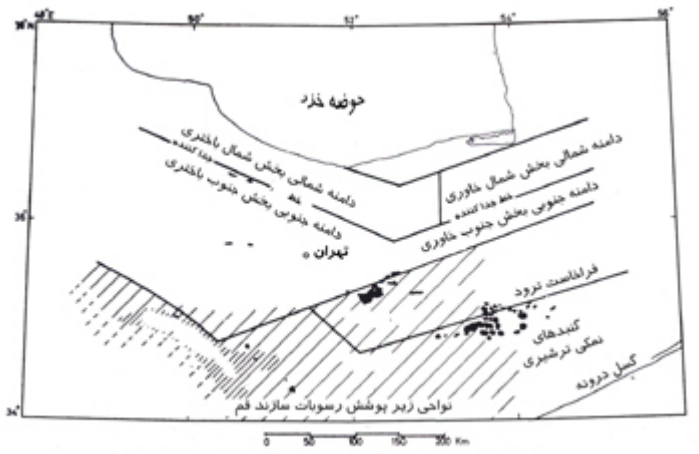
بر اساس نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران (بربریان، ۱۹۷۶) در البرز، زمین‌لرزه‌ها کم ژرفا هستند. بعضی انواع متوسط نیز وجود دارند و بر روی هم، البرز خاوری لرزه‌خیزتر از البرز باختری است.در سال ۱۹۷۴، چالنکو با مطالعهٔ زمین‌لرزه‌های سدهٔ بیستم، البرز را به چند ایالت لرزه‌خیز زیر (شکل ۲-۱۲) تقسیم کرد:

دامنهٔ شمالی شامل دو بخش شمال خاوری و شمال باختری و دامنهٔ جنوبی که خود شامل بخش جنوب باختری و بخش جنوب خاوری است.

به نظر چالنکو، لرزه‌خیزی البرز با دوره‌های کوتاه‌مدت فعالیت مشخص است. ظهور زمین‌لرزه در یک حوزه با آرامش حوزهٔ دیگر همراه است. دورهٔ تمرکز فعالیت هر حوزه از چهار سال برای بخش شمال باختری تا ۱۲ سال برای بخش شمال خاوری متفاوت است. دوره‌های بازگشت در یک حوزه بیشتر از ۵۰ سال است و دورهٔ بازگشت زمین‌لرزه‌های بزرگ می‌تواند بیشتر از ۵۰ سال باشد.



شکل ۲ - ۱۲ - حوزه‌های لرزه‌زمین‌ساختی البرز (چالنکو ۱۹۷٤)

توان معدنی البرز – آذربایجان

در البرز – آذربایجان ذخایری از سرب و روی، مس، کمی مولیبدن، بوکسیت، رُس‌های نسوز، فسفات رسوبی، زغالسنگ، لاتریت، منگنز، فلوریت، آلونیت، سیلیس و ۰۰۰ از مهم‌ترین مواد معدنی

شناخته شده‌اند (عابدیان، ۱۳۸۱). با توجه به پدیده‌های فلزایی، مناطق زیـر در البـرز – آذربایجـان قابل شناسایی است (قربانی، ۱۳۸۱).

در « منطقهٔ تکاب »، نهـشت مـواد در دو مقطـع زمـانی پرکـامبرین پـسین – کـامبرین پیـشین و ترشیری به ویژه نئوژن، انجام گرفته است که حاصل آن، کانسارها و نشانه‌های معدنی زیر است :

« سرب و روی »، مانند کانسارهای انگوران، علم کندی، پشت‌کوه، آی‌قلعه‌سی،

« آهن »، مانند کانسارهای آهن شهرک، میرجان، قالیچه‌بلاغ، چهارتاق، کوه‌بابا، ظفرآباد،

« منگنز »، مانند کانسارهای دبکلو، امیرآباد،

« طلا »، مانند طلای زرشوران، آق‌دره و نشانه‌های معدنی عربشاه، زرین‌آباد و قوزلو.

« آنتیموان، آرسنیک، جیوه »، مانند کانسارهای مغانلو، آق‌دره.

« مس »، مانند کانسار بایچه‌باغ که یک کانسار چندفلزی اسـت.افـزون بـر ذخـایر فلـزی، فـسفات، فلدسپار، تالک، دولومیت، نمک، بُر، خاک‌های نسوز و زغالسنگ از جملـه ذخـایر غیرفلـزی منطقـهٔ تکاب است.

در « منطقهٔ اهر » کانی‌سازی به طور عمده وابسته به سنگ‌های ماگمـایی ترشـیری اسـت. در ایـن منطقه، کانی‌زایی مس، مولیبدن، طلا، نقره، آهن، سرب، روی، آرسنیک و جیوه به صورت پورفیری، اسکارن و رگه‌ای است که در بین آنها، کانسار مـس و مولیبـدن سـونگون بـا ذخیـرهٔ بـیش از یـک میلیارد تن کانسنگ مس از همه مهم‌تر است.

در « منطقهٔ تارم – هشت‌چین » بیشتر سنگ‌ها را سنگ‌های ماگمایی ترشیری تشکیل می‌دهد که در آنها کانی‌سازی عناصری چون مولیبدن، باریم، سرب، روی، طلا و مس دیده می‌شـود. در تمرکـز

ذخایر معدنی گفته شده، جایگیری توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی با پتاسیم بالا و به سن الیگوسن در سنگ‌های آتشفشانی ائوسن نقش اساسی داشته‌اند.

خردقارهٔ ایران مرکزی

عنوان: مقدمه

خرد قارهٔ ایران مرکزی بخشی از ایران میانی است که با زمین‌درزهای افیولیتی سیستان، نائین، بافت، گسل دورونه و افیولیت‌های کاشمر – سبزوار احاطه شده و توسط گسل‌های طویلی که به سمت باختر خمیدگی دارند و از نوع امتدادلغز راستگرداند، قابل تقسیم به بلوک لوت، فرازمین شتری، فرونشست طبس، فرازمین کلمرد، بلوک پشت‌بادام، فروافتادگی بیاضه – بردسیر و بلوک یزد ۰۰۰ است (شکل ۲-۱۳).

در گذشته، خردقارهٔ ایران مرکزی را بخشی از تودهٔ میانی ایران مرکزی می‌دانستند ولی، به باور اشتوکلین (۱۹۶۸) ، پس از سخت‌شدن پی‌سنگ پرکامبرین، بخش یاد شده در زمان پالئوزوییک ویژگی‌های سکویی داشته و در زمان‌های مزوزوییک و سنوزوییک به منطقه‌ای پر تحرک و پویا تبدیل شده است. با وجود این، باید گفت که الگوی ساختاری حاکم بر این خرد قاره از نوع بلوک‌های جدا شده با گسل‌های عمده است که هر یک ویژگی جداگانه دارند و پویایی خرد قاره در همه جا یکسان نیست. شواهد موجود نشان می‌دهندکه

:× کوهزایی کاتانگایی در این ناحیه در پرکامبرین پسین و پیش از یک رژیم سکویی حاکم شده است.

× به جز بلوک لوت و لبهٔ جنوب باختری که سنگ‌های ماگمائی ترشیری برونزد دارند، در سایر نواحی سنگ‌های ترشیری در کمترین مقدارند.

× در ردیف‌های پالئوزوئیک این ناحیه، نبودهای چینه‌نگاری مهمی وجود دارد کـه مهـم‌تـرین آنهـا نبودهای چینـه‌ای آغـاز دونـین میـانی (هیـاتوس ایفلـین) و کربونیفرپـسین (هیـاتوس اسـتفانین) است.ناهمسانی‌های ساختاری – رسوبی گسترده سبب شده تا بتوان خرد قارهٔ ایـران مرکـزی را بـه نواحی زیر تقسیم کرد.

- « بلوک لوت»

با حدود ۹۰۰ کیلومتر درازا میان دو گسل نایبند در باختر و گسل نهبنـدان در خـاور قـرار دارد. در مرز شمالی آن گـسل دورونـه و در مـرز جنـوبی آن فرونشـست جازموریـان قـرار دارد کـه حوضـهٔ پیش‌کمانی زون فرورانش مکران است. تکاپوهای آتشفشانی گـسترده و سـتبر بـه سـن ترشـیری و کواترنری، زمین لرزه‌های امروزی همراه با گسلش در رسوب‌های کواترنر نمونه‌های روشنی از پویایی بلوک لوت هستند به همین رو پندار همگان دربارهٔ پایداری بلوک لوت نمی‌تواند قابل قبول باشد

۲- « بلوک طبس »

که میان گسل نایبند در خاور و گسل کلمرد – کوهبنان در باختر قرار دارد بخشی از یک قلمـروی ساختاری است که در کناره‌ها و بستر خود توسط گسل‌هایی از پی‌سنگ بریده شده به گونـه‌ای کـه در پالئوزوییک و مزوزوییک توالی چینه‌شناسی متفاوتی از نـواحی مجـاور داشـته اسـت و از پایـان مزوزوییک به سبب عملکرد تنش‌های زمین‌ساختی همگرا در راستای بیشتر خاوری – بـاختری، بـا خروج زمین‌ها و فراخاست کوه‌ها به خشکی تبدیل شده است. (قاسمی و همکاران ۱۳۸۱).

بدین ترتیب این باور وجود دارد که سیمای ریخت‌شناسی – زمین‌ساختی کنونی این بلوک در گرو تجدید فعالیت ساختارهای گسلی و چین‌خوردگی کهن در چرخهٔ زمین‌سـاختی آلپـی اسـت.بلـوک طبس از جمله مناطقی است که روند تکاملی پالئوزوییک آن با مناطق مجاور همخوانی و هم‌آهنگی ندارد . برای نمونه:

× نبود رسوبی ایفلین در این ناحیه وضوح آشکار ندارد.

× سنگ‌های کربنیفر بالایی که در سایر مناطق وجود ندارد، از این ناحیه گزارش شده است.

× تکاپوهای آتشفشانی مافیک و حدواسط ، هر چند ناچیز، از ویژگی‌های پالئوزوییک بلوک طبس است و از این نظر می‌توان بلوک طبس را با کوه‌های البرز مقایسه کرد.

× کانی‌سازی سرب، روی و مس در سنگ‌های پرمین تریاس و ژوراسیک البرز در بلوک طبس، نیز عمومیت دارد که تائیدی بر همسانی میان این دو ناحیه است. (**شکل ۲-۱۳**)

× فرونشینی شدید از ویژگی‌های بلوک طبس است. در گذشته چنین گمان می‌رفت که این فرونشینی محدود به کوه‌های شتری و شیرگشت باشد، اما در حال حاضر مشخص شده است که بخش بیشتر بلوک در پالئوزوییک ، به ویژه مزوزوییک تا کرتاسه، نشست در خور توجه داشته به گونه‌ای که در این بلوک حجم بزرگی از سنگ‌های فانروزوییک وجود دارند که ردیف‌های پالئوزوییک آن ۲ تا ۳ هزار متر و سنگ‌های مزوزوییک آن گاهی تا ۱۰۰۰۰ متر ستبرا دارند.

× از نگاه ساختاری بلوک طبس ویژگی‌های یکسان ندارد و دست‌کم قابل تقسیم به چهار بخش جداگانهٔ (شکل ۲-۱۴) زیر است:

الف- « فرازمین شتری »، با درازای بیش از ۱۰۰ کیلومتر، در بخش شمال خاوری بلوک طبس، خاور شهرستان طبس و در پایانهٔ شمالی گسل نایبند قرار دارد. کهن‌ترین واحد سنگی رخنمون شدهٔ این فرازمین سنگ نهشته‌های دونین (سازند شیستو) است که به همراه سایر ردیف‌های پالئوزوییک – تریاس میانی و همانند سایر نواحی ایران، در شرایط سکویی انباشته شده‌اند. از ردیف‌های ژوراسیک، گسترش نهشته‌های آواری زغالدار (گروه شمشک)، به لحاظ فراخاست در زمان تریاس پسین، محدود به پهلوهای خاوری – باختری است ولی ردیف‌های ژوراسیک میانی –

بالایی جوان‌ترین واحد سنگ‌چینه‌ای دریایی هستند که پاره‌ای از چکادهای فرازمین شتری را می‌سازند. ساختارهای چین‌خوردهٔ باختر کوه‌های شتری وابستگی بیشتری به کفهٔ فروافتادهٔ طبس دارند تا فرازمین شتری.از نگاه ساختاری، بیشتر چین‌های این فرازمین از نوع نابرجا و به شکل نامتقارن و همراه با گسلش هستند و اثر سطح محوری آن‌ها به موازات رشته کوه شتری است (فریدی و همکاران ۱۳۷۹). گرایش چین‌ها بیشتر به سوی WSW است ولی در پهلوی خاوری بلندی‌ها، چین‌هایی با گرایش به سوی خاور دیده می‌شود.

بنا به گزارش قاسمی و همکاران (۱۳۸۱)، در فرازمین شتری، الگوی گسلش شامل گسل‌های طولی پرشیب در بخش‌های میانی و خاوری و گسل‌های راندگی در بخش‌های باختری است. به باور بربریان (۱۹۸۲)، در فرازمین شتری، پوشش سکویی پالئوزوییک – تریاس، تا پیش از تریاس تحت تنش‌های زمین‌ساختی کششی و گسلش عادی بوده است ولی از تریاس پسین به بعد، سازو کار تنش‌ها از کششی به فشارشی تبدیل گردیده که این امر سبب فراخاست، چین‌خوردگی و گسلش معکوس در پوشش رسوبی رویی شده است به گونه‌ای که طی مراحلهٔ کوهزایی پلیو-پلیستوسن حدود ۲۵٪ از پهنای شتری کاسته شده است (شکل ۲-۱۵) .

گفتنی است که دگر شکلی و تغییرات ساختاری یاد شده حاصل سه مرحله از فعالیت زمین‌ساختی همزمان با کوهزایی آلپی است که در زمان ترشیری به وقوع پیوسته است (اشتوکلین و همکاران ۱۹۶۵).

ب- « کفهٔ فروافتادهٔ طبس »، که با نهشته‌های کویری پوشیده شده است، رخنمون‌های نزدیک به افقی ژوراسیک پسین در جنوب آن و نیز حفاری‌های اکتشافی نشان می‌دهد که این کفه در حدود ۶۰۰ متر پایین‌افتادگی دارد. اگرچه ردیف‌های پالئوزوییک رخنمون یافته در شمال این فروافتادگی (ساختار کالشانه) چین‌خوردگی شدید دارد ولی در بخش جنوبی آن ردیف‌های ژوراسیک بالایی به تقریب افقی هستند و به نظر می‌رسد که رخدادهای پس از سیمرین پیشین بر این افتادگی چندان

تاثیر نداشته‌اند. به احتمال نزدیک به یقین، این کفه یکی فروافتادگی زمین‌ساختی است که از خاور با گسل طبس، از جنوب با گسل (راندگی) چشمه و از باختر با خطوارهٔ پروده در بر گرفته شده است (شکل ۲-۱۴) و شاید راندگی بلندی‌های محاط از عوامل فرونشست باشند.(**شکل ۲-۱۵**)

ج- « بلوک نایبند »، که مرز شمالی آن به کفهٔ طبس، مرز خاوری آن به نیمهٔ جنوبی گسل نایبند و مرز باختری آن به یک خطوارهٔ شمالی – جنوبی است که نشانهٔ روشنی ندارد ولی:

× مرز ناگهانی میان ساختارهای خاوری – باختری و شمالی – جنوبی دو سوی خطواره،

× مرز ناگهانی میان بلندی‌های شمالی – جنوبی بلوک کلمرد و کفهٔ طبس،

× وجود گسل لکرکوه در ادامهٔ جنوبی این خطواره.شواهدی هستند که وجود یک ساختار خطی از نوع گسلی را در باختر بلوک نایبند گواهی می‌دهندکه به آن خطوارهٔ پروده نام داده شده است. کهن‌ترین سنگ‌های بلوک نایبند، ردیف‌های قابل قیاس با نهشته‌های نادگرگونی پرکامبرین ایران مرکزی (سازند کلمرد) است که در کوه نایبند، در یک راستای خاوری – باختری رخنمون دارد و با نهشته‌های سکویی پرمین (سازند جمال) و تریاس پائین – میانی (سازندهای سرخ شیل و شتری)، پوشیده شده است. بدین سان این بلوک می‌تواند به یک فرازمین کاتانگایی با شرایط سکویی اشاره داشته باشد.

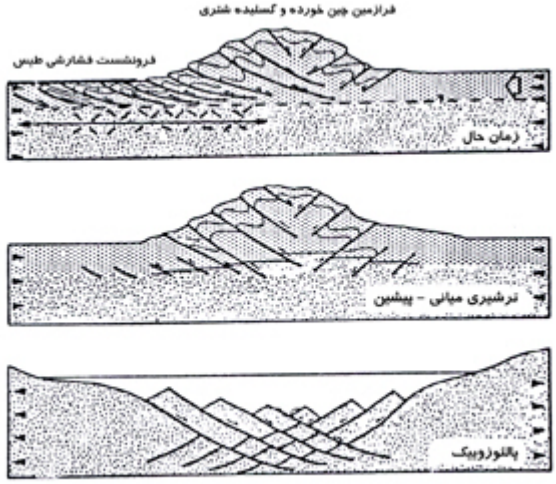
ردیف‌های تریاس پسین – کرتاسه این بلوک یک واحد زمین‌ساختی – چینه‌شناختی در میان دو رویداد سیمرین پیشین و لارامیداند که حدود ۶۰۰۰ متر ستبرا دارند و نشانگر فرونشست شدید آن در زمان مزوزوییک هستند. سنگ‌های ترشیری این بلوک منحصر به رخنمون‌های بسیار پراکنده در بخش جنوبی است و به نظر می‌رسد که بلوک نایبند از زمان رخداد لارامید به بعد فرازمین است. از نگاه ساختاری باید گفت که در بلوک نایبند ساختارهای چین‌خورده و گسل‌های راندگی در راستای خاوری – باختری، همروند هستند و :

× راندگی‌ها از شمال به جنوب سن جوان‌تری دارند به گونه‌ای که در این بلوک راندگی‌ها (راندگی چشمه، راندگی انارکی، تخت‌نادر، راندگی قدیر) به نسل‌های گوناگون‌اند که بر روی سیستم امتدادلغز راستگرد گسل نایبند سواراند.

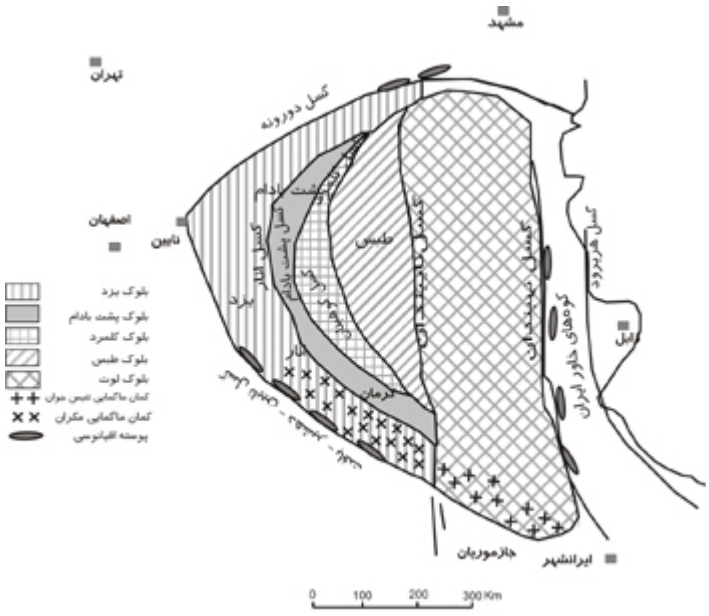
× چین‌های خاوری – باختری این بلوک حاصل عملکرد گسلش‌های راندگی و حرکت بلوک نایبند به سوی شمال است.× در نتیجهٔ عملکرد و هم‌زمانی راندگی‌ها و چین‌ها، سیمای ساختاری از نوع پلکانی است، به گونه‌ای که بلوک‌های شمالی همواره بلندی کمتری از بلوک جنوبی دارند.

× از شمال به جنوب ضمن کاهش شدت، چین‌ها به سمت شمال باختر – جنوب خاوری تغییر روند می‌دهند به سانی که در جنوبی‌ترین بخش بلوگ، روند چین‌ها بیشتر شمالی – جنوبی است.

د- « بلوک راور – مزینو » بخش بادامی شکل از بلوک طبس است که میان خطوارهٔ پروده و گسل کوهبنان – کلمرد جای دارد. اگرچه روند کلی این بلوک شمالی – جنوبی است ولی بخش میانی آن، همانند سایر ساختارهای خرد قارهٔ ایران مرکزی، به سوی باختر خمیدگی دارد. بسیاری از ویژگی‌های این بلوک نظیر نداشتن رخنمون پرکامبرین دگرگون، سکویی بودن همراه با نبودهای رسوبی پی‌درپی و طولانی پالئوزوییک – تریاس میانی، ستبرای در خور توجه سنگ‌های تریاس پسین – کرتاسهٔ پایانی، نداشتن سنگ‌های ترشیری این بلوک همسان بلوک نایبند است، تنها ناهمسانی اساسی میان این دو بلوک ، الگوی ساختاری شمالی – جنوبی بلوک راور – مزینو است که با روندهای خاوری – باختری بلوک نایبند تفاوت زیاد دارد.



شکل ۲ - ۱۵ - تغییر روند زمین‌ساخت کششی به فشارشی در فرازمین شتری و واژگونی حرکت گسل‌های عادی قدیمی (بربریان ۱۹۸۲)



شکل ۲ - ۱۳ - محدوده خرد قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن

شکل ۲ - ١٤ - بلوک طبس و زیر پهنه‌های آن

- « بلوک کلمرد»

بخشی کوچک از خرد قارهٔ ایران مرکزی است که روند شمال خاوری دارد و میان گسل کلمرد در خاور و گسل پوشیدهٔ نائینی در باختر قرار دارد (شکل ۲-۱۳). سرگذشت این فرازمین به دو خروج طولانی وابسته به دو رخداد کوهزایی کاتانگایی و سیمرین میانی اشاره دارد.

به سخن دیگر، در دو مقطع زمانی طولانی این بلوک ویژگی فرازمین داشته است.کهن‌ترین سنگ‌های این فرازمین انباشته‌های شیلی – سنگ ماسه‌ای ستبر سازند کلمرد به سن پرکامبرین هستند که در اثر رخداد کاتانگایی به خوبی چین‌خورده و با دگرشیبی زاویه‌ای با نهشته‌های اردویسین (سازند شیرگشت) پوشیده شده‌اند که گواهی بر نخستین ایست رسوبی طولانی است. در این بلوک ردیف‌های اردویسین تا تریاس میانی، ضمن داشتن ایست‌های رسوبی پی‌درپی و چند باره، یک واحد زمین‌ساختی- چینه نگاشتی محدود میان رخداد کاتانگایی – سیمرین پیشین‌اند که در محیط‌های سکویی کم‌ژرفا انباشته‌اند و سیر تکاملی آن با بلوک طبس تفاوت آشکار دارد.

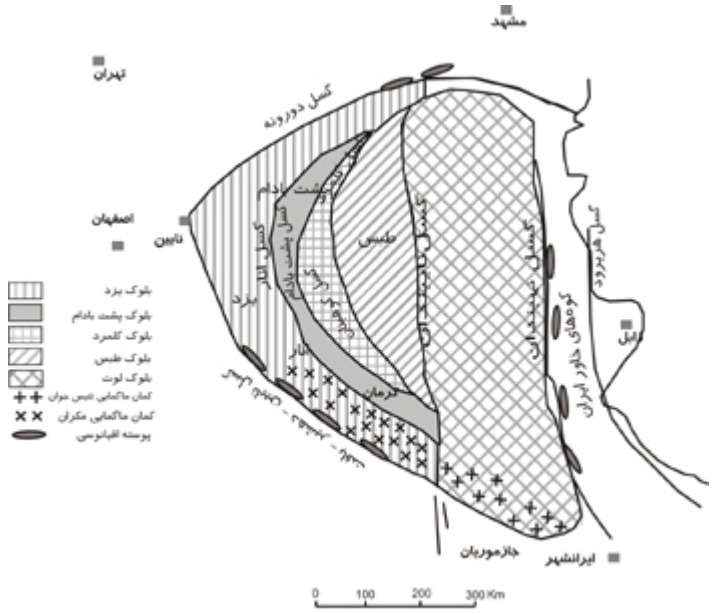
در اینجا، سنگ‌های تریاس بالایی گزارش نشده و به نظر می‌رسد کـه وقفـهٔ رسـوبگذاری ناشـی از سیمرین پیشین، در مقایسه با بلوک طبس طولانی‌تر باشد. ردیف‌های ژوراسیک این بلـوک محـدود به رسوب‌های لیاس – دوگر میانی است و نبود نهشته‌های جوان‌تر از دوگـر میـانی (سـازند بـادامو) نشان می‌دهد که خروج طولانی دوم این فرازمین از دوگر میانی به بعد بـوده کـه رخـداد کـوهزایی سیمرین میانی عامل اصلی آن به شمار می‌آید. از نگاه ساختاری، در نیمهٔ شـمالی فـرازمین کلمـرد روند کلی چین‌ها شمال خاوری – جنوب باختری است که به ویژه در نهشته‌های پالئوزوییک نمـود آشکار دارند. شیب لایه‌ها در پهلوی خاوری ساختارها زیاد و گـاهی برگـشته اسـت ولـی در پهلـوی باختری شیب لایه‌ها ملایم‌تر است. عملکرد گسل‌های طولی برگشته سبب گردیده که سـاختارهای بُرشی همروند با بلوک کلمرد در خور توجه باشند که تاقدیس بُرشی کوه راهدار از آن جمله است.

- ۴- « بلوک پشت‌بادام»

میان گسل پوشیدهٔ نایینی – کوهبنان در خاور و گسل پشت‌بـادام در بـاختر قـرار دارد (شـکل ۲-۱۳). نکتهٔ اساسی این بلوک رخنمون‌های دگرگونی منسوب به پرکامبرین است کـه بیـشتر از نـوع سنگ‌های آتشفشانی، آتشفشانی – آواری و آذر آواری به همراه مرمرهای آهکی و دولومیتی اسـت. این پی‌سنگ شبیه پی‌سـنگ پروتروزوییـک عربـستان اسـت کـه مجموعـهٔ پـان‌آفـریکن نـام دارد. سنگ‌های ماگمایی این بلوک محدود به پرکامبرین نیستند، ردیف‌های پرکامبرین پسین – کامبرین پیشین آن (سری ریزو، سری دسو)، به ویژه در شمال کرمـان، همراهـانی از گـدازه‌هـای قلیـایی و خاستگاه کافتی دارند و به نظر می‌رسد که پدیدهٔ کافتی شدن از ویژگی‌های این بلوک باشد.

در این بلوک، سنگ‌های پالئوزوییک بالایی- ژوراسیک گسترش محدود دارند و دگرگونـه‌انـد و بـه نظر می‌رسد که تکـرار فرآینـدهای دگرگـونی در زمـان‌هـای پرکـامبرین پـسین، تریـاس پـسین و ژوراسیک میانی می‌توانند همچنان از ویژگی‌های آن باشد. جوان‌ترین سنگ‌های بلـوک پـشت‌بـادام

کربنات‌های کوه ساز کرتاسه است که نادگرگونه‌اند و تصور دگرگون شدن پی‌سنگ ناحیه را در زمان ترشیری پرسش‌آمیز می‌سازند.



شکل ۲ - ۱۳ - محدوده خرد قاره ایران مرکزی و زیر پهنه‌های آن

۵- « فرونشست بیاضه – بردسیر»میان گسل پشت‌بادام در خاور و گسل انار در باختر قرار دارد. (شکل ۲-۱۳) اگرچه بسیاری از ویژگی‌های این فرونشست، نظیر پی‌سنگ پرکامبرین دگرگونی، ردیف‌های سکویی پالئوزوییک-تریاس میانی و نهشته‌های شیلی – سنگ‌ماسه‌ای تریاس بالایی – ژوراسیک میانی مشابه سایر نواحی خرد قاره است ولی این فرونشست دو ویژگی دارد، یکی تاثیر شدیدتر رخداد سیمرین میانی که با خروج گستره و دگرگونی همراه بوده است. دوم، حوضه‌های فلیشی کرتاسه که معرف حوضه‌های با فرونشست شدیداند و به ویژه ردیف‌های کرتاسهٔ بالایی آن را می‌توان از خاور انار تا شمال بردسیر کرمان دید.

۶- « بلوک یزد »

بخش باختری خردقارهٔ ایران مرکزی است که از شمال به گسل دورونه و از باختر به نوار افیولیتی نائین – بافت محدود است (شکل ۲-۱۳). نکتهٔ ویژهٔ بلوک یزد دو تا است. یکی دگرگونه‌های

انارک، دوم ردیف‌های تریاس نخلک. در ناحیهٔ انارک که گاهی به نام ماسیف انارک – خور از آن یاد می‌شود، مجموعه‌ای از رسوبات پلیتی – پسامیتی به همراه سنگ‌های کربناتی و آتشفشانی متعلق به شیب قاره وجود دارند که به صورت ناحیه‌ای و در رخساره‌های شیست سبز و شیست آبی دگرگون شده‌اند و به صورت ورق‌های بُر خورده با افیولیت‌ها، سنگ‌آهک‌های پلاژیک و رسوب‌های آشفته همراه‌اند. اگرچه داودزاده و لنچ (۱۹۸۱) افیولیت‌های انارک را بخشی از پوستهٔ اقیانوسی تتیس کهن هرات می‌دانند که پس از چرخش خردقاره در مکان فعلی رخنمون یافته ولی به باور الماسیان (۱۹۷۷) ، افیولیت‌های انارک سن پروتروزوییک بالایی دارند و می‌توان آنها را در ارتباط با نواحی پشت کمان اقیانوسی دانست.

ردیف‌های تریاس ناحیهٔ نخلک (گروه نخلک) تفاوت رخساره‌ای در خور توجهی با سایر نقاط خردقاره ایران مرکزی دارند. به باور داودزاده و همکاران (۱۹۶۹) توالی‌های تریاس نخلک رخسارهٔ مشابه با تریاس آق‌دربند (اوراسیا) دارند که در نتیجه چرخش خرد قارهٔ ایران مرکزی، به میزان ۱۳۵ درجه در جهت خلاف عقربهٔ ساعت، به محل کنونی تغییر مکان داده‌اند. باید گفت که مسئله تریاس نخلک و سازندهای سازندهٔ گروه نخلک و حتی سازو کار و مقدار چرخش خردقاره پرسش‌آمیز است و نیاز به بازنگری جامع دارند.

بلوک لوت

عنوان: مقدمه

بلوک لوت، با درازایی حدود ۹۰۰ کیلومتر، خاوری‌ترین بخش خردقارهٔ ایران مرکزی است. مرز خاوری آن با گسل نهبندان و حوضهٔ فلیشی خاور ایران و مرز باختری آن با گسل نایبند و بلوک طبس مشخص می‌شود. در روی نقشهٔ زمین‌ساخت ایران (اشتوکلین و نبوی، ۱۹۷۳)، مرز شمالی این بلوک به فروافتادگی جنوب کاشمر و مرز جنوبی آن به فرونشست جازموریان بسته می‌شود (شکل ۲-۱۶). در ۱۹۶۸، اشتوکلین این بلوک را به دو بخش خاوری و باختری تقسیم کرد که با

رشته کوه‌های شتری از یکدیگر جدا می‌شد. یافته‌های بعدی نشان داد که ویژگی‌های زمین‌شناسی این دو بلوک قابل قیاس نیستند. برای نمونه، روانه‌های آذرین بسیار ستبر (۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر) سنوزوییک بلوک لوت در بلوک طبس وجود ندارد و یا حرکت‌های زمین‌ساختی سیمرین پیشین، به ویژه سیمرین میانی که با دگر شکلی و پایداری نسبی بلوک لوت همراه است، در بلوک طبس، نشانه‌های زمین‌زایی ملایم دارند. به همین دلیل، به ویژه به دلیل یافته‌های نوین، در گسترهٔ بلوک لوت بازنگری و بلوک طبس، فرونشست جازموریان و کوه‌های بزمان ، به عنوان کمان ماگمایی، از این بلوک حذف شده است.

تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت

تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت بسیار نزدیک با دیگر نواحی خردقارهٔ ایران مرکزی است. ولی، چهار ویژگی بر چینه‌نگاری بلوک لوت حاکم است.

۱- تأثیر درخور توجه کوهزایی سیمرین پیشین (پالئوبلوچ – ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲) بر سنگ‌های کهن‌تر از تریاس میانی.

۲- چین‌خوردگی، آتشفشانی و پلوتونیسم به نسبت شدید ژوراسیک میانی (سیمرین میانی) به ویژه در نواحی ده‌سلم، چهارفرسخ که با سخت‌شدگی و پایداری نسبی بلوک همراه است.

۳- فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سیستم ترشیری، به ویژه ائوسن، که با داشتن ضخامتی حدود ۲۰۰۰ متر، بیش از نیمی از بلوک لوت را می‌پوشاند.

۴- نهشته‌های دریاچه‌ای، به تقریب افقی، پلیوسن – پلیستوسن به نام « سازند لوت » که نشانگر عملکرد ضعیف بازپسین رخداد چین‌خوردگی در این بلوک است.

بحثی دربارهٔ پایداری بلوک لوت

اگرچه فرضیهٔ تودهٔ میانی (Mass Median) برای ایران مرکزی مردود دانسته شده است ولی گروهی از زمین‌شناسان بر این باورند که در اثر رویداد کوهزایی سیمرین پیشین، و به ویژه رخداد سیمرین پسین، گستره‌های وسیعی از بلوک لوت دگرگون و پایدار (Stable) شده‌اند به گونه‌ای که حرکت‌های زمین‌ساختی پس از کرتاسه، بر این بلوک اثر چندانی نداشته‌اند. ولی:

× اگرچه « سازند لوت » افقی و به دور از دگرشکلی است اما، همین سازند در حاشیهٔ باختری بلوک لوت، به ویژه در همبری با قسمت‌های گسلیده، دارای چین‌های نامتقارن با دامنه‌های پرشیب و گاهی برگشته است (کنراد و همکاران، ۱۹۷۷).

× سنگ‌های آتشفشانی حاشیهٔ باختری لوت تا اندازه‌ای به دور از دگرشکلی اند. ولی، گسلش به نسبت شدید و به ویژه تداوم گسل‌ها در انباشته‌های آبرفتی کواترنر، نشانهٔ جنبا بودن بخش باختری بلوک لوت است.

× پویا بودن بلوک لوت، به ویژه در حاشیهٔ خاوری آن آشکارتر است. در این ناحیه، به ویژه در مرز تماس با پهنهٔ فلیش‌های خاور ایران، گسلش، راندگی، خردشدگی و دگرگونی درخور توجه است. در این جا، سنگ‌های پالئوزوییک و به ویژه پرمین، و سنگ‌های مزوزوییک، دگرشکلی فشرده و پرشیب دارند و کم و بیش دگرسان شده‌اند.

× در سطح بلوک لوت، حدود ۴۰ مخروط آتشفشان کواترنر وجود دارد.

× در سال‌های گذشته بلوک لوت جایگاه رخداد زمین‌لرزه‌های مخرب و گسلش‌های مهمی بوده است.

× چین‌خوردگی پس از نئوژن، به نسبت پیچیده است. ولی بررسی‌های ساختاری نشان می‌دهد که این بلوک از نئوژن به بعد، همچنان پذیرای تنش‌هایی در راستای شمال خاوری – جنوب باختری

بوده است.شواهد یاد شده و همچنین وجود چند گسل و خطوارهٔ جدید در بلوک لوت، دلایلی هستند که سختی و پایداری این بلوک را به ویژه در قسمت‌های حاشیه‌ای پرسش‌آمیز می‌کنند.

بحثی دربارهٔ آتشفشانی‌های لوت

همانگونه که گفته شد، بلوک لوت، میان دو گسل بزرگ شمالی – جنوبی نایبند و نهبندان جای گرفته است. نیروهای فشاری وارد بر ناحیه، سبب شده‌اند تا در امتداد این گسل‌ها، جابه‌جایی‌ها از نوع امتداد لغز و بُرشی باشند. در چنین رژیمی، سازوکار تغییر شکل در کمترین شدت ولی بازشدگی شکستگی‌ها در بالاترین میزان است. به همین‌رو، پدیدهٔ آتشفشانی شدید و پیوسته بوده و گدازه‌های جوان‌تر، به طور پی در پی، سنگ‌های پیشین را پوشانده و سنگ‌های آتشفشانی گستردهٔ بلوک را پدید آورده‌اند (نوگل سادات، ۱۹۷۸).

فعالیت ماگمایی لوت شمالی از کرتاسهٔ پسین، یعنی بیش از ۷۷ میلیون سال پیش، آغاز شده و ۵ میلیون سال ادامه داشته است سنگ‌های ماگمایی از نوع گدازه‌های بازالتی، آندزیتی، داسیتی، ریولیتی همچنین مقدار کمتری نفوذی‌های نیمه عمیق هستند. ویژگی‌های ژئوشیمیایی این سنگ‌ها می‌رساند که همه از نوع کلسیمی - قلیایی هستند و همهٔ شکل‌های آتشفشانی کنارهٔ قاره، مرز صفحه‌های همگرا در آنها دیده می‌شوند. تعیین سن پرتوسنجی با روش روبیدیم - استرونسیم می‌رساند که خاستگاه بیشتر سنگ‌ها از گوشته و به دور از هرگونه درآمیزی با پوسته است. تنها در برخی از ایگنیمبریت‌های پُرسیلیس، نشانه‌های از آلایش پوسته‌ای دیده می‌شود (امامی، ۱۳۷۹).گفتنی است که آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، می‌تواند حاصل فرورانش بلوک افغان به زیر بلوک لوت (افتخارنژاد، ۱۹۷۲) و آتشفشانی‌های حاشیهٔ جنوبی لوت بخشی از کمان ماگمایی زون فرورانش مکران هستند.

لرزه زمین‌ساخت بلوک لوت

در کنارهٔ باختری بلوک لوت، ضخامت پوسته حدود ۴۰ کیلومتر است و از آنجا به سوی جنوب باختری از ضخامت آن کاسته می‌شود و ممکن است به حدود ۲۰ تا ۲۵ کیلومتر برسد.مطالعه لرزه‌خیزی بلوک لوت گواه آن است که پاره‌ای از نواحی این زون، مانند قائن، در اثر زمین‌لرزه ویران شده‌اند. از زمین‌لرزه‌های ویرانگر سدهٔ بیستم این بلوک، می‌توان به زمین‌لرزه‌های بَجستان (۱۹۲۵)، نهبندان (۱۹۲۸)، چاهک (۱۹۴۱)، دشت بیاض (۱۹۶۸) اشاره کرد (بربریان، ۱۹۷۴).با مطالعهٔ نقشهٔ لرزه‌زمین‌ساخت ایران دیده می‌شود که همانند دیگر نواحی ایران مرکزی، در بلوک لوت نیز کانون زمین‌لرزه‌ها روندی خاص ندارند و در سطح بلوک پراکنده‌اند. زون‌های لرزه‌خیز این بلوک، بیشتر در شمال و نیز در امتداد گسل‌های مرز خاوری، مانندگسل نهبندان، و باختری، مانند گسل نایبند، جای دارند، بیشتر زمین‌لرزه‌ها از نوع کم عمق با بزرگی متوسط هستند (بربریان، ۱۹۷۴).

توان اقتصادی بلوک لوت

در بلوک لوت تاکنون کانی‌سازی مس، سرب و روی، آنتیموان، جیوه و طلا از نوع رگه‌ای گزارش شده است که از آن جمله می‌توان به کانسار مس طلادار قلعه‌زری و کانسار آنتیموان، جیوه شوراب – کله‌نگینان اشاره کرد.

« منطقهٔ معدنی بزمان »، واقع در حاشیهٔ جنوبی بلوک لوت، بخشی از کمان ماگمایی حاصل از فرورانش پوستهٔ اقیانوسی عمان به زیر مکران است که از اواخر کرتاسه پویا بوده است. در این منطقه، کانی‌سازی مس و طلا از نوع اسکارن و طلا، نقره، جیوه، مولیبدن از نوع گرمابی آتشفشانی و گرمابی پلوتون‌زاد دیده می‌شود که کانی‌سازی طلا و نقره در گیابان از آن جمله است (قربانی، ۱۳۸۱).

زِیرفصل: حوضهٔ فلیشی خاور ایران

عنوان: مقدمه

در پایانهٔ خاوری ایران میانی، در حد فاصل دو گسل نهبندان (در باختر) و گسل هریرود (در خاور)، در گستره‌ای به وسعت ۸۰۰ کیلومتر درازا و ۲۰۰ کیلومتر پهنا، انباشته‌هایی ضخیم از نهشته‌های فلیش گونه وجود دارد که پی‌سنگ افیولیتی وابسته به پوسته‌های اقیانوسی دارند. پهنهٔ مورد نظر که مراحل تکوین از پوستهٔ اقیانوسی تا قاره‌ای را پذیرا شده، یکی از اشتقاق‌های نوع « تتیس جوان» است که از آن با نام‌هایی همچون کوه‌های خاور ایران(East Iran Belt)) (علوی، ۱۹۹۱)، زون گُسل بُرشی ایرانشهر – بیرجند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱)، زون نهبندان – خاش (نبوی، ۱۳۵۵)، منطقهٔ ایرانشهر – بیرجند (ری‌یر و محافظ، ۱۹۷۲)، اوروکلین بلوچستان (کری، ۱۹۷۶)، زون زمیندرز سیستان(Sistan Suture Zone) (تیرول و همکاران، ۱۹۸۳) یاد می‌شود.

اگر چه دو گسل نهبندان و هریرود وضوح روشنی به مرزهای خاوری و باختری این پهنه داده‌اند ولی مرزهای شمالی و جنوبی آن چندان روشن نیست. پایانهٔ شمالی این پهنه در اثر عملکرد گسل‌های امتداد لغز، شاخه - شاخه می‌شود و پس از گرایش به سوی NWW تا جنوب بیرجند و بصیران ادامه می‌یابد. در مرز جنوبی نیز، روندهای N-S به راستای جنوب خاوری متمایل شده و در یک راستای خاوری – باختری، تا پاکستان ادامه می‌یابد. الگوی ساختاری گفته شده سبب شده تا (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱) حوضهٔ فلیشی خاور ایران را نوعی حوضهٔ گسل ترادیس (Transform basin Fault) بداند که در شکل‌گیری آن عملکرد گسل‌های نهبندان و هریرود و همچنین چرخش بلوک لوت و هیرمند مؤثر بوده‌اند.

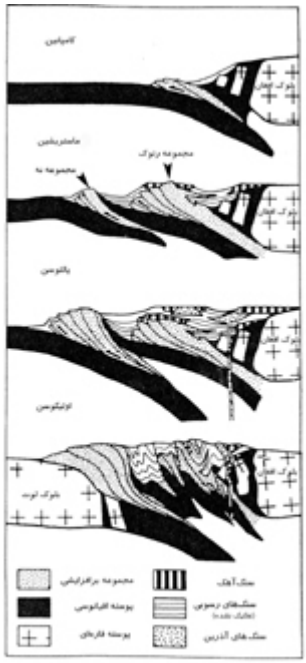
چگونگی و زمان پیدایش

تا دهه‌های گذشته حوضهٔ فلیشی خاور ایران چندان شناخته شده نبود. در سال ۱۹۷۲، افتخارنژاد پیدایش این حوضهٔ فلیشی را نتیجهٔ یک کافت درون قاره‌ای میان دو بلوک لوت، در باختر و بلوک هیلمند در خاور دانست که در کرتاسهٔ پیشین شکل گرفته و محلی شایسته برای جایگیری گوشتهٔ اقیانوسی، انباشت نهشته‌های فلیش گونه بوده است. ولی، با سرانجام گرفتن اشتقاق خاور ایران،

پوستهٔ اقیانوسی به زیر پوستهٔ قاره‌ای بلوک لوت فرورانش کرده و آمیزه‌های افیولیتی – فلیشی خاور ایران به وجود آمده است.

کمپ و گریفیس (۱۹۸۲) و تیرول و همکاران (۱۹۸۳) به حوضهٔ فلیشی خاور ایران « زون زمیندرز سیستان Sistan Suture Zone » نام داده‌اند و بر این باورند که جدایش بلوک افغان، (بلوک هیلمند) از بلوک لوت در زمان سنومانین انجام گرفته که با جایگیری گوشته‌های اقیانوسی و انباشت رسوب‌های فلیشی همراه بوده است. سن افیولیت‌های جنوب نصرت‌آباد به روش پتاسیم – آرگون، ۶۰ تا ۱۰۰ میلیون سال است که با کافت‌زایی سنومانین همخوانی دارد، (دلالوا و دسمونز ۱۹۸۰). بنا به گزارش نامبردگان، رسوب‌های سنومانین این پهنه در رخسارهٔ گلوکوفان شیست دگرگون شده و به طور دگرشیب با سنگ‌های ماستریشتین نادگرگونی پوشیده شده‌اند. دگرگونی و دگرشیبی مورد سخن به آغاز فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان (بر خلاف نظر قبلی) نسبت داده شده است که در زمان ماستریشتین صورت گرفته و حاصل آن شکل‌گیری سنگ‌های آتشفشانی کلسیمی - قلیایی پالئوسن – ائوسن در حوضهٔ فلیشی خاور ایران است. در ائوسن میانی، در اثر برخورد نهایی دو بلوک، فرورانش پایان گرفته است (شکل ۲-۱۷). از ائوسن میانی به بعد، تکاپوهای ماگمایی بیشتر از نوع قلیایی است، ولی، همچنان گدازه‌ها و توده‌های نفوذی کلسیمی - قلیایی نیز وجود دارد که به لحاظ خاتمهٔ فرورانش، ماگماهای کلسیمی - قلیایی پس از ائوسن میانی، بیشتر باید نتیجهٔ ذوب گوشتهٔ بالایی باشند.

گفتنی است که گسترش بیشتر منشورهای فزاینده و سنگ‌های دگرگونی در بخش خاوری حوضهٔ فلیشی و همچنین برونزدهای کلسیمی - قلیایی پالئوسن – ائوسن دلایلی هستند که به فرورانش بلوک لوت به زیر بلوک افغان اشاره دارند. با این حال، آتشفشانی‌های بخش شمالی لوت، به مقدار زیاد از نوع کلسیمی - قلیایی و یا از نوع بایمودال اند و از خاور به باختر، سن کمتری دارند. پس، شاید بتوان یک فرورانش دو سویه را برای زمیندرز خاور ایران پیشنهاد نمود.



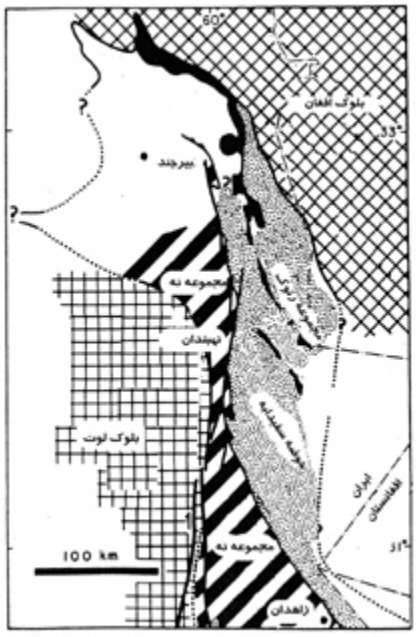
شکل ۲ - ۱۷ - تکامل ساختاری فرضی زمین‌درز خاور ایران

تاریخچهٔ چینه‌ای حوضهٔ فلیشی خاور ایران

در حوضهٔ فلیشی خاور ایران سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارد. پوسته‌های اقیانوسی، آتشفشانی‌های کرتاسهٔ بالا، نهشته‌های فلیشی پالئوسن – ائوسن و سرانجام سنگ‌های ماگمایی (درونی – بیرونی) این ناحیه، به دلیل قرارگیری در یک زون برخوردی نظم چینه‌ای ندارند و در یک نگاه کلی، تیرول و همکاران (۱۹۸۳) سنگ‌های این پهنه را شامل دو مجموعهٔ افیولیتی (مجموعهٔ « رَتوک» در باختر و مجموعهٔ « نه » در خاور) و یک مجموعهٔ رسوبی (سفیدابه) می‌دانند.(**شکل ۲-۱۸**)

جدا از پوسته‌های اقیانوسی، رخساره‌های سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ‌های دریایی کرتاسهٔ پسین تا اواخر ائوسن است. نبود ردیف‌های رسوبی دریایی جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌های کوهزایی ائوسن – الیگوسن نسبت داده می‌شود که با رخداد زمین‌ساختی پیرنه قابل قیاس است. تکاپوهای آتشفشانی کم است ولی مقداری سنگ آذرین بیرونی از نوع آندزیت با سنگ نهشته‌های فلیشی همراه است که رخساره‌های آتشفشانی – رسوبی را تداعی می‌کنند. افزون بر گدازه‌های آندزیتی، در پیرامون زاهدان و باختر میرجاوه، توده‌های گرانیتی – دیوریتی به درون فلیش‌ها تزریق شده‌اند که

این خود نشانگرگرانیت‌زایی همزمان با کوهزایی پیرنئن است. فعالیت‌های ماگمایی ناحیه از زمان نئوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال باختری و باختر زابل گستره‌هایی وسیع از روانه‌ها و سنگ‌های آذر – آواری الیگوسن – میوسن وجود دارند. گدازه‌های کواترنر کهن سرتخت‌های بازالتی هستند که در امتداد گسل‌های عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترین تکاپوی ماگمایی است که در شرایط کنونی در مرحلهٔ گوگردزایی است (شکل ۶-۱۴). نیاز به یادآوری است که توده‌های قلیایی و نیمه قلیایی این ناحیه مانند کوه لار، سیاستراگی، جنجا و عسگی میزبان کانسارهایی از نوع پورفیری مس، سرب، روی و طلا هستند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱). گاهی نیز کانی‌سازی به صورت دگرسانی اسید – سولفات و اپی‌ترمال است.



شکل ۲ - ۱۸ - زمین‌درز سیستان و جایگاه دو مجموعه افیولیتی (زلوک - نه) و مجموعه رسوبی (سفیدابه) میان دو بلوک لوت و افغان (تیرول و همکاران ۱۹۸۳)

زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران

الگوی ساختاری حوضهٔ فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز

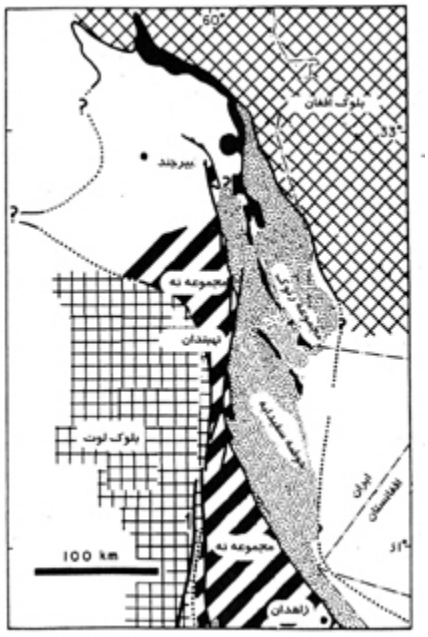
راستگرد روند تقریبی شمالی – جنوبی و به سمت خاور شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی وجنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمده از نوع راندگی‌های همپوشان(Imbricate Thrusts) است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شمال خاوری ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در حوضهٔ فلیشی خاور ایران، حرکت رو به شمال و شمال باختری ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، مؤثر است به گفتهٔ دیگر، عمدهٔ ساختارهای این ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

تاریخچهٔ چینه‌ای حوضهٔ فلیشی خاور ایران

در حوضهٔ فلیشی خاور ایران سنگ‌های قدیمی‌تر از کرتاسه رخنمون ندارد. پوسته‌های اقیانوسی، آتشفشانی‌های کرتاسهٔ بالا، نهشته‌های فلیشی پالئوسن – ائوسن و سرانجام سنگ‌های ماگمایی (درونی – بیرونی) این ناحیه، به دلیل قرارگیری در یک زون برخوردی نظم چینه‌ای ندارند و در یک نگاه کلی، تیرول و همکاران (۱۹۸۳) سنگ‌های این پهنه را شامل دو مجموعهٔ افیولیتی (مجموعهٔ « رَتوک» در باختر و مجموعهٔ « نه » در خاور) و یک مجموعهٔ رسوبی (سفیدابه) می‌دانند.(**شکل ۲-۱۸**)

جدا از پوسته‌های اقیانوسی، رخساره‌های سنگی بیشتر از نوع شیل و ماسه‌سنگ‌های دریایی کرتاسهٔ پسین تا اواخر ائوسن است. نبود ردیف‌های رسوبی دریایی جوان‌تر از ائوسن، به حرکت‌های کوهزایی ائوسن – الیگوسن نسبت داده می‌شود که با رخداد زمین‌ساختی پیرنه قابل قیاس است. تکاپوهای آتشفشانی کم است ولی مقداری سنگ آذرین بیرونی از نوع آندزیت با سنگ نهشته‌های فلیشی همراه است که رخساره‌های آتشفشانی – رسوبی را تداعی می‌کنند. افزون بر گدازه‌های آندزیتی، در پیرامون زاهدان و باختر میرجاوه، توده‌های گرانیتی – دیوریتی به درون فلیش‌ها تزریق شده‌اند که این خود نشانگرگرانیت‌زایی همزمان با کوهزایی پیرنئن است. فعالیت‌های ماگمایی ناحیه از زمان

نئوژن تا کواترنر ادامه داشته است. در شمال باختری و باختر زابل گستره‌هایی وسیع از روانه‌ها و سنگ‌های آذر – آواری الیگوسن – میوسن وجود دارند. گدازه‌های کواترنر کهن سرتخت‌های بازالتی هستند که در امتداد گسل‌های عمده به سطح زمین رسیده‌اند. آتشفشان تفتان جوان‌ترین تکاپوی ماگمایی است که در شرایط کنونی در مرحلهٔ گوگردزایی است (شکل ۶-۱۴). نیاز به یادآوری است که توده‌های قلیایی و نیمه قلیایی این ناحیه مانند کوه لار، سیاستراگی، جنجا و عسگی میزبان کانسارهایی از نوع پورفیری مس، سرب، روی و طلا هستند (سامانی و اشتری، ۱۳۷۱). گاهی نیز کانی‌سازی به صورت دگرسانی اسید – سولفات و اپی‌ترمال است.



شکل ۲ - ۱۸ - زمین‌درز سیستان و جایگاه دو مجموعه افیولیتی (رئوک - نه) و مجموعه رسوبی (سفیدابه) میان دو بلوک لوت و افغان (تیرول و همکاران ۱۹۸۳)

الگوی ساختاری حوضهٔ فلیشی خاور ایران، به لحاظ جایگیری میان دو ورق قاره‌ای لوت و هیلمند، و به ویژه چیرگی زمین‌ساخت برخوردی، بسیار پیچیده و نشانگر یک کوهزاد درون قاره‌ای است. با این حال، به نظر می‌رسد که در این ناحیه، راندگی‌ها نقش اساسی دارند، به گونه‌ای که چین‌خوردگی سنگ‌ها پیامد عملکرد راندگی‌هاست. در بخش میانی حوضه، گسل‌های امتداد لغز راستگرد روند تقریبی شمالی – جنوبی و به سمت خاور شیب زیادی دارند. ولی در پایانه‌های شمالی وجنوبی به دلیل چرخش‌های راستگرد بلوک لوت و بلوک هیلمند، ضمن تغییر در روند

ساختارها، سرشت گسل‌ها به طور عمـده از نـوع رانـدگی‌هـای همپوشـان(Imbricate Thrusts) است. گفتنی است که اگرچه در بخش عمده‌ای از ایران، حرکت رو به شمال و شـمال خـاوری ورق عربستان - آفریقا دخالت دارد، ولی در حوضهٔ فلیشی خـاور ایـران، حرکـت رو بـه شـمال و شـمال باختری ورق هندوستان و پیامدهای ناشی از آن، مؤثر است به گفتهٔ دیگر، عمـدهٔ سـاختارهای ایـن ناحیه را باید در شکل‌گیری اقیانوس هند جستجو کرد.

لرزه‌زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران

از نگاه لرزه‌خیزی، بخش میانی حوضهٔ فلیشی خاور ایران ، اطراف زاهدان، در سدهٔ گذشته به طـور کامل آرام بوده، اما بخش‌های شمالی و جنوبی آن لرزه‌زا است. در ناحیهٔ نهبندان زمین‌لرزه‌ها از نوع کم ژرفا (۳۵ – ۰ کیلومتر) و بزرگی متوسط ۶ – ۳/۵ هستند. زمین‌لرزه‌های بخش جنوبی، به ویژه اطراف تفتان، از نوع نیمه عمیق تا نزدیک به عمیق و بزرگی ۷ – ۳/۵ هستند. پاره‌ای از کانون‌هـای زمین‌لرزه منطبق بر زون‌های تلاقی بلوک لوت در باختر است (بربریان، ۱۹۷۶).

توان اقتصادی کوه‌های خاور ایران

در حوضهٔ فلیشی خاور ایران پی‌سنگ پوستهٔ اقیانوسی است که با رسوبات جوان‌تر پوشیده شده و به طور معمول، ماگمازایی جوان‌تر هم برآن اثر کـرده اسـت. قربـانی (۱۳۸۱) در ایـن حوضـه منـاطق معدنی زیر را معرفی کرده است .

در « منطقهٔ معدنی تفتان »، از متاسوماتیسم و دگرگونی پی‌سنگ اولترامافیک و مافیک کانی‌سازی از نوع چند سولفیدی از عناصر سرب و روی، مس، مولیبدن، نقره، طلا و آرسنیک دیده می‌شود. در ناحیهٔ خارستان می‌توان محدوده‌های کانی‌سازی شدهٔ سرب و روی نقره‌دار کوه زردان، سرب و روی مس و طلادار دیو چاه و کانی‌سازی سرب و روی و آنتیموان تیلویی را نام برد.

در « منطقهٔ معدنی نهبندان – ایرانشهر »، کانی‌سازی کروم، مس، آهن، منگنز و طلا دیده می‌شود. کانی‌سازی منیزیت این منطقه متعدد و پر ارزش‌اند.

در « منطقهٔ معدنی میرجاوه – بیرجند »، پیکره‌های افیولیتی همراهانی از کروم، منگنز و آزبست با خاستگاه ماگمایی دارند. افزون بر آن در مجموعهٔ اولترامافیک، سنگ‌های ماگمایی و فلیش‌های ناحیهٔ کانی‌سازی طلا و نقره، مس و روی، سرب و طلا، طلا و مس با خاستگاه اسکارنی – گرمابی وجود دارند.

در « منطقهٔ زاهدان – سراوان »، محلول‌های گرمابی وابسته به توده‌های گرانیتوییدی موجب دگرسانی، متاسوماتیسم و دگرگونی همبری شده‌اند که با کانی‌سازی مس، سرب و روی، طلا، نقره و مولیبدن همراه‌اند.

توان هیدروکربنی ایران میانی

در شرایط کنونی، میدان‌های هیدروکربنی شناخته شدهٔ ایران مرکزی محدود به دو تاقدیس البرز و سراجه، واقع در خاور شهرستان قم است. در این ساختارها، سازند آهکی قم، به سن الیگوسن – میوسن، با سنگ‌شناسی و جایگاه چینه‌نگاری همسان با سازند آهکی آسماری، سنگ مخزن و نهشته‌های تبخیری بخش پایینی سازند سُرخ بالایی، پوش سنگ میدان را تشکیل می‌دهند. بنا بر گزارش افشارحرب (۱۳۸۰)، تاکنون ۹ حلقه چاه اکتشافی در این دو تاقدیس حفر شده و ذخیرهٔ خارج شده از میدان نفتی البرز، حدود ۲۰ میلیون بشکه است. ذخیرهٔ گازی میدان گازی سراجه که در خاور قم و در جنوب خاوری تاقدیس البرز قرار دارد، حدود ۰/۳ تریلیون فوت مکعب است.توان هیدروکربنی ایران میانی نمی‌تواند محدود به ناحیهٔ قم باشد. سازند قم سایر نواحی ایران میانی، انباشته‌های شیلی – ماسه‌سنگی گروه شمشک و همچنین ردیف‌های ژوراسیک بلوک طبس، از نظر توان هیدروکربنی شایستهٔ بررسی هستند

ایران شمالی

عنوان: توضیح

ایران شمالی شامل نواحی واقع در شمال زمیندرز تتیس کهن است. سازوکار ساختاری این نواحی یکسان نیست و قابل تقسیم به پهنهٔ فشارشی « کپه‌داغ » در خاور و پهنهٔ کششی « خزر جنوبی » در باختر است.

کپه‌داغ

عنوان: مقدمه

پهنهٔ رسوبی – ساختاری کپه‌داغ شامل کوه‌های هزار مسجد در شمال خاور ایران است که در یک راستای WNW تا ESE، از خاور دریای خزر آغاز و پس از عبور از ترکمنستان و ایران، وارد خاک افغانستان می‌شود. در نتیجه، کپه‌داغ به عنوان یک میدان گازی بزرگ بین سه کشور ایران، ترکمنستان و افغانستان مشترک است. میدان‌های گازی بسیار عظیم خانگیران در ایران، دولت‌آباد – دونمز، شاتلیک، گازلی، بایران علی و مهری در ترکمنستان و گوگر در افغانستان، در این حوضه کشف شده‌اند (افشارحرب، ۱۳۸۰).

از نگاه جغرافیایی و کوه‌نگاری، کپه‌داغ بخشی از ادامهٔ خاوری کوه‌های البرز است، ولی ویژگی‌های زمین‌شناختی و ساختاری آن نسبت به نواحی مجاور متفاوت است (نبوی، ۱۳۵۵).مرز شمالی این پهنه با فلات توران، منطبق بر گسل عشق‌آباد است که روند N 310 درجه دارد. در بارهٔ مرز جنوبی کپه‌داغ، دیدگاه‌ها متفاوت است، ولی این مرز با رخنمون‌های ناپیوستهٔ منشورهای برافزایندهٔ تتیس کهن مشخص می‌شود که در شمال خاوری فریمان (سفیدسنگ) و جنوب باختری مشهد برونزد دارند (شکل ۷-۱).

از نگاه ریخت‌شناسی، کپه‌داغ منطقه‌ای کوهستانی است کـه فازهـای آلـپ پایـانی در شـکل‌گیـری سیمای امروزی آن نقش اساسی داشته‌اند. ریخت‌شناسی منطقه، جوان اسـت و توپـوگرافی ناحیـه، رابطه‌ای مستقیم با ساختارهای زمین‌شناسی دارد. به طور معمول، تاقدیس‌ها ارتفاعات، و ناودیس‌ها دشت‌های میان‌کوهی را می‌سـازند و سـازندهای کربنـاتی مـزدوران (ژوراسـیک بـالایی) و تیرگـان (کرتاسهٔ پایینی) واحدهای سیما ساز منطقه هستند. دشت‌های سرخس، گرگان، مشهد – قوچـان و شیروان – بجنورد از نواحی فروافتادهٔ کپه‌داغ‌اند.

جدا از میدان‌های عظیم گازی، جای گیری پهنـهٔ کپـه‌داغ در فـصل مـشترک دو ابرقـارهٔ اوراسـیا و گندوانا سبب شده تا این پهنه مورد توجه خاص زمین‌شناسان باشد. گریسباخ (۱۸۸۱)، شرکت نفت امیـرانین (۱۹۳۸)، کـلاپ (۱۹۴۰)، گانـسر (۱۹۵۱)،گُلدشـمیت (۱۹۵۲)، پَـرَن (۱۳۳۵)، انـصاری (۱۳۴۰) و از ۱۳۴۱ به بعد افشار حرب، پژوهشگرانی هستند که به زمین‌شناسی کپه‌داغ پرداخته‌اند که از آن میان افشار حرب بیشترین سهم را دارد.

شرایط رسوبگذاری و رخدادهای زمین‌ساختی حاکم بر پهنهٔ کپه‌داغ شباهت به پهنـهٔ زاگـرس دارد که از آن جمله می‌توان به زمان چین‌خوردگی نهایی، روند عمومی چین‌ها، نبود تکاپوهای ماگمایی، یکسان بودن رژیم‌های فشارشی و ۰۰۰ اشاره کرد.

بحثی در بارهٔ موقعیت ساختاری کپه‌داغ

اگرچه در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، کپه‌داغ را لبهٔ جنوبی ورق توران و بخـشی از ابرقـارهٔ اوراسیا دانسته‌اند، ولی در حال حاضر در بارهٔ جایگاه این پهنه دو دیدگاه متفاوت زیر وجود دارد.

الف) نظریهٔ اوراسیایی: بر پایهٔ این نظریه که طرفداران فراوان دارد، در ناحیهٔ آق‌دربند نهشته‌های لیاس با دگرشیبی آشکار بر روی ردیفی از نهشته‌های آذرآواری با ساخت پیچیده و به سـن تریـاس میانی – بالایی جای دارند. ردیف‌های تریـاس میـانی – بـالایی، خـود بـر روی ضـخامت زیـادی از

آواری‌های سُرخ‌رنگ نشسته‌اند که ظاهری شبیه به مولاس‌های پرمین بالایی – تریاس زیرین فلات توران دارند و به طور دگرشیب، پی‌سنگ هرسی‌نین را می‌پوشانند و با رخساره‌های کربناتی – سکوی دیگر نواحی ایران تفاوت دارند. بدین‌سان، این گروه از زمین‌شناسان، کپه‌داغ را بخشی از ابرقارهٔ اوراسیا و سنگ‌های اولترامافیک ناحیهٔ مشهد را بقایای اقیانوسی می‌دانند که دو صفحهٔ توران (اوراسیا) و ایران (گندوانا) را از یکدیگر جدا و به سوی خاور، در امتداد گسل هرات، تا هندوکش ادامه داشته است.

ب) نظریهٔ گندوانایی: بر خلاف طرفداران نظریهٔ اوراسیایی، افتخارنژاد (۱۳۷۰) سنگ‌های پرکامبرین پسین – پالئوزوییک ناحیهٔ رباط قره‌بیل را همسان سنگ نهشته‌های همزمان در ایران مرکزی و البرز خاوری می‌داند و بر این باور است که سکوی اپی کاتانگایی پالئوزوییک صفحهٔ ایران در سرتاسر و یا بخشی از کوه‌های کپه‌داغ وجود دارد. در ضمن رخسارهٔ سنگ‌های دونین و کربنیفر پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند را همسان سازندهای جیرود و مبارک البرز مرکزی می‌داند و بدین‌سان نتیجه می‌گیرد که پی‌سنگ پهنهٔ کپه‌داغ متعلق به هرسی‌نین توران (اوراسیا) نیست، بلکه دنباله‌ای از پی‌سنگ آفریقا – عربستان است و لذا مرز میان سکوی ایران و پهنهٔ هرسی‌نین توران را در شمال کوه‌های کپه‌داغ و در خارج از ایران می‌داند.جدا از دو نظریهٔ اوراسیایی و گندوانایی، وجود توربیدیت‌های دانه ریز، رادیولاریت، چرت، روانه‌های بالشی و سنگ‌های اولترامافیک خاور روستای سفیدسنگ واقع در جنوب خاوری مشهد، به سن پرمین پسین و گاهی پرمین میانی، نشان می‌دهد که در اواخر کربنیفر و اوایل پرمین، در بخش شمال خاوری ایران، یک کافت درون قاره‌ای به وجود آمده و دست کم از آن زمان به بعد، کپه‌داغ به عنوان یک حوضهٔ رسوبی مستقل، شرایط رسوبی و زمین‌ساختی ناهمسانی با ایران مرکزی و البرز خاوری داشته است.

تاریخچه چینه‌ای کپه‌داغ

در کپه‌داغ، پی‌سنگ پیش از ژوراسیک، تنها، در شمال فرونشست تربت جام – فریمان و پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند دیده می‌شود. از این رو، بررسی رویدادهای پیش از ژوراسیک میانی تا اندازه‌ای دشوار است. از سوی دیگر، فرسایش ژرف در مرکز و باختر منطقه، اطلاع از رویدادهای آشکوب ماستریشتین به بعد را نیز دشوار می‌نماید.

در کتاب زمین‌شناسی کپه‌داغ، (افشار حرب، ۱۳۷۳) نواحی گرگان، جاجرم و اسفراین بخشی از قلمروی کپه‌داغ دانسته شده و در توصیف و تجزیه و تحلیل جغرافیایی دیرینهٔ آن به واحدهای سنگ‌چینه‌ای، به سن کامبرین به بعد اشاره می‌شود که رخساره‌ای همسان با ایران مرکزی و البرز دارند.

همسانی سنگ‌شناختی واحدهای سنگ‌چینه‌ای تا بدانجا است که حتی برای واحدهای سنگ‌چینه‌ای پالئوزوییک کپه‌داغ از واژه‌های سازندی ایران مرکزی و البرز استفاده شده است.پذیرش دیدگاه افشار حرب، تأییدی بر نظریهٔ گندوانایی کپه‌داغ است. ولی، یافته‌های زمین‌شناسی گویای آن است که پاره‌ای از رخساره‌های سنگی کپه‌داغ، رخنمون یافته در نواحی بینالود، جنوب بجنورد، جنوب گرگان، ورقه‌های نابرجایی هستند که در پیامد حرکت‌های آلپی و در نتیجه گسلش راندگی به روی حاشیهٔ شمالی البرز رانده شده‌اند.

در پنجرهٔ فرسایشی آق‌دربند، کهن‌ترین سنگ‌های فسیل‌دار شامل ردیفی از شیل، سنگ‌آهک و سنگ‌های آتشفشانی - رسوبی است که عضوهای آهکی آن حاوی کنودونت‌های شاخص دونین بالا است. بر روی سنگ‌های دونین، ردیفی از مرمرهای سفید رنگ نشسته که به باور روتنر (۱۹۸۳) موقعیت نابرجا، و سن پرکامبرین پسین دارند. افتخارنژاد (۱۳۶۶)، مرمرهای گفته شده را به دلیل داشتن سنگواره‌های شاخص، به سن دونین بالا – کربنیفر و قابل قیاس با « سازند مُبارک » می‌داند و عامل دگرگونی را به سیمرین پیشین نسبت می‌دهد.

نبوی (۱۳۵۵)، سنگ‌های تریاس آق‌دربند را نا دگرگونه می‌داند و لذا مرمری شدن کربنات‌ها را به رویداد زمین‌ساختی کالدونین نسبت می‌دهد. در زمان پرمین، در نتیجهٔ یک اشتقاق، کپه‌داغ از ورق ایران جدا و شرایط لازم برای جایگیری پوسته‌های اقیانوسی و ردیف‌های ژرف پلاژیک به سن پرمین، فراهم شده است که رخنمون‌های ناپیوسته و دگرگونی آن را می‌توان در امتداد زمیندرز تتیس کهن، در جنوب باختری و خاوری مشهد دید.سنگ‌های تریاس ناحیهٔ آق‌دربند، به دلیل عملکرد سه دورهٔ فرسایشی کوتاه، شامل سه چرخهٔ رسوبی جداگانه است که به مجموعهٔ آنها « گروه آق‌دربند » نام داده شده است. سنگ رخسارهٔ بخش پایینی و میانی این گروه با دیگر نواحی ایران تفاوت آشکار دارد و به ظاهر یادآور رخساره‌های تریاس ورق توران و نشانگر چیرگی شرایط رسوبی ویژه و حوضهٔ رسوبی مستقل و جدا از دیگر نواحی ایران است.

ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ، همانند دیگر نواحی ایران، از نوع انباشته‌های شیلی و ماسه سنگ‌های زغالدار است که با دگرشیبی بر روی سنگ‌های کهن‌تر نشسته‌اند. همانندی ردیف‌های تریاس بالای کپه‌داغ با ردیف‌های همزمان در البرز و ایران مرکزی می‌تواند نشانهٔ سرانجام گرفتن کافت جنوب کپه‌داغ و پیوند دوبارهٔ کپه‌داغ و ورق ایران باشد. شیل و ماسه‌سنگ‌های تیره‌رنگ سازند کشف‌رود، به سن لیاس – باژوسین، یادآور نهشته‌های پیش‌خشکی لیاس – ژوراسیک میانی (سازند شمشک) ایران میانی و شمالی است. ولی، کشف‌رود چند تفاوت عمده با سازند شمشک دارد.

مدنی (۱۹۷۷)، سازند کشف‌رود را نوعی فلیش توربیدیت می‌داند که بخشی از آن در حوضه‌های ژرف رسوبی (گاهی بیش از ۱۰۰۰ متر) ته‌نشین شده در حالی که، سازند شمشک معرف حوضه‌های پیش‌خشکی است. بررسی جغرافیای دیرینهٔ زمان باژوسین پسین – کرتاسهٔ پایانی گویای آن است که جدا از پیشروی و پسروی‌های محلی، در این فاصلهٔ زمانی، محیط رسوبی کپه‌داغ از نوع دریای باز بوده و از این نگاه، همسانی کافی با دیگر نواحی ایران دارد. برای نمونه می‌توان به همسانی

نهشته‌های ژوراسیک میانی – بالایی و سنگ‌های کرتاسه اشاره کرد که با تغییرهای ناچیز، با رخسارهٔ سنگی و زیستی مشابه، در بسیاری از نقاط صفحهٔ ایران وجود دارد. در آغاز پالئوسن همهٔ حوضه، خشکی بوده است.

در آغاز پالئوسن پسین دریا به صورت جداگانه از شمال خاور و شمال باختر آغاز به پیشروی کرده ولی خشکی کم شیب و کم ارتفاعی در شمال بجنورد میان دو دریا وجود داشته است (افشار حرب، ۱۳۷۳). از اوایل ائوسن پسین، دریا آغاز به عقب‌نشینی کرده و تنها در نواحی سرخس و درگز تداوم دریا از ائوسن به الیگوسن گزارش شده است. از اواسط الیگوسن پیشین به بعد، دریا به طور کامل پس‌نشسته و فقط در زمان نئوژن حوضه‌های میان کوهی، شکل گرفتند. گفتنی است که ضخامت سنگ‌های لیاس – الیگوسن کپه‌داغ، حدود ۶۰۰۰ متر برآورد می‌شود و با وجود تداوم ظاهری رسوب‌گذاری، مطالعهٔ دیرینهٔ جغرافیای کپه‌داغ، نشان می‌دهد که همزمان با فازهای کوهزایی و زمین‌زایی، شواهدی از پیشروی و پسروی مکرر دریا وجود دارد. افشار حرب به ۲۱ بار ترک دریا اشاره دارد که در روند آن همه و یا بخشی از کپه‌داغ از آب خارج و محیط‌های خشکی و یا مردابی چیره شده‌اند.

ضخامت زیاد سنگ‌های رسوبی دریایی و نبود تکاپوهای آذرین، کپه‌داغ را پس از زاگرس مناسب‌ترین حوضه برای تشکیل و تجمع هیدروکربن ساخته است. کشف میدان‌های عظیم هیدروکربنی در این حوضه، درستی این دیدگاه را نشان می‌دهد.

زمین‌ساخت کپه‌داغ

در بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی الگوی چین‌خوردگی کپه‌داغ با پهنهٔ زاگرس مقایسه شده است چرا که، بیشتر چین‌ها نامتقارن، ممتد و کم و بیش با یکدیگر موازی هستند و در یک روند

NW - SE آرایش یافته‌اند. گفتنی است که در پیشانی جنوب باختری، چین‌ها شدت بیشتری دارند ولی به سمت خشکی توران، چین‌ها بازند و سرانجام از بین می‌روند.

با استناد به شواهدی مانند بالا بودن شدت چین‌خوردگی در جبهۀ جنوبی و همچنین نامتقارن و پرشیب بودن پهلوی جنوب باختری چین‌ها، به نظر می‌رسد حرکت ورق ایران به سمت کپه‌داغ، در چین‌خوردن رسوب‌ها نقش اساسی‌تری داشته است. چنین حرکتی سبب تغییر سازوکار گسل‌های پی‌سنگ از نرمال به راندگی، با شیب به سمت شمال، و همچنین زایش گسل‌های امتداد لغز شده که جهت جابه‌جایی زوج‌های گسلی با راستای فشارش بر کمربند چین‌خوردۀ کپه‌داغ منطبق است.

جدا از پیشروی و پسروی وابسته به حرکت‌های خشکی‌زایی، نبود ردیف‌های دریایی جوان‌تر از ائوسن می‌تواند نشانگر عملکرد رخداد پیرنه باشد که بر دیرینه جغرافیایی ناحیه اثر درخور توجه داشته است. ولی، یقین بر این است که الگوی چین‌خوردگی کنونی کپه‌داغ حاصل عملکرد رخداد کوهزایی اواخر پلیوسن است. فشردگی کپه‌داغ، با کوتاه شدگی پوسته همراه است که میزان آن با در نظر گرفتن ۷۰ کیلومتر پهنای کنونی، حدود ۱۵ درصد است.

از نظر زمان تشکیل و سازوکار حرکتی، گسل‌های کپه‌داغ را می‌توان به دو گروه تقسیم کرد. گروه نخست گسل‌های همزمان با فرونشست حوضه است که به طور عموم روند خاوری – باختری و یا شمال خاوری – جنوب باختری دارند، و در آغاز، سازوکار حرکتی نرمال داشته‌اند ولی پس از برقراری رژیم‌های فشارشی به انواع برگشته با شیب رو به شمال تبدیل شده‌اند. گروه دوم گسل‌ها، محور چین‌ها را قطع می‌کنند و از نوع همگرا هستند که ممکن است امتداد لغز راستگرد ،با روند شمال باختری، و یا امتداد لغز چپگرد ، با روند شمال خاوری، باشند. گسل‌های امتداد لغز راستگرد، در مقایسه با انواع چپگرد، طول و توان لرزه‌خیزی بیشتر دارند.

لرزه‌زمین‌ساخت کپه‌داغ

رخداد زمین‌لرزه‌های متعدد همراه با گسلش سطحی نشانگر آن است که کمربند چین‌خوردهٔ کپه‌داغ از زمان بازپسین فعالیت‌های آلپی تاکنون تحرک داشته و موجب ویرانی شهرهایی مانند قوچان شده است. به عقیدهٔ مکنزی (۱۹۷۲)، زون لرزه‌خیز کپه‌داغ، ادامهٔ جنوب خاوری نوار لرزه‌خیز قفقاز – خزر است. جدا از زمین‌لرزه‌های شناخته شده و گسلش‌های کواترنر، آبرفت‌های پلکانی موجود در امتداد رودخانه‌ها، به ویژه رودخانهٔ کشف‌رود، معرف فعالیت‌های جوان پهنهٔ کپه‌داغ‌اند. مطالعهٔ کانون زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ نشان می‌دهد که:

× زمین‌لرزه‌ها بیشتر در مرز جنوبی و مرز شمالی کپه‌داغ متمرکزند.

× بخش‌های جنوب خاوری و خاور کپه‌داغ چندان لرزه‌زا نیست.

× زمین‌لرزه‌های کپه‌داغ بیشتر از نوع کم ژرفاست.

× کانون‌یابی زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۸۷۱، ۱۸۹۳ و ۱۹۲۹ نشانگر آن است که این زمین‌لرزه‌ها با گسل‌های عمدهٔ راستالغز نواحی مرکزی و خاوری کپه‌داغ همسویی دارند.

× زمین‌لرزه‌های سال‌های ۱۹۵۹، ۱۹۷۰ و ۱۹۷۲ نشان دهندهٔ یک زون لرزه‌خیز با راستای NE–SW هستند.

× رها شدن انرژی در گسل‌های همگرا متفاوت است، آن‌گاه که یک گروه به آستانهٔ جنبش می‌رسند،گروه دیگر در حال انباشت نیرو هستند. بنا به نوشتهٔ چالنکو (۱۹۷۲) تا پیش از سال ۱۹۴۵، زمین‌لرزه‌ها همروند با گسل‌های NNW بوده‌اند حال آن که پس از آن، زمین‌لرزه‌ها، در راستای گسل‌های NNE هستند.

توان اقتصادی کپه‌داغ

در بخش ایرانی کپه‌داغ، ردیف‌های هم‌ارز با سازندهای مُبارک و شمشک دارای تـوان هیـدروکربنی هستند (افشارحرب، ۱۳۸۰). ولی، ژرف‌ترین افق حفاری و لایهٔ آزمایش شده، سازند مزدوران اسـت. در بخش‌های بالایی سازند کشف‌رود نیز دو حلقه چاه حفر شده که نشانه‌هایی از گاز دارند.

دو میدان گازی خانگیران و گنبدلی در ناحیهٔ سرخس و گاز غیـر اقتـصادی تاقـدیس قـزل‌تپـه، در ناحیهٔ گرگان، از جمله میدان‌های گازی کپه‌داغ‌اند.میدان گازی بسیار عظیم خانگیران، در تاقـدیس خانگیران است که ۳۵ کیلومتر پهنا دارد. سنگ مخـزن اصـلی خـانگیران سـازند مـزدوران اسـت و ماسه‌سنگ‌های سازند شوریجه مخزنی درجه دوم را تشکیل می‌دهند. پوش‌سـنگ هـر دو مخـزن را رس سنگ‌های سُرخ‌رنگ تشکیل می‌دهند. گاز مخزن مزدوران ترش و گاز مخزن شـوریجه شـیرین است. گاز مخزن مزدوران پس از پالایش و گوگرد زدایی سوخت شهرهای مشهد، قوچـان، شـیروان، بجنورد و سوخت نیروگاه نکا را تأمین می‌نمایـد.زغالـسنگ (معـدن آق‌دربنـد)، آثـاری از جیـوه در حاشیهٔ شمالی و آثاری از طلا همراه با پیریت در سازند چمن‌بید از کپه‌داغ گزارش شده که در حال حاضر چندان اقتصادی نیستند.

فرونشـــــست خـــــزر

عنوان: مقدمه

به جز افتخارنژاد (۱۳۵۹)، دیگر زمین‌شناسان، فرو نشست خزر را منحصر به محیط آبـی ایـن دریـا دانسته‌اند. ولی، بررسی ردیف‌های رسوبی جنوب دریای خزر، در حد فاصل گنبد کـاووس تـا دشـت مغان نشان می‌دهد که نهشته‌های میوسن میانی به بعد این نواحی، گاه با حدود ۴۵۰۰ متر سـتبرا، بیشتر آواری و لب شورند و تفاوت آنها با رسوب‌های هم زمان در البرز چشمگیر است. به گفتهٔ بهتر، ستبرای رسوبات، سرشت رخساره‌های سنگی و زمین‌ساخت مناطق مذکور، مؤیـد عمـل دوگانـهٔ بـر پایی البرز و فروافتادگی نواحی میان گسل شمال البـــرز و گسل آپشرون - بالکان اسـت. از ایـن رو تقسیم فـرونشست خزر به دو بخش جـــداگانهٔ « حاشیهٔ جنـوبی دریـای خـزر » و « حوضـهٔ خـزر

جنوبی » به منطق نزدیک‌تر است چرا که به احتمال در اولی پی‌سنگ گرانیتی و در دومی بازالتی است.

حاشیهٔ جنوبی خزر

از زمان پالئوسن، به گفتهٔ دقیق‌تر از میوسن میانی، همزمان با تکوین کوه‌های آلپ، دریای تتیس به دو حوضهٔ جدا از هم تقسیم شده است. حوضهٔ جنوبی، که دریای مدیترانهٔ کنونی را تشکیل می‌دهد با اقیانوس اطلس در ارتباط بوده است.. حوضهٔ شمالی، که محیطی لب شور بوده حوضهٔ بستهٔ پاراتتیس را به وجود آورده که به جز در مقاطع زمانی کوتاه با دریاهای باز (مدیترانه) ارتباطی نداشته است.حوضهٔ پاراتتیس از درهٔ رودخانهٔ رن در جنوب خاوری فرانسه تا ترکمنستان گسترش داشته که با تحول و تکوین کوه‌های آلپ، کارپات، بالکان، پونتید، قفقاز، کپه‌داغ و البرز به سه حوضهٔ کوچک‌تر « باختری »، « مرکزی » و « خاوری » تقسیم شده است که از میان آنها پاراتتیس خاوری نواحی واقع در شمال کریمه، قفقاز، دریای سیاه، دریاچهٔ خزر، دریاچهٔ آرال و ترکمنستان را زیر پوشش داشته است.

بدین‌سان سراسر دریای خزر به طور اعم، و بخش جنوبی آن از گنبد کاووس تا بندرانزلی، شمال آستارا و حتی دشت مغان، به طور اخص، از جمله نواحی هستند که از میوسن میانی به بعد، با پاراتتیس خاوری پوشیده می‌شده‌اند. بخش بیشتر این نوار ساحلی با رسوبات دلتایی، رودخانه‌ای و ساحلی عهد حاضر پوشیده شده است و لذا، جدا از رخنمون‌های محدود، بخش درخور توجهی از اطلاعات، مربوط به حفاری‌های نفتی است.

در سال ۱۳۵۵، نبوی به ناحیهٔ موردنظر « زون گرگان – رشت» نام داد و با توجه به شیست‌های کم دگرگونهٔ جنوب گرگان، تاریخچهٔ پیدایش آن را پرکامبرین دانست.

افتخارنژاد (۱۳۵۹)، نخست آتشفشانی‌های دگرگون شده، شیست‌ها و افیولیت‌های غرب اسالم و اهر را به سن ژوراسیک و دنبالهٔ پی‌سنگ خزر دانست ولی در مطالعات بعدی (۱۳۷۱) مجموعه‌های گرگان- اسالم- اهر را فلس‌های رورانده به سن کربنیفر – پرمین و برونزد آنها را محل زمیندرز تتیس کهن دانست.

علوی (۱۹۹۱) حاشیهٔ جنوبی دریای خزر را دنبالهٔ باختری کپه‌داغ و لبهٔ جنوبی صفحهٔ توران می‌داند. حفاری‌های نفتی نشان می‌دهند ردیف‌های سنوزوییک نوار جنوبی دریای خزر متعلق به پاراتتیس خاوری است که به دلیل فرونشینی بستر و به ویژه افت سطح آب، ساحل قدیمی را رها کرده است.

تاریخچهٔ چینه‌ای حاشیهٔ جنوبی خزر

بیشتر مخازن نفتی شمال ایران در نهشته‌های پلیوسن – کواترنر حاشیهٔ دریای خزر تشکیل شده‌اند به همین دلیل، این انباشته‌ها ارزش اقتصادی دارند. و می‌توان آنها را در نواحی دشت گرگان، مازندران، گیلان و دشت مغان دید.دشت گرگان، تحت تأثیر پیشروی و پسروی‌های دریای میوسن و خزر قدیمی قرار داشته و ضخامت رسوب‌ها به سرعت از چند ده متر، در خاور دشت، به بیش از سه هزار متر در خاور دریای خزر، می‌رسد. در این دشت نهشته‌های آشکوب سارماسین گسترده‌اند ولی ردیف‌های پونسین وجود ندارد. نهشته‌های پلیوسن دشت گرگان شامل نهشته‌های دو آشکوب چلکانین، (پلیوسن زیرین – میانی) و آقچه‌گیلین (پلیوسن بالایی) است (موسوی روحبخش، ۱۳۸۰) که با رخساره‌های خزری کواترنر پوشیده شده‌اند. در دشت مغان، به ویژه در نواحی گرمی و پارس‌آباد، ردیف‌های نئوژن، گستردگی زیاد دارند. در این دشت، نهشته‌های آشکوب سارماسین زیرین و میانی بیشتر از نوع رس‌های قهوه‌ای، مارن‌های سیلیسی گچ‌دار و کمی آهک است که حدود ۲۵۰۰ متر ضخامت دارند. ردیف‌های سارماسین بالایی و همچنین پلیوسن زیرین در دشت