



سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

مرکز پژوهش‌های کاربردی سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی کشور

عنوان پروژه:

بازسازی اقلیم گذشته کلیدی برای برآورد و آمادگی در مقابل اثرات تغییر اقلیم در آینده ایران

فاز اول:

بازسازی آب و هوای کوثر نرپسین زاکرس میانی با استفاده از روبات تالاب، شیلان

مسئول پروژه:

سحر کلکی

تهیه‌کننده:

همارستی

همکاران:

قاسم عزیزی، رضا شهبازی، مرتضی شیخ، جت‌دارابی، توپاس ریشترا، آنتونی بهری روتر، آمارازتو

کشور

مینی

بِسْمِ اللّٰهِ الرَّحْمٰنِ الرَّحِیْمِ

و

شناسی

زمین

سازمان

کشور

مهندسی

این گزارش مورد تأیید داوران شورای ارزیابی قرار گرفته و طبق کد شماره  
۱۴۰۱/۱۳۲ گ ۳۳۰۲-۳۱۲۱-۱۴۰۰ از این شورا مجوز انتشار دریافت کرده است.

و انتشارات

شناسی

زمین

سازمان

## چکیده

پژوهش حاضر با هدف شناسایی تغییرات اقلیمی کوآترنر پسین و بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی منطقه زاگرس در دوره زمانی مذکور انجام شد. جهت دستیابی به نتایج، در ابتدا یک مغزه رسوبی پنج و نیم متری از بخش مرکزی تالاب هشیلان کرمانشاه برداشت شد. مغزه گیری با استفاده از مغزه گیر روسی و برداشت یازده مغزه رسوبی نیم متری صورت گرفت. مغزه های برداشت شده در محل، مورد عکسبرداری قرار گرفته و سپس به محفظه های مناسب انتقال داده شده و با سلفون و سپس فویل پوشانیده و در دمای ۴ درجه سانتی گراد نگهداری شده و به موسسه ژئوژنتیک دانشگاه کپنهاگ دانمارک منتقل شدند. از آنالیزهای مختلفی نظیر سن سنجی کربن ۱۴، جرم کاهی گرمایشی، ژئوشیمی، گرده شناسی، کانی شناسی و پذیرفتاری مغناطیسی برای زیرنمونه های رسوبی استفاده شد. تغییرات اقلیمی شناسایی شده در منطقه شامل آخرین بیشینه یخبندان، دوره گرم بولینگ آلود، رخداد سرد یانگدریاس، رخدادهای خشک ۹۲۰۰، ۸۲۰۰، ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ سال قبل بود. آخرین بیشینه یخبندان که تا ۱۹ هزار سال قبل در منطقه حاکم بود با شرایط اقلیمی سرد و خشک، افزایش طوفان های گرد و غبار و کاهش مواد آلی همراه بود. البته دوره های کوتاه مدت نسبتا گرمتر و مرطوب تری نیز در LGM وجود داشت که با نوسانات دنگارد اوسجر مطابقت داشته است. دوره گرم و مرطوب بولینگ آلود در ۱۴ هزار سال قبل در منطقه آغاز شد و با رخداد سرد هنریچ ۰ یا همان یانگدریاس به پایان رسید. وقوع رخداد سرد و خشک یانگدریاس در ۱۲۳۰۰ سال قبل در منطقه بود که تقریبا تا ۱۱۶۰۰ سال قبل ادامه داشت. شروع دوره گرم و مرطوب هولوسن در منطقه حدود ۱۱۵۰۰ سال قبل بوده است. دوره هولوسن با توالی رخدادهای سرد و خشک، دارای تغییرات اقلیمی بسیاری بوده است که از جمله می توان به رخدادهای خشک ۹۲۰۰، ۸۲۰۰، ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ سال قبل اشاره نمود. توالی دوره های خشک به صورت بروز ناگهانی در یک دوره گرم و مرطوب بوده که غالبا ۲۰۰ سال تداوم داشته اند.

واژه های کلیدی: رخدادهای اقلیمی، کوآترنر پسین، زاگرس میانی، هولوسن.

## تقدیر و تشکر

با تقدیر و سپاس از استاد دانشمند و پرمایه جناب آقای دکتر قاسم غزیزمی که از محضر پر فیض تدریسشان، بهره‌برده‌ام. هم‌چنین از حمایت‌های علمی و مالی اساتید گرامی جناب آقایان دکتر مهران مقصودی، دکتر جت‌دارانی، دکتر تویاس ریشر، دکتر آنتونی بنری روترو و سرکار خانم دکتر آراز تو جهت‌تانهین منابع مالی انجام آنالیزهای این پژوهش و حمایت‌ها و مشاوره‌های علمی‌شان تشکر و قدر دانی می‌شود. از راهبانی و بخاری اساتید و مشاوران محترم سازمان زمین‌شناسی کشور سرکار خانم دکتر رائد لک، جناب آقای دکتر رضا شهبازی، جناب آقای دکتر جواد دوشی خاتونی، جناب آقای مهندس مرتضی شیخ و سرکار خانم دکتر سحر کلکی نیز قدر دانی می‌شود.

سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی

فصل ۱: کلیات و طرح پژوهش..... ا

۱-۱- مقدمه..... ۱

۱-۲- مسئله تحقیق و ضرورت آن..... ۶

۱-۳- اهداف پژوهش..... ۷

۱-۴- روش پژوهش..... ۷

فصل ۲: مبانی نظری پژوهش..... ۹

۲-۱- مقدمه..... ۹

۲-۱-۱- اقلیم جهان در کوتاه‌ترن پایانی..... ۱۰

۲-۱-۲- اقلیم ایران در کوتاه‌ترن پایانی..... ۲۲

۲-۲-۲- اقلیم ایران در هولوسن..... ۴۳

۲-۲- اهمیت محیط‌های رسوبی دریاچه‌ای در بررسی‌های دیرینه اقلیم..... ۲۶

۲-۳- پذیرفتاری مغناطیسی..... ۲۷

۲-۴- ژئوشیمی عناصر..... ۳۱

۲-۵- گرده‌شناسی..... ۳۶

۲-۶- تغییر اقلیم..... ۴۵

۲-۷- شواهد تغییرات اقلیمی..... ۴۶

فصل ۳: مواد و روش‌ها..... ۵۸

۳-۱- مقدمه..... ۵۹

۳-۲- اجزای استان کرمانشاه..... ۵۹

۳-۳ - آب و هوای استان کرمانشاه ..... ۵۹

۳-۴ - منطقه مورد مطالعه ..... ۶۷

۳-۵ - عملیات میدانی ..... ۷۲

۳-۶ - عملیات آزمایشگاهی ..... ۷۲

فصل چهارم: بحث و یافته ها ..... ۹۳

۴-۱ - مقدمه ..... ۹۴

۴-۲ - بحث و یافته ها ..... ۹۴

۴-۲-۲ - تحلیل آنالیز سن سنجی و مدل سن عمق ..... ۹۸

۴-۲-۳ - تحلیل آنالیز پذیرفتاری مغناطیسی ..... ۱۰۰

۴-۲-۴ - تحلیل نتایج آنالیز جرم کاهی گرمایشی ..... ۱۰۱

۵-۲-۴ - تحلیل نتایج آنالیز ژئوشیمی .. ..... ۱۰۲

۵-۲-۶ - تحلیل نتایج آنالیز کانی شناسی ..... ۱۰۶

۴-۲-۷ - تحلیل نتایج آنالیز گرده شناسی ..... ۱۱۱

فصل پنجم: نتیجه گیری ..... ۱۲۰

پیشنهادها ..... ۱۲۷

منابع ..... ۱۲۸

## فهرست اشکال

- شکل ۱: تغییرات اقلیمی مرتبط با یانگردریاس ..... ۱۲
- شکل ۲: بازسازی دمای زمستان (ژانویه) در نواحی مختلف حوضه دریای بالتیک در ۱۱۰۰۰ سال قبل ..... ۱۷
- شکل ۳: موقعیت شکل گیری فاز مثبت نوسان اطلس شمالی ..... ۲۱
- شکل ۴: موقعیت شکل گیری فاز منفی نوسان اطلس شمالی و نواحی تحت تاثیر آن ..... ۲۱
- شکل ۵: تغییرات ۴۰۰ ساله لکه های خورشیدی ..... ۲۲
- شکل ۶: مغزه رسوبی برداشت شده از دریاچه هامون ..... ۲۵
- شکل ۷: انواع خواص مغناطیسی معمول در اجسام مختلف ..... ۳۱
- شکل ۸: اجزای تشکیل دهنده دستگاه XRF اسکنر ..... ۳۴
- شکل ۹: شماتیک عملکرد XRF ..... ۳۴
- شکل ۱۰: موقعیت، طول موج، زاویه پراش و برقرار خط کالیبراسیون در XRF ..... ۳۵
- شکل ۱۱: شکل و مشخصات گرده ..... ۳۸
- شکل ۱۲: محور قطبی و استوایی گرده ..... ۳۸
- شکل ۱۳: تزئینات گرده ..... ۳۹
- شکل ۱۴: آرایش فضایی گرده ..... ۴۰
- شکل ۱۵: انواع گرده ..... ۴۰
- شکل ۱۶: نمای قطبی و استوایی گرده ..... ۴۱
- شکل ۱۷: نواحی اقلیمی ایران، طبقه بندی آماری ..... ۶۲
- شکل ۱۸: طبقه بندی اقلیمی کوپن گایگر ..... ۶۴



شکل ۱۹ : نقشه همپارش استان کرمانشاه ..... ۶۶

شکل ۲۰ : نمودار امپروترمیک کرمانشاه ..... ۶۶

شکل ۲۱ : منطقه مورد مطالعه ..... ۶۸

شکل ۲۲ : نقشه زمین شناسی حوضه تالاب هشیلان ..... ۶۹

شکل ۲۳ : مغزه گیر روسی ..... ۷۱

شکل ۲۴ : برداشت مغزه رسوبی، یادداشت کردن مشخصات مغزه برداشت شده، بسته بندی مغزه ها ..... ۷۲

شکل ۲۵ : نحوه قرارگیری مغزه های رسوبی در دستگاه Core Scanner Itrax ..... ۷۳

شکل ۲۶ : نحوه قرارگیری مغزه های رسوبی در دستگاه XRF ..... ۷۴

شکل ۲۷ : بسته های شماره گذاری شده ..... ۷۶

شکل ۲۸ : یادداشت کردن مشخصات نمونه ها در اکسل برای آنالیز LOI ..... ۷۷

شکل ۲۹ : نمونه ها پس از خارج شدن از دمای ۹۵۰ درجه ..... ۷۸

شکل ۳۰ : ابزار برداشت نمونه برای آنالیز گرده ..... ۸۰

شکل ۳۱ : طبقه بندی گانی ها براساس ساختار کریستالی ..... ۹۱

شکل ۳۲ : یک نمونه از آنالیز گانی شناسی با دستگاه XRD ..... ۹۱

شکل ۳۳ : نمونه ای از رخساره های رسوبی مختلف در مغزه برداشت شده از تالاب هشیلان ..... ۹۵

شکل ۳۴ : ستون چینه شناسی مغزه های برداشت شده از تالاب هشیلان ..... ۹۸

شکل ۳۵ : نمودار سن عمق رسوبات تالاب هشیلان ..... ۱۰۰

شکل ۳۶ : تغییرات حساسیت مغناطیسی مغزه های رسوبی تالاب هشیلان ..... ۱۰۱

شکل ۳۷ : نتایج آنالیز ژئوشیمی ، نمودار LOI و مغناطیس سنجی مغزه های رسوبی هشیلان ..... ۱۰۵

شکل ۳۸: نتایج آنالیز ژئوشیمی ، حساسیت مغناطیسی و LOI انجام شده بر روی رسوبات تالاب ..... ۱۰۶

شکل ۳۹: تغییرات مقادیر عنصری در طول مغزه رسوبی هشیلان..... ۱۰۹

شکل ۴۰ : همبستگی کانی های موجود در توالی رسوبات و ارتباط ژنتیکی آنها ..... ۱۰۹

شکل ۴۱ : ارتباط ژنتیکی نمونه های برداشت شده از مغزه مورد مطالعه ..... ۱۱۱

شکل ۴۲ : نمودار درصد فروانی گرده ..... ۱۱۵

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور



## فصل اول

کشور

معدنی

کشفیات

کلیات پژوهش

شناسی

زمین

سازمان

مطالعه رسوبات دریاچه‌ها به منظور شناسایی تغییرات اقلیمی و محیطی گذشته در دهه‌های اخیر بسیار مورد توجه قرار گرفته است. حوضه‌های دریاچه‌ای، الگوهای شاخصی از نظر مکانی و زمانی داشته و شواهد ارزشمندی از تغییرات فیزیکی و شیمیایی ارائه می‌دهند. رسوبات دریاچه‌ای دارای توان فوق‌العاده‌ای در ثبت وقایع اقلیمی و محیطی با حساسیت و وضوح بالا و میزان تفکیک‌پذیری بسیار زیاد هستند، لذا می‌توان این محیط‌ها را به عنوان مناطقی برای تشخیص شرایط و تغییرات محیط‌های دیرینه در نظر گرفت (درویشی خاتونی و همکارانش، ۱۳۹۸). مطالعات انجام گرفته بر روی اقلیم کواترنر در تمام دنیا نشان دهنده تغییرات اقلیمی زیادی در طول این دوره بوده است (Prentis et al., ۲۰۰۲). فیلیپلی و همکاران (۲۰۰۶) با بررسی رسوبات دریاچه‌های آلپی به شناخت تاثیر تغییرات اقلیمی و اکولوژیکی بر مواد موجود در خاک پرداخت و تاثیر دوره‌های یخبندان بر تغییرات اکولوژیکی منطقه را عامل مهمی در تغییر ساختار خاک دانست. رایت و همکارانش (۲۰۰۳) با بررسی مغزه‌های رسوبی برداشت شده در روسیه به این نتیجه رسیدند که دوره خشک هولوسن پیشین زمانی در بالکان و جنوب سیبری رخ داد که در اروپا شرایط اقلیمی مرطوبی وجود داشته است. ماسلی و تامپسون (۱۹۹۶) با بررسی مرجان‌های دریای سرخ و بریاشاو و همکارانش (۲۰۱۱) با مطالعه اسپلئوتم‌های دریای عرب به این نتیجه رسیدند که سامانه‌های موسمی جنوب غرب آسیا در ۹۰۰۰ سال قبل تا عرض ۲۸ درجه شمالی گسترش داشته‌اند. پژوهش‌های دیرینه‌اقلیم و دیرینه محیط‌شناسی انجام شده در ایران را می‌توان به دو دسته کلی تقسیم‌بندی نمود. اول آن دسته از پژوهش‌هایی که تنها از طریق مشاهدات و اندازه‌گیری‌های میدانی استنتاجات کلی از محیط و آب‌وهوای دیرینه ارائه کرده‌اند. غالباً این پژوهش‌ها به مطالعه عوارض پیکرشناسی زمین یا لندفرم‌های ژئومورفولوژیکی پرداخته‌اند. دانشمندان مختلفی با بررسی شواهد ژئومورفولوژیکی مناطق مختلف ایران بویژه مناطق بیابانی و کویری داخلی فلات ایران و آثار یخچالی، تراس‌های رودخانه‌ای و برفمرزها در رشته‌کوه‌های زاگرس و البرز و تراس‌های دریاچه‌ای دریاچه‌هایی همچون خزر و ارومیه، استنتاج‌های کیفی از شرایط آب‌وهوای دیرینه ایران داشته‌اند. استنتاج‌هایی که برپایه مطالعه این لندفرم‌ها حاصل شده است از دقت و در برخی موارد صحت مناسبی برخوردار نیستند و عدم سن‌سنجی این لندفرم‌ها و برآورد سن تقریبی توسط پژوهشگران و نسبت دادن آنها به دوره‌های مختلف کواترنری سبب شده است که این استنتاج‌ها با عدم قطعیت همراه باشند و همین مسائل سبب بروز دیدگاه‌های مختلف و گاه متضادی در خصوص آب‌وهوای سازنده این لندفرم‌ها شده است و از این رو با توجه به تفاوت در

نگرش پژوهشگران، دیدگاه های مختلفی (همچون دیدگاه دوره های مرطوب پلوویال در کوآترنر و مخالفان آن) پدید آمده است. دسته دوم از پژوهش ها که به شناخت محیط و آب و هوای دیرینه ایران پرداخته اند از روش های نوین آزمایشگاهی بهره برده اند و با سن سنجی آرشیوهای محیطی نتایج مستند و قابل اعتمادی را فراهم کرده اند. اولین پژوهش های دیرینه محیط شناسی که در آنها با یاری گرفتن از روش های دقیق آزمایشگاهی و مغزه برداری از دریاچه ها اقدام به بازسازی شرایط محیطی و آب و هوای دیرینه در ایران شد با مغزه برداری هایی که رایت (۱۹۶۰) از دریاچه زریبار میوان انجام داد شروع شدند. دریاچه زریبار از مهمترین مناطق دیرینه- بوم شناسی منطقه زاگرس و خاورمیانه می باشد و مغزه های رسوبی گرفته شده از آن که تغییرات آب و هوایی بیش از ۴۰ هزار سال گذشته را در خود بایگانی کرده اند با استفاده از پروکسی های مختلفی مورد بررسی قرار گرفته و نتایج آنها به صورت مقالات متعددی به چاپ رسیده است از جمله مطالعات گرده شناسی: (van Zeist and Bottema, ۱۹۷۷, ۱۹۹۱; Zeist and Wright, ۱۹۶۳); مطالعه ژئوشیمی رسوبات: (Hutchinson and Cogwill, ۱۹۶۳); مطالعات ماکروفسیل های گیاهی: (Wasylikowa, ۱۹۶۷, ۲۰۰۶, ۲۰۰۴, ۲۰۰۵); مطالعه کلاوسرا: (Megard, ۱۹۶۷); مطالعه دیاتومه ها: (Snyder et al., ۲۰۰۱) و مطالعه ایزوتوپ های پایدار: (Stevens et al., ۲۰۰۱). نتایج مطالعات گرده شناسی انجام شده بر روی دریاچه های زریبار (van Zeist and Bottema, ۱۹۷۷, ۱۹۹۱; Wright, ۱۹۶۳), میرآباد (van Zeist and Bottema, ۱۹۷۷) و ارومیه (Bottema, ۱۹۸۶) نشان می دهد که شرایط آب و هوایی پلیستوسن پسین خشک و سرد بوده است به نحوی که پوشش استپی تا نیمه بیاباتی درمنه و اسفناجیان پوشش گیاهی غالب این مناطق بوده است. با شروع هولوسن تغییرات آب و هوایی منجر به جایگزینی گیاهان تیره گندمیان به جای پوشش استپی درمنه و اسفناجیان شده است (در دریاچه شور ارومیه در هولوسن نیز به دلیل رویش اسفناجیان شوری پسند در حاشیه دریاچه، همچنان درصد فراوانی گرده گیاهان این خانواده در نمودار گرده ای فراوان و قابل ملاحظه می باشد)، حال آنکه این شرایط آب و هوایی برای رویش جنگل ها چندان مناسب نبوده و در هولوسن پیشین درختان بنه و به شکل محدودتر درختان بلوط رویش یافته اند. درصد فراوانی گرده درختان بلوط از هولوسن پیشین تا هولوسن میانی افزایش تدریجی داشته است. چنین روند افزایش تدریجی در نمودارهای گرده ای دریاچه وان ترکیه نیز مشاهده شده است (Wick et al., ۲۰۰۳). در هولوسن میانی جنگل های بلوط زاگرس - آنتی توروس افزایش ناگهانی یافته اند. زمان این افزایش ناگهانی در مغزه رسوبی دریاچه وان ترکیه که از سن سنجی معتبرتری برخوردار است حدود ۶۲۵۰ سال پیش برآورد شده است. با

وجود ناکافی بودن و عدم قطعیت سن سنجی‌های مغزه‌های رسوبی سایت‌های دیرینه محیط‌شناسی زاگرس، پژوهشگران بر این باورند که گسترش جنگل‌های بلوط در زاگرس نیز همزمان با گسترش آنها در منطقه وان بوده است و در حدود ۶۳۰۰ سال پیش رخ داده است. از این رو معتقدند رژیم آب‌وهوای کنونی زاگرس از حدود ۶۳۰۰ سال پیش استقرار یافته است. ال-مسلیمانی (۱۹۸۷) با بررسی نیازهای اکولوژیکی گیاهان غیردرختی که گرده‌های آنها در رسوبات دریاچه‌ای به فراوانی وجود دارد بر این باور است که در پلیستوسن پسین علاوه بر گیاهان اسفناجیان و درمنه در زاگرس گیاهان دیگری نیز به فراوانی در منطقه وجود داشته‌اند ولی به دلیل آنکه گرده اسفناجیان و درمنه به مقدار فراوان تولید می‌شود و در فضای وسیعی نیز پخش می‌گردد به حالت اغراق‌آمیزی در رسوبات خود را نشان می‌دهد و افزون بر این بیان می‌کند که حاکمیت استپ اسفناجیان و درمنه نشان‌دهنده بارش سالانه اندک نیست بلکه نشان‌دهنده تمرکز بارش‌ها در فصل سرد سال و تضاد شدید فصلی در توزیع بارش‌ها می‌باشد. مطالعه ماکروفسیل‌های گیاهی (Wasylikowa, ۱۹۶۷) و دیاتومه‌های (Wasylikowa et al., ۲۰۰۶) دریاچه زریبار نشان می‌دهد که در هولوسن پیشین تراز آب دریاچه پایین بوده است و از ۶۰۰۰ سال پیش تراز آب دریاچه و شرایط تغذیه آن افزایش یافته است. اشنایدر و همکاران (۲۰۰۱) با بررسی دیاتومه‌های مغزه دریاچه زریبار به این نتایج دست یافته‌اند که از ۴۰ هزار تا ۲۵ هزار سال پیش مقدار خشکی آب‌وهوا کمتر از دوره آخرین حداکثر یخچالی و دیر یخبندان و هولوسن پیشین بوده است. این مسئله با نتایج مطالعات گرده‌شناسی در انطباق است به گونه‌ای که در همین زمان در دریاچه زریبار گرده‌های درختی هرچند با فراوانی کمتر از ۱۰ درصد وجود داشته‌اند. اشنایدر و همکاران (۲۰۰۱) علت عدم گسترش درختان در آن دوره را علاوه بر عدم کفایت رطوبت، در ارتباط با توزیع فصلی بارش‌ها و رخداد یا محدودشدگی بارش‌ها به فصل زمستان محتمل دانسته‌اند. براساس شواهد بدست آمده، حداکثر خشکی آب‌وهوا در دوره دیر یخبندان و هولوسن پیشین رخ داده است (۱۰/۷ تا ۱۵ هزار سال پیش) که با نتایج گرده‌شناسی در انطباق است. گریفیت و همکاران (۲۰۰۱) با بررسی استراکودهای دریاچه میرآباد به این نتایج رسیدند که در هولوسن پیشین (۹۲۶۵ تا ۶۵۰۵ سال پیش) تراز دریاچه پایین و آب آن گرم بوده است. استراکودهای این دوره از فراوانی زیادی برخوردار نیستند و استراکودهایی که به خشک‌شدگی دریاچه حساس هستند در این قسمت از مغزه دیده نمی‌شوند. این مسئله با نبود گرده‌های گیاهی در این قسمت از مغزه در هماهنگی است و علت آن اکسیده شدن گرده‌های گیاهی در زمان خشک شدن سطح دریاچه است. تراز آب دریاچه در هولوسن میانی افزایش یافته است و بویژه در ۴۰۴۸ سال پیش افزایش قابل ملاحظه‌ای یافته است. این نتایج، یافته‌های حاصل از پژوهش‌های گرده‌شناسی را تایید و تقویت می‌کند. همچنین نتایج نشان داد در ۴۰۴۸ سال پیش تراز دریاچه افزایش یافته است که این زمان نسبت به زمان گسترش بلوط در نمودار گرده میرآباد دارای تأخیر است که علت آن را مربوط به تغییرات نرخ بارش - تبخیر دانسته‌اند به نحوی که افزایش

بارش زمستانه به گسترش جنگل‌های بلوط اجازه داده است اما همچنان میزان تبخیر بالا بوده است (Griffiths et al., ۲۰۰۱). همچنین این نکته فرضیه تأخیر در گسترش جنگل‌های شرق ترکیه و غرب ایران در هولوسن پیشین به دلیل شرایط خشک آب‌وهوایی را حمایت می‌کند (Griffiths et al., ۲۰۰۱). گریفیت و همکاران (۲۰۰۱) بر این اساس بیان کرده‌اند که در هولوسن پیشین آب‌وهوای گرم و جنب‌حاره‌ای بر منطقه حاکم بوده است و سبب تبخیر زیاد آب دریاچه و خشکی آب‌وهوا گشته است. ایشان علت رخداد چنین تغییرات آب‌وهوایی را وابسته به افزایش تابش خورشیدی تابستانه و جابجایی شمال‌سوی پرفشارهای جنب‌حاره‌ای و استقرار آن بر روی منطقه در هولوسن پیشین می‌دانند و معتقدند در هولوسن میانی به سبب کاهش تابش خورشیدی پرفشارهای جنب‌حاره‌ای به عرض‌های پایین منتقل شده‌اند و طوفان‌ها و سیستم‌های باران‌زای غربی توانسته‌اند به منطقه وارد شوند و جنگل‌های بلوط گسترش یابند. استیونز<sup>۲</sup> و همکاران (۲۰۰۱) با مطالعه ایزوتوپ‌های پایدار مغزه رسوبی دریاچه زریبار تغییرات فصلی بارش را عامل اثرگذار مهمی در تغییرات پوشش گیاهی دانسته‌اند بطوری که مقادیر کم ایزوتوپ ۱۸ اکسیژن در هولوسن پیشین را به غالب بودن بارش‌های زمستانه که همان رژیم بارش مدیترانه‌ای است نسبت داده‌اند و افزایش ایزوتوپ ۱۸ اکسیژن در حدود ۷ هزار سال پیش را به دلیل افزایش بارش بهاره دانسته‌اند. واسیلیکوا (۲۰۰۵) ماکروفسیل‌های گیاهی مغزه زریبار را مطالعه کرده است و نتایج آن نشان می‌دهد که ماکروفسیل‌های شاخص و نشانگر تغییرات تراز آب در ۵ تا ۶ هزار سال قبل، همزمان با گسترش جنگل‌های بلوط به فراوان‌ترین مقدار خود رسیده‌اند و این نکته فرضیه محدودشدگی گسترش جنگل‌های بلوط زاگرس به دلیل خشکی آب‌وهوایی را حمایت می‌کند (Wasylikowa, ۲۰۰۵). تغییرات ایزوتوپ‌های پایدار مغزه دریاچه میرآباد (Stevens et al., ۲۰۰۶) نیز نشان دهنده تمرکز بارش‌ها در فصل زمستان در هولوسن پیشین و افزایش بارش‌های بهاره در حدود ۶۵۰۰ سال پیش می‌باشد. جمالی و همکاران (۲۰۱۰) با مرور دلایل ارائه شده برای تأخیر در گسترش جنگل‌های بلوط در زاگرس و شرق ترکیه در هولوسن پیشین، فرضیه‌ای را ارائه کرده‌اند. آنها معتقدند که در هولوسن پیشین تضاد فصلی بسیار زیاد بوده است و کمربند همگرایی بین حاره‌ای ۳ جابجایی شمال‌غربی داشته و به عرض‌های بالاتری انتقال یافته است و در پی آن پرفشارهای جنب‌حاره‌ای نیز بر زاگرس و شرق ترکیه استقرار یافته است و همین عامل سبب تقلیل بارش‌های بهاره شده است و سبب شده سیستم‌های باران‌زایی که از اطلس شمالی و یا دریای سیاه سرچشمه می‌گرفته‌اند به عرض‌های جنوب‌شرقی تری منحرف شده باشند و به این ترتیب منطقه کوهستانی زاگرس-آنتی توروس دچار کمبود بارش در بهار شده است و از آنجایی که گونه

<sup>۲</sup> Stevens

<sup>۳</sup> Inter-tropical Convergences Zone

بلوط ایرانی بلوط برانتهی به شدت وابسته به بارش بهاره است نتوانسته است در این منطقه گسترش یابد. بوتما<sup>۴</sup> (۱۹۸۶) با بررسی گرده‌شناسی مغزه دریاچه ارومیه وضعیت پوشش گیاهی و آب‌وهوای دیرینه این منطقه را بازسازی کرد و نشان داد که تا ۹۰۰۰ سال پیش استپ درمنه بر منطقه حاکم بوده است و آن را نشانگر آب‌وهوای سرد و خشک دانست. از ۹۰۰۰ تا ۸۰۰۰ سال پیش پوشش استپی - جنگلی در منطقه وجود داشته و از ۷۰۰۰ سال پیش پوشش گیاهی مشابه با آنچه که امروز بر منطقه حاکم است بوجود آمده است از سوی دیگر مطالعات انجام شده در منطقه جنوب شرقی ایران بسیار اندک می‌باشد و فقدان سن‌سنجی‌های کافی مانع از تفسیر زمانی دقیق رخدادهای آب‌وهوایی و محیطی مشاهده شده گردیده است. واکر و فتاحی<sup>۵</sup> (۲۰۱۱) در یک مقاله مروری به بررسی پژوهش‌های انجام شده در منطقه شرقی ایران که عمدتاً بر روی گسل‌ها و عوارض ژئومورفولوژیکی متمرکز می‌باشند پرداخته‌اند. در شش سایت از سایت‌های پژوهشی منطقه شرقی ایران که یک گستره با وسعت ۱۰ درجه عرض جغرافیایی را شامل می‌شوند مشاهده شده است که حدود  $10 \pm 3$  هزار سال پیش رسوب‌گذاری آبرفتی صورت گرفته است و در ۹ هزار سال پیش آخرین بار رسوبی خود را برجا گذاشته‌اند. سپس در هولوسن پیشین از ۹ تا ۷ هزار سال پیش رودخانه‌ها در بازه‌های زمانی گسسته رسوبات مخروط‌افکنه‌ها را برش داده و پادگانه‌های آبرفتی تشکیل داده‌اند. اطلاعات دقیقی از وضعیت رسوبات نهشته شده در بستر دریاچه‌ها در این منطقه خشک در دسترس نیست، با این وجود داده‌های موجود حاکی از بالا بودن تراز آب دریاچه‌ها در ۷.۸ هزار سال پیش در منطقه گلباف در جنوب شرقی کشور و  $8.7 \pm 1.1$  هزار سال پیش در دشت نیمبلوک در شمال شرقی کشور می‌باشد. در هولوسن میانی و پسین تغییر عمده‌ای در عوارض ژئومورفولوژیکی ایجاد نشده است و پژوهشگران دلیل آن را به افزایش خشکی آب‌وهوا نسبت داده‌اند. نتایج حاصل از رسوبات دریاچه‌ای جنوب گلباف و به گمان بسیار حوضه نیمبلوک نشان می‌دهد که مقادیر زیادی آب سطحی حداقل تا ۷.۸ هزار سال پیش در منطقه جنوب شرقی ایران که امروزه منطقه‌ای خشک است وجود داشته است. اما زمان دقیق شروع خشک شدن آب‌وهوا را نشان نمی‌دهند (Walker and Fattahi, ۲۰۱۱).

نتایج آنالیزهای رسوب شناسی، دانه سنجی و سنجش میزان مواد ارگانیکی رسوبات بر روی مغزه دریاچه هامون (Hamzeh et al., ۲۰۱۵) نشان داد که دریاچه هامون و حوضه آبریز آن که قسمت‌های غربی کوهستان هندوکش ۶ را شامل می‌شود در پلیستوسن پسین و هولوسن پیشین تحت نفوذ سامانه موسمی تابستانه هندوستان بوده‌اند و شرایط آب‌وهوایی مرطوب‌تری از شرایط کنونی داشته‌اند. از هولوسن پیشین تا هولوسن میانی به دنبال عقب نشینی کمربند همگرایی میان حاره‌ای به سوی عرض‌های جغرافیایی جنوبی تر،

<sup>۴</sup> Bottema

<sup>۵</sup> Walker and Fattahi

<sup>۶</sup> Hindu Kush Mountains



پرفشارهای جنب‌حاره‌ای بر فلات ایران مسلط شده‌اند و منجر به خشک شدن آب‌وهوای منطقه جنوب‌شرقی ایران گشته‌اند. تغییرات رسوب‌شناسی این دریاچه نشان داده است که در هولوسن پسین بارش‌های زمستانه مدیترانه‌ای این منطقه را تحت نفوذ خود قرار داده‌اند (Hamzeh et al., ۲۰۱۵). به دلیل ناکافی بودن سن‌سنجی‌های انجام شده در آن پژوهش زمان دقیق رخدادهای آب‌وهوایی مشخص نشده است.

## ۱-۲- بیان مسئله، اهمیت موضوع و ضرورت انجام تحقیق

آب‌وهوا یکی از عوامل مهم و مؤثر در حیات انسان‌هاست. بر همین اساس عاملی مهم برای رسیدن به اهداف علمی، اقتصادی و صنعتی می‌باشد. دگرگونی‌های آب‌وهوایی بر حیات انسان، مدیریت محیط و منابع طبیعی و استراتژی‌های اقتصادی-اجتماعی تأثیر ژرفی به‌جا می‌نهد. از این منظر انسان همواره در پی کشف و آشکارسازی پیشینه، شواهد، علل و آینده دگرگونی‌های آب‌وهوایی بوده است. شرایط آب‌وهوایی و تحولات آن در شکل‌گیری نخستین تمدن‌های انسانی و گزینش سبک‌های مختلف زندگی همچون غارنشینی، شکار، جمع‌آوری دانه‌های خوراکی، یکجانشینی، اهلی‌سازی حیوانات و گیاهان و روی آوردن به زندگی‌های دامپروری و کشاورزی و ... نقش بسزایی داشته است. ظهور و سقوط برخی از تمدن‌های دیرینه مستقیماً در ارتباط با تحولات آب‌وهوایی بوده است. برای مثال در پی رخداد خشکسالی‌های شدید در ۴۲۰۰ سال پیش تمدن اکدی‌ها در منطقه خاورمیانه از بین رفته است (Weiss et al., ۱۹۹۳; Cullen et al., ۲۰۰۰). امروزه ابزارهای دقیق همراه با فناوری بالا برای مطالعه ترکیبات و حرکات جو قابل دسترس می‌باشد. اما این ابزار جدید هستند و بنابراین داده‌های اقلیمی را تنها برای دوره‌های کوتاهی تهیه و ثبت کرده‌اند. از طرفی برای فهم کامل جو و پیش‌بینی تغییر اقلیم در آینده باید به طریقی کشف شود که چگونه اقلیم در گستره وسیع زمان تغییر نموده است. قسمت قابل توجهی از این عمل با بررسی شواهد و مدارکی که از نوسانات و تغییرات اقلیم گذشته حکایت دارند، میسر می‌شود (عزیزی، ۱۳۸۳). داده‌های حاصل از ابزارهای هواشناسی با آنکه دقیق‌ترین داده‌ها برای مطالعه وضعیت آب‌وهوایی می‌باشند اما از حیث زمانی ما را از وضعیت آب‌وهوایی حدود ۶۰ سال گذشته ایران آگاه می‌سازند و با تکیه بر این نوع داده‌ها اطلاعات ما از وضعیت آب‌وهوایی ایران به همین چند دهه محدود می‌شود. از این‌رو انجام پژوهش‌های آب‌وهواشناسی دیرینه که منجر به تولید داده‌های طولانی‌مدت می‌شوند ضروری می‌باشد. از سوی دیگر داده‌های حاصل از چنین پژوهش‌هایی یکی از اساسی‌ترین ورودی‌ها در مدل‌سازی آب‌وهوای دیرینه هستند و به بازسازی و کشف علت تغییرات آب‌وهوای دیرینه کمک شایانی می‌کنند. با وجود اینکه پژوهش‌های انجام شده در منطقه زاگرس بطور کلی پرده از تغییرات آب‌وهوایی و وضعیت دیرینه محیطی مناطق شمال‌غربی و غربی ایران برداشته‌اند اما هنوز ابهامات زیادی در خصوص شناسایی تغییرات آب‌وهوایی، رخدادهای اقلیمی کوتاه مدت در بازه‌های کمتر از ۱۰۰۰ سال، علل

وقوع تغییرات اقلیمی و شناسایی سامانه های جوی دیرینه وجود دارد. تعداد پژوهش‌های انجام شده بسیار اندک و انگشت شمار می‌باشد و غالب پژوهش‌ها تنها با استفاده از یک پروکسی به مطالعه پرداخته و یا تعداد سن سنجی‌ها کافی و دقیق نبوده است. برای آنکه تصویر شفافی از وضعیت آب‌وهوای دیرینه منطقه زاگرس و کشور ایران فراهم شود ضرورت دارد پژوهش‌های بیشتر و با رزولوشن زمانی دقیق‌تری انجام شود. در تمامی این پژوهش‌ها فاصله بین نمونه‌های برداشته شده از مغزه‌های رسوبی نسبتاً زیاد است و از این‌رو رزولوشن زمانی پژوهش‌ها از قدرت تفکیک بالایی برخوردار نیست و همین امر سبب شده است که تنها تغییرات بارز، در نمودارها نشان داده شود. با عطف به این نکته این امکان وجود دارد که به دلیل قدرت تفکیک کم این پژوهش‌ها رخدادهای آب‌وهوایی کوتاه‌مدتی که احتمالاً زاگرس آنها را تجربه کرده است از دید پژوهشگران دور مانده باشند. همچنین استفاده از نتایج یک یا دو پروکسی نمی‌تواند بسیار قابل اطمینان باشد برای نمونه استفاده از نتایج گرده شناسایی نمی‌تواند ما را در شناسایی دقیق رخدادهای اقلیمی یاری دهد زیرا تغییر پوشش گیاهی در یک منطقه در بازه زمانی طولانی مدت رخ می‌دهد. برای مثال مدت زمان زیادی طول می‌کشد پوشش جنگلی یک منطقه به پوشش استپی بیابانی تغییر یابد لذا ضروری است که در زمینه شناسایی دقیق رخدادهای اقلیمی از روش‌های مولتی پروکسی با سن سنجی دقیق استفاده شود.

#### ۳-۱- هدف های پژوهش

۱. بازسازی شرایط آب و هوایی کوآترنر پسن-هولوسن در زاگرس میانی
۲. شناسایی رخدادهای اقلیمی کوتاه مدت منطقه
۳. بازسازی شرایط اقلیمی منطقه در طی کوآترنر پایانی-هولوسن و شناسایی سامانه های جوی دیرینه

#### ۴-۱- روش پژوهش

در این تحقیق در ابتدا از منابع کتابخانه ای و بررسی مقالات و پایان نامه های فارسی و انگلیسی و همچنین جستجوی اینترنتی استفاده شد. سپس با استفاده از نتایج تحقیقات باستان شناسی و اقلیم شناسی دیرینه انجام شده در ایران، غرب ایران به دلیل در دسترس بودن اطلاعات بیشتر انتخاب شد. در مرحله بعد، از بررسی های میدانی و نمونه گیری استفاده شد. از تالاب هشیلان پنج و نیم متر مغزه رسوبی برداشت و به آزمایشگاه ژئوژنتیک دانشگاه کپنهاک دانمارک منتقل شد. سپس با استفاده از روش های آزمایشگاهی و تجربی، نمونه ها مورد آنالیز قرار گرفت. در مرحله نهایی با استفاده از روش های آماری، نمودارها، تجزیه و تحلیل و محاسبات

انجام شد و در نهایت با استفاده از مدلسازی نتایج ارائه گردید. کلیه مراحل در فصل دوم به تفصیل ارائه شده است.

## فصل دوم

مبانی نظری پژوهش

سازمان زمین

کشور  
واکشافات معدنی  
چیناسی

## ۲-۱ اقلیم جهان در کواترنری پایانی

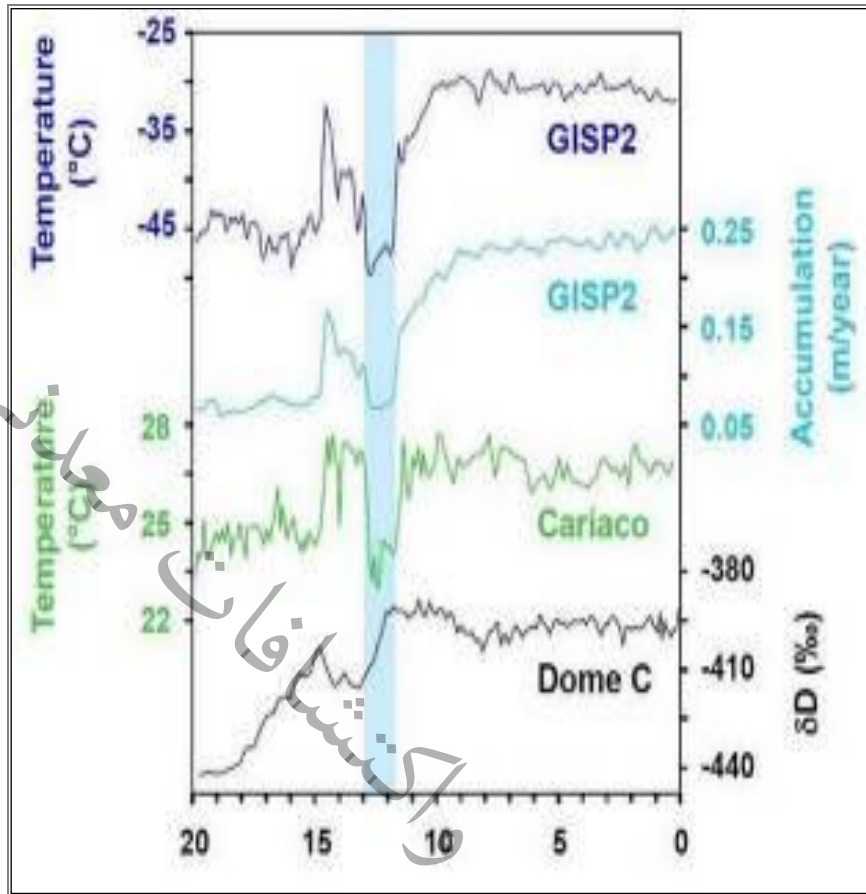
آخرین بیشینه یخبندان<sup>۷</sup> (LGM) در ۲۶۵۰۰ سال قبل رخ داد و تا ۱۹ هزار سال قبل تداوم داشت (Clark et al., ۲۰۰۹). در این دوره بیشتر نواحی کره زمین توسط یخ پوشانیده شد و سطح آب دریاهاى آزاد کاهش یافت. بررسی ها نشان داده که سطح آب دریاها در آن زمان ۱۳۵-۱۲۰ متر پایین تر از سطح کنونی بوده است (Peltier and Fairbanks, ۲۰۰۶). در LGM بیشترین مقدار کاهش در خورتابی در عرض های میانی و بالای نیمکره شمالی رخ داد که ناشی از تغییر در چرخه های مداری کره زمین بود. در فاصله زمانی بین LGM و هولوسن مقدار خورتابی تابستانه ۵۰-۴۰ وات بر متر مربع افزایش یافت. چنین تغییری در دریافت میزان تابش خورشیدی نقش موثری در ذوب شدن یخچال های نیمکره شمالی و متعاقب آن افزایش سطح آب دریاها داشت (Fairbanks, ۱۹۸۹). یکی از شناخته شده ترین رخدادهای ذوب یخ که موجب افزایش ۲۰ متری سطح آب دریاها شد در ۱۴۵۰۰ سال قبل رخ داد (Stanford et al., ۲۰۰۶; Deschamps et al., ۲۰۱۲). به طور کلی آب و هوای LGM با کاهش دما در نیمکره شمالی و گسترش صفحات یخی شناخته می شود. گسترش

<sup>۷</sup> . Last Glacial Maximum

سرما متأثر از عوامل مختلفی از جمله آلبیدوی سطوح پوشیده از برف و یخ بود. در برخی مناطق، ارتفاع سطوح یخ به بیش از ۲ کیلومتر می رسید که می توانست بر روی دمای تروپوسفر نیز تاثیرگذار باشد. همچنین این سطوح به دلیل دارا بودن گرمای نهان در کاهش گرمای فصل تابستان نیز موثر بوده اند (Manabe and Broccoli, ۱۹۸۵). در این دوره، سامانه موسمی آسیایی در اثر کاهش دماهای خشکی در فصل تابستان و از بین رفتن گرادیان دمایی بین خشکی و اقیانوس به شدت تضعیف شد (Prell and Kutzbach, ۱۹۸۷). یانگدریاس یک رخداد سرد بود که حدوداً بین ۱۱۶۰۰ تا ۱۲۸۰۰ سال قبل رخ داد و ۱۲۰۰ سال طول کشید. در نامگذاری این دوره استفاده از کلمه جوان<sup>۸</sup> به این دلیل است که این دوره پس از رخدادهای سرد کوتاه مدت، رخ داد حال آن که دوره سرد کوتاه مدت قبلی دریاس قدیمی<sup>۹</sup> نامگذاری شده است (Jansen, ۱۹۸۳). از کلمه دریاس به این دلیل استفاده شد که چینه های این دوره حاوی برگ ها و میوه های فسیل شده گیاه *Dryas Octopetala* می باشند. دریاس اوکتوپتالا عضوی از خانواده رزسانان است و در مناطق قطبی می روید. پس از آن که در اواخر قرن نوزدهم و اوایل قرن بیستم، شواهد ماکروفسیلی حاکی از رخداد یانگدریاس در اروپای شمالی مورد توجه دیرینه اکولوژیست ها قرار گرفت، با استفاده از گرده شناسی، رخداد این دوره در نقاط مختلف اروپا بررسی شد. امروزه صدها نمودار گرده از سراسر اروپا، اثرات این دوره سرد بر اکوسیستم ها و چشم اندازها که منجر به حذف جنگل ها، افزایش فرسایش و توسعه توندرا شده است را نشان می دهند. با شروع استفاده از سن یابی های رادیوکربن در دهه ۱۹۵۰، از همبستگی زمانی رخداد این دوره سرد در نقاط مختلف اروپا اطمینان حاصل شد (شکل ۱) (Petit, ۲۰۰۹). با وجود این که زمان رخداد یانگدریاس در نواحی مختلف اروپا همزمان بود، اما هر منطقه از نظر تغییرات پوشش گیاهی با سایر مناطق اختلافاتی دارد. آمان و بیروکز (۲۰۰۰) برآورد کردند که میانگین دمای جولای نروژ در یانگدریاس حدود ۷ تا ۹ درجه کمتر از دمای کنونی و حدود ۲ تا ۴ درجه کمتر از دوره گرم آلرود بوده است.

۱- Younger

۹ -Older Dryas



شکل ۱: تغییرات اقلیمی مرتبط با یانگردریاس که با رنگ آبی مشخص شده منبع (Li et al., ۲۰۰۳).

سازوکار رخداد یانگردریاس را می توان بصورت خلاصه این گونه بیان نمود: کند شدن موقتی چرخه ترموهالین اقیانوس اطلس و شار گرمایی وابسته به آن به دلیل تخلیه شدن آب کم چگالی ذوب شده یخچال ها به اقیانوس اطلس شمالی، متداولترین فرضیه برای تشریح سرمایش یانگردریاس است (Broker et al., ۱۹۸۵). آب سرد حاصل از ذوب یخها که از دریاچه آگاسیز وارد اقیانوس اطلس شمالی شد در کند شدن چرخه ترموهالین موثر بود. بر اثر وارد شدن آب شیرین حاصل از ذوب شدن ورقه های یخی به درون اقیانوس اطلس شمالی، میزان شوری و چگالی آب کم شده و در پی آن فروروی آب اطلس شمالی کند گشت و همین

امر سبب تضعیف جریان های اقیانوسی شد. جریان گلف استریم که امروزه عامل انتقال هوای گرم به اطلس شمالی و نواحی اسکاندیناوی است در دوره یانگرددریاس در پی کند شدن چرخه ترموهالین نتوانسته گرما را به عرض های بالا منتقل کند و همین امر در گسترش سرما و یخبندان در عرض های بالا و مناطق مجاور اقیانوس اطلس شمالی شد (به نقل از صفایی راد، ۱۳۹۲). در جنوب غرب آسیا رخداد یانگرددریاس با شرایط اقلیمی سرد و خشک شناسایی شده است. پوشش گیاهی غالب در منطقه زاگرس در این دوره استپ درمنه - اسفنجیان بود (Van Zeist, ۲۰۰۸). هولوسن جوانترین دوره از تاریخ زمین است که پس از به پایان رسیدن آخرین یخبندان شروع شد و به همین دلیل گاهی اوقات به آن دوره پس از یخچالی نیز گفته می شود. در واقع، هولوسن یکی از دوره های بین یخچالی اواخر سنوزوئیک است. پایان دوره پلیستوسن و آغاز دوره هولوسن در حدود ۱۲۰۰۰ سال پیش با تغییرات اقلیمی ناگهانی همراه بوده است. هولوسن به طور نسبی دمای با ثباتی داشته است. با این وجود طی ۹۰۰۰ سال گذشته بین ۱- تا ۲ درجه سانتی گراد بطور ناحیه ای تغییرات دما داشته است (عزیزی، ۱۳۸۳). مطالعات اولیه ی مغزه یخی گرینلند حاکی از فقدان هر گونه تغییر عمده اقلیم در هولوسن بود. این نظریه به ویژه با اطلاعاتی جدیدی که از رسوبات دریایی به دست آمد فرسوده شد. روندهای بلندمدت یک دوره بهینه اقلیمی را از هولوسن پیشین به هولوسن میانی و یک روند سرمایشی را در هولوسن پسین نشان می دهند (Mackay, ۲۰۰۵). در دوره هولوسن نیز تغییرات آب و هوایی کوتاه مدت و ناگهانی رخ داده است. رخداد ۸۲۰۰ سال پیش برجسته ترین رخداد سرمایشی دوره هولوسن در مغزه های یخی گرینلند است. این رخداد با طغیان عظیم آب از دریاچه یخچالی آقاسیز و وارد شدن آن به اقیانوس اطلس شمالی از طریق تنگه هودسن<sup>۱</sup> در حدود ۸۴۷۰ سال پیش رخ داد (Cheng et al., ۲۰۰۸). آب شیرین وارد شده به اقیانوس اطلس شمالی منجر به تضعیف چرخه ترموهالین و سرمای فراگیر در مناطق

۱۰. Hudson Strait

پیرامون اقیانوس اطلس شمالی شد (Alley and Agustsdottir, ۲۰۰۵). هنگام ذوب شدن نهایی ورقه یخی لورانتاید<sup>۱۱</sup> که ۵۰۰ سال پیرامون رخداد ۸۲۰۰ بوده است، دریاچه یخچالی آگاسیز/اوجیبوی<sup>۱۲</sup> طغیان‌های نهایی خود را تجربه کرده است به همین دلیل، علت پیشنهاد شده برای رخداد ۸۲۰۰ سال پیش، بیشتر تقویت شد (Von Grafenstein et al, ۱۹۹۸). دریاچه آگاسیز/اوجیبوی دو برابر وضعیت کنونی دریاچه کاسپین آب داشته است (Teller et al. ۲۰۰۲) و برآورد شده است که جریان آب شیرین به اطلس شمالی از طریق تنگه هودسن معادل  $1.014 \times 10^6 \text{ m}^3$  بوده است که سبب شده است تراز دریا به مقدار ۱.۲ متر بالا آید (Tornqvist et al. ۲۰۰۴). افزون بر این، مقدار کم متان جو نیز رخداد یک دوره خشک در مناطق حاره در این دوره را نشان می‌دهد (Alley et al., ۱۹۹۷). با این حال در بسیاری از سری‌های زمانی دیرینه آب‌وهوایی به دلیل دقیق نبودن سن‌سنجی‌ها و یا به دلیل تفکیک زمانی کم، شناسایی بدون ابهام رخداد سرد ۸۲۰۰ سال با مشکل همراه است (Cheng et al., ۲۰۰۸). همچنین به نظر می‌رسد که این رخداد بخشی از یک رخداد سرد و خشک طولانی‌تر که از ۸۶۰۰ تا ۸۰۰۰ سال پیش طول کشیده است می‌باشد (Rohling et al., ۲۰۰۵). در نتیجه، غالباً آنومالی‌های آب‌وهوایی که در حدود ۸۲۰۰ سال پیش رخ داده‌اند به غلط به رخداد ۸۲۰۰ سال پیش نسبت داده شده‌اند (Rohling et al., ۲۰۰۵). بطور کلی، زمان و وسعت جغرافیایی این رخداد به دلیل اینکه شواهد دیرینه آب‌وهوایی دارای سن‌سنجی دقیق بویژه در مناطق حاره‌ای اندک هستند هنوز موضوع بحث است (Alley and Agustsdottir, ۲۰۰۵). کوباشی<sup>۱۳</sup> و همکاران (۲۰۰۷) با بررسی مغزه GISP۲ دریافتند این رخداد حدود  $8175 \pm 30$  سال پیش شروع شده و پس از کمتر از ۲۰ سال به اوج سرمایی با بزرگی  $1.1 \pm 3.3$  درجه سلسیوس رسیده است، پس از تداوم ۶۰ سال

۱۱ . Laurentide ice sheet

۱۲ . Agassiz/Ojibway

۱۳ . Kobashi



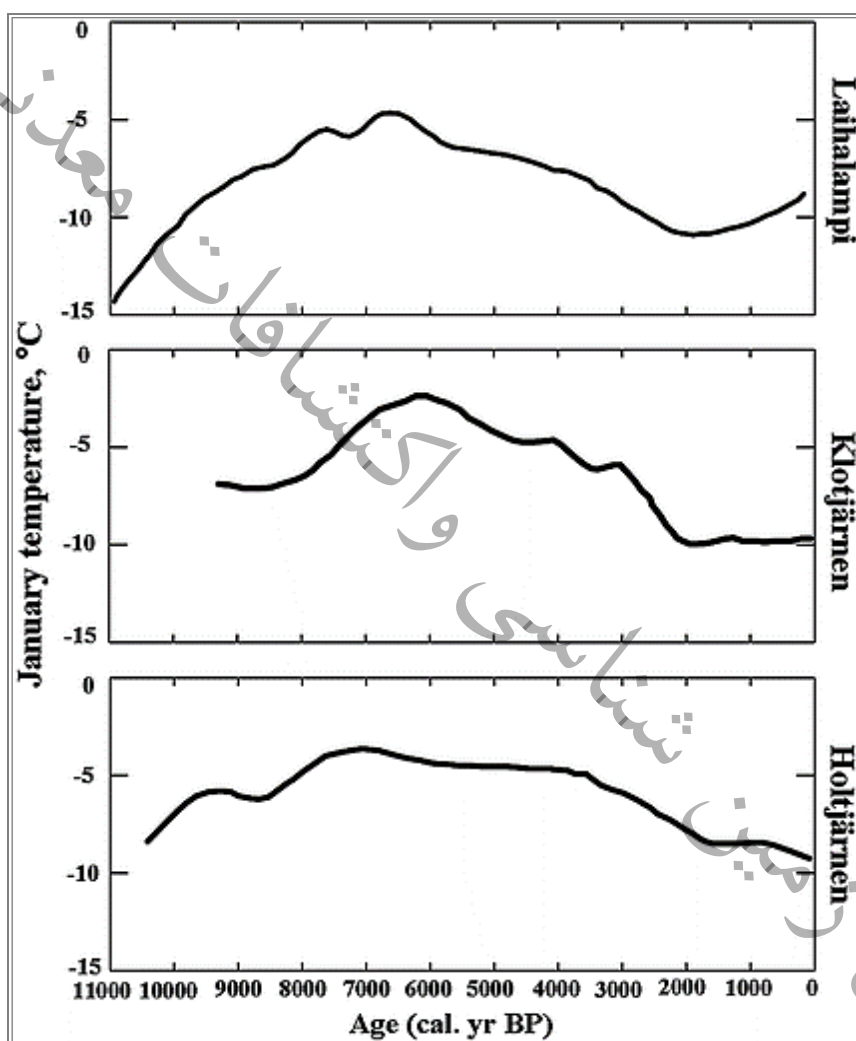
سرما، آب و هوا به تدریج طی ۷۰ سال به وضعیت مشابه قبل از این رخداد بازگشته است و کل این دوره حدود ۱۵۰ سال بطول انجامیده است. همانطور که رخداد ۸۲۰۰ سال پیش در مغزه یخی گرینلند شناسایی شده است، آنومالی‌هایی در حدود ۸۲۰۰ سال پیش در آرشیوهای دیرینه آب و هوایی در سرتاسر کره زمین مشاهده شده است. برای مثال، در رسوبات عمیق دریایی دریای نروژ فراوانی فرامینیفرهای سرمدوست *N. pachyderma* افزایش ناگهانی داشته‌اند که گویای کاهش ۲ درجه‌ای دمای تراز آب می‌باشد (Klitgaard- ۱۹۹۸). سیگنال‌های ایزوتوپ اکسیژن غار کراگ<sup>۱۴</sup> ایرلند نیز آنومالی شدیدی را در حدود ۸۲۰۰ سال پیش نشان می‌دهند (Von Grafenstein et al, ۱۹۹۸). همچنین رخداد ۸۲۰۰ سال پیش در داده‌های گرده‌ای قسمت شرقی آمریکای شمالی شناسایی شده است (Shuman et al. ۲۰۰۵). بررسی رسوبات دریاچه‌ای در شرق فرانسه و کوه‌های ژورا در سوئیس سطوح بالای دریاچه‌ای را در ۸۲۰۰ سال پیش نشان می‌دهد که علت آن دمای سردتر و بارش بیشتر بوده است (Anderson et al., ۲۰۰۷). به عقیده (Magny et al (۲۰۰۳) مناطقی از اروپا که بین عرض‌های جغرافیایی ۴۳ تا ۵۰ درجه قرار دارند در خلال رخداد ۸۲۰۰ سال پیش شرایط مرطوب‌تری را تجربه کرده‌اند، در حالیکه مناطقی از اروپا که در شمال یا جنوب این کمربند قرار دارند شرایط خشک‌تری داشته‌اند. این امر می‌تواند نتیجه‌ی تقویت شدن رودباد غربی اقیانوس اطلس به دلیل افزایش گرادیان دمایی بین عرض‌های بالا و پایین باشد که در نتیجه آن سامانه‌های طوفانی بیشتری از عرض‌های میانی اروپا عبور کرده است (Anderson et al., ۲۰۰۷). آرشیوهای دریایی شمال آفریقا تا جنوب آسیا حاکی وجود شرایط بسیار خشک به دلیل تضعیف بارش‌های موسمی تابستانه در ۸۲۰۰ سال پیش است (Mackay et al. ۲۰۰۵). بررسی شاخص رطوبتی منیزیم به کلسیم (Mg/Ca) در ۸۲۰۰ سال پیش در منطقه وان ترکیه نشان داد احتمالاً جابه‌جایی در رژیم آب و هوایی

منطقه‌ای سبب انتقال رطوبت بیشتری به درون منطقه کوهستانی توروس و تغییر در توزیع فصلی بارندگی منطقه‌ای شده است (Wick et al., ۲۰۰۳). بررسی رسوبات دریاچه‌ای در امارات متحده عربی (Parker et al., ۲۰۰۶) کاهش ناگهانی تراز آب و جریان یافتن ماسه‌های بادی به دریاچه را در خلال ۸۲۰۰ سال پیش نشان می‌دهد. شواهد بدست آمده از سیگنال‌های ایزوتوپ‌های اکسیژن استلاگمیت‌های عمان، یمن و جزیره سوکوترا حاکی از کاهش بارش است که ضعیف شدن سامانه موسمی را بوضوح نشان می‌دهد (Fleitmann et al., ۲۰۰۳; ۲۰۰۷). همچنین بررسی غار دانگی<sup>۱۵</sup> در شرق چین ضعیف شدن سامانه موسمی را نشان می‌دهد که این موارد جهانی بودن مقیاس این رخداد را بیشتر آشکار می‌کند (Anderson et al., ۲۰۰۷). درک چگونگی رخداد ۸۲۰۰ سال پیش برای مدل‌هایی که در پی آن هستند تا حساسیت سامانه چرخه ترموهالین اطلس شمالی<sup>۱۶</sup> را به افزایش ورود آب شیرین و ورود CO<sub>2</sub> به جو را بررسی و اثرات اقلیمی آن را پیش‌بینی کنند، می‌تواند نمونه بسیار مناسبی باشد (Schmidt and LeGrande, ۲۰۰۵). با توجه به اینکه تداوم رخداد ۸۲۰۰ سال پیش نسبتاً کوتاه بوده و حدود ۱۵۰ سال (Kobashi et al., ۲۰۰۷) تداوم داشته است برای مطالعه آن لازم است بر روی آرشیوهای دیرینه آب‌وهوایی که سن‌سنجی دقیقی دارند با دقت و تفکیک‌پذیری بالا کار شود در غیر این صورت ممکن است این دوره در فاصله بین دو نمونه متوالی قرار گرفته و شناسایی نشود. در مطالعات دیرینه آب‌وهوایی که در ایران انجام شده است غالباً اشاره خاصی به این رخداد نشده است که شاید علت آن را بتوان در بالا نبودن قدرت تفکیک کار بر روی آرشیوها جست‌وجو کرد. گرم‌ترین دوره در هولوسن در عصر سنگ حدود ۸۰۰۰ سال قبل رخ داد که تا ۴۵۰۰ و در برخی نواحی تا ۳۵۰۰ سال قبل ادامه داشت. البته در طول این دوره گرم و مرطوب چندین رخداد اقلیمی سرد و خشک و گرم و خشک نیز به وقوع پیوست. میانگین دما در آن زمان ۲-۳ درجه بیشتر از اکنون

<sup>۱۵</sup> Dongge

<sup>۱۶</sup> . North Atlantic thermohaline circulation

بود. بقایای گیاهانی چون داروایش<sup>۱۷</sup> و گیاهان آبی جب حاره ای نظیر سه کنجه خیز<sup>۱۸</sup> که در جنوب اسکاندیناوی یافت شده بالا بودن دمای این مناطق در آن دوره را تأیید می کند. بازسازی دماهای زمستان (ژانویه) هولوسن سال قبل با استفاده از گرده های بدست آمده از رسوبات دریاچه ای در مرکز و غرب سوئد و جنوب فنلاند (شکل ۲) نشان داد که بالاترین دماهای زمستانه در ۷۰۰۰ و ۶۰۰۰ سال قبل وجود داشته است (Davies et al., ۲۰۱۴).



شکل ۲: بازسازی دمای زمستان (ژانویه) در نواحی مختلف حوضه دریای بالتیک در ۱۱۰۰۰ سال قبل (دیویس و همکارانش، ۲۰۱۴)

<sup>۱۷</sup> mistleto

<sup>۱۸</sup> Trapa natans

در ۵۲۰۰ سال قبل، شرایط اقلیمی از گرم و مرطوب به سرد و خشک تغییر یافت. شواهد بدست آمده از اسپلئوتم ها در غارهای اسرائیل (Bar-Matthews and Ayalon, ۲۰۱۱)، دریاچه ها و تالابهای جنوب شرق عربستان (Parker et al., ۲۰۰۶)، ترکیه (Kuzucuglu et al., ۲۰۱۴) وقوع یک دوره خشک در ۵۲۰۰ سال قبل را تأیید نموده است. خورتابی<sup>۱۹</sup> در نیمکره شمالی از هولوسن پیشین بتدریج شروع به کاهش یافت و بیشترین کاهش در ۶ هزار سال قبل رخ داد (Steig, ۱۹۹۹). بررسی نتایج کربن ۱۴ و بریلیوم ۱۰ کاهش فعالیت های خورشیدی در شش هزار سال قبل را تأیید نموده این کاهش تا ۵۱۰۰ سال قبل تداوم داشت. (Stansell et al., ۲۰۱۳) افزایش ضخامت صفحات یخی در اقیانوس اطلس شمالی (Bond et al., ۲۰۰۱) و جنوبی (Hodell et al., ۲۰۱۲) و وقوع سیگنال های قوی در پروکسی های ژئوشیمیایی مغزه یخی GISP<sup>۲</sup> (Mayewski et al., ۲۰۰۴) همگی دلالت بر تداوم فاز مثبت و شدید نوسان اطلس شمالی (NAO) و تقویت بادهای غربی در نواحی شمالی اقیانوس اطلس در ۵۲۰۰ سال قبل را دارند (Mayewski et al., ۲۰۰۴). طی رخداد ۵/۲ سرمای گسترده نیمکره شمالی را فراگرفت. این سرمایش در آسیای شرقی و مرکزی، آفریقا، مدیترانه و امریکای جنوبی با خشکی شدید هوا همراه بود (Magney et al., ۲۰۰۶). رخداد اقلیمی خشک دیگری که در هولوسن موجب از بین رفتن تمدن ها و امپراتوری های عظیمی چون مصر قدیم، اکدیایان در میانرودان و لیانگ ژو در چین شد در ۴۲۰۰ سال قبل به وقوع پیوست. (Li et al., ۲۰۱۸) شواهد وقوع رخداد خشک ۴/۲ در شمال آفریقا (Gasse et al., ۱۹۹۶)، خاورمیانه (Bar-Matthews et al., ۲۰۱۱)، دریای سرخ (Arz et al., ۲۰۰۶) و عربستان (Parker et al., ۲۰۰۶) نیز تأیید شده است. آخرین رخداد اقلیمی خشک در هولوسن در ۳۱۰۰-۳۲۰۰ سال قبل به وقوع پیوست. شواهد وقوع این رخداد در دریاچه های ترکیه، دریاچه زرببار در ایران (Stevens et al., ۲۰۰۱) و غار جیتا در لبنان (Verhyden et al., ۲۰۰۸) مورد بررسی قرار گرفته است. نظیر رخداد ۵/۲ و ۴/۲ این رخداد اقلیمی با خشکسالی های بسیار طولانی مدت همراه بوده است (Kuzucuglu et al., ۲۰۰۹). علت

<sup>۱۹</sup> Insolation

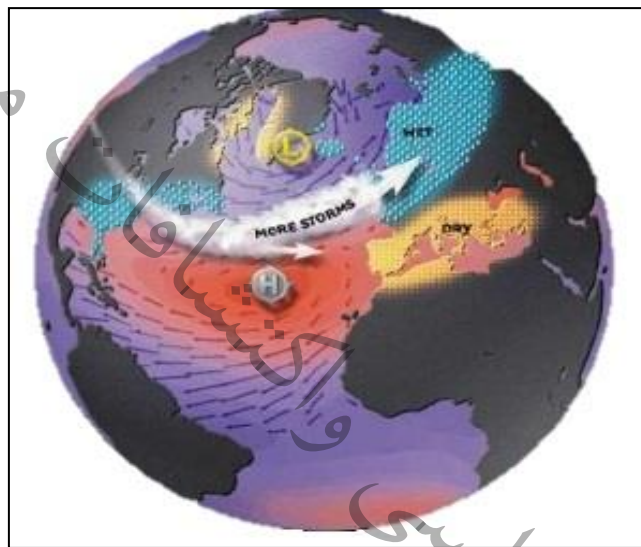
اصلی وقوع این رخداد اقلیمی را تغییرات پیچیده در عملکرد سیستم های آب و هوایی و اقیانوسی ۳۲۰۰ سال قبل دانسته اند. رکوردهای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ حاصل از مغزه های رسوبی دریاچه های میرآباد و زیربار در ایران نیز وجود این دوره خشک را تأیید نموده است (Stevens et al., ۲۰۰۶). طی سال های ۹۰۰ تا ۱۳۰۰ میلادی زمستان های سخت، شدت و فراوانی کمتری نسبت به قرن نهم و همچنین سال های ۱۳۰۰ تا ۱۹۰۰ میلادی داشته اند، این دوره زمانی دوره گرم قرون وسطی<sup>۲۰</sup> نامیده می شود. شرایط آب و هوا با زمستان های گرم و پایدار به گیاهان جنب حاره ای اجازه داد تا در اروپای مرکزی رشد کنند (Berke et al., ۲۰۱۴). دمای سطح آب در اقیانوس اطلس شمالی در دوره گرم قرون وسطایی بیشتر بود (۵ درجه سلسیوس یا بیشتر) و ضخامت لایه های یخ های دریایی به طرز محسوسی کاهش یافت (Mayewski et al., ۱۹۹۴). همچنین در این دوره یخچال ها در اسکاندیناوی و آلپ عقب نشینی کردند (Karlen et al., ۱۹۹۵). براساس اسناد تاریخی، این دوره در اروپا و امریکای شمالی گرم بود اما در اقیانوس آرام شمالی یک دوره سرد حاکم بوده است. طبق شاخص های حرارتی و دی اکسید کربن مغزه های یخی گرینلند و همچنین براساس شار کربن ۱۴ در گاه شناسی درختی، این دوره به عنوان یک دوره گرم در ناحیه اطلس شناخته می شود که دمای آن حداقل یک درجه سلسیوس از میانگین هزاره گذشته بالاتر بوده است (Bronk Ramsey et al., ۲۰۱۱). در این دوره گرم، جریان های اقیانوسی گلف استریم و کوروشیو به سمت عرض های بالا جابجا شدند و با ایجاد اقلیم دریایی و کاستن از آب و هوای بری موجب بهتر شدن شرایط آب و هوایی شدند. در دریاچه ها و رسوبات مردابی مجاور قطبی مقدار گرده های کاج در مقایسه با گونه های گیاهی تندرایی افزایش یافت و مرز جنگل های آمیخته به سمت عرض های بالاتر جابجا شد (Briffa et al., ۱۹۹۲). دوره عصر یخبندان کوچک<sup>۲۱</sup> از قرن شانزدهم تا میانه قرن نوزدهم طول کشیده است. در طول این مدت، دما در اروپا به طرز غیرمعمولی سرد شد، یخچال های کوهستانی توسعه یافتند و رودخانه های اروپایی نسبت به یک و نیم قرن گذشته و همچنین نسبت به دوره گرم قرون وسطی بیشتر یخ زدند. همچنین آب و هوای سرد در

۲۰ -Medieval Warm

۲۱ -Little Ice Age

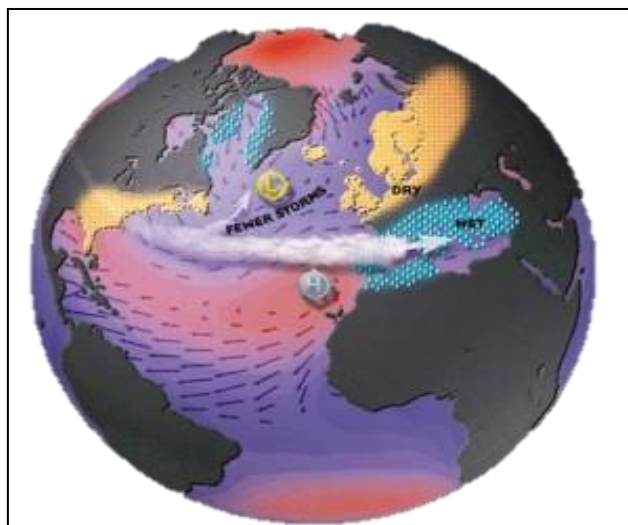
مناطق دیگر به ویژه نواحی مجاور اقیانوس اطلس شمالی حاکم شد (Scholz et al., ۲۰۰۷). این دوره شناخته شده ترین نمونه از تغییرات آب و هوایی است که به وسیله داده های ثبت شده نشان داده شده است. براساس مقادیر اندازه گیری شده توسط دماسنج های اولیه، شواهد مستند و شاخص های دمای گذشته ( نظیر حلقه های درختی و وسعت یخچالها) چنین پنداشته می شود که میانگین دمای سالانه اروپا در عصر یخبندان کوچک حدود ۱ تا ۱/۵ درجه سلسیوس نسبت به دوره های پیش و پس از خود کمتر بوده است (Scholz et al., ۲۰۱۱). شرایط کلی نیمکره شمالی در این دوره یکی است و دلالت بر جابجایی مسیر غالب مراکز کم فشار به سمت استوا و همینطور غلبه پرفشارهای قطبی دارد. این الگو برای نیمکره جنوبی انعکاس کاملی نیافته است. گرچه به نظر میرسد تا قرن نوزدهم گریزهایی به دوره سرد وجود داشته است. همینطور به نظر می رسد مرز یخ های شناور قاره قطب جنوب بین سال های ۱۷۶۰ تا ۱۸۳۰ اندکی جنوبی تر از موقعیت کنونی شان بوده است و کمربند بارانی منطقه معتدل جنوبی در این دوره به طرف جنوب یا دور از خط استوا تغییر مکان داده است. بعد از سال ۱۸۳۰ تا ۱۹۰۰، کمربند بارانی و مسیر توده های کمفشار به طرف شمال (سمت استوا) جابجا شد. این جابجایی همزمان با پیشروی یخچال ها در کوه های آند و جورجیای جنوبی و همینطور رهایی نیمکره شمالی از دوره یخبندان کوچک است (عزیزی، ۱۳۸۳). افزون بر این حتی در مناطقی که سرما را تجربه کرده اند اختلافات زیادی در زمان سرد شدن وجود دارد و این واقعیت سبب ازدیاد دوره های زمانی موسوم به عصر یخبندان کوچک شده است به طوری که در برخی موارد این دوره را تا قرن چهاردهم نیز توسعه داده اند (Gilfedder et al., ۲۰۱۱) عصر یخبندان کوچک در مرحله اول از ۱۲۹۰ آغاز شد و تا دهه ۱۴۰۰ ادامه یافت. در دهه ۱۵۰۰ شرایط اقلیمی تا حدی گرمتر شد سپس مجدداً دمای هوا کاهش یافت تا حدی که سردترین دوره در دهه های ۱۶۴۵ و ۱۷۱۵ رخ داد که به عنوان فاز دوم عصر یخبندان کوچک شناخته می شود (Kalugin et al., ۲۰۰۷). در آن دوره دمای هوا در اقصی نقاط جهان شدیداً کاهش یافت و موجب تغییر در پوشش گیاهی و جانوری و حتی تا حدی در الگوهای بارندگی و دمایی مناطق گوناگون جهان شد. در آن زمان نسبت به امروز زمستانها سردتر، و تابستانها خنک تر بودند.

برف و سرما حتی در مناطقی که عرض جغرافیایی چندان بالایی ندارند نمود بیشتری داشت. سطح دریای بالتیک و بسیاری از دریاچه ها و رودهای اروپا منجمد شد. اقیانوس اطلس شمالی یکی از ناپایدارترین نواحی اقلیمی دنیاست و از طریق برهمکنش میان جو و اقیانوس آب و هوای مناطق وسیعی از نیمکره شمالی را تحت تاثیر قرار می دهد. برای مثال نوسان اطلس شمالی (NAO) در اثر تغییرات فشار جوی در منطقه پرفشار آزر و کم فشار ایسلند رخ می دهد. زمانی که این مراکز فشار ضعیف شوند تغییرات آب و هوایی در اروپا را بدنبال خواهند داشت. (Wilhelm et al., ۲۰۱۳)



شکل ۳: موقعیت شکل گیری فاز مثبت نوسان اطلس شمالی و نواحی تحت تاثیر آن (منبع: Visbek, ۲۰۰۵).

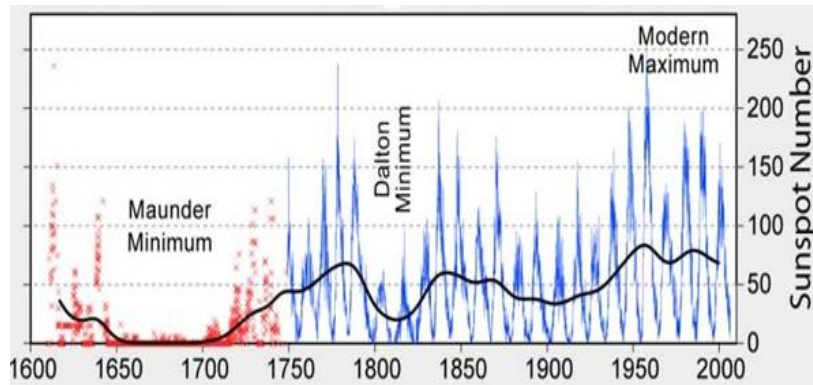
زمانی که پرفشار آزرز و کم فشار ایسلندیک نسبت به شرایط نرمال تشدید شوند موجب بوجود آمدن زمستان های گرم و مرطوب در اروپا و سرما و خشکی شدید در زمستان های کانادا و گرینلند می شوند. فاز مثبت نوسان اطلس شمالی موجب هدایت طوفان ها به عرض های شمالی تر اروپا شده در نتیجه بارش و طوفان های زیادی در آن نواحی رخ می دهد و مسیر چرخند ها به عرض های شمالی تر منتقل شده و سایر نواحی زمستان های سرد و خشکی را تجربه خواهند کرد (شکل ۳).



شکل ۴: موقعیت شکل گیری فاز منفی نوسان اطلس شمالی و نواحی تحت تاثیر آن (منبع: Visbek, ۲۰۰۵).

زمانی که مرکز فشار آزرورز و آیسلندیک تضعیف شوند طوفان ها و بارش های زمستانی به عرض های جنوبی تر هدایت شده و اروپای شمالی زمستان های سرد و خشکی را تجربه خواهد کرد به این حالت فاز منفی نوسان اطلس شمالی گفته می شود (شکل ۴). در عصر یخبندان کوچک فاز منفی نوسان اطلس شمالی بسیار قوی و طولانی شد (Yancheva et al., ۲۰۰۷). برخی از مناطق که عرض جغرافیایی یا ارتفاع نسبتاً زیادی داشتند در هر زمستان، مدتی را کاملاً در یخبندان به سر می بردند و همه جا پوشیده از برف و یخ می شد، اما امروزه تنها در روزهای برفی این مناطق پوشیده از برف و یخ می شود. عوامل متعددی مانند تغییرات در میزان تابش خورشید، فعالیت های آتشفشانی، کاهش سرعت گردش دما-شوری را از عوامل ایجاد این عصر یخبندان برمی شمارند. در عصر یخبندان کوچک تعداد لکه های خورشیدی به حداقل رسید و موجب کاهش دمای خورشید شد کاهش و فقدان لکه های خورشیدی با عنوان کمینه مآندر شناخته می شود (Visbek, ۲۰۰۵) (شکل ۵).





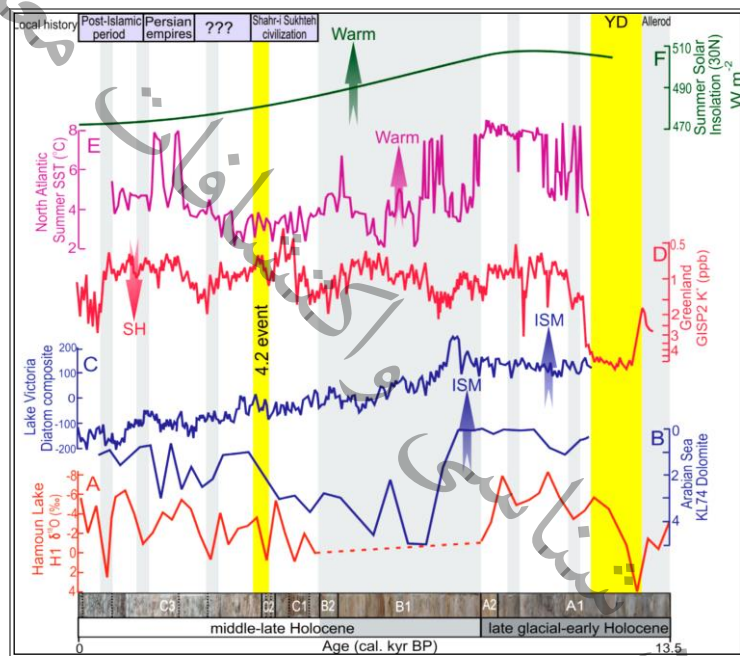
شکل ۵: تغییرات ۴۰۰ ساله لکه های خورشیدی (منبع: Visbek, ۲۰۰۵).

### ۱-۲-۱- آب و هوای ایران در کواترنری پایانی

مطالعات نشان داده که تغییرات آب و هوایی مربوط به دوره گذار از یخچالی به بین یخچالی (اواخر پلیستوسن و اوایل هولوسن) با افزایش شدید عناصر قابل فرسایش سطح دامنه ها و در نتیجه افزایش بار رسوبی رودخانه ها همراه بوده است زیرا در اثر تغییر آب و هوا از شرایط سرد و مرطوب به شرایط گرمتر و خشکتر، پوشش گیاهی سطح دامنه ها کاهش چشمگیری داشته است (Briffa et al., ۱۹۹۲). طاحونی (۱۳۸۳) نتیجه گیری کرده است که اختلاف معنی دار برفمرز در محدوده شمال غرب کشور و کاهش ارتفاع برفمرز از غرب به شرق به ویژه در جهت پشت به باد امکان فعالیت سیستم های غربی در شمال غرب کشور در دوره پلیستوسن را مورد تردید قرار می دهد و تائیدی بر فعالیت سیستم پرفشار قطبی با جهت شمال به جنوب است اما باید گفت که در مورد شمال غرب کشور نمی توان فعالیت سیستم های غربی را مورد تردید قرار داد و به احتمال زیاد اختلاف ارتفاع در برفمرز کوههای تالش نسبت به آذربایجان، بخاطر ورودی رطوبت بیشتر به تالش در نتیجه همسایگی با دریای خزر باشد (طاحونی، ۱۳۸۳). به دنبال پسروری پهنه های یخی اواخر پلیستوسن و گرم شدن هوای کره زمین در ۹۰۰۰ سال قبل، دوره هولوسن با آب و هوای خشکتر شبیه اقلیم کنونی آغاز شد. در اوایل هولوسن سطح دریاچه میرآباد در جنوب غرب ایران پایین بوده است و در اواسط هولوسن افزایش داشت. افزایش بارش زمستانه آنقدر بوده که پوشش گیاهی درختی توسعه یابد اما تبخیر تابستانه نیز بالا بوده است و این نظریه را تقویت می کند که پیشروی با تأخیر جنگلها در غرب ایران توسط

شرایط خشک و قاره ای مختل شده است (Grifits et al., ۲۰۰۱). خشک تر بودن هولوسن پیشین (۱۰۰۰۰ تا ۶۵۰۰ سال قبل) در دریاچه میرآباد نسبت به هولوسن پسین در مطالعات استیونز و همکارانش (۲۰۰۶) نیز تأیید شده است. در دریاچه بختگان دو دوره آب و هوای گرم و معتدل، دو دوره آب و هوای سرد و خشک، دو دوره آب و هوای سرد و معتدل و پنج دوره آب و هوای گرم و خشک رخ داده است (لشکری و همکارانش، ۱۳۸۹). در طول هولوسن پیشین، پوشش گیاهی بلوط-پسته سازگار با خشکی و دمای کم وجود داشت. در این زمان سطح آب دریا در پاسخ به تبخیر و تعرق افت داشته است. افزایش تدریجی در گرده بلوط در حدود ۷۰۰۰ سال پیش نشان از افزایش رطوبت موثر است (Stevens et al., ۲۰۰۶). علیزاده لاهیجانی و همکارانش (۲۰۰۷) مطالعاتی را روی رسوبات دریای خزر انجام دادند. افق سن رسوبات مردابی سواحل خزر به ترتیب در ارتفاع ۲۲-، ۲۴- و ۲۵- قرار داشتند که نشان دهنده بالا بودن سطح دریا در هولوسن پسین است. بررسی ها و مطالعات انجام شده بر روی مغزه رسوبی دریاچه هامون نشان داد که در هولوسن پیشین (۱۰۵۰۰ تا ۷۸۰۰ سال قبل) شرایط اقلیمی گرم و مرطوبی در جنوب شرق ایران وجود داشته، موسمی های تابستانه هند در فصل گرم بارش های فراوانی را در منطقه ایجاد می کردند و همچنین پرفشارهای جنب حاره ای در این عرض ها فعالیت نداشته و به عرض های بالاتری کشیده شده بودند (حمزه و همکارانش، ۲۰۱۶). به علت افزایش تابش دریافتی از خورشید (افزایش خورتابی) نیمکره شمالی در هولوسن پیشین، کمربند همگرایی بین حاره ای و متعاقب آن پرفشارهای جنب حاره به عرض های بالاتری کشیده شده و مسیر برای ورود موسمی های تابستانه هند به نواحی جنوب شرقی و شرقی ایران باز شده بود (Fleitmann et al., ۲۰۰۶). وجود پرفشارهای جنب حاره در سایر نواحی ایران مانع ورود رطوبت به داخل ایران شده و در سایر نواحی آب و هوای خشک تری وجود داشت. عدم وجود بارش های کافی در هولوسن پیشین مانع رویش جنگل ها در نواحی غرب کشور شد. در هولوسن میانی (۶۰۰۰ سال قبل) با تضعیف کمربند همگرایی بین حاره ای و حرکت جنوب سوی آن، مسیر برای ورود بادهای غربی و چرخند های آن ها به داخل ایران باز شد. این در حالی بود که نواحی جنوب شرق و شرقی ایران در هولوسن میانی آب و هوای گرم و خشکی داشت که علت اصلی

آن عدم نفوذ موسمی های هند به آن نواحی بود. شواهد ورود بادهای غربی به ایران و افزایش بارش های زمستانه در رسوبات دریاچه های زاگرس در غرب ایران قابل مشاهده است (Jones et al., ۲۰۱۱). در هولوسن میانی آب و هوای 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 جنگل های بلوط در غرب ایران جایگزین درختان پسته و بادام وحشی شدند (van Zeist et al., ۱۹۹۷).



شکل ۶: مغزه رسوبی برداشت شده از دریاچه هامون و رکوردهای  $\delta^{18}O$ . نوارهای روشن نشان دهنده دوره های خشکی کوتاه و طولانی مدت در دریاچه هامون است.

در شکل ۶ درصد فراوانی دولومیت ها در مغزه  $KL74$  دریای عرب (Siroko et al., ۱۹۹۳)، نسبت وجود دیاتوم ها در دریاچه ویکتوریا (Mayewski et al., ۲۰۰۴) به عنوان شاخصی برای تغییرات موسمی های تابستانه هند در نظر گرفته شده است. همچنین تغییر در یون K در مغزه یخی  $GISP2$  به عنوان شاخص بررسی شدت و اچرخند سیبری مورد بررسی قرار گرفته است. همچنین تغییر در یون K در مغزه یخی  $GISP2$

به عنوان شاخص بررسی شدت آنتی چرخند سیبری مورد بررسی قرار گرفته است. سایر پارامترهای مورد بررسی دمای تابستانه سطح اقیانوس اطلس شمالی (۸ درجه سانتی گراد) و خورتابی تابستانه (وات بر متر مربع) در عرض ۳۰ درجه شمالی بوده است (Berger et al., ۱۹۹۱) پیکان‌ها نشان دهنده جهت افزایش شدت هر پارامتر است (حمزه و همکارانش، ۲۰۱۶). در ۳۸۰۰-۳۴۰۰ سال قبل در نواحی جنوبی ایران خصوصاً حوضه هلیل رود شرایط اقلیمی گرم و مرطوب بود. وجود بقایای گیاهان آبی و گرده های درخت بید موید وجود آب و هوای مرطوب در آن دوره در حوضه هلیل رود است (Fritag, ۱۹۹۷). گرده شناسی و شواهد ژئوشیمی به دست آمده از بسیاری از نواحی ایران نشان می دهد دوره پایانی عصر برنز و شروع عصر آهن (۳۴۰۰-۲۹۰۰ سال قبل) دارای شرایط اقلیمی خشکی بوده است. شواهدی از وجود رخداد سرد و خشک اقلیمی در ۳۲۰۰ تا ۲۷۰۰ سال قبل در ایران وجود دارد (Griffiths et al., ۲۰۰۱).

#### ۲-۲- محیط‌های رسوبی دریاچه‌ای و اهمیت آنها در مطالعات آب‌وهوای دیرینه

برخلاف دریاها و اقیانوس‌ها که ورودی آنها از مناطق وسیعی سرچشمه می‌گیرد، منشأ تامین مواد ورودی به دریاچه‌ها محلی و منطقه‌ای است، از این رو تغییرات محیطی محلی و منطقه‌ای را به شکل دقیقی بازتاب می‌کنند. از دیگر عواملی که سبب اهمیت دریاچه‌ها نسبت به سایر آرشیوهای محیطی به منظور بررسی‌های محیط‌های گذشته می‌شود، آرام بودن محیط دریاچه‌هاست به این معنی که در قیاس با سایر آرشیوها همچون رخنمون‌ها و مقاطع طبیعی، شواهد محیطی‌ای که در دریاچه‌ها بایگانی می‌شود، کمتر دچار آشفتگی می‌شوند (به نقل از صفایی راد و همکارانش، رساله دکتری، ۱۳۹۸). رواناب‌ها، یخچال و عوامل آب‌وهوایی نقش به‌سزایی در انتقال رسوبات و مواد از حوضه آبریز به درون دریاچه یا تالاب دارند. این مواد می‌توانند بقایای جانوری، گیاهی، و مواد هوازده سنگ‌ها باشند و یا به طریق دیگری توسط باد از محیط‌های دیگر وارد دریاچه‌ها شوند. نوع رسوبات انباشته شده در دریاچه‌ها در دوره‌های مختلف آب‌وهوایی متفاوت است. تخریب مکانیکی و شیمیایی رسوبات در شرایط مختلف آب‌وهوایی، رسوبات متفاوتی را در دریاچه‌ها و

تالاب ها انباشته می‌کند که از نظر رنگ، جنس، اندازه کانی‌ها و ترکیب شیمیایی متفاوت هست. به عنوان مثال در دوره‌های سرد و یخبندان، رسوبات حاوی آهک بیشتر انحلال یافته و در دریاچه‌ها رسوبگذاری می‌کنند. رسوبات دریاچه‌ای و تالابی یکی از بهترین آرشیوهای اقلیم‌های قاره‌ای و تأثیرات زیست‌محیطی آنها می‌باشند، چرا که رسوبات دریاچه‌ای اغلب دوره‌های زمانی طولانی را دربرگرفته و قدرت تفکیک زمانی نسبتاً بالایی دارند. بازسازی‌های اقلیمی از شواهد پالئولیمنولوژی، بر پایه شواهد کمکی فیزیکی، بیولوژیکی و شیمیایی هستند که به تغییرات آب‌وهوایی در موازنه انرژی دریاچه‌ها، موازنه هیدرولوژیکی، یا شرایط حوضه آبرگیر که توسط آب‌وهوا تحت تأثیر قرار می‌گیرد، حساس هستند. توانایی در تشخیص شرایط اقلیمی از طریق شواهد دریاچه‌ای، از چگونگی فعل و انفعالات نیروهای اقلیمی مستقیم و غیرمستقیم متفاوتی در جهت تأثیرگذاری بر این شواهد، که پایه‌های بازسازی‌های اقلیمی را تشکیل می‌دهند، توسط دانش ما نسبت به آنها محدود شده است. پاسخ یک دریاچه مجزا به شرایط اقلیمی منطقه‌ای، توسط ویژگی‌های مختص به محل حوضه آبرگیر و مشخصات حوضه‌ای که میزان ورود و خروج انرژی و آب، از قبیل سیستم‌های جریان آب‌های زیرزمینی منطقه‌ای و محلی، وجود جریان‌ات ورودی و خروجی، خاک، پوشش گیاهی و توپوگرافی را تحت تأثیر قرار می‌دهد، کنترل می‌شود (Mackey et al., ۲۰۰۵).

### ۳-۲- پذیرفتاری مغناطیسی

از آنجایی که همه مواد شامل اتم‌هایی هستند که دارای ذرات باردار در حال چرخش هستند. بنابراین تمام پدیده‌هایی که در محیط اطراف ما هستند، مغناطیسی هستند. اگر چه در حال حاضر تنها کانی‌هایی مد نظر هستند که از نظر محیطی مهم می‌باشند و این هدف شامل طیف وسیعی از زیر گروه‌های کانی‌هایی مانند فرومغناطیس می‌باشد. کانی‌ها به طرق مختلفی می‌توانند وارد چرخه محیطی شوند برای نمونه آنها می‌توانند به طور طبیعی و به عنوان جزء کوچکی از فعالیت‌های آتشفشانی در سنگ‌های آذرین تشکیل شوند

مثل سنگهای بازالتی. بعد از فرسایش و خرد شدن این گونه سنگها، کانی‌های فرومغناطیس آزاد شده و توسط رودخانه‌ها حمل می‌شود و دوباره به شکل سنگ‌های رسوبی در دریاها و دریاچه‌ها تشکیل می‌شوند. تغییر شرایط زمین‌شناسی می‌تواند منجر به فرسایش مجدد رسوبات و ته‌نشینی کانی‌ها شود. دانه‌های کانی‌ها ممکن است به تکرار توسط باد به مناطق کویری برده شده و در آنجا در مناطق پایین دست انباشته شوند. فوران‌های آتشفشانی مانند خاکسترهای آتشفشانی که مستقیماً کانی‌ها را وارد هوا می‌کنند. منبع دیگری که کاملاً با دیگر منابع متفاوت است فعالیت‌های بیولوژیک است. بویژه توسط باکتری که به نام مگنتوتاکتیک معروف است. این ارگانیسیم‌ها به طور شگفت‌انگیزی ذرات مگنتیت خالص تولید می‌کنند که قطر بعضی از آنها چندین ده نانومتر است که باکتری آنها را برای ردیابی تولید کرده و به کار می‌برند. بعد از مرگ این باکتریها، قسمت ارگانیکی این باکتریها از بین رفته و ذرات مگنتیت باقی می‌مانند. مراحل بیولوژی شیمیایی و پیچیده که در جهت توسعه و تکوین در خاک صورت می‌گیرد از دیگر منابع تولید مگنتیت در محیط می‌باشند. فعالیت‌های انسان مانند سوزاندن سوخت‌های فسیلی و فعالیت‌های کارخانه‌ای مانند کارخانه‌های فولاد نیز موجب تولید و انتشار مگنتیت در محیط می‌شوند. موضوع تحقیقات مغناطیس محیطی شامل تحقیقاتی در زمینه باستان‌شناسی، رسوبات دریاها و دریاچه‌ها، لس‌ها (دانه‌های ریز ماسه‌ای که توسط باد انباشته می‌شوند) خاکها، بیومغناطیس و آلودگی هوا می‌باشد. آزمایشهای مغناطیسی را می‌توان در تمام تحقیقات محیطی مثل فرآیند باتلاقی شدن خاکها و یا آتش‌سوزی جنگل انجام داد. در زمینه مطالعات جدید و به‌ویژه کاربرد این نوع تکنیک می‌توان به باستان‌شناسی و علوم خاک اشاره نمود (فیضی و عزیز، ۱۳۹۲، به نقل از والدن و همکارانش، ۱۹۹۹). در محیط طبیعی مغناطیس‌شدگی، راجع به کانی‌های آهن‌داری بحث می‌شود که در سنگها، خاکها، رسوبات و گرد و غبارها یافت می‌شوند. بنابراین اندازه‌گیری مغناطیس، اطلاعاتی مشابه اطلاعاتی که از طریق اشعه ایکس و یا آزمایشات کانی‌های سنگین بدست می‌آید را ارائه می‌دهد. به طور کلی، می‌توان کانی‌های مغناطیسی را بر اساس نوع ترکیب آن‌ها به چهار گروه تقسیم‌بندی کرد، که در ادامه هر کدام از آن‌ها، زیرمجموعه‌ها و چگونگی رفتارشان در برابر میدان

مغناطیسی تشریح می شود: وقتی یک ماده در درون یک میدان مغناطیسی قرار می گیرد، کانی های مغناطیسی موجود در درون ماده خود را در جهت میدان مغناطیسی القایی، آرایش می دهند که به آن مغناطیس شدگی القایی گفته می شود. بعد از برداشتن میدان القایی، ماده بسته به اینکه دیامغناطیس، پارامغناطیس و یا فرو مغناطیس باشد، قسمتی از آرایش اتمی خود را در جهت میدان القایی حفظ می کند که به این عمل پسماند مغناطیسی می گویند. این پسماند در کانی های مختلف شامل موارد ذیل است:

کانی های فرو مغناطیسی<sup>۲۲</sup> موادی هستند که مقدار بسیار زیادی پسماند مغناطیسی را در خود نگه می دارند که در آزمایش های مغناطیس نقش اصلی را بازی می کنند عناصری مانند آهن خالص، نیکل، کبالت جزو کانی های فرومغناطیس می باشند.

کانی های فری مغناطیسی<sup>۲۳</sup> می توانند اکسیدهای آهن، اکسی-هیدروکسیدهای آهن و سولفیدهای آهن نیز باشند این مواد شامل مگنتیت، پیرهوتیت، مگهمیت، هماتیت، گریگیت، گنوتیت می باشند. پارامغناطیس ها<sup>۲۴</sup> موادی هستند که مقداری پسماند را در خود نگه می دارند که دستگاه مگنتومتر قادر به تشخیص آنها می باشد. این مواد شامل کانی هایی هستند که در ترکیب آنها مقدار کمی آهن باشد. مثل بیوتیتها الیوین و پیروکسین.

دیامغناطیس ها<sup>۲۵</sup> که پسماند آن ها نزدیک به صفر است. یعنی پسماند ندارند و شامل موادی از قبیل کوآرتز و فلدسپاتها می شوند (Vlaminck et al., ۲۰۱۹).

## اکسیدهای آهن

سه کانی عمده مغناطیسی اکسیدهای آهن، که در این بحث اهمیت بیشتری دارد، هماتیت، مگهمیت و

۲۲ . Ferromagnetic Minerals

۲۳ . Ferrimagnetic Minerals

۲۴ . Paramagnetic Minerals

۲۵ . Diamagnetic Minerals

مگنتیت، هستند.

### هماتیت ( $\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$ )

کانی هماتیت به طور نامحدود در طبیعت تشکیل می‌شود و به طور معمول در خاک‌ها و رسوبات محیط‌های مشخصی وجود دارند. این کانی دلیل پذیرفتاری مغناطیسی در رسوبات قرمز مانند ماسه‌سنگ‌ها و شیل‌های قرمز است، که منبع مهمی از اطلاعات هستند و در توسعه طبقه‌بندی مغناطیس‌شدگی در دیرینه‌شناسی مورد استفاده قرار می‌گیرند. این کانی دارای یک خاصیت فری مغناطیسی ضعیف به همراه مغناطیس‌شدگی طبیعی در حدود  $2/5$  کیلو آمپر بر متر است. اگرچه که مغناطیس‌شدگی طبیعی هماتیت حدود  $200$  برابر ضعیف‌تر از مگنتیت است، ولی از نظر پایداری و نگهداری خواص مغناطیسی بسیار مقاوم‌تر می‌باشد (Yang et al., 2003).

### مگهمیت ( $\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$ )

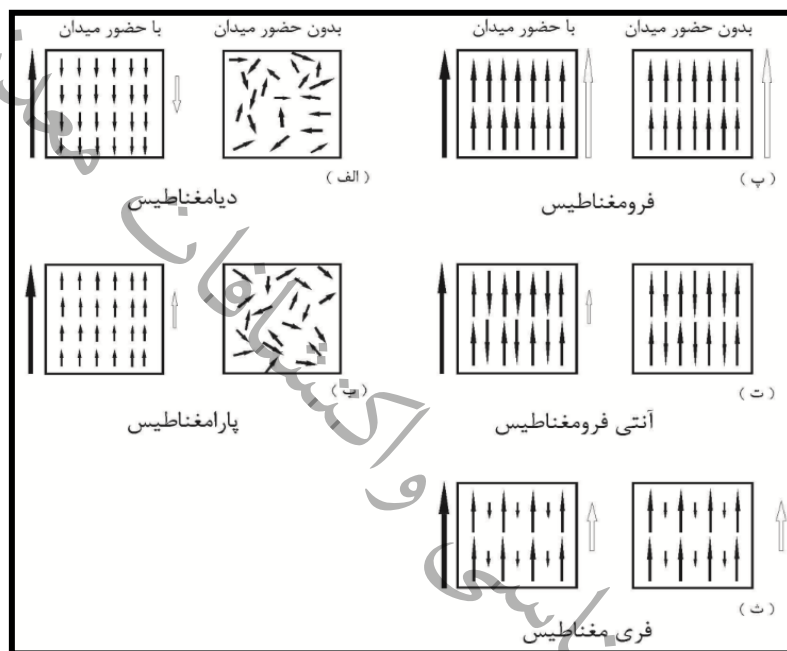
کانی مگهمیت در رابطه با مطالعات زیست محیطی بسیار مهم است، زیرا به صورت نامحدود در فرآیند تولید خاک‌ها تشکیل می‌شود. فرمول شیمیایی این کانی همانند فرمول هماتیت است، ولی ساختارهای بلوری یا خواص مغناطیسی یکسانی ندارند از اینرو به منظور جلوگیری از سردرگمی یک پیشوند به فرمول هر کدام اضافه می‌شود. در واقع، مگهمیت یک فرم تماماً ساده از مگنتیت اکسیدی شده و ساختمان بلوری آن نیز مکعبی است، که کمی از ساختمان بلوری مگنتیت کوچکتر است. مگهمیت یک کانی نیمه پایدار به همراه مغناطیس‌شدگی طبیعی حدود  $380$  کیلو آمپر بر متر است (Wright, 2007).

### مگنتیت ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ )

این کانی مغناطیسی بسیار مهم بر روی کره زمین، پذیرفتاری مغناطیسی بسیار بالایی دارد. این کانی در سنگ‌های آذرین، رسوبی و دگرگونی تشکیل می‌شود و در رسوبات سخت‌نشده‌ای که به طور معمول در



مطالعات زیست محیطی به کار می‌رود، نیز متداول است. همچنین، به طور گسترده‌ای توسط برخی باکتری‌ها در طی فرآیند تشکیل خاک‌ها ساخته می‌شود. این کانی منبع بسیار مهم سنگ معدن آهن بوده و دارای ویژگی‌های ظاهری از جمله چگالی بالا، و رنگ سیاه براق می‌باشد. از نظر بلورشناسی دارای بلورهای مکعبی شکل است. به طور کلی، خاصیت مغناطیس‌شدگی طبیعی مگنتیت ۴۸۰ کیلو آمپر بر متر ( $kA/m$ ) بوده و در واقع، یک کانی با خاصیت فری‌مغناطیسی می‌باشد (فیضی و عزیز، ۱۳۹۲).



شکل ۷: انواع خواص مغناطیسی معمول در اجسام مختلف

(فلش سیاه جهت مغناطیسی القایی و فلش سفید جهت و شدت مغناطیس‌شدگی مواد می‌باشد) فرآیند تشکیل خاکها در شرایط آب و هوایی گرم و مرطوب موجب افزایش تولید کانیهای فری مغناطیسی با مقدار قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی بالا و در نتیجه، سبب افزایش قابلیت پذیرفتاری مغناطیسی در خاک می‌شود (Ann et al., ۱۹۷۷). بعضی کانی‌های مغناطیسی (فری مغناطیس موادی است که مقدار بسیار زیادی پسماند مغناطیسی را در خود نگه می‌دارد و در آزمایش‌های مغناطیسی نقش اصلی را بازی می‌کند. این مواد شامل مگنتیت، پیرهوتیت، مگهمیت، همتیت، گریگیت و گئوتیت است) جهت میدان مغناطیسی دیرینه زمین را در خود ثبت می‌کند. خصوصیات فیزیکی این کانی‌ها تابع ساختمان بلوری آن‌ها، شکل و

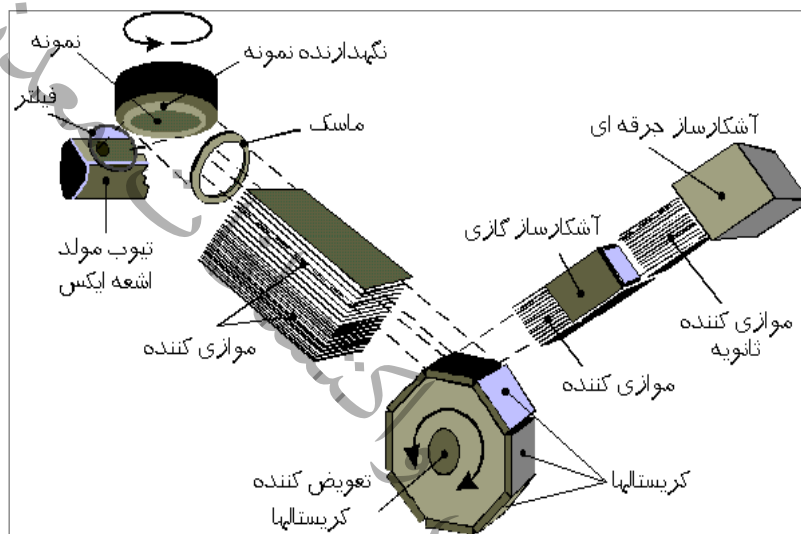
اندازه دانه، و سایر عوامل است. فرایندهای محیطی تأثیرگذار بر ذرات مغناطیسی شامل هوازدگی، دما، رطوبت، آثار حمل، و رسوبگذاری است. بنابراین، می توان از خصوصیات مغناطیسی برای تحلیل منشأ حوضه های رسوبی، بازسازی آب و هوای گذشته و ارزیابی آلودگی استفاده کرد (فیضی و همکارانش، ۱۳۹۵).

#### ۴-۲- ژئوشیمی عناصر

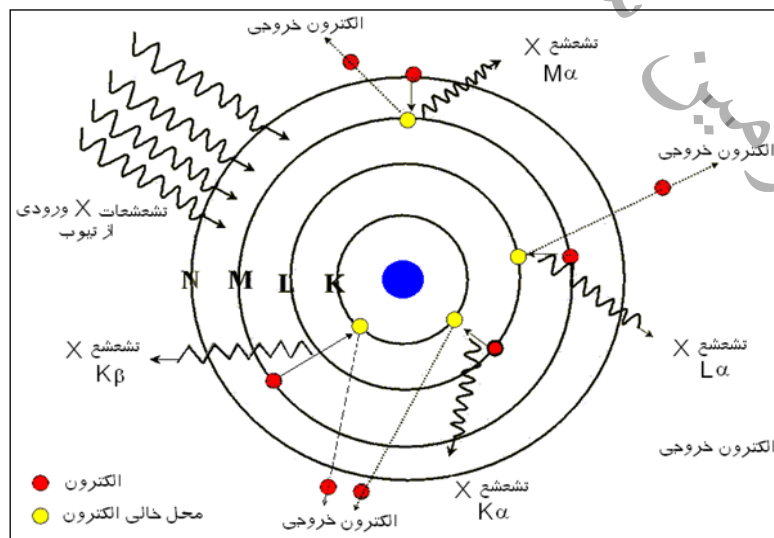
توزیع عناصر اصلی و فرعی در رسوبات به ترکیب کانی شناسی، دما، ترکیب سیالات، شرایط اکسیداسیون و احیا بستگی دارد (آدابی، ۱۳۸۳). مطالعات نشان می دهند که ترکیب و میزان عناصر نسبت به شرایط محیطی حساس هستند. تحلیل عناصر اصلی و فرعی رسوبها با روشن کردن پراکندگی و توزیع آنها راه را برای درک شرایط محیطی رسوبگذاری آنها باز می کند. ژئوشیمی عنصری به واسطه میزان عناصر موجود در هر نمونه، راهنمای خوبی برای تغییرات اقلیمی خواهد بود. در مطالعات آب و هوای دیرینه بر اساس داده های ژئوشیمیایی، تعداد زیادی از کانی های تبخیری مانند کربنات ها، سولفات ها و کلریدهای Na, K, Ca و Mg به عنوان نشانه هایی از سرزمین های خشک دیرینه به کار برده می شوند. تشکیل سیلیکات های Na، دلالت بر کاهش PH در یک شوراب غلیظ با مقادیر زیادی از Na قلیایی دارد؛ در شرایط مرطوب عملکرد انحلال و رسوبگذاری کاتیون های معمولی مانند  $Na^+$  و  $Mg^{2+}$  و  $Fe^{2+}$  و  $Mn^{2+}$  در محیط هایی با Ph منفی) بسیار مهم هستند. در محیط های تالابی افزایش غلظت عناصر تخریبی نظیر Ti, Al, Si, Fe, K به عنوان شاخص افزایش مقدار رسوب آواری وارد به حوضه رسوبی تفسیر می شود (Chen et al., ۲۰۱۰). اسکنر اشعه ایکس فلورسانس (XRF) یک اسکنر است که توسط کامپیوتر کنترل شده، ابزاری است برای آنالیز ترکیب شیمیایی رسوبات از طریق اسکن مستقیم سطح رسوب. از این رو XRF یک آنالیز غیر تخریبی، غیر مصرفی است که به نسبت زمان و هزینه کمی را جهت آنالیز می گیرد. با استفاده از این روش با وضوح بسیار بالای تا حد ۲ میلی متر امکان سنجش عناصر شیمیایی وجود دارد. روش XRF از یک پالس اشعه ایکس برای یونیزه کردن اتم های نمونه ها و خروج پوسته الکترونی انجام می دهد. در نتیجه یک الکترون از پوسته های بالاتر L و M فضای خالی الکترونی داخلی را پر می کند؛ و در نتیجه انرژی اضافی را به شکل KD و KEXray را رها

می‌کند. در مورد اسکنر XRF اشعه ایکس ورودی از سطح نمونه رسوخ کرده و عناصر داخل نمونه را یونیزه کرده و در نتیجه خاصیت انتشاری و انرژی ساطع شده را می‌سنجد. فلورسانس تابشی خروجی با عدد اتمی عناصر در ارتباط است. دقت آنالیز XRF با تنظیمات سخت‌افزار، لیتولوژی مواد، تراکم عناصر و... در ارتباط است (Rohl & Abrams, ۲۰۰۰). دستگاه XRF کاربرد وسیعی در بسیاری از علوم دارد و امروزه به علت پیشرفتهای شگرف در این زمینه بصورت یکی از وسایل ضروری در آزمایشگاههای تحقیقاتی در آمده است. گسترش استفاده از میکرو XRF در اسکن مغزه های رسوبی از دهه ۱۹۹۰ صورت گرفت و موجب شد خصوصیات ژئوشیمیایی رسوبات در کوتاهترین زمان ممکن با بالاترین دقت بدون آسیب رساندن به نمونه ها انجام پذیرد. XRF با سرعت عمل بسیار زیاد قادر است عناصر بسیاری را بصورت کیفی و کمی مورد آنالیز قرار دهد. بعلاوه سرعت زیاد و عدم مصرف مواد شیمیایی روش ارزانی نسبت به بقیه روش های آنالیزی بوده و محیط زیست را نیز آلوده نمی سازد. آنالیز XRF یا همان طیف سنجی فلورسانس پرتو ایکس<sup>۲۶</sup>، یکی از روش های آنالیز عنصری است. با آنالیز XRF میتوان تشخیص داد چه درصدی از عناصر در ماده موجود است. کاربردهای دقیق تر این روش عبارت است از: تعیین خصوصیات کریستالی مواد، شناسایی مواد معدنی که با روش های نوری قابل تشخیص نیستند، تعیین اندازه واحدهای سلولی تشکیل دهنده ماده، اندازه گیری میزان خلوص ماده، اندازه گیری ضخامت فیلم های نازک و چندلایه، تعیین مشخصات ساختاری شامل پارامتر شبکه، اندازه و شکل دانه، کرنش، ترکیب فاز و تنش داخلی مناطق کریستالی کوچک، تعیین ساختار سوم پروتئین ها. تشعشعات حاصل از تیوب مولد اشعه ایکس در دستگاه XRF به اتم های تشکیل دهنده نمونه برخورد نموده و باعث تولید امواج فلورسانس می گردد (شکل ۸). در این فرآیند تشعشعات اولیه در اثر برخورد با اتمها باعث خروج الکترون از ترازهای مختلف شده و اتم در حالت برانگیخته و ناپایدار قرار می گیرد. برای جبران الکترون خارج شده از اتم، الکترونی از ترازهای بالاتر به سمت ترازهای پایین تر (انرژی کمتر) عزیمت می نماید. در این انتقالات اتمی مازاد انرژی الکترونها (از تراز پر انرژی تر به تراز کم انرژی تر) به صورت امواج

اشعه ایکس ساطع می گردد (شکل ۹). این تشعشعات XRF که طول موجهای مشخصی دارند همان امواج فلورسانس می باشند. با اندازه گیری هر طول موج نام عنصر مربوطه مشخص شده و با اندازه گیری شدت آن به فراوانی آن عنصر در نمونه می توان پی برد. برای اندازه گیری طول موجهای تولید شده از کریستالهای پراش دهنده امواج کمک گرفته می شود.

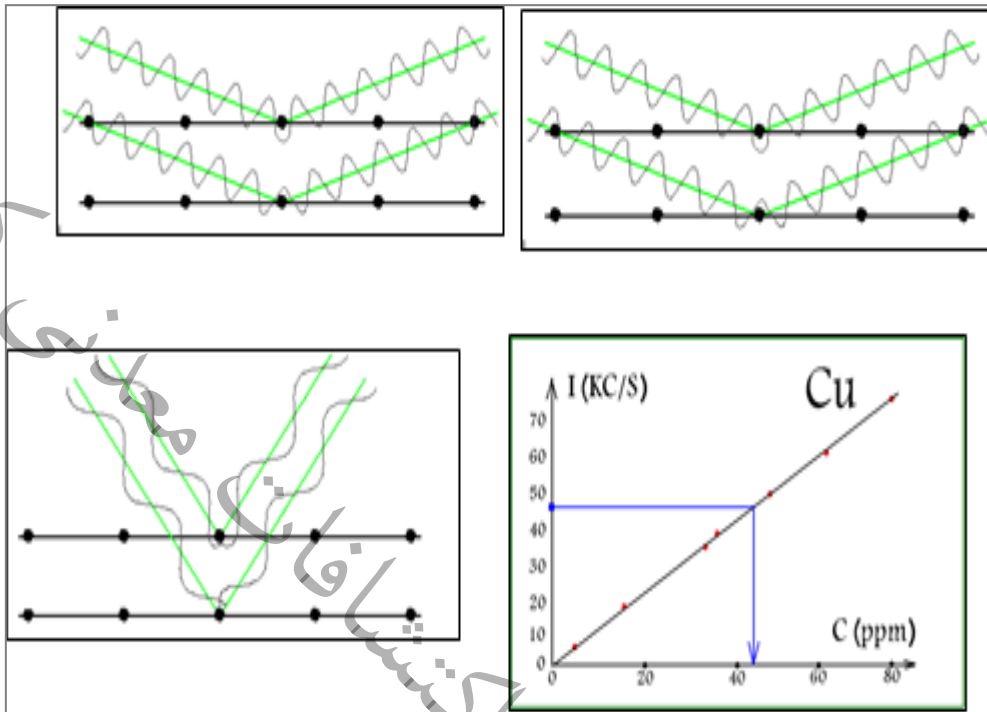


شکل ۸: اجزای تشکیل دهنده دستگاه XRF اسکتر.



شکل ۹: شماتیک عملکرد XRF

با برقراری موقعیت پراش مطابق معادله براگ هر طول موج در زاویه خاصی پراش خواهد یافت. بر اساس این معادله طول موج محاسبه شده و نتیجه آن شناسایی عنصر مربوطه می باشد (شکل ۱۰).



شکل ۱۰: موقعیت، طول موج، زاویه پراش و برقرار خط کالیبراسیون در XRF

با برقراری خط کالیبراسیون میزان عنصر مورد نظر نیز به دست می آید.

(ز) پراش اشعه ایکس XRD

پراش اشعه ایکس<sup>۲۷</sup> ابزاری مهم برای شناسایی ساختار کانی شناسی مواد می باشد. در این روش اشعه مونوکروماتیکی اشعه ایکس که از ذرات کانی عبور می کنند توسط اتم های تشکیل دهنده کانی انتشار می یابند. در زاویه ویژه برخورد، اشعه ایکس انتشار یافته یک اشعه ثانویه شدت یافته را منعکس می کند. این پدیده تحت عنوان انکسار شناخته می شود. اشعه انکسار یافته تحت عنوان انکسار رتبه اول شناخته می شود. انکسار سنجی پودری روشی است که اصولاً برای مطالعه مواد رسوبی استفاده می شود. زمانی که نمونه کامل پودر شده نمونه ها در انکسار سنج گذاشته می شوند. جهت اشعه ایکس اولیه هنگامی که نمونه در یک محور

در حال چرخش است ثابت می ماند. اشعه انکسار یافته که به دهانه سنجنده می رسد به یک زاویه سنج برخورد کرده و به عنوان نقطه اوج در نمودار میله نواری ثبت می شود. پس از انتشار اشعه ایکس از چشمه آن که عمدتاً از لامپ مس یا کبالت تشکیل شده است، به صورت یکنواخت موازی شده و به سطح صاف نمونه برخورد نموده و بازتابش پیدا می کند. اشعه های بازتابش شده توسط گیرنده به سیگنال های الکتریکی تبدیل شده و در دستگاه رایانه ثبت می شوند. در این دستگاه از قانون براگ برای تحلیل و شناسایی ترکیباتی که دارای ساختار کریستالی هستند استفاده می گردد (Vogt et al., ۲۰۰۲):

$$\gamma n = 2D * \sin\theta$$

که در این قانون

N عدد صحیح نشان دهنده تعداد پیک پراش

$\gamma$  طول موج اشعه ایکس

D فاصله بین صفحه های (آنگستروم) و  $\theta$  زاویه پراش است.

داده های تفرق پرتو ایکس پودری به صورت شدت فوتون بر حسب زاویه دتکتور  $\theta$  ۲ است. این داده ها به صورت لیستی از محل پیک و شدت آن ها آماده می شود. یکی از مهم ترین مسائلی که در آنالیز نمونه مورد توجه قرار می گیرد ثبات ویژگی های فیزیکی ماده مورد نظر است. تغییر در میزان فشار اعمالی یا زمان خرد نمودن نمونه سبب بروز تغییر در پیک حاصل می شود. نتایج حاصل از آنالیزها نشان داده که افزایش فشار و طولانی شدن زمان خرد کردن نمونه، سبب کاهش شدت پیک های حاصل می شود.

۵-۲- کاربرد گرده شناسی در آب و هواشناسی دیرینه

امروزه گرده شناسی یا گرده شناسی به عنوان یکی از تکنیک های زیست شناختی در بازسازی محیط های کواترنری کاربرد زیادی پیدا کرده است. چهار ویژگی اصلی دانه های گرده گیاهی عبارتند از:

- دانه های گرده هر گونه گیاهی ویژگی های ریخت شناسی خاص خود را دارد.

- دانه های گرده به مقدار فراوان تولید و تا مسافت های زیادی از منبع خود توزیع می شوند.

- دانه های گرده مقاومت زیادی در برابر پوسیدگی و نابودی در محیط های رسوبی دارند.

- دانه های گرده ماهیت پوشش گیاهی را در زمان نهشته شدن خود منعکس می کنند. با توجه به این موارد با آنالیز گرده های گیاهی می توان اطلاعاتی در مورد شرایط آب و هوای دیرینه کسب کرد (Bradly, ۱۹۹۹).

#### گرده

دانه گرده در بساک گیاهان دانه دار تشکیل می شود و حاوی سلول های جنسی نر<sup>۲۸</sup> قابل تکثیر است. دانه گرده خود را به قسمت ماده گیاهان که باروری می تواند در آن رخ دهد می رساند (Lu and walker, ۱۹۹۷).

#### مورفولوژی گرده

نمایش هندسی ویژگی های اصلی مورفولوژیکی یک پالینومورف<sup>۲۹</sup> (ترجیحا دانه گرده و یا اسپور) پالینوگرام<sup>۳۰</sup> نامیده می شود. این ویژگی ها شامل پارامترهایی نظیر تقارن<sup>۳۱</sup>، شکل و اندازه، تعداد روزنه<sup>۳۲</sup> ها و محل آنها، آرایش و چیدمان<sup>۳۳</sup> و لایه بندی<sup>۳۴</sup> می باشد. گرده های بالغ بصورت واحدهایی پراکنده می شوند. محصولات پس از تقسیم میوز<sup>۳۵</sup> یا بصورت یک واحد باقی می ماند و یا به بخش هایی تقسیم شده و یا به طور کامل از هم جدا می شوند. در حالت آخر، هر واحد پراکندگی به تنهایی یک دانه گرده می باشد، تک

۲۸ - Male Gamete

۲۹: palynomorph

۳۰ : palynogram

۳۱ : symmetry

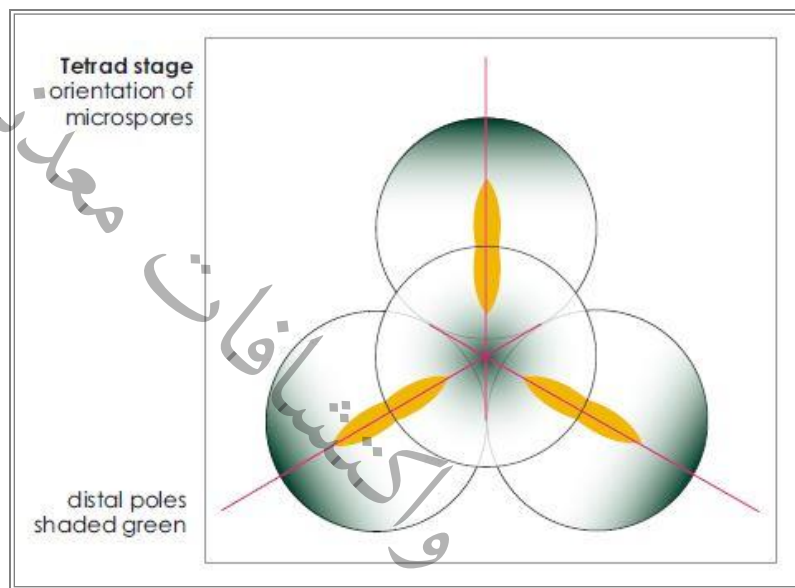
۳۲ : aperture

۳۳ : ornamentation

۳۴ : stratification

۳۵: post-meiotic

موناد<sup>۳۶</sup>؛ اگر محصولات تقسیم پس از میوز بصورت واحدهای متصل بهم باقی بمانند، جفت‌ها<sup>۳۷</sup> (یک ترکیب نادر)، چهارتایی‌ها<sup>۳۸</sup> یا چندتایی‌ها<sup>۳۹</sup> (massulae, pollinia) را تشکیل می‌دهند. Pollinaria واحدهای پراکندگی pollinia های دوتایی می‌باشد که شامل یک زائده متصل نازا است.



شکل ۱۱: نمای قطبی یک گرده و روزنه های آن

شکل گرده و محل روزنه ارتباط مستقیمی با قطبی بودن گرده دارد، که با استفاده از جهت گیری فضایی میکروسپور در میوز چهارتایی تعیین می‌شود و فقط می‌تواند در مرحله چهارتایی مورد بررسی قرار گیرد. محور قطبی هر میکروسپور از قطب پروگسیمال شروع می‌شود و جهت آن به سمت مرکز چهارتایی به سمت بیرون قطب دیستال چهارتایی ادامه می‌یابد (شکل ۱۱).

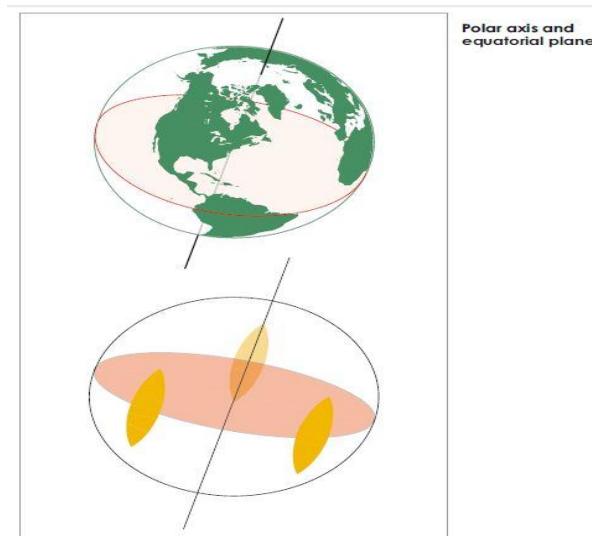
۳۶: monad

۳۷: dyads

۳۸: tetrads

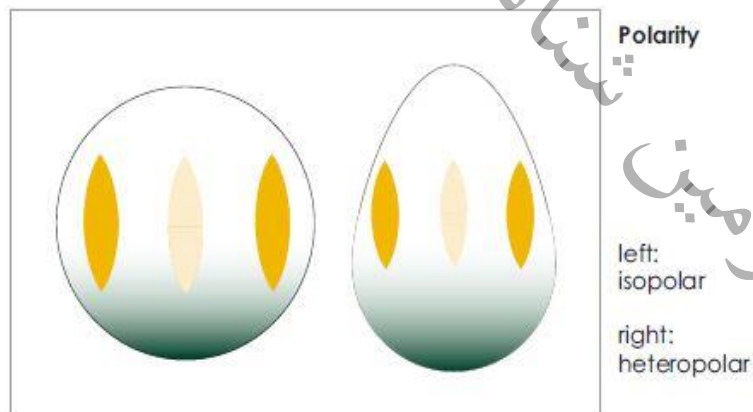
۳۹: polyads





شکل ۱۲: محور قطبی و صفحه استوایی گرده

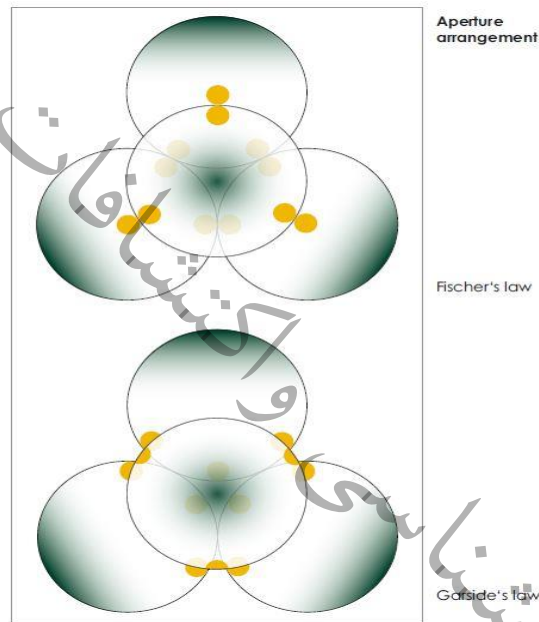
صفحه استوایی در مرکز میکروسپور و عمود بر محور قطبی واقع شده است. بنابراین صفحه استوایی، دانه گرده را به دو نیمه پروکسیمال و دیستال تقسیم می‌کند (شکل ۱۲). دانه‌های گرده قطبی، قطب‌های پروکسیمال و دیستال مشابهی دارند، بنابراین صفحه استوایی یک صفحه متقارن است. در دانه‌های غیرقطبی<sup>۴۰</sup> پروکسیمال و دیستال متفاوت می‌باشند (شکل ۱۳).



شکل ۱۳: سمت چپ: دانه گرده قطبی با قطب‌های پروکسیمال و دیستال مشابه. راست: دانه گرده غیرقطبی با پروکسیمال و دیستال متفاوت.

۴۰: heteropolar

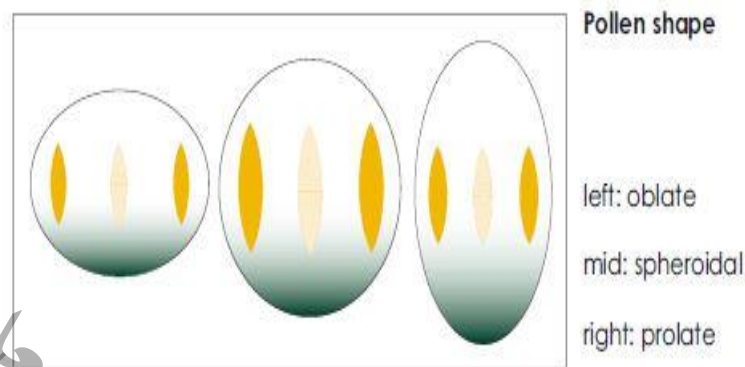
آرایش های مختلف چهار میکروسپور با تترادهای پایا و یا از هم پاشیده به همزمانی و یا نوع تقسیم پیاپی درون یاخته‌ای و نوع شکل‌گیری دیواره داخلی اسپور بستگی دارد. معمولا آرایش فضایی میکروسپورها پس از تقسیم همزمان درون یاخته‌ای یک تتراد چهار ضلعی است. این ترتیب حاصل ارتباط سیستماتیک (بین دانه‌های گرده) می باشد. آرایش فضایی میکروسپورها پس از تقسیم درون یاخته‌های متوالی موجب تشکیل انواع مختلف تتراد بدون هر گونه ارتباط سیستماتیک می‌شود: مسطح (چهار وجهی، خطی، T شکل) و یا غیر مسطح (یکی در میان و یا چهار ضلعی).



شکل ۱۴: آرایش فضایی گرده‌ها

شکل گرده به نسبت  $P/E$  اشاره دارد: نسبت طول محور قطبی (P) به قطر استوایی (E). در دانه‌های گرده کروی (یا دارای قطر مساوی<sup>۴۱</sup>) محور قطبی با قطر استوایی برابر است. دانه‌های گرده با محور قطبی بلندتر

از قطر استوایی، کشیده<sup>۴۲</sup> نامیده می‌شوند؛ دانه‌هایی که محور قطبی آنها کوتاه‌تر از قطر استوایی باشد بعنوان دانه‌های پهن<sup>۴۳</sup> شناخته می‌شوند (شکل ۱۵).

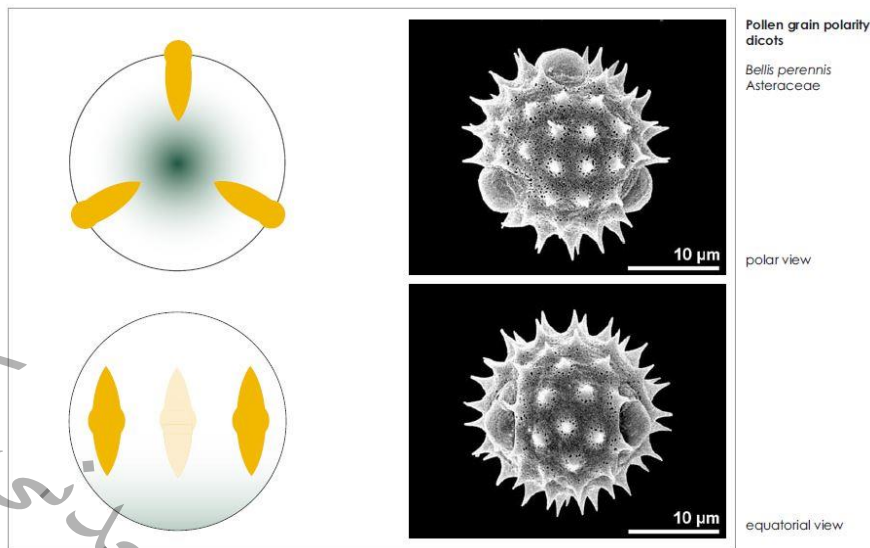


شکل ۱۵: نمونه ای از گرده های کشیده، کروی و پهن

اندازه گرده‌ها از کمتر از ۱۰ میکرون تا بیشتر از ۱۰۰ میکرون متغیر است. برای نشان دادن اندازه گرده، بزرگترین قطر آن بکار برده می‌شود. اندازه گرده‌ها همچنین به میزان آبداربودن و روش آماده سازی نیز بستگی دارد. بدین دلایل و تغییرات ذاتی، تعیین یک پهنای باند توصیه می‌شود. یک شاخص قطر در محدوده، به عنوان مثال، کمتر از ۱ میکرون توصیه نمی‌شود. استفاده از دسته بندی های اندازه های زیر ممکن است مفید باشد: بسیار کوچک (کمتر از ۱۰ میکرون)، کوچک (بین ۱۰ تا ۲۵ میکرون)، متوسط (بین ۲۶ تا ۵۰ میکرون)، بزرگ (۵۱ تا ۱۰۰ میکرون) و بسیار بزرگ (بزرگتر از ۱۰۰ میکرون).

۴۲: prolate

۴۳: oblate



شکل ۱۶: نمای قطبی و استوایی گرده در زیر میکروسکوپ و تصویر شماتیک آن

#### شاخص گرده ای

باتوجه به رابطه تنگاتنگی که بین اقلیم و پوشش گیاهی وجود دارد، با کشف و شناسایی تغییرات پوشش گیاهی در بستر زمان، می توان به نحوه تغییرات و نوسانات زمانی اقلیم پی برد. هر گیاه برای رشد و ادامه حیات، نیازهای فیزیولوژیکی خاصی را از محیط می طلبد. زمانی که شرایط محیطی به نحوی باشد که نیازهای فیزیولوژیکی یک گیاه خاص برآورده شود، آن گیاه در محیط ظاهر می شود و تا زمانی که شرایط محیطی نیازهای آن را برآورده کنند به حیات خود ادامه خواهد داد. اما زمانی که شرایط محیطی دستخوش تغییر می شود و این شرایط محیطی جدید قادر به برآورده کردن نیازهای فیزیولوژیکی گیاه نشود، آن گیاه از محیط حذف و گیاه جدیدی که با شرایط محیطی اخیر سازگاری داد در محیط ظاهر می شود. به عنوان مثال یکی از شاخص های اقلیم گرده ای که از آن برای بیان تغییرات رطوبتی کمک گرفته می شود شاخص اسفنجیان به درمنه C/A است. شاخص گرده ای C/A توسط پژوهشگران بسیاری برای شناسایی تغییرات خشکی در مناطق نیمه خشک جهان استفاده شده است. اسفنجیان در قیاس با درمنه خشکی پسندتر هستند و زمانی که فراوانی آن از درمنه بیشتر باشد شرایط خشک تر محیطی را نشان می دهد.

#### مجموعه گرده مرجع

متخصصان کسورهای که سابقه زیادی در انجام پژوهش های گرده شناسی دارند و از این تکنیک به

منظورهای مختلفی و از جمله بازسازی محیط های کواترنری استفاده می کنند، گرده های گیاهی شناسایی شده سرزمین خود را در قالب یک اطلس در می آورند که به آن مجموعه گرده مرجع گفته می شود. افزون بر این در برخی از کشورها از گرده های شناسایی شده اسلاید میکروسکوپی تهیه و در محیط های آزمایشگاهی بایگانی می شود و در مواقع نیاز این اسلاید ها در دسترس پژوهشگران قرار می گیرد. در پژوهش های گرده شناسی برای شناسایی گرده ها از این مجموعه های گرده مرجع استفاده می شود. انجام دادن پژوهش های گرده شناسی در مکان هایی که دارای مجموعه گرده مرجع هستند بسیار راحت تر از مکان های فاقد چنین امکاناتی است.

#### مجموع گرده ای محاسب

در گرده شناسی اعتقاد بر این است که تغییر در درصد فراوانی گرده ها از یک عمق به عمق دیگر بیانگر تغییر شرایط محیطی است. درصد فراوانی هر گرده فسیل در هر عمق با استفاده از رابطه زیر محاسبه می شود:

$$\%p = \frac{pi}{Tpi} * 100$$

که در آن:

$\%p$ : درصد فراوانی گرده مورد نظر

$pi$ : تعداد شمارش شده گرده مورد نظر

$Tpi$ : مجموع گرده های شمارش شده

بیان این مطلب بر این نکته اشاره دارد که باید حتی الامکان برای همه اعماق به تعداد برابر و معینی گرده شمارش شود و بر اساس آن درصد فراوانی گرده های مختلف هر عمق محاسبه شود. شمارش ۳۰۰ - ۵۰۰ گرده فسیل برای هر عمق برای محاسبه تغییرات فراوانی گرده ها کافی است (صفایی راد، ۱۳۸۴). به تعداد گرده های فسیلی که برای هر عمق شمارش می شود و بر اساس آنها درصد فراوانی گرده های مختلف همان عمق محاسبه می شود مجموع گرده ای محاسب گفته می شود. برای اهداف دیرینه اقلیم شناسی، مقصود

از آنالیز گرده های گیاهی، ارائه یک تفسیر اقلیمی از تغییرات مهم منطقه ای پوشش گیاهی است از اینرو گونه های درختی و غیر درختی هر دو در مجموع گرده ای محاسب شمرده می شوند. اما گونه های محلی و آبی که در محیط مرطوب اطراف منطقه مغزه برداری رشد می کنند از احتساب در مجموع گرده ای محاسب محروم می شوند. (Raynolds and Bradly, ۱۹۹۹).

#### نمودار گرده

داده های حاصل از شمارش گرده های فسیل، اعماق متوالی یک مغزه رسوبی را در قالب یک نمودار نشان می دهند که به نمودار گرده موسوم است. نمایش داده ها به شکل نمودار باعث می شود تغییرات فراوانی گرده های فسیل در یک توالی رسوبی به خوبی به تصویر کشیده شوند و به عنوان شاخصی از تغییرات زمانی پوشش گیاهی محل نمونه برداری و محیط مجاور آن تفسیر شوند. نمودارهای گرده ای بر حسب اینکه با چه نوع داده هایی ترسیم شود به دو نوع تقسیم می شوند. نمودار گرده ای که با مقادیر درصدی ترسیم شود به نمودار گرده ای درصدی موسوم است. در این نوع نمودار، درصد فراوانی هر گرده با تقسیم تعداد مشاهده شده آن گرده بر مجموع گرده ای محاسب بدست می آید. یکی از مشکلاتی که در خصوص نمایش داده ها در قالب نمودار گرده ای درصدی رخ می دهد این است که منحنی فراوانی هر گرده خاص الزاماً با منحنی فراوانی سایر گرده ها وابسته است. به بیان دیگر، هر گونه افزایش در ورود یک گرده به سایت سبب عقب نشینی منحنی فراوانی سایر گرده های نمایش داده شده در نمودار گرده ای درصدی می شود. بدین سان، نوسانات آماری که در نمودار گرده ای درصدی منعکس می شود الزاماً نشان دهنده تغییرات محیطی نیست. یک راه برای فائق آمدن بر این مشکل، استفاده از نمودار گرده ای مطلق است. این نمودار بر حسب درصد فراوانی گرده ها ترسیم نمی شود بلکه بر اساس تغییرات در تعداد کلی دانه های گرده در واحد حجم، ترسیم می گردد. روش های متعددی برای محاسبه تعداد گرده ها (غلظت گرده ای) در یک واحد حجم از رسوب وجود دارد اما یکی از متداولترین آنها افزودن تعداد معینی گرده مصنوعی به نمونه رسوبی در زمان آماده سازی آزمایشگاهی نمونه هاست. اگر تعداد گرده های مصنوعی افزوده شده به نمونه مشخص باشد، آنگاه

نسبت مشاهده شده گرده مصنوعی به گرده فسیل این امکان را فراهم می کند که تعداد کل گرده های فسیل در یک نمونه برآورد شود و بر اساس آنها نمودار ترسیم گردد. ساختار نمودارهای گرده ای به این صورت است که معمولاً در سمت چپ نمودار، مشخصات مغزه رسوبی اعم از لیتولوژی، عمق، نقاط نمونه برداری شده از مغزه و سن آن به تصویر کشیده می شود و در مقابل این ها نمودارهای نشان دهنده فراوانی گرده های گیاهی وجود دارد. در قسمت بالای این منحنی ها نام گرده ها و در قسمت پایین آن درصد یا تعداد فراوانی آن ها آورده می شود. در مواردی که فراوانی گرده ها به اندازه ای کم باشد که منحنی فراوانی آن ها به خوبی در نمودار نمایش داده نشود از منحنی بزرگنمایی شده ثانویه ای که به موازات منحنی اصلی ترسیم می شود، استفاده به عمل می آید و در تفسیر نمودار به اندازه بزرگنمایی توجه می گردد.

#### گروه های گرده ای

گروه گرده ای بخشی از مغزه رسوبی است که از لحاظ رسوبات و گرده های فسیل، متجانس و یکنواخت می باشد و از سایر قسمت های مغزه رسوبی متفاوت است (Bricks et al., ۱۹۸۰). به بیان دیگر هر اقلیمی پوشش گیاهی خاص خود را داراست و تا زمان حاکمیت خود نوع و ترکیب ویژه ای از گرده های گیاهی را تولید و به حوضه های رسوبی هدایت می کند. با تغییر اقلیم و چیره شدن یک اقلیم جدید بر محیط، این بار این اقلیم نوع و ترکیب متفاوتی از گرده های گیاهی را به حوضه های رسوبی انتقال می دهد. این امر سبب تشکیل ترکیب های گرده ای مختلفی در یک مغزه رسوبی می شود که در اصطلاح به هر کدام از این بخش ها یک زون یا گروه گرده ای اطلاق می شود. در نمودارهای گرده ای با توجه به تغییر در نوع و فراوانی گرده های گیاهی می توان گروه های گرده ای را از یکدیگر تفکیک نمود (صفایی راد، ۱۳۸۴).

#### ۶-۲- تغییر اقلیم

منبع اصلی تمامی انرژی در سیستم اقلیمی خورشید است؛ بنابر این تغییر در میزان خروجی خورشیدی، به عنوان نتیجه تغییرات اقلیمی در نظر گرفته می شود. حجم فزاینده ای از شواهد اظهار دارند که رخدادهای

آنی در خورشید هوا و تغییرات بلند مدت در انرژی خروجی خورشید، اقلیم ما را تحت تاثیر قرار می دهند (Yousef, ۲۰۰۰). جهان دائما در حال تغییر و تحول است. اصولا تغییر و حرکت جزء وجودی سامانه های طبیعی است (عزیزی، ۱۳۸۳). اقلیم نیز به تبع ماهیت فیزیکی -دینامیکی اش پیوسته در حال تغییر و تحول است. تغییرات اقلیمی اغلب در بازه های زمانی طولانی مدت اتفاق می افتند، اما گاه این تغییرات چنان سریع و ناگهانی عمل می کنند که می توانند اثرات قابل ملاحظه ای را بر روی جوامع انسانی و اکوسیستم های طبیعی بر جای بگذارند. تغییر اقلیم شامل اختلاف و تفاوت های درازمدت عناصر آب و هوایی در زمانهای مختلف است. در واقع تغییر اقلیم اختلاف بین مقادیر میانگین طولانی مدت یک عامل اقلیمی تعریف می گردد (سینگ، ۱۹۹۸، به نقل از محمدی، ۱۳۸۴). به عبارت دیگر، تغییر اقلیم روند روبه کاهش یا افزایش، نوسانات کوتاه مدت اقلیمی از مقادیر میانگین می باشد که در یک دوره، تحت عنوان دوره اقلیمی در دراز مدت یا با تغییرات ناگهانی در یک بازه زمانی کوتاه و با تغییرات مشخص و چرخه ای در اقلیم جهانی و یا منطقه ای اتفاق می افتد. شاید مهمترین دلیل بارز در خصوص تغییر اقلیم، پیشروی و پسروی متوالی ورقه های یخی پهناور یخچالی باشد که در بالاتر از عرض های میانه و در طی میلیون ها سال پیش متناوبا رخ داده اند (عزیزی، ۱۳۸۳). طیف عظیمی از نظریات و فرضیه های مختلف جهت تشریح تغییر اقلیم ارائه شده است؛ همچنین دلایل بسیاری در قرن گذشته برای شروع و چرخه دوره های تغییر اقلیم پیشنهاد شده است. در یک عبارت می توان گفت هرگونه تغییر در اقلیم زمین می تواند بدلیل اختلال در موازنه گرمایی زمین باشد. علل و عوامل تغییر اقلیم را می توان ابتدا به علل طبیعی و در دوران اخیر، علل انسانی تقسیم نمود. علل طبیعی تغییر اقلیم نیز می توانند به دو دسته داخلی و خارجی تقسیم شوند. عوامل خارجی عموما چرخه ای هستند و شامل: تغییرات در مدار خورشید در داخل کهکشان راه شیری، عبور ستاره های دنباله دار، تغییرات در خروجی خورشید (تئوری سیمپسون) و تغییرات در پارامترهای مداری (فرضیه میلانکوویچ) می شوند. عوامل داخلی به طور کلی به دو طریق سبب تغییر در اقلیم زمین می شوند. این عوامل یا از طریق تغییر ترکیب جو و یا از طریق تغییر پوشش سطحی زمین، زمینه های تغییر در موازنه گرمایی و در نتیجه تغییر اقلیم را به



وجود می آورند. عوامل طبیعی داخلی بیشتر منشأ زمین شناسی دارند و شامل: رانش قاره ای، کوهزایی ها، فعالیت های آتشفشانی و تغییر مغناطیس زمین می شوند (به نقل از عزیزی، ۱۳۸۳).

نیروهای اقلیمی ( عوامل اقلیمی که باعث تغییر اقلیم می شوند) می توانند در چندین بازه زمانی، از بسیار طولانی مدت (چند هزار ساله) تا درون سالی شناخته شوند (Mackey et al, ۲۰۰۵). نشانه ها و شواهد تغییرات اقلیمی نیز در بازه های زمانی کوتاه و بلند مدت پدیدار می شوند. تغییرات در بازه های زمانی کوتاه از جمله وقوع سیلاب های سنگین، کاهش میزان بارش برف، خشک شدن تالاب ها و همچنین تغییرات در بازه های زمانی بلند مدت از جمله پیدایش و از بین رفتن دریاچه ها، استقرار و از بین رفتن سکونتگاهها و ... نشانه هایی از تغییرات اقلیمی می باشند. اما مسلماً، تعیین اندازه رخداد های اقلیمی با استفاده از شواهد موجود و همچنین مشخص نمودن زمان دقیق وقوع این رخدادها مسأله پیش روی اقلیم شناسان است؛ تا با شناخت دوره های اقلیمی گذشته و چگونگی روند این تغییرات راه را برای پیشبینی های احتمالی اقلیم آینده میسر سازند. قسمت قابل توجهی از این عمل با بررسی شواهد و مدارکی که از نوسانات و تغییرات اقلیم گذشته حکایت دارند، میسر می شود (عزیزی، ۱۳۸۳). شواهد مختلفی برای تحلیل شرایط اقلیمی گذشته وجود دارد که از جمله آنها می توان به شواهد زیست شناسی، شواهد ژئومورفولوژیکی، شواهد زمین شناسی اشاره نمود که خود به شاخه های فرعی دیگری تقسیم بندی می شوند.

#### ۱-۶-۲- شواهد تغییرات اقلیمی

زمین در حدود ۴.۷ میلیارد سال پیش شکل گرفته است. تاریخچه تکاملی زمین بیانگر این است که در دوره گردش طولانی، به تدریج بخش خارجی زمین سرد، منجمد و سنگ شد و آثاری از حیات در آن ظاهر شد (معتد، ۱۳۸۲، ص ۴۴). گزارشات زمین شناسی نشان می دهد که زمین در ۳.۸ میلیارد سال پیش اقیانوس های مایع داشته است و تا ۲.۷ میلیارد سال پیش یخبندان نداشته است (عزیزی، ۱۳۸۳، ص ۳). اما چیزی که مسلم است و شواهد آن نیز پیداست، این است که زمین از همان زمان شکل گیری جو همواره رفتار اقلیم را ثبت نموده است. زمین همواره دستخوش تغییرات زمین ساختی قرار گرفته و می گیرد و به همین ترتیب

شواهد اقلیمی که زمین در خود ثبت نموده است را دستخوش تغییر می نماید. پس بدیهی است که هر چه به گذشته های دورتر در مقیاس زمانی زمین شناسی برمی گردیم، یافتن شواهدی که بتواند شرایط اقلیمی گذشته را بازگو نماید، مشکل تر می شود. اقیانوس ها، دریاها، دریاچه های بزرگ مهمترین آرشیو هایی هستند که می توانند شواهد تغییرات اقلیمی را در خود نگه دارند. به تبع بزرگی این محیط ها، تنوع شواهدی هم که می توانند تغییرات اقلیمی را در بازه های زمانی طولانی در خود ثبت نمایند، بیشتر می شود. چراکه اقیانوسها به عنوان محیط هایی که در بازه های زمانی طولانی دستخوش تغییر می شوند؛ می توانند تغییرات اقلیمی و محیطی را در بازه های زمانی طولانی در خود نگه دارند. رسوبات اقیانوس ها در بردارنده ارگانایسم هایی هستند که زمانی در نزدیکی سطح آب زندگی می کردند ( محل برخورد اقیانوس - جو). تعداد و تنوع ارگانایسم هایی که نزدیک سطح آب دریا زندگی می کنند با تغییر اقلیم، دچار تغییر می شوند؛ و تغییر در اقلیم منعکس کننده، تغییر در ارگانایسم هایی است که در نزدیکی سطح آب های عمیق زندگی می کنند (عزیزی، ۱۳۸۳). بنابر این در تلاش برای فهم تغییرات اقلیمی متخصصین شدیداً به مخزن داده های پنهان شده در رسوبات کف اقیانوس علاقه مند شده اند. شواهد زمین شناسی، بیولوژیکی و ژئومورفولوژی متعددی وجود دارند که هر یک به نوعی تغییرات اقلیمی را در خود ثبت و ضبط نموده اند (عزیزی، ۱۳۸۳). جدای از شواهد طبیعی که انسان نقشی در ثبت رفتار اقلیم ندارد؛ مدارک و شواهد اسنادی و همچنین شواهد ابزاری توسط انسان و به دقیق ترین شیوه ثبت می شوند. از سال ۱۸۷۳ به بعد گزارش های روزانه دقیقی از داده های اقلیمی ثبت شده اند. اما همانطور که پیداست، فقر و نبود اندازه گیری ها در بسیاری از مکانها سبب شده که ما رفتار و تغییرات اقلیمی گذشته را در شواهد طبیعی جستجو نماییم.

#### ۲-۶-۲- شواهد اسنادی

اسناد، گزارش بی نظیری از تجربیات بشر را از اقلیم ارائه می نماید (Mackey et al., ۲۰۰۵). این اسناد می توانند شامل برداشت های دقیق ابزاری از عناصر اقلیمی و یا اسناد تاریخی قدیمی (کتابها، خاطرات، گزارش ها، زندگی نامه ها، حکاکی های غارها و ...) باشند. این نوع شواهد در اغلب موارد گزارش غیر مستقیمی

از رویدادهای اقلیمی و کم و کیف عناصر اقلیمی را ارائه می دهند؛ اما با وجود مشکلاتی که در این نوع شواهد وجود دارد، کیفیت شواهد اسنادی بی نظیر است. اغلب، مشخصه ای در زمان و مکان و یا نوع مشاهدات اسنادی وجود دارد که در دیگر شواهد اقلیمی هرگز امکان پذیر نیست. اما با این حال محدوده زمانی که این نوع اسناد در بر می گیرند، چندان طولانی نیست و به ۵۰۰۰ سال قبل بر می گردد ( Mackey et al., ۲۰۰۵). با این وجود بازبینی اطلاعات و اعتبار سنجی این نوع اسناد بسیار مهم است.

### ۳-۶-۲- شواهد ژئومورفولوژیکی

نوسانات بارز در اقلیم جهانی که در طی کواترنری اتفاق افتاده اند، منجر به تغییرات بزرگ در نوع و میزان عملکرد فرایند های ژئومورفولوژیکی شده اند. بدون شک، تماشایی ترین منظره تغییرات اقلیمی، ظهور صفحات یخی بودند که به تغییرات گسترده سطح زمین در مناطق عرض های میانی و بالا منجر شدند. رشد و از بین رفتن صفحات یخی با گسترش و محدود شدن مناطقی که توسط فعالیت های پریگلاسیری (جنب یخچالی) متاثر می شوند، همراه است. تجزیه و تحلیل دقیق این لندفرم ها و به ویژه مجموعه لندفرم ها، می تواند اطلاعاتی در مورد ماهیت رژیم های اقلیمی که این لندفرم ها شکل گرفته اند ارائه نماید (Lowe & Walker., ۱۹۹۹). لندفرم های یخچالی (پهنه های یخی، یخچال ها، سیرک های یخچالی، دره های یخچالی، لندفرم های پمجاوریخچالی)، تغییرات سطح دریاها و دریاچه ها، تراس های رودخانه ای، مخروط افکنه ها و تپه های ماسه ای همگی از شواهد ژئومورفولوژیکی تغییرات اقلیمی در گذشته هستند.

### ۴-۶-۲- آنالیز مغزه های یخی

تجزیه و تحلیل سطوح فوقانی صفحات یخی قطبی، اغلب لایه های مشخص واضحی را که منعکس کننده انباشت سالانه برف و توده های یخ هستند را آشکار می سازد. در یک مغزه یخی، مقدار این افزایش یخی، می تواند شمارش یا برآورد شود و سپس یک تاریخ نگاری می تواند در سرتاسر عمق مغزه یخی ایجاد شود. علاوه بر ویژگی های بصری تغییرات یخ، اندازه گیری های بسیار دقیق در طول مغزه یخی، تغییرات منظمی را در پارامتر های دیگر که همچنین می توانند پایه های سن سنجی لایه های یخی را تشکیل دهند را آشکار خواهد ساخت. این تغییرات، شامل تغییرات میزان ایزوتوپ پایدار، هدایت الکتریکی یخ، محتویات گرد و غبار،

محتویات ذرات بسیار ریز، و ترکیبات عناصر شیمیایی می باشد (Lowe & Budd et al., ۱۹۸۹). با کمک وسایل شیمیایی و فیزیکی مقدار ذوب برف و یخ در تابستان قابل استخراج است که می تواند اطلاعات با اهمیتی از وضعیت آب و هوای گذشته را آشکار کند. در مغزه های یخی گرینلند، با شمارش لایه های سالانه، تاریخ شروع دوره بین یخچالی بولینق در  $14450 \pm 200$  قبل از عصر حاضر در مغزه یخی، شروع یانگر دریاس در  $100 \pm 12700$  سال قبل از عصر حاضر و پایان یانگر دریاس در  $70 \pm 11550$  سال قبل از عصر حاضر است (Lowe & Budd et al., ۱۹۸۹).

#### ۵-۶-۲- شواهد لیتولوژیکی

از آنجایی که توالی رسوبی به کرات در انباشت های رسوبی در یک دوره زمانی طولانی منعکس می شود، بسیاری از ارزیابی ها می توانند از ابعاد زمانی و مکانی تغییرات محیطی به دست آیند. در حالی که شواهد ژئومورفولوژیکی به طور گسترده ای تنها به محیط های زمینی محدود شده اند؛ داده های رسوبی می توانند از زیر آب های دریاچه های امروزه، پهنه های یخی جهانی و شاید مهمتر از همه، از کف اعماق اقیانوس ها، جایی که توالی بلندی از رسوبات دست نخورده واقعی حفظ شده اند، به دست آیند. این رسوبات شامل دو نوع نهشته های غیر آلی، که در برگیرنده ذرات معدنی که در اندازه ذرات از تکه سنگ های بزرگ تا رس های بسیار ریز متغیر هستند و نهشته های آلی که در برگیرنده بقایای گیاهان و جانوران می باشند، هستند (Budd & et al., ۱۹۸۹). رسوبات یخچالی، رسوبات پیش یخچالی، لس ها، تیل ها، خاک های قدیمی، ماسه های بادی، رسوبات غار ها و همچنین ترکیبات شیمیایی رسوبات بیانگر شرایط محیطی است که این رسوبات در آنها شکل گرفته و انباشته شده اند. این رسوبات از نظر فیزیکی و شیمیایی، مطالعه ایزوتوپ ها، میکروفسیل ها و ماکروفسیل های گیاهی و جانوری می توانند ما را در شناسایی محیط های دیرینه و شرایط اقلیمی حاکم بر این محیط ها راهنمایی کنند. از طرف دیگر رسوبات وارو ها که به صورت انباشتی منظم از رسوبات هستند، علاوه بر اینکه شناختی از شرایط محیطی و اقلیمی دیرینه را ارائه می دهند، می توانند تاریخ نگاری بسیار دقیقی را از زمان وقوع رخداد ها و رویداد های اقلیمی ارائه دهند.

#### ۶-۶-۲- شواهد زیست شناختی

شواهد زیست شناختی، در شکل بقایای گیاهی و جانوری همواره به عنوان زیر بنای باز سازی های محیط های کوآترنری هستند. تجزیه و تحلیل شواهد فسیل، اصل حال، کلید گذشته را به کار می گیرد؛ به عنوان مثال علم به این که عواملی که فراوانی و توزیع ارگانسیم های امروزی را تحت تاثیر قرار می دهند، می توانند

در مورد کنترل های محیطی بر روی جوامع گیاهی و جانوری در گذشته نتیجه گیری نمایند (Budd et al., ۱۹۸۹ & Lowe). به کار گیری اطلاعات اکولوژیکی امروزی به این شیوه، عنصر اساسی در دیرینه بوم شناسی است. آنالیز گرده های گیاهی، ماکروفسیل های گیاهی، دیاتومه ها، بقایای فسیل حشرات، پوسته صدف ها و حلزون ها، استراکود ها، فرامینیفر ها، رادیولاریت ها، مرجان ها و بیو مارکر ها از جمله شواهد زیست شناختی هستند که می توانند به منظور تبیین شرایط اقلیمی گذشته مورد استفاده قرار گیرند.

#### ۷-۶-۲- آب و هواشناسی درختی

مطالعه رابطه ی بین رشد سالانه ی درختان و آب و هوا، موضوع آب و هوا شناسی درختی می باشد. در این راستا روشی که برای تعیین وقایع اقلیمی گذشته مورد توجه قرار دارد، مطالعه ی حلقه های درختان است. فاکتور اصلی کنترل کننده رشد سالانه، در بعضی شرایط رطوبت و در بعضی شرایط دما است. با بررسی تغییرات در ضخامت حلقه درخت در گونه های درختی مختلف می توان یک طرح منطقه ای ترسیم نمود که با این طرح می توان به وسیله روش های ریاضی تغییرات دما، بارش و دیگر فاکتورهای اقلیمی را تحلیل کرد. از ویژگی های روش آنالیز حلقه های درختی دقت نسبتا بالای سالانه است. بررسی و تحلیل تراکم، پهنا و ایزوتوپ حلقه های درختی در باز سازی آب و هوای گذشته مورد استفاده قرار می گیرند (عزیزی، ۱۳۸۳، ص ۱۱۳). تاریخ نگاری درختی با ایجاد تاریخ نگاری سال به سال برای هولوسن استاندارد نهایی تاریخ سنجی محسوب می شود. تمامی منابع اطلاعاتی تغییرات اقلیمی با وضوح بسیار بالا، به منظور استنتاج و نتیجه گیری نهایی بایستی با تقویم حلقه های درختی مطابقت داده شوند (Mackey et al., ۲۰۰۵).

#### ۸-۶-۲- تحلیل گرده های گیاهی

متداولترین شیوه بازسازی شرایط اقلیمی گذشته، تحلیل گرده های گیاهی گذشته است. با توجه به این واقعیت که هر گیاهی در هر جایی پرورش نمی یابد، می توانیم با یک نظر اجمالی نتیجه بگیریم که تشکیل

یک نوع زندگی گیاهی و جانوری در محیطی معین، نیازهای خاصی را در آن محیط طلب می کند (عزیزی، ۱۳۸۳، ص ۱۱۶). هر محیطی به تبع شرایط اقلیمی حاکم بر آن دارای نوع پوشش گیاهی خاص است. همبستگی نزدیکی بین پوشش گیاهی و اقلیم وجود دارد، و اگر بتوانیم پوشش گیاهی گذشته را بازسازی نماییم، ما یک شاهد پنهانی از آب و هوای گذشته را خواهیم داشت، به شرطی که بتوانیم از باقیمانده گونه های گیاهی استفاده کنیم (عزیزی، ۱۳۸۳).

#### ۹-۶-۲- عوامل تغییرات اقلیمی

اقلیم یک سیستم دینامیک و پویاست و تغییر در ذات اقلیم است. لحظه ها پایدار نیستند و تغییر می کنند و به تبع آن تعادل های به دست آمده نیز دستخوش تغییر می شوند (معمد، ۱۳۸۲). مدل سازی ها و شبیه سازی ها صورت گرفته از اقلیم جهانی در قالب مدل های گردش عمومی جو تا حدودی توانسته اند به علل بروز این تغییرات دست یابند. اما فرآیندهای سیاره ای که اقلیم را می سازند، آنقدر بزرگ مقیاس و پیچیده هستند که نمی توان آنها را به صورت کامل مدل سازی و عوامل تغییرات آن را تبیین نمود. هرچند این مدل ها، ابزارهای ماهرانه ای برای تحقیقات اقلیمی هستند. اما هنوز قادر به بازگویی پیچیدگی واقعی جو نشده اند. مدل های رایانه ای قدرت بالایی دارند و کمک گرفتن از آنها ضروری می باشد، اما پیش یابی اقلیم بر پایه چنین شبیه سازی هایی هنوز توأم با عدم اطمینان است (عزیزی، ۱۳۸۳). این عدم اطمینان در مدل سازی ها و شبیه سازی های اقلیمی و درک علل تغییرات از این سو است که یک سری از متغیرهای اثر گذار بر تغییرات اقلیمی هنوز به طور کامل شناسایی و کشف نشده اند و یا حداقل میزان اثر گذاری آنها هنوز به طور کامل مشخص نیست. از سوی دیگر یک سری از فرایندهای تاثیرگذار بر تغییرات اقلیمی دارای سیکل یا روند منظمی نیستند و نمی توان اثر آنها را در قالب مدل های گردش عمومی جوی مورد سنجش قرار داد.

در یک تقسیم بندی کلی علل تغییرات اقلیمی به دو عامل تقسیم می شوند. اول عامل زمینی و دوم عامل کیهانی. این عوامل توسط شرهاگ به ۴ دسته تقسیم می شوند: ۱- فرایندهای خورشیدی ۲- تاثیر فضای بین ستاره ای و سیاره ای ۳- نوسانات مدار زمین ۴- فرایندهای زمینی (کاوایانی و علیجانی، ۱۳۸۶). اما برخی دیگر

علل و عوامل تغییر اقلیم را به دو دسته علل و عوامل طبیعی و انسانی تقسیم بندی می کنند. در زیر به برخی از سازو کارهای طبیعی تغییر اقلیم اشاره ای خواهیم داشت.

## ۲-۷- عوامل طبیعی بیرونی

### ۲-۷-۱- تغییرات در خروجی خورشیدی

در میان نظریه های موجود در رابطه با تغییر اقلیم، ماندگارترین آنها نظریه هایی هستند که بر ایده تغییر پذیری خورشید استوارند. خورشید ستاره تغییر پذیری است و خروجی آن در طول زمان تغییر می کند. افزایش در خروجی خورشید باعث گرم شدن جو زمین می شود و در نتیجه شدت سرما کاهش می یابد. این تصور جاذبه دارد؛ چون می تواند برای تشریح تغییرات اقلیمی در هر دوره زمانی و با هر شدتی به کار رود. هر چند هنوز هیچ تغییر بزرگ و بلند مدتی در شدت کلی تابش خورشیدی در خارج از جو اندازه گیری نشده است ( عزیز، ۱۳۸۳). اندازه گیری های مستقیم از تغییرات تابش خورشیدی از ماهواره ها، تنها دو چرخه خورشیدی اخیر را در بر می گیرد؛ اما این داده ها نشانگر تغییرات ۰.۱٪ در تغییرات تابش خورشیدی در هر چرخه خورشیدی ۱۱ ساله می باشد (Bradley et al., ۲۰۰۳). واضح ترین و شناخته شده ترین مناظر سطح خورشید، لکه های تیره ای هستند که از سطح خورشید به طرف اعماق درونی کشیده می شوند. تعداد این لکه ها در یک حالت منظم افزایش و کاهش یافته و تشکیل سیکل های ۱۱ ساله ای را می دهد. به علاوه دوره های ۲۲ ساله لکه های خورشیدی نیز شناخته شده هستند (عزیزی، ۱۳۸۳). با استفاده از مشاهدات طولانی مدت سیکل لکه های خورشیدی، به همراه استنتاج صورت گرفته بر پایه تغییر پذیری ستاره های شبه خورشید، (Lean et al., ۱۹۹۲)، تغییرات تابش خورشیدی (حداقل تابش خورشیدی<sup>۴۴</sup>) را از اواخر قرن ۱۷-اواخر قرن ۱۸ تا اواخر قرن ۲۰ در حدود ۰.۲۴٪ برآورد کرده اند (Bradley et al., ۲۰۰۳).

### ۲-۷-۲- تغییرات در پارامتر های مداری زمین ( فرضیه میلانکوویچ)

تغییرات در پارامتر های مداری زمین با تغییر توزیع مکانی و فصلی تابش ورودی خورشید، اقلیم را متاثر می

۱- Maunder minimum

کند (عزیزی، ۱۳۸۳). فرضیه بسیار معروف میلانکوویچ، دال بر این است که تغییرات اقلیمی گذشته در پاسخ به تغییرات تقریباً دوره ای در موقعیت و جهت نسبی زمین نسبت به خورشید است. میلانکوویچ برای توجیه دوره های طولانی مدت یخچالی - بین یخچالی ۱۰۰ هزار ساله مدل ریاضی جامعی را بر اساس تغییرات حرکت زمین ارائه نمود. تغییر در شکل مدار زمین در اطراف خورشید یا خروج مداری، تغییر در تمایل محور زمین یا انحراف محوری و تغییر در جهت امتداد محور زمین یا رقص محوری را عناصر سه گانه سیکل میلانکوویچ می نامند، که بر اساس این عناصر میزان تابش خروجی خورشید در زمان تغییر در پارامترهای سیکل میلانکوویچ، دستخوش تغییر می گردد. در بین مطالعات انجام شده که به اعتبار چرخه میلانکوویچ اضافه نموده اند، می توان به آزمایش رسوبات دریا‌های عمیق اشاره کرد (Hays, Imbrie, and Shockeyton, ۱۹۷۵). نتایج مطالعات در مورد آنالیز ایزوتوپ اکسیژن و تحلیل آماری ریز موجودات حساس به شرایط اقلیم شناسی انجام گرفته است، ارتباط بین دوره های زمانی تغییر اقلیم و مولفه های نجومی مانند تغییر شکل مدار، انحراف محوری و رقص محوری مورد مقایسه قرار گرفته است. محققان با مقایسه تغییرات اقلیمی با تغییرات در پارامترهای مداری زمین دریافته اند که تغییرات عمده در اقلیم چند هزار سال گذشته، ارتباط نزدیکی با تغییر در هندسه مدار زمین دارد. آنها دریافته اند که تغییرات در هندسه مدار زمین، دلیل اصلی توالی دوره های یخبندان دوران چهارم می باشد (عزیزی، ۱۳۸۳).

### ۳-۷-۲ تغییرات مدار خورشید در کهکشان راه شیری

مدار خورشید در داخل کهکشان راه شیری یک چرخه ۲۰۰-۳۰۰ میلیون ساله دارد. این چرخه با این فرض مرتبط می شود که معتقدند، سامانه خورشیدی دایره وار به دور کهکشان راه شیری حرکت می کند. نظر دیگری، به عبور منظم خورشید از صفحه کهکشان در یک سیکل ۳۳ میلیون ساله معتقد است در هر گذر سیستم خورشیدی با گرد و غبار بین ستاره ای بیشتری مواجه می شود. به عنوان مثال دوران پلیستوسن با گذر سیستم خورشیدی از میان صفحه کهکشانی همزمان بوده است. دوره های افزایش گرد و غبار کیهانی با دوره های بین یخچالی مرتبط می شود (Fairbridge, ۱۹۸۷).



#### ۴-۷-۲ ستاره های دنباله دار

اصابت ستاره های دنباله دار به زمین یا عبورشان از مدار زمین، می تواند ذرات گرد و غبار خارج از محیط زمین را افزایش دهند. در مرز کرتاسه- ترشیاری این واقعه، مقدار بسیار زیادی گردو غبار به داخل استراتوسفر تزریق کرده است، در نتیجه تابش خورشیدی را به طور قابل ملاحظه ای برای ماه ها تقلیل داده و منجر به انهدام دایناسور ها شده است. حتی اجرامی با قطر کوچکتر از یک کیلومتر نیز می توانند اثر شدیدی بر روی آب و هوا داشته باشند. به هر حال برخورد ها آنقدر منظم نیستند که سبب تغییرات چرخه ای همانند دوره های یخچالی و بین یخچالی شوند (عزیزی، ۱۳۸۳).

#### ۸-۲- عوامل طبیعی درونی

##### ۱-۸-۲ تکتونیک صفحه ای

قسمت بیرونی زمین از چندین صفحه عظیم سنگ کره ای تشکیل شده است. این صفحات بر روی یک لایه خمیری از سنگ های زیرین نرم کره قرار گرفته و نسبت یکدیگر دارای حرکت هستند. حرکت قاره ها در امتداد هم باعث می شوند که قاره ها تغییر موقعیت دهند. تغییر موقعیت قاره ها نسبت به همدیگر باعث کوهزایی ها، چین خوردگی ها و شکل گیری اقیانوس ها شده است. این مساله بر گردش آب اقیانوس ها و از این رو انتقال گرما و رطوبت و تبعاً تغییر اقلیم اثر داشته است. از آنجا که حرکت صفحات زمین بسیار کند است، تغییرات اقلیمی ناشی از آنها نیز در یک مقیاس زمانی چند میلیون ساله رخ می دهد و از این بابت نظریه زمین ساخت صفحه ای برای تشریح تغییرات اقلیمی کوتاه مدت، مثل تغییرات چند ده ساله یا چند صد ساله و حتی چند هزار ساله مفید نمی باشد. شواهد یخچالی در نواحی گرم امروزی همچون آفریقا، استرالیا، آمریکای جنوبی و هندوستان نشان می دهد که این نواحی یک دوره یخچالی را در ۲۵۰ میلیون سال پیش تجربه کرده اند. امروزه دانشمندان پی برده اند که نواحی در بردارنده یخچال های قدیمی در یک ابر قاره بهم پیوسته بوده اند و این نواحی در قسمت جنوب آن قاره قرار داشته اند و سپس از همدیگر جدا شده و به سمت موقعیت فعلی حرکت کرده اند (عزیزی، ۱۳۸۳).

## ۲-۸-۲ کوهزایی

کوهستانها با به وجود آوردن مکانهای سردتر، پهنه های یخ را توسعه داده و با تغییر الگوی گردش جوی خصوصا در جو بالا، و همینطور با تغییر ترکیب ژئوشیمیایی اقیانوس ها سبب ایجاد یخچال ها می شوند. با این حال کوهستان ها نمی توانند تغییرات آب و هوایی متناوب در دوره های یخچالی را شرح دهند. کوهزایی ها می توانند، گردش عمومی جو را تغییر دهند. کوهستان ها مناطقی با بارش سنگین را روی دامنه رو به بادشان ایجاد می کنند که برای تجمع برف و تشکیل یخچال مناسب است (عزیزی، ۱۳۸۳).

## ۲-۸-۳ آتشفشان ها

از مطالعه شواهد ثبت شده توسط ابزار ها به خوبی مشخص است که فورانهای انفجاری آتشفشان ها می تواند اثرات سرمایشی کوتاه مدتی را بر میانگین درجه حرارت سرتاسر نیمکره یا جهان داشته باشد. در نتیجه انرژی تابشی مستقیم که سطح زمین دریافت می کند، توسط آئروسل های آتشفشانی کاهش می یابد. فورانهای انفجاری آتشفشان ها مقدار زیادی از گازها و ذرات ریز را به داخل جو منتشر می کنند. این مواد برای چندین ماه و چندین سال در جو باقی می مانند (عزیزی، ۱۳۸۳). به هر حال، اگر فورانها در گذشته به کرات رخ داده و یا به صورت خوشه ای از رخداد ها اتفاق افتاده باشند. این احتمال وجود دارد که اثرات تجمعی فورانها می تواند برای زمانهای طولانی تری ماندگار شده و به تاثیرات در بازه های دهه ای تا چند دهه ای منجر شود. سطوح سولفات مغزه های یخی گرینلند، شاخصی را از آتشفشانهای انفجاری گذشته ارائه می نماید. شواهد مغزه های یخی بیانگر این است که این رخداد ها در گذشته به کرات رخ داده اند. شاید قابل توجه ترین دوره سرد مرتبط با آتشفشان «سال بدون تابستان» باشد که بعد از فوران ۱۸۱۵ کوه کامبورا در اندونزی رخ داد (عزیزی، ۱۳۸۳). اگرچه ارتباط بین فعالیت های آتشفشانی و دوره های تغییرات اقلیمی که واقعا همزمان هستند، جای بحث دارد؛ اما بسیاری از دانشمندان ارتباط بین فعالیت های آتشفشانی و پارامتر های میلانکوویچ را ارائه داده اند. برای مثال، تاریخ گذاری فوران های بزرگ اندونزی در طی کوآترنری، دوره های بازگشت معکوس ۴۰۰ هزار ساله، بسیار نزدیک به سیکل های خروج مداری ۴۱۳ هزار ساله زمین می باشد، در حالیکه

شواهد به دست آمده از مدیترانه، آیسلند و ژاپن دوره های ۲۳ هزار ساله و یا ۱۰۰ هزار ساله شبیه به سیکل های رقص محوری و خروج مداری زمین را نشان می دهد (Rampino & Self., ۱۹۹۳) به نقل از Lowe (& Walker., ۱۹۹۹).

#### ۴-۸-۲ زمین مغناطیس

میدان مغناطیسی زمین به وسیله مرز هسته و جبهه تغییر داده می شود. میدان مغناطیسی در هر دوره یک میلیون ساله سه بار معکوس می شود. ۵ هزار سال طول می کشد تا واژگونی ها کامل شوند و آب و هوا را متاثر سازند. تغییرات عمده آب هوا در اثنای پلیوستوسن بدون واژگونی قطب های مغناطیسی زمین رخ داده است. شواهد به دست آمده نشان می دهد که در اثنای سیکل های یخچالی میدان مغناطیس قوی تر بوده است، و وقتی میدان مغناطیس دستخوش تغییر سریع شده، حالت طوفانی افزایش یافته و در جاهایی از سطح زمین که شدت میدان مغناطیس کاهش یافته موجب گرم شدن دما گردیده است. برای مثال، در دوره هولوسن از ۱۷۰۰ سال قبل از میلاد به بعد مغناطیس قوی تر با دمای سردتر جهانی همراه بوده است ( عزیز، ۱۳۸۳).

#### ۵-۸-۲ گازهای گلخانه ای

جو زمین با داشتن ترکیباتی چون گاز کربنیک و بخار آب و متان می تواند تابش بلند زمین را جذب کند، در حالی که جذب تابش کوتاه خورشیدی توسط این گازها به مقدار اندکی صورت می گیرد. اثر گلخانه ای این گازها در به دام انداختن حرارت، باعث افزایش درجه حرارت زمین شده است. اندازه گیری های مداوم از تغییرات میزای دی اکسید کربن موجود در جو بیانگر افزایش میزان این گاز از آغاز انقلاب صنعتی است. طی دهه های اخیر بالا رفتن میزان دی اکسید کربن باعث گرمایش جهانی شده است. گفته می شود که گازهای متان و دی اکسید کربن در اثنای دوران یخچالی و بین یخچالی با کاهش تابش ورودی بر روی خشکی ها در عرض های بالاتر نیمکره شمالی مسئول انتقال جهانی سرما و بیشتر سرد شدن جهان شده اند. این فرضیه با اندازه گیری گاز درون مغزه های یخی که از وستوک در قطب جنوب به دست آمده و ۱۷۵ هزار سال قدمت

دارند، تأیید شده است ( عزیز، ۱۳۸۳).

#### ۶-۸-۲ آئروسول ها

هوایز ها ذرات جامد و مایع پراکنده در هوا هستند (عزیزی، ۱۳۸۳) و شامل ذرات غبار، دوده، ذرات نمک، باکتری ها، ویروس ها و دیگر ذرات میکروسکوپی می شوند. هرچند هوایز ها اغلب به عنوان آلودگی در هوا مطرح می شوند، اما تعداد زیادی از هوایز ها منشأ طبیعی دارند. هوایز ها موادی بسیار ریز هستند که هم به صورت طبیعی توسط آتشفشان ها و هم به صورت مصنوعی توسط انسان به جو منتقل می شوند. در مجموع هوایز های دارای منشأ طبیعی حدود ۴ تا ۵ برابر بیشتر از هوایز های دارای منشأ انسانی هستند در این میان نقش هوایز های سولفات ناشی از فعالیت های انسانی بسیار چشمگیر است. در حال حاضر شار دی اکسید سولفوری که با منشاء انسانی وارد جو زمین می شود، ده تا بیست برابر بیشتر از سهم ناشی از فعالیت آتشفشان هاست. افزایش میزان دی اکسید سولفور باعث واداشت تابشی می شود (عزیزی، ۱۳۸۳).

## فصل سوم

کشور  
معدنی  
اکتشافات  
معدنی  
کشور  
مواد و روش شناسی تحقیق و اکتشافات معدنی کشور  
شناسی  
سازمان زمین

در این بخش در ابتدا منطقه مورد مطالعه مورد شناسایی قرار گرفته، سپس مواد و روش های به کار رفته شرح داده شده است. از آن جا که نویسندگان خود کلیه مراحل برداشت مغزه، انتقال به دانشگاه کپنهاگ و انجام آنالیزها را تحت نظر اساتید رسوب شناس و شیمی انجام داده است تشریح مراحل براساس روش های انجام شده توسط وی بوده و برخی مراحل پروتکل های مورد استفاده با توجه به شرایط مغزه های رسوبی، تغییر داده شده است که در متن به آن ها اشاره گردید. عمل برداشت مغزه از تالاب هشیلان در ۳۶ کیلومتری شهر کرمانشاه انجام شد بنابراین در ابتدا به معرفی استان کرمانشاه، سپس شهر کرمانشاه و پس از آن تالاب هشیلان پرداخته شده است.

## ۳-۲ جغرافیای استان کرمانشاه

استان کرمانشاه ناحیه ای کوهستانی است که بین فلات ایران و جلگه میان رودان قرار گرفته و سراسر آن را ارتفاعات رشته کوه زاگرس پوشانیده است. رشته کوه زاگرس در محدوده این استان به صورت مجموعه ای از رشته کوه های موازی پدیدار گشته که دشت های مرتفع کوهستانی در بینابین آن ها شکل گرفته و بستر گذرگاه های مهم زاگرس را به وجود آورده است. استان کرمانشاه منطقه ای است نیمه کوهستانی که بخشی از رشته کوه زاگرس قسمت عمده این استان را پوشانیده است. تنها در بخش هایی از دامنه های کم شیب این کوهستان یا دره های عریض، زمین های کم ارتفاع و جلگه های آبرفتی مشاهده می شود. به طور کلی ناهمواری های استان کرمانشاه از لحاظ ساختاری و شکل ظاهری زمین به سه گروه کوه، دشت و تپه ماهور تقسیم می شود.

## ۳-۳ آب و هوای استان کرمانشاه:

کشور ایران به دلیل گستردگی و وسعت زیاد، تنوع اشکال توپوگرافی و تغییرات ارتفاع دارای اقلیم های متفاوتی است. از سامانه های جوی تأثیرگذار بر اقلیم ایران می توان به پرفشار جنب حاره اشاره نمود که در زمان حاکمیت موجب استیلای شرایط گرم و خشک شده و مانع هرگونه صعودی در جو می گردد. مهم ترین سامانه های بارش زای ایران چرخندهایی هستند که توسط بادهای غربی از سمت اروپا و دریای مدیترانه

وارد ایران می شوند. پرفشار سیبری در فصل سرد پس از عبور از دریای خزر در سواحل جنوبی آن بارش های زیادی را ایجاد می کند. همچنین کم فشارهای سودانی در جنوب غرب و زبانه های فروبار گنگ در جنوب شرق ایران می توانند بارش های رگباری ایجاد نمایند (علیجانی، ۱۳۸۳). همچنین مهم ترین الگوهای تراز دریای تاثیر گذار بر روی ایران شامل الگوهای سرد بارشی، سرد کم بارش، بسیار سرد پربارش، معتدل بارشی و گرم بسیار کم بارش می باشند (عزیزی و علیزاده، ۱۳۹۲). همچنین بارش های سنگین در ایران زمانی رخ می دهد که سامانه کم فشار ایسلند شدت داشته باشد و پرفشار آזור بر روی شمال غرب و غرب ایران واقع گردد و نیز در شرق ایران پرفشار تبت از شدت قابل توجهی برخوردار باشد در این هنگام یک کم فشار دینامیکی قوی بر روی ایران تشکیل می گردد. این چرخند سرد سبب شکل گیری بارش های سنگین و فراگیری بر روی ایران می شود. در سایر شرایط از جمله زبانه پرفشار اروپایی، کم فشار مدیترانه ای، پرفشار سیبری و کم فشار سودان به تنهایی بارش های فراگیر و سنگینی را به وجود نمی آورند. بلکه شرایط بارش سنگین در ایران نیازمند قرارگیری دو هسته پرفشار قوی در شرق و غرب ایران می باشد. شرایط حرارتی از شرایط بارشی متجانس تر بوده به طوریکه سامانه گنگ از میانه خرداد ماه تا میانه مهر بر روی ایران تسلط دارد و باعث افزایش دمای ایران می شود (عزیزی و علیزاده، ۱۳۹۲).

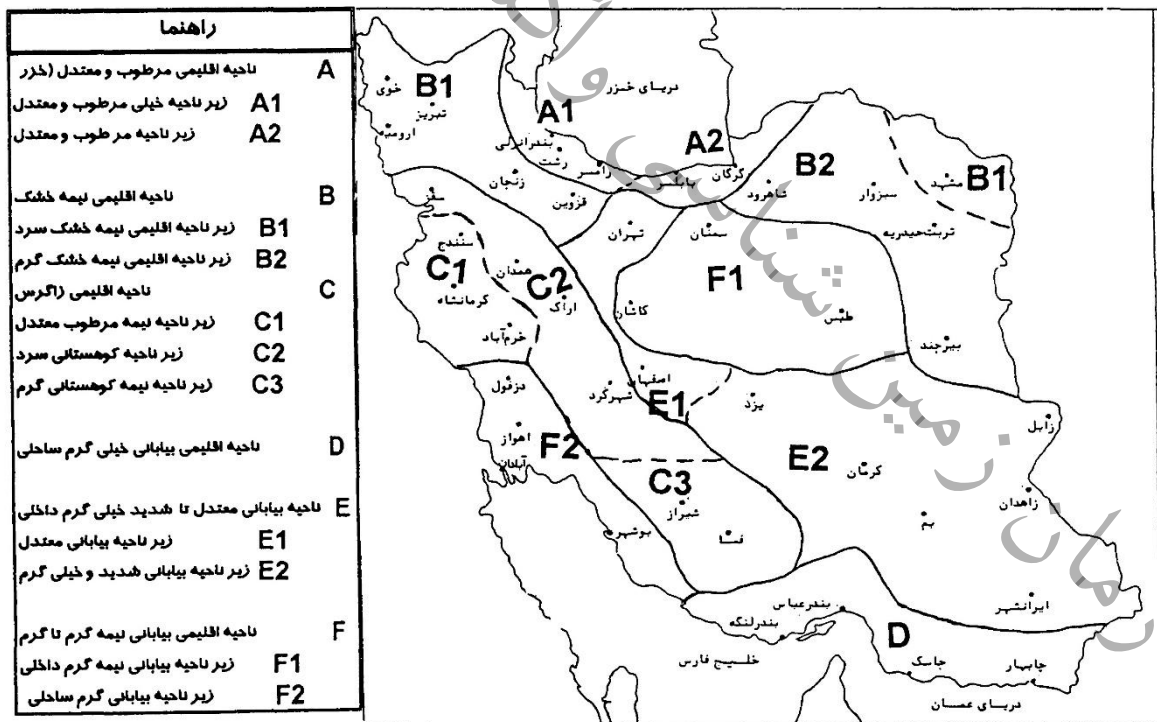
حیدری و علیجانی (۱۳۷۸) در بررسی های خود با استفاده از تحلیل عاملی نواحی اقلیمی ایران را در گروه های زیر طبقه بندی نمودند.

۱- ناحیه اقلیمی مرطوب و معتدل (خزری): این ناحیه مشتمل بر دو زیرناحیه می باشد که طی آن بندرانزلی، رشت و رامسر در زیرناحیه اقلیمی خیلی مرطوب و معتدل و بابلسر و گرگان در زیرناحیه اقلیمی مرطوب و معتدل قرار گرفته اند.

۲- ناحیه اقلیمی نیمه خشک: این ناحیه نیز مشتمل بر دو زیرناحیه است. ارومیه، تبریز، خوی، زنجان، قزوین و مشهد در زیرناحیه نیمه خشک سرد و بیرجند، تربت حیدریه، سبزوار و شاهرود در زیرناحیه اقلیمی نیمه خشک گرم واقع شده اند.

۳- ناحیه اقلیمی زاگرس: این ناحیه مشتمل بر سه زیرناحیه اقلیمی است. خرم آباد، کرمانشاه و سنندج در زیرناحیه اقلیمی نیمه مرطوب معتدل و شهرکرد، اراک، همدان و یقز در زیرناحیه اقلیمی

- کوهستانی سرد و فسا و شیراز در زیرناحیه اقلیمی نیمه کوهستانی گرم قرار دارند.
- ۴- ناحیه اقلیمی بیابانی خیلی گرم ساحلی: در این ناحیه اقلیمی چابهار، جاسک، بندرعباس و بندرلنگه قرار دارند.
- ۵- ناحیه اقلیمی بیابانی معتدل تا شدید خیلی گرم داخلی: در این ناحیه نیز دو زیرناحیه قرار دارند. تهران و اصفهان در زیرناحیه بیابانی معتدل و یزد، کرمان، بم، زابل، زاهدان و ایرانشهر در زیرناحیه بیابانی شدید و خیلی گرم واقع شده اند. این دو زیرناحیه به جهت اختلاف در پارامترهای بارش و دما از یکدیگر و نیز اختلاف زیاد پارامترهای مذکور با سایر نواحی کشور، از آنها تفکیک شده اند. به خصوص ناحیه بیابانی شدید و خیلی گرم.
- ۶- ناحیه اقلیمی بیابانی نیمه گرم تا گرم: در این ناحیه نیز دو زیرناحیه قرار گرفته است. آبادان، اهواز، دزفول و بوشهر در زیرناحیه بیابانی گرم ساحلی و کاشان، طبس و سمنان در زیرناحیه بیابانی نیمه گرم داخلی قرار دارند.



شکل ۱۷: نواحی اقلیمی ایران براساس روش های آماری چند متغیره (حیدری و علیجانی، ۱۳۷۸)

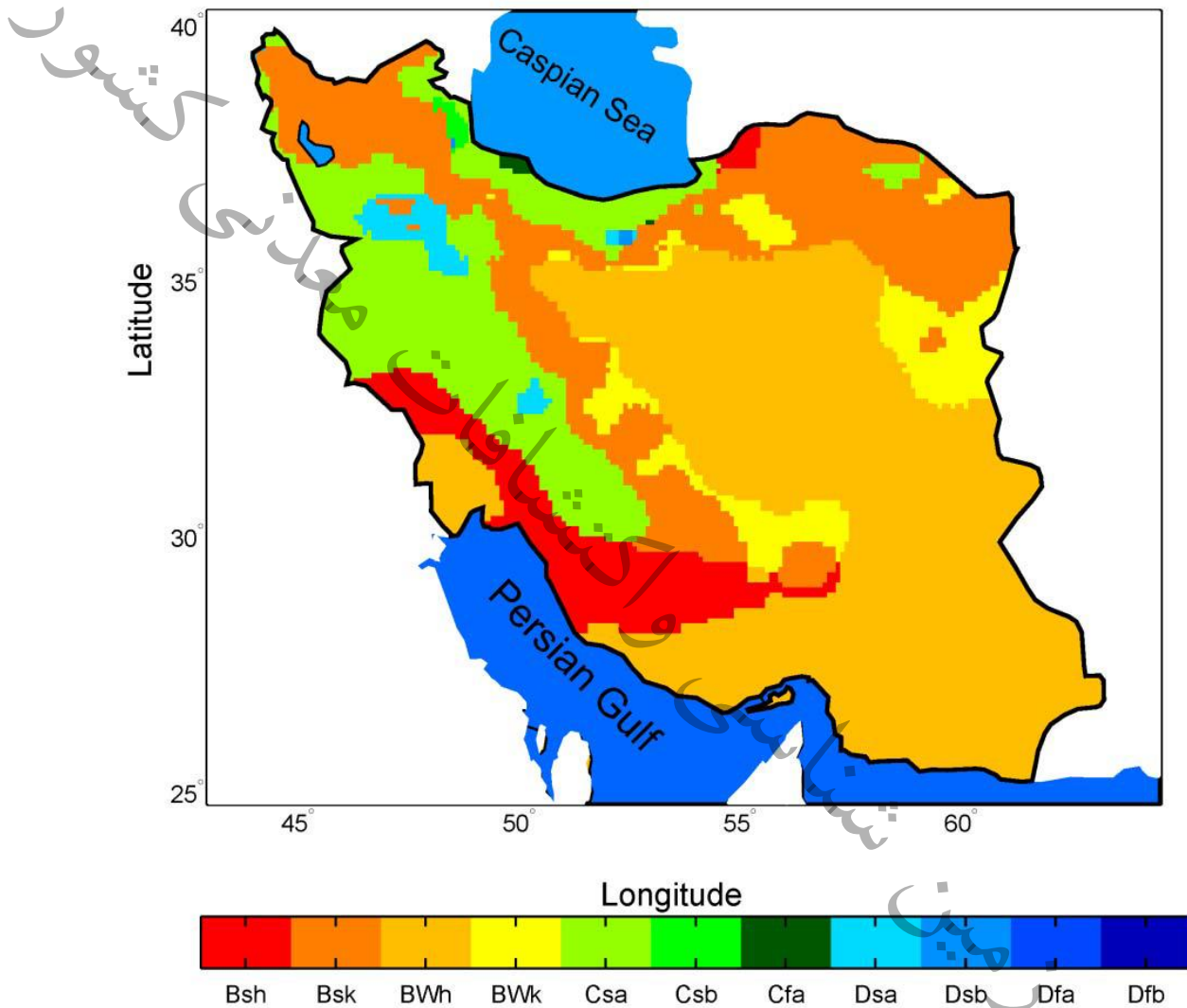


رضئی (۱۳۷۵) در منطقه بندی اقلیمی ایران از روش کوپن-گایگر استفاده نمود و ۹ گروه اقلیمی مختلف را شناسایی نمود. با توجه به شکل (۱۸) بیشتر ایستگاه هایی که در مرکز، شرق و جنوب کشور پراکنده اند، دارای اقلیم بیابانی گرم یا BWh هستند. با کاهش دما در اثر افزایش ارتفاع، اقلیم برخی از ایستگاه های این منطقه به BWk تغییر می کند. برخی دیگر از ایستگاه های حاشیة اقلیم بیابانی گرم در جنوب کشور که از ارتفاع و بارش بیشتری برخوردارند دارای اقلیم نیم بیابانی گرم یا BSh هستند. بخش بسیار بزرگی از ایستگاه های کوهپایه ای کشور در منطقه کوهستانی زاگرس و البرز در غرب و شمال شرق کشور نیز از اقلیم نیمه بیابانی سرد یا BSk برخوردارند. تعداد بسیار زیادی از ایستگاه های کوهستانی زاگرس نیز دارای اقلیم معتدل مرطوب یا Csa هستند. اکثر ایستگاه های ناحیة خزری در گروه اقلیمی Cfa یا معتدل بسیار مرطوب قرار دارند. کاهش دما در اثر ارتفاع سبب شده است که ایستگاه های پراکنده ای در منطقه زاگرس و البرز که دارای ارتفاع بسیار زیادی هستند، از اقلیم برفی Dsa و Dsb برخوردار باشند. با نگاهی به شکل (۱۸) می توان گفت اقلیم غالب در ایران اقلیم بیابانی و نیمه بیابانی است. و اقلیم معتدل به بخشی از زاگرس و دامنه های شمالی البرز محدود می شود.

جدول ۱: ویژگی های گروه های اقلیمی کوپن-گایگر موجود در ایران. (رضئی، ۱۳۹۶)

شماره	کد اقلیم کوپن-گایگر	ویژگی ها
۱	BWh	بیابان خشک و بسیار گرم
۲	BWk	بیابان خشک و سرد
۳	BSh	نیمه بیابانی (استپ) خشک و بسیار گرم
۴	BSk	نیمه بیابانی (استپ) خشک و سرد
۵	Csa	معتدل با تابستان های خشک و بسیار گرم
۶	Csb	معتدل با تابستان های خشک و گرم
۷	Cfa	معتدل پر باران (بدون فصل خشک) با تابستان های گرم
۸	Dsa	اقلیم برفی با تابستان های خشک و بسیار گرم

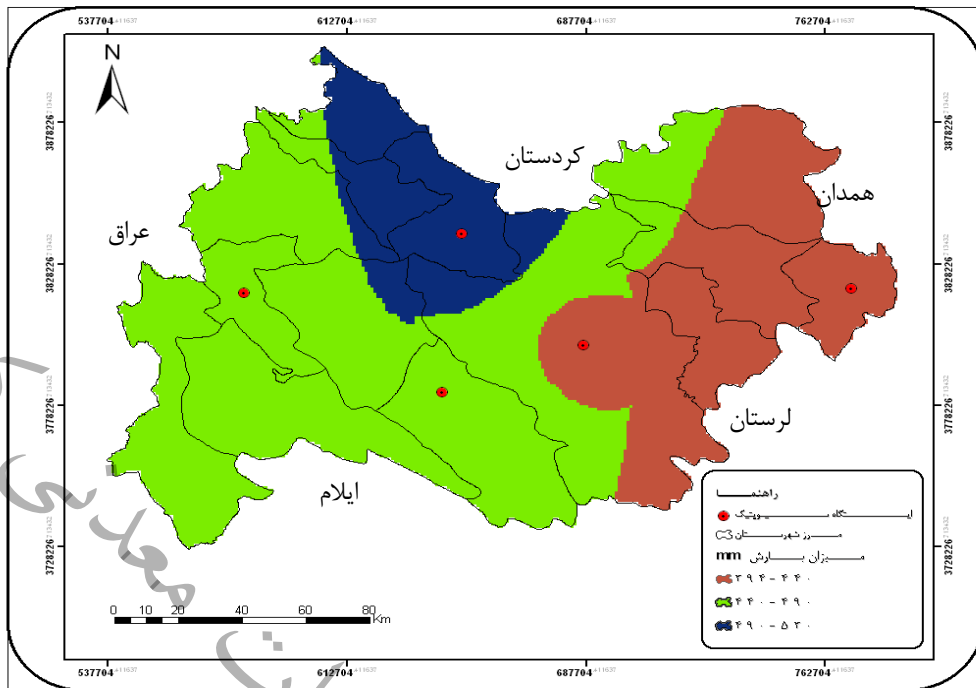
۹	Dsb	اقلیم برفی با تابستان های خشک و گرم
---	-----	-------------------------------------



شکل ۱۸: نواحی اقلیمی ایران براساس طبقه بندی کوپن-گایگر (رضیعی، ۱۳۹۶).

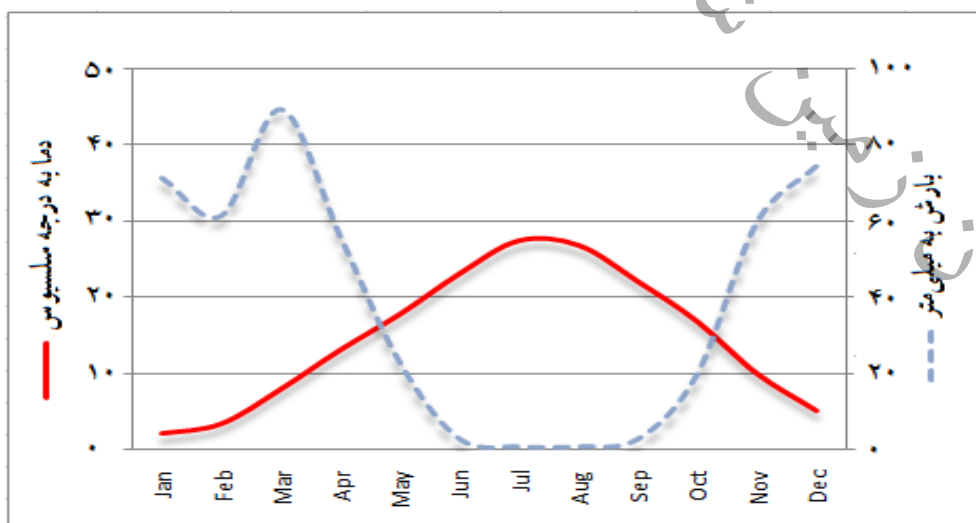
استان کرمانشاه در معرض جبهه‌های مرطوب مدیترانه‌ای قرار دارد که در برخورد با ارتفاعات زاگرس، موجبات ریزش برف و باران را فراهم می‌سازد. براساس طبقه بندی اقلیمی حیدری و علیجانی (۱۳۸۱)

استان کرمانشاه در زیرطبقه نیمه مرطوب معتدل قرار می گیرد و طبق طبقه بندی رضیئی (۱۳۹۶) دارای اقلیم معتدل با تابستان های گرم و خشک است که تپیی از اقلیم مدیترانه ای می باشد. استان کرمانشاه در معرض جبهه های مرطوب مدیترانه قرار دارد. مهم ترین سیستم باران زا در این منطقه کم فشار مدیترانه است، توده های تشکیل شده در اقیانوس اطلس با مستقر شدن بر روی مدیترانه، رطوبت را جذب کرده و در حرکت به سمت شرق با برخورد به ارتفاعات زاگرس در دامنه غربی آن فرو می ریزند. صعود کوهستانی یا بارندگی اروگرافیک چون سایر مناطق غرب زاگرس، عامل اصلی ریزش های جوی و افزایش رطوبت در استان می باشد. منشاء اصلی بارندگی های منطقه را می توان سیستم های باران زایی دانست که به تناوب از اوایل پاییز تا اواسط بهار، منطقه را تحت تاثیر قرار داده و موجب ریزش های جوی می شوند. در فصل زمستان متناوباً سه مرکز فشار در استان نفوذ می کنند که عبارتند از : پرفشار سیبری، کم فشار مدیترانه ای، پرفشار کلاهدک قطبی کانادایی و اطلس شمالی و در طول تابستان پرفشارهای آزور، و مرکز کم فشار آسیایی، تغییرات جوی منطقه را کنترل می کنند. جهت عمده جریان های مذکور از غرب به شرق و از شمال به جنوب است و اثرات متفاوتی بر استان برجای می گذارند. در زمستان، ورود توده هوای سیبری در بخش های شمالی تاثیر بیشتری داشته و موجب کاهش دما و ریزش های جوی می شود که عمدتاً توام با ریزش برف و سرمای شدید است. در تابستان نیز به علت حاکمیت پرفشار آزور، جریانات غربی به منطقه وارد نمی شوند و به علاوه جریانات گرم عربستان و صحرا بر مناطق جنوبی و جنوب غربی استان تاثیر گذاشته و دما را افزایش می دهند. بارش استان از جنوب به سمت شمال و از شرق به غرب استان افزایش می یابد. الگوی این تغییرات می تواند به تبعیت از مناطق ارتفاعی می باشد. افزایش بارش در مناطق شمالی به علت ارتفاع بیشتر می باشد و در مناطق غربی استان به علت قرارگیری در دامنه های غربی و رو به سیستم های مرطوب بارش بیشتری را نسبت با سایر مناطق دریافت می دارد.



شکل ۱۹: نقشه هم‌بارش استان کرمانشاه

با توجه به نقشه هم‌بارش استان، تالاب هشیلان در منطقه با متوسط بارش ۴۹۰ تا ۵۲۰ میلی متر قرار می‌گیرد. از نظر رژیم فصلی، ۴۸/۳ درصد بارش در فصل زمستان، ۱۷/۶ درصد در بهار، ۳۳/۶ درصد در پاییز و ۵/۵ درصد در تابستان فرو می‌ریزد که به تبعیت از توده های ورودی، در مجموع رژیمی زمستانه را نشان می‌دهد ولی دامنه آن به سایر فصل‌ها نیز کشیده می‌شود.



شکل ۲۰: نمودار آمبروترمیک (تغییرات دما و بارش) ماهیانه شهر کرمانشاه (دوره آماری ۱۹۷۵-۲۰۱۸)

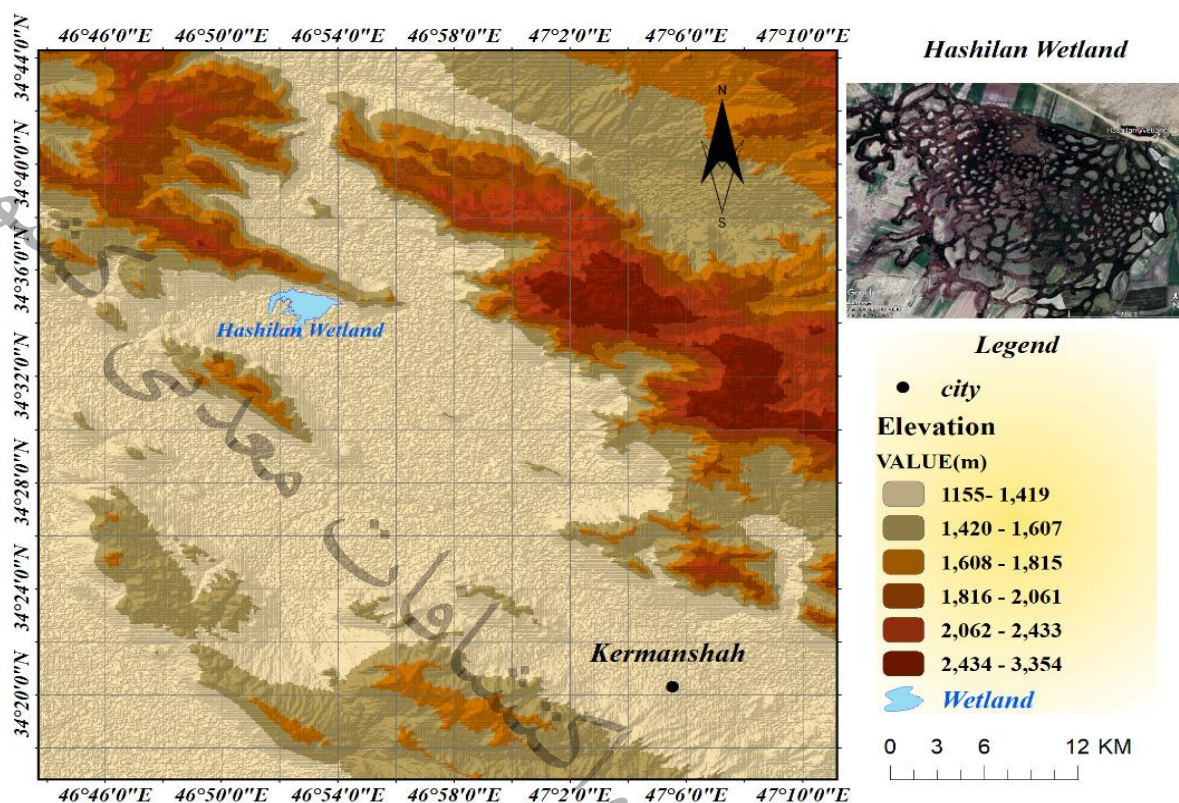
از مهم ترین بادهای استان کرمانشاه می توان به موارد زیر اشاره کرد: «بادهای غربی» که رطوبت نسبی اقیانوس اطلس و مدیترانه را منتقل می کند و موجب بارندگی می گردند و جریان آن معمولاً در زمستان و بهار بیشتر است. «بادهای شمال» که در فصل تابستان می وزند و در اعتدال آب و هوای بخشی از استان و کاهش گرمای آن مؤثرند و «بادهای سام یا سموم» که تنها در منطقه نوار مرزی می وزد و هوای آن را در تابستان ها بسیار گرم و غیرقابل تحمل می سازد و زیان های بسیاری به بار می آورد.

#### ۳-۴ مشخصات جغرافیایی و اقلیمی منطقه مورد مطالعه

تالاب هشیلان (۳۴ درجه و ۳۴ دقیقه عرض شمالی و ۴۶ درجه و ۵۲ دقیقه طول شرقی؛ با ارتفاع ۱۳۰۷ متر بالاتر از تراز دریاهای آزاد) با مساحتی نزدیک به ۴۵۰ هکتار در فاصله ۳۶ کیلومتری شمال غربی شهر کرمانشاه قرار دارد (شکل ۲۱). این تالاب در دشت الهیارخانی که از سوی شمال و غرب توسط کوهستان خورین و از سوی جنوب توسط کوهستان ویس احاطه شده است قرار دارد. این تالاب با داشتن بیش از ۱۰۰ هاموک<sup>۴۵</sup> - تپه های غالباً مدور کوچکی - که توسط گودال های پر از آب احاطه شده اند (شکل ۲۱)، از نظر سیمای ظاهری در زمره تالاب های الگوی یافته قرار می گیرد (شریفی و همکاران، ۱۳۸۳). تالاب های الگویافته<sup>۴۶</sup> عمدتاً در مناطق واقع در عرض های شمالی نیمکره شمالی یافت می شوند (چارمن، ۲۰۰۲). مهمترین سرچشمه تامین کننده آب تالاب هشیلان، چشمه سبزعلی است که در حاشیه شمالی تالاب و در پایکوه کوهستان خورین قرار داد. در دوره های پربابی چشمه که سبب افزایش سطح آب تالاب می شود، هاموک های کوچک زیر آب پنهان می شوند اما هاموک های بزرگ همواره فراتر از سطح آب تالاب قرار دارند (صفایی راد و همکارانش، ۱۳۹۸).

۴۵. Hummock

۴۶. Patterned mire



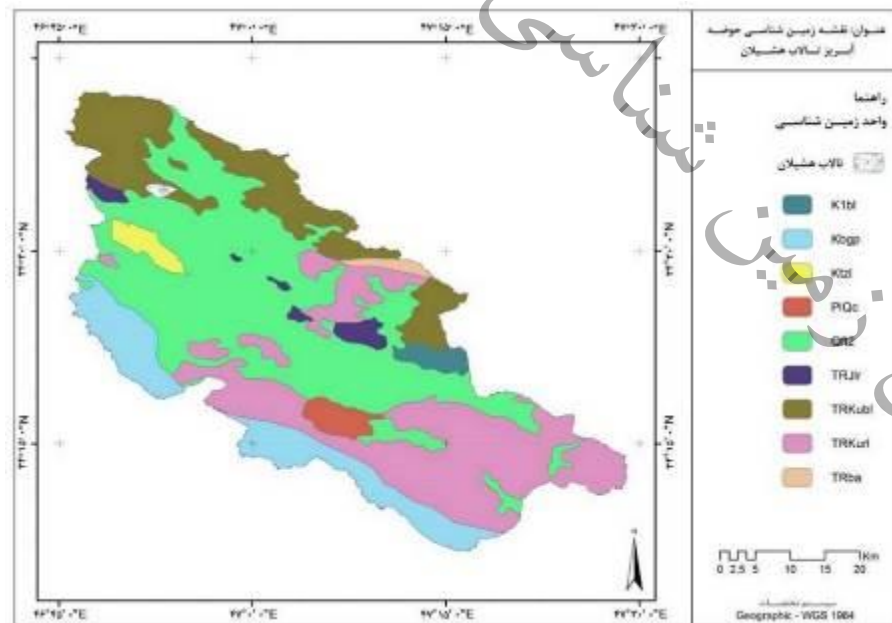
شکل ۲۱: نمایی از هاموک های تالاب هشیلان (بالا، راست) و موقعیت تالاب هشیلان در کرمانشاه

چشمه سبزیلی یک چشمه کارستی است که توسط آبخوان کارستی خورین تغذیه می شود. این آبخوان در آهک توده‌ای بیستون که از خالص‌ترین آهک‌های زاگرس می باشد (باقری سیدشکری، ۱۳۹۴) شکل گرفته است. آبخوان کارستی خورین توسط درزه‌ها و شکاف‌های افقی و عمودی و کارن‌ها و همچنین بطور مستقیم توسط شافت‌ها و فروچاله‌ها تغذیه می شود (باقری سیدشکری، ۱۳۹۲: صفایی راد و همکارانش، ۱۳۹۲). در پژوهشی که باقری و همکاران (۱۳۹۲) بر روی ویژگی‌های هیدرودینامیکی آبخوان خورین انجام دادند مشخص شد که به دلیل توسعه یافتگی شدید فرآیندهای کارستی و وجود فروچاله‌ها و درزه و شکاف‌های فراوان در سطح آبخوان، حجم ذخیره دینامیکی آبخوان کم و سرعت جریان آن زیاد است، از این رو چشمه سبزیلی، به عنوان خروجی آبخوان خورین، خیلی سریع به تغییرات بارش پاسخ می دهد. برای نمونه، به دنبال رخداد

خشکسالی شدید در منطقه در سال ۱۳۸۶، وسعت تالاب در مقایسه با سال پیش از خشکسالی نزدیک به ۴۷٪ کاهش یافت (جعفربیگلو و همکاران، ۱۳۹۴). بنابراین، تغییرات سطح آب تالاب هشیلان می‌تواند بازتاب‌کننده تغییرات میزان آب خروجی از چشمه سبزیلی و به نوبه خود نشانگر دوره‌های خشک باشد.

#### ۱-۴-۳ زمین‌شناسی منطقه مورد مطالعه

تالاب هشیلان درون یک دشت ناودیسی در کوهپایه‌های کوه‌های خورین و ویس قرار دارد. این تالاب بر روی سنگ آهک بیستون (TRKubl) توسعه یافته است. همچنین در اطراف این تالاب ذخایر تراسی و مخروط افکنه‌های کوهپایه‌ای جدید کم ارتفاع ( $Qft^2$ ) نیز وجود دارد. در حوضه آبریز تالاب هشیلان از سازندهایی همچون سنگ آهک اربیتولین دار ضخیم لایه تا توده‌ای (سازند تیزکوه KtZl)، کنگلومرا و میکروکنگلومرا با میان لایه‌های ماسه سنگ 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 هیچ گونه سازند شوری وجود ندارد (صفایی راد و همکارانش، ۱۳۹۲) (شکل ۲۲).



شکل ۲۲: نقشه زمین‌شناسی حوضه تالاب هشیلان (سازمان زمین‌شناسی کشور)

### ۳-۵ عملیات میدانی

در بهار ۱۳۹۷ یک مغزه رسوبی ۵/۵ متری از بخش مرکزی تالاب هشیلان، برداشت شد. عمل مغزه گیری با استفاده از مغزه گیر روسی و به صورت برداشت یازده مغزه نیم متری بود. در نمونه برداری از دریاچه ها جهت انجام مطالعات گرده شناسی سعی بر این است که طولانی ترین مغزه برداشت شود و بدین منظور باید عمیق ترین قسمت دریاچه انتخاب شود. در قسمت عمیق دریاچه ها معمولا توالی زمانی بهتر حفظ شده و همچنین محدوده زمانی بیشتری را پوشش می دهد. در این پژوهش برای نمونه برداری از مغزه گیر روسی ۴۷ استفاده شد (شکل ۲۳). برای برداشت مغزه ابتدا باید مغزه گیر را آماده کرد. بدین ترتیب که دسته T شکل را بر روی مغزه گیر قرار داده، محل نمونه گیری مشخص و سپس باید مغزه گیر به صورت کاملا عمودی در محل قرار داده شده و تا عمق مورد نظر به سمت پایین فشار داده شود. بعد از رسیدن به عمق مورد نظر دسته T شکل ۱۸۰ درجه بصورت ساعتگرد چرخانده می شود تا محفظه نیم دایره مغزه گیر پر شود. پس از خارج کردن مغزه گیر باید سطح آن کاملا تمیز شود تا از تداخل رسوبات در هنگام تخلیه جلوگیری به عمل آید. در نهایت با قرار دادن مغزه گیر بر روی زمین و چرخاندن ۱۸۰ درجه ای درپوش آن، مغزه نیم دایره ای خارج شده که باید آن را در پلاستیک و سپس محفظه آماده شده قرار داد. اما قبل از بسته بندی کردن مغزه باید اطلاعات مربوط به رسوب شناسی نمونه، رنگ نمونه، تداخل نمونه یا فشردگی آنها در صورت وجود عکسبرداری و ثبت تصاویر و هرگونه اطلاعات دیگری که می تواند مفید باشد را یادداشت کرد (شکل ۲۴). اگر نمونه برداری از قسمت آبدار دریاچه انجام می شود باید نقطه نمونه برداری با استفاده از یک لوله پولیکا که یک سر آن در درون رسوبات و سر دیگر آن بالاتر از سطح آب قرار می گیرد مشخص شود و با هدایت مغزه گیر از درون این لوله، نمونه برداری انجام شود در اصطلاح به این لوله پولیکا Casing گفته می شود.





شکل ۲۳: مغزه گیر روسی

استفاده از Casing ضمن اینکه مانع از گم شدن نقطه نمونه برداری می شود، از ورود آب دریاچه به نقطه نمونه برداری و آلودگی هایی که می تواند در پی داشته باشد جلوگیری به عمل می آورد. برای نمونه برداری ابتدا باید مغزه گیر را آماده کرد یعنی میله رابط و دسته T شکل بر روی مغزه گیر بسته شود. سپس مغزه گیر را در حالتی که درب آن باز است به شکل کاملاً عمودی با فشار دست به درون رسوبات فرو کرد. وقتی که مغزه گیر تا عمق مد نظر در رسوبات فرو رفت، دسته T شکل در جهت حرکت عقربه های ساعت چرخیده می شود. از آنجایی که دسته مغزه گیر به میله های رابط و میله های رابط به نیم استوانه متصل است با چرخش دسته مغزه گیر نیم استوانه نیز می چرخد و لبه تیز آن رسوبات را می برد و با چرخش ۱۸۰ درجه ای دسته T شکل یک نیم استوانه ای از رسوب در درون نیم استوانه قرار می گیرد و درب مغزه گیر بسته می شود. پس از اینکه مغزه گیر از رسوب پر شد به بیرون کشیده شده و سطح بیرونی مغزه گیر تمیز می شود.



شکل ۲۴: برداشت مغزه رسوبی، یادداشت کردن مشخصات مغزه برداشت شده، بسته بندی مغزه ها

برای جلوگیری از آلوده شده نمونه، بهتر است نمونه در درون یک نایلون پلاستیکی گذاشته شود و سپس به درون محفظه هایی همچون دایکت برق یا لوله پولیکا منتقل شود (شکل ۲۴). برای ادامه دادن عملیات نمونه برداری باید مغزه گیر را به دقت شست و در صورت نیاز میله رابط به آن اضافه کرد و بار دیگر عملیات نمونه برداری را به مانند بالا تکرار کرد. معمولاً نمونه برداری تا عمقی که مغزه گیر بتواند به درون رسوبات فرو رود و امکانات و تجهیزات اجازه دهد ادامه پیدا می کند. پس از آنکه عملیات نمونه برداری به پایان رسید باید نمونه های برداشت شده به آزمایشگاه منتقل شوند و در محیط مناسب نگهداری شوند. به این منظور مغزه رسوبی برداشت شده در داخل یخچال در دمای ۴ درجه سلسیوس نگهداری می شود.

### ۳-۶ عملیات آزمایشگاهی

#### ۳-۶-۱- آنالیز پذیرفتاری مغناطیسی

پارامترهای مغناطیسی، به ویژه پذیرفتاری مغناطیسی، ابزاری مؤثر برای بازسازی محیط زیست و آب و هوای دیرین رسوبات لسی (Ehlersz et al., ۱۹۷۱)، رسوبات کف دریاها (Robinson et al., ۱۹۹۵) و توالی رسوبات دریاچه ای (Bronger et al., ۱۹۹۸) است. پذیرفتاری مغناطیسی معمولاً نشان دهنده مقدار، غلظت و حجم کانی های مغناطیسی موجود در نمونه است. مقدار زیاد پذیرفتاری مغناطیسی، نشان دهنده حجم زیاد کانی های مغناطیسی است (Maher et al., ۲۰۱۱). در این پژوهش برای اندازه گیری پذیرفتاری مغناطیسی نمونه ها از دستگاه Itrax CS<sup>۳۷</sup> (analytical system) Core Scanner مرکز ژئوژنتیک دانشگاه کپنهاگ دانمارک استفاده شد.



شکل ۲۵: نحوه قرارگیری مغزه های رسوبی در دستگاه Core Scanner Itrax

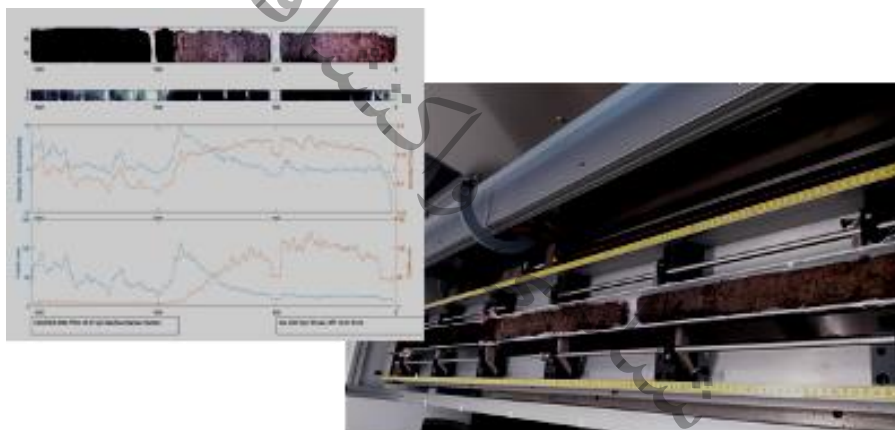
در هنگام کار با دستگاه به موارد زیر توجه شد:

در هنگام کار با این دستگاه موبایل باید خاموش باشد. هوا باید راکد باشد، یعنی کار آنالیز در اتاق دربسته انجام شود. دستگاه نباید به خطوط جریان برق نزدیک باشد. هرگونه فلز از دستگاه دور شود. برای نمونه انگشتر، ساعت و غیره. از مکان های پرسرو صدا دور باشد، بهتر است هنگام کار صحبت نشود. دماهای مختلف در آنالیز

دستگاه تأثیر دارند، دمای استاندارد برای کار دستگاه ۲۲ درجه است که با بیشتر یا کمتر شدن آن باید ضریب اصلاحی در خروجی ها اعمال شود. رزولوشن انتخاب شده برای اندازه گیری مغناطیس ۵ میلی متر بود .

### ۲-۶-۳ آنالیز میکرو XRF

جهت انجام آنالیز XRF کلیه نمونه های رسوبی از پوشش پلاستیکی خارج شده و سطح آنها مسطح گردید تا در اندازه گیری ها خطایی رخ ندهد. سپس روی نمونه ها با سلفون نازک پوشانیده شد و در هر نوبت تعداد سه مغزه نیم متری در دستگاه Itrax CS<sup>۳۷</sup> Core Scanner COX (analytical system) قرار داده شد. در ابتدا توپوگرافی مغزه ها (Surface Scan) توسط دستگاه ترسیم شد. سپس مغزه ها با دقت ۱ میلیمتر مورد آنالیز قرار گرفت (شکل ۲۶).



شکل ۲۶: نحوه قرارگیری مغزه های رسوبی در دستگاه XRF اسکنر و ترسیم توپوگرافی و سایر نسبت ها توسط کامپیوتر متصل به دستگاه

### ۳-۶-۳ آنالیز جرم کاهی گرمایشی LOI

جرم کاهی گرمایشی روشی است که از آن برای برآورد میزان کربن آلی و مواد غیرآلی یا کربناتی نمونه های رسوبی و یا خاک استفاده می شود . با توجه به این نکته که کربن آلی در دمای بین ۵۰۰ تا ۵۵۰ درجه سلسیوس تبدیل به دی اکسیدکربن و خاکستر می شوند و همچنین مواد کربناتی در دمای بین ۹۰۰ تا ۱۰۰۰

درجه سلسیوس تبدیل به اکسید می شوند (Hiery et al., ۲۰۰۱) با گرمایش (سوزاندن) نمونه ها در این دماها و محاسبه میزان وزنی که نمونه در هر بار گرمایش از دست می دهد می توان میزان (درصد) کربن آلی و مواد کربناتی نمونه های رسوبی را برآورد کرد. آنالیز جرم گاهی گرمایشی نمونه ها در آزمایشگاه ژئوژنتیک موزه زمین شناسی دانشگاه کپنهاگ دانمارک و با استفاده از تجهیزات دقیق انجام شد.

تجهیزات مورد نیاز برای انجام آنالیز جرم گاهی گرمایشی عبارت بود از:

۱. بوته چینی<sup>۴۸</sup> مقاوم به گرمای بیش از ۱۰۰۰ درجه سلسیوس

۲. ترازوی آنالیتیک محفظه دار با دقت ۴ رقم اعشار

۳. دسیکاتور<sup>۴۹</sup>

۴. آون<sup>۵۰</sup>

۵. کوره با توانایی گرمایش دست کم ۱۰۰۰ درجه سلسیوس

مراحل انجام آنالیز جرم گاهی گرمایشی:

مرحله ۱. برداشت زیر-نمونه‌ها<sup>۵۱</sup> از مغزه رسوبی: تعداد ۵۵ زیرنمونه رسوبی با حجم ترجیحاً یکسان (۱ سانتی متر مکعب) از مغزه رسوبی برداشت شدند. از آنجایی که فواصل زیر-نمونه‌ها با توجه به تفکیک زمانی مورد نظر پژوهشگر تعیین می‌شود. بهتر است پیش از برداشت زیرنمونه‌ها، مدل سن-عمق<sup>۵۲</sup> مغزه رسوبی ایجاد شود و بر اساس آن و همچنین با توجه به تفکیک زمانی مدنظر پژوهش، زیر-نمونه‌ها با فواصل زمانی (و نه بر اساس

۴۸. Ceramic crucible

۴۹. Desiccator

۵۰. Oven

۵۱. Sub-sample

۵۲. Age-depth model

فواصل متریک) از مغزه رسوبی برداشت شوند. اما به دلیل آن که کلیه مراحل آنالیزها توسط نویسنده و طی یک دوره فشرده تحقیقاتی در دانمارک انجام شد زمان کافی برای دریافت نتایج سن سنجی وجود نداشت به همین دلیل تا حد امکان زیر نمونه های بیشتری برداشت و آنالیز شد. در این پژوهش از فواصل ۱۰-۳ سانتیمتری استفاده شد.

مرحله ۲. انتقال نمونه‌ها به بوتله‌های چینی و وزن کردن آنها: در این مرحله نخست بوتله‌های چینی با دقت تمیز شدند تا چنانچه گردوغبار و ناخالصی‌ای بر روی آنها وجود دارد زدوده شوند. اگر برای تمیز کردن بوتله‌ها از آب استفاده شود بهتر است که بوتله‌ها برای مدت ۱ ساعت در آون با دمای ۱۰۵ درجه سلسیوس گذاشته شوند تا رطوبت آنها بطور کامل تبخیر شود. سپس بوتله‌ها شماره‌گذاری و وزن می‌شدند.



شکل ۲۷. تجهیزات مورد نیاز برای انجام آنالیز جرم‌گاهی گرمایشی. الف: بوتله چینی ب: ترازو ج: دسیکاتور د: آون ه: کوره

وزن بوت‌های خالی شماره‌گذاری شده در دفترچه‌ای با عنوان "وزن بوت‌های خالی" یادداشت شد. سپس هر کدام از زیر-نمونه‌ها به درون یک بوت‌ه چینی ریخته و عمق هر زیر-نمونه و شماره بوت‌ه مربوط به آن در دفترچه، یادداشت شد. در این پژوهش، کلیه داده‌ها جهت سهولت در محاسبات در اکسل وارد شد. در مرحله بعد، بوت‌های حاوی رسوب‌تر وزن شد و اطلاعات هر کدام در ستونی جداگانه با عنوان "وزن رسوب‌تر" یادداشت گردید. شایان ذکر است که تمامی وزن‌ها بایستی با استفاده از ترازوی آنالیتیک با دقت بالا تا ۴ رقم اعشار نوشته شوند.

Hashlian wetland LOI												
Nn.	Sample	Depth	Crucible	Cu. weight	Cu. + dry weight	550°C	950°C	dry sample	post ash 550	post ash 950		
		10	1	13/054	14/0416	13/8384	13/5771	0/988	0/785	0/524		
Cone 1	2	20	2	13/423	14/1613	14/0245	13/8247	0/739	0/602	0/402		
	3	30	3	15/883	16/8507	16/7082	16/4168	0/967	0/825	0/533		
	4	40	4	15/670	17/6982	17/533	17/254	1/028	0/863	0/584		
	5	50	5	15/088	16/825	16/7194	16/5291	0/737	0/631	0/441		
	6	70	6	14/069	15/1744	15/0059	14/7996	1/105	0/937	0/730		
Cone 2	7	80	7	13/750	14/914	14/7427	14/6062	1/164	0/993	0/856		
	8	90	8	15/317	16/2797	16/1398	16/0793	0/963	0/823	0/763		
	9	95	9	14/347	14/7639	14/5917	14/5769	0/417	0/245	0/230		
	10	110	10	14/925	15/7104	15/4517	15/423	0/786	0/527	0/498		
	11	120	11	13/941	14/5985	14/3537	14/3342	0/658	0/413	0/354		
Cone 3	12	130	12	13/536	14/1025	13/9166	13/8966	0/564	0/378	0/358		
	13	140	13	13/010	14/0251	13/8389	13/7968	1/015	0/827	0/787		
	14	160	14	12/505	13/3425	13/1356	13/1037	0/834	0/627	0/595		
	15	170	15	12/690	13/2059	12/9789	12/9648	0/516	0/289	0/275		
Cone 4	16	180	16	13/370	13/8594	13/6834	13/6659	0/498	0/313	0/296		
	17	190	17	12/286	12/8515	12/6683	12/6465	0/566	0/383	0/361		
	18	200	18	13/945	14/7056	14/5017	14/4732	0/762	0/557	0/528		

شکل ۲۸: نمونه‌ای از نحوه یادداشت کردن مشخصات نمونه‌ها در اکسل برای آنالیز LOI

مرحله ۳. خشک کردن زیر-نمونه‌ها: بوت‌های حاوی نمونه‌های رسوب‌تر به مدت ۸ تا ۱۰ ساعت در آون با دمای ۱۰۵ درجه سلسیوس قرار داده شد تا رطوبت آنها بطور کامل خشک شود. بهتر است که برای صرفه‌جویی در زمان، نمونه‌ها را غروب در آون قرار داد و آون به گونه‌ای تنظیم شود که در طول شب نمونه‌ها خشک شوند و صبح آون خاموش شود. صبح روز بعد زمانی که بوت‌ها به اندازه کافی خنک شده‌اند تا بتوان آنها را لمس کرد آنها را از آون خارج کرده و با استفاده از ترازوی محفظه‌دار وزن می‌شوند. در هنگام وزن کردن بوت‌های حاوی نمونه، بایستی تمام درب‌های ترازو بسته شوند تا از جریان هوا به درون محفظه که می‌تواند باعث بروز خطا در اندازه‌گیری وزن واقعی نمونه شود، جلوگیری شود.

مرحله ۴. اندازه‌گیری میزان کربن آلی رسوبات: در این مرحله برای اندازه‌گیری میزان مواد گیاهی آلی نمونه‌های رسوبی، بوته‌های حاوی نمونه خشک به مدت ۴ ساعت در کوره با دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس قرار داده شدند. طی این مرحله، تمامی مواد آلی موجود در نمونه سوزانده و تبدیل به خاکستر شد. پس از آنکه بوته‌ها نسبتاً خنک شدند با استفاده از انبر فولادی با احتیاط از کوره به دسیکاتور انتقال داده و درب دسیکاتور بسته شد تا از ورود رطوبت به درون دسیکاتور که می‌تواند با چسبیدن به نمونه و بوته باعث افزایش وزن آن و ایجاد خطا گردد جلوگیری شود. پس از آنکه بوته‌ها کاملاً خنک شدند وزن شدند و وزن آنها در ستونی با عنوان "وزن در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس" یادداشت شد.

مرحله ۵. اندازه‌گیری میزان کربنات کلسیم رسوبات: در این مرحله برای اندازه‌گیری میزان کربنات کلسیم نمونه‌ها، بوته‌های حاوی نمونه را به مدت ۲ ساعت در کوره با دمای ۹۵۰ درجه سلسیوس قرار داده شدند. طی این مرحله، تمام کربنات کلسیم موجود در نمونه سوزانده و تبدیل به خاکستر شد (شکل ۲۹). چگونگی وزن کردن نمونه‌ها همانند مرحله چهارم بود و وزن نمونه‌ها در ستونی با عنوان "وزن در دمای ۹۵۰ درجه سلسیوس" یادداشت شد.



شکل ۲۹: نمونه‌ها پس از خارج شدن از دمای ۹۵۰ درجه.



پس از پایان اندازه‌گیری‌ها، بر اساس پروتکل دین (۱۹۷۴) و هیری و همکارانش (۲۰۰۱) که در زمینه کاربرد و مراحل آنالیز LOI ارائه شده با استفاده از فرمول‌های زیر به ترتیب میزان (یا درصد) کربن آلی، کربنات کلسیم و میزان مواد معدنی موجود در نمونه‌ها برآورد گردید:

رابطه (۱): شیوه برآورد میزان کربن آلی رسوبات:

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

که در آن W<sup>۱۰۵</sup>: وزن در دمای ۱۰۵ درجه؛ W<sup>۵۵۰</sup>: وزن در دمای ۵۵۰ درجه و W<sup>c</sup>: وزن بوته خالی است.

رابطه (۲): شیوه برآورد میزان کربنات کلسیم رسوبات:

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

که در آن W<sup>۹۵۰</sup>: وزن در دمای ۹۵۰ درجه می‌باشد.

رابطه (۳): برای برآوردن میزان مواد معدنی موجود در رسوبات از رابطه زیر استفاده شد:

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

که در آن Min: میزان مواد معدنی موجود در رسوبات می‌باشد.

#### ۴-۶-۳- آنالیز گرده

حجم رسوب مورد نیاز برای نمونه برداری از مغزه معمولاً حجم کوچکی است و تقریباً یک سانتی متر مربع برای رسوبات دریاچه ای و ۱۰ سانتی متر مربع یا بیشتر برای رسوبات دریایی است که در درون این حجم ممکن است صدها یا هزاران گرده وجود داشته باشد (Neler, ۲۰۰۹). در اکثر روش‌های آماده سازی گرده میزان حجم برداشت شده از مغزه یک سانتی متر مکعب ذکر شده است. فواصل نمونه برداری نیز بستگی به

دقت کار دارد. برای مثال در مطالعاتی که محدود زمانی کواترنری و بیش از ۱۰۰ هزار سال را پوشش می دهد فواصل یک متری و یا حتی بیشتر در نظر گرفته می شود اما در مطالعات هولوسن معمولا فاصله ۱۰ سانتی متری پذیرفته شده است. طبیعتا با کمتر کردن فاصله برداشت نمونه، دقت کار بیشتر خواهد شد. در این پژوهش نمونه ها در حجم دو سانتی متر مکعب و در فواصل ۵ سانتی متری و در نواحی دارای تغییرات رسوبی بارز (نواحی گذار) از فواصل ۲ سانتی متری برداشت شده اند تا نتایج دقیق تری را فراهم سازند.

#### - مراحل آماده سازی گرده های گیاهی

عمل نمونه برداری از مغزه رسوبی به این صورت است که از اعماق متوالی، حجم یکسان و معینی رسوب برداشته می شود. هرچه حجم نمونه بیشتر شود تعداد دانه های گرده درون آن نیز بیشتر خواهد شد و از آنجایی که هنگام تحلیل نمودار گرده ای به غلظت یا فراوانی گرده های گیاهی در واحد حجم به عنوان یکی از شاخص های اقلیم گرده ای توجه می شود، پس باید از اعماق مختلف، حجم یکسان و معینی رسوب برداشته شود. در اکثر کارهای انجام شده حجم نمونه هایی که از مغزه برداشته می شود برابر با یک سانتیمتر مکعب می باشند. با این حال برای مناطق خشک که از نظر پوشش گیاهی فقیرند این حجم می تواند بیشتر شود.

دقت کار و سرعت رسوبگذاری از عوامل اساسی تعیین کننده فواصل<sup>۵۳</sup> نمونه برداری است. نمونه برداری با فواصل نزدیک، تصویر دقیق تری از تغییرات و نوسانات اقلیمی را به نمایش می گذارد اما این امر مستلزم صرف وقت، هزینه و مواد آزمایشگاهی زیادتری است. در این پژوهش نمونه ها با حجم یک سانتیمتر مکعب در فواصل ۲۰ سانتیمتری برداشته شده اند. برای نمونه برداری از مغزه رسوبی ابزار و وسایل زیر لازم است:



شکل ۳۰: ابزار نمونه برداری از مغزه رسوبی

لوله مدرج تا درجه معینی از آب مقطر پر می شود سپس با استفاده از ابزار نمونه برداری، رسوب از مغزه رسوبی برداشته و درون لوله مدرج انداخته می شود. عمل افزودن رسوب به درون لوله مدرج تا زمانی که سطح آب مقطر یک میلی لیتر (معادل یک سانتیمتر مکعب) بالا آید ادامه خواهد داشت. به همین دلیل این عمل باید با احتیاط انجام شود تا حجمی بیش از یک سانتیمتر مکعب رسوب به درون لوله مدرج ریخته نشود، در غیر این صورت باید عمل نمونه برداری را تکرار کرد. سپس باید نمونه رسوب از لوله مدرج به تیوپ منتقل و مشخصات مربوط به نمونه شامل منطقه نمونه برداری، عمق نمونه و شماره نمونه بر روی آن نوشته شود. قبل از هر نمونه برداری ضروری است که ابزار نمونه برداری و لوله مدرج با دقت توسط آب مقطر شسته شوند تا بقایایی از نمونه قبلی بر روی آنها نماند. چون احتمال آن می رود که در زمان مغزه برداری، سطح مغزه رسوبی در اثر تماس با مواد مختلف آلوده شده باشد و یا بر اثر اکسیداسیون گرده های آن از بین رفته باشند، بهتر است برای برداشتن نمونه از مغزه رسوبی، لایه سطحی کنار زده شود و از زیر آن نمونه برداری صورت گیرد. همچنین از نمونه برداری در فضای باز باید پرهیز شود زیرا در چنین محیط هایی احتمال ورود گرده های گیاهی معلق در هوا به درون نمونه وجود دارد. معمولاً با گذشت زمان طول مغزه های رسوبی تغییر می کند و غالباً به دلیل از دست رفتن بخشی از رطوبت آن دچار فشردگی می شود و در برخی موارد به دلیل فشارهای مکانیکی وارده بر مغزه دچار کشیدگی می شود. هنگام نمونه برداری از مغزه رسوبی باید این فشردگی ها و کشیدگی ها محاسبه و مورد توجه قرار گیرند.

- آماده سازی نمونه ها با مواد شیمیایی

منظور از آماده سازی نمونه ها انجام یک سری عملیات شیمیایی بر روی نمونه های رسوبی گرفته شده از مغزه به منظور حذف مواد غیرگرده ای و حفظ دانه های گرده موجود در نمونه است. برای آماده سازی نمونه ها روش های مختلفی وجود دارد که از آنها روش جسیکا (Jessica Heck, ۲۰۱۰) می باشد. در این پژوهش نیز از این روش آماده سازی استفاده شده است. در زیر مراحل مختلف این روش تشریح شده است. قبل از آن چند نکته ذکر می شود:

- ✓ در همه مواردی که از بنماری استفاده می شود دمای آب آن باید نزدیک به دمای جوش باشد.
  - ✓ بنماری باید زیر هود قرار داشته باشد تا بخار و گازهایی که در زمان گذاشتن نمونه ها در بنماری متصاعد می شوند به بیرون هدایت شوند.
  - ✓ در تمامی مراحل کار با اسیدها باید دست ها مجهز به دستکش آزمایشگاهی باشند.
- ۱- افزودن گرده شاخص یا نشانگر به نمونه: در این مرحله قرص حاوی گرده لیکوپودیوم به نمونه اضافه می شود. هدف از اضافه کردن گرده شاخص، محاسبه غلظت گرده های فسیل در واحد حجم است. به این منظور در هنگام شمارش گرده های فسیل، این گرده ها نیز شمارش می شوند و با استفاده از رابطه زیر می توان تعداد کل یا غلظت گرده های فسیل موجود در نمونه را محاسبه کرد:

$$N = \frac{Nfi * NL}{Nli}$$

که در آن:

N: غلظت یا تعداد کل گرده های فسیل؛

Nfi: تعداد گرده های فسیل شمارش شده؛

NL: تعداد کل گرده های شاخص درون یک قرص لیکوپودیوم. تعداد این گرده ها بر روی قوطی حاوی قرص های لیکوپودیوم نوشته شده است.

Nli: تعداد گرده های شاخص شمارش شده.

۲- شستشوی نمونه با هیدروکسیدپتاسیم ۱۰ درصد (۱۰% KOH): شستشو با این اسید سبب جدا شدن ذرات از یکدیگر و حذف مواد آلی در نمونه می شود. مراحل شستشوی نمونه با ۱۰% KOH به این صورت است که ۶ میلی لیتر ۱۰% KOH به هر کدام از نمونه ها افزوده می شود و نمونه ها به مدت ۱۰ تا ۲۰ دقیقه در بنماری گذاشته می شوند و در طول این مدت چند بار هم زده می شوند تا تاثیرگذاری اسید بیشتر شود. سپس نمونه ها از بنماری خارج می شوند و برای سرد شدن آنها مقداری آب مقطر به آنها افزوده می شود. برای آنکه ذرات موجود در نمونه به خوبی در محلول آغشته شوند و عمل سانتریفیوژ راحت تر شود می توان به هر کدام از نمونه ها ۲ تا ۳ قطره TBA<sup>۵۴</sup> افزود. افزودن TBA سبب می شود عمل ته نشینی رسوبات بهتر انجام شود و ذرات در درون محلول شناور نشوند. سپس نمونه ها به مدت ۳ دقیقه با ۳۵۰۰ دور در دقیقه سانتریفیوژ شده و پس از آنکه سانتریفیوژ محلول را از رسوبات جدا کرد، باید محلول موجود در تیوپ خالی شود. برای امتحان کردن وضعیت نمونه ۶ میلی لیتر آب مقطر به هر کدام از نمونه ها اضافه می شود و نمونه ها هم زده می شوند. اگر رسوبات به حالت کومه ای در نمونه وجود داشت یعنی رسوبات به خوبی از یکدیگر جدا نشده بودند و یا اگر رنگ محلول تیره و غیر شفاف بود باید مرحله شستشو با ۱۰% KOH تکرار شود. برای نمونه های توربی و حاوی مواد آلی زیاد این مرحله باید بیشتر تکرار شود ولی در نمونه های رسی و ماسه ای که مواد آلی کمتری دارند این مرحله زیاد تکرار نمی شود. در برخی نمونه ها ممکن است مرحله شستشو با ۱۰% KOH تا ۱۰ بار تکرار شود.

۵۴ - tertiary butyl alcohol

۳- گذراندن نمونه از صافی (Screening): اکثر دانه های گرده و اسپورها کوچک هستند و قطری بین ۲۵ تا ۳۵ میکرون دارند و فقط قطر تعداد اندکی از آنها به ۱۰۰ میکرون می رسد (J J Lowe and MJC Walker, ۱۹۹۷). با توجه به این مطلب، گذراندن نمونه از صافی می تواند ذراتی با قطر بزرگتر و کوچکتر از دانه های گرده را از نمونه جدا کند. انتخاب اندازه صافی تا حدودی بستگی به ترکیبات نمونه رسوبی دارد و پژوهشگر می تواند با توجه به این مورد از صافی های مناسب استفاده به عمل آورد. در این پژوهش برای جدا کردن ذرات بزرگ تر از قطر دانه های گرده از صافی ۱۶۰ میکرون استفاده شد و دانه های ماسه و قطعات درشت از نمونه جدا شدند. پس از آن برای حذف ذرات کوچکتر از دانه های گرده، نمونه از صافی ۷ میکرون گذرانده شد و مواد رسی و لای و سایر ذرات ریز از نمونه جدا شدند.

۴- شستشوی نمونه با اسید هیدروکلریدریک ۱۰ درصد (۱۰% HCl): از این اسید برای از بین بردن کربنات ها استفاده می شود. شستشوی نمونه یا این محلول به این صورت است که چون ممکن است نمونه ها به دلیل داشتن کربنات فروان، در مقابل این محلول واکنش نشان دهند ابتدا به هر کدام از نمونه فقط ۱ میلی لیتر ۱۰% HCl افزوده می شود و پس از مطمئن شدن از آنکه نمونه ها نسبت به این محلول واکنش شدیدی نشان نمی دهند به هر کدام از آنها ۵ میلی لیتر دیگر افزوده می گردد. سپس نمونه ها به مدت ۱۰ تا ۲۰ دقیقه در بنماری گذاشته می شوند و در طول این مدت چند بار هم زده می شوند. پس از آن از بنماری خارج شده و برای سرد شدن آنها به هر کدام مقداری آب مقطر افزوده می شود و برای تسهیل عمل ته نشینی ۲ یا ۳ قطره TBA به هر کدام از نمونه ها افزوده می گردد و نمونه ها سانتریفیوژ و سپس محلول درون تیوپ ها خالی می شود.

۵- چک کردن نمونه: در این مرحله باید از نمونه اسلاید ساخته و با میکروسکوپ مشاهده شود. اگر مواد کربناتی در نمونه باقی مانده باشد بایستی مرحله ۱۰% HCl تکرار شود.

۶- شستشوی نمونه با اسید هیدروفلوریک ۴۷ درصد (۴۷ % HF): از این اسید برای از بین بردن سیلیکات های موجود در نمونه اعم از ماسه، سیلت و رس، استفاده به عمل می آید. اگر هنگام گذراندن نمونه از صافی و یا هنگام چک کردن نمونه سیلیکات مشاهده شود، شستشوی نمونه با اسید هیدروفلوریک ضروری است. این مرحله از خطرناک ترین مراحل کار آزمایشگاهی است و در مقایسه با سایر مراحل دقت بیشتری را می طلبد. زمانی که نمونه ها با اسید هیدروفلوریک شسته می شوند گاز سمی فلوئور متصاعد می شود به همین دلیل تمامی کارهای مربوط به اسید هیدروفلوریک باید زیر هود انجام شود و در هنگام کار با این اسید پوشیدن دستکش های چرمی بلند که تا شانه را پوشش می دهند، پیش بند چرمی بلند، چکمه و کلاه ایمنی مجهز به محافظ صورت ضروری است. هرچند اسید هیدروفلوریک خطرناک است اما اگر موارد ایمنی به درستی رعایت شوند، کاملاً بدون خطر خواهد بود. این اسید شیشه را حل می کند، از اینرو هنگام کار با آن صرفاً باید از ابزار و تیوپ های پلاستیکی استفاده شود. هیدروکسید سدیم (NaOH) خنثی کننده اسید هیدروفلوریک است. پیش از آغاز کردن شستشوی نمونه با هیدروفلوریک باید محلول هیدروکسید سدیم ساخته شود. نحوه شستشوی نمونه با این اسید به صورت زیر است:

نمونه ها زیر هود قرار داده می شود و به آرامی به هر کدام از نمونه ها ۶ میلی لیتر ۴۷ % HF افزوده می شود و سپس نمونه ها به مدت ۲۰ دقیقه درون بنماری گذاشته می شوند و در خلال این مدت فقط یک بار نمونه ها هم زده می شوند. پس از آن نمونه ها از بنماری خارج می شود و درحالیکه زیر هود قرار دارند برای آنکه سرد شوند به آنها اتانول ۵۵ ۹۵ درصد (۹۵ % EtOH) افزوده می شود. سپس نمونه ها سانتریفیوژ می شوند و مجدداً به زیر هود منتقل و محلول داخل تیوپ ها درون ظرف حاوی هیدروکسید سدیم خالی می شود تا اسید هیدروفلوریک خنثی شود. نکته ای که باید ذکر شود این است که در مرحله شستشوی نمونه با اسید هیدروفلوریک نباید قبل از سانتریفیوژ کردن نمونه ها به آنها TBA افزوده شود.

پس از این مرحله باید بدون وقفه مرحله شستشو با ۱۰٪ HCl انجام شود با این تفاوت که این بار نمونه ها فقط به مدت ۳ دقیقه در بنماری باید قرار گیرند. این شستشو سبب می شود کومه های سیلیسی که در مرحله ۴۷٪ HF تشکیل شده اند از یکدیگر جدا شوند.

۷- چک کردن نمونه: در این مرحله باید از نمونه اسلاید ساخته و با میکروسکوپ مشاهده شود. اگر مواد سیلیکاتی و کربناتی در نمونه باقی مانده باشد و شمارش میکروسکوپی دانه های گرده را با مشکل مواجه کند بایستی مرحله ۴۷٪ HF و ۱۰٪ HCl تکرار شود. اما در مجموع نباید شستشوی نمونه با ۴۷٪ HF بیش از ۴۰ دقیقه طول بکشد، زیرا طولانی شدن این شستشو می تواند سبب از بین رفتن دانه های گرده شود.

۸- استولیز: این مرحله سبب حذف برخی از مواد آلی و پاک شدن سطح دانه های گرده و قهوه‌ای شدن رنگ آنها می شود. این مرحله شامل مراحل متوالی می باشد که باید پی در پی و بدون هیچگونه وقفه ای انجام شوند. داغ بودن آب درون بنماری اهمیت زیادی دارد زیرا استولیز فقط در دمای ۱۰۰ درجه سلسیوس اثرگذار است. همه مراحل استولیز خطرناک هستند و ترکیباتی که در آن به کار می رود نسبت به آب واکنش انفجاری نشان می دهند. مراحل مختلف استولیز در زیر تشریح شده است:

**الف)** شستشوی نمونه با اسید استیک گلشال: این شستشو سبب حذف آب موجود در نمونه ها می شود. شستشو به این صورت است که به هر نمونه ۶ میلی لیتر اسید استیک گلشال افزوده، هم زده و سانتیریفیوژ می شود. این شستشو باید بیش از یک بار انجام شود تا آب موجود در نمونه ها بخوبی حذف شود.

**ب)** شستشوی نمونه با اسید ترکیبی ۹ به ۱ انیدرید به سولفوریک<sup>۵۶</sup>: برای ساختن این اسید ابتدا مقدار ۴۵ میلی لیتر اسید انیدرید درون یک ظرف آزمایشگاهی ریخته می شود و سپس ۵ میلی لیتر اسید سولفوریک به آن افزوده می شود. اگر بیش از ۵ میلی لیتر سولفوریک اضافه شود رنگ محلول قهوه ای می شود که در



این صورت باید آن را دور ریخت. به هر کدام از نمونه ها ۶ میلی لیتر از این اسید افزوده می شود و دقیقاً به مدت ۲ دقیقه در بنماری گذاشته می شوند و در خلال این مدت نمونه ها هم زده می شوند. پس از آن از بنماری خارج و به هر کدام ۱ میلی لیتر اسید استیک گلشال افزوده، هم زده و سانتریفیوژ می شوند.

ج) شستشوی نمونه با اسید استیک گلشال: در این مرحله یک بار دیگر نمونه ها با ۶ میلی لیتر اسید استیک گلشال شسته می شوند.

۹- مرحله آب زدایی<sup>۵۷</sup>: این مرحله سبب حذف آب باقیمانده در نمونه می شود. اگر آب به طور کامل حذف نشود، ترکیبات کومه‌ای در نمونه ایجاد خواهد شد و چاره ای جز دور انداختن نمونه و آماده کردن یک نمونه جدید باقی نمی ماند. این مرحله و مرحله بعد (افزودن روغن سیلیکون یا گلیسرین) باید پی در پی و بدون وقفه انجام شوند. مراحل آب زدایی به شرح زیر است:

الف) شستشوی نمونه با اتانول ۹۵ درصد (EtOH % ۹۵): به نمونه ها ۶ میلی لیتر اتانول ۹۵ درصد افزوده، هم زده و سانتریفیوژ می شوند.

ب) شستشوی نمونه با اتانول ۱۰۰ درصد (EtOH % ۱۰۰): به نمونه ها ۶ میلی لیتر اتانول ۱۰۰ درصد افزوده، هم زده و سانتریفیوژ می شوند.

ج) شستشوی نمونه با TBA: به نمونه ها ۶ میلی لیتر TBA افزوده، هم زده و سانتریفیوژ می شوند.

د) نمونه با استفاده از مکنده به کاپ های کوچک منتقل می شود و بر روی کاپ ها مشخصات هر نمونه ثبت می شود. برای آنکه همه ذرات از تیوپ به کاپ منتقل شوند باید از TBA استفاده شود. سپس برای جدا کردن TBA از نمونه باید سانتریفیوژ انجام شود.

۱۰- افزودن روغن سیلیکون یا گلیسییرین: این مرحله آخرین مرحله آماده سازی نمونه است. و

مراحل آن به شرح زیر است:

الف) باید به اندازه کافی روغن سیلیکون یا روغن گلیسییرین به نمونه افزوده شود تا روی نمونه پوشیده شود.

ب) نمونه باید خوب هم زده شود تا همه ذرات آن به روغن سیلیکون آغشته شوند.

ج) برای آنکه TBA باقیمانده در نمونه تبخیر شود باید نمونه ها بدون آنکه درب شان پوشیده شود به مدت ۲۴ ساعت زیر هود و یا درون هیتر با دمای ۵۰ درجه سانتیگراد گذاشته شوند.

د) پس از تبخیر شدن TBA سطح روغن سیلیکون پایین تر می رود از اینرو باید به مقدار کافی روغن سیلیکون به نمونه ها اضافه شود تا سطح نمونه ها از روغن پوشیده شود.

ه) درب نمونه ها باید بسته شود تا از ورود ذرات معلق در هوا به نمونه جلوگیری شود.

- اسلاید سازی

برای ساختن اسلاید میکروسکوپی وسایل زیر مورد نیاز است:

هات پلیت<sup>۵۸</sup>، لام، لامل، میله شیشه ای، پارافین، قطره چکان.

ابتدا برای ذوب شدن پارافین، هات پلیت روشن و بر روی دمای ۶۰ درجه سلسیوس تنظیم می شود و ظرف

حاوی پارافین روی آن قرار می گیرد. سپس با استفاده از میله شیشه ای نمونه آماده شده درون کاپ هم زده

می شود و مقداری از آن بر روی لام ریخته و لامل بر روی نمونه روی لام گذاشته می شود و با استفاده از

قطره چکان دور آن پارافین ریخته می شود. از آنجایی که پارافین در برخورد با اشیاء سرد منجمد می شود

ضرورت دارد قبل از آنکه لامل روی نمونه ی ریخته شده بر روی لام قرار گیرد، لام برای چند ثانیه روی هات پلیت گذاشته شود. این کار ضمن اینکه از انجماد پارافین جلوگیری می کند منجر به تسریع حرکت آن نیز می شود و در زمان کوتاهی اطراف نمونه را مسدود و از خارج شدن نمونه از زیر لامل جلوگیری می کند. پس از سرد و منجمد شدن پارافین، با استفاده از تیغ، پارافین اضافه ای که روی اسلاید قرار دارد تراشیده می شود و با یک پنبه آغشته به الکل سطح اسلاید بخوبی تمیز می شود. پس از این باید مشخصات نمونه اعم از منطقه نمونه برداری، عمق نمونه و شماره نمونه بر روی اسلاید نوشته شود. معمولاً برای هر عمق بیش از یک اسلاید تهیه می شود به همین خاطر باید اسلاید های هر عمق، شماره گذاری شوند

#### شمارش میکروسکوپی گرده های فسیل

شمارش گرده های فسیل با میکروسکوپ نوری راحت تر از میکروسکوپ الکترونی<sup>۵۹</sup> است، از اینرو در این مرحله از پژوهش های پالینولوژیکی از این نوع میکروسکوپ استفاده می شود. در کارهای پالینولوژی برای شناسایی و شمارش گرده ها به منظور شناسایی دقیق جزئیات سطح گرده ها از بزرگنمایی های مختلفی استفاده می شود. شمارش گرده ها با میکروسکوپ به این صورت است که با حرکت سیستماتیک اسلاید، شمارش گرده ها شروع و تا رسیدن به یک مجموع گرده ای محاسب<sup>۶۰</sup> مد نظر ادامه خواهد داشت. در این پژوهش در مرحله شناسایی گرده ها از بزرگنمایی ۵۰۰ برابر و ۱۰۰۰ برابر همراه با روغن ایمرسیون استفاده شد و شمارش گرده ها با بزرگنمایی ۴۰۰ برابر صورت گرفت. مجموع گرده ای محاسب در این پژوهش حداقل ۳۰۰ گرده در نظر گرفته شد و در هر عمق حداقل ۳۰۰ گرده بدون احتساب گیاهان آبی شمارش شد. به منظور تربسیم نمودار گرده تالاب هشیلان، از نرم افزار PPDiag و POLPAL Excel استفاده شد. در این نرم افزار درصد فراوانی گرده های هر عمق بر اساس مجموعه گرده محاسب همان عمق، محاسبه شد. به منظور

۵۹ - Scanning Electronic Microscope

۶۰ - Pollen Sum

خوشه بندی گرده های گیاهی در گروه های گرده ای متجانس از گزینه CONSYS نرم افزار POLPAL Excel استفاده شد و گروه های گرده ای متجانس بر اساس مجموع مربعات گرده ها مشخص شد.

### ۵-۶-۳- آنالیز ICP-MS و XRD

طیف سنجی پلاسمای جفت شده القایی از جمله روش های طیف سنجی اتمی است که در آن اتمی شدن عناصر (Atomization) به کمک محیط گرم پلاسما صورت می پذیرد. در واقع ICP-MS ترکیبی از یک منبع ICP دما بالا با یک طیف سنج جرمی می باشد. منبع ICP اتم های عناصر را در یک نمونه به یون ها تبدیل می کند. این یون ها سپس جدا شده و بوسیله طیف سنج جرمی کشف و پیدا می شود. در این روش از یونیزاسیون الکتریکی، شیمیایی و بمباران سریع اتمی استفاده نمی شود بلکه تکنیک یونیزاسیون پلاسما به کار گرفته می شود. این روش تقریباً عاری از آلودگی است زیرا الکترودها کاملاً در خارج از محفظه واکنش می باشد. از این تکنیک تحلیلی برای تعیین عناصر استفاده می شود. این روش در مقایسه با روش های دیگر، روشی حساس تر، با حد تشخیص بهتر و تکرارپذیری بالاتر است. روش های ICP دارای قابلیت اندازه گیری کمی محتوای عنصری یک ماده از مقیاس ppt تا درصد وزنی (%wt) می باشد. تنها عنصری که توسط روش های ICP قابل اندازه گیری نیستند، C، H، O، N و هالوژن ها می باشند. نمونه های جامد باید در مایع، به طور معمول محلول آبی اسیدی، حل شده و یا تجزیه شوند. دستگاه ICP-MS جرم یون های عنصر تولید شده توسط پلاسمای آرگون دما بالا را اندازه گیری می کند. یون های ایجاد شده در پلاسما از طریق نسبت جرم به بار خود جدا شده و امکان تشخیص و کمی سازی مواد ناشناخته را ایجاد می کند. ICP-MS برای محدوده وسیعی از عناصر، از حساسیت بالایی (یعنی محدودیت آشکارسازی کم) برخوردار است. مولکول های نمونه به صورت بخار وارد قسمت یونیزه کننده دستگاه ICP می شوند. این بخش در واقع مولکول ها را می شکند و یونیزه می کند. از روش ICP-MS برای کشف عناصر نادر در زمین به جهت دقت و رزولوشن بالا استفاده می شود. همچنین برای رسوب، خاک و نمونه های سنگی، بیولوژیکی و نمونه های ارگانیک نیز به کار گرفته می شود. تعداد ۵۵ زیر نمونه از فواصل ۱۰ سانتی متری مغزه ها برداشت و در کیسه های مخصوص قرار داده شد

تا کاملاً خشک شوند. سپس مواد خشک شده بصورت پودر در آورده و به آزمایشگاه ICP-MS سازمان زمین شناسی کشور ارسال و اندازه گیری شد. شناسایی عمومی کلیه کانی های تشکیل دهنده و شناسایی تخصصی کانیهای رسی هر ۵۵ نمونه مغزه با استفاده از دستگاه پراش سنج پیشرفته  $2\theta-\theta$  با تشعشع آند مس با طول موج  $K\alpha = A^{0.1/0.4}$  انجام شد. تعیین نوع کانی ها با استفاده از XRD به آسانی امکان پذیر است. بر آورد هریک از آنها با استفاده از دیفراکتوگرام های XRD، به دلیل فاکتور های مهم و موثر در شدت پیک های حاصل از کانی ها نسبتاً پیچیده است. یکی از روش های مهم برای شناسایی کانی ها استفاده از روش پراش پرتو ایکس میباشد. تعداد ۵۵ زیر نمونه رسوبی خشک شده به صورت پودر درآمده و جهت انجام این آنالیز به سازمان زمین شناسی کشور ارسال شد.

غالباً طبقه بندی رس ها بر اساس ترکیب شیمیایی و یا طبقه بندی کانی ها بر اساس ساختار کریستالی صورت می گیرد که شامل موارد زیر است:

طبقه بندی رس ها بر اساس ترکیب شیمیایی:

- گروه کائولینیت



- گروه مونت موریلونیت

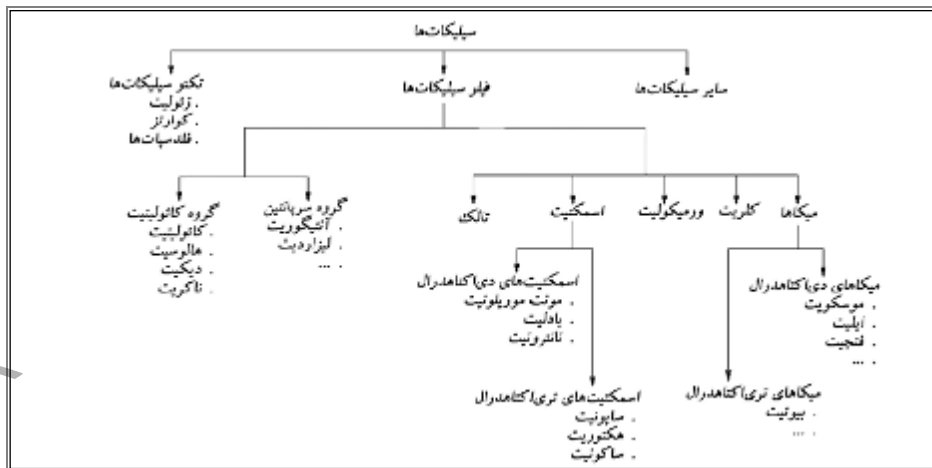


- گروه ایلیت



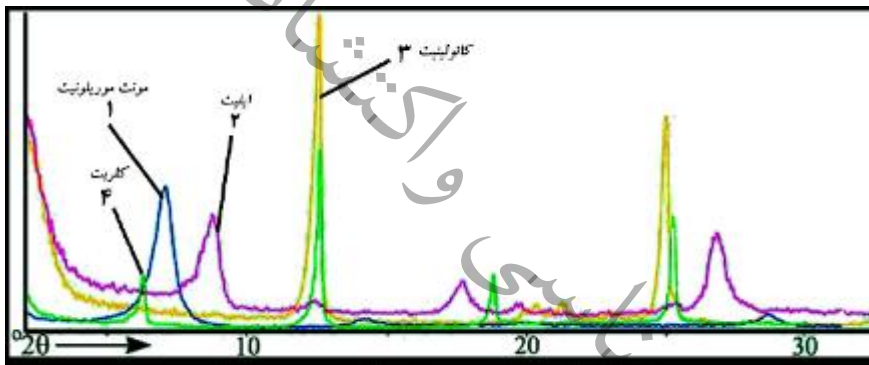
- گروه کلریت





شکل ۳۱: طبقه بندی کانی‌ها براساس ساختار کریستالی

نمونه‌هایی که اختلاف واضحی در آنالیز دارند کاملاً قابل مشاهده هستند اما در بسیاری از گروه‌ها و زیر گروه‌ها بدلیل نزدیک بود پیک‌های اصلی به یکدیگر لازم است تا مراحل گوناگونی بر روی آنها انجام گیرد.



شکل ۳۲: یک نمونه از آنالیز کانی رسی با دستگاه XRD

### ۶-۶-۳- تعیین سن به روش کربن ۱۴

تعداد ۱۷ نمونه جهت آنالیز سن سنجی به موسسه فیزیک و نجوم دانشگاه آرهوس<sup>۶۱</sup> دانمارک ارسال شد. نمونه‌های انتخاب شده برای آنالیز سن سنجی از بقایای بزرگ گیاهی<sup>۶۲</sup> و بقایای زغالی<sup>۶۳</sup> بود. از بقایای زغالی کوچک برای سن سنجی استفاده نشد. همچنین تعدادی دانه که متعلق به گیاهان آبدوست نیز برای سن

<sup>۶۱</sup> Arhus

<sup>۶۲</sup> Macrobotanical remnants

<sup>۶۳</sup> Charcoal

سنجی انتخاب شد. این گیاهان جزء گیاهان آبدوست بوده، در محیط های تالابی رشد می کنند و غالباً بی کربنات ها را جذب نمی کنند اما در انتخاب گیاهانی که در آب می رویند برای سن یابی بهتر است احتیاط شود. دامنه عمق انتخاب شده برای نمونه های سن سنجی از ۳۵ سانتی متری تا ۵۳۸ سانتی متری بود. برخی نمونه ها شامل ترکیبی از دانه ها و زغال بودند تا به وزن کافی برای AMS برسند. ماکروفسیل های کربونیزه نشده (زغال نشده) در میان بقایای گیاهی موجود در نمونه های رسوبی وجود نداشت زیرا که تالاب در یک زیست بوم استپی با درختان اندک قرار گرفته. باید در انتخاب ساقه و تنه گیاهان برای سن سنجی دقت شود زیرا ممکن است برخی ساقه ها دارای ریشک های ریز بوده و یا ریزوم هایی داشته باشند که جداسازی آنها از ساقه های قدیمی تر دشوار می شود. نمونه ها با دقت به وسیله قیچی های استریل مخصوص برداشت شد بعد از الک کردن اولیه حدود ۵۰ میلی گرم از مواد با مش ۸۵۰ و ۵۰۰ میکرومتر الک شدند. از عمق ۵۲۳ سانتی متری یک توده تقریباً بزرگ پیت (تورب) انتخاب شد. همچنین دو نمونه ماکروفسیل هم از عمق ۵۳۲ و ۴۸۳ سانتی متری برداشت شد که برای تخمین و برآورد وسعت تالاب اهمیت دارد همچنین دو نمونه (زغال و تنه گیاه) از عمق ۲۴۸ سانتی برداشت شد و در نمونه های جداگانه قرار گرفت. نمونه های مناسب برای آنالیز سن سنجی، اغلب در اعماق ۳۲۰ تا ۵۰۰ سانتی یافت شد این اعماق دارای مواد آلی بیشتری بود و تورب و تورب رسوبی کمتری داشت.

## فصل چهارم

### یافته‌ها و بحث

کشور  
معدنی  
اکتشافات  
تناسی

۴-۱ مقدمه :

در این فصل، نتایج حاصل از پژوهش بر پایه نمودار گرده ای، نمودار پذیرفتاری مغناطیسی، نمودارهای آنالیز جرم گاهی گرمایشی، سن سنجی و ژئوشیمی تالاب هشیلان ارائه شده است.

۴-۲-۴ - بحث و یافته‌ها

۴-۲-۱ بحث و یافته‌های تالاب هشیلان



در ۵/۵ متر مغزه مورد مطالعه، با توجه به تغییرات در اندازه و جنس و رنگ رسوبات و همچنین تغییر در میزان رطوبت موجود، دو محیط رسوبی تالابی و دریاچه ای شناسایی شد. تغییرات در اندازه ذرات بین سیلت تا گراول با توجه به تغییرات فرآیند، انرژی محیط و میزان ورودی رودخانه‌ها و تغییرات رنگ رسوبات با توجه به شرایط رسوبگذاری، حضور ماده آلی، میزان pH، تغییرات شوری و دما و وقوع خشکسالی‌ها، در طول مغزه‌ها بوده است. در رسوبات مغزه‌های مورد مطالعه در مجموع رخساره‌ها نشانگر دو محیط رسوبی تحت تاثیر رسوبات تالابی و دریاچه ای بود. رخساره‌های محیط دریاچه ای با رسوبات خاکستری تا سبز روشن (مشخصه محیط‌های احيایی) گلی و دانه‌ریز همراه با ماده آلی، پوسته‌های نرم‌تنان، دارای رطوبت بالا به همراه لامینه‌های نازک، با میان لایه‌های رسوبات دانه درشت‌تر (سیلتی) مشخص شد (شکل ۳۳). محیط‌های تالابی دارای بقایای گیاهی زیاد، رسوبات دانه‌ریز گلی، سفت و قهوه ای رنگ به همراه رسوبات دانه درشت در حد گراول و بزرگتر آهکی بود که از دامنه کوه‌های اطراف وارد حوضه تالابی شده‌اند. لازم به ذکر است که شرایط امروزی تالاب هشیلان محیط تالابی می‌باشد.



شکل ۳۳: نمونه ای از رخساره های رسوبی مختلف در مغزه برداشت شده از تالاب هشیلان. A: دارای رسوبات سیلتی نرم، B: لایه های رسی در میان سیلت های پودری به همراه بقایای صدفی که نشان دهنده تغییرات شرایط محیطی است. C: افزایش مواد آلی و بقایای گیاهی نشان دهنده محیط تالابی، D: رگه هایی از رسوبات خاکستری در میان مواد آلی. D: رسوبات خاکستری متمایل به سبز نشان دهنده وجود شرایط دریاچه ای.

مشخصات لیتولوژی مغزه‌ها:

لیتولوژی مغزه ها عموماً متشکل از رس و توالی های ماسه-لس و سیلت-لس بود. باتوجه به داده های حساسیت مغناطیسی و مشخصات لیتولوژی مغزه ها طبقه بندی زیر انجام شد (شکل ۳۴):

۸۰-۰ سانتیمتری: حدود ۱۰۰۰ سال قبل )

در ابتدای مغزه تا عمق ۵ سانتی متر رسوبات گلی به رنگ قهوه ای تیره ، مواد آلی و خاک تکامل نیافته مشاهده شد. افق AO در این بخش از مغزه قابل رویت بود که تا ۳۰ سانتی متری ادامه داشت. جنس غالب مواد در عمق ۳۵ سانتی متری (پیت ماک)، رسوبات به رنگ قهوه ای متمایل به سبز بوده و همچنین مقدار مواد آلی زیاد بود. پس از آن لایه نازکی از خاک تکامل نیافته که نشان دهنده وجود محیط غرقابی بود به همراه آهک و نودل آهک که نشان دهنده توقف تشکیل خاک است مشاهده شد. در عمق ۴۰ تا ۵۰ سانتی متری وجود رسوبات به رنگ قهوه ای تیره، گل، آهک، رس کانکریت و صدف های ریز نشان دهنده شرایط سرد و خشک محیط بود. در عمق ۵۰ تا ۶۰ سانتی متری، پیت، عدم وجود رسوبات خاکی، وجود فضاهای توده ای کروی به چشم خورد. در ۷۰ تا ۸۰ سانتی متری، رنگ قهوه ای خاکستری متمایل به سبز، وجود صدفهای حلزون و کاهش مواد آلی که گویای شرایط پرآب تالاب بود مشاهده گردید. وجود بقایای گیاهی، فضای احیاء (رسوبات متمایل به سبز، آهن دوبار مثبت<sup>۴۴</sup>)، عدم وجود رس غلبه داشت.

۸۰ تا ۲۰۴ سانتی متری: ۱۰۰۰-۴۰۰۰ سال قبل)

در عمق ۸۰-۱۶۵ سانتی متری، گل قهوه ای تیره، تمرکز بالای مواد آلی، محیط تالابی یکدست، وجود بقایای گیاهی، بقایای صدف حلزون، ماتریکس گل با مواد آلی در یک محیط تالابی یکدست دیده شد. در عمق ۲۰۴-۲۰۰ سانتی متری، بقایای صدفی و گیاهی زیاد وجود داشت، تمرکز بقایای صدفی، تناوب وجود لایه های نازک از مواد آلی، وجود بقایای گیاهی نشان دهنده محیط دارای شرایط تالابی و آرام در این بخش بود.

۲۰۴ تا ۳۰۰ سانتی متری: ۴۰۰۰-۱۱۰۰۰ سال قبل )

وجود مواد آلی به همراه گل به نسبت پنجاه پنجاه در این عمق از ویژگی های بارز آن بود. در عمق ۲۷۰-

۲۸۰ سانتی متری، گل به رنگ قهوه ای تیره متمایل به سیاه، بقایای زغالی و افزایش مواد آلی مشاهده شد. در عمق ۲۸۳ تا ۲۸۷ سانتی متری گل زیتونی رنگ وجود داشت. در ۲۸۳ تا ۲۸۷ سانتی متری تمرکز مواد آلی مشاهده شد. در عمق ۲۸۰-۳۰۰ سانتی متری، کاهش چشمگیر مواد آلی، وجود کانکریت ها، بقایای پوسته های صدفی، نشان دهنده وجود شرایط محیطی خشک بود.

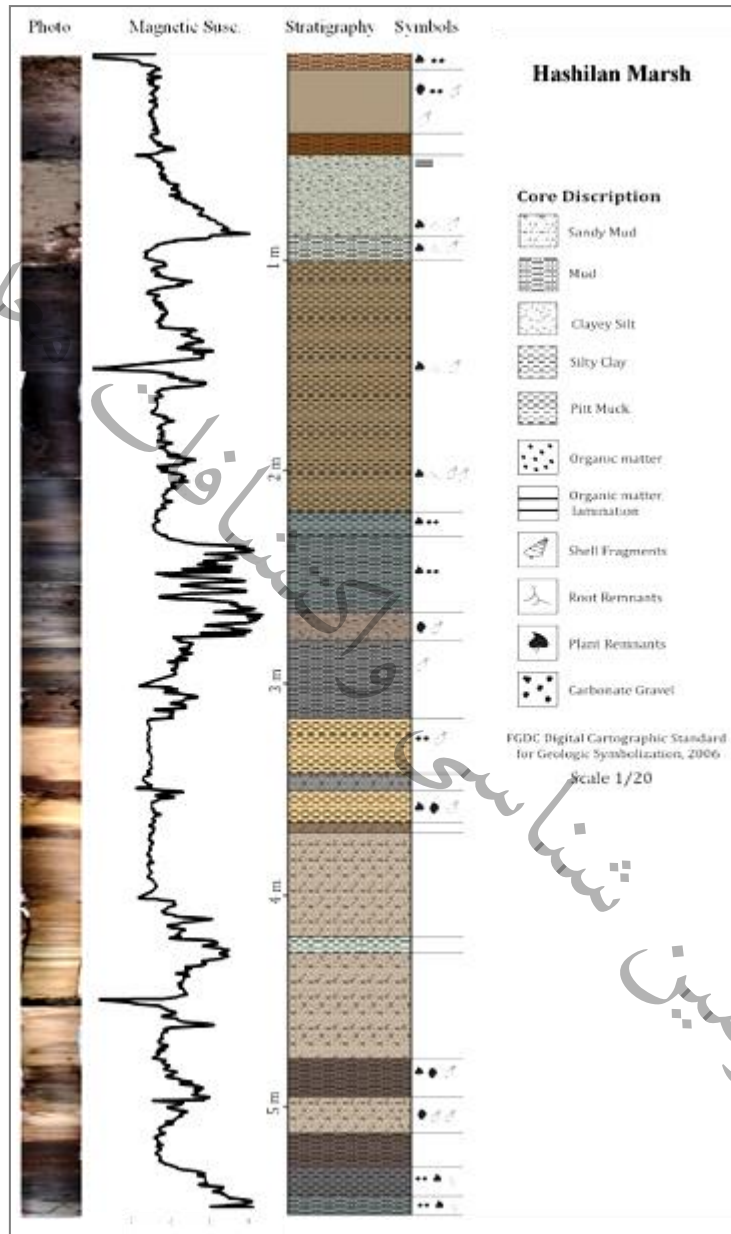
۵۰۲-۳۰۲ سانتی متری ۱۱۵۰۰-۲۹۰۰۰ سال قبل)

در این عمق محیط از حالت گلی خارج شده و شرایط گلی ماسه ای غلبه یافت بدان معنا که انرژی محیط در حال افزایش بوده است. در ۳۰۰-۳۲۰ سانتی متری، گل، وجود مواد آلی، بقایای گاستروپودها، نشان دهنده شرایط مرطوب بود. در عمق ۳۲۰-۳۵۰ سانتی متری، شرایط با غلبه سیلت گل به رنگ متمایل به زرد، تمرکز مواد آلی، در برخی قسمتها رگه هایی از زغال، مواد آلی به رنگ قهوه ای متمایل به سیاه دیده شد. در ۳۵۵ تا ۳۷۲ سانتی متری، قهوه ای متمایل به زرد، گلی ماسه ای، بقایای گیاهی، بقایای صدفی بصورت پراکنده و اندک که در قسمت انتهایی مغزه افزایش داشت به چشم خورد. در عمق ۳۷۲ تا ۴۱۵ سانتی متری، در ۲ سانتی متری اول مغزه رنگ قهوه ای تیره بوده و پس از آن به رنگ قهوه ای بسیار روشن در آمد که نشان دهنده یک رخداد اقلیمی متفاوت و تغییر شرایط محیطی است. ۴۲۵-۴۴۰ سانتی متری، وجود فازهای کوچکی که می تواند نشان دهنده شرایط سیلابی باشد را دارا بود. در ۴۴۰ سانتی متری انتهای مغزه وجود گل و رسوبات به رنگ سبزی نشان دهنده محیط احیایی بود. در عمق ۴۴۰-۴۸۰ سانتی متری، شرایط شامل رسوبات قهوه ای روشن، گلی ماسه ای، وجود بقایای گیاهی و رسوبات دانه درشت تر بود در این قسمت از مغزه نسبت مواد آلی در مقایسه با مقادیر Ca و کربنات کلسیم کاهش داشته اما تغییرات اندکی نیز وجود داشت. در عمق ۴۸۰-۵۲۵، ابتدای مغزه قهوه ای و انتهای آن قهوه ای روشن، گل، مواد رسوبی دانه درشت به همراه بقایای گاستروپودها مشاهده شد.

۵۵۰-۵۲۵ سانتی متری: ۳۰۰۰۰-۳۲۰۰۰ سال قبل)

عمق ۵۲۵-۵۵۰ سانتی متری، در ابتدای مغزه وجود گل و در انتهای آن گل زیتونی رنگ، وجود بقایای زغالی،

شرایط محیط احیایی در انتهای مغزه، بقایای گیاهی تجزیه شده، نشان دهنده شرایط تالابی بود. در این قسمت از مغزه مقادیر مواد آلی افزایش داشته و مقدار  $\text{CaCO}_3$  افزایش نسبی داشت.



شکل ۳۴: ستون چینه‌شناسی مغزه‌های برداشت شده از تالاب هشیلان

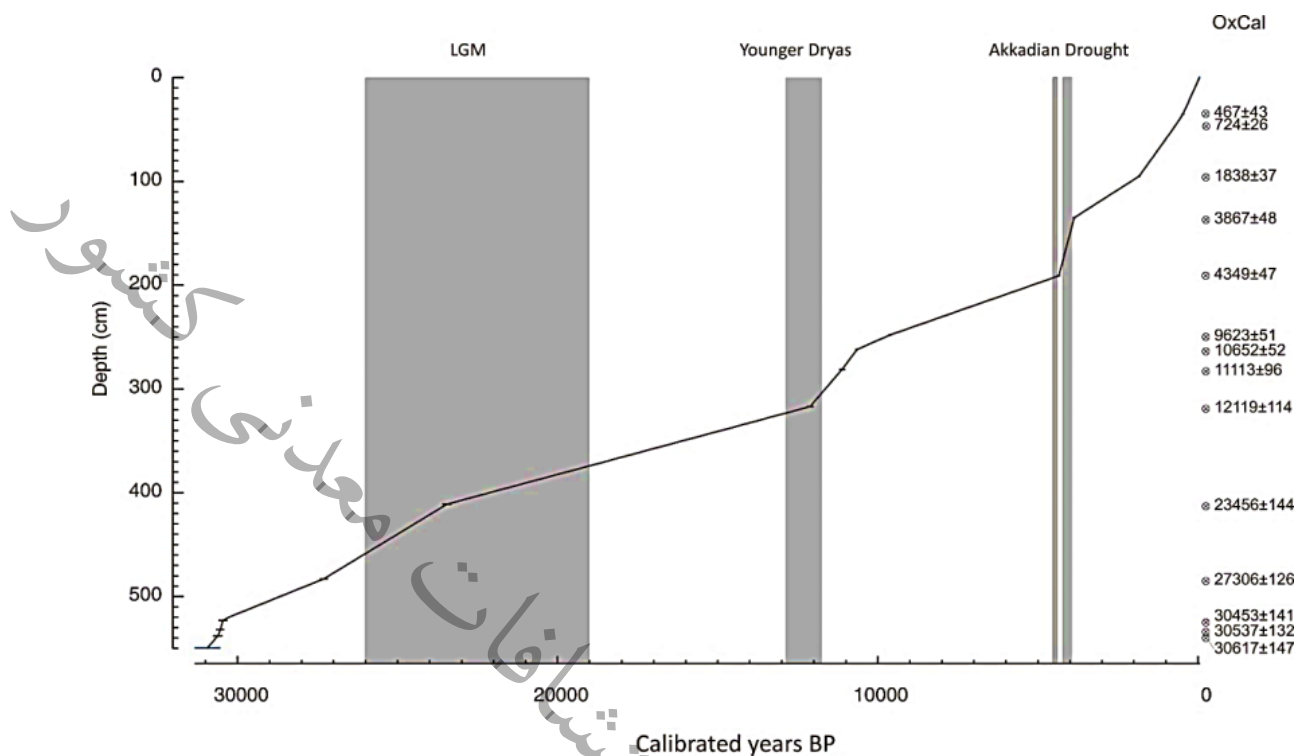
## ۴-۲-۲ تحلیل نتایج آنالیز سن سنجی و مدل عمق - سن

در این پژوهش تعداد ۱۲ نمونه زغال و مواد آلی جهت آنالیز سن سنجی انتخاب شد، وزن نمونه های انتخاب

شده برای سن سنجی درحالت کلی بین ۱/۸ تا ۲۴ میلی گرم و بطور میانگین ۱۴/۶ میلی گرم بود. نمونه ها جهت آنالیز سن سنجی به موسسه فیزیک و نجوم دانشگاه آرهوس دانمارک ارسال شد. سن سنجی به روش رادیوکربن (کربن ۱۴) انجام و داده ها با محدوده خطای ۲ سیگما کالیبره شد. جهت کالیبره کردن سن نمونه ها از نرم افزار OxCal ۴.۳ (Ramsey and Lee, ۲۰۱۳; Ramsey, ۲۰۰۸, ۲۰۰۹) با ضریب اطمینان بالای ۹۵ درصد استفاده شد. برای ترسیم مدل رسوبی نیز نرم افزار OxCal (Ramsey, ۲۰۰۸) به کار گرفته شد (شکل ۳۵). مدل عمق-سن به ترتیب پنج رخداد مختلف رسوبگذاری را نشان داد. اولین رخداد مربوط به ۳۰ هزار سال قبل از حال حاضر بوده و به ابتدای MIS<sup>۲</sup> تعلق داشت. رسوبگذاری تا LGM بتدریج افزایش یافته و پس از آن تا خاتمه یانگردریاس به کمترین مقدار خود یعنی ۰/۸ سانتی متر در قرن رسید. در انتهای یانگردریاس نرخ رسوبگذاری بصورت ناگهانی افزایش یافت. ناگهانی ترین افزایش نرخ رسوبگذاری در محیط مربوط به رخداد ۴/۲ (۴۲۰۰ سال قبل) و دوره خشک اِکدی بود.

جدول ۲: نتایج سن سنجی کربن ۱۴ و سن های کالیبره شده مغزه رسوبی تالاب هشیلان

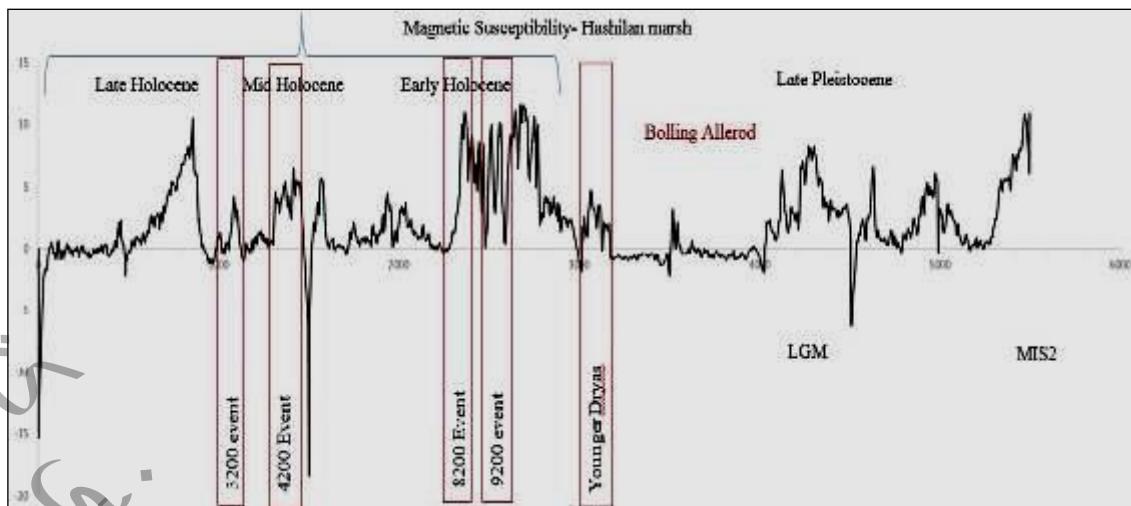
سن کالیبره شده (سال پیش از حاضر)	آستانه بالا و پایین سن های کالیبره شده (سال پیش از حاضر)	سن کربن ۱۴ (سال پیش از حاضر)	عمق نمونه (سانتی متر)	نام نمونه	کد آزمایشگاهی
۲۲۳۵	۲۲۷۷ - ۲۱۵۳	۲۲۳۰ +/- ۳۰	۸۵	HW۲-۸۵ OS	Beta - ۴۸۲۶۵۸
۵۴۰۵	۵۴۷۲ - ۵۳۱۹	۴۶۸۰ +/- ۳۰	۱۳۳	HW۲-۱۳۳ OS	Beta - ۴۸۴۵۹۶
۶۱۷۰	۶۲۷۸ - ۶۱۷۲	۵۳۷۰ +/- ۳۰	۱۴۵	HW۲-۱۴۵ OS	Beta - ۴۸۶۷۸۱
۷۳۸۰	۷۴۳۹ - ۷۳۱۹	۶۴۸۰ +/- ۳۰	۱۶۱	HW۲-۱۶۱ OS	Beta - ۴۸۲۶۵۹
۹۱۶۰	۹۲۶۶ - ۹۰۳۲	۸۲۰۰ +/- ۳۰	۱۹۷	HW۲-۱۹۷ OS	Beta - ۴۸۲۶۶۰
۱۱۳۰۰	۱۱۳۶۴ - ۱۱۲۴۰	۹۹۱۰ +/- ۳۰	۲۴۵	HW۲-۲۴۵ OS	Beta - ۴۸۲۶۶۱
۱۴۰۰۵	۱۴۱۴۰ - ۱۳۸۳۱	۱۲۱۳۰ +/- ۴۰	۲۵۷	HW۲-۲۵۷ OS	Beta - ۴۸۶۷۸۲
۱۵۹۳۷	۱۵۵۵۰ - ۱۶۳۲۳	۱۳۰۵۰ +/- ۴۰	۲۶۷	HW۲-۲۶۷ OS	Beta - ۴۸۶۷۸۳
۲۰۱۴۵	۲۰۲۳۹ - ۱۹۹۶۸	۱۶۷۰۰ +/- ۴۰	۳۴۵	HW۲-۳۴۵ OS	Beta - ۴۸۴۵۹۷
۲۱۹۹۰	۲۲۲۲۰ - ۲۱۷۸۵	۱۸۱۳۰ +/- ۶۰	۳۹۵	HW۲-۳۹۵ OS	Beta - ۴۸۲۶۶۳
۲۵۰۰۰	۲۵۱۵۰ - ۲۵۲۰۰	۲۴۵۰۰ +/- ۵۰	۴۵۰	HW۲-۴۵۰ OS	Beta - ۴۸۲۶۶۶
۳۱۰۰۰	۳۱۰۰۰ - ۳۱۲۲۰	۳۱۰۰۰ +/- ۵۰	۵۳۰	HW۲-۵۳۰ OS	Beta - ۴۸۲۶۶۸



شکل ۳۵: 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 بیشینه یخبندان، یانگردریاس، خشکسالی اکدی) با نوار خاکستری نشان داده شده است (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸).

### ۳-۲-۴ نتایج آنالیز مغناطیس سنجی (MS)

در مغناطیس سنجی، نمونه‌ها با حساسیت ۱ میلی‌متر مورد اسکن قرار گرفت تا نتایج دقیق تری نسبت به مطالعات قبلی ارائه شود. بالا بودن و افزایش مواد با منشأ قاره ای در نمونه‌ها موجب افزایش حساسیت پذیری مغناطیسی و کاهش آنها و همچنین افزایش مواد آلی موجب کاهش حساسیت مغناطیسی می‌شود. دوره یخچالی MIS<sup>3</sup> با مقادیر بالای حساسیت مغناطیسی مشخص می‌شود و این روند تا انتهای دوره سرد LGM تداوم داشته است (شکل ۳۶).



شکل ۳۶: تغییرات حساسیت مغناطیسی مغزه های رسوبی تالاب هشیلان

#### ۴-۲-۴ نتایج آنالیز جرم کاهش گرمایشی (LOI)

در نتایج آنالیز جرم کاهش گرمایشی نسبت مواد آلی بین ۴/۵٪ تا ۴۳/۹٪ (میانگین ۱۹/۱٪) بود در حالی که دامنه کربنات کلسیم بین ۴/۵-۸۱/۴٪ (میانگین ۳۴/۹٪) تغییر داشت. تغییرات میزان مواد با منشأ زمینی موجود در مغزه رسوبی با پذیرفتاری مغناطیسی رابطه مستقیمی را نشان می‌دهد. به گونه‌ای که با افزایش میزان مواد معدنی، میزان پذیرفتاری مغناطیسی نیز افزایش می‌یابد و برعکس (شکل ۳۷). از سوی دیگر میزان مواد معدنی مغزه رسوبی با میزان کربن آلی رابطه متضادی داشت. مشابهت روند تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی و میزان مواد معدنی مغزه رسوبی بدان معناست که تغییرات پذیرفتاری مغناطیسی توسط مواد معدنی نهشته شده در تالاب کنترل می‌شود. مواد معدنی می‌توانند به یکی از دو روش انتقال با آب و یا باد به تالاب هشیلان وارد شوند. منابع تامین کننده آب تالاب هشیلان چشمه کارستی سبزعلی و همچنین باران می‌باشد و هیچگونه رود و رواناب قابل توجهی وارد تالاب نمی‌شود. چشمه سبزعلی خروجی آبخوان کارستی خورین است که در توده آهکی بیستون با درجه خلوص بالا توسعه یافته است. بنابراین، مواد معدنی که توسط چشمه سبزعلی به تالاب وارد می‌شوند ذرات کربنات کلسیم می‌باشند که پذیرفتاری مغناطیسی بسیار اندک تا منفی دارند (Hroud et al., ۲۰۰۹). از این رو، چنان چه منشأ مواد معدنی برگرفته

از ذرات کربنات کلسیم کوهستان خورین باشد پذیرفتاری مغناطیسی بایستی مقادیر اندک تا منفی را نشان دهد. اما اگر به ازای افزایش مواد معدنی، مقادیر پذیرفتاری مغناطیسی نیز افزایش یابد منشا مواد معدنی نمی‌تواند کوهستان خورین باشد بلکه بایستی از مناطق دیگری بوده که توسط باد به سوی تالاب انتقال و نهشته شده باشند. از سوی دیگر میزان مواد معدنی با میزان کربن آلی رابطه متضادی را نشان می‌دهد. این رابطه را می‌توان چنین تفسیر کرد که در دوره‌های خشک که میزان آب ورودی به تالاب کاهش یافته، رویش گیاهان تالابی نیز محدود شده است و در مقابل، مواد معدنی فراوان تری به تالاب وارد شده است. همچنان که پیش از این اشاره شد، از آنجایی که رود یا رواناب قابل توجهی به تالاب وارد نمی‌شود می‌توان نتیجه گرفت که منشا مواد معدنی‌ای که در دوره‌های خشک در مغزه هشیلان نهشته شده‌اند ذرات گردوغباری باشد که توسط فرآیندهای گردوغباری تشدید شده به تالاب وارد شده‌اند (شکل ۳۷).

#### ۵-۲-۴ نتایج آنالیز ژئوشیمی

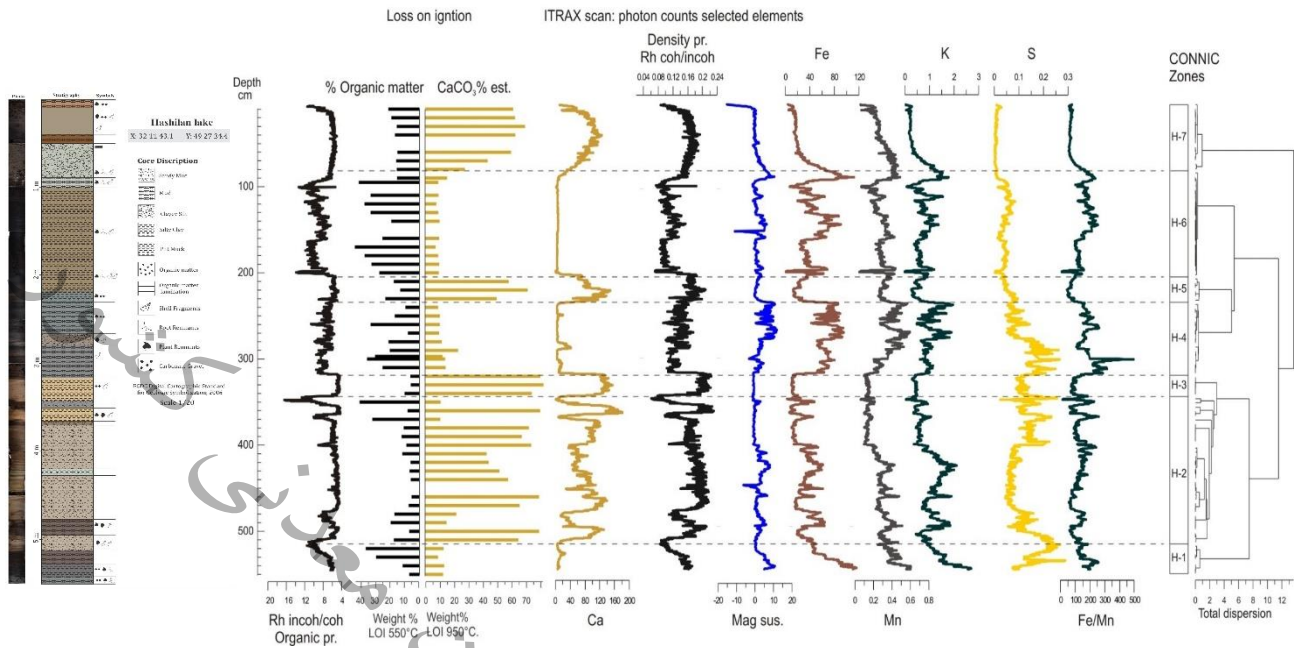
دستگاه ITRAX نوعی دستگاه اتوماتیک برای اسکن مغزه‌های رسوبی (بصورت نوری، رادیوگرافی و آنالیز عنصری) است. تغییراتی که در منحنی‌های مربوط به مواد آلی و کربنات‌ها دیده می‌شود در اثر تغییر شرایط محیط رسوبی است. در رسوبات برداشت شده از تالاب هشیلان، تغییرات مواد آلی بین ۶/۲ تا ۴۳/۹ درصد (میانگین ۱۹٪) و تغییرات مواد کربناته بین ۴/۵ تا ۸۱/۴ درصد (میانگین ۳۴/۹٪) بود. تالاب هشیلان یک آبگیر آهکی قلیایی است، با این وجود رسوبات مینروژنیک به خوبی در لایه‌های رسوبی آن حفظ شده‌اند. میزان حفظ شدگی مواد آلی در اعماق مختلف متغیر بوده و دامنه‌ای از پیت تا بقایای ساقه‌نی و دانه‌های گیاهان را در لایه‌های تورب رسوبی شامل شد. نسبت مواد آلی بین ۴۳/۹٪ تا ۴/۵٪ (میانگین ۱۹/۱٪) بود در حالی که دامنه کربنات کلسیم بین ۴/۵-۸۱/۴٪ (میانگین ۳۴/۹٪) تغییر داشت. می‌توان نتیجه گرفت نرخ رسوبگذاری در تالاب هشیلان تا اندازه‌ای کند بوده است. توالی لایه‌های دارای مواد آلی و لایه‌های متراکم حاوی کربنات‌ها نشان دهنده تغییرات مداوم در محیط تالاب بود. مقادیر کربنات کلسیم ( $\text{CaCO}_3$ ) به دست آمده از آنالیز LOI همبستگی بالایی با مقادیر کلسیم Ca نشان داد ( $p = 0.95$ ). همچنین مشاهده



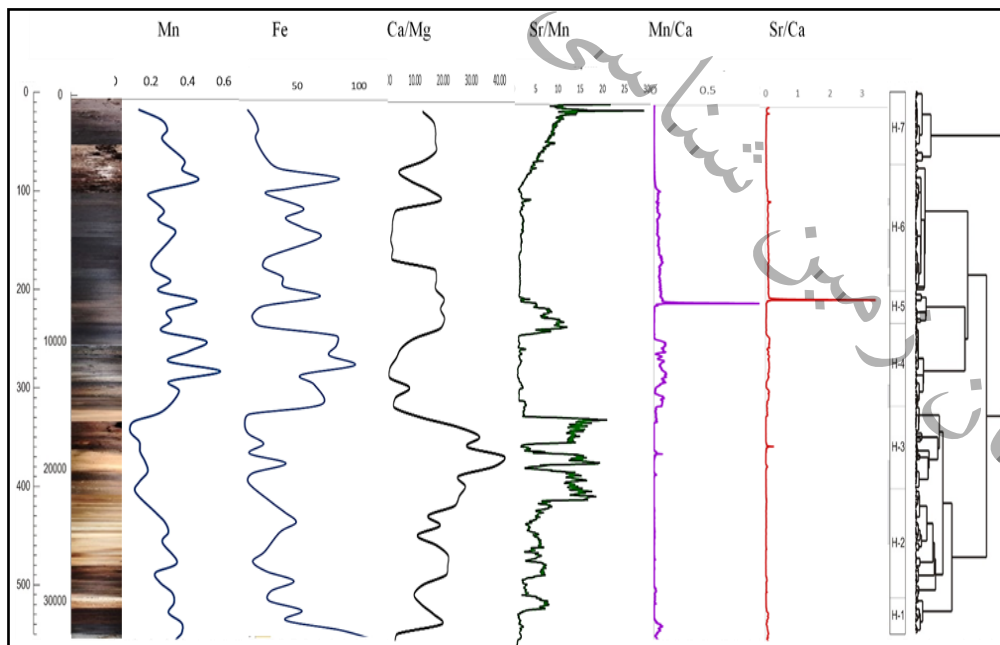
شد که Ca و  $\text{CaCO}_3$  همبستگی منفی شدیدی با مواد آلی دارند که به ترتیب عبارت بودند از:  $\rho = -0,61$  و  $\rho = -0,65$ . لایه های دارای کربنات کلسیم کمترین مقادیر مواد آلی را داشته و کلسیم بالاترین همبستگی منفی را با نرخ رسوبگذاری نشان داد ( $\rho = -0,35$ )، در حالی که شاخص  $\text{Rh inc/coh}$  با مقادیر مواد آلی همبستگی مثبت داشت ( $\rho = 0,37$ ). این امر به ویژه در مقایسه با لایه های حاوی مواد آلی نشان می دهد که رسوبات غنی از کربنات به کندی و به تدریج رسوبگذاری شده اند. تطابق میان تغییرات Fe و حساسیت مغناطیسی (Ms) و Ti نشان دهنده این است که بخش عمده آهن موجود در رسوبات در اثر هوازدگی شیمیایی از دامنه های اطراف وارد محیط تالاب شده و متعلق به خود تالاب نبوده است. مطابقت K و دیگر کانی های رسی نشان می دهد که اکثر رسوبات مینروژنیک نیز دارای منشأ خارج از تالاب بوده اند. شار پروکسی های نابرجا زاد در تالاب هشیلان دارای همبستگی مثبت با یکدیگر بوده و با کربنات ها همبستگی منفی داشت. این امر نشان می دهد زمانی که شار گرد و غبار و 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 داشت، با حساسیت مغناطیسی یا مقادیر آهن، تیتانیوم و دیگر کانی های رسی ارتباط قوی نشان نداد این مسئله نشان می دهد که رسوبگذاری آلوزنیک و حفظ شدگی مواد آلی به طور مستقل در نوسان بوده است. با توجه به عدم انطباق میان سولفور و مواد آلی و خصوصاً اکسید شدن رسوبات می توان نتیجه گرفت که پیریت یا سولفید هیدروژن احتمالاً در اثر فعالیت باکتری های کاهنده سولفور در شرایط بی هوازی تشکیل شده است. S همبستگی منفی ضعیفی با Ca نشان داد ( $\rho = -0,074$ ) که نشان دهنده وجود مقادیری از 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 نشان دهنده این حقیقت است که رسوبگذاری سولفور به طور مستقیم در ارتباط با آب زیرزمینی و افزایش سطح آن بوده است. در شکل ۳۷ نتایج آنالیزهای ژئوشیمی و پذیرفتاری مغناطیسی با توجه به مدل عمق-سن ترسیم شده نمایش داده شده است. سن سنجی ها در سمت چپ نمودار نشان داده شد. تغییرات Fe, Si و S با توجه به تغییرات حساسیت مغناطیسی و نسبت Al/Si (به ترتیب شاخص هایی برای شناسایی رسوبات فرسایش یافته

زبر و درشت، ریز و نرم) ترسیم شد. در قسمت راست، دندروگرام و نمودار آنالیز خوشه ای ترسیم شد. رخدادهای اقلیمی شناسایی شده در منطقه توسط هاشور نشان داده شده است که می توان به آخرین پیشینه یخبندان، یانگردریاس و رخدادهای ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ اشاره نمود. عنصر کلسیم Ca نشان دهنده تبخیر شدید و خشک بودن محیط است. در حالت کلی مقادیر بالای Ca شرایط اقلیمی خشک تر را نشان می دهد و مقادیر پایین آن نشان دهنده شرایط اقلیمی مرطوب است (Barnett et al., ۲۰۱۱). بررسی دندروگرام (شکل ۳۷) نشان داد که زون های H<sup>۳</sup>, H<sup>۵</sup>, H<sup>۷</sup> و دارای مقادیر بالای کربنات کلسیم اند، این دوره های خشک به ترتیب با آخرین دوره یخبندان (LGM) و رخدادهای سرد و خشک هولوسن پیشین و میانی تطابق دارند. کانی های رسی، آهن، منگنز، تیتانیوم و حساسیت مغناطیسی در زون های H<sup>۱</sup>, H<sup>۴</sup> و H<sup>۶</sup> بالاتر بود که احتمالاً از منابعی خارج از محیط تالاب منشأ گرفته اند. زون H<sup>-۴</sup> به هولوسن پیشین تعلق دارد، افزایش عناصر Fe, Mn, Ti در این زون، علیرغم مساعد بودن شرایط اقلیمی نسبت به زون قبل می تواند نشان دهنده 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<sup>-۶</sup> نشان دهنده وقوع رخدادهای خشک ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ است. همچنین مشاهده شد که مقادیر مواد آلی نیز در این زون ها بالاتر است، بیشترین مقادیر مواد آلی به زون H<sup>۶</sup> تعلق داشت زیرا در حالت کلی در این دوره شرایط اقلیمی گرم و مرطوب بوده و شرایط برای افزایش پوشش گیاهی اطراف تالاب مناسب بوده است، رخدادهای خشک بصورت ناگهانی در شرایط اقلیمی مطلوب رخ داده اند. زون H<sup>۲</sup> که از ۳۰۰۰۰ سال قبل تا اواسط LGM را در بر می گیرد به دلیل تناوب فرکانس بالاتر بین رسوب کربنات و رسوبات نابرجا زاد<sup>۶۵</sup> حالت واسطه داشت. بیشترین انحراف مربوط به زون H<sup>۷</sup> بود که با کمترین مقادیر S مشخص می شود. در این زون افزایش کلسیم، کاهش مواد آلی، افزایش مقادیر هوازگی فیزیکی و عناصر آواری در ۷۰۰ سال گذشته نشان دهنده وقوع یک دوره سرد و خشک است که با عصر یخبندان کوچک مطابقت دارد. با افزایش

بارش و دوره های احيایی یا دیاژنز متائوریکي مقدار Mg افزایش می یابد و در این شرایط کلسیم کاهش پیدا می کند لذا بالا بودن مقادیر Ca/Mg نشان دهنده کاهش بارش و رطوبت در آن دوره است (پورمعافی، ۱۳۸۷). عنصر استرانسیم (Sr) نیز ارتباط مستقیمی با دمای آب دارد. مقدار این عنصر در طی دیاژنز متائوریک به طور قابل توجهی کاهش می یابد. البته شرایط آب و هوایی تنها عامل تأثیرگذار بر تغییرات میزان عناصر نیست و عامل مهمی چون مینرالوژی اولیه هم بر تغییرات میزان عناصر تأثیر دارد. تمرکز عنصر استرانسیم در کربناتها ارتباط مستقیمی با دمای آب دارد، مقدار این عنصر در طی دیاژنز متائوریک در کربناتها به طور قابل توجهی کاهش می یابد. عنصر استرانسیم معمولا با کاهش عمق آب افزایش می یابد (آدابی، ۱۳۸۳). مقدار استرانسیم در نمونه ها به ترکیب کانی شناسی کربناتها بستگی دارد به طوری که میزان استرانسیم با افزایش میزان آراگونیت افزایش یافته و با افزایش میزان کلسیت کاهش می یابد. پایین بودن مقادیر Sr/Ca نیز نشان دهنده سرد و خشک بودن شرایط اقلیمی آن دوره است، علت بالا بودن سطح آب تالاب در دوره های سرد به دلیل کاهش تبخیر بوده که موجب می شد اندک آبی که در اثر بارش باران وارد محیط تالاب شده برای مدت طولانی باقی بماند (شکل ۳۸) .



شکل ۳۷: نتایج آنالیزهای ژئوشیمی، جرم کاهی گرمایشی انجام شده بر رسوبات تالاب هشیلان. نتایج با توجه به مدل سن-عمق ترسیم شده است. سن سنجی: سمت چپ، تغییرات آهن، سیلیس و سولفور با توجه به تغییرات حساسیت مغناطیسی و نسبت آلومینیوم به سیلیس به ترتیب برای شناسایی رسوبات فرسایش یافته زبر و درشت، ریز و نرم، ترسیم شد. در سمت راست، دندروگرام و نمودار آنالیز خوشه ای ترسیم شد. رخدادهای اقلیمی شناسایی شده با هاشور مشخص شد. (رستمی و همکاران، ۱۳۹۸)



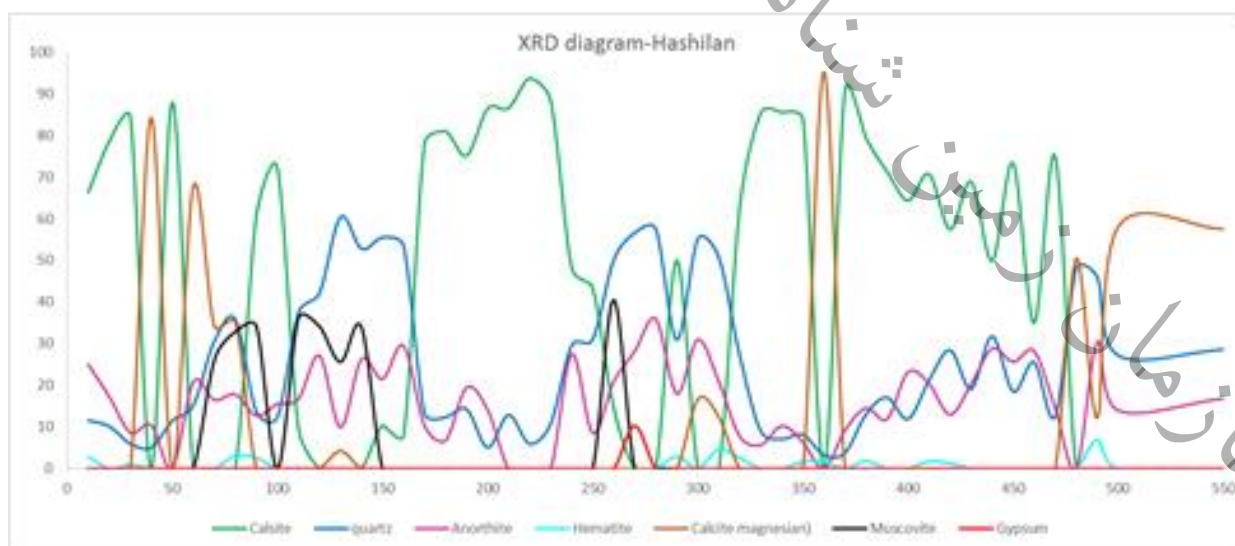
شکل ۳۸: تغییر مقادیر نسبت های عنصری در مقاطع مختلف مغزه های رسوبی تالاب هشیلان

## ۶-۲-۴ نتایج آنالیز کانی شناسی

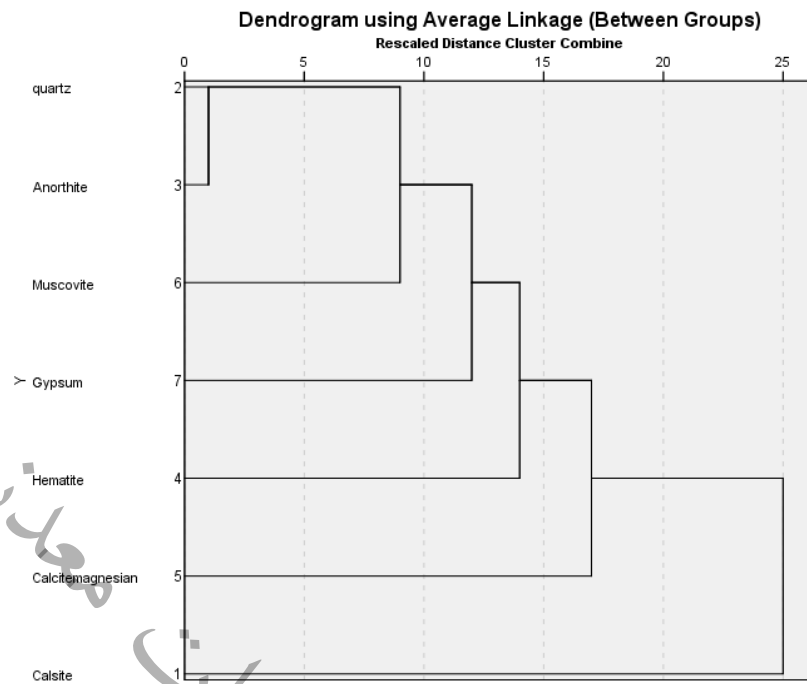
کانی های رسی به دلیل اندازه کوچک بلور و وجود پیوندهای نامناسب، از نظر فرایند تبادل یونی حائز اهمیت هستند. یون ها در محلول آبی می توانند توسط رس ها جذب و دفع شوند. شیمی آب کنترل کننده فرایند تبدالی است. از آنجایی که کانی های رسی یکی از مهم ترین ابزارها در تعیین اقلیم دیرینه می باشند در این تحقیق، کانی شناسی رس های موجود مورد بررسی قرار گرفت. کانی های رسی به دلیل تنوع کانی شناسی در منطقه منشأ، تغییرات هوازگی و تغییرات اقلیم در مطالعه تالاب ها دارای اهمیت زیادی هستند (Pardo et al, ۱۹۹۹). کانی های مهم تالاب هشیلان شامل کانی های تخریبی از قبیل کوارتز، فلدسپات، هماتیت، میکا و کانی های کربناته شامل کلسیت و به ندرت آراگونیت و کانی های تبخیری شامل ژپس است. فلدسپارها و کوارتزها از اجزای اصلی تشکیل دهنده بیشتر ماسه سنگها و کنگلومراها هستند. آلکالی فلدسپارها متداول تر از پلاژیوفلدسپارها هستند. یکی به علت آنکه بیشتر در برابر هوازگی شیمیایی مقاوم هستند و دیگر آنکه منشأ اولیه بسیاری از سنگهای خشکی زاد معمولاً سنگهای گرانیتی یا گنیس است که فلدسپارها در این نوع سنگها بیشتر از نوع قلیایی هستند. در صورتی که هوازگی شیمیایی در فلدسپارها به سرعت انجام گیرد، منجر به تشکیل میکاها و کانی های رسی می شود. کانی های پایدار همانند کوارتز تا مسافتهای زیادی میتواند حمل شود، کلریت و مسکویت (میکای سفید) اولین محصولات هوازگی سنگ های آذرین هستند این کانی ها عموماً دارای منشأ آواری بوده و از طریق فرایند فرسایش مکانیکی ایجاد شده اند، بنابراین وجود آنها مبین ترکیب سنگ مادر است. ایلیت نوعی میکاست که از تجزیه مسکوویت بوجود می آید که در محیط هایی با میزان بارندگی متوسط، تناوب دوره های خشک و تر، میزان بیشتر تبخیر نسبت به بارندگی، شرایط راکد آب و در جایی که شرایط قلیایی و آبشویی ضعیف غالب است، تشکیل می شود (Hillock, ۱۹۶۵). وجود این کانی شرایط آب و هوایی معتدل را در ناحیه منشأ منعکس می کند. هماتیت در محیط های تالابی نشان از شرایط گرم و خشکی دارد که تالاب در معرض اکسیداسیون قوی قرار گرفته باشد، وجود این کانی مؤید وقوع هوازگی است و نشان میدهد رسوبات مقاطع فوق در دوره هایی به

طور متناوب و دوره ای خارج از آب به سر برده اند. وجود اکسیدهای آهن شامل مگنتیت و هماتیت در لایه ها نشان از وجود فرآیند هوازدگی و اکسیداسیون کم و بیش در لایه ها است. حضور کانی ژپس در دریاچه ها مراحل آخر تکامل دریاچه ها و حضور کانی های تبخیری را نشان می دهد. ژپس در محیط هشیلان به ندرت دیده می شود و شرایط تشکیل ژپس در محیط به وجود نیامده است. حضور کلسیت منیزیوم دار روندی برعکس کلسیت را نشان میدهد که این میتواند شرایطی را تداعی کند که هر جا محیط کمی مرطوبتر شده کانی منیزیوم به ترکیب کلسیت اضافه و جانشین مقداری Ca می شود. با توجه به شکل ۳۹ تغییرات در میزان کانی های کوآرتز و کلسیت مخالف هم عمل کرده اند. دوره هایی که میزان کوآرتز در توالی رسوبات افزایش داشته با کاهش در میزان کانی های کربناته از قبیل کلسیت و کلسیت منیزیم دار همراه بوده است. آنومالی کانی کوآرتز با کانی آنورتیت و مسکویت و کلسیت با کلسیت منیزیوم دار همبستگی مثبت نشان می دهد. کانی کوآرتز و آنورتیت همبستگی قوی نشان می دهند. کانی های ژپس و هماتیت نیز همبستگی مثبت ولی نه چندان قوی نشان می دهد. افزایش در میزان کوآرتز، آنورتیت، هماتیت و مسکویت همزمان با دوره های خشک در منطقه حالت افزایش داشته است. که نشان دهنده منشا خارج حوضه ای است. با توجه به تامین آب تالاب از چشمه های کربناته در منطقه، در دوره هایی که افزایش کوآرتز مشاهده می شود تحت تاثیر افزایش ذرات گرد و غبار در منطقه بوده است. برعکس دوره های مرطوب با افزایش میزان کربنات (کلسیت و کلسیت منیزیوم دار) همراه بوده است که حکایت از فعالیت چشمه ها در سازند های کربناته زاگرس دارد. با توجه به جدول آنالیز فاکتوری در مجموع سه منشا برای کانی های موجود در توالی رسوبات محتمل است. کانی های کوآرتز، آنورتیت و ژپس در یک گروه، کانی های هماتیت و مسکویت در یک گروه و کانی کلسیت منیزیم دار در گروه دیگر قرار دارند. همبستگی منفی کلسیت با گروه کانی های فوق نشان دهنده منشا دیگری برای این کانی است. در منطقه مورد مطالعه با طوفان های گرد و غبار از چند منشا مختلف مواجه هستیم که در طول زمان با تغییراتی در تامین ذرات گرد و غباری همراه بوده است. اظهار نظر دقیق در خصوص این موضوع نیاز به بررسی های بیشتر دارد. با توجه به آنالیز خوشه ای جهت شناسایی

ارتباط نمونه های برداشت شده از مغزه مورد مطالعه می توان دوره های اقلیمی را شناسایی کرد. با توجه به فواصل نمونه برداری در مغزه (۱۰ سانتی متر) با استفاده از شاخص کانی شناسی تغییرات اقلیمی منطقه در دو دوره اقلیمی غالب دسته بندی کرد که احتمالاً مربوط به دوره های خشک و مرطوب در منطقه است. دوره های خشک (خوشه سمت چپ) با همبستگی بالا نشان دهنده دوره های خشک نه چندان متغیر در منطقه است. به نظر می رسد در دوره های خشک شرایط منطقه و تغییرات کانی شناسی در توالی رسوبات مشابه عمل کرده است. حال آنکه در دوره های مرطوب (خوشه سمت راست)، در مقایسه با دوره های خشک همبستگی ضعیف تری بین کانی ها برقرار است. با توجه به شکل در دوره های مرطوب رفتار کانی های موجود در توالی به دو شکل متفاوت بوده است. احتمالاً در دوره های مرطوب تغییرات دمایی و بارش در منطقه دچار تغییراتی در طول زمان شده است. و باعث ایجاد دو نوع شرایط رطوبتی مناسب با عملکرد متفاوت در تغییرات آنومالی عناصر شده است. در ۵۰ سانتی متر ابتدایی مغزه رسوبی کاهش مقادیر کانی های کوارتز و آنورتیت و افزایش کلسیت و همچنین کلسیت منیزیم دار نشان دهنده شرایط نسبتاً مرطوب در ۷۹۰ سال قبل بود (شکل ۳۹).



شکل ۳۹: تغییرات آنومالی کانی های موجود در توالی رسوبات بستر تالاب هشیلان



شکل ۴۰: همبستگی کانی‌های موجود در توالی رسوبات و ارتباط ژنتیکی آنها

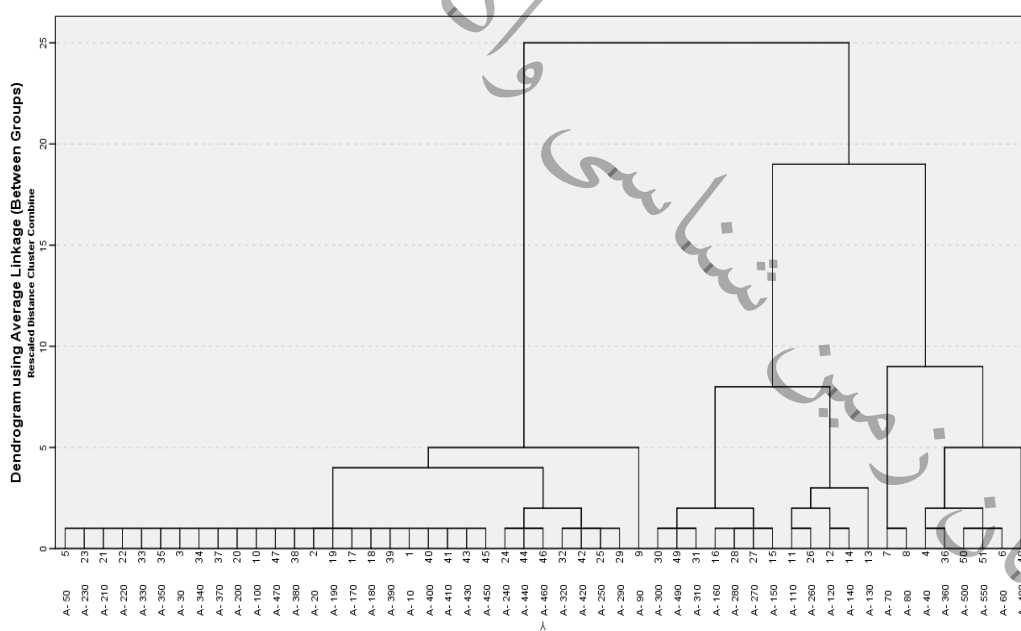
جدول ۳: آنالیز فاکتوری جهت شناسایی منشأ کانی‌های موجود در مغزه مورد مطالعه

	Component		
	۱	۲	۳
Calsite	-.۷۴۲	-.۶۵۴	-.۰۸۷
quartz	.۹۰۷	.۰۸۵	.۰۴۱
Anorthite	.۷۷۶	-.۲۰۰	-.۰۱۲
Hematite	.۱۵۷	-.۰۱۹	.۵۶۲
Calcitemagnesian	-.۱۰۳	.۹۷۶	-.۰۰۵
Muscovite	.۴۶۰	.۰۶۵	.۴۶۹
Gypsum	.۴۰۱	-.۰۳۵	-.۷۴۸

Extraction Method: Principal Component Analysis.  
 Rotation Method: Varimax with Kaiser Normalization.  
 a. Rotation converged in ۴ iterations.



افزایش مقادیر کانی های مسکوویت، هماتیت، کوارتز و کاهش کلسیت در عمق ۵۰ تا ۱۰۰ سانتی متری نشان دهنده افزایش شرایط خشک در ۲۱۰۰ سال قبل بود. در عمق ۱۰۰-۱۵۰ سانتی متری افزایش مسکوویت و کوارتز و کاهش شدید کلسیت منیزیم دار نشان دهنده شرایط خشک در ۳۹۰۰ سال قبل بود. کاهش کوارتز، مسکوویت، آنورتیت و افزایش مقادیر کلسیت در عمق ۱۵۰-۲۰۰ سانتی متری نشان دهنده کاهش شرایط خشکی در ۳۹۰۰ تا ۵۰۰۰ سال قبل بود. کاهش کلسیت، کلسیت منیزیم دار و افزایش مقادیر کانی های کوارتز، ژیپس، مسکوویت و آنورتیت در عمق ۳۰۰ سانتی متری خشک بودن شرایط اقلیمی ۱۱۷۰۰ سال قبل را نشان داد. در حالی که در عمق ۳۵۰ سانتی متری کاهش مقادیر کوارتز و افزایش کلسیت و کلسیت منیزیم دار نشان از افزایش رطوبت در ۱۶۰۰۰ سال قبل داشت. در عمق ۴۰۰ تا ۴۵۰ سانتی متری شواهد نشان دهنده وجود شرایط نسبتاً خشک با افزایش طوفان های گرد و غبار در ۲۵۰۰۰ سال قبل بود.



شکل ۴۱: ارتباط ژنتیکی نمونه های برداشت شده از مغزه مورد مطالعه

#### ۷-۳-۴- یافته های حاصل از گرده شناسی رسوبات تالاب هشیلان

جهت گرده شناسی مغزه های رسوبی برداشت شده از تالاب هشیلان نمونه هایی با فواصل ۲۰ سانتی متری و در نقاط دارای تغییرات بارز رسوبی با فاصله ۵-۷ سانتی متری برداشت شد و پس از آماده سازی در آزمایشگاه گرده شناسی دانشکده جغرافیا، اسلایدهای تهیه شده مورد شناسایی و شمارش قرار گرفت. در مجموع گرده ۳۱ گونه گیاه علفی، ۱۲ گونه درختی و ۷ گونه گیاه آبی شناسایی شد. همچنین تعداد بقایای زغالی نیز جهت بررسی و شناسایی دوره های خشک مورد شمارش قرار گرفت. اسامی علمی گونه های شناسایی شده در جدول شماره ۳ ارائه شده است. به منظور بررسی تغییرات پوشش گیاهی در هر عمق، حداقل ۳۰۰ گرده شمارش شد (مجموع گرده ای محاسب). گرده های گیاهان آبی، لب آبی، درخت کاج از مجموع گرده های محاسب حذف شدند. پس از به پایان رسیدن شمارش گرده های همه اعماق، داده های حاصل از شمارش گرده ها در نرم افزار Polpal وارد شد و در این نرم افزار درصد فراوانی هر کدام از گرده ها محاسبه و نمودار گرده<sup>۶۶</sup> ترسیم گردید.

جدول ۳: اسامی گرده های گیاهی شناسایی شده در مغزه رسوبی تالاب هشیلان

گیاهان آبزی	گیاهان درختی	گیاهان علفی	گیاهان علفی	گیاهان علفی
Alismaceae	Acer	Umbel	Dipsacaceae	Achillea
Cyperaceae	Alnus		Echinops	Artemisia
Myriophyllum	Amygdalus		Ephedra	Asteraceae
Sagittaria lancifolia	Caprinus		Erodium	Asteroideae
Salix	Fagus		Euphorbiaceae	Asteragalus
Sparganium	Fraxinus		Fabaceae	Brassicaceae
Typha latifolia	Juglans		Gallium	Carduus arabicus
	Lonicera		Lythrum	Caryophyllaceae
	Pinus		Malvaceae	Centaurea solstitialis
	Pistacia		Menthra	Chenopodiaceae
	Plantanus		Plantago Lanceolata	Cichorioidae
	Quercus		Plantago	Cirsium
	Zelkova		Plumbaginaceae	Convolvulus
			Poaceae	Cusinia
			Thalictrum	Daphne

با توجه به تغییراتی که در نمودارهای گرده ای درختی، علفی و آبزی مشاهده شد. تغییرات گرده در عمق های مختلف به شرح زیر بود (شکل ۴۲):

(۴۱۵ تا ۴۹۵ سانتیمتری - حدود ۲۳-۲۷ هزار سال قبل)

به دلیل یکنواخت و مشابه بودن رسوبات این عمق، نمونه برداشت شده در برخی بخش ها با فاصله ۲۵ سانتی متری بود. عمق مذکور به دوره MIS<sup>۲</sup> و آخرین بیشینه یخبندان (LGM) تعلق داشته و شواهد گرده شناسی آن بشرح زیر بود: غلبه پوشش گیاهی استپی، حدود ۵۲٪ اسفناجیان<sup>۶۷</sup>، ۱۰٪ گندمیان<sup>۶۸</sup>، ۱۹٪ درمنه<sup>۶۹</sup> پوشش گیاهی این عمق را تشکیل داد. سایر گیاهان شناسایی شده در این عمق شامل کاسنیان<sup>۷۰</sup>

۶۷ . Chenopodiaceae

۶۸ . Poaceae

۶۹ . Artemisia

۷۰ . Asteraceae

۲٪، چتریان<sup>۷۱</sup> ۳٪، شب بویان<sup>۷۲</sup> ۰/۲٪، فرفیونیان<sup>۷۳</sup> ۰/۶٪، شیرپنیر<sup>۷۴</sup> ۰/۲٪، بارهنگ<sup>۷۵</sup> ۰/۵٪، هزارخار<sup>۷۶</sup> ۰/۲٪، برگ سدابی<sup>۷۷</sup> ۰/۳٪، علف هفت بند<sup>۷۸</sup> ۰/۳٪ و همچنین مقادیر اندکی گرده درخت کاج بود.

(۳۳۵-۴۰۰ سانتی متری- در حدود ۱۴-۲۰ هزار سال قبل)

گرده های شناسایی شده در این عمق متعلق به دوره نسبتاً مرطوب نوسان دنسگارد و پس از آن بولینگ آلوده بوده و همان گونه که مشخص است گونه هایی نظیر درمنه و اسفناجیان تا حدی در این زون کاهش یافته و گندمیان افزایش داشته اند. از بارزترین مشخصات این زون وجود گرده های درختی بود که ۰/۷ درصد پوشش گیاهی این زون را تشکیل داده است. وجود گرده بلوط در عمق ۳۷۵ تا ۳۳۵ سانتی متری که ۰/۲۰ درصد گرده های درختی را تشکیل می داد به همراه سایر گرده های درختی شامل پسته<sup>۷۹</sup> ۰/۱۳٪، کاج<sup>۸۰</sup> ۰/۲٪، چنار<sup>۸۱</sup> ۰/۰۲٪، راش<sup>۸۲</sup> ۰/۰۳٪، افرا<sup>۸۳</sup> ۰/۰۲٪ و پیچ امین للدوله<sup>۸۴</sup> ۰/۱٪ درصد پوشش گیاهی درختی را تشکیل داده، پوشش گیاهی علفی شامل اسفناجیان ۴۰٪، گندمیان ۲۵٪، درمنه ۱۹٪ بود. گیاهان آبی که در این زون شناسایی شدند شامل جگنیان، درخت بید، پرتاووسی<sup>۸۵</sup> و گالی<sup>۸۶</sup> بود

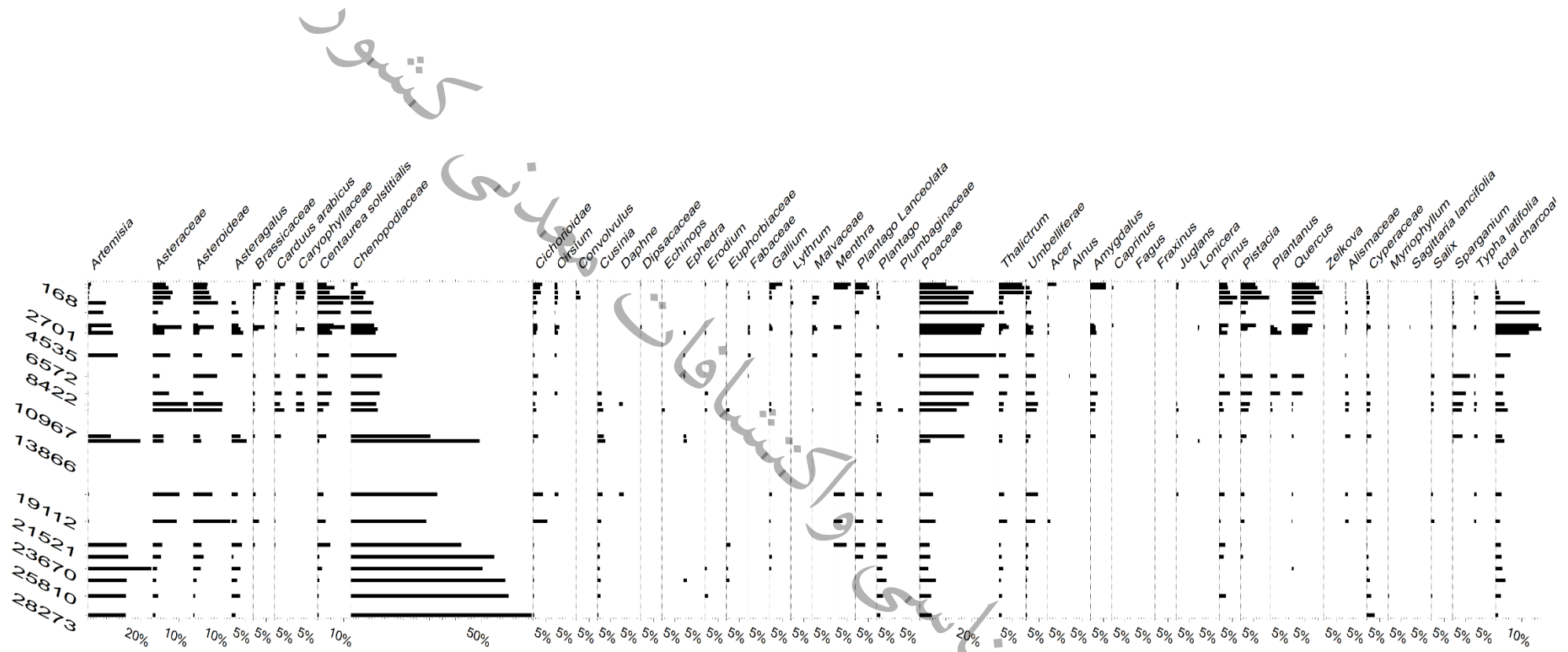
(۲۹۵-۳۳۵ سانتی متری- ۱۲-۱۳ هزار سال قبل)

در این عمق درصد گرده های متعلق به اسفناجیان افزایش و گرده های گندمیان به شدت کاهش داشت. ۹۹ درصد گرده های این زون را گیاهان علفی تشکیل داده و کمتر از ۱ درصد از گرده ها متعلق به گرده های درختی بود. در این زون که دوره زمانی وقوع رخداد سرد یانگدرریاس را شامل می شود تنها گرده درختی

- ۷۱ . Umbelliferae
- ۷۲ . Brassicaceae
- ۷۳ . Euphorbiaceae
- ۷۴ . Gallium
- ۷۵ . Plantago
- ۷۶ . Cusinia
- ۷۷ . Thalictrum
- ۷۸ . Plantanus
- ۷۹ . Fagus
- ۸۰ . Acer
- ۸۱ . Lonicera
- ۸۲ . Myroiphyllum
- ۸۳ . Sparganium

مشاهده شده در این زون گرده کاج بود. در این زون اسفناجیان ۶۰، درمنه ۲۰ درصد، گندمیان ۴ درصد پوشش گیاهی علف را تشکیل داده و سایر گیاهان شناسایی شده شامل کاسنیان ۵، چتریان ۳، میخکیان ۳، برگ سدابی ۱ درصد، ریش بز ۰/۲، هزارخار ۰/۱، فرفیون ۰/۱، علف هفت بند ۰/۰۷ درصد از گرده های علفی را به خود اختصاص داده اند.

کشور  
سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی



شکل ۴۲: نمودار درصدی گرده های علفی، درختی و آبزی و بقایای زغالی رسوبات تالاب هشیلان کرمانشاه

(۲۷۵-۲۳۵ سانتی متری- حدود ۶-۱۱ هزار سال قبل)

در این عمق درصد فراوانی گندمیان افزایش یافته و از فراوانی گرده های اسفناجیان کاسته شده است.

همچنین درصد فراوانی گرده های درختی نیز در این زون افزایش داشت. در این عمق ۸۵ درصد گرده

ها را گرده های گیاهان علفی و ۱۵ درصد را گرده های درختی تشکیل داد. گرده های گیاهان علفی

شامل: گندمیان ۶۵٪، اسفناجیان ۱۰٪، کاسنیان ۹٪، درمنه ۴٪، میخکیان ۳٪، برگ سدابی ۱٪،

باقلائیان<sup>۸۴</sup> ۰/۳٪، بارهنگ ۰/۲٪ بود. گرده های درختی در این زون عبارت بود از بلوط ۱۱٪، راش

۰/۲٪، افرا ۰/۱٪، کاج ۰/۷٪، ممرز<sup>۸۵</sup> ۰/۸۵٪، پسته وحشی ۰/۵٪، آزاد دار<sup>۸۶</sup> ۰/۰۴٪. در این زون

فراوانی گرده های گیاهی آبری نیز افزایش یافته و گرده های جگنیان، پرتاووسی، گالی، لوئی<sup>۸۷</sup> و

همچنین گرده درخت آبری بید نیز مشاهده شد (شکل ۴۲).

(۲۳۵-۱۹۵ سانتی متری: حدود ۵۰۰۰-۴۳۰۰ سال قبل)

در این عمق وضعیت گرده ها تا حدی مشابه زون قبل بوده با این تفاوت که در قسمت های بالایی

زون شروع به کاهش یافتند. در عمق ۱۹۵ سانتی متری مقدار گرده های درمنه و اسفناجیان افزایش

یافته و گرده های گندمیان کاهش یافت. همچنین در عمق ۱۹۳ تا ۱۹۵ سانتی متری گرده های

درختی نیز مشاهده شد.

(۱۹۳-۱۵۳ سانتی متری: حدود ۳۸۰۰-۴۳۰۰ سال قبل)

در این زون درصد گرده های درمنه و اسفناجیان افزایش یافته، از مقادیر گرده های کاسنیان،

میخکیان، گل زرد و گندمیان کاسته شده همچنین گرده های گیاهانی چون پیچک، دافنه، خون فام،

نعناعیان و بارهنگ مشاهده نشد. گرده درختان مشاهده شده در این زون شامل زبان گنجشک، کاج،

۸۴ . Fabaceae

۸۵ . Caprinus

۸۶ . Zelkova

۸۷ . Typha latifolia

پسته و مقدار کمی بلوط بود که نشان دهنده خشک بودن نسبی شرایط اقلیمی آن زمان است.

(۱۵۳-۱۳۰ سانتی متری: حدود ۲۰۰۰-۳۸۰۰ سال قبل)

مجموع گرده های درختی در این عمق به ۱۴٪ رسیده که نسبت به عمق قبلی افزایش داشته است.

گرده های درختی شناسایی شده در این زون شامل بنه ۲٪، افرا ۳٪، ممرز ۱٪، بادام ۵٪،

کاج ۷٪ و بلوط ۱۰٪ بود. گرده های علفی شناسایی شده شامل گندمیان ۵۰، اسفناجیان ۱۶،

کاسنیان ۹، شب بویان ۲، میخکیان ۵٪، فرفیونیان ۱٪، خواجه باشی ۱<sup>۸۸</sup>٪، درمنه ۲، گون ۷٪،

بومادران ۲٪، پیچک<sup>۸۹</sup> ۵٪، شیرپنیر ۱٪، نوک لکک<sup>۹۰</sup> ۱٪، نعناعیان ۳، بارهنگ ۲، خون فام<sup>۹۱</sup>

۱٪، برگ سدابیان ۲، گل گندم ۱ و علف هفت بند ۱٪ درصد بود.

(۱۳۰-۹۰ سانتی متری ۲۰۰۰-۱۸۰۰ سال قبل)

در این عمق گرده های درمنه و اسفناجیان نسبت به زون قبل افزایش داشته و گرده های کاسنیان،

میخکیان، شب بویان، گل گندم، هزارخار، شیرپنیر و فرفیون کاهش یافت همچنین گرده های گیاهانی

نظیر دافنه، نعناعیان، خواجه باشی و پیچک در این زون مشاهده نشد. گرده درخت بادام وحشی نسبت

به زون قبل کاهش داشته، مقادیر اندکی گرده درخت افرا نیز در این زون مشاهده شد. همچنین گرده

های کاج، پسته و بلوط نیز در این زون وجود داشت.

(۹۰-۷۵ سانتی متری: حدود ۹۰۰-۱۸۰۰ سال قبل)

در این عمق گرده درخت بلوط در مقایسه با زون قبل افزایش داشت. همچنین گرده های پسته و کاج

نیز در این زون مشاهده شد. گیاهان علفی مشاهده شده در این زون شامل درمنه، کاسنیان، میخکیان،

گل زرد، همراه با افزایش گندمیان بود.

۸۸ . Dipsacaceae

۸۹ . Convolvulus

۹۰ . Erodium

۹۱ . Lythrum



(۷۵-۰ سانتی متری: ۹۰۰ سال قبل تا عصر حاضر)

این عمق بخش ابتدایی مغزه رسوبی را شامل می شود. در این عمق وجود گرده های درختی قابل توجه بود با توجه به این که گرده درختانی نظیر پسته و بنه افزایش داشت. در بین گرده های علفی میزان گرده های گندمیان بیش از اسفناجیان و درمنه بود. اما در حالت کلی گرده گندمیان نسبت به عمق های قبلی تا حدودی کاهش داشت (شکل ۴۲).

## فصل پنجم

### پیکگیری

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

با تلفیق نتایج آنالیزهای پذیرفتاری مغناطیسی، سن سنجی، گرده شناسی، جرم کاهی گرمایشی، ژئوشیمی و کانی شناسی رسوبات تالاب هشیلان تغییرات اقلیمی و محیطی منطقه زاگرس میانی از ۳۰ هزار سال قبل تا کنون مورد بازسازی قرار گرفت. قدیمی ترین سن سنجی انجام شده متعلق به پلیستوسن پسین و بیش از ۳۰ هزار سال قبل بود که با ابتدای مرحله دوم ایزوتوپ دریایی  $MIS^2$  <sup>۹۲</sup> مطابقت دارد. بالا بودن مقادیر Ca در این زون نشان دهنده خشک بودن شرایط اقلیمی محیط زاگرس میانی در ۳۰ هزار سال قبل است. (مراجعه شود به شکل ۳۷ و نمودارهای فصل قبل). همچنین افزایش رسوبات حاصل از گرد و غبار و فرسایش فیزیکی نشان داد که اقلیم غالب منطقه خشک و همراه با باد بوده است. پایین بودن مقادیر Mn, Sr/Ca, Mg/Ca نیز نشان دهنده کاهش دما و رطوبت و در نتیجه کاهش بارش در آن دوره است. پوشش گیاهی غالب منطقه در این دوره، استپ سرد و خشک اسفناجیان و درمنه بوده است. در این دوره به علت پایین بودن دما و رطوبت، پوشش گیاهی جنگلی وجود نداشته همچنین جمعیت گندمیان نیز بسیار اندک بوده و غلبه با اسفناجیان و درمنه بود. در آخرین بیشینه یخبندان (LGM) وجود مقادیر بالای Ca، کاهش شدید مواد آلی، افزایش رسوبات آواری نشان دهنده تداوم شرایط اقلیمی سرد و خشک در منطقه بوده است. افزایش نسبی مقادیر Ca/Mg و Sr/Mn نسبت به دوره قبل می تواند نشان دهنده بالا بودن سطح آب تالاب و احتمالاً وجود محیط دریاچه ای باشد که علت اصلی آن کاهش دما و کاهش مقدار تبخیر بوده است. دریاچه‌های زیربار و ارومیه نیز در دوره آخرین بیشینه یخبندان سطح آب بالاتری داشته‌اند (Djamali et al., ۲۰۰۸). نتایج پژوهش گرده‌شناسی انجام شده بر روی رسوبات دریاچه ارومیه (Djamali et al., ۲۰۰۸)، زیربار (van Zeist and Bottema, ۱۹۷۷) و تالاب هشیلان (صفایی‌راد و همکاران، ۱۳۹۳) نشان داد که در آخرین دوره یخبندان پوشش گیاهی غالب در زاگرس استپ سرد و خشک درمنه و اسفناجیان بوده است. بررسی های این تحقیق نشان دهنده آن بود که فازهایی از کاهش نسبی خشکی اقلیم در LGM در منطقه وجود داشته که به احتمال

<sup>۹۲</sup> Marine isotope stages

زیاد منطبق با نوسانات دنسگارد اوسجر بوده است. در ۱۹ هزار سال قبل افزایش نسبت های  $Ca/Mg$  و  $Sr/Mg$  ، افزایش مقادیر مواد آلی ، کاهش چشمگیر عناصری چون  $Si, Fe$  و همچنین نسبت های  $Al/Si$  نشان دهنده گرم و مرطوب بودن نسبی شرایط اقلیمی آن دوره است. تغییر شرایط محیطی از دریاچه کم عمق به تالاب را می توان به افزایش تبخیر و تعرق ناشی از افزایش دما نسبت داد. وجود رخساره گل در رسوبات این زون، همچنین افزایش تمرکز مواد آلی و بقایای زغالی، بقایای صدفها و گاستروپودها نشان دهنده تغییر شرایط اقلیمی و گرم و مرطوب شدن آن نسبت به LGM است. نتایج آنالیز دیاتومه های دریاچه زریبار نیز نشان دهنده افزایش نسبی دما در همین زمان (۱۸-۱۹ هزار سال قبل) می باشد (Wasylikowa et al., ۲۰۰۶). از بارزترین مشخصات این دوره وجود گرده های درختی است که ۷/۰ درصد پوشش گیاهی را تشکیل داده است. وجود گرده های درختانی نظیر بلوط، پسته، چنار و راش نشان دهنده افزایش رطوبت و مساعد بودن شرایط اقلیمی برای رویش درختان در آن دوره است. در این دوره رشد گندمیان افزایش چشمگیری پیدا کرد. رخداد سرد و خشک یانگرددریاس در ۱۲۳۰۰ سال قبل در منطقه شروع شده و تقریباً تا ۱۱۶۰۰ سال قبل به طول انجامیده است. که با سن سنجی انجام شده در مغزه رسوبی زریبار (Roberts et al., ۱۹۹۸) - که وقوع رخداد یانگرددریاس را ۱۳۰۰۰ سال قبل برآورد کرده بود- تفاوت زمانی چند صد ساله نشان می دهد. لیتولوژی رسوبات متعلق به این دوره نشان دهنده وجود رخساره ماسه گلی به رنگ زرد، بقایای اندک خرده صدف ها و وجود کانکریت هاست همچنین شواهد لیتولوژی نشان دهنده خروج از محیط دریاچه ای و افزایش انرژی محیط و وقوع رخداد های سیلابی در منطقه (رسوبات عمق ۳۰۰ تا ۳۲۰ سانتی متری) بود. در دوره یانگرددریاس درصد گرده های متعلق به اسفناجیان افزایش و گرده های گندمیان به شدت کاهش یافت. در این دوره ، اسفناجیان ۶۰ درصد، درمنه ۲۰ درصد و گندمیان ۴ درصد پوشش گیاهی منطقه را تشکیل می دادند. شروع هولوسن در منطقه در ۱۱۵۰۰ سال قبل بوده است. وجود رخساره گلی به رنگ قهوه ای تیره متمایل به سیاه ، افزایش مواد آلی و بقایای زغالی در عمق ۲۹۰ سانتی متری نشان

دهنده 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 کانی های رسی، آهن، منگنز، تیتانیم و حساسیت مغناطیسی در ۹۴۰۰ سال قبل، که احتمالاً منشأ برون حوضه ای دارند نشان دهنده وقوع شرایط گرد و غباری و یا سیلابی است که می تواند با رخداد سرد ۹۲۰۰ سال قبل در ارتباط باشد. رخداد ۹/۲ بدلیل تضعیف شدید فعالیت موسمی های تابستانه آسیایی ایجاد شده که ناشی از تغییر در فعالیت های خورشیدی بوده است. می توان گفت کاهش انرژی خورشیدی رسیده به زمین در ۹۲۰۰ سال قبل در فعالیت موسمی های آسیایی و در نتیجه سیستم های هیدرولوژیکی تاثیر داشته و خشکسالی های طولانی مدتی 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 موسمی ها موجب کاهش انتقال رطوبت اقیانوس های حاره ای به خشکی های واقع در عرض های پایین می شود (Liu et al., ۲۰۰۹) در حالی که AMOC<sup>۹۳</sup> از طریق اختلاف دمای ایجاد شده میان عرض های بالا و پایین و انتقال جنوب سوی ITCZ می تواند موسمی های آسیایی را تضعیف کند. در این زون ۸۵ درصد گرده ها را گرده های گیاهان علفی و ۱۵ درصد را گرده های درختی تشکیل داد. پوشش گیاهی غالب این دوره مراتع و چمنزار با غلبه گندمیان به همراه درختان بلوط، راش، افرا، پسته وحشی، ممرز، و آزاد دار بصورت پراکنده بود.

در حالت کلی هولوسن میانی در منطقه، دارای شرایط اقلیمی گرم و مرطوب بوده است، اما افزایش مقادیر Ca و حساسیت مغناطیسی، افزایش Ti, K, Ca, Si, Al, Fe کاهش مواد آلی در عمق ۲۳۰ الی ۲۴۰ سانتی متری که تقریباً معادل ۸۳۰۰ الی ۸۴۰۰ سال قبل است، می تواند نشان دهنده وقوع رخداد سرد و خشک ۸۲۰۰ سال قبل باشد. وجود رخساره گلی به رنگ قهوه ای تیره به همراه لامینه های ماسه گلی خاکستری رنگ در این زون نشان دهنده مساعد بودن شرایط اقلیمی است که وقوع رخداد های

<sup>۹۳</sup> Atlantic Meridional Overturning Circulation

ناگهانی موجب بر هم ریختن شرایط اقلیمی متعادل شده است. از ۷ الی ۵ هزار سال قبل که با نام دوره بهینه اقلیمی هولوسن شناخته می شود به طور کلی با بیشترین مقادیر Mn, Sr/Mn, Mn/Ca, Sr/Ca مشخص می شود که نشان دهنده گرم و مرطوب بودن اقلیم و افزایش بارش در ۷۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل است. غالب بودن درخت پسته تا ۷۲۰۰ سال پیش در ارتفاعات زاگرس نشان از اقلیم خشک هولوسن پیشین و دمای معتدل آن دارد. افزایش گرده بلوط در هولوسن میانی نیز نشان دهنده افزایش رطوبت است (Schmith et al., ۲۰۱۰). از حدود ۶ هزار سال پیش شرایط دما و بارش تا اندازه ای مشابه شرایط کنونی شد و جنگل های بلوط زاگرس در حوزه دریاچه های میرآباد و زریبار رشد کرد. این شرایط با افزایش تدریجی جنگل های بلوط در زاگرس میانی در هماهنگی است (van Zeist and Bottema, ۱۹۷۷؛ صفایی راد و همکاران، ۱۳۹۳). سامانه موسمی تابستانه هند از ۷۸۰۰ سال پیش از حاضر به دلیل کاهش خورتابی<sup>۹۴</sup> تابستانه در نیمکره شمالی رفته رفته تضعیف و به سوی عرض های جنوبی عقب نشینی کرده است (Fleitmann et al., ۲۰۰۷). در نتیجه کمربند همگرایی جنب حاره و به دنبال آن پرفشار جنب حاره به عرض های 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 بارش های زمستانه در رسوبات دریاچه های زاگرس در غرب ایران قابل مشاهده است (Jones et al., ۲۰۱۱). در هولوسن میانی آب و هوای زاگرس میانی 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 جنگل های بلوط در غرب ایران جایگزین درختان پسته و بادام وحشی شدند (van Zeist et al., ۱۹۷۷). رخدادهایی که با کاهش بادرفت ها در هولوسن میانی همزمان بوده اند ۵۷۰۰ و ۶۰۰۰ سال قبل با دوره های مرطوب شرق مدیترانه مطابقت دارند (Bar-Matthewis et al., ۲۰۱۱). در انتهای هولوسن میانی و با شروع هولوسن پسین مقادیر کانی های رسی، آهن، منگنز،

<sup>۹۴</sup>. Insolation

تیتانیوم و حساسیت مغناطیسی افزایش داشته است که احتمالاً از منابعی خارج از محیط تالاب منشأ گرفته اند. افزایش این عناصر و همچنین بالا بودن حساسیت مغناطیسی در این دوره می تواند نشان دهنده وقوع رخدادهای خشکی نظیر ۴۲۰۰ و ۳۲۰۰ باشد. در ۴۳۰۰ سال قبل مقدار مواد آلی کاهش داشت و در مقادیر آهن، آلومینیوم، سیلیس، پتاسیم و تیتانیوم افزایش مشاهده شد که نشان دهنده نامساعد شدن شرایط جهت رشد گیاهان در تالاب و افزایش شرایط گرد و غبار است. این شرایط احتمالاً با رخداد سرد و خشک ۴۲۰۰ در ارتباط بوده است. همچنین در این دوره مشاهده شد که مقادیر مواد آلی نیز بالا بوده به گونه ای که بیشترین مقدار مواد آلی به این دوره تعلق داشت و تنها در دوره های خشک اقلیمی نظیر ۴/۲ و ۳/۲ کاهش داشت. در حالت کلی در این دوره شرایط اقلیمی گرم و مرطوب بوده و رخدادهای خشک بصورت ناگهانی در شرایط اقلیمی مطلوب رخ داده اند. افزایش مقادیر حساسیت مغناطیسی و رسوبات ناشی از فرسایش بادی، افزایش Si، Fe در منطقه با وقوع رخداد خشک ۴۲۰۰ سال قبل که موجب فروپاشی تمدن اکد شد تطابق دارد. این نتایج با یافته های حاصل از مطالعات دشت ارژن در انطباق است که سردترین دوره در این دشت را حدود ۴۲۰۰ سال قبل شناسایی کرده است (حسینی، ۱۳۹۰). افزایش بادرفتها می تواند ناشی از کاهش خورتابی تابستانه در عرض های ۶۰ درجه شمالی از ۶۰۰۰ سال قبل تا کنون باشد. این دوره همزمان بوده است با دوره های خشکی که در شواهد دریاچه های ترکیه (Kuzucuolu et al., ۲۰۱۱) مهارلو و زرببار (Djamali et al., ۲۰۰۹) و Griffith et al., ۲۰۰۱) شناسایی شده است. در عمق ۱۱۰ الی ۱۲۰ سانتی متری تغییرات لیتولوژی و ژئوشیمی نشان دهنده وقوع رخداد سرد و خشک دیگری در ۳۶۰۰ سال قبل بود که با رخداد ۳۲۰۰ و یا Neo Assyrian decline در ارتباط بوده است. افزایش حساسیت مغناطیسی، افزایش رسوبات بادی، کاهش مقادیر Sr/Mn، Mn و افزایش نسبت Ca/Mg نشان دهنده وجود اقلیم سرد و خشک به همراه غلبه فرسایش فیزیکی و بادی در منطقه است. شواهد وقوع این رخداد در دریاچه های ترکیه (Roberts et al., ۲۰۰۱)، دریاچه زرببار در ایران (Stevens et al., ۲۰۰۱) و غار جیتا در

لبنان (Verhiden et al., ۲۰۰۸) مورد شناسایی قرار گرفته است. نظیر رخداد ۵/۲ و ۴/۲ این رخداد اقلیمی با خشکسالی های بسیار طولانی مدت همراه بوده است (Kuzucuolu et al., ۲۰۱۱). در متون هیتی درباره خشکسالی ها و از بین رفتن تمدن ها در اثر خشکی آب و هوا در اواخر عصر برنز (تمدن های اژه و خاور نزدیک) نوشته های بسیاری وجود دارد (Weiss et al., ۱۹۹۳). همچنین شواهدی از نابودی مزاع کشاورزی در سوریه در ۳۱۰۰ سال قبل وجود دارد (Kanyewski et al., ۲۰۱۰). رکوردهای ایزوتوپ اکسیژن ۱۸ حاصل از مغزه های رسوبی دریاچه های میرآباد و زریبار در ایران نیز وجود این دوره خشک را تأیید نموده است (Stevens et al., ۲۰۰۶). همچنین وجود یک دوره خشک به همراه افزایش شدت رسوبات بادی در ۳۱۱۰ سال قبل در دریاچه نئور نیز به ثبت رسیده است (Sharifi et al., ۲۰۱۵). افزایش حساسیت مغناطیسی و مقادیر کلسیم، کاهش مواد آلی، افزایش مقادیر هوازگی فیزیکی و عناصر آواری در ۱۶۰۰-۱۸۰۰ و همچنین ۵۰۰ سال گذشته نشان دهنده وقوع یک دوره سرد و خشک در منطقه بوده است که با عصر یخبندان کوچک مطابقت دارد. عصر یخبندان کوچک که با نام دوره کمینه مآندر نیز شناخته می شود در سال های ۱۹۶۴ تا ۱۷۱۵ در اثر کاهش فعالیت لکه های خورشیدی و کاهش دما رخ داد. در سال های ۱۷۹۰ تا ۱۸۳۰ نیز دوره سردی با عنوان کمینه دالتون رخ داد که علت اصلی آن نیز کاهش فعالیت های خورشیدی بود.



در زمان انجام آنالیزهای مربوط به این تحقیق به دلیل شیوع بیماری کووید ۱۹ و تعطیلی کلیه دانشگاه ها و آزمایشگاه های جهان، امکان انجام برخی از آنالیزهای مکمل نظیر ایزوتوپ و دی.ان.ای محیطی میسر نگردید امید است در آینده جهت بازسازی دقیق تر تغییرات بتوان آنالیزهای مذکور را نیز انجام داد.

سازمان زمین شناسی و اکتشافات معدنی کشور

## منابع:

- اسفندیاری درآباد، ف. (۱۳۸۸). شواهد ژئومورفولوژیکی تغییرات آب و هوایی پلیستوسن فوقانی در دامنه شرقی سبلان، فصلنامه جغرافیای طبیعی، سال اول، شماره ۳، ۹۶-۸۳.
- باقری سیدشکری، س. (۱۳۹۴). تاثیر ژئومورفولوژی کارست بر ویژگی های کمی و کیفی آبخوان های کارستی حوضه رودخانه های قره سو و الوند در استان کرمانشاه، رساله دکتری، گرایش ژئومورفولوژی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، استادان راهنما منصور جعفریگلو و مجتبی یمانی.
- باقری سیدشکری، س.، یمانی، م.؛ جعفریگلو، م.؛ کریمی، ح.، مقیمی، ا. (۱۳۹۲). ارزیابی ویژگی های هیدرونیامیکی آبخوان های کارستی با استفاده از آنالیز سری های زمانی (مطالعه موردی آبخوان های کارستی گیلانغرب و خورین در استان کرمانشاه). پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، ۲(۳): ۱۶-۱.
- جعفریگلو، م.؛ ویسی، ع.ک.؛ نورایی صفت، ا.، نادری، س. (۱۳۹۴). ارزیابی تاثیرات خشکسالی بر تالاب هشیلان. اکوبیولوژی تالاب. ۷(۳): ۹۲-۸۱.
- حسینی، ز. (۱۳۹۰). بررسی تغییرات اقلیمی با استفاده از تحلیل ایزوتوپ های اکسیژن رسوبات دریاچه ای پلیستوسن پایانی تا هولوسن در دشت ارزن، پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشکده علوم زمین، دانشگاه شهید بهشتی.
- حیدری، ح و علیجانی، ب. (۱۳۷۸). طبقه بندی اقلیمی ایران با استفاده از تکنیک های آماری چند متغیره، پژوهشهای جغرافیای، ۳۷، ۵۷-۷۴.
- دلاور، ع، ۱۳۸۹، روش تحقیق در روانشناسی و علوم تربیتی، انتشارات دانشگاه تهران.
- رضیئی، ط. (۱۳۹۶) منطقه بندی اقلیمی ایران به روش کوپن-گایگر و بررسی جابجایی مناطق اقلیمی کشور در سده بیستم، فیزیک زمین و فضا، دوره ۴۳، ۴۱۹-۴۳۹.
- شریفی، م.، رضایی چمنی، ف.، حسینی، س.م.م.؛ راجی، غ.ح. (۱۳۸۳). تالاب هشیلان یک سوء تفاهم جغرافیایی: معرفی یک تالاب الگو یافته. محیط شناسی، ۳۰(۳۵): ۱۰۷-۹۹.
- صالحی پور میلانی، ع.، یمانی، م.، مقیمی، ا.، لک، ر.، جعفریگلو، م. (۱۳۹۴). بازسازی پالئوهیدرولوژی و پالئواکولوژی دریاچه ارومیه در کواترنری، پژوهش های ژئومورفولوژی کمی، شماره ۱، ۱-۲۰.
- صفایی راد، ر. (۱۳۹۲). شواهد گرده شناسی تغییرات اقلیمی هولوسن در زاگرس میانی، مطالعه موردی: تالاب هشیلان. پایان نامه کارشناسی ارشد، گرایش اقلیم شناسی، دانشکده جغرافیا، دانشگاه تهران، استاد راهنما قاسم عزیزی.
- صفایی راد، ر.؛ عزیزی، ق.؛ محمدی، ح.؛ علیزاده لاهیجانی، ح. (۱۳۹۳). بازسازی تغییرات اقلیمی هولوسن و پلیستوسن پسین منطقه زاگرس میانی با استفاده از شواهد گرده شناسی تالاب هشیلان. جغرافیا و مخاطرات محیطی، ۳(۱۱): ۱۹-۱.
- صفراد، ط.؛ فرجی سبکبار، ح.ع.؛ عزیزی، ق.؛ عباسپور، ر.ع. (۱۳۹۲). تحلیل مکانی تغییرات بارش در زاگرس میانی از طریق روش های زمین آمار ۲۰۰۴-۱۹۹۵. جغرافیا و توسعه، ۱۱(۳۱): ۱۶۴-۱۴۹.
- طاحونی، پ. (۱۳۸۳). شواهد ژئومورفولوژیک فرسایش یخچالی پلیستوسن در ارتفاعات تالش، پژوهش های جغرافیایی، شماره ۴۷، ۵۵-۳۱.

- عزیزی، ق. (۱۳۸۳). تغییر اقلیم. انتشارات قومس، ۲۷۰ ص.
- عزیزی، ق.، علیزاده، ت. (۱۳۹۲). طبقه بندی همدید الگوهای گردشی موثر بر آب و هوای ایران در تراز دریا، جغرافیا و برنامه ریزی محیطی، دوره ۲۴، شماره ۲، ۲۳-۳۸.
- لشکری، ح.، ابوطالبی جهرمی، ف.، امیرزاده، م. (۱۳۸۹). بررسی تغییرات اقلیمی دریاچه بختگان در هولوسن پایانی با استفاده از کانی شناسی رسی، چهارمین کنفرانس منطقه ای تغییر اقلیم، تهران- سازمان هواشناسی کشور.
- لک، ر.، درویشی خاتونی، ج.، محمدی، ع. (۱۳۹۰). مطالعات پالئولیمنولوژی و علل کاهش ناگهانی تراز آب دریاچه ارومیه، زمین شناسی کاربردی، دوره ۷، شماره ۴، ۳۴۳-۳۵۸.
- معتمد، ا. (۱۳۸۲). جغرافیای کواترنر، انتشارات سمت، ۲۴۹ ص.
- وزیری، ح. (۱۳۸۸). میکروپالئونتولوژی، انتشارات دانشگاه آزاد اسلامی، واحد تهران شمال، ۱۶۸ ص.
- وزیری، م.، داستانیپور، م.، ناظری، و. (۱۳۸۳). مبنای دیرینه‌شناسی، جلد دوم (میکروفسیل‌ها)، انتشارات دانشگاه شهید باهنر کرمان، ۳۰۷ ص.

- Acquah, G. (۲۰۰۲). Soil and Land in Principles of Crop Production, Theories, Techniques and Technology. Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. Pp. ۱۶۵-۷۱۰.
- Allen, B.D., Anderson, R.Y., (۱۹۹۳). Evidence from western North America for rapid shifts in climate during the last glacial maximum. Science ۲۶۰, ۱۹۲۰-۱۹۲۳.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., Clark, P.U., (۱۹۹۷). Holocene climatic instability: a prominent widespread event ۸۲۰۰ years ago. Geology ۲۵, ۴۸۳-۴۸۶.
- Alley, R.B. and Agustsdottir, A.M., (۲۰۰۵) the ۸k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change, Quaternary Science Reviews, ۲۴, ۱۱۲۳-۱۱۴۹.
- Anand, P., Kroon, D., Singh, A.D., Ganeshram, R.S., Ganssen, G., Elderfield, H., (۲۰۰۸). Coupled seasurface temperature seawater  $\delta^{18}O$  reconstructions in the Arabian Sea at the millennial scale for the last ۳۵ ka. Paleoceanography ۲۳, PA۴۲۰۷.
- Anderson, J. H. (۱۹۷۳). A palynological study of late Holocene vegetation and climate in the Healy lake area of Alaska, the ۲۴th Alaska Science Conference, at the University of Alaska, Fairbanks, Alaska, ۱۵-۱۷.
- Anderson, D.E., Goudie, A.S., Parker, A.G. (۲۰۰۷). Global environments through the Quaternary: exploring environmental change, ۴th edition, Oxford: Oxford University Press, pp ۳۵۹.
- Araguás-Araguás, L., Froehlich, K., Rozanski, K., ۲۰۰۰. Deuterium and  $^{18}O$  isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. Hydrological Processes ۱۴, ۱۳۴۱-۱۳۵۵.
- Arz, Helge W., Pätzold, Jürgen., Wefer, Gerold, m., ۱۹۹۸, Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from last-glacial marine deposits off northeastern Brazil. Quaternary Research, ۵۰(۲), ۱۲۴-۱۳۵.
- Asouti E. (۲۰۰۶) Beyond the Pre-Pottery Neolithic B interaction sphere. Journal of World Prehistory ۲۰: ۸۷-۱۲۶.

- Asouti E. and Fuller D.Q (۲۰۱۲) from foraging to farming in the southern Levant: the development of Epipalaeolithic and Pre-Pottery Neolithic plant management strategies. *Vegetation History and Archaeobotany* ۲۱: ۱۴۹-۱۶۲.
- Asouti E., Kabukcu C., White C.E., Kuijt I., Finlayson B., and Makarewicz C. (۲۰۱۵) Early Holocene woodland vegetation and human impacts in the arid zone of the southern Levant. *The Holocene* ۲۵: ۱۵۶۵-۱۵۸۰.
- Bakke J, Lie O, Heegaard E, Dokken T, Haug G, Birks H, Dulski P, Nilsen T (۲۰۰۹) Rapid oceanic and atmospheric changes during the Younger Dryas cold period. *Nat Geosci* ۲:۲۰۲-۲۰۵. Doi: ۱۰.۱۰۳۸/ngeo۴۳۹.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D, Gagnon, J.-M., (۱۹۹۹). Forcing of the cold event of ۸,۲۰۰ years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* ۴۰۰, ۳۴۴-۳۴۸.
- Bar-Matthews M., Ayalon A., and Kaufman A. (۱۹۹۷) Quaternary paleoclimate in the Eastern Mediterranean region from stable isotope analysis of speleothems at Soreq cave, Israel. *Quaternary Research* ۴۷: ۱۵۵-۱۶۸.
- Bar-Yosef O. (۱۹۹۸) The Natufian culture in the Levant, threshold to the origins of agriculture. *Evolutionary Anthropology* ۶: ۱۵۹-۱۷۷.
- Bar-Yosef O. and Belfer-Cohen A. (۲۰۰۲) Facing environmental crisis. Societal and cultural changes at the transition from the Younger Dryas to the Holocene in the Levant. In: R.T.J. Cappers and S. Bottema (eds.), *the Dawn of Farming in the Near East. Studies in Early Near Eastern Production, Subsistence, and Environment* ۶: ۵۵-۶۶. Berlin: ex oriente.
- Bar-Matthews, M., Ayalon, A., (۲۰۱۱). Mid-Holocene climate variations revealed by high-resolution speleothem records from Soreq Cave, Israel and their correlation with cultural changes. *Holocene* ۲۱, ۱۶۳e۱۷۱. <http://dx.doi.org/۱۰.۱۱۷۷/۰۹۵۹۶۸۳۶۱۰۳۸۴۱۶۵>.
- Berger, A. and Loutre, M.F., ۱۹۹۱. Insolation values for the climate of the last ۱۰ million years. *Quaternary Science Reviews*, ۱۰(۴), pp.۲۹۷-۳۱۷.
- Blumler, M.A., (۲۰۰۵). Three conflated definitions of Mediterranean climates. *Middle States Geographer*, ۳۸(۱), pp.۵۲-۶۰.
- Blunier, T., Chappellaz, J.A., Schwander, J., Stauffer, B., (۱۹۹۵). Variations in atmospheric methane concentration during the Holocene epoch. *Nature* ۳۷۴, ۴۶-۴۹.
- Bobek, H. (۱۹۳۷). Die rolle der Eiszeit in Nordwestiran. *Z. Gletscherk*, ۲۵: ۱۳۰-۱۸۳.
- Bond G.C. and Lotti R. (۱۹۹۵). Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation. *Science* ۲۶۷: ۱۰۰۵-۱۰۱۰.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., Lotti R., Almasi P., deMenocal P., Priore P., Cullen H., Hajdas I., and Bonani G. (۱۹۹۷) A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science* ۲۷۸: ۱۲۵۷-۱۲۶۶.
- Bottema S. (۱۹۸۶). A late Quaternary pollen diagram from Lake Urmia (northwestern Iran). *Review of Palaeobotany and Palynology* ۴۷: ۲۴۱-۲۶۱. ۲۰۰۲ The use of palynology in tracing early agriculture. In: R.T.J. Cappers and S. Bottema (eds.), *the Dawn of Farming in the Near East. Studies in Early Near Eastern Production, Subsistence, and Environment* ۶: ۲۷-۳۸. Berlin: ex oriente.

- Bradley, R.S., (۱۹۹۹). *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*. Academic Press, San Diego, ۶۱۰ pp.
- Brady, N.C., Weil, R.R. (۲۰۰۲). *Practical Nutrient Management in Elements of the Nature and Properties of Soils*. Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. Pp. ۴۷۲-۵۱۵.
- Braidwood R.J. and Howe B. (۱۹۶۰) *Prehistoric Investigations in Iraqi Kurdistan*. Studies in Ancient Oriental Civilization ۳۱. Chicago: University of Chicago Press.
- Broecker W.S. (۱۹۹۸) *Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? Paleoceanography* ۱۳: ۱۱۹-۱۲۱.
- Bronger, A., Bruhn-Lobin, N., Heinkele, T., (۱۹۹۴). *Micromorphology of paleosols – genetic and paleoenvironmental deductions: Case studies from central China, south India, NW Morocco and the Great Plains of the USA*. *Developments in Soil Science* ۲۲, ۱۸۷-۲۰۶.
- Bronger, A., winter, R., Sedov, S., (۱۹۹۸۰). *Weathering and clay mineral formation in two Holocene soils and buried palaeosols in Tadjikistan: towards a Quaternary palaeoclimatic record in Central Asia*. *Catena* ۳۴, ۱۹-۳۴.
- Bronk Ramsey C, Staff R, Bryant C, Brock F, Kitagawa H, Plicht J, Scholaut G, Marshall M, Brauer A, Lamb H, Payne R, Tarasov P, Haraguchi T, Gotanda K, Yonenobu H, Yokoyama Y, Tada R, Nakagawa T (۲۰۱۲) *A complete terrestrial radiocarbon record for ۱۱,۲-۵۲,۸ kyr B.P.* *Science* ۳۳۸:۳۷۰-۳۷۴. doi:۱۰.۱۱۲۶/science.۱۲۲۶۶۶.
- Brown E (۲۰۱۱) *Lake Malawi's response to "megadrought" terminations: sedimentary records of flooding, weathering and erosion*. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* ۳۰۳:۱۲۰-۱۲۵. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.palaeo.۲۰۱۰.۰۱.۰۳۸.
- Brown E, Johnson T, Scholz C, Cohen A, King J (۲۰۰۷) *abrupt change in tropical African climate linked to the bipolar seesaw over the past ۵۵,۰۰۰ years*. *Geophys Res Lett* doi: ۱۰.۱۰۲۹/۲۰۰۷GL۰۳۱۲۴۰.
- Boyle JF (۲۰۰۱) *Inorganic geochemical methods in palaeolimnology*. In Last WM, Smol JP (Eds) *tracking environmental change using lake sediments: physical and geochemical methods*, vol ۲. Kluwer, Dordrecht, pp ۸۳-۱۴۱.
- Buckland, P.C., Amorosi, T., Barlow, L.K., Dugmore, A.J., Mayewski, P.A., McGovern, T.H., Ogilvie, A.E.J., Sadler, J.P., Skidmore, P., ۱۹۹۵. *Bioarchaeological evidence and climatological evidence for the fate of Norse farmers in medieval Greenland*. *Antiquity* ۷۰, ۸۸-۹۶.
- Burns, S. J., Fleitmann, D., Matter, A., Neff, U., & Mangini, A. (۲۰۰۱). *Speleothem evidence from Oman for continental pluvial events during interglacial periods*. *Geology*, ۲۹(۷), ۶۲۳-۶۲۶.
- Burn M, Palmer S (۲۰۱۴) *Solar forcing of Caribbean drought events during the last millennium*. *J Quat Sci* ۲۹:۸۲۷-۸۳۶. doi:۱۰.۱۰۰۲/jqs.۲۶۶۰.
- Burnett A, Soreghan M, Scholz C, Brown E (۲۰۱۱) *Tropical East African climate change and its relation to global climate: a record from Lake Tanganyika, tropical East Africa, over the past ۹۰ + kyr*. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* ۳۰۳:۱۵۵-۱۶۷. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.palaeo.۲۰۱۰.۰۲.۰۱۱.
- Cai, Y., Zhang, H., Cheng, H., An, Z., Edwards, E., Wang, X., Tan, L., Liang, F., Wang, J., Kelly, M., ۲۰۱۲. *The Holocene Indian monsoon variability over the southern Tibetan Plateau and its teleconnections*. *Earth Planet. Sci. Lett.* ۳۳۵-۳۳۶, ۱۳۵-۱۴۴.

- Chawchai S, Chabangborn A, Kylander M, Löwemark L, Mörth C, Blaauw M, Klubseang W, Reimer P, Fritz S, Wohlfarth B (۲۰۱۳) Lake Kumphawapi—an archive of Holocene palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes in northeast Thailand. *Quat Sci Rev* ۶۸:۵۹–۷۵. doi: ۱۰.۱۰۱۶/j.quascirev.۲۰۱۳.۰۱.۰۳۰.
- Chen, F., Yu, Z., Yang, M., Ito, E., Wang, S., Madsen, D. B., Boomer, I. (۲۰۰۸). Holocene moisture evolution in arid central Asia and its out-of-phase relationship with Asian monsoon history. *Quaternary Science Reviews*, ۲۷(۳), ۳۵۱–۳۶۴.
- Cheng, H., Fleitmann, D., Edwards, R. L., Burns, S. J. and Matter, A. (۲۰۰۸). Timing of the ۸,۲-kyr event in a stalagmite from Northern Oman. *PAGES News*, ۱۶ (۳). pp. ۲۹–۳۰.
- Clark, P.U., Marshall, S.J., Clarke, G.K.C., Hostetler, S.W., Licciardi, J.M., Teller, J.T., ۲۰۰۱. Freshwater forcing of abrupt climate change during the last glaciation. *Science* ۲۹۳, ۲۸۳– ۲۸۷.
- Clift P, Wan S, Blusztajn J (۲۰۱۴) Reconstructing chemical weathering, physical erosion and monsoon intensity since ۲۰ Ma in the northern South China Sea: a review of competing proxies. *Earth Sci Rev* ۱۳۰:۸۶–۱۰۲. doi: ۱۰.۱۰۱۶/j.earscirev.۲۰۱۴.۰۱.۰۰۲.
- Cohen AS (۲۰۰۳) *Paleolimnology: the history and evolution of lake systems*. Oxford University Press, New York, p ۵۲۸.
- Conard N.J., Bretzke K., Deckers K., Kandel A.W., Masri M., Napierala H., Riehl S., and Stahlschmidt M. ۲۰۱۳ Natufian lifeways in the eastern foothills of the Anti-Lebanon mountains. In: O. Bar-Yosef and F.R. Valla (eds.), *Natufian Foragers in the Levant*. *Archaeological Series* ۱۹: ۱–۱۶. Ann Arbor, MI: International Monographs in Prehistory.
- Conway, H., Hall, B.L., Denton, G.H., Gades, A.M., Waddington, E., ۱۹۹۹. Past and future grounding-line retreat of West Antarctic Ice Sheet. *Science* ۲۸۶, ۲۸۰–۲۸۳.
- Corella J, Brauer A, Mangili C, Rull V, Vegas-Vilarrúbia T, Morellón M, Valero-Garcés B (۲۰۱۲) The ۱,۵-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quat Res* ۷۸:۳۲۳–۳۳۲. doi: ۱۰.۱۰۱۶/j.yqres.۲۰۱۲.۰۶.۰۰۲.
- Croudace IW, Rindby A, Rothwell RG (۲۰۰۶) ITRAX: description and evaluation of a new multifunction X-ray core scanner. In: Rothwell RG (Ed) *New techniques in sediment core analysis*, vol ۲۶۷. Geological Society Special Publication, pp ۵۱–۶۳.
- Cullen, H.M. and deMenocal, P.B., (۲۰۰۰). North Atlantic influence on Tigris–Euphrates streamflow. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, ۲۰(۸), pp.۸۵۳–۸۶۳.
- Cullen, H.M., deMenocal, P.B., Hemming, S., Hemming, G., Brown, F.H., Guilderson, T. and Sirocko, F. (۲۰۰۰): Climate change and the collapse of the Akkadian empire: evidence from the deep sea. *Geology* ۲۸, ۳۷۹–۸۲.
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S (۲۰۱۰) Estimation of grain-size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, cape bounty, Canadian High Arctic. *J Paleolimnol* ۴۴:۸۰۳–۸۱۷.
- Cuven S, Francus P, Lamoureux S (۲۰۱۱) Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quat Sci Rev* ۳۰:۲۶۵۱–۲۶۶۵.

- Czymzik M, Brauer A, Dulski P, Plessen B, Naumann R, Grafenstein U, Scheffler R (۲۰۱۳) Orbital and solar forcing of shifts in mid- to late Holocene flood intensity from varved sediments of pre-alpine Lake Ammersee (southern Germany). *Quat Sci Rev* ۶۱:۹۶-۱۱۰. Doi: ۱۰.۱۰۱۶/j. quascirev.۲۰۱۲.۱۱.۰۱۰.
- Damaschke M, Sulpizio R, Zanchetta G, Wagner B, Böhm A, Nowaczyk N, Rethemeyer J, Hilgers A (۲۰۱۳) Tephrostratigraphic studies on a sediment core from Lake Prespa in the Balkans. *Clim Past* ۹:۲۶۷-۲۸۷. Doi: ۱۰.۵۱۹۴/cp-۹-۲۶۷-۲۰۱۳.
- Dansgaard, W. (۱۹۶۴). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, ۱۶(۴), ۴۳۶-۴۶۸.
- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N. S., Hammer, C. & Bond, G. (۱۹۹۳). Evidence for general instability of past climate from a ۲۵۰-kyr ice-core record. *Nature*, ۳۶۴(۶۴۳۴), ۲۱۸-۲۲۰.
- Davies SJ, Metcalfe SE, MacKenzie AB, Newton AJ, Endfield GH, Farmer JG (۲۰۰۴) Environmental changes in the Zirahuén basin, Michoacán, Mexico, during the last ۱۰۰۰ years. *J Paleolimnol* ۳۱:۷۷-۹۸.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Sarnthein, M., (۲۰۰۰). Coherent highland low-latitude climate variability during the Holocene warm period. *Science* ۲۸۸, ۲۱۹۸-۲۲۰۲.
- DeMenocal, P. B. (۲۰۰۱). Cultural responses to climate change during the late Holocene. *Science (New York, NY)*, ۲۹۲(۵۵۱۷), ۶۶۷-۶۷۳.
- Denton, G.H., Karle'n, W., ۱۹۷۳. Holocene climatic variations: their pattern and possible cause. *Quaternary Research* ۳, ۱۵۵- ۲۰۵.
- Dixit, Y., Hodell, D. A., Sinha, R., & Petrie, C. A. (۲۰۱۴). Abrupt weakening of the Indian summer monsoon at ۸.۲ kyr BP. *Earth and Planetary Science Letters*, ۳۹۱, ۱۶-۲۳.
- Djamali, M., Akhiani, H., Andrieu-Ponel, V., Braconnot, P., Brewer, S., de Beaulieu, J.L., Fleitmann, D., Fleury, J., Gasse, F., Guibal, F. and Jackson, S.T., (۲۰۱۰). Indian Summer Monsoon variations could have affected the early-Holocene woodland expansion in the Near East. *The Holocene*, ۲۰(۵), pp.۸۱۳-۸۲۰.
- Djamali, M., Akhiani, H., Khoshravesh, R., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P. and Brewer, S., (۲۰۱۱). Application of the global bioclimatic classification to Iran: implications for understanding the modern vegetation and biogeography. *Ecologia mediterranea*, ۳۷(۱), pp.۹۱-۱۱۴.
- Djamali, M., Baumel, A., Brewer, S., Jackson, S.T., Kadereit, J.W., López-Vinyallonga, S., Mehregan, I., Shabanian, E. and Simakova, A., (۲۰۱۲). Ecological implications of *Cousinia* Cass. (Asteraceae) persistence through the last two glacial-interglacial cycles in the continental Middle East for the Irano-Turanian flora. *Review of Palaeobotany and Palynology*, ۱۷۲, pp.۱۰-۲۰.
- Djamali, M., de Beaulieu, J.L., Shah-hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Ponel, P., Amini, A., Akhiani, H., Leroy, S.A., Stevens, L., Lahijani, H. and Brewer, S., (۲۰۰۸). A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. *Quaternary Research*, ۶۹(۳), pp.۴۱۳-۴۲۰.
- Dykoski, C.A., Edwards, R.L., Cheng, H., Yuan, D.X., Cai, Y.J., Zhang, M.L., Lin, Y.S., Qing, J.M., An, Z.S., Revenaugh, J., (۲۰۰۵). A high-resolution,

- absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China. *Earth and Planetary Science Letters* ۲۳۳, ۷۱-۸۶.
- Edwards P.C., Meadows J., Sayej G., and Westaway M. ۲۰۰۴ From the PPNA to the PPNB: new views from the southern Levant after excavations at Zahrat Adh-Dhra' in Jordan. *Paléorient* ۳۰: ۲۱-۶۰.
  - Ehlers, E., (۱۹۷۱). Südkaspisches Tiefland (Nordiran) und Kaspisches Meer: Beiträge zu ihrer Entwicklungsgeschichte und Jung-und Postpleistozän (Doctoral dissertation, Selbstverlag des Geographischen Instituts der Universität Tübingen).
  - Elbert J, Grosjean M, Gunten L, Urrutia R, Fischer D, Wartenburger R, Ariztegui D, Fujak M, Hamann Y (۲۰۱۲) Quantitative high-resolution winter (JJA) precipitation reconstruction from varved sediments of Lago Plomo ۴۷°S, Patagonian Andes, AD ۱۵۳۰-۲۰۰۲. *Holocene* ۲۲: ۴۶۵- ۴۷۴. Doi: ۱۰.۱۰۱۷۷/۰۹۵۹۶۸۳۶۱۱۴۲۵۵۴۷.
  - Elbert E, Wartenburger R, von Gunten L, Urrutia R, Fischer D, Fujak M, Hamann Y, Greben ND, Grosjean M (۲۰۱۳) Late Holocene air temperature reconstructed from sediments of Laguna Escondida, Patagonia, Chile (۴۵°S ۳۰°W). *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* ۳۶۹: ۴۸۲-۴۹۲. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.palaeo.۲۰۱۲.۱۱.۰۱۳.
  - El-Moslimany, A. P. (۱۹۸۶). Ecology and late-Quaternary history of the Kurdo-Zagrosian oak forest near Lake Zeribar, western Iran. *Vegetatio* ۶۸: ۵۵-۶۳.
  - El-Moslimany, A. P. (۱۹۸۷). The late Pleistocene climates of the Lake Zeribar region (Kurdistan, western Iran) deduced from the ecology and pollen production of non- arboreal vegetation, *vegetation* ۷۲, p. ۱۳۱-۱۳۹.
  - El-Moslimany, A. P. (۱۹۹۰). Ecological significance of common nonarboreal pollen: examples from drylands of the Middle East, review of Paleobotany and palynology ۶۴, p. ۳۴۳-۳۵۰.



- Engel, M., Brückner, H., Pint, A., Wellbrock, K., Ginau, A., Voss, P., Grottker, M., Klasen, N. and Frenzel, P., ۲۰۱۲. The early Holocene humid period in NW Saudi Arabia—Sediments, microfossils and palaeo-hydrological modelling. *Quaternary International*, ۲۶۶, pp.۱۳۱-۱۴۱.
- Engstrom DR, Wright HE Jr (۱۹۸۴) Chemical stratigraphy of lake sediments as a record of environmental change. In: Haworth EY, Lund JWG (Eds) *Lake Sediments and environmental history*. Leicester University Press, Leicester, pp ۱۱-۶۸.
- Enzel, Y.L., Ely, L., Mishra, S., Ramesh, R., Amit, R., Lazar, B., Rajaguru, S.N., Baker, V., Sandler, A., ۱۹۹۹. High-resolution Holocene environmental changes in the Thar Desert Northwestern India. *Science* ۲۸۴, ۱۲۵-۱۲۸.
- Eugster HP, Hardie LA (۱۹۷۸) Saline lakes. In: Lerman A (ed) *Lakes: chemistry, geology, physics*. Springer, New York, pp ۲۳۷-۲۸۹.
- Faegri, F. and Iversen, J. (۱۹۸۹). *Textbook of Pollen Analysis*, ۴th Edition. Chichester: John Wiley & Sons.
- Fedotov A, Phedorin M, Enushchenko I, Vershinin K, Melgunov M, Khodzher T (۲۰۱۲) A reconstruction of the thawing of the permafrost during the last ۱۷۰ years on the Taimyr Peninsula (East Siberia, Russia). *Glob Planet Change* ۹۸-۹۹:۱۳۹-۱۵۲. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.gloplacha.۲۰۱۲.۰۹.۰۰۲.
- Flannery K. (۱۹۶۹) Origins and ecological effects of early domestication in Iran and the Near East. In: P.J. Ucko and G.W. Dimbleby (eds.), *the Domestication and Exploitation of Plants and Animals*: ۷۳-۱۰۰. Chicago: Aldine Publishing Co. Fuller D.Q. ۲۰۰۷ Contrasting patterns in crop domestication and domestication rates: recent archaeobotanical insights from the Old World. *Annals of Botany* ۱۰۰: ۹۰۳-۹۲۴.
- Fuller D.Q. and Allaby R. ۲۰۰۹ Seed dispersal and crop domestication: shattering, germination and seasonality in evolution under cultivation. *Fruit Development and Seed Dispersal* ۳۸: ۲۳۸-۲۹۵.
- Fuller D.Q., Willcox G., and Allaby R.G. (۲۰۱۱) Cultivation and domestication had multiple origins: arguments against the core area hypothesis for the origins of agriculture in the Near East. *World Archaeology* ۴۳: ۶۲۸-۶۵۲.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mudelsee, M., Neff, U., Kramers, J., Mangini, A., & Matter, A. (۲۰۰۳). Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, ۳۰۰(۵۶۲۶), ۱۷۳۷-۱۷۳۹.
- Fleitmann, D., Burns, S.J., Neff, U., Mangini, A. and Matter, A., (۲۰۰۳). Changing moisture sources over the last ۳۳۰,۰۰۰ years in Northern Oman from fluid-inclusion evidence in speleothems. *Quaternary Research*, ۶۰(۲), pp.۲۲۳-۲۳۲.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Mangini, A., Mudelsee, M., Kramers, J., Villa, I., Matter, A. (۲۰۰۷). Holocene ITCZ and Indian monsoon dynamics recorded in stalagmites from Oman and Yemen (Socotra). *Quaternary Science Reviews*, ۲۶(۱-۲), ۱۷۰-۱۸۸.
- Fleitmann, D., Burns, S. J., Pekala, M., Mangini, A., Al-Subbary, A., Al-Aowah, M., & Matter, A. (۲۰۱۱). Holocene and Pleistocene pluvial periods in Yemen, southern Arabia. *Quaternary Science Reviews*, ۳۰(۷), ۷۸۳-۷۸۷.
- Fontes, J.C., Gasse, F. and Gibert, E., (۱۹۹۶). Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part ۱: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, ۱۲۰(۱-۲), pp.۲۵-۴۷.

- Francus P, Lamb H, Nakagawa T, Marshall M, Brown E, Suigetsu ۲۰۰۶ project members (۲۰۰۹) the potential of high-resolution X-ray fluorescence core scanning: applications in paleolimnology. *PAGES News* ۱۷:۹۳-۹۵.
- Gasse, F., ۱۹۷۷. Evolution of Lake Abhe. *Nature* ۲۵۶, ۴۲-۴۵.
- Gasse, F., ۲۰۰۰. Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. *Quaternary Science Reviews* ۱۹, ۱۸۹-۲۱۱.
- Gasse, F., ۲۰۰۱. Hydrological changes in Africa. *Science* ۲۹۲, ۲۲۵۹-۲۲۶۰.
- Griffiths, H.I., Schwalb, A., Stevens, L.R., (۲۰۰۱). Environmental change in southwestern Iran: The Holocene ostracod fauna of Lake Mirabad, *The Holocene* ۱۱(۶), ۷۵۷-۷۶۴.
- Gupta, A.K., Anderson, D.M. and Overpeck, J.T., (۲۰۰۳). Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean. *Nature*, ۴۲۱(۶۹۲۱), p.۳۵۴.
- Haberzettl T, Fey M, Lücke A, Maidana N, Mayr C, Ohlendorf C, Schäbitz F, Schleser G, Wille M, Zolitschka B (۲۰۰۵) Climatically induced lake level changes during the last two millennia as reflected in sediments of Laguna Potrok Aike, southern Patagonia (Santa Cruz, Argentina). *J Paleolimnol* ۳۳:۲۸۳-۳۰۲.
- Hamzeh, M. A., Gharai, M. H. M., Lahijani, H. A. K., Djamali, M., Harami, R. M., Beni, A. N. (۲۰۱۵). 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. ۱-۱۵.
- Hamzeh, M. A., Mahmudy Gharai, M. H., Alizadeh Ketek Lahijani, H., Djamali, M., Moussavi Harami, R., & Naderi Beni, A. (۲۰۱۶). 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*, ۴۰۸, ۲۵-۳۹.
- Hillman G.C. (۱۹۹۶). Late Pleistocene changes in wild plant-foods available to hunter-gatherers of the northern Fertile Crescent: possible preludes to cereal cultivation. In: D.R. Harris (ed.), *the Origins and Spread of Agriculture and Pastoralism in Eurasia*: ۱۵۹-۲۰۳. London: UCL Press.
- Hillman G.C., Hedges R., Moore A.M.T., Colledge S., and Pettitt P. (۲۰۰۱) new evidence of Late Glacial cereal cultivation at Abu Hureyra on the Euphrates. *The Holocene* ۱۱: ۳۸۳-۳۹۳.
- Heiri, O., Lotter, A.F. and Lemcke, G., (۲۰۰۱). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of paleolimnology*, ۲۵(۱), pp.۱۰۱-۱۱۰.
- Hodell, D. A., Schelske, C.L., Fahnenstiel, G.L., Robbins, L.L., (۱۹۹۸). Biologically induced calcite and its isotopic composition in Lake Ontario. *Limnol. Oceanogr.* ۴۳, ۱۸۷-۱۹۹.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Kanfoush, S.L., Curtis, J., Stoner, J.S., Xueliang, S., Yuan, W., Whitmore, T.J., (۱۹۹۹). Paleoclimate of southwestern China for the past ۵۰,۰۰۰ years inferred from lake sediment records. *Quaternary Research* ۵۲, ۳۶۹-۳۸۰.
- Hodell, D.A., Brenner, M., Curtis, J.H., Guilderson, T., (۲۰۰۱). Solar forcing of drought frequency in the Maya Lowlands. *Science* ۲۹۲, ۱۳۶۷-۱۳۷۰.
- Hurrell, J.W., ۱۹۹۵. Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitation. *Science*, ۲۶۹(۵۲۲۴), pp.۶۷۶-۶۷۹.

- Jones A, Lewin J, Macklin M (۲۰۱۰) Flood series data for the later Holocene: available approaches, potential and limitations from UK alluvial sediments. *Holocene* ۲۰:۱۱۲۳–۱۱۳۵. Doi: ۱۰.۱۱۷۷/۰۹۵۹۶۸۳۶۱.۳۶۹۵۰۱.
- Jones M.D., Roberts C.N., and Leng M.J. ۲۰۰۷ quantifying climatic change through the last glacial–interglacial transition based on Lake Isotope palaeohydrology from central Turkey. *Quaternary Research* ۶۷: ۴۶۳–۴۷۳.
- Karlen, W., Kuylenstierna, J., (۱۹۹۶). On solar forcing of Holocene climate: evidence from Scandinavia. *Holocene* ۶, ۳۵۹–۳۶۵.
- Karlen, W., Fastook, J.L., Holmgren, K., Malmstrfm, M., Matthews, J.A., Odada, E., Risberg, J., Rosqvist, G., Sandgren, P., Shemesh, A., Westerberg, L.-O., (۱۹۹۹). Holocene glacier fluctuations on Mount Kenya, East Africa, between ۶۰۰۰ cal. years BP and the present. *Ambio* ۲۸, ۴۰۹–۴۱۸.
- Keigwin, L. D. (۱۹۹۶), the little ice age and medieval warm period in the Sargasso Sea, *Science*, ۲۷۴, ۱۵۰۴–۱۵۰۸.
- Kent, D.V., (۱۹۸۲). Apparent correlation of palaeomagnetic intensity and climatic records in deep-sea sediments. *Nature*, ۲۹۹(۵۸۸۳), p.۵۳۸.
- Kienel U, Bowen S, Byrne R, Park J, Böhnelt H, Dulski P, Luhr J, Siebert L, Haug G, Negendank J (۲۰۰۹). First lacustrine varve chronologies from Mexico: impact of droughts, ENSO and human activity since AD ۱۸۴۰ as recorded in maar sediments from Valle de Santiago. *J Paleolimnol* ۴۲:۵۸۷–۶۰۹.
- Kobashi T., Severinghaus J.P., and Barnola J.-M. (۲۰۰۸).  $\pm 1,0$  °C abrupt warming ۱۱,۲۷۰ yr ago identified from trapped air in Greenland ice. *Earth and Planetary Science Letters* ۲۶۸: ۳۹۷–۴۰۷.
- Köppen, W.P. (۱۹۳۱). *Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter, Berlin, ۳۸۸pp.
- Kutzbach, J.E. and Webb, T. III (۱۹۹۳). 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, ۵-۱۱.
- Kylander M, Ampel L, Wohlfarth B, Veres D (۲۰۱۱) High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *J Quat Sci* ۲۶:۱۰۹–۱۱۷. doi:۱۰.۱۰۰۲/jqs.۱۴۳۸.
- Kylander M, Lind E, Wastegard S, Lowemark L (۲۰۱۲) Recommendations for using XRF core scanning as a tool in tephrochronology. *Holocene* ۲۲:۳۷۱–۳۷۵.
- Lamb H, Bates C, Coombes P, Marshall M, Umer M, Davies S, Dejen E (۲۰۰۷) Late Pleistocene desiccation of Lake Tana, source of the Blue Nile. *Quat Sci Rev* ۲۶:۲۸۷–۲۹۹. Doi: ۱۰.۱۰۱۶/j. quascirev.۲۰۰۶.۱۱.۰۲۰.
- Litt T, Krastel S, Sturm M, Kipfer R, Örcen S, Heumann G, Franz S, Ülgen U, Niessen F (۲۰۰۹) “PALEOVAN”, International continental scientific drilling program (ICDP): site survey results and perspectives. *Quat Sci Rev* ۲۸:۱۵۵۵–۱۵۶۷. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.quascirev.۲۰۰۹.۰۳.۰۰۲.
- Liu, X., Shen, J., Wang, S., Wang, Y. and Liu, W., ۲۰۰۷. Southwest monsoon changes indicated by oxygen isotope of ostracode shells from sediments in Qinghai Lake since the late Glacial. *Chinese Science Bulletin*, ۵۲(۴), p.۵۳۹.
- Luo, D. and Cha, J., ۲۰۱۲. The North Atlantic Oscillation and the North Atlantic jet variability: Precursors to NAO regimes and transitions. *Journal of the Atmospheric Sciences*, ۶۹(۱۲), pp.۳۷۶۳–۳۷۸۷.
- Mackay, A., Battarbee, R., Birks, J., Oldfield, F., (۲۰۰۵). *Global change in the Holocene*, Oxford University Press Inc., New York, and ISBN- ۱۰:۰۳۴۰۸۱۲۱۴۱, ISBN- ۱۳:۹۷۸۰۳۴۰۸۱۲۱۴۳.

- Marshall MH, Lamb HF, Huws D, Davies SJ, Bates CR, Bloemendahl J, Boyle JF, Leng MJ, Umer M, Bryant CL (۲۰۱۱). Late Pleistocene and Holocene drought events at Lake Tana, the source of the Blue Nile. *Glob Planet Change* ۷۸:۱۴۷-۱۶۱. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.glopacha.۲۰۱۱.۰۶.۰۰۴.
- Marshall M, Schlolaut G, Nakagawa T, Lamb H, Brauer A, Staff R, Ramsey C, Tarasov P, Gotanda K, Haraguchi T, Yokoyama Y, Yonenobu H, Tada R (۲۰۱۲) A novel approach to varve counting using  $\mu$ XRF and X-radiography in combination with thin-section microscopy, applied to the Late Glacial chronology from Lake Suigetsu, Japan. *Quat Geochronol* ۱۳:۷۰-۸۰. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.quageo.۲۰۱۲.۰۶.۰۰۲۲۲۴ S. J. Davies et al.
- Martín-Puertas C, Valero-Garcés B, Mata MP, Moreno A, Giralt S, Martínez-Ruiz F, Jimenez- Espejo F (۲۰۱۱) Geochemical processes in a Mediterranean lake: a high-resolution study of the last ۴,۰۰۰ years in Zoñar Lake, southern Spain. *J Paleolimnol* ۴۶:۴۰۵-۴۲۱. Doi: ۱۰.۱۰۰۷/s۱۰۹۳۳-۰۰۹-۹۳۷۳-۰.
- Mead, G.A., Tauxe, L. and LaBrecque, J.L., (۱۹۸۶). Oligocene paleoceanography of the South Atlantic: Paleoclimatic implications of sediment accumulation rates and magnetic susceptibility measurements. *Paleoceanography*, ۱(۳), pp.۲۷۳-۲۸۴.
- Mercader, J. (December ۲۰۰۹). "Mozambican grass seed consumption during the Middle Stone Age". *Science*. ۳۲۶(۵۹۶۰): ۱۶۸۰-۱۶۸۳. Bibcode: ۲۰۰۹Sci. ۳۲۶, ۱۶۸۰M. doi:۱۰.۱۱۲۶/science.۱۱۷۳۹۶۶. PMID ۲۰۰۹۹۲۸۵. S۲CID ۴۴۸۶۵۵۰۲.
- Metcalfe SE, Jones MD, Davies SJ, Noren A, MacKenzie A (۲۰۱۰) Climate variability over the last two millennia in the North American Monsoon region, recorded in laminated lake sediments from Laguna de Juanacatlan, Mexico. *Holocene* ۲۰:۱۱۹۵-۱۲۰۶. Doi: ۱۰.۱۱۷۷/۰۹۵۹۶۸۳۶۱۰۳۷۱۹۹۴.
- Moreno A, Giralt S, Valero-Garcés B, Sáez A, Bao R, Prego R, Pueyo J, González-Sampériz P, Taberner C (۲۰۰۷) A ۱۴kyr record of the tropical Andes: the Lago Chungará sequence (۱۸°S, northern Chilean Altiplano). *Quat Int* ۱۶۱:۴-۲۱. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.quaint.۲۰۰۶.۱۰.۰۲۰.
- Moreno A, Valero-Garcés B, González-Sampériz P, Rico M (۲۰۰۸) Flood response to rainfall variability during the last ۲۰۰۰ years inferred from the Taravilla lake record (Central Iberian Range, Spain). *J Paleolimnol* ۴۰:۹۴۳-۹۶۱. Doi: ۱۰.۱۰۰۷/s۱۰۹۳۳-۰۰۸-۹۲۰۹-۳.
- Moore P.D., Webb J.A., Collinson M.E., (۱۹۹۱). *Pollen Analysis*, second edition, Oxford, Blackwell, ۲۱۶.m
- Moore A.M.T. and Hillman G.C. (۱۹۹۲). The Pleistocene to Holocene transition and human ecology in southwest Asia: the impact of the Younger Dryas. *American Antiquity* ۵۷: ۴۸۲-۴۹۴.
- Mosley-Thompson, E., (۱۹۹۶). Holocene climate changes recorded in an East Antarctic ice core. *NATO ASI Series*, vol. ۱۴۱. Springer-Verlag, Heidelberg, Germany, pp. ۲۶۲-۲۷۹.
- Nesbitt M. When and where did domesticated cereals first occur in southwest Asia? In: R.T.J. Cappers and S. Bottema (۲۰۰۲). *The Dawn of Farming in the Near East. Studies in Early Near Eastern Production, Subsistence, and Environment* ۶: ۱۱۳-۱۳۲. Berlin: ex oriente.
- Nakagawa, T. et al., (۱۹۹۸). Dense media separation as a more efficient pollen extraction method for use with organic sediment/deposit samples: comparison with the conventional method, *Boreas* ۲۷: ۱۵-۲۴.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S., Whitlow, S.I., (۱۹۹۵). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* ۲۷۰, ۱۹۶۲-۱۹۶۴.

- Olsen J, Anderson N, Leng M (۲۰۱۳). Limnological controls on stable isotope records of late-Holocene palaeoenvironment change in SW Greenland: a paired lake study. *Quat Sci Rev* ۶۶:۸۵-۹۵. doi: ۱۰.۱۰۱۶/j.quascirev.۲۰۱۲.۱۰.۰۴۳.
- Parker, A.G., Eckersley, L., Smith, M.M., Goudie, A.S., Stokes, S., Ward, S., White, K. and Hodson, M.J., (۲۰۰۴). Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rub'al-Khali desert, Arabian Peninsula: a phytolith, pollen and carbon isotope study. *Journal of Quaternary Science*, ۱۹(۷), pp.۶۶۵-۶۷۶.
- Parker, A.G., Goudie, A.S., Stokes, S., White, K., Hodson, M.J., Manning, M. and Kennet, D., (۲۰۰۶). A record of Holocene climate change from lake geochemical analyses in southeastern Arabia. *Quaternary Research*, ۶۶(۳), pp.۴۶۵-۴۷۶.
- Pausata, F.S.R., Battisti, D. S., Nisancioglu, K. H., Bitz, C., (۲۰۱۱). Chinese stalagmite  $\delta^{18}O$  controlled by changes in the Indian monsoon during a simulated Heinrich event. *Nat. Geosci.* ۴, ۴۷۴-۴۸۰.
- Rasmussen S, Andersen K, Svensson A, Steffensen J, Vinther B, Clausen H, Siggaard-Andersen M, Johnsen S, Larsen L, Dahl-Jensen D, Bigler M, Röthlisberger R, Fischer H, Goto-Azuma K, Hansson M, Ruth U (۲۰۰۶). A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. *J Geophys Res*.
- Richter TO, Van der Gaast S, Koster B, Vaars A, Gieles R, de Stigter HC, de Haas H, van Weering TCE (۲۰۰۶). The Avaatech XRF core scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Rothwell RG (Ed) *New techniques in sediment core analysis*, vol ۲۶۷. Geological Society Special Publication, pp ۳۹-۵۰.
- Riehl S., Benz M., Conard N.J., Darabi H., Deckers K., Nashli H.F., and Zeidi-Kulehparcheh M. (۲۰۱۲). Plant use in three Pre-Pottery Neolithic sites of the northern and eastern Fertile Crescent: a preliminary report. *Vegetation History and Archaeobotany* ۲۱: ۹۵-۱۰۶.
- Riehl S., Zeidi M., and Conard N.J. (۲۰۱۳). Emergence of agriculture in the foothills of the Zagros Mountains of Iran. *Science* ۳۴۱ (۶۱۴۱): ۶۵-۵۷.
- Riehl S., Asouti E., Karakaya D., Starkovitch B., Zeidi M., and Conard N. (۲۰۱۵) Resilience at the transition to agriculture: The long-term landscape and resource development at the aceramic Neolithic tell site of Chogha Golan (Iran). *BioMed Research International*.
- Roberts, N., Wright Jr, H.E. (۱۹۹۳). Vegetational, Lake-Level, and Climatic History of the Near East and Southwest Asia. In: Wright, H.E. Jr., Kutzbach, J.E., Webb, T III, Ruddiman, W.F., Street-Perrott, F.A., Bartlein, P.J. (eds) *Global Climates since the Last Glacial Maximum*. Minneapolis: University of Minnesota Press, ۱۹۴-۲۲۰.
- Robinson, S.G., (۱۹۸۶). The late Pleistocene palaeoclimatic record of North Atlantic deep-sea sediments revealed by mineral-magnetic measurements. *Physics of the Earth and Planetary interiors*, ۴۲(۱-۲), pp.۲۲-۴۷.
- Robinson S.A., Black S., Selwood B.W., and Valdes P.J. (۲۰۰۶). A review of palaeoclimates and palaeoenvironments in the Levant and Eastern Mediterranean from ۲۵,۰۰۰ to ۵۰۰۰ years BP: setting the environmental background for the evolution of human civilisation. *Quaternary Science Reviews* ۲۵: ۱۵۱۷-۱۵۴۱.
- Rohling, E.J. and Palike, H., (۲۰۰۵). Centennial-scale climate cooling with a sudden cold event around ۸,۲۰۰ years ago, *Nature*, ۴۳۴: ۹۷۵-۹۷۹.
- Schmidt, G.A. and LeGrande, A.N., (۲۰۰۵). The Goldilocks abrupt climate change event. *Quaternary Science Reviews*, ۱۰(۲۴), pp.۱۱۰۹-۱۱۱۰.
- Scholz C, Cohen A, Johnson T, King J, Talbot M, Brown E (۲۰۱۱) Scientific drilling in the Great Rift Valley: the ۲۰۰۵ Lake Malawi scientific drilling project—an overview

- of the past ۱۴۵,۰۰۰ years of climate variability in Southern Hemisphere East Africa. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol* ۳۰۳:۳-۱۹.
- Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, E. A., Ferer-Tyler, E., Peterson, L. C., Aichner, B., Feakins, S. J., Daryaei, T., Djamali, M., and Naderi-Beni, A. (۲۰۱۵). Abrupt climate variability since the last deglaciation based on a high-resolution, multi-proxy peat record from NW Iran: The hand that rocked the Cradle of Civilization? *Quaternary Science Reviews*, ۱۲۳: ۲۱۵-۲۳۰.
  - Snyder, J.A., Wasyluk, K., Fritz, S.C. and Wright, H.E. Jr., (۲۰۰۱). Diatom-based conductivity reconstruction and palaeoclimatic interpretation of a ۴۰-ka record from Lake Zeribar, Iran. *The Holocene* ۱۱(۶).
  - Stevens, L.R., Ito, E., Schwalb, A., and Wright Jr., H.E., (۲۰۰۶). Timing of atmospheric precipitation in the Zagros Mountains inferred from a multi-proxy record from Lake Mirabad, Iran. *Quaternary Research* ۶۶, ۴۹۴-۵۰۰.
  - Stevens, L.R., Wright Jr, H.E. and Ito, E., (۲۰۰۱). Proposed changes in seasonality of climate during the Lateglacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. *The Holocene*, ۱۱(۶), pp.۷۴۷-۷۵۵.
  - Teller, J. T., Leverington, D. W., Mann, J. D. (۲۰۰۲). Freshwater outbursts to the oceans from glacial Lake Agassiz and their role in climate change during the last deglaciation. *Quaternary science reviews*, ۲۱, ۸۷۹-۸۸۷.
  - Thomas, E.R., Wolff, E.W., Mulvaney, R., Steffensen, J.P., Johnsen, S.J., Arrowsmith, C., et al. (۲۰۰۷). The ۸.۲ ka event from Greenland ice cores. *Quaternary Science Reviews*, ۲۶, ۷۰-۸۱.
  - Thomson, D.J., (۱۹۸۲). Spectrum estimation and harmonic analysis. *Proceedings of the IEEE*, ۷۰(۹), pp.۱۰۵۵-۱۰۹۶.
  - Turner TE, Swindles G, Roucoux K (۲۰۱۴). Late Holocene ecohydrological and carbon dynamics of a UK raised bog: impact of human activity and climate change. *Quat Sci Rev* ۸۴:۶۵-۸۵. doi:۱۰.۱۰۱۶/j.quascirev.۲۰۱۳.۱۰.۰۳۰.
  - Van Geel, B., Heusser, C.J., Renssen, H., Shuurmans, C.J.E., (۲۰۰۰). Climatic change in Chile at around ۲۷۰۰ BP and global evidence for solar forcing: a hypothesis. *Holocene* ۱۰, ۶۵۹-۶۶۴.
  - Van Zeist, W. and Wright, H.E., (۱۹۶۳). Preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains southwestern Iran. *Science*, ۱۴۰(۳۵۶۲), pp.۶۵-۶۷.
  - Van Zeist, W., (۱۹۶۷). Late Quaternary Vegetation History of Western Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology* ۲, ۳۰۱-۳۱۱.
  - Van Zeist, W., Bottema, S., (۱۹۷۷). Palynological investigations in western Iran. *Palaeohistoria* ۱۹, ۱۹-۸۵.
  - Van Zeist, W., Bottema, S., (۱۹۹۱). *Late Quaternary Vegetation of the Near East*. Wiesbaden: Dr Ludwig Reichert Verlag.
  - Van Zeist, W. and Bottema, S., (۲۰۱۶). Palynological investigations in western Iran. *Palaeohistoria*, ۱۹, pp.۱۹-۸۵.
  - Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Kuettel, M. (۲۰۰۸). Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, ۲۷(۱۹), ۱۷۹۱-۱۸۲۸.
  - Wasylukowa, K., (۱۹۶۷). Late Quaternary plant macrofossils from Lake Zeribar, western Iran. *Review of Palaeobotany and Palynology*, ۲(۱-۴), pp.۳۱۳-۳۱۸.
  - Wasylukowa, K. and Walanus, A., (۲۰۰۴). Pace of aquatic and marsh plant succession in various parts of Lake Zeribar, Iran, during the Late Glacial and Holocene. *Acta Palaeobotanica* ۴۴, ۱۲۹-۴۰.

- Wasylikowa, K., (۲۰۰۵). Palaeoecology of Lake Zeribar, Iran, in the Pleniglacial, Lateglacial and Holocene, reconstructed from plant macrofossils, *The Holocene* ۱۵(۵), ۷۲۰-۷۳۵.
- Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Hutorowicz, A., Alexandrowicz, S.W. and Langer, J.J., (۲۰۰۶). Palaeolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications. *Quaternary Research*, ۶۶(۳), pp. ۴۷۷-۴۹۳.
- White, F. and Léonard, J., ۱۹۹۰, September. Phytogeographical links between Africa and southwest Asia. In *Contributions selectae ad floram et vegetationem orientis: proceedings of the Third Plant Life of southwest Asia Symposium*, held (pp. ۳-۸).
- Wick, L., Lemcke, G. and Sturm, M., (۲۰۰۳). 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* ۱۳, ۶۶۵-۷۵.
- Wright, J.S., (۲۰۰۷). An overview of the role of weathering in the production of quartz silt. *Sedimentary Geology* ۲۰۲, ۳۳۷-۳۵۱.
- Yang, S.L., Ding, Z.L., (۲۰۰۳). Color reflectance of Chinese loess and its implications for climate gradient change during the last two glacial-interglacial cycles. *Geophysical research letters* ۳۰(۲۰), ۱-۴.
- Zang, H.C., Ma, Y.Z., Wqnnemann, B., Pachur, H.J., (۲۰۰۰). A Holocene climatic record from arid northwestern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* ۱۶۲, ۳۸۹-۴۰۱.
- Zeder, Melinda (۲۰۱۱). The Origins of Agriculture in the Near East. *Current Anthropology*. ۵۲ (S۴): ۲۲۱-۲۳۵. Doi: ۱۰.۱۰۸۶/۶۵۹۳۰۷. JSTOR ۱۰.۱۰۸۶/۶۵۹۳۰۷.
- Zhang, W., Yan, H., Dodson, J., Cheng, P., Liu, C., Li, J., Lu, F., Zhou, W. An, Z., (۲۰۱۸). The ۹,۲ ka event in Asian summer monsoon area: the strongest millennial scale collapse of the monsoon during the Holocene. *Climate Dynamics*, ۵۰(۷-۸), pp. ۲۷۶۷-۲۷۸۲.
- Zohary D. and Brick Z. (۱۹۶۱). *Triticum dicoccoides* in Israel: notes on its distribution, ecology and natural hybridization. *Wheat Information Service* ۱۳: ۶-۸.
- Zohary M., (۱۹۷۳). *Geobotanical foundations of the Middle East*, Vols ۱ and ۲. Stuttgart: Fischer.