زمین شناسی ایران

تالیف

دکتر سید علی آقانباتی

اردیبهشت ۱۳۸۳

(۱) فصل اول – کلیات
(۱-۱) جایگاه زمین‌شناسی ایران
(۱-۱-۱) مقدمه
(۱-۱-۲) انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس
(۱-۱-۳) انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی(Plate Tectonic)
(۱-۲) ویژگی‌های پوستهٔ ایرانزمین
(۱-۲-۱) نوع پوسته(Crust)
(۱-۲-۲) ضخامت پوسته
(۱-۲-۳) ایزوستازی پوسته
(۱-۳) دیرینه جغرافیای ایران
(۱-۳-۱) دیرینه جغرافیای ایران
(۲) فصل دوم (پهنه‌های اصلی رسوبی – ساختاری ایران)
(۲-۱) مقدمه
(۲-۱-۱) مقدمه
(۲-۲) ایران جنوبی (زاگرس)
(۲-۲-۱) ایران جنوبی(زاگرس)
(۲-۲-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای زاگرس
(۲-۲-۳) زیر پهنه‌های زاگرس
(۲-۲-۴) الف) زیرپهنهٔ راندگی‌ها (Thrust Zone)
(۲-۲-۵) ب) زیرپهنهٔ زاگرس چین‌خورده (Folded Zagros)
(۲-۲-۶) زمین‌ساخت زاگرس
(۲-۲-۷) لرزه زمین‌ساخت زاگرس
(۲-۲-۸) توان اقتصادی زاگرس
(۲-۲-۹) فعالیت ماگمایی زاگرس چین‌خورده
(۲-۳) ایران میانی
(۲-۳-۱) مقدمه
(۲-۳-۲) زمین‌شناسی عمومی ایران میانی
(۲-۴) سنندج – سیرجان
(۲-۴-۱) مقدمه
(۲-۴-۲) تاریخچهٔ چینه‌نگاری سنندج - سیرجان
(۲-۴-۳) الف) مجموعهٔ دگرگونی پرکامبرین پسین – تریاس میانی
(۲-۴-۴) ب) مجموعهٔ تریاس بالایی – کرتاسه
(۲-۴-۵) ج) مجموعهٔ ترشیری
(۲-۴-۶) دگرگونی سنندج – سیرجان
(۲-۴-۷) زمین‌ساخت سنندج – سیرجان
(۲-۴-۸) توان معدنی سنندج – سیرجان
(۲-۵) البرز
(۲-۵-۱) مقدمه

(۲-۵-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای البرز
(۲-۵-۳) زمین‌ساخت البرز
(۲-۵-۴) لرزه زمین‌ساخت البرز
(۲-۵-۵) توان معدنی البرز – آذربایجان
(۲-۶) خردقارهٔ ایران مرکزی
(۲-۶-۱) مقدمه
(۲-۶-۲) ۱- « بلوک لوت»
(۲-۶-۳) ۲- « بلوک طبس »
(۲-۶-۴) ۳- « بلوک کلمرد»
(۲-۶-۵) ۴- « بلوک پشت‌بادام»
(۲-۶-۶) ۵- « فرونشست بیاضه – بردسیر»
(۲-۶-۷) ۶- « بلوک یزد »
(۲-۷) بلوک لوت
(۲-۷-۱) مقدمه
(۲-۷-۲) تاریخچه چینه‌ای بلوک لوت
(۲-۷-۳) بحثی دربارهٔ پایداری بلوک لوت
(۲-۷-۴) بحثی دربارهٔ آتشفشانی‌های لوت
(۲-۷-۵) لرزه زمین‌ساخت بلوک لوت
(۲-۷-۶) توان اقتصادی بلوک لوت
(۲-۸) حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۱) مقدمه
(۲-۸-۲) چگونگی و زمان پیدایش
(۲-۸-۳) تاریخچهٔ چینه‌ای حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۴) زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۵) لرزه‌زمین‌ساخت حوضهٔ فلیشی خاور ایران
(۲-۸-۶) توان اقتصادی کوه‌های خاور ایران
(۲-۸-۷) توان هیدروکربنی ایران میانی
(۲-۹) ایران شمالی
(۲-۹-۱) توضیح
(۲-۱۰) کپه‌داغ
(۲-۱۰-۱) مقدمه
(۲-۱۰-۲) بحثی در بارهٔ موقعیت ساختاری کپه‌داغ
(۲-۱۰-۳) تاریخچه چینه‌ای کپه‌داغ
(۲-۱۰-۴) زمین‌ساخت کپه‌داغ
(۲-۱۰-۵) لرزه‌زمین‌ساخت کپه‌داغ
(۲-۱۰-۶) توان اقتصادی کپه‌داغ
(۲-۱۱) فرونشست خزر
(۲-۱۱-۱) مقدمه
(۲-۱۱-۲) حاشیهٔ جنوبی خزر
(۲-۱۱-۳) تاریخچهٔ چینه‌ای حاشیهٔ جنوبی خزر

(۲-۱۲) خزر جنوبی
(۲-۱۲-۱) مقدمه
(۲-۱۲-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای خزر جنوبی
(۲-۱۲-۳) زمان و چگونگی تشکیل
(۲-۱۳) مکران
(۲-۱۳-۱) مقدمه
(۲-۱۳-۲) تاریخچهٔ چینه‌ای مکران
(۲-۱۳-۳) زمین‌ساخت مکران
(۲-۱۳-۴) فرورانش مکران
(۲-۱۳-۵) میزان فرورانش مکران
(۲-۱۳-۶) واحدهای زمین‌ساختی مکران
(۲-۱۳-۷) توان معدنی مکران
(۲-۱۳-۸) لرزه‌زمین‌ساخت مکران
(۲-۱۴) فرونشست زابل
(۲-۱۴-۱) توضیح
(۳) فصل سوم- پرکامبرین در ایران
(۳-۱) مقدمه
(۳-۱-۱) توضیح
(۳-۲) پوسته‌های اقیانوسی پرکامبرین
(۳-۲-۱) توضیح
(۳-۳) پوسته قاره‌ای پرکامبرین
(۳-۳-۱) توضیح
(۳-۴) سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین
(۳-۴-۱) مقدمه
(۳-۴-۲) پراکندگی جغرافیایی سنگ‌های دگرگونی پرکامبرین
(۳-۴-۳) پرکامبرین در ایران مرکزی
(۳-۴-۴) دگرگونی و گرانیتی شدن پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی
(۳-۴-۵) میگماتیتی شدن و تشکیل گرانیت‌های آناتکسی
(۳-۴-۶) پرکامبرین در سنندج – سیرجان
(۳-۴-۷) پرکامبرین در البرز
(۳-۴-۸) پرکامبرین در زاگرس
(۳-۵) سنگ‌های نا دگرگونی پرکامبرین
(۳-۵-۱) مقدمه
(۳-۵-۲) رسوب‌های دریایی نادگرگونی پرکامبرین
(۳-۵-۳) رسوب‌های کنار قاره‌ای پرکامبرین (پرکامبرین پسین)
(۳-۵-۴) پرکامبرین پسین در البرز – آذربایجان
(۳-۵-۵) پرکامبرین پسین در ایران مرکزی
(۳-۵-۶) پرکامبرین پسین در زاگرس
(۳-۶) سنگ‌های ماگمایی پرکامبرین
(۳-۶-۱) مقدمه

(۳-۶-۲) نفوذی‌های کلسیمی - قلیایی پرکامبرین
(۳-۶-۳) نفوذی‌های قلیایی پرکامبرین
(۳-۶-۴) سنگ‌های آتشفشانی پرکامبرین
(۳-۶-۵) منابع معدنی پرکامبرین
(۴) فصل چهارم- پالئوزوییک در ایران
(۴-۱) مقدمه
(۴-۱-۱) توضیح
(۴-۲) کامبرین در ایران
(۴-۲-۱) مقدمه
(۴-۲-۲) کامبرین در البرز - آذربایجان
(۴-۲-۳) کامبرین در ایران مرکزی
(۴-۲-۴) کامبرین در زاگرس
(۴-۳) اردویسین در ایران
(۴-۳-۱) مقدمه
(۴-۳-۲) اردویسین در البرز - آذربایجان
(۴-۳-۳) اردویسین در ایران مرکزی
(۴-۳-۴) اردویسین در زاگرس
(۴-۴) سیلورین در ایران
(۴-۴-۱) مقدمه
(۴-۴-۲) سیلورین در ایران مرکزی
(۴-۴-۳) سیلورین در البرز
(۴-۴-۴) سیلورین در زاگرس
(۴-۵) دونین در ایران
(۴-۵-۱) مقدمه
(۴-۵-۲) دونین در ایران مرکزی
(۴-۵-۳) دونین در البرز – آذربایجان
(۴-۵-۴) دونین در البرز مرکزی
(۴-۵-۵) دونین در آذربایجان (ماکو)
(۴-۵-۶) دونین در سنندج – سیرجان
(۴-۵-۷) دونین در زاگرس
(۴-۶) کربنیفر در ایران
(۴-۶-۱) مقدمه
(۴-۶-۲) کربنیفر در البرز
(۴-۶-۳) کربنیفر در ایران مرکزی
(۴-۶-۴) کربنیفر در زاگرس
(۴-۶-۵) کربنیفر در مشهد
(۴-۶-۶) کربنیفر در سنندج – سیرجان
(۴-۷) پرمین در ایران
(۴-۷-۱) مقدمه
(۴-۷-۲) پرمین در البرز - آذربایجان

(۴-۷-۳) پرمین در جلفا
(۴-۷-۴) پرمین در ایران مرکزی
(۴-۷-۵) پرمین در آباده
(۴-۷-۶) پرمین در بلوک کلمرد
(۴-۷-۷) پرمین در شهرضا
(۴-۷-۸) پرمین در مشهد – فریمان
(۴-۷-۹) پرمین در سنندج – سیرجان
(۴-۷-۱۰) پرمین در زاگرس
(۴-۷-۱۱) مرز پرمین تریاس در ایران
(۴-۸) ماگماتیسم و دگرگونی پالئوزوییک
(۴-۸-۱) مقدمه
(۴-۸-۲) سنگ‌های آتشفشانی پالئوزوییک
(۴-۸-۳) توده‌های نفوذی پالئوزوییک
(۴-۸-۴) دگرگونی پالئوزوییک
(۴-۸-۵) منابع اقتصادی پالئوزوییک
(۵) فصل پنجم- مزوزوییک در ایران
(۵-۱) مقدمه
(۵-۱-۱) توضیح
(۵-۲) تریاس در ایران
(۵-۲-۱) مقدمه
(۵-۲-۲) تریاس در البرز
(۵-۲-۳) تریاس در ایران مرکزی
(۵-۲-۴) تریاس در زاگرس
(۵-۳) رخساره‌های استثنایی تریاس ایران
(۵-۳-۱) مقدمه
(۵-۳-۲) تریاس در آق‌دربند
(۵-۳-۳) تریاس در نخلک
(۵-۴) ماگماتیسم و دگرگونی تریاس
(۵-۴-۱) مقدمه
(۵-۴-۲) سنگ‌های آتشفشانی تریاس
(۵-۴-۳) توده‌های نفوذی تریاس
(۵-۴-۴) دگرگونی تریاس
(۵-۵) ژوراسیک در ایران
(۵-۵-۱) مقدمه
(۵-۵-۲) ژوراسیک در صفحهٔ ایران
(۵-۵-۳) ژوراسیک در ایران مرکزی
(۵-۵-۴) ژوراسیک در ایران مرکزی
(۵-۵-۵) ژوراسیک در زاگرس
(۵-۵-۶) ژوراسیک در کپه‌داغ
(۵-۵-۷) مرز ژوراسیک - کرتاسه در ایران

(۵-۶) ماگماتیسم و دگرگونی ژوراسیک
(۵-۶-۱) مقدمه
(۵-۶-۲) سنگ‌های آتشفشانی ژوراسیک
(۵-۶-۳) توده‌های نفوذی ژوراسیک
(۵-۶-۴) دگرگونی ژوراسیک
(۵-۷) کرتاسه در ایران
(۵-۷-۱) مقدمه
(۵-۷-۲) کرتاسه در البرز
(۵-۷-۳) کرتاسه در ایران مرکزی
(۵-۷-۴) کرتاسه در زاگرس
(۵-۷-۵) کرتاسه در کپه‌داغ
(۵-۷-۶) کرتاسه در مکران
(۵-۸) ماگماتیسم و دگرگونی کرتاسه
(۵-۸-۱) مقدمه
(۵-۸-۲) سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه
(۵-۸-۳) توده‌های نفوذی کرتاسه
(۵-۸-۴) دگرگونی کرتاسه
(۶) فصل ششم- سنوزوییک در ایران
(۶-۱) مقدمه
(۶-۱-۱) توضیح
(۶-۲) ترشیری در البرز
(۶-۲-۱) مقدمه
(۶-۲-۲) پالئوسن در البرز
(۶-۲-۳) ائوسن در البرز
(۶-۲-۴) الیگوسن در البرز
(۶-۲-۵) میوسن در البرز
(۶-۲-۶) پلیوسن در البرز
(۶-۳) ترشیری در جنوب دریای خزر و مُغان
(۶-۳-۱) مقدمه
(۶-۳-۲) پالئوسن - ائوسن
(۶-۳-۳) الیگو – میوسن (سازند زیوه)
(۶-۳-۴) میوسن پسین
(۶-۳-۵) پلیوسن
(۶-۴) ترشیری در ایران مرکزی
(۶-۴-۱) مقدمه
(۶-۴-۲) پالئوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۳) ائوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۴) الیگوسن – میوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۵) میوسن – پلیوسن در ایران مرکزی
(۶-۴-۶) پلیوسن در ایران مرکزی

(۶-۴-۷) گنبدهای نمکی ترشیری ایران مرکزی
(۶-۵) ترشیری در زاگرس
(۶-۵-۱) مقدمه
(۶-۵-۲) ترشیری پایینی (پالئوسن – میوسن پیشین)
(۶-۵-۳) ترشیری پایینی (پالئوسن – میوسن پیشین)
(۶-۵-۴) حوضهٔ نمکی جنوب خلیج فارس
(۶-۶) ترشیری در کپه‌داغ
(۶-۶-۱) مقدمه
(۶-۶-۲) پالئوژن در کپه‌داغ
(۶-۶-۳) نئوژن در کپه داغ
(۶-۷) ترشیری در مکران
(۶-۷-۱) مقدمه
(۶-۷-۲) پالئوسن در مکران
(۶-۷-۳) ائوسن در مکران
(۶-۷-۴) الیگوسن در مکران
(۶-۷-۵) میوسن در مکران
(۶-۷-۶) پلیوسن در مکران
(۶-۷-۷) پلیوسن در مکران
(۶-۸) ماگماتیسم و دگرگونی ترشیری
(۶-۸-۱) مقدمه
(۶-۸-۲) دگرگونی ترشیری
(۶-۸-۳) توده‌های نفوذی ترشیری
(۶-۸-۴) آتشفشانی ترشیری
(۶-۹) کواترنری در ایران
(۶-۹-۱) مقدمه
(۶-۹-۲) نهشته‌های آبرفتی کواترنری
(۶-۹-۳) نهشته‌های دریایی کواترنری
(۶-۹-۴) نهشته‌های بادی کواترنری
(۶-۹-۵) نهشته‌های کویری کواترنری
(۶-۹-۶) سنگ‌های آتشفشانی کواترنری
(۷) فصل هفتم- افیولیت‌های ایران
(۷-۱) مقدمه
(۷-۲) کلیات
(۷-۲-۱) مقدمه
(۷-۲-۲) سنگ‌های سازنده مجموعه‌های افیولیتی ایران
(۷-۲-۳) چگونگی تشکیل و جایگیری افیولیت‌های ایران
(۷-۲-۴) آمیزه‌های رنگین
(۷-۲-۵) زمان و چگونگی تشکیل آمیزه‌های رنگین
(۷-۳) پراکندگی جغرافیایی و سن افیولیت‌های ایران
(۷-۳-۱) مقدمه

(۲-۳-۷) افیولیت‌های پرکامبرین
(۳-۳-۷) افیولیت‌های پالئوزوییک
(۴-۳-۷) افیولیت‌های مزوزوییک
(۵-۳-۷) افیولیت‌های تریاس
(۶-۳-۷) افیولیت‌های کرتاسه
(۸) فصل هشتم- رخدادهای زمین‌ساختی ایران
(۱-۸) توضیح
(۱-۱-۸) مقدمه
(۲-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی پرکامبرین (کاتانگاییKatangan)
(۳-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی پالئوزوییک
(۴-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی مزوزوییک
(۵-۱-۸) رخدادهای زمین‌ساختی سنوزوییک
(۶-۱-۸) نوزمین‌ساخت و لرزه زمین‌ساخت ایران
(۹) فصل نهم- گسل‌های ایران
(۱-۹) مقدمه
(۱-۱-۹) توضیح
(۲-۹) ویژگی‌های عمومی گسل‌های ایران
(۱-۲-۹) توضیح
(۳-۹) دسته‌بندی گسل‌های ایران
(۱-۳-۹) توضیح
(۴-۹) گسل‌های زاگرس
(۱-۴-۹) گسل‌های زاگرس
(۲-۴-۹) گسل‌های ایران مرکزی
(۳-۴-۹) گسل‌های خاور و جنوب خاوری ایران
(۴-۴-۹) گسل‌های البرز باختری و آذربایجان
(۵-۴-۹) گسل‌های زمین‌لرزه‌ای
(۱۰) فصل دهم- دریاچه‌ها و دریاهای ایران
(۱-۱۰) مقدمه
(۱-۱-۱۰) توضیح
(۲-۱۰) دریاچه‌های ایران
(۱-۲-۱۰) دریاچهٔ ارومیه
(۲-۲-۱۰) دریاچهٔ بختگان – طَشک
(۳-۲-۱۰) دریاچه‌های تار و هَویر
(۴-۲-۱۰) دریاچهٔ پریشان (فامور)
(۵-۲-۱۰) دریاچهٔ جازموریان (جزموریان)
(۶-۲-۱۰) دریاچهٔ حوض‌سلطان
(۷-۲-۱۰) دریاچهٔ زریوار (زره‌وار)
(۸-۲-۱۰) باتلاق گاوخونی (گاوخانی)
(۹-۲-۱۰) دریاچهٔ گَهَر
(۱۰-۲-۱۰) دریاچهٔ مهارلو

(۱۰-۲-۱۱) **دریاچهٔ نمک**
(۱۰-۲-۱۲) **دریاچهٔ دریاچهٔ هامون**
(۱۰-۲-۱۳) **دیگر دریاچه‌های ایران**
(۱۰-۳) **دریاهای ایران**
(۱۰-۳-۱) **دریای خزر**
(۱۰-۳-۲) **دریای خلیج فارس**
(۱۱) **فصل یازدهم- یخچال‌ها و برفچال‌های ایران**
(۱۱-۱) **پراکندگی یخچالها و برفچالهای ایران**
(۱۱-۱-۱) **توضیح**

فصل اول

کلیات

جایگاه زمین شناسی ایران

زمین‌شناسی ایران، این باور وجود دارد که سرزمین ایران در بخش میانی کوهزاد آلپ – هیمالیا است، که از باختر اروپا آغاز و پس از گذر از ترکیه، ایران، افغانستان تا تبت و شاید تا نزدیکی‌های برمه و اندونزی ادامه دارد (**شکل ۱**).جایگاه زمین‌شناختی ویژهٔ این کوه‌ها در فصل مشترک دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا سبب شده تا در بارهٔ چگونگی پیدایش این نوار چین‌خورده دو انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس و زمین‌ساخت ورقی مورد بحث باشد. بررسی دو انگارهٔ یاد شده و گفتمان در این زمینه می‌تواند در بیان جایگاه زمین‌شناسی ایران کارساز باشد.

انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس

بر اساس این نظریه، در جایگاه کنونی کوه‌های آلپ – هیمالیا، بزرگ ناودیسی وجود داشته است که از اشتقاق ابرقارهٔ پانگهآ ((Pangea شکل گرفته و زادگاه نوار چین‌خوردهٔ آلپ – هیمالیا است. در بارهٔ بخش ایرانی این بزرگ ناودیس فرض بر آن است که البرز، به دلیل داشتن سنگ‌های آتشفشانی فراوان، نوعی ایوژئوسینکلینال ((Eugeosynclinal و زاگرس به دلیل نداشتن سنگ‌های آتشفشانی نوعی میوژئوسینکلینال (Miogeosynclinal) است که به وسیلهٔ تودهٔ مقاوم (Median Mass) ایران مرکزی از یکدیگر جدا بوده‌اند.با آغاز پژوهش‌های زمین‌شناختی گسترده، این یقین به دست آمد که انگارهٔ بزرگ ناودیس تتیس با ویژگی‌های زمین‌شناختی ایران همخوانی و هم‌آهنگی ندارد و ایرادات زیر بر آن وارد است:

× سنگ‌های منسوب به پرکامبرین ایران، با وجود دگرگونی و دگرشکلی پیشرفته، آواری‌های انباشته شده در حوضه‌های کم ژرفایند.

× ردیف‌های پرکامبرین پسین – تریاس میانی ایران، رسوبات کنار قاره‌ای (Epicontinental) هستند که در محیط‌های پلاتفرمی انباشته شده‌اند. در ضمن، در این توالی ایست‌های رسوبی متعدد وجود دارد که گاهی به بزرگی ۴۰ و حتی ۷۰ میلیون سال است بنابراین ویژگی‌های سنگی و محیط‌های رسوبی پرکامبرین پسین – تریاس میانی ایران شباهتی به بزرگ ناودیس‌ها ندارد.

× ردیف‌های تریاس بالا – ژوراسیک میانی ایران (به جز زاگرس) رسوب‌های زغالدار اند که در حوضه‌های پیش‌بوم(Fore land) باتلاقی – مردابی نزدیک به ساحل انباشته شده‌اند.

× توصیف تودهٔ میانی برای ایران مرکزی پذیرفتنی نیست، چرا که فازهای گوناگون آلپی بر این بخش اثر درخور توجه دارند و حتی در مقایسه با البرز و زاگرس پویاترند.

× فراوانی سنگ‌های آتشفشانی سنوزوییک نمی‌تواند از ویژگی‌های بزرگ ناودیسی البرز باشد چرا که از یک سو بخشی بزرگ از این سنگ‌ها بر محیط‌های رسوبی بر قاره‌ای گواهی می‌دهند و ویژگی بزرگ ناودیس‌ها را ندارند و از سوی دیگر، سنگ‌های آتشفشانی یاد شده محدود به البرز نیستند و این‌گونه سنگ‌ها را می‌توان در گستره‌هایی وسیع از ایران مرکزی دید.

× مقایسهٔ رسوبات پالئوزوییک و مزوزوییک البرز و ایران مرکزی نشان می دهد که در بسیاری از زمانها، رسوبات این دو پهنه در شرایط یکسانی انباشته شده اند و رخسارهٔ سنگی همانند دارند. به گفتهٔ دیگر نه ایران مرکزی تودهٔ میانی بوده و نه البرز بزرگ ناودیس.

با تکیه برگفته های یاد شده دیده میشود که تکوین حوضه‌های رسوبی ایران و رویدادهای زمین‌ساختی آن را نمی‌توان با ساخت‌های پیچیدهٔ زمین ناودیس‌ها مقایسه کرد و سنجید.

عنوان: انگارۀ زمین‌ساخت ورقی(Plate Tectonic)

وجود بعضی پوسته‌های اقیانوسی سبب شده است تا گروهی از زمین‌شناسان، جایگاه زمین‌شناسی ایران را در چارچوب زمین‌ساخت ورقی مورد تجزیه و تحلیل قرار دهند. به باور این زمین‌شناسان (اسمیت، هامیلتون، ۱۹۷۰، کرافورد، ۱۹۷۲، تکین، ۱۹۷۲ و ۰۰۰۰)، در محل کنونی راندگی اصلی زاگرس اقیانوسی گسترده‌ای به نام تتیس وجود داشته که دو قارۀ آفریقا – عربستان (گندوانا) و اروپا – آسیا (اوراسیا) را از یکدیگر جدا می‌کرده است. بر پایۀ این انگاره، کوه‌های البرز و ایران مرکزی، بخشی از قارۀ اوراسیا و زاگرس لبۀ شمالی سپر آفریقا – عربستان هستند. سه دلیل عمدۀ این دیدگاه عبارتست از:

× تفاوت رخساره‌های سنگی و زمین‌ساختی رسوبات دوران دوم و سوم زاگرس با سایر نواحی ایران.

× وجود سنگ‌های افیولیتی در امتداد راندگی اصلی زاگرس.

× وجود نوار آتشفشانی ارومیه – بزمان.یافته‌های نوین زمین‌ساختی ایران نشان می‌دهند که انگارۀ زمین‌ساخت ورقی بیانگر جایگاه واقعی زمین‌ساختی ایران نیست و الگوی توصیف شده به ویژه تعلق ایران مرکزی و البرز به قارۀ اوراسیا با پاره‌ای از واقعیت‌های ملموس در ناهماهنگی است. زیرا:× پی‌سنگ پرکامبرین ایران مرکزی و عربستان از نظر نوع سنگ‌ها، شرایط پیدایش و زمان سخت‌شدگی شباهت زیاد دارند.

× پس از سخت شدن پی‌سنگ پرکامبرین، از زمان پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، شرایط حاکم بر محیط‌های رسوبی البرز، ایران مرکزی، زاگرس و عربستان همانند بوده است. همانندی رخساره‌های سنگی مورد سخن، ضمن نفی جدایی البرز – ایران مرکزی از زاگرس – عربستان، نشان می‌دهد که دست کم در زمان‌های پرکامبرین پسین، کامبرین و حتی اردویسین تمام نواحی یاد شده سرزمینی یکپارچه بوده است.اسمیت (۱۹۷۳)، در بازپسین انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی خود، بر این باور است که اقیانوس تتیس در زمان پرمین شکل گرفته و همزمان با پیدایش اقیانوس هند بسته شده است. ولی، افتخارنژاد (۱۳۵۹) سنگ‌آهک‌های پرمین زاگرس، به ویژه افق‌های بوکسیتی آن را مشابه البرز، ایران مرکزی و آذربایجان می‌داند که نشانگر شرایط آب و هوایی یکسان در این نواحی و یکپارچگی آنهاست.

× در انگارهٔ زمین‌ساخت ورقی، کمان‌های ماگمایی حاصل از فرورانش باید دارای ترکیب شیمیایی کلسیمی - قلیایی باشند در حالی که، کمان ماگمایی ارومیه – بزمان، بیشتر، فرآورد تکاپوی ماگمایی از نوع قلیایی است که یادآور کافت‌های درون قاره‌ای است.

× بسیاری از زمین‌شناسان بر این باوراند که برخورد نهایی دو ورق زاگرس و ایران مرکزی به سن کرتاسهٔ پسین – پالئوسن است. چنانچه این فرض درست باشد در آن صورت فرآیندهای ماگمایی ترشیری ارومیه – بزمان را می‌توان نوعی ماگماتیسم بعد از برخورد قاره‌ای دانست که وابسته به پدیدهٔ فرورانش نیست (عمیدی، امامی، ۱۹۸۴).

× بیشتر زمین‌شناسان بر این باوراند که زمان به هم رسیدن و چفت شدگی آغازین دو ورق ایران مرکزی و زاگرس – عربستان در اواخر کرتاسه بوده است. به همین دلیل، کمان ماگمایی ارومیه – بزمان که حاصل فرورانش و چفت شدگی است، باید به سن کرتاسهٔ پسین باشد. در حالی که تکاپوهای آتشفشانی این کمربند در ائوسن آغاز شده و در میوسن به بیشترین مقدار رسیده است، یعنی زمانی که گمان می‌رود فرورانش به پایان رسیده و برخورد نهایی ورق‌ها صورت گرفته است.

به لحاظ وجود رخنمون‌های افیولیتی در محل راندگی اصلی زاگرس، وجود یک اشتقاق درون قاره‌ای بین ایران مرکزی و زاگرس – عربستان حتمی است. ولی، محل و زمان اشتقاق، میزان جدایش بین دو ورق و حتی زمان به هم رسیدن دوبارهٔ ورق‌ها و چگونگی بسته شدن آن پرسش‌هایی است که هنوز به طور نهایی پاسخ داده نشده است.

افیولیت‌های کرمانشاه و نیریز باعث شده‌اند تا گروه بزرگی از زمین‌شناسان، محل اشتقاق را منطبق بر راندگی امروز زاگرس بدانند. در حالی که فالکن (۱۹۶۷)، علوی (۱۹۹۱)، محل زمیندرز را در حدود ۱۳۰ کیلومتر به سوی شمال خاور و در لبهٔ جنوب باختری کمان ارومیه – بزمان می‌دانند.

چنانچه اشتقاق بین ورق ایران و ورق زاگرس – عربستان محل جدایش دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا باشد، پدیدهٔ اشتقاق باید بسیار کهن باشد در حالی که اسمیت (۱۹۷۳) به زمان پرمین باور دارد و شواهد مستند دال بر تریاس پسین است.

اسمیت، هامیلتون (۱۹۷۰)، اشتقاق دو ورق را به پهنای هزاران کیلومتر دانسته‌اند در حالی که گروهی از جمله نبوی (۱۳۵۵) اشتقاق مورد نظر را از نوع دریای سُرخ می‌دانند و بر این باوراند که بازشدگی قسمت‌هایی از ایران، در طول شکاف‌های سراسری و بوجود آمدن کافت‌ها، پدیده‌ای است که می‌توانسته است موجب بوجود آمدن پوسته‌های اقیانوسی باشد. و لذا، مقدار پوستهٔ اقیانوسی آن چنان نبوده که بتواند در مراحل فرورانش عمل کند. به نظر اشتوکلین (۱۹۸۴) نیز، تتیس جوان می‌توانسته یک گودال باریک باشد و هیچ‌گاه پوستهٔ اقیانوسی زیادتری نسبت به آنچه امروزه در کمربندهای افیولیتی می‌بینیم، تولید نکرده است. و یا، کشفی (۱۹۷۶) با انگارهٔ زمین‌ساخت صفحه‌ای در جنوب ایران موافق نیست و بر این باور است که دیدگاه زمین ناودیسی، برای توضیح زاگرس و دیگر رشته کوه‌های تتیس سازگاری بیشتر دارد.

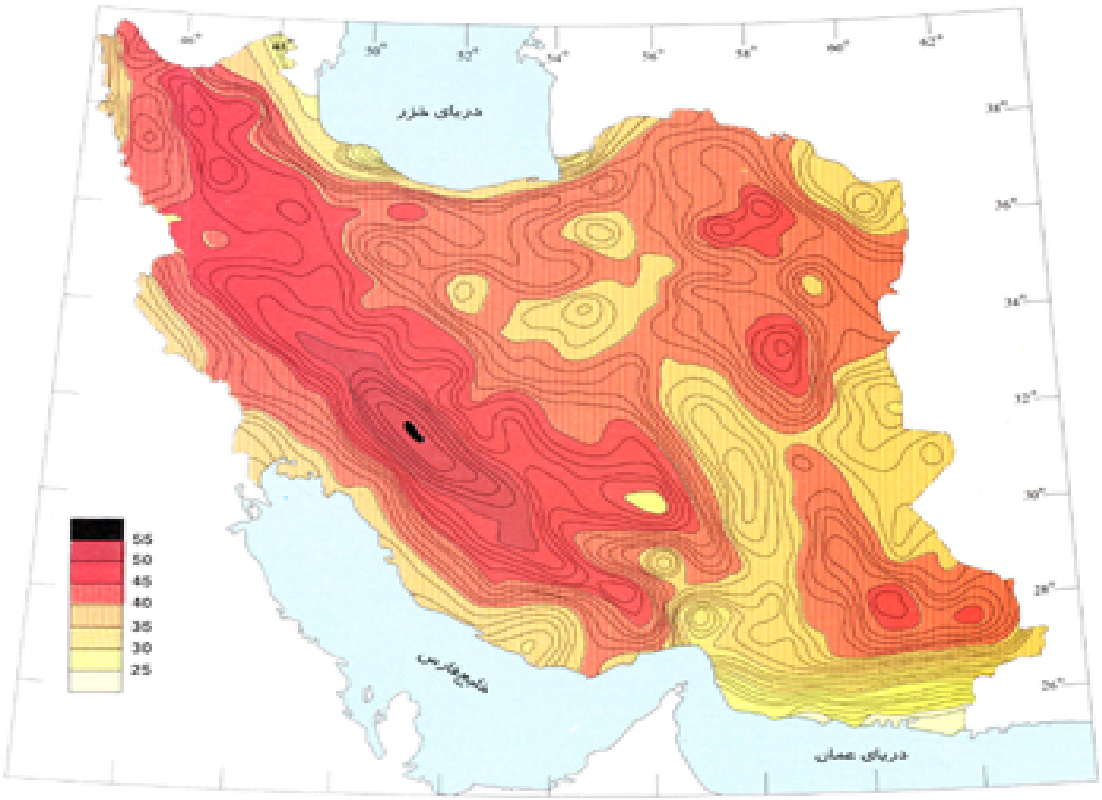
زمان و چگونگی به هم رسیدن دوبارهٔ ورق‌ها همچنان می‌تواند قابل بحث باشد. دگرشیبی میان سازند تاربور (به سن ماستریشتین)، و مجموعه‌های افیولیتی - رادیولاریتی نیریز سبب شده است تا بیشتر زمین‌شناسان بسته شدن کافت زاگرس را به سن پیش از ماستریشتین (کرتاسهٔ پسین) بدانند. ولی، پورحسینی (۱۹۸۳) توده‌های نفوذی الیگوسن – میوسن مناطق نطنز، سرچشمه و جبال‌بارز را با روند زمیندرز زاگرس همروند و به دلیل پایین بودن بنیادین ایزوتوپ استرانسیوم این توده‌ها را منشاء گرفته از گوشتهٔ بالایی می‌داند و نتیجه می‌گیرد که بسته شدن زمیندرز زاگرس خیلی دیرتر از کرتاسهٔ پسین، و به گفته‌ای، در نئوژن انجام گرفته است.

عنوان: نوع پوسته(Crust) بستگی کامل به سرشت فیزیکوشیمیایی آن دارد. در ایران، پوسته از دو نوع قاره‌ای ((Continental و اقیانوسی ((Oceanic است که به صورت نوار و یا قطعات نامتجانس در کنار یکدیگر قرار گرفته‌اند. به همین‌رو نوروزی (۱۹۷۲)، دیویی و همکاران (۱۹۷۳)، پوستهٔ ایران را مجموعه‌ای از خردقاره‌های ((Micro – Plates به هم پیوسته می‌دانند. از میان دو نوع پوستهٔ گفته شده، پوستهٔ قاره‌ای سهم بیشتری دارد، به گونه‌ای که بخش اعظم پوسته از نوع قاره‌ای است و از حدود ۲۰ میلیون سال پیش تاکنون، در یک رژیم زمین‌ساختی فشاری، ستبرشدگی و کوتاه شدگی بر آن تحمیل شده است. با این وجود، بستر دریای عمان از نوع پوستهٔ اقیانوسی است که با سرعت ۴/۸ سانتی‌متر در سال به زیر مکران کشیده می‌شود (لوپیشون، ۱۹۶۸) و یا، در بستر دریای خزر، یک پوستهٔ قدیمی اقیانوسی وجود دارد که به طور شیب‌دار به زیر بخش شمالی (البرز) کشیده شده است (گالپرین و همکاران، ۱۹۶۲ – بربریان و کینگ، ۱۹۸۱). جدا از پوسته‌های اقیانوسی در جا (Authochton) (بستر عمان و خزر)، مجموعه‌های افیولیتی موجود در امتداد پاره‌ای از گسل‌های عمدهٔ ایران نیز نوعی پوستهٔ اقیانوسی نابرجا ((Allochton ینند که به دلیل بسته شدن اشتقاق‌های درون قاره‌ای، به روی پوستهٔ قاره‌ای رانده شده‌اند و رخنمون آنها، محل تقریبی مرز قاره‌های کهن را ترسیم می‌کند.

ضخامت پوسته

از نقشه گرانی‌سنجی موهو، تهیه شده توسط دهقانی و ماکریس (۱۹۸۳)، قابل تفسیر است. بر اساس این نقشه، در زیرراندگی اصلی زاگرس (زاگرس مرتفع)، بی‌هنجاری‌های ثقلی به حداقل (۲۳۰ ± میلی‌گال) می‌رسد و در این ناحیه، پوستهٔ ایران با ۵۰ تا ۵۵ کیلومتر ضخامت، بیشترین ستبرا را دارد. ولی، به سوی جنوب باختر، ناپیوستگی موهو (Moho) در ژرفای ۴۰ کیلومتر است، از این رو به نظر می‌رسد که در زاگرس، پوسته از شمال خاور به جنوب باختر نازک می‌شود. اشنایدر و برزنجی (۱۹۸۶) نیز نشان دادند که در کمربند چین‌خوردهٔ زاگرس، ناپیوستگی موهو، به سمت شمال خاوری، حدود یک درجه شیب دارد و در ژرفای ۴۰ کیلومتر است. ولی، در نزدیکی راندگی اصلی زاگرس ناپیوستگی موهو ۵ درجه شیب دارد و در ژرفای ۶۵-۵۸ کیلومتر است.

در خاور ایران هم پوستهٔ به نسبت ستبری به ضخامت ۴۰ تا ۴۸ کیلومتر، قابل شناسایی است. در امتداد ساحل دریای عمان پوسته با ستبرای ۲۵ کیلومتر نازک‌ترین بخش از پوستهٔ ایران است. در مرز شمالی ایران به سمت دریای خزر، رشته کوه‌های البرز ریشه‌ای نشان نمی‌دهد و ضخامتی کمتر از ۳۵ کیلومتر دارد. از سوی دیگر، در فرونشست‌های لوت و کویر، پوستهٔ قاره‌ای با ضخامت کمتر از ۴۰ کیلومتر، در تعادل ایزوستازی (Isostatic equilibrium) است. در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان، ضخامت پوسته ۴۵ تا ۵۰ کیلومتر است و در جنوب باختری زون سنندج – سیرجان ضخامت پوسته به حدود ۶۰ کیلومتر می‌رسد.داده‌های گوناگون نشان می‌دهند که میانگین ستبرای پوستهٔ قاره‌ای در ایران، حدود ۴۰ کیلومتر است (شکل ۱-۲). اگرچه افزایش ضخامت پوسته در سنندج – سیرجان و زاگرس مرتفع به رانده شدن ورق ایران مرکزی به روی ورق عربستان و تکرار موهو نسبت داده شده است، ولی با توجه به الگوی ساختاری ایران، دیده می‌شود که افزایش ضخامت پوسته به طور عمده در محل تقریبی برخورد ورق‌ها است.



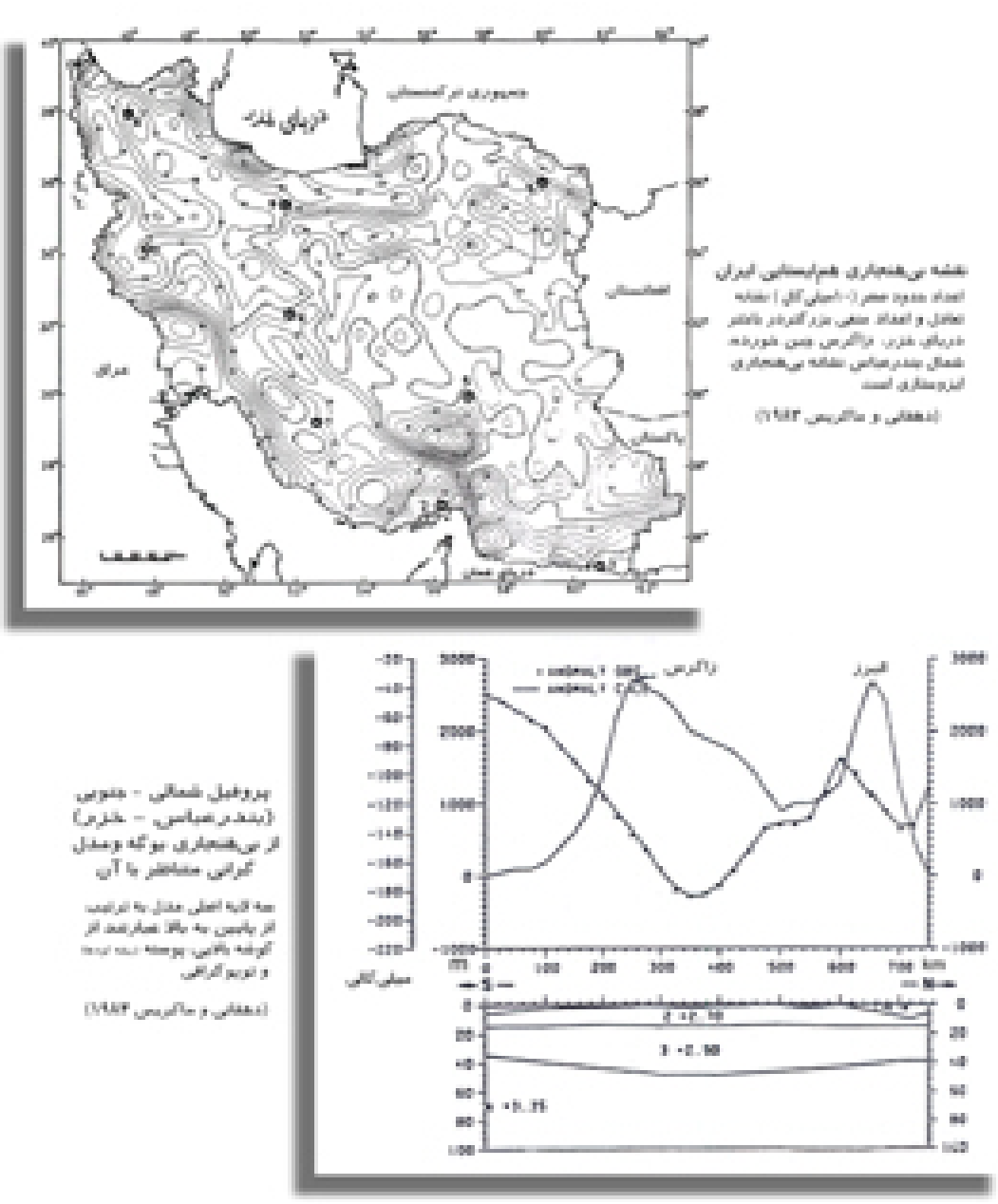
شکل ۱ - ۲ - ضخامت پوسته ایران بر اساس نقشه ژرفای گرانی‌سنجی موهو
(دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳ - طرح از نوگل سادات، ۱۳۷۴)

به همین‌رو دهقانی و ماکریس، ضخیم شدگی پوسته زاگرس مرتفع و سنندج – سیرجان را حاصل فرآیند فشارشی وابسته به بازشدن دریای سرخ می‌دانند و بر این باورند که در این منطقه، دگرشکلی بیشتر در اثر راندگی و جابجایی سفره‌های رانده است و برخورد بین ورق ایران و زاگرس از نوع قاره – قاره است و در حال حاضر هیچ‌گونه فرورانشی در زیر منطقهٔ راندگی زاگرس وجود ندارد. در کمان ماگمایی ارومیه – بزمان نیز علوی (۱۹۹۴) افزایش حدود ۵ تا ۱۰ کیلومتر ضخامت پوسته را به فعالیت ماگمایی و گسلش راندگی نسبت می‌دهد. در کوه‌های خاور ایران هم، برخورد ورق‌های لوت و افغان می‌تواند در ستبر شدگی پوسته نقش داشته باشد.

ایزوستازی پوسته

نقشهٔ بی‌هنجاری هم‌ایستایی ایران که بر پایهٔ انگارهٔ تعدیل شدهٔ آیری Airy hypothesis تهیه شده است نشان می‌دهد که چگالی بلندی‌ها ۲/۶۷، چگالی میانگین پوسته ۲/۷۵، چگالی ریشه کوه‌ها ۲/۸۵، چگالی گوشتهٔ بالایی ۳/۳۵ گرم بر سانتیمتر مکعب و ضخامت عادی پوسته ۳۰ کیلومتر است. نتایج این محاسبات در شکل ۱-۳ خلاصه شده است (دهقانی و ماکریس، ۱۹۸۳).

مطابق این شکل، در نواحی بزرگی از ایران همچون لوت، فرونشست‌های کویر و همچنین رشته کوه‌های خاور ایران و بخش وسیعی از کوه زاگرس، بی‌هنجاری‌های هم‌ایستایی بین صفر تا ۱۰± میلی‌گال و حاکی از تعادل هم‌ایستایی کامل این مناطق است. (**شکل ۱-۳**)



شکل ۱ - ۳

آشفتگی‌های هم‌ایستایی، بیشتر در منطقهٔ خوزستان، ساحل دریای مازندران و مرز میان رشته کوه زاگرس و پهنهٔ مکران دیده می‌شود. در راندگی اصلی زاگرس، هر چند که مقادیر ایزوستازی بسیار کم است، ولی هنوز به حالت جبران (Overcompensation) نرسیده است. رشته کوه‌های البرز، فراتر از حالت جبران است و هیچ ریشه‌ای در زیر آن وجود ندارد که به نظر دهقانی و ماکریس، به احتمال زیاد حاصل سفره‌های رورانده نابرجاست. حوضهٔ خزر جنوبی، آنومال ثقلی

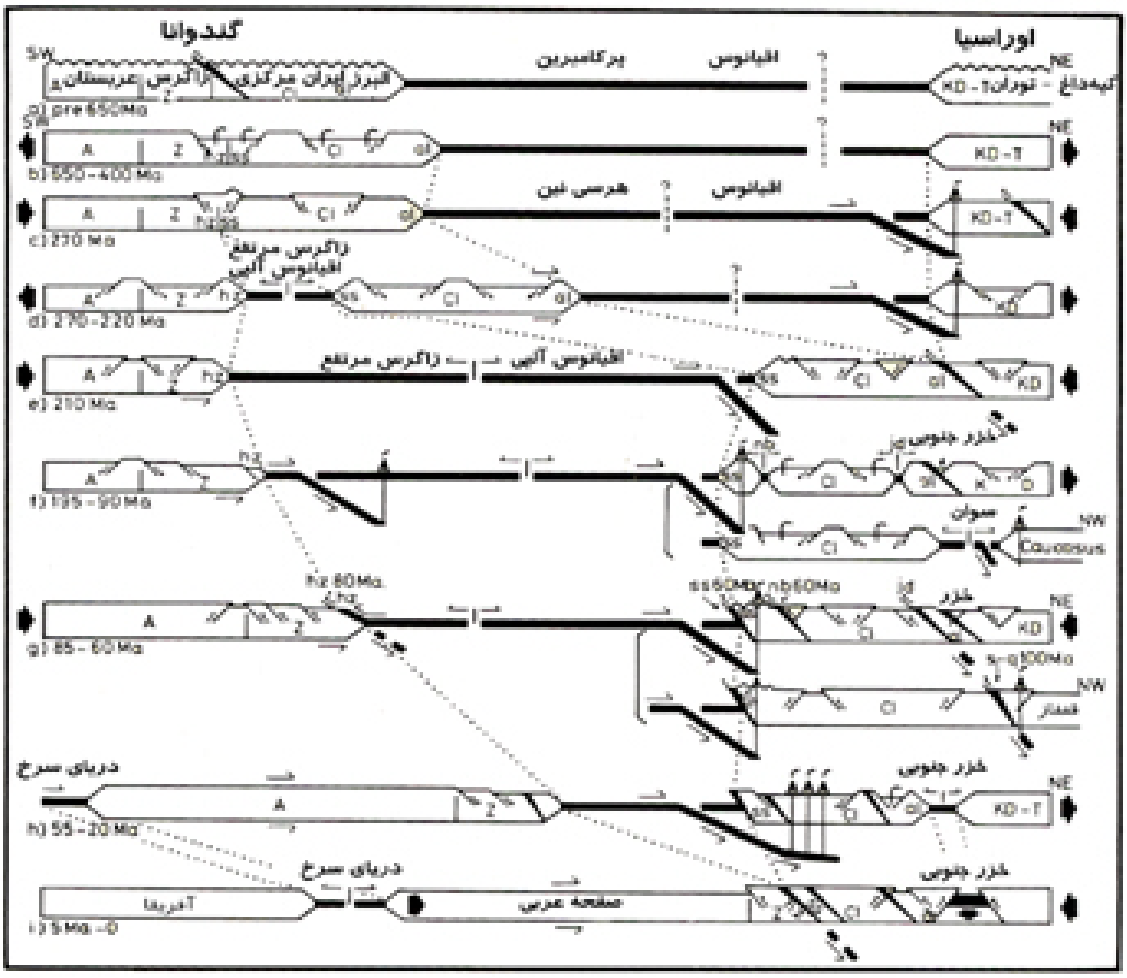
شدید (۱۰۰- تا ۲۵۰- میلی‌گال) دارد که نشانهٔ نبود تعادل ایزوستازی است. محاسبات زون شاین و لوپیشون (۱۹۸۶) نشان داده است که در حال حاضر، در حدود یک تا دو کیلومتر از فرونشینی زمین‌ساختی در آن جبران نشده و این امر ممکن است ناشی از نیروهای فشارشی باشد که در ۶ میلیون سال گذشته این ناحیه را تحت تأثیر می‌داشته است.

دیرینه جغرافیای ایران

اگرچه در حال حاضر پوستهٔ ایران‌زمین یک پارچه و به ظاهر همگن است ولی شواهد گوناگون زمین‌شناختی، به ویژه وجود مجموعه‌های افیولیتی در امتداد گسل‌های عمدهٔ ایران که یادآور زمیندرزهای کهن‌اند، بر شواهد جدایش‌های درون قاره‌ای ژرف گواهی می‌دهند که تا گوشته ادامه داشته‌اند.

دربارهٔ ماهیت، تعداد، جایگاه جغرافیایی و به ویژه اندازهٔ گسترش این جدایش‌ها، اتفاق نظر وجود ندارد. در حالی که اسمیت، هامیلتون (۱۹۷۰) و تکین (۱۹۷۲) این جدایش‌ها را بسیار گسترده و به پهنای یک اقیانوس می‌دانند، نبود حجم کافی پوستهٔ اقیانوسی سبب شده تا نبوی (۱۳۵۵) اشتقاق‌های پوستهٔ ایران را از نوع دریای سرخ بداند که در طول شکاف‌های سراسری پدید آمده و موجب پیدایش پوسته‌های اقیانوسی شده است. جدا از پهنا و اندازهٔ گسترش، برای جدایش‌های درون‌قاره‌ای پوستهٔ ایران زمین، به ویژه واگرایی و همگرایی صفحه‌ها، شواهد روشن وجود دارد که به استناد آنها و با تکیه بر نظر بربریان وکینگ (۱۹۸۱) می‌توان بر روند تکامل ژئودینامیک ایران‌زمین مروری خلاصه داشت (شکل ۱-۴).

به باور بربریان و کینگ (۱۹۸۱) ، در زمان پرکامبرین (پیش از ۶۵۰ میلیون سال قبل)، نواحی البرز، ایران مرکزی، سنندج – سیرجان و زاگرس در حاشیهٔ شمالی قارهٔ گندوانا قرار داشته‌اند و به وسیلهٔ اقیانوس تتیس (اقیانوس پرکامبرین) از پهنهٔ کپه‌داغ و به تبع آن از قارهٔ اوراسیا جدا بوده‌اند.



شکل ۱-٤- وضع خشکی‌ها و محیط‌های آبی ایران از پرکامبرین به بعد (برمریان، ۱۹۸۳)

آمیزه‌های کافتی با سرشت قلیایی به همراه نهشته‌های تبخیری نظیر واحدهای سنگ‌چینه‌ای سری ریزو، سری دسو و سری راور در ایران مرکزی (کرمان) و یا مجموعهٔ هرمز در جنوب خاوری زاگرس شواهدی هستند مبنی بر واگرایی دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا در زمان پرکامبرین پسین – کامبرین پیشین (۶۵۰ تا ۴۰۰ میلیون سال) که حاصل آن فروافتادگی‌هایی در ایران مرکزی، سنندج – سیرجان و زاگرس مرتفع بوده است.

در چرخهٔ رخداد هرسی‌نین (۴۰۰ تا ۲۷۰ میلیون سال)، حرکت دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا همگرا بوده و در نتیجه فرابوم‌هایی در ایران مرکزی، سنندج – سیرجان و زاگرس پدیدار شده‌اند که یکی از پیامدهای آن کاهش پهنای تتیس کهن (اقیانوس هرسی‌نین) و آغازی بر بسته شدن این محیط

آبی بوده است.(**شکل ۱-۴**) از اوایل پرمین تا میانهٔ تریاس (۲۷۰ تا ۲۲۰ میلیون سال)، ضمن ادامهٔ فرورانش و کاهش گسترهٔ تتیس کهن، در محل تقریبی راندگی اصلی زاگرس، اشتقاق دیگری شکل گرفته که نام تتیس جوان دارد و بربریان برای آن نام اقیانوس آلپی زاگرس را برگزیده است. در نتیجهٔ این اشتقاق، صفحهٔ ایران از صفحهٔ زاگرس– عربستان جدا شده و هم‌زمان با گسترش بستر تتیس جوان، صفحهٔ ایران به سمت شمال حرکت کرده است.

در تریاس پسین (۲۱۰ میلیون سال)، در اثر به هم پیوستن دو صفحهٔ ایران و توران، تتیس کهن به طور کامل بسته شده است و صفحهٔ ایران که تا این زمان ویژگی‌های گندوانایی داشته از این زمان سرشت اوراسیایی پیدا کرده است.از اوایل ژوراسیک تا آشکوب سنونین (۱۹۵ تا ۹۰ میلیون سال) تتیس جوان، در اثر عمل فرورانش در دو محل بسته شده ولی، بخش محوری آن گسترش یافته است. در ضمن، جدایش‌های نوع تتیس جوان در ایران مرکزی، خاور ایران، جنوب خاوری ایران (مکران) و به احتمال خزر جنوبی شکل گرفته‌اند. گلنی (۲۰۰۰)، وستفال و همکاران (۲۰۰۳) به اشتقاق‌های هم خانواده تتیس جوان نام نئوتتیس (۲) داده‌اند (شکل ۱-۵).

در کرتاسهٔ پسین تا میانهٔ پالئوسن (۸۵ تا ۶۰ میلیون سال)، بخشی از پوستهٔ اقیانوسی بر روی صفحهٔ زاگرس – عربستان فرارانش کرده‌اند. ولی در ایران مرکزی با بسته شدن جدایش‌های نوع تتیس جوان (نوتتیس ۲) آمیزه‌های رنگین دور کوچک قارهٔ ایران مرکزی به وجود آمده است.**شکل ۱-۵- الف**

در زمان نئوژن (۵۵ تا ۲۰ میلیون سال)، هم زمان با شکل‌گیری دریای سرخ، اقیانوس تتیس جوان به سرانجام خود نزدیک شده است.

از زمان آلپ پایانی (۵ میلیون سال) تا به حال، در اثر گسترش دریای سرخ، با به هم رسیدن کامل بلندی‌های زاگرس به زون سنندج – سیرجان اقیانوس آلپی زاگرس به طور کامل بسته شده

است.اگرچه دیرینهٔ جغرافیای گفته شده با بسیاری از حقایق زمین‌شناختی ایران هماهنگی دارد ولی باید گفت که:

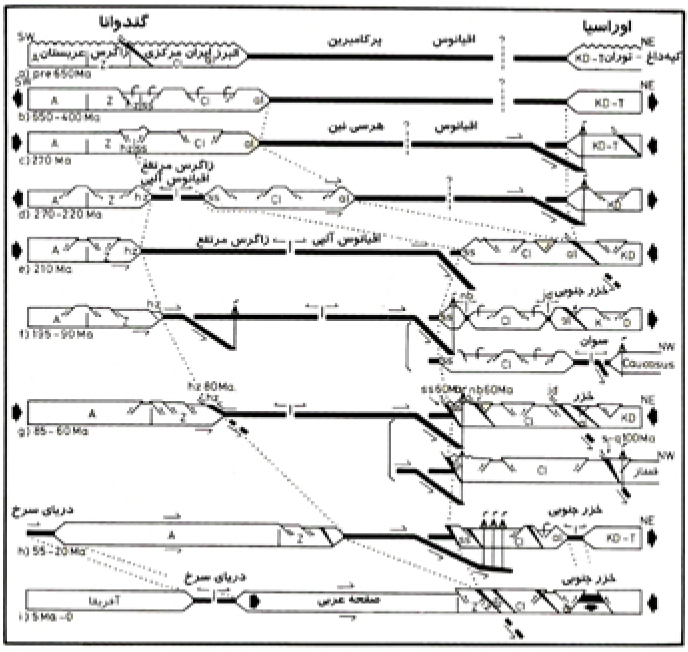
× به باور افتخارنژاد (۱۹۹۱) مجموعهٔ افیولیتی و رسوب‌های پلاژیک جنوب باختری مشهد جداکنندهٔ دو قارهٔ اوراسیا و گندوانا نیست بلکه رخنمون این مجموعه‌ها معرف نوعی زمیندرز در سکوی اپی‌کاتانگایی ایران است. به گفته‌ای دیگر، زمیندرز حقیقی بین اوراسیا و گندوانا در شمال کوه‌های کپه‌داغ در خارج از ایران است که اشتوکلین (۱۹۷۷) و افتخارنژاد (۱۹۹۱) به آن تتیس کهن اول نام داده‌اند.

× زمیندرز شمال ایران که مرز دو صفحهٔ توران و ایران دانسته شده، سن پرکامبرین ندارد و با توجه به شواهد موجود در جنوب – جنوب خاوری مشهد، اشتقاق مفروض به سن پرمین است که می‌توان در مقایسه به تتیس کهن اول، به آن تتیس کهن دوم نام دارد.زمیندرزهای خاور ایران و مکران نوعی جدایش‌های هم‌خانواده تتیس جوان‌اند که در خاور ایران در زمان ائوسن میانی بسته شده است و در ناحیهٔ مکران هنوز پدیدهٔ فرورانش و همگرایی صفحه‌ها ادامه دارد.

× اگرچه از دیدگاه‌های گفته شده، بسته شدن تتیس جوان (۱) زمان نئوژن و به عبارتی به آخرین حرکت‌های رخدادهای آلپی نسبت داده شده است ولی نشانه‌های چینه‌نگاری و ساختاری، به ویژه پوشیده شدن مجموعه‌های افیولیتی نیریز با سنگ آهک‌های ریفی سازند تاربور به سن ماستریشتین، شواهدی هستند که بسته شدن تتیس جوان را در زمان پیش از ماستریشتین تداعی می‌کنند.**شکل ۱-۵- ب**

× شواهدی که به بسته شدن تتیس جوان در زمان نئوژن اشاره دارند نظیر پایین بودن مقدار استرنسیم و هم روند بودن توده‌های نفوذی کرکس، سرچشمه، جبال‌بارز با زون فرورانش تتیس جوان فقط ممکن است نشانه‌هایی از تکرار فرورانش در زمان نئوژن باشند.به این ترتیب می‌توان

گفت که واژهٔ تتیس مفهوم گسترده‌تری دارد که از نظرهای موقعیت جغرافیایی، زمان شکل‌گیری، زمان بسته‌شدن، اثر بر زمین شناسی ایران ویژگی‌های متفاوت زیر را دارند.



شکل ۱-۴- وضع خشکی‌ها و محیط‌های آبی ایران از پرکامبرین به بعد (بربریان، ۱۹۸۳)

سرفصل: فصل دوم (پهنه‌های اصلی رسوبی – ساختاری ایران)

زِیرفصل: مقدمه

عنوان: مقدمه

داده‌های زمین‌شناختی ایران نشانگر آن است که فرآیندهای درونی و بیرونی زمین، در زمان و مکان، پیامدهایی متفاوت داشته اند و به همین‌رو، الگوی ساختاری، تحولات زمین‌ساختی، شرایط رسوبی و زیستی ایران در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی، پیچیدگی خاص دارد. ناهمسانی رسوبی و زمین‌ساختی تا بدانجا است که بیان ویژگی‌های یکسان را برای بسیاری از مناطق ایران ناممکن می‌سازد و به همین رو، از گذشته‌های دور، تقسیم ایران به پهنه‌های رسوبی – ساختاری گوناگون مورد توجه بوده است.

نخستین بار اشتوکلین (۱۹۶۸)، با توجه به پیچیدگی‌های ساختاری و شرایط متفاوت رسوبی، ایران را به چند حوضهٔ رسوبی – ساختاری جداگانه تقسیم کرد. این تقسیم‌بندی که بنیادی‌ترین تعبیر و تفسیر بود، مبنایی برای کار پژوهشگران بعدی شد. بعدها، با آگاهی‌های بیشتر، حقایق روشن‌تری از ویژگی‌های رسوبی – زمین‌ساختی ایران به دست آمد که ارائهٔ تقسیم‌بندی‌های جامع‌تر منطقه‌ای را ممکن ساخت که از آن جمله می‌توان به کار نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، اشتامفلی (۱۹۷۸)، بربریان (۱۹۸۱)، نوگل سادات (منتشر نشده)، علوی (۱۹۹۱)، آقانباتی (۱۳۷۹) اشاره کرد.

عواملی که در پهنه‌بندی ایران، به حوضه‌های رسوبی – زمین‌ساختی جدا نقش داشته‌اند، بسیار گوناگون اند که از میان آنها، موقعیت ویژهٔ ایران در محل برخورد دو ابرقارهٔ اوراسیا و گندوانا، چیرگی زمین‌ساخت قطعه‌ای، بلوکی، جدایش و برخورد ورق‌های قاره‌ای، تحولات زمین‌ساختی وابسته و سرانجام تداوم عوامل کارآ، نقش بیشتری دارند. با این حال، در یک نگاه دقیق‌تر، عوامل زیر را می‌توان در تقسیم ایران، به حوضه‌های رسوبی – ساختاری جدا، مؤثر دانست.

× نوع پوسته (قاره‌ای – اقیانوسی)

× شرایط حاکم بر حوضه‌های رسوبی گذشته

× تفاوت رخساره‌های سنگی – زیستی ترادف‌های« همزمان » در نواحی گوناگون

× تحولات زمین‌ساختی و پیامدهای آنها، مانند شدت و سازوکار چین‌خوردگی‌ها، فعالیت‌های ماگمایی (درونی- بیرونی)، فرآیندهای دگرگونی و...

× الگوی ساختاریبا توجه به عوامل یاد شده و همچنین تلفیق و جمعبندی دیدگاه‌های گوناگون و به ویژه شواهد دو زمیندرز (Geo – Suture) عمدهٔ تتیس کهن (Paleo – Tethys) و تتیس جوان (Neo – Tethys)، ایران را می‌توان به پهنه‌های اصلی رسوبی– ساختاری زیر تقسیم کرد(شکل ۲-۱).

به این بخش‌ها، باید دو پهنهٔ زابل و مکران را افـزود کـه « زابـل » بخـشی از واحـد زمـین‌سـاختی داری‌رود افغانستان و « مکران » یک منـشور برافزایـشی(Accretionary Prism) اسـت کـه بـر فرادیوارهٔ یک زون فرو رانش کم شیب قرار دارد. جدا از تقـسیمات اصـلی بـالا کـه بیـشتر بـر پایـهٔ ویژگی‌های رسوبی – ساختاری است، از نگاه لرزه‌زمین‌ساخت نیز می‌توان ایران را به چند واحد زیـر تقسیم کرد (بربریان، ۱۹۷۶)

۱- نوار چین‌خوردهٔ فعال زاگرس

۲- ایران مرکزی شامل مثلث میانی، آذربایجان، لوت، کوه‌های شرق ایران و البرز

۳- مکران

۴- کپه‌داغ

ویژگی‌های عمومی هر یک از حوضه‌های « رسوبی – سـاختاری » عمـدهٔ ایـران، از نظـر محـدوده، جغرافیای دیرینه، زمین‌ساخت و ۰۰۰ به شرح زیر است.

ایران جنوبی(زاگرس

مراد از ایران جنوبی زمین‌های واقع در جنـوب بـاختری زمینـدرز تتـیس جـوان اسـت کـه شـامل بلندی‌های باختر و جنوب باختری ایران (زاگرس) است و گستره‌های لرستان، خوزستان و فـارس را در بر دارد.

از نگاه زمین‌شناسی، در بارهٔ مرز شمال خاوری ایران جنوبی، اتفاق‌نظر وجود ندارد. زمـین‌شناسـانی مانند فالکن (۱۹۶۱)، مک‌کـوییلن (۱۹۷۴)، بُـرو (۱۹۸۷)، علـوی (۱۹۹۱)، بخـش شـمال خـاوری زاگرس را زونی با ساختار پیچیده همراه با سنگ‌های دگرگونی می‌دانند که در فرهنگ زمین‌شناسی ایران، به گونه‌ای فراگیر از آن به عنوان « زون سنندج – سیرجان » یاد می‌شود. فرهودی (۱۹۷۸) و

علوی (۱۹۹۴) مرز شمال خاوری زاگرس را کمربند آتشفشانی ارومیه – بزمان می‌دانند. به نظر فرهودی، این کمربند بخشی از سیستم کمانی کوهزاد زاگرس است که با خط عمان از سیستم کمانی مکران جدا می‌شود. ولی، بسیاری از گزارش‌های زمین‌شناسی، از جمله اشتوکلین (۱۹۶۸)، نبوی (۱۳۵۵)، افتخارنژاد (۱۳۵۹)، بربریان (۱۹۸۱)، آقانباتی (۱۳۷۹) با استناد به تحولات زمین‌ساختی، ماگماتیسم – دگرگونی، و شرایط رسوبی متفاوت دو سوی راندگی اصلی زاگرس، مرز شمال خاوری این پهنه را بر راندگی اصلی زاگرس منطبق می‌دانند.

دنبالهٔ جنوب خاوری پهنهٔ زاگرس توسط گسل ترادیس درون‌قاره‌ای میناب (گسل زندان) از حوضهٔ فلیش مکران جدا می‌شود، ولی به سمت شمال باختر، زاگرس را می‌توان تا بلندی‌های خاور عراق و جنوب خاور ترکیه دنبال کرد. به سوی جنوب – جنوب باختر، ویژگی‌های زمین‌شناختی زاگرس با اندک تغییراتی در رخساره‌های سنگی و الگوی ساختاری تا خلیج فارس و سکوی عربستان ادامه دارد. نبود فعالیت‌های آذرین، وجود مادر سنگ‌های متعدد و بسیار غنی از مواد آلی، سنگ مخزن‌های متخلخل و تراوای متعدد با سنگ‌پوش‌های مناسب، شرایط منحصر به فردی را برای تولید و انباشت هیدروکربن در زاگرس فراهم کرده تا این پهنه از نفت‌خیزترین حوضه‌های رسوبی دنیا باشد (افشارحرب، ۱۳۸۰).

از نظر جغرافیایی زاگرس را می‌توان به نواحی لرستان، خوزستان و فارس تقسیم کرد: (شکل ۲-۲).

بربریان (۱۹۷۷) بر پایهٔ انباشته‌های نمکی سری هرمز، زاگرس را به دو بخش جنوب خاوری، یا « حوضهٔ هرمز » و بخش شمال باختری، یا « حوضهٔ اهواز » تقسیم می‌کند که مرز جدایی این دو، بر خطوارهٔ قطر – کازرون است.از نظر زمین‌ریخت‌شناسی از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زاگرس مرتفع (زاگرس داخلی)، زاگرس چین‌خورده (زاگرس بیرونی) و دشت

خوزستان است. از نظر الگوی ساختاری از شمال خاور به جنوب باختر، زاگرس شامل زون راندگی‌ها، کمربند چین‌خورده، فروافتادگی دزفول و دشت آبادان است.

تاریخچهٔ چینه‌ای زاگرس

همهٔ سنگ‌های زاگرس را می‌توان به دو گروه پی‌سنگ دگرگونه پرکامبرین و پوشش رسوبی روی پی‌سنگ تقسیم کرد. اشتوکلین (۱۹۶۸)، مراحل سه گانهٔ زیر را در تکوین حوضهٔ زاگرس مؤثر می‌داند.

× مرحلهٔ فلات قاره (پرکامبرین پسین – تریاس میانی)

× مرحلهٔ بزرگ ناودیسی (تریاس میانی – پلیوسن)

× مرحلهٔ پس از کوهزایی (پلیوسن – زمان حال)

علوی (۱۹۹۴)، با توجه به رخساره‌های سنگی و پیامد رویدادهای زمین‌ساختی، سنگ‌های زاگرس را به واحدهای زمین‌ساختی – چینه‌شناختی(Tectonostratigraphy Units) زیر تقسیم می‌کند:

۱- رخساره‌های سکویی قارهٔ گندوانا، به سن پرکامبرین پسین – تریاس میانی

۲- رخساره‌های فلات قارهٔ جنوب تتیس جوان، به سن ژوراسیک – کرتاسه

۳- رسوب‌های پیش‌خشکی (Foreland) سنوزوییک (دریایی – غیردریایی) که همزمان با کوهزایی آلپ و در یک دریای پسرونده به سمت جنوب باختر، انباشته شده‌اند.

اوبراین (۱۹۵۰)، بر پایهٔ رفتارشناسی سنگ‌ها، ردیف‌های رسوبی زاگرس را به گونهٔ زیر تقسیم می‌کند:

۱- گروه پی‌سنگ (پرکامبرین)

۲-گروه متحرک زیرین، شامل سری هرمز به سن پرکامبرین پسین - کامبرین، به ضخامت تا ۴ هزار متر

۳-گروه مقاوم، شامل سازندهای زمان کامبرین تا میوسن ، به ضخامت ۶ تا ۷ هزار متر

۴-گروه متحرک بالایی، شامل سازند گچساران، با ۱۶۰۰ متر ضخامت

۵-گروه نامقاوم، شامل سازندهای میشان، آغاجاری، بختیاری، به ضخامت ۳ تا ۴ هزار متر

بررسی چینه‌نگاری ترادفی (Stratigraphy Sequence) پهنهٔ زاگرس نشانگر آن است که این بخش از ایران، در فاصلهٔ زمانی پرکامبرین – تریاس میانی بخشی از ابرقارهٔ گندوانا بوده است. از تریاس میانی، با تکوین تتیس جوان، شرایط دریایی ویژه‌ای بر آن حاکم بوده است. از کرتاسهٔ پسین به بعد، پس از سرانجام گرفتن تتیس جوان و برخورد دو ورق زاگرس و ایران مرکزی، محیط‌های رسوبی از نوع همزمان با کوهزایی بوده‌اند. اگرچه پیشینهٔ فاز کوهزایی در پلیوسن بوده است، ولی دگرشکلی، همچنان بر زاگرس تحمیل می‌شده است.

زیر پهنه‌های زاگرس

برای بیان ویژگی‌های عمومی زاگرس می‌توان از تلفیق دو دیدگاه زمین‌ریخت‌شناسی و الگوی ساختاری یاری جست و زاگرس را به دو زیرپهنهٔ « زون راندگی‌ها » و « زاگرس چین‌خورده » تقسیم کرد.

الف) زیرپهنهٔ راندگی‌ها (Thrust Zone

این زون با پهنای ۱۰، تا ۶۵ کیلومتر، به صورت نواری کم پهنا است که بلندترین قسمت کوه‌های زاگرس را تشکیل می‌دهد و به همین رو گاهی به آن زاگرس مرتفع (High Zagros) گفته می‌شود. زون راندگی‌ها (اشتوکلین، ۱۹۶۸)، زون راندگی‌های هم‌پوشان (Imbricated Thrust Zone) (فالکن، ۱۹۶۹)، شمال خاور زاگرس (نوگل -منتشر نشده)، زاگرس داخلی و سرانجام زون خرد شده (Crushed Zone)نام‌های دیگری است که به این بخش داده شده است.

مرز شمال خاوری این زیر پهنه به راندگی اصلی زاگرس و مرز جنوب باختری با یک راندگی مهم بسته می‌شود که از شمال کوه کی‌نو و جنوب دهنگان و کوه سبزو می‌گذرد (مطیعی، ۱۳۷۴).

در زاگرس مرتفع رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده است. سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی آن رخسارهٔ گندوانایی دارند و همسان دیگر نواحی ایران هستند. ولی، سنگ‌های لیاس تا ائوسن آن، با ستبرای نزدیک به ۳۵۰۰ متر بیشتر از نوع مارن‌های گلوبی ژرین‌دار، رادیولاریت، افیولیت و انباشته‌های آواری از نوع فلیش‌اندکه گاه با فعالیت آتشفشانی زیر دریایی همراه‌اند. سنگ‌های یاد شده نشان می‌دهند که این بخش، بر خلاف امروز، در زمان مزوزوییک تا اوایل سنوزوییک گودترین بخش حوضهٔ زاگرس بوده است. چنین می‌نماید که در اثر نیروهای کششی وابسته به رخداد کوهزایی سیمرین پیشین، ستبرای پوسته در زون راندگی‌ها کاهش یافته، به طوری که در بخش شمال باختری آن (کرمانشاه) در طی تریاس پسین – کرتاسه، گودی باریک و عمیق پدیدار شده و در آن رسوب‌های شبه توربیدیت، متشکل از آهک (سنگ‌آهک بیستون)، شیل، ماسه سنگ، رادیولاریت و روانه‌های آتشفشانی انباشته شده‌اند.

ولی، در بخش جنوب خاوری این گودی (نیریز) شکستگی کامل پوسته، موجب اقیانوس‌زایی و تشکیل مجموعه‌های افیولیتی گردیده است. گفتنی است که در ناحیهٔ نیریز، آمیزه‌های افیولیتی یاد شده، به گونهٔ دگرشیب، با سنگ‌آهک مرجانی – ریفی کرتاسه بالایی (سازند تاربور) پوشیده

شده‌اند، در حالی کـه بخـش شـمال بـاختری در نتیجـهٔکوهزایی لارامیـد دچـار چـین‌خـوردگی و دگرشکلی شده است. بدین‌سان می‌توان نتیجه گرفت که :

۱- در زون راندگی‌ها، رفتار ساختاری و رویدادهای زمین‌ساختی یکسان و همزمان نبوده‌اند.

۲- دگرشکلی زاگرس مرتفع کهن‌تر از بخش چین‌خوردهٔ آن است.گفتنی است که فـالکن (۱۹۷۴)، به دو فاز چین‌خوردگی در این بخش باور دارد. فاز نخست در اواخر کرتاسه رخ داده است که رابطهٔ ناهمساز فلیش‌های کرتاسه با رسوبات ائوسن میانی مبین آن است. فـاز دوم را از اواخـر میوسـن تـا امروز می‌داند که شدت آن در پلیوسن در بیشترین مقدار بوده اسـت.یکـی از ویژگـی‌هـای زاگـرس مرتفع، وجود راندگی‌های فراوان است. شیب راندگی‌ها به سـوی شـمال خـاوری اسـت ولـی مقـدار جابه‌جایی آنها به خوبی دانسته نیست و تنهـا بـا ملاحظـهٔ رانـدگی سـنگ‌هـای کـامبرین بـر روی ردیف‌های پلیوسن می‌توان به تصوری از مقدار جابه‌جایی دست یافت (مطیعی، ۱۳۷۴).

چنین وانمود می‌شود که در این محدوده، نخست چین‌ها در کرتاسهٔ پسین شکل گرفته و سپس در فاز بعدی، راندگی‌ها به وجود آمده باشند (فالکن، ۱۹۷۴) . ولی، بر خلاف شـواهد موجـود، هیتـز و مک کوییلن (۱۹۷۴) پدیده‌های چین‌خوردگی و راندگی را به حرکت‌های کوهزایی پس از پلیوسـن نسبت می‌دهند.کازمین و همکاران (۱۹۸۶)، فلس‌های رورانده زاگرس مرتفع را نهشته‌های انباشـته در حاشیهٔ غیر فعال سکوی عربستان می‌دانند که در محل جدایش ورق زاگرس و ورق ایران مرکزی در بخش‌های ژرف تتیس انباشته شده و پس از برخورد این دو ورق، به صورت سفره‌های نابرجا، بـر روی سکوی عربستان رانده شده‌اند.

ب) زیرپهنهٔ زاگرس چین‌خورده (Folded Zagros

زاگرس چین‌خورده، به گفته‌ای دیگر « زاگـرس بیرونـی»، بـا پهنـای ۱۵۰ تـا ۲۵۰ کیلـومتر، نـاوهٔ (Trough) حاشیه‌ای و کراتونی سپر عربستان است که در مزوزوییک و سنوزوییک در حال نشست

پیوسته بوده و ترادف‌های ستبر رسوبی در آن انباشته می‌شده است. در گسترهٔ زاگرس چین‌خورده، سنگ‌های پرکامبرین پسین تا تریاس میانی، رخسارهٔ گندوانایی و مشابه با دیگر نواحی ایران دارند. ولی، توالی‌های مزوزوییک و سنوزوییک آن، با رسوب‌های همزمان دیگر نواحی ایران، رخساره‌های سنگی و حتی زیستی متفاوتی دارند و بیشتر معرف رخساره‌های جنوب تتیس جوان است. این نکته نشان می‌دهد که از تریاس میانی به بعد، شرایط رسوبی حاکم بر زاگرس چین‌خورده، نسبت به دیگر مناطق ایران، تفاوت داشته است.

در زاگرس چین‌خورده، رخنمونی از سنگ‌های پرکامبرین دیده نشده و حفاری‌های نفتی نیز تاکنون به پی‌سنگ نرسیده است. با توجه به بررسی‌های ژئوفیزیکی، باور بر این است که پی‌سنگ پرکامبرین زاگرس ادامهٔ شمال – شمال خاوری سپر نوبی – عربی(Arabian – Nubian Shield) است که از شمال خاور افریقا تا عربستان و حتی در زیر حوضهٔ زاگرس ادامه دارد. پوشش رسوبی روی پی‌سنگ، با مجموعه‌ای از سنگ نمک، انیدریت، سنگ‌آهک، دولومیت سنگ‌های آذرین (مجموعهٔ هُرمز) آغاز می‌شود که تغییرات سنی آن از پرکامبرین پسین تا کامبرین میانی است و بخشی از آنها به صورت حدود ۱۱۵ گنبد نمکی، از زمان ژوراسیک به بعد به سطح زمین رسیده‌اند.

بین سنگ‌های کامبرین (سازند میلا) و اردویسین (سازند ایلبیک)، نبود چینه‌نگاشتی مهمی وجود ندارد. به نظر می‌رسد که یک نبود چینه‌نگاشتی مهم به بزرگی حدود ۴۰ میلیون سال، از اشکوب ترمادوسین از زمان اردویسین تا میانهٔ سیلورین در ردیف پالئوزوییک وجود دارد. یک نبود چینه‌شناختی دیگر به بزرگی بیش از ۷۰ میلیون سال، بین اواخر فرازنین از دونین، تمامی کربنیفر تا اشکوب ساکمارین(Sakmarian) از پرمین مشخص است.

در پرمین پسین تمامی زاگرس در زیر یک پیشروی گسترده قرار گرفته که سازند دالان حاصل آن است. سنگ‌های تریاس زاگرس چین‌خورده، رخسارهٔ کربناتی- تبخیری دارد و شامل دو سازند کنگان (در زیر) و دشتک (در بالا) است. رسوبات ژوراسیک تا نئوژن زاگرس چین‌خورده چند هزار

متر ضخامت دارند و به طور هم‌شیب بر روی توالی فلات قاره پالئوزوییک قرار دارند. در توالی ژوراسیک – نئوژن این ناحیه هیچ‌گونه دگرشیبی ناحیه‌ای دیده نمی‌شود با این حال، وجود گودی‌های مستقل جدا شده با پشته‌های برآمده، و به ویژه حرکت‌های مشخص زمین‌ساختی، موجب تغییراتی در سنگ رخساره و ضخامت رسوبات گردیده است. چنین تغییراتی به حرکت‌های خشکی‌زای پیش از کوهزایی نسبت داده شده است که گاهی سبب پسروی کامل دریا، نبودهای رسوبی و حتی پدیدهٔ لاتریتی شدن گردیده است.

بررسی‌های دیرینه جغرافیا نشان می‌هد که زاگرس چین‌خورده در همه جا ویژگی‌های زمین‌شناختی یکسان ندارد. با تخلیص از کار مطیعی (۱۳۷۴)، زیر پهنه‌های زیر می‌تواند معرف ویژگی‌های بیشتر زاگرس چین‌خورده باشد (شکل ۲-۳).

« فروافتادگی کرکوک » در شمال باختری لرستان و در خاک عراق است. اطلاعات کافی از آن در دست نیست ولی ویژگی‌های فروافتادگی دزفول می‌تواند با آن همخوانی داشته باشد.

« لرستان » بخشی از زاگرس چین‌خورده است که روند کلی آن هم‌راستا با زون راندگی‌ها است. مرز شمال خاوری آن محدود به مرز جنوبی زون راندگی‌ها و مرز خاوری آن منطبق بر خمش بالا رود و مرز باختر – شمال باختری آن منطبق بر جنوبی‌ترین تاقدیس زاگرس است که بر نوار مرزی ایران – عراق منطبق است. مهم‌ترین ویژگی‌های حاکم بر منطقهٔ لرستان عبارت است از:

× روند شمال باختری – جنوب خاوری.

× ساختار متشکل از تناوب تاقدیس‌های بزرگ (مانند کبیرکوه ۰۰۰) و کوچک .

× فروریختگی‌های گرانشی فروریزشی ((Gravity Collapse Structures .

× زمین‌لغزه‌های بزرگ مانند زمین لغزهٔ سیمره .

× برخورداری از سه خط وارهٔ شمالی – جنوبی که می‌توانند در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگ باشند.

× در بر داشتن تاقدیس‌هـــایی متشکل از گـــروه بنگستان در جنوب و سازند فلیشی امیران و سازند گرو (Garu Formation) در شمال.

« پهنهٔ ایذه » بخشی از زاگرس چین‌خورده است که از شمال بـه مـرز جنـوبی زون رانـدگی‌هـا، از جنوب با مرز شمال فروافتادگی دزفول، از خاور با گسل کازرون و از باختر به امتـداد فرضـی گـسل عامل خمش بالا رود، محدود می‌شود. پهنای زون ایذه از ۴۰ کیلـومتر در بـاختر، ۱۱۵ کیلـومتر در شمال بهبهان و ۷۰ کیلومتر در خاور متغیر است.

از ویژگی‌های این زون در بر داشتن گسل ایذه است که نوعی گسل عرضـی، امتـداد لغـز راسـتگرد، همسان گسل کازرون، است که در اثر آن زون ایذه به دو بخش شـمال بـاختری و جنـوب خـاوری تقسیم می‌شود. در بخش شمال باختری هستهٔ تاقدیس‌ها از سـازندهای گـروه بنگـستان (کرتاسـه) تشکیل شده و بدون تله‌های نفتی است ولی در بخش جنوب خـاوری، سـنگ‌آهـک‌هـای آسـماری (الیگوسن- میوسن) سازندهٔ هستهٔ تاقدیس‌هاست که بالاآمدگی و فرسایش کمتری را نشان می‌دهد. داشتن میدان‌های نفتی و گازی از ویژگی‌های بارز بخش جنوب خاوری ایذه است.

« فرو افتادگی دزفول (Embayment Dezful) » بخشی از پیش‌گودال (Fore Deep) زاگرس و دارای ویژگی‌های زیر است:

× یک پدیدهٔ ساختاری است که در جنوب باختری زون راندگی‌ها قرار دارد.

× بیشتر میدان‌های نفتی ایران را در بر دارد.

× بخشی از زاگرس چین‌خورده است که در آن سازند آسماری رخنمون ندارد.

× میان سه پدیدهٔ مهم ساختمانی: زون خمشی بالا رود (چپگرد)، زون خمشی جبههٔ کوهستانی، زون خمشی – گسلی کازرون (راستگر) جای دارد.

× در فروافتادگی دزفول چند ساختمان مورب نسبت به روند کلی زاگرس وجود دارد که عبارتند از:: سه برجستگی ساختمانی (Salient) ، با روند شمالی – جنوبی، به نامهای بلندی هفتگل، بلندی هندیجان و قوس خارک میش، کنترل شده به وسیلهٔ گسلهای نرمال قطعهای ژرف پیسنگ،

: دو خطوارهٔ خاوری – باختری، در شمال فروافتادگی دزفول،

: یک خطواره در شمال کازرون که قطعهٔ جنوبی آن ۲۵۰۰ متر پایین افتادگی دارد،

ساختار کلی فروافتادگی دزفول و مرزهای آن (خمش بالارود، خمش جبههٔ کوهستانی، زون گسلی کازرون) و همچنین روندهای شمالی – جنوبی و خاوری – باختری آن، ممکن است در ارتباط با گسلهای پیسنگ باشند. کهنترین شاهد حرکتی این ساختارهای خطی، متعلق به کرتاسهٔ بالا است. ولی، ساختارهای پیرامون فروافتادگی دزفول و خطوارههای درون آن، به احتمال در ژوراسیک و تریاس و حتی شاید پیش از آن فعال بودهاند. این ساختمانهای خطی، تا الیگوسن یا میوسن میانی همچنان پویا بودهاند.

× فروافتادگی دزفول بین ۳۰۰۰ تا ۶۰۰۰ متر پایین افتادگی دارد، ولی نسبت به مناطق همجوار، از نظر زمینساختی پایدارتر و چینخوردگی کمتری دارد.

× در شکلگیری این فروافتادگی عملکرد توأم خطوارهٔ قطر – کازرون (راستگرد) و خطوارهٔ بالارود (چپگرد) نقش اساسی داشتهاند.

× زمان فروافتادگی پس از آکیتانین (آدامز و بورژوا، ۱۹۶۹)، بوردیگالین (مطیعی، ۱۳۷۴) و کرتاسهٔ پیشین (قلاوه، ۱۳۷۵) دانسته شده است. تأیید یکی از این نظرها دشوار است.