

BINHAI SHIDI GUTAN NENGLI
PINGJIA JISHU YU FANGFA

滨海湿地固碳能力 评价技术与方法

叶思源 赵广明 裴绍峰 等著
王 锦 丁喜桂 袁红明



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

BINHAI SHIDI GUTANNENGLI
PINGJIA JISHU YU FANGFA

滨海湿地固碳能力 评价技术与方法

叶思源 赵广明 裴绍峰 等著
王 锦 丁喜桂 袁红明



中国地质大学出版社
ZHONGGUO DIZHI DAXUE CHUBANSHE

图书在版编目(CIP)数据

滨海湿地固碳能力评价技术与方法/叶思源等著. —武汉:中国地质大学出版社,2015.12

ISBN 978-7-5625-3789-2

I. ①滨…

II. ①叶…

III. ①海滨-沼泽化地-生态系-碳-储量-研究

IV. ①P941.78

中国版本图书馆 CIP 数据核字(2015)第 294162 号

滨海湿地固碳能力评价技术与方法 叶思源 赵广明 裴绍峰 等著
王 锦 丁喜桂 袁红明

责任编辑:姜 梅

责任校对:周 旭

出版发行:中国地质大学出版社(武汉市洪山区鲁磨路388号) 邮政编码:430074

电 话:(027)67883511 传真:67883580 E-mail:cbb@cug.edu.cn

经 销:全国新华书店 <http://www.cugp.cug.edu.cn>

开本:880毫米×1230毫米 1/32

字数:90千字 印张:3.125

版次:2016年2月第1版

印次:2016年2月第1次印刷

印刷:武汉三新大洋数字出版技术有限公司

ISBN 978-7-5625-3789-2

定价:18.00元

如有印装质量问题请与印刷厂联系调换

绪 言

低碳经济是人类面对的共同主题,增强生态系统的固碳功能是低碳经济的核心内容。湿地生态系统具有很高的固碳能力,尤其是滨海湿地大量存在的 SO_4^{2-} 离子阻碍了甲烷的产生量,高的碳积累速率和低的甲烷排放量,使滨海湿地对大气温室效应的抑制作用更加明显。因此,对湿地生态系统碳容留量及增汇固碳的调查与研究具有重要的意义。然而遗憾的是目前固碳能力调查与评价技术方法没有统一的规范可循。

本专著通过行业基金项目“滨海湿地生态系统的固碳能力探测与评价”(2011—2013年,项目编号:2011111023)的实施,在固碳过程与机理研究以及增汇固碳湿地修复工程等实践中总结了一套有关我国温带滨海湿地生态系统固碳能力评价技术方法,文中包括碳在土壤、水、植物以及气体等各层圈中循环的探测技术方法。该技术方法研究可用于指导今后类似的研究活动。

本专著主要内容包括四个方面:①概括了碳在滨海湿地土壤的加积过程及其控制因素等相关研究的方法,特别是在土壤加积速率的探测技术方法上总结了现代最先进的技术杆型地表高程及同位素技术等,同时也总结了碳的稳定性探测方法;②利用目前世界上最先进的分批培养和连续培养技术,研究了利用 ^{14}C 技术测定水域

初级生产力的技术;③研究了利用长时间序列的 MODIS 遥感数据,通过定量遥感反演研究区相关的遥感参数,并结合研究区的实测气象数据,采用基于遥感的光能利用模型计算方法,探测研究区初级生产力的相关方法;④利用静态箱和色谱分析的方法,全面总结了野外开展定点监测温室气体释放的技术方法;⑤总结了湿地生境修复和生物修复技术。

在该技术与方法编写过程中,赵广明、袁红明等完成了杆型地面高程建设与监测、地质取样以及样方调查工作,丁喜桂完成了湿地修复区的取样与测试工作,王锦、杨士雄、何磊、余雪洋、魏梦杰、李雪、刘瑾、顾效源、刘海月、黄孝钰、丁玉蓉、缪雄谊、马雪莹、王雪飞、王琳森、骆丁等完成了温室气体的监测工作,刘海月完成了水域初级生产力的原位培养工作。第二章由裴绍峰执笔,第三章由李国胜执笔,其余由叶思源执笔。全书由叶思源审核与校订。

本书可作为从事湿地管理和保护、地球化学、生物地球化学以及碳循环领域研究科研院所的师生和研究人员的重要参考书。

由于研究周期较短,研究内容新颖,书中难免存在一些缺陷乃至错误,敬请读者批评指正。

作 者

2015 年 12 月

目 录

第一章	滨海湿地土壤固碳能力评价技术与方法	(1)
第一节	引 言	(1)
第二节	野外样品采集	(2)
第三节	指标测试方法	(7)
第四节	统计分析与土壤碳储计算	(15)
第五节	土壤团聚体稳定性	(19)
第六节	湿地土壤碳分解能力评价方法	(28)
第二章	滨海湿地水系统固碳能力评价技术与方法	(32)
第一节	培养前的准备工作	(32)
第二节	培养方式的选择	(33)
第三节	初级生产力计算方程	(39)
第三章	滨海湿地植物固碳能力调查技术与方法	(42)
第一节	引 言	(42)
第二节	样方调查技术与方法	(43)
第三节	湿地系统初级生产力遥感调查技术与方法	(45)

第四章	温室气体释放监测技术与方法——静态箱法	(49)
第一节	引 言	(49)
第二节	观测站建设与监测时间设计	(49)
第三节	监测方法	(52)
第四节	温室气体监测流程	(55)
第五节	环境参数监测方法	(62)
第五章	温带滨海湿地增汇固碳修复技术	(64)
第一节	湿地修复技术进展	(64)
第二节	基本定义	(70)
第三节	湿地建设目的和一般原则	(70)
第四节	湿地修复选址与技术路线	(72)
第五节	湿地修复(创建)的相关技术	(75)
第六节	修复(创建)湿地工程与实例	(78)
第七节	湿地生态修复监测与评估	(82)
第八节	湿地创建恢复案例统计	(82)
第九节	结 语	(83)
主要参考文献		(84)

第一章 滨海湿地土壤固碳能力 评价技术与方法

第一节 引言

地下碳库通常被称作土壤碳或沉积物碳(在本书中这两个术语可交替使用),其主要由那些活的或死的并正在分解的根、茎、叶所主导,该碳库通常是有植被覆盖的沿海生态系统中最大的库,它们的测量结果对于确定由于受扰动、气候变化和土地管理变更影响的碳储量的长期变化有至关重要的作用。在红树林生态系统碳储量中,地下土壤碳库通常占了总量的 50% 甚至 90% (Donato et al, 2011)。而在潮汐盐沼和海草生态系统这个比例通常会更高(大于 98%)(图 1-1)。虽然地下土壤碳库有着极其重要的作用,但是对它的研究却很少,这是由于人们近来才认识到这类生态系统中地下土壤碳库是全球碳的重要来源(Chmura et al, 2012; Donato et al, 2011; Fourqurean et al, 2012; Grimsditch, 2009; Sv., 1981)。土壤固碳需经过长时间的积累,新近创建或恢复的蓝碳生态系统可能需要几年的时间才能形成土壤碳库。

为了定量研究土壤碳库,需制定一系列从野外到室内测试的技术方法。本章对土壤碳库研究的技术方法,适用于红树林、潮汐盐沼和海草等不同的生态系统。

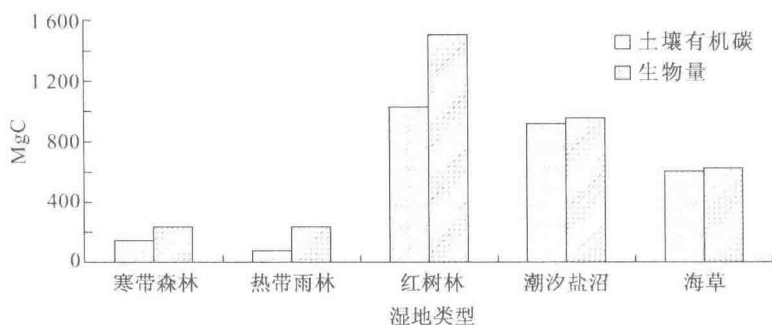


图 1-1 陆地与沿海不同生态系统碳储量分布图

(据 Fourqurean et al. 2014)

第二节 野外样品采集

一、采样工具

对于生态系统碳库的现场取样,所需工具或设备见表 1-1。下文将对这一技术方法进行详细的说明。

表 1-1 土壤取样常用设备表

设 备	用 途
土壤深度探针(可选)	测量土壤深度
卷 尺	长度测量
小刀或 25mL 注射器	二次抽样
土壤取样设备	获取土样或测量埋深(常用为 Copper 钻、直径为 15cm 的金属圆筒,或在软泥分布区用未扰动活塞取样器等)
GPS	确定取样点位
塑料样品袋	保存样品
防水笔和胶带	标注样品
相 机	获取样品外观和数量



二、表层样采集

所有的土壤都含有机和矿物成分,根据两种成分含量比例不同将土壤类型分为有机土壤或矿物土壤。简单来讲,有机成分超过 20% 可以归类为有机土壤,有机成分少于 20% 则归类为矿物土壤(USDA,1999)。

有机肥沃的土壤有机成分的埋藏和保存速率高,矿物成分则沉积慢。矿物肥沃的土壤具有大量的沉积物来源,这些沉积物大多是陆源、河口来源或者含钙质动物产生的碳酸钙。通常来说,有机土壤颜色较深并且有很多腐烂的植物残渣。矿物土壤则为砂质并且有很多的贝壳碎片(图 1-2)。



图 1-2 矿物土壤(左)和有机土壤(右)样品

表层样的采集可用不锈钢刀小心切取表层 10cm 的土样,同时用具有固定容量的环刀截取其中的一块土壤样,放入已知重量的塑料袋中回实验室称重。供化学测试的样品(约 250g)装入另一塑料袋中封闭,运回室内冰冻保存。

三、柱状样采集

一般地,土壤碳积累通常不会超过 30cm,与人类活动可能涉及的深度范围一致。因此,很多陆地系统碳评估局限在采样深度 30cm 的土壤上。红树林、潮汐盐沼和海草通常沉积有 10cm 至 3m 不同深度的有机肥沃土壤。由于沿海生态系统土地利用和气候的变化,有机肥沃土壤受到一定程度的干扰,很可能造成排水、氧化、塌陷和海平面上升等环境恶化问题,从而影响到更深地层(Hooijer et al, 2010; Linwood et al, 2012)。因此,在沿海生态系统深层取样比其陆地上更有研究价值(最小深度标准为 1m,但是通常为 3~5m)。

为了准确定量土壤碳库,我们需要对特定深度(通常为 1m)的土样进行二次分样与分析。为了评估土壤碳库,我们必须测试三个参数:①土壤深度;②烘干后的原位密度;③土壤有机碳含量(% Corg)。

土壤深度可在取芯或取样过程中测定。土壤烘干后的原位密度和有机碳含量用于计算碳密度。因为土壤原位密度和碳密度随深度和位置的改变而不同,所以碳密度与深度没有统一的关系。因此,我们必须采取足够多(每个站位取样至少 1 个,每层至少 3 个)的土样对每层碳储量进行三维评估。

为了获取土样原位密度和碳含量的测量数据以及进一步的分析,需要能够取出经历过矿物压实且相对未受干扰的土样。由于

随时间推移不断建立的上覆沉积层的重力和长期以来有机质的分解以及取样过程取样设备、土壤中的根系落叶等也会改变沉积物原来的位置或造成土壤压实(图 1-3)。如果压实情况严重,则在附近另寻取样点取样。重复直到压实量降到最低。理论上讲,受压实的土样不能用于土壤碳的研究,但很多情况下这是无法避免的。即使是在最有效的取样情况下(专业设计的取样设备、详细的取样步骤),也可导致样品有 30% 的压缩(Morton, White, 1997)。在这种情况下,我们在土样恢复中需要利用一个压缩校正因子来补偿人为造成的样品压实。

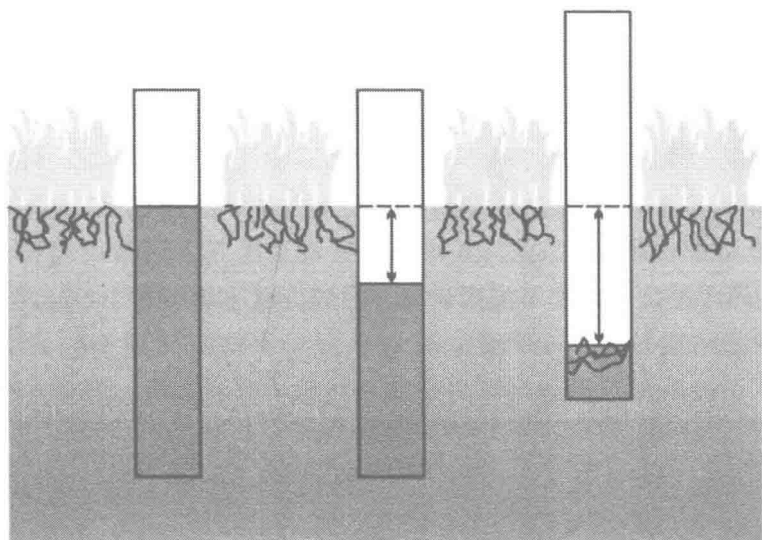


图 1-3 取样过程中可能发生的土样压实示意图

(据 Fourqurean et al, 2014)

为了获取足够量的沉积物进行定年,建议利用直径 15cm、末端打薄的薄壁金属圆筒进行土壤柱样的采集。这种直径大壁薄的取

样装置能够避免样品的过度压缩。取样装置的外壁从底部每隔 10cm 进行标注,所以每取得 10cm 的柱样都可以测量压缩量。压缩量可以用测量筒外部和内部的高度差求得。金属筒缓缓加压旋转直至达到 80cm 处,或压缩量接近 10cm 处。土壤柱样长度为 100cm。一旦金属筒到达目标深度就在金属筒顶部加塞以免表层土壤样品受到污染。从金属筒周围挖掘至与筒底部平齐,取一个干净的橡胶塞附于底部并托住筒底部的沉积物样品,后提起筒,土壤柱样用塞子暂时密封。

为避免压缩量的增加,将柱样置于水平条件下运输,回到实验室后置于冰柜中存储。海拔高程测量使用设备为莱卡全站仪,采取黄海零点为参考零点。

在柱状样(图 1-4)分样之前,样品经过几个小时的解冻,顶样工具为一根长 1.5m、直径 5cm 的圆棍一头钉着直径为 14cm 的木板,用来将土样推出放置于锡铂纸上,并重新测量长度以记录运输、冰冻和推出过程的变化,将土壤柱样从上到下用金属线切割,切割间距按沉积速率不同而设置。一般沉积速率小于 2cm/a,切割间距设置为 1~2cm,沉积速率大于 2cm/a,切割间距设置为 2~

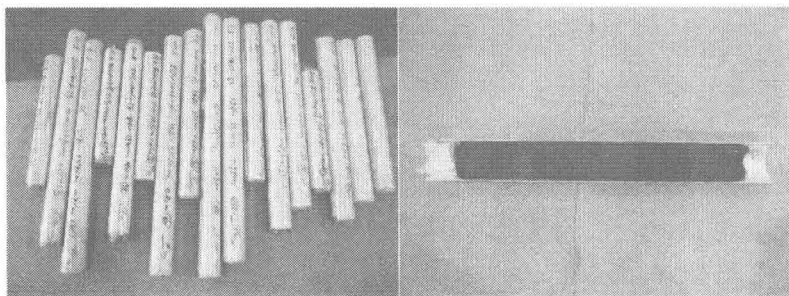


图 1-4 柱状样样品示意图

5cm。在切割过程中偶尔会用带锯齿的金属刀具切割大量的植物根系。为了确保每个样品的长度都是等距的,从侧面三个角度进行测量标记,并在切割过程中小心地经过标记点。

第三节 指标测试方法

一、实验室测量

实验室测试项目包括土壤容重、粒度分析、无机组分、矿物分析、有机组分、有机碳、pH、放射性核素光谱测定等。

1. 土壤容重和含水量

每一份样品装入事先称量过的洁净布袋并称量湿重。湿重称量结束之后每份样品立即取大约 30~60g 的土壤子样品装入已称重的铝箔袋中,称量湿重并置于 105℃ 恒温箱干燥 24h。24h 之后取 2~3 个样品称量,重复操作直至恒重。通过称量剩余物质的质量来计算整个柱样以及每个子样品的湿度百分比、干重百分比土壤容重,每个子样品的湿度百分比和干重百分比可以代表每份样品的相应值。通过计算每份样品的厚度和半径可以求得每份土壤的体积。在有压缩量的柱样中,压缩量被平均分配到每份样品之中,因为在经过采样过程的初始测量之后,许多柱样的长度发生了变化。

2. 放射性同位素光谱测定

土壤样品经过至少一周的风干,每份土壤样品用研钵磨碎放入烧杯中置于 105℃ 烘箱中 12h (SANFA, model DHG - 9202 - 2SA)。将容积 200cm³ 的圆柱状塑料容器在 65℃ 下干燥 1h 后称重。将完全干燥的土样置于 200cm³ 的塑料容器中再次称重 (Met-

tlar Toledo, model PL3001-S)。每个容器都用盖子盖好并用胶带密封保存 15d 使²²²Rn 与²²⁶Ra 的转化达到平衡,样品置入带有广谱锗探测器的低背景噪音铅室中(Canberra, model 777A)分析 25 200s 以测量²¹⁰Pb、²²⁶Ra 和¹³⁷Cs 的浓度(Canberra, model BEGe3830)。利用标准参考样品来考察计数的效率并校正¹³⁷Cs 的浓度(National Institute of Meteorology, P. R. China, Sample ZFCSE100316)和²¹⁰Pb、²²⁶Ra 的浓度(International Atomic Energy Agency, Sample IAEA-434)。此外¹³⁷Cs、²¹⁰Pb 和²²⁶Ra 的背景值需从所有的样本中减去。

3. 有机质和有机碳分析

有机质和有机碳的分析可用燃烧法获取,也可用现代的测试技术获取。前者可直接获取有机质含量,后者可更精确测得有机碳浓度。

(1) 燃烧法。

每份土壤样品的有机碳的分析采用 CRAFT 的协议方法测量。取 7~15g 风干、研磨后的土样,置于石英烧杯中,在 105℃ 的烘箱中干燥 12h,称量烘干质量,然后置于 450℃ 的马弗炉中 8h,从马弗炉中取出之后再置入 105℃ 烘箱中 4~6h。这是为了确保在燃烧完转移烧杯时再吸收水分,通过烧失量计算有机组分的百分比。有机碳的含量通过 CRAFT 在河口系统的描述过程中推断得出,见式:

$$C_{org} = (0.40 \cdot LOI) + (0.0025 \cdot LOI_2)$$

式中, C_{org} 为有机碳(g); LOI 为烧失量(g)。

取 14 个样品做重复实验以确保结果的一致性。

(2) 元素分析仪分析法。

总碳和有机碳的浓度均可用元素分析仪测得。土壤总有机碳



样品前处理方法:样品研磨至 200 目下,称取 1g 左右,装入 8mL 玻璃瓶中,往玻璃瓶中缓慢加入 1 滴管 4mol/L HCl 溶液,使其与无机碳反应的量处于过饱和状态,重复几次,摇匀,确定最后一次加入 HCl 溶液后无气泡冒出,待所有样品均加完酸并再次摇匀后,静置 1h,之后,离心(2 250r/min,10min),去除上清液,加入超纯水,振荡摇晃使其混合均匀后,超声 5min,擦干,离心(2 000r/min,10min),重复操作,直至用 pH 试纸检测上清液呈中性。将洗净的样品在 55℃ 下烘干 24h,烘干后在干燥器中平衡 24h,将干燥并平衡好的样品研磨使其均质化,称取适量的样品上机测试。

4. 元素有效态提取法

土壤有效态营养元素测定步骤:将风干土研磨至 100 目以下,称取 2.5g 左右加入 100mL 提取瓶中,后加入 25mL Mehlich-Ⅲ 提取液,将混合物放置于 200r/min 的往复式振荡器上振荡 5min,振荡结束后,离心 20min,取上清液,稀释 10 倍,ICP 仪器测定有效态营养元素浓度。其中 Mehlich-Ⅲ 提取液由 0.2mol/L CH_3COOH 、0.25mol/L NH_4NO_3 、0.015mol/L NH_4F 、0.013mol/L HNO_3 及 0.001mol/L EDTA 溶液配制而成。为了配制 1L 的 Mehlich-Ⅲ 提取液,将 11.49mL 浓缩的 CH_3COOH 溶液、20g NH_4NO_3 、0.56g NH_4F 、0.84mL 浓缩的 HNO_3 溶液及 0.29g EDTA 加入 800mL 去离子水中,混匀,用去离子水定容稀释到 1L。

5. 粒度、黏土矿物分析和 pH

粒度:每份样品的子样品放入单独的烧杯中,每份样品用 20mL 15% H_2O_2 溶液氧化分散,4h 以后,加入 5mL 的 0.5 标准(NaPO_3)₆ 溶液放置 2d 充分分散。将分散好的样品倒入单独的容器中利用自动化 Mastersizer2000 分析粒度,样品粒径用 USDA 和 ISSS 的分类法分为砂土、粉砂和黏土。敏感粒径分析的方法相同,

但是间隔 0.25 Φ 分一类。

黏土矿物测试:对欲测定的每个样品经蒸馏水水洗两次去除盐分,加入适量 H_2O_2 去除有机质,有机质去尽后,加入浓度为 0.1mol/L 的六偏磷酸钠分散剂,静置过夜,依据 Stokes 沉降原理提取小于 $2\mu m$ 的悬浊液,至少提取 5 次,利用真空泵把黏土矿物抽滤到 $0.45\mu m$ 微孔滤膜上,把附有黏土矿物的微孔滤膜置于乙二醇蒸汽浴中浸泡,24h 后上机分析。黏土矿物测试所用仪器为日本产 D/Max-r A 型 X 射线衍射仪[Cu 靶、管电压 40kV、管电流 80mA、步进长度(2 θ) 0.02°]。

土壤 pH 值:每个土样用去离子水与土样在小测量瓶中混合,比例为 2:1,7d 之后测量,使用离子计或其他 pH 计测得 pH 值。

二、沉积速率测量

1. ^{210}Pb 方法

地壳中铀(^{238}U)放射衰变后产生的氡(^{222}Rn)是气体,因而扩散到大气中。大气中的大部分氡(^{222}Rn)又衰变成铅(^{210}Pb),并以气溶胶状态溶于雨水而重新回到地表。这些进入湖水或者海水中的铅(^{210}Pb)被吸附到水中悬浮的粒子上,进而呈薄层状堆积到水底。假设铅(^{210}Pb)及沉积粒子在底泥表层沉积量一定,且铅(^{210}Pb)不再发生迁移,就可以按下述方法求得其底泥表面的形成时间。

可以认为底泥形成后的 t 年期间,没有外来的铅(^{210}Pb)加入进来,所以在 t 期间内由于放射衰变铅(^{210}Pb)是减少的。底泥在 t 年前处于表面时的铅(^{210}Pb)浓度必定与现在地表的铅(^{210}Pb)浓度相当。关系如下:

$$A(t)/A(0) = e^{(-\lambda t)}$$

式中, $A(0)$ 为底泥表面的铅(^{210}Pb)浓度; $A(t)$ 为 t 年前处于表面而