

جغرافیا و توسعه شماره ۳۵ تابستان ۱۳۹۳

وصول مقاله : ۱۳۹۰/۱۲/۱۱

تأیید نهایی : ۱۳۹۱/۷/۱۱

صفحات : ۱۹-۳۲

نقش گسل تراستی سراوان در تشکیل و توسعه‌ی حوضه‌ی آبریز سراوان

دکتر علی اصغر مریدی فریمانی^۱، سعید دهقانی^۲

چکیده

تکامل حوضه‌های زهکشی ارتباطی تنگاتنگ با عوامل زمین‌شناسی و ژئومورفیک دارد. لذا بررسی ارتباط بین عوامل ساختاری گسل‌ها و تکامل حوضه‌های زهکشی در مطالعات هیدرولوژی و هیدروژئولوژی شایان توجه است. حوضه‌ی زهکشی سراوان حوضه‌ای کاملاً کشیده که در امتداد گسل سراوان گسترش یافته است. در این تحقیق روش بررسی شاخص‌های مورفومتریک و زمین‌شناسی در تکامل حوضه‌ی زهکشی به‌کار گرفته شده است. واضح است که مورفولوژی کنونی منعکس‌کننده‌ی تأثیر فرایندهای فرسایشی و زمین‌شناسی به‌ویژه در کواترنری بوده است. این حوضه واقع در جنوب شرق ایران و در فلیش‌های این ناحیه توسعه‌یافته است. زهکشی این حوضه به رودخانه‌ی ماشکید می‌پیوندد و نهایتاً به سمت پاکستان هدایت می‌شود. عوامل و پارامترهای مختلفی مثل توپوگرافی، لیتولوژی و ساختاری در تشکیل و توسعه‌ی حوضه‌های آبریز مؤثرند. یکی از عوامل مهم در توسعه‌ی این حوضه‌ی زهکشی، تکامل و فعالیت گسل تراستی سراوان بوده است. گسل سراوان با روند N135-145 در حاشیه‌ی شمالی آبرفت‌های کواترنری این حوضه قرار دارد. شیب این گسل تقریباً هم‌جهت با لایه‌بندی فلیش‌ها و ۴۵ تا ۶۰ درجه به سمت شمال شرق است. حوضه‌ی آبریز سراوان یک حوضه‌ی کشیده با نسبت طول به عرض ۵/۰۷ است. نقشه‌ها و پروفیل‌های عرضی تهیه شده یک کج‌شدگی و ناتقارنی واضحی را در حوضه نشان می‌دهد. شاخص مورفومتریک کج‌شدگی حوضه (T) حداکثر ۰/۷۲ و در بخش آبرفتی حوضه حداکثر ۰/۸۳ است. شاخص ناتقارنی AF نیز برابر ۶۲/۲۸ و در بخش آبرفتی این مقدار برابر ۷۸/۷۴ است. ناتقارنی آشکار حوضه و موقعیت گسل در حاشیه‌ی شمالی حوضه با وجود میانگین شاخص S_{mf} برابر ۱/۴۲، نشان می‌دهد که گسل سراوان یک گسل نسبتاً فعال بوده است. این گسل در طی فرایند تکاملی خود توانسته است بر تشکیل و ریخت‌سازی حوضه‌ی آبریز سراوان نقش بازی کند. گسل‌های جوان‌تر شمالی- جنوبی با ساز و کار امتداد لغز راست‌گرد (مثل گسل گشت) موجب انحنای مختصر در روند کلی آبرفت‌ها در طول حوضه‌ی آبریز شده‌اند.

کلیدواژه‌ها: جنوب شرق ایران، سراوان، حوضه‌ی آبریز، فلیش، گسل تراستی.

مقدمه

عوامل و پارامترهای مختلفی در تشکیل و توسعه‌ی حوضه‌های آبریز مناطق مختلف مؤثرند. از جمله می‌توان به عوامل توپوگرافی، لیتولوژی و ساختاری اشاره نمود (Altin et al, 2001:485-503; Beneduce et al, 2004: 717-724; Viseras et al, 2003: 181-202; Booth-Rea et al, 2004: 1615 - 1632; Hodgkinson & McLoughlin, 2006: 394-407; Chen & Khan, 2009:2011-2019; Dehbozorgi, et al, 2010:329-341) در نقاط مختلفی از دنیا مثل هند تأثیر فرایندهای مختلف مخصوصاً فرایندهای تکتونیکی در توسعه و تکامل حوضه‌های آبریز و شبکه‌ی زهکشی مورد بررسی قرار گرفته است (Singh & Jain 2009: 231-241).

تفاوت در مقاومت لایه‌های مختلف مثل آهک‌ها، ماسه‌سنگ‌ها، کنگلومراها، شیل‌ها، مارن‌ها و رخساره‌های آذرین مثل گرانیت‌ها می‌توانند تعیین‌کننده‌ی سیستم زهکشی یک منطقه باشند (Ericson et al, 2005:97-116). در بررسی‌های انجام شده توسط اریکسون^۱ و همکاران بر روی سنگ‌های آذرین گرانیتی در کالیفرنیا مشخص گردیده است که روند شکستگی‌ها و راستای شبکه‌ی زهکشی ارتباط کمی و کیفی بسیار نزدیکی را نشان داده بطوری که آبراهه‌های اصلی امتداد شکستگی‌های اصلی را اشغال نموده‌اند (Ericson et al, 2005:97-116).

علاوه بر رخساره‌های سنگی مختلف، ساختارهای بسیار زیادی نیز وجود دارند که در حین تشکیل و یا پس از تشکیل هدایت حوضه‌های آبریز را کنترل می‌نمایند (Beneduce et al, 2004:717-724; Gelabert et al, 2005: 139-155; Larue 2007:187-200; Stokes et al, 2008: 59-81; D'Alessandro et al, 2008:145-158; Ribolini & Spaglono 2008:253-266).

آنچه دلکی لاو^۲ (۲۰۰۱) در تایوان انجام داده است و استپانسیکوا^۳ و همکاران (۲۰۰۸) در اروپای مرکزی

تحقیق نموده‌اند و ملک^۴ و همکاران (۲۰۰۷) در هیمالیا مطالعه کرده‌اند، حاکی از نقش ساختارهایی مثل چین‌خوردگی‌ها و گسل‌ها در طرح زهکشی این مناطق بوده است. مثال‌های فراوانی از تأثیر آتشفشان‌ها و گدازه‌ها، تشکیل و توسعه‌ی دیاپیرهای نمکی، چین‌خوردگی‌ها، شکستگی‌ها و گسل‌ها در تکوین شبکه‌ی زهکشی می‌توان ذکر کرد

(Altin & Altin 2011: 485-503; Gelabert et al, 2005: 139-155; Garcia & Herail, 2005:279-300; Scheidegger 2001:213-219; Stokes & Mather 2003:59-81; Chen & Khan 2009:2011-2019).

در این میان شایدگر^۵ تأکید ویژه‌ای بر نقش شکستگی‌ها و درزه‌ها در ریخت‌سازی یک منطقه و توسعه‌ی شبکه‌ی آبراهه‌ها می‌نماید (Scheidegger, 2001: 213-219; 2004:112).

آنچه که محققان بر آن صحنه می‌گذارند این است که تکامل زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی یک منطقه می‌تواند اثر مستقیمی در تشکیل ساخت‌های گسلی، بالآمدگی‌ها، چین‌خوردگی‌ها و توسعه‌ی شکستگی‌ها و درزه‌ها داشته باشند. به دنبال این فرایندها، ریخت‌سازی یک منطقه توسعه می‌یابد. حوضه‌های زهکشی نیز بخشی از حد نهایی تکامل ژئومورفولوژی این مناطق‌اند که در سنوزوئیک پسین (کواترنری)، شکل امروزی را به خود گرفته‌اند. شناخت و نحوه‌ی تکامل این حوضه‌ها و نقش ساخت‌های گسلی می‌تواند در تجزیه و تحلیل هدایت زهکشی سطحی و آب‌های زیرزمینی و گرادیان آن و مورفولوژی بستر آبرفت‌ها به محققان کمک نماید. با توجه به اینکه منطقه‌ی سراوان در بخشی از گستره‌ی فلیش‌های جنوب شرق ایران واقع شده است

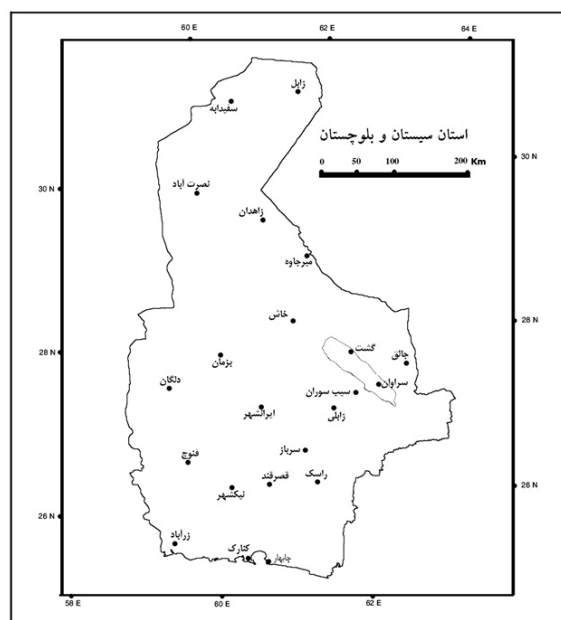
(آقائباتی، ۱۳۸۵: ۶۹؛ درویش‌زاده، ۱۳۷۰: ۲۱۹؛ نبوی، ۱۳۵۵: ۴۷؛ McCall & Eftekhar-Nezhad, 1993) و از نظر تکتونیکی یک محیط فعال در نظر گرفته می‌شود، لذا نقش چین‌خوردگی‌ها و توسعه‌ی شکستگی‌ها و گسل‌ها در تکوین و هدایت شبکه‌ی زهکشی قابل توجه است. در

1-Ericson
2-Delcaillau
3-Estepancikova

4-Malik
5-Scheidegger

ماشکید در محدوده‌ی بین طول جغرافیایی $۶۱^{\circ}۴۰'$ و $۶۲^{\circ}۳۵'$ و عرض جغرافیایی $۲۷^{\circ}۱۰'$ و $۲۸^{\circ}۱۰'$ واقع شده است (شکل ۱). در این مقاله تلاش شده است تا با طرح مبانی زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی منطقه و ارائه‌ی فاکتورهای مورفومتريک، الگویی برای تکامل این حوضه‌ی زهکشی ارائه گردد.

این میان تشکیل آبرفت‌های دشت سراوان مستقیماً متأثر از فعالیت تراست سراوان بوده، بطوری که کشیدگی این حوضه‌ی آبریز کم‌عرض و طویل در تمام طول حوضه به موازات این گسل قرار گرفته است. استان سیستان و بلوچستان در جنوب شرق ایران و حوضه‌ی زهکشی سراوان یکی از زیرحوضه‌های رودخانه‌ی



شکل ۱: محدوده‌ی جغرافیایی استان سیستان و بلوچستان که در آن محدوده حوضه‌ی زهکشی سراوان مشخص شده است. این محدوده شهرهای سراوان و گشت را در برمی‌گیرد.

ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۰

زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی منطقه

شرق سراوان بخش‌های مرتفع‌تر این مناطق را شکل داده‌اند. علاوه بر تمایز رخساره‌های زمین‌شناسی، وجود گسل‌های مهمی مثل گسل تراستی سراوان، گسل سیمیش و گسل عرضی گشت در تکوین ژئومورفولوژی دشت سراوان و توپوگرافی‌های مرتفع‌تر شمال و شمال غرب آن نقش بازی کرده‌اند. یک سری گسل‌های عرضی^۱ با روند شمالی- جنوبی گسل سراوان را قطع نموده‌است. از میان این گسل‌ها از همه قابل توجه‌تر گسل گشت است که آبادی گشت بر روی آن بنا شده است. این دسته گسل‌ها دارای شیب تقریباً قائم بوده و

شهر سراوان در انتهای بخش شرقی آبرفت‌های کوتاه‌تر دشت کشیده‌ی سراوان توسعه پیدا نموده که از شرق خاش آغاز و تا شرق سراوان به طول تقریبی ۱۵۰ کیلومتر ادامه دارد. مورفولوژی منطقه متأثر از آتشفشان تفتان در شمال غرب و فلیش‌های گسترده سنوزوئیک در این پهنه است. رخساره‌های غالب فلیش‌ها در این نواحی شامل ماسه‌سنگ، شیل، آهک و کنگلومرا است. در رخساره‌های فلیشی این مناطق توده‌های نفوذی گرانیتی در شمال گشت و بلوک‌های آهکی موجود در فلیش‌های جنوب و جنوب غرب و

1-Transverse Fault, Tear Fault

نسبت به بخش جنوبی می‌سازد. حداقل ارتفاع ۱۴۰۰ متر و حداکثر ارتفاع در این بخش ۲۰۰۰ متر بالاتر از سطح دریاست. روندها و ساخت‌های زمین‌شناسی و فرسایشی به گونه‌ای است که راستای تنش‌های فشارشی افقی σ_1 را به صورت شمال‌شرق-جنوب غرب نشان می‌دهد. علاوه بر چین‌خوردگی‌ها، موقعیت گسل‌های معکوس و تراستی و گسل‌های مزدوج امتداد لغز نیز مؤید این موضوع است. از نظر ژئومورفولوژی ساختاری و زمین‌شناسی دو عامل را می‌توان برای تفکیک ژئومورفولوژیک این سه بخش در نظر گرفت:

الف- مورفولوژی مرتفع‌تر و خشن‌تر در بخش شمالی حاکی از چین‌خوردگی‌ها و راندگی گسل سراوان و گسل‌های موازی با آن است که به سمت جنوب غرب رانده شده است.

ب- علاوه بر این نفوذ سنگ‌های آذرین گرانیتی در بخش شمالی با مقاومت بیشتر در برابر فرسایش به مورفولوژی خشن‌تر این بخش کمک نموده است.

ویژگی‌های حوضه‌ی آبریز سراوان

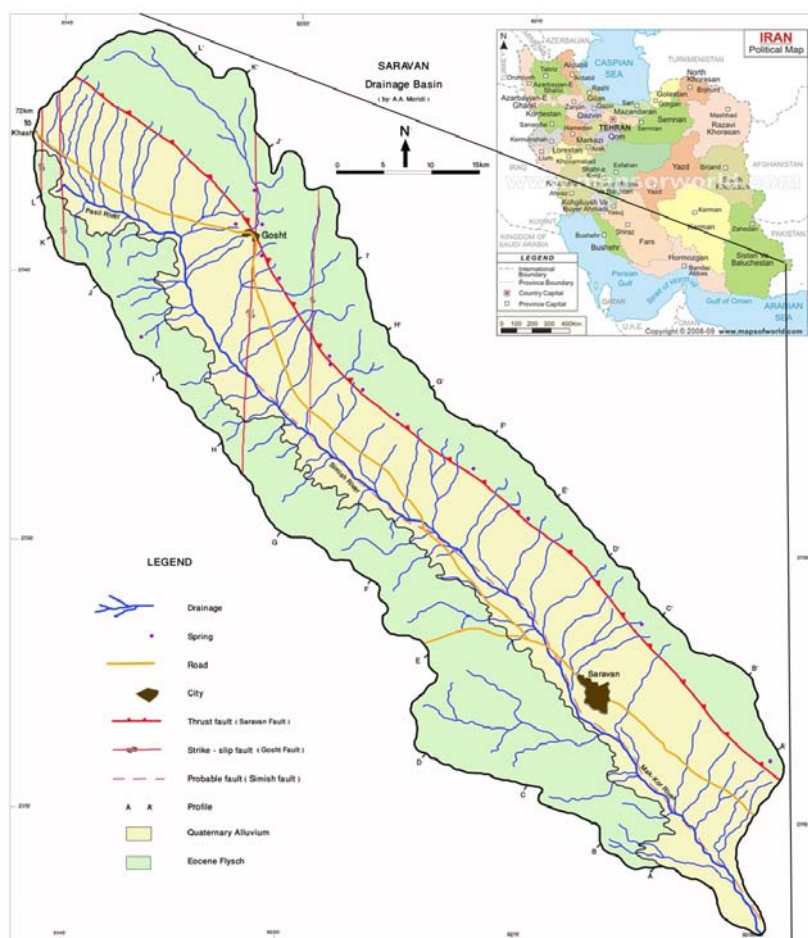
حوضه‌ی آبریز سراوان یک حوضه‌ی کاملاً کشیده و کم عرض می‌باشد، بطوری‌که آبرفت‌های این حوضه از مرز گسل سراوان به سمت جنوب گسترش یافته است. عرض حوضه‌ی آبریز بین ۱۸/۵ کیلومتر در شرق گشت تا ۲۴/۵ کیلومتر در غرب گشت متغیر و دارای مساحت ۲۴۹۲ کیلومترمربع است. طول حوضه از شمال غرب گشت تا شرق سراوان به طول ۱۱۴ کیلومتر امتداد دارد. عرض محدوده‌ی آبرفت‌های کوتاه‌تر در کمترین مقدار برابر ۷/۵ کیلومتر در گشت و بیشترین مقدار برابر ۱۱ کیلومتر در شرق گشت می‌باشد. شیب آبرفت‌ها از حاشیه‌ی گسل سراوان با رسوبات دانه‌درشت آبرفتی به سمت حاشیه‌ی جنوبی با رسوبات دانه‌ریز کاهش می‌یابد. زهکشی اصلی در طول حوضه از حاشیه‌ی جنوبی دشت، از شمال غرب به جنوب شرق به سمت سراوان ادامه دارد. رسوبات آبرفتی تشکیل شده در

به صورت راست‌لغز راست‌بر فعالیت نموده است. با توجه به اینکه گسل سراوان و آبرفت‌های دشت سراوان توسط این دسته گسل‌های شمالی- جنوبی قطع و جا به جا شده است، به نظر می‌رسد نسبت به گسل سراوان فعالیت‌های جوان‌تری در کوتاه‌تری داشته است. امتداد عمومی فلیش‌های این مناطق شمال غرب- جنوب شرق (N120-150) بوده و گسل‌های معکوس و تراستی بیشتر در امتداد عمومی این فلیش‌ها عمل نموده‌اند. محور چین‌خوردگی‌های این منطقه نیز امتداد شمال غرب- جنوب شرق را نشان می‌دهند. گسل تراستی سراوان نیز در محدوده‌ی حوضه‌ی آبریز امتداد شمال غرب- جنوب شرق (N135-145) را به نمایش می‌گذارد. این گسل در بخش‌های شمال غربی (شرق خاش) دارای انحنا شده و روند نزدیک به شمالی- جنوبی به خود گرفته است. طول این گسل که در همه جا در حاشیه‌ی شمالی دشت سراوان قرار گرفته است، حدود ۲۷۰ کیلومتر است. در مرز پاکستان روند این گسل تقریباً شرقی- غربی است. شیب گسل سراوان ۶۰ - ۴۵ درجه به سمت شمال شرق بوده و در بیشتر جاها تقریباً منطبق بر شیب‌لایه‌بندی این مناطق است. مورفولوژی حاکم بر این منطقه را به سه بخش می‌توان تفکیک نمود:

بخش میانی دشت آبرفتی کشیده‌ای است که بیش از ۱۰۰ کیلومتر با عرض حدود ۱۰ کیلومتر در مجاورت گسل سراوان امتداد دارد. حداقل ارتفاع این بخش در محدوده‌ی شهر سراوان حدود ۱۰۰۰ متر و حداکثر در مناطق بالادست حوضه به ۱۵۰۰ متر از سطح دریا می‌رسد. بخش جنوبی شامل واحدهای فلیشی شیلی و ماسه‌سنگی است که نسبت به واحد شمالی پست‌تر و از ارتفاع کمتری برخوردار است. حداقل ارتفاع این بخش ۱۱۰۰ متر در محدوده‌ی جنوب شهر سراوان و حداکثر ۱۷۰۰ متر در محدوده‌ی جنوب گشت است. بخش شمالی با امتدادهای غالب به موازات دشت سراوان بوده و مورفولوژی‌های خشن‌تر و مرتفع‌تری را

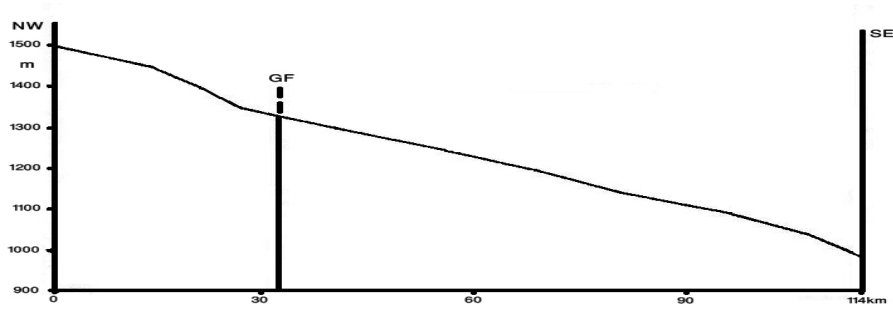
هدایت می‌شود (شکل ۲). شیب توپوگرافی مسیر اصلی حوضه‌ی آبریز سراوان بسیار کم و میانگین $0/25$ درجه و یا گرادیان $1/228$ در طول حوضه است (شکل ۳). نسبت طول به پهنای حوضه (L/W) برابر $5/07$ به دست آمده است. باید یادآوری نمود که عرض حوضه‌ی میانگین پروفیل‌های AA' تا LL' در نظر گرفته شده است.

امتداد گسل سراوان متأثر از فرایندهای زمین‌شناختی به دو حوضه‌ی زهکشی تفکیک شده است. حوضه زهکشی غرب گشت (شرق خاش) تقریباً با همان ویژگی‌های حوضه‌ی زهکشی سراوان به سمت شرق خاش (گزو) جاری است. حوضه‌ی زهکشی سراوان از ۲۴ کیلومتری غرب گشت با رودخانه‌ی پسپیل آغاز و با گذشتن از رودخانه‌های سیمیش، مک‌کورو روتک به رودخانه‌ی ماشکید پیوسته و نهایتاً به سمت پاکستان



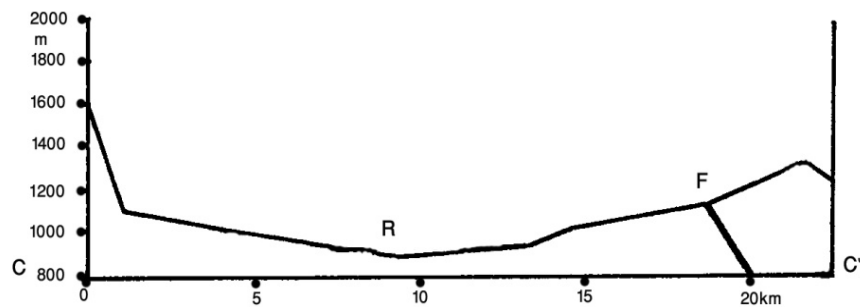
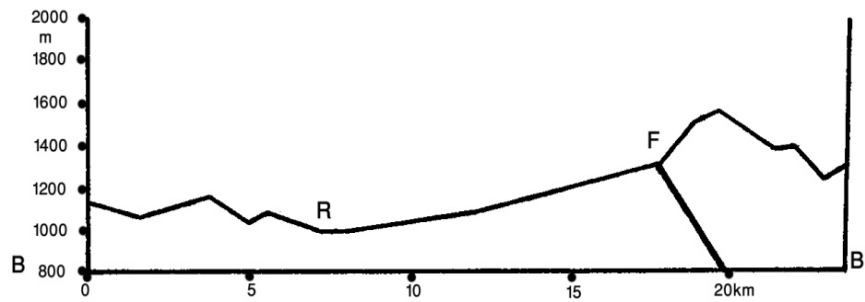
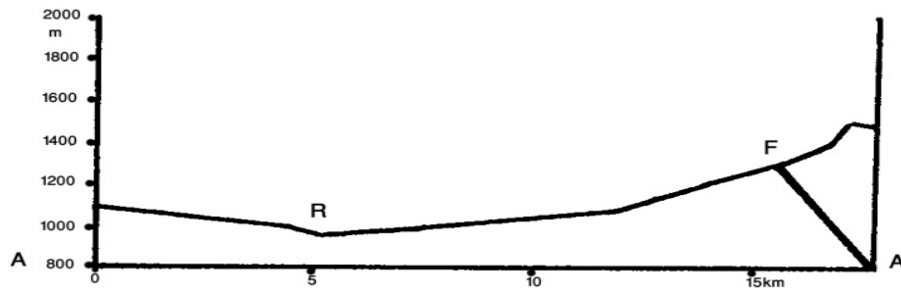
شکل ۲: محدوده‌ی حوضه‌ی آبریز سراوان در جنوب شرق ایران. AA' تا LL' راستای پروفیل‌های عرضی تهیه شده در شکل ۴ را نشان می‌دهند. موقعیت گسل تراستی سراوان در حاشیه‌ی شمالی آبرفت‌های کواترنری و پیشانی کوهستان قابل توجه است. گسل‌های امتداد لغز با روند شمالی - جنوبی (گسل گشت) موجب جابه‌جایی راست‌لغز کلیه‌ی ساخت‌ها از جمله گسل سراوان، آبرفت‌های کواترنر شده است.

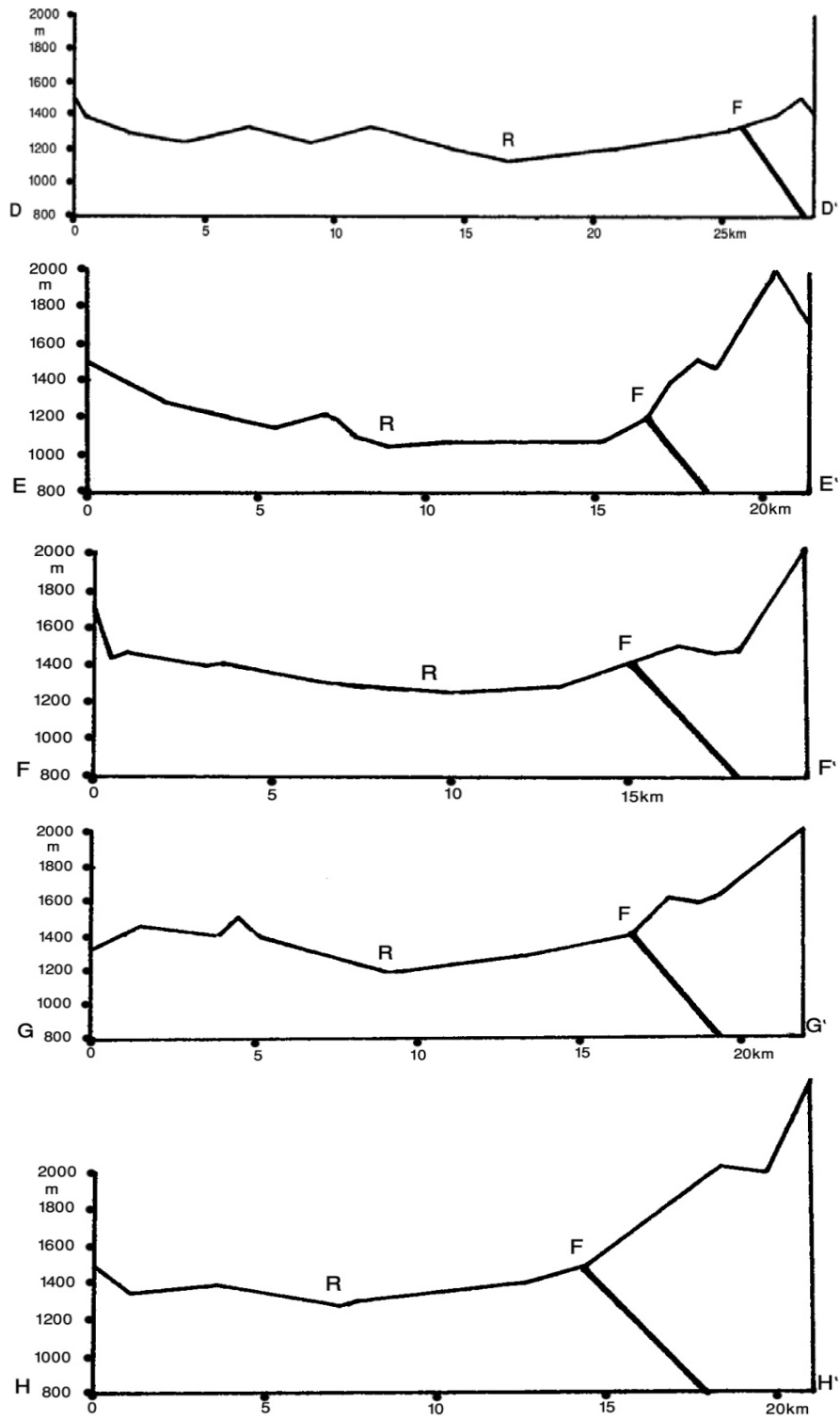
ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۰

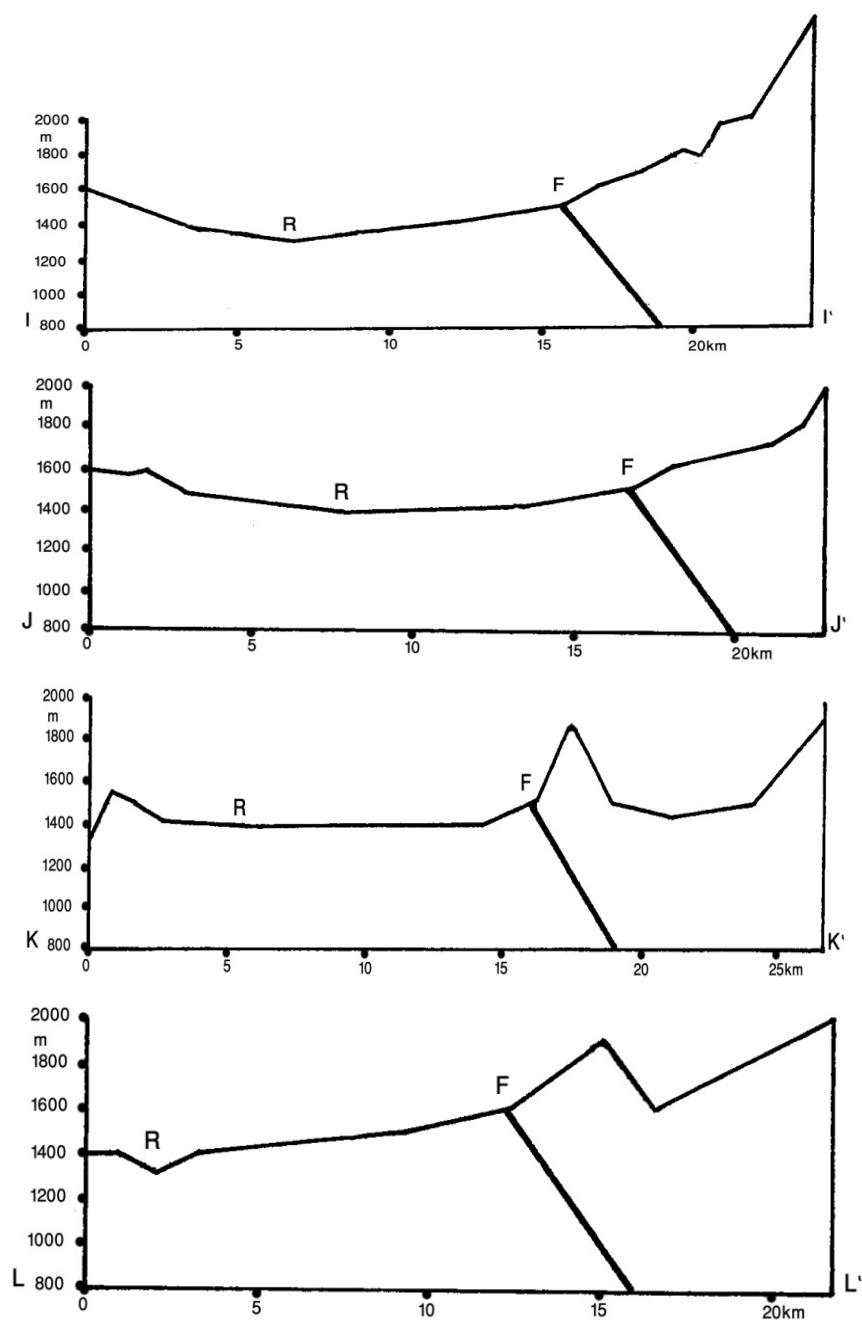


شکل ۳: پروفیل طولی تهیه شده از حوضه‌ی آبریز و موقعیت گسل گشت و تغییر محسوس شیب توپوگراف پیرامون گسل‌های شمالی- جنوبی قابل توجه است.

ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۰







شکل ۴: دوازده پروفیل عرضی تهیه شده در راستاهای AA' تا LL' از محدوده‌ی حوضه‌ی آبریز. در این پروفیل‌ها موقعیت گسل تراستی سراوان (F) و موقعیت مسیر اصلی زهکشی (R) مشخص گردیده است.

ترسیم: نگارندگان، ۱۳۹۰

شاخص‌های مورفومتریک گسل سراوان

علاوه بر فعالیت‌های لرزه‌ای برای گسل‌های فعال، از بررسی‌های مورفومتریک نواحی گسلش نیز می‌توان به میزان و چگونگی فعالیت آن‌ها پی برد. از بین شاخص‌های مورفومتریک به دو شاخص جبهه‌ی کوهستان (Lmf) و ناتقارنی حوضه (T) که موقعیت و فعالیت گسل سراوان را نسبت به دشت سراوان و حوضه‌ی زهکشی آن بهتر توجیه می‌کند، می‌پردازیم.

شاخص مورفومتریک S_{mf}

این شاخص یکی از پارامترهای مورفومتریک است که معمولاً در حواشی مناطق کوهستانی جهت مطالعه‌ی نقش فعالیت گسل‌های طولی (اعم از نرمال و یا معکوس) مورد بررسی قرار می‌گیرد. به عبارت دیگر بین فعالیت گسل (در مستقیم‌نمودن جبهه‌ی کوهستان) و تأثیر فرایندهای فرسایشی (در پیچ و خم‌دار نمودن جبهه‌ی کوهستان) می‌توان ارتباط برقرار نمود (Keller & Pinter, 1996:143; Burbank & Anderson, 2001: 171). لذا نسبت بین طول پیچ و خم‌دار (Lmf) و طول مستقیم (Ls) جبهه‌ی کوهستان، پارامتر S_{mf} را نتیجه خواهد داد. هر چقدر مقدار این نسبت به یک نزدیک‌تر باشد فعالیت‌های بیشتری را از گسل می‌توان در نظر گرفت.

نتایج حاصل از بررسی شاخص S_{mf} برای گسل سراوان در طول حوضه‌ی آبریز در جدول شماره ۱ ذکر شده است. بررسی‌ها در یازده قطعه حاشیه‌ی کوهستان بین پروفیل‌های AA' تا LL' انجام شده و در نهایت میانگین همه آن‌ها نیز به دست آمده است. اعداد به دست آمده از این شاخص‌ها با حداقل ۱/۱۰ و حداکثر ۱/۵۹ و با میانگین ۱/۴۲، نشان‌دهنده‌ی این است که جبهه‌ی شمالی حاشیه‌ی دشت سراوان با انطباق بر گسل سراوان یک حاشیه‌ی فعال و خطی را نشان می‌دهد (جدول ۱).

خطی بودن این حاشیه در تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی بسیار آشکار است. در بررسی‌های این شاخص بعضی از قطعه‌ها مثل قطعه بین GG'-HH' تأثیر گسل‌های شمالی- جنوبی و تأثیر آبراهه‌های شمالی- جنوبی بر پیچ و خم‌دار شدن بیشتر بعضی قطعه‌ها نشان می‌دهد.

شاخص‌های کج‌شدگی (T) و ناتقارنی حوضه‌ی زهکشی (AF)

شاخص مورفومتریک ناتقارنی حوضه‌ی بیانگر این مطلب است که ساختارهای طولی مؤثر در حوضه آبریز مثل گسل‌ها باعث کج‌شدگی^۱ حوضه شده و در نتیجه مسیر اصلی جریان آب حوضه به یک سمت حوضه آبریز منحرف شده و حوضه را از حالت متقارن خارج می‌نماید (Keller & Pinter, 1996:143; Burbank & Anderson, 2001: 171). در این شاخص از نسبت دو پارامتر Da (مقدار انحراف آبراهه اصلی از خط تقارن میانی) و Dd (فاصله خط تقارن میانی با حاشیه حوضه)، مقدار T یا شاخص کج‌شدگی حاصل خواهد شد. در حوضه‌ی آبریز سراوان با دو وضعیت این شاخص مورد بررسی قرار گرفته است. ابتدا کل حوضه‌ی آبریز در امتداد پروفیل‌های AA' تا LL' و میانگین آن‌ها بررسی شد (شکل ۴ و جدول ۲) و سپس این شاخص ناتقارنی فقط در آبرفت‌های کوتاه‌تری در امتدادهای مذکور به دست آمده است (جدول ۳). چرا که به اعتقاد نگارندگان آنچه که موجب ناتقارنی حوضه‌ی آبریز سراوان شده است کج‌شدگی ناشی از حرکت گسل تراستی سراوان نبوده بلکه حرکت ممتد گسل و تأثیر آن در تغذیه دائم آبرفت‌های دشت و هدایت آن‌ها به سمت حاشیه‌ی جنوبی بوده است. مقدار T در کل حوضه از حداقل ۰/۰۴ تا حداکثر ۰/۷۲ و با میانگین ۰/۳۰ متغیر است که یک ناتقارنی حدود ۳۰٪ را نشان می‌دهد. در حالی که مقدار T در بخش آبرفتی حوضه از

جدول ۲: مقادیر شاخص کج‌شدگی (T) برای حوضه‌ی آبریز سرراوان

| | Da | Dd | T |
|---------|-----|------|------|
| AA' | ۱/۲ | ۳/۶ | ۰/۳۳ |
| BB' | ۱/۶ | ۴/۶ | ۰/۳۴ |
| CC' | ۰/۸ | ۴/۵ | ۰/۱۷ |
| DD' | ۱/۵ | ۵/۶ | ۰/۲۶ |
| EE' | ۰/۲ | ۴/۲ | ۰/۰۴ |
| FF' | ۰/۸ | ۴/۰ | ۰/۲۰ |
| GG' | ۰/۴ | ۴/۳ | ۰/۰۹ |
| HH' | ۱/۴ | ۴/۲ | ۰/۳۳ |
| II' | ۱/۹ | ۴/۷ | ۰/۴۰ |
| JJ' | ۱/۲ | ۴/۶ | ۰/۲۶ |
| KK' | ۲/۶ | ۵/۸ | ۰/۴۴ |
| LL' | ۳/۲ | ۴/۴ | ۰/۷۲ |
| Average | ۱/۴ | ۴/۵۴ | ۰/۳۰ |

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

جدول ۳: مقادیر شاخص کج‌شدگی (T) برای بخش آبرفتی حوضه‌ی آبریز سرراوان

| | Da | Dd | T |
|---------|------|------|------|
| AA' | ۱/۲ | ۲/۳ | ۰/۵۲ |
| BB' | ۱/۸ | ۲/۱۵ | ۰/۸۳ |
| CC' | ۱/۸ | ۲/۳۵ | ۰/۷۶ |
| DD' | ۰/۸ | ۲/۳ | ۰/۳۴ |
| EE' | ۰/۸ | ۱/۹ | ۰/۴۲ |
| FF' | ۱/۲ | ۱/۸ | ۰/۶۶ |
| GG' | ۰/۸ | ۲/۲ | ۰/۳۶ |
| HH' | ۰/۸ | ۲/۱ | ۰/۳۸ |
| II' | ۱/۳ | ۲/۲ | ۰/۵۹ |
| JJ' | ۱/۲ | ۱/۹ | ۰/۶۳ |
| KK' | ۱/۵ | ۲/۵ | ۰/۶۰ |
| LL' | ۱/۷ | ۲/۵ | ۰/۶۸ |
| average | ۱/۲۴ | ۲/۱۸ | ۰/۵۶ |

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

حداقل ۰/۳۴ تا حداکثر ۰/۸۳ و با میانگین ۰/۵۶، یک ناتقارنی حدود ۵۰٪ را بازگو می‌کند (جدول ۲ و ۳). مقدار شاخص ناتقارنی یا کج‌شدگی حوضه را علاوه بر نسبت Da به Dd می‌توان از نسبت مساحت بخش بالا آمده حوضه‌ی آبریز (Ar) به مساحت کل حوضه (At) از رابطه‌ی زیر به دست آورد:

$$AF = 100 (Ar/At)$$

این رابطه نشان می‌دهد که مقادیر تقریباً برابر ۵۰ بازگوکننده‌ی یک حوضه‌ی متقارن پایدار است. در حالی که مقادیر بیشتر از ۵۰ بیانگر کج‌شدگی حوضه به یک سمت است. مقدار AF محاسبه شده برای حوضه‌ی آبریز سرراوان برابر ۶۲/۲۸ به دست آمده است. این مقدار نشان‌دهنده‌ی انحراف و کج‌شدگی حوضه به سمت جنوب است. چنانچه این رابطه برای بخش آبرفتی حوضه‌ی آبریز در نظر گرفته شود، این مقدار برابر ۷۸/۷۴ به دست می‌آید که هدایت قابل توجه آبراهه‌ی اصلی به یک سمت حوضه را نشان می‌دهد.

جدول ۱: مقادیر شاخص برای گسل سرراوان محدود به حوضه آبریز بین پروفیل‌های AA' تا LL'

| | L _{mf} | L _s | S _{mf} |
|-------|-----------------|----------------|-----------------|
| AB | ۸/۴۹ | ۵/۷۳ | ۱/۴۸ |
| BC | ۱۲/۰۸ | ۸/۴۴ | ۱/۴۳ |
| CD | ۱۱/۳۸ | ۷/۰۲ | ۱/۶۲ |
| DE | ۹/۶۹ | ۶/۳۳ | ۱/۵۳ |
| EF | ۱۱/۱۶ | ۷/۵۴ | ۱/۴۸ |
| FG | ۹/۸۶ | ۷/۱۴ | ۱/۳۸ |
| GH | ۱۰/۹۹ | ۶/۹۱ | ۱/۵۹ |
| HI | ۹/۲۲ | ۶/۹۳ | ۱/۳۳ |
| IJ | ۱۵/۲۹ | ۱۱/۰۰ | ۱/۳۹ |
| JK | ۶/۶۱ | ۶/۰۰ | ۱/۱۰ |
| KL | ۳/۹۴ | ۳/۴۲ | ۱/۱۵ |
| Total | ۱۰۸/۷۱ | ۷۶/۲۳ | ۱/۴۲ |

مأخذ: مطالعات میدانی نگارندگان، ۱۳۹۰

چشمه‌های خطی

پهنه‌های گسلی معمولاً محیط‌های مساعدی برای عبور بخشی از آب‌های زیرزمینی‌اند که در بعضی موارد در سطح زمین به صورت چشمه‌های منطبق بر پهنه‌های گسلی ظاهر می‌شوند. بر اساس نقشه‌های توپوگرافی ۱/۵۰۰۰ و ۱/۲۵۰۰۰، تعداد ۱۹ چشمه روی خط گسلی سراوان از گُشت تا اسفندک ظاهر شده است. از این تعداد ۱۰ چشمه در امتداد گسل سراوان در محدوده‌ی حوضه‌ی آبریز قرار دارد. با وجود میزان بارندگی بسیار کم در منطقه، ظهور این تعداد چشمه در امتداد گسل سراوان قابل توجه است.

میزان فعالیت گسل سراوان در توسعه‌ی آبرفت‌های کواترنر

گسل تراستی سراوان در محدوده‌ی حوضه‌ی آبریز امتداد N 135 تا N 145 را نشان می‌دهد که شیب آن تقریباً هم جهت با لایه‌بندی فلیش‌های موجود در منطقه و تقریباً ۴۵ تا ۶۰ درجه به سمت شمال شرق است. حرکت تراستی این گسل باعث توسعه و تشکیل آبرفت‌های دشت سراوان شده است، بطوری که آبرفت‌های به وجود آمده در دشت سراوان در امتداد گسل گسترش پیدا کرده‌اند. با توجه به رخساره‌های نئوزن در شرق دشت سراوان، به نظر می‌رسد این گسل حداقل از نئوزن و مخصوصاً در کواترنری در توسعه و تشکیل دشت سراوان و آبرفت‌های موجود فعالیت داشته است. حرکت تراستی این گسل باعث شده است که زهکشی اصلی این حوضه در حاشیه‌ی جنوبی آبرفت‌ها جاری بوده و یک حوضه‌ی زهکشی نامتقارن را به وجود آورد.

نقش گسل‌های عرضی مثل گسل گُشت در تغییر وضعیت حوضه‌ی زهکشی

گسل گُشت یک گسل امتداد لغز عرضی است که روند آن شمالی جنوبی است. فعالیت‌های جوان این گسل باعث جابجایی گسل سراوان و باقی ماندن تراس‌های آبرفتی قدیمی‌تر در ترازهای بالاتر در شرق گُشت شده است. خمیدگی روند دشت سراوان در محل آبادی گُشت ناشی از عملکرد راستگرد این گسل است. این میزان جابجایی با استفاده از تصاویر ماهواره‌ای و عکس‌های هوایی حدود سه کیلومتر اندازه‌گیری شده است. این میزان جابه‌جایی راست‌لغز در مجموع گسل‌های شمالی- جنوبی محدوده‌ی گُشت به حدود هفت کیلومتر می‌رسد. بلوک شرقی این گسل نسبت به بلوک غربی قدری پایین افتاده است. علاوه بر فعالیت این دسته از گسل‌ها، نفوذ توده‌های گرانیتی شمال گُشت احتمالاً در تفکیک حوضه آبریز به بخش شرقی و غربی نقش بازی کرده‌اند.

نتیجه

در محیط‌های تکتونیکی فعال، تشکیل و توسعه‌ی حوضه‌های آبریز مستقیماً متأثر از عوامل و پارامترهای ساختاری و تکامل تکتونیکی این مناطق است. تکامل تکتونیکی حوضه‌ی فلیشی شرق ایران از پالئوسن- ائوسن با یک رژیم فشارشی و به دنبال آن فشارشی- برشی آغاز شده که در این زمان تشکیل فلیش‌ها و گوه‌های به هم افزوده و توسعه گسل‌های تراستی قابل توجه است.

پیشنهادات

ویژگی‌های طبیعی حوضه‌ی آبریز سراوان از جمله: مساحت محدود حوضه‌ی آبریز (2681 Km^2)، میزان بارندگی محدود در منطقه، محدود بودن آب‌های زیرزمینی سبب می‌شود تا با توجه به ویژگی‌های زمین‌شناسی حوضه‌ی آبریز و جریان زهکشی آب‌های زیرزمینی به سمت رودخانه‌ی ماشکید، کنترل سیلاب‌ها، بررسی و مطالعه‌ی سدهای غیرقابل نفوذ تا سنگ بستر در مناطق انتهایی حوضه‌ی آبریز سراوان پیشنهاد می‌گردد. عملی شدن این پیشنهاد سبب کنترل زهکشی رودخانه در پشت سدهای زیرزمینی شده و از آسیب‌پذیری توسعه‌ی کشاورزی و شهری سراوان کاسته می‌شود.

منابع

- آقانباتی، سیدعلی (۱۳۸۵). زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور.
- درویش‌زاده، علی (۱۳۷۰). زمین‌شناسی ایران، انتشارات امیرکبیر.
- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (۱۳۸۳). نقشه توپوگرافی سراوان، ۱:۲۵۰۰۰۰.
- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (۱۳۵۰). نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ (دهک، کهن‌داود، موربیش، جنوب گشت، شرق خدادادآباد).
- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح (۱۳۶۹). نقشه‌های توپوگرافی ۱:۵۰۰۰۰ (غرب گشت، سراوان، گشت).
- نبوی، محمدحسن (۱۳۵۵). دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، سازمان زمین‌شناسی کشور.
- Altin, Turkan Bayer and Bekir Nekati Altin (2011). Development and morphometry of drainage network in volcanic terrain, Central Anatolia, Turkey; *Geomorphology*, 125.
- Beneduce, P.; Festa, V.; Francioso, R.; Schiattarella, M. and Tropeano, M (2004). Conflicting drainage patterns in the Matera Horst area, Southern Italy; *Physics and Chemistry of the Earth*, 29.

چین‌خوردگی و بالا آمدن رسوبات از داخل حوضه رسوبی سبب شده است که در اواخر نئوژن و کواترنری حوضه‌های زهکشی به سمت دپرسیون‌های حاشیه‌ای هدایت شوند. در این میان آنچه بیش از همه در هدایت و تشکیل و ریخت‌سازی حوضه‌های آبریز مناطق فلیشی تأثیرگذار بوده است، وجود شکستگی‌ها و گسل‌های مختلف این مناطق است.

شواهد مختلف مورفوتکتونیک بازگوکننده‌ی این است که تشکیل و توسعه‌ی حوضه‌ی آبریز سراوان به طور مستقیم متأثر از تکامل گسل تراستی سراوان و دیگر گسل‌های موجود در منطقه بوده است. در این میان موارد زیر ما را به این نتیجه هدایت می‌نماید:
- شکل ظاهری و کشیده‌ی حوضه‌ی آبریز با طول ۱۱۴ کیلومتر و عرض ۱۸/۵ تا ۲۴/۵ کیلومتر با نسبت طول به پهنای برابر ۵/۰۷.

- انطباق گسل سراوان بر حاشیه‌ی شمالی آبرفت‌ها در پیشانی کوهستان با شاخص مورفومتری S_{mf} برابر ۱/۴۲؛

- کج‌شدگی حوضه (T) با وجود پروفیل‌های مختلف با میانگین ۰/۳۰، به طوریکه این ناتقارنی در آبرفت‌های دشت به میانگین ۰/۵۶ نیز می‌رسد؛

- وجود مقادیر ناتقارنی قابل توجه شاخص AF که از نسبت مساحت بخش بالا آمده به مساحت کل حوضه به دست می‌آید برابر ۶۲/۲۸ و در بخش آبرفتی برابر ۷۸/۷۴.

همه‌ی این پارامترها حاکی از ارتباط مستقیم نقش گسل سراوان در توسعه‌ی آبرفت‌های دشت سراوان و زهکشی طولی این منطقه شده است.

با شواهد زمین‌شناسی و مورفولوژیک موجود می‌توان در نظر گرفت که گسل‌های عرضی محدوده‌ی آبادی گشت و همچنین نفوذ توده‌های گرانیته‌ی شمال غرب گشت در تفکیک حوضه‌ی آبریز دشت سراوان از حوضه‌ی آبریز شرق خاش (گزو) نقش داشته‌اند.

- Keller Edward A. and Nicholas Pinter (1996). Active Tectonics (Earthquakes, Uplift, and Landscape); Prentice- Hall.
- Larue Jean Pierre (2007). Drainage pattern modification in the Aude basin (France): tectonic and morphodynamic implication ; Proceeding of the Geologists Association, 118.
- Malik Javed N. and Mohanty, C (2007). Active tectonic influence on the evolution of drainage and landscape: Geomorphic signatures from frontal and hinterland area along the Northwestern Himalaya, India ; Journal of Asian Earth Sciences, 29.
- McCall, G. J. H., Eftekhar- Nezhad, J (1994). Explanatory text of the Saravan, Quadrangle map 1:250000, Geological Survey of Iran, rep.no.M13.
- Ribolini Adriano; Mat Spagnolo (2008). Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French-Italian Alps); Geomorphology; 93.
- Scheidegger Adrian E (2001). Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations; Geomorphology, 38.
- Scheidegger Adrian E (2004). Morphotectonics, Springer.
- Singh Tejpal and Vicrant Jain (2009). Tectonic constraints on watershed development on frontal ridges: Mohand ridges, NW Himalaya, India; Geomorphology, 106.
- Stepancikova Petra; Josef Stemberk; Vit Vilimek and Blahoslav Kostak (2008). Neotectonic development of drainage networks in the East Sudeten Mountains and monitoring of recent fault displacement (Czech Republic); Geomorphology, 102.
- Stokes Martin and Anne E. Mather (2003). Tectonic origin and evolution of a transverse drainage: The Rio Almanzora, Betic Cordillera, southeast Spain ; Geomorphology, 50.
- Stokes Martin; Anne E. Mather; Alaeddine Belfoul and Farid Farik (2008). Active and passive tectonic controls for transverse drainage and river gorge development in a collisional mountain belt (Dades Gorges, High Atlas Mountains, Morocco); Geomorphology, 102.
- Viseras Cesar; Marial L. Calvache; Jesus M. Soria and Juan Fernandez (2003). Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain; Geomorphology, 50.
- Booth-Rea Guillermo; Jose-Miguel Azanon; Antonio Azor and Victor Garcia-Duenas (2004). Influence of strike-slip fault segmentation on drainage evolution and topography. A case study: The Palomares fault zone (southeastern Betics, Spain) ; Journal of Structural Geology; 26.
- Burbank Douglas W. and Robert S. Anderson (2001). Tectonic Geomorphology; Blackwell Science.
- Chen Lise and Shuhab D. Khan (2009). Geomorphometric features and tectonic activities in sub-Himalayan thrust belt, Pakistan, from satellite data ; Computers & Geosciences; 35.
- D'Alessandro Leandro; Enrico Miccadei and Tommaso Piacentini (2008). Morphotectonic study of the lower Sangro River valley (Abruzzi, Central Italy); Geomorphology; 102.
- Dehbozorgi, M; Pourkermani, M; Arian, M; Matkan, A. A.; Motamedi, H. and Hosseiniasl, A (2010). Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, Central Zagros, Iran; Geomorphology; 121.
- Delcaillau Bernard (2001). Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan; Geodinamica Acta, 14.
- Eftekhar-Nezhad, J. and McCall, G. J. H (1993). Geological map of Saravan, 1:250000; Geological Survey of Iran.
- Ericson Kerstin; Piotr Migon and Mats Olvmo (2005). Fractures and drainage in the granite mountainous area, A study from Sierra Nevada, USA; Geomorphology, 64.
- Garcia Marcelo and Gerard Herail (2005). Fault-related folding , drainage network evolution and valley incision during the Neogene in the Andean Precordillera of Northern Chile; Geomorphology, 65.
- Gelabert Bernadi; Joan J. Fornos; Josep E. Pardo; Vicenc M. Rossello and Francesca Segura (2005). Structurally controlled drainage basin development in the south of Menorca (western Mediterranean, Spain); Geomorphology, 65.
- Hodgkinson Jane Helen; Stephen McLoughlin and Malcolm Cox (2006). The influence of Geological fabric and scale on drainage pattern analysis in a catchment of metamorphic terrain: Lacey's Creek, southeast Queensland, Australia; Geomorphology, 81.

