



Арктический вектор геологических исследований Arctic vector of geological research

УДК 551.312.2(470.11):51—7(550.93)

DOI: 10.19110/geov.2022.11.5

Сравнение моделей ^{210}Pb -датирования применительно к торфяным отложениям Европейской Субарктики России (на примере Архангельской области)

Е. Ю. Яковлев, А. А. Кудрявцева, А. С. Орлов

ФИЦ Комплексного изучения Арктики им. Н. П. Лавёрова УрО РАН, Архангельск
evgeny.yakovlev@fciarctic.ru, pieepl@yandex.ru, alseror@yandex.ru

Датирование молодых торфяников методом ^{210}Pb является сложной задачей. Стандартные модели ^{210}Pb -датирования требуют экспоненциального снижения активности вниз по торфяному профилю. В торфяных залежах арктических территорий мы отмечаем значительную миграционную способность свинца, поэтому для точного датирования торфа требуется усовершенствование имеющихся моделей датирования для устранения эффекта миграции и их проверка с использованием независимых изотопных хронометров, например ^{137}Cs .

Мы применили несколько моделей CA, CFCS, PF, CF совместно с методом Монте-Карло для торфяного ядра, отобранного в пределах Европейской Субарктики России (Архангельская область). Сопоставление с установленной на глубине 19–21 см удельной активностью ^{137}Cs , связанной с глобальными выпадениями 1963 г., показало, что наиболее близкий возраст к указанной реперной точке дают модели CFCS и CF (1965 и 1962 гг. соответственно). Среди этих двух вариантов CF с применением метода Монте-Карло оказался предпочтительным, поскольку обеспечивал с учётом погрешности немного лучшее согласование с удельной активностью ^{137}Cs в реперном горизонте. Несмотря на трудности, связанные со сложным распределением ^{210}Pb по торфяному разрезу, применяемые методы датирования оказались успешными и в дальнейшем могут быть применены для датирования других торфяных отложений.

Ключевые слова: торфяной ядро, датирование, ^{210}Pb , ^{137}Cs , Архангельская область, Россия.

Comparison of ^{210}Pb dating models as applied to peat deposits of the European Subarctic of Russia (evidence from the Arkhangelsk region)

E. U. Yakovlev, A. A. Kudryavtseva, A. S. Orlov

N. Laverov Federal Center for Integrated Arctic Research of UB RAS

The dating of young peatlands with ^{210}Pb method is a difficult task. Standard ^{210}Pb dating models require an exponential decrease in activity down the peat profile. In Arctic peatlands, we note a significant migratory capacity of lead, therefore, for accurate dating of peat, it is necessary to improve the existing dating models to eliminate the effect of migration and their verification using independent isotope chronometers, for example, ^{137}Cs . We applied several models CA, CFCS, PF, CF together with the Monte Carlo method for peat core samples taken within the European Subarctic of Russia (Arkhangelsk region). Comparison with the specific activities of ^{137}Cs , determined at a depth of 19–21 cm, associated with the global fallout in 1963, showed that the closest age to the specified reference point is given by the CFCS and CF models (1965 and 1962, respectively). Among these two options, CF using the Monte Carlo method turned out to be preferable, since it provided, taking into account the error, a slightly better agreement with the specific activities of ^{137}Cs in the reference horizon. Despite the difficulties associated with the complex distribution of ^{210}Pb over the peat section due to migration, the dating methods used were successful and, in the future, can be applied to dating other peat deposits.

Keywords: peat core, dating, ^{210}Pb , ^{137}Cs , Arkhangelsk region, Russia.

На Европейском Севере России основные биоценозы представлены омбротрофными болотами, преимущественными источниками питания которых являются аэрозоли, пыль и атмосферные осадки [17]. Исследователи отмечают, что торфяники — это архив атмосферных загрязнителей, в том числе радиоак-

тивных элементов. Последние содержат ценную информацию об изменениях климатических условий в регионе и поступивших загрязнениях, которые могут быть получены в ходе абсолютного датирования, например методом датирования по избыточному ^{210}Pb [4, 9].

Для цитирования: Яковлев Е. Ю., Кудрявцева А. А., Орлов А. С. Сравнение моделей ^{210}Pb -датирования применительно к торфяным отложениям Европейской Субарктики России (на примере Архангельской области) // Вестник геонаук. 2022. 11(335). С. 35–42. DOI: 10.19110/geov.2022.11.5

For citation: Yakovlev E. U., Kudryavtseva A. A., Orlov A. S. Comparison of ^{210}Pb dating models as applied to peat deposits of the European Subarctic of Russia (evidence from the Arkhangelsk region). Vestnik of Geosciences, 2022, 11(335), pp. 35–42, doi: 10.19110/geov.2022.11.5

Отметим, что ввиду заметной миграционной способности Pb в современных торфяниках датирование указанным методом является трудной задачей, поскольку стандартные модели датирования подразумевают экспоненциальное снижение активности ^{210}Pb с глубиной керна. Для точного датирования требуется корректный подбор моделей датирования, с их усовершенствованием и последующей проверкой с использованием независимых радиоизотопов, например ^{137}Cs . Обоснованием этого служит то, что пики антропогенных радионуклидов в естественных отложениях коррелируют с конкретными событиями в истории радиоактивных выпадений, в частности с подписанием договора о частичном запрещении ядерных испытаний в 1963 году, обеспечивая подходящий ориентир для этого исследования. В настоящем исследовании авторами использовались такие модели датирования, как CA (модель постоянной активности), CFCS (модель постоянной седиментации), PF (модель периодического потока) и CF (модель постоянного потока) с применением метода моделирования Монте-Карло. Кратко указаны их особенности, позволяющие исследователю выбрать наиболее корректную модель.

Методы исследования

Исследуемый торфяник относится к массиву Иласских болот и расположен на северо-западе России (Приморский район, Архангельская область), недалеко от города Новодвинска ($64^{\circ}18'55.3''$ с. ш., $40^{\circ}41'15.6''$ в. д.). Керн торфа извлечён с участка 12 августа 2020 года. Общая глубина профиля составила 49 см и была разрезана на фрагменты по 2 см. Для исследования изотопов использовались ^{210}Pb и ^{137}Cs по всей глубине керна с прямоугольной площадью поверхности отбора 1050.9 см^2 , для которой была проведена оценка выпадений радионуклидов.

Радиохимическое разделение и измерение Po и Bi

Активность ^{210}Pb оценивалась по его радиоизотопу-потомку — ^{210}Po ($T_{1/2} = 138$ дней), который находится в радиоактивном равновесии с ^{210}Pb . Период полураспада ^{210}Po меньше по сравнению с ^{210}Pb , и так же

быстро распадается промежуточное ядро между ^{210}Pb и ^{210}Po , т. е. ^{210}Bi ($T_{1/2} = 5$ дней). Этот метод обеспечивает лучшую чувствительность и точность обнаружения при низком уровне активности ^{210}Pb в образцах. Детали радиохимической обработки представлены в другом месте [16]. Отметим, что определение радионуклидов ^{210}Po и ^{210}Pb в пробах торфа проводили согласно методике [1]. Подготовленный счётный образец измеряли на альфа-бета-радиометре РКС-01А «Абелия» (НТЦ «Амплитуда»).

Процедура датирования

В представленной работе использовались модели датирования CA, CFCS, PF и CF с применением метода моделирования Монте-Карло. Для перечисленных выше моделей мы следовали рекомендованной процедуре расчёта [15], также применили указанный выше практический метод расчёта [14], уделяя особое внимание вопросам зависимых переменных при оценке ошибок. Для выполнения датирования мы следовали дополнительно описанному методу аппроксимации для набора данных, указанных в статье [6].

Сопоставление ^{210}Pb с активностью ^{137}Cs , связанной с глобальными выпадениями 1963 г., на глубине 19–21 см показало, что наиболее близкий возраст к этой реперной точке дают модели CFCS и CF (1965 и 1962 гг. соответственно). Среди этих двух вариантов CF с применением метода Монте-Карло оказался предпочтительным, поскольку с учётом погрешности обеспечивал немного лучшее согласование с удельной активностью ^{137}Cs в реперном горизонте.

Общая концентрация активности ^{210}Pb ($^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$) в зависимости от глубины профиля керна z_i показана на графике (рис. 1, а; табл. 1). Поддерживаемая часть ($^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$) была получена как среднее значение (\pm SD, 1σ) активности для самых нижних слоёв, где уровень $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ достиг уровня устойчивого состояния (красная линия на рис. 1, а).

Вычитая активность $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ из $^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ на уровне за уровнем, мы рассчитали неподдерживаемую фракцию ($^{210}\text{Pb}_{\text{uns}}$), которая использовалась для следующих этапов датирования (рис. 1, б). Для проверки хронологии использовали независимый маркер ^{137}Cs . Пики антропогенных радионуклидов в естественных отложениях коррелируют с конкретными событиями в истории радиоактивных выпадений, в частности с договором о частичном запрещении ядерных испытаний, подписанным в 1963 году, обеспечивая подходящий ориентир для этого исследования (рис. 1, с).

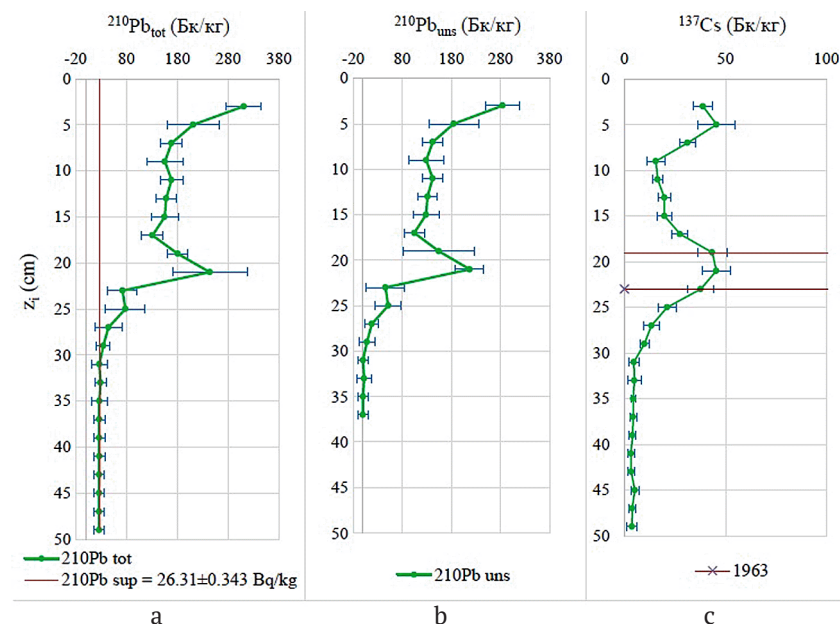


Рис. 1. Графики зависимости общей активности ^{210}Pb (а), неподдерживаемой активности ^{210}Pb (б) и ^{137}Cs (с) от глубины z_i для профиля торфа с северо-запада России

Fig. 1. Plots of total ^{210}Pb activity (a), unsupported ^{210}Pb activity (b) and ^{137}Cs (c) depending on the depth z_i for the peat profile from northwestern Russia



Таблица 1. Исходные данные по торфяному профилю ИСНО-1 Приморского района в Архангельской области, северо-запад России ($\pm SE, 1\sigma$)

Table 1. Initial data on ISNO-1 peat profile of the Primorsky district in the Arkhangelsk region, northwest Russia ($\pm SE, 1\sigma$)

Шифр пробы Probe code	z_i (см) z_i (cm)	m_i (г) m_i (g)	$^{210}\text{Pb}_{\text{tot}}$ (Бк/кг) / $^{10}\text{Pb}_{\text{tot}}$ (Bq/kg)		^{137}Cs (Бк/кг) / ^{137}Cs (Bq/kg)	
			$x \pm \Delta$		$x \pm \Delta$	
ИСНО-1 0-3	1.5	141.18	310.7	34.1	38.8	4.6
ИСНО-1 3-5	4.0	72.40	211.1	50.6	45.6	9.1
ИСНО-1 5-7	6.0	106.03	168.4	21.9	31.2	4.1
ИСНО-1 7-9	8.0	81.19	155.3	35.7	15.5	4.3
ИСНО-1 9-11	10.0	124.67	168.5	21.9	16.4	2.3
ИСНО-1 11-13	12.0	83.95	158.0	20.5	19.8	3.0
ИСНО-1 13-15	14.0	99.77	155.0	26.3	19.8	3.5
ИСНО-1 15-17	16.0	108.92	131.0	20.9	27.5	3.8
ИСНО-1 17-19	18.0	99.31	180.8	20.3	43.4	7.4
ИСНО-1 19-21	20.0	96.26	243.9	73.1	45.5	6.8
ИСНО-1 21-23	22.0	90.26	72.7	28.8	37.8	6.4
ИСНО-1 23-25	24.0	78.44	77.9	38.9	21.1	4.4
ИСНО-1 25-27	26.0	68.70	44.4	26.2	13.3	4.0
ИСНО-1 27-29	28.0	72.24	34.3	13.7	9.9	2.2
ИСНО-1 29-31	30.0	96.57	26.5	15.9	4.6	2.3
ИСНО-1 31-33	32.0	85.96	28.8	11.5	4.9	3.4
ИСНО-1 33-35	34.0	82.87	26.5	15.9	4.3	1.3
ИСНО-1 35-37	36.0	78.64	26.3	10.5	4.3	1.7
ИСНО-1 37-39	38.0	75.98	26.4	10.5	3.9	1.6
ИСНО-1 39-41	40.0	92.25	26.5	10.6	3.2	1.6
ИСНО-1 41-43	42.0	72.76	26.3	10.5	3.3	1.6
ИСНО-1 43-45	44.0	50.42	26.2	10.4	5.1	2.0
ИСНО-1 45-47	46.0	55.68	26.2	10.5	3.9	1.5
ИСНО-1 47-49	48.0	40.39	26.3	10.5	3.7	2.6

Результаты и обсуждения

Распределение ^{210}Pb и ^{137}Cs

Доля $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ достигла (26.3 ± 0.3) Бк/кг (рис. 1, а), что ниже значений, характерных для озёрных отложений (≈ 40 Бк/кг; [5]), поэтому мы можем предположить дефицит минеральных веществ в торфяной залежи Иласские болота. В зависимости от глубины z_i общий тренд активности $^{210}\text{Pb}_{\text{uns}}$ показывает постепенное снижение от поверхности до глубины 37 см (рис. 1, б). Однако были отклонения от монотонного уменьшения, предположительно отражающие эпизодические изменения скорости роста или разложения торфа. В частности, максимальная активность наблюдалась в поверхностном слое 0–3 см. С увеличением глубины профиля наблюдается монотонное уменьшение активности на двух интервалах: от 0–3 до 15–17 см и от 25–27 до 35–37 см. Мы отмечаем значительное увеличение $^{210}\text{Pb}_{\text{uns}}$, начиная с глубины керна 17 см до его пика на глубине 21 см (рис. 1, б), далее наблюдаем резкий спад до глубины 23 см. Ниже 23 см активность $^{210}\text{Pb}_{\text{uns}}$ экспоненциально снижалась с увеличением глубины профиля.

Высокая подвижность ^{137}Cs в верховых сфагновых болотах (рис. 1, с; табл. 1) связана с отсутствием подходящих минеральных частиц для его адсорбции [8, 11], чем обусловлено неравномерное распределение радиоизотопа от интервала 0–3 до 15–17 см глубины керна. Далее, в интервале 15–17 см, мы можем предположить поступление ^{137}Cs от аварии на ЧАЭС (1986 г.) согласно проведённому датированию. Пик ^{137}Cs , приходящийся на глубину керна 21 см, мы связываем с глобальными выпадениями после атмосферных испытаний 1963 г.

Хронология на основе ^{210}Pb

Сначала были рассчитаны концентрации и ряд величин для керна ИСНО-1, т. е. все модели датирования используют избыток $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ [10].

Здесь мы опишем процесс расчета секционных концентраций и активности.

1. Шифр пробы.

2. Концентрация ^{210}Pb (C_i , Бк/кг).

3. Неопределенность $u(^{210}\text{Pb})$. Её расчет зависит от используемого аналитического метода. Общие источники неопределенности включают в себя: количество отсчетов в интересующей области (образец и фон), эффективность (гамма-спектрометрия) или активность индикатора (альфа-спектрометрия) и массу аликвоты.

4. Концентрация ^{226}Ra (Бк/кг). Мы рассчитали среднее значение и стандартное отклонение для трёх самых глубоких участков (43–49 см) как $^{226}\text{Ra} = (26.2 \pm 0.1)$ Бк/кг.

Если сравнить верхнюю границу 95%-го доверительного интервала (среднее $\pm 2\sigma$), то значение 26.2 Бк/кг ниже концентрации ^{210}Pb в верхнем разрезе (26.3 Бк/кг, интервал 41–43 см).

5. Неопределенность $u(^{226}\text{Ra})$, Бк/кг в данном случае соответствует рассчитанному стандартному отклонению.

6. Избыток $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (C_i , Бк/кг) рассчитывается как $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}} = ^{210}\text{Pb} - ^{226}\text{Ra}$, за исключением участков, используемых для расчёта ^{226}Ra , где $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ отсутствует.

7. Неопределенность $u(C_i)$, Бк/кг рассчитывается как $u(C_i) = \sqrt{u^2(\text{Pb}^{210}) + u^2(\text{Ra}^{226})}$.

8. Запас $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (A_i , Бк/м²) рассчитывается как произведение C_i на воздушную сухую массу ($\frac{\Delta m_i}{S}$). Мы ис-

пользовали коэффициент 10, чтобы получить единицы СИ (кг/м²), а затем $A_i = 10C_i \left(\frac{\Delta m_i}{s} \right)$.

9. Погрешность $u(A_i)$, Бк/м² рассчитывается как

$$u(A_i) = \sqrt{\left(\frac{u(C_i)}{C_i} \right)^2 + \left(\frac{u\left(\frac{\Delta m_i}{s}\right)}{\frac{\Delta m_i}{s}} \right)^2} \quad [15].$$

Применение модели постоянной активности (СА)

Данная модель имеет второе традиционное название у ряда авторов — модель постоянной начальной концентрации СИС [3, 4, 7, 9, 12]. Мы придерживаемся в названии модели мнения других авторов [15]. Для использования модели СА нам необходимо знать начальную концентрацию $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, $C_0 = C_i(t=0)$. В этом случае мы оценили C_0 из пересечения линейной регрессии между $\ln C_i$ и m_i для первых 6 слоёв, корреляция была хорошей ($R^2 = 0.72$). Пересечение составило 5.52 ± 0.17 , следовательно, $C_0 = (250.3 \pm 1.1)$ Бк/кг.

10. Возраст СА (t_i ; года): $t_i = \frac{1}{\lambda} \ln \left(\frac{C_0}{C_i} \right)$.

11. Неопределённость $u(t_i)$:

$$u(t_i) = \frac{1}{\lambda} \sqrt{(u(\lambda)t_i)^2 + \left(\frac{u(C_0)}{C_0} \right)^2 + \left(\frac{u(C_i)}{C_i} \right)^2}.$$

Поскольку C_0 было получено подбором, мы считаем, что неопределённости независимы. Календарный год T_i рассчитывается путем вычитания возраста СА из даты отбора проб. Недостатком этой модели является то, что более глубокие слои могут показывать более молодой возраст. Секция 5–7 см ядра ИСНО-1 показывает возраст 4.96 года, что старше, чем нижняя секция (7–9 см, возраст 4.86 года). Это противоречит гипотезе ненарушенного торфяного ядра, и модель не следует считать подходящей для нашего случая.

12. Для определения скорости накопления нам необходимо оценить возраст слоёв. Мы назначаем возраст 0 лет слою 0 ($t=0$) и вычисляем средние значения возраста для каждого слоя: $t(1) = \frac{t_1 + t_2}{2}$.

13. Возраст последнего слоя должен быть получен экстраполяцией как $t(43) = t_{43} + \frac{t_{43} - t_{42}}{2}$.

14. Неопределённость $u(t(i))$, например, для слоя 1:

$$u(t(1)) = \frac{1}{2} \sqrt{u^2(t_1) + u^2(t_2)}.$$

15. Время формирования сечения (Δt_i ; года) — разница между двумя последовательными слоями. $\Delta t_1 = t_2 - t_1$.

16. Неопределённость $u(\Delta t)$. Для первого раздела $u(\Delta t) = \sqrt{u^2(t_1) + u^2(t_2)}$.

17. Средняя скорость накопления наносов (s_i , см/год) представляет собой отношение ширины разреза к времени его образования. Для раздела 1: $s_1 = \frac{z_2 - z_1}{\Delta t_1}$.

18. Неопределённость $u(s)$: $u(s) = s \frac{u(\Delta t)}{\Delta t}$.

19. Средняя скорость накопления массы (r_i , г/см²-год): $r_1 = \frac{m_2 - m_1}{\Delta t_1}$.

20. Неопределённость $u(r)$: $u(r) = r \frac{u(\Delta t)}{\Delta t}$.

Отмечаем, что неопределённости скорости накопления $u(s)$ и $u(r)$, полученные с помощью модели СА, велики [15].

Применение модели постоянной седиментации (CFCS)

Величинами, используемыми в этой модели, являются глубина разреза (z_i), средняя глубина массы (m_i ,

г/см²) и логарифм $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ($\ln C_i$). Проводим линейный регрессионный анализ ($y = a + bx$, где $y = \ln C_i$ и $x = m_i$). Из уравнения $\ln C_i = \ln C_0 - \frac{\lambda}{r} m_i$ MAR равен $r = \frac{-\lambda}{b}$

с неопределённостью $u(r) = r \sqrt{\left(\frac{u(\lambda)}{\lambda} \right)^2 + \left(\frac{u(b)}{b} \right)^2}$.

В нашем случае линейная регрессия ($R = 0.88$) дает $b = -5.129 \pm 0.613$, поэтому $r = 0.006 \pm 0.001$ г/см²-год. Мы также можем определить SAR (s , см/г) из линейного регрессионного анализа, используя глубину разреза (z_i) вместо глубины массы (m_i). В этом случае $s = \frac{-\lambda}{b}$, а его неопределённость $u(s) = s \sqrt{\left(\frac{u(\lambda)}{\lambda} \right)^2 + \left(\frac{u(b)}{b} \right)^2}$.

Теперь линейная регрессия ($R = 0.91$) дает $b = -0.222 \pm 0.023$, поэтому $s = (0.140 \pm 0.015)$ см/год. Несмотря на высокий коэффициент корреляции, очевидно, что простая линия регрессии не объясняет наблюдаемую изменчивость профиля (рис. 2), что предполагает необходимость разбить график на линейные отрезки. На рис. 2 указана одна скорость накопления массы для ядра (а) и три скорости накопления массы для отдельных линейных отрезков (б). Для модели CFCS значения активности ниже 37 см были опущены, т. к. на этом уровне они достигают значения $^{210}\text{Pb}_{\text{sup}}$ (рис. 1, б). Применялся подбор простой регрессии к графику натурального логарифма от концентрации активности $^{210}\text{Pb}_{\text{uns}} \ln(^{210}\text{Pb}_{\text{uns}})$ в зависимости от массы глубины m_i (рис. 2, а). Хотя коэффициент детерминации (COD) для всего набора данных был достаточно высоким и составил 0.78 (рис. 2), что характеризует нашу модель как модель хорошего качества (COD = 0.8), очевидно, что одна линия тренда не может объяснить полную изменчивость профиля. Поэтому мы выделили три подсегмента торфяной записи как отдельные линейные отрезки. Затем линейная регрессия была подобрана три раза, что дало три независимые группы параметров, представленных на рис. 2, б как 1, 2, 3. В операциях участвовали все точки. Мы показываем на рис. 2 альтернативную интерпретацию

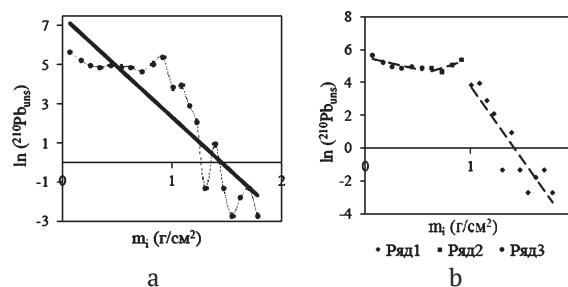


График / Graph	Все	1	2	3
Y-пересечение Y-crossing	7.46 ± 0.67	12.81 ± 2.02	3.43 ± 0.79	5.52 ± 0.16
Переменная X-1 Variable X-1	-5.13 ± 0.61	-9.04 ± 1.43	2.00 ± 1.01	-1.44 ± 0.49
R-квадрат (COD) R square	0.7867	0.8158	0.6585	0.6844

Рис. 2. Графики однократной и тройной аппроксимации методом линейной регрессии, применённые для набора данных $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{uns}})$ в зависимости от глубины массы m_i

Fig. 2. Graphs of single and triple approximation by the method of linear regression applied to the data set $\ln(^{210}\text{Pb}_{\text{uns}})$ depending on the mass depth m_i



с 3 линиями регрессии, хотя авторы [15] рекомендуют использовать модель, которая обеспечивает коэффициенты накопления для каждого раздела, например модель CF.

Применение модели периодического потока (PF)

В качестве обобщения модели CF было показано, что модель CF по-прежнему действительна, если поток на поверхность отложений $f(t)$ изменяется с периодом Δt (PeriodicFlux; [15]), например после годовых циклов.

Величины, используемые в данной модели.

1. Время формирования разреза (Δt_i , год) рассчитывается с использованием уравнения: $\Delta t_i = t(2) - t(1)$.

2. Неопределенность $u(\Delta t_i)$:

$$u(\Delta t_i) = \sqrt{u^2(t(1)) + u^2(t(2))}.$$

3. MAR (r_i) рассчитывается по уравнению $r(i) = \frac{\lambda A(i)}{C(i)}$, и их неопределенность (без учёта вклада экспоненциального члена):

$$u(r(i)) = r(i) \sqrt{\left(\frac{u(A(i))}{A(i)}\right)^2 + \left(\frac{u(\Delta t(i))}{\Delta t(i)}\right)^2 + \left(\frac{u(C(i))}{C(i)}\right)^2}.$$

Скорость накопления массы $r(i)$ по данной модели может приводить к отличающимся значениям, где MAR показывает большие колебания значений и изменяется величина потока. В нашем случае данная модель датирования ^{210}Pb для ядра ИСНО-1 для слоя 19–21 см показывает возраст 1965 г., что обеспечивает лучшее согласование, чем указанные выше модели с удельной активностью ^{137}Cs в реперном горизонте, но недостаточное.

Применение модели постоянного потока (CF) самостоятельно и совместно с методом Монте-Карло

Данная модель более известна по своему второму названию — модель постоянного уровня поступления CRS [4, 7, 9, 10]. Отметим, что мы придерживаемся в названии модели мнения авторов [15].

В этой модели фундаментальная гипотеза состоит в том, что поток $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ на поверхность осадков постоянен: $f_i = f(i) = k$. Используем уравнение:

$$C(i, t = 0) = \frac{f}{r_i} \text{ или } f = C(i, t = 0)r(i).$$

1. Накопленные отложения $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ ниже слоя (i) ($\text{Бк}/\text{м}^2$) рассчитываются как $A(i) = \sum_{j=i+1}^{\infty} \Delta A_j$.

Поскольку ниже слоя 41 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ нет, расчёт начинаем с него: $A(41) = 0 \text{ Бк}/\text{м}^2$.

Для верхнего слоя $A(39) = \Delta A_{39}$. Кроме того, $u(A(39)) = u(\Delta A_{39})$. Для слоя 37: $A(37) = A(39) + \Delta A_{37}$ — и так далее до поверхности. В случае если некоторые разрезы не были проанализированы C_i (Δt_i , если он неизвестен), следует интерполировать из соседних разрезов и рассчитать отсутствующий ΔA_i .

2. Неопределенность $u(A(37))$:

$$u(A(37)) = \sqrt{u^2(A(39)) + u^2(\Delta A_{37})}$$

и так далее до поверхности.

3. $A(0) = (1682 \pm 117) \text{ Бк}/\text{м}^2$ — запас $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$, из которого мы рассчитали его поток на поверхность отложений (52 ± 4) $\text{Бк}/\text{м}^2\cdot\text{год}^{-1}$.

4. Возраст CF определяется по уравнению:

$$t(i) = \frac{1}{\lambda} \ln \frac{A(0)}{A(i)}$$

В этом случае переменные $A(0)$ и $A(i)$ явно не являются независимыми и распространение неопределенности должно выполняться с осторожностью (см. [2]).

5. Выражение для неопределенности возраста:

$$u(t(i)) = \frac{1}{\lambda} \sqrt{\left(u(\lambda)t(i)\right)^2 + \left(\frac{u(A(0))}{A(0)}\right)^2 + \left(1 - \frac{2A(i)}{A(0)}\right)\left(\frac{u(A(i))}{A(i)}\right)^2}.$$

6. Календарный год $T(i)$ рассчитывается путём вычитания возраста CF из даты отбора пробы.

7. MAR — $r(i)$, ($\text{кг}/\text{м}^2\cdot\text{год}$) (рис. 3) рассчитывается по формуле: $r(i) = \frac{\lambda A(i)}{C(i)}$, а его неопределенность равна:

$$u(r(i)) = r(i) \sqrt{\left(\frac{u(\lambda)}{\lambda}\right)^2 + \left(\frac{u(A(i))}{A(i)}\right)^2 + \left(\frac{u(C(i))}{C(i)}\right)^2}.$$

8. SAR — $s(i)$, ($\text{см}/\text{год}$) (рис. 3) рассчитывается с использованием объёмной плотности сухого осадка ρ как $s(i) = \left(\frac{r(i)}{\rho(i)}\right) \times 100$.



Рис. 3. Скорости накопления отложений для ядра ИСНО-1 по модели CF: массы — r ($\text{г}/\text{см}^2\cdot\text{год}$) (а) и отложений — s ($\text{см}/\text{год}$) (б)

Fig. 3. Deposit accumulation rates for the ISNO-1 core according to the CF model: mass — MAR ($\text{g}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{year}^{-1}$) (a) and sediment — SAR ($\text{cm}\cdot\text{year}^{-1}$) (b)

9. Неопределенность $u(s(i))$:

$$u(s(i)) = s(i) \sqrt{\left(\frac{u(r(i))}{r(i)}\right)^2 + \left(\frac{u(\rho(i))}{\rho(i)}\right)^2} \text{ [15].}$$

Значение SAR (s_i) для верхних слоёв ядра 0–9 см варьировало слабо, и интервал значений составил от 0.44 до 0.53 $\text{см}/\text{год}$, ниже 9 см, до 33 см, мы наблюдаем относительно равномерное, постепенное снижение среднего значения скорости накопления отложений до 0.03 $\text{см}/\text{год}$ (табл. 2). Отметим резко увеличенные значения s_i для интервала 35–39 см.

Значение MAR (r_i) для всех слоёв ядра были почти постоянны и колебались очень слабо — от 0 и 0.01 до 0.02 $\text{г}/\text{см}^2\cdot\text{год}$. Модель датирования CF для ядра ИСНО-1 для слоя 19–21 см показывает возраст 1965 г. (табл. 2), при дополнительном применении метода Монте-Карло возраст составил 1962 г., что обеспечи-

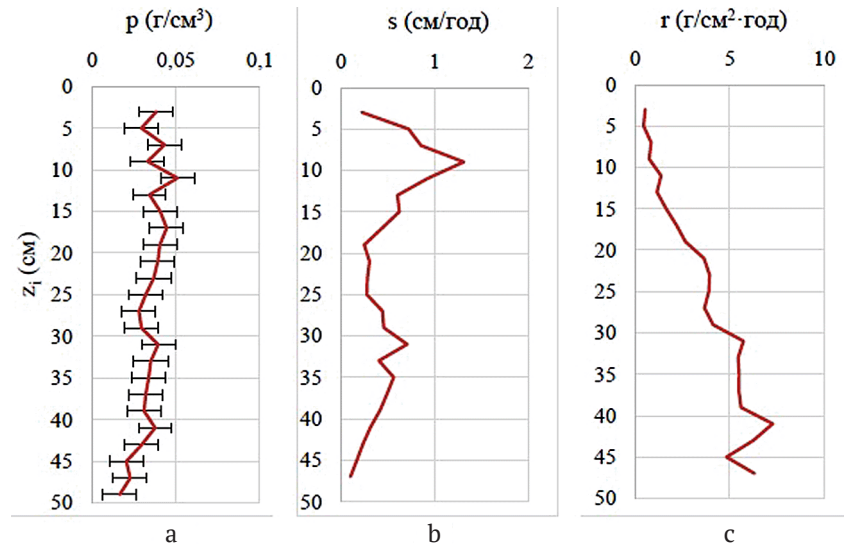
Таблица 2. Применение модели CF для ядра ИСНО-1 / Table 2. Application of the CF model for ISNO-1 core

$z(i)$ (см) (cm)	ΔA_i (Бк·м ⁻²) (Bq·m ⁻²)	$u(\Delta A_i)$	$A(i)$ (Бк·м ⁻²) (Bq·m ⁻²)	$u(A(i))$	$t(i)$ (год) (year)	$u(t(i))$ (год) (year)	Год (A. D.)	$r(i)$ (г·см ⁻² ·год ⁻¹) (g·cm ⁻² ·year ⁻¹)	$u(r(i))$	ρ_i (г·см ⁻³) (g·cm ⁻³)	$u(\rho_i)$	$\rho(i)$ (г·см ⁻³) (g·cm ⁻³)	$u(\rho(i))$	$s(i)$ (см·год ⁻¹) (cm·year ⁻¹)	$u(s(i))$
0			1682	117	0	0	2021	0.02	0	0.04	0	0.04	0	0.48	0.01
3	382	46	1300	108	8.3	1.1	2012	0.02	0	0.04	0	0.04	0	0.44	0.02
5	127	35	1173	102	11.6	1.4	2009	0.02	0	0.03	0	0.04	0	0.53	0.01
7	143	22	1029	100	15.8	1.7	2005	0.02	0	0.05	0	0.04	0	0.53	0.02
9	100	28	930	96	19.0	2.0	2002	0.02	0	0.04	0	0.05	0	0.44	0.01
11	169	26	761	92	25.4	2.5	1995	0.02	0	0.06	0	0.05	0	0.35	0.01
13	105	16	656	91	30.2	3.1	1990	0.02	0	0.04	0	0.04	0	0.36	0.02
15	103	21	553	88	35.7	3.8	1985	0.01	0	0.05	0	0.05	0	0.30	0.02
17	109	22	444	86	42.7	4.8	1978	0.01	0	0.05	0	0.05	0	0.22	0.03
19	146	19	298	84	55.5	7.6	1965	0	0	0.05	0	0.05	0	0.11	0.03
21	199	67	99	50	90.9	15.4	1930	0	0	0.05	0	0.04	0	0.05	0.02
23	40	25	59	43	107.5	22.9	1913	0	0	0.04	0	0.04	0	0.09	0.02
25	39	29	20	32	141.5	50.4	1879	0	0	0.04	0	0.04	0	0.05	0.02
27	12	17	9	27	169.6	103.0	1851	0	0.01	0.03	0	0.03	0	0.06	0.02
29	6	9	3	26	203.4	279.0	1817	0	0.02	0.03	0	0.04	0	0.06	0.02
31	0	15	3	21	206.2	250.7	1814	0.01	0.06	0.05	0	0.04	0	0.14	0.02
33	2	9	1	19	253.8	993.8	1767	0	0.04	0.04	0	0.04	0	0.03	0.02
35	0	13	0	14	267.3	1137.6	1753	0.01	0.51	0.04	0	0.04	0	0.20	0.02
37	0	8	0.35	12	271.5	1086.0	1749	0.01	0.68	0.04	0	0.04	0	0.26	0.03
39	0	8	0.23	9	284.8	1274.7	1736	0	0.18	0.04	0	0.04	0	0.08	0.02
41	0	9	0	0						0.04	0				



Рис. 4. Участки плотности ρ (а), скорость линейного накопления s (b) и скорость накопления массы r (с) по сравнению с глубиной z_i

Fig. 4. Plots of density ρ (a), linear accumulation rate s (b) and mass accumulation rate r (c) compared to depth z_i



вает немного лучшее согласование с реперным горизонтом по ^{137}Cs (с учётом погрешности).

Нормы накопления торфа и поток ^{210}Pb

Обе модели, CFCS и CF, совместно с методом Монте-Карло использовались для расчёта линейной скорости накопления s и скорости накопления массы r в изученной торфяной залежи (рис. 4). Значения s по CF варьировались от (0.09 ± 0.02) до (1.3 ± 0.05) см/год и составляли в среднем (0.48 ± 0.08) см/год. Последнее согласуется с оценкой константы s , равной (0.14 ± 0.01) см/год методом CFCS. Аналогичная ситуация имела место в случае скорости накопления массы r , которая находилась в диапазоне от (0.43 ± 0.01) до (7.2 ± 0.02) г/см²-год. Среднее значение r по CF составило (3.615 ± 0.005) г/см²-год, тогда как постоянное r по CFCS достигло (0.006 ± 0.001) г/см²-год. В целом отметим нестабильную скорость накопления торфа на всей глубине профиля (рис. 4, b, c). Однако плотность торфа постоянна на всём профиле (рис. 4, a).

Линейные нормы накопления торфа хорошо согласуются с литературными данными [6]. Значения s показали по крайней мере один и тот же порядок величины. Показатели массового накопления не согласуются, выше мы отмечали нестабильную скорость накопления торфа.

Основываясь на датировании ^{210}Pb , был оценен воздушный поток ^{210}Pb . По моделям CF и CF с применением метода Монте-Карло поток ^{210}Pb составил (52 ± 4) Бк/м²-год и (69.13 ± 10) Бк/м²-год соответственно, что хорошо согласуется с литературными данными [6].

Заключение

На примере торфяного ядра разреза Европейской Субарктики России, отобранного на территории Архангельской области, было выполнено датирование по неравновесному ^{210}Pb с использованием различных моделей с целью выбора наиболее подходящей, учитывающей сложное вертикальное распределение свинца. В представленной работе использовались модели датирования CA, CFCS, PF и CF с применением метода моделирования Монте-Карло.

Для проверки хронологии мы использовали независимый маркер в виде ^{137}Cs . Пики антропогенных радионуклидов в естественных отложениях коррелируют с конкретными событиями в истории радиоактивных выпадений, в частности с подписанием договора о частичном запрещении ядерных испытаний в 1963

году, обеспечивая подходящий ориентир для этого исследования.

Сопоставление ^{210}Pb с активностью ^{137}Cs на глубине 19–21 см показало, что наиболее близкий возраст к этой активности ^{137}Cs в реперной точке дают модели CFCS и CF (1965 и 1962 гг. соответственно). Среди этих двух вариантов CF с применением метода Монте-Карло был признан предпочтительным, поскольку обеспечивал с учётом погрешности немного лучшее согласование с удельной активностью ^{137}Cs .

Применяемые методы датирования оказались успешными в нашем исследовании и могут быть применены для датирования других торфяных отложений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Президента РФ для молодых ученых МК-4298.2022.1.5.

Литература / References

1. Бахур А. Е., Мануилова Л. И., Зуев Д. М., Овсянникова Т. М., Трухина Т. П. Методика измерений удельной активности полония-210 (^{210}Po) и свинца-210 (^{210}Pb) в пробах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой: Методика ФР.1.40.2013.15381. Москва: ВИМС, 2013. 17 с.

Bahur A. E., Manuilova L. I., Zuev D. M., Ovsyannikova T. M., Truhina T. P. *Metodika izmerenij udel'noj aktivnosti poloniya-210 (^{210}Po) i svinca-210 (^{210}Pb) v probah pochv, grunтов, donnyh otlozhenij, gornyh porod i stroitel'nyh materialov na ih osnove al'fa-beta-radiometricheskim metodom s radiohimicheskoj podgotovkoj* (Method for measuring the specific activity of polonium-210 (^{210}Po) and lead-210 (^{210}Pb) in samples of soils, soils, bottom sediments, rocks and building materials based on them by the alpha-beta radiometric method with radiochemical preparation) Metodika FR.1.40.2013.15381. Moscow: FGUP «VIMS», 2013, 17 p.

2. Appleby P. G. Chronostratigraphic techniques in recent sediments. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments // Basin Analysis, Coring and Chronological Techniques. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands. Eds: W. M. Last; J. P. Smol. 2001. V. 1 P. 171–201.

3. Appleby P. G., Oldfield F. The assessment of ^{210}Pb data from sites with varying sediment accumulation rates // Hydrobiologia, 1983. No. 103. P. 29–35.

4. Appleby P. G., Oldfield F. The calculation of ^{210}Pb dates assuming a constant rate of supply of unsupported ^{210}Pb to the sediment // *Catena*, 1978. No. 5. P. 1–8.
5. Appleby P. G., Shotyk W., Fankhauser A. Lead-210 age dating of three peat cores in the Jura Mountains. Switzerland // *Water, Air & Soil Pollution*, 1997. No. 100, P. 223–231.
6. Cwanek A., Łokas E., Mitchell E. A. D., Mazei Y., Gaca P., Milton J. A. Temporal variability of Pu signatures in a ^{210}Pb -dated Sphagnum peat profile from the Northern Ural, Russian Federation // *Chemosphere*, 2021. No. 281. P. 130962. DOI:10.1016/j.chemosphere.2021.130962
7. Crozaz G., Picciotto E., De Breuck W. Antarctic snow chronology with Pb^{210} . *Journal of Geophysical Research*, 1964. No. 69, P. 2597–2604.
8. Fialkiewicz-Koziel B., Kolaczek P., Piotrowska N., Michczyński A., Łokas E., Wachniew P., Woszczyk M., Sensula B. High-Resolution Age-Depth Model of a Peat Bog in Poland as an Important Basis for Paleoenvironmental Studies // *Radiocarbon*, 2014. No. 56(1). P. 109–125. DOI:10.2458/56.16467
9. Goldberg E. D. Geochronology with ^{210}Pb // *Radioactive Dating. Proceedings of a Symposium. International Atomic Energy Agency. Vienna. 1963. P. 21–131.*
10. Krishnaswamy S., Lal D., Martin J. and Meybeck M. Geochronology of lake sediments // *Earth and Planetary Science Letters*, 1971. No. 11. P. 407–414.
11. McKenzie A. B., Farmer J. G., Sudgen C. L. Isotopic evidence of the relative retention and mobility of lead and radium in Scottish ombrotropic peats // *Science Total Environmental*, 1997. No. 203. P. 115–127. DOI:10.1016/S0048-9697(97)00139-3
12. Pennington W., Cambray R. S., Eakins J. D., Harkness D. D. Radionuclide dating of the recent sediments of Blelham Tarn // *Freshwater Biology*, 1976. No. 6. P. 317–331.
13. Sanchez-Cabeza J. A., Ani-Ragolta I., Masque P. Some considerations of the ^{210}Pb constant rate of supply (CRS) dating model // *Limnology and Oceanography*, 2000. No. 45. P. 990–995.
14. Sanchez-Cabeza J. A., Ruiz-Fernandez A. N., Ontiveros-Cuadras J. F., Perez Bernal L. H., Olid C. Monte Carlo uncertainty calculation of ^{210}Pb chronologies and accumulation rates of sediments and peat bogs // *Quaternary Geochronology*, 2014. No. 23. P. 80–93.
15. Sanchez-Cabeza J. A., Ruiz-Fernandez A. N. ^{210}Pb sediment radiochronology: an integrated formulation and classification of dating models. *Geochemica et Cosmochimica Acta*, 2012 No.82. P. 183–200. DOI:10.1016/j.gca.2010.12.024
16. Vinichuk M. M., Johanson K. J., Taylor A. ^{137}Cs in the fungal compartments of Swedish forest soils // *Science of Total Environment*, 2004. No.323. P. 243–251.
17. Yakovlev E., Spirov R., Druzhinin S., Ocheretenko A., Druzhinina A., Mishchenko E., Zhukovskaya E. Atmospheric fallout of radionuclides in peat bogs in the Western segment of the Russian arctic // *Environmental Science and Pollution Research*, 2021, without a number. P. 1–11. DOI: 10.1007/s11356-020-12224-7.

Received / Поступила в редакцию 29.09.2022