مجله ژئوفیزیک ایران، جلد ۱۵، شماره ۲، ۱۴۰۰، صفحه ۱۹ – ۳۳ (مقاله پژوهشی) DOI: 10.30499/ijg.2021.260239.1305

بررسی دوتفسیر از یک گسله در شمال تهران

محمد رضا عباسی [1*]

[1] دانشیار پژوهشگاه بین المللی زلزله شناسی و مهندسی زلزله، تهران، ایران

(دریافت: ۱۳۹۹/۰۹/۱۲، پذیرش: ۱۳۹۹/۱۱/۰۴)

چکیده

اختلاف ارتفاع ناگهانی در مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران، مرزی است که بخش سنگی ائوسن را از سازند آبرفتی پلیوکواترنری و جوان‌تر در بخش کوهپایه و دشت جدا می‌کند. برخی از پژوهشگران این مرز را که با نام راندگی شمال تهران معرفی شده است، یک ساختار اصلی می‌دانند که مسئول برخاستگی ارتفاعات البرز در شمال تهران است. این مرز را نباید با گسله شمال تهران اشتباه گرفت؛ زیرا این واژه سازوکار متفاوتی را به غیر از راندگی دربرمی‌گیرد. این پژوهش به‌طور ویژه به بررسی مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران می‌پردازد. اگر این مرز شامل یک ساختار اصلی شود، پرسش مهم پویایی (فعالیت) آن از دیدگاه خطر زمین‌لرزه مطرح می‌شود. جهت بررسی این موضوع، صفحه‌های گسلی و خطخش‌های مرتبط با آن در مرز سنگ و آبرفت بررسی شدند. دو ویژگی از این صفحه‌های گسلی به‌دست‌آمد. ویژگی اول این است که مرز سنگ و آبرفت به یک روند مشخص گسلی وابسته نیست و از روندهای مختلف گسلی شمال باختری، شمالی– جنوبی، خاوری– باختری و شمال خاوری تبعیت می‌کند. در بسیاری از نقاط، مرز سنگ و آبرفت (راندگی شمال تهران) زیر پوشش ریزش‌های سنگی پنهان شده است که دسترسی به این مرز را ناممکن می‌کند. مرز ریزش‌های سنگی با آبرفت‌ها گسلیده است و شواهد سینماتیک آنها با تنش عهد حاضر همخوان است. این پدیده نشان می‌دهد دگرشکلی در شمال تهران در راستای یک گسله مشخص متمرکز نیست و بیشتر به شکل نامتمرکز در پهنه وسیعی در شمال تهران کارسازی می‌کند. ویژگی دوم این است که راندگی شمال تهران یک ساختار اصلی نیست و درنتیجه، نمی‌تواند تنها مسبب بالا راندن ارتفاعات سنگی در فرادیواره راندگی شمال تهران باشد.

واژه‌های کلیدی: راندگی شمال تهران، سینماتیک، ریزش‌های سنگی، مرز سنگ و آبرفت، گسله جبهه کوهستان

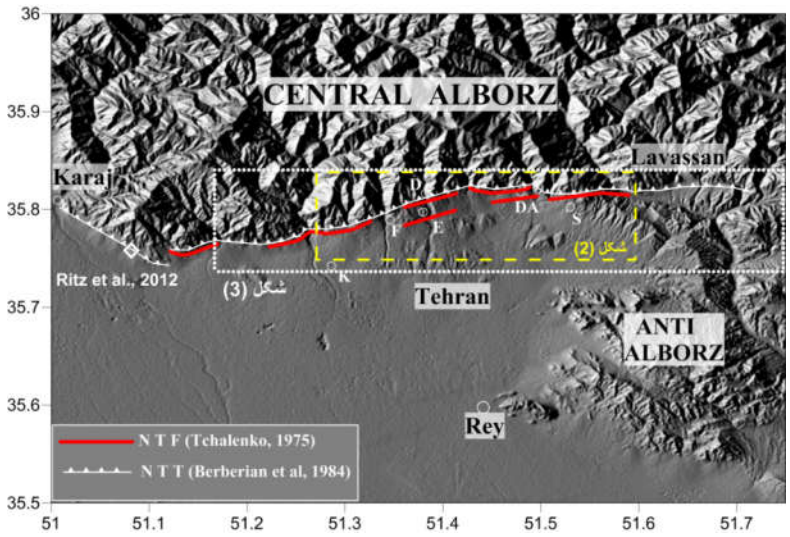
* نگارنده رابط: abbassi@iiees.ac.ir

۱ مقدمه

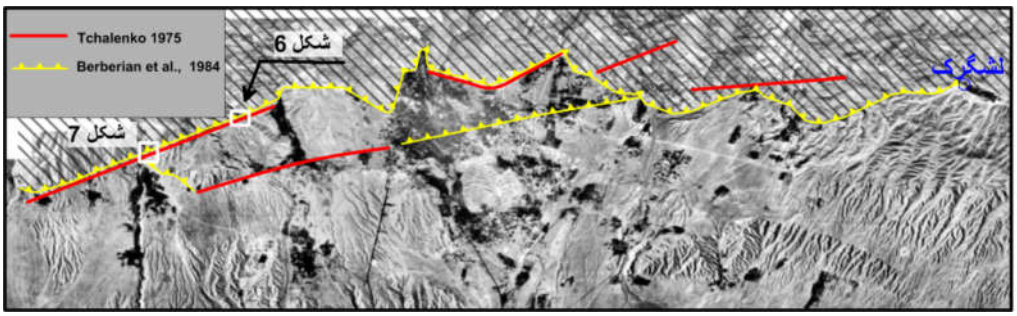
چالنکو (۱۹۷۵) نخستین نقشه گسله‌های شمال تهران را تهیه کرد. بر اساس این نقشه، مجموعه‌ای ازگسله‌ها در شمال تهران، بخش کوهپایه آبرفتی را از ارتفاعات سنگی جدا می‌کند. این مجموعه گسلی که با نام گسله شمال تهران، از لشگرک در خاور تهران تا باختر کن در نقشه نشان داده شد، برای نخستین بار به‌عنوان یک چشمه لرزه‌ای، بر خطر زمین‌لرزه در شمال تهران تأکید می‌کرد. از این نقطه به سوی باختر، گسله به‌صورت نامطمئن به نقشه در آمده است. بر اساس تفسیر چالنکو، میان سنگ و آبرفت، مرز مشخصی وجود ندارد و الزاماً جداکننده و مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران موجود نیست، بلکه بیشتر مرزی است که شیب تند سازند سنگی را از بخش هموار کوهپایه و دشت جدا می‌کند. آرایش این مجموعه گسلی بیانگرگسله‌هایی پرشیب با آرایش پله‌ای چپ‌بر است که سازوکار راستالغز چپ‌بر را پیشنهاد می‌کند (چالنکو، ۱۹۷۵).

نُه سال بعد، در گزارش ۵۶ سازمان زمین‌شناسی (بربریان و همکاران، ۱۳۶۴) مرز میان سنگ و آبرفت با نام راندگی شمال تهران معرفی شد (شکل ۱). در این تفسیر جدید، قسمت‌های مختلف گسله شمال تهران را که چالنکو (۱۹۷۵) آن را با آرایش پله‌ای و ناپیوسته معرفی کرده بود، به یکدیگر وصل شد و درنهایت، خط پیوسته‌ای به نام راندگی شمال تهران با درازای ۷۵ کیلومتر از کرج تا لواسان به نقشه در آمد (شکل ۲).

در این تفسیر جدید، طول بخشی از گسله شمال تهران (تفسیر چالنکو) که سازند هزاردره را از سازندهای جوان‌تر جدا می‌کرد (به‌ویژه در جنوب ولنجک و اوین) با ادامه به سوی خاور نیاوران از سه کیلومتر به یازده کیلومتر رسید (عباسی و فربد، ۲۰۰۹). ادامه این گسله را تا خاور یعنی نیکنام‌ده می‌دانند و طول آن در این صورت به ۴۰ کیلومتر می‌رسد. این گسله با نام نیاوران- لواسان نیز شناخته می‌شود (عباسی و شبانیان، ۲۰۲۱).



شکل ۱. نقشه برجسته تهران. مجموعه گسله‌های شمال تهران در تفسیر چالنکو (۱۹۷۵) با رنگ قرمز و راندگی شمال تهران در تفسیر بربریان و همکاران (۱۳٦٤) با رنگ سفید نشان داده شده است. اختصار مکان‌ها: (S) سوهانک، (DA) دارآباد، (E) اوین، (F) فرحزاد، (K) کن. محل مطالعه دیرینه‌لرزه‌شناسی با لوزی روی شکل مشخص شده است.



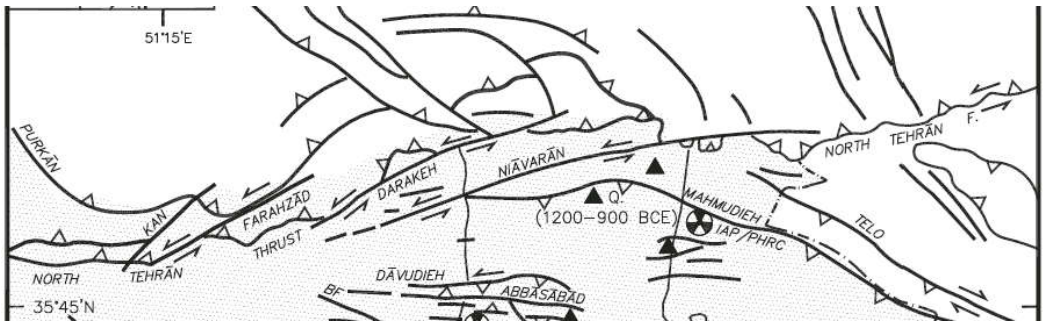
شکل ۲. موزاییک عکس هوایی (۱۹۵۵) نخستین عکس هوایی تهران. راندگی شمال تهران (بربریان و همکاران، ۱۳٦٤) با رنگ زرد و گسله شمال تهران (چالنکو، ۱۹۷۵) با رنگ قرمز نشان داده شده است. برای مکان این نقشه به شکل ۱ مراجعه شود.

راندگی شمال تهران (مرز سنگ و آبرفت) یا گسله شمال تهران؟ همان‌طورکه دیده می‌شود، در این موضوع با دو تفسیر متفاوت از یک پدیده روبه‌رو هستیم. راندگی شمال تهران بنا بر تفسیر بربریان و همکاران (۱۳۶۴)، به‌طور ویژه مرز سنگ و آبرفت است که آن را گسله‌ای فشاری با شیب بسیار کم به سوی شمال (در برخی موارد نزدیک به افق) نمایندگی می‌کند. بر پایه یافته‌های میدانی در سه نقطه، راندگی شمال تهران یا مرز سنگ و آبرفت از سه روند متفاوت تشکیل شده است: ۱- رخنمون فرحزاد (روند شمال خاوری با شیب ۷۰ تا ۸۰ درجه به سوی شمال)؛ ۲- باختر کن (روند خاوری- باختری با شیب ۱۰ تا ۴۵ درجه به سوی شمال)؛ ۳- کاظم‌آباد (روند شمال باختری با شیب ۳۰ درجه به سوی شمال). افزون بر این سه داده، در مقطع شاه‌آباد، یک رخنمون چهارم نیز معرفی شده که سازند هزاردره به‌صورت افقی روی سازند کرج رانده شده است. همان‌طورکه در گزارش ۵۶ سازمان زمین‌شناسی دیده می‌شود، چهار رخنمون یادشده از یک روند مشخص و ثابت پیروی نمی‌کنند.

ریتس و همکاران (۲۰۱۲) گسله شمال تهران را با طول ۱۱۰ کیلومتر معرفی کردند که متشکل از روندهای شمال خاوری- جنوب باختری و شمال باختری- جنوب خاوری است. در تفسیر چالنکو که با نظر ریتس و همکاران (۲۰۱۲) منافات دارد، این گسله، پرشیب و با سازوکار راستالغز چپ‌بر است. پرسشی که در این دو تفسیر ابهام ایجاد می‌کند، مطرح شدن دو سازوکار متفاوت برای یک روند گسلی است. آیا یک روند گسلی می‌تواند دو سازوکار متفاوت داشته باشد؟ به احتمال زیاد، آنچه به ابهام‌های بعدی درباره این گسله افزود، طرح موضوعی است که در گزارش بربریان و همکاران (۱۳۶۴) به آن اشاره می‌شود: A راندگی شمال تهران، همان گسله شمال تهران است.≅ (نقل به مضمون)

با هدف دیرینه‌لرزه‌شناسی به‌منظور اثبات فعالیت مجموعه گسله‌های شمال تهران، در بخش باختری گسله شمال تهران با روند شمال باختری- جنوب خاوری مطالعه‌ای صورت گرفت (ریتس و همکاران، ۲۰۱۲). این پژوهش به رویدادهای لرزه‌ای در نهشته‌های پلایستوسن پسین (سازند C) (ریبن، ۱۹۵۵) دست یافت. در شکل ۱ محل این ترانشه نشان داده شده است. در این کار نیز سازوکار گسله شمال تهران از نوع فشاری با شیب کم (راندگی) معرفی شد.

در نقشه بربریان و ییتس (۲۰۱۶)، اثری از راندگی شمال تهران دیده نمی‌شود و گسله شمال تهران با آرایش پله‌ای معرفی شده است (شکل ۳). در این نقشه خطوطی پیوسته به‌عنوان جداکننده سنگ و آبرفت نشان داده شده



شکل۳. بریده‌ای از نقشه گسله‌های شمال تهران (بربریان و ییتس، ۲۰۱۶). برای مکان این نقشه به شکل ۱ مراجعه شود.

است که بیشتر یک مجموعه گسلی با سازوکار راستالغز چپ‌بر را پیشنهاد می‌کند. این تفسیر جدید، در تناقض با راندگی پیشنهادی ریتس و همکاران (۲۰۱۲) است که به گسله شمال تهران نسبت می‌دهند.

در این پژوهش که اختلاف میان راندگی شمال تهران و گسله شمال تهران بررسی می‌شود، تمرکز کار روی مرز میان سنگ و آبرفت است. در اینجا باید به این پرسش مهم یعنی چگونگی مرز سنگ و آبرفت پاسخ داد. اگر مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران گسلی است، پس یک گسله بنیادین در این مرز وجود دارد. در این صورت باید همه ساختارهای مرتبط با این گسلش مؤید این نظر باشند و اگر پاسخ منفی است، یعنی روندهای گسلی دیگری اثرگذار هستند. در این حالت، مرز سنگ و آبرفت در واکنش به کوتاه‌شدگی در سراسر ایران نیز شواهدی از دگرشکلی نشان می‌دهد که فقط در مرز سنگ و آبرفت به‌صورت تماس زمین‌ساختی (صفحه گسلی و خش‌لغز های مربوطه) بروز می‌کند. پرسش بعدی که تاکنون پاسخ مناسبی به آن داده نشده است، سینماتیک راندگی شمال تهران است. چنانچه راندگی شمال تهران یک گسله اصلی است، سازوکار آن چیست؟ و اگر راندگی شمال تهران یک گسله بنیادین باشد، ساختارهای مرتبط با آن مانند پهنه گسلی و شکل‌گیری چین‌خوردگی‌ها در فرادیواره آن باید منعکس‌کننده جنبش‌های این گسله باشند.

۲ زمین‌شناسی منطقه

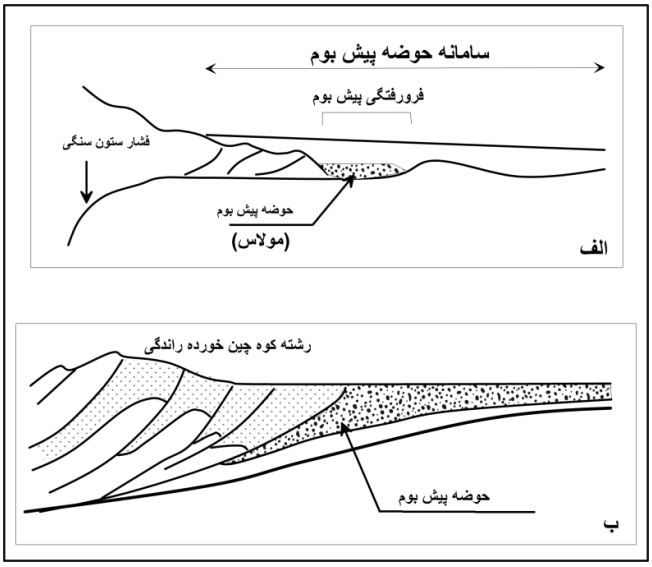
زمین‌شناسی آبرفت‌های کواترنری تهران با توصیف چهار سازند A، B، C و D از قدیم (A) به عهد حاضر (D) معرفی شد (ریبن، ۱۹۵۵). این تقسیم‌بندی چهارگانه در کارهای بعدی تغییری نکرد، اگرچه در پژوهش‌های مختلف، سازندها نام‌های متفاوتی داشتند (آنگالن، ۱۹۶۸). عباسی و فربد (۲۰۰۹) با مقایسه سن‌سنجی سطوح ژئومورفیک که در میناب انجام شده بود (رگارد و همکاران، ۲۰۰۵)، سازند D ریبن را به دو بخش هولوسن (۱۲هزار سال پیش) و عهد حاضر (۵۰۰۰ سال پیش) به نقشه درآوردند. به‌این‌ترتیب گسله‌هایی را که در بخش کوهپایه تهران نهشته‌های هولوسن را قطع می‌کنند، گسله‌های فعال معرفی کردند. بخش سنگی که در شمال تهران در کنار سازندهای آبرفتی قرار می‌گیرد، سازندهای سنگی دوران ائوسن است. این سازند آمیزه‌ای از توف (سازند کرج) و سنگ‌های آذرین با سن‌های مختلف است که احتمالاً آخرین آنها می‌تواند متعلق به الیگوسن باشد (علوی، ۱۹۹۶ و امینی و امامی، ۱۹۹۲). مطالعات دورسنجی، کوتاه‌شدگی در البرز را مقدار (۲±۵) میلی‌متر در سال نشان می‌دهد (ورنانت و همکاران، ۲۰۰۴). بخش نامعلومی از این کوتاه‌شدگی درکوهپایه و کوه‌های شمال تهران جذب می‌شود. در سال‌های گذشته، چندین پژوهش درباره گسله شمال تهران صورت گرفته است که بر

دانسته‌ها درباره این گسله نیفزوده است. آنچه بدون مطالعات دقیق‌تر درباره سازوکار این گسله انجام شده است، بیشتر متکی بر پیش‌فرض‌های ثابت‌نشده است؛ برای نمونه می‌توان به این نکته اشاره کرد که گسله شمال تهران را یک ساختار اصلی معرفی کرده‌اند (ریتس و همکاران، ۲۰۱۲ و لانگراف و همکاران،۲۰۰۹). بر اساس این پیش‌فرض، گسله شمال تهران، یک سد ساختاری فرض شده است که بقیه ساختارها را می‌برد. در بخش بعدی به این موضوع بیشتر اشاره خواهد شد.

۳ گسله‌ها در جبهه کوهستان

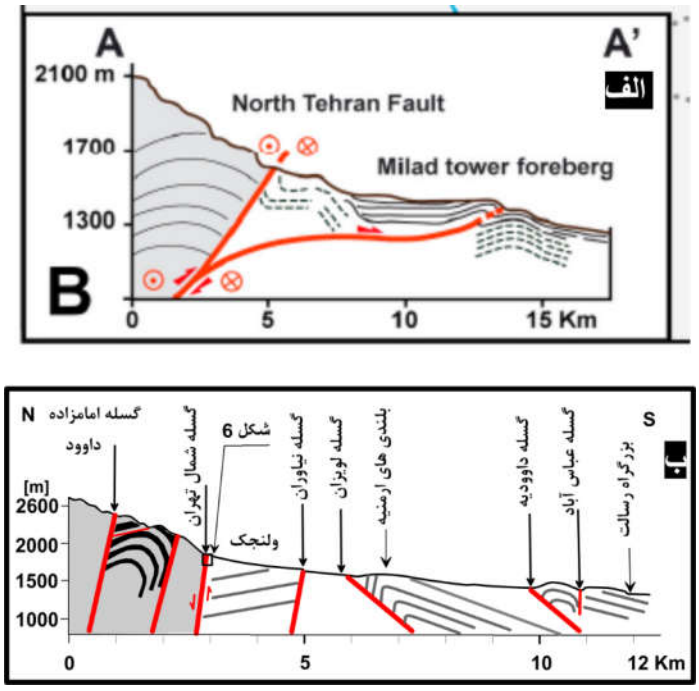
جبهه کوه‌ها و گسله‌های مرتبط با آنها که محل پیوستن ارتفاعات به دشت‌های هموار است، یکی از پرسش‌های مهم برای حل چگونگی برخاستن کوه‌ها روی کره زمین بوده است. با پیشرفت نظریه زمین‌ساخت ورقه‌ای از یک سو و داشتن مقاطع لرزه‌ای از سوی دیگر، مشخص شد که برخاستگی و فرازگیری توده‌های سنگی (شکل‌گیری رشته‌کوه‌ها) در بسیاری از نقاط کره زمین به فرورانش ورقه‌های زمین‌ساختی وابسته است. در راستای این نظریه، واژه‌ای مانند پیش‌بوم (foreland) بر وجود فرورانش دلالت می‌کند و به سازوکاری مشخص در فرایند کوه‌زایی اشاره دارد (شکل ۴). واژه پیش‌کوه (foreberg) (فلورنسو و سوللنکو، ۱۹۶۳) نیز دربرگیرنده تپه‌های کوچکی در بخش کوهپایه است که به موازات رشته‌کوه‌ها شکل می‌گیرند. زمین‌لرزه گوبی آلتای با بزرگای (M_w~ ۸) در سال ۱۹۵۷ میلادی، گسیختگی با طول ۲۶۰ کیلومتر ایجاد کرد که با رانش‌های گسترده عظیم روبه‌رو بود (بایاسگالان و همکاران، ۱۹۹۹). ازآنجاکه تپه‌ها یا همان پیش‌کوه‌ها با زمین‌لرزه گوبی آلتای (مغولستان) مرتبط دانسته شده‌اند، وجودشان در سرزمین‌های مشابه، نشانه‌ای از خطر زمین‌لرزه تلقی می‌شود.

بر پایه این مدل، بر اثر فرورانش، برخاستگی در بالای سطح فرورانش صورت می‌گیرد و سپس حوضه‌ای فرورفته در مرز برخاستگی و بخش هموار گودالی به موازات برخاستگی ایجاد می‌شود (شکل ۴- الف) که محل جمع‌آوری نهشته‌های حاصل از فرسایش کوه و



شکل ٤. روند شکل‌گیری کوه‌ها. (الف) مرحله نخستین حوضه پیش‌کوه (ب) مرحله پیشرفته‌تر فرورانش و درگیر شدن نهشته‌ها در فرایند کوه‌زایی.

اختلاف پتانسیل ایجادشده میان کوه و دشت است. به این گونه نهشته‌ها مولاس می‌گویند که حاصل کوه‌زایی و هم‌زمان با شکل‌گیری آن است. مولاس در مراحل پیشرفته کوه‌زایی درگیر دگرشکلی پیشانی کوهستان می‌شود (شکل ۴- ب). این نهشته در البرز با نام سازند هزاردره معرفی شده است که در تقسیم چهارگانه ریبن (۱۹۵۵) سازند (A) یا سازند هزاردره نامیده می‌شود. به‌یقین سازند هزاردره درگیر دگرشکلی پیشرفته کوه‌زایی در لبه جنوبی البرز مرکزی شده است؛ زیرا این سازند متحمل دگرشکلی و چین‌خوردگی شده است که به شکل تپه در بخش کوهپایه تهران با نام‌های مختلف مانند تپه‌های لویزان، قیطریه، بلندی‌های ارمنیه و عباس‌آباد از سطح هم‌جوار برخاسته‌اند. به نظر لانگراف و همکاران (۲۰۱۰)، این تپه‌های برخاسته بخشی از پیش‌کوه است که در اثر دگرشکلی برشی- فشارشی تشکیل شده است. همین نظر را ریتس و همکاران (۲۰۱۲) نه تنها درباره آبرفت‌های چین‌خورده تأیید می‌کنند، بلکه همه چین‌خوردگی‌ها و گسله‌های مرتبط با آنها را شاخه‌ای از گسله شمال تهران در پیوند با گسله مرتبط با ریشه کوه می‌دانند (شکل‌های ۵- الف و ب). در شکل ۵- الف برش زمین‌شناسی (ریتس و همکاران، ۲۰۱۲) دیده می‌شود که همه ساختارهای بخش کوهپایه‌ای را مرتبط با یک گسله در ریشه کوه می‌داند. در شکل (۵- ب) برشی از ساختار کوه و کوهپایه بر اساس اندازه‌گیری لایه‌بندی در سازند هزاردره دیده می‌شود. در این برش تنها گسله‌های موجود در سازند سنگی و گسله نیاوران- لواسان به سوی شمال شیب دارند و بقیه گسله‌ها در سازند آبرفتی، که باعث به‌وجودآمدن تپه‌های شمال تهران می‌شوند، به سوی جنوب شیب دارند.



شکل ۵. برش زمین‌شناسی از مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران (الف) بر اساس تفسیر ریتس و همکاران (۲۰۱۲) (ب) بر اساس داده‌های حسینی (۱۳۷۶) و عباسی و فربد (۲۰۰۹). سازند سنگی، تیره‌تر و سازند آبرفتی هزاردره چین‌خورده با تکیه بر لایه‌بندی‌های اندازه‌گیری‌شده ترسیم شده است.

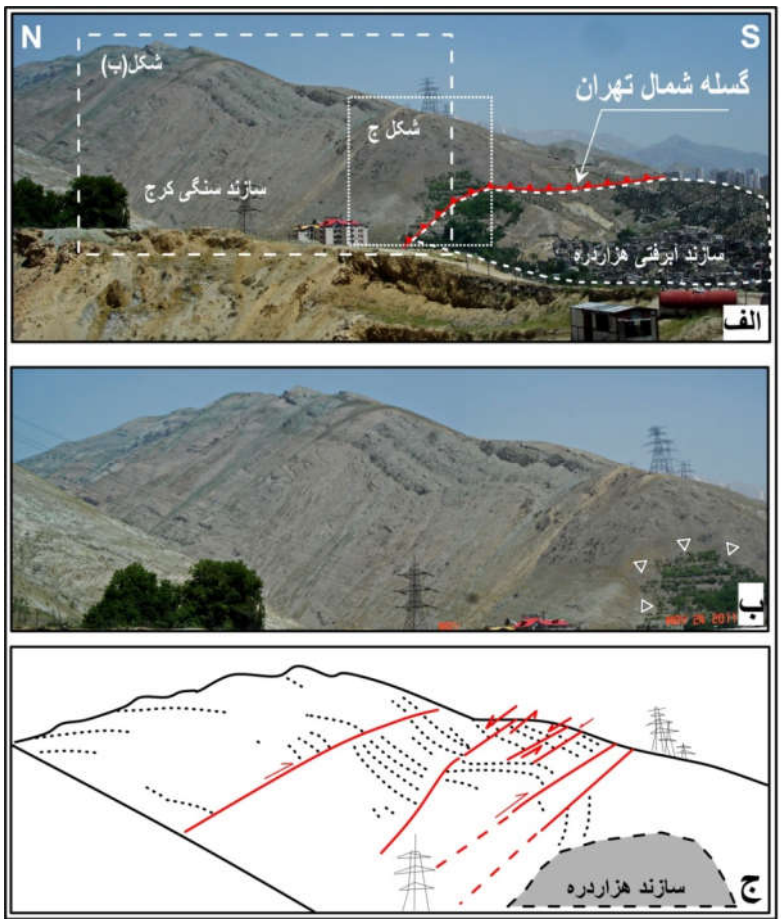
به پیش‌کوه بودن کوهپایه تهران چندین ایراد وارد است. نخست اینکه برای ارائه نظریه پیش‌کوه بودن شمال تهران، اول باید ثابت کرد که بخشی از پوسته ایران مرکزی به زیر البرز رانده شده است. این در حالی است که هنوز مقطع لرزه‌ای مبنی بر اثبات فرورانش به زیر البرز جنوبی وجود ندارد؛ ازاین‌رو باید نظریه پیش‌بوم بودن کوهپایه تهران را یک پیش‌فرض دانست که حتی داده‌های ساختاری نیز آن را پشتیبانی نمی‌کند. داده‌های ساختاری شامل چین‌خوردگی هزاردره است که بر اساس مدل ریتس و همکاران (۲۰۱۲) روی فرادیواره گسله‌ها با شیب به سوی شمال شکل می‌گیرند. این پژوهشگران به یک استثناء در هزاردره چین‌خورده اشاره می‌کنند که برای سایر مناطق هزاردره چین‌خورده صدق نمی‌کند. این استثناء شامل گسله باغ فیض با شیب به سوی شمال می‌شود که سازند هزاردره چین‌خورده روی فرادیواره آن است. واقعیت‌های ساختاری به‌دست‌آمده از نهشته‌های چین‌خورده در کوهپایه تهران خلاف این ادعا را نشان می‌دهد؛ زیرا هزاردره چین‌خورده روی فرادیواره گسله‌های با شیب به سوی جنوب شکل گرفته است (عباسی و فربد، ۲۰۰۹). گسله‌ها با شیب به سوی جنوب، تپه‌های لویزان، عباس‌آباد و بلندی‌های امانیه- ارمنیه و چین‌خوردگی مرتبط با آنها را به بالا رانده‌اند (شکل ۵- ب).

افزون بر این، آنچه از ساختارهای مشابه در جهان می‌شناسیم، پیش‌کوه‌های مطالعه‌شده در گوبی آلتای (مغولستان) است. برش‌های زمین‌شناسی که از این پیش‌کوه‌ها در دست است، نشان‌دهنده شیب گسله‌ها به سوی کوه است (اوون و همکاران، ۱۹۹۹). این داده برخلاف یافته‌ها در هزاردره چین‌خورده است که شیب به سوی دشت دارند و نه کوه.

٤ هندسه و سینماتیک گسله‌ها در مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران

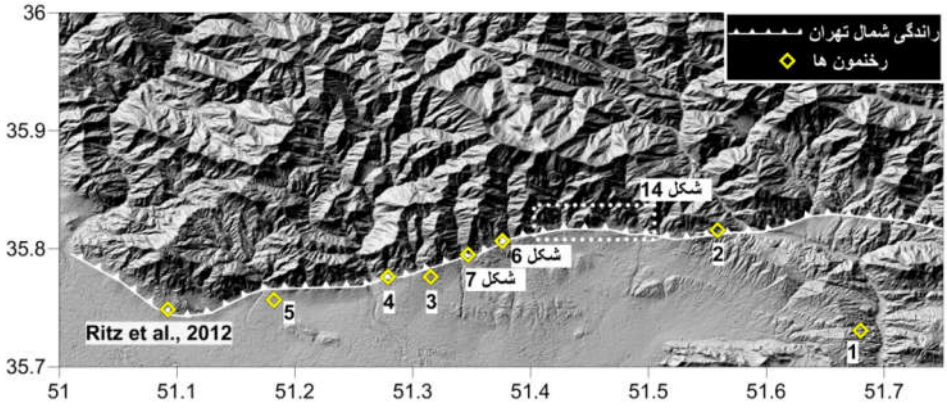
ساخت‌وساز گسترده در شمال تهران به‌ندرت امکان افزودن بر دانش ما درباره مرز سنگ و آبرفت، سازوکار و سینماتیک آن را فراهم می‌کند. چنین داده‌هایی تنها با صرف زمان طولانی و پیگیری‌های مداوم به‌دست‌می‌آید.

شکل ٦. (الف) مرز سنگ و آبرفت در شمال ولنجک که روی شکل با مثلث مشخص شده است. (ب) گسله کششی با روند نزدیک به خاوری- باختری، سازند آبرفتی پلایستوسن پسین و هولوسن را بریده است. برای محل رخنمون به شکل ۲ مراجعه شود.



شکل ۷. فرادیواره گسله شمال تهران در یال خاوری دره فرحزاد. (الف) نمای کلی دیواره خاوری دره فرحزاد (ب) نمای نزدیک‌تر و ارتباط توده سنگی با آبرفت. مثلث‌های توخالی محل حرکت‌های کششی را نشان می‌دهند. (ج) نمایش گسله‌ها و سازوکارهای متفاوت در طرحی از شکل (ب) با نگاه به سوی خاور. برای محل این رخنمون به شکل ۲ مراجعه شود.

افزون بر گزارش ۵۶ درباره مرز سنگ و آبرفت که شرح آن در مقدمه آمد، در این پژوهش به رخنمون‌های دیگری با تکیه بر سینماتیک و هندسه آنها پرداخته می‌شود. در شکل ۶ برشی از گسله شمال تهران نشان داده شده که در یکی از گودبرداری‌های شمال ولنجک برداشت شده است. این گودبرداری که روی گسله شمال تهران قرار دارد، در شکل‌های ۲ و ۵ مشخص شده است. در این برش که در سازند آبرفتی تهران (با سن پلایتسوسن پسین، C ریبن) حفر شده است، دو نکته اهمیت دارد. نخست اینکه مرز سنگ و آبرفت گسلیده نیست و دوم اینکه گسله‌ای با روند (N۷۰E) هم‌روند با گسله شمال تهران و منطبق بر جایگاه آن با شیب نزدیک به شاقولی دیده می‌شود. این گسله با جابه‌جایی شاقولی کششی مؤثری دیده می‌شود. در سطح زمین نشانه‌ای از جابه‌جایی افقی در بالای این گسله دیده نشد (شکل ۶). پایانه باختری این بخش از گسله به دره فرحزاد می‌رسد. در یال خاوری دره فرحزاد برشی نامشخص از مرز سنگ و آبرفت دیده می‌شود (شکل ۷). مرز سنگ و آبرفت در این رخنمون مشخص نیست، اما در محلی که اکنون روی فرادیواره گسله شمال تهران درخت‌کاری شده است،



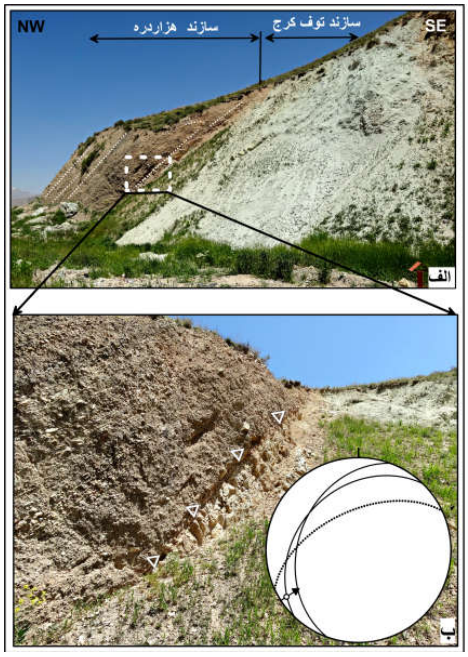
شکل ۸ نقشه برجسته از شمال تهران. رخنمون‌ها در مرز سنگ و آبرفت با عدد روی تصویر مشخص شده‌اند.

چندین گسله کششی در سازند سنگی در بالای این گسله دیده می‌شود (شکل ۷- ب). عوارض بخش درخت‌کاری‌شده همچنان حرکت‌های کششی را پیشنهاد می‌کنند. شکل (۷- ج) ساختارها در سنگ و ارتباط آنها را با آبرفت به تصویر کشیده است. ارتباط میان سازند سنگی و آبرفت به سبب حرکت‌های کششی و ریزشی مشخص نیست.

در شکل‌های ۶ و ۷ دو رخنمون از گسله شمال تهران (به تفسیر چالنکو) معرفی شد. در جنوب و به موازات این بخش از گسله، پایانه باختری گسله نیاوران- لواسان قرار دارد. درباره هندسه و سازوکار این گسله نظرهای متفاوتی ارائه شده است و قطعیتی در آن وجود ندارد.

در اینجا برای مرز سنگ و آبرفت، پنج رخنمون دیگر معرفی می‌شود که در شکل ۸ با شماره‌های ۱ تا ۵ به تصویر درآمده‌اند.

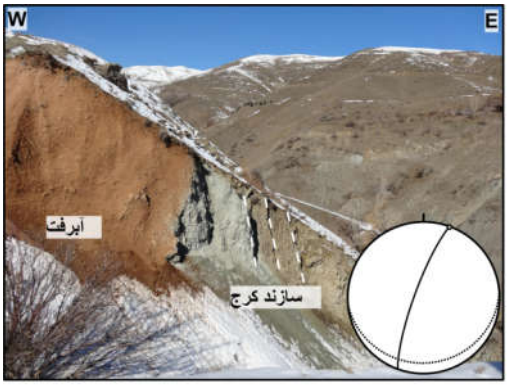
رخنمون شماره ۱ در جاده قدیم تهران به دماوند قرار دارد (شکل ۸). سازند هزاردره در این محل در دو سوی جاده به‌خوبی دیده می‌شود. در دهانه ورودی تونل قدیمی که در هزاردره حفر شده است، قرارگیری لایه‌های پرشیب هزاردره روی سازند کرج دیده می‌شود (شکل ۹).



شکل ۹. مرز میان سنگ و آبرفت در جاده قدیم دماوند به جاجرود. (الف) نحوه قرارگیری سازند کرج و سازند هزاردره. اثر لایه‌بندی با نقطه‌چین در سازند هزاردره مشخص شده است. (ب) نمای نزدیک از صفحه گسلی میان دو سازند. مرز سنگ و آبرفت با مثلث مشخص شده است. در پایین شکل، سمت راست، تصویر شبکه استریو، روند لایه‌بندی (نقطه‌چین) و صفحه گسلی (خط پیوسته) با خطخش مربوطه به نمایش درآمده است. برای محل رخنمون به شکل ۸ مراجعه شود. نگاه به سوی خاور است.

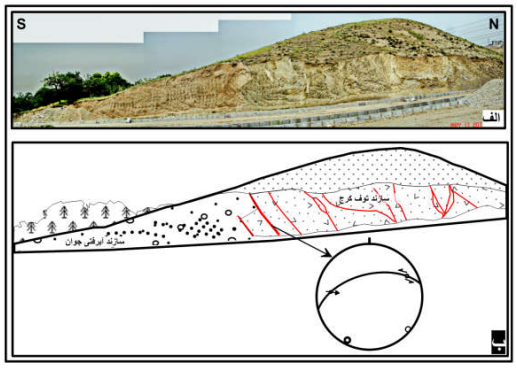
در این رخنمون، برخلاف تصور عمومی، آبرفت هزاردره روی سنگ رانده شده است. مرز سنگ و آبرفت، روند شمال خاوری را نشان می‌دهد و همان‌طورکه در شکل ۹ دیده می‌شود، زاویه ملایمی با لایه‌بندی می‌سازد (با گسله میان‌لایه‌ای اشتباه گرفته نشود.)

رخنمون شماره ۲ در شمال پارک جنگلی سوهانک قرار دارد. در اینجا مرز سنگ و آبرفت، روند شمالی- جنوبی نشان می‌دهد. آثاری از ساییدگی در مرز سنگ و آبرفت که نشانه حرکت‌های زمین‌ساختی باشد، دیده نشد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰. رخنمون شماره ۲ مرز سنگ و آبرفت در شمال خاور سوهانک (پارک جنگی سوهانک). اثر لایه‌بندی در سنگ با خط ناپیوسته در شکل مشخص شده است. در پایین شکل، سمت راست، تصویر شبکه استریو از صفحه گسلی (خط پیوسته) و اثر لایه‌بندی در هزاردره (نقطه‌چین) ترسیم شده است. برای محل این رخنمون به شکل ۸ مراجعه شود. نگاه به سوی شمال است.

رخنمون شماره ۳ در شمال آبادی مرادآباد برونزد دارد. توده ریزشی توف سازند کرج روی آبرفت جوان رانده شده است که به احتمال زیاد باید سازند پلایستوسن میانی باشد (شکل‌های ۱۱- الف و ب). در اثر دگرشکلی میان توده سنگی و آبرفت، شکل‌گیری یک چین ملایم دیده می‌شود (شکل ۱۱- ب). در مرز گسلیده توده ریزشی و سازند آبرفتی، دو نسل خط‌خش روی روند نزدیک به خاوری- باختری اندازه‌گیری شد.



شکل ۱۱. رخنمون شماره ۳ در مرادآباد. (الف) راندگی توده ریزشی توف کرج روی سازند آبرفتی (ب) طرح شکل راندگی سنگ روی آبرفت. مرز توده ریزشی سنگی و آبرفت گسلیده و شبکه استریو با دو خط‌خش و دو جهت تنش بیشینه (دایره) نمایش داده شده است. برای محل رخنمون شماره ۳ به شکل ۸ مراجعه شود. نگاه به سوی باختر است.

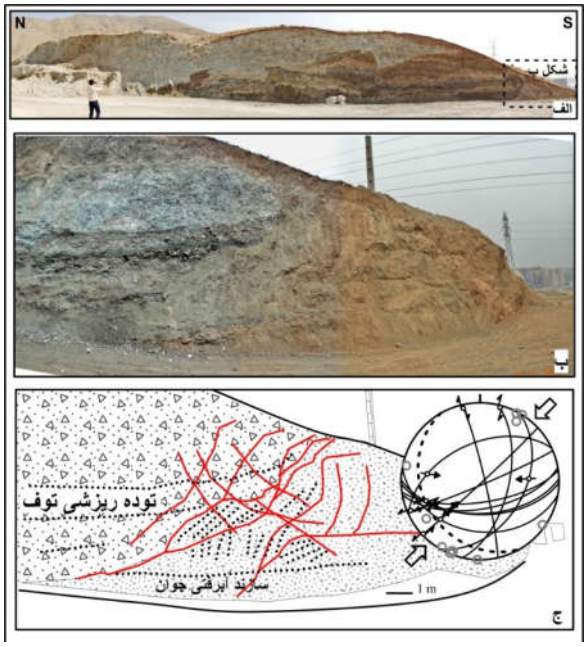
شکل ۱۱- ب شبکه استریو از صفحه گسلی را به نمایش می‌گذارد. محل تقریبی محور تنش با دایره نشان داده شده است. این صفحه گسلی دو جهت تنش شمال خاوری و شمال باختری را پیشنهاد می‌کند.

رخنمون شماره ۴ در ورودی پارک کوهسار، یکی از پارک‌های جدید شهر تهران، قرار دارد. این پارک در شمال شهران، میان آبادی حصارک و کن احداث شده است. جنوب این پارک برونزدهای آندزیت به‌تناوب میان توف و آبرفت دیده می‌شود. در ورودی باختری این پارک که از جاده کن می‌توان به آن دسترسی داشت، سازند آبرفتی روی سطح ناهموار سازند خردشده سنگی توف و آندزیت دیده می‌شود. در سطح این دو توده، اثری از گسلش دیده نمی‌شود، هرچند که سازند آبرفتی در نزدیک مرز سنگ متحمل دگرشکلی شده است (شکل ۱۲- الف).

شکل ۱۲. پارک جنگلی کوهسار. (الف) قرارگیری سازند آبرفتی روی سازند سنگی (ب) قرارگیری سازند آبرفتی میان توده آندزیتی. توده آندزیتی با خطچین سیاه‌رنگ جدا شده است. (ج) نمای نزدیک از مرز سنگ و آبرفت. برای محل رخنمون شماره ٤ به شکل ۸ مراجعه شود. نگاه به سوی باختر است.

در کنار رخنمون شماره ۴، دو توده آندزیتی دیده می‌شود که در میان آنها نهشته‌های آبرفتی به تله افتاده است (شکل ۱۲- ب). توده‌های آندزیتی با خط ناپیوسته در شکل جداسازی شده است. نمای نزدیک‌تر این مرز در شکل (۱۲- ج) نشان داده شده است. سن این سازند آبرفتی نامشخص است و فقط با تقریب می‌توان آن را از نهشته‌های یخچالی به پلایستوسن میانی دانست.

رخنمون شماره ۵ در ادامه باختری بزرگراه همت، روبه‌روی بازار بزرگ ایران، محوطه‌ای در شمال بزرگراه در حال ساخت است که ضلع باختری آن به رودخانه وردیج محدود می‌شود. در برش ایجادشده برای احداث یک راه، مجموعه‌ای از سازند کرج و آبرفت‌های جوان با سن پلایستوسن پسین دیده می‌شود (شکل ۱۳). سازند توف کرج یک توده ریزشی است که در اثر دگرشکلی‌های جوان روی نهشته‌های جوان پلایستوسن پسین (سازند آبرفتی تهران) رانده شده است (شکل ۱۳-



شکل ۱۳. خاور دره وردیج. (الف) توده ریزشی سازند توف کرج و مرز گسلیده آن با آبرفت جوان (ب) نمای نزدیک از مرز گسلیده توده سنگی و آبرفت (ج) طرحی از شکل (ب). گسلش در آبرفت و توده سنگی دیده می‌شود. در سمت راست، تصویر استریو از صفحه‌های گسلی همراه با محور های فشارش (شمال خاوری) ترسیم شده است. برای محل رخنمون شماره ۵ به شکل ۸ مراجعه شود. نگاه به سوی باختر است.

ب). این توده ریزشی را گسله‌های کششی فراوانی با روند شمال باختری متأثر کرده‌اند. در مرز این توده با نهشته‌های جوان، آثار گسلش با روند خاوری- باختری و شیب به سوی جنوب اندازه‌گیری شد (شکل ۱۳- ج).

در شکل (۱۳- ج) شدت دگرشکلی به‌صورت گسلش در هر دو سازند دیده می‌شود. این رخنمون بهترین نمونه برای اثبات تداوم دگرشکلی در پیشانی کوهستان است و بیانگر این واقعیت است که دگرشکلی، تنها در مرز سنگ و آبرفت متمرکز نیست، بلکه به شکل پراکنده در پهنه شمالی شهر تهران مؤثر است.

۵ شواهد مورفولوژیکی فعالیت گسله‌ها در جبهه کوهستان

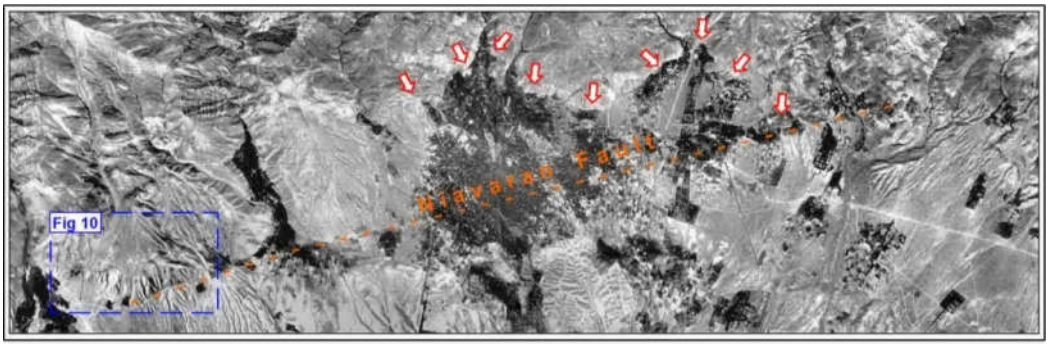
همان طورکه درباره راستای گسله شمال تهران گزارش شد (ریتس و همکاران، ۲۰۱۲)، آهنگ دگرشکلی برروی گسله شمال تهران برابر با ۰/۳ mm/yr در هولوسن گزاش کردند. این آهنگ دگرشکلی کم باعث می‌شود که مطالعات لرزه‌شناسی در تهران و اطراف آن محدود بماند. البته خردلرزه‌های ثبت‌شده در شبکه مدیریت بحران، حاکی از فعالیت لرزه‌ای در بخش‌های شمالی و جنوبی تهران است (یمینی‌فرد و همکاران، ۱۳۸۸، ۱۳۹۱ و سلطانی مقدم و همکاران، ۱۳۹۷)، اما با حل سازوکارهای کانونی هنوز به دانش ما درباره روند و سازوکار گسله‌های فعال در داخل و اطراف تهران افزوده نشده است. دلیل نخست را باید در نبود قطعیت حل سازوکار کانونی جستجو کرد و دومین دلیل را باید ناشی از نبود دقت در مکان رویداد لرزه‌ای دانست که دقت آن در بهترین حالت تا ۵ کیلومتر است. نکته سوم به احتمال زیاد مربوط به دانش کم ما از گسله‌های فعال تهران است. به هر روی، در چنین مواردی که داده‌های لرزه‌ای نمی‌توانند با قطعیت، گسله‌های فعال

را آشکار کنند، می‌توان به داده‌های جایگزین مانند مورفومتری تکیه کرد. یکی از این داده‌ها، سینوسیتی جبهه کوهستان است. در این روش، مرز کوه و دشت به‌عنوان طول فروخوردگی دشت به داخل کوه اندازه‌گیری می‌شود و از نسبت طول فروخوردگی بخش سنگی به داخل کوه (L_{mf}) به طول مستقیم جبهه کوه (L_s)، می‌توان اندازه فعالیت گسله‌های جبهه‌های کوه مرتبط با گسلش را تعیین کرد (شکل ۱۴). هرچه نسبت L_{mf}/L_s به عدد یک نزدیک شود، جبهه کوه و گسله‌های مرتبط با آن نشانه‌ای بر فعالیت آن گسله‌ها در جبهه کوهستان است (بول و مک‌فادن، ۱۹۷۷).

با استفاده از این روش می‌توان گفت که از نظر شاخص سینوسیتی کوه، بخش خاوری راندگی شمال تهران، در فاصله ولنجک تا سوهانک ایستا است (عباسی و فربد، ۲۰۰۹). از خاور دره درکه تا کرج این اندازه تغییر می‌کند و اندازه شاخص سینوسیتی شواهد بیشتری از فعالیت نشان می‌دهد. شواهد مورفولوژی دیگری مانند موازی بودن شبکه زهکشی، عمود بودن شبکه زهکشی به جبهه کوهستان و افرازهای گسلی در مرز کوه و دشت در واحدهای سنگی نشان از فعالیت در جبهه کوهستان دارد (شکل ۱۵).

شاخص مورفومتری	جبهه کوه های فعال	جبهه کوه های ایستا	جبهه کوه بدون گسلش
سینوسیتی (S) $S = L_{mf} / L_s$	L_{mf} L_s S=1-1.8	L_{mf} L_s S=1.4-2.5	L_{mf} L_s S=1.6-2.8

شکل ۱۴. شاخص مورفومتریک برای تعیین فعالیت جبهه کوه‌های مرتبط با گسله‌های فعال و غیرمرتبط با گسلش.



شکل ۱۵. جبهه کوهستان شمال تهران در فاصله ولنجک تا سوهانک. پیکان‌های سفید روی شکل، فرورفتگی بخش سنگی به داخل کوهستان را نشان می‌دهد که نشانه ایستا بودن راندگی شمال تهران است (به نقل از عباسی و فربد، ۲۰۰۹).

۶ نتیجه‌گیری

شیب تند بخش سنگی در شمال تهران نسبت به بخش کوهپایه‌ای و دشت باید با گسلش همراه باشد. برای این پدیده دو تفسیر ارائه شده است که در طول زمان در همدیگر تنیده شده‌اند. دو واژه گسله شمال تهران و راندگی شمال تهران تفسیرهایی هستند که برای جدا شدن

سنگ و آبرفت در شمال تهران بیان شده‌اند. ازآنجایی‌که دو تفسیر یادشده به دو سازوکار متفاوت منتهی می‌شود، این پژوهش با تکیه بر مرز سنگ و آبرفت که به‌طور اخص راندگی شمال تهران نامیده شده است، به نتایج زیر دست یافت:

۱- مرز سنگ و آبرفت در شمال تهران از روندهای متفاوتی چون شمالی- جنوبی، شمال خاوری، شمال باختری و خاوری- باختری تبعیت می‌کند و در راستای یک روند مشخص با سازوکار مشخص کارسازی نکرده است؛

۲- مرز سنگ و آبرفت در برخی از رخنمون‌ها متحمل دگرشکلی نشده است و در برخی موارد، سنگ و آبرفت بدون تشکیل صفحه زمین‌ساختی در کنار یکدیگر قرار می‌گیرند؛

۳- میان توده‌های ریزشی سنگ و آبرفت، آثار دگرشکلی همراه با شکل‌گیری صفحه‌های زمین‌ساختی دیده می‌شود؛

۴- راندگی شمال تهران یک ساختار واحد و اصلی نیست. شواهد مورفوتکتونیکی از ولنجک تا سوهانک، آثار ایستایی نشان می‌دهد؛ درنتیجه در محاسبات خطر زمین‌لرزه ناشی از این گسله با طول ۱۱۰ کیلومتر باید بازنگری کرد؛

۵- وجود توده‌های ریزشی سنگ‌ها و رانده شدن آنها روی آبرفت، نشانه دگرشکلی در حاشیه شمال تهران (نزدیک به مرز سنگ و آبرفت) به‌صورت پراکنده است که لزوماً در راستای یک گسله مشخص متمرکز نشده است؛

۶- شاخص‌های مورفومتری بیانگر فعالیت تمام گسله شمال تهران نیست. در بخش خاوری این گسله، میان برخورد گسله امامزاده داوود با گسله شمال تهران (خاور ولنجک) تا سوهانک شواهدی از ایستایی وجود دارد؛

۷- محورهای فشردگی به‌دست‌آمده از مرز سنگ و آبرفت با یک جهت تنش مشخص سازگار نیست و جهت‌های مختلفی را نشان می‌دهد. این مرز باید در زمان-های مختلف شکل گرفته باشد؛ زیرا با یک جهت تنش مشخص سازگار نیست.

منابع

بربریان، م.، قریشی، م.، ارژنگ روش، ب.، مهاجر، الف.، ۱۳۶۴. پژوهش و بررسی ژرف نوزمینساخت، لرزه زمین ساخت و خطر زمین لرزه – گسلش در گستره تهران و پیرامون (پژوهش و بررسی لرزه زمین ساخت ایرا زمین : بخش پنجم) ، سازمان زمین شناسی کشور، گزارش شماره ۵۶.

حسینی، ح.، ۱۳۷۶، تعیین رابطه چین خوردگی و گسلش در سازند هزار دره از جاجرود در شرق تهران تا قزوین، پایانامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تربیت مدرس، ۱۵۶ صفحه.

یمینی‌فرد، ف.، مرادی، ع.، حسینی، م.، نوروزی، م.، ۱۳۸۸، مطالعه لرزه‌خیزی تهران بزرگ و مجاورت آن با استفاده از داده‌های ثبت‌شده در شبکه لرزه‌نگاری تهران: فصلنامه علوم زمین، **۱۹**(۷۳)، ۱۳۳-۱۳۸.

Abbassi, M. R. and Farbod,Y., 2009. Faulting and folding in Quaternary deposits of Tehran's piedmont (Iran). Asian Journal of Science, doi: 10.1016/j.jseaes.2008.08.001.

Abbassi,M,R. and Shabanian, E., 2021. Stress field evolution recorded by tectono-stratigraphy of Quaternary deposits of the southern flank of the Central Alborz (Iran). (in prep.)

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

Amini X. and Emami N. H.,1992. Geologic map of the Tehran ahcet: scale 1: 100.000. Geological Survey of Iran, Tchran. Iran.

Altai, southern Mongolia, in: Smith, B. J., Whalley, W. B., Warke, P. A. (eds.), Uplift, Erosion and Stability: Perspectives on

….Longterm Landscape Development: *Geological Society London*, Special Pub., 201–218.

Badamgarov, J., and Dorjnamjaa, D., 1999. The landscape evolution of Nemegt Uul: a late Cenozoic transpressional uplift in the Gobi

Bayasgalan, A., Jackson, J., Ritz, J. F., and Carretier, S., 1999. 'Forebergs,' flowers structures, and the development of large intra-continetal strike slip fault: The Gurvan Bogd fault system in Mongolia: *Journal of Structural Geology,* **21**(10), 1285–1302.

Bull, W. B., and McFadden, L. D., 1977, Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California. in: Doehering, D. O., (ed.), Geomorphology in arid regions Proceedings at the Eighth Annual Geomorphology Symposium (pp. 115–138), State University of New York, Binghamton, N.Y.

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

Florensov, N. A., Solonenko, V. P. (eds.), 1963, The Gobi Altay earthquake: Akademiya Nauk USSR, Moskow, in Russian; English translation by Israel Program for Scientific Translations, US Department of Commerce, Washington, DC, 1965.

Hajimirza alian, F., Hatami, M.R., Maleki, V., 2018. Determining focal mechanism of earthquakes with magnitude 2≤ Mn≤5 in Alborz region by using the polarity of P wave first motion and S/P amplitude ratios. *Iranian Journal of Geophysics,* **12**(3), 122-144.

Owen, L.A., Cunningham, D., Windley, B. F., Landgraf, A., Ballato, P., Strecker, M.R., Friedrich, A., Tabatabaei, S., Shahpasandzadeh, M., 2009. Fault-kinematic and geomorphic observations along the North Tehran Thrust and Mosha Fasham Fault, Alborz mountains, Iran: implications for fault-system evolution and interaction in a changing tectonic regime*, Geophys. J. Int*, 177,676–690.

Regard, V.; Bellier, O.Thomas, J-C.; Bourles, D.Bonnet, S.; Abbassi, M.R.; Braucher, R.; Mercier,J.; Shabanian, S. Soleymani, Sh; Feghhi, Kh., 2005. Cumulative right-lateral fault slip rate across the Zagros – Makran transfer zone and role of the Minab-Zendan fault system within the convergence accommodation between Arabia and Eurasia (SE Iran). Geophys. J. Int., 162, 177-203.

Rieben, E.H., 1955. The geology of Tehran plain. Am. J. Sci., 253, 617-639.

Ritz, J.F. *et al.*, 2012. Paleoearthquakes of the past 30 000 years along the North Tehran Fault (Iran), *J. geophys. Res.,* **117**(B6), doi:10.1029/2012JB009147.

SoltaniMoghadam, S., Sepanloo, K., Kheyri Moloumeh, M. 2018. Velocity model calculation and seismicity study of last decade on Tehran and high Alborz elevations. *Iranian Journal of Geophysics,* **12**(2), 78-95.

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

Vernant, Ph., Nilfroushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M.R., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J., 2004a. Present-day crustal deformation and plate kinematics in the Middle East constrained by measurements in Iran and northern Oman. Geophys. J. Int., 157, 381-398.

Yaminifard, F., Moradi, A. and Naghavi, M., 2012. Source parameters of the October 17, 2009 Rey-Tehran Earthquake, Mw 4.3. *Iranian Journal of Geophysics*, **6**(3), 46-58.

Investigation of two interpretations of a fault in northern Tehran

Mohammad Reza Abbassi [1*]

[1]*Associate Professor International Institute of Earthquake Engineering and Seismology Tehran, Iran*

(Received: 02 November 2020, Accepted: 23 January 2021)

Summary

The abrupt topographical change in northern Tehran divides the Eocene rock formation from Quaternary and Plio-Quaternary alluvial deposits situated in the piedmont and the plain. This phenomenon has been interpreted differently by two Geologists in the 70's and 80's. The term North Tehran Fault (NTF) is the first interpretation of rock-alluvium boundary, coined by Tchalenco (1975). According to this interpretation consist the NTF of the fault system, arranged in an en-echelon manner, not necessarily forming the rock-alluvium boundary in northern Tehran. A later interpretation, by joining all the fault systems, as a single line, called North Tehran Thrust (NTT). According to this interpretation forms (NTT) a single line, defining the boundary of rock-alluvium in northern Tehran (Berberian et al., 1983), not confusing with North Tehran Fault (NTF). The mentioned two interpretations of faulting in northern Tehran include two different faulting mechanisms opposing each other diagonally. By time are the two interpretations wrongly melted together as (NTF) and were used by several authors without paying attention to its original meaning interpreted by Tchalenko (1975).

In later works (Langraf et al., 2009; Ritz et al., 2012) is (NTF) the main structure responsible for the rising of highly elevated rock formation in the hanging wall of North Tehran Thrust (NTT).

The present study deals strictly with the boundary of rock and alluvium in northern Tehran, which was called (NTT). Kinematic study along the contact of rock and alluvium revealed two characteristic features: 1- Rock-Alluvium boundary occurs not along with a single faulting trend, it is rather arranged along NW-, N-S, E-W, and NE-striking faults. 2- Obtained stress direction associated with fault plane solution show different directions.

In many places is the NTT covered by rock slides, obscuring the trace of the rock-alluvium boundary. Older rockslides are thrusted over alluvium units of different ages. The contact of such boundaries shows striations compatible with present-day stress direction. The slow deformation rate in northern Tehran is not concentrated along a single fault. Therefore, it seems that absorbed deformation in northern Tehran is distributed over a wide range adjacent to the rock-alluvium boundary. These observations suggest an unrecognized fault, which needs more careful geological and seismological study.

Considering the three different trends of NTT, namely NW-, E-W- and NE-trending, no fold axis run parallel to those trends. The results obtained in this study suggest the NTT is not a major fault and in addition, it could not be regarded as a single fault responsible for the rising of the rock formation on the hanging wall of NTT in northern Tehran.

Keywords: North Tehran Fault, kinematics, rock sliding, rock-alluvium contact, mountain front faulting

*Corresponding author: abbassi@iiees.ac.ir