

تأثیر نو زمین‌ساخت و تغییر اقلیم در تحول پهنه‌های ماسه‌ای شمال خاوری اهواز

مهران مقصودی* - دانشیار دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
امیر احمدی - دانشجوی دکتری ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران
سیاوش شایان - استادیار گروه جغرافیا، دانشگاه تربیت مدرس

پذیرش مقاله: ۱۳۹۵/۰۲/۰۵ تأیید نهایی: ۱۳۹۵/۰۶/۱۸

چکیده

پهنه‌ها و لندفرم‌های ماسه‌ای بارزترین ویژگی مناطق بیابانی در روی زمین می‌باشند که در شناخت و بازسازی تغییرات پالئوژئومورفولوژی و پالئوکلیماتولوژی کمک شایانی می‌کنند. در این پژوهش به منظور تأثیر نو زمین‌ساخت و تغییر اقلیم در تحول پهنه‌های ماسه‌ای اهواز، نخست با بررسی و اثبات زمین‌ساخت به وسیله چهار فاکتور ژئومورفولوژیکی - مورفوتکتونیک شامل: پارامتر تراکم زهکش‌ها (P)، شکل حوضه (BS)، عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) و ضریب پیچ‌وخم جبهه کوهستان (SMF) پرداخته شد. در ادامه جهت بررسی تأثیر اقلیم بر پهنه‌های ماسه‌ای، جمعاً ۶ نمونه رسوبی، (۳ نمونه از ماسه‌های فسیل و ۳ نمونه از ماسه‌های روان) به وسیله دستگاه XRF تعیین جنس و مقدار کربنات کلسیم هر نمونه به وسیله دستگاه کلسیمتری برنارد مشخص گردید. نتایج بدست آمده از فاکتورهای ژئومورفولوژیکی - مورفوتکتونیک نشان از بالا بودن زمین‌ساخت جنبه در منطقه مورد مطالعه در محدوده خطوط گسلی و تاقدیس کوپال به ویژه در بخش خاوری منطقه می‌باشد. داده‌های رسوبی ۱۱ عنصر را شامل: P_2O_5 , SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O , CaO , K_2O , Fe_2O_3 , Sr و Br در همه نمونه‌ها نشان داد. در مجموع از یازده کانی مورد مطالعه در نمونه‌های ماسه‌های فسیل و روان، ده عنصر دارای تغییر می‌باشند و میانگین CaO در ماسه‌های فسیل تقریباً ۲۰٪ کمتر از ماسه‌های روان می‌باشد. این تغییر درصد عناصر از ماسه‌های فسیل به روان نشان از یک فاز تغییر اقلیم می‌باشد که در کانی‌های حساس به هوازدگی شیمیایی مانند Fe_2O_3 (۱۲٪ بیشتر) و Al_2O_3 (۱۸٪ بیشتر) در منطقه بارزتر می‌باشد. نتایج این پژوهش نشان از تکامل پهنه‌های ماسه‌ای بخش خاوری اهواز به وسیله زمین‌ساخت و تغییر اقلیم می‌باشد.

واژگان کلیدی: زمین‌ساخت جنبه، تغییر اقلیم، ماسه‌های بادی اهواز، کربنات کلسیم، XRF.

مقدمه

به طور کلی حدود ۴۰٪ از سطح زمین را مناطق خشک در بر گرفته است (AAAS^۱, 2013). مناطق بیابانی ایران بیش از یک سوم مساحت کشور را شامل می‌شوند (عیوضی، ۱۳۷۷) که بیش از ۳۵ هزار کیلومتر مربع از این مناطق را ریگزارها پوشانده‌اند که در مجموع ۲۰۱٪ از مساحت ایران را پوشش می‌دهند که بیشترین پراکندگی آن‌ها در بخش مرکزی و شرقی ایران می‌باشد (محمودی، ۱۳۸۱). به غیر از بخش‌های نامبرده، ریگزارها و پهنه‌های ماسه‌ای در بخش‌های از جنوب باختری ایران به ویژه در جلگه خوزستان وجود دارد که اهمیت آن‌ها به دلیل، شناخت فرایندهای به وجود آورنده آن‌ها مانند زمین ساخت و اقلیم مهم می‌باشد. در بیشتر مناطق بیابانی، اشکال بادی مانند لندفرم‌های ماسه‌ای دیده می‌شود که به وسیله پارامترهای مختلف مانند اقلیمی (سبزی^۲، ۲۰۰۱؛ سور^۳، ۲۰۰۵؛ سور، ۲۰۱۴؛ سبزی و همکاران، ۲۰۱۳؛ همدان^۴ و همکاران، ۲۰۱۵؛ باگل^۵ و همکاران، ۲۰۱۵؛ داگلاس^۶ و همکاران، ۲۰۱۵؛ یان و باس^۷، ۲۰۱۵؛ الوین^۸ و همکاران، ۲۰۱۵؛ کیان^۹ و همکاران، ۲۰۱۶) زمین ساخت (وود^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۲؛ استیون^{۱۱} و همکاران، ۲۰۱۴؛ لوکیر^{۱۲} و همکاران، ۲۰۱۵؛ فنگ و همکاران، ۲۰۱۶)، رسوبی (فورمن^{۱۳} و همکاران، ۲۰۱۴؛ لانکستر^{۱۴} و همکاران، ۲۰۱۵؛ کالینکا - نارتیسا^{۱۵} و همکاران، ۲۰۱۵؛ رفت و همدان^{۱۶}، ۲۰۱۵) و هیدرولوژیکی (ناتی بام^{۱۷} و همکاران، ۲۰۱۵) کنترل و متاثر می‌شوند. در این میان زمین ساخت از طریق تاقدیس‌ها و ناودیس‌ها، گسل‌ها، فرونشینی و بالآمدگی (ناتی بام و همکاران، ۲۰۱۵؛ اوزکای ماک و سوزبیلیر^{۱۸}، ۲۰۱۲؛ رمزی^{۱۹} و همکاران، ۲۰۰۸؛ ملوش و کلر^{۲۰}، ۲۰۱۳) در مناطق خشک بر پهنه‌های ماسه‌ای اثر می‌گذارد. کارک و لنکستر^{۲۱} (۱۹۹۹) ناهمواری‌های روی زمین را یکی از شرایط کنترل کننده رسوبات بادی می‌دانند. همچنین، همان طور که لندفرم‌ها و فرایندهای مناطق خشک بشدت نسبت به تغییرات اقلیمی حساس می‌باشند و نسبت به آن واکنش نشان می‌دهند (لنکستر، ۱۹۹۷)، این واکنش‌ها در ویژگی‌های رسوبی و لندفرمی نمود پیدا می‌کنند. ویژگی‌های رسوبی که از تغییر اقلیم متاثر می‌شوند شامل نوع و مقدار سیمان، انحلال، اکسیده شدن و هوازدگی شیمیایی که منجر به تجزیه کانی‌ها در آب‌وهوای مرطوب می‌باشد (لرمن و می بک^{۲۲}، ۱۹۸۵؛ فایر بریج^{۲۳}، ۱۹۷۰؛ درور^{۲۴}، ۱۹۹۴؛ وایت و بلوم^{۲۵}، ۱۹۹۵؛ استالارد^{۲۶}، ۱۹۹۸؛ جانسون^۱، ۱۹۹۳). برای نمونه هوازدگی شیمیایی در

¹ - American Association for the Advancement of Science

² - Swezey

³ - Tsoar

⁴ - Hamdan

⁵ - Bogle

⁶ - Douglas

⁷ - Yan and Bass

⁸ - Ellwein

⁹ - Qiang

¹⁰ - Wood

¹¹ - Stevens

¹² - Lokier

¹³ - S. L. Forman

¹⁴ - Lancaster

¹⁵ - E. Kalinska-Nartisa

¹⁶ - Refaat and Hamdan

¹⁷ - Nottebaum

¹⁸ - Ozkaymak and Sozbilir

¹⁹ - Ramsey

²⁰ - Melosh and Keller

²¹ - Kocurek and Lancaster

²² - A. Lerman and M. Meybeck

²³ - R. W. Fairbridge

²⁴ - Derver

²⁵ - Withe and Blum

²⁶ - Stallard

درصد ترکیب رسوبات نقش شایانی بازی می‌کند (گارزنتی^۲ و همکاران، ۲۰۱۵) و سبب تولید کانی‌های، آلومنیوم، اکسید آهن، منیزیوم، سدیم، پتاس، کربنات کلسیم و سیلیس می‌گردد (چورلی و همکاران، لرمن و می بک، ۱۹۸۵). همچنین در مناطق با بارندگی کافی، در رسوبات سست و گسسته مانند ماسه‌های بادی سبب شستشوی کربنات کلسیم از سطح زمین به لایه‌های پایینی می‌گردد (ماش و بتیس^۳، ۲۰۰۰؛ دینگ^۴ و همکاران، ۲۰۰۱؛ استالارد، ۱۹۹۸؛ جانسون، ۱۹۹۳؛ فیضی و همکاران، ۱۳۹۳). از اینرو، بررسی وضعیت ژئومورفولوژیکی و رسوبی برای مناطق دارای رسوبات بادی، به‌منظور تکامل و بررسی وضعیت گذشته آن، امری ناگزیر و ضروری است (ناتی بام و همکاران، ۲۰۱۵).

در این پژوهش با توجه به مطالعات اندک غیرمستقیم صورت گرفته در ارتباط با تأثیر زمین‌ساخت بر پهنه‌های ماسه‌ای در سطح ایران و جهان (چن و لی^۵، ۲۰۱۳؛ استیون و همکاران، ۲۰۱۴؛ لوکیر و همکاران، ۲۰۱۵؛ وود و همکاران، ۲۰۱۲). نخست به بررسی و شناخت وضعیت زمین‌ساخت منطقه مورد مطالعه از طریق ویژگی‌های رسوبی در بخش خاوری اهواز پرداخته و سپس به تأثیر تغییر اقلیم بر ویژگی‌های کانی‌شناسی و عناصر رسوبی به‌ویژه درصد تغییرات و فراوانی آن‌ها در پهنه‌های ماسه‌ای (ماسه‌های فسیل و ماسه‌های روان) پرداخته می‌شود. هدف این پژوهش شناخت و تأثیر دو فرایند نام برده (زمین‌ساخت و تغییر اقلیم) بر تحول و تکامل رسوبی و لندفرمی پهنه‌های ماسه‌ای در بخش خاوری می‌باشد. یادآور می‌شود که این پژوهش در ارتباط با پهنه‌های ماسه‌ای بخش خاوری اهواز از نوع خود نخستین بوده و برای برنامه‌ریزی جهت مطالعات تفصیلی انجام شده است.

منطقه مورد مطالعه

استان خوزستان با مساحتی بالغ بر ۶۷۲۸۲ کیلومتر در بخش جنوب باختری ایران واقع می‌باشد (سازمان جغرافیایی کشور، ۱۳۷۵). جلگه خوزستان از دیدگاه زمین‌شناسی و توپوگرافی ادامه جلگه بین‌النهرین و بخش‌های باختری آن بخشی از صفحه عربی می‌باشد (آقانی، ۱۳۸۳، عیوضی، ۱۳۷۷، علایی طالقانی، ۱۳۸۸) تپه‌های ماسه مورد مطالعه در این پژوهش، در بخش خاوری اهواز و منطبق بر دامنه‌های جنوبی و باختری تاقدیس کوپال می‌باشد که دارای مختصات جغرافیایی (عرض ۳۱° تا ۳۱°۲۰' و طول جغرافیایی ۴۸°۵۴' تا ۴۹°۳۰') می‌باشد (شکل ۱). وسعت منطقه مورد مطالعه حدود ۳۶۷۷ کیلومترمربع می‌باشد. همچنین از نظر جغرافیایی از سمت جنوب باختری و جنوب خاوری به ترتیب به اهواز و رامشیر و از خاور و شمال خاوری به ترتیب به رودخانه جراحی و شهرستان رامهرمز و از سمت باختر به شهرک ملاثانی محدود می‌باشد. بلندترین نقطه منطقه در بخش خاوری منطقه و در ارتفاعات تاقدیس آغاچاری با ارتفاع ۲۱۵ متر و پست‌ترین نقطه در بخش جنوبی منطقه با ارتفاع ۱۰ متر از سطح دریا می‌باشد (شکل ۲). از دیدگاه اقلیمی، میانگین دما و بارش منطقه مورد مطالعه در ایستگاه سینوپتیکی اهواز، طی بازه زمانی ۵۳ ساله (۱۹۵۷-۲۰۱۰)، به ترتیب: ۲۵.۴ درجه سانتی‌گراد و ۲۰۹ میلی‌متر می‌باشد (سایت سازمان هواشناسی کشور).

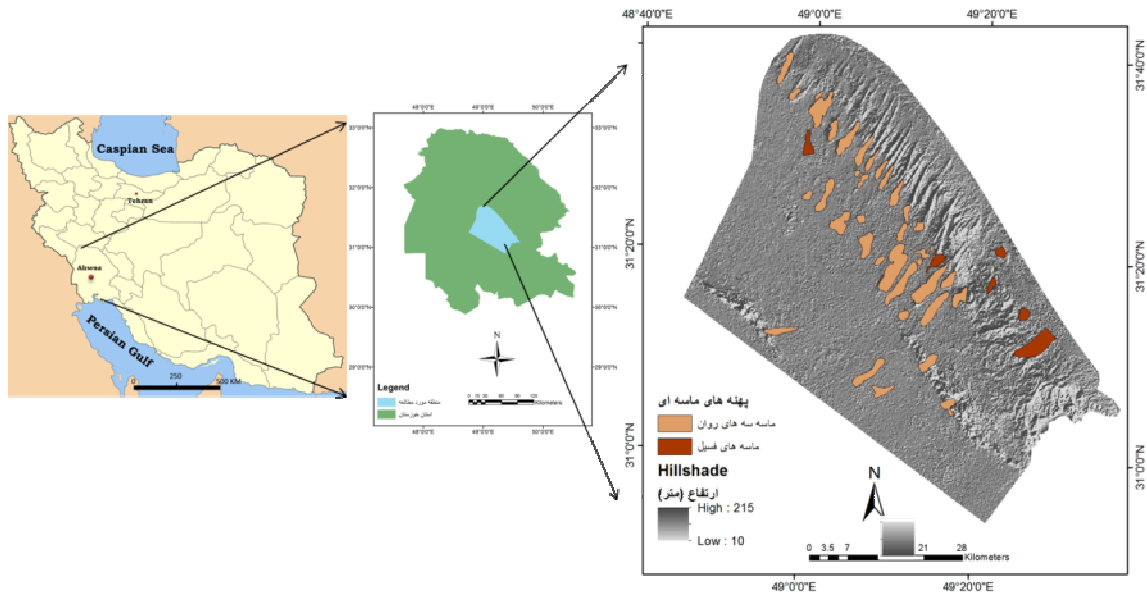
¹ - Johansson

² - E. Garzanti

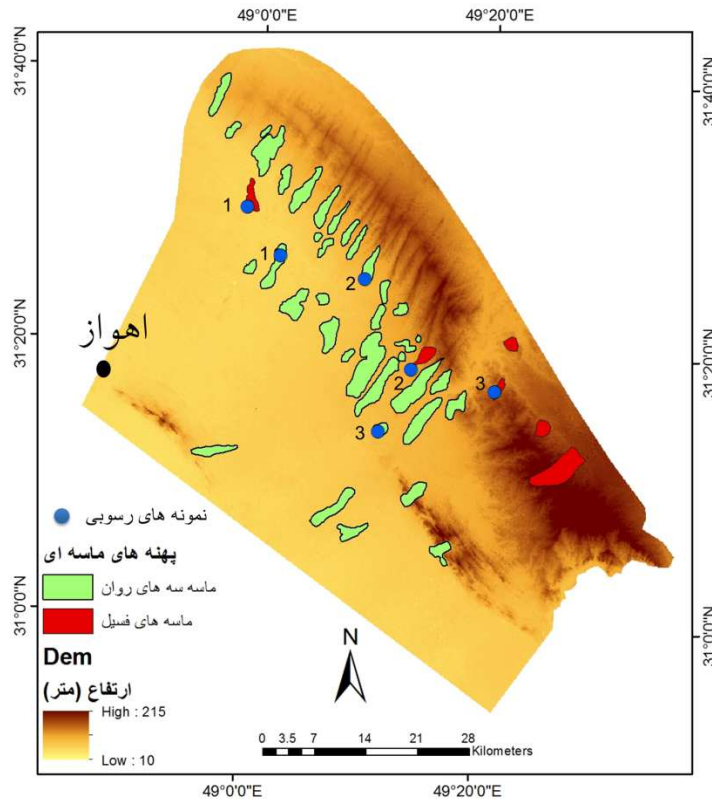
³ - Mush and Bettis

⁴ - Ding

⁵ - Z. Chen and G. Li



شکل ۱: موقعیت منطقه مورد مطالعه و تپه های ماسه ای آن



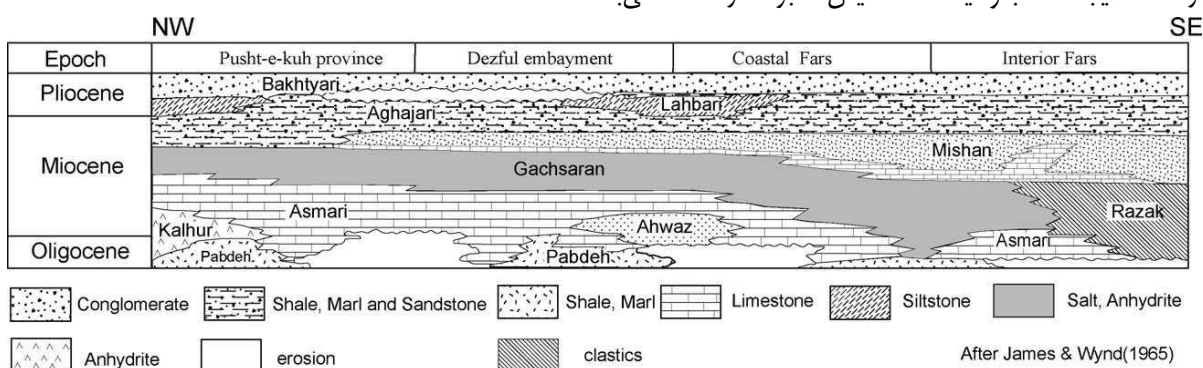
شکل ۲: مدل ارتفاعی منطقه مورد مطالعه همراه با موقعیت و شماره نمونه ها و تپه های ماسه ای.

زمین شناسی و ژئومورفولوژی

منطقه مورد مطالعه از دیدگاه زمین شناسی در بخش خاوری فروافتادگی دزفول (آرین و محمدیان، ۱۳۸۹، کمالی و همکاران، ۱۳۹۰) می باشد که در آن سازندهای پایینی گروه فارس شامل کنگلومرای بختیاری و سازند ماسه سنگی آغاچاری برونزد دارند (آورجانی و همکاران، ۱۳۹۰) (شکل ۳)، در تاقдіس کوپال دو سازند نامبرده برونزد دارند که در آن،

سازند ماسه‌سنگی آغاچاری (بیش از ۹۰٪) پوشش تاقدیس را در برمی‌گیرد و کنگلومرای بختیاری در بخش‌های خاوری و باختری تاقدیس برونزد دارد. از نظر سنگ‌شناسی سازند آغاچاری متشکل از لایه‌های ماسه‌سنگی و میان لایه‌های مارنی (احمدی و همکاران^۱، ۲۰۱۵) و با سن میوسن میانی تا پلیوسن می‌باشد و سازند کنگلومرای بختیاری شامل مواد آواری حاصل از سازندهای زاگرس با سیمان آهکی در پلیوسن رسوبگذاری شده‌اند (مطیعی، ۱۳۷۲، ۴۳۹ - ۴۴۰. آقنابتی، ۱۳۸۳، ۲۵۶. احمدی، ۱۳۹۱. هوک^۲ و همکاران، ۲۰۰۴). از دیدگاه زمین‌شناسی این منطقه در رده نخستین چین‌های جوان زاگرس در حال حاضر به حساب می‌آید که در آن تاقدیس‌ها در ابتدای مراحل شکل‌گیری می‌باشند (آقنابتی، ۱۳۸۳. ابرلندر، ۱۳۷۱. درویش زاده، ۱۳۸۵. عیوضی، ۱۳۷۷. مطیعی، ۱۳۷۲. رامشت، ۱۳۸۴).

از دیدگاه ژئومورفولوژی در منطقه مورد مطالعه چهار تاقدیس با نام‌های تاقدیس اهواز در بخش جنوب باختری، تاقدیس مارون در جنوب خاوری، تاقدیس آغاچاری در بخش خاوری و تاقدیس کوپال در بخش شمالی و همچنین سه خط گسل عمده در بخش شمال باختری منطقه مورد مطالعه در تاقدیس کوپال، گسل روراند در بخش جنوبی تاقدیس مارون و گسل بخشی از گسل اهواز در بخش جنوب باختری منطقه وجود دارد (شکل ۴). لندفرم‌های ژئومورفولوژی غالب در منطقه شامل: آب‌کندها در بخش شمالی منطقه (شفیعی و همکاران، ۱۳۹۰)، میان آب‌ها، تپه‌های ماسه‌ای و اشکال وابسته به آن شامل ریپل مارک‌ها و نیک‌ها (شکل ۵ الف و ب) در بخش شمالی و میانی منطقه، شبکه آب‌ها و زهکش‌ها و ارتفاعات ایجادشده به وسیله سه تاقدیس نامبرده در منطقه می‌باشد.

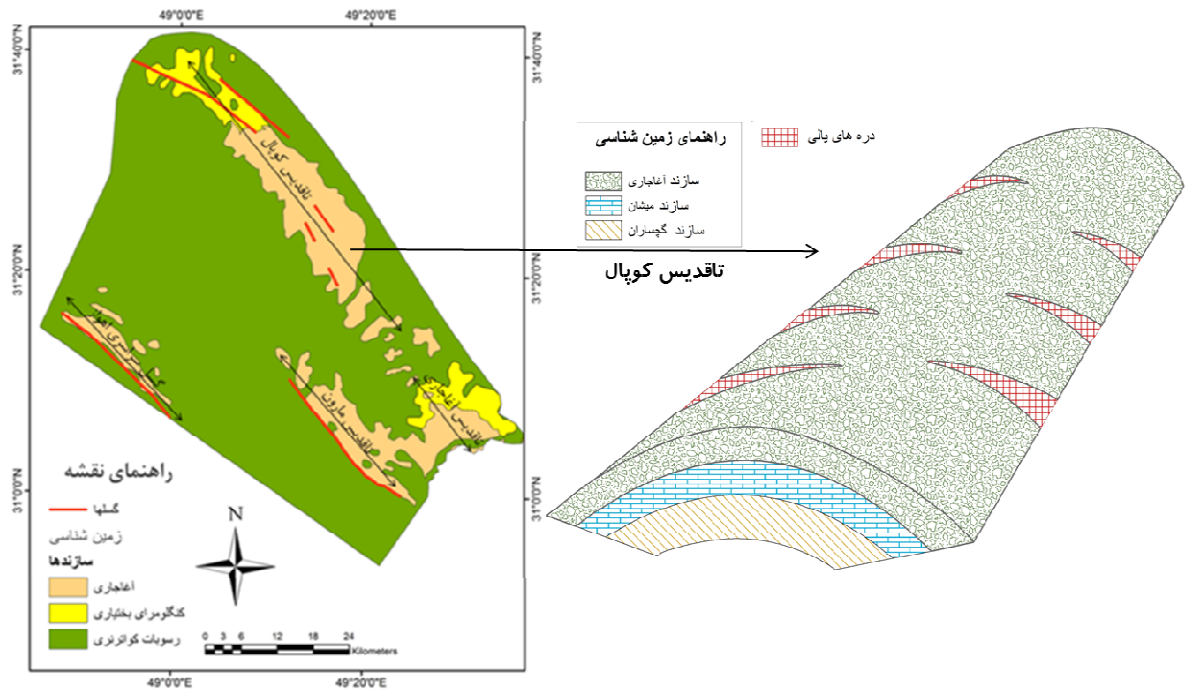


شکل ۳: ستون چینه نگاری گروه فارس در زاگرس (برگرفته از بهرودی^۳ و همکاران، ۲۰۰۴).

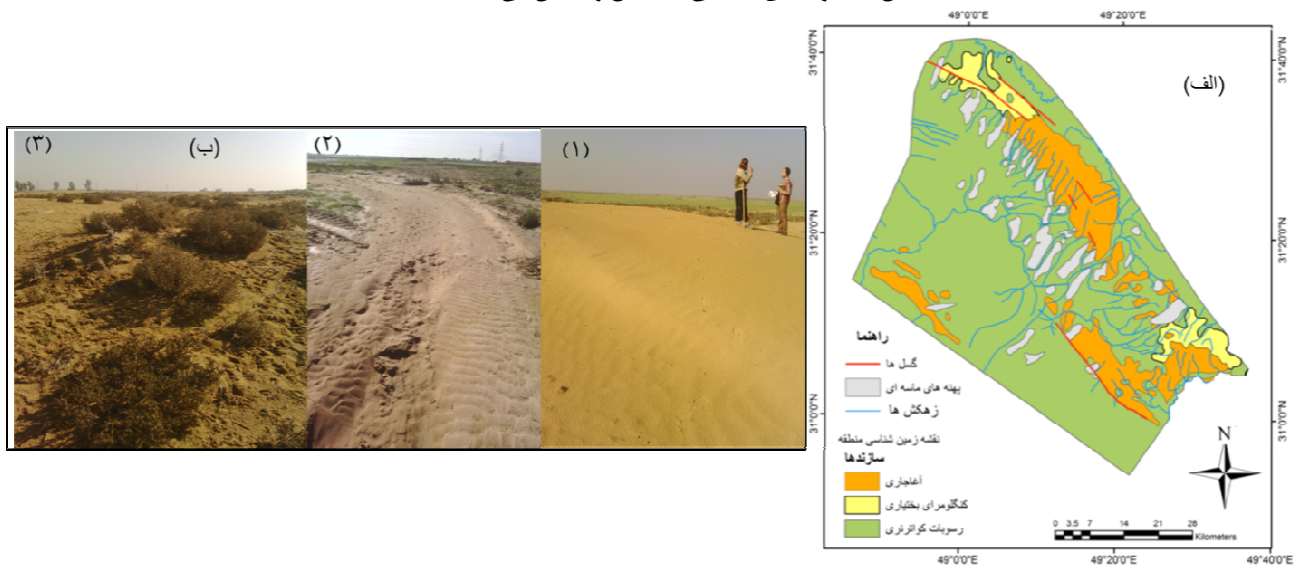
^۱ -Ahmadi

^۲ - Homek

^۳ - Bahroudi



شکل ۴: سازندهای زمین شناسی و موقعیت تاقدیس ها همراه با خطوط گسلی (فلش موقعیت تاقدیس کوپال همراه با تصویر شماتیک آن با سازندهای سطحی تاقدیس را نشان می دهد).



شکل ۵: لندفرمهای ژئومورفولوژیکی همراه با موقعیت آن ها در سازندهای زمین شناسی منطقه (الف) و شکل (ب)، لندفرمهای ماسه ای منطقه شامل: تپه های ماسه ای (۱) و لندفرمهای وابسته آن مانند: ریبل مارکها (۲) و نبکاها (۳).

مواد و روش ها

در این پژوهش نخست با استفاده از نقشه های ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۱۰۰۰۰۰ زمین شناسی منطقه مورد مطالعه شناسایی و نقشه های زمین شناسی و لندفرمهای ژئومورفولوژیکی استخراج گردید و سپس از نقشه *(Dem)* سی متر جهت تهیه نقشه شیب و نقشه خطوط ارتفاعی استفاده گردید. در ادامه در این پژوهش، دو معیار شامل فاکتورهای شواهد ژئومورفولوژیکی - مورفوتکتونیک و داده های رسوبی به طور جداگانه بررسی و در نهایت به تلفیق داده های حاصله و نتیجه گیری پرداخته شد.

فاکتورهای ژئومورفولوژیکی - مورفوتکتونیک

فاکتورهای ژئومورفولوژیکی - مورفوتکتونیک مورد بررسی در این پژوهش شامل: پارامتر تراکم زهکش‌ها (P)، پارامتر عدم تقارن حوضه زهکشی (AF) پارامتر شکل حوضه (BS)، پارامتر ضریب پیچ‌وخم جبهه کوهستان (SMF) می‌باشد (جدول ۱). دلیل استفاده از این پارامترها (نرخ‌ها) حساس بودن به نوسان‌ها و جنبش‌های زمین‌ساختی است. از نرم‌افزارهای GIS 10.2 جهت ترسیم نقشه‌های پارامترهای ژئومورفیک منطقه و نقشه‌های شماتیک ژئومورفولوژیکی، شیب، زمین‌شناسی، لندفرم‌ها، محاسبات اندازه‌های آبراهه‌ها و شبکه‌های زهکشی و مساحت مناطق و زیر حوضه‌ها استفاده گردید.

جدول ۱: شاخص‌های (نرخ‌ها) بکار گرفته شده در این پژوهش.

نرخ	فرمول	اجزا فرمول	اجزا فرمول	اجزا فرمول
تراکم زهکش‌ها (P)	$P = \frac{\sum Li}{A}$	P تراکم زهکش‌ها	Li طول آبراهه‌ها به کیلومتر	A مساحت حوضه به کیلومتر مربع
پارامتر ناهمسانی حوضه (AF)	$PAF = A_r/A_t \times 100$	AF پارامتر ناهمسانی حوضه	A_r مساحت سمت راست حوضه	A_t مساحت کل حوضه
پارامتر شکل حوضه (BS)	$BS = BI / Bw$	BS پارامتر شکل حوضه	BI اندازه درازای حوضه از پایایی ترین مرز حوضه آب تا خروجی حوضه	Bw پهنای حوضه در پهن ترین قسمت
پارامتر پیچ و خم کوهستان (SMF)	$SMF = MLF / LS$	SMF پارامتر پیچ و خم جبهه کوهستان	MLF طول جبهه کوهستان در راستای یایکوه	LS طول خط مستقیم جبهه کوهستان

نمونه‌گیری رسوبی

اقلیم و نوسان‌های آن یکی از فاکتورهای است که بشدت در شکل و مورفولوژی و همچنین ویژگی‌های رسوبی تپه‌های ماسه‌ای اثرگذار می‌باشد. از اینرو مطالعه ویژگی‌های رسوبی تپه‌های ماسه‌ای کمک شایانی را در جهت بررسی تکامل آن‌ها در درازای زمان، فراهم می‌کند. به منظور بررسی اثر تغییر اقلیم در تپه‌ها و لندفرم‌های ماسه‌ای، نخست تپه‌های ماسه‌ای به دو دسته شامل: (۱) تپه‌های ماسه‌ای فسیل (۲) تپه‌های ماسه‌ای روان دسته‌بندی شد که از هر کدام ۳ نمونه و جمعاً ۶ نمونه در راستای طولی منطقه مورد مطالعه از بخش باختری به بخش خاوری گردآوری شد (شکل ۲) تمامی نمونه‌ها از رسوبات سطحی گرفته شدند و تنها نمونه شماره ۲ از تپه‌های ماسه‌ای فسیل از یک ترانشه ایجاد شده در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری بدست آمد. در ادامه جهت تعیین عناصر به وجود آورنده نمونه‌ها از دستگاه ایکس آر اف (XRF^۱) در دانشگاه تربیت مدرس بهره برده شد. در این روش نمونه‌ها را ابتدا تا $1000^{\circ}C$ درجه سانتی‌گراد برای آماده‌سازی جهت انجام XRF حرارت داده شد که در این میان رطوبت و آب موجود در رسوبات، مواد کربن آلی و زیستی و دی اکسید کربن بدلیل سوختن^۲، تبخیر می‌گردند که به مواد سوخته شده وزن از دست رفته بر اثر سوختن^۳ (L.O.I) گفته می‌شود. از اینرو در این روش بدلیل محاسبه نکردن مقدار کربنات‌های که در زیر دمای $1000^{\circ}C$ درجه سانتی‌گراد سوخته و

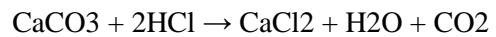
^۱ - X-Ray Fluorescence

^۲ - Ignition

^۳ - Loss on ignition

تبخیر می‌شوند، لازم است که برای محاسبه دقیق درصد کربنات کلسیم از روش شناخته کلسیمتری برنارد^۱ استفاده شود چرا که تا اکنون یکی از دقیق‌ترین راه‌های بدست آوردن درصد کربنات کلسیم نمونه‌های رسوبی محسوب می‌شود و خطای آن بین ۵ - ۱٪ می‌باشد (لاماس^۲ و همکاران، ۲۰۰۵).

روش کار دستگاه کلسیمتری برنارد براساس واکنش اسید هیدروکلریدریک رقیق^۳ با کربنات‌های موجود در نمونه‌ها می‌باشد که در نتیجه این واکنش گاز Co2 آزاد می‌شود (پانسو و گوتیرو^۴، ۲۰۰۶؛ الفکی^۵ و همکاران، ۲۰۱۶).



مقدار درصد کربنات کلسیم نمونه‌ها از فرمول زیر بدست می‌آید:

$$\text{CaCO}_3 = \frac{V \cdot 1.79 \cdot 2.28 \cdot 100}{1000 \cdot P}$$

CaCO_3 = درصد کربنات کلسیم

V = حجم گاز Co2 تولیدشده از نمونه

۱.۷۹ = ضریب بدست آمده از جدول پانسو و گاتیرو (۲۰۰۶) می‌باشد (۱.۷۹ یعنی دمای ۲۰ درجه و میانگین فشار ۱۰۱۷ هکتو پاسگال محیط آزمایشگاه)

۲.۲۸ = عدد پایدار

P = وزن نمونه

از اینرو جهت بدست آوردن کربنات کلسیم، شمار ۶ نمونه از رسوبات برداشت شده با این دستگاه محاسبه گردید.

یافته‌های پژوهش

رودخانه‌ها و زهکش‌ها ویژگی‌های کلیدی شناخت یک حوضه آبریز می‌باشند (بهرامی^۶، ۲۰۱۳). در مناطق تکتونیکی فعال به‌ویژه در کوهستان‌های چین‌خورده، تحلیل کمی و کیفی سیستم زهکشی، برای برآورد تأثیر فعالیت‌های تکتونیکی بر فرایندهای ژئومورفیکی و گسترش آن‌ها مؤثر می‌باشد (باربانک و اندرسون^۷، ۲۰۰۱). رودخانه‌ها و زهکش‌های حوضه آبریز یکی از فاکتورهای است که در آن می‌توان به وضعیت تکتونیکی منطقه پی برد (کلر و پینتر^۸، ۲۰۰۲؛ اوزکای ماک و سوزلیبر، ۲۰۱۲). چرا که رودخانه‌ها و شبکه زهکشی نسبت به تغییرات زمین ساخت واکنش نشان می‌دهند (مقصودی و کامرانی دلیر، ۱۳۸۷. بهرامی و همکاران، ۱۳۹۳. بیاتی خطیبی، ۱۳۸۸. ریبولینی و اسپاگنولو^۹، ۲۰۰۸).

پارامتر تراکم زهکش‌ها (P)

پارامتر تراکم زهکش‌ها از پارامترهایی است که بر اساس آن می‌توان تأثیرات تکتونیکی را مورد بررسی قرارداد. این پارامتر سرخ‌های از زمین ساخت جنبا نمایش می‌دهد (دوی^{۱۰} و همکاران، ۲۰۱۱). این پارامتر معیاری مناسبی جهت برآورد بالآمدگی تاقدیس می‌باشد (ملاش و کلر، ۲۰۱۳).

1 - Bernard calcimeter

2 - F. Lamas

3 - Dilute Hydrochloric Acid

4 - M. Pansu and J. Gautheyrou

5 - J. T. Elfaki

6 - Bahrami

7 - Burbank and Anderson

8 - Keller and Pinter

9 - Ribolini and Spagnolo

10 - Devi

این پارامتر از تقسیم طول شبکه هیدروگرافی حوضه (شبکه‌های اصلی و فرعی) به مساحت حوضه به دست می‌آید و پارامتر مفیدی برای ارزیابی نو زمین‌ساخت جنبا در حوضه‌های زهکشی می‌باشد. این پارامتر برای مناطقی که متاثر از زمین‌ساخت جنبا می‌باشند، پایین می‌باشد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲).

جدول ۲: مقادیر پارامتر تراکم زهکش‌ها.

بخش	1	2	3	4
L_i = طول آبراهه (کیلومتر)	307	411	102	72
A = مساحت هر بخش	126	125	513	642
P = پارامتر تراکم زهکش‌ها ^۱	0.2	0.3	0.1	0.1

همان‌طور که از جدول (۲) پیداست، مقدار P برای کل منطقه مورد مطالعه پایین می‌باشد که این از تکنیک شدت جنبا در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. از اینرو با توجه به گستردگی منطقه مورد مطالعه (۳۶۷۷ کیلومتر مربع) و جهت شناخت بهتر کارکرد زمین‌ساخت جنبا در هر بخش، منطقه مورد مطالعه به چهار بخش دسته‌بندی شد. در بخش ۱ در منطقه مورد مطالعه این پارامتر به ۰.۱ می‌رسد و در درجه‌های بعدی به ترتیب: بخش ۳، ۲ و ۱ می‌باشد (شکل ۶ الف).

پارامتر ناهمسانی حوضه (AF)

پارامتر عدم ناهمسانی حوضه یکی راه‌های برآورد کج شدگی تکنیکی در زهکش‌های حوضه آبخیز می‌باشد (اوز کامای و سوزبلیر، ۲۰۱۲).

نمره بدست آمده از پارامتر AF هرچه به ۱۰۰ نزدیک‌تر باشد نشان از کج شدگی حوضه به سمت چپ می‌باشد و اگر ۵۰ باشد یعنی حوضه بدون کج شدگی است و هر چه از ۵۰ کمتر باشد کج شدگی به سمت راست خواهد بود. در کل، هر چه این پارامتر به ۱۰۰ نزدیک‌تر باشد نشان از تکنیک یا زمین‌ساخت بیشتر حوضه می‌باشد (بهرامی، ۲۰۱۳). حوضه اصلی منطقه مورد مطالعه ۱۷۸۰ کیلومتر مربع می‌باشد. که سمت راست حوضه ۱۰۹۸ کیلومتر مربع می‌باشد که در آن پارامتر AF حدود ۶۱.۹ می‌باشد.

پارامتر شکل حوضه BS^۱

حوضه‌های فعال تکنیکی، شکل کشیده‌ای دارند. شکل حوضه در طول زمان با توقف میزان بالآمدگی، به (باربانک و اندرسون، ۲۰۰۱) (تدریج دایره می‌شود

مقدار بالای پارامتر BS نشان از شکل کشیده حوضه و به تبع آن زمین‌ساخت جنبا می‌باشد و مقادیر کمتر نشان از حوضه دایره‌ای همراه با زمین‌ساخت اندک یا ایستا می‌باشد. زمانی که بالآمدگی صورت گیرد حوضه‌های کشیده شکل می‌گیرد (Dehbozorgi and et all, 2010).

مقدار B1 و Bw به ترتیب در منطقه ۱۱۴۲۲ و ۶۱۹۰۶ متر می‌باشد که مقدار BS برای حوضه منطقه مورد مطالعه ۱.۸ می‌باشد.

پارامتر پیچ‌وخم کوهستان (SMF)

ناهمواری‌های سطح زمین خود به‌وسیله فاکتورهای زمین‌ساخت کنترل می‌شوند (باربانک و اندرسون، ۲۰۰۱). از اینرو برآورد و اندازه‌گیری پارامترهای مانند پیچ‌وخم کوهستان می‌تواند در این امر مؤثر باشد. پارامتر پیچ‌وخم کوهستان برای اندازه‌گیری لبه‌های تورفته و برآمده تاقدیس‌ها مورد استفاده قرار می‌گیرد (اوزکای مای و سوزبلیر، ۲۰۱۲). فرسایش

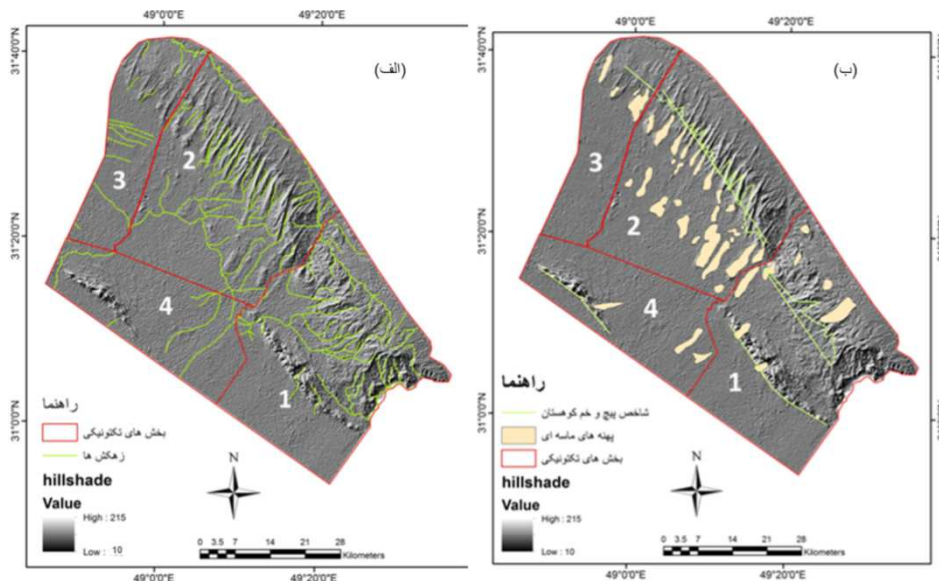
¹ - Percent of basin asymmetry

به طور طبیعی سبب ایجاد لبه‌های کوژ و کاو در جبهه کوهستان می‌گردد اما تکتونیک گرایش به ایجاد یک جبهه مستقیم پرتگاهی دارد (کلر و پینتر، ۲۰۰۲).

پارامتر پیچ‌وخم جبهه کوهستان برای مناطق با زمین‌ساخت بسیار جنبا بین ۱-۱.۶، مناطق زمین‌ساخت بینابین ۱.۴-۳ و برای مناطق با بدون زمین‌ساخت جنبا بین ۱.۸-۵ می‌باشد (بول^۱ و همکاران، ۱۹۹۷). نسبت بالای این پارامتر در استان خوزستان یکی از دلایل زمین‌ساخت جنبا می‌باشد (نوجوان و خسروی، ۱۳۸۹). اندازه‌گیری بخش‌های مختلف SMF (شکل ۶ ب) برای منطقه مورد مطالعه در جدول (۳) می‌باشد.

جدول ۳: مقادیر پارامتر پیچ‌وخم جبهه کوهستان در هر بخش از منطقه.

بخش	LS (متر)	MLF (متر)	SMF
1 (الف)	27800	28805	1.03
1 (ب)	24192	34377	1.4
2	38025	86981	2.2
3	7691	7691	1
4	19750	19958	1.01



شکل (۶) موقعیت بخش‌های تراکم زهکش‌ها (P)، (الف) و اندازه‌گیری پارامتر پیچ‌وخم کوهستان (SMF) در هر بخش (ب).

بررسی نمونه‌های رسوبی (XRF)

ماسه‌های فسیل

در بررسی عناصر و مواد به وجود آورنده بخش تپه‌های ماسه‌ای فسیل یازده عنصر و یا کانی دیده‌شده است که شامل: کانی‌های سدیم Na₂O، منیزیم MgO، بوکسیت یا اکسید آلومینوم AL₂O₃، کانی‌های سیلیکاته SiO₂، فسفر P₂O₅، سولفات SO₃، پتاسیم K₂O، کربنات‌ها CaO، اکسید آهن Fe₂O₃، استرانسیوم Sr و بروم Br دیده‌شده است (جدول شماره ۴). اگر درصد L.O.I یا مواد فرار را از نمونه‌ها کم کنیم، در کل نمونه‌های فسیل، چهار عنصر شامل کربنات‌ها با میانگین ۴۰٪ و سیلیکات‌ها (بیشتر کوارتز می‌باشند) با ۲۵.۸٪ دارای بیشترین فراوانی در نمونه‌ها

می‌باشند که بعد از آن‌ها اکسید آهن (۳۰.۱٪) و اکسید آلومینیوم (۲۰.۲٪) در جایگاه‌های بعدی قرار می‌گیرند. دیگر عناصر و کانی‌های به وجود آورنده کمتر از ۲.۷٪ کل نمونه‌ها را تشکیل می‌دهند.

جدول ۴: داده‌های بدست آمده از بررسی آزمایشگاهی جنس نمونه‌های ماسه‌های فسیل به وسیله دستگاه XRF.

نمونه	L.O. I %	Na2O %	MgO %	Al2O 3 %	SiO2 %	P2O5 %	SO3 %	K2O %	CaO %	Fe2O3 %	Sr %	Br %
فسیل ۱	23.2	0.51	1.12	2.93	30.3	0.06	0.06	1	37	3.7	0.1	0
فسیل ۲	29	0.212	0.693	1.85	19.921	0.048	0.059	0.545	44.657	2.917	0.098	0
فسیل ۳	25.6	0.28	0.701	2.101	27.141	0.047	0.063	0.646	38.451	2.866	0.101	2.003
میانگین	25.9	0.33	0.83	2.29	25.87	0.051	0.06	0.73	40	3.16	0.1	0.66

ماسه‌های روان

در بررسی کانی‌های به وجود آورنده نمونه‌های ماسه‌های روان، همانند ماسه‌های فسیل بیشترین عناصر را به ترتیب: کربنات‌ها (۴۱.۲٪)، سیلیکات‌ها (۲۴.۶٪)، اکسید آهن (۲.۷٪) و اکسید آلومینیوم (۱.۸٪) می‌باشند که دیگر کانی‌ها ۲.۲٪ کل عناصر را تشکیل می‌دهند (جدول ۵). در این میان مقدار کربنات‌ها در هر سه نمونه ماسه‌های روان بالاتر از ۴۰٪ می‌باشد.

جدول ۵: داده‌های بدست آمده از بررسی آزمایشگاهی جنس نمونه‌های ماسه‌های روان به وسیله دستگاه XRF.

ماسه‌های روان	L.O.I %	Na2O %	MgO %	Al2O3 %	SiO2 %	P2O5 %	SO3 %	K2O %	CaO %	Fe2O3 %	Sr %	Br %
روان ۱	27.2	0.31	0.729	2.312	24.974	0.037	0.081	0.562	40.553	3.137	0.104	0
روان ۲	27.5	0.177	0.646	1.517	22.807	0.048	0.062	0.453	42.406	2.459	0.118	1.808
روان ۳	26.8	0.217	0.612	1.834	26.191	0.054	0	0.625	40.761	2.802	0.105	0
میانگین	27.16	0.234	0.66	1.88	24.65	0.046	0.047	0.54	41.24	2.79	0.11	0.6

کربنات کلسیم (کلسیمتری برنارد)

از شمار ۶ نمونه‌های گرفته شده برای بدست آوردن میانگین کربنات کلسیم، ۳ نمونه مربوط به ماسه‌های فسیل و ۳ نمونه مربوط به ماسه‌های روان می‌باشند که میانگین آن‌ها به ترتیب: ۴۰ و ۵۹.۶٪ می‌باشد. بنابراین تفاوت بین میانگین کربنات کلسیم تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان در حدود ۲۰٪ می‌باشد (جدول ۶).

جدول ۶: میانگین درصد کربنات کلسیم بدست آمده به وسیله دستگاه کلسیمتری برنارد.

مکان نمونه گیری ماسه‌ها	فسیل ۱	فسیل ۲	فسیل ۳	روان ۱	روان ۲	روان ۳
میانگین V		1	1.2	1.1	1.4	1.57
P= کربنات کلسیم کل		40	48	45	57	64
میانگین کربنات ماسه‌های فسیل		40				
میانگین کربنات ماسه‌های روان		59.6				

بحث و نتایج

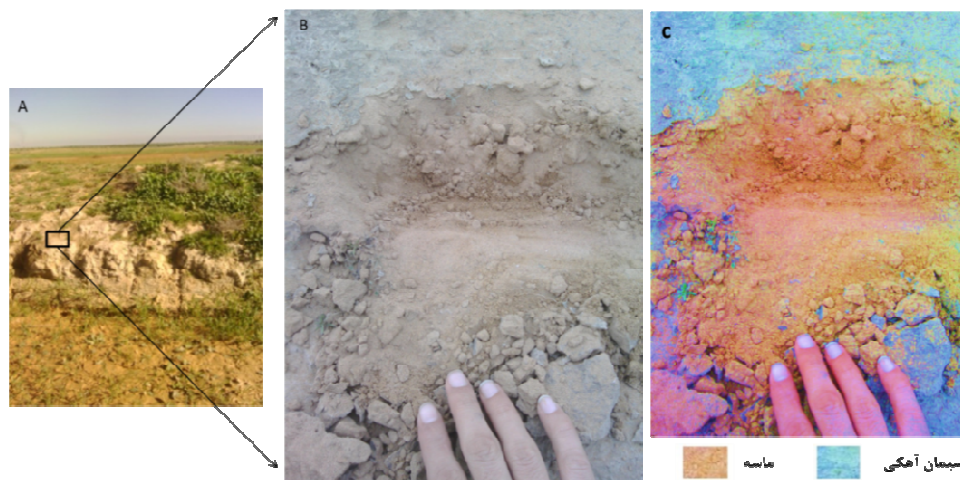
پارامترهای مورفوتکتونیک - ژئومورفولوژیکی

در پیوند با تأثیر زمین‌ساخت جنب بر پهنه‌های ماسه‌ای، لازم بود که نخست با استفاده از پارامترهای مورفوتکتونیک و ژئومورفولوژیکی، شدت و اندازه زمین‌ساخت را در منطقه، مورد مطالعه قرار گیرد. با توجه به واکنش سریع زهکش‌ها و رودخانه‌ها به تغییرات حتی اندک زمین‌ساخت (کلر و پینتر، ۲۰۰۲)، پارامتر تراکم زهکش‌ها (P) نخستین پارامتر مورد بررسی می‌باشد. از آنجایی که بیش از ۸۰٪ پهنه‌های ماسه‌ای در محدوده تاق‌دیس‌های منطقه قرار دارند از اینرو این پارامتر شدت، نوسان و همسان یا ناهمسان بودن بالآمدگی تاق‌دیس‌ها را بهتر به نمایش می‌گذارد. پارامتر P برای

مناطق ۱ تا ۴ به ترتیب: ۰.۱، ۰.۳، ۰.۱۹ و ۰.۱ می باشد. همان طور که دیده می شود این پارامتر برای کل منطقه دارای نرخ پایین می باشد که نشان از زمین ساخت جنبا در منطقه می باشد. بطوریکه بیشترین زمین ساخت را منطقه ۱ و ۴ می باشد که دلیل آن وجود گسل اصلی اهواز در منطقه ۱ و وجود شاخه های گسلی همراه با تاقدیس کوپال در منطقه ۴ می باشد. پارامتر دوم مورد اندازه گیری شده در منطقه پارامتر AF یا ناهمسانی حوضه زهکشی می باشد که این پارامتر برای منطقه و حوضه اصلی ۶۱.۹ که نشان از کج شدگی حوضه به سمت راست می باشد. از آنجایی که نمره بالای ۵۰ در پارامتر AF نشان از زمین ساخت جنبا می باشد، در منطقه مورد مطالعه نمره این پارامتر نیز، زمین ساخت را تأیید می کند. پارامتر کشیدگی حوضه یا Bs دیگر پارامتری است که مقدار و شدت زمین ساخت حوضه ها را نشان می دهد (Keller and Pinter, 2002)، مقدار این پارامتر در منطقه مورد مطالعه ۱.۸ می باشد که نشان از زمین ساخت متوسط در منطقه می باشد. پارامتر پیچ و خم جبهه کوهستان یا SMF در نیز فاکتوری است که شدت بالآمدگی جبهه کوهستان را در راستای خطوط گسلی به خوبی نشان می دهد. مقدار این پارامتر در منطقه بین ۱ (بخش ۳ منطقه) تا ۲.۲ (بخش ۲) در نوسان می باشد. در بخش ۱ بدلیل واقع شدن خط گسل، یک شکستگی آشکار توپوگرافی را سبب شده است، همچنین بخش ۴ منطقه نیز دارای شاخص ۱.۱ می باشد که دلیل آن هم راستا و هم پوش بودن پرتگاه ایجاد شده با خط گسل اهواز می باشد. بخش ۴ منطقه نیز بدلیل وجود گسل های رانده نیز دارای نمره ۱.۴ می باشد. نرخ پایین پیچ و خم جبهه کوهستان در منطقه بیانگر زمین ساخت بسیار جنبا (گسلی) می باشد.

تپه های ماسه ای

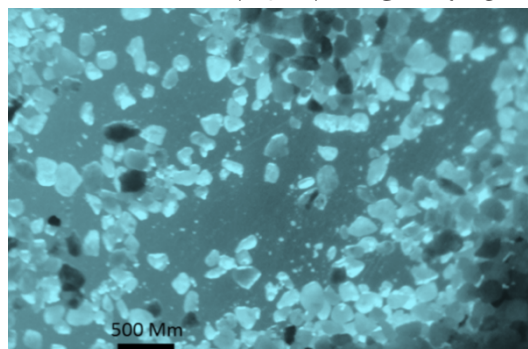
از نظر پراکندگی پهنه های ماسه ای در منطقه، بیش از ۸۰٪ در بخش جنوبی تاقدیس کوپال واقع می باشند که به وسیله زهکش ها و آبراهه ها، با توجه به شیب یال های تاقدیس به سمت جنوب زهکش و بریده بریده شده اند (شکل ۲). تپه های ماسه ای در بخش خاوری اهواز از دیدگاه کروئولوژی نسبی و مورفولوژی به دو گروه دسته بندی می شوند: (۱) تپه های ماسه ای فسیل که بیشتر زیر کشت قرار دارند و هیچ گونه آثار حرکت و جابجایی رسوبات در آن ها دیده نمی شود. این تپه ها در برخی از جاها به صورت دست نخورده همراه با یک لایه ای از سیمان آهکی در روی آن ها دیده می شود. (شکل ۷). یکی از ویژگی های بارز این تپه ها، مورفولوژی بشدت فرسایش یافته و توپوگرافی هموار آن ها می باشد که تنها با کار میدانی می توان آثار آن ها را در روی زمین مشاهده کرد (شکل ۷) این تپه های بیشتر در بخش خاوری منطقه دیده می شوند (از ۶ تپه ماسه ای فسیل دیده شده در منطقه ۵ تا آن ها در بخش خاوری می باشد که در بخش بلندی های منطقه قرار دارند و بین شیب ۲-۵ و ارتفاع تا ۲۰۰ متر از سطح دریا واقع می باشند (شکل ۲). تپه های ماسه ای روان که در فصل خشک در سطح آن ها ریبیل مارک ها که نشان از حرکت بطئی آن ها می باشد، دیده می شود و در یک مورد اندازه گیری شده ارتفاعی تا بیش از ۱۰ متر از زمین را نشان می دادند، این تپه ها از نظر پراکندگی بیشتر در شیب های هموار و کمتر از ۴ به ویژه در بخش جنوبی تاقدیس کوپال دیده می شوند. ماسه های روان تا سطح ارتفاعی حداکثر ۸۰ متری از سطح دریا دیده می شوند (شکل ۲).



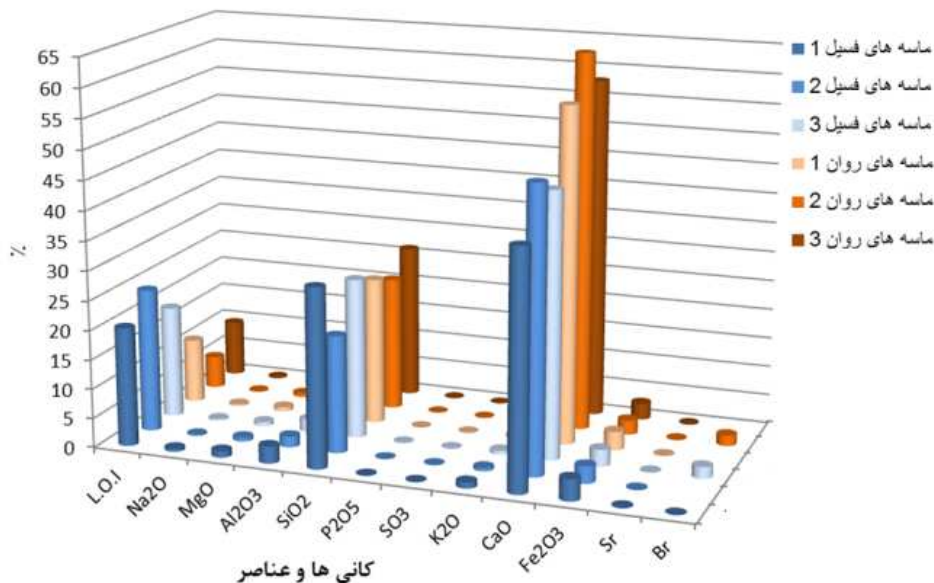
شکل ۷: یک تپه ماسه‌ای فسیل در بالادست روستای کوپال واقع در زمین‌های کشاورزی (A)، یک حفره ایجاد شده در سطح تپه ماسه‌ای که روی آن به وسیله یک لایه سیمان آهکی سخت شده است (B و C).

نمونه‌های رسوبی

نمونه‌های رسوبی منطقه مورد مطالعه از نوع ماسه ریز و سیلت ریز می‌باشند که در این میان از نظر وزنی و حجمی بیشتر در محدوده سیلت می‌باشند. اندازه ذرات بیشتر در محدوده ۲۵۰ میکرومتر قرار دارند که دارای ساییدگی و از نظر هندسی شکل نزدیک به گرد با لبه‌های سایش خورده می‌باشند (شکل ۸).



شکل ۸: تصویر میکروسکوپی (بیناکولر) از وضعیت گردشگری تقریبی، اندازه و ساییدگی دانه‌های ماسه‌ای منطقه مورد بررسی. از دید کانی‌شناسی و رسوبی، عناصر بین تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان هم‌جنس می‌باشند، بطوریکه از یازده کانی و عنصر مشخص شده، ده کانی به‌طور مشترک بین تمام نمونه‌ها دیده می‌شود. تنها درصد کانی‌ها و مواد به وجود آورنده تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان باهم تفاوت‌های بارزی دارند. اگر به نمودار پراکندگی عناصر و کانی‌های توجه شود (شکل ۹)، دیده می‌شود که درصد فراوانی کربنات کلسیم و سیلیس (کوارتز) دارای بیشترین درصد (بیش از ۹۰٪) در همه نمونه‌ها می‌باشند.

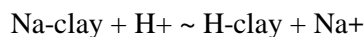


شکل شماره ۹: نمودار سه بعدی درصد فراوانی کانی‌ها و عناصر تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان.

اما آن چیزی که در ارتباط با کانی‌ها و عناصر در خور نگرش می‌باشد، میانگین نمونه‌ها تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان می‌باشد. کانی‌های مانند اکسید آهن و اکسید آلومینیوم، منیزیم، سدیم، پتاسیم و سولفات مستقیماً متأثر از شرایط آب‌وهوایی می‌باشند، یعنی برای تولید این عناصر نیاز به حضور آب برای واکنش‌های شیمیایی در دیگر کانی از جمله سیلیکات‌ها برای رها سازی آن‌ها می‌باشد. برای نمونه واکنش هیدراتاسیونی بین آب و اکسید آهن منجر به تولید اکسید آهن در رسوبات می‌انجامد (فایر بریج، ۱۹۷۰: برمن و می بک، ۱۹۸۵).



یا تبادل یونی بین کانی رس با آب منجر به تولید سدیم می‌شود (پانسو گوتیرو، ۲۰۰۶).



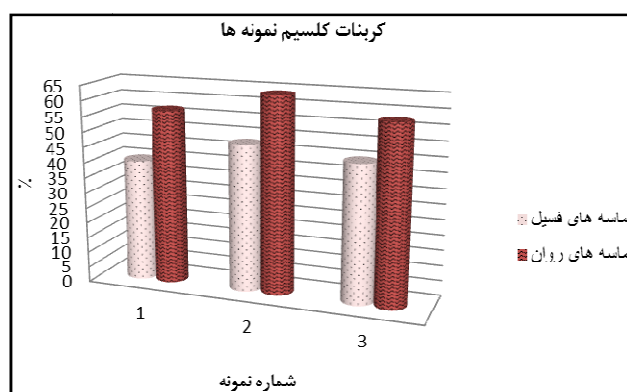
در منطقه به منظور درک بهتر درصد تغییرات عناصر و کانی‌های تپه‌های ماسه‌ای فسیل و تپه‌های ماسه‌ای روان، یک مقایسه‌ای دوسویه بر اساس نسبت عناصر ماسه‌های فسیل و ماسه‌ای روان انجام پذیرفت (جدول ۷) که درصد اکسید آهن (Fe_2O_3) در ماسه‌های فسیل و روان به ترتیب: ۳.۱۶٪ و ۲.۸٪ می‌باشد. همچنین درصد اکسید آلومینیوم (Al_2O_3) در ماسه‌ای فسیل و روان به ترتیب: ۲.۲۹٪ و ۱.۸٪ می‌باشد. هرچند درصد هر دو عنصر در کل نمونه‌ها رسوبی کمتر از ۶٪ می‌باشد اما اگر نسبت تغییرات را به درصد بیان کنیم، روند تغییرات بهتر فهمیده می‌شود، بطوریکه درصد نوسان نسبت اکسید آلومینیوم ماسه‌ها فسیل به ماسه‌های روان حدود ۱۸٪ بیشتر و نسبت اکسید آهن ماسه‌ها فسیل به ماسه‌های روان حدود ۱۲٪ بیشتر می‌باشد. نسبت دیگر عناصر ماسه‌های فسیل به روان مانند سدیم، منیزیم، سیلیس، فسفر، سولفات‌ها، پتاسیم و برم به ترتیب: ۳۰، ۲۰.۵، ۴.۵، ۲۰، ۲۱.۷، ۲۵.۲ و ۹.۱٪ می‌باشند (جدول ۷). البته این نسبت برای عنصر استرانسیوم صفر درصد یا به عبارتی بدون تغییر می‌باشد. در جدول (۴) مقدار نسبت L.O.I یا مواد ازدست‌رفته بر اثر حرارت در ماسه‌های فسیل به روان، نزدیک به ۶۰٪ می‌باشد که این امر می‌تواند به دلیل وجود کانی رس در نمونه‌های فسیل و قابلیت جذب آب و همچنین بالا بودن درصد کربنات مواد آلی در تپه‌های ماسه‌ای فسیل باشد که با گرمای بالا در آزمایشگاه تبخیر شده‌اند.

جدول شماره ۷: میانگین درصد عناصر و کانی‌های تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان همراه با نسبت آن‌ها.

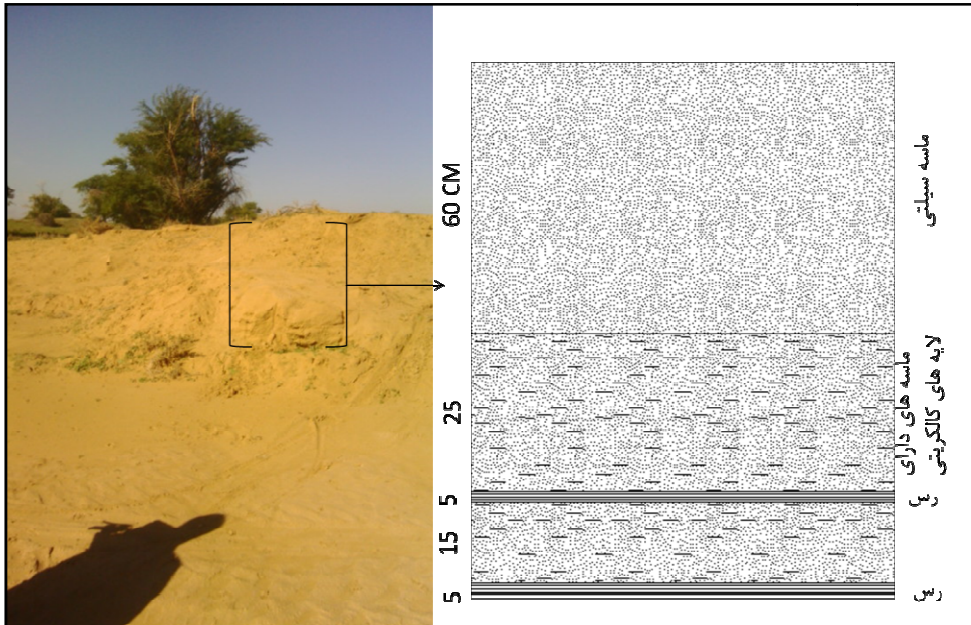
میانگین عناصر	L.O.I	Na ₂ O	MgO	Al ₂ O ₃	SiO ₂	P ₂ O ₅	SO ₃	K ₂ O	CaO	Fe ₂ O ₃	Sr	Br
تپه‌های فسیل (%)	21.48	0.33	0.83	2.29	25.8	0.05	0.06	0.73	40	3.16	0.1	0.66
تپه‌های روان (%)	8.65	0.23	0.66	1.88	24.65	0.04	0.047	0.546	59.6	2.8	0.1	0.6
نسبت عناصر ماسه‌های فسیل به ماسه‌های روان (%)	59.8	30	20.5	18	4.5	20	21.7	25.2	-32.8	12	0	9.1

کربنات کلسیم

کربنات‌های موجود در زمین، یا دارای منشأ معدنی یا آلی و موجودات زنده (بیوژنیک) می‌باشند (پانسو و گوتیرو، ۲۰۰۶)، به عبارتی کربنات‌ها در زمین بر اثر سازوکار فرایندهای فیزیکی، شیمیایی و بیوشیمیایی به وجود آمده‌اند (چامایو و لگروس، ۱۹۹۰). بنابراین وجود و وفور آن‌ها در سازندهای زاگرس یکی از دلایل بالا بودن درصد کربنات کلسیم در رسوبات حوضه‌های پایین دست زاگرس می‌باشد (مطیعی، ۱۳۷۲. درویش زاده، ۱۳۸۵. آقائباتی، ۱۳۸۹). با توجه به نمودار درصد کربنات کلسیم نمونه‌ها نمونه‌های ماسه فسیل و روان منطقه مورد مطالعه (۳ نمونه تپه‌های ماسه‌ای فسیل و ۳ نمونه تپه‌های ماسه‌ای روان) (شکل ۱۰). میانگین کربنات کلسیم نمونه‌های فسیل ۴۰٪ و ماسه‌های روان ۵۹.۶٪ می‌باشد. در مجموع نسبت بین کربنات کلسیم تپه‌های ماسه‌ای فسیل به ماسه‌های روان دارای اختلاف ۳۲.۲٪ (کمتر) می‌باشد. ذکر این نکته لازم می‌باشد که نمونه دوم از ماسه‌های فسیل از یک ترانشه ایجاد شده به وسیله لودر در عمق ۱۰۰ سانتی‌متری گرفته شد (شکل ۱۱) و دارای بیشترین مقدار کربنات کلسیم (۴۸٪) در بین سه نمونه فسیل می‌باشد. با بررسی ترانشه نامبرده، دو لایه ماسه کالکریتی دار در عمق ۶۰ سانتی‌متری به بعد دیده شده است که سبب سبزی لایه نخست ۲۵ سانتی‌متر، سپس بعد از آن، دو میان لایه رسی با سبزی کمتر از ۵ سانتی‌متر و یک لایه ماسه کالکریتی دار دیده شده است (شکل ۱۱).

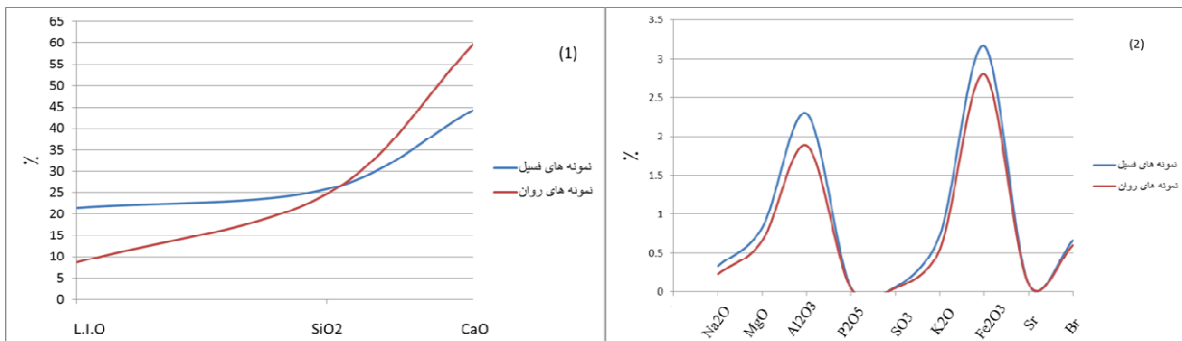


شکل (۱۰) نمودار درصد فراوانی نمونه‌های ماسه‌های فسیل و روان.



شکل ۱۱: ترانشه برداشت ماسه از تپه ماسه‌ای فسیل در روستای کویال به وسیله لودر همراه با گراف رسوبی آن. ژرفای ترانشه ۱۵۰ سانتی متر می‌باشد که نمونه برداشت شده از ژرفای ۱۰۰ سانتیمتری آن می‌باشد.

از مقایسه مجموع ۱۱ عنصر و کانی مشاهده شده در همه نمونه‌ها، ۹ عنصر و کانی دارای روند افزایشی از نمونه‌های ماسه‌ای فسیل به ماسه‌های روان عهده حاضر می‌باشند و کربنات کلسیم دارای روند برعکس آن‌ها می‌باشد یعنی نسبت به نمونه‌های ماسه‌ای جدید، به‌طور میانگین تقریباً ۲۰٪ درصد بیشتر می‌باشد (شکل ۱۲).

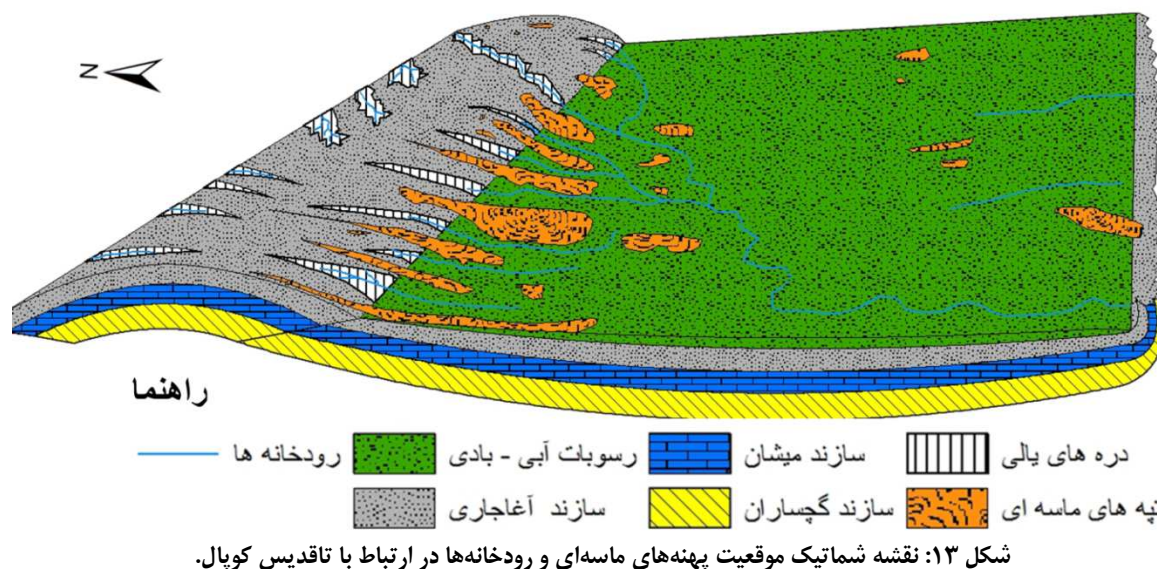


شکل ۱۲: روند تغییرات میانگین عناصر و کانی‌های (L.I.O, SiO₂, CaO) ماسه‌های فسیل و ماسه‌های روان (۱) و روند تغییرات میانگین عناصر با میانگین کمتر از ۳.۵٪ (Na₂O, MgO, Al₂O₃, P₂O₅, SO₃, K₂O, Fe₂O₃, Sr, Br).

نتیجه‌گیری

از بررسی پارامترهای ژئومورفیکی در منطقه مورد مطالعه شامل: پارامتر تراکم زهکش‌ها (P)، پارامتر AF یا ناهمسانی حوضه زهکشی، پارامتر کشیدگی حوضه یا BS و پارامتر پیچ‌وخم جبهه کوهستان یا SMF، نشان از زمین‌ساخت کم (بخش‌های باختری) متوسط (بخش‌های جنوبی و شمالی) تا شدید (بخش‌های خاوری) در منطقه مورد مطالعه می‌باشد. از بررسی نقشه‌های شیب و توپوگرافی منطقه همراه با لندفرم‌های ژئومورفولوژیکی این نتیجه بدست آمد که پرتگاه‌ها و بلندی‌های منطقه به‌طور مستقیم با خطوط گسلی در ارتباط می‌باشند که این شواهد در بخش‌های خاوری و جنوبی منطقه بهتر دیده می‌شوند و پارامتر پایین SMF بیانگر این امر (زمین‌ساخت جنبی) می‌باشد. در ارتباط با موقعیت لندفرم-های ژئومورفولوژیکی مانند تپه‌های ماسه‌ای فسیل، از مجموع ۶ تپه فسیل دیده‌شده در منطقه ۵ تای آن‌ها در بخش خاوری در ارتفاعات و بلندی‌های (۱۰۰ تا ۲۰۰ متر) قرار دارند و تپه‌های ماسه‌ای روان در مناطق هموار و کمتر از ۸۰ متر

از سطح دریا به‌ویژه در بخش‌های جنوبی تاق‌دیس کوپال دیده‌شده‌اند. نتیجه بررسی فاکتورهای ژئومورفیکی از آن جهت مهم می‌باشد که بین پراکندگی تپه‌های ماسه‌ای فسیل با زمین‌ساخت ارتباط مستقیم و بین پراکندگی و گستردگی تپه‌های ماسه‌ای روان ارتباط برعکس دارد. شاهد این امر پراکندگی ماسه‌های روان در بخش جنوبی یال‌های تاق‌دیس کوپال می‌باشد که به‌وسیله زهکش‌های با متاثر از جهت شیب تاق‌دیس به‌صورت گیسوی دیده می‌شوند (شکل ۱۳ و ۲).



شکل ۱۳: نقشه شماتیک موقعیت پهنه‌های ماسه‌ای و رودخانه‌ها در ارتباط با تاق‌دیس کوپال.

مطالعات بخش نمونه‌های رسوبی

در تپه‌های ماسه‌ای فسیل و روان منطقه مورد مطالعه یازده عنصر و کانی شامل: Na_2O ، منیزیم MgO ، بوکسیت یا اکسید آلومینیوم Al_2O_3 ، کانی‌های سیلیکاته SiO_2 ، فسفر P_2O_5 ، سولفات SO_3 ، پتاسیم K_2O ، کربنات‌ها CaO ، اکسید آهن Fe_2O_3 ، استرانسیوم Sr و بروم Br شناسایی گردیده‌اند که به ترتیب عناصری مانند کربنات کلسیم، سیلیس، اکسید آهن و اکسید آلومینیوم دارای بیشترین درصد فراوانی (بیش از ۹۷٪) در منطقه می‌باشند. شواهد تغییر اقلیم در تپه‌های ماسه‌ای فسیل با اختلاف آشکار درصد کانی‌ها حساس به هوازدگی شیمیایی مانند کربنات کلسیم، اکسید آهن و اکسید آلومینیوم، نسبت به ماسه‌های روان دیده می‌شود. بطوریکه درصد کربنات کلسیم در نمونه‌های ماسه‌ای فسیل و روان به‌طور میانگین ۴۰ و ۵۹.۶٪ و دارای نسبت تغییرات ۳۲.۲٪ می‌باشد. به عبارتی مقدار کربنات کلسیم در نمونه‌های فسیل ۳۲.۲٪ کمتر از نمونه‌های روان می‌باشد که این امر در خاک‌ها و رسوبات قدیمی بدلیل هوازدگی شدید شیمیایی در بخش بالایی رسوبات می‌باشد (دینگ^۱ و همکاران، ۲۰۰۱؛ فیضی و همکاران، ۱۳۹۳). شاهد این امر ایجاد لایه‌های کالکریتی در ژرفای ۶۰ سانتی‌متر به پایین همراه با لایه‌های رسی نازک (کمتر از ۵ سانتی‌متر) در ترانشه نمونه دوم از تپه‌های ماسه‌ای می‌باشد. در این میان، لاندونو و همکاران^۲ (۲۰۱۲) وجود لایه‌های خاکی در میان رسوبات بادی را نشان از تغییر اقلیم می‌دانند. همچنین درصد دو عنصر دیگر شامل اکسید آهن در نمونه‌های فسیل و روان به ترتیب: (۳.۱۶ و ۲.۸٪) با نسبت تغییرات ۱۲٪ و اکسید آلومینیوم (۲.۲۹ و ۱.۸۸٪) و با نسبت تغییرات ۱۸٪ می‌باشد که این امر نشان هوازدگی رسوبات می‌باشد، بطوریکه هوازدگی نقش مهمی را در درصد ترکیب رسوبات بازی می‌کند (گرازنتی و همکاران، ۲۰۱۵). در مجموع از یازده کانی مورد مطالعه در نمونه‌های ماسه‌ای فسیل و روان، ده عنصر دارای تغییر می‌باشند و تنها کانی استرانسیوم بدون تغییر در هر دو نمونه ماسه‌ای فسیل و روان بوده

^۱ - Ding

^۲ - A. C. Londono

است. در یک مقایسه میانگین روند تغییرات کانی‌ها و عناصر ماسه‌های فسیل به روان نشان از افزایش نسبت فراوانی و درصد ۹ عنصر وکانی در ماسه‌های فسیل به روان بوده است که نشان از هوازدگی شیمیایی بیشتر ماسه‌های فسیل نسبت به ماسه‌های روان و تولید کانی‌های درجا گردیده است (شکل ۱۲). تنها عنصر کربنات کلسیم ماسه‌های فسیل نسبت به ماسه‌های روان روند کاهشی داشته است (میانگین ۱۹.۴٪) که این امر نیز گویای شستشو و انحلال و جابجایی کربنات کلسیم به لایه‌های پایینی تپه‌های ماسه‌ای و یا از محیط خارج شدن به‌وسیله زهکش‌ها بوده است. بنابراین شواهد تغییر اقلیم از یک دوره مرطوب به دوره خشک در بخش خاوری اهواز در تپه‌های ماسه‌ای آشکار و بارز می‌باشد. در مجموع، آب‌وهوا و تکتونیک نقش مهمی را در ترکیب و پراکندگی رسوبات آواری بازی می‌کنند (آموروسی و زوفا، ۲۰۱۱؛ اسکارسیجیلیا و همکاران، ۲۰۰۷) و به‌طور کلی نتایج این پژوهش بیانگر تحول و تکامل پهنه‌های ماسه‌ای به‌وسیله دو امر زمین ساخت (از طریق ارتفاع یافتن بستر پهنه‌های ماسه‌ای و افزایش شیب بستر آن‌ها) و تغییر اقلیم (پایدار ماندن یا تثبیت پهنه‌ها و ایجاد لایه‌های کالکریتی در سطح و ژرفای رسوبات) از دیدگاه ویژگی‌های رسوبی و لندفرمی در منطقه مورد بررسی می‌باشد.

منابع

- آقا نباتی، سیدعلی، ۱۳۸۵، **زمین‌شناسی ایران**. انتشارات سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور. تهران. چاپ دوم.
- آورجانی، شهرام، محبوبی، اسدالله و رضا موسوی حرمی، ۱۳۹۰، **ریز رخساره محیط‌های رسوبی و چینه نگاری سکائسی رسوبات الیگو - میوسن (سازند آسماری) در میدان نفتی کوپال، فروافتادگی دزفول مرکزی**. فصلنامه زمین‌شناسی ایران، سال پنجم، شماره نوزدهم، صفحات ۶۰ - ۴۵.
- آراین، مهران و روح‌انگیز محمدیان، ۱۳۸۹، **تحلیل شکستگی‌های مخزن آسماری میدان نفتی مارون (زاگرس)**، مجله علوم زمین، سال بیستم، شماره ۷۸، صفحه ۸۷-۹۶.
- ابرلندر، تتودر، ۱۳۷۱، **رودخانه‌های زاگرس**، ترجمه دکتر معصومه رجبی، دکتر احمد عباس نژاد، انتشارات دانشگاه تبریز.
- احمدی، امیر، ۱۳۹۱، **مکانیسم شکل‌زای کواترنری بر روی ماسه‌سنگ آغاچاری در شمال غرب مسجدسلیمان**. پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، سال.
- بهرامی، شهرام. اکبری، الهه و محمد معتمدی راد، ۱۳۹۳، **تحلیل ژئومتری حوضه‌های زهکشی با استفاده از شواهد ژئومورفولوژی تکتونیک (مطالعه موردی: چهار حوضه زهکشی صدخرو، کلاته سادات، فاروب رومان و گلیان**. سال چهاردهم، شماره ۴۸ صفحات ۲۲۲ - ۱۹۹.
- بیاتی خطیبی، مریم، ۱۳۸۸، **تشخیص فعالیت‌های نئوتکتونیک در حوضه آبریز قرنق‌چای با استفاده از پارامترهای ژئومورفیک و مورفوتکتونیک**، مجله فضای جغرافیایی، شماره ۲۵. صفحات ۵۰ - ۲۳.
- چورلی، ریچارد جی، شوم، استانی ای و دیوید ای. سودن، ۱۳۷۹، **ژئومورفولوژی جلد سوم (فرآیندهای دامنه‌ای، آبراهه‌ای، ساحلی و بادی)**، ترجمه: دکتر احمد معتمد، انتشارات سمت.
- درویش‌زاده، علی، ۱۳۸۵، **زمین‌شناسی ایران**. انتشارات امیرکبیر، تهران. چاپ دوم.
- رامشت، محمدحسین، ۱۳۸۴، **نظریه کیاس در ژئومورفولوژی**، مجله علمی پژوهشی، دانشگاه اصفهان.
- سیف، عبدالله، ۱۳۸۴، **تحولات محیطی و ژئومورفولوژیکی سواحل شمالی خلیج فارس در کواترنر**. بیست و یکمین گردهمایی علوم زمین‌شناسی. سازمان زمین‌شناسی کشور.

¹ - Amorosi and Zuffa

² - Scarciglia

- سازمان جغرافیایی نیروهای مسلح، ۱۳۷۵، نقشه مقیاس ۱/۲۵۰۰۰۰، برگ اهواز.
- شفیع، اردشیر. خزاعی، مجید. ملایی، علی و مجید صوفی، ۱۳۹۰، بررسی و مقایسه خصوصیات خاکشناسی و ریخت اقلیمی آبکندها مطالعه موردی: حوزه‌های آبخیز زهره و مارون. فصلنامه علمی پژوهشی مهندسی آبیاری و آب. سال دوم.
- علائی طالقانی، محمود، ۱۳۸۸، ژئومورفولوژی ایران. نشر قومس، چاپ پنجم. تهران.
- فیضی، وحید. عزیز، قاسم. علی محمدیان، حبیب. محمدی، حسن و علی اکبر شمسی پور، ۱۳۹۳، بازسازی آب و هوای کوآترنر پسین با استفاده از پذیرفتاری مغناطیسی و ژئوشیمی عناصر اصلی لس آزادشهر. پژوهش‌های ژئومورفولوژی کمی سال سوم، شماره ۳، زمستان ۱۳۹۳، صفحه ۱-۲۱.
- محمودی، فرج الله، ۱۳۸۱، پراکندگی جغرافیایی ریگزارهای مهم ایران. انتشارات موسسه تحقیقات جنگل‌ها و مراتع، چاپ نخست، صص ۱۶۹.
- مقصودی، مهران و حمید کامرانی دلیر، ۱۳۸۷، ارزیابی نقش تکتونیک فعال در تنظیم کانال رودخانه‌ها مطالعه موردی رودخانه تجن، مجله پژوهش‌های جغرافیایی طبیعی، شماره ۶۶، صص ۳۷-۵۵.
- کمالی، محمدرضا، معماریانی، محمود و هانیه جعفری درگاهی، ۱۳۹۰، مطالعه هوازگی‌های ژئوشیمیایی هیدروکربن‌های مخازن ایلام و سروک در میداین مارون و کویال. مجله پژوهش نفت، سال بیست و یکم. شماره ۶۶ صفحه ۳۳-۲۳.
- مطیعی، همایون، ۱۳۷۲، زمین‌شناسی ایران: چینه‌شناسی زاگرس، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، چاپ نخست.
- مددی، عقیل، رضائی مقدم، حسین و عبدالحمید رجایی، ۱۳۸۴، تحلیل فعالیت‌های نئوتکتونیک با استفاده از روش‌های ژئومورفولوژی، مجله پژوهش‌های جغرافیایی، دوره دوم، شماره ۴۸.
- نوجوان، محمدرضا و قاسم خسروی، ۱۳۸۸، شواهد ژئومورفولوژیک و زمین‌شناختی تکتونیک جنبا در جلگه خوزستان در رابطه با مدل تحول ناهمواری‌های زاگرس چین خورده. فصلنامه تحقیقات جغرافیایی، شماره ۹۴، صفحه ۱۱۱.
- یمانی، مجتبی و فریبا کرمی، ۱۳۸۹، فرایندهای غالب در تشکیل و تحول مورفولوژی توده‌های ماسه‌ای جلگه خوزستان (مطالعه موردی: ریگ شمال اهواز). مجله مطالعات جغرافیایی مناطق خشک، سال اول، شماره دوم، صفحه ۲۵-۴۲.
- American Association for the Advancement of Science, 2013, **AAAS Atlas of Population and the Environment**. <http://atlas.aaas.org/> (accessed 02.11.13).
- Amorosi, A., and G. G. Zuffa, 2011, **Sand composition changes across key boundaries of siliciclastic and hybrid depositional sequences**, *Sedimentary Geology*, v. 236, iss. 3-4, p. 153-163.
- Amir Ahmadi, Ebrahim Moghimi, Seyed Mohamad Zamanzadeh and Reza Motamed, 2015, **The Effect of Sandstone Composition on Distribution of Tafoni Landforms in the Aghajari Sandstone, Northwest of Masjed Soleyman, Iran**. Hindawi Publishing Corporation *Advances in Geology*. Volume 2015, Article ID 862714.
- A. Ahmadi, E. Moghimi, S. M. Zamanzadeh and Reza Motamed, 2015, **The Effect of sandstone composition on distribution of tafoni in Aghajari sandstones (NW Masjed Soleyman, Iran)**, Hindawi publication, *Advance in the Geology*. Article ID 862714, 10 pages.
- Ana Cristina Londoño, Steven L. Forman, Timothy Eichler, James Pierson, 2012, **Episodic eolian deposition in the past ca. 50,000 years in the Alto Ilo dune field, southern Peru**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Volumes 346-347. Pages 12-24. A.
- Lerman and M. Meybeck, 1985, **Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycles**. Vol. 251. Press by, Kluwer Academic Publishers.
- A. L. Ellwein, Shannon A. Mahan, Leslie D. McFadden, 2015, **Impacts of climate change on the formation and stability of late Quaternary sand sheets and falling dunes, Black Mesa region, southern Colorado Plateau, USA**. *Quaternary International*, Volume 362, Pages 87-107.

- Bahrami, S., 2013, **Analyzing the drainage system anomaly of Zagros basins: Implications for active tectonics**. *Tectonophysics*, 608:914-928.
- Baroni, C., Noti, V., Ciccacci, S., Righini, G., Salvatore, M.C., 2005, **Fluvial origin of the valley system in northern Victoria Land (Antarctica) from quantitative geomorphic analysis**, *GSA Bulletin*, 117: 212–228.
- Bahroudi, A., Koyi, H. A., 2004, **Tectono-sedimentary framework of the Gachsaran Formation in the Zagros foreland basin** *Marine and Petroleum Geology*. 21, 1295-1310.
- Bull, W. B., 1978, **Geomorphic Tectonic Classes of the South Front of the San Gabriel Mountain, California U.S.** Geological Survey Contract Report, 14-08-001-G-394, Office of Earthquakes, Volcanoes and Engineering, Menlo Park, CA.
- Bull, W. B., MCFaden, L. D., 1977, **Tectonic geomorphology north and south of the Garlock fault, California**. Annual geomorphology symposium, State university of New York, PP. 115 – 138.
- Burbank, D.W., Anderson, R.S., 2001, **Tectonic Geomorphology**. Blackwell Science.
- Ciccacci, S., Fredi, P., Lupia Palmieri, E., Pugliese, F., 1986, **Indirect evaluation of erosion entity in drainage basins through geomorphic, climatic and hydrological parameters**. *International Geomorphology*, 37: 233–248.
- Chamayou, H., and Legros, JP, 1990, **Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol**. Presses Univ. France, 593 pages.
- C. Swezey, 2001, **Eolian sediment responses to late Quaternary climate changes: temporal and spatial patterns in the Sahara**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Volume 167, Issues 1–2, Pages 119–155.
- Christopher S. Swezey, Arthur P. Schultz, Wilma Alemán González, Christopher E. Bernhardt, William R. Doar III, Christopher P. Garrity, Shannon A. Mahan, John P. McGeehin, 2013, **Quaternary eolian dunes in the Savannah River valley, Jasper County, South Carolina, USA**. *Quaternary Research*. Volume 80, Issue 2, Pages 250–264.
- Drever, J.I., 1994, **The effect of land plants on weathering rates of silicate minerals**. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. Volume 58, Issue 10, May 1994, Pages 2325-2332.
- Ding, Z.L., Sun, J.M., Yang, S.L., and Liu T.S., 2001, **Geochemistry of the Pliocene red clay formation in the Chinese Loess Plateau and implications for its origin, source provenance and pale climate change**. *Geochemical ET Cosmochimica Acta*, (65) 6, 901–913.
- Devi, R.K.M., Bhakuni, Bora, P.B., 2011, **Tectonic implication of drainage set-up in the Sub-Himalaya: a case study of Papumpare district**. *Arunachal Himalaya, India. Geomorphology*, 127, 14–31.
- Dehbozorgi, M., Pourkermani, M., Arian, M., Matkan, A. A., Motamedi H., Hosseinias, H., 2010, **Quantitative analysis of relative tectonic activity in the Sarvestan area, central Zagros, Iran**. *Geomorphology*, Volume 121, Issues 3–4, Pages 329–341.
- Eduardo Garzanti, Sergio Ando, Marta Padoan, Giovanni Vezzoli, Ahmed El Kammar, 2015, **The modern Nile sediment system: Processes and products**. *Quaternary Science Reviews* 130. Pages 9-56.
- Edyta Kalinska-Nartisa, Christine Thiel, Maris Nartiss, Jan-Pieter Buylaert, Andrew S. Murray, 2015, **Age and sedimentary record of inland eolian sediments in Lithuania, NE European Sand Belt**. *Quaternary Research* 84. Pp., 82–95.
- F. Lamas, C. Irigaray, C. Oteo, J. Chacon, 2005, **Selection of the most appropriate method to determine the carbonate content for engineering purposes with particular regard to marls**. *Engineering Geology* 81. Pages 32– 41.
- Guarnieri, P., Pirrotta, C., 2008, **The Response of Drainage Basins to the Late Quaternary Tectonics in the Sicilian Side of the Messina Strait (NE Sicily)**. *Geomorphology*, 95. Pp, 260-273.
- H. Tosar, 2013, **Critical Environments: Sand Dunes and Climate Change**. *Geomorphology*, Volume 11, 2013, Pages 414-427, Current as of 5 March 2014.
- H. Tosar, 2005, **Sand dunes mobility and stability in relation to climate**. *Physica A: Statistical Mechanics and its Applications*, Volume 357, Issue 1, 1 November 2005, Pages 50-56.
- Homke, S., Verges, J., Garces, B., Emami, H., Karpuz, R., 2004, **Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push-e Kush Arc (Lurestan Province, Iran)**. *Earth and Planetary Science Letters*. 225, 397-410
- Johnsson, M.J. Basu, A., 1993, **The system controlling the composition of clastic sediments**. *Processes Controlling the Composition of Clastic Sediments*, Geological Society of America Special Paper 284, Pp., 19.
- Jin-Liang Feng, Hai-Ping Hua, Feng Chena, 2016, **An eolian deposit–buried soil sequence in an alpine soil on the northern Tibetan Plateau: Implications for climate change and carbon sequestration**. *Geoderma* 266. Pp., 14–24.
- J. T. Elfaki1, M. A. Gafei, M. M. Sulieman, M. E. Ali, 2016, **Assessment of Calcimetric and Titrimetric Methods for Calcium Carbonate Estimation of Five Soil Types in Central Sudan**. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, Pp., 120-127.
- Keller, E.A., Pinter, N., 2002, **Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape**, *Prentice Hall Earth Science Series. 2nd edition*. Prentice Hall Inc., Upper Saddle River, New Jersey.

- Kocurek, G., Lancaster, N., 1999, *Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example*. *Sedimentology* 46, Pp., 505-515.
- Muhs, D.R., and Bettis, E.A., 2000, **Geochemical Variations in Peoria Loess of Western Iowa Indicate Paleowinds of Midcontinental North America during Last Glaciation**. *Quaternary Research*, Vol. 53, Pp., 49 – 61.
- Melosh, B.L., Keller, E.A., 2013, *Effects of active folding and reverse faulting on stream channel evolution, Santa Barbara Fold Belt, California*. *Geomorphology* 186, Pp., 119–135.
- M.A. Hamdan, A.A. Refaat, E. Abu Anwar, N.A., 2015, **Shallaly Source of the aeolian dune sand of Toshka area, southeastern Western Desert, Egypt**. *Aeolian Research* 17 Pp., 275–289.
- M. Qiang, Y. Jin, Xingxing Liu, L. Song, Hao Li, F. Li, Fahu Chen, 2016, **Late Pleistocene and Holocene aeolian sedimentation in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau: Variability, processes, and climatic implications**. *Quaternary Science Reviews* 132. Pp., 57 – 73.
- M. Pansu and J. Gautheyrou, 2006, *Soil of analysis Mineralogical, Organic and Inorganic Methods*, published by Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2006.
- N. Lancaster, 1997, **Response of Aeolian geomorphic systems to minor climate change: examples from the southern Californian deserts**. *Geomorphology*, Volume 19, Issues 3–4, July 1997, Pages 333–347.
- N. Lancaster, S. Baker, S. Bacon, G. McCarley-Holder, 2015, **Owens Lake dune fields: Composition, sources of sand, and transport pathways**. *CATENA*, Volume 134, November 2015, Pages 41-49.
- N. Yan, A. C.W. Baas, 2015, **Parabolic dunes and their transformations under environmental and climatic changes: Towards a conceptual framework for understanding and prediction**. *Global and Planetary Change*, Volume 124, January 2015, Pages 123-148.
- Ozkaymak, C. Sozbilir, H., 2012, **Tectonic geomorphology of the Spiladaği High Ranges, western Anatolia**. *Geomorphology* 173. Pp., 128–140.
- Peter M.J. Douglas, Mark Brenner, Jason H. Curtis 2015, **Methods and future directions for paleoclimatology in the Maya Lowlands**. *Global and Planetary Change xxx (2015) xxx–xxx*.
- R. Bogle, M. H. Redsteer, J. Vogel, 2015, **Field measurement and analysis of climatic factors affecting dune mobility near Grand Falls on the Navajo Nation, southwestern United States**. *Geomorphology*, Volume 228, 1 January 2015, Pages 41-51.
- Ramsey, L.A., Walker, R.T., Jackson, J., 2008. **Fold evolution and drainage development in the Zagros Mountains of Fars Province, SE Iran**. *Basin Research* 20. Pp., 23–48.
- R. W. Fairbridge, 1970, **Rock weathering**. Plenum Press, New York.
- Ribolini, A., Spagnolo, M., 200, **Drainage network geometry versus tectonics in the Argentera Massif (French–Italian Alps)**. *Geomorphology*, 93. Pp., 253–266.
- Steven L. Forman, Alfonsina Tripaldi, Patricia L. Ciccioli, 2014, **Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene**. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 411. Pp., 122–135.
- Stallard, R.F., 1988, **Weathering and erosion in the humid tropics**. In: Lerman, A., Meybeck, M. (Eds.), *Physical and Chemical Weathering, Geochemical Cycles NATO Science Series C, Mathematical and Physical Sciences* 251. Kluwer, Dordrecht, pp. 225-246.
- Scarciglia F., E., Le Pera and S., Critelli, 2007, **The onset of the sedimentary cycle in a midlatitude upland environment: weathering, pedogenesis, and geomorphic processes on plutonic rocks (Sila Massif, Calabria)**. In *Sedimentary Provenance and Petrogenesis: Perspectives from Petrography and Geochemistry*, Arribas J., Critelli S., Johnsson M. (a cura di), Boulder, Colorado, U.S.A.: Geological Society of America, 2007: Geological Society of America Special Paper, v. 420, p. 149-166.
- V. Nottebaum, G. Stauch, K. Hartmann, J. Zhang, F. Lehmkuhl, 2015, **Unmixed loess grain size populations along the northern Qilian Shan (China): Relationships between geomorphologic, sedimentologic and climatic controls** **Original**. *Quaternary International*, Volume 372, 22 June 2015, Pages 151-166.
- White, A.F., Blum, A.E., 1995, **Effects of climate on chemical weathering in watersheds**. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, Pp., 1729-1747.
- Zhong Chen and Gaojun Li, 2013, **Evolving sources of Aeolian detritus on the Chinese Loess Plateau since early Miocene: Tectonic and climatic controls**. *Earth and Planetary Science Letters*. Volumes 371–372. Pages 220–225.