپیوسـتگی کاتانگایی قرار دارند.

گروه دوم بیشتر ردیف‌های کنـار قـاره‌ای هـستند کـه پـس از رخـداد کاتانگـایی انباشـته شـده و سنگ‌های پرکامبرین پسین (Late Precambrian) نام دارند.سنگ‌های قدیمی‌تـر از پرکـامبرین پسین ایران، به لحاظ نبود و یا کمبود آثار حیاتی قابل استناد و به ویژه تأثیر فرآیندهای دگرگونی و دگر شکلی، با ابهام توصیف شده‌اند. به گونه‌ای که مقایسه و هم‌ارزی آنها در نقـاط مختلـف دشـوار است. با این حال، در نقاطی که تأثیر فرآیندهای کوهزایی کمتر بوده، نتـایج پرتوسـنجی سـنگ‌هـا، نشانگر سن ۶۰۰ تا ۱۰۰۰ میلیون سال است. با استناد به نتایج پرتوسنجی می‌توان نتیجه گرفت که بخش درخور توجهی از پی‌سنگ پرکامبرین ایران، سن نوپروتروزوییک دارد. به گفتـهٔ دیگـر، وجـود هسته‌های قدیمی آرکئن در ایران، پرسش‌آمیز است.در بیشتر ایران، سنگ‌های پرکامبرین متـشکل از سنگ‌های رسوبی – آذرین دگرگون شده و یا نادگرگونی با خاستگاه قاره‌ای اسـت. پـژوهش‌هـای زمین‌شناسی انجام شده در ناحیهٔ انارک نشان می‌دهد که در این ناحیه و شاید در بعضی نقاط دیگر، مجموعه‌های افیولیتی با خاستگاه اقیانوسی وجود دارد که ممکن است بـه سـن پرکـامبرین باشـند.

افزون بر دو نوع پوستهٔ قاره‌ای و اقیانوسی، می‌توان توده‌های نفوذی آذرین و هم ردیف‌های خروجی آنها را که هم‌زمان با سخت شدن پی‌سنگ و یا پس از آن شکل گرفته‌اند، نوع سوم سنگ‌های پرکامبرین ایران دانست. بدین‌سان می‌توان سنگ‌های پرکامبرین ایران را به سه دستهٔ بزرگ زیر، با سه خاستگاه متفاوت تقسیم کرد (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۸).

۱- پوسته‌های اقیانوسی

۲- پوسته‌های قاره‌ای که ممکن است دگرگون (قدیمی) و یا نادگرگون (جدیدتر) باشد.

۳- سنگ‌های ماگمایی درونی و بیرونی.

پوسته‌های اقیانوسی پرکامبرین

عنوان: توضیح

در ناحیهٔ انارک – جندق، حدود ۷۰۰۰ متر، از سنگ‌های پریدوتیتی (هارزبورژیت و کمی لرزولیت)، گابرو، دیاباز، بازالت، شیل، سنگ‌آهک‌های پلاژیک و چرت‌های نواری وجود دارد که به دلیل قرارگیری در زیر سنگ‌های پرکامبرین پیشین (مرمرهای لاک) به سن نوپروتروزوییک (آشکوب وندین) دانسته شده‌اند. هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۸)، این ردیف سنگی را (از پایین به بالا) مشتمل بر چهار واحد زیر می‌دانند.

۱- سنگ‌های پریدوتیتی همراه با توده‌های پراکندهٔ گابرو، دیاباز و پلاژیوگرانیت،

۲- رسوب‌های پلاژیک (شیل، چرت، سنگ‌آهک نازک لایهٔ سیاه‌رنگ) با همراهانی از پریدوتیت و بازالت،

۳- بازالت، توف، برش‌های بازالتی با میان‌لایه‌هایی از رسوب‌های پلاژیک،

۴- رسوب‌های پلاژیک، مانند شیل، چرت و کربنات‌های تیره‌رنگ،این مجموعه یک بار در رخسارۀگلوکوفان – ولاستونیت و در رویدادهای بعدی در رخساره‌های آمفیبولیت تا شیست سبز دگرگون شده است.داودزاده و لنچ (۱۹۸۱)، مجموعه‌های افیولیتی انارک را بقایای تتیس کهن، به سن کربنیفر و ادامۀ افیولیت‌های هرات می‌دانند که در اثر چرخش خردقارۀ ایران مرکزی به ناحیۀ انارک نقل مکان کرده‌اند، ولی، الماسیان (۱۹۹۷)، این مجموعۀ افیولیتی را قدیمی‌تر از دگرگونی‌های انارک و به سن قبل از نوپروتروزوییک می‌داند. که در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی است.

هوشمندزاده این افیولیت‌ها را مربوط به یک اشتقاق درون قاره‌ای می‌داند که از انارک تا بیابانک – بافق دو صفحه قاره‌ای را از یکدیگر جدا می‌کرده است.اگرچه تاکنون، پی‌سنگ افیولیتی پرکامبرین ایران تنها از انارک – جندق گزارش شده است ولی وجود چنین پوسته‌هایی در نقاطی از زون سنندج – سیرجان همچنان محتمل است.

پوسته قاره‌ای پرکامبرین

عنوان: توضیح

بیشتر سنگ‌های پرکامبرین ایران، خاستگاه قاره‌ای دارند که از هوازدگی و فرسایش سنگ‌های ماگمایی و دگرگونی قدیمی و در رژیمی کم و بیش آواری تشکیل شده‌اند. به دلیل داشتن خاستگاه و شرایط رسوبی یکسان، سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین باید سنگ رخساره‌ای به تقریب مشابه داشته باشند، ولی دگرگونی و دگرسانی شدید بعدی، سبب شده تا سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین ایران را بتوان به دو دستۀ بزرگ سنگ‌های دگرگونی و سنگ‌های نادگرگونی تقسیم کرد.

سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

عنوان: مقدمه

تا این اواخر، همهٔ سنگ‌های دگرگونی ایران را به سن پرکامبرین می‌دانستند، چرا که این سنگ‌ها از نظر درجهٔ و رخسارهٔ دگرگونی، با سنگ‌های نادگرگونی پالئوزوییک شناخته شدهٔ ایران، تفاوت داشتند. ولی، امروزه پذیرفته شده که بسیاری از دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین، به واقع سنگ‌های جوان‌تری (از پرکامبرین) هستند که در زمان‌های بعد از پرکامبرین تغییر شکل و جنس داده‌اند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۸).فرآیندهای دگرگونی تحمیل شده بر سنگ‌های قاره‌ای پرکامبرین ایران چندزادی است و در همه جا اثر یکسان ندارد. به طوری که از نظر رخسارهٔ دگرگونی، می‌توان این سنگ‌ها را به دو گروه جدا تقسیم کرد.گروه نخست، انواعی از آمفیبولیت، گنایس، شیست و سنگ مرمر هستند که نشانگر دگرگونی از نوع فشار زیاد و دمای کم هستند. گروه دوم که در جایگاه چینه‌شناختی بالاتری قرار دارند، از نوع فیلیت، اسلیت، شیست و نشانگر رخسارهٔ دگرگونی از نوع دمای زیاد و فشار کم می‌باشند.با وجود تأثیر دگرگونی شدید و مکرر، بررسی سنگ‌شناسی و محیط رسوبی پوستهٔ قاره‌ای دگرگون شدهٔ پرکامبرین ایران نشانگر آن است که این سنگ‌ها در اصل سنگ‌های رسوبی مختلفی بوده‌اند که گاه در بین آنها سنگ‌های آذرین خروجی نیز جای گرفته است. وجود شیست، مرمرهای دولومیتی و آهکی و وجود برخی از گریوک‌های دگرگون شده، نشانگر آن است که این سنگ‌ها در محیط‌های کم ژرفای دریا تشکیل شده‌اند. افزایش ناگهانی ژرفای حوضه موجب انباشت رخساره‌های ژرف‌تر شده که با گریوک‌های بسیار دانه‌ریز آغاز و سپس تبدیل به رسوبات پلیتی می‌شود که در بخش بالایی آن، همراهانی از سنگ‌های آتشفشانی اسید وجود دارد. سنگ‌شناسی یاد شده، نشانگر افزایش تدریجی ژرفای حوضه است. به همین دلیل در ناحیهٔ کرمان، واحد سنگ‌چینه‌ای مُراد (سری مُراد) حاوی جلبک و رادیولرهای نواحی ژرف و حاکی از ژرفای محلی حوضه‌های رسوبی پرکامبرین است. گفتنی است که یکنواختی ترکیب می‌تواند به شرایط یکسان رسوبی اشاره داشته باشد.

پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین

بخش بزرگی از دگرگونی‌های ایران مرکزی، پوسته‌های قاره‌ای پرکامبرین هستند که هم در زمان پیش از پرکامبرین پسین و هم در زمان‌های بعد دگرگون شده‌اند. اگرچه برخی از دگرگونی‌های درجه بالا در کوه‌های البرز، (شیست‌های گرگان، مجموعهٔ اسالم - شاندرمن) را به پرکامبرین نسبت داده‌اند اما، به نظر می‌رسد که کهن‌ترین سنگ‌های البرز ردیف‌های شیلی، توفی، ماسه‌سنگی سبز رنگ « سازند کهر » با سن نوپروتروزوییک است و چندان هم دگرگونی نیست. در کوه‌های زاگرس، پی‌سنگ پرکامبرین رخنمون ندارد. ولی، وجود یک پی‌سنگ دگرگونی در این کوه‌ها حتمی است. نواحی ساغند، پشت‌بادام، باختر زنجان، تکاب، ارومیه، مهاباد، مریوان، جندق، فردوس، ترود، اسفندقه، حاجی‌آباد، گلپایگان بخش‌هایی از ایران مرکزی هستند که دگرگونی‌های پرکامبرین گزارش شده است، در حالی که در بسیاری از حالات، نه سنگ و نه فرآیند دگرگونی، به سن پرکامبرین نیست. از بین نواحی یاد شده به دگرگونی‌های چند ناحیهٔ زیر اشاره می‌شود.

پرکامبرین در ایران مرکزی

توالی ستبری (حدود ده‌هزار متر) از سنگ‌های دگرگونی درجه بالا و یا کم دگرگونی وجود دارد که حقی‌پور (۱۹۷۴)، با توجه به فرآیندهای دگرگونی، سنگ رخساره و همچنین جایگاه چینه‌شناسی، آنها را به چهار واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های « سری‌های اولیه (Earlier Series)» ، «مجموعهٔ چاپدونی(Chapedony Complex) »، « مجموعهٔ بُنه‌شورو (Bonehshuro Complex) » و «سازند تاشک Tashk Formation)) » تقسیم کرده است.

واحد موسوم به « سری‌های اولیه» برونزد ندارد. ولی، وجود برخی قطعات سنگی و کانی‌های دگرگونی، در ردیف‌های جوان‌تر، حاکی از یک مجموعهٔ دگرگونهٔ قدیمی دانسته شده که خاستگاه ماگمایی و یا سنگ‌های دگرگونی داشته‌اند.

« مجموعهٔ چاپدونی » به دلیل داشتن بیشترین درجهٔ دگرگونی، کهن‌ترین سنگ‌های پرکامبرین ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام دانسته شده است. ستبرای این واحد حدود چهارهزار متر برآورد شده که بیشتر آن گنیس است. تمام مجموعه حالت میگماتیتی داشته و مقدار درخور توجهی گرانیت آناتکسی به همراه دارد. حفظ بقایای لایه‌بندی، وجود میان‌لایه‌های مرمر و کانی‌های تخریبی سبب شده تا خاستگاه اولیهٔ دگرگونی‌های چاپدونی، آواری – آتشفشانی دانسته شود.

« مجموعهٔ بُنه‌شورو »، با ستبرای ۲۰۰۰ متر شامل تناوبی از شیست، آمفیبولیت، گنیس، کمی سنگ‌های کوارتزی و به ندرت مرمر است. فراوانی آمفیبولیت از ویژگی‌های این مجموعه است. درجهٔ دگرگونی بُنه‌شورو خفیف‌تر از مجموعهٔ چاپدونی و لذا جوان‌تر از آن است، وجود دگرشیبی و افق‌های کنگلومرایی در حد فاصل مجموعهٔ چاپدونی در زیر و مجموعهٔ بنه‌شورو در بالا مؤید این نظر است. گفتنی است که مرز بالای مجموعهٔ بُنه‌شورو با یک افق شاخص (Marker Bed) از مرمر دولومیتی همراه با کمی شیست و گنیس مشخص شده است. ولی، حمدی (۱۳۷۴) بر این باور است که این مرمرها دارای سنگوارهٔ کامبرین پیشین (آشکوب آتابانین) است.

« سازند تاشک » که به طور ناپیوسته و با حضور یک افق کنگلومرایی بر روی مجموعهٔ بُنه شورو قرار دارد شامل حدود ۲۰۰۰ متر پلیت‌های همگن، گریوک دانه‌ریز و ماسه‌سنگ آرکوزی است که در اثر دگرگونی به شیست، فیلیت، اسلیت، میکا شیست و متاگریوک تبدیل شده‌اند. تفاوت رخسارهٔ دگرگونی سبب شده تا این سازند (تاشک) به دو بخش تقسیم شود. بخش زیرین (تاشک) بیشتر گریوکی با رخسارهٔ آمفیبولیت تا شیست است. بخش بالایی (تاشک ۲) منشأ پلیتی و درجهٔ پایین رخسارهٔ شیست سبز دارد. تاشک ۲، با سازندهای کهر، کلمرد، تکنار و سری مراد هم‌ارز و قابل قیاس است. در خاور ایران مرکزی، تاشک بالایی، با دگرشیبی زاویه‌ای مشخص، به وسیلهٔ سنگ‌های پرکامبرین پسین (سازند ساغند – سری ریزو) پوشیده شده است که نشانگر عملکرد فاز کوهزایی کاتانگایی (مُرادین) است.

جدا از واحدهای یاد شده، در ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام، واحدهای سنگ‌چینه‌ای «مجموعهٔ پشت‌بادام »، « مجموعهٔ تفکیک نشده » و « مجموعهٔ سرکوه » به سن پرکامبرین گزارش شده‌اند (حقی‌پور، ۱۹۷۴).« مجموعهٔ پشت‌بادام » توده‌های گرانیتی متعدد دارد و شامل دو بخش سنگ‌های دگرگونی درجهٔ بالا (آمفیبولیت، میگماتیت، پیروکسنیت ...)، و دگرگونی‌های ضعیف (فیلیت، کربنات‌های متبلور و ...) است. داشتن همراهانی از سنگ‌های پالئوزوییک سبب شده تا حقی‌پور این مجموعه را به سن پرکامبرین - پالئوزوییک بداند، در حالی که هوشمندزاده (۱۳۶۸) به سن پالئوزوییک و مزوزوییک باور دارد و تفاوت در دگرگونی را نتیجهٔ توده‌های گرانیتی می‌داند که گاه اثر بیشتر و در بعضی نقاط، اثر کمتری داشته‌اند.« مجموعهٔ سرکوه » از نوع میکا شیست‌های حاوی کیانیت، سیلیمانیت، گارنت، آندالوزیت است که به طور محلی، مقادیری مرمر و چند بین لایهٔ آمفیبولیتی و سنگ‌های اسکاپولیتی دارد. در این مجموعه، نفوذی‌هایی از نوع اسید، دایک‌های قلیایی و گاهی رگه‌های پگماتیتی دیده می‌شود. پایین بودن درجه و رخسارهٔ دگرگونی مجموعهٔ سرکوه، سبب شده تا هوشمندزاده (۱۳۶۸) نسبت به قدیمی بودن آن تردید داشته باشد.

از سوی دیگر در تناوب‌های مرمری این مجموعه، جلبک‌هایی پیدا شده که ممکن است سن پالئوزوییک داشته باشند. گفتنی است که سن پرتوسنجی این شیست‌ها، ۱۸۰ میلیون سال (ژوراسیک) گزارش شده است.یادداشت: وجود کانی‌های گروه اورانیم در ناحیهٔ ساغند سبب شده تا پی‌سنگ پرکامبرین ناحیه توسط گروه مشترک سازمان انرژی اتمی و کارشناسان چینی، با استفاده از روش‌های نوین رادیوایزوتوپی و ژئوفیزیکی بررسی و از پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی دیدگاه نوینی ارائه شود. بنا به نوشتهٔ آقا ابراهیمی سامانی (۱۳۶۷) کهن‌ترین واحد رخنمون شده در ایران مرکزی، انباشته‌های فلیشی - تخریبی، با رخسارهٔ شیب قاره‌ای، به نام « سازند ناتک (Natk Formation) » است که سن پرتوسنجی ۷۵۰ تا ۸۷۴ میلیون سال دارد. سازند ناتک، با دگرشیبی زاویه‌دار، در زیر سنگ‌هایی با رخسارهٔ کافت قاره‌ای قرار دارد که میزبان کانسارهای عمدهٔ آهن، آپاتیت، مواد پرتوزا و عناصر خاکی کمیاب است و به نام « سازند ساغند » نام‌گذاری شده است.

سازند ساغند، با ستبرایی از ۱۲۰۰ تا ۱۵۰۰ متـر، دارای ماگماتیـسم بـا سرشـت دوگانـه، رسـوبات گرمابی، سنگ‌های آواری، آذرآواری و شیمیایی – رسوبی بوده و قابل تقـسیم بـه ۵ عـضو جداگانـه است که سن آنها در محدودهٔ زمانی بین ۷۸۰ تا ۵۸۳ میلیـون سـال اسـت. سـازند سـاغند در زیـر لایه‌هایی قرار دارد که رخسارهٔ کافتی دارد و هم ارز سازندهای ریزو، دسو و سلطانیه است.

سامانی و همکاران (۱۳۶۷)، بر این باورند که کمپلکس‌های دگرگونی (چاپدونی، بُنه‌شـورو و سـازند تاشک) همان طبقات سازند ناتک اسـت کـه در زمـان مزوزوییـک و سـنوزوییک دگرگـون شـده و ماگماتیسم گرانیتی در آن نفوذکرده است. در ضمن ایشان، برای مجموعه‌های چاپدونی، بُنـــه‌شورو و تاشک نام « گروه تاشک » را پیشنهاد می‌کنند، مشروط بر آن که سازند تاشک بـه سـازند ناتـک تغییر نام دهد.

دگرگونی و گرانیتی شدن پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی

در بارهٔ فرآیند، پیامد و به ویژه « زمان » دگرگونی سنگ‌های پرکامبرین ناحیهٔ ساغند – پشت‌بـادام اتفاق نظر وجود ندارد. بر پایهٔ گزارش حقی‌پور (۱۹۷۴)، جدا از دگرگونی‌های احتمـالی قـدیمی‌تـر، شناخته شده‌تـرین دگرگـونی پرکـامبرین ناحیـه، شـامل دو مرحلـهٔ متـوالی اسـت کـه حاصـل آن دگرشکلی، میگماتیتی شدن و گرانیتی شدن شدید سنگ‌های پرکامبرین است.

فاز نخست دگرگونی از نوع فشار متوسط و دمای کم (نوع باروین) و فاز دوم، از نوع دمای بالا اسـت که با دگرگونی نوع آباکوما، قابل قیاس است. هر یک از دو فاز، دارای پاراژنز کانی‌های همـزاد اسـت که در شرایط دما و فشار مربوط پایدارند. در سنگ‌های پرکامبرین ناحیهٔ ساغند – پشت‌بادام، جدا از کانی‌های دگرگونی دو فاز مذکور، برخـی کـانی‌هـای دگرگـونی جـوان‌تـر نیـز وجـود دارد کـه بـه دگرگونی‌های پس از پرکامبرین تعلق دارند و لذا پذیرفته شده که در سنگ‌های پرکامبرین سـاغند

– پشت‌بادام دگرگونی چندگانه Polymetamorphism)) است. حقی‌پور به ۶ فاز دگرگونی باور دارد که دو فاز آن به سن پرکامبرین و فازهای بعدی جوان‌تر از پرکامبرین اند.

درجهٔ دگرگونی دو فاز دگرگونی پرکامبرین از بالاترین درجهٔ رخسارهٔ آمفیبولیت تا پایین‌ترین درجهٔ رخسارهٔ شیست سبز متغیر است. اما، به جز تاشک بالایی، دیگر مجموعه‌های دگرگونی نمایانگر رخسارهٔ آمفیبولیت هستند.سامانی (۱۳۶۷) دگرگونی پرکامبرین را منتفی دانسته و پدیدهٔ دگرگونی کمپلکس‌های منطقهٔ ساغند را محصول دگرگونی دینامو‌ترمال کوهزایی سیمری (ma220-180)، و میگماتیتی، گرانیتی شدن را ناشی از دگرگونی گرمایی ((Thermal در آغاز ترشیری (۵۲ میلیون سال) می‌داند. شاید فازهای دینامو‌ترمال (سیمری) و گرمایی (ترشیری) مورد سخن، همان فازهای جوان‌تری باشند که حقی‌پور بدان‌ها فازهای جوان‌تر از پرکامبرین نام داده است.

میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیت‌های آناتکسی

در کمربند دگرگونی ایران مرکزی، در اثر فرآیندهای دگرگونی، دمای ناحیه به حدی رسیده که سنگ‌های اولیه مانند گریوک‌ها، آرکوزها، آتشفشانی‌ها و حتی کربنات‌ها ذوب و روان شده که حاصل آن پیدایش میگماتیت، گرانیت‌های آناتکسی و دیوریت‌های گسترده است (حقی‌پور، ۱۹۷۴). در مجموعهٔ چاپدونی دو فاز میگماتیتی شدن، در ارتباط با دو فاز دگرگونی، شناسایی شده است. میگماتیت‌های فاز نخست، با دگرگونی فاز نخست پیوند دارند و بیشتر از نوع میگماتیت‌های رگه‌ای همزمان با زمین‌ساخت ((Syntectonicاست. میگماتیت‌های فاز دوم، منشاء آرنیتی دارد که موجب تشکیل روانه‌های گرانیتی شده است. میگماتیت‌های جوان‌تر در میگماتیت‌های فاز نخست نفوذ کرده و به دلیل قرارگیری در برگوارگی جا به جا شده و سطوح محوری ریز چین‌های مربوط به فاز دوم دگرگونی، میگماتیتی شدن از نوع بعد از زمین‌ساخت ((Tectonic Post است.

گفتنی است که پدیدهٔ میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیت‌های آناتکسی، منحصر به ناحیهٔ ساغند و پشت‌بادام نیست و این پدیده در نقاط دیگر ایران مانند تکاب، ترود، باختر ارومیه، ازبکوه و ۰۰۰ نیز همچنان گزارش شده است.

در ناحیهٔ ترود، دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین، بیشتر از نوع گنیس، آمفیبولیت و شیست‌های گارنت و هورنبلنددار است که از نظر شدت دگرگونی، بالاترین رخسارهٔ آمفیبولیت را دارند. به همین‌رو، تفریق دگرگونی پیشرفت چشمگیر دارد و حاصل آن، ایجاد بافت چشمی و سیمای نوار مانند تاریک و روشن در گنیس‌ها است. این مجموعه که ریخت گنبدی دارد، به طور دگرشیب توسط رسوب‌های کم دگرگونی تریاس – ژوراسیک (گروه شمشک)، پوشیده شده است. تفاوت سنگ‌شناسی و همچنین اختلاف ناگهانی و شدید نوع و درجهٔ دگرگونی سبب شده تا هوشمندزاده و همکاران (۱۳۵۷) دگرگونی‌های درجهٔ بالا را به پرکامبرین نسبت دهند. هرچند که پدیدهٔ دگرگونی ممکن است مربوط به رخداد تریاس پسین باشد.

در ناحیهٔ انارک، از شمال نایین تا حوالی ساغند – پشت‌بادام، یک مجموعهٔ شیستی تیره رنگ برونزد دارد که همراهانی از فیلیت‌های گرافیتی، کوارتزیت، سنگ آهک‌های متبلور، کلریت اپیدوت شیست، میکا شیست و اپی‌گنیس دارد. این مجموعه را اشتال (۱۹۱۱) به سن آرکئن دانسته است. داودزاده و همکاران (۱۹۶۹) ضمن اعتقاد به سن پرکامبرین به این مجموعه « دگرگونی‌های انارک» گفته‌اند. بر اساس کار زمین‌شناسان شرکت تکنواسپورت، در ناحیهٔ انارک این مجموعه شامل ۵ کمپلکس چاه‌گربه، مرغاب، پتیار، محمدآباد و دوشاخ است. ولی در ناحیهٔ خور، ۵ کمپلکس چاه‌گربه، پتیار، کبودان، دوشاخ و پشت‌بادام سازندگان دگرگونی‌های انارک است.

الماسیان (۱۹۹۷)، شیست‌های انارک را به شرح زیر تقسیم می‌کند.با توجه به جدول زیر « شیست‌های انارک » به سن نوپروتروزوییک – کامبرین پیشین است که در زمان تریاس پسین، و در اثر رویداد سیمرین پیشین، دگرگون شده‌اند.

پرکامبرین در سنندج – سیرجان

زون سنندج – سیرجان به عنوان پرتکاپوترین حوضهٔ ساختاری – رسوبی ایران، یک کافت میانهٔ بلوک است که بیشتر سنگ‌های آن دگرگون است. از گذشته بسیاری از دگرگونی‌های موجود در مناطق سیرجان، حاجی‌آباد، کولی‌کُش، شهرکرد، بویین، ازنا، گلپایگان، موته، مهاباد، مریوان، تکاب، باختر دریاچهٔ ارومیه و ۰۰۰ به پرکامبرین نسبت می‌دهندکه چکیدهٔ آن در جدول زیر ارائه شده است.

پرکامبرین در البرز

دگرگونی‌های منسوب به پرکامبرین کوه‌های البرز، تنها در دامنهٔ شمالی این کوه‌ها برونزد دارند که از آن جمله می‌توان به شیست‌های گرگان، دگرگونی‌های اسالم – شاندرمن در جنوب باختری انزلی و دگرگونی‌های علم‌کوه (باختر کلاردشت) اشاره کرد. بر خلاف گزارش‌های متعدد موجود، پرکامبرین بودن سنگ‌های دگرگونی نواحی یاد شده چندان محرز نیست و به نظر می‌رسد که در فرآیند دگرگونی این نواحی زمین‌ساخت برخوردی صفحه‌های ایران و توران، در زمان تریاس پسین و یا دگرگونی همبری (در ناحیهٔ عَلَم‌کوه) نقش اساسی داشته‌اند که موارد زیر از آن جمله است.

در ناحیهٔ گرگان (شیست‌های گرگان)، از حوالی گرگان تا حدود ۱۲۰ کیلومتری باختر این شهرستان (جنوب خاوری نکا) تناوبی از سنگ‌های آتشفشانی بازیک دگرگون شده، کوارتزیت، کوارتزویک و به ویژه شیست‌های تیره رنگ، برونزد دارد که مرز شمالی آن محدود به گسل خزر و در جنوب به وسیلهٔ همبری گسل بر روی سنگ‌های پالئوزوییک بالایی رانده شده است که بخش قابل رؤیت آنها، حدود ۱۰۰۰ متر ستبرا دارد.

گانسر (۱۹۵۱)، اشتوکلین (۱۹۶۸)، و ۰۰۰ زمین‌شناسانی هستند که به طور استنباطی، شیست‌های گرگان را پی‌سنگ پرکامبرین کوه‌های البرز دانسته‌اند. ژنی 1977(a) ضمن مقایسهٔ

شیست‌های گرگان با مجموعهٔ بُنه‌شورو با ارائهٔ دلایل زیر، شیست‌های گرگان را به سن پرکامبرین دانسته است:

۱- سن پرتوسنجی، که در حدود ۳۰۰ ± ۱۲۷۸ تا ۱۰۰ ± ۹۸۵ میلیون سال برآورده شده است،

۲- پوشیده شدن شیست‌های گرگان با تناوبی از کراتوفیر، شیست آرنیتی و کوارتز آرنیت، به نام « سازند محمدآباد»، که به باور ژنی قابل قیاس با سنگ‌های آتشفشانی وابسته به کوهزایی پرکامبرین پسین (سازند قره‌داش) است.

۳- پوشیده شدن شیست‌های گرگان با تناوبی در حدود ۱۲۰ متر ماسه‌سنگ سُرخ با یک افق کوارتزی سفید رنگ در بالا که قابل قیاس با سازند لالون (کامبرین پیشین) دانسته شده است. ولی هوشمندزاده و همکاران (۱۳۶۷) قدیمی بودن شیست‌های گرگان را مردود دانسته و با توجه به فرآیندهای دگرگونی تدریجی از رخسارهٔ شیست سبز (شیست‌های گرگان) تا رخسارهٔ پرهنیت – پمپلی‌ییت سازند محمدآباد و سازند لالون، تمام این مجموعه را متعلق به اواخر پرکامبرین تا میانهٔ پالئوزوییک می‌دانند. حمدی (۱۳۷۴) با پیدا کردن فسیل‌های پالئوزوییک، شیست‌های گرگان را به سن پالئوزوییک (اوردویسین، دونین، کربنیفر) می‌داند.

علوی (۱۹۹۱) شیست‌های گرگان را شامل بخش‌هایی از سنگ‌های ماگمایی اردویسین – دونین و توالی سکوی دونین – تریاس میانی می‌داند که در تریاس پسین و در اثر برخورد صفحهٔ ایران و توران به شدت دگرشکل و دگرگون شده است. افتخارنژاد و بهروزی (۱۳۷۰) مجموعهٔ شیست‌های گرگان را با منشورهای برافزایندهٔ بقایای تتیس کهن مشهد قابل قیاس و به سن پرمین دانسته و عامل دگرگونی را با رویداد سیمرین پیشین وابسته می‌داند.ولایتی (۱۳۸۱)، بر پایهٔ هاگ‌های شبه قارچ، شیست‌های گرگان را به سن ترشیری می‌داند. به نظر می‌رسدکه شیست‌های گرگان یک واحد سنگ‌چینه‌ای در مرتبهٔ سازند نیست، بلکه این انباشته‌ها، مجموعهٔ درهمی از اولیستولیت‌های

گوناگون به سن‌ها و جنس‌های متفاوت است که به لحاظ قرار گیری اتفاقی در محل زمیندرز تتیس کهن، با یکدیگر مخلوط شده‌اند. در ناحیهٔ علم‌کوه یک مجموعهٔ دگرگونی به نام سازند بَریـر (بـاریر) متشکل از اسلیت، کوارتزیت، تالک شیست، مرمـر و ۰۰۰ گـزارش شـده کـه بـا کمـپلکس ضـخیم مرمری، توف‌های دگرگونی، هورنفلس‌های بازیک، تالک شیست و سنگ‌های سیلیسی آهکی پیونـد پیچیده و نامشخص دارند.

در ۱۹۶۲، گانسر و هوبر، این مجموعهٔ دگرگونی را به سن پرکامبرین دانـستند. ولـی، بررسـی‌هـای بعدی نشان داد که دگرگونی‌های عَلَم‌کوه دارای سنگواره‌های پالئوزوییک و مزوزوییک هستند که در اثر فرآیند همبری مجاورتی ناشی از تزریق گرانیت عَلَم‌کوه به سن حدود ۵ میلیون سـال، دگرگـون شده‌اند.در جنـوب بـاختری انزلـی در نـواحی اسـالم و شـاندرمن، یـک مجموعـهٔ دگرگـونی شـامل میکاشیست (حاوی اکتینولیت، گارنت، زویسیت و مسکوویت)، گنیس دانه‌ریز و آمفیبولیـت بـه نـام کمپلکس اسالم – شـاندرمن برونـزد دارد کـه در زون‌هـای گـسلیده بُـرش‌هـایی عدسـی ماننـد از سنگ‌های اولترابازیک دارد. کلارک و همکـاران (۱۹۷۵) ایـن دگرگـونی‌هـا را یـک فـرازمین کهـن پرکامبرین دانسته‌اند که به طور دگرشیب با سنگ‌های ژوراسیک پوشیده شده است. ولی افتخارنژاد (۱۳۷۱)، علوی (۱۹۹۱)، این مجموعه را نوعی پوستهٔ اقیانوسی وابسته به تتـیس کهـن و بـه سـن پرمین می‌دانند که در طول کوهزایی سـیمرین پیـشین، بـر روی حاشـیهٔ غیرفعـال قـاره‌ای البـرز، فرارانش کرده است.یادداشت: با آنچه گفته شد، دگرگونی‌های درجهٔ بالا به سن پرکامبرین در البـرز برونزد ندارند. به نظر می‌رسد که کهن‌ترین سنگ‌های پرکامبرین البـرز « سـازند کهـر » اسـت کـه حاوی آکریتارک‌های پروتروزوییک پسین است.

پرکامبرین در زاگرس

پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس در هیچ نقطه‌ای رخنمون نـدارد ولـی، بـا توجـه بـه انـدازه‌گیـری‌هـای مغناطیس هوایی، گرانی‌سنجی و بررسی‌های چینه‌شناختی، این باور وجود دارد که پی‌سنگ زاگرس

دنبالهٔ شمال – شمال خاوری سپر عربی – نوبی(Arabian – Nubian Shiel) است که از شمال خاور آفریقا تا عربستان و حتی تا حوضهٔ زاگرس ادامه دارد. اطلاعات ژئوفیزیکی نشان می‌دهد که در فروافتادگی دزفول، سطح پی‌سنگ در عمق ۱۵ کیلومتری زیر سطح دریای آزاد است. در ناحیهٔ لرستان این سطح در ژرفای ۶ کیلومتر از سطح دریا قرار دارد ولی به سمت راندگی اصلی زاگرس، سطح پی‌سنگ به سرعت بالا می‌آید. بر اساس اندازه‌گیری‌های گرانی‌سنجی، در فارس داخلی قاعدهٔ پی‌سنگ در ژرفای ۳۵ کیلومتر و در کوه دینار – زردکوه در ژرفای ۵۵ کیلومتر است. تلفیق نتایج مغناطیس هوایی و گرانی‌سنجی گویای آن است که ضخامت پی‌سنگ زاگرس در حدود ۲۵ تا ۵۰ کیلومتر است، (مطیعی، ۱۳۷۲).

سنگ‌های نادگرگونی پرکامبرین

عنوان: مقدمه

سنگ‌های نادگرگونی پرکامبرین ایران در شرایط رسوبی نابرابر تشکیل شده‌اند و به همین‌رو می‌توان آنها را به دو گروه بزرگ تقسیم کرد.گروه نخست، کهن‌تر بوده و بیشتر از نوع نهشته‌های دریایی است که با ستبرای زیاد و یکنواختی ترکیب در بیشتر نواحی ایران رخنمون دارند.گروه دوم، که جوان‌تر و در بالا است، از رسوب‌های بر قاره‌ای ((Epicontinental تشکیل شده که گاهی به انواع تبخیری تبدیل می‌شود و در مقایسه با گروه نخست، ستبرای کمتری دارند.عامل اساسی در تفاوت شرایط رسوبگذاری در مجموعهٔ نادگرگونی پرکامبرین ایران همان رویداد زمین‌ساختی کاتانگایی است که ضمن چین دادن سنگ‌های بخش زیرین و تکاپوهای ماگمایی اسید، سبب شده تا شرایط دریایی به شرایط نزدیک قاره‌ای تبدیل شود.

رسوب‌های دریایی نادگرگونی پرکامبرین

از نگاه ترکیب، رسوب‌های دریایی نادگرگونی ایران بسیار یکنواخت بوده و گسترش بسیار زیادی دارند. این سنگ‌ها شامل ردیفی از سنگ‌های انباشته شده در آب‌های کم ژرفا، مانند توف‌های شیلی، سیلت سنگ و ماسه‌سنگ است که بین لایه‌هایی از آذرآواری، گدازه اسید و یا لایه‌های دولومیتی دارند. رنگ متمایل به سبز در آنها عمومیت دارد و به واقع از ویژگی‌های آنها است. با وجود تشابه بسیار زیاد سنگ رخساره و رنگ، به این سنگ‌ها در نواحی گوناگون، اسامی متفاوت داده شده است. جدول زیر معرف واحدهای سنگ‌چینه‌ای مورد سخن است که به خوبی با یکدیگر هم ارز و قابل قیاس‌اند. گفتنی است که:

× دگرشیبی مرز بالای رسوب‌های دریایی نشانگر عملکرد رخداد کاتانگایی است ولی این رویداد در همه جا شدت یکسان نداشته به همین رو در البرز مرکزی – آذربایجان سنگ‌های پرکامبرین پسین به ظاهر به طور هم‌شیب بر روی سازند کهر دیده شده است، ولی یک تغییر ناگهانی سنگ‌شناسی در فصل مشترک آنها وجود دارد.

× اگرچه رسوب‌های نادگرگونی یاد شده متعلق به محیط‌های دریایی دانسته شده‌اند، ولی ساخت‌های استروماتولیتی و رسوبی گوناگون (برش‌های دولومیتی، افق‌های هوازده، خاک‌های قدیمی) نشان می‌دهد که بیشتر این نهشته‌ها در محیط‌های کشندی انباشته شده‌اند. لاسمی (۱۳۷۰) بر این باور است که بخش زیرین سازند کهر، به گمان قوی، نشانگر رخساره‌های درون کراتون است ولی بخش میانی و بالایی این سازند، بیشتر، دربرگیرندهٔ رخساره‌های سیلیسی آواری محیط قاره‌ای (رودخانهٔ ماندری) و حدواسط (دلتایی) و به مقدار کم تر رخساره‌های کربناتی سکویی است که همراه با سنگ‌های آذرین و توف نهشته شده‌اند و به همین‌رو دریایی دانستن نهشته‌های کهر نیاز به شواهد بیشتر دارد. در هر حال، در ناحیهٔ کرمان، « سری مراد » دارای جلبک و رادیولرهای نواحی ژرف دریا است و نشان می‌دهد که به طور محلی، حوضهٔ رسوبی پرکامبرین ژرفای بیشتر داشته است.

× وجود نشانه‌هایی از آکریتارک در تناوب‌های شیلی و استروماتولیت در واحدهای کربناتی سازند کهر سبب شده تا زگر (۱۹۷۷) و حمدی (۱۳۷۴)، سازند کهر را به سن ریفئن(Riphean) بدانند، ولی سن وندین را برای بخشی از لایه‌های بالایی آن محتمل می‌دانند.

× وجود دو جنس Spumellaria و Laminarites (از خانوادهٔ رادیولاریا) و همچنین جنس‌های میکروسکوپی از نوع Lophododioerodium و آثار کرم مانند Sabellarifex در سری مراد، سبب شده تا به این نهشته‌ها سن پرکامبرین داده شود (هوکریده، ۱۹۶۲). ولی حمدی (۱۳۷۴) گاهی به سن اردویسین و گاهی به کامبرین پیشین (توماتین) باور دارد.

× سازند کلمرد سنگواره ندارد. ولی چین‌خوردگی شدید، شباهت‌های زیاد سنگ‌شناختی، جایگاه چینه‌شناسی و دیگر ویژگی‌های فیزیکی سبب شده تا این سازند با ردیف‌های دریایی نا دگرگونی دیگر نواحی ایران (کهر، مراد و ۰۰۰) قیاس و به سن پرکامبرین دانسته شود. ولی حمدی (۱۳۷۴) پاره‌ای ساخت‌های فرسایشی را نتیجهٔ فعالیت جنس Monomorphichnus sp, Cylindrichous sp و Oldhamia antigua دانسته و سازند کلمرد را به دیرینگی کامبرین پیشین می‌داند، در حالی که هیچ‌یک از ویژگی‌های سازند کلمرد با ردیف‌های کامبرین شناخته شدهٔ ایران شباهت ندارد.

× در ناحیهٔ شیرگشت (شمال طبس)، حالت استثنایی از سنگ‌های دریایی کم دگرگون شدهٔ پرکامبرین گزارش شده که متشکل از ردیف یکنواختی از آهک‌های سیلتی با میان‌لایه‌هایی از سیلت‌های سبز یا شیل‌های فیلیتی زرد تا ارغوانی است. وجود پولک‌های سریسیت در سطوح لایه‌بندی، ریزچین و خطوارگی در این سنگ‌ها نشانهٔ دگرگونی خفیف آنها است. روتنر و همکاران (۱۹۶۸)، به این واحد سنگ‌چینه‌ای « لایه‌های شورم(Shorm Beds) » نام داده و ضمن مقایسه با سری مراد و سازند کلمرد، تنها به دلیل نداشتن سنگواره این سنگ‌ها را به سن پرکامبرین دانسته‌اند. سهندی (۱۳۶۸)، با توجه به شباهت‌های سنگ‌شناختی و به ویژه وجود مقاطعی از

تریلوبیت‌های کامبرین، لایه‌های شورم را به حق، هم‌ارز نهشته‌های کامبرین (سازند درنجال) می‌داند.

زون رسوبي - ساختاري	نام سازند	محل برش الگو	معرفي شده توسط	مرز پاييني	مرز بالايي	پوشيده شده با
البرز - آذربایجان	سازند کهر (کاهار)	درهٔ چالوس	ددوال (۱۹۶۷)	ديده نمی شود	ناپيوسته (دگرشيبی موازي)	سنگ‌هاي پرکامبرين پسين و يا گدازه‌هاي پرکامبرين
ايران مرکزي	سري مراد	۲۰ کيلومتر شمال باختر کرمان (چشمهٔ اب مراد)	گانسر (۱۹۵۵)	ديده نمی شود	دگرشيب	سري ريزو (پرکامبرين پسين - کامبرين)
	سازند کلمرد	تاقديس کلمرد	اشتوکلين (۱۹۶۸)	ديده نمی شود	دگرشيب	سازند شيرگشت (اردوويسين)
	تاشک بالايی	ساغند	حقی‌پور (۱۹۷۲)	ناپيوسته	دگرشيب	سري ريزو (پرکامبرين پسين - کامبرين)
	سازندة کنار	جنوب سبزوار	رزاق‌منش (۱۹۶۸)	ديده نمی شود	دگرشيب	سازند سلطانيه (پرکامبرين پسين - کامبرين)
زاگرس	به لحاظ نداشتن برونزد گزارش نشده است.					

رسوب‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین (پرکامبرین پسین)

رسوب‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین ایران سنگ‌هایی هستند که پس از رویداد زمین‌ساختی کاتانگایی و پیش از کامبرین تشکیل شده‌اند که بیشتر از انواع آواری‌های کم عمق، گاهی تبخیری و آتشفشانی هستند. در گذشته برای این مجموعه، از واژهٔ اینفراکامبرین Infracambrian)) استفاده می‌شد، چرا که این سنگ‌ها در زیر رسوبات کامبرین قرار داشتند و از سنگ‌های کم دگرگونی و یا دگرگونی پرکامبرین، با یک مرز ناگهانی از نظر سنگ‌شناختی، درجهٔ دگرگونی و ترکیب سنگی جدا بودند (هوشمندزاده و همکاران، ۱۳۶۷) ولی، امروز اغلب از آنها با نام «سنگ‌های پرکامبرین پسین » یاد می‌شود.

سنگ‌های پرکامبرین پسین نه تنها در ایران بلکه درکشورهای همجوار سنگ رخسارهٔ بسیار همگن دارند. در هر حال، به رغم پایداری جانبی رخساره‌ها، تفاوت‌های رخسارهٔ سنگی در جهت قائم سبب شده تا مجموعهٔ مذکور به چند واحد سنگ‌چینه‌ای به نام‌های « سازند بایندور »، « سازند سلطانیه »، « سازند باروت » و « سازند زاگون » تقسیم شود. در سال (۱۹۷۷) زگر، دینوفلاژل‌های کامبرین پسین را در شیل‌های سُرخ‌رنگ موجود در مرز دو سازند باروت و زاگون گزارش کرد و بدین‌سان سازند زاگون از مجموعهٔ یاد شده (اینفراکامبرین) حذف شد.

داده‌های دیرینه‌شناسی امروز ایران، حمدی (۱۳۷۴)، نشان می‌دهد که مرز پرکامبرین – کامبرین سنگ‌های ایران از میان سازند سلطانیه (قاعدهٔ عضو دولومیت میانی) می‌گذرد. بنابراین سنگ‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین پسین ایران محدود به سازند بایندور و بخش زیرین سازند سلطانیه در البرز، معادل‌های تبخیری – آتشفشانی سری‌های ریزو، دسو، راور در ایران مرکزی و یا انباشته‌های تبخیری سری هرمز در زاگرس است.با وجود استقلال نسبی حوضه‌های رسوبی، با تکیه بر سنگ رخساره و توزیع جغرافیایی سنگ‌های پرکامبرین پسین ایران، چنین به نظر می‌رسد که سکوی پرکامبرین پسین با دریای کم‌ژرفایی پوشیده می‌شد که از شمال به جنوب ژرفای کمتری داشت، به گونه‌ای که دریای آزاد در شمال ایران بوده است. گفتنی است که کافتی شدن پوسته، به ویژه در منطقهٔ کرمان و جنوب خاوری زاگرس، از عوامل مؤثر در تفاوت رخساره‌ها است (شکل ۳-۱).