فصلنامهٔ کواترنری ایران (علمی- پژوهشی)، دورهٔ ۳، شمارهٔ ۲، تابستان ۱۳۹۶
ص ۱۷۵-۱۸۹

تحولات محیطی در کواترنر پایانی و منشأ دوره‌های بارانی ایران

محمد صدیق قربانی*؛ استادیار ژئومورفولوژی، دانشگاه پیام نور، ایران

تاریخ دریافت: ۱۳۹۶/۰۳/۱۰ تاریخ پذیرش: ۱۳۹۶/۰۶/۲۵

چکیده

روند تحولات و شرایط محیطی سرزمین ایران در کواترنر، یکی از موضوعات مهمی است که با وجود بررسی‌های چشمگیر، هنوز ابهامات زیادی در مورد آن، طی دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی وجود دارد. در این بررسی ضمن مرور شواهد و داده‌های حاصل از منابع مختلف داخلی و خارجی، با روشی تحلیلی و مستدل، چارچوب کلی تحولات کواترنر در ایران بحث شده است. نتایج بیانگر آن است که در دوره‌های یخچالی و یخبندان، سرزمین ایران شرایط سرد و خشکی داشته و برعکس در دوره‌های بین‌یخچالی و بین‌یخبندان، شرایط گرم و مرطوب تا نسبتاً گرم و مرطوبی حاکم بوده است. بررسی‌ها در رابطه با هولوسن نشان می‌دهد که از آغاز تا میانهٔ آن، شرایط بسیار گرم و مرطوبی چیره شده که حاصل نفوذ و گسترش موسمی تابستانهٔ هند و تقویت و تشدید شرایط مرطوب آن در جریان‌های غربی طی زمستان بوده است. با توجه به سردی و خشکی سرزمین ایران در دوره‌های یخچالی و یخبندان، می‌توان این فرضیه را قوت بخشید که شرایط بسیار مرطوبی که به دوره‌های بارانی ایران شهرت یافته و شواهد محیطی آن به گستردگی یافت شده است، حاصل تکرار سازوکار نیمهٔ نخست هولوسن در دوره‌های بین‌یخچالی و احتمالاً بین‌یخبندان بوده است.

کلیدواژه‌ها: **دوره‌های بارانی، دوره‌های بین‌یخچالی، دوره‌های یخچالی، موسمی هند، هولوسن.**

مقدمه

تاریخچهٔ تحولات کواترنر در ایران یکی از موضوعات مهمی است که در چندین دههٔ گذشته ذهن بسیاری از محققان را به‌خود مشغول کرده است. با وجود بررسی‌های متعددی که در خصوص ماهیت این تحولات صورت گرفته است، هنوز نکات مبهم زیادی در مورد آن وجود دارد. فرضیات ارائه‌شده در خصوص ماهیت تحولات کواترنر، عمدتاً مبتنی بر شواهد ژئومورفیکی بوده است. در واقع، ضعف مطالعات دیرینه‌زیستی، فسیل‌شناسی، چینه‌شناسی، خاک‌شناسی، سن‌سنجی و باستان‌شناختی، همچنین بی‌توجهی به مطالعات در مناطق مجاور، تاکنون مانع از دستیابی به تصویر روشنی از شرایط محیطی کواترنر در ایران شده است.

در چند دههٔ گذشته، وجود آثار و شواهد یخچالی در بسیاری از مناطق ایران به اثبات رسیده است و نظریه‌ها و آثار متعددی در رابطه با آن منتشر شده است. در خصوص اثر یخچال‌ها بر محیط طبیعی ایران اتفاق‌نظر وجود دارد. اما، در ایران رویداد دیگری نیز در جریان بوده است که به‌طریقی متفاوت محیط طبیعی را تحت تأثیر قرار داده و تقریباً تاکنون برای سازوکار و چگونگی رخداد آن و ارتباط آن با دوره‌های یخچالی یا بین‌یخچالی پاسخ روشنی ارائه نشده است.

در اغلب مطالعات مربوط به کواترنر در ایران، اشاره‌ای به این رویداد شده است. این رویداد وجود شرایطی مرطوب‌تر از شرایط امروز را نشان می‌دهد. شواهد هیدرولوژیکی و ژئومورفیکی آن به گستردگی در مناطق مرکزی و چاله‌های پست داخلی بحث شده است (شارلاو، ۱۹۵۸؛ کرینسلی، ۱۹۷۰؛ اهلرز، ۱۹۷۹؛ جداری‌عیوضی، ۱۳۷۴؛ محمودی،

* نویسندهٔ مسئول: تلفن: ۰۹۱۲۴۸۴۸۸۴۳ Email: ms_ghorbani@yahoo.com

۱۳۶۷؛ هوکریده، ۱۳۵۰؛ درش، ۱۳۵۰). وجود آثار این شرایط مرطوب به طرح نظریهٔ «دوره‌های بارانی» در ایران انجامیده است (شارلاو، ۱۹۵۸) که دارای مخالفان و موافقانی است.

دو نظر اصلی دربارهٔ اقلیم پلئیستوسن در ایران وجود دارد. اولی نه‌تنها افزایش بارش در دوره‌های یخبندان را قبول ندارد، بلکه به کاهش آن از مقدار فعلی نیز معتقد است. دومی، به افزایش بارش در جبههٔ داخلی رشته‌کوه‌های حاشیه‌ای فلات و ارتفاعات داخلی اعتقاد دارد. طرفداران نظریهٔ دوم نیز دو گروه هستند. گروه نخست، مانند شارلاو، به افزایش قابل‌توجه بارش و گروه دیگر به افزایش جزئی نظر می‌دهند (جداری‌عیوضی، ۱۳۷۴).

کهل (۲۰۰۹) با بررسی مطالعات گذشته در رابطه با تحولات پلیستوسن پایانی و هولوسن آغازین و ارائهٔ پیشنهادهایی در خصوص مطالعات زمینه‌ای بیشتر، در نهایت به این نتیجه می‌رسد که هم از نظر زمانی و هم از نظر ماهیت تحولات، هنوز ابهام زیادی در رابطه با چگونگی عملکرد دوره‌های یخچالی و دوره‌های بارانی در ایران وجود دارد.

جداری‌عیوضی (۱۳۷۴) به طیف گسترده‌ای از پرسش‌ها و فرضیه‌های مختلف در رابطه با ویژگی‌های طبیعی سرزمین ایران طی دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی کواترنر اشاره کرده است. پرسش اساسی این است که آیا به‌راستی همانند نظر شارلاو (۱۹۵۸) سرزمین ایران طی دوره‌های یخچالی شرایط مرطوبی داشته است؟ یا همچنانکه بوبک (۱۹۶۳) اشاره کرده است، در ایران شرایط سرد و خشکی حاکم بوده است؟ اگر همانند عرض‌های بالای جغرافیایی شرایط سرد و خشکی حاکم بوده باشد، منشأ دوره‌های بارانی که شواهد آن به گستردگی در سرزمین ایران، به‌ویژه در مناطق خشک امروزی مرکز ایران دیده می‌شود، چه چیزی بوده است؟ مطالعاتی چند دههٔ اخیر در زمینه‌های مختلف هم‌زمانی دوره‌های مرطوب با دوره‌های یخچالی را با تردید مواجه کرده است. به‌نظر می‌رسد دوره‌های بارانی ایران بیشتر در دوره‌های بین‌یخچالی رخ داده باشد.

اقلیم امروزی سرزمین ایران، عمدتاً اقلیمی مدیترانه‌ای است. صرف‌نظر از عوامل محلی همچون ارتفاع و جهت ناهمواری به‌عنوان پارامترهای مؤثر آب‌وهوایی، اقلیم ایران در سطح کلان تابع سامانه‌های کم‌فشار غربی، پرفشار سیبری و سامانهٔ موسمی جنوب‌شرق است. همچنانکه کهل (۲۰۰۹) اشاره می‌کند، احتمالاً طی کواترنر موقعیت نسبی و شدت این سامانه‌ها دچار تغییر شده و از این‌رو آثار متفاوتی بر اقلیم گذاشته است.

بررسی حاضر با فرض سرد و خشک‌بودن سرزمین ایران در دوره‌های یخچالی، قصد دارد با توجه به تحقیقات مفصلی که در چند دههٔ گذشته در ایران، همچنین در رابطه با صحرای آفریقا، عربستان و بین‌النهرین در کواترنر پایانی صورت گرفته، پاسخی برای منشأ دوره‌های بارانی بیابد. گسترهٔ قابل‌توجهی از کشور ایران به‌همراه صحرای آفریقا و شبه‌جزیرهٔ عربستان جزء کمربند خشک کرهٔ زمین محسوب می‌شود. با توجه به این واقعیت، این پژوهش بر این فرض استوار است که در هولوسن، سازوکارهای مشابهی این مناطق را تحت تأثیر قرار داده است و دوره‌های بارانی ایران ناشی از سازوکار مشابهی است که صحرای آفریقا، عربستان و بین‌النهرین را تحت تأثیر قرار داده است. با وجود اینکه شواهد تحولات مربوط به دوره‌های یخچالی و تا حدودی هولوسن در ایران کنکاش شده است، تاکنون سناریوی مشخصی برای سازوکار این تحولات در مقیاس کلی ارائه نشده است.

مواد و روش‌ها

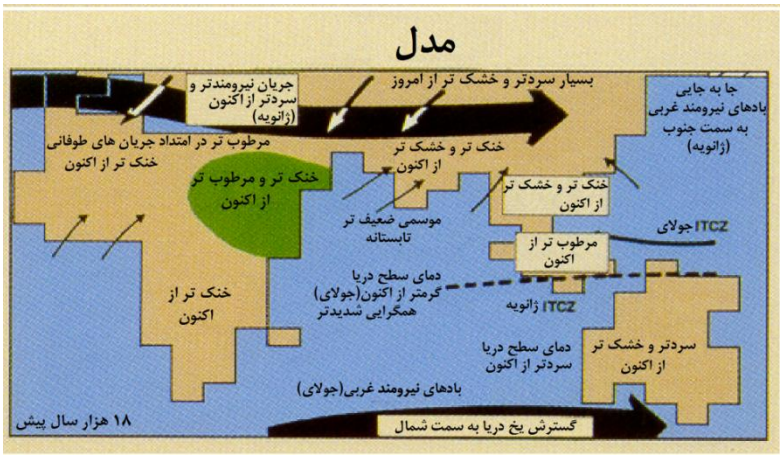
در این پژوهش به روشی تحلیلی سعی شده است از یک‌طرف با بهره‌گیری از مطالعات چشمگیر طی چند دههٔ گذشته در رابطه با تحولات کواترنر، به‌ویژه کواترنر پایانی در ایران، نظریه‌ها و شواهد مربوط به این تحولات تشریح و سازوکار و چارچوب رخدادها در دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی مشخص شود. از طرف دیگر، با نگرشی وسیع‌تر، چگونگی تحولات کواترنر پایانی در سرزمین‌های مجاور و دور دست ایران، همچون صحرای آفریقا، شبه‌جزیرهٔ عربستان، عمان و بین‌النهرین نیز بررسی شود. بنابراین، با بهره‌گیری از تکنیک مقایسه و مرور نظریات و منابع موجود، شامل کتاب‌ها و مقالات متعدد و برقراری ارتباطی منطقی و مستدل بین تحولات و شواهد گوناگون آن در ایران و مناطق جغرافیایی دیگر طی کواترنر پایانی (پلئیستوسن پایانی– هولوسن میانی)، سعی شده است چارچوب کلی تحولات سرزمین ایران در دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی مشخص شود. در همین راستا، ضمن توجه ویژه به شرایط مرطوب نیمهٔ نخست

هولوسن در مناطق مختلف، از جمله ایران، امکان وقوع دوره‌های معروف به دوره‌های بارانی یا شرایط فلوویال ایران در هولوسن یا به‌طور کلی در دوره‌های بین‌یخچالی بحث شده است.

یافته‌های پژوهش

شرایط محیطی سرزمین ایران در کواترنر پایانی

وقوع دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی ناشی از تحولات پیچیده در اقلیم کرهٔ زمین است. این تحولات دربرگیرندهٔ تعامل بین سیستم‌های سیاره‌ای شامل صفحات یخی، اتمسفر، سطح زمین و اقیانوس‌های کرهٔ زمین است (کلیمپ، ۱۹۷۶). در ۱۸ هزار سال پیش، انعکاس زیاد در سطح صفحات یخی، اقیانوس‌های عموماً سرد و گسترش مرزهای یخ–دریا به‌سمت استوا، به شرایط بسیار متفاوتی در اقلیم ناحیهٔ موسمی و جنوب منطقهٔ معتدله نسبت به امروزه انجامید. دماهای پایین ایجادشده بر اثر این شرایط حدی، باعث تقویت گرادیان شمالی–جنوبی دما روی اوراسیا شد و بدین وسیله به جابه‌جایی جبههٔ زمستانهٔ قطبی و بادهای غربی به سمت جنوب، تا بخش‌هایی از شمال‌غرب آفریقا، مدیترانه و آسیای جنوبی انجامید (کومپ، ۱۹۸۸: ۱۰۴۹). با رجوع به نقشه‌ها و مدل‌های کومپ (۱۹۸۸) که در آن داده‌های مربوط به گرده‌های گیاهی و سطوح دریاچه‌ای در غرب و مرکز ایران نیز لحاظ شده، سرزمین ایران در ۱۸ هزار سال پیش، شرایط بسیار سردتر و خشک‌تری از امروز داشته است (شکل ۱).



شکل ۱. وضعیت سطح خشکی‌ها و اقیانوس‌های کرهٔ زمین در ۱۸ هزار سال پیش (کومپ، ۱۹۸۸)

در چند دههٔ اخیر، مطالعات زیادی در رابطه با یخچال‌های کوهستانی ایران صورت گرفته است. از نظر گسترش در عرض جغرافیایی، آثار یخچال‌های کوهستانی به‌طور مشخص تا عرض تقریبی ۲۸ درجه و ۳۰ دقیقه در ارتفاعات جبال بارز در جنوب‌شرق ایران، قابل‌ردیابی است و ممکن است حتی در عرض‌های پایین‌تر نیز شاهد آثار یخچالی باشیم. در اغلب بررسی‌ها بیشتر بر تعیین ارتفاع برف‌مرز تأکید شده است. چنانچه ارتفاع حد انتهایی زبانه‌های یخچالی و خط تعادل آب و یخ را در نظر بگیریم، گستردگی دخالت یخچال‌ها در تحولات محیطی سرزمین ایران بیشتر مشخص خواهد شد. در برخی بررسی‌ها، علاوه‌بر مطالعهٔ سیرک‌های یخچالی، به خط تعادل آب و یخ و حدود گسترش زبانه‌های یخچالی اشاره شده است.

نکتهٔ جالب توجه در این بررسی‌ها، ارتفاع انتهای زبانه‌های یخچالی است. رایت (۱۹۶۱) ارتفاع انتهایی برخی زبانه‌های یخچالی مربوط به یخچال‌های دامنه‌های شمالی در غرب ایران (الگورد داغ در مرز ایران و عراق) را تا ۱۱۰۰ متر ذکر می‌کند. رامشت و شوشتری (۱۳۸۳) اشاره می‌کنند که زبانهٔ یخچالی سلفچگان تا ارتفاع ۱۳۰۰ متری پایین آمده و دره‌ای Uشکل ایجاد کرده است. رامشت (۱۳۷۳) در جبههٔ شمالی شیرکوه به آثار یخرفت در ارتفاع ۱۸۰۰ متری اشاره می‌کند. مغیث (۱۳۷۹، به نقل از رامشت و نعمت‌اللهی، ۱۳۸۴) در دامنهٔ نسار پیش‌کوه‌های زاگرس ارتفاع ۱۴۰۰ متر را برای خط تعادل آب و یخ گزارش کرده است.

هر چند به‌نظر می‌رسد تا رسیدن به داده‌های متقن در رابطه با تعیین حدود گسترش یخچال‌ها و تعیین مرز پایین یخچالی و مرز فوقانی مجاور یخچالی، بررسی‌های بیشتر و دقیق‌تری نیاز است، به‌احتمال، با در نظر گرفتن این ارقام برای خط تعادل آب و یخ که به نوعی تعیین‌کنندهٔ مرز فوقانی منطقهٔ مجاور یخچالی است و در نظر گرفتن این واقعیت که حدود ۶۹ درصد از مساحت ایران، ارتفاعی بیش از ۱۰۰۰ متر دارد (جداری‌عیوضی، ۱۳۷۴)، می‌توان به اهمیت و گسترش یخچال‌ها در تحولات محیطی ایران پی‌برد. البته، این موضوع را نباید از نظر دور داشت که ارتفاع برف‌مرز و حد تعادل آب و یخ در سرزمین ایران، تابع روند ناهمواری‌ها و جهات دامنه است و به تفاوت‌هایی در ارتفاع این دو پارامتر انجامیده است.

علاوه‌بر داده‌های فوق که بیشتر مبنای ژئومورفیکی دارد، داده‌های اساسی و قابل‌استنادتری نیز در اختیار است که به درک ما از شرایط محیطی ایران طی آخرین دورهٔ یخچالی و هولوسن کمک می‌کند. این داده‌ها حاصل مغزه‌های رسوبی مربوط به تعدادی از دریاچه‌های ایران است، شامل دریاچه‌های زریبار، میرآباد، ارومیه، هامون و نئور.

بازسازی پراکندگی انواع پوشش گیاهی طی آخرین دورهٔ یخچالی نشان می‌دهد که نواحی بیابانی، استپ‌ها، علفزارها و دشت‌های حاصل از رسوبات یخچالی[1] به زیان جنگل‌ها توسعه پیدا کرده است (کلیمپ، ۱۹۷۶: ۱۱۳۴). بررسی‌های پالینولوژی و رسوب‌شناسی مغزه‌های رسوبی در دریاچهٔ زریبار (غرب ایران)، اطلاعات جامعی در مورد شرایط اقلیمی گذشته در اختیار قرارمی‌دهد. خصوصیات شیمیایی (هاتکینسون و کاوگیل، ۱۹۶۳: ۶۷–۶۹) و تفسیر گرده‌ها و دانه‌های گیاهی نشان‌دهندهٔ تسلط استپ درمنه‌ای در اواخر پلئیستوسن (فون‌زیست و رایت، ۱۹۶۳: ۶۳–۶۷) و بیانگر حاکمیت اقلیم سرد و خشک پیش از ۱۳ هزار سال قبل است که با تغییر شرایط اقلیمی بین ۱۳ تا ۵/۵ هزار سال قبل، ساوان بلوط– پسته جایگزین پوشش درمنه‌ای شده است.

در منطقهٔ زریبار درختان به‌صورت پراکنده بین ۴۰ تا ۲۲ هزار سال پیش حضور داشتند، در حالی که بین تقریباً ۲۲ تا ۱۴ هزار سال پیش درختان به‌طور کامل از منطقهٔ زریبار و احتمالاً بخش اعظم کوه‌های زاگرس محو شده بودند. خشکی اقلیم باید مهم‌ترین فاکتور محدودکنندهٔ برای رشد درختان در غرب ایران طی آخرین دورهٔ یخچالی بوده باشد. پوشش گیاهی تحت تأثیر اقلیم به استپ نیمه‌بیابانی درمنه و گیاهان گلدار محدود بوده است. به‌طور کلی، تسلط شرایط سرد و خشک، ناشی از نفوذ پرفشار سیبری و جبههٔ قطبی به عرض‌های پایین‌تر و در نتیجه عقب‌نشینی سیستم‌های کم‌فشار و بادهای غربی به مناطق جنوبی‌تر بوده است (فون‌زایست و بوتیما، ۱۹۷۷؛ مگارد، ۱۹۶۷؛ ستیونس و همکاران، ۲۰۰۱؛ سنایدر و همکاران، ۲۰۰۱؛ واسیلوکوا، ۲۰۰۵). الموسلیمانی (۱۹۸۶: ۶۳–۵۵؛ ۱۹۸۷: ۱۳۱–۱۳۹) با توجه به حساسیت درختان بلوط و پسته به برف، دلیل عدم گسترش این درختان تا ۱۰ هزار سال قبل را ناشی از بارش زیاد برف یا کاهش شدید دما می‌داند. این شرایط تقریباً از ۱۰ هزار سال قبل و با تغییر شرایط اقلیم فصلی از طریق افزایش دما و توزیع متعادل بارندگی و رطوبت در تمام طول سال، حتی در تابستان، به مهاجرت و گسترش این درختان در منطقه منجر شده است.

به‌طور کلی، بررسی‌های مربوط به دریاچهٔ زریبار، بیانگر حاکمیت شرایط اقلیمی سرد و خشک طی آخرین دورهٔ یخچالی پلئیستوسن در غرب ایران است. ذکر این نکته لازم است که این شرایط سرد وخشک در پلئیستوسن پایانی پایدار نبوده و دچار نوساناتی شده است، به‌طوری که واسیلیکووا و همکاران (۲۰۰۶) بر اساس مغزه‌های دریاچهٔ زریبار به زنجیره‌ای از تغییرات اقلیمی طی ۲۵ هزار سال گذشته اشاره می‌کنند. آن‌ها بر اساس سه مرحلهٔ افت‌وخیز سطح آب دریاچه و تغییرات محیط ارگانیکی دریاچه به چهار مرحله افزایش دما و دو مرحله کاهش دما در حدفاصل ۲۱ تا ۱۱/۷ هزارسال قبل اشاره می‌کنند. هر چند در این پژوهش به میزان افزایش دما اشاره نشده است، براساس یافته‌ها، به‌نظر می‌رسد این افزایش دما به تغییرات شگرف، همچون گسترش جنگل منجر نشده است.

دریاچهٔ ارومیه نیز یکی از منابع داده‌ای مهم در رابطه با شرایط اقلیمی گذشتهٔ شمال‌غرب ایران است. تجزیه‌وتحلیل‌های مقدماتی گرده‌های گیاهی و رادیوکربنی بیانگر مرحله‌ای از کویرشدگی پیش از ۹۰۰۰ سال قبل و تراکم نمک در این دریاچه در اقلیمی سرد و خشک است (کلتز و شهرابی، ۱۹۸۶؛ ۱۰۵). جمالی و همکاران (۲۰۰۸) با بررسی مغزه‌ای ۱۰۰ متری از دریاچهٔ ارومیه و مطالعهٔ گرده‌های گیاهی و رسوبات آن در بازهٔ زمانی ۲۰۰ هزار ساله،

1. outwash plains

اطلاعات ارزش‌مندی از اقلیم گذشتهٔ این بخش از سرزمین ایران به‌دست می‌دهند. این مغزه از نظر زمانی بخش پایانی دورهٔ یخچالی ماقبل آخر (ریس)، آخرین دورهٔ بین یخچالی (امین یا ریس–وورم)، آخرین دورهٔ یخچالی (وورم) و هولوسن را دربرمی‌گیرد. نتایج حاصل از نمودار مغزهٔ دریاچهٔ ارومیه را می‌توان به‌صورت زیر خلاصه کرد:

الف) علاوه‌بر دورهٔ بین‌یخچالی ریس–وورم و هولوسن که شرایط گرم‌تر و مرطوب‌تری برای رشد گیاهان درختی داشته است، طی دوره‌های یخچالی نیز دوره‌های کوتاه چندهزار ساله بین یخبندان[1] روی داده و شرایط نسبتاً مطلوبی را برای رشد درختان فراهم کرده است. این دوره‌های بین یخبندان عبارت است از ناحیهٔ ۷a در بخش انتهایی مغزه مربوط به بخش فوقانی دورهٔ یخچالی ریس و نواحی بین یخبندان ۵c و ۵a در دورهٔ وورم. در مجموع، طی آخرین دورهٔ بین یخچالی (ریس–وورم)، هولوسن و این دوره‌های کوتاه بین یخبندان، نسبت گرده‌های گیاهان درختی به غیردرختی افزایش می‌یابد که بیانگر حاکمیت شرایط گرم‌تر و مرطوب‌تری است.

ب) براساس یافته‌ها، به‌نظر می‌رسد در آخرین دورهٔ بین یخچالی (ریس–وورم) در مقایسه با هولوسن شرایط نسبتاً گرم‌تر و مرطوب‌تر بوده است.

ج) غیر از نواحی بین یخچالی و بین یخبندان، در بخش اعظم دوره‌های یخچالی ریس فوقانی و وورم و در واقع بخش اعظم دورهٔ زمانی مغزه، شرایط سرد و خشکی در این بخش از ایران حاکمیت داشته که نمود آن گسترش پوشش گیاهان علفی و درمنه بوده است.

داده‌هایی در رابطه به خلیج‌فارس نیز وجود دارد که شرایط محیطی ایران در پلئیستوسن پایانی و انتقال به هولوسن را مشخص می‌کند. یوچوپی و همکاران (۱۹۹۶) بیان می‌کنند که در اوج آخرین دورهٔ یخچالی ویسکانسین (وورم)، ۲۱۰۰۰ تا ۲۰۰۰۰ سال پیش، زمانی که سطح دریا ۱۲۰ متر پایین‌تر از سطح کنونی بود، اقلیم خشک بود، خلیج فارس حوضه‌ای بدون آب و رسوب گذاری ناچیز بود و رسوبگذاری کربناته و بادی از ویژگی‌های آن بود. همچنین، اشاره می‌کنند که مغزه‌های گرفته‌شده از بستر خلیج‌فارس تأییدکنندهٔ بحث ویتا–فینزی است که طی اوج آخرین دورهٔ یخچالی، خلیج‌فارس به‌همراه چالهٔ بین‌النهرین به‌طور کلی بی‌آب و دارای تعداد اندکی منطقهٔ باتلاقی بوده است. سارانتین (۱۹۷۲: ۲۶۴) در بحث مربوط به رسوبگذاری رودخانه‌های زاگرس در خلیج‌فارس بیان می‌کند که فعالیت این رودخانه‌ها طی آخرین دورهٔ یخچالی و هولوسن آغازین باید بسیار کم بوده باشد و نتیجه می‌گیرد که طی دورهٔ انتقالی، اقلیم ناحیهٔ کوهستانی زاگرس به‌طور چشمگیری خشک‌تر از امروزه بوده است.

مجموعه دلایل و شواهد اعم از آثار یخچالی و داده‌های پالینولوژی نشان می‌دهد که سرزمین ایران طی آخرین دورهٔ یخچالی شرایط سرد و خشکی داشته است. این سردی و خشکی ناشی از تقویت و گسترش رو به جنوب پرفشار سیبری بوده است. این سامانه، حتی در شرایط امروزی نیز شرایط سرد و خشکی را بر سرزمین ایران حاکم می‌کند.

ستیونس و همکاران (۲۰۰۱) اشاره می‌کنند که خشکی طی دورهٔ پایانی یخچالی احتمالاً ناشی از ترکیبی از فاکتورهای اقلیمی بوده است. پرفشار سیبری که امروزه تقریباً تمام کم‌فشارها را متوقف می‌کند، ممکن است نسبت به سیستم‌های کم‌فشار، بسیار نیرومند یا بسیار گسترده بوده باشد که به آن‌ها اجازهٔ نفوذ به بخش‌های داخلی شرق نزدیک را بدهد. علاوه‌بر جابه‌جایی جبههٔ قطبی و مسیر جریان‌های مرتبط با آن به سمت جنوب، ممکن است جریان‌های غربی نیز ضعیف بوده باشد و به‌دلیل گرادیان ضعیف دمایی، سیکلون‌زایی متوقف شده باشد و دماهای سردتر روی اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه، مانع از تراکم رطوبت به مقدار قابل‌توجه شده باشد. کاهش مساحت دریای سیاه و محو کامل خلیج‌فارس ناشی از افت سطح دریاها نیز منطقه را از کم‌فشارهای حرارتی بی‌بهره کرده است که امروزه کم‌فشارهای نیرومند به منطقه نفوذ می‌کنند.

موقعیت منطقه‌ای ایران و تحولات هولوسن

در بیشتر بخش‌های کرهٔ زمین مرحلهٔ انتقال از پلئیستوسن به هولوسن با تغییرات قابل‌توجهی همراه بوده است. مسلماً ردیابی این تحولات بدون توجه به تحولات اقلیمی در مقیاس سیاره‌ای امکان‌پذیر نخواهد بود. در کواترنر پایانی شرایط

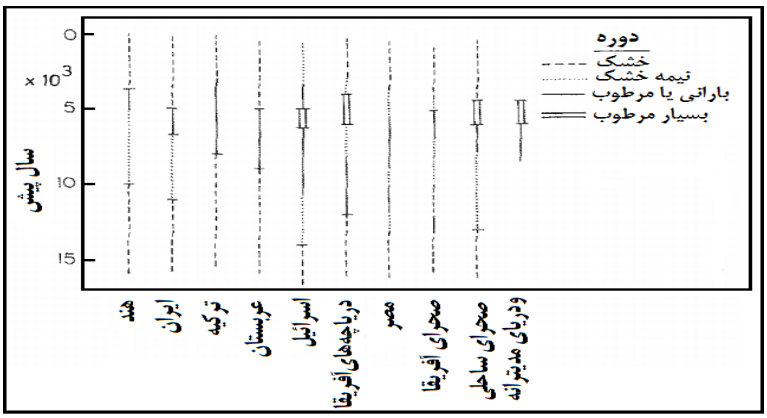
1. interstadial

سرد و خشک آخرین دورهٔ یخچالی تبدیل به اقلیم گرم و مرطوب در هولوسن شد. این تغییرات در هولوسن علاوه‌بر آثار چشمگیری بر محیط طبیعی، به شکل‌گیری نخستین سکونتگاه‌های انسانی، شکل‌گیری مراکز تمدنی و به‌طور کلی منجر به تغییراتی شگرف در زندگی بشر شد.

سازوکار این رویداد را به تغییر در پارامترهای مداری زمین نسبت می‌دهند که به چرخه‌های میلانکویچ شهرت دارد. امروزه، حضیض خورشیدی در زمستان نیمکرهٔ شمالی رخ می‌دهد، اما ۱۰ هزار سال پیش حضیض خورشیدی در تابستان نیمکرهٔ شمالی روی داده است و سبب شده است که تابش تابستانه در خشکی‌های نیمکرهٔ شمالی بیشتر از شرایط امروزی باشد. در نتیجهٔ این افزایش تابش و ایجاد گرادیان دمایی قوی بین اقیانوس‌ها و خشکی، جریان‌های موسمی به عرض‌های بالاتر نفوذ کرده و شرایط مرطوبی را به وجود آورده است (کومپ، ۱۹۸۸؛ دمنوکال و همکاران، ۲۰۰۰؛ دمنوکال و تیرنی، ۲۰۱۲). این دورهٔ مرطوب بین عرض‌های جغرافیایی ۲۰ درجهٔ شمالی تا ۳۵ درجهٔ شمالی در ۱۰ هزار سال پیش رخ داده است (سیروکو و همکاران، ۱۹۹۳). «افزایش تابش در جولای و کاهش آن در ژانویه بین ۱۲ تا ۶ هزار سال پیش، سبب تقویت چشمگیر موسمی‌های شمالی شد. خشکی‌های آفریقای شمالی–اوراسیا ۲ تا ۴ درجهٔ سانتی‌گراد گرم‌تر از امروزه بوده است. ... از ۶ هزار سال پیش به بعد همچنانکه تابش جولای کاهش می‌یافت، دما در سطح خشکی‌ها کاهش یافت، بادهای موسمی و بارش ضعیف شد، بیابان‌های مجاور حاره در نیمکرهٔ شمالی گسترش یافت و الگوی کنونی اقلیم شکل‌گرفت» (کومپ، ۱۹۸۸).

در این دوره، تقویت و نفوذ جریان‌های موسمی به عرض‌های بالاتر، نه‌تنها بخش اعظم صحرای آفریقا، عربستان و شبه‌قارهٔ هند، بلکه در خاورمیانه نیز سبب ایجاد بارش‌های شدیدی شده است که محیطی کاملاً متفاوت از امروز را خلق کرده است (کازیچ، ۱۹۸۱؛ کازیچ و اتوبلیسنر، ۱۹۸۲؛ کازیچ و گویتر، ۱۹۸۶؛ دمنوکال و تیرنی، ۲۰۱۲؛ باروس، ۲۰۰۵). در شبه‌جزیرهٔ عربستان، همچنین در عمان، شواهد مربوط به تغییرات اقلیمی آغاز هولوسن بررسی شده است (گروکات و همکاران، ۲۰۱۵؛ فلیتمان و همکاران، ۲۰۰۳).

بر اساس شواهد و محیط‌های مختلف جغرافیایی در رابطه با آغاز و پایان این تحولات، اظهارنظرهای متفاوتی صورت گرفته است، به‌طوری که در برخی منابع در رابطه با صحرای آفریقا اشاره شده است که دورهٔ مرطوب آفریقا قبل از هولوسن، یعنی از حدود ۱۴۰۰۰ هزار سال پیش آغاز و در ۵۰۰۰ سال پیش خاتمه یافته است (شانان و همکاران، ۲۰۱۵؛ دمنوکال و همکاران، ۲۰۰۰)، اما می‌توان گفت غالباً در خصوص آغاز و پایان این تحولات از نخست تا میانهٔ هولوسن اتفاق‌نظر وجود دارد. مسلماً این تحولات از عرض‌های پایین‌تر آغاز شده و به‌صورت تدریجی به عرض‌های جغرافیایی میانه کشیده شده است. بنابراین، دارای تأخیر زمانی بوده است. این تأخیر زمانی را گات و ماگاریتز (۱۹۸۰) به‌خوبی تشریح کرده‌اند که اثر سامانهٔ موسمی بر کمربند بیابانی کرهٔ زمین و از جمله ایران است (شکل ۲). آن‌ها اوج فعالیت سامانهٔ موسمی ایران را ۵۵۰۰ سال پیش ذکر کرده‌اند.

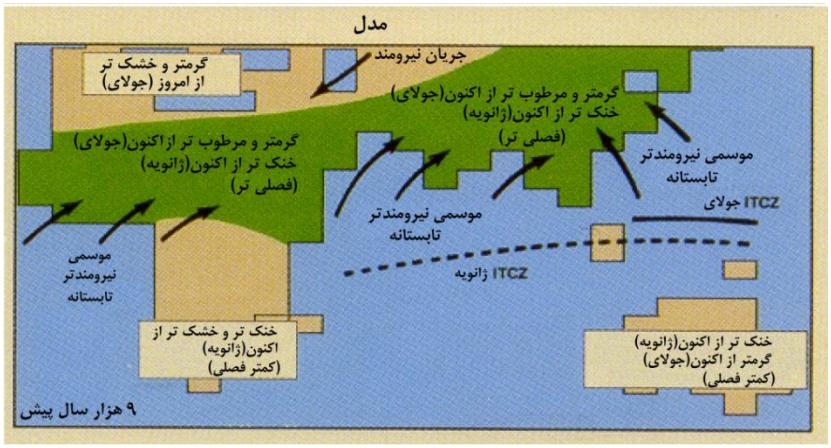


شکل ۲. شکل اجمالی وضعیت مشخص اقلیمی طی ۱۵ هزار سال گذشته در مناطق مختلف کمربند بیابانی، از هند تا صحرای غربی (گات و ماگاریتز، ۱۹۸۰)

به‌عقیدهٔ مارزین و براکونوت (۲۰۰۹)، پاسخ موسمی آفریقا و موسمی هند به تغییر پارامترهـای مـداری زمـین و در نتیجه افزایش تابش خورشید در نیمکرهٔ شمالی متفاوت بوده است، به‌طوری که تشدید موسمی هند بـین ۹/۵ تـا ۶ هـزار سال پیش رخ داده است، در حالی که تقویت موسمی آفریقا در آغاز و پایان این دورهٔ زمانی یعنی در ۹/۵ و ۶ هـزار سـال پیش روی داده است. در کل، این شرایط مرطوب در رابطه با فعال‌شدن جریـان‌هـای غربـی و سـامانه‌هـای موسـمی در هولوسن بوده است. با توجه به قرارگرفتن ایران در قلمروی تحت تأثیر شرایط مرطوب هولوسن، این شرایط مرطـوب بـر اساس نقش کلی کم‌فشارهای غربی و نقش ویژهٔ موسمی جنوب‌شرق، از دو بعد بررسی شده است.

اثر کم‌فشارهای غربی بر تحولات هولوسن در ایران

همچنانکه در بخش‌های قبل اشاره کردیم، طی آخرین دورهٔ یخچالی چیرگی پرفشار سیبری بر سرزمین ایران، نفوذ جبههٔ قطبی به منطقهٔ مدیترانه و ضعف یا توقف سیکلون‌زایی روی دریای مدیترانـه و اقیـانوس اطلـس، همچنـین جابـه‌جـایی جریان‌های غربی به عرض‌های جنوبی‌تر، شرایط سرد و خشکی را بر سرزمین ایران حاکم کرده بود. امروزه، نیـز پرفشـار سیبری از میانهٔ مهر ماه تا میانهٔ فروردین ماه بر آسیا حاکم است. پرفشار سـیبری نقـش دمـایی مهمـی در ایـران بـازی می‌کند. این پرفشار عمدتاً از شمال‌شرقی و گاه از شمال‌غربی در ایران نفوذ می‌کند و هوای بسـیار سـرد و خشـکی را بـر بخش‌هایی از کشور چیره می‌سازد (مسعودیان و کاویانی، ۱۳۸۷: ۱۳–۱۵). بر اساس سازوکار پیش‌گفته، با افزایش تـابش در خشکی‌های نیمکرهٔ شمالی و گسترش سامانهٔ موسمی به عرض‌های بالاتر از یک‌طرف، و عقب‌نشینی پرفشار سـیبری از ایران و جبههٔ قطبی روی مدیترانه از طرف دیگر، با فعال‌شدن موسمی هند از جنوب و جنـوب‌شـرق و تقویـت و نفـوذ کم‌فشارهای غربی به ایران، از آغاز هولوسن، زمینهٔ شکل‌گیری شرایطی مرطوب فراهم می‌شود (شکل ۳).



شکل ۳. شکل‌گیری شرایطی گرم‌تر و مرطوب‌تر از امروز در نیمکرهٔ شمالی از ۹ هزار سال پیش (کومپ، ۱۹۸۸)

مغزه‌های گرفته‌شده از دریاچهٔ زریبار تقریباً پرارجاع‌ترین منبع در مورد شرایط محیطی و اقلیمی سـرزمین ایـران و شرق نزدیک است که اشاره کردیم. به‌عقیدهٔ فون‌زایست و بوتیما (۱۹۷۷)، درختان به‌تدریج از ۱۰۵۰۰ سال پیش در غرب ایران گسترش می‌یابد که به ایجاد پوشش جنگلی–استپی انجامیده است. با افزایش تدریجی گرما و رطوبـت، ایـن رونـد تدریجی در ۵۵۰۰ سال پیش به ایجاد پوشش طبیعی جنگل کنونی ختم می‌شود. سـتیونس و همکـاران (۲۰۰۱) بـه‌طـور مشخص، تحولات دریاچهٔ زریبار را در رابطه با تقویت جریان‌های غربی می‌دانند. به عقیدهٔ آن‌ها توزیـع رطوبـت در آغـاز هولوسن مشابه امروز نبوده است، بلکه در آغاز هولوسن بارش‌های بهاری نادر یا به‌طـور کلـی وجـود نداشـت و ایـن بـه گسترش خشکی تابستانه انجامید. در واقع، بارش منحصر به فصل زمستان بوده است.

کم‌کم با نزدیک‌شدن به میانه‌های هولوسن، الگوی توزیع فصلی بارش تغییر می‌کند. افزایش تدریجی گـرده‌هـای بلوط تقریباً در ۷ هزار سال پیش بیانگر افزایش رطوبت مؤثر تا سطحی مشابه امروز است. مقادیر و توزیـع فصـلی بـارش امروزی در ۶ هزار سال پیش برقرار می‌شود. در رابطه با اثر جریان‌های غربی بر شرایط مرطوب نیمـهٔ نخسـت هولوسـن،

بررسی جدیدی در دریاچهٔ نئور تالش نشان می‌دهد که در فاصلهٔ ۹۰۰۰ تا ۶۰۰۰ سال قبل شرایط مرطوبی بر این بخش از کشور حاکم بوده است (شریفی و همکاران، ۲۰۱۵). همچنانکه ملاحظه می‌شود، در خصوص تاریخ‌های ذکرشده در آغاز و پایان این تحولات تفاوت‌هایی وجود دارد. اما، به‌طور کلی، در اغلب بررسی‌ها در خصوص ۱۰۵۰۰ تا ۵۵۰۰ سال پیش برای تحولات تدریجی شرایط اقلیمی هولوسن اتفاق‌نظر وجود دارد.

بررسی‌های صورت‌گرفته بر اساس داده‌های مربوط به دریاچه‌های غرب و شمال‌غرب ایران و ترکیه، بیانگر وجود تأخیر زمانی در وقوع شرایط مرطوب هولوسن است. دلیل آن به سازوکار متفاوت سامانهٔ موسمی و جریان‌های غربی برمی‌گردد. گرم‌شدن و افزایش رطوبت مؤثر در عرض‌های جغرافیایی پایین‌تر، زودتر از عرض‌های بالاتر رخ داده است. مقدار حداکثری گرده‌های غیردرختی در دریاچهٔ زریبار تقریباً ۱۰۶۰۰ سال پیش خاتمه یافته است. در دریاچهٔ ارومیه این تغییر بعداً در حدود ۸۴۰۰ سال پیش و در دریاچهٔ وان بعدتر حتی در ۶۳۰۰ سال پیش رخ داد (بوتیما، ۱۹۸۶).

الموسلمانی (۱۹۸۳) بر اساس درصد گرده‌های درخت بلوط که در دریاچهٔ میرآباد در ۱۰۳۷۰ سال پیش ۱۰ درصد بوده و هم‌زمان در زریبار ۱ درصد بوده که در ۸۱۰۰ سال پیش به ۱۰ درصد می‌رسد، تأخیر زمانی ۲۰۰۰ ساله بین تحولات این دو دریاچه قائل است که دلیل آن را وقوع زودتر شرایط گرم‌تر و مرطوب‌تر در دریاچهٔ میرآباد می‌داند که ناشی از بارش‌های تابستانه از سمت جنوب بوده است. این درحالی است که جنگل بلوط در دریاچهٔ وان در ۳۶۰۰ سال پیش به حداکثر گسترش خود می‌رسد که در مقایسه با حداکثر گسترش آن در زریبار، دارای تأخیر ۲۶۰۰ ساله است. گات و ماگاریتز (۱۹۸۰) در مقایسهٔ بین دریاچهٔ زریبار و دریاچهٔ وان قائل به تأخیر زمانی ۳۰۰۰ ساله (۶۴۰۰ تا ۳۴۰۰ سال پیش) در گسترش شرایط مرطوب به دریاچهٔ وان است.

به‌هر ترتیب، این تأخیر زمانی بیانگر تدریجی‌بودن نفوذ جریان‌های غربی از آغاز تا میانهٔ هولوسن در غرب و شمال‌غرب ایران است، در حالی که به‌نظر می‌رسد گسترش شرایط مرطوب در موقعیت دریاچه‌های زریبار، ارومیه و وان ناشی از فعال‌شدن و نفوذ کم‌فشارهای غربی از آغاز هولوسن است. گسترش زودهنگام شرایط مرطوب به موقعیت دریاچهٔ میرآباد در موقعیت جنوبی‌تر ممکن است تحت تأثیر نفوذ موسمی هند رخ داده باشد.

آثار موسمی هند بر تحولات هولوسن در ایران

اثر تودهٔ موسمی (مونسون) بر اقلیم تابستانهٔ امروزی ایران، به‌ویژه در مناطق جنوب‌شرقی، جنوب و جنوب‌غربی، تاکنون موضوع بررسی‌های متعددی بوده است (لشکری و خزایی، ۱۳۹۳؛ خوشحال، ۱۳۷۸؛ نجارسلیقه، ۱۳۸۵؛ علیجانی و همکاران، ۱۳۹۰؛ خدام و همکاران، ۱۳۹۴). تودهٔ هوای موسمی در حال حاضر یکی از سامانه‌های تأثیرگذار بر اقلیم ایران است که در تیر ماه غالباً بر نواحی جنوب‌شرقی و جنوبی ایران مسلط می‌شود و در برخی سال‌ها به عرض‌های شمالی‌تر نیز نفوذ می‌کند. این سامانه به دو طریق وارد ایران می‌شود. نخست، از طریق نسیم دریا که از دریای عمان و خلیج‌فارس وارد می‌شود و به‌دلیل گسترش محدود آن نقش چندانی در بارندگی ندارد. دوم، از طریق استقرار کم‌فشار حرارتی در فصل تابستان روی پاکستان و هندوستان است که تا ارتفاع قابل‌توجهی گسترش دارد (علیجانی، ۱۳۷۹: ۴۴). به‌استثنای سواحل خزر، سامانهٔ موسمی علاوه‌بر سیطره در نواحی جنوبی، در برخی سال‌ها کل کشور را تحت تأثیر قرارمی‌دهد (عربی، ۱۳۸۵). تقی‌زاده (۱۳۶۶) در خصوص بارندگی یکم مرداد سال ۱۳۶۶ تحت تأثیر سامانهٔ موسمی که غیر از ناحیهٔ خزری کل کشور را پوشش داده است، بیشترین بارندگی را مربوط به ارومیه (۳۹ میلی‌متر) ذکر کرده است.

علیجانی (۱۳۷۹: ۴۴) به‌طور مشخص رگبار شدید ۶ مرداد ۱۳۶۶ در تهران را ناشی از گسترش تودهٔ هوای موسمی به شمال کشور می‌داند. در این میان مسعودیان و کاویانی (۱۳۸۷: ۱۸) علاوه‌بر تأیید اثر بارش‌های سنگین موسمی در جنوب‌شرق ایران، شواهد ژئومورفیکی مانند مخروط‌افکنهٔ عظیم درختنگان در نزدیکی شهداد، همچنین شکل‌گیری کلوت‌ها در لوت را ناشی از پیشینهٔ طولانی کم‌فشار موسمی در این منطقه می‌دانند. با استناد به این شواهد و درنظرگرفتن قلمرو اتفاقی سامانهٔ موسمی که گاهی بخش اعظم کشور را تحت تأثیر قرارمی‌دهد، فرض نقش طولانی‌مدت این سامانه در تحولات نیمهٔ نخست هولوسن بر بخش‌های زیادی از کشور قوت می‌گیرد.

تا دورهٔ اخیر، تقریباً بررسی قابل‌توجهی در رابطه با اثر یا عدم‌تأثیر سامانهٔ موسمی بر تحولات محیطی ایران، مصادف با آثار این سامانه از آغاز تا میانه‌های هولوسن بر سایر بخش‌های کرهٔ زمین همچون شمال آفریقا و مناطق

مجاور ایران شامل هند، شبه‌جزیرهٔ عربستان، عمان و بین‌النهرین صورت نگرفته است. در این میان جمالی و همکاران (۲۰۱۰) با ارائهٔ مدلی معتقدند که احتمالاً تأخیر در گسترش جنگل‌های بلوط به سمت شرق، با تضعیف موسمی تابستانهٔ هند، تقریباً در ۶۳۰۰ سال پیش مصادف است. این تاریخ همچنین با شرایط مطلوب اقلیمی هولوسن (تقریباً ۶۹۰۰ تا ۵۶۰۰ سال پیش) مصادف است که ویژگی بارز آن گسترش جنگل‌های بلوط و درختزارهای کوه‌های زاگرس–آنتی‌توروس و منطقهٔ قفقاز است. در واقع، بر اساس این مدل احتمالی، خشکی نسبی هولوسن آغازین در غرب و شمال‌غرب ایران ناشی از گسترش سامانهٔ کم‌فشار موسمی هند از ماه می (اردیبهشت) به داخل ایران است که بین کم‌فشار موسمی هند در شرق و جنوب‌شرق و کم‌فشار دریای سیاه در شمال‌غرب، سبب ایجاد و حاکمیت پشتهٔ پرفشاری بر غرب و شمال‌غرب ایران می‌شود.

نفوذ بیشتر کم‌فشار موسمی هند به سمت غرب طی ماه ژوئن (خرداد) سبب پس‌راندن کم‌فشار دریای سیاه به سمت شمال‌غرب شده است و منطقه را تا کوه‌های قفقاز و جنوب‌شرق دریای سیاه از بارش‌های اواخر بهار محروم می‌کند. آنچه از این بررسی برداشت می‌شود این است که کم‌فشار موسمی هند از آغاز تا نزدیک میانهٔ هولوسن بر بخش‌های زیادی از ایران حاکمیت داشته است که با تاریخی که مارزین و براکونوت (۲۰۰۹) برای دورهٔ زمانی فعالیت موسمی هند (۹/۵ تا ۶ هزار سال پیش) ذکر کرده‌اند مطابقت نشان می‌دهد. در مدل‌های اقلیمی بازسازی‌شده و در تطبیق با شمال آفریقا، بین‌النهرین جنوبی منابع رطوبتی را هم از سیستم موسمی از سمت جنوب‌غربی (که امروزه به بین‌النهرین نمی‌رسد) و هم از سیستم مدیترانه به‌وسیلهٔ بادهای غربی دریافت می‌کرده است (کومپ، ۱۹۸۸؛ سیروکو و همکاران، ۱۹۹۳؛ هول، ۱۹۹۴).

اخیراً یک بررسی میدانی در رابطه با اثر موسمی هند بر تحولات محیطی جنوب‌شرق ایران صورت گرفته است که از اهمیت خاصی برخوردار است. براساس این بررسی که مبتنی بر تفسیر داده‌های حاصل از مغزه‌های دریاچهٔ هامون است، موسمی هند حتی قبل از هولوسن، یعنی در دورهٔ انتقالی پایان دورهٔ یخچالی–هولوسن بر شرق (کوه‌های هندوکش) و جنوب‌شرق ایران حاکم شده و شرایط مرطوبی را در دشت سیستان تا میانه‌های هولوسن به‌وجود آورده است. اثر جریان‌های غربی عرض‌های میانه این شرایط مرطوب را تشدید کرده است (حمزه و همکاران، ۲۰۱۶). این بررسی علاوه‌بر محدودکردن اثر موسمی هند به جنوب‌شرق ایران، در ذکر تاریخ آغاز فعالیت موسمی هند با بررسی‌های دیگر (برای مثال، مارزین و براکونوت، ۲۰۰۹) مطابقت نشان نمی‌دهد. وجود آثار شرایط مرطوب مربوط به مرحلهٔ پایان دورهٔ یخچالی–هولوسن در مغزه‌های دریاچهٔ هامون، شاید مربوط به تغییرات دمایی و گرم‌ترشدن عرض‌های میانه در مرحلهٔ پلئیستوسن پایانی–هولوسن است که سبب ذوب برف در حوضهٔ بالادست رود هیرمند (کوه‌های هندوکش) و ورود جریان‌های سیلابی به این دریاچه می‌شود.

مجموعه بررسی‌های فوق نشان می‌دهد که سامانهٔ موسمی هند، همچنانکه امروزه نیز یکی از فاکتورهای اقلیمی مؤثر بر اقلیم ایران است و به صورت اتفاقی، حتی تا کوه‌پایه‌های جنوبی البرز و دریاچهٔ ارومیه را تحت تأثیر قرارمی‌دهد، در نیمهٔ نخست هولوسن آثار چشمگیری بر بخش‌های گسترده‌تری از سرزمین ایران داشته است و در ترکیب با جریان‌های زمستانهٔ غربی، دوره‌های بارانی ایران را به‌وجود آورده است.

دوره‌های بارانی و منشأ آن

شواهد ژئومورفیکی دوره‌های بارانی، به‌ویژه در مناطق مرکزی ایران را، شامل مخروط‌افکنه‌های عظیم، سطوح فرسایشی، رسوبات ضخیم آبرفتی، دریاچه‌ها و کویرهای داخلی و آثار زیستی، پژوهشگران زیادی بررسی کرده‌اند. وجود دوره‌های بارانی ایران را به‌جد، شارلاو (۱۹۵۸) مطرح کرد. قبل از پرداختن به این بحث لازم است گسترهٔ جغرافیایی شواهدی را مشخص کنیم که به شواهد دوره‌های بارانی ایران شهرت دارد. محمودی (۱۳۶۷) به‌طور مشخص به این شواهد در ارتباط با مناطق خشک مرکز و جنوب‌شرقی ایران اشاره کرده است که دشت لوت و مناطق مجاور آن سهم قابل‌ملاحظه‌ای از این شواهد را دربرمی‌گیرد.

آثاری از شواهد زیست انسانی و جانوری نیز در این منطقه قابل‌ذکر است که بیانگر وجود شرایط مرطوب در گذشته است. از جمله شواهد زیست جانوری می‌توان به قطعات پوست تخم شترمرغ در مرکز ایران اشاره کرد که

هوکریده یافته است (محمودی، ۱۳۶۷؛ معتمد، ۱۳۹۰). هوکریده (۱۳۵۰) در بررسی منطقهٔ کرمان، بر اساس وجود رسوبات و جانداران آبزی، بر وجود دورهٔ بارانی در گذشتهٔ این ناحیه تأکید می‌کند. علاوه‌بر آن مونود (۱۳۵۰: ۹۰–۸۹) به یافتن قطعاتی از تخم شترمرغ در ۴ مارس در مسیر شورگز–بلوچ آب و مشاهدهٔ مکرر آن در ۶ مارس در شمال‌شرقی بلوچ آب یا به‌عبارتی در حاشیهٔ جنوب‌شرقی کلوت‌ها اشاره می‌کند. شترمرغ‌ها غالباً از دانه‌های گیاهی، درختچه‌ها، گیاهان علفی، میوه‌ها و گل‌ها تغذیه می‌کنند. (داویس، ۲۰۰۳؛ داویس و برترام، ۲۰۰۳). بنابراین، حضور این حیوان در حاشیهٔ یکی از خشک‌ترین مناطق ایران و جهان، بیانگر وجود پوشش گیاهی غنی در گذشته است که در شرایط بسیار خشک امروزی اثری از آن باقی نمانده است.

هول (۱۹۹۴) تحولات کلی جوامع انسانی، شامل شکل‌گیری سکونتگاه‌های آغازین در اوایل هولوسن، شکل‌گیری تمدن‌های بین‌النهرین و جنوب‌غرب ایران در میانه و نیمهٔ دوم دورهٔ هولوسن را مربوط به گسترش سامانهٔ موسمی به بین‌النهرین و جنوب‌غرب ایران می‌داند. بنابراین، وجود تمدن‌های شهر سوخته، جیرفت، شهداد و جزآن در مرکز ایران را که ظهور و افول آن‌ها در میانه‌های هولوسن رخ داده است، می‌توان با آثار موسمی تابستانهٔ هند مربوط دانست. اثر موسمی آفریقا نیز بر شکل‌گیری و اضمحلال جوامع انسانی در صحرای آفریقا طی هولوسن بررسی شده است (مانینگ و تیمپسون، ۲۰۱۴؛ کوپر و کروپلین، ۲۰۰۶؛ کرماسچی و همکاران، ۲۰۱۴).

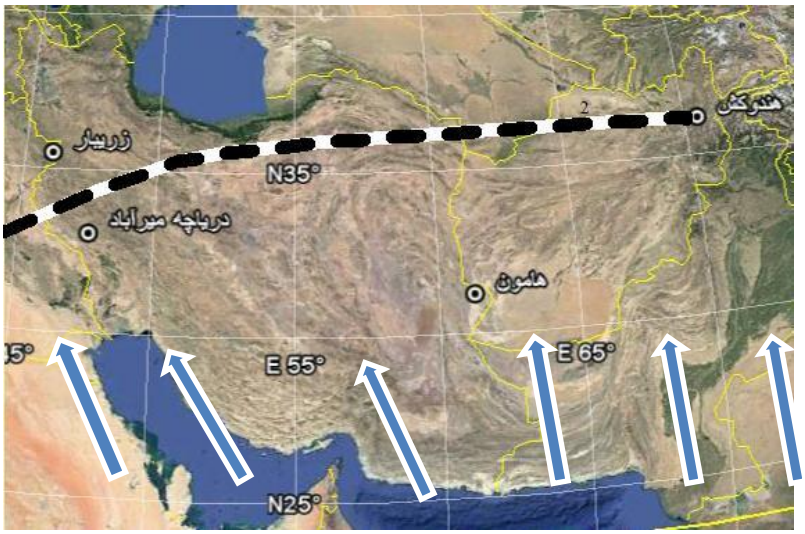
در اینجا لازم است به این نکتهٔ مهم اشاره کنیم که در برخی بررسی‌های ژئومورفولوژیکی (برای مثال، رامشت، ۱۳۸۰؛ رامشت و باباجمالی، ۱۳۸۸؛ امیراحمدی و همکاران، ۱۳۹۰) به اثر گسترش یخچال‌ها بر شکل‌گیری یا عدم‌شکل‌گیری روستاها یا کانون‌های مدنیت پرداخته شده است که براساس یافته‌های تاریخی و باستان‌شناختی برقراری چنین ارتباطی اساساً نادرست است. در ایران، بر اساس نظریه‌های باستان‌شناسی، یکجانشینی و کشاورزی که مصادف با عصر نوسنگی بوده است، پس از تحولات مساعد اقلیمی از آغاز هولوسن یعنی ۱۰۰۰۰ سال پیش رخ داده است (هول، ۱۳۸۷). به‌عبارتی، شیوهٔ معیشت انسان قبل از هولوسن مبتنی بر شکار و گردآوری بوده است و شکل‌گیری نخستین روستاها و تمدن‌ها به‌ترتیب در هزاره‌های نخست و میانی هولوسن روی داده است. بنابراین، ارتباطی بین این دو مقوله وجود ندارد و در بررسی‌های میان‌رشته‌ای لازم است به آن توجه شود.

به‌نظر می‌رسد آنچه به شواهد دوره‌های بارانی در ایران شهرت یافته است، مجموعه‌ای از آثار طبیعی و شواهد زیستی است که غالباً مربوط به جنوب‌شرق و مناطق مرکزی ایران است. با ارجاع به شرایط محیطی ایران در آخرین دورهٔ یخچالی که عموماً بیانگر وجود شرایطی سردتر و خشک‌تر از امروز است، می‌توان ادعا کرد که دوره‌های مرطوب یا فلوویال ایران ارتباطی با دوره‌های یخچالی ندارد، بلکه حاصل آثار موسمی تابستانهٔ هند و جریان‌های زمستانهٔ غربی بر مناطق جنوبی و مرکزی ایران بوده است که در تمام طول سال، شرایط بسیار مرطوبی را به‌وجود آورده بود. این الگو احتمالاً نه‌تنها در هولوسن بلکه در تمام دوره‌های بین‌یخچالی و بین‌یخبندان با شدت و ضعف تکرار می‌شده است. در همین رابطه گات و ماگاریتز (۱۹۸۰) به‌طور مشخص عنوان می‌کنند که بر اساس شواهد موجود، تفکر غالب و طولانی‌مدت هم‌زمان‌بودن شرایط فلوویال در منطقهٔ خشک با دوره‌های یخچالی منسوخ شده است.

در مورد حدود گسترش موسمی در ایران، از هولوسن آغازین تا میانی نمی‌توان اظهارنظر قطعی کرد، اما بر اساس پاره‌ای از شواهد می‌توان حدود تقریبی آن را مشخص کرد. نخست، همچنانکه قبلاً اشاره کردیم، سامانهٔ موسمی حتی در شرایط کنونی نیز تا کوهپایه‌های جنوبی البرز را به‌صورت اتفاقی تحت تأثیر قرارمی‌دهد که شاید بتوان دلیل آن را نبود موانع کوهستانی و توپوگرافی هموار مناطق مرکزی دانست. دوم، شواهد دوره‌های بارانی اعم از شواهد وسیع ژئومورفیکی و زیستی که در همین بخش به ارتباط آن‌ها با سامانهٔ موسمی اشاره کردیم، محدودهٔ وسیعی از سرزمین ایران را در جنوب، جنوب‌شرق، مرکز، شمال‌شرق و دامنه‌های جنوبی البرز دربرمی‌گیرد. سوم، چنانچه بپذیریم که موسمی هند از یک‌طرف کوه‌های هندوکش در افغانستان را در نیمهٔ نخست هولوسن تحت تأثیر قرار داده است (حمزه و همکاران، ۲۰۱۶) و از طرف دیگر در همین دورهٔ زمانی موقعیت دریاچهٔ میرآباد (الموسلمانی، ۱۹۸۳) و سرزمین بین‌النهرین جنوبی تحت تأثیر این سامانه بوده باشد (هول، ۱۹۹۴)، می‌توان با لحاظ‌کردن قلمرو شواهد دوره‌های بارانی در ایران، خط موربی ترسیم کرد که حدود گسترش آن را در نیمهٔ نخست هولوسن مشخص می‌کند.

بر این اساس، بخش‌هایی از شمال‌شرق، دامنه‌های شمالی البرز، شمال‌غرب و بخش‌هایی از غرب ایران، خارج از

قلمرو عملکرد سامانهٔ موسمی در نیمهٔ نخست هولوسن است (شکل ۴). این الگو تقریباً با مدل کومپ (۱۹۸۸) مطابقت نشان می‌دهد (شکل ۳).



شکل ۴. حدود تقریبی گسترش قلمرو موسمی در نیمهٔ نخست هولوسن در ایران

بحث و نتیجه‌گیری

با استناد به مجموعه شواهد و دلایل ذکرشده در این بررسی، می‌توان خطوط کلی تحولات محیطی کواترنر پایانی در ایران را بدین ترتیب استنتاج کرد. در رابطه با این تحولات، با وجود اشاره به تاریخ‌های مختلف بر اساس منابع گوناگون، هدف ورود به جزئیات زمانی رخدادها نبوده، بلکه هدف اصلی مشخص‌کردن چارچوبی کلی برای تحولات کواترنر پایانی است. مجموعه شواهد ژئومورفیکی، داده‌های پالینولوژی، مدل‌های اقلیمی، داده‌های زیستی و باستان‌شناختی مربوط به ایران و سرزمین‌های مجاور، بیانگر آن است که طی آخرین دورهٔ یخچالی، سرزمین ایران شرایط سردتر و خشک‌تری از امروز داشته است. امروزه، سامانه‌های اصلی و مؤثر بر اقلیم مدیترانه‌ای ایران عبارت است از سامانهٔ پرفشار سیبری، کم‌فشارهای اقیانوس اطلس، دریای مدیترانه و دریای سیاه که با بادهای غربی به ایران نفوذ می‌کنند و سامانهٔ کم فشار موسمی جنوب‌شرق.

جدا از وضعیت توپوگرافیکی و شرایط محلی، شدت و ضعف این سامانه‌ها، چه در حال حاضر و چه در گذشته، کنترل‌کنندهٔ اقلیم ایران بوده است. شرایط سرد و خشک سرزمین ایران طی دوره‌های یخچالی، ناشی از چیرگی و گسترش جبههٔ قطبی و سامانهٔ پرفشار سیبری به سمت جنوب بوده است که در ترکیب با هم، از یک‌طرف جریان‌های غربی را به عرض‌های جنوبی‌تر رانده و از طرف دیگر، سبب توقف سیکون‌زایی روی اقیانوس اطلس و دریای مدیترانه و عدم نفوذ آن به ایران شده است.

در رابطه با میزان کاهش دما، بوبک (به نقل از جداری‌عیوضی، ۱۳۷۴) به کاهش ۳ تا ۴ درجه‌ای میانگین دما در سرزمین ایران اشاره می‌کند، اما در رابطه با مقدار کاهش بارش تاکنون منبع قابل‌استنادی وجود ندارد و نیازمند بررسی است. به‌نظر می‌رسد، بر اساس سازوکار اشاره شده، بارش‌ها اتفاقی و محدود به فصل زمستان بوده باشد که یخچال‌های کوهستانی را تغذیه می‌کرده است. فرایندهای یخچالی تنها فرایندهای مؤثر محیطی بوده‌اند که شواهد آن به گستردگی در ارتفاعات ایران وجود دارد. در چنین محیط یخچالی کم‌رمقی، رودخانه‌ها از قدرت چندانی برخوردار نبوده‌اند و در بستر آن‌ها بیشتر عمل تراکم صورت می‌گرفته است که با حاکمیت شرایط مرطوب در دوره‌های بین یخچالی و یا دورهٔ بین یخبندان، بستر خود را حفر کرده و پادگانه‌های آبرفتی را به‌وجود آورده‌اند. سطح دریاچه‌ها نیز به‌دلیل کاهش عمومی دما بالا بوده است. به‌نظر می‌رسد این وضعیت الگوی غالب در دوره‌های یخچالی بوده باشد. بنابراین، همچنانکه قبلاً نیز اشاره کردیم، دوره‌های مرطوب یا فلوویال ایران نسبتی با دوره‌های یخچالی نداشته است.

در مرحلهٔ انتقال از پلئیستوسن به هولوسن، با تغییر پارامترهای مداری زمین ناشی از حرکت تقدیمی و مصادف‌شدن حضیض خورشیدی با تابستان‌های نیمکرهٔ شمالی، سرزمین‌های واقع در عرض‌های میانه، دمای بیشتری از امروز دریافت می‌کرده‌اند که سبب ایجاد گرادیان دمایی نیرومندی بین خشکی‌ها و سطح اقیانوس‌های منطقهٔ حاره شده بود. با جابه‌جایی منطقهٔ همگرای درون حاره به عرض‌های بالاتر، سامانه‌های موسمی آفریقا و هند تقویت شده و به عرض‌های بالاتر نفوذ کرده است. در آغاز هولوسن، این سازوکار شرایط مرطوبی را در شمال آفریقا، شبه‌جزیرهٔ عربستان، عمان، بین‌النهرین، هند، پاکستان، افغانستان، همچنین ایران به‌وجود می‌آورد. همچنانکه قبلاً اشاره کردیم، در مورد چگونگی عملکرد این رخداد در مناطق مختلف تقارن زمانی وجود ندارد. علاوه‌بر اثر شرایط محلی، چگونگی کنش و واکنش با سامانه‌های اقلیمی دیگر در این عدم‌تقارن زمانی مؤثر بوده است.

بر اساس شواهد بررسی‌شده، سامانهٔ موسمی هند از آغاز هولوسن، غیر از مناطق محدودی در شمال‌شرق، شمال، شمال‌غرب و بخش‌هایی از غرب، بخش اعظم سرزمین ایران را تحت تأثیر قرار داده است. همچنانکه هول (۱۹۹۴) پستی سرزمین بین‌النهرین را در کانالیزه‌شدن و نفوذ موسمی هند به این سرزمین مؤثر می‌داند، احتمالاً همین وضعیت در گسترش این سامانه به مناطق مرکزی ایران مؤثر بوده است. بنابراین، در نیمهٔ نخست هولوسن، آثار موسمی تابستانهٔ هند از یک‌طرف و نفوذ جریان‌های غربی در فصل سرد سال از طرف دیگر، به ایجاد شرایطی بسیار مرطوب به‌ویژه در مناطق مرکزی، شرق، جنوب‌شرق، جنوب و جنوب‌غرب کشور در تمام طول سال انجامید. حاکمیت شرایط مرطوب تا نزدیک به میانه‌های هولوسن تداوم داشته است و با تعدیل پارامترهای مداری و کاهش تابش در نیمهٔ دوم هولوسن، با تضعیف سامانهٔ موسمی و عقب‌نشینی آن به سمت جنوب، زمینه برای گسترش و تسلط جریان‌های غربی فراهم می‌شود. در نهایت، شرایط اقلیمی کنونی حاکم می‌شود.

لازم به ذکر است که حاکمیت این شرایط مرطوب در نیمهٔ نخست هولوسن یکنواخت نبوده و علاوه‌بر اینکه دارای نوساناتی بوده، عملکرد آن نیز تدریجی بوده است، به‌طوری که از آغاز هولوسن به‌تدریج تقویت شده و تقریباً در ۶ هزار سال پیش به اوج خود رسیده است. سپس، تضعیف شده است و در نیمهٔ دوم هولوسن به پایان می‌رسد. اثر سامانهٔ موسمی در نواحی مختلف نیز یکسان نبوده است، به‌طوری که در آغاز هولوسن اثر آن در زاگرس جنوب‌غربی یا به‌طور کلی ناحیهٔ جنوب‌غربی ایران چندان چشمگیر نبوده، و ضعف فعالیت‌های رودخانه‌ای در این بخش، ناشی از این وضعیت بوده است. اما، از هولوسن آغازی تا هولوسن میانی، به‌تدریج تقویت و نفوذ این سامانه به سمت غرب، سبب حاکمیت شرایط مرطوب در این نواحی شده است. به‌نظر می‌رسد، تاریخ شکل‌گیری کانون‌های تمدنی ایران در مناطق مرکزی، به‌ویژه در حواشی لوت، در رابطه با فعالیت سامانهٔ موسمی هند بوده باشد، که می‌توان آن را تمدن‌های موسمی ایران نامید.

به‌نظر می‌رسد، دوره‌های بارانی ایران که شواهد آن با قلمرو عملکرد سامانهٔ موسمی مطابقت نشان می‌دهد، چیزی جز حاکمیت شرایط مرطوب در دوره‌های بین‌یخچالی و احتمالاً بین یخبندان نبوده است. همچنانکه دمنوکال و تیرنی (۲۰۱۲) عنوان کرده‌اند که به‌طور مشخص، دورهٔ اخیر مرطوب آفریقا یکی از صدها رخداد مرطوبی است که پیش‌تر روی داده و زمان وقوع آن‌ها تا دورهٔ میوسن (۹ میلیون سال پیش) و احتمالاً قبل از آن بازمی‌گردد. ممکن است دوره‌های بارانی ایران نیز یکی از همین صدها رخداد مرطوب باشد. مجموعه شواهد بررسی‌شده بیانگر آن است که سازوکارهای باعث شکل‌گیری دوره‌های مرطوب آفریقا با تفاوت‌هایی از نظر زمانی و اثرپذیری از شرایط محلی، دوره‌های مرطوب ایران را شکل داده است. در نهایت، با تعمیم نتایج حاصل از این بررسی به تمام دوره‌های یخچالی و بین‌یخچالی می‌توان بیان کرد که در دوره‌های یخچالی، سرزمین ایران عموماً شرایط سرد و خشک و در دوره‌های بین یخچالی شرایط گرم و مرطوبی داشته است. نتایج این بررسی به پیش‌بینی تحولات محیطی در آینده کمک می‌کند. آیا گرم‌شدن مجدد عرض‌های میانه، شرایط مرطوبی را به ایران برمی‌گرداند؟

منابع

امیر احمدی، ا.، مقصودی، ا. و احمدی، ط. (۱۳۹۰). بررسی آثار یخچالی کواترنر و تأثیر آن بر عدم‌شکل‌گیری مدنیت و سکونتگاه مهم شهری در دشت آسپاس. مطالعات و پژوهش‌های شهری و منطقه‌ای، ۱۰: ۶۱-۸۰.

اهلرز، ا. (۱۳۷۲). ایران، مبانی یک کشورشناسی جغرافیایی. ترجمهٔ محمدتقی رهنمایی، تهران، مؤسسهٔ جغرافیایی و کارتوگرافی سحاب.

تقی‌زاده، ح. (۱۳۶۶). تحلیلی بر بارندگی ۱ مرداد ماه سال ۱۳۶۶. رشد آموزش زمین‌شناسی، ۱۰: ۲۶-۳۷.

جداری‌عیوضی، ج. (۱۳۷۴). ژئومورفولژی ایران. تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور.

خدام، ن.، ایران‌نژاد، پ. و احمدی‌گیوی ف. (۱۳۹۴). بررسی اثر موسمی هند بر اقلیم تابستانی ایران. مجلهٔ ژئوفیزیک ایران. ۹(۲): ۶۶-۵۲.

خوشحال، ج. (۱۳۷۸). تأثیر پرفشار جنب حاره بر بارش‌های موسمی جنوب‌شرق و سواحل جنوبی ایران. مجلهٔ علمی-پژوهشی دانشکدهٔ ادبیات و علوم انسانی دانشگاه اصفهان، ۲(۱۸): ۱۶۴-۱۳۷.

درش، ژ. (۱۳۵۰). شناسایی در لوت ایران. ترجمهٔ فرج‌الله محمودی، گزارش‌های جغرافیایی. ۷: ۲-۱۷.

رامشت، م.ح. (۱۳۸۰). دریاچه‌های دوران چهارم بستر تبلور و گسترش مدنیت در ایران. تحقیقات جغرافیایی. ۱۶(۱): ۹۰-۱۱۱.

رامشت، م.ح. (۱۳۷۳). تغییرات رطوبتی ایران در کواترنر. مجموعه مقالات نخستین سمپوزیوم کواترنر، دانشگاه تهران: ۲۱۹-۲۲۶.

رامشت، م.ح و باباجمالی، ف. (۱۳۸۸). استثناگرا ئی‌درفضا هویت ی مدنی ایران. جغرافیا و مطالعات محیطی. ۱(۱): ۱۳-۵.

رامشت، م.ح. و شوشتری، ن. (۱۳۸۳). آثار یخساری و یخچالی در سلفچگان قم. تحقیقات جغرافیایی. ۷۳: ۱۱۹-۱۳۲.

عربی، ز. (۱۳۸۵). تحلیل سینوپتیکی بارندگی دورهٔ ۲۱ تا ۲۶ تیر ماه ۱۳۷۸ در ایران.پژوهش‌های جغرافیایی. ۵۶: ۱-۱۵.

علیجانی، ب. (۱۳۷۹). آب‌وهوای ایران. تهران، انتشارات دانشگاه پیام نور، چاپ چهارم.

علیجانی، ب.، مفیدی، ع.، جعفرپور، ز. و علی‌اکبری‌بیدختی، ع. (۱۳۹۰). الگوی گردش جو بارش‌های تابستانهٔ جنوب‌شرق ایران در ماه ژوئیهٔ ۱۹۹۴. مجلهٔ فیزیک زمین و فضا. ۳۷(۳): ۲۲۷-۲۰۵.

لشکری، ح. و خزایی، م. (۱۳۹۳). تحلیل سینوپتیکی بارش‌های سنگین استان سیستان و بلوچستان. نشریهٔ سپهر. ۲۳(۹۰): ۷۰-۷۹.

محمودی، ف. (۱۳۶۷). تحول ناهمواری‌های ایران در کواترنر. پژوهش‌های جغرافیایی. ۲۳: ۵-۴۳.

مسعودیان، س.ا. و کاویانی، م.ر. (۱۳۸۷). اقلیم‌شناسی ایران. اصفهان، انتشارات دانشگاه اصفهان.

معتمد، ا. (۱۳۹۰). جغرافیای کواترنر. تهران، انتشارات سمت.

مونو، ت. (۱۳۵۰). بررسی اجمالی علوم طبیعی لوت. ترجمهٔ فرج‌الله محمودی، گزارش‌های جغرافیایی. ۷: ۵۴-۱۰۰.

نجار سلیقه، م. (۱۳۸۵). مکانیزم‌های بارش در جنوب‌شرق کشور. پژوهش‌های جغرافیایی. ۵: ۱-۱۳.

نعمت‌اللهی، ف. و رامشت، م.ح. (۱۳۸۴). آثار یخساری در ایران. فصلنامهٔ مدرس علوم انسانی. ۹(۴)، پیاپی ۴۳، ویژه‌نامهٔ جغرافیا: ۱-۱۸.

هوکریده، ر. (۱۳۵۰). دوران چهارم جدید و مزولیتیک آخر در استان کرمان ایران. ترجمهٔ پرویز کردوانی، گزارش‌های جغرافیایی، ۷: ۱۲۶-۱۳۴.

هول، ف. (۱۳۸۷). نوسنگی در ایران. ترجمهٔ امیر ساعد موچشی، باستان‌پژوه. ۱۰(۱۶): ۸۳-۷۳.

Alijani, B., Mofidi, A. and Aliakbari Bidokhti, A., (2012). Atmospheric circulation patterns of the summertime rainfalls of southeastern Iran during July 1994, Earth and Space Physic, Vol. 37, No. 3, pp. 205-227. [in Persian]

Alijani, B. (2000). The climate of Iran. Payame Noor Publication, 4th Eds, Tehran, 221 p. [in Persian]

Amirahmadi, A., Maghsodi, A. and Ahamdi, T. (2011). Evaluating the effects of Quaternary glaciers on the lack of civilization and main urban habitation in Aspas Plain. Quaternary Urban-Regional Studies and Reaserch, 3(10): 17-20. [in Persian]

Arabi, Z. (2007). Synoptic analysis of rainfall in Iran from 12 to 17 July 1999. Geographical Research Quarterly, 38(56): 1-15.

Ayvazi, J.J. (2013). The geomorphology of Iran. Payame Noor Publication, 1th Ed, 106pp. [in Persian]

Bobek, H. (1963). Nature and implications of Quaternary climatic changes in Iran. In: Changes of Climate 20: 403–413.

Bottema, S. (1986). A late Quaternary pollen diagram from Lake Urmia (northwestern Iran). Review of Palaeobotany and Palynology. 47: 241–261.

Burroughs, W.J. (2005). Climate change in prehistory: The end of the reign of Chaos. Cambridge: Cambridge University Press.

Climap (1976). The surface of the Ice-Age Earth. Science, 191: 1131-1137.

COHMAP Members (1988). Climatic changes of the last 18,000 years: Observations and model simulations, Science, 241:1043-1052.

Cremaschi, M., Zerboni, A. and Mercuri, A.M. (2014). Takarkori rock shelter (SW Libya): An archive of Holocene climate and environmental changes in the central Sahara. Quaternary Science Reviews. 101: 36–60.

Davies, S.J.J.F. (2003). Birds I Tinamous and Ratites to Hoatzins. In Hutchins, Michael. Grzimek's Animal Life Encyclopedia. 8 (2nd ed.). Farmington Hills, MI: Gale Group: 99-101.

Davies, S.J.J.F. and Bertram, B.C.R. (2003). Ostrich. In Perrins, Christopher. Firefly Encyclopedia of Birds. Buffalo, NY: Firefly Books, Ltd: 34-37.

DeMenocal, P.B. and Tierney, J.E. (2012). Green Sahara: African humid periods paced by Earth's orbital changes. Nature Education Knowledge, 3(10): 12.

DeMenocal, P.B., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., Yarusinsky, M. (2000). Abrupt onset

and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. Quat. Sci. Rev., 19: 347-361.
Djamali, M., Akhani, H., Andrieu-Ponel, V., Braconnot, P., Brewer, S., de Beaulieu, J.-L., Fleitmann, D., Fleury, J., Gasse, F., Guibal, F., Jackson, S.T., Lezine, A.-M., Medail, F., Ponel, P., Roberts, N. and Stevens, L. (2010). Indian summer monsoon variations could have affected the early-Holocene woodland expansion in the Near East. Holocene, 20: 813-820.
Djamali, M., de Beaulieu, J.L., Shah-hosseini, M., et al. (2008) A late Pleistocene long pollen record from Lake Urmia, NW Iran. Quaternary Research, 69(3): 413-420.
Dresch, J. (1971). Studies about the Lut Waste Land (Persian translation by F. Mahmudi). Geographical Reports, 7: 2-17. [in Persain]
Ehlers, E. (1980). Iran. Grundzüge einer geographischen Landeskunde. Persian translation by M.T. Rahnamaie. Tehran, Sahab Institute .pp 212. [in persian]
El-Moslimany, A.P. (1983). History of climate and vegetation in the Eastern Mediterranean from the pleniglacial to the Mid Holocene. Published Ph.D Dissertation, University of Washington, Seattle, Washington.
El-Moslimany, A.P. (1987) The late Pleistocene climates of the Lake Zeribar region (Kurdistan, western Iran) deduced from the ecology and pollen production of non-arboreal vegetation. Vegetation, 72: 131-39.
El-Moslimany, A.P. (1986). Ecology and late Quaternary history of the Kurdo-Zagrosian oak forest near Lake Zeribar, Kurdistan (western Iran). Vegetation, 68: 55-63.
Fleitmann, D., Burns, S.J., Mudelsee, M. et al. (2003). Holocene forcing of the Indian monsoon recorded in a stalagmite from Southern Oman. Science, 300: 1737-1739.
Gat, J.R. and Magaritz, M. (1980). Climatic variations in the Eastern Mediterranean Sea area. *Naturwissenschaften*, 67: 80-87.
Groucutt, S., White, H., Tom, S., Clark-Balzan, L., Parton, A., Crassard, R. et al. (2015). Human occupation of the Arabian Empty Quarter during MIS 5: evidence from Mundafan Al-Buhayrah, Saudi Arabia. Quaternary Science Reviews, 119: 116-135.
Hamzeh, M.A., Mahmudy Gharaie, M.H., Alizadeh Ketek Lahijani, H., Djamali, M. et al. (2016). 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, 408: 25-39.
Hole, F. (1994). Environmental instabilities and urban origins. Prehistory Press, Monographs in World Archaeology, 18: 121-151. [in Persian]
Huckride, R. (1971). The forth geological period and the Late Mesolithic Age in Kerman Province (Persian translation by Kardavani, P.). Geographical Reports, 7: 126-134. [in Persian]
Hutchinson, G.E. and Cowgill, U.M. (1963). Chemical examination of a core from Lake Zeribar, Iran. Science, 140: 67-69.
Jedari Eyvazi, J. (1995). The geomorphology of Iran. Payame Noor University Publication, Tehran, 106 pp. [in Persian]
Kehl, M. (2009). Quaternary climate change in Iran- The state of knowledge. Erdkunde, 63(1): 1-17.
Kelts, K. and Shahrabi, M. (1986). Holocene sedimentology of hypersaline Lake Urmia, northwestern Iran. PalaeogeogrPalaeoclimatol Palaeoecol, 54: 105-130.
Khoddam, N., Irannejad, P. and Ahmadi-Givi, F. (2015). A study of the impact of Indian Monsoon on summer climate of Iran. Iranian Journal of Geophysics, 9(2): 52-66. [in Persian]
Khoshhal, J. (2008). The influence of tropical high pressure on the monsoon rains of southeast and southern coast of Iran. Scientific and Research Journal of the Faculty of Literature and Humanities University of Isfahan, 18 and 19: 137-134. [in Persian]
Krinsley, D.B. (1970). A geomorphological and palaeoclimatological study of the playas of Iran. Geological Survey United States Department of The Interior Washington, D.C., 20242.
Kupe, R. and Kropelin, S. (2006). Climate-controlled Holocene occupation in the Sahara: Motor of Africa's evolution. Science, 313: 803-807.
Kutzbach, J.E. (1981). Monsoon climate of the early Holocene: Climate experiment with the Earth's orbital parameters for 9000 years ago. Science, 214: 59-61.
Kutzbach, J.E. and Guetter, P.J. (1986). The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 year. Journal of Atmospheric Science, 43: 1726-1759.
Kutzbach, J.E. and Otto-Bliesner, B.L. (1982). The sensitivity of the African Asian monsoonal climate to orbital parameter changes for 9000 years BP in a low-resolution general circulation model. Journal of Atmospheric Science, 39: 1177-1188.
Lashkari, H. and Khazaie, M. (2014). Synoptic analysis of heavy rainfalls in Sistan and Baluchestan. Scientefic-Research Quarterly Geographical Data(Sepehr), 23: 70-79. [in Persian]
Mahmudi, F. (1988). The evolution of the roughness terrains of Iran. Geographical Reports, 23: 5-43. [in Persian]
Manning, K. and Timpson, A. (2014). The demographic response to Holocene climate change in the Sahara. Quaternary Science Reviews, 101: 28-35.
Marzin, C. and Braconnot, P. (2009). Variations of Indian and African monsoons induced by insolation changes at 6 and 9.5 kyr BP. Climate Dynamics, 33: 215-231.
Masodian, S.A. and Kaviani, M.R. (2008). Climatology of Iran. Publication of Isfahan University, First Ed, 179 p.
Megard, R.O. (1967). Late Quaternary cladocera of Lake Zeribar, western Iran. Ecology, 48: 179-89.
Monod, Th. (1971). A brief survey of the physical features of the Lut. Persian translation by Faradjollah Mahmudi, Geographical Reports, 7: 54-100.
Motamed, A. (2004). Quaternary geography. Samt, 249 p. [in Persian]
Nejar Saligheh, M. (2007). Rainfall mechanisms in Southeast of Iran. Journal of Geographical Studies. 38(55): 1-13. [in Persian]
Nematolahi, F. and Ramesht, M.H. (2006). Ice capes evidences in Iran. Modares Human Sciences. 19(4): 1-18. [in Persian]

Salighe, M. (2006). Rainfall mechanism in Southeast of country. Geographical Research Quarterly, 38(55): 1-13.
Ramesht, M.H. (2001). Quaternary lakebeds: lanndmarks in Iranian civilization. Geographical Research, 16 1(60): 90-111.
Ramesht M.H. (1994). Iran's moisture changes during Quaternary. Proceedings of the First Quaternary International Symposium: 219-226. [in Persian]
Ramesht, M.H. and Babajemali, F. (2009). Speacialism in Iran civil spatial identification. Geography and Environmental Studies, 1(1): 5-13. [in Persian]
Ramesht M.H. and Nematolahi F. (2006). Ice capes evidences in Iran. Modares Human Sciences, 9(4): 1-18. [in Persian]
Ramesht, M.H. and Shoshtary, N. (2004). Evidence of ice capes and glaciers in Salafchegan. Geographical Research, 19 (2(73)): 119-132. [in Persain]
Sarnthein, M. (1972). Sediments and history of the postglacial transgression of the Persian Gulf and northwest Gulf of Oman. Mar. Geol., 12: 245-266.
Scharlau, K. (1958). Zum problem der pluviazeiten im Nordost-Iran. Z. Geomorph. N.F, No. 2: 258-276.
Shanahan, M. Timothy, McKay, P., Hughen, N., Konrad, A. et al. (2015). The time-transgressive termination of the African Humid Period. Nature Geoscience, 8: 140-144.
Sharifi, A., Pourmand, A., Canuel, A.E., Ferer-Tyler, E., Peterson, C.L., et al. (2015). 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, 123: 215-230.
Sirocko, F., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., Lange, H., Arnold, M. and Duplessy, J.C. (1993). Century scale events in monsoon climate over the past 24,000 years. Nature, 364: 322-324.
Snyder, J.A., Wasylik, K., Fritz, S.C. and Wright, H.E. Jr. (2001). Diatom-based conductivity reconstruction and palaeoclimatic interpretation of a 40-ka record from Lake Zeribar, Iran. The Holocene, 11: 737-45.
Stevens, L.R., Wright H.E Jr. and Ito, E. (2001). Proposed changes in seasonality of climate during the Late-glacial and Holocene at Lake Zeribar, Iran. The Holocene, 11: 747-756.
Taghizadeh, H. (1987). An analysis of the rainfall of 23rd of July 1987. Roshde Amozeshe Zamninshenasi, 10: 26-37.
Uchupi, E., Swift, S.A. and Ross, D.A. (1996). Gas venting and late Quaternary sedimentation in the Persian (Arabian) Gulf, Mar. Geol, 129: 237-269.
Van Zeist, W. and Bottema, S. (1977). Palynological investigations in Western Iran. Palaeohistoria, 19: 19-85.
Van Zeist, W. and Wright, H.E. Jr. (1963). Preliminary pollen studies at Lake Zeribar, Zagros Mountains, southwestern Iran. Science, 140: 63-67.
Wasylikowa, K. (2005). Palaeoecology of Lake Zeribar, Iran, in the Pleniglacial, Lateglacial and Holocene, reconstruct from plant macrofossils. The Holocene, 15(5): 720-735.
Wasylikowa, K., Witkowski, A., Walanus, A., Andrzej, H. et al. (2006). Palaeolimnology of Lake Zeribar, Iran, and its climatic implications. Quaternary Research, 66: 477-493.
Wright, H.E. Jr. (1961). Pleistocene glaciation in Kurdistan. Eiszeitalter und Gegenwart, 12: 131-164.