



بررسی برقی از وقایع تکتونیکی حاکم بر جنوب شرقی دریای خزر و بلوک خزر جنوبی

قدرت‌اله فرهودی و ممد ممبئی*

گروه زمین‌شناسی، دانشکده‌ی علوم پایه، دانشگاه آزاد اسلامی واحد شیراز، Gfarhoudi@yahoo.com, Mohebbi91@yahoo.com

*عهدہ‌دار مکاتبات

تاریخ دریافت: ۸۸/۱۰/۱۰؛ تاریخ دریافت اصلاح شده: ۸۹/۲/۱۱؛ تاریخ پذیرش: ۸۹/۲/۱۵

چکیده

گرگان اسپور (Gorgan Spur, GS)، به‌عنوان رخنه‌ی از پی‌سنگ کریستالین، تاقدیس منفردی است که در جنوب شرقی دریای خزر با روند محوری شرق-شمال شرق و جهت شیب غرب-جنوب غربی واقع شده است. گرگان اسپور، نشانه‌ی واضحی از فشارش و بالآمدگی است، اما اندازه‌گیری‌های جدید جی‌پی‌اس (GPS) ایستگاه گرگان، نشان‌دهنده‌ی نشست و چرخش در خلاف جهت عقربه‌های ساعت در بخشی از حاشیه‌ی شرقی دریای خزر (واقع در ایران) می‌باشد. در مقابل، بلوک خزر جنوبی (SCB) دارای چرخشی در جهت عقربه‌های ساعت می‌باشد. همچنین این مقاله تأیید می‌کند، که پوسته‌ی اقیانوسی واقعی در بلوک خزر جنوبی وجود ندارد و این پوسته‌ی قاره‌ای است که به علت فشار زیاد رسوبات، با ضخامت بیش از ۲۰ کیلومتر، نشست کرده و خاصیت پوسته‌ی اقیانوسی را از خود نشان می‌دهد. بلوک خزر جنوبی از زمان کرتاسه به بعد در حال نشست است و در این بلوک بخش جنوب غربی، عمیق‌ترین قسمت دریای خزر است.

واژه‌های کلیدی: بلوک خزر جنوبی (SCB)، جی‌پی‌اس، پوسته‌ی اقیانوسی، پوسته‌ی قاره‌ای، گرگان اسپور (GS).

۱- مقدمه

۱- واقع شدن و باقی‌ماندن در بین یکی از بزرگ‌ترین مناطق برخوردی (Collision)، در دنیا.
۲- واقع شدن و باقی‌ماندن در کمربند کوهزائی آلپ - هیمالیا.
۳- به‌عنوان یک منبع عظیم هیدروکربن.
۴- نقشی که این بلوک بر لرزه‌خیزی مناطق هم‌جوار دارد.
در این مقاله سعی شده تا بر اساس آخرین اطلاعات و داده‌های موجود، به بحث و گفت‌وگو پرداخته شود، تا با ارائه‌ی نظریاتی بتوان بخشی از ابهامات و ناگفته‌ها را بازگو کرد.

سرگذشت زمین‌شناسی دریای خزر، نحوه‌ی پیدایش و رژیم تکتونیکی حاکم بر بلوک خزر جنوبی (SCB, South Caspian Block)، همواره جای بحث داشته و دارد. در این مقاله با بررسی داده‌های سری‌های زمانی و ژئودینامیک ایران (GPS) و داده‌های زمین‌شناسی، رژیم تکتونیکی حاکم بر بلوک خزر جنوبی و نواحی اطراف این بلوک مورد بحث قرار داد، تا به چگونگی پیدایش بلوک خزر جنوبی و چگونگی حرکت این بلوک و تأثیر آن بر مناطق هم‌جوار، پرداخته شود.

۲- جایگاه زمین‌شناسی

از آنجایی که رژیم تکتونیکی حاکم بر شمال ایران و بلوک خزر جنوبی، متأثر از رژیم تکتونیکی حاکم بر میکروپلیت ایران می‌باشد، در ابتدا به‌طور خلاصه مروری بر تکتونیک حاکم بر این میکروپلیت و عوامل اصلی مؤثر بر این رژیم تکتونیکی پرداخته می‌شود. وضعیت کنونی تکتونیک حاکم بر قسمت اعظم ایران، نتیجه‌ی همگرایی بین صفحه‌ی عربی از جهت جنوب غربی و صفحه‌ی اوراسیا از جهت شمال شرقی است (تصویر ۱) (Nilforoushan et al. 2003).

بعضی از محققین به اقیانوسی بودن پوسته‌ی بلوک خزر جنوبی اشاره می‌نمایند و آن را باقیمانده‌ی پالتوتیس می‌دانند و یا تأکید بر اقیانوسی بودن منشاء آن بر اساس سرعت امواج لرزه‌سنجی دارند (موسوی روح‌بخش ۱۳۸۰، 1974, Stöcklin 1974, King 1981, Berberian & King 1983). با توجه به این امر، فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی به زیر پوسته‌ی قاره‌ای، به‌عنوان یک اصل کلی در زمین‌شناسی مطرح می‌گردد. زمین‌شناسی بلوک خزر جنوبی بنا به دلایل عمده‌ی ذیل حائز اهمیت می‌باشد:

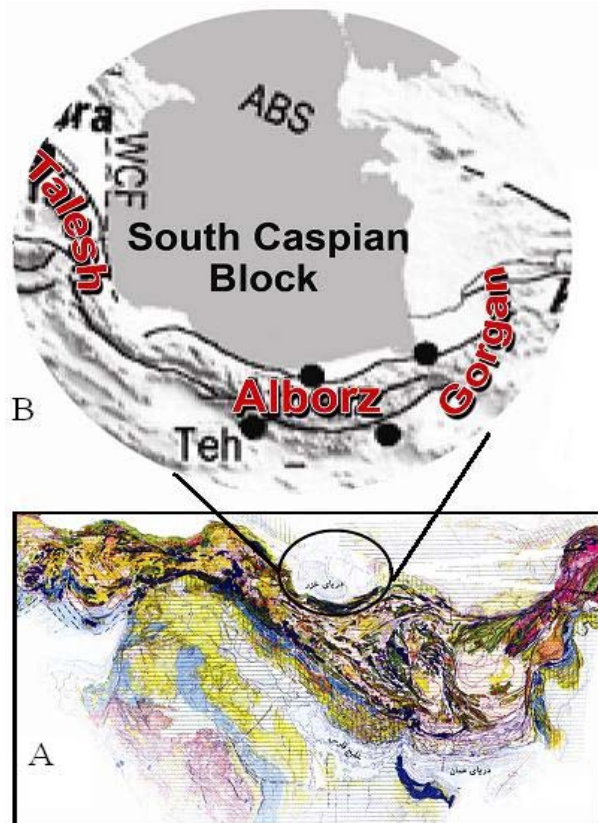
فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی عمان به زیر پوسته‌ی قاره‌ای مکران می‌باشند (Farhoudi & Karig 1977).

فرهودی (Farhoudi 1991) بیان می‌کند که جهت چین‌ها در البرز شرقی از سیستم گسل درونه، که یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های شرق ایران (Walker & Jackson 2004) و گسلی چپ‌گرد است تبعیت می‌کنند.

بلوک خزر جنوبی، از اطراف توسط کمربندهای فعال تکتونیکی احاطه شده است، از شمال به کمربند فعال آپشرون-بالکان سیل (Apschron-Balkhan Sills, ABS)، از شرق توسط ارتفاعات کپه‌داغ، از جنوب توسط ارتفاعات البرز و از غرب توسط ارتفاعات تالش احاطه گردیده است (تصویر ۲-۱A). حوضه‌ی رسوبی خزر جنوبی، یک بلوک مقاوم درون یک منطقه‌ی نامقاوم پهناور از خلیج فارس تا قفقاز-کپه‌داغ است، که مانند دیگر بلوک‌های مقاوم، از جمله دشت لوت در شرق ایران و فلات آناطولی مرکزی، بدون تغییر باقی مانده است. این در حالی است، که دورتادور این بلوک‌ها را کمربندهای فعالی در برگرفته‌اند که واتنش در آن‌ها متمرکز گردیده است (تصویر ۲-۱B) (Jackson et al. 2002). فقدان زمین‌لرزه در حوضه‌ی خزر جنوبی نشان‌دهنده‌ی آن است، که این حوضه‌ی رسوبی، یک بلوک مقاوم (Rigid Block) بین منطقه‌ی برخوردی صفحه‌ی غربی و صفحه‌ی اوراسیا می‌باشد (Masson et al. 2006).

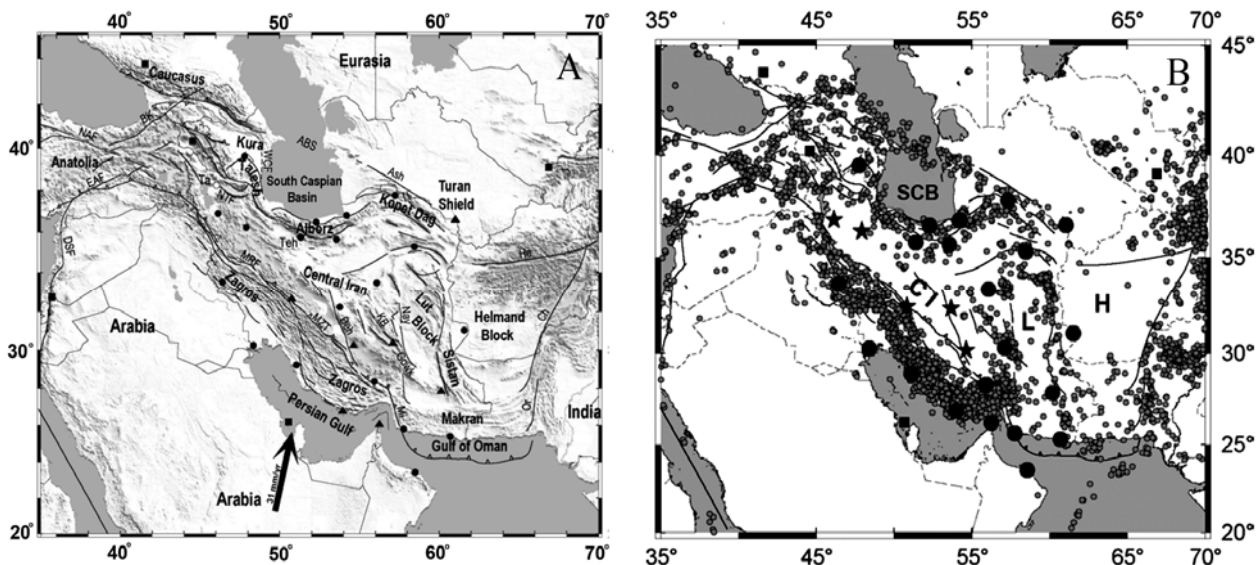
دریای خزر، با روند شمالی-جنوبی، حدهای فاصل بین صفحه‌ی اوراسیا در شمال و میکرو پلیت ایران در جنوب قرار دارد و توسط دو برآمدگی به سه بخش شمالی، میانی و جنوبی تقسیم می‌شود: پشته‌ی کارپینسکی (Karpinsky Ridge)، جداکننده‌ی خزر شمالی از خزر میانی و زون آپشرون-بالکان (Apschron-Balkhan zone) که ادامه‌ی رشته‌کوه کپه‌داغ است، جدا کننده‌ی خزر میانی از خزر جنوبی می‌باشد (تصویر ۳). اشتوکلین (Stöcklin 1974) از واژه‌ی پشته‌ی خزر میانی (Mid Caspian Ridge) به‌جای زون آپشرون-بالکان (Apschron-Balkhan zone) استفاده کرده است.

نکته‌ی قابل تأمل در مورد سه حوضه‌ی خزر شمالی، میانی و جنوبی، نبود پوسته‌ی گرانیتی در بلوک خزر جنوبی برحسب داده‌های ژئوفیزیکی (سرعت امواج لرزه‌نگاری) است. درحالی‌که، در حوضه‌ی خزر شمالی و میانی پوسته‌ی گرانیتی وجود دارد و دارای خاستگاه قاره‌ای می‌باشند (Bogdanov et al. 2006) (تصویر ۴). قریب به ۷۰ درصد از گل‌فشان‌های موجود در دنیا در بلوک خزر جنوبی واقع شده‌اند که از این تعداد گل‌فشان، بخش اعظمی از آن در محدوده‌ی شبه‌جزیره‌ی آپشرون، حاشیه‌ی بلوک خزر جنوبی، حدهای فاصل بین بلوک خزر جنوبی و زون آپشرون-بالکان قرار دارند. گل‌فشان‌ها در بلوک



تصویر ۱-۱A- وضعیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ-همالیا و واقع شدن بلوک خزر جنوبی (SCB) را در این کمربند نشان می‌دهد (آفانباتی ۱۳۸۵). Teh: تهران، WCF, West Caspian Fault: گسل غرب خزر. میکروپلیت ایران در بین صفحات عربی از جهت جنوب - جنوب غربی، صفحه‌ی اوراسیا از جهت شمال و صفحه‌ی هند از جهت شرق قرار گرفته است. میزان کوتاه‌شدگی میکروپلیت ایران در جهت شمالی-جنوبی (در واقع کوتاه‌شدگی که حاصل فشارش ایران در بین صفحه‌ی عربی از جهت جنوب-جنوب غربی و صفحه‌ی اوراسیا از جهت شمال) ۲۲ میلی‌متر در سال است (Djamour et al. 2007). B- موقعیت بلوک خزر جنوبی را نشان می‌دهد که از شرق توسط ارتفاعات گرگان، از غرب توسط ارتفاعات تالش، و از جنوب توسط ارتفاعات البرز احاطه شده است. بلوک خزر جنوبی همانند میکروپلیت ایران در کمربند کوهزایی آلپ - همالیا واقع شده است (Bogdanov et al. 2006).

باید یادآوری نمود، که این همگرایی بین صفحه‌ی عربی و اوراسیا یکی از بزرگ‌ترین همگرایی‌های شناخته شده در دنیا است (Allen et al. 2004). حاصل این همگرایی کوتاه‌شدگی ایران به میزان تقریباً ۲۲ میلی‌متر در سال در جهت شمال می‌باشد (Djamour et al. 2007). در منطقه‌ی مکران، به دلیل فرورانش پوسته‌ی اقیانوسی عمان به زیر پوسته‌ی قاره‌ای مکران، (با نرخ سالیانه‌ی حدود ۱/۸ سانتی‌متر) کوتاه‌شدگی روی نمی‌دهد (Nilforoushan et al. 2003). در میکروپلیت ایران، روند چین‌ها، از جهت برخورد صفحه‌ی عربی به ایران، شمال غربی- جنوب شرقی (NW-SE)، تبعیت می‌کنند، به جز مناطق البرز شرقی، مکران و بلوک لوت. در مکران، روند چین‌ها تابع



تصویر ۲- A- بلوک خزر جنوبی (SCB) از شمال محدود است به کمربند فعال آپشرون-بالکان سیل، از شرق توسط ارتفاعات کپه‌داغ، از جنوب توسط ارتفاعات البرز و از غرب توسط ارتفاعات تالش احاطه گردیده است. B- (SCB): بلوک خزر جنوبی، (CI): ایران مرکزی، (L): بلوک لوت، (H): بلوک هیلمند. بلوک خزر جنوبی از اطراف توسط کمربندهای فعال تکتونیکی احاطه شده است. نقطه‌های توخالی کوچک معرف لرزه‌هایی است که در آن مناطق روی می‌دهد. اطراف بلوک خزر جنوبی (SCB) توسط این دایره‌های کوچک توخالی احاطه شده که مبین لرزه‌خیز بودن و فعال بودن اطراف این بلوک از نظر تکتونیکی است (Vernant et al. 2004-a) با کمی تغییرات.

اندازه‌گیری توسط جی‌پی‌اس و محاسبات ورنانت و همکاران (Vernant et al. 2004-b) نیز مؤید حرکت بلوک خزر جنوبی به سمت شمال غربی، برابر با 6 ± 2 میلی‌متر در سال می‌باشد.

۴- تشکیل و جنس پوسته‌ی بلوک خزر جنوبی

اشتوکلین (Stöcklin 1974)، بلوک خزر جنوبی و پی‌سنگ آن را باقیمانده‌ی پالئوتیتس می‌داند. آپولسکی (Apol'skiy 1974)، پیدایش بلوک خزر جنوبی را نتیجه‌ی عملکرد یک گسل چپ‌گرد در زمان ژوراسیک پسین-کرتاسه‌ی پیشین می‌داند، که در انتهای جنوب شرقی آن فرورفتگی دریای خزر و در انتهای شمال غربی آن دریای سیاه ایجاد شده است.

بربریان و کینگ (Berberian & King 1981) و بربریان (Berberian 1983)، بلوک خزر جنوبی را باقیمانده‌ی یک پوسته‌ی اقیانوسی بسته شده در زمان تریاس و یا کرتاسه می‌دانند. سنگور (Sengor 1990)، بلوک خزر جنوبی را نیمی از یک حوضه‌ی کششی می‌داند که در زمان کرتاسه‌ی پایانی باز شده و در امتداد گسلی از رشته‌کوه‌های قفقاز تا کپه‌داغ ادامه داشته است.

فرهودی (Farhoudi 1996) بیان کرده است، که در نتیجه‌ی چرخش روند البرز از شمال غربی-جنوب شرقی به شمال شرقی-جنوب غربی، در البرز (Transpression) کوتاه‌شدگی و در بلوک خزر جنوبی، کشیدگی (Transtension) صورت گرفته است.

خزر جنوبی دارای روند خاصی هستند، جهت شمال غربی به سمت جنوب شرقی (از شبه جزیره‌ی آپشرون تا گرگان)، که به‌طور واضحی در جهت جنوب شرقی خزر از تعداد آن‌ها کاسته می‌گردد (موسوی روح‌بخش ۱۳۸۰). وجود این تعداد گل‌فشان خود تأییدی بر فشار فوق‌العاده‌ای است که بر این بلوک حاکم است. روند گل‌فشان‌ها، دقیقاً از روند حاشیه‌ی صفحه‌ی عربی (NW-SE) تبعیت می‌کنند.

این بلوک، از نظر تکتونیکی بسیار فعال می‌باشد چرا که یکی از بزرگ‌ترین حوضه‌های رسوب‌گذاری، با ضخامت لایه‌ی رسوبی تقریباً ۲۰-۲۵ کیلومتری در دنیا است (Brunet et al. 2003). همچنین (موسوی روح‌بخش ۱۳۸۰)، سرعت رسوب‌گذاری در زمان سنوزوئیک در دریای خزر را بیش از ۱ میلی‌متر در سال می‌داند.

عمیق‌ترین ناحیه‌ی دریای خزر، در بخش غربی بلوک خزر جنوبی، در جایی که ارتفاعات تالش بر روی بلوک خزر جنوبی رانده می‌شوند، قرار دارد. با حرکت از شرق به غرب در بلوک خزر جنوبی، بر عمق افزوده می‌گردد (موسوی روح‌بخش ۱۳۸۰) (تصویر ۵).

۳- دینامیک بلوک خزر جنوبی

بر اساس اندازه‌گیری‌های انجام شده توسط آقای جکسون و همکاران (Jackson et al. 2002)، بلوک خزر جنوبی در سال، حدود ۱۷-۱۳ میلی‌متر، از سمت شرق به جهت غرب حرکت می‌نماید. همچنین این بلوک در سال حدود ۱۰-۸ میلی‌متر به سمت شمال حرکت می‌نماید.

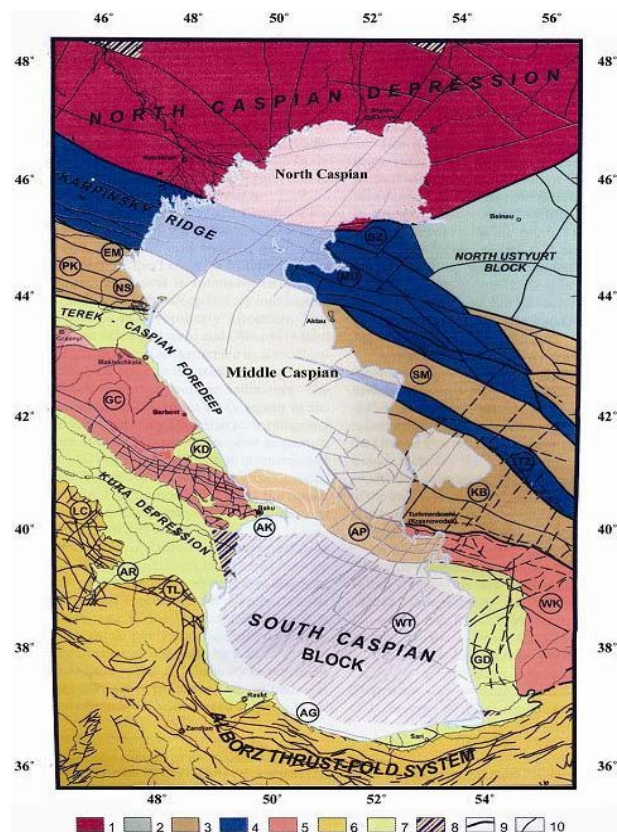
مؤلفه‌ی عرض جغرافیایی، مبین حرکت ایستگاه به جهت شمالی- جنوبی، مؤلفه‌ی X یا مؤلفه‌ی طول جغرافیایی، مبین حرکت ایستگاه در جهت شرقی- غربی و مؤلفه‌ی Z یا مؤلفه‌ی ارتفاعی، مبین حرکت قائم مناطق در دست مطالعه می‌باشند. نقطه‌ی صفر بر روی هر نمودار، تعیین‌کننده‌ی میانگین نقاط جی‌بی‌اس می‌باشد. در هر نمودار یک مؤلفه‌ی افقی و یک مؤلفه‌ی عمودی وجود دارد، مؤلفه‌ی افقی نشان‌دهنده‌ی زمان بر حسب سال میلادی می‌باشد که هر سال به دو نیم سال تقسیم شده و مؤلفه‌ی عمودی که نشان‌دهنده‌ی میزان جابه‌جایی بر حسب میلی‌متر می‌باشد (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

۵-۱- نمودار ایستگاه گرگان

با تحلیل نمودارهای A, B, C (تصویر ۶) متعلق به ایستگاه گرگان، در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا اوایل نیمه‌ی دوم ۲۰۰۸ میلادی (۶۵۶ روز) به این نتیجه می‌توان رسید، هم‌زمان با نشست این ناحیه (تصویر ۶، نمودار C)، ناحیه‌ی گرگان دارای حرکتی رو به جهت شمال شرقی است که در این مجموعه‌ی حرکتی، مؤلفه‌ی حرکت به سمت شرق، قوی‌تر از مؤلفه‌ی حرکت به سمت شمال می‌باشد (همان‌طور که گفته شد ایستگاه گرگان در طول مدت زمان یکسان، حدود ۱۲ میلی‌متر به سمت شمال و حدود ۱۳۵ میلی‌متر به سمت شرق حرکت کرده است). شاید بتوان گفت دلیل کم حرکت به طرف شمال ناحیه‌ی گرگان، به دلیل برخورد به بلوک خزر شمالی و مقاومتی است که این بلوک از خود نشان می‌دهد. هم‌زمان با حرکت این ناحیه به سمت شمال شرقی، از سال ۲۰۰۶ میلادی تا اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۸ میلادی، مؤلفه‌ی Z یا ارتفاعی، دارای نوسان بوده و مبین در حال نوسان بودن آن نیز می‌باشد. پدیده‌ی غالب در این مؤلفه، فرونشست به‌طور نامنظم (۱۳۵ میلی‌متر در ۶۵۶ روز) می‌باشد.

۵-۲- نمودار ایستگاه تنکابن

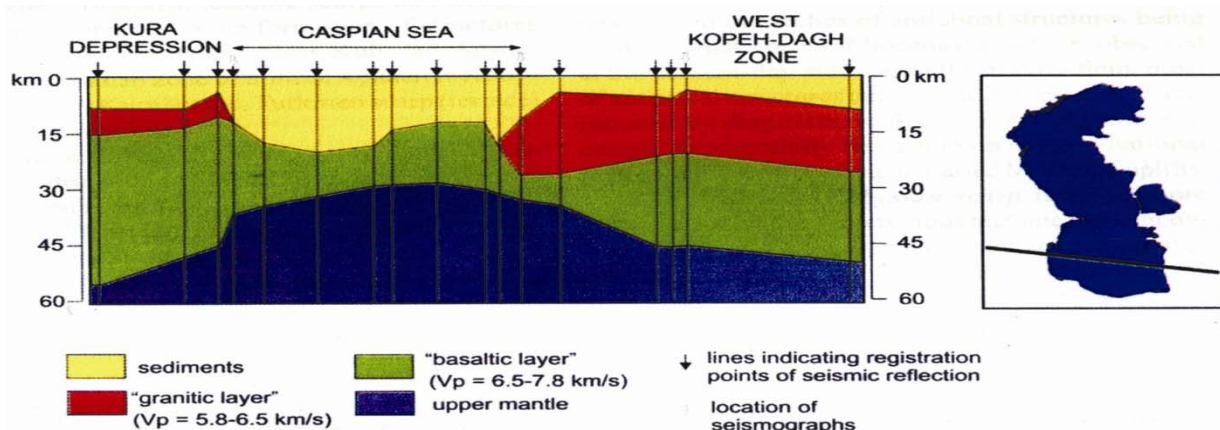
با تحلیل نمودارهای A, B, C (تصویر ۷) متعلق به ایستگاه تنکابن در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ میلادی (۶۲۰ روز) به این نتیجه می‌توان رسید، که ناحیه‌ی تنکابن دارای حرکتی رو به جهت شمال شرقی می‌باشد. در این مجموعه‌ی حرکتی، مؤلفه‌های حرکتی به سمت شمال و شرق تقریباً به هم نزدیک بوده و می‌توان گفت که هر دو این مؤلفه‌ها نسبتاً از یک روند تبعیت می‌کنند. در طول این مدت حرکت قائم قابل توجهی در این ناحیه ثبت نگردیده و می‌توان گفت که ناحیه‌ی تنکابن فرونشست و بالا آمدگی جدی را متحمل نشده است.



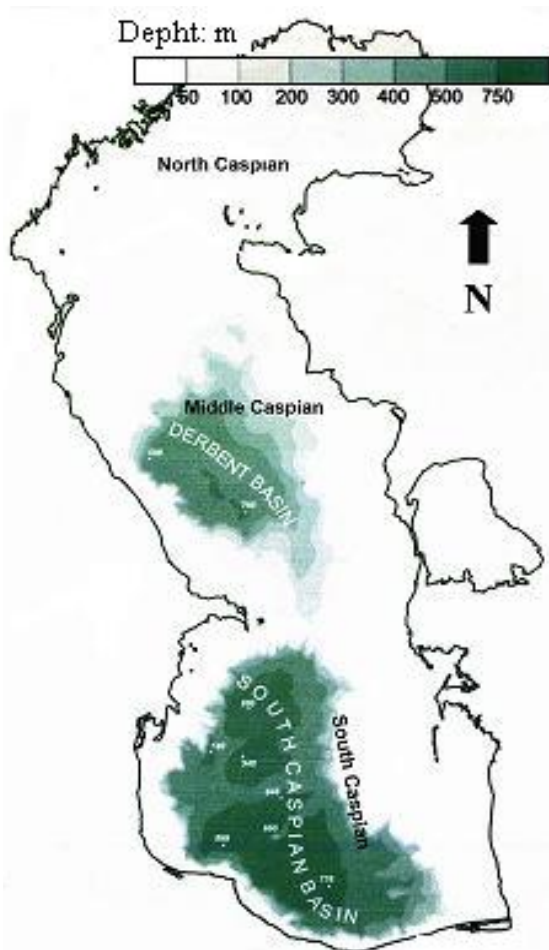
تصویر ۳- دریای خزر توسط دو برآمدگی به سه حوضه‌ی شمالی، میانی و جنوبی تقسیم شده است. ساختارهای اصلی تشکیل‌دهنده‌ی دریای خزر: نواحی پی‌سنگی پلت فرمی (۴-۱): ۱- پرکامبرین آغازین، ۲- بایکالین، ۳- هرسینین، ۴- سیمین آغازین، سیستم چین‌خورده‌ی رورانده‌ی آلپی (۶-۵): ۵- قفقاز بزرگ و کپه‌داغ، ۶- قفقاز کوچک، تالش، البرز؛ ۷- پیش ژرفا و فشارش، ۸- فشارش با پوسته‌ی اقیانوسی، ۹- خطوط تکتونیکی که مرزهایی با ساختارهای بزرگ ایجاد می‌کنند، ۱۰- ساختارهای مهم خطی دیگر. ساختارهای اصلی (حروف داخل دایره‌ها): (BZ) کمان بوزاچی، (MU) زون مرکزی منگیشلاک-اوستیورت، (SM) سیستم گودال‌های منگیشلاک اوستیورت، (TZ) زون توارکیر، (KB) تاقدیس خزر- قره‌بغاز میانی، (EM) گودال مانیچ شرقی، (PK) سیستم بالاآمدگی‌های کوما، (NS) پرتگاه نوگای، (GC) سیستم چین قفقاز بزرگ، (KD) گودال کوساری-دیویچی، (AP) زون آپشرون-بالکان، (WK) زون غربی کپه‌داغ، (LC) سیستم چین قفقاز کوچک، (AR) گودال آراکس پایینی، (TL) زون تالش، (AG) پیش ژرفای البرز-گرگان، (WT) گودال غربی ترکمن، (GD) زون گوگران داغ-اوکارم (Bogdanov et al. 2006) با کمی تغییرات.

۵-۳- داده‌های زمانی و آنالیز داده‌ها

داده‌های جی‌بی‌اس در سه ایستگاه گرگان، تنکابن و رشت جمع‌آوری و نتایج آن‌ها در زیر به‌صورت نمودار مشاهده می‌شود. باید توجه داشت که این داده‌ها خام بوده و حرکت صفحه‌ی اوراسیا و جهت حرکت آن در تفسیر این داده‌ها نقش دارند. داده‌های جی‌بی‌اس دارای سه مؤلفه‌ی X, Y, Z می‌باشند، که به‌ترتیب در تصویر ۶، مؤلفه‌ی Y یا



تصویر ۴- نیم‌رخ عرضی که بر اساس داده‌های ژئوفیزیکی در جهت شرقی- غربی در بلوک خزر جنوبی (در امتداد خط مشکی، تصویر سمت راست) حد فاصل بین West Kopeh-Dagh Zone و Kura Depression رسم گردیده است (Jackson et al. 2002). بلوک خزر جنوبی بر اساس داده‌های ژئوفیزیکی فاقد لایه‌ی گرانیتی (لایه‌ی قرمز رنگ) می‌باشد. در این بلوک، گوشته‌ی بالایی (لایه‌ی آبی رنگ) به فرم تاق‌گون (Antiform) ضخیم‌تر شده است (Bogdanov et al. 2006).



تصویر ۵- (Bogdanov et al. 2006) دریای خزر در حوضه‌ی خزر شمالی، حداکثر عمقی در حدود ۱۰۰ تا ۱۵۰ متر دارد، در حوضه‌ی خزر میانی این عمق بیشتر شده و به حدود ۵۰۰ تا ۶۰۰ متر می‌رسد، اما در بلوک خزر جنوبی باز هم این عمق افزایش یافته و به بیشترین عمق در دریای خزر، برابر با ۱۰۲۵ متر می‌رسد. عمیق‌ترین ناحیه‌ی دریای خزر در قسمت غربی بلوک خزر جنوبی واقع شده است. از شرق به غرب در بلوک خزر جنوبی بر عمق افزوده می‌گردد (موسوی روح‌بخش ۱۳۸۰).

۳-۵- نمودار ایستگاه رشت

با تحلیل نمودارهای A, B, C (تصویر ۸) متعلق به ایستگاه رشت در طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ میلادی (۶۳۷ روز) به این نتیجه می‌توان رسید، که ناحیه‌ی رشت دارای حرکتی رو به جهت شمال شرقی می‌باشد. در این مجموعه‌ی حرکتی، مؤلفه‌های حرکتی به سمت شمال و شرق تقریباً به هم نزدیک بوده و می‌توان گفت که هر دو این مؤلفه‌ها نسبتاً از یک روند تبعیت می‌کنند. در طول این مدت حرکات قائم قابل توجهی در این ناحیه ثبت نگردیده است و می‌توان گفت که ناحیه‌ی رشت، فرونشست و بالا آمدگی جدی را متحمل نگردیده است.

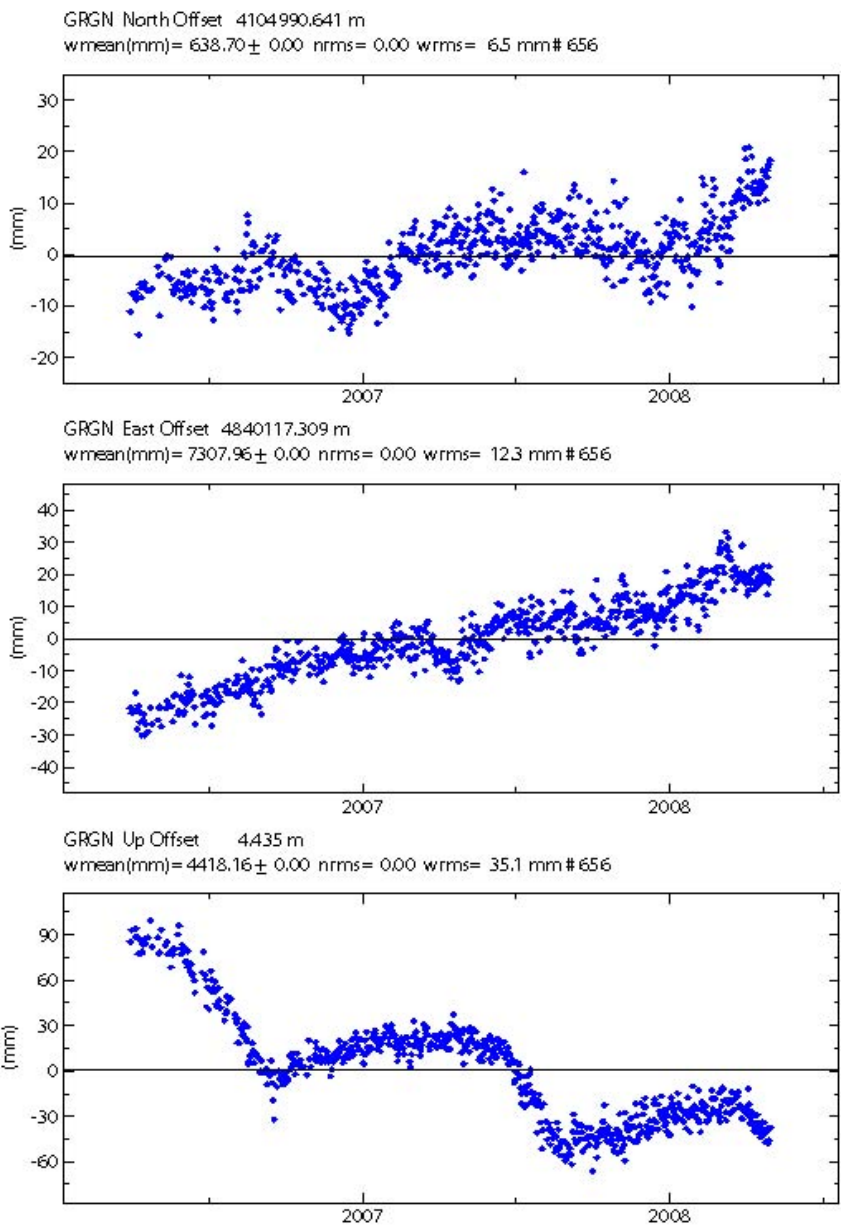
۴- ژئودینامیک ایران

برای نقاطی که دارای ایستگاه جی‌پی‌اس بودند، داده‌ها تحلیل و در نهایت تصویر ۹ که مبین میزان حرکت در سال و جهت حرکت این مناطق است به‌دست آمد که بیانگر ژئودینامیک میکرو پلت ایران است. در تصویر ۹، صفحه‌ی اوراسیا ثابت در نظر گرفته شده و بردارهایی که سرعت و جهت حرکت را نمایش می‌دهند، بر اساس ثابت بودن صفحه‌ی اوراسیا رسم گردیدند. ایستگاه گرگان (GRGN)، دارای حرکتی در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت می‌باشد، که بر اثر عملکرد گسل درون بر قسمت شرقی رشته‌کوه‌های البرز می‌باشد.

۷- پمپ

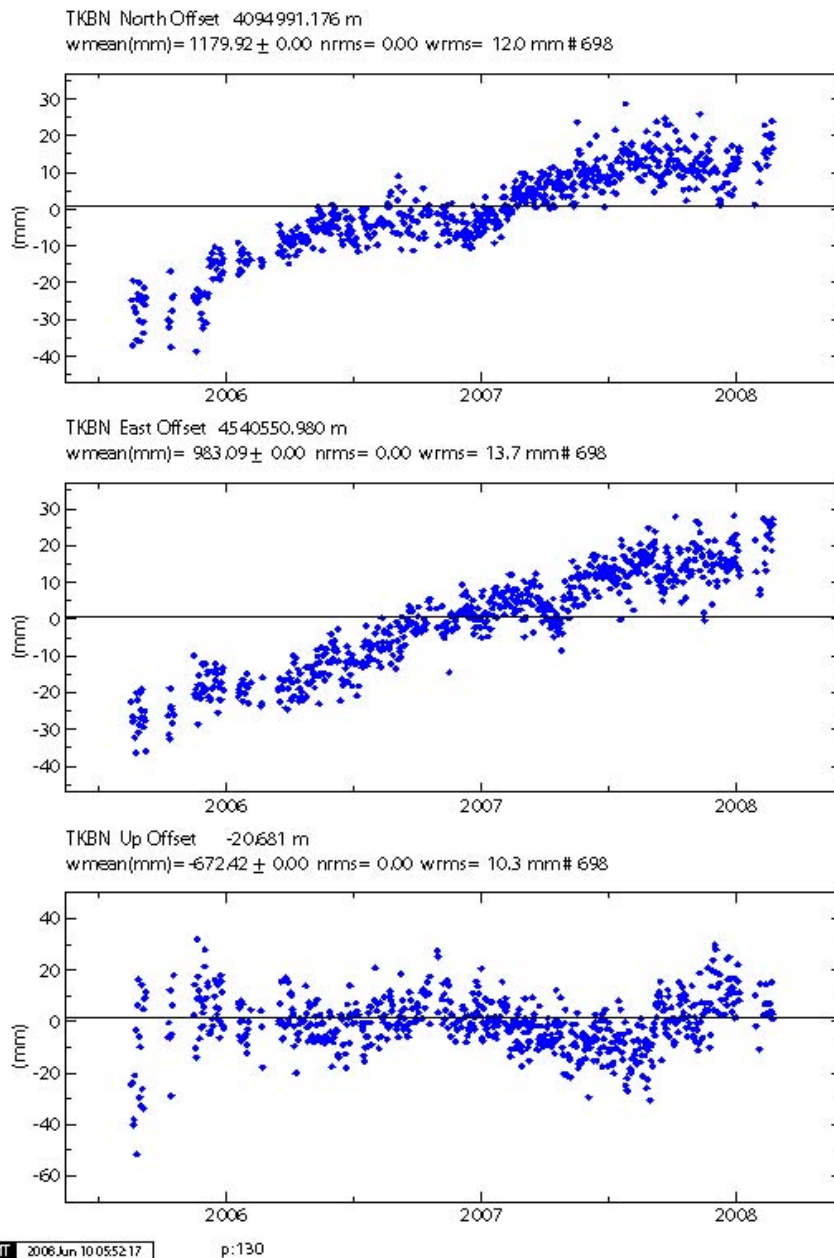
۱-۱- کاهش ارتفاعات گرگان

با بررسی ژئودینامیک ایران (تصویر ۹ و ۱۰)، پی به فشارشی بودن رژیم حاکم بر منطقه برده می‌شود. ورنانت و همکاران (Vernant et al. 2004-b) میزان این کوتاه‌شدگی را معادل با ۸ میلی‌متر در سال



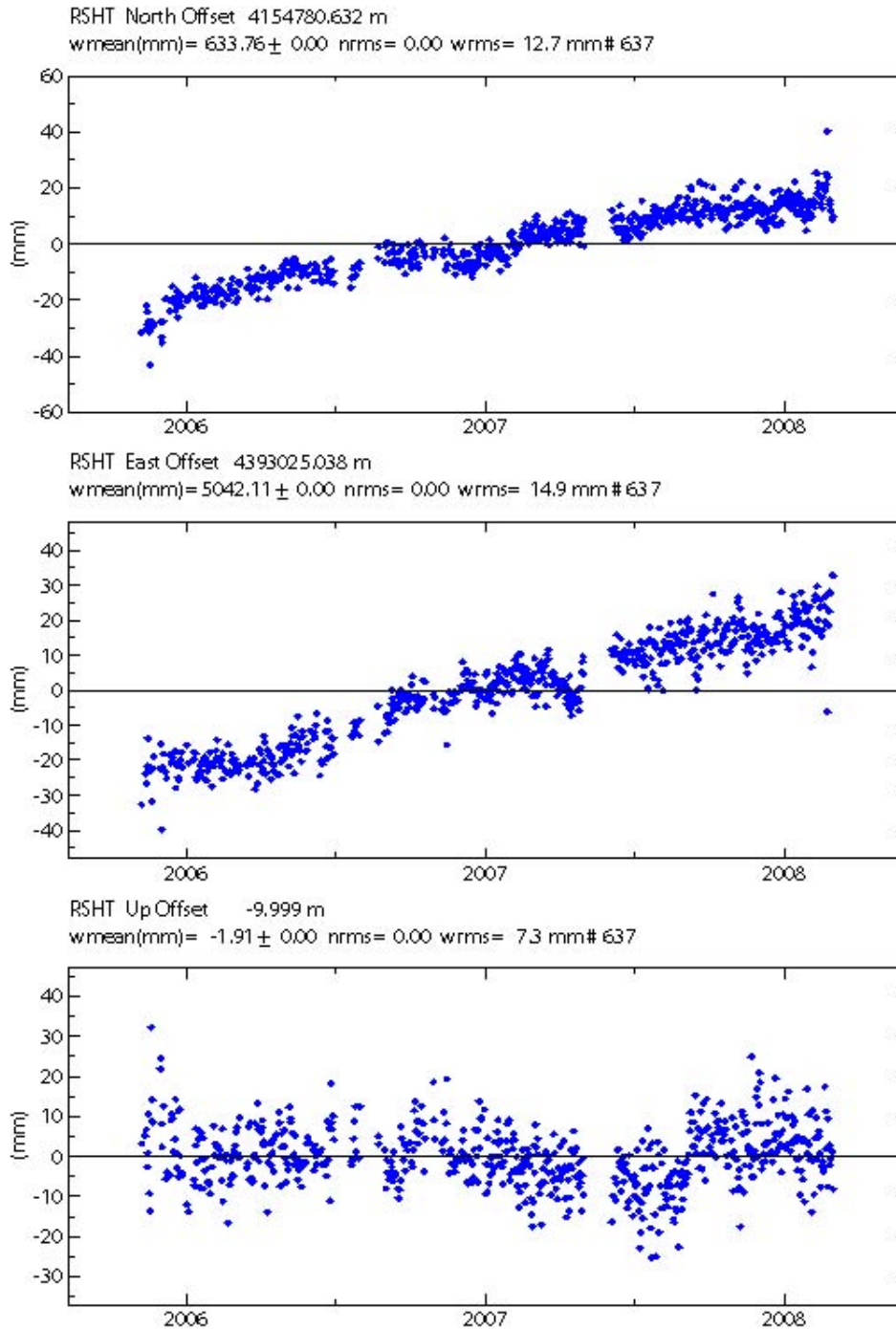
GMT 2008 Jun 10 05:46:08 p: 50

تصویر ۶ - نمودار A: مؤلفه‌ی Y، مؤلفه‌ی عرض جغرافیایی یا مؤلفه‌ی شمالی- جنوبی، حرکت به سمت شمال ایستگاه گرگان را نشان می‌دهد، اندازه‌گیری‌ها از حدود اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی شروع شده و تا اوایل نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۸ میلادی ادامه داشته است. از اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی تا اواخر سال ۲۰۰۶، ناحیه‌ی گرگان با سرعتی ثابت و روندی منظم به سمت شمال حرکت نموده و از اوایل سال ۲۰۰۷ میلادی تا پایان ربع اول نیمسال اول سال ۲۰۰۷، با روند منظم و به صورت صعودی حرکت به سمت شمال داشته است. از اوایل ربع دوم نیمسال اول سال ۲۰۰۷ میلادی تا اوایل سال ۲۰۰۸ میلادی ناحیه‌ی گرگان با نرخ ثابتی رو به شمال حرکت نموده است. در طول مدت اندازه‌گیری (۶۵۶ روز) حدود ۱۹ میلی‌متر به سمت شمال حرکت نموده است. نمودار B: مؤلفه‌ی X، مؤلفه‌ی طول جغرافیایی یا مؤلفه‌ی شرقی- غربی، به بررسی حرکت به سمت شرق ایستگاه گرگان می‌پردازد. بر اساس نمودار B، این ایستگاه از اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی تا اوایل نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۸ میلادی، با روندی نسبتاً منظم و صعودی به سمت شرق حرکت داشته است. در طول مدت اندازه‌گیری (۶۵۶ روز) ناحیه‌ی گرگان حدود ۴۰ میلی‌متر به سمت شرق حرکت کرده است. نمودار C: مؤلفه‌ی Z، مؤلفه‌ی ارتفاعی، این نمودار به بررسی حرکت قائم ایستگاه گرگان می‌پردازد، که مبین فرونشست آن از اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی تا اوایل نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۸ میلادی است، البته با روندی نامنظم، بدین صورت که از اوایل نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۶ ناحیه‌ی گرگان با نرخ خطی- نزولی شروع به کاهش ارتفاع نموده تا اواسط نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۶ میلادی که در طول این مدت حدود ۸۵ میلی‌متر کاهش ارتفاع داشته است. از اواسط نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۶ میلادی، این ایستگاه، بالآمدگی خفیفی در حد ۱۰ میلی‌متر تا اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۷ را ثبت نموده است. از اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۷، ایستگاه گرگان کاهش ارتفاع منظم و خطی را در زمانی کم پشت سر گذرانده، حدود ربع نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۷ را، از ربع نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۷ تا ربع نیمسال اول سال ۲۰۰۸ میلادی ایستگاه گرگان بالآمدگی، را در ناحیه نشان می‌دهد، که این بالآمدگی روند خطی و صعودی داشته است و می‌توان گفت حدود ۳۰ میلی‌متر بالآمدگی ثبت شده و در پایان مجدداً فرونشست در ناحیه حکمفرما شده است. در مجموع حدوداً از اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی تا اوایل نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۸ میلادی (مجموعاً ۶۵۶ روز) کاهش ارتفاع به میزان تقریبی ۱۳۵ میلی‌متر در ناحیه‌ی گرگان اتفاق افتاده است.



تصویر ۷ - نمودار A: مؤلفه‌ی Y، مؤلفه‌ی عرض جغرافیایی یا مؤلفه‌ی شمالی-جنوبی، حرکت به سمت شمال ایستگاه تنکابن را طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ میلادی نمایش می‌دهد. از اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی تا اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۶، ناحیه‌ی تنکابن به سمت شمال، با روندی منظم و افزایشی شروع به حرکت نموده، سپس از اوایل نیمه‌ی دوم سال ۲۰۰۶ میلادی تا اوایل سال ۲۰۰۷، ناحیه‌ی تنکابن تقریباً با نرخ ثابت به سمت شمال در حال حرکت بوده است. از اوایل سال ۲۰۰۷ میلادی تا اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۷، مجدداً ناحیه‌ی تنکابن با روندی منظم و افزایشی حرکت به سمت شمال را آغاز نموده و از اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۷ میلادی تا اوایل سال ۲۰۰۸، ناحیه‌ی تنکابن حرکت به سمت شمال را با نرخ ثابت ادامه داده است. در مجموع، ناحیه‌ی تنکابن در طول مدت اندازه‌گیری (۶۹۸ روز) تقریباً حدود ۲۰ میلی‌متر به سمت شمال حرکت نموده است. نمودار B: مؤلفه‌ی X، مؤلفه‌ی طول جغرافیایی یا مؤلفه‌ی شرقی-غربی، حرکت به سمت شرق ایستگاه تنکابن را طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ۲۰۰۸ میلادی، نمایش می‌دهد. از اوایل سال ۲۰۰۶ میلادی تا اوایل سال ۲۰۰۸، ناحیه‌ی تنکابن با روند منظم صعودی، به سمت شرق حرکت داشته و در طول مدت اندازه‌گیری (۶۹۸ روز) تقریباً حدود ۴۰ میلی‌متر به سمت شرق حرکت نموده است. نمودار C: مؤلفه‌ی Z یا مؤلفه‌ی ارتفاعی، به بررسی حرکات قائم ایستگاه تنکابن می‌پردازد. بر اساس این نمودار در این ناحیه حرکات قائم بسیار خفیفی روی داده، اما در مجموع این ناحیه در طی این مدت (۶۹۸ روز) نسبتاً با ثبات بوده است.

محاسبه و اعلام نمودند (تصویر ۱۰) و بالطبع نقاط اندازه‌گیری در جنوب آن (Depression) ایجاد فرورفتگی می‌شود موضوعی که داده‌های جی پی اس آنرا تایید می‌نمایند (نمودار C، تصویر ۶) و بیانگر کاهش ارتفاع در ناحیه‌ی گرگان می‌باشند. به دلیل اطمینان از صحت داده‌های جی‌پی‌اس، مطالعات تکمیلی دیگری بر روی منطقه صورت گرفت. روش‌های دیگری که می‌توان تغییرات ارتفاعی مناطق



GMT 2006 Jun 10 05:50:23

p:105

تصویر ۸ - نمودار A: مؤلفه‌ی Y، مؤلفه‌ی عرض جغرافیایی یا مؤلفه‌ی شمالی-جنوبی، این مؤلفه به بررسی حرکت به سمت شمال ایستگاه رشت می‌پردازد. بر اساس این نمودار ناحیه‌ی رشت در طی سال‌های ۲۰۰۶ میلادی تا ربع اول نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۸ (به مدت ۶۳۷ روز)، با روندی منظم و صعودی به سمت شمال به میزان تقریبی ۴۵ میلی‌متر حرکت نموده است. نمودار B: مؤلفه‌ی X، مؤلفه‌ی طول جغرافیایی یا مؤلفه‌ی شرقی-غربی، به بررسی مؤلفه‌ی حرکت شرقی ایستگاه رشت می‌پردازد که مبین حرکت رشت به سمت شرق، طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ربع نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۸ میلادی به میزان تقریبی ۵۰ میلی‌متر می‌باشد. نمودار C: مؤلفه‌ی Z یا مؤلفه‌ی ارتفاعی، به بررسی مؤلفه‌ی حرکت قائم ایستگاه رشت طی سال‌های ۲۰۰۶ تا ربع نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۸ میلادی می‌پردازد. بر اساس این نمودار در ناحیه‌ی رشت حرکات قائم بسیار خفیفی روی داده است، اما در مجموع می‌توان گفت که این ایستگاه در طی این (۶۳۷ روز) مدت، نسبتاً با ثبات بوده و حرکات شدیدی را ثبت ننموده است.

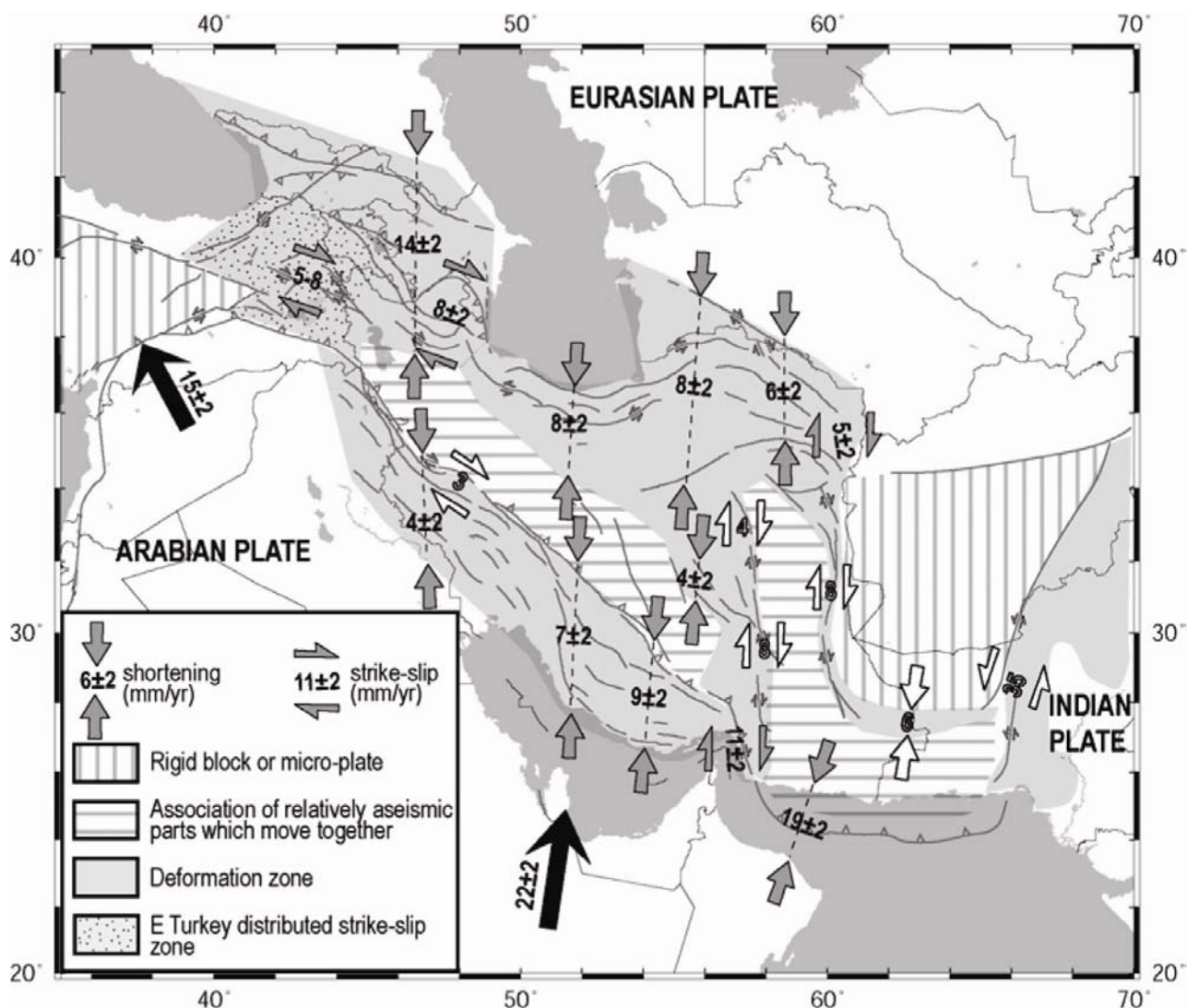
را مشاهده نمود، استفاده از مشاهدات ترازبایی است، که جهت دقت برای انجام ترازبایی از دستگاه N3 WILD با دقت ۰/۲ میلی‌متر برای بیشتر در کار، ترازبایی به صورت رفت و برگشت صورت می‌گیرد. رفت و دستگاه DINNI 12 ZEISS با دقت ۰/۳ میلی‌متر برای



تصویر ۹- برای ۳۵ ایستگاه داده‌های جی‌پی‌اس تحلیل، جهت حرکت و سرعت حرکت هر ناحیه در سال محاسبه شده است، دو مؤلفه‌ی حرکتی Y یا همان حرکت به سمت شمال و مؤلفه‌ی حرکتی X یا همان مؤلفه‌ی حرکت به سمت شرق را به راحتی می‌توان تشخیص داد. سری‌های زمانی مختصاتی و بردارهای سرعت به‌همراه بیضی‌های خطای هر ایستگاه در تصویر آورده شده است. ایستگاه گرگان با علامت GRGN، ایستگاه تنکابن با علامت TKBN و ایستگاه رشت با علامت RSHT، نمایش داده شده است. جهت حرکت کلی میکروپلیت ایران متأثر از جهت فشارش صفحه‌ی عربی بر میکروپلیت ایران است. صفحه‌ی اوراسیا ثابت در نظر گرفته شده است (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

عوامل متعددی در نشست زمین مؤثرند، از آن جمله می‌توان به استخراج معادن، ساخت و سازهای بشری و استفاده‌ی بی‌رویه از سفره‌های آب زیرزمینی اشاره نمود، که این مورد از مهمترین عوامل نشست سطح زمین در مقیاس وسیع است. در چند سال اخیر کشور ایران به‌علت کاهش نزولات آسمانی، دچار خشکسالی‌های عده‌ای شده و به‌دلیل رعایت نکردن الگوی مصرف، در تمامی نقاط ایران، دچار افت شدید سطح آب‌های زیرزمینی و در نتیجه افت سطح زمین شده است. برای صحت گفته‌های فوق، به بررسی گزارش تغییر سطح آب زیرزمینی استان گلستان توسط سازمان منابع طبیعی آب کل کشور پرداخته می‌شود. در ابتدا لازم به توضیح است، که استان گلستان از دید

برگشت استفاده شد. با انجام عملیات ترازبایی در استان گلستان در دو طرف ارتفاعات گرگان، در منطقه‌ی رامیان در نزدیکی گرگان، نشستی معادل با ۱/۳۰ متر طی ۱۶ سال ثبت گردید (تصویر ۱۱). با به‌دست آمدن داده‌های ترازبایی در استان گلستان و تحلیل داده‌ها، به صحت داده‌های جی‌پی‌اس پی برده شد. با مشاهده‌ی اطلاعات داده شده توسط جی‌پی‌اس و روش ترازبایی در دو طرف ارتفاعات گرگان (تصویر ۱۲)، کاهش ارتفاع بر خلاف رژیم فشارشی حاکم اثبات می‌گردد. اما سؤال مهم این است، چرا وقتی رژیم حاکم بر ارتفاعات گرگان با توجه به تصاویر ۹ و ۱۰ فشارشی است، ارتفاع آن‌ها در حال کاهش می‌باشد؟



تصویر ۱۰- با مشاهده تصاویر ۹ و ۱۰ به رژیم فشارشی حاکم بر ناحیه‌ی گرگان می‌توان پی برد و حاصل این فشارش کوتاه‌شدگی در حدود ۸ میلی‌متر در سال می‌باشد. طبق رژیم فشارشی حاکم بر این ناحیه می‌بایستی ارتفاعات در حال افزایش باشند، درحالی‌که مطالعات جی‌پی‌اس و مطالعات تکمیلی ترازبایی نه‌تنها افزایش ارتفاع را ثبت نکرده‌اند، بلکه با بررسی داده‌های آن‌ها به کاهش ارتفاع منطقه‌ی مورد مطالعه پی برده می‌شود (Vernant et al. 2004-b).



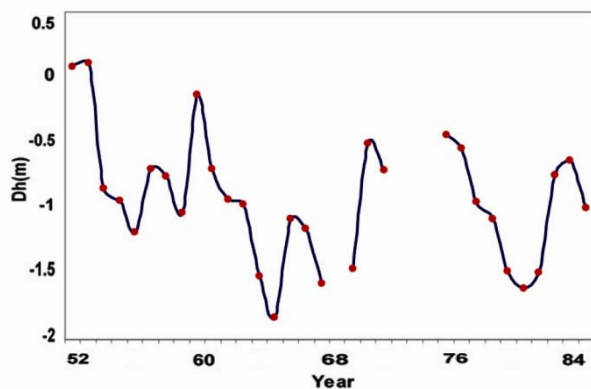
تصویر ۱۲- موقعیت قلعه‌ی عبدالله را نسبت به ارتفاعات گرگان نشان می‌دهد. منطقه‌ی قلعه‌ی عبدالله در مدت ۱۱ سال، ۶۰ سانتیمتر کاهش ارتفاع داشته است (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).



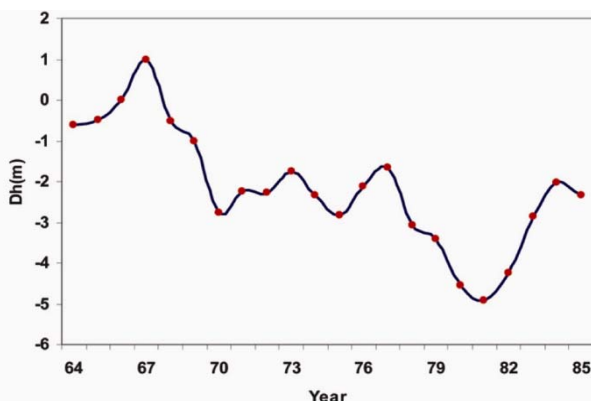
تصویر ۱۱- موقعیت رامیان را در استان گلستان و نسبت به ارتفاعات گرگان نمایش می‌دهد. منطقه‌ی رامیان طی ۱۶ سال ۱/۳۰ متر کاهش ارتفاع داشته است (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).



تصویر ۱۳- استان گلستان به سه حوزه‌ی آبخوان تقسیم‌بندی شده است، حوزه‌ی مراوه تپه، حوزه‌ی گرگان و حوزه‌ی داشلی برون- اینچه برون. جهت دقت در کار، به جز حوزه‌ی استان گلستان، به مطالعه‌ی حوزه‌ی استان‌های مجاور نیز پرداخته شد، از جمله حوزه‌ی بسطام واقع در استان سمنان، حوزه‌ی ساری- نکا و حوزه‌ی بهشهر- بندرگز واقع در استان مازندران، که حوزه‌ی بهشهر- بندرگز بین استان گلستان و استان مازندران مشترک در نظر گرفته می‌شود (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).



تصویر ۱۴- نمودار سطح ایستابی متعلق به حوزه‌ی گرگان از سال ۱۳۵۲ شمسی تا سال ۱۳۸۶ شمسی است، که نشانگر نوسان و کاهش سطح ایستابی در این حوزه‌ی آبخوان می‌باشد، بین سال‌های ۱۳۵۳ تا ۱۳۸۴ سطح ایستابی در این حوزه بیش از نیم‌متر افت نموده است (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).



تصویر ۱۵- نمودار میانگین تجمعی تغییرات سطح ایستابی آبخوان بهشهر- بندرگز، این حوزه بین استان گلستان و مازندران مشترک است. سطح ایستابی در این حوزه دارای نوسانات شدیدی است، اما چیزی که در این نمودار واضح است افت شدید سطح ایستابی است. سطح ایستابی در این حوزه حد فاصل سال‌های ۱۳۶۴ تا ۱۳۸۱، بیش از چهار متر افت را نشان می‌دهد (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

سازمان منابع طبیعی آب کل کشور به سه حوزه‌ی مطالعاتی آبخوان، به نام‌های مراوه تپه، گرگان و داشلی برون - اینچه برون تقسیم می‌شود (تصویر ۱۳) (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

جهت دقت در کار، حوزه‌های استان‌های مجاور نیز مورد بررسی قرار گرفتند، که می‌توان به حوزه‌های بسطام واقع در استان سمنان و حوزه‌ی ساری- نکا، حوزه‌ی بهشهر- بندرگز واقع در استان مازندران، که حوزه‌ی بهشهر- بندرگز بین استان گلستان و استان مازندران، مشترک در نظر گرفته می‌شود. در تمامی نمودارهایی که متعلق به حوزه‌های آبخوان می‌باشند، محور عمودی (Dh)، بیانگر سطح آب زیرزمینی بر حسب متر، و محور افقی نشان‌دهنده‌ی سال ۱۳۵۲ تا ۱۳۸۶ شمسی می‌باشند (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

۷-۱-۱- حوزه‌ی آبخوان گرگان- گنبد

وسعت آبخوان گرگان-گنبد ۴۴۰۰ کیلومتر مربع می‌باشد. این حوزه، منطقه‌ی ممنوعه‌ی بهره‌برداری اعلام شده است. در تصویر ۱۴ نمودار میانگین تجمعی تغییرات سطح ایستابی آبخوان نمایش داده شده است (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

با مقایسه‌ی بین مؤلفه‌ی ارتفاعی نمودار گرگان (تصویر ۶، نمودار C) با تصویر ۱۴ می‌توان ارتباطی بین این دو برقرار کرد. در مؤلفه‌ی ارتفاعی ایستگاه گرگان (تصویر ۶، نمودار C)، در ربع دوم نیمسال دوم سال ۲۰۰۶ میلادی، ایستگاه گرگان ناگهان یک بالاآمدگی (uplift)، پیدا کرده و آن روند خطی کاهش ارتفاع را به یک‌باره قطع نموده و تا اواخر نیمه‌ی اول سال ۲۰۰۷ میلادی، حدود ۱۰ میلی‌متر بالاآمدگی را حفظ کرده است. با توجه به تصویر ۱۴ می‌توان بالاآمدگی ناگهانی ایستگاه گرگان را به افزایش بارندگی در سال‌های ۱۳۸۳، ۱۳۸۴ و ۱۳۸۵ مربوط دانست و بالطبع با بالا بودن میزان بارندگی، سطح ایستابی آب بالا آمده و همان‌طور که کاهش سطح ایستابی، در افت سطح زمین مؤثر می‌باشد، افزایش سطح ایستابی نیز می‌تواند در بالا آمدن سطح زمین مؤثر باشد.

۷-۱-۲- حوزه‌ی آبخوان بهشهر-بندرگز

این حوزه دارای وسعت ۳۵۰ کیلومتر مربع می‌باشد و منطقه‌ی ممنوعه‌ی بهره‌برداری اعلام شده است. در تصویر ۱۵ نمودار میانگین تجمعی تغییرات سطح ایستابی آبخوان مشاهده می‌گردد (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

۷-۱-۳- حوزه‌ی آبخوان بسطام

دارای وسعت ۲۱۰ کیلومتر مربع می‌باشد. این حوزه به‌عنوان منطقه‌ی

عادی یک لایه‌ی بازالتی)، درحالی‌که ضخامت پوسته‌ی اقیانوسی یا همان لایه‌ی بازالتی ۸-۵ کیلومتر و ضخامت پوسته‌ی قاره‌ای یا همان لایه‌ی گرانیتی به‌طور متوسط ۳۵ کیلومتر می‌باشد.

۲- با توجه به فشار فوق‌العاده‌ای که از طریق کمربندهای فعال تکتونیکی اطراف بر بلوک خزر جنوبی حاکم است و ژئودینامیک بلوک خزر جنوبی (حرکت سالیانه ۱۷-۱۳ میلی‌متر به سمت غرب و ۱۰-۸ میلی‌متر به سمت شمال (Jackson et al. 2002) و حرکت به سمت شمال غربی سالیانه به میزان 6 ± 2 میلی‌متر (Vernant et al. 2004-a)، هیچ‌گونه آثار و شواهدی از کمر بند آتشفشانی (Volcanic Belt) که مؤید فرورانش بلوک خزر جنوبی باشد، در اطراف این بلوک به‌دست نیامده است. اگرچه نظریاتی توسط میسون و همکاران (Masson et al. 2006) و جکسون و همکاران (Jackson et al. 2002) در مورد فرورانش بلوک جنوبی خزر به زیر سیل-آپشرون بالکان ارائه شده، اما اشاره‌ای به شواهد این فرورانش و یا محل کمر بند آتشفشانی (Volcanic Belt) حاصل از این فرورانش نگردیده است.

۷-۳- روند گل‌فشان‌ها

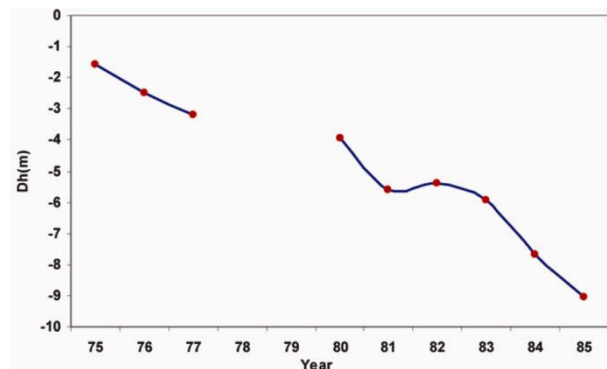
گل‌فشان‌ها در بلوک خزر جنوبی، دارای روند شمال غربی- جنوب شرقی (موسوی روح‌بخش ۱۳۸۰) و هم‌جهت با روند حاشیه‌ی صفحه‌ی عربی می‌باشند، که می‌توان به فشار حاکم بر بلوک خزر جنوبی، حرکت این بلوک به طرف پایین، فرار گل‌فشان‌ها در حاشیه‌ی بلوک خزر جنوبی و پشته‌ی خزر میانی (Mid Caspian Ridge) در جهت ختی نمودن فشارش حاصل پی برد.

۷-۴- رشته کوه البرز و گسل بزرگ کویر (درونه) و تأثیرات این

گسل بر ماشیه‌ی شرقی دریای خزر

البرز، یک کمان پر ارتفاع کوهستانی است که از انتهای جنوب تالش شروع می‌شود و تا کپه‌داغ ادامه پیدا می‌کند. حرکت کلی میان بلوک خزر جنوبی و ایران مرکزی در ناحیه‌ی البرز به وقوع می‌پیوندد. البرز به سه بخش البرز شرقی، البرز مرکزی و البرز غربی تقسیم می‌شود، که هر سه بخش البرز دارای خصوصیات لرزه‌ای خاص خود می‌باشند. البرز غربی (تالش)، ارتفاعاتی با روند کلی شمالی- جنوبی است که در امتداد ساحل غربی خزر در ایران و آذربایجان قرار دارند (Jackson et al. 2002). روند شمالی- جنوبی ارتفاعات تالش را می‌توان متأثر از شکل صفحه‌ی عربی در این ناحیه دانست (تصویر ۱۷) (Allen et al. 2004). از دید جغرافیایی، تالش ادامه‌ی البرز غربی است و لیتولوژی آن بسیار شبیه البرز است. ساز و کارهای لرزه‌ای در تالش نسبت به البرز کاملاً متفاوت است و مبین راندگی در گسل‌های رانده در عمق

ممنوعه‌ی بهره‌برداری اعلام شد. در تصویر ۱۶ نمودار میانگین تجمعی تغییرات سطح ایستابی آبخوان نمایش داده شده است (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷). با بررسی نمودارها، که متعلق به استان‌های گلستان، مازندران و سمنان می‌باشند، به کاهش شدید سطح ایستابی آب در این استان‌ها پی برده می‌شود.



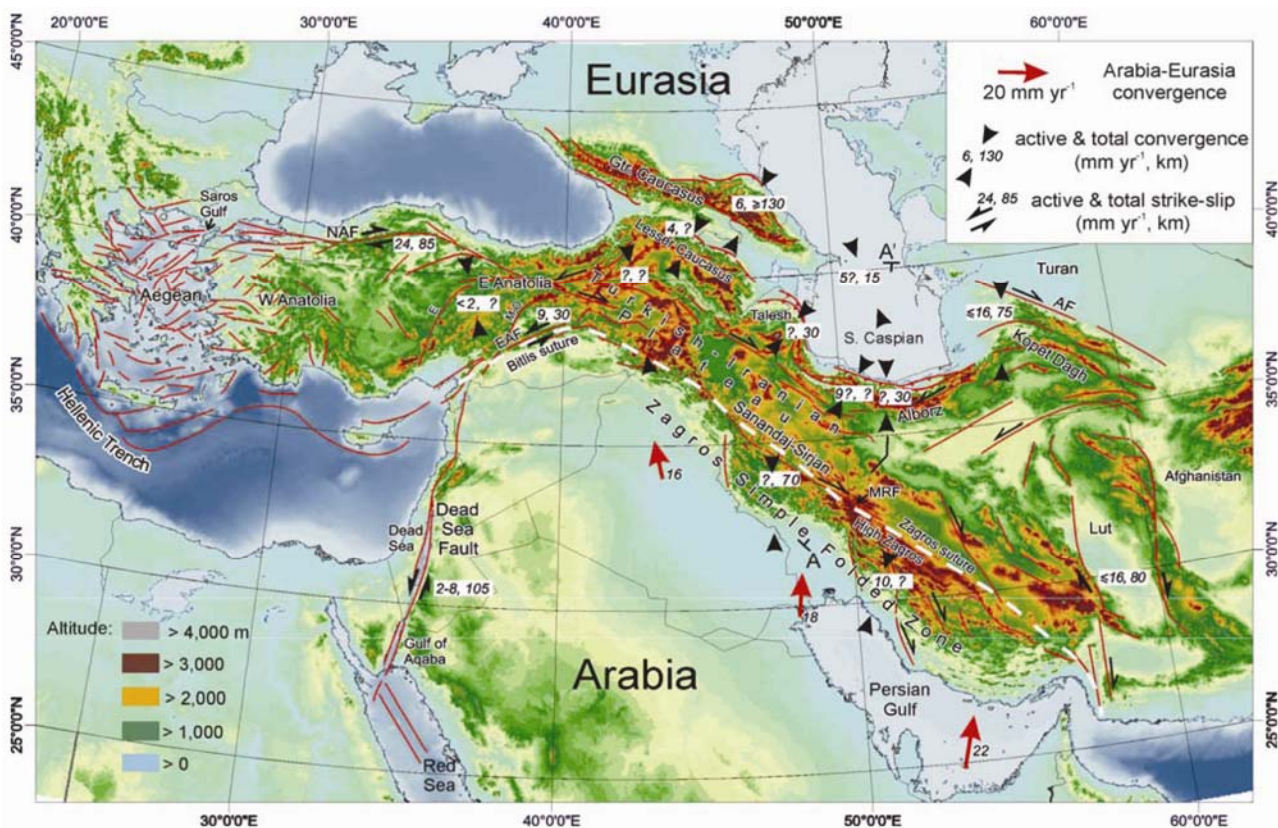
تصویر ۱۶ - نمودار میانگین تجمعی تغییرات سطح ایستابی آبخوان بسطام، این حوزه در استان سمنان واقع شده است. همان‌طور که مشاهده می‌شود سطح ایستابی در این حوزه دارای افت شدید است، به‌طوری‌که بین سال‌های ۱۳۷۵ تا ۱۳۸۵ سطح ایستابی بیش از هفت متر افت را نشان می‌دهد (سازمان نقشه‌برداری کشور ۱۳۸۷).

۷-۲- جنس پوسته‌ی بلوک خزر جنوبی

خزر جنوبی در پالئوزوئیک و زمان زیادی از مزوزوئیک، یک بلوک بالا آمده (Uplifted Block) بوده و فرونشست آن از زمان کرتاسه‌ی بالایی که البرز اوئیه (Early Alborz Range) شروع به شکل‌گیری نمود، آغاز شده است (Stöcklin 1974).

با توجه به داده‌های ژئوفیزیکی (تصویر ۸) و مطالب فوق، می‌توان عدم حضور لایه‌ی گرانیتی در زمان حال را، به ضخامت فوق‌العاده زیاد رسوبات (بیش از ۲۰ کیلومتر) و فشارش ناشی از این حجم رسوبات و فشارشی که از اطراف بر لایه‌ی گرانیتی که قبلاً وجود داشته است دانست. البته، نباید تماس مرز زیرین این لایه با گوشته‌ی بالایی (لایه‌ای که دارای مواد فرومنیزین‌دار است) را از یاد برد. وجود این دو عامل (رژیم قوی فشارشی حاکم و تماس با مواد فرومنیزین‌دار) باعث شده، لایه‌ی گرانیتی به مرور زمان تغییر خصوصیت دهد، به این صورت جزئی از لایه‌ی گرانیتی که با گوشته‌ی بالایی هم مرز است به گوشته‌ی بالایی تبدیل شده و بقیه‌ی لایه‌ی گرانیتی قبلی، خصوصیت لایه‌ی بازالتی از خود نشان دهد. دلایل این ادعا به شرح زیر است:

۱- لایه‌ای که در بلوک خزر جنوبی خاصیت بازالتی از خود نشان می‌دهد، دارای ضخامت غیرعادی می‌باشد. ضخامت این لایه ۱۵-۲۰ کیلومتر براساس مطالعات ژئوفیزیکی به‌دست آمد (سه برابر ضخامت



تصویر ۱۷- به روند شمالی جنوبی ارتفاعات تالش و به روند شمالی جنوبی حاشیه‌ی صفحه‌ی عربی و تبعیت روند ارتفاعات تالش از روند حاشیه‌ی صفحه‌ی عربی دقت کنید (Allen et al. 2004).

خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت می‌گردد (Hollingsworth et al. 2006). (تصویر ۱۸).

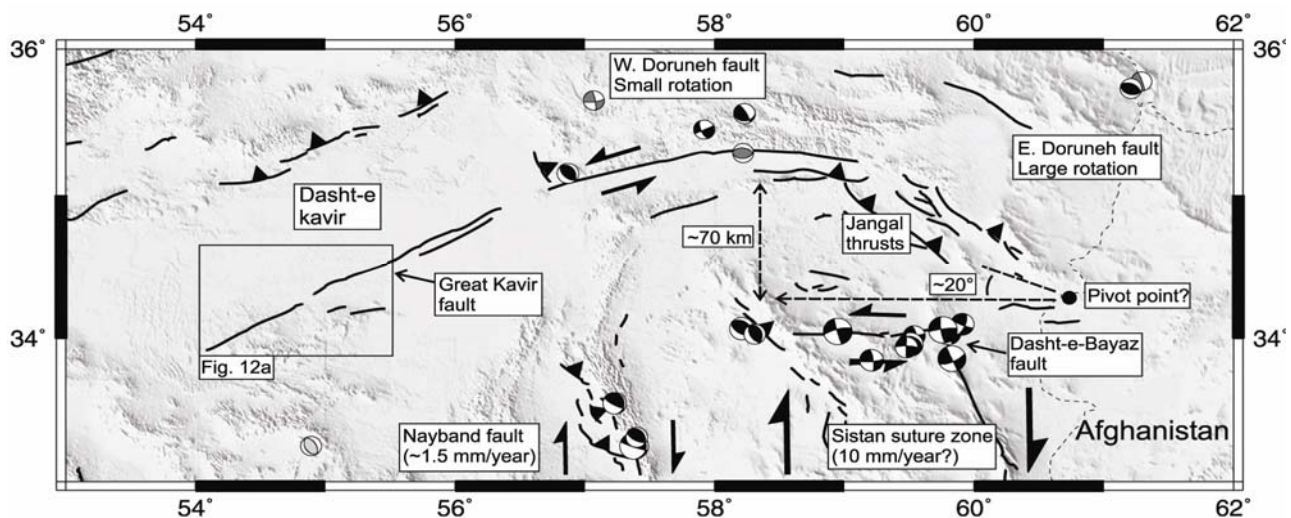
۷-۵- فرورانش یا روراندگی

حرکت بلوک خزر جنوبی بر پایه‌ی آنچه بررسی شده است، به سمت شمال و غرب و روراندگی کوه‌های تالش بر روی خزر جنوبی واقعیت دارد، ولی آیا فرورانش پوسته‌ی بلوک خزر جنوبی به زیر رشته‌کوه‌های تالش و یا به زیر ارتفاعات آپشرون بالکان میسر است؟ بلوک خزر جنوبی در اثر فشارش البرز شرقی، ۱۷-۱۳ میلی‌متر در سال به سمت غرب (Walker & Jackson et al. 2002) و ۲±۶ میلی‌متر در سال به طرف شمال غربی حرکت می‌نماید (Vernant et al. 2004-a). حرکت به طرف شمال غربی بلوک خزر جنوبی را می‌توان به دلیل مقاومت رشته‌کوه‌های تالش دانست و فرورانش چنین صفحه‌ی شبه اقیانوسی به ضخامت ۲۰-۱۵ کیلومتر به زیر ارتفاعات آپشرون بالکان بعید است. در شمال آپشرون بالکان هم‌آناری از فعالیت‌های آتشفشانی (Volcanic Belt) که این موضوع را تأیید نماید، به چشم نمی‌خورد. با توجه به وجود دو مؤلفه‌ی حرکتی، یکی مؤلفه‌ی حرکت به سمت غرب و دیگری به سمت شمال غرب، می‌توان

۲۶-۱۵ کیلومتری (عمیق‌تر از راندگی‌های البرز) و با بردارهای لغزشی است، که مستقیماً به طرف دریای خزر جهت یافته می‌باشند (Jackson et al. 2002).

البرز شرقی دارای گسل‌های راست‌الغز چپ‌گرد فعال متعددی است (Jackson et al. 2002). روند البرز شرقی از روند شرق ایران تبعیت می‌کند (Farhoudi 1991). به‌طورکلی تکتونیک شرق ایران متأثر از تأثیر بلوک هیلمند، بلوک لوت و نهایتاً عملکرد گسل چپ‌گرد درونه است که باعث شده، البرز شرقی در جهت خلاف عقربه‌های ساعت چرخیده و موجب شکل‌گیری ارتفاعات گرگان و فرونشست بلوک خزر جنوبی گردد (Farhoudi 1991). این گسل علاوه بر چرخش البرز، باعث ایجاد تعداد زیادی چین و گسل در ایران مرکزی گردیده، که در جهت خلاف عقربه‌های ساعت چرخیده و باعث تشکیل چین‌های متقاطع (Cross folding) و گسل‌های متقاطع (Cross faulting) شده است (Farhoudi, 1991). گسل چپ‌گرد درونه در شرق ایران با طول ۶۵۰ کیلومتر، یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های شرق ایران است (Walker & Jackson 2004).

گسل درونه نه تنها ژئومورفولوژی قسمت شرقی میکروپلیت ایران را کنترل می‌نماید، بلکه باعث چرخش قسمت شرقی دریای خزر در



تصویر ۱۸- نقشی که گسل بزرگ کویر یا درونه در تکتونیک شرق ایران ایفا می‌کند. ژئومورفولوژی شرق میکروپلیت ایران متأثر از عملکرد این گسل بزرگ می‌باشد (Farhoudi 1991). گسل چپ‌گرد درونه با طولی در حدود ۶۵۰ کیلومتر یکی از بزرگ‌ترین گسل‌های شرق ایران است (Walker & Jackson 2004).

چرخش شکل‌گیری ارتفاعات گرگان و فرونشست بلوک خزر جنوبی بوده است. همچنین در اثر فعالیت گسل درونه، قسمت شرقی دریای خزر دارای حرکتی در خلاف جهت حرکت عقربه‌های ساعت می‌باشد. بلوک خزر جنوبی دارای حرکتی در جهت حرکت عقربه‌های ساعت می‌باشد. در بلوک خزر جنوبی هیچ‌گونه فرورانشی روی نداده و پدیده‌ی غالب، رورانگی کوه‌های تالش بر روی بلوک خزر جنوبی است.

تشکر و قدردانی

از زحمات استاد گرامی جناب آقای دکتر سید محمد موسوی روح- بخش به خاطر راهنمایی‌های بسیار ارزشمندشان، همچنین از سرکار خانم مهندس زهرا موسوی، سازمان نقشه‌برداری کشور، مسئول مرکز محاسبات شبکه‌ی سراسری ژئودینامیک ایران (جی‌پی‌اس)، برای کمک‌ها و راهنمایی‌های بسیار مؤثر صمیمانه تشکر و قدردانی می‌گردد.

مراجع

- آقاباتی، ع.، ۱۳۸۵، "زمین‌شناسی ایران"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ دوم، ۳۳۳ ص.
- سازمان نقشه‌برداری کشور (NCC)، "تغییرات ارتفاعی مسیرهای ترازبایی درجه یک استان گلستان"، سازمان نقشه‌برداری کشور (NCC)، ۳۷ ص.
- موسوی روح‌بخش، س. م.، ۱۳۸۰، "زمین‌شناسی دریای خزر"، انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، چاپ اول، ۲۵۴ ص.

برای بلوک خزر جنوبی حرکتی در جهت حرکت عقربه‌های ساعت در نظر گرفت. در اثر نشست بلوک خزر جنوبی و حرکت آن به سمت غرب، کوه‌های تالش بر روی این بلوک رورانده می‌شوند. وجود آتشفشان‌های سهند، سبلان و سایر آتشفشان‌ها که از دریاچه‌ی وان در شمال غربی تا کوه‌های سلطان و ماران در پاکستان ادامه دارند، مربوط به ادامه‌ی کمربند آتشفشانی ارومیه دختر است، نه متعلق به فرورانش پوسته‌ی بلوک خزر جنوبی به زیر ارتفاعات تالش، چراکه در صورت فرورانش می‌بایستی شواهدی از کمربند آتشفشانی مشاهده می‌گردید (Farhoudi & Karig 1977).

۸- نتیجه‌گیری

دلیل نوسانات ارتفاعات گرگان را شاید بتوان به خشکسالی‌های متوالی که در کشور روی داده، مرتبط دانست. با بروز خشکسالی و برداشت بی‌رویه از ذخایر آب‌های زیرزمینی، سطح آب به شدت افت نموده و حاصل این فرآیند، افت سطح زمین در بعضی نقاط از جمله گرگان می‌باشد.

حوضه‌ی خزر جنوبی، یک بلوک بالا آمده با خاستگاه قاره‌ای بوده است.

صفحه‌ی عربی، بر رژیم تکتونیکی حاکم بر بلوک خزر جنوبی و رانش ارتفاعات تالش (البرز غربی) بر روی بلوک خزر جنوبی نقش مهم و بسزایی دارد.

گسل چپ‌گرد درونه، رژیم تکتونیکی البرز شرقی (گرگان) را تحت تأثیر خود قرار داده است، به طوری که بر اثر عملکرد این گسل، البرز شرقی در خلاف جهت عقربه‌های ساعت چرخیده و حاصل این

- deformation in Iran", *Journal of Geodesy*, Vol. 77 (7): 411-422.
- Sengor, A. M. C., 1990**, "A new model for the late Paleozoic-Mesozoic tectonic evolution of Iran and implications for Oman", In: Robertson, A. H., Searle M. P. & Ries A.C. (eds.), In *The Geology and Tectonics of the Oman Region*, *Geological Society Special Publication*, Vol. 49: 797-831.
- Stöcklin, J., 1974**, "Northern Iran: Alborz Mountains", In *Spencer, A.M. (ed.), Mesozoic-Cenozoic orogenic belts data for orogenic studies*, *Alpine-Himalayan Orogens*, *Geological Society [London] Special Publication 4*: 213-234.
- Vernant, Ph., Nilforoushan, F., Chéry, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J. F., Sedighi, M. & Tavakoli, F., 2004-a**, "Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 223 (1-2): 177-185.
- Vernant, Ph., F. Nilforoushan, D. Hatzfeld, M.R. Abbasi, C. Vigny, F. Masson, H. Nankali, J. Martinod, A. Ashtiani, R. Bayer, F. Tavakoli & J. Chéry, 2004-b**, "Contemporary crustal deformation and plate kinematics in Middle East constrained by GPS measurements in Iran and northern Oman", *Geophysical Journal International*, Vol. 157: 381-398.
- Walker, R. & Jackson, J., 2004**, "Active tectonics and late Cenozoic strain distribution in central and eastern Iran", *Tectonics*, Vol. 23, TC5010, 24 pp.
- Allen, M., Jackson, J., & Walker, R., 2004**, "Late Cenozoic reorganization of the Arabia-Eurasia collision and the comparison of short-term and long-term deformation rates", *Tectonics*, 23, TC2008, 16 pp.
- Apol'skiy, O. P., 1974**, "Origin of the Black and South Caspian Sea troughs", *Geotectonics*, 8: 310-311
- Berberian, M., 1983**, "The Southern Caspian: A compressional depression floored by trapped, modified oceanic crust", *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 20: 163-183.
- Berberian, M. & King, C. P., 1981**, "Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran", *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 18: 210-265.
- Bogdanov, N. A., Chekhovich, P. A., Gadzhiev, A. N., Gassemi, M., Khain, V. Y. & Mamedov, A. V., 2006**, "International tectonic map of the Caspian Sea region", *Russian Academy of Sciences, Geological Institute*, 103 pp.
- 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*, Vol. 156: 119-148.
- Djamour, Y., Nankali, H. R., Sedighi, M., Sadeghi, F., Rahimi, Z., Mousavi, Z., Khorrani, F., Aghamohammadi, A. & Hosseini, S., 2007**, "First result inferred from the new Iranian Permanent GPS network for Geodynamics (IPGN)", *European Geosciences Union 2007*, *SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-04910*, *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 9, 04910.
- Farhoudi, G., 1991**, "The Morphotectonic Phase of Alborz Mountain Ranges of Northern Iran", *Zeitschrift für Geomorphol. Suppl., Band*, Vol. 82: 111-118.
- Farhoudi, G., 1996**, "South Caspian Block: A Graben Resulted from the Rotation of the Alborz Mountain Ranges Due to Effect of the Doruneh Fault", *30th International Geological Congress, Beijing, China*, 10 pp.
- Farhoudi, G. & Karig, D. E., 1977**, "Makran of Iran and Pakistan as an active arc system", *Geology*, Vol. 5 (11): 664-668.
- Hollingsworth, J., Jackson, J., Walker, R. & Gheitanchi, M. R., 2006**, "Strike-slip faulting, rotation, and along-strike elongation in the Kopeh Dagh mountains, NE Iran", *Geophysical Journal International*, Vol. 166 (3): 1161-1177.
- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M. & Berberian, M., 2002**, "Active tectonics of the South Caspian Basin", *Geophysical Journal International*, Vol. 148 (2): 214-245.
- Masson, F., Djamour, Y., Van Gorp, S., Chéry, J., Tatar, M., Tavakoli, F., Nankali, H. & Vernant, P., 2006**, "Extension in NW Iran driven by the motion of the South Caspian Basin", *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 252(1-2): 180-188.
- Nilforoushan, F., Masson, F., Vernant, P., Vigny, C., Martinod, J., Abbasi, M., Nankali, H., Hatzfeld, D., Bayer, R., Tavakoli, F., Ashtiani, A., Doerflinger, E., Daignières, M., Collard, P. & Chéry, J., 2003**, "GPS network monitors the Arabia-Eurasia collision