فرگشت ساختاری البرز در میان زیستی و نوزیستی

علیرضا شهیدی[۱و۲*]، اریک باریر[۲]، ماری فرانسوا برونت[۲] و عبداله سعیدی[۱]

[۱] سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران
[۲] آزمایشگاه زمین‌ساخت، دانشگاه پاریس ٦، پاریس، فرانسه

تاریخ دریافت: ۱۳۸۸/۰۸/۱۱ تاریخ پذیرش: ۱۳۸۹/۰۳/۰۵

چکیده

رخداد سیمیرین در شمال ایران حاصل برخورد قاره‌ای است که با ناپیوستگی‌های ناحیه‌ای و تغییرات شدید در رسوبگذاری همراهی می‌شود. بررسی‌های تنش دیرینه در گستره البرز نشان می‌دهد از نورین تا باژوسین میانی (گروه شمشک)، کشش در راستای ۰۳۰ درجه توسط گسل‌های عادی همزمان با نهشت صورت گرفته است. نویسندگان این مقاله زمین‌ساخت کششی را همزمان با مراحل کافت‌شدگی حوضه کاسپین جنوبی می‌دانند. در البرز مرکزی، سازندهای دلیچای و لار، به سن باژوسین پسین تا نئوکومین، گروه شمشک را به‌صورت همشیب در بیشتر نواحی و برخی اوقات به‌صورت دگرشیب (نواحی آبیک- قزوین) می‌پوشانند. آنها همزمان با باز شدن حوضه کاسپین جنوبی در بخش جنوبی حاشیه حوضه تشکیل شده‌اند. در البرز، بخش پیشین توالی کرتاسه با گسل های عادی خاوری - باختری تا باختر شمال‌باختری - خاور جنوب‌خاوری به همراه ماگماتیسم قلیایی مربوط به کشش شمالی - جنوبی تا شمال شمال‌خاوری - جنوب جنوب‌باختری همراهی می‌شود. مرز میان کرتاسه - پالئوسن با ناپیوستگی ناحیه‌ای مهمی مشخص است. این ناپیوستگی مربوط به وارونگی سوی تنش در حاشیه جنوبی حوضه کاسپین است. در طول ائوسن پیشین - میانی، جنوب البرز با فرونشست قوی حوضه کرج مشخص می‌شود. گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری با روند خاوری - باختری تا باختر شمال‌باختری - خاور جنوب‌خاوری در سازند کرج عموماً دیده می‌شود. این گسل‌های عادی یک کشش شمالی - جنوبی تا شمال شمال‌خاوری - جنوب جنوب‌باختری را نشان می‌دهند. بنا به باور نگارندگان، سازند کرج در یک حوضه پشت کمانی مرتبط با فرورانش به سوی شمال خاور سنگ کره اقیانوسی تتیس جوان به زیر حاشیه جنوبی اوراسیا تشکیل شده است.

کلیدواژه‌ها: البرز، کپه داغ، حوضه کاسپین جنوبی، تنش دیرینه، فرونشست، تصادم، سیمرین، دگرشیبی زاویه‌دار، کشش، گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری

***نویسنده مسئول:** علیرضا شهیدی
Email: alireza.shahidi@gsi.ir

۱- مقدمه

هدف از انجام این پژوهش، بازسازی الگوی جدید از فرگشت ساختاری البرز در محدوده زمانی دوره‌های میان‌زیستی و نوزیستی است. این یافته‌ها نتیجه یک مجموعه بررسی رشته کوه البرز بر اساس بررسی‌های ژئودینامیکی و بویژه بررسی‌های تنش دیرینه و فرونشست زمین‌ساختی حوضه‌های رسوبی است.

در این پروژه، از روش‌های زمین‌ساختی برای تعیین سوی تنش دیرینه، شامل استفاده از ساختارهای گوناگون (گسل‌ها، درزه‌ها و استیلولیت‌ها) استفاده شده است. بازسازی تنش دیرینه و تحولات میدان تنش به کمک روش Angelier (1975, 1978) در سرتاسر البرز انجام و برای تعیین نرخ فرونشست زمین‌ساختی از منحنی‌های فرونشینی برش‌های انتخابی در البرز و کپه داغ بر اساس مدل Back stripping decompaction استفاده شده است. تعداد گسل‌های اندازه‌گیری شده بیش از ۷۰۰۰ گسل در انواع مختلف و تعداد مقاطع اندازه‌گیری شده برای تعین نرخ فرونشست زمین‌ساختی، ۱۰ برش با طول تقریبی ۷۰ کیلومتر است (Shahidi, 2008).

بر اساس تحلیل رخساره‌ای سنگ‌ها، شش واحد چینه- زمین‌ساختی در البرز متمایز شده‌اند. هر واحد شامل چند سازند است که همگی در یک اقلیم زمین‌ساختی معین، با شرایط رسوبی- زمین‌ساختی خاص خود، انباشته شده‌اند. در بخش‌های زیر توصیف تعمیم یافته‌ای را از هر یک از این واحدها (از کهن‌ترین به جدیدترین آنها) ارایه می‌شود.

در بخش پسین برش ساختاری با راستای تقریبی NNE-SSW در میان مختصات جغرافیایی ابتدای برش با طول"۲۶ '۴۹ °۳۶ شمالی و عرض"۱۹ '۳۵ °۵۱ خاوری و انتهای برش با طول"۵۷ '۳۴ °۳۶ شمالی و عرض"۳۷ '۴۳ °۵۱ خاوری در البرز مرکزی ارائه شده است. در این پژوهش سعی بر آن بوده است تا از همه داده‌های ژئوفیزیکی و زمین‌شناسی موجود استفاده شود.

۲- رخداد سیمرین پیشین (تریاس پسین)

از پرمین تا تریاس پیشین - میانی، اقیانوس تتیس کهن شروع به بسته شدن می‌کند، آن چنان که بلوک‌های قاره‌ای جدا از هم بزرگ‌قاره گندوانا در زمان پرمین بـه‌همـراه بـلوک‌های سیمرین، به‌سوی شمال با سرعت تقریبی ۲۰۰ Km/ma حرکت می‌کنند (Sengör, 1984؛ Davoudzadeh & Schmidt, 1984؛ Belov, 1981 ؛Zonenshain et al., 1990؛ Dercourt et al., 2000 Saidi, 1995؛ Besse et al., 1998 ؛Kazmin & Sborshikov, 1989؛ Stampfli et al., 2001؛). رخداد سیمرین پیشین، نتیجه‌ای از برخورد میان بلوک‌های سیمرین با حاشیه جنوبی اورازیا، پس از بسته شدن کامل اقیانوس تتیس کهن است (Boulin,1991 ؛ Kazmin &Tikhonova, 2006؛ Dercourt et al., 1986 Ricou, 1994;Besse et al., 1998). بلوک‌های سیمرین در حال حاضر بخش بزرگی از ایران مرکزی را تشکیل می‌دهند و شامل بلوک‌های لوت، طبس، یزد و پشت بادام هستند.

آثار اقیانوس تتیس کهن (Paleo-Tethys) وجود ندارد و تنها منحصر به چند رخنمون از سنگ‌های افیولیتی در شمال خاوری ایران و در منطقه مشهد و تربت‌جام است (Ruttner , 1993 ; Alavi, 1991). بنا بر عقیده Alavi (1996)، زمین‌درز تتیس کهن در شمال خاور ایران در خاور بینالود، البرز خاوری، البرز مرکزی- باختری و منطقه تالش واقع شده است. این زمین‌درز در نواحی مشهد، گرگان و در کوه‌های تالش در البرز باختری در آن مناطقی که سنگ‌های دگرگون شده پالئوزوییک توسط نهشته‌های گروه شمشک به‌صورت دگرشیب پوشیده شده‌اند، حفظ شده است (Clark et al., 1975). البته وجود این زمین‌درز با بررسی‌های جدید انجام پذیرفته توسط Nazari (2006) و Shahidi (2008) مورد تردید واقع شده است. در این مناطق سنگ‌های افیولیتی و دگرگون توسط کنگلومرای سازند درود با سن پرمین به‌صورت دگر شیب پوشیده شده است.

اثرات فعالیت آتشفشانی حاصل از فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس کهن به زیر حاشیه اورازیا در تریاس آغازین- میانی، امروزه در منطقه خاوری مشهد و در پنجره زمین‌ساختی آق‌دربند قابل تعقیب و پی‌گیری است. همچنین بقایای این کمان در حاشیه جنوبی بلوک توران توسط زمین‌شناسایی چون Kazmin et al. (1986)، Kazmin (1991) و Lemaire et al., (1997) گزارش شده است (شکل ۱). این سنگ‌های آتشفشانی از نوع کلسیمی- قلیایی در جنوب خاوری بلوک توران در کشور ترکمنستان و در نزدیکی شهر ترکمن‌باشی (Lemaire et al., 1997) واقع شده‌اند. سنگ‌های یادشده کمی دگرگون بوده (رخساره شیست سبز) و بر اساس روش سن‌سنجی K/Ar، سن ۲۲۷-۲۰۰ میلیون سال پیش برای آنها تعیین شده است (Lemaire et al., 1997).

رخداد سیمرین پیشین در ایران مرکزی توسط یک دگرشیبی زاویه‌دار مشخص می‌شود (Stocklin, 1974; Jenny, 1978). به دنبال این رخداد کوهزاد، نهشته‌های آواری گروه شمشک با سن تریاس میانی- پایانی تا باژوسین پیشین در یک حوضه قاره‌ای - دریایی تشکیل می‌شود (Fursich et al., 2008 a ;Seyed emami, 2003 ; Assereto, 1966 a).

در مناطقی چون البرز و کپه داغ، دگرشکلی‌های مربوط به سیمرین پیشین در بخش‌های مرکزی رشته کوه البرز به‌خوبی حفظ شده است. در بسیاری از مناطق سری‌های رسوبی پالئوزوییک و یا تریاس آغازین- میانی چین‌خورده توسط نهشته‌های گروه شمشک پوشیده می‌شوند. در بخش‌های جنوبی البرز، دگرشکلی‌های حاصل از سیمرین پیشین کمتر دیده می‌شود. در این مناطق، تقریباً هیچ دگرشیبی زاویه‌داری میان گروه شمشک (کارنین پسین - باژوسین پیشین) و سازندهای وابسته به‌زمان تریاس یا پالئوزوییک وجود ندارد. کوهزاد سیمرین پیشین تنها توسط یک نبود چینه‌شناسی به‌همراه بوکسیت و لاتریت و یا سنگ‌های آتشفشانی قلیایی همراهی می‌شود. همچنین در بخش‌های خاوری ایران، فیلیت‌های مشهد توسط حوادث پس از سیمرین پیشین دگرگون شده‌اند.

کوهزاد سیمرین پیشین در شمال ایران به‌صورت یکسان همه واحدها را تحت تأثیر قرار نداده است. در بسیاری از مناطق البرز، گذر سازند الیکا به شمشک تدریجی و پیوسته است. در ایران مرکزی، شروع این رخداد کوهزایی از زمان تریاس میانی- پسین است (Kazmin & Tikhonova, 2005; Dercourt et al., 1986; Ricou, 1994;Davoudzadeh & Schmidt, 1984; Besse et al., 1998; Saidi et al., 1997; Stampfli et al., 2001).

زمین‌شناسان دیگری نیز بر این باورند که زمان برخورد میان بلوک‌های سیمرین و حاشیه اورازیا، تریاس پسین بوده است، برای مثال: Horton et al. (2008) بر اساس تعیین سن ذرات زیرکن به روش U-Pb، زمان برخورد را پایان کارنین و ابتدای نورین تعیین کرده‌اند (۲۲۰ma-۲۱۰). بر اساس بررسی‌های آمونیت‌ها زمان شروع این رخداد شروع تریاس پسین (کارنین زیرین) است. Fursich et al. (2008) به وجود یک رخداد بسیار مهم در حد تریاس - ژوراسیک معتقد است.

۳- توالی نهشته‌های همزمان با کافت از کارنین پسین تا باژوسین پیشین

از زمان اواخر تریاس میانی و یا شاید اوایل تریاس پسین (شکل ۲)، حرکات زمین‌ساختی رخداد کوهزاد سیمرین پیشین موجب شکل‌گیری ارتفاعاتی مهم در شمال ایران شده است. فرسایش این ارتفاعات موجب تشکیل نهشته‌های آواری گردیده است که جایگزین نهشته‌های کربناتی سکوی قاره‌ای (تریاس میانی) می‌شود (Assereto, 1966; Davoudzade & Schmidt, 1984; Seyed Emami, 2003; Alavi – Naini, 1992; Alavi, 1996; Saidi, 1995; Saidi et al., 1997; Fursich et al., 2005; 2008).

کم‌وبیش بخش‌های گسترده‌ای از مرکز و شمال ایران توسط نهشته‌های حاصل از این فرسایش پوشیده شده است. از کارنین پسین، رخدادهای کششی با یک سری از فعالیت‌های آتشفشانی قلیایی آغاز می‌شود. این بازالت‌های قلیایی بیانگر یک محیط درون قاره‌ای حاصل از کشش (کافت) است (Steiger, 1966; Furon, 1941; Repin, 1987; Berberian, 1983; Berberian & King 1981; Annels et al., 1985; Nabavi & Seyed emami, 1977; Taraz , 1974; Vollmer, 1987; Fauvelet & Eftekhr-Nezhad, 1992; Sabzeii, 1993; Kristan-Tllmann et al., 1979; Brunet et al., 2003; Seyed Emami, 2003; Shahidi, 2005; 2008).

در حاشیه جنوبی البرز، بخش زیرین گروه شمشک ویژگی‌های رخساره قاره‌ای را نشان می‌دهد. این بخش شامل سنگ‌های بازالت از نوع قلیایی است که برای مثال در نواحی چون تهران، آمل، سمنان، طزره و جاجرم رخنمون دارند. این بخش زیرین در حال حاضر به خوبی تعیین سن نشده است چراکه بخش‌های پوشیده شده توسط آن از جنس فورش سنگ و رس است و در رخساره‌های رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و دلتایی شکل گرفته است (Stampfli, 1978; Fursich et al., 2005; Vaez- Javadi & Ghvidel – Syooki, 2006 ;Rad, 1986 ;Horton et al., 2008).

حد تریاس- ژوراسیک گروه شمشک به خوبی تعین سن نشده است. حد آشکوب‌های پلینس باخین پسین- توآرسین پیشین، با نخستین شواهد از رخساره‌های دریایی گروه شمشک در البرز جنوبی ظاهر می‌شود. در محدوده این زمان تا آلبین حوضه رسوبی ژرف‌تر می‌شود. از زمان باژوسین، این افزایش ژرفا به تدریج کاهش می‌یابد و رخساره‌های دریایی کم ژرفا و یا قاره‌ای ظاهر می‌شود. در بخش جنوبی البرز خاوری و در منطقه طزره، بخش دریایی گروه شمشک حدود۱۷۰۰ متر ستبرا دارد (Vaziri-Moghadam & Taheri, 2004; Fursich et al., 2005).

در این منطقه ستبرای کل گروه شمشک در حدود ۴۰۰۰ متر اندازه‌گیری شده است. این ستبرا به سوی خاور، در منطقه جاجرم تا ۲۱۰۰ متری کاهش می‌یابد (Seyed-Emami et al., 2005) و به‌سوی باختر در منطقه سمنان و تهران به ۲۰۰۰ متر می‌رسد. این ستبرای زیاد نشان می‌دهد که منطقه طزره در مرکز حوضه رسوبی بسیار پر اهمیتی قرار داشته است.

بخش زیرین گروه شمشک از زمان کارنین پسین (و به‌احتمال تا زمان لیاس) زمین‌ساخت کششی مهمی را به‌همراه گسل‌های عادی نشان می‌دهد. گسل‌های عادی با روند خاوری- باختری، شمال‌باختری- جنوب‌خاوری تا شمال شمال‌باختری- جنوب جنوب‌خاوری در نواحی البرز باختری و مرکزی نشانگر یک کشش NE-SW است (شکل ۲). در مقابل در البرز خاوری بررسی‌های تنش دیرینه نشان می‌دهد که گسل‌های عادی اندازه‌گیری شده در بخش‌های زیرین گروه شمشک یک کشش کلی WNW-ESE تا NW-SE را برای σ_3 مشخص می‌کند. این تغییرات در سوی محور σ_3 مطابق با یک چرخش در سوی خلاف عقربه‌های ساعت در شاخه خاوری البرز و پس از نهشته‌گذاری گروه شمشک است (شکل ۳).

این زمین‌ساخت کششی به همراه تغییرات مهم ستبرا در گروه شمشک در بخش قاره‌ای زیرین آن اتفاق افتاده است. این تغییرات مربوط به فعالیت گسل‌های عادی بزرگ و یا گسل‌های راندگی بعدی است. این گسل‌ها بویژه در منطقه طزره جایی که ستبرای گروه شمشک از حدود چند صد متر تا ۴۰۰۰ هزار متر تغییر می‌یابد، بیانگر فعالیت گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری کهن است.

در این منطقه، نهشته‌های تخریبی آواری و همزمان با کافت بخش زیرین گروه شمشک، یک نرخ فرونشست زمین‌ساختی شدید را در زمان تریاس پسین و از زمان

توآرسین تا باژوسین پیشین نشان می‌دهد. ماهیت مولاسی گروه شمشک، ماگماتیسم قلیایی در بخش قاعده‌ای آن بویژه در البرز و وجود گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری به همراه تغییرات بی‌شمار افقی و عمودی رخساره، معرف رسوبگذاری در یک حوضه کششی بسیار فعال است که این رخداد با کافت حوضه رسوبی کاسپین جنوبی آغاز می‌شود.

۴- رخداد سیمرین میانی (باژوسین پسین)

رخداد سیمرین میانی برای اولین بار در ایران توسط آقانباتی و سعیدی (۱۳۶۰) به نام رویداد زمین‌ساختی باتونین معرفی شد. همچنین Seyed-Emami & Alavi- Naini (1990) در مقاله‌ای از این رخداد به‌عنوان رخداد باژوسین نام برده‌اند. عملکرد این رخداد در مناطق شمالی و بویژه شمال خاوری ایران به‌خوبی قابل پیگیری است. در پنجره زمین‌ساختی آق‌دربند (مشهد)، سازند کشف‌رود (باژوسین پایانی) به‌صورت دگرشیب زاویه‌دار نهشته‌های تریاس چین‌خورده را می‌پوشاند. در این منطقه عملکرد رخداد سیمرین میانی به‌خوبی مشخص است.

در البرز خاوری این رخداد تأثیر چندانی بر روی واحدهای رسوبی کهن‌تر نداشته‌اند، به‌گونه‌ای که نهشته‌های پایانی گروه شمشک از وضعیت دریایی به وضعیت دلتایی تغییر یافته‌اند (شکل ۱). بر عکس در نواحی باختری البرز جنوبی گذر گروه شمشک و دلیچای تدریجی است و رخداد سیمرین پیشین به‌صورت یک دگرشیبی ثبت نشده است. اما در البرز شمالی- باختری نهشته‌های قاره‌ای واحد کنگلومرای جواهرده به‌صورت دگرشیب زاویه‌دار توسط نهشته‌های دریایی ژوراسیک - کرتاسه (واحد JK) پوشیده می‌شود.

به نظر می‌رسد که رخداد سیمرین میانی نتیجه‌ای از برخورد میان بلوک‌های افغان و حاشیه جنوبی اورازیا است. بلوک افغان یکی از بلوک‌های سیمرین است که پس از بلوک‌های ایرانی (لوت، طبس، یزد و پشت بادام) با اورازیا برخورد می‌کند. پس از این برخورد، سلسله جبالی (پس از تریاس پسین و پیش از باژوسین پسین) در بخش‌های خاوری ایران و بویژه در شمال افغانستان شکل می‌گیرد. به دنبال این رخداد تراکمی، فرونشست زمین‌ساختی در شمال ایران (البرز) به‌صورت ضعیفی به وجود می‌آید. این حرکات ژئودینامیکی همزمان با ابتدای شکل‌گیری پوسته اقیانوسی حوضه کاسپین جنوبی است (Fursich et al., 2008; Brunet et al., 2003; Shahhidi et al., 2008a) (شکل ۵).

۵- فرونشست زمین‌ساختی ژوراسیک میانی - پسین تا والانژین

دومین چرخه رسوبگذاری مهم در البرز و کپه داغ از باژوسین پسین (شکل ۱) آغاز می‌شود و تا پایان والانژین ادامه پیدا می‌کند. پیشروی دریایی مهمی که پس از رخداد تراکمی سیمرین میانی از زمان باژوسین پسین آغاز شده بود در البرز با سازند دلیچای - لار و در کپه‌داغ با ستبرایی از نهشته‌های آواری سازند کشف‌رود مشخص می‌شود (Taheri et al., 2008; Poursoltani et al., 2007). این چرخه رسوبی تا زمان والانژین سازند لار در البرز ادامه پیدا می‌کند. سازندهای دلیچای و لار به‌صورت گسترده‌ای در البرز جنوبی رخنمون دارد. سازند دلیچای به سن باژوسین پسین- کالوین در یک حوضه دریایی به نسبت ژرف نهشته شده است (شکل ۴). گذر سازند دلیچای به لار به صورت پیوسته و تدریجی است. سازند لار شامل چند صد متر سنگ‌آهک و دولومیت است که در یک محیط دریایی کم ژرفای سکوی قاره‌ای (Davouzadeh & Schmidt ,1984) تشکیل شده است. به علت فرسایش شدید بخش‌های پایانی سازند لار تحت اثر رخداد تراکمی بعدی، سن پایانی سازند لار مشخص نیست.

در البرز شمالی سازندهای دلیچای و لار توسط واحد JK جایگزین می‌شوند که به‌صورت دگرشیب بر روی گروه شمشک قرار می‌گیرد. واحد JK معرف یک رخساره ژرف با سن ژوراسیک - کرتاسه است. بخش پایانی واحد JK از سنگ‌آهک‌های ساحلی و دولومیت تشکیل شده که معرف یک محیط دریایی نواحی کم ژرفا است.

به نظر می‌رسد که سازندهای دریایی دلیچای و لار در یک محیط دریایی و جدا از واحد JK در البرز شمالی تشکیل شده‌اند. شواهد حوضه و رخساره سنگ‌های رسوبی نشان می‌دهد که حوضه‌های رسوبی واقع در البرز جنوبی نسبت به حوضه‌های البرز شمالی در ژرفای بیشتری تشکیل شده‌اند. در طول این دوره (باژوسین پسین - والانژین) رسوبات متعلق به حوضه‌های دریایی در البرز خاوری شکل گرفته‌اند. در شمال‌باختری البرز در منطقه تالش، چرخه رسوبگذاری توسط سازندهای شال و کلور مشخص می‌شود. به‌صورت عمومی در سلسله جبال البرز و کپه‌داغ، بخش پایانی سازندهای لار و مزدوران با یک رخساره کم‌ژرفا و پسرونده به پایان می‌رسد.

در طول نهشت این سازندها، نرخ فرونشست زمین‌ساختی در البرز ضعیف است. همچنین در طول این دوره‌ها ژرفای آب بسیار کم و به‌سوی باختر نیز تغییرات آب شدید است (تالش). به نظر می‌رسد این تغییرات در رابطه با فرونشست حرارتی مرتبط با حوادث پس از رخدادهای کافتی کرانه‌های جنوبی حوضه کاسپین جنوبی است.

۶- رخداد سیمیرین پسین (نئوکومین)

در شمال ایران همچون ایران مرکزی دگرشکلی‌های حاصل از رخدادهای تراکمی در پایان نئوکومین تحت اثر رخداد سیمیرین پسین رخ می‌دهد. پس از کاهش تدریجی ژرفای حوضه‌های رسوبی در البرز، بسیاری از نواحی چین‌خورده و خارج شده از آب در باژوسین، فرسایش می‌یابند. سنگ‌های حاصل از فرسایش بلندی‌های دیرین توسط پیشروی دریا در زمان بارمین پسین- آپتین توسط سازند کربناتی تیزکوه پوشیده می‌شوند. سازند تیزکوه با یک سری سرخ تخریبی آغاز می‌شود و توسط یک سطح فرسایشی (گاهی زاویه‌دار)، سنگ‌های چین‌خورده دیرین‌تر را می‌پوشاند.

رخداد تراکمی سیمرین پایانی از والانژین (آخرین سن بخش پایانی سازند لار) آغاز و تا زمان پیشروی دریا در بارمین پسین (سازند تیزکوه) نهشته‌های کهن‌تر را تحت تأثیر قرار می‌دهد. این رخداد تراکمی منطقه‌ای به‌صورت آشکاری با یک زمین‌ساخت منطقه‌ای همراه شده که موجب وارونگی سوی تنش در کرانه‌های جنوبی حوضه کاسپین جنوبی شده است. در مقیاس منطقه‌ای، این رخداد تمامی ایران مرکزی، زون سنندج- سیرجان و کپه داغ را نیز تحت تأثیر قرار داده است.

۷- فرونشست زمین‌ساختی از بارمین پسین تا دانین

۷-۱. دوره فرونشست زمین‌ساختی از بارمین پسین- آپتین و فعالیت دوباره آن تا کنیاسین- سانتونین

در البرز شمالی سنگ‌های کربناتی سازند تیزکوه به‌صورت دگرشیبی فرسایشی، گروه شمشک، واحد Jk و یا سازندهای کهن‌تر را می‌پوشانند. این سنگ‌های کربناتی نواحی کم‌ژرفا دریا با یک ماگماتیسم همراه می‌شوند که شامل تناوبی از فوران‌های زیردریایی (بازالت قلیایی) و سنگ‌های کربناتی است (منطقه آمل و چالوس). در البرز شمالی این فعالیت آتشفشانی در طی یک زمان طولانی در کرتاسه بالایی صورت می‌پذیرد. در طول سنومانین- تورونین به‌صورت میان‌لایه‌ای سنگ‌های کربناتی نواحی کم‌ژرفا، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری را همراهی می‌کنند. بررسی‌های چینه‌شناسی مشخص می‌کند که فعالیت‌های آتشفشانی در کامپانین و حتی در گذر سانتونین - کامپانین وجود نداشته است.

دایک‌های آتشفشانی تغذیه‌کننده سنگ‌های آتشفشانی کرتاسه در سوی شمالی البرز مرکزی بررسی شده‌اند. این دایک‌های آتشفشانی بیشتر روند خاوری- باختری (100^o تا 080^o) دارند. این راستای دایک‌ها، سوی شمالی- جنوبی را برای روند محور σ_3 در زمان فعالیت آنها پیشنهاد می‌کند. بر پایه بررسی‌های تنش دیرینه در سنگ‌های کرتاسه این مناطق، یک سری گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری با روند خاوری- باختری نیز وجود دارند. در سازند تیزکوه، این گسل‌های عادی تداعی کننده یک کشش کم‌وبیش شمالی- جنوبی در نهشته‌های بارمین پسین تا آپتین و حتی سنومانین هستند (شکل‌های ۶ و ۷).

گسل شمال البرز، حد شمالی رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی قلیایی کرتاسه پایانی در البرز شمالی است. بررسی‌های فرونشست زمین‌ساختی در این حوضه، معرف افزایش نرخ فرونشست در کرتاسه پیشین است. میزان نرخ این فرونشست در هوتریوین ضعیف بوده اما نرخ فرونشست زمین‌ساختی در طول آپتین پیشین به بیشترین حد خود رسیده و در طول کرتاسه بالایی همراه با افزایش ژرفای تدریجی در حوضه رسوبی همراهی شده است.

۷-۲. فرونشست حرارتی (Thermal Subsidence) از کامپانین تا دانین

پس از کامپانین، ماگماتیسم در البرز خاتمه می‌یابد، همچنان که دیگر نشانه‌ای از گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری در این نهشته‌ها دیده نمی‌شود. در البرز این رسوبات نشانگر افزایش ژرفای حوضه‌های رسوبی با گسترش رخساره‌های مارنی است که جایگزین رخساره‌های کربناتی می‌شود.

داده‌های رسوب‌شناسی افزایش ژرفای حوضه‌های رسوبی را از سانتونین با ظهور رخساره‌های دریایی تا مایستریشتین و حتی دانین (پالئوسن پیشین) نشان می‌دهد. در این هنگام یک حوضه در حال فرونشست در شمال البرز در حال رشد و گسترش بوده که همزمان با بخش پایانی کرتاسه پسین فرونشست حرارتی مرتبط با حاشیه جنوبی (لبه شمالی گندوانا) حوضه کاسپین جنوبی را همراهی کرده است (شکل ۸).

۸- وارونگی (Inversion) در پالئوسن

در تمامی البرز نهشته‌های دریایی از پایان مایستریشتین- دانین، چه در بخش سکوی قاره‌ای بخش جنوبی سلسله جبال و چه در بخش حوضه شمالی البرز خاتمه می‌یابند. در طول زمان دانین پسین تا ایپرزین تنها نهشته‌های بر جای گذاشته شده در البرز، نهشته‌های مولاسی سرخ قاره‌ای سازند فجن هستند.

این نهشته‌های قاره‌ای بدون سنگواره، در ناحیه البرز خاوری (شاهرود- مجن) تا ۸۰۰ متر رخنمون دارند. بر اساس شواهد چینه‌شناسی سن این سازند پالئوسن در نظر گرفته شده است. کنگلومرای قاره‌ای سازند فجن با ناپیوستگی زاویه‌دار، سازندهای چین‌خورده دیرین را می‌پوشاند. دگرشیبی پالئوسن در ایران، به واسطه سن آن که در زمان کرتاسه پایان - پالئوسن رخ داده است، ناپیوستگی لارامید نیز گفته می‌شود. این دگرشیبی و مولاس پالئوژن حاصل حوادث زمین‌ساخت فشارشی مهمی در مقیاس ایران مرکزی و شمال ایران است. در زمان پالئوسن (حدود پایان کرتاسه) رشته کوه‌های چین‌خورده در نواحی البرز و بینالود گسترش یافته که معرف چین‌خوردگی پیش از پالئوسن هستند. این رخداد نتیجه وارونگی سوی تنش در کرانه‌های جنوبی حوضه‌های کاسپین جنوبی و کپه داغ است. در منطقه بلده واقع در شمال تهران و در بخش مرکزی البرز، بررسی‌های ساختمان‌های پیش از دگرشیبی و چین‌های بریده شده توسط سطح دگرشیبی فرسایشی پالئوسن برای تعیین راستای فشارش مورد استفاده قرار گرفته است (Shahidi, 2008).

بررسی‌های سری‌های کرتاسه تا پالئوسن پیشین و چین‌خورده مشخص می‌سازد که این چین‌ها مربوط به یک فشارش با راستای NW-SE تحت تأثیر مجموعه‌ای از گسل‌های راندگی و راستالغز پیش از چین‌خوردگی پالئوسن است (شکل ۹). این رخداد پالئوسن تنها بر بخش‌های شمالی ایران تأثیر نگذاشته است، بلکه بر روی نهشته‌های ایران مرکزی نیز تأثیرپذیر بوده است. تحت تأثیر این رخداد در ایران مرکزی، کنگلومرای سرخ رنگ کرمان شکل گرفته است. مناطق تأثیرپذیر توسط این دگرشکلی پالئوسن عبارت‌اند از:

۱- حاشیه حوضه‌های رسوبی در نواحی شمالی ایران به‌ترتیب مناطق البرز و بینالود برای حوضه‌های کاسپین جنوبی و کپه داغ.

۲- حد دیرین بلوک‌های سیمرین در ایران مرکزی.

۹- رخدادهای کششی ائوسن پیشین- میانی

پس از رخداد وارونگی سوی تنش در پالئوسن، چرخه رسوبگذاری ائوسن با پیشروی نهشته‌های ائوسن پیشین شروع می‌شود. این پیشروی موجب تشکیل سنگ‌آهک‌های سازند زیارت به‌صورت همشیب بر روی نهشته‌های بیشتر کنگلومرایی سرخ و قاره‌ای سازند فجن است. ستبرای سازند زیارت چند ده متر در سوی جنوبی البرز است در صورتی که در سوی شمالی البرز رخنمونی از این واحد یافت نمی‌شود. حضور نداشتن سازند زیارت در نواحی شمالی ناشی از عدم رسوبگذاری و یا رخدادهای فرسایشی پس از رسوبگذاری است. این واحد برخی اوقات به‌صورت جانبی با سنگ‌های آذرآواری در ارتباط میان‌انگشتی است.

در طول ائوسن میانی، در بخش جنوبی و بخش‌هایی از شمال البرز (حوضه‌های میان‌کوهی)، ستبرای زیادی از سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری سازند کرج دیده می‌شود که به‌صورت همشیب بر روی سازند زیارت واقع می‌شوند. ستبرای سازند کرج در بخش‌های مرکزی حوضه میان ۳ تا ۴ کیلومتر است. در البرز باختری، لاوا و سنگ‌های آتشفشانی گسترش بیشتری دارند. در این بخش از البرز سازند کرج بیشتر شامل مجموعه‌ای از انواع فعالیت‌های آتشفشانی قلیایی و کلسیمی- قلیایی در یک حوضه پشت کمانی است. سازند کرج به‌سوی خاور تا نواحی سمنان و شاهرود ادامه پیدا می‌کند. در بخش مرکزی البرز، گسل کندوان حد شمالی سازند کرج است.

۱۰- حوضه پشت کمانی ائوسن پیشین - میانی (حوضه کرج)

سازند کرج با یک رخداد کششی در طول تمامی البرز جنوبی به طول تقریبی ۵۰۰ کیلومتر از رودبار در باختر تا دامغان در خاور البرز گسترش می‌یابد. گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری در تمامی اندازه‌ها در حوضه رسوبی سازند کرج فراوان هستند. گسل‌های عادی با روندهای E-W تا ENE-WSW ساختمان‌های اصلی حوضه هستند. محدوده گسل‌های عادی اصلی، تا چند ده کیلومتر طول دارند. بررسی‌های تعدادی از گسل‌های عادی بیانگر یک کشش NNE-SSW است (شکل ۱۰). این روند کشش توسط بررسی‌های دایک‌های مربوط به ماگماتیسم ائوسن میانی - پسین نیز تأیید می‌شود (شکل ۱۱).

سن این رخداد کششی به واسطه گسل‌های عادی همزمان با رسوبگذاری و ماگماتیسم ائوسن میانی - بالایی تعیین شده است. این رخداد کششی با یک فرونشست زمین‌ساختی بسیار فعال در بخش‌هایی از البرز جنوبی (برای مثال تهران)، و همچنین نواحی باختری البرز و تالش همراهی می‌شود. دامنه فرونشست زمین‌ساختی به‌سوی بخش‌های خاوری که از شدت رخنمون‌های سنگ‌های آتشفشانی کاسته می‌شود، کاهش می‌یابد.

بررسی‌های زمین‌ساختی بیانگر آن است که حوضه رسوبگذاری سازند کرج نتیجه‌ای از یک کشش شمالی - جنوبی در یک کمان آتشفشانی فعال است. این حوضه تمامی اختصاصات یک حوضه پشته کمانی مربوط به منطقه فرورانش تتیس جوان را دارا است. از زمان ائوسن پسین حوضه کرج توسط سری‌های تخریبی پسرونده سازند کند در بخش‌هایی از البرز جنوبی پایان می‌یابد. کم‌وبیش

از زمان ائوسن میانی البرز تحت تأثیر رخدادهای فشارشی مربوط به برخورد بلوک‌های عربی با اورازیا واقع می‌شود (شکل ۱۱).

۱۱– رسوبات سنوزوییک همزمان با کوهزایی

۱۱– ۱. رخساره جنوبی

سنگ‌های رسوبی سنوزوییک در روی دامنه جنوبی و جنوب باختری سلسله کوه‌های البرز مجموعه ناهمگن و به‌شدت ناپیوسته‌ای را تشکیل می‌دهد که عبارتند از تخریبی آواری‌های چند آمیزه‌ای که در بخش‌های پیشین با لایه‌هایی از طبقات کربناتی همراهی می‌شود. کل مجموعه دارای ویژگی‌هایی است که نشان‌دهنده هم‌عصر بودن ته‌نشست این رسوبات با فعالیت‌های کوهزایی است.

سنگ‌ها و رسوبات سنوزوییک، چندین چرخه رسوبی را که هر یک با دانه‌بندی درشت‌شونده در سمت بالا متمایز می‌شوند نشان می‌دهند. تعداد ناپیوستگی‌های همشیب (Disconformity) و ناپیوستگی‌های زاویه‌دار (Angular unconformity) (که چه به صورت محلی و چه منطقه‌ای دارای اهمیت هستند و هر یک شاهدی برای بی‌ثباتی زمین‌ساختی به حساب می‌آیند) در این نهشته‌ها بی‌شمار است (Rieben, 1966). نشانه‌هایی که بازنمای سوی جریان آب در زمان انباشتن رسوبات هستند، به وجود منبع اصلی مواد آواری ریخته شده در حوضه‌های این سنگ‌ها و رسوبات در شمال اشاره دارند (Alavi, 1996).

حوضه‌ها از نظر هندسی طولی، و به موازات راستای کلی البرز هستند. تغییرات جانبی سریع، چه در رخساره‌های سنگی و چه در میزان ستبرا، زیاد و مکرر است. همه این مشاهدات به روشنی گواه این حقیقت هستند که رسوبات و سنگ‌های سنوزوییک در دامنه‌های جنوبی البرز محصولات فرسایشی برخاسته از رخداد کوهزاد البرزا هستند که در طی دوران سنوزوییک در حوضه‌های کوهستانی و پیش‌بوم‌های مهاجر به‌سوی جنوب و جنوب‌باختری در جبهه گسل‌های راندگی انباشته شده‌اند (Alavi, 1996).

۱۱– ۲. رخساره شمالی

در دامنه‌های شمالی البرز، رسوبات و سنگ‌های سنوزوییک ویژگی‌هایی از خود نشان می‌دهند که با آن چه در بالا در مورد رسوبات و سنگ‌های سنوزوییک در دامنه‌های جنوبی البرز گفته شد متفاوت است. در این‌جا رسوبات و سنگ‌ها، توالی‌های ناهمگنی را تشکیل می‌دهند که مرکب از کنگلومراهای کربناتی هستند که به سوی بالا به تناوبی از کنگلومرا و ماسه‌سنگ دانه‌ریز و آرژیلیت‌های آهک‌دار تبدیل می‌شوند. این رسوبات و سنگ‌ها در حوضه‌های کوهستانی انباشته شده‌اند و بر روی سنگ‌آهک‌های مارن‌دار نابرجای کرتاسه پسین قرار گرفته‌اند (Alavi, 1996). در البرز خاوری و در منطقه جنوب ساری، حد جنوبی این نهشته‌ها با گسل شمال البرز مشخص می‌شود.

۱۲– کوهزاد البرز

در طول بیش از ۱۸۰ میلیون سال، فرگشت زمین‌ساختی ایران تحت تأثیر فرورانش سنگ‌کره اقیانوسی تتیس جوان به زیر حاشیه جنوبی اورازیا قرار داشته است. این فرورانش از تریاس پسین تا ائوسن میانی به طول انجامیده است. زمان آغاز برخورد میان صفحه تازی و حاشیه اورازیایی ایران، دوران نوزیستی است. تعدادی از زمین‌شناسان زمان برخورد قاره‌ای را حد میان کرتاسه – پالئوسن (Berberian & King, 1981; Alavi, 1994) و گروهی دیگر زمان آن را میوسن (Sengor & Kidd, 1979; Berberian et al., 1982; Dercourt et al., 1986) می‌دانند.

نخستین نشانه از برخورد قاره‌ای تغییراتی است که در رژیم رسوبگذاری در طول ائوسن پسین دیده می‌شود. به دنبال آن، نهشته‌های کنگلومرایی نواحی قاره‌ای در البرز تشکیل می‌شود. در سوی جنوبی البرز همیشه سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری متعلق به سازند کرج توسط نهشته‌های قاره‌ای نئوژن که بیانگر چندین چرخه رسوبگذاری هستند و غالباً به خوبی نیز تعیین سن نشده‌اند، پوشیده می‌شوند. به دنبال آن، رخدادهای تراکمی نتیجه‌ای از بسته شدن اقیانوس تتیس جوان هستند و در پایان، زمین‌ساخت البرز از چندین رخداد تغییر شکل پیروی کرده است (شکل ۱۲).

۱۳– رخدادهای اصلی اندازه‌گیری شده در البرز

نتایج بررسی‌های تعیین تنش دیرینه و مشاهدات میدانی بیانگر وجود سه جهت نیروهای تراکمی اصلی و یک جهت نیروهای تراکمی فرعی در البرز است که به ترتیب عبارتند از (شکل ۱۳):

۱) شمال‌باختری– جنوب‌خاوری (پالئوسن)

۲) شمال‌خاوری– جنوب‌باختری (نئوژن)

۳) تقریباً شمالی– جنوبی (کواترنری)

۴) نیروی تراکمی خاوری–باختری که به‌صورت فرعی و محلی اندازه‌گیری شده است.

بر پایه اندازه‌گیری‌های صورت گرفته در بخش باختری البرز، سوی محور σ_1 شمـالی– جنوبی تا شمال‌خاوری– جنوب باختری و کم‌وبیش عمود بر روند البرز است. این سیستم تراکمی یک کوتاه‌شدگی تقریبی شمال شمال خاوری– جنوب جنوب‌باختری هماهنگ با بالاآمدگی البرز را تأیید می‌کند. در مقابل، در بخش‌هـای خاوری، سوی محور σ_1 نیروهای تراکمی در سـه سوی اصلی شمال‌باختری– جنوب‌خاوری، شمالی– جنوبی و شمال‌خاوری– جنوب‌باختری اندازه‌گیری شده‌اند که عمود تا موازی با محور البرز هستند. در این بخش پیچیده البرز، گسل‌های راستالغز چپ‌بر جوان نقش مهمی را در الگوی زمین‌ساختی منطقه بازی می‌کنند.

در تمامی البرز، وجود یک رخداد دگرشکلی چیره که با یک نیروی تراکمی در راستای شمال‌خاوری– جنوب‌باختری همراه می‌شود، ثبت شده است. این رخداد تراکمی در تمامی سازندهای چین‌خورده رسوبی از زمان تریاس پسین تا ائوسن پیشین و نئوژن قابل پی‌گیری است.

در شاخه باختری – مرکزی البرز با راستای کم‌وبیش باختر شمال‌باختر– خاور جنوب‌خاور، رخدادهای تراکمی اصلی کم‌وبیش عمود بر محورهای ساختمان‌ها، چین‌ها و گسل‌های امتدادلغز مهم هستند. رخداد تراکمی شمالی– جنوبی، دومین رخداد اصلی ثبت شده در البرز است که در بخش‌های مرکزی و بویژه در سازند کرج، توسط گسل‌های راستالغز در وضعیت همزمان با کج‌شدگی لایه‌ها اندازه‌گیری شده است. سومین رخداد تراکمی با سوی اصلی شمال‌باختر– جنوب‌خاوری در شاخه خاوری البرز اندازه‌گیری شده است. این رخداد کم‌وبیش عمود بر محور اصلی چین‌های منطقه یاد شده است.

۱۴– ساختمان عمومی البرز

البرز به صورت سلسه کوه‌هایی به شکل V باز در حاشیه جنوبی حوضه کاسپین واقع شده است. گر چه Alavi (1996) ساختار البرز را در قالب ساختارهای دوپلکس از نوع Antiformal stack بر اساس مشاهدات خود در نظر گرفته است، اما دیگر زمین‌شناسان همچون Stocklin (1974)، Allen et al. (2003)، Nazari (2006) و Shahidi (2008) برای این پهنه ساختاری در شمال ایران، معتقد به مدلی چون ساختارهای گلساخت هستند و بر همین اساس، تاکنون برش‌های ساختاری گوناگونی با اندکی تغییرات نسبت به مدل اولیه (Stocklin, 1974) بازسازی و ارائه شده است.

بر این اساس، این سلسله کوه‌ها متشکل از چین‌ها و گسل‌های راندگی با دو سوی حرکتی است (به‌سوی حوضه کاسپین جنوبی در شمال و به سوی بلوک ایران مرکزی در جنوب). بر این اساس، گسل‌های راندگی موجود در بخش شمالی به

سوی جنوب شیب دارند و برعکس، گسل‌های موجود در بخش جنوبی دارای شیب به‌سوی شمال هستند که بیانگر یک ساختمان گل مثبت است.

در البرز مرکزی و در محل برش (شمال‌خاوری تهران، شکل ۱۴)، بیشترین ستبرای رسوبات در حدود ۱۲ کیلومتر است. مرز پوسته زبرین و پوسته پیشین در ژرفای حدود ۲۲ کیلومتری و ناپیوستگی موهو در ژرفای ۵۵ کیلومتری در بخش میانی البرز و همچنین حدود ۴۴ کیلومتری در ساحل جنوبی دریای خزر واقع شده است (رجایی و همکاران، ۱۳۸۶).

گسل‌های راستالغز و راندگی در سلسله کوه‌های البرز به فراوانی دیده می‌شوند. این گسل‌ها بیشتر به موازات سلسله کوه‌ها هستند و بیشتر چین‌ها نیز با فعالیت دوباره این گسل‌ها شکل گرفته‌اند. گسل‌های اصلی راندگی و امتدادلغز روند خاوری- باختری تا شمال‌خاوری- جنوب‌باختری دارند که به‌ترتیب در بخش‌های باختری- مرکزی و خاوری سلسله جبال قرار گرفته‌اند. این گسل‌های موازی با سلسله جبال شیب تندی دارند. این شیب زیاد بیانگر آن است که بیشتر گسل‌های راندگی، همان گسل‌های عادی کهن هستند که در زمان نئوژن و کواترنری دوباره فعال شده‌اند.

۱۵- نتیجه‌گیری

- بقایای افیولیت‌های باقیمانده در جنوب مشهد و منطقه تربت‌جام نشانه‌ای از وجود شاخه‌های اقیانوسی با نام تتیس کهن هستند. این اقیانوس در تریاس میانی به‌طور کامل بسته شده است.

- محل زمین‌درز حاصل از بسته‌شدن این اقیانوس در شمال ایران به‌خوبی مشخص نیست و به نظر می‌رسد که محل گذر این زمین‌درز، منطبق با بخش جنوبی حوضه کاسپین است که امروزه توسط دریا اشغال شده است.

- رخداد کوهزاد رخداد سیمیرین پیشین با سن تریاس میانی- پسین، نتیجه‌ای از برخورد بلوک‌های رخداد سیمیرین با لبه جنوبی بلوک توران است که موجب بسته شدن اقیانوس تتیس کهن می‌شود. با عملکرد این کوهزاد، سنگ‌های دگرگونی و دگریختی گسترده‌ای در ایران به وجود آمده است.

- از کارنین پسین تا باژوسین پیشین رخدادهای تکاملی کششی با گروه شمشک در البرز و سازند میان‌کوهی در کپه‌داغ همراه می‌شود. این سازندها از فرسایش سلسله جبال رخداد سیمیرین تغذیه می‌شوند. سازندهای یادشده در حوضه‌های پس از کوهزاد که با رخدادهای کششی اصلی NE-SW تا NNE-SSW کنترل شده، در روی حاشیه شمالی بلوک‌های ایران مرکزی و جنوبی بلوک توران رسوبگذاری کرده‌اند. در طول این زمان، نهشته‌های قاره‌ای همزمان با کافت گروه شمشک با فرونشست زمین‌ساختی فعال همراهی می‌شود.

- رخداد سیمیرین میانی با سن باژوسین پیشین- میانی در ناحیه کپه‌داغ به‌خوبی عمل کرده اما اثرات آن در البرز به‌خوبی حفظ نشده است.

- در طول ژوراسیک میانی- بالایی تا والانژینین، دومین چرخه رسوبگذاری مهم در حوضه‌های البرز و کپه‌داغ شکل می‌گیرد. سازندهای دلیچای و لار در بخش جنوبی البرز و واحد JK در بخش شمالی البرز نتیجه‌ای از فرونشست حرارتی در روی پوسته نازک شده حوضه است. این دوره از باژوسین پسین تا بریازین ادامه پیدا می‌کند و همزمان با بازشدگی پوسته اقیانوسی حوضه کاسپین جنوبی است.

- رخداد کوهزاد رخداد سیمیرین پسین با سن پس از والانژینین و پیش از بارمین پسین که موجب نخستین مرحله تغییر تنش در حوضه شده است، توسط نهشته‌های کنگلومرایی سرخ قاعده سازند تیزکوه مشخص می‌شود.

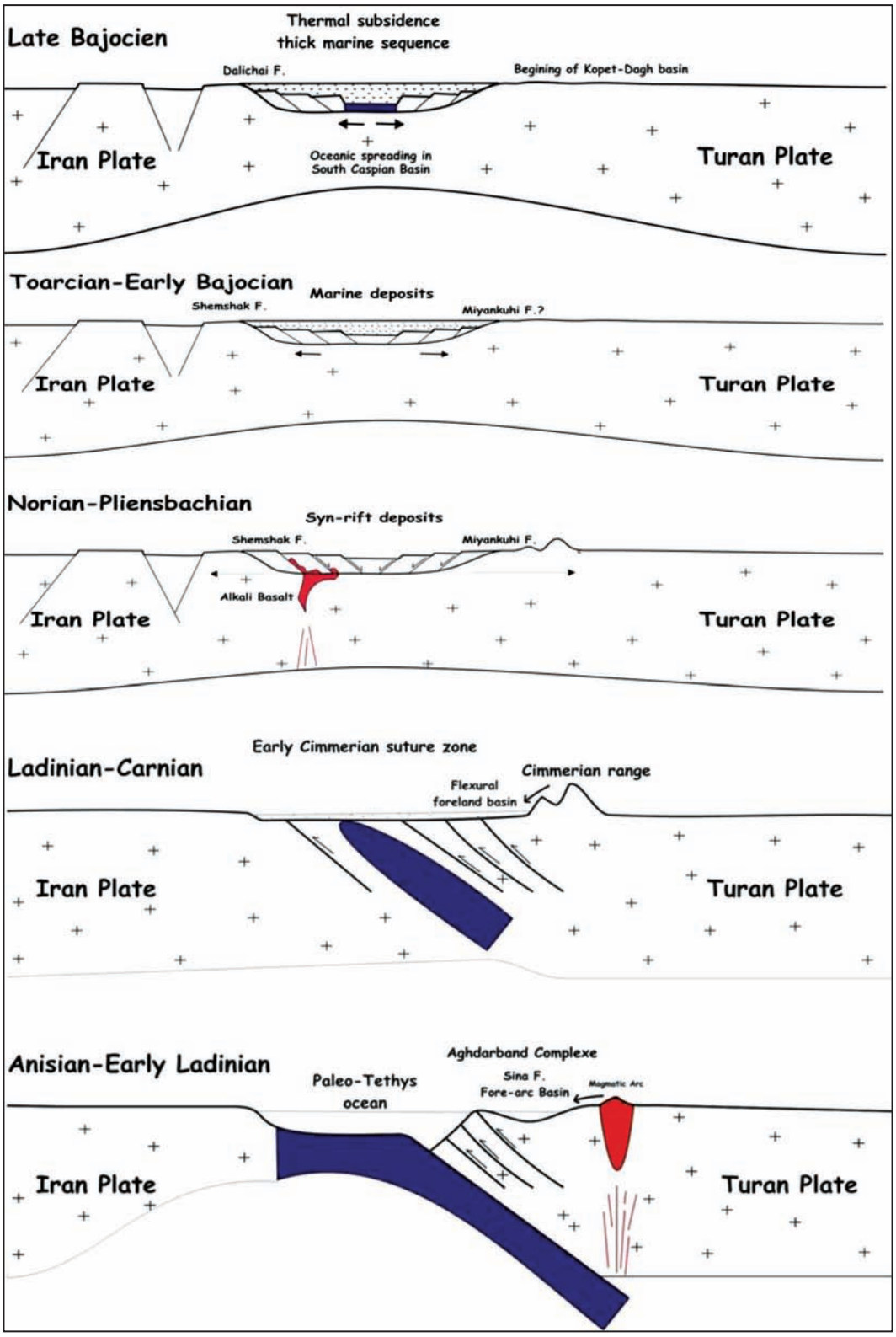
- در طول بارمین پسین تا تورونین و شاید سانتونین، ماگماتیسم قلیایی با گدازه‌های زیردریایی دیده می‌شود. این ماگماتیسم با گسل عادی خاوری- باختری در بیشتر ساختمان‌های فرازمین و فروزمین همراه می‌شود. بر پایه بررسی‌های تعیین تنش دیرینه سوی کشش در طول این دوره، شمالی - جنوبی بوده است.

- از سانتونین، به‌تدریج نهشته‌های دریایی جایگزین سنگ‌های آتشفشانی می‌شوند و در طول کامپانین- مایستریشتین حوضه رسوبی به فرونشست خود ادامه می‌دهد.

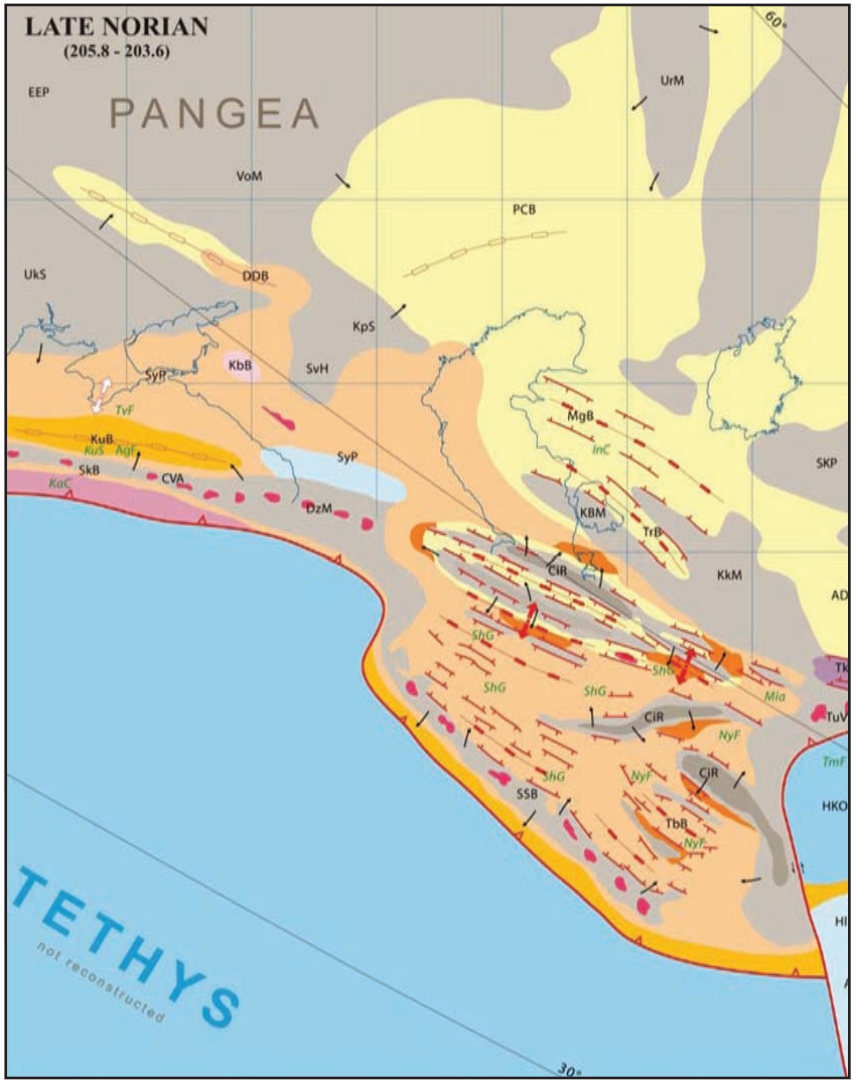
- در البرز، پالئوژن با وارونگی سوی تنش در کرانه‌های شمالی حوضه همراه می‌شود. زمان این وارونگی، پیش از نهشته‌های مولاسی قاره‌ای و سرخ سازند فجن و پس از نهشته‌های دریایی کامپانین- مایستریشتین (و شاید دانین) است. سازند فجن به‌صورت دگرشیب زاویه‌دار بر روی سازندهای کهن‌تر و چین‌خورده قرار می‌گیرد. این وارونگی بر اساس شواهد تعیین تنش دیرینه با یک تراکم NW-SE همزمان با کج‌شدگی لایه‌ها در البرز مرکزی و باختری همراه می‌شود.

- در ائوسن پیشین- میانی، بخش جنوبی البرز توسط رخداد کششی با راستای NNE-SSW و ماگماتیسم بسیار قوی همراه می‌شود. این کشش تحت عملکرد گسل‌های عادی با راستای E-W تا ENE-WSW است که با فرونشست زمین‌ساختی بسیار فعال همراه می‌شود. گسل کندوان، در بخش مرکزی البرز، حد شمالی سازند کرج است. این گسل را می‌توان حد شمالی حوضه کرج در ائوسن میانی در نظر گرفت. کلیه شواهد زمین‌ساختی، سنگ‌شناختی و رسوب‌شناختی بیانگر آن است که سری‌های آذرآواری سازند کرج، در یک حوضه پشت کمانی ناشی از فرورانش پوسته اقیانوسی تتیس جوان به زیر حاشیه اورازیایی در طول ائوسن پیشین- میانی تشکیل شده است.

- کوهزاد البرز توسط رخدادهای تراکمی چند مرحله‌ای مشخص می‌شود. زمین‌ساخت جوان و کنونی البرز در ارتباط با چندین مرحله دگرشکلی است. بررسی‌های تنش دیرینه، بویژه در بخش‌های مرکزی و جنوب البرز، به ما اجازه می‌دهد که برای شاخه خاوری البرز پس از ائوسن میانی یک چرخش در سوی عکس عقربه‌های ساعت در نظر بگیریم. البته بیان نظر دقیق نیازمند بررسی‌های تکمیلی توسط شاخه‌های دیگر علوم زمین همچون دیرینه مغناطیس امکان‌پذیر است.



شکل ۱- مدل ژئودینامیکی رخداد سیمیرین پیشین در ایران از آنیزین تا باژوسین پسین (Shahidi, 2008).



PALEOTECONIC MAPS OF THE MIDDLE EAST (2009)
LEGEND

FORMATIONS

AbF	Alba Formation
AgF	Akgöl Formation
Ama	Amal Formation
AnL	Andirin Limestone
AqF	Aqil Formation
AwF	Abu-Ruweiss Formation
CuG	Cudi Group
DaF	Dashtak Formation
DrL	Drimos Limestone
HyF	Hayyan Formation
InC	Intermediate Complex
KaC	Karakaya Complex
KKF	Khareh-Kat Formation
KoU	Koycegiz Unit
KtF	Komstitsa Formation
KuS	Küre Series
LaF	Lamayuru Flysch
MhF	Mahil Formation
Mia	Miankuhi Formation
MiF	Misfah Formation
MnF	Minjur Formation
Mrn	Marona Formation
MuF	Mulussa Formation
MuL	Munzur Limestone
NyF	Nayband Formation
PaL	Pantokrator Limestone
QlF	Qiseib Formation
RuF	Rusinovdel Formation
Seb	Sebker Formation
SfF	Shefayim Formation
ShG	Shemshak Group
TmF	Turkman Formation
TvF	Tavric Flysch
ZHF	Zor-Hauran Formation
ZuF	Zulla Formation

DOMAINS

ADB	Amudarya Basin
AfB	Afghan Block
ARB	Abai-Riber Basin
ArS	Arabian Shield
AtB	Antalya Basin
BDP	Bey-Daglari Platform
BhM	Bohemian Massif
BiP	Bisitoun Platform
CaB	Carpathian Basin
CiR	Cimmerian Range
CVA	Cangaldag Volcanic Arc
DDB	Dniepr-Donets Basin
DDP	Domus-Dag Platform
DkB	Dakhla Basin
DoO	Dobrogea Orogen
DzM	Dzirula Massif
EAP	East Anatolian Platform
EEP	East-European Platform
ErP	Erathostenes Platform
GoB	Gotnia Basin
GTP	Gavrovo-Tripolitza Platform
HaB	Hawasina Basin
HKO	Hindu-Kush Ocean
HlP	Helmend Platform
InS	Indian Shield
IoP	Ionian Platform
IsB	Istanbul Block
JaB	Jaisalmer Basin
KbB	Kuban Basin
KBM	Kara-Bogaz Massif
KeB	Khermansha Basin
KfB	Kufra Basin
KkM	Karakum Massif
KpS	Karpinski Swell
KsP	Kirsehir Platform
KuB	Küre Basin
LeB	Levant Basin
LyB	Lycian Basin
MaH	Mardin High
MaM	Maliac Margin
MeP	Menderes Platform
MgB	Mangyshlak Basin
MiP	Misfah Platform
MoP	Moesian Platform
MpB	Mesopotamian Basin
MuP	Munzur Platform
NEP	Neyriz Exotics Platform
NuS	Nubian Shield
OgB	Ogaden Basin
PaB	Palmyra Basin
PCB	Pre-Caspian Basin
PCF	Peceneaga-Camena Fault
PiB	Pichakun Basin
POB	Pindos-Olonos Basin
PoT	Polish Trough
QaA	Qatar Arch
RhB	Rhodopes Block
RuH	Rutbah High
SAB	South Armenian Block
SBR	South Balkan Rift
SGF	Sfintu-Gheorghe Fault
SjB	Strandja Block
SkB	Sakarya Block
SKP	South Kazak Platform
SPP	Serbo-Pelagonian Platform
SSB	Sananday-Sirjan Block
SvH	Stavropol High
SyP	Scythian Platform
TaP	Taurus Platform
TbB	Tabas Basin
TkB	Turkestan Basin
TrB	Tuarkyr Basin
TuV	Turkestan Volcanic-Arc
UkS	Ukrainian Shield
UmM	Umar Margin
UrM	Ural Massif
VoM	Voronezh Massif

- LITHOLOGY -

Unknown / Not interpreted

- CONTINENTAL -

Exposed land: low land

Exposed land: highland - active mountain range

Fluvio-lacustrine

- TRANSITIONAL -

Deltaic

Hypersaline - Evaporites

- VOLCANISM -

Volcanoclastics

Volcanic

- MARINE -

PLATFORM - SHALLOW SHELF

Carbonate platform

Terrigenous platform

DEEP SHELF - SLOPE - BASIN

Deep marine carbona

Deep marine clastics

Radiolarites

DEEP MARINE

Deep marine sedimer

- SYMBOL -

Sediment influx

- PALAEOGEOGRAPHY -

Present-day coastlines

Present-day 5° grid

Palaeoequator and Palaeolatitudes (15° grid)

Palaeoblock boundaries

- TECTONIC ELEMENTS -

Accretionary complex - Tectonic melange

- OCEANIC DOMAIN -

Active subduction zone

Active oceanic spreading center and transform

Oceanic/continental crust boundary (observed and inferred)

- CONTINENTAL DOMAIN -

Major thrust fault

Major strike-slip/wrench fault

Major normal fault

Major anticlinal axis

Major synclinal axis

- KINEMATICS -

2.6 Africa/Eurasia relative motion in cm/year

- SUBSIDENCE -

Active extensional tectonic subsidence

Passive thermal subsidence (post-rift)

Flexural subsidence : flexural basin

Flexural subsidence : foredeep

Flexural uplift : forebulge

- PALAEOSTRESS -

Extensional regime

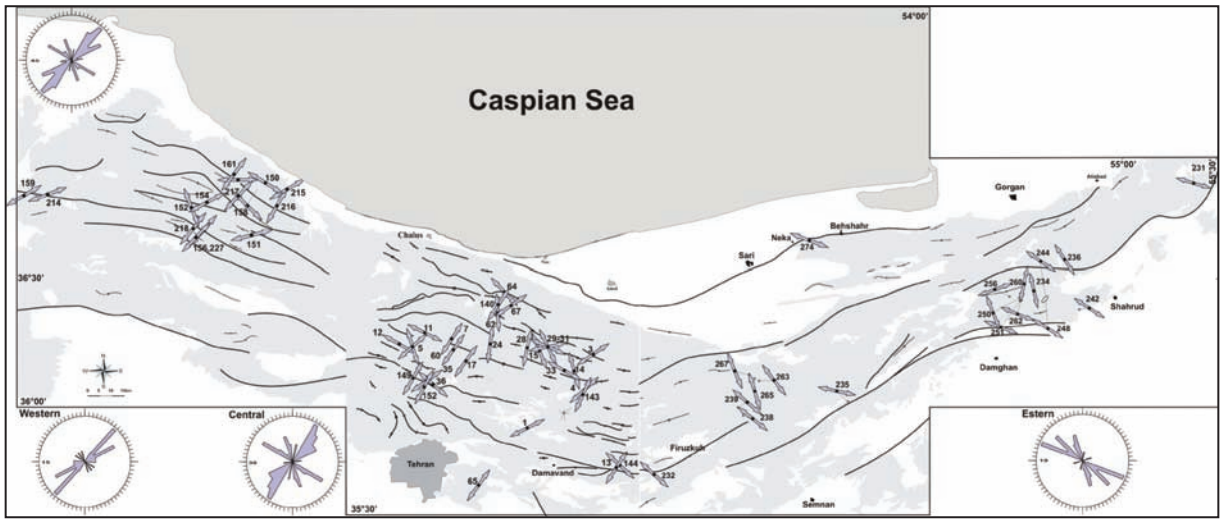
Strike-slip regime

Compressional regime

Red : well constrained
White : less well constrained

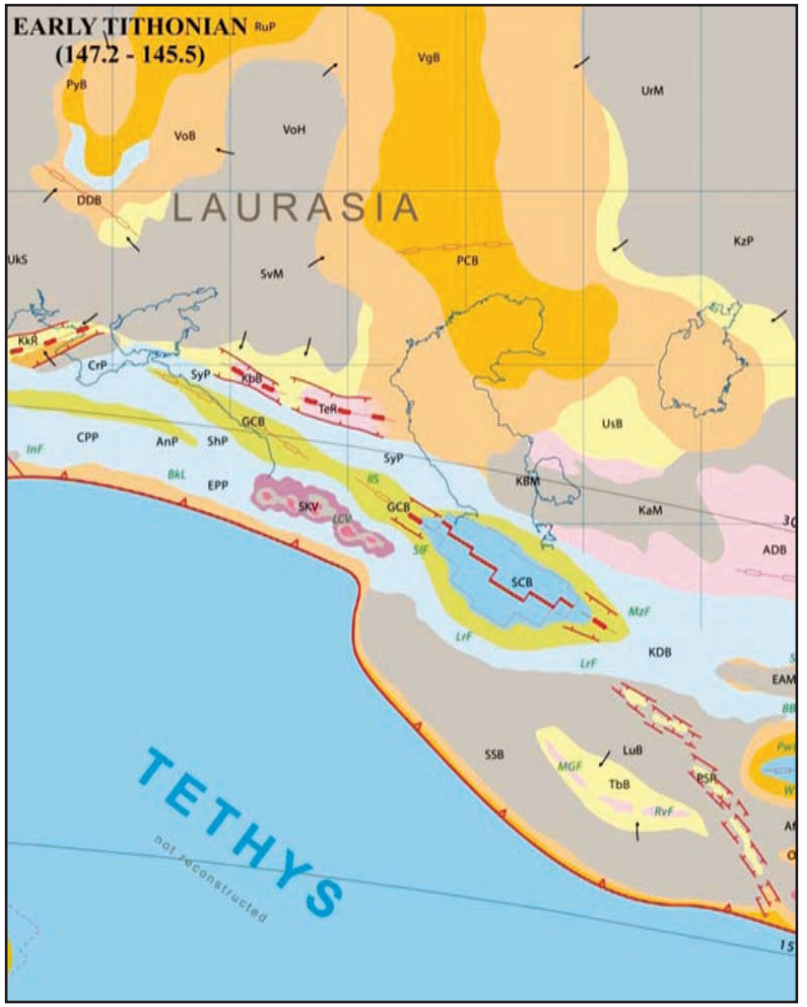
2.6 Arabia/Eurasia relative motion in cm/year

شکل ۲- تصویری از نقشه زمین‌ساخت دیرین خاورمیانه در نورین پسین و راهنمای نقشه (Barrier & Vrielynck, 2009)

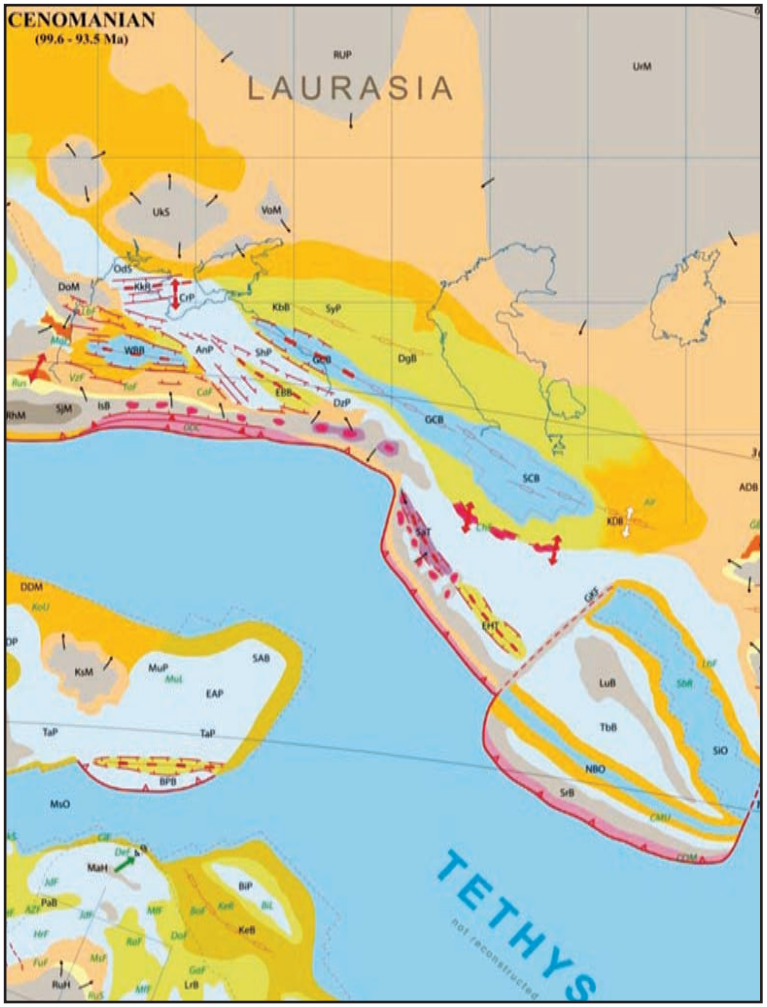


شکل ۳- پراکندگی محور σ_1 مربوط به رخداد کششی در گروه شمشک. بالا سمت چپ، نمودار گل سرخی تمامی سوهای تنسور مناطق البرز باختری و مرکزی را نشان می‌دهد. ردیف پایین، سوهای تنسور به‌ترتیب از چپ به راست مربوط به البرز باختری، مرکزی و خاوری است.

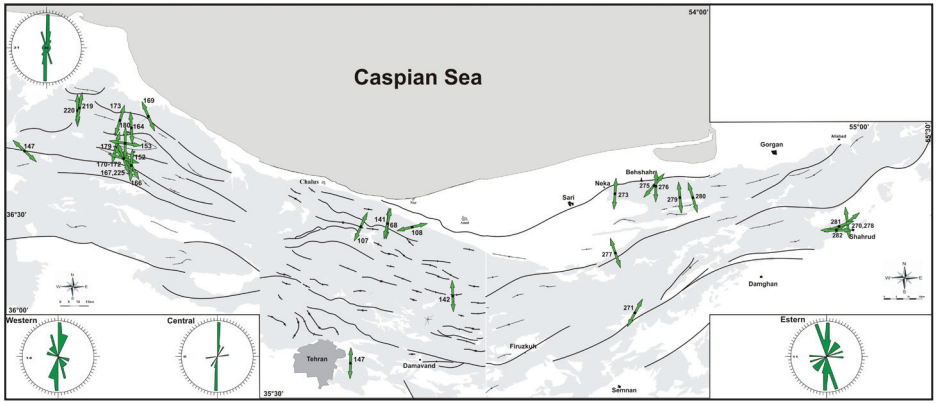
شکل ۴- تصویری از نقشــه زمین‌ســاخت دیرین خــاورمیانه در کالووین (Barrier & Vrielynck, 2009).



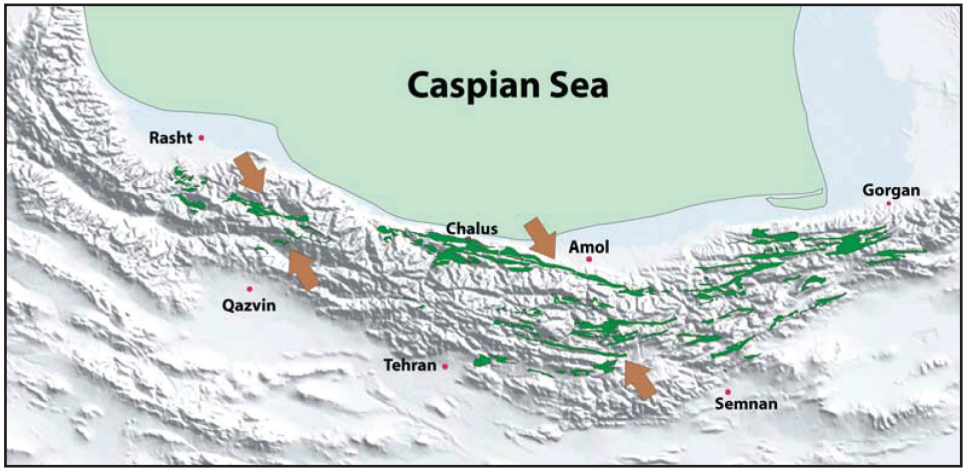
شکل ۵- تصویری از نقشه زمین‌ساخت دیرین خاورمیانه در تیتونین آغازین (Barrier & Vrielynck, 2009).



شکل ۶- تصویری از نقشه زمین‌ساخت دیرین خاورمیانه در سنومانین (Barrier & Vrielynck, 2009).

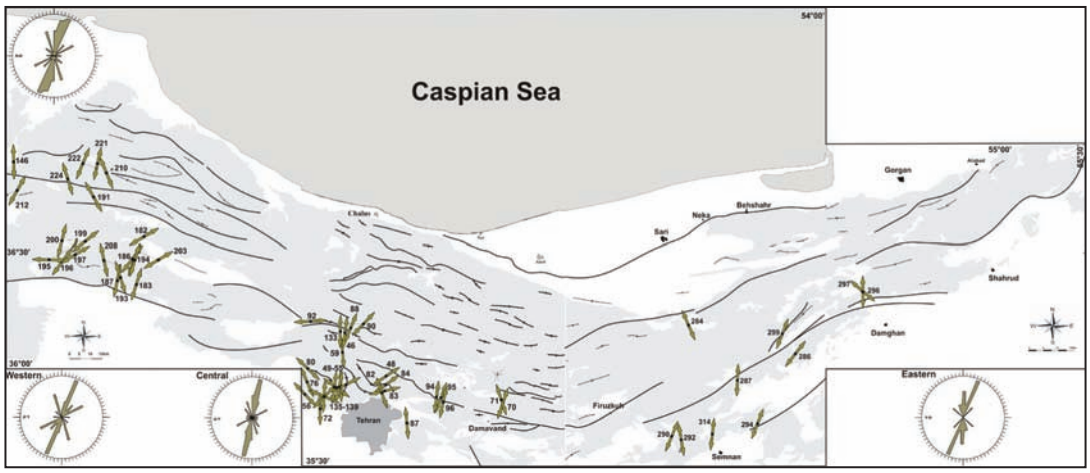


شکل ۷- انتشار محور ۳σ مربوط به رخداد کششی در سازند تیزکوه. بالا سمت چپ، نمودار گل سرخی تمامی سوهای تنسور مناطق البرز باختری و مرکزی را نشان می‌دهد. ردیف پایین، سوهای تنسور به ترتیب از چپ به راست مربوط به البرز باختری، مرکزی و خاوری است.

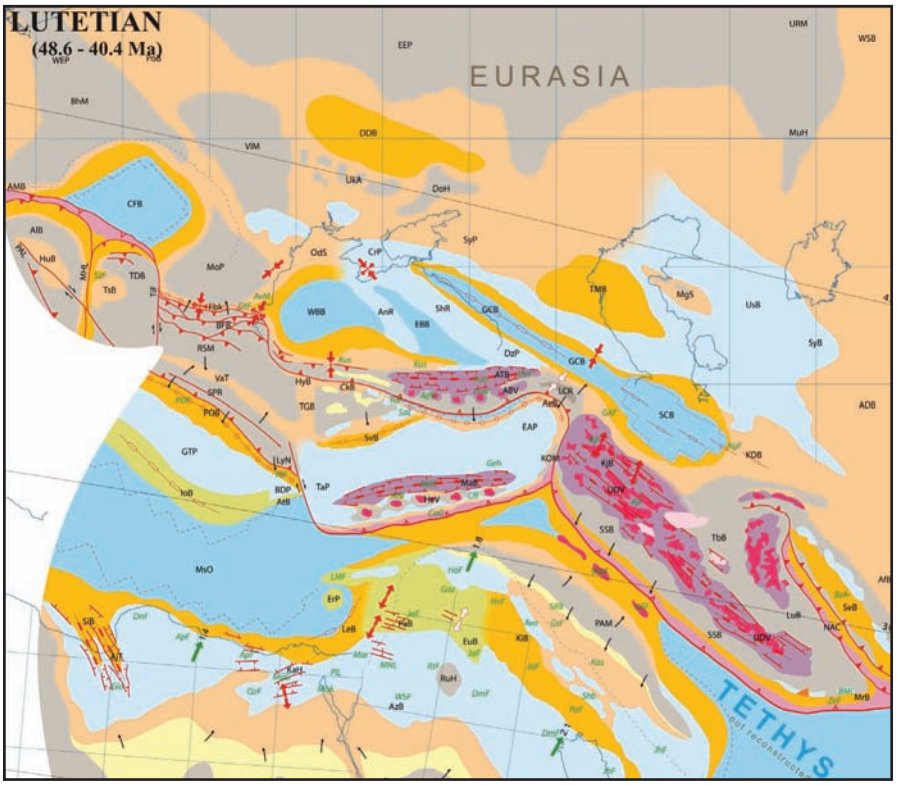


شکل ۹- انتشار محور σ_1 مربوط به رخداد تراکمی پالئوسن. در البرز، نهشته‌های آواری پس از کوهزایی با ناپیوستگی آشکار ردیف‌های کهن‌تر را می‌پوشانند. این ناپیوستگی حاصل نیروهای تراکمی با راستای شمال‌باختری – جنوب‌خاوری در البرز باختری و مرکزی است. در بخش خاوری البرز به واسطه چرخش و تغییر شکل نیروهای تراکمی دوره نوزیستی تعیین راستای نیروهای تراکمی امکان‌پذیر نیست. رنگ سبز نمایشگر پراکندگی رخنمون‌های کرتاسه در البرز است.

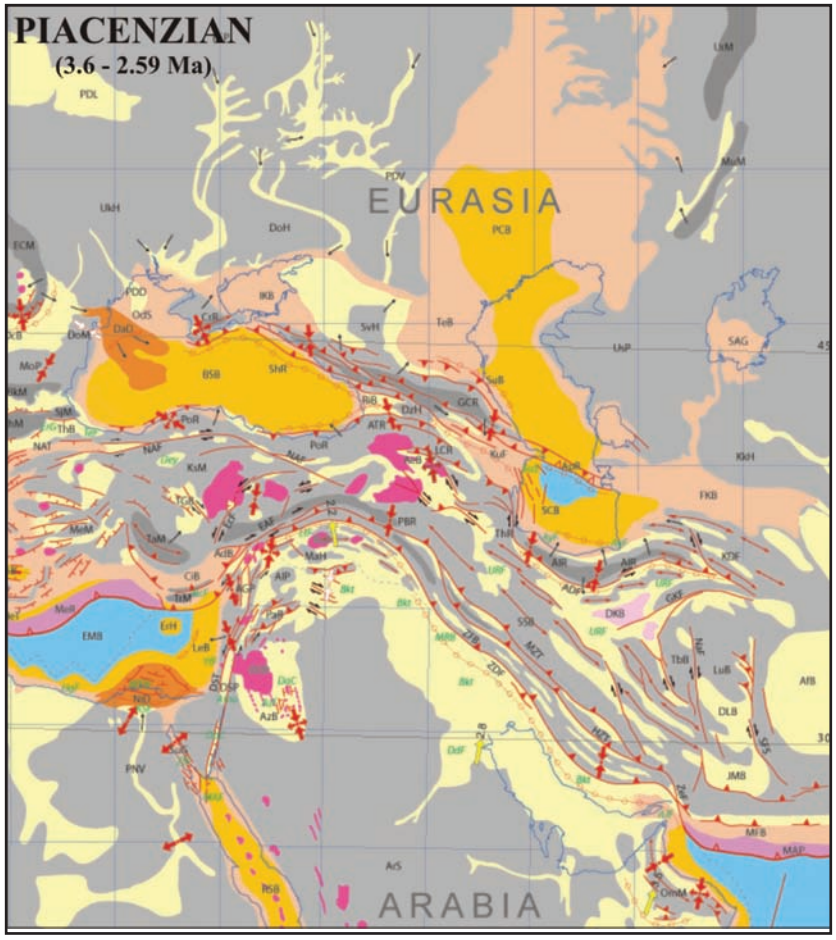
شکل ۸- تصویری از نقشه زمین‌ساخت دیرین خاورمیانه در مایستریشتین پسین (Barrier & Vrielynck, 2009).



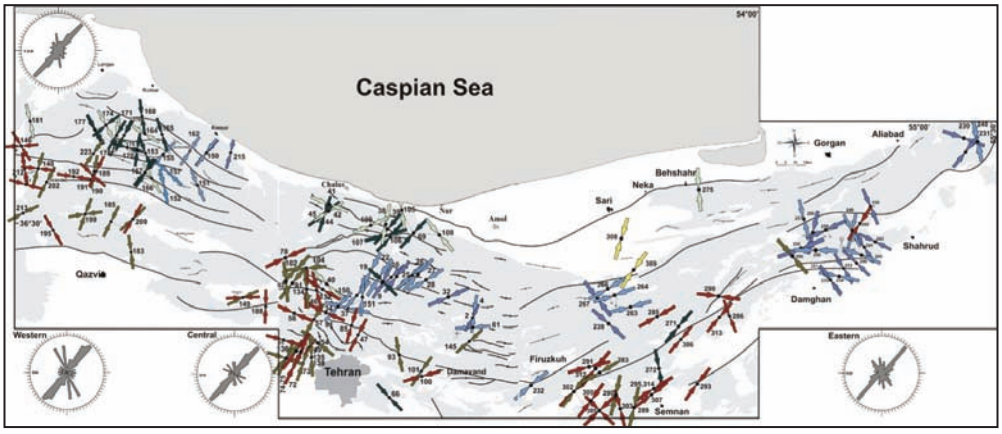
شکل ۱۰- انتشار محور σ_2 مربوط به رخداد کششی در ائوسن پیشین - میانی. بالا سمت چپ، نمودار گل سرخی تمامی سوهای تنسور مناطق البرز باختری و مرکزی را نشان می‌دهد. ردیف پایین، سوهای تنسور به ترتیب از چپ به راست مربوط به البرز باختری، مرکزی و خاوری است.



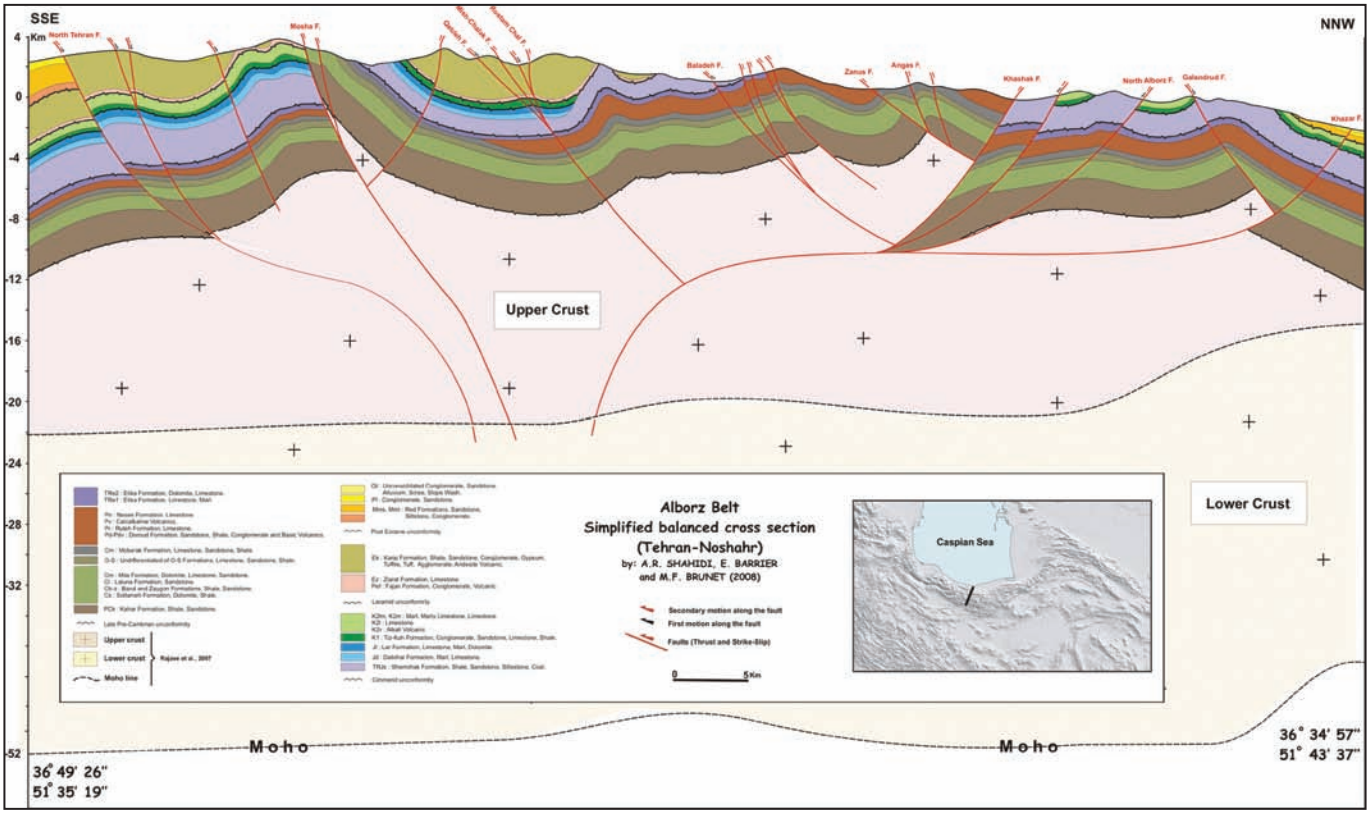
شکل۱۱- تصویری از نقشه زمین‌ساخت دیرین خاورمیانه در لوتسین (Barrier & Vrielynck, 2009).



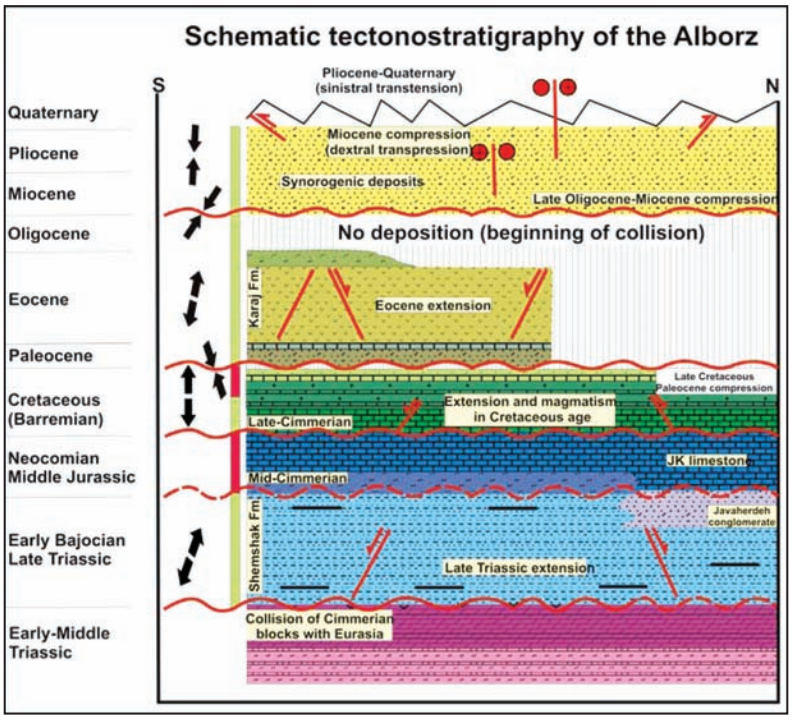
شکل۱۲- تصویری از نقشــه زمین‌ساخــت دیرین خــاورمیانــه در پیاسنزین (Barrier & Vrielynck, 2009).



شکل۱۳- انتشار محور σ_1 مربوط به رخدادهای تراکمی در البرز. رنگ‌های آبی تیره و روشن سوهای محور σ_1 در گروه شمشک، رنگ‌های سبز تیره و روشن سوهای محور σ_1 در سری کرتاسه و رنگ‌های سرخ و زیتونی سوهای محور σ_1 در سازند زیارت و کرج را نمایش می‌دهند. بالا سمت چپ، نمودار گل سرخی تمامی سوهای محور σ_1 در مناطق البرز باختری و مرکزی را نشان می‌دهد. ردیف پایین، سوهای تنسور به‌ترتیب از چپ به‌راست مربوط به البرز باختری، مرکزی و خاوری است.



شکل ۱۴- نمایش ساختمانی البرز مرکزی (Shahidi, 2008).



شکل ۱۵- جدول چینه - زمین‌ساختی البرز (Shahidi, 2008).

کتابنگاری

آقانباتی، ع.، سعیدی، ع.، ۱۳۶۰- معرفی حرکات زمین‌ساختی باتونین (ژوراسیک میانی) در ایران مرکزی. سازمان زمین‌شناسی کشور.
رجایی، ا.، مختاری، م.، پریستلی، ک.، هاتسفلد، د.، ۱۳۸۶- بررسی تغیرات ژرفای موهو در البرز مرکزی. فصلنامه علوم‌زمین، سال شانزدهم، شماره ۶۴.

References

Alavi Naini, M., 1992- Kimmerian event in Iran. Scientific Quarterly Journal (GSI), Vol. 2, N° 5: 38-47.

Alavi, M., 1991- Tectonic map of the Middle East (1/5 000 000). Geol. Surv. Iran, Tehran.

Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros orogenic belt of Iran; new data and interpretations. Tectonophysics: 211-238.

Alavi, M., 1996- Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in Northern Iran. Journal of Geodynamics, 21(1): 1-33.

Allen, M. B., Vincent, S. J., Alsop, G. I., Ismail-zadeh, A. & Flecker, R., 2003- Late Cenozoic deformation in the South Caspian region: effects of a rigid basement block within a collision zone. Tectonophysics, 366(3-4): 223-239.

Angelier, J., 1975- Sur l'analyse de mesures recueillies dans les sites failles: l'utilité´ d'une confrontation entre les méthodes dynamiques et cinématiques. C. R. Acad. Sci. Paris D 281: 1805– 1808.

Angelier, J., 1979- Néotectonique de l'arc égéen. Soc. géol. Nord, pub., l-3: 418.

Annells, R. N., Arthurton, R. S., Bazley, R. A., Davies, R. C., M., Rahimzadeh, F. & Rashtian, K., 1985-Explanatory text of the Qazvin and Rasht quadrangle map. Geol. Surv. Iran, Tehran, Iran: 94 p.

Assereto, R., 1966- The Jurassic Shemshak Formation in central Elburz (Iran). Rivista Italinana di Paleontologia e stratigraphia, 72: 1133-1182.

Barrier, E. & Vrielynck, B., 2009- Paleotectonic maps of the Middle East. Middle East Basins Evolution Programme (MEBE).

Belov, A. A., 1981- Tectonic History of the Alpine Fold Belt in the Paleozoic Nauka, Moscow. In Russian.

Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean-type plutonic activity in northern Makran and Central Iran. J. Geol. Soc. London, 139: 605-614.

Berberian, M. & King, G., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18: 210–265.

Berberian, M., 1983- The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, Vol. 20: 163–183.

Besse, J., Torcq, F., Gallet, Y., Ricou, L. E., Krystyn, L. & Saidi, A., 1998- Late Permian to Late Triassic palaeomagnetic data from Iran: constraints on the migration of the Iranian block through the Tethyan Ocean and initial destruction of Pangaea. Geophysical Journal International, 135: 77-92.

Boulin, J., 1991- Structures in Southwest Asia and evolution of the eastern Tethys. 21l-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 modelling. In: Brunet, M.-F and Cloetingh S. (Eds) Integrated Peri-Tethyan basins studies (Peri-Tethys Programme). Sedimentary Geology, 156, 119-148.

Clark, D. L., Davies, R. G., Hamzehpour, B. & Jones, C. R., 1975- Explanatory text of the Bandar-e-Pahlavi Quadrangle. Map. Geo. Surv. Iran, Tehran. 198 p.

Davoudzadeh, M. & Schmidt, K., 1984- A Review of the Mesozoic Paleogeography and Paleotectonic Evolution of Iran. N. Jb Geol. Paläont. Abh., 168: 182-207.

Dercourt, J., Zonenshain, L. P., Ricou, L. E., Kazmin, V. G., Le Pichon, X., Knipper, A. L., Grandjacquet, C., Sbortshikov, I. M., Geyssant, J., Lepvrier, C., Pechersky, D. H., Boulin, J., Sibuet, J. C., Savostin, L. A., Sorokhtin, O., Westphal, M., Bazhenov, M. L., Lauer, J. P. & Biju-Duval, B., 1986 - Geological evolution of the tethys belt from the Atlantic to the Pamirs since the Lias. Tectonophysics, 123(1-4): 241-315.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., Barrier, E., Biju-Duval, B., Brunet, M., F., Cadet, J. P., Crasquin, S., Sandulescu, M. (Eds.), 2000- Atlas Peri-Tethys. Palaeogeographical Maps. CCGM/CGMW, Paris (24 maps and explanatory notes: I –XX; 269).

Fauvelet, E. & Eftekhar-Nezhad, J., 1992- Explanatory text of the Gonabad Quadrangle Map (1/ 250 000). Geol. Surv. Iran, Tehran.

Furon, R., 1941- Géologie du plateau iranien (Perse-Afghanistan-Beloutchistan). Paris, Mém. Mus. Nal. Hist. Natur., 7/7: 177-414.

Fürsich, F., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Cecca, F. and Majidifard, M.R., 2005- The upper Shemshak Formation (Toarcian–Aalenian) of the Eastern Alborz (Iran): Biota and palaeoenvironments during a transgressive–regressive cycle. Facies, 51 (1–2): 365-384.

Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K. & Majidifard, M. R., 2008- Lithostratigraphy of the Upper Triassic-Middle Jurassic Shemshak Group of northern Iran. In: Brunet, M.-F., Wilmsen M. and Granath J. W. (Eds) South Caspian, North to Central Iran Basins, Geological Society London, Special Publication (accepté).

Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. & Grove, M., 2008- Detrital zircon provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics. Tectonophysics.

Jenny, J., 1978- Précambrien et Paléozoïque inférieur de l'Elbourz oriental entre Aliabad et Shahrud, Iran du nord-est. Ecl. Geol. Helv., 70: 761-770.

Kazmin, V. G. & Tikhonova, N. F., 2005- Early Mesozoic Marginal Seas in the Black Sea and Caucasus Region: Paleotectonic Reconstruction. Geotectonics, Vol. 39, N° 5: 349-363.

Kazmin, V. G. & Tikhonova, N. F., 2006- Late Cretaceous-Eocene Marginal Seas in the Black Sea-Caspian Region: Paleotectonic Reconstructions. Geotectonics, Vol. 40, N° 3: 169–182.

Kazmin, V. G., 1991- Collision and rifting in the Tethys Ocean: geodynamic implications. Tectonophysics, 196: 371–384.

Kazmin, V. G., Ricou, L. E. & Sbortshikov, I. M., 1986- Structure and evolution of the passive margin of the Eastern Tethys. Tectonophysics, 123: 153-179.

Kazmin, V. G. & Sborschikov, I. M., 1989- Paleozoic and early Mesozoic deformations on the Caucasus, and their place in the Tethys history. In: Belov, A.A., Satian, M.A. (Eds.), Geodynamics of the Caucasus. Nauka, Moscow, 46– 54 (in Russian).

Kristan-Tollmann, E., Tollmann, A. & Halnedani, A., 1979- Beitraige zur Kenntnis der Trias yon Persien. I. Revision der Triasgliederung, Rhfit fazies im Raum yon Is fahan und Kossener Fazieseinschlag bet Waliabad SE Abadeh. Wien, Mitt. oster. geol. Ges., Vol. 70: 119-186.

Lemaire, M. M., Westphal, M., Gurevitch, E. L., Nazarov, K., Feinberg, H. & Pozzi, J. P., 1997- How far between Iran and Eurasia was the Turan plate during Triassic-Jurassic times? Geologie en Mijnbouw, 76: 73–82.

Nabavi, M. H. & Seyed-Emami, K., 1977- Sinemurian ammonites from the Shemshak Formation of north Iran (Semnan area. Alhorz). N. Jb. Geol. Paläont. Abhand., 153(70-85).

Nazari, H., 2006- Analyse de la tectonique récente et active dans l'Alborz Central et la région de Téhéran : « Approche morphotectonique et paléoseismologique ». Thèse, Université Montpellier II, Montpellier, 247 p.

Poursoltani, M. R., Moussavi-Harami, R. & Gibling, M. R., 2007- Jurassic deep-water fans in the Neo-Tethys Ocean: The Kashafrud Formation of the Kopet-Dagh Basin, Iran. Sedimentary Geology, Vol. 198(1-2): 53-74.

Rad, F. K., 1986- A Jurassic delta in the eastern Alborz, NE Iran. Journal of Petroleum Geology, 9(3): 281-294.

Repin, Y., 1987- Stratigraphy and paleogeography of coal-bearing sediments of Iran. Unpublished Report. Nat. Iran Steel Comp., Tehran: 1:1-326; 2:1-198; 3:37 [in Persian].

Ricou, L. E., 1994- Tethys reconstructed: plates, continental fragments and their boundaries since 260 Ma from Central America to South-eastern Asia. Geodinamica Acta (Paris), 74: 169-218.

Rieben, E. H., 1966- Geological observation on alluvial deposits in northern Iran. Geological Survey of Iran, Tehran; Iran.P. 39.

Ruttner, A. W., 1993- Southern borderland of Triassic Laurasia in NE Iran. Geologische Rundschau, 82: 110– 120.

Sabzehei, M., 1993- Geological Map of Zardu (1/ 100 000). Geol. Surv. Iran, Tehran.

Saidi, A., 1995- Calendrier de la migration permo-triasique et morcellement mésozoïque des éléments continentaux de l'Iran., Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, France, 298 p.

Saidi, A., Brunet M. F., & Ricou L. E., 1997- Continental accretion of the Iran Block to Eurasia as seen from Late Paleozoic to Early Cretaceous subsidence curves. Geodin. Acta, 10: 189-208.

Sengör, A. M. C. & Kidd, W. S. F., 1979- Post-collisional tectonics of the Turkish-Iranian plateau and a comparison with Tibet. Tectonophysics, 55(3-4): 361-376.

Sengör, A. M. C., 1984- The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. Geological Society of America Special Paper 195: 181–241.

Seyed-Emami, K. & Alavi-Naini, M., 1990- Bajocian stage in Iran. Mem. Descrit. Carta. Geol. Ital., 40: 215-221.

Seyed-Emami, K., 2003- Triassic in Iran. Facies, 48: 91–106.

Seyed-Emami, K., Fürsich, F., Wilmsen, M., Schairer, G. & Majidifard, M., 2005- Toarcian and Alenian (Jurassic) ammonites from the Shemshak Formation of the Jajarm area (eastern Alborz, Iran). Palaeo. Zeitschrift, 79/3: 349-369.

Shahidi, A., 2005- Evolution tectonique et géodynamique des chaînes de l'Alborz et du Kopet-Dagh (Iran) depuis le Mésozoïque, Journées des Doctorants, 16 et 17 juin 2005, Ecole des Mines de Paris.

Shahidi, A., 2008- Evolution tectonique du Nord de L'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) depuis le Mésozoïque. Thèse, Université Pierre et Marie Curie (Paris 6), 500 p.

Shahidi, A., Barrier; E. & Brunet, M. F., 2008a- Tectonic and late Triassic-Middle Eocene extension in central Alborz, Iran. Scientific Quarterly Journal (GSI), Vol. 17, N° 1 (Special Issue): 4-25

Stampfli, G., Mosar, J., Favre, P., Pillevuit, A. & Vannay, J., 2001- Permo-Mesozoic evolution of the western Tethys realm: the Neo-Tethys East Mediterranean Basin connection. Peri-Tethys Memoire 6, peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins, Tome 186: 51-108.

Stampfli, G. M., 1978- Etude géologique générale de l'Elburz oriental au S de Gonbad-e-Qabus (Iran. N-E). Thèse, Université de Genève, 328 p.

Steiger, R., 1966- Die Geologie der West-Firuzkuh area (Zentral Elburz, Iran). Mitt. Geol. Inst. Eth. Univ. Zürich: 145.

Stöcklin, J., 1974- Northern Iran: Alborz Mountains. Geol. Soc. Lon., Special Publication, N° 4: 213-234.

Taheri, J., Fürsich, F. T. & Wilmsen, M., 2008- Stratigraphy, depositional environments, and geodynamic significance of the Upper Bajocian-Bathonian Kashafrud Formation (NE Iran). In: Brunet, M.-F., Wilmsen M. and Granath J. W. (eds) South Caspian, North to Central Iran Basins, Geological Society London, Special Publication (accepté).

Taraz, H., 1974- Geology of the Surmaq-Dehbid area, Abadeh region, Central lran. Internal report, Geol. Surv. lran, Tehran, Vol. 37: 1-138.

Vaez-Javadi, F. & Ghavidel-Syooki, M., 2006- Systematic Study of Spore and Pollen in Shemshak Formation, Jajarm Area. Scientific Quarterly Journal (GSI), Vol. 12, N° 56: 94-123.

Vaziri Moghadam, H. & Taheri, A., 2004- Study of Ichnofossils and Ichnofacies of the Upper Part of the Shemshak Formation at Tazareh Area (North East Damghan). Scientific Quarterly Journal (GSI), Vol. 12, N° 51-52: 46-57.

Völlmer, T., 1987- Zur Geologie des nordlichen Zentral-Elburz zwischen Chalus- und Haraz-Tal, Iran. Mitteilungen aus dem Geologisch-Palaontologischen. Institut der Universitat Hamburg, 63: 1–125.

Zonenshain, L. P., Kuzmin, M. I., & Natapov, L. M., 1990- Geology of the USSR: a plate-tectonic synthesis. In: Page, B.M. (Ed.), American Geophysical Union, Geodyn. Ser., Washington, DC, vol. 21, 242.