هدف ها

- مفاهیم مندرج در فهرست مفاهیم تازه را به زبان خود تعریف کنید؛
- روابط موجود بین مفاهیم تشریح شده در فصل را با شکل های ساده نشان دهید؛
- ویژگی های ساختاری ایران را از نظر لرزه خیزی، آتشفشانی، کوه زایی، گسل ها، چین ها، ضخامت پوستهٔ قاره‌ای و مانند آن، بر شمرید؛
- تقسیمات زمین شناسی-ساختاری ایران را در نقشه مشخص کنید و ویژگی های هر یک را شرح دهید؛
- نحوهٔ تکوین رشته کوه های زاگرس را توسط نیمرخ نشان دهید و به زبان ساده تشریح کنید.

مفاهیم تازه

- زمین لرزه های ایران
- گسل های ایران
- آتشفشانی های ایران
- افیولیت های ایران
- آمیزهٔ رنگین
- گنبدهای نمکی ایران
- کوه زایی های ایران
- ضخامت پوستهٔ ایران
- کمربند آلپی- هیمالیایی
- کوه زایی آلپی
- فلات ترکیه - ایران
- گندوانا
- اروپاسیا
- ورقهٔ عربی
- تتیس کهن
- تتیس جدید
- زمین درز تتیس کهن
- زمین درز تتیس جدید
- کمربند فعال شمالی
- فلات میانی
- کمربند فعال جنوبی
- زاگرس
- زاگرس مرتفع
- زاگرس چین خورده
- فروبار دزفول
- پهنهٔ ایذه
- پهنهٔ لرستان
- پهنهٔ فارس
- راندگی اصلی زاگرس
- گسل زاگرس مرتفع
- گسل جبههٔ کوهستان زاگرس
- گسل پیش خشکی زاگرس
- گسل کازرون
- دشت خوزستان
- سکو
- سکوی عربی
- پی سنگ
- مکران
- گلفشان
- دیاپیر شیلی
- زون برافزایشی
- تفتان
- سنندج سیرجان
- ارومیه دختر
- ایران مرکزی
- بلوک لوت
- بلوک طبس
- فروافتادگی زابل
- کوه های شرق ایران
- فلیش
- رشته کوه های البرز
- بینالود
- کپه داغ
- گسل مشا
- حوضهٔ خزر جنوبی
- خزر میانی

مقدمه

نحوهٔ تکوین پوسته قاره‌ای ایران مثال بارزی از پیچیده بودن ساختمان سنگ کرهٔ قاره‌ای است. شکستن مکرر یک قارهٔ اولیه و گسترش آن و برخورد مجدد قاره های حاصل به همدیگر، دوره‌های متعدد فعال زمین ساختی را به وجود می‌آورده است که طی آن فرایندهای کوه زایی، آذرین و دگرگونی فعال بوده‌اند. حاصل همهٔ این فرایندها وضع زمین‌شناسی کنونی ایران است که پیچیدگی بسیاری دارد، به نحوی که کشور ما یکی از نقاط جهان است که هنوز نتوانسته‌اند با توجه به الگوی زمین ساخت ورقی، به دقت تاریخ گذشتهٔ همهٔ قسمت های آن را بازنویسی کنند.

۱۵-۱. شواهد زمین‌شناختی-ساختاری کنونی ایران

همهٔ ما با رشته کوه های البرز در شمال و زاگرس در جنوب کشور کم و بیش آشنا هستیم. در فاصلهٔ بین این دو رشته کوه، یک فلات مرتفع و به نسبت هموار، به نام ایران مرکزی قرار گرفته است. ساختار های مهم و کمتر شناخته شده‌ای نیز در مکران، واقع در جنوب شرق، و کپه داغ، واقع در شمال شرق کشور، وجود دارد. این پدیده های متفاوت چگونه در کنار یکدیگر فراهم آمده‌اند؟ به منظور ایجاد زمینهٔ لازم برای بررسی نحوهٔ تکوین پوستهٔ ایران و همچنین تعیین مناطق ساختاری عمدهٔ کشور، مجموعه‌ای از شواهد مربوط به وضعیت کنونی ایران را از نظر لرزه خیزی، گسل های عمده، گسترش فعالیت های آتشفشانی، پراکندگی افیولیت ها، چین‌خوردگی ها، کوه زایی ها و در نهایت ضخامت پوستهٔ ایران، فهرست وار مرور می کنیم.

زمین‌لرزه‌های ایران

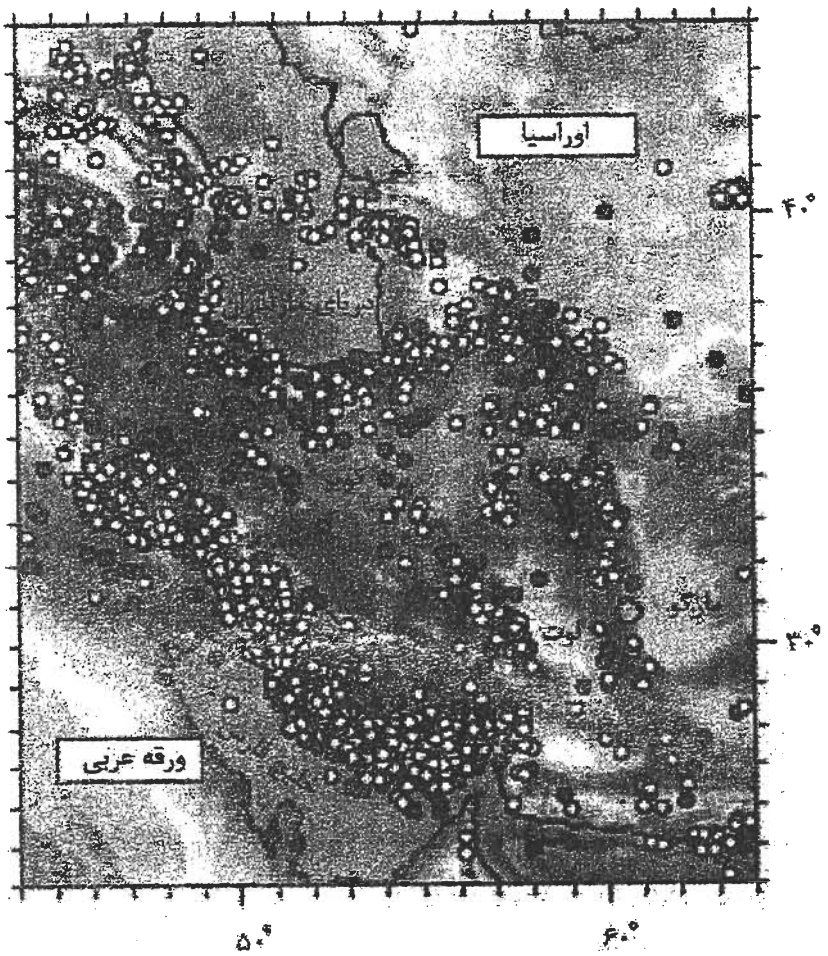
کشور ما یکی از نقاط لرزه خیز جهان است. در شکل ۱۵-۱ پراکندگی زمین‌لرزه‌های ایران، نشان داده شده است. همچنان که در این شکل دیده می‌شود، تراکم زمین‌لرزه‌ها در بخش های کوهستانی البرز و زاگرس بیشتر و در نقاطی مثل ایران مرکزی یا دشت خوزستان به مراتب کمتر است.

در دو دههٔ اخیر، دانش ما درباره گسل های فعالی که در زمان وقوع زمین لرزه حرکت می کنند، تا حد زیادی افزایش یافته است. این آگاهی ها از پیشرفت های صورت گرفته در دانش لرزه شناسی، نقشه برداری هوابرد، و به ویژه با استفاده ار GPS[1]، به دست آمده است.

---

[1] Ground Positioning System (در یکی دو دههٔ اخیر تعیین محل دقیق ایستگاه های زمینی توسط ماهواره ها، اطلاعات با ارزشی را در مورد حرکات و جابه جایی های بخش های مختلف پوسته به دست داده است).

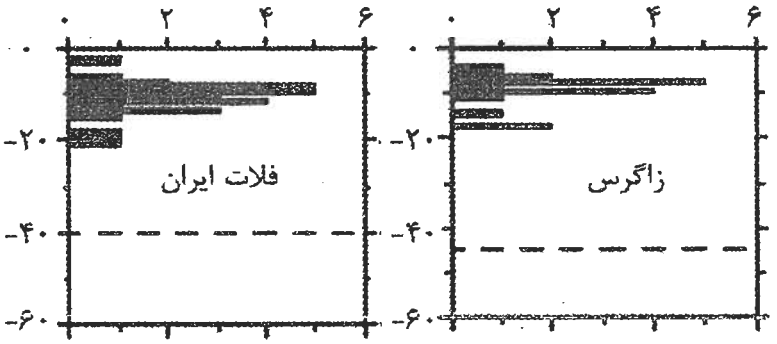
در اقیانوس ها تغییر شکل و به تبع آن لرزه خیزی در حاشیهٔ ورقه ها متمرکز است. به عبارت دیگر، در اقیانوس ها مرز ورقه ها یک گسل منفرد است. این در حالی است که در قاره ها تغییر شکل و لرزه خیزی در ناحیهٔ وسیعی توزیع می شوند (کوپلی و جکسون، ۲۰۰۶). این حالت، همچنانکه در شکل ۱۵-۱ نیز دیده می شود، در مورد پوستهٔ قاره ای ایران نیز صادق است. پراکندگی زمین لرزه های ایران موید این است که بیشتر تغییر شکل های کنونی ایران در البرز، زاگرس، کپه داغ و تاحدی شرق ایران، متمرکز شده و نواحی دیگری چون لوت و ایران مرکزی، لرزه خیز نیستند و به صورت قطعات صلب عمل می کنند (هولینگ ورث و همکاران، ۲۰۰۶).



شکل ۱۵-۱. زمین لرزه در ایران و پیرامون آن. نقاط روشن، زمین لرزه های با بزرگی بیش از ۴ را که در فاصله بین سال های ۲۰۰۲-۱۹۶۳ صورت گرفته، نشان می دهد. نقاط تیره زمین لرزه های ۱۰۰ سال قبل است که بزرگی بیش از ۵ برای آنها برآورد شده است. بخش هایی از ایران، همچون دشت لوت، دشت کویر و بخشی از دشت خوزستان، تقریبا عاری از زلزله اند (جکسون ۲۰۰۶).

در زاگرس بزرگی زمین لرزه ها، اغلب کمتر از ۷ است. زمین لرزه ها در زاگرس در محدوده ای به طول ۱۵۰۰ و عرض ۱۵۰ کیلومتر، با روند شمال غربی-جنوب شرقی، ایجاد می شوند. در این ناحیه در مواردی زمین لرزه های تا ۶۰ کیلومتر عمق هم گزارش شده، اما بیشتر زمین لرزه ها کمتر از

۲۰ کیلومتر عمق دارند (شکل ۱۵- ۲). بیشتر زمین لرزه های زاگرس در زیر توالی رسوبی آن، یعنی در پی سنگ، رخ می دهند. بسیاری از این زمین لرزه ها را نمی توان به گسلش سطحی ربط داد. فقدان گسلش سطحی اغلب زمین لرزه های زاگرس را ناشی از عملکرد لایه های نمکی سری هرمز و دیگر رسوبات تبخیری دارای رفتار خمیرسان پوشش رسوبی آن می دانند. گسل های عمیق پی سنگی در رسیدن به زون خمیرسان مستهلک می شوند.



شکل ۱۵ - ۲. عمق کانون زمین لرزه ها در زاگرس و فلات ایران. زمین لرزه های این دو ناحیه در پوستهٔ بالایی متمرکز شده اند (جکسون، ۲۰۰۱).

گسل های ایران

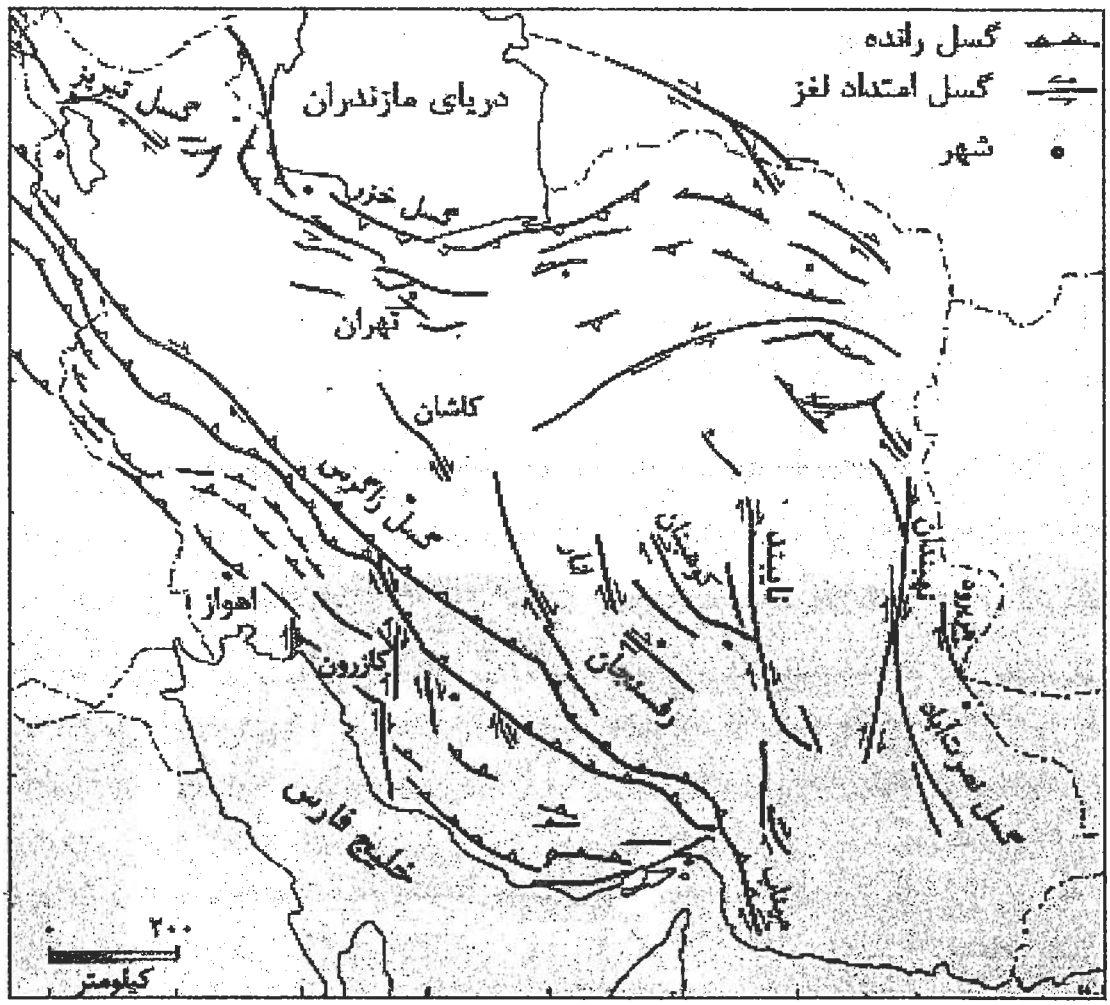
کشور ما پوشیده از گسل های فعال و غیر فعال متعدد است. در شکل ۱۵-۳ برخی از مهم ترین گسل های کشور نشان داده شده اند. همچنان که دیده می‌شود، بارزترین این گسل ها در امتداد رشته کوه‌های زاگرس قرار دارد. گسل های دیگری را نیز می‌توان در راستای رشته کوه‌های البرز مشاهده کرد. در شرق ایران گسل ها بیشتر راستای عمومی شمالی جنوبی دارند. بیشتر گسل های مهم ایران یک مؤلفه جابه جایی نسبی افقی دارند. در نقشهٔ گسل های شکل ۱۵-۳ سه امتداد کلی را می‌توان تشخیص داد:

- شمال غربی-جنوب شرقی: مثل گسل های زاگرس، البرز غربی؛
- شمال شرقی- جنوب غربی: مثل گسل های البرز شرقی و درونه؛
- شمالی جنوبی: مثل گسل های کازرون، نهبندان و نایبند.

چین‌خوردگی های ایران

منظم ترین چین های ایران در جنوب راندگی زاگرس مشاهده می‌شود. این چین‌خوردگی ها به صورت چین های کشیده با راستای عمومی‌شمال غرب-جنوب شرق قرار گرفته‌اند. چین های تاقدیسی،اغلب میدان های نفت و گاز را تشکیل می دهند (شکل ۱۵-۴). یک فشارش جنوب غربی-

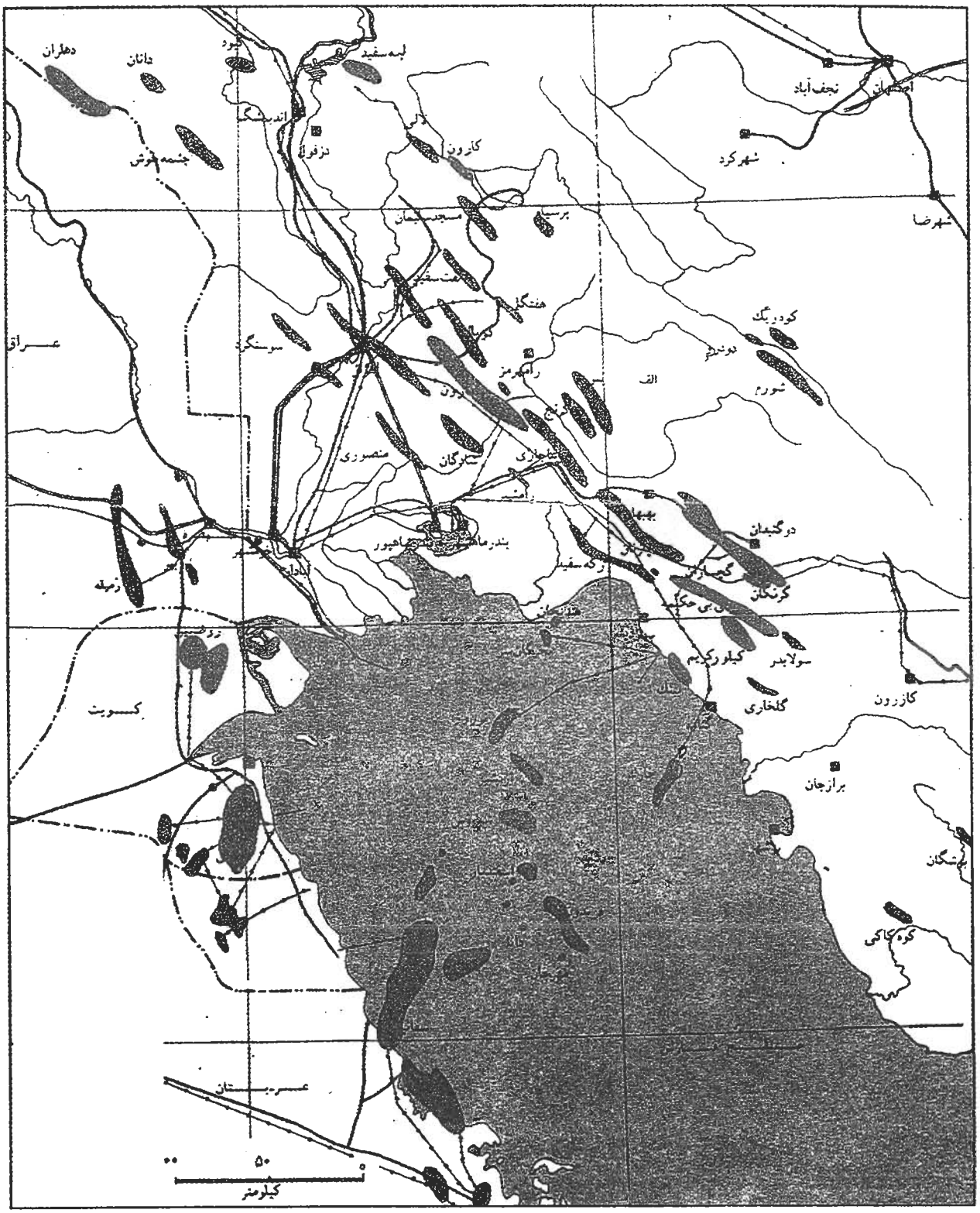
شمال شرقی را می‌توان عامل ایجاد این چین‌خوردگی ها دانست. نظر به اینکه اغلب این چین ها فعال اند و به رشد خود نیز همچنان ادامه می‌دهند نیروی ایجادکننده آنها نیز همچنان فعال است.



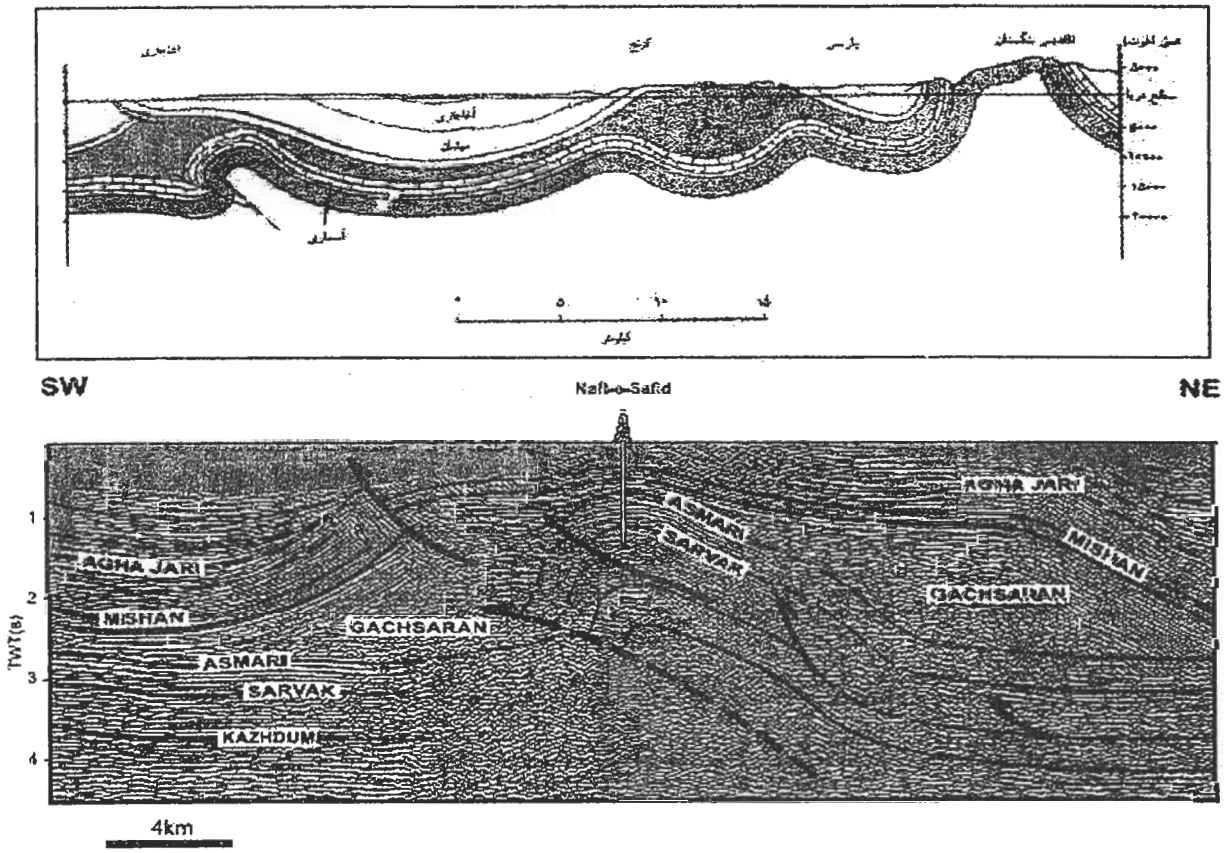
شکل ۱۵- ۳. گسل های فعال ایران. گسل های معکوس با دندانه در سمت فرادیواره مشخص شده اند. نیم پیکان ها سمت حرکت گسل های امتدار لغز را نشان می دهند. سمت حرکت گسل های بدون دندانه و نیم کمان نامشخص است (بربریان و یتس ۱۹۹۹).

چین های زاگرس از شکل و اندازه های متفاوتی برخوردارند. طول موج این چین ها از چند صد متر تا ۱۰ کیلومتر متغیر است. طول این چین ها نیز دامنه ای از ده ها و گاه صدها کیلومتر دارد. در زاگرس وجود افق های کم استحکام و شکل پذیر (زون های جدایش) سبب شده که شکل و نحوهٔ چین خوردگی در زیر و بالای این جدایش ها، کاملا متفاوت باشد (شکل ۱۵-۵).

چین‌خوردگی های فراوان دیگری را می‌توان در دیگر نقاط کشور، به ویژه در راستای رشته کوه‌های البرز و شرق کشور ملاحظه کرد. این چین‌خوردگی ها، به دلایل متعدد، از جمله تحمل بیش از یک رخداد تغییر شکل، همانند زاگرس جهت یابی یکنواخت، ندارند.



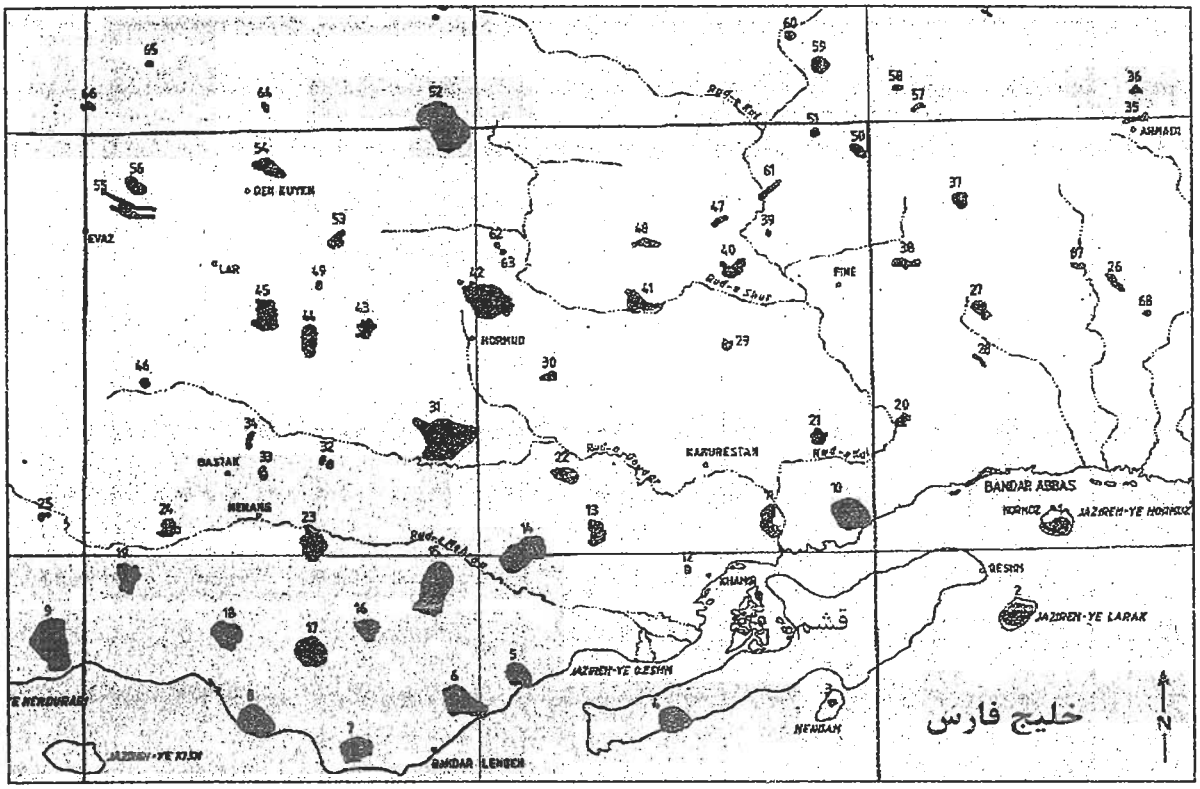
شکل ۱۵-۴. زاگرس چین خورده. چین های تاقدیسی جنوب و غرب ایران. به تفاوت بین جهت یابی راستای چین ها در زاگرس (شمال غربی- جنوب شرقی) با مناطق جنوبی خلیج فارس توجه کنید.



شکل ۱۵-۵. نیمرخ چین خوردگی های زاگرس. الف) نیمرخ زمین شناسی در راستای خط الف-ب شکل ۱۵-۴. (سحابی ۱۳۸۲). ب) نیمرخ لرزه ای در راستای شمال شرقی- جنوب غربی، از محل تاقدیس نفت سفید واقع در فروبار دزفول. تغییر ضخامت ها درسازند گچساران ناشی از عملکرد مواد تبخیری خمیرسان این زون جدایش است (شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶).

گنبدهای نمکی ایران

در بخش های مختلف کشور ما، به ویژه در نواحی جنوبی، **گنبدهای نمکی** متعددی رخنمون یافته‌اند (۱۵-۶). تاکنون نزدیک به ۲۰۰ گنبد نمکی در کشور شناسایی شده است. منشأ این نمک ها رسوبات تبخیری قدیمی سری هرمز، متعلق به قبل از کامبرین (حدود ۵۸۰ میلیون سال قبل) است. نمک های این سری در نقاط مختلف به بالا حرکت کرده و گنبدهای نمکی متعددی را می سازند. این نمک ها، با قطع کردن رسوبات بالایی در سطح زمین و در بستر خلیج فارس رخنمون یافته اند. تعدادی از جزایر خلیج فارس نیز توسط دیاپیریسم این نمک ها به وجود آمده‌اند. برخی از این ساختار ها تا نزدیکی های سطح صعود کرده و تنها در بررسی های زیرسطحی (ژئوفیزیکی) قابل ردیابی اند. در مواردی، که گنبدهای نمکی به سطح نرسیده اند، با خم کردن لایه های بالایی خود، چین های گنبدی را به وجود آورده اند. در زاگرس، نمک های سازند هرمز نقش یک افق یا گسل جدایشی را به عهده داشته اند. در افق های بالاتر تبخیری های سازند گچساران نقش زون جدایشی دیگری را بازی کرده اند (شکل ۱۵-۵).



شکل ۱۵-۶. گنبدهای نمکی در جنوب شرق زاگرس و بخشی از سواحل خلیج فارس (بوزاک و همکاران، ۱۹۹۸)

کوه زایی های ایران

اغلب کوه زایی ها زا می توان به گونه ای با فرایند های زمین ساخت ورقی مرتبط کرد. کوه‌های جوان حاشیه قاره ها، کوه های آتشفشانی بدون تغییر شکل، کوه های چین خورده، کوه‌های گسلی و کوه های فرسایشی نمونه هایی از انواع کوه زایی ها در درون قاره ها هستند (جدول ۱۲-۴). آثار این فعالیت ها به صورت چین خوردگی، گسلش، فعالیت های ماگمایی و آتشفشانی، دگرگونی، تغییرات جانبی در رخساره ها، که حاصل پیشروی یا پسروی است، دیده می شود.

بررسی های صورت گرفته در ایران، کوه زایی های متعددی را از پرکامبرین تا عهد حاضر شناسایی کرده است. در جدول ۱۵-۱ فازهای مهم کوه زایی در ایران، در طی دوران های زمین شناسی، فراهم آمده است. از این میان **کوه زایی آلپی**، که در کمتر از ۲۰۰ میلیون سال گذشته رخدادهای مختلف آن فعال بوده، نقش موثری در ایجاد وضعیت کنونی پوسته ایران داشته است. در شکل ۱۵-۹ موقعیت بخشهای متاثر از کوهزایی آلپی در ایران نشان داده شده است. رشته کوه های البرز در شمال و زاگرس در جنوب در اثر کوه زایی آلپی، ایجاد شده اند.

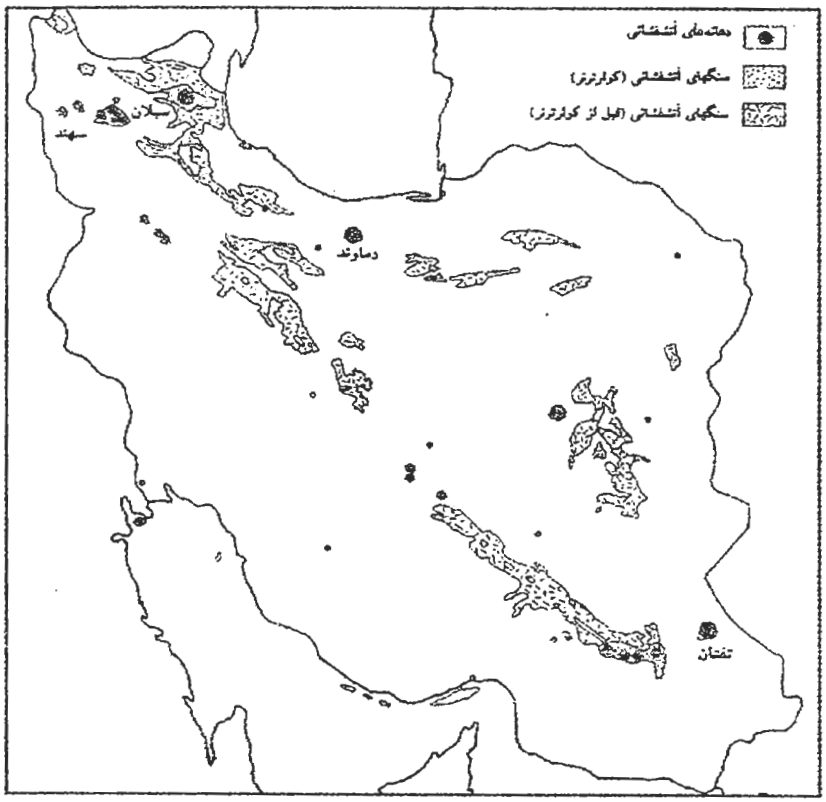
جدول ۱۵-۱. فازهای مهم زمین ساختی در ایران (تهرانی، ۱۳۷۵).

دوره	دوران	عهد		کوهزاییها
سنوزوئیک	کواترنری	عصر حاضر		
			۱۰ هزار سال	
		پلئیستوسن		
			۲	پاسادنین
	ترشیری	پلیوسن		
			۱۲	
		میوسن		ساوین
			۲۶	
		الیگوسن		
			۳۷	پیرنه
		ائوسن		
			۵۳	
		پالئوسن		
			۶۵	لارامید
مزوزوئیک	کرتاسه			سیمرین پسین
			۱۳۶	
	ژوراسیک			
			۱۹۰	سیمرین پیشین
	تریاس			
			۲۲۵	
پالئوزوئیک	پرمین			هرسی‌نین
			۲۸۰	
	کربونیفر			
			۳۴۵	
	دونین			
			۳۹۵	
	سیلورین			کالدونین
			۴۳۰	
	اردویسین			
			۵۰۰	
	کامبرین			
			۵۷۰	
پرکامبرین	اینفراکامبرین پروتروزوئیک آرکئوزوئیک			کاتانگائی (آسنتیک) کارلین

کوهزاییهای آلپی

فعالیت های آتشفشانی ایران

در شکل ۱۵-۷ آتشفشان ها و سنگ های آتشفشانی نسبتا جدید ایران نشان داده شده اند. همچنان که در این شکل دیده می‌شود، فعالیت های آذرین بیرونی به صورت نواری در شمال شرق راندگی زاگرس، در راستای رشته کوه البرز و رشته کوه‌های شرق کشور دیده می‌شوند. در این شکل، محدوده ای در شمال کوه‌های البرز، یک محدودهٔ مثلثی در ایران مرکزی و همچنین محدودهٔ وسیعی از مناطق واقع در جنوب و غرب کوه های زاگرس، فعالیت های آتشفشانی چندانی نشان نمی دهند



شکل ۱۵-۷. قلل آتشفشانی و سنگ های آتشفشانی ایران

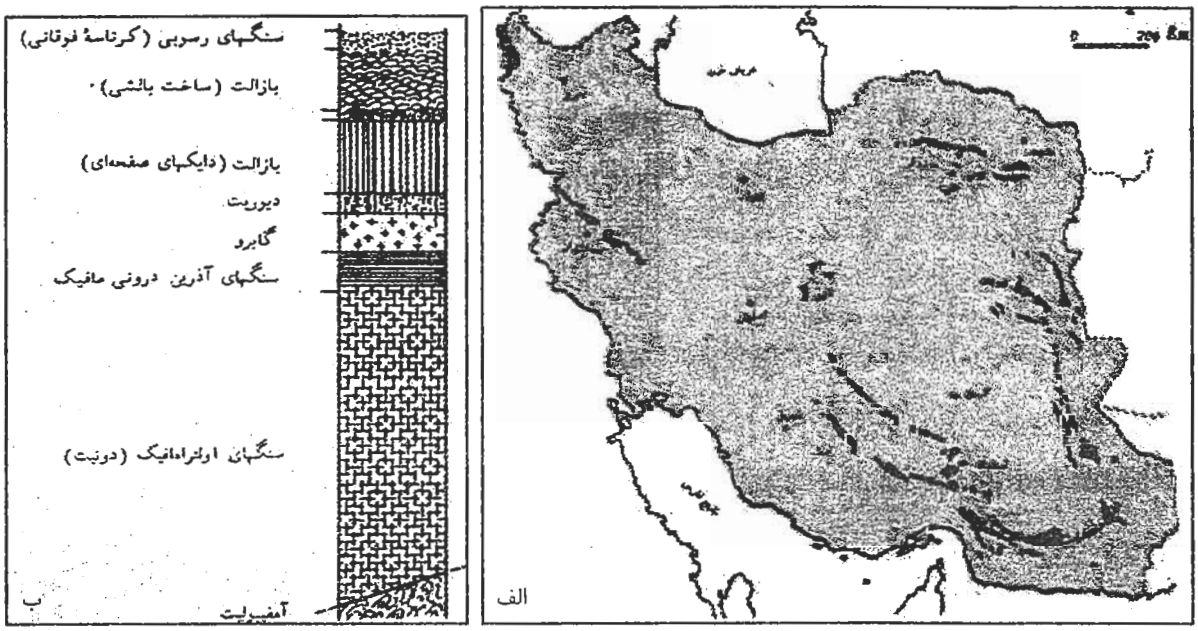
افیولیت های ایران

با نزدیک شدن و برخورد دو قاره، در اثر فرورانش پوستهٔ اقیانوسی بین آنها، بخش هایی از پوستهٔ اقیانوسی به تله می افتد و بر روی آنها فرارانده می‌شود. امروزه باقی ماندهٔ پوسته های اقیانوسی را، به صورت مجموعه های افیولیتی پراکنده ای، در بخش های مختلف کشورمان ملاحظه می کنیم (شکل ۱۵-۸الف). افیولیت های ایران در بیشتر نقاط یک ساختار خطی را تداعی می‌کنند که تاکیدی بر وابستگی آنها به حاشیه های همگرای برخوردی است. مخلوطی از پوستهٔ اقیانوسی و رسوبات دریایی روی آن از جمله رادیولاریت ها، به دلیل تنوع رنگی که دارند، **آمیزهٔ رنگین** نیز نامیده می‌شوند (شکل ۱۵-۸ب).

پوستهٔ ایران

بخش اعظم ایران از پوسته قاره‌ای و بخش‌های کوچکی از آن نیز از پوسته اقیانوسی درست شده است.در دریای عمان پوسته از نوع اقیانوسی است که با سرعتی حدود ۵ سانتیمتر در سال به زیر مکران فرو رانده می شود. در بستر دریای خزر هم پوستهٔ اقیانوسی وجود دارد که به صورت شیبدار به زیر کوه های البرز شمالی کشیده شده است (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). نشانه های دیگری از پوسته

های اقیانوسی قدیمی تر (افیولیت ها) را می توان در داخل پوستهٔ قارهٔ ایران مشاهده کرد. افیولیت ها اغلب به صورت خطی و در امتداد گسل های اصلی قرار گرفته‌اند (شکل۱۵-۸).



شکل ۱۵-۸. افیولیت های ایران. الف) پراکندگی مجموعه سنگ های افیولیتی در ایران؛ ب) نمایش فرضی یک مجموعه افیولیتی در ناحیهٔ سبزوار بدون در نظر گرفتن مقیاس (علوی نائینی، ۱۹۷۷).

بررسی داده های گرانی سنجی، نقشهٔ هم ژرفای موهو در ایران را به دست داده است (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳). ضخامت پوستهٔ قاره‌ای در ایران متغیر، ولی به طور متوسط حدود ۴۰ کیلومتر است. ضخامت پوسته را در بخش های مختلف ایران به صورت زیر می‌توان خلاصه کرد:

- کوه های البرز ساختارهایی بدون ریشه‌اند و به اصطلاح هنوز به تعادل هم‌ایستایی نرسیده‌اند. ضخامت این رشته کوه، بر خلاف انتظار، نسبتا کم و کمتر از ۳۵ کیلومتر است. در شمال رشته کوه‌های البرز، یعنی در جنوب دریای خزر، پوسته نازک، دارای چگالی زیاد و از نوع اقیانوسی است.
- از خلیج فارس به سمت شمال، ضخامت پوسته افزایش می‌یابد. این ضخامت در حوالی راندگی زاگرس به حداکثر می‌رسد. در زیر راندگی اصلی زاگرس بیشترین ضخامت پوسته ایران، که حدود ۶۵ کیلومتر است، مشاهده شده است.
- نازک ترین بخش پوستهٔ ایران (کمتر از ۲۵ کیلومتر) در امتداد سواحل دریای عمان شناسایی شده است. در بستر دریای عمان پوسته چگال تر و از نوع اقیانوسی (بازالتی) است. ضخامت پوستهٔ اقیانوسی در دریای عمان حدود ۷ کیلومتر است.

- در امتداد کوه‌های شرق ایران نیز پوسته نسبتا ضخیم (۴۰-۴۸ کیلومتر) است. ضخامت پوسته درکویر لوت و مرکزی نیز حدود ۴۰ کیلومتر برآورد شده و حاکی از وضعیت متعادل آن است.

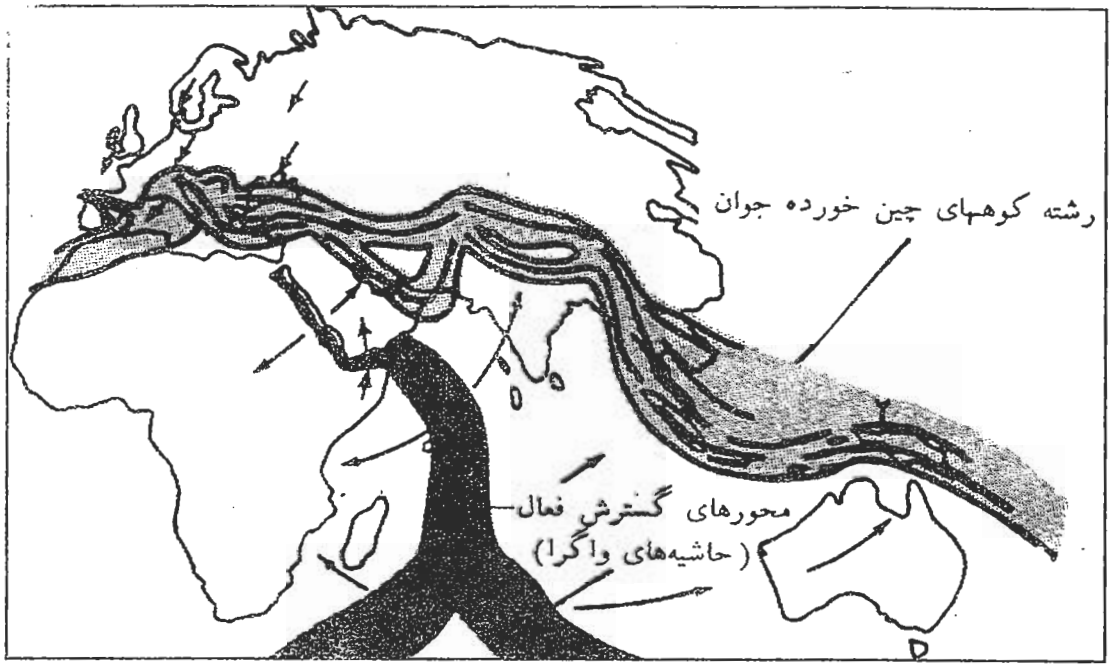
۱۵-۲. تکوین پوسته قاره ای ایران

پوستهٔ قاره ای ایران، در طول زمان طولانی زمین‌شناسی تغییر شکل‌های متعددی را پشت سر گذاشته و به تدریج وضعیت کنونی خود را به دست آورده است. بخشی از این تغییر شکل‌ها، که جدید تر و مربوط به آخرین چرخهٔ زمین‌ساخت ورقی است، بهتر شناخته شده است. اطلاعات ما در مورد چرخه‌های قدیمی تر زمین‌ساخت ورقی، که در تکوین پوستهٔ قاره‌ای ایران مشارکت داشته‌اند، هنور بسیار ناقص است.

برخورد ورقه‌های عربی و اروپاسیا

برخورد تدریجی ورقه های ایران، هندوستان، آفریقا و عربستان به قارهٔ اروپا و آسیا سبب شد که در حد فاصل آنها کمربند عظیمی از کوه‌های چین خورده، که ما امروزه آن را با نام **کمربند آلپی ـ هیمالیایی** می‌شناسیم، به وجود آید (شکل۱۵-۹). این کمربند چین‌خورده از غرب تا ترکیه و اروپا و از شرق تا رشته کوه‌های هیمالیا در شمال هند، کشیده شده است. ایران کنونی بخشی از چین خوردگی آلپ-هیمالیا است. این کوه‌زایی در کشور ما به دو شاخهٔ البرز در شمال و زاگرس در جنوب تقسیم می شود (شکل ۱۵-۹).

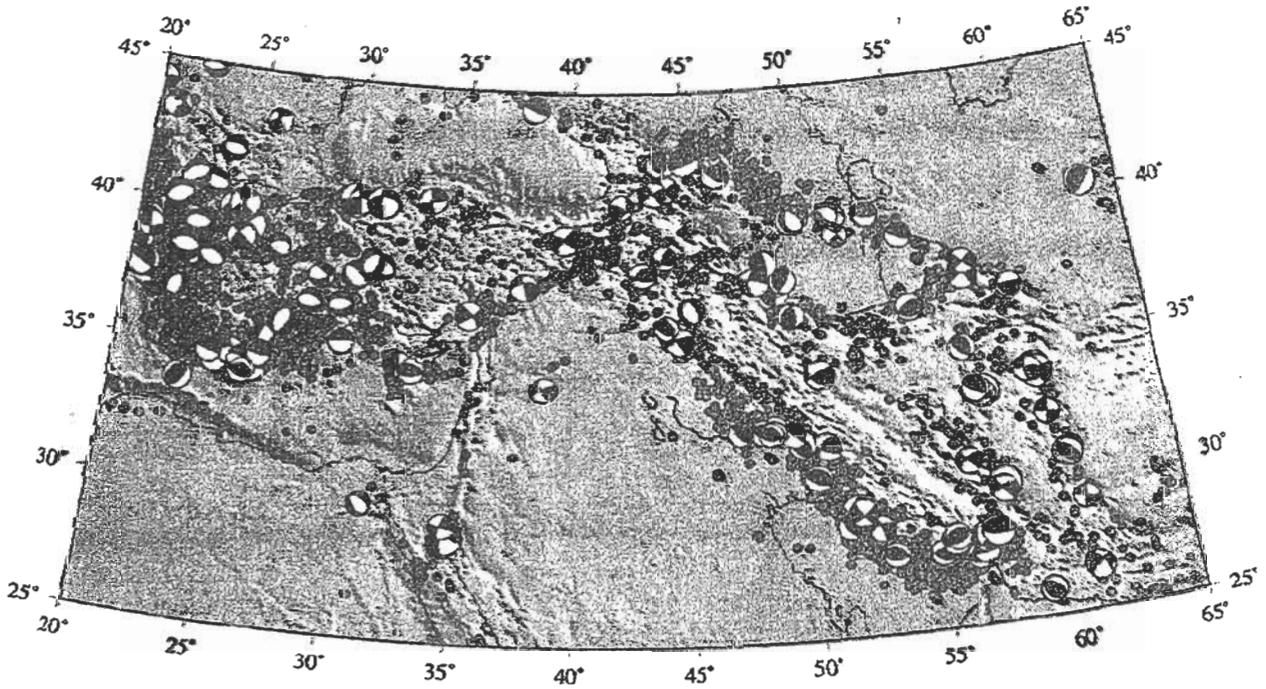
برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا ناحیه‌ای به وسعت تقریبی سه میلیون کیلومتر مربع را در بر می‌گیرد که یکی از بزرگ‌ترین نواحی تغییر شکل از نوع همگرایی کنونی زمین است. این ناحیه محدوده ای از غرب ترکیه تا شرق ایران را در بر می‌گیرد. وضعیت خاص توپوگرافی و لرزه‌خیزی، به خوبی مرزهای این زون برخوردی را مشخص می‌کند (شکل ۱۵- ۱۰). تغییر بارز توپوگرافی در خلیج فارس، قفقاز و کپه داغ مرز های جنوبی و شمالی این زون برخورد فعال را مشخص می‌کند. مرز شرقی، که به طور تقریبی با مرز سیاسی بین ایران و افغانستان منطبق است، با تعدادی از گسل‌های شمالی جنوبی امتداد لغز راستگرد، مشخص می‌شود (شکل ۱۵- ۳). به سمت شرق این مرز، توپوگرافی کوهستانی، لرزه‌خیزی و فعالیت گسل‌ها، به سرعت کاهش می‌یابد (شکل ۱۵-۱۰). فعالیت این گسل‌ها، حرکت به سمت شمال ایران مرکزی را، نسبت به افغانستان، امکان‌پذیر کرده است. مرز غربی این همگرایی در غرب ترکیه و در محل فرورانش و دراز گودال هلنیک در دریای اژه، واقع است (آلن و همکاران ۲۰۰۴).



شکل ۱۵- ۹. موقعیت کوه‌زایی آلپی – هیمالیایی، که بر اثر برخورد قاره های جنوبی (هندوستان، عربی و چند خرده قاره از جمله ایران میانی و آفریقا) به قارهٔ شمالی (اروپاسیا) ایجاد شده است. امروزه با تشکیل محور گسترش در اقیانوس هند و دریای سرخ، عربستان هر چه بیشتر به سمت شمال شرقی رانده می‌شود. بسیاری از زمین‌لرزه‌های ایران را می‌توان ناشی از این فشارهای زمین ساختی دانست.

کوتاه و ضخیم‌شدن پوسته در این زون برخوردی سبب ایجاد کمربندهای کوه‌زایی البرز، زاگرس، کپه داغ و قفقاز و به وجود آمدن فلات ترکیه- ایران شده است. در این محدوده، گسل های امتداد لغز نیز فراوان است. بخشی از ترکیه، که در بین گسل های آناتولی شمالی و شرقی قرار گرفته، به ترتیب در اثر لغزش های راستگرد و چپگرد این دو گسل به سمت غرب فشرده و رانده شده است (شکل ۱۴-۲۴).

فلات های ترکیه-ایران و تبت، دو فلات اصلی سیستم برخوردی آلپ-هیمالیا هستند. **فلات ترکیه- ایران** از آناتولی شرقی تا شرق ایران ادامه دارد. ارتفاع این فلات حدود ۱/۵ تا ۲ کیلومتر است که در شرق ایران به ۵۰۰ متر کاهش می یابد. این فلات نیمی از مساحت زون برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا را تشکیل می دهد. پی سنگ این فلات از خرده قاره های برافزوده شده به یکدیگر و به اروپاسیا، در فاصلهٔ زمانی اواخر کرتاسه تا اوایل ترسیر، درست شده است. در مرز مشترک این خرده ورقه ها افیولیت ها و آمیزه های رنگین، به طور پراکنده، قرار گرفته اند. از جمله این خرده قاره ها می توان بلوک لوت در شرق ایران را نام برد.



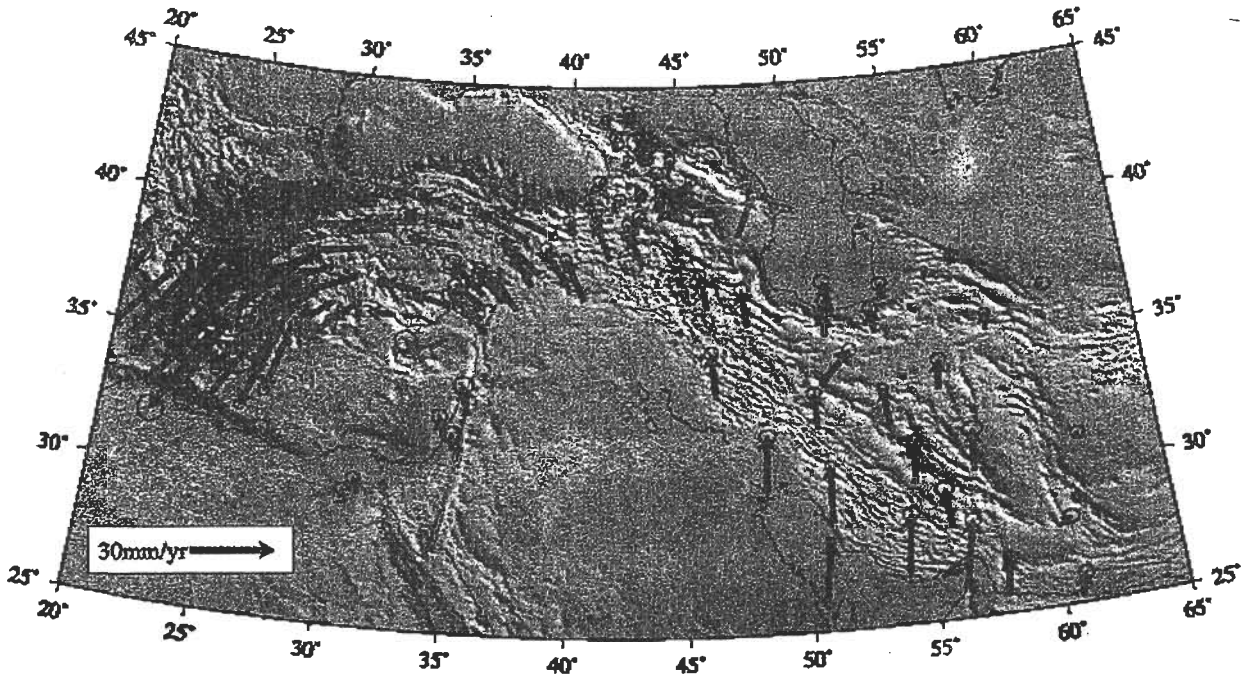
شکل ۱۵- ۱۰. لرزه خیزی زون برخورد ورقه های عربی- اروپاسیا. زمین لرزه های با عمق کمتر از ۳۰ کیلومتر و بزرگی بیش از ۵/۵، که در فاصلهٔ سال های ۱۹۷۱ تا ۲۰۰۱ به وقوع پیوسته اند، در این شکل آورده شده اند (اقتباس از کاتالوگ هاروارد، آلن و همکاران ۲۰۰۴).

داده های لرزه خیزی و برداشت های GPS نشان می دهد که کوتاه شدن کنونی پوسته در بیشتر قسمت های این فلات کم و حدود ۴ میلیمتر در سال است. ضخامت پوسته در بیشتر قسمت های فلات ترکیه- ایران حدود ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر است. با فرض اینکه ضخامت پوسته در این قسمت ها قبل از کوتاه شدن ۳۰ کیلومتر بوده و بعد از کوتاه شدن به حدود ۵۰ کیلومتر رسیده است، می توان میزان کوتاه شدن کلی (محدود) این فلات را حدود ۲۰۰ کیلومتر برآورد کرد.

شواهد ناچیزی از کوتاه شدن و تغییر شکل داخلی فلات ترکیه- ایران در زمان حاضر در دست است، ولی در ۱۲ میلیون سال گذشته این قسمت ها کوتاه و ضخیم شدند و بالا آمدند. این امر سبب ایجاد پوستهٔ قاره ای ضخیمی شد. داده های لرزه خیزی و GPS، فعال بودن کنونی فرایندهای کوتاه شدن ناحیه ای و ضخیم شدن پوسته را تایید نمی کند. به نظر می رسد پس از آنکه پوستهٔ ضخیم در فلات ترکیه- ایران تشکیل شد، همگرایی و کوتاه شدن به نقاطی با پوستهٔ نازک تر، مثل زاگرس چین خورده، البرز، حوضهٔ خزر جنوبی و کپه داغ، منتقل شد. امروزه به خوبی معلوم نیست که در چه زمانی ضخیم شدن پوسته در فلات ایران، متوقف شده است. علاوه بر آن نمی دانیم که انتقال کوتاه شدن به کمربندهای فعال چین خورده و رانده، واقع در شمال و جنوب این فلات، به صورت ناگهانی صورت گرفته یا تدریجی بوده است. داده های در دسترس چنین پیشنهاد می کنند که نرخ کنونی

تغییر شکل در گسل های اصلی فعال، در ۳ تا ۷ میلیون سال گذشته، سبب تغییر شکل کمربندهای فعال شمالی و جنوبی شده است (آلن و همکاران ۲۰۰۴).

زاگرس مرز جنوبی زون برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا را نشان داده و شدت لرزه خیزی آن نشان می دهد که بخش زیادی از تغییرشکل های ناشی از این برخورد را به خود جذب کرده است. برداشت های GPS در زاگرس مرکزی نشان دهندهٔ یک نرخ همگرایی فعال ۱۰ میلیمتر در سال در راستای NNE-SSW در میانه های زون چین خورده است. نظر به اینکه مقدار همگرایی زون برخورد در این نصف النهار حدود ۲۰ میلیمتر در سال برآورد شده است، جابه جایی برای دیگر قسمت های ایران ۱۰ میلیمتر در سال خواهد بود. با در نظر گرفتن نرخ همگرایی ۱۰ میلیمتر در سال در این بخش از زاگرس، این همگرایی در طول ۷ میلیون سال صورت گرفته است (شکل ۱۵-۱۱).



شکل ۱۵-۱۱. سرعت همگرایی در زون برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا، به دست آمده توسط اندازه گیری با GPS. بردار ها سمت و کم مقدار حرکت سالیانه را برحسب میلیمتر، نشان می دهند (آلن و همکاران، ۲۰۰۶). حرکت به سمت شمال شرقی ایران ناشی از فشار صفحهٔ عربی و حرکت به سمت شرق و جنوب شرقی ترکیه نشان دهندهٔ گریز جانبی آن به سمت غرب است.

کپه داغ، به طول حدود ۷۰۰ کیلومتر در شمال شرق ایران از دریای خزر تا مرز افغانستان ادامه دارد. این رشته کوه پهنهٔ توران را از ایران مرکزی جدا می کند و نحوهٔ همگرایی در مرز شمالی زون برخوردی را به نمایش می گذارد. در کمتر از ۵ میلیون سال اخیر، کپه داغ حدود ۷۵ کیلومتر کوتاه شدن را تجربه کرده است (جدول ۱۵-۲).

۱۵ mm/y

خلاصه اینکه، زاگرس حدود نیمی از حرکت به سمت شمال ورقهٔ عربی، و البرز و کپه داغ و خزر میانی، بقیهٔ آن را در خود جای می دهند. در شرق نصف النهار ۵۶° بخشی از حرکت به سمت شمال ورقهٔ عربی توسط فرورانش به زیر مکران و بقیه توسط کوتاه شدن کپه داغ و کوه های بینالود جذب می شود. کوتاه شدگی در نواحی واقع در شمال زاگرس به حرکت راستگرد شمالی جنوبی بین ایران مرکزی و پهنهٔ پایدار افغانستان، که بخشی از اروپاسیاست، بستگی دارد. این حرکات توسط گسل های امتداد لغز واقع در شرق و غرب بلوک لوت صورت می گیرد (هولینگ ورث و همکاران، ۲۰۰۶).

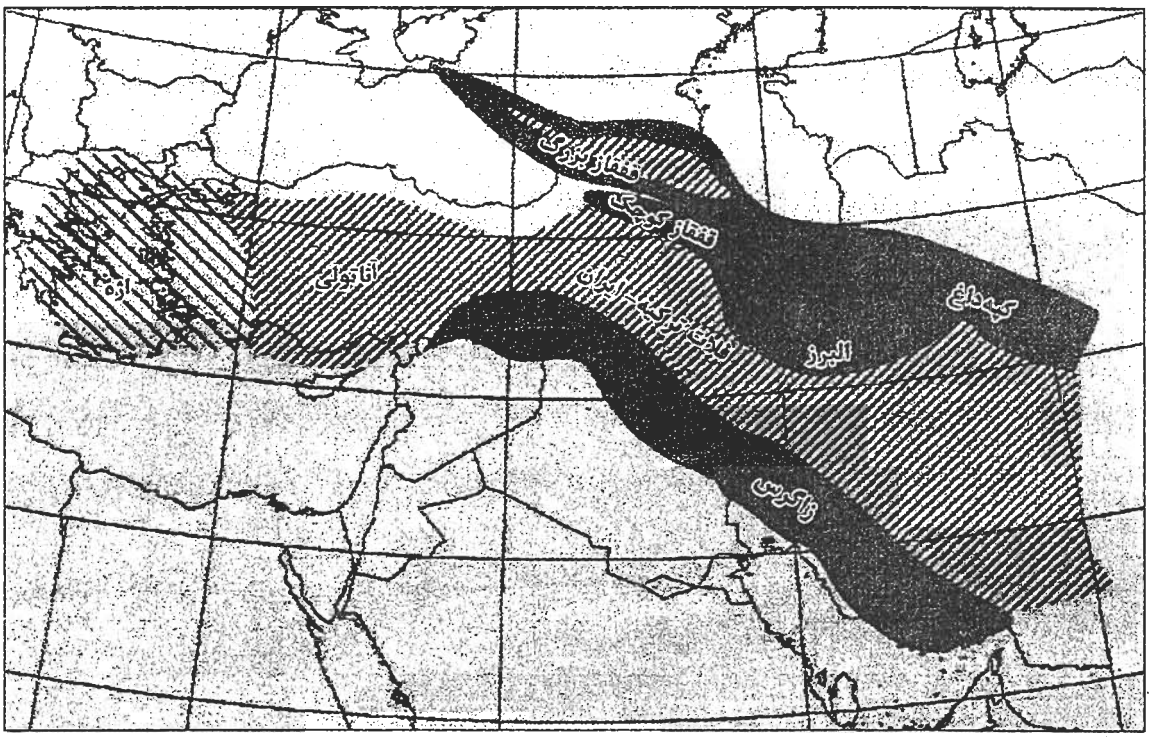
به نظر می رسد که برخورد و تماس اولیهٔ دو قاره اروپاسیا و عربی در میوسن آغازین (حدود ۱۶ تا ۲۳ میلیون سال پیش) صورت گرفته باشد. از آن زمان تاکنون ورقهٔ عربی نسبت به ورقهٔ پایدار اروپاسیا، حدود ۳۰۰ تا ۵۰۰ کیلومتر به سمت شمال حرکت کرده است (آلن و همکاران ۲۰۰۴). در جدول ۱۵-۲ نرخ تغییر شکل، مقدار تغییر شکل محدود و زمان آغاز تغییر شکل در بخش های مختلف زون برخورد ورقه های عربی- اروپاسیا فراهم آمده است.

جدول ۱۵- ۲. نرخ و نحوهٔ تغییر شکل در زون برخورد عربی- اروپاسیا (آلن و همکاران ۲۰۰۴).

	نرخ تغییر شکل فعال mm/yr	تغییر شکل تجمعی km	تغییر شکل در پلیوسن-کواترنر km	آغاز تغییر شکل Ma
سیستم گسلی بحرالمیت	۸-۲ (چ)	۱۰۵ (چ)	≤۴۰	≤۲۰
گسل شمال آناتولی	۱±۲۴ (ر)	۸۵-۸۰ (ر)	۸۵-۸۰	۵
گسل شرق آناتولی	۱±۹ (چ)	۳۳-۲۷ (چ)	۳۳-۲۷	۳
فلات ترکیه-ایران	۲> (ک)	≤۲۰۰ (ک)	(ض)	≥۱۲
قفقاز بزرگ	۶ (ک)	≥۱۳۰ (ک)	؟	>۲۵
قفقاز کوچک	۴ (ک)	؟	؟	>۷
البرز	؟۹ (ک)	۳۰ (ک)	≤۳۰	~ ؟۲۵
البرز (گسل مشا)	(چ)؟	۳۵-۳۰ (چ)	≤۳۵-۳۰	≥۵
تالش	(ک)؟	۳۰ (ک)	≤۳۰	~۱۰
کپه داغ	≤۱۶ (ک)	۷۵ (ک)	۷۵	≥۵
خزر جنوبی	؟۵ (ک)	۱۵ (ک)	۱۵	۵-۳
زاگرس چین خورده	۱۰ NNE-SSW (ه)	۵۰ NE-SW (ک)	؟۵۰ NE-SW (ک)	~۵
شرق ایران	۱۶ (ر)	۸۰ (ر)	؟	؟

چ = امتداد لغز چپگرد؛ ر= امتداد لغز راستگرد؛ ک= کوتاه شدن؛ ض= ضخیم شدن؛ ه= همگرایی

در شکل ۱۵-۱۲ وضعیت تغییر شکل در زون برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا نشان داده شده است. مناطق با هاشور مورب محدوده هایی همچون فلات ترکیه-ایران است که در آنها ضخیم شدن پوسته از ۱۲ میلیون سال قبل آغاز شده، ولی در حال حاضر کوتاه شدن و ضخیم شدن چندانی ندارند. بخش های دارای سایهٔ خاکستری تیره نیز مناطقی هستند که از حدود ۷ میلیون سال قبل تاکنون فرایندکوتاه شدن و ضخیم شدن پوسته در آنها در حال انجام است. زاگرس چین خورده، البرز و حوضهٔ خزر جنوبی، از این دسته اند. در شکل ۱۵-۱۳ نقشهٔ ساده شده زمین ساخت ایران و پیرامون آن فراهم آمده است.



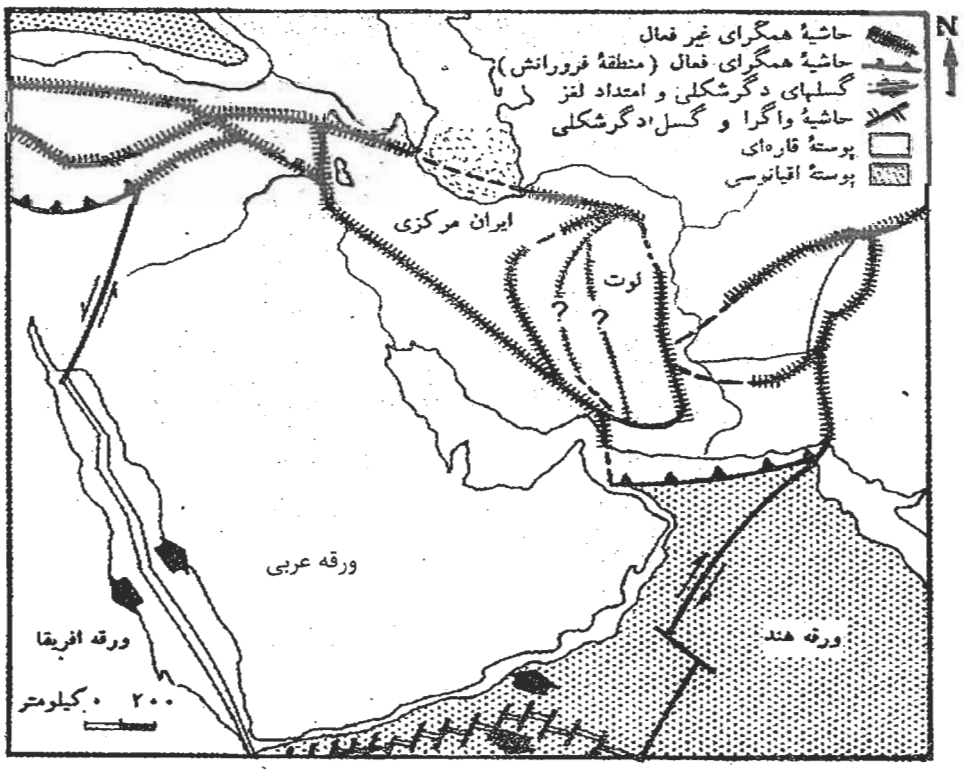
شکل ۱۵-۱۲. پهنه بندی تغییر شکل در زون برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا. مناطق با هاشور مورب محدوده های چون فلات ترکیه-ایران است که در آنها ضخیم شدن پوسته در ۱۲ میلیون سال گذشته صورت گرفته است، ولی در حال حاضر ضخیم شدن چندانی ندارند. بخش های با سایه خاکستری تیره مناطقی هستند که از حدود ۷ میلیون سال قبل تاکنون فرایندکوتاه شدن و ضخیم شدن پوسته در آنها در حال انجام است. زاگرس چین خورده، البرز و حوضهٔ خزر جنوبی، از این دسته اند. بخش دارای هاشور فاصله دار مناطق فعال اژه و تحت کشش آناتولی غربی است.

در چند دههٔ گذشته مقالات متعددی برای تفسیر زمین شناسی ایران، بر مبنای زمین ساخت ورقی ارائه شده است ولی به دلیل پیچیدگی های موجود در پوستهٔ قاره ای ایران، هنوز اتفاق نظری در مورد روندی واحد، دربارهٔ نحوه تکوین همهٔ قسمت های پوستهٔ ایران، به وجود نیامده است.

ایران امروز متشکل از چند خرده قاره است که در بین دو ابرقارهٔ قدیمی اروپاسیا در شمال و گندوانا در جنوب قرار گرفته‌اند. گسل های اصلی و حالت خطی افیولیت های ایران تاحدی مرز این

خرده ورقه ها را نشان می دهد (شکل ۱۵-۶). در اثر کافتش اواخر پالئوزوییک تا اوایل مزوزوییک، اقیانوس تتیس کهن تشکیل و قطعاتی از لبهٔ شمالی گندوانا جدا شد. این قطعات بعدها در اثر فرورانش پوستهٔ اقیانوسی با سرعت های مختلفی به سمت شمال حرکت کرده و در نهایت به اروپاسیا برخورد کردند. ساختار ایران کنونی حاصل برخورد و گردهمایی تعدادی از این خرده قاره هاست (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۳). وقتی که ورقهٔ عربی به اروپاسیا برخورد کرد، به دلیل سبکی نسبی و شناور بودن نسبت به بخش های زیرین، نتوانست فرورانش کند. حاصل برخورد ورقه های عربی و ایران، ضخیم شدن پوسته و تشکیل رشته کوه های البرز و زاگرس بود (آلن و همکاران ۲۰۰۶).

امروزه نیز ورقهٔ عربی، نسبت به ورقهٔ پایدار اروپاسیا، به سمت شمال حرکت می کند. داده های GPS نرخ حرکت حاشیهٔ شمالی ورقهٔ عربی نسبت به اروپاسیا را در نصف النهار ۴۸ درجه، ۲±۱۸ میلیمتر در سال برآورد کرده است. میزان همگرایی به سمت شرق افزایش می یابد و مقدار آن در شرق ایران حدود ۱۰ میلیمتر در سال بیش از قسمت غربی است (آلن و همکاران ۲۰۰۶).

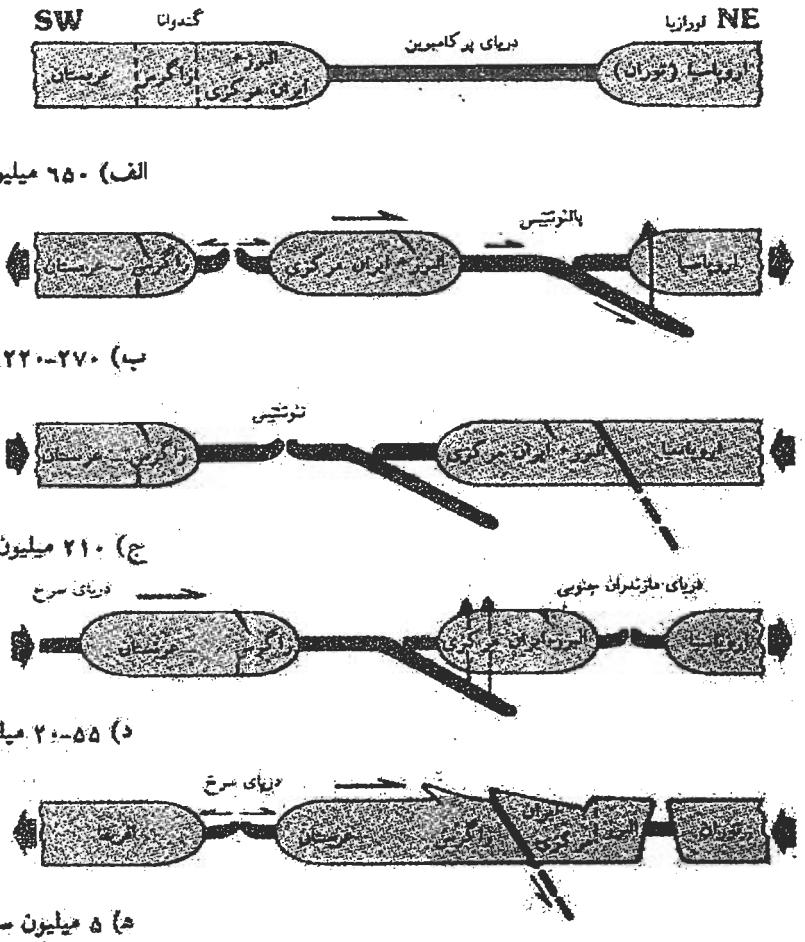


شکل ۱۵-۱۳. نقشهٔ زمین ساختی خلاصه شدهٔ ایران و جنوب آسیا (اقتباس از بربریان، ۱۹۸۱).

خلاصه اینکه ناهمگنی هایی که در زمین شناسی بخش هایی از ایران دیده می شود، ممکن است معرف خرده قاره هایی باشد که قبل از رسیدن و برخورد قارهٔ گندوانا به اروپااسیا، در اثر برخوردهای برافزایشی متوالی، به لبه های این دو ورقه، برخورد کردند.

حاشیهٔ ۱۵-۱ . زمین ساخت ورقی و تکامل پوستهٔ قاره ای ایران

بنابر یک نظر (بربریان، ۱۹۸۴)، در پره کامبرین، همهٔ بخش های پوستهٔ قاره‌ای ایران امروزی در جنوب استوا قرار داشت و بخشی از قارهٔ بزرگ **گندوانا** را می‌ساخت (شکل ۱۵-۱۴الف). در این زمان گندوانا توسط اقیانوس بزرگی به نام **تتیس کهن** (پالئوتتیس)، از قارهٔ شمالی، جدا شده بود. در اواخر دوران پالئوزوییک تا ابتدای مزوزوییک، خرده قاره (یا خرده قاره هایی)، شامل البرز و ایران مرکزی کنونی، از گندوانا جدا شد (۱۵-۱۴ب). این قسمت ها به تدریج به سمت شمال حرکت کردند و در نهایت در دورهٔ تریاس به ورقهٔ شمالی برخورد کردند و **زمین درز تتیس کهن** را به وجود آورند (شکل ۱۵-۱۴ج).



شکل ۱۵-۱۴. تکامل پوستهٔ قاره‌ای ایران (اقتباس از بربریان، ۱۹۸۴ با تغییرات). الف) در پر کامبرین، جنوب البرز کنونی، ایران مرکزی و زاگرس به همراه عربستان بخش شمالی قاره جنوبی گندوانا را می‌ساختند. در این زمان در فاصلهٔ بین گندوانا و قارهٔ شمالی (اروپاسیا) اقیانوس تتیس کهن قرار داشت؛ ب) در اواخر پالئوزوییک در اثر شکستن و کافتش گندوانا خرده قاره یا خرده قاره هایی شامل البرز و ایران مرکزی کنونی تشکیل شدند و به تدریج به سمت شمال حرکت کردند. در نتیجهٔ پوسته اقیانوسی بین آنها و ورقهٔ اروپاسیا (پالئوتتیس یا تتیس کهن) به تدریج به داخل گوشته فرورانده شد؛ ج) در اوایل ژوراسیک خرده قارهٔ ایران به بقیهٔ آسیا برخورد کرد و همچنین

پوستهٔ اقیانوسی نئوتتیس (یا،تتیس جدید)، در حد فاصل ایران مرکزی و زاگرس زاده شد؛ د) در ائوسن ورقه های آفریقا و عربی، در محل دریای سرخ، از یکدیگر جدا شده بودند. با حرکت ورقهٔ عربی به سمت شمال به تدریج پوستهٔ اقیانوسی فرورانده شده باریک و باریک تر شد. در همین زمان فرورانش ورقهٔ اقیانوسی به زیر ایران مرکزی آتشفشانی های فراوان ائوسن را سبب شد؛ هـ) بعد ها ورقه عربی، که زاگرس در لبهٔ شمالی آن قرار داشت، به بقیهٔ آسیا برخورد کرد. در حال حاضر ادامه این روند، حاصل حرکت ورقه عربی به سمت شمال، در اثر گسترش دریای سرخ است.

این حرکت و برخورد، ناشی از توسعهٔ یک زون فرورانش در حاشیهٔ جنوبی قاره اروپاسیا بود. با آغاز این برخورد، کوه زایی های البرز و کپه داغ منشأ گرفتند. به نظر می رسد از این زمان به بعد ایران مرکزی، سرنوشتی مشابه بقیهٔ قاره آسیا پیدا کرد. همزمان با حرکت ایران مرکزی- البرز به سمت شمال، اقیانوسی به نام **تتیس جدید** (نئوتتیس)، در حد فاصل جنوب ایران و شمال زاگرس، زاده شد.

تا اواخر مزوزوییک قسمت های جنوب و غرب ایران کنونی، یعنی زاگرس، حاشیهٔ شمالی قاره گندوانا را می‌ساخت و در آن رسوبات فلات قاره برجای گذارده می‌شد. بر اثر شکستن و کافتش مجدد گندوانا، ورقهٔ عربی، که زاگرس را در لبهٔ شمالی خود داشت، تشکیل شد و در اثر فرورانش پوستهٔ اقیانوسی تتیس جدید به سمت شمال حرکت کرد تا اینکه به آسیا برخورد کرد و زمین درز تتیس جدید را به وجود آورد (شکل ۱۵-۱۴ه). در اثر این برخورد، تغییر شکل های زیادی، به وجود آمد. فشار ورقهٔ عربی به ورقهٔ ایران سبب چین خوردن و گسلش سنگ ها شد. راندگی اصلی زاگرس، نشان دهندهٔ مرز یا زمین درز بین ورقه های عربی و ایران است. (شکل ۱۵-۱۴ه).

امروزه نیز ادامهٔ حرکت ورقه عربی به سمت شمال، که بخشی از آن به دلیل گسترش دریای سرخ است، فشارهایی را بر پوستهٔ ایران وارد می‌آورد که عامل بیشتر زمین لرزه‌های کنونی ایران است.

۱۵-۳. واحدهای زمین ساختی ایران

وضعیت کنونی ایران، از نظر رسوبی- زمین ساختی، توسط محققان مختلف، به صورت های متفاوتی تقسیم بندی شده است (اشتوکلین، ۱۹۶۸؛ نبوی، ۱۳۵۵؛ افتخار نژاد، ۱۳۵۹؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱؛ علوی، ۱۹۹۴ و ۲۰۰۴؛ آقانباتی، ۱۳۸۳). از یک دیدگاه ایران را می توان از دیدگاه لرزه زمین ساختی به چهار پهنه به نام های نوار چین خوردهٔ فعال زاگرس، ایران مرکزی، مکران و کپه داغ

تقسیم کرد (بربریان، ۱۹۷۶). از دیدگاهی دیگر، ایران را می توان به سه بخش جنوبی (زاگرس یا حاشیهٔ ورقه عربی)، میانی (ورقهٔ ایران) و شمالی (ورقهٔ توران) تقسیم کرد (آقانباتی، ۱۳۸۳).

در این کتاب ایران را با توجه به فعالیت های زمین ساختی کنونی آن به سه بخش کمربند فعال شمالی، فلات میانی و کمربند فعال جنوبی، تقسیم می کنیم. هر یک از این بخش ها از دو یا چند پهنهٔ زمین ساختی تشکیل یافته اند.

- **کمربند فعال جنوبی**: شامل زاگرس و مکران؛
- **فلات میانی**: شامل سنندج سیرجان، ایران مرکزی و شرق ایران؛
- **کمربند فعال شمالی**: شامل البرز و کپه داغ؛

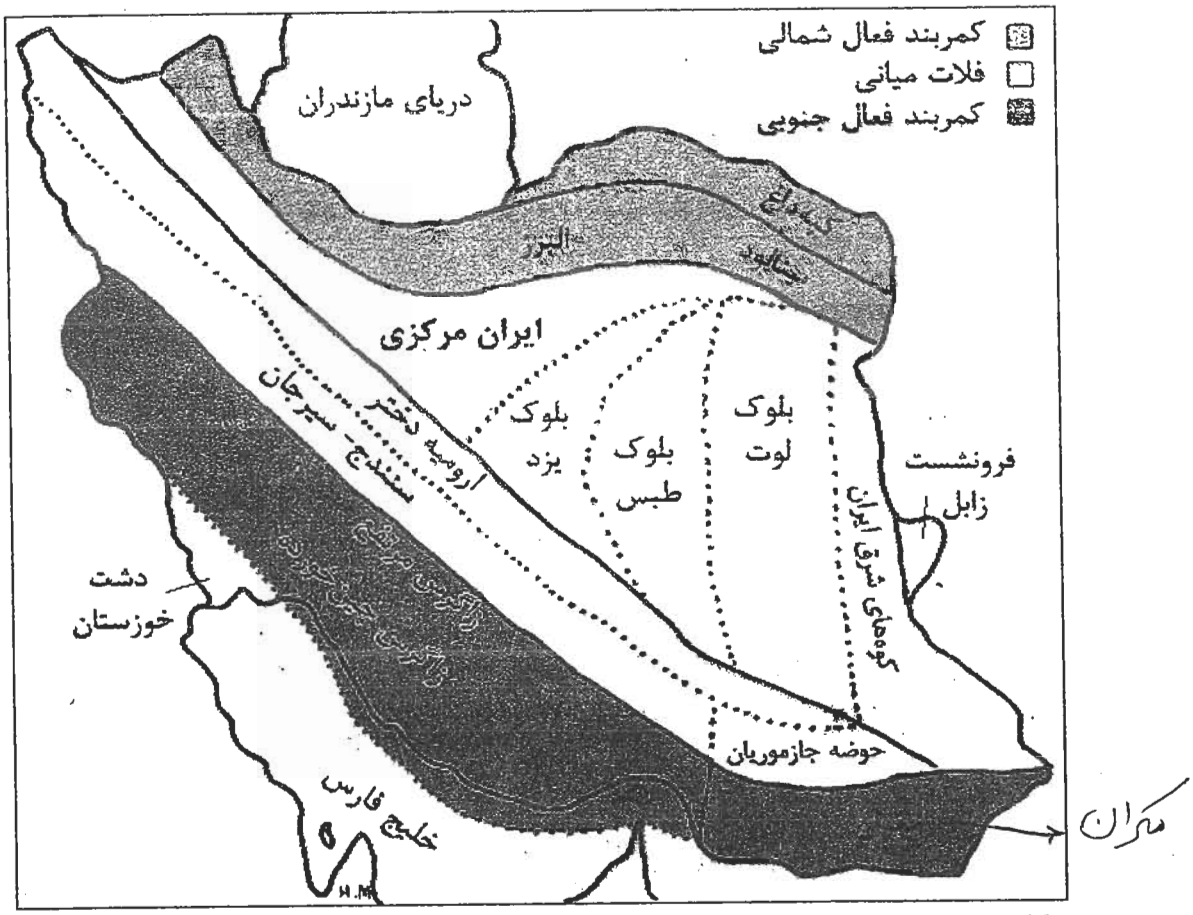
فلات میانی ایران بخش های بین کمربند فعال شمالی و جنوبی را در بر می گیرد و از شمال به رشته کوه البرز و از جنوب به رشته کوه های زاگرس و مکران محدود می شود. فلات میانی ناحیه به نسبت هموار است که از نظر ریخت شناسی با کمربندهای چین خوردهٔ راندهٔ واقع در شمال و جنوب خود، متفاوت است. فلات میانی در بین نواحی دارای گسلش فعال واقع در شمال و جنوب خود قرار گرفته است (شکل ۱۵-۱۵). اندازه گیری های صورت گرفته با GPS نشانه ای را از ادامهٔ ضخیم شدن بخش های داخلی این فلات در زمان حاضر، به دست نمی دهد (آلن و همکاران ۲۰۰۶). کوتاه شدن و ضخیم شدن فلات میانی از حدود ۱۲ میلیون سال پیش آغاز شد و بعدها به کمربند های فعال شمال و جنوب دو سوی آن انتقال یافت. کوتاه شدن کمربندهای شمالی و جنوبی از ۷ میلیون سال پیش آغاز شد و هنوز هم ادامه دارد. چین خوردگی و گسل های رانده در کمربنده های فعال شمالی و جنوبی، از جمله در زاگرس فراوان است، این در حالی است که در فلات میانی، برای مثال در ایران مرکزی، حرکات امتداد لغز غالب است (بربریان و یتس، ۲۰۰۴).

فلات میانی پهنهٔ یکپارچه ای نیست و به چند قطعه، یا شاید خرده ورقهٔ مجزا، که به طور معمول توسط گسل ها و گاه افیولیت های پراکنده، از هم جدا می شوند، تقسیم می شود (شکل ۱۵-۱۵). چین خوردگی، دگرگونی و فعالیت‌های آذرین شدید در مزوزوییک و فعالیت های آتشفشانی شدید در سنوزوییک از ویژگی های مشترک بخش های مختلف فلات میانی است.

فلات میانی و کمربند فعال جنوبی در اصل بخشی از گندوانا بوده‌اند. همان گونه که پیشتر ذکر شد، ابتدا فلات میانی از لبهٔ شمالی گندوانا جدا شد و به سمت شمال حرکت کرد. این ورقه پس از برخورد با ورقهٔ شمالی (اروپاسیا) **زمین درز تتیس کهن** را ایجاد کرد. بعدها کمربند جنوبی هم، که لبهٔ شمالی ورقهٔ عربی را می ساخت، با حرکت به سمت شمال و برخورد به ایران میانی **زمین درز تتیس جوان** را به وجود آورد. در شکل ۱۵-۱۵ محدودهٔ تقریبی این نواحی و زیر تقسیم های آنها، به طور خلاصه نشان داده شده است.

شواهد متعددی از جمله همسان بودن سنگ‌های پرکامبرین و پالئوزوییک، همسان بودن رخداد های زمین‌ساختی و شواهد دیرینه‌مغناطیسی موید این است که از پرکامبرین پسین تا کرتاسهٔ میانی، فلات میانی و کمربند فعال جنوبی سکوی واحدی بوده‌اند (اشتوکلین، ۱۳۷۷). ایران میانی پس از جداشدن از لبهٔ گندوانا با سرعتی بیشتر از کمربند جنوبی (زاگرس) به سمت شمال رفت و با بستن اقیانوس تتیس کهن به اروپاسیا برخورد کرد.

در جدول ۱۵- ۳ پهنه‌ها و زیر پهنه‌های زمین ساختی ایران فهرست شده اند. در ادامه پهنه های زمین‌ساختی ایران، به همراه زیر پهنه های اصلی هر یک را به طور خلاصه مورد بررسی قرار می دهیم.



شکل ۱۵-۱۵. پهنه های زمین ساختی ایران.

زاگرس

کمربند چین‌خورده- راندهٔ **زاگرس**، با طول تقریبی ۲۰۰۰ کیلومتر، در حاشیهٔ شمال‌شرقی ورقهٔ عربی، قرار گرفته است. راستای عمومی شمال غربی- جنوب شرقی زاگرس، در رسیدن به تنگهٔ هرمز راستای شمال شرقی پیدا می‌کنند. از سمت شرق، گسل ترادیس میناب (گسل زندان)، زاگرس را از حوضهٔ مکران جدا می‌کند. به سمت غرب زاگرس تا گسل شرق آناتولی در ترکیه امتداد داشته و از

سمت جنوب و جنوب غرب نیز تا خلیج فارس و سکوی عربی ادامه دارد. مرز جنوبی زاگرس به طور تقریبی منطبق بر سواحل کنونی خلیج فارس است (شکل ۱۵-۱۵).

جدول ۱۵-۳. تقسیم بندی پهنه های زمین ساختی ایران

	پهنه ها	مشخصات
کمربند فعال جنوبی	۱. زاگرس	زاگرس حاصل باز شدن و سپس بسته شدن اقیانوس تتیس جدید در بین ورقه های عربی و ایران است. زاگرس را می توان به دوزیر پهنهٔ **زاگرس مرتفع** و **زاگرس چین خورده** (شامل لرستان، ایذه، فروبار دزفول و فارس)، تقسیم کرد. **دشت خوزستان**، واقع در جنوب زاگرس، از نظر ساختاری بخشی از سکوی ورقه عربی است و فاقد چین خوردگی های با راستای شمال غربی- جنوب شرقی زاگرس است
	۲. مکران	**مکران** در جنوب شرقی ایران واقع شده و حاصل فرورانش ورقهٔ عربی به زیر ورقه ایران است. در اثر این فرورانش یک زون برافزایشی متشکل از راندگی های متعدد و ساختار فلسی ایجاد شده است. حوضهٔ **جازموریان** واقع در شمال مکران، که از رسوبات پوشیده شده است، ممکن است ادامه یکی از پهنه های زمین ساختی مجاور خود باشد.
فلات میانی	۳. سنندج - سیرجان	**سنندج - سیرجان** نوار نسبتا باریک فاقد فعالیت های آتشفشانی و حاوی سنگ های دگرگونی است که در شمال غرب زمین درز زاگرس قرار گرفته است. در شمال غرب سنندج – سیرجان کمربند آتشفشانی **ارومیه – دختر** قرار گرفته است. کمربند های سنندج سیرجان و ارومیه – دختر بخش تغییر شکل یافتهٔ فلات میانی، در اثر عملکرد کوه زایی زاگرس، هستند.
	۴. ایران مرکزی	**ایران مرکزی** محدوده ای مثلثی شکل واقع در فاصلهٔ بین کمربند ارومیه دختر و رشته کوه البرز است. این پهنه به چند قطعهٔ کوچک تر، به نام های **بلوک لوت**، **بلوک طبس** و **کوه های شرق ایران** تقسیم می شود، که اغلب توسط گسل ها از یکدیگر تفکیک می شوند. **فروافتادگی زابل** بخش کوچکی از ورقهٔ پایدار هلمند واقع در افغانستان است که توسط گسل هریرود از کوه های شرق ایران جدا می شود.
کمربند فعال شمالی	۵. البرز	**البرز** در حاشیهٔ جنوبی دریای خزر و زمین درز تتیس کهن قرار گرفته است. در البرز بیشترگسل ها عمدتا شرقی – غربی هستند و به سمت مرکز رشته کوه شیب دارند. در شمال زمین درز تتیس کهن **خزر جنوبی** قرار گرفته است. این بخش دارای پی سنگ پوستهٔ اقیانوسی که با حدود ۲۰ کیلومتر رسوبات پوشیده شده است. خزر جنوبی تا حدی پایدار بوده و همگرایی و کوتاه شدگی در شمال آن، یعنی خزر میانی، متمرکز شده است.
	۶. کپه داغ	**کپه داغ** حد شمال شرقی تغییر شکل های زون برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا را تشکیل می دهد. این پهنه در شمال زمین درز تتیس کهن قرار گرفته و بخشی از اروپاسیا (ورقهٔ توران) است.

سواحل شمال شرقی خلیج فارس به طور تقریبی حد جنوبی لرزه‌خیزی، گسلش و چین خوردگی فعال ورقهٔ عربی را می سازد. زاگرس نیز، همانند دیگر کمربندهای چین‌خورده- راندهٔ عالم دارای کوتاه‌شدگی شدید نزدیک به محل برخورد است و با دور شدن از آن از تغییر شکل و کوتاه شدگی، کاسته می‌شود. از دیگر ویژگی‌های این زون می توان نبود فعالیت‌های آتشفشانی و فراوانی مخازن هیدروکربوری را نام برد. زاگرس را از دیدگاه‌های مختلفی می توان تقسیم‌بندی کرد:

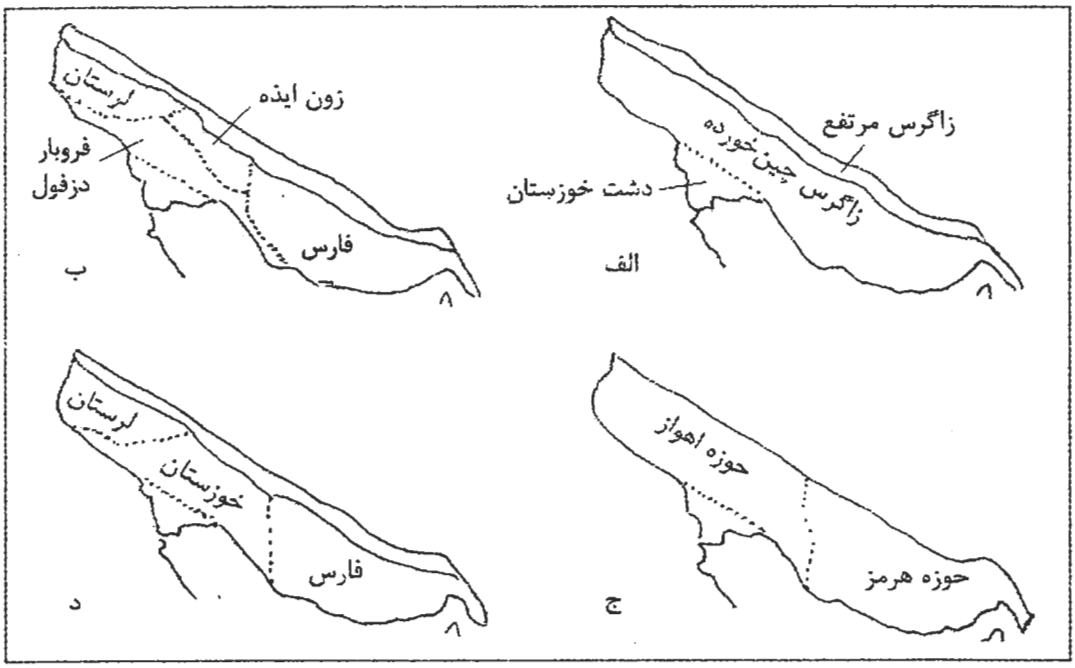
- از دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی: زاگرس را می‌توان در راستای طولش به دو زیر پهنهٔ **زاگرس مرتفع** (زاگرس رانده یا زاگرس فلسی شده یا زاگرس داخلی) و **زاگرس چین خورده** (یا زاگرس با چین خوردگی ساده، یا زاگرس خارجی) تقسیم کرد (شکل‌های ۱۵-۱۶الف و ۱۵-۱۷). مرز این زون‌ها گسلی است. مرز شمالی زاگرس مرتفع **راندگی اصلی زاگرس** و مرز آن با زاگرس چین‌خورده **گسل زاگرس مرتفع** است. **گسل جبهه کوهستان** زاگرس، تقریبا خط تراز توپوگرافی ۱۵۰۰ متر را دنبال می‌کند. **گسل پیش خشکی** زاگرس نیز مرز جنوبی تغییر شکل‌های کمربند چین‌خوردهٔ زاگرس را می‌سازد (شکل ۱۵-۱۷).

- از نظر ساختاری زاگرس را می‌توان به‌طور جانبی به سه زیر پهنهٔ **لرستان، فروبار دزفول** و **فارس** تقسیم کرد (شکل‌های ۱۵-۱۶ب و ۱۵-۱۷). این بخش‌ها نیز اغلب توسط گسل‌هایی از یکدیگر جدا می‌شوند. فعالیت این گسل‌ها نقش زیادی در کنترل رسوبگذاری داشته و در نتیجه، این نواحی توالی رسوبی متفاوتی دارند.

- زاگرس را می‌توان با توجه به داشتن یا نداشتن رسوبات تبخیری نمکی قدیمی (نمک هرمز)، به دو بخش حوزهٔ هرمز و حوزهٔ اهواز تقسیم کرد (شکل ۱۵-۱۶ج) (بربریان، ۱۹۷۷).

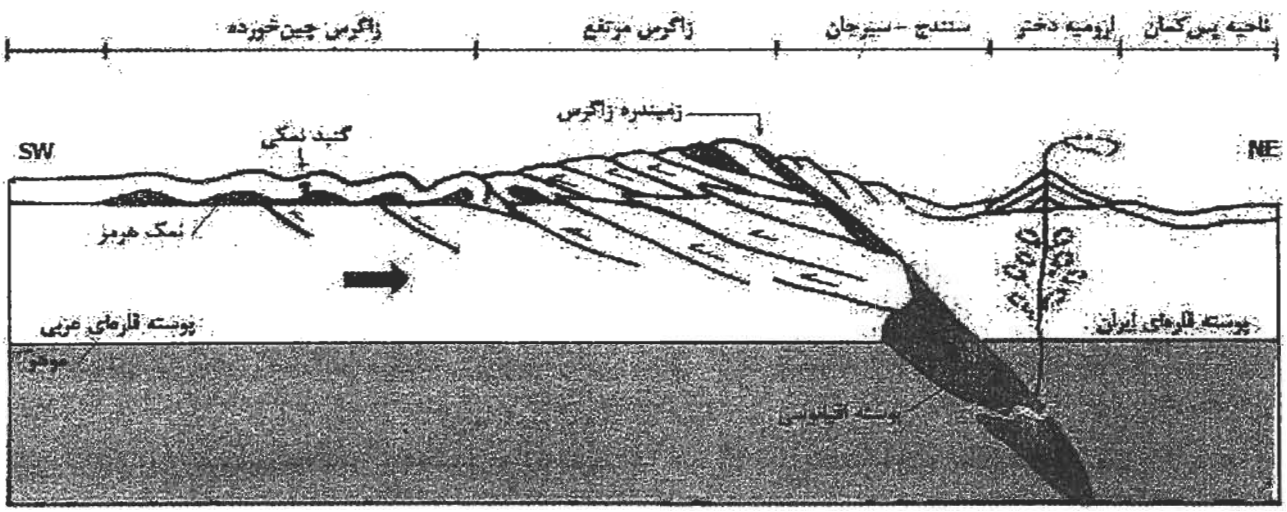
- زاگرس را از نظر جغرافیایی نیز می‌توان به سه بخش لرستان، خوزستان و فارس تقسیم کرد (شکل ۱۵-۱۶د).

چگونگی تشکیل رشته‌کوه زاگرس را می‌توان به این صورت خلاصه کرد که با حرکت ورقهٔ عربی به سمت شمال یک زون همگرا در مرز جنوبی ورقهٔ ایران تشکیل شد و پوستهٔ اقیانوسی به تدریج به زیر آن فرورانش کرد. پس از برخورد پوستهٔ قاره‌ای عربی به پوستهٔ قاره‌ای ایران، در جنوب زمین‌درز پدید آمده یک گوه یا منشور برافزایشی، به همراه یک بخش چین‌خورده، تشکیل گردید که ما آن را **زاگرس** می‌نامیم (حاشیه ۱۵-۲).

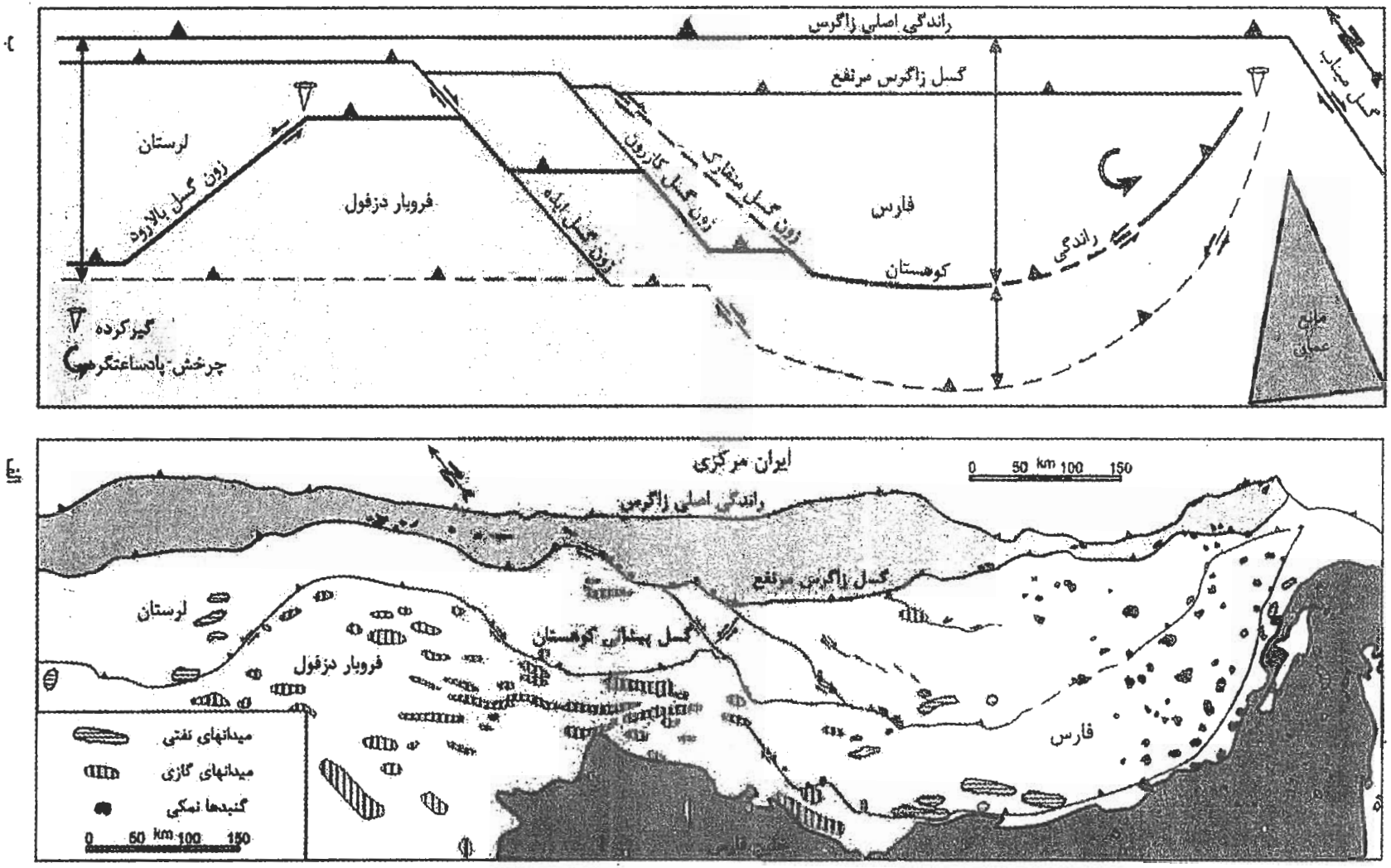


شکل ۱۵-۱۶. زیر پهنه های زاگرس از دیدگاه زمین ریخت شناسی (الف)؛ ساختاری (ب)؛ وجود رسوبات نمکی (ج)؛ و جغرافیایی (د)، (اقتباس از آقانباتی، ۱۳۸۳).

برخورد ورقهٔ عربی به ورقهٔ ایران تغییر شکل های گسترده ای را در دو سوی زمین درز حاصل، ایجاد کرد. این تغییر شکل ها، چهار نوار ساختاری مشخص، با راستای شمال غربی– جنوب شرقی را به نام های زاگرس چین خورده، زاگرس مرتفع، سنندج- سیرجان و کمربند آنشفشانی ارومیه- دختر، به وجود آورده است (شکل ۱۵-۱۸). از این میان زاگرس چین خورده و زاگرس مرتفع به حاشیهٔ شمالی ورقهٔ عربی تعلق دارند. این در حالی است که سنندج- سیرجان و ارومیه- دختر، حاصل تغییر شکل هایی هستند که در اثر برخورد ورقهٔ عربی، در حاشیهٔ جنوبی ورقه ایران، به وجود آمده اند. از این رو، پهنه های سنندج- سیرجان و ارومیه- دختر را در صفحات آینده و همراه دیگر قسمت های فلات میانی، مورد بررسی قرار می دهیم.



شکل ۱۵-۱۸. نیمرخی از رشته کوه های زاگرس و بخشی از فلات میانی، در راستای جنوب شرقی– شمال غربی.



شکل ۱۵-۱۷ . ساختار کمربند چین‌خورده- راندهٔ زاگرس. الف) نمایش زون‌های گسلی اصلی، توزیع میدان‌های نفت و گاز و گنبد های نمکی؛ ب) مدل ساختاری زاگرس، نشان دهندهٔ نقش مهم گسل‌های امتداد‌لغز کازرون، ایذه، بالارود و منقارک در توسعهٔ وضعیت کنونی زاگرس (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴ و۲۰۰۵).

حاشیه ۱۵- ۲. تکامل ساختاری حوضهٔ زاگرس

سنگ های سازنده زاگرس را می توان به دو بخش اصلی **پی سنگ بلورین و دگرگونی** در زیر و **پوشش رسوبی** روی آن تقسیم کرد (شکل ۱۵-۱۹). پوشش رسوبی زاگرس با سری نمکدار هرمز (پرکامبرین پسین) آغاز می شود. ستون چینه شناسی این پوشش رسوبی در شکل ۱۵-۱۹ آمده است.

اطلاع کمی از پی سنگ پرکامبرین زاگرس وجود دارد. اندک اطلاعات در دسترس، از بررسی های لرزه ای، گرانی سنجی، مغناطیس سنجی هوابرد و قطعاتی از سنگ های دگرگونی به ظاهر وابسته به پی سنگ (شیست و گنیس)، که توسط دیاپیرهای نمکی هرمز به سطح رسیده، به دست آمده است. بررسی های مغناطیس سنجی هوابرد سطح پی سنگ را ناهموار نشان داده و عمیق ترین بخش آن را گوشهٔ شمال غربی فروافتادگی دزفول تعیین کرده است.

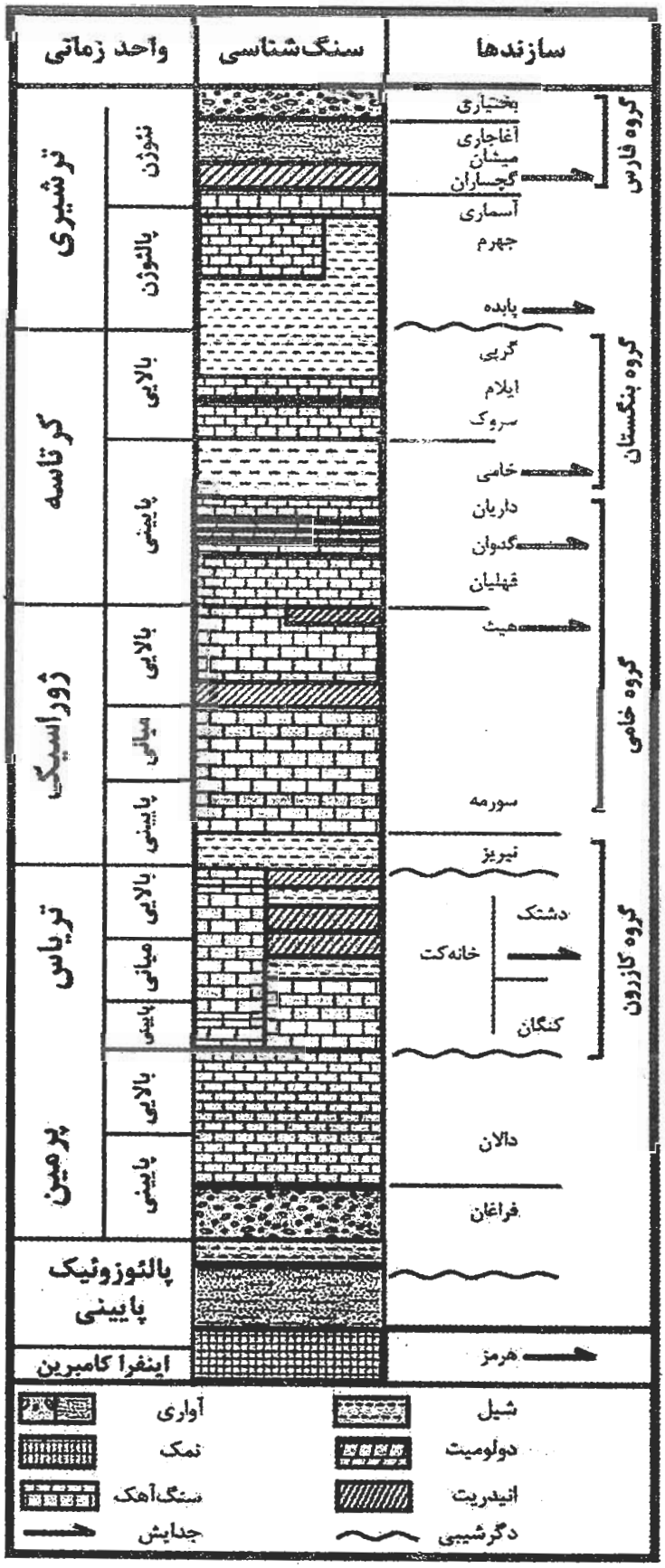
به هنگام پالئوزوییک، ایران، ترکیه و عربستان، به همراه افغانستان و هندوستان کنونی، حاشیه غیر فعال و پایدار گندوانا را می ساخته اند. در شمال این حاشیه اقیانوس تتیس دیرین قرار داشت. از این رو رسوبات پالئوزوییک آغازین، از زاگرس تا شمال ایران، تاریخچهٔ رسوبگذاری سازگاری را نشان می دهند (بربریان و کینگ، ۱۹۸۱).

در اواخر تریاس بخش هایی از گندوانا، از جمله ایران مرکزی در اثر کافتش جدا شد و اقیانوس تتیس جدید بین بقیهٔ گندوانا و ورقهٔ ایران، پدید آمد. به دنبال برخورد و پیوستن ورقهٔ ایران به اروپاسیا، فرورانش در تتیس جدید آغاز شد و ورقهٔ عربی، که زاگرس را در لبهٔ شمالی خود داشت، در محل دریای سرخ از آفریقا جدا شد و به سمت شمال حرکت کرد.

برخورد دو پوستهٔ قاره ای، یعنی ورقه های عربی و ایران در ترسیر، سبب تشکیل رشته کوه کنونی زاگرس شد. روند تشکیل رشته کوه زاگرس را به صورت زیر می توان خلاصه کرد:

- فرورانش ورقهٔ اقیانوسی تتیس جدید به زیر ورقهٔ ایران (کرتاسهٔ پسین)؛
- فرارانش تراشه هایی از پوسته اقیانوسی تتیس جدید به روی حاشیهٔ ورقهٔ عربی؛
- برخورد ورقهٔ عربی به ورقهٔ ایران (کرتاسهٔ پسین- ترسیر)؛
- تشکیل و تکامل ساختارهای زاگرس (از ترسیر تا کنون)

تحت کشش قرار گرفتن حاشیه گندوانا (زاگرس کنونی) در تریاس، گسل های عادی با راستای NW-SE را در پی سنگ به وجود آورد. جابه جایی این گسل ها یک رشته فروزمین و نیم فرو زمین را در سطح پی سنگ به وجود آورد.



شکل ۱۵-۱۹. ستون چینه‌شناسی زاگرس، نشان دهندهٔ توالی سنگ‌های رسوبی واقع در روی پی‌سنگ و افق‌های جدایشی دارای رفتار خمیرسان محتمل (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۵).

به دلیل وجود لایه های ضخیم نمک هرمز در فارس، این کشش تاثیر متفاوتی در رسوبات پالئوزوییک این ناحیه، در مقایسه با ناحیهٔ مجاور آن، یعنی فروافتادگی دزفول، که فاقد نمک هرمز است، ایجاد کرد. این حقیقت که نمک هرمز، به سن کامبرین، در چاه های نفت و گاز و نیمرخ های لرزه ای غرب زون گسل کازرون دیده نشده (شکل ۱۵-۱۷)، معرف این است که این گسل در زمان تشکیل نمک ها به عنوان گسل پی سنگی عمل کرده و مرز غربی حوضه نمک کامبرین را تعیین کرده است.

به این ترتیب، زاگرس به دنبال کافتش به دو حوضهٔ مجزا تبدیل شد. زون تغییرات تدریجی بین این دو حوضه در فاصلهٔ بین گسل های N-S ایذه و کازرون بوده است (شکل ۱۵-۱۷)، (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴).

از اواخر کرتاسه زاگرس در شرایط فشاری قرار گرفت. در آغاز برخورد نقش زون کازرون-ایذه کاهش یافت و یک حوضه گسترده با امتداد NW-SE تشکیل شد که رسوبگذاری آن بیشتر توسط گسل جبههٔ کوهستان کنترل می شد.

در ترسیر زون های گسلهٔ کازرون، ایذه و بالارود به عنوان گسل های فعال مرز زیر حوضه ها، رسوبگذاری و تغییر شکل را کنترل می کردند. این گسل ها به صورت لایه برهای (رمپ های) مایل بخش های مختلف گسل جبههٔ کوهستان را به هم مربوط می کرده (شکل ۱۵-۱۷) و کمربند چین خورده را به زیر پهنه های زمین ساختی متفاوت لرستان، فروبار دزفول و فارس تقسیم می کردند. هر یک از این بخش ها دارای تاریخچهٔ تغییر شکل و چین ها و راندگی های خاص خود هستند. این تفاوت ها بیشتر به دلیل اختلاف در پوشش رسوبی آنها و تا حدی به دلیل فعالیت مجدد گسل های پی سنگی است (شکل ۱۵-۱۸).

در توالی رسوبی زاگرس افق های شکل پذیر چندی وجود دارد که نقش افق ها یا گسل های جدایشی را بازی می کنند. در ناحیهٔ فارس نمک های هرمز (کامبرین) افق اصلی جدایش را می سازد، این در حالی است که در فرو بار دزفول و لرستان، که نمک های هرمز وجود ندارد، افق جدایش در بخش های بالاتر توالی رسوبی، مانند شیل های مزوزوییک و تبخیری های میوسن، قرار دارد (شکل ۱۵-۵).

زمین لرزه های بزرگ زاگرس را که دارای عمق کانونی ۱۰ تا ۲۰ کیلومتر هستند، به فعالیت مجدد گسل های پی سنگی مربوط دانسته اند (بربریان، ۱۹۸۱). این گسل های پی سنگی، به دلیل وجود افق های جدایشی شکل پذیر، تا سطح زمین ادامه نیافته اند. با این حال به نظر می رسد که این گسل های پی سنگی نقش زیادی در تعیین محل گسل های رانده اصلی زاگرس داشته اند. بررسی وضعیت لرزه خیزی زاگرس، گسل های معکوس و کوری را ، با شیب بیش از ۳۰ درجه، به دست داده است. چین های کشیدهٔ زاگرس اغلب جهت یابی مشابهی با گسل های رانده کور زیر

خود دارند. برخی از ساختارهای کنونی زاگرس، از گسل های پی سنگی تاثیر پذیرفته‌اند. با این حال، در طی دوران فشارش و برخورد، گسل های جدیدی در پوشش رسوبی آنها شکل گرفته است. وضعیت کنونی تغییر شکل در پوشش رسوبی نواحی مختلف زاگرس به نیمرخ رسوبی آن وابسته است. تغییر در نیمرخ رسوبی نیز بیش از همه متاثر از عملکرد گسل های کازرون، ایذه و جبهه کوهستان است (سپهر و کاسگرو، ۲۰۰۴).

افق های جدایش اصلی در بخش های مختلف زاگرس، به صورت زیر بوده است (شکل ۱۵-۱۹):

- زاگرس شرقی یا فارس: نمک های هرمز به ضخامت ۱ تا ۲ کیلومتر؛
- زاگرس مرکزی یا فروبار دزفول: تبخیری های سازند گچساران به ضخامت ۱/۵ کیلومتر؛
- زاگرس غربی یا لرستان: شیل ها و تبخیری های میوسن به ضخامت ۲ تا ۳ کیلومتر)

عملکرد زون های کم استحکام و متحرک جدایشی سبب شده که تغییر شکل ها در بالا و پایین آنها کم وبیش مستقل از یکدیگر (یعنی واجفت شده یا دی کاپل)، باشند (شکل ۱۵-۵). واجفت شدن چین های واقع در دو سوی جدایش، اکتشاف و تعیین محل تله های نفتی و گازی واقع در زیر جدایش را بسیار مشکل کرده است (سپهر و دیگران، ۲۰۰۶).

از کامبرین تا ترسیر که برخورد ورقه های عربی و ایران صورت گرفت، حاشیهٔ شمالی ورقهٔ عربی رسوبگذاری ممتدی را تجربه کرده است. این مدت زمان طولانی پایداری زمین ساختی، موجب انباشته شدن توالی رسوبی به ضخامت بیش از ۱۰ کیلومتر از کربنات ها، مارن ها و تبخیری ها، به روی پی سنگ پرکامبرین شده است. این پوشش ضخیم، در بخش های مختلف زاگرس، تغییرات رخسارهٔ ای و ضخامتی زیادی را نشان می دهد. این تغییرات متاثر از وضعیت ساختاری زاگرس، به ویژه عملکرد یک رشته از زون های گسله، شامل زون های گسلی جبهه کوهستان، کازرون، بالارود و ایذه، بوده است. این گسل ها نقش زیادی در تغییر شکل های بعدی رسوبات و تمرکزهای هیدروکربوری حوضهٔ پیش خشکی زاگرس داشته‌اند (سپهر و همکاران، ۲۰۰۶).

تغییر شکل فشاری زاگرس در اواخر کرتاسه، و با فرارانش افیولیت ها، آغاز شد. چین خورگیها و راندگی هایی که پس از آن صورت گرفت، حاصل برخورد ورقه های عربی و ایران در الیگوسن و اوایل میوسن است. جبههٔ تغییر شکل حاصل به سمت جنوب حرکت کرد و در پلیو پلئیستوسن موقعیت کنونی خود را در سواحل خلیج فارس به‌دست آورد (شرکتی و همکاران، ۲۰۰۶).

تغییر در ضخامت توالی رسوبی و شکل هندسی حوضه در قبل از تغییر شکل سبب شد که گسل های راندهٔ ناشی از برخورد و همگرایی، با سرعت های مختلفی تشکیل و منتشر شوند. وجود لایه های ضخیم نمک هرمز در قاعدهٔ پوشش رسوبی در ناحیهٔ فارس سبب انتشار سریع تر تغییر

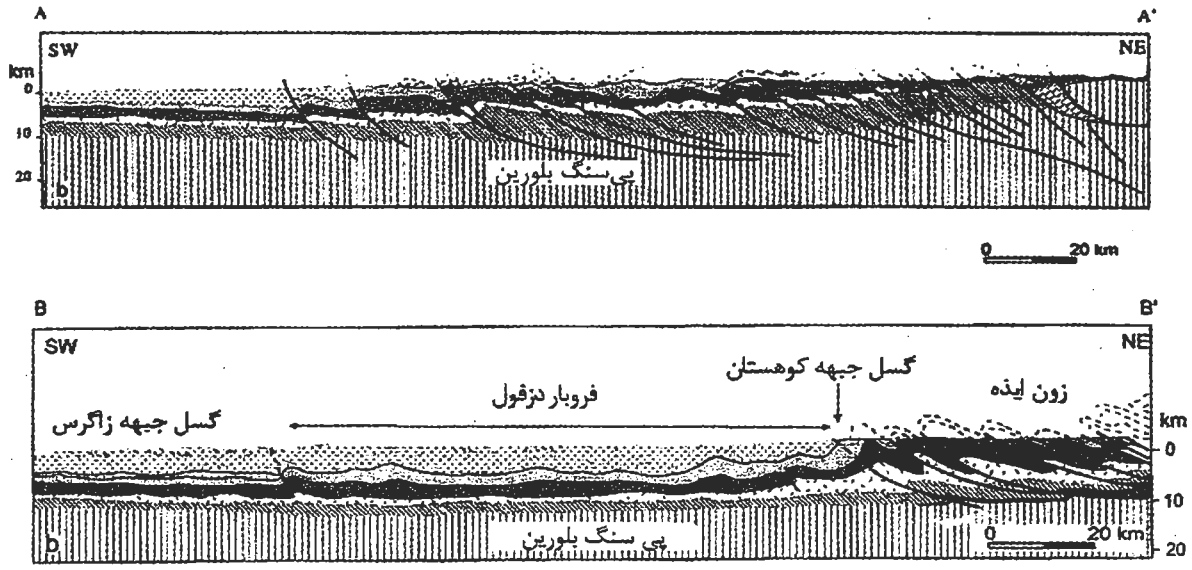
شکل ناشی از برخورد به سمت جنوب غرب شده است (شکل ۱۵-۱۷). این در حالی است که در غرب زون گسل کازرون که نمک وجود ندارد، تغییر شکل با سرعت به مراتب کمتری منتشر و سبب تشکیل فروبار دزفول شده است.

کوه زایی زاگرس به طور کلی سبب کوتاه شدگی پوسته و ایجاد کمربند چین خورده-رانده شده است (علوی، ۱۹۹۴). کل کوتاه شدگی زاگرس، توسط باز کردن تغییر شکل ها و ایجاد نیمرخ های متوازن، ۲۰ ±۷۰ کیلومتر برآورد شده است که ۵۰ کیلومتر آن مربوط به زاگرس چین خورده است (شکل رنگی پایان کتاب) (آلن و همکاران، ۲۰۰۶).

حاشیه ۱۵-۳. زیر پهنه های زاگرس

زاگرس مرتفع

این زیر پهنه را به نام های زون راندگی ها، زاگرس رانده، زاگرس داخلی و زون خرد شده یا فلسی شده نیز می نامند. زاگرس مرتفع نوار طویل و نسبتا باریکی (به عرض ۱۰-۶۵ کیلومتر) است که در فاصلهٔ بین زمین درز یا گسل اصلی و گسل زاگرس مرتفع قرار گرفته است (شکل ۱۵-۱۱). زاگرس مرتفع بیشترین تغییر شکل ها را متحمل شده است و در شمال غرب آن لایه های به شدت چین و گسل خورده (فلسی شده) را می توان مشاهده کرد. ریخت شناسی برجسته و افزایش ضخامت پوسته در این قسمت ناشی از عملکرد راندگی هاست (مطیعی، ۱۳۷۴). چین ها به سمت جنوب غربی به تدریج باز تر می شوند. در این زون، گسل های راندهٔ متعدد، با شیب عمومی به سمت شمال شرق، سبب رانده شدن واحدهای سنگی به سمت جنوب غرب شده اند (شکل ۱۵-۱۸ و ۱۵-۲۰).



شکل ۱۵-۲۰. زون راندگی ها و زون چین خورده در زاگرس. دو نیمرخ در راستای جنوب غربی-شمال شرقی از کوه زایی زاگرس. نشان دهندهٔ شدید تر شدن راندگی ها با نزدیک شدن به زون برخورد. الف) در لرستان؛ ب) در محل فروافتادگی دزفول (بحرودی و کویی ۲۰۰۳).

رخنمون هایی از پوستهٔ اقیانوسی (افیولیت ها) در شمال زمین درز حاصل از برخورد بین ورقه های عربی و ایران را می توان حد شمالی راندگی های این زون در نظر گرفت (شکل ۱۵-۱۸). تغییرشکل ها و رخدادهای زمین ساختی در بخش های مختلف این زیر پهنه همزمان نیست ولی به طور کلی قدیمی تر از تغییر شکل های زاگرس چین خورده است. در زاگرس مرتفع اثری از فعالیت های ماگمایی و دگرگونی مشاهده نمی شود.

زاگرس چین خورده

زیر پهنهٔ زاگرس چین خورده، به عرض ۱۵۰ تا ۲۵۰ کیلومتر، در جنوب غرب زاگرس مرتفع قرار گرفته و حاشیهٔ سپرعربی را می سازد. زاگرس چین خورده متشکل از یک توالی ضخیم، حدود ۱۰ کیلومتری از سنگ های رسوبی به روی پی سنگ دگرگون شده متعلق به پر کامبرین است.

در این محدوده سنگ های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، همانند دیگر نقاط ایران، رخسارهٔ گندوانایی دارند. ولی توالی ضخیمی از رسوبات که در طول مزوزوییک و سنوزوییک در این منطقه برجای گذاشته شده، با دیگر نقاط ایران تفاوت دارد. پی سنگ پرکامبرین در این منطقه رخنمون نداشته و در حفاری ها نیز مشاهده نشده است. روی پی سنگ، سری نمکدار هرمز (پرکامبرین پسین) قرار گرفته است. توالی رسوبات و فعالیت های زمین ساختی این بخش را به صورت زیر می توان خلاصه کرد:

- از قبل از کامبرین تا تریاس میانی رسوباتی کم و بیش مشابه ایران مرکزی و البرز در این بخش برجای گذاشته شده است.
- در مزوزوییک و به دنبال جداشدن تعدادی خرده قاره از لبهٔ شمالی گندوانا، و حرکت آنها به سمت قارهٔ شمالی (اروپاسیا)، یک حاشیهٔ قاره‌ای غیر فعال در این لبه (شمال ورقهٔ عربی) تشکیل شد. از اواخر تریاس تا نئوژن حدود ۱۰۰۰۰ متر رسوبات بیشتر کربناته در این بخش برجای گذاشته شدند.
- در زمان میوسن-پلیوسن، و در اثر کوه زایی آلپی، این رسوبات چین خوردند و از آب خارج شدند و بر روی آنها رسوبات خشکی دریاچه‌ای و رودخانه ای (سازند گچساران) برجای گذاشته شد (شکل ۱۵-۱۹).
- در پلئیستوسن، یک فعالیت مجدد سبب چین خوردن رسوبات جوان کنگلومرای بختیاری (و هم ارز شمالی آن در البرز، یعنی سازند هزار دره) شد.

زاگرس چین خورده از نظر ساختاری از تاقدیس ها و ناودیس های کشیده (با میل مظاعف)، در راستای NW-SE تشکیل یافته که بیشتر با ساز و کار لغزش-خمش درست شده اند. زاگرس

چین خورده فاقد گسل های راندهٔ بارز است. شدت چین خوردگی این زون به سمت جنوب به تدریج کاهش می یابد. چین های این بخش از زاگرس اغلب غیر متقارن‌اند و در بسیاری موارد شیب دامنهٔ شمال شرقی بیش از شیب دامنهٔ جنوب غربی آن است. در بخش شمال شرقی زاگرس چین خورده، بیشتر چین ها برگشته اند. برخی از تاقدیس ها، توسط گسل های معکوس طولی، در راستای یکی از دامنه هایشان جابه جا شده اند. چین خوردگی این بخش از زاگرس، به دلیل عملکرد گسل های پی سنگی و گنبدهای نمکی، فرو افتادگی ها و خمش ها و راندگی های پنهان احتمالی، چندان ساده نیست. در مواردی سطح محوری چین ها دارای انحناست و رخنمون چین ها حالتی دوخَمه (سیگمایی) دارد. تاقدیس های طویل زاگرس چین خورده، منابع نفت و گاز عظیمی را در خود جای داده اند (شکل های ۱۵-۴ و ۱۵-۵). سواحل ایران در خلیج فارس و جزایر آن نیز جزو زاگرس چین خورده محسوب می‌شوند.

زمین لرزه های زاگرس چین خورده، که اغلب کمتر از ۲۰ کیلومتر عمق دارند، در نواری به عرض ۲۰۰ کیلومتر پراکنده شده اند (شکل ۱۵- ۱). این نوار از جنوب غرب تا سواحل خلیج فارس، ادامه دارد. به دلیل تداوم اعمال فشار از طرف ورقهٔ عربی، فرایند چین خوردگی زاگرس، امروزه نیز ادامه دارد. جابه جایی افقی حدود ۴ سانتیمتر و برخواستی قائم ۲ میلیمتر درسال برای این چین خوردگی ها برآورد شده است. ادامهٔ چین خوردگی، و لرزه خیزی شدید سبب وقوع زمین لغزش های بزرگی، به ویژه در لرستان می شود. زمین لغزش سیمره، در یال شمالی تاقدیس عظیم کبیر کوه، که به تعبیری بزرگ ترین زمین لغزش جهان است، نمونه ای از این فعالیت های جوان است.

زاگرس چین خورده در همه جا ویژگی های یکسانی ندارد از این رو می توان آن را به چند قسمت مجزا تقسیم کرد (شکل ۱۵-۱۷).

- **پهنهٔ لرستان:** روند چین خوردگی ها در این بخش مشابه زاگرس رانده (شمال غربی- جنوب شرقی) است. تاقدیس های بزرگ (همچون کبیر کوه) و کوچکی در این پهنه رخنمون دارند. سه خطوارهٔ شمالی- جنوبی در این ناحیه مشاهده شده که ممکن است با گسل های پی سنگ ارتباط داشته باشند (شکل ۱۵-۱۷).

- **پهنهٔ ایذه:** بخشی از زاگرس چین خورده به عرض ۴۰ تا ۱۱۵ کیلومتر است که از شمال به زون راندگی ها، از جنوب به فروافتادگی دزفول، از شرق به گسل کازرون و از غرب به گسل احتمالی عامل خمش بالارود، محدود می شود (شکل ۱۵-۱۷). گسل امتداد لغز راستگرد ایذه، که همراستا با گسل کازرون است، این پهنه را به دو بخش شمال غربی و جنوب شرقی تقسیم می

کند. در بخش شمال غربی، هستهٔ تاقدیس ها متشکل از گروه بنگستان (کرتاسه) بوده و فاقد مخازن هیدروکربوری اکتشاف شدهٔ بارز است. در بخش جنوب شرقی، هستهٔ تاقدیس ها آهک آسماری (الیگومیوسن) و در بردارندهٔ مخازن نفت و گاز متعدد است.

- **فروبار دزفول**: این فروافتادگی ساختاری، از چهارسو توسط زون ایذه، زون خمشی بالارود (چپگرد)، زون گسل کازرون (راستگرد) و زون خمشی جبهه کوهستان احاطه شده است (شکل ۱۵-۱۷). بیشتر مخازن دارای نفت ایران در این محدوده قرار گرفته است. سازند آسماری در فروبار دزفول رخنمون ندارد. ساختار کلی این فروافتادگی (۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر) و مرزهای آن ممکن است در ارتباط با گسل های پی سنگ باشد.

- **پهنهٔ فارس**: این پهنه در بین گسل کازرون در غرب و گسل میناب در شرق قرار گرفته است. پهنهٔ فارس را می توان به دو بخش فارس داخلی و فارس ساحلی (خارجی) تقسیم کرد. محور تاقدیس ها در این پهنه از امتدادهای مختلفی برخوردارند. مخازن این ناحیه بیشتر گازی است. چین خوردگی های پهنهٔ فارس بیشتر از نوع هم مرکز است که جدایش زیرین آن بیشتر در نمک های هرمز قرار دارد. مطیعی (۱۹۷۴) این پهنه را از جنوب غرب ادامه داده و بخشی به نام **پس خشکی بندر عباس** را به آن افزوده است (شکل ۱۵-۱۷).

دشت خوزستان: دشت خوزستان یا دشت آبادان قسمتی از جلگهٔ بین النهرین است که از نظر ساختاری در جنوب زاگرس واقع شده و بخش شمالی **سکوی عربی** را می سازد (شکل ۱۵-۱۵). **سکو** بخشی از پوستهٔ قاره‌ای کراتونی است که توسط لایه های بیشتر رسوبی کم و بیش افقی، پوشیده شده است. در زیر این لایه ها **پی سنگ** قرار گرفته که توسط تغییر شکل های قدیمی تر، ایجاد شده است. سطح **دشت خوزستان** از آبرفت های جوان پوشیده شده و فاقد رخنمون های سنگی است. اطلاعات حاصل از گمانه های نفتی و بررسی های ژئوفیزیکی نشان می دهد که در زیر آبرفت ها، رسوبات سنوزوئیک، مزوزوییک و پالئوزوییک به طور خفیفی با روند شمالی جنوبی، چین خورده اند. ویژگی هایی همچون فقدان لرزه خیزی و وجود ساختارهای شمالی- جنوبی که ناهمخوان با زاگرس است، این عقیده را قوت داده است که مرز بین دشت خوزستان و زاگرس چین خوردهٔ گسلی است (حقی پور، ۱۳۵۸). روند شمالی- جنوبی ساختارها در این قسمت مشابه روند ساختار ها در جنوب عراق، کویت، شمال خلیج فارس و شمال شرقی عربستان است (شکل ۱۵-۴).

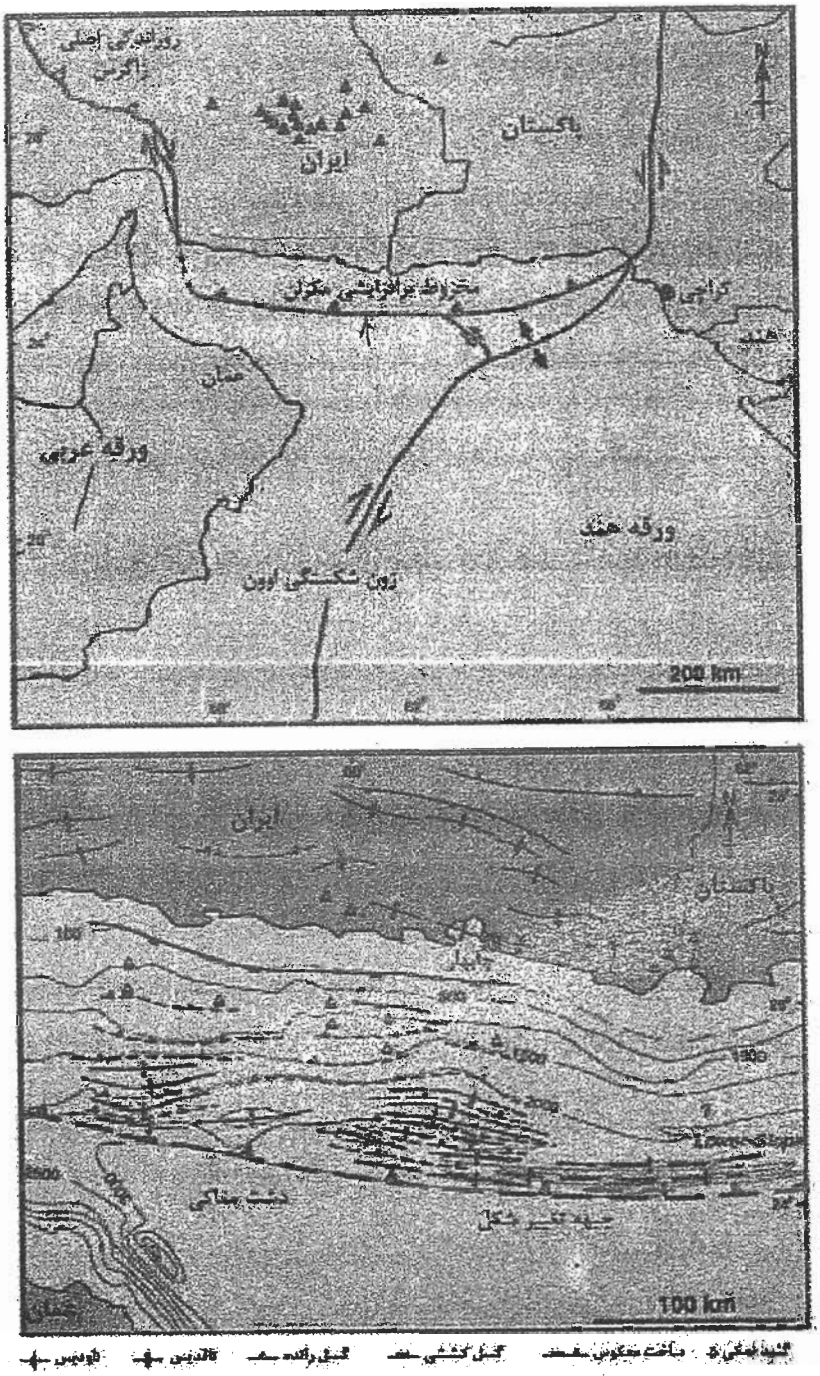
مکران

ناحیهٔ مکران، واقع در جنوب شرقی ایران مثالی آرمانی از منشور برافزایشی ناشی از فرورانش است. در مکران، پوستهٔ اقیانوسی دریای عمان در حال حرکت به سمت شمال و رانده شدن به زیر ورقهٔ قاره ای مجاور است. این فرورانش موجب انباشته شدن و افزوده شدن تدریجی (برافزایش) رسوبات شده است. این منشور برافزایشی، به طول حدود ۱۰۰۰ کیلومتر، در جنوب غرب پاکستان و جنوب شرق ایران، در فاصلهٔ بین بندر کراچی تا تنگهٔ هرمز قرار گرفته است (شکل ۱۵-۲۱الف). این مجموعهٔ برافزایشی در کناره های دریای عمان حدود ۱۰۰ کیلومتر عرض دارد. توپوگرافی سطح این ساختار، دامنه ای از ۳۰۰۰ متر زیر سطح دریا تا ۱۵۰۰ بالاتر از سطح دریا دارد (شکل ۱۵-۲۱ب).

بخش خشکی این منشور برافزایشی ناحیهٔ وسیعی از رسوبات چین خورده و گسل خورده به سن ترسیر است که حدود ۸۰۰ کیلومتر در سواحل شرقی ایران و سواحل غربی پاکستان ادامه دارد. فاصلهٔ بین لبهٔ فرورو این زون، تا کمان آتشفشان داخل خشکی، در غرب مکران حدود ۴۰۰ کیلومتر است که به سمت شرق به ۶۰۰ کیلومتر افزایش می یابد. ۱۶ مخروط آتشفشانی، که بیشتر در یک راستای شرقی- غربی قرار گرفته‌اند، در این کمان شناسایی شده اند. کمان ماگمایی حاصل فرورانش متشکل از سه مرکز آتشفشانی اصلی (کوه سلطان در پاکستان و تفتان و بزمان در ایران) است (شکل ۱۵- ۲۱). این آتشفشان ها در زمان های جدید (پلیو-کواترنر) فعال بوده‌اند.

نیمرخ منشور برافزایشی مکران به شکل یک گوهٔ مثلثی است که حاصل عملکرد گسل های راندهٔ فعال، چین های وابسته به گسل و فلسی شدن رسوبات است. مرز هر فلس را گسل های راندهٔ پر شیب (گسل های معکوس) تشکیل می دهد. در اثر فشارش ناشی از فرورانش، فلس ها از پس خشکی به سمت پیش خشکی رانده شده اند. در مکران فرورانش همچنان ادامه دارد و زمین در حال بالا آمدن است و حاصل آن چین خوردگی و پسروی خط ساحلی است.

منشور برافزایشی مکران در اثر فرورانش ورقهٔ عربی به زیر پوسته قاره ای ایران، به وجود آمده است (شکل ۱۵-۲۱). این زون برافزایشی توسط دو سیستم گسل امتداد لغز، یعنی گسل های راستگرد میناب و زندان در شرق و یک گسل چپگرد در غرب، از مناطق برخورد قاره‌ای همجوار (زاگرس و هیمالیا)، جدا می شود (شکل ۱۵-۲۲ الف). متوسط همگرایی ناشی از برخورد دو ورقهٔ ۴ سانتیمتر در سال اندازه گیری شده است. منشور برافزایشی مکران سالیانه حدود ۱۰ سانتیمتر به سمت دریا پیشروی می کند. سواحل مکران سالیانه حدود ۱/۵ میلیمتر بالازدگی را تجربه می کند (گراندو و مک کلی، ۲۰۰۶).



شکل ۱۵-۲۱ . منشور برافزایشی مکران. الف) نقشه زمین ساختی محدودهٔ ورقه های عربی، هند و ایران، نشان دهندهٔ محل منشور برافزایشی مکران واقع در جنوب شرق ایران و جنوب غرب پاکستان. مثلث های سیاه موقعیت آتشفشان های جوان (پلئیستوسن) را نشان می دهد که حاصل فرورانش ورقهٔ عربی به زیر پوسته قاره ای ایران است. نرخ همگرایی بر حسب سانتیمتر بر سال نشان داده شده است؛ ب) مهم ترین عناصر ساختاری منشور برافزایشی مکران. در بستر دریا، پشته های حاصل از چین های مرتبط با گسل و گسل های رانده، دارای امتداد تقریبا شرقی- غربی هستند. این ساختار ها توسط بررسی داده های لرزه ای (موازی خط شمالی- جنوبی ۱) به نقشه در آمده اند. خطوط تراز بستر دریا به متر است (گراندو و مک کلی، ۲۰۰۶).

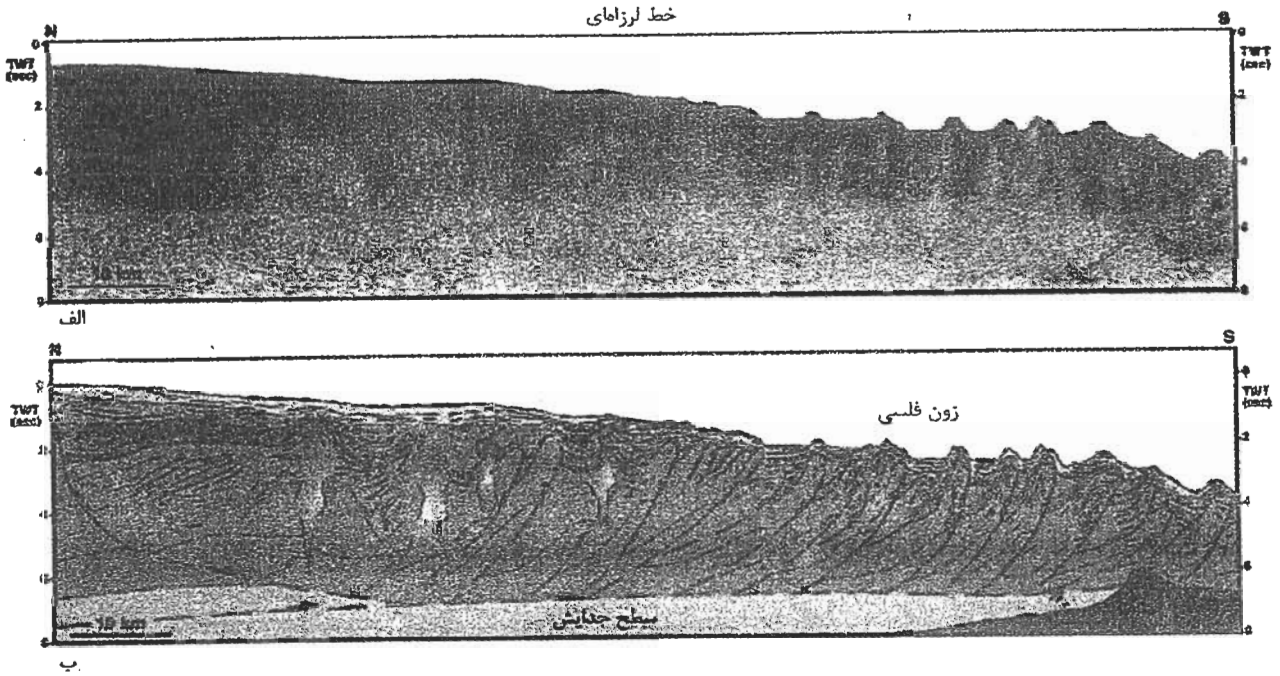
گلفشان های چندی در کنارهٔ سواحل مکران شناسایی شده است. این گلفشان ها بیشتر توسط عملکرد آبهای گازدار در سطح ظاهر شده اند. **دیاپیرهای شیلی** عظیم، که در رسیدن به سطح، گلفشان ها را می سازند، در تمام بخش خارجی منشور وجود دارند و در نیمرخ های لرزه‌ای دو بعدی به خوبی قابل شناسایی اند. شکل ۱۵-۲۲ نیمرخ لرزه‌ای شمالی- جنوبی را، با حدود ۱۲۰ کیلومتر طول، که تمام زون برافزایشی را قطع کرده است، نشان می دهد (خط لرزه ای ۱ در شکل ۱۵-۲۱ب). قسمت های جنوبی نیمرخ متشکل از رسوبات به شدت چین خورده، دارای گسل های رانده و حالت فلسی است. توپوگرافی خاص و حالت فلسی در اثر روی هم رانده شدن چین های ناشی از گسلش، ایجاد شده است.

بخش عقبی منشور بالا آمده و کشیده شده و در آن گسل های عادی توسعه یافته است (شکل ۱۵-۲۲). توالی رسوبات توبیدایتی (هیمالیایی) نقش زون جدایشی را برای گوهٔ فلسی و گسل های کششی منشور برافزایشی مکران ایفا می کند (شکل ۱۵-۲۲ و ۱۵-۲۳). توربیدایت ها منشأ اصلی خیزش دیاپیرهای شیلی و گلفشان ها، در راستای راندگی های موجود در داخل گوه برافزایشی هستند. در شکل ۱۵-۲۲ گسل جدایشی قاعدهٔ منشور، در بخش جلویی (جنوبی) خود به یک برجستگی ختم شده که به ظاهر معرف یک دریا کوه در سطح پوستهٔ اقیانوسی است که آغاز به فرورانش کرده است.

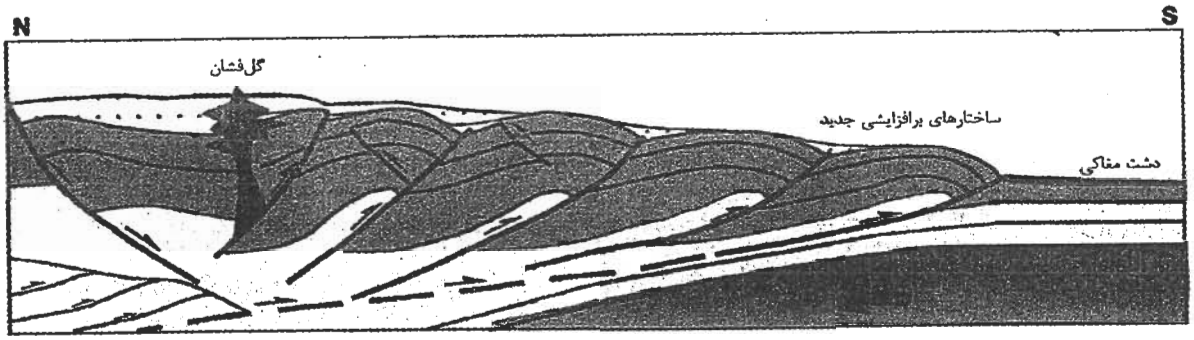
به سمت ساحل (شمال)، به دلیل انباشته شدن رسوبات، ارتفاعات و چین های ناشی از راندگی ها مدفون شده اند (شکل ۱۵-۲۲). یک دیاپیر شیلی مشخص، با نیمرخ کلاسیکی به شکل "درخت کریسمس" نیز در بخش شمالی نیمرخ دیده می شود (شکل های ۱۵- ۲۲ و ۱۵- ۲۳).

فاز اصلی تغییر شکل زون فلسی واقع در بخش جنوبی منشور برافزایشی مکران در اواخر میوسن تا اوایل پلیوسن بوده است (گراندو و مک کلی، ۲۰۰۶). از اواخر پلیوسن ساحل مکران به تدریج بالا آمده، گسلیده شده و در آن دیاپیرهای شیلی نفوذ کرده است. این در حالی است که در بخش جنوبی و رو به دریای منشور، برافزایش ادامه داشته است. هندسهٔ کنونی بستر دریا نشانهٔ این است که اغلب چین های ناشی از گسلش، هم اکنون نیز فعال اند که خود معرف فعال بودن منشور برافزایشی مکران است.

در نیمرخ های لرزه‌ای که از منشور برافزایشی مکران تهیه شده، یک منعکس کنندهٔ لرزه ای قوی در عمق ۵۰۰ تا ۸۰۰ متری از سطح دریا، مشاهده می شود. این منعکس کننده امواج لرزه‌ای بازتابی از قاعدهٔ یک زون هیدرات گازی (gas hydrate) منجمد را نشان می دهد که در آن مولکول های متان، در یک شبکهٔ یخی، به تله افتاده اند (شکل ۱۵-۲۲).



شکل ۱۵-۲۲. نیمرخ منشور برافزایشی مکران. الف) نیمرخ لرزه ای شمالی-جنوبی در عرض بخش غربی دور از کرانهٔ منشور برافزایشی مکران. این نیمرخ از فلات قاره تا خارجی ترین بخش منشور برافزایشی را در برمی گیرد. یک دریاکوه، احتمالا با منشأ آتشفشانی، در حال فرورانش به زیر خارجی ترین قسمت زون فلسی است و موجب بالازدگی چشمگیر چین های واقع در روی خود شده است. یک بازتابندهٔ قوی، که رشته کوه چین خورده را قطع می کند قاعده هیدرات گازی است؛ ب) تفسیر نیمرخ لرزه ای شکل الف. بزرگنمایی قائم ۵:۱ است. اعداد در محور قائم معرف زمان سیر موج به ثانیه است (گراندو و مک کلی، ۲۰۰۶).



شکل ۱۵-۲۳. مدل نشان دهندهٔ نیمرخ منشور برافزایشی مکران، شامل گسل های رانده و چین های وابسته به گسل در بخش جلویی (جنوبی) و گسل قاشقی و دیاپیر شیلی و گلفشان سطحی در بخش عقبی (شمالی). زون جدایشی زیرین، واقع در رسوبات نوربیدایتی، با خط چین نشان داده شده است (گراندو و مک کلی، ۲۰۰۶).

فرورانش اغلب با لرزه خیزی زیاد همراه است. این در حالی است که در مکران لرزه خیزی بسیار ضعیف است. شیب کم ورقه فرورو و وجود آب را دلایل کم بودن لرزه خیزی این ناحیه دانسته

اند. آب، ضمن کاهش تنش موثر، سبب افزایش رفتار خمیری و کاهش رفتار ترد و شکننده می شود (آقا نباتی، ۱۳۸۳). وجود پادگانه های دریایی (سواحل بالا آمده) و ۹ گلفشان در این ناحیه را می توان نشانه هایی بر ادامهٔ فعالیت این ناحیه دانست. زمین لرزهٔ سال ۱۹۴۵ پاسنی اورامارا در پاکستان، با بزرگی ۸/۳ را می‌توان از دیگر نشانه های فعالیت این ناحیه به حساب آورد. زمین لرزه های مکران تا فاصلهٔ ۷۰ کیلومتری از ساحل دریای عمان کم عمق هستند و پس از آن عمق آنها بیشتر می شود، تا حدی که در جنوب کمان ماگمایی تا ۸۰ کیلومتر عمق دارند (ژاکوب و گیتمیر، ۱۹۷۹).

سنندج- سیرجان

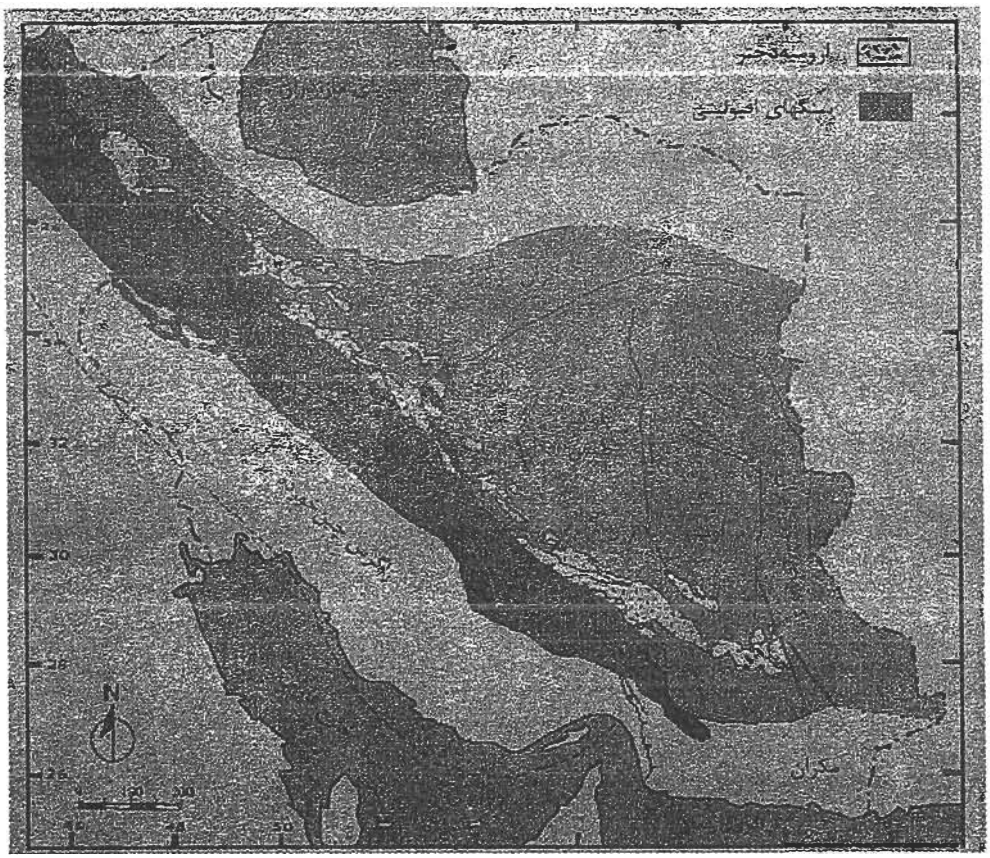
زون سنندج- سیرجان به صورت یک نوار نسبتا باریک، به طول حدود ۱۵۰ و عرض ۲۰۰ کیلومتر، در فاصلهٔ بین شهرهای سیرجان و اسفندقه در جنوب شرق و ارومیه و سنندج در شمال غرب قرار گرفته است. این زون در شمال غرب زاگرس مرتفع قرار گرفته و راندگی اصلی زاگرس مرز جنوب غربی این زون را می سازد. مرز شمال غربی آن کاملا واضح نیست، ولی فروافتادگی هایی چند، از جمله دریاچهٔ ارومیه، کویر اراک، گاوخونی و جازموریان را می توان مرز شمال غربی سنندج- سیرجان در نظر گرفت. در سمت جنوب شرقی، سنندج سیرجان به گسل میناب ختم می‌شود. ادامهٔ این زون به سمت شمال غرب در ترکیه و سوریه نیز مشاهده شده است. ضخامت پوسته در زون سنندج- سیرجان حدود ۵ تا ۱۰ کیلومتر بیش از متوسط پوستهٔ قاره ایران است. سنندج-سیرجان عاری از فعالیت های آتشفشانی است. در منابع موجود پهنه سنندج- سیرجان به نام های مختلف دیگری چون اسفندقهٔ ارومیه، اسفندقهٔ مریوان و زاگرس داخلی نیز معرفی شده است.

سنندج- سیرجان از نظر تاریخچه ساختاری بخشی از فلات میانی است و اختصاصات ساختاری آن را دارد، ولی امتداد عمومی‌آن از زاگرس تبعیت می‌کند. زون سنندج سیرجان لبهٔ جنوبی ورقهٔ ایران را تشکیل می دهد.پهنهٔ سنندج- سیرجان چند مرحلهٔ دگرگونی و آذرین را پشت سر گذاشته است. سنندج- سیرجان از یک بخش خارجی (جنوب غربی)، متشکل از راندگی های فلسی و زمین درز زاگرس و یک بخش داخلی (شمال شرقی) شامل سنگ های دگرگونی مزوزوییک، تشکیل یافته است (شکل ۱۵-۲۴). زمین درز زاگرس، همراستا با قطعات ناپیوسته ای از افیولیت ها، مرز جنوبی زون سنندج- سیرجان را تشکیل می دهد. ساختار های اصلی زون سندج سیرجان در سه رخداد اصلی شکل گرفته اند (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۳):

- فرورانش ورقهٔ اقیانوسی تتیس در راستای حاشیهٔ فعال ایران مرکزی. ساختارهای مرتبط با این فرورانش با چین خوردگی شدید و تشکیل شیست های سبز با درجهٔ دگرگونی کم، مشخص می شود.

- فرارانش افیولیت ها در راستای حاشیهٔ شمال شرقی تتیس. افیولیت های نواحی نیریز و کرمانشاه نمونه هایی از فرارانش پوسته اقیانوسی در راستای زمین درز زاگرس هستند. افیولیت های کرمانشاه سنی حدود ۸۵ میلیون سال را نشان داده اند
- ادامهٔ برخورد ورقه عربی و ایران مرکزی در میوسن. برخورد قاره ای در زون سنندج- سیرجان پس از بازشدن دریای سرخ و خلیج عدن، به اوج خود رسید.

سنندج- سیرجان را همچنین می توان در راستای طولش به دو بخش شمالی و جنوبی، با مرز مشترکی در ناحیهٔ گلپایگان، تقسیم کرد (قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۵). سنندج- سیرجان به همراه نوار باریک ماگمایی مجاورش، که ما آن را به نام ارومیه- دختر می شناسیم، حاصل تغییر شکل های ناشی از برخورد ورقهٔ عربی در لبهٔ جنوبی ورقهٔ ایران هستند.



شکل ۱۵-۲۴ . بخش های مختلف فلات میانی (اقتباس از قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۵).

ارومیه- دختر: ارومیه- دختر نواری، به ضخامت حدود ۴ کیلومتر، از سنگ های آذرین درونی و آتشفشانی است که در لبه شمال غربی زون سنندج- سیرجان قرار گرفته است (شکل ۱۵- ۲۴). حدفاصل بین ارومیه- دختر و سنندج- سیرجان با چند فروافتادگی مشخص می شود. **ارومیه- دختر** را می توان یک کمان ماگمایی نوع آندی در نظر گرفت (علوی، ۱۹۹۴). ارومیه- دختر از

واحدهای سنگی متنوعی همچون پلوتون های بزرگ و کوچک دیوریتی، گرانودیوریتی، گرانیتی و گابرویی، به همراه جریان های گدازهٔ بازالتی، آندزیتی و مواد آذرآواری، درست شده است (محجل و فرگوسن، ۲۰۰۰). ضخامت پوستهٔ قاره ای در این زون ۴۵-۵۰ کیلومتر است که بیش از متوسط ضخامت پوستهٔ قاره ای ایران، یعنی حدود ۴۰ کیلومتر است. نوار واقع در شمال شرق ارومیه- دختر، ناحیه پس کمان انقباضی (آندی) برخورد ورقهٔ عربی به ورقهٔ ایران را می سازد که به صورت کم و بیش نواری، در محدودهٔ **رفسنجان- ساوه** ردیابی شده است (علوی، ۱۹۹۶).

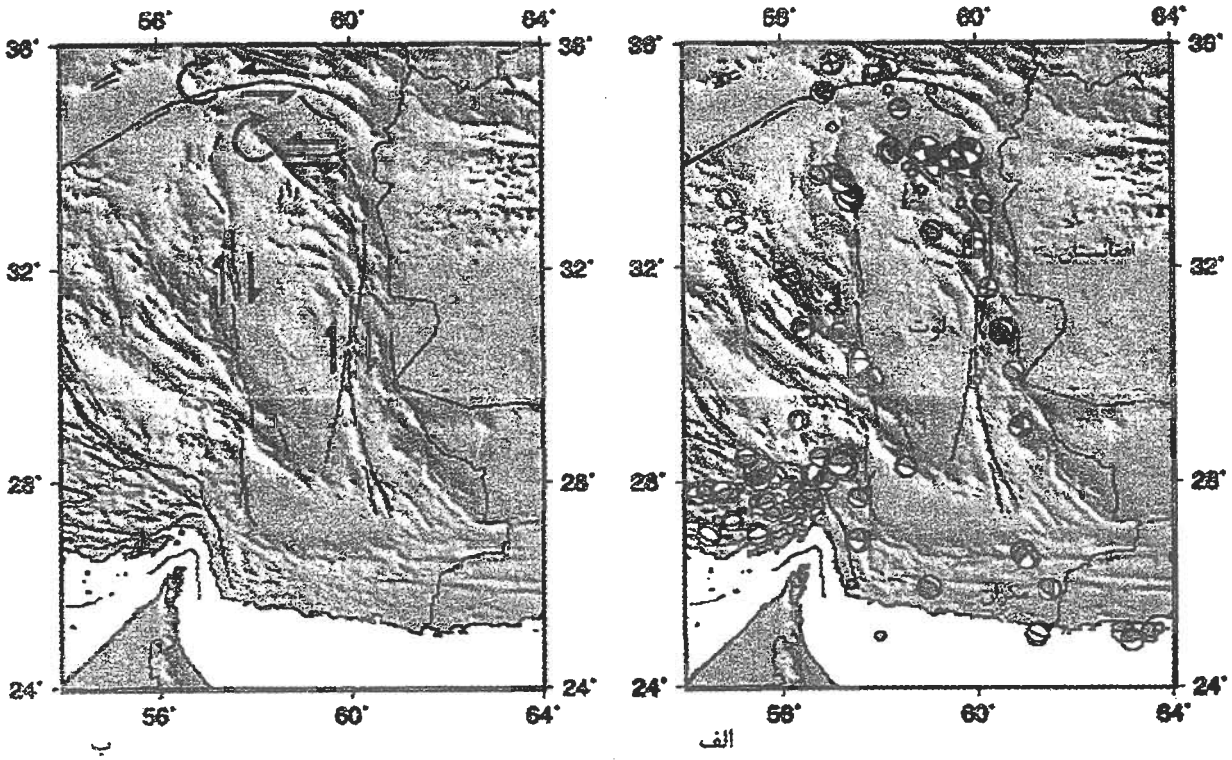
ایران مرکزی

ایران مرکزی، یا به طور صحیح تر **خرده قاره های فلات میانی**، به صورت مثلثی در مرکز ایران قرار گرفته است (شکل ۱۵-۲۴). حد شمالی آن را ارتفاعات البرز تشکیل می‌دهد. غرب این واحد توسط یک رشته فروافتادگی و کمربندی از گسل های مستقیم پر شیب به زون سنندج- سیرجان، که خود بخشی از فلات میانی است، محدود می‌شود.

ایران مرکزی از پیچیده ترین واحدهای ساختاری ایران است (نبوی، ۱۳۵۵). در این واحد از قدیمی‌ترین سنگ های دگرگون شدهٔ پرکامبرین تا آتشفشان های فعال و نیمه فعال امروزی را می‌توان یافت. قدیمی‌ترین سنگ های ایران، به قدمت ۱۰۰۰ تا ۱۵۰۰ میلیون سال، در این بخش یافت شده است. تکامل ساختاری ایران مرکزی در پالئوزوییک آغاز شد و در کرتاسهٔ پسین پایان یافت. بعدها و در خلال ائوسن- الیگوسن، زون ماگمایی ارومیه- دختر تشکیل شد. ماگماتیزم ارومیه- دختر را می توان حاصل فرورانش تتیس جوان به زیر زون سنندج- سیرجان و ایران مرکزی دانست. برطبق یک تقسیم بندی ایران مرکزی را می توان به دو زیر پهنه ایران شمال غربی و خرده قاره ایران مرکزی، تقسیم کرد (قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۵). **ایران شمال غربی**: در برگیرندهٔ ناحیه ای در شمال غرب گسل درونه و جنوب کوه های البرز است که از جنوب به ارومیه- دختر می رسد و از غرب نیز احتمالا تا نخجوان در ارمنستان ادامه دارد. **خرده قاره ایران مرکزی**: در برگیرندهٔ سرزمینی است که توسط گسل درونه در شمال و کمربندهایی از افیولیت های سیستان، نایین، بافت و مکران و سبزوار، محدود می شود. خرده قارهٔ ایران مرکزی، توسط چند گسل امتدادلغز راستگرد شمالی- جنوبی طویل به بلوک لوت، بلوک طبس و بلوک یزد، تقسیم می شود (شکل ۱۵-۲۴).

بلوک لوت: به طول ۹۰۰ کیلومتر، در بین گسل های شمالی- جنوبی نهبندان در شرق و نایبند در غرب قرار گرفته است (شکل ۱۵-۳). مرز شمالی بلوک لوت گسل درونه یا فروافتادگی جنوب کاشمر و مرز جنوبی آن نیز فروافتادگی جازموریان است که حوضه پیش کمان زون فرورانش مکران است (شکل ۱۵-۲۴). لرزه خیزی لوت به مرزهای گسلی آن محدود می شود (شکل ۱۵-۲۵). گسل های

شمالی جنوبی نایبند و نهبندان راستگرد هستند و گسل شرقی- غربی درونه، واقع در شمال لوت، چپگرد است. در بلوک لوت، برای اینکه حرکت و لغزش گسل های راستگرد امکان پذیر شود، گسل درونه باید علاوه بر حرکت چپگرد، چرخشی ساعتگرد را نیز تجربه کند (شکل ۱۵- ۲۵) (جکسون، ۲۰۰۱).



شکل ۱۵- ۲۵. زمین ساخت شرق ایران. الف) نقشهٔ خلاصه شدهٔ گسل ها و زمین لرزه های کم عمق شرق ایران. زمین لرزه های وابسته به زون فرورانش مکران از شکل حذف شده اند؛ ب) نقشهٔ گسل ها نشان دهندهٔ این مطلب است که چگونه گسل های چپگرد E-W باید به صورت ساعتگرد بچرخند تا برش راستگرد در گسل های N-S شرق ایران امکان پذیر شود (جکسون، ۲۰۰۱).

بلوک طبس در بین گسل نایبند در شرق و کلمرد-کوهبنان در غرب، قرار گرفته است (شکل ۱۵-۳). بلوک طبس از جمله مناطقی است که روند تکاملی پالئوزوییک آن با مناطق مجاور همخوانی ندارد. فرونشینی از ویژگی های بلوک طبس است. از دیدگاه ساختاری بلوک طبس را می توان به چند بخش فرعی‌تر تقسیم کرد (شکل ۱۵-۲۴). **بلوک یزد** یکی دیگر از بخش های ایران مرکزی است (شکل ۱۵-۱۵). زمین لرزه های بزرگی همچون دشت بیاض (۱۳۴۸) با بزرگی ۷/۳ و طبس (۱۳۵۷) و بم (۱۳۸۲) در این ناحیه اتفاق افتاده است.

کوه های شرق ایران: حد فاصل دو گسل شمالی- جنوبی هریرود در شرق و نهبندان در غرب، محدوده ای به طول ۸۰۰ و عرض ۲۰۰ کیلومتر را می سازد که با توالی ضخیمی از نهشته‌های

فلیشی پوشیده شده است (شکل ۱۵- ۲۴). **فلیش** رخسارهٔ رسوبی دریایی، متشکل از توالی ضخیمی از رسوبات نازک لایهٔ، دانه بندی شدهٔ کم فسیل است. توالی فلیش ها به طور معمول از مارن ها و شیل های آهکی و ماسه ای، که در بین لایه هایی از کنگلومرا، ماسه سنگ درشت دانه و گریواک قرار گرفته اند؛ درست شده است. ضخامت فلیش ها در این ناحیه به ۳۰۰۰ متر می رسد. این رسوبات اغلب از فرسایش و تخریب سریع ارتفاعات در حال بالا آمدن مجاور، ایجاد می شوند. زون فلیش به شدت خرد شده است.

در شرق ایران رسوبات قدیمی تر از کرتاسه وجود ندارد. پی سنگ این ناحیهٔ افیولیتی و وابسته به پوستهٔ اقیانوسی است. این بخش به علت فراوانی افیولیت ها، زون **آمیزه رنگین** نیز نامیده می‌شود. مرز شمالی و جنوبی **کوه های شرق ایران** (علوی، ۱۹۹۱) یا حوضهٔ فلیشی شرق ایران (آقانباتی، ۱۳۸۳)، یا زون نهبندان-خاش (نبوی، ۱۳۵۵)، چندان روشن نیست.

الگوی ساختاری کوه های شرق ایران، به دلیل قرارگرفتن در بین بلوک لوت در غرب و هلمند در شرق، یک کوه زایی برخوردی قاره‌ای پیچیده را به‌وجود آورده است که در آن راندگی ها نقش اساسی دارند. مرز شرقی زون برخورد ورقهٔ عربی به اروپاسیا از یک رشته گسل شمالی- جنوبی راستگرد تشکیل یافته است. در شرق این گسل ها افغانستان قرار دارد که پایدار بوده و در اثر برخورد تغییر شکل چندانی نیافته است. میزان تنجش راستگرد، در شرق ایران، که توسط GPS اندازه گیری شده، حدود ۱۶ میلیمتر در سال است (آلن و همکاران، ۲۰۰۶).

از نگاه لرزه خیزی بخش میانی حوضهٔ فلیش های شرق ایران (اطراف زاهدان) در قرن گذشته به طور کامل آرام بوده است. اما بخش های شمالی و جنوبی آن لرزه زاست. در ناحیهٔ نهبندان، زمین لرزه ها کم عمق (کمتر از ۳۵ کیلومتر) و دارای بزرگی ۳/۵ تا ۶ هستند. زمین لرزه های بخش جنوبی، به ویژه اطراف تفتان، از نوع نیمه عمیق و تا حدی عمیق با بزرگی ۳/۵ تا ۷ است.

فروافتادگی زابل، یا دشت زابل، بخش کوچکی از ورقهٔ هلمند یا بلوک زابل است که توسط گسل هریرود از حوضهٔ کوه های شرق ایران جدا می شود (شکل ۱۵-۲۴).

البرز

رشته کوه البرز، با طول تقریبی ۶۰۰ و عرض حدود ۱۰۰ کیلومتر، در حاشیهٔ جنوبی دریای خزر قرار گرفته است. چند قله از این رشته کوه ارتفاعی بیش از ۴۰۰۰ متر دارند. دماوند، که آتشفشانی خفته است، ۵۶۷۱ متر ارتفاع دارد. علم کوه، با ارتفاع ۴۸۳۰ متر، بلند ترین قله غیر آتشفشانی این رشته کوه است. البرز را اغلب به بخش های شرقی، مرکزی و غربی، یا شمالی و جنوبی تقسیم می کنند.

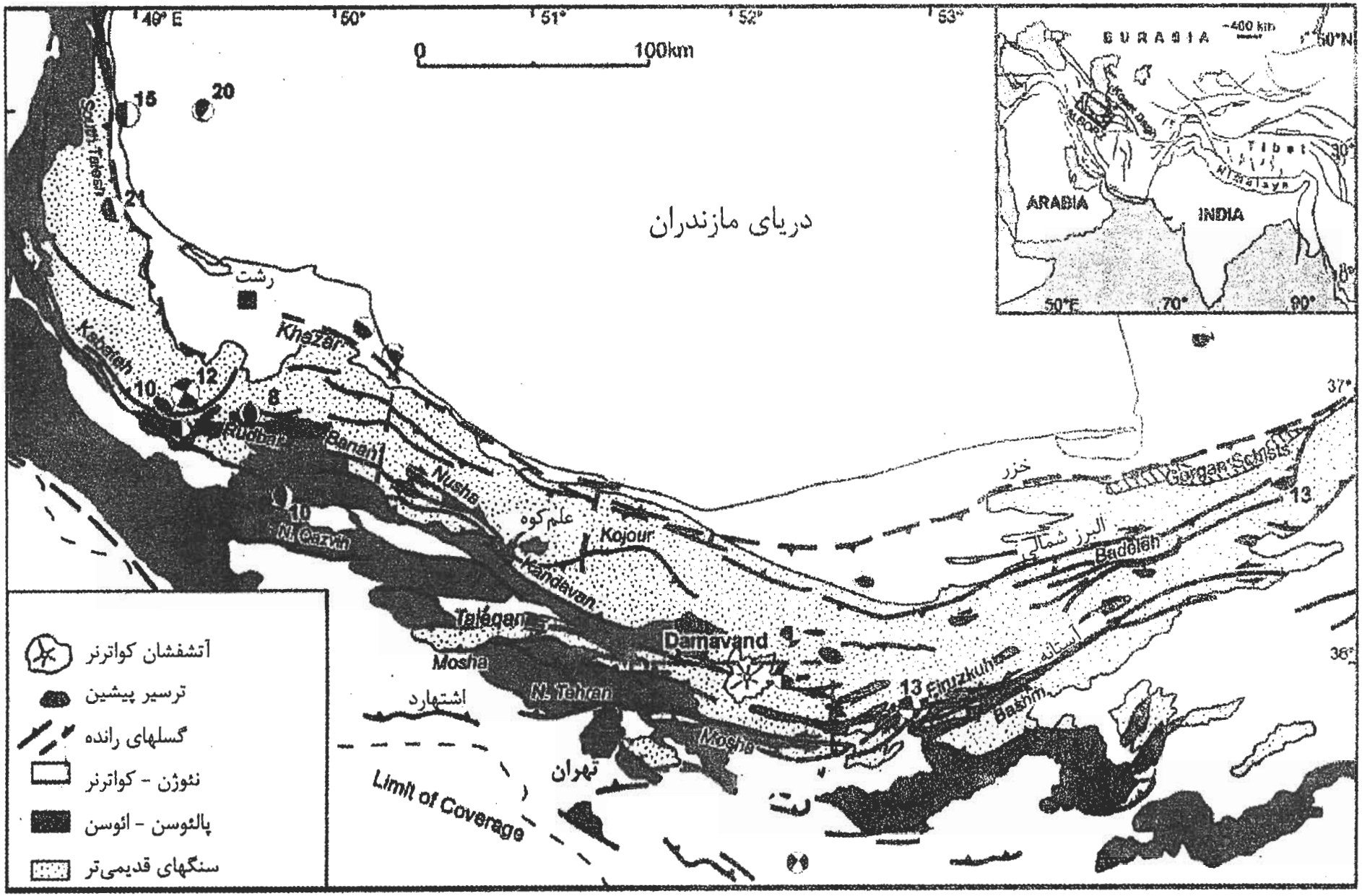
ساختارهای البرز بیشتر از نوع چین های ملایم و ناهماهنگ با روند عمومی شرقی- غربی است. در بخش شرقی روندها شمال شرقی- جنوب غربی و در بخش غربی روندها شمال غربی-

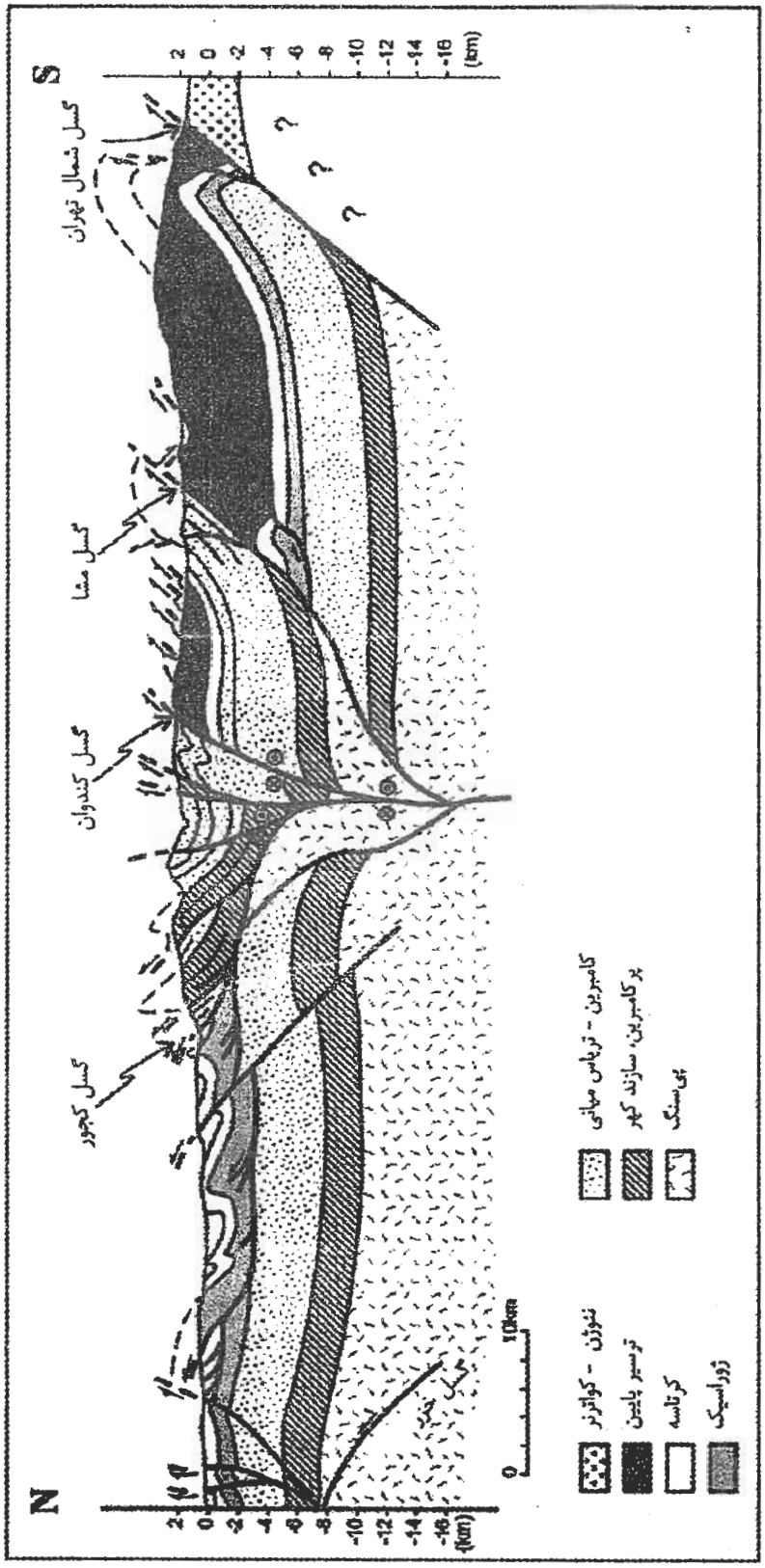
جنوب شرقی هستند. این دو رُوند در البرز مرکزی به هم می رسند. علاوه بر چین خوردگی، گسل های رانده نیز در ساختار البرز نقش مهمی دارند. راندگی ها سبب شده اند که ورقه های ساختاری به مقدار زیادی جابه جا شوند و سیستم های دوبخشی (دوپلکس) به وجود آیند (اشتوکلین، ۱۹۷۴).

رشته کوه البرز ناحیه ای با تغییر شکل فعال است که بخشی از کوه زایی آلپ- هیمالیا را تشکیل داده و در زون برخورد ورقه های عربی به اروپاسیا قرار گرفته است. این زون نمونهٔ جالبی از تغییر شکل های همزمان فشارشی و امتداد لغز، و کوتاه شدگی اریب است. وضعیت کنونی فشردگی و کوتاه شدن رشته کوه البرز حاصل عملکرد مشترک گسل های رانده و گسل های امتداد لغز چپگرد است (شکل ۱۵- ۲۶الف و ۱۵-۲۷). این تغییر شکل ناشی از همگرایی ورقه های عربی و اروپاسیا و همچنین حرکت به سمت غرب بخش جنوبی دریای خزر نسبت به بقیهٔ ایران است. کوتاه شدن البرز بیشتر در راستای شمالی-جنوبی و بیشتر توسط گسل های رانده ای صورت گرفته، که شیبی از حاشیه های رشته کوه به سمت مرکز آن دارند (شکل ۱۵-۲۶ب). پی سنگ پرکامبرین در البرز رخنمون ندارد. علت آن، وجود زون های جدایشی در رسوبات تبخیری پرکامبرین پسین و پوششی از لایه های رسوبی و آتشفشانی بالایی، به ضخامت حدود ۱۰ کیلومتر است. زون جدایشی دیگری نیز در رسوبات جوان تر از پرکامبرین وجود دارد.

در شرق رشته کوه البرز گسل های امتدادلغز چپگرد فعال دارای راستای ENE هستند. این در حالی است که این گسل ها در غرب این رشته کوه راستای WNW دارند (شکل ۱۵-۲۶ الف). از این میان، گسل موشا دارای حدود ۳۰ تا ۳۵ کیلومتر جابه جایی امتدادلغز چپگرد است (شکل ۱۵-۲۷). کوتاه شدن این رشته کوه، در نصف النهاری که از تهران می گذرد برابر با ۳۵ کیلومتر (۲۵ تا ۳۰ درصد) است. درصد کوتاه شدن در عرض رشته کوه البرز مشابه پهنهٔ مجاورش، یعنی کپه داغ است، با این تفاوت که چون عرض کپه داغ بیشتر و حدود دو برابر البرز است، کوتاه شدگی محدود (کلی) آن حدود نصف است. رسوبات دریای خزر جنوبی در پلیوسن آغاز به چین خوردگی کرده اند. وضعیت جنبشی کنونی البرز، از جمله تغییر حرکات امتداد لغز راستگرد در راستای رشته کوه به حرکات چپگرد، ممکن است در این زمان آغاز شده باشد (آلن و همکاران، ۲۰۰۳). با وجود قله های بلندتر از ۴۰۰۰ متر ضخامت پوسته در این رشته کوه به طور تعجب انگیزی کم و حدود ۳۵ کیلومتر است.

تکامل پوستهٔ البرز در اواخر دوران سنوزوییک را به صورت زیر می توان بیان کرد. در میوسن تغییر شکل احتمالا بیشتر فشارشی، همراه با حرکت عمدتا راست لغز بوده است (شکل ۱۵-۲۸ الف). حرکت فشاری بعد از میوسن، که تاکنون نیز ادامه دارد، سبب جابه جایی چپ لغز شده است (شکل ۱۵- ۲۸ب). جابه جایی چپ لغز، حرکت به سمت غرب پی سنگ خزر جنوبی، نسبت به ایران را، امکان پذیر کرده است. در این زمان چین خوردگی ها در پوشش رسوبی حوضهٔ خزر جنوبی ایجاد شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

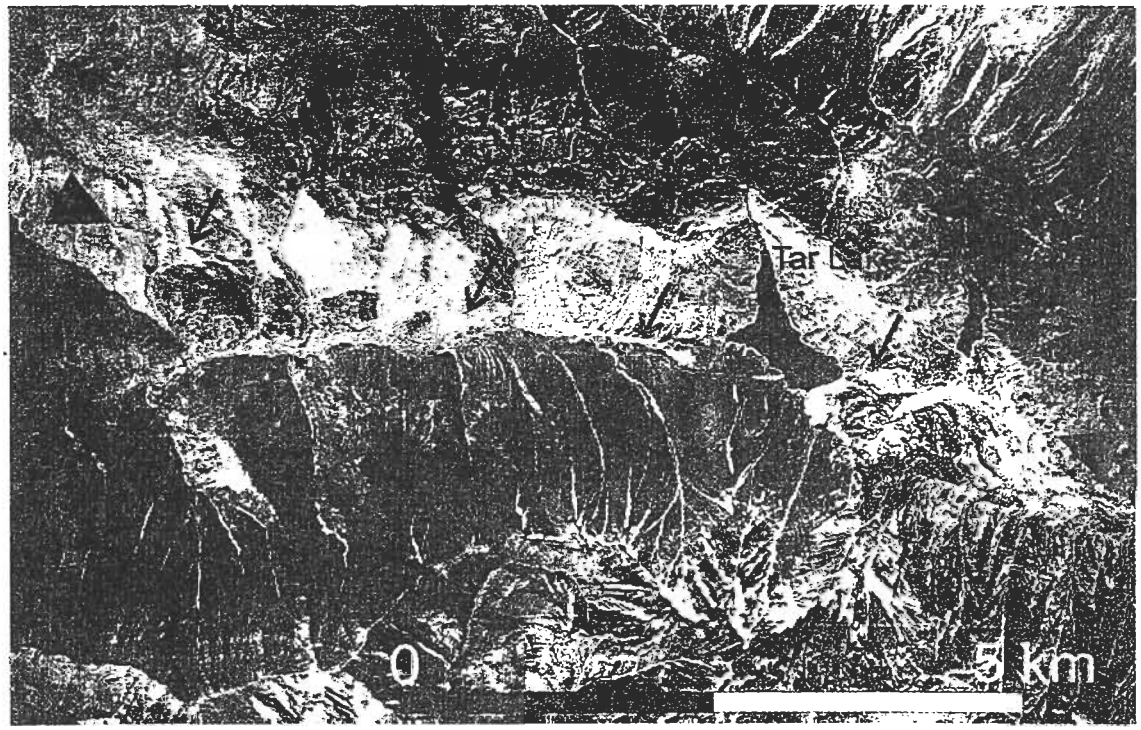

46° E
50°
51°
52°
53°
0
100km
15
20
21
10
12
8
9
13
37°
36°
دریای مازندران
رشت
Khezar
Kahortash
Rudbar
Banan1
Nusha
N. Qazvin
علم کوه
Kojour
Kandavan
خزر
Gorgan Schists
البرز شمالی
Baddeh
Talegan
Damavand
Mosha
N. Tehran
اشتهارد
تهران
Limit of Coverage
Firuzkuh
آبسکانه
Bashm
Mosha
EURASIA
~400 km
50°N
30°
ARABIA
INDIA
Tibet
Himalaya
50°E
70°
90°
آتشفشان کواترنر
ترسیر پیشین
گسلهای رانده
نئوژن - کواترنر
پالئوسن - ائوسن
سنگهای قدیمی‌تر



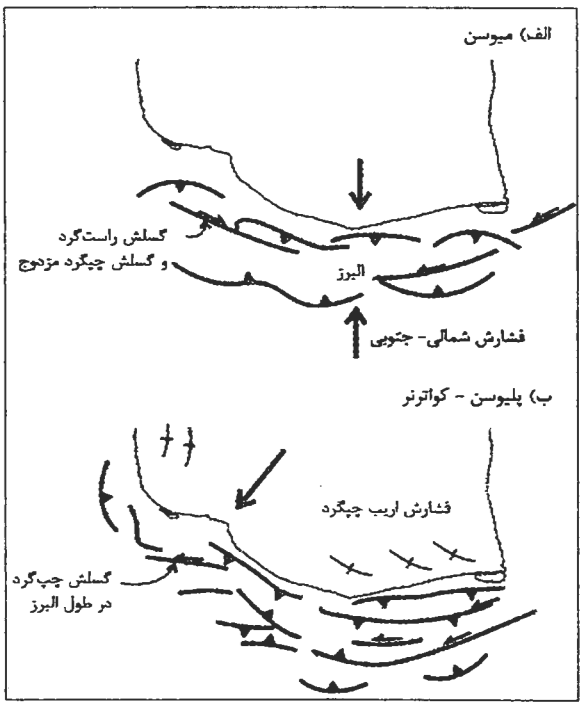
شکل ۱۵-۲۶. رشته کوه البرز. الف) موقعیت البرز در زون برخورد دو ورقهٔ اروپاسیا و عربی (مربع گوشه راست و بالای شکل) و گسل های عمدهٔ البرز؛ ب) نیمرخ البرز در نصف النهار تهران (۳۰° و ۵۱° شرقی) (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

پیشینهٔ لرزه خیزی البرز نشان می دهد که بسیاری از شهرهای واقع در این محدوده بارها در اثر زمین لرزه های مخرب ویران شده اند. در البرز مرکزی زمین لرزه ها کم عمق هستند. البرز شرقی نیز به طور کلی لرزه خیزتر از البرز غربی است. چالنکو (۱۳۷۶) البرز را به چند ایالت لرزه خیز تقسیم

کرده است. به اعتقاد این مولف، لرزه خیزی در البرز با دوره های کوتاه مدت فعالیت مشخص می شود و پیدایش زمین لرزه در یک حوضه با آرامش حوضهٔ دیگر همراه است.



شکل ۱۵-۲۷ . عکس هوایی از گسل موشا در حوالی دریاچهٔ تار واقع در شمال شرق تهران. دریاچه تار خود ممکن است حاصل فروافتادگی ناشی از حرکت چپگرد در دو قطعه از گسل مشا باشد. به قطع شدن آبراهه ها در غرب دریاچه توجه کنید. دو پیکان بزرگ تر راستای عمومی گسل را نشان می دهند. پیکان های کوچک تر نمونه هایی از پرتگاه های گسلی را نشان می دهند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).



شکل ۱۵-۲۸ . تکامل پوستهٔ در البرز، در اواخر سنوزوییک. الف) تغییر شکل فشارشی میوسن (؟) به همراه حرکت بیشتر راست لغز؛ ب) حرکت فشارشی از میوسن تاکنون که سبب حرکات چپ لغز شده و حرکت به سمت غرب پی سنگ خزر جنوبی را نسبت به ایران امکان پذیر کرده است. در این زمان چین خوردگی هایی نیز در پوشش رسوبی حوضهٔ خزر جنوبی ایجاد شده است (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

کپه داغ

کوه های هزار مسجد در شمال شرق ایران، با امتداد عمومی شرقی- غربی، پهنهٔ زمین ساختی رسوبی **کپه داغ** را تشکیل می دهد (شکل ۱۵-۱۵). مرز شمالی کپه داغ گسلی است (گسل عشق آباد). مرز جنوبی آن را نیز می توان نوار فروافتاده ای در امتداد جادهٔ گنبد- بجنورد- مشهد در نظر گرفت. در جنوب کپه داغ رشته کوه بینالود قرار دارد که ادامهٔ شرقی رشته کوه البرز است. تاریخچه زمین ساختی البرز و بینالود قدیمی تر و پیچیده تر از کپه داغ است. در بارهٔ کپه داغ، در مقایسه با زاگرس و البرز، مقالات کمتری به چاپ رسیده است، از این رو نقش آن در همگرایی زون برخورد ورقه های عربی- اروپاسیا، کمتر شناخته شده است (هولینگ ورث و همکاران، ۲۰۰۶).

کپه داغ کمربندی چین خورده- گسل خورده، با راستای شمال غربی- جنوب شرقی است که نواحی دارای کوتاه شدگی در ایران را از سکوی پایدار توران (ترکمنستان) جدا می کند. کپه داغ مرز شمال شرقی تغییر شکل های ناشی از برخورد ورقه های عربی و اروپاسیا را می سازد. کپه داغ با سرزمین های پست سکوی توران که بخشی از اروپاسیاست، همجوار است و آن را می توان لبهٔ ورقهٔ توران، یعنی بخشی از ابرقارهٔ اروپاسیا، درنظر گرفت.

رخداد زمین لرزه های متعدد و همراه با گسلش سطحی، از کمربند چین خوردهٔ کپه داغ، زونی فعال به دست داده است. زمین لرزه های کپه داغ اغلب کم عمق اند و بیشتر در مرزهای شمالی و جنوبی این زون متمرکز ند. کپه داغ به عنوان یک حوضهٔ گازی مهم بین سه کشور ایران، ترکمنستان و افغانستان مشترک است. از این حوضه میدان نفتی خانگیران در ایران قرار گرفته است (افشار حرب، ۱۳۸۰).

در کپه داغ نیز همانند دیگر پهنه های کمربندهای فعال شمالی و جنوبی ایران، یعنی البرز و زاگرس، همگرایی متشکل از مولفه های فشاری و امتداد لغز است. مثل حرکت راستگرد در گسل عشق آباد، واقع در شمال رشته کوه و یک رشته گسل کوچک تر داخل آن (آلن و همکاران، ۲۰۰۶). در مرکز کپه داغ آرایه ای از گسل های امتدادلغز راستگرد فعال، این رشته کوه را به طور مایل قطع کرده و جابه جایی های چند کیلومتری را به وجود آورده اند. این گسل ها مسبب زمین لرزه های مخرب مهمی در قرن های اخیر بوده اند. جابه جایی تجمعی در این گسل های امتداد لغز حدود ۶۰ کیلومتر کوتاه شدگی در راستای شمالی- جنوبی را ایجاد کرده است. حرکت گسل های امتداد لغز، همچنین سبب حدود ۳۰ کیلومتر جابه جایی در راستای کپه داغ شده است. به نظر می رسد این حرکات در حدود ۱۰ میلیون سال گذشته صورت گرفته باشد. اندازه گیری های اخیر، که توسط GPS صورت گرفته، نشان داده است که در نصف النهار کپه داغ، ورقهٔ عربی با سرعت حدود ۲۳ میلیمتر در سال به سمت شمال در حال حرکت است (هولینگ ورث و همکاران، ۲۰۰۶).

سنگ های کپه داغ از نظر ساختاری با سنگ های ایران میانی تفاوت دارند و متعلق به سکوی توران هستند. سنگهای کپه داغ متشکل از یک توالی همشیب از رسوبات مزوزوییک- ترسیر است. این توالی به طور عمده متشکل از حدود ۸۰۰۰ متر سنگ آهک، مارن، ماسه سنگ و کنگلومرا است که در اثر کوتاه شدگی، چین های متقارنی با طول موج بین ۵ تا ۲۰ کیلومتر در آنها ایجاد شده است (افشار حرب و همکاران، ۱۹۸۷). توالی خاص سنگ های کپه داغ یک اقیانوس در حال بسته شدن را تداعی می کند که حاصل آن ایجاد زمین درز بین شمال شرق ایران و سکوی توران بوده است. تغییر از رسوبات دریایی به رسوبات خشکی زمان برخورد و تشکیل کوه های کپه داغ را به دست می دهد (هولینگ ورث و همکاران، ۲۰۰۶).

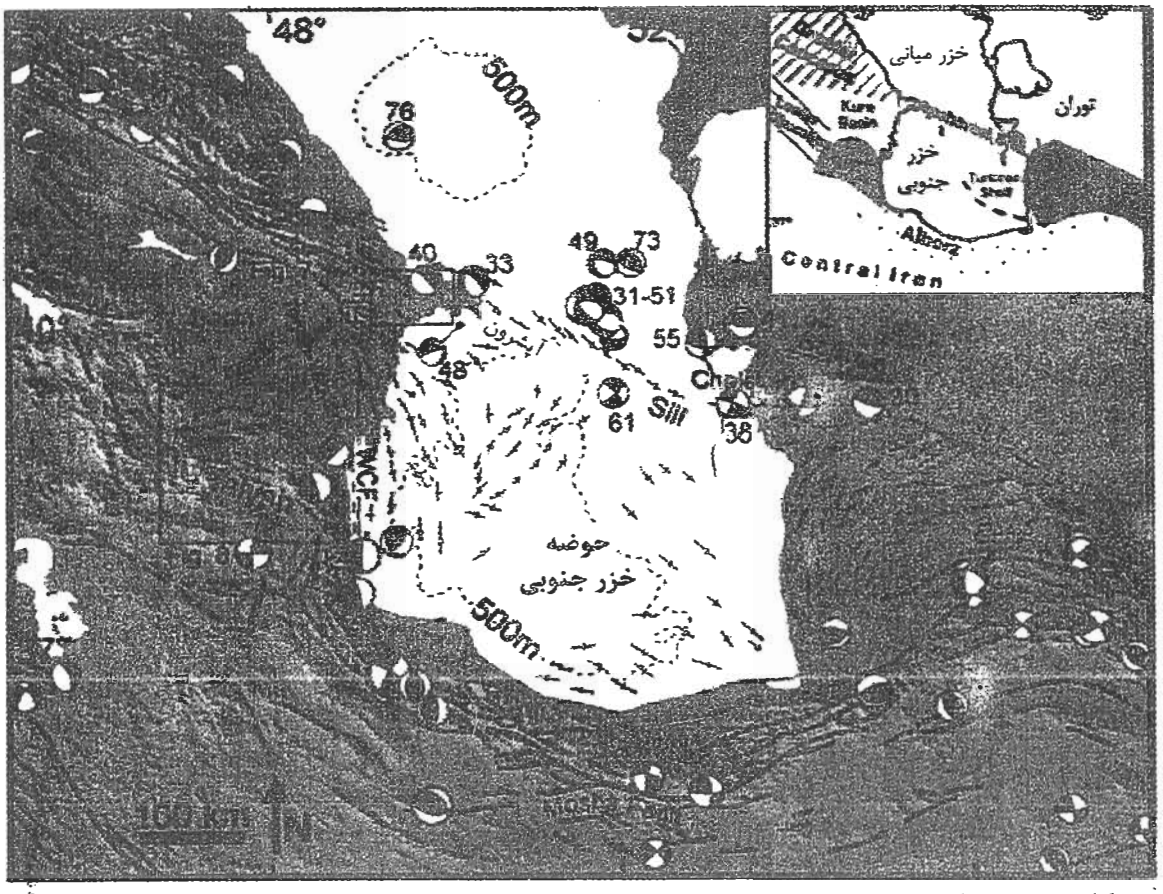
شرایط رسوبگذاری و ساختاری کپه داغ از برخی جهت ها مشابه زاگرس چین خورده است. این دو ناحیه روندی مشابه داشته، در یک زمان به حوضهٔ رسوبی تبدیل شده و تقریبا در یک زمان نیز از آب خارج شده اند. علاوه بر آن در طی رسوبگذاری فاقد فعالیت های ماگمایی بوده‌اند. یکی از تفاوت های بارز این دو ناحیه اهمیت رسوبات تبخیری در زاگرس چین خورده و کم اهمیت بودن آن در کپه داغ است.

خزر جنوبی: دریای مازندران با وسعتی حدود ۴۳۶ هزار کیلومتر مربع باقی مانده دریای تتیس است که حدود ۱۱ هزار سال پیش از دریای سیاه و مدیترانه جدا شد و به شکل کنونی در آمد. چند گسل پی سنگی این دریا را به بخش های شمالی، مرکزی و جنوبی تقسیم می کند. در خزر جنوبی پی سنگ بازالتی است و ۱۵ تا ۲۰ کیلومتر ضخامت دارد. از نظر زمین شناسی **فروافتادگی خزر جنوبی** نوعی ساختار کششی[2] است که از شمال به گسل آپشرون- بالکان، از غرب به گسل آستارا (تالش) و از جنوب به گسل خزر محدود می شود. مرز جنوبی خزر جنوبی به طور تقریبی منطبق بر سواحل کنونی دریای خزر است (شکل ۱۵-۲۹).

پی سنگ حوضهٔ **خزر جنوبی** بیشتر ویژگی های ژئوفیزیکی یک پوستهٔ اقیانوسی به طور غیر عادی ضخیم را نشان می دهد. این پی سنگ رخنمون ندارد و توسط حدود ۲۰ کیلومتر سنگهای رسوبی، پوشیده شده است. حدود نیمی از این پوشش رسوبی دارای سن پلیوسن- کواترنر است. بخش داخلی خزر جنوبی، در مقایسه با نواحی کوهستانی اطراف آن، تقریبا بی زلزله است (شکل ۱۵-۲۹). نوار لرزه خیز آپشرون، که در راستای گسل عشق آباد در مرز کپه داغ و گسل های رشته کوه قفقاز بزرگ است. خزر جنوبی را از خزر میانی جدا می کند (شکل ۱۵-۲۹). تغییر و کوتاه شدگی در خزر جنوبی ناچیز است. تغییر شکل های بیشتر در خزر میانی و قفقاز که شمالی ترین بخش های زون برخورد ورقهٔ عربی و اروپاسیا را می سازند، متمرکز شده است.

---

[2] pull apart



شکل ۱۵-۲۹. لرزه‌خیزی و ساختارهای ناحیهٔ خزر جنوبی و میانی. زمین‌لرزه‌های با عمق کانونی بیش از ۳۰ کیلومتر و جهت‌یابی چین‌ها در خزر جنوبی و پیرامون آن نشان داده شده است. بیشتر زمین‌لرزه‌ها وتغییر شکل‌های خزر در بخش میانی آن و در راستای گسل آپشرون است و در غرب به سمت قفقاز ادامه دارد. خط تراز نشان‌دهندهٔ عمق ۵۰۰ متری آب دریا به صورت نقطه‌چین نشان داده شده است. SF گسل سنگوار و WCF گسل غرب خزر اند (آلن و همکاران، ۲۰۰۳).

پی نوشت

تاریخچهٔ ساختاری پهنه های اصلی ایران را که در این فصل مرور کردیم، به صورت زیر می توان خلاصه کرد:

- کافتش گندوانا و جدا شدن ورقهٔ ایران از آن (اوایل تریاس)؛
- حرکت ورقهٔ ایران به سمت شمال در اثر تشکیل و گسترش اقیانوس تتیس جدید و از بین رفتن اقیانوس تتیس کهن در شمال ورقه ایران؛
- برخورد ورقهٔ ایران به اروپاسیا و منشأ گرفتن کوه های البرز و زاگرس؛
- جداشدن ورقهٔ عربی، که زاگرس را در لبه شمالی خود داشت از گندوانا و تشکیل اقیانوس تتیس جدید در بین آنها؛
- فرورانش ورقهٔ اقیانوسی تتیس جدید به زیر ورقهٔ ایران، با شیبی به سمت شمال شرق؛

- فرارانش تراشه هایی از ورقهٔ اقیانوسی تتیس جدید به روی حاشیهٔ ورقهٔ عربی؛
- به هم آمدن اقیانوس تتیس جدید، برخورد قارهٔ ایران به اروپاسیا و تشکیل کوه زایی زاگرس (اواخر کرتاسه تا اوایل ترسیر)؛
- تکوین و تکامل تدریجی رشته کوه های زاگرس، البرز و کپه داغ (از ترسیر تاکنون) .

الف. مقالات

Alavi M. 2004. Regional stratigraphy of the Zagros fold thrust belt of Iran and its proforland evolution. American Journal of Science, 304, pp 1-20.

Alavi M.1994. Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran. New data and interpretation. Tectonophysics, 229, pp 211-238.

Allen B, Jackon J & Walker R. 2004. Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates. Tevtonics, Vol 23. TC2008, doi: 10.1029/2003TC001530. 16 pp.

Allen M B, Vincent S J, Alsop G I, Islam-zadeh A, Flecker R. 2003. Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effect of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics, 366, 223-239.

Allen M.B. et al. 2006. Collision: Why escape tectonics does not occur in Iran. Geological Society of America, Special Paper 409.

Allen M.B., Ghassemi M.R., Shahrabi M., Qorashi M. 2003. Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology, 25, 659-672.

Azizi et.al. 2006. PTt path in methamorphic rocks of the Khoy region (northwest Iran)