

نگاهی نو بر جغرافیای دیرینه و فرگشت ساختاری البرز در تیس

نویسنده: حمید نظری*، ژان فرانسوا ریتز** و شیوا عقبایی**

* سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
** آزمایشگاه دینامیک لیتوسفر، دانشگاه مونت پلیه II، مونت پلیه، فرانسه

New Insight to Paleogeography and Structural Evolution of the Alborz in Tethyside

By: H. Nazari *, J-F. Ritz ** & S. Oghbaee**

* Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

**Laboratoire Dynamique de la Lithosphere, University, Montpellier II, Montpellier, France

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۵/۰۷/۰۱

تاریخ دریافت: ۱۳۸۵/۰۳/۰۹

چکیده

زایش و فرگشت حوضه‌های منسوب به تیس در درازنای تاریخ زمین شناختی، از پرکامبرین پسین تا پالئوژن، همیشه مورد توجه پژوهشگران علوم زمین بوده است. شاید بتوان اولین آثار و نشانه‌های زایش حوضه‌های گوناگون تیس را که سبب قطعه‌قطعه شدن و جدایش ابرقاره‌ها و خشکی‌های کهن اوراسیا، گندوانا و بلوکها و خرده صفحه‌های میان آنها شده است را در پرکامبرین با زایش اقیانوس پروتوتیس در بخشهای گوناگون، بویژه کمربند ساختاری البرز جستجو کرد. گرچه شواهدی آشکار از فرایند و زمان باز شدن این اقیانوس در دست نیست ولی پژوهشهای اخیر گواهی بر چگونگی و زمان بسته شدن آن فراهم آورده‌اند.

جمعی از پژوهشگران، سریهای آتشفشانی منسوب به اردووسین و سیلورین فلات ایران و البرز را در رابطه با زایش و گسترش حوضه تیس کهن (پالئوتیس) دانسته‌اند که در نتیجه عملکرد سامانه کششی برشی در میان صفحه‌های توران از اوراسیا و گندوانا شکل گرفت.

گرچه با افزایش آهنگ فرونشست حوضه‌های پرمین در اواخر پالئوزویک نشانه‌هایی از چیرگی سامانه کششی بین خرد قاره ایران و صفحه عربی می‌توان یافت، ولی ظهور آتشفشانی‌هایی از نوع واگرا (قلیایی) در تریاس بالایی رامی توان نشانی آشکار بر زایش و کافتش پوسته اقیانوسی نو تیس منظور کرد. نقطه عطف فرگشت حوضه‌های خزر و سیاه می‌تواند در این زمان بوده باشد.

فرگشت ساختاری حوضه‌های تیس به صورت دوره‌ای یکی پس از دیگری در میان قطعات و صفحاتی چون توران، کپه داغ - قفقاز، البرز، سبزوار، خرد قاره ایران مرکزی و صفحه عربی قابل رهگیری است.

توالی و تکرار زمین ساخت کششی و فشاری حاصل از گسترش و بسته شدن این گونه حوضه‌ها در طی کوهزادهای آسینیتک - کاتانگایی، سیمین و آلپی که گاه بر پی سنگی از مجموعه‌های دگرگونی و تغییر شکل یافته حاصل از رخدادهای کالدونین و هرسنین منطبق می‌باشد، سبب تکامل زمین ساختی حوضه‌های رسوبی نواحی متأثر از کوهزادهای گوناگون شده است.

البرز به عنوان بلوکی کشیده در پهنه پر تکاپوی زمین ساختی و متأثر از اغلب رخدادهای شناخته شده زمین شناختی در هر دو ابرقاره اوراسیا و گندوانا در حد میانی این دو قاره کهن سیر تکون خود را سپری کرده است.

فرایند نازک‌شدگی و ستبرشدگی پی سنگ البرز در طی رخدادهای کهن در مقایسه با بخشهای دیگر ایران زمین، نشانگر آهنگ تقریبی ثابت و بانداک شیب منفی به سوی شمال، ناشی از کاهش ستبرای پوسته بلورین و پوسته زیرین به سوی حوضه خزر است.

سامانه چین خوردگی از نوع چینه‌های جداشدگی (detachment folds) همراه با بالا آمدگی رخساره‌های کهن در فرادیواره گسل بنیادی شمال البرز از جمله ویژگیهای آشکار بخش مرکزی این کمربند ساختاری است که در قالب گل ساخت قابل مشاهده است.

چین خوردگی و تکاپوی بیشتر زمین ساختی بخش باختری این گسل به نسبت بخش خاوری، از دیگر ویژگیهای ساختاری این ناحیه است. در این میان گسلهای شمال البرز، موشا و طالقان در ردیف گسلهای بنیادی به شمار رفته که دیگر گسلها چون گسل خزر و گسل شمال تهران از رشد آنها به دو سوی شمال و جنوب البرز مرکزی شکل یافته‌اند.

کلید واژه‌ها: تیس، پروتوتیس، تیس کهن، نوتیس، گندوانا، اوراسیا، البرز، آسینیتک، پان آفریکن، کالدونین، هرسنین، سیمین، کوهزایی آلپی

Abstract

Development and evolution of Tethys basins during geological history from the Precambrian to Paleogene has been considered by many geoscientists. The first sign of various basins propagation of Tethys which resulted in separation of supercontinents, ancient lands (such as Eurasia, Gondwana) and blocks or microplates among them, are found in the Precambrian. One of these old basins in the north of Iran has been called Ortho-Tethys, its evidence can be found in the primary structures of Alborz and its Precambrian units.

Some other researchers believe that the Ordovician and Silurian volcanic series of Iranian Plateau and Alborz were formed after genesis of Early Tethys basin or Paleotethys due to extension-shear system along the Paleo-Tethys between Turan plate and Alborz-Kopet-Dagh belts. By increasing the rate of subsidence in the Permian basin, the dominating marks of extension system between Iranian microcontinents and Arabian plate were recorded, however, the related alkaline volcanic rocks of the Neotethys rifting found in Triassic succession. In addition, the most important tectonic changes of the Caspian and Black seas occurred in the Triassic time.

Structural upheaval of Tethys basins among blocks and plates, such as Turan in the north Kopet-e-Dagh, Caucasus, Alborz, Sabzevar, Central Iranian micro-continents and Arabian plate in the south is traceable periodically.

The succession of extension and compression tectonic events resulting from opening and closing of such basins during Assynitic-Pan african and Alpine orogenies which sometimes correspond to metamorphic facies from Caledonian and Hercynian orogenies, resulted in tectonic evolution of sedimentary basins in the areas impressed by various orogenies.

Alborz as an extended block in active tectonic zone and impressed by most distinguished geological events in both supercontinents of Eurasia and Gondwana is evolved between two ancient continents. The total of thinning and thickening of Alborz basement during ancient events in comparison to other parts of Iran indicate approximately constant rate and little negative gradients due to thickness decrease of crystalline crust and lower crust towards Caspian basin.

Detachment folding system with uplift of ancient facies in hanging wall of basic fault in north Alborz is one of the apparent features of central part of this structural block that occurred in flower structure. More folding and movement in western part of this fault comparing to eastern part, is another structural feature in the area.

North Alborz, Mosha and Taleghan faults as principal faults appearing in internal part of Central Alborz, where some propagation faults like the North Tehran and Khazar can be derived from them to the south and north side of Central Alborz.

Keywords: Tethys, Prototethys, Paleotethys, Neotethys, Gondwana, Eurasia, Alborz, Assynitic, Pan African, Caledonian, Hercynian, Cimmeride, Alpine.

مقدمه

ارائه مدل شماتیک از جغرافیای دیرینه این پهنه ساختاری با تکیه بر عناصر ساختاری چون نوع سامانه زایشی و فرگشت حوضه‌ها، زمین درزها و دوره‌های فعالیت و اثر هر کدام به همراه برشهای ساختاری موازنه شده در بخش مرکزی البرز از جمله دستاوردهای این پژوهش است.

در تهیه و تفسیر برشهای ساختاری ارائه شده در بخش پایانی که در قالب دو برش ساختاری کم و بیش موازی با فاصله تقریبی ۸۰ کیلومتر و راستای تقریبی NNE-SSW در بین مختصات جغرافیایی $35^{\circ} 40' 00''$ N و $36^{\circ} 24' 04''$ N و $51^{\circ} 11' 37''$ E و $52^{\circ} 28' 30''$ E برای برش خاوری «دماوند - آمل» و مختصات جغرافیایی $50^{\circ} 59' 20''$ E و $36^{\circ} 39' 06''$ N و $51^{\circ} 31' 00''$ E و $35^{\circ} 44' 30''$ N برای برش باختری «کرج - چالوس» در البرز مرکزی محاسبه و رسم شده است، سعی در ارائه سنتزی از تمامی داده‌های ژئوفیزیکی - لرزه‌ای و زمین‌شناختی بوده است

هدف از انجام این پژوهش ارائه سنتزی نوین از فرگشت ساختاری و جغرافیای دیرینه البرز در مقیاس ایران است که با تلفیق و بهره‌گیری از تمامی مدل‌های پیشین دیرینه جغرافیایی فراهم آمده است.

به روز نمودن این تفسیر و مدل‌ها با داده‌های زمین‌شناختی و یافته‌های نوین سبب رهیافتی نو از فرگشت زمین‌ساختی قطعات ساختاری دربرگرفته شده همجوار در محدوده خرد صفحه ایران است. بلندیه‌های البرز با درازایی نزدیک به ۱۶۰۰ کیلومتر و راستای تقریبی خاوری - باختری که در بخش مرکزی با خمیدگی به سوی جنوب تغییر راستا می‌دهد، منطبق بر محدوده زمین‌ساختی است که از آن با نام بلوک (کمر بند) البرز در بخش شمالی فلات ایران زمین یاد می‌شود (Alavi, 1991a, 1996). ادامه این بلوک ساختاری در سوی خاور به بلندیه‌های هندوکش و پامیر و در سوی باختر به بلندیه‌های قفقاز و پونتید می‌پیوندد.

به این نام خوانده شده است (Talbot & Alavi, 1996). گرچه برخی در گذشته نیز چون Berberian & King (1981) اقیانوسی به نام هرسینین در شمال ایران را متصور شده‌اند. (Lasemi (2001) نیز از این اقیانوس با نام پروتوپالتوتیس در شمال ایران نام می‌برد و نهشته‌های پالتوزویک زیرین را به فرایند رسوبی حاصل از بسته شدن آن اقیانوس منسوب می‌داند. بقایای اصلی این اقیانوس در مرز شمالی گندوانا (شمال آفریقا، استرالیا) و در نواحی چون مراکش، عربستان، ایران و هندوچین قابل رهگیری است (Stampfli, 2000).

از این دیدگاه، ساختارهای کهنی چون بلندیه‌های پرکامبرین و پالتوزویک آغازین در البرز مرکزی، مجموعه‌های افیولیتی و نیمه دگرگونی «اسالم-شاندرمن» و دگرگونیهای «گشت» در شمال ایران را می‌توان به عنوان بخشی از اثرات به جای مانده از کوهزایی کهن اواخر پرکامبرین حاصل بسته شدن اقیانوسی کهن با نام پروتوتیس (Prototethys) در نظر گرفت (Nazari et al., 2004; Nazari, 2006) که سبب شکل‌گیری ساختار اولیه بلندیه‌های البرز در حوضه انتقالی گندوانا و اوراسیامی شود. این بقایای زمین‌شناختی در گذشته توسط بسیاری از محققان جزو بقایای اقیانوسی تیس کهن به شمار آمده است که در پالتوزویک پیشین (اردوویسین - سیلورین) اولین نشانه‌های زایشی آن در نواحی چون پامیر - شمال خاوری ایران و قفقاز معرفی شده است (Stocklin, 1974a,b, 1977; Berberian & King, 1981; Davoudzadeh & Schmidt, 1984; Boulin, 1991; Alavi, 1996; Stampfli, 2000).

گرچه وجود دگرشیبی بین نهشته‌های دگرگونه پالتوزویک زیرین و سازند درود (Nazari et al., 2004) در جنوب خاوری ماسوله که شاهدهی بر کوهزادهای کالدونی و هرسینین در البرز شمالی - باختری است از یک سو و همسانی رخساره‌ای رخساره‌های پسروده و دگرگونی گرگان به سن پالتوزویک آغازین در بخش خاوری البرز شمالی با رخساره‌های حوضه‌های پیش‌خشکی (حاصل از کوهزایی آسینتیک و بسته شدن پروتوتیس) و نه رخساره‌های حوضه‌های کافی (حاصل از باز شدن و گسترش تیس کهن) از دیگر سو، وجود اقیانوس (تیس کهن) را در البرز شمالی مردود می‌شمارد، گرچه شواهد زمین‌شناختی نشان از تأثیرپذیری این ناحیه از البرز از عملکرد نیروهای کششی همزمان با زایش تیس کهن در حد محدود دارد ولی با توجه به موارد یاد شده، می‌توان گفت بی‌تردید در البرز شمالی جز در شمال مشهد (Alavi, 1991b)، هیچ‌گاه نشانه‌ها و ویژگیهای زمین‌شناختی از تشکیل واقعی حوضه تیس کهن مطابق با ویژگیهای شناخته شده جهانی آن (وجود دگرشیبی در پایان تریاس میانی) به دست نیامده است.

(eg. Stocklin, 1968, 1974a, 1977; Berberian & King, 1981; Dehghani & Makris, 1984; Alavi, 1992, 1996; Alavi et al., 1997; Mangino & Priestly, 1998; Tatar, 2001; Axen et al., 2001; Doloei & Roberts, 2003; Allen et al., 2003 a,b) که در بسیاری نقاط با داده‌های نوین صحرایی همراهی، کنترل و تصحیح شده‌اند.

از جمله دست‌یافته‌های اساسی این گونه برشهای ساختاری، رهیافتی به توجیه سامانه تغییر میدان تنش در دوره‌های گوناگون زمین‌شناختی با استفاده از تقسیم‌شدگی کرنش (Strain partitioning) بر روی صفحه‌های گوناگون گسله‌های بنیادی است که در توجیه میدانهای تنش عهدحاضر و نوزمین ساخت بلوک البرز از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است.

جغرافیای دیرینه و تکامل زمین‌ساختی

هنوز در مورد جایگاه و زمان شکل‌گیری حوضه‌های تیس تردید بسیار باقی است (Sengör, 1985) ولی می‌توان چنین انگاشت که ابرقاره پانگه آ (Pangea) پس از سپری کردن کوهزایی آسینتیک - کاتانگایی و پان آفریکن در پرکامبرین پسین، آغازگر دوران نوینی از حیات خویش شد که با ظهور اولین آثار و نشانه‌های زیستی نشان از آغاز دوران پالتوزویک دارد. پی‌سنگ متأثر از این کوهزاد در خاور مدیترانه را می‌توان در بخش مرکزی ایران و ترکیه جست که توسط نهشته‌های نادگرگونی پالتوزویک پوشیده می‌شود (Stocklin, 1968, 1977; Berberian & King, 1981; Sengör, 1984; Davoudzadeh & Schmidt, 1984).

دوران پرکامبرین، زایش پروتوتیس

پوسته دگرشکل و دگرگون شده حاصل از کوهزاییهای کهن پیش از پرکامبرین پسین در البرز، چون مجموعه دگرگونی گشت زیرین، توسط نهشته‌های دلتایی و پادگانه قاره‌ای از حوضه‌های قاره‌ای و دریایی کم ژرفا با اولین آثار زیستی استروماتولیتها پوشیده می‌شود (Clark et al., 1977; Nazari et al., 2004). گرچه هیچ‌گاه در البرز نهشته‌های کهن تر از سنگهای نیمه دگرگونی سازند کهر یافت نشده است ولی اولین آثار کشش پوسته و زایش اقیانوسی کهن را می‌توان در دوران پرکامبرین در قالب شاخه‌های خاوری - باختری همراستا با پهنه جوش خورده توران - ایران یافت که سبب تکوین اقیانوسی شد که از آن با نام پروتوتیس یاد می‌شود (Nazari, 2006) . در بخشهایی جنوبی تر، شاخه‌های سترون شمالی - جنوبی این اقیانوس چون نجد و قطر - کازرون نیز در صفحه عربی توسط عده‌ای از پژوهشگران



(Boulin, 1991; Nazari et al., 1998; Alavi, 1991; Kazmin et al., 1986; Stampfli, 1996)

فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس کهن به سوی شمال به زیر صفحه اوراسیا در پرمین پسین تا تریاس موجب شکل گیری کمان ماگمایی تریاس در حاشیه جنوبی صفحه اوراسیا در گستره‌ای از توران، پیشانی قفقاز (Fore-Caucasus)، کریمه (Crimea) و دوبروگرا (Dobrogea) شده است. بسته شدن کامل اقیانوس مذکور منطبق بر نواحی متأثر از کوهزاد سیمیرین (Cimeride) است (Stampfli, 2000) که نشانه‌هایی از دگرشیبی را در میان نهشته‌های تریاس و کهن‌تر از آن از خاور تا باختر برجای نهاده است (Alavi, 1996; Boulin, 1991).

زمین‌درز حاصل از بسته شدن حوضه تئیس کهن مطابق با نظر (Alavi 1991a, b, 1996) در مرز شمالی البرز و حد جنوبی کپه داغ «KD» و قفقاز «Cau» در نظر گرفته شده است در حالی که ویژگیهای ساختاری تصویری از وجود چنین زمین‌درزی را مشکل می‌کند. پاره‌ای از محققان چون Kazmin et al. (1986) زمین‌درز مذکور را در محدوده شمالی کپه داغ «KD» در گستره عمل گسل عشق‌آباد دانسته‌اند. گرچه این زمین‌درز با جایگاه آتشفشانیهای کمان ماگمایی تریاس قابل توجه است ولی براساس مطالعات (Lyberis et al. 1998) گسل عشق‌آباد با سازوکار راست‌بر فشارشی دارای شیبی به سوی جنوب است که با سوی فرورانش در نظر گرفته شده برای پوسته اقیانوسی تئیس کهن همسو نیست.

دوران مزوزویک، زایش نوتئیس

همزمان با آخرین مراحل برخورد حاصل از بسته شدن و به هم رسیدن کرانه‌های تئیس کهن در حاشیه قاره‌ای و نازک شده آن اقیانوس جدیدی به نام نوتئیس ظاهر می‌شود. آثار و نشانه‌هایی از آن، چون آتشفشانیهای واگرا و وجود نهشته‌های حوضه‌های کافتی در گستره‌ای از باختر تا خاور در حد شمالی صفحه عربی و آفریقا و قطعات حدواسط بین اوراسیا و گندوانا، چون البرز - ایران مرکزی - لوت و افغانستان مرکزی قابل رهگیری است. تئیس جوان نیز کم و بیش در حاشیه جنوبی تئیس کهن با راستای تقریبی شمال باختری - جنوب خاوری (Alavi, 1994; Boulin, 1991; Davoudzadeh et al., 1984; Nazari, 1996) در قالب سامانه‌های برشی ساده قابل بازسازی است (شکل ۱). تفاوت آهنگ دگرگونی در بخشهای گوناگون پهنه سندج - سیرجان در کناره زاگرس، خود شاهدی بر توجه این مدل گسترش در حوضه نوتئیس در گستره زاگرس است.

بر اساس برشهای ساختاری و پژوهشهای رسوب شناختی (Lasemi 2001) تکوین پوسته اقیانوسی پروتوتئیس در قالب سامانه گسترش برشی ساده (Simple shear) مطابق با مدل کششی ارائه شده توسط (Wernicke 1985) قابل توجه است که حاصل از عملکرد نامتقارن یک گسل جدا کننده (detachment) در بین پوسته بالایی و پایینی در این کمربند ساختاری است (شکل ۱).

بر این اساس، بر اساس موقعیت تشکیل و جایگیری مجموعه‌های دگرگونی و سنگهای افیولیتی در البرز شمالی از گسل شمال البرز به عنوان زمین‌درز حاصل از بسته شدن حوضه کهن پروتوتئیس در پرکامبرین پسین در بین صفحه‌های گندوانا و خرده صفحه قفقاز - کپه داغ Cau-KD یاد می‌شود که عملکرد این سامانه فشارشی سبب بالا آمدگی نهشته‌های دگرگونی سازند کهر از پرکامبرین پسین تا امروز شده است (Nazari, 2006).

دوران پالئوزویک، زایش تئیس کهن

در اردوویسین، گسترش و تکوین حوضه‌های کششی در همبری توران و گندوانا سبب شکل‌گیری و زایش تئیس کهن (Paleotethys) با راستای تقریبی خاوری - باختری شد. آتشفشانیهای نوع قلیایی در این دوره، بیانگر استیلای نیروهای کششی در حاشیه بلوکهای شمالی گندوانا در این زمان است. (Kazmin et al. 1986) و (Alavi, 1996) اقیانوس تئیس کهن را حاصل فرورانش پشته میان اقیانوسی اقیانوس Rheic به زیر پوسته گندوانا به سوی جنوب و عملکرد سامانه Roll-back بقایای پوسته اقیانوس Rheic دانسته‌اند (Stampfli, 2000) که با زایش آن باریکه‌هایی از صفحه‌های قاره‌ای در شمال گندوانا شروع به جدا شدن از یکدیگر و آغاز پیدایش کافت کرده‌اند (Stampfli, 1996; Von Raumer et al., 1998). از آنجا که ساختار رسوبگذاری و فیزیوگرافی حوضه‌های پالئوزویک بر اساس سامانه برش ساده قابل بازسازی است، گسترش این حوضه اقیانوسی نیز چون حوضه پروتوتئیس در سامانه کششی مطابق با مدل (Wernicke 1985) قابل تصور است.

تئیس کهن و نهشته‌های آواری نهشته شده در آن، بی‌گمان تا دونین میانی در حال گسترش بوده‌اند و حجم بالای سنگ نهشته‌های آواری کافت‌زاد گواه این امر است (Nazari et al., 2004).

نشانه‌های شروع فرورانش پوسته اقیانوسی تئیس کهن را شاید بتوان در اواخر دونین میانی جست که پس از آن آتشفشانیهای همگرا از تیپ کلسیمی - قلیایی در میان نهشته‌های دریایی، دریایی - قاره‌ای دونین پسین و پرمین به همراه نشانه‌هایی از گوه‌های فزاینده در بلوکهای باختری قابل رؤیت است

به زیر پوسته قاره‌ای ایران سبب ظهور آتشفشانیهای میان اقیانوسی از نوع جزایر کمانی و قاره‌ای از نوع کمانهای ماگمایی در بخشهای گوناگون حاشیه فعال شده است (شکل ۱) (Berberian & King, 1981; Alavi, 1994; Nazari & Shahidi, 1997).

بسته شدن بخشی از این اقیانوس در کرتاسه بالایی (Alavi, 1994) و برخورد صفحه‌های ایران و عربی و قطعات داخلی فلات ایران چون سبزووار، لوت، نایبند، یزد و البرز با یکدیگر سبب فرارانش (Obduction) و جایگیری برگه‌هایی از پوسته اقیانوسی در کرانه‌های قطعات داخلی ایران و کرانه خاوری زاگرس شد (Stöcklin, 1977; Berberian & King, 1981; Nazari & Shahidi, 1997; Karimi bavand pur et al., 1999; Alavi, 1996).

البرز باختری در کرتاسه بالایی در بین قطعات Cau-KD از سویی، و باریکه‌ای از پوسته اقیانوسی نوتتیس به عنوان حوضه پشت کمان در باختر محصور بوده است، گرچه در همین زمان در سوی خاور، بر اثر همگرایی بلوک لوت و خرده بلوکهای مجاور آن با البرز خاوری در ناحیه بینالود حوضه سبزووار که شاخه‌ای از اقیانوس نوتتیس بوده است، بر اثر فرورانش پوسته اقیانوسی به سوی شمال بسته شده و سبب رخنمون بقایای افیولیتی ناحیه سبزووار شده است (Berberian & King, 1981; Shojaat et al., 2003).

با فرونشست بیش از پیش حوضه‌های پیش کمان خزر و سیاه، نازک شدن پوسته قاره‌ای در بستر این دریاها در محدوده قطعات کپه داغ و قفقاز رو به گسترش نهاد. پیشرفت این فرایند طی دوران سنوزویک سبب ته‌نشینی نهشته‌هایی به ستبری بیش از ۲۰ Km از رسوبات سری ترشیری و نئوژن در گودالهای مذکور گردید (eg. Berberian, 1983; Alavi, 1996; Zonenshain & Lepichon, 1986; Mangino & Priestly, 1998; Brunet et al., 2003; Allen et al., 2002).

پهنه کپه داغ ناحیه‌ای است به شدت چین خورده در خاور گودال خزر و در حد فاصل بین برگه توران در شمال و بلوک البرز در جنوب. قدیمی‌ترین سنگهای شناخته شده در این ناحیه متعلق به نهشته‌های کربناتی دونین و بازالت‌های کربنیفر است که بر اثر کوهزایی سیمین بادگرشویی زاویه‌دار در زیر نهشته‌های مزوزویک آغازین قرار می‌گیرند (Lyberis et al., 1998). ادامه این پهنه ساختاری در باختر خزر تا شمال دریای سیاه، کمربند قفقاز بزرگ نامیده می‌شود. پی‌سنگ پالئوزویک در این ناحیه، فقط در هسته تاقدیسها قابل مشاهده است (Allen et al., 2003a).

در سوی دیگر در دامنه جنوبی البرز باختری، بلندیه‌های طارم به صورت یک کمان ماگمایی بر لبه قاره‌ای البرز جای دارد. سری آتشفشانی ترشیری با ماهیت کلسیمی - قلیایی با پتاسیم زیاد و توده‌های گرانیتوئیدی پیوسته

در اواخر تریاس میانی، حوضه تتیس کهن در بین قطعات کپه داغ - قفقاز و توران، به طور کامل بسته شد و قطعات جنوبی به صفحه اوراسیا برخورد کرد (Berberian & King, 1981; Sengör, 1989; Boulin, 1991; Alavi, 1996; Stampfli, 2000). گسترش عرضی حوضه نوتتیس را می‌توان یکی از عوامل تشدید توسعه و سرعت این برخورد دانست. حاصل چنین برخوردی، پیروی نهشته‌های پیش خشکی (foreland) منسوب به زمان رتو-لیاس، از سازند شمشک، به سوی جنوب بوده است (Alavi, 1996). گرچه در همان زمان به سبب چیرگی نیروی برشی - کششی در دامنه شمالی البرز رخساره‌ای مشابه با رخساره آواری شمشک ولی متفاوت از نظر جایگاه زمین‌ساختی به مرور در حوضه‌های پیش کمانی (Forearc) کوهزاد سیمین (Cimmeride) و یا حوضه‌های پشت کمان (Back arc) (Zonenshain & Lepichon, 1986) کوهزاد لارامید انباشته می‌شود.

دوران مزوزویک با ته‌نشینی رخساره‌های کربناتی - آواری حوضه‌های کرانه قاره‌ای آغاز و در پایان تریاس به رخساره‌های آواری و توریدیه‌های مجموعه شمشک و رخساره‌های هم ارز زمانی آن می‌پیوندد. گدازه‌ها و آذرآواریهای قلیایی در تکرار با رخساره‌های توریدیتی ژوراسیک، نشان از آغاز سامانه‌ای کششی - برشی در این دوره داشته که در کرتاسه پسین با ظهور لایه‌های ستبری از آتشفشانیهای واگرا (قلیایی) در البرز باختری - شمالی به اوج تکوین خود می‌رسد (Nazari et al., 2004).

عده‌ای این حوضه را که تا کرانه‌های جنوبی خزر بویژه در ترشیری و نئوژن در برمی گرفته و حوضه‌ای مستقل از البرز بوده است، را پاراتتیس خوانده‌اند (Aghanabati, 2004).

تکوین این ساختار کششی - برشی را می‌توان عاملی بر ظهور حوضه‌های خزر و سیاه در میان سامانه تراکششی در طی ژوراسیک آغازین - میانی دانست (Nazari et al., 2004).

گرچه بعضی چون Berberian & King (1981) حوضه‌های مذکور را به عنوان باقیمانده‌های دریا‌های کهن تر نیز دانسته‌اند، ولی وجود نهشته‌های ستبر دریایی ژوراسیک همراه با میان‌لایه‌هایی از سیله‌های تولیتی پشته‌های میان اقیانوسی (MORB) از شاخصه‌های عملکرد نیروهای کششی در حوضه پشت کمانی نوتتیس و یا حوضه پیش کمان تتیس کهن است (Sengör, 1984).

براساس آثار و نشانه‌های زمین‌شناختی تپه‌های همگرا آغاز فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس در جنوب باختری ایران را می‌توان در ژوراسیک میانی جستجو کرد (Boulin, 1991; Alavi, 1994; Nazari & Shahidi, 1997). پیشرفت فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر پوسته اقیانوسی و سپس



(Alavi, 1996; Nazari, 2000) (شکل ۲).

به بیانی، بسته شدن و هضم نهایی آخرین بقایای پوسته اقیانوسی در طی دوره میوسن در ایران، سبب آغاز یکی از بزرگ‌ترین فازهای دگرشکلی پوسته ایران در نئوژن شد (Berberian & King, 1981; Sengor, 1984; Allen et al., 2003b).

در سوی شمال، آغاز فرورانش پوسته نازک شده خزر به زیر نهشته‌های آپشرون در محل سیل آپشرون و به سوی شمال باختری نسبت به اوراسیا همزمان با آغاز گسترش حوضه اقیانوسی دریای سرخ را از دیگر رخدادهای این دوره در نظر گرفته‌اند که با اولین مراحل چین‌خوردگی در پلیوسن در میان نهشته‌های دریایی حوضه خزر جنوبی رخ می‌نماید (Allen et al., 2002, 2003a; Brunet et al., 2003).

زمین‌لرزه‌ها و داده‌های لرزه‌ای با ژرفای تقریبی ۸۰ کیلومتری در این ناحیه نیز بیانگر وجود این پهنه فرورانش احتمالی با شیب به سوی شمال - شمال باختری در محل سیل آپشرون است (شکل ۳) (Priestly et al., 1994; Jackson et al., 2002).

ژئودینامیک و ساختار پوسته در گستره البرز نواحی پیرامون

ستبرای پوسته خزر جنوبی بر اساس مطالعات لرزه‌ای حدود ۳۳ km برآورد شده است (Mangino & Priestly, 1998) که بر اساس پژوهشهای ژئودینامیک، پوسته مذکور با آهنگی حدود $2 \pm 6 \text{ m/y}$ به سوی شمال باختر در حرکت است. این در حالی است که کوتاه شدگی در البرز در همین زمان نزدیک به $2 \pm 5 \text{ m/y}$ همراه با مؤلفه چپگردی برابر $2 \pm 4 \text{ m/y}$ محاسبه شده است (Vernant et al., 2004). گرچه مقادیر یادشده با تکرار اندازه‌گیریهای جدیدتر و با بهره‌گیری از شبکه‌ای متراکم‌تر نشان از تغییرات اندکی دارند (Mason et al., 2005; Djamour, 2003).

با توجه به تاریخچه تکوین بلوک البرز به عنوان بخشی از پهنه همگرای تیس ساختار البرز ناشی از رخداد‌های مرتبط با مراحل چندگانه گسترش و بسته شدن حوضه‌های گوناگون در طی تاریخ زمین‌شناختی شناخته می‌شود.

ستبرای پوسته در نواحی جنوبی تر خردقاره ایران مرکزی بر اساس بررسیهای گرانسنجی کمی بیش از ۴۰ km محاسبه شده است و به طور کلی ستبرای پوسته در همه جای ایران زمین جز در نواحی منطبق بر درز زاگرس از تعادل همستادی برخوردار است (Dehghani & Makris, 1984).

در ناحیه تهران براساس سرعت امواج P ستبرای پوسته بالایی حدود ۱۴ km و ستبرای پوسته زیرین ۳۰ km و موهودر ژرفای نزدیک به ۴۴ km محاسبه شده است (Doloei & Roberts, 2003) و این در حالی است که براساس مطالعات

و خطی در البرز مرکزی و باختری را می‌توان حاصل ذوب پوسته در اثر فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی محصور در حوضه پشت کمان ارومیه - دختر به زیر مجموعه در حال کوهزایی البرز و به دنبال آن عملکرد سامانه تراکشی در دوره ائوسن (حوضه کرج) در نظر گرفت که متأثر از جنبشهای زمین‌ساختی پس از کرتاسه است (Alavi, 1996; Nazari, 2000). در گذشته نیز وجود پهنه‌های چندگانه فرورانش در حوضه‌های منسوب به تیس در خاور مدیترانه توسط پژوهشگران مورد بررسی بوده است (eg. Berberian & King, 1981; Robertson et al, 1996).

مراحل پایانی این فرورانش و برخورد بین کمانهای ماگمایی ارومیه - دختر و البرز با ظهور و جایگیری مجموعه گرانیتوییدی طارم با تیپ (I) و گریزایی بالای اکسیژن آشکار می‌شود (Nazari, 1998; Nazari & Salamati, 2000) (شکل ۲).

در حوضه کرج، با توجه به سازوکار تراکشی تشکیل حوضه و حرکات قطبی گسلهای بنیادی کنترل‌کننده حوضه طولی از خاور به باختر از حجم نهشته‌های رسوبی - آتشفشانی کاسته شده و بر میزان سنگهای آتشفشانی و گدازه‌های قلیایی افزوده می‌شود.

در نتیجه برخورد و پیوند میان قطعات و بلوکهای البرز و کمان ماگمایی ارومیه دختر، گرانیتی شدن و ذوب بخشی پوسته اقیانوسی ماگماهای گرانیتی رخ داد که به صورت توده‌های نفوذی در مجموعه آتشفشانی پالئوژن البرز (الیگوسن - میوسن) نفوذ کرده و در نتیجه مجموعه‌های گرانیتی به موازات لبه قاره و مجموعه ماگمایی ارومیه - دختر شکل گرفته‌اند. این گونه فعالیت‌های ماگمایی - زمین‌ساختی به صورت دوره‌ای سبب ظهور یک توالی از نهشته‌های دریایی آتشفشانی در طی پالئوژن شد.

ادامه فعالیت‌های کوهزایی با سازوکار تراکشی در میوسن به صورت تشکیل ماگمایی و اگرآ و قلیایی توسعه می‌یابد و به سبب ته‌نشینی نهشته‌های دریایی و غیردریایی همزمان و پس از کوهزایی با نبوده‌های آشکار چینه‌شناسی در قالب حوضه‌های تراکمی و متحرکی از نوع پشت خوک (Piggy back basin) صورت می‌پذیرد (Nazari, 2000).

تکوین و بالا آمدگی زمین‌ساختی البرز و قطعات داخلی فلات ایران در تشریری، متأثر از افزایش تنش فشاری - برشی حاصل از برخورد صفحه‌های عربی و ایران و نتایج ناشی از آن است که سبب شکل‌گیری سربهای رسوبی آتشفشانی سازند کرج و هم‌ارزهای آن در بخشی از دامنه جنوبی البرز مرکزی تا بلندیه‌های قفقاز کوچک در طی پالئوژن شده است.

فرگشت چنین حوضه‌ای را می‌توان با تکامل حوضه‌های ساختاری در قالب سامانه‌های تراکشی همزمان با کوهزایی در لبه البرز جنوبی در نظر گرفت

بالا آمدگی بر اثر تکاپوی دوباره همراه با تغییر سازو کار گسل‌های بنیادی چون گسل‌های شمال تهران-مشا-کندوان و شمال البرز دارد.

از این رو بسیاری از گسل‌ها که از نظر هندسی در رده گسل‌های کششی هستند، بر اثر غلبه نیروهای فشاری حاصل از برخورد‌های پیاپی قطعات مجاور البرز در قالب گسلی با سازو کار فشاری ظاهر می‌شوند (شکل‌های ۷ و ۸).

در نتیجه میزان قابل توجهی از تنش فشاری تجمعی هزینه حذف جابه‌جایی‌های ناشی از سامانه کششی در هنگام شکل‌گیری حوضه شده و از این رو از دیدگاه نظری ستبرای پسته و ژرفای موهو در مرحله پیش از کافت و پس از برخورد تفاوت قابل توجهی ندارد.

ته‌نشست، بالا آمدگی و رخنمون نهشته‌های پرکامبرین سازند کهر در تاقد پس «عمارت» در برش «دماوند-آمل» و کوه «زین‌وش» در برش «کرج-چالوس» در فرادیواره گسل شمال البرز از رویدادهای کهن حاصل از کوهزاد اواخر پرکامبرین است (Nazari, 2006) (شکل ۳). این چنین ساختاری با سامانه‌های کششی مراحل پایان برخورد و متأثر از نیروهای سنگ‌کره‌ای بر پسته زیرین توسط مدل‌های کلاسیک قابل توجیه است (Doglioni, 1995) (شکل ۹).

از سوی دیگر تفاوت در آهنگ حرکت پسته البرز و خزر جنوبی پس از پلیوسن، سبب شکل‌گیری ساختارهای فرعی کششی چون زمین لغزه‌ها و فرونشست‌های حاصل از گسلش عادی کوچک مقیاس در دامنه‌های شمالی البرز و پهنه آبرفتی کرانه جنوبی خزر شده و سبب ته‌نشینی نهشته‌های بسیار ستر در گودال جنوبی خزر با شیبی به سوی شمال می‌شود. اگرچه در بخش‌های داخلی تر بر اثر عملکرد گسل‌های پیشرونده به سوی شمال، بویژه در پوشش بالایی سطح ناپوستگی (detachment) ژوراسیک در دامنه شمالی البرز مرکزی سبب شکل‌گیری و رشد چین‌هایی نامتقارن به سوی شمال شده است (Nazari et al., 2003).

تکرار توالی چنین ویژگی ساختاری در طول تاریخ فرگشت زمین‌شناسی البرز به عنوان فرایندی زمین‌ساختی حاصل از فروانش یک پسته اقیانوسی کهن چون پسته پروتوتیس؟ به زیر البرز و فعالیت دوباره و قطع پهنه در گسل مزبور با سامانه‌های کششی ناهم‌ساز (Antithetic) و مقایسه با مدل‌های ارائه شده توسط Doglioni (1995) توجیه‌پذیر می‌نماید. رفتار گسل پویای طالقان و گسل مشا در برش باختری کرج-چالوس از این رده است. ذوب و هضم تأخیری بقایای به جا مانده از این پسته اقیانوسی به زیر رانده شده در پرکامبرین پسین در طی مزوزوییک آغازین می‌تواند به همراه بالا آمدن چند باره آن در کواترنری آغازین حاصل از زمین‌ساخت تراکشی البرز مرکزی سبب شکل‌گیری و جایگیری آتشفشان دماوند در این قطعه ساختاری شده باشد (Ritz et al., 2006; Nazari 2006; Jean-Michel Liotard Personal communication, 2006; CNRS UMR 5573, Montpellier, France).

(2001) Tatar مقادیر فوق البرز در ناحیه رودبار به ترتیب ۶ km برای پسته رسوبی، ۱۲ km برای پسته بلورین و ۱۷ km برای پسته زیرین محاسبه شده است. بدین ترتیب سطح ناپوستگی موهو در البرز در ژرفایی نزدیک به ۳۵ km قابل تصور است. در گستره خزر محاسبات لرزه‌ای نشانگر ستبرای تقریبی ۳۰ km پسته در خزر جنوبی است که شامل ۱۰ km پوشش رسوبی به همراه ۲۰ km پسته بلورین است (Mangino & Priestly, 1998).

بر اساس همین مطالعات، ستبرای پسته به سوی ترکمنستان باختری تا حدود ۵۰ km افزایش می‌یابد.

گرچه (Alavi 1996) ساختار البرز را در قالب ساختارهای دوپلکس از نوع Antiformal stack بر اساس مشاهدات زمین‌شناختی ناحیه بینالود در البرز خاوری در نظر گرفته است (شکل ۴). بر اساس ویژگی‌های ساختاری پهنه گسلی منجیل در شمال دریاچه سد سفیدرود ساختار دوپلکس از نوع Antiformal stake برای بخش باختری البرز نیز قابل تصور است (Nazari & Salamati, 1998).

ولی دیگر زمین‌شناسان چون (Allen et al. 2003b), (Stöcklin 1974a) برای این پهنه ساختاری در شمال ایران، معتقد به مدلی چون ساختارهای گل‌ساخت (Flower structure) هستند و بر همین اساس، تاکنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندک تغییراتی نسبت به مدل اولیه (Stöcklin, 1974a) بازسازی و ارائه شده است (شکل ۵ و ۶).

پیرو پژوهش‌های ساختاری یاد شده و بر اساس مطالعات و داده‌های نوین ساختاری و لرزه زمین‌ساختی اولین برش ساختاری موازنه شده در البرز مرکزی ارائه شد (Nazari, 2006) (شکل ۷).

از جمله موارد قابل ذکر در برش‌های ساختاری البرز مرکزی (Nazari, 2006) وجود سطح جدایش در میان نهشته‌های آواری ژوراسیک زیرین-میانی منسوب به سازند شمشک و هم‌ارزهای زمانی آن یکی از مهم‌ترین عوامل دو پسته شدن پوشش رسوبی در بخش شمالی البرز در این برش‌های ساختاری است که در برش ساختاری (Allen et al. 2003b) نیز قابل مشاهده است.

سامانه چین‌خوردگی البرز در ترکیبی از سامانه‌های چین‌ای جدایشی مشابه با الگوی در نظر گرفته شده برای چین‌خوردگی کوه‌های ژورا (Mitra, 2003) به همراه پراکنش تنش در سامانه‌های گل‌ساخت توجیه‌پذیر است که در بخش‌هایی با بالا آمدگی رخساره‌های پرکامبرین و پالئوزوییک در دوره‌های مختلف همراه بوده است.

ساختار گسترش و ته‌نشست نهشته‌ها در این سامانه، نشان از فرونشست و رسوبگذاری آنها در سامانه‌های کششی و یا تراکشی و چین‌خوردگی و



پهنه‌های فرورانش میان اقیانوسی در پیکره حوضه تتیس جوان شده‌اند. اولین نشانه‌های برخورد میان صفحه‌های عربی و ایران در کرتاسه پایانی و در میان پهنه‌های جوش خورده ناشی از بسته شدن این اقیانوس در حاشیه زاگرس، شمال سبزوار و کمربند ساختاری ایران خاوری قابل مشاهده است.

- سامانه گسترش حوضه‌های تتیس قابل انطباق با سامانه کششی برش ساده ارائه شده توسط (Wernicke, 1985) است.

- فرورانش پوسته اقیانوسی نوتتیس به زیر پوسته اقیانوسی و گاه پوسته قاره‌ای صفحه ایران سبب تشکیل کمان ماگمایی با ماهیت دو گانه از نوع کمان ماگمایی جزایر میان اقیانوسی و کمان ماگمایی حاشیه قاره‌ای در قالب کمان ماگمایی «ارومیه-دختر» به موازات بلند یهای زاگرس در حاشیه باختری صفحه ایران شده است.

- فرورانش تأخیری پوسته اقیانوسی حوضه پشت کمان ارومیه-دختر در پالتوسن پسین و زمین ساخت تراکشی پس از آن سبب شکل گیری کمان ماگمایی البرز، مجموعه رسوبی آتشفشانی کرج و گرانیتویدی طارم در ترشیری و بخشی از نئوژن در البرز جنوبی می‌شود.

- بزرگ ترین نشانه‌های فاز دگرشکلی پوسته ایران زمین را در میوسن پایانی می‌توان جست. از آن میان به آغاز فرورانش پوسته نازک شده خزر به سوی شمال باختری و به زیر نهشته‌های آپشرون و گسترش همزمان پوسته اقیانوسی در دریای سرخ می‌توان اشاره کرد.

- داده‌های لرزه‌ای و ژئودتیک GPS نشان از حرکت پوسته خزر با آهنگی حدود $2 \pm 6 \text{ m/y}$ به سوی شمال باختر نسبت به صفحه اوراسیا دارد.

- میزان کوتاه شدگی در البرز با آهنگی نزدیک به $2 \pm 5 \text{ m/y}$ نزدیک به ۴۰٪ برآورد می‌شود که بیش از ۷۵٪ از این دگرشکلی میزان پس از ائوسن بوده است. - ستبرای پوسته بر اساس داده‌های گرانی سنجی بیش از ۴۰ km در ایران مرکزی و حدود ۳۰-۳۵ km در البرز بر اساس داده‌های لرزه‌ای محاسبه شده است.

- ستبرای پوسته رسوبی البرز با توجه به داده‌های حاصل از مطالعات لرزه‌ای حدود ۶ km و با توجه به نتایج حاصل از برشهای ساختاری موازنه شده در البرز مرکزی نزدیک به ۸/۵ km در سوی جنوب و ۱۲ km در سوی شمال است.

- بیشینه ستبرای نهشته‌های سازند کرج با توجه به یافته‌های صحرائی در البرز مرکزی-جنوبی و محاسبات حاصل از برشهای ساختاری کمتر از ۳ km برآورد می‌شود.

- بر اساس موازنه برشهای ساختاری در البرز مرکزی ژرفای ناپوستگی موهو در ترازوی نزدیک به ژرفای ۳۲۰۰۰-۳۴۰۰۰ m محاسبه می‌شود.

- گسل شمال البرز با شیب به سوی جنوب به عنوان یک گسل پنهان، از جمله بزرگ ترین ساختارهای بنیادی در البرز مرکزی است که تکاپوی ساختاری آن

بر اساس میزان جابه‌جایی و شواهد زمین‌شناختی پیرامون تهران و در محدوده گسلهای بنیادی مشا و شمال البرز در دوره‌های ۵ میلیون ساله میزان کوتاه شدگی در البرز مرکزی برابر با ۳۰-۲۵٪ محاسبه شده است (Allen et al., 2003b) ولی پیرو پژوهشی از این دست، بر اساس برشهای موازنه شده البرز مرکزی میزان کوتاه شدگی نهایی در راستای N-S نزدیک به ۴۰٪-۳۵٪ محاسبه می‌شود که اندکی بیش از محاسبات پیشین است و این در حالی است که بیش از ۷۵٪ این کوتاه شدگی پس از ائوسن رخ داده است (Nazari, 2006) (شکل ۷ و ۸).

ظهور نشانهای حاصل از تکاپوی زمین ساختی بیشتر چون جابه‌جایی و چین خوردگی و بالا آمدگی حاصل از فعالیت گسل شمال البرز در برش باختری به نسبت برش خاوری همراه با بالا آمدگی و تکرار پوسته بلورین در کوه «زین و ش» (برش کرج-چالوس) از دیگر ویژگیهای ساختاری در ناحیه تحت اثر عملکرد این گسل بنیادی است (شکل ۷).

نتیجه گیری

- ویژگیهای ساختاری و چینه‌ای البرز چون بقایای افیولیتی باقیمانده در شمال البرز در ایران نشان از وجود شاخه‌ای از اقیانوس کهن با نام پروتتیس در طول پرکامبرین در میان بلوک البرز و قطعه ساختاری کپه داغ-قققاز دارد که در پرکامبرین پسین به طور کامل بسته شده است.

گسل شمال البرز را به عنوان ساختاری بنیادی، می‌توان حاصل همگرایی بین قطعات کپه داغ و البرز ناشی از چیرگی زمین ساخت فشاری در طی دوره زمانی بسته شدن اقیانوس مذکور دانست که با فرورانش پوسته اقیانوس حوضه پروتتیس به سوی جنوب و به زیر البرز همراه بوده است.

- نشانه‌های زمین‌شناختی نشان از زایش اقیانوس تتیس کهن در دوره اردووسین دارند، گرچه زمین درز حاصل از بسته شدن این اقیانوس به روشنی با داده‌های زمین‌شناختی در محدوده البرز شمالی و کپه داغ توجیه پذیر نیست ولی بی‌گمان دگرشیبی نهشته‌های رتو-لیاس در ناحیه «آق دربند» در شمال خاوری البرز را می‌توان ناشی از بسته شدن این حوضه و برخورد قطعات ساختاری البرز کپه داغ دانست.

- آغاز گسترش و تکوین حوضه جنوبی خزر را در طی ژوراسیک هم‌زمان با چیرگی زمین ساخت کششی در حوضه نوتتیس همراه با نهشت ستبری از نهشته‌های کافت زاد و میان‌گذازه‌های بازی در دامنه شمال البرز و حوضه خزر می‌توان جست.

- حوضه اقیانوس نوتتیس و شاخه‌های مرتبط به آن چون حوضه‌های سبزوار و ایران خاوری پس از زایش در تریاس میانی-پایانی در طی ژوراسیک وارد فاز فشاری ناشی از همگرایی صفحه‌های ایران و عربی شده که سبب تشکیل

پالتوسن و نهشته‌های میوسن - پلیوسن نیز در کنترل و تشدید دگرشکلی در این بلوک ساختاری تعیین کننده است.

- وجود ساختارها و سطوح کششی محلی در دامنه شمالی البرز و کرانه‌های جنوبی خزر به وسیله تفاوت در آهنگ حرکت به سوی شمال - شمال باختری بلوک البرز و پوسته خزر جنوبی قابل توجیه است.

سپاسگزارى

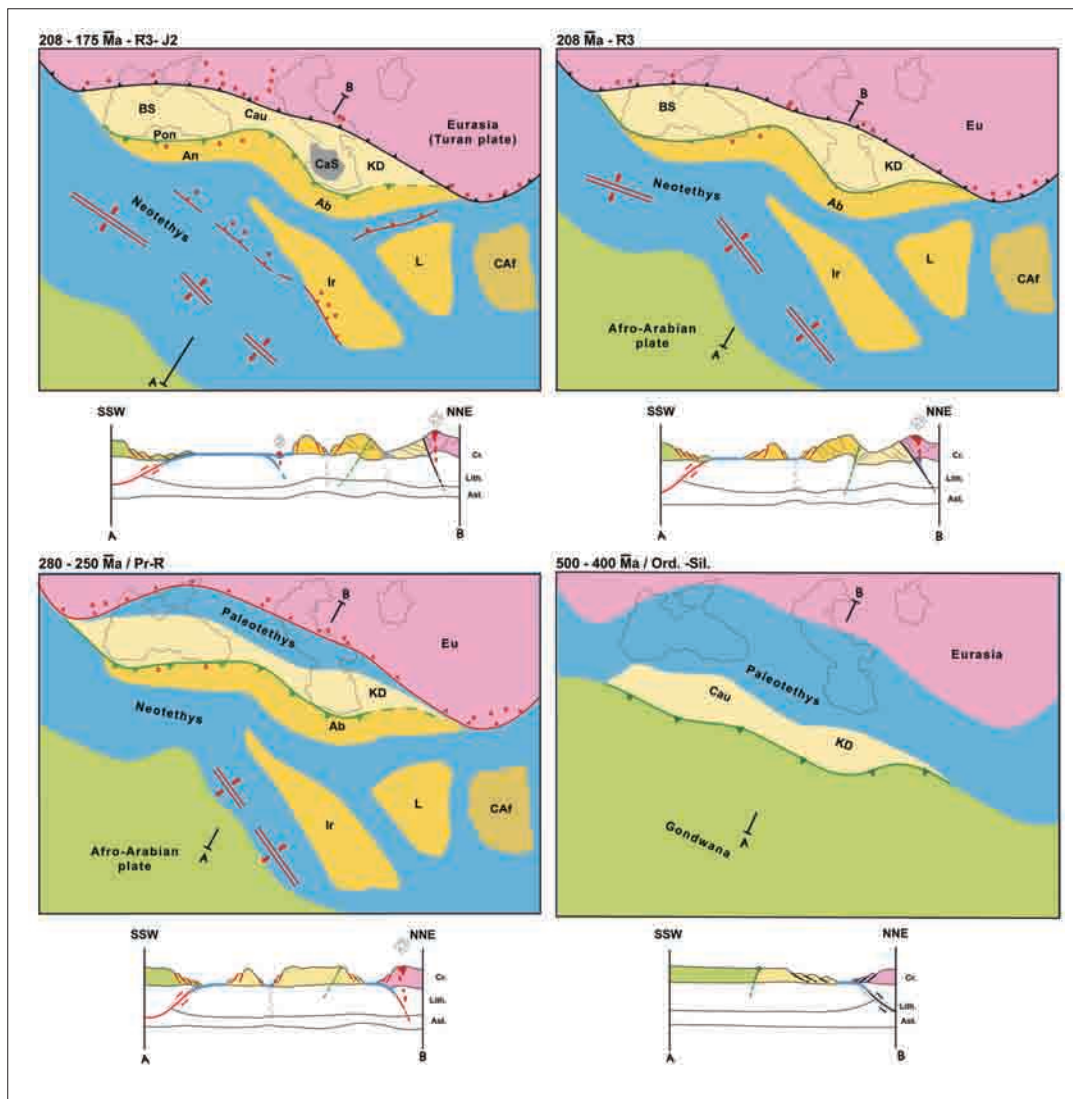
از سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور (تهران - ایران) و آزمایشگاه دینامیک پوسته دانشگاه مونت پلیه II (مونت پلیه - فرانسه) به سبب فراهم آوردن امکانات و شرایط این پژوهش سپاسگزار می‌باشیم.

در تاریخ زمین شناختی، سبب بالا آمدن و دو پوسته شدن بخشی از پوسته بلورین و رسوبی در بلندیه‌های مرکزی البرز و دامنه شمالی آن شده است.

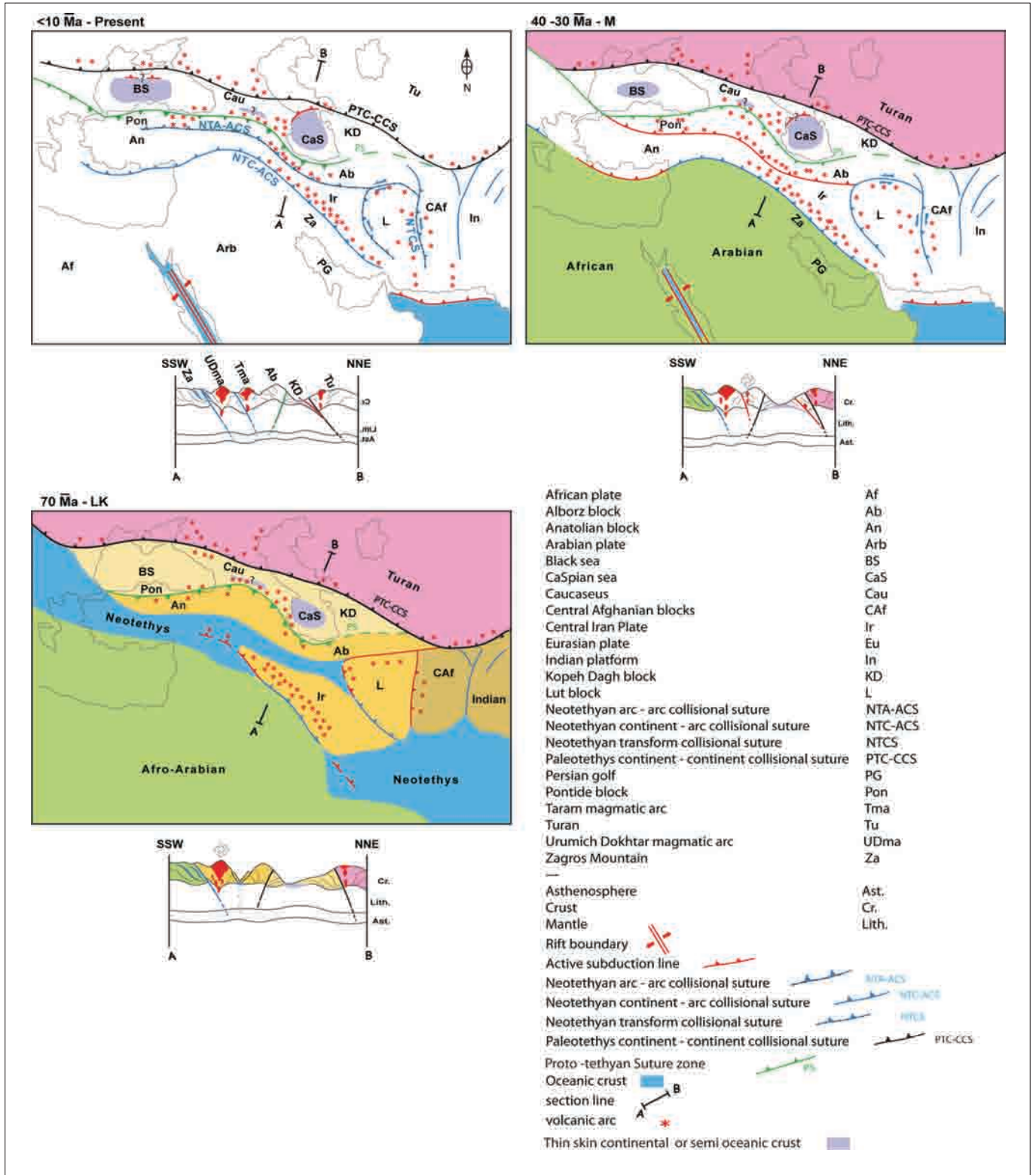
- تغییر در سازوکار گسل‌های بنیادی چون گسل‌های پارچین، موشا، طالقان، کندوان و شمال البرز با راستای خاوری - باختری در طی دوره تکوین زمین ساختی با توجه به ویژگی‌های ساختاری از مهم ترین عناصر کنترل کننده رژیم رسوبگذاری در البرز است.

- سامانه دگرشکلی و چین خوردگی در بلوک البرز ترکیبی از سامانه‌های چین‌های جداشدگی قابل مقایسه مدل‌های پیشنهادی برای بلندیه‌های ژورا و مدل‌های برشی - فشاری گل ساخت توجیه پذیر می نماید.

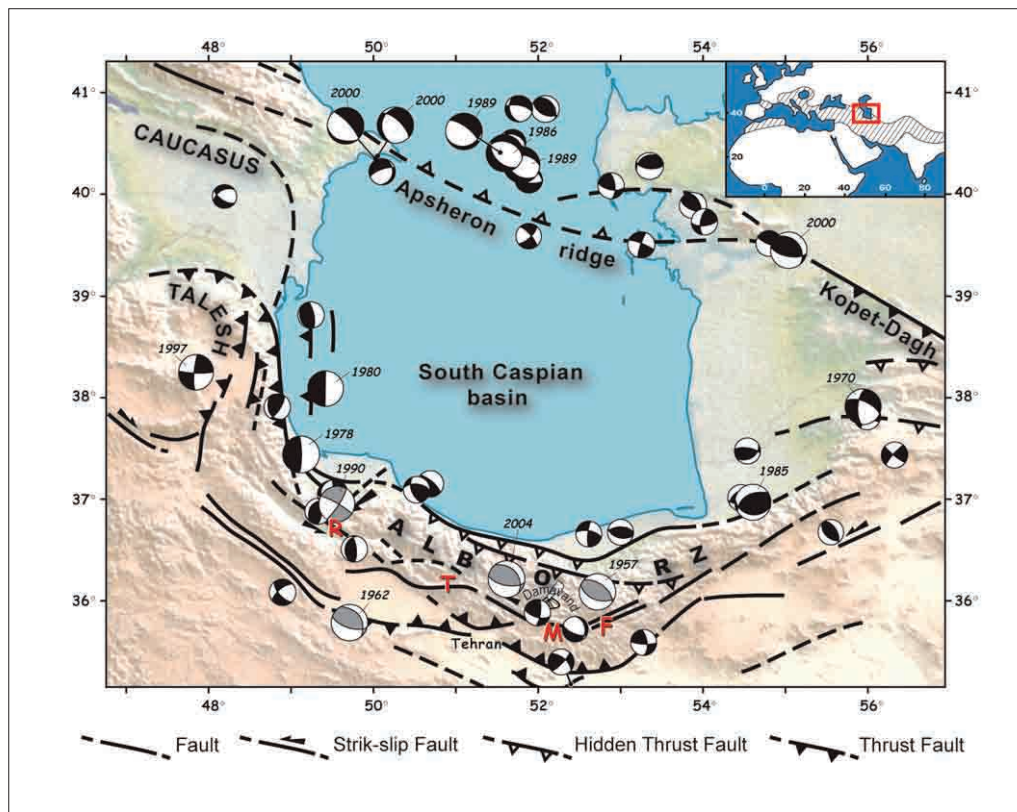
- سطح جدايش اساسی در همبری بین پوشش رسوبی و پوسته بلورین است. گرچه دیگر سطوح ناپیوستگی چون دگرشیبی‌های بین نهشته‌های کرتاسه و



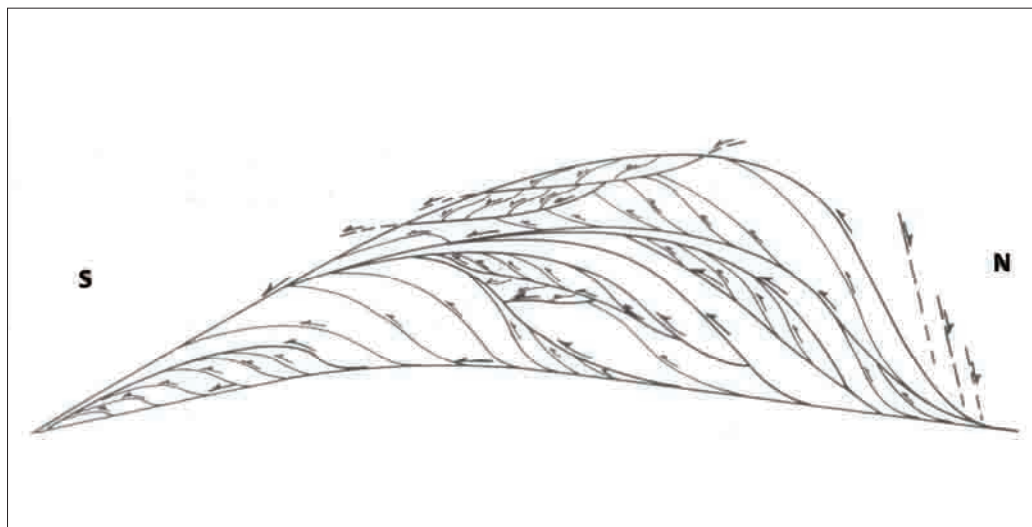
شکل ۱ - مدل شماتیک جغرافیای دیرینه گستره ایران در بازه زمانی پالتوزویک آغازین تا ژوراسیک میانی (به نقل از Nazari, 2006)



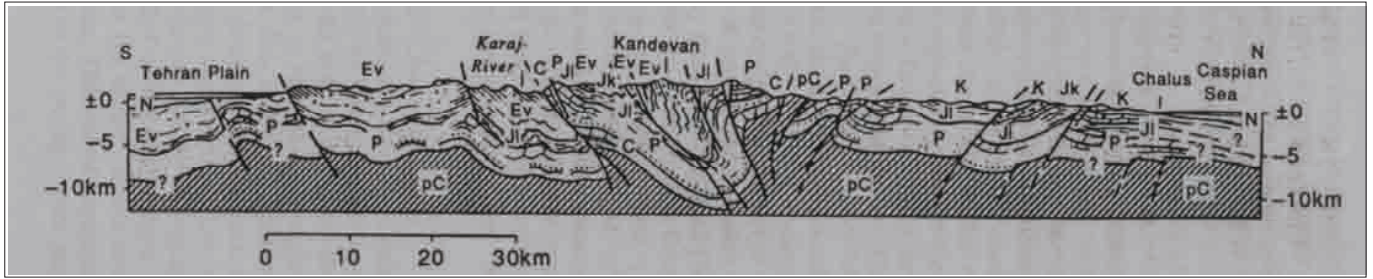
شکل ۲- مدل شماییک جغرافیای دیرینه گستره ایران در بازه زمانی کرتاسه تا عهد حاضر (به نقل از Nazari, 2006)



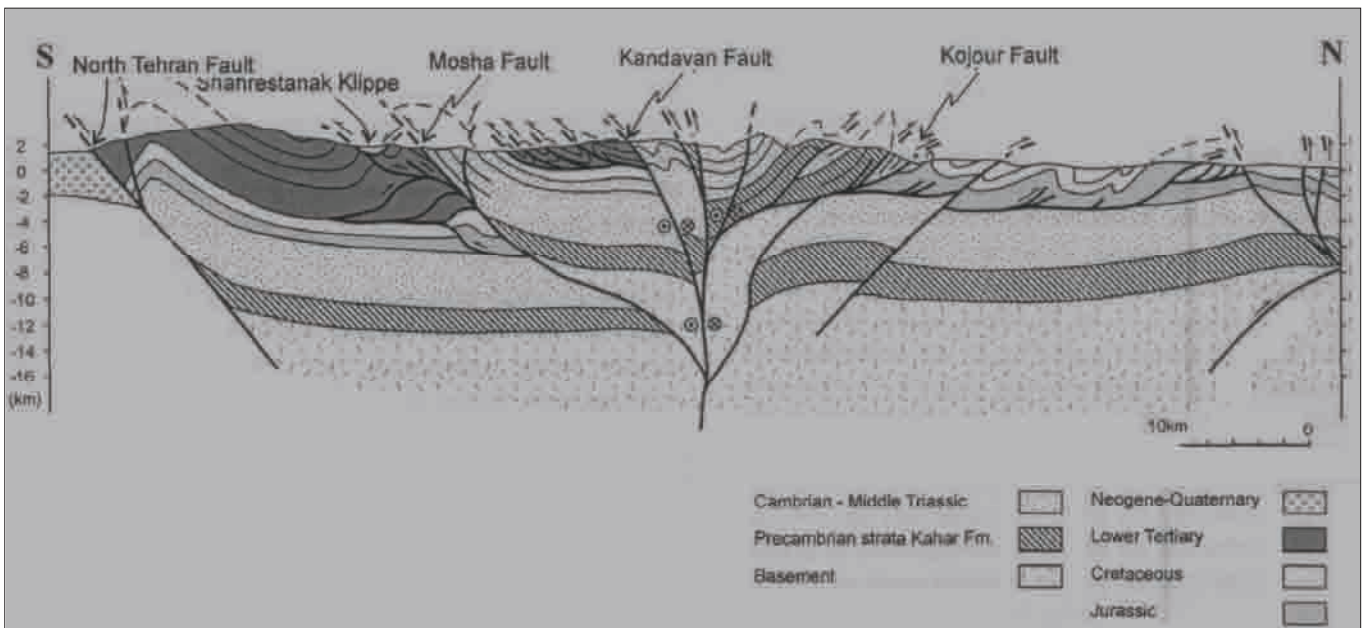
شکل ۳- نقشه لرزه زمین ساخت گستره خزر و قطعه‌های ساختاری پیرامون آن (به نقل از Nazari, 2006)



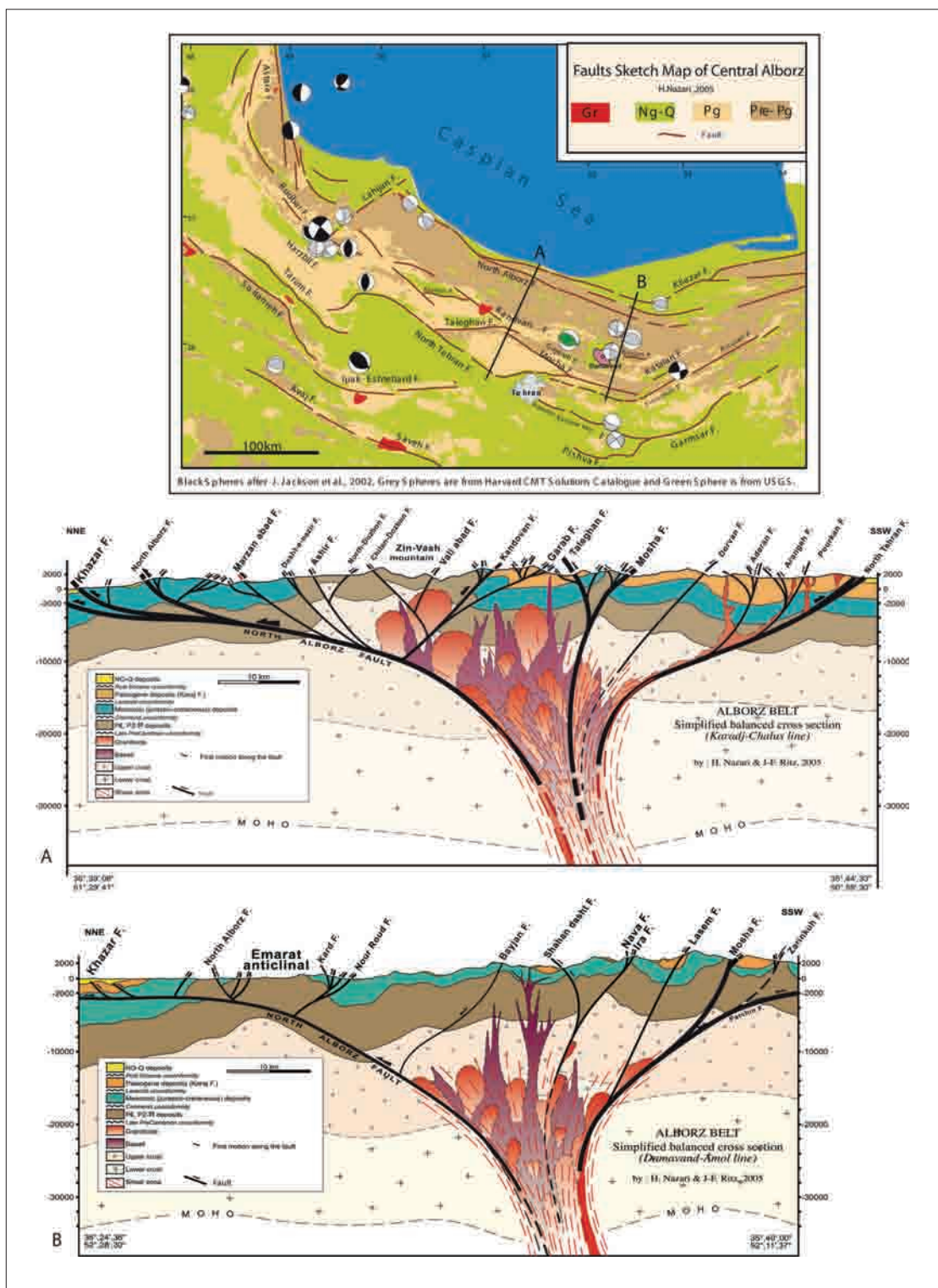
شکل ۴- مدل ساختاری البرز (به نقل از Alavi, 1991)



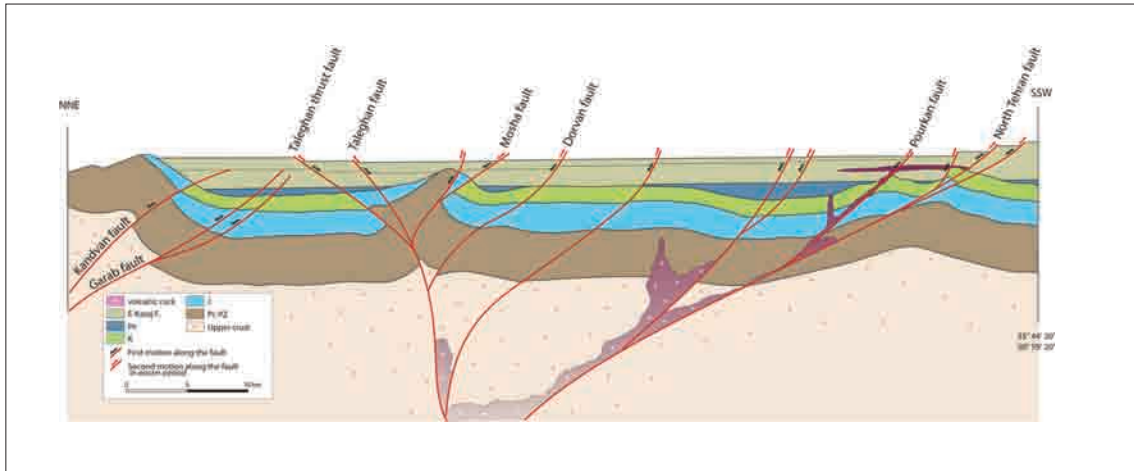
شکل ۵- برش ساختاری البرز (به نقل از Stocklin, 1974)



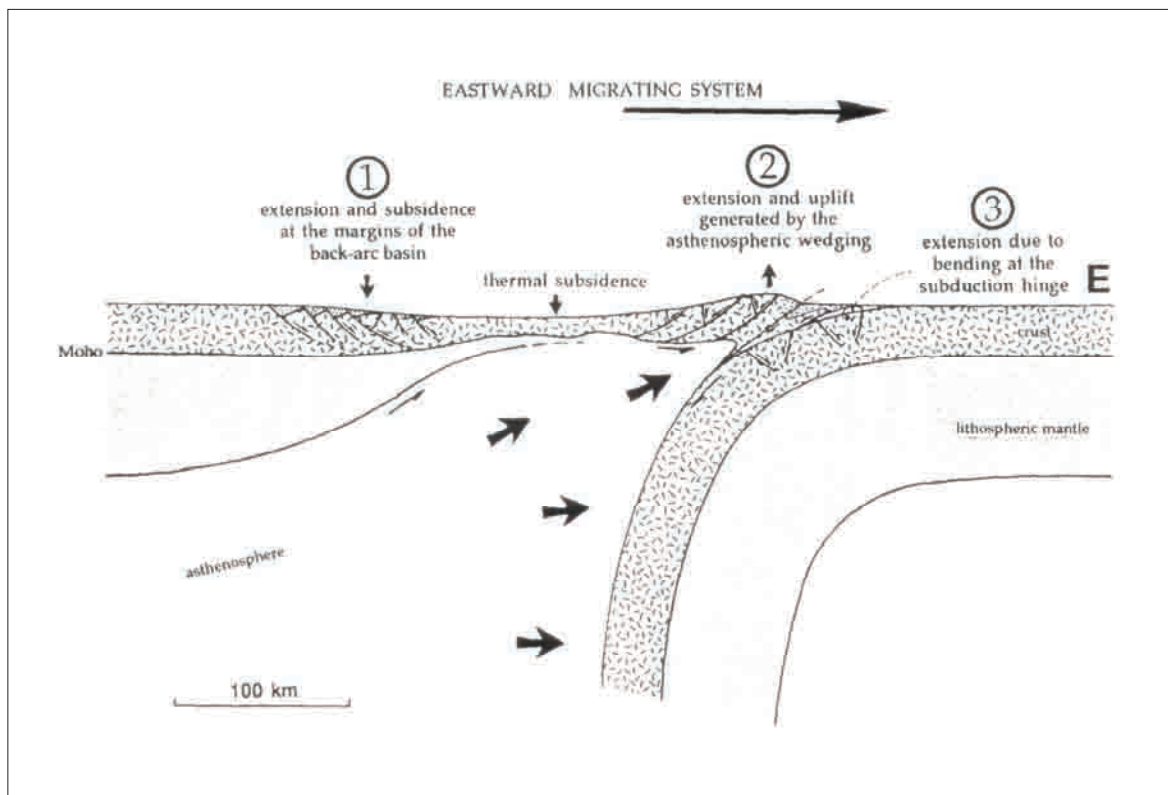
شکل ۶- برش ساختاری البرز (به نقل از Allen et al., 2003)



شکل ۷- نقشه ساده شده زمین شناسی گستره البرز مرکزی و برشهای ساختاری ساده و موازنه شده (به نقل از Nazari, 2006).



شکل ۸- برش ساختاری بازسازی شده از شکل‌گیری حوضه ائوسن در البرز مرکزی (دامنه جنوبی برش کرج - چالوس در شکل ۷)
(به نقل از Nazari, 2006)



شکل ۹- مدل ساختاری از چگونگی گستره‌های کششی در یک سامانه فشاری (به نقل از Doglioni, 1995).

References

- Alavi, M., 1991- Sedimentary and structural characteristics of the Paleo-Tethys remnants in northeastern Iran. Geological society of America Bulletin 103, 983-992.
- Alavi, M., 1992 - Thrust Tectonics of the Binalood region, NE Iran. Tectonics 11(2), 360-370.
- Alavi, M., 1994 - Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran : new data and interpretations. Tectonophysics 229, 211-238.
- Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountains in northern Iran. J. Geodynamics 21(1), 1-33.
- Alavi, M., Vaziri, H., Seyed Emami, K., Lasemi, Y., 1997- The Triassic and associated rocks of the Naxhlak and Aghdarband area in central and northeastern Iran as remnant of the southern turanian active continental margin. GSA Bulletin 109(12), 1563-1575.
- Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., Qorashi, M., 2003b - Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of Structural Geology 25, 659-672.
- Allen, M. B., Jones, S., Ismail Zadeh, A., Simmons, M., Anderson, L., 2002- Onset of subduction as the cause of rapid Plio-Quaternary subsidence in the South Caspian basin.
- Allen, M. B., Vincent, S. J., Ian Alsop, G., Ismail Zadeh, A., Flecker, R., 2003 a- Late Cenozoic deformation in south Caspian region : effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics 366, 223-239.
- Axen, G. J., Lam, P.S., Grove, M., Stokli, D. F., Hassanzadeh, J., 2001- Exhumation of the west-central Alborz mountain, Iran, Caspian subsidence, and collision-related tectonics. Geology 29(6), 559-562.
- Berberian, M., 1983- The southern Caspian : A compression depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences 20, 163-183.
- Berberian, M., King, G. C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Journal Earth Science 18, 210-265.
- Boulin, J., 1991- Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. Tectonophysics 196, 211-268.
- Brunet, M. F., Korotaev, M. V., Ershov, A. V., Nikishin, A., M., 2003- The South Caspian Basin: A review of its evolution from subsidence modeling. Sedimentary Geology 156, 119-148.
- Clark, G. C., Davies, R. G., Hamzepour, B., Jones, C. R., Ghorashi, M., Navaee, I., 1977- Geological map of Bandar-e -Anzali, Scale 1:250,000. GSI.
- Davoudzadeh, M., Schmidt, K., 1984 - A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 168(2/3), 182-207.
- Dehghani, G. A., Makris, J., 1984 - The Gravity Field and Crustal Structure of Iran. N. Jb. Geol. Palaont. Abh. 168(2/3), 215-229.
- Doglioni, C., 1995- Geological remarks on the relationships between extension and convergent geodynamic settings. Tectonophysics 252, 253-267.
- Doloei, J., Roberts, R., 2003- Crust and uppermost mantle structure of Tehran region from analysis of teleseismic P-waveform receiver function. Tectonophysics 364, 115-133.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., Berberian, M., 2002- Active tectonics of the South Caspian Basin. Geophys. J. Int. 148, 214-245.
- Karimi Bavand pur, A. R., Haji Hoseini, A., 1999- Geological map of Kermanshah, Scale 1:100,000. GSI.
- Kazmin, V. G., Sbertshikov, I. M., Ricou, L.E., Zonenshain, L. P., Boulin, J., Knipper, A. L., 1986- Volcanic belts as markers of The Mesozoic-Cenozoic active margin of Eurasia. Tectonophysics 123, 123-152.
- Lasemi, Y., 2001- Facies analysis, depositional environments and sequence stratigraphy of the Upper Precambrian and Paleozoic rocks of Iran. GSI.
- Lybris, N., Manby, G., Poli, J. T., Kalougin, V., Yousouphocae, H., Ashirov, T., 1998- Post-triassic evolution of the southern

- margin of the Turan plate. C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planetes/ Earth & Planetary Sciences 326, 137-143.
- Mangino, S., Priestly, K., 1998- The crustal structure of the southern Caspian region. *Geophys. J. Int.* 133, 630-648.
- Mitra, S., 2003- A unified kinematic model for the evolution of detachment folds. *Journal of Structural Geology* 25, 1659-1673.
- Nazari, H., 1996- Tectonostratigraphy map of Harsin sheet, Scale 1:400,000. GSI.
- Nazari, H., 2000- Tectonomagmatic and tectonostratigraphy of Alborz Magmatic Arc. *Proceedings of The 18th. Symposium on Geoscience, GSI.*
- Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique. *Science de la terre et de l'eau. Montpellier, Montpellier II: 247.*
- Nazari, H., Omrani, J., Shahidi, A., R., 2004- Geological map of Anzali. GSI.
- Nazari, H., Ritz, J. F., Ghorashi, M., Abbasi, M., Saidi, A., Shahidi, A. R., Omrani, J., 2003- Analyzing Neotectonic in Central Alborz : Preliminary results. *Proceedings of The 4th. Symposium on Seismology, (See 4), IIEES.*
- Nazari, H., Salamati, R., 1998- Geological map of Rudbar. GSI.
- Nazari, H., Shahidi, A. R., 1997- Geological map of Harsin. GSI.
- Priestly, K., Baker, C., Jackson, J., 1994- Implications of earthquake focal mechanism data for the active tectonics of South Caspian Basin and surrounding regions. *Geophys. J. Int.* 118, 111-141.
- Sengor, A. M. C., 1984- The Cimmeride orogenic system and the Tectonics of Eurasia. *Geological society of America, Special Paper 195.*
- Sengor, A. M. C., 1985- The story of Tethys : how many wives did Okeanos have. *Episodes* 8, 3-12.
- Sengor, A. M. C., 1989- The Tethyside orogenic system: An introduction. *Tectonic Evolution of the Tethyan Region, Kluwer, 1-22.*
- Shojaat, A. A., Hassanipak, A., Mobasher, K., Ghazi, A. M., 2003- Petrology, geochemistry and tectonics of the sabzevar ophiolite. *Journal of Asian Earth Sciences* x x, 1-15.
- Stampfli, G. M., 1996- The Intra- Alpine terrain : a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. *Eclogae geologicae Helvetiae* 89, 13-42.
- Stampfli, G. M., 2000- Tethyan oceans. *Geological society, london, special publications* 173, 1-23.
- Stocklin, J., 1968- Structural history and tectonics of Iran : a review. *AAPG Bulletin* 52, 1229-1258.
- Stocklin, J., 1974a- Northern Iran : Alborz Mountains., *Geol. Soc. Lon. Special pub.* 4, 213-234.
- Stocklin, J., 1974b- Possible ancient continental margins in Iran. *The geology of continental margins : Berlin, west Germany Springer-Verlag, 873-887.*
- Stocklin, J., 1977- Structural correlation of the Alpine ranges between Iran and central Asia. *Soc. Geol. Fr* 8, 333-353.
- Talbot, C. J., Alavi, M., 1996- "The past of a future syntaxis across the Zagros." *Geol. Soc. Special pub.* 100: 89-109
- Tatar, M., 2001- Etude Seismotectonique de deux Zones de collision continentale : Le Zagros Central et l'Alborz (Iran), These Phd, Joseph Fourier.
- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J., F., Sedighi, M., Tavakoli, F., 2004- Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data. *Geology.*
- Von Raumer, J. F., Stampfli, G. M., Mosar, J., 1998- From Gondwana to Pangaea-an Alpine point of view. *Terra Nostra*, 154-156.
- Wernicke, B. P., 1985- Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere. *Can. J. earth Sci.* 22, 108-125.
- Zonenshine, L. P., Le Pichon, X., 1986- Deep basins of the black sea and Caspian sea as remnants of Mesozoic back-arc basin. *Tectonophysics* 123, 181-211.