مطالعه پذيرفتاري مغناطيسي در برخي خاک‌هاي اکوييک و غيراکوييک استان فارس

حميدرضا اوليائي[1*]، ابراهيم ادهمي[2]، عبدالکريم اجرايي[3]، مهدي نجفي قيري[4] و مجيد رجايي[5]
[1، 2] استاديارن دانشکده کشاورزي دانشگاه ياسوج، [3] عضو هيئت علمي دانشگاه آزاد اسلامي واحد جهرم،
[4]عضو هيئت علمي دانشکده کشاورزي و منابع طبيعي داراب، دانشگاه شيراز،
[5]عضو هيئت علمي مرکز تحقيقات کشاورزي و منابع طبيعي استان فارس.
(تاريخ دريافت: ۱۳۸۷/۸/۲۵- تاريخ تصويب: ۱۳۸۹/۵/۱۵)

چکيده

وضعيت زهکشي خاک اثرات مهمي بر خصوصيات شيميايي خاک به ويژه بر نوع و ميزان اکسيدهاي آهن دارد. پذيرفتاري مغناطيسي (χ) خاک ارتباط مناسبي با وضعيت زهکشي آن دارد. جهت تعيين اثر وضعيت زهکشي خاک بر پذيرفتاري مغناطيسي و اشکال شيميايي اکسيد آهن، هشت خاکرخ در چهار منطقه با رژيم‌هاي رطوبتي اکوييک و غيراکوييک در استان فارس مورد مطالعه قرار گرفتند. ارتباط مثبت و معني داري ميان χ و آهن عصاره گيري شده با دي‌تيونيت (Fe_d) در خاک‌ها مشاهده گرديد. خاک‌هاي اکوييک داراي χ به مراتب کمتري نسبت به خاک‌هاي غيراکوييک بوده‌اند (۱۹/۹ در مقابل ۳۲/۵). در اکثر خاکرخ‌ها با افزايش عمق، ميزان χ کاهش يافته است که اين امر احتمالاً به دليل تشکيل پدوژنيک کاني‌هاي فري‌مگنتيک در سطح خاک مي‌باشد (۳۱ در مقابل ۱۹/۶). خاک‌هاي اکوييک ۴۱% و خاک‌هاي غيراکوييک ۶۴% از پذيرفتاري مغناطيسي خود را پس از تيمار دي تيونيت (CBD) از دست دادندکه بيانگر اختلاف در منشاء χ بوده است. حرارت‌دهي متوالي نمونه‌هاي خاک تا دماي ۵۵۰ درجه سانتيگراد موجب افزايش بيشتر پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي اکوييک نسبت به غير اکوييک گرديد (۴۵۱% در مقابل ۱۵۵%). اين امر احتمالاً به دليل تبديل کاني‌هاي کنتد آنتي‌فرومغناطيس به فري‌مغناطيس بوده است. افزايش دما از ۵۵۰ تا ۷۰۰ درجه سانتيگراد در هر دو گروه خاک موجب کاهش حدود ۱۰۰ درصدي χ گرديد.

واژه‌هاي کليدي: مغناطيس، وضعيت زهکشي، اکسيد آهن، تيمار حرارتي

مقدمه

خاک‌هاي داراي رژيم رطوبتي اکوييک که با عناويني از قبيل هيدرومورفيک، گِلِي و هيدريک نيز ناميده مي‌شوند، اصطلاحاً به خاک‌هايي اطلاق مي‌گردند که در طي فصل رشد گياه، به ميزاني از آب اشباع مي‌گردند که موجب ايجاد وضعيت بي‌هوازي در قسمت بالايي خاک شود. اين شرائط به همراه فعاليت ميکروبي در خاک موجب تخليه اکسيژن از خاک مي‌گردد (Soil Survey Staff, 1993).

در مشاهدات صحرايي، اين خاک‌ها معمولاً با مشخصه رنگ و پديده‌هايي مانند رنگين‌دانه تشخيص داده مي‌شوند. شرائط اکوييک به دليل تأثير بر فرايندهاي اکسايش-کاهش در خاک بر تغيير شکل شيميايي ترکيبات آهن از جمله اکسي-هيدروکسيدهاي اين عنصر اثرات زيادي دارد. اکسيدها و هيدرکسيدهاي آهن در دامنه‌اي از ترکيبات بي‌شکل تا ترکيبات کاملاً بلورين وجود دارند (Thomasson and Bullock, 1975). در خاک‌ها ميزان اکسيد آهن (III) غير بلورين به وسيله اگزالات آمونيم اسيدي (Fe_o) اندازه‌گيري مي‌شود، در حالي که مقدار کل ترکيبات آهن پدوژنيك (Fe_d) به وسيله سيترات-بيکربنات-دي تيونات (CBD) عصاره‌گيري مي شود. بنابراين مقدار (Fe_o - Fe_d) معياري از ميزان ترکيبات پدوژنيك بلورين آهن و نسبت (Fe_o / Fe_d) معياري از اکسيدهاي آهن فعال مي باشند که اين نسبت مي‌تواند جهت جداسازي خاک‌هاي اکوييک از غيراکوييک به کار برده شود (Munch and Ottow, 1983).

اندازه‌گيري اشکال مختلف اکسيدهاي آهن به روش شيميايي (عصاره گيري) روشي وقت‌گير و نسبتاً پرهزينه مي‌باشد. با استفاده از اندازه‌گيري پذيرفتاري مغناطيسي که روشي سريع، غير مخرب، ساده و نسبتاً ارزان مي‌باشد مي‌توان تخمين نسبتاً دقيقي از وضعيت اشکال مختلف آهن در خاک داشت (Mullins, 1977; Thompson and Oldfield, 1986).

پذيرفتاري مغناطيسي يا قابليت مغناطيسي شدن کميتي است که ميزان مغناطيسي شدن يک جسم در يک ميدان مغناطيسي را نشان مي‌دهد (Mullins, 1977). اين کميت به صورت زير تعريف مي گردد:

$$\kappa = M/H$$

* پست الکترونيك مکاتبه کننده: owliaie@mail.yu.ac.ir

در معادله بالا M ميزان مغناطيس پذيري جسم، H شدت ميدان مغناطيسي (هر دو بر حسب آمپر بر متر) و κ پذيرفتاري مغناطيسي حجمي است. در اين معادله κ بدون واحد است. پذيرفتاري مغناطيسي مي تواند بر حسب واحد جرمي نيز بيان گردد كه بر اين اساس به صورت زير تعريف مي گردد:

$$\chi_{mass} = \kappa/\rho$$

در اين معادله ρ جرم مخصوص ظاهري جسم بر حسب $kg\ m^{-3}$ ، χ_{mass} پذيرفتاري مغناطيسي جرمي بر حسب m^3kg^{-1} مي باشد (Mullins, 1977).

رفتارهاي مغناطيسي در اجسام به پنج دسته تقسيم مي‌شوند كه بر حسب ميزان پذيرفتاري مغناطيسي و به ترتيب نزولي شامل فرومگنتيسم (مانند آهن خالص)، فري‌مگنتيسم (مانند مگنتيت و مگهميت)، كنتد آنتي فرومگنتيسم (مانند هماتيت وگوئتيت)، پارامگنتيسم (مانند لپيدوكروسيت) و ديامگنتيسم (مانند كوارتز، آهك، گچ و ماده آلي) مي‌باشد (Mullins, 1977). منبع اصلي پذيرفتاري مغناطيسي در غالب خاك‌ها كاني‌هاي فري‌مگنتيك مانند مگنتيت (Fe_3O_4) و مگهميت (γFe_2O_3) مي‌باشند. پذيرفتاري مغناطيسي جرمي مگنتيت، مگهميت، گوئتيت، لپيدوكروسيت، هماتيت و فري‌هيدرات به ترتيب ۵۶۵۰۰، ۲۶۰۰۰، ۷۰، ۷۰، ۴۰ و ۴۰ (بر حسب $10^{-8}\ m^3kg^{-1}$) مي‌باشد (Maher, 1998).

در خاك‌هاي با شرايط هيدرومورفيك، توسط سازوكار احياي ميكروبي، Fe(III) نامحلول موجود در كاني فِري-مگنتيت، به فرم‌هاي محلول Fe(II) تبديل مي شود (Maher, 1986; Maher, 1998). Fine et al. (۱۹۸۹) پيشنهاد كردند كه مقدار بيشتر مواد آلي و ريز موجودات هتروتروف در نزديك سطح خاك مي‌تواند تشكيل كاني‌هاي فِري‌مگنتيت را افزايش دهند. خاك‌هاي با زهكشي خوب معمولاً داراي پذيرفتاري مغناطيسي بيشتري نسبت به خاك‌هاي با زهكشي ضعيف بوده‌اند. شرائط بي هوازي منجر به عدم تبديل كاني‌هاي پارامگنتيك و كنتد آنتي فرومگنتيك (مانند لپيدوكروسيت و گوئتيت) به كاني‌هاي فري مگنتيك (مانند مگنتيت و مگهميت) مي‌شود (Owliaie et al., 2008; De Jong et al., 2000; Grimley et al. 2004).

افزايش پذيرفتاري مغناطيسي در خاك‌ها كه ناشي از تشكيل كاني‌هاي فري‌مگنتيک مي‌باشند در نتيجه ساز و كارهاي زير مي‌باشد:

۱) توليد باكتريايي مگنتيت در شرايط كاهشي در نتيجه تجزيه ماده آلي،

۲) تشكيل مگنتيت در محيط كاهشي در نتيجه سوختن ماده آلي،

۳) دي هيدروكسيله شدن لپيدوكروسيت به مگهميت و

۴) تغيير شكل آهسته فري هيدرات به مگنتيت (Liu et al, 2005).

بر طبق نظر Mullins (۱۹۷۷) مقدار افزايش پذيرفتاري مغناطيسي خاك بستگي به ميزان فرايندهاي خاك‌سازي و همچنين عوامل ناگهاني مانند آتش سوزي دارد. Grimley and Vepraskas (۲۰۰۰) اعلام نمودند كه مقادير پذيرفتاري مغناطيسي حجمي ۱۵ تا ۲۳ متر مكعب بر كيلوگرم (با اعمال ضريب 10^{-8}) به عنوان مقاديري جهت جداسازي خاك‌هاي اكوييک و غيراكوييک ايلي‌نويز به كار رفته است.

آبشوئي كربنات‌ها و گچ و همچنين تجمع ماده آلي در سطح خاك و يا ساير تغييرات شديد در توده خاك مي‌تواند ميزان پذيرفتاري مغناطيسي در يك افق را نسبت به ساير افق‌ها تغيير دهد كه اين امر مربوط به افزايش يا كاهش غلظت تركيبات مغناطيسي در خاك مي‌باشد. تغييرات ناشي از انتقال تركيبات آهن در خاكرخ و يا آزاد سازي اكسيدها از داخل سيليكات‌هاي حاوي آهن به عنوان تغييرات مطلق در نظر گرفته مي شوند.

مقدار اين عوامل مطلق به راحتي با حذف اثرات مواد ديامگنتيك مانند آهك، گچ و ماده آلي در محاسبه، مطابق معادله زير بدست مي آيد (Blume and Schwertmann, 1969).

$$\chi_{minero} = (\chi_{oven\ dry} \times 100)/[(100-(OM+CCE+gypsum)]$$

در معادلهٔ بالا χ_{minero} ميزان پذيرفتاري مغناطيسي مينروژنيك (مطلق)، $\chi_{oven\ dry}$ ميزان پذيرفتاري مغناطيسي خاك خشك شده در آون در دماي ۱۰۵ درجه سانتيگراد، OM درصد مادهٔ آلي، CCE درصد كربنات كلسيم معادل و gypsum درصد گچ در نمونهٔ خاك مورد نظر مي‌باشند.

ذرات بسيار ريز كوچكتر از ۰/۰۳ ميكرومتر داراي ويژگي-هاي منحصر به فردي مي‌باشند كه به آن رفتار سوپر پارامگنتيك (SP) گفته مي‌شود. ميزان پذيرفتاري مغناطيسي اين ذرات زياد، اما خواص مغناطيسي آنها پس از حذف ميدان مغناطيسي به سرعت كاسته مي‌شود. رفتار ويژه مغناطيسي اين ذرات بسيار ريز بستگي به فركانس ميدان مغناطيسي دارد (Dearing et al. 1996).

حضور مواد سوپر پارامگنتيك در خاک كه عمدتاً پدوژنيک مي‌باشند، به وسيله كميتي به نام پذيرفتاري مغناطيسي وابسته به فركانس ($\%\chi_{fd}$) قابل اندازه‌گيري است كه به صورت زير تعريف مي گردد :

$$\%\chi_{fd} = 100(\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}$$

كه در آن χ_{lf} پذيرفتاري مغناطيسي در فركانس پائين (۰/٤٦ KHz)، χ_{hf} پذيرفتاري مغناطيسي در فركانس زياد (KHz

۴/۶) مي باشد. هر چه اختلاف ميان پذيرفتاري مغناطيسي در فركانس‌هاي زياد و كم يك خاك بيشتر باشد نشان‌دهنده دخالت بيشتر ذرات مغناطيسي كوچكتر از ۰/۰۳ ميكرومتر (عمدتاً پدوژنيك) مي‌باشد (Dearing et al. 1996; Fine and Singer, 1989).

آتش‌سوزي جنگل‌ها، مراتع و بقاياي گياهان زراعي عامل مهمي در افزايش پذيرفتاري مغناطيسي مي‌باشد. دماي بيشتر از ۴۰۰ درجه سانتيگراد و وجود يک محيط كاهشي، تركيبات هماتيت و گوئتيت را به مگنتيت تبديل مي‌نمايد كه اين تركيب در زمان ورود هوا به خاک و سرد شدن به مگهميت تبديل مي‌شود (Mullins, 1977). مطالعات انجام شده نشان مي‌دهد كه مقدار حداكثر دماي سطح خاک در نتيجه آتش‌سوزي دامنه گسترده‌اي را دارا مي‌باشد. شدت آتش‌سوزي و تغييرات دماي سطح خاک به عوامل متعددي از جمله تراكم پوشش گياهي، دماي هوا، ميزان رطوبت خاک و توزيع حفرات خاک بستگي دارد (Ketterings et al. 2000). Hartford and Frandsen (۱۹۹۲) دماي حداكثر ۴۰۰ درجه سانتيگراد و Sertsu and Sanchez (۱۹۷۸) دماي بيش از ۵۰۰ درجه سانتيگراد را در سطح خاک اندازه‌گيري نمودند. اين در حالي است كه آتش سوزي جنگل‌ها در سنگال دماي سطح خاک را به بيش از ۷۰۰ درجه سانتيگراد رسانده است (Masson, 1948).

جهت تعيين مقدار تبديل اكسيدهاي آهن در نتيجه حرارت از عامل كسر تبديل يا نسبت تبديل استفاده مي‌گردد. نسبت تبديل (FC%) به صورت نسبت پذيرفتاري مغناطيسي يک خاک به پذيرفتاري مغناطيسي همان خاک زماني كه به مدت ۸ ساعت در دماي ۵۵۰ درجه سانتيگراد قرار گيرد، تعريف مي‌گردد. مقادير بالاي نسبت تبديل نشان دهنده تبديل اكسيدهاي آهن قبل از حرارت‌دهي مجدد بوده، در حالي كه مقادير پايين اين نسبت بيانگر عدم تبديل اكسيدهاي آهن در نتيجه حرارت‌دهي مي‌باشد (Dearing et al., 1996).

Owliaie et al. (۲۰۰۶a) در مطالعه پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي استان كهگيلويه و بويراحمد اثرات تيمارهاي حرارتي را بر پذيرفتاري مغناطيسي اين خاک‌ها مطالعه نمودند. پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي اكوييک با افزايش حرارت تا ۵۰۰ درجه سانتيگراد افزايش شديدي را نسبت به خاک‌هاي غيراكوييک نشان دادند.

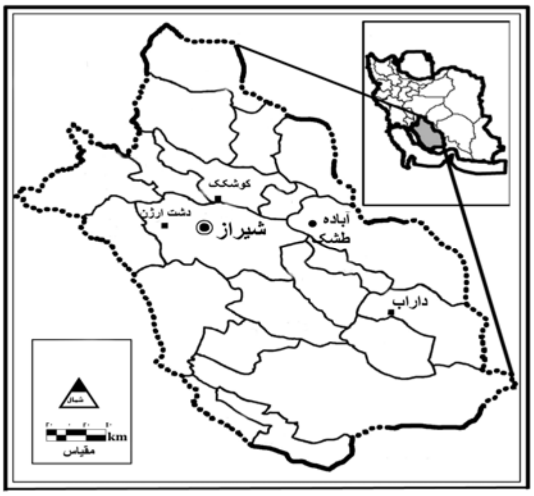
در شرائطي كه امكانات آزمايشگاهي جهت انجام پراش پرتو ايكس موجود نبوده و يا غلظت آهن بسيار كم و يا ميزان نمونه كم باشد اندازه‌گيري تغييرات پذيرفتاري مغناطيسي با حرارت مي‌تواند روش مناسبي جهت ارزيابي نسبي كمي و كيفي اكسيدهاي آهن باشد (Ketterings et al. 2000).

مطالعات بسيار اندكي در ارتباط با پذيرفتاري مغناطيسي خاك‌هاي ايران صورت گرفته است. به همين دليل اهداف اين مطالعه عبارتند از: ۱) مطالعه پذيرفتاري مغناطيسي در خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک مناطق مطالعاتي و ۲) بررسي اثر تيمارهاي حرارتي بر پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي مورد مطالعه.

مواد و روش‌ها

استان فارس با وسعت ۱۳۳ هزار كيلومتر مربع، در جنوب ايران واقع شده است. ارتفاع اين استان از حدود ۵۰۰ تا ۳۹۰۰ متر از سطح دريا متغير مي‌باشد. ميانگين بارندگي سالانة استان از حدود ۵۰ تا ۸۵۰ ميلي‌متر و ميانگين دماي سالانة هوا در دامنه ۱۲ تا ۲۳ درجه سانتيگراد مي باشد. بر طبق نقشة رژيم‌هاي رطوبتي و حرارتي خاك‌هاي ايران خاك‌هاي اين استان داراي رژيم‌هاي رطوبتي زريك، يوستيك و اريديك و رژيم‌هاي حرارتي مزيك، ترميك و هايپرترميك مي باشند(Banaie, 1988).

در چهار منطقه از استان فارس كه داراي توالي پستي و بلندي همراه با اثرات تغيير سطح ايستابي آب (كاتنا) بودند، هشت خاكرخ حفر و بر اساس راهنماي شناسائي خاك (Soil Survey Staff, 1993) تشريح و سپس بر مبناي كليد تاكسونومي خاك (Soil Survey Staff, 2006) طبقه‌بندي گرديدند (شكل ۱). در هر منطقه دو خاكرخ يكي داراي شرائط اكوييک و ديگري غيراكوييک بر روي مواد مادري نسبتاً يكسان (با توجه به نقشه زمين شناسي و مشاهدات صحرايي) مورد مطالعه قرار گرفته تا اثر شرايط زهكشي بر پذيرفتاري مغناطيسي تعيين گردد. از افق‌هاي مشخصه به مقدار لازم نمونة خاك برداشته و به آزمايشگاه منتقل گرديد. توزيع اندازه‌اي ذرات توسط روش پي‌پت (Day, 1965) اندازه‌گيري گرديد. اندازه‌گيري هدايت الكتريكي در عصارة گل اشباع توسط دستگاه هدايت سنج الكتريكي و پ‌هاش خاک در خمير اشباع در آب مقطر توسط دستگاه پ‌هاش متر اندازه‌گيري گرديد (U. S. Salinity Laboratory Staff, 1945).



شكل ۱- نقشه استان فارس به همراه موقعيت مناطق مطالعه شده

اندازه‌گيري ميزان كربنات كلسيم معادل به روش تيتراسيون برگشتي اسيد كلريدريك با عصاره جمع‌آوري شده انجام يافت (Richards, 1954). كربن آلي از طريق اكسايش با اسيد كروميك و تيتراسيون با سولفات آهن آمونياكي به روش Jackson(۱۹۷۵) اندازه‌گيري شد. مقدار گچ در نمونه‌ها نيز از روش استون اندازه گيري گرديد (Richards, 1954).

اندازه‌گيري تركيبات آهن بي‌شكل و آلي (Fe_o) توسط عصاره‌گيري بوسيله آمونيوم اگزالات اسيدي در پهاش ۳ در تاريكي صورت گرفت (McKeague and day, 1966). تركيبات آهن بلورين، بي‌شكل و آلي (Fe_d) بوسيله عصاره‌گيري توسط سيترات- بي‌كربنات-دي تيونيت (CBD) استخراج گرديد (Holmgren, 1976). ميزان آهن موجود در عصاره‌ها توسط دستگاه جذب اتمي شيمادزو مدل AA 670 اندازه‌گيري گرديد.

پذيرفتاري مغناطيسي نمونه‌هاي خاك با قطر كوچك‌تر از دو ميلي‌متر به‌وسيله دستگاه Bartington Dual Frequency ، MS2 Meter در فركانس‌هاي ۰/٤٦ KHz و٤/٦ KHz اندازه‌گيري گرديد. براي اين منظور حدود ۱۰ گرم خاك خشك شده در آون (دماي ۵۰ درجه سانتيگراد) در ظروف پلاستيكي كوچك با قطر ۲/۲ سانتي‌متر ريخته تا ارتفاع آن به حدود۲ سانتي‌متر برسد. قرائت‌هاي شاهد بر روي ظروف خالي در ابتدا و انتهاي قرائت نمونه خاك، جهت تصحيح اثرات احتمالي ظرف بر ميزان پذيرفتاري مغناطيسي انجام گرفت. واحد پذيرفتاري مغناطيسي جرمي m^3kg^{-1} مي باشد كه به دليل بزرگ بودن واحد، اعداد به دست آمده در ضريب 10^{-8} ضرب و گزارش گرديدند. نمونه‌هاي خاك پس از اندازه‌گيري پذيرفتاري مغناطيسي تحت تيمار CBD قرار گرفته و سپس پذيرفتاري مغناطيسي آنها اندازه‌گيري گرديدند (Dearing, 1999).

براي ارزيابي اثرات تيمار حرارت بر پذيرفتاري مغناطيسي پس از انجام آزمايش هاي مقدماتي به منظور بررسي اثرات حرارت‌دهي، نمونه‌هاي خاك در دماهاي ۱۰۰، ۳۰۰، ٤۰۰، ۵۵۰ و ۷۰۰ درجه سانتي‌گراد به صورت متوالي، هر مرحله به مدت هشت ساعت حرارت دريافت نمودند و پس از سرد شدن پذيرفتاري مغناطيسي آنها اندازه‌گيري گرديد (Evans and Heler, 2003; Owliaie et al. 2006a; Ozdemir, 1990).

نتايج

جدول شماره ۱ برخي مشخصات عمومي خاكرخ‌هاي خاك مطالعه شده را نشان مي‌دهد. جدول شماره ۲ خصوصيات فيزيكوشيميايي خاك‌هاي مطالعه شده را ارائه مي‌نمايد. بر اين اساس خاك‌ها در رده‌هاي مالي‌سول، الفي‌سول، اينسپتي‌سول، انتي‌سول و اريدي‌سول قرار مي‌گيرند و داراي تنوع نسبتاً زيادي در خصوصيات فيزيكي و شيميايي خود مي‌باشند. اكسيد آهن عصاره‌گيري شده با اگزالات (Fe_o) از حداقل ۰/۱ گرم در كيلوگرم در افق Bw3 خاكرخ ۱ تا حداكثر ۲/۷ گرم در كيلوگرم در افق Btg خاكرخ ۴ متغير بوده است. همچنين اكسيد آهن عصاره‌گيري شده با دي‌تيونيت (Fe_d) از حداقل ۱/۷ گرم در كيلوگرم در افق Byg2 خاكرخ ۶ تا حداكثر ۱۳/۲ گرم در كيلوگرم در افق A خاكرخ ۳ متغير بوده است. كمترين ميزان نسبت Fe_o/Fe_d به ميزان ۰/۰۲ در افق‌هاي Bw3 و C2 خاكرخ‌هاي ۱ و ۷ و بيشترين مقدار اين نسبت در افق Btg خاكرخ ۴ به ميزان ۰/۵۲ بوده است.

جدول شماره ۳ شاخص‌هاي پذيرفتاري مغناطيسي خاك‌هاي مطالعه شده و اثرات تيمار CBD بر آن را نشان مي‌دهد. بر اساس نتايج به دست آمده ميزان پذيرفتاري مغناطيسي(χ_{lf}^{od}) از حداقل ۷ در افق Bg خاكرخ ۲ تا حداكثر ۲۹ در افق A خاكرخ ۳ متغير بوده است. دامنه تغييرات پذيرفتاري مغناطيسي مطلق (χ_{lf}^{m}) نيز از حداقل ۱۳ در افق Byg2 خاكرخ ٦ تا حداكثر ٤٦ در افق Ap خاكرخ ۷ بوده است. مقدار كاهش پذيرفتاري مغناطيسي پس از تيمار CBD از حداقل ۳۳% در افق Byg2 خاكرخ ٦ تا حداكثر ۸۲% در افق A خاكرخ ۳ در نوسان بوده است. پذيرفتاري مغناطيسي وابسته به فركانس (χ_{fd}) نيز از حداقل ۰/۹ درافق Bg خاكرخ ۲ تا حداكثر ٤/۹ در افق A خاكرخ ۳ متغير بوده است. پس از انجام تيمار CBD كاهش ميزان χ_{fd} از صفر درصد در افق Bg خاكرخ ۲ تا ٦۸% در افق Ap خاكرخ ۵ متغير بوده است. همچنين ميانگين شاخص‌هاي پذيرفتاري مغناطيسي در خاك‌هاي اكوييك و غيراكوييك نيز در جدول ۳ ارائه شده است.

جدول شماره ٤ اثرات تيمار حرارتي بر پذيرفتاري مغناطيسي و ساير عوامل مرتبط با آن را نشان مي‌دهد. تمامي نمونه‌ها با افزايش حرارت از ۲۵ تا ۵۵۰ درجه سانتيگراد افزايش پذيرفتاري مغناطيسي و پس از آن تا دماي ۷۰۰ درجه سانتيگراد روند كاهشي را نشان دادند. اين روند در خاك‌هاي اكوييك بسيار شديدتر بوده است. حداقل ميزان افزايش پذيرفتاري مغناطيسي از دماي ۲۵ تا ۵۵۰ درجه سانتيگراد مربوط به افق C1 خاكرخ ۳ به ميزان ۱/۲۲ برابر و حداكثر آن مربوط به افق‌هاي Bg خاكرخ ۲ به ميزان ۵/۸۳ برابر بوده است. افزايش حرارت از ۲۵ تا ۷۰۰ درجه سانتيگراد بر پذيرفتاري مغناطيسي وابسته به فركانس روندي افزايشي را نشان داده است. فاكتور نسبت تبديل در خاك‌هاي اكوييك به مراتب بيشتر از خاك‌هاي اكوييك بوده است.

جدول ۱- مشخصات عمومی مناطق مطالعه شده

خاکرخ	منطقه	ارتفاع از سطح دریا (m)	میانگین بارندگی سالانه (mm)	میانگین دمای سالانه (°C)	رژیم رطوبتی و حرارتی خاکرخ[1]	کلاس زهکشی	فیزیوگرافی	کاربری اراضی
۱	داراب	۱۱۵۰	۳۵۰	۲۱/۵	AU-H	خوب	دشت رسوبی	مرتع
۲	داراب	۱۱۰۰	۳۵۰	۲۱/۵	Aq-H	ضعیف	اراضی پست	آیش
۳	دشت ارژن	۲۰۵۰	۴۹۰	۱۲/۶	X-M	نسبتاً خوب	دشت رسوبی	مرتع
۴	دشت ارژن	۲۰۲۰	۴۹۰	۱۲/۶	Aq -M	بسیار ضعیف	اراضی پست	مرتع
۵	آباده طشک	۱۶۵۰	۲۸۰	۱۵/۸	A-T	نسبتاً خوب	دشت دامنه‌ای	مرتع
۶	آباده طشک	۱۶۲۵	۲۸۰	۱۵/۸	Aq -T	ضعیف	اراضی پست	شوره‌زار
۷	کوشکک	۱۷۲۵	۴۰۰	۱۵/۲	X-T	نسبتاً خوب	رسوبات دامنه‌ای	آیش
۸	کوشکک	۱۶۸۸	۴۰۰	۱۵/۲	Aq -T	ضعیف	دشت رسوبی	مرتع

[1] AU: اریدیک یوستیک، Aq: اکوییک، H: هایپرترمیک، X: زریک، A: اریدیک، M: مزیک، T: ترمیک. تعاریف بر اساس کلید تاکسونومی (Soil Survey Staff, 2006)

جدول ۲- خصوصیات فیزیکوشیمیایی خاک‌های مطالعه شده

افق	عمق (cm)	شن	سیلت	رس	رنگ (مرطوب)	پ‌هاش	هدایت الکتریکی dSm^{-1}	کربن آلی	کربنات کلسیم معادل	گچ	Fe_o	Fe_d	Fe_o/Fe_d
		%	%	%				gkg^{-1}	gkg^{-1}	gkg^{-1}	gkg^{-1}	gkg^{-1}	
خاکرخ ۱- Torrifluventic Haplustoll													
Ap	۰-۲۵	۲۶	۴۴	۳۰	10YR3/2	۷/۶	۰/۸	۲۵	۳۵۱	۳	۰/۴	۸/۴	۰/۰۵
Bw1	۲۵-۵۵	۳۴	۳۲	۳۴	10YR4/2	۷/۷	۰/۴	۳	۴۲۵	۲	۰/۲	۷/۵	۰/۰۳
Bw2	۵۵-۹۰	۳۰	۳۸	۳۲	10YR4/4	۷/۸	۰/۳	۵	۴۸۰	۲	۰/۲	۵/۲	۰/۰۴
Bw3	۹۰-۱۴۰	۲۹	۴۰	۳۱	10YR4/4	۸/۱	۰/۴	۴	۴۹۶	۲	۰/۱	۴/۲	۰/۰۲
خاکرخ ۲- Fluvaquentic Endoaquoll													
Ag	۰-۲۵	۲۳	۳۶	۴۱	10YR3/1	۸/۱	۳/۳	۴۷	۳۷۸	۲	۱/۶	۵/۹	۰/۲۷
Bwg1	۲۵-۵۵	۱۵	۳۲	۵۳	10YR3/2	۸/۲	۱/۵	۲۰	۳۹۶	۳	۱/۲	۴/۵	۰/۲۶
Bwg2	۵۵-۹۵	۲۳	۳۴	۴۳	2.5YR4/2	۸/۱	۱/۲	۱۳	۴۱۰	۱	۱/۱	۴/۴	۰/۲۵
Bg	۹۵-۱۵۰	۳۱	۳۷	۳۲	2.5YR6/1	۸/۰	۰/۷	۷	۴۱۸	۱	۰/۸	۳/۴	۰/۲۴
خاکرخ ۳- Typic Xerofluvent													
A	۰-۲۰	۲۸	۴۶	۲۶	10YR4/3	۷/۳	۰/۸	۱۲	۲۵۵	-	۰/۶	۱۳/۲	۰/۰۵
C1	۲۰-۶۵	۳۹	۳۱	۳۰	10YR4/4	۷/۶	۰/۳	۱۱	۵۳۸	-	۰/۴	۱۱/۰	۰/۰۴
C2	۶۵-۱۲۵	۳۹	۲۹	۳۲	10YR4/4	۷/۷	۰/۵	۱۰	۴۸۸	-	۰/۳	۸/۴	۰/۰۴
خاکرخ ۴- Typic Endoaqualf													
Ap	۰-۲۰	۲۲	۴۶	۳۲	10YR4/2	۷/۴	۰/۶	۱۶	۵۲۸	-	۲/۶	۸/۲	۰/۳۲
Btg	۲۰-۷۵	۱۴	۴۵	۴۱	2.5Y4/2	۷/۵	۰/۵	۱۳	۵۳۰	-	۲/۷	۵/۲	۰/۵۲
Bg	۷۵-۱۱۵	۴۳	۲۹	۲۸	10YR5/2	۷/۶	۰/۵	۱۰	۶۴۵	-	۲/۲	۷/۳	۰/۳۰
خاکرخ ۵- Xeric Calcigypsid													
Ap	۰-۲۵	۶۵	۲۵	۱۰	10YR4/3	۷/۹	۱/۴	۴	۱۷۰	۱۹	۰/۳	۵/۲	۰/۰۴
Bky1	۲۵-۷۰	۶۹	۲۰	۱۱	10YR5/3	۸/۲	۰/۵	۲	۲۶۳	۷۶	۰/۲	۳/۹	۰/۰۵
Bky2	۷۰-۱۳۰	۶۰	۲۶	۱۴	10YR5/3	۸/۴	۰/۴	۱	۳۴۸	۲۲۲	۰/۱	۲/۵	۰/۰۴
خاکرخ ۶- Gypsic Aquisalid													
Az	۰-۱۵	۳۰	۴۶	۲۴	10YR4/4	۷/۳	۱۸۹/۰	۱۳	۲۶۶	۲۲	۱/۳	۳/۸	۰/۳۴
By	۱۵-۴۵	۳۳	۳۰	۳۷	10YR4/3	۷/۶	۲۵/۲	۵	۲۳۴	۱۹۷	۰/۸	۳/۲	۰/۲۵
Byg1	۴۵-۷۰	۳۲	۳۲	۳۶	10YR5/3	۷/۷	۲۲/۱	۲	۲۵۷	۱۶۶	۰/۸	۲/۸	۰/۲۹
Byg2	۷۰-۱۴۰	۲۳	۴۷	۳۰	10YR5/3	۷/۹	۲۳/۰	۱	۲۴۰	۱۴۸	۰/۷	۱/۷	۰/۴۱

ادامه جدول ۲

خاکرخ ۷-Typic Xerorthent												
Ap	۰-۳۰	۵۱	۳۶	۱۳	10YR4/4	۷/۷	۰/۵	۱۲	۵۳۹	-	۰/۵	۱۰/۸	۰/۰۵
C1	۳۰-۸۰	۵۱	۳۴	۱۵	10YR5/4	۷/۶	۰/۴	۵	۶۲۸	-	۰/۲	۷/۳	۰/۰۳
C2	۸۰-۱۵۰	۶۳	۲۶	۱۱	10YR5/4	۷/۸	۰/۶	۳	۷۲۸	-	۰/۱	۵/۲	۰/۰۲
خاکرخ ۸-Typic Haplaquept													
Ap	۰-۲۵	۱۳	۳۴	۵۳	10YR4/4	۷/۹	۰/۸	۱۶	۴۶۰	-	۱/۴	۷/۷	۰/۱۸
Bwg1	۲۵-۶۵	۱۵	۳۰	۵۵	10YR4/3	۸/۱	۱/۳	۹	۴۵۶	-	۱/۶	۵/۳	۰/۳۰
Bwg2	۶۵-۱۳۵	۱۴	۳۱	۵۵	2.5Y4/2	۸/۱	۱/۴	۵	۴۸۲	-	۱/۷	۳/۹	۰/۴۴

جدول ۳- شاخص‌هاي پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي مطالعه شده و اثرات تیمار **CBD** بر این شاخص‌ها[1].

افق	χ_{lf}^{od}	χ_{lf}^{m}	χ_{lf}^{m} (CBD)	$\Delta\chi_{lf}$	χ_{fd}	$\chi_{fd(CBD)}$	$\Delta\chi_{fd}$
	$10^{-8}m^3kg^{-1}$			%			
خاکرخ ۱							
Ap	۲۴	۳۹	۹	۷۸	۳/۵	۱/۲	۶۵/۷
Bw1	۱۸	۳۲	۹	۷۱	۳/۱	۱/۱	۶۴/۵
Bw2	۱۱	۳۱	۷	۶۶	۲/۷	۰/۹	۶۶/۷
Bw3	۱۰	۲۰	۶	۶۷	۲/۶	۱/۱	۵۷/۷
خاکرخ ۲							
Ag	۱۵	۲۶	۱۲	۵۳	۱/۸	۱/۲	۳۳/۳
Bwg1	۱۳	۲۲	۱۱	۵۰	۱/۳	۱/۱	۱۵/۴
Bwg2	۱۱	۱۹	۱۱	۴۳	۱/۱	۱/۰	۹/۱
Bg	۷	۱۲	۷	۴۵	۰/۹	۰/۹	%۰
خاکرخ ۳							
A	۲۹	۴۰	۷	۸۲	۴/۹	۱/۱	۷۷/۶
C1	۲۰	۴۴	۱۱	۷۴	۴/۳	۱/۲	۷۲/۶
C2	۱۵	۳۰	۱۰	۶۸	۳/۸	۱/۵	۶۰/۵
خاکرخ ۴							
Ap	۱۲	۲۶	۱۴	۴۸	۱/۹	۱/۲	۳۶/۸
Btg	۹	۲۰	۱۱	۴۳	۱/۳	۱/۱	۱۵/۴
Bg	۸	۲۳	۱۵	۳۸	۱/۲	۱/۰	۱۶/۷
خاکرخ ۵							
Ap	۱۹	۲۴	۸	۶۴	۲/۸	۰/۹	۶۷/۹
Bky1	۱۶	۲۴	۱۱	۵۶	۱/۹	۰/۸	۵۷/۹
Bky2	۹	۲۱	۱۱	۴۸	۱/۸	۱/۰	۴۴/۴
خاکرخ ۶							
Az	۱۴	۲۰	۱۲	۴۱	۲/۲	۱/۴	۳۶/۴
By	۱۲	۲۱	۱۴	۳۶	۱/۷	۱/۴	۱۷/۶
Byg1	۸	۱۴	۹	۳۸	۱/۰	۰/۸	۲۰/۰
Byg2	۸	۱۳	۹	۳۳	۱/۱	۱/۰	۹/۱
خاکرخ ۷							
Ap	۲۰	۴۶	۱۴	۶۹	۳/۲	۱/۱	۶۵/۶
C1	۱۲	۳۳	۱۲	۶۴	۲/۸	۰/۹	۶۷/۹
C2	۱۰	۳۸	۱۶	۵۸	۲/۴	۱/۲	۵۰/۰

جدول ۳- ادامه

افق	χ_{lf}^{od}	χ_{lf}^{m}	χ_{lf}^{m}(CBD)	$\Delta\chi_{lf}$	χ_{fd}	$\chi_{fd(CBD)}$	$\Delta\chi_{fd}$
	$10^{-8}m^3kg^{-1}$			%			
			خاکرخ ۸				
Ap	۱۴	۲۷	۱۶	۴۲	۲/۵	۱/۳	۴۸/۰
Bwg1	۱۰	۱۹	۱۳	۳۳	۱/۳	۱/۱	۱۵/۴
Bwg2	۹	۱۶	۱۱	۳۷	۱/۰	۰/۸	۲۰/۰
		میانگین شاخص‌هاي پذیرفتاري مغناطیسي در خاک‌هاي اکوییک و غیراکوییک					
غیراکوییک	۱۶/۴	۳۲/۵	۱۰/۱	۶۴/۲	۳/۶	۱/۰۷	۵۸/۷
اکوییک	۱۰/۷	۱۹/۹	۱۱/۸	۴۱/۲	۱/۵	۱/۰۹	۲۹/۲

χ_{lf}^{od}، پذیرفتاري مغناطیسي خاک خشک شده در آون، χ_{lf}^{m} ، پذیرفتاري مغناطیسي مطلق، χ_{lf}^{m}(CBD)، پذیرفتاري مغناطیسي پس از تیمار CBD، $\Delta\chi_{lf}$، میزان کاهش پذیرفتاري مغناطیسي پس از تیمار CBD، χ_{fd} ، پذیرفتاري مغناطیسي وابسته به فرکانس، $\chi_{fd(CBD)}$ ، پذیرفتاري مغناطیسي وابسته به فرکانس پس از تیمار CBD، $\Delta\chi_{fd}$ ، میزان کاهش پذیرفتاري مغناطیسي وابسته به فرکانس پس از تیمار CBD.

جدول ۴- اثر تیمار حرارتي بر پذیرفتاري مغناطیسي و عوامل مرتبط با آن در نمونه‌هاي خاک مطالعه شده.

افق		حرارت ندیده	۱۰۰°C	۳۰۰°C	۴۰۰°C	۵۵۰°C	۷۰۰°C
			خاکرخ ۱				
Ap	χ_{lf}^{m}	۳۸	۳۹	۴۸	۵۶	۶۳	۳۰
	$\%\chi_{fd}$	۳/۵	۳/۶	۴/۹	۵/۴	۶/۰	۷/۲
	$FC\%_{mass}$	۶۲	۶۲	۷۶	۸۹	۱۰۰	۴۸
Bw1	χ_{lf}^{m}	۳۲	۳۲	۴۴	۴۸	۵۳	۲۳
	$\%\chi_{fd}$	۳/۱	۳/۳	۴/۲	۴/۷	۵/۱	۶/۹
	$FC\%_{mass}$	۵۹	۶۰	۸۱	۸۹	۱۰۰	۴۴
Bw3	χ_{lf}^{m}	۲۰	۲۰	۳۰	۳۲	۴۰	۱۴
	$\%\chi_{fd}$	۲/۶	۲/۷	۳/۷	۴/۳	۵/۰	۶/۰
	$FC\%_{mass}$	۵۰	۵۱	۷۵	۸۰	۱۰۰	۳۶
			خاکرخ ۲				
Ag	χ_{lf}^{m}	۲۶	۳۰	۸۱	۱۰۹	۱۳۹	۵۷
	$\%\chi_{fd}$	۱/۸	۲/۴	۷/۶	۸/۸	۱۰/۷	۱۳/۳
	$FC\%_{mass}$	۱۹	۲۲	۵۸	۷۹	۱۰۰	۴۱
Bwg1	χ_{lf}^{m}	۲۲	۲۸	۵۳	۷۳	۹۷	۴۴
	$\%\chi_{fd}$	۱/۳	۱/۹	۵/۵	۶/۴	۸/۲	۱۰/۸
	$FC\%_{mass}$	۲۳	۲۹	۵۵	۷۵	۱۰۰	۴۶
Bwg2	χ_{lf}^{m}	۱۹	۲۱	۴۸	۶۴	۷۹	۵۱
	$\%\chi_{fd}$	۱/۱	۱/۳	۳/۹	۴/۸	۵/۹	۷/۸
	$FC\%_{mass}$	۲۴	۲۷	۶۱	۸۱	۱۰۰	۶۴
Bg	χ_{lf}^{m}	۱۲	۱۴	۴۴	۵۷	۷۰	۳۱
	$\%\chi_{fd}$	۰/۹	۱/۲	۳/۷	۴/۳	۵/۵	۷/۲
	$FC\%_{mass}$	۱۸	۲۰	۶۳	۸۳	۱۰۰	۴۵
			خاکرخ ۳				
A1	χ_{lf}^{m}	۴۰	۴۰	۴۸	۵۱	۵۶	۳۸
	$\%\chi_{fd}$	۴/۹	۵/۰	۶/۷	۷/۹	۸/۸	۱۰/۱
	$FC\%_{mass}$	۷۱	۷۲	۸۵	۹۱	۱۰۰	۶۷
C1	χ_{lf}^{m}	۴۴	۴۶	۵۰	۵۲	۵۴	۴۱
	$\%\chi_{fd}$	۴/۳	۴/۴	۶/۰	۶/۸	۷/۳	۸/۷
	$FC\%_{mass}$	۸۲	۸۵	۹۲	۹۶	۱۰۰	۷۵
C2	χ_{lf}^{m}	۳۰	۳۰	۳۵	۳۸	۴۱	۲۵
	$\%\chi_{fd}$	۳/۸	۴/۰	۴/۸	۵/۰	۶/۹	۸/۱
	$FC\%_{mass}$	۷۳	۷۳	۸۶	۹۲	۱۰۰	۶۱

جدول ۴ ادامه

افق		حرارت ندیده	۱۰۰°C	۳۰۰°C	۴۰۰°C	۵۵۰°C	۷۰۰°C
			خاکرخ ۴				
Ap	χ_{lf}^{m}	۲۶	۲۸	۸۷	۱۰۶	۱۲۲	۶۹
	$\%\chi_{fd}$	۱/۹	۲/۴	۹/۴	۱۰/۵	۱۰/۹	۱۱/۵
	$FC\%_{mass}$	۲۲	۲۳	۷۲	۸۷	۱۰۰	۵۷
Btg	χ_{lf}^{m}	۲۰	۲۱	۵۵	۶۸	۹۰	۵۰
	$\%\chi_{fd}$	۱/۳	۱/۵	۶/۴	۷/۶	۸/۱	۹/۰
	$FC\%_{mass}$	۲۲	۲۳	۶۲	۷۶	۱۰۰	۵۵
Bg	χ_{lf}^{m}	۲۳	۲۶	۳۶	۴۷	۵۵	۴۴
	$\%\chi_{fd}$	۱/۲	۱/۶	۵/۴	۶/۸	۷/۸	۸/۴
	$FC\%_{mass}$	۴۲	۴۷	۶۵	۸۵	۱۰۰	۷۸
			خاکرخ ۵				
Ap	χ_{lf}^{m}	۲۴	۲۴	۳۳	۳۵	۴۰	۲۰
	$\%\chi_{fd}$	۲/۸	۳/۰	۴/۴	۵/۱	۶/۰	۷/۴
	$FC\%_{mass}$	۵۹	۵۹	۸۲	۸۶	۱۰۰	۵۱
Bky1	χ_{lf}^{m}	۲۴	۲۵	۲۹	۳۱	۳۸	۲۰
	$\%\chi_{fd}$	۱/۹	۲/۰	۴/۱	۴/۶	۵/۴	۶/۷
	$FC\%_{mass}$	۶۳	۶۵	۷۶	۸۲	۱۰۰	۵۲
Bky2	χ_{lf}^{m}	۲۱	۲۲	۲۷	۳۱	۳۵	۱۶
	$\%\chi_{fd}$	۱/۸	۱/۸	۴/۰	۴/۷	۵/۵	۶/۹
	$FC\%_{mass}$	۶۰	۶۳	۷۸	۸۸	۱۰۰	۴۷
			خاکرخ ۶				
Az	χ_{lf}^{m}	۲۰	۲۲	۴۳	۶۲	۸۵	۷۵
	$\%\chi_{fd}$	۲/۲	۲/۴	۴/۲	۴/۷	۵/۸	۷/۹
	$FC\%_{mass}$	۲۴	۲۶	۵۱	۷۴	۱۰۰	۵۶
Byg1	χ_{lf}^{m}	۱۴	۱۴	۴۶	۵۹	۷۷	۳۵
	$\%\chi_{fd}$	۱/۰	۱/۳	۳/۷	۴/۳	۵/۲	۷/۰
	$FC\%_{mass}$	۱۸	۱۹	۶۰	۷۷	۱۰۰	۴۵
Byg2	χ_{lf}^{m}	۱۳	۱۴	۴۹	۵۴	۷۲	۲۹
	$\%\chi_{fd}$	۱/۱	۱/۲	۳/۶	۴/۴	۵/۰	۷/۳
	$FC\%_{mass}$	۱۸	۱۹	۶۸	۷۴	۱۰۰	۴۰
			خاکرخ ۷				
Ap	χ_{lf}^{m}	۴۶	۴۷	۵۵	۵۹	۶۹	۳۰
	$\%\chi_{fd}$	۳/۲	۳/۴	۵/۷	۶/۵	۷/۹	۶/۷
	$FC\%_{mass}$	۶۶	۶۹	۸۰	۸۷	۱۰۰	۴۴
C1	χ_{lf}^{m}	۳۳	۳۴	۴۶	۵۱	۶۰	۲۲
	$\%\chi_{fd}$	۲/۸	۳/۰	۵/۲	۶/۰	۷/۱	۸/۴
	$FC\%_{mass}$	۵۵	۵۷	۷۶	۸۵	۱۰۰	۳۷
C2	χ_{lf}^{m}	۳۸	۳۸	۴۹	۵۴	۵۷	۲۵
	$\%\chi_{fd}$	۲/۴	۲/۵	۴/۹	۵/۷	۶/۶	۸/۳
	$FC\%_{mass}$	۶۷	۶۷	۸۷	۹۵	۱۰۰	۴۳
			خاکرخ ۸				
Ap	χ_{lf}^{m}	۲۷	۳۱	۵۹	۷۵	۹۹	۵۰
	$\%\chi_{fd}$	۲/۵	۲/۹	۶/۳	۷/۷	۸/۸	۱۰/۹
	$FC\%_{mass}$	۲۷	۳۱	۵۹	۷۵	۱۰۰	۵۰
Bwg1	χ_{lf}^{m}	۱۹	۲۳	۵۵	۶۸	۹۰	۴۶
	$\%\chi_{fd}$	۱/۳	۱/۷	۵/۵	۶/۷	۷/۸	۹/۶
	$FC\%_{mass}$	۲۰	۲۵	۶۰	۷۵	۱۰۰	۵۱

جدول ۴- ادامه

Bwg2	χ_{lf}^{m}	۱۸	۱۹	۵۳	۶۷	۹۲	۴۲
	$\%\chi_{fd}$	۱/۰	۱/۵	۵/۰	۵/۹	۷/۷	۹/۴
	$FC\%_{mass}$	۱۹	۲۰	۵۸	۷۳	۱۰۰	۴۵
میانگین شاخص‌هاي پذيرفتاري مغناطيسي نمونه‌هاي اكوييک نسبت به غيراكوييک							
خاكهاي غير اكوييک	χ_{lf}^{m}	۳۲/۴	۳۳/۲	۴۱/۲	۴۴/۷	۵۰/۵	۲۵/۴
	χ_{fd}	۳/۲	۳/۳	۴/۸	۵/۴	۶/۲	۷/۶
	$FC\%_{mass}$	۶۴/۰	۶۵/۴	۸۱/۳	۸۸/۲	۱۰۰	۵۰/۳
خاكهاي اكوييک	χ_{lf}^{m}	۲۰/۰	۲۲/۴	۴۵/۵	۶۹/۹	۹۸/۸	۴۷/۸
	χ_{fd}	۱/۴	۱/۷	۵/۳	۶/۳	۷/۳	۹/۰
	$FC\%_{mass}$	۲۲/۷	۲۵/۴	۶۰/۷	۷۷/۹	۱۰۰	۵۱/۷

بحث

تغييرات غلظت اكسيدهاي آهن در خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک

با توجه به ساير مطالعاتي كه توسط نگارنده و همكاران در خاک‌هاي استان هاي فارس و كهگيلويه و بويراحمد صورت گرفت نقش وضعيت زهكشي خاک در تغييرات پذيرفتاري مغناطيسي در مناطق محدود (با فرض تشابه نسبي مواد مادري) بسيار مهم‌تر از عواملي همچون كاربري اراضي و پوشش گياهي بوده است (Owliaie et al., 2006a; Owliaie et al. 2006b; Owliaie et al. 2008; Owliaie et al. 2010). از اين رو در مطالعه حاضر كه زوج خاكرخ هاي مورد مطالعه در يک منطقه محدود از نظر پذيرفتاري مغناطيسي مورد مقايسه قرار مي گيرند، عامل اصلي شرايط زهكشي فرض مي‌گردد.

همانگونه كه نتايج جدول ۲ نشان مي‌دهد به طور كلي خاكرخ‌هاي داراي شرايط اكوييک، داراي مقادير بيشتري از اكسيدهاي آهن عصاره گيري شده با اگزالات (Fe_o) نسبت به خاک‌هاي غيراكوييک بوده‌اند (به طور ميانگين ۵/۲ برابر). اين در حالي است كه خاكرخ‌هاي غيراكوييک داراي مقادير بيشتري از اكسيدهاي آهن عصاره گيري شده با دي‌تيونيت (Fe_d) (به طور ميانگين ١/٤ برابر) بوده‌اند. در شرايط هيدرومورفيک و كمبود اكسيژن، آهن از فرم Fe(III) به شكل Fe(II) تبديل مي‌گردد. در اين شرائط امكان تشكيل اكسيدهاي آهن بلورين وجود ندارد و تركيبات آهن عمدتاً به شكل آلي و بي شكل (عمدتاً غيرپدوژنيک) مي‌باشند (Schwertmann and Taylor, 1989). بر طبق نظر Maher (١٩٨٦ و ١٩٩٨) در خاك‌هاي با شرائط هيدرومورفيك، توسط ساز و كار احياء ميكروبي، Fe(III) نامحلول موجود در كاني فِري- مگنتيت، به شكل‌هاي محلول Fe(II) تبديل مي شود. ميانگين اين نسبت در خاك‌هاي اكوييک مورد مطالعه ۰/۳۱ و در خاک‌هاي غيراكوييک ٠/٠٤ بوده است. كاهش ميزان تشكيل اكسيدهاي بلورين آهن در خاك‌هاي با زهكشي ضعيف، منجر به افزايش نسبت Fe_o/Fe_d گرديده است (Owliaie et al., 2010). بر طبق نظر Mckeague and Day (١٩٦٦) نسبت‌هاي بالاتر از ۰/۲۵ بيانگر خاك‌هاي هيدرومورفيك مي‌باشد.

ميزان متوسط Fe_o افق سطحي خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک مطالعه شده به ترتيب ۱/۷ و ۰/۴۵ درصد و در عميق‌ترين افق ١/٤ و ۰/١٥ درصد بوده است. اين در حالي است كه ميزان متوسط Fe_d افق سطحي خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک به ترتيب ٦/٤ و ٩/٤ درصد و در عميق‌ترين افق ٤/١ و ۵ درصد بوده است.

بنا به نظر Schwertmann et al. (١٩٨٦) حضور مواد آلي در خاک و بر همكنش آنها با ريز جانداران خاک منجر به آزادسازي تركيبات آهن به شكل محلول گرديده كه در شرائط اكوييک به صورت تركيبات آلي و غير بلورين مي‌باشند. بيشتر بودن ميزان Fe_d در افق سطحي خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک نسبت به افق‌هاي عمقي در خاک‌هاي مورد مطالعه احتمالاً به زيادتر بودن مواد آلي و هواديدگي بيشتر در سطح خاک مربوط مي‌گردد (جدول ۲). ساير مطالعات نيز روند مشابهي را نشان مي‌دهند (Grimley, 1996; Maher, 1998; Owliaie et al., 2005; Owliaie et al. 2006a; Owliaie et al. 2006b).

بر اساس نتايج جدول ۲ و ۳ ارتباط ميان پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي مطالعه شده و ميزان Fe_o/Fe_d ارتباط معكوس و معني‌داري را بر اساس معادلهٔ زير نشان مي دهد:

$$\chi_{lf}^{m} = -40.3\ (Fe_o/Fe_d)^{od} + 33.2$$

$n=27$, $r=0.67$, $P<0.01$

همچنين ارتباط ميان χ_{lf}^{m} و Fe_d در خاک‌هاي مطالعه شده ارتباطي مستقيم و از نظر آماري معني‌دار بوده است. معادله اين ارتباط نيز به صورت زير مي باشد:

$$\chi^{m} = 1.96\ (\%Fe_d) + 15.0$$

$n=27$, $r=0.59$, $P<0.01$

در مجموع با توجه به معادلات بالا مي توان نتيجه گرفت كه توزيع پذيرفتاري مغناطيسي در خاک‌هاي مطالعه شده تا حدود زيادي متأثر از تغييرات غلظت اكسيدهاي آهن و نوع آنها كه به ميزان زيادي وابسته به شرايط زهكشي خاک بوده، مي‌باشد. نتايج مشابهي توسط ساير محققان گزارش گرديد (Grimley and Vepraskas, 2000; Owliaie et al., 2010).

تغييرات شاخص‌هاي پذيرفتاري مغناطيسي در خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک

بر اساس نتايج بدست آمده (جدول ۳) در اكثر خاكرخ‌هاي مطالعه شده با افزايش عمق، ميزان پذيرفتاري مغناطيسي كاهش يافته است. بطور كلي تغييرات عمودي پذيرفتاري مغناطيسي در طول خاكرخ به ميزان زيادي به تبديل در جاي اكسيدهاي غير مغناطيسي آهن به بلورهاي بسيار ريز فِري‌مگنتيت بستگي دارد. محلول شدن Fe^{+2} و متعاقب آن رسوب مجدد به صورت شكل‌هاي مغناطيسي‌تر از عوامل افزايش پذيرفتاري مغناطيسي در سطح خاك مي باشد (Fine et al., 1989).

طبق نظر Grimley et al. (۲۰۰٤) افزايش پذيرفتاري مغناطيسي در لايه‌هاي سطح خاك به ميزان زيادي به تبديل درجاي اكسيدهاي آهن غير مغناطيسي و اكسي هيدروكسيدهاي آهن به ريز بلورهاي فري مگنتيك بستگي دارد. ميانگين پذيرفتاري مغناطيسي مطلق در خاک‌هاي غيراكوييک ١/٦ برابر خاک‌هاي اكوييک بوده است. شرائط بي‌هوازي منجر به عدم تبديل كاني‌هاي پارامگنتيك و كنتد آنتي فرومگنتيك (مانند لپيدوكروسيت و گوئتيت) به كاني‌هاي فري مگنتيك (مانند مگنتيت و مگهميت) مي‌شود. كاهش ميزان تشكيل اكسيدهاي بلورين آهن در خاك‌هاي با زهكشي ضعيف، منجر به افزايش نسبت Fe_o/Fe_d مي‌شود (De Jong et al. 2000; Grimley et al. 2004; Owliaie et al. 2006a, b).

در حالي كه ميانگين پذيرفتاري مغناطيسي مطلق در افق سطحي و عمقي خاک‌هاي اكوييک به ترتيب ۲۵ و ١٦ مي‌باشد اين مقادير در خاک‌هاي غيراكوييک به ترتيب ۳۷ و ۲۷ بوده است. افزايش ميزان مادة آلي در سطح خاك، خصوصاً در مناطق مرطوب‌تر و خنك‌تر عاملي در جهت افزايش پذيرفتاري مغناطيسي در سطح خاك بوده است. فعاليت ريز جانداران عاملي در جهت افزايش انحلال اكسيدهاي آهن غير مغناطيسي به اكسيدهاي مغناطيسي آن مي باشد (Dearing et al. 1985). Oades (۱۹۶۳) زهكشي مناسب و مقدار زياد مادة آلي را جهت افزايش پذيرفتاري مغناطيسي مناسب توصيف نموده است.

ميزان كاهش پذيرفتاري مغناطيسي پس از تيمار CBD در خاک‌هاي غيراكوييک بيشتر از خاک‌هاي اكوييک بوده است (٦٤ درصد در مقابل ٤١ درصد). اين امر احتمالاً به دليل بيشتر بودن نسبت آهن پدوژنيک در خاک‌هاي غيراكوييک مي‌باشد كه توسط عصاره گير CBD از خاک خارج مي‌شود. آهن پدوژنيک به شكل اكسيدهاي آهن بلورين بوده و داراي پذيرفتاري مغناطيسي بيشتري نسبت به ساير انواع تركيبات آهن از جمله آهن آلي و بي شكل مي‌باشد (Fine and Singer, 1989).

Owliaie et al. (۲۰۰۸) در مطالعه منشاء پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي مناطق مختلف اقليمي استان كهگيلويه و بويراحمد، ۲۶ تا ۹۳ درصد كاهش در ميزان پذيرفتاري مغناطيسي را پس از تيمار CBD مشاهده نمودند. در اين مطالعه، مقادير بيشتر كاهش پذيرفتاري مغناطيسي، در خاک‌هاي با تكامل پروفيلي بيشتر و عمدتاً در سطح خاك و شرايط زهكشي مناسب مشاهده گرديد.

Grimley and Vepraskas (۲۰۰۰) با استفاده از پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي اكوييک و غيراكوييک كاروليناو ايلي‌نويز را جداسازي نمودند. بر اساس مطالعه آنان خاک‌هاي اكوييک در لايه سطحي داراي پذيرفتاري مغناطيسي كمتر از $۲۰×۱۰^{-5}$ و خاک‌هاي غيراكوييک داراي پذيرفتاري مغناطيسي بيشتر از $۳۰×۱۰^{-5}$ (هر دو بر اساس m^3kg^{-1}) بوده‌اند.

اثرات تيمارهاي حرارتي بر شاخص‌هاي پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي مطالعه شده

همانگونه كه در بخش نتايج بيان گرديد، با افزايش حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتيگراد ميزان پذيرفتاري مغناطيسي افزايش مي‌يابد. اين افزايش احتمالاً به دليل تبديل كاني‌هاي كنتد آنتي فرومگنتيک به كاني‌هاي فري‌مگنتيک بسيار ريز مگهميت و مگنتيت بوده است (Dearing, 1999; Mullins, 1977). ليپيدوكروسيت در دماي ۲۰۰ تا ۳۰۰ درجه سانتيگراد به مگهميت دي هيدراته شده و گوئتيت در دماي ۲۵۰ تا ۴۰۰ درجه سانتيگراد در حضور ماده آلي به مگهميت تبديل مي‌گردد. هر دوي اين واكنش‌ها منجر به افزايش پذيرفتاري مغناطيسي مي‌گردند (Schwertmann and Taylor, 1989).

مقادير بيشتري از افزايش پذيرفتاري مغناطيسي در نتيجه حرارت‌دهي در افق‌هاي سطحي با مقدار بيشتر ماده آلي مشاهده گرديد. اين مشاهدات فرضيه ضروري بودن ماده آلي جهت تبديل‌هاي ذكر شده را تقويت مي‌نمايد. بر طبق نظر Kletetschka and Banerjee (۱۹۹۵) حضور ماده آلي جهت تكميل واكنش تبديل گوئتيت به مگهميت ضروري مي‌باشد. Wseton (۲۰۰٤) در مطالعه اثر تيمار حرارتي (دماي ٦٠٠

درجه سانتيگراد) بر پذيرفتاري مغناطيسي خاک با افزودن ماده آلي به ميزان ۵۰% وزني به نمونه‌هاي خاک افزايشي حدود ۵۰ برابر نسبت به خاک حرارت نديده (افزايش ٤ برابر) مشاهده کرد. همچنين حرارت‌دهي يک مرحله‌اي خاک تا دماي ٦۰۰ درجه سانتيگراد موجب افزايش شديدتر پذيرفتاري مغناطيسي به ميزان ۲ تا ۳۳ برابر نسبت به حرارت‌دهي مرحله‌اي به همراه سرد کردن گرديده است.

خاک‌هاي اکوييک در مقايسه با خاکهاي غيراکوييک افزايش شديدتري را در پذيرفتاري مغناطيسي از خود نشان دادند (٤/۵۱ در مقابل ۱/۵۵ برابر). اين افزايش احتمالاً به حضور مقادير زيادتري از گوئتيت، لپيدوکروسيت و فري هيدرات در خاک‌هاي اکوييک مربوط مي‌گردد که بر اثر حرارت به شکل‌هاي بيشتر مغناطيسي اکسيد آهن نظير مگهميت و مگنتيت تبديل مي‌گردند. Wseton (۲۰۰۲) افزايش ۱۷۱ برابري پذيرفتاري مغناطيسي خاک‌هاي مورد مطالعه خود را پس از حرارت‌دهي تا دماي ٦۵۰ درجه سانتيگراد گزارش داد. اين روند افزايش با حرارت‌دهي مجدد تا دماي ۸۵۰ درجه سانتيگراد به مقدار معني داري کاهش يافت.

کليه نمونه‌هاي مطالعه شده روند کاهش پذيرفتاري مغناطيسي را در دماي بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتيگراد نشان دادند. اين کاهش نشان دهنده تبديل فرم‌هاي بيشتر مغناطيسي آهن به اشکالي با پذيرفتاري مغناطيسي کمتر مي‌باشد. مگنتيت در دماي ۵۸۰ درجه سانتيگراد به طور ناگهاني خصوصيات مغناطيسي خود را از دست مي‌دهد. اين دما موسوم به نقطه کيوري مي‌باشد که براي هماتيت ٦۷۵، مگهميت ۵۹۰ تا ٦۷۵ و گئوتيت ۱۲۰ درجه سانتيگراد گزارش شده است (Evans and Heller, 2003). روند نسبتاً مشابهي توسط Ozdemir (۱۹۹۰) در خاک‌هاي کانادا گزارش شده است.

بر طبق نظر Rezhevski (۱۹۹۷) مگهميت در دماي ۵۵۰ تا ٦۰۰ درجه سانتيگراد به شدت ناپايدار بوده و به هماتيت پايدار تبديل مي‌گردد که در نتيجه پذيرفتاري مغناطيسي کاهش مي‌يابد. پذيرفتاري مغناطيسي هماتيت ۲۰۰ برابر ضعيف‌تر از مگنتيت مي‌باشد. اين تبديل در دامنه دمايي گسترده‌تري نيز گزارش شده است (۲۵۰ تا ۹۰۰ درجه سانتيگراد) که اين امر به دليل اختلاف در اندازه ذرات و حضور ناخالصي‌ها گزارش شده است.

مقدار پذيرفتاري مغناطيسي وابسته به فرکانس (χ_{fd}) که معرف حضور ذرات بسيار ريز مغناطيسي (عمدتاً پدوژنيک) مي‌باشد، يک روند کاملاً افزايشي را با دما در دامنه ۲۵ تا ۷۰۰ درجه سانتيگراد نشان داد. اين امر احتمالاً نشان از ساخته شدن کاني‌هاي فري‌مگنتيک مانند مگهميت و مگنتيت از کاني‌هايي نظير هماتيت و لپيدوکروسيت دارد. ميزان افزايش پذيرفتاري مغناطيسي وابسته به فرکانس در نتيجه تيمار حرارتي در خاک‌هاي اکوييک به مراتب بيشتر از خاک‌هاي غيراکوييک بوده است (٦/٤ برابر در مقابل ۲/٤ برابر). همانگونه که اظهار شد اين نتايج نشان مي‌دهد که روند تشکيل ذرات بسيار ريز مغناطيسي که موجب افزايش χ_{fd} مي‌گردد تا حدودي مستقل از تغييرات پذيرفتاري مغناطيسي در تيمارهاي حرارتي مي‌باشد به گونه اي که در دماي بيش از ۵۵۰ درجه سانتيگراد روند افزايشي به رغم کاهش پذيرفتاري مغناطيسي ادامه يافته است. روند نسبتاً مشابهي در خاک‌هاي کهگيلويه و بويراحمد گزارش شده است (Owliaie et al. 2006a). مطالعات بيشتري با استفاده از تجهيزات اندازه‌گيري نوع و ميزان اکسيدهاي آهن در خاک جهت درک بهتر اين فرايند مورد نياز مي‌باشد.

Liu et al. (۲۰۰٤) در مطالعه اثر حرارت‌دهي بر خاک‌هاي لس چين اعلام نمودند که پذيرفتاري مغناطيسي در دامنه دمايي ۳۰۰ تا ٤۰۰ درجه سانتيگراد حدود ۳۰ درصد کاهش يافته است و دليل آنرا تبديل ذرات ريز مگهميت پدوژنيک به هماتيت اعلام نمودند. در حالي که ذرات درشت‌تر مگهميت در دماي بالاتري به هماتيت تبديل شده‌اند. آنان همچنين نتيجه گرفتند که اين کاهش پذيرفتاري مغناطيسي مي‌تواند به عنوان يک شاخص جديد جهت تعيين مقدار ذرات ريز سوپر پارامگنتيک پدوژنيک در خاک‌هاي مورد مطالعه به کار رود.

نسبت تبديل (FC%) در خاک‌هاي اکوييک در دماي آزمايشگاه حدود ۲۳% و در خاک‌هاي غيراکوييک ٦٤% بوده است. اين اختلاف ۲/۸ برابري نشان مي‌دهد که خاک‌هاي اکوييک قبل از حرارت‌دهي به ميزان بسيار کمتري تحت فرايندهاي تبديل اشکال کمتر مغناطيسي اکسيد آهن به کاني‌هاي فري مگنتيک قرار گرفته‌اند و در صورت دريافت حرارت پذيرفتاري مغناطيسي آنها به ميزان بيشتري افزايش مي‌يابد. Crowther (۲۰۰۳) نيز در مطالعه پذيرفتاري مغناطيسي و نسبت تبديل برخي خاک‌هاي قديمي انگليس و مجارستان نتايج مشابهي را اعلام نمود.

نتيجه گيري کلي

با توجه به مطالعه انجام شده مشخص گرديد که به طور کلي خاکرخ‌هاي داراي شرايط اکوييک، مقادير بيشتري از اکسيدهاي آهن قابل عصاره گيري با دي‌تيونيت را داشته‌اند. همچنين در اکثر خاکرخ‌هاي مطالعه شده با افزايش عمق، ميزان پذيرفتاري مغناطيسي کاهش يافته است. ميانگين پذيرفتاري

مغناطیسي مطلق در خاک‌هاي غیراکوییک ۱/٦ برابر خاک‌هاي اکوییک بوده است که بیانگر مناسب‌تر بودن شرایط هوازي بر تشکیل اکسیدهاي مغناطیسي‌تر آهن مي‌باشد. رابطه مثبت و معني‌داري میان پذیرفتاري مغناطیسي و میزان آهن پدوژنیک خاک به دست آمده است. بیشتر بودن کاهش پذیرفتاري مغناطیسي پس از تیمار دي تیونیت در خاک‌هاي غیراکوییک شاهدي بر این مدعا مي باشد. با افزایش حرارت تا ۵۵۰ درجه سانتیگراد میزان پذیرفتاري مغناطیسي افزایش یافته است که این امر احتمالاً به دلیل تبدیل کاني‌هاي کنند آنتي فرومگنتیک به کاني‌هاي فري مگنتیک بوده است. مقادیر بیشتري از افزایش پذیرفتاري مغناطیسي در نتیجه تیمار حرارتي در افق‌هاي سطحي با مقدار بیشتر ماده آلي و همچنین در خاک‌هاي اکوییک گزارش گردید. در کلیه نمونه‌ها در مقادیر متفاوت، کاهش پذیرفتاري مغناطیسي در دماي بالاتر از ۵۵۰ درجه سانتیگراد مشاهده گردید که احتمالاً بیانگر تبدیل شکل‌هاي بیشتر مغناطیسي آهن به اشکالي با پذیرفتاري مغناطیسي کمتر مي‌باشد. در پي تیمارهاي حرارتي، پذیرفتاري مغناطیسي وابسته به فرکانس، روندي کاملاً افزایشي را با دما تا ۷۰۰ درجه سانتیگراد نشان داد که این افزایش در خاک‌هاي اکوییک به مراتب بیشتر بوده است. نسبت تبدیل در خاک‌هاي اکوییک نیز در دماي آزمایشگاه حدود یک سوم خاک‌هاي غیراکوییک بوده است. این اختلاف احتمالاً بیانگر این امر مي باشد که خاک‌هاي اکوییک قبل از حرارت‌دهي به میزان بسیار کمتري تحت فرایندهاي تبدیل قرار گرفته‌اند.

سپاسگزاري

بدین وسیله از آقاي دکتر ریچارد ج. هک و همکاران ایشان در گروه منابع طبیعي دانشگاه گوئلف کانادا که امکان استفاده از برخي تجهیزات مرتبط با این تحقیق را فراهم آوردند صمیمانه قدرداني مي‌گردد.

REFERENCES

Banaie, M. (1988). Map of soil moisture and temperature regimes of Iran. Insistue of Soil and Water Research. Ministry of Agriculture.

Blume, H. P. and Schwertmann, U. (1969). Genetic evaluation of profile distribution of Al, Fe and Mn oxides. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 33, 438-444.

Crowther, J. (2003). Potential magnetic susceptibility and fractional conversion of archaeological soils and sediments. Archaeometry, 45, 685-701.

Day, P. R. (1965). Particle fractionation and particle-size analysis. In: C. A. Black (Ed.), pp. 545-567. Methods of Soil Analysis, part 1. American Society of Agronomy, Madison, WI.

De Jong, E., Pennock, D. J. and Nestor, P. A. (2000). Magnetic susceptibility of soils in different slope positions in Saskatchewan, Canada. *Catena*, 40, 291-305.

Dearing, J. A. (1999). Environmental magnetic susceptibility, using the Bartingtoin MS2 System. Chi Publication. Kenilworth, UK. 54 pp.

Dearing, J. A. Maher, B. A. and Oldfield, F. (1985). Geomorphological linkages between soils and sediments: the role of magnetic measurements. pp. 245-266. In: Richards, K.S., R. R. Arnett and S. Ellis, (Eds.) Geomorphology and Soils, George Allen and Unwin, London.

Dearing, J. A., Hay, K. L., Balsan, S. M. J., Huddleston, A. S., Wellington, E. M. H. and P. J. Loveland. (1996). Magnetic susceptibility of soil: An evaluation of contributing theories using a national data set. *Geophys. J. Intern.* 127, 728-734.

Evans, E. E. and Heller, F. (2003). Environmental magnetism: Principles and applications. Academic Press, San Diego. 311 pp.

Fine, P. and Singer, M. J. (1989). Pedogenic factors affecting magnetic susceptibility of northern California soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 1119-1127.

Fine, P., Singer, M. J. Laven, R. Verosub, K. and Southard, R. J. (1989). Role of pedogenesis in distribution of magnetic susceptibility in two California chronosequences. *Geoderma*, 44, 287-306.

Grimley, D. A., Arruda, N. K. and Bramstedt, M. W. (2004). Using magnetic susceptibility to facilitate more rapid, reproducible and precise delineation of hydric soils in the Midwestern USA. *Catena*, 58, 183-213.

Grimley, D. A. (1996). Stratigraphy, magnetic susceptibility, and mineralogy of loess-paleosol sequences in southwestern Illinois and eastern Missouri. Ph.D. dissertation. Urbana-Champaign: Univ. of Illinois,

Grimley, D. A. and Vepraskas, M. J. (2000). Magnetic susceptibility for use in delineating hydric soils. *Soil Sci. Soc. J.* 64, 2174-2180.

Hartford, R. A. and Frandsen, W. H. (1992). When it’s hot, it’s hot… or maybe it’s not! (Surface flaming may not portend extensive soil heating). *International Journal of Wildland Fire*, 2, 139-144.

Holmgren, G. G. S. (1976). A rapid citrate-dithionate extractable iron procedure. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 31, 210-211.

Jackson, M. L. (1975). Soil Chemical Analysis-advanced course. Univ. of Wisconsin, College of Agric., Dept. of Soil Sci., Madison, WI.

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.

Kletetschka, G. and Banerjee, S. K. (1995). Record of natural fires by the magnetic stratigraphy on Chinese loess. *Geophys. J. Int.* 22, 1341-1343.

Liu, Q., Deng, Ch. Yu, Y. Torrent, J. ackson, M.

Banerjee, S. and Zhu, R. (2005). Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophysic J. Int.* 161, 102-112.

Maher, B. A. (1998). Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic Paleosols: Paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 137, 25-54.

Maher, B. A. (1986). Characterization of soils by mineral magnetic measurements. *Phys. Earth Planet. Inter.* 42, 76-92.

Masson, H. (1948). La temperature du sol au cours d'un feu de brousse au Senegal. *Agronomie Tropicale* 3, 174-179.

McKeague, J.A. and Day, J. H. (1966). Dithionite-and oxalate-extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Can. J. Soil Sci*. 46, 13-22.

Mullins, C. E. (1977). Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science-A review. *J. Soil Sci*. 28, 223-246.

Munch, J. C. and Ottow, J. C. G. (1983). Reductive transformation mechanism of ferric oxides in hydromorphic soils. Environ. Biogeochem. Ecol. Bull. (Stockholm), 35, 383-394.

Oades, J. M. (1963). The nature and distribution of iron compounds in soils. *Soils and Fert*. 26, 69-80.

Owliaie, H. R., Abtahi, A. and Heck, R. H. (2005). Role of pedogenic procces in magnetic suseptibility distribution of soils of Kohgilouye Province. Proceeding of 9th Iranian Soil Science Congress. Tehran University, pp. 347-348. (In Farsi).

Owliaie, H.R., Heck, R. J. and Abtahi, A. (2006a). The magnetic susceptibility of soils in Kohgilouye, Iran. *Canadian J. Soil Science*, 86, 97-107.

Owliaie, H.R., Heck, R. J. and Abtahi, A. (2006b). Distribution of magnetic susceptibility in Kohgilouye Boyerahmad soils, southwestern Iran. Proceeding of 18th World Congress of Soil Science. Philadelphia, Pennsylvania. USA.

Owliae, H. R., Adhami, E., Chakerhosseini, M. Rajaei, M. and Kasraian, A. (2008). Evaluation the source of magnetic suseptibility using CBD and micro CT-Scan imagary in some soils of Fars Province. *Journal of Agriculture and natural resources*, 46 (2), 773-789. (In Farsi).

Owliae, H. R., Adhami, E., Jafari, S. Ghasemi, R. and Rajaei, M. (2010). Distribiution of magnetic suseptibility in relation to iron compounds in some selected soils of Fars Province. *Journal of Soil and Water Research*, 23(32), 191-204. (In Farsi).

Ozdemir, O. (1990). High temperature hystersis and thermoremanence of single-domain maghemite. *Physics of the earth and planetary Interiors*. 65, 125-136.

Richards, L. A. (Ed.). (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA Handb. No. 60. U.S. Gov. Print. Office, Washington, D.C.

Rzhevski, Y. S. (1997). Anomalies of thermomagnetic characteristics of lower cretaceous Red-Beds in the Tadjik depression (Southern Tien-Shan). *Studia Geophysica et Geodaetica*, 41, 164-170.

Schwertmann, U. and Taylor, R. M. (1989). Iron oxides. pp. 379-438. In: Dixon, J. B. and Weed, S.B. (Eds.), Minerals in soil environment. Soil Science Society of America, Madison, USA.

Schwertmann, U., Kodama, H. and Fischer, W.R. (1986). Mutual interactions between organics and iron oxides. Pp. 223–250 in: P. M. Huang and M. Scnitzer, (Eds). Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes. Soil Sci. Soc. Am. Special Publication Vol. 17, Madison, WI.

Sertsu M.S. and Sanchez, P. A. (1978). Effects of heating on some changes in soil properties in relation to an Ethiopian land management practice. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 42, 940-944.

Soil Survey Staff, (1993). Soil Survey Manual. USDA. Handbook No. 18. Washington, DC.

Soil Survey Staff, (2006). Keys to Soil Taxonomy. USDA, NRCS. Washington, DC

Thomasson, A. J. and Bullock, P. (1975). Pedology and hydrology of some surface water gley soils. *Soil Sci*. 119, 339-348.

Thompson, R. and Oldfield, F. (1986). Environmental Magnetism. Allen and Unwin, London. 227 pp.

U. S. Salinity Laboratory Staff. (1945). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. USDA. Handbook 60, Washington D.C.

Weston, D. G. (2002). Soil and susceptibility: aspects of thermally induced magnetism within dynamic pedological system. *Archaeological Prospection*, 9, 207-215.

Weston, D. G. (2004). The influence of waterlogging and variations in pedology ignition upon result susceptibiliyies: a series of laboratory reconstructions. *Archaeological Prospection*, 11, 107-120.