



اثر دما بر شکل‌های معدنی و جذب فسفر در خاک‌های به‌شدت آهکی

*ابراهیم ادهمی^۱، حمیدرضا اولیایی^۱ و رویا مولوی^۲

^۱استادیار گروه علوم خاک، دانشگاه یاسوج، آکارشناس ارشد گروه علوم خاک، دانشگاه یاسوج

تاریخ دریافت: ۹۱/۴/۱۱؛ تاریخ پذیرش: ۹۲/۲/۱۰

چکیده

اهداف این مطالعه بررسی اثر تیمار دمایی بر شکل‌های مختلف فسفر معدنی و خصوصیات جذب فسفر در خاک‌های به‌شدت آهکی استان کهگیلویه و بویراحمد بود. تیمارها شامل ۵ نمونه خاک و ۴ تیمار دمایی (بدون تیمار، ۲۰۰، ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس به مدت ۲ ساعت) در ۲ تکرار بود. عصاره‌گیری جزء به جزء فسفر شامل عصاره‌گیری متوالی با بیکربنات سدیم ($\text{NaHCO}_3\text{-P}$)، استات آمونیوم و کلرید منیزیم (فسفات‌های کلسیم پدوژنیک)، فلورید آمونیوم ($\text{NH}_4\text{F-P}$)، هیدروکسید سدیم-کربنات سدیم (HC-P)، سترات-دی‌تیونات-بیکربنات (CBD-P) و اسید سولفوریک ($\text{H}_2\text{SO}_4\text{-P}$) بود. خصوصیات جذب فسفر نمونه‌ها با استفاده از محلول‌های دارای ۴۰۰-۵ میلی‌گرم فسفر بر لیتر در محلول زمینه ۰/۰۱ مولار کلرید پتاسیم بررسی شد. نتایج نشان داد که تیمارهای دمایی ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس به صورت معنی‌دار سبب افزایش $\text{NaHCO}_3\text{-P}$ ، فسفات‌های کلسیم پدوژنیک و $\text{NH}_4\text{F-P}$ گردیدند. فسفر عصاره‌گیری شده با اسید سولفوریک در تیمار ۳۵۰ درجه سلسیوس به شکل معنی‌دار کاهش و در تیمار ۵۵۰ درجه سلسیوس به شکل معنی‌دار افزایش یافت. این تغییرات نشان‌دهنده تبدیلات بین شکل‌های معدنی فسفر در دماهای مورد بررسی علاوه بر تبدیل فسفر آلی به معدنی است. تیمار دمایی ۵۵۰ درجه سلسیوس مقدار جذب فسفر در غلظت تعادلی واحد فسفر (k) معادله فروندلیچ) را در خاک‌های دارای کربنات کلسیم معادل کم‌تر و ترکیبات آهن بیش‌تر، کاهش داد در حالی که در خاک‌های دارای کربنات کلسیم معادل بیش‌تر و ترکیبات آهن کم‌تر، آن را افزایش داد. این اثر احتمالاً به دلیل تبدیل اکسیدهای آهن بلوری به شکل‌هایی با سطح ویژه کم‌تر است که در غلظت‌های کم فسفر ابقای آن را در خاک‌ها کنترل می‌کنند.

واژه‌های کلیدی: خاک‌های آهکی، آتش، $\text{NaHCO}_3\text{-P}$ ، فسفات‌های کلسیم پدوژنیک، جذب فسفر

* مسئول مکاتبه: eadhami@gmail.com

مقدمه

اثرات آتش بر شیمی فسفر در سال‌های اخیر بیش‌تر مورد توجه قرار گرفته است (سراسولاس و خوانا، ۱۹۹۵؛ کترینگز و همکاران، ۲۰۰۲؛ گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰). به‌صورت معمول شدت آتش‌سوزی به ۳ گروه کم، متوسط و زیاد تقسیم می‌شود. شدت کم آتش‌سوزی حداکثر دماهای ۲۵۰-۱۰۰ درجه سلسیوس را ایجاد می‌کند و توسط سوختن ناقص مواد گیاهی و زغال سیاه‌رنگ مشخص می‌گردد. در شدت متوسط دمای ۴۰۰-۳۰۰ درجه سلسیوس تولید می‌شود و مواد گیاهی با شدت بیش‌تر و کامل‌تر سوخته می‌شوند. در آتش‌سوزی شدید دماهای بیش‌تر از ۵۰۰ درجه سلسیوس تولید شده و با رنگ قرمز خاک و خاکستر سفید مشخص می‌شود (کترینگز و همکاران، ۲۰۰۲). آتش ممکن است حلالیت فسفر و قابلیت جذب آن را با سوزاندن ماده آلی و معدنی کردن ترکیبات فسفر آلی افزایش دهد (جیاردینا و همکاران، ۲۰۰۰). این اثر بستگی به شدت آتش دارد و آهنگ تبدیل با افزایش دما افزایش می‌یابد (گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰). معمولاً چنین اثراتی در آتش‌سوزی جنگل چندان دور از انتظار نیست زیرا دمای خاک به ۳۰۰-۱۰۰ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد و حتی می‌تواند به ۱۵۰۰ درجه سلسیوس هم برسد (نیری و همکاران، ۱۹۹۹). از سوی دیگر احتمال تغییر کانی‌های خاک در دمای زیاد وجود دارد که می‌تواند بر خصوصیات جذب فسفر خاک اثر بگذارد. این تغییرات شامل کاهش مقدار کلریت و ایلیت (مولوی و همکاران، ۲۰۰۹) و کائولینیت (کترینگز و همکاران، ۲۰۰۰)؛ یا تبدیل گئوتیت به مگهمیت بسیار ریز (کترینگز و همکاران، ۲۰۰۰) است. در مقابل، آتش زدن بقایای گیاهی در مزرعه که کشاورزان برای پاک کردن بقایای محصول قبلی و آماده کردن زمین برای کشت بعدی استفاده می‌کنند، اثرات کم‌تری بر فسفر خاک دارد. دلیل این اثرات کم‌تر، دمای کم‌تر در این شرایط و در نتیجه احتراق کم‌تر ماده آلی (گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰) و تغییرات کم‌تر کانی‌های خاک در دماهای کم (مولوی و همکاران، ۲۰۰۹) است.

معمولاً در مطالعات صحرائی تغییرات کمی در شاخص‌های وضعیت فسفر مشاهده می‌شود (گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰) و ردیابی اثرات آتش بر فسفر در مزرعه معمولاً به دلایلی مانند محدودیت اندازه‌گیری دمای خاک، تغییرات و ناهمگونی دما با عمق و تغییرات مکانی دمای ایجاد شده بسیار مشکل است. به همین علت از مطالعات آزمایشگاهی در بررسی تغییرات شکل‌های فسفر (گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰) و خصوصیات جذب فسفر به وفور استفاده شده است.

پژوهش‌های پیشین نشان داده‌اند که فسفر قابل‌جذب خاک در صورت افزایش دما به بیش‌تر از ۲۰۰ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد (ولز، ۱۹۷۱؛ مک‌کی، ۱۹۸۲؛ والدروپ و همکاران، ۱۹۸۷؛ گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰). گلنگ و همکاران (۲۰۱۰) مشاهده نمودند که به‌صورت معمول شکل‌های فسفر

معدنی شامل فسفر قابل استخراج با رزین تبادل آنیونی، بیکربنات سدیم و هیدروکسید سدیم در دماهای بالاتر از ۲۰۰ درجه سلسیوس افزایش یافتند در حالی که شکل‌های آلی فسفر کاهش یافتند. دمای زیاد ظرفیت جذب فسفر خاک را افزایش می‌دهد. کترینگز و همکاران (۲۰۰۲) گزارش نمودند که حداکثر ظرفیت جذب فسفر لایه‌های ۵-۰ سانتی‌متر یک خاک جنگلی نسوخته به ترتیب ۲۲۰۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود و تیمار دمایی ۴۵۰ درجه سلسیوس آن را به ۲۸۰۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک افزایش داد و دماهای بالاتر سبب کاهش آن شد.

آتش‌سوزی جنگل‌ها و مراتع به دلایل مختلف در بسیاری از نقاط جنگلی ایران رخ می‌دهد و در جنگل‌های نواحی خشک و نیمه‌خشک مانند جنگل‌های زاگرس شیوع بیش‌تری دارد. از سوی دیگر، آتش زدن بقایای گیاهی مزارع، هر چند غیرقانونی، روش معمولی برای پاک‌سازی مزارع و آماده کردن زمین برای کشت بعدی است. مطالعاتی برای ارزیابی اثر آتش‌سوزی و تیمار دمایی بر خصوصیات فیزیکوشیمیایی و کانی‌شناسی خاک‌های به‌شدت آهکی انجام شده است (مولوی و همکاران، ۲۰۰۹). در این خاک‌ها معمولاً مقدار ماده آلی کم‌تر از ۱ درصد است که سبب می‌شود فسفر معدنی بخش عمده فسفر خاک را تشکیل دهد در حالی که اطلاعات چندانی از اثرات سطوح مختلف دمایی بر خصوصیات فسفر این خاک‌ها در دسترس نیست. این مطالعه به‌منظور بررسی اثر تیمار دمایی بر شکل‌های فسفر معدنی و خصوصیات جذب فسفر در چند نمونه خاک آهکی انجام شد.

مواد و روش‌ها

در این مطالعه از ۵ نمونه خاک آهکی دارای محدوده وسیعی از خصوصیات فیزیکوشیمیایی استان کهگیلویه و بویراحمد استفاده شد. نمونه‌های خاک هوا خشک و از الک ۲ میلی‌متری عبور داده شدند. خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌ها شامل درصد شن، سیلت و رس به روش هیدرومتر (جی و بائودر، ۱۹۸۶)، pH در خمیر اشباع، ماده آلی (OM) به روش اکسیداسیون مرطوب (نلسون و سامر، ۱۹۹۶)، ظرفیت تبادل کاتیونی (CEC) به روش استات آمونیوم (باور و همکاران، ۱۹۵۲)؛ کربنات کلسیم معادل به روش خنثی‌سازی با اسید کلریدریک (لئوپرت و سوارز، ۱۹۹۶)، آهن قابل عصاره‌گیری با سیترات-دی تیونات-بیکربنات و اگزالات آمونیوم اسیدی (Fe_0 و Fe_d ؛ لئوپرت و اینسکیپ، ۱۹۹۶) اندازه‌گیری شدند (جدول ۱). ۴ تیمار دما (بدون تیمار دمایی، ۲۰۰، ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس) به‌عنوان شاخص‌های شاهد، شدت کم، شدت متوسط و شدت زیاد آتش‌سوزی انتخاب شدند. نمونه‌های خاک به مدت ۲ ساعت در کوره در دمای موردنظر قرار گرفتند.

شکل‌های معدنی فسفر: عصاره‌گیری جزء به جزء فسفر با پیروی از روش اصلاح شده جیانگ و گوا (۱۹۸۹) توسط ادهمی و همکاران (۲۰۰۶) برای خاک‌های به‌شدت آهکی انجام شد. بر این اساس برای استخراج شکل‌های فسفر از عصاره‌گیری متوالی با واکنشگرهای بیکربنات سدیم ($\text{NaHCO}_3\text{-P}$) برای استخراج دی‌کلسیم فسفات و شکل‌های محلول‌تر، استات آمونیوم + کلرید منیزیم برای استخراج فسفات‌های کلسیم پدوژنیک، فلورید آمونیوم ($\text{NH}_4\text{F-P}$) برای استخراج فسفات‌های آلومینیوم، هیدروکسید سدیم- کربنات سدیم (HC-P) برای استخراج فسفات‌های آهن، سیترات- بیکربنات- دی‌تیونات (CBD-P) برای استخراج فسفات‌های محبوس و اسید سولفوریک برای استخراج آپاتیت، استفاده شد. عصاره‌گیری در نمونه‌های ۱ گرمی خاک با نسبت خاک به عصاره‌گیر ۱:۴۰ انجام شد. پس از هر مرحله نمونه‌های خاک به مدت ۱۵ دقیقه در ۶۰۰۰ گرم سانتیفریوژ و با کاغذ صافی واتمن ۴۲ صاف شدند. غلظت فسفر در عصاره به دست آمده به روش مورفی و ریلی (۱۹۶۲) در طول موج ۸۸۲ نانومتر اندازه‌گیری شد. تداخلات سیترات، دی‌تیونات و فلورید به ترتیب توسط افزودن آمونیوم مولیبدات اضافی، پرسولفات و بوریک اسید حذف گردید.

جذب فسفر: نمونه‌های ۲ گرمی خاک در لوله‌های سانتیفریوژ قرار داده شد. غلظت‌های فسفر مورد استفاده برای بررسی خصوصیات جذب فسفر شامل ۵، ۱۰، ۲۵، ۵۰، ۱۰۰، ۲۰۰، ۳۰۰ و ۴۰۰ میلی‌گرم در لیتر در محلول زمینه کلرید پتاسیم ۰/۰۱ مولار (بیوجمین و همکاران، ۱۹۹۵) بود. پس از ریختن محلول‌های فسفر بر نمونه‌های خاک، مخلوط به مدت ۱ ساعت تکان داده شد، ۲۳ ساعت در دمای آزمایشگاه ساکن ماند و دوباره ۱ ساعت تکان داده شد. نمونه‌ها، سپس، در ۶۰۰۰ گرم به مدت ۱۵ دقیقه سانتیفریوژ شده و با کاغذ صافی واتمن ۴۲ صاف شدند. غلظت فسفر در عصاره به دست آمده به روش مورفی و ریلی (۱۹۶۵) اندازه‌گیری شد. مقدار فسفر جذب سطحی شده از رابطه زیر محاسبه شد:

$$X=(C_i-C_f) \times v / S.W \quad (1)$$

که در آن، X : مقدار فسفر جذب شده بر حسب میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک، C_i و C_f به ترتیب غلظت فسفر در محلول اولیه و تعادلی بر حسب میلی‌گرم بر لیتر، v : حجم محلول افزوده شده بر حسب لیتر و $S.W$: وزن نمونه خاک بر حسب گرم می‌باشد. سازگاری داده‌های جذب فسفر با معادله‌های لانگمویر و فروندلیچ براساس ضریب تبیین بررسی گردید.

جدول ۱- برخی ویژگی های فیزیکوشیمیایی خاکهای مورد مطالعه.

| Fe-t | Fe-d (درصد) | Fe-o | CEC (cmol.kg^{-1}) | EC _e (دسی‌زیمنس بر متر) | CCE ⁺ | کربن آلی (درصد) | pH | بافت | رس | | | نام منطقه |
|------|----------------|------|----------------------------------|---------------------------------------|------------------|--------------------|------|-----------|----|----------------|-----|----------------------------------|
| | | | | | | | | | شن | سیلت (درصد) | رسی | |
| ۲/۶۲ | ۱/۱۴ | ۰/۰۶ | ۳۳/۰۱ | ۰/۷۱ | ۲۰/۵ | ۰/۷۹ | ۷/۸۰ | لومی | ۳۶ | ۲۴ | ۲۰ | Calic Haploxeralfs تاره بادام |
| ۱/۶ | ۰/۷۸ | ۰/۰۲ | ۷/۷۶ | ۱/۶۱ | ۴۹/۵ | ۰/۳۹ | ۷/۷۵ | لومی | ۵۰ | ۳۶ | ۱۴ | Aridic Haplustalfs لیشر ۱ |
| ۱/۰۶ | ۰/۳۲ | ۰/۰۲ | ۸/۸ | ۲/۵۵ | ۴۹/۵ | ۰/۳۹ | ۷/۵۵ | سیلت لومی | ۲۹ | ۵۲ | ۱۹ | Gypsic Calcustepts لیشر ۲ |
| ۱/۵۶ | ۱۴/۰ | ۰/۰۲ | ۲۴/۴۴ | ۰/۶۱ | ۴۵ | ۰/۷۹ | ۷/۶ | لوم رسی | ۳۳ | ۴۰ | ۳۷ | Typic Haploxerpts لنده |
| ۲/۶۸ | ۱/۳۲ | ۰/۰۴ | ۱۵/۷۵ | ۰/۵۵ | ۲۱ | ۰/۷۵ | ۷/۴ | لوم رسی | ۲۴ | ۵۰ | ۲۶ | Calic Haploxeralfs قلعه ریسسی |

*CCE: کربنات کلسیم معادل، EC_e: هدایت ویژه الکتریکی گل اشباع، CEC: ظرفیت تبادل کاتیونی، Fe-o: آهن دی‌تیوانتی و Fe-t: آهن کل.

تجزیه آماری: تجزیه واریانس به صورت فاکتوریل ۵×۴ با ۵ نمونه خاک و ۴ تیمار دمایی در قالب طرح کاملاً تصادفی انجام شد. آزمون دانکن در سطح ۱ درصد آماری برای مقایسه میانگین داده‌ها با استفاده از نرم‌افزار MSTATC برای بررسی اثرات تیمارهای آزمایش بر خصوصیات اندازه‌گیری شده استفاده شد.

نتایج و بحث

شکل‌های فسفر: دما اثر معنی‌داری بر شکل‌های فسفر نشان داد (جدول ۲) و اثر معنی‌دار برهم‌کنش آن با خاک بر شکل‌های فسفر نشان می‌دهد که اثر دما بر شکل‌های فسفر در تمام خاک‌ها یکسان نبوده است.

در حالی که دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس اثر معنی‌داری بر $\text{NaHCO}_3\text{-P}$ در بیش‌تر خاک‌ها نداشت دماهای ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس به صورت معنی‌داری آن را افزایش داد و میانگین آن از ۱۳/۹ در شاهد به ترتیب به ۳۳/۹ و ۲۸/۲ در دماهای ۳۵۰ و ۵۵۰ افزایش یافت (جدول ۳). با این وجود بیش‌ترین افزایش فسفر قابل‌عصاره‌گیری با بیکربنات سدیم در دمای ۳۵۰ درجه سلسیوس مشاهده شد که سبب افزایش ۴۰۷-۷۵ درصدی (میانگین ۱۴۳ درصد) این شکل فسفر گردید (جدول ۳).

جدول ۲- تجزیه واریانس اثرات تیمارهای آزمایش بر شکل‌های فسفر خاک.

| منبع تغییرات | درجه آزادی | فسفات‌های کلسیم | | | | | مجموع شکل‌ها | منبع تغییرات |
|--------------|------------|----------------------------------|--------|-------|-------------------------|---------|--------------|--------------|
| | | $\text{H}_2\text{SO}_4\text{-P}$ | CBD-P | HC-P | $\text{NH}_4\text{F-P}$ | پدوژنیک | | |
| خاک | ۴ | ۲۰۷۰۳** | ۲۰۰** | ۷۱۶** | ۱۶۷۹** | ۱۲۳۳** | ۸۰۳** | ۳۱۹۲۳** |
| دما | ۳ | ۱۴۸۷۳** | ۶۷/۸** | ۵۴** | ۲۰۲** | ۱۵۴۱** | ۹۰۳** | ۱۶۴۰۲** |
| خاک × دما | ۱۲ | ۴۱۳۵** | ۳۴/۳** | ۴۱** | ۲۳۰** | ۱۵۷** | ۵۴** | ۶۵۰۶** |
| خطا | ۲۰ | ۹۷ | ۱۴ | ۲/۴ | ۱۴/۰** | ۱۲ | ۳ | ۲۸۱ |

** در سطح ۱ درصد از نظر آماری معنی‌دار است.

جدول ۳- مقایسه میانگین شکل های مختلف فسفر.

| میانگین | دما (درجه سلسیوس) | | | | خاک |
|--------------------------------|--------------------|-------------------|-------------------|--------------------|------------|
| | ۵۵۰ | ۳۵۰ | ۲۰۰ | صفر | |
| NaHCO₃-P | | | | | |
| ۳۹/۶ | ۳۶/۰ ^b | ۵۷/۰ ^a | ۳۳/۰ ^b | ۳۲/۵ ^{b*} | تاوه بادام |
| ۱۵/۵ | ۲۱/۰ ^a | ۲۱/۵ ^a | ۷/۵ ^b | ۱۲/۰ ^b | لیشتر ۱ |
| ۲۴/۰ | ۳۲/۰ ^b | ۳۷/۰ ^a | ۱۶/۵ ^c | ۱۰/۵ ^d | لیشتر ۲ |
| ۱۴/۰ | ۲۱/۵ ^a | ۱۸/۵ ^a | ۸/۵ ^b | ۷/۵ ^b | لنده |
| ۲۲/۵ | ۳۰/۵ ^b | ۳۵/۵ ^a | ۱۷/۰ ^c | ۷/۰ ^d | قلعه ریسی |
| | ۲۸/۲ | ۳۳/۹ | ۱۶/۵ | ۱۳/۹ | میانگین |
| فسفات های کلسیم پدوژنیک | | | | | |
| ۶۷/۵ | ۷۸/۵ ^a | ۸۸/۰ ^a | ۵۱/۵ ^b | ۵۲/۰ ^b | تاوه بادام |
| ۴۶/۴ | ۵۹/۵ ^a | ۶۳/۵ ^a | ۳۰/۵ ^b | ۳۲/۰ ^b | لیشتر ۱ |
| ۷۵/۳ | ۶۵/۵ ^c | ۸۸/۵ ^a | ۷۸/۵ ^b | ۶۸/۵ ^c | لیشتر ۲ |
| ۵۸/۸ | ۶۸/۰ ^{ab} | ۷۰/۰ ^a | ۵۹/۰ ^b | ۳۸/۰ ^c | لنده |
| ۴۸/۰ | ۵۳/۰ ^a | ۵۳/۵ ^a | ۴۹/۰ ^a | ۳۶/۵ ^b | قلعه ریسی |
| | ۶۴/۹ | ۷۲/۷ | ۵۳/۷ | ۴۵/۴ | میانگین |
| NH₄F-P | | | | | |
| ۶۷/۷ | ۷۰/۰ ^{ab} | ۵۹/۵ ^b | ۷۵/۵ ^a | ۶۴/۰ ^b | تاوه بادام |
| ۳۴/۷ | ۵۱/۰ ^a | ۳۵/۵ ^b | ۲۷/۵ ^b | ۲۵/۰ ^b | لیشتر ۱ |
| ۳۸/۱ | ۵۰/۵ ^a | ۴۵/۰ ^a | ۲۷/۰ ^b | ۳۰/۰ ^b | لیشتر ۲ |
| ۳۱/۴ | ۳۵/۰ ^{ab} | ۴۲/۵ ^a | ۲۳/۵ ^c | ۲۴/۵ ^{bc} | لنده |
| ۴۳/۶ | ۴۱/۵ ^b | ۲۷/۰ ^c | ۵۳/۵ ^a | ۵۲/۵ ^a | قلعه ریسی |
| | ۴۹/۶ | ۴۱/۹ | ۴۱/۸ | ۳۹/۲ | میانگین |
| HC-P | | | | | |
| ۲۳/۱ | ۱۴/۰ ^c | ۳۳/۰ ^a | ۲۳/۵ ^b | ۲۲/۱ ^b | تاوه بادام |
| ۱/۰۰ | ۴/۰۰ | غ.ق.ا. | غ.ق.ا. | غ.ق.ا.* | لیشتر ۱ |
| ۳/۰۳ | ۴/۵۰ ^a | ۲/۵۰ ^a | ۳/۵۰ ^a | ۱/۶۴ ^a | لیشتر ۲ |
| غ.ق.ا. | غ.ق.ا. | غ.ق.ا. | غ.ق.ا. | غ.ق.ا. | لنده |
| ۸/۹۶ | غ.ق.ا. | ۱۴/۷ ^a | ۱۳/۰ ^a | ۸/۰۰ ^b | قلعه ریسی |
| | ۴/۵۳ | ۱۰/۰۸ | ۸/۰۱ | ۶/۷۶ | میانگین |

نشریه مدیریت خاک و تولید پایدار جلد (۳)، شماره (۲) ۱۳۹۲

ادامه جدول ۳- مقایسه میانگین شکل‌های مختلف فسفر.

| میانگین | دما (درجه سلسیوس) | | | | خاک |
|-----------------------------------|---------------------|---------------------|--------------------|--------------------|------------|
| | ۵۵۰ | ۳۵۰ | ۲۰۰ | صفر | |
| CBD-P | | | | | |
| ۲/۲۵ | ۳/۵۷ ^a | غ.ق.ا. | ۵/۴۴ ^a | غ.ق.ا. | تاوه بادام |
| ۱۴/۴۲ | ۱۰/۰۷ ^b | ۱۹/۹۲ ^a | ۱۹/۳۸ ^a | ۸/۳۴ ^b | لیشتر ۱ |
| ۴/۴۷ | غ.ق.ا. | ۵/۷۹ ^{ab} | ۸/۶۸ ^a | ۳/۳۹ ^{ab} | لیشتر ۲ |
| ۵/۷۱ | ۱/۶۹ ^b | ۹/۴۱ ^{ab} | ۱/۶۹ ^b | ۱۰/۰۷ ^a | لنده |
| ۱۱/۰۱ | ۱۱/۹۸ ^{ab} | ۱۲/۳۶ ^{ab} | ۱۵/۴۹ ^a | ۴/۲۳ ^b | قلعه ریسی |
| | ۵/۴۶ | ۹/۴۹ | ۱۰/۱۳ | ۵/۲۰ | میانگین |
| H ₂ SO ₄ -P | | | | | |
| ۲۵۳ | ۳۲۵ ^a | ۲۱۷ ^c | ۲۲۰ ^c | ۲۵۳ ^b | تاوه بادام |
| ۱۲۹ | ۱۷۰ ^a | ۸۸ ^b | ۹۰ ^b | ۱۶۷ ^a | لیشتر ۱ |
| ۲۰۰ | ۲۷۷ ^a | ۱۵۲ ^c | ۱۸۲ ^b | ۱۸۷ ^b | لیشتر ۲ |
| ۲۵۰ | ۳۲۵ ^a | ۲۴۴ ^b | ۲۲۱ ^{bc} | ۲۱۱ ^c | لنده |
| ۱۹۴ | ۲۹۵ ^a | ۱۲۶ ^d | ۲۰۱ ^b | ۱۵۵ ^c | قلعه ریسی |
| | ۲۷۹ | ۱۶۵ | ۱۸۳ | ۱۹۵ | میانگین |
| مجموع شکل‌ها | | | | | |
| ۴۵۴ | ۵۲۷ ^a | ۴۵۴ ^b | ۴۱۰ ^b | ۴۲۳ ^b | تاوه بادام |
| ۲۴۱ | ۳۱۶ ^a | ۲۲۸ ^b | ۱۷۵ ^c | ۲۴۴ ^b | لیشتر ۱ |
| ۳۴۴ | ۴۳۰ ^a | ۳۳۱ ^b | ۳۱۶ ^b | ۳۰۱ ^b | لیشتر ۲ |
| ۳۶۰ | ۴۵۱ ^a | ۳۸۴ ^a | ۳۱۳ ^b | ۲۹۱ ^b | لنده |
| ۳۲۴ | ۴۳۲ ^a | ۲۶۹ ^b | ۳۳۲ ^a | ۲۶۴ ^b | قلعه ریسی |
| | ۴۳۲ | ۳۳۳ | ۳۰۹ | ۳۰۵ | میانگین |

* در هر ردیف میانگین‌های دارای یک حرف کوچک مشترک اختلاف معنی‌داری در سطح ۱ درصد آماری ندارند.

** غ.ق.ا.: غیرقابل اندازه‌گیری.

افزایش این شکل فسفر در دماهای ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس می‌تواند به احتراق ماده آلی و آزاد شدن فسفر آن به شکل محلول (مولوی و همکاران، ۲۰۰۹؛ گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰) نسبت داده شود. با این وجود کم‌تر بودن مقدار افزایش این شکل فسفر در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس را شاید بتوان به

تبدیلات بین شکل‌های معدنی فسفر در این دما و نیز احتمال تصعید آن، هر چند به مقدار کم، در این دما نسبت داد. شکل فسفر عصاره‌گیری شده با بیکربنات سدیم به نام دی‌کلسیم فسفات معرفی شده است (جیانگ و گوا، ۱۹۸۹؛ صمدی و جیلکس، ۱۹۹۹؛ ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶) هر چند در یک تعریف دقیق‌تر این شکل فسفر می‌تواند فسفر به آسانی قابل جذب و در برگیرنده شکل‌های فسفر محلول‌تر از دی‌کلسیم فسفات تعریف گردد که در خاک‌های آهکی ارتباط نزدیکی را با فسفر به روش اولسن نشان داده است (ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶). گلنگ و همکاران (۲۰۱۰) گزارش نمودند که غلظت $\text{NaHCO}_3\text{-P}_i$ در دمای ۱۰۰ درجه سلسیوس متأثر نگردید در حالی که دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس این شکل فسفر شروع به افزایش، هر چند به مقدار کم، نمود در حالی که در دمای ۳۰۰ درجه سلسیوس زمان ۱۵ دقیقه برای افزایش $\text{NaHCO}_3\text{-P}_i$ کافی بود و در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس نیز روند مشابهی مشاهده شد. مولوی و همکاران (۲۰۰۹) مشاهده نمودند که Olsen-P در لایه‌های ۰-۵ و ۵-۱۵ سانتی‌متری یک خاک جنگلی سوخته در مقایسه با خاک شاهد- نسوخته) افزایش نشان داد. جیوانینی و همکاران (۱۹۹۰) شرح دادند که در تیمار دمایی ۱۷۰-۳۰۰ درجه سلسیوس فسفر آلی خاک به دلیل احتراق ماده آلی به شکل فسفر محلول آزاد می‌شود، که یا توسط گیاه جذب می‌شود و یا به صورت ترکیبات کم محلول‌تر فسفر به‌عنوان مثال فسفات‌های آهن و آلومینیوم و فسفات‌های کلسیم رسوب می‌کند.

تغییرات فسفات‌های کلسیم پدوژنیک خاک (مجموع فسفر عصاره‌گیری شده با استات آمونیوم و کلرید منیزیم) روندی مشابه با $\text{NaHCO}_3\text{-P}_i$ نشان داد و دماهای ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس آن را به شکل معنی‌داری نسبت به شاهد افزایش دادند (جدول ۳). بیش‌ترین افزایش این شکل فسفر در سری لیشر ۱ در دماهای ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس مشاهده شد که تقریباً ۱۰۰ درصد نسبت به شاهد افزایش یافت. به‌صورت میانگین حداقل افزایش فسفات‌های کلسیم پدوژنیک در دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس و حداکثر آن در دمای ۳۵۰ درجه سلسیوس مشاهده شد (جدول ۴). این شکل فسفر بخش زیادی از فسفر را در خاک‌های آهکی در حالتی که کود فسفوری زیادی در آن‌ها مصرف شده باشد، تشکیل می‌دهد (ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶)، در حالی که در خاک‌های بکر و بدون دریافت کودهای فسفوری این شکل فسفر کم است (خانمیرزایی و همکاران، ۲۰۰۹).

تیمار دمایی سبب افزایش $\text{NH}_4\text{-P}$ گردید اما به‌صورت میانگین، افزایش این شکل فسفر در دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس تفاوت معنی‌داری با شاهد نداشت (جدول ۳). هر چند روند کلی

تغییرات، افزایش آن در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس بود ولی این روند در همه موارد یکسان نبود. به عنوان مثال بیشترین غلظت NH_4F-P در خاک تاوه بادام در دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس مشاهده شد و در خاک قلعه ریسی افزایش دما سبب کاهش غلظت NH_4F-P گردید. به صورت کلی دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس سبب افزایش NH_4F-P گردید و مقدار افزایش این شکل فسفر در این دما ۲۶-۱۰ میلی گرم بر کیلوگرم بود. بیشترین افزایش در خاک لیشر ۱ مشاهده شد که ۱۰۰ درصد نسبت به شاهد افزایش یافت (جدول ۳). فسفر قابل عصاره گیری با فلورید آمونیوم به فسفات های همراه با اکسیدهای آلومینیوم نسبت داده شده است (چنگ و جکسون، ۱۹۵۷؛ جیانگ و گوا، ۱۹۸۹؛ ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶) که مقدار کمی از شکل های فسفر را در خاک های آهکی به دلیل کم بودن ترکیبات آلومینیومی در این خاک ها و نیز به دلیل پوشیده بودن این ترکیبات با کربنات کلسیم موجود در خاک، به خود اختصاص می دهد. صمدی (۲۰۰۶) پس از ۵ مرتبه برداشت ری-گراس کاهش NH_4F-P را مشاهده نمود هر چند بیان نمود که بیشترین تغییر این شکل فسفر به دلیل تبدیلات شیمیایی و نه جذب گیاه صورت گرفته بود و نشانه ای از جذب فسفر توسط گیاه مشاهده نگردید.

اگرچه دما اثر معنی داری بر شکل های $HC-P$ و $CBD-P$ نشان داد (جدول ۲) ولی تغییرات مشاهده شده در تمام خاک ها روند یکسانی نداشت (جدول ۳). معمولاً $HC-P$ به فسفات های همراه با اکسیدهای آهن نسبت داده می شود (جیانگ و گوا، ۱۹۸۹؛ ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶). ادهمی و همکاران (۲۰۰۶) گزارش نمودند که $HC-P$ در ۱۸ نمونه خاک آهکی استان فارس ۵۰-۱۳ میلی گرم بر کیلوگرم خاک بود. خانمیرزایی و همکاران (۲۰۰۹) مقدار این شکل فسفر را در یک خاک آهکی بکر تحت کشت اوکالیپتوس ۲۲-۱۱ میلی گرم بر کیلوگرم خاک گزارش نمودند. به صورت معمول فرض می شود که فسفر همراه با اکسیدهای آهن در خاک های آهکی به علت مقدار کم این شکل فسفر و پوشیده بودن آن با کربنات کلسیم، اهمیت چندانی ندارد. در این مطالعه $HC-P$ در خاک ها در محدوده غیرقابل اندازه گیری تا ۲۲ میلی گرم بر کیلوگرم خاک بود. دو خاک تاوه بادام و قلعه ریسی با مقدار CCE کم تر (حدود ۲۰۰ گرم بر کیلوگرم) و Fe_0 بیش تر (به ترتیب ۰/۶ و ۰/۴ درصد) دارای $HC-P$ بیش تری (به ترتیب ۲۲ و ۸ میلی گرم بر کیلوگرم خاک) نسبت به سایر خاک ها بودند. بیشترین تغییرات $HC-P$ در این دو خاک مشاهده شد. در کل دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس با کاهش این شکل فسفر در این دو خاک همراه بود هر چند دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس آن را افزایش دادند. مقدار $CBD-P$ در خاک های مورد مطالعه کم تر از ۱۰ میلی گرم بر کیلوگرم خاک بود (جدول ۳). از

آن‌جا که این شکل فسفر، شکلی است که در شرایط احیایی شدید (احیاء‌کننده قوی دی‌تیونات) آزاد می‌شود گمان نمی‌رود که اهمیت زیادی در خاک‌های آهکی داشته باشد.

در خاک‌های مورد مطالعه بیش‌ترین مقدار فسفر در شکل H_2SO_4-P مشاهده شد (۲۵۳-۱۵۵ میلی‌گرم بر کیلوگرم) (جدول ۳). معمولاً شاخص خاک‌های آهکی و فور این شکل فسفر است (چنگ و جکسون، ۱۹۵۷؛ سولیس و تورنت، ۱۹۸۹b؛ ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶) که به نام ترکیبات فسفر پایدار شناخته می‌شود و به فسفات‌های کلسیم لیتوژنیک نسبت داده می‌شود. در بین دماهای مختلف، دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس، اثر معنی‌دار و پایداری بر H_2SO_4-P نشان داد (جدول ۳). این دما سبب افزایش معنی‌دار H_2SO_4-P شد و محدوده افزایش از ۱۱۴-۴ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود. دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس، در بیش‌تر موارد، نه تنها این شکل فسفر را افزایش نداد بلکه حتی آن را کاهش داده بود. تنها استثناء خاک سرآسیاب بود که دمای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس H_2SO_4-P را در مقایسه با شاهد به‌صورت معنی‌دار افزایش داد. این نتیجه نشان می‌دهد که احتمالاً در این دماها فسفر از این شکل به سایر شکل‌های معدنی تبدیل شده است.

دما اثر معنی‌داری بر مجموع شکل‌های معدنی فسفر نشان داد. به‌صورت کلی مجموع شکل‌های معدنی فسفر در دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس در بیش‌تر موارد اختلاف معنی‌داری با شاهد نداشتند. در حالی‌که در تمام خاک‌های مورد مطالعه مجموع شکل‌های معدنی فسفر در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس به‌صورت معنی‌دار بیش‌تر از شاهد بود (جدول ۳). مقدار این افزایش در محدوده ۱۶۸-۷۲ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود. این نتیجه نشان می‌دهد که تغییراتی که در دماهای ۲۰۰ و ۳۰۰ درجه سلسیوس در شکل‌های معدنی مختلف فسفر در خاک‌های مختلف مشاهده گردید به‌صورت کلی بر مجموع شکل‌های معدنی فسفر تأثیر نداشته است و به‌صورت ظاهری مقدار افزوده شدن فسفر به مجموع شکل‌های معدنی فسفر در این تیمارها در حد معنی‌داری نبوده است. به‌عنوان مثال در خاک لیشتر ۱ در دمای ۳۵۰ درجه سلسیوس افزایش زیادی در شکل‌های $NaHCO_3-P$ ، فسفات‌های کلسیم پدوژنیک و NH_4F-P مشاهده گردید و از سوی دیگر کاهش زیاد H_2SO_4-P در همین خاک سبب شده است که مجموع تغییرات شکل‌های معدنی فسفر در دمای ۳۵۰ درجه سلسیوس اختلاف معنی‌داری با شاهد نداشته باشد. به همین علت چنین به‌نظر می‌رسد آن‌چه در دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس سبب تغییر شکل‌های معدنی مختلف فسفر شده است تبدیلات درونی این شکل‌ها و عمدتاً تبدیل از شکل H_2SO_4-P به سایر شکل‌ها باشد. افزایش معنی‌دار مجموع شکل‌های

معدنی فسفر در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس نشان می‌دهد که علاوه بر تبدیلات بین شکل‌های معدنی فسفر در این دما مقداری فسفر از یک منبع خارجی (به احتمال زیاد ماده آلی خاک) به شکل معدنی تبدیل شده است. بیش‌ترین افزایش مجموع شکل‌های معدنی فسفر از آن خاک قلعه ریسی با ۷/۵ گرم ماده آلی در کیلوگرم خاک بود، در مقابل کم‌ترین افزایش در خاک لیشتر ۱ با ۳/۵ گرم در کیلوگرم ماده آلی مشاهده شد.

پژوهش‌های پیشین نشان داده‌اند که شکل‌های معدنی فسفر در صورت افزایش دما به بیش‌تر از ۲۰۰ درجه سلسیوس افزایش می‌یابد و این افزایش به‌صورت کلی به احتراق ماده آلی و تبدیل شکل‌های فسفر آلی به شکل‌های فسفر معدنی نسبت داده شده است (ولز، ۱۹۷۱؛ مک‌کی، ۱۹۸۲؛ والدروپ و همکاران، ۱۹۸۷؛ گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰).

تمام مطالعات در بررسی اثرات دما و آتش‌سوزی بر شکل‌های مختلف فسفر از روش‌های اصلاح شده هدلی و همکاران (۱۹۸۲) استفاده نموده‌اند (گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰). این روند هم به‌دلیل اهمیت ماده آلی در خاک‌های مورد مطالعه و هم به‌دلیل امکان بررسی هم‌زمان شکل‌های آلی و معدنی فسفر در این روش می‌باشد. مشاهده‌های قبلی نشان داده‌اند که تیمار دمایی سبب افزایش شکل‌هایی مانند Resin-P، $\text{NaHCO}_3\text{-P}_i$ ، NaOH-P_i و $\text{H}_2\text{SO}_4\text{-P}_i$ و در مقابل کاهش تمام شکل‌های فسفر آلی و حتی از بین رفتن آن‌ها در دماهای زیاد (بیش‌تر از ۴۰۰ درجه سلسیوس)، می‌شوند (گلنگ و همکاران، ۲۰۱۰). وضعیت خاص خاک‌های آهکی سبب شده است که روش‌های متداول عصاره‌گیری جزء به جزء فسفر در این خاک‌ها با کمبودهایی همراه باشند. این کاستی‌ها به‌طور عمده شامل نداشتن کارایی واکنشگر NaOH برای استخراج فسفات‌های آهن و آلومینیوم و تعیین نداشتن فسفات‌های کلسیم پدوژنیک در این خاک‌ها بوده است (ادهمی و همکاران، ۲۰۰۶؛ ادهمی و همکاران، ۲۰۰۷) که می‌تواند به روش‌های عصاره‌گیری دنباله‌ای استفاده شده برای بررسی اثر تیمار دمایی و یا آتش‌سوزی بر فسفر خاک نیز نسبت داده شود. این مطالعه نشان می‌دهد که علاوه بر شکل فسفات‌های کلسیم محلول خاک، تقریباً تمام شکل‌های فسفر معدنی، به‌استثنا شکل‌هایی که حضور آن‌ها در این خاک‌ها کم است، در اثر تیمار دمایی دچار تغییر می‌شوند. هم‌چنین این نتایج نشان می‌دهد که در دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس احتمال تبدیلات میان شکل‌های معدنی فسفر زیاد است.

خصوصیات جذب فسفر: نتایج برازش داده‌های جذب فسفر با معادله‌های لانگمویر و فروندلیچ نشان داد که این معادله‌ها دارای همبستگی قابل‌قبولی با داده‌های جذب فسفر بودند. ضریب تبیین برازش

داده‌های جذب فسفر با معادله فروندلیچ در محدوده ۰/۹۹-۰/۵۲ با میانگین ۰/۹۱ و با معادله لانگمویر در محدوده ۰/۹۷-۰/۶۷ با میانگین ۰/۸۶ بود.

دما اثر معنی‌داری بر ضرایب معادلات فروندلیچ و لانگمویر نشان داد و اثر برهم‌کنش خاک و دما نیز بر آن‌ها معنی‌دار بود که بیانگر این است که اثر دما بر خصوصیات جذب سطحی فسفر به نوع خاک بستگی دارد (جدول ۴).

عرض از مبدا معادله فروندلیچ (K_F) می‌تواند به‌عنوان مقدار جذب فسفر در غلظت تعادلی واحد فسفر در نظر گرفته شود (کریمیان و کاکس، ۱۹۷۸). K_F در بین خاک‌ها تفاوت زیادی داشت و از ۱۱۳/۸۳-۴۱/۲۱ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک متغیر بود (جدول ۵). در بین خاک‌ها بیش‌ترین مقدار K_F از آن خاک‌های تاوه‌بادام و قلعه ریسی بود. اثر دما بر K_F در بین خاک‌ها متفاوت بود. با دسته‌بندی خاک‌ها براساس CCE، روند مشابهی از اثر دما در هر گروه مشاهده شد، بر این اساس تغییرات k_F در خاک‌های تاوه‌بادام و قلعه ریسی در حدود ۲۰۰ گرم CCE در کیلوگرم خاک متفاوت از سه خاک دیگر با ۵۰۰-۴۰۰ گرم CCE در کیلوگرم بود. هم‌چنین، مقدار اکسیدهای آهن در خاک‌های تاوه‌بادام و قلعه ریسی بیش‌تر از سه خاک دیگر بود. دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس k_F را به‌صورت معنی‌دار در خاک تاوه‌بادام افزایش داد در خاک قلعه ریسی نیز در این دما افزایش مشاهده شد که معنی‌دار نبود (جدول ۵) در حالی که دماهای بالاتر سبب کاهش معنی‌دار k_F شدند و بیش‌ترین کاهش در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس، ۸۲-۴۴ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود. در سه خاک دیگر k_F به‌صورت معنی‌دار با دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس متأثر نشد در حالی که دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس به مقدار زیاد (۶۵/۷۴-۱۴/۹۲ میلی‌گرم بر کیلوگرم) آن را افزایش داد (جدول ۵).

جدول ۴- تجزیه واریانس اثرات تیمارهای آزمایش بر ضرایب معادلات مختلف.

| میانگین مربعات | | | | | درجه آزادی | منبع تغییرات |
|----------------|-----------|----------|---------|-----------|------------|--------------|
| $b_L X_m$ | X_m | b_L | n_F | $\ln K_F$ | | |
| ۱۰۶۱** | ۲۳۲۳۳۹۲** | ۰/۰۰۱۰* | ۰/۲۹۲** | ۲۲۲۷** | ۴ | خاک |
| ۵۴۴** | ۲۵۳۰۷۵۲** | ۰/۰۰۱۰* | ۱/۰۹۵** | ۳۰۶** | ۳ | دما |
| ۱۰۴۵** | ۲۳۹۵۹۳** | ۰/۰۰۱۰** | ۰/۰۶۵** | ۱۶۱۲** | ۱۲ | خاک x دما |
| ۴۶ | ۳۵۲۷۰ | ۰/۰۰۰۴ | ۰/۰۰۰۴ | ۳/۴۹۲ | ۲۰ | خطا |

* معنی‌دار در سطح احتمال ۵ درصد و ** معنی‌دار در سطح احتمال ۱ درصد.

جدول ۵- مقایسه میانگین ضرایب معادله فروندلیچ.

| خاک | دما (درجه سلسیوس) | | | |
|------------|--------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| | صفر | ۲۰۰ | ۳۵۰ | ۵۵۰ |
| | K_F | | | |
| تاوه بادام | ۷۶۷ ^b | ۹۸۳ ^a | ۶۸/۴ ^b | ۳۲/۳ ^c |
| لیشتر ۱ | ۵۷/۲ ^b | ۶۰/۵ ^b | ۵۸/۹ ^b | ۱۲۲/۷ ^a |
| لیشتر ۲ | ۴۱/۲ ^b | ۴۳/۵ ^b | ۴۰/۶ ^b | ۵۸/۶ ^a |
| لنده | ۷۴/۸ ^b | ۷۵/۱ ^b | ۶۹/۰ ^b | ۸۹/۷ ^a |
| قلعه ریسی | ۱۱۳ ^a | ۱۱۸ ^a | ۹۹/۰ ^b | ۳۶/۰ ^c |
| میانگین | ۷۲/۸ ^b | ۷۹/۲ ^a | ۶۷/۲ ^c | ۶۷/۹ ^c |
| | n_F | | | |
| تاوه بادام | ۱/۷۴ ^b | ۲/۱۱ ^a | ۱/۴۳ ^c | ۱/۲۶ ^c |
| لیشتر ۱ | ۱/۷۷ ^b | ۲/۲۵ ^a | ۱/۶۴ ^b | ۱/۷۳ ^b |
| لیشتر ۲ | ۲/۳۱ ^b | ۲/۷۰ ^a | ۱/۸۷ ^c | ۱/۷۴ ^c |
| لنده | ۱/۹۶ ^{ab} | ۲/۲۰ ^a | ۱/۹۴ ^{ab} | ۱/۸۶ ^b |
| قلعه ریسی | ۲/۲۸ ^a | ۲/۳۲ ^a | ۱/۶۳ ^b | ۱/۲۹ ^c |
| میانگین | ۲/۰۱ ^b | ۲/۳۲ ^a | ۱/۷۱ ^c | ۱/۵۸ ^c |

* در هر ردیف میانگین‌های دارای یک حرف کوچک مشترک اختلاف معنی‌داری در سطح ۱ درصد آماری ندارند.

تعریف فیزیکی خاصی برای n_F وجود ندارد در حالی که به صورت ساده این ضریب شدت افزایش جذب را در برابر شدت افزایش غلظت نشان می‌دهد. بر خلاف k_F ، n_F در تمام خاک‌ها تنها در دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس افزایش یافت و دماهای بالاتر یا اثری بر آن نداشتند یا سبب کاهش آن شدند. ظرفیت بافیری خاک از معادله لانگمویر قابل محاسبه است ($b_L X_m$) (بولت و بروگنورت، ۱۹۷۶). در حالی که مقدار b_L کم باشد $b_L X_m$ می‌تواند به عنوان مقدار جذب در غلظت تعادلی واحد جذب شونده در نظر گرفته شود (ادهمی و همکاران، ۲۰۰۸). در مطالعه حاضر b_L در محدوده ۰/۰۰۹-۰/۰۰۹ قرار داشت (جدول ۶) و به نظر می‌رسد که $b_L X_m$ می‌تواند به عنوان مقدار جذب در غلظت تعادلی واحد فسفر در نظر گرفته شود. تغییرات $b_L X_m$ در خاک‌ها و نیز تحت تأثیر دما تقریباً روندی مشابه با تغییرات k_F نشان داد (جدول ۶). در غلظت تعادلی واحد فسفر، ترکیبات آهن قابل استخراج با سیترات- دی تیونات- بیکربنات جذب فسفر را در خاک‌های آهکی کنترل می‌کنند (سولیس و تورنت،

(۱۹۸۹a) از سوی دیگر دما سبب تبدیل گئوتیت به مگهمیت می‌شود که سطح ویژه کم‌تری دارد (کترینگز و بی‌غم، ۲۰۰۰) و ممکن است دلیل کاهش $b_L X_m$ و k_F در خاک‌های تاوه بادام و قلعه ریسی (خاک‌های دارای CCE کم‌تر و اکسیدهای آهن و آلومینیوم بیش‌تر) در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس باشد.

حداکثر ظرفیت بافری خاک (X_m) از معادله لانگمویر قابل محاسبه است. در خاک‌های تیمار نشده، X_m در محدوده ۱۷۹۴-۴۹۶ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود. دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس سبب کاهش زیاد X_m گردید و مقدار کاهش این خصوصیت در مقایسه با خاک‌های شاهد در محدوده ۱۰۱۵-۳۰۲ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود. در مقابل دماهای بالاتر (۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس) به‌صورت معنی‌دار X_m را افزایش داد (شکل ۱). تنها استثناء خاک سرآسیاب بود که به‌رغم افزایش X_m در دماهای ۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس نسبت به دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس، مقدار X_m کم‌تر از شاهد بود. در چهار خاک باقی‌مانده مقدار افزایش X_m نسبت به شاهد در محدوده ۱۱۸۱-۵۰۱ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک در دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس بود. کترینگز و همکاران (۲۰۰۲) مشاهده نمودند که حداکثر ظرفیت بافری لایه ۵-۰ سانتی‌متر یک خاک جنگلی ۲۲۰۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک بود و تیمار دمایی ۴۵۰ درجه سلسیوس آن را به ۲۸۰۰ میلی‌گرم بر کیلوگرم خاک افزایش داد. آنان گزارش نمودند که دماهای بالاتر سبب کاهش X_m گردید. مشاهده‌های آنان نشان داد که سطح ویژه خاک مورد مطالعه در اثر تیمار دمایی افزایش یافت و نتیجه‌گیری کردند که احتمالاً مواد بی‌شکل تولید شده توسط دما ظرفیت جذب فسفر بیش‌تری دارند.

عوامل چندی در تغییرات خصوصیات جذب فسفر در اثر دما نقش دارند. این عوامل شامل: ۱- تغییر pH محلول؛ ۲- تغییر ترکیب کانی‌شناسی و مساحت سطح ویژه خاک؛ ۳- حضور گونه‌های شیمیایی مانند کربن آلی محلول که با جذب فسفر رقابت می‌کنند و ۴- تغییر ظرفیت کانی‌ها برای جذب فسفر؛ است (کترینگز و همکاران، ۲۰۰۲). ترکیبات متفاوتی به‌عنوان مسئول جذب فسفر در خاک‌های آهکی معرفی شده‌اند؛ این ترکیبات شامل اکسیدهای آهن بلوری و آزاد (ریان و همکاران، ۱۹۸۵؛ سولیس و تورنت، ۱۹۸۹b)، کربنات کلسیم فعال (ریان و همکاران، ۱۹۸۵) و رس‌های غیرکربناتی (ژائو و لی، ۲۰۰۱) می‌باشد. از سوی دیگر مکانیسم ابقای فسفر در خاک‌ها در غلظت‌های کم و زیاد فسفر با یکدیگر متفاوت هستند. در غلظت‌های کم فسفر جذب سطحی مکانیسم غالب نگهداری فسفر است در حالی‌که در غلظت‌های زیاد فسفر رسوب آن مکانیسم اصلی خروج آن از

نشریه مدیریت خاک و تولید پایدار جلد (۳)، شماره (۲) ۱۳۹۲

محلول است. اثرات متفاوت دما بر شاخص‌های جذب فسفر احتمالاً به دلیل متفاوت بودن مکانیسم جذب فسفر در غلظت‌های کم و زیاد، و نیز متفاوت بودن اثرات دماهای مختلف بر خصوصیات مرتبط با جذب فسفر خاک‌ها می‌باشد.

جدول ۶- مقایسه میانگین ضرایب معادله لانگمویر.

| دما (درجه سلسیوس) | | | | خاک |
|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------|------------|
| ۵۵۰ | ۳۵۰ | ۲۰۰ | صفر | |
| K_L | | | | |
| ۰/۰۰۹ ^a | ۰/۰۲۰ ^a | ۰/۰۲۱ ^a | ۰/۰۳۳ ^a | تاوه بادام |
| ۰/۰۳۸ ^a | ۰/۰۱۴ ^a | ۰/۰۲۶۱ ^a | ۰/۰۱۲ ^a | لیشتر ۱ |
| ۰/۰۲۵ ^b | ۰/۰۲۵ ^b | ۰/۰۹۰ ^a | ۰/۰۳۴ ^b | لیشتر ۲ |
| ۰/۰۵۰ ^a | ۰/۰۵۳ ^a | ۰/۰۲۵ ^a | ۰/۰۱۵ ^a | لنده |
| ۰/۰۱۰ ^b | ۰/۰۳۰ ^b | ۰/۰۷۸ ^a | ۰/۰۳۱ ^b | قلعه ریسی |
| ۰/۰۲۶۴ ^b | ۰/۰۲۸۵ ^b | ۰/۰۴۸۱ ^a | ۰/۰۲۴۹ ^b | میانگین |
| b_L | | | | |
| ۲۸۰۲ ^a | ۲۶۱۱ ^a | ۱۲۷۱ ^b | ۱۶۹۲ ^b | تاوه بادام |
| ۲۲۹۴ ^a | ۲۰۱۷ ^a | ۷۷۹ ^b | ۱۷۹۴ ^a | لیشتر ۱ |
| ۱۳۳۱ ^a | ۷۶۱ ^b | ۳۰۷ ^b | ۴۹۶ ^b | لیشتر ۲ |
| ۱۳۵۲ ^{ab} | ۱۱۲۳ ^{ab} | ۱۰۴۵ ^b | ۱۶۵۰ ^a | لنده |
| ۲۵۸۴ ^a | ۲۲۹۹ ^a | ۱۱۰۲ ^b | ۱۴۰۳ ^b | قلعه ریسی |
| ۲۰۷۲ ^a | ۱۷۶۲ ^b | ۹۰۱ ^d | ۱۴۰۷ ^c | میانگین |
| $K_L b_L$ | | | | |
| ۲۴/۶ ^b | ۵۱/۰ ^a | ۵۰/۰ ^a | ۴۶۷ ^a | تاوه بادام |
| ۸۷/۷ ^a | ۲۸/۵ ^b | ۲۰/۳ ^b | ۲۰/۸ ^b | لیشتر ۱ |
| ۳۲/۸ ^a | ۱۹/۰ ^a | ۲۷/۵ ^a | ۱۵/۹ ^a | لیشتر ۲ |
| ۶۷/۴ ^a | ۴۶۹ ^b | ۲۶۳ ^c | ۲۵/۱ ^c | لنده |
| ۲۶/۶ ^b | ۶۷/۵ ^a | ۸۵/۸ ^a | ۴۶/۵ ^b | قلعه ریسی |
| ۴۷/۸ ^a | ۴۲/۸ ^a | ۴۲/۰ ^a | ۳۰/۴ ^b | میانگین |

* در هر ردیف میانگین‌های دارای یک حرف کوچک مشترک اختلاف معنی‌داری در سطح ۱ درصد آماری ندارند.

نتیجه گیری

براساس نتایج این پژوهش چنین به نظر می‌رسد که که شکل‌های فسفر معدنی قابل جذب (عصاره‌گیری شده با بیکربنات سدیم) و پدوژنیک (قابل عصاره‌گیری با استات آمونیوم و کلرید منیزیم) و فسفات‌های آلومینیوم به صورت کلی در اثر دما افزایش می‌یابند. کاهش معنی‌دار فسفر قابل عصاره‌گیری با اسید سولفوریک و نبود تغییر معنی‌دار مجموع شکل‌های معدنی فسفر در دمای ۳۵۰ درجه سلسیوس نشان‌دهنده احتمال تبدیل فسفر قابل عصاره‌گیری با اسید سولفوریک به سایر شکل‌ها در این دما می‌باشد. معادله‌های لانگمویر، فروندلیچ و تمکین همبستگی قابل‌قبولی با داده‌های جذب فسفر داشتند. در خاک‌های دارای CEC کم‌تر، دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس به صورت معنی‌دار مقدار جذب فسفر در غلظت تعادلی واحد را افزایش داد در حالی‌که دماهای بالاتر سبب کاهش معنی‌دار آن شدند ولی در خاک‌های دارای CEC بیش‌تر، مقدار جذب فسفر در غلظت تعادلی واحد به صورت معنی‌دار با دماهای ۲۰۰ و ۳۵۰ درجه سلسیوس متأثر نشد و دمای ۵۵۰ درجه سلسیوس آن را افزایش داد. دمای ۲۰۰ درجه سلسیوس سبب کاهش زیاد حداکثر ظرفیت بافیری خاک (X_m) گردید در مقابل دماهای بالاتر (۳۵۰ و ۵۵۰ درجه سلسیوس) به صورت معنی‌دار X_m را افزایش دادند. با توجه به نقش کلیدی اکسیدهای آهن و آلومینیوم در واکنش‌های فسفر، و نیز اهمیت سطح ویژه خاک در شیمی فسفر، پیشنهاد می‌گردد که برای درک بهتر منشاء تغییرات خصوصیات شیمیایی فسفر، تغییرات این خصوصیات در اثر آتش‌سوزی و تیمار دمایی مورد بررسی قرار گیرد.

سپاسگزاری

نویسندگان مقاله مراتب قدردانی خود را از معاونت پژوهشی دانشگاه یاسوج برای تصویب و تأمین اعتبار پژوهشی طرح ۱۳۸۲ که این مقاله مستخرج از آن است ابراز می‌نمایند.

منابع

1. Adhami, E., Maftoun, M., Ronaghi, A., Karimian, N., Yasrebi, J., and Assad, M.T. 2006. Inorganic phosphorus fractionation of highly calcareous soils. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 37: 1877-1888.
2. Adhami, E., Memarian, H.R., Rassaei, F., Mahdavi, E., Maftoun, M., Ronaghi, A., and Ghasemi-Fasaee, R. 2007. Relationship between phosphorus fractions and properties of highly calcareous soils. *Aus. J. Soil Res.* 45: 255-261.

3. Adhami, E., Salmanpour, A., Omid, A., Khosravi, N., Ghasemi-Fasaei, R., and Maftoun, M. 2008. Nickel adsorption characteristics of selected soils as related to some soil properties, *Soil Sediment Contam.* 17: 643-653.
4. Beauchemin, S., Simard, R.R., and Cluis, D. 1995. Phosphorus sorption-desorption kinetics of soil under contrasting land uses. *J. Environ. Qual.* 25: 1317-1325.
5. Bolt, G.H., and Bruggenwert, M.G.M. 1976. *Soil chemistry, Part A: Basic elements*, Elsevier Scientific Publishing Co: Amsterdam. The Netherlands. 307p.
6. Bower, C.A., Reitemeier, R.F., and Fireman, M. 1952. Exchangeable cation analysis of saline and alkali soils. *Soil Sci.* 73: 251-261.
7. Chang, S.C., and Jackson, M.L. 1957. Fractionation of soil phosphorus. *Soil Sci.* 84: 133-144.
8. Galang, M.A., Markewitz, D., and Morris, L.A. 2010. Soil phosphorus transformation under forest burning and laboratory heat treatments. *Geoderma* 155: 401-408.
9. Gee, G.W., and Bauder, J.W. 1986. Particle-size analysis. P 383-411, In: Klute, A. (Ed.), *Methods of soil analysis*, Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI.
10. Giardina, C.P., Sanford, Jr.R.L., Døckersmith, I.C., and Jaramillo, V.J. 2000. The effects of slash burning on ecosystem nutrients during the land preparation phase of shifting cultivation. *Plant Soil.* 220: 247-260.
11. Giovannini, G., Lucchesi, S., and Giachetti, M. 1990. Effects of heating on some chemical parameters related to soil fertility and plant growth. *Soil Sci.* 149: 344-350.
12. Hedley, M.J., Stewart, J.W.B., and Chauhan, B.S. 1982. Changes in inorganic and organic soil phosphorus fractions induced by cultivation practices and laboratory incubations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 970-976.
13. Jiang, B., and Gu, Y. 1989. A suggested fractionation scheme of inorganic phosphorus in calcareous soils. *Fert. Res.* 20: 159-165.
14. Karimian, N., and Cox, F.R. 1978. Adsorption and extractability of molybdenum in relation to some chemical properties of soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42: 757-761.
15. Ketterings, Q.M., and Bigham, J.M. 2000. Soil color as an indicator of slash-and-burn fire severity and soil fertility in Sumatra, Indonesia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1820-1833.
16. Ketterings, Q.M., Bigham, J.M., and Laperche, V. 2000. Changes in soil mineralogy and texture caused by slash and burn fires in Sumatra, Indonesia. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1108-1117.
17. Ketterings, Q.M., Noordwijk, M.V., and Bigham, J.M. 2002. Soil phosphorus availability after slash-and-burn fires of different intensities in rubber agroforest in Sumatra, Indonesia. *Agri. Ecosys. Environ.* 92: 37-48.
18. Khanmirzaei, A., Adhami, E., Kowsar, S.A., and Sameni, A.M. 2009. Organic and inorganic forms of phosphorus in a calcareous soil planted with four species of eucalyptus in southern Iran. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 40: 3194-3210.

19. Loeppert, R.L., and Inskeep, W.P. 1996. Iron. P 639-664, In: Sparks D.L. (ed.), Methods of soil analysis, Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI.
20. Loeppert, R.H., and Suarez, D.L. 1996. Carbonate and gypsum. P 437-474, In Sparks D. L. (ed.), Methods of soil analysis, Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI.
21. McKee, W.H. 1982. Changes in soil fertility following prescribed burning on coastal plain pine sites. USDA Forest Research Service, Paper, SE-RP-234. 23p.
22. Molavi, R., Baghernejad, M., and Adhami, E. 2009. Effects of Forest Burning and Slash Burn on Physico-Chemical Properties and Clay Minerals of Top Soils. Isfahan, J. Water Soil Sci. 49: 99-110.
23. Murphy, J., and Riley, J.P. 1962. A modified single solution method for determination of phosphate in natural waters. Anal. Chim. Acta. 27: 31-36.
24. Neary, D.G., Klopatek, C.C., DeBano, L.F., and Folliott, P.F. 1999. Fire effects on belowground sustainability: a review and synthesis. Forest Ecol. Manag. 122: 51-71.
25. Nelson, D.W., and Sommers, L.E. 1996. Total carbon, organic carbon and organic matter. P 961-1010, In: Sparks, D.L. (ed.), Methods of soil analysis. Soil Sci. Soc. Am. Madison, WI.
26. Ryan, J., Curtin, D., and Cheema, M.A. 1985. Significance of iron oxides and calcium carbonate particle size in phosphate sorption by calcareous soils. Soil Sci. Soc. Am. J. 49: 74-76.
27. Samadi, A. 2006. Contribution of inorganic phosphorus fractions to plant nutrition in alkaline-calcareous soils. J. Agric. Sci. Technol. 8: 77-89.
28. Samadi, A., and Gilkes, R.J. 1999. Phosphorus transformation and their relationships with calcareous soil properties of Southern Western Australia. Soil Sci. Soc. Am. J. 63: 809-815.
29. Serrasolsas, I., and Khanna, P. 1995. Changes in heated and autoclaved forest soils of S.E. Australia. II. Phosphorus and phosphatase activity. Biogeochem. 29: 25-41.
30. Solis, P., and Torrent, J. 1989a. Phosphate sorption by calcareous Vertisols and Inceptisols of Spain. Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 456-459.
31. Solis, P., and Torrent, J. 1989b. Phosphate fractions in calcareous Vertisols and Inceptisols of Spain. Soil Sci. Soc. Am. J. 53: 462-466.
32. Waldrop, T.A., Van Lear, D.H., Loyd, F.T., and Harms, W.R. 1987. Long-term studies of prescribed burning in loblolly pine forest of the southeastern coastal plain. USDA Forest Service, General Technical Report, SE -45. 23p.
33. Wells, C.G. 1971. Effects of prescribed burning on soil chemical properties and nutrient availability. P 86-99, Proceedings of the Prescribed Burning Symposium, USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville, NC, USA.
34. Zhou, M., and Li, Y. 2001. Phosphorus sorption characteristics of calcareous soils and limestone from Southern Everglades and adjacent farmlands. Soil Sci. Soc. Am. J. 65: 1404-1412.



Heating effect on inorganic phosphorus fractions and sorption of highly calcareous soils

***E. Adhami¹, H.R. Owliaie¹ and R. Molavi²**

¹Assistant Prof., Dept. of Soil Science, Yasouj University, Yasouj, Iran,

²M.Sc., Dept. of Soil Science, Yasouj University, Yasouj, Iran

Received: 07/01/2012; Accepted: 04/30/2013

Abstract

Abstract: The objectives of the present study were to evaluate the effect of heating on various inorganic phosphorus (P) fractions and sorption characteristics of highly calcareous soils of Kohgyloveh and Boier-Ahmad province. Treatments were consisted of 5 soils and 4 heating treatment (untreated, 200, 350 and 550 °C) for two hour. P fractionation included successive extraction with NaHCO₃ (NaHCO₃-P); pedogenic Ca-P (NH₄OAc-P+ MgCl₂-P); NH₄F (NH₄F-P); NaOH-Na₂CO₃ (HC-P), citrate-dithionite-bicarbonate (CBD-P), and H₂SO₄ (H₂SO₄-P) carried on 1 g sample in duplicate. P sorption was studied by equilibrating 2 g of samples with 20 ml solution containing 5 to 400 mg P kg⁻¹ soil with 0.01 M KCl as background solution in duplicate. Results indicated that generally high temperatures (350 and 550 °C) significantly increased NaHCO₃-P, pedogenic Ca-P and NH₄F-P. H₂SO₄-P significantly decreased in 350 °C but significantly increased by 550°C heating. These changes indicate the transformation of inorganic P fractions to each other in studied temperatures in addition to transformation of organic P to inorganic P. Quantity of P sorption in the unity of P concentration (K_F) decreased by 550 °C in soils with lower CCE and higher Fe oxides, while it increased in soils with higher CCE and lower Fe oxides content. This effect is probably due to the transformation of crystalline Fe oxides to forms with lower specific surface area, which regualte P retention in the low concentration of P.

Keywords: Calcareous soils, Fire, NaHCO₃-P, Pedogenic Ca-P, Adsorption Isotherms

* Corresponding Authors; Email: eadhami@gmail.com