

ساز و کار دگرشکلی‌های جوان در دشت تهران: تلفیق مشاهدات صحرایی و مدل‌سازی فیزیکی

حوریه علی‌بیگی^۱، مرتضی طالبیان^(۲) و منوچهر قرشی^۳

۱. دانشجوی دکتری تکتونیک، دانشگاه بیرجند

۲. استادیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

۳. دانشیار پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور و دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال

تاریخ دریافت: ۹۴/۰۲/۲۲

تاریخ پذیرش: ۹۴/۰۸/۰۲

چکیده

کلان‌شهر تهران به عنوان پایتخت ایران در دامنه جنوبی البرز مرکزی واقع شده است. گسل شمال تهران به عنوان اصلی‌ترین ساختار این گستره، در بخش شمالی شهر قرار گرفته است و مخروط افکنه‌های آبرفتی را از سنگ‌های آتشفشانی رشته‌کوه البرز جدا می‌سازد. در داخل شهر گسل‌های دیگری نیز وجود دارند که به نظر می‌رسد از لحاظ ساختاری با گسل شمال تهران مرتبط می‌باشند. مطالعه عوارض ریخت‌شناسی مانند رودخانه‌ها و مخروط افکنه‌های آبرفتی نشان‌دهنده فعالیت گسل‌های این گستره می‌باشد که بر مبنای این مطالعات می‌توان کوتاه‌شدگی و حرکات چپ‌گرد را در طول این گسل‌ها مشاهده کرد. علاوه بر گسل‌ها تعدادی چین‌خوردگی نیز در داخل دشت تهران وجود دارند. مشاهدات صحرایی در طول ترانسه‌های موجود در سطح شهر نشان می‌دهد که چین‌خوردگی‌های موجود در دشت تهران فعال می‌باشند و رشد آنها ناشی از فعالیت گسل‌های موجود در زیر این چین‌ها می‌باشد. عموماً گسل‌های موجود در زیر این چین‌ها فاقد گسیختگی‌های سطحی است و یا همراه با گسیختگی‌های اندکی می‌باشند، از این رو از نوع گسل‌های پنهان در نظر گرفته می‌شوند. امتداد این ساختارها نسبت به گسل شمال تهران به صورت مایل است که به نظر می‌رسد ناشی از تغییر شکل‌های چپ‌گرد در طول گستره تهران باشد. فاصله میان چین‌های فعال و گسل شمال تهران به تدریج از سمت باختر به سمت خاور افزایش می‌یابد. با استفاده از آزمایش مدل‌سازی تجربی تأثیر تغییر ضخامت و شیب رسوبات بر موقعیت تشکیل و امتداد ساختارها مورد بررسی قرار گرفته است. براساس نتایج حاصل از این آزمایش می‌توان استنباط کرد که هندسه، روند و فاصله میان این ساختارها احتمالاً توسط عواملی مانند کوتاه‌شدگی مایل و افزایش ضخامت و شیب رسوبات کنترل می‌شود.

واژه‌های کلیدی: آبرفت، چین پیشروی گسل، گسل شمال تهران، مدل‌سازی تجربی، ریخت‌زمین‌ساخت.

* نویسنده مرتبط: talebian@ries.ac.ir

مقدمه

۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران (وحدتی دانشمند و همکاران، ۱۳۷۶) و در محدوده طول‌های جغرافیایی "۲/۱۰۴° ۵۱' ۵۱° تا ۴۴' ۵۱° ۵۱° ۳۵' ۲۳/۶۰۴" شرقی و عرض‌های جغرافیایی "۱۱/۲۳۹' ۳۵° ۵۰' شمالی واقع شده است. دشت تهران از رسوبات آبرفتی جوان پوشیده شده است که حاصل فعالیت رودخانه‌ها و سیلاب‌های فصلی جریان یافته از کوه‌های البرز است. این رسوبات اولین بار توسط Rieben (1953) از نظر سن نسبی به چهار گروه (A, B, C, D) قدیمی‌ترین و D جوان‌ترین) تقسیم شده که آنها را به ترتیب سازند هزاردره، سازند کهریزک، آبرفت تهران و آبرفت جوان (آبرفت هولوسن) نامیده است. این در حالی است که بربریان و همکاران (۱۳۶۴) این نهشته‌ها را به پنج بخش سازند آبرفتی هزاردره (آبرفت‌های A) - سازند آبرفتی شمال تهران (آبرفت‌های Bn) و سیلت‌های رسی کهریزک (آبرفت‌های Bs) - سازند آبرفتی تهران (آبرفت‌های C) - سازند آبرفتی خرم‌آباد در باختر ایوانکی و آبرفت‌های کنونی (آبرفت‌های D) تقسیم کرده. در جدول ۱ به طور خلاصه به بررسی ویژگی آبرفت‌های تهران پرداخته شده است.

رشته‌کوه البرز با شکل تقریباً سینوسی در شمال ایران قرار گرفته است و به وسیله حوضه کاسپین جنوبی در شمال و بلوک ایران مرکزی در جنوب محدود می‌شود (شکل ۱-الف). نیمرخ توپوگرافی عرضی البرز بسیار پرشیب است و از هر دو سمت در طول گسل‌های راندگی به دشت متصل می‌شود (Jackson et al., 2002).

ساختار کلی البرز به صورت ساختار گلساخت^۱ است (Stocklin, 1974 , Alavi, 1996 , Axen et al., 2001 , Allen et al., 2003 , Yassaghi, 2005 , Zanchi et al., 2006 , Nazari, 2006 , Shahidi, 2008).

اغلب گسل‌های البرز جوان و فعال می‌باشند و مقادیر 5 ± 2 mm/yr کوتاه‌شدگی و 4 ± 2 mm/yr حرکت چپ‌گرد را در خود جای می‌دهند (Vernant et al., 2004). گستره مورد پژوهش، بخش‌هایی از دامنه جنوبی البرز مرکزی را تشکیل می‌دهد. این گستره تقریباً در نیمه جنوبی نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۲) و جنوب‌باختری نقشه زمین‌شناسی

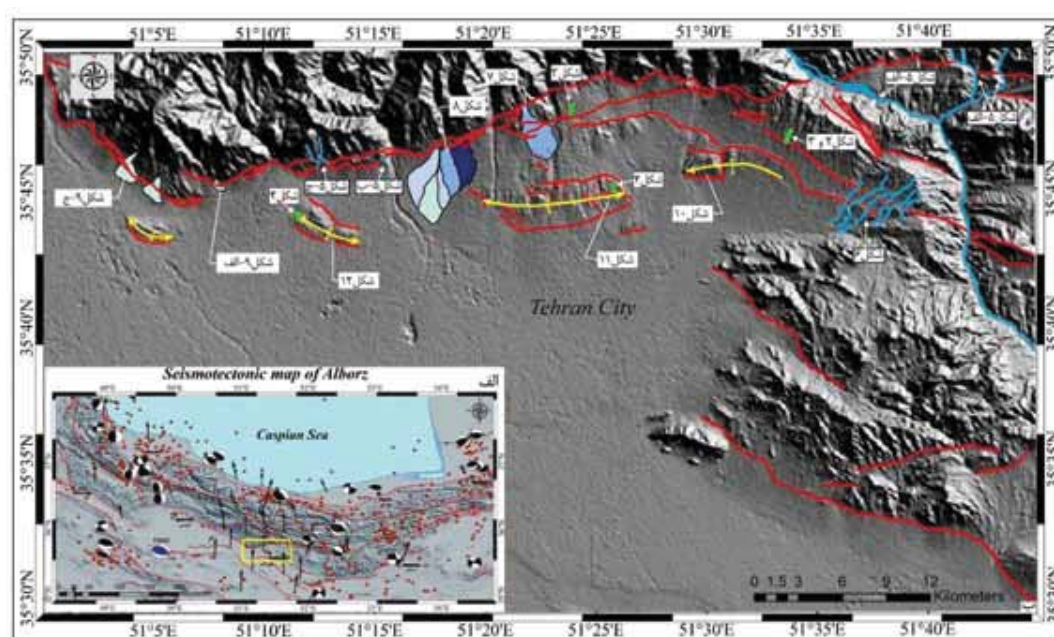
جدول ۱. چینه‌شناسی آبرفت‌های دشت تهران

چینه‌شناسی آبرفت‌های تهران			
رسوبات عهد حاضر (D)	سازند آبرفتی تهران (C)	سازند کهریزک (B)	سازند هزاردره (A)
متشکل از جوان‌ترین نهشته‌های رودخانه‌ای یا سیلابی که در شمال تهران از رسوبات دانه‌درشت منفصل و در جنوب تهران از رسوبات دانه‌ریز تشکیل شده است.	نهشته‌های سیلابی و رودخانه‌ای ضخامت ۶۰ متر رسوبات همگن و سخت‌نشده سیمانی از ماسه و سیلت لایه‌بندی افقی سن پلیوستوسن پسین تا هولوسن	کنگلومرای سخت‌نشده و ناهمگن سیمانی از ماسه و سیلت شیب لایه‌ها کم (۱۵ درجه) رنگ خاکستری تیره دارای پوششی از املاح منیزیم سن پلیوستوسن میانی	ضخامت زیاد (~1200m) لایه‌بندی منظم و شیب زیاد لایه‌ها سیمان خوب و سخت‌شده اندازه متوسط قلوها رنگ کرم تا خاکستری روشن سن پلیوسن تا پلیوستوسن

در همین راستا و با توجه به مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی Ritz et al., (2012) می‌توان رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی 280-312 BC and 1177 AD را منسوب به فعالیت گسل شمال تهران دانست. البته بربریان و همکاران (۱۳۶۴) رویداد زمین‌لرزه‌های دستگاهی مانند زلزله سال‌های ۱۹۵۱، ۱۹۷۰ و ۱۹۷۷ با بزرگای حدود چهار تا پنج را نیز به این گسل نسبت داده‌اند اما شواهدی برای آن ارائه نکرده‌اند.

همچنین این گستره از گسل‌های جوان متعددی پوشیده شده است که از جمله مهم‌ترین آنها می‌توان به گسل‌های شمال تهران، نیاوران، محمودیه، میلاد، داودیه، باغ‌فیض، تلویپاین، کوثر، شیان و چیتگر اشاره کرد (شکل ۱-ب). رویداد زمین‌لرزه‌های تاریخی و دستگاهی در گستره تهران و پیرامون آن باعث شده تا منشاء این زمین‌لرزه‌ها را گسل‌های بزرگ و فعالی مانند گسل شمال تهران، مشا، طالقان، پارچین، پیشوا، گرمسار و ... در نظر بگیرند.

1. Flower Structure



شکل ۱. الف) نقشه لرزه‌زمین‌ساخت البرز. مستطیل زرد رنگ موقعیت منطقه مورد پژوهش را نشان می‌دهد. ب) نقشه گسل‌های فعال تهران. در این تصویر موقعیت مخروط افکنه‌ها و چین‌هایی که در آنها دگرشکلی ایجاد شده است و همچنین موقعیت جغرافیایی سایر اشکال، مشخص گردیده است. در این نقشه گسل‌های اصلی با خطوط ضخیم‌تر و گسل‌های فرعی با خطوط نازک‌تر و همچنین محور چین خوردگی‌ها با خطوط زرد رنگ نمایش داده شده‌اند. مستطیل‌های سبز رنگ موقعیت برش‌های ساختاری مورد مطالعه را نشان می‌دهد

شواهد تکتونیک جوان در گستره تهران

(1955) به عنوان یک گسل اصلی و مهم در مرز بین کوهپایه و سنگ‌های سبز کوه‌های البرز (سازند ائوسن کرج) معرفی شده است، (Tchalenko et al., 1974). این گسل را تحت عنوان گسل شمال تهران نام‌گذاری کردند. از نظر مشخصات هندسی طول این گسل را ۱۱۰ کیلومتر (Ritz et al., 2012)، امتداد آن را $N115^{\circ}$ (Ritz et al., 2012) و شیب آن را بین 10° – 8° درجه (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) متغیر می‌دانند و در نهایت ساز و کار آن را معکوس همراه با حرکات امتدادلغز چپ‌گرد معرفی می‌کنند. (Abbassi and Farbod (2009) and Solaymani Azad et al. (2011) با انجام مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی معتقدند که اثر قدیمی گسل شمال تهران دیگر فعال نیست (به استثناء بخش‌های باختری) و فعالیت به شاخه‌های جنوبی به‌خصوص در بخش‌های خاوری منتقل شده است. (Nazari et al. (2011) and Ritz et al. (2012) نیز با انجام مطالعات دیرینه‌لرزه‌شناسی بر روی پرتگاه این گسل توانستند بین ۶–۷ رویداد لرزه‌ای را در ۳۰ هزار سال گذشته با بزرگای متوسط $6/1$ – $7/2$ و دوره

شهر تهران به عنوان پایتخت ایران از گذشته‌های دور مورد توجه زمین‌شناسان و لرزه‌شناسان بوده است. در این پژوهش با جمع‌آوری مطالعاتی که پیش از این در این گستره صورت گرفته و تصحیح اطلاعات قدیمی با روش‌های دقیق‌تر و در نهایت تکمیل اطلاعات با داده‌های جدید، به بررسی تکتونیک جوان در این گستره پرداخته شده است.

در شکل ۱-ب موقعیت دقیق گسل‌های فعال گستره تهران براساس تصاویر ماهواره‌ای، عکس‌های هوایی و با استنباط از نقشه گسل‌های فعال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) در مرز میان کوه و دشت رسم شده است. تغییراتی که در نتیجه فعالیت این گسل‌ها در عوارض زمین‌شناسی ایجاد شده است، به تفکیک عارضه در بخش‌های بعدی مطرح خواهد شد.

گسل‌های اصلی

از میان گسل‌های فعال و بزرگ گستره تهران که پیش از این ذکر شده‌اند، می‌توان گسل‌های شمال تهران و نیاوران را به عنوان گسل‌های اصلی و لرزه‌زای این گستره در نظر گرفت. گسل شمال تهران اولین بار به‌وسیله Rieben

1. Scarp

(Nazari et al., 2011). شاخه گسل چیتگر مانند گسل‌های میلاد و وردآورد در قالب سامانه گسلی رشدی^۴ به سوی جنوب پیشرونده است.

برش‌های ساختاری

گسل‌های فرعی مورد بررسی در این پژوهش در برش‌های ساختاری رخنمون یافته ناشی از خاکبرداری جاده‌ها و خیابان‌ها مانند ترانشه لواسان، کتابخانه ملی، شهید بهشتی و چیتگر مورد بررسی قرار گرفته‌اند. اغلب این گسل‌ها جوان‌ترین لایه‌های آبرفتی را تحت تاثیر قرار داده و اکثریت آنها به سطح زمین رسیده‌اند، که در بعضی موارد نیز می‌توان شواهدی از جابجایی لایه‌ها را در امتداد آنها مشاهده کرد.

مجموعه ترانشه‌های لواسان واقع در ارتفاعات خاوری شهر تهران شامل سه دیواره می‌باشد که میانگین ارتفاع آنها حدود ۳۵ متر است و آبرفت‌های تشکیل‌دهنده آن از نوع رسوبات سازند هزاردره است. درزه‌های موجود در این دیواره دارای امتداد غالب خاوری - باختری با هر دو شیب رو به شمال و جنوب می‌باشد (شکل‌های ۲ و ۳).

آبرفت‌های تشکیل‌دهنده ترانشه شهید بهشتی نیز از نوع آبرفت‌های A است که توسط درزه‌هایی با امتداد شمال‌خاوری - جنوب‌باختری تحت تاثیر قرار گرفته است (شکل ۳).

ترانشه کتابخانه ملی که در بخش خاوری تاقدیس عباس‌آباد - پردیسان قرار گرفته است، که در آن رسوبات A به‌گونه‌ای دگرشیب بر روی سازند B جای گرفته است. طول این دیواره حدود ۲۷۶ متر با میانگین ارتفاع ۲۰-۲۵ متر اندازه‌گیری شده است. غالباً گسل‌های موجود در این دیواره دارای امتداد شمال‌باختری - جنوب‌خاوری با هر دو شیب رو به شمال و جنوب می‌باشند که باعث جابجایی لایه‌ها به صورت نرمال و معکوس شده‌اند (شکل ۴).

در ترانشه چیتگر واقع در انتهای باختری تپه‌های چیتگر نیز، تعدادی گسل‌های نرمال دیده می‌شوند که ساختار گرابن در آبرفت‌های C تشکیل‌دهنده این دیواره را به وجود آورده‌اند. به نظر می‌رسد این ساختار در ارتباط با کشش در بخش بالایی تاقدیس باشد (شکل ۴).

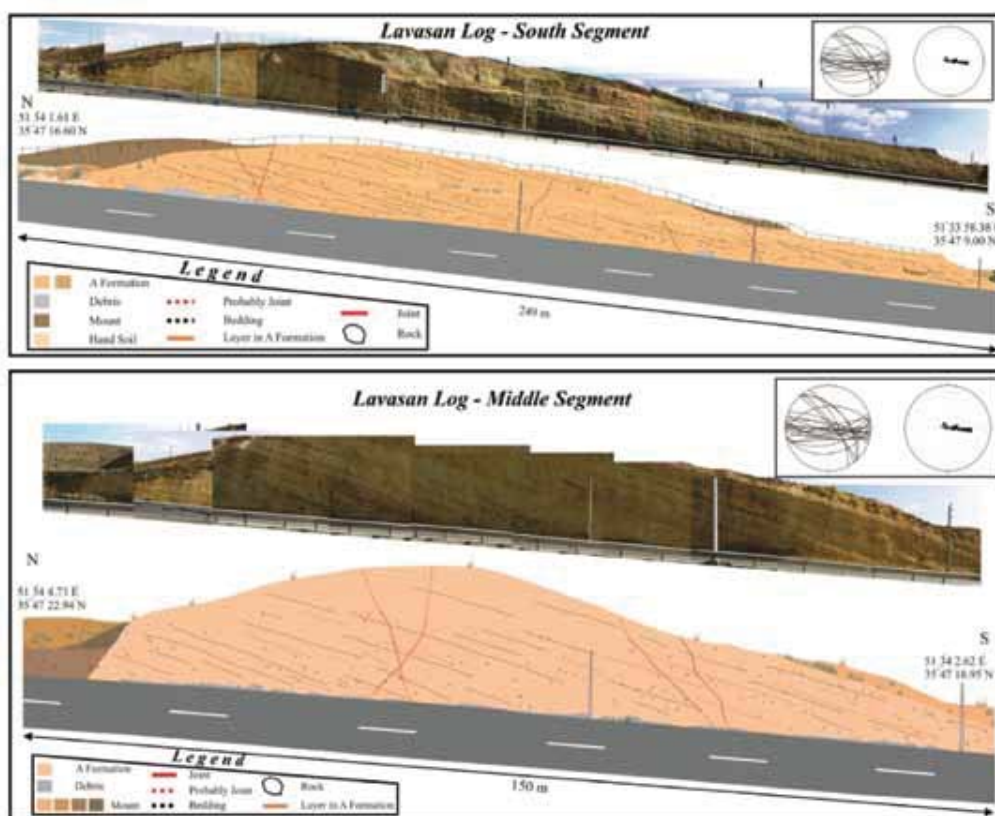
بازگشت تقریبی 0.7 ± 3.8 هزارسال تشخیص دهند. گسل نیاوران توسط Dellenbach (1964) and Tchalenko (1975) در فاصله یک کیلومتری جنوب گسل شمال تهران و تقریباً موازی با امتداد همان گسل تشخیص داده شده است. بربریان و همکاران (۱۳۶۴) و Berberian Yeats (1999) این گسل را با طول ۱۳ کیلومتر و به عنوان یک راندگی با شیب به سمت شمال و امتداد ENE-WSW معرفی کرده‌اند. شواهدی از حرکات امتداد لغز چپ‌گرد در بخش خاوری این گسل مشاهده می‌شود که از آن جمله می‌توان به جابجایی بیش از ۵۰۰ متر یک پادگانه^۱ باقی‌مانده به صورت چپ‌گرد در روستای دارآباد اشاره کرد (Solaymani Azad et al., 2011).

(Solaymani Azad et al., 2011) بر این باورند که گسل نیاوران به صورت یک ساختار نردبانی راست‌پله نسبت به گسل شمال تهران قرار گرفته است و حرکات امتداد لغز چپ‌گرد بخش خاوری گسل شمال تهران به این گسل منتقل شده است. به نظر می‌رسد که این حرکات امتداد لغز چپ‌گرد ناشی از تغییر جهت تنش و رژیم تکتونیکی بعد از چین‌خوردگی سازند هزار دره می‌باشد که بر حرکات عمودی اولیه اضافه شده است، و در نتیجه باعث شود تا حرکات جوان گسل نیاوران بیشتر به صورت چپ‌گرد بروز نماید (Abbassi and Farbod, 2009).

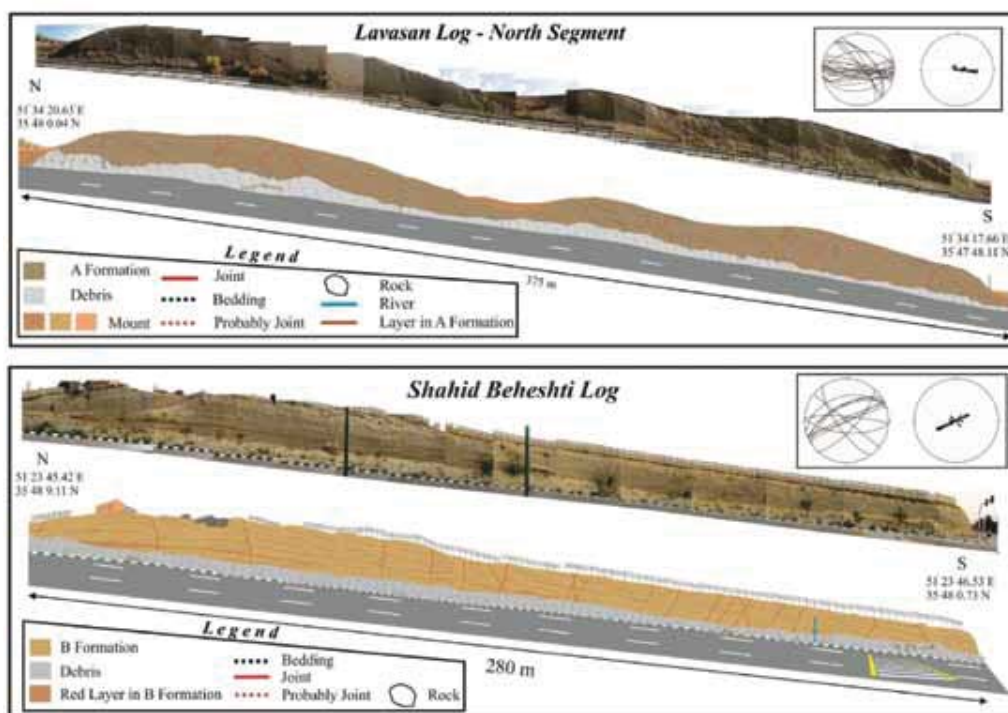
تعدادی از گسل‌های موجود در دشت تهران از نوع گسل‌های پنهان هستند، همچنین به گسل‌های اصلی مانند گسل شمال تهران متصل می‌شوند، از آن جمله می‌توان به گسل‌های میلاد (Nazari et al., 2010, Jackson, 2008) (Ritz et al., 2012، چیتگر (کاه، ۱۳۸۸) و وردآورد اشاره کرد. گسل میلاد در جنوب تاقدیس عباس‌آباد - پردیسان با شیب رو به شمال قرار گرفته و براساس عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ طول این گسل حدود ۱۲ کیلومتر اندازه‌گیری شده است. تشکیل چین و فرازش^۲ رسوبات در شمال گسل میلاد نشان‌دهنده ساز و کار معکوس این گسل می‌باشد. گسل‌های نیاوران، میلاد و محمودیه از جمله ساختارهای مرتبط با گسل شمال تهران هستند که آبرفت‌های دشت تهران را تحت تاثیر قرار داده‌اند. این ساختارها را می‌توان به عنوان چین‌های پیشانی راندگی^۳ یعنی چین‌خوردگی‌هایی که توسط گسل راندگی کنترل می‌شوند، معرفی کرد

1. Terrace
2. Uplift
3. Foreberg
4. Propagation Fault

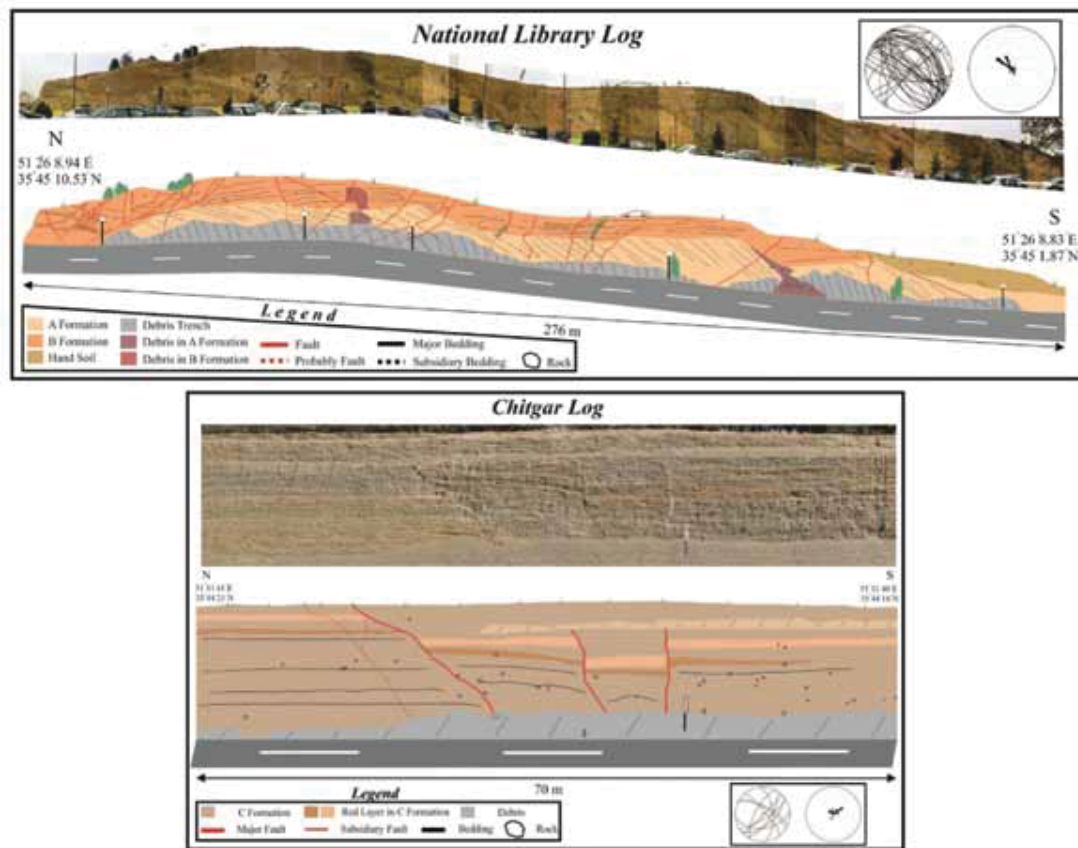
حوربه علی بیگی و همکاران



شکل ۲. درزه‌های موجود در بخش جنوبی و میانی مجموعه دیواره‌های لواسان. این دیواره فاقد گسلی با جابجایی مشخص است



شکل ۳. درزه‌های موجود در بخش شمالی دیواره لواسان و دیواره شهید بهشتی. تمامی درزه‌های دیواره شهید بهشتی به غیر از درزه‌های مزدوج دارای شیب رو به شمال هستند



شکل ۴. ترانشه کتابخانه ملی و چیتگر. در طول گسل‌های این دیواره‌ها، می‌توان جابجایی‌های نرمال و معکوس لایه‌ها را مشاهده کرد

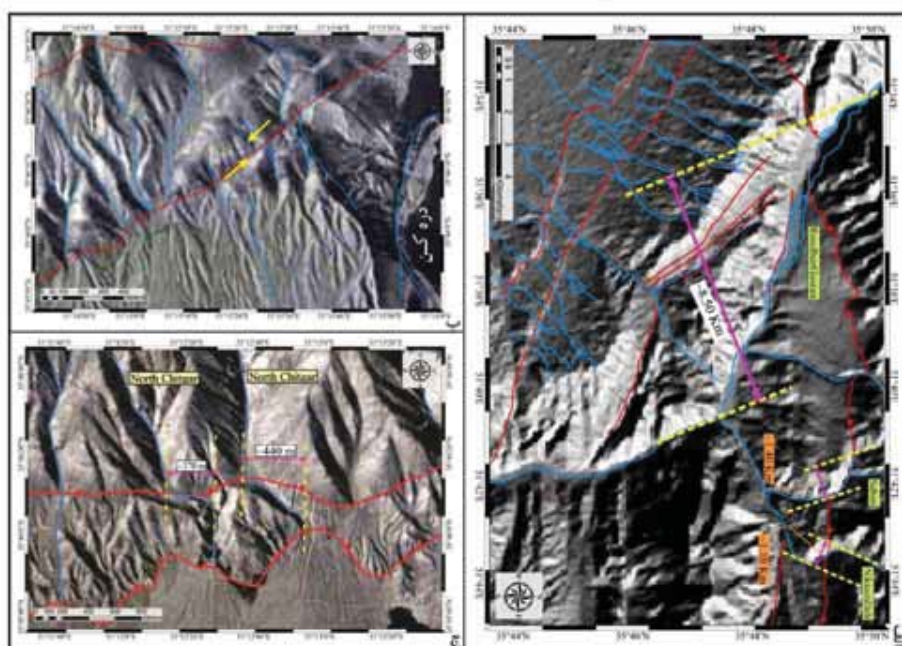
جابجایی آبراهه‌ها در گستره تهران

باشد، به مسیر خود ادامه می‌دهند و در واقع یک انحراف ظاهری راستگرد را می‌توان در مسیر این آبراهه‌ها مشاهده کرد که ناشی از ساز و کار گسل نمی‌باشد (شکل ۶).

مخروط افکنه‌ها

نقشه مخروط افکنه‌های گستره تهران برای اولین بار توسط Engalenc (1968) بر مبنای سن نسبی آبرفت‌ها که پیش از این توسط Rieben (1953) معرفی شده بود، تهیه شد. در این پژوهش عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ (سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۹۵۵) گستره تهران در ترکیب با داده‌های رقومی-توپوگرافی و تصاویر ماهواره‌ای مورد بررسی مجدد قرار گرفت و بر این اساس، انواع مخروط افکنه‌های آبرفتی، نسل‌های مختلف آنها و تغییرشکل‌های ناشی از حرکات تکتونیکی فعال در این مخروط افکنه‌ها تشخیص داده شده است.

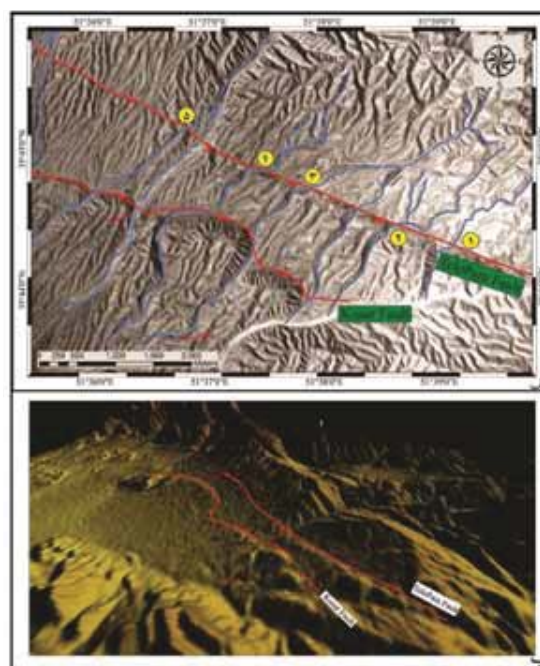
در دشت تهران می‌توان رودخانه‌هایی را مشاهده کرد که در گذر از گسل‌های فعال، به‌خصوص گسل شمال تهران دچار جابجایی چپ‌گرد با مقادیر متفاوت شده‌اند که از سمت خاور به سمت باختر شامل رودخانه‌های نیک‌نام‌ده و ده‌سیو به ترتیب با جابجایی حدود 1.10 km و 1.40 km، رودخانه رودبار قصران با جابجایی حدودی 8.50 km، آبراهه باختر دره کن با جابجایی حدود 41.50 m و رودخانه‌های شمال چیتگر با جابجایی حدودی 440 m و 370 m می‌باشد (شکل ۵). در مورد آبراهه‌های تلویپاین که در راستای گسل تلویپاین دچار جابجایی راستگرد شده‌اند می‌توان با توجه به جهت جریان رودخانه، شیب گسل و همچنین شیب توپوگرافی چنین برداشت کرد که وقتی این رودخانه‌ها به پرتگاه گسل تلویپاین می‌رسند ابتدا در مسیر گسلش در جهت شیب توپوگرافی کمی به سمت باختر جریان یافته و سپس در اولین مکانی که امکان ادامه مسیر به سمت جنوب



شکل ۵. جابجایی‌های چپ‌گرد رودخانه‌ها به ترتیب در الف) رودخانه‌های نیکنام‌ده، دهبسو و رودبارقصران (بر مبنای داده رقومی- توپوگرافی SRTM با رزولوشن ۹۰ متر). ب) باختر دره کن. ج) شمال چیتگر (بر مبنای تصاویر هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۹۵۵). در این تصاویر خط‌چین زردرنگ و خط‌فاصله صورتی‌رنگ جابجایی ایجاد شده در رودخانه‌ها را نشان می‌دهند

تفاوت در میزان حفر رسوبات از شاخصه‌های مهم ریخت‌شناسی می‌باشند که براساس آن می‌توان مخروط افکنه‌ها را از یکدیگر تفکیک کرد. گرچه در بعضی موارد می‌توان مخروط افکنه‌هایی را مشاهده کرد که تحت تاثیر حرکات محلی گسل‌های جوان داخل دشت دچار فرازش شده‌اند و به همین دلیل بیشتر تحت تاثیر فرسایش قرار گرفته‌اند، و با وجود اینکه سن رسوبات تشکیل دهنده آنها جوان است، آثار حفر عمیق‌تری را نسبت به سن رسوبات نشان می‌دهند. همچنین در بعضی از موارد گرچه چند مخروط افکنه مختلف از نظر رسوبات تشکیل دهنده و میزان حفر شرایط یکسانی را نشان می‌دهند اما می‌توان از نظر تقدم و تاخر رسوب‌گذاری در میان آنها تمایز قائل شد.

همان‌طور که پیش از این گفته شد می‌توان تغییرشکل‌هایی را در این مخروط افکنه‌ها مشاهده کرد که به دلیل فعالیت‌های جوان گسل‌ها در آنها ایجاد شده است که از این جمله می‌توان به مخروط افکنه‌های سعادت‌آباد، حصارک، شرق وردآورد و وردآورد اشاره کرد.

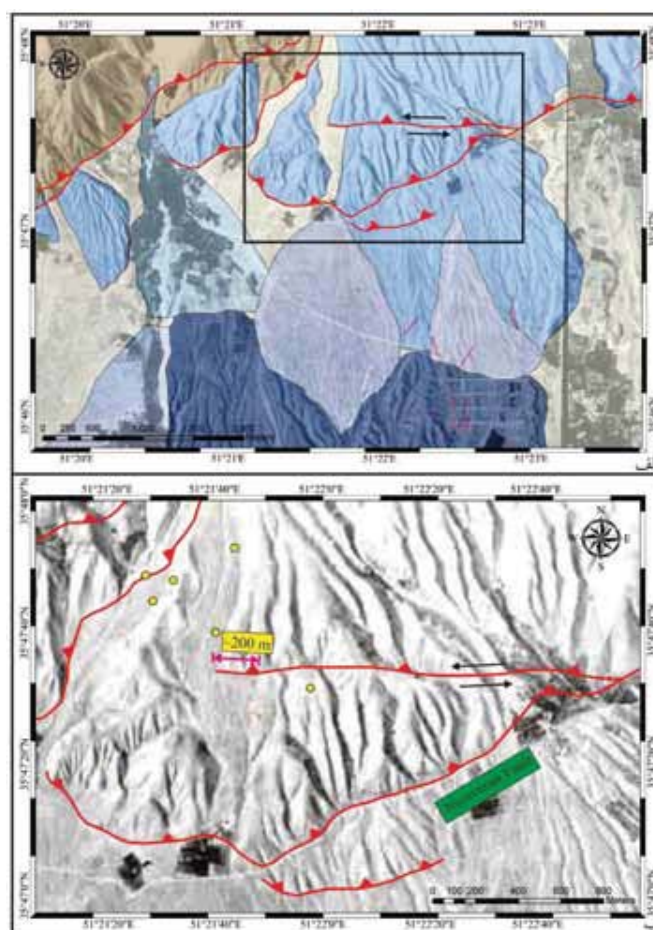


شکل ۶. الف) جابجایی راستگرد آبراهه‌ها در راستای گسل تلوپابین با مقادیر متفاوت که توسط دایره‌های زردرنگ نمایش داده شده است. (بر مبنای عکس‌های هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش، ۱۹۵۵). ب) تصویر سه‌بعدی از جهت شیب توپوگرافی که باعث ایجاد جابجایی ظاهری در مسیر آبراهه‌ها می‌شود

مخروط افکنه سعادت‌آباد

عملکرد شاخه‌ای از گسل نیاوران قرار گرفته است. رسوبات تشکیل‌دهنده این مخروط افکنه براساس رنگ روشن، شیب لایه‌بندی و وجود سیمان کلسیتی در بین قطعات و همچنین لایه‌بندی افقی، آبرفت‌های A و C تشخیص داده شده است که با مرز دگرشیبی واضحی بر روی یکدیگر قرار گرفته‌اند، و همچنین این مخروط افکنه در بخش‌های بالایی خود توسط واریزه‌های آبرفتی پوشیده شده است. بر پایه این پژوهش بررسی عکس‌های هوایی نشانگر این است که وجود شاخه‌ای از گسل نیاوران در داخل این مخروط افکنه منجر به ایجاد تغییرشکل چپ‌گرد به میزان حدود ۲۰۰ متر شده است، همچنین به نظر می‌رسد که بخش شمالی مخروط افکنه سعادت‌آباد به دلیل مؤلفه معکوس گسل نیاوران نسبت به نیمه جنوبی دچار فرازش شده است (شکل ۷).

این مخروط افکنه در حدفاصل دو دره درکه و فرحزاد قرار گرفته است. مطابق با نقشه گسل‌های فعال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴)، گسل شمال تهران از بخش بالایی و باختری گسل نیاوران به طور تقریبی از میانه این مخروط افکنه عبور می‌کند. البته بربریان و همکاران (۱۳۶۴) معتقد هستند که گسل‌های کوچکتری به نام‌های F7- F8- Saadatabad (F9)- F10 (نام‌نویسی براساس بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) نیز در بخش‌های داخلی مخروط افکنه و در فاصله بین دو گسل شمال تهران و نیاوران قرار گرفته‌اند که تغییرشکل موجود در این مخروط افکنه ناشی از عملکرد گسل F7 می‌باشد. Abbassi and Farbod (2009) معتقد هستند که به جای وجود چند گسل کوچک ذکر شده در بالا، این بخش از مخروط افکنه تحت تاثیر



شکل ۷. الف) نقشه مخروط افکنه‌های آبرفتی در حدفاصل دو گسل نیاوران و شمال تهران، کادر سیاه رنگ موقعیت شکل (ب) را نشان می‌دهد (سن مخروط افکنه‌ها از قدیم به جدید به ترتیب با رنگ‌های تیره به روشن نمایش داده شده است). ب) عکس هوایی ۱:۵۰۰۰۰ از جایجایی مخروط افکنه سعادت‌آباد در امتداد یکی از شاخه‌های گسل نیاوران. دایره‌های زرد رنگ موقعیت GPS نقاط بازدید شده را، نشان می‌دهند

مخروط افکنه حصارک

مجموعه مخروط افکنه‌های حصارک که در جنوب حصارک و در خاور دره کن قرار گرفته‌اند، شامل چهار نسل از مخروط افکنه‌ها می‌باشند که به ترتیب از قدیم به جدید به صورت A1 تا A4، (آبرفت) نام‌گذاری شده است (شکل ۸-الف). آبرفت‌های تشکیل‌دهنده این مخروط افکنه‌ها براساس عکس‌های هوایی و مشاهدات صحرایی آبرفت‌های A و C تشخیص داده شده‌اند. مرز شمالی این مخروط افکنه‌ها منطبق بر گسل شمال تهران می‌باشد و مخروط افکنه‌های قدیمی در امتداد این گسل نسبت به محل ورود رودخانه به دشت جابجا شده‌اند. همان‌طور که در شکل ۸-ب قابل مشاهده است، مخروط افکنه شماره ۱ (A1) که دارای بیشترین مقدار حفرشدگی می‌باشد، نسبت به رودخانه تشکیل‌دهنده خود حدوداً به میزان ۱/۴۰ کیلومتر به سمت خاور جابجا شده است. به همین ترتیب مخروط افکنه شماره ۲ (A2) نیز تقریباً ۳۵۰ متر به سمت خاور حرکت کرده است (شکل ۸-ب).

البته همان‌گونه که در شکل ۸-ب مشخص است بالآمدگی رسوبات در امتداد شاخه جنوبی گسل شمال تهران، باعث شد تا رودخانه حصارک از مسیر اصلی خود منحرف و در ظاهر یک حرکت راستگرد در آن ایجاد شده است. به همین دلیل مقدار جابجایی مخروط افکنه A1 را می‌توان به دو صورت ماکزیمم 1.40 km و مینیمم 710 m محاسبه کرد.

مخروط افکنه شماره ۳ (A3) تقریباً در محل ورود رود به دشت رسوب‌گذاری کرده و شواهدی از جابجایی امتدادلغز در آن مشاهده نمی‌شود و در نهایت مخروط افکنه شماره ۴ (A4) که جوان‌ترین مخروط افکنه در مجموعه مورد بررسی است، با حفر مخروط افکنه شماره ۳ (A3) به سمت جنوب در فاصله‌ای دورتر از جبهه کوهستان رسوب‌گذاری کرده است.

توالی سنی مخروط افکنه‌ها از خاور به باختر به وضوح جابجایی امتدادلغز در راستای گسل شمال تهران در این بخش را نشان می‌دهد (شکل ۸-الف). با توجه به اینکه این جابجایی در نقاط دیگر دیده نشده است اظهار نظر قطعی در مورد میزان جابجایی و ساز و کار گسل شمال تهران نیاز به مطالعات بیشتر دارد.

مخروط افکنه‌های شرق وردآورد و وردآورد

بخش شمالی این دو مخروط افکنه که به ترتیب در خاور و شمال گرم‌دره واقع شده‌اند، به دلیل عبور گسل شمال تهران از میانه آنها و همچنین حرکات عمودی در راستای گسل نسبت به نیمه جنوبی دچار فرازش شده و در نتیجه تاثیر عوامل فرسایش بر روی این بخش شدیدتر بوده است (شکل ۹).

چین خوردگی

در گستره تهران حداقل چهار چین مشخص دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد در ارتباط با گسل‌های داخل دشت باشند. در این نوشتار سه چین خوردگی لویزان، عباس‌آباد - پردیسان و چیتگر که در محدوده شهر تهران قرار دارند مورد بررسی قرار می‌گیرند.

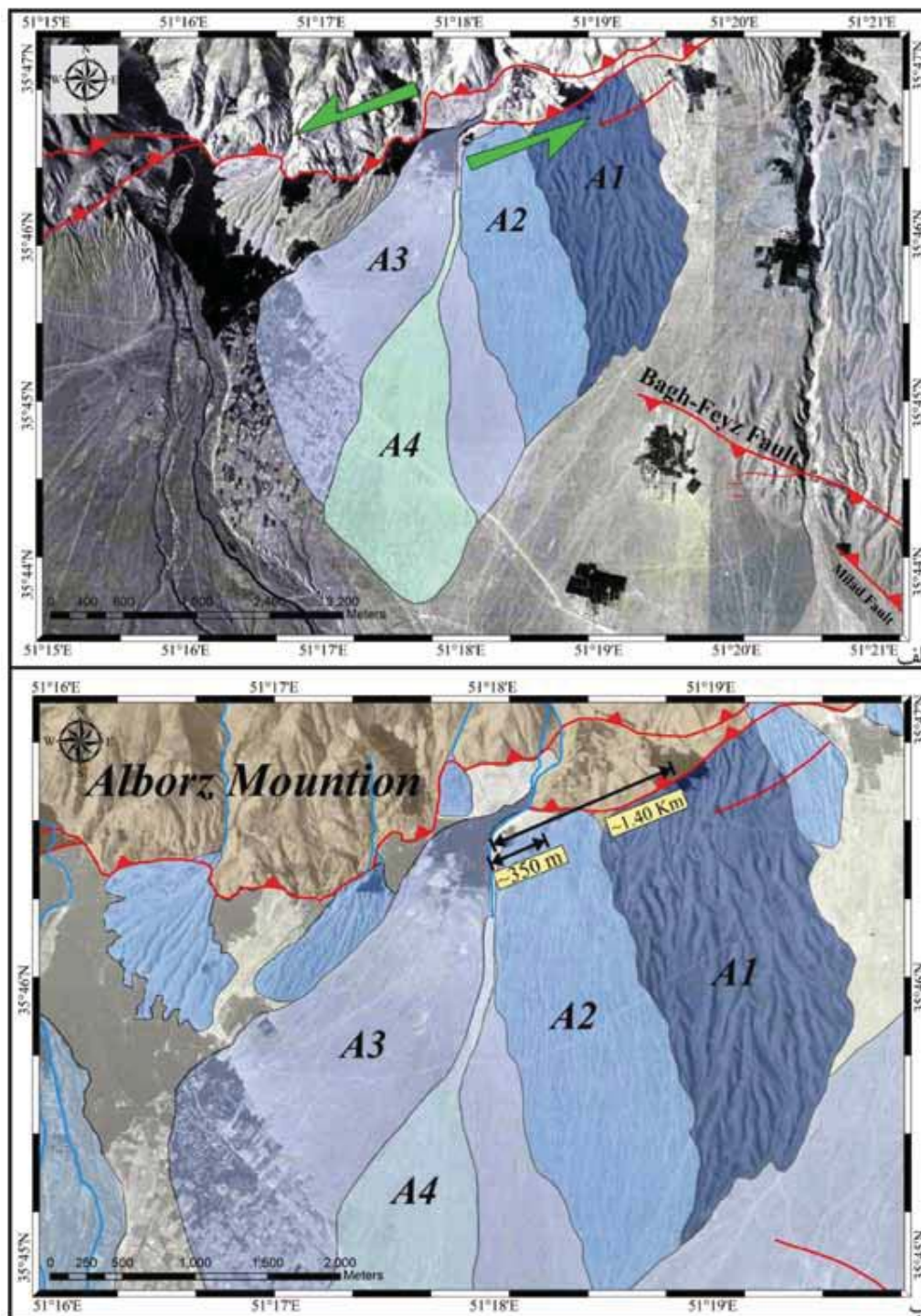
چین خوردگی لویزان

این چین خوردگی در جنوب اتوبان شهید بابایی قرار گرفته است. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۴) و شرق تهران (وحدتی‌دانشمند و همکاران، ۱۳۷۶) رسوبات تشکیل‌دهنده این چین دارای سن پلیوکواترنری می‌باشند. دو گسل راندگی شیان و بخش باختری گسل کوثر با شیب به سمت جنوب از شمال این چین و گسل معکوس نارمک با شیب به سمت شمال از جنوب آن عبور می‌کنند، که در نتیجه عملکرد این گسل‌ها چین خوردگی مذکور شکل گرفته است (شکل ۱۰).

چین خوردگی عباس‌آباد - پردیسان

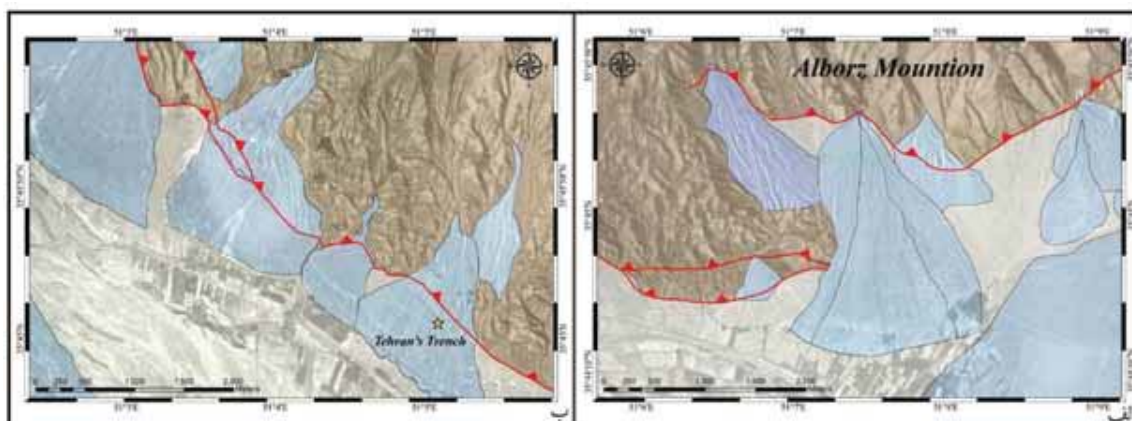
تپه‌های عباس‌آباد در بخش خاوری تاقدیس عباس‌آباد - پردیسان و پارک طبیعت پردیسان نیز در بخش باختری این چین خوردگی قرار گرفته و از این رو بخشی از نمای طبیعی تاقدیس محفوظ مانده است. براساس نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۴) و بازدیدهای صحرایی رسوبات تشکیل‌دهنده این چین خوردگی دارای سن پلیوکواترنری می‌باشند. بخش شمالی این چین خوردگی منطبق بر راندگی داودیه با شیب به سمت جنوب می‌باشد و راندگی عباس‌آباد با شیب به سمت شمال تقریباً از میانه آن عبور می‌کند. شواهد زمین‌ریخت‌شناسی حاکی از قرارگیری یک گسل جوان و پنهان در زیر این تاقدیس می‌باشد که

لغزش بر روی آن موجب رشد و بالآمدگی تاقدیس شده است (Jackson, 2008. Nazari et al., 2010, Ritz et al., 2012). البته گسل های کوچکتری نیز در نقشه گسل های فعال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴)، در محل این چین خوردگی رسم شده اند.

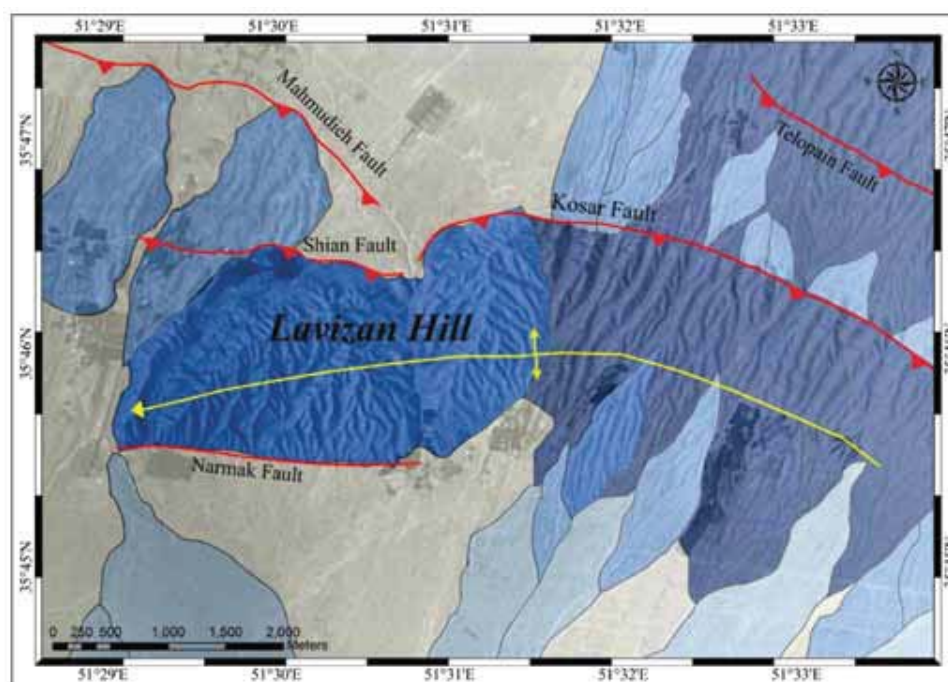


شکل ۸. الف) مخروط افکنه های حصارک و جابجایی چپگرد آنها در امتداد گسل شمال تهران. ب) جابجایی چپگرد مخروط افکنه های A1 و A2. و جابجایی به ظاهر راستگرد رودخانه به دلیل قرار گرفتن بخشی از رسوبات قدیمی در مسیر آن. همچنین می توان عدم جابجایی مخروط افکنه های A3 و A4 را نیز مشاهده نمود که سن جوان تر آنها را نسبت به فعالیت امتداد لغز گسل شمال تهران نشان می دهد

حوریه علی بیگی و همکاران



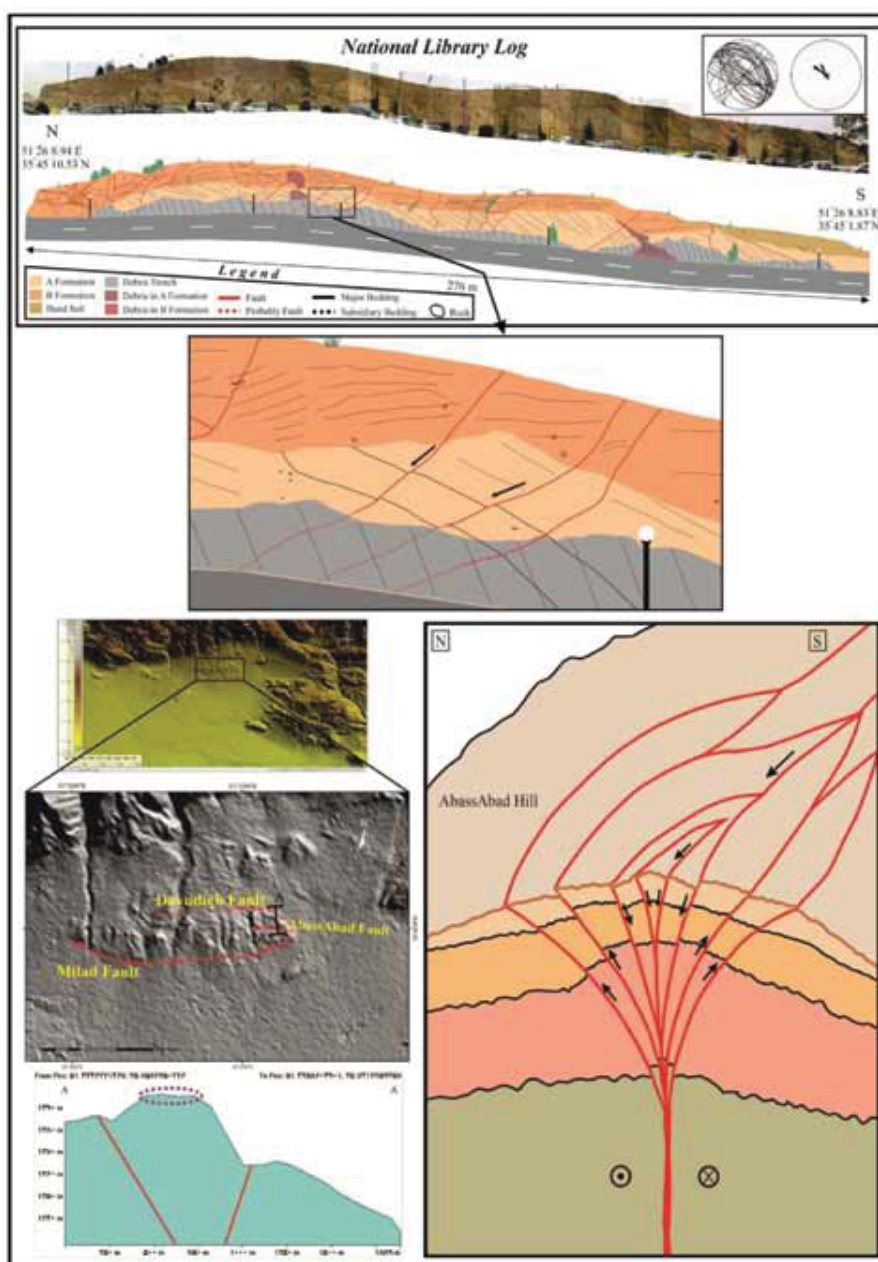
شکل ۹. الف) مخروط افکنه شرق وردآورد. حفر بیشتر رسوبات در بخش فرادیواره گسل شمال تهران نسبت به فرودیواره ناشی از عملکرد مؤلفه معکوس گسل شمال تهران است. ب) مخروط افکنه وردآورد. فرازش بیشتر نیمه شمالی مخروط افکنه نسبت به نیمه جنوبی در اثر حرکات معکوس گسل شمال تهران می باشد. ستاره زرد رنگ محل ترانشه تهران (Ritz et al., 2012) را نشان می دهد



شکل ۱۰. چین خوردگی لویزان بر مبنای عکس هوایی ۱:۵۰۰۰۰ سازمان جغرافیایی ارتش (۱۹۵۵)

گسل های راندگی داودیه، عباس آباد و سایر گسل های فرعی احتمالاً در اعماق پایین تر به یک گسل چپ گرد متصل شده و در نتیجه یک ساختار گلساخت را تشکیل می دهند. عملکرد گسل های موجود در این ساختار همراه با رشد به سمت بالای چین موجب ایجاد کشش در بخش بالایی آن می شود که وجود گسل های نرمال برداشت شده در دیواره کتابخانه ملی از نشانه های آن است (شکل ۱۱).

برداشت صحرائی و مطالعات انجام شده بر روی گسل های فرعی موجود در دیواره کتابخانه ملی که در شمال گسل عباس آباد قرار گرفته است، نشان دهنده وجود هر دو ساز و کار معکوس و نرمال در این گسل ها می باشد. علاوه بر این، بربریان و همکاران (۱۳۶۴) نیز ساز و کار تعدادی از گسل های فرعی این چین خوردگی را نرمال گزارش کرده اند و در نهایت می توان شواهد این کشش را در نیمرخ توپوگرافی چین نیز مشاهده نمود.



شکل ۱۱. تصویر شماتیک از تحلیل ساختاری چین‌خوردگی عباس‌آباد، همراه با تصویر گویا شده دیواره کتابخانه ملی و پروفیل توپوگرافی چین عباس‌آباد. (خط‌چین بنفش کشش موجود در بالای چین‌خوردگی را نشان می‌دهد)

چین‌خوردگی چیتگر

ترانسه وردآورد (Nazari, 2006) سنی جوان‌تر در حدود پلیوستوسن پسین- هولوسن (آبرفت‌های C) را برای این رسوبات معرفی کرده است. مرز جنوبی این چین‌خوردگی منطبق بر گسل چیتگر و مرز شمالی آن منطبق بر گسل شمال چیتگر می‌باشد. بررسی‌های صحرایی انجام شده در این پژوهش بر روی

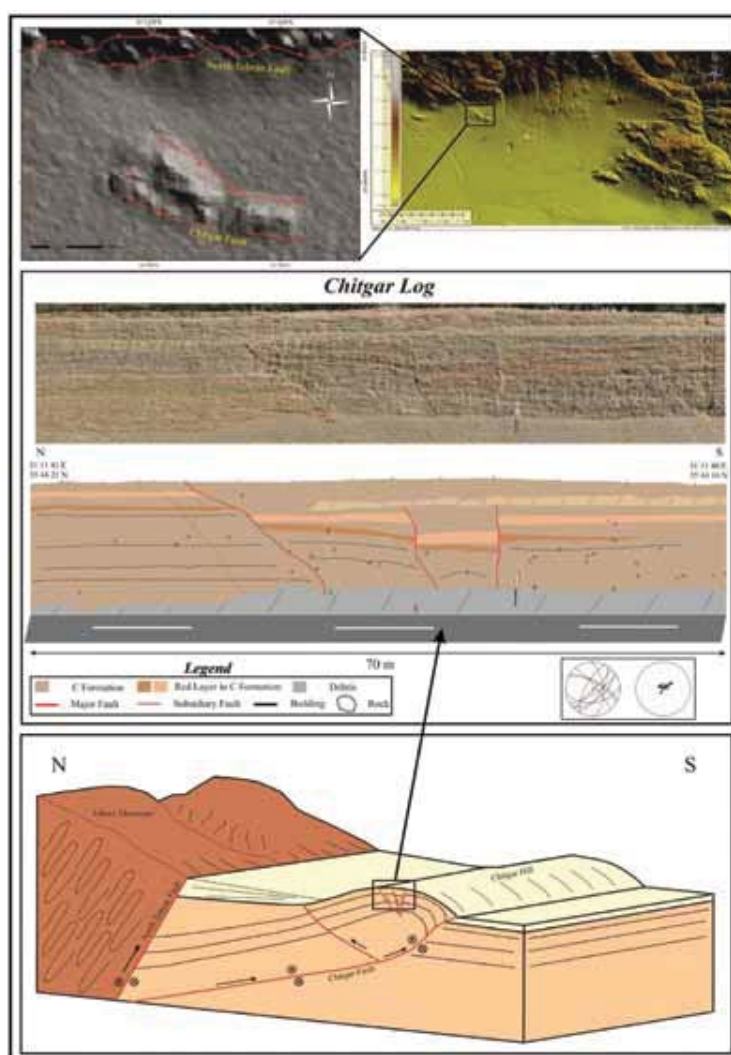
تپه‌های چیتگر در باختر تهران و در جنوب اتوبان شهید خرازی واقع شده است. گرچه در نقشه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران (امامی و همکاران، ۱۳۷۴) و گزارش ۵۶ (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) رسوبات تشکیل‌دهنده این چین را پلیوکواترنری (آبرفت‌های A و B) ذکر نموده‌اند اما تطابق چینه‌ای کاوه (۱۳۸۸) با تعیین سن‌های صورت گرفته در

حوربه علی بیگی و همکاران

ارتباط با گسل پنهان موجود در زیر خود می باشد و همچنین شاخه گسل شمال چیتگر به عنوان پس راندگی^۱ نسبت به گسل چیتگر قرار گرفته است. وجود گسل های نرمال و گرابین مشاهده شده در ترانشه چیتگر به دلیل رشد چین و در نتیجه فعالیت دو گسل مذکور می باشد (شکل ۱۲).

ارتباط چین ها با گسل های پنهان در سایر نقاط جهان نیز مورد مطالعه قرار گرفته است. یکی از بهترین نمونه های آن چین خوردگی همراه با گسل زمین لرزه ای سال ۱۹۸۰ میلادی الاصلام است که به خوبی مورد مطالعه قرار گرفته است (King and Vita Finzi, 1981).

گسل های فرعی ترانشه چیتگر واقع در باختر تپه های چیتگر، نشان دهنده وجود گسل هایی با ساز و کار نرمال است. از میان گسل های موجود، تنها شمالی ترین گسل دیواره، به سطح رسیده است. این گسل دارای ساز و کار نرمال می باشد. دو گسل اصلی دیگر این دیواره نیز به طور چیره دارای ساز و کار نرمال است اما به دلیل شیب نزدیک به قائم به نظر می رسد دارای مؤلفه راستالغز نیز هستند. نرمال بودن این گسل ها حاکی از وجود کشش در بالای تاقدیس چیتگر است که گرابین موجود در بین گسل ها گویای این مطلب می باشد. به نظر می رسد که از لحاظ ساختاری تاقدیس چیتگر نیز در



شکل ۱۲. تحلیل چین خوردگی چیتگر به همراه تصویر گویا شده دیواره خاوری. همان گونه که در تصویر شماتیک مشخص است می توان گسل شمال چیتگر را به عنوان پس راندگی گسل چیتگر در نظر گرفت که در نتیجه فعالیت این گسل ها تپه های چیتگر شکل گرفته و رشد آن به سمت بالا باعث شکل گیری گسل های نرمال شده است

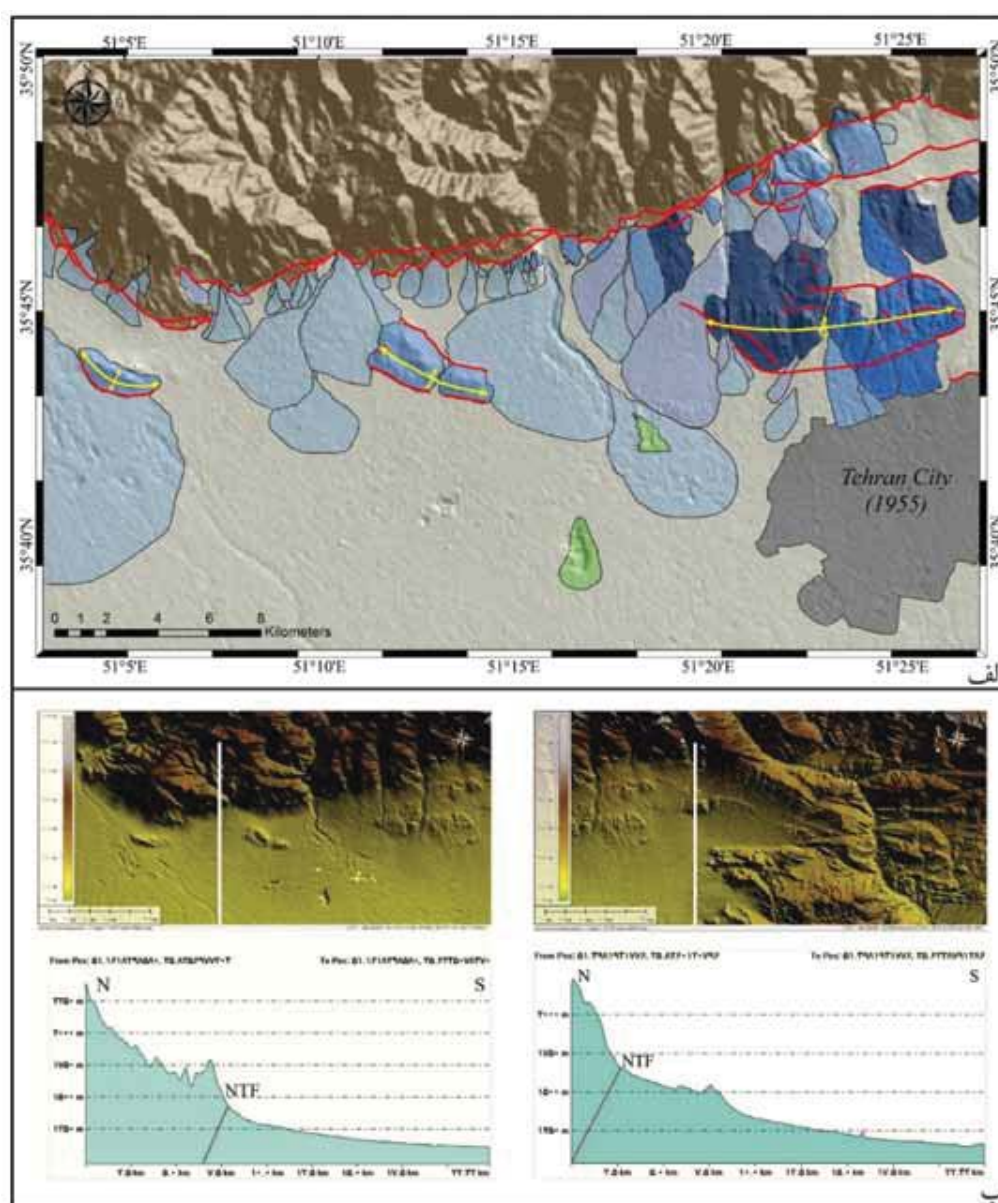
1. Back Thrust

رابطه چین‌خوردگی و گسلش در محدوده شهر تهران

یکدیگر موازی نمی‌باشند و همچنین فاصله آنها از یکدیگر نیز از باختر به خاور افزایش می‌یابد.

به نظر می‌رسد که کوتاه‌شدگی مایل و همچنین تغییر ضخامت آبرفت‌ها و رسوبات در گستره تهران و افزایش آن به سمت خاور، از جمله عواملی هستند که می‌توانند بر موقعیت تشکیل ساختارها در داخل دشت تأثیرگذار باشند (شکل ۱۳).

همان‌طور که پیش از این ذکر شد رشد و شکل‌گیری چین‌های منطقه مورد مطالعه در ارتباط با فعالیت گسل‌های داخل دشت تهران می‌باشد. با مقایسه روند این چین‌ها با امتداد گسل شمال تهران که اصلی‌ترین ساختار این گستره محسوب می‌شود، می‌توان مشاهده کرد که این دو روند با



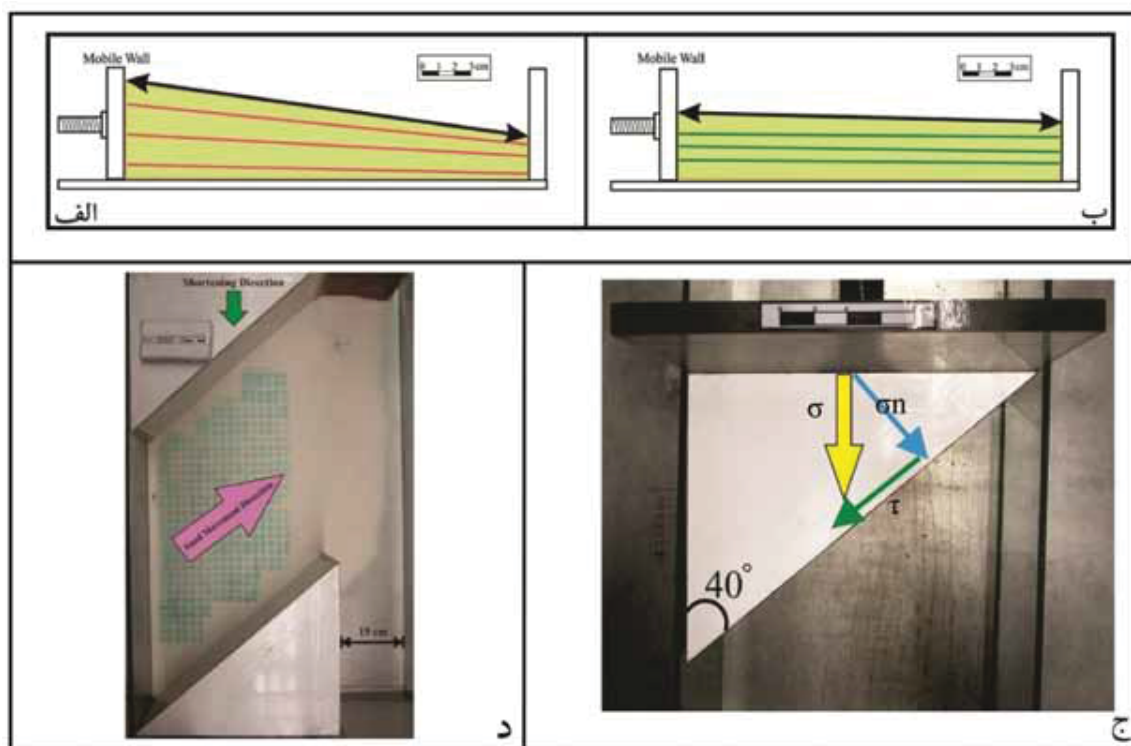
شکل ۱۳. الف) عدم تبعیت امتداد چین‌ها و ساختارهای داخل دشت از روند گسل شمال تهران. ب) نیمرخ توپوگرافی از آبرفت‌های دشت تهران که تصویر سمت چپ مربوط به بخش باختری و تصویر سمت راست مرتبط با بخش خاوری گستره می‌باشد

حوربه علی بیگی و همکاران

نکته قابل توجه در استفاده از باکس مثلثی زاویه حاده آن است، که در واقع مقدار این زاویه عامل کنترل کننده تقسیم واتنش^۲ در مدل می باشد. به عبارت دیگر هرچه مقدار این زاویه حاده کمتر باشد تنش اعمالی دستگاه به فشارش محض نزدیکتر و هرچه این زاویه بزرگتر باشد باعث تقسیم تنش به دو مؤلفه فشارش و امتدادلغز می شود، و در نتیجه بر روی نحوه تغییر شکل لایه ها تاثیر می گذارد. همچنین برای ایجاد حرکت امتدادلغز در مدل یکی از دیواره های جانبی دستگاه مدل سازی در فاصله ای خارج از محدوده ابعاد مدل تعبیه شده، تا امکان جابجایی مواد در حین آزمایش وجود داشته باشد و در واقع از تجمع واتنش در دیواره های جانبی جلوگیری شود (شکل ۱۴-د). سایر مشخصات هندسی دو مدل در جدول ۲ ذکر شده است.

به همین منظور سعی شد تا با استفاده از آزمایش مدل سازی تجربی شرایط دشت تهران مشابه سازی شود و ساختارهای تشکیل شده در مدل با ساختارهای دشت تهران مقایسه گردد.

در جهت بررسی تاثیر تغییر ضخامت در نحوه تغییر شکل رسوبات، دو مدل مختلف که ضخامت و در نتیجه شیب لایه بندی در آنها با یکدیگر متفاوت است شامل انواع مدل شیب دار^۱ و مدل مسطح^۲ مورد آزمایش قرار گرفته است (شکل ۱۴-الف و ب). همچنین به منظور ایجاد تشابه میان طبیعت با مدل مورد آزمایش از باکس های مثلثی شکلی (مثلث قائم الزاویه) استفاده شده است تا با توجه به تجزیه تنشی که اتفاق می افتد بتوان هر دو مؤلفه فشارش و امتدادلغز را به صورت همزمان بر مدل اعمال کرد (شکل ۱۴-ج).



شکل ۱۴. الف) مدل شیب دار. ب) مدل مسطح. ج) تجزیه تنش اصلی به دلیل وجود باکس مثلثی. د) ایجاد فضای باز در یکی از دیواره های مدل

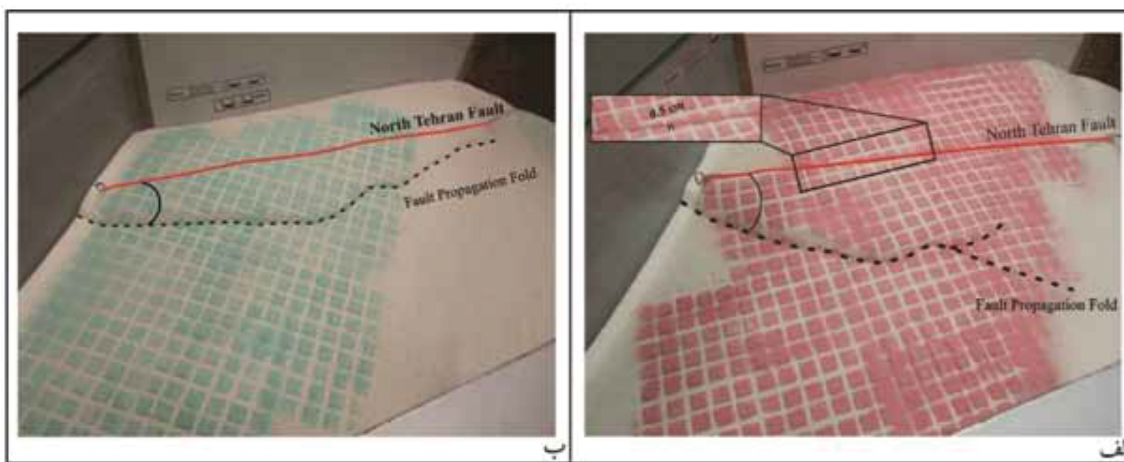
1. Steep Model
2. Flat Model
3. Strian

جدول ۲. مشخصات هندسی دو مدل شیب‌دار و مسطح

مشخصات	Tehran Plain Model	Flat Model
طول	45 cm	45 cm
عرض	30 cm	30 cm
بیشترین ضخامت کمترین ضخامت	6 cm	3 cm
	2 cm	
ضخامت (ارتفاع)		
اندازه دانه‌های ماسه	Mesh<50	Mesh<50
زاویه گسل شمال تهران	45°	45°
نرخ حرکت ^۱	1 h:2 cm	1 h:2 cm
زاویه حاده باکس مثلثی	40°	40°
میزان کوتاه‌شدگی	3.5 cm	3 cm
درصد کوتاه‌شدگی	7.7 %	6.6 %

تبعیت نکرده و با آن زاویه می‌سازد، همچنین می‌توان در شکل ۱۵-الف مشاهده کرد که در راستای گسل شمال تهران جابجایی چپ‌گرد ایجاد شده است، که وجود زاویه مابین این دو ساختار و حرکت امتدادلغز چپ‌گرد به دلیل کوتاه‌شدگی مایل در راستای گسل شمال تهران می‌باشد.

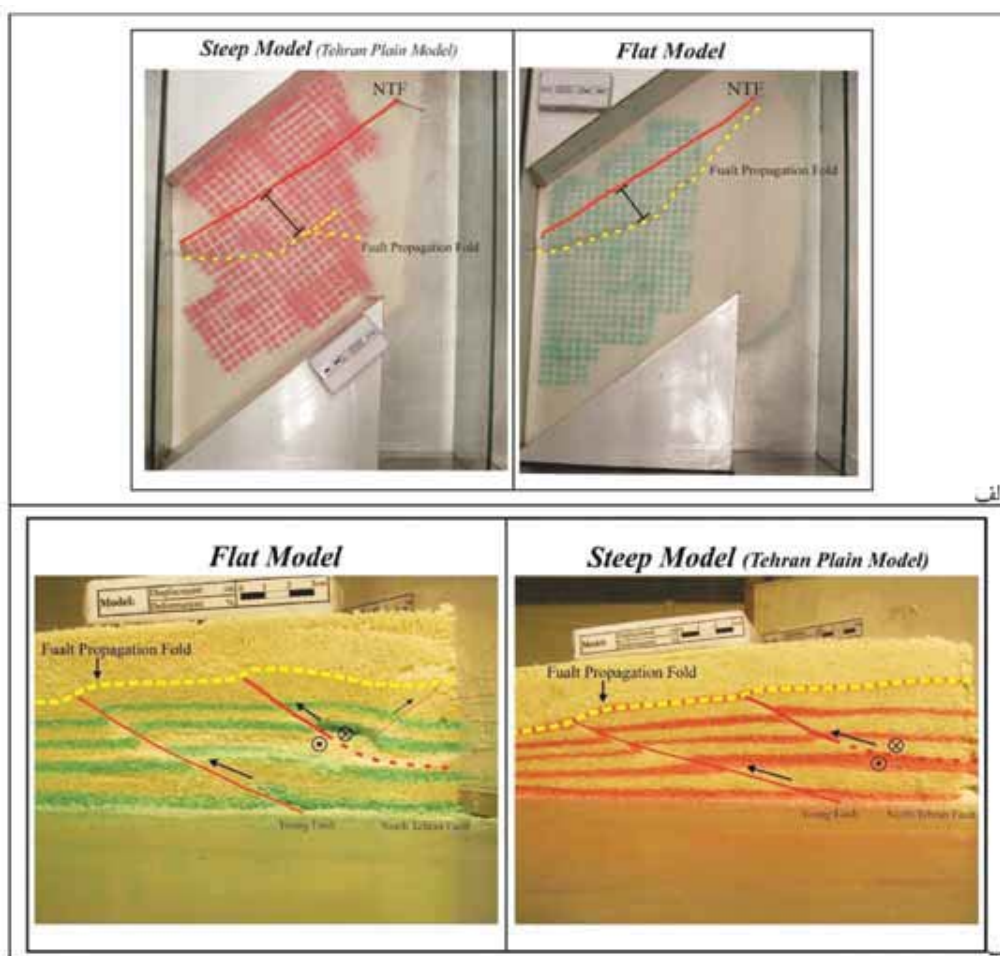
پس از اعمال تنش می‌توان در هر دو مدل تشکیل چین پیشروی گسل در نتیجه فعالیت گسل پنهان موجود در زیر چین که در فرود دیواره گسل شمال تهران تشکیل شده است را مشاهده کرد. همان‌طور که در شکل ۱۵ مشاهده می‌شود امتداد چین ایجاد شده از روند گسل شمال تهران



شکل ۱۵. تشکیل چین پیشروی گسل در هر دو مدل (الف) شیب‌دار، (ب) مسطح. خط‌چین سیاه‌رنگ جبهه چین خوردگی را نشان می‌دهد

همین شیب کمتر باعث می‌شود که فاصله چین‌های پیشروی گسل از گسل شمال تهران افزایش یابد (شکل ۱۶-ب)، و به عبارت دیگر افزایش ضخامت و شیب لایه‌بندی باعث افزایش فاصله میان ساختارها می‌شود.

همان‌طور که در شکل ۱۶-الف مشخص است فاصله جبهه تغییرشکل از گسل شمال تهران در مدل شیب‌دار نسبت به مدل مسطح بیشتر می‌باشد، و وقتی نیمرخ این دو مدل با یکدیگر مقایسه شوند، مشاهده می‌شود که شیب گسل جوان در مدل شیب‌دار نسبت به مدل مسطح کمتر است و

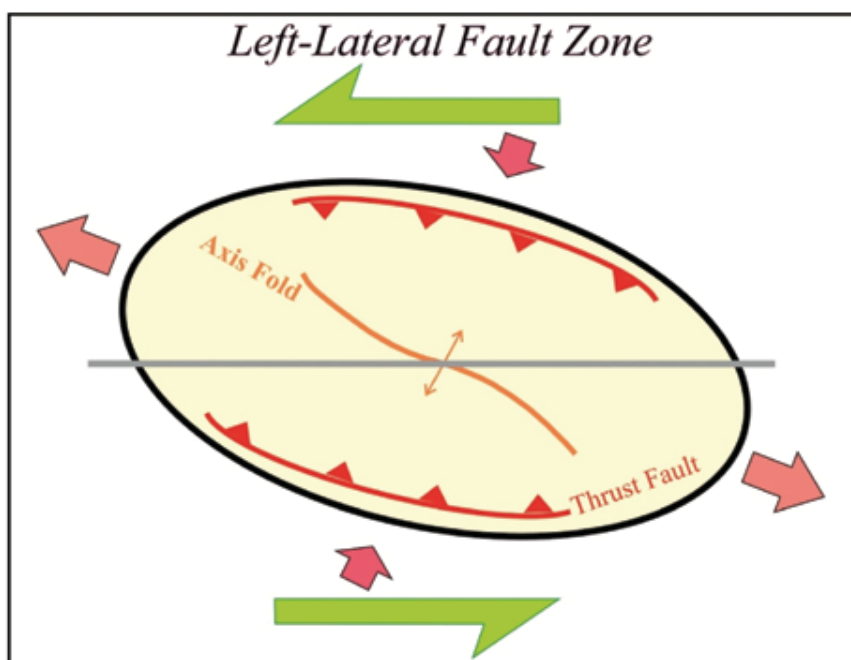


شکل ۱۶. الف) تفاوت فاصله جبهه تغییرشکل در دو مدل شیب‌دار و مسطح. خط چین زرد رنگ جبهه چین خوردگی را نشان می‌دهد. ب) مقایسه نیم‌رخ دو مدل شیب‌دار و مسطح و شیب کمتر گسل پنهان در مدل شیب‌دار نسبت به مدل مسطح

نتیجه‌گیری

چین خوردگی‌های داخل دشت تهران ساختارهایی جوان می‌باشند که در ارتباط با فعالیت گسل‌های پنهان مانند گسل‌های میلاد، چیتگر و وردآورد تشکیل شده‌اند. روند این ساختارها شمال‌باختری- جنوب‌خاوری می‌باشد و با روند گسل شمال تهران زاویه حدود ۱۵ تا ۲۰ درجه را می‌سازند. این روند با راستای مورد انتظار گسل‌های راندگی در بیضوی واتنش مربوط به یک زون چپ‌گرد همخوانی دارد (شکل ۱۷). از این رو به نظر می‌رسد که مؤلفه چپ‌گرد دگرشکلی محدود به گسل‌های شمال تهران و نیاوران نمی‌باشد و پهنه گسترده‌تری در داخل دشت تهران را تحت تاثیر قرار می‌دهد. از سوی دیگر فاصله چین‌های جوان دشت تهران از گسل‌های شمال تهران از باختر به خاور افزایش می‌یابد.

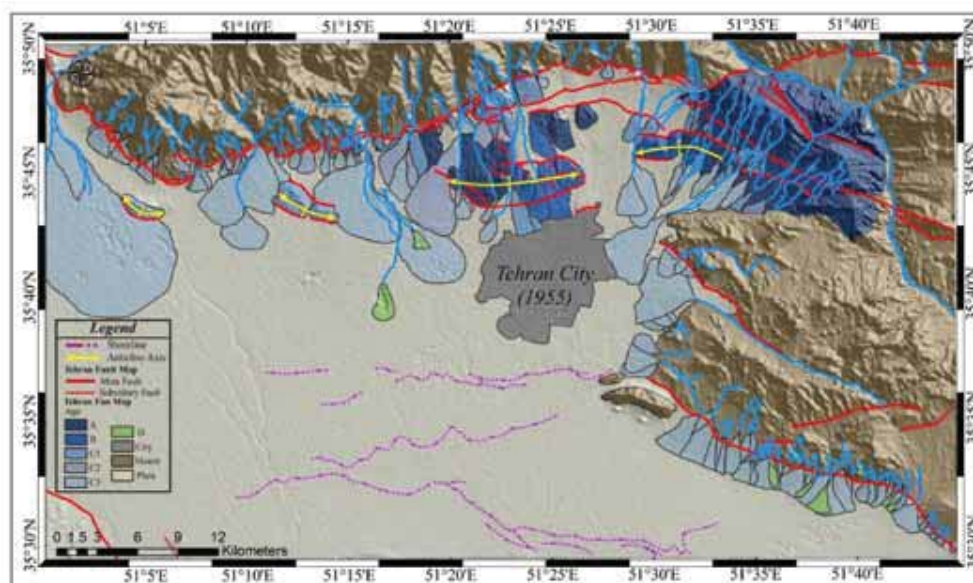
شواهد ریخت‌شناسی حاکی از وجود گسل‌های جوان و معکوس در داخل دشت تهران است. از جمله این شواهد می‌توان به انواع رودخانه‌ها، مخروط افکنه‌ها و چین خوردگی‌های جوان اشاره کرد. رودخانه‌های نیک‌نام‌ده، سبو، رودبار قصران، تلوپابین، باختر دره کن و شمال چیتگر و مخروط افکنه‌های سعادت‌آباد، حصارک، شرق وردآورد و وردآورد از جمله عوارضی هستند که در نتیجه فعالیت عمدتاً گسل شمال تهران و در بعضی موارد سایر گسل‌ها مانند گسل نیاوران دچار تغییرشکل شده‌اند که این تغییرشکل نشان‌دهنده ساز و کار معکوس همراه با مؤلفه چپ‌گرد برای این گسل‌ها به خصوص گسل شمال تهران می‌باشد.



شکل ۱۷. الگوی بیضوی واتنش در یک محیط چپ‌گرد. همان‌طور که مشخص است روند گسل‌ها و چین‌های فرعی از روند گسلش اصلی تبعیت نمی‌کند و همچنین ساز و کار گسل‌های فرعی صرفاً معکوس می‌باشد

جوان از گسل شمال تهران می‌شود، از جمله عوامل اصلی کنترل‌کننده تغییرشکل ساختارهای جوان در تهران می‌باشند. این مدل‌سازی همچنین آشکار می‌سازد که افزایش فاصله ساختارها همراه با کاهش شیب گسل راندگی پنهان در زیر تاقدیس‌ها می‌باشد.

نتایج حاصل از آزمایش مدل‌سازی تجربی نشان می‌دهد که دو عامل، کوتاه‌شدگی مورب که باعث ایجاد زاویه مابین امتداد چین‌های جوان داخل دشت با راستای گسل شمال تهران می‌شود، و افزایش ضخامت رسوبات و شیب توپوگرافی به سمت خاور تهران (شکل ۱۳-ب) که منجر به افزایش فاصله جبهه تغییر شکل یا همان چین‌خوردگی‌های



شکل ۱۸. نقشه ریخت‌زمین ساخت گستره تهران

2009. "Faulting and folding in Quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran)", *Journal of Asian Earth Sciences*, 34, 522-531.

- Alavi, M., 1996. Tectonostratigraphic synthesis and structural style of the Alborz mountain system in northern Iran, *Journal. Geodynamic*, 21, 1-33.

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

- Axen, G.J., Lam, P.J., Grove, M., Stockli, D.F., and Hassanzadeh, J., 2001. Exhumation of the west-central Alborz Mountains, Iran, Caspian subidence, and collision-related tectonics, *Geology*, 29, 559-562.

- Berberian, M., and Yeats, R.S., 1999. Patterns of historical earthquake rupture in the Iranian Plateau, *Bulletin of seismological Society of America*, 89 (1), 120-139.

- Dellenbach, J., 1964. Contribution à l'étude géologique de la région située à l'est de Téhéran (Iran), *Faculté des Science de l'Universite Strasbourg (France)*, 117.

- Engalenc, M., 1968. Contribution a la Geologie Geomorphologie. Hydrogeologie, de la region de Teheran (Iran). C.E.R.H., Montpellier, France, 365.

- Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., and Berberian, M., 2002. Active tectonics of the South Caspian Basin, *Geophysical Journal International*, 148, 214-245.

- Jackson, J., 2008. Surviving natural disasters. In: *Survival: The Survival of the Human Race. Darwin College Lectures*. Cambridge University Press, Cambridge, 123-145.

- King, G. C. P., Vita and Finzi, C., 1981. "Active folding in the Algeria earthquake of 10

در انتها می توان چنین نتیجه گرفت که، تغییر شکل لبه جنوبی البرز مرکزی تنها محدود به گسل شمال تهران نمی باشد. مطالعات ریخت شناسی رسوبات آبرفتی و الگوی آبراهه ها نشان می دهد که ساختارهای فعال دیگری نیز در داخل دشت تهران وجود دارند، که این ساختارها همراه با گسل شمال تهران تحت تاثیر کوتاه شدگی مایل در این زون می باشند (شکل ۱۸). بر طبق مدل سازی تجربی، جهت گیری و فاصله میان این ساختارهای ثانویه، به وسیله ساز و کار عمومی زون تغییر شکل و همچنین تغییر ضخامت و شیب رسوبات آبرفتی کنترل می شود.

سپاسگزاری

بدین وسیله از پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور به منظور فراهم آوردن شرایط و امکانات این پژوهش به خصوص بابت در اختیار گذاشتن آزمایشگاه نکتونیک تجربی کمال تشکر و قدردانی را داریم. همچنین از جناب آقای مهندس احسان کوثری نیز به دلیل همیاری ها و همکاری هایشان در مراحل انجام آزمایش مدل سازی سپاسگزاریم.

منابع

- امامی، م. ه. و همکاران، ۱۳۷۲. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- بربریان، م.، قرشی، م.، ارزنگروش، ب. و مهاجر اشجعی، ا.، ۱۳۶۴. پژوهش و بررسی ژرف زمین ساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه- گسلش در گستره تهران و پیرامون (پژوهش و بررسی لرزه زمین ساخت ایران زمین)، چاپ دوم، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور، گزارش ۵۶، ۳۱۵.
- کاوه فیروز، آ.، ۱۳۸۸. بررسی های پارینه لرزه شناسی بر روی پهنه گسله شمال تهران (پاره گسله چیتگر)، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد اسلامی واحد علوم و تحقیقات تهران، ۱۷۰.
- وحدتی دانشمند، ف. و همکاران، ۱۳۷۶. نقشه زمین شناسی ۱:۱۰۰۰۰۰ شرق تهران، سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- Abbassi, M. R., and Farbod, Y.,

October 1980", *Nature*, 292, 22-26.

- Nazari, H., 2006. Analyse de la tectonique recente et active dans l'Alborz Central et la region de Teheran: Approche morphotectonique et paleoseismologique, Ph.D. thesis, Montpellier II: 247, Montpellier, 294.

- Nazari, H., Ritz, J.F., Ghassemi, A., Bahar-Firouzi, K., Salamati, R., Shafei, A., and Fonoudi, M., 2011. Paleoearthquakes Determination of Magnitude ~ 6.5 on the North Tehran Fault, Iran, *Journal of Seismology and Earthquake Engineering (JSEE)*, 13, 1, 159-166.

- Rieben, E.H., 1953. Note preliminaire sur les terrains alluviaux de Teheran et particulierment du territoire de Shemran Bulletin de Laboratoire, Geologie. Mineralogie. Geophysique et Museum de Geologie de l'Universite de Lausanne, 105, 1-12.

- Rieben, E.H., 1955, "The geology of Tehran plain", *American Journal of Science*, 253, 617-639.

- Ritz, J.F., Nazari, H., Balescu, S., Lamothé, M., Salamati, R., Ghassemi, A., Shafei, A., Ghorashi, M., and Saidi, A., 2012. Paleoearthquakes of the past 30000 years along the North Tehran Fault, Iran, *Journal of Geophysical Research*, 117, 1-15.

- Shahidi, A., 2008. Evolution tectonique du Nord de l'Iran (Alborz et Kopet-Dagh) depuis le Mésozoïque, Ph.D. thesis, Université Pierre et Marie Curie: Paris, France, 500.

- Solaymani Azad, S., Ritz, J.F., and Abbassi, M., 2011. Left-lateral active deformation along the Mosha-North Tehran fault (Iran): Morphotectonics and paleoseismological investigations, *Tectonophysics*, 497, 1-14.

- Stoöcklin, J., 1974. Northern Iran: Alborz Mountains", *Geological Society of London, Special Publication*, 4, 213-234.

- Tchalenko, J.S., Berberian, M., Iranmanesh, H., Bailly, M., and Arsovsky, M., 1974. Tectonic framework of the Tehran region. in: Materials for the study of seismotectonics of Iran, North-central Iran, *Geological Survey of Iran, Report 29*, 7-46.

- Tchalenko, J.S., 1975. Seismotectonic framework of the North Tehran Fault, *Tectonophysics*, 29, 411-420.

- Vernant, P., Nilforoushan, F., Chery, J., Bayer, R., Djamour, Y., Masson, F., Nankali, H., Ritz, J.F., Sedighi, M., and Tavakoli, F., 2004. Deciphering oblique shortening of central Alborz in Iran using geodetic data, *Earth and Planetary Science Letters*, 223, 177-185.

- Yassaghi, A., 2005. The effect of deep-seated transverse faults on structural evolution of west-central Alborz Mountain, Dept of Geology, Tarbiat Modares University. Iran.

- Zanchi, A., Berra, F., Mattei, M., Ghassemi, M., and Sabouri, J., 2006. Inversion tectonics in central Alborz, Iran, *Journal of Structural Geology* 28, 2023-2037.