

دماسنجی ایزوتوپی و بازسازی تغییرات اقلیمی گذشته با استفاده از شواهد پالئودولوژیک در بخش شرقی حوضه زاینده رود، اصفهان

امید بیات^۱، حسین خادمی^۲، حمیدرضا کریم زاده^{۳*}

۱- دانش آموخته کارشناسی ارشد خاکشناسی، دانشکده مهندسی و معماری، دانشگاه صنعتی اصفهان

۲- استاد خاکشناسی، دانشگاه صنعتی اصفهان

۳- استادیار مرتع و آبخیزداری، دانشگاه صنعتی اصفهان

تاریخ پذیرش: ۹۱/۰۹/۱۱

تاریخ وصول: ۹۰/۰۳/۰۷

چکیده

پدیده‌های گرمایش جهانی و تغییرات اقلیمی در سال‌های اخیر شدت گرفته و به یک چالش جهانی تبدیل شده است. شناخت تغییرات اقلیمی گذشته در پیش بینی نوسانات اقلیمی آینده دارای اهمیت است. هدف از این پژوهش کاربرد شواهد پالئودولوژیک جهت بازسازی کیفی و کمی پارامترهای اقلیمی گذشته در مناطق خشک شرق اصفهان است. منطقه مورد مطالعه در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری شرق اصفهان قرار گرفته و دارای اقلیم خشک و شدیداً فصلی از لحاظ دما و بارش است. مورفولوژی خاک‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند رژیم اقلیمی گذشته منطقه شرق اصفهان بصورت فصلی با بارش زمستانه و تابستان‌های گرم و خشک همراه با میانگین سالانه بارش حدود ۳ تا ۴ برابر مقادیر فعلی (برای افق‌های کلسیک) و تا ۶ برابر مقادیر فعلی (برای افق‌های آرچلیک) بوده است. بازسازی دماهای گذشته با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن در کرنات‌های پدوژنیک هم نشانگر تشکیل این کرنات‌ها در محیطی سردتر (دوره‌های یخچالی) نسبت به شرایط فعلی است. بازسازی دماهای گذشته پیشنهاد می‌دهد کرنات‌ها در مخروطه افکنه‌ها در محیطی با میانگین دمای سالانه حدود ۶ درجه و در لندفرم رلیکت (فلات) با میانگین دمای سالانه حدود ۲ تا ۳ درجه کمتر از شرایط فعلی تشکیل شده‌اند. ناهمگونی اقلیمی طی دوره‌های یخچالی در مرکز و شمال ایران مشاهده می‌شود. بنظر میرسد فعالیت‌های سیستم‌های پرفشار سیبری و جنب حاره‌ای در این مورد موثر بوده است.

واژگان کلیدی: تغییرات اقلیمی کوتاه‌تر، خاک‌ها، ایزوتوپ‌های پایدار، مناطق خشک، ایران مرکزی.

مقدمه

یخچالی با غلظت اندک گازهای گلخانه‌ای همراه بوده است (Woodward, 1992). مطالعات ایزوتوپی کربن در کربنات‌ها هم نشانگر نقش کاهش غلظت گازهای گلخانه‌ای بخصوص CO₂ طی دوره‌های یخچالی در تغییرات پوشش گیاهی و فرآیندهای پدوژنیک در مناطق خشک مرکز ایران است (بیات و همکاران ۱۳۸۹).

تغییرات در پارامترهای مداری زمین که با توزیع مکانی و فصلی تابش ورودی خورشید، بر اقلیم زمین موثر است و اولین بار توسط میلانکوویچ بیان شد و بعنوان یکی از عوامل اصلی موثر بر دوره‌های اقلیمی کواترنر بیان شده است (قاسمی ۱۳۸۳، Hardy, 2003). علاوه بر این پارامترهای غیرمداری مانند ذوب سریع یخچال‌ها و ورود ناگهانی آبهای سرد به اقیانوس اطلس شمالی سبب ایجاد وقایع اقلیمی شدید مانند یانگر دریاس و یا واقعه 8.2ka شده است (Hardy, 2003). برخی محققین تغییرات اقلیمی فعلی کره زمین را مشابه با تغییرات دوره بین یخچالی MIS¹¹ در نظر گرفته‌اند با این تفاوت که تغییرات فعلی با سرعتی حدود ۲۰ تا ۵۰ برابر سریعتر انجام می‌شود (Hardy, 2003). بنابراین فقط با شناخت تغییرات اقلیمی گذشته می‌توان خطر پتانسیل تغییرات اقلیمی آینده در نتیجه فعالیت‌های انسان را دریافت (Bradley, 1999).

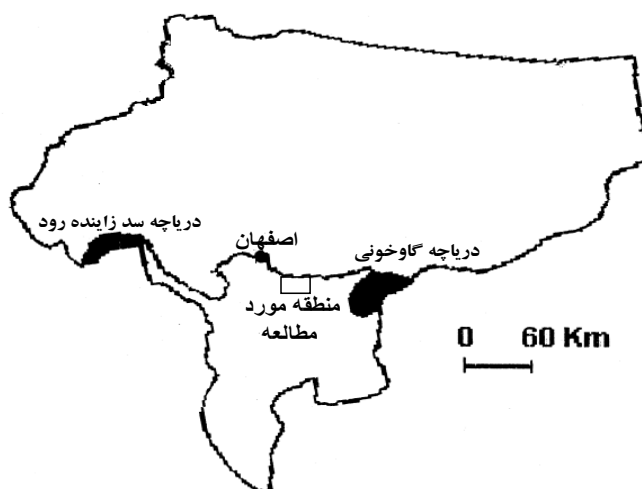
بازسازی تغییرات اقلیمی گذشته نیازمند در نظر گرفتن متغیرهای زیادی مانند دما، شدت بارش و ترکیب اتمسفری گذشته است (Dworkin et al, 2005). خاک‌ها به علت آنکه در تماس مستقیم با پارامترهای اقلیمی تکامل پیدا می‌کنند، توانائی ارائه شواهدی از پارامترهای اقلیمی گذشته مانند دما، بارش، فصلیت، ترکیب گازهای گلخانه‌ای و تغییرات الگوهای گردش جو را دارا هستند (Amundson et al, 1996, Retallack, 2001, Dworkin et al, 2005, Sheldon and Tabor, 2009). با وجود آنکه اطلاعات اقلیمی بدست آمده از خاکها اغلب کیفی هستند (Catt, 1991) اما طی سال‌های اخیر تلاش‌هایی جهت تهیه اطلاعات اقلیمی کمی از ترکیبات خاکساز (پدوژنیک) انجام

گرمایش جهانی و افزایش گازهای گلخانه‌ای در سال‌های اخیر شدت گرفته و به یک چالش جهانی تبدیل شده است (Woodward, 1992). تغییرات در الگوهای گردش جو و پارامترهای اقلیمی بعنوان پیامدهای افزایش گازهای گلخانه‌ای ذکر شده است (Hardy, 2003). از طرفی با افزایش ثبت‌های دقیق‌تر و معتبرتر نوسانات اقلیمی گذشته، امکان شناخت علل و مکانیسم‌های تغییرات اقلیمی زیادتر شده است (Bradley, 1999). تغییرات اقلیمی در مقیاس‌های متنوع زمان و مکان رخ می‌دهد (قاسمی ۱۳۸۳، Hardy, 2003). امروزه با استفاده از شواهد اقلیمی گذشته، اطلاعات اقلیمی فعلی و تکنولوژی جدید مدل‌هائی جهت مطالعه پدیده تغییر اقلیم و پیامدهای آن توسعه پیدا کرده‌اند (Woodward, 1992). کاربرد انواع شواهد گذشته جهت ایجاد یک تصویر واضح از نوسانات اقلیمی گذشته و آزمون فرضیات درباره علل تغییرات اقلیمی لازم است (Bradley, 1999). علاوه بر این، شناخت اقلیم‌های گذشته امکان فهم فاکتورهای موثر بر سیستم اقلیم جهانی و پیش‌بینی تغییرات آینده را امکان‌پذیر می‌کند (Bradley, 2000). شواهد زمین‌شناختی و بیولوژیکی توسط محققین جهت بازسازی پارامترهای اقلیمی گذشته و معتبرسازی مدل‌های پیش‌بینی تغییرات اقلیمی آینده بکار رفته است (معمد ۱۳۶۷، Bradley, 2000, Retallack, 2001). کواترنر بعنوان دوره با بیشترین تغییرات اقلیمی طی شش میلیون سال گذشته شناخته شده است (معمد، ۱۳۷۶، Bull, 1991, Bradley, 1999) و زمانی بوده است که موقعیت دریاها و خشکی‌ها در شرایط مشابه با شرایط فعلی و سیستم‌های اقلیمی فعلی با ضعف و شدت فعال بوده است (محمودی ۱۳۶۷). وودوارد (۱۹۹۲) بیان کرد دوره کواترنر می‌تواند از نظر نقش گازهای گلخانه‌ای در تغییر اقلیم بعنوان الگوی مناسبی مطرح باشد. دوره‌های بین یخچالی کواترنر با غلظت بالای گازهای گلخانه‌ای CO₂، CH₄ و N₂O و مقادیر اندک هواریزه‌ها و دوره‌های

مواد و روش‌ها

منطقه مورد مطالعه در بخش شرقی حوضه زاینده رود، در مرکز ایران و در فاصله حدود ۵۰ کیلومتری جنوب شرقی شهر اصفهان واقع شده است (شکل ۱). محدوده منطقه مطالعاتی بین طول‌های جغرافیایی ۵۲ درجه تا ۵۲ درجه و ۳۰ دقیقه شرقی و عرض‌های جغرافیایی ۳۲ درجه تا ۳۲ درجه و ۳۰ دقیقه شمالی قرار گرفته است.

شده است (Retallack 2001, Dworkin et al, 2005, Sheldon and Tabor, 2009). در ایران تاکنون تلاش‌هایی جهت بازسازی شرایط اقلیمی کواترنر از شواهد ژئومرفیک مانند تغییرات سطح پلایاها (Krinsley, 1970) و شواهد یخچالی (رامشت، ۱۳۷۵، معیری و همکاران، ۱۳۸۷) انجام شده است. هدف از این پژوهش کاربرد شواهد پالئودولوژیک جهت بازسازی کیفی و کمی پارامترهای اقلیمی گذشته در مناطق خشک شرق اصفهان است.



شکل ۱- منطقه مورد مطالعه در شرق اصفهان

مرطوبترین به مجموع بارندگی سه ماه خشکترین سال و شاخص فصلیت دما (St) از اختلاف میانگین دمای گرمترین ماه سال و سردترین ماه سال و شاخص شستشوی خاک^۲ (SLI) از مجموع اختلاف میانگین ماهانه بارش و تبخیر در طول سال محاسبه شدند (Bull, 1991).

در این مطالعه، مورفولوژی دو نیمرخ (پروفیل) خاک بر روی لندفرم‌های مخروطه افکنه و رلیکت (فلات) با استفاده از معیارهای راهنمای حفاظت منابع طبیعی آمریکا (USDA, 1979) مورد مطالعه و تشریح قرار گرفت. رنگ افق‌های خاک با سیستم رنگ مانسل و مقادیر شاخص شدت قرمزی^۳ (RR) با استفاده از روش تورنت و همکاران (۱۹۸۳) تعیین شد (معادله ۱).

$$RR = [(10-H) \times C] / V \quad \text{معادله (۱)}$$

با توجه به فقدان ایستگاه هواشناسی در منطقه مورد مطالعه، آمار ایستگاه‌های مجاور منطقه جهت بررسی شرایط اقلیمی فعلی مورد استفاده قرار گرفت. آمار ایستگاه هواشناسی سینوپتیک شرق اصفهان در دوره آماری سی ساله (۱۹۷۶-۲۰۰۵) و همچنین آمار ایستگاه‌های اقلیم‌شناسی کبوترآباد و زیار در دوره آماری ۱۹۹۱-۱۹۷۷ بکار رفت. روش بلانی- کریدل جهت تخمین مقدار تبخیر- تعرق پتانسیل و مقدار تبخیر و طبقه‌بندی اقلیمی بول (۱۹۹۱) جهت بررسی فصلیت^۱ و طبقه‌بندی اقلیمی استفاده شد. فاکتور فصلیت در فرآیندهای ژئومرفیک و پدوژنیک مانند تشکیل مخروطه افکنه‌ها، پدیمنت‌ها و یا تشکیل نودول‌های آهکی و کالکریت‌ها دارای اهمیت است. شاخص فصلیت بارندگی (Sp) از نسبت مجموع بارندگی برای سه ماه

1. Seasonality
3. Redness Rate (RR)

2. Soil Leaching Index (SLI) = $\sum (P_i - T_i)$

در معادله ۴، T میانگین دمای سالانه بر حسب درجه کلونین و $\delta^{18}\text{O}$ مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در کربنات‌ها بر حسب استاندارد (SMOW) و در معادله ۵، T میانگین دمای سالانه بر حسب درجه سانتی گراد و $\delta^{18}\text{O}$ مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در کربنات‌ها بر حسب استاندارد (PDB) است.

نتایج و بحث

تحلیل اقلیم فعلی منطقه شرق اصفهان

با توجه به آمار و اطلاعات اقلیمی منطقه شرق اصفهان (جدول ۱) مشخص است که میانگین بارش در تمامی ماه‌ها از مقدار تبخیر کمتر بوده و بنابراین شاخص شستشوی خاک صفر بوده و در شرایط اقلیم فعلی امکان شستشوی مداوم پروفیل خاک و انجام فرآیندهای پدوژنیک (مانند انتقال کربنات‌ها و ذرات رس) وجود ندارد. البته لازم به ذکر است با بررسی مقادیر حداکثر بارش روزانه و مقادیر تبخیر روزانه (جدول ۱) می‌توان دریافت که طی فصول سرد سال امکان وقوع بارش‌های سنگین و جابجایی املاح محلول وجود دارد، اما این بارندگی‌های اتفاقی نمی‌تواند شرایط لازم برای انتقال کربنات‌ها و رس و تشکیل افق‌های تجمع کربنات (کلسیک) و افق‌های تجمع رس (آرجیلیک) را فراهم کند و فقط می‌تواند سبب تغییراتی در توزیع املاح محلول در پروفیل خاک شود. کاربرد روش طبقه‌بندی اقلیمی بول (۱۹۹۱) برای ایستگاه‌های منطقه شرق اصفهان هم دلالت بر حاکمیت اقلیم خشک و رژیم دمای سالانه ترمیک همراه با شرایط شدیداً فصلی دما و بارش است (جدول ۲). متغیر بودن مقادیر شاخص فصلیت بارش برای ایستگاه‌های شرق اصفهان ناشی از پراکندگی بارش در این منطقه خشک است اما در مجموع نشانگر فصلیت شدید بارش در این نواحی است. فصلیت دما و بارش در نتیجه تاثیر سیستم‌های اقلیمی زمستانه و تابستانه بوده و از ویژگی‌های اصلی اقلیم ایران محسوب می‌شود (علیجانی، ۱۳۸۱).

در این معادله RR شاخص شدت قرمزی، H مربوط به پارامتر هیو، C عدد کروما و V عدد ولیو رنگ خاک است. پس از تشریح نیمرخ‌های خاک، نمونه‌برداری از کربنات‌های خاکساز (پدوژنیک) و افق‌های آرجیلیک انجام شد. اندازه‌گیری مقادیر کربنات به روش تیتراسیون برگشتی و درصد رس پس از حذف عوامل فولکوله کننده ذرات با روش پیپت انجام شد (USDA, 1996). آنالیز ایزوتوپی اکسیژن در کربنات‌های پدوژنیک به روش‌های استاندارد و با استفاده از واکنش اسید فسفریک خالص با کربنات‌ها و طیف‌سنجی جرمی^۱ در دانشگاه برکلی کالیفرنیا انجام و نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن در نمونه‌ها بر حسب استاندارد پی دی بلمنیت^۲ (PDB) محاسبه شد. فراوانی ایزوتوپ‌های پایدار در مقیاس δ بیان می‌شود که در واقع فراوانی آنها را نسبت به استاندارد نشان می‌دهد (معادله ۲). در معادله ۲ مقادیر R نسبت ایزوتوپ‌های سنگین (^{18}O) به سبک (^{16}O) می‌باشد. مقادیر مثبت $\delta^{18}\text{O}$ نشانگر غنی شدن نمونه از ^{18}O و مقادیر منفی نشانگر کاهش ایزوتوپ‌های سنگین و افزایش ایزوتوپ‌های سبک ^{16}O در نمونه است (Faure, 1986).

معادله (۲) $\delta (\%) = [(R_{\text{Sample}}/R_{\text{Standard}}) - 1] \times 1000$ جهت تبدیل واحد نسبت‌های ایزوتوپی اکسیژن از واحد PDB به واحد استاندارد میانگین آب اقیانوس‌ها^۳ SMOW از معادله ارائه شده توسط فار (۱۹۸۶) استفاده شد. معادله (۳)

$\delta^{18}\text{O} (\text{PDB}) + 30.37 \times 1.03 \delta^{18}\text{O} (\text{SMOW}) =$
برآورد کمی دماهای گذشته با استفاده از مدل‌های چند جمله‌ای ایزوتوپی اکسیژن پیشنهاد شده توسط ورکین و همکاران (۲۰۰۵) انجام (معادلات ۳ و ۴) و معادلات بوسیله نرم‌افزار میپل^۴ محاسبه شدند. معادله (۴)

$$-0.5T^3 + (\delta^{18}\text{O} + 152.04) T^2 - 2.78 \times 10^6 = 0$$

$$\delta^{18}\text{O} = 0.49T - 12.65 \quad \text{معادله (۵)}$$

1. Mass Spectrometry
3. Standard Mean Ocean Water (SMOW)

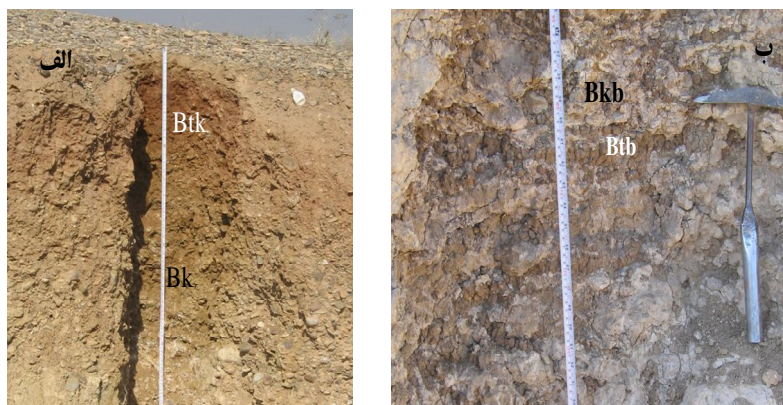
2. Pee Dee Belemnite (PDB)
4. Maple 9.01

مورفولوژی خاک‌ها

دو پروفیل خاک بر روی لندفرم‌های مختلف منطقه شرق اصفهان مورد مطالعه قرار گرفت. پروفیل شماره ۱ بر روی لندفرم مخروطه افکنه با مواد مادری آهکی (شکل ۲-۱) الف) و پروفیل شماره ۲ بر روی لندفرم قدیمی (رلیکت) با مواد مادری آهکی رودخانه‌ای تشکیل شده است (شکل ۲-۲) ب). لندفرم قدیمی (رلیکت) در منطقه شرق اصفهان دارای گسترش زیادی بوده و نشانگر توالی تغییرات محیطی این منطقه طی کوتاه‌تر است (بیات، ۱۳۸۶).

تکامل پروفیلی در خاک‌های مورد مطالعه نشانگر تشکیل افق‌های تجمع کربنات‌ها (کلسیک) و افق‌های تجمع رس (آرجیلیک) است (جدول ۳).

بطور کلی اقلیم مناطق خشک فلات ایران، بیابانی و جنب حاره‌ای همراه با فصلیت دما و بارش و بیلان منفی رطوبتی است (معتد، ۱۳۶۷). طی فصل سرد سال با حرکت مرکز پرفشار جنب حاره ای به عرض‌های پایین‌تر و استقرار آن بر روی عربستان و شمال آفریقا و تقویت و گسترش پرفشار قطبی از شمال، مسیر مراکز کم فشارهای مدیترانه‌ای به عرض‌های پایین‌تر و بطرف خاورمیانه منتقل می‌شود. همین مراکز کم فشار بصورت سیکلون‌هایی سبب قسمت اعظم بارندگی سالانه منطقه مورد مطالعه می‌شود. در فصل گرم سال با تقویت مرکز کم فشار حاره‌ای و پرفشار جنب حاره‌ای و گسترش آن به عرض‌های شمال و استقرار آن بر روی ایران سبب رانده شدن سیکلون‌های غربی به عرض‌های شمالی‌تر و استقرار اقلیمی گرم و خشک در فلات مرکزی ایران می‌شود (علی‌جانی، ۱۳۸۱).



شکل ۲. افق‌های تجمع رس (آرجیلیک) و تجمع آهک (کلسیک) در خاک قدیمی فلات (الف) و مخروطه افکنه (ب)

جدول ۱- مشخصات اقلیمی ایستگاه سینوپتیک شرق اصفهان در دوره آماری ۱۹۷۶-۲۰۰۵

پارامتر اقلیمی	ژانویه	فوریه	مارس	آوریل	می	ژوئن	جولای	اگوست	سپتامبر	اکتبر	نوامبر	دسامبر	سالانه
میانگین دما (درجه سانتیگراد)	۲/۰	۴/۴	۹/۰	۱۴/۹	۱۹/۷	۲۵/۱	۲۷/۷	۲۶/۲	۲۱/۹	۱۵/۶	۸/۹	۴/۱	۱۵/۰
میانگین بارش (میلیمتر)	۱۷/۵	۱۲/۱	۲۱/۵	۱۳/۲	۶/۶	۰/۹	۱/۴	۰/۶	۰/۳	۳/۸	۸/۸	۲۰/۹	۱۰۷/۶
میانگین تبخیر پتانسیل (میلیمتر)	۱۱۱/۶	۱۱۷/۸	۱۷۰/۵	۱۸۵/۴	۲۳۵/۶	۲۶۹/۱	۲۵۰/۱	۲۳۴/۰	۱۹۰/۵	۱۷۵/۷	۱۲۵/۱	۱۰۱/۳	۲۱۶۶/۷
حداکثر بارش ۲۴ ساعته (میلیمتر)	۲۵/۰	۲۴/۰	۲۴/۰	۱۷/۴	۲۴/۰	۱۲/۰	۱۷/۰	۷/۰	۶/۰	۱۴/۰	۲۵/۰	۴۸/۰	-
تبخیر روزانه (میلیمتر)	۳/۶	۴/۲	۵/۵	۶/۱	۷/۶	۸/۹	۸/۰	۷/۵	۶/۳	۵/۶	۴/۱	۳/۲	-

جدول ۲- شاخص‌های فصلیت دما و بارش در ایستگاه‌های مورد مطالعه

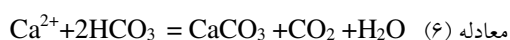
شاخص شستشوی خاک (SLI)	شاخص فصلیت بارش (Sp)	شاخص فصلیت دما (St)	نام ایستگاه
۰	۲۸/۹	۲۵/۷	اصفهان (شرق)
۰	۵۲/۳	۲۵/۴	کبوتر آباد
۰	۲۷/۴	۲۵/۰	زیار

جدول ۳- خصوصیات خاک‌های مورد مطالعه

افق	ضخامت (سانتیمتر)	رنگ مانسل (خشک)	شاخص قرمزی	درصد آهک	درصد رس
پدون شماره ۱					
A	۰-۲۵	10YR6/4	-	۴۱/۴	۲۴/۷
C	۲۵-۴۲	10YR6/3	-	۲۹/۵	۲۳/۸
2Bkb	۴۲-۸۰	7.5YR6/4	-	۷۱/۸	۲۱/۶
3Btb	۸۰-۸۳	7.5YR5/4	۲/۰	۴۳/۵	۵۳/۸
4Bkb	۸۳-۸۶	10YR6/4	-	۹۲/۶	۲۵/۱
5Bkb	۱۰۲-۱۰۷	10YR5/4	-	۸۱/۶	۲۳/۸
6Btb	۱۰۷-۱۱۲	7.5YR5/4	۲/۰	۲۸/۶	۵۶/۳
7Btb	۱۲۰-۱۲۵	7.5YR6/3	۱/۲	۳۵/۹	۳۴/۲
8Bkmb	۱۲۵+	10YR6/4	-	۸۲/۶	۱۳/۹
پدون شماره ۲					
A	۰-۱۱	10YR6/4	-	۳۴/۱	۲۱/۰
Btk	۱۱-۳۱	5YR5/6	۶/۰	۳۴/۸	۳۰/۲
Bk	۳۱-۶۴	7.5YR5/4	-	۴۲/۸	۲۶/۷

افق‌های آرچیلیک در شرایط مرطوب تر رخ می‌دهد (Retallack, 2001).

افق‌های کلسیک در خاک‌هایی با زهکشی مناسب و شرایط اقلیمی نیمه خشک که آبشویی برای حذف کامل کربنات‌ها از سیستم خاک کافی نباشد طبق معادله ۶ تشکیل می‌شوند (Tandon and kumar, 1999, Sheldon and Tabor, 2009).



بارش سالانه به میزان ۴۰۰-۶۰۰ میلیمتر (بسته به فصل بارش) با توزیع فصلی جهت شستشوی کربنات‌ها و تشکیل

توالی افق‌های تجمع کربنات‌های پدوژنیک (افق‌های کلسیک) و افق‌های تجمع رس (افق‌های آرچیلیک) در خاک‌های مورد مطالعه نشانگر توالی دوره‌های اقلیمی مرطوب گذشته با شدت‌های متفاوت است. افق‌های کلسیک در خاک مخروطه افکنه مورد مطالعه دارای ۷۱ تا ۹۲ کربنات هستند که دلالت بر تکامل بالای این خاک است (جدول ۱). پروفیل شماره ۲ دارای مقادیر آهک بین ۳۴ تا ۴۲ درصد است که می‌تواند ناشی از سن کمتر این خاک باشد. افق‌های کلسیک در شرایط اقلیمی نیمه خشک همراه با خشکی فصلی تشکیل می‌شوند در حالیکه تشکیل

انتقال و تجمع ذرات رس انجام شود. حذف کامل کربنات‌ها از سیستم خاک با مواد مادری آهکی نیازمند بارندگی زمستانه به مقدار سالانه ۶۰۰-۸۰۰ میلی‌متر است (Gviritzman and wieder, 2001). با توجه به مواد مادری آهکی و وقوع فرآیندهای هوازدگی و اضافه شدن دایم کربنات‌ها لازم است شستشوی خاک‌ها بصورت دائم و بلند مدت انجام شود و سپس انتقال و تجمع ذرات رس و تشکیل افق‌های آرجیلیک انجام شود. بیات (۱۳۸۶) با استفاده از شاخص تجمع رس مدت زمان پدوژنز و تجمع رس و در واقع حداقل زمان حاکمیت شرایط اقلیمی نیمه مرطوب را حدود ۳۳۳۰ تا ۴۱۷۵۸ سال برای افق‌های آرجیلیک در منطقه شرق اصفهان محاسبه کرده است. بطور کلی خاک‌ها فاقد حساسیت به تغییرات اقلیمی جزئی و کوتاه مدت بوده و دارای حساسیت به تغییرات اقلیمی بلند مدت هستند (Bull, 1991). بررسی پروکسی‌های مختلف اقلیمی توسط گویرتزن و ویدر (۲۰۰۱) نشان داده است خاک‌ها دارای حساسیت به تغییرات اقلیمی بلند مدت نسبت به پروکسی‌های دیگر مانند سطوح دریاچه‌ها هستند.

مقادیر شاخص قرمزی افق‌های تجمع رس برای خاک‌های لندفرم‌های مخروطه افکنه و فلات هم مورد مطالعه قرار گرفت. مقادیر شاخص قرمزی برای افق‌های آرجیلیک در خاک مخروطه افکنه بین ۱/۲ تا ۲/۰ و برای خاک فلات در حدود ۶/۰ است (جدول ۳). با توجه به مواد مادری آهکی و یکسان خاک‌های مورد مطالعه، این امر می‌تواند دلالت بر شرایط محیطی مختلف در زمان تشکیل این خاک‌ها باشد. بطور کلی شدت قرمزی خاک‌ها دارای همبستگی قوی با مقادیر هماتیت آن‌هاست (Torrent at al, 1983) و تشکیل هماتیت در خاک‌ها در شرایط اقلیمی گرم و مرطوب تسریع می‌شود (Catt, 1991). بنابراین بنظر می‌رسد قرمزی بیشتر افق‌های تجمع رس همراه با کربنات‌ها در پروفیل شماره ۲ نشانگر تشکیل این خاک و اکسیدهای آهن در آن در محیطی با میانگین دمای سالانه بیشتر به پروفیل شماره ۱ باشد (جدول ۳، شکل ۲). کمپ هم در سال ۱۹۸۵ قرمزی افق‌های آرجیلیک در خاک‌های شرق انگلستان را به تشکیل آنها در دوره‌های گرم بین یخچالی نسبت داده است. کت (۱۹۹۱) قرمزی خاکها را

افق‌های کلسیک مورد نیاز است (Tandon & Kumar, 1999). در مناطقی که بارش بصورت مونسون تابستانه است مقادیر بارش بیشتری نسبت به مناطق با بارش زمستانه مورد نیاز است. مرز بین خاک‌های آهکی (پدوکال) و خاک‌های غیر آهکی (پدالفر) با مقدار بارندگی سالانه حدود ۵۰۰ میلی‌متر برای مناطق اقلیمی سرد و حدود ۶۰۰ میلی‌متر در اقلیم‌های گرم تعیین شده است (Rettalack, 2001). گویرتزن و ویدر (۲۰۰۱) بارندگی زمستانه به میزان ۳۵۰-۴۵۰ میلی‌متر را جهت تشکیل افق‌های کلسیک در خاک‌های با مواد مادری آهکی در شرق مدیترانه در نظر گرفته‌اند. بنظر می‌رسد تشکیل افق‌های کلسیک در شرق اصفهان در شرایط اقلیمی نیمه خشک گذشته همراه با فصلیت در مقادیر بارش رخ داده باشد. گسترش لندفرم‌هایی مانند پدیمنت‌ها هم شواهدی دیگر از این شرایط اقلیمی است (بیات ۱۳۸۶). بررسی مقادیر ایزوتوپی کربن در کربنات‌ها و کورولاسیون مقادیر ایزوتوپی کربن و اکسیژن نشانگر تشکیل کربنات‌های پدوژنیک در مخروطه افکنه‌های شرق اصفهان در محیطی با غالبیت گراس‌های C4 طی دوره‌های یخچالی بوده و گسترش این گیاهان به غلظت پایین گاز کربنیک اتمسفری طی دوره‌های یخچالی نسبت داده شده است (بیات و همکاران، ۱۳۸۹).

تشکیل و تکامل افق‌های آرجیلیک در شرایط با رطوبت موثر بیشتر نسبت به افق‌های کلسیک انجام می‌شود (Rettalack, 2001). افق‌های آرجیلیک در خاک‌های مناطق خشک شرق اصفهان گسترش زیادی دارند (بیات، ۱۳۸۶، Khademi and Mermut, 1998). در هر دو پروفیل مورد مطالعه افق‌های آرجیلیک با خصوصیات و درصد رس متفاوت مشاهده می‌شوند. افق آرجیلیک در پروفیل شماره ۱ (افق‌های Btb در جدول شماره ۳) دارای مقادیر رس بین ۳۴/۲ تا ۵۶/۳ درصد وزنی هستند، در حالیکه افق آرجیلیک در خاک فلات‌ها دارای حدود ۳۰ درصد رس است. تشکیل و تکامل افق‌های آرجیلیک در خاک‌های شرق اصفهان توسط خادمی و مرموت (۱۹۹۸) مطالعه و به شرایط مرطوب‌تر گذشته نسبت داده شده است. جهت تشکیل افق‌های آرجیلیک لازم است ابتدا عناصر محلول و کربنات‌ها از محیط خاک خارج شوند و سپس

ناشی از حاکمیت یک اقلیم مدیترانه ای با تابستانهای گرم و خشک جهت تولید بیشتر اکسید آهن قرمز رنگ هماتیت نسبت به اکسید آهن قهوه‌ای رنگ گنویت می‌داند. بنابراین شاخص قرمزی افق‌های آرگیلیک خاک‌های شرق اصفهان هم می‌تواند شواهدی از اقلیم گذشته فصلی (مدیترانه‌ای) منطقه باشد.

در مجموع مرفولوژی خاکها نشانگر حاکمیت دوره های اقلیمی گذشته نیمه خشک با بارش فصلی سالانه حدود ۳۵۰-۴۰۰ میلی‌متر (برای افق‌های کلسیک) و نیمه مرطوب با بارش فصلی سالانه حدود ۶۰۰-۸۰۰ میلی‌متر (برای افق‌های آرگیلیک) در مناطق خشک شرق اصفهان است.

شبیه سازی‌های اقلیمی برای مناطق خشک جنوب غرب آمریکا (دارای عرض جغرافیایی مشابه ایران مرکزی در نیمکره شمالی) نشانگر جابجایی طوفان‌های زمستانه بطرف جنوب و افزایش شدید در بارش زمستانه این مناطق طی دوره‌های یخچالی کواترن است (Bull, 1991). انجام چنین مطالعاتی برای مناطق بیابانی ایران مرکزی جهت شناخت عوامل موثر در افزایش بارش در این نواحی توسط محققین هوا و اقلیم شناسی پیشنهاد می‌شود.

دماسنجی ایزوتوپی

ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن دارای اهمیت در بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی گذشته هستند (Bradley, 1999). ایزوتوپ‌های اکسیژن جهت تخمین دماهای دیرینه مورد توجه بوده‌اند (Faure, 1986). چون روابط بسیار قوی بین دما و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در آب بارش مناطق خارج از حاره وجود دارد (Cerling and Quade, 1993, Bradley, 1999). امیلیانی و شاکلتون (۱۹۷۴) اولین بار منحنی تغییرات دمایی زمین طی ۷۰۰ هزار سال گذشته را با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن در کربنات‌های موجودات دریائی محاسبه و گزارش کردند.

پتانسیل ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در کلسیت به عنوان پروکسی دماهای گذشته مورد توجه محققین قرار گرفته است. در زمان تشکیل کربنات‌ها فرآیند تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین آب و یونهای کربنات رخ می‌دهد که این فرآیندی وابسته به دما است (معمد Sheldon, ۱۳۷۶).

and Tabor, 2009). مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در کربنات‌های ثانویه وابسته به ترکیب ایزوتوپی آبی است که از آن تشکیل شده و دمای کریستالیزاسیون است (Sheldon and Tobar, 2009). اولین بار هایس و گراسمن (۱۹۹۱) معادلاتی جهت تخمین دماهای گذشته با استفاده از ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در کربنات‌های ثانویه ارائه کردند. بخشی از این معادلات بعلت کاربرد اطلاعات مناطق حاره ای مورد انتقاد محققین قرار گرفت (Sheldon and Tobar, 2009). ورکین و همکاران (۲۰۰۵) با رفع این ضعف و عدم کاربرد اطلاعات ایزوتوپی مناطق حاره‌ای (به دلیل عدم وجود ارتباط دمائی) و مناطق قطبی (بعلت عدم وجود کربنات‌های پدوژنیک در این مناطق)، معادلاتی جهت تخمین میانگین دماهای سالانه گذشته با استفاده از کربنات‌های پدوژنیک ارائه کردند. مدل شبیه سازی با استفاده از بانک اطلاعاتی آژانس بین‌المللی انرژی اتمی (IAEA) و سازمان هواشناسی جهانی (WMO) بدست آمده است (معادله ۴). کاربرد این مدل جهت تخمین دماهای گذشته با استفاده از کربنات‌های پدوژنیک در عرض‌های میانی معتبر است (Dworkin et al, 2005). مدل دیگر با استفاده از بانک اطلاعاتی جمع آوری شده توسط سرلینگ و کوآد (۱۹۹۳) و رگرسیون خطی بین مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ کربنات‌ها و میانگین دمای سالانه بصورت معادله شماره ۵ ارائه شده است.

در توسعه این مدلها فرضیات زیر در نظر گرفته شده است:

- ۱) دما کنترل اصلی بر ترکیب ایزوتوپی اکسیژن در آب بارش دارد.
- ۲) دمای خاک و دمای سطحی در تعادل قرار دارند.
- ۳) ترکیب ایزوتوپی اکسیژن آب بارش در کربنات‌ها حفظ شده و توسط فرآیندهای دیاژنتیک بعدی تغییر پیدا نکرده است.

لازم به ذکر است این مدل‌ها جهت کربنات‌های تشکیل شده در اقلیم‌های خشک (مانند کربنات‌های تشکیل شده در پلایاها و یا تحت تاثیر آب زیرزمینی) مناسب نیست. علاوه بر این معیارهای پترولوژی و ژئوشیمیائی جهت تشخیص کربنات‌های مناسب برای تخمین دماهای گذشته توسط ورکین و همکاران (۲۰۰۵) ارائه شده است.

در مجموع مرفولوژی خاکها نشانگر حاکمیت دوره های اقلیمی گذشته نیمه خشک با بارش فصلی سالانه حدود ۳۵۰-۴۰۰ میلی‌متر (برای افق‌های کلسیک) و نیمه مرطوب با بارش فصلی سالانه حدود ۶۰۰-۸۰۰ میلی‌متر (برای افق‌های آرگیلیک) در مناطق خشک شرق اصفهان است.

شبیه سازی‌های اقلیمی برای مناطق خشک جنوب غرب آمریکا (دارای عرض جغرافیایی مشابه ایران مرکزی در نیمکره شمالی) نشانگر جابجایی طوفان‌های زمستانه بطرف جنوب و افزایش شدید در بارش زمستانه این مناطق طی دوره‌های یخچالی کواترن است (Bull, 1991). انجام چنین مطالعاتی برای مناطق بیابانی ایران مرکزی جهت شناخت عوامل موثر در افزایش بارش در این نواحی توسط محققین هوا و اقلیم شناسی پیشنهاد می‌شود.

دماسنجی ایزوتوپی

ایزوتوپ‌های اکسیژن و هیدروژن دارای اهمیت در بازسازی شرایط اقلیمی و محیطی گذشته هستند (Bradley, 1999). ایزوتوپ‌های اکسیژن جهت تخمین دماهای دیرینه مورد توجه بوده‌اند (Faure, 1986). چون روابط بسیار قوی بین دما و مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در آب بارش مناطق خارج از حاره وجود دارد (Cerling and Quade, 1993, Bradley, 1999). امیلیانی و شاکلتون (۱۹۷۴) اولین بار منحنی تغییرات دمایی زمین طی ۷۰۰ هزار سال گذشته را با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن در کربنات‌های موجودات دریائی محاسبه و گزارش کردند.

پتانسیل ایزوتوپ‌های پایدار اکسیژن در کلسیت به عنوان پروکسی دماهای گذشته مورد توجه محققین قرار گرفته است. در زمان تشکیل کربنات‌ها فرآیند تفکیک ایزوتوپی اکسیژن بین آب و یونهای کربنات رخ می‌دهد که این فرآیندی وابسته به دما است (معمد Sheldon, ۱۳۷۶).

با توجه به آنکه در پروفیل‌های مورد مطالعه در شرق اصفهان ارتباط نزدیک بین افق‌های تجمع رس و کربنات‌ها وجود دارد (شکل ۲) و تشکیل این کربنات‌ها در محیطی مرطوبتر از شرایط فعلی رخ می‌دهد، از کاربرد روش‌های پتروگرافی در اینجا صرفنظر شد. همچنین ورکین و همکاران (۲۰۰۵) بیان کرده‌اند مقادیر ایزوتوپی اکسیژن بین ۱- تا ۱۳- در هزار (بر حسب PDB) نشانگر دامنه دماهای تشکیل کربنات‌ها در خاک‌هاست و مقادیر خارج از این دامنه دلالت بر فرآیندهای تبلور مجدد و یا تبخیر شدید آب خاک است و مناسب برای تخمین دماهای گذشته نیست.

مقادیر ایزوتوپی اکسیژن در کربنات‌های مورد مطالعه (بر حسب PDB و SMOW) و دماهای گذشته بازسازی شده با استفاده از مدل‌های ورکین و همکاران (۲۰۰۵) در جدول ۴ نمایش داده شده است. مقادیر ایزوتوپی اکسیژن برای کربنات‌های خاک مخروطه افکنه در دامنه ۷/۵۷- تا ۹/۰۱- در هزار (PDB) و برای کربنات‌های خاک فلات در دامنه ۶/۲۳- تا ۶/۸۵- در هزار (PDB) متغیر است. این تفاوت ایزوتوپی پیشنهاد می‌کند که این لندفرم‌ها در زمان‌های مختلف تشکیل و تکامل پیدا کرده‌اند. خادمی و همکاران (۱۹۹۷) هم با مطالعه آب هیدراته گچ در لندفرم‌های مخروطه افکنه و فلات (رلیکت) در شرق اصفهان اختلاف شدید در مقادیر ایزوتوپی آب هیدراته گچ مشاهده کردند و تشکیل این لندفرم‌ها در زمان‌های مختلف را بعنوان یکی از فرضیات برای چنین اختلافی در نظر گرفتند. تعیین سن مطلق این کربنات‌ها به روش‌های اورانیوم- توریوم و یا لومینسانس می‌تواند نتایج دقیقی از زمان تشکیل آنها ارائه کند.

بازسازی دماهای گذشته نشان می‌دهد در زمان تشکیل کربنات‌های پدوژنیک میانگین دمای سالانه در منطقه شرق اصفهان به میزان قابل توجهی از شرایط فعلی سردتر بوده است (جدول ۴). بطوریکه برای خاک واقع بر روی مخروطه افکنه، مدل شبیه سازی میانگین دمای سالانه در حدود ۵/۵ درجه سانتیگراد و مدل رگرسیونی دمایی حدود ۹/۰ درجه سانتیگراد را نشان می‌دهد. میانگین دمای سالانه در زمان تشکیل کربنات‌های خاک واقع بر روی لندفرم رلیکت (فلات) در حدود ۹/۸ و ۱۲/۴ درجه سانتیگراد به ترتیب توسط مدل‌های شبیه‌سازی و رگرسیونی بدست آمده است. این نتایج نشانگر تشکیل کربنات‌ها و تکامل خاکها بر روی لندفرم رلیکت در محیطی با میانگین دمای بیشتر نسبت

به تخمین دماهای گذشته مناسب ترند. ضعف‌های مدل‌های بیان شده توسط ورکین و همکاران (۲۰۰۵) یکی در نظر نگرفتن اثر مقادیر متغیر $\delta^{18}\text{O}$ آب بارش در مکان‌هایی با دماهای یکسان و همچنین عدم محاسبه اثرات تبخیر بر مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آب بارش است. تبخیر می‌تواند سبب تغییرات در مقادیر ایزوتوپی آب خاک و غنی شدن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ آب خاک به میزان ۵ تا ۷ در هزار شود (Cerling and Quade 1993, Sheldon and Tobar, 2009). جهت رفع اثر تبخیر بر مقادیر ایزوتوپی، کاربرد کربنات‌های پدوژنیک در عمق بیش از ۵۰ سانتیمتری از سطح خاک که سبب کاهش اثرات غنی شدن مقادیر $\delta^{18}\text{O}$ در اثر فرآیندهای تبخیر می‌شود پیشنهاد شده است (Cleveland et al, 2008).

در مجموع کاربرد این مدل‌های ایزوتوپی حداقل جهت بررسی تغییرات نسبی دما طی زمان مفید بوده (Dworkin

محیطی با میانگین دمای سالانه ۹/۵ تا ۶/۰ (برای خاک مخروطه افکنه) و ۵/۲ تا ۲/۶ (برای خاک رلیکت) کمتر از شرایط فعلی تکامل پیدا کرده‌اند (جدول ۴).

به کربنات‌های خاک مخروطه‌افکنه می‌باشد. این دماسنجی ایزوتوپی دارای همخوانی مناسبی با نتایج شدت قرمزی افق‌های تجمع رس در آرچلیک‌های همراه با این کربنات‌ها است (جدول ۳). در واقع تشکیل کربنات‌های پدوژنیک در

جدول ۴- مقادیر ایزوتوپی اکسیژن و دمای سالانه گذشته بدست آمده از مدل‌های شبیه سازی (TReg) و رگرسیون (TSpa)

TReg (C°)	TSpa (C°)	$\delta^{18}\text{O}$ (SMOW, ‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (PDB, ‰)	افق
				پدون شماره ۱
۹/۹	۶/۱	+۲۲/۳۵	-۷/۷۸	2Bkb
۷/۴	۴/۰	+۲۱/۰۸	-۹/۰۱	4Bkb
۱۰/۳	۷/۰	+۲۲/۵۷	-۷/۵۷	5Bkb
۸/۶	۵/۱	+۲۱/۷۱	-۸/۴۰	8Bkmb
۹/۰	۵/۵	+۲۲/۱۰	-۸/۱۹	میانگین
				پدون شماره ۲
۱۳/۱	۱۱/۱	+۲۳/۹۵	-۶/۲۳	Btk
۱۱/۸	۸/۶	+۲۳/۳۱	-۶/۸۵	Bk
۱۲/۴	۹/۸	+۲۳/۶۳	-۶/۵۴	میانگین

عراق (کردستان) بیان کرده است اگر دما تنها عامل گسترش یخچال‌ها در این مناطق باشد، کاهش در حدود ۱۲ درجه سانتی گراد لازم است و با توجه به عدم وجود شواهد بیولوژیکی از چنین رخدادی، بنظر می‌رسد افزایش بارش برف همراه با کاهش دما سبب گسترش یخچال‌های پلیستوسن در این نواحی شده است. معیری و همکاران (۱۳۸۷) هم با بررسی شواهد یخچالی شمال استان فارس نتیجه گرفتند طی دوره‌های یخچالی در حوضه صفاشهر میانگین سالانه دما در حدود ۸ درجه سانتیگراد کمتر و میانگین بارش سالانه در حدود ۲ برابر مقادیر فعلی بوده است.

در مجموع با توجه به شواهد ژئومرفیک و میانگین مقادیر ایزوتوپی در لندفرم‌ها، بنظر می‌رسد مدل رگرسیونی برآورد بهتری از دمای گذشته منطقه شرق اصفهان ارائه می‌کند.

بر مبنای شواهد زمین شناختی و ژئومرفیک نظرات مختلفی در مورد اقلیم دوره‌های یخچالی کواترنر ایران بیان شده است. معتمد (۱۳۶۷، ۱۳۷۶) شواهدی از دوره‌های مرطوبتر کواترنر در ایران مرکزی ارائه کرده و اعتقاد دارد در فلات مرکزی ایران طی دوره‌های یخچالی دما در ارتفاعات در حدود ۸ و در بخش داخلی فلات در حدود ۵ درجه سانتیگراد کمتر از شرایط فعلی بوده است. بویک (۱۹۶۳) معتقد است در آخرین دوره یخچالی (ورم) میانگین دمای سالانه فلات ایران در حدود ۴-۵ درجه سانتیگراد کمتر از شرایط فعلی بوده است. کریزلی (۱۹۷۰) با بررسی پلایاهای ایران به کاهش میانگین دما در حدود ۵-۸ درجه سانتیگراد و افزایش اندک بارش طی دوران‌های یخچالی کواترنر اعتقاد دارد. در حالیکه رامشت (۱۳۷۵) با بررسی سطوح قدیمی پلایای گاوخونی معتقد است طی دوره‌های یخچالی کواترنر میانگین دمای سالانه در حوضه آبخیز زاینده رود حدود ۵ تا ۶ درجه کمتر و میانگین بارش سالانه ۴ تا ۵ برابر بیشتر از شرایط فعلی بوده است. رایت (۱۹۶۲) با بررسی شواهد یخچالی در کوه‌های مرزی ایران، ترکیه و

بازسازی اقلیم گذشته ایران مرکزی و کورولاسیون منطقه‌ای

با در نظر گرفتن شواهد پالئوپدولوژیک و ژئومرفیک اقلیم گذشته (دوره‌های یخچالی)، منطقه شرق اصفهان (ایران مرکزی) بصورت فصلی با زمستان‌های سرد و مرطوب و تابستان‌های گرم و خشک بوده است و (۱) در زمان تشکیل کربنات‌ها بصورت نیمه خشک، فصلی همراه با بارش سالانه در حدود ۴۰۰ میلیمتر و کاهش میانگین دمای سالانه در حدود ۶ درجه سانتیگراد کمتر از شرایط فعلی و (۲) در زمان تشکیل افق‌های تجمع رس (آرجیلیک) منطقه شرق اصفهان بصورت نیمه مرطوب با میانگین بارش بیشتر (احتمالاً در حدود ۶۰۰-۸۰۰ میلیمتر) بوده است.

در مجموع با وجود پایداری لنداسکیپ‌های ایران مرکزی و وقوع فرایندهای پدوژنز طی دوره‌های یخچالی (بیات و همکاران ۱۳۸۹)، بنظر می‌رسد در مناطق شمال غرب و شمال شرق ایران در این دوره‌ها شرایط پایداری لنداسکیپ و تشکیل خاک وجود نداشته است. بطوریکه فرسایش شدید خاک طی دوره‌های یخچالی کوتاه‌تر در حوضه آبخیز دریاچه ارومیه (Djamali et al, 2008) و ناپایداری لنداسکیپ و تشکیل لس‌ها طی دوره‌های یخچالی در شمال شرق ایران (Karimi et al, 2011) گزارش شده است.

سیستم‌های پرفشار سیبری و پرفشار جنب حاره‌ای نقش مهمی در الگوهای اقلیمی زمستانه و تابستانه ایران دارند (علیجانی ۱۳۸۱). از طرفی در دوره‌های یخچالی کوتاه‌تر هر دو این سیستم‌ها بخوبی تغذیه شده و دارای گسترش زیادی بوده‌اند (محمودی ۱۳۶۷). بنابراین بنظر می‌رسد فعالیت این سیستم‌ها در دوران یخچالی عامل ناهمگونی اقلیمی مرکز و شمال ایران بوده است. گسترش سیستم پرفشار سیبری طی فصول سرد سال از طرفی با ریزش هوای سرد بر روی دریای مدیترانه همراه شده و سبب تشکیل سیکلون‌های مدیترانه‌ای و افزایش بارش و رطوبت در ایران مرکزی شود (علیجانی، ۱۳۸۱). این امر می‌تواند در حاکمیت شرایط اقلیمی نیمه خشک تا نیمه مرطوب ایران مرکزی موثر بوده باشد. محمودی (۱۳۶۷) معتقد است گسترش پرفشارهای

قطبی و سیبری از سمت شمال طی دوره‌های یخچالی سبب انتقال کم فشارهای غربی و باران‌زا به نواحی مرکزی ایران طی دوره‌های سرد پلیستوسن بوده است. از طرفی ورود پرفشار سیبری از سمت شمال شرق ایران با بادهای سرد و خشک در این نواحی همراهی دارد (علیجانی ۱۳۸۱) و با توجه به تقویت پرفشار سیبری در دوران یخچالی در نتیجه گسترش یخچال‌های قاره‌ای (محمودی، ۱۳۶۷)، می‌تواند نقش مهمی در ناپایداری لنداسکیپ و تشکیل لس در این نواحی داشته باشد. تعیین سن لس‌های شمال‌شرق ایران با روش‌های لومینسانس توسط کریمی و همکاران (۲۰۱۱) هم نشانگر تشکیل این رسوبات طی آخرین دوره یخچالی در محیطی سرد و با وزش بادهای شدید همراه بوده است.

شواهد مورفولوژی خاک‌های مورد مطالعه نشان دهنده حاکمیت اقلیم فصلی حتی در دوره‌های یخچالی کوتاه‌تر است که می‌تواند نتیجه گسترش پرفشار جنب حاره‌ای بر روی ایران مرکزی طی فصول تابستان بر روی ایران مرکزی باشد. این امر تقویت پرفشار جنب حاره‌ای در فصول گرم دوران‌های یخچالی (محمودی، ۱۳۶۷) را تائید می‌کند.

نتیجه‌گیری

بررسی اطلاعات اقلیمی منطقه شرق اصفهان نشان می‌دهد با حاکمیت شرایط اقلیم خشک و فصلی در شرایط فعلی امکان شستشوی خاک و انجام فرآیندهای پدوژنیک وجود ندارد. از طرفی مورفولوژی خاک‌های قدیمی بر روی لندفرمهای مناطق بیابانی شرق اصفهان نشان می‌دهد شرایط اقلیمی متفاوتی در گذشته حاکم بوده است.

مورفولوژی خاک‌های مورد مطالعه پیشنهاد می‌کند رژیم اقلیمی گذشته منطقه شرق اصفهان بصورت فصلی با بارش زمستانه و تابستان‌های گرم و خشک همراه با میانگین سالانه بارش حدود ۳ تا ۴ برابر مقادیر فعلی (برای افق‌های کلسیک) و تا ۶ برابر مقادیر فعلی (برای افق‌های آرجیلیک) بوده است. بازسازی دماهای گذشته با استفاده از ایزوتوپ‌های اکسیژن در کربنات‌های پدوژنیک هم نشانگر تشکیل این کربنات‌ها در محیطی سردتر (دوره‌های یخچالی) نسبت به شرایط فعلی است. بازسازی دماهای گذشته

- Symposium on Changes of Climate, Rome, UNESCO-WMO, pp. 403-413.
7. Bradley, R. S., 1999, *Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, Academic Press. New York.
 8. Bradley, R. S., 2000, *Past Global Changes and Their Significance for the Future*, *Quaternary Science Reviews*, No. 19, pp. 391-402.
 9. Bull, W. B., 1991, *Geomorphic Responses to Climatic Change*, Oxford University Press. Oxford.
 10. Catt, J. A., 1991, *Soils as Indicator of Quaternary Climatic Change in Mid-Latitude Regions*, *Geoderma*, No. 51, pp. 167-187.
 11. Cerling, T. E. and J. Quade, 1993, *Stable Carbon and Oxygen Isotopes in Soil Carbonates*, pp. 217-231 In: P. K. Stewart, K. C. Lohmann, J. McKenzie, S. Savin (Eds.), *Climate Change in Continental Isotopic Records*, Geophysical Monograph No 78, American Geophysical Union, Washington, DC
 12. Cleveland, D. M. Nordt L. C. Dworkin S. I. and S. C. Atchley, 2008, *Pedogenic Carbonate Isotopes as Evidence for Extreme Climatic Events Preceding the Triassic-Jurassic Boundary: Implications for the Biotic Crisis?*, *Geological Society of America Bulletin*, No. 120, pp.1408-1415.
 13. Djamali, M., de Beaulieu, J.-L., Shah-Hosseini, M., Andrieu-Ponel, V., Amini, A., Akhiani, H. Leroy, S.A.G., Stevens, L., Alizadeh, H., Ponel, P., Brewer, S., 2008, *A Late Pleistocene Long Pollen Record from Lake Urmia, NW Iran*. *Quaternary Research*, No. 69, pp. 413-420.
- پیشنهاد می‌دهد کربنات‌ها در مخروطه افکنه‌ها در محیطی با میانگین دمای سالانه حدود ۶ درجه و در لندفرم رلیکت (فلات) با میانگین دمای سالانه حدود ۲ تا ۳ درجه کمتر از شرایط فعلی تشکیل شده‌اند. این نتایج همچنین نشانگر تکوین این لندفرم‌ها در دوره‌های زمانی متفاوت است.
- ناهمگونی اقلیمی طی دوره‌های یخبچالی در مرکز و شمال ایران مشاهده می‌شود. بنظر می‌رسد فعالیت‌های سیستم‌های پرفشار سیبری و جنب حاره‌ای طی دوره‌های یخبچالی بر اقلیم‌های ایران تاثیر زیادی داشته و سبب ناهمگونی اقلیمی مرکز و شمال ایران شده است. در پایان بر اهمیت مطالعه دقیق‌تر مکانیسم‌های موثر در کاهش دما و افزایش بارش سالانه طی دوره‌های یخبچالی کواترنر در مناطق بیابانی ایران مرکزی توسط محققین هوا و اقلیم‌شناسی در پژوهش‌های آینده تاکید می‌شود.

منابع

1. Alijani, B., 2002, *Climate of Iran*, Payame Noor Publications, Tehran.
2. Amundson, R., Chadwick, O., Kendall C., Wang Y., and M. Deniro, 1996, *Isotopic Evidence for Shifts in Atmospheric Circulation Patterns During the Late Quaternary in Mid-North America*, *Geology*, No. 24, pp. 23-26.
3. Azizi, G., 2004, *Climate Change*, Qoomes publications. Tehran.
4. Bayat, O., 2007, *Landscape Evolution in Eastern Isfahan Based on Stratigraphy and Pedogenic Evidence*, M. Sc. Thesis, Isfahan University of Technology.
5. Bayat, O., Khademi, H. and Karimzadeh, H. R., 2010, *Stable isotopes and paleoecological changes in geomorphic surfaces of eastern Isfahan*, *Journal of Science*, University of Tehran No. 36, pp. 95-102.
6. Bobek, H., 1963, *Nature and Implications of Quaternary Climatic Changes in Iran*,

14. Dworkin, S. I., Nordt L. and S. Atchley, 2005, Determining Terrestrial Paleotemperatures Using the Oxygen Isotopic Composition of Pedogenic Carbonate, *Earth and Planetary Science Letters*, No. 237, pp. 56-68.
15. Emiliani C., and J. Shackleton, 1974, the Brunhes Epoch: Paleotemperatures and Geochronology, *Science* No. 183, pp. 511-514.
16. Faure, G., 1986, *Principles of Isotopic Geology*, John Wiley, New York.
17. Gvirtzman G., and M. Wieder, 2001, Climate of the Last 53,000 Years in the Eastern Mediterranean, Based on Soil-Sequence Stratigraphy in the Coastal Plain of Israel, *Quaternary Science Reviews*, No. 20, and pp. 1827-1849.
18. Hays, P. D. and E. L. Grossman, 1991, Oxygen Isotopes in Meteoric Calcite Cements as Indicators of Continental Paleoclimate, *Geology*, No. 19, pp. 441-444.
19. Hardy, J. T., 2003, *Climate Change, Causes, Effects and Solutions*, John Wiley and Sons, Chichester.
20. Kemp, R. A., 1985, The Cause of Redness in Some Buried and Non-buried Soils in Eastern England, *Journal of Soil Science*, No. 36, pp. 329-334.
21. Karimi, A., Frechen, M., Khademi, H., Kehl, M. and A. Jalalian, 2011, Chronostratigraphy of Loess Deposits in Northeast Iran, *Quaternary International*, No. 234, pp. 124-132.
22. Khademi, H., Mermut, A., R., and H., R., Krouse, 1997, Isotopic Composition of Gypsum Hydration Water in Selected Landforms from Central Iran. *Chemical Geology*, No. 138, pp. 245-255.
23. Khademi, H., Mermut, A.R., 1998, Micromorphology and Classification of Argids and Associated Gypsiferous Aridisols from Central Iran, *Catena* Vol. 54, pp. 439-455.
24. Krinsley, D. B., 1970, *A Geomorphological and Paleoclimatological Study of Playas in Iran*, United States Department of Interior, Washington DC.
25. Mahmoodi, F., 1988, Evolution of Iran Reliefs during Quaternary, *Geographical Research*, No. 23, pp. 5-41.
26. Moayeri, M., M. H., Ramesht, M. H., Taghvaei M., Taghizadeh, M. M., 2009, Glacial Evidence in Safa Shahr's Basin in Fars Province, *Isfahan University Research Journal*, NO. 2, pp. 109-130.
27. Motamed, A., 1988, On the climatic condition of the Central Iran in Quaternary, *Journal of Science*, University of Tehran, No. 17, pp.115-128.
28. Motamed, A., 1997, *Quaternary*, Tehran University Publications. Tehran.
29. Ramesht, M. H., 1997, Humidity variations characterizing Iran in the Quaternary, *Iranian Journal of Natural Resources*, No. 49, pp. 97-104.
30. Retallack, G. J., 2001, *Soils of the Past: An Introduction to Paleopedology*, Blackwell Science. Malden.
31. Sheldon N. D., and N. J. Tabor, 2009, Quantitative Paleoenvironmental and Paleoclimatic Reconstruction Using Paleosols, *Earth-Sciences Reviews*, No. 95, pp.1-52.
32. Tandon, S. K., and S. Kumar, 1999, Semi – Arid /Arid Zone Calcretes: A Review. pp. 109-152. In: A.K. Singhvi, E. Derbyshire (Eds.), *Paleoenvironmental*

- Reconstruction in Arid Lands, A.A. Balkema. Amsterdam.
33. Torrent, J., Schwertmann, U., Fechter H., and F. Alferez, 1983, Quantitative Relationships between Soil Color and Hematite Content, Soil Science, No. 136, pp. 354-358.
34. USDA, 1979, Definition and Abbreviations for Soil Description, United State Department of Agriculture. Oregon.
35. USDA, 1996, Soil Survey Laboratory Methods manual. Soil Survey investigations Report No 42, Nebraska.
36. t Jr, H. E., 1962, Pleistocene Glaciation in Kurdistan, Eizeitaler und Gegenwart, No. 12, pp. 131-164.
37. Woodward, F. I., 1992, the Ecological Consequences of Global Climate Change. CRC Press, New York.