دو فصلنامه کواترنری ایران (علمی-پژوهشی)،دوره ۱۰، شمارهٔ ۲ و ۱، بهار و تابستان ۱۴۰۳

ص ۱۰۸ تا ۱۲۸

تحلیل گسیختگی و تحولات ژئومورفولوژیکی در حوضه آبریز قزل‌اوزن–شاهرود در رشته کوه های البرز ایران

غلامحسن جعفری*؛ دانشیار گروه جغرافیا، دانشگاه زنجان، زنجان، ایران

تاریخ دریافت: ۲۰/ ۰۱ /۱۴۰۳ تاریخ پذیرش: ۱۴۰۳/۰۶/۳۰

چکیده

این پژوهش به بررسی تغییرات سطح اساس و تحولات ژئومورفولوژیکی حوضه آبریز سفیدرود و زیرحوضه‌های آن می‌پردازد. تحلیل مکانیسم‌های تبدیل حوضه‌های آندروئیک به آگزورئیک نشان می‌دهد که عواملی مانند فرسایش قهقرایی، سرریز بیش از حد و فعالیت‌های تکتونیکی نقش بنیادینی در شکل‌گیری لندفرم‌ها و الگوهای رسوب‌گذاری دارند. تغییرات سطح اساس دریای خزر به‌عنوان یکی از عوامل کلیدی، باعث فرسایش شدید و انحراف رودخانه‌ها شده است. این پدیده در کنار فعالیت‌های تکتونیکی محلی و تغییرات اقلیمی، منجر به شکل‌گیری لندفرم‌های متنوعی مانند پادگانه‌های آبرفتی، آبشارها، دودکش‌های جن، و تنگ‌های عمیق شده است. در حوضه طارم، تغییرات سطح اساس دریای خزر و فعالیت‌های تکتونیکی محلی، شبکه زهکشی و فرسایش قهقرایی را تحت تأثیر قرار داده‌اند. در حوضه زنجانرود، فعالیت‌های گسلی مانند گسل شمال زنجان و سلطانیه همراه با تغییرات سطح اساس منجر به تشکیل مخروط‌های افکنه و پادگانه‌های آبرفتی شده است. در حوضه ماهنشان، وجود دریاچه‌های کواترنری و لندفرم‌های ناشی از فرسایش تفریقی، نشان‌دهنده تعامل پیچیده بین عوامل تکتونیکی و اقلیمی است. در حوضه بیجار نیز تغییر مسیر رودخانه‌ها و اسارت شبکه آبراهه‌ای، شواهدی از کاهش سطح اساس و فعالیت‌های تکتونیکی را نشان می‌دهد.

واژه های کلیدی: تغییرات سطح اساس، فرسایش قهقرایی، فعالیت‌های تکتونیکی، لندفرم‌های ژئومورفولوژیکی، قزل اوزن.

* رایانامهٔ نویسندهٔ مسئول: jafarihas@znu.ac.ir

مقدمه

فلات ایران همچون فلات آناتولی به دلیل موقعیت ساختاریش (واقع شدن در لبه شمالی گندوانا و جنوب اوراسیا) دارای پیشینه زمین شناسی پیچیده ای است؛ به گونه ای که حوضه های فرونشسته زمین ساختی بخش وسیعی از آن را در بر گرفته است (کوپلای و جکسون، ۲۰۰۶[1]). برخورد قاره ای بین ورقه های عربی و اوراسیا، با سن های پیشنهادی از کرتاسه پسین- پالئوسن میانی تا میوسن، سبب شکل گیری یک سیستم کوهزایی بزرگ شامل رشته کوه های البرز، طالش، کپه داغ و زاگرس در فلات ایران شده است (آگارد و همکاران، ۲۰۰۵[2]؛ بربریان، ۱۹۹۵؛ بربریان و کینگ، ۱۹۸۱[3]؛ قاسمی و تالبوت، ۲۰۰۶[4]؛ معدنپور و همکاران، ۲۰۱۷؛ مهاجل و همکاران، ۲۰۰۳[5]). حوضه های رسوبی در داخل فلات های کوهزایی می توانند بینش های منحصر به فردی را در مورد تاریخچه اولیه تکامل فلات و فرآیندهای ژئودینامیکی مرتبط ارائه دهند (ایکسی و هلر،۲۰۰۹[6])؛ چرا که در طی رویداد تکتونیکی بزرگ، رسوبات آواری در حال ترسیب حوضه های رسوبی مرتبط با رشد فلات کوهستانی، رویدادهای رخ داده در فاصله زمانی بین برخورد و فرایندهای تغییر شکلی عهد حاضر را در حافظه ی خود ثبت می نمایند (مولی و همکاران، ۲۰۰۹[7]). به عبارتی حوضه های انتورئیک در داخل و در امتداد نواحی حاشیه ای فلات های کوهزایی به عنوان محل انباشت رسوب، ثبت کننده‌های مرتبه اولی برای تغییر شکل‌های زمین ساختی، آب و هوایی و تاریخچه تکامل چشم اندازها هستند (ریدل وهمکاران، ۱۹۸۹[8]). از نظر زمین ساختی حوضه ارومیه و قزل‌اوزن بخشی از ایالت ایران مرکزی در ادامه زون سنندج–سیرجان بوده‌اند؛ گواه این پیوستگی گسترش نهشته های دریایی الیگوسن–میوسن ایران مرکزی (سازند قم)، ناشی از آخرین فاز پیشروی دریا، از خوی و ماکو در شمال غرب تا جازموریان در جنوب شرق است (محمدی و همکاران، ۲۰۱۳؛ دانشیان و دانا، ۲۰۰۷؛ محمدی همکاران، ۲۰۱۱؛ رحیم زاده، ۱۳۷۳). سپس دریاچه ارمیه به صورت فلات مرتفعی در آمده که قسمتی از حوضه آبگیر دریای خزر را تشکیل می داده و آبریزهای آن از طریق رودخانه ارس امروزی با دریای مازندران در ارتباط بوده است. فعالیت گسل جوان شمال تبریز و زیرشاخه‌های فرعی سبب برجسته شدن قسمت شمال دریاچه در امتداد این گسل شده است (افتخار نژاد، ۱۹۸۰؛ آلن و همکاران، ۲۰۰۳[9]؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۷). حرکات پلیو–پلئیستوسن، با چین خوردگی ملایم، آهک‌های سازند قم را متأثر نموده و به احتمال قوی، حوضه ارومیه– قزل‌اوزن را از حوضه قم جدا نموده است (صالحی پور میلانی و همکاران، ۱۳۹۷). رودخانه قزل‌اوزن از جمله نادرترین رودخانه‌های جهان است که از یک منطقه‌ی نیمه‌خشک تا خشک به یک منطقه‌ی نیمه مرطوب تا مرطوب وارد می‌شود. قزل‌اوزن خط تقسیم البرز را شکافته و با جدا کردن حوضه‌های بسته دریاچه ارومیه و مسیله قم از یکدیگر، آب‌های بخشی از منطقه داخلی فلات را به دریای خزر هدایت می‌کند (زمردیان، ۱۳۹۲). تحلیل مکانیسم‌های تبدیل حوضه‌های آندروئیک به آگزورئیک، نیازمند درک دقیق از عوامل مؤثر در این فرآیندهاست. پژوهش‌های مختلف به چهار مکانیسم اصلی اشاره دارند: (۱) آنته سدانس، (۲) فرسایش رو به عقب (قهقرایی)، (۳) سرریز بیش از حد و (۴) دره‌های تکتونیکی ناشی از نیروی کششی (داگلاس وهمکاران،۲۰۰۹[10]) این مکانیسم‌ها نقش بنیادینی در تغییر الگوی هیدرولوژی حوضه‌ها و تغییر شکل‌های زمین‌شناسی دارند.

---

1 - Copley & Jackson, 2006
2 - Agard et al., 2005
3 - Berberian & King, 1981
4 - Ghasemi & Talbot, 2006
5 - Mohajjel et al., 2003
6 - Xie & Heller, 2009
7 -Morley et al., 2009
8 - Reidel et al., 1989
9 - Allen et al., 2003
10 -Douglass et al., 2009

علاوه بر این، تعامل بین اقلیم و تکتونیک به عنوان دو عامل کلیدی در تولید فضای رسوبی بالقوه حوضه‌های اندروئیک مطرح است. اقلیم به تعادل بین تأمین آب (S) و تلفات آب (L) مرتبط است و فعالیت‌های تکتونیکی شرایطی را فراهم می‌آورند که در آن رسوبات به‌طور طبیعی ریزش یافته و به حوضه‌های آب‌ریزی منتقل شوند (گارسیا_کاستلانوس، ۲۰۱۰[1]؛ بوهاکس و کوین، ۱۹۹۹[2]؛ بوهاکس و همکاران، ۲۰۰۳؛ کارول و بوهاکس، ۱۹۹۹[3]؛ نیچولز، ۲۰۱۱[4]). این نوع تعامل مسئول شکل‌گیری، حفظ و در نهایت تخریب یک منظره فلات مرتفع معمولی و کم ارتفاع است (میک و داگلاس، ۲۰۰۱[5]؛ هوس و همکاران، ۲۰۰۸[6]؛ کراداک و همکاران، ۲۰۱۰[7]). سرنوشت حوضه‌های رسوبی به تعامل پیچیده‌ای بین فرآیندهای سطحی، به‌ویژه فرسایش ناشی از آب و هوا، و فعالیت‌های زمین‌شناختی در امتداد مرزهای فلات وابسته است. فعالیت‌های تکتونیکی نه تنها باعث شکل‌گیری موانع کوه‌زایی مرتفع می‌شوند بلکه در حفظ این موانع و در نتیجه حفظ مورفولوژی خاص فلات نیز نقش اساسی دارند (گارسیا_کاستلانوس، ۲۰۰۷؛ سوبل و همکاران، ۲۰۰۳[8])؛ در مقابل، عدم وجود فعالیت تکتونیکی در درون یک حوضه می‌تواند منجر به ادغام حوضه‌ها شده و به جابه‌جایی و تخلیه مواد رسوبی و توزیع مجدد آن‌ها در منطقه منجر شود (متیویر و همکاران، ۱۹۹۸[9]؛ سوبل و همکاران، ۲۰۰۳). تحلیل زمان و مکانیسم برش، همچنین بررسی رخدادهای متقابل بین فرآیندهای سطحی و تکتونیکی، از دیگر موضوعاتی است که در این زمینه مورد بحث قرار می‌گیرد. مکانیسم‌های دیگر مانند نشت بیش از حد حوضه و فرسایش قهقرایی نیز در ادبیات علمی مطرح شده‌اند (داگلاس و همکاران، ۲۰۰۹؛ اسپنسر و پردری، ۲۰۰۱[10]). با این حال، فقدان معیارهای مشخص برای شناسایی چنین مکانیسم‌هایی، می‌تواند درک محققان از این فرآیندها و همچنین سرعت وقوع آن‌ها را به چالش بکشد. در بسیاری از مکان ها، تعادل سطوح ارضی زیرحوضه سفیدرود چنان نامتعادل شده اند که با تغییر سطح اساس کنونی آن قابل توجیه نیست. تنگه هایی با لیتولوژی مقاوم مانع از ارتباط بلافصل دریای خزر با زیرحوضه های قزل‌اوزن–شاهرود می شوند (تنگ های منجیل، طارم، هشتجین، میانه، ماهنشان، دندی). در این مقاله مکانیسم های مختلف تغییر حوضه قزل‌اوزن–شاهرود از آندروئیک به آگزروئیک مورد بررسی قرار می گیرد.

زمین شناسی عمومی و ساختار ژئومورفولوژیکی حوضه سفید رود: فلات کوهزایی ایران بخشی از منطقه برخورد قاره ای سنوزوئیک عربستان–اوراسیا است (مودریو، ۲۰۱۱[11]) و شامل منطقه دگرگونی سنندج–سیرجان، کمربند آتشفشانی ارومیه–دختر،کوه‌های زاگرس، البرز و شمال خراسان است (تیلمن و همکاران، ۱۹۸۱[12]). کوه های طالش که پهنه ی شمالی_جنوبی، غرب دریای خزر در ایران و آذربایجان را در بر می گیرد؛ از دید جغرافیایی ادامه ی کوه های البرز با پهنای کمتر از ۵۰ کیلومتر است و بسیاری از واحدهای سنگی البرز را در خود دارد (جکسون و همکاران، ۲۰۰۲[13]).

حوضه طارم (منجیل) به‌عنوان یک ناحیه بین‌کوهی نئوژن–کواترنر، در گذرگاه بین فلات ایران و رشته‌کوه البرز–تالش غربی واقع شده است. وجود سنگ‌های آتشفشانی و آتشفشانی ائوسن با چین‌خوردگی ملایم در سازند کرج در حاشیه شرقی حوضه طالقان و الموت، ادامه شمالی رشته طارم را نمایان می‌سازد. رشته طارم به‌واسطه حاشیه جنوب غربی حوضه مجاور منجیل، به عنوان یک حوضه رسوبی اصلی شناخته می‌شود و در نقطه تلاقی فلات ایران و رشته‌کوه‌های البرز قرار دارد. فقدان سازند

1 - Garcia-castellanos, 2010
2 - Bohacs, Kevin, 1999
3 - Carroll & Bohacs, 1999
4 - Nichols, 2011
5 - Meek & Douglass, 2001
6 - House et al., 2008
7 - Craddock et al., 2010
8 - Sobel et al., 2003
9 -Métivier et al., 1998
10 -Spencer & Pearthree, 2001
11 - Mouthereau, 2011
12 - Tillman et al., 1981
13 -Jackson et al., 2002

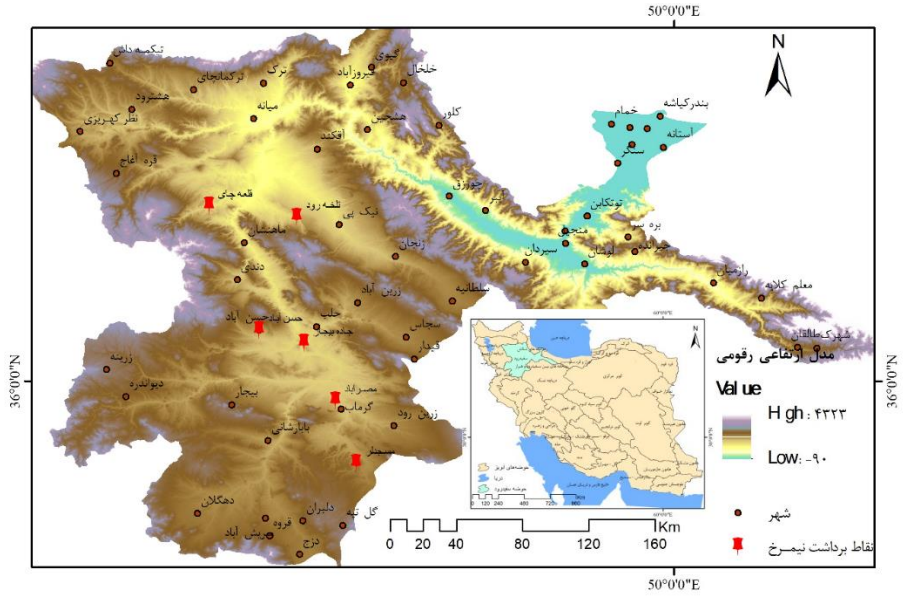
قم در این حوضه نشان‌دهنده این مطلب است که ناحیه طارم در اوایل میوسن در اوج توپوگرافی قرار داشته است (رضاییان و همکاران، ۲۰۱۲). مکانیسم تشکیل دره طارم به‌طور مستقیم با تشکیل دره طالقان و الموت مرتبط است. در میوسن میانی تا پایانی، این دو حوضه به‌عنوان یک حوضه واحد عمل می‌کردند اما با اعمال دگریختی فشارشی و کوتاه‌شدگی در طی میوسن پایانی، و رشد تاقدیس البرز در میان این حوضه قدیمی، تفکیکی میان آن‌ها صورت گرفت. شواهد نشان می‌دهد که شروع برش رودخانه‌ای در بخش‌های شرقی حوضه‌های بین‌کوهی طالقان و الموت به حدود ۳ میلیون سال پیش برمی‌گردد، که آغاز تصرف این حوضه‌ها و اتصال آن‌ها به سفید رود را نشان می‌دهد (گوست و همکاران، ۲۰۰۷[1]).محدوده مطالعاتی این تحقیق دو رویکرد مختلف را در بر می‌گیرد: اول، حوضه هیدرولوژیکی که بر اساس واحدهای طبیعی، حدود آن تعیین شده است (رامشت، ۱۴۰۲). در این چارچوب، حوضه سفیدرود و زیرحوضه‌های آن شامل شاهرود، الموت، طالقان، طارم، زنجانرود، سهرین، شورگل، ماهنشان و بیجار مورد بررسی قرار گرفتند. دوم، حوزه ژئومورفولوژیکی که امکان تحلیل دقیق‌تر لندفرم‌ها و پدیده‌های ژئومورفولوژیکی در یک فضای گسترده‌تر فراهم می‌سازد. در این حوزه، تغییرات سطح اساس حوضه سفیدرود در ارتباط با سطوح ارضی حوضه‌های مجاور، مانند حوزه‌های ارومیه و مسیله قم، تحلیل شد (شکل ۱).

مواد و روش‌ها

در این مقاله، روش‌شناسی به گونه‌ای طراحی شده است که یک چارچوب جامع برای بررسی تغییرات سطح اساس و اثرات آن بر فرآیندهای ژئومورفولوژیکی ارائه دهد. با تلفیق روش‌های میدانی، تحلیلی و مدل‌سازی عددی، امکان درک عمیق‌تری از پویایی‌های حوضه‌های آبریز شمال غرب ایران فراهم می‌شود. هدف اصلی، بررسی دقیق تغییرات سطح اساس حوضه سفیدرود و تأثیر آن بر فرآیندهای ژئومورفولوژیکی نظیر فرسایش قهقرایی، تشکیل آبشارها، پادگانه‌های آبرفتی و لندفرم‌های خاص است که با بهره‌گیری از مشاهدات میدانی، تحلیل‌های ArcGIS و داده‌های زمین‌شناسی، تحلیل عمیق‌تری از تغییرات حوضه‌های آندروئیک به آگزورئیک صورت می‌گیرد. داده های مورد نیاز برای تحقیق از با توجه به نوع داده، از روش‌های زیر جمع آوری گردید:

۱- شناسایی و تعیین محل لندفرم‌ها: در این مطالعه، لایه‌های ژئومورفولوژیکی از طریق انجام مشاهدات میدانی شناسایی و ثبت شدند. این فرآیند شامل شناسایی و توصیف فرم‌های زمین که شامل دودکش جن، کلوت‌ها، آبشارها و پادگانه‌های آبرفتی بود، انجام گرفت. همچنین، پادگانه‌های آبرفتی و تغییرات توپوگرافی در حاشیه رودخانه‌ها مورد بررسی قرار گرفت تا نحوه تغییر سطح اساس در طی فرآیندهای ژئومورفولوجیکی تحلیل شود. در راستای ارزیابی دینامیک‌های زمین‌ساختی، بازدیدهای مکرر میدانی صورت گرفت و تغییرات در دوره کواترنری برآورد شده و مورد ارزیابی قرار گرفتند.

[1] - Guest et al., 2007



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی حوضه سفیدرود در ایران، دره طارم -شاهرود (قسمت سبز با حاشیه زرد غربی-شرقی) و نقاط برداشت نیمرخ

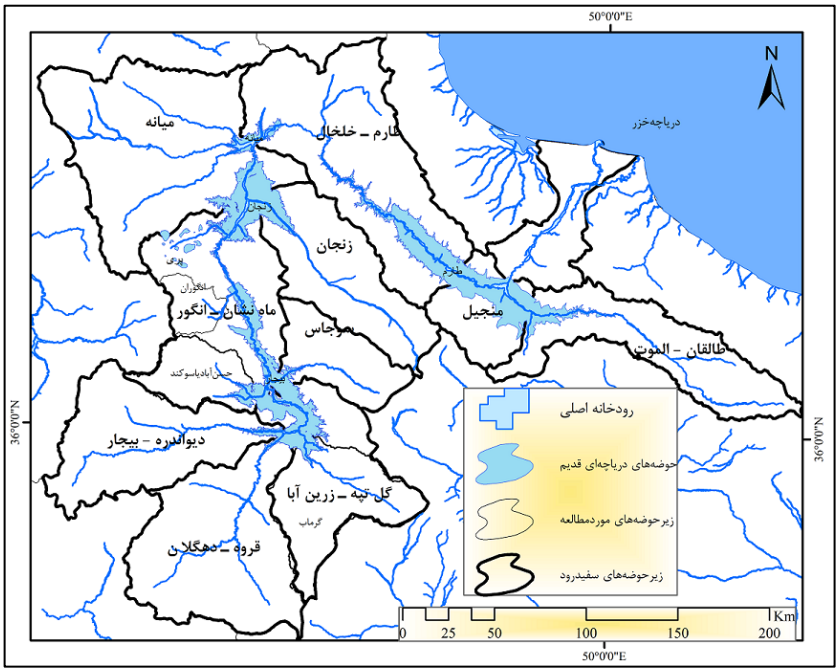
۲- در این مطالعه، داده‌های اسنادی و نقشه‌ای به منظور تحلیل‌های ژئوموفولوژیکی و زمین‌شناسی جمع‌آوری شد. ابتدا، با استفاده از نقشه‌های زمین‌شناسی ۱۰۰۰۰۰ سازمان زمین‌شناسی ایران، لایه‌های لیتولوژیکی رقومی‌سازی و با داده‌های DEMادغام شد. DEMبا دقت ۳۰ متر که از داده‌های ماهواره‌ای SRTM و از طریق سایت EarthExplorer استخراج شده بود، به‌کار رفت و لایه‌های منحنی میزان (با اختلاف ارتفاع ۱۰ متر) و شبکه آبراهه‌ها بر پایه آن تهیه شد. همچنین، مقالات مرتبط با تبدیل حوضه‌های آندروئیک به آگزورئیک و مکانیسم‌های مؤثر در این فرآیند (مانند مطالعات داگلاس و همکاران, ۲۰۰۹؛ بالاتو و همکاران، ۲۰۱۷) مروری گردید و منابع اسنادی مرتبط با تجزیه و تحلیل لیتولوژیکی، خاستگاه رسوبات آبرفتی، مارن و ماسه‌سنگ‌ها مورد بررسی قرار گرفت.

۳- شبکه آبراهه‌ها و الگوهای زهکشی، که از DEM استخراج شده است، با استفاده از نرم‌افزار ArcGIS 10.6 تجزیه و تحلیل شدند تا رابطه آن‌ها با تغییرات سطح اساس بررسی شود. شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) برآورد و برای ارزیابی فعالیت‌های تکتونیکی مورد تحلیل قرار گرفت. همچنین، با نرم‌افزار Global Mapper نیمرخ‌های طولی و عرضی رودخانه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی ترسیم و تغییرات ارتفاعی و شیب در طول مسیر رودخانه‌ها تحلیل شد. تأثیر لیتولوژی در شکل‌گیری لندفرم‌هایی مانند دودکش جن و کلوت‌ها نیز مورد بررسی قرار گرفت. مهم‌ترین محدودیت این مقاله دسترسی محدود به برخی مناطق مطالعاتی به دلیل شرایط توپوگرافی و محیطی بود و همچنین به دلیل تأثیر عوامل انسانی تغییرات اساسی در شبکه آبراهه‌ای و الگوهای رسوب‌گذاری ایجاد شده بود که کار را دشوار می نمود.

یافته‌های پژوهش

به‌طور کلی، درک عمیق‌تر از مکانیسم‌های تبدیل حوضه‌های آندروئیک به آگزورئیک، نیازمند توجه به تعاملات پیچیده بین عوامل اقلیمی، زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی است که بر نظام‌های آب‌ریز و رسوبی تأثیرگذار هستند. در اکثر بخش‌های حوضه

سفیدرود یک سطح تراکمی و یک سطح کاوشی، با ویژگی های متفاوت وجود دارد که در ادامه به بررسی آن در حوضه‌های شاهرود، طارم، زنجانرود، شورگل، ماهنشان و بیجار (شکل ۲) پرداخته می‌شود.



شکل ۲. موقعیت جغرافیایی زیرحوضه های رسوبی سفیدرود، با تغییر سطح اساس و تخلیه مواد رسوبی آن‌ها، همانند دریاچه‌هایی عمل کرده‌اند که سطوح اطراف خود را به شدت نامتعادل نموده‌اند؛ به همراه موقعیت جغرافیایی زیرحوضه‌های گرماب، انگوران، دیواندره–بیجار، قروه–دهگلان، حسن‌آبادیاسوکند، سُجاس و مهرآباد در حوضه سفیدرود .

بررسی زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی حوضه طارم: حوضه طارم به‌عنوان یکی از مناطق مهم زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی ایران، تحت تأثیر تحولات تکتونیکی و تغییرات سطح اساس دریای خزر شکل گرفته است. این حوضه با مختصات جغرافیایی ۳۶/۵ تا ۳۷/۵ درجه شمالی و ۴۸/۵ تا ۴۹/۷۵ درجه شرقی، توسط کوه‌های طارم از رشته‌کوه‌های تالش جدا شده و دامنه‌های جنوب باختری آن به سمت فلات ایران مرکزی و فلات زنجان گسترده شده‌اند (اشتوکلین و افتخارنژاد، ۱۹۶۹؛ عباسی و همکاران، ۱۳۹۶). ارتفاع کف دره طارم از سطح دریا به کمتر از ۲۵۰ متر و ارتفاع برخی قله‌های اطراف آن به بیش از ۲۸۰۰ متر می‌رسد.

تحولات تکتونیکی و نقش تغییرات سطح اساس دریای خزر بر حوضه طارم: بربریان و همکاران (۱۹۹۳) تغییرات متوالی سطح دریای خزر را ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی دانسته و فرسایش شدید و قهقرایی رودخانه سفیدرود اولیه را عامل اسارت حوضه طارم توسط این رودخانه عنوان کرده‌اند. این فرآیند منجر به سرازیر شدن رودخانه‌های قزل‌اوزن و شاهرود به سمت سفیدرود شده است. با این حال، به نظر می‌رسد که این تفسیر نیاز به بررسی بیشتر دارد، چراکه تغییرات سطح اساس دریای خزر به تنهایی نمی‌تواند تمامی تحولات حوضه طارم را توضیح دهد. به نظر می‌رسد که فعالیت‌های تکتونیکی محلی و تغییرات اقلیمی نیز نقش مهمی در شکل‌گیری این حوضه داشته‌اند. بالاتو و همکاران (۲۰۱۷) با بررسی تغییرات سطح اساس دریای خزر، دو مکانیسم اصلی را برای تحولات حوضه طارم پیشنهاد کرده‌اند:۱. سرریز شدن آب از دریاچه میانه و

تسریع فرسایش در امتداد رودخانه قدیمی قزل‌اوزن. ۲. فرسایش قهقرایی ناشی از تغییر سطح اساس دریای خزر. این مطالعات نشان می‌دهد که تغییرات سطح اساس دریای خزر در حدود ۶ میلیون سال پیش آغاز شده و تا ۲ میلیون سال پیش ادامه یافته است. با این حال، به نظر می‌رسد که این سناریوها نیاز به بازنگری دارند، چراکه شواهد زمین‌شناسی نشان می‌دهد که تغییرات سطح اساس دریای خزر به تنهایی نمی‌تواند تمامی تحولات حوضه طارم را توضیح دهد. به نظر می‌رسد که فعالیت‌های تکتونیکی محلی و تغییرات اقلیمی نیز نقش مهمی در شکل‌گیری این حوضه داشته‌اند.

شواهد زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی: شواهدزمین‌شناسی نشان می‌دهد که دریاچه بزرگی در محل کنونی سد سفیدرود وجود داشته است. حدود ۲ میلیون سال پیش، در اثر حرکات زمین‌ساختی پاسادنین، دریاچه پلیوسن منجیل به سمت آن سرازیر شده است (محمودی، ۱۳۶۷). اردکان (۲۰۱۶) چهار نسل رسوبات پادگانه‌های آبرفتی و دشت‌های سیلابی کواترنری را در این منطقه شناسایی کرده است. جوان‌ترین این رسوبات در ارتفاع ۲۵۰ متری و کهن‌ترین آن‌ها در ارتفاع ۸۵۰ متری از سطح دریا قرار دارند. این یافته‌ها نشان می‌دهد که حوضه طارم در طول زمان دستخوش تغییرات قابل توجهی شده است. به نظر می‌رسد که تحولات حوضه طارم نتیجه تعامل پیچیده‌ای بین فعالیت‌های تکتونیکی، تغییرات سطح اساس دریای خزر و تغییرات اقلیمی است. اگرچه تغییرات سطح اساس دریای خزر نقش مهمی در شکل‌گیری این حوضه داشته است، اما فعالیت‌های تکتونیکی محلی و تغییرات اقلیمی نیز نباید نادیده گرفته شوند. به عنوان مثال، فرسایش قهقرایی رودخانه قزل‌اوزن ممکن است نه تنها ناشی از تغییرات سطح اساس دریای خزر، بلکه ناشی از فعالیت‌های تکتونیکی محلی نیز باشد. علاوه بر این، تغییرات اقلیمی در دوره‌های مختلف زمین‌شناسی نیز می‌تواند بر میزان فرسایش و رسوب‌گذاری در این حوضه تأثیر گذاشته باشد. با پیوستن این حوضه به دریای خزر، با توجه به ارتفاع بسیار پایین حوضه خزر، حجم بسیار زیادی از رسوب از حوضه طارم تخلیه شده است؛ به گونه ای که ضخامت رسوب در عمیق‌ترین قسمت، منطبق بر بستر قزل‌اوزن، باید بیش از ۵۰۰ متر نیز برسد. بر اثر تخلیه این حجم از رسوب در دوره نسبتا کوتاه، شرایطی را ایجاد کرده شبیه شرایطی که سرعت بالا آمدگی کوه بیشتر از ضخامت رسوبی باشد که در کوهپایه ها ترسیب می گردد؛ در نتیجه چنین شرایطی دو وضعیت در محیط رسوبی طارم غالب گردیده است: یکی در تراس های رودخانه ای اطراف قزل‌اوزن است که به شدت در رسوبات سنگ بستر توسعه یافته اند؛ بر اثر فرسایش شدید آب در این رسوبات (فلوویال)، بلندهای تیپیکی در طارم به وجود آمده اند که ذهن هر متفکر علوم زمین را تا مدت های طولانی درگیر خواهد نمود؛ در صورتی که فرد تفکر سیستمی مطلوبی نتواند بدست آورد؛ بسیاری از سوال های او بی جواب خواهد ماند. علاوه بر آن نوع خاصی از بیابان های در محیط شکل گرفته است که بیابانی بودن آن ها نه به دلیل کمبود بارش، بلکه بر اثر خاک غیرحاصلخیزی است که به واسطه شرایط محیطی رخنمون یافته اند و به اصطلاح به بیابان های سنگی شناخته می شوند. دوم در امتداد آبراهه هایی است که به قزل‌اوزن می پیوندند؛ در امتداد این سرشاخه ها مخروط افکنه های متداخلی شکل گرفته اند که در آن ها رأس مخروط افکنه جدید در قاعده مخروط افکنه قدیمی شکل گرفته است(شکل ۳). هر چند به بررسی تعداد دقیق مخروط افکنه ها در این مقاله نمی توان پرداخت ولی از روی نظم روستاهای موجود در امتداد این رودخانه ها می توان با قاطعیت به ۴ مخروط افکنه اصلی پی برد؛ به گونه ای که بین قدیمی ترین مخروط افکنه با جوان ترین آن ها در نزدیکی بستر قزل‌اوزن، ۴ ردیف روستا در کل منطقه طارم ایجاد شده است (مرتفع ترین روستای پایکوهی طارم، در درون قدیمی ترین مخروط افکنه و نزدیک ترین روستا به قزل‌اوزن در درون جدیدترین مخروط افکنه).

حوضه طارم به‌عنوان یکی از مناطق مهم زمین‌شناسی و ژئومورفولوژی ایران، تحت تأثیر تحولات تکتونیکی و تغییرات سطح اساس دریای خزر شکل گرفته است. تغییرات سطح اساس دریای خزر و فعالیت‌های زمین‌ساختی نقش مهمی در فرسایش قهقرایی، اسارت حوضه و شکل‌گیری شبکه زهکشی امروزی این منطقه داشته‌اند. با این حال، به نظر می‌رسد که فعالیت‌های تکتونیکی محلی و تغییرات اقلیمی نیز نقش مهمی در شکل‌گیری این حوضه داشته‌اند. بررسی‌های بیشتر در این منطقه می‌تواند به درک بهتر تحولات زمین‌شناسی و ژئومورفولوژیکی شمال غرب ایران کمک کند.

تأثیر تغییرات سطح اساس بر ژئومورفولوژی حوضه زنجانرود: حوضه زنجانرود، به عنوان یکی از زیرحوضه‌های شمال شرقی حوضه آبریز قزل‌اوزن، در منطقه‌ای واقع شده است که تحت تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی شدید قرار دارد. این حوضه در جنوب رشته‌کوه طارم و بخش‌هایی از ایران مرکزی قرار گرفته و به دلیل عملکرد گسل‌های فعال شمال باختری، به چندین بلوک تکتونیکی تقسیم شده است. یکی از مهم‌ترین این بلوک‌ها، فرونشست زمین‌ساختی حوضه زنجان–ابهر است که به صورت دشتی کم‌عرض و پوشیده از آبرفت‌های کواترنری شکل گرفته است. فرازمین سلطانیه، به عنوان یک رشته‌کوه کم‌عرض در امتداد شمال غربی–جنوب شرقی، به موازات طارم و از طریق گسل فعال سلطانیه، فرونشست ابهر–زنجان را ایجاد کرده است (شافعی و همکاران، ۱۳۸۷). این منطقه بخشی از همگرایی صفحه عربستان–اوراسیا است که با نرخ ۱۶– ۲۶ میلی‌متر در سال (ریگارد و همکاران، ۲۰۰۵[1]) در حال حرکت است. مطالعات ریخت‌زمین‌ساختی در این منطقه چهار سطح کواترنری (Q1، Q2، Q3 و Q4) را بالای بستر امروزی زنجانرود شناسایی کرده‌اند. گسل شمال زنجان، که در لبه باختری البرز و مرز کوه و دشت قرار دارد، سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن را بریده و نهشته‌های آبرفتی کواترنری را تحت تأثیر قرار داده است. این گسل نشان‌دهنده فعالیت کواترنری است و جابه‌جایی‌های انباشتی راست‌بر را در آبراهه‌های دشت‌های شمالی زنجان ایجاد کرده است. بیشینه جابه‌جایی افقی ثبت‌شده در این منطقه نزدیک به ۹۶۰ متر است، در حالی که کمینه آن به یک متر می‌رسد. جابه‌جایی‌های بزرگ‌تر عمدتاً در سطح Q2 مشاهده شده‌اند، که نشان‌دهنده فعالیت رژیم راست‌الغز پس از نهشت این آبرفت‌ها است. تغییرات سطح اساس در رودخانه قزل‌اوزن تأثیرات قابل توجهی بر حوضه زنجانرود داشته است. این تغییرات باعث فرسایش بیشتر بستر رودخانه و پایین‌افتادن سطح اساس محلی زنجانرود شده و قدرت فرسایشی رودخانه را افزایش داده است. این افزایش انرژی به صورت قهقرایی به سرشاخه‌های فرعی زنجانرود منتقل شده و منجر به تخلیه بیشتر مواد در سمت راست قزل‌اوزن نسبت به سمت چپ آن شده است. اثرات این تغییرات سطح اساس تا ۲۷ کیلومتر به سمت زنجان و ۱۳ کیلومتر به سمت غرب گسترش یافته و سطوح ارضی را به شدت نامتعادل کرده است. در لیتولوژی‌های سست، فرسایش به صورت سطحی و گسترده رخ داده است، در حالی که در لیتولوژی‌های مقاوم، فرسایش بیشتر به صورت خطی و در قالب دره‌های تنگ اتفاق افتاده است (جعفری، ۱۳۹۷). تغییرات سطح اساس سفیدرود منجر به شکل‌گیری اشکال ژئومورفولوژیکی متنوعی همچون پادگانه‌های آبرفتی، آبشارها، بدلندها، گراند کانیون‌ها، دره‌های U شکل و تنگ‌های عمیق و کم‌عرض در زیرحوضه‌ها شده است. در بخش‌های غربی قزل‌اوزن، نوع خاصی از بدلندها به نام «تپه‌های شبه مریخی» شکل گرفته‌اند که به دلیل شباهت به تپه‌های اطراف چابهار، به این نام شناخته می‌شوند(شکل ۳). این سطوح ارضی دارای شیب لایه‌های زمین‌شناسی مخالف شیب توپوگرافیکی هستند و لیتولوژی آن‌ها ترکیبی از مارن‌های رسی و ماسه‌سنگ‌ها است. در این مناطق، رواناب‌ها به صورت خطی زهکشی نمی‌شوند، بلکه از طریق کانال‌های زیرزمینی به شکل

[1] - Regard et al., 2005

قیفی تخلیه می‌شوند. بر اساس مطالعات رستم‌خانی (۱۳۹۲) و عباسی (۱۳۹۶)، تغییرات سطح اساس محلی حوضه زنجانرود بیش از ۲۰۰ متر برآورد شده است. بالاترین تراس آبرفتی در ارتفاع ۱۲۲۰ متری شناسایی شده است که با بستر فعلی قزل‌اوزن در ارتفاع ۱۰۵۵ متری، ۱۶۵ متر اختلاف ارتفاع دارد. این اختلاف ارتفاع نشان‌دهنده تخلیه رسوبات از چاله زنجانرود است که به صورت یکنواخت انجام نشده و تپه‌های شاهد متعددی را در منطقه ایجاد کرده است. نزدیک‌ترین تپه به قزل‌اوزن در روستای رجعین قرار دارد که با اختلاف ارتفاع بیش از ۱۵۰ متر از بستر رودخانه، دارای کلاهک آبرفتی قابل توجهی است(شکل ۳). رسوبات آبرفتی در این منطقه شامل گراول، ماسه، سیلت و رس هستند که در توالی دانه‌درشت‌شونده به سمت بالا قرار دارند. این رسوبات در محیط مخروط‌افکنه‌ای و تحت کنترل گسل‌های فعال منطقه، به ویژه گسل‌های سلطانیه و زنجان، تشکیل شده‌اند. تغییرات سطح اساس محلی در چاله زنجان در ارتفاع ۱۳۰۰ متری مشاهده شده است، که نشان‌دهنده تخلیه رسوبات و جریان کاوشی رودخانه‌ها در سنگ‌بستر است. این تغییرات منجر به شکل‌گیری دو سطح ارتفاعی متمایز در منطقه شده است: یکی در ارتفاع ۱۸۰۰–۱۹۰۰ تا ۱۵۰۰–۱۶۰۰ متری که پوشیده از رسوبات آبرفتی است و دیگری در ارتفاع ۱۵۰۰–۱۶۰۰ تا ۱۱۰۰–۱۳۰۰ متری که تحت تأثیر تغییر سطح اساس و فرسایش قهقرایی قرار دارد. بررسی‌های اخیر نشان می‌دهند که لبه‌ها و پرتگاه‌های مشاهده‌شده در سیمای توپوگرافی منطقه، ناشی از فرسایش پس‌گرای بستر زنجانرود است و ارتباطی با فعالیت گسل سهرین ندارد. زالی و یزدان‌فر (۲۰۲۰) با استفاده از روش‌های ژئوفیزیکی و زمین‌ریختی، عدم وجود شواهد قوی از فعالیت گسل سهرین را تأیید کرده‌اند. این یافته‌ها نشان می‌دهند که تغییرات توپوگرافی در این منطقه بیشتر ناشی از فرسایش و تغییرات سطح اساس است تا فعالیت‌های تکتونیکی(شکل ۳).

شکل ۳. لندفرم‌های ناشی از تغییر سطح اساس سفید رود؛ از بالا سمت راست به چپ و پایین: مخروط‌افکنه متداخل طارم، تپه‌های شبه مریخی، تپه رجعین و شواهد فرسایش قهقرایی (گسل سهرین) در حوضه زنجانرود

در نتیجه، حوضه زنجانرود به عنوان یک منطقه فعال از نظر زمین‌ساختی و ژئومورفولوژیکی، تحت تأثیر تغییرات سطح اساس و فرسایش قهقرایی، اشکال متنوعی را ایجاد کرده است. این تغییرات نه تنها بر روی سطوح ارضی، بلکه بر روی الگوهای رسوب‌گذاری و زهکشی منطقه نیز تأثیر گذاشته‌اند.

بررسی حوضه رسوبی ماهنشان: حوضه ماهنشان بخشی از حوضه قزل‌اوزن است که در قسمت جنوبی حوضه زنجانرود واقع شده و به‌عنوان یک واحد تحقیقاتی مجزا شناخته می‌شود. این حوضه رسوبی در شمال باختر ایران و در نواحی کوهپایه‌ای با شیب عمومی توپوگرافی به سمت شمال‌خاور، شامل چندین حوضه فروافتاده است. در زیر، مشخصات اصلی این حوضه به تفصیل توضیح داده می‌شود:

الف) ساختار و مورفولوژی حوضه شورگل: مجموعه رشته‌کوه‌های ماهنشان، در بخش مرکزی حوضه قزل‌اوزن، به سمت شمال در زیر حوضه بزرگ پری فرو رفته و منجر به تغییرات بزرگ‌مقیاس در ساختار زمین‌شناسی شده است. این تغییرات باعث تاب‌خوردگی مورفولوژی حوضه از شیب شمال‌غربی–جنوب‌شرقی به جهت‌گیری تقریباً شرقی–غربی می‌شود و در نتیجه تقسیم‌بندی حوضه‌های بین‌کوهی مختلفی را ایجاد می‌کند. در شرایط نیمه‌خشک، این حوضه‌ها از نظر هیدرولوژیکی مجزا شده و رودخانه‌های قلعه چای و قزل‌اوزن به ترتیب در شمال و خاور این حوضه‌ها جریان دارند.

مطالعه نشان می‌دهد که در حدود چهار میلیون سال پیش، هنگامی که رودخانه قزل‌اوزن–شاهرود شروع به زهکشی منطقه کرد، فرآیند حفاری و شستشوی سریع پای دامنه‌ها منجر به ناپایداری و حرکت ذرات تحکیم‌نیافته و از جمله ایجاد زمین‌لغزش‌های مقیاس کلان گشته است (حیدرزاده و همکاران، ۲۰۱۷). حرکات لغزشی و کج‌شدگی دامنه‌ها به واسطه گسله‌های کم‌عمق نرمال با هندسه قاشقی، نواحی فرونشست محلی را ایجاد کرده که آب حاصل از بارش‌های محلی را جمع‌آوری کرده و به تشکیل دریاچه‌های کوچک محلی انجامیده است. در بخش‌های جنوب‌باختری منطقه، ارتفاعات به بیش از ۲۲۰۰ متر از سطح آب‌های آزاد می‌رسند و به تدریج به سمت شمال‌خاور با الگوهای پلکانی به کمتر از ۱۴۰۰ متر کاهش می‌یابند. در مناطق میانی که شیب توپوگرافی کاهش می‌یابد، حوضه‌های محلی مانند دریاچه شورگل و دریاچه‌های خشکیده در فرونشست‌های محلی شکل گرفته‌اند(شکل ۴). مهم‌ترین روندهای ساختاری در حوزه‌های اطراف، اثرگذار بر تحولات منطقه، شامل سامانه‌های گسلی سلطانیه، شمال زنجان، میانه و شمال تبریز هستند. این گسله‌ها غالباً در خاور دریاچه شورگل (حوضه رسوبی ماهنشان–میانه) واقع شده و سازوکار واژگون با مؤلفه راست‌دارند (افلاکی و همکاران، ۱۳۹۵).

ادغام داده‌ها و شواهد ساختاری، از جمله شواهد تنش‌های کششی محلی، فرونشست‌های محدود شده با گسله‌های نرمال، به همراه الگوی توزیع هلالی راستای گسله‌ها و هندسه قاشقی آن‌ها، نشان‌دهنده وجود یک زمین‌لغزش بزرگ‌مقیاس است. چرخش بلوک‌های فرادیواره سبب تشکیل نیم‌گرابن‌هایی می‌شود که می‌توانند آب‌های سطحی پیرامون را زهکشی کرده و برکه‌های محلی ایجاد کنند. برکه‌ها به‌طور معمول شکل طویل و باریکی دارند و راستای آن‌ها با گسله‌های نرمال و عمود بر بیشینه کششی محلی در زمان تشکیل هم‌راستا است. نواحی آبدار و خشکیده این برکه‌ها در راستای غالب گسله‌ها در دو راستای NE-SW و NW-SE جهت‌گیری دارند. نهشته‌های کواترنری در حوضه ماهنشان عمدتاً شامل رسوبات مخروط‌افکنه‌ای، پادگانه‌های آبرفتی، رسوبات رودخانه‌ای و دریاچه‌ای می‌باشند. ترکیب غالب نهشته‌های مخروط‌افکنه‌ای و پادگانه‌های آبرفتی قدیمی شامل گراول، سیلت و مقادیر کمی گل است، در حالی که رسوبات غالب در مخروط‌افکنه‌ها و پادگانه‌های آبرفتی جوان، سیلت، رس و گراول تشکیل می‌دهند. این نهشته‌های آبرفتی جوان عمدتاً در امتداد بستر فعلی

رودخانه‌ها وجود دارند. علاوه بر این، رسوبات دریاچه‌ای که در فرونشست‌های میانی منطقه واقع شده‌اند نیز در بستر دریاچه‌های خشکیده کواترنری و دریاچه پری (خندقلو) ترسیب شده‌اند.

دریاچه پری (هم‌اکنون به‌عنوان شورگل شناخته می‌شود) در دهستان اوریاد، واقع در بخش مرکزی ماهنشان قرار دارد. فاصله این دریاچه از شهر زنجان ۱۵۲ کیلومتر و از شهر ماهنشان ۴۵ کیلومتر است و در ۲ کیلومتری شمال‌شرقی روستای پری قرار دارد. این دریاچه از طریق جاده ماهنشان به‌راحتی قابل‌دسترسی است. دریاچه پری به‌عنوان یکی از زیباترین جاذبه‌های طبیعی شهرستان ماهنشان و تقریباً تنها دریاچه طبیعی در استان زنجان، در میان دشت وسیع و مرتفعی گسترده است. ابعاد دریاچه شامل طول ۱.۲ کیلومتر، عرض ۵۰۰ متر و وسعت ۶ هکتار می‌باشد و در راستای شمالی–جنوبی قرار دارد(شکل ۴).

شکل ٤. حوضه و دریاچه‌های خشکیده در فرونشست‌های محلی (سمت راست) و دریاچه پری (خندقلو) (سمت چپ) در حوضه ماهنشان

تغذیه کنونی این آبگیر به‌وسیله انحراف بخشی از آب رودخانه قلعه‌چای به‌صورت مصنوعی میسر شده است که خود نشان‌دهنده وقوع یک حادثه در دوره کواترنری است. در حال حاضر، رودخانه قلعه‌چای در حدود ۲۲۰ متر پایین‌تر از سطح دریاچه پری جریان دارد، در حالی که در گذشته این دریاچه به‌طور طبیعی آبگیری می‌شد. شواهد ژئومورفولوژیکی، از جمله شیب، شکل خطوط منحنی میزان، جنس رسوبات و ارتفاع دو سمت رودخانه قلعه‌چای، وجود سطوح مساعد برای تمرکز آب و تشکیل دریاچه در ارتفاع مشابه با دریاچه پری را تأیید می‌کند. تغییر سطح اساس رودخانه قلعه‌چای احتمالاً منجر به تخلیه آب این دریاچه‌ها شده است.

ب) زیرحوضه ماهنشان: زیرحوضه رسوبی ماهنشان واقع در پیش‌بوم کوه‌های البرز باختری و در شمال باختر استان زنجان، در زمره زیرحوضه‌های همزمان با تکتونیک نئوژن ایران مرکزی قرار دارد. رسوبات این حوضه متشکل از حدود ۴ کیلومتر نهشته‌های سازند سرخ بالایی به سن میوسن هستند که الگوهای رشدی و جنبش نمک را به‌خوبی ثبت کرده‌اند. ترکیب داده‌های خاستگاهی و جهت جریان دیرینه به سمت شمال‌خاور نشان‌دهنده این است که عمده رسوبات از سنگ‌های پی‌سنگی کمپلکس تکاب و سازند قم واقع در جنوب باختر حوضه ماهنشان تأمین شده‌اند (بالاتو و همکاران، ۲۰۱۷).

همچنین، تحقیقاتی که توسط قویم و همکاران (۲۰۲۱) انجام شده، نشان می‌دهد که منشأ رسوبات سازند سرخ بالایی در منطقه ماهنشان از کوه‌های البرز در شمال باختر حوضه نیست، بلکه از جنوب باختر و عمدتاً از کمپلکس تکاب تأمین گردیده

است. نتایج مطالعات خاستگاه ماسه‌سنگ‌های سازند سرخ بالایی در برش حصار زیرحوضه نئوژن شمال ماهنشان حاکی از وجود سنگ مادرهای سیلیسی آواری ریزدانه، دگرگونی، کربناته و آتشفشانی آندزیتی مرتبط با یک جایگاه زمین‌ساختی برخوردی در زمان نهشت رسوبات طی میوسن–پلیوسن می‌باشد. عدم نقش سنگ‌های آتشفشانی بازالتی، آندزیت بازالتی و آندزیتی سازند کرج واقع در شمال حوضه رسوبی ماهنشان در تأمین رسوبات، استقلال این حوضه را در فرآیند ترسیب نهشت‌های آن نشان می‌دهد (بالاتو و همکاران، ۲۰۱۷). خاستگاه کنگلومراهای پلی‌میکت[1] سازند سرخ بالایی و کنگلومرای پلیوسن حوضه پری نیز ناشی از بالاآمدن و رشد کمپلکس دگرگونی تکاب در جنوب–جنوب باختر حوضه پری است. در این منطقه، مکانیسم‌های کلیماتیکی با زیرساخت متنوع، باعث شکل‌گیری لندفرم‌های گوناگونی گردیده است. به‌عنوان مثال، «دربند قاطرچی» در ۵ کیلومتری غرب ماهنشان واقع شده است. دربند قاطرچی دره‌ای به طول نزدیک به ۱۸ کیلومتر است که از تلاقی رودخانه سهند سفلا با سهند علیا تا راه ارتباطی مشمپا به ماهنشان امتداد دارد. سنگ بستر این دره به دوران دوم و سوم زمین‌شناسی تعلق دارد و ایجاد درزه‌های عمودی عمیق و کم‌عرض در برش‌های آتشفشانی، ریشه اولیه پیدایش این لندفرم است. پیدایش چنین لندفرمی به زمانی برمی‌گردد که اگرچه درزه‌ها در سطح گسترش محدودی داشتند، اما شرایط لازم برای انتقال آب و دیگر عناصر اقلیمی به داخل زمین را فراهم می‌کردند. برخی از این درزه‌ها، با گذر زمان و به‌واسطه تمرکز عوامل فرسایش، به طور گسترده‌ای افزایش یافته و منجر به ایجاد غارهای باریک و طویلی شدند. به‌دنبال کاهش سطح اساس و ریزش سقف برخی از غارها، تنگ‌های کم‌عرض و عمیق در برش‌های آتشفشانی پدید آمدند که دربند قاطرچی معروف‌ترین این تنگ‌ها است و تا بستر کنونی قزل‌اوزن امتداد دارد. با توجه به لیتولوژی غالب این منطقه، که شامل لایه‌های مقاوم به فرسایش (ماسه‌سنگ و کنگلومرا) بین لایه‌های ضخیم و حساس به فرسایش (رس و مارن) است، فرسایش می‌تواند منجر به شکل‌گیری لندفرم‌های متنوعی مانند دیواره‌های رسوبی، دودکش‌های جن و قلعه‌ها شود. فرسایش در تناوبی از رس و مارن با لایه‌های ماسه‌سنگ و کنگلومرا، بوم ریخت‌هایی خاص را ایجاد می‌کند.

اگر نرخ فرسایش در سطح زمین توزیع متعادلی نداشته باشد، نواحی با فرسایش کمتر به شکل برجسته‌تری در سطح نمایان می‌شوند. با ایجاد درزهای عمودی در سطوح کم‌شیب، سطح زمین قطعه‌قطعه می‌شود و قطعات مقاوم‌تر به دلیل فرسایش کمتر، به‌صورت برجسته به نمایش درمی‌آیند. این سطوح بلند اگر به‌صورت ستونی باشند، دودکش‌های جن نامیده می‌شوند، در حالی که اگر به شکل مکعب‌های بزرگ‌تر باشند به‌عنوان قلعه‌ها شناخته می‌شوند(شکل ۵). این دودکش‌ها، که ستون‌های فرسایشی هستند، در نتیجه فرسایش ناهمگن در درزه‌های عمومی شکل می‌گیرند. ستون‌هایی که در رأس خود سنگ مقاوم دارند، به دلیل دوام بیشتر، دودکش‌های جن مرتفع‌تری تولید می‌کنند. در منطقه ماهنشان، گروهی از این ستون‌ها با اشکال و اندازه‌های گوناگون در کنگلومراهای پلیوسن مشاهده می‌شود. علاوه بر دودکش‌های جن، در ناهمواری‌های قزل‌اوزن لایه‌های مارنی میان لایه‌های ماسه‌سنگی وجود دارد که ناشی از تحولات تکتونیکی و شکستگی‌های مکرر به‌صورت ناودیس‌های فاقد طاقدیس ظهور یافته‌اند. بر اثر فرسایش تفریقی لایه‌های مارنی، لایه ماسه‌سنگ به‌صورت عمودی چندین متر باقی مانده است. دیواره‌های رسوبی مشابه دایک‌های آتش‌فشانی به‌عنوان دایک‌های کاذب یا رسوبی شناخته می‌شوند. بهترین مکان برای بازدید این عوارض، روستاهای شکورچی در ۱۶ کیلومتری جاده زنجان به تبریز است که به‌موازات ساحل شرقی رودخانه قزل‌اوزن قرار دارد و می‌تواند در جذب توریسم مؤثر باشد (شکل ۵). به موازات دریاچه پری، حوضه تلخه‌رود

[1] -Polycyclic conglomerates

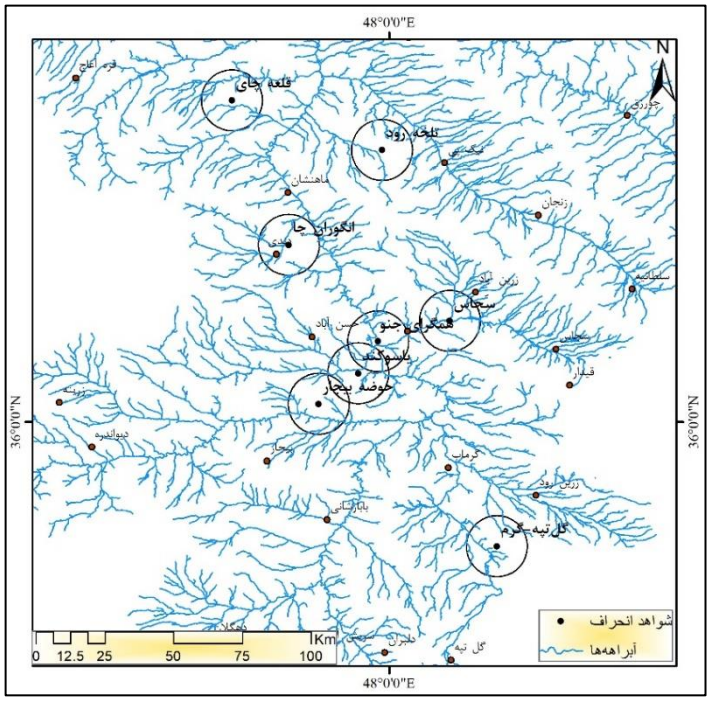
زنجان با لندفرم‌های نامتعادل و غیرمنظم مشخص می‌شود. تحلیل سیستماتیک حوضه قزل‌اوزن نشان می‌دهد که کاهش سطح اساس منجر به اسارت و انحراف بسیاری از رودخانه‌ها شده است. در خط تقسیم آب میان حوضه زنجانرود و تلخه‌رود، نشانه‌هایی از رأس مخروط‌های افکنه قدیمی مشاهده می‌شود که در حال حاضر در قسمت آبخیز حوضه زنجان رود قرار دارند. این مخروط‌های افکنه با رسوبات درشت در سراب حوضه زنجان رود و جریان شرقی–غربی رودخانه تلخه‌رود، که عمود بر مخروط‌های افکنه قرار دارد، تأکید بر تغییر مسیر رودخانه تلخه‌رود دارد. تحقیقات نشان می‌دهد که خط تقسیم آب زنجانرود و تلخه‌رود در گذشته تحت تسلط فرایند آلوویال بوده و نه فلوویالی، که حکایت از تغییر جهت جریان تلخه‌رود از جنوب به شمال به سمت زنجان رود و سپس به قزل‌اوزن دارد. در حال حاضر، ساحل سمت چپ تلخه‌رود دارای سرشاخه‌های متعددی است، در حالی که ساحل سمت راست فاقد آبراهه‌های طولانی می‌باشد. تفاوت ارتفاعی میان خط تقسیم آب دو طرف حوضه نیز به وضوح نشان‌دهنده تغییر مسیر رودخانه است(شکل ۶. سمت چپ، پایین).

شکل ۵. لندفرم های حاصل از تغییرات سطح اساس و فرسایش تفریقی. دودکش جن (سمت راست) قلعه لک‌لک‌ها (دیواره رسوبی در شکورچی) و قلعه بهستان در ماهنشان.

بررسی ویژگی‌های زمین‌شناسی و هیدرولوژیکی حوضه بیجار: بخش‌های جنوبی حوضه قزل‌اوزن، تا کوه‌های چهل‌چشمه، به عنوان حوضه بیجار مورد مطالعه قرار گرفته است. حوضه بیجار در بخش جنوبی و جنوب غربی حوضه آبریز قزل‌اوزن قرار دارد و رودخانه قزل‌اوزن در این قسمت از ارتفاعات چهل‌چشمه در کردستان سرچشمه می‌گیرد. این رودخانه از طریق تنگ ماهنشان– مشمپا به چاله زنجان رود منتقل می‌شود و مساحتی بالغبر ۲۴۸۰ کیلومتر مربع دارد. ارتفاع متوسط این حوضه از سطح دریا ۲۲۶۸ متر است. چاله بیجار از نظر تقسیم‌بندی واحدهای زمین‌شناسی به زون سنندج–سیرجان و ایران مرکزی تعلق دارد. در مسیر رودخانه قزل‌اوزن، واحدهای زمین‌شناسی مختلفی از جمله سازند قم که شامل مارن و ماسه‌سنگ‌های مارنی و لایه‌های آهکی، سازند سرخ بالایی و پایین، و سازند کرج به همراه آهک‌های نازک‌لایه مشاهده می‌شوند. همچنین،

سنگ‌های آتش‌فشانی شامل آندزیت، بازالت، ریولیت، الیت و توف‌های اسیدی و نهشته‌های مربوط به نئوژن و کواترنری در این منطقه به چشم می‌خورد. روند اکثر گسل‌های منطقه به سمت شمال غربی-جنوب شرقی است. مهم‌ترین گسل موجود در این ناحیه، گسل حلب است که راستای خم‌دار شمال غربی-جنوب شرقی دارد و طول آن به ۶۰ کیلومتر می‌رسد. این گسل در حاشیه غربی استان زنجان واقع گردیده و دارای شیب زیادی به سمت شمال شرقی است که باعث قرارگیری سازند قم بالایی با شیب زیاد در برابر نهشته‌های آبرفتی پلیوکواترنر می‌شود (پورکرمانی و آریان، ۱۳۷۸). تنوع در لیتولوژی و ساختار زمین‌شناسی این منطقه منجر به پیدایش اشکال متنوعی در قسمت‌های مختلف حوضه قزل‌اوزن شده است.

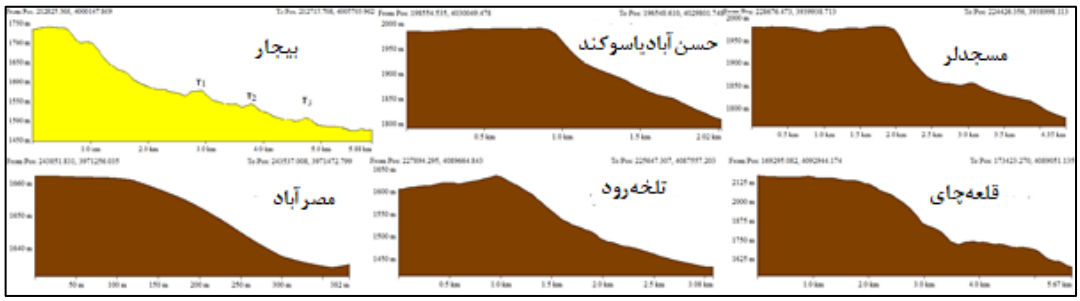
تحلیل ساختاری و فرآیندی شبکه‌های آبراهه در حوضه‌های مختلف و نقش عدم تقارن در توسعه آن‌ها: شبکه‌های آبراهه‌ای در حوضه‌های آبخیز، تحت تأثیر عوامل زمین‌شناسی، رسوب‌گذاری، سطح زمین و فرآیندهای رسوبی قرار دارند. در این مطالعه، تحلیل چند زیرحوضه مختلف (گُل‌تپه-گرماب، بیجار، یاسوکند، سُجاس، تلخه‌رود و قلعه‌چای) ارائه می‌شود تا نقش عوامل محیطی و فرآیندهای رسوبی در توسعه شبکه آبراهه‌ها و تغییر مسیر آن‌ها بررسی شود(شکل ۶). در حوضه‌های گل‌تپه-گرماب و تلخه‌رود، تغییر مسیرهای ۹۰ درجه‌ای در آبراهه‌های اصلی، بازتاب فرآیندهای تاریخی تغییر سطح اساس و رسوب‌گذاری هستند. در مناطق گل‌تپه و گرماب، شبکه‌های آبراهه از سمت راست رودخانه اصلی هیچ آبراهه‌ی مهمی دریافت نمی‌کنند، نشان‌گر الگوهای توسعه نامتقارن است. نمونه مشابه در حوضه تلخه‌رود دیده می‌شود، که علاوه بر تغییر مسیر، انحراف مسیر و نبود هم‌پوشانی در توسعه شبکه، تداوم یافته است، یعنی شبکه‌ای نامتقارن و غیرهمگن شکل گرفته است(شکل ۶). در حوضه بیجار، توسعه شبکه‌ها کاملاً ناهمگن و نامتقارن است، به‌طوری‌که شاخه‌های رودخانه‌ای مهمی از سمت چپ (شمالی) به رودخانه اصلی ملحق نمی‌شوند و کل سیستم آبراهه‌ای، نامتقارن است. هم‌چنین، در یاسوکند، رودخانه از سمت راست (جنوب)، آبراهه‌ای دریافت نمی‌کند و ساختار شبکه نامنظم است. این ویژگی‌ها، منعکس کننده تأثیرات تغییرات سطح اساس، عوامل ژئومورفولوژیکی و فرآیندهای رسوبی است که توسعه شبکه را محدود کرده است(شکل ۶). شبکه‌های آبراهه‌ای در حوضه سجاس، نشان می‌دهد که آن‌ها به صورت کاملاً مستقل و جداگانه توسعه یافته‌اند. رودخانه‌ها از سمت راست، آبراهه مهمی دریافت نمی‌کنند و ساختار شبکه، کاملاً نامتقارن است. این الگو در حوضه قلعه‌چای، به‌خصوص در سرشاخه‌ها و شاخه‌های اصلی، دیده می‌شود، جایی که مسیرهای جریان، به‌ویژه پس از تغییر مسیرهای ۹۰ درجه، دچار انحراف و تداخل‌های ساختاری شده‌اند و رودخانه‌ها از سمت راست خود، آبراهه مهمی دریافت نمی‌کنند.



شکل ٦: شواهد اسارت و انحراف‌های رودخانه‌های حوضه آبریز سفیدرود. در اطراف قلعه چای، مهرآباد یا تلخه‌رود، انگوران چای (دندی)، گل تپه گرماب، سجاس‌رود، حسن‌آباد یاسوکند، دیواندره، قروه و دهگلان و زنجان.

بررسی‌های محیطی نشان می‌دهد که سطح رسوبی، دوره‌های تغییر سطح اساس و فرآیندهای رسوب‌گذاری، نقش محوری در تغییر مسیرهای اصلی و توسعه نامتقارن شبکه‌ها دارند. به‌عنوان نمونه، در مناطق همگرایی جنوب جلب، کاهش سطح اساس، موجب جهت‌گیری جدید و تغییر مسیر ۹۰ درجه‌ای آبراهه‌ها شده است. این پدیده به‌خصوص در بخش‌هایی چون حوضه دندی یا انگوران چای، مشاهده می‌شود که نقش مهمی در شکل‌گیری شبکه‌های غیرهمگن و گسسته دارد (شکل ۶). شبکه آبراهه‌های هر زیرحوضه از خط تقسیم آب آغاز می‌شود و در مناطقی با خصوصیات خشکی مانند قزل‌اوزن، وجود رسوبات آبرفتی با ضخامت زیاد در قسمت آبخیز ممکن نیست؛ زیرا به دلیل فقدان سطوح ارضی بالادست، هنوز آبی فراهم نشده که موجب انتقال و تغییر شکل رسوبات گردد. عمل رسوب‌گذاری عموماً در قسمت پایاب یا میاناب حوضه اتفاق می‌افتد. وجود آبرفت‌های درشت‌دانه در محل خط تقسیم آب برخی از حوضه‌ها نشان‌دهنده تغییر مسیر رودخانه است. خطوط منحنی میزان در چنین رسوباتی با تضارس شکسته و بدون منحنی بسته، نشان‌دهنده وجود قلل مرتفع هستند (رامشت، ۱۴۰۲).
وجود الگوی منحنی میزان و تأیید رسوبات آبرفتی درشت‌دانه در سراب سرشاخه‌های قزل‌اوزن نشان‌دهنده رسوب‌گذاری در طی دوره کواترنری و تغییر مسیر رودخانه است. شاخص عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) نشان می‌دهد که حوضه‌های با AFمعادل ۵۰ فاقد فعالیت تکتونیکی هستند (یمانی و علمی‌زاده، ۱۳۹۳). با این حال، عدم تقارن بیش از حد ممکن است ناشی از تغییر مسیر رودخانه باشد. در مناطق مورد مطالعه، شیب کلی حوضه به سمت آبراهه‌های کوتاه‌تر و مسیر قبلی رودخانه عمود بر مسیر کنونی است. تفاوت ارتفاعی در دو طرف حوضه‌های آبریز امری طبیعی است. اما وجود تفاوت ارتفاع زیاد با طول کم آبراهه و رسوبات آبرفتی در خط تقسیم آب می‌تواند حاکی از تغییر مسیر رودخانه باشد. این پدیده به‌ویژه در

حوضه‌های مهرآباد و انگوران چای قابل مشاهده است. منحنی‌های میزان با سینوس‌های عمیق در بین و پایین‌دست نشان‌دهنده تغییر مسیر رودخانه است. با تخلیه ژئونرون بیجار و کاهش بستر قزل‌اوزن به میزان ۱۱۵ متر، فرسایش قهقرایی بر سرشاخه‌های قزل‌اوزن برقرار شده است. در طول بررسی‌های میدانی، شواهدی از مرتفع‌ترین سطح تراکمی منطقه در ارتفاع ۱۵۶۱ متر از سطح دریا در راستای جاده زنجان–بیجار شناسایی گردید. با بازسازی این سطح، وسعت ژئونرون یا محل تخلیه رسوبات این منطقه بالغبر ۱۵۴۷ کیلومتر مربع برآورد گردید. با پایین رفتن سطح اساس قزل‌اوزن، شبکه آبراهه‌ای همگرای متمرکز به بخش مرکزی حوضه به شبکه همگرایی خطی تبدیل شده و برخی از آبراهه‌ها دچار اسارت و انحراف شده‌اند. وجود سطوح تراکمی و کاوشی در مناطق مختلف همچون حسن‌آباد یاسوکند و بیزینه‌رود نشان‌دهنده توالی دوره‌های رسوب‌گذاری و کاوش در کواترنری است. شواهد تغییرات سطح اساس در شش زیرحوضه مستند شده و در زیرحوضه قروه و دهگلان، تغییر ارتفاع تا ۲۳۴ متر ثبت می‌شود. برآورد تفاوت ارتفاع ناشی از پایین‌افتادگی ناگهانی در مناطق مختلف نشان‌دهنده اعمال تغییرات بارز در این بسترها است(شکل ۷). علاوه بر این، لندفرم‌های جالبی در رسوبات مارنی بامیان و ماسه‌سنگ‌ها در مسیر زنجان به بیجار مشاهده می‌شود. هسته‌های مارنی در طاقدیس‌ها به اشکال خاص درآمده‌اند که شباهت‌هایی به کلوت‌ها دارند اما در پیدایش آن‌ها باد نقشی نداشته است. این لندفرم‌ها در بخش‌های مختلف حوضه قزل‌اوزن و در مناطق شرقی و طارم شاهرود به فراوانی یافت می‌شوند(شکل ۳، بالا سمت چپ).



شکل ۷. نیم رخ ترسیم شده در حوضه بیجار نشان دهنده وجود سه تراس است، به همراه سایر پروفیل های ترسیم شده در محل تغییر ارتفاع ناگهانی زمین بر اثر تغییر سطح اساس در زیرحوضه های مختلف قزل اوزن

آبشارها و تغییرات سطح اساس در حوضه قزل‌اوزن: آبشارها به عنوان یکی از لندفرم‌های مهم، شواهد بارزی از تغییرات سطح اساس در رودخانه قزل‌اوزن را به نمایش می‌گذارند. این لندفرم‌ها به طور معمول در مناطق با نرخ تکتونیکی بالا و یا در نواحی که تغییرات سطح اساس به شدت متغیر است، شکل می‌گیرند. در این نواحی، لیتولوژی مقاوم به دلیل عدم توانایی در پاسخ سریع به تغییرات سطح، منجر به ایجاد توپوگرافی منحصر به فردی می‌شود که شامل آبشارهای متداخل با دالان‌ها یا کریدرهای تنگ و باریک است. دسترسی به آبشارها معمولاً محدود یا غیرممکن است و در مناطق مختلف سفید رود، به ویژه در حوضه‌های شاهرود و طارم، به وفور وجود دارند. به عنوان مثال، آبشار پیچوبن در حوضه الموت شرقی، تنگ و آبشار اسپیگل یا خارود در الموت غربی، آبشار البین و آبشار هشترخان در حوضه طارم، تنگ و آبشار موقتی میانه و تنگ و آبشار آرپاچای در حوضه زنجانرود و آبشار کرکبود در حوضه طالقان، همگی نماد تغییرات دینامیکی سطح اساس در این منطقه هستند (شکل ۸).

شکل ۸. آبشارها به عنوان نمادی از تغییرات سطح اساس و فرسایش قهقرایی در حوضه سفیدرود، از بالا سمت راست به پایین: آبشار پیچوبن، تنگ و آبشار خارود، آبشار البین، هشترخان، تنگ و آبشار میانه، تنگ و آبشار آرپاچای و آبشار کرکبود.

یکی از آبشارهای مهم که تغییرات سطح اساس را به وضوح نشان می‌دهد آبشار آرپاچای است. در این دیواره، حوضچه‌های مدوری در سنگ بستر آن (آهک و دولومیت) به وجود آمده‌اند. آثار دَوَرانی حوضچه بر دیواره تنگ، نشانه‌ای از برش کف حوضچه و تغییر سطح اساس هستند که می‌تواند به عنوان راهنمایی ارزشمند برای بررسی تحولات حوضه زنجان‌رود و به طور کلی، قزل‌اوزن در دوره کواترنری قلمداد گردد (شکل ۸). آثار فرسایش مداوم آب بر دیواره تنگ مسلط به آبشار آرپاچای قابل مشاهده است و با وجود چهار دوره کاوشی آب، این تغییرات می‌تواند به انطباق با چهار پادگانه آبرفتی اطراف زنجانرود اشاره کند. به علاوه، در امتداد اکثر آبشارهای منطقه، رودخانه‌ها پس از چند صد متر از مسیر خود، بستر سنگی را به آبشخورهایی با عمق دو تا سه متر و دیواره‌های مرتفعی (بیش از ۱۰ متر) تبدیل کرده‌اند. این ویژگی‌ها حاکی از دینامیک‌های

پیچیده هیدرولوژیکی و زمین‌شناختی در این حوضه هستند و نقاط عطفی برای ادامه تحقیقات علمی در این زمینه فراهم می‌آورند.

بحث و نتیجه‌گیری

تحلیل سیستمی حوضه آبریز سفیدرود به وضوح نشان می‌دهد که این منطقه در طول دوره میوسن تاکنون، تحت تأثیر تحولات ژئومورفولوژیکی و زمین‌ساختی پیچیده قرار داشته است. در مراحل اولیه، سفیدرود از دامنه‌های شمالی البرز سرچشمه می‌گرفت و منطقه طارم–شاهرود به عنوان یک تاقدیس مرتفع عمل می‌کرد که جریان‌های آب را واگرا می‌ساخت. در این دوره، حوضه قزل‌اوزن شامل چندین حوضه مستقل (مانند میانه، زنجان، شورگل، ماهنشان و بیجار) بود که هر کدام به صورت جداگانه فعالیت می‌کردند. با اعمال نیروهای کششی در البرز و تشکیل دره تکتونیکی طارم–شاهرود، حوضه رسوبی طارم شکل گرفت و سایر حوضه‌ها احتمالاً از طریق سرریز یا از دست دادن استقلال به حوضه طارم متصل شدند. در این مرحله، سطح اساس قزل‌اوزن بیش از ۲۰۰ متر بالاتر از شرایط فعلی بود. با اتصال حوضه طارم به دریای خزر و جریان یافتن قزل‌اوزن در کف حوضه رسوبی طارم، به دلیل حساسیت بالای رسوبات و ارتفاع پایین دریای خزر، سطح اساس قزل‌اوزن به طور قابل توجهی کاهش یافت. این تحولات احتمالاً همزمان با تغییرات اقلیمی کواترنری بوده‌اند که در دوره‌های یخچالی (گلیشیال) و بین‌یخچالی (کاتاگلیشیال) منجر به نوسانات شدید در رواناب و رسوب‌گذاری شدند. شواهد میدانی، از جمله وجود چهار تراس رودخانه‌ای در اطراف زنجان‌رود و دیگر سرشاخه‌ها، نشان‌دهنده چهار دوره یخچالی در ایران است. در دوره کواترنری، دو مدل رسوب‌گذاری و فرسایش در حوضه سفیدرود غالب شدند: در مدل اول، رسوب‌گذاری در دشت‌ها غلبه داشت، در حالی که در مدل دوم، فرسایش و تخلیه ناگهانی رسوبات در امتداد رودخانه‌های اصلی مشاهده می‌شود. تشکیل لندفرم‌هایی مانند بدلند، کلوت، هوودوو، دیواره‌های رسوبی و آبشارها، حاکی از تأثیر نیروهای کششی و فرسایش قهقرایی در زیرحوضه سفیدرود است. این تحولات منجر به نامتعادل شدن سطوح ارضی و شکل‌گیری اشکال ژئومورفولوژیک متنوع در منطقه شده‌اند. علاوه بر این، تغییرات سطح اساس دریای خزر نقش مهمی در شکل‌گیری و تحولات حوضه‌های مختلف سفیدرود ایفا کرده است. فرسایش قهقرایی، انحراف شبکه آبراهه‌ای و تغییر مسیر رودخانه‌ها، به ویژه در حوضه‌های طارم، زنجانرود، ماهنشان و بیجار، نشان‌دهنده تعامل پیچیده بین عوامل تکتونیکی، اقلیمی و هیدرولوژیکی است. در حوضه طارم، تغییرات سطح اساس دریای خزر و فعالیت‌های زمین‌ساختی محلی، فرسایش قهقرایی و اسارت حوضه را تسهیل کرده‌اند. در حوضه زنجانرود، فعالیت‌های گسلی مانند گسل شمال زنجان و سلطانیه، همراه با تغییرات سطح اساس، منجر به تشکیل تنگ‌های عمیق و پادگانه‌های آبرفتی شده‌اند. در حوضه ماهنشان، وجود دریاچه‌های کواترنری و لندفرم‌های ناشی از فرسایش تفریقی، نشان‌دهنده تعامل پیچیده بین عوامل تکتونیکی و اقلیمی است. در حوضه بیجار نیز تغییر مسیر رودخانه‌ها و اسارت شبکه آبراهه‌ای، شواهدی از کاهش سطح اساس و فعالیت‌های تکتونیکی را نشان می‌دهد. به‌طور کلی، نتایج این مطالعه نشان می‌دهد که فرسایش قهقرایی و نیروهای کششی نقش کلیدی در شکل‌گیری لندفرم‌های فعلی داشته‌اند. همچنین، تغییرات اقلیمی کواترنری و نوسانات سطح اساس به طور قابل توجهی بر تحولات این حوضه تأثیر گذاشته‌اند. برای درک کامل این فرآیندها، انجام مطالعات بیشتر و دقیق‌تر در زمینه ژئومورفولوژی و زمین‌شناسی منطقه ضروری است.

منابع

افلاکی، م.، شبانیان، ا.، و داوودی، ز. (۱۳۹۵). میدان تنش کواترنری در گستره حوضه رسوبی ماهنشان- میانه، شمال باختر ایران. علوم زمین، ۲۶(۱۰۲)، ۲۴۷-۲۵۶. https://sid.ir/paper/31482/fa

پورکرمانی، م و آرین، م. (۱۳۷۸). تحلیل ساختاری گسل حلب، سومین همایش انجمن زمین شناسی ایران، شیراز، https://civilica.com/doc/14220

جعفری غ.ح. و محمدی‌ه. (۱۳۹۷). دومینو در ژئومورفولوژی (مطالعه موردی: حوضه آبریز قزل‌اوزن). پژوهش های فرسایش محیطی. ۸ (۳) :۱۶- ۳۶ http://magazine.hormozgan.ac.ir/article-1-422-fa.html

رامشت، م.ح. (۱۴۰۲). نقشه‌های ژئومورفولوژی: نمادها و مجازها .تهران: سازمان سمت.

رستم‌خانی، ا. (۱۳۹۲). پایش ساختار زمین اقلیمی مخروط‌های آبرفتی رودخانه قزل‌اوزن [پایان‌نامه کارشناسی ارشد]. گروه جغرافیا، دانشکده علوم انسانی، دانشگاه زنجان.

زمردیان، م. جع. (۱۳۹۲) ژئومورفولوژی ایران (فرایندهای ساختمانی و دینامیک درونی) (چاپ ۷). مشهد: انتشارات دانشگاه فردوسی.

شافعی، ع.، عبادتی، ن.، و نعیمی، ا. (۱۳۸۷). بررسی شرایط زمین ساختی- رسوبی منطقه ویر، جنوب شرق سلطانیه. همایش زمین شناسی کاربردی و محیط زیست. ۱-۱۳ https://sid.ir/paper/818605/fa

صالحی پور میلانی، ع.، یمانی، م.، مقیمی، ا.، لک، ر.، جعفر بیگلو، م. ، محمدی، ع . (۱۳۹۷). بررسی شواهد رسوبی نوسانات سطح آب دریاچه ارومیه در کواترنری .پژوهشهای ژئومورفولوژی کمّی. ۶(۱)، ۱-۲۰.

محمودی، ف. (۱۳۶۷). تحول ناهمواریهای ایران در کواترنر. پژوهشهای جغرافیایی، ۲۰(۲۳)، ۵-۴۳. https://sid.ir/paper/428292/fa

یمانی، م.، و علمی زاده، ه. (۱۳۹۳). تاثیر نوزمین ساخت در مورفولوژی شبکه زهکشی حوضه آبخیزنچی با استفاده از شاخص های ژئومورفیک و مورفومتریک. تحقیقات جغرافیایی، ۲۹(۱ (پیاپی ۱۱۲))، ۹-۲۲. SID. https://sid.ir/paper/29981/fa

Abbassi, N., Alinasiri, S., & Lucas, S. G. (2017). New localities of Late Eocene vertebrate footprints from the Tarom Mountains, Northwestern Iran. Historical Biology, 29(7), 987–1006. https://doi.org/10.1080/08912963.2016.1267162

Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L., & Mouthereau, F. (2005). Convergence history across Zagros (Iran): Constraints from collisional and earlier deformation. International Journal of Earth Sciences, 94(3), 401–419. https://doi.org/10.1007/s00531-005-0481-4

Allen, M. B., Ghassemi, M. R., Shahrabi, M., & Qorashi, M. (2003). Accommodation of late Cenozoic oblique shortening in the Alborz range, northern Iran. Journal of structural geology, 25(5), 659-672.

Ardakan, M. (2016). Investigating the role of Cenozoic (Oligocene-Quaternary) movements in the formation of Tarom Valley. Zanjan Graduate University of Basic Sciences.

Ballato, P., Cifelli, F., Heidarzadeh, G., Ghassemi, M. R., Wickert, A. D., Hassanzadeh, J., Dupont-Nivet, G., Balling, P., Sudo, M., Zeilinger, G., Schmitt, A. K., Mattei, M., & Strecker, M. R. (2017). Tectono-sedimentary evolution of the northern Iranian Plateau: insights from middle–late Miocene foreland-basin deposits. Basin Research, 29(4). https://doi.org/10.1111/bre.12180

Berberian, M. (1983). The southern Caspian: a compressional depression floored by a trapped, modified oceanic crust. Canadian Journal of Earth Sciences, 20(2), 163–183. https://doi.org/10.1139/e83-015

Berberian, M. (1995). Master "blind" thrust faults hidden under the Zagros folds: active basement tectonics and surface morphotectonics. Tectonophysics, 241(3–4). https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00185-C

Berberian, M., & King, G. C. P. (1981). Towards a Paleogeography and Tectonic Evolution of Iran. Canadian Journal of Earth Sciences, 18(2), 210–265. https://doi.org/10.1139/e81-019

Bohacs K., M. (1999). Abstract: Lake-Basin Type, Source Potential, and Hydrocarbon Character: An Integrated Sequence-Stratigraphic-Geochemical Framework & nbsp; AAPG Bulletin, 83. https://doi.org/10.1306/e4fd42ab-1732-11d7-8645000102c1865d

Bohacs, K. M., Carroll, A. R., & Neal, J. E. (2003). Lessons from large lake systems - Thresholds, nonlinearity, and strange attractors. Special Paper of the Geological Society of America, 370, 75–90. https://doi.org/10.1130/0-8137-2370-1.75

Carroll, A. R., & Bohacs, K. M. (1999). Stratigraphic classification of ancient lakes: Balancing tectonic and climatic controls. Geology, 27(2), 99–102. https://doi.org/10.1130/0091-7613 (1999)027<0099: SCOALB>2.3.CO; 2

Copley, A., & Jackson, J. (2006). Active tectonics of the Turkish-Iranian plateau. Tectonics, 25(6).

Craddock, W. H., Kirby, E., Harkins, N. W., Zhang, H., Shi, X., & Liu, J. (2010). Rapid fluvial incision along the Yellow River during headward basin integration. Nature Geoscience, 3(3), 209–213. https://doi.org/10.1038/ngeo777

Daneshian, J., & Dana, L. R. (2007). Early Miocene benthic foraminifera and biostratigraphy of the Qom Formation, Deh Namak, Central Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 29(5–6), 844–858. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2006.06.003

Douglass, J., Meek, N., Dorn, R. I., & Schmeeckle, M. W. (2009). A criteria-based methodology for determining the mechanism of transverse drainage development, with application to the Southwestem United States. Bulletin of the Geological Society of America, 121(3–4). https://doi.org/10.1130/B26131.1

Eftekhar Nezhad, J. (1980). Explantory report for the Mahabad quadrangle map 1: 250,000, geological survey of Iran geological quadrangle. No. B, 4.

Garcia-castellanos, D. (2010). Tectonics, fluvial transport, and long-term episodicity in landscape evolution. Evolution, 462(December), 8555–8555.

Garcia-Castellanos, D. (2007). The role of climate during high plateau formation. Insights from numerical experiments. Earth and Planetary Science Letters, 257(3–4). https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.02.039

Ghasemi, A., & Talbot, C. J. (2006). A new tectonic scenario for the Sanandaj-Sirjan Zone (Iran). Journal of Asian Earth Sciences, 26(6), 683–693. https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2005.01.003

Guest, B., Horton, B. K., Axen, G. J., Hassanzadeh, J., & McIntosh, W. C. (2007). Middle to late Cenozoic basin evolution in the western Alborz Mountains: Implications for the onset of collisional deformation in northern Iran. Tectonics, 26(6). https://doi.org/10.1029/2006TC002091

Heidarzadeh, G., Ballato, P., Hassanzadeh, J., Ghassemi, M. R., & Strecker, M. R. (2017). Lake Overspill and onset of fluvial incision in the Iranian Plateau: Insights from the Mianeh Basin. Earth and Planetary Science Letters, 469. https://doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.019

House, P. K., Pearthree, P. A., & Perkins, M. E. (2008). Stratigraphic evidence for the role of lake spillover in the inception of the lower Colorado River in southern Nevada and western Arizona. Special Paper of the Geological Society of America, 439, 335–353. https://doi.org/10.1130/2008.2439 (15)

Jackson, J., Priestley, K., Allen, M., & Berberian, M. (2002). Active tectonics of the South Caspian basin. Geophysical Journal International, 148(2). https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.2002.01588.x

Madanipour, S., Ehlers, T. A., Yassaghi, A., & Enkelmann, E. (2017). Accelerated middle Miocene exhumation of the Talesh Mountains constrained by U-Th/He thermochronometry: Evidence for the Arabia-Eurasia collision in the NW Iranian Plateau. Tectonics, 36(8), 1538–1561. https://doi.org/10.1002/2016TC004291

Meek, N., & Douglass, J. (2001). Lake Overflow: an alternative hypothesis for Grand Canyon incision and development of the Colorado River. Colorado River Origin and Evolution, 13, 199–204.

Métivier, F., Gaudemer, Y., Tapponnier, P., & Meyer, B. (1998). Northeastward growth of the Tibet plateau deduced from balanced reconstruction of two depositional areas: The Qaidam and Hexi Corridor basins, China. Tectonics, 17(6), 823–842. https://doi.org/10.1029/98TC02764

Mohajjel, M., Fergusson, C. L., & Sahandi, M. R. (2003). Cretaceous-Tertiary convergence and continental collision, Sanandaj-Sirjan Zone, Western Iran. Journal of Asian Earth Sciences, 21(4), 397–412. https://doi.org/10.1016/S1367-9120 (02)00035-4

Mohammadi, E., Hasanzadeh-Dastgerdi, M., Ghaedi, M., Dehghan, R., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Baizidi, C., Vaziri, M. R., & Sfidari, E. (2013). The tethyan seaway Iranian plate oligo-miocene deposits (the Qom formation): Distribution of rupelian (early Oligocene) and evaporate deposits as evidences for timing and trending of opening and closure of the Tethyan Seaway. Carbonates and Evaporites, 28(3), 321–345. https://doi.org/10.1007/s13146-012-0120-7

Mohammadi, E., Safari, A., Vaziri-Moghaddam, H., Vaziri, M. R., & Ghaedi, M. (2011). Microfacies analysis and paleoenviornmental interpretation of the Qom Formation, South of the Kashan, Central Iran. Carbonates and Evaporites, 26(3), 255–271. https://doi.org/10.1007/s13146-011-0059-0

Morley, C. K., Kongwung, B., Julapour, A. A., Abdolghafourian, M., Hajian, M., Waples, D., Warren, J., Otterdoom, H., Srisuriyon, K., & Kazemi, H. (2009). Structural development of a major late Cenozoic basin and transpressional belt in central Iran: The Central Basin in the Qom-Saveh area. Geosphere, 5(4), 325–362. https://doi.org/10.1130/GES00223.1

Mouthereau, F. (2011). Timing of uplift in the Zagros belt/Iranian plateau and accommodation of late Cenozoic Arabia-Eurasia convergence. Geological Magazine, 148(5–6). https://doi.org/10.1017/S0016756811000306

Nichols, G. (2011). Endorheic basins. Tectonics of Sedimentary Basins: Recent Advances, 621–632.

Ouimet, W. B., Whipple, K. X., & Granger, D. E. (2009). Beyond threshold hillslopes: Channel adjustment to base-level fall in tectonically active mountain ranges. Geology, 37(7). https://doi.org/10.1130/G30013A.1

Qavim, N., Etemad-Saeed, N., & Najafi, M. (2021). Tectonic provenance of the Upper Red Formation sandstones in the Hesar section, Mahneshan Basin (west Alborz). Scientific Quarterly Journal of Geosciences, 30(118), 37–46.

Regard, V., Faccenna, C., Martinod, J., & Bellier, O. (2005). Slab pull and indentation tectonics: Insights from 3D laboratory experiments. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 149(1-2 SPEC. ISS.), 99–113. https://doi.org/10.1016/j.pepi.2004.08.011

Reidel, S. P., Feeht, K. R., Hagood, M. C., & Tolan, T. L. (1989). The geologic evolution of the central Columbia Plateau. In Special Paper of the Geological Society of America (Vol. 239). Geological Society of America Special Paper. https://doi.org/10.1130/SPE239-p247

Rezaeian, M., Carter, A., Hovius, N., & Allen, M. B. (2012). Cenozoic exhumation history of the Alborz Mountains, Iran: New constraints from low-temperature chronometry. Tectonics, 31(2). https://doi.org/10.1029/2011TC002974

Sobel, E. R., Hilley, G. E., & Strecker, M. R. (2003). Formation of internally drained contractional basins by aridity-limited bedrock incision. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 108(B7). https://doi.org/10.1029/2002jb001883

Spencer, J. E., & Pearthree, P. A. (2001). Headward Erosion versus Closed-basin Spillover as Alternative Causes of Neogene Capture of the Ancestral Colorado River by the Gulf of California. Colorado River Origin and Evolution, 12(July 2016), 215–220.

Stöcklin, J., & Eftekhar-Nezhad, J. (1969). Explanatory Text of the Zanjan Quadrangle Map I: 250,000. Geological Survey of Iran.

Tillman, J. E., Poosti, A., Rossello, S., & Eckert, A. (1981). Structural evolution of Sanandaj - Sirjan Ranges near Esfahan, Iran. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 65(4). https://doi.org/10.1306/2f9199a9-16ce-11d7-8645000102c1865d

Xie, X., & Heller, P. L. (2009). Plate tectonics and basin subsidence history. Bulletin of the Geological Society of America, 121(1–2), 55–64. https://doi.org/10.1130/B26398.1

Zali, Z., & Yazdanfar, A. (2020). Evaluation of Active Tectonics of the Sohrein Fault Zone Using Morphometry and Geomagnetic Survey Evaluation of Active Tectonics of the Sohrein Fault Zone Using Morphometry and Geomagnetic Survey. May 2015, 0–8.