

# **ДИНАМИКА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА**

---

**Environmental Dynamics and  
Global Climate Change**



Том  
Volume

**16**

Выпуск  
Issue

**3**

**2025**



# ENVIRONMENTAL DYNAMICS AND GLOBAL CLIMATE CHANGE

Volume 16  
Issue 3

2025

<https://edgcccjournal.org>

## EDITORIAL BOARD

### EDITORS-IN-CHIEF

*Mikhail V. Glagolev*, PhD of Biol. Sci. (Moscow, Russia)

### DEPUTY EDITOR-IN-CHIEF

*Elena D. Lapshina*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor (Khanty-Mansiysk, Russia)

### EDITORIAL BOARD

*Elena V. Agbalyan*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Salekhard, Russia)

*Sergey A. Blagodatskiy*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Stuttgart, Germany)

*Sergey S. Bykhovets*, PhD in Geogr. Sci. (Pushchino, Russia)

*Vasiliy A. Vavilin*, Dr. habil. of Phys. and Math. Sci. (Moscow, Russia)

*Aleksandra A. Gol'eva*, Dr. habil. of Geogr. Sci. (Moscow, Russia)

*Egor A. Dyukarev*, PhD in Phys. and Math. Sci. (Tomsk, Russia)

*Nikolay B. Ermakov*, Dr. habil. of Biol. Sci., senior researcher (Yalta, Russia)

*Radomir B. Zaripov*, PhD in Phys. and Math. Sci. (Moscow, Russia)

*Dmitriy V. Karelin*, Dr. habil. of Biol. (Moscow, Russia)

*Roman A. Kolesnikov*, PhD in Geogr. Sci. (Salekhard, Russia)

*Nadezhda A. Konstantinova*, Dr. habil. of Biol. Sciences, Professor (Apatity, Russia)

*Oleg P. Kotsyurbenko*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Khanty-Mansiysk, Russia)

*Alexei V. Kouraev*, PhD in Geogr. Sci., Assistant professor (Toulouse, France)

*Irina N. Kurganova*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Pushchino, Russia)

*Trofim K. Maksimov*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Yakutsk, Russia)

*Shamil S. Maksyutov*, PhD in Phys. and Math. Sci. (Tsukuba, Japan)

*Sergey V. Mamikhin*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Moscow, Russia)

*Vasiliy B. Martynenko*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor (Ufa, Russia)

*Nsdezhda V. Matveeva*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Sankt-Petersburg, Russia)

*Evgeniy Y. Milanovskiy*, Dr. habil. of Biol. Sci., Associate Professor (Pushchino, Russia)

*Ol'ga V. Morozova*, PhD in Geogr. Sci. (Moscow, Russia)

*Valentina Y. Neshataeva*, Dr. habil. of Biol. Sci., senior researcher (St. Petersburg, Russia)

*Aleksandr V. Ol'chev*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor (Moscow, Russia)

*Oleg S. Pokrovskiy*, PhD in Geol.-Mineral. Sci. (Tomsk, Russia)

*Alexander V. Puzanov*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor (Barnaul, Russia)

*Irina A. Repina*, Dr. habil. of Phys. and Math. Sci. (Moscow, Russia)

*Irina M. Ryzhova*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor (Moscow, Russia)

*Yuriy A. Semenishchenkov*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor (Bryansk, Russia)

*Ol'ga N. Solomina*, Dr. habil. of Geogr. Sci., corresp. member of the Russian Academy of Sciences (Moscow, Russia)

*Viktor M. Stepanenko*, Dr. habil. of Phys. and Math. Sci. (Moscow, Russia)

*Alexey L. Stepanov*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Moscow, Russia)

*Pavel V. Frolov*, PhD in Biol. Sci. (Pushchino, Russia)

*Evgeniy V. Shein*, Dr. habil. of Biol. Sci. (Moscow, Russia)

*Sergey A. Shoba*, Dr. habil. of Biol. Sci., Professor, Corresponding Member of the RAS (Moscow, Russia)

*Mariusz Lamentowicz*, Dr. habil., Full-Professor (Poznan, Poland)

*Kári Fannar Lárusson*, PhD, CAFF program manager (Akureyri, Iceland)

*Ivan Mammarella*, PhD, Assistant Professor (Helsinki, Finland)

*Vincent F. Warwick*, Dr., Full-Professor (Quebec Canada)

### Editorial Office

*O.A. Frolov*, PhD, managing editor (Moscow, Russia)

*S.L. Stanislav*, technical editor (Moscow, Russia)

### Founder:

Yugra State University. 628012, Russia, Khanty-Mansi autonomous Area, Khanty-Mansiysk, Chekhova str., 16. Phone/fax: +7(3467)377-000, ext. 101, WEB: [www.ugrasu.ru](http://www.ugrasu.ru)

National Research Tomsk State University. 634050, Russia, Tomsk, Lenin Ave, 36. Phone: +7(3822)58-98-52, fax: +7(3822)52-95-85, WEB: [www.tsu.ru](http://www.tsu.ru)

Institute for Water and Environmental Problems of the Siberian Branch of the Russian Academy of Science. 656038, Russia, Barnaul, Molodezhnaya str., 1. Phone: +7(3852)66-64-60, fax: +7(3852)24-03-96, WEB: [www.iwep.ru](http://www.iwep.ru)

Arctic Research Center of the Yamal-Nenets autonomous Area. 629001, Russia, Yamal-Nenets autonomous District, Salekhard, Respublik str., 73. Phone/fax: +7(34922)441-32, WEB: [www.arctic.yanao.ru](http://www.arctic.yanao.ru)

# ДИНАМИКА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Том 16  
Выпуск 3  
**2025**

Журнал издается с 2008 года

<https://edgcccjournal.org>

## РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

### ГЛАВНЫЕ РЕДАКТОРЫ

*Михаил Владимирович Глаголев*, канд. биол. наук (Москва, Россия)

### ЗАМЕСТИТЕЛЬ ГЛАВНОГО РЕДАКТОРА

*Елена Дмитриевна Лапшина*, д-р биол. наук, профессор (Ханты-Мансийск, Россия)

### ЧЛЕНЫ РЕДАКЦИОННОЙ КОЛЛЕГИИ

*Е.В. Азбалин*, д-р биол. наук (Салехард, Россия)  
*С.А. Благодатский*, д-р биол. наук (Штутгарт, Германия)  
*С.С. Быховец*, канд. геогр. наук (Пушино, Россия)  
*В.А. Вавилин*, д-р физ.-мат. наук (Москва, Россия)  
*А.А. Гольева*, д-р геогр. наук (Москва, Россия)  
*Е.А. Дюкарев*, канд. физ.-мат. наук (Томск, Россия)  
*Н.В. Ермаков*, д-р биол. наук, старший научный сотрудник (Ялта, Россия)  
*Р.Б. Зарипов*, канд. физ.-мат. наук (Москва, Россия)  
*Д.В. Карелин*, д-р биол. наук (Москва, Россия)  
*Р.А. Колесников*, канд. геогр. наук (Салехард, Россия)  
*Н.А. Константинова*, д-р биол. наук, профессор (Апатиты, Россия)  
*О.Р. Коцюрбенко*, д-р биол. наук (Ханты-Мансийск, Россия)  
*А.В. Кураев*, канд. геогр. наук, доцент (Тулуза, Франция)  
*И.Н. Курганова*, д-р биол. наук (Пушино, Россия)  
*Т.Х. Максимов*, д-р биол. наук (Якутск, Россия)  
*Ш.Ш. Максюттов*, канд. физ.-мат. наук (Цукуба, Япония)  
*С.В. Мамихин*, д-р биол. наук (Москва, Россия)  
*В.Б. Мартыненко*, д-р биол. наук, профессор (Уфа, Россия)  
*Н.В. Матвеева*, д-р биол. наук (Санкт-Петербург, Россия)  
*Е.Ю. Милановский*, д-р биол. наук, доцент (Пушино, Россия)

*О.В. Морозова*, канд. геогр. наук (Москва, Россия)  
*В.Ю. Нешатаева*, д-р биол. наук, старший научный сотрудник (Санкт-Петербург, Россия)  
*А.В. Ольчев*, д-р биол. наук, профессор (Москва, Россия)  
*О.С. Покровский*, канд. геол.-минерал. наук (Томск, Россия)  
*А.В. Пузанов*, д-р биол. наук, профессор (Барнаул, Россия)  
*И.А. Репина*, д-р физ.-мат. наук (Москва, Россия)  
*И.М. Рыжова*, д-р биол. наук, профессор (Москва, Россия)  
*Ю.А. Семищенков*, д-р биол. наук, профессор (Брянск, Россия)  
*О.Н. Соломина*, д-р геогр. наук, чл.-корр. РАН (Москва, Россия)  
*В.М. Степаненко*, д-р физ.-мат. наук (Москва, Россия)  
*А.Л. Степанов*, д-р биол. наук, профессор (Москва, Россия)  
*П.В. Фролов*, канд. биол. наук (Пушино, Россия)  
*Е.В. Шейн*, д-р биол. наук, профессор (Москва, Россия)  
*С.А. Шоба*, д-р биол. наук, профессор, чл.-корр. РАН (Москва, Россия)  
*М. Ламентович*, д-р, профессор (Познань, Польша)  
*И. Маммарелла*, д-р, доцент (Хельсинки, Финляндия)  
*В.Ф. Варвик*, д-р, профессор (Квебек, Канада)

### Редакция

*О.А. Фролов*, канд. биол. наук, заведующий редакцией (Москва, Россия)  
*С.С. Левичев*, редактор (Москва, Россия)

### Учредители:

ФГБОУ ВО «Югорский государственный университет».  
628012, Россия, Ханты-Мансийский автономный округ — Югра, г. Ханты-Мансийск ул. Чехова, 16.  
Тел./факс: +7(3467)37-70-00 (доб. 101), WEB: [www.ugrasu.ru](http://www.ugrasu.ru)

ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский государственный университет».  
634050, Россия, г. Томск, пр. Ленина, 36. Тел.: +7(3822)58-98-52, факс: +7(3822)52-95-85, WEB: [www.tsu.ru](http://www.tsu.ru)

ФГБУН Институт водных и экологических проблем Сибирского отделения Российской Академии наук.  
656038, Россия, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1. Тел.: +7(3852)66-64-60, факс: +7(3852)24-03-96, WEB: [www.iwep.ru](http://www.iwep.ru)

ГКУ Ямало-Ненецкого автономного округа «Научный центр изучения Арктики».  
629008, Россия, Ямало-Ненецкий автономный округ, г. Салехард, ул. Республики, 73. Тел./факс: +7(34922)441-32,  
WEB: [www.arctic.yanao.ru](http://www.arctic.yanao.ru)

Журнал зарегистрирован Федеральной службой по надзору за соблюдением законодательства в сфере массовых коммуникаций, связи и охраны культурного наследия. Свидетельство о регистрации Эл № ФС 77-82594 от 18.01.2022 г.

**Индексируется:** Science Index (РИНЦ), Google Scholar, Ulrich's Periodicals Directory, WorldCat, EBSCO

Архив журнала «Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата» размещен в сети Интернет [www.elibrary.ru](http://www.elibrary.ru), <https://edgcccjournal.org/EDGCC/issue/archive>

### ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РАБОТЫ / EXPERIMENTAL WORKS

---

*Tatarinov F.A., Molchanov A.G., Ivanov D.G., Mamkin V.V., Avilov V.K., Trusova S.N., Kurbatova J.A.*

CO<sub>2</sub> fluxes between clear-cut surface and atmosphere in the protective zone of the Central Forest State Nature Biosphere Reserve 99-111

### ДИСКУССИИ / DISCUSSIONS

---

*Anisichkin V.F.*

On the causes of cyclical climate changes 112-119

*Ustinov N.B.*

A critical multidisciplinary view on the speculative hypothesis of deep-earth georeactor and its impact on the global climate 120-133

### ХРОНИКА / CHRONICLE

---

*Kharanzhevskaya Yu.A.*

Results of the Fifth International Conference "Peatlands of Siberia: Functioning, Resources, Restoration" in 2025 134-139

# CO<sub>2</sub> FLUXES BETWEEN CLEAR-CUT SURFACE AND ATMOSPHERE IN THE PROTECTIVE ZONE OF THE CENTRAL FOREST STATE NATURE BIOSPHERE RESERVE

*Tatarinov F.A.<sup>1\*</sup>, Molchanov A.G.<sup>2</sup>, Ivanov D.G.<sup>3</sup>, Mamkin V.V.<sup>3</sup>, Avilov V.K.<sup>3</sup>, Trusova S.N.<sup>3</sup>, Kurbatova J.A.<sup>3</sup>*

<sup>1)</sup> Weizmann Institute of science, Rehovot, Israel

<sup>2)</sup> Institute of forest science of Russian academy of sciences, Uspenskoye, Russia

<sup>3)</sup> A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution of Russian academy of sciences, Moscow, Russia

\* fedor.tatarinov@weizmann.ac.il

**Citation:** Tatarinov F.A., Molchanov A.G., Ivanov D.G., Mamkin V.V., Avilov V.K., Trusova S.N., Kurbatova J.A. 2025. CO<sub>2</sub> fluxes between clear-cut surface and atmosphere in the protective zone of the Central Forest State Nature Biosphere Reserve. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 16(3): 99-111.

**DOI:** 10.18822/edgcc685717

## АННОТАЦИЯ

Лесозаготовки в настоящее время являются одной из основных причин нарушения естественного цикла углерода в лесных экосистемах. Оценка связанных с этим изменений потоков CO<sub>2</sub> может быть осложнена гетерогенностью растительности на естественно возобновляющихся вырубках. В данной работе представлены результаты экспериментальных измерений потоков CO<sub>2</sub> на вырубке на юго-западе Валдайской возвышенности (европейская часть России) с травянистой растительностью и очаговым возобновлением осины, окруженной елово-берёзово-осиновым лесом. Измерения газообмена CO<sub>2</sub> почвы с травянистой растительностью проводились с помощью статической камеры. Результаты камерных измерений сопоставлялись с общим экосистемным дыханием, полученным методом турбулентных пульсаций на той же вырубке. Параллельные измерения проводились в различных растительных сообществах вырубки, а также в прилегающем к ней лесном массиве, аналогичном вырубленному. Показано, что эмиссия CO<sub>2</sub> на вырубке была достоверно ( $p = 0,001$ ) выше, чем в прилегающем лесу. Например, средняя дневная эмиссия CO<sub>2</sub> из почвы в середине лета составила 8,3 и 10,7 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> в лесу и на вырубке соответственно. За три года наблюдений эмиссия CO<sub>2</sub> из почвы на вырубке увеличивалась из года в год с 6,9 до 12,3 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup>. Эмиссия CO<sub>2</sub> на вырубке статистически значимо выше на участках с луговой растительностью по сравнению с участками, заросшими древесной растительностью, с медианными значениями за последний год 11,5 и 7,5 мкмоль·м<sup>-2</sup>·с<sup>-1</sup> соответственно. Наблюдалась линейная зависимость эмиссии CO<sub>2</sub> из почвы с общим экосистемным дыханием ( $r^2=0,52$ ). Таким образом, проведенное исследование показало, что оценку интеграционных потоков на вырубке с использованием камерных методов наблюдений необходимо проводить с учетом неоднородности растительного покрова.

**Ключевые слова:** выбросы углерода, камерный метод, вырубка лесов, травянистая растительность, почвенное дыхание.

## ABSTRACT

Timber harvesting is currently one of the main reasons for the alteration of the natural carbon cycle in forest ecosystems. The evaluation of the related changes in CO<sub>2</sub> fluxes can be complicated by the heterogeneity of vegetation in naturally regrowing clear-cut areas. This study presents the results of experimental measurements of CO<sub>2</sub> fluxes at a clear-cut site in the southwest of the Valdai Upland (European Russia) with herbaceous vegetation and patchy aspen regeneration surrounded by spruce-birch-aspen forest. The measurements of CO<sub>2</sub> flux from soil with herbaceous vegetation were made by the static chamber method. Estimates of total primary production, balance, and CO<sub>2</sub> emissions from undisturbed soils were obtained. The parallel measurements were carried out in various plant communities of the clear-cut area, as well as in a forest stand adjacent to it and similar to the cut one. It is shown that CO<sub>2</sub> emission in the clear-cut was significantly ( $p = 0.001$ ) higher than in the adjacent forest. For instance, mean daytime midsummer soil CO<sub>2</sub> efflux was 8.3 and 10.7  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  in the forest and clear-cut area, respectively. During three years of observation soil CO<sub>2</sub> efflux in the clear-cut increased from year to year from 6.9 to 12.3  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ . The emission fluxes in the clear-cut site are statistically significantly higher in areas with meadow vegetation compared to areas overgrown with woody vegetation, with median values in the last year 11.5 and 7.5  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ , respectively. The

assessment of integration fluxes in the clear-cut area using chamber methods of observation must be carried out considering the heterogeneity of the vegetation cover.

**Key words:** carbon emission, chamber method, deforestation, herbaceous vegetation, soil respiration.

## INTRODUCTION

More than 80% of the world's forests have been affected by natural or anthropogenic disturbances [Bjornlund, 2010]. The number of experimental studies that assess the anthropogenic impact on the transformation of biogeochemical processes in forest ecosystems has been increasing in recent years [Keenan, Kimmins, 1993; Lytle, Cronan, 1998; Machimura et al., 2005; Lavoie et al., 2013; Kuznetsov, 2017; Molchanov et al., 2017; Molchanov, Tatarinov, 2017; Lindroth et al., 2018; Mamkin et al., 2019a; Vestin et al., 2020]. In Russia studies aimed at evaluating carbon dioxide exchange between atmosphere and anthropogenically disturbed ecosystems by direct experimental measurements remain rare [Kuznetsov, 2017; Molchanov, Tatarinov, 2017; Mamkin et al., 2019a].

Clear-cutting of mature and overmature stands is the most significant forest management practice, which affects the carbon cycle of the forest ecosystems. As a result of felling, a large number of photosynthetic plants are removed from the forest ecosystem. At the same time the decay of roots of harvested trees, as well as the residues of aboveground biomass remained after harvesting increases ecosystem respiration. This has a significant impact on the ecological, meteorological and hydrological conditions of the area [Lytle, Cronan, 1998; Amiro et al., 2010; Williams et al., 2014].

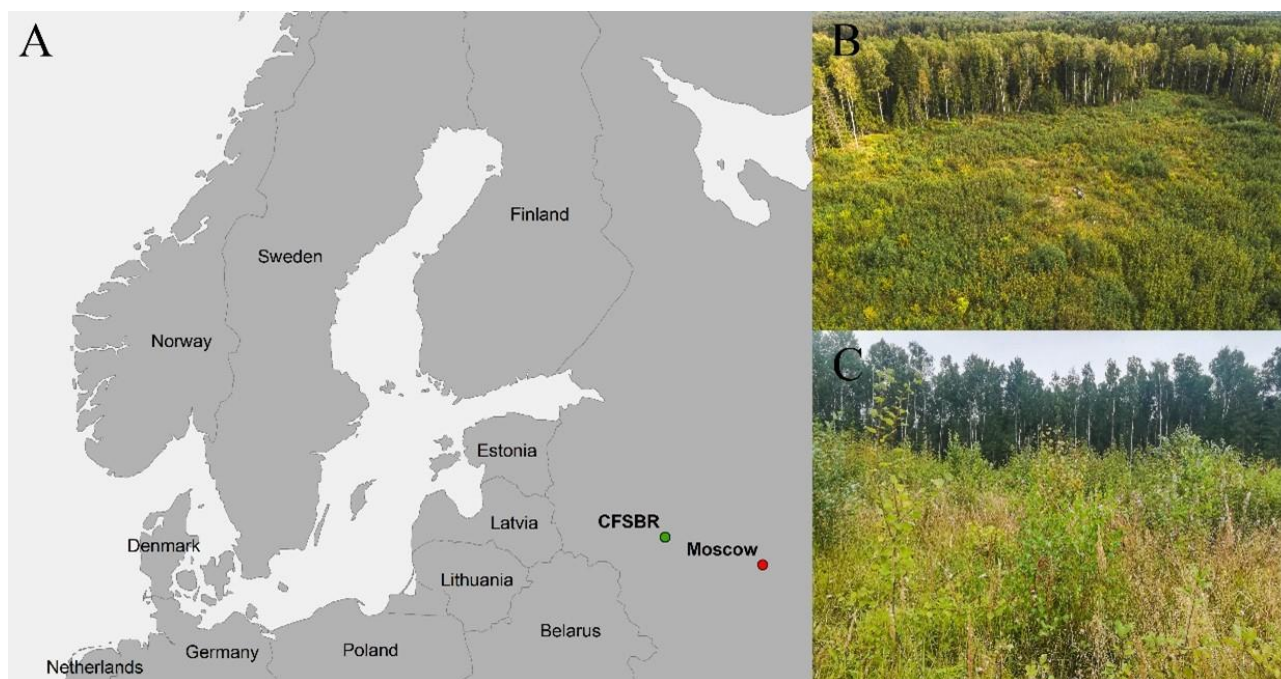
Due to deforestation the carbon balance changes – the ecosystem becomes net CO<sub>2</sub> source for the atmosphere for a period ranging from several years to decades. In general, this occurs due to a significant decrease in gross primary production (GPP) with small changes in ecosystem respiration, given that after removal of forest trees a decrease in autotrophic respiration is compensated by an increase in heterotrophic respiration due to decomposition of dead organic matter [Pumpanen et al., 2004]. The spatial and temporal variability of CO<sub>2</sub> fluxes in a naturally regenerating clear-cut is associated not only with its climatic zone, but also with a number of other factors: microrelief, moisture regime, composition and age of the previous stand, the structure of the understory of the felled area, the degree of preservation of undergrowth, soil organic matter contents etc., – all of which determine the pattern of felled area flora [Pumpanen et al., 2004; Giasson et al., 2006; Humphreys et al., 2006]. Some of these factors, e.g., microrelief or preserved undergrowth, can considerably vary within the felling area. Consequently, the vegetation can also vary. E.g., in some parts of the felling area the trees regeneration can start short time after the harvesting, whereas in other parts dense layer of tall grasses can prevent the regeneration for several years [Petrov, 1985]. In their turn, the ecosystem fluxes can also highly vary within the felling area. Hence, when evaluating the effect of felling vegetation on the energy and mass exchange with atmosphere this variability should be also taken into account.

The study area is the object of comprehensive long-term research conducted by A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution of the Russian Academy of Sciences in the protective zone of the Central Forest State Nature Biosphere Reserve (CFSNBR) [Kurbatova et al., 2008; Mamkin et al., 2019a]. The study focused on the assessing the climate-regulating functions of the natural and anthropogenically disturbed ecosystems in southern taiga of the European part of Russia (EPR) based on observations made by the eddy covariance method [Burba, 2013]. Ecosystem level CO<sub>2</sub> flux measurements (total primary production, ecosystem respiration, net ecosystem exchange) in the first three years of regeneration after the harvest have been presented by Mamkin et al. [2019a, 2019b]. These studies have shown that, in general, clear-cuts in the southern taiga of the EPR are CO<sub>2</sub> sources for the atmosphere in the first years of regeneration. However, the eddy covariance method [Aubinet et al., 1999; Baldocchi, 2014] does not allow to assess the spatial variability of CO<sub>2</sub> fluxes at the disturbed site connected with the heterogeneity of the soils and vegetation within the area of interest. The present study was conducted in order to address the gap in understanding of biogeochemical processes at the clear-cut site and to evaluate a range of spatial and temporal variability of CO<sub>2</sub> fluxes between the soil with undisturbed ground vegetation and the atmosphere in a clear-cut site in CFSNBR, considering the pattern of vegetation cover. The design of the experiment was to obtain data that would answer the following questions: (1) How high can be the variability of soil CO<sub>2</sub> fluxes among different plant communities within the felling area. (2) What is the temporal variability of soil CO<sub>2</sub> fluxes within the vegetation season. (3) What is the partitioning between photosynthesis and respiration in the ground vegetation CO<sub>2</sub> fluxes in the felling. (4) How much differ soil respiration between the felling and the adjacent forest.

## MATERIALS AND METHODS

### Study site

Experimental observations of CO<sub>2</sub> fluxes were performed during the three summer seasons from 2016 to 2018 at the regenerating clear-cut on the territory of the (56.4435° N, 33.0478° E, Fig. 1). CFSNBR is located in the southwestern part of the Valdai Hills, within the main watershed of the Russian Plain (Baltic, Black and Caspian seas) [Karpov, 1983]. The long-term monthly mean temperatures in the area range from -8.2°C in January to 17.1°C in July, long-term mean annual precipitation total is 760 mm (Köppen climate - Dfb). The relief and the underlying bedrock leads to the formation of water-logged soils both on the territory of the entire CFSNBR [Pugachevskiy, 1992] and at the felling site of interest. The combination of hydrothermal characteristics determines the predominance of spruce forests with *Picea abies* L., which, after being cutted, are usually substituted with small-leaved forests of silver birch (*Betula pendula* Roth), aspen (*Populus tremula* L.), and grey alder (*Alnus incana* (L.) Moench). The study site is adjacent to the protective zone of the CFSNBR that is intended to reduce the anthropogenic impact on the territory of the conservation area and to study the influence of human activity on the ecosystems. It is also the transition zone to the regime of conservation of biological resources in the reserve. The harvesting was carried out in a secondary birch-spruce forest in April 2016. The surrounding forest stand is composed from typical species of the southern taiga subzone of the European Taiga: Norway spruce and silver birch. The tree density of the stand is 0.6, the height of the stand is 30 m, and the average age is 90 years. The sparse ground cover is mostly formed *Oxalis acetosella* L., *Rubus holostea* (L.) M.T.Sharpley & E.A.Tripp, and *Luzula pilosa* (L.) Willd. The soil within the study area and the surrounding forest is drained, sod-pale-podzolic (Albeluvisols Umbric), clay-loamy, leached.



**Fig. 1.** Location of Central-Forest state biosphere reserve (CFSNBR) on the map (A); aerial photo of the clear-cut area (B); photo of the vegetation cover on the clear-cut (C)

The clear-cut area is about 0.05 km<sup>2</sup>. The surface topography of the clear-cut is levelled, with a slight slope from west to east. Geobotanical research conducted at the site in 2018 by Ivleva, Leonova [2019] showed that the spatial structure of vegetation at the clear-cut was characterized by internal inhomogeneity. That vegetation structure is determined by microrelief, soil moisture, the composition of the previous forest ecosystem, and the distance from the forest edge. The main part of the area was occupied by forb communities with dense undergrowth of aspen, birch and other (Table 1), and in the central part meadow communities dominated by *Deschampsia cespitosa* (L.) P.Beauv., *Juncus effusus* L., *Epilobium angustifolium* L. were located in patches.

**Table 1.** Predominant vegetation cover of the clear-cut area

| Site        | Woody plants                                                                                                                           | Herbaceous plants                                                                                                                                                                                                                                                                                     |
|-------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Meadow      |                                                                                                                                        | <i>Deschampsia cespitosa</i> (L.) P.Beauv., <i>Juncus effusus</i> L., <i>Epilobium angustifolium</i> L., <i>Hypericum maculatum</i> Crantz, <i>Carex leporina</i> L., <i>Luzula pilosa</i> (L.) Willd.                                                                                                |
| Undergrowth | <i>Populus tremula</i> L., <i>Betula pendula</i> Roth, <i>Rubus idaeus</i> L., <i>Sorbus aucuparia</i> L., <i>Frangula alnus</i> Mill. | <i>Chamaenerion angustifolium</i> (L.) Scop., <i>Hypericum maculatum</i> Crantz, <i>Veronica chamaedrys</i> L., <i>Fragaria vesca</i> L., <i>Rubus holostea</i> (L.) M.T.Sharples & E.A.Tripp, <i>Calamagrostis arundinacea</i> (L.) Roth, <i>Solidago virgaurea</i> L., <i>Scirpus sylvaticus</i> L. |

### Experimental design

Since April 2016 eddy covariance (EC) and supplementary meteorological measurements are conducted at this clear-cut site according to Euroflux methodology [Aubinet et al., 1999]. In the current study these data were applied for comparison with upscaled fluxes measured by chamber method. In 2016 and 2017 five circular PVC collars with a diameter of 30 cm were installed in the meadow part of the felling covering typical vegetation of this plant community. CO<sub>2</sub> exchange measurements between the soil surface and vegetation cover with the atmosphere were performed by closed chamber method [Fiedler et al., 2022] using a lab-made hemispherical transparent plexiglass chamber with a diameter of 35 cm and a height of 17 cm, which was placed alternately on the collars during the measurement with the exposure time of 200 seconds. The collars were embedded into the soil 15 cm deep and were located 3-5 m apart within meadow communities. CO<sub>2</sub> balance (NEEch) was measured between the ground cover and the atmosphere by a transparent chamber. In order to measure the level of CO<sub>2</sub> emission (Rch) the chamber was covered with a light-tight dome. CO<sub>2</sub> uptake during photosynthesis (GPPch) was calculated as the difference between emission and net flux: GPPch = Rch - NEEch (according to the tradition of FluxNET community we denote CO<sub>2</sub> sinks as negative and sources as positive). The CO<sub>2</sub> concentration in the chamber was measured at a frequency of 1 Hz by the infrared gas analyzer Li-840 (Li-Cor, Inc., USA) connected to the chamber by two tubes 1.5 m long. Air was pumped at the speed of 1 L/min from the top of the chamber, and, after passing through the gas analyzer, returned through a perforated annular tube along the lower part of the chamber, which provided air circulation inside the chamber. The air inside chamber was mixed by a fan. CO<sub>2</sub> flux was determined according to the rate of change in CO<sub>2</sub> concentration in the chamber. The measurement technique is described in details by Ivanov et al. [2017].

In 2018, a cubic transparent plexiglass chamber measuring 40x40x40 cm was used. It was installed on square aluminum collars with 46 cm long sides, embedded in the soil by 6 cm deep and 1.5-3 m apart. Three plots were located in undergrowth site, the other three – in a meadow site. System integrity was ensured by a water gate. CO<sub>2</sub> concentration was measured by Li-840 gas analyzer. The flux calculation and partitioning of CO<sub>2</sub> flux into Rch and GPPch was performed the same way as in 2016-2017. For the comparison with eddy covariance data Rch, NEEch and GPPch were upscaled to the clear-cut area using the partitioning of this area into grassland and undergrowth areas (75% and 25%, respectively):  $Rch_{\text{upscaled}} = 0.75 \times Rch_{\text{grassland}} + 0.25 \times Rch_{\text{undergrowth}}$ .

During all three years of observations the CO<sub>2</sub> flux measurements were conducted twice a month from June to August in midday time (10:30-14:30), once in each collar. Along with CO<sub>2</sub> fluxes, the following parameters were recorded: soil temperature at a depth of 10 cm (HI 98509 Checktemp 1, Hanna instruments, USA), soil moisture at the depth of 5 cm (Campbell CS655, USA), air temperature inside the chamber (DHT22, SparkFun Electronics, USA), as well as air temperature at a height of 30 cm (IVA-6, RPC MICROFOR, Russia). Every year after the measurements were completed, on August 31, all the vegetation inside the collars was taken to determine the total aboveground biomass.

In order to capture the spatial variability of soil respiration of different plant associations within the clear-cut area and to compare it with soil respiration in the adjacent forest, in 2017 during 6 days (July 28 – August 1) additional measurements of CO<sub>2</sub> emissions from the soil surface without vegetation were carried out by the open chamber method at the clear-cut within the undergrowth part and in different herbaceous associations, as well as in the forest 20 m from the clearing. The data recording system allowed to take measurements by turns with five chambers. Forest measurements were obtained at two areas located between the tree trunks and near the trunk, between the roots of a mature aspen (at a distance of ~0.5 m from the

trunk) – one chamber in each position. At the clear-cut three chambers were installed under a dense cover of *Solidago virgaurea*, under the aspen undergrowth and under *Scirpus sylvaticus* dominance. Under *S. sylvaticus* measurements were carried out in the micro-depression of relief.

When being measured, the patch of soil was covered with a transparent chamber with a diameter of 20 cm and a height of 10 cm. The chambers were installed on the soil without vegetation for the period of measurements. A constant flow of ambient atmospheric air through the chamber was provided by means of an external pump at a rate of 1-2 l/min. The air flow rate through each chamber was measured and adjusted using a float flowmeter PC-3A (Russia). Switching the air flow through the chambers to the gas analyzer was done regularly and automatically, so that a full cycle of measurements at all plots was completed in 20 minutes. The intensity of CO<sub>2</sub> emission in all sampling plots was determined in turns, every half hour during daylight hours (10-19 h) from the difference between CO<sub>2</sub> concentrations in the chamber incoming and outgoing air according to the equation:

$$R_{chs} = F \frac{C_{ch} - C_{air}}{S}$$

where  $R_{chs}$  is the respiration of soil without vegetation,  $F$  is air flow rate,  $C_{ch}$  and  $C_{air}$  are CO<sub>2</sub> concentrations in chamber and ambient air and  $S$  is the surface area of soil within the chamber.

The serial connection of the measuring chambers to the gas analyzer was made using an automatic channel switching system based on a three-way switch that allows air to be pumped through the chambers during the entire measurement period, preventing stagnation of air in the chambers during periods when gas exchange was not measured. The concentration of CO<sub>2</sub> at the entrance and exit from the chamber was measured using a portable infrared gas analyzer LI-820 (Li-Cor Inc., USA). The logger MiniCube (EMS, Czech Republic) recorded the readings of the gas analyzer every 10 seconds in parallel with air and soil temperatures. A detailed description of the measurement technique was given earlier [Rayment, Jarvis, 1997; Tatarinov et al., 2009; Molchanov et al., 2017]. Additionally, on July 29<sup>th</sup>, soil moisture was determined at a depth of 0-5 and 5-10 cm by gravimetric method.

To analyze the effect of environmental factors on CO<sub>2</sub> fluxes, measured data obtained at the clear-cut by the eddy covariance method were used [Mamkin et al., 2019a]. Additional environmental parameter, seasonal water balance deficit (WD), defined as the difference accumulated from the beginning of the year between precipitation and potential evapotranspiration, was calculated using meteorological data from the eddy covariance station in a spruce forest located 8 km from the clear-cut [Kurbatova et al. 2008; Mamkin et al. 2019a]. Precipitation data was taken from the weather station «Lesnoy Zapovednik» (5 km from the study site). The potential evapotranspiration was calculated using Priestley-Taylor equation [Priestley, Taylor, 1971]. To compare the level of the soil respiration measured by the chamber method with the ecosystem respiration measured by the eddy covariance at the same site, soil respiration was upscaled to the clear-cut area using the proportion of meadow (26%) and undergrowth sites (74%) in the total area.

### Data analysis

The analysis of the effect of vegetation on CO<sub>2</sub> fluxes was performed using one-way ANOVA and repeated measures ANOVA. In particular, in 2018, when the soil fluxes were measured in parallel in grassland and undergrowth area, we conducted repeated measures ANOVA (taking each day of measurement as one repetition) to detect the effects of vegetation type and time. The dependence of fluxes on environmental variables was performed by means of linear and nonlinear regression. The data processing was performed using Statistica 10 (StatSoft Inc., USA) and Matlab R2023a (MathWorks, Inc., USA) software.

## RESULTS AND DISCUSSION

### Weather conditions during the observation period

Annual precipitation in 2016 and 2017 (864 and 956 mm, respectively) was higher than in 2018 (560 mm) and then its long-term average (760 mm) value. There was no climatic WD during the measurement period in 2017. In 2016, WD was observed since the end of June, reaching -91 mm by the end of the measurement period (mid-August). In 2018, WD was significant during the entire measurement period ranging from -126 mm in early June to -270 mm at the end of August. In 2016, the average monthly temperatures in June–August were 3–4°C above the long-term average. In 2017, in August the air temperature was 3°C above the average, and in June and July, as well as throughout the summer of 2018, temperatures approximately matched the long-term average.

### Spatial and temporal variability of soil CO<sub>2</sub> fluxes

Chamber measurements revealed pronounced interannual and spatial variability in soil CO<sub>2</sub> exchange within the clear-cut area. In the meadow site, midday Rch progressively increased from year to year: average values rose from  $7.1 \pm 3.0 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  in 2016 to  $10.2 \pm 3.3 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  in 2017 and  $12.9 \pm 3.4 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$  in 2018—representing an overall increase of about 80% over the three-year period. This consistent rise in Rch suggests an intensification of belowground biological activity as vegetation recovered after clear-cutting.

In the undergrowth (aspen) site, Rch in 2018 averaged  $9.8 \pm 3.1 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ , slightly lower than that of the meadow, but still substantial. Median values in both sites support this pattern, with the meadow site showing higher respiration overall.

GPPch in the meadow was also higher in 2018 ( $-20.3 \pm 7.9 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) than in 2017 ( $-14.7 \pm 5.1 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ), showing a ~38% increase, consistent with greater canopy development. The aspen site in 2018 exhibited a GPPch comparable to that of the meadow in 2017, at  $-15.0 \pm 7.3 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ , indicating notable productivity despite younger vegetation.

NEEch also shifted accordingly. The meadow site displayed stronger carbon uptake in 2018 ( $-7.4 \pm 8.5 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ) than in 2017 ( $-4.6 \pm 5.7 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ ), reflecting the combined effects of increasing respiration and photosynthesis. In the aspen site in 2018, the NEEch averaged  $-5.2 \pm 5.3 \mu\text{mol}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ , indicating similar levels of net CO<sub>2</sub> sink activity.

Minimum values of NEEch, i.e., the highest net CO<sub>2</sub> uptake, were typically observed in June, coinciding with peak vegetative growth and moderate temperatures. The spatial variability of Rch and GPPch across measuring points ranged considerably, with coefficients of variation from 9–28% for Rch and 4–63% for GPPch, indicating heterogeneity both within and between vegetation types with mean values for the whole period of observations 22% and 32%, respectively.

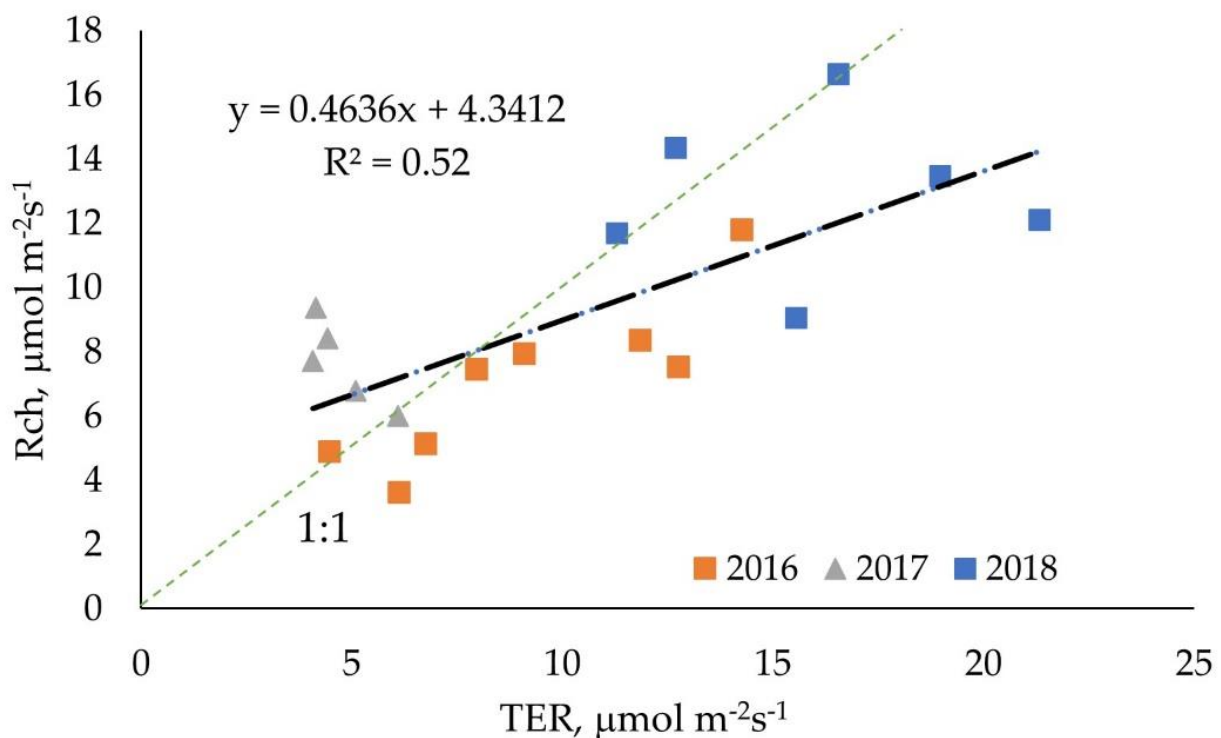
**Table 2.** Statistics of the clear-cut soil with vegetation CO<sub>2</sub> exchange in 2016–2018

| Year | Vegetation | Variable | Mean  | N  | St.dev. | Minimum | Maximum | Median |
|------|------------|----------|-------|----|---------|---------|---------|--------|
| 2016 | meadow     | Rch      | 7.1   | 40 | 3.0     | 3.0     | 16.0    | 6.9    |
| 2017 | meadow     | Rch      | 10.2  | 50 | 3.3     | 4.0     | 19.2    | 9.8    |
| 2018 | meadow     | Rch      | 12.9  | 18 | 3.4     | 7.9     | 23.4    | 12.4   |
| 2018 | aspens     | Rch      | 9.8   | 18 | 3.1     | 6.1     | 15.6    | 8.8    |
| 2017 | meadow     | NEEch    | -4.6  | 47 | 5.7     | -18.5   | 5.8     | -4.3   |
| 2018 | meadow     | NEEch    | -7.4  | 18 | 8.5     | -27.3   | 4.7     | -6.9   |
| 2018 | aspens     | NEEch    | -5.2  | 18 | 5.3     | -13.8   | 4.9     | -6.0   |
| 2017 | meadow     | GPPch    | -14.7 | 47 | 5.1     | -26.9   | -2.3    | -13.7  |
| 2018 | meadow     | GPPch    | -20.3 | 18 | 7.9     | -38.1   | -9.2    | -18.4  |
| 2018 | aspens     | GPPch    | -15.0 | 18 | 7.3     | -29.2   | -2.4    | -15.3  |

Chamber-based soil respiration values, scaled to represent the entire clear-cut area, showed moderate to strong correlation with total ecosystem respiration (TER) measured by the eddy covariance system during midday hours (10:30–14:30) on corresponding days (Fig. 2). The explained variance was considerable ( $R^2 = 0.52$ ), suggesting that soil respiration remained a key component of overall  $\text{CO}_2$  flux.

However, this relationship varied by year. In 2016, chamber-based estimates of daily Rch were on average 20% lower than TER, while in 2017, they were 1.7 times higher, and in 2018, 14% lower again. These shifts suggest year-specific differences in the relative contributions of autotrophic and heterotrophic respiration components.

Despite a general correspondence between Rch and TER, the regression slopes and statistical significance weakened in 2017 and 2018. This decline likely reflects changing ecosystem structure: as vegetation cover and undergrowth biomass increased, the share of soil-derived  $\text{CO}_2$  in total respiration declined, while contributions from plant and woody debris respiration rose. This is consistent with the observed flattening of diurnal TER dynamics and relatively stable TER amplitudes across years, even as soil activity varied.



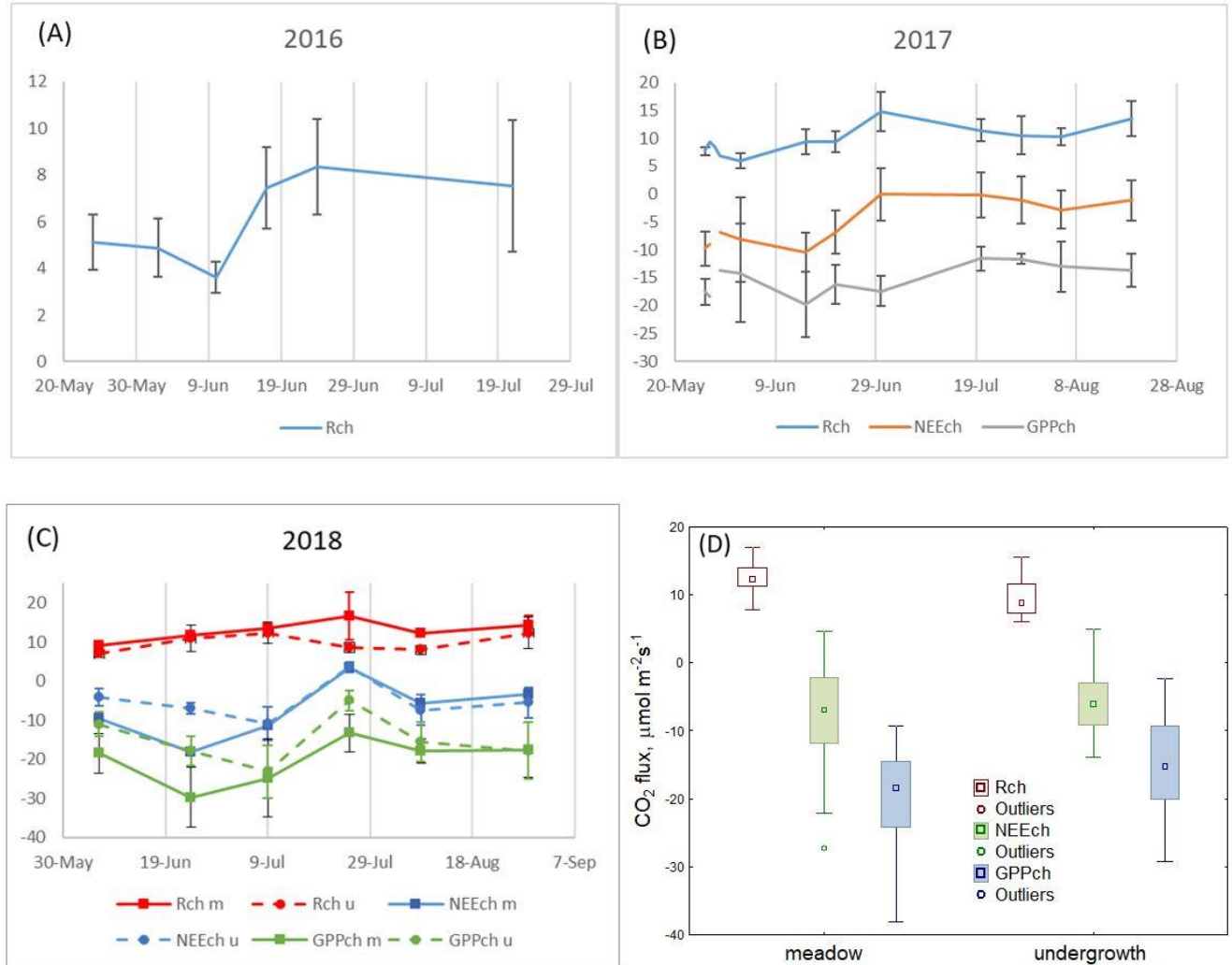
**Fig. 2.** Relationship between chamber-measured and upscaled respiration of soil with ground vegetation (Rch) and total ecosystem respiration (TER) across study years. The black dashed line shows the overall regression, while the green line is the 1:1 reference. Regression statistics:  $F(1,17) = 14.836$ ,  $p < 0.00128$ , Std. Error =  $2.33 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ .

In the summer of 2018, midday chamber measurements revealed that both soil respiration (Rch) and gross primary production (GPPch) were significantly higher in areas *without* undergrowth compared to areas *with* undergrowth. Specifically, Rch was on average about 32% higher and GPPch approximately 34% higher in open meadow areas (Student's t-test:  $p = 0.008$  for Rch,  $p = 0.045$  for GPPch; data met normality assumptions, Shapiro-Wilk  $p > 0.05$ ) (Fig. 3). However, a repeated measures ANOVA, which accounts for temporal variation, found that vegetation type had no statistically significant effect on either Rch ( $p = 0.29$ ) or GPPch ( $p = 0.24$ ), while the effect of time on GPPch was significant ( $p = 0.03$ ), suggesting that seasonal dynamics played a stronger role than vegetation type alone.

Despite the differences in Rch and GPPch, net ecosystem exchange (NEEch) did not differ significantly between the two vegetation types (t-test:  $p = 0.352$ ; repeated measures ANOVA:  $p = 0.1$ ). Both areas functioned as  $\text{CO}_2$  sinks, with slightly stronger uptake in the meadow plots. The average NEEch in

areas without undergrowth was  $-7.4 \pm 8.5 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ , compared to  $-5.2 \pm 5.3 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  in undergrowth areas.

The different results of t-test and repeated measures ANOVA show that although generally the magnitudes of  $\text{CO}_2$  fluxes of soil with herbaceous layer in the meadow and undergrowth areas were similar, their seasonal dynamics differed. In particular, the meadow exhibited a peak in GPPch in mid-June, whereas in the undergrowth, the peak occurred three weeks later. This phenological lag may reflect differences in light availability or species composition. By late August, herbaceous biomass was also greater in the open plots ( $447 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ ) than in the undergrowth ( $374 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2}$ ), further supporting the observed differences in carbon fluxes and productivity.



**Fig. 3.** (A-C) Seasonal dynamics of  $\text{CO}_2$  fluxes (gross primary production - GPPch, respiration Rch and balance NEEch) at the clear-cut in different years averaged among measuring points in the same vegetation type ((A-B) only meadow) with standard deviations as error bars. Indices m and u at (C) correspond to meadow and undergrowth, respectively. (D) Median values of  $\text{CO}_2$  fluxes in the meadow and undergrowth sites according to the measurements by the chamber method on the clear-cut plots at noontime in the summer months of 2018. Boxes and whiskers show quartiles and non-outlier ranges, respectively.

Comparative measurements of respiration of soil without vegetation (Rchs) at various undergrowth plots and in the surrounding forest, conducted at the end of July 2017, showed significant variability in  $\text{CO}_2$  emissions from the soil surface depending on the dominant vegetation type. Thus, in the forest near the aspen trunk, the  $\text{CO}_2$  emission from the soil surface was  $7.4 \pm 3.3$ , and between the tree trunks  $8.8 \pm 1.9 \mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  (Table 3). Higher Rchs between trees than near tree trunk could be explained by higher presence of ground vegetation around the chamber between trees. In the dry pine forest in Israel with minimum ground vegetation the situation was the opposite: Rchs near tree trunk was two times higher than between trees [Qubaja et al., 2020]. At the clear-cut, the  $\text{CO}_2$  emission was the lowest under the *S. sylvaticus* ( $9.0 \pm 3.0 \mu\text{mol}$

$\times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  for the whole period) and the highest under the aspen undergrowth ( $11.7 \pm 4.5 \mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ ). Over-all means of Rchs in the clear-cut and in the forest were 10.7 and 8.3  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ , respectively and differed significantly ( $p = 0.001$ ). It should be noted that the soil moisture in the forest was about 10% lower than in the clear-cut, which is associated with lower transpiration in the clear-cut and, consequently, its waterlogging.

In most days it was no clear diurnal trends of Rchs within the time of measurements (~9-19 h), only in the hot clear day of July 31 Rchs in all sample points increased during the whole day. Midday (10-15 h) variance of Rchs for different points and days ranged from 6.1% to 33.4% with median of 12.4%. T-test showed significant ( $p < 0.05$ ) differences in Rch between all sampling points in the clear-cut, as well as between points near tree and between trees in the forest.

**Table 3.** Intensity of CO<sub>2</sub> emission from the soil surface under the birch-aspen stand and in the clear-cut in the daytime in 2017

| Date            | Site                            | Average air temperature, °C | Average CO <sub>2</sub> emission, $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ (st. deviation) | Soil moisture, % |         |
|-----------------|---------------------------------|-----------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------------|---------|
|                 |                                 |                             |                                                                                                             | 0-5 cm           | 5-10 cm |
| 28-30.07, 01.08 | Forest, near the trunk          | 23.4                        | 7.4 (3.2)                                                                                                   | 22.7             | 20.2    |
| 28.07-01.08     | Forest, between the trunks      | 24.6                        | 8.8 (1.9)                                                                                                   | 22.5             | 22.9    |
| 30.07           | Clear-cut, <i>S. sylvaticus</i> | 17.2                        | 7.0 (1.5)                                                                                                   |                  |         |
| 31.07           | Clear-cut, <i>S. sylvaticus</i> | 27.8                        | 10.0 (3.5)                                                                                                  |                  |         |
| 28.07-01.08     | Clear-cut, <i>S. virgaurea</i>  | 25.0                        | 10.8 (2.3)                                                                                                  | 39.0             | 30.4    |
| 28-30.07        | Clear-cut, aspen undergrowth    | 20.9                        | 9.3 (3.4)                                                                                                   | 34.5             | 30.7    |
| 31.07-01.08     | Clear-cut, aspen undergrowth    | 29.7                        | 14.4 (4.1)                                                                                                  |                  |         |

The obtained values of soil CO<sub>2</sub> emission differ from the results in other types of forests, obtained by the authors earlier. For example, in a spruce forest in the Moscow region [Molchanov et al., 2017], where observations were carried out for two years, the soil respiration in July-August reached 8  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ , whereas in the spruce forest it was much lower, reaching 3 and 1.5  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  near the spruce trunk and between its trunks, respectively. Apparently, such a difference in the intensity of CO<sub>2</sub> emission is associated with higher root density and consequently higher root respiration close to the trunk relatively to the inter-crown space, as well as with the weather conditions of the measurement periods. In the spruce forest of the Tver region in July the emission of CO<sub>2</sub> from the soil surface under soil temperature of 17°C was slightly higher than in the previous case – 5  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ , which is close to the estimates obtained from the soil surface in a forest with *Pinus sylvestris* L. [Molchanov, Tatarinov, 2017]. Thus, under the canopy of a deciduous birch-aspen stand, and at the clear-cut, the intensity of CO<sub>2</sub> emission from the soil surface was significantly higher than in coniferous stands. The estimates obtained corresponded to the estimates of CO<sub>2</sub> emissions from the soil surface in *Quercus robur* L. stands of the forest-steppe zone [Molchanov, 2020]. In addition, the growth rate of birch and aspen is higher than that of spruce [Shvidenko et al., 2008], which may affect the intensity of root respiration. Generally, different authors report rather high values of the respiration of sod-podzolic soils in Central Russia. In particular, transect measurements in CSFBR in early August showed mean values of soil respiration in different ecosystem types from 7.53 to 13.79 g C  $\times \text{m}^{-2} \text{d}^{-1}$ , i.e., 7.26 to 13.30  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  [Šantrůčková et al., 2010]. Measurements of soil respiration of pine forests in Karelia at the different stages of afforestation of arable land showed mean values in July from 5.3  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  in 20-years-old forest to 10.1  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  in 110-years-old forest [Medvedeva et al., 2022]. Phillips et al. [2013] showed mid-summer soil respiration in a temperate deciduous forest in USA around 7-8  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$  with individual peaks up to 25-30  $\mu\text{mol} \times \text{m}^{-2} \times \text{s}^{-1}$ .

## Dependence of soil respiration on environmental factors

The measurements results showed strong, and negative, dependence of soil respiration in the meadow site on the soil moisture at all levels ( $R = -0.57 \div -0.82$  for various plots and depths of soil moisture measurement, all values are significant at 5% level) and on WD ( $R = -0.68 \div -0.85$  for various plots) (Table 4). For the undergrowth plots, the dependence of soil respiration on its humidity was not observed for all plots and was not reliable. Obviously, this is due to waterlogging of the soil, which is stronger under herbaceous plants than under undergrowth. The correlation of soil respiration in the undergrowth site with incoming solar radiation was quite large ( $-0.75$ ), but it was not significant due to the small number of measurements in this site. The correlation of the ground cover photosynthesis (GPPch) with soil moisture was practically absent. Its correlation with incoming solar radiation varied greatly from plot to plot (from 0.19 to 0.97), being significant for half of the plots (two in the meadow site and one in the undergrowth site), which is obviously related to the level of shading – at more shaded plots this dependence was lower, because solar radiation there changed less than in more open places. The correlation of photosynthesis averaged between the plots with incoming radiation was relatively high (0.47 for areas with grassy vegetation and 0.73 under aspens) but was not significant at the 5% level. A positive dependence of respiration on temperature was observed both in the meadow and in the undergrowth site but was not significant. For photosynthesis, the temperature dependence, and negative, was observed only in the undergrowth site.

**Table 4.** Correlation coefficients between the components of the  $\text{CO}_2$  fluxes from the soil surface and external factors measured simultaneously at the clear-cut by eddy covariance system

|            | Rch    |             | NEEch |             | GPPch |             |
|------------|--------|-------------|-------|-------------|-------|-------------|
|            | grass  | undergrowth | grass | undergrowth | grass | undergrowth |
| $P_{24h}$  | 0.11   | 0.44        | 0.33  | 0.51        | 0.23  | 0.04        |
| $T_a$      | 0.42   | 0.51        | 0.38  | -0.44       | 0.14  | -0.54       |
| $P_{day}$  | 0.00   | 0.15        | -0.20 | 0.02        | -0.05 | -0.07       |
| VPD        | 0.14   | -0.32       | 0.46  | -0.15       | 0.41  | 0.09        |
| $SW_{in}$  | -0.05  | -0.75       | 0.46  | 0.52        | 0.47  | 0.73        |
| $R_n$      | 0.08   | -0.62       | 0.56  | 0.55        | 0.48  | 0.67        |
| SWC        | -0.66* | -0.25       | -0.11 | 0.16        | 0.14  | 0.21        |
| $T_{soil}$ | 0.28   | 0.23        | 0.40  | -0.32       | -0.20 | 0.39        |
| NEE        | -0.59  | 0.16        | 0.56  | 0.24        | 0.77  | 0.13        |
| Re         | 0.72   | -0.34       | 0.35  | -0.16       | 0.01  | 0.00        |
| GPP        | 0.80   | -0.43       | 0.11  | -0.31       | -0.25 | -0.08       |
| WD         | -0.84* | -0.54       | -0.30 | 0.29        | 0.10  | 0.42        |

**Note:** \* - significant correlations at 5% level.  $P_{24h}$  и  $P_{day}$  – precipitation for 24 hours and for the time of measurements (10:30-14:30), respectively,  $T_a$  – the air temperature,  $SW_{in}$  and  $R_n$  – the incident solar radiation and the radiation balance, respectively, SWC – the soil moisture at a depth of 5 cm, averaged over 3 plots, NEE, Re and GPP were obtained using by eddy covariance measurements, WD (climatic water deficit) is the accumulated difference between precipitation and potential evapotranspiration.

## CONCLUSION

This study aimed to assess the spatial and temporal variability of  $\text{CO}_2$  fluxes in a recently clear-cut area and to quantify the contribution of soil respiration and photosynthesis by ground vegetation in comparison with an adjacent intact mixed forest. The results confirmed that  $\text{CO}_2$  fluxes within the clear-cut are highly variable both across plant communities and throughout the growing season, and that logging significantly alters the carbon balance of forested ecosystems.

1. Spatial variability across plant communities within the clear-cut area was substantial. For instance, soil respiration (Rch) in midsummer 2018 was on average 32% higher in open meadow areas ( $12.9 \pm 3.4 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) than in patches where tree undergrowth was present ( $9.8 \pm 3.1 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Similarly, gross primary production (GPPch) was about 34% higher in the meadow ( $-20.3 \pm 7.8 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) compared to undergrowth areas ( $-15.1 \pm 7.3 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ). These

differences reflect the impact of vegetation structure on carbon cycling and underscore the need to consider this mosaic composition when scaling fluxes to the ecosystem level.

2. Seasonal (temporal) dynamics of CO<sub>2</sub> fluxes were also significant. Rch increased progressively over the three study years, from  $7.1 \pm 3.0 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  in 2016 to  $12.9 \pm 3.4 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$  in 2018, indicating intensified soil biological activity during post-logging succession. GPPch likewise increased by approximately 38% from 2017 to 2018, suggesting increasing photosynthetic capacity with regrowth. Peak GPPch occurred in mid-June in open meadow areas but was delayed by 2–3 weeks in undergrowth patches, revealing different phenological trajectories.
3. The partitioning between respiration and photosynthesis revealed that, on average, NEEch values were negative across all plots, indicating net CO<sub>2</sub> uptake during the day. However, meadow areas had stronger net sink activity ( $-7.4 \pm 8.5 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) than undergrowth areas ( $-5.2 \pm 5.3 \mu\text{mol} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ), driven by both higher respiration and higher photosynthesis. This emphasizes the complexity of CO<sub>2</sub> exchange, where high emissions can coexist with high uptake depending on the vegetation structure.
4. Comparison between the clear-cut area and the adjacent intact forest revealed that soil respiration in the clear-cut exceeded that of the control forest by 1.3 to 1.5 times on average, depending on year and vegetation type. Despite increasing uptake by ground vegetation over time, the clear-cut remained a stronger midday source of CO<sub>2</sub> to the atmosphere, primarily due to decomposition and absence of tree-level assimilation.

Overall, the results confirmed the expectations that logging leads to increased soil CO<sub>2</sub> emissions and that these emissions vary widely depending on vegetation type and season. While this variability might seem intuitive, our study quantified it explicitly, showing differences in fluxes of up to 1.5 times between areas within the same clear-cut and over 40% between years. Such findings are crucial for improving regional carbon budget models and for interpreting eddy covariance measurements in regenerating landscapes.

Importantly, the upscaled chamber-based estimates of NEE—when adjusted for spatial heterogeneity—aligned well with eddy covariance data, lending confidence to their representativeness. This further highlights the value of incorporating fine-scale spatial vegetation data into CO<sub>2</sub> flux assessments for disturbed or transitional forest systems.

## ACKNOWLEDGEMENTS

The study was carried as part of the most important innovative project of national importance «Development of a system for ground-based and remote monitoring of carbon pools and greenhouse gas fluxes in the territory of the Russian Federation, ensuring the creation of recording data systems on the fluxes of climate-active substances and the carbon budget in forests and other terrestrial ecological systems» (№123030300031-6). V. Mamkin and S. Trusova were supported by the state assignment of Ecology and Climate research laboratory of A.N. Severtsov Institute of Ecology and Evolution of RAS (FFER-2025-0001, № 1024100700075-7-1.6.19).

## REFERENCES

- Amiro B.D., Barr A.G., Barr J.G., Black T.A., Bracho R., Brown M., Chen J., Clark K.L., Davis K.J., Desai A.R., Dore S., Engel V., Fuentes J.D., Goldstein A.H., Goulden M.L., Kolb T.E., Lavigne M., Law B.E., Margolis H.A., Martin T., McCaughey J.H., Misson L., Montes-Helu M., Noormets A., Randerson J.T., Starr G., Xiao J. 2010. Ecosystem carbon dioxide fluxes after disturbance in forests of North America. *Journal of Geophysical Research*, 115: G00K02. DOI: 10.1029/2010JG001390
- Aubinet M., Grelle A., Ibrom A., Rannik Ü., Moncrieff J., Foken T., Kowalski A.S., Martin P.H., Berbigier P., Bernhofer Ch., Clement R., Elbers J., Granier A., Grünwald T., Morgenstern K., Pilegaard K., Rebmann C., Snijders W., Valentini R., Vesala T. 1999. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. *Advances in Ecological Research*, 30: 113-175. DOI: 10.1016/S0065-2504(08)60018-5
- Baldocchi D. 2014. Measuring fluxes of trace gases and energy between ecosystems and the atmosphere - the state and future of the eddy covariance method. *Global Change Biology*, 20(12): 3600-3609. DOI: 10.1111/gcb.12649
- Bjornlund L. 2010. *Deforestation*. San Diego: Reference Point Press. 96 p.
- Burba G. 2013. *Eddy covariance method for scientific, industrial, agricultural and regulatory applications: A field book on measuring ecosystem gas exchange and areal emission rates*. Lincoln: LI-Cor Biosciences. 331 p.
- Fiedler J.; Fuß R.; Glatzel S.; Hagemann U.; Huth V.; Jordan S.; Jurasinski G.; Kutzbach L.; Maier M.; Schäfer K.; Weber T.; Weymann D. 2022. *Best practice guideline measurement of carbon dioxide, methane and nitrous oxide fluxes between soil-*

- vegetation-systems and the atmosphere using non-steady state chambers., Arbeitsgruppe Bodengase, Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft, 70 p., DOI: 10.23689/fidgeo-5422
- Giasson M.A., Coursolle C., Margolis H.A. 2006. Ecosystem-level CO<sub>2</sub> fluxes from a boreal cutover in eastern Canada before and after scarification. *Agricultural and Forest Meteorology*, 140(1-4): 23-40. DOI: 10.1016/j.agrformet.2006.08.001
- Humphreys E.R., Black T.A., Morgenstern K., Cai T., Drewitt G.B., Nesic Z., Trofymow J.A. 2006. Carbon dioxide fluxes in coastal Douglas-fir stands at different stages of development after clearcut harvesting. *Agricultural and Forest Meteorology*, 140(1-4): 6-22. DOI: 10.1016/j.agrformet.2006.03.018
- Ivanov D.G., Avilov V.K., Kurbatova Y.A. 2017. CO<sub>2</sub> fluxes at south taiga bog in the European part of Russia in summer. *Contemporary Problems of Ecology*, 10(2): 97-104. DOI: 10.1134/S1995425517020056
- Ivleva T.Yu., Leonova N.B. 2019. Spatial-functional heterogeneity of post-cutting communities in the Central Forest State Biosphere Reserve. *Ecosystems: Ecology and Dynamics*, 3(4): 24-52. DOI: 0.24411/ 2542-2006-2019-10045
- Karpov V.G., Shaposhnikov E.S. 7-35 1983. Spruce forests of the territory. In: *Regulation of factors of spruce forest ecosystems*, (V.G. Karpov, eds), p. 7-34, Nauka, Leningrad (In Russian). [Карпов В.Г., Шапошников Е.С. 1983. Еловые леса территории // Факторы регуляции экосистем еловых лесов / Под ред. В.Г. Карпова. Л.: Наука. С. 7-34].
- Keenan R.J., Kimmins J.P. 1993. The ecological effects of clear-cutting. *Environmental Reviews*, 1(2): 121-144. DOI: 10.1139/a93-010
- Kurbatova J., Li C., Varlagin A., Xiao X., Vygodskaia N. 2008. Modeling carbon dynamics in two adjacent spruce forests with different soil conditions in Russia. *Biogeosciences*, 5: 969-980. DOI: 10.5194/bg-5-969-2008
- Kuznetsov M.A. 2017. Emission of CO<sub>2</sub> from soil surface on the spruce forest cuttings taking into account of technogenic load (apiary, logging road). In: *Proceedings of the XXIV All-Russian Youth Scientific Conference*. Syktyvkar: Institute of Biology, p. 98-100, Komi Scientific Center (in Russian). [Кузнецов М.А. 2017 Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почвы вырубок ельников с учетом условий технической нагрузки (пасека, волок) // Актуальные проблемы биологии и экологии: материалы докладов: XXIV Всероссийская молодежная научная конференция. Сыктывкар: Коми научный центр Уральского отделения РАН. С. 98-100].
- Lavoie M., Kellman L., Risk D. 2013. The effects of clear-cutting on soil CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, and N<sub>2</sub>O flux, storage and concentration in two Atlantic temperate forests in Nova Scotia, Canada. *Forest Ecology and Management*, 304: 355-369. DOI: 10.1016/j.foreco.2013.05.016
- Lindroth A., Holst J., Heliasz M., Vestin P., Lagergren F., Biermann T., Cai Z., Mölder M. 2018. Effects of low thinning on carbon dioxide fluxes in a mixed hemiboreal forest. *Agricultural and Forest Meteorology*, 262: 59-70. DOI: 10.1016/j.agrformet.2018.06.021
- Lytle D.E., Cronan C.S. 1998. Comparative soil CO<sub>2</sub> evolution, litter decay, and root dynamics in clearcut and uncut spruce-fir forest. *Forest Ecology and Management*, 103(2-3): 121-128. DOI: 10.1016/S0378-1127(97)00182-5
- Machimura T., Kobayashi Y., Hirano T., Lopez L., Fukuda M., Fedorov A.N. 2005. Change of carbon dioxide budget during three years after deforestation in eastern Siberian larch forest. *Journal of Agricultural Meteorology*, 60(5): 653-656. DOI: 10.2480/agrmet.653
- Mamkin V.V., Kurbatova J.A., Avilov V.V., Ivanov D.G., Kuricheva O.A., Varlagin A.V., Yaseneva I.A., Olchev A.V. 2019a. Energy and CO<sub>2</sub> exchange in an undisturbed spruce forest and clear-cut in the southern taiga. *Agricultural and Forest Meteorology*, 265: 252-268. DOI: 10.1016/j.agrformet.2018.11.018
- Mamkin V.V., Mukhartova Y.V., Diachenko M.S., Kurbatova J.A. 2019b. Three-year variability of energy and carbon dioxide fluxes at clear-cut forest site in the European southern taiga. *Geography, Environment, Sustainability*, 12(2): 197-212. DOI: 10.24057/2071-9388-2019-13
- Medvedeva M.V., Moshkina E.V., Genikova N.I., Karpechko A.Yu., Tyunen A.V., Mamay A.V., Dubrovina I.A., Sidorova V.A., Tolstoguzov O.V., Kulakova L.M. 2022. The study of soil biological activity in terms of change of land use of the non-chernozem zone of Russia. *Plodородie*, 3: 71-76 (in Russian). [Медведева М.В., Мошкина Е.В., Геникова Н.Б., Карпечко А.Ю., Туюнен А.В., Мамай А.В., Дубровина И.А., Сидорова В.А., Толстогузов О.В., Кулакова Л.М. 2022. Биологическая активность почвы в условиях изменения режима землепользования в Нечерноземной зоне России // Плодородие. №3. С. 71-76]. DOI: 10.25680/S19948603.2022.126.19
- Molchanov A.G., Kurbatova Y.A., Olchev A.V. 2017. Effect of clear-cutting on soil CO<sub>2</sub> emission. *Biology Bulletin of the Russian Academy of Sciences*, 44: 218-223. DOI: 10.1134/S1062359016060121
- Molchanov A.G., Tatarinov F.A. 2017. CO<sub>2</sub> emission from soil surface and tree stems in spruce and pine forests. In: *Proceedings of the All-Russian Scientific Conference dedicated to the 85th anniversary of the Central Forest State Nature Biosphere Reserve*, p. 374-80, Zapovedniy (in Russian). [Молчанов А.Г., Татарин Ф.А. 2017. Эмиссия CO<sub>2</sub> с поверхности почвы и стволов деревьев в еловых и сосновых лесах // Материалы Всероссийской научной конференции, посвящённой 85-летию Центрально-Лесного государственного природного биосферного заповедника. пос. Заповедный, Тверская обл. с 374-380.
- Molchanov A.G. 2020. Dependence of respiration of oak stems of different growth classes on the environmental conditions. *Lesovedenie*, 4: 367-376 (in Russian). [Молчанов А.Г. 2020. Зависимость дыхания стволов дуба разных классов роста от условий окружающей среды // Лесоведение. № 4. С. 367–376.] DOI: 10.31857/S0024114820040087
- Petrov V.V. 1985. *The life of forest and humans*. Moscow: Nauka. 132 p. (in Russian). [Петров В.В. 1985. Жизнь леса и человека. Москва: Наука. 132 с.]
- Phillips C.L., McFarlane K.J., Risk D., Desai A.R. 2013. Biological and physical influences on soil <sup>14</sup>CO<sub>2</sub> seasonal dynamics in a temperate hardwood forest. *Biogeosciences*, 10: 7999-8012. DOI: 10.5194/bg-10-7999-2013
- Priestley C.H.B., Taylor R.J. 1971. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameter. *Monthly Weather Review*, 100(2): 81-92.
- Pugachevskiy A.V. 1992. *Physical and geographical conditions and vegetation of the territory*. In: Spruce cenopopulations: structure, dynamics, regulation factors. (A.V. Pugachevskiy, eds.) Minsk: Science and Technology. p. 9-13 (in Russian). [Пугачевский А.В. 1992. Физико-географические условия и растительность территории // Еловые ценопопуляции: структура, динамика, факторы регуляции / Под ред. А.В. Пугачевского. Минск: Наука и техника. С. 9–13.]
- Pumpunen J., Westman C.J., Ilvesniemi H. 2004. Soil CO<sub>2</sub> efflux from a podzolic forest soil before and after forest clearcutting and site preparation. *Boreal Environment Research*, 9(3): 199-212.

- Qubaja R., Tatarinov F., Rotenberg E., Yakir D. 2020. Partitioning of canopy and soil CO<sub>2</sub> fluxes in a pine forest at the dry timberline. *Biogeosciences*, 17: 699-714. DOI: 10.5194/bg-2019-291
- Rayment M.B., Jarvis P.G. 1997. An improved open chamber in the field. *Journal of Geophysical Research*, 102: 28779-28784.
- Šantrůčková H., Kaštovská E., Kozlov D., Kurbatova J., Livečková M., Shibistova O., Tatarinov F., Lloyd J. 2010. Vertical and horizontal variation of carbon pools and fluxes in soil profile of wet southern taiga in European Russia. *Boreal Environment Research*, 15: 357-369.
- Shvidenko A.Z., Shchepachenko D.G., Nilsson S. 2008. *Tables and models of growth and change in productivity of stands formed by the main forest-forming species of Northern Eurasia: norms and reference materials*. 2nd ed. Moscow: Ministry of Natural Resources of the Russian Federation. p. 80-382 (in Russian). [Швиденко А.З., Щепаченко Д.Г., Нильссон С. 2008. Таблицы и модели хода роста и продуктивности насаждений основных лесобразующих пород Северной Евразии (нормативно-справочные материалы. М.: Министерство природных ресурсов Российской Федерации. 886 с.]
- Tatarinov F.A., Molchanov A.G., Olchev A.V. 2009. Estimation and minimization of errors in open-scheme measurements of soil respiration. *Izvestiya Samarskogo Nauchnogo Tsentra Rossiiskoi Akademii Nauk*, 11(1-7): 1592-1595 (in Russian). [Татаринов Ф.А., Молчанов А.Г., Ольчев А.В. 2009. Оценка и минимизация ошибок при измерении дыхания почвы по открытой схеме // Известия Самарского научного центра РАН. №11(1-7). С. 1592-1595].
- Vestin P., Mölder M., Kljun N., Cai Z., Hasan A., Holst J., Klemetsson L., Lindroth A. 2020. Impacts of clear-cutting of a boreal forest on carbon dioxide, methane and nitrous oxide fluxes. *Forests*, 11: 961. DOI: 10.3390/f11090961
- Williams C.A., Vanderhoof M.K., Khomik M., Ghimire B. 2014. Post-clearcut dynamics of carbon, water and energy exchanges in a midlatitude temperate, deciduous broadleaf forest environment. *Global Change Biology*, 20(3): 992-1007.

Поступила в редакцию: 24.06.2025  
 Переработанный вариант: 17.08.2025  
 Принято в печать: 01.09.2025  
 Опубликовано: 18.11.2025

# ON THE CAUSES OF CYCLICAL CLIMATE CHANGES

Anisichkin V.F.

Институт гидродинамики имени М. А. Лаврентьева Сибирского отделения РАН, Новосибирск

avf@hydro.nsc.ru

**Citation:** Anisichkin V.F. 2025. On the causes of cyclical climate changes. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 16(3): 112-119.

**DOI:** 10.18822/edgcc678513

## АННОТАЦИЯ

Циклические изменения климата в истории Земли объясняются циклическими поступлениями парниковых газов в атмосферу.

Основной источник тепла в недрах Земли – спонтанный распад радиоактивных элементов, в том числе урана и тория. Увеличение потока тепла из недр к поверхности может вызываться вынужденным делением актиноидов – цепными ядерными реакциями. Слой актиноидов околоритической толщины мог образоваться в результате гравитационной дифференциации веществ по плотности вследствие оседания частиц тугоплавких высокоплотных соединений актиноидов из расплавленного слоя на твердое из-за высокого давления внутреннее ядро Земли.

Возникающие при цепных ядерных реакциях восходящие потоки массы и тепла во внешнем жидком ядре Земли прогревают вышележащие слои. С началом прогрева земной коры и дна океанов из-за разложения газогидратов в атмосферу поступает парниковый газ метан. С прогревом океанов в атмосферу поступает все больше растворенного в воде океанов углекислого газа и паров воды. За счет положительных обратных связей потепление климата запускается и ускоряется. С разуплотнением активного слоя в тепловых конвективных потоках, прекращением цепных ядерных реакций и снижением потока тепла из недр содержание метана в атмосфере падает, все больше углекислого газа растворяется в остывающей воде океанов, влажность атмосферы уменьшается, наступает похолодание климата.

Рассеянные в тепловых конвективных потоках частицы актиноидов начинают вновь оседать на твердое внутреннее ядро Земли. Моделирование климатических циклов, продолжительность которых определяется временем повторного оседания частиц актиноидов в форме диоксида урана, приводит в расчетах к продолжительности одного цикла около 130 тысяч лет. Такая цикличность согласуется с данными по глобальным изменениям климата за последние четыреста тысяч лет, полученными из ледяных кернов Антарктиды.

Примерно 1.5 миллиона лет назад Земля пережила радикальный климатический сдвиг. Планета уже входила в ледниковые периоды и выходила из них каждые 40 тыс. лет. Но потом ледниковые периоды стали контрастнее и длиннее, с увеличивающейся продолжительностью от 90 до 120 тыс. лет, и в целом планета стала холоднее, что не может объясняться циклами Миланковича, длительность которых должна быть относительно постоянна в таких временных масштабах. Миллионы лет назад легкоделящихся изотопов было больше. Возможно, потому, что в прошлом в недрах Земли в разных местах периодически работали два геореактора. Поэтому климатические циклы были приблизительно в два раза короче, менее выражены, и климат был теплее.

**Ключевые слова:** ядро Земли, геореактор, тепломассоперенос, парниковые газы, изменение климата.

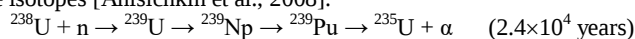
## ABSTRACT

Cyclical climate changes in the Earth's history are explained by cyclical inflows of greenhouse gases into the atmosphere.

The main source of heat in the Earth's interior is the spontaneous decay of radioactive elements. An increase in the flow of heat to the surface can be caused by the nuclear chain reactions, forced decay of radioactive elements, including uranium and thorium.

A layer of actinides near a critical thickness can be formed as a result of the deposition of high-melting high-density particles of uranium and thorium oxides from the molten outer core to the solid inner core of the Earth [Mitrofanov et al., 1999]. The upward currents of mass and heat arising during nuclear chain reactions in the Earth's outer liquid core warm up the overlying layers. With the warming of the Earth's crust and the bottom of the oceans, due to the decomposition of gas hydrates, the greenhouse gas methane enters the atmosphere. With heating of the oceans due to positive feedbacks, more and more water vapor and carbon dioxide dissolved in the ocean's water enter the atmosphere. Climate warming is initiating and accelerating.

With the dispersion of the active layer in the thermal convective flows, the stopping of nuclear reactions and a decrease in the heat flow from the interiors occurs, the methane content in the atmosphere decreases. More and more carbon dioxide is dissolved in the cooling water of the oceans. A cold snap is coming. Actinide particles begin to settle on the Earth's inner core again, with parallel reproduction of easily fissionable isotopes [Anisichkin et al., 2008]:



The duration of climatic cycles is determined by the time of sedimentation of actinide particles. Simulation of the process of the whole sedimentation with critical size of uranium dioxide particles and viscosity of the outer core from  $10^2$  Pa s to  $10^9$  Pa s leads to a cycle duration of about 130 thousand years, which consistent with the data on climate change over the past 400 000 years obtained from ice cores in Antarctica [Gordienko et al., 1983; Petit et al., 1999; Vimeux et al., 2002].

To start nuclear chain reactions, it is enough to form a layer of actinides of critical thickness, without the sedimentation of all fissile material on the Earth's solid inner core. But the gradual "burnout" of actinides requires more and more complete sedimentation

of actinide particles. Therefore, the duration of cycles should increase over time. Indeed, over the past 400 thousand years, the duration of climatic cycles has increased from approximately 90 to 120 thousand years [Petit et al., 1999; Vimeux et al., 2002].

Approximately 1.5 million years ago, the Earth experienced a radical climate shift. The planet has already entered ice ages and emerged from them every 40 thousand years [Yuzhen et al., 2019; Voosen, 2024; An et al., 2024; Cutts, 2024]. But then the ice ages became more contrasting and longer, with an increasing duration of 90 thousand years to 120 thousand years, and the planet as a whole became colder, which cannot be explained by the changes in the level of insolation – the amount of heat coming from the Sun, Milankovitch cycles, the duration and intensity of which should be relatively constant on the such time scales. Supported nuclear hypothesis explains these rapid climate changes too. Millions of years ago, there were more easily fissile isotopes. It is possible that in the past, two georeactors periodically worked in the Earth's interiors in different places. Therefore, the climatic cycles were approximately twice as short, less pronounced, and the climate was warmer.

**Keywords:** georeactor, heat and mass transfer, greenhouse gases, climate change.

## ВВЕДЕНИЕ

Факторы, влияющие на климат Земли, можно условно разделить на внешние и внутренние. Считается, что основной внешний фактор циклических изменений климата – изменение количества тепла, поступающего от Солнца, из-за изменений солнечной активности и из-за изменений орбиты и параметров вращения Земли (циклы Миланковича) [Milankovitch, 1941; Bolshakov et al., 2015; Barker et al., 2022]. В работе [Fu et al., 2024] рассматривается возможное влияние импактных событий – падений астероидов – на климат Земли. Внутреннюю изменчивость связывают с содержанием в атмосфере Земли парниковых газов: метана ( $\text{CH}_4$ ), диоксида углерода ( $\text{CO}_2$ ) и водяного пара [Van Nes et al., 2015].

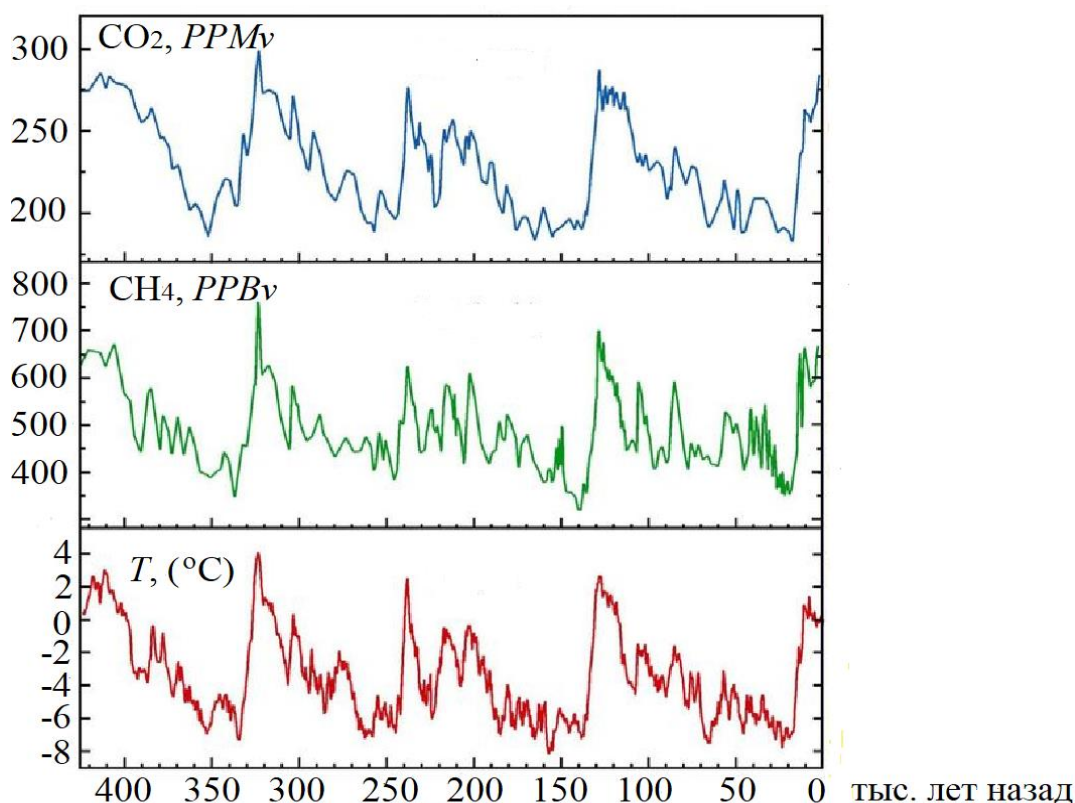
Поток тепла из недр Земли к поверхности, определяемый охлаждением ядра Земли и естественным распадом радиоактивных элементов урана, тория и калия, относительно стационарный и поэтому не может быть причиной многократных циклических изменений климата Земли.

Однако даже учет всех известных климатообразующих факторов, но в разных моделях, приводит к существенно разным объяснениям и прогнозам по изменению климата Земли [Hausfather et al., 2022]. К еще большей неточности прогнозов может привести неучёт других процессов, влияющих на климат. Поэтому в работе рассматривается возможное влияние на климат неучитываемого ранее, как следует из обзора [Shaviv et al., 2022], переменного потока радиоактивного тепла из недр Земли.

Ледяной слой в Антарктиде накапливался в течение миллионов лет и местами достигает толщины в несколько километров. Ледяные керны из скважин с разных глубин в пузырьках и растворенными содержат газы, составлявшие атмосферу Земли во время образования очередного слоя льда. Анализ химического и изотопного состава газообразных включений в лед позволил установить связь содержания парниковых газов в атмосфере Земли и температуры до сотен тысяч лет назад [Гордиенко и др., 1983; Petit et al., 1999; Vimeux et al., 2002].

На Рис. приведены взятые из работ [Petit et al., 1999; Vimeux et al., 2002] зависимости циклических изменений температуры в Антарктиде и содержания метана и диоксида углерода в атмосфере в течение последних 400 тыс. лет. Более поздние исследования [Yuzhen et al., 2019] подтвердили соответствие изменений климата и содержания диоксида углерода и метана до 800 тыс. лет назад с увеличивающимся периодом приблизительно от 80 до 120 тыс. лет.

Данные для ледяных кернов возрастом до 2.8 млн лет менее надежны, но установлено, что ранее, 1.5 млн лет назад, продолжительность климатических циклов была существенно меньше, около 40 тыс. лет, менее упорядочена, а климат теплее [Vimeux et al., 2002; Yuzhen et al., 2019; Voosen, 2024; An et al., 2024; Cutts, 2024]. Но так резко частота и характер изменений климата не могут объясняться наиболее популярной теорией – циклами Миланковича, длительность и интенсивность которых должны быть относительно постоянны в таких временных масштабах.



**Рис.** Циклические изменения объемной концентрации парниковых газов в атмосфере и циклические изменения температуры в Антарктиде [Petit et al., 1999; Vimeux et al., 2002]. CO<sub>2</sub> (PPMv – частей на миллион), CH<sub>4</sub> (PPBv – частей на миллиард).

**Fig.** Cyclic changes in the volume concentration of greenhouse gases in the atmosphere and cyclic changes of the temperature in Antarctica [Petit et al., 1999; Vimeux et al., 2002]. CO<sub>2</sub> (PPMv – parts per million), CH<sub>4</sub> (PPBv – parts per billion).

Поэтому цель работы – предложить более адекватную, по сравнению с упомянутыми выше и в ссылках, причину циклических изменений климата, обусловленную циклическими поступлениями радиоактивного тепла из недр Земли, циклической работой «геореактора».

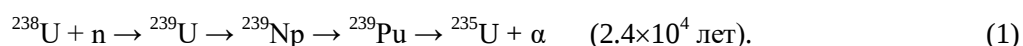
## ГЕОРЕАКТОР. ПРИНЦИП РАБОТЫ И МЕХАНИЗМ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА КЛИМАТ

В [Mitrofanov et al., 1999] экспериментально показано, что диоксид урана (UO<sub>2</sub>) при высоких давлениях и температурах не растворяется в расплаве железа и в виде частиц оседает на дно ячейки высокого давления. Следовательно, при гравитационной дифференциации вещества Земли высокоплотные соединения урана и тория, например в виде оксидов, могли оседать из расплавленного слоя на твердое внутреннее ядро Земли. В [Carlson et al., 2009; Luo et al., 2024; Bellini et al., 2013] также приводятся обоснования того, что актиноиды, в отличие от ранее существовавшего мнения, могут в значительных количествах находиться не только в земной коре, но и глубоко в недрах Земли. При этом за сотни миллионов, миллиарды лет после образования жидкого ядра Земли частицы актиноидов могли вырасти до максимально допустимых размеров, ограниченных критической массой. (В рассматриваемой среде более крупные частицы должны расти за счет мелких, так как у крупных частиц меньше удельная поверхность.)

Миллиарды лет назад доля легкоделящихся изотопов урана и тория была достаточной для протекания цепных ядерных реакций. Следы работы природных ядерных реакторов (геореакторов) обнаружены в рудных телах в Окло [Petrov, 1977]. Причем работа таких реакторов возобновлялась неоднократно в импульсном режиме.

В [Anisichkin et al., 2005, 2008; Ershov, Anisichkin, 2003] моделированием получено, что во внешнем жидком железоникелевом ядре Земли при определенных условиях работа геореактора возможна в циклическом импульсном режиме и до настоящего времени, например в нейтронно-

делительной волне [Ershov, Anisichkin, 2003], с последующим циклическим воспроизводством делящихся изотопов [Anisichkin et al., 2005, 2008]:



С образованием активного слоя толщиной около критической и началом цепных ядерных реакций возникают начинающиеся от низа внешнего ядра Земли восходящие потоки массы и тепла, которые через некоторое время, прогревая вышележащую каменную мантию, начинают прогревать кору Земли.

Сравнимое с другими углеводородами количество метана в составе гидратов находится под дном океанов [Kvenvolden et al., 2013], метангидраты обнаружены и на континентах в зонах вечной мерзлоты [Duchkov et al., 2018]. С повышением температуры земной коры происходит высвобождение метана из газогидратов и его поступление в атмосферу. Атмосфера Земли содержит относительно немного парникового газа  $\text{CO}_2$ , большая часть которого растворена в воде океанов [Petit et al., 1999]. С повышением температуры океанов растворимость  $\text{CO}_2$  в воде уменьшается, все больше поступает в атмосферу  $\text{CO}_2$  и водяного пара. Между содержанием парниковых газов в атмосфере и потеплением климата существует положительная обратная связь, что запускает и ускоряет потепление.

В возникших восходящих конвективных потоках первоначально осевшие до образования критического слоя частицы актиноидов перемешиваются с основным веществом ядра Земли, и цепная реакция останавливается. Из-за такого импульсного режима работы геореактора волна тепла из недр ослабевает. Время жизни метана в атмосфере – порядка десяти лет (он окисляется до углекислого газа в атмосфере Земли). Поэтому со снижением выделения из газогидратов концентрация метана в атмосфере быстро падает, начинают работать обратные связи. Температура атмосферы и океанов понижается. Все больше  $\text{CO}_2$  растворяется в воде океанов. Поэтому после роста температуры, в исторических масштабах практически без паузы, начиналось похолодание, как на Рис. (В настоящее время очередное похолодание сдерживается, возможно, из-за промышленных выбросов парниковых газов.)

В ослабевающих конвективных потоках в жидком ядре Земли частицы актиноидов начинают вновь оседать с параллельным воспроизводством изотопа  $^{235}\text{U}$  по схеме (1), как в реакторах-размножителях. При этом содержание  $^{235}\text{U}$  практически не уменьшается, а содержание  $^{239}\text{Pu}$  может увеличиваться, как показали расчеты [Anisichkin et al., 2005, 2008]. Так происходит подготовка к следующему климатическому циклу.

## ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ КЛИМАТИЧЕСКИХ ЦИКЛОВ

Продолжительность климатических циклов можно оценить на основе имеющихся в литературе данных о характеристиках расщепляющихся материалов и характеристиках железоникелевого внешнего жидкого ядра Земли.

Скорость оседания шарообразного тела в жидкости по закону Стокса:

$$v_{oc} = d^2(\rho - \rho_0)g/(18\eta_0), \quad (2)$$

где  $v_{oc}$  – скорость оседания частицы, м/с;  $d$  – диаметр частицы, м;  $\rho$  – плотность частицы, кг/м<sup>3</sup>;  $\rho_0$  – плотность жидкой фазы, кг/м<sup>3</sup>;  $g$  – ускорение свободного падения, м/с<sup>2</sup>;  $\eta_0$  – динамическая вязкость жидкой фазы, Па·с. (Скорость оседания частиц по формуле (2) при принятых характеристиках вещества ядра и частиц актиноидов существенно выше скоростей возможных турбулентных течений во внешнем жидком ядре Земли [Livermore et al., 2017], и поэтому течения несущественно влияют на время оседания частиц.)

Кристаллизуясь, соединения актиноидов не могут образовать тела больше критического размера. Критическая масса шарообразного  $^{235}\text{UO}_2$  (94%  $^{235}\text{U}$ ) 110 кг при плотности 11 000 кг/м<sup>3</sup> [Bekman, 2010]. С оседанием и повышением давления в недрах Земли плотность частиц растет. Критическая масса  $M_c$  из-за сжатия и уменьшения поверхности утечки нейтронов деления уменьшается по закону  $M_c \propto \rho^{-2}$  [Bekman, 2010].

Сжимаемость диоксида урана изучена ударно-волновыми методами до давления около 160 ГПа [Marsh, 1980], где для образца с начальной плотностью 10.3 г/см<sup>3</sup> приведена зависимость  $D$  – скорости ударной волны в образце от массовой скорости  $U$  за фронтом. Для более высоких давлений

и начальной плотности  $11 \text{ г/см}^3$  ударную адиабату  $\text{UO}_2$  можно рассчитать по обобщенной ударной адиабате [Anisichkin, 1979]:

$$D = U + 3.4(\rho_1/\mu_{\text{eff}})^{1/3}U^{1/2} + 9.1(\rho_1/\mu_{\text{eff}})^{2/3}, \quad (3)$$

где  $D$  и  $U$  в км/с;  $\rho_1$  – плотность перед фронтом ударной волны в  $\text{г/см}^3$ ;  $\mu_{\text{eff}}$  – «эффективная» молекулярная масса в г., равная средней массе атомов, входящих в молекулу. При этом давление за фронтом ударной волны  $p = \rho_1 D U$ , плотность  $\rho = \rho_1 D / (D - U)$ . Тогда, если аппроксимировать геотерму диоксида урана, основываясь на ударной адиабате (3), то плотность частиц  $\text{UO}_2$  при оседании от верха до низа внешнего жидкого ядра Земли растёт от  $15\,400 \text{ кг/м}^3$  до  $17\,900 \text{ кг/м}^3$ .

В результате, учитывая уменьшение поверхности утечки нейтронов деления, получаем, что критический диаметр частиц  $^{235}\text{UO}_2$  при оседании должен уменьшаться от  $0.19 \text{ м}$  до  $0.16 \text{ м}$ .

Критическая масса  $^{239}\text{PuO}_2$  меньше, чем  $^{235}\text{UO}_2$ , меньше критический размер [Bekman, 2010] и меньше относительное содержание диоксида плутония в ядре Земли в настоящее время, согласно расчетам [Anisichkin et al., 2005, 2008]. Поэтому процесс оседания частиц  $^{239}\text{PuO}_2$  несущественно влияет на продолжительность основных климатических циклов.

Примем плотность внешнего жидкого железоникелевого ядра Земли и ускорение свободного падения в ядре согласно модели PREM [Dziewonski et al., 1981], по которой плотность меняется с глубиной от  $9\,900 \text{ кг/м}^3$  до  $12\,200 \text{ кг/м}^3$ , ускорение свободного падения – от  $10.6 \text{ м/с}^2$  до  $4.4 \text{ м/с}^2$ .

Вязкость жидкого железа при высоких давлениях в условиях ядра Земли в литературе оценивается в широких пределах. Так, в обзоре [Brazhkin et al., 2000] вязкость расплава железа обсуждается от  $10^2$ – $10^4 \text{ Па с}$  для верха ядра и до  $10^7$ – $10^{11} \text{ Па с}$  для низа внешнего ядра, и предполагается, что вязкость растёт экспоненциально с ростом давления. При этом отмечается, что наиболее достоверные оценки, основанные на измерении затухания сейсмических волн, дают величину вязкости от  $10^4 \text{ Па с}$  для верха ядра и до  $10^8 \text{ Па с}$  для низа внешнего ядра. В обзоре [Mineev et al., 2004] проведен анализ экспериментальных и расчетных работ по вязкости жидкого железа. В результате считается более вероятной вязкость порядка нескольких  $\text{Па с}$  во всем объеме внешнего ядра. В [Desgranges et al., 2007] методами молекулярной динамики получены величины порядка  $10^{-2} \text{ Па с}$  от верха и до низа внешнего ядра с небольшим ростом с давлением.

Наиболее достоверными и согласованными с результатами других авторов представляются данные, приведенные в работе [Smylie et al., 2009] и в работе [Xian et al., 2019]. В [Smylie et al., 2009] вязкость получена от нескольких  $\text{Па с}$  для верха земного ядра и до  $10^{11} \text{ Па с}$  у границы с твердым внутренним ядром. В работе [Xian et al., 2019] методами молекулярной динамики вязкость низа внешнего ядра получена около  $10^9 \text{ Па с}$ .

С учетом приведенных данных и других оценок, представленных в цитированных выше работах, примем в расчетах вязкость вещества внешнего ядра Земли в диапазоне от  $10^2 \text{ Па с}$  до  $10^9 \text{ Па с}$ , при экспоненциальном росте с давлением.

Подставляя в (2) принятые изменения значения величин, в зависимости от глубины оседания, численно интегрируя от верха до низа внешнего ядра Земли, с переменным шагом по глубине оседания, получаем время полного оседания частиц  $\text{UO}_2$  около  $130 \text{ тыс. лет}$ . (Этот результат означает, что климатические циклы могли быть короче, но не могут быть продолжительнее  $130 \text{ тыс. лет}$ .)

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из-за железа – отражателя нейтронов и нейтронов от соседних частиц критический размер частиц в расчетах должен быть меньше принятого, и время полного оседания актиноидов больше. С примесью  $^{238}\text{U}$  критический размер частиц  $\text{UO}_2$  больше, чем в случае чистого  $^{235}\text{U}$ , что приводит в расчетах к сокращению климатических циклов. Действуя противоположно, эти факторы в сумме несущественно влияют на результаты.

Расчеты показали, что начальное значение вязкости вещества ядра Земли от  $10^2$  до  $10^2 \text{ Па с}$  несущественно влияет на результат. Величина вязкости на последней стадии оседания актиноидов, которая остается недостаточно определенной, влияет более существенно, чем другие параметры, на скорость, время оседания частиц и продолжительность климатических циклов. Так, на порядок более высокая вязкость вещества ядра дает в расчетах на порядок более продолжительные климатические циклы.

Для начала цепных ядерных реакций достаточно образования слоя актиноидов критической толщины, без оседания всего делящегося материала на твердое внутреннее ядро Земли. Постепенное

«выгорание», уменьшение абсолютного содержания актиноидов в ядре Земли требует все более полного и, следовательно, более продолжительного оседания частиц актиноидов. Поэтому продолжительность климатических циклов со временем должна увеличиваться. Действительно, согласно данным [Vimeux et al., 2002; Yuzhen et al., 2019; Voosen, 2024; An et al., 2024; Cutts, 2024] и из Рис. видно, что продолжительность климатических циклов за последние сотни тысяч лет увеличилась приблизительно с 90 до 120 тыс. лет.

Миллионы лет назад легкоделящихся изотопов было больше. Возможно, что в прошлом в недрах Земли в разных местах над поверхностью твердого внутреннего ядра, обмениваясь актиноидами благодаря конвективным потокам, периодически работало два геореактора. Поэтому климатические циклы были приблизительно в два раза короче, менее выражены, и климат был теплее [Yuzhen et al., 2019; Voosen, 2024; An et al., 2024; Cutts, 2024].

Рассматривалось глобальное оседание актиноидов. Из-за неоднородности течений в жидком ядре Земли могут образовываться и локальные скопления актиноидов. Выделяемое актиноидами тепло плавит нижележащее твердое ядро, образуя углубление, в которое с поверхности твердого ядра начинают «стекают» более плотные частицы актиноидов. При достижении таким скоплением актиноидов критической толщины в нем начинаются цепные ядерные реакции, вызывая менее масштабные, чем глобальные, изменения магнитного поля и климата. Но характер изменений климата за последние сотни тысяч лет говорит о существенно большей активности одного глобального геореактора.

Цепными ядерными реакциями и воспроизводством делящихся изотопов по схеме (1) с выделением  $\alpha$  – частиц, ядер атомов гелия, более адекватно может объясняться относительно высокое содержание гелия в благородных газах, поступающих из недр Земли, в отличие от гипотезы, приведенной, например, в работе [Vočadlo et al., 2022].

Регистрируемыми предвестниками грядущих изменений условий на поверхности Земли может быть увеличение потока электронных антинейтрино от реагирующих актиноидов и изменение магнитного поля Земли. Естественно, возникает вопрос: через какое время процессы в ядре Земли могут сказаться на климате, чтобы заблаговременно к этому подготовиться?

Время передачи тепла из ядра Земли к поверхности определяется как конвективным, так и кондуктивным теплопереносом. Если принять максимальную скорость потоков во внешнем жидком ядре Земли порядка нескольких десятков километров в год [Livermore et al., 2017], то для переноса тепла от низа до верха внешнего ядра может потребоваться время не менее  $10^3$  лет. Через каменную оболочку Земли наиболее быстро тепло может переноситься мантийными плюмами. В работе [Kirdyashkin et al., 2013] с учетом ранее проведенных исследований принимается время подъема плюма от низа мантии до поверхности порядка  $10^6$  лет.

Приближенно оценить время кондуктивной передачи тепла через каменную мантию Земли можно по закону Фурье для стационарной теплопроводности:

$$t = Qh/\lambda\Delta T, \quad (4)$$

где  $t$  – продолжительность процесса теплопроводности;  $Q$  – необходимое для начала потепления количество теплоты;  $h$  – толщина каменной оболочки Земли;  $\lambda$  – коэффициент теплопроводности для каменной мантии;  $\Delta T$  – прирост температуры низа мантии вследствие работы геореактора. Если принять условия теплопередачи возможно наиболее оптимальными, например,  $\Delta T$  равным тысяче градусов и необходимым нагрев воды океанов, для запуска потепления, на один градус, то потребуется время передачи тепла через мантию Земли порядка  $10^6$  лет. Но следует отметить, что время задержки потепления может существенно зависеть от степени глобальности, интенсивности, продолжительности цепных реакций, температуры восходящих тепловых потоков в ядре Земли, величины необходимого для запуска потепления нагрева воды океанов и земной коры. Поэтому значение  $t$  по формуле (4) может меняться на 1-2 порядка. Такой временной лаг не позволяет достоверно сопоставить инверсии магнитного поля Земли и глобальные изменения климата в далеком прошлом. Кроме того, изменения интенсивности магнитного поля Земли необязательно должны быть инверсиями, которые регистрируются по остаточной намагниченности пород.

Если исходить из цикличности процессов, приведенных на рисунке, то в настоящее время климат на Земле близок к максимально теплему. Далее возможно глобальное похолодание. Поэтому если не восполнять предстоящую естественную циклическую убыль парниковых газов в атмосфере, то на Земле наступит очередной ледниковый период. К этому следует отметить, что если полученная

в расчетах максимально возможная продолжительность климатического цикла завышена и составляет не 130 тыс. лет, а, например, около 120 тыс. лет, то очередного потепления после ледникового периода может и не случиться.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе [Rusov et al., 2007] мощность возможно действовавшего геореактора в ядре Земли предполагается порядка  $10^{13}$  Вт. В [Kirdyashkin et al., 2013] минимальная мощность источника, при которой выносящий из ядра Земли тепло плюм еще выходит на поверхность, порядка  $10^{10}$  Вт. Согласно работе [Bellini et al., 2013] по мониторингу геонейтрино, в настоящее время мощность геореактора не превышает 4.5 ТВт. Следовательно, в настоящее время геореактор находится в относительно спокойном, длительном режиме накопления и концентрации легкоделящихся изотопов.

Глобально и в длительной временной перспективе температура на поверхности планеты зависит от количества тепла, поступающего от Солнца. Но процессы на поверхности и в недрах планеты могут существенно влиять на степень «усвоения» солнечной энергии. Так, облачность, размер полярных ледяных «шапок» планеты, вулканическая пыль в атмосфере влияют на отражательную способность атмосферы. Влияют на климат и индустриальные выбросы.

Поэтому предложенную гипотезу следует рассматривать во взаимосвязи с другими известными и возможными климатическими факторами [Shaviv et al., 2022]. Но причину и продолжительность современных климатических циклов гипотеза «геореакторов» объясняет более адекватно.

## ЛИТЕРАТУРА

- An Z., Zhou W., Zhang Z., Zhang X., Liu Z., Sun Y., Clemens S.C., Wu L., Zhao J., Shi Z., Ma X., Yan H., Li G., Cai Y., Yu J., Sun Y., Li S., Zhang Y., Stepanek C., Lohmann G., Dong G., Cheng H., Liu Y., Jin Z., Li T., Hao Y., Lei J., Cai W.I. 2024. Mid-Pleistocene climate transition triggered by Antarctic Ice Sheet growth. *Science* 385: 560-565.
- Anisichkin V.F. 1979. Generalized Shock Adiabats and Zero Isotherms of Elements. *Combustion, Explosion, and Shock Waves* 15(2): 245-250.
- Anisichkin V.F., Bezborodov A.A., Suslov I.R. 2005. Nuclear fission chain reactions of nuclides in the Earth's core over billions of years. *Atomic Energy* 98(5): 352-360.
- Anisichkin V.F., Bezborodov A.A., Suslov I.R. 2008. Georeactor in the Earth. *Transport Theory and Statistical Physics* 37(5): 624-633.
- Barker S., Starr A., Van der Lubbe J., Doughty A., Knorr G., Conn S., Lordsmith S., Owen L., Nederbragt A., Hemming S., Hall I., Levay L. 2022. IODP Exp. 361 Shipboard Scientific Party. Persistent influence of precession on northern ice sheet variability since the early Pleistocene. *Science* 376(6596): 961-967.
- Bekman I.N. 2010. *Nuclear physics. Course of lectures Tutorial*. Lomonosov Moscow State University. Moscow (in Russian). [Бекман И.Н. / Ядерная физика. Курс лекций. Учебное пособие. Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова. Москва. 2010.]
- Bellini G., Benziger J., Bick D., Bonfini G., Bravo D., Avanzini M.B., Caccianiga B., Cadonati L., Calaprice F., Cavalcante P., Chavarria A., Chepurinov A., D'Angelo D., Davini S., Derbin A., Empl A., Etenko A., Fiorentini G., Fomenko K., Franco D., Galbiati C., Gazzana S., Ghiano C., Giammarchi M., Goeger-Neff M., Goretti A., Grandi L., Hagner C., Hungerford E., Ianni Aldo, Ianni Andrea, Kobychew V.V., Korablev D., Korga G., Koshio Y., Kryn D., Laubenstein M., Lewke T., Litvinovich E., Loer B., Lombardi P., Lombardi F., Ludhova L., Lukyanchenko G., Machulin I., Manecki S., Maneschg W., Mantovani F., Manuzio G., Meindl Q., Meroni E., Miramonti L., Misiaszek M., Mosteiro P., Muratova V., Oberauer L., Obolensky M., Ortica F., Otis K., Pallavicini M., Papp L., Perasso L., Perasso S., Pocar A., Ranucci G., Razeto A., Re A., Ricci B., Romani A., Rossi N., Sabelnikov A., Saldanha R., Salvo C., Schönert S., Simgen H., Skorokhvatov M., Smirnov O., Sotnikov A., Sukhotin S., Suvorov Y., Tartaglia R., Testera G., Vignaud D., Vogelaar R.B., von Feilitzsch F., Winter J., Wojcik M., Wright A., Wurm M., Xu J., Zaimidoroga O., Zavatarelli S., Zuzel G. 2013. Measurement of geo-neutrinos from 1353 days of Borexino. *Physics Letters B* 722: 295-300.
- Bolshakov V.A., Fedin V.A. 2015. Orbital factors of impact on the Earth's cryosphere (on the example of Antarctic core analysis). *Cryosphere of the Earth* 19(2): 87-97 (in Russian). [Большаков В.А., Федин В.А. Орбитальные факторы воздействия на криосферу Земли (на примере анализа антарктических кернов) // Криосфера земли. 2015 19(2): 87-97]
- Brazhkin V.V., Lyapin A.G. 2000. Universal viscosity growth in metallic melts at megabar pressures: the vitreous state of the Earth's inner core. *Physics-Uspekhi* 43(5): 493-509.
- Carlson R.W., Boyet M. 2009. Short-lived radionuclides as monitors of early crust-mantle differentiation on the terrestrial planets. *Earth and Planetary Science Letters* 279: 147-156.
- Cutts E. 2024. Oldest ice offers view of Earth before the ice ages. *Science* 384(6694): 368-369.
- Desgranges C., Delhommelle J. 2007. Viscosity of liquid iron under high pressure and high temperature: Equilibrium and nonequilibrium molecular dynamics simulation studies. *Physical Review B* 76: 172102-1-172102-4.
- Duchkov A.D., Sokolova L.S., Zheleznyak M.N., Ayunov D.E. 2018. On the issue of prospecting for methane hydrate deposits in the areas of cryolithozone distribution. *Geophysical technologies* (in Russian). [Дучков А.Д. и др. К вопросу о поисках месторождений гидратов метана в областях распространения криолитозоны // Геофизические технологии. 2018. № 2. С. 27-40].

- Dziewonski A.M., Anderson D.L. 1981. Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 25(4): 297-356.
- Ershov A.P., Anisichkin V.F. 2003. Natural Neutron-Fission Wave. *Combustion, Explosion, and Shock Waves* 39(2): 226-231.
- Fu M., Abbot D.S., Koeberl C., Fedorov A. 2024. Impact-induced initiation of Snowball Earth: A model study. *Science Advances* 10(6): 8 DOI: 10.1126/sciadv.adk5489.
- Gordienko F.G., Kotlyakov V.M., Korotkevich E.S., Barkov N.I., Nikolaev S.D. 1983. New results of oxygen isotope studies of ice core from a borehole at Vostok station to a depth of 1412 m. *Materials of glaciological studies* 46: 168-171 (in Russian). [Гордиенко Ф.Г., Котляков В.М., Короткевич Е.С., Барков Н.И., Николаев С.Д. 1983. Новые результаты изотопно-кислородных исследований ледяного керна из скважины со станции Восток до глубины 1412 м. Материалы гляциологических исследований. № 46. С. 168-171].
- Hausfather Z., Marvel K., Schmidt G.A., Nielsen-Gammon J.W., Zelinka M. 2022. Climate simulations: recognize the 'hot model' problem. *Nature* 605: 26-29.
- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. 2013. Interaction of a thermochemical plume with free convection mantle flows and its influence on mantle melting and recrystallization. *Russian Geology and Geophysics* 54(5): 707-721 (in Russian). [Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г. Взаимодействие термохимического плюма с мантийными свободно-конвективными течениями и его влияние на плавление и перекристаллизацию мантии. Геология и геофизика. 2013. 54(5): 707-721]
- Kvenvolden K.A., Lorenson T. 2013. The Global Occurrence of Natural Gas Hydrate. *Geophysical Monograph Series*. In book: *Natural Gas Hydrates*. DOI: 10.1029/GM124p0003.
- Livermore P.W., Hollerbach R., Finlay C. 2017. An accelerating high-latitude jet in Earth's core. *Nature Geoscience* 10: 62-68.
- Luo H., O'Rourke J.G., Deng J. 2024. Radiogenic heating sustains long-lived volcanism and magnetic dynamos in super-Earths. *Science Advances* 10: eado7603.
- Marsh S.P. (Editor). 1980. *ASL Shock Hugoniot Data*. University of California Press.
- Milankovitch M. 1941. Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy. Section of Mathematical and Natural Sciences*. Belgrade 33.
- Mineev V.N., Funtikov A.I. 2004. Viscosity measurements on metal melts at high pressure and viscosity calculations for the Earth's core. *Physics–Uspekhi* 47(7): 671-686.
- Mitrofanov V.V., Anisichkin V.F., Voronin D.V., Zhilin A.A., Fedorov A.V., Kryukov B.P., Turkin A.I. 1999. On the possibility of explosive nuclear energy release in the planets Interiors. In: *Proceedings of the International Conference V Zababakhin Scientific Talks*. Snezhinsk. Publishing House RFNC-VNIITF. P. 67-76 (in Russian). [Митрофанов В.В. и др. О возможности взрывного ядерного энерговыделения в недрах планет. Труды Международной конференции V Забабахинские научные чтения. Снежинск. Издательство РФЯЦ-ВНИИТФ. 1999. С. 67-76.]
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. 1999. Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* 399: 429-436.
- Petrov Yu. V. 1977. Natural nuclear reactor at Oklo. *Uspehi Fizicheskikh Nauk* 123(3): 473-486.
- Rusov V.D., Pavlovich V.N., Vaschenko V.N., Tarasov V.A., Zelentsova T.N., Bolshakov V.N., Litvinov D.A., Kosenko S.I., Byegunova O.A. 2007. Geoantineutrino spectrum and slow nuclear burning on the boundary of the liquid and solid phases of the Earth's core. *Journal of Geophysical Research* 112: b09203.
- Shaviv N.J., Svensmark H., Veizer J. 2022. The Phanerozoic climate. *Annals of the New York Academy of Sciences*. Vol. 1519. Is. 1. P. 7-19.
- Smylie D.E., Brazhkin V.V., Palmer A. 2009. Direct observations of the viscosity of Earth's outer core and extrapolation of measurements of the viscosity of liquid iron. *Physics–Uspekhi* 52(1): 79-92.
- Van Nes E., Scheffer M., Brovkin V., Lenton T., Ye H., Deyle E., Sugihara G. 2015. Causal feedbacks in climate change. *Nature Climate Change* 5: 445-448.
- Vimeux F., Cuffey K.M., Jouzel J. 2002. New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction. *Earth and Planetary Science Letters* 203: 829-843.
- Vočadlo L., Ballentine C., Brodholt J.P. 2022. Primitive noble gases sampled from ocean island basalts cannot be from the Earth's core. *Nature Communications* 13(1): 3770.
- Voosen V. 2024. Sharp shift in ice age rhythm pinned to carbon dioxide. *Science* 383(6685): 805-806.
- Xian J.-W., Sun T., Tsuchiya T. 2019. Viscoelasticity of liquid iron at conditions of the Earth's outer core. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 124: 11105-11115.
- Yuzhen Y., Bender M.L., Brook E.J., Clifford H.M., Kemeny P.C., Kurbatov A.V., Mackay S., Mayewski P.A., Ng J., Severinghaus J.P., Higgins J.A. 2019. Two-million-year-old snapshots of atmospheric gases from Antarctic ice. *Nature* 574: 663-666.

Поступила в редакцию: 13.04.2025

Переработанный вариант: 15.09.2025

Принято в печать: 30.09.2025

Опубликована: 18.11.2025<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Несмотря на то, что статья была подана в раздел «Дискуссии» (для которого рецензирование по умолчанию не предполагается), автор просил редакцию обеспечить ее рецензирование. В связи с этим данная статья проходила рецензирование в обычном порядке и после переработки была рекомендована к печати независимыми рецензентами. – Примечание редактора.

# A CRITICAL MULTIDISCIPLINARY VIEW ON THE SPECULATIVE HYPOTHESIS OF DEEP-EARTH GEOREACTOR AND ITS IMPACT ON THE GLOBAL CLIMATE

Ustinov N.B.

Институт физики атмосферы имени А.М. Обухова РАН, Москва

nikustinov@ifaran.ru

**Citation:** Ustinov N.B. 2025. A critical multidisciplinary view on the speculative hypothesis of deep-earth georeactor and its impact on the global climate. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*. 16(3): 120-133.

**DOI:** 10.18822/edgcc695943

## АННОТАЦИЯ

В научной литературе продолжают циркулировать различные гипотезы, идущие вразрез с общепринятыми представлениями о причинах изменения климата Земли. Попытки пересмотра господствующей климатической парадигмы до недавнего времени сводились к тому, что антропогенный фактор глобального потепления недооценивался либо вовсе отрицался, а роль природных климатических циклов, связанных с неравномерным поступлением тепла от Солнца, абсолютизировалась. Концепция глубинного импульсного геореактора, критически рассматриваемая в данной дискуссионной статье, претендует на еще более глубокую ревизию устоявшихся положений современной климатологии, связывая эти циклы не с повторяющимися изменениями параметров оси и орбиты Земли (циклами Миланковича), а с периодическим протеканием цепных ядерных реакций в недрах нашей планеты.

В статье доказывается, что специфика дифференциации вещества Земли в процессе планетогенеза не могла обеспечить сверхкритического концентрирования долгоживущих изотопов актиноидов (урана и тория) ни на границе твердого и жидкого земных ядер, ни в мантийной толще. Кроме того, для запуска геореактора необходим целый ряд дополнительных условий, которые в последний раз могли сложиться около 2.0 млрд лет назад в осадочном слое земной коры и никогда бы не сложились в глубинных слоях планеты. Если же такой геореактор и мог бы функционировать, то радиогенное тепло от его работы не передалось бы в кору без критических потерь за геологически приемлемый промежуток времени.

В статье также подвергается сомнению возможность массированного высвобождения парниковых газов из их природных резервуаров в атмосферу при гипотетическом увеличении геотермального потока из земных недр. На примере газогидратов метана показано, что их дестабилизация требует экстремального повышения температуры в зоне их залегания под океаническим дном, а донные осадки и вышележащая водная толща играют роль буфера, утилизируя высвобождаемый из газогидратов метан до его попадания в атмосферу.

Таким образом, концепция глубинного импульсного геореактора, якобы существующего и определяющего климат Земли, покоится на множестве допущений, противоречащих данным сразу нескольких научных дисциплин, начиная от геохимии и заканчивая климатологией.

**Ключевые слова:** ядро Земли, геореактор, глобальное потепление, парниковые газы, изменение климата.

## ABSTRACT

Scientific literature is overwhelmed by hypotheses claiming to disprove generally accepted ideas about the causes of climate change. Until recently, a vast majority of climate revisionists just forced themselves not to consider human activity as a driving force of global warming, while the role of natural climate cycles has been overemphasized.

The concept of naturally emerged georeactor operating in a pulse mode brings us to the next level of climate revisionism. Authors of this hypothesis dare to associate cyclic climate changes with the repetitive occurrence of nuclear fission reactions in the deep Earth's interior rather than with long-term variations in Earth's orbit and axial tilt, commonly referred to as the Milankovitch cycles [Milankovitch, 1941]. A proposed operating cycle of hypothetical deep-Earth georeactor includes: 1) exsolution of actinide (uranium (U) and thorium (Th)) particles from iron melt in the Earth's outer liquid core; 2) deposition of these particles onto the inner solid core; 3) initiation of nuclear fission as the actinide layer reaches a critical thickness; 4) termination of fission due to the dispersion of fissionable material within liquid core; 5) re-deposition of actinide particles onto the inner-outer core boundary and so on.

It was speculated that the alternation of glacial and interglacial periods in the Earth's geological history is synchronized with georeactor operating cycles. According to this hypothesis's proponents, radiogenic heat from nuclear fission is transferred through the silicate rock mantle and warms the Earth's crust, thereby triggering a

massive release of carbon-containing greenhouse gases (GHG) from their natural reservoirs and subsequent global temperature increase. Although other georeactor concepts have been proposed in the literature before [Herndon, 1993; Rusov et al., 2007; Anisichkin et al., 2008; Ludhova et al., 2015; Meijer & van Westrenen, 2008], none of them suggested a pulsed mode of operation or considered the possible influence of radiogenic heat production on the Earth's climate.

As demonstrated in this discussion paper, the feasibility of nuclear fission reactions in the deep Earth's interior should be rejected for geochemical reasons, and the core georeactor hypothesis described above is the easiest to disprove. Being refractory lithophile elements, U and Th should have been partitioned into the primitive mantle rather than into the core during metal-silicate segregation in the magma ocean (MO) stage of Earth's evolution [McDonough & Sun, 1995]. They are considered to form oxides at the mantle conditions, whereas their residual amounts appeared as pure metals within the core. Partitioning experiments in the laser-heated diamond anvil cell performed at high pressure-temperature conditions relevant to primordial MO have shown that no more than 2.5-3.5 ppb U could be dissolved in iron melt during liquid core formation [Chidester et al., 2017; Blanchard et al., 2017]. Such trace amounts of U tended to be further segregated into solid inner core as it crystallized.

Once exsolved from the liquid portion of the core, U has been irreversibly incorporated into the solid one as pure grains and/or point defects in crystalline Fe. This scenario, confirmed by density functional theory calculations, rules out any chance for U particles to form a layer of critical thickness on the inner-outer core boundary [Botana et al., 2025]. Although such experimental and theoretical evidences are lacking for thorium, Th and U concentrations in the newly formed liquid core should have been of the same order due to the comparable values of metal-silicate partition coefficients [Faure et al., 2020]. Since both these elements are characterized by very low solubility in molten iron, Th was expected to exsolve from the remaining liquid core portion in the same manner as U. Thus, almost negligible content of actinides within the Earth's core, along with their irreversible incorporation into its solid portion, leaves no room for the concept of core georeactor operating in a pulse mode, but what about the bulk of them segregated into the molten silicate phase during MO differentiation?

The current U and Th content in bulk silicate Earth (mantle plus crust, BSE) was estimated to be ~20 and ~80 ppb, respectively. Extrapolation of these values back to 4.5 Ga (the age of core-mantle differentiation) would result in ~54 ppb U and ~99 ppb Th in initial BSE (primitive mantle before crust formation). Such decrease in the concentration of these elements is due to their radioactive decay with time. Low relative abundances of actinides in initial BSE, constrained by the composition of chondritic meteorites regarded as the main building blocks of the Earth, did not allow for U and Th oxides to crystallize from silicate melt as pure phases. Instead of such crystallization, these oxides were prone to be incorporated into the lattice of mantle silicate minerals such as CaSiO<sub>3</sub> perovskite (Ca-perovskite) [Gautron et al., 2006; Gréaux et al., 2009]. Apart from other conditions required for the initiation and sustained operation of hypothetical mantle georeactor, there should exist concentration factors of several orders of magnitude to reach criticality without the formation of distinct mineral phases by actinide compounds.

First of all, U and Th oxides are thought to reside in the lowermost part of the mantle (so-called D" layer) which comprises 5 wt% (percentage by weight) of initial BSE and is almost unaffected by convective processes [Tolstikhin et al., 2006]. Assuming that D" layer stores one-fifth of the total BSE inventory of actinides, we easily concluded that this geochemical reservoir must be enriched with U and Th by a factor of four. Then, these elements have been found to be incorporated much more readily (by a factor of 104-105) into the crystal lattice of Ca-perovskite than of the other lowermost mantle minerals (ferropericlase and post-perovskite) [Walter et al., 2004; Corgne et al., 2005]. Since Ca-perovskite phase constitutes only ~5 wt% of D" layer, a further 20-fold enrichment in actinides was to be achieved.

The resulting concentration factor of ~80 corresponds to ~4.3 ppm U and ~7.9 ppm Th upon the formation of Ca-perovskite reservoir within D" layer. These values are still several orders of magnitude less than those required for georeactor initiation. If we take into account the presence of plutonium (Pu) and its role as a source of fast neutrons, criticality conditions for nuclear fission to occur could be met at much smaller local concentrations of U and Th, but an additional concentration factor of ~20 is necessary to enable sustained operation of georeactor [Meijer & van Westrenen, 2008]. No such factors have been identified at the lowermost mantle conditions if we leave aside unproven speculations.

Thus, the geochemical fate of actinides provides no room for deep-Earth georeactor to emerge neither in the core nor within the mantle. The only geochemical reservoir where naturally occurring nuclear fission reaction could be initiated is the upper layer of the Earth's crust composed of sedimentary rocks. The differentiation of mantle-derived melts within magma chambers followed by hydrothermal transport of U from enriched residual melts to the upper crust resulted in the formation of U ore deposits.

Spontaneous nuclear fission is permitted to occur only in high-grade ores with U content more than 10 wt%. In addition to this requirement, a number of additional conditions should be met to reach criticality in the rich zone of ore. As for the sandstone-type ore deposits, this zone must be quite thick (> 0.5 m) and chopped up by tectonic faults in order to provide the entry of water acting as a neutron moderator [Naudet, 1991]. All these conditions were satisfied in Oklo deposits (Gabon, South Africa) where the only known natural nuclear reactor on Earth operated ~2.0 Ga ago for ~100 Ma. Since then, there was no chance for such reactors to initiate and operate as the <sup>235</sup>U/<sup>238</sup>U ratio became too low to support criticality [Gauthier-Lafaye & Weber, 2003].

Neither deep-Earth georeactors nor Oklo-like natural reactors, even if they existed, wouldn't be able to affect the Earth's heat balance. The power output of the latter (~100 kW) was estimated to be quite negligible compared to the total heat input from the Earth's interior (43-49 TW). According to theoretical estimates, the operation of hypothetical core georeactor would contribute up to 30 TW to geothermal heat flow (GHF) if the radiogenic heat was transferred by mantle convection to the Earth's surface over geologically relevant timescales.

Nevertheless, convective flow velocities correspond to plate tectonic ones and do not exceed 1-10 cm·year<sup>-1</sup>, although mantle plumes could ascend from the core-mantle boundary two or more orders of magnitude faster (100 cm·year<sup>-1</sup>) [Bercovici, 2010]. Anyway, these upwelling processes are so slow that excessive radiogenic heat (ERC) must be dispersed into the surrounding mantle rocks instead of being transferred to the Earth's crust. Even if ERC reached the Earth's surface without losses, ERC-induced GHF alterations wouldn't be synchronized with georeactor operating cycles due to the different timescales of heat production and heat transfer.

Moreover, warming of the Earth's crust by enhanced GHF wouldn't have been resulted in the release of GHG from their natural reservoirs into the atmosphere, i.e., carbon dioxide from the ocean water column and methane from deep sea gas hydrates (DSGH). As for the latter, it has been shown that DSGH destabilization requires an extreme warming of seafloor (e.g., from 1-2 to 14-15 °C at the depth of 1200 m!) [Ruppel & Kessler, 2017] that couldn't be provided by geothermal activity. Finally, one could only imagine the occurrence of such unrealistic event, but even in this case methane released from DSGH would be oxidized in bottom sediments and the overlying water column before it entered the atmosphere [Reeburgh, 2007].

Thus, the hypothesis of deep-Earth georeactor and its impact on the global climate is based on a multitude of poor assumptions that contradict a number of studies from several scientific disciplines, from geochemistry to climatology.

**Key words:** Earth's core, georeactor, global warming, climate change, greenhouse gases.

#### Используемые сокращения

ПГ – парниковые газы;  
МО – магматический океан;  
ppb – миллиардная доля (по массе);  
ppm – миллионная доля (по массе);  
ТФП – теория функционала плотности;  
ПЭТМ – палеоцен-эоценовый термический максимум.

#### ВВЕДЕНИЕ

Несмотря на выработанный в климатических науках консенсус, в литературе продолжают циркулировать различные гипотезы, идущие вразрез с общепринятыми представлениями о факторах и причинах долгосрочных изменений климата. Авторы таких гипотез в массе своей касаются проблемы глобального потепления, стремясь доказать, что деятельность человека не вносит сколько-нибудь существенного вклада в усиление парниковых свойств земной атмосферы [Björnberg et al., 2017]. Роль климатических макроциклов, связанных с неравномерным поступлением тепла от Солнца, при этом, как правило, не отрицается, а чаще, наоборот, абсолютизируется. Также нередки случаи, когда добросовестные исследователи, не имея ревизионистских амбиций и объективно анализируя реальные последствия глобального потепления (например, деградацию многолетнемерзлых пород), абстрагируются от его антропогенной составляющей [Shpolyanskaya et al., 2022] либо от его причин в целом [Konishchev, 2009].

Статья «О причинах циклических изменений климата» [Anisichkin, 2025], опубликованная в журнале «Динамика окружающей среды и глобальные изменения климата», претендует на более глубокую ревизию современной климатической парадигмы, чем все предпринимавшиеся ранее попытки такого рода. По мнению авторов статьи, циклические колебания глобальной температуры с периодом 90-130 тысяч лет, проявляющиеся в чередовании оледенений и межледниковий, объясняются не циклами Миланковича, связанными с повторяющимися изменениями параметров земной орбиты и оси Земли [Milankovitch, 1941], а с функционированием импульсного ядерного геореактора в недрах нашей планеты.

Предложенный цикл работы такого реактора включает в себя: 1) кристаллизацию оксидов актиноидов (урана и тория) из железоникелевого расплава во внешнем жидком ядре Земли; 2) их оседание из этого расплава на внутреннее твердое ядро; 3) инициирование цепной ядерной реакции при формировании осевшими частицами слоя критической толщины; 4) остановку

реакции за счет рассеивания частиц в железоникелевом расплаве; 5) повторное концентрирование этих частиц на границе твердого и жидкого ядер и т.д. Авторы статьи предполагают, что тепло, выделяемое при работе геореактора, доходит через мантию до земной коры и прогревает ее. Прогревание более тонкой океанической коры, согласно этому предположению, способствует массивному выделению углеродсодержащих парниковых газов (ПГ) из их естественных резервуаров (метана (CH<sub>4</sub>) из глубоководных газогидратных залежей и диоксида углерода (CO<sub>2</sub>) из толщи океана), что якобы и приводит к повышению глобальной температуры.

Существование геореакторов в недрах Земли уже неоднократно постулировалось в литературе. Разные авторы пытались обосновать возможность протекания ядерных реакций не только на границе твердого и жидкого ядер [Rusov et al., 2007; Anisichkin et al., 2008], но и в самом твердом ядре [Herndon, 1993; Herndon & Edgerley, 2005; Ludhova et al., 2015] или в нижнем слое мантии [Meijer & van Westrenen, 2008], не затронутом конвективными процессами [Tolstikhin et al., 2006] (таблица). Гипотетическое функционирование геореакторов в земном ядре ранее рассматривалось с точки зрения их предполагаемого влияния на магнитное поле нашей планеты [Herndon, 1993; Rusov et al., 2007] и даже связывалось с образованием Луны якобы в результате природного ядерного взрыва [Meijer et al., 2013], однако практически не обсуждалось в контексте долгосрочных изменений климата Земли.

**Таблица.** Основные характеристики гипотетических глубинных геореакторов, ранее предлагавшихся в литературе

**Table.** Main features of hypothetical deep-Earth georeactors previously postulated in the literature

| Начало работы,<br>млрд лет назад | Локализация                           | Тип<br>реактора                | Мощность,<br>ТВт | Ссылка                            |
|----------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------|------------------|-----------------------------------|
| ~4.5                             | Нижний слой<br>мантии                 | Реактор-<br>размножитель       | ~5.0             | [Meijer & van Westrenen,<br>2008] |
| ~3.0                             | Твердое<br>внутреннее<br>ядро         |                                | НД               | [Herndon, 1993]                   |
| ~4.5                             |                                       |                                | < 30.0           | [Herndon & Edgerley, 2005]        |
| НД                               |                                       |                                | ≤ 4.5            | [Ludhova et al., 2015]            |
| ~4.0                             | Граница<br>твердого и<br>жидкого ядер |                                | НД*              | [Anisichkin et al., 2008]         |
| ~4.0–4.5                         |                                       | Реактор на<br>бегущей<br>волне | ~30.0            | [Rusov et al., 2007]              |

\*Нет данных

Отдавая должное авторам обсуждаемой работы, мы предлагаем критический мультидисциплинарный взгляд на изложенную ими концепцию. В данной дискуссионной статье убедительно доказывается, что предположение о функционировании импульсного ядерного геореактора в ядре Земли зиждется на превратных представлениях о гравитационной дифференциации земного вещества в процессе планетогенеза. Попутно демонстрируется несостоятельность других моделей глубинных геореакторов, равно как и отсутствие условий для самопроизвольного запуска ядерных реакций даже в осадочном слое земной коры на протяжении последних 2 млрд лет.

Кроме того, подвергается сомнению возможность передачи избыточного радиогенного тепла через мантийную толщу за геологически приемлемый промежуток времени. Даже если бы глубинный геореактор мог существовать и функционировать в импульсном режиме, эта теплопередача потребовала бы десятков, если не сотен миллионов лет, что исключало бы синхронизацию куда менее продолжительных циклов его работы (90–130 тысяч лет) с периодами прогрева и охлаждения земной коры. Более того, в статье показывается, что такой прогрев вряд ли повлек бы за собой массивное высвобождение ПГ из их естественных резервуаров, в частности метана из газогидратов, залегающих под морским дном. Наконец, авторы обсуждаемой

работы не учитывают буферную роль донных отложений и водной толщи Мирового океана, способных окислять метан, выделившийся из газогидратов, до его попадания в атмосферу.

Ознакомившись с данной дискуссионной статьей, читатель сможет убедиться, что львиная доля критикуемых теоретических допущений, включая саму возможность формирования геореакторов под земной корой, противоречит данным целого ряда научных дисциплин, начиная с геохимии и заканчивая климатологией.

## ВОЗМОЖНОСТЬ СУЩЕСТВОВАНИЯ ПРИРОДНЫХ ЯДЕРНЫХ РЕАКТОРОВ

### Правомочность авторской концепции глубинного импульсного геореактора

Современная наука не отрицает того факта, что радиоактивный распад долгоживущих радиоактивных элементов, прежде всего актиноидов (урана и тория), вносит более или менее значительный вклад (13-37 ТВт) в суммарный поток тепла из недр Земли к ее поверхности (~43–49 ТВт) [Arevalo et al., 2009; Dye, 2012]. Однако возможность существования ядерного реактора в земных недрах вызывает огромные сомнения хотя бы по той причине, что оседание частиц актиноидов или их соединений на внутреннее ядро нашей планеты, постулируемое авторами критикуемой концепции и необходимое для достижения критической массы, совершенно не вписывается в современные представления о формировании Земли.

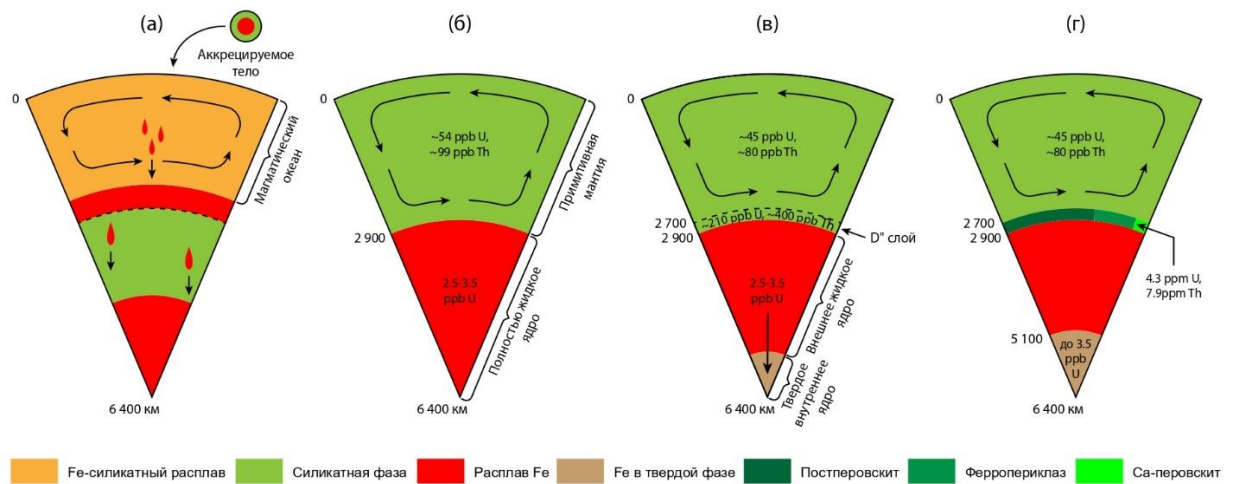
Согласно этим представлениям, гравитационная дифференциация вещества Первоземли происходила параллельно с аккрецией планетезималей и более крупных планетных зародышей, состоявших преимущественно из металлического железа и силикатных пород [Rubie & Jacobson, 2016; Yoshino et al., 2003]. Череду импактных событий сопровождало образование магматического океана (МО) [Tonks & Melosh, 1993], в котором жидкая металлическая фаза выделялась из расплава силикатов за счет разности плотностей, а также низкой вязкости этого расплава при высоких давлениях [Liebske et al., 2005] (**Рис. 1, а**). Что же касается других химических элементов, присутствовавших в расплаве, то они в различных соотношениях распределялись между металлическим ядром и силикатной мантией по мере оформления этих структур. В результате ядро обогащалось сидерофильными элементами в виде простых веществ, а в мантии оказались сконцентрированы элементы литофильной природы в форме оксидов [Wood et al., 2006].

Уран и торий принадлежат к числу тугоплавких литофильных элементов, тяготеющих к переходу из металлической в силикатную фазу расплава при установлении межфазного химического равновесия [McDonough & Sun, 1995]. Распределение урана между компонентами железосиликатного расплава изучалось в ячейках с алмазными наковальнями [Chidester et al., 2017; Blanchard et al., 2017], устройство которых позволяло воспроизводить экстремальные величины давлений (40–70 ГПа) и температур (3500–5000 К), соответствующие смоделированным условиям равновесия в толще МО [Bouhifd & Jephcoat, 2011]. Поведение тория при тех же условиях не оценивалось, однако близкие значения коэффициентов распределения железо-силикат ( $1.71 \cdot 10^{-3}$ – $1.64 \cdot 10^{-2}$  и  $1.89 \cdot 10^{-4}$ – $4.00 \cdot 10^{-3}$  для тория и урана соответственно), полученные в аналогичных экспериментах при более низких температурах и давлениях (8 ГПа и 2373 К соответственно), позволяют предположить, что оба этих элемента перешли в жидкое ядро Земли в сопоставимых концентрациях [Faure et al., 2020].

Результаты этих экспериментов согласовывались с гипотезой о преимущественном концентрировании актиноидов в примитивной мантии при гравитационной дифференциации МО. По оценкам авторов указанных работ, на момент оформления жидкого ядра (~4.5 млрд лет назад) в нем оказалось растворено не более 2.5-3.5 ppb металлического урана [Chidester et al., 2017; Blanchard et al., 2017], тогда как в силикатный расплав изначально могло перейти ~54 ppb урана в составе оксидов (прежде всего,  $\text{UO}_2$ ) [Chidester et al., 2017]. В современной силикатной Земле (мантия + земная кора) содержание урана уменьшилось до ~20 ppb в связи с его радиоактивным распадом [McDonough & Sun, 1995; Arevalo et al., 2009]. В свою очередь, содержание оксида тория ( $\text{ThO}_2$ ) в силикатной Земле, в пересчете на элементарный торий, оценивается в ~99 и ~80 ppb на заре ее существования и на текущий момент соответственно (**Рис. 1, б**).

Столь незначительная концентрация урана и тория не только в ядре, но и в примитивной мантии при выраженной литофильности этих элементов определялась их малыми запасами в аккрецирующем протопланетном веществе, предполагаемый состав которого совпадает с составом хондритовых метеоритов [Wasson & Kallemeyn, 1988], доступных непосредственному изучению и

тождественных основным строительным блокам Земли [Boyet et al., 2018]. Очевидно, что оксиды урана и тория, присутствуя в силикатном мантийном расплаве в следовых количествах, не могли выкристаллизоваться из этого расплава при его остывании. Неспособность оксидов урана к образованию самостоятельных минеральных фаз в мантийной толще подтверждают модельные эксперименты в ячейках с алмазными наковальнями [Gautron et al., 2006; Gréaux et al., 2009]. В частности, было показано, что при давлениях до 54 ГПа и температурах до 2400 К Са-перовскит ( $\text{CaSiO}_3$ ) – один из типичных мантийных минералов [Hirose et al., 2017] – может инкорпорировать в свою кристаллическую решетку до 4% урана по массе [Gautron et al., 2006; Gréaux et al., 2009], что согласуется с результатами расчетов по теории функционала плотности (ТФП) [Perry et al., 2017]. Аналогичным образом в структуру Са-перовскита способен включаться и торий в сопоставимых количествах [Perry et al., 2017].



**Рис. 1.** Схема концентрирования актиноидов (урана и тория) и их оксидов в глубинных геохимических резервуарах по мере дифференциации ядра и мантии Земли:

(а) дифференциация магматического океана (МО) на аккреционной стадии развития Земли (штриховая линия соответствует ликвидусу силикатного вещества); (б) окончание дифференциации МО на примитивную мантию и жидкое металлическое ядро; (в) кристаллизация следовых количеств урана и тория из жидкого ядра в формирующееся твердое ядро наряду с концентрированием их оксидов в пограничном мантийном D''-слое (штриховой линией обозначена его граница с вышележащей мантийной толщей), не затронутом конвективными процессами; (г) избирательное концентрирование оксидов урана и тория в Са-перовскитовой фазе в пределах D''-слоя. Закольцованные стрелки указывают на конвекцию железосиликатного расплава (а) и мантийного вещества (б, в, г). Содержание актиноидов в геохимических резервуарах соответствует их оценочным концентрациям на момент оформления жидкого ядра и примитивной мантии ~4.5 млрд лет назад (принятый возраст Земли). Предполагаемое содержание актиноидов в ядре приведено только для урана ввиду отсутствия надежных данных для тория.

**Fig. 1.** Scheme of actinide distribution between deep-Earth geochemical reservoirs during core-mantle differentiation:

(a) magma ocean (MO) differentiation during a later stage of the Earth's accretion (silicate liquidus is indicated with dashed line); (b) MO completely differentiated into the primitive mantle and the liquid metallic core; (c) exsolution of uranium and thorium from the liquid core into the solid one as the latter crystallizes, as well as concentration of their oxides in the lowermost mantle (D''-layer) unaffected by convective processes (separated from the overlying mantle rock with dashed line); (d) concentration of uranium and thorium oxides in the Ca-perovskite phase within D''-layer. Looped arrows indicate convective circulation of MO (a) and the mantle (b, c, d). Estimated actinide concentrations in deep-Earth geochemical reservoirs correspond to those at the moment of core-mantle differentiation (~4.5 Ga, accepted age of the Earth). Thorium concentrations in the core are omitted due to the lack of reliable data.

Таким образом, весь мантийный уран, как и торий, должен был быть включен в кристаллическую решетку Са-перовскита или других перовскитоподобных минералов, вместо

того чтобы осесть в виде оксидов на твердое внутреннее ядро Земли, даже если оно начало оформляться в ходе аккреции планетных зародышей и дифференциации МО [Arkani-Hamed, 2016], а не гораздо позже, как предполагается большинством предложенных моделей [Buffett, 2013; Gubbins et al., 1979]. Что же касается следовых количеств урана, перешедших в расплав железа при дифференциации МО, то они, как показывают расчеты по ТФП, могли необратимо перераспределяться во внутреннее ядро Земли по мере его отвердевания, образуя точечные дефекты в кристаллической решетке железа или микровключения чистого металла [Botana et al., 2025]. Тем самым исключается обратимое концентрирование урана на границе жидкого и твердого ядер [Herndon, 1993], необходимое для запуска импульсного геореактора, равно как и накопление критической массы урана в центре твердого ядра [Rusov et al., 2007] (Рис. 1, в, г).

Сторонники критикуемой концепции по тем или иным причинам не соотнесли свои выкладки с вышеизложенными геохимическими соображениями. Пытаясь обосновать возможность кристаллизации оксидов урана и тория из железосиликатного расплава с их последующим оседанием на твердое ядро, авторы статьи сослались на [Mitrofanov et al., 1999]. Однако в этой экспериментальной работе изучалось не распределение  $UO_2$  между металлической и силикатной фазами расплава, а его осаждение из чистого расплава железа, что абсолютно нерелевантно условиям дифференциации МО. Кроме того, измеренная растворимость  $UO_2$  в жидком железе ( $0.32 \text{ мг} \cdot \text{г}^{-1}$ ), которую авторы статьи сочли достаточно низкой, в  $\sim 10^4$ - $10^5$  раз превышает его предполагаемую концентрацию в толще МО, определяемую составом аккрецирующего протопланетного вещества [Rubie et al., 2015; Clesi et al., 2016]. Таким образом, данные, приведенные в [Mitrofanov et al., 1999], на самом деле служат дополнительным аргументом против той гипотезы, для подтверждения которой их пытались использовать.

#### **Возможность формирования глубинных геореакторов без образования актиноидами самостоятельных минеральных фаз**

Чтобы исключить возможность формирования глубинных геореакторов иного типа, ранее обсуждавшуюся в литературе другими авторами [Meijer & van Westrenen, 2008], нужно рассмотреть вопрос о том, могли ли значительные количества актиноидов концентрироваться в кристаллической решетке других минералов, образовавших отдельные фазы при остывании примитивной мантии. Наилучшие условия для глубинного концентрирования актиноидов могли сложиться в нижней мантии на ее границе с ядром. Этот так называемый слой D", объем которого составляет лишь 5% от изначального объема всей примитивной мантии, не был затронут конвекцией мантийного вещества, в силу чего там могло остаться около 20% всех запасов урана и тория, перешедших в силикатный расплав при дифференциации магматического океана [Tolstikhin et al., 2006]. Такое соотношение соответствует 4-кратному концентрированию этих элементов в этом слое относительно примитивной мантии (Рис. 1, в).

Далее эксперименты при высоких давлениях и температурах показали, что три ключевых минерала (Са-перовскит, постперовскит (плотнейшая форма Mg-перовскита) и ферропериклаз), слагающие нижнюю мантию, отличаются по своему сродству к актиноидам. Са-перовскит, на долю которого приходится лишь 5% объема слоя D" [Hirose et al., 2017], способен включать в кристаллическую решетку в  $\sim 10^4$ - $10^5$  раз больше урана и тория, чем два других упомянутых минерала [Walter et al., 2004; Corgne et al., 2005]. В результате стоило ожидать последующего 20-кратного концентрирования этих элементов в Са-перовскитовой минеральной фазе при дифференциации нижней мантии.

Результатирующему 80-кратному обогащению Са-перовскита ураном и торием относительно примитивной мантии должны были соответствовать повышенные концентрации этих элементов в слое D" (4.3 и 7.9 ppm соответственно), сопоставимые с их содержанием в современной земной коре [Lambert & Heier, 1968] (Рис. 1, г). Однако эти количества в любом случае крайне далеки от критических: модельные расчеты показывают, что концентрация урана в твердой фазе, минимально необходимая для инициирования мантийного геореактора на заре существования Земли, составляет  $\sim 1\%$  по массе [Ravnik & Jeraj, 2005]. Если учесть присутствие в Са-перовскитовой фазе малого количества (23 ppb) плутония-244 ( $^{244}\text{Pu}$ ), концентрирующегося в ней вместе с ураном и торием и выступающего как источник быстрых нейтронов, можно ожидать запуска цепной ядерной реакции и при гораздо меньших, но всё же не настолько малых концентрациях этих двух элементов. Расчеты показывают, что для ее инициации уран и торий

должны были быть дополнительно сконцентрированы в Са-перовскитовой фазе ещё примерно в 20 раз. Некоторые исследователи допускают, что современная геохимия учитывает не все существующие факторы концентрирования актиноидов в слое D" [Meijer & van Westrenen, 2008] или даже в пределах вышележащей мантийной толщи, куда, как показывает простой расчет, могло перейти ~45 ppb урана и ~80 ppb тория (Рис. 1, в, г), однако такие рассуждения на сегодняшний день не выходят за пределы чистой спекуляции.

Таким образом, в глубинных слоях Земли актиноиды не могут ни кристаллизоваться в виде самостоятельных минеральных фаз, ни концентрироваться в критических количествах в составе других фаз, чем почти наверняка исключается возможность протекания цепных ядерных реакций под земной корой.

### **Пространственно-временные условия возможного появления природных ядерных реакторов в истории Земли**

Как авторы критикуемой концепции, так и сторонники родственных гипотез ссылаются на так называемый феномен Окло, допуская возможность существования глубинных геореакторов по аналогии с уникальным скоплением реально существовавших природных ядерных реакторов в урановых месторождениях [Petrov, 1977]. Без обсуждения условий, сопутствовавших функционированию последних, такая аналогия затушевывает тот факт, что для самопроизвольного запуска цепной ядерной реакции в природе необходимо исключительное стечение множества обстоятельств.

Теоретически такие реакторы могли время от времени возникать в районах поверхностного скопления радиоактивных руд, где происходит разгрузка гидротермальных флюидов [Hazen et al., 2009], выносящих уран и торий из магматических камер, внутри которых эти элементы концентрировались в поздних дифференциатах (остаточных расплавах) по мере затвердевания интрузивов [Dosseto & Turner, 2010]. Возможность протекания природных цепных реакций с участием минералов урана была предсказана еще в 1950-х гг. [Kuroda, 1956], а в 1970-х следы таких реакций были обнаружены в урановых рудах месторождения Окло в Габоне [Petrov, 1977].

Уникальность феномена Окло лишь подтверждает, что даже в концентрированных урановых рудах запуск цепной реакции возможен лишь при одновременном соблюдении нескольких условий, редко выполняемых даже порознь. Так, в наиболее распространенных месторождениях песчаникового типа она может начаться только при крайне высоком (>10% по массе) содержании урана, притом что очень богатыми считаются руды с массовой долей этого элемента >1%, а критическая толщина урансодержащего активного слоя должна составлять не менее 50 см. Кроме того, этот слой должен быть хорошо проницаем для воды, играющей роль замедлителя нейтронов, что соответствует пористости  $\geq 15\%$ , которая достигается только при нарушениях сплошности вмещающей породы, связанных с тектонической активностью [Naudet, 1991].

Наконец, сама возможность возникновения природного ядерного реактора в осадочном слое земной коры была приурочена к достаточно узкому временному окну, в которое как раз укладывается феномен Окло (~2.0 млрд лет назад): в более ранние геологические эпохи недостаток атмосферного кислорода не позволял формироваться рудным телам с высоким содержанием урана, а вскоре после того как состав атмосферы изменился и такие руды начали накапливаться в земной коре, изотопное соотношение природного урана ( $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ ) упало ниже критической отметки, необходимой для запуска цепной реакции [Gauthier-Lafaye & Weber, 2003].

Таким образом, если в ранней геологической истории Земли где-либо и функционировали другие природные ядерные реакторы, кроме тех, которые удалось обнаружить в Окло, то на сегодняшний день эта возможность, и без того крайне маловероятная, практически исключена. Что же касается предположения о существовании глубинных геореакторов под земной корой, ранее уже отвергнутого по геохимическим соображениям, то его стоит признать беспочвенным еще и потому, что за 4.5 млрд лет, прошедших с момента дифференциации МО, изначальный пул актиноидов в земном веществе заметно истощился [Arevalo et al., 2009].

## ВОЗМОЖНОСТЬ ПЕРЕДАЧИ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА ОТ РАБОТЫ ГЕОРЕАКТОРА К ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Хотя ошибочность теоретических построений, на который базируется предположение о существовании глубинных геореакторов, была только что доказана, в рамках мысленного эксперимента можно вообразить, что в земных недрах прошла ядерная реакция, тепло от которой должно передаться через мантию к поверхности Земли и тем самым повысить температуру коры.

Известно, что твердое вещество мантии, находясь под высоким давлением и будучи разогретым до высоких температур, ведет себя как жидкость, подверженная вязкой деформации. Разница температур на границах мантия – ядро и мантия – кора приводит к установлению конвекции Рэлея – Бенара, захватывающей подавляющую часть мантийной толщи, за исключением пограничных слоев [Bercovici, 2010], в том числе ранее упомянутого слоя D".

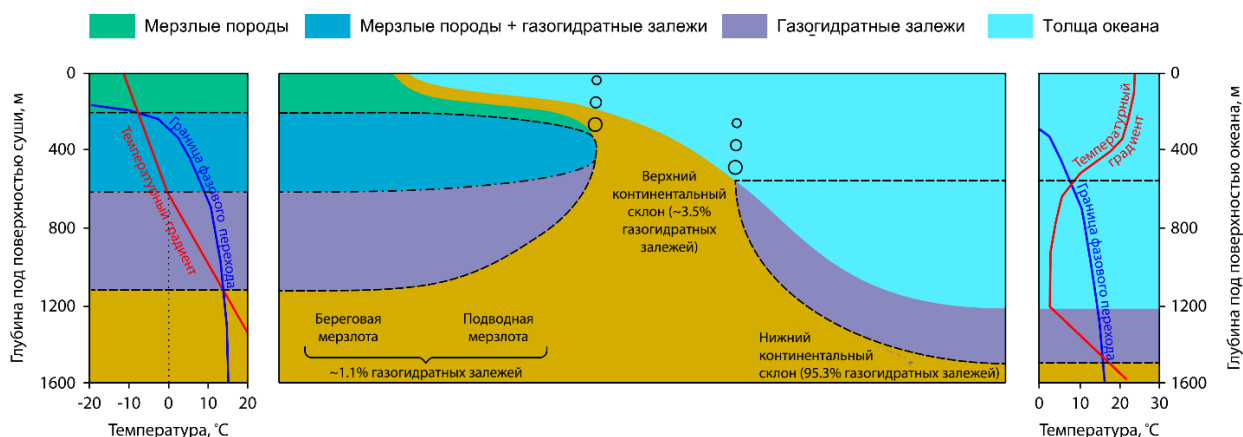
Закон Фурье для кондуктивного теплопереноса, которым ошибочно пользуются авторы обсуждаемой статьи для оценки времени, за которое избыточное радиогенное тепло могло бы передаться из ядра в кору, применим только к пограничным слоям, но не ко всей мантийной толще. Если же исходить из скоростей восходящих конвективных течений в мантии, примерно соответствующих скоростям движения литосферных плит ( $1-10 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ ) [Bercovici, 2010], то это время окажется сопоставимо со временем жизни Земли и на несколько порядков превысит период температурных флуктуаций, приписываемых работе геореактора (90-130 тыс. лет). Независимый от конвекции подъем термохимических плюмов осуществляется гораздо быстрее ( $>100 \text{ см} \cdot \text{год}^{-1}$ ) [Kirdyashkin et al., 2016; Bercovici, 2010] и сокращает время теплопередачи через мантию до миллионов лет, однако за столь длительный срок эти флуктуации в любом случае рассеялись бы в окружающем мантийном веществе, что исключает синхронизацию циклов работы геореактора с периодами прогрева и охлаждения земной коры.

## ВОЗМОЖНОСТЬ ВЫДЕЛЕНИЯ ПАРНИКОВЫХ ГАЗОВ (ПГ) ИЗ ИХ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕЗЕРВУАРОВ ПРИ ГИПОТЕТИЧЕСКОМ ПРОГРЕВАНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ (НА ПРИМЕРЕ ДИССОЦИИИ ГАЗОГИДРАТОВ)

Как уже отмечалось, авторы критикуемой статьи полагают, что постулируемый ими приток избыточного радиогенного тепла из недр Земли к ее поверхности может стимулировать усиленное поступление ПГ в атмосферу, которое, как утверждается, становится триггером потепления при переходе от очередного оледенения к новому межледниковью. К основным резервуарам ПГ, чувствительным к прогреванию земной коры, причисляется океаническая толща, запасы диоксида углерода в которой в десятки раз превышают его содержание в атмосфере [Falkowski et al., 2000], а также залежи газогидратов метана под морским дном и в зонах распространения многолетнемерзлых пород.

Опровержение такого предположения требует рассмотрения воображаемой ситуации, при которой геореактор мог бы функционировать в глубинных слоях Земли, а генерируемое им тепло вносило бы существенный вклад в прогревание земной коры. До каких температур она должна была бы прогреться, чтобы ПГ начали активно высвобождаться из своих естественных резервуаров в атмосферу? Проще всего ответить на этот вопрос применительно к высвобождению метана из газогидратов, чему и будут посвящены дальнейшие рассуждения.

Хотя суммарные запасы газогидратного метана, по наиболее современным оценкам, эквивалентны сотням или даже тысячам Пг ( $\text{Пг} = 10^{15} \text{ г}$ ) чистого углерода [Hunter et al., 2013; Milkov, 2004; Piñero et al., 2013; Wallmann et al., 2012], что сопоставимо с валовым содержанием углерода в современной атмосфере (885 Пг С в виде диоксида углерода) [Friedlingstein et al., 2022], львиная доля газогидратов (~95%) залегает под морским дном в нижних частях континентальных склонов на глубинах  $>1000 \text{ м}$  [Ruppel & Kessler, 2017] и лишь ~1% ассоциировано с мерзлотой (Рис. 2). Дестабилизация глубинных газогидратных залежей требует резкого изменения термобарических условий в придонном слое, возможного лишь при экстремальных нарушениях климатического баланса Земли. Так, например, при глубине водной толщи около 1200 м зона стабильности газогидратов в морских донных отложениях составляет 250-300 м; для полной дестабилизации газогидратов в пределах всей этой зоны температура дна должна была бы повыситься с современных 1-2 до ~14 °C [Ruppel & Kessler, 2017] (Рис. 2).



**Рис. 2.** Термобарические условия существования газогидратов метана в зонах распространения многолетнемерзлых пород (слева) и в океанических донных отложениях (справа). Зоны потенциального залегания газогидратов обведены штриховыми линиями; штрихпунктирной линией обозначена нижняя граница мерзлых пород. Схема адаптирована из [Ruppel & Kessler, 2017]; процентный вклад различных геологических резервуаров в общие запасы газогидратов приведен с опорой на тот же литературный источник. Подледниковые газогидратные залежи, погребенные под Антарктическим ледяным щитом, опущены для наглядности.

**Fig. 2.** Temperature-depth conditions for methane hydrate stability in permafrost areas (on the left) and in the marine sediments (on the right). Zones of potential methane hydrate occurrence are depicted by dotted lines; dash-dotted line refers to the lower boundary of the permafrost layer. The scheme is based on [Ruppel & Kessler, 2017], as well as the contribution of different geological reservoirs to a total methane hydrate inventory. Subglacial methane hydrates buried below Antarctic ice sheet were omitted from this scheme for reasons of clarity.

Справедливости ради, подобное, хотя и не столь резкое изменение температурного режима Мирового океана, случалось в геологической истории Земли как минимум однажды. Речь идет о так называемом палеоцен-эоценовом термическом максимуме (ПЭТМ) около 57.33 млн лет назад [Kennett & Stott, 1991], которому соответствовало повышение температуры глубинных океанических вод с ~10 до ~14-15 °C, на что указывают ее оценки, полученные исходя из соотношения стабильных изотопов кислорода ( $^{16}\text{O}/^{18}\text{O}$ ) [Corfield & Cartlidge, 1992], а также магния и кальция (Mg/Ca) [Lear et al., 2000] в составе ископаемых раковин фораминифер.

Изотопный анализ и модельные расчеты показывают, что столь значительное прогревание океанической толщи могло привести к высвобождению ~2700 Пг  $\text{CH}_4$  [Dickens, 1995; Dickens et al., 1997] из газогидратов, залегающих на участках дна глубиной до 1900-2400 м [Bice & Marotzke, 2002]. Однако лишь весьма незначительная доля от этого количества метана могла бы в конце концов достичь атмосферы, избежав накопления в стратиграфических ловушках [Davies & Clarke, 2010], анаэробного окисления в сульфат-метановой переходной зоне донных отложений и аэробного окисления в водной толще [Reeburgh, 2007].

На сегодняшний день в донных отложениях и водной толще суммарно утилизируется >95% метана, образующегося при фоновой диссоциации газогидратов (400 Тг  $\text{CH}_4$  год $^{-1}$ ) [Reeburgh, 2007; Ruppel & Kessler, 2017]. Можно допустить, что при их диссоциации в гораздо большем масштабе перечисленные утилизирующие механизмы могли не справляться с огромными количествами высвободившегося метана, однако более вероятен компенсаторный сценарий, при котором перераспределились бы вклады этих механизмов в утилизацию метана, но общая эффективность утилизации осталась бы сопоставимой. Так, через сульфатно-метановую переходную зону донных отложений, в которой окисляется 80-90% метана при фоновой диссоциации газогидратов [Reeburgh, 2007], могло просочиться больше газа в неокисленном виде. Однако простой расчет показывает, что даже при просачивании всего высвободившегося газогидратного метана (до 2700 Пг  $\text{CH}_4$ ) через донные отложения объема океанической водной толщи (~1 340 млн км $^3$ ) хватило бы для его полного растворения с последующим аэробным окислением. Правда, в результате окисления водная толща насытилась бы диоксидом углерода, какая-то часть которого высвобождалась бы в атмосферу и, вероятно, повлияла бы на климат, однако это влияние было бы несопоставимо с последствиями высвобождения аналогичных количеств газогидратного метана

хотя бы по той причине, что метан в десятки раз более эффективно удерживает тепло в атмосфере по сравнению с диоксидом углерода [Myhre et al., 2013].

Среди климатологов до сих пор нет консенсуса, сопровождался ли ПЭТМ высвобождением метана из газогидратов. Если их диссоциация всё-таки имела место, то ее причиной, вероятно, являлся выброс углерода из некоего надводного источника (например, при извержениях вулканов) [Gutjahr et al., 2017; Kender et al., 2021] с последующим распространением возникшего отклика вглубь океанической толщи через изменение термохалинной циркуляции, но никак не прогревание земной коры снизу, причем сразу на несколько градусов, чего не смогло бы обеспечить даже функционирование глубинного геореактора, если бы он мог существовать.

Таким образом, глубоководная локализация газогидратных залежей придает им исключительную устойчивость к разложению. Их масштабная диссоциация если когда-нибудь и происходила, то лишь при исключительно редких катастрофических изменениях климата, таких как ПЭТМ, причем триггером таких изменений не могло быть усиление геотермальной активности. Даже если бы геореактор существовал, тепло от его работы не смогло бы в должной мере прогреть земную кору из-за слишком медленной теплопередачи через мантию, а других причин для такого усиления нельзя постулировать даже теоретически, поскольку поток тепла из земных недр с течением времени, наоборот, лишь ослабевает по мере их остывания и истощения первоначального пула радиогенных элементов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, предположение о существовании импульсного геореактора в земном ядре, как и ряд смежных гипотез, покоится на превратных представлениях о дифференциации, строении и функционировании оболочек Земли. Мы показали, что такие представления противоречат данным сразу нескольких научных дисциплин, начиная от геохимии и заканчивая климатологией.

Во-первых, природные ядерные реакторы могли функционировать только в далеком геологическом прошлом Земли (>2.0 млрд лет назад) и не в глубинных слоях нашей планеты, где отсутствуют условия для критического концентрирования актиноидов, а исключительно в осадочном слое земной коры.

Во-вторых, низкая скорость передачи избыточного радиогенного тепла через мантию Земли не позволила бы синхронизировать циклы работы импульсного геореактора с периодами прогревания и охлаждения земной коры.

В-третьих, избыточное радиогенное тепло, будь оно передано в земную кору без потерь, не смогло бы прогреть ее настолько, чтобы вызвать массированное высвобождение ПГ из естественных резервуаров, в частности метана из глубоководных газогидратов.

В-четвертых, высвободившийся из газогидратов метан окислился бы в донных отложениях и океанической водной толще раньше, чем достиг бы атмосферы, и потому не смог бы внести существенного вклада в потепление климата при переходе от очередного оледенения к новому межледниковью.

## ЛИТЕРАТУРА

- Anisichkin V.F. 2025. On the causes of cyclical climate changes. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 16(3): 113-120. DOI: 10.18822/edgcc678513
- Anisichkin V.F., Bezborodov A.A., Suslov I.R. 2008. Georeactor in the Earth. *Transport Theory and Statistical Physics*, 37: 624-633 (in Russian).
- Arevalo R., McDonough W.F., Luong M. 2009. The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 278: 361-369.
- Arkani-Hamed J. 2016. Formation of a Solid Inner Core During the Accretion of the Earth. *JGR Solid Earth*, 122: 3248-3285.
- Bercovici D. Mantle convection. 2010. *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics*, (H. Gupta. ed.), p. 1059-1079, Springer Cham.
- Bice K.L., Marotzke J. 2002. Could changing ocean circulation have destabilized methane hydrate at the Paleocene/Eocene boundary? *Paleoceanography*, 17(2): 8.1-8.12.
- Björnberg K.E., Karlsson M., Gilek M., Hansson, S.O. 2017. Climate and environmental science denial: A review of the scientific literature published in 1990–2015. *Journal of Cleaner Production*, 167: 229-241.
- Blanchard I., Siebert J., Borensztajn S., Badro J. 2017. The solubility of heat-producing elements in Earth's core. *Geochemical Perspectives Letters*, 5(5): 1-5.

- Botana J., Urbach B.S., Moffett-Smith C.M., Gilbert Q.K., McGarvey E.W. 2025. Uranium at the conditions of the Earth's inner core: Fe-U forms and implications. *Physica B: Condensed Matter*, 707: 417181.
- Bouhifd M.A., Jephcoat A.P. 2011. Convergence of Ni and Co metal-silicate partition coefficients in the deep magma-ocean and coupled silicon-oxygen solubility in iron melts at high pressures. *Earth and Planetary Science Letters*, 307: 341-348.
- Boyet M., Bouvier A., Frossard P., Hammouda T., Garçon M., Gannoun A. 2018. Enstatite chondrites EL3 as building blocks for the Earth: The debate over the <sup>146</sup>Sm-<sup>142</sup>Nd systematics. *Earth and Planetary Science Letters*, 488: 68-78.
- Buffett B. 2013. Earth's enigmatic inner core. *Physics Today*, 66(11): 37-41.
- Chidester B.A., Rahman Z., Richter K., Campbell A.J. 2017. Metal-silicate partitioning of U: Implications for the heat budget of the core and evidence for reduced U in the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 199: 1-12.
- Clesi V., Bouhifd M.A., Bolfan-Casanova N., Manthilake G., Fabbriozio A., Andraut D. 2016. Effect of H<sub>2</sub>O on metal-silicate partitioning of Ni, Co, V, Cr, Mn and Fe: Implications for the oxidation state of the Earth and Mars. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 192: 97-121.
- Corfield R.M., Cartledge J.E. 1992. Oceanographic and climatic implications of the Palaeocene carbon isotope maximum. *Terra Nova*, 4(4): 443-455.
- Corgne A., Liebske C., Wood B.J., Rubie D.C., Frost D.J. 2005. Silicate perovskite-melt partitioning of trace elements and geochemical signature of a deep perovskitic reservoir. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 69: 485-496.
- Davies R.J., Clarke A.L. 2010. Methane recycling between hydrate and critically pressured stratigraphic traps, offshore Mauritania. *Geology*, 38(11): 963-966.
- Dickens G. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene // *Paleoceanography*. 1995. V. 10. № 6, P. 965-971.
- Dickens G.R., Castillo M.M., Walker J.C. G. 1997. A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. *Geology*, 25(3): 259-262.
- Dosseto A., Turner S. P. 2010. Magma cooling and differentiation - uranium-series isotopes. *Timescales of magmatic processes*. (A. Dosseto, S. P. Turner, J. A. Van Orman, eds.), p. 160-180, Chichester, West Sussex, UK; Hoboken, NJ: Wiley-Blackwell, Wiley.
- Dye S.T. 2012. Geoneutrinos and the radioactive power of the Earth. *Reviews of Geophysics*, 50(3): RG3007.
- Falkowski P., Scholes R.J., Boyle E., Canadell J., Canfield D., Elser J., Gruber N., Hibbard K., Höglberg P., Linder S., Mackenzie F.T., Moore B., Pedersen T., Rosenthal Y., Seitzinger S., Smetacek V., Steffen W. 2000. The global carbon cycle: a test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 290(5490): 291-296.
- Faure F., Bouhifd M.A., Boyet M., Manthilake G., Clesi V., Devidal J.-L. 2020. Uranium and thorium partitioning in the bulk silicate Earth and the oxygen content of Earth's core. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 275: 83-98.
- Friedlingstein P., O'Sullivan M., Jones M.W., Andrew R.M., Gregor L., Hauck J., Le Quéré C., Luijkx I.T., Olsen A., Peters G.P., Peters W., Pongratz J., Schwingshackl C., Sitch S., Canadell, J.G., Ciais P., Jackson R.B., Alin S.R., Alkama R., Arneeth A., Arora V.K., Bates N.R., Becker M., Bellouin N., Bittig H.C., Bopp L., Chevallier F., Chini L.P., Cronin M., Evans W., Falk S., Feely R.A., Gasser T., Gehlen M., Gkritzalis T., Gloege L., Grassi G., Gruber N., Gürses Ö., Harris I., Hefner M., Houghton R.A., Hurtt G.C., Iida Y., Ilyina T., Jain A.K., Jersild A., Kadono K., Kato E., Kennedy D., Klein Goldewijk K., Knauer J., Korsbakken, J.I., Landschützer P., Lefèvre N., Lindsay K., Liu J., Liu Z., Marland G., Mayot N., McGrath M.J., Metzl N., Monacchi N.M., Munro D.R., Nakaoka S.-I., Niwa Y., O'Brien K., Ono T., Palmer P.I., Pan N., Pierrot D., Pocock K., Poulter B., Resplandy L., Robertson E., Rödenbeck C., Rodriguez C., Rosan T.M., Schwinger J., Séférian R., Shutler J.D., Skjelvan I., Steinhoff T., Sun Q., Sutton A.J., Sweeney C., Takao S., Tanhua T., Tans P.P., Tian X., Tian H., Tilbrook B., Tsujino H., Tubiello F., van der Werf G.R., Walker A.P., Wanninkhof R., Whitehead C., Willstrand Wranne A., Wright R., Yuan W., Yue C., Yue X., Zaehle S., Zeng, J., Zheng B. 2022. Global Carbon Budget 2022. *Earth System Science Data*, 14(11): 4811-4900.
- Gauthier-Lafaye F., Weber F. 2003. Natural nuclear fission reactors: time constraints for occurrence, and their relation to uranium and manganese deposits and to the evolution of the atmosphere. *Precambrian Research*, 120(1-2): 81-100.
- Gautron L., Greaux S., Andraut D., Bolfan-Casanova N., Guignot N., Bouhifd M.A. 2006. Uranium in the Earth's lower mantle. *Geophysical Research Letters*, 33(23): 2006GL027508.
- Gréaux S., Gautron L., Andraut D., Bolfan-Casanova N., Guignot N., Bouhifd M.A. 2009. Experimental high pressure and high temperature study of the incorporation of uranium in Al-rich CaSiO<sub>3</sub> perovskite. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 174(1-4): 254-263.
- Gubbins D., Masters T. G., Jacobs J. A. 1979. Thermal evolution of the Earth's core. *Geophysical Journal International*, 59(1): 57-99.
- Gutjahr M., Ridgwell A., Sexton P.F., Anagnostou E., Pearson P.N., Pälke H., Norris R.D., Thomas E., Foster G.L. 2017. Very large release of mostly volcanic carbon during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature*, 548(7669): 573-577.
- Hazen R. M., Ewing R. C., Sverjensky D. A. 2009. Evolution of uranium and thorium minerals. *American Mineralogist*, 94(10): 1293-1311.
- Herndon J. M. 1993. Feasibility of a Nuclear Fission Reactor at the Center of the Earth as the Energy Source for the Geomagnetic Field. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, 45(5): 423-437.
- Herndon J., Edgerley D. 2005. Background for Terrestrial Antineutrino Investigations: Radionuclide Distribution, Georeactor Fission Events, and Boundary Conditions on Fission Power Production. *arXiv: High Energy Physics – Phenomenology*, 1-14.
- Hirose K., Sinmyo R., Hernlund J. 2017. Perovskite in Earth's deep interior. *Science*, 358(6364): 734-738.
- Hunter S.J., Goldobin D.S., Haywood A.M., Ridgwell A., Rees J.G. 2013. Sensitivity of the global submarine hydrate inventory to scenarios of future climate change. *Earth and Planetary Science Letters*, 367: 105-115.
- Kender S., Bogus K., Pedersen G.K., Dybkjær K., Mather T.A., Mariani E., Ridgwell A., Riding J.B., Wagner T., Hesselbo S.P., Leng, M.J. 2021. Paleocene/Eocene carbon feedbacks triggered by volcanic activity. *Nature Communications*, 12(1): 5186.
- Kennett J.P., Stott L.D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 353(6341): 225-229.

- Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G., Distanov V.E., Gladkov I.N. 2016. Geodynamic regimes of thermochemical mantle plumes. *Geology and Geophysics*, 57(6): 1092-1105 (in Russian). [Кирдяшкин А.А., Кирдяшкин А.Г., Дистанов В.Э., Гладков И.Н. 2016. Геодинамические режимы мантийных термохимических плюмов // Геология и геофизика. Т. 57. № 6. С. 1092-1105.] DOI: 10.15372/GiG20160602
- Konishchev V. N. 2011. Permafrost response to climate warming. *Earth's Cryosphere*, 4: 15-18 (in Russian). [Конищев В.Н. 2011. Реакция вечной мерзлоты на потепление климата // Криосфера Земли. № 4. С. 15-18.]
- Kuroda P.K. 1956. On the Nuclear Physical Stability of the Uranium Minerals. *The Journal of Chemical Physics*, 25(4): 781-782.
- Lambert I.B., Heier K.S. 1968. Estimates of the crustal abundances of thorium, uranium and potassium. *Chemical Geology*, 3(4): 233-238.
- Lear C.H., Elderfield H., Wilson P.A. 2000. Cenozoic deep-sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in benthic foraminiferal calcite. *Science*, 287(5451): 269-272.
- Liebske C., Schmickler B., Terasaki H., Poe B.T., Suzuki A., Funakoshi K., Ando R., Rubie D.C. 2005. Viscosity of peridotite liquid up to 13 GPa: Implications for magma ocean viscosities [rapid communication]. *Earth and Planetary Science Letters*, 240: 589-604.
- Ludhova L., Bellini G., Benziger J., Bick D., Bonfini G., Bravo D., Caccianiga B., Calaprice F., Caminata A., Cavalcante P., Chavarria A., Chepurinov A., D'Angelo D., Davini S., Derbin A., Empl A., Etenko A., Fomenko K., Franco D., Fiorentini G., Galbiati C., Gazzana S., Ghiano C., Giammarchi M., Göger-Neff M., Goretti A., Hagner C., Hungerford E., Ianni A., Ianni A., Kobychov V., Korablev D., Korga G., Kryn D., Laubenstein M., Lehnert B., Lewke T., Litvinovich E., Lombardi F., Lombardi P., Lukyanchenko G., Machulin I., Manecki S., Maneschg W., Mantovani F., Marcocci S., Meindl Q., Meroni E., Meyer M., Miramonti L., Misiasek M., Mosteiro P., Muratova V., Oberauer L., Obolensky M., Ortica F., Otis K., Pallavicini M., Papp L., Perasso L., Pocar A., Ranucci G., Razeto A., Re A., Ricci B., Romani A., Rossi N., Saldanha R., Salvo C., Schönert S., Simgen H., Skorokhvatov M., Smirnov O., Sotnikov A., Sukhotin S., Suvorov Y., Tartaglia R., Testera G., Vignaud D., Vogelaar R.B., Von Feilitzsch F., Wang H., Winter J., Wojcik M., Wright A., Wurm M., Zaimidoroga O., Zavatarelli S., Zuber K., Zuzel G. 2015. Geo-neutrinos and Borexino. *Phys. Part. Nuclei*, 46(2): 174-181.
- McDonough W. F., Sun S. 1995. The composition of the Earth. *Chemical Geology*, 120: 223-253.
- Meijer de R. J., Anisichkin V. F., van Westrenen W. 2013. Forming the Moon from terrestrial silicate-rich material. *Chemical Geology*, 345: 40-49.
- Meijer de R. J., van Westrenen W. 2008. The feasibility and implications of nuclear georeactors in Earth's core-mantle boundary region. *South African Journal of Science*, 104: 111-118.
- Milankovitch M. 1941. Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Academy. 371 Section of Mathematical and Natural Sciences*. Vol. 33. Belgrade.
- Milkov A.V. 2004. Global estimates of hydrate-bound gas in marine sediments: how much is really out there? *Earth-Science Reviews*, 66(3-4): 183-197.
- Mitrofanov V.V., Anisichkin V.F., Voronin D.V., Zhilin A.A., Fedorov A.V., Kryukov B.P., Turkin A.I. 1999. On the possibility of explosive nuclear energy release in the bowels of planets. In: *Proceedings of the International Conference "V Zababakhin Scientific Readings."* Snezhinsk: RFNC-VNIITF Publishing House, 67-76 (in Russian). [Митрофанов В.В., Анисичкин В.Ф., Воронин Д.В., Жилин А.А., Федоров А.В., Крюков Б.П., Туркин А.И. 1999. О возможности взрывного ядерного энерговыделения в недрах планет // Труды Международной конференции V Забабахинские научные чтения. Снежинск: Издательство РФЯЦ-ВНИИТФ. С. 67-76.]
- Myhre G., Shindell D., Bréon F.-M., Collins W., Fuglestad J., Huang J., Koch D., Lamarque J.-F., Lee D., Mendoza B., Nakajima T., Robock A., Stephens G., Takemura T., Zhang H. 2013. Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In: *Climate Change 2013 – The Physical Science Basis: Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, p. 659-740, Cambridge: Cambridge University Press.
- Naudet R. 1991. *Oklo: des réacteurs nucléaires fossiles*. Paris: Collection du Commissariat à l'Énergie Atomique, 695 p.
- Perry S.N., Pigott J. S., Panero W. R. 2017. Ab initio calculations of uranium and thorium storage in CaSiO<sub>3</sub>-perovskite in the Earth's lower mantle. *American Mineralogist*, 102: 321-326.
- Petrov Y.V. 1977. The Oklo natural nuclear reactor. *Soviet Physics Uspekhi*, 20(11): 937.
- Piñero E., Marquardt M., Hensen C., Haackel M., Wallmann K. 2013. Estimation of the global inventory of methane hydrates in marine sediments using transfer functions. *Biogeosciences*, 10(2): 959-975.
- Ravnik M., Jeraj R. 2005. Criticality analyses of regions containing uranium in the earth history. *Kerntechnik*, 70(3): 146-152.
- Reeburgh W.S. 2007. Oceanic Methane Biogeochemistry. *Chem. Rev.*, 107(2): 486-513.
- Rubie D. C., Jacobson S. A. 2016. Mechanisms and Geochemical Models of Core Formation. *Deep Earth: Physics and Chemistry of the Lower Mantle and Core*. (Terasaki H., Fischer R.A. eds.), p. 181-190, American Geophysical Union.
- Rubie D.C., Jacobson S.A., Morbidelli A., O'Brien D.P., Young E.D., de Vries J., Nimmo F., Palme H., Frost D.J. 2015. Accretion and differentiation of the terrestrial planets with implications for the compositions of early-formed Solar System bodies and accretion of water. *Icarus*, 248: 89-108.
- Ruppel C. D., Kessler J. D. 2017. The interaction of climate change and methane hydrates. *Reviews of Geophysics*, 55(1): 126-168.
- Rusov V.D., Pavlovich V.N., Vaschenko V.N., Tarasov V.A., Zelentsova T.N., Bolshakov V.N., Litvinov D.A., Kosenko S.I., Byegunova O.A. 2007. Geoantineutrino spectrum and slow nuclear burning on the boundary of the liquid and solid phases of the Earth's core. *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 112: B09203.
- Shpolyanskaya N.A., Osadchaya G.G., Malkova G.V. 2002. Modern climate change and permafrost reaction (on the example of Western Siberia and the European North of Russia). *Geographical Environment and Living Systems*, 1: 6-30 (in Russian). [Шполянская Н.А., Осадчая Г.Г., Малкова Г.В. 2002. Современное изменение климата и реакция криолитозоны (на примере Западной Сибири и Европейского Севера России) // Географическая среда и живые системы. № 1. С. 6-30.] DOI: 10.18384/2712-7621-2022-1-6-30

- Tolstikhin I.N., Kramers J.D., Hofmann A.W. 2006. A chemical Earth model with whole mantle convection: The importance of a core–mantle boundary layer (D'') and its early formation. *Chemical Geology*, 226(3–4): 79–99.
- Tonks W.B., Melosh H.J. Magma ocean formation due to giant impacts // *Journal of Geophysical Research*. 1993. V. 98. P. 5319–5333.
- Wallmann K., Pinero E., Burwicz E., Haeckel M., Hensen C., Dale A., Ruepke L. 2012. The Global Inventory of Methane Hydrate in Marine Sediments: A Theoretical Approach. *Energies*, 5(7): 2449–2498.
- Walter M.J., Nakamura E., Trønnes R.G., Frost D.J. 2004. Experimental constraints on crystallization differentiation in a deep magma ocean. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 68: 4267–4284.
- Wasson J.T., Kallemeyn G.W. 1988. Compositions of Chondrites. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A*, 325: 535–544.
- Wood B.J., Walter M.J., Wade J. 2006. Accretion of the Earth and segregation of its core. *Nature*, 441(7095): 825–833.
- Yoshino T., Walter M.J., Katsura T. 2003. Core formation in planetesimals triggered by permeable flow. *Nature*, 422(6928): 154–157.

Поступила в редакцию: 15.10.2025  
 Переработанный вариант: 07.11.2025  
 Принято в печать: 16.11.2025  
 Опубликовано: 18.11.2025<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup> Несмотря на то, что статья была подана в раздел «Дискуссии» (для которого рецензирование по умолчанию не предполагается), автор просил редакцию обеспечить ее рецензирование. В связи с этим данная статья проходила рецензирование в обычном порядке и после переработки была рекомендована к печати независимыми рецензентами. – Примечание редактора.

## RESULTS OF THE FIFTH INTERNATIONAL CONFERENCE "PEATLANDS OF SIBERIA: FUNCTIONING, RESOURCES, RESTORATION" IN 2025

*Kharanzhevskaya Yu.A.*

*Сибирский НИИ сельского хозяйства и торфа – филиал СФНЦА РАН, Томск*

kharan@yandex.ru

**Citation:** Kharanzhevskaya Yu.A. Results of the Fifth International Conference "Peatlands of Siberia: Functioning, Resources, Restoration" in 2025. 2025. *Environmental Dynamics and Global Climate Change*, 16(3): 134-139.

**DOI:** 10.18822/edgcc695954

### АННОТАЦИЯ

В статье представлена информация об итогах проведения Пятой международной научной конференции «Торфяные болота Сибири: функционирование, ресурсы, восстановление» в 2025 году в г. Томске, которая была организована Сибирским НИИ сельского хозяйства и торфа-филиалом СФНЦА РАН и Институтом мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. В мероприятии приняли участие около 70 человек из 12 регионов России, представители ведущих научных центров, заповедников, а также бизнеса и региональной администрации, а также большая делегация ученых из Малайзии. За время проведения конференции было заслушано более 50 устных докладов в 4 научных секциях, также 2 доклада было представлено в стендовой секции. Конференция стала площадкой для обмена передовыми исследованиями в области биогеохимии болот, экологического мониторинга, дистанционного зондирования и восстановления болотных экосистем.

**Ключевые слова:** торфяные болота, функционирование, ресурсы, восстановление, научная конференция, итоги, международное сотрудничество.

### ABSTRACT

This paper presents information on the results of the Fifth International Conference "Peatlands of Siberia: Functioning, Resources, and Restoration" held in 2025 in Tomsk. It was organized by the Siberian Research Institute of Agriculture and Peat (branch of the Siberian Federal Scientific Center of the Russian Academy of Sciences) and the Institute for Monitoring of Climate and Ecological Systems (SB RAS). The event was attended by approximately 70 participants from 12 Russian regions, including representatives of leading research centers, nature reserves, businesses, and regional administrations, as well as a large delegation of scientists from Malaysia. Over 50 oral presentations were presented in four scientific sections, and two papers were presented in the poster section. The conference provided a platform for the exchange of cutting-edge research in the fields of peatland biogeochemistry, environmental monitoring, remote sensing, and restoration of peatlands.

**Keywords:** peatlands, functioning, resources, restoration, scientific conference, results, international cooperation.

В период с 8 по 14 сентября 2025 года в городе Томске прошла Пятая международная научная конференция «Торфяные болота Сибири: функционирование, ресурсы, восстановление», которая была организована Сибирским НИИ сельского хозяйства и торфа – филиалом СФНЦА РАН и Институтом мониторинга климатических и экологических систем СО РАН. В мероприятии приняли участие около 70 человек из 12 регионов России (Московская область, Ленинградская область, Свердловская область, Ханты-Мансийский автономный округ, Республика Коми, Тверская область, Томская область, Новосибирская область, Красноярский край, Иркутская область, Псковская область, Архангельская область), представители ведущих научных центров, заповедников, а также бизнеса и региональной администрации (рисунок 1). В конференции также приняла участие большая делегация ученых из двух регионов Малайзии (Селангор, Саравак) (рисунок 2). Во время проведения конференции было заслушано более 50 устных докладов в 4 научных секциях, также 2 доклада было представлено в стендовой секции.



**Рис. 1.** Участники международной научной конференции «Торфяные болота Сибири: функционирование, ресурсы, восстановление» в г. Томске.

**Fig. 1.** Participants of the International Conference "Peatlands of Siberia: functioning, resources, restoration" in Tomsk.

С приветственным словом выступила директор Сибирского НИИ сельского хозяйства и торфа – филиала СФНЦА РАН Сайнакова Анна Борисовна. В продолжение вступительной части последовало сообщение Дерябиной Марины Юрьевны – начальника Департамента по научно-технологическому развитию и инновационной деятельности Томской области.

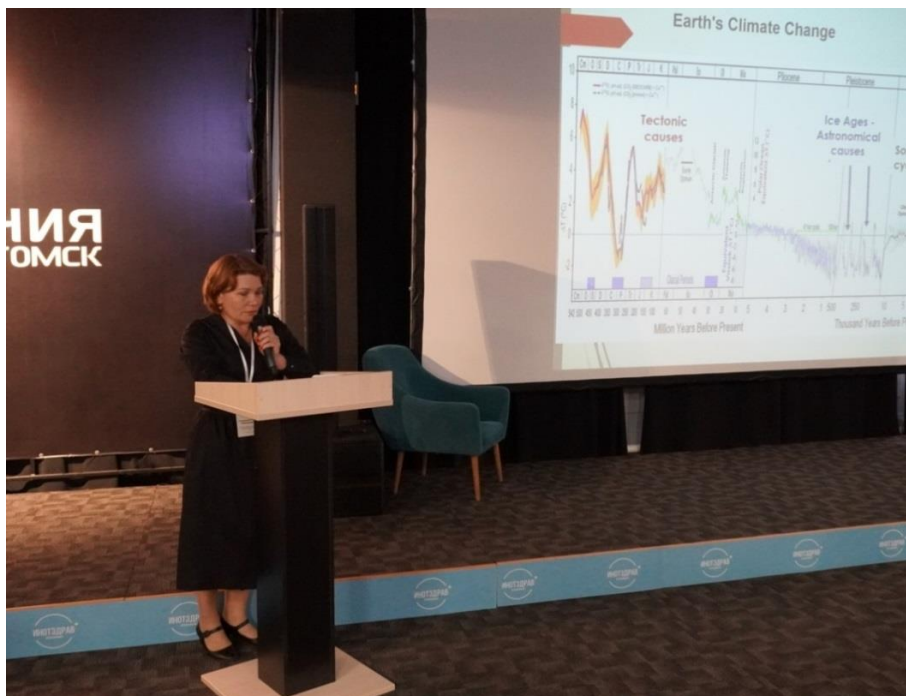


**Рис. 2.** Делегация ученых из Малайзии совместно с российскими участниками на международной научной конференции «Торфяные болота Сибири: функционирование, ресурсы, восстановление» в г. Томске.

**Fig. 2.** A delegation of scientists from Malaysia, together with Russian participants, participated in the International Conference "Peatlands of Siberia: Functioning, Resources, and Restoration" in Tomsk.

В своем сообщении Марина Юрьевна Дерябина отметила важность изучения болотных экосистем в регионе, особенно нарушенных болот, которые характеризуются высокой пожароопасностью, также ею были отмечены перспективы практического использования торфа в регионе для тепличного хозяйства, получения гуминовых удобрений, сорбентов и др.

В пленарной части конференции был заслушан доклад Головацкой Е.А. (ИМКЭС СО РАН), посвященный закономерностям изменения климата и развитию Российской системы климатического мониторинга (ВИП ГЗ), а также доклад Lulie Melling (Sunway University, Selangor, Malaysia) – члена International Peatland Society (IPS), представляющий опыт использования и охраны тропических болот (рисунки 3, 4). В своем докладе Головацкая Е.А. рассказала об основных результатах работы консорциума «Ритм углерода», основной целью которого являлось создание сети мониторинга пулов углерода и потоков парниковых газов в наземных экосистемах России на основе стандартизированной инфраструктуры мирового уровня.



**Рис. 3.** Выступление Головацкой Е.А. на пленарной сессии конференции.  
**Fig. 3.** Speech by Golovatskaya E.A. at the Plenary Session of the Conference.



**Рис. 4.** Выступление Lulie Melling на пленарной сессии конференции.  
**Fig. 4.** Lulie Melling's speech at the Conference Plenary Session.

Lulie Melling в своем докладе рассказала о том, что использование тропических торфяников для сельского хозяйства в промышленных масштабах, особенно выращивание масличной пальмы, принесло значительные социально-экономические выгоды сельскому населению в Малайзии. Выращивание пальм улучшило условия жизни населения, сократило бедность и способствовало национальному развитию. Однако это развитие также создало значительные экологические проблемы, включая выбросы парниковых газов, просадку почвы и опасность пожаров для пальмовых плантаций.

В рамках секции 1 «Экологический мониторинг болот» были рассмотрены вопросы реконструкции этапов развития болот и динамики пожаров, восстановления болот в результате техногенного засоления, представлены результаты оценок запасов углерода, величин экосистемного обмена и эмиссии парниковых газов с осушенных и естественных болот разных регионов России, рассмотрены закономерности изменения химического состава болотных вод и вариации его по глубине торфяной залежи, содержания липидов в болотных водах и торфах. В первой секции был также заслушан доклад Amsari bin Mahmud (Forestry Department of Peninsular Malaysia) об управлении торфяными болотами в Малайзии. В его докладе было сказано, что программа управления торфяными болотами в Малайзии устанавливает ряд направлений для достижения целей, которые включают восстановление и поддержание гидрологической функции, внедрение стратегий противопожарной защиты, продвижение практики устойчивого использования, сохранение биоразнообразия и экосистемных функций торфяников. Лойко С.В. (Томский государственный университет) представил весьма интересный доклад, посвященный особенностям заболачивания котловин дренированных озер в северной тайге Западной Сибири.

В секции 2 «Дистанционное зондирование и картографирование болот» были рассмотрены вопросы применения данных дистанционного зондирования и БПЛА для картографирования болотных экосистем, оценки изменчивости эмиссии CO<sub>2</sub>, были представлены результаты оценок пространственно-временной организации осушенных и постпирогенных болот. Орловым Т.В. (Институт геоэкологии им. Е.М. Сергеева РАН, Полистовский государственный заповедник) был сделан весьма интересный доклад про исследования грядово-мочажинных микроландшафтов в Полистовско-Ловатской системе, первые исследования которой начались еще около 100 лет назад в рамках болотных экспедиций под руководством Богдановской-Гиенэф И.Д. Основной целью его работы было сделать современные описания и обозначить подходы к поиску математических закономерностей структуры грядово-мочажинных микроландшафтов Полистовско-Ловатской системы на основании геоботанических описаний и детального картирования с использованием аэрофотосъемки с БПЛА. Садыковым Р.Т. был представлен доклад, посвященный дистанционному картографированию олиготрофных болот Западной Сибири с использованием БПЛА. Целью исследования являлось создание высокоточной типологической карты олиготрофного болота на основе данных БПЛА-съемки и оценка пространственно-временной изменчивости эмиссии CO<sub>2</sub> в зависимости от типа растительных сообществ в зоне охвата эколого-климатической станции в районе с. Зотино. Садыковым Р.Т. было отмечено, что традиционные методы наземного мониторинга не обеспечивают достаточной пространственной детализации, в то время как комбинация данных БПЛА и прямых измерений может позволить выявить связь между растительными синузиями и потоками CO<sub>2</sub>. Результаты подтверждают перспективность комплексного использования БПЛА-съемки и наземных измерений для мониторинга углеродного баланса болотных экосистем.

В секции 3 «Ресурсы болот, вопросы практического применения торфа в коммунальном и сельском хозяйстве» была заслушана серия докладов, посвященных применению гуминовых кислот торфа в аквакультуре и при выращивании сельскохозяйственных культур. Удинцев С.Н. (СибНИИСХиТ – филиал СФНЦА РАН) представил доклад, посвященный результатам разработки и применения кормовой добавки с гуминовыми кислотами торфа в выращивании осетровых в садках. Соколова И.В. (Томский государственный университет) рассказала о флуоресцентных свойствах гуминовых кислот торфа. В докладе Ясько С.В. (ООО «Азимут Исток») были представлены перспективы разработки торфяного месторождения Темное в границах лицензионного участка.

В рамках секции 4 «Охрана и восстановление болот» была заслушана серия докладов, посвященных вопросам восстановления болот. В докладах были рассмотрены закономерности пространственной дифференциации болот на участках фрезерной добычи торфа, представлены результаты оценки постпирогенной трансформации органического вещества торфа и

закономерности изменения элементного состава *Sphagnum fuscum* на выгоревших участках болот. Шахматов К. Л. (Тверской государственный технический университет) в своем докладе представил обзор проектов восстановления болот в России. В период 2011–2021 гг. в Российской Федерации был реализован единственный международный проект по восстановлению осушенных торфяных болот. В реализованных проектах Шахматовым К.Л. были выделены три основных подхода, использовавшихся в разных регионах РФ при восстановлении болот, – это промышленный (или индустриальный), экологический и комбинированный. По итогам анализа результатов работы в докладе был выдвинут ряд общих рекомендаций по разработке проектов восстановления торфяных болот, которые включают учет особенностей участка, базовые исследования, восстановление гидрологических условий, мониторинг, вовлечение населения и адаптивное управление. Кравец А.В. (СибНИИСХиТ – филиал СФНЦА РАН) описала последствия пирогенного фактора на морфометрические и физиологические показатели болотных кустарничков.

Программа конференции была дополнена двумя масштабными полевыми экскурсиями – на осушенное болото Темное и низинное Обское болото (рисунки 5, 6), а также посещением Сибирского ботанического сада и Музея-заповедника «Томская Писаница».



**Рис. 5.** Участники конференции на полевой экскурсии на болото Темное.

**Fig. 5.** Conference participants on a field trip to the Temnoe raised bog.



**Рис. 6.** Участники конференции на полевой экскурсии на болото Обское.  
**Fig. 6.** Conference participants on a field trip to the Obskoe fen.

В организации полевых экскурсий на болота Томской области принимал активное участие исполнительный директор ООО «Азимут Исток» Ясько Сергей Владимирович. Во время полевой экскурсии на болото Темное участники конференции посетили лицензионный участок ООО «Азимут Исток», где в ближайшее время планируется организация добычи торфа. Основным видом деятельности предприятия ООО «Азимут Исток» является добыча и агломерация торфа, предприятием ведется разработка программы поэтапной добычи торфа на лицензионном участке торфяного месторождения Темное. В настоящее время ООО «Азимут Исток» сотрудничает с ООО «Нефтеспас», которое специализируется на рекультивации нефтяных разливов и свалок бытовых отходов. В перспективе данными предприятиями планируется получение сорбентов из торфа месторождения Темное и его использование для рекультивационных работ.

Конференция стала площадкой для обмена передовыми исследованиями в области биогеохимии болот, экологического мониторинга, дистанционного зондирования и восстановления болотных экосистем. По итогам конференции был опубликован сборник конференции, а участники единодушно признали необходимость дальнейшего укрепления междисциплинарного сотрудничества и расширения международного партнерства для защиты и устойчивого управления болотными экосистемами Сибири. Сборник конференции доступен по ссылке на сайте Сибирского НИИ сельского хозяйства и торфа – филиала СФНЦА РАН (<https://sibniit.tomsknet.ru/>).

Поступила в редакцию: 23.09.2025  
 Переработанный вариант: 30.09.2025  
 Принято в печать: 30.09.2025  
 Опубликовано: 18.11.2025

*Научное издание*

# ENVIRONMENTAL DYNAMICS AND GLOBAL CLIMATE CHANGE

*Том 16, выпуск 3/2025*

*Цена свободная*

*16+*

*Журнал зарегистрирован в Федеральной службе по надзору в сфере связи,  
информационных технологий и массовых коммуникаций  
Свидетельство о регистрации ЭЛ № ФС 77-82594 от 18.01.2022 г.*

*Дата выхода в свет 18.11.2024*

*Адрес учредителей, редакции:  
ФГБОУ ВО «Югорский государственный университет».  
Адрес: 628012, Россия, Ханты-Мансийский автономный округ — Югра,  
г. Ханты-Мансийск ул. Чехова, 16.  
Тел./факс: +7(3467)37-70-00 (доб. 101); WEB: [www.ugrasu.ru](http://www.ugrasu.ru)*

*ФГАОУ ВО «Национальный исследовательский Томский государственный университет».  
Адрес: 634050, Россия, г. Томск, пр. Ленина, 36.  
Тел.: +7(3822)58-98-52, факс: +7(3822)52-95-85; WEB: [www.tsu.ru](http://www.tsu.ru)*

*ФГБУН "Институт водных и экологических проблем  
Сибирского отделения Российской Академии наук".  
Адрес: 656038, Россия, г. Барнаул, ул. Молодежная, 1.  
Тел.: +7(3852)66-64-60, факс: +7(3852)24-03-96; WEB: [www.iwep.ru](http://www.iwep.ru)*

*ГКУ Ямало-Ненецкого автономного округа «Научный центр изучения Арктики».  
Адрес: 629008, Россия, Ямало-Ненецкий автономный округ, г. Салехард, ул. Республики, 73.  
Тел./факс: +7(34922)441-32; WEB: [www.arctic.yanao.ru](http://www.arctic.yanao.ru)*

*Главный редактор:*

*Глаголев Михаил Владимирович  
тел. +7-495-939-48-46  
E-mail: [m\\_glagolev@mail.ru](mailto:m_glagolev@mail.ru)*

*Заместитель главного редактора:  
Лапишина Елена Дмитриевна тел.  
+7 (3467) 377-000 (доб. 313)  
E-mail: [e\\_lapshina@ugrasu.ru](mailto:e_lapshina@ugrasu.ru)*

