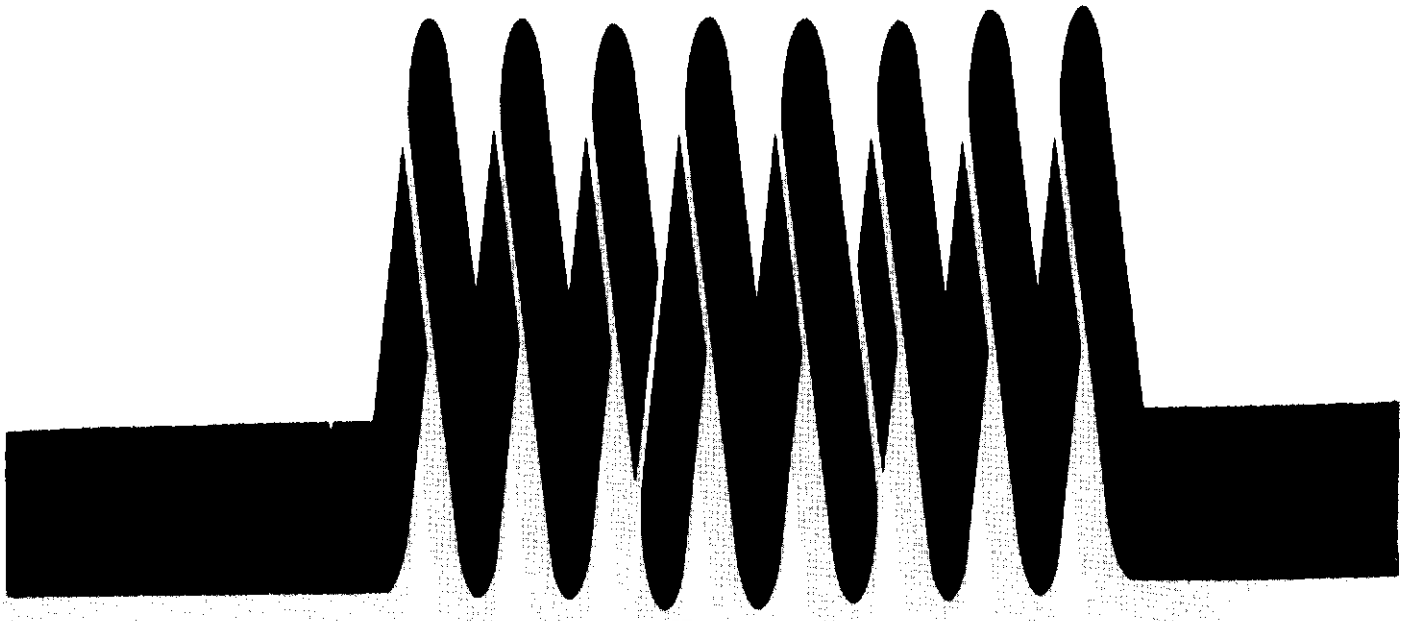

ژئومورفولوژی اقلیمی ایران*

شواهد ژئومورفولوژیک دگرگونیهای اقلیمی در ایران طی بیست هزار سال گذشته[1]

(قسمت اول)

پژوهشگاه علوم انسانی و مطالعات فرهنگی
پرتال جامع علوم انسانی

نویسنده: یان، ای. بروکس
ترجمه: دکترعلی خورشید دوست
گروه جغرافیای طبیعی دانشگاه تبریز

مقدمه:

با اینکه شواهد دگرگونیهای محیطی دوران چهارم فوقانی در ایران از اواخر قرن نوزدهم مورد شناسایی قرار گرفته، با این حال این مطالعات در جهت شناخت منسجم توالی محیطهای دیرینهٔ ایران به طور همه جانبه تدوین نشده اند. البته طی چهل سال گذشته پژوهشهای ژئومورفولوژیکی فراوانی انجام گرفته است. این نقیصه تا اندازه ای مربوط به محدودیتها و دشواریهای ناشی از عدم سهولتِ دسترسی به زمین و شرایط سخت اقلیمی در خلال کارهای صحرایی دراز مدت و صرفنظر تغییرات سیاسی در ایران بوده است. امّا مشکل ایجاد هماهنگی و پیوند در ترتیب محیطهای دیرینه در سرزمینی است که سه برابر فرانسه وسعت دارد (اینگونه توالی ها خودشان از محیطهای جدید بسیار متفاوت با یکدیگر و به وسیلهٔ دانشمندان علوم مختلف در پنج زبان گوناگون گزارش شده اند) این امر باعث کُندی روند پیشرفت کارها شده است. تا زمانی که ترتیب (محیطهای باستانی) با سنّ معین به سه یا چهار توالی محیطی کنونی افزوده نشود، شکل و تصویر این محیطها همچنان در بوتهٔ ابهام و گمراه کننده باقی خواهد ماند.

بررسی دگرگونیهای محیطی کواترنری فوقانی در مدیترانهٔ شرقی و ناحیهٔ خاور نزدیک در طی بیست سال گذشته به طور مرتب گزارش شده است.[۲] ایران فقط در چهار مورد از تحقیقات انجام شده مورد توجه خاص قرار گرفته است.[۳] این مقاله اندکی فراتر از موارد یاد شده می رود، چنانچه بوتزر (ص ۳۸۹، ۱۹۵۷) می گوید:

کار ترکیب (اطلاعات) زودگذر و اغلب بی سپاس است، لیکن اگر عمل سنتز و ترکیب اطلاعات جهت دار و هدفمند باشد، جنبهٔ اساسی تری خواهند داشت.

این مقاله پس از مشخص کردن محیط ژئومورفیک کنونی ایران، برآن خواهد بود تا از برخی از روابط کاملاً پذیرفته شده بین عوامل آب و هوایی و فرآیندهای سطحی ژئومورفیک سود جسته و به طبقه بندی رژیمهای مورفودینامیک بپردازد. سپس یک طرح فرضی برای توجیه تغییرات موجود در رژیمهای مذکور ارائه خواهد شد که خود به نوبه از تغییرات اقلیمی بین دوره های یخچالی و غیریخچالی برگرفته می شود. سپس اطلاعات موجود در دانش زمین شناسی مربوط به کواترنر فوقانی و ژئومورفولوژی ایران شامل پژوهشهای مربوط به پدیده های یخچالی، کریونیوال،[۴] جریانی رودخانه ای، بادرفتی، کارستی و دریایی بررسی خواهد شد. بخش پدیده های جریانی رودخانه ای شامل تفسیر نگارنده بر تحوّل و توالی ژئومورفیک ناحیهٔ کرمانشاه در غرب ایران می باشد. نظریات استنتاجی این مقاله شالودهٔ تحقیق های آینده خواهند بود.

محیط ژئومورفیک کنونی

ایران در عرضهای جغرافیایی ۲۵° تا ۴۰° شمالی و طولهای جغرافیایی ۴۴° تا ۶۳° شرقی واقع شده است. این کشور با مساحتی بیش از ۱/۶ میلیون کیلومتر مربع شامل فلات داخلی وسیعی با بلندی ۶۰۰ تا ۱۵۰۰ متر است که درغرب، شمال، و جنوب کاملاً به وسیلهٔ کمربندهای کوهستانی با قلل ۳۵۰۰ تا ۵۰۰۰ متر احاطه شده است. در سمت شرق چند ماسیف کوهستانی (گرانکوه) با ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ متر با قللی بیش از ۴۰۰۰ متر بلندی، دیواره ای به وجود آورده اند. بنابراین رژیمهای گوناگون و فعال ژئومورفیک براین اساس مشخص می شوند.

قسمتهای داخلی ایران از فلاتی تشکیل شده که کوهستانها اطراف آن را احاطه کرده اند. دو حوضهٔ گستردهٔ دشت کویر با بلندی تقریباً ۹۰۰ متر و دشت لوت با بلندی ۲۰۰ الی ۵۰۰ متر و چندین اشکال و پدیده کوچکتر به وسیلهٔ کوههای کشیده و ماسیف بیش از ۳۰۰۰ متر ارتفاع (که در جنوب کرمان فراتر از ۴۰۰۰ متر می باشند) از هم جدا شده اند. این ناهمواری دشت و کوهستان به واسطهٔ اجتماع اشکال ناهموار زنجیرواری از کوهستانهای تند و عاری از پوشش گیاهی که به سمت پائین دامنه ها از پدیمانهای واریزه ای و سپس از مخروط افکنه های مرکب آواری و سرانجام از سطح حوضه هایی که پوشیده از گل ولای، قشرهای نمکی، یا باتلاق می باشند، جدا می شوند.

دیوارهٔ غربی فلات از کوههای زاگرس تشکیل شده که به طورکلّی دارای ارتفاع ۲۰۰۰ تا ۳۰۰۰ می باشند و حداکثر بلندی آنها به ۳۵۰۰ تا ۴۵۰۰ متر می رسد. حجم انبوه این کوهستانها (با حداقل پهنای ۲۰۰ کیلومتر در جنوب غربی اصفهان، و حداکثر پهنای ۳۵۰ کیلومتر در جنوب غربی قم) مانع مؤثری در برابر رطوبت جوی ناشی از منبع اصلی بارندگیها یعنی دریای مدیترانه به وجود آورده است.

بخش شمالی از کوههای البرز تشکیل شده که به صورت دامنه های تند از زمینهای پست دریاچهٔ مازندران با ارتفاع ۳۰۰ متر جدا شده و به قله هایی بین ۴۸۰۰ تا ۵۶۰۰ متر می انجامد. کوهستانهای مکران در جنوب ایران کم ارتفاعتر بوده و به طورکلّی با ارتفاع ۱۵۰۰ تا ۲۵۰۰ متر و با اندک قله هایی دارای ارتفاع بیش از ۳۰۰۰ متر، کمتر به شکل متراکم پدیدار می شوند. دیوارهٔ شرقی ماسیف کوهستانی خراسان، سیستان و بلوچستان در ارتفاع ۲۰۰۰ ـ ۳۰۰۰ متری با تک و توک قله های دارای تقریباً ۳۵۰۰ متر بلندی قرار گرفته است.

از نظر اقلیمی، از آنجا که ایران بین عرضهای ۲۵° تا ۴۰° شمالی قرار گرفته، دارای رژیمهای دمایی و بارندگی فصلی گوناگون و مشخصی می باشد که به وسیلهٔ ارتفاع وتوپوگرافی تثبیت می شوند. سه پدیدهٔ جوی بزرگ ـ مقیاس آب و هوا را کنترل می نمایند: (۱) جت استریم مجاور مداری که در زمستان رشته های کم فشار سیکلونی باران زا را از جانب مدیترانه به ایران و در تابستان به فراتر از ایران می راند؛ (۲) منطقهٔ پر فشار آسیایی (آسیاتیک) که جریانهای هوایی زمستانهٔ غربی را از داخلهٔ ایران دور می کند. در حاشیهٔ این منطقهٔ پرفشار، جریان هوا در شرق و مرکز ایران عموماً دارای مسیر شمال غربی ـ جنوب شرقی و خشک می باشد؛ (۳) مرکز فشار کم

شمال غرب هند و پاکستان که جریان هوا را از سمت شمال با فشار به داخلهٔ ایران می راند و در بارش تابستانی از نوع موسمی در جنوب شرقی کشور تا اندازه ای مؤثر می باشد.

به جز حاشیهٔ شمالی البرز که تحت تأثیر توده هوای مرطوب با مسیر شمالی- جنوبی قرار می گیرد و بارندگی اوروگرافیک تابستانی دریافت می دارد، در سرتاسر ایران بارندگی پدیده ای زمستانی به شمار می رود. طوفانهای سیکلونیک مدیترانه ای در حالیکه مازاد رطوبت باقیمانده از کوهستانهای لوانتین[5] را با خود حمل می کنند، از فراز آذربایجان و کردستان در شمال و دهانهٔ خلیج فارس در جنوب تقویت شده، حرکت می کنند و به استانهای فارس و خوزستان می رسند.

این توده ها به طور اروگرافیک (عروجی) بر فراز کوههای زاگرس صعود کرده و سالانه مابین ۴۰۰ تا ۸۰۰ میلی متر باران و برف به ارمغان می آورند که ۷۵٪ آن در ماههای نوامبر و آوریل می بارد.

نواحی وسیعی در مرکز، شرق و جنوب شرقی ایران که به وسیلهٔ کوهستانها احاطه شده اند، سالانه کمتر از ۱۰۰ میلیمتر بارندگی دریافت می دارند. در این مناطق ایستگاههایی وجود دارند که در آنها در خلال ماههای ژوئن، ژوئیه یا اوت هرگز بارندگی ثبت نشده است. اغلب حاشیهٔ کوهستانی بیش از هزارمتر، به استثنای مکران در سه ماه خنک سال با ریزش برف مواجه می شود.

تنها در جنوب غربی، جنوب، جنوب شرقی و همچنین در زمینهای پست حاشیهٔ دریای خزر دمای زمستانی بیش از نقطهٔ یخبندان می باشد. میانگین دمای تابستانی در حوضه های بیابانی بستهٔ داخلی و سواحل خلیج فارس و مکران به ۳۵° تا ۴۰° سانتیگراد می رسد. در زمینهای پست حاشیهٔ دریای خزر، عرض جغرافیایی و نزدیکی به این حجم انبوه آب موجب تثبیت دماهای تابستانی بین ۲۵° تا ۳۰° سانتیگراد می گردند. عامل ارتفاع (از سطح دریا) در نواحی کوهستانی نیز به همان نحو عمل می کند.

و امّا از نظر مورفودینامیک، ایران را می توان به دو منطقهٔ کوهستانی بارانی فعال دارای انرژی زیاد و فلات خشک دارای انرژی کم تقسیم کرد. هر دو طبقه بندی بر اساس ارتفاع و شدت ناهمواری نیز تقسیم پذیر می باشند: منطقهٔ بسیار ناهموار با خشونت اقلیمی و منطقهٔ زمینهای پست میانکوهی دارای انرژی کم که کوهستانها و رشته کوههای پر انرژی آنها را در برگرفته اند. به همین ترتیب، فلات، به مناطق کوهستانی پر انرژی با مناطق کم ارتفاعتر و حوضه های کم انرژی قابل تقسیم می باشد.

در بخش بزرگی از ایران، فعالیتهای ژئومورفیک تحت تأثیر مستقیم آبهای جاری حاصل از بارش زمستانه یا جریانات موقت سطحی ناشی از ذوب برفها انجام می گیرد؛ عمل مزبور معمولاً توأم با شدت زیادی است که ناشی از وجود دامنه های تند و تقویت و افزایش اوروگرافیک طوفانها می باشد. با توجه به این واقعیت که کسری آب (کارتر، ۱۹۵۸)[6] و قدمت تاریخی نابودی پوشش گیاهی به دست انسان و حیوانات اهلی متعلق به او (زهری، ۱۹۳۶)[7] موجب کاهش پوشش گیاهی بازدارنده شده، فرسایش شدیدی حاکمیت داشته است. به عنوان مثال: در جنوب کوههای البرز، ضخامت رسوبات آبرفتی دوران چهارم تقریباً ۵ کیلومتر می باشد. این نهشته ها از عمل فرسایش کوهستانهایی به وجود آمده اند که در آنها گرانیتهای مربوط به پله ئیستوسن وجود داشته است.[8]

خارج از نواحی کوهستانی، رودهای خروشان به درون حوضه های میانکوهی یا فلاتها راه یافته و از عرض مناطق پایکوهی که شامل پدیمانهای فرسایشی یا مخروطهای رسوبی می باشند، عبور می کنند:

... رسوبات گراول[9] اغلب به طور طبیعی دامنه های مخروط شکلی را تشکیل داده اند. چنین پدیده ای در تمام سرزمینها مشاهده می شود؛ دامنه های سنگی نیز در پایکوهها یافت می شوند؛ امّا ویژگی این دامنه ها در ایران آنست که آنها از پهنای زیادتری برخوردار بوده و از نهشته های تخریبی- آواری پوشیده شده اند.[10]

دامنه های کوهپایه ای معمولاً دارای شیب کمتر از ۵ درجه می باشند. در کوهستانها، دامنه هایی با شیب ۱ تا ۲ درجه به تقسیم و حمل جریان آبهای سطحی ناشی از سیلابها و مجراهای گسترده و کم عمق به داخل رودهای دائمی یا موقت، می پردازند. امّا اینگونه دامنه ها جریانات سطحی فلاتها را به داخل مجاری موقت یا فصلی هدایت می کنند که این آبها بعداً به درون حوضه های باتلاقی و پلایاها سرازیر می گردند.

خشونت اقلیمی و توپوگرافی توأم با یکدیگر رژیمهای ژئومورفیک غیررودخانه ای را به وجود می آورند که این رژیمها عبارتند از: رژیمهای یخچالی، یخبرفی، دریاچه ای و بادی. ترکیب این رژیمها

به دلیل جابجایی، به طور فصلی تفاوت می کند.

تغییرات اقلیمی و نتایج بالقوهٔ مورفودینامیکی آنها

شاخصهای اقلیم دیرینه از قبیل انواع فرامینیفرای پلانکتونی و گرده های گیاهی در نهشته های دوران چهارم نشان از آن دارد که واکنشهای زیستی نسبت به دگرگونیهای اقلیمی بسیار سریع و در عرض صدتا هزار سال صورت می گیرند.

مطالعهٔ تغییرات آب وهوایی در دوره های تاریخی به ویژه در هزار سال گذشته نشان می دهد که تغییرات جوّی حتی سریعتر انجام گرفته اند. بنابراین انتظار می رود که تغییر یک رژیم مورفودینامیک و تبدیل آن به دیگری در خلال چند قرن و نه در دورهٔ هزار ساله، رخ دهد. با وجود این، ویژگیهای زمین شناسی اغلب در زیر سطوح فرسایشی و دگرشیبی ها پوشیده باقی می ماند. اینگونه دگرگونیهای آب و هوایی، در واقع واکنش جوّ در برابر متغیرهایی است که در مقابل فعالیتهای یخچالی و غیریخچالی هماهنگی حاصل می کنند.

در هنگام حاکمیت اعصار یخچالی، دامنهٔ متفاوت دمایی به موازات عرض جغرافیایی پدید می آید که باعث گسترش حلقه ها و گردابهای فوقانی غربی پیرامون قطبین، توسعهٔ بادهای غربی در سطوح پایین و حرکت جت استریمهای مجاور مداری و قطبی به سمت خط استوا می شود. پیدایش و روند شکل گیری «یخچالی» در خاور نزدیک احتمالاً با گذر هر از گاه طوفانهای سیکلونیک زمستانی همراه بوده که به دلیل کاهش دما، با بارش مقادیر زیادی از برف به ویژه در کوهستانهایی که در مقابل مسیر جریانهای هوایی قرار گرفته اند، توأم بوده است. این فرایند در شرایطی اقلیمی مرطوب و خنک باعث افزایش عمل یخچال زایی و توسعهٔ یخچال در نواحی کوهستانی شده که توده های انبوه حاصل از ذوب یخ ها را به حرکت وا داشته است.

افزایش بارندگی در زمینهای پست موجب افزایش حداکثر سیلابها در فصول بهار و زمستان و نیز قابلیت حمل بیشتر رسوبات درشت دانه می شود که بخشی از این رسوبات از مناطق یخچالی مرتفعتر این حوضه ها فراهم گشته است. این شرایط را می توان به درستی «پلوویال» نامید زیرا افزایش بارندگی در نتیجهٔ فعالیت رودها و یخچالهای پر انرژی صورت گرفته است. شرایط پلوویال از طریق رسوبات رودخانه ای و یخچالی دورهٔ وورم زیرین در مدیترانهٔ شرقی و ایران به ترتیب توسط مسرلی (۱۹۶۷)[11] و شارلو (۱۹۵۸)[12] شناسایی و معرفی شده اند.

ادامهٔ تحول در سیکل اتمسفری تحت شرایط یخچالی، به پیدایش الگوها و اشکال مسدود کننده و مانعی منجر شده که جریانات هوایی نصف النهاری قویتری را در عرضهای جغرافیایی میانه به وجود آورده اند. بوتزر (۱۹۶۰)[13] در مدیترانهٔ شرقی سیکل های مختلف نصف النهاری شمالی و جنوبی را یافته که «الگوی چرخهٔ ثابت اتمسفری در مقیاس بزرگ»[14] به افزایش ۱۳ تا ۳۷ درصدی فعالیت سیکلونهای زمستانی منجر شده است؛ این درحالی است که چنین تحولاتی، انواع مرکب و منطقه ای سیکلونها را تا ۳۷ درصد کاهش داده اند. اینکه طوفانها مقادیر بارندگی مطلق بیشتری را در دورهٔ یخچالی وورم بالایی به وجود آورده اند یا نه، قابل بحث است.

امکان دارد تحت تأثیر آتمسفر خنک و جریان خنکتر سطح دریا و دمای ۵ درجه سانتیگراد (ثانل، ۱۹۷۹)[15] تبخیر بالقوه در برابر هر فعالیت کم فشاری افزایش بیابد و روند معکوسی حاصل گردد. از نظر مورفودینامیک این رژیم سرد و خشک فقط در یخچالهای کوهستانی کم انرژی تر گسترش یافته و حداکثرهای سیلاب ناشی از آبهای ذوب شده در نواحی پست پدید می آمده که در ضمن دارای حداکثرهای سیلاب بهاری شدیدتر و حجم کمتر بوده است.

حوضه های غیریخچالی، از فعالیت سیکلونیک زمستانی بر فراز خاور نزدیک قویاً جلوگیری می نمایند. دمای سطحی ۵ تا ۱۰ درجه سانتیگراد بیشتر حاکمیت دارد. دمای حداکثر در آخرین دورهٔ یخچالی باعث افزایش تبخیر و در نتیجه تمایل به خشکی شده که تأثیر آن در کوهستانهای مرطوب ونزدیک به منابع آب، کمتر محسوس است؛ اما کاهش شدت جریان بادهای غربی وسترلی به معنای آنست که مراکز فشار کم از بین رفته و یا دستکم بخش زیادی از رطوبت خود را قبل از رسیدن به سپر درونی یا میانی قاره از دست می داده اند.

بسته به مقدار خشکی حاصل از دوره های یخچالی، میزان تأثیرپذیری مورفودینامیکی در برابر اقلیم غیریخچالی تا حد زیادی متفاوت است. کوهستانهای غربی (به عنوان مثال زاگرس و توروس در چشم اندازهای پر درخت، نشانگر نظم رودخانه ای بهتری در دوره های یخچالی می باشند (ون زیست و بوتما، ۱۹۷۷).[16] رودها دارای حداکثرهای سیلابی زیاد، با رسوبی دانه ریز و شکل مجرای مآندری و پرپیچ و تابتر می باشند. امّا در این اثنا حوضه های بستهٔ داخلی که از کاهش بارندگی و افزایش دما متأثر شده اند،

در مقایسه با دوره های یخچالی بی نهایت خشک می باشند.

دگرگونیهای مورفودینامیک در اثنای دوره های یخچالی و غیریخچالی در رژیمهای دیگر، در جدول شمارهٔ ۱ ارائه شده اند:

جدول ۱: ویژگیهای بالقوهٔ رژیمهای مورفودینامیک در شرایط اقلیمی یخچالی و غیریخچالی ایران

نوع رژیم	یخچالی	غیریخچالی
یخچالی	آبدهی از اوان به صورت پایدار یا اندکی در حاشیه؛ تسلط فرسایش بر رسوبگذاری؛ تخلیه فراوان آبهای ذوب شده؛ رسوبگذاری و ایجاد پادگانه های آبرفتی و یخچالی.	آبدهی کم؛ یخچالها در حال عقب نشینی و یا اصلاً وجود ندارند. این فرآیندها جای خود را به فرآیندهای بسیار فعال کریونیوال داده اند
کریونیوال	شکست ژله ای شدید بیانگر پیشروی نهشته های آواری زاویه دار سی شود؛ جابه جایی فصلی مواد دامنه ای (توده لغزه) بسته به نوع دامنه انجام می گیرد.	فعالیت به حداقل می رسد، مگر در جایی که هرگذشته فعالیت یخچالی وجود داشته است.
رودخانه ای	تخلیه طبیعی به همراه حمل مواد رسوبی درشت دانه و مجاری پرسنده بریده. مخروطهای آبرفتی گرد شده در پایکوهها.	جداکثر دبی، آبده اندک و حمل رسوبات دانه ریز و همچنین اشکال ساحلی. در مجراها، پایداری سطوح دانسته ای و پایکوفی و خاکزایی
دریاچه ای	بالا آمدن آب به اندازهٔ سطح دریاچه های دائمی اشکال رسوبی - فرسایشی ساحلی و درصد بالای رسوبات جوف ه ای آواری و تخریبی.	سطح دریاچه ها پایین آمده یا خشک شده اند؛ تاهموارها و رسوبات آشکار شده با پرورند دریاچه ای؛ درصد بالای رسوبات تبخیری
بادی	فعالیت بادی - یخچالی در کوهستانها؛ کاهش نیروی مکش باد و کاهش تشکیلات تپه ماسه ای در حوضه ها.	نیروی مکشی شدید باد و فراوانی تشکیلات تپه ماسه ای در حوضه های بیابانی
کارستی	انحلال شدید سنگها و نهشته های موجود در درون غارها؛ فرسایش در گذرگاههای غارها؛ نفوذ مواد آواری درشت دانه و ایجاد شکستگی ژله ای از طریق سطح	انحلال و رسوب اندک؛ جریان آب به دانه ریز که در سطح دچار فرازدگی شیمیایی شده است.

شواهد ژئومورفولوژیکی تغییرات اقلیمی

پدیده های یخچالی

به جهت وسعت کم و غیرقابل دسترس پدیده های یخچالی مدرن و پله ئیستوسن فوقانی در ایران در مقایسه با نواحی مجاور که دارای سلسله کوههای بلندتر از حدّ برفی کوهستانی کنونی و آخرین دورهٔ یخچالی می باشند (به عنوان مثال مناطق حواشی مدیترانه ای، براساس نظر مسرلی، ۱۹۶۷)، منابع خاص اقلیم های دیرینه در این پدیده ها به طور اندك یافت می شود. گذشته از این، از آنجا که تعیین سن پدیده های یخچالی گذشته به روش رادیومتری در ایران تا کنون انجام نگرفته است، تعیین سن فازهای آب و هوای دیرینه براساس موقعیت نسبی ناهمواریهای سیرکی و میزان دست نخورده بودن از نقطه نظر مورفولوژیکی آنها و همبستگی احتمالی آنها در ارتباط با توالی دوره های یخچالی وورم در آلپها انجام می گیرد.

داده های مربوط به حدّ برفی دوره های یخچالی و دوران حاضر در کوهستانهای ایران و ترکیهٔ شرقی در جدول شمارهٔ ۲ گردآوری شده اند. اگر به خاطر اهداف این پژوهش از موارد سئوال برانگیزی از قبیل ناموزونی و ناسازگاری کوه صوفیان داغی در شمال و شیرکوه و کوه جوپار به واسطهٔ مسائل مربوط به شناسایی مورنها و داده های مربوطه تاریخی آنها صرفنظر کنیم، می توانیم اذعان داریم که مرکز فشار کم احتمالی وورم فوقانی و حدّ برفی کوهستانی ما بین ۷۰۰ تا ۱۰۰۰ متر بوده است. تفسیر پالئوکلیمایی داده های مربوط به مراکز فشار کم در رابطه با حدّ برفی بستگی به موارد زیر دارد:

الف) میزان اعتبار روشهای به کار رفته برای تعیین حدّ برفی کنونی و حدّ برفی دوران یخچالی؛ ب) میزان اعتبار این فرضیه که حد برفی (در صورت تعیین شدن) یخچالهای کوچک در صورت مساعدت اقالیم محلّی، بسیار نزدیک به حدّ برفی اقالیم نواحی کوهستانی بوده است؛ و پ) میزان افت واقعی دما در محاسبهٔ فشار کم حرارتی که به کاهش حد برفی منجر شده است.

جدول ۲: حد برفی دوره های یخچالی و عصر حاضر در یخچالهای کوهستانی شرق ترکیه و ایران

کوهستان	ارتفاع (متر)	حد برفی کنونی (متر)	حد برفی دوران یخچالی (متر)	اختلاف (متر)
شمال شرقی آناتولی	۳۹۳۷	۳۶۰۰	۲۶۰۰	۱۰۰۰
آرارات	۵۱۶۰	۴۱۰۰-۴۲۰۰	۴	—
صوفیان داغی	۴۴۲۴	۳۹۰۰	۳۳۰۰(در شمال)	۶۰۰
کوهستانهای جنوب دریاچهٔ وان	۳۵۰۰	۳۸۰۰-۴	۳۰۰۰	۸۰۰-۴
تورس Hakkari	۴۱۷۰	۳۵۰۰	۲۷۵۰	۷۵۰
سیلان	۴۸۱۰	۴۵۰۰	۳۶۰۰-۳۷۰۰	۹۰۰-۸۰۰
کوههای مرزی ایران و ترکیه	۳۶۱۵	—	۳۱۰۰-۳۰۰۰	—
تخت سلیمان	۴۸۴۰	۴۱۰۰-۴۰۰۰ (در شمال)	۳۳۰۰ (در شمال)	۸۰۰-۷۰۰
دماوند	۵۶۰۱	۴۵۰۰(در شمال)	۳۸۰۰-۳۷۰۰(در شمال)	۸۰۰-۷۰۰
زردکوه	۴۲۶۸	۴۱۰۰-۴۰۰۰	۳۴۰۰-۳۳۵۰	—
شیرکوه	۴۰۶۰	۳۷۰۰-۳۶۰۰	۳۴۰۰-۳۳۰۰	۱۴۰۰-۱۳۰۰
کوه جوپار	۴	۳۷۴۰-۳۶۲۰	۳۲۰۰	۱۵۴۰-۱۴۲۰

روش رایج برای تعیین حد برفی جدید موسوم به «نصف ارتفاع»[17] است که در آن میانگین ارتفاع سطح یخچال کنونی به عنوان حدّ برفی محسوب می شود. این روش در حقیقت فقط برای تخمین تقریبی یخچالهای متعادل و یکپارچه به کار می رود (آنهایی که دارای شکل نهایی ثابت بوده و در مرحلهٔ تکوین مورنهای انتهایی می باشند. به عنوان مثال نگاه کنید به پورتر، ۱۹۶۸).[18] ایجاد تعادل در یخچالهای کوهستانی خاور نزدیک به دلیل وسعت آنها، به سختی قابل تصور است؛ زیرا در مقایسه با یخچالهای درّه ای بزرگتر، آنها بیشتر در معرض تغییرات همه جانبه و گسترده کوتاه مدت می باشند و تغییرات اقلیمی سالانه نیز در آنها به چشم می خورد (نگاه کنید به کالز در تحقیق گرنرت و کالز و پرو، ۱۹۷۸).[19] پژوهشگران مذکور توده ای یخچالی[20] در زردکوه در سال ۱۹۷۵ یافتند که در سال ۱۹۵۵ اثری از آن دیده نمی شد.

دوم اینکه مسرلی (۱۹۶۷) یادآوری می کند که مسئلهٔ تثبیت «حد برفی ناحیه ای دوران یخچالی» در منطقهٔ حاشیهٔ مدیترانه، موجب پیدایش ناهماهنگیهای بسیاری در رابطه با دوره های یخچالی حاکم براین کوهستانها شده است که دلیل آن تنوع چشم اندازها و نیز تغییر اندک به هنگام ریزش برف در مقیاس کوچک به دلیل توپوگرافی می باشد. او همچنین عقیده دارد که:

قطعات یخچالی جدا از هم در سطحی به اندازهٔ هزار متر پایین تر از حد برفی منطقه یافت شده اند که ممکن است در اثر ریزشهای حاصل در ستونهای برفی و بهمن ها به وجود آمده باشند. نیز این امکان وجود دارد که آنها به طور کلی مستقل از شرایط اقلیمی حاکم بر حد برفی باشند. (ص ۲۱۹).

اینگونه افزایش گرما بی تردید شامل قلمروهایی می شود که در گذشته و حال کمتر زیر نفوذ یخچالها بوده اند.

سوم اینکه بوبک (۱۹۳۷)[21] از نظریهٔ کاهش نرمال دمای هوا به میزان ۰/۶ درجه سانتیگراد در هر صد متر استفاده کرده و به دمای ۴ درجه سانتیگراد در یک مرکز فشار کم دورهٔ وورم دست یافته است و این خود دلیلی برکاهش حد برفی در کوههای کردستان ایران می باشد. رایت (۱۹۶۲)[22] از کاهش نرمال دما به میزان ۰/۶۷ درجه سانتیگراد در هر صد متر استفاده کرد (کاهش نرمال دمای متوسط سالیانه و ماه ژوئیه نسبت به ارتفاع با توجه به عرض جغرافیایی اصلاح شدند) تا به یک کم فشار دمایی ۱۲ درجه سانتیگراد دست یابد، که می تواند کاهش حدّ برفی دورهٔ وورم در کوههای مجاور واقع در کردستان عراق را تا ۱۸۰۰ متری نشان دهد. این مقدار کاهش حدّ برفی به واسطهٔ عدم تطبیق با سایر مدارك موجود در ارتباط با مراکز فشار کم دمایی مشکلات کمتری را به وجود آورده است. رایت به نقل از مورتن سن (۱۹۵۷)[23] اظهار می دارد که حاکمیّت فشار کم دمایی در ارتفاعات بلندتر بیشتر از ارتفاعات پست بوده است. بدین ترتیب کاهش حد برفی به دلیل افزایش بارش برف در اثر طوفانهایی با منشأ مدیترانه ای بوده است (رایت، ۱۹۶۲، ص ۱۵۷). اما مسرلی (۱۹۶۷، ص ۲۲۰) تأثیر کاهش سطح اوستاتیک دریاهای واقع در زمینهای جدا و بستهٔ حوضهٔ مدیترانهٔ شرقی را مهمتر می داند. سایر دانشمندان نیز به این نتیجه رسیده بودند که دمای هوا در آخرین دورهٔ یخچالی به میزان ۵ درجه سانتیگراد کمتر از امروز بوده است.

مسرلی (۱۹۶۷) کاهش نرمال دما نسبت به ارتفاع را در کوهستانهای مدیترانه و در نواحی ای از قبیل سوئد و سودان برآورد کرده و به بیشترین مقادیر در عرضهای مدیترانه ای یعنی ۰/۶۲ تا ۰/۷۲ درجهٔ سانتیگراد در هر صد متر دست یافته است. بنابراین به نظر می رسد که مقدار متوسط کاهش نرمال دما در هر صد متر در کوهستانهای ایران برابر ۰/۶۷ درجه سانتیگراد بوده است. اگر ارقام موجود در جدول ۲ در مورد مرکز فشار کم در حد برفی آخرین دورهٔ یخچالی را بپذیریم (گو اینکه نقاط ابهام همچنان به قوت خود باقی می مانند)، کاهش دما در دورهٔ وورم III در ارتفاع ۳۰۰۰ تا ۴۰۰۰ متری در کوهستانهای ایران تقریباً ۴/۷ تا ۶/۷ درجه سانتیگراد بوده است. مسرلی (۱۹۶۷) میزان ۶ تا ۷ درجهٔ سانتیگراد را برای منطقهٔ مدیترانه شرقی و جنوبی محاسبه کرده است.

فقط چند مورد از پژوهشهای مربوط به دوره های یخچالی در ایران موفق به یافتن پدیدهٔ پیشروی یا پسروی یخچالها بعد از وورم III شده اند. بوبک (۱۹۳۷) چندین مرحله را در کوههای تخت سلیمان (باقلهٔ ۴۸۱۹ متری) تقریباً در ۱۰۰ کیلومتری شمال غربی تهران شناسایی کرده است. وی حداکثر کاهش حدّ برفی به میزان ۸۰۰ متر را متعلق به دورهٔ وورم می داند و برای دوره های بعدی حداکثرهایی به میزان ۷۰۰، ۴۵۰ تا ۵۰۰، ۳۰۰، ۲۵۰، ۱۰۰ و ۵۰ متر را پیشنهاد می کند. بدون تردید دستکم دو رقم آخر ۱۰۰ و ۵۰ متری مربوط به پیشروی یخچالها در «عصر کوچک یخچالی» از قرن شانزده به بعد

می باشند. کلر (۱۹۶۲)[۲۴] در شمال دریاچهٔ وان یعنی در شرقی ترین منطقهٔ ترکیه مورنهای یخچالی مربوط به قرون هفدهم و هجدهم را به فاصلهٔ ۰/۵ تا ۱ کیلومتر در مقابل جبههٔ یخچالی در سال ۱۹۵۸ در ناحیهٔ آلا داغ شناسایی کرده است. نقطهٔ جالب توجه این است که مورنهای وورم فوقانی (تقریباً شانزده هزار سال قبل از میلاد؟) فقط ۵ کیلومتر جلوتر از جبههٔ یخچالی کنونی می باشد. این نکته می رساند که امکان بارش برف در آخرین دورهٔ یخچالی جای تردید و پرسش دارد.

مطالعات بعد از دوران یخچالی در ایران، بایستی در آینده به تحقیق در کوههای زاگرس شمالی و البرز بپردازد تا محدودهٔ حداکثرهای یخچالی دورهٔ وورم III را به طور دقیق تعیین کنند. همچنین اگر شیب سطوح مربوط به حدّ برفی گذشته و حال مشخص شوند، می توان دریافت که میزان ریزش برف در گذشته بیشتر بوده یا در زمان کنونی. از اینها گذشته، اختلاف جهت گیری حد برفی گذشته و حال می تواند تفاوت مسیر جبهه های هوایی برفزا در زمان حال و وورم III را نشان دهد. باقیماندهٔ یخچالها در خارج از محدوده های کوهستانی مذکور اهمیت و وسعت چندانی ندارند.

نهایتاً اینکه به جهت مشاهدهٔ شواهد گرم شدگی در سر تاسر کرهٔ زمین (افزایش دماهای جهانی) به میزان ۱ تا ۲ درجهٔ سانتیگراد بیشتر از دوران کنونی در دوره های هولوسن میانی و زیرین، یعنی تقریباً ۴ تا ۷ هزار سال پیش از میلاد (منلی، ۱۹۶۶؛ گرو، ۱۹۷۹)[۲۵] و همچنین به منظور اثبات اینگونه تغییرات در مدیترانهٔ شرقی و ایران (بوتزر، ۱۹۵۷؛ ون زیست، ۱۹۷۷)[۲۶] انتظار می رود یخچالهای ایران (که بسیار کوچک بوده و در برابر شرایط اقلیمی کنونی بسیار حساس می باشند) در آن زمان کاملاً از بین رفته و بعدها بازسازی شده باشند. رایت (۱۹۶۲) برآنست که منطقهٔ سیرانوادا در کالیفرنیا دارای رژیم بارندگی مشابه کوهستانهای کردستان عراق می باشند. بنابراین آنچه اهمیت دارد این است که متس (۱۹۴۲)[۲۷] در ناحیهٔ سیرانوادا برای نخستین بار از عبارت «عصر کوچک یخچالی» برای بیان پیدایش مجدّد یخچالها در هولوسن بالایی سود جست. این نکته در اینجا به این دلیل یادآوری شد که اهمیت ناپدید شدن یخچالهای هولوسن میانی در دره های آبرفتی میانکوهی در اثر تهیهٔ آب و مصرف آن را به ویژه در زاگرس نشان داده باشیم. اجتماعات و جوامع کشاورزی دورهٔ نوسنگی به جریانات آب ناشی از بارش زمستانی وابستگی داشتند، بدون اینکه اعتنایی به افزایش آبهای ذوب شدهٔ یخچالها در تابستان و بهار بنمایند. احتمالاً این امر به پیدایش روشهای آبیاری منجر شده است.

پدیده های کریونیوال

پدیدهٔ کریونیوال عبارت است از عمل یخ و برف بر سنگهای آواری سطحی یا سنگ بستر که آنها را پوشانده اند. فرآیندهای ژئومورفیک حاصله از این پدیده ها شامل ترکیدن سنگها بر اثر یخبندان، هیدراته شدن، انبساط ناشی از یخبندان، سولیفلاکشن (البته بیشتر واژهٔ جلیفلاکشن[۲۸] درارتباط با زمینهای یخ بسته بکار رفته است ـ بولیگ، ۱۹۵۶)[۲۹] و ترکیبی مختلط از یخ، برف، آب، و مواد آواری موجود در بهمن ها می باشند. اشکال و پدیده های موجود در سطح زمین عبارتند: از صخره های بریده بریده، دامنه های سنگ بستری پوشیده از واریزه های دامنه ای، مخروطهای سنگریز ممتد، یخچالهای سنگی، برآمدگیها و برجستگیهای پیش دامنه ای و جلیفلاکشن، مواد آواری زبانه ای شکل، بهمن و روانه های گلی و سرانجام زمینهای توسعه یافته و پایدار.

در کوهستانهای عرضهای جغرافیایی پایین و متوسط واقع در آسیای جنوب غربی، شکل گیری خشکی ها و ارتفاعات با فصل یخبندان دراز مدت، آسمان صاف و آبهای حاصل از ذوب یخچالها منجر به هوازدگی و فرسایش شدید می شود. در نتیجه، پیدایش مواد آواری درشت دانه و تخریب یافته در سطوح بستری تند عریان، و حرکت مواد به سمت فرودامنه به طور فعّال انجام می گیرد. این شرایط در خلال دورهٔ یخچالی و بویژه در طول فصل کوتاه مدت تابستان تشدید شده و تابش شدید آفتاب در این عرضها نیز وجود داشته است.

در چند تحقیق انجام شده، اطلاعات اندکی در مورد اوضاع اقلیم دیرینه و پدیده های فسیل گشتهٔ کریونیوال در منطقهٔ خاور نزدیک وجود دارد. رجنز (۱۹۶۵)[۳۰] در تحقیق خود در مورد حد سولیفلاکشن در کوهستانهای خاور نزدیک، اظهار می دارد که حد سولیفلاکشن از مدیترانهٔ شرقی به سوی کوهستانهای داخلهٔ آسیا، همانند برفمرز و درختمرز به سمت بالا گسترش یافته و به همین دلیل دسترسی به آب نیز تفاوت کرده است. اما مقدار پیشروی آن کمتر از گسترش حدّ برفی بوده است. بنابراین منطقهٔ ارتفاعی سولیفلاکشن به سمت شرق

عریضتر شده است. مسرلی (۱۹۶۷، ص ۲۲۰) تعریض و گسترش مشابهی را در حوضهٔ مدیترانه یافته که از هزار متر در شمال تا هزار و پانصد متر در جنوب پیش رفته است. پژوهشهای مسرلی دربارهٔ یخچالهای گذشته در همان منطقه نشان می دهد که شرایط اقلیمی در دورهٔ یخچالی وورم دستخوش تغییر بوده؛ بدینصورت که از ابتدای وورم به طرف وورم فوقانی، آب و هوا سرد و خشک شده و پس از وورم فوقانی تا آخرین دوره یخچالی و حدود ۱۰ هزار سال قبل از میلاد گرمتر و خشکتر گشته است. بنابراین باید انتظار داشت که پدیده های کریونیوال، یخچالی، و همچنین ویژگیهای دوره‌ای وورم زیرین وفوقانی ازنظر مکانی و شکل با هم تفاوت داشته باشند.

رینل (۱۹۷۷)[۳۱] در پژوهشی در زمینهٔ فرآینده های کنونی پریگلاسیر[۳۲] در نواحی کوهستانی مراکش تا لبنان و ایران، سه منطقهٔ ارتفاعی فعالیت پریگلاسیر را مشخص کرده است (اگر دقیقتر بگوئیم، فعالیت کریونیوال) منطقهٔ تحت سلطهٔ فرآیند کریونیوال در البرز همواره در ارتفاع ۳۱۰۰ متری و در زاگرس (منطقهٔ خشکتر) در ارتفاع ۳۵۰۰ متری واقع شده است. منطقهٔ ناپیوسته در حد بینابین این ارتفاعات قرار گرفته که درالبرز ۲۳۵۰ متر و در زاگرس ۲۶۰۰ متر ارتفاع دارند. یک منطقهٔ بینابین دیگر با فعالیت کمتر وجود دارد که در هر دو رشته کوه دارای ارتفاع ۱۸۰۰ متر می باشد.

بوبک (۱۹۶۳) حد سولیفلاکشن در ارتفاع ۷۰۰ متری در هر دو کوهستان البرز و زاگرس را متعلق به فشار کم وورم III می داند (تقریباً با میزان مربوط به حدّ برفی یکسان است. ن. ک جدول ۲). وی دریافت که اینگونه گسترش مکانی فعالیت کریونیوال به سبب انباشت نهشته های درهم و مخلوط سنگ نشدهٔ ریگ دار دره هایی می باشد که اکنون در تراس های بخشهای شمالی زاگرس به طور دست نخورده باقی مانده اند و ارتباطی با تخلیهٔ رودها بر اثر افزایش دوره های بارانی ندارند.

پدیده های کریونیوال در ایران همانند پدیده های یخچالی به علت اختلافات محلّی اقلیمی، محدود و دارای پیچیدگیهای مکانی می باشند. کلر (۱۹۶۹)، ناهماهنگی موجود در مناطق شمالی- جنوبی کریونیوال و یخچالی در کوهستانهای خاور نزدیک را به واسطهٔ اثر تابش کشنده و مستقیم آفتاب بر رژیم گرمایی سطح زمین در بلندیهای ۲۵۰۰ تا ۴۵۰۰ متری می داند. در شرایطی که دامنه های روبه شمال دارای یخچالهایی با ارتفاع ۱۰۰۰ متر کمتر از حد برفی اقلیمی می باشند، در دامنه های روبه جنوب، رژیمهای کریونیوال در ارتفاعات بالاتر عمل می کرده اند.

(ادامه دارد).

پانوشت ها:

۱- این اثر ترجمه ای است از:

Brookes, Ian, A. (1982), "Geomorphological evidence for climatic change in Iran during the last 20,000 years", Paleoclimates, Paleoenvironments and Human communities in the Eastern Mediteranean region in later prehistory, Edited by J .L. Blintliff and Willen Van Zeist (Part I), Bar International Series 133 (i) Pp. 191-230.

2. Bottema (1978) Butzer (1957), ... and Farrand (1971, 1978).
3. Bobek (1954, 1963); Ganji (1978); and Krinsley (1970).
4. Cryo- nival یخبر فی. م.
5. Levantine
6. Carter (1958)
7. Zohary (1963)
8. Degens & Paluska (1979)
9. Gravel نهشته های مخلوط و درهم سنگ و سفت نشده با تسلط دانه های ریگ. م.
10. Blanford (1873, P 496)
11. Messerli (1967)
12. Scharlau (1958)
13. Butzer (1960)
14. Grosswetterlage
15. Thannell (1979)
16. Van Zeist & Bottema (1977)
17. half height
18. Porter (1968)
19. Granert, Carls, & Preu (1978)
20. Firn patch توده یخ متراکم با چگالی ۰/۴ تا ۰/۸۲ ٪. م.
21. Bobek (1937)
22. Wright (1962)
23. Mortensen (1957)
24. Klaer (1962)
25. Manley (1966); Grove (1979)
26. Van Zeist (1977)
27. Mattes (1942)
28. gelifluction
29. Baulig (1956)
30. Rathjens (1965)
31. Raynal (1977)
32. Periglacial منطقهٔ اقلیمی مجاور پهنه های یخی توأم با یخبندان و ذوب یخ مداوم. م

* این عنوان به جهت قرابت، محتوای مطالب ازسوی مترجم انتخاب شده است.