

تحلیل وقایع محیطی هولوسن دشت آزادگان بر اساس توالی و خصوصیات رسوب‌شناسی

مهران مقصودی* - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

ابراهیم مقیمی - استاد گروه جغرافیای طبیعی، دانشگاه تهران

مجتبی یمانی - دانشیار گروه جغرافیای طبیعی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

امیرحسین چرخایی - دانشیار گروه مهندسی حفاظت آب و خاک، پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری

فاضل ایرانمنش - دانشجوی دکتری جغرافیا، دانشگاه تهران

پذیرش مقاله: ۱۳۹۱/۰۹/۰۸ تأیید نهایی: ۱۳۹۲/۰۴/۱۸

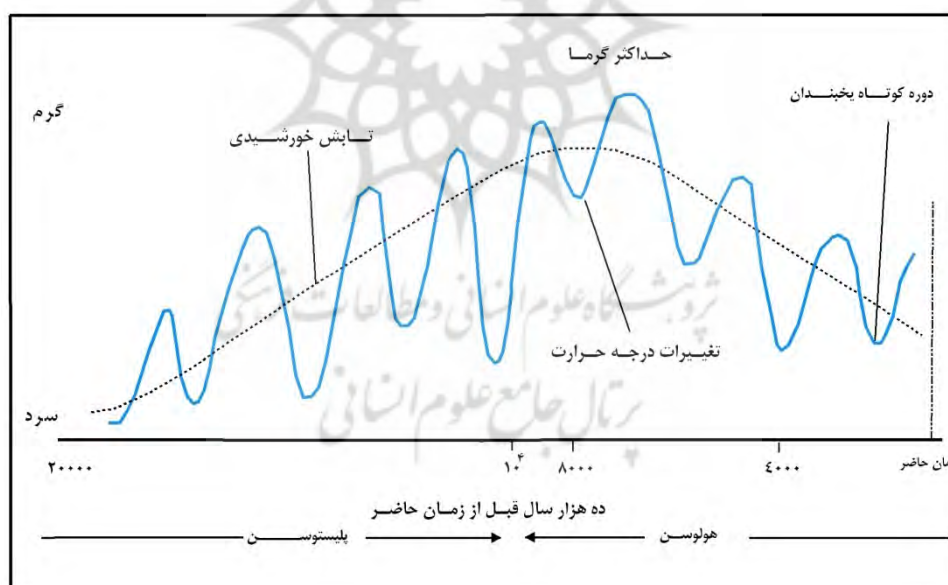
چکیده

دشت آزادگان در غرب استان خوزستان قرار دارد. این دشت نه تنها وارث مواد حاصل از ابرفت و بادرفتهای دوران کواترنری است، بلکه رخدادهای محیط‌شناسی مانند تغییرات آب‌وهوایی که بر توالی و خصوصیت‌های رسوب‌شناسی تأثیر می‌گذارد را نیز با خود به همراه دارند. بنابراین، پژوهش پیش رو با هدف شناخت وقایع محیط‌شناسی، مانند تغییرات اقلیمی هولوسن در دشت آزادگان خوزستان، بر اساس خصوصیات رسوب‌شناسی انجام شد. برای این کار، دو مغزه رسوبی به عمق ده متر، یکی در منطقه رفیع (محیط دریاچه‌ای) و دیگری در منطقه جفیر (محیط رودخانه‌ای) به منظور بررسی خصوصیت‌های فیزیکی و شیمیایی برداشت شد و سپس در آزمایشگاه مورد بررسی قرار گرفت. در مورد خصوصیت‌های رسوب‌شناسی مغزه رفیع، نتایج نشان داد از سطح زمین تا عمق چهار متری، ذرات درشت‌دانه با بافت سیلتی لومی و از عمق چهار تا ده متری، ذرات ریزدانه با بافت سیلتی رسی وجود دارند. مدل رفتار رسوبی نمونه‌ها در قسمت اول، بسیار شبیه به محیط رودخانه‌ای است؛ اما در قسمت دوم، یعنی از عمق چهار تا ده متری، رفتار رسوبی کاملاً متمایز از قسمت اول، و توزیع دانه‌ها نسبت به عمق با افزایش ذراتی مانند رس و سیلت همراه است، بنابراین می‌توان نتیجه گرفت، شرایط رسوب‌گذاری ذرات ریزدانه در مغزه رسوبی رفیع، در محیط رسوبی کم‌انرژی با شرایط اقلیمی مرطوب‌تر اتفاق افتاده است؛ اما توالی عمودی رسوبات دلتایی و رودخانه‌ای در بالای رسوبات ریزدانه دریاچه‌ای در منطقه را می‌توان ناشی از پس‌روی سطح‌اساس خلیج فارس، به دلیل وجود شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک، به همراه کاهش بارندگی و افزایش انرژی رواناب دانست.

کلیدواژه‌ها: دشت آزادگان، تغییرات اقلیمی، رسوب‌شناسی، رودخانه کرخه و هولوسن.

مقدمه

هر چند که حوضه زاگرس، در خلال پلیوسن بالایی با تأثیر فاز کوه‌زایی آلپین پسین چین‌خورده است؛ ولی جلگه خوزستان، به دلیل ثابت‌بودن پی‌سنگ آن، چین‌خوردگی کمی پیدا کرده و به‌صورت منطقه فروافتاده‌ای درآمد است. این جلگه میراث حاصل از فرسایش و آبرفت‌های دوران کواترنری حاصل از کوه‌ها و رودخانه‌هایی است که در شمال و شمال غرب استان گسترش دارند. چنین به نظر می‌رسد که در پلیستوسن، به دلیل تغییرات گسترده اقلیمی و همچنین پیش‌روی و پس‌روی آب دریاها در اثنای فازهای یخچالی و تغییرات سطح اساس رودخانه‌ها، نرخ فرسایش بیش از امروز بوده و فرایندهای شکل‌زایی بسیار فعال بوده‌اند. پایین رفتن سطح آب دریاها و اقیانوس‌ها در دوره‌های یخچالی، رژیم آبی رودخانه‌ها را تغییر داده و در بخش انتهایی رودخانه‌ها، فرسایش بستر، فرایند غالب به‌شمار می‌رفته است. در مقابل، در دوره‌های بین یخچالی، سطح آبهای آزاد بالا رفته و برای اینکه رودخانه بستر خود را همسان با سطح آبهای آزاد نگه دارد، مجبور به رسوب‌گذاری شده است؛ اما برخلاف تصور عمومی، عصر هولوسن با وجود کوتاه‌بودن (حدود ۱۰۰۰۰ سال)، شرایط ثابت و پایداری را از نظر اقلیمی پشت سر نگذاشته است (تقی زاده، ۱۳۸۸). بر اساس مطالعات (پی لو، ۱۹۹۱)، این عصر خود به سه مرحله تحتانی، میانی و فوقانی تقسیم می‌شود (شکل ۱).



خط منقطع تابش خورشیدی در عرض ۶۵ درجه نیمکره شمالی و خط ممتد، منحنی تغییرات گرمایی را نشان می‌دهد.

شکل ۱. نمودار تغییرات آب‌وهوایی در ۲۰۰۰۰ سال قبل (پی لو، ۱۹۹۱)

مرحله تحتانی که مربوط به حدود ۸۰۰۰ تا ۱۰۰۰۰ سال قبل است، تحت تأثیر آثار پایانی از عقب‌نشینی یخچال‌ها قرار دارد. ذوب پهنه‌های یخچالی و افزایش حجم زیاد آب ناشی از ذوب، سطح اقیانوس‌ها را تا ۱۳۰ متر بالا آورده است.

در حالی که در عرض‌های پایین‌تر، افزایش بارندگی و شرایطی مرطوب‌تر از حال حاضر را شاهد هستیم. فاز میانی (از ۴۰۰۰ تا ۸۰۰۰ سال قبل) را گرم‌ترین دوره بین یخچالی نامیده‌اند. در این مدت، درجه‌حرارت ۲ تا ۳ درجه سانتی‌گراد بالاتر از حال حاضر بوده است و مانند دیگر مراحل پایانی کواترنر، آغاز این مرحله در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر، زودتر از عرض‌های بالا روی داده است. مرحله فوقانی (حدود ۴۰۰۰ سال قبل) با دگرگونی آب‌وهوایی و حرکت به سمت سرد شدن و ایجاد یخچال‌های جدید مشخص می‌شود. آثار چنین پدیده‌ای با پیش‌روی یک تا دو کیلومتری یخچال‌های کوهستانی در کوه‌های راکی مشاهده می‌شود. با توجه به شکل ۱، در هولوسن فوقانی دست‌کم سه دوره سردشدگی همراه با یخبندان مشاهده می‌شود. همچنین در هولوسن فوقانی شاهد گسترش مناطق ذغال سنگی در کانادا هستیم؛ اما همان‌گونه که از شکل ۱ برمی‌آید، بعد از این مرحله، بار دیگر به دلیل افزایش گاز دی‌اکسیدکربن و سایر گازهای گلخانه‌ای، شاهد گرم‌شدن زمین (۵/۰ درجه در ۱۵۰ سال اخیر) هستیم.

جونز^۱ (۱۹۹۹) در همین زمینه اشاره می‌کند، حداکثر تغییرات درجه‌حرارت در قرن بیستم، در دو دوره بیست‌ساله بین سال‌های ۱۹۲۵ تا ۱۹۴۴ و ۱۹۷۸ تا ۱۹۹۷ رخ داده است. در طول این دوره درجه‌حرارت، به ترتیب ۰/۳۷ و ۰/۳۲ درجه سانتی‌گراد افزایش یافته است. در این ارتباط، کیرستن (۱۹۹۷) با بررسی اندازه متوسط ذرات در دریاچه اونز^۲ در جنوب شرق کالیفرنیا، نشان داد تغییرات اندازه ذرات رسوبی در داخل مغزه، بازتابی از شرایط اقلیمی است. رسوب‌های نسبتاً درشت (متوسط قطر ذرات ۱۵ میکرومتر) در مغزه، نشان‌دهنده زمانی است که سطح اساس دریاچه پایین بوده و در مقابل، رسوب‌های ریزدانه (متوسط قطر ذرات ۵ میکرومتر) مربوط به زمانی است که سطح دریاچه بالا بوده است.

سلینا^۳ (۱۹۹۸) نوسان‌های اقلیمی در جنوب آلبرتا، کانادا را با انجام آزمایش‌های دانه‌بندی روی ذرات رسوبی دریاچه پین^۴ بررسی کرد. نتایج این پژوهش نشان داد کاهش انرژی رواناب، موجب انباشته‌شدن ذرات رسوبی ریزدانه، مانند سیلت و رس، در قسمت‌های پایینی مغزه شده است. کاهش چشمگیر اندازه متوسط ذرات در سال‌های ۱۹۶۰، ۱۹۸۰ و اواخر سال‌های ۱۹۲۰ تا ۱۹۳۰ میلادی، ارتباط نزدیکی به دوره‌های خشکسالی در چمنزارهای کانادا دارد. همچنین محتمل‌ترین توضیح برای تغییرات در اندازه دانه‌ها، تنوع در قدرت جریان ورودی و خروجی در دریاچه پین است.

سیلست^۵ (۲۰۰۷) براساس خصوصیات رسوب‌شناسی و کانی‌شناسی دریاچه‌ای در شمال شرقی سیبری، تغییرات اقلیمی ۶۵ هزار سال پیش را بررسی کرد. نتایج تجزیه و تحلیل ۲۳۰ نمونه از این دریاچه، وجود ذرات رس (کمتر از دو میکرون)، ذرات سیلت (بین ۰/۶۵ تا دو میکرون) و ذرات شن (بیش از ۶۲/۵ میکرون) را تأیید کرد. متوسط و میانۀ قطر ذرات رسوبی، به ترتیب ۶/۹۲ و ۴/۰۷ میکرومتر بوده است. ذرات رس ۵۱ درصد، ذرات سیلت ۴۷ درصد و ذرات ماسه کمتر از دو درصد، مجموع ذرات رسوبی را تشکیل می‌دهند.

در ایران نیز، موضوع تغییرات اقلیمی با پژوهش‌هایی در ارتباط با نوسان‌های سطح اساس خلیج فارس در کوارترنر

1. Jones
2. Owens
3. Celina
4. Pine
5. Celeste

آغاز شد. سارنتین^۱ (۱۹۷۲) در پژوهشی به تاریخچه رسوب‌های خلیج فارس در اواخر پلیستوسن و اوایل هولوسن می‌پردازد. وی اشاره دارد که بخش‌های عمده‌ای از خلیج فارس، رسوب‌های غیر بومی مربوط به ۷۰۰۰ تا ۱۳۰۰۰ سال پیش را دریافت کرده‌اند. این رسوب‌ها بیشتر مربوط به مناطق کم‌عمق هستند. در این زمان خلیج فارس خشک بوده و رودخانه‌هایی مانند شط‌العرب، عمقی در حدود ۶۵ تا ۱۰۰ متر داشته‌اند. در پلیستوسن پایانی، سه وقفه در پیش‌روی آب در اعماق ۶۱ تا ۶۴، ۳۵ تا ۴۰ و ۳۰ متر مشاهده می‌شود. در این زمان شرایط اقلیمی خشک‌تر از زمان حاضر بوده و شبکه زهکشی در زاگرس به صورت چشمگیری کاهش داشته است.

پارسر^۲ (۱۹۷۳) نیز طی پژوهشی در خلیج فارس، بیش از شش سطح را نشان می‌دهد که آثار آن در اعماق ۹، ۱۸، ۲۹، ۳۷، ۴۶، ۸۰ و ۱۰۰ متری خلیج فارس قابل ردیابی است. او بر اساس شواهد ژئومورفولوژیکی اثبات می‌کند که دست‌کم سه بار خلیج فارس تا مجاورت تنگه هرمز عقب‌نشینی داشته و در دوره‌های سرد به کلی خشک شده است.

از سوی دیگر لومبک^۳ (۱۹۹۶) نیز حد احتمالی گسترش خلیج فارس را در مرحله گرم اقیانوسی (۶۰۰۰ سال قبل) به طور تقریبی مشخص کرده است. بنابراین خلیج فارس در یستر دوران چهارم، مراحل سردوگرم زمین و تغییرات استاتیکی آب‌های آزاد را تجربه کرده و بارها فرایندهای مورفودینامیک و قلمروهای مورفوکلیماتیک و ساحلی آن تعویض شده است.

معتمد (۱۳۷۶)، به نقل از بوترز و دانژار، نرخ نوسان‌های استاتیکی خلیج فارس را طی دوره‌های سردوگرم، بین ۱۰۰+ تا ۹۰- متر در نوسان می‌داند و معتقد است که در دوره بین یخچالی ریس - وورم، دنباله خلیج فارس تا محل‌های داخلی عراق (بین‌النهرین) کشیده شده و رودخانه‌های فرات، دجله و کارون جداگانه به آن ریخته و در دوره‌های یخچالی خلیج فارس تا نزدیک تنگه هرمز پس‌روی کرده است و جریان شمال غربی اروند تا این منطقه در کف خشک شده دریا ظاهر شده است. علاوه بر این، سواحل شمال، جنوب، شرق و غربی خلیج فارس، تغییرات و نوسان‌های ناهمگن داشته‌اند. همچنین افرادی چون، ون زیست^۴ و رایت^۵ (۱۹۶۳)، ون زیست و بوتما^۶ (۱۹۷۷) و واسیلی کوآ^۷ (۲۰۰۶) در غرب ایران و ارتفاعات زاگرس، به خصوص دریاچه زریبار، وجود اسپور و پولن گیاهانی را تأیید کردند که معرف وجود شرایط مرطوب‌تر در آن منطقه بود. چیرگی دانه‌های گرده علفی بر دانه‌های گرده گیاهی و وجود یک مجموعه دانه گرده در نمونه‌های دریاچه ارومیه، دلالت بر استپ آرتمیازیا دارد و نمایانگر میزان بارش کمتر در آخرین دوره بزرگترین یخبندان (LGM)^۸ و پیش از آن، نسبت به امروز است که این موضوع از احتمال رشد (ایجاد) جنگل بلوط زاگرس حمایت می‌کند. توضیح دیگر برای فراوانی آرتمیازیا و عدم وجود دانه‌های گرده گیاهی (درختی) در افزایش نسبی ریزش برف زمستانی که ممکن است گونه‌های پسته حساس به برف را سرکوب کرده باشد، دیده شده است.

1. Sarnthein
2. Purser
3. Lambeck
4. Van Ziest
5. Wright
6. Bottema
7. Wasylkova
8. Late Glacial Maximum

پورمحمدی (۱۳۷۵) نشان داد، دشت آبرفتی کرخه، جایگاه رسوب‌گذاری جوان‌ترین واحدهای آبرفتی است که بالاترین بخش آن شامل سری هولوسن (نهشته‌های ده هزار سال قبل) نیز می‌شوند. ضخامت آبرفت هولوسن در دشت‌های آبرفتی منطقه، حدود ۱۵ تا ۲۰ متر است. این ضخامت با نزدیک شدن به عوارض تکتونیکی (مثل چین خوردگی سازند آماجاری در منطقه دشت آزادگان) کاسته شده و در پای این عوارض حذف می‌شود. آبرفت هولوسن به وسیله افق‌های هوازده یا سطوح فرسایش، از آبرفت‌های قدیمی‌تر جدا می‌شود. به علاوه خود آن را می‌توان به دو واحد زیرین و بالایی تقسیم کرد. ضخامت واحد بالایی در دشت‌های آبرفتی خوزستان، به‌طور معمول بیش از ۷ متر است که در این واحد، قطعات سفالی فراوانی یافت می‌شود و از این قطعات می‌توان برای روش‌های تعیین سن واحد مذکور استفاده کرد. بر اساس همین مطالعات، سن قاعده آبرفت هولوسن بالایی در حدود ۴۰۰۰ سال است.

سیف (۱۳۸۴) آخرین پیش‌روی خلیج فارس و تثبیت نسبی وضعیت کنونی را مربوط به پیش‌روی فلاندرین می‌داند. در ضمن پاسخ و رفتار سواحل خلیج فارس در رابطه با نرخ پیش‌روی و پس‌روی در همه جا یکسان نبوده و بیشترین پیش‌روی در کرانه‌های جنوبی، شمال غربی خلیج فارس مشاهده می‌شود.

غریب‌رضا و همکاران (۱۳۸۵) با استفاده از لایه اطلاعاتی مکانی و عملیات میدانی در خلیج چابهار، ۲۱ خط ساحلی قدیمی را شناسایی کردند که قدیمی‌ترین آنها در ارتفاع ۱۵ متری از تراز دریا قرار دارد. همچنین با حفر یک گمانه به عمق نه متر در شمال خلیج چابهار، چرخه‌های رسوبی منطقه را بررسی کرده و در آنها سن لایه‌ها، وضعیت دانه‌بندی، فسیل‌های همراه و ساخت‌های رسوبی تحلیل شده‌اند. در این پژوهش، سن قدیمی‌ترین و جدیدترین رسوب‌های دریایی واقع در گمانه به‌روش سن‌سنجی مطلق کربن ۱۴، به ترتیب 50 ± 17600 سال و 50 ± 4960 به دست آمده است. قدیمی‌ترین رسوبات دریایی در این گمانه، مطابق با پیش‌روی فلاندرین پس از آخرین مرحله یخبندان است.

هیواریت^۱ و همکاران در سال ۲۰۰۷ (۱۳۸۶ شمسی) به بررسی تحولات رسوبی هولوسن و خط ساحلی قدیمی در پایین دشت خوزستان (جنوب عراق) پرداخته‌اند. پیشینه پژوهش نشان می‌دهد تحولات ساحل اروند، تابعی از تغییرات سطح آب‌های آزاد است. بر اساس این پژوهش چهار محیط رسوبی، شامل پهنه‌های جزرومندی، سبخا، مرداب و دشت‌های آبرفتی قابل تشخیص هستند. در هولوسن فوقانی، به دلیل بالا آمدن سطح آب‌های آزاد، خط ساحلی تا فلات قاره گسترش داشته، اما با کاهش سطح آب در حدود ۵۵۰۰ سال قبل به همراه شرایط خشکی، فعالیت‌های رودخانه‌ای دلتای کارون توسعه پیدا کرده و جابه‌جایی‌هایی نیز در بستر رودخانه‌های کرخه و جراحی پدیدار می‌شود.

هنرجو و همکاران (۱۳۸۷) با بررسی خاک‌های اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان و حفر پانزده پروفیل، تفاوت در بافت، مقدار سنگ‌ریزه، رنگ، ساختمان، میزان گچ و آهک در لایه‌های مختلف خاک و نشانه‌های انقطاع سنگی در خاک را، حاکی از تناوب در بروز رویدادهایی چون سیل، فرسایش، شرایط حمل‌ونقل و رسوب‌گذاری در منطقه دانستند که خود ناشی از تغییر اقلیم در زمان‌های مختلف است. نتایج نشان داد وجود لایه‌های متناوبی از آهک روی سنگ‌ریزه‌ها، شواهدی از تناوب آب‌وهوا و وجود آب‌وهوایی به‌مراتب پرباران‌تر از حال، در بعضی از دوره‌ها است.

حافظی مقدس (۱۳۹۰) در پژوهشی، ضرورت بازسازی محیط‌های رسوبی رودخانه‌ای را برای مطالعات زمین‌شناسی برمی‌شمارد. وی با استفاده از روش‌های ژئوتکنیک در حاشیه رودخانه کارون در دشت سیلابی خوزستان، توانست محیط رسوبی گذشته را بازسازی کند. نتایج نشان داد در محل ساختگاه در گذشته و در عمق ۱۸ متری، رودخانه دارای یک خم بزرگ مائندری است که بعدها قطع شده و رودخانه مسیر مستقیم کنونی را پیدا کرده است.

نوجوان (۱۳۹۰) اذعان دارد، تحلیل نمونه‌های رسوبی در مقاطع زمین‌شناسی و مطالعه آنها در بستر دریاچه‌ها، سبب شده دریچه جدیدی از تحلیل رخداد‌های اقلیمی و محیطی برای پژوهشگران باز شود. از این رو تحلیل منشأ رسوب‌ها، به‌ویژه رسوب‌های عهد چهارم، می‌تواند اطلاعات نسبتاً دقیقی از وقایع دوران چهارم در اختیار پژوهشگران حوزه‌های باستان‌شناسی، جغرافیای دیرینه و... قرار دهد. در این ارتباط وی با چند روش رسوب‌شناسی، از جمله گرانولومتری مورفوسکوپی و تحلیل نسبت دانه‌ها و عملیات برداشت توپوگرافی و تحلیل آن، نشان داد رسوبات منطقه بیاضه با وجود داشتن ظاهری نزدیک به خصوصیات لس‌ها، در محیط‌های رسوبی کم‌انرژی مانند آبگیرها و دریاچه‌های کوچکتر ایجاد شده و منشأ بادی - یخچالی ندارند.

حلیمی (۱۳۹۱) در پژوهشی با استفاده از آزمون گرافیکی من‌کندال و آزمون خودهمبستگی سری‌های زمانی، تأثیر تغییر اقلیم را بر روندهای بلندمدت مقادیر رسوب معلق حمل شده در حوضه آبریز دریاچه ارومیه، مورد بررسی قرار داد. نتایج حاصل از آزمون گرافیکی من‌کندال نشان داد، سری زمانی مقادیر رسوب معلق حمل شده این حوضه، در سال ۱۳۷۴ دچار تغییر در میانگین شده و پس از آن رو به کاهش گذاشته است. آزمون خودهمبستگی هم روند معناداری را برای سری نشان نداد.

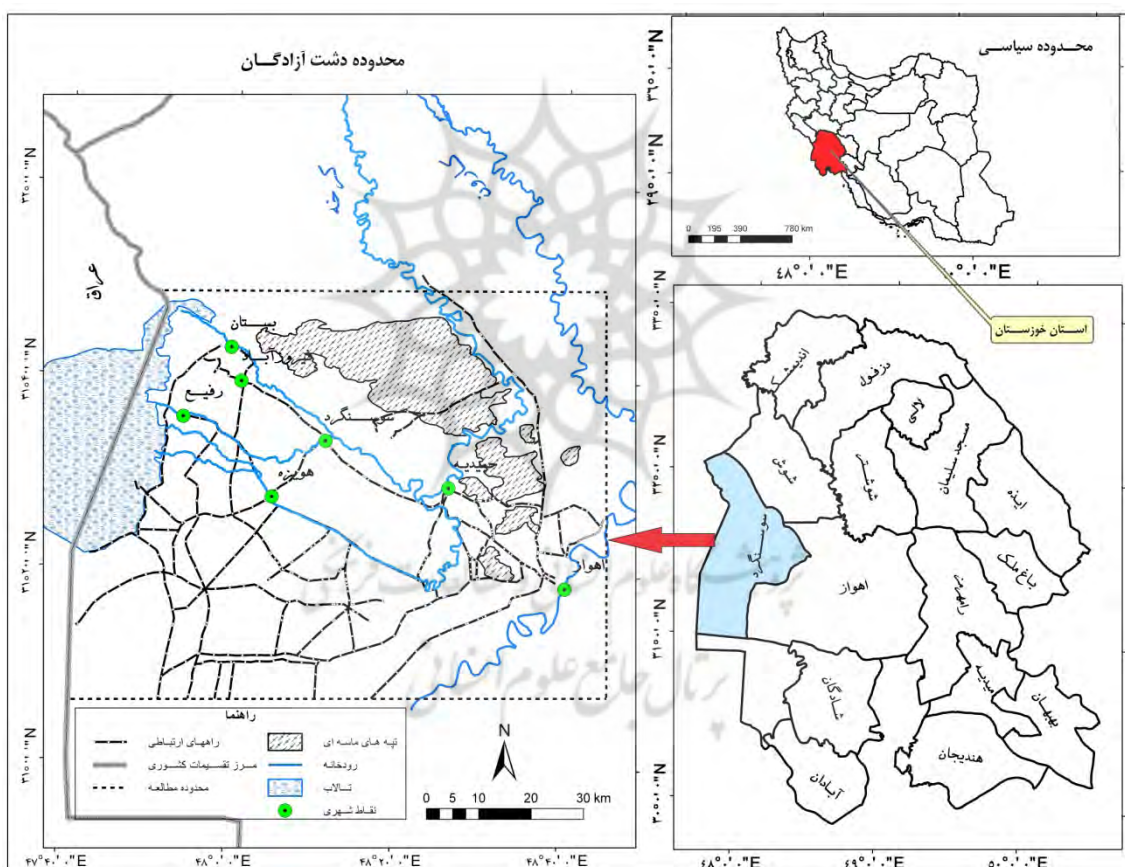
هیواریت و همکاران (۲۰۱۱) در پژوهشی نقش انسان را در تغییرات مسیر رودخانه کرخه با استفاده از بازدیدهای میدانی، تصاویر ماهواره‌ای و توالی رسوبی و سن‌سنجی، در محدوده دشت آزادگان مورد بررسی قرار داده‌اند. آنها اشاره می‌کنند که کرخه در حدود ۱۳۱۰-۱۲۴۰ قبل از عهد حاضر، شاخه‌ای از کارون بوده که در جنوب غرب اهواز به آن می‌ریخته است؛ اما در این زمان (۶۴۰ تا ۷۱۰ میلادی) کرخه به محلی به نام کرخه کور تغییر مسیر داده است. در واقع کرخه کور، کانال آبرسانی بوده که در زمان ساسانیان (یزدگرد سوم) احداث شده بود. این مسئله باعث شد که تا مدت‌ها ارتباط بین کرخه و کارون در محل دشت آزادگان قطع شود و در حدود یکصد سال پیش با تغییر مسیر مجدد، در مسیر فعلی جریان یافت.

بررسی تعدادی از پژوهش‌ها نشان داد، خصوصیات فیزیکی و شیمیایی ذرات رسوبی، مانند اندازه ذرات، بافت خاک و غیره، تحت تأثیر مستقیم و غیر مستقیم تغییرات محیطی، از جمله تغییرات اقلیمی هستند. در واقع ذرات رسوبی خصوصیات خود را از محیط‌های گذشته به ارث برده‌اند. بنابراین تحلیل محیط‌های رسوبی و وقایع محیط‌شناسی، مانند تغییرات اقلیمی با استفاده از دانش رسوب‌شناسی، می‌تواند اطلاعات مفیدی از نوع سنگ منشأ، شرایط حمل‌ونقل و ته‌نشین شدن مواد رسوبی، شرایط آب‌وهوایی زمان ته‌نشین شدن رسوبات و نیز، عمق محیط رسوبی در اختیار قرار دهد. همان‌گونه که امینی (۱۳۸۱) اشاره می‌کند، محیط‌های رسوب‌گذاری مانند محیط‌های دریاچه‌ای، توالی‌های رسوبی را در

ستون چینه‌شناسی خود حفظ می‌کنند. به همین دلیل، این پژوهش نیز با هدف دستیابی به تأثیر وقایع محیط‌شناسی مانند تغییرات اقلیمی هولوسن بر توالی و خصوصیات رسوب‌شناسی، در دشت آزادگان خوزستان انجام پذیرفته است.

موقعیت منطقه مورد بررسی

محدوده مورد مطالعه قسمتی از دشت آزادگان در استان خوزستان است. این محدوده با مساحتی حدود ۷۵۰۰ کیلومتر مربع در قسمت جلگه‌ای بین ۴۷ درجه و ۴۰ دقیقه و ۱۵ ثانیه تا ۴۸ درجه و ۴۴ دقیقه و ۴۳ ثانیه طول شرقی و ۳۱ درجه و ۵ دقیقه و ۴۰ ثانیه تا ۳۱ درجه و ۴۹ دقیقه و ۲۷ ثانیه عرض شمالی واقع شده است. از نظر تقسیم‌بندی سیاسی، سوسنگرد (مرکز دشت آزادگان)، بستان و هویزه از شهرهای مهم آن هستند (شکل ۲).



شکل ۲. نقشه محدوده مورد مطالعه

رودخانه کرخه مهم‌ترین شریان آبی منطقه است. با توجه به طبقه‌بندی زاگرس، مسیر عمومی کرخه از محل پای پل تا شهر حمیدیه، در ناحیه پیش‌گودال زاگرس و در منطقه عمومی فروبال دزفول قرار گرفته است و از شهر حمیدیه تا تالاب هویزه در زمین‌های پست و هموار با شیب کم دشت کرانه‌ای زاگرس جاری است. بنابراین بخش بزرگی از مسیر رودخانه و شاخه‌های اصلی آن، از مناطق پرشیب و کوهستانی گذشته و جریان رودخانه از سرعت و قدرت تخریبی زیاد برخوردار است. در نتیجه از ایستگاه پای پل، وارد دشت وسیع و آبرفتی خوزستان می‌شود. به دلیل شیب کم اراضی، مواد

معلق رسوبی حمل شده به وسیله رودخانه از مناطق مرتفع‌تر به نسبت درستی و ریزی ته‌نشین می‌شوند. از این رو، رژیم رودخانه بیشتر سیلابی است و در مواقع سیلابی حجم کلانی از مواد رسوبی را با خود حمل می‌کند. در مواقعی که سرعت آب کاهش می‌یابد، رسوب‌گذاری آغاز می‌شود. میانگین بارندگی سالانه در استان ۲۶۶ میلی‌متر است. متوسط درجه‌حرارت یک دوره بیست‌وپنج ساله، ۳۱ درجه سانتی‌گراد است. میزان تبخیر سالانه در مناطق جلگه‌ای و پست بیش از ۲۵۰۰ میلی‌متر، یعنی افزون‌بر ده برابر بارندگی سالانه است.

مواد و روش‌ها

مواد

در این پژوهش از دو نوع داده توصیفی و مکانی استفاده شد. داده‌های توصیفی شامل کلیه گزارش‌ها، پایان‌نامه‌ها و مقاله‌های مرتبط با موضوع هستند. داده‌های مکانی نیز، تصاویر ماهواره‌ای، نقشه‌های توپوگرافی و زمین‌شناسی را شامل می‌شوند. تصاویر ماهواره‌ای، بر اساس عاری بودن آنها از خطاهای هندسی و رادیومتریک، نبود ابر و سایه و همچنین در دسترس بودن انتخاب شدند. این تصاویر شامل تصاویر ماهواره‌ای لندست مربوط به گذرهای ۳۸-۱۶۵ و ۳۸-۱۶۶ در سال‌های ۱۹۹۰، ۱۹۹۳، ۱۹۹۸ و ۲۰۰۲ و تصاویر سنجنده لیس^۱ از ماهواره IRS هند مربوط به سال ۲۰۰۶ میلادی است. همچنین از نقشه‌های توپوگرافی در مقیاس‌های ۱:۲۵۰۰۰ و ۱:۲۵۰۰۰۰ سازمان نیروهای مسلح و سازمان نقشه‌برداری برای تدقیق و تطبیق عوارض با واقعیت زمینی و تصاویر استفاده شد (جدول ۱).
در بررسی‌های صحرائی و برداشت مغزه‌های رسوبی، از دستگاه مغزه‌گیری با مت^۲ دورانی^۲ و دستگاه سامانه موقعیت جهانی^۳ نیز استفاده شده است.

جدول ۱. مشخصات تصاویر ماهواره‌ای مورد استفاده

تاریخ	قدرت تفکیک مکانی (متر)	گذر	ماهواره	سنجنده	ردیف
۱۹۹۰	۲۸/ ۵	۱۶۶-۳۸	لندست ۵	TM	۱
۱۹۹۳	۲۸/ ۵	۱۶۶-۳۸	لندست ۵	TM	۲
۱۹۹۸	۲۸/ ۵	۱۶۵-۳۸	لندست ۵	TM	۳
۲۰۰۲	باند پانکروماتیک ۱۵ متر و سایر باندها ۵/ ۲۸	۱۶۵-۳۸	لندست ۷	ETM+	۴
۲۰۰۲	باند پانکروماتیک ۱۵ متر و سایر باندها ۵/ ۲۸	۱۶۶-۳۸	لندست ۷	ETM+	۵
۲۰۰۶	باند پانکروماتیک ۸/۵ متر و سایر باندها ۲۳	۴۸-۶۷	IRS	Liss	۶

1. Liss

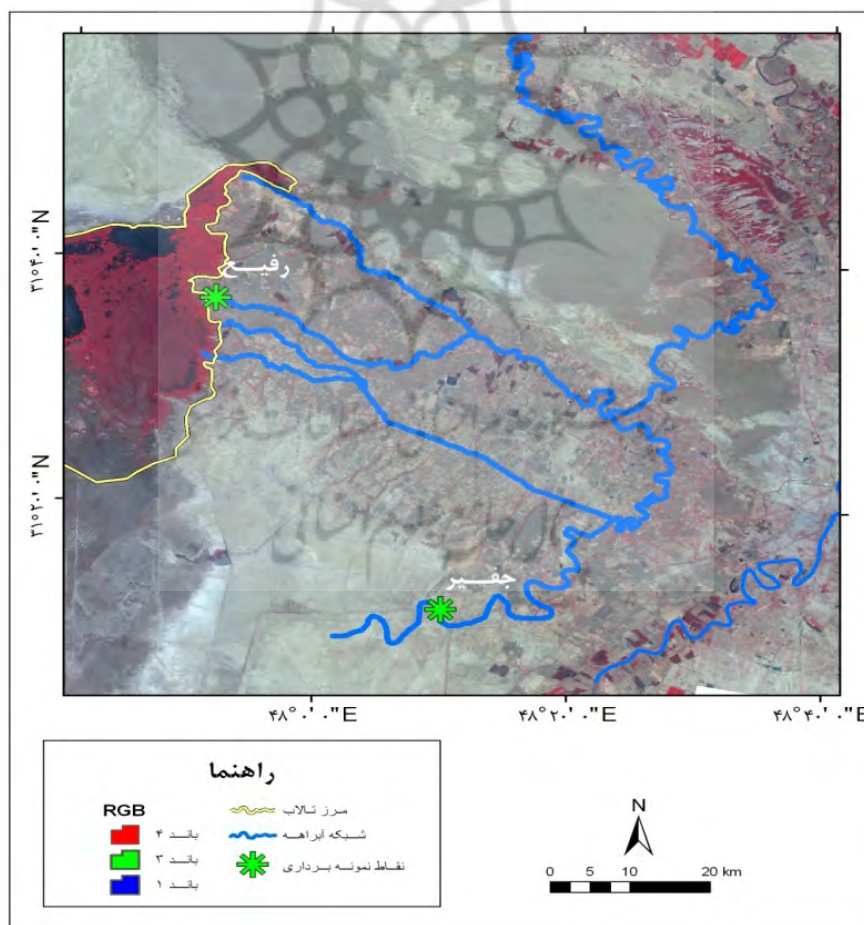
2. Rotary Drilling

3. Global Position System

روش‌ها

• آماده‌سازی داده‌های ماهواره‌ای و تعیین محل مغزه‌ها

به دلیل وجود خطاهای هندسی روی تصاویر ماهواره‌ای، لازم بود نسبت به رفع آنها اقدام شود. در این راستا با استفاده از نقشه‌های توپوگرافی موجود و بازدیدهای میدانی، مختصات نقاط مرجع به کمک دستگاه سامانه موقعیت جهانی برداشت شد و خطاهای هندسی با زمین مرجع کردن تصاویر برطرف شد. آنگاه، برای تعیین محل‌های مغزه‌ها، تفکیک محیط‌های رسوبی مانند محیط‌های رودخانه‌ای، دریاچه‌ای و محیط‌های بادی با استفاده از نقشه ژئومورفولوژی لازم به نظر می‌رسید. براین اساس نقشه ژئومورفولوژی منطقه به کمک بازدیدهای میدانی و لایه‌های اطلاعاتی دیگر مانند شبکه آبراهه، منحنی‌های تراز و نقشه زمین‌شناسی، تهیه شد. پس از معرفی نقاط نمونه اولیه، به دلیل محدودیت‌هایی مانند وجود منطقه ممنوعه، منطقه مین‌گذاری شده و منطقه نظامی، بار دیگر از منطقه بازدید به عمل آمد و در نهایت محل‌های مغزه‌ها، در دو منطقه رفیع (نزدیکی تالاب هویزه) و منطقه جفیر (کانال متروکه کرخه) انتخاب شدند (شکل ۳).



شکل ۳. نقاط مغزه‌برداری رفیع و جفیر روی تصویر لندست (۲۰۰۲)

• مغزه‌برداری و عملیات حفاری

عملیات حفاری و مغزه‌برداری به وسیله یک دستگاه حفاری و با روش حفاری دورانی^۱ تا عمق ده متر انجام شد. در این روش با استفاده از یک وسیله بشکه‌مانند که محفظه مغزه‌گیری^۲ نامیده می‌شود و به انتهای رشته لوله حفاری متصل است، از خاک یا صخره نمونه‌برداری می‌شود. همچنین در این روش از آب یا یک سیال دیگر برای خنک‌کردن مته و انتقال مواد خرد شده به سطح استفاده می‌شود (شکل ۴).



شکل ۴. مغزه‌برداری با مته دورانی در منطقه جفیر

• روش‌های آزمایشگاهی

عملیات آزمایشگاهی، شامل دانه‌بندی بر اساس روش آمریکایی (USDA)^۱، بافت و آزمایش‌های شیمیایی است. تجزیه و تحلیل اندازه دانه: دانه‌بندی ابزار اصلی برای طبقه‌بندی محیط‌های رسوبی است و اغلب خصوصیت‌های اصلی ذرات رسوب، مثل شرایط انتقال و رسوب‌گذاری را نشان می‌دهد (بولوت^۲، ۲۰۰۱). نمونه‌های جمع‌آوری شده پس از خشک شدن در آزمایشگاه، از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند. عملیات دانه‌بندی از دو بخش اندازه‌گیری درصد وزنی شن به روش غربال خشک و مرطوب و تعیین درصد اجزای سیلت و رس، به روش هیدرومتری انجام گرفت.

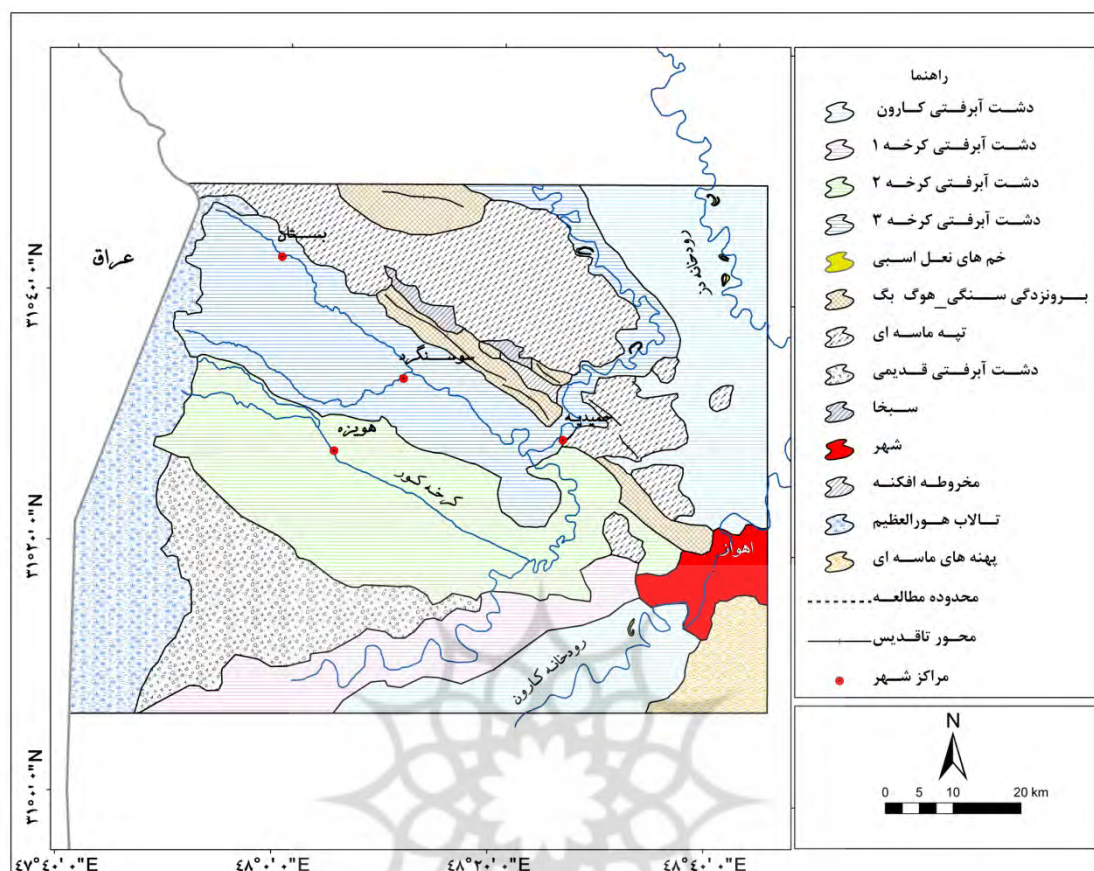
آزمایش بافت: اندازه ذرات معدنی خاک از درشت (بیش از ۲ میلی‌متر) تا خیلی ریز (کمتر از ۲ میکرومتر) متغیر است. از نظر اندازه، ذرات خاک به سنگ‌ریزه، شن، سیلت و رس تقسیم می‌شوند که ذرات خاک شناخته می‌شوند و در مرزهای تعیین‌شده ذرات سیلت و شن، بر اساس طبقه‌بندی‌های مختلف، اختلاف زیادی وجود دارد. پس از اینکه مقدار ذرات مختلف تعیین شد، نام کلاس بافت (مانند لوم شنی یا لوم رسی) به وسیلهٔ مثلث بافت خاک تعیین شد. به‌طور کلی کلاس بافت خاک در سه گروه طبقه‌بندی می‌شود که عبارتند از: خاک‌های شنی (خاک‌هایی با بافت درشت)، خاک‌های لومی (خاک‌هایی با بافت متوسط) و خاک‌های رسی (خاک‌هایی با بافت ریز).

آزمایش‌های شیمیایی: آزمایش‌های انجام شده در این قسمت، شامل آزمایش اسیدیته رسوب (PH)، بررسی هدایت الکتریکی رسوب (EC)، تعیین درصد آهک (TNT)، تعیین درصد گچ و تعیین درصد کربن آلی (TOC) است. معمولاً شاخص‌های شیمیایی، نشانه‌هایی از شرایط رسوب‌گذاری و اقلیمی را منعکس می‌کنند. برای مثال، اسیدیته رسوبات مناطق مرطوب، دامنه‌ای بین ۵ تا ۷ و اسیدیته رسوبات مناطق خشک به ۷ تا ۹ محدود می‌شوند. این بدان مفهوم است که دامنهٔ اسیدیته رسوب در مناطق مرطوب، به‌طور دقیق در نقطه مقابل رسوبات مناطق خشک قرار دارد. همچنین با بررسی شاخص میزان شوری رسوب، می‌توان منشأ شوری رسوب‌ها را در محیط‌های رسوب‌گذاری تشخیص داد. مانند آب دریا، بسترهای نمکی، حوضه‌های آبگیر داخلی، بسترهای نمکی، حوضه‌های داخلی، وجود تشکیلات زمین‌شناسی شور و وجود سفره‌های زیرزمینی آب شور.

بحث و یافته‌ها

نتایج حاصل از پردازش داده‌های مکانی و توصیفی

منطقه مورد مطالعه، نماینده حوضه چین‌خوردگی‌های کم‌ارتفاع و حوضه فرورفتگی‌های حاصل از دگرگونی‌های تکتونیکی بین فلات ایران و عربستان است (انصاری و همکاران، ۱۳۷۴). این منطقه به لحاظ ژئومورفولوژی از سه واحد ژئومورفولوژی اصلی کوهستان، دشت‌های آبرفتی و تپه‌ها و پهنه‌های ماسه‌ای تشکیل شده است (شکل ۵).



شکل ۵. نقشه ژئومورفولوژی محدوده دشت آزادگان

نتایج نشان داد واحد دشت‌های آبرفتی با ۶۷ درصد، بیشترین سهم را در منطقه اشغال کرده است (جدول ۲). از مهم‌ترین ویژگی‌های این واحد ژئومورفولوژی، وجود پدیده‌هایی چون، تغییر شکل پلان خم‌ها، چم، مسیره‌های میانبر، دریاچه‌های نعل اسبی^۳ و مسیره‌های متروکه طبیعی و مصنوعی در دشت‌های آبرفتی است. نتایج بررسی‌های تصاویر ماهواره‌ای سال‌های مختلف نشان داد، علاوه بر ناپایداری‌های رودخانه، ناپایداری‌های مشهودتری نیز در مرزبندی تالاب هویزه وجود دارد. روند تغییرات نیز گویای این است که طی سال‌های ۱۹۹۱ تا سال ۲۰۰۶ میلادی، از سطح دریاچه حداقل در داخل مرزهای کشور ایران به‌طور چشمگیری کاسته شده است. در سال ۱۹۹۱ میزان توده آبی محاسبه‌شده در حدود ۳۱ درصد و برای سال ۲۰۰۲، در حدود ۱۲ درصد برآورد شد. برخلاف کاهش صورت‌گرفته در توده‌های آبی، بر میزان خاک‌های لخت افزوده شده است. همین امر موجب شده است که رودخانه کرخه، مسیر خود را تا درون مرزهای دیرینه تالاب هویزه ادامه دهد. معتمد (۱۳۷۶) به نقل از بوترز و دانژار) نیز، نرخ نوسان‌های استاتیکی خلیج فارس و پس‌روی آن را، دلیلی برای جریان شمال غربی اروند تا تنگه هرمز می‌داند.

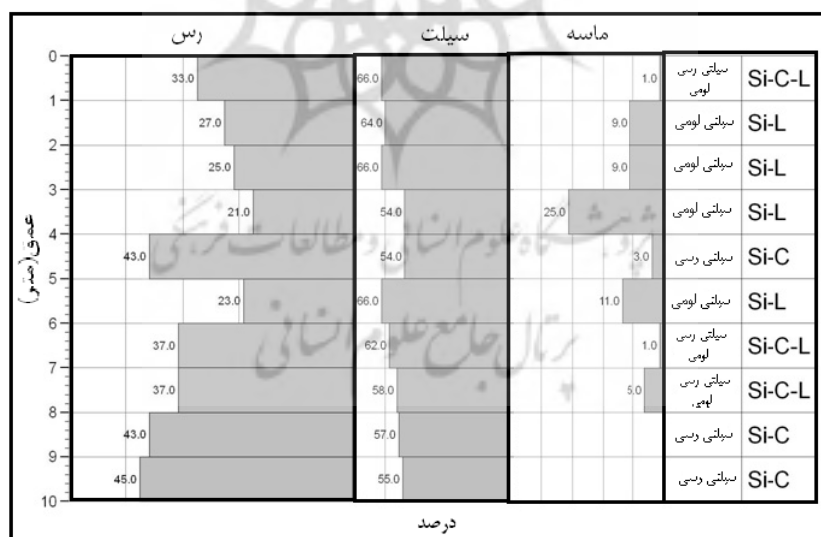
1. Bend
2. Meander
3. Ox bow

جدول ۲. توزیع سطح اجزای ژئومورفولوژی محدوده دشت آزادگان

واحد ژئومورفولوژی	مساحت (کیلومتر مربع)	مساحت (درصد)	درصد تجمعی	واحد ژئومورفولوژی	مساحت (کیلومتر مربع)	مساحت (درصد)	درصد تجمعی
دشت آبرفتی کارون	۱۳۱۶/۳	۱۷/۵۵	۱۷/۶	دشت آبرفتی قدیمی	۶۷۰/۴	۸/۹۴	۸۴/۷۰
دشت آبرفتی کرخه ۱	۵۱۹/۵	۶/۹۳	۲۴/۴۸	سیخا	۳۸/۹	۰/۵۲	۸۵/۲۲
دشت آبرفتی کرخه ۲	۱۲۹۵/۷	۱۷/۳	۴۱/۷۵	مخروطه افکنه	۱۶/۹	۰/۲۳	۸۷/۶۸
دشت آبرفتی کرخه ۳	۱۲۵۲/۹	۱۶/۷۱	۵۸/۴۶	تالاب	۷۳۳/۵	۹/۷۸	۹۷/۴۶
دریاچه نعل اسبی	۴/۶	۰/۰۶	۵۸/۵۲	پهنه ماسه‌ای	۱۹۰/۳	۲/۵۴	۱۰۰
برون‌زدگی سنگی	۳۰۷/۵	۴/۱۰	۶۲/۶۲	تپه ماسه‌ای	۹۸۵/۷	۱۳/۱۴	۷۵/۷۷

نتایج آزمایش فیزیکی رسوبات مغزه رسوبی رفیع

نتایج حاصل از نمودارهای تغییرات ذرات رسوبی نسبت به عمق در مغزه رفیع (شکل ۶) نشان داد، درصد قطر ذرات رس^۱ (کمتر از ۰/۰۰۲ میلی‌متر) نسبت به عمق افزایش یافته و در مقابل، درصد ذرات شن^۲ (۰/۰۵ تا ۲ میلی‌متر) نسبت به عمق کاهش می‌یابد. بنابراین به نظر می‌رسد، مسیر طولانی رودخانه کرخه تا تالاب هویزه، کاهش انرژی رواناب و شیب بسیار کم آن در جلگه خوزستان، موجب کاهش مقدار ماسه و افزایش سیلت و رس در قسمت‌های پایینی مغزه شده است.



شکل ۶. تغییرات ذرات رسوبی نسبت به عمق در مغزه رسوبی رفیع

سلینا (۱۹۹۸) نیز در مطالعات خود به چنین نتیجه‌ای رسیده است. علاوه بر این، نتایج آزمایش دانه‌بندی نشان داد که رفتار درصد اجزای خاک نسبت به عمق رفتار خطی نیست، بلکه با نوسان‌هایی همراه است. درصد ماسه تا عمق چهار متری از سطح زمین روند افزایشی دارد، از عمق چهار متر به بعد از میزان آن کم می‌شود و در عمق نه و ده متری به

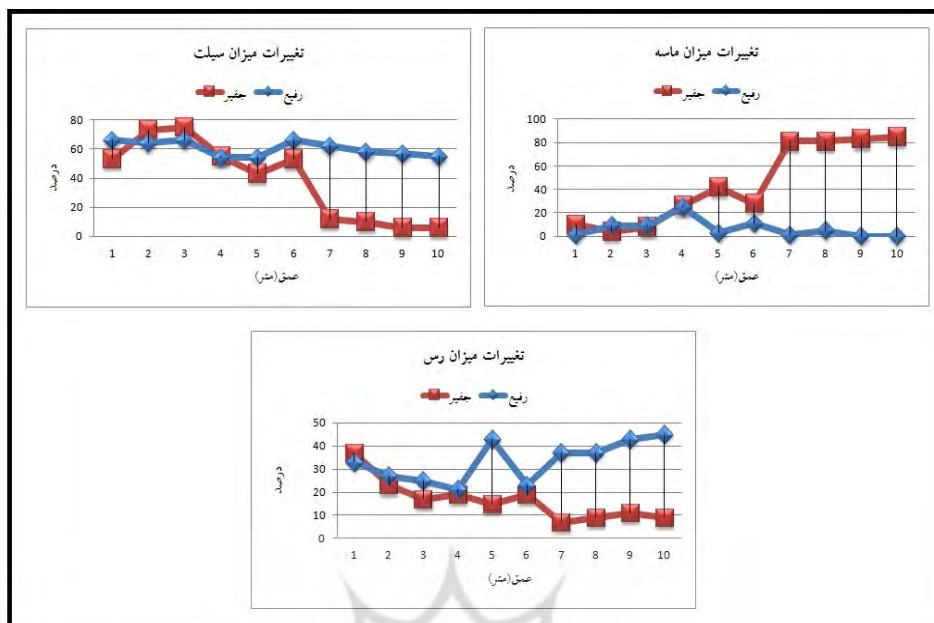
1. Clay
2. Sand

صفر کاهش می‌یابد. در مقابل، درصد رس تا عمق چهار متری روندی کاهشی و از آن به بعد روند افزایشی دارد. در واقع، رفتار این دو جزء از رسوب‌ها خلاف جهت یکدیگر است. بیشترین میزان درصد ماسه در عمق چهار متری با ۲۵ درصد و کمترین آن در عمق‌های نه و ده متری مشاهده شد؛ در حالی که کمترین میزان رس در عمق چهار متری و بیشترین آن در عمق ده متری اندازه‌گیری شده است. هرچند روند رفتار رسوبی ذرات رسی در محیط دریاچه‌ای رفیع، از عمق چهار تا ده متری به‌طور نسبی افزایشی است؛ ولی وجود یک آنومالی در عمق پنج تا شش متری، موجب برهم ریختن آن شده است. در این مقطع روند معکوس و درصد ذرات رسی کاهشی می‌شود. این حالت بیشتر در مواقع سیلابی رخ می‌دهد و رسوبات دانه‌درشت تا اعماق دریاچه نیز پیش‌رفته و در رسوبات نواحی عمیق طبقه‌بندی تدریجی شکل می‌گیرد (موسوی حرمی، ۱۳۸۹)؛ ولی احتمال توالی پس‌روی بعید به نظر می‌رسد.

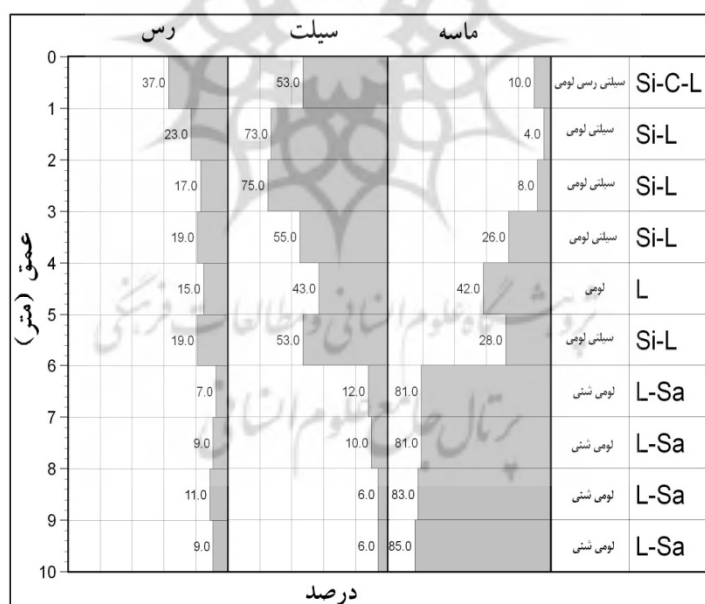
نتایج حاصل از بافت خاک در همین مغزه نیز نشان داد که با افزایش عمق، بافت خاک از سیلتی لومی به سمت سیلتی رسی میل پیدا می‌کند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت که بافت خاک به سمت عمق، سنگین‌تر از بافت خاک در سطح آن است. بنابراین انتظار می‌رفت وزن مخصوص ظاهری در خاک‌های ریزبافت با بافت سنگین، کمتر از خاک‌های درشت‌بافت باشد. نتایج نشان داد، میزان وزن مخصوص در خاک‌های ریزبافت عمق‌های پایین در مغزه رفیع، حدود ۱/۸۵ و در خاک‌های سطحی در حدود ۲/۱۳ است. این مسئله بیشتر به عدم شرایط تشکیل خاک‌دانه و تغییرات مواد آلی در نمونه‌ها مربوط است. برخلاف وزن مخصوص ظاهری، فضای بین ذرات ارتباطی با وزن مخصوص حقیقی خاک ندارند. وزن مخصوص حقیقی خاک‌ها بین ۲/۶۰ تا ۲/۷۵ گرم بر سانتی‌متر مکعب است (جعفری و همکاران، ۱۳۸۷). نتایج آزمایش شیمیایی روی نمونه‌ها نشان داد، در نمونه‌های مربوط به اعماق ۱ تا ۲، ۲ تا ۳ متر و ۷ تا ۸ متر، میزان وزن مخصوص حقیقی از سایر نمونه‌ها پایین‌تر و حدود ۲/۶ گرم بر سانتی‌متر مکعب است.

نتایج آزمایش فیزیکی مغزه رسوبی جفیر

مغزه جفیر (کانال متروکه کرخه) به‌لحاظ محیطی تفاوت زیادی با مغزه رفیع دارد. مقایسه شکل ۷، تفاوت دو محیط رسوب‌گذاری کانال متروکه کرخه و رفیع را به خوبی نشان می‌دهد. نتایج نشان داد، تفاوت رفتاری ذرات رس، سیلت و ماسه نسبت به عمق محیط رسوب‌گذاری رفیع، خیلی بیشتر از محیط رسوب‌گذاری کانال متروکه کرخه است. به‌گفته دیگر، روند فزاینده یا کاهنده درصد ذرات رسوبی در محیط رودخانه‌ای، منظم‌تر از محیط دریاچه‌ای رفیع است. توزیع ذرات ماسه، سیلت و رس در کانال نشان داد که درصد قطر ذرات ماسه نسبت به عمق به‌شدت افزایش یافته و در مقابل درصد سیلت و رس نسبت به عمق کاهش می‌یابد (شکل ۸) با این تفاوت که ذرات سیلت بین عمق‌های ۱ تا ۳ متر و ۵ تا ۶ متر روند افزایشی و ذرات ماسه در همین اعماق روند کاهشی از خود نشان می‌دهند. بیشترین میزان درصد ماسه در عمق ۱۰ متری با ۸۳ درصد و کمترین آن در عمق‌های ۲ متری مشاهده شد؛ در حالی که کمترین میزان رس در عمق ۷ متری و بیشترین آن در عمق صفر تا یک متری اندازه‌گیری شده است. نتایج حاصل از بافت خاک نیز نشان داد با افزایش عمق، بافت خاک از سیلتی رسی لومی، به سمت لومی سیلتی میل پیدا می‌کند. بنابراین می‌توان نتیجه گرفت، بافت خاک به سمت عمق، سبک‌تر از بافت خاک در سطح آن است. با توجه به نتایج بافت خاک، وزن مخصوص ظاهری نیز افزایش یافته و در عمق‌های پایین به حدود ۲/۰۶ می‌رسد.



شکل ۷. مقایسه رفتار رسوبی در مغزه‌های رسوبی رفیع و جفیر



شکل ۸. تغییرات ذرات رسوبی نسبت به عمق در مغزه جفیر

نتایج آزمایش شیمیایی مغزه رسوبی رفیع

نتایج آزمایش رسوب‌های مغزه رفیع، میزان اسیدیته را بین ۸/۰۶ تا ۸/۴۸ گزارش می‌دهد که نشان‌دهنده محیط قلیایی است؛ ولی تغییرات آن نسبت به عمق روند افزایشی دارد. به نظر می‌رسد عوامل قلیایی‌زای این محدوده، مانند میزان بالای تبخیر و تعرق در مقابل میزان بارندگی و سدیم، بیشتر به چشم می‌خورد. نتایج نشان از میزان بالای سدیم در بین

نمونه‌ها دارد؛ به‌گونه‌ای که میزان آن از ۱۷/۴ تا حدود ۶۰ میلی‌اکی‌والان در لیتر تغییر می‌کند. با این تفاوت که روند تغییرات نسبت به عمق خطی نیست.

مقدار هدایت الکتریکی یا شوری در رسوب‌ها بین ۳/۵۱ تا ۸/۸۹ میلی‌زیمنس بر سانتی متر (ms/cm) است و این نشان می‌دهد که رسوبات دارای شوری متغیر خیلی کم تا شوری بسیار بالا هستند. نتایج نشان داد تغییرات هدایت الکتریکی در مقایسه با اسیدیته از دامنه بیشتری برخوردار است. همچنین، ضریب همبستگی بین هدایت الکتریکی در نمونه‌ها با تغییرات کلر در حدود ۰/۸۵ است. علاوه بر این، بین سایر کاتیون‌ها مانند کلسیم، منیزیم و سولفات نیز، ضریب همبستگی بالایی در حدود ۰/۹۳ وجود دارد و روند تغییرات نسبت به عمق شبیه به یکدیگر هستند.

نتایج آزمایش شیمیایی مغزه رسوبی جفیر

اسیدیته رسوبی مغزه جفیر (کانال متروکه کرخه) بین ۸/۱۹ تا ۸/۵۸ است که نشان‌دهنده محیط قلیایی بوده و تغییرات آن نسبت به عمق با نوسان‌های کم، روند افزایشی نشان می‌دهد. به نظر می‌رسد سدیم یکی از عناصر قلیایی‌زا است. نتایج نشان از میزان بالای سدیم در بین نمونه‌ها دارد؛ به‌گونه‌ای که میزان آن از ۵۴ تا ۳۱۳ میلی‌اکی‌والان در لیتر، در عمق ۷ تا ۸ متر تغییر می‌کند. میزان سدیم در منطقه جفیر در حدود ۳/۵ تا ۵ برابر بیشتر از منطقه رفیع است. مقدار هدایت الکتریکی یا شوری رسوب‌ها بین ۹/۱۱ تا ۳۵/۳ میلی‌زیمنس (ms/cm) است و نشان از شوری زیاد تا خیلی زیاد رسوب‌ها دارد. نتایج نشان داد، دامنه تغییرات هدایت الکتریکی در منطقه جفیر ۳ تا ۴/۵ برابر بیشتر از مقدار آن در منطقه رفیع است. همچنین ضریب همبستگی این عامل با تغییرات کلر در نمونه‌ها مقدار ۰/۹۸ است. مقایسه نتایج کاتیون‌هایی مانند کلر و سدیم که به ترتیب بر هدایت الکتریکی و اسیدیته رسوب‌ها تأثیر گذارند، رابطه مستقیمی با اندازه ذرات و بافت رسوبی دارد. یکی از دلایل بالای مقادیر هدایت الکتریکی و اسیدیته نمونه‌های منطقه جفیر نسبت به منطقه رفیع، همین عامل است.

بحث و نتیجه‌گیری

توالی رسوبی و خصوصیات رسوب‌شناسی مغزه رفیع را می‌توان به دو قسمت عمده شامل، ذرات درشت‌دانه با بافت سیلتی لومی بین سطح زمین تا عمق چهار متری و بخش دیگر، ذرات ریزدانه با بافت سیلتی رسی بین عمق چهار تا ده متری تقسیم کرد. توالی و رفتار رسوبی نمونه‌ها در قسمت اول بسیار شبیه به محیط رسوب‌گذاری کانال متروکه کرخه است، به بیان دیگر مدل رفتاری آنها رودخانه‌ای است؛ اما در قسمت دوم، یعنی از عمق چهار متر تا ده متری، رفتار رسوبی کاملاً متمایز از قسمت اول است. در این قسمت توزیع ذرات نسبت به عمق با افزایش رس و سیلت همراه است؛ در حالی که در مغزه جفیر عکس آن اتفاق می‌افتد (شکل ۷). بنابراین می‌توان نتیجه گرفت، شرایط رسوب‌گذاری ذرات ریزدانه در منطقه، در محیط رسوبی کم‌انرژی با شرایط اقلیمی مرطوب‌تر اتفاق افتاده است. توالی عمودی رسوب‌های دلتایی و رودخانه‌ای در بالای رسوبات ریزدانه دریاچه‌ای منطقه را، می‌توان ناشی از پس‌روی دریاچه به دلیل وجود شرایط اقلیمی خشک و نیمه‌خشک، همراه با کاهش بارندگی و افزایش انرژی رواناب دانست. در چنین شرایطی، رسوب‌های درشت‌دانه تا مسافت‌های دورتر حمل شده و روی رسوب‌های ریزدانه دریاچه‌ای قرار می‌گیرند. آثار به‌جا مانده از رسوب‌های

رودخانه‌ای روی رسوب‌های دریاچه‌ای تالاب هویزه، نشان‌دهنده پیشروی رودخانه به سمت دریاچه است. این مسئله با انطباق محل نمونه‌برداری رفیع روی تصاویر ماهواره‌ای لندست سال‌های ۱۹۹۱ و IRS سال ۲۰۰۶ به خوبی قابل تفسیر است. پس از انطباق، مشخص شد محل نمونه‌برداری در منطقه رفیع، روی تصویر ماهواره‌ای سال ۱۹۹۱ در محدوده تالاب هویزه و روی تصویر ماهواره‌ای سال ۲۰۰۶ خارج از آن محدود واقع می‌شود. بنابراین به نظر می‌رسد، مهم‌ترین عامل در تغییرات اندازه ذرات رسوبی در داخل نمونه‌ای رفیع، ناشی از تغییر محیط رسوب‌گذاری به دلیل تغییر شرایط اقلیمی حاکم بر گذشته منطقه بوده است.

سپاس‌گزاری

از پژوهشکده حفاظت خاک و آبخیزداری کشور که امکانات مالی و اجرایی این پژوهش را فراهم کردند، سپاس‌گزاری می‌شود.

منابع

- امینی، ع؛ اخروی، ر. (۱۳۸۱). محیط‌های رسوبی دیرینه و تشخیص آنها در مطالعات زیرسطحی. تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- انصاری، م. ح؛ روشندل، م. ر؛ رشنو، ح. (۱۳۷۴). طرح تثبیت ماسه و بیابان‌زدایی منطقه غرب کرخه، سازمان جنگل‌ها و مراتع استان خوزستان.
- پورمحمدی، ب. (۱۳۷۵). مورفو تکتونیک رودخانه کرخه. چهارمین کنفرانس مهندسی رودخانه. دانشگاه شهید بهشتی، ۲۴ تا ۲۶ بهمن ۱۳۷۵، صص. ۵۵۳-۵۶۴.
- تقی‌زاده، ع. (۱۳۸۸). بررسی ژئومورفولوژی سواحل شمالی خلیج فارس در کواترنر (اروند تا بوشهر). پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه اصفهان.
- جعفری، م؛ سرمیدان، ف. (۱۳۸۷). مبانی خاک‌شناسی و رده‌بندی خاک. چاپ دوم. تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- حافظی مقدس، ن؛ قزی، ا. (۱۳۹۰). ضرورت تهیه مدل محیط رسوبی در مطالعات زمین‌شناسی مهندسی. هفتمین کنفرانس زمین‌شناسی مهندسی و محیط زیست ایران. دانشگاه صنعتی شاهرود، شهریور ۱۳۹۰، صص. ۱۰۰-۱۰۱.
- حلیمی، م. (۱۳۹۱). بررسی تأثیر تغییر اقلیم بر روند بلندمدت انتقال رسوب معلق در حوضه آبریز دریاچه ارومیه. دهمین همایش بین‌المللی سواحل، بنادر و سازه‌های دریایی. تهران، ۲۹ آبان تا یکم آذرماه.
- سیف، ع. (۱۳۸۴). تحولات محیطی و ژئومورفولوژیکی سواحل شمالی خلیج فارس در کواترنر. بیست‌ویکمین گردهمایی علوم زمین. تهران.
- غریب‌رضا، م. ر؛ معتمد، ا. (۱۳۸۵). خطوط ساحلی و توالی رسوبی کواترنر پسین در منطقه خلیج چابهار. مجله علوم زمین. سال شانزدهم، شماره ۶۱، صص. ۱۵۹-۱۵۰.
- معتمد، ا. (۱۳۷۶). کواترنر (زمین‌شناسی دوران چهارم). تهران: انتشارات دانشگاه تهران.
- موسوی حرمی، ر. (۱۳۸۹). رسوب‌شناسی. چاپ دوازدهم. مشهد: انتشارات آستان قدس رضوی.

- نوجوان، م. ر.؛ عرب عامری، ع. (۱۳۹۰). **منشأیابی لکه‌های رسوبی منطقه بیاضه**. جغرافیا و برنامه‌ریزی محیطی (مجله پژوهشی علوم انسانی دانشگاه اصفهان) دوره ۲۲، شماره ۲، صص. ۱۵۸-۱۴۳.
- هنرجو، ن.؛ جالیان، ا. (۱۳۸۷). **چگونگی تحول و تکامل خاک‌ها در اراضی دانشگاه آزاد اسلامی خوراسگان**. نشریه پژوهش در علوم کشاورزی، دوره ۴، شماره ۲، صص. ۲۶۴-۲۵۴.
- Asikainen, A.C., Francus, P., Brigham-Grette, J., 2007, **Sedimentology, Clay Mineralogy and Grain-size as Indicators of 65 ka of Climate Change from El'gygytyn Crater Lake, Northeastern Siberia**. Journal of Paleolimnology, Vol. 37, No. 1, PP. 105-122.
- Blott, S. J., Pye, K., 2001, **GRADISTAT: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments**. Earth Surface Processes and Landforms, No. 26, PP. 1237-1248.
- Campbell, C., 1998, **Late Holocene Lake Sedimentology and Climate Change in Southern Alberta, Canada**. Quaternary Research, Vol. 49, No. 1, PP. 96-101.
- Heyvaert, V.M.A., Baeteman, C., 2007, **Holocene Sedimentary Evolution and Palaeocoastlines of the Lower Khuzestan Plain (Southwest Iran, Persian Gulf)**. XVII INQUA Congress 2007, Cairns, Australia, Quaternary International, Vol. 242, No. 1, PP. 83-108.
- Heyvaert, V.M.A., Walstra, J., Verkinderen, P., 2011, **The Role of Human Interference on the Channel Shifting on the Kakheh River in the Lower Khuzestan Plain (Mesopotamian, Iran)**. Quaternary International, Vol. 251, PP. 52-63.
- Jones, P.D., New, M., Parker, D.E., Martin, S., Rigor, I.G., 1999, **Surface Air Temperature and Its Changes over the Past 150 Years**. Reviews of Geophysics, Vol. 37, No. 2, PP. 173-199.
- Lambeck, K., 1996, **Shoreline Reconstruction for the Persian Gulf since the Last Glacial Maximum**. Earth and Planetary Science Letters, Vol. 142, PP. 43-57.
- Menking, K.M., 1997, **Climatic Signals in Clay Mineralogy and Grain-size Variations in Owens- lake Core OL-92, Southeast California**. Geological Society of America, Special paper, Vol. 317, PP. 25-36.
- Pielou, E.C., 1991, **After the Ice Age: The Return of Life to Glaciated North America**. Paperback, University of Chicago Press.
- Purser, B. H., 1973, **The Persian Gulf. Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea**. Springer-Verlag, New York, Heidelberg, and Berlin.
- Sarnthein, M., 1972, **Sediments and History of the Postglacial Transgression in the Persian Gulf and Northwest Gulf of Oman**. Marine Geology, Vol. 12, No. 12, PP. 245-266.
- Van Zeist, W. and Wright Jr., H.E., 1963, **Preliminary Pollen Studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, Southwestern Iran**. Science, Vol. 140, No. 3562, PP. 65-67.
- Van Zeist, W., Bottema, S., 1977, **Palynological Investigations in Western Iran**. Palaeohistoria, Vol. 19, PP. 19-85.
- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, S.W., Langer, J.J., 2006, **Palaeolimnology of the Lake Zeribar, Iran, and its Climate Implications**, Quaternary Research, Vol. 66, No. 3, PP. 477-493.