

doi: 10.11720/wtyht.2021.0050

刘国栋,李禄军,戴慧敏,等. 松辽平原土壤碳库变化及其原因分析[J]. 物探与化探, 2021, 45(5): 1109-1120. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2021.0050>

Liu G D, Li L J, Dai H M, et al. Change in soil carbon pool in Songliao Plain and its cause analysis[J]. Geophysical and Geochemical Exploration, 2021, 45(5): 1109-1120. <http://doi.org/10.11720/wtyht.2021.0050>

松辽平原土壤碳库变化及其原因分析

刘国栋^{1,2}, 李禄军³, 戴慧敏^{1,2}, 许江^{1,2}, 刘凯^{1,2}, 张一鹤^{1,2}, 杨泽^{1,2}

(1. 中国地质调查局 沈阳地质调查中心, 辽宁 沈阳 110034; 2. 中国地质调查局 黑土地演化与生态效应重点实验室, 辽宁 沈阳 110034; 3. 中国科学院东北地理与农业生态研究所 黑龙江海伦农田生态系统国家野外科学观测研究站, 黑龙江 哈尔滨 150081)

摘要: 基于东北松辽平原多目标区域地球化学调查数据, 计算了表层(0~20 cm)土壤有机碳密度和储量, 与全国第二次土壤普查时的土壤有机碳密度进行对比研究, 分析了土壤有机碳密度变化的主要影响因素。结果表明: 松辽平原不同土壤类型表层土壤有机碳与无机碳构成比例存在明显差异, 沼泽土、暗棕壤、泥炭土、白浆土、水稻土、黑土等有机碳含量占土壤总碳含量的 90% 以上; 栗钙土、潮土、风沙土、褐土等土壤有机碳含量占总碳含量 80% 以下。研究区当前表层土壤有机碳储量约为 1 448 Tg, 自 20 世纪 80 年代以来减少约 115.94 Tg, 下降了 7.4%, 其中进入大气估算约为 104.88 Tg, 占土壤有机碳损失的 90.5%。不同土地利用方式中, 旱地减少 76.12 Tg, 对大气贡献 CO₂ 最大, 其次为盐碱地和草地, 分别减少 16.32 Tg 和 15.93 Tg。研究认为, 造成土壤碳库减少的主要原因是 30 年来松辽平原气温的升高, 旱地和草地由于温度升高引起的土壤有机碳库减少占总损失的 70%, 而包括农业生产、土地利用变化、水土流失等因素导致的有机碳减少仅占总损失的 30% 左右。

关键词: 土壤; 有机碳; 碳源; 碳汇; 松辽平原

中图分类号: P591.1; P596 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-8918(2021)05-1109-12

0 引言

土壤作为陆地最大的碳库(1 400~1 500 Pg, 0~1 m 深度)^[1] 在全球碳循环中起着重要的作用。据估计, 全球土壤表层总碳储量 2 100 Pg, 其中有机碳储量大约 1 550 Pg, 是大气碳库的 3 倍, 陆地植被碳库的 2~4 倍, 因此土壤碳库只要发生微小变化就会对大气 CO₂ 浓度产生明显影响^[2-6]。有研究表明, 土壤通过呼吸作用向大气释放 CO₂ 的年通量占陆地生态系统与大气之间碳交换总量的 2/3^[7], 是化石燃料燃烧排放的 10 倍^[8]。因此, 全面了解土壤碳库的现状和变化, 对于国际社会制定国家或地区的 CO₂ 排放清单, 寻找未来 CO₂ 排放控制的安全途径

意义重大。

国内外学者对全球和区域尺度土壤碳库分布、时空变化、影响因素、土壤固碳潜力、碳地球化学循环机理已有不少研究^[9-19], 结果表明, 自然因素及人类活动可通过改变土壤物理、化学及环境属性, 进而改变土壤碳的输入和输出速率, 最终影响土壤碳的平衡和土壤有机碳密度。杨忠芳等^[20] 对内蒙古中北部土壤碳库储量及变化研究发现, 土壤碳受气温和降水影响明显, 其中有机碳随年平均气温升高而降低, 随年降水增加而增加。郭晶晶等^[21] 对长江流域土壤碳库研究发现, 导致长江流域土壤碳库增加的主要因素是林地、草地等植被的恢复性生长及农业耕作水平的提高, 而土地利用及气候变化对长江流域土壤碳库变化的影响较小; 土壤侵蚀对水田影响较小, 但对旱地影响较大。可见不同地区土壤碳

收稿日期: 2021-01-25; 修回日期: 2021-05-17

基金项目: 中国地质调查局地质调查项目“东北黑土地 1:25 万土地质量地球化学调查”(121201007000161312)、“兴凯湖平原及松辽平原西部土地质量地球化学调查”(DD20190520)。

第一作者: 刘国栋(1983-), 男, 高级工程师, 主要从事生态地球化学研究工作。Email: liuguodong@mail.cgs.gov.cn

通讯作者: 杨泽(1981-), 男, 高级工程师, 水文地质专业, 主要从事生态地球化学调查与研究。Email: 61421078@qq.com

库储量变化的受控因素既有一定的相似性同时也存在一定的差异。

中国东北松辽平原自建国以来,为保障我国粮食安全,完成了从“北大荒”到“北大仓”的历史巨变,成为了中国最大的商品粮生产基地,同时这里近 50 年来气候变化迹象明显,土壤侵蚀加剧^[22-24]。因此,在此背景下该地区土壤碳库储量及分布如何变化?变化的主要受控因素是什么?对大气 CO₂ 贡献了多少?是本研究拟解决的问题。笔者利用全国第二次土壤普查及 2006 年以来中国东北松辽平原多目标地球化学调查两期土壤数据,计算了松辽平原土壤碳储量及其变化,并估算了研究区近 30 年来对大气 CO₂ 的贡献,结合土地利用、土壤类型、气候等资料系统分析了土壤碳密度分布及时空变化的影响因素。本研究可为认识全球四大黑土农耕地土壤碳源/汇现状、转化措施、土壤碳库影响因素等研究提供依据。

1 研究区概况

研究区位于中国东北松辽平原,地处中纬度亚

洲大陆东缘,东经 120°30'~128°18',北纬 38°41'~50°2'之间,面积约 36.5 万 km²。全区属大陆性季风气候,夏季短促而温暖多雨,冬季漫长而寒冷干燥,多年平均气温 5.3 ℃,多年平均降水量 350~700 mm。研究区四周为山麓,向内由丘陵台地逐渐过渡为冲洪积平原,海拔在 120~500 m 之间。

区内土壤类型主要有黑土、黑钙土、草甸土、褐土、潮土、白浆土、沼泽土、暗棕壤等(图 1),研究区东部土壤主要由黑土、黑钙土组成;西部主要由草甸土、褐土组成;南部及西部的山前地带主要由暗棕壤组成,植被是以红松为主的针阔混交林,每年有大量的植被凋落物覆盖地表^[25]。

土地利用以耕地为主,面积 209 784 km²,占研究区 57.04%,耕地中以旱地为主,旱地占耕地总面积 87.79%。林地主要分布在松辽平原东部低山丘陵地带,草地主要分布在松辽低平原中西部大庆—白城地区。盐碱地、沙地在研究区中西部发育广泛,分布面积分别为 13 970 km²、2 432 km²。其他土地利用类型分布面积和特征详见图 2 及表 1。

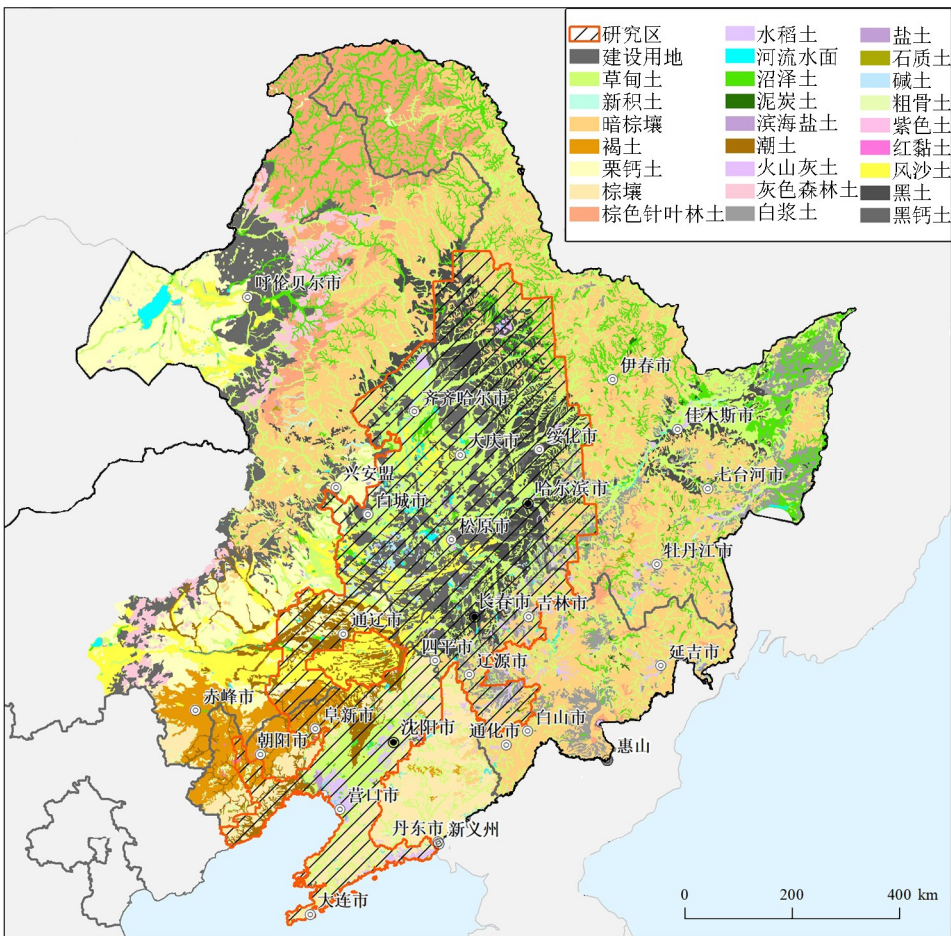


图 1 研究区土壤类型

Fig. 1 Soil types map of the study area

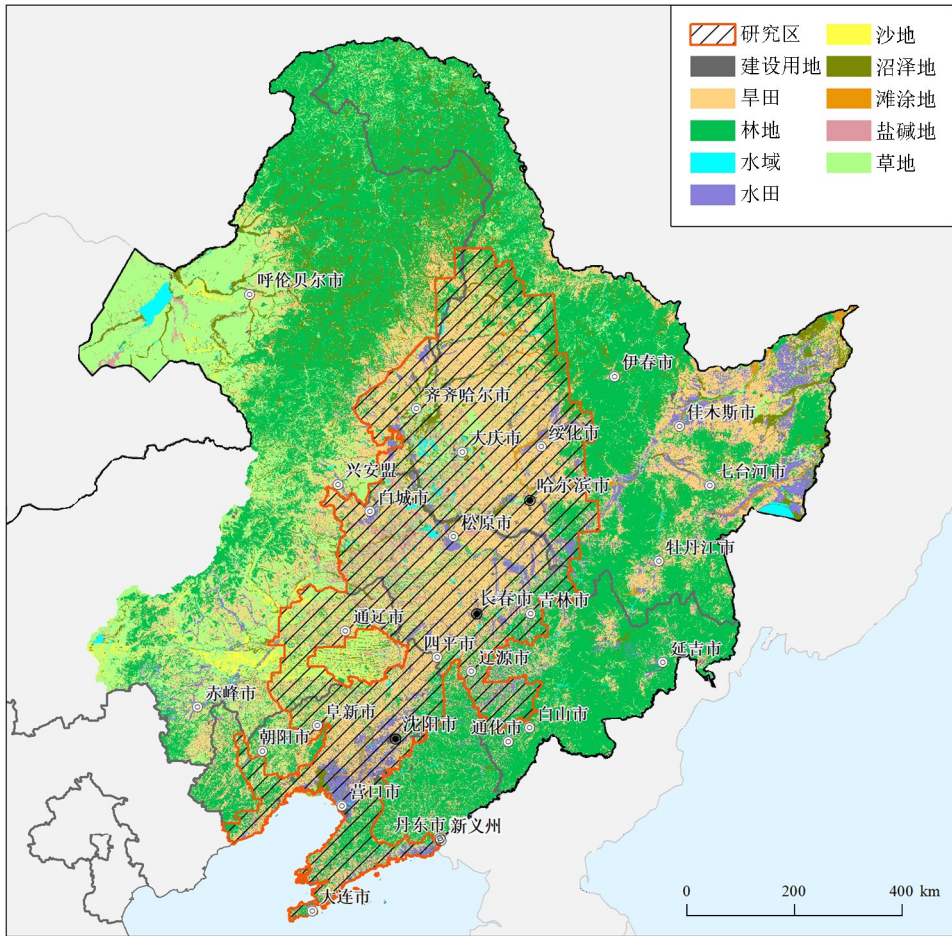


图 2 研究区土地利用现状(2010年)

Fig. 2 Current situation of land use in the study area(2010)

表 1 研究区土地利用类型统计

Table 1 Statistical table of land use types in the study area

用地类型	面积/km ²	比例/%
旱地	184164	50.08
林地	58654	15.95
草地	30241	8.22
水田	25619	6.97
建设用地	22096	6.01
沼泽地	17130	4.66
盐碱地	13970	3.80
河流水面	7830	2.13
未利用地	5639	1.53
沙地	2432	0.66

2 材料与方法

2.1 样品采集与测试

表层土壤样品采集密度 1 件/km², 按照 1 km×1 km 网格化布设, 采样深度均为 0~20 cm, 每件土壤样品均由 3 个子样点组成。深层土壤样品采集密度

1 件/4 km², 按照 2 km×2 km 网格化布设, 采样深度 150~180 cm。所采土壤样品质量均在 1 kg 以上, 采集后装入干净的布袋中, 对于个别湿度较大的土壤样品, 装入干净布袋后再装入塑料袋, 以防止样品间污染。土壤样品经无污染阴干, 过 20 目尼龙筛, 供土壤有机碳及全碳含量测定。松辽平原共采集表层土壤 365 292 件, 深层土壤 91 323 件。样品采集和分析测试工作均严格按照《多目标区域地球化学调查规范(1:250 000)》^[26] 执行。

2.2 数据来源

本文所用其他数据来源说明如下:

1) 全国第二次土壤普查数据: 来源于中国科学院南京土壤研究所提供的东北地区表层土壤属性 2 km×2 km 栅格数据集。该数据的属性字段包含了土壤有机质含量、土壤容重、土壤质地等理化属性数据, 可以直接反映 20 世纪 80 年代土壤有机碳含量水平。因此, 可以作为土壤碳库变化的基期数据进行对比研究。根据多目标地球化学调查土壤采样点的空间位置与栅格数据的空间位置关系, 利用 Arc-

GIS 软件将栅格属性提取至土壤采样点。

2) 气象数据:来源于中国科学院资源环境科学数据中心资源环境数据云平台(<http://www.resdc.cn>),该平台记载了中国 1980~2015 年各年平均气温,该数据集是基于全国 2 400 多个气象站点日观测数据,通过整理、计算和空间插值处理生成的栅格数据。根据多目标地球化学调查土壤采样点的空间位置与气象栅格数据的空间位置关系,利用 ArcGIS 软件将多年气温属性提取至土壤采样点。研究区第二次土壤普查和多目标区域地球化学调查分别在 1979~1986 年、2006~2018 年开展,为保证采用土壤样品采集期间的气温具有代表性,两期调查分别采用 1980~1989 年、2006~2015 年多年年均气温算术平均值代表两期的多年平均气温。

3) 东北地区土壤类型图的矢量数据:来源于中国科学院南京土壤研究所,原数据是《1:100 万中华人民共和国土壤图》,由全国土壤普查办公室组织完成的,中国科学院南京土壤研究所完成的数据库建设,属性字段包含了土纲、土类及亚类。

4) 东北地区 1980 年、1995 年、2010 年土地利用 1:10 万比例尺矢量数据:来源于中国科学院地理科学与资源研究所,该数据由中国科学院地理科学与资源研究所牵头,联合中国科学院遥感应用研究所、东北地理与农业生态研究所等多家单位共同完成。1980 年、1995 年土地利用/覆盖数据的重建主要使用 Landsat-MSS 遥感影像数据,2010 年数据的遥感解译主要使用了 Landsat-TM/ETM 遥感影像数据。

2.3 数据处理方法

分别计算土壤表层(0~20 cm)有机碳密度(SOCD₂₀)、深层(0~180 cm)有机碳密度(SOCD₁₈₀)^[27]和表层(0~20 cm)土壤有机碳密度变化(ΔSOCD₂₀)。SOCD 的计算公式为

$$\text{SOCD} = \text{TOC} \times D \times 10 \times 1 \times \rho。$$

式中:SOCD 表示土壤有机碳密度,kg/m²;TOC 表示土壤有机碳含量,%;D 为土壤厚度,0~20 cm 取 0.2 m,0~180 取 1.8 m;ρ 为土壤容重,g/cm³;10 为单位换算系数。

$$\text{TOC}_{0-180} = \frac{(\text{TOC}_{\text{表}} - \text{TOC}_{\text{深}}) \cdot (d_1 - d_2)}{d_2(\ln d_1 - \ln d_2)} + \text{TOC}_{\text{深}}。$$

式中:TOC_表为表层土壤有机碳含量,%;TOC_深为深层土壤有机碳含量,%;d₁取 0.1 m,d₂取 1.8 m。

$$\Delta\text{SOCD}_{20} = \text{SOCD}_{2010} - \text{SOCD}_{1980}。$$

式中:ΔSOCD₂₀为表层土壤(0~20 cm)有机碳密度变化;SOCD₂₀₁₀为多目标调查时期表层土壤有机碳密度,kg/m²;SOCD₁₉₈₀为第二次土壤普查时期表层

土壤有机碳密度,kg/m²。

土壤碳储量采用不同土壤类型和不同土地利用进行分类统计,各采样点土壤类型和土地利用属性由收集的土壤类型和土地利用矢量数据通过 ArcGIS 软件叠加分析获得,每个采样点的 SOCD 代表 4 km² 计算单元土壤有机碳密度,计算公式如下:

$$\text{SOCS} = \sum_{i=1}^n \text{SOCD}_{ij} \times 4 \times 10^3。$$

式中:SOCS 为土壤有机碳储量,Tg;SOCD 为土壤有机碳密度,kg/m²;4 为采样点代表面积,km²;10³ 为换算系数;j 为第 j 类土地利用或土壤类型;n 为第 j 类土地利用或土壤类型采样点总数;i 为某种统计类型下第 i 个采样点。

气温变化影响土壤碳密度变化量的计算方法:按照土地利用方式分别拟合温度(t/°C)与土壤有机碳密度(kg/m²)相关关系方程,再结合温度变化(Δt/°C)计算土壤有机碳变化量。

3 结果与讨论

3.1 松辽平原土壤碳的构成与分布

3.1.1 松辽平原土壤碳的构成

不同土壤类型土壤全碳含量差异显著(图 3a),沼泽土、暗棕壤全碳含量相对较高,含量在 3% 以上;潮土、褐土、风沙土、栗钙土全碳含量较低,含量在 1% 以下;其他土壤类型全碳含量在 1%~3% 之间。各土壤类型全碳组成均以有机碳为主,不同土壤类型表层土壤有机碳与无机碳构成比例差异较大,沼泽土、暗棕壤、泥炭土、白浆土、水稻土、黑土等有机碳占土壤总碳 90% 以上,而位于松辽平原西南部半干旱地区的栗钙土、潮土、风沙土、褐土区土壤有机碳占总碳含量 80% 以下(图 3b)。不同土壤类型地表植被覆盖不同决定了土壤有机碳累计强度不同,因此不同土壤类型土壤总碳含量、有机碳和无机碳的占比就存在差异。可见土壤有机碳是研究区主要的碳存在形式,由于土壤有机碳在几十年的时间尺度下不稳定,对土壤碳源/汇变化贡献大,而无机碳与有机碳恰好相反,因此本文重点研究土壤有机碳及其变化因素。

3.1.2 松辽平原土壤有机碳密度空间分布特征

土壤有机碳密度呈现由西南温暖半干旱区向东北寒冷湿润区逐渐升高的分布格局(图 4),显示松辽平原土壤有机碳密度空间分布不均匀的特点。这与研究区内气候、土壤类型及植被覆盖的差异性有关。松辽平原西南部沙化严重的通辽—阜新地区、

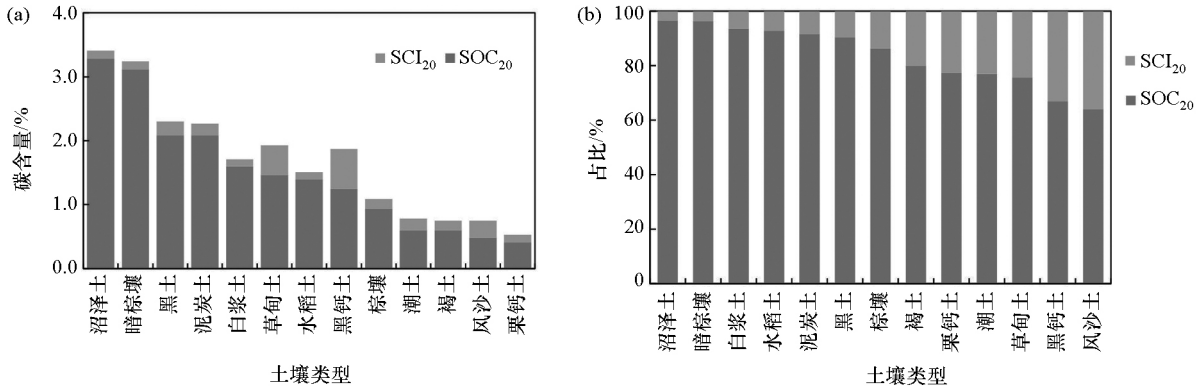


图3 松辽平原各土壤类型表层(0~20 cm)土壤有机碳(SOC)和无机碳(SIC)含量(a)及其比例(b)

Fig. 3 Contents of soil organic carbon and inorganic carbon in surface layer (0~20 cm) of different soil types in Songliao Plain

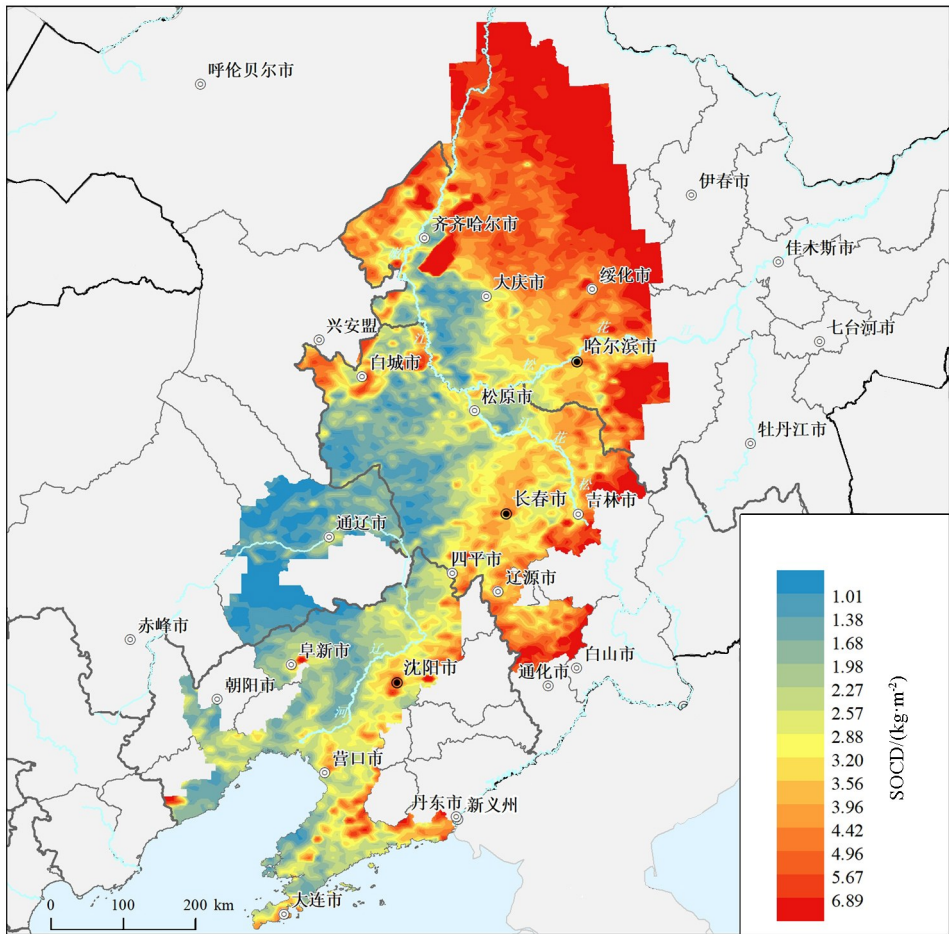


图4 松辽平原表层(0~20 cm)土壤有机碳密度(SOCD)分布

Fig. 4 Distribution of soil organic carbon density in surface layer (0~20 cm) of Songliao Plain

沿渤海湾营口—大连滨海盐土区、松嫩平原西部的大庆—松原盐碱化区土壤有机碳密度均较低,有机碳密度在 0.05~1.68 kg/m² 之间,平均为 1.16 kg/m²;松嫩平原北部的绥化—北安地区、榆树—尚志地区土壤有机碳密度高,是西南部半干旱区近 8 倍之多,密度在 5.66~62.52 kg/m² 之间,平均为 8.86 kg/m²。该区为寒冷湿润区,主要土壤类型为黑土、

黑钙土及暗棕壤,其中黑土及黑钙土原始覆盖自然植被为草原化草甸植被,而暗棕壤区地表覆盖为以红松为主的针阔混交林,每年有大量的植被凋落物覆盖地表,给该区土壤有机碳的累积提供良好的自然条件。

3.1.3 各土壤类型下的有机碳储量

按照不同土壤类型分别计算了 0~20 cm 和 0~

180 cm 土壤平均有机碳密度 (SOCD₂₀ 和 SOCD₁₈₀)，并根据采样点数量计算相应的土壤类型面积和储量 (SOCS₂₀ 和 SOCS₁₈₀) 见表 2。各土壤类型有机碳密度和面积的不同决定了土壤碳库储量的差异，草甸土、黑土、黑钙土及暗棕壤在研究区分布面积广泛，同时各土壤类型有机碳密度相对较高，因此，这些土壤类型的土壤有机碳储量较大；火山灰土、石质土、盐土、碱土等土壤类型受分布面积小和土壤有机碳密度低的影响，这些土壤类型有机碳储量较低。经估算，研究区表层土壤有机碳储量约为 1 448 Tg，0~180 cm 土壤有机碳储量约为 7 380 Tg，可见松辽平原是巨大的土壤碳库分布区，政府和公众对松辽平原土壤碳库应给予更多的关注。

3.2 土壤有机碳库变化

3.2.1 土壤有机碳密度变化空间分布特征

对两期表层土壤有机碳密度对比研究发现，区内的哈尔滨—大庆、松原—通辽、四平—铁岭等地区土壤有机碳密度较 20 世纪 80 年代下降明显 (图 5)，尤其哈尔滨—大庆地区有机碳密度下降幅度在 2.2~54.2 kg/m² 之间；而松嫩平原北部和西部的低山丘陵区、松辽平原中部的四平—德惠地区，当前土壤有机碳密度较 20 世纪 80 年呈上升趋势，尤其松

辽平原北部的低山丘陵区土壤有机碳上升趋势明显，上升范围在 1.72~52.13 kg/m² 之间，这可能与该区土地利用和植被覆盖有关。

3.2.2 各土地利用类型下的碳库变化

按照各土地利用类型统计了研究区表层土壤有机碳密度及储量变化情况 (表 3)。由表可知，除了林地和沼泽地外，其他各土地利用类型有机碳密度总体上呈下降趋势。从各土地利用方式碳库变化可知，松辽平原旱地较 20 世纪 80 年代减少了 76.12 Tg，其次为盐碱地和草地分别减少 16.32 Tg、15.93 Tg，碳源效应明显；林地及沼泽地土壤碳库呈增加趋势，较 20 世纪 80 年代分别增加 3.32 Tg、11.84 Tg，碳汇效应明显。对比松辽平原表层土壤两期有机碳储量发现，当前较 20 世纪 80 年代减少了 115.94 Tg，30 年间下降 7.41%，是碳源效应区，因此东北应采取合理的土地管理措施，倡导低碳农业，维持和提升土壤有机质，提高土壤固碳能力。

3.3 土壤碳库及变化的影响因素

3.3.1 土地利用的影响

图 6 是自 20 世纪 80 年代以来土地利用无变化的各类型表层 (0~20 cm) 和深层 (0~180 cm) 土壤有机碳的平均密度，分别表示为 SOCD₂₀、

表 2 松辽平原不同土壤类型土壤有机碳密度及碳储量统计

Table 2 Statistics of soil organic carbon density and carbon storage of different soil types in Songliao Plain

土壤类型	SOCD ₂₀ /(kg·m ⁻²)	SOCD ₁₈₀ /(kg·m ⁻²)	面积/km ²	SOCS ₂₀ /Tg	SOCS ₁₈₀ /Tg
沼泽土	9.24	41.64	9484	87.61	394.89
火山灰土	9.10	46.38	348	3.17	16.14
暗棕壤	7.36	36.86	32124	236.54	1184.08
石质土	6.93	34.93	48	0.33	1.68
泥炭土	6.59	32.30	424	2.80	13.70
城区	5.81	29.03	104	0.60	3.02
黑土	5.22	26.09	45868	239.36	1196.89
白浆土	4.65	23.12	10548	49.01	243.91
草甸土	4.09	20.23	105668	432.61	2137.16
水稻土	3.88	21.22	10988	42.64	233.19
棕壤	2.99	18.93	30692	91.92	581.11
黑钙土	2.99	14.64	45200	135.06	661.67
新积土	2.92	14.79	824	2.40	12.19
沙洲	2.86	19.58	4	0.01	0.08
江河湖泊	2.83	15.10	1648	4.67	24.89
滨海盐土	2.30	15.72	784	1.80	12.32
粗骨土	2.17	13.48	984	2.13	13.26
红黏土	2.14	15.44	164	0.35	2.53
盐土	1.99	10.78	856	1.70	9.22
碱土	1.99	10.52	4104	8.17	43.18
栗钙土	1.78	9.43	10248	18.22	96.66
褐土	1.77	10.92	9748	17.28	106.42
潮土	1.71	9.53	21520	36.84	205.15
风沙土	1.50	8.52	21884	32.73	186.36
总计			364264	1447.97	7379.70

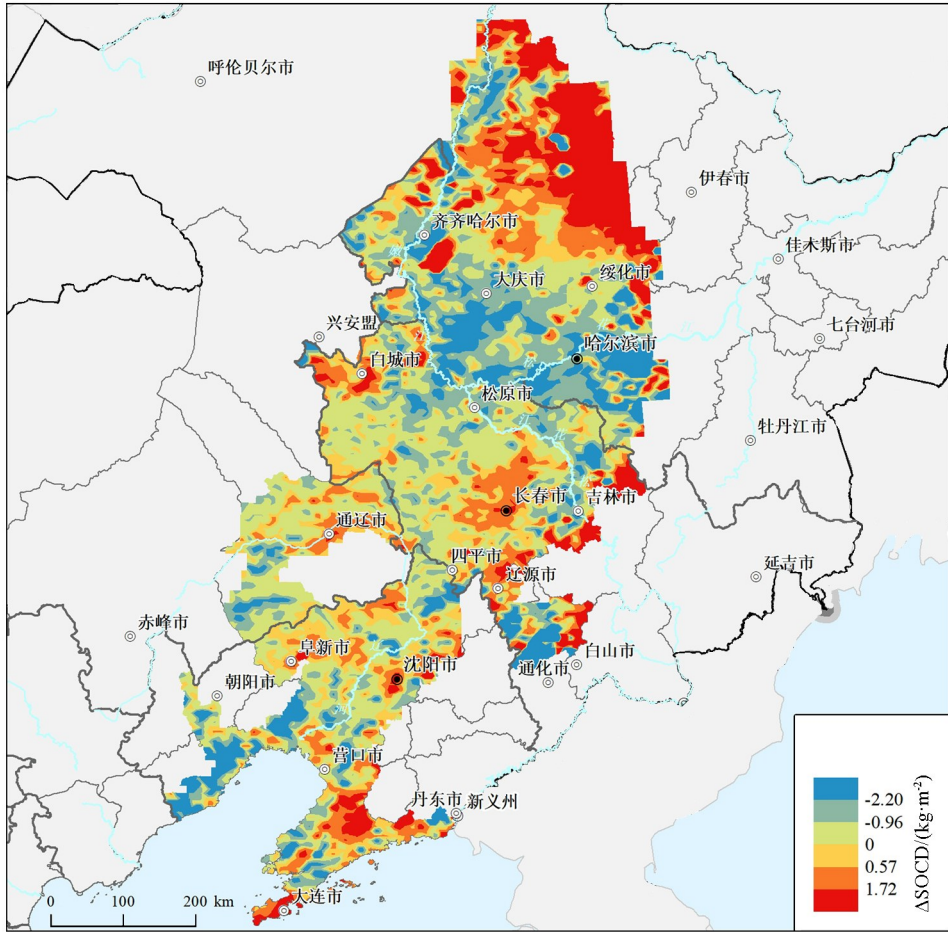


图 5 松辽平原表层 (0~20 cm) 土壤有机碳密度变化

Fig. 5 Changes of soil organic carbon density in surface layer (0~20 cm) of Songliao Plain

表 3 各土地利用类型下表层 (0~20 cm) 土壤有机碳密度及碳库变化

Table 3 Changes of soil organic carbon density and carbon pool in surface layer (0~20 cm) under different land use types

土地利用类型	面积/km ²	SOCD/(kg·m ⁻²)	目前总量/Tg	ΔSOCD/(kg·m ⁻²)	总变化量/Tg
草地	29964	3.24	96.95	-0.53	-15.93
旱地	184640	3.68	678.80	-0.41	-76.12
河流水面	5688	2.89	16.46	-1.15	-6.55
建设用地	21444	3.40	72.88	-0.39	-8.44
林地	59420	5.53	328.63	0.06	3.32
沙地	2400	0.74	1.78	-0.57	-1.36
水田	24988.00	4.21	105.23	-0.12	-3.12
滩涂	5392	3.52	18.99	-0.59	-3.17
未利用地	156	5.52	0.86	-0.70	-0.11
盐碱地	13832	1.93	26.70	-1.18	-16.32
沼泽地	16340	6.16	100.70	0.72	11.84
合计	364264	3.71	1447.97	-0.44	-115.94

SOCD₁₈₀。由图可知,不同土地利用的土壤有机碳密度现状存在明显差异,未利用土地是研究区有机碳密度最大的土地利用类型,表层土壤有机碳密度达 7.79 kg/m²,其次是沼泽地、林地,表层土壤有机碳密度分别达 7.71 kg/m²、6.16 kg/m²;盐碱地、沙地

等土地利用类型中土壤有机碳密度较低,在 2 kg/m² 以下;说明土地利用是影响松辽平原土壤有机碳密度景观分布格局的因素之一,其根本原因在于不同土地利用的地表覆被和人类生产生活干预的差异,导致各利用类型有机碳物源补给条件和

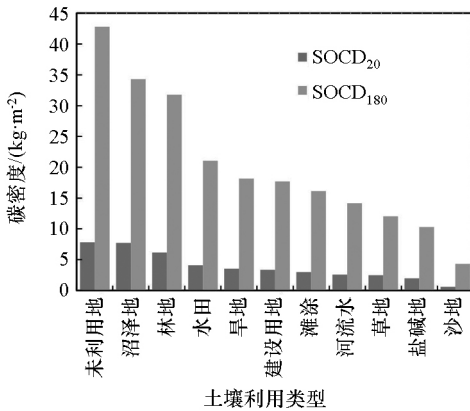


图 6 土地利用未变化土壤有机碳密度统计

Fig. 6 Soil organic carbon density statistics of land use unchanged

有机碳输出环境不同,进而影响土壤有机碳密度的差异化分布。

图 7 展示了自 20 世纪 80 年代以来土地利用无变化各类型表层土壤有机碳密度变化 (ΔSOCD_{20}) 状况。正值表示 30 年间土壤平均有机碳密度增加,负值表示减少,据此可知,不同土地利用土壤碳密度的变化趋势存在明显差异。松辽平原未利用土地、沼泽地、林地处于增加趋势,起到了明显的碳汇效应;水田基本处于碳平衡状态;旱地、建设用地、盐碱地、沙地等类型表现为明显的碳源效应;说明土地利用是影响松辽平原土壤有机碳密度变化趋势的控制因素之一,松辽平原如果适度退耕还林还湿将起到土壤固碳效应,这也是全球黑土农耕地固碳减排的重要措施之一。

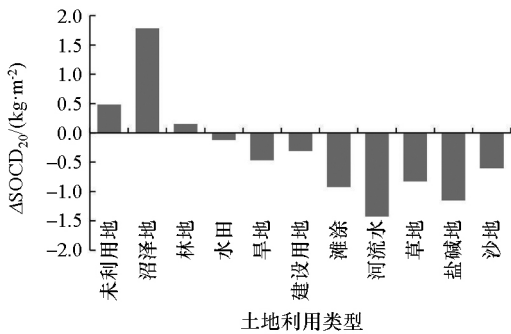


图 7 30 年土地利用未变化条件下表层 (0~20 cm) 土壤有机碳密度变化对比

Fig. 7 Comparison of surface soil (0~20 cm) organic carbon density changes without land use change in the past 30 years

3.3.2 土地利用变化对土壤碳密度的影响

表层土壤受到自然和人类活动的影响最为显著,它直接与陆地生态系统碳循环发生动态的耦合,其有机碳密度的变化和分布受外界环境变化

的影响非常敏感^[28]。土地利用方式会随着人为和自然因素的变化而变化,从而导致土壤碳密度的增加或者降低。表 4 中统计了研究区主要土地利用转变类型的土壤有机碳密度变化情况。结果显示:在 1995~2010 年间林地转变为旱地(开垦 0~15 年)的当前土壤有机碳密度高于 20 世纪 80 年代 0.71 kg/m²;而在 1980~1995 年间林地转变为旱地(开垦 15~30 年)的当前土壤有机碳密度低于 20 世纪 80 年代 0.49 kg/m²,说明林地随开垦年代的增加土壤有机碳密度呈现下降趋势,会由碳汇转变为碳源效应区。沼泽地、草地转变为旱地与之相似。旱地转为水田与其相反,土壤有机碳密度呈增加趋势,起到明显的碳汇效应。由此判断,松辽平原林地、水田、沼泽地为调查区碳汇的主要土地利用方式。目前的许多研究结果认为,由于农业生产水平的提高,我国近几十年水田耕作土壤的有机碳密度明显增加^[29-31],本次研究旱田转为水田 15~30 年后土壤有机碳密度由源转为汇,说明松辽平原水田的表层土壤有机碳处于逐渐增加的趋势。

表 4 土地利用变化后近 30 年土壤有机碳密度变化
Table 4 Soil carbon density changes (0~20 cm) after land-use change over the past 30 years

土地利用变化	$\Delta\text{SOCD}_{20}/(\text{kg} \cdot \text{m}^{-2})$	
	开垦 0~15 年 (1995~2010 年)	开垦 15~30 年 (1980~1995 年)
林地→旱地	0.71	-0.49
沼泽地→旱地	1.52	0.47
沼泽地→水田	1.61	0.31
草地→旱地	-0.42	-0.22
旱地→水田	-0.27	0.02

3.3.3 气候因素对土壤碳源/汇的影响

为探索气温对土壤有机碳库的影响,分析了不同土地利用多年平均气温 (MAT) 和表层土壤有机碳密度的相关关系。结果显示,气温与研究区各土地利用土壤有机碳密度具有显著负相关关系(表 5),即气温越高,土壤有机碳密度越低,这与杨忠芳等^[20]研究结果一致,也再次证实了温度是控制土壤有机碳空间分布格局的主要因素之一。据中国科学院资源环境科学数据中心资源环境数据云平台记载的中国 1980~2015 年以来逐年年平均气温数据插值计算,1980~1989 年间研究区多年平均气温为 4.98 °C,2006~2015 年间多年年平均气温 5.36 °C,30 年来研究区增温 0.38 °C。这与任国玉等认为中国平均地表气温变暖的结论相同,本次研究认为东北地区低于全国增温速率

0.22 °C/(10a)^[32]。

按照不同土地利用方式建立了气温与表层土壤有机碳密度的相关关系方程,并估算了各土地利用类型下年平均气温升高表层土壤碳密度的变化量及有机碳库变化量(表6)。结果表明,近30年来松辽平原表层土壤有机碳库减少116 Tg,其中由于温度升高导致的表层土壤有机碳库减少量约107.52 Tg,说明气温升高对研究区土壤有机碳库的降低产生了重要影响。林地、水田、沼泽地土壤固碳效应明显,碳汇效应抵消了部分由于温度升

高导致的土壤有机碳损失。松辽平原旱地、草地、建设用地、沙地、盐碱地等利用类型有机碳减少的主要原因是30年来气温的升高,尤其是旱地和草地温度升高导致土壤有机碳库减少量占总变化量的70%,而农业生产、土地利用变化、水土流失等因素引起有机碳减少仅占总损失的30%左右。Xia等^[33]研究了自然和人为因素对黑龙江松嫩平原南部土壤碳库的影响,认为松嫩平原南部土壤碳库丢失主要来源于气温的升高,本次研究结果与之吻合。

表5 多年平均气温 MAT 与表层(0~20 cm)土壤有机碳密度的相关关系

Table 5 Correlation between annual average temperature MAT and soil organic carbon density

参数	草地	旱地	河流水面	建设用地	林地	沙地	水田	滩涂	未利用土地	盐碱地	沼泽地
MAT	-0.580**	-0.560**	-0.176**	-0.355**	-0.531**	-0.301**	-0.441**	-0.475**	-0.549**	-0.292**	-0.503**
样本数	7495	46197	1444	5393	14882	600	6260	1357	39	3458	4124

注:“**”表示在置信度(双测)为0.01时,相关性是显著的。

表6 松辽平原气温升高对表层(0~20 cm)土壤碳库变化的影响

Table 6 Surface soil carbon pool as affected by temperature rise in Songliao Plain

土地利用类型	面积/km ²	目前总量/Tg	总变化量/Tg	温度升高的影响/Tg
草地	29964	96.95	-15.93	-11.15
旱地	184640	678.8	-76.12	-51.8
河流水面	5688	16.46	-6.55	-0.99
建设用地	21444	72.88	-8.44	-2.85
林地	59420	328.63	3.32	-21.42
沙地	2400	1.78	-1.36	-0.76
水田	24988	105.23	-3.12	-5.85
滩涂	5392	18.99	-3.17	-1.26
未利用地	156	0.86	-0.11	-0.06
盐碱地	13832	26.7	-16.32	-3.97
沼泽地	16340	100.7	11.84	-7.41
合计	364264	1447.97	-115.94	-107.52

3.3.4 侵蚀过程对土壤碳库变化的影响

土体中损失的有机碳是建立在特定时间端点的SOC差值,对于局部尺度损失的有机碳并不都是通过矿化以CO₂的形式释放到大气中,还包括侵蚀和堆积过程造成的SOC在景观中的再分布^[34]。刘嘉麒等利用大赉水文站(控制嫩江流域)、铁岭水文站(控制辽河流域)1956~2000年以来月平均流量(Q)、月平均总悬浮固体(TSS)、颗粒有机碳(POC)和溶解有机碳(DOC)等数据,计算了辽河流域、嫩江流域汇水面积内的随河流迁出的多年平均有机碳通量^[35]。根据两大流域DOC、POC年通量及汇水面积,对研究区内两大流域进行加权平均得到松辽平原随河流迁出的平均有机碳通量的估计值1.01 t/km²·a,研究区面积约为36.5万km²,据此估算研究区30年间随河流迁出的总有机碳约为11.06

Tg,约占土壤有机碳损失的9.5%,由此估算研究区30年间对大气CO₂的贡献约为104.88 Tg,约占土壤有机碳损失的90.5%,说明松辽平原土壤损失的有机碳大部分进入了大气。

4 结论

利用多目标区域地球化学调查获取的土壤有机碳和无机碳数据,计算了中国东北松辽平原主要农耕区的土壤碳密度,分析了近几十年来土壤碳库变化状况和影响因素,获得主要结论如下:

1) 松辽平原土壤碳组成以有机碳为主,沼泽土、暗棕壤、泥炭土、白浆土、水稻土、黑土表层有机碳占土壤总碳含量的90%以上,半干旱地区的栗钙土、潮土、风沙土、褐土土壤有机碳占总碳含量80%

以下。空间分布上,沙化严重地区、滨海盐土区、盐碱化区土壤有机碳密度较低;松嫩平原北部的绥化—北安地区、榆树—尚志地区土壤有机碳密度较高。

2) 松辽平原表层(0~20 cm)土壤有机碳储量约为1448 Tg,草甸土、黑土、黑钙土及暗棕壤的有机碳储量较高。从20世纪80年代到21世纪初期,土壤有机碳减少115.94 Tg,30年间下降7.41%;随河流迁出的有机碳约为11.06 Tg,对大气CO₂的贡献约为104.88 Tg,约占土壤有机碳损失的90.5%。

3) 哈尔滨—大庆、松原—通辽、四平—铁岭地区土壤有机碳密度呈明显下降,松嫩平原北部的低山丘陵区、四平—德惠地区、松辽平原西部的低山丘陵土壤有机碳密度呈上升趋势。松辽平原旱地、盐碱地和草地碳源效应明显,30年间分别减少76.12 Tg、16.32 Tg和15.93 Tg。

4) 土地利用变化是土壤有机碳源/汇转化的重要影响因素之一,林地和沼泽地转为旱地后土壤有机碳处于下降趋势,将会由碳汇转化碳源。温度是控制土壤有机碳空间分布格局的主要因素之一,松辽平原近30年来地表温度的升高导致表层土壤有机碳减少约107.52 Tg。松辽平原旱地、草地、建设用地、沙地、盐碱地等利用类型有机碳减少的主要原因是30年来气温的升高,尤其是旱地和草地温度升高导致土壤有机碳库减少量占总变化量的70%,在年均温稳定的前提下沼泽地、林地及水田碳汇效应明显。

致谢:文中使用的土壤有机碳数据来源于多目标区域地球化学调查,该项目由自然资源部中国地质调查局沈阳地质调查中心组织实施,东北四省区地质调查院等单位承担采样、分析等工作。由于参与单位和人员众多,无法一一列举。笔者感谢该项目参加单位和人员付出的劳动及基础资料的支持。

参考文献 (References):

[1] 方华军,杨学明,张晓平. 东北黑土有机碳储量及其对大气CO₂的贡献[J]. 水土保持学报,2003,17(3):9-12.
Fang H J, Yang X M, Zhang X P. Organic carbon stock of black soils in northeast China and its contribution to atmospheric CO₂ [J]. Journal of Soil and Water Conservation, 2003, 17(3): 9-12.

[2] 丁雪丽,韩晓增,乔云发,等. 农田土壤有机碳固存的主要影响因素子及其稳定机制[J]. 土壤通报,2012,43(3):737-744.
Ding X L, Han X Z, Qiao Y F, et al. Sequestration of organic carbon in cultivated soils: Main factors and their stabilization mechanisms [J]. Chinese Journal of Soil Science, 2012, 43(3):

737-744.

[3] Lal R, Follett R F, Stewart B A, et al. Soil carbon sequestration to mitigate climate change and advance food security [J]. Soil Science, 2007, 172(12): 943-956.

[4] Gulde S, Chung H, Amelung W, et al. Soil carbon saturation controls labile and stable carbon pool dynamics [J]. Soil Science Society of America Journal, 2008, 72(3): 605-612.

[5] Schlesinger W H. Evidence from chronosequence studies for a low carbon-storage potential of soils [J]. Nature, 1990, 348(6298): 232-234.

[6] 张丽敏,何腾兵,徐明岗,等. 保护性耕作下南方旱地土壤碳氮储量变化[J]. 土壤与作物,2013,2(3):112-116.
Zhang L M, He T B, Xu M G, et al. Soil organic carbon and nitrogen stocks under conservation tillage in upland Southern China [J]. Soil and Crop, 2013, 2(3): 112-116.

[7] Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, et al. Soil carbon pools and world life zones [J]. Nature, 1982, 298(5870): 156-159.

[8] 苏永中,赵哈林. 土壤有机碳储量、影响因素及其环境效应的研究进展[J]. 中国沙漠,2002,22(3):220-228.
Su Y Z, Zhao H L. Advances in researches on soil organic carbon storages, affecting factors and its environmental effects [J]. Journal of Desert Research, 2002, 22(3): 220-228.

[9] Oostv K, Quine T A, Govers G, et al. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle [J]. Science, 2007, 318(5850): 626-629.

[10] Melillo J M, Steudler P A, Aber J D, et al. Soil warming and carbon-cycle feedbacks to the climate system [J]. Science, 2002, 298(5601): 2173-2176.

[11] Austin A, Vivanco L. Plant litter decomposition in a semi-arid ecosystem controlled by photodegradation [J]. Nature, 2006, 442(7102): 555-558.

[12] Ito A, Oikawa T. A simulation model of the carbon cycle in land ecosystems (Sim-CYCLE): A description based on dry-matter production theory and plot-scale validation [J]. Ecological Modelling, 2002, 151(2-3): 143-176.

[13] Piao S, Fang J, Ciais P, et al. The carbon balance of terrestrial ecosystems in China [J]. Nature: International Weekly Journal of Science, 2009, 458(9): 1009-1013.

[14] Miehle P, Livesley S J, Feikema P M, et al. Assessing productivity and carbon sequestration capacity of Eucalyptus globulus plantations using the process model Forest-DNDC: Calibration and validation [J]. Ecological Modelling, 2006, 192(1-2): 83-94.

[15] Rhee J S, Iamchaturaprat J. Carbon capture and sequestration by a treatment wetland [J]. Ecological Engineering, 2009, 35(3): 393-401.

[16] Song G, Li L, Zhang P Q. Topsoil organic carbon storage of China and its loss by cultivation [J]. Biogeochemistry, 2005, 74(1): 47-62.

[17] Janssens I A, Freibauer A, Schlamadinger B, et al. The carbon budget of terrestrial ecosystems at country-scale: A European case study [J]. Biogeosciences, 2005, 2(1): 15-26.

- [18] Marland G, Garten C T, Post W M, et al. Studies on enhancing carbon sequestration in soils [J]. *Energy*, 2004, 29(9-10): 1643-1650.
- [19] Jenkinson D S, Adams D E, Wild A. Model estimates of CO₂ emissions from soil in response to global warming [J]. *Nature*, 1991, 351(6324): 304-306.
- [20] 杨忠芳, 夏学齐, 余涛, 等. 内蒙古中北部土壤碳库构成及其影响因素[J]. *地学前缘*, 2011, 18(6): 1-10.
Yang Z F, Xia X Q, Yu T, et al. Soil carbon pool in the northeast Inner Mongolia and its influencing factors [J]. *Earth Science Frontiers*, 2011, 18(6): 1-10.
- [21] 郭晶晶, 夏学齐, 杨忠芳, 等. 长江流域典型区域土壤碳库变化及其影响因素[J]. *地学前缘*, 2015, 22(6): 241-250.
Guo J J, Xia X Q, Yang Z F, et al. Changes of soil carbon pool in typical areas of Changjiang drainage basin and its influencing factors [J]. *Earth Science Frontiers*, 2015, 22(6): 241-250.
- [22] 刘志娟, 杨晓光, 王文峰, 等. 气候变化背景下我国东北三省农业气候资源变化特征[J]. *应用生态学报*, 2009, 20(9): 2199-2206.
Liu Z J, Yang X G, Wang W F, et al. Characteristics of agricultural climate resources in three provinces of Northeast China under global climate change [J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2009, 20(9): 2199-2206.
- [23] 范昊明, 蔡强国, 王红闪. 中国东北黑土区土壤侵蚀环境[J]. *水土保持学报*, 2004, 18(2): 66-70.
Fan H M, Cai G Q, Wang H S. Condition of soil erosion in phaeozem region of Northeast China [J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2004, 18(2): 66-70.
- [24] 李晓燕, 赵广敏, 李宝毅. 我国东北地区土地资源变化态势分析[J]. *水土保持研究*, 2010, 17(5): 68-74.
Li X Y, Zhao G M, Li B Y. Analysis of changing situation of land resources in Northeast China [J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2010, 17(5): 68-74.
- [25] 黑龙江省土地管理局, 黑龙江省土壤普查办公室. 黑龙江土壤[M]. 北京: 农业出版社, 1994: 124-126.
Heilongjiang Land Management Bureau, Soil Survey Office of Heilongjiang Province. Heilongjiang soil [M]. Beijing: Agriculture Press, 1994: 124-126.
- [26] 中华人民共和国国土资源部. DD2005-01 多目标区域地球化学调查规范(1:250 000)[S]. 北京: 中国标准出版社, 2015, 3-21.
Ministry of Land and Resources, PRC. DD2005-01 Specification of multi-purpose regional geochemical survey (1:250 000) [S]. Beijing: Standards Press of China, 2015, 3-21.
- [27] 奚小环, 杨忠芳, 夏学齐, 等. 基于多目标区域地球化学调查的中国土壤碳储量计算方法研究[J]. *地学前缘*, 2009, 16(1): 194-205.
Xi X H, Yang Z F, Xia X Q, et al. Calculation techniques for soil carbon storage of China based on multi-purpose geochemical survey [J]. *Earth Science Frontiers*, 2009, 16(1): 194-205.
- [28] 潘根兴, 李恋卿, 张旭辉, 等. 中国土壤有机碳库量与农业土壤碳固定动态的若干问题[J]. *地球科学进展*, 2003, 18(4): 609-618.
Pan G X, Li L Q, Zhang X H, et al. Soil organic carbon storage of china and the sequestration dynamics in agricultural lands [J]. *Advance in Earth Sciences*, 2003, 18(4): 609-618.
- [29] 王立刚, 邱建军, 马永良, 等. 应用 DNDC 模型分析施肥与翻耕方式对土壤有机碳含量的长期影响[J]. *中国农业大学学报*, 2004, 9(6): 15-19.
Wang L G, Qiu J J, Ma Y L, et al. Apply DNDC model to analysis long-term effect of soil organic carbon content under different fertilization and plough mode [J]. *Journal of China Agricultural University*, 2004, 9(6): 15-19.
- [30] 朱咏莉, 韩建刚, 吴金水. 农业管理措施对土壤有机碳动态变化的影响[J]. *土壤通报*, 2004, 35(5): 648-651.
Zhu Y L, Han J G, Wu J S. Effect of agricultural practices on soil organic carbon dynamics [J]. *Chinese Journal of Soil Science*, 2004, 35(5): 648-651.
- [31] 李德文, 孟凡祥, 史奕, 等. 农业管理措施对土壤有机碳固存潜力影响的研究进展[J]. *农业系统科学与综合研究*, 2005, 21(4): 22-25.
Li D W, Meng F X, Shi Y, et al. Research advances in the effect of agricultural management on soil organic carbon sequestration [J]. *System Sciences and Comprehensive Studies in Agriculture*, 2005, 21(4): 22-25.
- [32] 任国玉, 郭军, 徐铭志, 等. 近 50 年中国地面气候变化基本特征[J]. *气象学报*, 2005, 63(6): 942-956.
Ren G Y, Guo J, Xu M Z, et al. Climate changes of China's mainland over the past half century [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2005, 63(6): 942-956.
- [33] Xia X, Yang Z, Liao Y, et al. Temporal variation of soil carbon stock and its controlling factors over the last two decades on the southern Song-nen Plain, Heilongjiang Province [J]. *Geoscience Frontiers*, 2010, 1(1): 125-132.
- [34] Jong E D, Kachanoski R G. The importance of erosion in the carbon balance of prairie soils [J]. *Canadian Journal of Soil Science*, 1988, 68(1): 111-119.
- [35] 刘嘉麒, 李泽椿, 秦小光. 东北地区有关水土资源配置、生态与环境保护和可持续发展的若干战略问题研究(自然历史卷)[M]. 北京: 科学出版社, 2007, 500-502.
Liu J Q, Li Z C, Qin X G. Study on some strategic issues related to allocation of soil and water resources, ecological and environmental protection and sustainable development in northeast China (natural history volume) [M]. Beijing: Science Press, 2007, 500-502.

Change in soil carbon pool in Songliao Plain and its cause analysis

LIU Guo-Dong^{1,2}, LI Lu-Jun³, DAI Hui-Min^{1,2}, XU Jiang^{1,2}, LIU Kai^{1,2}, ZHANG Yi-He^{1,2}, YANG Ze^{1,2}

(1. Shenyang Center, China Geological Survey, Shenyang 110034, China; 2. Key Laboratory for Evolution and Ecological Effect in Black Land, China Geological Survey, Shenyang 110034, China; 3. National Field Observation and Research Station of Hailun Agroecosystems, Northeast Institute of Geography and Agroecology, Chinese Academy of Sciences, Harbin 150081, China)

Abstract: Based on the data of the multi-purpose regional geochemical survey in the Songliao Plain, Northeast China, the authors calculated the soil organic carbon density and reserves in surface soil (0~20 cm) and compared them with the soil organic carbon density obtained during the second national soil survey. Then it analyzed the main influencing factors of the distribution and changes of the soil organic carbon density in the plain. The results are as follows. The surface soil of different soil types in the Songliao Plain significantly differ in the proportion of organic and inorganic carbon. Specifically, the organic carbon in swamp soil, dark brown soil, peat soil, albic soil, paddy soil, and black soil accounts for 90% of the total carbon in soils, while that in chestnut soil, fluvo-aquic soil, aeolian sandy soil, and cinnamon soil accounts for less than 80% of the total carbon content. The organic carbon reserves in the surface soil in the study area is about 1,448 Tg at present. It has suffered a loss of about 115.94 Tg since the 1980s, decreasing by 7.4%. About 104.88 Tg (90.5%) of the lost carbon reserves has entered into the atmosphere. In terms of different land use types, the carbon reserves in arid land decreased by 76.12 Tg, which contributed the most CO₂ to the atmosphere, followed by the carbon reserves in saline land and grassland, which decreased by 16.32 Tg and 15.93 Tg, respectively. It is considered in this study that the main reason for the decrease in soil carbon pool is the temperature rise in the Songliao Plain in the past 30 years. In detail, the reduction in soil organic carbon pool in arid land and grassland induced by the temperature rise accounted for 70% of the total loss of soil organic carbon pool, while the reduction in organic carbon caused by other factors such as agricultural production, change in land use, and soil erosion accounted for only about 30% of the total organic carbon loss.

Key words: soil; organic carbon; carbon source; carbon sink; Songliao Plain

(本文编辑:蒋实)