

## بازسازی اقلیم و محیط دیرینه زاگرس میانی

هما رستمی؛ دانشجوی دکترای آب وهواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

قاسم عزیزی\*؛ استاد آب وهواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

سعید بازگیر؛ استادیار آب وهواشناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

حجت دارابی؛ استادیار باستان‌شناسی، دانشگاه رازی، کرمانشاه

مهران مقصودی؛ دانشیار ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران

راجر جان متیوس؛ استاد باستان‌شناسی، دانشگاه ردینگ، انگلستان

تاریخ دریافت: ۱۳۹۸/۰۸/۲۳ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۸/۱۲/۲۵

### چکیده

جهت بازسازی شرایط محیطی و اقلیم دیرینه، مربوط به پلیستوسن پسین و هولوسن (۳۰۰۰۰ سال گذشته)، در زاگرس مرکزی، از تالاب هشیلان در کرمانشاه مغزه‌های رسوبی تا عمق ۵/۵ متری برداشته شد و با استفاده از روش مالتی پروکسی (پذیرفتاری مغناطیسی، جرم‌کاهی گرمایشی، سن‌سنجی، ژئوشیمی) مورد مطالعه و آنالیز قرار گرفت. نتایج نشان‌دهنده آن بود که دوره پلیستوسن پایانی و LGM با شرایط اقلیمی سرد و خشک و طوفان‌های گرد و غبار در منطقه همراه بوده است. شرایط اقلیمی یادشده با شروع دوره گرم و مرطوب در ۱۸۰۰۰ سال قبل به پایان رسیده که با دوره اقلیمی گرم و مرطوب بولینگ آلود مطابقت زمانی داشته است. هولوسن پیشین با شرایط اقلیمی نسبتاً مرطوب همراه رخدادهای سرد و خشک اقلیمی ۹/۲ و ۸/۲ و هولوسن میانی با شرایط اقلیمی گرم و مرطوب تا ۵۰۰۰ سال قبل در منطقه شناسایی شد. همچنین رخدادهای خشک موسوم به ۴/۲ و ۳/۲ با افزایش طوفان‌های گرد و غبار در منطقه تشخیص داده شد. نتایج نشان داد رخدادهای اقلیمی شناسایی شده در منطقه با رخدادهای شناخته‌شده در نیم‌کره شمالی مطابقت دارد و از یک الگوی مشابه پیروی می‌کند. کلیدواژگان: آب‌وهوای دیرینه، خورتابی، رخداد اقلیمی، زاگرس مرکزی.

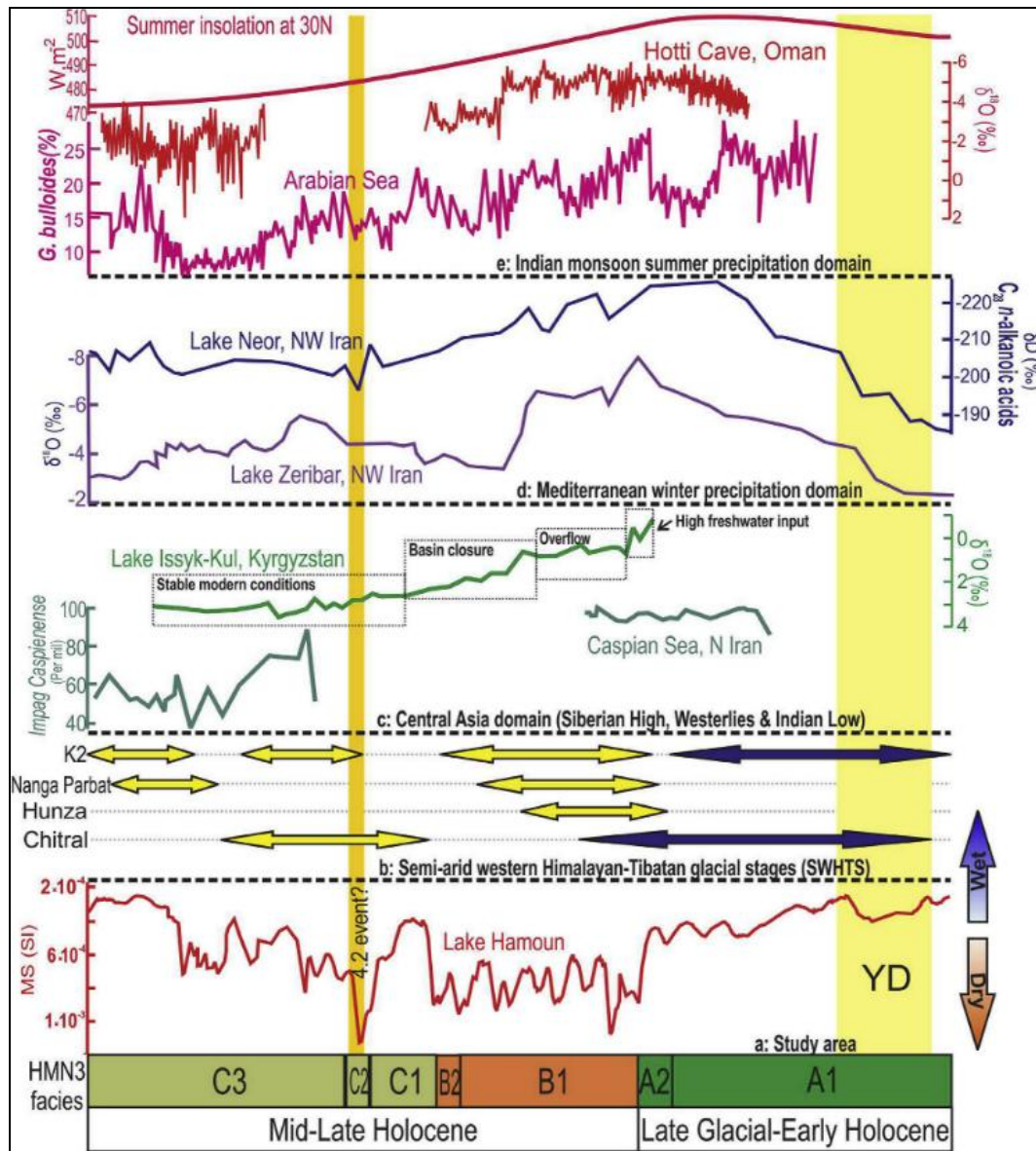
### مقدمه

مطالعه رسوبات دریاچه‌ها به منظور شناسایی تغییرات اقلیمی و محیطی گذشته در دهه‌های اخیر بسیار مورد توجه قرار گرفته است. حوضه‌های دریاچه‌ای از نظر مکانی و زمانی الگوهای شاخصی دارند و شواهد ارزشمندی از تغییرات فیزیکی و شیمیایی ارائه می‌دهند (لوونشتین و همکاران ۱۹۹۸). رسوبات دریاچه‌ای دارای توانی فوق‌العاده در ثبت وقایع اقلیمی و محیطی با حساسیت و وضوح بالا و میزان تفکیک‌پذیری بسیار زیادند. بنابراین، می‌توان این محیط‌ها را مناطقی برای تشخیص شرایط و تغییرات محیط‌های دیرینه در نظر گرفت (درویشی خاتونی و همکاران ۱۳۹۵). از مطالعات مهمی که در خصوص بازسازی جغرافیا و اقلیم و شرایط رسوبی گذشته در مناطق مختلف دنیا و به‌خصوص ایران انجام شده است

می‌توان به چند مورد اشاره کرد: فیلیپلی و همکارانش (۲۰۰۶) با بررسی رسوبات دریاچه‌های آلی به شناخت تأثیر تغییرات اقلیمی و اکولوژیکی بر مواد موجود در خاک پرداختند. آن‌ها تأثیر دوره‌های یخبندان بر تغییرات اکولوژیکی منطقه را عاملی مهم در تغییر ساختار خاک دانستند. بوبک (۱۹۵۹) با بررسی ویژگی‌های ژئومورفولوژیک نقاط مختلف ایران به شناسایی مراکز یخچالی و تغییرات خط مرز برف دائمی طی پلیستوسن پرداخت و با مطالعه رشته کوه‌های البرز مهم‌ترین مراکز یخچالی را در البرز غربی معرفی کرد. کریسلی (۱۹۷۰) نیز، بر اساس مطالعه پلایاهای ایران، تغییر اقلیم مناطق مختلف ایران، از جمله دامنه‌های البرز، را طی دوره کواترنری شناسایی کرد. بررسی‌های گرده‌شناسی ون زایست و همکارانش (۱۹۷۷) نشان داد در هولوسن میانی شرایط اقلیمی در شمال و شمال غرب و غرب ایران به اندازه‌ای مرطوب بوده که اجازه رویش درختان بلوط را داده است؛ درحالی‌که در جنوب غرب ایران پوشش گیاهی غالب درمنه/ اسفناجیان و در جنوب شرقی ایران استپ نیمه‌بیابانی بوده است. لروی و همکارانش (۲۰۱۳)، با استفاده از مغزه‌های رسوبی برداشت‌شده از دریای خزر، زمان پیشروی و پسروی و دلایل مؤثر بر آن را بررسی کردند و به این نتیجه رسیدند که دریای خزر در دوره‌های مرطوب متأثر از رودهای روسیه، به‌خصوص ولگا، بوده است؛ اما در دوره‌های خشک آمودریا نقش بیشتری در تخلیه آب به آن داشته است. رایت و همکارانش (۲۰۰۳) با بررسی مغزه‌های رسوبی برداشت‌شده به این نتیجه رسیدند که دوره خشک هولوسن پیشین زمانی در بالکان و جنوب سیبری رخ داده که در اروپا شرایط اقلیمی مرطوبی وجود داشته است. بریاشاو و همکارانش (۲۰۱۱)، با مطالعه اسپلئوتوم‌های دریای عرب و مک کی و همکارانش (۲۰۰۵)، با بررسی مرجان‌های دریای سرخ، به این نتیجه رسیدند که سامانه‌های موسمی جنوب غرب آسیا در ۹۰۰۰ سال قبل تا عرض ۲۸ درجه شمالی گسترش داشته‌اند (شکل ۱). استیونز و همکارانش (۲۰۰۱) از طریق بررسی رسوبات دریاچه‌ای زربار به این نتیجه رسیدند که در هولوسن پیشین زاگرس مرکزی شرایط اقلیمی خشک‌تری نسبت به اردن و ترکیه داشته است. همچنین، با توجه به نتایج تغییرات  $\delta^{18}O$  علت اصلی خشک بودن آن شرایط اقلیمی را کاهش بارش‌های بهار در هولوسن پیشین دانسته‌اند (شکل ۱). گریفیت و همکارانش (۲۰۰۱) با بررسی استراکودهای دریاچه میرآباد به این نتیجه رسیدند که در هولوسن پیشین شرایط تالابی در میرآباد وجود داشته که در هولوسن پسین به محیط دریاچه‌ای تغییر یافته است.

ویک و همکارانش (۲۰۰۳)، با بررسی رسوبات دریاچه‌ای و گرده‌شناسی، به این نتیجه رسیدند که جنگل‌های بلوط در دوره گذار از هولوسن پیشین به هولوسن میانی در زاگرس و در ۷۵۰۰ سال قبل در اطراف دریاچه وان گسترش یافته‌اند. جمالی و همکارانش (۲۰۱۰)، با بررسی رسوبات دریاچه‌ای و مطالعات گرده‌شناسی در زاگرس و ترکیه، به این نتیجه رسیدند که ضعف شدن موسمی‌ها و کاهش بارش‌های بهار در غرب ایران و جنوب شرق ترکیه در تأخیر زمانی رویش جنگل‌های بلوط نقش داشته است. حمزه و همکارانش (۲۰۱۵) با استفاده از مغزه‌های رسوبی گرفته‌شده از دریاچه هامون شرایط اقلیمی و محیطی جنوب شرق ایران در هولوسن را بازسازی کردند و به این نتیجه رسیدند که در هولوسن پیشین، به دلیل نفوذ موسمی‌ها به نیمه شرقی و جنوب شرقی ایران، شرایط اقلیمی مرطوب‌تری وجود داشته و دریاچه هامون رودهای حوضه آن بسیار پرآب بوده‌اند؛ درحالی‌که در هولوسن میانی و پسین، با تضعیف موسمی‌ها، شرایط اقلیمی خشک در منطقه حاکم شده است و با عقب‌نشینی پرفشار جنب حاره از سایر نواحی ایران مسیر ورود بادهای غربی باز شده و

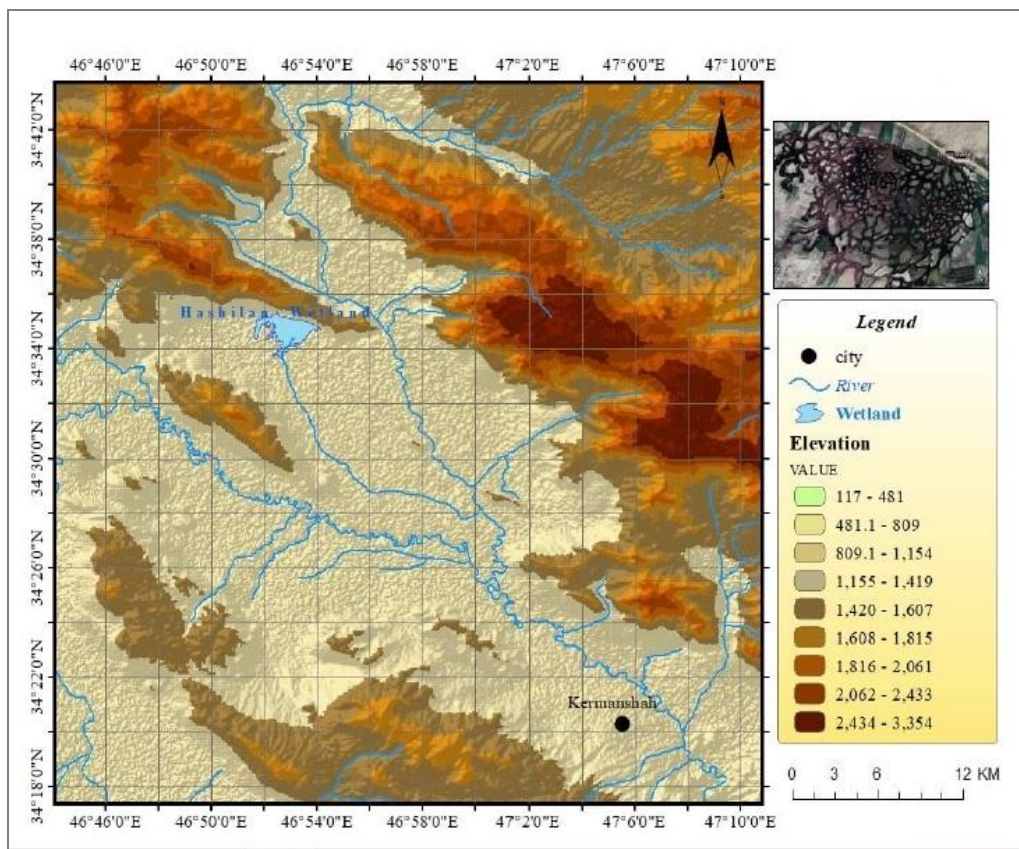
نیمه غربی شرایط مرطوب تری را پشت سر گذاشته است. بررسی‌های رسوب‌شناسی دریاچه‌ای، که جونز و همکارانش (۲۰۱۱) انجام دادند، نشان داد در هولوسن میانی شرایط مرطوبی در غرب ایران وجود داشته که از دلایل اصلی آن افزایش بارش‌های زمستانه بوده است. اما، بررسی‌های شریفی و همکارانش (۲۰۱۵) بر رسوبات دریاچه نئور در شمال غرب ایران نشان داد در هولوسن میانی فعالیت‌های فرسایش بادی افزایش داشته و بادرفت‌های بسیاری به دریاچه منتقل شده است. وی، با توجه به مطالعات انجام‌شده بر رسوبات دریاچه نئور، اقلیم منطقه در هولوسن پیشین را مرطوب و در هولوسن میانی خشک با افزایش فعالیت‌های بادی معرفی کرده است (شکل ۱). رضانی و همکارانش (۲۰۰۸)، با بررسی رسوبات دریاچه‌ای و گرده‌شناسی، به این نتیجه رسیدند که کاهش جنگل‌های بلوط و غلبه درمنه<sup>۱</sup> در شمال غرب ایران با آنومالی مدیوال اقلیمی و رخداد سرد و خشک در ایران هم‌زمان بوده و افزایش گچ در رسوبات دریاچه مهارلو نیز نشان‌دهنده افزایش تبخیر و کاهش سطح آب دریاچه در ۲۰۰۰ سال قبل است. ریچگاف (۱۹۷۷) نیز کاهش سطح آب دریاچه‌های ایران و همچنین دریای خزر و گسترش تپه‌های ماسه‌ای در نواحی جنوبی ایران را هم‌زمان با این دوره دانسته است. لک (۲۰۰۷) مطالعات جامعی در دریاچه مهارلو در استان فارس با استفاده از مغزه‌های رسوبی انجام داد. نتیجه مطالعات وی وجود دو فاز خشکی در رسوبات دریاچه طی ۵۰۰۰ سال گذشته را نشان داد. در بقیه زمان‌ها شرایط اقلیمی مرطوب بر منطقه حاکم بوده است. بررسی‌های طالبی و همکارانش (۲۰۱۶) نشان داد رطوبت در هولوسن پسین نسبت به هولوسن میانی کاهش یافته و در شمال غربی ایران پوشش گیاهی درمنه غلبه پیدا کرده است. آنچه واضح است این حقیقت است که از ابتدای عصر نوسنگی منطقه جنوب غرب آسیا، که غرب و جنوب غرب ایران تا سرزمین‌های جنوب شرق دریای مدیترانه را شامل می‌شود (منطقه هلال حاصل‌خیز)، مهد شکل‌گیری کشاورزی و جوامع اولیه یک‌جانشین بوده است (شریفی و همکاران ۲۰۱۵). اگرچه شدت تغییرات آب‌وهوایی در هولوسن نسبت به دوره قبل (آخرین عصر یخبندان) کاهش یافت، رخدادهای اقلیمی ناگهانی اثر محیطی و اجتماعی بسیار بر جوامع آن زمان گذاشت. در یک مقیاس منطقه‌ای، جنوب غرب آسیا تحت تأثیر برهمکنش‌های پیچیده میان شدت و ضعف بادهای غربی عرض‌های میانی و پرفشار سیبری و موسمی‌های تابستانه اقیانوسی بوده است. مطالعات دیرینه اقلیم‌شناسی ارتباط‌هایی میان تغییر ناگهانی آب‌وهوا و سقوط برخی تمدن‌های باستانی در حوزه هلال حاصل‌خیز را شناسایی کرده است (ونگیل و همکاران ۲۰۰۰). اما شواهد تغییرات اقلیمی همراه سن‌سنجی‌های دقیق از این مناطق، به‌خصوص نواحی شرقی آن، که بخش‌هایی از زاگرس را نیز شامل می‌شود، بسیار اندک است و برای پر کردن خلأ علمی موجود نیاز است از شواهد دیرینه اقلیمی بیشتر و با دقت بالاتر استفاده شود تا رخدادهای اقلیمی هولوسن و اثر آن‌ها بر جوامع و محیط و تغییرات آن‌ها شناسایی شوند.



شکل ۱. مقایسه نتایج بررسی‌های انجام‌شده در زمینه اقلیم دیرینه ایران: دریاچه هامون (حمزه و همکاران ۲۰۱۵)، تالاب گمیشان (لروی و همکاران ۲۰۱۳)، دریاچه زریبار (استیونز و همکاران ۲۰۰۱)، نئور (شریفی و همکاران ۲۰۱۵) با سایر مطالعات انجام‌شده در آسیای میانی (روسینگول و همکاران ۱۹۹۵)، موسمی‌های هند، دریای عربی (گوپتا و همکاران ۲۰۰۳)، غار حوتی عمان (فلایتمن و همکاران ۲۰۰۳)، خورتابی تابستانه در عرض ۳۰ درجه شمالی (برگر و لوتر ۱۹۹۱)

منطقه مورد مطالعه

تالاب هشیلان در موقعیت<sup>۱</sup> ۳۴° ۳۴' عرض شمالی و ۵۲° ۴۶' طول شرقی قرار دارد با ارتفاع از تراز دریاهای آزاد ۱۳۰۷ متر و مساحتی نزدیک ۴۵۰ هکتار. این تالاب در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال غربی شهر کرمانشاه و در دشت الهیارخانی واقع شده که از سوی شمال و غرب با کوهستان خورین و از سوی جنوب با کوهستان ویس احاطه شده است. مهم‌ترین سرچشمه تأمین‌کننده آب تالاب هشیلان چشمه سبزعلی است که در حاشیه شمالی تالاب و در پایکوه کوهستان خورین قرار دارد (شکل ۲).



شکل ۲. موقعیت تالاب هشیلان در کرمانشاه

بر اساس سیستم طبقه‌بندی آب‌وهوایی کوپن (۱۹۳۱)، آب‌وهوای منطقه مورد مطالعه در تیپ مدیترانه‌ای قرار می‌گیرد. طبق داده‌های میانگین ماهیانه بارش و دمای ایستگاه سینوپتیک کرمانشاه (دوره آماری ۱۹۸۸ - ۲۰۱۹)، که با فاصله‌ای نزدیک به ۳۶ کیلومتر از تالاب نزدیک‌ترین ایستگاه هواشناسی به شمار می‌آید، متوسط بارش سالانه ۴۱۰ میلی‌متر است. مارس با ۷/۷ میلی‌متر و ژوئیه با بارشی کمتر از ۱ میلی‌متر به ترتیب پربارش‌ترین و کم‌بارش‌ترین ماه‌های سال‌اند. متوسط دمای سالانه ۱۵/۵ درجه سلسیوس است. ژانویه<sup>۱</sup> با ۲ درجه سلسیوس و

ژئوتیپ با ۲۹/۳ درجه سلسیوس به ترتیب سردترین و گرم‌ترین ماه‌های سال در منطقه مورد مطالعه‌اند. فصل خشک در منطقه مورد مطالعه پنج ماه، از میه تا اکتبر، طول می‌کشد. چشمه سبزعلی یک چشمه کارستی است که با آبخوان کارستی خورین تغذیه می‌شود. این آبخوان در آهک توده‌ای بیستون، که از خالص‌ترین آهک‌های زاگرس است (باقری سیدشکری ۱۳۹۴)، شکل گرفته است. این تالاب بر سنگ آهک بیستون (TRKub1) توسعه یافته است. همچنین، اطراف این تالاب ذخایر تراسی و مخروط‌افکنه‌های کوهپایه‌ای جدید کم‌ارتفاع (Qft2) نیز وجود دارد. در حوضه آبریز، تالاب هشیلان از سازندهایی همچون سنگ آهک اربیتولین‌دار ضخیم‌لایه تا توده‌ای (سازند تیزکوه Ktzi)، کنگلومرا و میکروکنگلومرا با میان‌لایه‌های ماسه‌سنگ و شیل (سازند با غوروق TRba)، گروه بنگستان (Kbgp)، غالباً آهک و شیل، مشتمل بر سازندهای کژدمی، سروک، سورگاه، و ایلام تشکیل شده است. در حوضه آبریز تالاب هیچ‌گونه سازند شوری وجود ندارد (صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۲). تالاب هشیلان یکی از محیط‌های بسیار مناسب برای مطالعات بازسازی اقلیم و محیط دیرینه است و نسبت به سایر تالاب‌های ایران چند مزیت عمده دارد. اول اینکه سطح آب تالاب نسبت به تغییرات اقلیمی بسیار حساس است و رژیم هیدرولوژیکی آن مدام بین محیط دریاچه و تالاب تغییر می‌کند و همچنین از طریق سیستم رودخانه‌ای تغذیه نمی‌شود. دوم اینکه توالی رسوبات برداشت‌شده از این تالاب مدت زمان زیادی را پوشش می‌دهد (بیش از ۴۰۰۰۰ سال قبل) و همچنین این تالاب در غرب ایران و در محل عبور بادهای غربی، تلاقی جت استریم جنب حاره، و شاخه‌های شمالی پرفشار جنب حاره، که گسترش توده‌های هوای خشک قاره‌ای را کنترل می‌کند، قرار گرفته است. ازین رو این پژوهش با توجه به خصوصیات تالاب هشیلان و با هدف شناسایی رخداد‌های اقلیمی هولوسن در غرب ایران، که بخشی از هلال حاصل‌خیز و مهد شکل‌گیری کشاورزی و تمدن است، صورت گرفت.

## مواد و روش کار

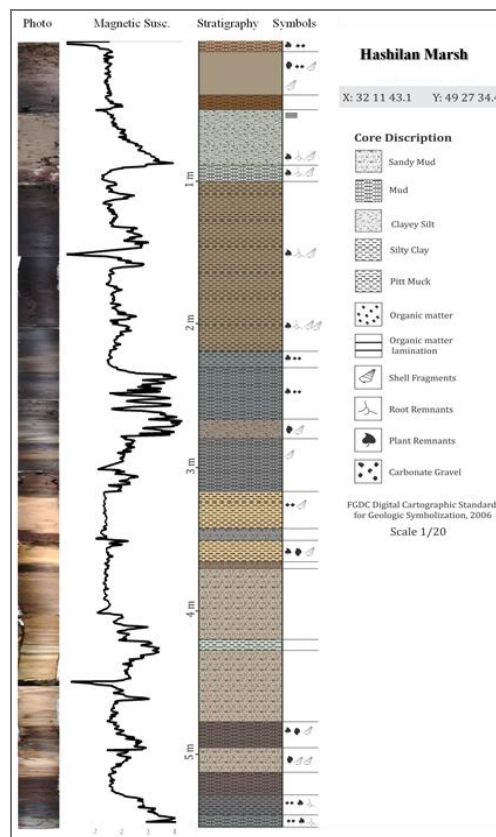
### مغزه رسوبی

در بهار ۱۳۹۷ تعداد ۱۱ مغزه رسوبی نیم‌متری از قسمت مرکزی تالاب هشیلان (تا عمق ۵/۵ متر) برداشت شد. عمل مغزه‌گیری با استفاده از مغزه‌گیر روسی<sup>۱</sup> انجام شد. از مغزه‌های برداشت‌شده عکس گرفته شد. سپس به لوله‌های پولیکای برش‌داده‌شده نیم‌متری منتقل و مشخصات هر یک بر لوله‌های پلاستیکی و پوشش‌ها درج شد. روی نمونه‌ها با پوشش پلاستیکی و فویل پوشانده و به مرکز ژئوژنتیک دانشگاه کپنهاگ دانمارک ارسال شدند. ابتدا مشخصات ظاهری و فیزیکی نمونه‌ها بررسی شد و با استفاده از دستگاه مغناطیس‌سنج MS2C بارتینگتون حساسیت مغناطیسی نمونه‌ها با دقت ۱ میلی‌متر اندازه‌گیری شد.

1. Russian split corer



شکل ۳. مراحل برداشت، قرارگیری در لوله‌های پولیکا، بسته‌بندی، و مغناطیس‌سنجی نمونه‌های رسوبی برداشت‌شده



شکل ۴. لیتولوژی مغزه رسوبی برداشت‌شده از تالاب هشیلان و تغییرات حساسیت مغناطیسی در عمق‌های مختلف

لیتولوژی مغزه‌ها عموماً متشکل از رس و توالی‌های ماسه- لس و سیلت- لس بود (شکل ۴).

### رخساره‌ها و محیط‌های رسوبی

- رخساره گِل: رخساره گِل با ضخامت زیاد و فاقد لامینه‌بندی ظریف در ستون مغزه‌های رسوبی مربوط به عمق ۱ تا ۲۱۰ سانتی‌متری وجود داشت. این رخساره با رنگ‌های قهوه‌ای متمایل به سیاه تا خاکستری در همه مغزه‌ها مشاهده شد. در ابتدای مغزه رسوبی اول تا عمق ۳۰ سانتی‌متری، رخساره رسوبی گل به رنگ قهوه‌ای تیره با ساختار متراکم همراه بقایای مواد آلی و ریشه گیاهان وجود داشت. در عمق ۳۰ سانتی‌متری رخساره رسوبی پیت ماک به رنگ زیتونی همراه بقایای پوسته‌های صدف و نودل‌های آهکی دیده شد. در عمق ۴۰ تا ۵۰ سانتی‌متری رخساره گل به رنگ قهوه‌ای همراه کانکریت‌های آهک و رس و بقایای اندک صدف‌ها نشان‌دهنده وجود شرایط خشک و سرد بود. در عمق ۵۰ تا ۵۵ سانتی‌متری لامینه‌های نازکی از پیت وجود داشت. در عمق ۷۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متری گل قهوه‌ای روشن متمایل به زیتونی همراه بقایای صدف‌ها نشان‌دهنده وجود شرایط سرد بود (آهن دوبار مثبت). در عمق ۱۰۰ تا ۱۶۴ سانتی‌متری رخساره گل به رنگ قهوه‌ای روشن همراه افزایش مقادیر مواد آلی نشان‌دهنده وجود شرایط متجانس و یک‌دست تالاب بود که شرایط مساعد رشد حلزون‌ها و آبزبان صدف‌دار را فراهم کرده است. در عمق ۱۶۵ تا ۲۳۰ سانتی‌متری رخساره گل قهوه‌ای تیره، که در قسمت‌های انتهایی به رنگ خاکستری بود، مشاهده شد. در عمق ۱۸۰ سانتی‌متری لایه نازکی به ضخامت یک سانتی‌متر با تمرکز بقایای صدف‌ها و مواد آلی و ریشه گیاهان مشاهده شد. در عمق ۲۵۵ تا ۳۷۲ سانتی‌متری رخساره گل همراه افزایش مواد آلی (به رنگ سیاه) مشاهده شد. در عمق ۲۷۰ تا ۲۸۰ سانتی‌متری رخساره گل همراه افزایش بقایای زغالی و در عمق ۲۸۰ تا ۲۸۳ سانتی‌متری رخساره گل زیتونی‌رنگ و بقایای ناچیز پوسته‌های صدفی همراه کانکریت‌ها نشان‌دهنده وجود شرایط محیطی خشک بود.

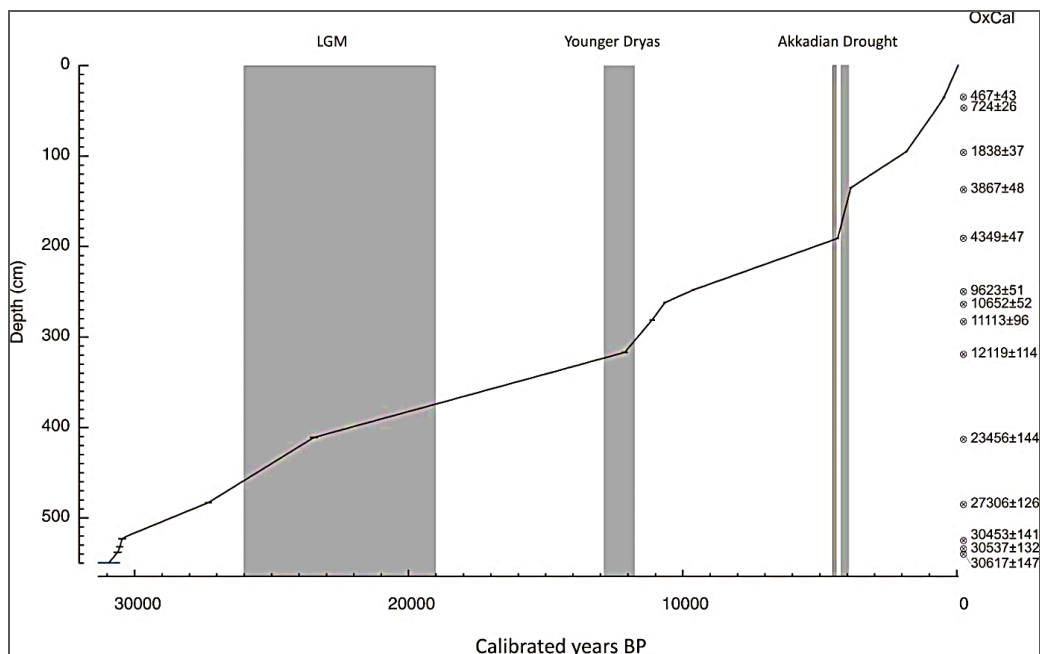
- رخساره گِل رُسی: در عمق ۱۹۰ تا ۱۹۵ سانتی‌متری رخساره گلی رسی به رنگ قهوه‌ای متمایل به سیاه مشاهده شد. این رخساره در عمق ۲۳۰ تا ۲۴۵ سانتی‌متری با ساختار فشرده و متراکم و بقایای گیاهان و مواد آلی نشان‌دهنده وجود یک تالاب کم‌عمق بود. در ۲۴۵ تا ۲۵۵ سانتی‌متری رخساره گلی رسی به رنگ زیتونی و خاکستری وجود داشت.

- رخساره سیلت گلی: این رخساره در مغزه شماره ۷ به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد و بقایای ناچیز گاستروپودها وجود داشت. - رخساره ماسه- گلی: این رخساره با ضخامت‌های اندک در مغزه‌های ۸، ۹، ۱۰ (عمق‌های ۳۵۰ تا ۴۸۰ سانتی‌متر) بارزتر بود. رنگ قهوه‌ای روشن و وجود مرزهای مشخص از خصوصیات بارز این رخساره بود. بقایای صدفی در این رخساره بسیار اندک و پراکنده بود. در مغزه‌های ۸ و ۹ رخساره ماسه- گلی به رنگ قهوه‌ای تیره با بقایای ناچیز صدفی و در مغزه ۱۰ به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد با رسوبات درشت‌دانه همراه بود.

همچنین، رسوبات بینابینی- نظیر گراول، تورب، پیت ماک- به صورت پراکنده میان رخساره‌ها وجود داشت. رسوبات گراولی، که در نتیجه حمل رسوبات دانه‌درشت توسط جریان‌های رودخانه‌های فصلی و ورود آن‌ها به محیط تالاب تشکیل شده‌اند، غالباً در عمق ۵۰۰ سانتی‌متری مشاهده شد. رسوبات این رخساره دارای لکه‌های اکسیدان، ریشه و بقایای گیاهی، و در موارد محدود خرده‌های پوسته‌های صدفی در زمینه‌ای از رسوبات گراول دار قهوه‌ای‌رنگ یا متمایل به قهوه‌ای بود.

## مدل سن- عمق

در این پژوهش تعداد ۱۴ نمونه زغال و مواد آلی جهت آنالیز سن-سنجی انتخاب شد. وزن نمونه‌های انتخاب شده برای سن-سنجی در حالت کلی بین ۱/۸ تا ۲۴ میلی‌گرم و به طور میانگین ۱۴/۶ میلی‌گرم بود. نمونه‌ها جهت آنالیز سن-سنجی به مؤسسه فیزیک و نجوم دانشگاه آرهوس دانمارک ارسال شد. سن-سنجی به روش رادیوکربن (کربن ۱۴) انجام شد و داده‌های زمانی با محدوده خطای ۲ سیگما کالیبره شد. جهت کالیبره کردن سن نمونه‌ها از نرم‌افزار OxCal (برونک رامسی و لی ۲۰۱۳) با ضریب اطمینان بالای ۹۵ درصد استفاده شد. برای ترسیم مدل رسوبی نیز نرم‌افزار OxCal (رامسی ۲۰۰۸) به کار گرفته شد (شکل ۵). مدل سن- عمق از انتهای MIS3<sup>۱</sup> شروع شد و آخرین دوره یخبندان و همچنین هولوسن را پوشش داد.



شکل ۵. نمودار مدل سن- عمق OxCal تالاب هشیلان. میانگین و انحراف استاندارد توابع در ستون سمت راست نمودار و در مقابل عمق مربوطه ترسیم شده و سه تغییر اقلیم اصلی (آخرین پیشینه یخبندان، یانگودریاس، خشک‌سالی اکدی) با نوار خاکستری نشان داده شده است.

## آنالیز عناصر اصلی و کمیاب

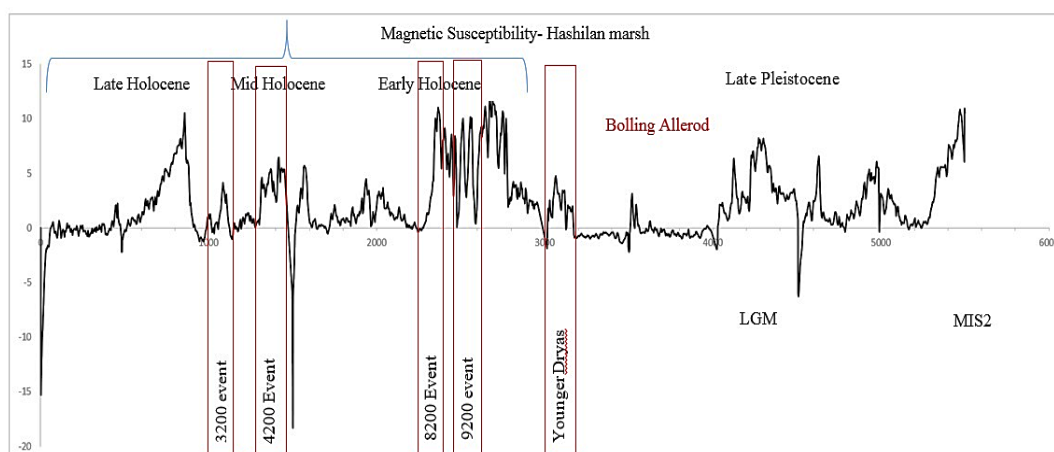
سنجش حساسیت مغناطیسی نمونه‌ها (شکل ۶) و اندازه‌گیری با دقت بالا<sup>۲</sup> با استفاده از اسکنر COX Itrax CS37 در آزمایشگاه ژئوتئیک موزه زمین‌شناسی کپنهاگ انجام شد. جهت انجام دادن آنالیز XRF همه نمونه‌های رسوبی از پوشش پلاستیکی خارج و سطح آن‌ها، بسیار ملایم و با دقت، مسطح شدند تا در اندازه‌گیری‌ها خطایی رخ ندهد. سپس

1. Marine Isotope Stage 3  
2. High resolution

روی نمونه‌ها با سلفون نازک پوشانده شد و در هر نوبت تعداد سه مغزه نیم‌متری در دستگاه قرار گرفت. ابتدا توپوگرافی مغزه‌ها<sup>۱</sup> ترسیم شد و پس از آن مغزه‌ها با دقت ۱ میلی‌متر مورد آنالیز XRF قرار گرفتند.



شکل ۶. نحوه قرارگیری نمونه‌ها جهت انجام دادن XRF



شکل ۷. تغییرات حساسیت مغناطیسی نمونه‌های رسوبی تالاب هشیلان در طول دوره‌های مختلف

### آنالیز جرم‌کاهی گرمایشی (LOI)

آنالیز جرم‌کاهی گرمایشی<sup>۲</sup> (LOI) جهت تعیین وزن اندازه مواد آلی و کربنات کلسیم تشکیل‌دهنده در نمونه‌ها انجام شد. تعداد ۶۵ نمونه با حجم یکسان (۱ سانتی‌متر مکعب) و با فواصل ۱۰ سانتی‌متر و در نواحی دارای تغییرات شدید با فواصل ۵ سانتی‌متر از مغزه‌ها برداشت شد و به کروزه‌های چینی انتقال یافت. وزن خالی آن‌ها اندازه‌گیری شده بود. کروزه‌ها در آون با دمای ۱۰۵ درجه سلسیوس به مدت ۸ تا ۱۰ ساعت قرار داده شدند تا رطوبتشان به طور کامل تبخیر شود. سپس، کروزه‌ها شماره‌گذاری و وزن شدند. جهت اندازه‌گیری کربن آلی رسوبات، کروزه‌های خشک به مدت ۴ ساعت در کوره با حرارت ۵۵۰ درجه سلسیوس قرار داده شدند و پس از خنک شدن وزن آن‌ها اندازه‌گیری شد. جهت اندازه‌گیری میزان

1. Surface Scan
2. Loss on Ignition

کربنات کلسیم رسوبات، کروزه‌ها به مدت ۲ ساعت در کوره با دمای ۹۵۰ درجه سلسیوس قرار داده شدند تا همه کربنات کلسیم موجود در نمونه‌ها به خاکستر تبدیل شود. پس از پایان اندازه‌گیری‌ها، با استفاده از رابطه‌ها ۱ و ۲ و ۳ به ترتیب میزان (یا درصد) کربن آلی، کربنات کلسیم، مواد معدنی موجود در نمونه‌ها برآورد می‌شود.

رابطه ۱. شیوه برآورد میزان کربن آلی رسوبات

$$OM = \frac{(W105) - (W550)}{(W105) - (Wc)} * 100\%$$

W105: وزن در دمای ۱۰۵ درجه؛ W550: وزن در دمای ۵۵۰ درجه؛ Wc: وزن کروزه خالی.

رابطه ۲. شیوه برآورد میزان کربنات کلسیم رسوبات

$$CaCO_3 = \frac{(W550) - (W950)}{(W105) - (Wc)} * 100\%$$

W950: وزن در دمای ۹۵۰ درجه.

رابطه ۳. شیوه برآورد میزان مواد معدنی رسوبات

$$Min = 100 - (OM + CaCO_3)$$

Min: میزان مواد معدنی موجود در رسوبات.

## یافته‌ها و بحث

### ژئوشیمی

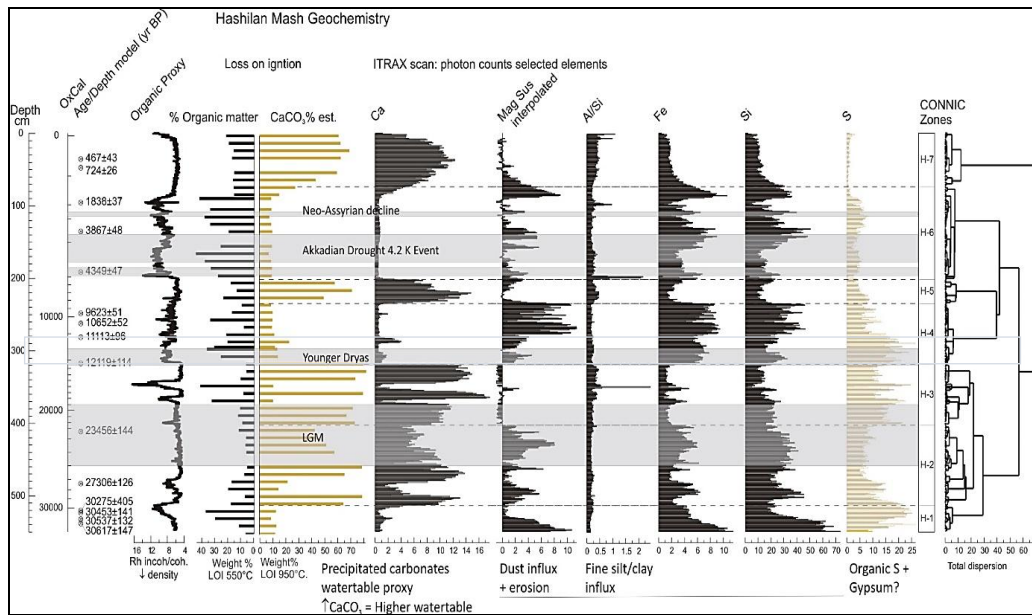
تالاب هشیلان یک آبگیر آهکی قلیایی است. با وجود این، رسوبات مینروژنیک به‌خوبی در لایه‌های رسوبی آن حفظ شده‌اند. میزان حفظ‌شدگی مواد آلی در اعماق مختلف متغیر است و دامنه‌ای از پیت تا بقایای ساقه نی و دانه‌ها در لایه‌های تورب رسوبی را شامل می‌شود. نسبت مواد آلی بین ۴۳/۹ درصد تا ۴/۵ درصد (میانگین ۱۹/۱ درصد) بود؛ درحالی‌که دامنه کربنات کلسیم بین ۴/۵ تا ۸۱/۴ درصد (میانگین ۳۴/۹ درصد) بود. می‌توان گفت میزان رسوب‌گذاری در تالاب هشیلان تا اندازه‌ای کند بوده است (شکل ۵). میزان رسوب‌گذاری در این تالاب بین ۰/۷۴ تا ۱۲/۴ سانتی‌متر (میانگین ۳/۵۶ سانتی‌متر/قرن) در هر قرن و در همه دوره‌های مورد بررسی این میزان تقریباً ثابت بوده است. توالی لایه‌های دارای مواد آلی و لایه‌های متراکم حاوی کربنات‌ها نشان‌دهنده تغییرات مداوم در محیط تالاب است. این تغییرات با بررسی نوع و مقدار رسوب‌گذاری قابل شناسایی است. مقادیر کربنات کلسیم ( $CaCO_3$ ) به‌دست‌آمده از آنالیز LOI همبستگی بالایی با مقادیر کلسیم Ca نشان داد ( $\rho = 0.95$ ). همچنین، مشاهده شد که Ca و  $CaCO_3$  همبستگی منفی شدیدی با مواد آلی دارند که به ترتیب عبارت‌اند از  $\rho = -0.61$  و  $\rho = -0.65$ . لایه‌های دارای کربنات کلسیم کمترین مقادیر مواد آلی را داشتند و کلسیم بالاترین همبستگی منفی را با میزان رسوب‌گذاری نشان داد ( $\rho = -0.35$ )؛ درحالی‌که شاخص  $Rh\ inc/coh$  با مقادیر مواد آلی همبستگی مثبت داشت ( $\rho = 0.37$ ). این وضعیت، به‌ویژه در مقایسه با لایه‌های حاوی مواد آلی، نشان‌دهنده آن بود که رسوبات غنی از کربنات به‌کندی و به‌تدریج رسوب‌گذاری شده‌اند. تطابق میان تغییرات Fe و حساسیت مغناطیسی (Ms) و Ti نشان می‌دهد بخش عمده آهن موجود در رسوبات در اثر

هوازدهگی شیمیایی از دامنه‌های اطراف وارد محیط تالاب شده و متعلق به خود تالاب نبوده است. مطابقت K و دیگر کانی‌های رسی نشان داد اکثر رسوبات مینروژنیک نیز منشأ خارج از تالاب داشته‌اند. شار رسوبات نابرجازاد<sup>۱</sup> در تالاب هشیلان دارای همبستگی مثبت با یک‌دیگر بود و با کربنات‌ها همبستگی منفی داشت. این وضعیت نشان می‌دهد زمانی که شار گرد و خاک یا فرسایش فیزیکی افزایش داشته تجمع کربنات کلسیم کاهش یافته است. به عبارت دیگر، واریانس نسبت مواد آلی با اینکه همبستگی منفی بالایی با رسوب کربنات کلسیم داشته، با حساسیت مغناطیسی یا مقادیر آهن، تیتانیوم، و دیگر کانی‌های رسی ارتباط قوی نشان نداد. بنابراین، می‌توان نتیجه گرفت رسوب‌گذاری آلوزنیک و حفظ‌شدگی مواد آلی به طور مستقل در نوسان بوده است.

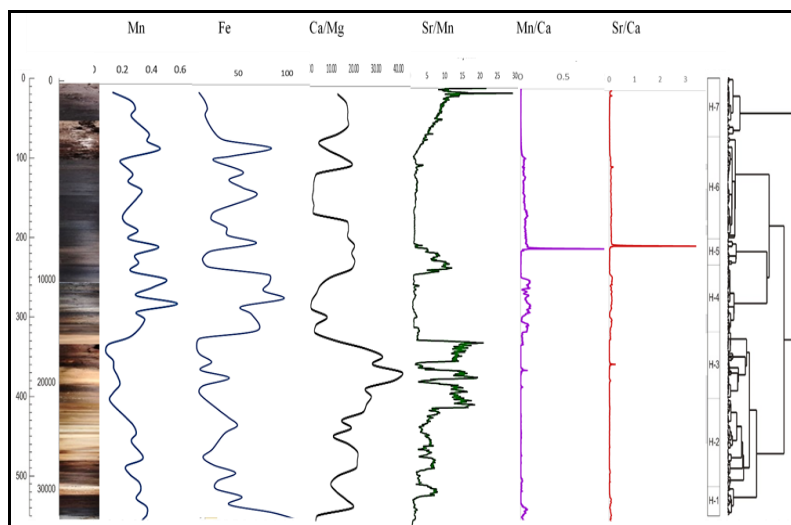
همبستگی مثبت ضعیفی بین S و نسبت Fe/Mn مشاهده شد ( $\rho = 0.328$ ) که می‌تواند به مثابه یک پروکسی مستقل جهت بررسی شرایط کاهشی اکسایشی<sup>۲</sup> استفاده شود (کورلا و همکاران ۲۰۱۲). با توجه به عدم انطباق میان سولفور و مواد آلی و به‌خصوص اکسید شدن رسوبات، می‌توان نتیجه گرفت که پیریت یا سولفید هیدروژن احتمالاً در اثر فعالیت باکتری‌های کاهنده سولفور در شرایط بی‌هوازی تشکیل شده است. S همبستگی منفی ضعیفی با Ca نشان داد ( $\rho = -0.074$ ) که حاکی از وجود مقادیری رسوب گچ ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ) است. البته، سولفور همبستگی مثبت قوی با عمق داشت ( $\rho = 0.69$ ) که نشان‌دهنده این حقیقت است که رسوب‌گذاری سولفور به طور مستقیم در ارتباط با آب زیرزمینی و افزایش سطح آن بوده است.

مدل عمق-سن به ترتیب پنج رخداد مختلف رسوب‌گذاری را نشان داد (شکل ۵). اولین رخداد مربوط به ۳۰۰۰۰ سال قبل بوده و به انتهای MIS3 تعلق دارد. این رخداد با میزان رسوب‌گذاری آرام ( $1/2$  تا  $3/6$  سانتی‌متر در هر قرن) مشخص می‌شود. سرعت رسوب‌گذاری تا LGM به تدریج افزایش می‌یابد و پس از آن تا خاتمه یانگدریاس به کمترین مقدار خود، یعنی  $0/8$  سانتی‌متر در قرن، می‌رسد. در انتهای یانگدریاس میزان رسوب‌گذاری به صورت ناگهانی افزایش می‌یابد و به  $3/5$  سانتی‌متر/قرن می‌رسد. ناگهانی‌ترین افزایش میزان رسوب‌گذاری در محیط مربوط به رخداد  $4/2$  ( $4200$  سال قبل) و دوره خشک موسوم به «خشک‌سالی اکدی» است ( $1/1$  سانتی‌متر/قرن). فقط بخش فوقانی رسوبات، که در  $1800$  سال قبل انباشته شده‌اند، از این الگوی کلی پیروی نکرده است و میزان رسوب‌گذاری بالا همراه تجمع مقادیر زیاد کربنات کلسیم بوده است.

1. Allogeneic  
2. redox



شکل ۸. نتایج آنالیز ژئوشیمی و LOI انجام شده بر رسوبات تالاب هشیلان. نتایج با توجه به مدل عمق-سن ترسیم شده‌اند (سن: سمت چپ). نسبت incoherent / coherent rhodium برای بررسی مقادیر مواد آلی ترسیم شده است که با  $LOI\ 550\ C^{\circ}$  همبستگی بالایی دارد  $p = 0.850$ . تغییرات S، Si، Fe به تغییرات حساسیت مغناطیسی و نسبت Al/Si (به ترتیب شاخص‌هایی برای شناسایی رسوبات فرسایش یافته زبر و درشت و ریز و نرم) ترسیم شد. در قسمت راست، دندروگرام و نمودار آنالیز خوشه‌ای ترسیم شد. رخدادهای اقلیمی بزرگ با هاشور نشان داده شده است. خوشه‌بندی داده‌های Itrax با استفاده از نرم‌افزار تجزیه و تحلیل و خوشه‌بندی طبقه‌بندی شد (CONNIC) و همچنین آنالیز PCA انجام شد. (بنت ۲۰۰۲؛ هامر ۲۰۰۱)



شکل ۹. تغییر مقادیر منگنز و آهن و نسبت‌های کلسیم به منیزیم، استرانسیم به منگنز، منگنز به کلسیم، و استرانسیم به کلسیم در مقاطع مختلف مغزه‌های رسوبی تالاب هشیلان

## آب‌وهواشناسی دیرینه

بررسی شکل ۸ نشان داد زون‌های H3، H7، H5 دارای مقادیر بالای کربنات کلسیم‌اند. این دوره‌های خشک به ترتیب با آخرین دوره یخبندان (LGM) و رخداد‌های سرد و خشک هولوسن پیشین و میانی تطابق دارند. کانی‌های رسی، آهن، منگنز، تیتانیوم، و حساسیت مغناطیسی در زون‌های H1، H4، H6 بالاتر بوده است که احتمالاً از منابعی خارج از محیط تالاب منشأ گرفته‌اند. زون H-4 به هولوسن پیشین تعلق دارد. افزایش عناصر Fe، Mn، Ti در این زون، به‌رغم مساعد بودن شرایط اقلیمی نسبت به زون قبل، می‌تواند نشان‌دهنده وقوع رخداد‌های خشکی چون ۹۲۰۰ و ۸۲۰۰ باشد که با افزایش خشکی هوا و تشدید فرسایش بادی و سیلاب همراه بوده است. افزایش عناصر Fe، Mn، Ti و همچنین بالا بودن حساسیت مغناطیسی در زون H-6 نشان‌دهنده وقوع رخداد‌های خشک ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ است. مشاهده شد که مقادیر مواد آلی نیز در این زون‌ها بالاتر است. بیشترین مقادیر مواد آلی به زون H-6 تعلق داشت. زیرا در حالت کلی در این دوره شرایط اقلیمی گرم و مرطوب و شرایط برای افزایش پوشش گیاهی اطراف تالاب مناسب بوده است، رخداد‌های خشک به صورت ناگهانی و در بازه‌های زمانی ۱۰۰ تا ۲۰۰ ساله در شرایط اقلیمی مطلوب رخ داده‌اند. زون H-2، که از ۳۰۰۰۰ سال قبل تا اواسط LGM را در بر می‌گیرد، به دلیل تناوب فرکانس بالاتر بین رسوب کربنات و رسوبات نابرجازاد حالت واسطه داشت. بیشترین انحراف مربوط به زون H-7 بود که با کمترین مقادیر S مشخص می‌شود. در این زون افزایش کلسیم، کاهش مواد آلی، افزایش مقادیر هوازدهگی فیزیکی، و عناصر آواری در ۷۰۰ سال گذشته نشان‌دهنده وقوع یک دوره سرد و خشک بود که با عصر یخبندان کوچک مطابقت دارد. با افزایش بارش و دوره‌های احیایی یا دیاژنز متافوریک مقدار Mg افزایش می‌یابد و در این شرایط کلسیم کاهش پیدا می‌کند. بنابراین، بالا بودن مقادیر Ca/Mg نشان‌دهنده کاهش بارش و رطوبت در آن دوره است. پایین بودن مقادیر Sr/Ca نیز نشان‌دهنده سرد و خشک بودن شرایط اقلیمی آن دوره است. علت بالا بودن سطح آب تالاب در دوره‌های سرد کاهش تبخیر بوده که موجب می‌شده اندک آبی که در اثر بارش باران وارد محیط تالاب می‌شده برای مدت طولانی باقی بماند (شکل ۹).

- زون H-1: این بخش از رسوبات تالاب هشیلان متعلق به پلیستوسن و بیش از ۳۰۰۰۰ سال قبل است که با ابتدای مرحله دوم ایزوتوپ دریایی MIS2<sup>۱</sup> مطابقت دارد. این زون نشان‌دهنده وجود شرایط اقلیمی سرد و خشک همراه غلبه فرسایش فیزیکی و سیلاب‌های ناگهانی است. با شروع دوره یخچالی در پلیستوسن میانگین دمای کره زمین چند درجه کاهش یافت و شدت نوسانات بارشی و دمایی در عرض‌های جغرافیایی مختلف زیاد شد. شروع و پایان دوره‌های یخچالی تغییرات شدیدی را در گردش‌های اقیانوسی، مقدار دی اکسید کربن، متان، و گرد و غبار جوئی ایجاد کرد و همچنین موجب تغییر در بارش و پراکندگی آن شد (بروکر ۱۹۹۵). این دوره با تغییرات بسیاری در هواکره، یخ‌کره، آب‌کره، و زیست‌کره همراه بوده است. زیرا حجم وسیعی از سطح کره زمین توسط یخ پوشانده شد و برهمکنش میان جو اقیانوس‌ها تغییر کرد. بالا بودن مقادیر Ca در این زون نشان‌دهنده خشک بودن شرایط اقلیمی محیط زاگرس مرکزی در ۳۰۰۰۰ سال قبل است. همچنین، افزایش رسوبات حاصل از گرد و غبار و فرسایش فیزیکی نشان می‌دهد اقلیم غالب منطقه خشک و همراه با باد بوده است (شکل‌های ۷، ۸، ۹). پایین بودن مقادیر Mn، Sr/Ca، Mg/Ca نیز نشان‌دهنده کاهش دما و رطوبت و در نتیجه کاهش بارش در آن دوره است.

## 1. Marine isotope stages

- زون H-2: این زون آخرین بیشینه یخبندان<sup>۱</sup> را شامل می‌شود. رسوبات این زون متعلق به ۳۰۰۰۰ تا ۲۰۰۰۰ سال قبل است و نظیر زون H-1 با مقادیر بالای Ca، کاهش شدید مواد آلی، افزایش رسوبات آواری مشخص می‌شود که نشان‌دهنده تداوم شرایط اقلیمی سرد و خشک در منطقه است. نسبت Ca/Mg و Sr/Mn در این زون نسبت به زون H-1 بیشتر است که می‌تواند نشان‌دهنده بالا بودن سطح آب تالاب و احتمالاً وجود محیط دریاچه‌ای باشد که علت اصلی آن کاهش دما و کاهش مقدار تبخیر بوده است. دریاچه‌های زیربار و ارومیه نیز در این دوره سطح آب بالاتری داشته‌اند (ون زایست و رایت ۱۹۶۳؛ جمالی و همکاران ۲۰۰۸). نتایج پژوهش گرده‌شناسی انجام‌شده بر رسوبات دریاچه ارومیه (جمالی و همکاران ۲۰۰۸)، زیربار (ون زایست و بوتما ۱۹۷۷)، و تالاب هشیلان (صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۳) نشان داد در آخرین دوره یخبندان پوشش گیاهی غالب در زاگرس استپ سرد و خشک درمنه<sup>۲</sup> و اسفناجیان<sup>۳</sup> بوده است. این شواهد نظر بوبک (۱۹۳۷)، کرینسلی (۱۹۷۰)، و استیونز (۲۰۰۱) مبنی بر اثر کاهش تبخیر و تعرق در افزایش سطح دریاچه‌ها در دوره‌های یخبندان را تأیید می‌کند. در این شرایط آب‌وهوایی سرد، که بخش قابل توجهی از بارش‌ها به شکل برف بوده است (رایت ۱۹۶۲)، آب حاصل از ذوب برف با دمای پایین (تزدیک به صفر درجه سلسیوس) نقش مهمی در تأمین آب آبخوان کارستی خورین داشته است. ازین‌رو، مقادیر بالای CaCO<sub>3</sub> نشان‌دهنده بالا بودن سطح سفره آب است (صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۸). آب سرد به دلیل آنکه حاوی دی‌اکسید کربن بیشتر است قابلیت انحلال بیشتری دارد و در تماس با توده آهکی خورین مقادیر قابل توجهی کربنات کلسیم را در خود حل که با چشمه سبزعلی به تالاب وارد و نهشته کرده است. این شرایط تا ۱۹۰۰۰ سال قبل (خاتمه LGM) در منطقه وجود داشته است. لیتولوژی مغزه رسوبی این زون با رخساره ماسه-گلی به رنگ قهوه‌ای متمایل به زرد و وجود کانکریت‌های آهکی همراه لامینه‌های نازکی از رسوبات سبزی نشان‌دهنده وجود محیط احیایی و دریاچه‌ای است. همچنین، وجود مواد رسوبی دانه‌درشت در برخی فواصل می‌تواند نشان‌دهنده وقوع فازهای سیلابی باشد.

- زون H-3: این زون متعلق به ۱۸۰۰۰ تا ۱۳۵۰۰ سال قبل است و با شرایط نسبتاً گرم و مرطوب مشخص می‌شود. زون H-3 بین دو رخداد اقلیمی (LGM و یانگردریاس) قرار گرفته و با نوسانات شدید بین‌یخچالی و رکوردهای به‌دست‌آمده از نواحی مختلف نیم‌کره شمالی و دوره گرم بولینگ آلود مطابقت دارد (راسموسن و همکاران ۲۰۰۶). افزایش نسبت‌های Ca/Mg و Sr/Mg، افزایش مقادیر مواد آلی و S، کاهش چشمگیر عناصری چون Si و Fe و همچنین نسبت‌های Al/Si نشان‌دهنده گرم و مرطوب بودن شرایط اقلیمی آن دوره است. تغییر شرایط محیطی از دریاچه به تالاب را می‌توان با افزایش تبخیر و تعرق ناشی از افزایش دما مربوط دانست. وجود رخساره گل در رسوبات این زون، همچنین افزایش تمرکز مواد آلی و بقایای زغالی و بقایای صدف‌ها و گاستروپودها نشان‌دهنده تغییر شرایط اقلیمی و گرم و مرطوب شدن آن نسبت به زون قبل است. نتایج آنالیز دیاتومه‌های دریاچه زیربار نشان‌دهنده افزایش نسبی دما در همین زمان است (واسیلیکوا و همکاران ۲۰۰۶).

- زون H-4: این زون دوره زمانی ۱۳۰۰۰ تا ۹۰۰۰ سال قبل را دربرمی‌گیرد. ابتدای این زون با شروع ناگهانی یک

1. Last Glacial Maximum
2. Artemisia
3. Chenopodiaceae

دوره سرد و خشک (یانگردریاس) در ۱۳۵۰۰ سال قبل در منطقه مشخص می‌شود که تقریباً تا ۱۱۸۰۰ سال قبل به طول انجامیده است. لیتولوژی رسوبات متعلق به این دوره نشان‌دهنده وجود رخساره ماسه- گلی به رنگ زرد، بقایای اندک خرده‌صدف‌ها، و وجود کانکریت‌هاست (شکل ۴). همچنین، شواهد لیتولوژی خروج از محیط دریاچه‌ای و افزایش انرژی محیط و وقوع رخداد‌های سیلابی در منطقه را نشان می‌دهد (رسوبات عمق ۳۰۰ تا ۳۲۰ سانتی‌متری). وجود رخساره گلی به رنگ قهوه‌ای تیره متمایل به سیاه و افزایش مواد آلی و بقایای زغالی در عمق ۲۹۰ سانتی‌متری نشان‌دهنده شرایط اقلیمی گرم و تا حدی مرطوب است که با افزایش مواد آلی، کاهش مقادیر Ca، افزایش حساسیت مغناطیسی، کاهش نسبت Al/Si، افزایش مقادیر Fe و Si مطابقت دارد. افزایش کانی‌های رسی و آهن و منگنز و تیتانیم و حساسیت مغناطیسی در این زون، که احتمالاً منشأ برون‌حوضه‌ای دارد، نشان‌دهنده وقوع شرایط گرد و غباری یا سیلابی است که با رخداد سرد ۹۲۰۰ سال قبل منطبق است. کاهش انرژی خورشیدی رسیده به زمین در ۹۲۰۰ سال قبل در فعالیت موسمی‌های آسیایی و در نتیجه سیستم‌های هیدرولوژیکی تأثیر داشته و خشک‌سالی‌های طولانی‌مدت را ایجاد کرده است. تغییر در گردش ترموهالین اقیانوس اطلس شمالی یک عامل ثانوی در به وجود آمدن رخداد ۹/۲ شناخته شده است. تضعیف موسمی‌ها موجب کاهش انتقال رطوبت اقیانوس‌های حاره‌ای به خشکی‌های واقع در عرض‌های پایین می‌شود (لیونلو و همکاران ۲۰۱۳)؛ درحالی‌که AMOC<sup>۱</sup> از طریق اختلاف دمای ایجادشده میان عرض‌های بالا و پایین و انتقال جنوب‌سوی ITCZ می‌تواند موسمی‌های آسیایی را تضعیف کند.

- زون H-5: این زون، که عمق ۲۰۰ تا ۲۴۰ سانتی‌متری مغزه‌های رسوبی را در بر می‌گیرد، متعلق به ۸۵۰۰ تا ۵۰۰۰ سال قبل است. در حالت کلی، این زون نشان‌دهنده شرایط اقلیمی گرم و مرطوب است. اما افزایش مقادیر Ca و حساسیت مغناطیسی، افزایش نسبت Al/Si، کاهش مواد آلی در عمق ۲۳۰ تا ۲۴۰ سانتی‌متری، که تقریباً معادل ۸۳۰۰ تا ۸۲۰۰ سال قبل است، می‌تواند نشان‌دهنده وقوع رخداد سرد و خشک ۸۲۰۰ سال قبل باشد. وجود رخساره گلی به رنگ قهوه‌ای تیره همراه لامینه‌های ماسه- گلی خاکستری‌رنگ در این زون نشان‌دهنده مساعد بودن شرایط اقلیمی است که وقوع رخداد‌های ناگهانی موجب بر هم ریختن شرایط اقلیمی متعادل شده است. شرایط اقلیمی منطقه در حد فاصل دو رخداد سرد و خشک ۹۲۰۰ و ۸۲۰۰ سال قبل گرم و مرطوب بوده است. از ۷۰۰۰ تا ۵۰۰۰ سال قبل، که به شرایط بهینه اقلیمی هولوسن شناخته می‌شود، به طور کلی، با بیشترین مقادیر Sr/Ca، Mn/Ca، Sr/Mn، Mn مشخص می‌شود که نشان‌دهنده گرم و مرطوب بودن اقلیم و همچنین افزایش بارش در ۷۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل است. غالب بودن درخت پسته تا ۷۲۰۰ سال پیش در ارتفاعات زاگرس اقلیم خشک هولوسن پیشین و دمای معتدل آن را نشان می‌دهد. افزایش گرده بلوط در هولوسن میانی نیز نشان‌دهنده افزایش رطوبت است (اشمیت و همکاران ۲۰۱۰). از حدود ۶۰۰۰ سال پیش شرایط دما و بارش تا اندازه‌ای مشابه شرایط کنونی شد و جنگل‌های بلوط زاگرس (ون زایست و بوتما ۱۹۷۷؛ صفایی‌راد و همکاران ۱۳۹۳) هماهنگ است. سامانه موسمی تابستانه هند از ۷۸۰۰ سال پیش به دلیل کاهش خورتابی<sup>۲</sup> تابستانه در نیم‌کره شمالی کم‌کم تضعیف شد و به سوی عرض‌های جنوبی عقب‌نشینی کرد

1. Atlantic Meridional Overturning Circulation  
2. Insolation

(فلاتیمن و همکاران ۲۰۰۷). در نتیجه کمربند همگرایی جنب حاره و به دنبال آن پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین تر کشیده شد و مسیر ورود بادهای غربی و رطوبت اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه به غرب ایران باز شد. شواهد ورود بادهای غربی به ایران و افزایش بارش‌های زمستانه در رسوبات دریاچه‌های زاگرس در غرب ایران قابل مشاهده است (جونز و همکاران ۲۰۱۱). در هولوسن میانی آب‌وهوای زاگرس مرکزی و اکثر نواحی ایران گرم و مرطوب بود. در نتیجه، در بسیاری از مناطق، که در دوره قبل پوشش گیاهی غالب درمنه و اسفناجیان بود، گندمیان جایگزین شدند. همچنین، جنگل‌های بلوط در غرب ایران جایگزین درختان پسته و بادام وحشی شدند (ون زایست و همکاران ۱۹۷۷). رخدادهایی که با کاهش بادرفت‌ها در هولوسن میانی هم‌زمان بوده‌اند (۵۷۰۰ و ۶۰۰۰ سال قبل) با دوره‌های مرطوب شرق مدیترانه مطابقت دارند (بارمتیوس و آیالون ۲۰۱۱).

- زون H-6: این زون متعلق به عمق ۷۰ تا ۲۰۰ سانتی‌متری است و بازه زمانی ۵۰۰۰ تا ۱۰۰۰ سال قبل را شامل می‌شود. مقادیر کانی‌های رسی، آهن، منگنز، تیتانیوم، و حساسیت مغناطیسی در این زون بالاست که احتمالاً از منابعی خارج از محیط تالاب منشأ گرفته‌اند. افزایش این عناصر و همچنین بالا بودن حساسیت مغناطیسی در زون H-6 می‌تواند نشان‌دهنده وقوع رخداد‌های خشکی نظیر ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ باشد. همچنین در این زون مشاهده می‌شود که مقادیر مواد آلی نیز بالاست؛ به گونه‌ای که بیشترین مقدار مواد آلی به این زون تعلق دارد. زیرا در حالت کلی در ۵۰۰۰ سال قبل شرایط اقلیمی گرم و مرطوب و شرایط برای افزایش پوشش گیاهی اطراف تالاب مناسب بوده است و رخداد‌های خشک به صورت ناگهانی در شرایط اقلیمی مطلوب رخ داده‌اند. ناگهانی‌ترین افزایش میزان رسوب‌گذاری در محیط مربوط به رخداد ۴/۲ (۴۲۰۰ سال قبل) و دوره معروف به «خشک‌سالی اکدی» است (۱/۱ سانتی‌متر در قرن). افزایش مقادیر حساسیت مغناطیسی و رسوبات ناشی از فرسایش بادی و افزایش Si، Fe با وقوع رخداد خشک ۴۲۰۰ سال قبل تطابق دارد (شکل ۸). این نتایج با یافته‌های حاصل از مطالعات دشت ارژن شیراز، که سردترین دوره در این دشت را حدود ۴۲۰۰ سال قبل شناسایی کرده است، انطباق دارد (حسینی ۱۳۹۰). افزایش بادرفت‌ها می‌تواند ناشی از کاهش خورتابی تابستانه در عرض‌های ۶۰ درجه شمالی از ۶۰۰۰ سال قبل تا کنون باشد. این دوره با دوره‌های خشکی که در شواهد دریاچه‌های ترکیه (کوتسباش و همکاران ۱۹۹۳) و مهارلو و زریبار (جمالی و همکاران ۲۰۰۹؛ گریفیث و همکاران ۲۰۰۱) بررسی و شناسایی شده هم‌زمان بوده است. همچنین، شواهد وقوع رخداد خشک ۴/۲ در شمال افریقا (گاس و همکاران ۲۰۰۰)، دریای سرخ (ارز و همکاران ۲۰۰۶)، عربستان (پارکر و همکاران ۲۰۰۶)، هندوستان (استاوب و ویسر و همکاران ۲۰۰۳)، و نواحی مرکزی امریکای شمالی تأیید شده است. این رخداد خشک در بین‌النهرین با رخداد سرمایه‌ی نوسان اطلس شمالی (رخداد باند ۳) (باند و همکاران ۱۹۹۷) و در جنوب آسیا با ضعیف شدن موسمی‌ها همراه بود (دیکشیت و همکاران ۲۰۱۴). این رخداد اقلیمی در فروپاشی تمدن اکد در بین‌النهرین، تجزیه جوامع شهری جنوب لوانت در اواخر عصر برنز پیشین و تغییر در سیستم‌های سکونتگاهی و شیوه‌های آبیاری در جنوب شرقی ایران (فواشه و همکاران ۲۰۱۵) نقش داشته است. در عمق ۱۱۰ تا ۱۲۰ سانتی‌متری تغییرات لیتولوژی و ژئوشیمی نشان‌دهنده وقوع رخداد سرد و خشک دیگری است که با عنوان رخداد ۳۲۰۰ شناخته می‌شود. افزایش حساسیت مغناطیسی، افزایش رسوبات بادی، Si، کاهش مقادیر Sr/Mn، Mn، و افزایش نسبت Ca/Mg نشان‌دهنده وجود اقلیم سرد و خشک همراه غلبه فرسایش فیزیکی و

بادی در منطقه است. شواهد وقوع این رخداد در دریاچه‌های ترکیه (رابرتز و همکاران ۲۰۱۲)، دریاچه زریبار در ایران (استیونز و همکاران ۲۰۰۱)، و غار جیتا در لبنان شناسایی شده است. نظیر رخداد ۵/۲ و ۴/۲، این رخداد اقلیمی با خشک‌سالی‌های طولانی‌مدت همراه بوده است. شواهدی از نابودی مزارع کشاورزی در سوریه (کای و همکاران ۲۰۱۲) و رکوردهای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ حاصل از مغزه‌های رسوبی دریاچه‌های میرآباد و زریبار در ایران در ۳۱۰۰ سال قبل وجود این دوره خشک را تأیید کرده است (استیونز و همکاران ۲۰۰۶). همچنین وجود یک دوره خشک همراه افزایش شدت رسوبات بادی در ۳۱۱۰ سال قبل در دریاچه نئور نیز به ثبت رسیده است (شریفی و همکاران ۲۰۱۵).

- زون H-7: این زون، که جدیدترین مغزه رسوبی در عمق ۰ تا ۱۰۰ سانتی‌متری را شامل می‌شود، تا ۱۸۰۰ سال قبل را پوشش می‌دهد. بیشترین انحراف به این زون تعلق دارد که با کمترین مقادیر S مشخص می‌شود. در این زون افزایش حساسیت مغناطیسی و مقادیر کلسیم، کاهش مواد آلی، افزایش مقادیر هوازدهی فیزیکی، و عناصر آواری در ۷۰۰ تا ۵۰۰ سال گذشته نشان‌دهنده وقوع یک دوره سرد و خشک است که با عصر یخبندان کوچک مطابقت دارد. در این دوره، مسیر رود آمودریا تغییر کرد و ارتباط دریای خزر با دریاچه آرال قطع شد. بسیاری از اراضی کشاورزی و مراتع از بین رفت. گستره زندگی گربه‌سانان بزرگ در ایران کوچک شد؛ به گونه‌ای که در پایان این دوره دو گونه شناخته‌شده گربه‌سانان ایران- یعنی شیر ایرانی و ببر مازندران- منقرض شدند.

## نتیجه

نتایج تحلیل‌ها نشان داد اغلب رخدادهای اقلیمی هولوسن، که در جهان شناسایی شده‌اند، در زاگرس مرکزی نیز به وقوع پیوسته است. در آخرین دوره یخچالی، شرایط اقلیمی این منطقه سرد و خشک با غلبه فرسایش فیزیکی بوده و پوشش گیاهی غالب منطقه را استپ درمنه و اسفناجیان تشکیل می‌داده است. قبل از شروع رخداد سرد و خشک یانگرددیاس یک دوره گرم و مرطوب در منطقه وجود داشته که با دوره گرم و مرطوب بولینگ آلود در اروپا مطابقت زمانی دارد. رخداد سرد یانگرددیاس ۱۲۵۰۰ سال قبل در منطقه رخ داده و شرایط سرد و خشک آن تقریباً ۱۵۰۰ سال به طول انجامیده است. پس از خاتمه رخداد سرد یانگرددیاس، دوره هولوسن پیشین ۱۱۰۰۰ سال قبل در منطقه شروع شده و شرایط اقلیمی نسبتاً گرم و مرطوب همراه نوسانات اقلیمی زیاد در منطقه حاکم شده است. رطوبت هولوسن پیشین در منطقه زاگرس مرکزی به اندازه‌ای نبوده که موجب رشد درختان بلوط شود و در مقایسه با اردن و ترکیه شرایط اقلیمی خشک‌تری داشته است. به دلیل تغییرات در خورتابی (مقدار تابش دریافتی خورشید در عرض ۶۰ درجه شمالی: چرخه میلانکوویچ) و افزایش آن در نیم‌کره شمالی، مقدار تابش دریافتی تابستان نیم‌کره شمالی افزایش یافته و همین امر موجب گسترش کمربند همگرایی جنب حاره‌ای و به دنبال آن پرفشار جنب حاره و موسمی‌های تابستانه اقیانوس هند به عرض‌های بالاتر شده است. در هولوسن پیشین، به دلیل اینکه منطقه زاگرس تحت تأثیر نفوذ پرفشارهای جنب حاره بوده و بارش‌های بهاره و تابستانه کمی دریافت می‌کرده، پوشش گیاهی غالب منطقه گندمیان و علفیان همراه درختچه‌های پسته و بادام کوهی بوده است؛ درحالی‌که در همان زمان نواحی تحت تأثیر موسمی‌های تابستانه هند اقلیم گرم و مرطوب‌تری داشته‌اند. شواهدی از وقوع رخدادهای سرد و خشک ۹۲۰۰ و ۸۲۰۰ در منطقه وجود دارد که نشان

می‌دهد خشکی رخداد ۹۲۰۰ در زاگرس مرکزی دارای شدت بیشتری نسبت به رخداد ۸۲۰۰ بوده است. به طور کلی اقلیم هولوسن میانی در منطقه دارای نوسانات بسیار، اما، شرایط غالب اقلیم گرم و مرطوب بوده است. با کاهش شدت خورتایی در هولوسن میانی و عقب‌نشینی پرفشار جنب حاره به عرض‌های پایین‌تر، ورود رطوبت اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه به منطقه افزایش یافته و در دوره مرطوب ۷۵۰۰ سال قبل درختان بلوط در منطقه رشد کرده‌اند. وقوع رخداد‌های سرد و خشک ۵۲۰۰، ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ نیز هم‌زمان با رخدادشان در نیم‌کره شمالی بوده است. وقوع این دوره‌های خشک با افزایش مقادیر ماسه و سیلت همراه بوده که از دامنه‌های اطراف و همچنین فواصل دورتری به محیط آورده شده‌اند. در ایران طوفان‌های شدیدی که می‌توانند حجم عظیمی از گرد و غبار را با خود حمل کنند غالباً مربوط به دو منشأ جوی‌اند؛ بادهای تابستانه شمال، با جهت شمال غرب- جنوب شرقی، که از مدیترانه منشأ می‌گیرند و در طول دره فرات و خلیج فارس گرد و خاک زیادی را حمل می‌کنند، و بادهای جبهه‌ای، که از عربستان سعودی منشأ می‌گیرند و در بخش‌های شمالی زاگرس تا دریای خزر طوفان‌های گرد و خاک همراه دارند. احتمالاً در دوره‌های سرد و خشک به دلیل کاهش شدید پوشش گیاهی و از بین رفتن سطوح آبی کم‌عمق شرایط برای فرسایش بادی در نواحی اطراف فراهم و رسوبات حمل شده توسط باد در محیط تالاب رسوب‌گذاری شده‌اند.

## تقدیر و تشکر

منابع مالی آنالیزهای این پژوهش را پروژه مشترک باستان‌شناسی ایران و دانمارک، با عنوان «تغییرات اقلیمی و فرهنگی: فرآپارینه‌سنگی و نوسنگی در دره سیمره، زاگرس مرکزی»، تأمین کرده است. ازین‌رو، از همکاری آقایان دکتر تویباس ریشر و دکتر آنتونی هنری روتر و نیز خانم دکتر آنا رازتو در دانشگاه کپنهاک دانمارک سپاس‌گزاری می‌شود. همچنین از مساعدت و راهنمایی‌های آقایان دکتر رضا شهبازی و دکتر جواد درویشی خاتونی نیز سپاس‌گزاریم.

## منابع

- باقری سیدشکری، س. (۱۳۹۴). «تأثیر ژئومورفولوژی کارست بر ویژگی‌های کمی و کیفی آبخوان‌های کارستی حوضه رودخانه‌های قره‌سو و الوند در استان کرمانشاه»، رساله دکتر، گرایش ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، استادان راهنما: منصور جعفریگلو و مجتبی یمانی.
- جعفریگلو، م.؛ ویسی، ع.ک.؛ نورایی‌صفت، ا.؛ نادری، س. (۱۳۹۴). «ارزیابی تأثیرات خشک‌سالی بر تالاب هشیلان»، *اکویولوژی تالاب*، ۷(۳)، صص ۸۱ - ۹۲.
- درویشی خاتونی، ج. (۱۳۹۵). «تغییرات فراوانی پلت آرتمیا اورمیانا در رسوبات بستر دریاچه ارومیه با نگرشی بر اقلیم دیرینه»، *اکویولوژی تالاب*، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهواز، س ۸، ش ۸۲، صص ۲۸ - ۷۴.
- سادات حسینی، ز.؛ خالدی، ش.؛ نادری بنی، ع. (۱۳۹۵). «بازسازی دیرینه اقلیمی و پوشش گیاهی در حوضه دشت ارژن فارس در پلیستوسن پایانی و هولوسن بر اساس مطالعه گرده‌های گیاهی»، *پژوهش‌های اقلیم‌شناسی*، ۷، صص ۲۷ - ۲۸.
- Abdi, L., Rahimpour-Bonab, H., Mirmohammad-Makki, M., Probst, J., & Rezaeian Langeroudi,

- S. (2018). "Sedimentology, mineralogy, and geochemistry of the Late Quaternary Meyghan Playa sediments, NE Arak, Iran: palaeoclimate implications", *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 589, <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3918-3>.
- Almendinger, J. E. & Leete, J. H. (1998). Peat characteristics and groundwater geochemistry of calcareous fens in the Minnesota River Basin, U.S.A. *Biogeochemistry*, 43, pp. 17–41. <https://doi.org/10.1023/A:1005905431071>.
- Arz, Helge W., Pätzold, Jürgen., & Wefer, Gerold, M. (1998). "Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil", *Quaternary Research*, 50(2), pp. 124-135.
- Bagheri seyed lashkari, S. (2014). "Effect of karst geomorphology on qualitative and quantitative characters of kaestic aquifers of Gharasou and Alvand watersheds in Kermanshah province", Ph.d thesis, faculty of geography, University of Tehran.
- Bar-Matthews, M. & Aylon, A. (2011). Mid-Holocene climate variations revealed by high-resolution speleothem records from Soreq Cave, Israel and their correlation with cultural changes, <https://doi.org/10.1177/0959683610384165>.
- Bennet, K. D. (2002). psimpoll 4.10 and pscomb 1.03 C programs for plotting pollen diagrams and analyzing pollen data. Online: <http://www.chrono.qub.ac.uk/psimpoll/psimpoll.html>.
- Berger, A. & Loutre, M. F. (1991). "Insolation values for the climate of the last 10 million years", *Quaternary Science Reviews*, 10(4), pp. 297-317.
- Bianchi, G. G. & McCave, I. N. (1999). "Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep ocean flow south of Iceland", *Nature*, 397, pp. 515–517.
- Bobek, H. (1937). "Die rolle der Eiszeit in Nordwestira", *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 25, pp. 130–183.
- Bobek, H. (1959). Features and formation of the great Kawir and Masileh, Tehran, University of Tehran Press.
- Bond, G. C., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., & Bonani, G. (2001). "Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene", *Science*, 294, pp. 2130–2136. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1065680> (80).
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hadjas, I., & Bonani, G. (1997). "A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates", *Science*, 278, pp. 1257-1266.
- Brayshaw, D. J., Rambeau, C. M. C., & Smith, S. J. (2011). "Changes in Mediterranean climate during the Holocene: Insights from global and regional climate modelling", *The Holocene*, 21, pp. 15–31.
- Burnett, A. P., Soreghan, M. J., Scholz, C. A., & Brown, E. T. (2011). "Tropical East African climate change and its relation to global climate: A record from Lake Tanganyika, Tropical East Africa, over the past 90+kyr", *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 303, pp. 155–167. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.02.011>.
- Butzer, K. W. & Endfield, G. (2012). "Critical perspective on historical collapse", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109 (10), pp. 3628–3631. DOI: 10.1073/pnas.1114772109.
- Cai, Y., Zhang, H., Cheng, H., An, Z., Edwards, E., Wang, X., Tan, L., Liang, F., Wang, J., &

- Kelly, M. (2012). "The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections", *Earth Planet. Sci. Lett.* 335–336, pp. 135–144.
- Carolin, S. A., Walker, R. T., Day, C. C., Ersek, V., Sloan, R. A., Dee, M. W., Talebian, M., & Henderson, G. M. (2019). "Precise timing of abrupt increase in dust activity in the -Middle East coincident with 4.2 ka social change", *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 116, pp. 67–72. <https://doi.org/10.1073/pnas.1808103115>.
- Corella, J., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., & Morellón, M. (2012). "The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain)", *Quaternary Research*, 78, pp. 323–332. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2012.06.002>.
- Croudace, I. W., Rindby, A., & Rothwell, R. G. (2006). ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner, From: Rothwell, R. G. (2006), *New Techniques in Sediment Core Analysis*, Geological Society, London, Special Publications, 267, 51-63.0305-8719/06/9 the Geological Society of London.
- Cullen, H. M., Kaplan, A., Arkin, P. A., & deMenocal, P. B. (2002). "Impact of the North Atlantic Oscillation on Middle Eastern climate and streamflow", *Climatic Change*, 55, pp. 315–338.
- Darvishi khatooni, J. (2015). "Effects of Artemia Urmiana in sediments of Urmia Lake", *Ecobiology wetland*, 82, pp. 74-28.
- deMenocal, P. B. (2001). "Cultural responses to climatic change during the late Holocene", *Science*, 292, pp. 667–673.
- Di Rita, F., Fletcher, W. J., Aranbarri, J., Margaritelli, G., Lirer, F., & Magri, D. (2018). "Holocene forest dynamics in central and western Mediterranean: periodicity, spatio-temporal patterns and climate influence", *Scientific Reports*, 8, 8929, DOI:10.1038/s41598-018-27056-2, 485.
- Dixit, Y., Hodell, D. A., Sinha, R., & Petrie, C. A. (2014). "Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at 8.2 kyr BP", *Earth and Planetary Science Letters*, 391, pp. 16-23.
- Djamali, M., Akhani, H., Andrieu-Ponel, V., Braconnot, P., Brewer, S., de Beaulieu, J.-L., Fleitmann, D., Fleury, T. J., Gasse, F., Guibal, F., Jackson, S. T., Lezine, A.-M., Médail, F., Ponel, P., Roberts, N., & Stevens, L. (2010). "Indian Summer Monsoon variations could have affected the early-Holocene woodland expansion in the Near East", *Holocene*, 20, pp. 813–820.
- Djamali, M., Beaulieu, J.-L. De., Andrieu-Ponel, V., Berberian, M., Miller, N. F., Gandouin, E., Lahijani, H., Shah-Hosseini, M., Ponel, P., Salimian, M., & Guiter, F. (2009). A late Holocene pollen record from Lake Almalou in NW Iran: evidence for changing land-use in relation to some historical events during the last 3700 years.
- Djamali, M., de Beaulieu, J. L., Shahhosseini, M., Andrieuponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhani, H., Leroy, S. A. G., Stevens, L., Lahijam, H., & Brewer, S. (2008). "A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia", *Quaternary Research*, 69, pp. 413-420.
- Filippelli, S. M., Slater, A., & Jull, S. (2006). "Alpine lake sediment records of the impact of locations and climate change on the biogeochemical cycling of soil nutrients", *Quaternary Research*, 66, pp. 158–166.
- Finné, M., Holmgren, K., Sundqvist, H. S., Weiberg, E., & Lindblom, M. (2011). "Climate in the eastern Mediteranian and adjacent regions, during the past 6000 years - a review",

- Archaeological science*, 38 (11), pp. 3153–3173.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Neff, U., Mangini, A., & Matter, A. (2003). “Changing moisture sources over the last 330,000 years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems”, *Quaternary Research*, 60(2), pp. 223-232.
- Fleitmann, D., Mudelsee, M., Burns, S. J., Bradley, R. S., Kramers, J., & Matter, A. (2008). “Evidence for a widespread climatic anomaly at around 9.2 ka before present”, *Paleoceanography*, 23, PA1102. doi:10.1029/2007PA001519.
- Fouache, E., Garçon, D., Rousset, D., S\_en\_echal, G., & Madjidzadeh, Y. (2005). La vall\_ee de l'Halil Roud (region de Jiroft, Iran): \_etude g\_eoarch\_eologique, m\_ethodologie et r\_esultats pr\_eliminaires, *Paleorient*, 31, pp. 107-122.
- Gasse, F. (2000). “Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum”, *Quaternary Science Reviews*, 19, pp. 189–211.
- Geirsdóttir, Á., Miller, G. H., Larsen, D. J., & Ólafsdóttir, S. (2013). “Abrupt Holocene climate transitions in the northern North Atlantic region recorded by synchronized lacustrine records in Iceland”, *Quaternary Science Reviews*, 70, pp. 48–62.
- Griffiths, H. I., Schwalb, A., & Stevens, L. R. (2001). “Environmental change in southwestern Iran: The Holocene ostracod fauna of Lake Mirabad”, *The Holocene*, 11 (6), pp. 757–764.
- Guiot, J. & Kaniewski, D. (2015). “The Mediterranean basin in a warmer and drier world: what can we learn from the past?”, *Frontiers in Earth Science*, 3, 28, DOI: 10.3389/feart.2015.00028, 542.
- Gupta, A. K., Anderson, D. M., & Overpeck, J. T. (2003). “Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean”, *Nature*, 421(6921), p. 354.
- Hammer, O., Harper, D., & Ryan, P. (2001). “PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis”, *Palaeontologia Electronica*, 4, pp. 1–9.
- Hamzeh, M. A., Gharaie, M. H. M., Lahijani, H. A. K., Djamali, M., Harami, R. M., & Beni, A. N. (2015). “Holocene hydrological changes in SE Iran, a key region between Indian Summer Monsoon and Mediterranean winter precipitation zones, as revealed from a lacustrine sequence from Lake Hamoun”, *Quaternary International*, xxx, pp. 1-15.
- Jafarbeiglou, M., Weisi, A. K., Noorayi sefat, A., Naderi. S. (2015). “Effects of droughts on Hashilan wetland”, *Ecobiology wetalsnd*, 7(3), pp. 81-92.
- Jones, M., Djamali, M., Stevens, L., Heyvaret, V., Askari, H., Norollahei, D., & Andweeks, L. (2011). “Mid Holocene environmental and climatic change in Iran: Ancient Iran and its Neighbours”, In: Petrie, C. (ed.), *Local Developments and Long-range Interactions in the 4th Millenium BC: British Institute for Persian Studies and Oxbow Books*, Oxford, UK, pp. 26–35.
- Knuteson, J. A., Richardson, J. L., Patterson, D. D., & Prunty, L. (1989). “Pedogenic Carbonates in a Calciaquoll Associated with a Recharge Wetland”, *Soil Science Society of America Journal*, 53, pp. 495–499. <https://doi.org/10.2136/sssaj1989.03615995005300020032x>.
- Köppen, W. P. (1931). *Grundriss der Klimakunde*, Walter de Gruyter, Berlin, 388 p.
- Krinsley, D. B. (1970). *A Geomorphological and Paleoclimatological Study of the Playas of Iran, Part I*, DTIC Document, 370 p.
- Kushnir, Y. & Stein, M. (2010). “North Atlantic influence on 19th-20th century rainfall in the

- Dead Sea watershed, teleconnections with the Sahel, and implication for the Holocene climate fluctuations”, *Quaternary Science Reviews*, 29, pp. 3843-3860.
- Kutzbach, J. E. & Webb, T. III. (1993). Conceptual basis for understanding late-Quaternary climates, In Wright, H. E. Jr, Kutzbach, J. E., Webb, T. III. Ruddiman, W. F., Street-PerTott, F. A., and Bartlein, P. J., editors, *Global climates. since the last glacial maximum*, Minneapolis: University of Minnesota Press, pp. 5-11.
- Lak, R. (2007). Sedimentology, hydrochemistry and brine evolution of Maharlou Lake (in Persian), Ph. D. thesis, Teacher Training University, Tehran.
- Lamy, F., Arz, H. W., Bond, G. C., Bahr, A., & Patzold, J. (2006). Multicentennial-scale hydrological changes in the Black Sea and northern Red Sea during the Holocene and the Arctic/North Atlantic Oscillation, *Paleoceanography*, 21, PA1008 <https://doi.org/10.1029/2005PA001184>.
- Leroy, S. A. G., Tudryn, A., Chalieu, F., Lopez-Merino, L., & Gasse, F. (2013). “From the Allerod to the mid-Holocene: Palynological evidence from the south basin of the Caspian sea”, *Quaternary Science Reviews*, 78, pp. 77–97.
- Lionello, P., Malanotte-Rizzoli, P., & Boscolo, R. (2013). “Mediterranean climate variability”, *Developments in Earth and Environmental Sciences*, 4.
- Liu, X., Shen, J., Wang, S., Wang, Y., & Liu, W. (2007). “Southwest monsoon changes indicated by oxygen isotope of ostracode shells from sediments in Qinghai Lake since the late Glacial”, *Chinese Science Bulletin*, 52(4), pp. 539.
- Lowenstein, T. K., Li, J., Brown, C., Roberts, S. M., Ku, T. L., Luo, S., & Yang, W. (1998). “200 k.y. paleoclimate record from Death Valley salt core”, *Journal of Geology*, 27, pp. 3-6.
- Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., & Oldfield, F., (2005). *Global change in the Holocene*, Oxford University Press Inc., New York, ISBN- 10:0340812141, ISBN- 13:9780340812143.
- Magny, M., Vanni`ere, B., Zanchetta, G., Fouache, E., Touchais, G., Petrika, L., Coussot, C., Walter-Simonnet, A. V., & Arnaud, F. (2009). “Possible complexity of the climatic event around 4300– 3800 cal BP in the central and western Mediterranean”, *Holocene*, 19, pp. 823–833.
- Olsen, J., Anderson, N. J., & Knudsen, M. F. (2012). “Variability of the North Atlantic - Oscillation over the past 5,200 years”, *Nature Geoscience*, 5, DOI: 10.1038/ngeo1589.
- Parker, A. G., Goudie, A. S., Stokes, S., White, K., Hodson, M. J., Manning, M., & Kennet, D. (2006). “A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia”, *Quaternary Research*, 66(3), pp. 465-476.
- Ramsey, C. B. & Lee, S. (2013). “Recent and Planned Developments of the Program OxCal”, *Radiocarbon*, 55, pp. 720–730. <https://doi.org/10.1017/S0033822200057878>.
- Ramsey, C. B. (2008). “Deposition models for chronological records”, *Quaternary Science Reviews*, INTegration of Ice-core, Marine and Terrestrial records (INTIMATE): Refining the record of the Last Glacial-Interglacial Transition 27, pp. 42–60. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.01.019>.
- Ramsey, C. B. (2009). “Bayesian Analysis of Radiocarbon Dates”, *Radiocarbon*, 51, pp. 337–360. <https://doi.org/10.1017/S0033822200033865>.
- Rasmussen, S. O., Andersen, K. K., Svensson, A. M., Steffensen, J. P., Vinther, B. M., Clausen, H. B., Siggaard-Andersen, M.-L., Johnsen, S. J., Larsen, L. B., Dahl-Jensen, D., Bigler, M.,

- Röthlisberger, R., Fischer, H., Goto-Azuma, K., Hansson, M. E., & Ruth, U. (2006). "A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination", *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111. <https://doi.org/10.1029/2005JD006079>.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & Plicht, J. van der (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon* 55, pp. 1869–1887.
- Roberts, C. N., Woodbridge, J., Palmisano, A., Bevan, A., Fyfe, R., & Shennan, S. (2019). "Mediterranean landscape change during the Holocene: Synthesis, comparison and regional trends in population, land cover and climate", *The Holocene*, 29, pp. 923–937. <https://doi.org/10.1177/0959683619826697>.
- Roberts, N., Moreno, A., Valero-Graces, B. L., Corella, J. P., Jones, M., Allock, S., Woodbridge, J., Morellon, M., Luterbacher, J., Xoplaki, E., & Turkes, M. (2012). "Palaeolimnological evidence for an east–west climate see-saw in the Mediterranean since AD 900", *Global and Planetary Change*, 84-85, pp. 23–34.
- Rohling, E. J., Mayewski, P. A., Abu-Zied, R. H., Caford, J. S. L., & Hayes, A. (2002). "Holocene atmosphere–ocean interactions: records from Greenland and the Aegean Sea", *Climate Dynamics*, 18, pp. 587–93.
- Rosignol-Strick, M. (1995). "Sea-land correlation of pollen records in the Eastern Mediterranean for the Glacial-Interglacial transition: biostratigraphy versus radiometric time-scale", *Quaternary science reviews*, 14, pp. 893-915.
- Rychagov, G. I. (1997). "Holocene oscillations of the Caspian Sea, and forecasts based on palaeogeographical reconstructions", *Quaternary International*, 41/42, pp. 167–172.
- Sadathoseini, Z., Khaledi, Sh., & Naderi Beni, A. (2015). "Reconstruction of paleoclimate and environment in Arjan plain Fars at late Pleistocene and Holocene using palynology", *Climatology reaserch*, 7, pp. 28-27.
- Safaie-Rad, R., Azizi, Gh., Mohammadi, H., & Alizadeh Lahijani, H. (2014). "Reconstructing the Holocene and Late-Pleistocene Climate Changes of the Central Zagros Using Palynological Evidences of the Hashilan Wetland", *Geography and environmental hazards*, 3(11), pp. 1–19. (in Persian)
- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryaee, T., Djamali, M., Beni, A. N., Lahijani, H. A. K., & Swart, P. K. (2015). "Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a highresolution, multi-proxy peat record from NW Iran: the hand that rocked the Cradle of Civilization?", *Quaternary Science Reviews*, 123, pp. 215–230.
- Sinha, A., Kathayat, G., Weiss, H., Li, H., Cheng, H., Reuter, J., Schneider, A. W., Berkelhammer, M., Adalı, S. F., Stott, L. D., & Edwards, R. L. (2019). "Role of climate in the rise and fall of the Neo-Assyrian Empire", *Science Advances* 5, eaax6656. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aax6656>.
- Stevens, L. R., Wright, H. E. J., & Ito, E. (2001). "Proposed changes in seasonality of climate

- during the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran”, *The Holocene*, 11, pp. 747–756.
- Talebi, T., Ramezani, E., Djamali, M., & Lahijani, H. A. K. (2016). “The Late-Holocene climate change, vegetation dynamics, lake-level changes and anthropogenic impacts in the Lake Urmia region, NW Iran”, *Quaternary International*, 408, pp. 40–51.
- Van Geel, B., Heusser, C. J., Renssen, H., & Shuurmans, C. J. E. (2000). “Climatic change in Chile at around 2700 BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis”, *Holocene*, 10, pp. 659–664.
- Van Zeist, W. & Bottema, S. (1977). Palynological investigations in western Iran.
- Van Zeist, W. (1967). “Late Quaternary vegetation history of western Iran”, *Rev Palaeobot Palynol*, 2, pp. 301–311.
- Wasylikowa, K., Van Zeist, W., Wright, Jr., H. E., Stevens, L., Witkowski, A., & Walanus, A. (2008). The Lake Zeribar palaeoecology: a synthesis. In: Wasylikowa, K. & Witkowski, A. (ed.). The palaeoecology of Lake Zeribar and surrounding areas, Western Iran, during the last 48,000 years. Diatom Monographs 8, A.R.G. Gantner Verlag K.G., Ruggel, pp. 303–321.
- Weiss, H. (2016). “Global megadrought, societal collapse and resilience at 4.2-3.9 ka BP across the Mediterranean and west Asia”, *PAGES Magazine*, Vol. 24 (2), pp. 62–63. doi.org/10.22498/pages.24.2.62.
- Wick, L., Lemcke, G., & Sturm, M. (2003). “Evidence of Lateglacial and Holocene climatic change and human impact in eastern Anatolia: high-resolution pollen, charcoal, isotopic and geochemical records from the laminated sediments of Lake Van, Turkey”, *The Holocene*, 13, pp. 665–75.
- Wright, H. E. Jr., Ammann, B., Stefanova, I., Atanassova, J., Margalidze, N., Wick, L., & Blyakharchuk, T. (2003). “Late-glacial and early-Holocene dry climates from the Balkan Peninsula to southern Siberia”, *Aspects of Palynology and Palaeoecology*, Festschrift in Honour of Elissaveta Bozilova. PENSOFT Publishers, pp. 127–136.