نقش زمین‌ساخت و ماگماتیسم در تکامل تراورتن‌های تخت سلیمان، شمال باختر ایران

مسعود بیرالوند[1*]، محمد محجل[2] و محمدرضا قاسمی[3]

[1]دانشجوی دکترا، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

[2]دانشیار، گروه زمین‌شناسی، دانشگاه تربیت مدرس، تهران، ایران

[3]دانشیار، پژوهشکده علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور، تهران، ایران

تاریخ دریافت: ۱۶/ ۱۲/ ۱۳۹۵ تاریخ پذیرش: ۱۷/ ۰۴/ ۱۳۹۶

چکیده

در منطقه تخت سلیمان، در فرودیواره گسل چهارطاق، تراورتن‌ها گسترش قابل توجهی دارند. در شکل‌گیری تراورتن‌های این منطقه سه عامل را می‌توان مؤثر دانست، عامل اول وجود ماگماتیسم و گرادیان زمین‌گرمایی بالا در منطقه و عامل دوم وجود رسوبات کربناته در فاصله بین منشأ گرما در عمق، و چشمه های تراورتن ساز در سطح زمین است، که محلول گرمابی می‌تواند مواد لازم جهت تشکیل تراورتن را از آنها تأمین کند. عامل سوم هم وجود گسل و شکستگی در پوسته، با مکانیسم کششی برای باز شدن مسیر و رسیدن این محلول‌های حاوی کربنات کلسیم به سطح زمین است. ماگماتیسم جوان در منطقه نقش مهمی در افزایش گرادیان زمین‌گرمایی منطقه دارد. تشکیل نشدن تراورتن در روی پی‌سنگ دگرگونی، حتی در فرودیواره گسل چهارطاق، نشان از نقش ضروری عامل دوم در تشکیل تراورتن‌ها دارد. کربنات‌های واحد جانگوتاران و کربنات‌هایی که در سازند قم وجود دارند، منشأ کربنات کلسیم تراورتن‌های این منطقه هستند. کشش با راستای شمال شمال باختری در پایانه جنوب خاوری گسل چهارطاق که حاصل مؤلفه امتدادلغز راست‌گرد این گسل است، نقش مهمی در تشکیل تراورتن‌ها دارد؛ اما تنها عامل نیست. زیرا شواهدی از گسلش با راستای شمال باختری نیز در منطقه وجود دارد که در فرودیواره و فرادیواره گسل چهارطاق وجود دارند و کشش ناحیه‌ای با راستای شمال خاوری را نشان می‌دهند.

کلیدواژه‌ها: تراورتن، تخت سلیمان، گسل چهارطاق، جانگوتاران، تراویتونیک.

***نویسنده مسئول:** مسعود بیرالوند

E-mail: m.biralvand@modares.ac.ir

۱- پیش‌نوشتار

حرکت به سمت شمال ورقه عربی در طول کرتاسه پسین تا میوسن ادامه داشته و نهایتاً در میوسن میانی تا پایانی منجر به برخورد ورقه های عربی و ایران شده است (Berberian and King, 1981; Alici Sen et al., 2004; Chiu et al., 2013; Shafaii Moghadam et al., 2013). این برخورد قاره‌ای موجب کوتاه و ضخیم‌شدگی پوسته در شرق آناتولی و شمال باختری ایران شد (Sengor and Yilmaz, 1981; Temel et al., 1998; Alici Sen et al., 2004; Dilek and Furnes, 2011). ناحیه شمال باختری ایران تا خاور مدیترانه یک منطقه فعال زمین‌ساختی را شامل می‌شود که تحت تأثیر همگرایی ورقه‌های عربی و اوراسیاست. در این منطقه ماگماتیسم گسترده‌ای در سنوزوییک رخ داده است (Pearce et al., 1990; Shafaii Moghadam et al., 2013). این ماگماتیسم، در تکامل پهنه برخوردی در شرق آناتولی و باختر ایران نقش مهمی ایفا می‌کند (Pearce et al., 1990).

گسل‌های امتدادلغز بزرگ به عنوان مناطق مساعد فعالیت ژئوترمال شناخته می‌شوند (Aitchison, 1985; Corti et al., 2005; Weaver and Hill, 1978; Faulds et al., 2006; Hochstein and Sudarman, 1993). از آنجا که شکل‌گیری چشمه‌های تراورتن‌ساز و تشکیل تراورتن ارتباط مستقیمی با زمین‌ساخت و وجود گسل و شکستگی دارد، Hancock et al., (1999) از تراورتن‌ها برای مطالعه گسل‌های فعال استفاده کردند و واژه تراویتونیک (Travitonic) را برای نشان دادن این ارتباط به کار بردند.

در بسیاری از نقاط دنیا، تراورتن‌ها در ارتباط با مناطق کششی و گسل‌های فعال نرمال هستند، بنابراین شناسایی عامل ایجاد کننده آنها کار دشواری نیست، اما در ایران به دلیل موقعیت زمین‌ساختی و سیستم فشاری حاکم بر فلات ایران، شناسایی عامل شکل‌گیری تراورتن‌ها در این سیستم فشاری تا حدودی مشکل به نظر می‌رسد. تراورتن در ایران در منطقه تکاب، محلات، کاشان، زنجان، آذرشهر، یزد، توران پشت در نزدیکی دهشیر و در بسیاری مناطق دیگر دیده می‌شود. حاج ملاعلی (۱۳۶۷) تراورتن‌های نزدیک دهشیر را مطالعه کرد و شکل‌گیری این تراورتن‌ها را به دلیل وجود گنبدهای آتشفشانی جوان در منطقه و منشأ محلول‌های گرمابی را آشیانه‌های ماگمایی در نزدیک سطح زمین، و دلیل رسیدن این محلول‌های گرمابی را به سطح زمین، سیستم گسلی دهشیر و شکستگی‌های مربوط به آن می‌داند. Mohajjel and Taghipour (2014) نیز پشته‌های تراورتنی اطراف دریاچه ارومیه را بررسی کردند و عقیده دارند که رسوب‌گذاری تراورتن‌ها در این منطقه در اثر انحلال اسیدی از کربنات‌های ژوراسیک- کرتاسه حاصل شده‌اند و در ارتباط با کشش‌های ایجاد شده در پایانه کششی شمال باختری گسل جوان زاگرس هستند؛ در گزارشی که توسط باباخانی و امینی چهرق (۱۳۷۰) به چاپ رسیده است، چشمه‌های تراورتن‌ساز تکاب معرفی شده‌اند و عامل شکل‌گیری این تراورتن‌ها زون گسلی چهارطاق معرفی شده، اما در مورد چگونگی آن بحثی نشده است.

منطقه تخت سلیمان در شمال باختری ایران و در شمال خاوری شهرستان تکاب قرار دارد. ناهمواری های کنونی در این منطقه حاصل رقابت دو فرایند فعال تراویتونیک و کارست است. به‌طوری که عامل تراویتونیک موجب تشکیل نهشته‌های کربناته و عامل کارستی شدن موجب انحلال و فرسایش این پهنه‌های آهکی می‌شود (قدری، ۱۳۸۹).

ارتباط بین تراورتن‌ها و چشمه‌های آب گرم در این تحقیق مورد بررسی قرار خواهد گرفت. همچنین سؤالات اصلی این تحقیق این است که چگونه در منطقه برخوردی عربی- اوراسیا که تحت فشارش است و کوتاه‌شدگی ۲۵ میلی‌متر در سال (Vernant et al., 2004) در آن رخ می‌دهد، در منطقه تخت سلیمان گسترش زیاد تراورتن‌ها را می‌توان دید در حالی که تراورتن‌ها نماد کشش در یک منطقه هستند؟ و اینکه چرا تراورتن‌ها فقط در این منطقه گسترش دارند و در بخش های شمالی‌تر و در فرادیواره گسل چهارطاق گسترش بسیار اندکی دارند؟ چرا گسترش عمده تراورتن‌ها بر روی ماسه‌سنگ‌های میوسن است؟ و علی رغم حضور این ماسه‌سنگ‌ها در فرادیواره چهارطاق چرا تراورتنی روی آنها دیده نمی‌شود؟ و سؤال دیگر اینکه منشأ بی‌کربنات آب‌های اشباع این منطقه کدام واحد زمین‌شناسی است، که محلول‌های منشأ گرفته از عمق، بی‌کربنات موجود در این واحد آهکی را در خود حل می‌کنند و در سطح زمین به‌صورت تراورتن رسوب می‌دهند؟ همچنین این

سؤال در ذهن شکل می‌گیرد که درست است که هم اکنون هم تراورتن‌ها در منطقه در حال تشکیل هستند اما آیا همه این تراورتن‌ها در کواترنری به وجود آمده‌اند؟

اما به نظر می‌رسد که با توجه به تشکیل تراورتن‌ها در فرودیواره گسل چهارطاق، این گسل نقش بسیار مهمی در بالا آمدن مجموعه پی‌سنگی این منطقه و ایجاد کشش‌های محلی برای تشکیل تراورتن‌ها دارد. در این تحقیق تلاش شده است تا عوامل مؤثر در تشکیل تراورتن‌ها بررسی و نقش هر یک در منطقه تکاب و تخت سلیمان مشخص شود و برای نخستین بار نقش ساختارهای زمین‌شناسی، گرادیان زمین‌گرمایی، ماگماتیسم، و منشأ تراورتن‌های منطقه تکاب و تخت سلیمان مورد بررسی قرار گرفته است.

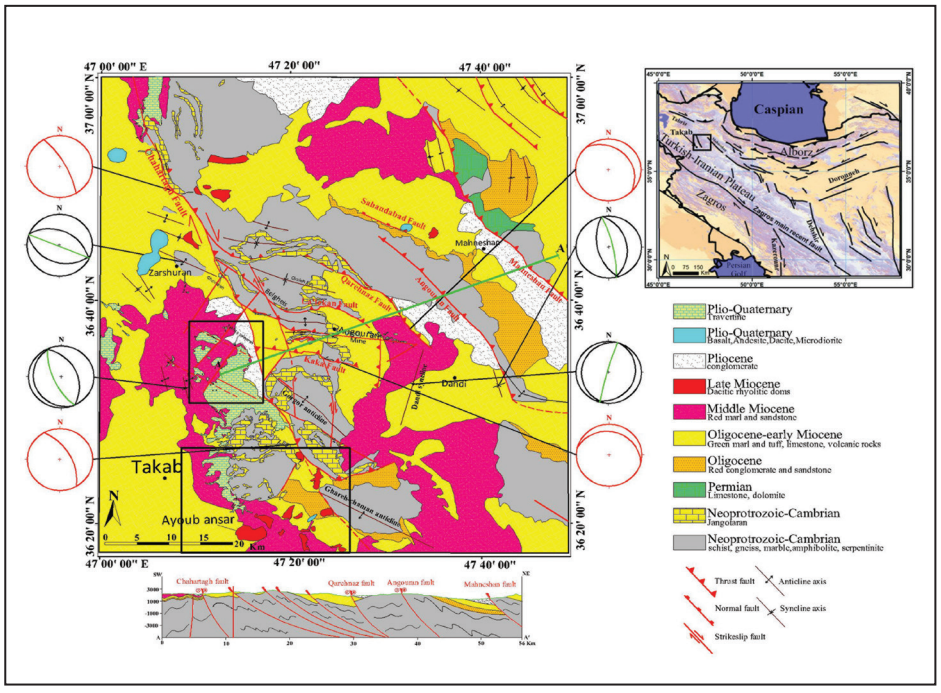
روش کار بدین صورت است که ابتدا چینه‌شناسی منطقه، مورد مطالعه قرار گرفته است تا منشأ کربنات‌های تشکیل‌دهنده تراورتن‌ها مشخص شود و در ادامه ساختارهای کششی در منطقه مورد بررسی قرار گرفته‌اند. در گام بعدی ماگماتیسم منطقه و منشأ گرادیان زمین‌گرمایی بالا در این گستره و نقش گرادیان زمین‌گرمایی در تشکیل تراورتن‌ها بررسی و در نهایت نقش عوامل مختلف در تشکیل تراورتن‌ها مشخص شده است.

۲- زمین‌شناسی

قدیمی‌ترین واحد رخنمون یافته در این منطقه سنگ‌های دگرگونی (شکل ۱) و شامل شیست، گنیس، آمفیبولیت، سرپانتینیت و سنگ‌های گرانیتی و گرانودیوریتی دگرگون شده و سنگ‌های آهکی کریستالیزه، دولومیت و مرمر هستند. این سنگ‌های دولومیتی و دولومیت‌های متبلور را واحد جانگوتاران می‌گویند که بر روی سنگ‌های دگرگونی میکاشیست و الترامافیک‌های دگرگون شده قرار می‌گیرند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷). بر اساس مطالعات سن‌سنجی صورت گرفته به روش اورانیم/سرب، از زیرکن توده‌های گرانیتی دگرگون شده و ارتوگنیس های منطقه سن ۵۶۸ تا ۵۴۸ میلیون سال قبل به دست آمده است (Hassanzadeh et al., 2008) و نیز بر اساس تعیین سن فسیل‌شناسی کربنات‌های جانگوتاران، سن آنها قدیمی‌تر از کامبرین بیان شده است (Hamdi, 1995; Horton et al., 2008). واحد جانگوتاران را می‌توان به دو بخش تقسیم کرد، بخش مرمری تیره رنگ زیرین که در بسیاری از مناطق دگرشکل شده و خود شامل تناوبی از مرمرهای تیره و روشن اما در کل بیشتر تیره است (L1)؛ و بخش دولومیتی روشن رنگ بالایی (L2) (فنودی و حریری، ۱۳۷۹؛ شکل‌های ۲- الف و ب). بخش تیره زیرین همانند میکاشیست‌ها برگوارگی و دگرشکلی نشان می‌دهد (شکل ۲- ج) اما بخش روشن رنگ بالایی حالت توده‌ای و کریستالیزه دارد و فاقد برگوارگی است.

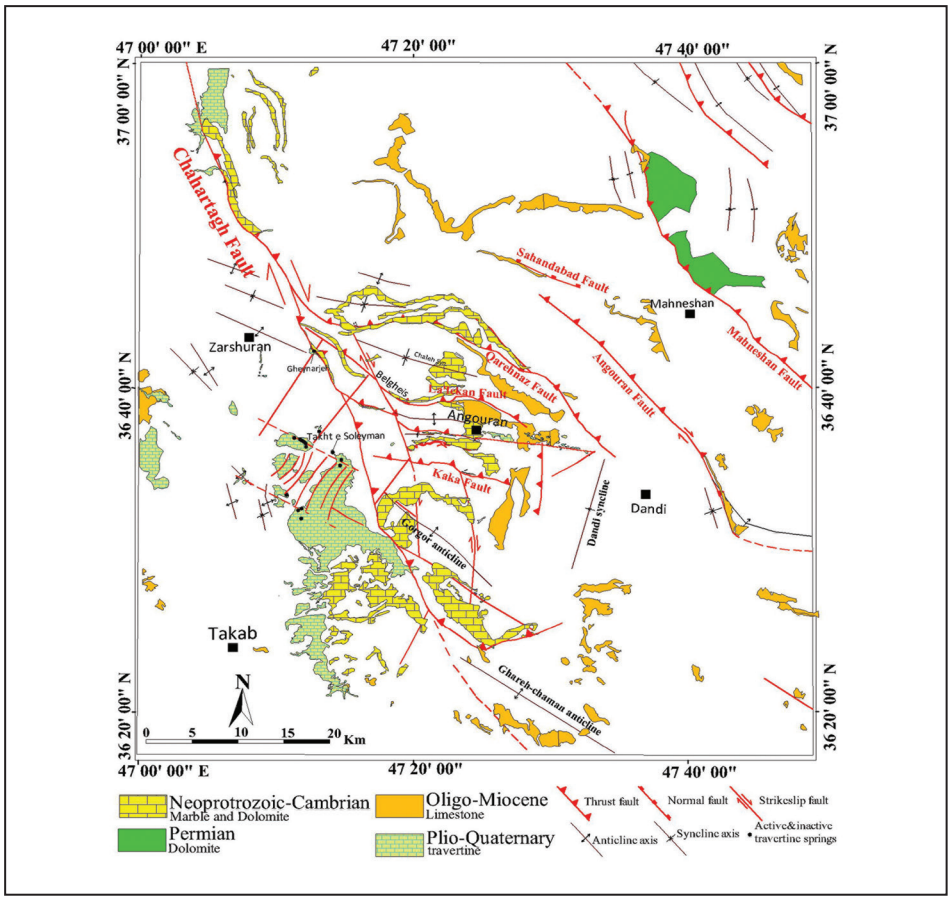
رسوبات با سن سنوزوییک با نهشته‌های الیگوسن شروع می‌شود، این واحد شامل کنگلومرا و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگی است که قطعات آن اکثراً از پی‌سنگ دگرگونی است و در آن قطعاتی از گرانیت دوران هم مشاهده می‌شود. این واحد معادل سازند سرخ زیرین است. نهشته‌های با سن الیگومیوسن گسترش زیادی در منطقه دارند و تنوع لیتولوژیکی زیادی در آنها دیده می‌شود و شامل گدازه‌های آتشفشانی، توف، آگلومرا، آندزیت، آهک‌های ریفی فسیل‌دار، مارن و ماسه‌سنگ و در برخی مناطق سنگ‌های ریولیتی تا داسیتی هستند. این واحد معادل سازند قم است. سن های مطلق نیز از این واحد وجود دارد مثلاً زیرکن موجود در ریوداسیت‌های جریان‌های ایگنمبریتی در این واحد، سن ۱۸/۴ میلیون سال قبل را نشان می‌دهند که مربوط به میوسن پیشین است (Daliran et al., 2013). آهک‌های الیگومیوسن در برخی قسمت‌ها کاملاً حذف می‌شود اما در برخی قسمت‌ها ضخامت آن به حدود ۲۰ متر می‌رسد و بر اساس نمونه‌های فسیل مطالعه شده از این واحد توسط حسینی و نواجاری (۱۳۹۲) سن آن را می‌توان میوسن زیرین (بوردیگالین) در نظر گرفت. تناوبی از مارن و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ در منطقه وجود دارد که معادل سازند سرخ بالایی است و با توجه به موقعیت چینه‌شناسی و سن توده‌های نفوذی داخل این مجموعه، سن آن را می‌توان میوسن میانی در نظر گرفت که در بخش سن تراورتن‌ها بیشتر در مورد آنها توضیح داده شده است. رسوبات با سن پلیوسن شامل رسوبات کنگلومرایی پلی‌ژنیک با سیمان رسی هستند. این کنگلومرا سست است و سیمان ضعیفی دارد. تراورتن‌ها جوان‌ترین واحد کربناته رخنمون یافته در منطقه هستند که بیشتر در فرودیواره گسل چهارطاق بر روی مارن و ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ میوسن میانی دیده می‌شوند (شکل‌های ۱ و ۳).

از آنجا که در این ناحیه آهک‌های پالئوزوییک دیده نمی‌شوند و پی‌سنگ دگرگونه و آهک‌های جانگوتاران به‌صورت ناپیوسته، توسط رسوبات الیگوسن و جوان‌تر پوشیده شده‌اند، بنابراین برای تأمین کربنات کلسیم منشأ تراورتن‌ها، در زیر تراورتن‌های منطقه، دو نوع کربنات می‌تواند حضور داشته باشد یکی واحد جانگوتاران و دیگری آهک‌های الیگومیوسن معادل سازند قم (شکل ۳) است که در بخش نتیجه‌گیری در مورد سهم و اهمیت هر یک بحث خواهد شد.



شکل ۱- موقعیت منطقه مورد مطالعه در شمال باختری ایران و نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه. استریونت بر اساس نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷)، تکاب (فنودی و حریری، ۱۳۷۹)، ماهنشان (لطفی، ۱۳۸۰) و یاسوکند (فنودی و سیاره، ۱۳۸۳)، برداشت‌های میدانی و مطالعات دورسنجی بوده و همچنین نیمرخ ساختاری در مسیر مشخص شده بر روی نقشه، و استریونت برخی گسل‌ها (با رنگ قرمز) و چین خوردگی‌ها (رنگ مشکی) بر روی آن نشان داده شده است..

شکل ۲- الف) کربنات‌های جانگوتاران که شامل بخش تیره مرمری در زیر و دولومیتی روشن در بالاست که بر روی سنگ های دگرگونی قرار گرفته اند. دید به سمت جنوب خاوری؛ ب) تناوب مرمر و شیست، در بخش زیرین واحد جانگوتاران؛ ج) برگوارگی و دگرشکلی در بخش مرمرهای تیره زیرین.



شکل ۳- گسترش کربنات‌ها در منطقه مورد مطالعه، که شامل کربنات‌های جانگوتاران، دولومیت‌های پرمین، آهک‌های الیگومیوسن و تراورتن‌هاست.

۲- ۱. تراورتن‌ها

تراورتن به تمامی نهشته‌های کربناته غیر دریایی گفته می‌شود که از آب‌های اشباع یا فوق اشباع از کربنات در مجاورت چشمه‌ها، دریاچه‌ها، غارها و سیستم‌های کارستی تشکیل می‌شوند (Sanders and Freidman, 1967; Ford and Pedley, 1996). رسوب‌گذاری تراورتن در اثر تجزیه بی‌کربنات کلسیم در اثر کاهش فشار سیال، آشفتگی در جریان سیال و یا فعالیت های بیولوژیکی است و در اثر این تجزیه، گاز CO_2 از ترکیب آب خارج و همچنین خروج گاز CO_2 موجب جوشش آب در چشمه‌های تراورتن‌ساز می‌شود (Chafetz and Folk, 1984; Ford and Pedley, 1996; Brogi and Capezzuoli, 2009).

آب زیرزمینی باید در مجاور کربنات کلسیم قرار گیرد تا فوق اشباع شود و بعداً بتواند تراورتن را در سطح زمین به وجود آورد، اختلاف سن سنگ‌آهک منشأ و تراورتن تشکیل شده معمولاً زیاد است، زیرا بیشتر سنگ‌آهک‌های منشأ تراورتن‌ها، دریایی هستند و مدت زمان زیادی باید سپری شود تا در بالای این سنگ‌آهک، خشکی تشکیل شود و رسوب‌گذاری تراورتن در خشکی رخ دهد. اندازه‌گیری تراورتن روی جلبک‌های سبز نشان می‌دهد که رشد و رسوب‌گذاری تراورتن با دمای آب ارتباط مستقیم دارد (Pentecost, 1988).

نرخ رسوب‌گذاری تراورتن در محل چشمه‌های آب گرم ده‌ها برابر بیشتر از سایر کربنات‌ها و بسیار سریع است (با میانگین ۲۰۲ میلی متر در سال؛ جدول ۱). شاید بتوان گفت که رسوب‌گذاری تراورتن در محل چشمه‌های آب گرم سریع‌ترین نرخ رسوب‌گذاری کربنات ها در سطح زمین است (Pentecost, 2005). با توجه به درجه زمین‌گرمایی بالا و چشمه‌های آب گرم در منطقه تکاب، احتمالاً رسوب‌گذاری تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه نیز با نرخ بالایی انجام شده است، اما متاسفانه هنوز تعیین سنی بر روی این تراورتن‌ها انجام نشده و نرخ رسوب‌گذاری دقیقاً مشخص نیست.

جدول ۱- نرخ رسوب‌گذاری کربنات‌های مختلف (Pentecost, 2005).

کربنات‌های مرتبط با	مقدار (میلی‌متر بر سال)	میانگین (میلی‌متر بر سال)	انحراف معیار (میلی‌متر بر سال)	میانگین کربنات کلسیم جامد (میلی‌متر بر سال)	میانگین میلی مول بر سانتی‌متر مربع بر سال
آب‌های سرد جوی	۰/۰۴ -۴۸	۵/۲۸	۶/۳۲	۲/۱۶	۵/۸۶
سیانوباکترها	۰/۰۴ -۷	۲/۳۸	۱/۹۹	۱	۲/۷۲
جلبک‌های یوکاریوتی	۰/۴۲ -۴۸	۹/۰۸	۱۱/۱	۳/۴۰	۹/۲۵
خزه‌ها	۰/۶ -۲۰	۸/۷	۶/۰۶	۲/۱۷	۵/۸۹
غارسنگ‌ها	۰/۰۰۲ -۰/۹۰	۰/۰۲۷	۰/۰۲۰	۰/۰۲۷	۰/۰۷۳
چشمه‌های آبگرم	۱۰۰۰-۱	۲۰۲	۱۹۴	۹۳/۶	۲۵۴
مارن‌های دریاچه‌ای	-	۲	-	-	-
سنگ‌آهک دریایی	-	۱	-	-	-

۲- ۲. گسل‌ها

بیرالوند و همکاران (۱۳۹۵)، گسل‌های این محدوده را مورد بررسی قرار داده و سازوکار آنها را مطالعه کرده‌اند و به ترافشارش راست‌بر ستبرپوست در این منطقه اعتقاد دارند. گسل‌های چهارطاق، ماهنشان و انگوران گسل‌های بزرگ و اصلی منطقه هستند که تقریباً آزیموت ۱۶۰ دارند. آزیموت امتداد آنها با امتداد پهنه زاگرس که حدود ۱۳۰ است، ۳۰ درجه تفاوت دارد و امتداد این گسل‌ها تقریباً مشابه گسل‌های عرضی برشی بزرگ نظیر گسل کازرون، گسل دنا و گسل دهشیر و گسل زفره است و حرکت امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس دارند. در کوه بلقیس و در فاصله بین گسل‌های انگوران و چهارطاق، گسل‌های راندگی متعددی با امتداد متفاوت از گسل چهارطاق دیده می‌شود که هندسه خمیده دارند، امتداد آنها به خاوری- باختری نزدیک است (گسل‌های قره‌ناز، لعل‌کان، جنوب معدن انگوران، امیرآباد و کاکا) و در بین این گسل‌ها چین‌خوردگی‌هایی دیده می‌شود که محور آنها به موازات گسل‌هاست. این مجموعه چین خورده- رانده در محل کوه بلقیس، ساختار فشارشی (contractional structures) دارد که به دلیل حرکت راستالغز راست‌بُر، در فراگام (stepover) گسل‌های بزرگ منطقه (چهارطاق، انگوران و ماهنشان) شکل گرفته است (بیرالوند و همکاران، ۱۳۹۵).

مهم‌ترین گسل منطقه گسل چهارطاق است که امتداد شمال شمال باختر- جنوب جنوب خاور دارد و منطبق بر خطواره مغناطیسی F-۴۴۹ در نقشه مغناطیس هوایی شاهین دژ با مقیاس ۱:۲۵۰۰۰۰ (Yousefi and Friedberg, 1978) است. اثر این گسل به سمت شمال باختری تا شمال باختری روستای تازه‌کند قابل پیگیری است و در این منطقه شیب آن زیاد و تقریباً قائم است و بعد از آن در زیر رسوبات جوان و تراورتن‌ها پوشیده می‌شود. به سمت جنوب خاور، شیب این گسل کاهش می‌یابد و در نزدیکی روستای چهارطاق به حدود ۶۰ درجه می‌رسد. گسل چهارطاق دارای سازوکار امتدادلغز راست‌گرد با مؤلفه معکوس است (بیرالوند و همکاران، ۱۳۹۵). حضور تراورتن‌ها در فرودیواره گسل چهارطاق و مشاهده نشدن آنها در فرادیواره این گسل، نشان‌دهنده نقش این گسل در شکل‌گیری تراورتن‌هاست و کشش محلی حاصل از این گسل نقش مهمی در شکل‌گیری تراورتن‌ها دارد.

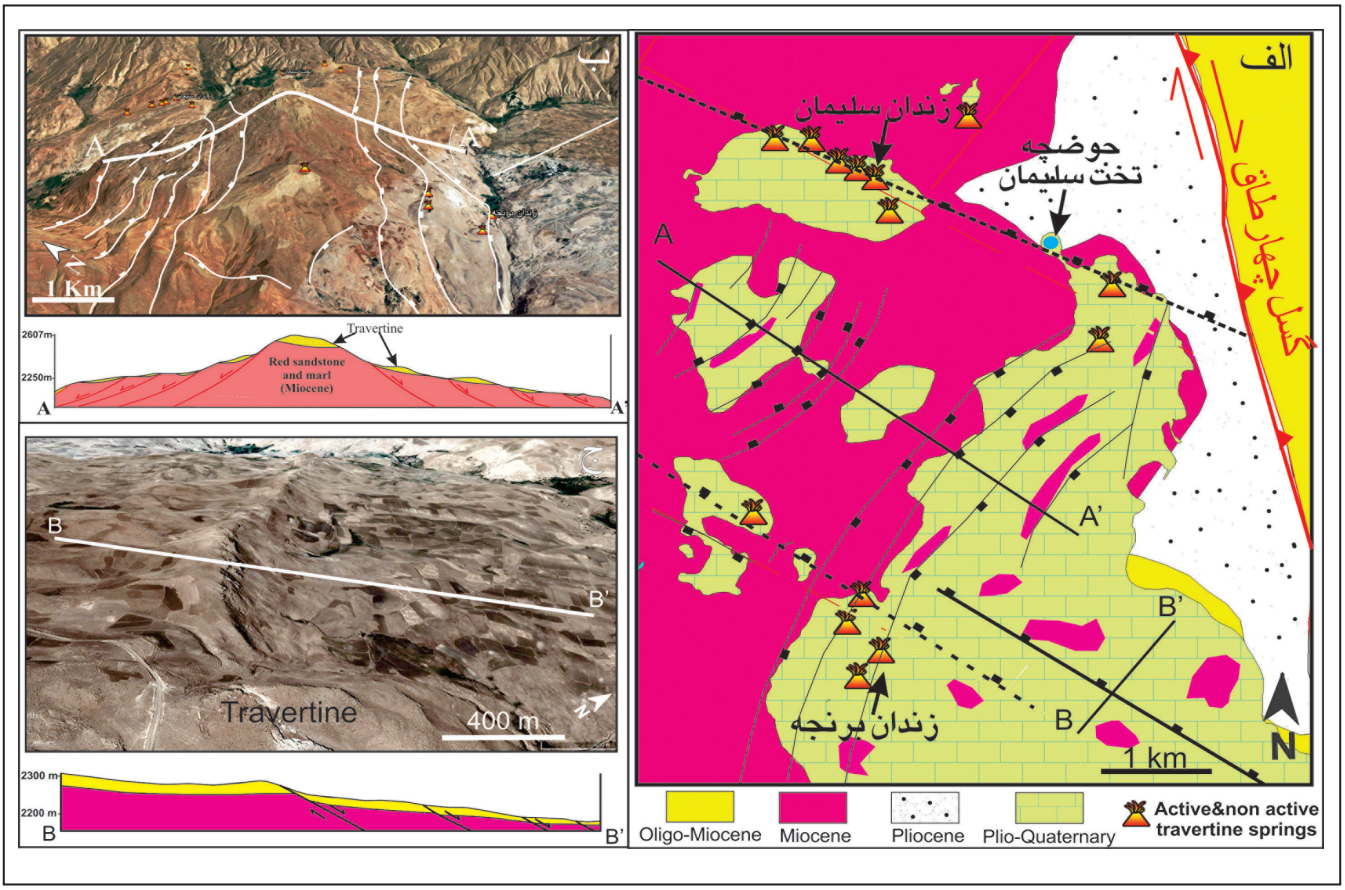
به دلیل ساختار فشارشی شکل گرفته در فراگام (stepover) گسل‌های بزرگ منطقه، در فرادیواره گسل چهارطاق دگرشکلی بیشتری تمرکز یافته و بالاآمدگی پی‌سنگ و رخنمون دگرگونی‌های پرکامبرین، در فرادیواره چهارطاق بیشتر است. در فرودیواره گسل چهارطاق رسوبات جوان‌تر گسترش بیشتری نسبت به فرادیواره این گسل دارند و در فرودیواره مانند فرادیواره، راندگی‌های متعدد را نمی‌توان دید و به دلیل وجود رسوبات جوان و گسترش زیاد تراورتن‌ها در فرودیواره این گسل، تشخیص ساختارها کمی مشکل است.

در فرودیواره گسل چهارطاق چین‌خوردگی‌هایی دیده می‌شود (شکل ۱) که راستای محور آنها در منطقه زرشوران و در رسوبات قدیمی‌تر متفاوت از بخش‌های جوان‌تر است؛ که بیرالوند و همکاران (۱۳۹۵) آن را به دلیل تقسیم‌شدگی کرنش می‌دانند. قبل از تقسیم‌شدگی کرنش محور چین‌خوردگی‌ها با گسل چهارطاق زاویه می‌سازد اما بعد از آن، چین‌خوردگی‌هایی تشکیل شده‌اند که محورشان به موازات گسل چهارطاق است. در منطقه زرشوران یک طاقدیس دیده می‌شود که موجب رخنمون سنگ‌های دگرگونی پی‌سنگی شده و این خود نشان‌دهنده ستبرپوست بودن دگرشکلی حتی در فرودیواره گسل چهارطاق است. این چین‌خوردگی‌ها در فرودیواره گسل چهارطاق در رسوبات قرمز رنگ میوسن هم دیده می‌شوند؛ اما در تراورتن‌ها دیده نمی‌شوند. بنابراین کشش در فرودیواره گسل چهارطاق جوان‌تر از سن این چین‌خوردگی‌ها در فرودیواره گسل چهارطاق است.

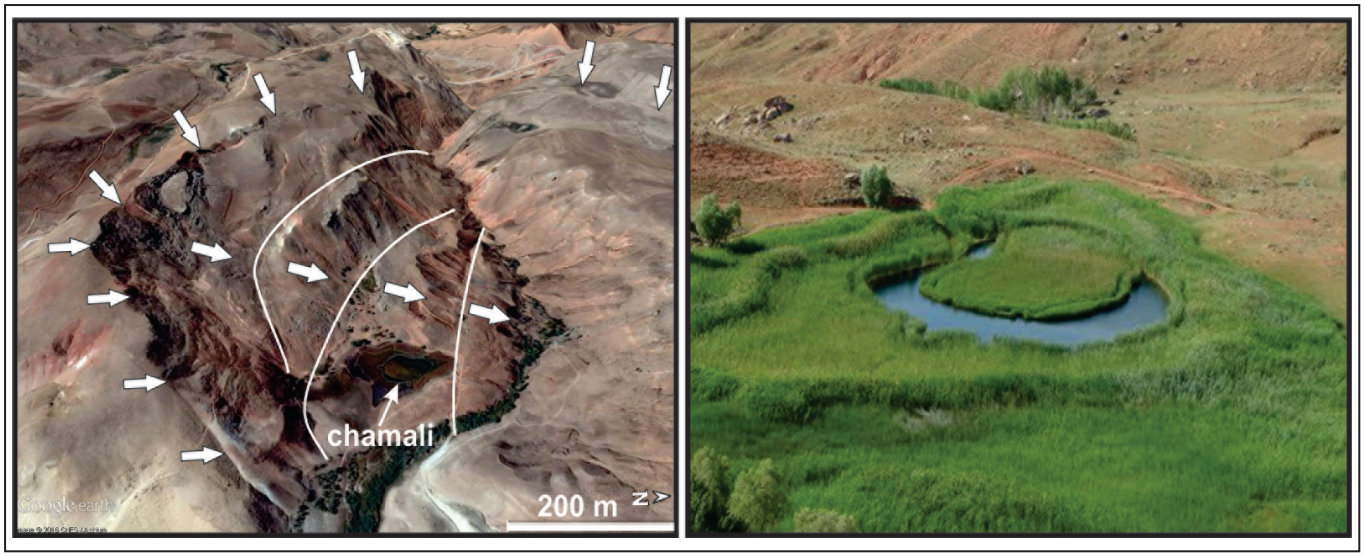
احمدی ترکمانی و قاسمی (۱۳۹۳) آثار دست کم یک رویداد گسلش عادی را در نهشته‌های سازندهای سرخ زیرین، قم و سرخ بالایی در منطقه ماهنشان گزارش کرده‌اند و اندازه‌گیری‌های آنها کشش در راستای آزیموت ۱۹۷ را نشان می‌دهد. بیرالوند و همکاران (۱۳۹۵) نیز به وجود گسل‌های عادی در منطقه سهندآباد با راستای کشش شمال شمال خاوری، و در جاده ماهنشان- آقکند با راستای کشش شمال باختری اشاره کرده‌اند. به نظر می‌رسد دو دسته گسلش عادی عمود بر هم در فرودیواره گسل چهارطاق وجود دارد. یک دسته گسل‌هایی هستند که امتداد شمال باختری- جنوب خاوری دارند که با توجه به آرایش چشمه‌های تراورتن‌ساز، پرتگاه‌های گسلی و پشته‌های شکاف‌دار (elongated fissure ridge) می‌توان محل آنها را شناسایی کرد که یکی از آنها گسل تخت سلیمان است. این دسته از گسل‌ها، امتداد ۱۰۵ تا ۱۱۵ دارند؛ کشش در راستای شمال شمال خاوری نشان می‌دهند و در به وجود آمدن تراورتن‌های منطقه نقش اساسی دارند. زیرا چشمه‌های تراورتن‌ساز فعال کنونی و خشک شده قدیمی به‌صورت خطی در امتداد این دسته از گسل‌ها آرایش یافته‌اند (شکل ۴). گسل‌های دسته اول هم راستای گسل‌های گزارش شده توسط احمدی ترکمانی و قاسمی (۱۳۹۳) در منطقه ماهنشان و بیرالوند و همکاران (۱۳۹۵) در منطقه سهندآباد هستند که گسترش آنها در کل منطقه را نشان می‌دهد.

دسته دوم، گسل‌های نرمالی هستند که امتداد شمال خاوری دارند و به نظر جوان‌تر از دسته اول هستند. این دسته از گسل‌ها راستای کشش شمال باختری- جنوب خاوری نشان می‌دهند. با توجه به حرکت راست‌گرد گسل چهارطاق در بخش جنوبی فرودیواره گسل چهارطاق (پایانه کششی این گسل) کشش در راستای شمال شمال باختری ایجاد خواهد شد. بنابراین گسل‌های دسته دوم به دلیل حرکت راست‌گرد گسل چهارطاق ایجاد شده‌اند، اما در مورد گسل‌های دسته اول شرایط کمی متفاوت خواهد بود زیرا آنها کشش شمال خاوری- جنوب باختری نشان می‌دهند که تقریباً عمود بر کمربند ارومیه- دختر و امتداد زاگرس است و از آنجا که در کل منطقه گسترش دارند، یک کشش ناحیه‌ای نشان می‌دهند و این احتمال وجود دارد که آنها در ارتباط با گسل‌های پی‌سنگی قدیمی باشند و ممکن است همزمان با ماگماتیسم‌های جوان منطقه فعال شده باشند و دلیل آن می‌تواند در ارتباط با برگشتن به عقب (slab rollback) و شکسته شدن پوسته فرورونده (slab breakoff) نئوتتیس و یا لایه لایه شدن سنگ‌کره (lithosphere delamination) باشد که امروزه مورد بحث زمین‌شناسان است و در بخش ماگماتیسم این نوشتار بیشتر توضیح داده خواهد شد.

شکل‌گیری دریاچه چملی هم که تراورتن‌سازی در حاشیه آن و در حاشیه چمن متحرک وسط آن انجام می‌شود (باباخانی و امینی چهرق، ۱۳۷۰)، از نشانه‌های وجود کشش در راستای شمال شمال خاوری در فرودیواره گسل چهارطاق است (شکل ۵).



شکل ۴- الف) نقشه محدوده نشان داده شده در شکل ۱، در فرودیواره گسل چهارطاق و آرایش چشمه های تراورتن ساز و گسل های نرمال در این محدوده؛ ب) ساختار فرابوم (Horst) حاصل از تشکیل گسل های نرمال با شیب به سمت شمال باختری و جنوب خاوری بر روی تصویر سه بعدی Google earth و نیمرخ ساختاری مسیر نشان داده شده در شکل الف؛ ج) افراز گسلی حاصل از گسل‌های نرمال با شیب به سمت شمال خاوری بر روی تصویر سه بعدی Google earth و نیمرخ ساختاری در مسیر B-B´.



شکل ۵- دریاچه چملی در مجاورت روستای بدرلو در فرودیواره گسل چهارطاق و تصویر Google earth مایل از گسل های نرمال و لغزش در ماسه سنگ های میوسن و تراورتن‌های روی آن در محل این دریاچه.

۳- گسترش تراورتن‌ها

تراورتن‌های منطقه مورد مطالعه را می‌توان در سه بخش معرفی کرد: ۱) در فرودیواره گسل چهارطاق؛ ۲) در فرادیواره گسل چهارطاق؛ ۳) در پهنه گسل چهارطاق. همان‌طور که در شکل ۳ مشاهده می‌کنید، تراورتن‌ها در فرودیواره گسل چهارطاق و بیشتر در نیمه جنوبی آن گسترش دارند و در واقع تراورتن‌های این ناحیه، در فرودیواره گسل چهارطاق، تحت عنوان تراورتن‌های تکاب و تخت سلیمان، معروف و شناخته شده هستند. این تراورتن‌ها از جنوب خاوری شهر تکاب در اطراف روستای عربشاه، تا تخت سلیمان و روستای قینرجه در شمال دیده می‌شوند. یعنی گسترش تراورتن‌های فرودیواره گسل چهارطاق از قینرجه و تخت سلیمان به سمت جنوب است.

در فرادیواره گسل چهارطاق نیز تراورتن‌ها در قسمت‌هایی به‌صورت محدود مشاهده می‌شوند که حجم و گسترش آنها قابل مقایسه با تراورتن‌های فرودیواره این گسل نیست. مانند تراورتن‌های محل معدن انگوران که احتمالاً در اثر کشش‌های محلی و یا کشش در امتداد شکستگی پی‌سنگی ایجاد شده‌اند و گسترش کم اما ضخامت قابل توجهی دارند. همچنین در پایانه شمال باختری گسل چهارطاق نیز گسترش تراورتن‌ها در اطراف گسل چهارطاق و بیشتر در فرادیواره آن مشاهده می‌شود که می‌تواند در ارتباط با پایانه کششی شمال باختری گسل چهارطاق باشد.

در شمال روستای قینرجه در ضخامت قابل توجهی تراورتن وجود دارد که البته نسبت به بخش‌های جنوبی‌تر گسترش زیادی ندارد، اما چشمه آب گرم قینرجه در زون گسل چهارطاق قرار دارد و شکل‌گیری تراورتن‌های اطراف این روستا مستقیماً در ارتباط با زون گسل چهارطاق است.

برای مقایسه گسترش تراورتن‌ها در این منطقه بر اساس مساحت گسترش سطحی این واحد در حال حاضر، با توجه به آنچه که در شکل‌های ۱ و ۲ دیده می‌شود، تراورتن‌ها در فرودیواره گسل چهارطاق بیشتر از ۱۲۰ کیلومتر مربع، در فرادیواره گسل چهارطاق، حدود ۳ کیلومتر مربع و در پایانه شمال باختری گسل چهارطاق نیز حدود ۲۰ کیلومتر مربع گسترش دارند. بنابراین بیشترین گسترش در جنوب فرودیواره و شمال فرادیواره است، که این خود می‌تواند دلیلی بر حرکت امتدادلغز راست‌گرد گسل چهارطاق و کشش محلی در پایانه‌های آن باشد.

۴- سن تراورتن‌ها

تراورتن‌ها در سن‌های مختلفی در همه دنیا گزارش شده‌اند. تراورتن‌ها معمولاً در ارتباط با آهک‌های قدیمی‌تر هستند و از آنها منشأ می‌گیرند (Pentecost, 2005). قدیمی‌ترین سنگ‌آهک‌ها در روی زمین مربوط به آرکئن هستند اما گسترش چندانی ندارند. زیرا کمتر از یک درصد از کل رسوبات آرکئن کربنات هستند (Tucker and Wright, 1990). تشکیل سنگ‌آهک‌ها به‌صورت گسترده‌ای در پروتروزوییک پسین شروع شده است، که هم اکنون هم ادامه دارد (Ronov, 1964). اما با این حال در سه منطقه، استروماتولیت و تراورتن آرکئن گزارش شده است و سن group Fortescue در باختر استرالیا، ۲/۷۷ میلیارد سال تعیین شده که یکی از قدیمی ترین آنهاست (Pentecost, 2005).

تعیین سن تراورتن‌ها به دو روش انجام می‌شود، یکی استفاده از ایزوتوپ‌های ناپایدار و تعیین سن مطلق و دیگری استفاده از چینه‌شناسی و تعیین سن نسبی آنها. در منطقه تکاب و تخت سلیمان، از آنجا که هنوز تعیین سن مطلق بر روی تراورتن‌ها انجام نشده است و هم اکنون در اطراف برخی چشمه‌ها رسوب‌گذاری تراورتن انجام می‌شود، در همه نوشته‌ها سن کواترنری را برای تراورتن‌های منطقه در نظر می‌گیرند. همان‌طور که در شکل ۱ مشاهده می‌شود، تراورتن‌های گستره مورد مطالعه در بیشتر موارد در ارتباط با تناوب ماسه‌سنگ و مارن‌های قرمز رنگ میوسن هستند و بر روی آنها تشکیل شده‌اند و بنابراین جوان‌تر از آنها هستند.

این ماسه‌سنگ و مارن‌های قرمز رنگ همان سازند قرمز بالایی هستند و می‌توان سن آنها را دقیق‌تر مشخص کرد. زیرا بر روی سازند قم قرار دارند. آهک‌هایی که در بالاترین بخش سازند قم در این ناحیه دیده می‌شوند دارای فسیل فراوان هستند و سن میوسن پیشین (بوردیگالین) را نشان می‌دهند (باباخانی و قلمقاش، ۱۳۷۷؛ حسینی و نواجاری، ۱۳۹۲). بنابراین تناوب ماسه‌سنگ و مارن‌های قرمز رنگ این منطقه، جوان‌تر از سازند قم یعنی بوردیگالین (۱۵/۹۷ میلیون سال قبل پایان بوردیگالین) هستند. و از آنجا که توده‌های نفوذی منطقه نظیر ایوب انصار، که سن ۱۱ میلیون سال قبل را نشان می‌دهند (حیدری، ۱۳۹۲)، در این رسوبات قرمز رنگ نفوذ کرده‌اند، در نتیجه این رسوبات قرمز رنگ قدیمی‌تر از ۱۱ میلیون سال قبل هستند و در نهایت می‌توان گفت تناوب ماسه‌سنگ و مارن‌های قرمز رنگ زیر تراورتن‌ها سن ۱۱ تا ۱۵/۹۷ میلیون سال قبل دارند.

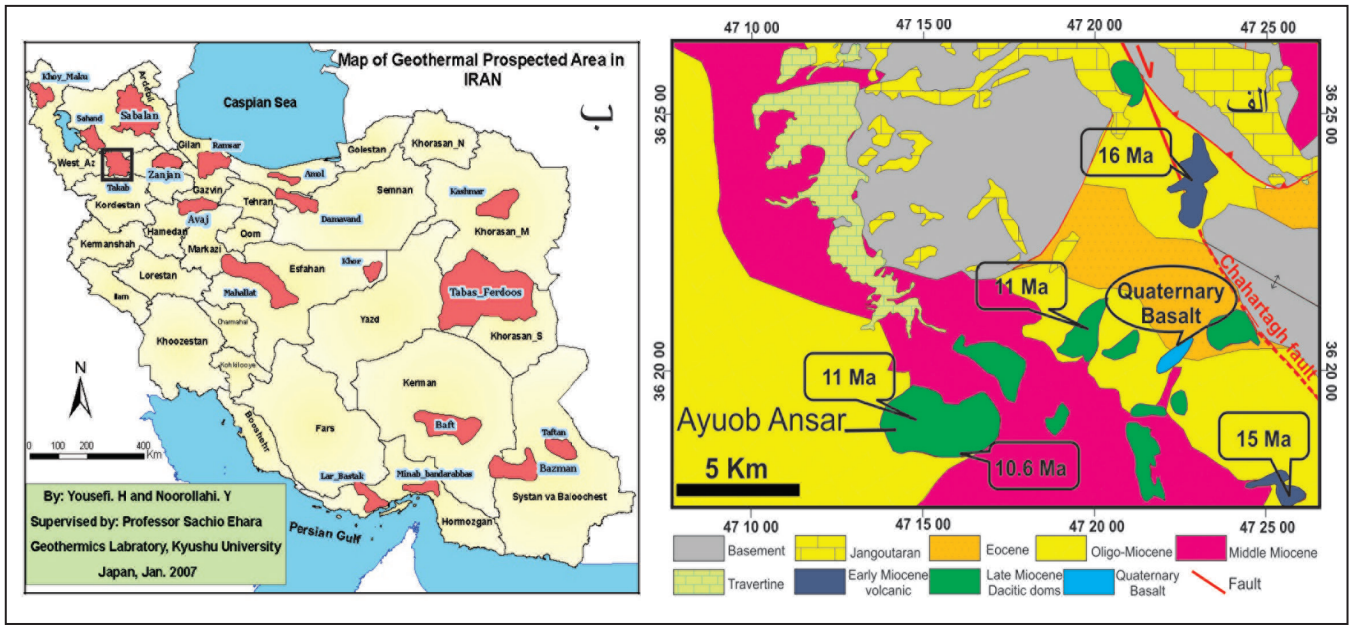
در منطقه مورد مطالعه تراورتن‌ها عمدتاً به‌صورت افقی و همشیب بر روی ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ قرار دارند. اما در شمال خاور تکاب در فرودیواره گسل چهارطاق یک سری چین‌خوردگی در این ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ وجود دارد که در این منطقه مرز تراورتن‌ها با ماسه‌سنگ‌ها کمی بهم ریخته است (شکل ۱) و به نظر می‌رسد که این چین‌خوردگی‌ها در تراورتن‌ها دیده نمی‌شود. بنابراین تراورتن‌ها به‌صورت ناپیوسته بر روی این رسوبات قرمز رنگ قرار گرفته‌اند و از آنجا که تراورتن‌ها به اندازه رسوبات میوسن تغییر شکل پیدا نکرده‌اند به همین دلیل در این نوشته سن پلیوسن- کواترنری برای تراورتن‌ها در نظر گرفته شده است. زیرا در نظر گرفتن سن کواترنری برای تمام تراورتن‌های منطقه شاید اشتباه باشد و در واقع با توجه به سن ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ، ممکن است تراورتن‌ها سنی از ۱۱ میلیون سال قبل (اواخر میوسن) تا کواترنری داشته باشند.

۵- ماگماتیسم سنوزوییک در منطقه

ناحیه شمال باختری ایران تا خاور مدیترانه یک منطقه فعال زمین‌ساختی بوده و در این منطقه ماگماتیسم گسترده‌ای در سنوزوییک رخ داده است (Pearce et al., 1990; Shafaii Moghadam et al., 2013). این ماگماتیسم در زون برخوردی ورقه های عربی- اوراسیا شکل گرفته و در ارتباط با برخورد این دو ورقه است (Kheirkhah et al., 2009). فازهای تکتونوماگمایی در این ناحیه، طیف پیوسته‌ای از فعالیت‌های ماگمایی مرتبط با فرورانش تا پس از برخورد را دربر می‌گیرد (حیدری، ۱۳۹۲). منشأ ماگماتیسم کواترنری در شمال باختری ایران مورد بحث است. زیرا سنگ‌های آذرین این منطقه بر اساس عناصر اصلی در محدوده کالک‌آلکالن تا آلکالن قرار می‌گیرند که در حاشیه فعال قاره‌ای و مناطق درون قاره ای دیده می‌شوند (Pearce et al., 1990) و عناصر کمیاب سنگ‌هانیز در این منطقه بسیار متفاوت هستند و از سنگ‌های پهنه فرورانش تا بازالت‌های شبیه به جزایر اقیانوسی در آنها دیده می‌شود (Kheirkhah et al., 2009). با توجه به این گوناگونی، دو نظریه در مورد ماگماتیسم این منطقه شکل گرفته است، Pearce et al. (1990) عقیده دارند که لایه‌لایه شدن لیتوسفر (Lithospher delamination) عامل این گوناگونی است. در حالی که Keshin (2003) و Agard et al. (2005 and 2011) شکسته شدن پوسته فرورونده اقیانوس نئوتتیس (slab breakoff) به زیر اوراسیا را عامل این گوناگونی می‌دانند و مطالعات توموگرافی نیز وجود پوسته فرورونده شکسته را در زیر خاور ترکیه نشان می‌دهند (Lei and Zhao, 2007).

Keshin, (2007) نیز هر دو عامل را در مورد گوناگونی ماگماتیسم این منطقه محتمل می‌داند و بر اساس Kheirkhah et al. (2009) شکسته شدن پوسته فرو رونده ممکن است موجب افزایش فرایند ذوب در زیر خاور ترکیه و شمال باختری ایران شده باشد اما نمی‌تواند به تنهایی موجب ماگماتیسم گسترده در کل زون برخوردی شده باشد. بنابراین ماگماتیسم گسترده و جوان در این منطقه کاملاً آشکار است. اگر چه منشأ آن مورد بحث بوده و احتمالاً منشأ گرادیان زمین‌گرمایی بالا در منطقه مورد مطالعه در ارتباط با ماگماتیسم جوان در این ناحیه است.

در منطقه قروه- تکاب، فازهای ماگمایی در دوره‌های پالئوسن- ائوسن، اوایل میوسن و میوسن میانی- بالایی رخ داده‌اند که تمامی توده‌های داسیتی- ریولیتی فرودیواره گسل چهارطاق از جمله ایوب انصار در محدوده اوایل میوسن (۱۱ میلیون سال قبل) قرار می‌گیرند (حیدری، ۱۳۹۲) (شکل ۶- الف). همچنین در این منطقه بازالت‌های کواترنری در مجاورت روستای آی‌قلعه‌سی وجود دارند (فنودی و حریری، ۱۳۷۹؛ حیدری، ۱۳۹۲) که نشان‌دهنده فعالیت‌های ماگمایی جوان در منطقه است.



شکل ۶- الف) ماگماتیسم جوان در بخش جنوبی فرودیواره گسل چهارطاق (سن‌ها بر اساس حیدری، ۱۳۹۲)؛ ب) مناطق دارای پتانسیل زمین گرمایی در ایران (Yousefi et al., 2007).

۶- تراورتن و گرادیان زمین‌گرمایی

مناطق فعال زمین‌گرمایی دارای شواهدی در سطح زمین هستند که از آن جمله چشمه‌های آبگرم، گلفشان‌ها و دگرسانی‌های گرمابی است (Yousefi et al., 2007). با تلفیق داده‌های ژئوفیزیک، ژئوشیمی و زمین‌شناسی مناطق فعال زمین‌گرمایی در ایران شناسایی شده (Yousefi et al., 2007) (شکل ۶- ب) که بر این اساس تکاب یکی از مناطق دارای پتانسیل بالای زمین‌گرمایی است. بنابراین بر اساس نقشه‌های موجود، منطقه تکاب و تقریباً تمامی محدوده مورد مطالعه، با توجه به شواهد موجود از مناطق دارای گرادیان زمین‌گرمایی بالاست و از مناطق مستعد برای تشکیل تراورتن با نرخ رسوب‌گذاری بالاست. وجود تراورتن در یک منطقه به عنوان شاخصی برای وجود منبع زمین‌گرمایی در آن منطقه است. اما همیشه منبع زمین‌گرمایی بلافاصله در زیر ذخایر تراورتن نیست و یا ممکن است منبع زیر تراورتن‌ها دمای زیادی نداشته باشد. اما وجود تراورتن‌ها و چشمه‌های آب گرم به یک منشأ حرارتی قوی‌تر در آن نزدیکی دلالت دارد (Wohletz and Heiken, 1992).

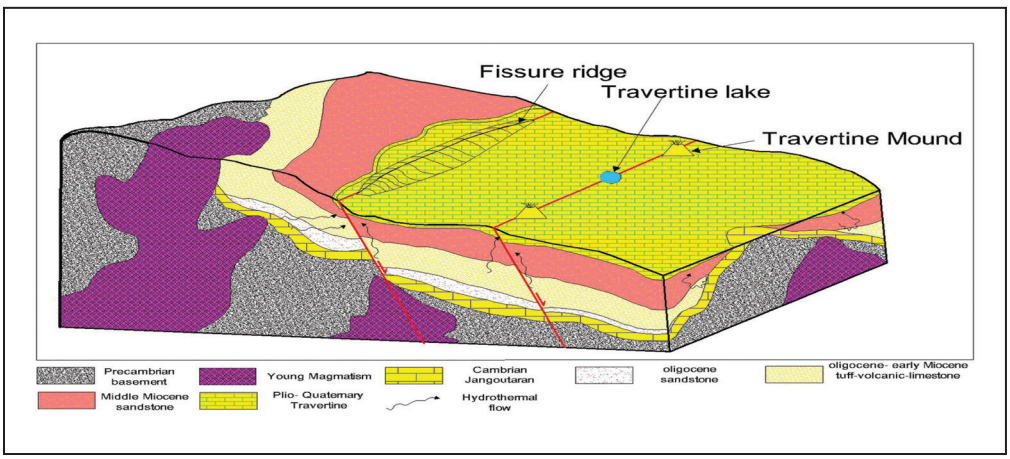
۷- نتیجه‌گیری

با توجه به مطالب ارائه شده، برای تشکیل تراورتن، فراهم شدن همزمان عوامل مختلفی نیاز است که در منطقه تکاب در شکل‌گیری تراورتن‌ها سه عامل را می‌توان مؤثر دانست: ۱) وجود ماگماتیسم و گرادیان زمین‌گرمایی بالا در منطقه؛ ۲) وجود رسوبات کربناته در فاصله بین منشأ گرما، در عمق، و چشمه‌های تراورتن ساز در سطح زمین که محلول گرمابی بتواند مواد لازم جهت تشکیل تراورتن را از آنها تأمین کند و عامل سوم، وجود گسل و شکستگی در پوسته، با مکانیسم کششی برای باز شدن مسیر و رسیدن این محلول‌های حاوی کربنات کلسیم به سطح زمین. عامل اول برای تشکیل تراورتن ضروری نیست؛ اما عوامل دوم و سوم ضروری هستند، با توجه به گرادیان بالای زمین‌گرمایی در منطقه تکاب، احتمالاً رسوب‌گذاری تراورتن‌های منطقه با نرخ بالایی انجام شده است که اثبات آن نیاز به تعیین سن مطلق تراورتن‌ها دارد. تعیین سن این تراورتن‌ها و تطابق آن با تعیین سن ماگماتیسم و زمان بالاآمدگی مجموعه پی‌سنگی، نتایج خوبی برای بازسازی تکامل زمین‌ساختی منطقه ارائه خواهد داد.

تشکیل نشدن تراورتن در روی پی‌سنگ دگرگونی، حتی در فرودیواره گسل چهارطاق، نشان از نقش ضروری عامل دوم در تشکیل تراورتن‌ها دارد. در منطقه مورد مطالعه رسوبات الیگوسن و میوسن (سازند قرمز زیرین، سازند قم و سازند قرمز بالایی) به‌صورت ناپیوسته بر روی پی سنگ دگرگونی و کربنات های جانگوتاران قرار گرفته‌اند (شکل ۷). در مورد اینکه دقیقاً کدام واحد منشأ اصلی کربنات برای تشکیل تراورتن هستند، کمی اظهار نظر مشکل است زیرا نیاز به اطلاعات دقیق زیر سطحی دارد. اما از آنجا که تراورتن‌ها در روی ماسه‌سنگ‌های قرمز تشکیل شده اند و در موارد اندکی مستقیماً در روی سازند قم دیده می‌شوند، این نشان می‌دهد که تراورتن‌ها در جایی تشکیل شده‌اند که در زیر ماسه‌سنگ‌ها، آهک سازند قم وجود دارد، و در مواردی که سازند قم رخنمون یافته، یا آهک آن فرسایش یافته و یا آهک موجود در این سازند خیلی نزدیک به سطح بوده و شرایط لازم برای حل شدن در آب‌های نفوذی به عمق را نداشته، تراورتن روی آن تشکیل نشده است. به‌طور مثال در اطراف شهر تکاب و بسیاری مناطق دیگر که نزدیک محل تجمع تراورتن‌ها نیز هستند، روی سازند قم تراورتنی دیده نمی‌شود، در حالی که در زیر سازند قم واحد جانگوتاران وجود دارد. بنابراین اگر چه نمی‌توان واحد جانگوتاران را نادیده گرفت و ممکن است برخی محلول‌های گرمابی از عمق در امتداد گسل‌ها به سطح بیایند و کربنات تراورتن‌ها را از جانگوتاران تأمین کنند که شاید آب گرم قینرجه و تراورتن‌های اطراف آن از این نوع باشد که مستقیماً در زون گسل چهارطاق هستند، اما مطمئناً آهک‌های متعلق به سازند قم که در زیر ماسه‌سنگ‌های میوسن هستند، نقشی اساسی در تشکیل تراورتن‌های منطقه دارند. از آنجا که گرادیان زمین‌گرمایی منطقه بالاست، به نظر می‌رسد که تخلخل ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ در نفوذ آب‌های سطحی به عمق و برعکس، نقش اساسی دارد.

گسترش تراورتن‌ها در فرادیواره گسل چهارطاق نسبت به فرودیواره بسیار کم بوده و تنها در پایانه شمال باختری این گسل مقداری تراورتن تشکیل شده است. در بخش جنوبی فرودیواره گسل چهارطاق تراورتن‌ها بیشترین گسترش را دارند که با توجه به حرکت امتدادلغز راست‌گرد در گسل چهارطاق در این منطقه کشش ایجاد می‌شود و این نشان از نقش گسل چهارطاق در تشکیل تراورتن‌ها دارد، اما به نظر می‌رسد که گسل چهارطاق به تنهایی عامل ساختاری تشکیل این تراورتن‌ها نیست و نکته مورد توجه شکستگی‌هایی با راستای شمال باختری در فرودیواره گسل چهارطاق است که چشمه‌های تراورتن‌ساز در امتداد آنها هستند و کشش در جهت شمال خاوری را نشان می‌دهند که این کشش هماهنگ با راستای کشش در پایانه کششی گسل چهارطاق با حرکت ترافشارشی راست‌گرد نیست. زیرا این گسل‌ها هم راستای کمان ارومیه- دختر و امتداد زاگرس هستند. در حالی که در پایانه کششی گسل چهارطاق، کشش در راستای شمال شمال باختری باید ایجاد شود مگر اینکه اینها شکستگی‌های پی‌سنگی از قبل موجود باشند که دوباره در اثر کشش فعال شده‌اند و یا تشکیل آنها در ارتباط با برگشتن به عقب (slab rollback) و شکسته شدن پوسته فرورونده (slab breakoff) نئوتتیس و یا لایه لایه شدن لیتوسفر (lithosphere delamination) باشد که به‌صورت ناحیه‌ای در کل منطقه عمل کرده‌اند و امروزه در نوشته‌های جدید در مورد ایران مورد بحث هستند.

در پایان نمی‌توان نقش زمین‌ساخت ستبرپوست را در منطقه نادیده گرفت؛ زیرا به نظر می‌رسد که حتی دگرشکلی‌های جوان، در پی‌سنگ منطقه رخ می‌دهند و رسوبات روی پی‌سنگ از تغییر شکل در پی‌سنگ منطقه تبعیت می‌کنند و ممکن است به جز عوامل ذکر شده، برخی از کشش‌هایی که در منطقه مشاهده شده‌اند در ارتباط با بالا آمدن پی‌سنگ و ایجاد کشش در پوشش روی پی‌سنگ منطقه باشند.



شکل ۷- مدل شماتیک از نفوذ توده‌های نفوذی جوان، قرارگیری واحدهای سنوزوییک به‌صورت ناپیوسته بر روی پی‌سنگ دگرگونی و کربنات‌های جانگوتاران، شکل‌گیری تراورتن‌ها بر روی ماسه‌سنگ‌های قرمز رنگ میوسن میانی و تشکیل ساختمان‌های تراورتنی در امتداد گسل‌ها.

کتابنگاری

احمدی ترکمانی، ا. و قاسمی، م.ر.، ۱۳۹۳- دگریختی ستبرپوست و نازک‌پوست در گستره ماهنشان. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره۹۴.

باباخانی، ع. و امینی چهرق، م. ر.، ۱۳۷۰- چشمه‌های تراورتن‌ساز تکاب، گزارش، ۱۷ص.، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

باباخانی، ع. و قلمقاش، ج، ۱۳۷۷- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تخت سلیمان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

بیرالوند، م.، محجل، م. و قاسمی، م. ر.، ۱۳۹۵- ترافشارش راست‌بُر ستبر پوست در همتافت تکاب، شمال باختر ایران. فصلنامه علوم زمین، سازمان زمین‌شناسی کشور، شماره ۱۰۲.

حاج ملاعلی، ع.، ۱۳۶۷- پدیده های نوین تراورتن های گنبدی شکل، گزارش، ۲۶ص، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حسینی، م. و نواواجاری، ش.، ۱۳۹۲- نقشه زمین شناسی ۱/۲۵۰۰۰ میانج، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

حیدری، م.، ۱۳۹۲- زمین‌شناسی، سن‌سنجی و خاستگاه رخدادهای طلای توزلار، عربشاه وگوزل بلاغ در ناحیه قروه- تکاب، رساله دکترا، دانشگاه تربیت مدرس، تهران.

فنودی، م. و حریری، ع.، ۱۳۷۹- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ تکاب، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

فنودی، م. و سیاره، ع. ر.، ۱۳۸۳- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ یاسوکند (قجور)، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

قدری، م. ر.، ۱۳۸۹- نقش مورفوتراویتونیک در پیدایش و توسعه پدیده های کارستی، مطالعه موردی منطقه تخت سلیمان، رساله دکترا، دانشگاه تبریز.

لطفی، م.، ۱۳۸۰- نقشه زمین‌شناسی ۱/۱۰۰۰۰۰ ماهنشان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.

References

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. and Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. Geol. Rundsch. 94, 401- 419.

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., Whtechurch, H., Vrielynck, B., Spakman, W., Monie, P., Meyer, B. and Wortel, R., 2011- Zagros orogeny: a subduction-dominated process. Geol. Mag. 148, 692- 725.

Aitchison, J. C., 1985- Hot springs along the Alpine Fault, Cascade River Valley, South Westland, New Zealand. New Zealand Journal of Geology and Geophysics 28, 755- 756.

Alici Sen, P., Temel, A. and Gourgaud, A., 2004- Petrogenetic modelling of Quaternary post-collisional volcanism: a case study of central and eastern Anatolia. Geol Mag 141:81- 98.

Berberian, M. and King, G .C. P., 1981- Towards a paleogeography and tectonic evolution of Iran. Can. J. Earth Sci. 18, 210- 265.

Brogi, A. and Capezzuoli, E., 2009- Travertine deposition and faulting: the fault-related travertine fissure-ridge at Terme S. Giovanni, Rapolano Terme (Italy). International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau) 98, 931- 947.

Chafetz, H. S. and Folk, R. L. 1984- Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents', J. Sed. Petrol, 54, 289- 316.

Chiu, H. Y., Chung, S. L., Zarrinkoub, M., Mohammadi, S. S., Khatib, M. M. and Iizuka, Y., 2013- Zircon U–Pb age constraints from Iran on the magmatic evolution related to Neotethyan subduction and Zagros orogeny. Lithos 162- 163, 70- 87.

Corti, G., Carmati, E., Mazzarini, F. and Garcia, M. O., 2005- Active strike–slip faulting in El Savador, Central America. Geology 33, 989–992.

Daliran, F., Pride, K., Walther, J., Berner, Z. A. and Bakker, R. J., 2013- The Angouran Zn (Pb) deposit, NW Iran: Evidence for a two stage, hypogene zinc sulfide–zinc carbonate mineralization, Ore Geology Reviews 53, 373- 402.

Dilek, Y. and Furnes, H., 2011- Ophiolite genesis and global tectonics: geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. Geol. Soc. Am. Bull. 123, 387- 411.

Faulds, J., Coolbaugh, M. F., Vice, G. S. and Edwards, M. L., 2006- Characterizing structural controls of geothermal fields in the northwestern Great basin: a progress report. Transactions, Geothermal resources council, 30, 69- 76.

Ford, T. D. and Pedley, H. M., 1996- A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth-Science Rev 41: 117- 175.

Hamdi, B., 1995- Precambrian–Cambrian deposits in Iran. In: Hushmandzadeh A (ed) Treatise of the geology of Iran, vol 20. Geological Survey of Iran, Tehran, p. 1- 535.

Hancock, P. L., Chalmers, R. M. L., Altunel, E. and Cakir, Z, 1999- Travitonics: using travertine in active fault studies. J. Struct. Geol., 21, 903-916.

Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Horton, B. K., Axen, G. J., Stockli, L. D., Grove, M., Schmitt, A. K. and Walker, J. D., 2008- U–Pb zircon geochronology of late Neoproterozoic-Early Cambrian granitoids in Iran: implications for paleogeography, magmatism, and exhumation history of Iranian basement. Tectonophysics 451, 71- 96.

Hochstein, M. P. and Sudarman, S., 1993- Geothermal resources of Sumatra. Geothermics 22, 181- 200.

Horton, B. K., Hassanzadeh, J., Stockli, D. F., Axen, G. J., Gillis, R. J., Guest, B., Amini, A., Fakhari, M. D., Zamanzadeh, S. M. and Grove, M., 2008- Detrital Zircon Provenance of Neoproterozoic to Cenozoic deposits in Iran: Implications for chronostratigraphy and collisional tectonics., Tectonophysics, p. 97- 122.

Keskin, M., 2003- Magma generation by slab steepening and breakoff beneath a subduction-accretion complex: An alternative model for collision-related volcanism in Eastern Anatolia, Turkey. Geophysical Research Letters, 30(24):1- 4.

Keskin, M., 2007- Eastern Anatolia: a hot spot in a collision zone without a mantle plume. In: G.R. Foulger and D.M. Jurdy (Editors), Plates, Plumes, and Planetary Processes. Geological Society of America, pp. 1- 25.

Kheirkhah, M., Allen, M. and Emami, M., 2009- Quaternary syn-collision magmatism from the Iran/Turkey borderlands. J. Volcanol. Geotherm. Res. 182 (1), 1–12.

Lei, J. S. and Zhao, D. P., 2007- Teleseismic evidence for a break-off subducting slab under Eastern Turkey. Earth and Planetary Science Letters, 257: 14- 28.

Mohajjel, M. and Taghipour, K., 2014- Quaternary travertine ridges in the Urmia Lake area; active extension in NW Iran. Turkish Journal of Earth Sciences, 23, 602- 614.

Pearce, J. A. Bender, J. F., Delong, S. E., Kidd, W. S. F., Guner, Y., Saroglu, F., Yilmaz, Y., Moorbath, S. and Mitchel, J. G., 1990- Genesis of collision volcanism in eastern Anatolia, Turkey. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 44: 189- 229.

Pentecost, A., 1988- Observations on growth rates and calcium carbonate deposition in the green alga Gongrosira', New. Phytol., 110, 249- 253.

Pentecost, A., 2005- Travertine, Springer, Berlin,472.

Ronov, A. B., 1964- Common tendencies in the chemical evolution of the Earth's crust', Geochem. Int., 4, 713- 737

Sanders, J. E. and Friedman, G. M., 1967- Origin and occurrence of limestones, in: Chilingar, G. V., Bissel, H. J., Fairbridge, R. W. (Eds.), Carbonate Rocks Developments in Sedimentology, vol. 9A. Elsevier, Amsterdam, pp. 169- 265.

Sengor, A. M. C. and Yilmaz, Y., 1981- Tethyan evolution of Turkey: a plate tectonic approach, Tectonophysics, 75, 181- 241.

Shafaii Moghadam, H., Khademi, M., Hu, Z., Stern, R. J., Santos, J. F. and Wu, Y., 2013- Cadomian (Ediacaran–Cambrian) arc magmatism in the ChahJam–Biarjmand metamorphic complex (Iran): magmatism along the northern active margin of Gondwana. Gondwana Res., in press. http://dx.doi.org/10.1016/ j.gr.2013.10.014.

Temel, A., Gundogdu, M. N., Gourgaud, A. and Le Pennec, J. L., 1998- Ignimbrites of Cappadocia (Central Anatolia Turkey): petrology and geochemistry. J Volcanol Geotherm Res 85:447- 471.

Tucker, M. E. and Wright, V. P. 1990- Carbonate Sedimentology. London, Blackwell, pp. 482.

Vernant, P., Nilforoushan, F., Hatzfeld, D., Abbassi, M., Vigny, C., Masson, F., Nankali, H., Martinod, J., Ashtiani, A., Bayer, R., Tavakoli, F. and Chery, J. 2004- Contemporary crustal deformation and plate kinematics in middle east constrained by GPS measurements in Iran and northern Iran. Geophysical Journal International 157: 381- 398.

Weaver, C. S. and Hill, D. P., 1978- Earthquake swarms and local crustal spreading along major strike–slip faults in California. Pure and Applied Geophysics 117 (1–2), 51- 64.

Wohletz, K. and Heiken, G., 1992- Volcanology and Geothermal energy, Berkley, University of California press.

Yousefi, E. and Friedberg, J. L., 1978- Aeromagnetic map of Iran (Quadrangle No.C4 ShahinDezh), Published by Geological Survey of Iran.

Yousefi, H., Ehara, S. and Noorollahi, Y., 2007- Geothermal potential site selection using GIS in Iran, Proceeding of 32nd Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, January 22- 24, 2007. Stanford, CA, USA, pp. 17.

The role of tectonics and magmatism in evolution of Takht-e-Soleyman Travertines, NW Iran

M. Biralvand[1*], M. Mohajjel[2] and M. R. Ghassemi[3]

[1]Ph.D. Student, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

[2]Associate Professor, Department of Geology, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran

[3]Associate Professor, Research Institute for Earth Science, Geological Survey of Iran, Tehran, Iran

Received: 2017 March 06 Accepted: 2017 July 08

Abstract

In Takht-e-Soleyman region, travertine deposits are widespread in the footwall of the Chahartagh fault. Three factors played roles in forming travertine in this area: magmatism and high geothermal gradient, existence of carbonates between thermal source at depth and travertine springs on the ground, so that the hydrothermal solution can provide the necessary ingredients for the formation of travertine. The third factor is extensional faults and fractures to conduct water containing dissolved calcium carbonate up to the surface. Young magmatism in the region plays an important role in increasing the region's geothermal gradient. Absence of travertine on the top of the metamorphic basement, even in the footwall of the Chahartagh fault, highlights the essential role of second factor in formation of the travertine. Sources of travertines in this area are carbonates from the Jangoutaran and Qom formations, with the more emphasis on the latter based on our data. Right-lateral kinematics on the Chahartagh fault led to an NNW extension in the southeastern termination of the fault, paving the way for emergence of the travertine. However, there is evidence for a regional NE extension responsible for NW-SE normal faults in the area.

Keywords: Travertine, Takht-e-Soleyman, Chahartagh fault, Jangoutaran, Travitonics.

For Persian Version see pages 59 to 70

*Corresponding author: M. Biralvand; E-mail: m.biralvand@modares.ac.ir

Created with nitroPDF professional
download the free trial online at nitropdf.com/professional